

TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Aralık 2007 Cilt 50 Sayı 3
December 2007 Volume 50 Number 3

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

CENGİZ İsmet	Başkan / <i>President</i>
YARARBAŞ Ecemiş Buket	İkinci Başkan / <i>Vice President</i>
ÇAĞLAN Dündar	Yazman / <i>Secretary</i>
KURTOĞLU Çetin	Sayman / <i>Treasurer</i>
ALAN Hüseyin	Mesleki Uygulamalar Üyesi / <i>Member of Professional Activities</i>
BAYRAK Ercan	Yayın Üyesi / <i>Member of Publication</i>
DURMAZ Serap	Sosyal İlişkiler Üyesi / <i>Member of Social Affairs</i>

TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ
Geological Bulletin of Turkey

Yayın Kurulu / Publication Board

Editörler / Editors

Cemal TUNOĞLU, Hacettepe Üniversitesi
tunay@hacettepe.edu.tr
Kadir DİRİK, Hacettepe Üniversitesi
kdirik@hacettepe.edu.tr

Yardımcı Editör / Assistant Editor

İbrahim Kadri ERTEKİN, Hacettepe Üniversitesi
iertekin@hacettepe.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)	TATAR Orhan (Sivas, Türkiye)
GÖKTEN Ergun (Ankara, Türkiye)	TEKİN U. Kağan (Ankara, Türkiye)
GÖNCÜOĞLU M. Cemal (Ankara, Türkiye)	TEMEL Abidin (Ankara, Türkiye)
GÜLEÇ Nilgün (Ankara, Türkiye)	TÜYSÜZ Okan (İstanbul, Türkiye)
HELVACI Cahit (İzmir, Türkiye)	ÜNLÜ Taner (Ankara, Türkiye)
KARAKAYA Muazzez Çelik (Konya, Türkiye)	ÜNLÜGENÇ Ulvi Can (Adana, Türkiye)
KARAYİĞİT Ali İhsan (Ankara, Türkiye)	USTAÖMER Timur (İstanbul, Türkiye)
KELLING Gilbert (Staffordshire, UK)	VASELLI Orlando (Florans, İtalya)
MAMEDOV Musa (Baku, Azerbaycan)	WALASZCZYK Ireneusz (Warszawa, Polonya)
NOKAMAN M. Eran (İzmir, Türkiye)	YALÇIN Hüseyin (Sivas, Türkiye)
NAZİK Atike (Adana, Türkiye)	YAVUZ Fuat (İstanbul, Türkiye)
ÖZER Sacit (İzmir, Türkiye)	YILMAZ İsmail Ömer (Ankara, Türkiye)
PIPIK Radovan Kyska (B. Bystrica, Slovakya)	YİĞİTBAŞ Erdinç (Çanakkale, Türkiye)
	YÜRÜR M. Tekin (Ankara, Türkiye)

Yazışma Adresi

TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası
PK. 464 Yenışehir, 06410 Ankara
Tel: (312) 434 36 01
Faks: (312) 434 23 88
E-posta: jmo@jmo.org.tr
URL: www.jmo.org.tr

Correspondence 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

Yayın Türü : Yerel Süreli Yayın
Baskı (Printed by) : Berkay Ofset Ali Suavi Sokak No: 1/27 Maltepe-ANKARA Tel: 0.312 231 28 42
Baskı Tarihi : 12 / 12 / 2007
Baskı Adedi : 3000

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Aralık 2007 Cilt 50 Sayı 3
December 2007 Volume 50 Number 3

ISSN 1016-9164

İÇİNDEKİLER CONTENTS

DIRİK K.

Neotectonic Characteristics and Seismicity of the Reşadiye Peninsula and Surrounding Area, Southwest Anatolia

Reşadiye Yarımadası ile Çevresinin Neotektonik Özellikleri ve Depremselliği, Güneybatı Anadolu..... 130

ÖZCAN F. - KARADENİZLİ L. - ŞEN Ş. - SARAÇ G. - SEYİTOĞLU G.

Lithostatigraphy and Mammalian Fossil Content of Lower Miocene Deposits in the Western Part of the Çankırı Basin: A Test for Post - Collisional Tectonic Models of NW Central Anatolia

Çankırı Havzası'nın Batı Kenarındaki Alt Miyosen Çökellerinin Memeli Fosil İçeriği ve Litostratigrafisi: KB İç Anadolu'nun Çarpışma Sonrası Tektonik Modelleri İçin Bir Test..... 150

GÖKCE A. - ÜNAL E.

Akgüney (Kabadüz-Ordu) Bakır-Kurşun-Çinko Yatağının Jeolojisi ve Sıvı Kapanım Özellikleri

Geology and Fluid Inclusion Characteristics of the Akgüney (Kabadüz-Ordu) Copper-Lead-Zinc Deposits..... 158

ERYILMAZ F. Y. - ERYILMAZ M. - MERİÇ E. - AVŞAR N.

Saros Körfezi Kuzeyi Harmantaşı Mevkii Denizaltı Yükseltisi, Yeraltı Su Kaynağı ve Çökellerinin Özellikleri

Submarine Hill, Underwater Spring and Sediment Characteristics of the Harmantaşı Locality, Northern Saros Gulf..... 176

Türkiye Jeoloji Bülteni makale dizin ve özleri:

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

Geological Bulletin of Turkey is indexed and abstracted in:

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

TÜRKİYE JEOLojİ MÜHENDİSLERİ ODASI

Chamber of Geological Engineers of Turkey

Türkiye Jeoloji Bülteni'ne 2006 Yılında sunularak sonuçlandırılan makalelerin değerlendirilmesine Yazı İnceleme Kurulu dışında katkıda bulunanlar.

Followings are the names of the contributors in addition to the Editorial Board for reviewing of the papers submitted to the Geological Bulletin of Turkey and evaluated in 2006

CANDAN Osman (İzmir, Türkiye)
ERGİN Mustafa (Ankara, Türkiye)
KEREY Erdal (İstanbul, Türkiye)
KUŞÇU Gonca (Muğla, Türkiye)
KÜRKÇÜOĞLU Biltan (Ankara, Türkiye)
OCAKOĞLU Faruk (Eskişehir, Türkiye)
ÖZER Sacit (İzmir, Türkiye)
TÜRKMENOĞLU Asuman (Ankara, Türkiye)
YAVUZ Erkan (Ankara, Türkiye)



Neotectonic Characteristics and Seismicity of the Reşadiye Peninsula and Surrounding Area, Southwest Anatolia

Reşadiye Yarımadası ile Çevresinin Neotektonik Özellikleri ve Depremselliği, Güneybatı Anadolu

Kadir DİRİK Hacettepe University, Department of Geological Engineering,
Tectonic Research Laboratory. TR-06800 Ankara, Turkey
(kdirik@hacettepe.edu.tr)

ABSTRACT

The NW-trending Datça Graben, E-W trending Reşadiye Horst, Gökova and Hisarönü Grabens are the most important morphologic and structural units of the Southwest Anatolia on which, tectonic evolution was controlled by NW-SE, NE-SW and E-W trending faults. The Datça Graben has been started to develop as a half graben on the Lycean Nappes of the central part of the Reşadiye Peninsula under the control of NW-trending southern marginal fault during early Pliocene. Lagoonal-fluvial environment connected with shallow marine has evolved its evolution as a graben till late Pliocene (late Piacenzian). E-W trending Gökova Graben and Hisarönü Graben, started to develop under the effect of N-S directed extension, ends the development of the Datça Graben. The Gökova Graben is about 140 km long and enlarges from about 5 km to 30 km westward, and active Yali and Nisyros volcanic centers are located at the western tip of the peninsula. E-W trending southern marginal faults of this graben and northern marginal faults of the Hisarönü Graben cut the late Pliocene deposits of Datça Graben, forming Reşadiye Horst between these two grabens. This is an important evidence for the development of Gökova and Hisarönü Grabens starting from early Quaternary.

This region is one of the seismically active regions of the southeast Aegean Sea. The records of historic and instrumental period shows the presence of the strong earthquakes with magnitudes of 7.7 (Ms) and intensity of X, and the effect of important tsunamies in the region. Based on the focal depth and fault plane solutions of the earthquakes (Ms≥4) occurred in the region between 2000-2006, it is observed that shallow earthquakes associate with E-W trending normal fault planes, where as the deep earthquakes associate with oblique to strike-slip fault planes. The concentration of earthquake epicenters in the central and northern part of Gulf of Gökova is an important evidence for the seismic activity of the central part and northern margin of the Gökova Graben. However, the increase in the density of deep focused earthquakes at the south and SW of Reşadiye Peninsula must be related with northward subduction along the Aegean trench. Based on the earthquakes of the historic period and seismic activity of the region, we can conclude that the seismic risk and tsunami probability of the region is still very high.

Key Words: Datça, Gulf of Gökova, neotectonic, Reşadiye Peninsula, seismicity, southeast Aegean Sea, southwest Anatolia

ÖZET

Tektonik gelişimi KB-GD, KD-GB ve D-B doğrultulu faylar tarafından kontrol edilen güneybatı Anadolu'daki en önemli morfolojik ve yapısal unsurlar; KB-gidişli Datça Grabeni, D-B doğrultulu Reşadiye Yükselimi, Gökova Grabeni ve Hisarönü Grabeni'dir. Temelini Likya Napları'nın oluşturduğu Reşadiye Yarımadası'nın orta kesiminde yer alan Datça Grabeni, Erken Pliyosende KB-gidişli güney kenar fayı kontrolünde yarı-graben olarak gelişmeye başlamıştır. Graben, geç Pliyosen'e (geç Piyasensiyen) kadar sığ denizle bağlantılı lagün-akarsu ortamında gelişimini sürdürmüştür. Erken Kuvaternerde K-G doğrultulu genişlemeye bağlı olarak gelişmeye başlayan Gökova Grabeni ve Hisarönü Grabeni, Datça Grabeni'nin gelişimini sonlandırmıştır. Yaklaşık 120 km uzunluğunda olan Gökova Grabeni batıya doğru 5 km genişlikten yaklaşık 30 km genişliğe ulaşır ve en batı ucunda aktif Yalı ve Nisyros volkanik merkezleri yer alır. Grabenin güney kenarını sınırlayan yaklaşık D-B gidişli kenar fayları ve Hisarönü Grabeni'nin kuzey kenar fayları Datça Grabeni'nin geç Pliyosen yaşlı çökellerini keser ve Reşadiye Yükselimi bu iki graben arasında yükselir. Bu durum Gökova ve Hisarönü Grabenlerinin erken Kuvaternerde gelişmeye başladığının önemli bir kanıtıdır.

Bölge, güneydoğu Ege Denizi'nin sismik aktivitesi en yüksek olan yerlerinden biridir. Tarihsel ve aletsel dönemlerdeki kayıtlar, bölgede şiddeti X, büyüklüğü (Ms) 7,7'ye ulaşan depremlerin ve tsunamilerin varlığını göstermektedir. Bölgede 2000–2006 yılları arasında meydana gelen depremlerin (Ms≥4) odak derinlikleri ve fay düzlemi çözümleri incelendiğinde sığ depremlerin D-B doğrultulu normal fay, derin odaklı depremlerin ise oblik karakterli fay düzlemleriyle ilişkili olduğu görülmektedir. D-B doğrultulu normal faylarla ilişkili sığ depremlerin Gökova Körfezi ortalarında ve kuzeyinde yoğunlaşması Gökova Grabeni'nin orta kesimlerinin ve kuzey kenarının da halen aktif olduğunun önemli bir kanıtıdır. Reşadiye Yarımadası'nın güneyinde ve GB'sında yoğunlaşan derin odaklı depremler ise kuzeye dalan Ege yitim zonundaki hareketlerden kaynaklanmalıdır. Tarihsel dönemdeki depremler ve bölgedeki sismik aktiviteler göz önüne alındığında bölgede tsunami üretecek büyüklükteki depremlerin olma olasılığının oldukça yüksek olduğu görülmektedir.

Anahtar Kelimeler: Datça, Gökova Körfezi, güncel tektonik, Reşadiye Yarımadası, deprensellik, güneydoğu Ege Denizi, güneybatı Anadolu

INTRODUCTION

The geology and geomorphology of the Reşadiye Peninsula and surrounding region, located at Southwest Anatolia, to the Northeast of the Aegean Arc (Figure 1) have attracted the earth scientists, starting from the beginning of 20th century (Philippon, 1915; Chaput 1947, 1955; Tintant 1954; Rossi 1966; Orombelli et al. 1967; Becker-Platen 1970; Erol 1968, 1976, 1983).

The studies are mostly concentrated on the volcanism, geomorphology and tectonics of the peninsula and surrounding areas. The Pliocene-Quaternary volcanism of the region has been studied by Ercan (1980), Ercan et al. (1984). Based on the age obtained by Ar/Ar dating, Smith et al. (1996) suggest that the age the volcanic activity affecting Kos Island and surrounding region is 161 ka. Allen and Cas (2002) examined the pyroclastics exposing around the Kos island, Bodrum and west of Reşadiye Peninsula. They

put forward the idea that the origin of these pyroclastics is the same with the pyroclastics formed 161 ka ago. According to these authors, these pyroclastic flows have reached to the neighboring islands, Bodrum and Reşadiye Peninsula after this volcanic activity. Kayan and Tuna (1985) studied the geomorphology of the Reşadiye Peninsula and discussed the natural environmental characteristics affecting the old Knidos settlement. Kayan (1988) studied the sea level changes of late Holocene at west Anatolia and mentioned importance of these changes. Ersoy (1990, 1991) investigated the stratigraphy and tectonics of the Reşadiye Peninsula. Based on their detailed studies, Görür et al. (1995) discussed the origin of rifts around Gökova region. Kurt et al. (1999) pointed out the presence of submarine active tectonism in the Gulf of Gökova by using multi-channel seismic reflection data. They also pay attention to the role of southern marginal faults of Gökova Graben during the formation of the graben.

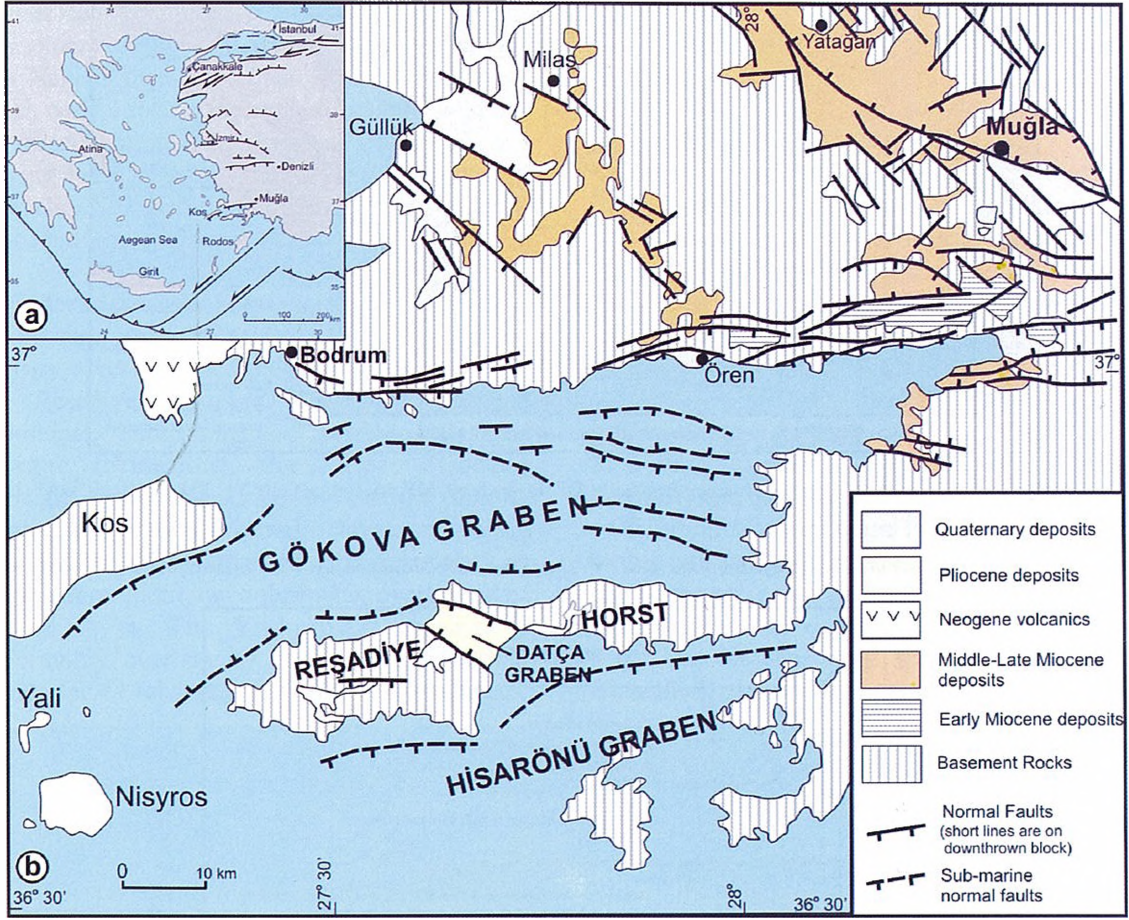


Figure 1. (a) Simplified tectonic map of the Aegean region, (b) General tectonic map of the Reşadiye Peninsula and surrounding regions (modified from Görür et al. 1995 and Kurt et al. 1999).

Şekil 1. (a) Ege'nin basitleştirilmiş tektonik haritası, (b) Reşadiye yarımadası ve civarının genel tektonik haritası (Görür vd. 1995 ve Kurt vd. 1999'dan değiştirilerek alınmıştır).

Based on their studies around Ören (Muğla) and surrounding regions, Gürer and Yılmaz (2002) try to explain the origin of Ören and Gökova Grabens. Kapan Yeşilyurt and Taner (2002), examined the stratigraphy and gastropoda-pelecypoda fauna of Datça and surrounding regions, and they indicate that this fauna characterize the late Piacenzian. Altunel et al. (2003) suggest the presence of two seismic activities in ancient Knidos. Dirik et al. (2003) examined the relationship between the geomorphology-neotectonics and settlement-development of old civilizations in the central part of Reşadiye Peninsula.

The earthquakes of 3-4 August 2004 and 10-11 January 2005 with magnitudes of 5.2, 5.1 and 5.0, 5.1 and hundreds of aftershocks hit the Gökova bay and caused to increasing the interest of the scientists over the region. The main objective of this paper is to discuss the active tectonics and seismicity of the region, based on the recent studies of the author and the latest earthquakes occurred in the region.

STRATIGRAPHIC OUTLINE OF THE REGION

The rock units exposing in the Reşadiye Peninsula are divided into basement rocks and a cover sequence. The rock units older than Pliocene are considered to be basement rocks and their Plio-Quaternary cover is considered to be cover sequence (Figures 2 and 3).

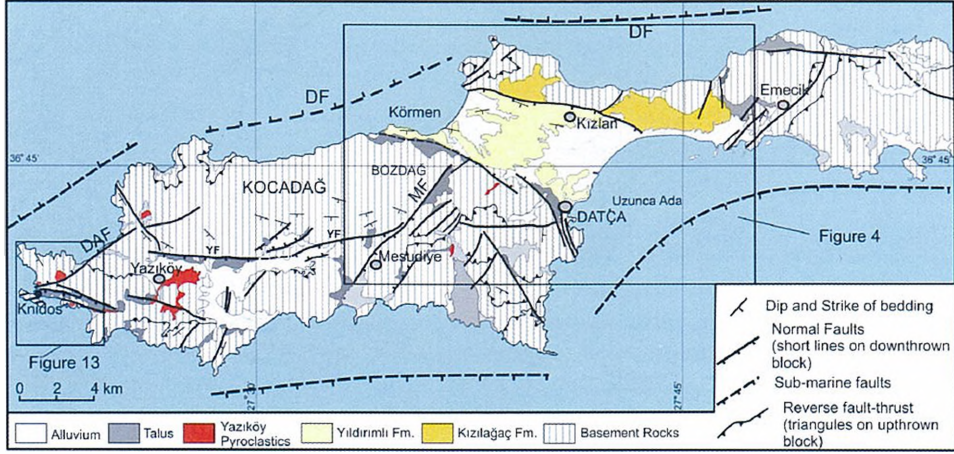


Figure 2. Geologic map of the western part of Reşadiye Peninsula. DF: Datça fault, MF: Mesudiye fault, YF: Yakaköy fault, DAF: Damlaca fault.

Şekil 2. Reşadiye Yarımadası batı kesiminin jeolojik haritası. DF: Datça fayı, MF: Mesudiye fayı, YF: Yakaköyfayı, DAF: Damlaca fayı.

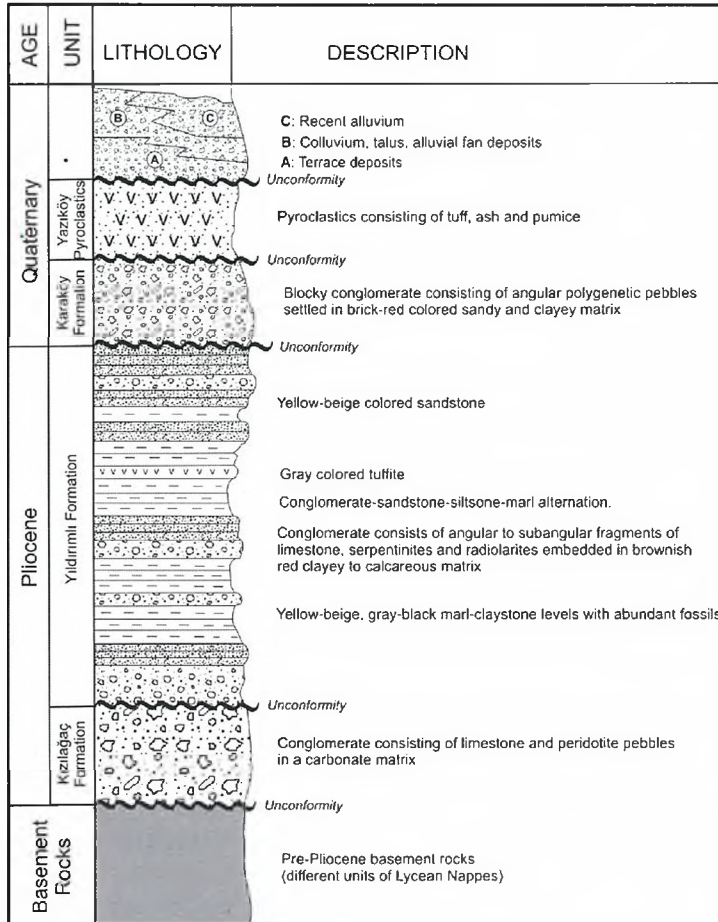


Figure 3. Generalized stratigraphic columnar section of the study area.

Şekil 3. Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti.

Basement Rocks

The basement rocks consist of different units of Lycean Nappes including: ophiolites and ophiolitic mélange, early Jurassic massive carbonates, middle-late Jurassic radiolarite, cherty limestone and overlying early Maestrichtian clayey biomicrite and marl levels and blocky flysch of Late Cretaceous-early Eocene (Ersoy 1990, 1991).

Plio-Quaternary Cover Sequence

There is very important time gap between Plio-Quaternary cover sequence and pre-Eocene rock units in the Reşadiye Peninsula. The early Pliocene conglomerate, sandstone and pebbly limestone (Kızılağaç formation); the Latest Pliocene (Piacenzian) fluvial-lacustrine to shallow marine sandstone, conglomerate, marl, claystone, oolitic limestone alternation with thin tuff intercalations (Yıldırımli formation), unconformably overlies all of the older rocks. The Yıldırımli formation is unconformably overlain by Karaköy formation in marginal facies character. Yazıköy pyroclastics,

terrace deposits, colluviums, talus, alluvial fans, beach rock, beach sand and gravel, and alluvium constitute the younger cover units.

Kızılağaç Formation

This unit is observed at the north and northeast of Datça Graben (Figure 2) and first named in this study. The sequence starts with conglomerate consisting of limestone and peridotite pebbles in a carbonate matrix. Locally it consists of pebbly limestone. Based on its stratigraphic the early Pliocene age was attributed to this unit by Ersoy (1990).

Yıldırımli Formation

This unit, displaying great lithologic variations vertically and laterally, is first named by Rossi (1966) as Yıldırımli Formation and Pliocene age is attributed to this unit by this author. Later, Görür et al. (1995) named the same unit as Datça formation, but because of its priority, the Yıldırımli Formation term is used here. The unit has wide spread around Reşadiye, Hızırşah, Kızlan and Körmen vicinities (Figures 2, 4).

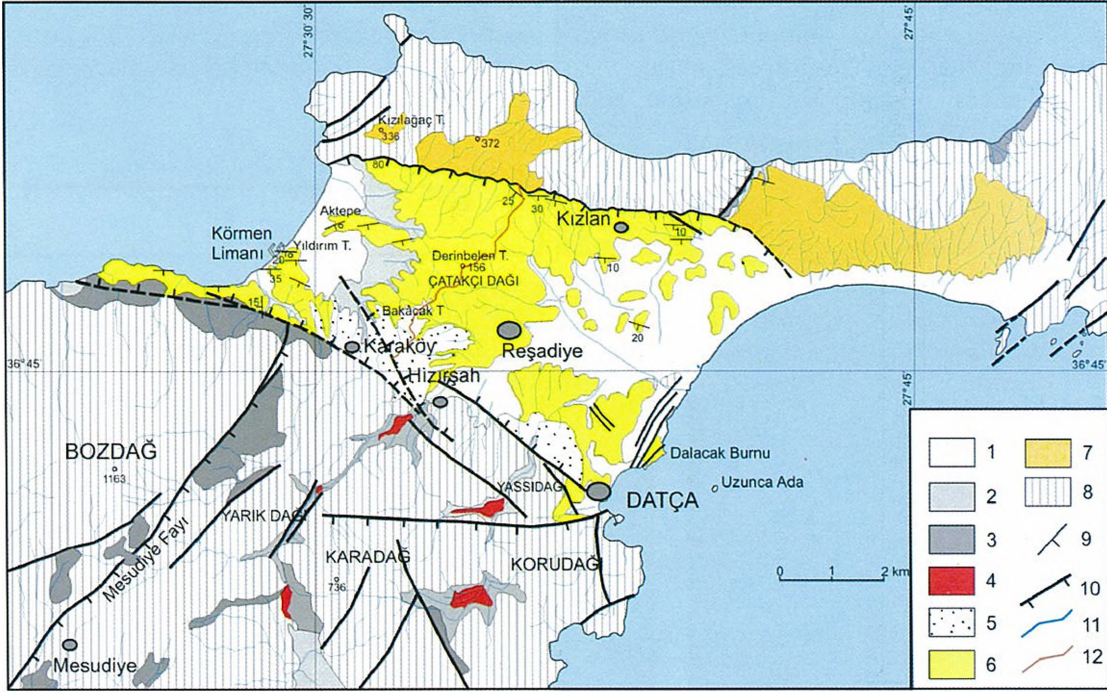


Figure 4. Neo-tectonic map of the Datça Graben and surrounding regions. 1. Alluvium, 2. Alluvial fan, 3. Talus, 4. Yazıköy pyroclastics, 5. Karaköy formation, 6. Yıldırımli formation, 7. Kızılağaç formation, 8. Basement rocks, 9. Dip and strike of bedding, 10. Faults, 11. Creeks, 12. Water-shed line.

Şekil 4. Datça Grabeni ve civarının güncel-tektonik haritası. 1. Alüvyon, 2. Alüvyon yelpazesi, 3. Yamaç molozu, 4. Yazıköy piroklastikleri, 5. Karaköy formasyonu, 6. Yıldırımli formasyonu, 7. Kızılağaç formasyonu, 8. Temel kayalar, 9. Tabaka eğim ve doğrultusu, 10. Faylar, 11. Dereler, 12. Su bölüm çizgisi.

At the west of Körmen, the lower part of the unit is characterized by conglomerate-sandstone and marl alternation. The pebbles of loose conglomerate were derived from serpentinite, gabbro and radiolarites. The sandstone beds interlayer with yellow-beige, gray-black marl-claystone levels with abundant fossils (Figure 5). The unit contains thin gray colored tuff layers around Yıldırım Tepe. The Yıldırım Formation juxtaposes with serpentinites along the WNW-trending northern margin of Datça Graben. Along this margin, the Yıldırım Formation is characterized by conglomerate which consists of angular to sub angular fragments of limestone and serpentinites embedded in brownish red clayey to calcareous matrix. Additionally, along the northern margin the formation displays great lithological variations starting from bottom to top (Ersoy, 1990). At the north of Kızlan village, the bottom levels are characterized by fluvial conglomerates which their pebbles has been derived from ophiolites and limestones and embedded in a sandy, clayey matrix. The bottom strata more eastwards is characterized by lacustrine thick bedded, white colored oolitic limestone which includes ophiolite and chert fragments in further east. At the most eastern side, the lithology changes into oolitic, pisolithic and

concretionary limestones (Ersoy, 1990). Upward, this sequence grades into the lacustrine sediments consisting of conglomerate, sandstone, claystone, marl and, rare limestones and dolomite. At the Dalacak Burnu, located to the northeast of Datça (Figure 4), the Yıldırım formation unconformably overlies highly brecciated, gray colored recrystallized limestones. At this locality the sequence starts with the conglomerates, which angular fragments have been derived mostly from gray colored limestone, rarely from sandstones, and cemented with a calcareous material. It continues upward with polygenetic blocky conglomerate and grades to conglomerate-red colored silty sandstone-clay alternation.

Based on the gastropoda-pelecypoda fauna, the late Piacenzian age was attributed to the Yıldırım formation by Kapan-Yeşilyurt and Taner (2002). According to ESR (Electron Spin Resonance) dating, the age of the unit is 1.891-1.998 Million years (Kapan-Yeşilyurt and Taner, 2002). Great lateral, vertical lithologic variations and fossil descriptions (Ersoy 1990; Kapan-Yeşilyurt and Taner 2002) indicate rapid marine transgression following fluvio-lacustrine deposition and finally sudden regression in the Datça Graben.

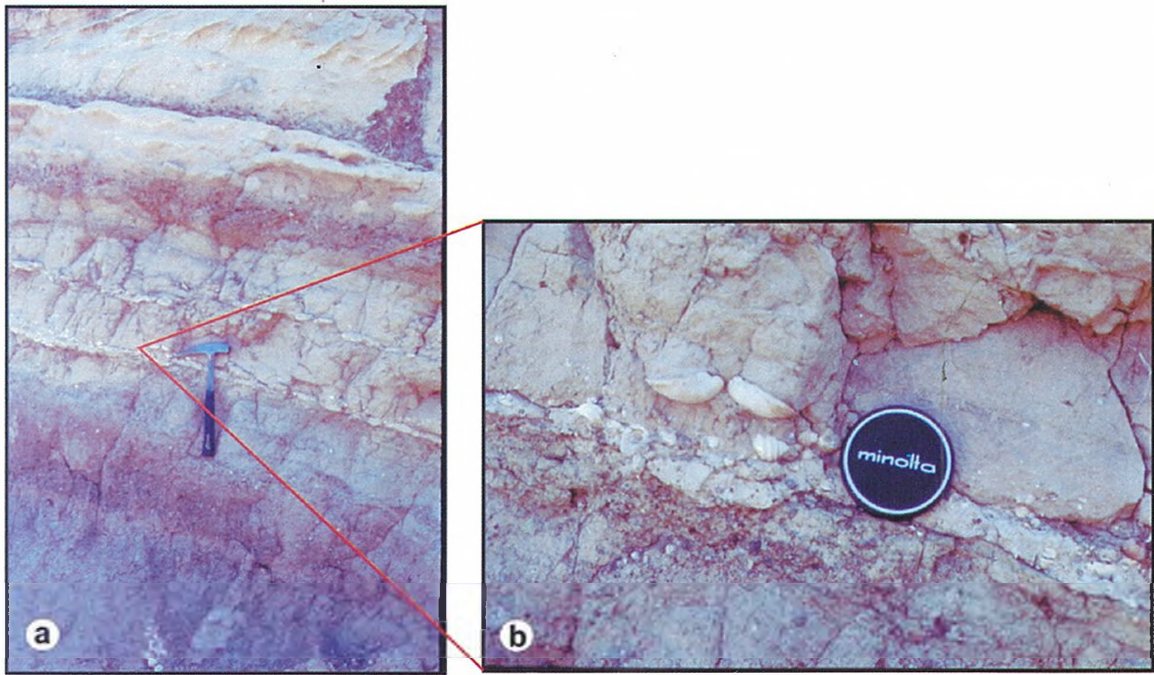


Figure 5. General (a) and close up (b) view of fossiliferous level of the Yıldırım formation (West of Yıldırım Tepe).

Şekil 5. Yıldırım formasyonunun fosilli seviyelerinin genel (a) ve yakın (b) görünümü (Yıldırım Tepenin batısı).

Karaköy Formation

This formation is well exposed around Karaköy and northwest of Datça along the southern margin of Datça Graben (Figure 4). It is firstly named in this study. Karaköy formation is characterized by its red color. Nearly horizontal Karaköy formation unconformably overlies underlying Yıldırımli formation. It has developed as marginal facies of graben due to rapid uplift and erosion of the western part of the Reşadiye horst, and characterized by blocky conglomerate consisting of angular polygenetic pebbles settled in brick-red colored sandy and clayey matrix. Away from the margin, the grain size decreases and the unit grades into the red sandstone, green-yellow claystone-mudstone alternation. Since it unconformably overlies the late Piacenzian Yıldırımli Formation, the age of the Karaköy formation must be early Quaternary.

Yazıköy Pyroclastics

The Yazıköy pyroclastics, consisting of tuff, ash and pumice, are well exposed in the valleys and coastal sections of western part of Reşadiye Peninsula (Figures 2, 6 a,b,c,d). It is first named in this study. The source for these pyroclastics lies at the eastern end of the modern Aegean volcanic arc which extends from the Greek mainland to Turkey (Figure 1a) (Dewey and Şengör, 1979; Ercan et al., 1984; Allen and Cas, 2002). Allen and Cas (2002) named these rocks as the Kos Plateau Tuff (KPT). According to these authors, the source of the KPT was between Kos and Nisyros (Figure 1B) and the KPT pyroclastic flows probably crossed open sea to the south and east of the source in the eastern Aegean Sea. Single-crystal Ar-Ar analysis of sanidine crystals dated the KPT as 161 ka (Smith et al. 1996).

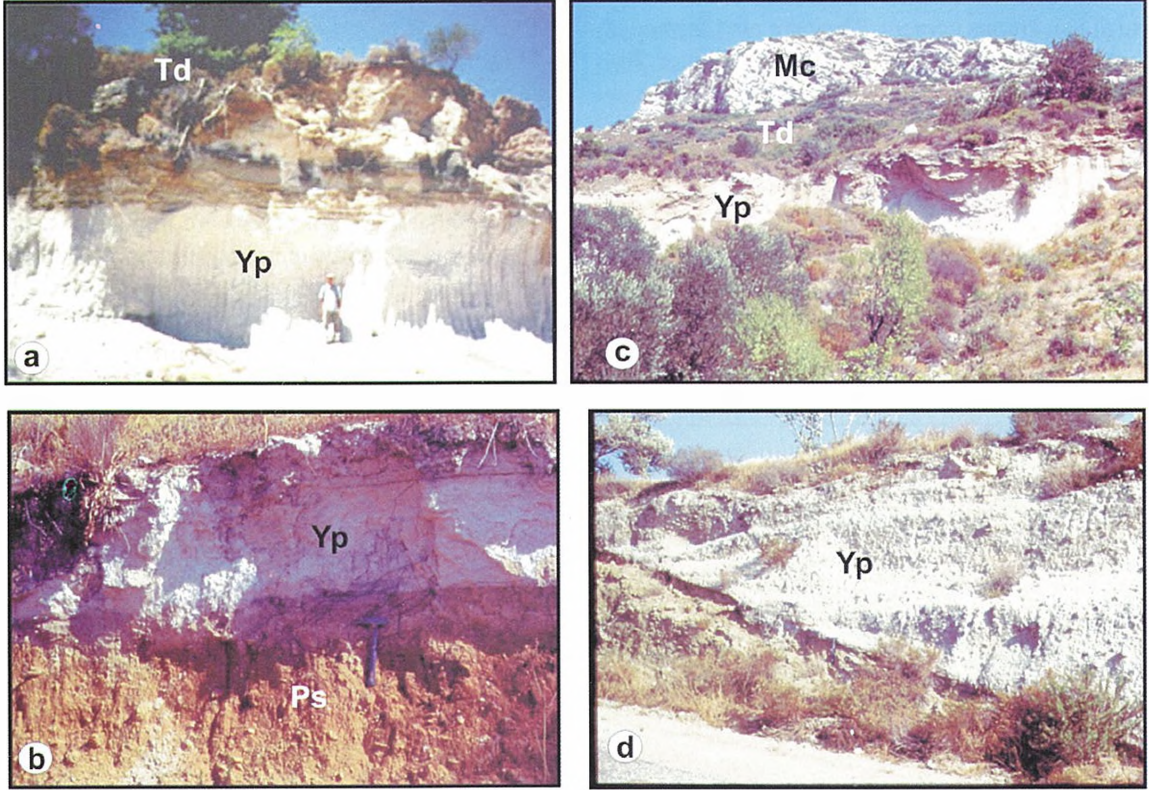


Figure 6. (a) General view of Yazıköy pyroclastics in a quarry (SW of Karaköy); (b) View of pyroclastics flowing on paleo-soil (south of Yazıköy); (c) General view of pyroclastics beneath hanging terrace deposits (SW of Hızırşah); (d) Pyroclastic flow over the basement rocks (south of Yazıköy). Td: Terrace deposits, Py: Yazıköy pyroclastics, Ps: Paleo-soil, Mc: Mesozoic carbonates.

Şekil 6. (a) Yazıköy piroklastiklerinin bir ocak içindeki görünümü (Karaköy'ün GB'sı); (b) Eski-toprak üzerine akan piroklastiklerin görünümü (Yazıköy'ün güneyi); (c) Asılı taraça çökellerinin altında yüzeyleyen piroklastiklerin genel görünümü (Hızırşah'ın GB'sı); (d) Temel üzerine yerleşmiş olan piroklastiklerin genel görünümü (Yazıköy'ün güneyi). Td: Taraça çökelleri, Py: Yazıköy piroklastikleri, Ps: Eski-toprak, Mc: Mezozoyik karbonatları.

Terrace Deposits

These are abandoned old valley bottom deposits and mostly observed on the valley walls, 20-25 meters above the present valley floors to the west of Hızırşah (Figure 6b, 7a). They consist of the rounded to subrounded pebbles of limestone, sandstone, and serpentinite and directly overlie the pyroclastic units. This indicates that following the filling of the explosion to the valleys, the new valley floors have been developed along the valleys. Due to activity along E-W trending fault during Quaternary, the valley-fill deposits were raised and formed hanging terrace deposits by vertical erosion.

Colluvium, Talus and Alluvial Fans

Talus deposits were formed over steep slopes of limestone outcrops and at their foot. They consist of loosely cemented angular fragments of limestone. Colluvium consists of angular fragments cemented by brownish calcareous cement. They are also formed at the foot of vertical cliffs of limestone (Figure 7b). Alluvial fans were formed at the mouth of rivers in different size depending on the amount of material carried by the river or creeks.

Beach rock

These rocks are formed by cementing of the beach sand and pebbles by carbonate cement. They are found along both north and south coasts of the peninsula.

Hanging beach rock

These are raised beach rocks seen along the shores of the peninsula, which are important evidence of the sea level changes. At the north of Kızılan, they are observed at levels of about 10-15 meters and at the south of Emecik at the levels of 20-25 meters above present shore line.

Beach sand and gravel

This material is consists of uncemented sand and small pebbles, observed along the north and south of the peninsula.

Alluvium

The unconsolidated silt, sand, clay and pebbles constitute the alluvium. These deposits fill the flood plains of streams.

STRUCTURES

Two groups of structures are exposed in the region. These are the contractional paleotectonic structures, such as thrusts, folds and the extensional neotectonic structures such as normal faults and grabens.

Contractional Paleotectonic Structures

The reverse and thrust faults are important structures of the paleotectonic period (Figure 2). Since these structures are out of the scope of this article, they are not studied in detail. However, these structures are well studied and analysed by Ersoy (1990, 1991).

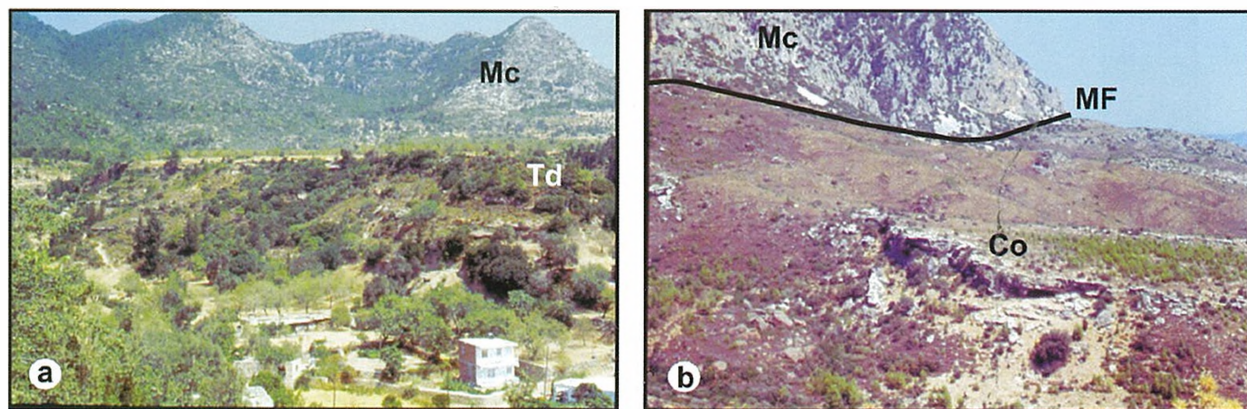


Figure 7. (a) General view of hanging terrace located in the tectonic trough to the south of Kocadağ (view to north); (b) general view of colluvium along the scarp of Mesudiye fault (MF) (east of Bozdağ, view to NE). Td: Terrace deposits, Co: Colluvium, Mc: Mesozoic carbonates.

Şekil 7. (a) Kocadağ'ın güneyindeki tektonik oluk içinde yer alan asılı taraça (bakış kuzeye); (b) Mesudiye fayı (MF) dikliği boyunca gelişmiş kolüvyon (Bozdağ'ın doğusu, bakış KD'ya). Td: Taraça çökelleri, Co: Kolüvyon, Mc: Mezozoyik karbonatları.

According to Ersoy (1991), the EW-trending fold axis and reverse-thrust faults are the dominant compressional structures in the western part of Datça Graben. However, NE-trending reverse-thrust faults and asymmetric, overturned folds are the important compressional structures in the eastern part of Kızılan. Therefore these structures are the important evidence of the presence of an approximately NS- and NW-directed compressional forces in the region during the paleotectonic period.

Extensional Neotectonic Structures

SW Anatolia and Aegean Sea form one of the most active and rapidly extending region in the world (Jackson and McKenzie, 1984; Taymaz, et al., 1991, Reilinger et al., 1997; Bozkurt, 2001). It is currently experiencing an approximately, N-S continental extension at a rate of 30-40 mm/year (Oral et al., 1995; Le Pichon et al., 1995). Two different graben systems of different ages and orientations are observed in the region (Figures 1, 2 and 4). The first system is represented by NW-SE oriented grabens (Figure 1), filled with Astaracian to Turolian (about 15 to 5 Ma) sedimentary rocks intercalated locally with volcanic rocks (Görür et al. 1995, and references therein). However, the age of sedimentary rocks filling the Datça Graben is late Pliocene. The second system cuts across the first one, and is characterized by the large east-west trending Gökova and Hisarönü Grabens.

Although the scientists agree on the extensional nature of basins present in the Aegean region, the cause and origin of crustal extension in the Aegean has long been debated, and proposals fall into four different models (Bozkurt, 2001): (1) 'Tectonic escape' model: the westward extrusion of the Anatolian block along its boundary structures since the late Serravalian (12 Ma) (Şengör, 1979; Şengör et al., 1985; Şengör, 1987; Dewey and Şengör, 1979). (2) 'Back-arc spreading' model: back-arc extension caused by the south-southwestward migration of the Aegean Trench system (McKenzie, 1978; Meulenkamp et al., 1988; Le Pichion and Angelier, 1979); However, there is no consensus on the inception date for the subduction roll-back process and proposals range between 60 Ma and 5 Ma (McKenzie, 1978; Meulenkamp et al., 1988; Le Pichion and Angelier, 1979, 1981). (3) 'Orogenic collapse' model: the extension is induced by the spreading and thinning of over-thickened crust following the latest Paleocene collision across

Neotethys during the latest Oligocene-early Miocene (Seyitoğlu and Scott, 1991, 1992). (4) 'Episodic' a two-stage graben model that involves a Miocene-early Pliocene first stage (orogenic collapse), and a Plio-Quaternary second phase (westward escape of the Anatolian block) of N-S extension (Koçyiğit et al., 1999).

The age of the grabens is also controversial and proposal fall into three major categories (Bozkurt 2001): (1) the grabens began to form during the Tortonian (Şengör and Yılmaz, 1981; Şengör et al., 1985; Şengör, 1987). (2) The basins started to form during the Early Miocene and continued their evolution since then (Seyitoğlu and Scott, 1991, 1992). (3) The grabens are Plio-Quaternary structures (Koçyiğit et al., 1999; Bozkurt, 2000; Yılmaz et al., 2000).

Datça Graben

E-W trending, 65 km long, only a few km wide Reşadiye Peninsula is located on the southwestern tip of the Anatolian coast (Figures 1, 8, 9). In central part of this peninsula, approximately WNW-ESE trending, 5 km-wide, 9 km-long depression, seems as a very characteristic structure. Two natural bays surround this depression, Körmen bay at the NW, and Datça bay at the SE (Figures 2, 8). This depression was first named as Datça Isthmus by Chaput (1947). But later, since the northern and southern boundaries of this depression are faulted, this tectonic depression has been named as Datça Graben (Ersoy 1990). The hills and ridges with maximum elevation of about 120 meters are located in the central part of the depression (Figure 4). This topographically high area is underlain by the late Pliocene deposits, and the layers of this unit incline to the south at about 20° forming questa ridges. The small creeks run in NE-SW direction in the north of Datça Graben by cutting across the Çatakçı Dağı. Thus the drainage pattern close to Körmen bay creates an asymmetry in the depressional area. The valleys and ridges of the northwestern part of this section are shorter and their slopes are rather steep. However, the valleys and ridges that lie in the Datça bay direction are less steep and longer. The 100-120 meters high erosional surface that cuts the late Pliocene deposits is one of the most important geomorphologic characteristics of the Datça Graben. The cut and fill terraces, seen at the mountainous regions of Reşadiye peninsula which are connected to the mountain cliffs

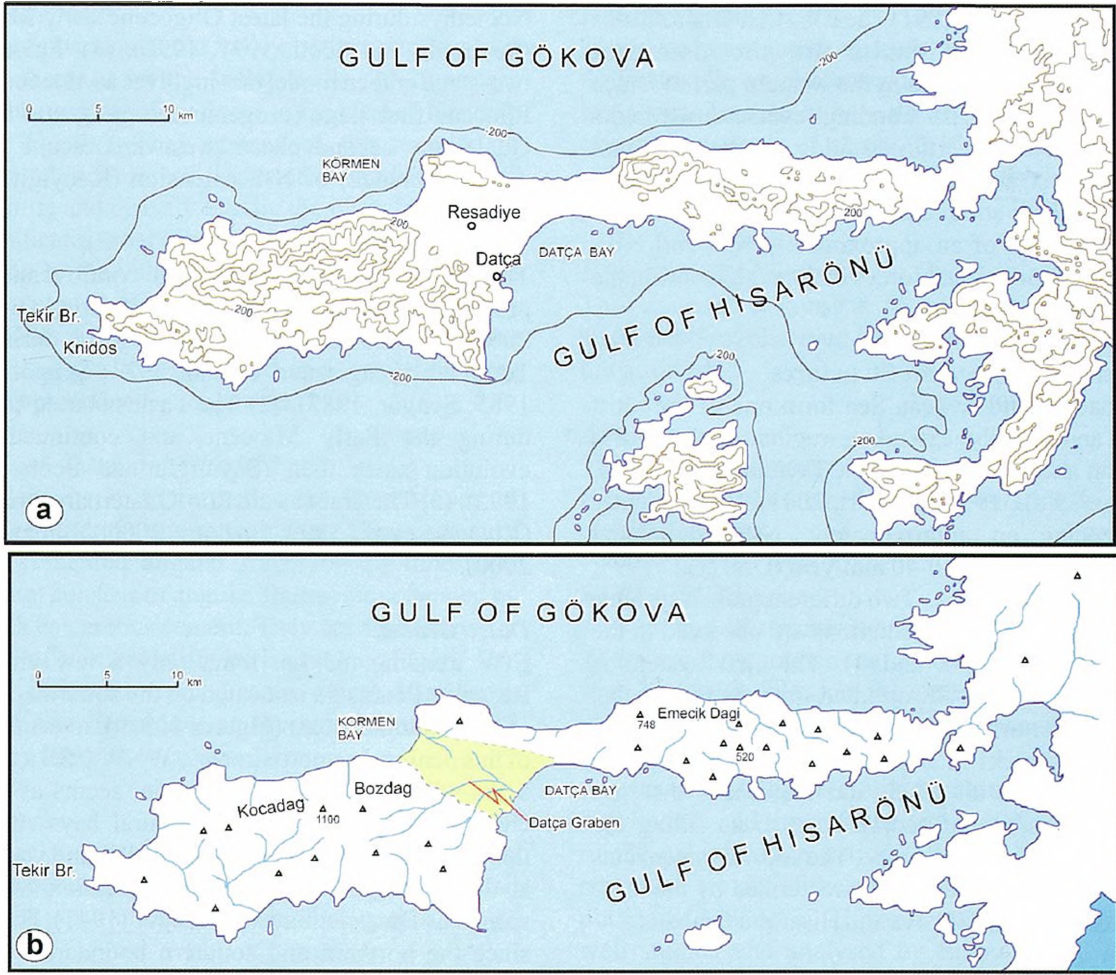


Figure 8. (a) Elevation map of the Reşadiye Peninsula (contour interval is 200 m.); (b) Drainage map of the Reşadiye Peninsula.

Şekil 8. (a) Reşadiye Yarımadası'nın yükselti haritası (Eşyüksekti eğrileri 200 m de bir geçirilmiştir. Eşderinlik eğrilerinden sadece -200 m çizilmiştir), (b) Datça Yarımadası'nın drenaj haritası.

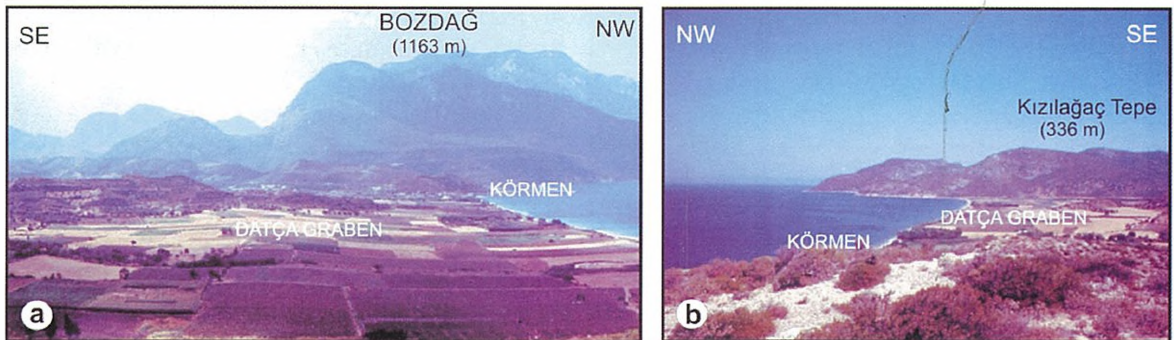


Figure 9. (a) General view of the SW boundary of the Datça Graben (view from northern boundary); (b) General view of the NE boundary of the Datça Graben (view from SW boundary).

Şekil 9. (a) Datça Grabeni'nin GB sınırının genel görünümü (bakış kuzey kenardan); (b) Datça Grabeni'nin KD sınırının genel görünümü (bakış güney kenardan).

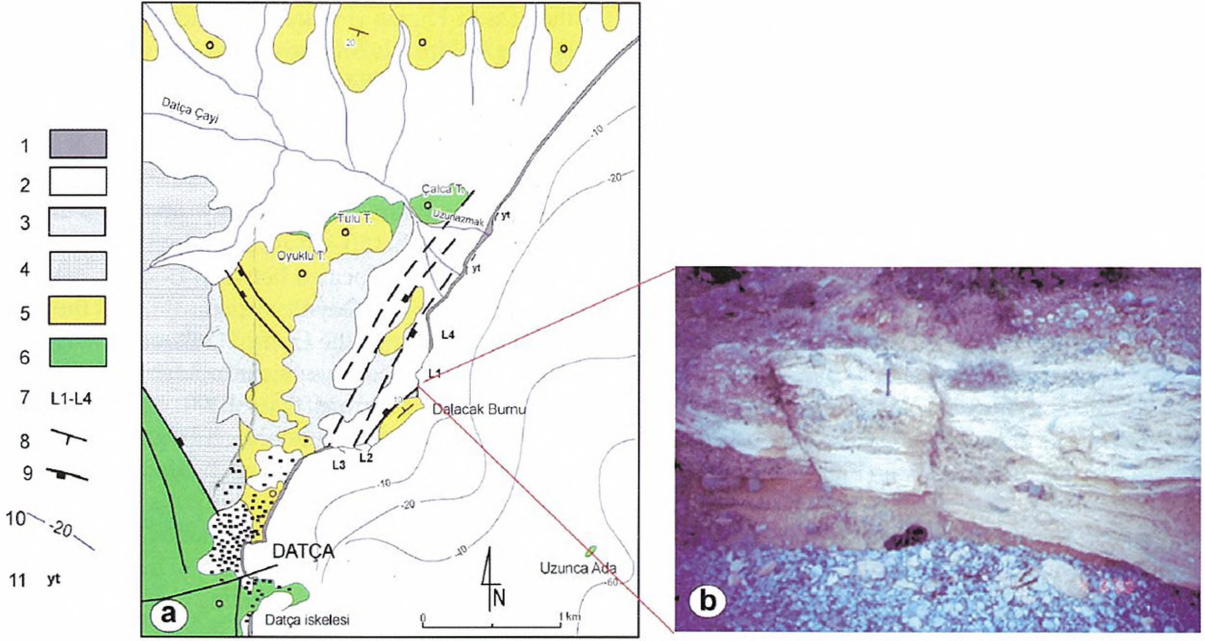


Figure 10. (a) Geologic map of the north of Datça. 1) Beach, 2) Alluvium, 3) Colluvium, 4) Karaköy formation, 5) Yıldırımli formation, 6) Pre-Pliocene Basement rocks, 7) Ancient Knidos ports, 8) Dip and strike of bedding, 9) Normal fault, theet on downthrown block, 10) submarine contours, 11) Beach rock. (b) NE-trending normal faults (view to SE).

Şekil 10. (a) Datça'nın kuzey kesiminin jeolojik haritası. 1) Kumsal, 2) Alüvyon, 3) Koliüvyon, 4) Karaköy formasyonu, 5) Yıldırımli formasyonu, 6) Pliyosen öncesi Temel kayalar, 7) Eski Knidos limanları, 8) tabaka eğim ve doğrultusu, 9) Normal fay, diş düşen blokta, 10) Eş derinlik eğrisi, 11) Yalı taşı. (b) KD-gidişli normal fayların görünümü (bakış GD'ya).

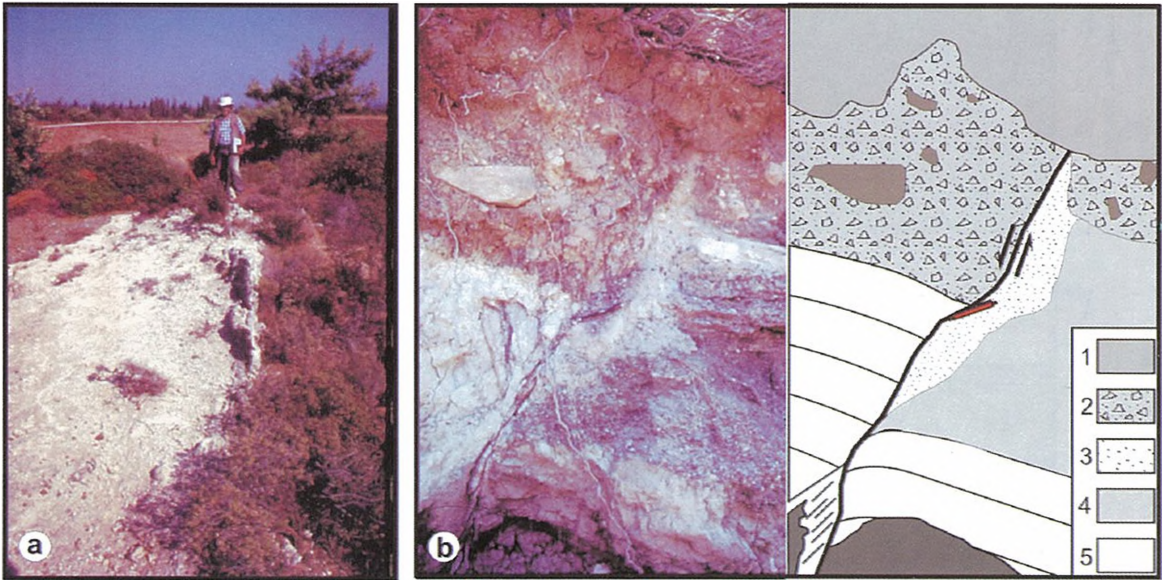


Figure 11. (a) Travertine occurrence formed along 110°-trending fracture (east of Kızlan). (b) 085°-trending very active fault cutting both Yıldırımli formation and soil (West of Körmen). 1) recent soil, 2) soil with pebbles, 3) sandy levels, 4) Marl, 5) Clayey limestone.

Şekil 11. (a) 110°-gidişli bir yarıktan çıkan karbonatların oluşturduğu traverten (Kızlan doğusu). (b) Yıldırımli Formasyonu'nu ve toprak oluşumunu kesen, 085°-gidişli aktif bir fay (Körmen batısı). 1) güncel toprak, 2) çakıllı toprak, 3) kumlu seviyeler, 4) Marn, 5) killi kireçtaşı.

by pediments, join this erosional surface. The southwestern margin of Datça Graben is bounded by a mountain front, which consists of several hills reaching up to 1100 m elevations (Figure 9a). NW-trending linear to en echelon normal faults characterizes this margin. The Yıldırımli formation, Karaköy formation and basement rocks (Mesozoic carbonates and blocky flysch) juxtaposes along this margin. The northeastern margin of the graben is topographically less steep (Figure 9b). Along this margin, Yıldırımli formation juxtapose with Kızılağaç formation, Mesozoic carbonates, blocky flysch and ophiolitic rocks. Lower Pliocene Kızılağaç formation unconformably overlies older rocks at the north of the northern margin of the graben (Figure 4), indicating the half graben character of the depression during its initial stage. The lithologic characteristics and fossil content of the Yıldırımli formation indicate that the lagoonal-fluvial environment connected with shallow marine has evolved in Datça Graben till late Pliocene (late Piacenzian). The presence of NNE trending normal faults around north of Datça (Figure 10), linear travertine occurrence along 110°-trending fracture at

the east of Kızılan (Figure 11a) and very young fault cutting Yıldırımli formation and soil at the south of Körmen (Figure 11b) are important evidences of the Quaternary activities in the Datça Graben.

Gökova Graben

The Gökova Graben is mainly an EW- trending depression with 150-km-long, and widens westward from 5 to 30 km, located between Bodrum peninsula to the north and Reşadiye peninsula to the south (Figure 1). It forms the Gulf of Gökova. The northern margin is bounded by a linear mountain front, which rises steeply to more than 1000 m. EW-trending normal faults characterize the northern margin of the graben. The southern margin of the graben is topographically less steep, but it is also controlled by submarine listric normal fault, named Datça fault by Kurt et al. (1999) (Figures 2, 12). The EW- trending Datça fault cuts the NW-trending boundary faults of Datça Graben and its late Pliocene fill. Therefore the age of the boundary faults and basin fill of Gökova Graben must be post Pliocene.

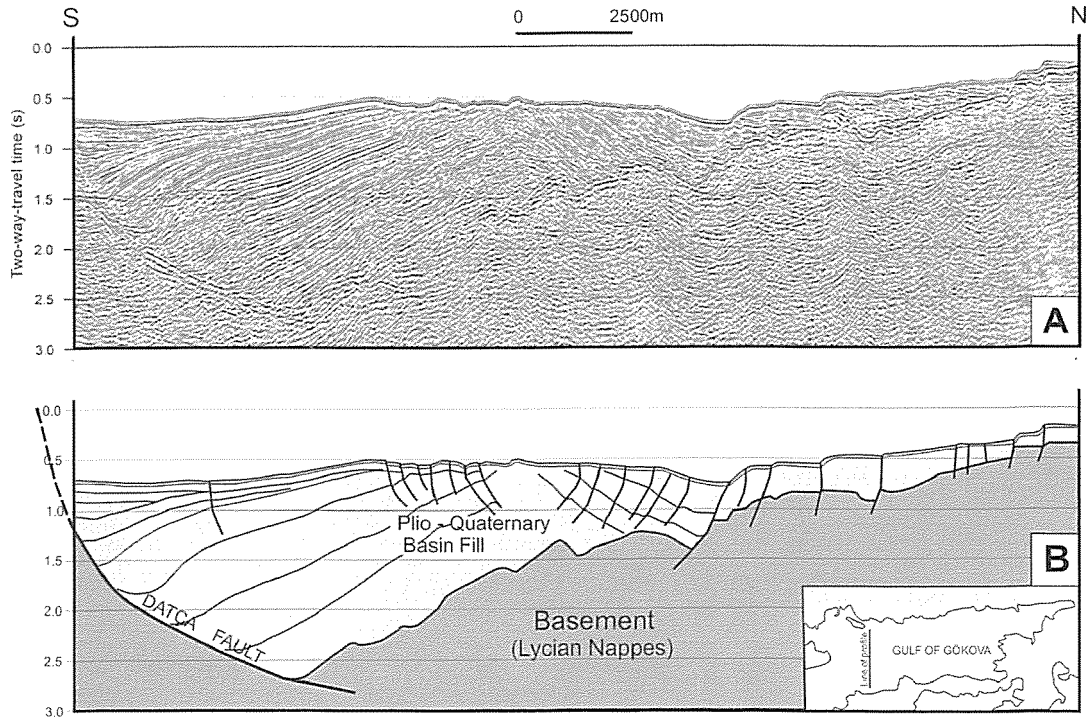


Figure 12. (a) Multi-channel seismic reflection along N-S direction taken from the entrance of Gulf of Gökova. (b) Interpretation of seismic reflection (modified from Kurt et al. 1999).

Şekil 12. (a) Gökova Körfezi'nin girişinden K-G doğrultusunda alınan çok kanallı sismik refleksiyon. (b) Üstteki sismik refleksiyonun yorumu (Kurt vd. 1999'dan faydalanılmıştır).

Normal Faults

The neotectonics and morphology of Reşadiye peninsula are both controlled by NE, NW, almost EW-trending normal faults (Figure 2).

NE-trending Faults

The most important faults of this group are Damlaca and Mesudiye faults.

Damlaca fault (DAF) is located on the western part of Reşadiye Peninsula (Figures 2, 13). On the eastern footwall of the fault, the carbonates were formed very steep fault scarps. Whereas, the Yazıköy pyroclastics and alluvial fan/talus deposits were protected on the downthrown block.

Mesudiye fault (MF) is SE dipping normal fault, extending between Mesudiye at south and south of Körmen at north (Figure 4). Triassic-Jurassic carbonates and Cretaceous wild flysch were juxtaposed along the fault. The Carbonates form very steep scarps and highland on footwall of the fault. A graben was formed at the east of Bozdağ (Figure 4). The colluvium (Figure 7b) and fluvial terrace deposits were formed in this depression.

EW-trending Faults

The Knidos fault, Yakaköy fault and submarine boundary faults of the Gökova Graben are the most important EW-trending faults of the region (Figures 2, 13).

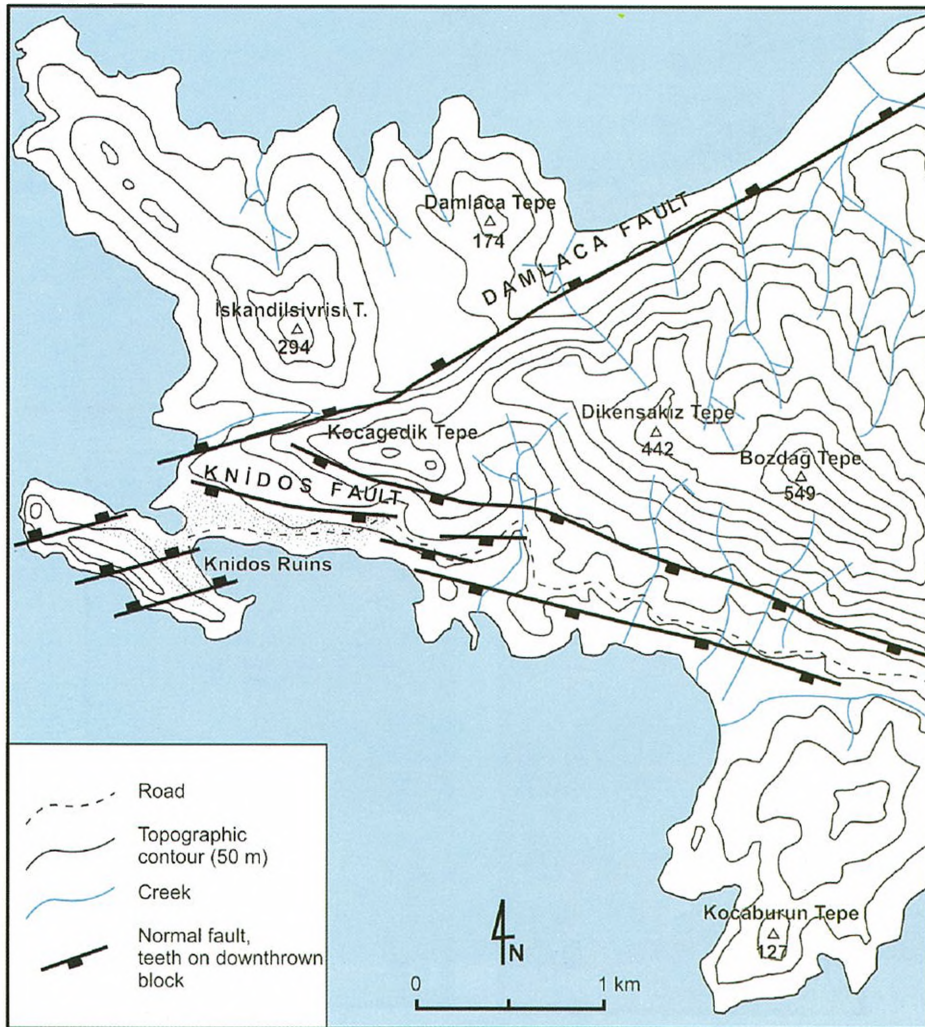


Figure 13. Normal faults shaping the western tip of Reşadiye Peninsula (modified from Altunel et al. 2000).

Şekil 13. Reşadiye Yarımadasının en batı ucunu şekillendiren normal faylar (Altunel vd. 2000'den yararlanılmıştır).

Knidos fault (KF) is a normal fault located in the western tip of Reşadiye Peninsula (Figure 13). It is characterized by a limestone scarp, 6-10 m in height, which forms a natural bluff on which the city walls of Knidos were built (Figure 14a). Along the trace of the fault, massive Jurassic limestone and Quaternary talus deposits are juxtaposed (Figures 14 b, c). The ancient site of Knidos lies directly on this active normal fault. The archaeological studies reveal the presence of at least two destructive earthquakes in the site (Altunel et al. 2003). Fresh geomorphic expression of a scarp defining the boundary between massive limestone and

Quaternary, and archaeological evidences such as parallel fallen columns, tilted, offset or rotated structures are important evidence of the Holocene activity of this fault.

Yakaköy fault (YF) is an EW-trending, about 15 km long normal fault located on the southern margin of Kocadağ (Figure 2). It controls the northern boundary of EW-trending trough, filled with Yazıköy pyroclastics, colluvium and old alluvium. Cut and fill terraces are important morphologic feature of this trough (Figure 7a).

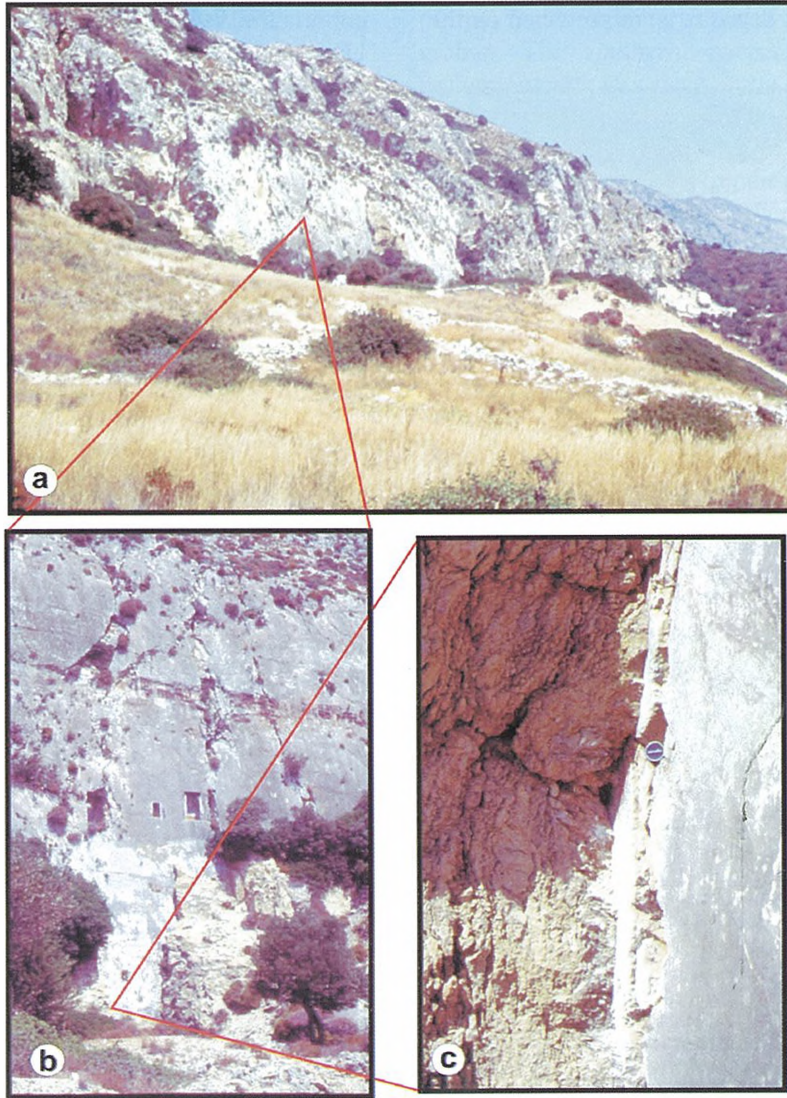


Figure 14. (a) General view of the fault scarp of the Knidos Fault (view to NE). (b,c) Close-up views of the same fault plane.

Şekil 14. (a) Knidos Fayı fay dikliğinin genel görünümü (KD'ya bakış). (b,c) aynı fay düzleminin yakın görünümü.

SEISMICITY OF THE REGION

The Reşadiye Peninsula and its surrounding region are located in one of the seismically most active region of the world (Figure 15). Several major destructive earthquakes have struck this region (Table 1, 2, 3; Figure 16). There are three main sources of earthquakes in the region: (1) the northward-moving African Plate, subducting below the southwest-moving Aegean block, and associated transcurrent faults, (2) Intense volcanic activity along Aegean volcanic arc: west of the peninsula lay the active volcanic centers of Nisyros and Yali (Figure 16). Major eruptive activity¹ has occurred on Nisyros in recent times (AD 1887, 1873 and possibly around 1422) and these violent volcanic events may have been associated with intense seismic activity (Stiros 2000 and references therein). (3) Another important source for the earthquakes of the region is the active submarine faults of the Gökova Graben. 4/08/2004 earthquakes (Table 3; Figure 16) are the important evidence of the seismic activity of the northern boundary and submarine faults of the Gökova Graben.

In addition to these potential earthquake sources the Knidos Fault, on which ancient Cnidos city is located, is important source for earthquakes.

When the figure 16 is analyzed carefully, the earthquakes can be grouped into two based on the fault plane solutions: (1) Approximately NE-trending oblique-slip faults with moderate to deep epicenters (45-165 km) concentrated in the southwestern part of the peninsula. (2) EW-trending normal faults with shallow depth (<15 km), concentrating in Gökova Graben (Table 3, Figure 15). This observation can be explained by: (1) to the south and southwest of the peninsula, the northward-moving African Plate is subducting below the southwest-moving Aegean block. This movement generates large earthquakes below the peninsula along the transcurrent systems parallel to Pliny-Strabo transform. (2) The roll-back process along the subducting slab generates extension near the surface resulting in earthquakes with shallow depth in and around the EW-trending Gökova Graben.

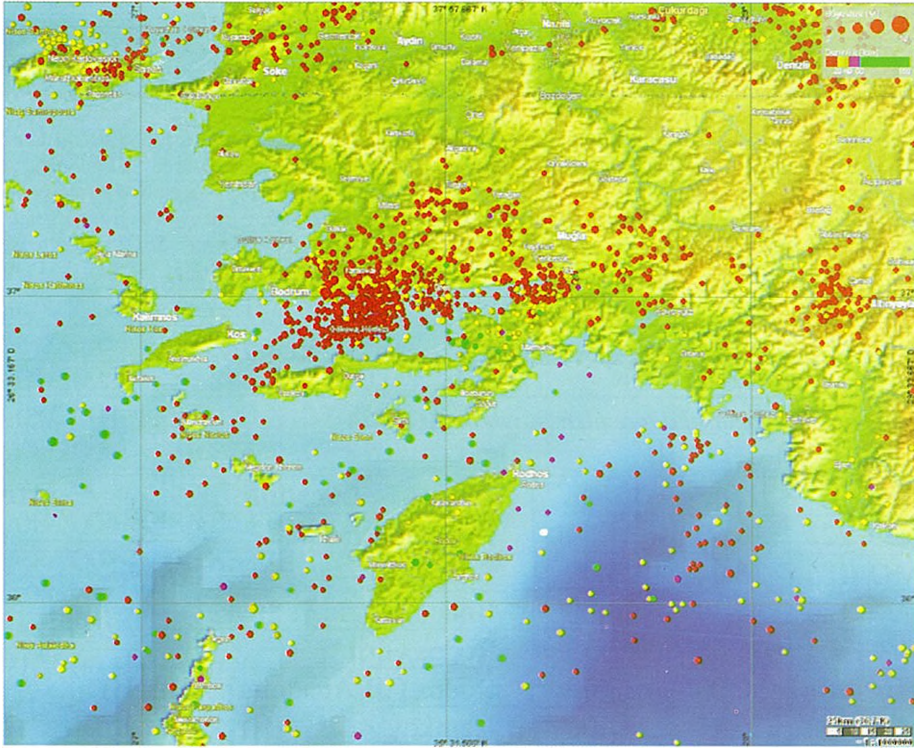


Figure 15. The epicenters of the earthquakes occurred in and around Gulf of Gökova between 2002-2007 ($M \geq 3$) (source: Earthquake monitor).

Şekil 15. Gökova körfezinde ve civarında 2002-2007 yılları arasında meydana gelen depremlerin merkez üstleri ($M \geq 3$) (Kaynak: Deprem monitörü).

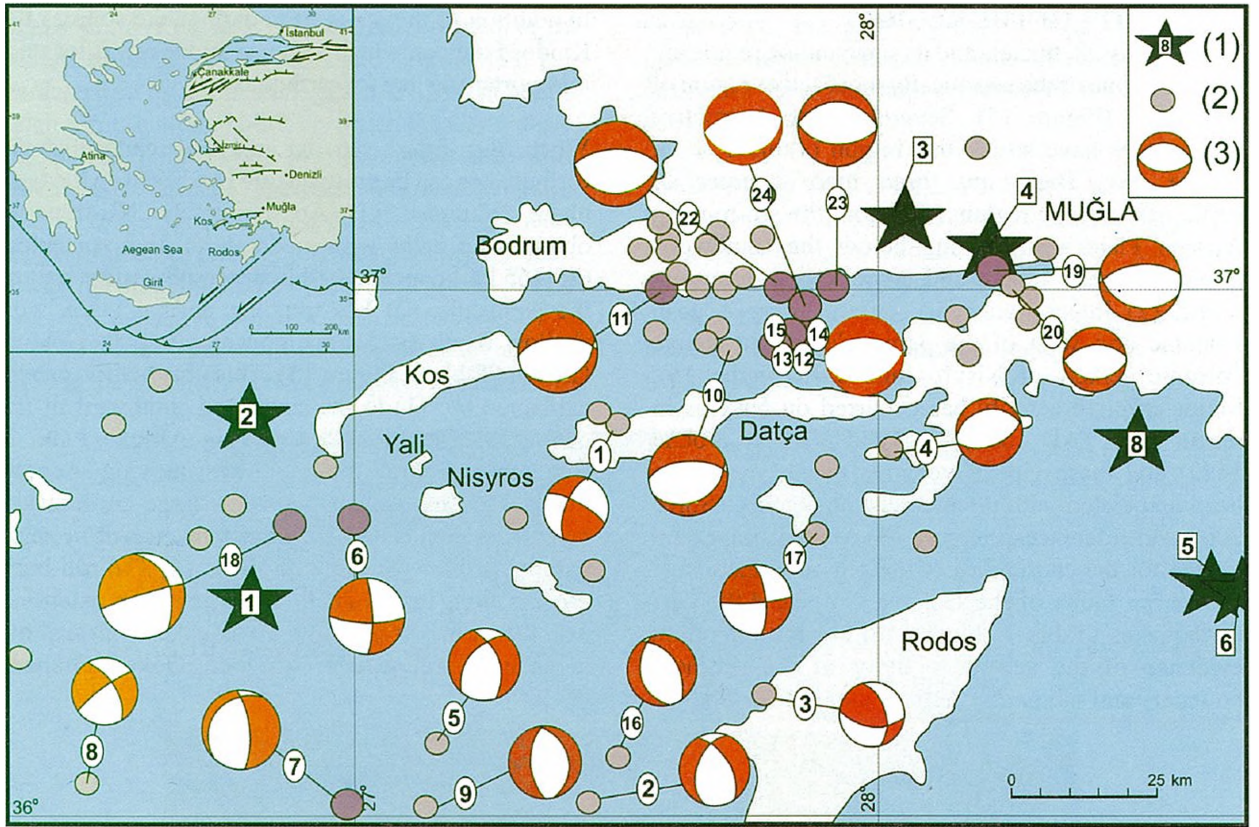


Figure 16. The epicenters of destructive earthquakes of instrumental period (1) and epicenters of the earthquakes (2) with fault plane solutions (3) occurred between 2000-2006 in the region. See table 2 and 3 for details. (source: SED moment tensors and KOERİ).

Şekil 16. Aletsel dönemdeki yıkıcı depremlerin merkezüstleri (1) ve 2000-2006 yılları arasında meydana gelen yıkıcı depremlerin merkezüstleri (2) ile fay düzlemi çözümleri (3). Detay için Tablo 2 ve 3'e bakınız (Kaynak: SED moment tensors ve KOERİ).

Table 1. Destructive historical earthquakes of the region (Source: KOERİ).

Tablo 1. Bölgedeki yıkıcı tarihsel depremler (Kaynak: KOERİ).

Date	Lat.	Long.	Location	Intensity
MÖ 222	36.50	28.00	Rodos-(Tsunami)	X
MÖ 185	36.00	28.00	Rodos,	IX
155	36.30	28.00	Rodos,Muğla,Fethiye	X
08 08 1304	36.50	27.50	Rodos,Girit	X
03 10 1481	36.00	28.00	Rodos,GB Anadolu-(Tsunami)	IX
18 08 1493	36.75	27.00	Istankoy Adası	IX
18 10 1843	36.25	27.50	Rodos,Ege Denizi	IX
12 10 1856	36.25	28.00	Rodos, Girit-(Tsunami)	X
22 04 1863	36.50	28.00	Rodos	IX
29 02 1885	37.20	27.20	Ege Denizi	IX

Table 2. Destructive earthquakes of instrumental period. For location see Figure 15 (Source: KOERİ).**Tablo 2.** Aletsel dönemde etkili olmuş yıkıcı depremler. Lokasyon için şekil 15'e bakınız (Kaynak: KOERİ).

No	Date	Location	Intensity	Mag. (Ms)
1	26.06.1926	Rodos (Tsunami)	IX	7.7
2	23.04.1933	Gökova Körfezi	IX	6.4
3	23.04.1941	Muğla	VIII	6.0
4	13.12.1941	Muğla	VIII	6.5
5	24.04.1957	Fethiye-Rodos	IX	6.8
6	25.04.1957	Fethiye-Rodos	VIII	7.1
7	25.04.1959	Köyceğiz-Muğla	VIII	5.9
8	23.05.1961	Rodos-Marmaris	VII	6.3
9	05.10.1999	Marmaris-Muğla	VI	5.2

Table 3. The earthquakes occurred in the region between 2000-2005 ($M>4$). (Source: KOERİ)**Tablo 3.** Bölgede 2000-2005 yılları arasında meydana gelen depremler ($M>4$). (Kaynak: KOERİ).

No	Date	Lat.	Long.	Magnitude			Depth (km)
				Mw	Mb	Ms	
1	16/9/2000	36.722	27.505	4.32	4.5		57
2	21/12/2001	36.002	27.447	4.71	4.5		9
3	02/10/2002	36.270	27.780	4.22	4.3		45
4	26/09/2002	36.667	28.028	4.41	4.5		18
5	30/01/2003	36.270	27.170	4.72	4.4		9
6	13/09/2003	36.629	26.918	4.99	5.2		153
7	7/02/2004	36.040	26.910	5.21	5.2	5.1	9
8	18/03/2004	36.081	26.475	4.38	4.5		90
9	25/05/2004	35.920	27.180	4.79	4.6		15
10	3/08/2004	36.884	27.703	4.81	4.5		9
11	3/08/2004	37.020	27.720	5.30	4.8		9
12	4/08/2004	36.833	27.815	5.64	5.1	5.2	9
13	4/08/2004	36.788	27.826	4.65	4.4	3.7	9
14	4/08/2004	36.843	27.850	5.26	5.2	4.8	9
15	4/08/2004	36.832	27.827	5.41	4.9	4.8	9
16	18/08/2004	36.130	27.520	4.63	4.3		12
17	20/08/2004	36.536	27.881	4.66	4.6		66
18	7/10/2004	36.429	26.796	5.61	5.7		165
19	20/12/2004	37.042	28.206	5.41	5.2	4.7	9
20	21/12/2004	37.060	28.210	4.16	4.2		9
21	28/12/2004	36.996	28.267	4.33	4.5		4
22	10/01/2005	37.017	27.804	5.55	4.9	4.8	9
23	10/01/2005	37.018	27.919	5.21	5.0		9
24	10/01/2005	36.917	27.867	5.20	5.1	4.4	15

CONCLUSIONS

Based on the studies done on the Reşadiye Peninsula and surrounding regions, we can conclude that:

The NW-SE, NE-SW and E-W- trending faults have controlled the both morphology and neotectonics of the region.

The Datça Graben has been started to develop as a half graben on the Lycean Nappes of the central part of the Reşadiye Peninsula under the control of NW-trending southern marginal fault during early Pliocene. It has evolved its evolution as a graben and lagoonal-fluvial environment connected with a shallow sea till late Pliocene (late Piacenzian).

E-W trending Gökova and Hisarönü Grabens, started to develop under the control of N-S directed extension, end the development of the Datça Graben at the early Quaternary.

Based on the fault plane solutions and depth of the focus of the earthquakes occurred between 2000-2006, we can conclude that shallow depth earthquakes are associated with EW-trending normal faults in the Gulf of Gökova. However, moderate to deep earthquakes are associated with oblique to strike-slip fault planes at the south and southwestern part of Reşadiye peninsula. So, for the earthquakes of the region two sources can be proposed: (1) the northward-moving African Plate subducting below the southwest-moving Aegean block generates large and deep earthquakes below the peninsula along the transcurrent systems parallel to Pliny-Strabo transform. (2) The roll-back process along the subducting slab generates extension near the surface causing shallow earthquakes in and around the EW-trending Gökova Graben.

The concentration of shallow depth earthquakes in the Gökova Graben is an important evidence for the activity of boundary and submarine faults of graben.

Acknowledgements

The field work was supported by METU Scientific Research Fund project no 00 07 03 13. Special thanks are due to Erman Özsayın and Alkor Kutluay for their help during drawing the figures. The author also wishes to thank the referees of this paper Prof. Dr. Ergun GÖKTEN and Prof. Dr. Erdinç YİĞİTBAŞ for their valuable contributions and corrections.

GENİŞLETİLMİŞ ÖZET

KB-gidişli Datça Grabeni, D-B doğrultulu Reşadiye Yükselimi, Gökova ve Hisarönü grabenleri güneybatı Anadolu'daki en önemli morfolojik ve yapısal unsurlardır. Reşadiye Yarımadası'nın orta-batı kesiminde yer alan kaya birimleri Pliyosen öncesi temel kayalar ve Plio-Kuvaterner örtü kayaları olmak üzere iki grupta incelenmiştir. Temel kaya birimleri, Likya Naplarının ofiyolit, ofiyolitik melanj, erken Jura masif karbonatları, orta-geç Jura radyolarit, çörtlü kireçtaşı ve bunları örten erken Maastrichtiyen marn ara seviyeli killi mikrit ve geç Kretase-erken Eosen bloklu fliš ile temsil edilir (Ersoy 1990, 1991). Örtü kayaları ise erken Pliyosen kumtaşı ve çakıllı kireçtaşı (Kızılağaç formasyonu); ince tüf arakatlı en geç Pliosen (Piyasensiyen) akarsu-göl-sığ denizel kumtaşı, çakıltası, marn, kiltası, oolitik kireçtaşı araldanması (Yıldırımli formasyonu); kenar fasiyesi karakterli Karaköy formasyonu; Yazıköy piroklastikleri, taraça çökelleri, kolüvyon, yamaç molozu, alüvyon yelpazesi, yalı taşı, plaj kumu, çakılı ve alüvyon ile temsil edilir.

Çalışma alanında yüzeyleyen tektonik yapılar: bindirme, ters fay ve kıvrımlardan oluşan eski-tektonik sıkışma yapıları; normal faylarla sınırlı Reşadiye horstu, Datça, Gökova ve Hisarönü grabenleri ile bunlarla ilişkili normal faylardan oluşan yeni-tektonik genişleme yapıları ile temsil edilir.

Temelini Likya Napları'nın oluşturduğu Reşadiye Yarımadası'nın orta kesiminde yer alan Datça Grabeni'nin en yaygın birimi Yıldırımli formasyonu'nun litolojik özellikleri grabenin geç Pliyosen'e (geç Piyasensiyen) kadar sığ denizle bağlantılı lagün-akarsu ortamında gelişimini sürdürdüğünü ortaya koymaktadır. Erken Kuvaternerde K-G doğrultulu genişlemeye bağlı olarak gelişmeye başlayan Gökova Grabeni ve Hisarönü Grabeni, Datça Grabeni'nin gelişimini sonlandırmıştır. Yaklaşık 120 km uzunluğunda olan Gökova Grabeni batıya doğru 5 km genişlikten yaklaşık 30 km genişliğe ulaşır ve en batı ucunda aktif Yalı ve Nisyros volkanik merkezleri yer alır. Grabenin güney kenarını sınırlayan yaklaşık D-B gidişli kenar fayları ve Hisarönü Grabeni'nin kuzey kenar fayları Datça Grabeni'nin geç Pliyosen yaşlı çökellerini keser ve Reşadiye Yükselimi bu iki graben arasında yükselir. Bu durum Gökova ve Hisarönü Grabenlerinin erken Kuvaternerde gelişmeye başladığının önemli bir kanıtıdır.

Bölge, güneydoğu Ege Denizi'nin sismik aktivitesi en yüksek olan yerlerinden biridir. Tarihsel ve aletsel dönemlerdeki kayıtlar, bölgede şiddeti X, büyüklüğü (Ms) 7,7'ye ulaşan depremlerin ve tsunamilerin varlığını göstermektedir. Bölgede 2000–2006 yılları arasında meydana gelen depremlerin (Ms ≥ 4) odak derinlikleri ve fay düzlemi çözümleri incelendiğinde sığ depremlerin D-B doğrultulu normal fay, derin odaklı depremlerin ise oblik karakterli fay düzlemleriyle ilişkili olduğu görülmektedir. D-B doğrultulu normal faylarla ilişkili sığ depremlerin Gökova Körfezi ortalarında ve kuzeyinde yoğunlaşması Gökova Grabeni'nin orta kesimlerinin ve kuzey kenarının da halen aktif olduğunun önemli bir kanıtıdır. Reşadiye Yarımadası'nın güneyinde ve GB'sında yoğunlaşan derin odaklı depremler ise kuzeye dalan Ege yitim zonundaki hareketlerden kaynaklanmalıdır. Tarihsel dönemdeki depremler ve bölgedeki sismik aktiviteler göz önüne alındığında bölgede tsunami üretecek büyüklükteki depremlerin olma olasılığının oldukça yüksek olduğu görülmektedir.

REFERENCES

- Allen, S. R., and Cas, R. A. F., 2002. Transport of pyroclastic flows across the sea during the explosive, rhyolitic eruption of the Kos Plateau Tuff, Greece, Bulletin of Volcanology, 62 (6-7), 441-456.
- Altunel, E., Barka, A., Akyüz, S., 2000. Field Guide for the "Field trip on the Active Tectonics of Western Turkey: in memoriam to Paul L. Hancock.
- Altunel, E., Stewart, I.S., Piccardi, L., and Barka, A.A., 2003. Earthquake faulting at Ancient Cnidus, SW Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences, 12(1), 137-151.
- B.Ü. Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü Ulusal Deprem İzleme Merkezi, 2006, <http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo>, 8 May 2006.
- Becker-Platen, J. D., 1970. Lithostratigraphische Untersuchungen im Kanozoikum Südwest-Anatoliens (Turkei). Beihefte zum geologischen Jahrbuch, 97, 244p.
- Bozkurt, E., 2000. Timing of extension on the Büyük Menderes Graben, western Turkey, and its tectonic implications, in: Bozkurt E., Winchester J.A., Piper J.D.A. (Eds), Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area, Geological Society Special Publication no.173, Geological Society, London, 385-403.
- Bozkurt, E., 2001. Neotectonics of Turkey – a synthesis, Geodinamica Acta, 14, 3-30.
- Chaput, E., 1947. Türkiye'de jeolojik ve jeomorfojenik teknik seyahatları. İ.Ü. Yay. No: 324. İstanbul.
- Chaput, E., 1955. Contribution a l'etude de la faune Pliocene de la Peninsula de Cnide (Turquie). Bl. Scient. Bourgogne, 15, 39-52.
- Dewey JF, Şengör AMC., 1979. Aegean and surrounding regions: complex multiplate and continent tectonics in a convergent zone. Geol. Soc. Am. Bull. 90, 84-92.
- Dirik, K., Türkmenoğlu, A., Tuna, N., and Dirican M., 2003. Datça Yarımadası'nın neotektoniği, jeomorfolojisi ve bunların eski medeniyetlerin yerleşimi ve gelişimi üzerindeki etkisi. ODTÜ Araştırma Fonu Projesi, Proje No: AFP-00 07 03 13 (Unpublished)
- Ercan, T., 1980a, Akdeniz ve Ege Denizindeki Plio-Kuvaterner ada yayı volkanizması. Jeomorfoloji Dergisi, 9, 37-60.
- Ercan, T., Günay, E., Baş, H., Can, B., 1984, Datça Yarımadasındaki Kuvaterner yaşlı volkanik kayaların stratigrafisi ve yapısı, MTA Derg., 97-98, 45-46
- Erol, O., 1968. Anadolu kıyılarının Holosendeki değişimleri hakkındaki gözlemler, A.Ü. Coğrafya Araştırmaları Dergisi, 2, 89–102.
- Erol, O., 1976. Quaternary shoreline change on the Anatolian coasts of the Aegean Sea and related problems. Soc. Geol. France Bull., 18, 2.
- Erol, O., 1983. Historical changes on the coastline of Turkey, International Geographical Union. Com. On the Coastal Environment. Bologna.
- Ersoy, Ş. 1990. Stratigraphy and tectonics of the neotectonic units in the Reşadiye (Datça) Peninsula, SW Turkey, IESCA Proceeding, 116-128.
- Ersoy, Ş. 1991. Datça (Muğla) Yarımadasının stratigrafisi ve tektoniği, Türkiye Jeoloji Bülteni, 34, 1-14.
- Görür, N., Şengör, A.M.C., Sakıncı, M., Tüysüz, O., Akkök, R., Yiğitbaş, E., Oktay, F., Barka, A., Sarıca, N., Ecevitöglü, B., Demirbağ, E., Ersoy, Ş., Algan, O., Güneysu, C. and Aykol, A., 1995, Rift formation in the Gökova Region, Southwest Anatolia: Implication for the Opening of the Aegean Sea. Geol. Mag. 132, 637-650
- Gürer, Ö.F., Yılmaz, Y., 2002. Geology of the Ören and surrounding areas, SW Anatolia. Turkish Journal of Earth Sciences, 11, 1-13.
- Jackson, J.A. and McKenzie, D., 1984, Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society. 77, 185-264.
- Kapan-Yeşilyurt, S. and Taner, G., 2002, Datça yarımadasının geç Pliyosen pelecypoda ve gastropoda faunası ve stratigrafisi (Muğla-Güneybatı Anadolu), MTA Derg. 125, 89-120.
- Kayan, İ., 1988. Late Holocene sea-level changes on the Western Anatolian coast, Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 68, 205-218.
- Kayan, İ., and Tuna, N., 1985. Datça Yarımadasında eski Knidos yerleşmesini etkileyen doğal çevre özellikleri, Ankara.

- Koçyiğit, A., Yusufoglu H., Bozkurt E., 1999. Evidence from the Gediz Graben for episodic two-stage extension in western Turkey. *J. Geol. Soc.*, London, 156, 605-616.
- KOERİ, 2007. <http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/>
- Kurt, H., Demirbağ, E., and Kuşçu, İ., 1999, Investigation of the submarine active tectonism in the Gulf Gökova, Southwest Anatolia-Southeast Aegean Sea, by Multi-Channel Seismic Reflection Data, *Tectonophysics*, 305, 477-496.
- Le Pichon, X., Angelier, J., 1979, The Hellenic Arc and trench system: A key to the tectonic evolution of the Eastern Mediterranean area, *Tectonophysics*, 60, 1-42.
- Le Pichon, X., Angelier, J. 1981, The Aegean Sea, *Philos. Trans. R. Soc. London A* 300, 357-372.
- Le Pichon X., Chamot-Rooke C., Lallemand S., Noomen R., Veis G., 1995. Geodetic determination of the kinematics of Central Greece with respect to Europe: implications for Eastern Mediterranean tectonics. *J. Geophys. Res.* 100. 12675-12690.
- McKenzie, D.P., 1978. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions. *Geophys. J. Royal Astron. Soc.* 55, 217-254.
- Meulenkamp J.E., Wortel W.J.R., Van Wamel W.A., Spakman W., Hoogerduyn Strating E., 1988. On the Hellenic subduction zone and geodynamic evolution of Crete in the late middle Miocene. *Tectonophysics*, 146, 203-215.
- Oral M.B., Reilinger R.E., Toksöz M.N., Kong R.W., Barka A.A., Kınık İ., Lenk O., 1995. Global positioning system offers evidence of plate motions in eastern Mediterranean, *EOS Transac.* 76/9.
- Orombelli, G., Lojez, G. P., Rossi, L. A., 1967. Preliminary notes on the Daça Peninsula (SW Turkey), *Lincei – Rend. Sc. Fis. Mat. E Nat.*, XLII, 830-841.
- Philippon A., 1915. Reisen und Forschungen im Westlichen Kleinasien S: Karien Sudliches Maander und das Westlichen Lykien. *Erg. Heft.* 183, zu petermanns Mitteilungen, Gotha, 135 p.
- Reilinger R.E., McClusky S.C., Oral M.B., King W., Toksöz M.N., 1997. Global Positioning, System measurements of present-day crustal movements in the Arabian-Africa-Eurasia plate collision zone. *J. Geophys. Res.* 102 9983-9999.
- Rossi, L. A., 1966, La Geologia della Penisula De Daça (Turchia). Doctorate thesis, Milano Univ. Italy.
- SED Moment Tensors, 2006, <http://www.seismo.ethz.ch/mt>, 8 May 2006.
- Seyitoğlu G., Scott B., 1991. Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey. *Geol. Mag.* 128, 155-166.
- Seyitoğlu G., Scott B., 1992. The age of the Büyük Menderes Graben (western Turkey) and its tectonic implications. *Geol. Mag.*, 129, 239-242.
- Smith, P.E., York, D., Chen, Y., Evensen N.M., 1996. Single crystal ^{40}Ar - ^{39}Ar dating of a Late Quaternary paroxysm on Kos, Greece: concordance of terrestrial and marine ages. *Geophys. Res. Lett.* 23, 3047-3050.
- Stiros, S.C., 2000. Fault pattern of Nisyros Island volcano (Aegean Sea, Greece): structural coastal and archaeological evidence. In: McGuire, W.J., Griffiths, D.R., Hancock, P.L. & Stewart, I.S. (eds), *The Archeology of Geological Catastrophes*. Geological Society, London, Special Publications 171, 385-399.
- Şengör A.M.C., 1979. Mid-Mesozoic closure of Permian-Triassic Tethys and its implications. *Nature*, 279, 590-593.
- Şengör A.M.C., 1987. Cross-faults and differential stretching of hanging walls in regions of low-angle normal faulting: examples from western Turkey, in: Coward M.P., Dewey J.F., Hancock P.L. (eds), *Continental Extensional Tectonics*, Geological Society Special Publication no 28, Geological Society, London, 575-589.
- Şengör A.M.C., Yılmaz Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Şengör A.M.C., Görür N., Şaroğlu F., 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study, in: Biddle K.T., Christie-Blick N. (eds), *Strike-slip Faulting and Basin Formation*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Sp. Pub., 37, 227-264.
- Taymaz, T., Jackson, J.A. and McKenzie, D., 1991. Active tectonics of the North and central Aegean Sea. *Geophysical Journal International*, 106, 433-90.
- Tintant, H., 1954. Etudes sur la microfaune du Neogene de Turquie: 1- La Microfaune du Pliocene de Daça. *Bull. Scient. Borgonne*, 14, 185-208.
- Yılmaz, Y., Genç, Ş.C., Gürer, F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş. and Elmas, A., 2000. When did the western Anatolian grabens begin to develop? In: Bozkurt, E., Winchester, J.A. and Piper, J.D.A. (eds) *Tectonics and magmatism in Turkey and surrounding area*. Geological Society, London, Special Publications. 173, 353-384.

Makale Geliş Tarihi : 6 Ağustos 2007

Kabul Tarihi : 12 Kasım 2007

Received : August 6, 2007

Accepted : November 12, 2007



Lithostatigraphy and Mammalian Fossil Content of Lower Miocene Deposits in the Western Part of the Çankırı Basin: A Test for Post - Collisional Tectonic Models of NW Central Anatolia

Çankırı Havzası'nın Batı Kenarındaki Alt Miyosen Çökellerinin Memeli Fosil İçeriği ve Litostratigrafisi: KB İç Anadolu'nun Çarpışma Sonrası Tektonik Modelleri İçin Bir Test

Fatih ÖZCAN Ankara University, Faculty of Eng., Dept. of Geol. Eng. Tectonics Research Group, 06100 Tandoğan. Ankara
Present address: Roketsan, Roket Sanayii ve Ticaret AŞ., 06780 Elmadağ, Ankara
Levent KARADENİZLİ General Directorate of Mineral Research and Exploration, TR-06520 Ankara
Şevket ŞEN Laboratoire de Palaeontologie Museum National d'Histoire Naturelle, 8rue Buffon, 75005, Paris, France
Gerçek SARAÇ General Directorate of Mineral Research and Exploration, TR-06520 Ankara
Gürol SEYİTOĞLU Ankara University, Faculty of Eng., Dept. of Geol. Eng. Tectonics Research Group, 06100 Tandoğan. Ankara
(gurol.seyitoglu@eng.ankara.edu.tr)

ABSTRACT

Detailed geological mapping of the western side of Çankırı basin demonstrates that the base of the Neogene succession, the Kılçak formation, is found on both sides of a tectonic sliver. These outcrops are correlated through their lithological descriptions and fossil contents. This finding eliminates the recent tectono-sedimentary model that presents the Kılçak formation as a last product of an intercontinental convergence, developed in front of the thrust sheets of the İzmir-Ankara suture zone. In contrast, our findings support the proposal that the Neogene succession in the western margin of the Çankırı basin is fragmented by the post Pliocene tectonic sliver, regarded as a neotectonic structure.

Key words: Çankırı basin, Kılçak, Neogene, Neotectonics, Mammalian fossils

ÖZ

Çankırı havzasının batı kenarında yapılan ayrıntılı jeolojik harita alımı, Neojen birimlerin tabanını oluşturan Kılçak formasyonunun bir tektonik kamanın her iki tarafında bulunduğunu ortaya çıkarmıştır. Bu formasyona ait yüzlekler, litolojik tanımlamaları ve fosil içerikleri ile denştirilmektedir. Bu veriler Kılçak formasyonunu İzmir-Ankara kenet zonunda kıtalararası yakınlaşma sonucunda oluşan bindirmelerin önünde çökelen son ürün olarak değerlendiren tektono-sedimenter modeli yanlışlamaktadır. Buna karşılık aynı veriler, Pliyosen sonrasında oluşan bir neotektonik yapı olarak değerlendirilen tektonik kamanın Çankırı havzasının batı kenarını parçaladığı görüşünü desteklemektedir.

Anahtar Kelimeler: Çankırı havzası, Kılçak, Neojen, Neotektonik, Memeli fosilleri

INTRODUCTION

One of the largest Central Anatolian basins, the Çankırı basin, developed during the closure of the Neo-Tethyan ocean between the Sakarya continent and the Kırşehir block following Cretaceous to Eocene (Şengör & Yılmaz, 1981; Tüysüz et al. 1995; Erdoğan et al. 1996; Görür et al. 1998; Okay & Tüysüz, 1999) (Fig. 1). The post-collisional history of the basin is currently a debated issue (see Koçyiğit et al. 1995; Seyitoğlu et al. 1997; 2000; 2004; Kaymakçı, 2000; Kaymakçı et al. 2001). The conflicting views can be summarized in three groups. The first view suggests that intracontinental convergence due to the closure of Neo-Tethyan Ocean continued until the Late Pliocene, the Ankara Orogenic Phase of Koçyiğit et al. (1995). The second view proposes that this

convergence ended after the Early Miocene and extensional tectonics become dominant during Middle Miocene. The following transpressional regime has been proposed for post- late Miocene times (Kaymakçı, 2000; Kaymakçı et al. 2001). The third view claims that pre-Neogene intracontinental convergence gives way to the Early Miocene extensional regime. After the late Pliocene, a tectonic sliwer, named the Eldivan-Elmadağ Pinched Crustal Wedge (EPCW), fragments the Neogene Çankırı basin due to NW-SE compression that is believed to be created by the interaction between the North Anatolian Fault and its splay Kırıkkale Erbaa Fault (Seyitoğlu et al. 1997; 2000; 2001; 2004; Karadenizli et al. 2003; Savaşçı & Seyitoğlu, 2004) (Fig. 1).

Our team produced detailed geological mapping on the Lower Miocene units in the western margin of the Çankırı basin. The distribution of these units is very important in order to test the regional tectonic models summarised above, because the base of the Neogene succession, particularly the Kılıçak formation is evaluated as a last product of intercontinental convergence due to its position in front of the thrusts in the western Çankırı basin (Kaymakçı 2000; Kaymakçı et al. 2001). Alternatively, if the post-late Pliocene tectonic sliwer model (Seyitoğlu et al. 2000; 2004) is correct then the fragmented lower Miocene units would be common features in the region.

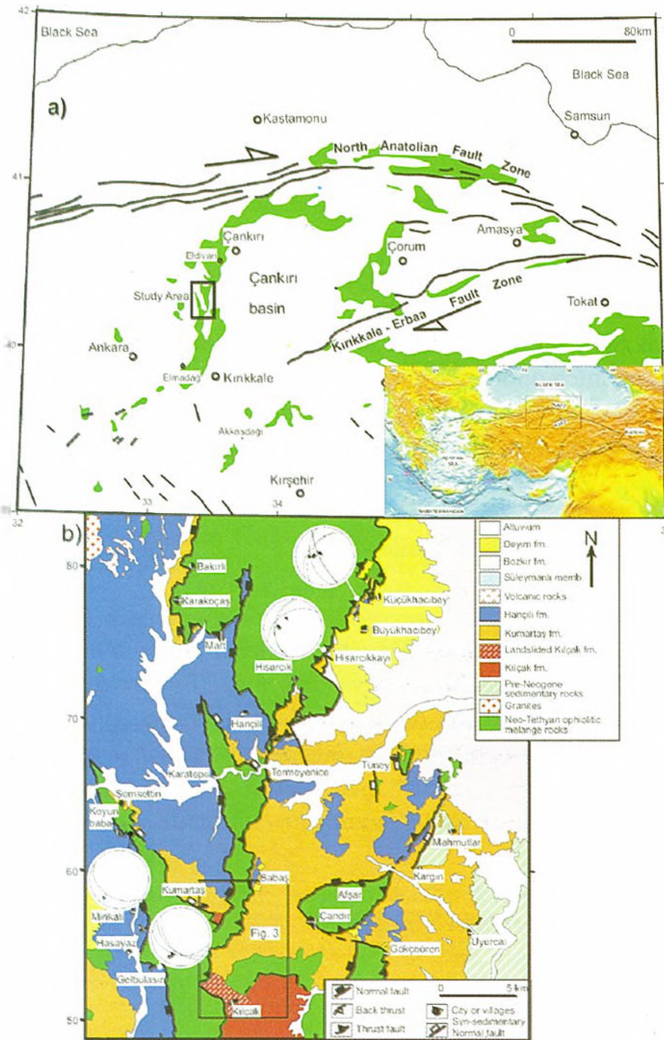


Figure 1. (a) The main neotectonic elements of Central Anatolia. Grey areas represent the Neo-Tethyan Suture zone. (b) Geological map of the western margin of Çankırı basin. Schmidt lower hemisphere equal area projections belong to the normal faulted western, thrust eastern margin of the Elmadağ-Eldivan Pinched Crustal Wedge. Great circles and arrows are fault surfaces and striations respectively.

Şekil 1. (a) İç Anadolu'nun ana neotektonik elemanları. Gri alanlar Neo-Tetis kenet zonunu temsil etmektedir. (b) Çankırı havzası batı kenarının jeolojik haritası. Schmidt alt yarıküre eşit alan projeksiyonları Eldivan-Elmadağ tektonik kamasının batı kenarındaki normal faylara ve doğu kenarındaki bindirme faylarına aittir. Büyük daireler fay düzlemlerini oklar ise fay çiziklerini göstermektedir.

This paper presents the stratigraphical relationship between the Kılçak and Kumartaş formations and the geological map of Kılçak outcrops with their fossil content. The tectonic meaning of our findings will also be discussed.

NEOGENE STRATIGRAPHY OF ÇANKIRI BASIN

The Neogene stratigraphy of Çankırı basin starts with the Kılçak formation (Fig. 2). Its fossil content indicates MN 1-2 zones (Hoek Ostende, 1992; 1995a&b; Bruijn & Saraç, 1992; Bruijn et al. 1993; Ünay, 1994; Bruijn & Koenigswald, 1994; Şen et al. 1998) and was first recognised as a separate lithological unit by Şen et al. (1998). The type section of the Kılçak formation (Kaymakçı, 2000; Kaymakçı et al. 2001) shows a fining upward character and is composed of conglomerate, and an alternation of sandstone, shale, siltstone, marl, limestone, lignite

and mudstones. The base of the formation is not observed due tectonic contacts and no contact relationship has been reported with the younger Kumartaş formation (Şen et al. 1998; Kaymakçı 2000; Kaymakçı et al. 2001). The Kumartaş formation was determined by Akyürek et al. (1980) and is composed of red conglomerate, sandstone and mudstone. The Early Late Miocene age (MN 3-9) has been ascribed to the Kumartaş formation and its Çankırı member. Both the fossil content of the different localities and the detailed stratigraphical loggings indicate that the Kumartaş formation interfingers with the Hançili formation (Karadenizli et al., 2004). The Neogene stratigraphy continues with Late Miocene yellowish evaporitic Bayındır Formation and its flood plain deposits of Süleymanlı member containing red mudstones. They are overlain by the Pliocene Bozkır formation, which has white gypsum and mudstones (Varol et al. 2002). The Upper Pliocene- Pleistocene

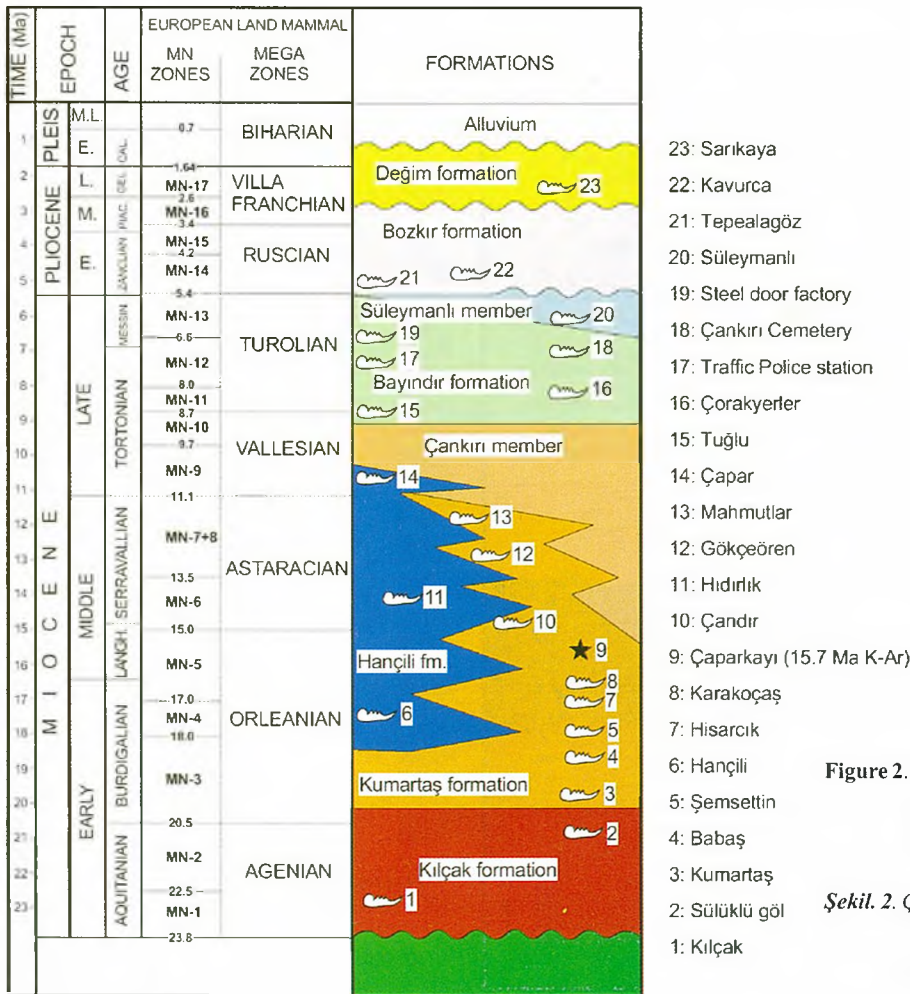


Figure 2. Neogene stratigraphy of Çankırı basin with the mammalian fossil locations (from Karadenizli et al. 2004, MN & Mega Zones from Steininger 1999).

Şekil 2. Çankırı havzasının Neojen stratigrafisi ve memeli fosil yerleri (Karadenizli vd. 2004'ten alınmıştır. MN & Mega Zonlar Steininger 1999'a aittir.)

Deyim formation unconformably covers the oldest sedimentary units in the basin and is composed of conglomerates, sandstones and mudstones (Karadenizli et al., 2004) (Fig. 2).

FIELD OBSERVATIONS ON LOWER MIOCENE SEDIMENTARY SUCCESSIONS IN THE KILÇAK-KUMARTAŞ AREA, WESTERN ÇANKIRI BASIN

We discovered a sedimentary unit around Sülüklügöl whose composition was dominated by claystone, marlstone with conglomerate, sandstone and lignite layers (Fig. 3). This unit conformably underlies the Kumartaş formation. The detailed lithological descriptions (Özcan, 2003) and the fossil content *Galerix* sp., *Soricidae* indet., *Albertona* n.sp.,

Ctenodactylidae indet., *Debruijnna* sp., *Spanocricetodon* sp., *Democricetodon* sp., *Megacricetodon* sp., *Cricetodon versteegi* - (MN 1-3, Karadenizli et al., 2004) securely correlates the Sülüklügöl unit with the Kılçak formation that its type section measured (Kaymakçı 2000) near the Kılçak village (Fig. 4). It is obvious that the newly recognised sedimentary unit in the Sülüklügöl area is equivalent to the Kılçak formation (see also Özcan et al. 2006). The geological map of the area (Fig. 3) indicates that the Kılçak formation outcrops in two places (i.e. Sülüklügöl and Kılçak), separated by the tectonic contacts of Neo-Tethyan ophiolitic melange rocks. Detailed field observations are able to distinguish syn- and post-sedimentary faulting.

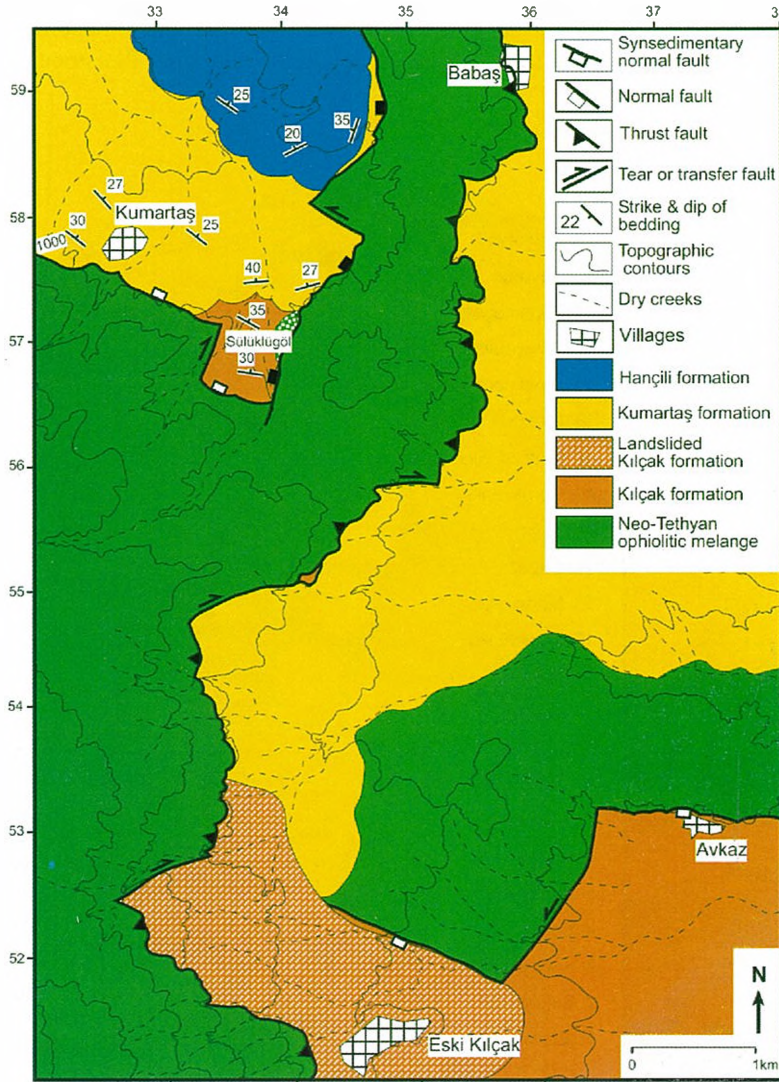


Figure 3. Geological map of Kumartaş-Kılçak area.

Şekil 3. Kumartaş Kılçak arasındaki jeoloji haritası.

Kılçak, Kumartaş and Hançili formations are also cut by a normal fault that constitutes the western side of the EPCW (Fig. 3), similar to the en-echelon counterparts of the previously examined Karatepe and Koyunbaba normal faults (Savaşçı & Seyitoğlu, 2004; Önal et al. 2006).

Taken together, this evidence indicates that the Kılçak formation is not accumulated in front of thrust sheets as suggested by Kaymakçı (2000) and Kaymakçı et al. (2001), but is fragmented by a post - early Pliocene tectonic wedge (EPCW), like other Mio-Pliocene sedimentary successions in the western part of the Çankırı basin (Seyitoğlu et al. 2000; 2004).

DISCUSSION AND CONCLUSION

The post - orogenic tectonic development of the Neo-Tethyan suture in NW central Anatolia is currently a debated issue. Koçyiğit et al. (1995) suggest that intercontinental convergence after the closure of the Neo-Tethyan suture continued until the Pliocene "Ankara Orogenic Phase". Following the Pliocene, a non-compressional tectonic regime has been attributed to the region. Seyitoğlu et al. (1997) questioned the "Ankara Orogenic Phase" on the basis of field observations (see Seyitoğlu et al. 2006 for a recent paper on this subject) and the volcanic evolution of the Galatian volcanics, and suggested Miocene extension due to orogenic collapse in the region. Later, Bozkurt et al. (1999), basing his argument on geological setting and isotopic dating of the volcanic rocks near Ankara, admitted that the intercontinental convergence ceased in Early Miocene. However, Kaymakçı (2000) suggested that the compressional regime continued until Middle Miocene and that the Kılçak formation accumulated in front of the east vergent thrusts created by indentation of the Kırşehir block into the Sakarya continent. Although the upwards-fining character of the Kılçak formation has been given in the type section, the formation is interpreted as a latest product of the compressional regime (Kaymakçı, 2000; Kaymakçı et al. 2001). Kaymakçı (2000) proposed an extensional regime for the region during the Middle Miocene, and claimed a paleohigh bounded by normal faulting, that caused the development of different stratigraphies in different basins, namely the Hançili and Çankırı basins. While the Kumartaş and Hançili formations are believed to accumulate in the Hançili sub-basin, the Çandır, Süleymanlı and Bozkır formations

developed in the Çankırı basin. This paleohigh is thought to be reactivated as double vergent thrust faults with a strike-slip component due to transpression following the Late Miocene (Kaymakçı, 2000; Kaymakçı et al. 2001).

However, instead of the double vergent thrusting, Seyitoğlu et al. (2000; 2004) documented that EPCW fragments an existing Neogene sedimentary unit of the Çankırı basin following the Late Pliocene. This NNE trending tectonic sliver, having a normal fault relationship with the sedimentary units on its western margin, but with an eastern margin thrusting onto the Neogene succession, developed between Çankırı and Ankara as a result of a NW-SE contraction created by the North Anatolian Fault and its splay Kırıkkale Erbaa Fault (Seyitoğlu et al. 2000; 2004).

The cropping out of the Kılçak formation on both sides of EPCW, documented in this paper, supports the contention of Seyitoğlu et al. (2000; 2004) that the Neogene units at the western margin of the Çankırı basin are fragmented by EPCW following Late Pliocene.

ACKNOWLEDGEMENTS

This paper is one of results of projects sequentially supported by TUBITAK (198Y014), Ankara University (20010705053), TUBITAK-CNRS (101Y108), CNRS-INSU (ECLIPSE), MTA 16-A3.

GENİŞLETİLMİŞ ÖZET

Çankırı havzası İç Anadolu'nun önemli sedimanter havzalarından biri olup, kıtalararası yakınlaşma sonrası havzanın Neojen'deki tektonik gelişimi üzerine tartışmalar sürmektedir.

Çankırı havzasının batısında Kaymakçı (2000) ve Kaymakçı vd. (2001) tarafından öne sürülen tektono-sedimanter modele göre Alt Miyosen Kılçak formasyonu, kıtalararası yakınlaşma nedeniyle oluşan bindirmelerin önünde çökelmiştir. Orta Geç Miyosende Çankırı havzasını alt havzalara böldüğü düşünülen normal faylarla sınırlı paleo yükselti, Hançili kenar havzasında Kumartaş ve Hançili formasyonlarının, Çankırı havzasında ise Çandır, Süleymanlı ve Bozkır formasyonlarının çökeline neden olmuştur. Bölgede Üst Miyosenden itibaren geliştiği öne sürülen yanal sıkıştırımlı rejim, paleoyükseltiyi sınırlayan normal fayların ters faylar

olarak çalışmasını sağlayarak Neo-Tetis kenet zonu kayaçlarının Neojen birimler üzerine bindirmesini gerçekleştirdiği belirtilmiştir (Kaymakçı, 2000; Kaymakçı vd. 2001).

Bu tektono-sedimanter model, arazi gözlemlerimizle uyumlu değildir. Ankara ve Çankırı arasında tanımlanan batı kenarı normal faylı, doğu kenarı bindirmeli Elmadağ-Eldivan tektonik kaması, Geç Pliyosen'den sonra Çankırı havzasının Neojen çökellerini parçalamıştır (Seyitoğlu vd. 2000; 2004). Bu makalede, Kılçak formasyonunun Eldivan-Elmadağ tektonik kamasına ait bindirmelerin batısında da yer aldığı ait veriler Sülüklügöl civarındaki sedimanter birimlerin litolojik tanımlamaları ve paleontolojik verilerinin Kılçak formasyonunun ilk tanımlandığı Kılçak çevresindeki birimlerle yapılan karşılaştırma sonucu ortaya konmuş olup, bu Kaymakçı (2000) tarafından öne sürülen modeli yanlışlayan en önemli verilerden biri olarak görülmektedir. Eldivan-Elmadağ tektonik kamasının her iki tarafında Kılçak, Kumartaş ve Hançili formasyonlarının bulunuyor olması, Çankırı havzasının Erken Orta Miyosende birbirlerinden izole alt havzalara ayrılmadığını, kıtalararası yakınlaşmanın Erken Miyosenden önce sona ermesi gerektiğini göstermektedir.

REFERENCES

- Akyürek, B., Bilginer, E., Çatal, E., Dağ, Z., Soysal, Y. ve Sunu, O., 1980. Eldivan-Şabanözü (Çankırı) ve Hasayaz-Çandır (Kalecik-Ankara) dolayının jeolojisi. MTA Rapor No: 6741. (Yayınlanmamış)
- Bozkurt, E., Koçyiğit, A., Winchester, J. A., Holland, G., Beyhan, A., 1999. Petrochemistry of the Oyaca-Kedikayası (Ankara) dacites as evidence for the post-collisional tectonic evolution of north-central Anatolia, Turkey. Geological Journal, 34, 223-231.
- Bruijn, H. De & Koeningswald, W. von 1994. Early Miocene rodent faunas from eastern Mediterranean area. Part V. The genus Enginia (Muroidea) with a discussion of the structure of the incisor enamel. Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Akademie Van Wetenschappen, Amsterdam, B97, 381-405.
- Bruijn, H. De ve Saraç, G., 1992. Early Miocene rodent faunas from the eastern Mediterranean area. Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Akademie Van Wetenschappen, Amsterdam, B95, 25-40.
- Bruijn, H. De, Ünay, E., Saraç, G., Yılmaz, A., A., 1993. Rodent assemblages from the Eo / Oligocene boundary interval near Süngülü, Lesser Caucasus, Turkey. Colloquios de Paleontologia, Volumen Extraordinario 1, 47-66.

- Erdoğan B., Akay E. and Uğur M. S., 1996. Geology of the Yozgat Region and evolution of the collisional Çankırı Basin. International Geology Review, 38, 788-806.
- Görür, N., Tüysüz, O. and Şengör A.M.C., 1998. Tectonic evolution of the Central Anatolian Basins. International Geology Review, 40, 831-850.
- Hoek Ostende, L. W. van den, 1992. Insectivore faunas from the Lower Miocene of Anatolia. Part 1. Erinaceidae. Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Akademie Van Wetenschappen, Amsterdam, B95, 437-467.
- Hoek Ostende, L. W. van den, 1995a. Insectivore faunas from the Lower Miocene of Anatolia. Part 2. Dinosaurox (Heterosoricidae). Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Akademie Van Wetenschappen, Amsterdam, B98, 1-18.
- Hoek Ostende, L. W. van den, 1995b. Insectivore faunas from the Lower Miocene of Anatolia. Part 3. Dimylidae. Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Akademie Van Wetenschappen, Amsterdam, B98, 19-38.
- Karadenizli, L., Seyitoğlu, G., Saraç, G., Kazancı, N., Şen, Ş., Hakyemez, H. Y. and Savaşçı, D., 2003. Early-Middle Miocene palaeogeographic evolution of the western margin of the Çankırı-Çorum Basin. MTA Bulletin, 126, 69-86.
- Karadenizli, L., Saraç, G., Şen, Ş., Seyitoğlu, G., Antoine, P. O., Kazancı, N., Varol, B., Alçiçek, M. C., Gül, A., Erten, H., Esat, K., Özcan, F., Savaşçı, D., Antoine, A., Filoreau, X., Hervet, S., Bouvrain, G., DE Bonis, L., & Hakyemez, H. Y., 2004. Çankırı Çorum havzasının batı ve güney kesiminin memeli fosillere dayalı Oligo-Miyosen biyostratigrafisi ve dolgulama evrimi. MTA Rapor no: 10706. (Yayınlanmamış)
- Kaymakçı, N., 2000. Tectono-stratigraphical evolution of the Çankırı basin (Central Anatolia Turkey). PhD Thesis, University of Utrecht. Geologia Ultraiectina, no: 190, 247 p.
- Kaymakçı, N., Özçelik, Y., White, H. S., Van Dijk, P. M., 2001. Neogene tectonic development of the Çankırı basin (Central Anatolia, Türkiye). The Bulletin of Turkish Association of Petroleum Geologists, 13, 27-56.
- Koçyiğit, A., Türkmenoğlu, A., Beyhan, A., Kaymakçı, N. and Akyol, E., 1995. Post-Collisional Tectonics of Eskişehir-Ankara-Çankırı Segment of İzmir-Ankara-Erzincan Suture Zone: Ankara Orogenic Phase. The Bulletin of Turkish Association of Petroleum Geologists, 6, 69-86.
- Okay A. I. and Tüysüz, O., 1999. Tethyan sutures of northern Turkey. In: Durand, B., Jolivet L., Horvarth F. & Seranne M. (Eds.), The Mediterranean Basins: Extension within Alpine Orogen. Geological Society London, Special Publications, 156, 475-515.

- Önal, Z., Işık, V. ve Seyitoğlu, G., 2006. Çankırı havzası batısında bulunan Koyunbaba Fayının karakteri hakkında mezoskopik ve mikroskopik gözlemler ve bunların bölgesel tektonik modeller üzerine etkisi [Mesoscopic and microscopic observations on the character of Koyunbaba Fault at the western Çankırı basin and their implications on the regional tectonic models]. Türkiye Jeoloji Bülteni, 49, 1-12.
- Özcan, F., 2003. Kılçak formasyonu'nun Çankırı havzası stratigrafisindeki yeri ve tektonik konumu [The stratigraphical and tectonic position of Kılçak formation in Çankırı basin]. Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara, Yüksek Mühendislik Tezi, 43s.
- Özcan, F., Şen, Ş., Karadenizli, L., Saraç, G., Seyitoğlu, G., 2006. Erken Miyosen Kılçak formasyonunun Çankırı havzasındaki konumu ve bunun orta Anadolu'daki çarpışma sonrası tektonik modeller üzerine etkisi [The position of Early Miocene Kılçak formation in the Çankırı Basin and its implications on the post-collisional tectonic models in Central Anatolia]. 59. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, s. 414-415.
- Savaşçı, D., 2003. Çankırı havzasında yer alan Hançili formasyonunda çökme ile eş yaşlı yapısal unsurlar [The syn-sedimentary structures of the Hançili formation in the Çankırı Basin]. Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara, Yüksek Mühendislik Tezi, 48s.
- Savaşçı, D. ve Seyitoğlu, G., 2004. Çankırı havzasına ait Kumartaş ve Hançili formasyonları içerisinde çökme ile eş yaşlı tektonik yapılar [Syn-sedimentary tectonic structures in the Kumartaş and Hançili formations, Çankırı basin]. Türkiye Jeoloji Bülteni, 47, 61-73.
- Seyitoğlu, G., Kazancı, N., Karakuş, K., Fodor, L., Araz, H., Karadenizli, L., 1997. Does continuous compressive tectonic regime exist during Late Palaeogene to Late Neogene in NW Central Anatolia, Turkey? Preliminary observations. Turkish Journal of Earth Sciences, 6, 77-83.
- Seyitoğlu, G., Kazancı, N., Karadenizli, L., Şen, Ş., Varol, B. and Karabıyıkoglu, T., 2000. Rockfall avalanche deposits associated with normal faulting in the NW of Çankırı basin: implication for the post-collisional tectonic evolution of the Neo-Tethyan suture zone. Terra Nova, 12, 245-251.
- Seyitoğlu, G., Kazancı, N., Karadenizli, L., Şen, Ş., & Varol, B., 2001. A neotectonic pinched crustal wedge in the west of Çankırı basin accommodating the internal deformation of Anatolian plate. Fourth International Turkish Geology Symposium, Abstracts, p. 103. Çukurova University, Adana, Turkey.
- Seyitoğlu, G., Kazancı, N., Karadenizli, L., Şen, Ş., Varol, B. and Saraç, G., 2004. Neogene tectono-sedimentary development of the western margin of the Çankırı Basin, central Turkey: reply to the comment of Kaymakçı 2003. Terra Nova, 16, 163-165.
- Seyitoğlu, G., Ecevitoglu, B., Işık, V., Esat, K., Akkaya, İ., Sağol, Ö., 2006. Yuvaköy (Ankara) kuzeyinde Üst Kretase ofiyolitik melanj ile Neojen birimler arasındaki tektonik sınırın niteliği hakkında jeolojik ve jeofizik veriler [Geological and geophysical data about the character of the tectonic contact between Upper Cretaceous ophiolitic mélange and Neogene units in the north of Yuvaköy (Ankara)]. Yerbilimleri, 27, 163-171.
- Steininger, F., 1999. Chronostratigraphy, Geochronology and Biochronology of the Miocene European Land Mammal Mega-Zones (ELMMZ) and the Miocene Mammal-Zones (MN Zones). In: Rössner, G. E. & Heissig, K. (Eds.), The Miocene Land Mammals of Europe. F. Pfeil, Munich, 9-24.
- Şen, Ş., Seyitoğlu, G., Karadenizli, L., Kazancı, N., Varol, B., Araz, H., 1998. Mammalian biochronology of Neogene deposits and its correlation with the lithostratigraphy in the Çankırı-Çorum basin, central Anatolia, Turkey. Eclogae Geologicae Helvetiae, 91, 307-320.
- Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. Tectonophysics, 75, 181-241.
- Tüysüz, O., Dellaloğlu, A.A. and Terzioğlu, N., 1995. A magmatic belt within the Neo-Tethyan suture zone and its role in the tectonic evolution of northern Turkey. Tectonophysics 243, 173-191.
- Ünay, E., 1994. Early Miocene rodent faunas from eastern Mediterranean area. Part IV. The Gliridae. Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Akademie Van Wetenschappen, Amsterdam B97, 445-490.
- Varol, B., Araz, H., Karadenizli, L., Kazancı, N., Seyitoğlu, G., & Şen, Ş., 2002. Sedimentology of the Miocene evaporitic succession in the north of Çankırı-Çorum basin, central Anatolia Turkey. Carbonates and Evaporites, 17, 197-209.

Makale Geliş Tarihi : 6 Ocak 2007
Kabul Tarihi : 12 Temmuz 2007

Received : January 6, 2007
Accepted : July 12, 2007



Akgüney (Kabadüz-Ordu) Bakır-Kurşun-Çinko Yatağının Jeolojisi ve Sıvı Kapanım Özellikleri

Geology and Fluid Inclusion Characteristics of the Akgüney (Kabadüz-Ordu) Copper-Lead-Zinc Deposits

Esra ÜNAL, Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, SİVAS

Ahmet GÖKCE, Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, SİVAS

e-mail: gokce@cumhuriyet.edu.tr

ÖZET

Akgüney bakır - kurşun - çinko yatağı, Doğu Karadeniz Bölgesi'nde bulunan ve günümüzde işletilmekte olan çok sayıdaki bakır - kurşun - çinko yataklarından birisidir. Bu yataklar, aşırı derecede bozunmuş Üst Kretase yaşlı andezitik kayalar içinde fay zonları boyunca gelişmiş damar tipi oluşumlar şeklindedirler. Yörede 7 adet cevher damarı belirlenmiş olup D-1, D-2, D-3, D-4, D-5, D-6 ve D-7 şeklinde numaralanmışlardır. D-1, D-2, D-3, D-4, D-5 ve D-6 numaralı damarlar K 70-80° B, 50-60° KD konumlu, D-7 damarı ise DB doğrultulu 25° G konumudur.

Cevher damarları ileri derecede limonitleşmiş ve hematitleşmiş kuvars damarları şeklinde yüzeylemekte olup galerilerde işletilen, D-2 ve D-3 damarlarında, birincisi küçük kristalli ve bol piritli, diğeri iri kristalli ve piritin yanı sıra kalkopirit, sfalerit, galenit, fahlerz ve limonit; gang minerali olarak ise kuvars ve kalsit içeren iki farklı yapıda cevher gözlenmiştir. Belirtilen minerallerin oluşum sıraları (süksesyon), "pirit-galenit-kalkopirit-I-sfalerit kalkopirit-II (± fahlerz) kuvars kalsit" şeklindedir.

Sıvı kapanım incelemeleri; hidrotermal çözeltiler içinde CaCl₂, MgCl₂, NaCl ve olasılıkla KCl gibi tuzların bulunduğunu, tuzluluklarının % NaCl eşdeğeri olarak % 24.34 ile 13.94 (ort. = %19.0) aralığında değiştiğini, çözeltilerin kuvars kristallerinin oluşumu sırasında sıcaklıklarının 349.0 ile 276.0 °C aralığında (ort. 307.0 °C) değiştiğini, daha sonraki evrelerde ise 211.0 °C'ye kadar düştüğünü göstermektedir.

Anahtar Kelimeler: Akgüney, bakır-kurşun-çinkoyatağı, cevher mikroskopisi, Doğu Karadeniz bölgesi, sıvı kapanım.

ABSTRACT

The Akgüney copper lead zinc deposit is one of the widely occurring and workable deposits in the Eastern Black Sea Region of Turkey. This deposit consists of ore veins found along the fault zones hosted by hardly altered Upper Cretaceous andesitic rocks. Seven ore veins have been identified and numbered as D-1, D-2, D-3, D-4, D-5, D-6 and D-7. These ore veins, excluding D-7, have strikes and dips of N 70-80° W, 50-60° NE, while the last one has a dip of E-W, 25° S.

The ore veins are cropt out as hardly limonitized and hematitized quartz veins. Two different ore types were distinguished within the D-1 and D-2 veins which are being mined in the adits. The first one consists of quartz and fine grained pyrite, while the second one consists of quartz, calcite and coarse grained sulfide minerals such as

chalcopryrite, galena, sphalerite, fahlor and secondary limonite veinlets in addition to pyrite. The succession of these minerals have been identified as: pyrite galena chalcopryrite-I sphalerite chalcopryrite-II (\pm fahlor)-quartz-calcite.

Fluid inclusion data indicate that the ore forming fluids contain $CaCl_2$, $MgCl_2$, $NaCl$ and possibly KCl as salts, the salinity of the fluids is in the range of 24.34 to 13.94 (avr. = 19.0) % $NaCl$ equivalent, and the temperature of the fluids is in the range of 349.0 to 276.0 °C (avr. 307.0 °C) during the crystallization of the quartz, going down to 211.0 °C through the later stages of mineralization.

Key Words: Akgüney, copper-lead-zinc deposit, Eastern Black Sea region, fluid inclusion, ore microscopy.

GİRİŞ

Amaç ve Kapsam

Akgüney bakır - kurşun - çinko yatağı, Ordu İline bağlı Kabadüz İlçesi'nin güneyinde, Akgüney Mahallesi yakınlarında, 1/25.000 ölçekli Giresun G39-b2 paftası içinde yer almaktadır (Şekil 1). Bu yatak, Doğu Karadeniz Bölgesi'nde bulunan ve günümüzde işletilmekte olan çok sayıdaki bakır - kurşun - çinko yataklarından birisidir.

İnceleme alanı ve yakın çevresinde, genel jeoloji ve maden jeolojisi amaçlı olarak yapılmış çok az sayıda çalışma bulunabilmektedir. Genel jeoloji amaçlı çalışmalardan; Terlemez ve Yılmaz (1980)'in inceleme alanının güneybatısında geniş bir bölgenin stratigrafik özelliklerini inceledikleri, Terzioğlu (1984, 1985a, 1985b, 1986a, 1986b, 1987)'nin bölgedeki volkanik kayaların jeokimyasal özellikleri ve kökenini araştırdığı, Boztuğ (2001)' un ise bölgedeki granitoidleri incelediği görülmektedir.

Bölgedeki maden jeolojisi amaçlı ilk ayrıntılı çalışma, Türk Yugoslav Ekibi (1970), tarafından yapılmış olup 1 : 25.000 ölçekli jeolojik harita yapımı ve ön prospeksiyon niteliğindeki bu çalışmada, yöredeki Üst Kretase'den günümüze kadar değişik zamanlarda oluşmuş volkanik ve volkano-sedimenter birimler kaya türü bazında 13 farklı birim halinde ayırtlanmış ve yöredeki cevherleşmelerin Üst Kretase yaşlı andezit ve bazaltlar içinde damar tipi cevherleşmeler şeklinde oldukları düşünülmüştür.

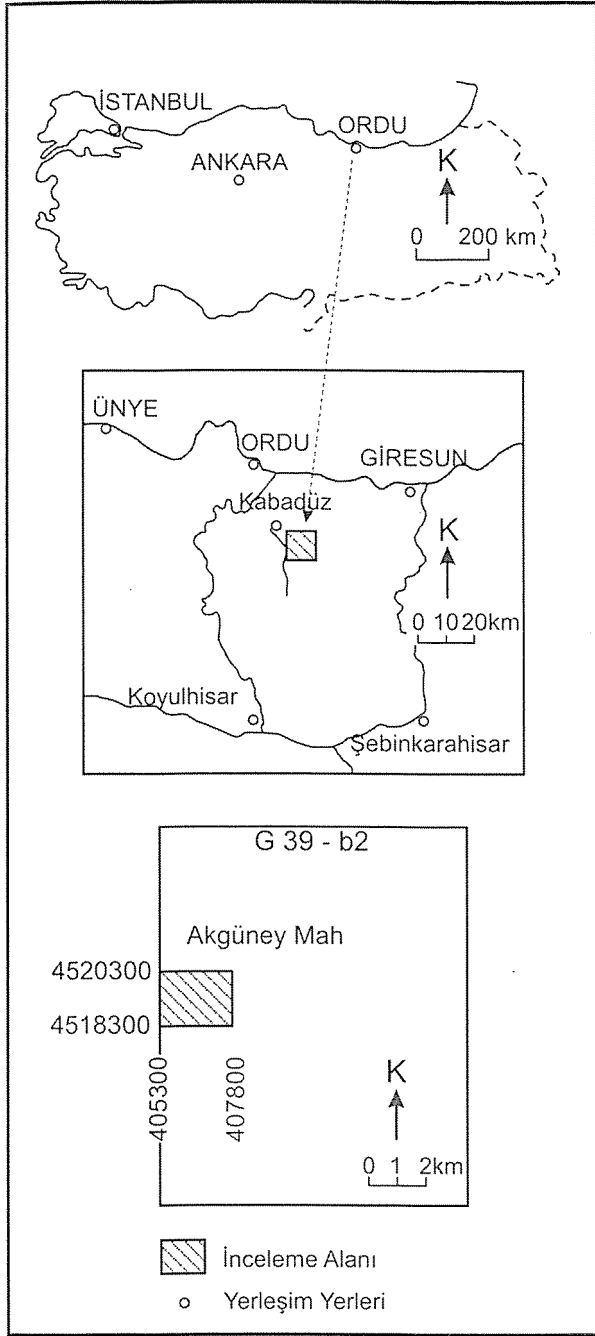
Köse (1987), yöredeki cevherleşmelerin, damar tipi Pb-Zn-Cu (Polimetallik) cevherleşmeler olduklarını, cevherleşmeler çevresinde andezit ve bazaltların bulunduğunu, cevherleşmelerin andezit ve bazaltlardaki KB GD doğrultulu çatlaklar içine

yerleştiğini ve birkaç fazda oluştuğunu belirtmektedir. 1. fazda pirit, kalkopirit, sfalerit; 2. fazda kalkopirit, galen, tetraedrit ve Ag-tetraedrit; 3. fazda kuvars ve barit geliştiğini düşünmektedir. Araştırmacı, inceleme alanındaki cevherleşmelerin derinde yerleşmiş bir plütonik kütle ile ilişkili hidrotermal bir oluşum olduğunu düşünmektedir.

Steinmann ve Emerson (2001), bölgede iki ana damar sisteminin olduğunu ve cevherleşmelerin bu iki damar içinde hidrotermal süreçlerle geliştiğini belirtmektedirler. Kuzey damarının yaklaşık 500m uzunluğunda ve Zn içeriğinin yüksek olduğunu; güney damarının ise Cu içeriğinin yüksek olduğunu bildirmektedirler.

Son olarak yöredeki cevherleşmeler Ünal (2006) tarafından Yüksek Lisans tez çalışması kapsamında incelenmiş olup yataklar çevresinde yüzeyleyen kayaç türlerinin yayılım ve petrografik özellikleri, cevherleşmenin yataklanma şekli, cevher - yan kayaç ilişkileri, mineralojik bileşimleri, yapısal - dokusal özellikleri, kükürt izotopları jeokimyası ve sıvı kapanım özellikleri incelenmiştir. Bu makalede, belirtilen Yüksek Lisans tezinde belirlenen bulgular esas alınarak yatakların önemli jeolojik özellikleri ve sıvı kapanımlarında yapılan mikrotermometrik incelemeler değerlendirilmeye ve yatakların oluşum koşulları tartışılmaya çalışılmıştır.

Çalışma kapsamında yapılan petrografi, cevher mikroskopisi ve sıvı kapanım incelemeleri Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde bulunan Nikon Labo-Phot tipi polarizan mikroskoplar ve Linkam THMS-600 ve TMS-92 tipi mikrotermometrik inceleme sistemleri kullanılarak gerçekleştirilmiştir.



Şekil 1. Akgüney Cu-Pb-Zn yatağının yer bulduru haritası

Figure 1. Location map of the Akgüney Cu-Pb-Zn deposit

GENEL JEOLJİK ÖZELLİKLER

Bölgesel Jeoloji

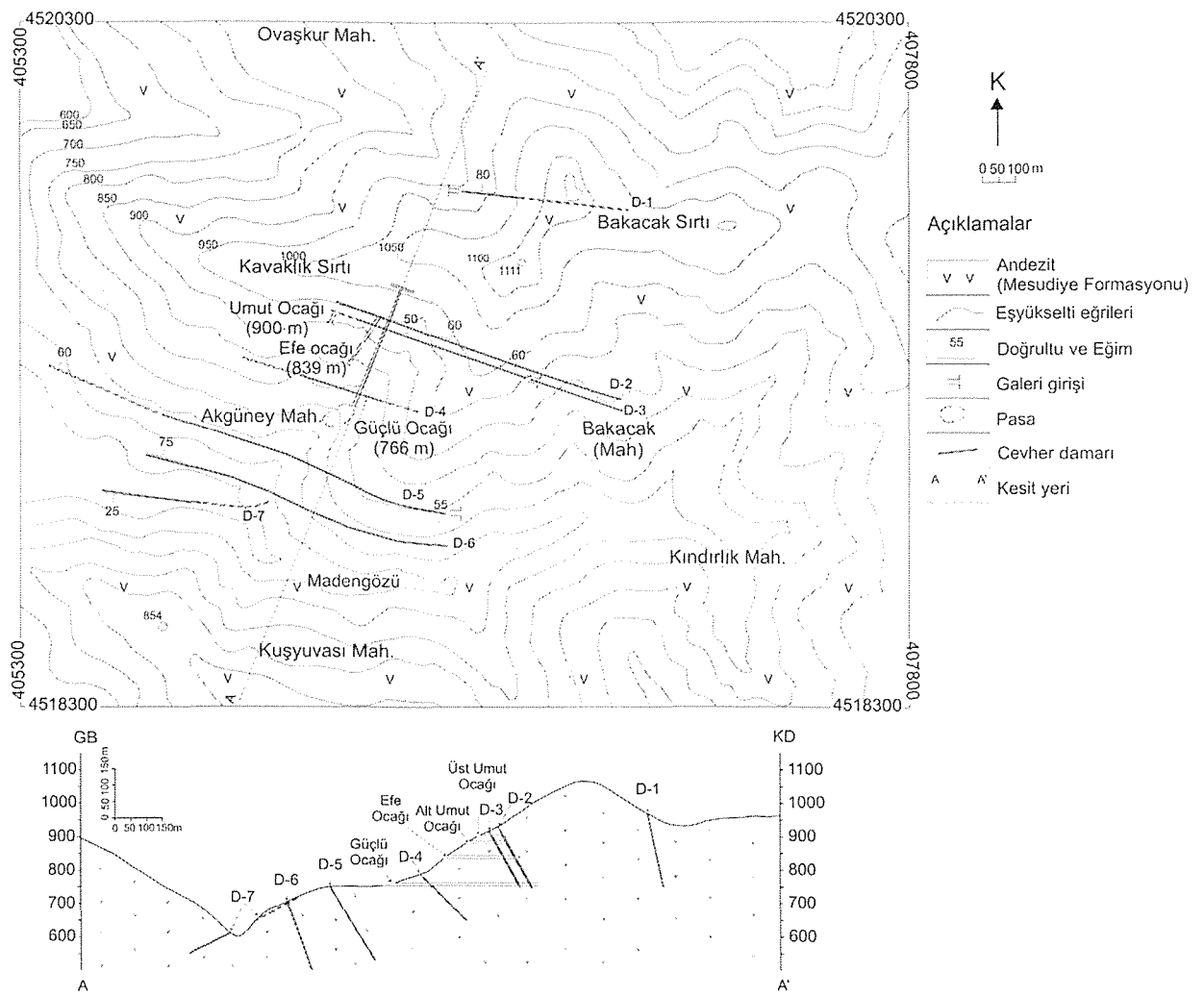
İnceleme alanı, Doğu Karadeniz Bölgesi'nde, kuzeyde Karadeniz, güneyde ise Kuzey Anadolu Fay Zonu arasında, Ketin (1966) tarafından tanımlanan Pontidler Tektonik Birliği içinde kalmaktadır. Doğu Karadeniz Bölgesi'nde Paleozoyik yaşlı metamorfik bir temel üzerinde Liyas'tan Kuvaterner'e kadar değişik yaşlarda volkanik ve volkano-tortul birimler ile yer yer bunları kesen plütonik sokulumlar yüzeylemektedir.

Bölgedeki bu volkanik ve volkano-tortul birimler, genel olarak Alt Bazik Seri (Liyas-Turoniyen arası yaşlı), Andezitli ve Dasitli Volkano-tortul Seri (Üst Kretase-Paleosen yaşlı), Üst Bazik Seri (Eosen), Genç Bazik Seri ve Genç Dayklar (Oligosen-Pliyosen) şeklinde tanımlanmaktadır. Ancak yer yer değişik araştırmacılarca formasyon veya üyeler şeklinde ayrılıp adlandırıldığı da görülmektedir. Bunlar içine sokulum yapmış granitoidler ise Tersiyer yaşlı granitoidler olarak bilinmektedirler.

Doğu Karadeniz Bölgesi'ndeki volkanitlerin bir yay bölgesi magmatizmasının ürünü oldukları çok sayıda araştırmacı tarafından benimsenmektedir (Ercan ve Gedik, 1983; Gedik ve diğ., 1996; Okay ve Şahintürk 1997; Yılmaz ve diğ., 1997; Boztuğ ve diğ., 2006 gibi). Ancak, Eosen sonrası gelişmiş volkanik faaliyetlerde riftleşme ürünü olduklarına işaret eden jeokimyasal veriler elde edilmiştir (Terzioğlu, 1984, 1985-a, 1985-b ve 1986 gibi).

Yerel Jeoloji

İnceleme alanı içinde, tek bir birim olarak, Üst Kretase yaşlı volkanikler yüzeylemektedir (Şekil 2). Bu volkanikler, 1/500000 ölçekli jeoloji haritası üzerinde "krüv" simgesi ile gösterilmiş, Akıncı (1985) tarafından "Dasitik Seri" içinde değerlendirilmiş, Terlemez ve Yılmaz (1980) tarafından inceleme alanı güneyinde Mesudiye İlçesi çevresinde Mesudiye Formasyonu olarak, Yılmaz (1995) tarafından Şebinkarahisar Dereli arasında ve Boztuğ (2001) tarafından Bektaş Yaylası ve Çambaşı yöresinde Konuklu Formasyonu olarak tanımlamışlardır. Bu çalışmada, yöre yakınlığı nedeniyle Terlemez ve Yılmaz (1980) tarafından tanımlanmış Mesudiye Formasyonu adlaması tercih edilmiş olup araştırmacılar bu Formasyon'un yaşını Senomaniyen-Kampaniyen olarak belirlemişlerdir.



Şekil 2. Akgüney Cu-Pb-Zn yatağı yakın çevresinin jeoloji haritası

Figure 2. Geologic map of the close surrounding area of the Akgüney Cu-Pb-Zn deposit

Bu volkanikler, çoğunlukla masif lavlar halinde iken yer yer aglomeratik kesimler de gözlenmektedir. Ancak bu kısımlar çok iç içe oldukları için saha çalışmaları sırasında ayrılarak haritalanmaları mümkün olamamıştır. Aglomeratik kısımlarda matriksin tüflü olduğu ve yer yer tabakalanmanın iyi geliştiği gözlenmektedir. Masif volkanikler bol çatlaklı iken aglomeratik kısımlarda çatlaklar belirsizdir. Bu volkanikler, genellikle yüzeysel koşullarda ileri derecede bozunmuş olup bozunmamış kısımlarında yeşilimsi gri ve siyah renkli, bozunmuş kısımlarda ise kirli beyaz, sarımsı ve yeşilimsi renklidirler.

Bu volkaniklerden alınan örneklerden yapılan ince kesitlerin polarizan mikroskop yöntemi ile incelenmesi sırasında; plajiyoklas, kuvars, biyotit, muskovit ve hornblend gözlenmiş olup Streckisen (1976, 1979) sınıflamasına göre andezit oldukları belirlenmiştir. Örneklerde hipohiyalin porfirik doku yaygındır. Yer yer akma dokusu (plotaksitik) ve amigdoloidal doku da gözlenmiştir. Örnekler ileri derecede bozunmuş olup, plajiyoklaslar serisitleşmiş, killeşmiş ve silisleşmiş, biyotit ve hornblendler ise kloritleşmişlerdir. Bozunmanın fazla olduğu kısımlarda hamur bu minerallere dönüşerek camsı özelliğini kaybetmiştir. Bazı örneklerde yaygın bir

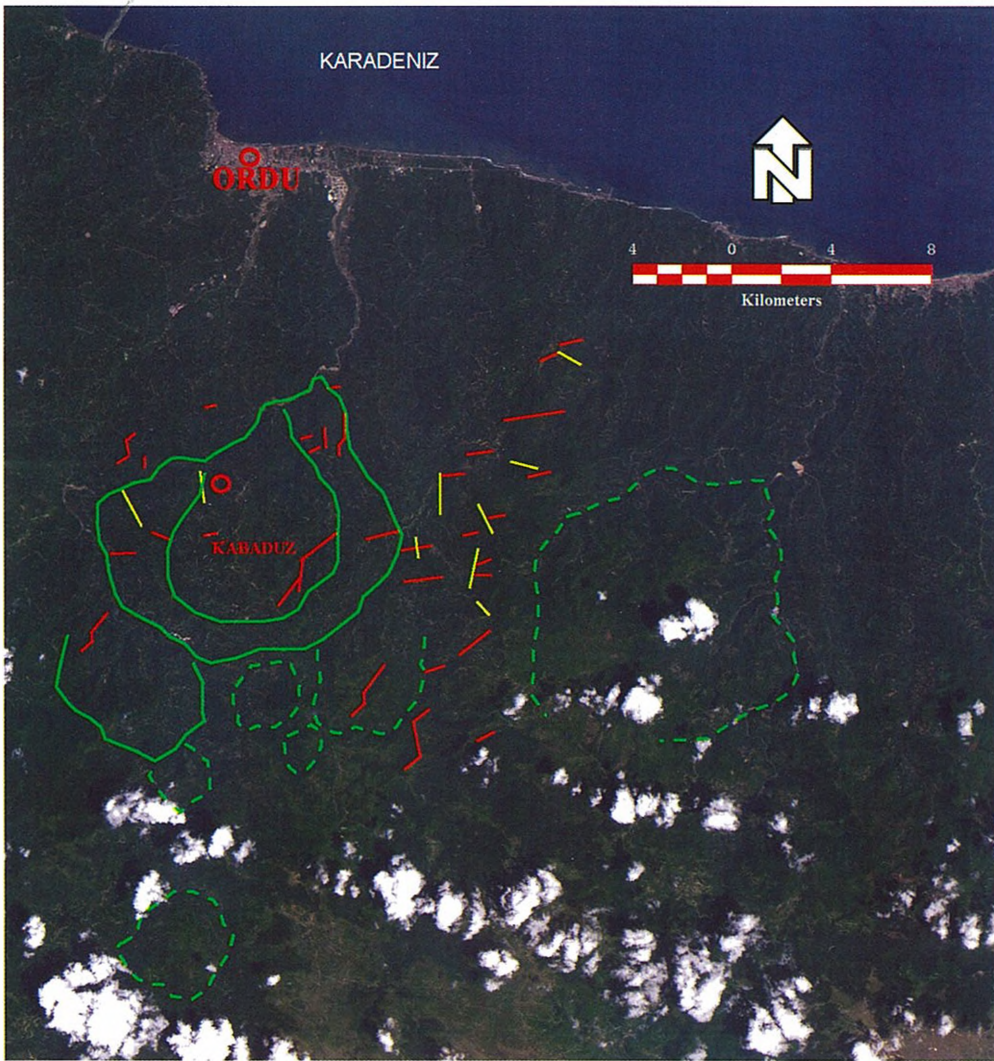
breşik doku gözlenmekte olup bu kısımlarda zonda karbonatlaşma ve silisleşmeler belirlenmiştir.

Yapısal Jeoloji

Uydu görüntüleri üzerinde yapılan değerlendirmelerde, inceleme alanı çevresindeki KD-GB, D-B ve KB-GD doğrultulu çizgisellikler ve bazı dairesel yapılar işaretlenmiştir (Şekil 3). İşaretlenen dairesel yapıların örtülü granitoid sokulumlarına işaret edebilecekleri düşünülmüş ancak ışınal kırık sitemlerinin bulunmaması nedeniyle kesin bir şey söylenememiştir. Bu görüntülerin sahadaki irdelemelerinde, inceleme alanını kuşatan içteki

dairesel yapının masif andezit ve aglomeralarla tüflü ve tüfitli kısımların dokunağına karşılık geldiği şeklinde değerlendirilmiş, dairenin merkezi kısımları, volkanik faaliyetin geliştiği baca kısmı olarak düşünülmüştür.

Saha incelemeleri sırasında, az sayıda noktada yapılan kırık ve çatlak düzlemi ölçümlerinden hazırlanan gül diyagramlarında; dağılımın çok değişik yönlerde olduğu, yoğunlaşmış doğrultular dikkate alındığında yörenin BKB-DGD doğrultulu sıkışma kuvvetlerinden etkilendiği, ölçülen eklemlerin de tansiyon eklemleri olduğu görülmüştür.



Şekil 3. Landsat (174/32) uydu görüntüleri üzerinde inceleme alanı yakınında işaretlenmiş çizgisel ve dairesel yapılar

Figure 3. Lineament and ring-like structures identified on the Landsat images (174/32) of the investigation area

MADEN JEOLJİSİ

Yatakların Dağılımı ve Adlanması

İnceleme alanı içerisinde, değişik yerlerde Cu-Pb-Zn cevherleşmeleri gözlenmekte olup tamamı andezitler içindeki fay zonları boyunca oluşmuş damar tipi oluşumlar şeklindedirler. Haritaya işlenebilecek boyutta olanları, kuzeyden güneye doğru; D-1, D-2, D-3, D-4, D-5, D-6 ve D-7 damarları şeklinde numaralandırılmışlardır (Şekil 2'de görüldüğü gibi). Belirtilen cevher damarlarından D-2 ve D-3 damarları, Üst Umut, Alt Umut, Efe ve Güçlü Ocaklarında, kuzey damar ve güney damar adlarıyla, yeraltı işletme yöntemleri ile işletilmeye çalışılmıştır. Diğerleri üzerinde ise arama ve inceleme amacıyla açılmış yarma ve kısa galeri çalışmaları bulunmaktadır.

Doğu Karadeniz Bölgesi, çok sayıda Cu-Pb-Zn yatağının bulunduğu geniş bir metalojenik provens niteliğindedir. Bölgede gözlenen Cu-Pb-Zn yatakları; Volkanik yankayaçlı, kuroko tipi masif sülfid yatakları (VHMS), Granitoidlerle ilişkili porfiri tip cevherleşmeler ($Mo \pm Cu$), Granitoidlerin dokunağında oluşmuş kontak metasomatik tip cevherleşmeler (?), Granitoidler çevresinde oluşmuş damar tipi cevherleşmeler ve Granitoidlerden uzak yerlerde, volkanik kayaçlar içinde oluşmuş damar tipi cevherleşmeler olmak üzere farklı oluşum ve yataklanma şekilleri göstermektedirler. İnceleme alanı içinde ve yakın çevresinde granitoid sokulumlarının varlığına işaret eden yüzlekler gözlenmediği için inceleme alanı içindeki bu cevherleşmeleri yukarıda belirtilen sonuncu tip cevherleşmelerin örnekleri olarak değerlendirmek mümkündür.

Yataklanma Şekli ve Yapısal Özellikleri

İnceleme alanındaki cevherleşmeler yukarıda belirtildiği gibi andezitler içindeki fay zonlarında damar tipi oluşumlar şeklindedir. Cevher damarları, yüzeyde ileri derecede oksitlenmiş (hematitleşmiş, limonitleşmiş, yer yer malahit ve azurit içeren), sarı kahverengi renkli zonlar halindedirler.

D-1 damarı, Ovaçukuru olarak isimlendirilen yerde, eski yıllarda açılmış bir arama galerisinin girişinde gözlenmekte olup D-B, 80° K konumlu ve 20 cm kadar kalınlığı olan bir damardır. Damar içindeki sülfürlü mineraller ileri derecede oksitlenmiş olup sarı kahverengi renkli bir kuvars damarı şeklinde gözlenmektedir.

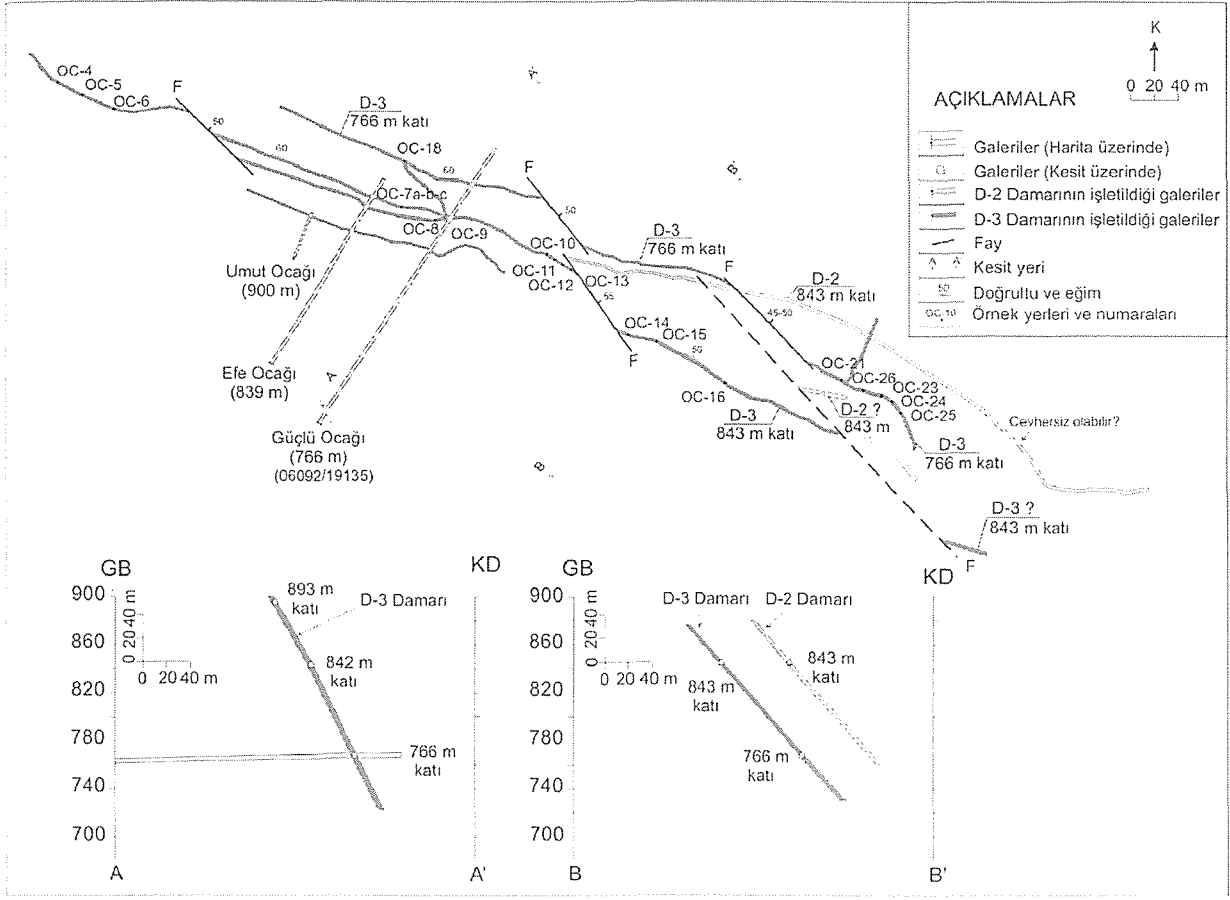
D-2 ve D-3 damarları, Akgüney Mahallesi girişinde, Karlıbel mevkiinde yüzeylemekte olup Üst Umut, Alt Umut, Efe ve Güçlü Ocaklarında, yeraltı işletme yöntemiyle işletilen damarlardır. Bu damarlar, birbirlerine paralel ve K75-80° B, 60° KD konumlu olup kalınlıkları 20 cm ile 3 m arasında değişmektedir. Damarların yüzeydeki devamlılıkları, toprak ve yoğun bitki örtüsü nedeniyle devamlı izlenememekle birlikte işletme galerilerinde doğrultu yönünde 500 m' den, eğim yönünde ise 160 m' den daha fazla devam ettikleri gözlenmiştir.

Bu damarlar değişik kotlarda, cevher damar doğrultularına dik yönde açılmış (cross-cut tipi) galerilerle kesilip katlar oluşturularak; Üst Umut Ocağı (kot: 902 m.), Alt Umut Ocağı (kot: 886 m.), Efe Ocağı (kot: 839 m.) ve Güçlü Ocağı (kot: 766 m.) olarak adlandırılmış ocaklarda işletilmiştir (Şekil 2 ve Şekil 4).

Galerilerin kuzeybatı kısımlarında tek damar işletilmiş gözükmekte (D-3 damarı) ve damarlardan birisinin (D-2 damarının) devamı izlenememektedir. Efe Ocağı'nda oluşturulmuş 766m katındaki galerilerin güneydoğu kısımlarında, D-2 ve D-3 damarları birbirlerinden ayrı ve birbirlerine paralel olarak açılmış galerilerde işletilmişlerdir (Şekil 4). Ancak, Güçlü Ocağı içinde oluşturulan 766m kat galerilerinde yalnızca D-3 damarı işletilmiş olup bu katta yapılan tüm aramalara (galeri ve sondaj ile) karşın D-2 damarı bulunamamıştır. Galeri içlerinde cevher damarlarını kesen KB-GD doğrultulu faylar gözlenmekte olup bu fayların etkisi ile galeri doğrultularında, cevher doğrultularına paralel olmayan değişiklikler gözlenmektedir (Şekil 4).

Cevher damarları içinde, bir tanesi küçük kristalli ve bol piritli, diğeri iri kristalli ve makroskobik olarak pirit, kalkopirit, sfalerit ve galenit içeren iki farklı yapıli cevherleşme izlenmektedir. I. tip oluşumlar, II. tip oluşumlar tarafından kesildikleri için I. ve II. evre oluşumlar olarak düşünülmüştür. I. tip oluşumlar, yer yer gözlenmekte olup işletilebilirlik açısından önemli olmadıkları için genellikle galerilerde topuk olarak bırakılmışlardır. II. tip oluşumlar ise galerilerde işletilen düzenli damarlar halinde olup doğrultuları boyunca devamlılık göstermektedirler.

Bu cevher damarları (II. tip oluşumlar) içinde breşleşmiş yan kayaç parçaları ve/veya aglomera blokları ana bileşenler olup cevher ve gang mineralleri



bunlar arasındaki boşluklarda yer yer birleşip yer yer ayrılan damarcıklar şeklinde gözlenmektedir. Yer yer farklı yönlerde konumlanmış kılcal damarcıklar ağısı yapıya benzer bir yapı oluşturmaktadır.

Cevher damarlarının üst kısımlarının (839 m. kotundan üst kısımlar) galenit ve sfaleritler bakımından, alt kesimlerinin (839 m. kotundan derin kısımlar) ise kalkopirit ve pirit bakımından zengin oldukları gözlenmektedir. Ayrıca kuzey damarın sfalerit ve galenitce güney damarın ise kalkopiritce daha zengin olduğu işletme çalışanlarınca ifade edilmektedir (V. Bayraktarov, 2005, sözlü görüşme).

D-4 damarı, Akgüney Mahallesi'nin kuzeyinde, D-B, 80° G konumlu ve ileri derecede oksitlenmiş olarak

gözlenen bir damardır. Herhangi bir arama ve işletme çalışması yapılmamıştır. Yüzeydeki görünümü bakımından diğer cevher damarlarından daha ümitsiz gözükmemektedir.

D-5 damarı, Akgüney Mahallesi'nin güneyinde, eski yıllarda açılmış bir arama ve/veya işletme galerisinin yakınında, D-B, 55° K konumlu ve 5-20 cm kalınlığında limonitli, hematitli ve piritli bir cevher damarındır.

D-6 damarı, Madengözü Deresi kuzeyinde yüzeyleyen, D-B, 75° K konumlu, 40-45 cm kalınlığında, pirit içeriği yüksek bir kuvars damarı şeklindedir. Üzerinde herhangi bir inceleme ve işletme çalışması bulunmamaktadır.

D-7 damarı, Madengözü Deresi içinde yüzeyleyen, D-B, 25° G konumlu, 20-30 cm kalınlıkta, çok küçük kristalli piritler içeren bir kuvars damarı şeklindedir. Üzerinde herhangi bir inceleme ve işletme çalışması bulunmamaktadır.

Cevherleşmelerin Mikroskopik Özellikleri

Saha incelemeleri sırasında tüm cevher damarlarında yüzeyden, ayrıca D-2 ve D-3 damarlarının işletildiği galerilerden cevher damarlarını temsil edecek şekilde örnekler alınmıştır. Bu örneklerden incekesit ve parlatmalar hazırlanarak alttan ve üstten aydınlatmalı mikroskop yöntemleri ile incelenmiştir.

Yüzeyden alınan örnekler ileri derecede bozunmuş olup genellikle sülfürlü mineraller yok olmuşlardır.

D-2 ve D-3 damarlarında, makroskopik incelemeler sırasında olduğu gibi mikroskopik incelemeler sırasında da; birisi küçük kristalli ve yalnızca pirit içeren (önce oluşmuş) diğeri ise iri kristalli ve diğer sülfürlü mineralleri içeren (önceki tipi kesen) iki farklı yapıli cevher oluşumu belirlenmiştir (Şekil 5a). Birinci tip cevherleşmenin daha önce oluştuğu (I. evre), ikinci tip cevherleşmenin ise daha sonra oluştuğu (II. evre) kabul edilmiştir.

Birinci tip cevherleşmeden alınan örneklerde cevher minerali olarak yalnızca pirit, gang minerali olarak ise kuvars gözlenmektedir. İkinci tip cevherleşmeden alınan örneklerde ise cevher minerali olarak pirit, sfalerit, kalkopirit, galenit, fahlerz (tennantit), gang minerali olarak ise kuvars ve kalsit gözlenmiştir.

Piritler; her iki tip cevherleşmede de genellikle, özşekilli, nadiren de yarı özşekilli kristaller halinde gözlenen ve en önce oluşmuş cevher mineralidir. Galenitler; genellikle özşekilsiz, nadiren yarı özşekilli kristaller halinde gözlenmektedirler. Diğer cevher mineralleri ile olan sınır ilişkisine göre; galenitler piritlerden sonra, kalkopirit ve sfaleritlerden önce oluşmuşlardır (Şekil 5b). Kalkopiritler; özşekilsiz büyük kristaller ve sfaleritler içinde çok küçük boyutlu ayrışmalar halinde gözlenmektedir. Oluşum bakımından kalkopiritler, sfalerit ve galenitlerle olan sınır ilişkilerine göre önce ve sonra olmak üzere iki farklı evrede oluşmuşlardır (Kalkopirit-I ve Kalkopirit-II). Kalkopirit-I'ler, sfaleritler tarafından ornatılmış iken (Şekil 5c), Kalkopirit-II'ler ise bu mineralleri kuşatmaktadır (Şekil 5d ve 5e). Sfaleritler;

gri renkli, özşekilsiz kristaller halinde gözlenmektedirler. İçlerinde kalkopirit kapanım ve/veya ayrışmaları yaygındır (Şekil 5c'de görüldüğü gibi). Sfaleritler, kalsitler tarafından ornatılmaktadır. Fahlerz; incelenen parlatma bloklarında ender olarak, kalkopirit içinde, galenit kapanımları ile birlikte gözlenmekte olup yeşilimsi gri renklidir ve orta derecede refleksiyon göstermektedir (Şekil 5f).

Diğer cevher damarlarından alınmış örneklerden hazırlanmış parlatmalarda sülfürlü minerallerin bozunma sonucu yok oldukları gözlenmiş olup yalnızca D-7 damarından alınan bir örnekte cevher minerali olarak pirit, sfalerit ve galenit, gözlenmiştir. Ayrıca çatlaklar içinde limonit dolguları bulunmaktadır.

Çok ender olarak sülfürlü mineraller içinde ve/veya onlarca çevrelenmiş kuvars kristalleri gözlenmekle birlikte genel olarak kuvarsların sülfürlü minerallerden sonra oluştuğu ve sülfürlü mineralleri kuşatarak aralarındaki boşlukları doldurduğu görülmektedir. Kalsitler ise en son oluşmuş minerallerdir.

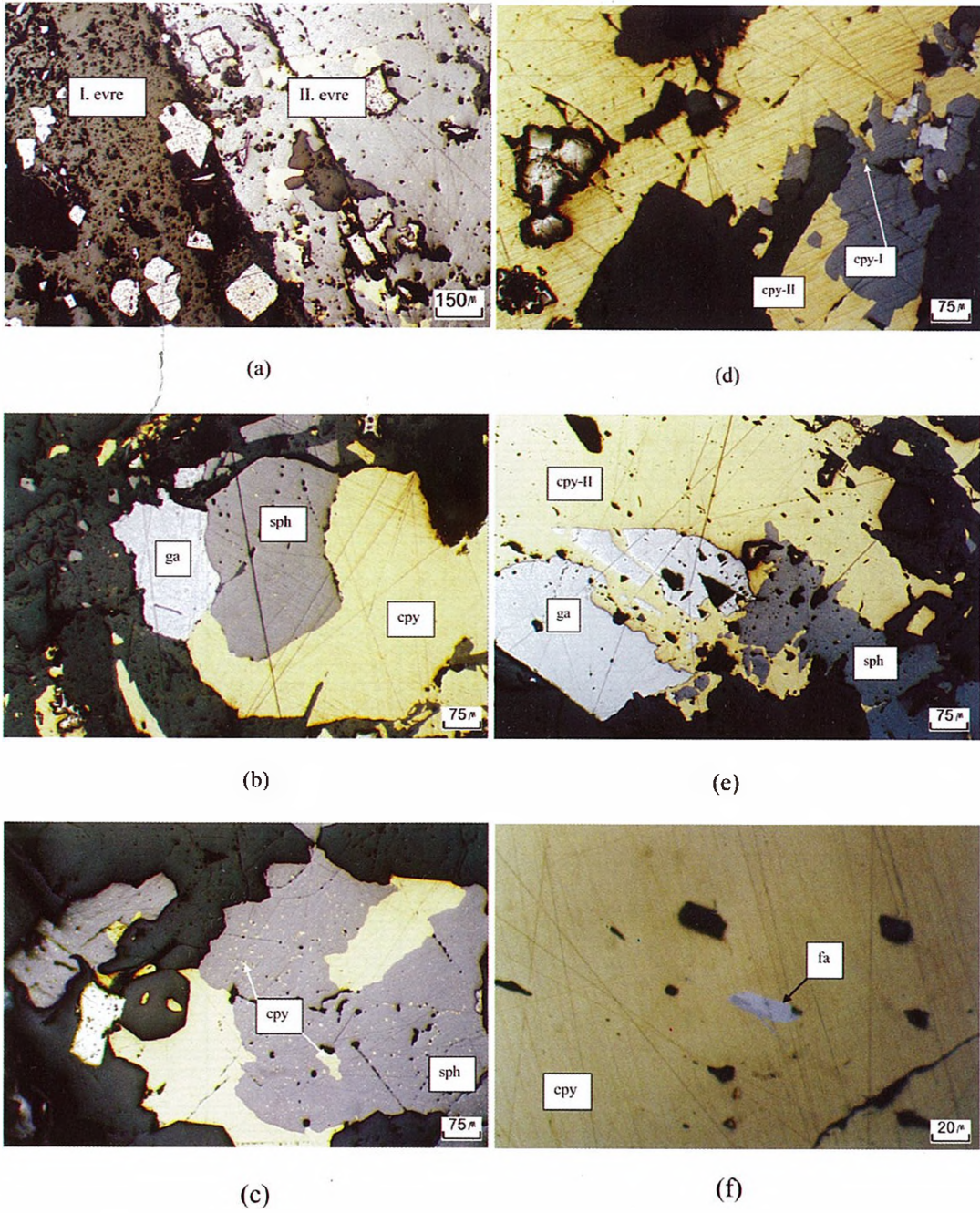
Bulgulara göre; D-2 ve D-3 damarlarında cevher ve gang minerallerinin oluşum sırası; pirit-galenit-kalkopirit-I-sfalerit-kalkopirit-II (\pm fahlerz)-kuvars-kalsit şeklindedir.

SIVI KAPANIM ÖZELLİKLERİ

Örnek Seçimi ve Yöntem

Sıvı kapanımları, mineraller oluşurken kristal yapı içinde hapsolmuş çözeltilerdir. Mineral oluşturuca çözeltileri temsil edici örnekler oldukları için, sıcak ve soğuk sulu çözeltilerden itibaren oluşmuş minerallerin ve/veya cevherleşmelerin oluşum koşullarının ve kökenlerinin araştırılmasında oldukça yararlı bilgiler ortaya koymaktadırlar.

Sıvı kapanım incelemeleri, cevher damarlarından alınan örneklerdeki kuvars kristalleri üzerinde yapılmıştır. Örneklerden hazırlanan iki yüzü parlatılmış özel kesitler, Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde bulunan ve NIKON Labophot-pol tipi mikroskoplara monte edilmiş, LINKAM THMS-600 ve TMS-92 tipi ısıtma-soğutma sisteminde incelenmiştir. İncelemeler sırasında; ilk erime sıcaklığı (T_{FM}), son buz erime sıcaklığı (T_{ICE}) ve homojenleşme sıcaklığı (T_H)



Şekil 5. Cevher örneklerinden mikroskopik görünüm (Tüm görüntüler parlatma bloklarından tek nikol altında çekilmiştir); a: I. tip ve II. tip cevherleşmelerin birlikte görünümü, b: Sfalerit (sph) ve kalkopirit (cpy)'lerden önce oluşmuş galenitler (ga), c: Sfalerit (sph) tarafından ornatılmış ve kuşatılmış kalkopiritler (cpy), d: Sfaleritlerce ornatılmış (cpy-I) ve sfaleritleri kuşatan (cpy-II) kalkopiritler, e: Galenit (ga) ve sfaleritleri (sph) kuşatan ve ornatır kalkopiritler (cpy-II), f: Kalkopirit (cpy) içinde gözlenen fahlerz (fa) kapanımları.

Figure 5. Photo-micrographs of the ore samples (All views taken from polished block under single nicol): a: views of Ist and IInd type ores, b: galena (ga) formed earlier than sphalerite (sph) and chalcopyrite (cpy), c: chalcopyrite (cpy) replaced and surrounded by sphalerite (sph), d: early chalcopyrite (cpy-I) replaced by sphalerite and late chalcopyrite (cpy-II) surrounding sphalerite (sph), e: late chalcopyrite (cpy) replacing and surrounding galena (ga) and sphalerite (sph), f: fahlor (fa) inclusion in chalcopyrite (cpy)

ölçümleri yapılmıştır. Dondurma işlemlerinde sıvı azot gazı kullanılmıştır. Çalışmalara başlamadan önce ısıtma soğutma sistemi, negatif değerler için heptan ($T_m = -90.61^\circ\text{C}$), pozitif değerler için ise potasyumnitrat ($T_m = 335.0^\circ\text{C}$) kullanılarak kalibre edilmiştir. Kalibrasyon sonrası heptan için T_m değeri -90.8°C , potasyumnitrat için ise T_m değeri 334.8°C olarak ölçülmüştür.

Sıvı kapanımı incelemesi yapılan örneklerden 2 tanesi (OC-4 ve OC-5) D-2 (Kuzey Damar) damarından diğer örnekler ise D-3 (Güney Damar) damarından alınmıştır. Ölçüm sonuçları Çizelge 1' de toplu halde görülmektedir.

Çizelge 1. Birincil ve ikincil kapanımlarda ölçülmüş ilk erime (T_{FM}), son buz erime (T_{ICE}) ve homojenleşme (T_H) sıcaklığı değerleri

Table 1. First melting (T_{FM}), last ice melting (T_{ICE}) and homogenisation (T_H) temprature values measured in primary and secondary inclusions.

BİRİNCİL KAPANIMLAR				İKİNCİL KAPANIMLAR			
Örnek No	Kapanım No	T_{ICE} °C	T_H °C	Örnek No	Kapanım No	T_{ICE} °C	T_H °C
OC-4	1	-18					
OC-4	2	-19					
OC-4	3		304,0				
OC-4	4		305,0				
OC-4	5		306,0				
OC-4	6		309,0				
OC-4	7		310,5				
OC-4	8		311,5				
OC-4	9		314,5				
OC-5	1	-14	304,6	OC-5	1	-17	309,0
OC-5	2	-14	303,0	OC-5	2	-18	304,0
OC-5	3		315,0	OC-5	3	-13,5	
OC-5	4		302,0	OC-5	4		272,0
OC-5	5	-13	297,0	OC-5	5	-20	265,0
OC-5	6		304,0	OC-5	6	-23	278,5
OC-5	7		306,0	OC-5	7	-12	294,0
OC-5	8		320,0	OC-5	8	-17	290,0
OC-5	9	-16	291,5	OC-5	9		284,0
OC-5	10	-12	290,5	OC-5	10	-19	279,0
OC-5	11	-15	280,0				
OC-5	12	-13	276,0				
OC-5	13	-13	277,0				
OC-5	14		280,0				
OC-7.b	1	-17	303,0	OC-7.b	1	-15	279,0
OC-7.b	2	-17	309,0	OC-7.b	2	-13	281,0
OC-7.b	3		312,0				
OC-7.b	4	-13	310,0				
OC-7.b	5		301,0				
OC-7.b	6		311,0				
OC-7.b	7		313,0				
OC-7.b	8	-14	310,5				
OC-7.b	9	-10	310,0				
OC-7.b	10	-14	315,5				
OC-7.b	11		311,5				
OC-7.b	12	-11	309,0				
OC-11	1	-19	288,5	OC-11	1		286,0
OC-11	2	-16	291,0	OC-11	2		287,0
OC-11	3	-21	278,0	OC-11	3		291,0
OC-11	4	-18	296,0	OC-11	4		299,0
OC-11	5		278,0	OC-11	5		298,0
OC-11	6	-14	291,0	OC-11	6	-11	293,0
OC-11	7	-13	294,5	OC-11	7		288,0
OC-11	8	-17	289,0	OC-11	8		289,0
OC-11	9	-17	289,0	OC-11	9		290,0
OC-11	10	-15	293,0	OC-11	10		290,0
				OC-11	11		290,0
				OC-11	12		289,0
				OC-11	13		290,0
OC-12.a	1	-23	305,5	OC-12.a	1	-13	283,0
OC-12.a	2	-22	304,0	OC-12.a	2	-12	302,0
OC-12.a	3	-20	301,0	OC-12.a	3		281,0
				OC-12.a	4	-14	295,5

Çizelge 1'in devamı

OC-13	1	-10,5	315,0				
OC-13	2	-11	313,0				
OC-13	3	-12	312,5				
OC-13	4	-10	314,0				
OC-13	5		310,0				
OC-14	1	-15	315,0	OC-14	1		288,0
OC-14	2	-13,5	311,0	OC-14	2		290,0
OC-14	3	-15	318,0	OC-14	3		287,0
OC-14	4	-14	309,0	OC-14	4		285,0
OC-14	5	-14,5	321,0	OC-14	5	-12,5	295,0
OC-14	6	-13	312,0	OC-14	6		293,0
OC-14	7		319,0	OC-14	7		300,0
OC-14	8		316,5	OC-14	8	-14	305,0
OC-14	9		322,0	OC-14	9		299,0
				OC-14	10		297,0
OC-17	1	-15	299,0				
OC-17	2	-13	299,4				
OC-17	3	-14,5	298,0				
OC-17	4	-13	307,5				
OC-17	5	-13	299,0				
OC-17	6	-12	303,7				
OC-17	7	-15	309,0				
OC-17	8	-15,6	315,0				
OC-17	9	-13	318,0				
OC-17	10	-13	310,0				
OC-17	11		313,0				
OC-17	12	-13	310,0				
OC-17	13	-12	320,0				
OC-17	14	-14	317,0				
OC-17	15	-13	324,0				
OC-17	16	-14	323,0				
OC-17	17		320,0				
OC-17	18	-12	326,0				
OC-17	19	-11	349,0				
OC-17	20		344,0				
OC-17	21		347,0				
OC-17	22		349,0				
OC-17	23		333,0				
OC-21	1	-19	310,0				
OC-21	2	-17	307,0				
OC-21	3	-19	309,0				
OC-21	4	-17	314,0				
OC-21	5	-16	309,0				
OC-21	6	-11	311,5				
OC-21	7	-14	313,0				
OC-21	8	-15	315,0				
OC-24	1		278,0	OC-24	1	-18	216,0
OC-24	2		284,0	OC-24	2	-14	
OC-24	3		282,0	OC-24	3	-13	233,0
OC-24	4		280,0	OC-24	4		224,0
OC-24	5		283,0	OC-24	5		224,0
OC-24	6	-18		OC-24	6		
OC-24	7	-17	318,0	OC-24	7	-20	213,0
OC-24	8	-18	320,0	OC-24	8		213,0
				OC-24	9		219,0
				OC-24	10		216,0
				OC-24	11		214,0
				OC-24	12		225,0
				OC-24	13		230,0
				OC-24	14		222,5
				OC-24	15		221,0
				OC-24	16		211,0
				OC-24	17		215,0
				OC-24	18		231,0
				OC-24	19		218,0
				OC-24	20		228,0
				OC-24	21	-18	
				OC-24	22	-20	
				OC-24	23	-22	
		-14,8299	307,1041			-16,0435	267,6696

Kapanımların Morfolojik Özellikleri

Kuvars kristalleri içindeki sıvı kapanımları, birincil ve ikincil kapanımlar şeklinde gözlenmektedirler (Şekil 6.a ve 6.b). Birincil kapanımlar daha yaygın olup, kuvars kristalleri içinde düzensiz olarak dağılmışlardır. İkincil kapanımlar ise kuvars kristallerini kesen çatlaklar boyunca dizilmiş olarak gözlenmektedirler. Her iki tip kapanımlar da değişik dış şekilli (genellikle elips veya armut şekilli) ve iki fazlı (sıvı + gaz) kapanımlar şeklindedirler.

Boyut olarak, birincil kapanımlar (5-15 μm) ikincil kapanımlar (genellikle 2.5 μm 'den küçük, ender olarak 5 μm)'a göre daha büyüktürler. Kapanımlardaki gaz oranı genellikle % 5-10 arası olup ender olarak % 20'ye ulaşmaktadır.

İlk Erime Sıcaklığı Ölçümleri (T_{FM})

Birincil ve ikincil kapanımlarda, -53.5 ile -50.5 $^{\circ}\text{C}$ arasında değişen (ort. -52.0 $^{\circ}\text{C}$) T_{FM} değerleri ölçülmüştür. Bu sıcaklık değerleri çeşitli su - tuz sistemlerinin ötektik sıcaklıkları ile karşılaştırıldığında " $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ " " $\text{H}_2\text{O}-\text{MgCl}_2-\text{CaCl}_2$ " ve " $\text{H}_2\text{O}-\text{KCl}-\text{CaCl}_2$ " sistemlerinin ötektik sıcaklıkları (Shepherd ve diğ., 1985; Gökce, 2000, s.34) ile uyduğu ve hidrotermal çözelti içinde CaCl_2 , MgCl_2 , NaCl ve belkili olarak KCl gibi tuzların bulunduğu söylenebilir. Örnek yerlerine ve kapanım türüne göre herhangi bir farklılık bulunmaması hidrotermal çözeltilerin içerdikleri tuz bileşiminin homojen olduğunu göstermektedir. Çözelti içinde CaCl_2 ve MgCl_2 gibi tuzların bulunması hidrotermal çözeltilerin doğrudan veya dolaylı olarak deniz suyu ile ilişkili olduklarına veya denizel çökeller içinde sirkülasyon yaptıklarına işaret sayılabilir.

Son Buz Erime Sıcaklığı Ölçümleri ($T_{m,ICE}$)

Birincil ve ikincil kapanımlarda ölçülen $T_{m,ICE}$ değerlerinin istatistiksel dağılım grafikleri Şekil 7a ve 7b' de görülmektedir.

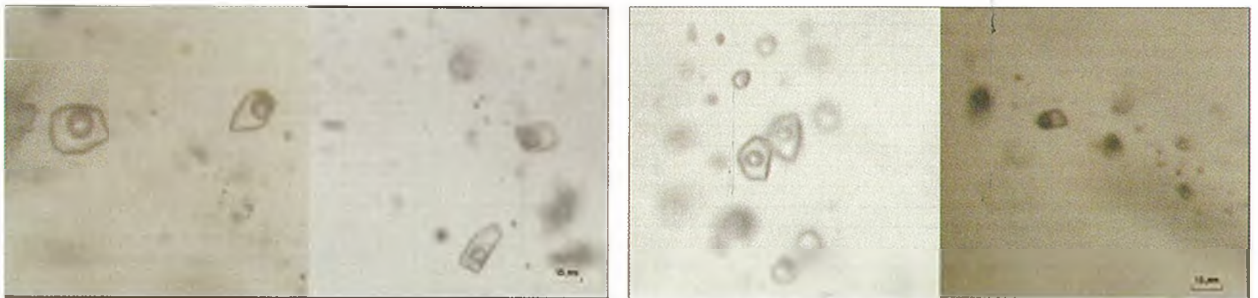
Birincil kapanımlarda $T_{m,ICE}$ değerleri; -10.0 ile -23.0 $^{\circ}\text{C}$ arasında (ort. -15.0 $^{\circ}\text{C}$), ikincil kapanımlarda ise -11.0 ile -23.0 $^{\circ}\text{C}$ arasında (ort. -16.0 $^{\circ}\text{C}$) değişmektedir. Bilindiği gibi son buz erime sıcaklığı değerlerinden yararlanılarak çözeltilerin tuzluluğu hesaplanabilmekte olup Bodnar (1993) tarafından geliştirilmiş eşitlik yardımıyla, bu değerlere karşılık gelen tuzluluk değerlerinin % NaCl eşdeğeri olarak; birincil kapanımlarda %24.34 ile %13.94 aralığında (ort. %18.64), ikincil kapanımlarda ise %24.34 ile %14.97 aralığında (ort. %19.44) değiştiği belirlenmiştir.

Birincil ve ikincil kapanımlar için hesaplanmış tuzluluk değerlerinin birbirine yakın olması hidrotermal çözeltilerin tuzluluğunun zamanla değişmediğine işaret etmektedir.

Homojenleşme Sıcaklığı Ölçümleri (T_H)

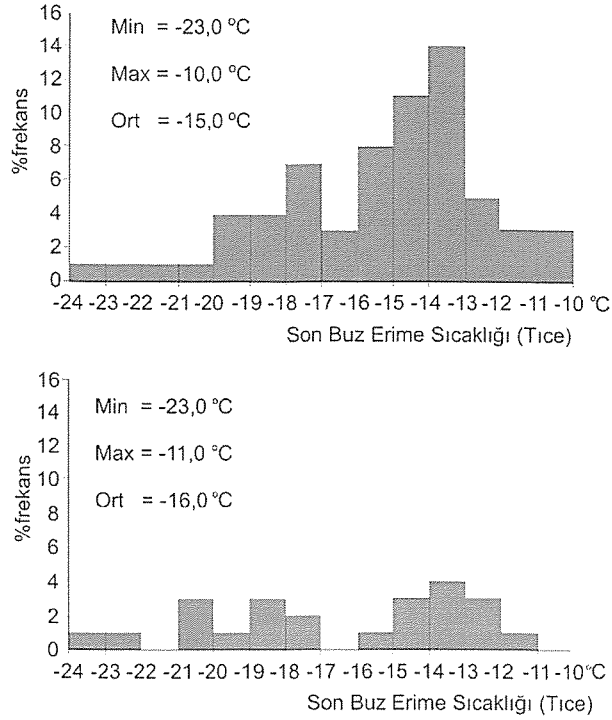
Birincil ve ikincil kapanımlarda ölçülen homojenleşme sıcaklığı değerlerinin istatistiksel dağılım grafikler Şekil 8a ve 8b' de görülmektedir.

Birincil kapanımlarda T_H değerleri; 276.0 ile 349.0 $^{\circ}\text{C}$ arasında (ort. 307.0 $^{\circ}\text{C}$) değişmektedir. Ölçülen T_H değerleri; kuvars kristallerinin oluşumu sırasında hidrotermal çözeltilerin sıcaklıklarının 349.0 ile 276.0 $^{\circ}\text{C}$ arasında değiştiğini göstermektedir. İkincil kapanımlarda ise T_H değerleri; 265.0 ile 309.0 $^{\circ}\text{C}$ (ort. 290.0 $^{\circ}\text{C}$) ve 211.0 ile 233.0 $^{\circ}\text{C}$ (ort. 221.0 $^{\circ}\text{C}$)



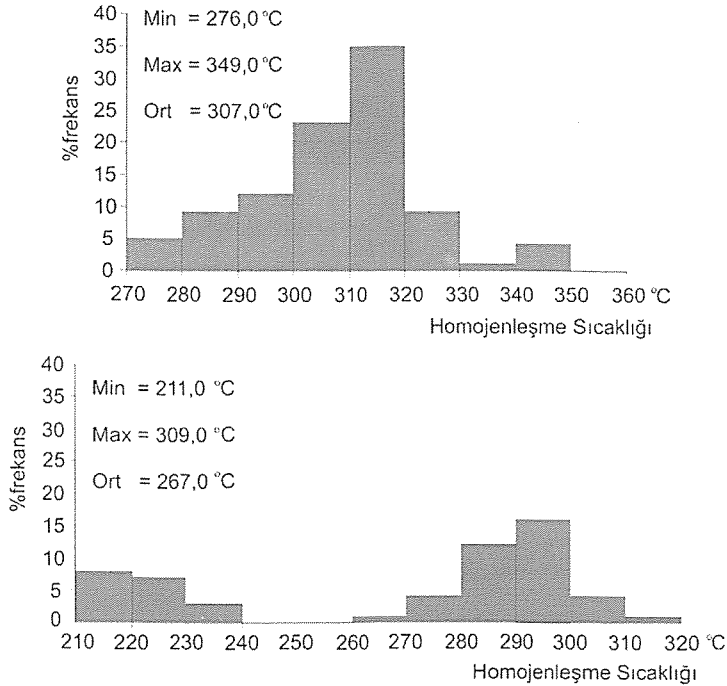
Şekil 6. Kuvars kristalleri içinde gözlenen birincil (a) ve ikincil (b) kapanımlar

Figure 6. Primary (a) and secondary (b) inclusions in quartz crystals



Şekil 7. Birincil (a) ve ikincil (b) sıvı kapanımlarında son buz erime (T_{ice}) değerlerinin istatistiksel dağılım grafikleri

Figure 7. Statistical distribution diagrams of the last ice melting (T_{ice}) values in primary (a) and secondary (b) fluid inclusions



Şekil 8. Birincil (a) ve ikincil (b) sıvı kapanımlarında homojenleşme sıcaklığı (T_H) değerlerinin istatistiksel dağılım grafikleri

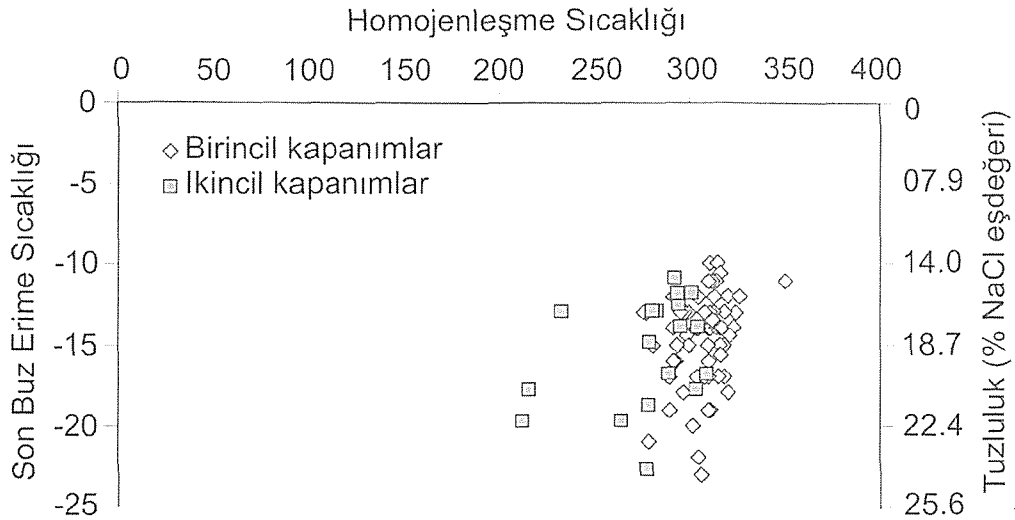
Figure 8. Statistical distribution diagrams of the homogenisation temperature (T_H) values in primary (a) and secondary (b) fluid inclusions

aralıklarında olmak üzere iki farklı grup oluşturmaktadır. Bu durum çözeltilerin sıcaklıklarının geç evrelere doğru azaldığına işaret etmektedir. Ölçülen sıcaklık değerlerine göre inceleme alanı içindeki cevher damarlarının katatermal ve mezotermal koşullarda oluştuğu görülmektedir.

Oluşum derinlikleri bilinemediği için T_H değerlerinde basınç düzeltilmesi yapılamamıştır. Bu nedenle, kapanımlarda çözeltilerin hapsolme sıcaklığını ve/veya kuvars kristallerinin oluşum sıcaklığını belirlemek mümkün olamamaktadır. Çözeltilerde kaynama belirtilerinin gözlenmemesi nedeniyle en azından söz konusu sıcaklıkların, T_H değerlerinden daha yüksek olduğu söylenebilir.

Tuzluluk ve Homojenleşme Sıcaklığı İlişkisi

Birincil ve ikincil kapanımlarda tuzluluk ve homojenleşme sıcaklığı ilişkisi incelendiğinde; homojenleşme sıcaklığı çok düşük olan birkaç ikincil kapanım dışında birincil ve ikincil kapanımların dağılım alanlarının büyük ölçüde örtüştükleri görülmekte (Şekil 9) olup cevherleşme ortamında etkin olan çözeltilerin özelliklerinin zaman içinde fazla değişmediği, bir başka deyişle birincil ve ikincil kapanımları oluşturan çözeltilerin aynı çözeltiler oldukları söylenebilir.



Şekil 9. Sıvı kapanımlarının tuzluluk - homojenleşme sıcaklığı diyagramı üzerinde dağılımları (T_{ice} ve T_H değerlerinin birlikte ölçülebildiği kapanımlar kullanılmıştır)

Figure 9. Distribution of the fluid inclusions on the salinity - homogenisation temperature diagram (prepared using the inclusions which has both values of T_{ice} and T_H)

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Akgüney bakır-kurşun-çinko yatağı, Doğu Karadeniz Bölgesi'nde bulunan ve günümüzde işletilmekte olan çok sayıda bakır - kurşun - çinko yataklarından birisidir. Bu yataklar, aşırı derecede bozunmuş Üst Kretase yaşlı Mesudiye Formasyonu'na ait andezitik kayalar içinde fay zonları boyunca gelişmiş damar tipi oluşumlar halindedirler.

Yörede 7 adet cevher damarı belirlenmiş olup D-1, D-2, D-3, D-4, D-5, D-6 ve D-7 şeklinde

numaralanmışlardır. D-1, D-2, D-3, D-4, D-5 ve D-6 numaralı damarlar K 70-80° B, 50 60° KD konumlu, D-7 damarı ise D-B doğrultulu 25° G konumudur.

Cevher damarları yüzeyde ileri derecede bozunmuş, sarı kahverengi renkli zonlar halinde olup D-2 ve D-3 damarları değişik kotlarda cevher doğrultularına dik yönde sürülmüş galerilerle kesilip katlar oluşturularak yer altı işletme yöntemleri ile işletilmektedir.

Cevher damarlarında breşleşmiş yan kayaç kırıntıları ve aglomera parçaları ana bileşenler olup galerilerde birincisi küçük kristalli ve bol piritli, ikincisi iri kristalli ve pirit yanında kalkopirit, sfalerit ve galenit içeren iki farklı yapıda cevher tanımlanmıştır.

I. tip cevherleşme işletilebilirlik açısından önemsiz olup galerilerde topuk olarak bırakılmış, II. tip cevherleşme ise devamlılığının iyi olması ve tenörünün yüksek olması nedeniyle işletilmiştir.

Mikroskobik incelemeler sırasında I. tip cevherleşmelerde cevher minerali olarak pirit, gang minerali olarak kuvars; II. tip cevherleşmelerde cevher minerali olarak pirit, kalkopirit, sfalerit, galenit, fahlerz ve limonit; gang minerali olarak ise kuvars ve kalsit gözlenmiştir.

Belirtilen minerallerin birbirleri ile olan sınır ilişkileri dikkate alınarak oluşum sıralarının (süksesyon) "pirit-galenit-kalkopirit-I sfalerit-kalkopirit-II (\pm fahlerz)-kuvars kalsit" şeklinde olduğu belirlenmiştir.

Sıvı kapanım incelemeleri sırasında kuvars kristallerindeki birincil ve ikincil kapanımlarda; ilk erime (T_{FM}), son buz erime ($T_{m_{ICE}}$) ve homojenleşme sıcaklığı (T_H) ölçümleri yapılmış olup T_{FM} değerleri (-53.5 ile -50.5 °C aralığında; ort. -52.0 °C) yardımıyla hidrotermal çözeltiler içinde $CaCl_2$, $MgCl_2$, $NaCl$ ve belkili olarak KCl gibi tuzların bulunduğu, $T_{m_{ICE}}$ değerleri (birincil kapanımlarda; -10.0 ile -23.0 °C aralığında; ort. -15.0 °C, ikincil kapanımlarda ise -11.0 ile -23.0 °C aralığında; ort. -16.0 °C) yardımıyla hidrotermal çözeltilerin tuzluluğunun % $NaCl$ eşdeğeri olarak; birincil kapanımlarda % 24.34 ile % 13.94 aralığında (ort. % 18.64), ikincil kapanımlarda ise % 24.34 ile % 14.97 aralığında (ort. % 19.44) olduğu, T_H değerleri yardımıyla hidrotermal çözeltilerin sıcaklığının kuvars kristallerinin oluşumu sırasında 349.0 ile 276.0 °C arasında değiştiğini (ort. 307.0 °C), daha sonraki evrelerde ise 211.0 °C'ye kadar düştüğü belirlenmiştir. Diğer yandan kapanımların sıvı ile doldurulma oranı %90 (genellikle % 5-10 arası gaz) ve ortalama tuzluluk değeri % 19 $NaCl$ eşdeğeri dikkate alınarak çözeltilerin yoğunluklarının 1.09 gr/cm³ civarında olduğu hesaplanmıştır.

Sülfürlü minerallerde, sıvı kapanım incelemesi yapılamamış olmakla birlikte, cevherleşmelerdeki sülfürlü minerallerle kuvarsları oluşturan çözeltilerin benzer özelliklere sahip oldukları varsayılarak kuvarslarda belirlenen bu özelliklerin sülfürlü mineralleri oluşturan çözeltiler için de geçerli olduğu kabul edilmiştir.

Sonuç olarak yöredeki yatakların; fay zonları boyunca oluşmuş damar tipi yataklar oldukları, cevher minerali olarak pirit, kalkopirit, sfalerit, galenit, fahlerz ve limonit, gang minerali olarak ise kuvars ve kalsit içerdikleri, sıcaklıkları 349.0 ile 211.0 °C aralığında değişen hidrotermal çözeltilerle oluşturuldukları belirlenmiştir.

Akgüney yatağında belirlenen yukarıdaki sonuçlar, yakın dolaylardaki Bulancak (Akıncı, 1980b), Kurşunlu (Gökce ve Özgüneylioğlu, 1988; Gökce, 1990a; 1990b), İner Yaylası (Gökce ve Bozkaya, 2005a ve 2005b) yörelerindeki Cu Pb Zn yataklarında belirlenen özellikler ile karşılaştırıldıklarında; yataklanma şekli, yan kayaçları, mineral içeriği, yapısal ve dokusal özellikleri, hidrotermal çözeltilerin sıcaklığı, tuzluluğu ve tuz bileşimi bakımından tüm yatakların benzer özelliklere sahip oldukları görülmektedir.

KATKIBELİRTME

Bu makalenin temelini oluşturan Yüksek Lisans tez çalışması C.Ü. Bilimsel Araştırma Projeleri Başkanlığı'nca M-297 nolu proje kapsamında kısmen desteklenmiştir. Saha çalışmaları sırasında Zamantı Madencilik Şirketi yetkilileri ve çalışanları, büro ve laboratuvar çalışmaları sırasında ise Ömer BOZKAYA (C.Ü.), K. Şevki Kavak (C.Ü.), Ahmet EFE (C.Ü.) ve Gülcan BOZKAYA (C.Ü.) uzmanlık alanları ile ilgili konularda yardımcı olmuşlardır. Bu kurum ve kişilere katkıları için teşekkür ederiz.

EXTENDED SUMMARY

The Akgüney copper lead zinc deposit is one of the typical examples of the volcanic hosted vein type deposits widely found within the Eastern Pontide region of Turkey and located near Akgüney Village in the Kabadüz District of Ordu Province, on the topographic map of Giresun G39-b2 in 1/25000 scale (Fig. 1).

The ore veins occur along the fault zones developed in the Upper Cretaceous andesitic volcanics and are crop out as as hardly limonitized, yellowish-brownish quartz veins. The know ore veins are numbered as D-1, D-2, D-3, D-4, D-5, D-6 and D-7. These veins, except the last one, are oriented in a N 70-80° W, 50-60° NE direction and dip. The last one shows an orientation of E W, 25° S (Fig 2).

The D-2 and D-3 veins are the only ones which were mined during the field investigations of this study. Mining operations started with cross cutting adits until the veins are reached, and continued as wings along the direction of the ore veins at different levels (Üst Umut Mine; at 902 m. elevation, Alt Umut Mine; at 886 m. elevation, Efe Mine; at 839 m. elevation and Güçlü Mine; at 766 m. elevation), (Fig. 4).

Two different types of mineralization were identified in the D-2 and D-3 veins. The first type is characterized by fine grained pyrites, while the second is characterised by quartz grained texture and a variety of ore minerals such as chalcopyrite, sphalerite, galena, fahlor and limonite, besides pyrite (Fig. 5). The second type of mineralization cuts the first one and is distinguished as early and late stage (1st. & 2nd phase) occurrences. Only the second type of occurrences were mined during the mining operations, while the second one was left as pillars. In addition, the upper parts of the veins are rich in galena and sphalerite while the lower parts are rich in chalpyrite and pyrite. Quartz and calcite are the gangue minerals and seem to have been formed later than the ore minerals. The succession of the mineral paragenesis is determined as pyrite-galena chalcopyrite (I)-sphalerite-chalcopyrite (II) ± fahlor-quartz - calcite

Fluid inclusion studies were performed on the quartz crystals collected from the various levels and parts of the D-2 and D-3 veins. Fluid inclusions are developed as either irregularly dispersed primary inclusions or linearly dispersed secondary inclusions along the small cracks (Fig. 6). Both types of inclusions show various morphologies (mostly elipsoidal or pear shaped) and are seen as two phase (liqued + vapor) inclusions.

The first melting temperature (T_{FM}) values are dispersed in the range of -53.5 to -50.5 °C (average; -52.0 °C) for primary and secondary inclusions. These temperature values are very close to the eutectic temperature of "H₂O-NaCl-CaCl₂", "H₂O-MgCl₂-CaCl₂" and "H₂O-KCl-CaCl₂", and suggest that the mineralizing hydrothermal fluid contains the salt of CaCl₂, MgCl₂, NaCl and possibly Kce.

The last ice melting temperature ($T_{m,ic}$) values range from -23.0 to -10.0 °C (average; -15.0 °C) in primary inclusions while they range from -23.0 to -11.0 °C (average; -16.0 °C) in secondary inclusions (Fig. 7a & b). The calculated average salinity values for primary and secondary inclusions are 18.64 % (from 24.34 to 13.94 %) and 19.44 % (from 24.34 to 14.97 %) NaCl % equivalent, respectively.

The homogenization temperature (T_H) values, which were not corrected for pressure, range from 276.0 to 349.0 °C (average; 307.0 °C) in the primary inclusion while they form two different populations in the secondary inclusions, in the ranges of "265.0 to 309.0 °C (average; 290.0 °C)" and "211.0 to 233.0 °C (average; 221.0 °C)" (Fig. 8a & b).

The presence of CaCl₂ and MgCl₂ in inclusion fluids points to either a direct or an indirect involment of sea water in the mineralizing fluids or the penetration of hydrothermal fluids in marinal sedimentary rocks. The similarity of the salinity values in the primary and secondary inclusions indicates that the salinity of the mineralizing fluids did not change during the various stages of mineralization. In addition, the measured T_H values indicate that the ore veins were formed in hypothermal and mesothermal conditions. Finally the plots of the primary and secondary inclusions in the same areas on the salinity versue homogenisation temperature diagram indicate that the composition and temperature of the hydrothermal fluids did not change in time (Fig. 9).

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akıncı, T. Ö., 1980b. Bulancak sülfid damarlarının mineralojisi ve kristalleşme işlemleri. MTA Dergisi, 93-94, 55-65.
- Akıncı, T. Ö., 1985. The Eastern Pontide volcano-sedimentary belt and associated massive sulphide deposits. İn: Dixon, J. E. And Robertson, A. H. F. (eds), 1985. The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, Special Publication of the Geological Society No. 17, Blackwell Scientific Publications, Oxford, 848s.
- Bayraktarov, V., 2005. Sözlü görüşme. Zamantı Madencilik, Ordu.
- Boztuğ, D., 2001. Suşehri (Sivas) Gölköy (Ordu) arasında KAFZ'nun kuzey ve güney kesimlerindeki Granitoidlerin ve çevre kayaların petrolojik incelenmesi. Türkiye Bilimsel Ve Teknik Araştırma Kurumu Projesi, No: YDABÇAG-9, 98 s.
- Boztuğ, D., Erçin, A. İ., Kuruçelik, M. K., Göç, D., Kömür, İ. ve İskenderoğlu, A., 2006. Geochemical characteristics of the composite Kaçkar batholith generated in a Neo-Tethyan convergence system, Eastern Pontides, Turkey. Journal of Asian Earth Sciences, 27(3), 117.
- Bodnar, R. J., 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solution. Geochimica et Cosmochimica Acta, 57, 683-884.
- Ercan, T. ve Gedik, A., 1983. Pontid'lerdeki volkanizma., Jeoloji Mühendisliği Bülteni, 18, 3-22.
- Gedik, İ., Kırmacı M. Z., Çapkınoğlu, Ş., Özer, E. ve Eren, M., 1996. Doğu Pontidlerin jeolojik gelişimi. Jeoloji Müh. Bölümü 30. Yıl Sempozyumu Bildirileri, KTÜ, Trabzon, 654-677.
- Gökce, A., 1990a. Kurşunlu (Ortakent-Koyulhisar-SIVAS) Pb-Zn-Cu yataklarında kükürt izotopları incelemesi. MTA Dergisi, 111, 111-118.
- Gökce, A., 1990b. Kurşunlu (Ortakent-Koyulhisar-SIVAS) Pb-Zn-Cu yataklarında sıvı kapanım ve jeotermometre incelemeleri. Türkiye Jeoloji Bülteni., 33(2), 31-39.
- Gökce, A., 2000. Maden Yatakları (Yeniden Düzenlenmiş II. Baskı), Cumhuriyet Üniversitesi Yayını No: 85, 335s.
- Gökce, A. ve Bozkaya, G., 2005a. Tutakdağı (Şebinkarahisar-Giresun) Pb-Zn yatağında kurşun izotopları jeokimyası incelemeleri. CÜBAP Projesi, No: M-210, 27s.
- Gökce, A. and Bozkaya, G., 2005b. Lead and sulfur isotope evidence for the origin of the Inler Yaylası lead-zinc deposits, Northern Turkey. Journal of Asian Earth Science, 26, 91-97.
- Gökce, A. ve Özgünyelioğlu, A., 1988. Kurşunlu (Ortakent-Koyulhisar-Sivas) Pb-Zn-Cu yataklarının jeolojisi, oluşumu ve kökeni. Cumhuriyet Üniv., Müh. Fak., Yerbilimleri Dergisi, 5(1), 23-36.
- Ketin, İ., 1966. Anadolu'nun tektonik birlikleri. MTA Dergisi, 66, 20-34.
- Köse, M., 1987. Akgüney Kabadüz (Ordu) yöresi Pb - Zn Cu damarlarının incelenmesi. KTÜ, Trabzon, Yüksek Lisans Tezi, 74s.
- Okay, A. ve Şahintürk, Ö., 1997. Geology of the Eastern Pontides. İn: A. G. Robinson, ed., Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region: AAPG Memoir 68, 291-311.
- Shepperd, T.J., Rankin, A.H., and Alderton, D.H.M., 1985. A practical guide to fluid inclusion studies. Blackie, London, 235s.
- Steinmann, M. ve Emerson, C., 2001. Zamantı Madeni Kuzey Türkiye jeolojisi, rezervleri ve sondaj programı. Zamantı Madencilik Arşivi, Yayınlanmamış.
- Streckeisen, A., 1976. To each plutonic rocks its proper name: Earth Sci. Rev, 12, 1-33.
- Streckeisen, A., 1979. Classification and nomenclature of volcanic rocks, Lamprophyres, Carbonatites and Melilitic rocks (Recommendations and suggestions of the I.U.G.S. Subcommission of Igneous Rocks): Geology, 7, 331-335.
- Terlemez, İ. ve Yılmaz A., 1980. Ünye-Ordu-Koyulhisar-Reşadiye arasında kalan yörenin stratigrafisi. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 23, 179-191.
- Terzioğlu, M. N., 1984. Ordu güncündeki Eosen yaşlı Bayırköy volkanitlerinin jeokimyası ve petrolojisi. Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Yer Bilimleri Dergisi, 1, 43-60.
- Terzioğlu, M. N., 1985-a. Reşadiye (Tokat) kuzeyindeki Eosen yaşlı Hasanşeyh platabazaltının mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelenmesi. Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Yer Bilimleri Dergisi, 2, 105-134.
- Terzioğlu, M. N., 1985-b. Mesudiye (Ordu) batısındaki Üst Miyosen yaşlı Kuyucak bazaltının petrolojisi ve kökensei yorumu. Yerbilimleri (H. Ü.), 12, 53-67.
- Terzioğlu, M. N., 1986-a. Doğu Karadeniz bölgesinde Pliyosen yaşlı Erdembaba volkanitlerinin petrolojisi ve kökensei yorumu. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 29, 119-132.
- Terzioğlu, M. N., 1986-b. Reşadiye, Gölköy ve Koyulhisar arasındaki Tersiyer Kuvaterner yaşlı volkanitlerin genel stratigrafik özellikleri. Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi, Seri A Yerbilimleri, 3 (1), 3-13.
- Terzioğlu, M. N., 1987. Orta Karadeniz bölgesindeki Pliyosen yaşlı Canik volkanitlerinin mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelenmesi, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 30, 71-85.
- Türk - Yugoslav Ekibi, 1970. Ordu Kabadüz sahasının 1/25000 ölçekli jeolojik etüdü ve prospeksiyon raporu. MTA Raporu, No: 4596, 37s.
- Ünal, E., 2006. Akgüney (Kabadüz-Ordu) bakır-kurşun-çinko yatağının jeolojisi. Cumhuriyet Üniversitesi, Sivas, Yüksek Lisans Tezi, 70s, (Yayınlanmamış).

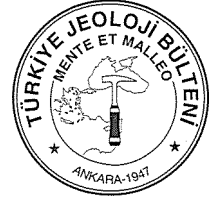
- Yılmaz, S., 1995. Dereli Şebinkarahisar (Giresun güneyi) arası granitoid Plütonlarının karşılaştırmalı incelenmesi. Cumhuriyet Üniversitesi, Sivas, Doktora Tezi, 310s, (Yayınlanmamış).
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç, Ş. C. ve Şengör, A. M. C., 1997. Geology and tectonic evolution of the Pontides. İn: A. G. Robinson, ed., Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region: AAPG Memoir 68, 183-226.

Makale Geliş Tarihi: 22 Ocak 2007

Kabul Tarihi : 29 Mayıs 2007

Received : *February 22, 2007*

Accepted : *May 29, 2007*



Saros Körfezi Kuzeyi Harmantaşı Mevkii Denizaltı Yükseltisi, Yeraltı Su Kaynağı ve Çökellerinin Özellikleri

Submarine Hill, Underwater Spring and Sediment Characteristics of the Harmantaşı Locality, Northern Saros Gulf

Fulya Yücesoy ERYILMAZ Mersin Ü. Mühendislik Fak. Jeoloji Mühendisliği Böl. Çiftlikköy 33343 Mersin
Mustafa ERYILMAZ Mersin Ü. Mühendislik Fak. Jeoloji Mühendisliği Böl. Çiftlikköy 33343 Mersin
Engin MERİÇ Moda, Hüseyin Bey Sokak, 15/4, Kadıköy 34710 - İstanbul
Niyazi AVŞAR Çukurova Ü. Mühendislik- Mimarlık Fak. Jeoloji Mühendisliği Böl.
Balcalı 01330 Adana

ÖZ

Bu çalışmada Saros Körfezi kuzeyinde, kıyının yaklaşık 1 deniz mili açığında ve 30 m su derinliğinde yer alan 17 m yüksekliğe sahip Harmantaşı denizaltı yükseltisi, burada yüzeyleyen yeraltı suyu ile bunların deniz suyuna ve çökele etkisi incelenmiştir. Bunun için söz konusu tepeden belirli hatlar boyunca alınan su örneklerinde sıcaklık, tuzluluk, pH, çözülmüş oksijen ölçülmüş ve çökel örneklerinde organik karbon, toplam karbonat, ağır metal analizleri (Fe, Mn, Cu, Ni, Zn) ile foraminifer tür tayinleri yapılmıştır.

Çalışılan 4 hat boyunca ölçülen su parametrelerinden yararlanarak belirli noktalarda yeraltı suyu çıkışı belirlenmiştir. Ölçüm derinliğinin yüzey suyu ile orta derinlik suyu arasındaki geçiş bölgesinde bulunması ve akıntı döngüsünün yüzey, orta, dip sularında farklı yön ve hızda olması açığa çıkan yeraltı suyunun dağılım hız ve yönünü etkileyebilmektedir.

4 hat boyunca alınan yüzey çökel örneklerinde organik karbon %0,5-%2 arasında değişmektedir. Çalışılan 41 adet örnekte CaCO₃ %6-%83 aralığında ölçülmüştür ve ortalaması %44'tür. Özellikle merkeze yakın istasyonlarda bulunan yoğun kavkının varlığı CaCO₃ in yüksek konsantrasyonda bulunmasına sebep olmuştur. Ancak, denizaltı yükseltisinin derin kısımlarına doğru CaCO₃ in kaynağı daha çok litojeniktir. CaCO₃ artışının olduğu yerlerde organik karbon düşmektedir. Aynı zamanda karbonatın yüksek olduğu örneklerde çoğunluğu kavkı olan kum boyu taneler yoğun iken, çamur boyu malzemenin arttığı istasyonlarda organik karbon artmaktadır.

Metal konsantrasyonları sedimanter kayaç ortalamaları ile uyumludur. Yüzey çökellerinde analiz edilen 5 ağır metal (Cu, Zn, Ni, Mn, Fe) çalışma alanında benzer dağılımlar göstermektedir. Çalışılan 42 çökelin bazılarında (örneğin I-30, II-30, IV-70) belirgin metal artışı vardır. Her metal kendi içinde değerlendirildiğinde ise noktasal farklılıklar belirgindir (örneğin I-60 istasyonunda Ni yüksek, Zn düşük konsantrasyonda). Harmantaşı denizaltı yükseltisinin KB bölümü metal içeriği KD'ya göre daha fazladır. Denizaltı yükseltisinin morfolojisindeki farklılıklar, kabuklu canlıların belirli noktalarda yoğun olarak bulunması, akıntı hız ve yönündeki farklılıklar ağır metal konsantrasyonunu belirleyen inorganik çökel birikimini etkilemektedir.

Foraminifer türlerinden kalker kavkılı hauerinid tipler kaynak merkezi ve yakın çevresinde bol olarak bulunmakta ve kaynaktan uzaklaştıkça aglutinant kavkılı texturali id formların çoğaldığı gözlenmektedir.

Anahtar Kelimeler: Ağır metal, denizaltı tathisu kaynağı, foraminifer, güncel çökel, sualtı yükseltisi, Saros Körfezi

ABSTRACT

This paper presents a study of the 17 meters high Harmantaşı submarine hill, located 1 mile offshore and at 30 meters depth in the north of the Saros Gulf, the underwater springs surfacing there and their impact on seawater and sediments. For this purpose water and sediment samples were taken along lines, and temperature, salinity, pH, DO and organic carbon, total carbonate and heavy metals (Fe, Mn, Cu, Ni, Zn) were analyzed. Also the foraminifer types were determined.

At some specific points along the 4 lines studied, underwater freshwater springs are found with the help of analyzed water parameters. The measurement depth being between surface water and mid depth water, and the cycle currents having different directions and speeds on the surface, mid and bottom levels, effect the spreading speed and direction of the freshwater.

Organic carbon content in surface sediment samples from 4 lines, is at acceptable varies between 0,5%-2%. In 41 of the samples, CaCO₃ is measured between 6%-83% and the average is 44%. Especially intensive shell existence in the stations close to the center caused higher concentrations of CaCO₃. However at the lower parts of the submarine hill the source of CaCO₃ is more lithogenic. In the stations where an increase in CaCO₃ is found, there is a decrease in organic carbon content. Also in the samples with high carbonate contents, sand-sized grains from shells are abundant, whereas in the stations with dominant mud sized grains the organic carbon contents are high.

Metal concentrations match well with the average compositions of sedimentary rocks. General distribution of the 5 measured heavy metals (Cu, Zn, Ni, Mn, Fe) are supporting each other. There is metal increase in some of the 42 samples studied (for example I-30, II-30, IV-70). Whereas, when each metal is elevated within itself, pointal differences are clear (for example: in the station I-60, Ni high, Zn low concentration). Metal contents of the northwestern part of the Harmantaşı submarine hill are relatively higher when compared with those from the northeastern part. Changes in the submarine hill's morphology are reflected in abundant occurrences of shelled organisms at some stations, and differences in speed and direction of currents, influence the accumulation of inorganic sediments, which determines the heavy metal concentration.

From the foraminifer species, CaCO₃ shelled Haurenid types exist abundantly in spring centers and nearby. Farther away, agglutinant shell textulariid forms are increased.

Key Words: Heavy metal, submarine freshwater spring, foraminifer, recent sediment underwater hill, Gulf of Saros

GİRİŞ

Denizlerin tatlı su kazanımı doğal olarak yağmur, nehir, buzul ve deniz altından boşalan yeraltı suyu aracılığı ile gerçekleşir. Denizlerin karalardan tatlı su kazanımı yaklaşık 40.000 km³ kadardır. Bunun yaklaşık 1.500 km³ ü yeraltı suyunun deniz kenarı veya sığ deniz tabanında boşalımı ile gerçekleşir (Flint ve Skinner, 1974). Ayrıca, kent ve endüstriyel sıvı atıklarının deşarj sistemleri de denize, deniz suyundan çok farklı içerikte sıvı boşaltmaktadır. Ancak, yerel olarak su kalitesini etkileyen bu aktivite tatlı su özelliğinden çok, kirletici niteliği ile önemlidir.

Yeraltı su tablasının yeryüzünü kesmesi ile oluşan kaynak deniz tabanında da benzer mekanizma ile; taban eğimi, litolojinin sonlanması-tektonizma ile

kesikliğe uğraması veya yeraltı su tablasının yüzeylemesi ile gerçekleşir. Vadoz suların yeryüzünden süzülmesi ile oluşan yeraltı suları karasal ortamda en fazla alüvyon litolojide süzülür, kireçtaşı gibi kolay eriyen litolojide ise erime boşlukları veya çatlaklardan ilerler.

Denizaltı tatlı su kaynakları kıyıda, kıyıya yakın veya sığ şelf alanlarında gerçekleşir. Denizle temasta olan kayalarda yeraltı suyu doğal olarak ulaşabileceği en düşük kot olan deniz seviyesine doğru hareket eder. Karstik olmayan ortamlarda bu hareket deniz-kara ara yüzeyinin her bölümünde hemen hemen eşit miktarda (yaygın olarak), karstik ortamlarda ise akım ağacı yapısından (ki bu yapı çatlaklı, kırıklı zayıf zonları tercih eder) dolayı akış ancak bazı alanlarda (yerel

olarak) gerçekleşir. Bu durumun doğal bir sonucu olarak karstik kayaların denizle temas yüzeylerinde yerel yeraltı suyu boşalmaları olur (Öztan vd., 2004).

Türkiye'nin en önemli karstik kuşağı olan Toros Dağları güney yamacı yer yer denize kadar ulaşarak jeolojik yapının uygun olduğu alanlarda denize yeraltı suyu boşalımı yaygın olarak gerçekleşmektedir (Öztan vd., 2004). Akdeniz bölgesinde ilk olarak Günay (1965; 1968; 1971), Khout (1977) karstik alanlardan denize tatlı su boşalımı ile ilgili çalışmışlardır. Daha sonra Elkhatib, 1987'de Mersin bölgesinde, 1992'de ise Kaş-Kalkan civarında çalışmıştır. Kurttaş vd. (1999; 2000), Bayarı ve Kurttaş (2002) denize boşalan yeraltı sularını kimyasal ve izotopik veriler ile incelemişlerdir. Aydınçık-Taşucu dolayındaki denizde tatlısu çıkışları Hamarat vd. (1998) tarafından incelenmiştir.

Meriç, vd. (2002a) Saros Körfezi Harmantaşı Mevkii'nden alınan çökellerde foraminifer türlerini belirleyerek tatlı su çıkışı ile ilgili ön bulguları irdelemiştir. Meriç vd. (2001) Gökçeada sığ deniz alanlarında; Meriç (1986), Avşar ve Meriç (2001a) İzmir Karaburun Yarımadası'nda; Meriç ve Suner (1995), İzmit Körfezi, Hersek Burnu-Kara Burun Kuvaterner istifinde; Meriç vd. (2002b; 2003a, b) Midilli Adası kıyılarında, Dikili Kanalı'nda ve Edremit Körfezi'nde; Meriç vd. (2002c) Bozcaada sığ deniz alanlarında yeraltı suyu ve/veya termal su çıkışına bağlı ortamsal ve biyolojik çeşitlilikteki değişimleri çalışmışlardır.

Türkiye denizlerinde gerçekleştirilen karstik alanlardan denize tatlı su boşalımı benzeri çalışmalara çeşitli coğrafyalarda da gerçekleştirilmiştir. Povinec vd. (2006) Sicilya güney batısı deniz tabanında yüzeyleyen yeraltı suyunun özelliklerini, Di Sipio vd. (2006) Venedik Körfezi'nde yer altı suyu sistemlerini jeofiziksel bilgiler ışığında çalışmıştır. Varnavas vd. (1999) Yunanistan denizaltı termal su çıkışının çökeldeki etkilerini belirlemişlerdir.

Bu çalışmanın amacı, yeraltı suyu kaynaklarının, deniz tabanında, deniz suyu ortamında açığa çıkmasıyla oluşabilecek ortamsal değişimleri ve/veya ortam özelliklerinden etkilenebilme (akıntı, derinlik gibi) derecesini, Saros Körfezi Harmantaşı denizaltı yükseltisi örneği ile irdelemektir.

SAROS KÖRFEZİ VE HARMANTAŞI MEVKİİ DENİZALTI YÜKSELTİSİNİN OŞİNOGRAFIK VE JEOLJİK ÖZELLİKLERİ

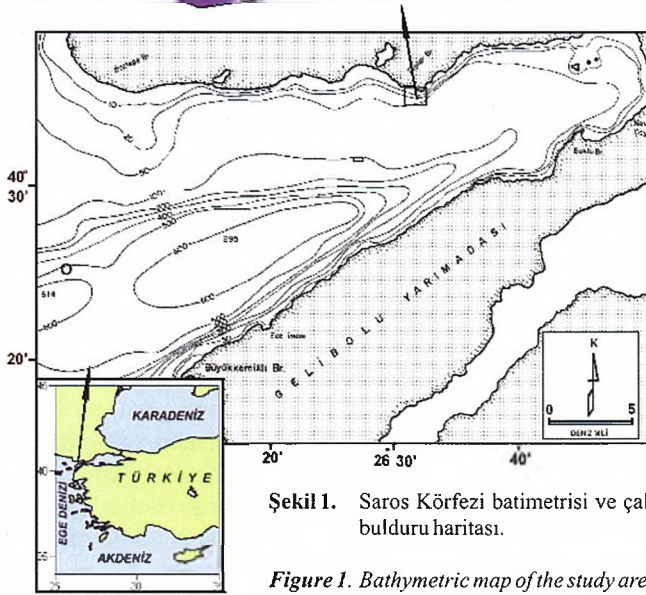
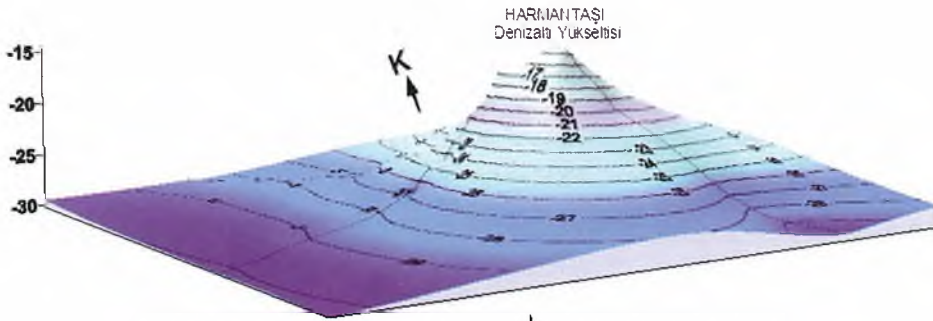
Saros Körfezi ve Harmantaşı Denizaltı Yükseltisinin Batimetrisi

Saros Körfezi kuzey ve güneyi asimetric eğime sahiptir. Kuzey bölümü daha yumuşak eğimle derinleşirken güney bölümü oldukça dik bir eğimle derinleşmektedir (Şekil 1). Saros Körfezi kıyılarında bölge topografyası ve litolojisine bağlı yer yer falezler gelişmiştir (SHOD, 1980). Falezli kıyı alanlarından biri de çalışma bölgesinin kuzeyinde yer alan Harman Tepesi'nin denize ulaştığı kıyı bölgesindedir. Bu falez kıyı litolojisinin denizde de devam ettiğinin önemli belirteçlerdir.

Çalışma alanı Saros Körfezi'nin genel batimetrik yapısına uymayan bir yükselti oluşturmaktadır (Şekil 1). Saros Körfezi'nin kuzeydoğusunda yer alan Saros Adaları dışında deniz içinde Harmantaşı denizaltı tepesine benzer yükselti yoktur (SHOD, 1980).

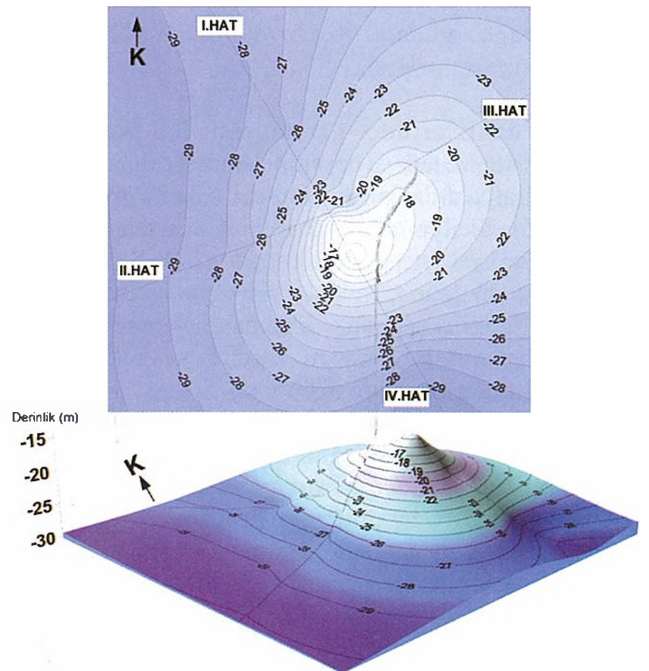
Kıyıya yakın bu çeşit deniz altı tepeliklerinin kara jeolojisinin devamı niteliğinde olma ihtimali yüksektir. Zaman zaman bölge tektonizmasının da etkisiyle deniz altı yükselteleri gerçekleşir. Denizlerde tepelik oluşumunun çeşitli nedenleri vardır. Gemi batığı, su döngülerinin kesildiği noktalar, kabuklu organizma yığılmasının fazla olduğu yerler, deniz altı çamur volkanizması veya küçük ölçekli volkanik faaliyetler de deniz altı tepeleri oluşturabilir. Ancak, çalışma bölgesinin çok sığ olması, söz konusu oluşumun kara litolojisi devamı ve yerel tektonizma etkisiyle oluştuğunu göstermektedir (Şekil 2). Ayrıca, kaynaktan yeraltı suyu çıkışının varlığı bu görüşü desteklemektedir (Şekil 3).

Kurt vd. (2000) sismik kayıtlarında çalışma bölgesinin güney batısında Miyosen yaşlı sedimanter birimi çökelin en üstünde ayırtlanmış daha sonra Paleojen özellikle Eosen yaşlı birimleri temel kaya olarak belirlemişlerdir. Çalışma alanının karaya çok yakın olması, sığ denizde yer alması ve çalışma verileri Harmantaşı denizaltı tepesinin Miyosen öncesi çökellerden oluştuğunu desteklemektedir.



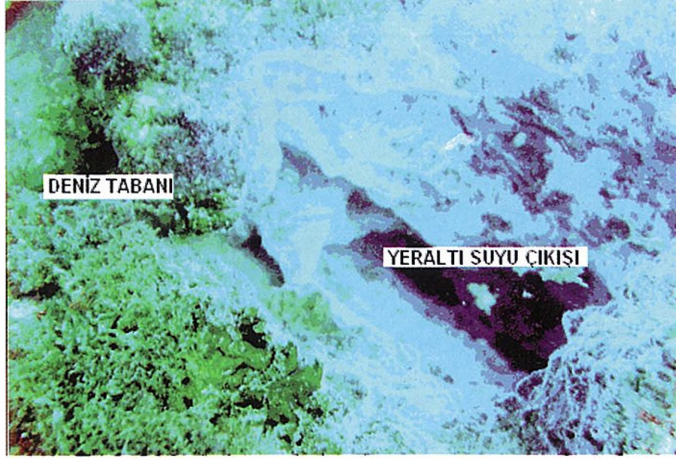
Şekil 1. Saros Körfezi batimetrisi ve çalışma alanının (Harmantaşı denizaltı yükseltisi) yer buldurma haritası.

Figure 1. Bathymetric map of the study area showing location of the Harmantaşı submarine hill



Şekil 2. Harmantaşı denizaltı yükseltisinin batimetrisi ve 3 boyutlu görüntüsü.

Figure 2. Bathymetry of the Harmantaşı submarine hill and its 3D-image.



Şekil 3. Harmantaşı Mevki denizaltı yükseltisinde yeraltı suyu çıkışı.

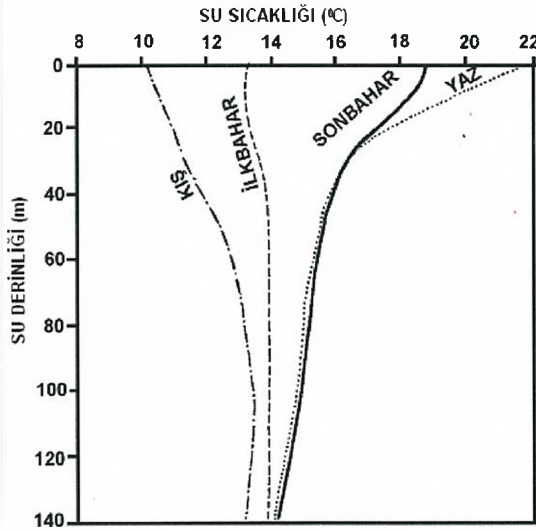
Figure 3. Discharge of groundwater on the submarine Harmantaşı mound.

Saros Körfezi ve Harmantaşı Denizaltı Yükseltisi Çevresi Deniz Suyunun Özellikleri

Saros Körfezi'nde atmosferik koşullardan etkilenen su, yüzeyden itibaren yaklaşık 25 metre derinliğe kadar ulaşır ve yüzey suyu olarak isimlendirilir. 30 metre derinlikten itibaren karışım suyu, daha sonrada atmosferik koşullardan etkilenmeyen dip suyu yer almaktadır.

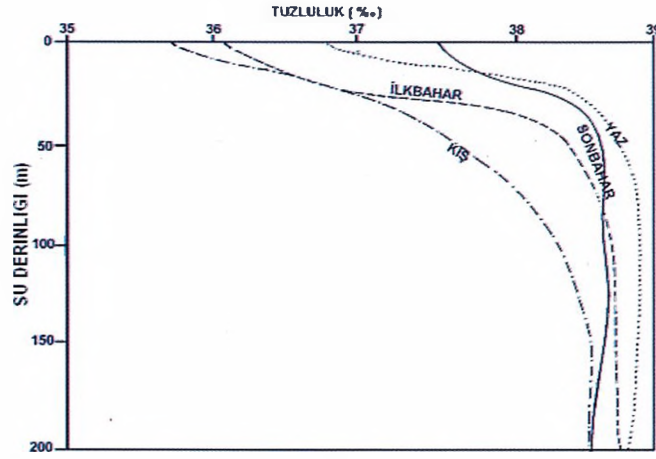
Saros Körfezi suyunun mevsimlik ortalama sıcaklık değişimi Şekil 4'te verilmiştir. Buna göre Saros Körfezi'nde yüzey suyu sıcaklığı 10 ila 22 °C arasında

atmosferik koşullara bağlı olarak değişmektedir. Yaz ve sonbahar aylarında çok belirgin olan termoklin seviyesi 25-30 m arasındadır. 30 metreden sonra su sıcaklığı 13-16 °C civarındadır ve derinlik arttıkça bu aralık daralmaktadır (Meriç vd., 2004a). Körfez suyunun mevsimlik tuzluluk grafiği Şekil 5 te görülmektedir. Yüzey suyu tuzluluğu mevsimlere bağlı olarak %35,8 ile %37,5 arasında değişmektedir. 25-30 m den itibaren haloklin başlamakta ve 40. metrelerde dip suyu sabit tuzluluğa geçmektedir (~%38,8) (Eryılmaz ve Yücesoy Eryılmaz, 2003).



Şekil 4. Saros Körfezi mevsimlik su sıcaklığı (Eryılmaz ve Yücesoy Eryılmaz, 2003).

Figure 4. Seasonal water temperature of the Saros Gulf (Eryılmaz and Yücesoy Eryılmaz, 2003).



Şekil 5. Saros Körfezi mevsimlik deniz suyu tuzluluğu (Eryılmaz ve Yücesoy Eryılmaz, 2003).

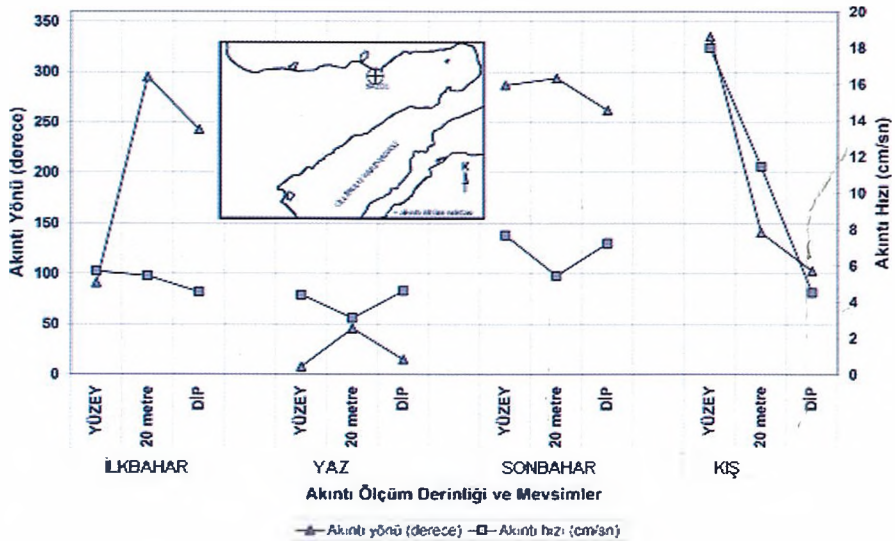
Figure 5. Seasonal water salinity of the Saros Gulf (Eryılmaz and Yücesoy Eryılmaz, 2003).

Uzun süreli esen rüzgarlara bağlı olarak gelişen yerel akıntılar, kuzeydeki Meriç Nehri'nin bol yağışlı mevsimlerde yoğunluk farkından dolayı akıntı oluşturması ve Çanakkale Boğazı'ndan çıkan Karadeniz suyunun kuzeye dönerek Saros Körfezi'ne girmesi bölgenin genel akıntı yapısını etkileyen faktörlerdir (Eryılmaz ve Yücesoy Eryılmaz, 2003).

Çalışma bölgesine yakın bir noktada dört mevsimde, yüzey, 20 metre ve dipten alınan akıntı verileri Şekil 6 da görülmektedir. Buna göre kış mevsiminde derinliğe bağlı akıntı hızı ve yönü değişimi diğer

mevsimlerde gözlenmemektedir. Atmosferik koşulların etkilediği yüzey suyu akıntı hızı beklenildiği gibi en az yaz aylarında ölçülmektedir.

Çalışılan örneklerin yaz mevsiminde alındığı göz önüne alınırsa bu mevsimde akıntı hızı 3-5 cm/sn dir (Şekil 6). Akıntı hızının en az olduğu bu mevsimde akıntı yönü kuzeybatı istikametindedir. Yüzey ve 20 m su derinliği arasında hız ve yönde önemli bir değişiklik olmamaktadır. Ancak, kış mevsiminde yüzey suyu ile 20 metre derinlikteki suda ölçülen hız ve yön değişimi çok fazladır (Şekil 6).



Şekil 6. Saros Körfezi'nde derinliğe bağlı mevsimlik akıntı değişimi (Eryılmaz ve Yücesoy Eryılmaz, 2003).

Figure 6. Seasonal water currents of the Saros Gulf in relation to water depths (Eryılmaz and Yücesoy Eryılmaz, 2003).

Saros Körfezi ve Çevresinin Jeolojisi

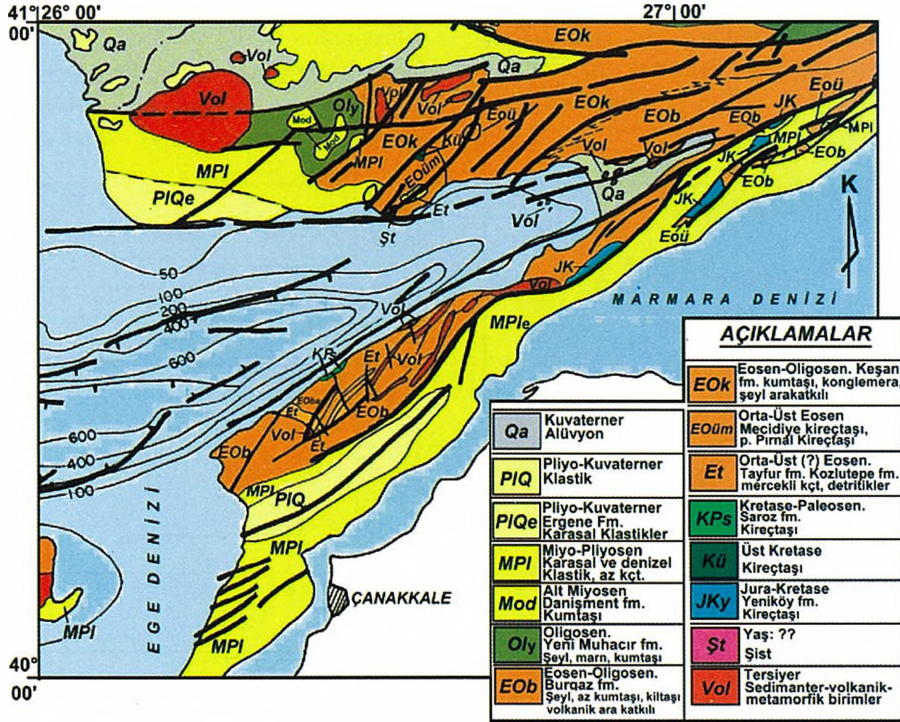
Trakya Havzası ve Saros Körfezi'nin oluşumu ile ilgili çok sayıda çalışma yapılmıştır. Özellikle geçmiş yıllarda kara jeolojisi ile yapılan bu çalışmalar (Sümengen ve Terlemez, 1991) son yıllarda deniz jeolojisi ile ön plana çıkmıştır. Çağatay vd. (1998) Saros Körfezi'nin jeolojik oluşumunu kara ve deniz çalışmalarını birleştirerek açıklamışlardır. Saatçılar vd. (1999), Kurt vd. (2000), Yalıtırak ve Alpar (2002) Saros Körfezi'nden alınan sismik kayıtlarla körfezin tektonik gelişimini, Ege Denizi, Marmara Denizi ve çevresinde gelişen tektonizmanın Saros Körfezi'ne etkisini araştırmışlardır. Eryılmaz ve Yücesoy Eryılmaz (2003) Saros Körfezinin oşinografik özellikleri ile güncel çökellerini ve Meriç vd. (2004a) Saros Körfezi güncel çökellerinde çökel dağılımını haritalayarak foraminifer topluluklarını belirlemişlerdir. Sarı ve Çağatay (2001) Saros Körfezi güncel çökellerinin ağır metal dağılımlarını çalışmışlardır. Ocakoğlu vd. (2006) Saros Körfezi dip çökellerinin sedimentolojisini incelemişlerdir.

Ege Denizi kuzey doğusunda yer alan Saros Körfezi Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) üzerinde oluşan bir

grabendir (Şekil 7). Eryılmaz (1996) yapmış olduğu çalışmada, Saros Körfezi'ni çevreleyen birimleri Şekil 7 de görüldüğü gibi kuzeyde Miyosen-Pliyosen yaşlı karasal ile sığ denizel klastik ve karbonat çökeller, Orta-Üst Eosen yaşlı resifal karbonatlar, Eosen-Oligosen yaşlı Keşan Formasyonu (konglomera, şeyl arakatlı kumtaşı), güneyde yine Eosen-Oligosen yaşlı Burgaz Formasyonu (kumtaşı, kilitaşı ve volkanik arakatlı şeyl) ile sınırlamıştır.

Saros Körfezi'nin oluşumunu sağlayan fay sistemleri KD-GB doğrultusunda çeşitli derecelerde açılara sahip aktif ve/veya pasif olup, hem karada hem de denizde bulunmaktadır (Şekil 7).

Çalışılan denizaltı tepesinin kuzey-kuzeydoğusunda Oligosen kireçtaşı, Eosen yaşlı kireçtaşından Çınarlı Dere ve getirdiği alüvyon ile ayrılmaktadır. Keza, bu durum Tüysüz vd. (1998) ve Eryılmaz (1996) tarafından KD-GB doğrultulu fay ile desteklenmiştir (Şekil 7). Çalışma alanının hemen kuzeyinde karada yer alan Çınarlı Dere, Harman Tepe sırtlarının deniz kenarında oluşturduğu falezlere yakın bir yerde denize boşalmaktadır.



Şekil 7. Saros Körfezi ve çevresinin jeoloji ve tektonik haritası (Eryılmaz, 1996).

Figure 7. Geologic and tectonic map of the Saros Gulf (Eryılmaz, 1996).

ÖRNEKLEME VE ANALİZ YÖNTEMLERİ

Çalışma alanı Saros Körfezi'nin kuzeyinde Toplar Burnu'nun yaklaşık 1 deniz mili açıklarında yer almakta ve 30 metre su derinliğinde başlayan ve 15 metre su derinliğine kadar yükselen Harmantaşı deniz altı yükseltisini kapsamaktadır (Şekil 1).

Ağustos 2001 tarihinde BÜSAS (Boğaziçi Üniversitesi Sualtı Sporları) katılımı ile 200 metre uzunluğunda KB-GD doğrultusunda ve yine 200 metre uzunluğunda GB-KD doğrultusunda yaklaşık 5- 10 metre aralıklarla 41 adet yüzey çökel örneği dalgıçlar tarafından alınmıştır (Şekil 8). Merkez noktasında birbirini kesen iki hattan oluşan örnek noktaları merkez noktasına göre I, II, III ve IV olarak adlandırılmıştır. GB-KD doğrultusunda yer alan II ve III hatlara karşılık I ve IV. hatlar KB-GD konumudur (Şekil 8). Örnekler merkezden itibaren 5 veya 10 metre aralıklarla alındığı için hat numaraları ve mesafe aralıkları ile isimlendirilmişlerdir (örn. I-5, II-25, III-100 gibi).

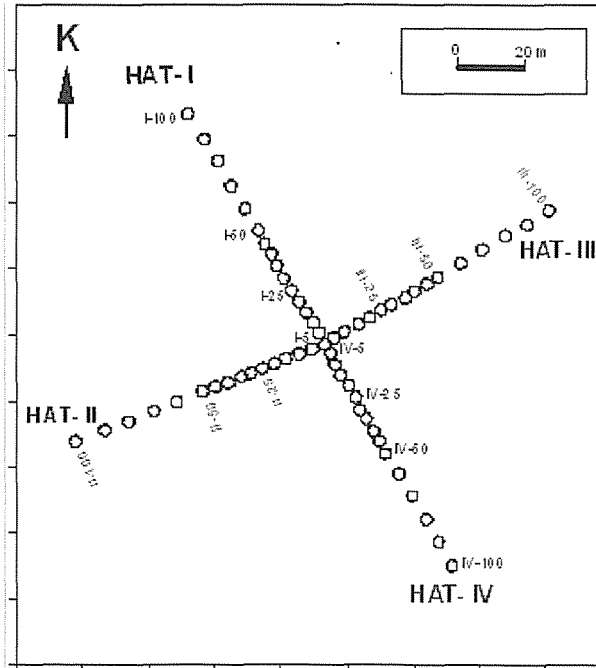
Alınan yüzey çökel örneklerinde organik karbon (Gaudette vd, 1974), toplam karbonat (Martin, 1972)

ve ağır metal (Fe, Mn, Zn, Ni, Cu) (Loring and Rantala, 1988; 1992) analizleri yapılmıştır. Ayrıca 5 gr örnekte foraminiferlerin tür tayinleri belirlenmiştir.

Dip çökel örneği alımı sırasında, aynı hatlardan, deniz tabanına yakın sudan da örnek alınarak (su örnekleme şişeleri ile) tuzluluk, çözülmüş oksijen, pH ve sıcaklık ölçülmüştür. Su sıcaklığı deniz termometresi kullanılarak yerinde ölçülmüştür. Tuzluluk klorür tayini ile gerçekleştirilmiştir. Çözülmüş oksijen Winkler metodu ile pH ise pH metre ile ölçülmüştür.

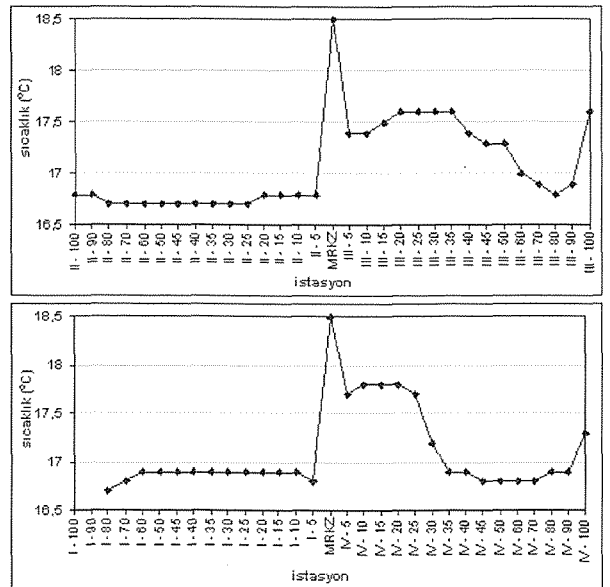
Örnek Hatlardaki Su Özellikleri

Şekil 9'da görüldüğü üzere, II ve III no'lu hatlardan oluşan doğrultuda merkez noktasına kadar II hat boyunca taban suyu sıcaklığı sabite çok yakındır (16,8 °C). Merkez noktasında 18,5 °C ile pik yapan su sıcaklığı III. hat boyunca 17,5 °C civarında seyretmektedir. I ve IV no'lu hatların oluşturduğu doğrultuda su sıcaklığı I. hatta sabit iken merkezden itibaren IV. hatta 30 m'ye kadar yüksek (17,8 °C) seyretmekte, sonra tekrar normal deniz suyu sıcaklığına inmektedir. Şekil 10 da ölçülen taban suyunun sıcaklık verilerinin alansal dağılımı görülmektedir.



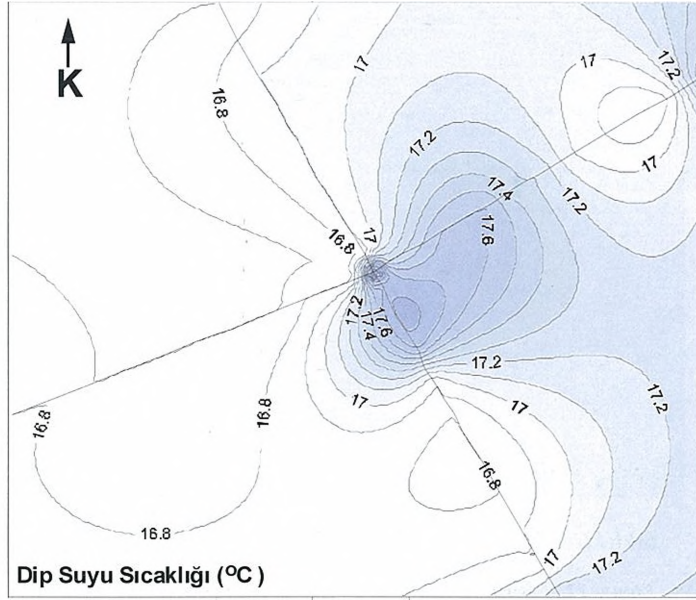
Şekil 8. Su ve yüzey çökel örnekleri alınma noktaları.

Figure 8. Sampling stations for water and sediments.



Şekil 9. Örneklem hatları boyunca dip suyunda sıcaklık değişimi.

Figure 9. Change of bottom water temperature along sample lines.

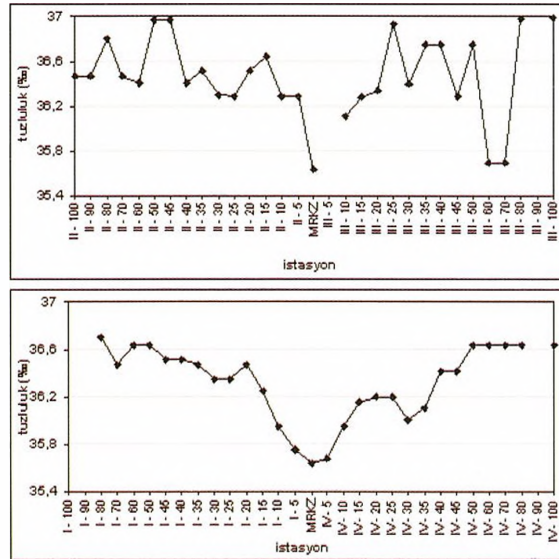


Şekil 10. Çalışma alanı taban suyunda sıcaklık dağılımı.

Figure 10. Distribution of bottom water temperature in the study area.

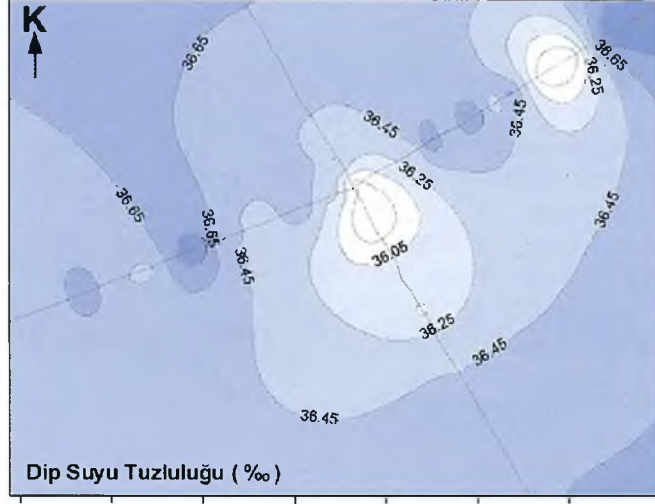
Şekil 11 de taban suyunda ölçülen tuzluluk verilerinin çizgisel değişimi görülmektedir. II ve III nolu hatların tuzluluk verileri %36 ile %37 arasında salınım gösterirken, merkez ve III-60 ve III-70 noktalarında %36'nın altına düşmektedir. I-IV hattında tuzluluk merkez noktasında minimuma ulaşmaktadır (%35,64). Şekil 11 de yer alan hatlar boyunca

tuzluluk değişiminden de görüldüğü gibi merkeze yaklaştıkça tuz konsantrasyonu azalmaktadır. Deniz suyunun seyrelmesi ile oluşan bu düşüş merkez noktasında sonlanmaktadır. Şekil 12 ise taban suyundaki tuzluluk değişiminin alansal dağılımı görülmektedir.



Şekil 11. Örneklem hatları boyunca dip suyunda tuzluluk değişimi.

Figure 11. Change of bottom water salinity along sample lines.

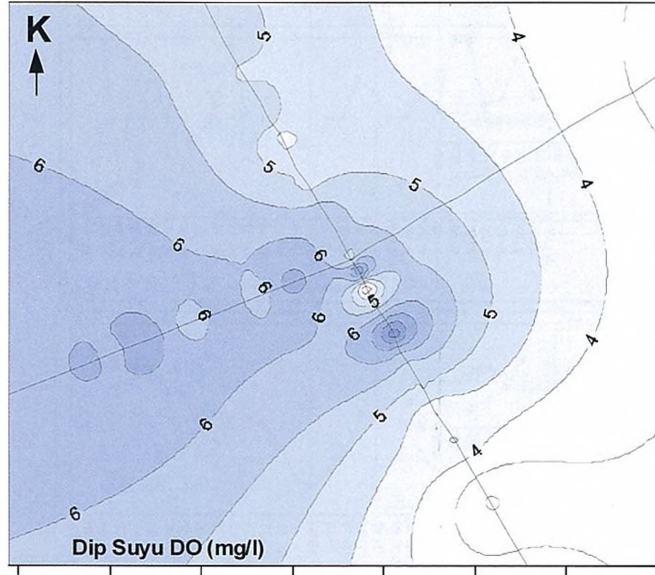


Şekil 12. Çalışma alanı dip suyunda tuzluluk dağılımı.

Figure 12. Distribution of bottom water salinities in the study area.

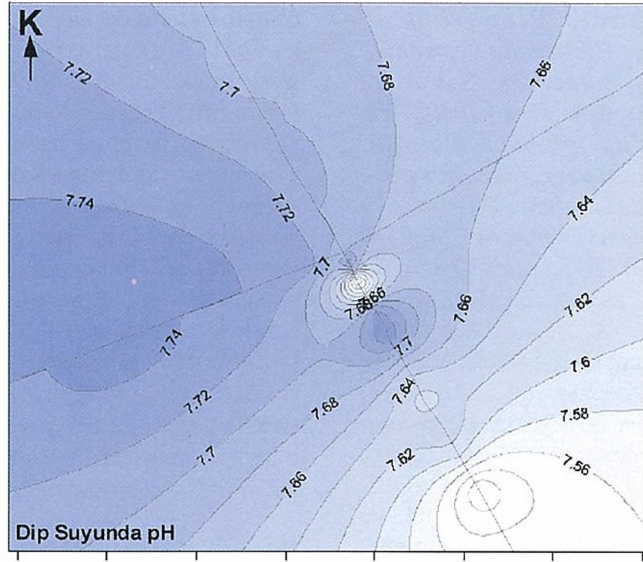
I ve II no'lu hatlar boyunca dip suyunda ölçülen çözülmüş oksijen ve pH değerleri Şekil 13 ve Şekil 14 te verilmiştir. Çözülmüş oksijen, Harmantaşı denizaltı yükseltisinin taban suyunda 8 ila 2 mg/l gibi geniş aralık göstermektedir. Ancak çalışma alanında çözülmüş oksijen ortalama 6 mg/l dir. Atmosferle gaz alışverişinin fazla olduğu bu su seviyesinde aynı zamanda fotosentez ile oksijen üretimi de fazladır

ancak düşük oksijenli yeraltı suyu çıkışının ve organik yığılmanın fazla olduğu noktalarda, deniz suyunda çözülmüş oksijen miktarı düşmektedir. Çalışılan noktalarda pH 7,5 ile 7,75 aralığındadır. pH deniz suyunda ortalama 7,8 kabul edilir ve değişim aralığı 7,5-8,4 tür. Deniz suyunda pH'ı etkileyen en önemli etken ise sudaki çözülmüş karbondioksitir (Mutluay ve Demirak, 1996).



Şekil 13. Çalışma alanı dip suyunda çözülmüş oksijenin dağılımı.

Figure 13. Distribution of dissolved oxygen in bottom waters of the study area.



Şekil 14. Çalışma alanı dip suyunda pH dağılımı.

Figure 14. Distribution of pH values in bottom waters of the study area.

Harmantaşı Bentik Foraminifer İçeriği

46 çökel örneğinde foraminifer tayini yapılmıştır. Buna göre foraminiferlerden 37 familya, 31 altfamilya, 63 cinse ait *Lagenammia fusiformis* (Williamson), *Hyperammia friabilis* Haake, *Ammodiscus planorbis* Höglund, *Reophax scorpiurus* Montfort, *Ammoscalaria pseudospiralis* (Williamson), *Spiroplectammina sagittula* (d'Orbigny), *Eggerelloides scabrus* (Williamson), *Textularia bocki* Höglund, *T. truncata* Höglund, *Connemarella rudis* (Wright), *Spirillina vivipara* Ehrenberg, *Vertebralina striata* d'Orbigny, *Nubecularia lucifuga* Defrance, *Adelosina cliarensis* (Heron-Allen ve Earland), *A. duthiersi* Schlumberger, *A. elegans* (Williamson), *A. mediterraneensis* (le Calvez J. ve Y.), *A. partschi* (d'Orbigny), *A. pulchella* d'Orbigny, *Spiroloculina angulosa* Terquem, *S. depressa* d'Orbigny, *S. dilatata* d'Orbigny, *S. excavata* d'Orbigny, *S. ornata* d'Orbigny, *S. tenuiseptata* Brady, *Siphonaperta aspera* (d'Orbigny), *S. irregularis* (d'Orbigny), *Cycloforina contorta* (d'Orbigny), *C. villafranca* (le Calvez, J. ve Y.), *Lachlanella bicornis* (Walker ve Jacob), *L. undulata* (d'Orbigny), *L. variolata* (d'Orbigny), *Massilina gualtieriana* (d'Orbigny), *M. secans* (d'Orbigny), *Quinqueloculina berthelotiana* d'Orbigny, *Q. bidentata* d'Orbigny, *Q. disparilis* d'Orbigny, *Q. jugosa* Cushman, *Q. laevigata* d'Orbigny, *Q. lamarckiana* d'Orbigny, *Q. limbata* d'Orbign, *Q. seminula* (Linné), *Miliolinella*

elongata Kruit, *M. semicostata* (Wiesner), *M. subrotunda* (Montagu), *M. webbiana* (d'Orbigny), *Pseudotriloculina laevigata* (d'Orbigny), *P. oblonga* (Montagu), *P. rotunda* (d'Orbigny), *P. sidebottomi* (Martinotti), *Triloculina bermudezi* Acosta, *T. marioni* Schlumberger, *T. plicata* Terquem, *T. schreiberiana* d'Orbigny, *T. tricarinata* d'Orbigny, *Sigmoidinella costata* (Schlumberger), *Articulina carinata* Wiesner, *Lenticulina cultrata* (Montfort), *Lagena striata* d'Orbigny, *Polymorphina* sp. 1, *Polymorphina* sp. 3, *Fissurina sidebottomi* Buchner, *Brizalina spatulata* (Williamson), *B. striatula* (Cushman), *Cassidulina carinata* Silvestri, *Globocassidulina subglobosa* (Brady), *Rectuvigerina phlegeri* Le Calvez, *Bulimina elongata* d'Orbigny, *B. marginata* d'Orbigny, *Reussella spinulosa* (Reuss), *Valvulineria bradyana* (Fornasini), *Eponides concameratus* (Williamson), *Stomatorbina concentrica* (Parker ve Jones), *Neoepionides bradyi* Le Calvez, *Gavelinopsis praegeri* (Heron-Allen ve Earland), *Neoconorbina terquemi* (Rzehak), *Rosalina bradyi* Cushman, *R. floridensis* (Cushman), *R. globularis* d'Orbigny, *R. obtusa* d'Orbigny, *Pararosalina dimorphiformis* McCulloch, *Conorbella imperatoria* (d'Orbigny), *Planoglabratella opercularis* (d'Orbigny), *Siphonina reticulata* (Czjzek), *Discorbinella bertheloti* (d'Orbigny), *Cibicides advenum* (d'Orbigny), *Lobatula lobatula* (Walker ve Jacob), *Cyclocibicides*

vermiculatus (d'Orbigny), *Planorbulina mediterraneensis* d'Orbigny, *Cibicidella variabilis* (d'Orbigny), *Acervulina inhaerens* Schultze, *Planogypsina acervalis* (Brady), *P. squamiformis* (Chapman) *Sphaerogypsina globula* (Reuss), *Asterigerinata adriatica* Haake, *A. mamilla* (Williamson), *Nonion depressulum* (Walker ve Jacob), *Astrononion stelligerum* (d'Orbigny), *Melonis pompilioides* (Fichtel ve Moll), *Pararotalia spinigera* (Le Calvez), *Ammonia compacta* Hofker, *A. parkinsoniana* (d'Orbigny), *A. tepida* Cushman, *Challengerella bradyi* Billman, Hottinger ve Oesterle, *Criboelphidium poeyanum* (d'Orbigny), *Porosonion subgranosum* (Egger), *Elphidium aculeatum* (d'Orbigny), *E. advenum* (Cushman), *E. complanatum* (d'Orbigny), *E. crispum* (Linné), *E. depressulum* Cushman, *E. macellum* (Fichtel ve Moll), *E. pulvereum* Todd gibi 111 tür tanımlanmıştır.

Aglutine foraminiferler 10 familyaya ait 12 tür ile temsil edilmiş olup, *Lagenammina fusiformis* (Williamson), *Reophax scorpiurus* Montfort, *Spiroplectammina sagittula* (d'Orbigny), *Eggerelloides scabrus* (Williamson) ve *Textularia bocki* Höglund örnek olarak gösterilebilir. Kalkerli foraminiferler ise 21 familyaya ait 99 tür ile temsil edilmiştir.

Foraminifer cins ve türlerinin belirlenmesinde Loeblich ve Tappan, (1988, 1994), Cimerman ve Langer (1991), Hottinger vd. (1993), Sgarella ve Moncharmont-Zei (1993), Hatta ve Ujiie (1992), Yassini ve Jones (1995), Hayward vd. (1999), Avşar ve Meriç (1996, 2001a, 2001b), Avşar (1997, 2002), Avşar vd. (2001), Meriç ve Avşar (1997, 2001), Avşar ve Ergin (2001), Meriç vd. (1995, 2001, 2002a, 2002b, 2002c; 2003 a, 2003b; 2004a, 2004b, 2004c, 2004d, 2005) gibi çalışmalardan yararlanılmıştır.

Kaynak/kaynakların suları kireçtaşı çatlak ve boşluklarından ilerlerken bünyesine yüksek oranda $CaCO_3$ almaktadır. Denizaltı yükseltisi kara litolojisinin devamı olduğundan bu alandaki kırıntılı inorganik çökeller çoğunlukla açık renkli kireçtaşıdır. Kaynak merkezi ve yakın çevresinde kalker kavkılı hauerinid tipler bol olarak bulunmaktadır. Hauerinid tiplerde (kalkerli testler) kabuklar kireçli maddeden yapılmıştır. Dış görünüşleri beyaz ve porselen gibidir. Bu kabuk oluşumu organizmanın sudan aldığı kireç ile oluşturduğu kabuk çeşididir (Taşman Ribnikar, 1975).

Çalışma alanında kaynaktan uzaklaştıkça aglutinant kavkılı textulariid foramların çoğaldığı gözlenmektedir. Aglutinant kavkılı (arenase testler) foraminiferlerin dış kabukları irili ufaklı tanelerden yapılmıştır. Bu taneler hayvanın çevresinden topladığı yabancı maddelerdir. Karbonat çökeltme ortamında yaşayan aglutinant kavkılı foraminiferler çalışma bölgesinde olduğu gibi çoğunlukla kalsit tanelerini kabuklarına almaktadır (Meriç, 1983) ve taneler kalkerli çimento ile birleşmektedir.

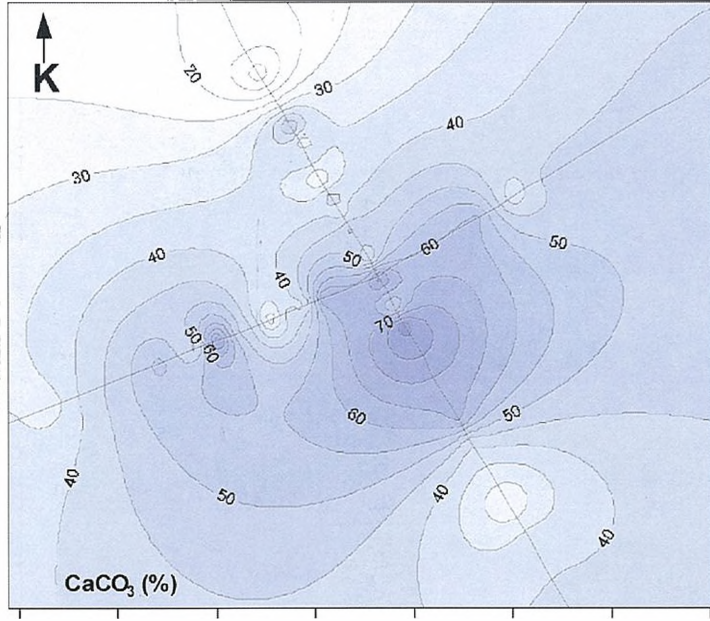
Kaynak merkezi ve yakın çevresinde yeraltısularının bünyelerinde getirdikleri yoğun $CaCO_3$ bu civarda kalker kavkılı foraminiferlerin çoğalmasına olanak sağlarken, kaynaktan uzaklaştıkça suyun bünyesindeki $CaCO_3$ azalmasıyla Aglutinant kavkılı foraminiferler artmaktadır.

Yüzey Çökel Örneklerinin Jeokimyasal Özellikleri

42 yüzey çökel örneğinde yapılan analizlerin ortalama, minimum ve maksimum sonuçları Çizelge 1 de, alansal dağılımları ise Şekil 15, 16, 17, 18, 19, 20 ve 21'de yer almaktadır.

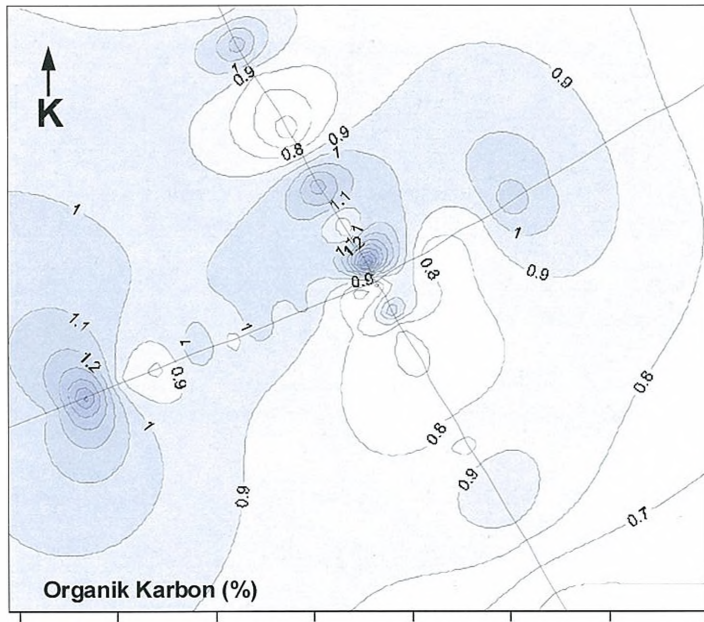
Çökel örneğinde $CaCO_3$ ortalaması %44 olup, %83 ile %6 arasında değişmektedir. Merkezde %78 olan $CaCO_3$ merkeze yakın istasyonlarda yüksektir. Bu yüksek değerler $CaCO_3$ kavkuların ve tabanın kireçtaşı yapısından kaynaklanmaktadır. Şekil 15'te görüldüğü gibi karbonat yüzdesi merkezden dışa doğru azalmaktadır. Yüzey çökel örneklerinde organik karbon miktarları %2,01 ile %0,52 arasında değişmekte olup ortalaması %0,94 tür. Yeraltı suyu çıkışının olduğu yerlerde organik karbon düşük seviyelerde olmasına rağmen hemen yakınındaki istasyonlarda yüksek olabilmektedir (Şekil 16). Bunun en önemli nedeni çökel yüzdesinin yüksek oranda kavkı içermesidir. Organizmaların organik kısımları ölümünden sonra oksijenle kısa zamanda parçalanarak kaybolmakta, geriye kalan kavkuları $CaCO_3$ birikimini oluşturmaktadır.

Ağır metal analizlerinden elde edilen sonuçlar Çizelge 1'de en yüksek, en düşük ve ortalama konsantrasyon olarak ve Şekil 17, 18, 19, 20, 21 de grafik olarak verilmiştir. Çizelge 1, aynı zamanda çalışılan örneklere ait metal verilerini ortalama şeyl, kireçtaşı vb bileşimleri ile karşılaştırmalı olarak göstermektedir. Bu verilere göre, Harmantaşı denizaltı yükseltisi yüzey çökellerinin Cu, Zn, Ni, Mn ve Fe miktarları, ortalama magmatik ve sedimenter kayalar bileşimine benzemektedir ve bu nedenle jeolojik normal düzeydedirler.



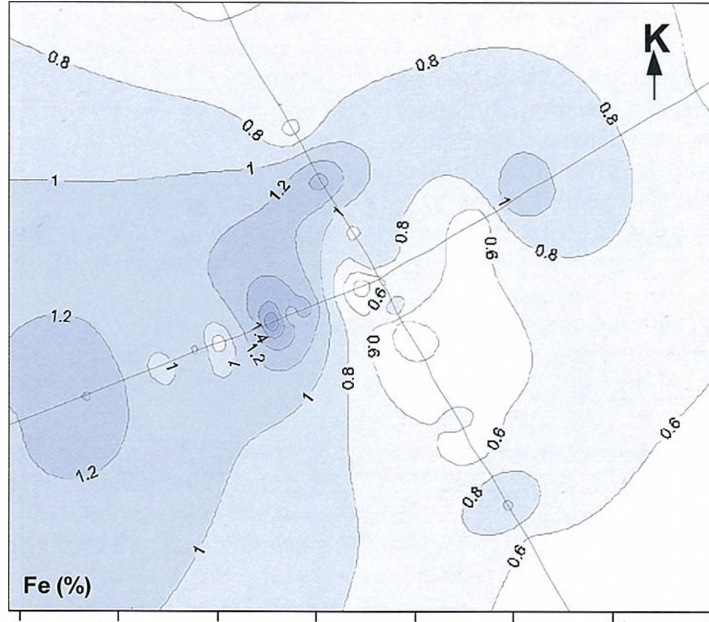
Şekil 15. Çalışma alanı yüzey çökellerinde CaCO_3 miktar dağılımı.

Figure 15. Distribution of CaCO_3 contents in surface sediments of the study area.



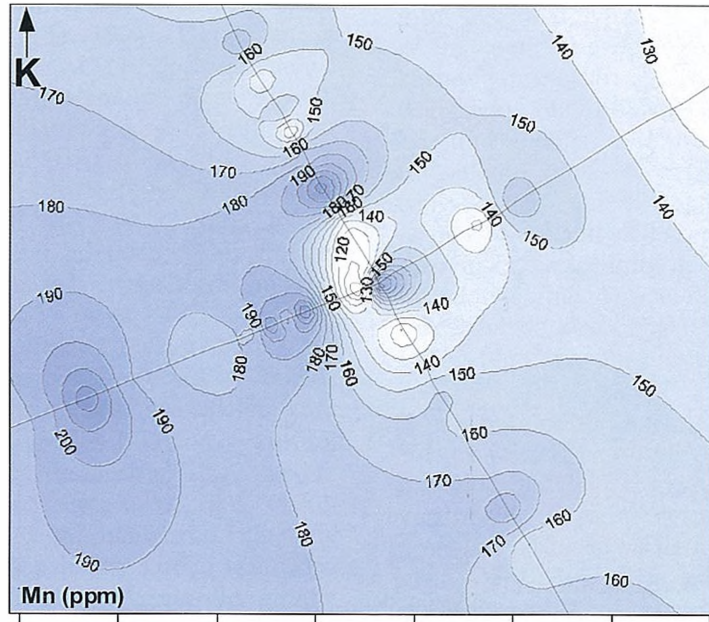
Şekil 16. Çalışma alanı yüzey çökellerinde organik karbon miktar dağılımı.

Figure 16. Distribution of organic carbon contents in surface sediments of the study area.



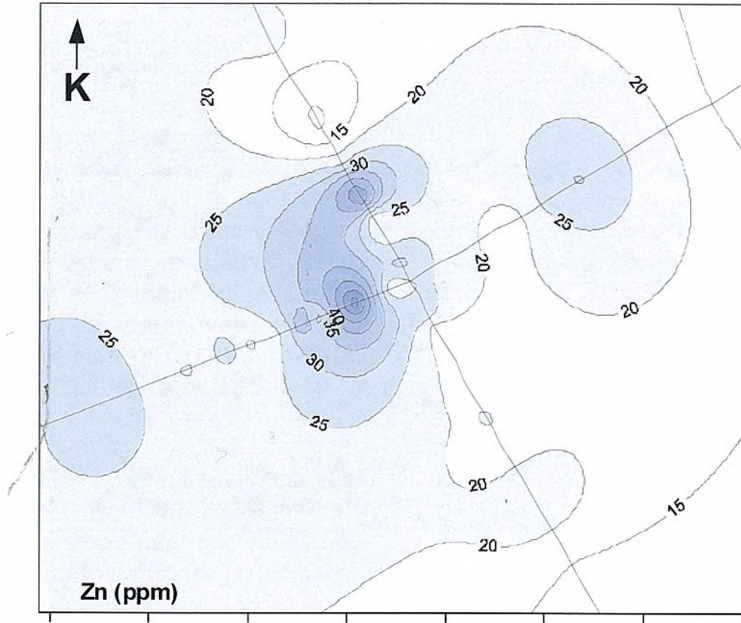
Şekil 17. Çalışma alanı yüzey çökellerinde Fe dağılımı.

Figure 17. Fe distribution in surface sediments of the study area.



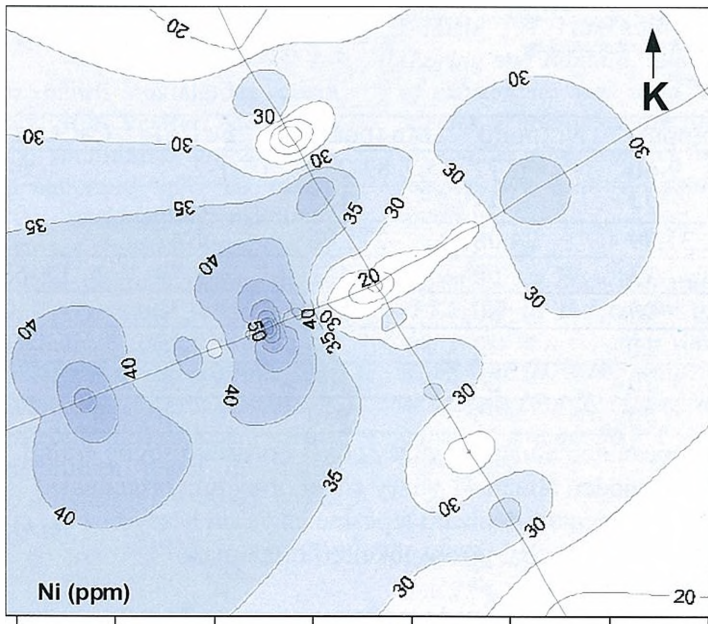
Şekil 18. Çalışma alanı yüzey çökellerinde Mn dağılımı.

Figure 18. Mn distribution in surface sediments of the study area.



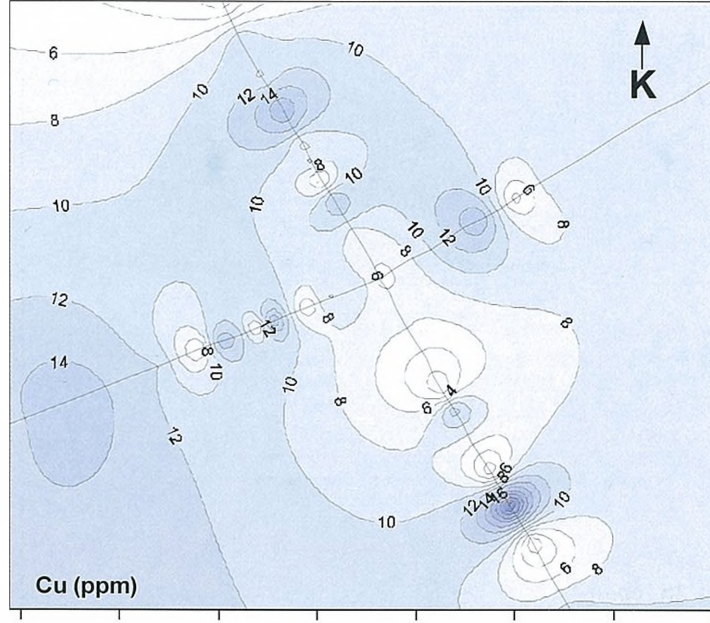
Şekil 19. Çalışma alanı yüzey çökellerinde Zn dağılımı.

Figure 19. Zn distribution in surface sediments of the study area.



Şekil 20. Çalışma alanı yüzey çökellerinde Ni dağılımı.

Figure 20. Ni distribution in surface sediments of the study area.



Şekil 21. Çalışma alanı yüzey çökellerinde Cu dağılımı.

Figure 21. Cu distribution in surface sediments of the study area

Çizelge 1. Harmantaşı denizaltı yükseltisi yüzey çökellerinde ağır metal, kalsiyum karbonat ve organik karbon konsantrasyonları ve diğer çalışma verileri ile karşılaştırılması.

Table 1. Heavy metal, $CaCO_3$, and organic carbon concentrations of surface sediments from the Harmantaşı submarine hill in comparison with data from other studies.

	Cu (ppm)	Zn(ppm)	Ni (ppm)	Mn (ppm)	Fe (%)	$CaCO_3$ (%)	C org (%)
1.	<1-28	9-60	6-77	83-239	0,21-2,17	6-83	0,52-2,01
2.	10	24	33	167	0,91	44	0,94
3.	7,17	31,99	24,08	275,06	1,47	5,9	1,95
4.	19	73	60	452	2,79	3,8-68,8	0,35-2,4
5.	50	90	80	850	4,70		
6.	5	16	2	50	0,98		
7.	4	20	20	1100	0,38		
8.	55	70	75	950	5		

1. Harmantaşı denizaltı tepesinden alınan 41 yüzey çökel örneğinin sonuç aralığı.
2. Harmantaşı denizaltı tepesinden alınan 41 yüzey çökel örneğinin ortalaması.
3. Sarı ve Çağatay (2001) Harmantaşı denizaltı tepesine en yakın istasyon (11) çökel sonuçları.
4. Sarı ve Çağatay (2001) Saros Körfezi yüzey çökelleri ortalaması.
5. Ortalama şeyl (Krauskopf, 1985).
6. Ortalama kumtaşı (Turekian and Wedepohl, 1961).
7. Ortalama kireçtaşı (Turekian and Wedepohl, 1961).
8. Ortalama magmatik kayaç (Turekian and Wedepohl, 1961).

Alansal dağılımda Fe, Mn, Zn ve Ni konsantrasyonları, özellikle I-25 m, I-30 m ve II-25 m aralıklarında yoğunlaşmaktadır. Bunun öncelikli sebebi çökelin daha fazla çamur tane boyu içermesidir. Metal miktarının yeraltı suyu çıkışı olan noktalarda düşük konsantrasyonda olması buralarda kabuklu organizmaların bolluğu ile izah edilebilir ki bu da yüksek enerjili bir ortama ve karbonatça zengin bir zemine işaret edebilir. Ağır metal miktarlarındaki artış I ve II no'lu hatlarda belirgindir. Bu hatların yer altı su çıkışından etkilenmediği veya çok az etkilendiği deniz suyunun sıcaklık, tuzluluk parametrelerinden de anlaşılmaktadır (Şekil 10 ve Şekil 12).

Akıntı verilerinden de takip edileceği gibi akıntı yönü çoğunlukla kuzeybatı olan bölgede denizaltı yükseltisinin açık denize bakan tarafında olan I ve II no'lu hatların ince malzeme tutumu daha fazladır.

SONUÇ

Harmantaşı Mevkii denizaltı yükseltisi KD-GB istikametinde yanal atımlı bir fayın ötelemesi ile kara kütesinden uzaklaşmıştır. Çatlak ve boşluklardan ilerleyen sığ yeraltı suyu denizaltı yükseltisinin belirli noktalarında denize boşalmaktadır. Anakara kütesi ile denizaltı yükseltisini oluşturan birimlerin kireçtaşı olduğu da dikkate alınarak çıkan yeraltı suyunun kaynağının yakın karasal beslenme ile sağlandığı anlaşılmaktadır.

Ölçüm hatları boyunca belirli noktalardan çıkan suyun sıcaklık ve tuzluluk verileri de bunu desteklemektedir. Ayrıca, foraminifer topluluğunda gözlenen kalker kavkılı hauerinid tipler bol olarak bulunması ve kaynaktan uzaklaştıkça aglutinant kavkılı textulariid formların çoğalması; keza CaCO₃ dağılımının merkezden dışa doğru azalması da bu görüşü desteklemektedir. Ağır metal miktarlarında zenginleşme görülmemektedir. Çalışma alanının sığ güncel denizel çökelleri karasal ayrışma ürünü hariç denize metal girdisinin olmadığına işaret etmektedir. Metalin bolca bağlanabileceği birikebileceği çamur türü çökelin de sınırlı olması metal miktarının artmasını engellemiştir. Kaynak çıkışındaki suyun metal birikimine etkisi yuttur.

KATKI BELİRTME

Örnek alımını gerçekleştiren BÜSAS (Boğaziçi Üniversitesi Sualtı Sporları) topluluğuna ve suda tuzluluk ölçümlerini yapan Doç. Dr. H. Orak'a teşekkür ederiz.

EXTENDED SUMMARY

The study area is a submarine hill (the Harmantepe Hill) located in the north of the Saros Gulf where shore lithology also continues in the sea.

The surface water in the Saros Gulf is affected by atmospheric conditions reaching down to a depth of 25 m. Between 25-30 m there is mixed water and below that is deep water which is not effected by atmospheric conditions.

The Saros Gulf is situated in the northeast of the Aegean Sea that is a graben formed on the North Anatolian Fault Zone (NAFZ). The fault systems that created the Saros Gulf, stand on the NE-SW direction at different angles. They are either active or passive and exist both on land and in the sea.

The study area comprises the Harmantaşı submarine hill rising from the surrounding bottom at a depth of 30 m. to the peak at a depth of 15 m, which is 1 mile off-shore of the Toplar Burnu in the north of the Saros Gulf. In August 2001, in cooperation with Bogaziçi University Underwater Sports Club (BÜSAS), 41 surface sediment samples were taken at 5-10 m. intervals on both the 200 meters length NW-SE direction and the 200 meters length NE-SW direction. The surface sediment samples were analyzed for organic carbon (Gaudette et al, 1974), total carbonate (Martin, 1972) and heavy metal (Fe, Mn, Zn, Ni, Cu) (Loring and Rantala, 1988; 1992) contents. Also 5 g of subsamples was used to determine foraminifera species. While obtaining surface sediment samples in the sea, 56 water samples from bottom were taken and temperature, salinity, dissolved oxygene and pH were measured.

As seen from Figure 9, water temperature is highest (18,5 °C) at the center of the study area, and it decreases to a constant value (16,8 °C) along line II. Along line III, water temperatures are slightly higher, at around 17,5 °C. Along line I, water temperature is constant at about 16,7 °C which increases to 17,8 °C in part of line IV.

Salinity values in lines II and III vary between 36‰ and 37‰ but at the center point and at points III- 60 and III- 70 they fall below 36‰. Along lines I-IV salinity falls to a minimum at the center point (35,64 ‰). As seen from these salinity changes, salinity concentrations generally decrease at the center.

From 46 sediment samples, 111 species of foraminifers were identified which belong to 37 families, 31 subfamilies and 63 genus. Aglutine foraminifers are represented by 12 species belonging to 10 families and limestone foraminifers by 99 species belonging to 10 different families.

When spring water flows through limestone cracks and caves, high levels of CaCO_3 are dissolved. Since the submarine hill is a part of the land lithology, clastic inorganic sediments in this area are usually light colored limestone. It is observed that in the area near the submarine spring, limeshelled hauerinid types exist abundantly, whereas agglutinant shelled textularid forms increase with increasing distance from the center.

High levels of CaCO_3 at the center and nearby are derived from shells. Getting farther away from the center, carbonates are composed of inorganic limestone. Organic carbon concentrations in the shallow, high oxygenated area are low. The organic carbon content is at the lowest level in the fresh water spring area (Figure 16). The most important reason for this is the presence of high levels of shells in the sediment.

Metal concentrations in the samples studied are below the average shale and limestone concentrations. At the I-25, I-30 and II-25 intervals, Fe, Mn, Zn, Ni concentrations increase due to the presence of a large amount of mud grain size in the samples. The sea water temperature and salinity parameters are not much affected by fresh water springs (Figure 10 and 12). As seen from current data, the direction of the prevailing current in the region is northwest.

The submarine hill in Harmantaşı Region is separated from the base land by a NE-SW directional fault line. Shallow spring water, flowing through cracks and caves, surfaces in the sea from some specific points of the submarine hill. Taking into consideration that both the lithological unit of the base land and the submarine mound is limestone, it is understood that fresh water surfacing from the submarine mound feeds from base land.

Temperature and salinity data of the water samples support this idea. Further support comes from the limestone shelled haurenid types which exist abundantly at spring points, while there is an increase

of agglutinant shelled textulariid forms as one moves away from the springs, therefore the decrease in CaCO_3 distribution from the center to the periphery also supports this interpretation. Increase of the heavy metal concentration is not observed. Materials existing in low levels in fine grain size caused the metal concentration to be low. Also spring water does not have any effect on metal accumulation.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Avşar, N., 1997. Doğu Akdeniz kıyı bölgesi bentik foraminiferleri. Ç. Ü. Yerbilimleri, 31, 67-81.
- Avşar, N., 2002. Gökçeada, Bozcaada ve Çanakkale üçgeni kıta sahanlığı (KD Ege Denizi) bentik foraminifer dağılımı ve taksonomisi. H. Ü. Yerbilimleri, 26, 53-75.
- Avşar, N. ve Meriç, E., 1996. İskenderun Körfezi'nde bentik foraminifer dağılımı. SualtıBilim ve Teknolojisi Toplantısı (SBT) İstanbul, Bildiriler Kitabı, 220-224.
- Avşar, N. ve Ergin, M., 2001. Spatial distribution of Holocene benthic foraminifera, Northern Aegean Sea. International Geology Review, 43, 754-770.
- Avşar, N. ve Meriç, E., 2001 a. Çeşme-Ilıca Koyu (İzmir) termal bölgesi güncel bentik foraminiferlerin sistematik dağılımı. Yerbilimleri, Hacettepe Ü. Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni, 24, 13-22.
- Avşar, N. ve Meriç, E., 2001 b. Türkiye'nin güncel bentik foraminiferleri-1. Kuzeydoğu Akdeniz-Kuzey Ege Denizi-Çanakkale Boğazı-Kuzey ve Doğu Marmara Denizi-Haliç-İstanbul Boğazı-Batı Karadeniz). Ç. Ü. Yerbilimleri, 38, 109-126.
- Avşar, N., Meriç, E. ve Ergin, M., 2001. İskenderun Körfezi bentojenik sedimentlerinin foraminifer içeriği. H. Ü. Yerbilimleri, 24, 97-112.
- Bayarı, C.S. ve Kurttaş, T., 2002. Coastal and submarine karstic discharges in the Gökova Bay, SW Turkey. Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology, 35, 381-390.
- Cimerman, F. ve Langer, M. R., 1991. Mediterranean foraminifera. Slovenska Akademija Znanosti in Umetnosti, Akademia Scientiarum et Artium Slovenica. 118 p., 93 pls., Ljubljana.
- Çağatay, M.N., Görür, N., Alpar, B., Saatçılar, R., Akkök, R., Sakıncı, M., Tüce, H., Yaltrak, C. ve Kuşcu, I., 1998. Geological evolution of the Gulf of Saros, NE Aegean Sea. Geo-Marine Letters, 18, 1-9.
- Di Sipio, E., Galgaro, A. ve Zuppi, G. M., 2006. New Geophysical knowledge of groundwater systems in Venice Estuarine. Environment. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 66, 6-12.
- Elkhatib, H., 1987. Hydrogeological investigation of the Ovacık submarine springs by means of remote sensing technique. Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü., Ankara, Yüksek Lisans Tezi (yayınlanmamış).

- Elkhatib, H., 1992. Kaş-Kalkan Arası Karst Hidrojeolojisi, Hacettepe Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü., Ankara, Doktora Tezi (Yayınlanmamış).
- Eryılmaz, M., 1996. Ege Denizi'nde doğal uzantının saptanmasında kullanılan yerbilimleri kriterleri. İst. Ü. Deniz Bilimleri ve İşl. Enst. Doktora tezi, 178 s. (Yayınlanmamış)
- Eryılmaz M. ve Yücesoy-Eryılmaz F., 2003. Ege Denizi Saros Körfezi'nin oşinografisi ve çökel dağılım haritası, Mersin Ü. Müh. Fak. Jeoloji Müh. Böl. 10.yıl sempozyumu, 15-18 Ekim 2003, Mersin, Bildiri özleri kitabı, 97-98.
- Flint, R. F. ve Skinner, B.J., 1974. Physical Geology. John Wiley and Sons, Inc. New York, 497 p.
- Gaudette, H.E., Flight, W.R., Toner, L. ve Folger, D.W., 1974. An Inexpensive, Titration Method for Determination of Organic Carbon in Recent Sediments. Journal Sedimentary Petrography, 44 (1), 249-253.
- Günay, G., 1965. İçel Gilindire ve civarı sahil ovalarının hidrojeolojik etüt raporu. DSİ yayını, Ankara (yayınlanmamış).
- Günay, G., 1968. Ovacık denizaltı kaynaklarının doğal izotoplarla yapılan jeoloji ve hidrojeoloji incelemesi. İstanbul Üniversitesi, Fen Fakültesi, Ankara. Yüksek Mühendislik Tezi, (yayınlanmamış)
- Günay, G., 1971. Determination of the origin of Ovacık submarine springs by means of natural isotopes. Memoires, tome 9, IAH reunion de Tokyo, 136-139
- Hamarat, S., Ülkenli, H., Türe, G. ve Bayarı, C.S., 1998. Türkiye kıyıları Aydınçık Taşucu deniz mağaralarının araştırılması. Türkiye'nin Kıyı ve Deniz Alanları 2. Ulusal Konferansı Bildiriler Kitabı, Eylül 1998, Ankara, 81-90.
- Hatta, A. ve Ujiic, H., 1992. Benthic foraminifera from Coral Seas between Ishigaki and Iriomote Islands, Southern Ryukyu Island Arc, Northwestern Pacific. Bulletin of the College of Science, University of the Ryukyus. 53, 49-119; 54, 163-287.
- Hayward, B. W., Grenfell, H. R., Reid, C. M. ve Hayward, K. A., 1999. Recent New Zealand shallow-water benthic foraminifera. Taxonomy, ecologic distribution, biogeography, and use in paleoenvironmental assessment. Institute of Geological and Nuclear Sciences monograph 21, 258 p., 17 pls. New Zealand.
- Hottinger, L., Halicz, E. ve Reiss, Z., 1993. Recent foraminifera from the Gulf of Aqaba, Red Sea. Slovenska Akademija Znanosti in Umetnosti, Academia Scientiarum et Artium Slovenica. 179 p., 230 pls, Ljubljana.
- Khout, A., 1977. Coastal and submarine springs of the Mediterranean coast of Turkey. DSİ teknik raporu, no:15, Ankara (yayınlanmamış)
- Krauskopf, K.B., 1985. Introduction to Geochemistry. 2.nd. edition. McGraw-Hill, Singapore, 617 s.
- Kurt, H., Demirbağ, E. ve Kuşçu, İ., 2000. Active submarine tectonism and formation of the Gulf of Saros, Northeast Aegean Sea, inferred from multi-channel seismic reflection data. Marine Geology, 165, 13-26.
- Kurttaş, T., Bayarı, C.S. ve Tezcan, L., 1999. Determination of seawater intrusion rate and possible aquifer rocks by means of hydrochemical and isotopic (^{18}O , D, T, $^{87}/^{86}\text{Sr}$) techniques (Gökova karstic springs, SW Turkey). International Symposium on Isotope Techniques in Water Resources Development and Management, Vienna, Austria, 10-14 May 1999, Book of Extended Synopses (IAEA-SM-361/76P), 247-248.
- Kurttaş, T., Bayarı, C.S. ve Tezcan, L., 2000. Gökova karstik kaynaklarında denize boşalım: Hidrolojik bütçe, uzaktan algılama ve karışım hücreleri modeli. Cumhuriyetin 75. Yıldönümü Yerbilimleri ve Madencilik Kongresi Bildiriler Kitabı, MTA Genel Müdürlüğü, Ankara, c II, 531-556.
- Loeblich, Jr. A. R. ve Tappan, H., 1988. Foraminiferal genera and their classification. Van Nostrand Reinhold Company, New York, 970 p., 842 pls.
- Loeblich, Jr. A. R. ve Tappan, H., 1994. Foraminifera of the Sahul Shelf and Timor Sea. Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publication, No: 31, 663 p., 630 pls.
- Loring, D.H. ve Rantala, R.T.T., 1988. An Intercalibration Exercise for Trace Metals in Marine Sediments. Marine Chemistry, 24, 13-28.
- Loring, D.H. ve Rantala, R.T.T., 1992. Manual for the geochemical analyses of marine sediments and suspended particulate matter, Earth- Science Reviews, 32, 235-283.
- Martin, L., 1972. Marine Chemistry. Marcel Dekker Inc. New York, 389 s.
- Meriç, E., 1983. Foraminiferler. MTA Enstitüsü yayını. Eğitim serisi, no. 26. Ankara.
- Meriç, E., 1986. Deniz dibi termal kaynakların canlı yaşamına etkisi hakkında güncel bir örnek (Ilica-Çeşme-İzmir). TJK. Bült., 29 (1), 17-21.
- Meriç, E. ve Suner, F., 1995. İzmit Körfezi (Hersek Burnu-Kara Burun) Kuvaterner istifinde gözlenen termal veriler. İzmit Körfezi Kuvaterner istifi. E. Meriç(ed.), İstanbul, 81-90.
- Meriç, E. ve Aşar, N., 1997. İstanbul ve yakın çevresi Geç Kuvaterner (Holosen) bentik foraminifer faunası. Ç. Ü. Yerbilimleri, 31, 41-65.
- Meriç, E. ve Aşar, N., 2001. Benthic foraminiferal fauna of Gökçeada Island (Norther Aegean Sea) and its local variations. Acta Adriatica, 42 (1), 125-149.
- Meriç, E., Yanko, V. ve Aşar, N., 1995. İzmit Körfezi (Hersek Burnu-Kaba Burun) Kuvaterner istifinin foraminifer faunası. İzmit Körfezi Kuvaterner İstifi. Ed. E. Meriç, İstanbul, 105-151.
- Meriç E., Aşar, N. ve Kılınçaslan Y., 2001. Gökçeada (Kuzey Ege Denizi) Bentik foraminifer Faunası ve bu toplulukta gözlenen yerel değişimler. Türkiye Jeoloji Bülteni. 44 (2), 39-63
- Meriç, E., Aşar, N., Görmüş, M. ve Orak, H., 2002a. Saros Körfezi (Kuzey Ege Denizi) Harmantaşı Mevkii sualtı yükseltisi çevresinin foraminifer faunası ile bu alandaki kaynakların canlı yaşamına etkisi hakkında ön bulgular. Sualtı Bilim ve Teknoloji Toplantısı, 22-24 Kasım 2002. Boğaziçi Ü. İstanbul, 182-193.

- Meriç, E., Avşar N. ve Bergin, F., 2002b. Midilli adası (Yunanistan Kuzeydoğu Ege Denizi) Bentik Foraminifer Faunası ve bu toplulukta gözlenen yerel değişimler. Ç.Ü. Yerbilimleri, 40-41, 177-194.
- Meriç, E., Avşar, N. ve Nazik A., 2002c. Bozcaada (Kuzey Ege Denizi) Bentik Foraminifer ve ostrakod faunası ile bu toplulukta gözlenen yerel değişimler. Ç.Ü. Yerbilimleri, 40-41, 97-120.
- Meriç, E., Avşar, N., Bergin, F. ve Barut, İ. F., 2003 a. Dikili Körfezi'nde (Kuzeydoğu Ege Denizi) bulunan üç anormal bentik foraminifer örneği: *Peneroplis planatus* (Fichtel and Moll), *Rosalina* sp. ve *Elphidium crispum* (Linné) hakkında. M.T.A. Dergisi, 127, 67-81.
- Meriç, E., Avşar, N., Bergin, F. ve Barut, İ. F., 2003 b. Edremit Körfezi (Kuzey Ege Denizi) güncel çökellerindeki bentik foraminifer topluluğu ile ekolojik koşulların incelenmesi. Ç. Ü. Yerbilimleri, 43, 169-182.
- Meriç, E., Avşar N., Nazik, A., Eryılmaz, M. ve Yücesoy-Eryılmaz F., 2004 a. Saros Körfezi'nin (Kuzey Ege Denizi) güncel Bentik ve Planktonik Foraminifer toplulukları ile çökel dağılımı. Ç. Ü. Yerbilimleri, 44-45, 1-44.
- Meriç, E., Avşar, N. ve Bergin, F., 2004 b. Benthic foraminifera of Eastern Aegean Sea (Turkey) Systematics and Autoecology. Turkish Marine Research Foundation and Chamber of Geological Engineers of Turkey, Publication, İstanbul, no: 18, 306 s ve 33 plts.
- Meriç, E., Avşar, N. ve Barut, İ. F., 2004 c. Türkiye Ege Denizi ve Akdeniz kıyılarında deniz dibi jeolojisinin belirlenmesinde bentik foraminiferlerin önemi. Sualtı Bilim ve Teknolojisi, İstanbul, bildiriler kitabı, 72-83.
- Meriç, E., Avşar, N. ve Bergin, F., 2004d. Güncel Bir Foraminifer ; *Amphicoryna scalaris* (Batsch). H. Ü. Yerbilimleri, 30, 103-114, Ankara.
- Meriç, E., Avşar, N., Nazik, A., Alpar, B., Yokeş, B., Barut, İ. F. ve Ünlü, S., 2005. Gemlik Körfezi'nin yüzey çökellerinin foraminifer, ostrakod ve mollusk faunası, foraminifer kavkılarında gözlenen morfolojik amnomaliler ile sedimentolojik, hidrokimyasal ve iokimyasal özellikleri. M. T. A. Dergisi, Ankara, 131, 21-48.
- Mutluay, H. ve Demirak A., 1996. Su Kimyası. Beta Basım Yayım. Yayın no:624. Teknik Dizisi: 29. İstanbul
- Ocakoğlu, F., Gençoğlu, H. ve Açıkalın, S., 2006. Saros Körfezi (K Ege Denizi) Dip Çökellerinin Sedimentolojisi. Türkiye Jeoloji Bülteni, 49 (2), 17-28.
- Öztan, M., Baştanlar, Y., Varinlioğlu, G., Hamarat, S., Ülkenli, H., Özyurt, N. ve Bayarı, S., 2004. Patara-Kekova Tatlı su boşalmalarının ve denizaltı mağaralarının araştırılması. Türkiye'nin Kıyı ve Deniz Alanları. V. Ulusal Konferansı, 4-7 Mayıs 2004. Çukurova Ü. Adana Bildiriler Kitabı, E.Özhan ve H. Evliya (Eds.), 2, 815-824.
- Povinec, P.P., Aggarwal, P.K., Aureli A., Burnett, W.C., Kontar, E.A. Kulkarni, K.M., Moore, W.S., Rajar, R., Taniguchi, M., Comanducci, J.F., Cusimano, G., Dulaiova, Gatto, L., Groening, M., Hauser, S., Levy-Palomo, I., Oredioni, B., Ozorovich, Y.R., Privitera, A.M.G. ve Schiavo, M.A., 2006. Characterisation of submarine groundwater discharge offshore South-eastern Sicily. Journal of Environmental Radioactivity, 89, 81-101.
- Saatçılar, R., Ergintav, S., Demirbağ, E. ve İnan, S., 1999. Character of active faulting in the North Aegean Sea. Marine Geology, 160, 339-353.
- Sarı, E. ve Çağatay, M.N., 2001. Distributions of heavy metals in the surface sediments of the Gulf of Saros, NE Aegean Sea. Environment International, 26, 169-173.
- Sgarrella, F. ve Moncharmont-Zei, M., 1993. Benthic foraminifera of the Gulf of Naples (Italy), systematic and autoecology. Bulletino della Societa Paleontologica Italiana. 32 (2), 145-264.
- SHOD 1980. Seyir haritaları, Harita no 2111, Seyir Hidrografi ve Oşinografi D. Matbaası, İstanbul.
- Sümengen, M. ve Terlemez, İ., 1991. Güneybatı Trakya yöresi Eosen Çökellerinin Stratigrafisi. MTA Dergisi, 113, 17-30.
- Taşman Rıbnıkar, M., 1975. Tatbiki Mikropaleontoloji. MTA Enstitüsü yayını. Eğitim serisi, No. 15. Ankara
- Turekian, K.K., ve Wedepohl, K.H., 1961. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. Bull. Geol. Soc. America, 72, 175-192.
- Tüysüz, O., Barka, A., ve Yiğitbaş, E., 1998. Geology of the Saros Graben and its implications for the evolution of the North Anatolian fault in the Ganos-Saros region, northwestern Turkey. Tectonophysics, 293, 105-126.
- Varnavas, S. P., Halbach, P., Halbach, M., Panagiotaras, D., Rahders, E. ve Hubner, A., 1999. Characterization of hydrothermal fields and hydrothermal evaluation in the hellenic volcanic arc. Oceanography of the E23 to 26 February 1999. Athens, Greece 315.
- Yaltırak, C. ve Alpar, B., 2002. Kinematics and evolution of the northern branch of the North Anatolian Fault (Ganos Fault) between the Sea of Marmara and the Gulf of Saros. Marine Geology, 190, 351-366.
- Yassini, I., ve Jones, B. G., 1995. Foraminiferida and Ostracoda from estuarine and shelf environments on the southeastern coast of Australia. The University of Wollongong Press, 269 s.

Makale Geliş Tarihi : 25 Mart 2007
Kabul Tarihi : 15 Ağustos 2007

Received : March 25, 2007
Accepted : August 15, 2007



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 Editörlüğe 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** (gerekiyorsa)
- (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 puntoyla (Times New Roman) yazılmalı, ayrıca tüm sayfalara numara verilmelidir.

Başlıklar şu şekilde olmalıdır:

ÖZ
ABSTRACT
GİRİŞ
ANABAŞLIK
Birinci Derece Alt Başlık

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

Kapak Sayfası

Yazıdan ayrı olarak sunulacak kapak sayfasında aşağıdaki bilgiler yer almalıdır.

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

Başlık ve Yazarlar

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

Yazarlara ilişkin bilgi ise aşağıdaki örneğe uygun olarak verilmelidir:

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

ÖZ

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

Anahtar Kelimeler

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

EXTENDED SUMMARY/GENİŞLETİLMİŞ ÖZET

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

KATKI BELİRTME

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

DEĞİNİLEN BELGELER

(aşağıdaki örnekler ile kesinlikle uyumlu olmalıdır)

(a) Süreli yayımlar :

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 Yayıncının 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 Yer Adı, sayfa no.

(c) Kitaplar:

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

(d) Raporlar ve Tezler:

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

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

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

(e) Kişisel Görüşme:

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

(f) 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 işlemini göstermek için herhangi bir işaret kullanılmamalı, ancak gerekli durumlarda "*" işareti tercih edilmelidir (örneğin; $y = 5 \cdot 10^{-3}$). Bölme işareti olarak yatay çizgi yerine "/" işareti kullanılmalıdır. Kimyasal formüllerde iyonların gösterilmesi amacıyla Ca^{++} ve CO_3^- yerine Ca^{2+} ve CO_3^{2-} tercih edilmelidir. Metinde eşitliklere "eşitlik (1)" şeklinde atıfta bulunulmalıdır. Gerekliyse, bilgisayar programı listeleri de net ve okunur şekilde ekte verilmelidir.

Çizelgeler

Çizelgeler, başlıklarıyla birlikte, Dergi'nin sayfalarındaki baskı alanını (15.8 cm x 22.5 cm) aşmayacak şekilde hazırlanmalı ve birbirini izleyen sıra numaralarıyla verilmelidir. Çizelgelerin üst kısmında hem Türkçe, hem de İngilizce başlıkları bulunmalıdır (Çizelge başlıkları ayrı bir sayfada liste halinde verilmemelidir). Makalenin Türkçe yazılması halinde İngilizce başlık italik harflerle Türkçe başlığın altında yer almalı, İngilizce makalelerde ise, italik yazılmış Türkçe başlık İngilizce başlıktan sonra verilmelidir. Çizelgeler, "Çizelge 1" vb. şeklinde sunulmalıdır. Metinde çizelgelere Çizelge 1 veya Çizelge 1 ve 2 (eğer birden fazla sayıda çizelgeye atıfta bulunulacaksa) şeklinde değinilmelidir. Çizelgeler, metinde kullanılan karakterlerden daha küçük (10 veya 11 punto) karakterle yazılmalı ve Dergi'nin tek (7.3 cm-Genişlik) veya çift (15.8 cm-Genişlik) kolonuna sığacak şekilde düzenlenmelidir. Çizelgelerde düşey çizgiler kullanılmamalı, yatay çizgiler ise sadece çizelgenin alt ve üstünde, ayrıca çizelgedeki başlıklar ile bunların altında listelenen rakamları ayırmak için kullanılmalıdır (Bunun için Dergi'nin önceki sayılarına bakılması önerilir). Çizelgelerde makalenin diğer kısımlarında verilen bilgi veya sonuçların (örneğin grafikler vb.) tekrar verilmemesine özen gösterilmelidir. Her çizelge ayrı sayfalara bastırılarak metnin sonunda (Kaynaklar dizininin sonra) sunulmalıdır. Çizelgelerdeki kısaltma ve simgeler daha küçük karakterlerle çizelgelerin altında verilmelidir (örneğin; c: tek eksenli sıkışma dayanımı; Il: 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 başlığın da içerecek biçimde 15.8 cm (Genişlik) x 22.5 cm (uzunluk) olmalıdır. Tüm şekillerin Dergi'nin tek veya çift kolonuna sığacak boyutlarda hazırlanması ve mümkünse daha çok tek kolona göre tasarlanması önerilir. Katlanmış şekiller ile renkli şekiller Dergi'ye kabul edilmez. Özellikle haritalar, araziyle ilgili çizimler ve fotoğraflar, sayısal ölçek (1:25000 vb.) yerine, metrik sisteme uygun çubuk ölçekle verilmelidir. Tüm haritalarda kuzey yönü gösterilmelidir. Bölgesel haritalarda, uygun olduğu takdirde, ulusal grid veya enlem/boylam değerleri verilmelidir. Harita açıklamaları, şekil başlığıyla birlikte değil, şeklin üzerinde yerelmalıdır. Fotoğraflar, çizimler veya bunların birlikteliğinden oluşan şekiller (a), (b) vb. gibi gruplar halinde verilebilir. Bu tür sunumlarda (örneğin; Şekil 5a ve 5b) a, b, c vb. gibi tek bir şekle ait çizimler veya fotoğraflar, ayrı sayfalarda basılması yerine, gruplandırılarak aynı sayfada sunulmalıdır. Şekillerde açık gölge ve tonlarından kaçınılmalı, özellikle bilgisayar programlarından elde edilen grafiklerde bu hususa dikkat edilmelidir. Gölgeleme belirgin, fotoğraflar siyah-beyaz ve iyi bir kontrasta sahip olmalıdır. Tüm şekiller, Şekil 1 veya Şekil 1 ve 2 (birden fazla şekle değiniliyorsa) gibi ve metinde anıldıkları sırayla numaralandırılmalıdır. Bir dizi fosil fotoğraflarını içeren şekiller Levha olarak değerlendirilmeli ve parlak kağıda basılmış orijinal halde verilmelidir. Levha sayısı mümkün olduğunca az tutulmalıdır. Levhalara ilişkin açıklamalar, hem Türkçe hem İngilizce olarak aynı sayfada verilmelidir.

MAKALELERİN EDİTÖRLÜĞE GÖNDERİLMESİ

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

TÜRKİYE JEOLJİ BÜLTENİ EDİTÖRLÜĞÜ

T.M.M.O.B. Jeoloji Mühendisleri Odası

PK 464, Yenışehir 06444, Ankara

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

Faks : (312) 434 23 88

Ayrıca makalelerin gönderildiği, aşağıdaki editörlerin e-mail adreslerine de mesaj ile mutlaka bildirilmelidir.

E-posta : Cemal TUNOĞLU tunay@hacettepe.edu.tr

: Kadir DİRİK kdirik@hacettepe.edu.tr

YAYIMA KABULEDİLEN 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.

PROVABASKILAR

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

AYRI BASKILAR

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

TELİFHAKLARI

Yazar veya Başvurulacak Yazar (birden fazla yazarlı makalelerde), kendisi ve diğer yazarlar adına "Telif Hakkı Devir Formu"nu makalenin baskıya verilmesinden önce imzalamalıdır. Bu sözleşme, Jeoloji Mühendisleri Odası'na yazarlar adına telif hakkı alınmış 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 yayına kabul edilmiş olsa bile, baskıya gönderilmez.



GEOLOGICAL BULLETIN OF TURKEY

INSTRUCTIONS FOR CONTRIBUTORS

Preparation of Manuscripts

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

Manuscripts should generally be structured as follows:

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

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

Examples for headings:

ABSTRACT

INTRODUCTION

PRIMARY HEADING

Primary Sub-Heading

Secondary sub-heading

Tertiary sub-heading

CONCLUSIONS

EXTENDED SUMMARY

ACKNOWLEDGEMENTS

REFERENCES

Cover Page

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

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

Title and Authors

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

The information related with authors should be given as follow:

Ahmet Ahmetoğlu

Ankara University, Engineering Faculty, Jeological Engineering Department,
Tandoğan 06100 Ankara

A. Hüsnu Hüsnuođlu

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

Abstract

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

Key Words

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

EXTENDED SUMMARY/GENİŞLETİLMİŞ ÖZET

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

ACKNOWLEDGEMENTS

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

REFERENCES

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

Examples of layout of references

(a) Journals:

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

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

(b) Proceedings and Abstracts:

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

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

(c) Books:

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

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

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

(d) Unpublished Reports and Thesis:

Demirok, Y., 1978. Muğla-Yatağan linyit sahaları jeoloji ve rezerv ön raporu. MTA Derleme No:6234. (yayınlanmamış). [Author(s), Date. Title of report. Name of Organization, Report No., Name of City (unpublished).]

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

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

(e) Personal Communications:

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

(f) Information Downloaded from the Internet

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

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

Mathematical Expressions

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

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

Tables

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

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

Illustrations

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

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

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

SUBMISSION OF MANUSCRIPTS

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

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

After submitting of the manuscript, the e-mail message must be send to the editors:

E-posta : Cemal TUNOĞLU tunay@hacettepe.edu.tr
 : Kadir DİRİK kdirik@hacettepe.edu.tr

FINAL SUBMISSION OF MANUSCRIPTS ACCEPTED FOR PUBLICATION

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

PROOFS

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

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

REPRINTS

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

COPYRIGHT

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

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Aralık 2007 Cilt 50 Sayı 3
December 2007 Volume 50 Number 3

İÇİNDEKİLER CONTENTS

DIRİK K.

Neotectonic Characteristics and Seismicity of the Reşadiye Peninsula and Surrounding Area, Southwest Anatolia

Reşadiye Yarımadası ile Çevresinin Neotektonik Özellikleri ve Depremselliği, Güneybatı Anadolu..... 130

ÖZCAN F. - KARADENİZLİ L. - ŞEN Ş. - SARAÇ G. - SEYİTOĞLU G.

Lithostatigraphy and Mammalian Fossil Content of Lower Miocene Deposits in the Western Part of the Çankırı Basin: A Test for Post - Collisional Tectonic Models of NW Central Anatolia

Çankırı Havzası'nın Batı Kenarındaki Alt Miyosen Çökellerinin Memeli Fossil İçeriği ve Litostratigrafisi: KB İç Anadolu'nun Çarpışma Sonrası Tektonik Modelleri İçin Bir Test..... 150

GÖKCE A. - ÜNAL E.

Akgüney (Kabadüz-Ordu) Bakır-Kurşun-Çinko Yatağının Jeolojisi ve Sıvı Kapanım Özellikleri

Geology and Fluid Inclusion Characteristics of the Akgüney (Kabadüz-Ordu) Copper-Lead-Zinc Deposits..... 158

ERYILMAZ F. Y. - ERYILMAZ M. - MERİÇ E. - AVŞARN.

Saros Körfezi Kuzeyi Harmantaşı Mevkii Denizaltı Yükseltisi, Yeraltı Su Kaynağı ve Çökellerinin Özellikleri

Submarine Hill, Underwater Spring and Sediment Characteristics of the Harmantaşı Locality, Northern Saros Gulf..... 176

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

Yazışma Adresi

TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası
PK. 464 Yenişehir, 06410 Ankara
Tel: (312) 434 36 01
Faks: (312) 434 23 88
E-posta: jmo@jmo.org.tr
URL: www.jmo.org.tr

Correspondence 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