

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Aralık 2009 Cilt 52 Sayı 3
December 2009 Volume 52 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

ÇAĞLAN Dündar	Başkan / President
ATIL Hakkı	İkinci Başkan / Vice President
ERCAN Sami	Yazman / Secretary
KURTOĞLU Çetin	Sayman / Treasurer
ALAN Hüseyin	Mesleki Uygulamalar Üyesi / Member of Professional Activities
ULUŞAHİN Adem	Yayın Üyesi / Member of Publication
YENER Ali Burak	Sosyal İlişkiler Üyesi / Member of Social Affairs

TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ
Geological Bulletin of Turkey

Yayın Kurulu / Publication Board

Editörler / Editors	Yardımcı Editör / Assistant Editor
Cemal TUNOĞLU, Hacettepe Üniversitesi tunay@hacettepe.edu.tr	İbrahim Kadri ERTEKİN, Hacettepe Üniversitesi iertekin@hacettepe.edu.tr
Kadir DİRİK, Hacettepe Üniversitesi kdirik@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)	: Mattek Matbaacılık Bas.Yay.Tan.San.Tic.Ltd.Şti. G.M.K. Bulvarı 83/23 Maltepe/Ankara Tel: 0.312 229 15 02
Baskı Tarihi	: 10.12.2009
Baskı Adedi	: 3000

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Aralık 2009 Cilt 52 Sayı 3
December 2009 Volume 52 Number 3

ISSN 1016-9164

**Attila ÇİNER, Stéphane DESRUELLES, Eric FOUACHE, Erdal KOŞUN
& Rémi DALONGEVILLE**

**Türkiye'nin Akdeniz Sahillerindeki yalıttaşlarının Holosen deniz düzeyi
oyunmaları ve tektonizma açısından önemi**

Beachrock formations on the Mediterranean Coast of Turkey: Implications for

Holocene sea level changes and tectonics.....257

Tuğbanur ÖZEN, Gültekin TARCAN

**Caferbey ve Sart-Çamur (Salihli) Jeotermal Alanlarının
Hidrojeokimyasal İncelenmesi**

Hydrogeochemical Study of the Caferbey and Sart-Çamur Geothermal Fields, Salihli.....297

Bade PEKÇETİNÖZ, Mine Sezgül KAYSERİ, Mustafa EFTELİOĞLU, Erdeniz ÖZEL

**Gülbağçe Körfezindeki hidrotermal aktivitenin yüksek ayrımlıklı sığ sismik ve palinolojik
çalışmalar ile belirlenmesi**

High-resolution shallow seismic and palynological studies in determining hydrothermal

activity in Gülbağçe Bay.....325

Nizamettin KAZANCI

Neojen-Kuvaterner sınırının değişmesi ve beklenen gelişmeler

Changing of the Neogene- Quaternary boundary and possible developments.....367

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 2008 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 2008

BAYARI Serdar (Ankara, Türkiye)

BAYHAN Emel (Ankara, Türkiye)

ÇELİK Mehmet (Ankara, Türkiye)

KAÇAROĞLU Fikret (Sivas, Türkiye)

KILIÇ Recep (Ankara, Türkiye)

KÜLKÖYLÜOĞLU Okan (Bolu, Türkiye)

OCAKOĞLU Faruk (Eskişehir, Türkiye)



Türkiye'nin Akdeniz Sahillerindeki yalıtışlarının Holosen deniz düzeyi oynamaları ve tektonizma açısından önemi

Beachrock formations on the Mediterranean Coast of Turkey: Implications for Holocene sea level changes and tectonics

**Attila ÇİNER¹, Stéphane DESRUELLES², Eric FOUACHE³, Erdal KOŞUN⁴
& Rémi DALONGEVILLE⁵**

1. Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Beytepe-Ankara (aciner@hacettepe.edu.tr)
2. J.E. 2532 Dynamiques des systèmes anthropisés, U. de Picardie, Jules Verne, Amiens, France
3. Université Paris 12 - Val de Marne, EA 435 Géonat, F 94010 Créteil Cedex, France
4. Akdeniz Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 07058 Kampüs, Antalya
5. CNRS-Maison de l'Orient et de la Méditerranée, UMR 5133 Archéorient, Lyon, France

ÖZ

Akdeniz kıyısındaki Finike ile Suriye sınırı arasında kalan kıyı şeridi, kum ve çakıl boyutlu pekişmemiş sedimanların gelgit arası bölgede bulunan karbonat çimento sayesinde çok hızlı bir şekilde taşlaşması sonucu oluşan yalıtışlarının gözlemlendiği bir bölgedir. Bu çalışma kapsamında çeşitli derinliklerde bulunan yalıtışlarından ¹⁴C yaş tayinleri elde edilmiş ve gözlenen diğer jeomorfolojik, jeolojik ve arkeolojik veriler aracılığı ile Akdeniz kıyısının son 5000 senelik deniz seviyesi değişimleri zaman ve mekan boyutunda ortaya konulmuştur.

Çalışma alanı aynı yaş gurubuna ait benzer seviyedeki yalıtışlarının ve dalga aşındırma oyuk ve düzlüklerinin gruplanması temeline dayanan 5 bölgeye (I-V) ayrılmıştır: I) En batıdaki Finike yalıtışı ile Andriake ve Kekova Batıkşehir harabelerinin bulunduğu bölüm Roma dönemi sonrası meydana gelen depremler sonucu bugün -1.5 m ile -4 m kadar deniz altında bulunmaktadır. II) Finike-Antalya-Çimtur arasında -0.8 m ile -2.2 m deniz altında bulunan ve 3 ayrı nesile ait yalıtışı seviyelerinden en üstte olanı M.S. 4-7 yy arasında bugünkü konumuna ulaşmıştır. III) İncekum ile Adana'nın güneyindeki Karataş-Osmaniye Fay Zonu arasında kalan bölgede yalıtışları deniz seviyesinin biraz üstündedir. Ayrıca dalga aşındırma düzlüklerinin İncekum'da günümüzden 1815-1545 yıl kadar önce 0.5 m ile 1.2 m arasında yükseldikleri bilinmektedir. IV) İskenderun Körfezi'nin güney ve kuzeyi ile sınırlı bu bölgede iki değişik nesile ait yalıtışları (0.3 m ile -0.8 m (M.S. 4-7 yy arası) ve -0.7 m ile -1.7 m arası)

bulunmaktadır. V) İskenderun Körfezi'nin güneyinden Suriye sınırına kadar olan sahil şeridinde yalıtışları gözlenmemekte ancak 3 ayrı deniz seviyesine ait dalga oyukları güncel deniz seviyesinin 2.9 m, 1.4 m ve 0.8 m kadar üzerinde bulunmaktadır. Bunlardan en üstte olanının günümüzden 2500 ± 100 yıl, en aşağıda olanının ise M.S. 5-6 yy'da bugünkü konumlarına yükseldikleri bilinmektedir.

Çalışma alanına zaman boyutunda bakıldığında ise toplam 4 değişik deniz seviyesi sabitlenmesi görülmektedir: 1) En eski deniz seviyesi (?Orta Holosen) -3 m (± 0.5 m) civarındaki yalıtışları ile temsil edilir. 2) Deniz seviyesinin ikinci defa durağan hale geldiği M.Ö. 5-7 yy arasında oluşan yalıtışları da bugün denizin -2 m (± 0.5 m) kadar altındadırlar. V. Bölge'de 2 m ile 3 m'de bulunan dalga oygu izleri de yine bu zaman aralığına aittirler. 3) Üçüncü deniz seviyesi sabitlenmesi ve bunun sonucu olarak bugün II. Bölge'deki Kemer'de ve IV. Bölge'deki Gözcüler'de -0.4 m (± 0.5 m) derinlikte bulunan yalıtışlarının oluşumu M.S. 4-6. yy'lar arasında gerçekleşmiştir. Bugün deniz altında kalmış kimi Roma dönemi sonrası yapıları (I. Bölge) ve II. Bölge'de -0.5 m ile -1.2 m deniz altında bulunan yalıtışları ile V. Bölge'de 0.8 m deniz üstünde bulunan dalga aşındırma oyuklarının da M.S. 4-6 yy'lar arasında bugünkü konumlarına geldikleri bilinmektedir. III. Bölge'de 0.5 civarında bulunan aşındırma düzlüğü ise M.S. 2-6 yy'lar arasında tarihlenmektedir. 4) Güncel deniz seviyesine en geç Selçuklu (M.S. 12 yy) ve olasılıkla Erken Bizans döneminden sonra (M.S. 4-7 yy) ulaşıldığı tespit edilmiştir. Toplanan veriler çalışma alanında son 5000 senelik dönemde deniz seviyesinde meydana gelmiş değişimlerin nedenlerinin iklimsel ve/veya glasyo-östatik olmasından ziyade tektonik kaynaklı olduklarının kanıtı olarak yorumlanmıştır.

Anahtar Kelimeler: Yalıtış, ^{14}C yaş tayini, dalga aşındırma düzlüğü, deniz seviyesi değişimi, tektonik, Holosen, Akdeniz.

ABSTRACT

Beachrocks, which rapidly form along intertidal zones by early carbonate cementation, can be used in Holocene sea level change and neotectonic studies, as their formation requires vertical stabilization of the shoreline. In this paper, three generations of beachrocks at different depths between Finike and the Syrian border are ^{14}C dated and a mid-Holocene to recent sea level change history is tentatively proposed.

The beachrocks and raised shorelines in the study area are geographically subdivided into five areas: I) The westernmost beachrock in Finike Bay and Roman ruins of Andriake and Batıkşehir which are found submerged -1.5 m to - 4 m below after post-Roman earthquakes. II) Three beachrocks levels observed between Finike-Antalya and Çimtur, the uppermost beachrock indicating sea level stabilization at c. AD 400-700. III) Between İncekum and Karataş-Osmaniye Fault Zone where beachrocks above sea level are also observed. In İncekum surf benches between 0.5 m and 1.2 m were previously dated as 1815 BP to 1545 BP. IV) The southern and northern part of İskenderun Bay limits this area. Two generations of beachrocks, corresponding to two fossil intertidal zones are distinguished here: the first between 0.3 m and -0.8 m (c. AD 400-700) and the second between -0.7 m and -1.7 m. V) No beachrocks are present along the Levant coast of Turkey. However two erosional notches were

previously dated as 2500 ± 100 BP (2.9 m) and c. AD 500-600 (0.8 m). A possible third notch at 1.4 m is undated.

Four relative sea level stands are recognized in the study area: 1) The earliest sea level (?mid-Holocene) is represented by beachrocks at -3 m (±0.5 m). 2) The second stabilization of the sea level occurred c. AD 500-700 and is represented by beachrocks at -2 m (±0.5 m). The raised shoreline represented by an erosional notch at 2 m and 3 m near Samandağ (Area V) also belongs to this period. 3) The third stabilization of sea level and the formation of beachrocks at -0.4 m (±0.5 m) as in Kemer (Area II) and Gözcüler (Area IV) date back to c. AD 400-600. Several Roman ruins (Area I) and a notch at 0.8 m (Area V) are known to have been raised to their present positions between c. AD 400-600. The bench at 0.5 m (Area III) is known to have developed around AD 200-600. 4) The sea level reached its present position at the latest after the Selchukid era (c. AD 1200) and most probably after the Early Byzantine period (c. AD 400-700). Our data indicate that the major causes of sea level changes observed along the Turkish Mediterranean coast during the last 5000 years can be attributed to local tectonics rather than to climate and/or glacio-eustacy.

Keywords: Beachrock, ¹⁴C dating, sea level changes, notch, tectonics, Holocene, Mediterranean.

GİRİŞ

Ülkemizin Akdeniz kıyısındaki Finike-Samandağ arasında uzanan kıyı şeridi, yaygın yalıtış (beachrock) oluşumları nedeni ile gerek Holosen deniz seviyesi değişimleri, gerekse neotektonik aktivitenin izlerinin gözlenebildiği ideal bir bölgedir. Doğu Akdeniz'de bulunan yalıtışları ve bunların Holosen deniz seviyesi ile olan ilişkileri çeşitli araştırmacıların ilgisini çekmiş olmasına rağmen (Négris, 1903; Cayeux, 1914; Flemming, 1969; Kelletat, 1975; Blackman, 1982a, b) kesin ve nicel yaş verilerinin eksikliği önemli bir sorun olarak durmaktadır. Yerel tektonik, östatik ve glasyo-hidro-östatik (Lambeck ve Purcell, 2005), faktörlerin neden olduğu bölgesel bağıl deniz seviyesi değişimleri sadece jeolog ve jeomorfoloğların değil, anılan kıyı şeridi boyunca birçok antik yerleşimin yer alması sebebiyle, arkeoloğların da ilgisini çeken bir konudur.

Bir kıyı kumsalını oluşturan kum ve çakıl boyutlu sedimanların gelgit arası (intertidal) bölgede bol miktarda bulunan

karbonat çimento sayesinde çok hızlı bir şekilde taşlaşması sonucu oluşan yalıtışları, tüm Akdeniz'e kıyısı bulunan ülkelerde olduğu gibi Türkiye'de de gözlenmektedirler (Avşarcan, 1997). Ülkemizde yalıtışlarının oluşumları ve coğrafi dağılımları konusunda çeşitli çalışmalar bulunmasına rağmen yalıtışlarının yaşları ile ilgili nicel ilk ve tek veri Gelibolu'daki Arıburnu yalıtış üzerinde yapılan OSL çalışmasıdır (Erginal vd., 2008). Bu çalışmanın amacı Akdeniz sahil kesimi boyunca öncelikle yalıtışlarından olmak üzere, vermetidid resifleri, dalga oyukları veya kıyı çentikleri (notch), biyolojik eklenti (bio-constructed rim) ve dalga aşındırma düzlüğü (surf bench) olarak tanımlanan aşınma yüzeylerinden ¹⁴C yöntemi kullanılarak elde edilecek yaş tayinleri aracılığı ile tahminen son 5000 yılda gerçekleşmiş olan deniz seviyesi değişimleri ile bölgenin gelişimine önemli etkileri olduğu düşünülen neotektonik aktivitenin kronolojisinin ortaya konulmasına yardımcı olmaktadır.

YALITAŞI OLUŞUM ALANLARI VE MEKANİZMALARI

Tanım

Yalıtışları, kıyı bölgesinin gelgit arası kesiminde kum ve çakıl boyutlu sedimanların karbonat çimento (Mg kalsit veya aragonit, Bricker, 1971) ile bağlanarak taşlaşması sonucu oluşmuş sedimanter yapılardır (Vousdoukas vd., 2007). Kıyı önü ve kıyı gerisinde kıyıya paralel bir şekilde ve denize doğru belirli bir eğimle (genelde 2-5° arası) dalan ve kalınlığı birkaç 10 cm'den 2 m'ye varan tabakalar halinde bulunan sedimanların çok hızlı bir şekilde taşlaştıkları ve yalıtışlarını oluşturdukları bilinmektedir (Neumeier, 1998; Vieira ve Ros, 2007). Genelde birkaç yüzyıl içinde taşlaştıkları tahmin edilse de (Dalongeville ve Sanlaville, 1984; Neumeier, 1998), Emery vd., (1954), II. Dünya Savaşı sırasında kullanılmış mühimmat parçalarının tamamen yalıtışları içinde korunduğu tabakalar gözlemlenmişlerdir. Ayrıca birkaç sene gibi çok kısa bir sürede taşlaşmış yalıtışlarının varlığı da bilinmektedir (Frankel, 1968; Easton, 1974; Chivas vd., 1986). Yalıtışları, sadece kıyı şeridinin doğasını kumsal bir sahilden kayalık alanlara dönüştürmekle kalmayıp, aynı zamanda sahilin ekolojisini (Brattström, 1992) ve morfolojisini (Cooper, 1991) de etkilemektedirler.

Literatürde yalıtışlarının kesin yaşları ile ilgili veriler çok kısıtlıdır. Özellikle yalıtışları içindeki karbonat çimento ve/veya yalıtışının içerdiği fosil kavkılardan elde edilmiş ¹⁴C yaşlarının çoğu günümüzden 1000 ile 5000 sene önceki zaman aralığına aittir (Vousdoukas vd., 2007). Bugünkü deniz seviyesine yakın konumda bulunan bazı yalıtışlarının daha genç yaşlar verdiği durumlar da bilinmektedir. Bunun yanı sıra ¹⁴C yöntemi ile ölçülen yalıtışlarının

içindeki bağlayıcı çimentonun içerebileceği daha yaşlı fosil kavkılarının ölçülen yaş aralığını “daha yaşlıya” doğru kaydıracağı (Chivas vd., 1986) ve dolayısı ile yalıtışlarının, bu çalışmada yapmak istediğimiz gibi, eski deniz seviyesi değişimlerinin çalışılması sırasında kullanılmalarında daha dikkatli olunması gerektiği de belirtilmiştir (Hopley, 1986; Kelletat, 2006). Yalıtışları, oluşumları sırasındaki deniz seviyesini ± 0.5 m hassasiyetinde göstermeleri nedeni ile özellikle Kuvaterner deniz seviyesi ve neotektonik çalışmalarında önemli veri sağlamaktadırlar (Yalıtırak vd., 2002; Bezerra vd., 2004). Kimi yalıtışlarının üst kısımlarında gözlenebilen hava kabarcığı kaçma yapıları (*keystone vugs*) sayesinde, deniz seviyesinin o zamanki konumu \pm birkaç 10 cm hassasiyetinde tahmin edilebilmektedir (Beaudoin, 1954; Dunham, 1970).

Yayılm

Amiral Francis Beauford'un 1811-1812 yılları arasında Datça'dan Gazipaşa'ya kadar olan kıyı şeridi boyunca yaptığı gözlemlere dayanan “*Karamania, or a brief description of Asia Minor and the Remains of Antiquity*” (Beauford, 1818) isimli kitap yalıtışlarından “taşlaşmış sahil” (*petrified beach*) olarak bahsetmekte ve konu ile ilgili sadece ülkemizin değil dünyanın ilk referans kitabı olma özelliğini taşımaktadır (Avşarcan, 1997). İlk başlarda karbonat çimento içeren yalıtışlarının genelde tropikal-subtropikal bölgelerde oluştuğu kanısı hakim olmakla birlikte (Ginsburg, 1953; Russell, 1959) ılıman (Rey vd., 2004) ve ender de olsa soğuk iklime sahip bölgelerde (Kneale ve Viles, 2000) de yalıtışlarının oluşabildikleri bilinmektedir.

Akdeniz'deki Teke kıyılarını tanımlarken “taşlaşmış sahil” tanımını kullanan

Spatt ve Forbes (1847) yalıtışlarının kıyıdaki çakıllar arasından süzülen sulardaki kirecin çökmesinin sonucu meydana geldiğini belirtmişlerdir. Daha yakın zamanda ise Taillefer (1964) Mersin yakınlarındaki Viranşehir'de ve Goudie (1966) ise İskenderun Körfezi'ndeki Arsuz'da yalıtışlarının varlığından bahsetmektedir. Türk bilim insanlarının yalıtışları ile ilgili gözlemler ve bölümler içeren yayınları (İnandık, 1971; Erinç, 2001; Erol, 1971, 1983; Kayan, 1988, 1993) da zaman içinde artmıştır. Özellikle Bener (1974)'in Gazipaşa sahil kesiminde gözlenen yalıtışları hakkında gerçekleştirdiği kapsamlı doktora çalışması ile Avşarcan (1997)'in Türkiye kıyılarındaki yalıtışları hakkındaki gözlemleri, konusu sadece yalıtışları olan önemli yayınlardır. Ülkemizde yalıtışlarına özellikle Akdeniz sahil kesimi boyunca (Bener, 1974; Avşarcan 1997; Desruelles vd., 2006, 2009) ve Kuzey Kıbrıs'ta (Ertek ve Erginal, 2005) yoğun şekilde rastlanmaktadır. Bunun yanı sıra Ege Denizi'nin (Erol, 1971; Erginal vd., 2008), Marmara Denizi'nin (Erol, 1971; Meriç vd., 1995; Ertek ve Erginal, 2003) ve Karadeniz'in belirli noktaları ile (Ertek, 2001) İznik Gölü'nün (Kayan, 1993) Ulubat Gölü'nün (Mater vd., 2001) kıyılarında da yalıtışları tanımlanmıştır.

Yalıtışlarının Oluşumları ile İlgili Kuramlar

Yalıtışlarının oluşumlarını fiziko-kimyasal (Ginsburg, 1953; Moore, 1973; Hanor, 1978; Meyers, 1987) veya biyolojik (Webb vd., 1999; Neumeier, 1999) etmenlere bağlayan çeşitli araştırmalar bulunmasına rağmen konu ile ilgili henüz bir fikir birliği sağlanamamıştır. Önerilen oluşum mekanizmaları başlıca 4 ana grupta toplanabilir:

1. Çimentonun, CaCO_3 'ün tatlı sudan (Russell, 1959; Milliman, 1974) veya deniz suyundan (Ginsburg, 1953; Gischler ve Lomando, 1997) doğrudan çökmesi,

2. Tatlı su ile deniz suyunun karışması ile oluşan CaCO_3 satürasyonu sonucu (Schmalz, 1971; Hanor, 1978; Bernier vd., 1997),

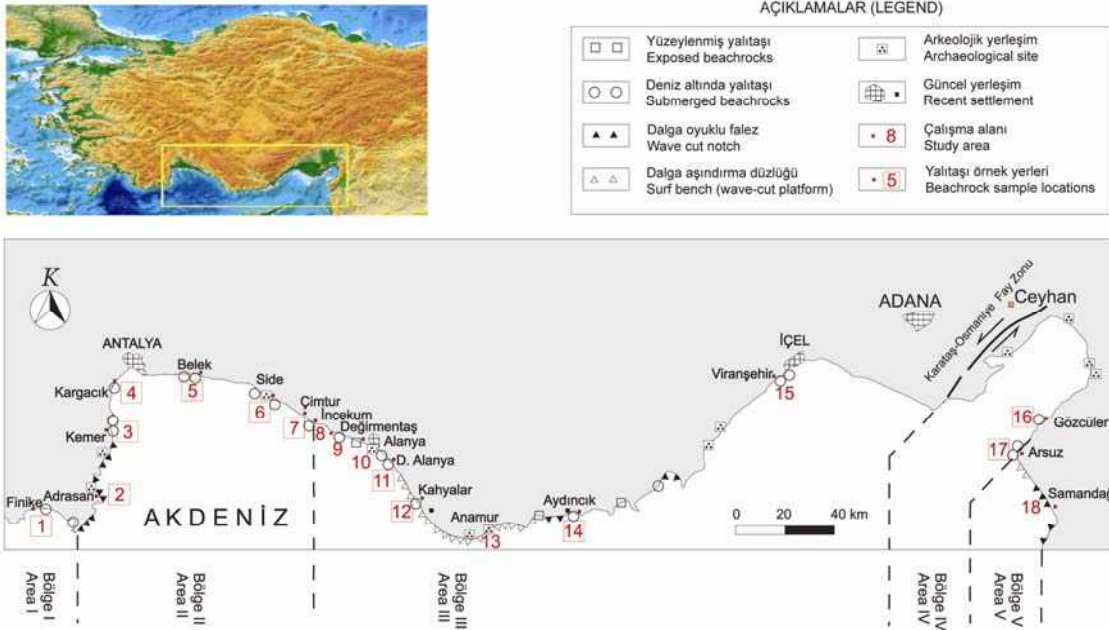
3. Yeraltı suyundan CO_2 salımı (*de-gassing*) sonucu doymun hale gelen CaCO_3 'ün çökmesi (Hanor, 1978; Matthews, 1971),

4. Alglerin fotosentezi (Nesteroff, 1956; Bernier vd., 1990), alglerin taneler etrafında sarmalanması (Cloud, 1952; Maxwell, 1962) ve bakterilerin etkisi (Pentecost ve Riding, 1986; Neumeier, 1998, 1999) gibi biyolojik etkinlikler sonucu yalıtışlarının oluştuğu öne sürülmüştür.

Akdeniz'de gözlenen yalıtışlarının oluşum mekanizmaları ile ilgili çalışmaların büyük çoğunluğu bunların deniz suyu ile meteorik suyun karışımı ve CO_2 salımından ziyade, deniz suyundan ve/veya tatlı sudan doğrudan CaCO_3 çökelişi sonucu oluştuğunu öne sürmektedir (Milliman, 1974; Voudoukas vd., 2007).

KAPSAM VE YÖNTEM

Çalışma kapsamında Finike ile Suriye sınırı arasında kalan toplam 18 alanda çalışmalar yapılmış, 12 yerden 44 adet yalıtış örneği alınarak karadan denize doğru kroki kesitler çizilmiş ve yalıtışları ile diğer jeomorfolojik birimler haritalanmıştır (Şekil 1). Bunun yanı sıra hem güncel kıyı boyunca uzanan hem de 1-4 m kadar su altında ve/veya su üstünde kalmış yalıtışlarından ^{14}C yaş tayini amaçlı örnekler alınmıştır.



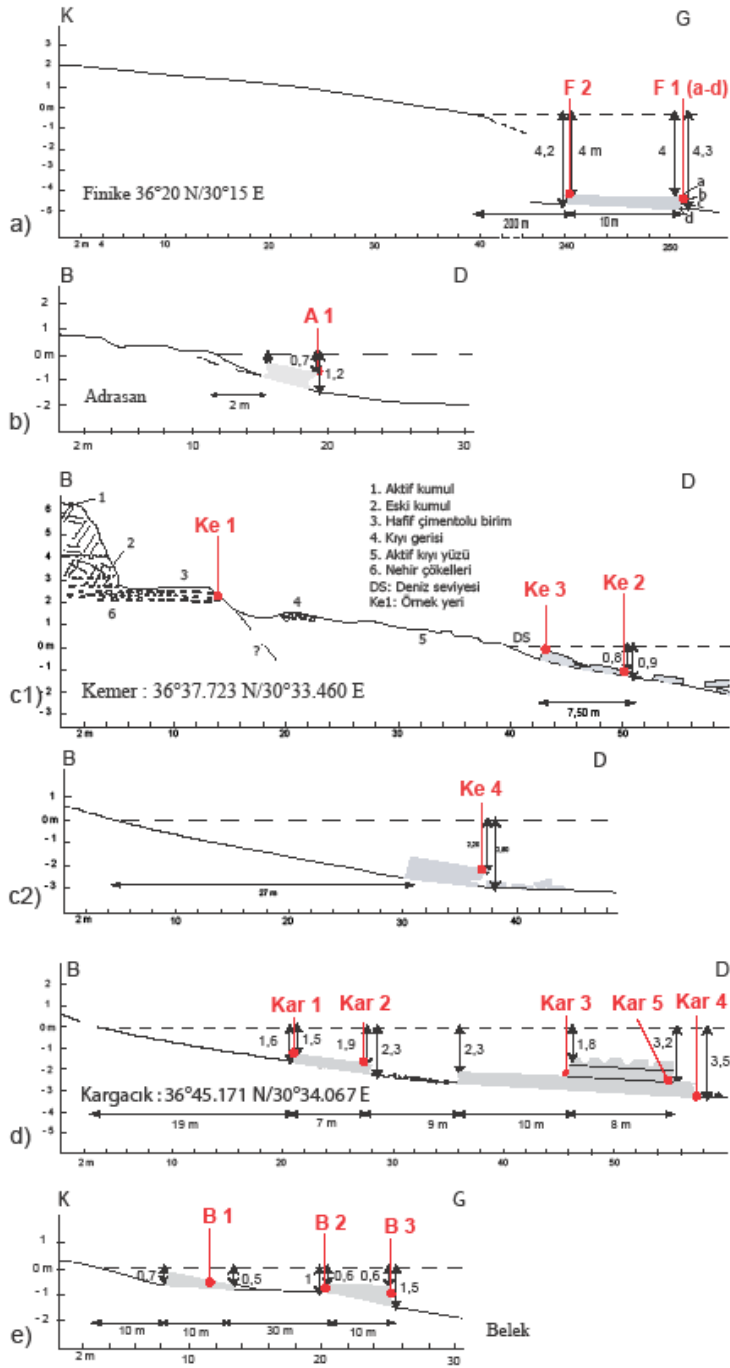
Şekil 1: Akdeniz kıyı şeridi boyunca çalışılan yerleri gösterir harita.

Figure 1: Study locations along the Turkish Mediterranean coast.

Alanların birbirleri ile karşılaştırılabilmesi amacı ile örnekleme ve kroki kesit çıkarma işlemleri hep aynı yöntem kullanılarak yapılmıştır. Buna göre mümkünse 3 ayrı nesile ait (kıyı boyunca, deniz altında ve varsa kıyı gerisinde yüzeyleyen) yalıtışlarının olduğu alanlar seçilmeye çalışılmıştır. Her alanda GPS ile konum, topoğrafya ve batimetri ile ilgili bilgiler toplanmıştır. Gözlemler yapılırken güncel deniz seviyesinin o anki durumu özellikle tam deniz hizasında yaşadıkları bilinen güncel vermetidid resiflerinin konumları ve diğer veriler göz önüne alınarak tespit edilmeye çalışılmıştır. Akdeniz’de önemli bir gelgit aktivitesi olmamasına rağmen ($\pm 0.2-0.3$ m arası) barometrik dalgalanmaların yıllık ± 0.5 m kadar olabildikleri bilinmektedir (Desruelles vd., 2009). Bu nedenle çizilen kroki kesitlerde gösterilen yalıtışlarının dikey konumlarında ± 20 cm kadar hata payı olabileceği varsayılmıştır. Bunun yanı

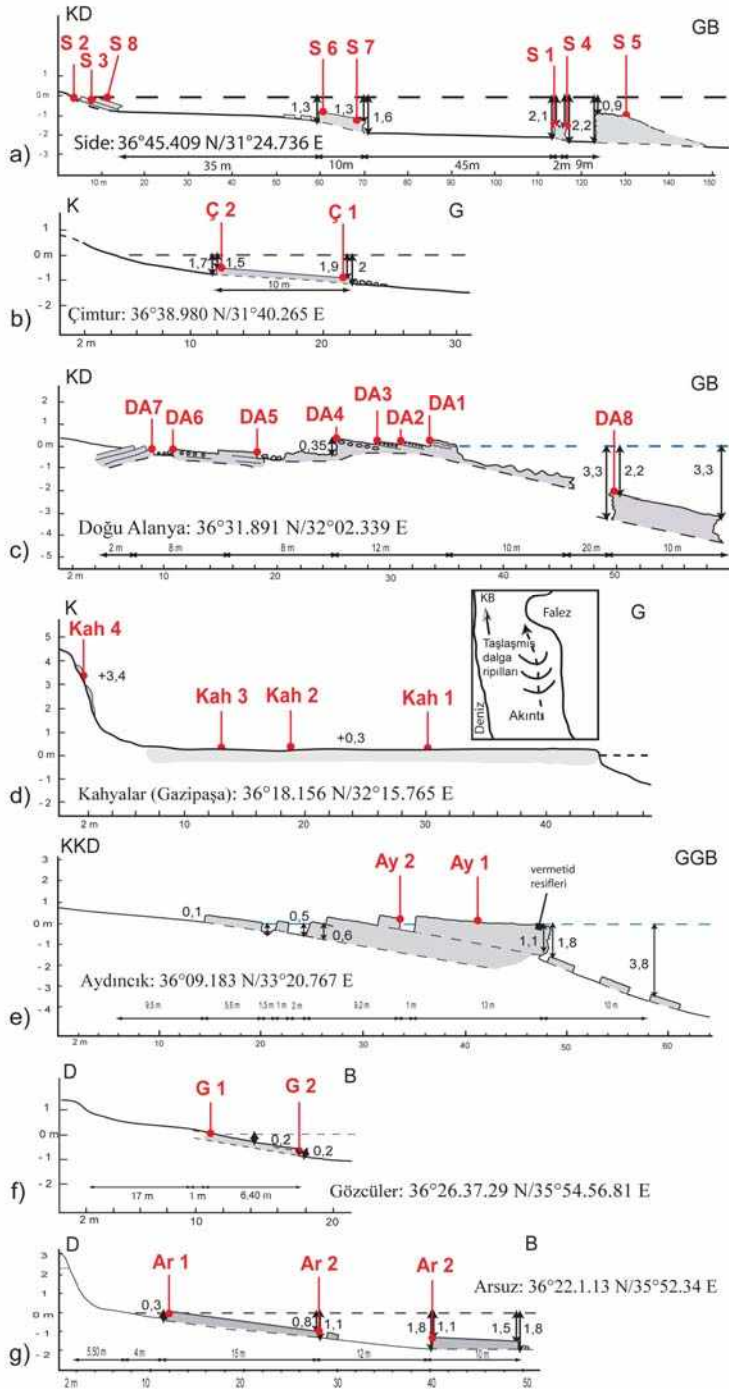
sıra her alanın jeomorfolojik ve hidrolojik ortamları da not edilmiştir.

Her alan için güncel sahilin en üst kesiminden deniz altındaki en derin yalıtışının bulunduğu yere kadar kroki kesit çıkarılmış ve yalıtışlarının adet, eğim, kalınlık, litoloji ve derinlik gibi bilgileri toplanmıştır (Şekil 2 ve 3). Bir nesile ait yalıtışları setinin onlarca tabakadan oluşabileceği göz önüne alındığında, en ortada bulunan yalıtış tabakasının o seti temsil ettiği varsayılmıştır. Amacımız bir nesile ait yalıtışlarının yaşını bulmaktan ziyade değişik zaman dilimlerinde (değişik nesillere ait) oluşmuş yalıtışlarının yaş tayinlerinin yapılması ve deniz seviyesi oynamalarının zaman ve mekan içindeki gelişmelerinin saptanması olmuştur. Buna karşın, aynı nesile ait bir yalıtış sisteminin ne kadar süre ile varlığını sürdürdüğünün tespit edilmesinin mümkün olduğunu düşündüğümüz kimi yerlerde yalıtış setinin en üstünde (teorik olarak en yaşlı)



Şekil 2: Çalışılan alanların kroki kesitleri: a) Finike; b) Adrasan; c1-c2) Kemer; d) Kargacık; e) Belek.

Figure 2: Schematic cross sections of the beachrock study areas: a) Finike; b) Adrasan; c1-c2) Kemer; d) Kargacık; e) Belek.



Şekil 3: Çalışılan alanların kroki kesitleri: a) Side; b) Çimtur; c) Doğu Alanya; d) Kahyalar (Gazipaşa); e) Aydıncık; f) Gözcüler; g) Arsuz.

Figure 3: Schematic cross sections of the beachrock study areas: a) Side; b) Çimtur; c) Doğu Alanya; d) Kahyalar (Gazipaşa); e) Aydıncık; f) Gözcüler; g) Arsuz.

ve en altında (teorik olarak en genç) bulunan tabakalardan da örnekleme yapılmıştır. ¹⁴C yaş tayini için toplanan örneklerin önemli bir kısmı bu uç noktalardan birinden ve bazen de her ikisinden alınmıştır. Yüzeide bulunanlar ile deniz seviyesinin 1 m kadar altında kalan yalıtışları çekiç ve keski yardımı ile alınırken, 1 m'den daha derinde bulunan örnekler yalıtışlarının çok sert ve kırılmaya dirençli olmaları nedeniyle ancak tüplü dalış sayesinde toplanabilmişlerdir.

Literatürde tanımlanan yalıtışları ile ilgili tüm yaş tayinlerinin ve çoğu gözlemin bugünkü deniz seviyesine yakın konumda ve/veya tamamen karada bulunan yalıtışlarından yapılmış olmaları göz önüne alınırsa bu çalışma deniz altında bulunan yalıtışlarından da sistematik gözlem ve örneklemenin yapıldığı dünyadaki ender çalışmalardan biri olma özelliğini de taşımaktadır. Deniz altında yapılan çalışmalarda sahilden koparak derine kaymış parçaların değil de yerinde olan tabakaların haritalanmasına ve örneklenmesine özen gösterilmiştir.

Çalışılan yalıtış oluşumları Akdeniz sahil kesiminin en önemlilerini içermekle birlikte amacımız tam bir envanter çıkartma olmamıştır. Bir alanda (İncekum) eski dalga aşındırma düzlüğünde gözlenen vermetidid resiflerinden örnek alınmış, diğer bir çalışma alanı olan Samandağ'da ise yalıtışları gözlenmemesine rağmen önemli miktarda bulunan ve deniz seviyesinin o zamanki konumunu gösteren çeşitli seviyelerdeki dalga oyukları haritalanmıştır. Ayrıca deniz seviyesinin geçmiş dönemlerini gösteren ve çalışılan bölgeler arasında kalan arkeolojik alanlardaki veriler (Andriake, Batıkşehir, Alanya, Anamuryum) de kayda geçirilmiştir.

Toplanan 44 adet yalıtış örneğinin 38'inden ince kesitler yapılmış ve bunlar polarize mikroskop, elektron mikroskopu ve katodoluminesans teknikleri yardımı ile incelenmişlerdir. Uygun karbonat çimentonun ayırt edilebildiği örneklerden Polonya'nın Mickiewicz Üniversitesi Poznan Radyokarbon Laboratuvarı'nda ¹⁴C yaş tayini analizleri gerçekleştirilmiştir. İnce kesitlerin hazırlaması Fransa'nın Lille Üniversitesi Jeoloji Laboratuvarı'nda, deniz suyu örneklerinin analizleri ise Paris-Sud Üniversitesi'nde (Orsay) yapılmıştır.

AKDENİZ SAHİLİNDE YALITAŞLARI

Bölgesel Jeoloji

Türkiye'nin Akdeniz sahilinin önemli bir kesimi Toros Dağları'na paralel bir şekilde uzanır. Bu kaynak alanlardan türeyen çeşitli litolojilerden oluşmuş sedimanlar yalıtışlarında bariz bir şekilde gözlenmektedir. Büyük çoğunluğu karbonat kayaçları içeren birimlerin genel dağılımları batıdan doğuya doğru şu şekildedir:

Çalışma alanının en batısında bulunan Finike Körfezi'nin kuzeyinde Geç Kretase-Paleojen yaşlı Beydağları karbonat platformu yer alır (Poisson, 1977). Çoğunlukla kireçtaşlarından oluşmuş Mesozoik yaşlı alloktan birimler ise Kemer ile Antalya arasında yüzeyleler (Robertson, 2000). Antalya ve doğusundaki Miyosen havzalarında (Aksu, Köprüçay ve Manavgat) ise mercan resifleri içeren kaba klastik malzemeler (Akay vd., 1985; Çiner vd., 2008; Flecker vd., 2005; Karabıyıkoglu vd., 2000) gözlenir. K-G uzanımlı genç tektonik hatlar ile sınırlanmış bu havzalardaki (Deynoux vd., 2005) çökeller uyumsuz olarak Pliyosen

yaşlı flüvyal sedimanlar (Poisson vd., 2003) ve özellikle de Antalya şehri civarında Kuvaterner yaşlı tufalar tarafından üzerlenirler (Burger, 1990; Koşun ve diğ., 2005). Manavgat havzası'nın doğusunu oluşturan Alanya Masifi ise metamorfik kayalardan oluşur (Okay ve Özgül, 1984). Daha doğuya doğru ise Miyosen yaşlı Mut ve Adana havzaları derin denizel malzeme ve mercan resifli kireçtaşları içerirler (Şafak vd., 2005; Yetiş vd., 1995). Çukurova'nın bulunduğu bölge ise kıyı boyunca güncel delta sedimanları ile kaplı olup doğuda GB-KD uzanımlı Aslantaş Fay Zonu tarafından sınırlanmıştır. Kretase yaşlı ofiyolit ve kireçtaşı içeren bir masif de İskenderun'un güneyinde yüzeylenmektedir (Boulton ve Robertson, 2007).

Çalışma Alanlarının Tanımı

Çalışma kapsamında Türkiye'nin Akdeniz sahili batıdan doğuya tamamen taranmış ve birçok alanda gözlemler yapılmıştır. Öncelikle yalıtışları ile ilgilenilmiş olmakla birlikte Orta Holosen'den itibaren deniz seviyesinin bağlı durumunu gösterebilecek her türlü arkeolojik ve jeomorfolojik yapılar da gözlenmiş ve gerekli yerlerden örneklemeler yapılmıştır (Şekil 1).

Andriake-Finike (Bölge I-1)

Finike ilçesinin batı girişinde birkaç yüz metre eninde ve D-B uzanımlı güncel plajda yalıtışlarına rastlanılmamışsa da yapılan denizaltı dalışlarında sahilden 250 m kadar açıkta ve -4 ile -4.5 m derinlikte, kalınlığı 20 ile 50 cm arasında değişen yalıtış tabakaları gözlenmiştir (Şekil 2a ve 4a). Güncel plaja paralel bir

konumda birkaç km yanal devamı olan tabakalar sualtında da takip edilebilmektedirler. Yalıtışları genelde çapı 5-10 cm'yi bulan kireçtaşı çakıllarının kum boyu sedimanlar içinde taşlaşması sonucu oluşmuşlardır.

Finike Körfezi'nin 30 km kadar batısında yer alan Eski Yunan ve Roma dönemlerine ait (M.Ö. 2 yy ve M.S. 6 yy arası; Fouache vd., 1999, 2005a) Andriake antik kentinde (Demre eski limanı) kısmen deniz altında kalmış tarihi bir kesme taş ocağında -1.5 m derinlikte eski dalga oygu izi bulunmaktadır (Şekil 4b). Kullanılan çekiç izlerinden ocağın Roma dönemine ait olduğu tahmin edilmektedir (Bessac, 1988). Birkaç km batıya doğru gidildikçe yine Roma dönemine ait Batıkşehir antik şehrindeki yapıların temellerini daha da derinde (-2 ile -3 m) görmek mümkündür.

Adrasan-Olimpos-Faselis (Bölge II-2)

Adrasan, Olimpos ve Faselis arasında kalan koylardan sadece K-G uzanımlı Adrasan koyunda kıyı çizgisinden 2 m kadar açıkta ve -0.5 ile -1.2 m derinlikte uzanan birkaç yalıtış tabakası gözlenmiştir (Şekil 2b). Sahilde kireçtaşı çakılları ile ince kum boyutu malzeme bulunmasına rağmen yalıtışının tane boyu ince kumdur.

Olimpos antik şehrinin bulunduğu alanda ise limana ait yapıların temelleri plaj çakılları tarafından 0.5 m kadar örtülmüştür. Ayrıca Faselis antik şehrinin kuzey limanında bulunan su kanallarının temelleri de 0.5 m kadar deniz altında bulunmaktadır (Fouache vd., 1999).



Şekil 4: a) Finike’de -4.5 m derinlikte dalgıç tarafından çekiç ve keski ile yalıtışı örneği alımı; b) -1.5 m deniz altında kalmış Roma dönemi Andriake taş ocağı; c) Kemer sahilinde kısmen yüzeylemiş yalıtışı mostrası; d) Kemer’de deniz altında kalan (-2.2 m) yalıtışının görüntüsü (örnek Ke4); e) Kargacık’ta deniz altından (-3.5 m) örnek alımı; f) Kargacık Kar4 no’lu yalıtışı örneği; g) Side yalıtışlarının arazi görünümü.

Figure 4: a) Beachrock sampling by hammer and chisel at -4.5 m in Finike; b) Roman Era quarry site at -1.5 m; c) Subaerially exposed beachrock in Kemer; d) Submarine beachrock at -2.2 m in Kemer (sample Ke4); e) Submarine beachrock sampling at -3.5 m in Kargacık; f) Sample Kar4 taken in Kargacık; g) Field view of Side beachrocks.

Kemer (Bölge II-3)

K-G uzanımlı bir sahil kesimi içinde 3 değişik seviyeye ait (0 m, -1 m ve -2.2 m'de) yalıtışları bulunur (Şekil 2c ve 4c,d). Tabaka kalınlıkları 80 cm'yi bulan ve çeşitli kayalardan türemiş (kireçtaşı ve ofiyolitler) yassı çakılların (3-5 cm) sağlam bir çimento ile tutturulmuş oldukları gözlenmiştir. Kum boyu malzeme de kimi zaman çakıllar arasında matriks şeklinde ve kimi zaman da birkaç 10 cm kalınlığında ve yanal devamsız kumtaşı tabakaları şeklinde bulunmaktadır.

Kargacık (Çarşak) (Bölge II-4)

Antalya-Kemer yolu arasında tünellerin bulunduğu bölgenin hemen yanında Kargacık güncel plajında yalıtışlarına rastlanılmamışsa da yapılan denizaltı dalışlarında sahilden 20 ile 60 m açıkta ve -1.5 ile -3.5 m derinlikte 2 farklı döneme ait yalıtışları gözlenmiştir (Şekil 2d ve 4e). Yalıtışları güncel plaja paralel bir konumda olup bileşimleri çoğunlukla çakıl ve daha az oranda ince taneli sedimanlardan oluşan güncel sedimanlara benzerlik göstermektedir. Denizaltında bulunan yalıtış tabakalarında (özellikle -3.5 m'de) çakıl boyu malzeme çok boldur. Alınan 5 adet örneğin tümü kireçtaşlarından türemiş çakıltaşlarıdır (Şekil 4f). Çakıllar çok iyi yuvarlanmış olup yer yer kaba kum matriks destekli, yer yer ise tane desteklidirler. Deniz seviyesinin 2 m altında bulunan yalıtış tabakalarının üstü çapı 1 m'yi bulabilen dairesel ve küvet şeklindeki oyuklar ile kaplıdır. Bu gözlemden, taşlaşmış bir yalıtış üzerinde bu oyukların oluşabilmesi için o dönemki deniz seviyesinin göreceli olarak uzun bir süre sabit kalmasının gerektiği sonucu çıkarılmıştır.

Belek (Bölge II-5)

Antalya'nın oteller bölgesi olarak bilinen Belek beldesi'nin sahil kesiminde ender de olsa deniz

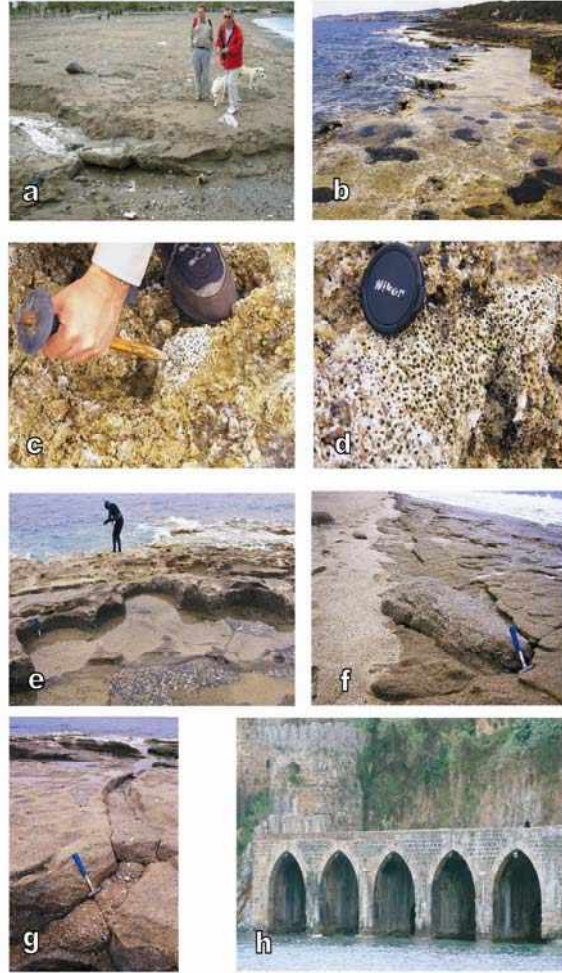
seviyesine çok yakın bir konumda (Şekil 2e) yalıtışları gözlenmiştir. Genelde ince taneli kireçtaşı taneciklerinden (kalkarenit) oluşan yalıtışlarında taneler arası boşlukta çimentodan ziyade mikritin hakim olduğu görülmektedir.

Side (Bölge II-6)

Side antik kentinin birkaç km doğusundaki Side Palace ve Club Robinson otelleri arasında kalan alanda hem güncel hem de eski (deniz altında) yalıtışları kıyıda 100 m kadar açıkta ve -1 ile -2 m derinlikte yaygın olarak gözlenirler (Şekil 3a ve 4g). Güncel plaj D-B uzanımlı olup küçük tatlı su girişleri ile kesilir. Güncel yalıtışları birçok tabakadan oluşmakta ve denizin iç kısımlarına doğru yayılmaktadırlar. Tabaka kalınlıkları 20-70 cm arasında değişen ve genelde kaba kum ve ince çakıl boyutunda malzemedan oluşan güncel yalıtışlarının yayılımı kıyıya paralel olmaktan ziyade bir yay şeklindedir. Manavgat nehrinin zaman içinde yer değiştirmesi sırasında oluşan deltanın bu şekilde dağılmış yalıtışlarını oluşturduğu düşünülmektedir. Olasılıkla 3 değişik nesile ait olan yalıtışlarından alınan örnekler oksidasyondan kaynaklanan kırmızı-kahverengi bir çimento sayesinde çok iyi taşlaşmış durumdadırlar.

Çımtur (Okurcalar) (Bölge II-7)

Side ile İncekum arasında kalan sahil kesiminde yer alan Okurcalar Beldesi-Çımtur Tesisleri mevkinde seyrek de olsa yalıtışlarına rastlanmıştır. Çımtur plajında yalıtışları yüzeyde olmayıp güncel plajın kumları altında kalmışlardır (Şekil 3b ve 5a). 10-20 cm kalınlığındaki bu yalıtışları denizaltına doğru devam etmekte olup tane boyu küçük kireçtaşı çakılları içeren kaba kumdur.



Şekil 5: a) Çimtur'da güncel plaj çökelleri altında kalmış yalıtışı ve dalgaların etkisi ile parçalanmış yalıtışı blokları (jeologların arkasında); b) İncekum burnunda gözlenen dalga aşındırma düzlüğü; c) İncekum'da deniz seviyesinden 0.5 m kadar yukarıda gözlenen ve ^{14}C yaş tayini için örneklenen vermetidid resifi ve d) vermetid resifi yakın görüntüsü; e) Alanya'nın batısında (Değirmentaş mevki) gözlenen yalıtışları ve değirmentaşı olarak kesilmiş tabakalardan arda kalan dairesel oyuklar; f) Alanya şehrinin (arka planda Alanya Kalesi) batısında gözlenen yalıtışları. Güncel plaj sedimanları (sol üst taraftaki ayak izlerinin olduğu alan) ve yalıtışları birbirine çok benzer bileşimdedirler; g) Alanya yalıtışları içindeki bir çatlağı doldurarak oluşmuş ikinci nesil yalıtışı (çatlak içindeki sedimanlar daha kaba malzemeden oluşmaktadır); h) Alanya yarımadasında bulunan Selçuklular döneminden kalma tersanelerin görünümü ve güncel deniz seviyesi ile olan uyum.

Figure 5: a) Beachrocks lying under the actual beach sediments and broken beachrock blocks (behind the geologists) in Çimtur; b) Surf bench at İncekum; c) Vermetidid reef exposed at 0.5 m above sea level in İncekum; d) close up view of the Vermetidid reef sampled for ^{14}C age determination; e) Circular holes left behind as beachrocks were cut off for millstone use in western Alanya (Değirmentaş locality); f) Beachrocks in eastern Alanya (Alanya Castle on the background). Unlithified actual beach sediments (footprints on the upper left corner of the picture) have similar sediment composition as the beachrocks; g) Second generation beachrock that formed within the fracture of an earlier beachrock in Alanya (coarser sediments are found within the fractured area); h) Selchukid Era shipyards in Alanya peninsula and their harmony with the present sea level.

İncekum (Bölge III-8)

İncekum ile Alanya arasında kalan sahil kesiminde iyi gelişmiş ve korunmuş durumda güncel ve yükselmiş dalga aşındırma düzlükleri veya biyo-erozyon platformları bulunur (Şekil 1 ve 5b). Bu dalga aşındırma düzlüklerinin üst kısımları karstik aşınım sonucu çapları ve derinlikleri 30-50 cm arasında değişen (kimi yerlerde 1 m'yi bulabilen) çukurluklar ile kaplıdır.

Akdeniz kıyısı boyunca çalışılan çeşitli yerlerde deniz seviyesindeki anakayaya tutunarak koloniler oluşturan vermetidid resiflerine (*Dendropoma petraeum*) bu kıyı boyunca sıkça rastlanmıştır. *Dendropoma petraeum* gelişebildiği alan nedeni ile (genelde deniz seviyesi ile 15 cm kadar deniz altında yaşayabilen bir koloni) güncel ve eski deniz seviyesi ölçümünde çok kesin ve dolayısıyla önemli bir veri olarak kullanılmaktadır (Laborel ve Laborel-Deguen, 1994). Alanya'nın batısındaki İncekum burnunda yalıtışları bulunmamakla birlikte dalga aşındırma düzlükleri üzerinde hem güncel hem de deniz seviyesinden 0.5 m ile 0.8 m kadar yukarıda fosil vermetidid resifleri gözlenmiş ve ¹⁴C yaş tayini amaçlı örnek alınmıştır (Şekil 5c,d).

Değirmentaş (Batı Alanya) (Bölge III-9)

Alanya'nın 5 km batısında isimsiz küçük bir koyda gözlenen (tarafımızdan Değirmentaş olarak adlandırılmıştır) yalıtışlarının özellikle kaba kum boyutunda olanları tahmin ettiğimiz kadarı ile bölge insanları tarafından değirmentaşları için ocak görevi görmüştür (Şekil 1 ve 5e). Gerek koyun küçüklüğü gerek ise hemen yakınında bulunan Alanya'nın batı ve doğusunda gözlenen çok bol miktardaki yalıtış oluşumlarına olan yakınlığı nedeni ile bu koydan örnek alınmamıştır.

Alanya (Bölge III-10)

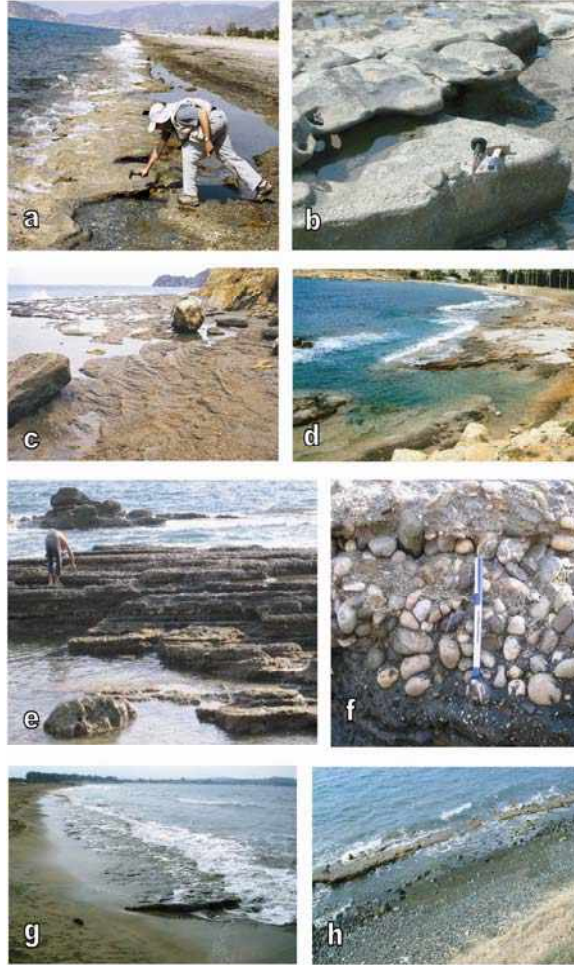
Alanya kentinin batı girişindeki plaj boyunca çoğu zaman yanal devamlı ve enleri birkaç on

metreyi, kalınlıkları ise birkaç metreyi bulabilen yalıtış oluşumları bulunmaktadır (Şekil 1). Güncel sedimanlar ile yalıtışlarının bileşimleri çok benzerlik göstermektedir (Şekil 5f, g). Şehrin doğu çıkışında da kilometrelerce devam eden bu yalıtışları Doğu Alanya başlığı altında bir sonraki bölümde detaylı olarak (kroki ve örnekleme) çalışılmış olduğu için çok daha küçük olan batı plajından kroki çıkarılmamış ve örnek alınmamıştır.

Bunun yanı sıra Alanya kalesinin içinde yer alan Selçuklular döneminden kalma tersanelerin taban seviyelerinin güncel deniz seviyesi ile hemen hemen aynı oldukları gözlenmiş ve en azından M.S. 12. yy'dan beri bu bölgede bağıl deniz seviyesinde gözle görülür bir değişikliğin olmadığı sonucuna varılmıştır (Şekil 5h).

Doğu Alanya (Bölge III-11)

Alanya doğusu ile Gazipaşa arasında kalan 50 km'lik sahil kesimi yalıtışlarının Türkiye'de en yaygın şekilde buldukları bölgedir (Şekil 1). Alanya'nın doğu çıkışında başlayan KB-GD doğrultulu bu plajda kilometrelerce yanal devamlı yalıtışları bulunmaktadır. Eski yalıtışlarına ise -3.5 m derinliğe kadar rastlanmıştır (Şekil 3c ve 6a). Tane boyu genelde ince kum olup çakıltı ağırlıklı yalıtışları da gözlenmiştir. Sahil şeridinin kilometrelerce devam ettiği göz önüne alındığında her türlü tane boyundan yalıtışlarına rastlanması doğaldır. Tanelerin çoğu kireçtaşından türemiş olmakla birlikte önemli miktarda kuvars içeren yalıtışları da mevcuttur. Tabaka kalınlıkları genelde 20-30 cm arasında değişmekle birlikte aynı nesile ait birçok tabakanın üst üste gelmesi sonucu yalıtışlarının toplam kalınlığı birkaç metreyi bulabilmektedir. Tabakalar üzerinde küvetler şeklinde aşındırma oyukları da sıkça gözlenmektedir (Şekil 6b).



Şekil 6: a) Alanya doğusundaki plajlarda yanıl devamlı ve kalın mostralal veren yalıtaşlarının görünümü; b) Alanya yalıtaşı tabakaları üzerinde gelişmiş aşınma izleri; c) Kahyalar'da gözlenen yalıtaşları denizin anakayaya çarparak geri dönerken oluştukları için beklenenin tersine 3-5 derece kadar karaya doğru eğimli görülmektedirler; d) Aydıncık koyunda gözlenen yalıtaşları; e) Toplam kalınlığı yer yer 2 m'yi geçen Aydıncık yalıtaşı tabakaları; f) Aydıncık güncel kumsalında gözlenen tane boyu ve litolojinin aynısı yalıtaşlarında da gözlenmektedir. Çakıllardaki biniklenme ana akıntı yönünün fotoğrafın solundan sağa (denizden karaya) doğru olduğunu göstermektedir; g) Gözcüler halk plajında yalıtaşlarının görünümü; h) Arsuz yalıtaşlarının yol kenarından görünümü.

Figure 6: a) Laterally continuous and thick beachrock exposures on the eastern Alanya coastline; b) Erosional features that developed on the Alanya beachrock beds; c) Contrary to expectations, beachrocks in Kahyalar are inclined 3-5 degree towards the continent as they developed by backwash after waves hit the nearby cliff; d) Aydıncık bay beachrocks; e) The total thickness of Aydıncık beachrocks exceeds 2 m in places; f) Similar lithologies and sediment sizes are observed in Aydıncık beachrocks and actual beach sediments. Imbrications observed on the pebbles indicate a current direction from left to right of the picture (from sea towards the continent); g) Gözcüler beachrocks; h) Arsuz beachrocks seen from the main road.

Kahyalar (Gazipaşa) (Bölge III-12)

Alanya-Gazipaşa arasında yalıtışlarının yanı sıra önemli dalga aşındırma düzlükleri de gözlenir. Gazipaşa'nın 5 km kadar batısında kalan Kahyalar ofiyolit kayalardan oluşan bir falez ile sınırlanmış 50 m kadar eni olan bir koydur. Sahilde bulunan yalıtışlarının bazıları denizin anakayaya çarparak geri dönerken oluşmuş olmaları nedeni ile beklenenin tersine denize doğru değil de karaya doğru eğimli görülmektedir (Şekil 3d ve 6c). Yalıtışları genelde kireçtaşı ve ofiyolitlerden türemiş ince kum-küçük çakıl boyutundaki malzemeler içerirler. KB-GD uzanımlı olan sahil kesiminde çok az eğimli olan (birkaç derece) ve zaman zaman ters yöne doğru gelişmiş yalıtışları örneklenmiştir.

Anamuryum (Bölge III-13)

Anamuryum antik kentinde yalıtışları bulunmamasına rağmen M.S. 7. yy'da inşa edilmiş bir Roma dönemi yapısının deniz tarafındaki temeli deniz seviyesi ile uyumlu gözükmektedir (Şekil 1). İnşa edildiği dönemde en azından deniz seviyesinde olduğunu varsayabileceğimiz bu yapı M.S. 7. yy'dan bu yana deniz seviyesinde gözle görülür bir oynama olmadığına işaret etmektedir.

Aydıncık (Bölge III-14)

Anamur'dan 50 km kadar doğuda bulunan Aydıncık kasabasına kadar olan sahil şeridi falezlerden oluşmakta ve sık aralıklarla denizin anakayayı deniz seviyesine kadar aşındırarak oluşturduğu güncel dalga aşındırma düzlükleri sergilemektedir. Aydıncık içindeki küçük plaj da takriben 20 m eninde olup anayol ve traverten anakaya ile sınırlıdır (Şekil 3e ve 6d). Tabaka kalınlıklarının 10 cm ve toplam kalınlığın 2 m

olduğu aynı döneme ait yalıtışlarının bir kısmı deniz altında kalmıştır (Şekil 6e). Denizin 3-4 m altında gözlenen yalıtışları da yine aynı dönemin ürünü olup dalgalar ile parçalanan ve sahilden yuvarlanmış bloklardan oluşmaktadır. 3-8 cm çapında çoğunluğu kireçtaşı çakıllar ile ince kum boyutu malzemeden oluşan yalıtışları ana akıntı yönünü gösteren biniklenmeler (*imbrication*) içerirler (Şekil 6f). Bunun yanı sıra güncel deniz seviyesinin önemli bir göstergesi olan vermetidid resifleri bu kıyıda da gözlenmiştir.

Viranşehir (Mersin) (Bölge IV-15)

Aydıncık ile Mersin arasında kalan kıyı şeridi ise erişimi imkansız birkaç küçük sahil dışında tamamen falezler ile kaplıdır. Kıyı boyunca gözlenen birkaç küçük yalıtış mostrası dışında ender de olsa dalga aşındırma düzlükleri gözlenir. Mersin şehri içindeki Viranşehir'de ise çok az da olsa bulunan yalıtışları sahil düzenlemesi, iskele yapımı gibi nedenler ile yok edilmişlerdir. Daha doğruya doğru, Mersin ile İskenderun arasındaki sahil ise çoğunlukla Seyhan ve Ceyhan nehirlerinin güncel alüvyonları ve delta sedimanları ile kaplı olup yalıtış oluşumlarına rastlanılmamıştır.

Gözcüler (Bölge IV-16)

İskenderun'un 25 km kadar güneyindeki Arsuz kasabasına inen sahil yolu boyunca da ender de olsa yalıtışları bulunmaktadır. En yoğun gözlemlendiği alan ise Gözcüler halk plajıdır (Şekil 3f ve 6g). Amanos dağlarından türemiş ince çakıl-kum boyutundaki kireçtaşı ve ofiyolitik kayalardan oluşan yalıtışları çok iyi tutturulmuş olup deniz seviyesinin hemen üstünde kalan 20 cm kalınlığındaki yalıtış tabakasının üst kısmı kıyıya dik aşınma oyukları ile kaplıdır.

Arsuz (Bölge IV-17)

Arsuz kasabası girişindeki anayol, deniz ile çamurtaşlarından oluşan ve bu nedenle aşınan ve gerileyen falez arasından geçmektedir. Yolun hemen alt yanında kalan ve eni birkaç metreyi geçmeyen dar plajlarda çeşitli yalıtış mostraları gözlenmektedir (Şekil 3g ve 6h). Güncel plajın eğimi yalıtışlarının eğimi olan 5 dereceden biraz daha fazladır. İki döneme ait ve genelde kaba kum-ince çakıl boyutundaki ofiyolit ve kireçtaşı çakıllarından oluşan yalıtışlarının birincisi tam deniz seviyesi ile -1 m'de, ikincisi ise denizin -1 ile -2 m kadar altında bulunmaktadır.

Samandağ (Bölge IV-18)

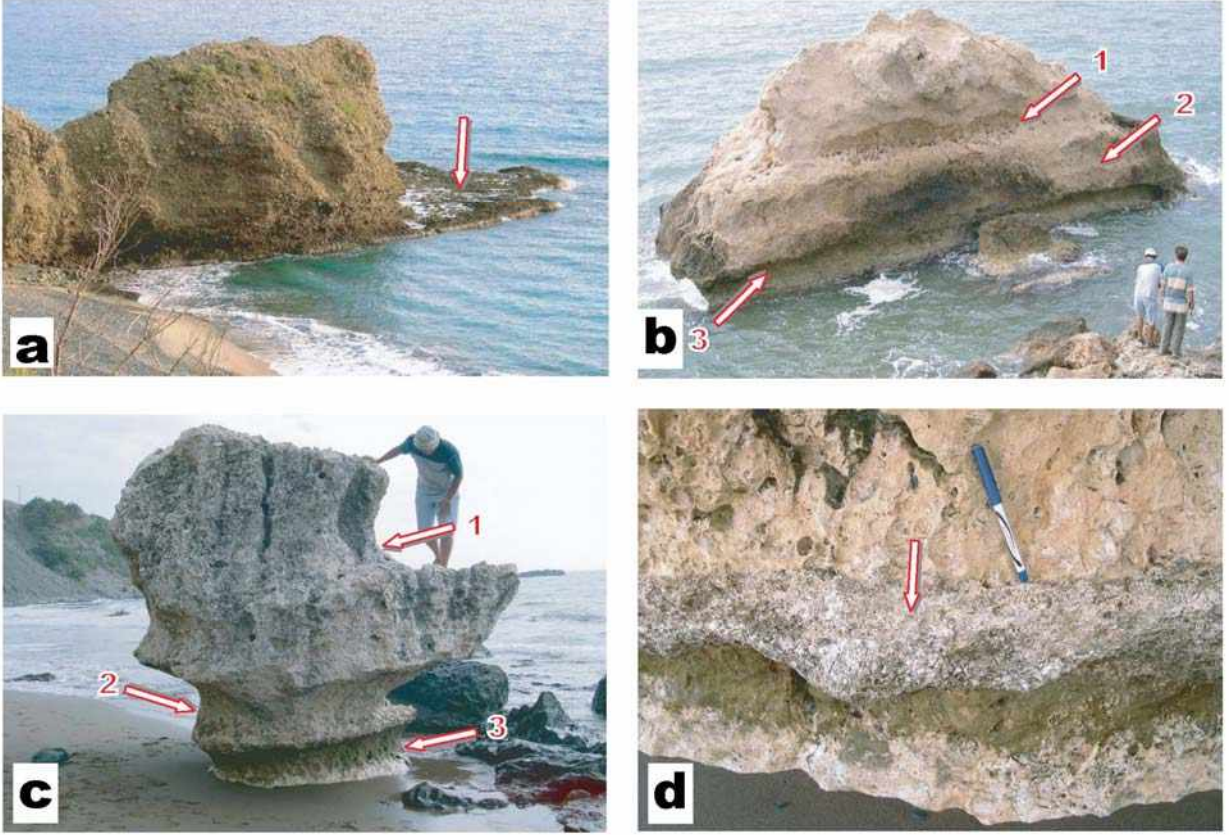
Arsuz'dan sonra Suriye sınırı yakında bulunan Samandağ kasabasına giden takriben 50 km uzunluğundaki stabilize sahil yolu dalga aşındırma düzlükleri ve dalga oyuklarının (Şekil 7a,b) Akdeniz'de en iyi gözlemlendiği yer olarak tanımlanabilir. Samandağ'ın doğusundan denize dökülen Asi Nehri'nin oluşturduğu delta düzlüğü (Orontes Deltası) boyunca devam eden kilometrelerce uzunluğundaki sahil de dahil olmak üzere hiçbir yerde yalıtış oluşumlarına rastlanmamıştır. Bölgenin tektonik ve/veya östatik hareketliliğini ortaya koyan ve deniz seviyesinin değişik zamanlardaki konumlarını gösteren dalga aşındırma düzlükleri ile dalga oygu izleri ve bunların üzerinde gelişen biyolojik eklentiler özellikle kireçtaşlarında (ofiyolit kayalarda izler daha az belirgindir) deniz seviyesinin 0.8 ile 2.5-3 m kadar üzerinde çok iyi korunmuşlardır (Şekil 7c,d). Daha az bariz olsa da 1.4 m seviyesinde de bir başka dalga oygu izi bulunmaktadır.

Samandağ ve civarında çeşitli araştırmacıların (Erol, 1963, Dalongeville ve Sanlaville, 1979; Pirazzoli vd., 1991) gözlemleri ve yaş tayinleri bulunmaktadır. Gerek çalışmamızın kapsamının daha ziyade yalıtışları olması gerekse Pirazzoli vd., (1991)'de toplam 13 adet ¹⁴C yaş tayini sonucu bulunması nedeni ile bu alanda yaş tayini amaçlı örnekleme yapılmamış ve bu yaşlar çalışılan alanlardaki yalıtışları ile denestirme amaçlı kullanılmıştır.

LABORATUVAR ÇALIŞMALARI

Arazi çalışmaları sırasında alınan 44 adet yalıtış örneğinin detay makroskopik incelemesinden sonra bunların toplam 38'inden Fransa'nın Lille Üniversitesi Jeoloji Laboratuvarı'nda ince kesitler hazırlanmıştır. Örnekleme sırasında mümkün olduğunca çimento içeren yalıtışları seçilmeye çalışılmış olmakla birlikte, Akdeniz sahil kesiminde gözlenen litolojilerin genellikle kireçtaşı olmasından dolayı bol miktarda mikritin de bağlayıcı malzeme olarak bulunması kaçınılmaz olmuştur. 2005 yazında deneme amaçlı topladığımız yalıtışlarının mikroskopik incelemeleri sonucu mikritin çok yaygın olarak bulunduğu ve bu durumun da ¹⁴C yaş tayini için elverişli bir sonuç olmadığı bilindiğinden bu konuda özen gösterilmeye çalışılmıştır.

Hazırlanan örnekler sırasıyla polarize mikroskopta, elektron mikroskobunda ve katodoluminesans (Amieux vd., 1989) tekniği ile incelenmiştir. Amaç yalıtışlarını oluşturan tanelerin ve taneler arasındaki bağlayıcı malzemenin (çimento, matriks) detay özelliklerini ortaya koymak ve ¹⁴C yaş tayini için elverişli çimento ayıklamak olmuştur.



Şekil 7: a) Samandağ kuzeyinde çakıltaşlarında gelişmiş güncel dalga aşındırma düzlüğü; b) Samandağ yakınlarında 3 değişik deniz seviyesine ait dalga oyukları: 1 (2.90 m) ve 3 (0.80 m) numaralı dalga oyukları olasılıkla Pirazzoli vd. (1991) tarafından sırası ile günümüzden 2500 ± 100 yıl önce ve M.S. 551 yılındaki deprem ile oluştuğu belirtilen seviyelere karşılık gelmektedir, 2 numaralı dalga oyuğu (1.40 m) ise yaşlanmamış olup bilinmeyen bir zaman dilimine ait deniz seviyesini göstermektedir; c) Samandağ sahil kesiminde deniz seviyesinin geçmiş konumlarını gösteren dalga oyuklu kireçtaşı mantar kaya (1 ve 3 numaralı seviye yaşları yukarıda verilenler ile aynıdır); d) Samandağ yakınlarındaki mantar kaya üzerinde gözlenen 1 numaralı dalga oyuğu kenarında gelişmiş biyolojik eklenti.

Figure 7: a) Actual surf bench that developed on the conglomerates to the north of Samandağ; b) 3 notches indicating different sea level stands near Samandağ: the 1st notch (2.90 m) developed around 2500 ± 100 BP and the 3rd notch (0.80 m) probably developed after the 551 AD earthquake (Pirazzoli et al., 1991). The 2nd notch at (1.40 m) is undated; c) Limestone mushroom rock near Samandağ showing 3 different positions of sea level (1st and 3rd notches have the same ages as above); d) Bioconstructive rims that developed on the 1st notch of the limestone mushroom rock.

İnce Kesit Sonuçları

İncelemeler sonunda toplanan örneklerin birçoğunun kireçtaşlarından (ve daha az miktarda ofiyolit kayaçlarından) türemiş kum-çakıl boyu sedimanlar ile değişik oranlarda bulunabilen çeşitli boydaki fosil kavkılarından (bioklast) oluştuğu tespit edilmiştir. Bunun yanı sıra birçok örnekte taneler arasındaki boşluğu dolduran matriksin ve sedimantasyon ile yaşıtlı ve/veya daha sonra çökelmiş kil boyu karbonat çamurunun (mikrit) varlığı da gözlenmiştir. Çalışılan toplam 18 alanın 12'sinde gözlenen yalıtışlarından yapılan ince kesitlerde gözlenen birincil çimento, sparit çimento ve taneler arasını dolduran mikrit detaylı olarak tanımlanmıştır.

Gelgit arası alanda çökelen birincil çimento

Birincil çimento magnezyumca zengin kalsit (HMC -*High Magnesium Calcite*-) veya aragonit kristallerinden oluşmuştur. Bu çimento yalıtışlarının oluşumu ile eşzamanlı olup denizel veya denizel-tatlı su karışımı kökenlidir (Heckel, 1983; Longman, 1980; Neumeier, 1998). Bu tür çimentolar taneleri kaplarlar. Freatik bölgede sedimanları 1-10 µm boyutunda kristaller ile kaplayan bu çimento türü en iyi Kemer, Side ve Kahyalar'daki yalıtışlarında gözlenmektedir. Vadoz bölgede gözlenen sarkık şekilli sparitik kalsit çimento (Şekil 8a) ve freatik bölgede gözlenen yelpaze ve iğne şekilli aragonit çimento (Şekil 8b) bunlara iyi birer örnektir.

Kalsit spar çimento

Magnezyum oranı düşük (LMC: -*low magnesium calcite*-) kalsit kökenli bu tür çimento genelde 10 µm'den iri kristallerden oluşur ve sarkıt şeklindeki kalsit sparları olarak gözlenir. Side'den toplanan örneklerde yoğun olarak bulunurlar (Şekil 8c). Meteorik vadoz ortamın tipik göstergelerinden olan bu tür çimentoların gelgit üstü (*supratidal*) bölgede meteorik kökenli

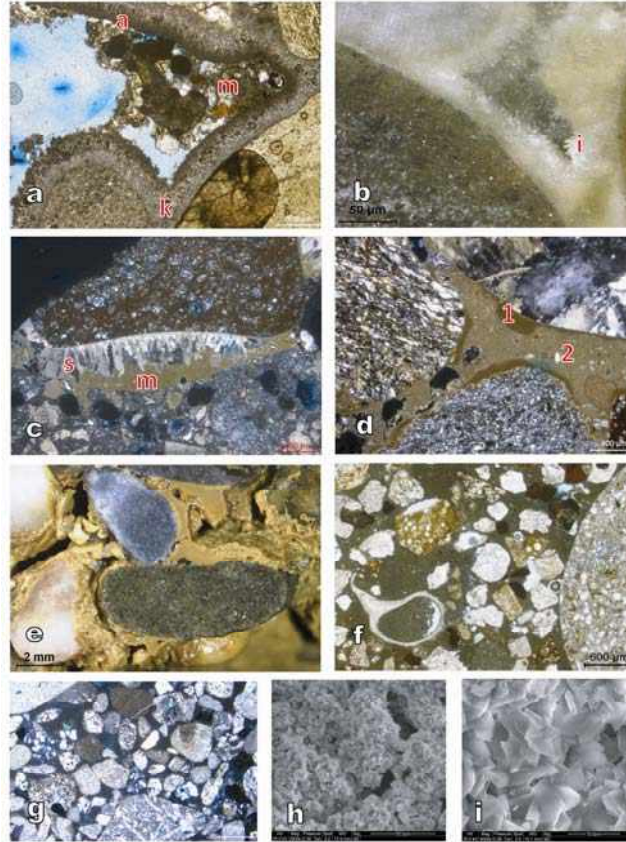
suların dolaşımı sırasında çökdikleri bilinmektedir.

Taneler arası mikrit dolgusu

Mikrit diyajenetik kökenli olmayıp, gelgit arası bölgede oluşum aşamasındaki yalıtışlarının gözeneklerinin arasını sahildeki diğer sedimanlar ile eşzamanlı ve/veya hemen sonraki bir taşınma ile gelerek doldurmuştur. Mikrit, içinde çeşitli küçük karbonat tanecikleri ve bioklastların da bulunduğu, ara sıra laminalı olacak şekilde taneler arası boşluğu kısmen veya tamamen doldurur halde gözlenmiştir (Şekil 8d,e,f). Bu tür sedimantasyon ile eşzamanlı mikritin vadoz zonda sıkça bulunduğu bilinmektedir (Purser, 1980). Ender de olsa tanelerin birbirlerine dokunduğu ve mikrit ve/veya çimentonun çok az miktarda bulunduğu örneklerle de rastlanmıştır (Şekil 8g). Çalışma bölgesinde gözlenen yalıtışlarının ince kesit ve elektron mikroskobu görüntüleri de bol miktarda mikritin varlığına işaret etmektedir (Şekil 8h,i).

Yalıtışlarının ¹⁴C Yaş Tayinleri

Gelgit arası bölgede diyajenez sonucu tutturulmuş yalıtışlarında bulunan karbonat çimentoyu oluşturan kalsit (ve aragonit) ¹⁴C yaş tayini için en güvenilir mineral olarak kabul edilmektedir. Yapılan arazi örneklemeleri sırasında mümkün olduğunca çimento içeren yalıtışları seçilmeye çalışılmış olmakla birlikte litolojilerin genellikle kireçtaşı olmasından dolayı bol miktarda mikritin de bağlayıcı malzeme olarak bulunduğu gözlenmiştir. Mikritin varlığı bir sahildeki sedimanların gelgit arası bölgede yalıtışına dönüşmesine neden olan karbonat çimentonun gelişmesine bir engel teşkil ettiği için ¹⁴C yaş tayini çalışması için genelde istenmeyen bir durumdur. Ayrıca mikrit sadece deniz seviyesinde bulunmayıp sahilin her kesiminde



Şekil 8: a) Kemer yalıtışlarında metamorfik bir kayaç parçasının etrafını saran kalsit çimento (k), aragonit çimento (a), ve mikrit çamurunun (m) polarize mikroskop görüntüsü (örnek Ke4); b) Kemer yalıtışlarında taneler etrafını saran iğne şekilli (i) kalsit kristalleri (örnek Ke2); c) İri kristalli magnezyum oranı düşük sparitik kalsit (s) çimento ve taneler arasını dolduran mikrit (m) (Side); d) Side örneklerinde bulunan ve taneler arası boşluğu dolduran 2 tür mikritin polarize mikroskop görüntüsü: taneleri kısmen sarmalayan koyu renkli ve bioklast içeren mikrit (1) ve daha açık renkli, bioklast oranı daha az ancak litik oranı yüksek mikrit (2); e) Finike yalıtışlarında taneler arası boşluğu dolduran mikritin binoküler mikroskop görünümü (örnek F1d); f) Küçük kayaç parçaları ve bioklastlarca zengin mikrit (Side, örnek S6); g) Çok az miktarda ve/veya hiç çimento ve mikrit içermeyen yalıtışının polarize mikroskop görüntüsü (Aydıncık); h-i) Kargacık örneklerinde taneler arası boşluğu doldurur şekilde gözlenen mikritin elektron mikroskop görüntüleri. Magnezyumca zengin kalsit ve aragonitten oluşmuş “köpek dişi” kristallerinin boyu 5 mikron civarındadır.

Figure 8: a) Thin section view of the calcite cement (k), aragonite cement (a) and micritic mud (m) around a metamorphic rock fragment in Kemer (sample no: Ke4); b) Needle shaped calcite crystals (i) from Kemer beachrocks (sample no: Ke2); c) Large crystals of low magnesium spary calcite cement (s) and micrite (m) filling in between pores in Side samples; d) Polarised microscope view of 2 types of micrites from Side samples: dark brown micrite with bioclasts partially enveloping the grains (1), lighter brown colored micrite with fewer bioclasts and abundant lithic fragments (2); e) Binocular microscope view of pore filling micrite in Finike beachrocks (sample no: F1d); f) Micrite rich in lithic fragments and bioclasts in Side (sample no: S6); g) Thin section view of Aydıncık beachrocks where very few and/or no micrite is observed between the pores; h-i) Electron microscope views of pore filling micrite in Kargacık samples. Magnesium rich calcite and aragonitic ‘dog fish’ crystal sizes are around 5 microns.

çeşitli boyuttaki sedimanlar ile birlikte de bulunabilir. Dolayısı ile mikrit kullanılarak yapılacak yaş tayini yalıtışının diyajenetik olarak taşlaşmasından ziyade sedimanların taşlaşmadan önce o alana taşınım yaşını da verebileceği gerçeği nedeni ile çalışmamızda kullanılmamıştır.

İnce kesitleri yapılan 38 örneğin ancak 8'inde az veya çok oranlarda çimentoya rastlanmıştır. Karbonat çimentonun bulunduğu örneklerde de taneleri çevreleyen kristallerin boyu genelde çok küçük olup 5 ile 100 µm arasında değişmektedir. Hızlandırılmış Kütle Spektrometre'sinde (AMS) ¹⁴C ölçümü için gerekli olan 20 mg çimentonun elde edilebilmesi için örneğin durumuna göre değişik çimento elde etme yöntemleri denenmiştir.

Çimentoyu oluşturan kristallerin nispeten iri olduğu 3 örnekte binoküler mikroskop altında ve öğütme yapılmadan yeterli miktarda kalsit elde edilebilmiştir. Çimento içeren geri kalan 5 örneğin çimentolarının çok daha küçük boyutlu ve/veya çok sert olmaları nedeni ile bu yöntem uygulanamamıştır. Bu örnekler kırılarak mümkün olduğunca bileşenlerine (çakıl, kaba kum) ayrılmışlardır. Boşlukları dolduran mikrit ayıklanmış ve taneler etrafını saran zar şeklindeki çimento kazınarak 20 mg kalsit çimento elde edilmeye çalışılmıştır. 6 adet örnekte ise ultrason yöntemi, petrol ve/veya asitte bekletme gibi yöntemler kullanılarak taneler fiziksel ve kimyasal yollardan birbirinden ayrılmaya çalışılmıştır. Beklenen ayrışmanın yeterince sağlanamaması üzerine bu örnekler plastik çekiç yardımı ile ufalanmışlar ve elekten geçirilmişlerdir. En küçük tane boyutunu oluşturan bölümü binoküler mikroskopta incelenmiş ve gerekli olan 20 mg çimentonun

elde edilmesi bu şekilde mümkün olmuştur. Geri kalan diğer örneklerde ya çok az çimento elde edilebilmesi ve/veya diajenik olmayan karbonat kökenli malzemenin fazlalığı nedeni ile yukarıda açıklanan yöntemler uygulanamamıştır.

Bunun yanı sıra bir bölgede birden fazla döneme ait yalıtış örneklerinin yaşlandırılması çalışmamız açısından anlamlı olacağı için sadece bu şarta uyan yerlerdeki örnekler yaş tayini için seçilmiştir. Bunlardan Kemer ve Side'deki örnekler aragonit çimentodan, Gözcüler'deki örnekler ise gelgit arası magnezyumca zengin kalsit çimentodan seçilmiştir.

Çalışma sırasında gerçekleştirilen taneler arasındaki çimento ayırıştırma işlemi toplam üç alandaki (Kemer, Side, Gözcüler) yalıtışlarında yaş tayini yapılabilmesi için gereken miktarda çimento ayıklanabilmesi ile sonuçlanmıştır. Toplam oniki alandan yalıtış örnekleme yapıldığı göz önüne alındığı taktirde üç alan ile ilgili yaş tayini için elverişli çimentonun çıkarılabildiği olması az bir oran (25%) olarak görülebilir. Bununla birlikte kireçtaşlarının baskın olarak bulunduğu yerlerde çimento yerine çoğunlukla mikritin bulunmasının ¹⁴C yaş tayinleri için zorluklar çıkardığı da bilinen ve beklenen bir durumdur.

Yalıtışları haricinde, Alanya'nın batısındaki İncekum'da güncel dalga aşındırma düzlüğünün 50-80 cm kadar üstünde bulunan bir vermetidid resifi fosilinin de ¹⁴C yaş tayini yapılmıştır. Sonuç olarak toplam 19 adet yalıtış örneği ve İncekum'dan alınan 1 fosil vermetidid resifi örneğinin ¹⁴C analizleri Polonya'nın Mickiewicz Üniversitesi Poznan Radyokarbon Laboratuvarı'nda gerçekleştirilmiştir (Çizelge 1). Elde edilen yaşlar Hughen vd., (2004) ¹³C/¹²C izotop yüzde değerine göre kalibre edilmiştir.

Okunum kolaylığı açısından Çizelge 1’de ^{14}C analizleri yapılan tüm örneklerin sonuçları verilmemiş sadece bu çalışma kapsamında kullanılan değerlere yer verilmiştir. Çalışma alanının en doğu kesimini kapsayan Hatay kıyılarında ve Türkiye-Suriye sınırının hemen 10 km kadar güneyinde çeşitli seviyelerde gözlenen ve dalga oygu izleri ile vermetidid resiflerinden elde edilmiş (Pirazzoli vd., 1991; Pirazzoli, 2005; Sanlaville, 1977; Sanlaville vd., 1997) yaş tayinlerinin de bulunduğu göz önüne alındığında Akdeniz sahil şeridi boyunca çeşitli alanların maruz kaldığı göreceli deniz seviyesi değişikliklerinin elde veriler ışığında yorumlanması mümkün olmuştur.

Toplam olarak 4 alandan (3 yalıtışı ve 1 vermetidid fosili) elde edilen yaş tayini sonuçlarından çıkarılabilen ilk önemli sonuç Side hariç yaş verilerinin tatminkar ve stratigrafik olarak anlamlı oluşudur (Çizelge 1). Anlamlı yaş verileri ilerideki bölümlerde detay olarak tartışılacağı için burada ele alınmamıştır. Buna karşın Side’de hem stratigrafik hem de aynı

seviyelerdeki örneklerin yaşlandırılmaları tamamen tutarsızdır. Deniz seviyesinden alınmış bir örneğin yaşının denizin 1.4 m altından alınmış bir örnekten daha genç olması gerekirken bunun tam tersi gözlenmektedir. Bunun yanı sıra denizin 0.9 m kadar altında bulunan ve aynı nesile ait olduğu bilinen tabakalardan alınan örnekler de anlam yapmayan yaşlar vermektedirler. Bu sonuçlar ışığında Side yaş tayini sonuçlarının bu çalışmada kullanılmamasına karar verilmiştir. Her ne kadar yalıtışlarına benzese de bu tabakaların bir olasılıkla Manavgat nehrinin zaman içinde yer değiştirmesi sırasında çökelen delta sedimanlarından meydana gelmiş olabilecekleri alternatif bir yorum olarak öne sürülebilir. Bu tabakaların tıpkı yalıtışları gibi çok hızlı bir taşlaşma sürecinden geçtikleri gözlenmiştir. Tabakaların diğer alanlardaki yalıtışlarında gözlenenin aksine kıyıya paralel değil de bir yay (*convex*) şeklinde gelişmiş olmaları da nehir ağzında çökelen sedimanlarda tipik olarak gözlenen bir durumdur.

Çizelge 1: Çalışılan alanlardaki örneklerden elde edilmiş ^{14}C yaşları.

Table 1: ^{14}C ages obtained from samples collected in study areas.

Örnek no Sample no	Örnek derinlik (m) Sample depth (m)	^{14}C yaşı (BP) ^{14}C age (BP)	Kalibre yaş Calibrated age	^{13}C (‰)
Ke2	- 0.8	1685 ± 30	669-773 AD	-4.1
Ke3	0	1925 ± 35	435-534 AD	4.2
Ke4	- 2.2	2785 ± 30	659-502 BC	4.4
İncekum vermet fosili	+ 0.5	2255 ± 40	19 BC-200 AD	-
G1f	0	1774 ± 29	606-667 AD	2.5
G2d	+ 0.2	1830 ± 35	547-636 AD	-1.4
G2f	+ 0.2	1920 ± 35	439-537 AD	0.4

Deniz Suyu Analizleri

^{14}C yaş tayini sonucu elde edilen değerlerin deniz rezervuar etkisini ölçmek ve bu şekilde örneklerin yaş tayinlerinin hata payı en düşük seviyede tutulabilmesi amacı ile Kemer'den 5 adet deniz suyu örneği alınmıştır (Çizelge 2). Dr. Marc Massault (Université Paris-Sud, UMR 8148 IDES, Orsay, France) tarafından gerçekleştirilen ölçümlerde biri dışındaki (TUR-1) tüm örneklerin tatlı su içermeyen tipik deniz suyu karbon izotopik bileşimine sahip oldukları anlaşılmaktadır. Bu örneklerin ^{13}C ve ^{14}C içerikleri atmosferik CO_2 ile gaz değişim dengesinde (*gas exchange equilibrium*) bulunan tipik deniz suyu değerine sahiptir. Diğer yandan TUR-1 örneğinin ise C3 bitki örtüsünden kaynaklanan CO_2 içeren bir yeraltı suyunun önemli oranda katkısını içerdiği anlaşılmaktadır. Olasılıkla birkaç bin yıl yaşındaki bu yeraltı suyu katkısı nedeni ile bu deniz suyu örneği ^{13}C ve ^{14}C izotopları açısından fakirleşmiştir.

YALITAŞLARININ BÖLGESEL DAĞILIMI

Finike'nin batısından başlayıp Türkiye'nin Suriye sınırına kadar olan bölgede gözlemlenen ve deniz seviyesinin yaklaşık son 5000 yıllık

değişik konumlarını gösteren yalıtışları, dalga oygu izleri ve deniz seviyesinde gelişmiş biyolojik eklentilerden elde edilen sonuçlar grafik olarak özetlenmiştir (Çizelge 3). Bu çalışma kapsamında elde edilen ^{14}C yaş tayini verilerinin yanı sıra çeşitli araştırmacıların bölge genelinde elde ettikleri yaş aralıkları ile arkeolojik kalıntılarda yapılan gözlemlerin sonuçları da bu çizelgeye eklenerek Türkiye'nin Akdeniz kıyı şeridinin son 5000 yıllık deniz yüzeyi değişimlerinin kapsamlı bir dökümü çıkarılmaya çalışılmıştır.

Kuzey yarımküredeki buzulların erimelerini tamamlamaları neticesinde günümüzden yaklaşık 6000 yıl kadar önce en üst noktasına ulaştığı tahmin edilen transgresyon sonrası deniz seviyesinde östatik ve/veya glasyo-östatik önemli bir değişikliğin olmadığı kabul gören bir yaklaşımdır (Pirazzoli, 2005). Özellikle Samandağ (Hatay) ile Lübnan'a kadar uzanan kıyı boyunca günümüzden 6000-3000 yılları arasında deniz seviyesinin 30 cm hata payı içinde sabit kaldığına dair birçok kanıt bulunmaktadır (Pirazzoli vd., 1991; Sanlaville, 1977; Sanlaville vd., 1997; Morhange et al., 2006).

Çizelge 2: Kemer'de alınan su örneklerinin denizsuyunu yaşlı gösterme etkisinin anlaşılması için gerçekleştirilmiş analizleri. ¹Fraksinyasyon düzeltmesi yapılmış ^{14}C aktivitesi.

Table 2: Seawater ageing analyses results obtained from Kemer. 1. Fraction corrected ^{14}C activity.

Örnek no Sample no	$^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	^{14}C (pmc) ¹	Düzeltilmiş radyokarbon yaşı (BP) Corrected radiocarbon age (BP)
TUR-1	-12.14	88.42 ± 0.32	+990 ± 30
TUR-2	-0.18	102.93 ± 0.40	-230 ± 30
TUR-3	-0.59	103.44 ± 0.37	-270 ± 30
TUR-4	0.13	103.39 ± 0.40	-270 ± 30
TUR-5	0.23	103.75 ± 0.40	-295 ± 30

¹ Fraksinyasyon düzeltmesi yapılmış ^{14}C aktivitesi (fraction corrected ^{14}C activity).

Buna karşın global deniz seviyesinin matematik modellemelerini yapan bazı araştırmacılar son 6000 yılda deniz seviyesinde 3 m'ye varan bir yükselimin mümkün olduğunu öne sürmektedirler (Nakada ve Lambeck, 1988; Lambeck ve Purcell, 2005). Lambeck (2002)'ye göre ise deniz seviyesinde gözlenen glasyo-östatik yükselimin önemli bir bölümü günümüzden 6000-3000 yılları arasında gerçekleşmiştir. Arazi verilerine dayanmaması nedeni ile Pirazzoli (2005) tarafından eleştirilen bu yaklaşım ve içerdiği sonuçlar kanımızca da en azından çalışma alanımızda yaptığımız gözlemler ile uyuşmamaktadır. Bu nedenle Türkiye'nin güney sahillerinde çeşitli seviyelerde gözlenen ve daha genç yaşta oldukları (bu çalışma da dahil olmak üzere) kanıtlanan yalıtışları ve dalga aşındırma düzlüklerinin bu transgresyonun sona ermesinden sonra oluştuğu kabul edilmiştir.

Akdeniz'in tümünde olduğu gibi Türkiye kıyılarında da gelgit etkisi yok denecek kadar az olup genelde ortalama 30-40 cm arasında kabul edilmektedir (Kellat, 2006). Bu nedenle çalışma alanı içinde çeşitli seviyelerde gözlenen yalıtışlarının östatik ve/veya iklimsel nedenlere bağlı olarak yükselen veya alçalan bir deniz seviyesini belirtmesinden ziyade yerel ve/veya bölgesel tektonik hareketler neticesinde bugünkü konumlarına ulaştıkları düşünülmektedir.

Çalışma alanı boyunca 3 ayrı nesile ait (kıyı boyunca, su altında ve su üstünde) yüzeyleyen yalıtış seviyeleri ve en az 2 durağan deniz seviyesini gösteren dalga oygu izlerinin bugün deniz seviyesinin üstüne yükselmiş bulunmaları da tektonik aktivitenin yoğunluğuna işaret etmektedir. Ancak MTA tarafından yayınlanmış Türkiye diri fay haritası (Şaroğlu

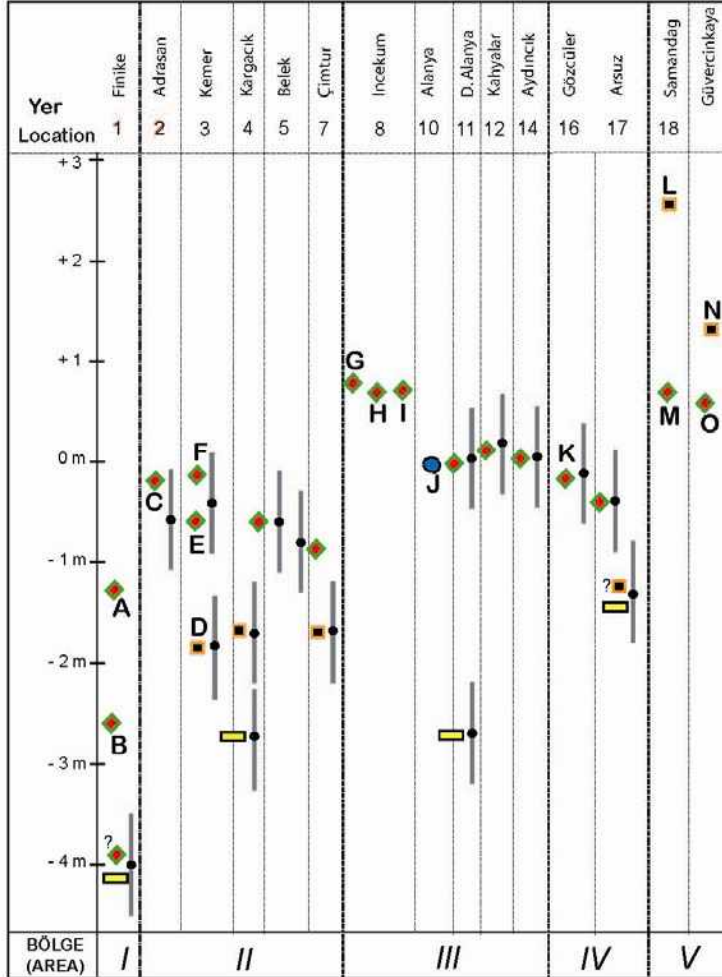
vd., 1992) çalışma alanımız boyunca Adana'nın güneyindeki Karataş-Osmaniye Fay Zonu haricinde önemli bir fay hattının bulunmadığını göstermektedir. Yine MTA tarafından yayınlanan değişik ölçekli bölgesel jeoloji haritalarında ise çeşitli büyüklüklerde faylar görülmesine rağmen olasılıkla Doğu Anadolu Fay'ına bağlı birkaç fay haricinde yalıtışlarının bugünkü konumlarını açıklayabilen ve kontrol eden bariz bir fay hattına rastlanmamıştır. Sonuç olarak elde edilen bu haritalar ışığında çalışmamız sonucunda elde ettiğimiz verileri yorumlamak pek mümkün gözükmemektedir. Bu nedenle yalıtışlarının bölgesel dağılımlarının sınırlarının çizilmesi sırasında bilinen herhangi bir fay hattından ziyade aynı yaş grubuna ait yalıtış ve dalga oygu izlerinin sualtı veya su üstünde buldukları konumlar göz önüne alınmıştır. Diğer bir deyişle çalışma alanı aynı yaş grubuna ait benzer seviyedeki yalıtışlarının gruplanması temeline dayanan ve birbirinden en azından son birkaç bin yıldır tektonik olarak nispeten farklı hareket ettiği tahmin edilen 5 ana bölgeye (I-V) ayrılmıştır (Çizelge 3).

I. Bölge

Çalışma alanının en batısındaki bu bölge Finike Körfezi'nde denizin -3.5 m ile -4.5 m altında bulunan yalıtış seviyesi ile Körfez'in birkaç km batısında yer alan Andriake ve Kekova batıkşehir harabelerinin -1.5 m ile -3 m kadar deniz altında kalmış arkeolojik kalıntıları ile temsil edilir (Çizelge 3). Andriake'deki Roma taş ocağında -1.5 m derinlikte gözlenen eski dalga oygu izi (Fouache vd., 1999, 2005a) ve Kekova batıkşehir'deki yapıların bugünkü konumları bu bölgenin Roma döneminden sonra (M.S. 4 yy sonrası) göçmüş olabileceğini göstermektedir.

Çizelge 3: Çalışma bölgesinde gözlenen yalıtışları ve dalga aşındırma düzlüklerinden elde edilmiş ^{14}C yaşları ve bunların bölgeler arası denetirilmesi.

Table 3: Correlation of ^{14}C ages obtained from beachrocks and surf benches in the study area.



A	Andriake (Roma taş ocağı, Roman quarry) Fouache et al., 1999, 2005	●	M.S. 10-12 yy sonrası (post 10-12 centuries)
B	Batıkşehir (Roma yapıları, Roman buildings)	◆	M.S. 4-7 yy arası (between 4-7 AD)
C	Olimpos & Phaselis liman yapıları (harbour buildings) Fouache et al., 1999	■	M.Ö. 3-7 yy arası (between 3-7 AD)
D	M.Ö. 659-502 (659-502 BC)	▭	Diğerlerine göre daha yaşlı ancak kesin yaş yok (Relatively older but no quantitative age exists)
E	M.S. 435-534 (435-534 AD)		Yalıtışlarının bulunduğu gelgit arası bölgenin yüksekliği (1m) Intertidal area elevation where beachrocks are exposed (1 m)
F	M.S. 669-733 (669-733 AD)	●	Yalıtışının alt ve üst sınırdaki gelgit arası bölgenin orta noktası (Central point of the intertidal area where upper & lower parts of beachrocks are exposed)
G	M.Ö. 19 - M.S. 200 (19 BC - 200 AD)		
H	Günümüzden 1815 yıl önce, (1815 BP) Kelletat & Kayan, 1983		
I	2690 BP & 1545 BP, Kelletat & Kayan, 1983		
J	M.S. 12 yy Selçuklu liman yapıları (12 century Seljukid boat sheds)		
K	M.S. 439-537 & M.S. 606-667 (439-537 AD & 606-667 AD)		
L	Günümüzden 2500 ±100 yıl önce (2500 ±100 BP) Pirazzoli et al., 1991		
M	Günümüzden 1345 ±70 yıl önce (1345 ±70 BP) (M.S. 526 Antakya depremi, Antakya earthquake; Pirazzoli 2005)		
N	M.Ö. 4700-760 (4700-760 BC), Pirazzoli, 1996		
O	Günümüzden 1890 ±55 yıl önce (1890 ±55 BP), Dalongeville et al., 1993		

Finike Körfezi'nde -3.5 m ile -4.5 m derinlikte bulunan yalıtışı örneklerinden karbonat çimento ayıklanamadığı için kesin bir yaş vermek mümkün değildir. Bu yalıtışları olasılıkla Roma dönemi öncesine ait daha eski bir deniz seviyesine işaret etmektedirler. Diğer bir olasılık ise Fethiye Körfezi'nin bugün bulunduğu konum ile ilgili olabilir. Geniş bir alüvyon ovası önünde gelişen Körfez ve gerisinde bulunan ekili alanlar batıdaki sağlam kaya zeminler üzerine oturmuş Andriake ve Batıkşehir'in tersine bol miktarda pekişmemiş sediman içermektedir. Fethiye Körfezi'ndeki bu yalıtışlarının antik yerleşimlerin yapımı sırasındaki deniz seviyesini temsil ettiği ve Roma dönemi sonrası daha hızlı çökerek bugünkü konumlarına ulaştıkları hipotez bazında da olsa öne sürülebilir.

II. Bölge

Finike Körfezi'nin doğusundan Side'nin doğusunda bulunan Çimtur'a kadar olan bölge çeşitli derinliklerde ve üç nesile ait yalıtışları (0 m ile -1 m; -1.2 m ile -2.3 m; -2.2 m ile -3.2 m arası) ile temsil edilir (Çizelge 3). Bölgenin en batısında bulunan Adrasan Körfezi'nde 0 m ile 1m deniz altında bulunan yalıtışları ile hemen kuzeyindeki Olimpos ve Faselis antik şehirlerindeki liman yapılarının denizin -0.5 m kadar altında bulunmaları yaş tayini yapılamayan bu yalıtışlarının da yine Roma dönemi sonrası meydana gelen depremler sonucu çökmüş olabileceğine işaret etmektedir.

Bu çalışma kapsamında detay yaş tayinlerinin yapılabildiği Kemer plajı boyunca gözlenen iki yalıtışı nesline ait tabakalar stratigrafik olarak anlamlıdır. Adrasan'da gözlenen yalıtışı seviyesine benzer bir seviye burada da bulunmuş ve tabakanın deniz seviyesinde bulunan kesimi yalıtışının oluşum

yaşını M.S. 435-534 (örnek Ke3) yılları arasında verirken denizin -1 m kadar altına kalan uç kısmı ise beklendiği gibi biraz daha yaşlı (M.S. 669-733; örnek Ke2) bir yaş aralığı vermiştir. Kemer'de -1.4 m ile -2.8 m derinlikte bulunan yalıtışları ise daha yaşlı olup (M.Ö. 659-502; örnek Ke4) daha eski bir dönemin deniz seviyesine işaret etmektedir (Çizelge 3).

II. Bölge içinde iki ayrı nesile ait yalıtışlarının görüldüğü bir başka alan da Kargacık sahilidir. Buradaki yalıtışlarından yaş tayini yapılamamış olmasına rağmen stratigrafik olarak üstte olan (-2 m civarı) yalıtışının -3 m civarında bulunandan daha genç olması gerektiği ve olasılıkla da aynı derinlikte ve yaş tayini yukarıda verilen Kemer'deki (M.Ö. 659-502; örnek Ke4) daha yaşlı yalıtışının olduğu dönemde deniz seviyesini temsil ettiği düşünülmektedir. Çimtur'da da benzer derinlikte (-1 m ile -2 m arası) bulunan yalıtışlarının yine bu döneme ait olması olasıdır.

Belek'te gözlenen yalıtışları da Kemer'de yaş sonuçları bilinen en genç yalıtışları (Roma dönemi sonrası) ile benzer derinlikte olup olasılıkla aynı dönemin deniz seviyesine aittirler.

III. Bölge

İncekum ile Adana'nın güneyinde bulunan KD-GB uzanımlı Karataş-Osmaniye Fay Zonu arasında kalan tüm sahil kesimi Bölge III altında tanımlanmıştır. Türkiye'de gözlenen en yaygın yalıtışı mostraları Alanya ile Kahyalar (Gazipaşa) arasında kalan sahil kesimi olup yalıtışları kilometrelerce ve neredeyse kesintisiz bir şekilde devam ederler. Ayrıca yalıtışlarının gelgit arası bölgede bulunan merkezi noktalarının -diğer bölgelerde gözlenenin aksine- deniz seviyesi veya biraz daha üstünde gözlendiği tek alan olması nedeniyle burası I. ve II. Bölge'den bariz bir şekilde farklılık göstermektedir (Çizelge

3). Daha eski bir deniz seviyesine işaret eden (ancak kesin yaş tayini yapılamayan) ve denizin - 2.2 m ile -3.3 m altında bulunan bir yalıtış seviyesi de Alanya'nın doğusunda yaygındır.

Yalıtışlarının yanı sıra Alanya'nın batısındaki İncekum burnunda deniz seviyesinin 0.5 m kadar üstünde çok iyi gelişmiş dalga aşındırma düzlükleri ve M.Ö. 19 - M.S. 200 yılları arasında bir ¹⁴C yaşı elde ettiğimiz vermetidid resifleri bulunur (Çizelge 3). Kelletat ve Kayan (1983) da İncekum'un 1 km kadar doğusundaki Fıgla burnunda yaptıkları çalışmada deniz seviyesinin 0.5 m ile 1.3 m üstünde biyo-erozyon platformları gözlemişlerdir. 0.5 m seviyesinden aldıkları stromatolitik kalker alglerinden (*Neogoniolithon notarisii*) yaptıkları ¹⁴C yaş tayinleri bizim elde ettiğimiz yaş sonucu ile benzerlik göstermektedir. Buna göre alglerin anakaraya yapışık en eski bölümleri günümüzden 2690 yıl, aşınmamış en dıştaki bölümleri ise 1545 yıl öncesine aittir (Kelletat ve Kayan, 1983). Yazarlar aradaki 900 yıllık farkı da tektonik bakımdan sakin ve alglerin gelişebildiği sabit bir deniz seviyesine bağlamakta ve 0.5 m'lik yükselimi günümüzden 1500 sene kadar önce gerçekleşen tektonik aktiviteye bağlamaktadırlar. Her ne kadar III. Bölge'de çok yaygın şekilde bulunsalar da gerek yeterli çimentonun olmaması gerekse içerdikleri mikrit nedeni ile yalıtışlarından yaş sonuçları elde edilememiştir. Buna rağmen yaş tayinleri bulunan dalga aşındırma düzlükleri ile benzer seviyelerde yer alan yalıtışlarının da yine aynı dönemde yükseldikleri öne sürülebilir.

Anamur'daki Anamuryum antik kentinde gözlemlediğimiz bir M.S. 7. yy yapısının temelleri deniz seviyesine yakın bir konumdadır. Ayrıca Alanya Kalesi'nin yanında bulunan Selçuklu dönemine ait (M.S. 12 yy) gemi

hangarları bugünkü deniz seviyesi ile uyumludur. Bu gözlemlerden en azından M.S. 7. yy'dan sonra ve kesin olarak Selçuklu döneminden bu yana (M.S. 12-13 yy) deniz seviyesinde belirgin bir değişikliğin olmadığı sonucu çıkarılabilir.

Aydıncık'tan doğuya doğru çok ender yalıtış ve dalga aşındırma düzlükleri gözlenmiştir. Viranşehir'de bulunan ancak kentsel yapılaşma sonucu tahrip edilmiş yalıtışları ise güncel deniz seviyesi ile uyumludur. Seyhan ve Ceyhan nehirlerinin taşıdığı sedimanların da Mersin'den İskenderun'un kuzeyine kadar olan sahil boyunca olası yalıtışlarını örttüğü varsayılmış ve bu nedenle Aydıncık'tan Karataş-Osmaniye Fay Zonu'na kadar olan kesim de III. Bölge'nin kapsamında ele alınmıştır.

IV. Bölge

Karataş-Osmaniye Fay Zonu ile İskenderun'un güneyindeki Arsuz'a kadar olan sahil şeridi IV. Bölge olarak ayrılmıştır. Burada III. Bölge'de gözlenenin aksine yalıtışları Gözcüler plajında deniz seviyesi civarındadır. Yalıtışlarının sahil tarafında kalan tabakası M.S. 439-537 (örnek G2f) yaş aralığını verirken aynı tabakanın denizin 20 cm kadar altında kalan kısmı M.S. 606-667 (örnek G1f) yaş aralığını vermektedir (Çizelge 1).

Arsuz'da ise iki nesile ait yalıtışları (0.2 m ile -0.8 m ve daha derinde -0.7 m ile -1.7 m arasında) su altında bulunmaktadır. Deniz seviyesinin en azından iki dönem sabit kaldığının kanıtı olan bu yalıtışlarından yaş sonucu alınamamış olmasına rağmen üstte bulunan nesil Gözcüler'dekiler ile aynı seviyede olup olasılıkla aynı döneme aittir. Gözcüler yalıtışlarındaki yaş aralıkları İskenderun Körfezi'nin -en azından güney kesiminin- M.S. 4 ile 7 yy'dan sonra birkaç 10 cm'yi bulan bir çökmeye uğradığını

göstermektedir. Bu hareketliliği takip eden dönemde ise deniz seviyesinde bir değişikliğin olmadığı söylenebilir.

V. Bölge

Arsuz'dan güneydeki Suriye sınırına kadar olan sahil kesiminde yalıtışları gözlenmemesine rağmen geçmiş deniz seviyelerine ait yükselmiş dalga aşındırma düzlükleri ve dalga oygu izleri bu bölgeyi diğerlerinden kesin bir şekilde ayırır. Yaptığımız arazi çalışmaları sonucunda 2 ve hatta kimi yerlerde 3 seviyede dalga oygu izlerinin var olduğu görülmüştür. Bunlardan en iyi gelişmiş olanı deniz seviyesinden 2.5 ile 3 m civarında diğeri ise 0.6 m ile 0.8 m yukarıdadır (Şekil 7). Bir diğer dalga oygu izi de 1.4 m civarında görülmesine rağmen bu aşınma yüzeyi pek açık olmayıp sadece Çevlik Limanı'nın kuzeyinde gözlenmiştir.

Bölgede ilk çalışmayı gerçekleştiren Erol (1963)'e göre de 0.8 m, 1.4 m ve 2.5 m'de toplam 3 adet Holosen deniz seviyesine ait iz bulunmaktadır. Benzer şekilde Dalongeville ve Sanlaville (1979) de 0.8 m, 2 m ve 2.9 m yükseklikte deniz seviyesine ait jeomorfolojik yapılar gözlemlemişlerdir. Buna karşın Samandağ ve çevresinde en son çalışmayı gerçekleştiren Pirazzoli vd., (1991)'ye göre ise sadece 2 adet eski kıyı çizgisi bulunmakta olup üçüncü bir deniz seviyesi sabitlenmesi hakkında yeterli kanıt yoktur. Yazarlara göre özellikle Asi Nehri'nin oluşturduğu delta düzlüğünün (Orontes deltası) güneyinde 2.1 m ile 2.5 m yükseklikte bulunan dalga oygu izleri en belirgin olanlarıdır. Bunların üzerinde gelişmiş biyolojik eklentilerde bulunan vermetidid (*Dendropoma*) ve ıstıridye (*Hyotissa hyotis* (L.)?) fosillerinden elde edilen ¹⁴C yaş tayini sonuçlarına göre yaklaşık yaşı günümüzden 2500 ± 100 yıl öncedir. Daha az belirgin olan alttaki deniz seviyesi izi de

ortalama 0.75 ± 0.1 m olarak ölçülmüş ve günümüzden 1345 ± 70 yıl önce (M.S. 5-6 yy) olarak yaşlandırılmıştır.

Sonuç olarak V. Bölge diğer bölgelerde gözlemediğimiz aksine 2 önemli yükselim geçirmiş ve son yükselimin gerçekleştiği M.S. 5-6 yy'dan (Pirazzoli vd., 1991) günümüze deniz seviyesinde belirgin bir değişiklik olmamıştır.

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Çalışma kapsamında yalıtışlarında ve arkeolojik yerleşimlerde yaptığımız gözlemler ve yaş ölçümleri ile dalga aşındırma düzlüklerinde ve oyuklarında daha önce yapılan çalışmalardan derlenen ¹⁴C yaşları (Kelletat ve Kayan, 1983; Pirazzoli vd., 1991) aracılığı ile Türkiye'nin Akdeniz kıyısında gözlenen deniz seviyesi değişimlerinin yaklaşık son 5000 yıllık gelişimi ortaya konmuştur.

Yalıtışları ve dalga aşındırma düzlüklerinin denizaltı veya deniz üstünde buldukları konumlar göz önüne alınarak çalışma alanı toplam 5 bölgeye ayrılmıştır (Şekil 1, Çizelge 3):

- En batıda bulunan Finike Körfezi'ndeki yalıtış seviyesi ve Roma harabelerinin bulunduğu I. Bölüm olasılıkla Roma dönemi sonrası (Erken Bizans) meydana gelen depremler sonucu bugünkü deniz altında buldukları (-1.5 m ile -4 m arası) konuma ulaşmıştır.

- Finike-Antalya-Çimtır arasında kalan II. Bölge'de ise 3 ayrı nesile ait ve su altında çeşitli derinliklerde bulunan yalıtış seviyelerinden en üstte olanı M.S. 4-7 yy arasında bugünkü konumuna ulaşmış olup tektonik aktivitenin yoğunluğuna işaret etmektedir.

- İncekum ile Adana'nın güneyindeki Karataş-Osmaniye Fay Zonu arasında kalan III. Bölge ise (Alanya'da deniz altında bulunan daha eski bir yalıtış seviyesi haricinde) yalıtışlarının genelde bugünkü deniz seviyesi ve üstünde bulunduğu bir alan olarak diğer bölgelerden ayrılır. Ayrıca deniz yüzeyinin 0.5 m ile 1.2 m kadar üzerinde bulunan ve vermetidid fosillerinden elde edilen sonuçlara göre M.S. 2. yy ile günümüzden 1815 ile 1545 yıl önceki aralığında (Kelletat ve Kayan, 1983) deniz seviyesinde olduğu bilinen dalga aşındırma düzlükleri de bu bölgenin batısında (İncekum) bulunmaktadır.

- İskenderun Körfezi'nin güney ve kuzeyi ile sınırlı IV. Bölge'de bulunan iki değişik nesile ait yalıtışlarının deniz seviyesinde olanları M.S. 4-7 yy arasındaki bir deniz seviyesi sabitlenmesine tanıklık etmektedir.

- V. Bölge'de yalıtışları gözlenmemekte ancak 2 ayrı deniz seviyesine ait dalga oyukları güncel deniz seviyesinin 2-3 m ile 0.8 m kadar üzerinde bulunmaktadır. Pirazzoli vd., (1991)'ye göre bunlardan en üstte olanı günümüzden 2500 ± 100 yıl önce, daha aşağıda olanı ise M.S. 5-6 yy'da bugünkü konumlarına yükselmişlerdir.

Çalışmamızın konusunu oluşturan Türkiye'nin tüm Akdeniz kıyısına mekan boyutunda genel olarak bakıldığı zaman batıdan doğuya doğru gidildikçe aynı dönemin deniz seviyesine ait olduğu tespit edilmiş yalıtış ve/veya dalga aşındırma düzlüklerinin adeta bir basamak gibi değişik seviyelerde buldukları gözlenmektedir (Şekil 1, Çizelge 3). Bu görüntünün zaman boyutunda ise toplam 4 değişik deniz seviyesinden bahsetmek mümkündür:

Kesin yaşı bilinmemekle birlikte (?Orta Holosen) en eski deniz seviyesi -3 m (±0.5 m) civarında bulunan yalıtışları tarafından temsil edilir. Çizelge 3'de dikdörtgen ile işaretlenmiş olan bu döneme ait yalıtışları II. ve III. Bölge'de bulunmaktadır. Bir olasılıkla I. Bölge'de daha da derinde gözlenen yalıtış seviyesi de bu dönemde oluşmuştur.

Deniz seviyesinin ikinci defa durağan hale geldiği bir diğer zaman diliminde oluşan yalıtışları da bugün denizin -2 m (±0.5 m) kadar altında bulunmaktadır. Kemer'de elde ettiğimiz ¹⁴C yaş sonuçlarına göre bu yalıtışları M.Ö. 5-7 yy civarında oluşmuşlardır. Diğer alanlardaki aynı derinlikteki yalıtışlarının da bu döneme ait olma olasılıkları yüksektir (Çizelge 3). Bunun yanı sıra V. Bölge'de yine bu zaman aralığına ait (Pirazzoli vd., 1991) dalga oygu izleri 2 m ile 3 m kadar bugünkü deniz yüzeyinin üstünde bulunmaktadır.

Üçüncü deniz seviyesi sabitlenmesi ve bunun sonucu olarak bugün II. Bölge'deki Kemer'de olduğu gibi -0.4 m (±0.5 m) derinlikte bulunan yalıtışlarının oluşumu M.S. 4-6. yy'lar arasında gerçekleşmiştir. IV. Bölge'deki Gözcüler'de yine aynı seviyede gözlenen yalıtışlarından elde ettiğimiz yaş bulguları da yine aynı zaman aralığını vermektedir. Bugün I. Bölge'de deniz altında kalmış kimi Roma dönemi sonrası yapıları ile II. Bölge'de -0.5 m ile -1.2 m deniz altında bulunan yalıtışları ve V. Bölge'de 0.8 m deniz üstünde bulunan dalga aşındırma oyuğunun da M.S. 4-6 yy'lar arasında bugünkü konumlarına geldikleri bilinmektedir.

Gözlemlerimiz Türkiye'nin Akdeniz kıyılarındaki deniz seviyesinin bugünkü konumuna (dördüncü deniz seviyesi sabitlenmesi) en geç Selçuklu (M.S. 12 yy) ve hatta olasılıkla Erken Bizans döneminden sonra

(M.S. 4-7 yy) ulaştığını göstermektedir. Bu tarihten beri de deniz seviyesinde önemli bir değişiklik olduğuna dair bir veriye rastlanmamıştır.

Küresel ölçekli deniz seviyesi değişimlerinin bir çok nedeni olup konu Lambeck (2005)'de detaylı olarak ele alınmıştır. Kısaca söylemek gerekirse çalışma konusunu ilgilendiren zaman boyutunda deniz seviyesini en hızlı şekilde değiştirebilecek etmenlerin başında buzulların erimesi (glasyo-östatik) ve yerel tektonizma gelmektedir. Son Buzul Çağı (günümüzden 21000 yıl kadar önce) sırasında günümüze kıyasla 3 kat daha fazla buzulun bulunduğu ve Holosen'de başlayan ısınmanın etkisi ile buzulların çok hızlı bir şekilde erimeye başlayarak deniz seviyesini günümüzden 6000 sene kadar önce 120 m yükselterek tektonik olarak aktif olmayan bölgelerde takriben bugünkü seviyesine getirdiği genelde kabul gören bir yaklaşımdır. Buna karşın buzullardaki erimenin etkisinin çok daha fazla olduğunu savunan kimi araştırmacılar (Lambeck ve Purcell, 2005) deniz seviyesi değişimlerinin glasyo-östatik etkisinin hala devam ettiğini öne sürmektedirler. Tektonik etkinin olmadığı kabul edildiği takdirde Lambeck ve Purcell (2005) modeli Türkiye'nin güney sahillerinde son 2000 senede 40 cm, son 6000 senede ise 2-3 m'yi bulan bir deniz seviyesi yükselimi olması gerektiğini belirtmektedir. Buna karşın çalışma alanımız boyunca gözlemlenen metre boyutundaki (-4 m ile 3 m arası) deniz seviyesi değişimlerine ait jeomorfolojik veriler glasyo-östatik etkinin hala devam ettiği varsayılabilir. Ancak kanımızca ancak yoğun bir tektonik aktivite ile açıklanabilir.

Çalışma alanı boyunca birçok yerde ve değişik seviyelerde gözlenen yalıtışları,

arkeolojik yapılar ve dalga aşındırma ve oygu izleri daha önce de belirtildiği gibi tektonik aktiviteler sonucu bugünkü konumlarına gelmişlerdir. Çalışma alanı haricinde örneğin Yunan adalarından Mikonos-Delos ve Rhene'de denizin -2.5 m kadar altında bulunan yalıtışları M.Ö. 4 yy olarak yaşlandırılmış olup benzer bir yaş aralığı (M.Ö. 659-502) Kemer'de yine benzer derinlikte bulunan yalıtışlarında da gözlenmektedir (Desruelles vd., 2006, 2009; Fouache vd., 2005b). Her iki alan da tektonik olarak farklı konumlarda bulunsalar bile anlaşıldığı kadarı ile birbirine yakın zamanlarda gelişen tektonik aktivitelere maruz kalmışlardır.

Özellikle üçüncü deniz seviyesi sabitlenmesi olarak adlandırdığımız zaman diliminde (M.S. 4-7 yy'lar arası) oluşan yalıtışları ile dalga aşındırma ve oygu izleri sadece çalışma alanımızda değil Doğu Akdeniz'in birçok kesiminde de benzer şekilde tektonik hareketlilik sonucu değişik konumlarda bulunmaktadır. Örneğin Girit adasının güneybatı kıyılarında günümüzden 1550 sene kadar önce gerçekleşen ve 9 m'yi bulan yükselmelere neden olan depremin (Thommeret vd., 1981) Akdeniz'in çeşitli kesimlerinde göçme ve yükselmelere sebep olduğu çeşitli çalışmalarda önerilmiştir (Pirazzoli, 1986; Pirazzoli vd., 1996; Morhange vd., 2006; Stiros, 2001). Bunun yanı sıra Pirazzoli vd., (1994) Yunan adalarından Cephalonia'da M.S. 350-710 yılları ile Zante'de M.S. 200-500 yılları arasında 1 m'ye yakın bir yükselme ve Levkas'da ise M.S. 500-700 yılları arasında geliştiği tahmin edilen bir çökmenin olduğundan bahsetmektedir. M.S. 4. yy'ın ortaları ile M.S. 6.yy'ın ortalarında yoğunlaşan bu "deprem fırtınası" ("*tectonic storm*", Stiros, 2001) Pirazzoli (1986) tarafından Erken Bizans Tektonik Paroksizması (EBTP: *Early Byzantine Tectonic Paroxysm*) olarak

adlandırılmıştır. Kuşadası'nın yakınında bulunan Sisam adasında 2.3 m yüksekliğinde gözlenen dalga aşındırma düzlüğü de Stiros vd., (2000) tarafından aynı döneme yaşılandırılmıştır.

EBTP dönemine atfedilen depremlerin benzerleri sadece Ege Denizi'nde değil Türkiye-Lübnan arasında kalan Levant kıyısı boyunca da gözlenmektedirler (Pirazzoli vd., 1996; Morhange vd., 2006). Türkiye sınırından 10 km kadar güneyde ve Suriye'de bulunan Güvercinkaya'da 0.6 m'de gözlenen bir dalga aşındırma düzlüğündeki vermetidid fosilinden ölçülen ^{14}C yaşı (günümüzden 1890±55 yıl önce veya M.S. 280-580) da benzer bir zaman aralığındaki tektonik hareketliliğe işaret etmektedir (Fouache ve Dalongeville, 1998). Aynı şekilde Morhange vd., (2006)'nin Lübnan sahillerindeki 0.8± 0.4 m'de bulunan dalga aşındırma yüzeylerinde tespit ettikleri günümüzden 1750-2000 yıl önceki zaman aralığı da EBTP'ya yakın bir zaman aralığına denk gelmektedir. Bir başka çalışma ise Adriyatik kıyılarının kuzeydoğusunun (Hırvatistan) Roma dönemi sonrası tektonik olarak 1.5 m göçtüğünü belirtmektedir (Antonoli vd., 2007). Kanımızca birbirinden tektonik olarak çok farklı konumlarda bulunan bu alanlarda gelişmiş depremleri karşılaştırmak doğru bir yaklaşım değildir. Ancak eldeki deprem verilerinin M.S. 4-6 yy arasında yoğunlaşması yine de ilginç bir gözlemdir.

Bu çalışma kapsamında ilk defa olarak Türkiye'nin Akdeniz kıyılarında çeşitli derinliklerde bulunan yalıtışları ^{14}C yaş tayinleri, jeomorfolojik, jeolojik ve arkeolojik veriler aracılığıyla birbirleri ile denştirilmiş ve karşılaştırılmıştır. Son 5000 yılda deniz seviyesinde meydana gelen değişimler zaman ve mekan boyutunda ortaya konmuş ve bu

değişimlerin iklimsel ve/veya glasyo-östatik olmasından ziyade tektonik kaynaklı oldukları gözlenmiştir.

EXTENDED SUMMARY

Beachrocks are early carbonate cemented shoreline sedimentary bodies which can be up to 1 m thick and several km long. Because the lithification occurs in intertidal zones and their formation requires vertical stabilization of the shoreline, they can be used in evaluating Holocene sea level change and neotectonic studies. Beachrocks are common features along the Mediterranean coast of Turkey (Figure 1). Up to 3 different generations of beachrocks at different depths can be observed between Finike and the Syrian border. In the study presented here, cements from beachrocks were extracted and two sites were ^{14}C dated (Table 1 & 2; Figures 8). A mid-Holocene to recent sea level change history is tentatively proposed (Figures 2 & 3; Table 3). According to their positions, the beachrocks and raised shorelines characterized by surf benches and notches of similar ages are geographically subdivided into 5 areas:

I- The westernmost beachrock in Finike Bay and the Roman ruins of Andriake and Batıkşehir that are becomesubmerged -1.5 m to -4 m below sea level after post-Roman earthquakes (Figure 4).

II- Three different layers of beachrocks are found between Finike and Çimtur. The uppermost beachrock indicates sea level stabilization at c. AD 400-700 (Figure 5).

III- The third area stretches from İncekum to the Karataş-Osmaniye Fault Zone. It is the only area where the central axes of the reconstructed intertidal zones have emerged. In

addition, in İncekum surf benches between 0.5 m and 1.2 m are dated as c. AD 200 and 1815 BP - 1545 BP (Kelletat & Kayan, 1983) (Figure 5 & 6).

IV- The southern and northern part of İskenderun Bay limits this area. Two generations of beachrocks, corresponding to two fossil intertidal zones are distinguished here: the first one lies between 0.3 m and -0.8 m (c. AD 400-700) and the second one between -0.7 m and -1.7 m (Figure 6).

V- Although no beachrocks are present along the Levant coast of Turkey down to the Syrian border, two emerged shorelines with erosional notches have been dated as 2500 ± 100 BP (2.9 m) and c. AD 500-600 (0.8 m) by Pirazzoli et al. (1991) (Figure 7). A less obvious third undated notch is also observed at 1.4 m.

As many as four relative sea level positions are recognized in the study area:

1. The earliest sea level (? mid-Holocene) is represented by beachrocks at -3 m (±0.5 m). They are found in Areas II & III. The beachrock in Area I is at a depth of -4 m and also probably belongs to this group (Table 3).

2. The second stabilization of the sea level occurred c. AD 500-700 and is represented by beachrocks at -2 m (±0.5 m). The raised shoreline represented by an erosional notch at 2 m and 3 m near Samandağ (Area V) also belongs to this period (Pirazzoli et al., 1991).

3. The third stabilization of the sea level and the formation of beachrocks at -0.4 m (±0.5 m) as in Kemer (Area II) dates back to c. AD 400-600. The beachrocks that developed at similar elevations in Gözcüler (Area IV) are also contemporaneous. Several Roman ruins (Area I) and notches at 0.8 m (Area V) are all known to

have been raised to their actual positions between c. AD 400-600 (Pirazzoli et al., 1991). Similarly, the surf bench at 0.5 in Area III probably developed between c. AD 200-600 (Kelletat & Kayan, 1983; Desruelles et al., 2009).

4. The sea level reached its present position at the latest after the Selchukid Era (c. AD 1200) and most probably after the Early Byzantine period (c. AD 400-700). After that no significant sea level change is observed.

Our data indicate that the major causes of sea level changes observed along the Turkish Mediterranean coast during the last 5000 years can be attributed to local tectonics rather than to climate and/or glacio-eustasy. Interestingly enough, the third sea level position, dated as c. AD 400-600, coincides well with several other tectonically controlled sea level changes reported all along the Eastern Mediterranean known as Early Byzantine Tectonic Paroxysm (Pirazzoli, 1986). Even though it is impossible to compare earthquakes that occurred in different tectonic contexts, their timing is noteworthy.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma TÜBİTAK (Proje no: 104Y261) ve Ankara Fransız Büyükelçiliği aracılığı ile Fransız Dışişleri Bakanlığı MALRHO programı ve tarafından desteklenmiştir. İncekesitler ve mikroskop çalışmaları Université des Sciences et Technologies-CNRS, Villeneuve d'Ascq, Fransa'da gerçekleştirilmiştir. Deniz suyu ve tatlı su analizlerini yapan Dr. Marc Massault (Université Paris-Sud, Fransa) ve bunları yorumlamamıza yardım eden Dr. Serdar Bayarı (Hacettepe Üniversitesi) ile bu çalışmaya yapıcı eleştirileri ile katkıda bulunan hakemler Dr.

Mustafa Karabıyıkoglu (Van 100. Yıl Üniversitesi) ve Dr. A. Evren Erginal'a (Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi) teşekkür ederiz.

DEĞİNİLEN BELGELER

Akay, E., Uysal, S., Poisson, A., Cravatte, J. & Müller, C., 1985. Antalya Neojen havzasının stratigrafisi. Türkiye Jeoloji Bülteni, 28, 2, 105-119.

Amieux, P., Bernier, P., Dalongeville, R., de Medwecki, V., 1989. Cathodoluminescence of carbonate-cemented Holocene beachrock from the Togo coastline (West Africa): an approach to early diagenesis. Sedimentary Geology, 65, 261-272.

Antonioli, F., Anzidei, M., Lambeck, K., Auriemma, R., Gaddi, D., Furlani, S., Orru, P., Solinas, E., Gaspari, A., Karinja, S., Kovacic, V. & Surace, L. 2007. Sea-level change during the Holocene in Sardinia and in the northeastern Adriatic (central Mediterranean Sea) from archaeological and geomorphological data. Quaternary Science Reviews, 26, 2463-2486.

Avşarcan, B., 1997. Yalıtış oluşumu ile ilgili kuramlar ve Türkiye kıyılarındaki yalıtışlarının bazı özellikleri. İ. Ü. Coğrafya Dergisi, 5, 259-282.

Beaudoin, R., 1954. Géologie des sables alvéolaires de l'Ancien Monde. Bulletin de la Société Géologique de France, Série 6, IV, 571-484.

Beauford, F., 1818. Karamania, or a brief description of Asia Minor and the Remains of Antiquity, R. Hunetr, London.

Bener, M., 1974. Antalya-Gazipaşa Kıyı Kesiminde Yalıtış Oluşumu. İ.Ü. Edebiyat Fak. Yayınları. No: 1758.

Bernier, P., Bonvallot, J., Dalongeville, R. & Prieur, A., 1990. Le beach-rock de Temae (Ile de Moorea-polynésie française): signification géomorphologique et processus diagénétiques. Zeitschrift für Geomorphologie N.F, 34 (4), 435-450.

Bernier, P., Guidi, J.-B. & Bottcher, M.E., 1997. Coastal progradation and very early diagenesis of ultramafic sands as a result of rubble discharge from asbestos excavations (northern Corsica, western Mediterranean). Marine Geology, 144 (13), 163-175.

Bessac, J.-C., 1988. Problems of identification and interpretation of tool marks and ancient marbles and decorative stones. In: Herz, N and Waelkens, M. (eds), Classical Marble, Geochemistry, Technology and Trade.

Bezerra, F.H.R., Amaral, R.F., Lima-Filho, F.P., Ferreira, A.V., Sena, E.S. & Diniz, R.F., 2004. Beachrock fracturing in Brazil. J. Coastal Research, 42, 169-182.

Blackman, D.J., 1982a. Ancient harbours in the Mediterranean, part 1. International Journal of Nautical Archaeology, 11(2), 79-104.

Blackman, D.J., 1982b. Ancient harbours in the Mediterranean, part 2. International Journal of Nautical Archaeology, 11(3), 185-211.

Boulton, S.J. & Robertson, A.H.F., 2007. The Miocene of the Hatay area, S Turkey: Transition from the Arabian passive margin to an underfilled foreland basin related to closure of the Southern Neotethys Ocean. Sedimentary Geology, 198 (1-2), 93-124.

- Brattström, H., 1992. Marine biological investigations in the Bahamas. Littoral zonation at three Bahamian beachrock localities. *Sarsia*, 77, 81-109.
- Bricker, O.P., 1971. Introduction: beachrock and intertidal cement. In: Bricker, O.P. (ed), *Carbonate Cements*. John Hopkins Press, Baltimore, M.D., 1-3.
- Bürger, D., 1990. The travertine complex of Antalya Southwest Turkey. *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementary Bulletin*, 77, 25-46.
- Cayeux, L., 1914. Les déplacements de la mer à l'époque historique. *Revue scientifique*, 19, 577-586.
- Chivas, A., Chappell, J., Polach, H., Pillans, B. & Flood, P., 1986. Radiocarbon evidence for the timing and rate of island development, beach-rock formation and phosphatization at Lady Elliot Island, Queensland, Australia. *Marine Geology*, 69, 273-287.
- Çiner, A., Karabıyıköğlü, M., Monod, O., Deynoux, M. & Tuzcu, S., 2008. Late Cenozoic sedimentary evolution of the Antalya Basin, Southern Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17, 1-42.
- Cloud Jr., P.E., 1952. Preliminary report on geology and marine environments of Onotoa Atoll, Gilbert Islands. *Atoll Res. Bull.*, 12, 1-73.
- Cooper, J.A.G., 1991. Beachrock formation in low latitudes: implications for coastal evolutionary models. *Marine Geology*, 98 (1), 145-154.
- Dalongeville, R. & Sanlaville, P., 1979. Rivages holocènes de la Turquie méridionale. *Bulletin du Laboratoire Rhodanien de Géomorphologie*, 4-5, 5-15.
- Dalongeville, R. & Sanlaville, P., 1984. Essai de synthèse sur le beach-rock. In: *Le beach-rock, actes du colloque de Lyon*. Travaux de la Maison de l'Orient, 8, De Boccard, Paris, 161-167.
- Desruelles, S., Fouache, E., Dalongeville, R., Çiner, A., Pavlopoulos, K., Koşun, E., Coquinot, Y. & Potdevin, J.-L., 2006. New data on the sea level rise since the mid-Holocene in the East Mediterranean (Greece and Turkey): the submerged beachrock lines. *Colloque SEALAIX'06*. Sea level changes: Records, Processes and Modeling, CEREGE, Giens (France), 25-29 septembre 2006.
- Desruelles, S., Fouache, E., Çiner, A., Dalongeville, R., Pavlopoulos, K., Koşun, E., Coquinot, Y. & Potdevin, J.L., 2009. Beachrocks and sea level changes since Mid-Holocene: Comparison between the insular group of Mykonos-Delos-Rhenia (Cyclades, Greece) and the southern coast of Turkey. *Global and Planetary Change*, 66, 19-33.
- Deynoux, M., Çiner, A., Monod, O., Karabıyıköğlü, M., Manatschal, G. & Tuzcu, S., 2005. Facies architecture and depositional evolution of alluvial fan to fan-delta complexes in the tectonically active Miocene Köprüçay Basin, Isparta Angle, Turkey, in: Kelling, G., Robertson, A.H.F., van Buchem, F. (Eds.), *Cenozoic Sedimentary Basins of South Central Turkey*. *Sedimentary Geology*, 173, 1.4, 315-343.

- Dunham, R.J., 1970. Keystone vugs in carbonate beach deposits. Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol., 45, 845s.
- Easton, W.H., 1974. An unusual inclusion in beachrock. J. Sediment. Petrol. 44, 693-694.
- Emery, K.O., Tracey, J.I.J. & Ladd, H.S.A., 1954. Geology of Bikini and nearby atolls. U.S. Geological Survey Prof. Pap. 260 (260A), 265.
- Erinç, S., 2001. "Jeomorfoloji II" (Güncelleştirilenler T.A. Ertek & C. Güneysu), DER Yay., İstanbul.
- Erol, O., 1963. Observations on Anatolian coastline changes during the Holocene. Coğrafya Araştırmaları Dergisi, 2, 89-102.
- Erol, O., 1971. Gelibolu Yarımadasında Yalıtış Teşekkülleri. Ankara Üniversitesi Coğrafya Araştırma Dergisi, 3-4, 1-12.
- Erol, O., 1983. Historical changes on the coastline of Turkey. In: C.F.E. Bird & P. Fabbri (eds). Coastal Problems in the Mediterranean Sea, Proc. Symp. Venice, 10-14 May 1982, I.G.U. Comm. on the Coastal Env., 95-108.
- Ertek, T.A., 2001. Sahilköy-Şile Arasındaki Kıyılarda Genç Tektonik Hareketler ve Yalıtış Oluşumu. Türkiye Kuvaterner Çalıştayı, İTÜ Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü, İstanbul, 24-31.
- Ertek, T.A. & Erginal, A.E., 2003. "Physical properties of beachrocks on the coasts of Gelibolu Peninsula and their contribution to the Quaternary sea level changes. (Gelibolu Yarımadası kıyılarındaki yalıtışlarının fiziksel özellikleri ve Kuaterner deniz seviyesi değişimlerine katkısı). Turkish Journal of Marine Science, 9, 1, 31-49.
- Erginal, A.E., Kıyak, N.G., Bozcu, M., Ertek, A., Güngüneş, H., Sungur, A., & Türker, G., 2008. On the origin and age of the Arıburnu beachrock, Gelibolu Peninsula, Turkey. Turkish Journal Earth Sciences, 17, 803-819.
- Ertek, T.A. & Erginal, A.E., 2005. K.K.T.C. Kıyılarında Yalıtış Oluşumları. TURQUA, Türkiye Kuvaterner Sempozyumu V, 02-03 Haziran 2005, Bildiriler, İ.T.U. Avrasya Yerbilimleri Enst., İstanbul, 71-72.
- Flecker, R., Poisson, A. & Robertson, A.H.F., 2005. Facies and palaeogeographic evidence for the Miocene evolution of the Isparta Angle in its regional eastern Mediterranean context. Sedimentary Geology, 173, 1.4, 277-314.
- Flemming, N.C., 1969. Archaeological evidence for eustatic change of sea level and earth movements in the Western Mediterranean during the last 2000 years. Geological Society of America Special Paper, Boulder, 109, 125s.
- Fouache, É. & Dalongeville, R., 1998. De la nécessaire prise en compte des sédiments dans la connaissance des variations récentes de la ligne de rivage. Exemples d'Aghios Andreas (Grèce) et de Guverdjine Kaya (Syrie). Géomorphologie: relief, processus, environnement, 2, 131-140.
- Fouache, É., Sibella, P. & Dalongeville, R., 1999. Holocene variations of the shoreline between Antalya and Andriake (Turkey).

International Journal of Nautical Archaeology, 28(4), 305-318.

- Fouache, É., Sibella, P. & Dalongeville, R., 2005a. Harbours and Holocene variations of the shoreline between Andriake and Alanya (Turkey). *Méditerranée*, 104, 1.2, 87-94.
- Fouache, E., Desruelles, S., Pavlopoulos, K., Dalongeville, R., Coquinot, Y., Peulvast, J.-P. & Potdevin, J.-L., 2005b. Beachrocks as indicators of Late Holocene sea-level rise in Mykonos, Delos and Rhenia Islands (Cyclades, Greece). *Zeitschrift für Geomorphologie. Supplementary volume*, 137, 37-43.
- Frankel, E., 1968. Rate of formation of beach rock. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 4, 439-440.
- Ginsburg, R.N., 1953. Beach rock in South Florida. *Journal of Sedimentary Petrology*, 23, 85-92.
- Gischler, E. & Lomando, A.J., 1997. Holocene cemented beach deposits in Belize. *Sedimentary Geology*, 110(3-4), 277-297.
- Goudie, A. 1966. A preliminary examination of the beach conglomerates of Arsuz, South Turkey. *Geographical Articles, Geogr. Depart. Cambridge University* 6, 6-9.
- Hanor, J.S., 1978. Precipitation of beachrock cements: mixing of marine and meteoric waters vs. CO₂ degassing. *Journal of Sedimentary Petrology*, 48, 489-501.
- Heckel, P.H., 1983. Diagenetic model for carbonates rocks in Midcontinent Pennsylvanian eustatic cyclothems. *Journal of Sedimentary Petrology*, 53, 3, 733-759.
- Hopley, D. 1986. Beachrock as a sea-level indicator. In: D. van de Plassche (ed), *Sea Level Research: a manual for the collection and evaluation of data*, Geo Books, Norwich, 157-173.
- Hughen, K.A., Baillie, M.G.L., Bard, E., Beck, A.J.W., Bertrand, C.J.H., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G.S., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Kromer, B., McCormac, G., Manning, S., Bronk Ramsey, C., Reimer, P.J., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., van der Plicht & J., Weyhenmeyer, C.E., 2004. MARINE04 marine Radiocarbon age calibration 26-0 ka BP. *Radiocarbon*, 46, 1059-1086.
- İnandık, H., 1971. *Deniz ve Kıyı Coğrafyası. I. Ü. Coğrafya Enst. Yayın.*, 47.
- Karabıykoğlu, M., Çiner, A., Monod, O., Deynoux, M., Tuzcu, S. & Örcen, S., 2000. Tectono-sedimentary evolution of the Miocene Manavgat Basin, Western Taurids, Turkey, in: Bozkurt, E., Winchester, J.A., Piper, J.A.D. (Eds.), *Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area*. Geological Society of London Special Publication, 173, 271-294.
- Kayan, İ., 1988. Late Holocene sea-level changes on the Western Anatolian coast. In: *Quaternary Coastal Changes*. P.A. Pirazzoli, & D.B. Scott (eds.). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 68, 205-218.
- Kayan, İ. 1993. Kuvaterner çalışmalarına İznik Gölü örneği. *Türkiye Kuvaterneri, İTÜ, Maden Fak. Jeoloji Mük.Böl. TÜBİTAK-GloteK*, 8-11.

- Kelletat, D., 1975. Eine eustatische Kurve für das jüngere Holozän, konstruiert nach Zeugnissen früherer Meeresspiegelstände im östlichen Mittelmeergebiet. *Neue Jahrbücher für Geologie und Paläontologie*, 6, 360-374.
- Kelletat, D., 2006. Beachrock as sea-level indicator? Remarks from a geomorphological point of view. *J. Coastal Research*. 22 (6), 1555-1564.
- Kelletat, D. & Kayan, İ., 1983. Alanya batısındaki kıyılarda ilk 14C tarihlendirmelerinin ışığında Geç Holosen tektonik hareketleri. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 26, 83-87.
- Kneale, D. & Viles, H.A., 2000. Beach cement: incipient CaCO₃ cemented beachrock development in the upper intertidal zone, North Uist, Scotland. *Sedimentary Geology*, 132, 165-170.
- Koşun, E., Sarıgül, A., ve Varol, B. 2005. Antalya Tufalarının Litofasiyes Özellikleri. *MTA Dergisi*, 130, 57-70.
- Laborel, J. & Laborel-Deguen, F., 1994. Biological indicators of relative sea-level variations and co-seismic displacements in the Mediterranean region. *J. Coastal Research*, 10, 395-415.
- Lambeck, K., 2005. External Geophysics, climate and environment (Climate). Sea-level change through the last glacial cycle: geophysical, glaciological and palaeogeographic consequences. *C. R. Geoscience*, 336 (2004) 677-689
- Lambeck, K., 2002. Sea level change from mid Holocene to Recent time: an Australian example with global implications. In: *Ice Sheets, Sea Level and the Dynamic Earth*, Geodynamics Series, 29. American Geophysical Union, Washington, DC, 33-50.
- Lambeck, K. & Purcell, A., 2005. Sea level change in the Mediterranean Sea since the LGM: model predictions for tectonically stable areas. *Quaternary Science Reviews*, 24, 1969-1988.
- Longman, M. W., 1980. Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments. *Bulletin of the American Assoc. of Petroleum Geologists*, 64, 461-487.
- Mater, B, Turoğlu, H., Uludağ, M., Yıldırım, C. & Cürebal, I., 2001. Manyas ve Uluabat Göllerinin Kuaternerdeki Evrimi ve Sonuçları: I.Ü. Araştırma Fonu Proje No:1186/070998, İstanbul.
- Matthews, R.K., 1971. Diagenetic environments of possible importance to the exploration of cementation fabric in subaerially exposed carbonate sediments. In: Bricker, O.P. (Ed.), *Carbonate Cements*. Johns Hopkins Press, Baltimore, 127-132.
- Maxwell, W.G.H., 1962. Lithification of carbonate sediments in the Heron Island Reef, Great Barrier Reef. *J. Geol. Soc. Aust.*, 8, 217-238.
- Meriç, E., Yanko, V. & Avşar, N., 1995. İzmit Körfezi (Hersek Burnu-Kaba Burnu) Kuvaterner istifinin foraminifer faunası. İzmit Körfezi Kuvaterner istifi (Ed. E. Meriç), 105-151.
- Meyers, J.H., 1987. Marine vadose cementation by cryptocrystalline magnesian calcite -

- Maui, Hawaii. *J. Sedimentary Petrology*, 57, 558-570.
- Milliman, J.D. 1974. *Marine Carbonates*. Springer-Verlag, Berlin, 375s.
- Moore, C.H., 1973. Intertidal carbonate cementation Grand Cayman, West Indies. *J. Sedimentary Petrology* 43, 591-602.
- Morhange, C., Pirazzoli, P.A., Marriner, N., Montaggioni, L. & Nammour, T., 2006. Late Holocene relative sea-level changes in Lebanon, Eastern Mediterranean. *Marine Geology*, 230, 99-114.
- Nakada, M. & Lambeck, K., 1988. The melting history of the late Pleistocene Antarctic ice sheet. *Nature*, 333, 36-40.
- Négris, P., 1903. Régression et transgression de la mer depuis l'époque glaciaire jusqu'à nos jours. *Revue Universitaire des Mines*, 3, 249-281.
- Nesteroff, W.D., 1956. Le substratum organique dans les dépôts calcaires; sa signification. *Bull. Soc. Geol. France*, 6, 381-389.
- Neumeier, U., 1998. Le rôle de l'activité microbienne dans la cimentation précoce des beachrocks (sédiments intertidaux). *Terra environ.*, 12, 1-183.
- Neumeier, U., 1999. Experimental modelling of beachrock cementation under microbial influence. *Sedimentary Geology*, 126 (1-4), 35-46.
- Okay, A. & Özgül, N., 1984. HP-LT metamorphism and the structure of Alanya Massif, in: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (Eds.), *The geological evolution of the Eastern Mediterranean*. Geological Society of London Special Publication, 17, 429-440.
- Pentecost, A. & Riding, R., 1986. Calcification in cyanobacteria. In: Riding, R. (Ed.), *Biom mineralization in Lower Plants and Animals*.
- Pirazzoli, P.A., 1986. The Early Byzantine Tectonic Paroxysm. *Z. Geomorphol.*, Suppl.bd, 62, 31-49.
- Pirazzoli, P.A. Laborel, P. J., Saliege, J.F., Erol, O., Kayan, İ. & Person, A., 1991. Holocene raised shorelines on the Hatay coasts (Turkey): Palaeoecological and tectonic implications, *Marine Geology*, 96, 295-311.
- Pirazzoli, P.A., Stiros, S.C., Laborel, J., Laborel-Deguen, F., Arnold, M., Papageorgiou, S. & Morhange, C., 1994. Late Holocene shoreline changes related to palaeoseismic events in the Ionian Islands (Greece). *Holocene*, 4, 397-405.
- Pirazzoli, P. A., Laborel, J. & Stiros, S. C., 1996. Earthquake clustering in the Eastern Mediterranean during historical times. *J. Geophys. Research*, 101 (B3), 6083-6097.
- Pirazzoli, P.A., 2005. A review of possible eustatic, isostatic and tectonic contributions in eight late-Holocene relative sea level histories from the Mediterranean area. *Quaternary Science Reviews*, 24, 18-19, 1989-2001.
- Poisson, A. 1977. *Recherches géologiques dans les Taurides occidentales (Turquie)*. Ph.D. thesis, Université Paris Sud-Orsay, 795s (yayınlanmamış).
- Poisson, A., Wernli, R., Sağular, E.K. & Temiz, H., 2003. New data concerning the age of the Aksu Thrust in the south of the Aksu valley, Isparta Angle (SW Turkey):

- consequences for the Antalya Basin and the Eastern Mediterranean. *Geological Journal*, 38, 311-327.
- Purser, B.H., 1980. Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents, tome 1. Editions Technip, Paris, 366 s.
- Rey, D., Rubio, B., Bernabeu, A.M. & Vilas, F., 2004. Formation, exposure, and evolution of a high-latitude beachrock in the intertidal zone of the Corrubedo complex (Ria de Arousa, Galicia, NW Spain). *Sedimentary Geology* 169 (1-2), 93-105.
- Robertson, A.H.F., 2000. Mesozoic-Tertiary tectonic-sedimentary evolution of a south Tethyan oceanic basin and its margins in southern Turkey, in: Bozkurt, E., Winchester, J.A., Piper, J.A.D. (Eds.), *Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area*. Geological Society of London Special Publication, 173, 97-138.
- Russell, R.J., 1959. Caribbean beach rock observation. *Zeitschrift für Geomorphol.*, 3, 227-236.
- Şafak, Ü., Kelling, G., Gökçen, N. & Gürbüz, K., 2005. The mid-Cenozoic succession and evolution of the Mut Basin, southern Turkey, and its regional significance. *Sedimentary Geology*, 173 (1-4), 121-150.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö. & Kuşçu, İ., 1992. Türkiye diri fay haritası. MTA yayını, Ankara
- Sanlaville, P., 1977. Étude géomorphologique de la région littorale du Liban. Thèse doctorat d'État, Université de Brest, Publ. Univ. Libanaise, Beyrouth, 2, 859 s.
- Sanlaville, P., Dalongeville, R., Bernier, P. & Evin, J., 1997. The Syrian coast: a model of Holocene coastal evolution. *J. Coastal Research*, 13 (2), 385-396.
- Schmalz, R.F., 1971. Formation of beachrock at Eniwetok Atoll. In: Bricker, O.P. (Ed.), *Carbonate Cements*. Johns Hopkins Press, Baltimore, 17-24.
- Spratt, T. & Forbes, E., 1847. *Travels in Lycia, Milas and the Cibyratis*, II-John van Voorst, Paternoster Row, London.
- Stiros, S.C., 2001. The AD 365 Crete earthquake and possible seismic clustering during the fourth to sixth centuries in the Eastern Mediterranean: a review of historical and archaeological data. *J. Structural Geology*, 23, 545-562.
- Stiros, S.C., Laborel, J., Laborel-Deguen, F., Papageorgiou, S. Evin, J. & Pirazzoli P.A., 2000. Seismic coastal uplift in a region of subsidence: Holocene raised shorelines of Samos Island, Aegean Sea, Greece, *Marine Geology*, 170, 41-58.
- Taillefer, F., 1964. Morphologie littorale et grès de plage à Viranşehir près de Mersin (Turquie). *Revue géographique de l'Est*, 4, 393-398.
- Thommeret, Y., Thommeret, J., Laborel, J., Montaggioni, L. F. & Pirazzoli, P. A., 1981. Late Holocene shoreline changes and seismo-tectonic displacements in Western Crete (Greece): *Zeitschr. f. Geomorph.*, N.F, Suppl. Bd., 40, 127-149.
- Vieira, M.M. & Ros, L.F.D., 2007. Cementation patterns and genetic implications of Holocene beachrocks from northeastern Brazil. *Sedimentary Geology*, 192 (3-4), 207-230.

- Vousdoukas, M.I., Velegrakis, A.F. & Plomaritis, T.A., 2007. Beachrock occurrence, characteristics, formation mechanisms and impacts. *Earth Science Review.*, 85, 23-46.
- Webb, G.E., Jell, J.S., Baker, J.C., 1999. Cryptic intertidal microbialites in beachrock, Heron Island, Great Barrier Reef: implications for the origin of microcrystalline beachrock cement. *Sedimentary Geology*, 126, 317-334.
- Yaltırak, C., Sakıncı, M., Aksu, A.E., Hiscott, R.N., Galleb, B., Ülgen, U.B., 2002. Late Pleistocene uplift history along the outwestern Marmara Sea determined from raised coastal deposits and global sea-level variations. *Marine Geology*, 190 (1-2), 283-305.
- Yetiş, C., Kelling, G., Gökçen, S.L. & Baroz, F., 1995. A revised stratigraphic frame for later Cenezoic sequences in the northeastern Mediterranean region. *Geologische Rundschau*, 84, 794-812.
-
- Makale Geliş Tarihi : 18 Haziran 2009
Kabul Tarihi : 22 Eylül 2009
- Received* : June 18, 2009
Accepted : September 22, 2009



Gülbahçe Körfezindeki hidrotermal aktivitenin yüksek ayrımlıklı sığ sismik ve palinolojik çalışmalar ile belirlenmesi

High-resolution shallow seismic and palynological studies in determining hydrothermal activity in Gülbahçe Bay

Bade PEKÇETİNÖZ¹, Mine Sezgül KAYSERİ², Mustafa EFTELİOĞLU¹ ve Erdeniz ÖZEL¹

¹ Dokuz Eylül Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü, 35340, İnciraltı-İZMİR
(bade.pekcetinoz@ogr.deu.edu.tr)

² Dokuz Eylül Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 35160 Buca-İZMİR

ÖZ

Gülbahçe Körfezi çevresindeki karasal alanlarda termal sıcak su kaynakları bilinmektedir. Bu çalışmanın temel amacını, bu sıcak su kaynaklarının Gülbahçe Körfezi içindeki varlığının sorgulanması oluşturmaktadır. Bu amaçla jeotermal aktivitenin yüksek olduğu bölgenin tespit edilebilmesi için yüksek ayrımlı sığ sismik yöntemi (3.5 kHz) ile birlikte palinolojik analizler için 14 noktada gravite tipi sediman örnekleyicisi ile örnek alımı gerçekleştirilmiştir. Örnekleme noktalarından elde edilen palinolojik bulgular, termal ortam koşullarının belirlenebilmesi ve ortamın termal özelliklerinin değişkenliği nedeni ile, çalışma alanı dışındaki bir ‘Referans Örneği’ ile karşılaştırılmıştır.

Körfez’de gerçekleştirilen sismik çalışmada, deniz tabanı üzerinde gözlenen taban yükseltilerinin, sıcak su ortamlarında yaygın olarak gözlemlendiği belirtilen mercan formlarının kümelenmesi sonucunda oluştuğu düşünülmektedir. Bu yükseltilerin 16 km²’lik bir alan içinde kaldığı belirlenmiştir. Gülbahçe Körfez’inden derlenen sediman örneklerinden belirlenen palinolojik bulgulara göre, Geç Holosen dönemi için karasal ve denizel ortama ait palaeoortamsal koşullar belirlenmiştir. Gülbahçe Körfezi çevresinde yüksek topoğrafyalı alanların *Pinus*, *Castanea*, ve *Quercus*, ova alanlarının *Oleaceae*, *Ulmus*, *Cyrillaceae* ile örtülü olduğu, *Nyssa*, *Taxodiaceae* ve *Cupressaceae* bitkilerini içeren nispeten dar tatlı su bataklık alanlarının ve bu alanların arasında *Asteraceae*, *Cichorioideae*, *Greniaceae*, *Artemisia*, *Ephedraceae* ve *Chenopodiaceae* ile kaplı, fazla geniş olmayan açık alanların varlığı belirlenmiştir. Gülbahçe Körfez’inde çeşitli denizel dinoflagelat formlarının nadir varlıkları (*Lingulodinium machaerophorum*, *Cymatiosphaera globulosa*, *Spiniferites ramosus* ve *Spiniferites* spp.), Geç Holosen döneminin varlığını desteklemektedir. Ayrıca bu palynomorflara, sıcak su koşullarında çoğalan *Pseudoschizaea* düşük ve denizel mikroforaminifer astar formlarının yüksek yüzdeli eşlik etmeleri Geç

Kuvaterner döneminde körfez içerisinde sıcak su çıkışlarının varlığını düşündürmektedir. Mikroforaminifer astar ve çeşitli palinomorfların üzerinde gözlenen demir oksit oluşumlarının, körfez içindeki termal aktiviteye bağlı olduğu söylenebilir. Bu çalışmada tanımlanan palinofloraya göre, bölgede nemli ve sıcak iklim koşullarının varlığından söz edilebilir. Ayrıca, Gülbahçe Geç Holosen palinomorf topluluğuna “coexistence approach” analizi uygulanmış ve sayısal iklimsel değerler elde edilmiştir. Bu değerler, Türkiye’de bazı Holosen palinofloralara ait değerler ile karşılaştırılmıştır.

Anahtar Kelimeler: İzmir Körfezi, Gülbahçe Körfezi, Hidrotermal, Palinoloji, Paleoekoloji, Mercan

ABSTRACT

Thermal hot waters are known in the terrestrial areas in the vicinity of Gülbahçe Bay. The main target of this study is to examine the presence of these hot water sources. A high-resolution shallow seismic study (3.5 kHz) was used to determine the high potential hydrothermal area in Gülbahçe Bay and sediment samples were collected by gravity corer at 14 points for palynological analysis. The palynological findings obtained from these core samples were confronted with a ‘Reference sample’, which came from outside the study area and is thought to be able to change with the thermal features of environment.

. Concerning the seismic profiles obtained from Gülbahçe Bay, it has been suggested that the highs on the sea bottom were formed from clustered corals, and this has been observed to be common in hot water conditions. In the bay these highs cover an area of approximately 16km². The palynological results obtained from the sediment samples in Gülbahçe Bay determined terrestrial and marine paleoenvironmental conditions for the Late Holocene period. High palaeotopographic and lowland areas surrounding the Gülbahçe Bay are covered by Pinus, Castanea, Quercus and Oleaceae, Ulmus, and Cyrillaceae. Nyssa, Taxodiaceae and Cupressaceae are grown in the narrow areas of freshwater marsh, and between these areas there are constricted open vegetation areas which are characterized by Asteraceae, Cichorioideae, Greniaceae, Artemisia, Ephedraceae and Chenopodiaceae. Due to the rare presence of the some dinoflagellat cyst (Lingulodinium machaerophorum, Cymatiosphaera globulosa, Spiniferites ramosus and Spiniferites spp.), the Late Holocene period dating is supported. Additionally, these palynomorphs are accompanied by Pseudoschizaea (seldom) and microforaminiferal test (abundantly), and this cooperation could suggest the presence of a hot water outlet in Gülbahçe Bay during the Late Holocene period.

It can be said that the iron oxide that formed on the microforaminiferal test and various palynomorphs is related to the thermal activity in Gülbahçe Bay. According to the palynoflora defined in this study, there could have been humid and hot palaeoclimatic conditions in the study area. Additionally, the “coexistence approach” analysis was used on the palynoflora of the Late Holocene, and numerical palaeoclimatic values were obtained. These results are compared with results from some palynoflora of the Late Holocene.

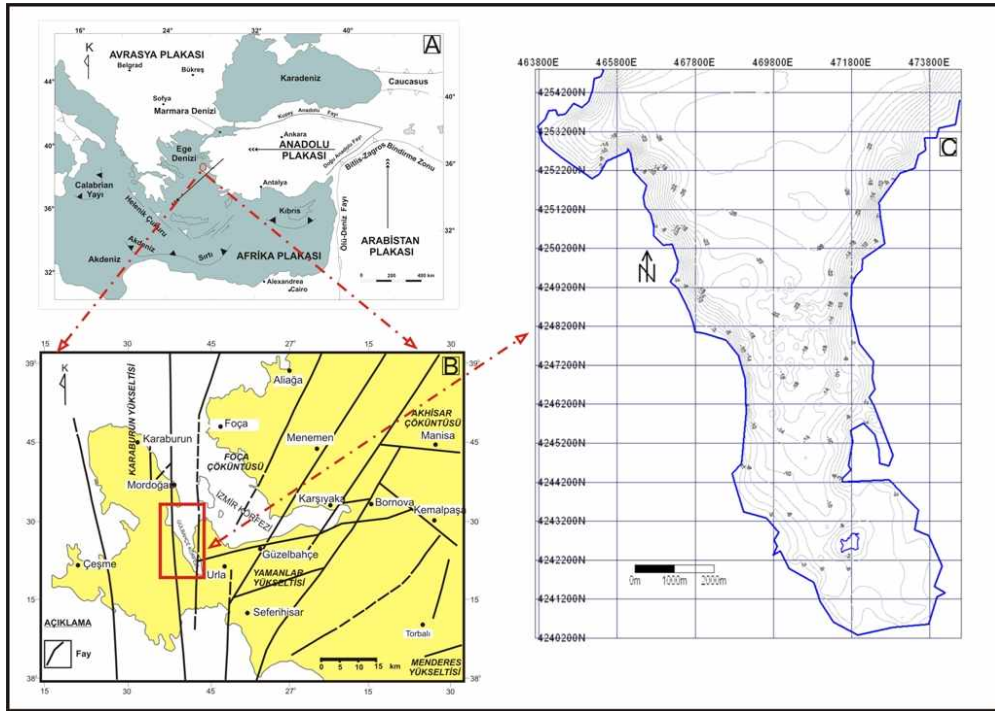
Key Words: İzmir Bay, Gülbahçe Bay, Hydrothermal, Palynology, Paleoecology, Coral

GİRİŞ

Batı Anadolu'nun neotektonik aktivitesi Avrasya plakasına karşı Arabistan plakasının kuzeye doğru olan hareketiyle ilişkilidir. Anadolu plakası sismik olarak aktif zonlar arasında çok sayıdaki sıcak çıkışlarla pek çok küçük parçadan oluşmaktadır (Şekil 1A) (McKenzie, 1972; Şengör, 1976; Dewey ve Şengör, 1979). Batı Anadolu, gerek horst–graben yapılarının varlığı gerekse de aktif volkanizma'nın etkisinden dolayı, jeotermal ve hidrotermal aktivitelerin varlığı konusunda farklı bir konuma sahiptir.

İzmir Körfezi'nin batısında K–G doğrultulu bir iç körfez özelliğinde olan Gülbahçe Körfezi,

coğrafi olarak İzmir Körfezinin bir iç Körfezi konumunda olup yaklaşık 17 km uzunlukta; kuzeyde yaklaşık 11 km, güneye doğru 6.5 km genişliktedir. Körfezin en derin yeri yaklaşık 35 m civarındadır (Şekil 1B, 1C). Gülbahçe Körfezi, tektonik olarak Miyosen öncesi Ege'de egemen kuzey–güney (KG) yönlü sıkışma sonucu oluşmuş olup, orta doğu Ege çöküntüsünü oluşturan ve batıdan doğuya doğru genelleştirilmiş sıra ile Karaburun yükseltisi, Foça çöküntüsü, Yamanlar yükseltisi, Akhisar çöküntüsü ve Menderes yükseltisi çizgisel basamaklarından Karaburun yükseltisi ile Foça çöküntüsü arasındaki yapısal eşiği oluşturmaktadır (Şekil 1C) (Kaya, 1979).

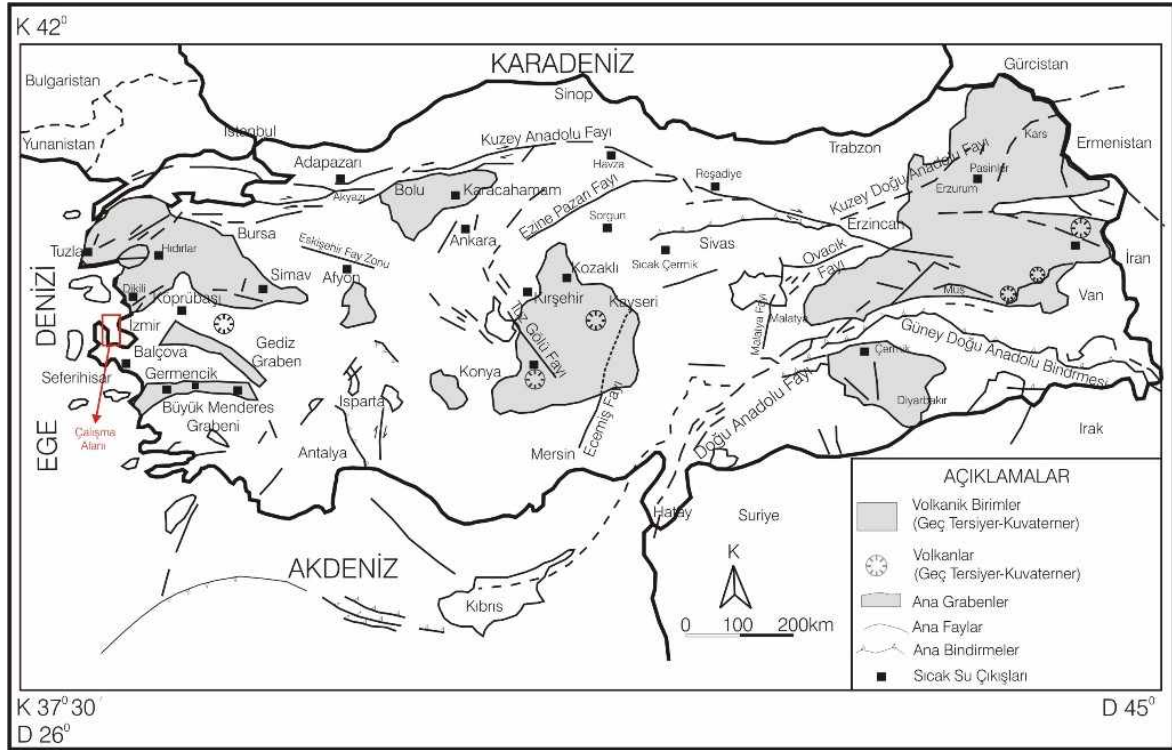


Şekil 1. (A) Türkiye'nin aktif tektonik haritası (Okay ve diğ., 2000), (B) Doğu Ege Çöküntüsü'nün Yapısal-Statigrafik Basamakları (Kaya, 1979), (C) Gülbahçe Körfezi'nin Batimetri (Derinlik) Haritası.

Figure 1. (A) The active tectonic map of Turkey (Okay et al., 2000), (B) Structural–stratigraphic segment of the Middle Eastern Aegean depression (Kaya, 1979), (C) The bathymetry map of Gülbahçe Bay.

Batı Anadolu graben sisteminin bir parçası olan İzmir ve çevresi tektonik açıdan oldukça aktif olup, jeotermal potansiyeli yüksek olan bir bölgedir. İzmir Körfezini çevreleyen kara parçası ve özellikle Karaburun yarımadası üzerindeki birçok yerde sıcak su çıkışları bulunmaktadır (Şekil 2). İzmir Körfezinin batı kesiminde yer alan Gülbahçe Körfezi çevresi mevcut konumuyla bir sıcak su kaynak alanıdır. Yapılan çeşitli karasal araştırmalar, termal alanda depolanma havzası olan rezervuarların denize doğru kalınlaştığını ortaya koymaktadır. Bu nedenle İzmir Körfezi ve İç körfezlerin termal potansiyelinin araştırılması önem kazanmaktadır. Karadeniz, Marmara ve Ege denizinde jeofizik ve palinolojik bulguların birlikte yorumlandığı

birçok çalışma yapılmıştır (Mudie ve diğ., 2004; Aksu ve diğ., 2002). Bu çalışmalarda palinolojik bulgulara dayalı olarak ayrıntılı ortamsal yorumlamalar gerçekleştirilmiştir. Son 20 yıldır Gülbahçe Körfezi'nin kara kısmında yapılmış genel jeolojisi, hidrojeolojisi ve özellikle de jeotermal etkinliğine ilişkin çok sayıda çalışma yapılmış olmasına karşın, (Eşder ve Şimşek, 1975, 1977; Filiz, 1982; Yılmaz, 1984; Canbolat, 1986; Eşder, 1990; Filiz ve Tarcan, 1993; Eşder ve diğ., 1995; Filiz ve diğ., 1997; Conrad ve diğ., 1997; Tarcan ve diğ., 1999; Yılmaz, 2001) sıcak su çıkışlarının belirlendiği körfezin içinden jeofizik ve palinolojik bulgulara dayalı bir çalışma gerçekleştirilmemiştir.



Şekil 2. Türkiye'nin tektonik ve jeotermal aktivitesi (Şimşek ve Yıldırım, 2000).

Figure 2. The tectonic and geothermal activity of Turkey (Şimşek and Yıldırım, 2000).

Doğu Akdeniz havzalarında gerçekleştirilmiş Geç Kuvaterner dönemine ait palinolojik çalışmalar, son buzul dönemi sonrasındaki bitki örtüsünün gelişimini anlamamıza yardımcı olmaktadır. Kuzey yarı kürede yüksek enlemlerde gözlenen buzul dönemlerinin, düşük enlemlerdeki pluvial (özellikle pleistosen dönemi için gerçekleşen, uzun bir zaman aralığında ve çok yağışlı bir dönem) dönemlerle ilişkili olduğunu göz önünde bulundurmak gerekmektedir. Yaklaşık 10.500 yıl önce, yakın doğuda geniş alanların *Artemisia* ve *Chenopodiaceae* bitkileri ile kaplanması ve odunsu arboreal polenlerin (AP) birçok palinospektarda düşük yüzdeleri olarak kayıt edilmesi, soğuk ve kurak iklim koşullarının sonucu olarak yorumlanmaktadır (van Zeist ve Bottema 1988, 1991). Bu iklim dönemi, ormanların yayılabildiği sıcak ve nemli iklim koşullarının gözlemlendiği Erken Buzul ve Geç Buzul sonrası zamanlara kadar devam etmiştir (Atalay, 1992). Ayrıca, Doğu Akdeniz bölgesinde AP yüzde bolluklarından elde edilen değerlendirmelerde, ormanların gelişme miktarı, kompozisyonu ve oranında belirgin farklılıklar vardır (van Zeist ve Bottema, 1991). Örneğin Suriye’de en yüksek AP yüzde bolluğu Geç Buzul döneminde gözlenmiş, bu yüksek AP değerleri Batı Anadolu’da Erken Holosen’de kayıt edilirken (örneğin; Abant, Yeniçağ), bu değerler Doğu Anadolu’da Orta Holosen’e kadar ulaşmamıştır (örneğin; Zeribar, Mirabad–batı İran; van Zeist ve Bottema, 1991; Roberts ve Wright, 1993).

Gülbağçe Körfezi çevresi sekiz jeolojik birimden oluşmaktadır (Şekil 3). Bu birimler sırasıyla, Jurasik–Erken Kretase İçmeler Kireçtaşı, Geç Kretase Demircili Melanjı, Neojen

Yağcılar birimi, Kızıltepe ve Gülbağçe Volkanikleri, Orta Tepe bazaltları, Kuvaterner Ballıkaya Konglomerası ve alüvyondan oluşmaktadır (Tarcan, 2001). Alandaki akifer, İçmeler Kireçtaşını; Demircili Melanjın’da ki konglomera, silisli şist, kireçtaşı ve serpantinitle; Yağcılar birimindeki konglomera, kumtaşı ve gölsel kireçtaşlarını; Gülbağçe ve Kızıltepe volkaniklerini ve son olarak alüvyonlu konglomeraları ve kumları içerir (Tarcan, 2001).

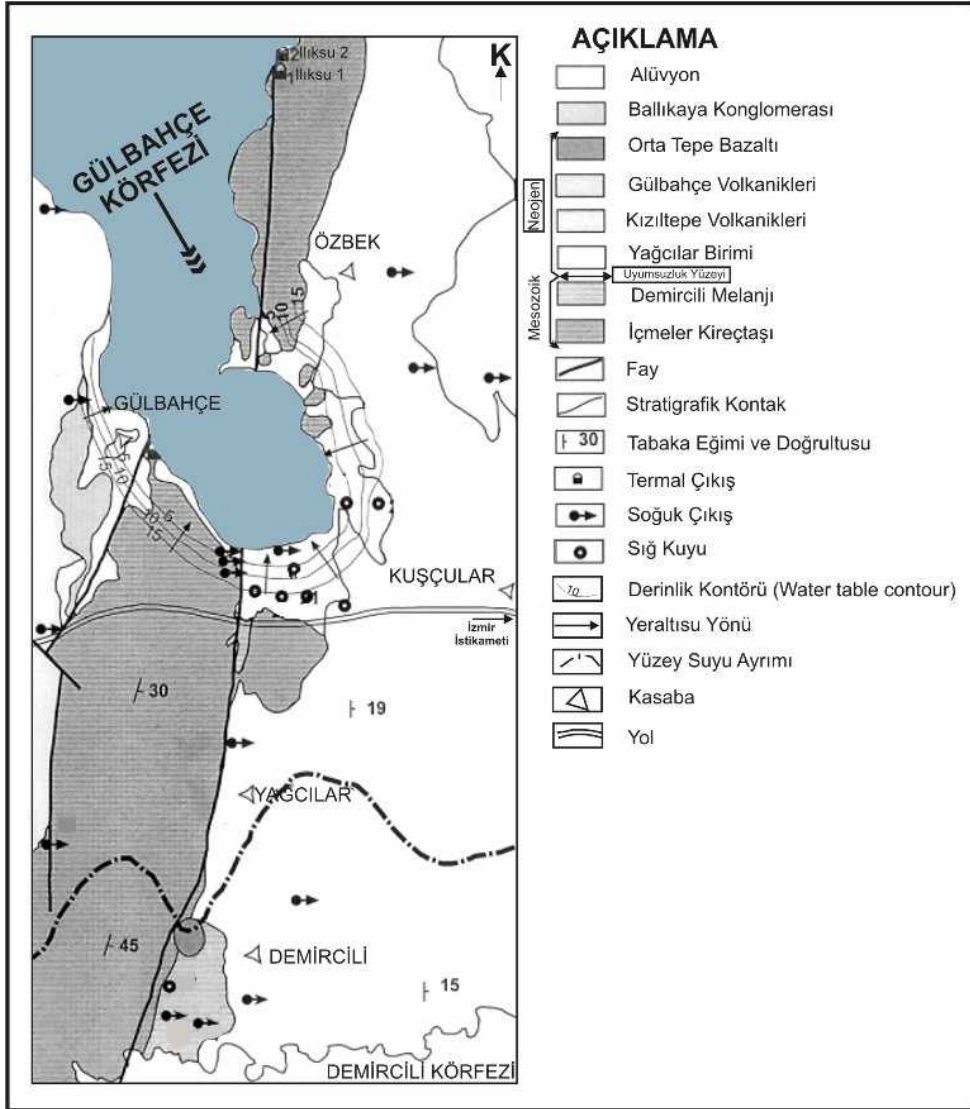
Bu çalışmada, Gülbağçe Körfezi içinde Holosen yaşlı çökellerin palinolojik içeriğine dayanılarak; 1) tortullaşma sırasındaki egemen bitki örtüsü ve iklim belirlenmiş, 2) bitki örtüsünün yansıttığı paleoiklimsel bulgular ile yaş yaklaşımında bulunulmuş, 3) İstanbul çevresi ve Marmara’da genç tortullar üzerinde yapılan diğer çalışmalarda palinostratigrafik bulgular karşılaştırılmış ve 4) çalışma alanının hidrotermal aktivitesinin varlığına yönelik sonuçlar tartışılmıştır.

MATERYAL VE YÖNTEMLER

Gülbağçe Körfezi’nin sedimentolojik ve genç tektonik özelliklerini belirleyebilmek amacı ile yüksek ayrımlıklı sığ sismik çalışma (3.5 kHz) yapılmıştır. Çalışmalar körfezin Kuvaterner özelliklerini belirlemeye yetecek sayıda profiller üzerinde alınmıştır. Bölgede yapılan yüksek ayrımlı sığ sismik çalışmada, 3.5 kHz Yüksek Ayrımlı Sismik Seabed–Model 3010 MP model sismik sistemi ve sayısal Triton veri iyileştirme sistemi kullanılmıştır. Sığ sismik çalışmada, gidiş–geliş zamanı (Two way travel time–TWT) olarak 1/4 ve 1/8 saniyeler seçilmiştir. Elde edilen veriler çalışma sırasında analog ve sayısal kayıtçılara kayıt edilmiştir. Bu çalışma

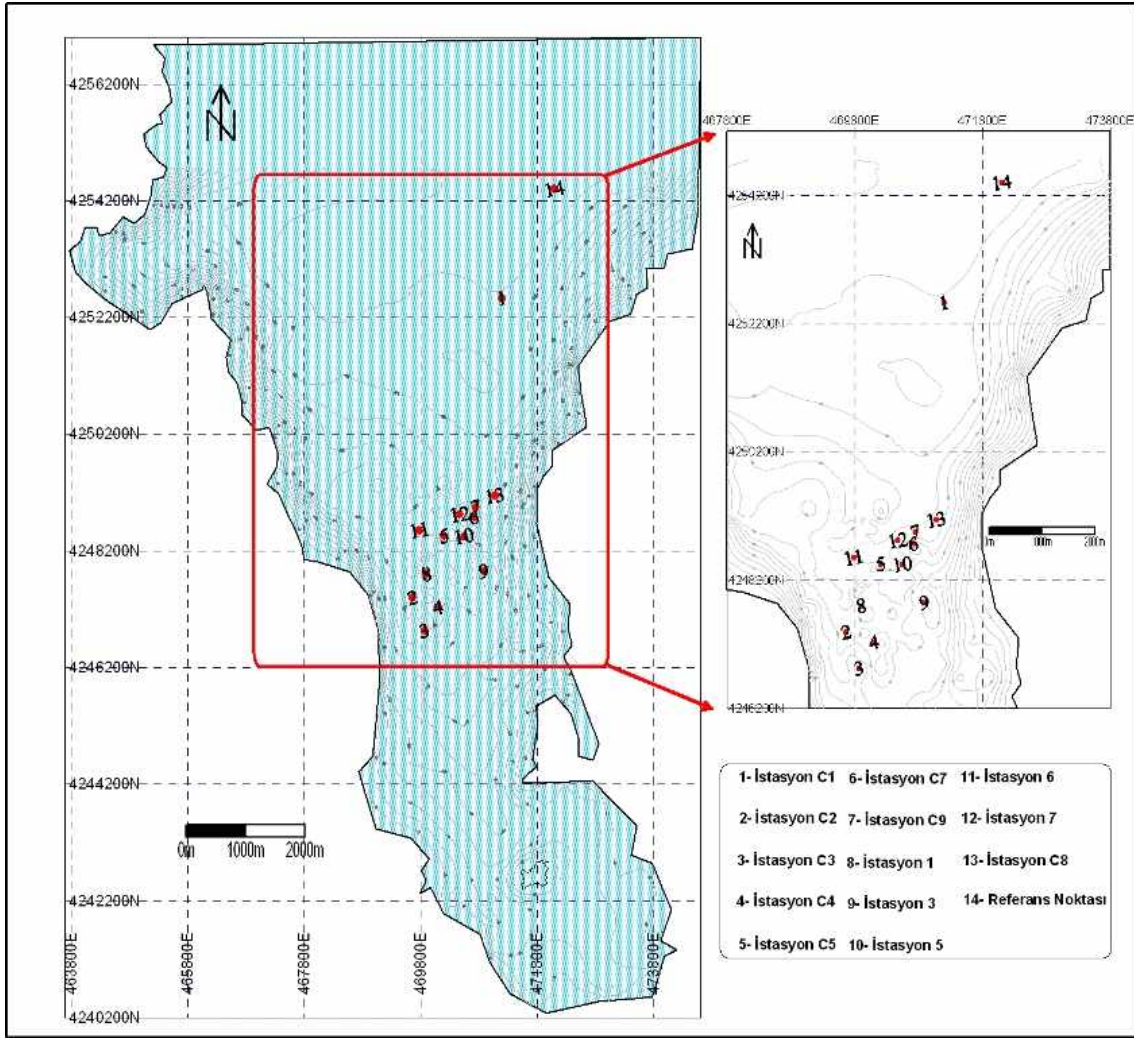
kapsamında, Dokuz Eylül Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsüne bağlı K. Piri Reis araştırma gemisi ile Dokuz Eylül-1 araştırma gemisinden yararlanılmıştır. 3.5 kHz yüksek ayrımlılıklı sismik profillere dayalı olarak tespit edilen (körfez içerisinde 13 nokta ve körfez dışında 1 adet “referans noktası”) toplam 14 noktadan sediman örnekleyicisi yardımıyla

sediment örneği alımı sağlanmıştır (Şekil 4 ve Çizelge 1). Sediman örnekleyicisinin uzunluğu 3.5m olup, kullanılan ağırlık 50 kg’ dır. Örnekler taban yapısına bağlı olarak 0.96 ile 2.00 m uzunluğundadır (Çizelge 1). Tüm çalışmalarda konum belirleme (navigasyon) sistemi olarak DGPS (garmin 270 C) kullanılmıştır.



Şekil 3. Gülbahçe Körfezi ve çevresine ait jeoloji haritası (Tarcan, 2001).

Figure 3. The geologic map of Gülbahçe bay and its surroundings (Tarcan, 2001).



Şekil 4. Gravite örnekleyicisiyle alınan deniz tabanı örnek lokasyonları.

Figure 4. Sediment sample locations collected by gravity corer.

Çalışma, Gülbahçe Körfezi içinden 14 noktadan elde edilen sediman örneklerinden palinolojik çalışmaya uygun olan 41 adet kiltası örneğinden 40 adedinin palinolojik çalışmaya uygun olduğu belirlenmiştir. Örneklerin her birinin mikroskopik incelemeye hazırlanması için önce öğütülmüş ve sonra sırasıyla, sediman örneklerinin karbonat ve silis içerikli

malzemelerini uzaklaştırmak için HCl ve HF asit aşamalarından geçirilmiştir. Her örnekten hazırlanan lamlardan 100'er birey sayımı gerçekleştirilmiştir. Tanımlanan palinomorfaların bağıl bollukları, ait oldukları bitkiler dikkate alınarak Tilia (2.0.2) programa aktarılmıştır ve spor ve polenlere ait resimler levhalar haline getirilmiştir (Levha I-IV). Yüzdelenen 'AP'

oranı otsul, ‘NAP’ oranı ağaçsıl palinomorflara aittir.

Çizelge 1. Örnekleme noktaları ve örnek sayısı

Table 1. Core samples and sample locations.

ÖRNEKLEME NOKTALARI	SU DERİNLİĞİ (m)	KAROT UZUNLUĞU (m)	ÖRNEK SAYISI
1	18.00	1.30	Taban, orta ve yüzey =3 adet
3	20.00	1.45	Taban, orta ve yüzey =3 adet
6	19.50	0.96	Taban, orta ve yüzey =3 adet
5	18.80	1.50	Taban, orta ve yüzey=3 adet
7	18.50	1.38	Taban, orta ve yüzey =3 adet
C8	20.00	1.20	Taban, orta ve yüzey =3 adet
C1	27.00	1.55	Taban, orta ve yüzey =3 adet
C2	15.00	1.45	Taban, orta ve yüzey =3 adet
C3	13.50	2.00	Taban, orta ve yüzey =3 adet
C4	16.80	1.45	Taban, orta ve yüzey =3 adet
C5	19.20	1.45	Taban, orta ve yüzey =3 adet
C7	19.50	1.05	Taban, orta ve yüzey =3 adet
C9	21.00	1.90	Taban, orta ve yüzey =3 adet
REFERANS NOKTASI	29.50	1.85	Taban, orta ve yüzey =3 adet

Bu çalışmada, palinoflorayı temel alan sayısal iklimsel değerlendirmeler, Mosbrugger ve Utescher (1997) tarafından geliştirilen “Coexistence Approach” analiz yöntemi kullanılarak gerçekleştirilmiştir. “Yaşayan en yakın akraba” yaklaşımı ile tanımlanan ve Tersiyer ve Kuvaterner’de yaşamış olan bitkilerin iklimsel gereksinimleri, onların günümüzde yaşayan en yakın akrabalarının iklimsel gereksinimlerine benzerdir fikrine dayanmaktadır. Bu çalışmaya ait palinoflora ve Türkiye’de bazı bölgelerden Holosen dönemi

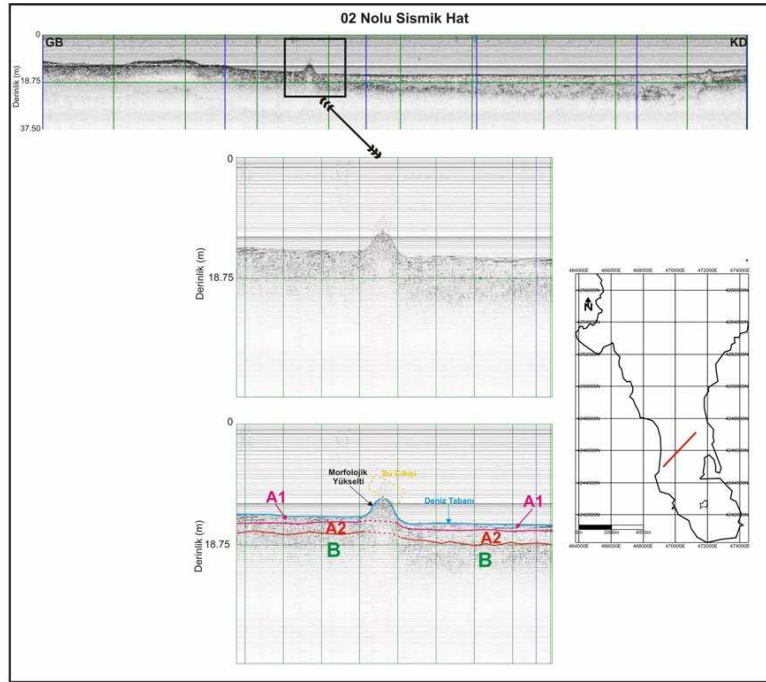
çökellerine ait palinofloralardan elde edilen sayısal iklimsel değerler “Coexistence Approach” analiz yöntemiyle değerlendirilmiş ve birbiriyle karşılaştırılmıştır. Bu değerlendirmeler, Türkiye’de ilk kez Holosen yaşlı tortullarda gerçekleştirilmiştir.

YÜKSEK AYRIMLILIKLI SIĞ SİSMİK ÇALIŞMA (3.5 kHz)

Gülbahçe Körfezi içinde, sismik çalışma sonucunda, sismik kesitlerde akustik özelliklerine

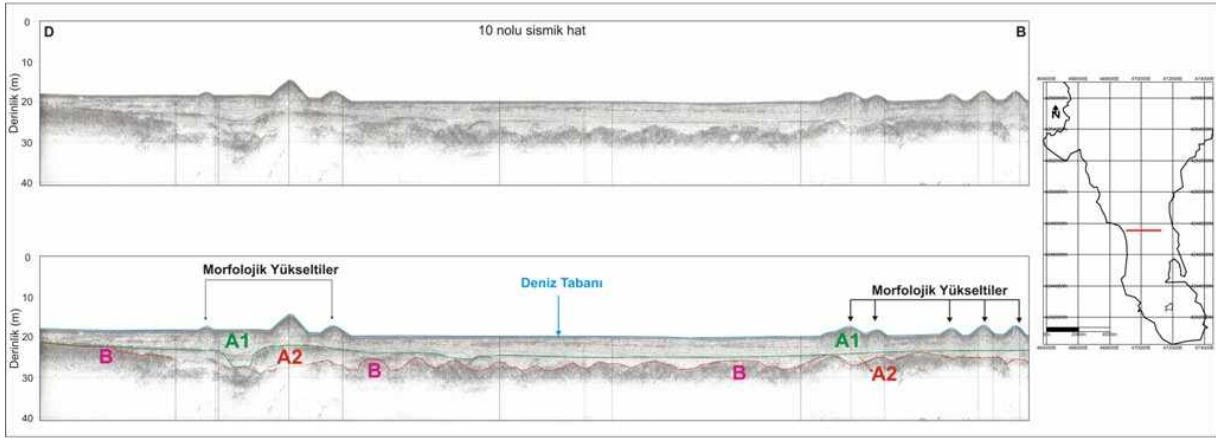
bağlı iyi reflekte olmuş iki stratigrafik birim ayrılanmıştır. Bu birimler kesitlerde A birimi ve B birimi olarak gösterilmiştir. A birimi, birbirine paralel ince tabakalanma göstermektedir. Bu birim akustik özelliğe bağlı olarak A1 ve A2 birimi şeklinde yorumlanmıştır. En geç birim olan A1 birimi sürekli yansıma yüzeyi ile zayıf düzenli bir yansıtıcı pakettir. A1 birimi körfezin orta kesimlerinde yaklaşık olarak 4–5 m'ye kalınlaşmakta olup körfezin kıyı kesimlerine doğru 0.5–1 m kalınlığa kadar incelmektedir. A2 birimi ise düzensiz, girintili çıkıntılı bir yüzeye sahip B biriminin' den ayrılmaktadır. A ve B birimi kuvvetli bir reflektörle birbirinden ayrılmaktadır. Bölgedeki kara jeolojisi verilerine dayanarak, A birimi kendi arasında ince ve düzgün

tabakalaşma gösteren Kuvaterner yaşlı alüvyonel yumuşak sediment paketi olup, akustik olarak geçirgen özellik göstermektedir. Daha altta, akustik temel olarak yorumlanan B birimi, üstündeki birime nazaran saçılımlı bir yansıma etkilenmesine sahip olup pürüzlüdür. Ondülasyonlu bir görünüm veren akustik temel niteliğindeki B biriminin de bölge jeolojik verilerine dayanılarak karstik yapıya sahip kireçtaşlarından oluştuğu düşünülmektedir (Şekil 5 ve 6). Ondülasyonlu üst yüzey yapısının muhtemelen son buzul döneminde şekillenmiş olduğu düşünülmektedir ve Körfez genelinde Kuvaterner yumuşak sedimentlerin derinlikleri kıyıya yakın kesimlerde artmaktadır.



Şekil 5. 02 nolu sismik hat.

Figure 5. Seismic line 02.



Şekil 6. 10 nolu sismik hat.

Figure 6. Seismic line 10.

Sismik kesitlerde en dikkat çeken özellik deniz tabanı üzerinde gözlenen taban yükselimleri olup, taban morfolojisi üzerinde ani kümelenmeler oluşturmaktadırlar (Şekil 5 ve 6). Bu yükseltiiler ‘Morfolojik Yükselti’ olarak adlandırılmıştır. Morfolojik yükseltiiler akustik sinyalin yayılımını etkilemektedir. Zaman zaman da sinyalin derine nüfus etmesine izin vermektedir. Bu durum ve kümelerin altında deniz tabanı reflektörünün izlenebilmesi, yükseltiilerin taban üzerinde oluştuğunu göstermektedir. Sediman örneklerinden, deniz tabanı üzerinde oluşan bu kümelenmenin mercanların birikerek yığılmasından kaynaklandığı anlaşılmıştır. Konik yayılım gösteren bu yükseltiilerin boyutlarının 0.4 ile 7.5 metre arasında yükseklik ve 1.26 ile 101 metre arasında genişlik olduğu tespit edilmiştir. Morfolojik yükselti yapıları yaklaşık olarak 16 km²’lik bir alanda yayılım göstermektedir.

PALİNOLOJİK ÇALIŞMA ve BULGULAR

Palinolojik bulgular, yüksek ayrımlı sismik kesitlerde, deniz tabanında görülen morfolojik

yükseltiilerin üzerinde ve yakın çevresinden alınan sediman örneklerinde palinolojik incelemeler yapılmıştır (Şekil 5 ve 6). Sediman örnekleri sismik kesitlerde, en üst birim olan A biriminden alınmıştır. Sismik kesitlerde saptanan Morfolojik yükseltiilerin üst kesimlerinde bir takım mercan türleri tespit edilmiştir (Şekil 7). Yapılan incelemelerde (sözlü görüşme, Prof. Dr. Bülent Cihangir, Doç. Dr. Ferah Koçak ve Dr. Aydın Ünlüoğlu) bu mercan türünün *Cladocora caespitosa* olabileceği belirlenmiştir. *C. caespitosa*, Faviidae ailesine ait bir koloni olup gerek jeolojik dönemlerde gerekse günümüzde Akdeniz sularında bol miktarda bulunan hayvansal kökenli bir mercan türüdür (Zibrowius, 1980; Morri ve diğ., 2001). Hem canlı hem de fosil olarak büyük boyutlarda ve ara sıra küme şeklinde gelişen kolonilerin, Akdeniz’in bir çok bölgesinde yer aldığı gözlenmektedir (Peirano ve diğ., 1998). *C. caespitosa* geniş fosil kümelerinin varlığı Erken Pleyistosen’den beri bilinmektedir (Bernasconi ve diğ., 1997). Fosil olarak *C. caespitosa*, Orta’dan Geç Pleyistosen’e kadar olan çökellerde sık sık gözlenmektedir. Bu bulgu

C. caespitosa'nın daha ılıman iklim dönemlerinde çoğaldığı ve yayıldığı şeklinde yorumlanmaktadır (Morri ve diğ., 2001). *C. caespitosa* Akdeniz organizmaları arasındaki önemli bir karbon üreticisidir (Peirano ve diğ., 2001) ve pek çok, bağımsız, küresel kolonilerin yataklarını oluşturan sığ sularda (4–10 m) ve su derinliğinin 10 m den 25 m'ye çıktığı alanlarda bulunurlar. Deniz tabanından 1m yukarıya kadar gelişerek kümelenmekte olup, yüzey alanındaki birkaç metre kareyi örtmektedirler (Peirano ve diğ., 2004).

Çalışma alanında ve kalınlığı 4–5m'ye ulaşan Holosen yaşlı çökellerin palinostratigrafisi

ve palaeovejetasyonun belirlenmesi için derlenen 1 adet örneğin (C1 orta) ya hiç palinomorf içermediği ya da palinomorfların iyi korunmamış olduğu gözlenmiştir. Diğer örneklerde yapılan sayısal ve simgesel inceleme sonucunda 40 adet örnekte 30 polen, 7 spor, 4 dinoflagellat ve 2 silisli alg taksası tanımlanmıştır (Levha I–IV).

Gülbahçe Körfezinde bir adet referans olmak üzere toplam 14 adet örnek derlenmiş ve her istasyondan alınan karotlarda taban, orta ve yüzey olmak üzere 3 farklı örnek incelenmiştir. Karotların alındığı su derinlikleri 13.50 ile 21.00 m arasında olup, referans noktasındaki su derinliğide 29.50 m'dir (Çizelge 1).



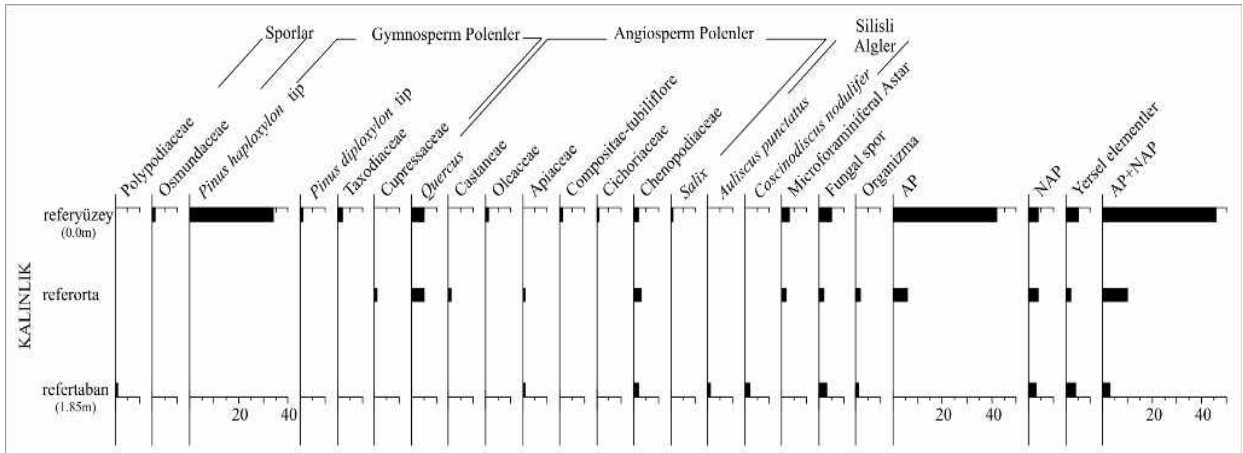
Şekil 7. Sediment örneklerinde tespit edilen mercanlar (*Cladocora caespitosa*).

Figure 7. The corals (*Cladocora caespitosa*) observed in sediment samples.

Referans Noktası

Gülbahçe Körfezi'nin girişine yakın bir bölgede termal özellik göstermeyeceği düşünülen bir nokta referans noktası olarak belirlenmiştir. Referans olarak belirlenen istasyondan alınan sediman örneğinin taban, orta ve yüzey kısmından derlenen üç adet örnekten zengin olmayan palinomorf içeriği belirlenmiştir (Şekil 4). Referans noktası Taban örneğinden üst örneğine doğru palinomorf içeriğinin arttığı gözlenmiştir (Şekil 8). “Referans Noktası Taban” örneğinde palinomorf içeriği oldukça düşüktür ve örnekte düşük yüzdeli olarak Polypodiaceae, Apiaceae “Umbelliferae”, Chenopodiaceae spor ve polenleri tanımlanmıştır. Ayrıca fungal sporlar, denizel silisli algler (*Coscinodiscus nodulifer* ve *Auliscus punctatus*) ve Dinoflagellat kistleri bu spor ve polenlere düşük yüzdeli olarak eşlik etmektedir. “Referans Noktası Orta”

örneğinde palinomorf içeriğinde az da olsa bir artış gözlenmiş ve örnekte, Taxodiaceae, Apiaceae “Umbelliferae”, Chenopodiaceae, *Quercus* ve *Castanea* taksalarına ait polenlerin ve fungal sporlar, dinoflagellat formlarının düşük yüzdeli varlığı tanımlanmıştır. “Referans Noktası Yüzey” örneğinde palinomorflerin yüzde bollukları düşük olmasına karşın, çeşitlilikte azda olsa artış belirlenmiş ve *Pinus* formları yüksek yüzdeli olarak tanımlanmıştır. Diğer spor, angiosperm ve gymnosperm polenler ve sporlar düşük yüzdeli varlığı gözlenmiştir (Osmundaceae, *Pinus haploxyton* tip, Taxodiaceae, *Quercus*, *Nyssa*, Oleaceae, Asteraceae, Cichorioideae ve Chenopodiaceae). Bu örnekte diğer referans noktası örneklerinden farklı olarak mikroforaminifer astar formlarının düşük yüzdeli olarak tanımlanmıştır (Levha I).



Şekil 8. “Referans Noktasına” ait olan polen diyagramı.

Figure 8. Polen diagram of the “reference point”.

“İstasyon 1”

“Taban” örneğinde palinomorf içeriği çeşitliliği azdır ve Poypodiaceae, Davaliaceae, Sterculiaceae, *Pinus haploxyton* tip, *Pinus diploxyton* tip, *Podocarpus*, *Ostrya*, *Quercus*, Mikroforaminiferal astar, Pseudoschizaea ve *Sipiniferites* sp. palinomorfları tanımlanmıştır. “Orta” örneğinde palinomorf içeriği oldukça zengindir. Örnekte düşük yüzdeli olarak çeşitli spor formları (Osmundaceae, Sterculiaceae, Davaliaceae ve Polypodiaceae) ve gymnosperm polenlerden *Pinus haploxyton* tip, *Pinus diploxyton* tip yüksek yüzdeli, *Abies*, *Podocarpus*, Ephedraceae ve Poaceae düşük yüzdeli olarak belirlenmiştir. Bu polenlere yüksek yüzdeli olarak çeşitli angiosperm polenler (*Quercus*, *Salix*, *Castanea*, Cyrillaceae, *Asphodelus* sp., Asteraceae, Cichorioideae ve Chenopodiaceae) eşlik etmektedir. “Orta” örneğinde Pseudoschizaea formu az bol ve mikroforaminifer astar formu bol olarak tanımlanmıştır. “Yüzey” örneğinde spor formlarının düşük yüzdeli varlığı gözlenmiştir (Osmundaceae, Polypodiaceae ve *Reticulatisporites* sp.). Bu formlara gymnosperm polenlerden *Pinus haploxyton* tip yüksek yüzdeli olarak eşlik etmektedir. Ayrıca, *Pinus diploxyton* tip, *Abies*, *Cedrus* ve *Podocarpus* düşük yüzdeli olarak tanımlanmıştır. “Yüzey” örneğinde, angiosperm polenler (*Alnus*, *Zelkova*, *Quercus*, *Castanea*, Cyrillaceae, *Nyssa*, Oleaceae, Apiaceae “Umbelliferae” ve Chenopodiaceae) az bol olarak gözlenmiştir. Bu örnekte de “Orta” örneğine benzer şekilde mikroforaminifer astar formu yüksek yüzdeli ve Pseudoschizaea düşük yüzdeli olarak kayıt edilmiştir. Ayrıca, *Spiniferites mirabilis* ve *Spiniferites* spp.

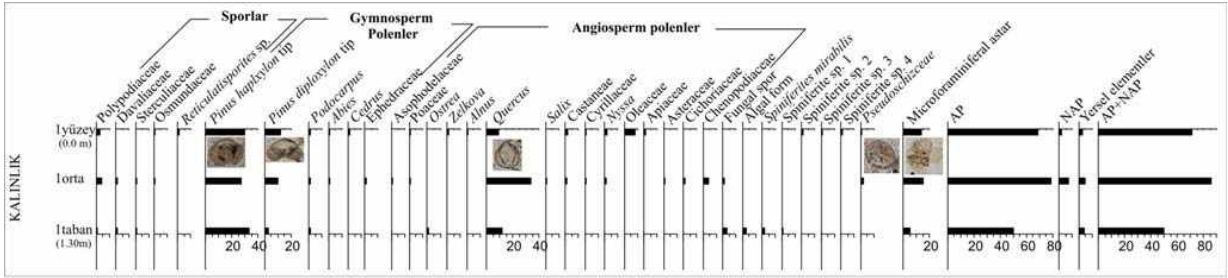
dinoflagellat formları tanımlanmıştır (Şekil 9 ve Levha II).

“İstasyon 3”

“Taban” örneğinde spor formlarından yalnızca Davaliaceae ve Polypodiaceae formları düşük yüzdeli olarak tanımlanmıştır. *Pinus diploxyton* ve *Pinus haploxyton* tip gymnosperm polenler bol olarak varlığı belirlenmiş ve bu polenlere *Podocarpus*, Poaceae polenleri düşük yüzdeli olarak eşlik etmiştir. Angiosperm polenlerde *Ulmus*, *Quercus* ve Sapotaceae düşük yüzdeli olarak tanımlanırken, bu örneğe ait palinospektra içinde mikroforaminifer astar formları oldukça yüksek bir yüzdeye sahip oldukları belirlenmiştir. “Taban” örneğinden farklı olarak “Orta” örneğinde palinomorf içeriğinde fakirleşme gözlenmiştir. Örnekte, spor formlarından Davaliaceae ve Polypodiaceae ve gymnosperm polenlerden *Pinus haploxyton* tip, *Podocarpus*, Taxodiaceae ve Poaceae düşük yüzdeli olarak tanımlanmıştır. Angiosperm polenlerden *Alnus*, *Quercus* ve Oleaceae az bol olarak palinospektra içinde yer alırken, Mikroforaminifer astar formlarının yüzde bolluğunda dikkat edici bir azalış gözlenmektedir. “Yüzey” örneğinde spor formlarında yalnızca Polypodiaceae tanımlanmış ve gymnosperm polenlerin yüzde bolluğu artmış, ancak çeşitliliği azalmıştır (*Pinus haploxyton* ve *diploxyton* tipleri). Bu örnekte mikroforaminifer astar formunun yüzdesinde artış belirlenmiştir (Şekil 10).

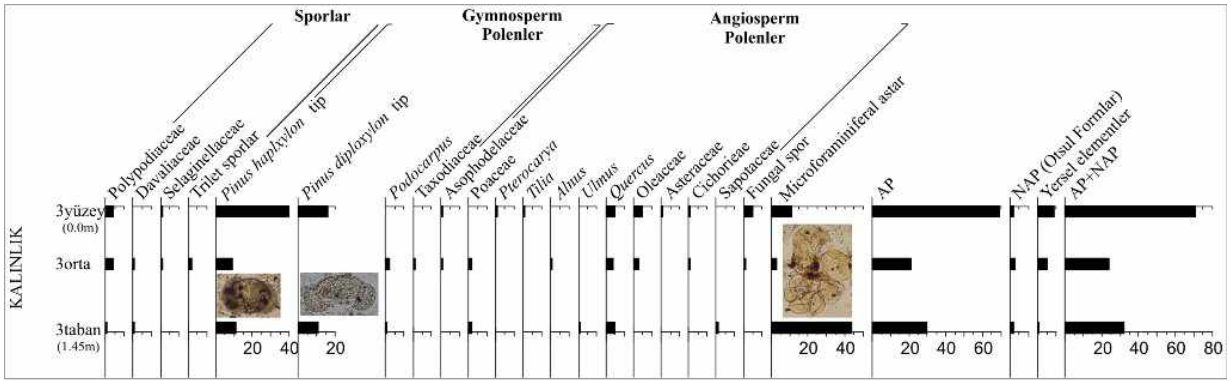
“İstasyon 5”

5 noktasının “Yüzey” örneği incelenebilecek kadar palinomorf içermemektedir. “Orta” ve “Taban” örneklerinin her ikisinde spor



Şekil 9. “1” noktasına ait olan polen diyagramı.

Figure 9. Polen diagram of location “1”.



Şekil 10. “3” noktasına ait olan polen diyagramı.

Figure 10. Polen diagram of location “3”.

formlarından yalnızca Polyodiaceae spor formları nadiren belirlenmiştir. “Taban” örneğinde palinomorf çeşitliliğin daha fazla olduğu gözlenmiştir. Gymnosperm polenlerden *Pinus haploxylyon* tip bol, *Pinus diploxylyon* tip, *Podocarpus*, *Cedrus*, *Cupressaceae* polenler seyrek olarak palinospektra içinde yer almaktadır. Angiosperm polenlerden *Quercus* yüksek yüzdeli, *Ashopdelaceae*, *Castanea*, *Chenopodiaceae* ve *Nyssa* düşük yüzdeli olarak tanımlanmıştır. Örnekte mikroforaminifer astar, *Spiniferites* sp. 1

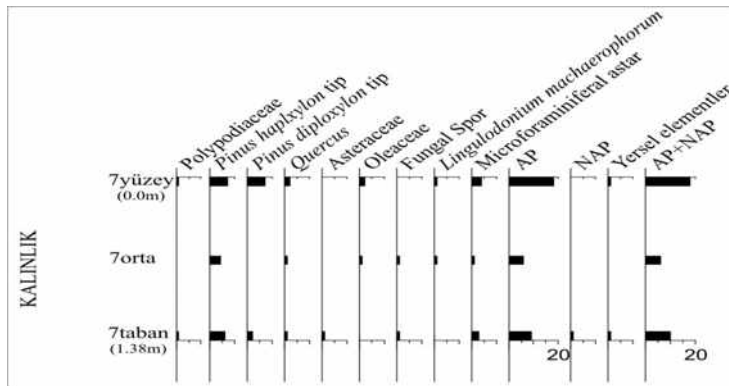
ve *Pseudoschizaea* formları nadiren gözlenmiştir. “Orta” örneğinde gymnosperm polenlerden *Pinus haploxylyon* tip bol, *Pinus diploxylyon* tip seyrek olarak gözlenmiştir. Örnekte Angiosperm polenlerden *Quercus* yüksek yüzdeli, *Castanea*, *Oleaceae* düşük yüzdeli olarak belirlenmiştir. Mikroforaminifer astar formunun yüzde bolluğunda belirgin bir artış izlenmiş ve *Spiniferites* sp. 1 ve 2 formlarının nadir varlığı tanımlanmıştır (Şekil 11).

“İstasyon 7”

Derlenen örneklerde palinomorf içeriğinin fakir olduğu gözlenmiştir. Spor formlarından yalnızca Polypodiaceae formlarının varlığı söz konusudur. “Taban” örneğinde *Pinus haploxyton* ve *Pinus diploxyton* tip gymnosperm polenler bol olarak tanımlanmıştır. Angiosperm polenlerden *Quercus*, Asteraceae, Oleaceae ve mikroforaminifer astar formlarının düşük yüzdeli olarak palinospektra içinde yer almaktadır. “Orta” örneğinde gymnosperm polenlerden *Pinus haploxyton* tip polen düşük yüzdeli olarak kayıt edilmiştir. *Quercus*, Oleaceae, mikroforaminifer astar ve *Lingulodinium machaerophorum* düşük yüzdeli olarak gözlenmiştir (Şekil 13). “Yüzey” örneğinde, spor formlarından Polypodiaceae düşük yüzdeli olarak tanımlanmıştır. Gymnosperm polenlerden *Pinus haploxyton* ve *Pinus diploxyton* tip bol, angiosperm polenlerden *Quercus* ve Oleaceae seyrek olarak gözlenmiştir. Örnekte, dinoflagellat formlarından *Lingulodinium machaerophorum* nadiren ve mikroforaminifer astar az bol olarak belirlenmiştir.

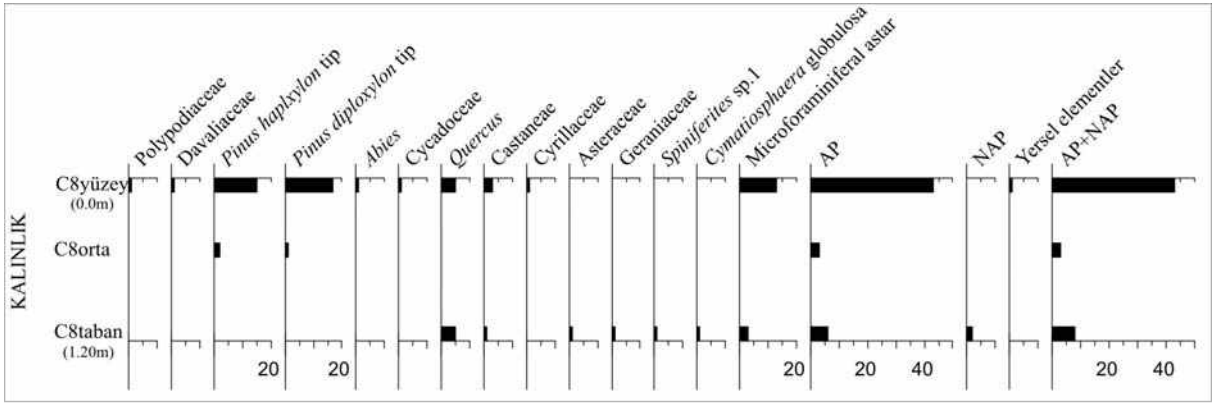
“İstasyon C8”

Derlenen örneklerde palinomorf çeşitliliği azdır. “Taban” örneğinde spor ve gymnosperm polenler tanımlanmamıştır. Angiosperm polenlerden *Quercus*, *Castanea*, Asteraceae, Geraniaceae düşük yüzdeli olarak palinospektra içinde yer almaktadır. Örnekte *Cymatiosphaera globulosa*, *Spiniferites* sp. 1 nadiren, mikroforaminifer astar formları seyrek olarak tanımlanmıştır. “Orta” örneğinde yalnızca gymnosperm polenlerden *Pinus haploxyton* ve *Pinus diploxyton* tip polenler düşük yüzdeli olarak gözlenmiştir. “Yüzey” örneğinde palinomorf çeşitliliğinde artış belirlenmiştir. Spor formlarından Polypodiaceae ve Davaliaceae formları nadiren tanımlanmıştır. Gymnosperm polenlerin (*Pinus haploxyton* tip ve *Pinus diploxyton* tip) yüzde bolluğunda belirgin bir artış gözlenmiştir. *Abies*, Cycadaceae düşük yüzdeli olarak bu polenlere eşlik etmektedir. *Quercus* bol, *Castanea* ve Cyrillaceae seyrek olarak tanımlanmıştır. Bu örnekte mikroforaminifer astar formlarının yüzde bolluğunda belirgin bir artış dikkat çekmektedir (Şekil 14).



Şekil 13. “7” noktasına ait olan polen diyagramı.

Figure 13. Polen diagram of location “7”.



Şekil 14. "C8" noktasına ait olan polen diyagramı.

Figure 14. Polen diagram of location "C8".

"İstasyon C1"

C1 noktasının "Orta" örneği incelenebilecek kadar palinomorf içermemektedir (Şekil 15). "Taban" örneğinde nadir olarak spor formları (Osmundaceae, Davaliaceae ve Polypodiaceae) gözlenmiştir. Gymnosperm polenlerden *Pinus haploxyton* tip çok bol olarak gözlenirken, diğerleri (*Pinus diploxyton* tip ve Taxodiaceae) az bol olarak tanımlanmıştır. Angiosperm polenlerden *Quercus* bol, diğerleri ise Myricaceae, *Quercus-robur* tip, Oleaceae, Asteraceae, Cichorioideae, Chenopodiaceae, Apiaceae "Umbelliferae" düşük yüzdeli olarak gözlenmiştir. Bu örnekte mikroforaminifer astar formları bol ve dinoflagellat formlarından *Lingulodinium machaerophorum*, *Spiniferites* sp.1 ve 2 formları düşük yüzdeli olarak kayıt edilmiştir. "Yüzey" örneğinde, spor formlarında yalnızca Schizaceae formu düşük yüzdeli olarak tanımlanmıştır. Bu örnekte, *Pinus haploxyton* tip gymnosperm polenlerin yüzdesinde belirgin bir artış gözlenmiş ve Taxodiaceae, Cupressaceae formları düşük yüzdeli olarak kayıt edilmiştir. Aynı örnekte, angiosperm polenlerin (*Quercus*, *Salix*, Cyrillaceae, Asteraceae, Cichorioideae,

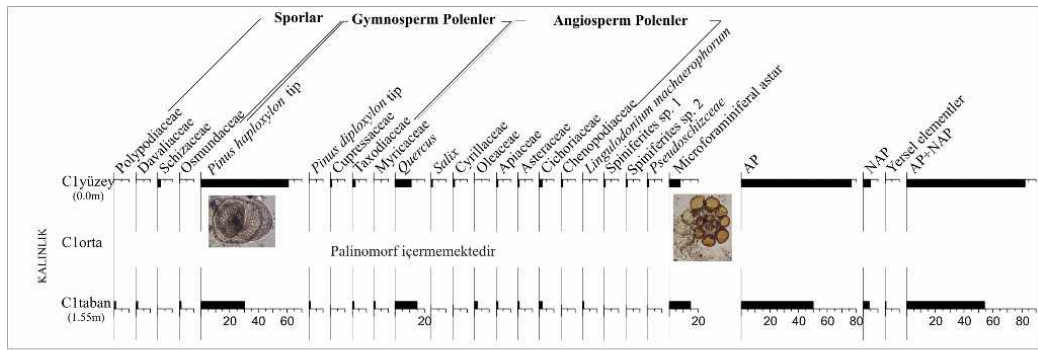
Chenopodiaceae, Apiaceae "Umbelliferae" ve Chenopodiaceae) çeşitliliğinde artış gözlenmiş ve az bol olarak varlıkları belirlenmiştir. "Yüzey" örneğinde *Pseudoschizaea* az bol ve mikroforaminifer astar formları bol olarak tanımlanmıştır. "Taban" örneğinde olduğu gibi, *Lingulodinium machaerophorum* ve *Spiniferites* spp. formları düşük yüzdeli olarak "Yüzey" örneğinde de belirlenmiştir.

"İstasyon C2"

"Taban" örneğinde spor ve polen içeriğinin daha çeşitli olduğu dikkat çekmektedir ve örnekte spor formlarından, Polypodiaceae ve Davaliaceae düşük yüzdeli olarak tanımlanmıştır. Gymnosperm polenlerden *Pinus haploxyton* tip polenlerin yüzdesini *Pinus diploxyton* tip polenlere göre çok daha yüksek olduğu belirlenmiştir. Angiosperm polenlerin düşük yüzdeli çeşitliliği (Myricaceae, Oleaceae, Asophodelaceae, Asteraceae, Cichorioideae ve Apiaceae, *Quercus robur* tip) tanımlanırken, *Quercus* formunun yüksek yüzdeli varlığı dikkat çekmektedir (Levha III). Bu örnekte, denizel ortamı karakterize eden mikroforaminifer astar

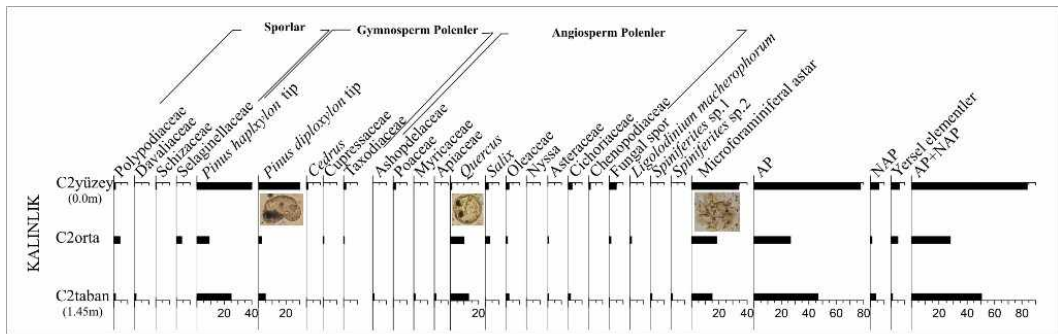
formları yüksek yüzdeli, *Spiniferites* sp. 1 ve 2 formları ise düşük yüzdeli olarak palinospektra içinde yer almaktadır. “Orta” örneğinde, spor ve polen içeriğinde azalma belirlenmiştir. Spor formlarından yalnızca Polypodiaceae ve Selaginellaceae tanımlanmıştır. Gymnosperm polenlerden *Pinus haploxyton* tip polen bol ve *Pinus diploxyton* tip, Taxodiaceae, Cupressaceae formları düşük yüzdeli olarak belirlenmiştir. Angiosperm polenlerden Asteraceae, *Salix*, Oleaceae ve fungal sporlar düşük yüzdeli ve nadiren gözlenirken, *Quercus* formları yine bol olarak tanımlanmıştır. “Orta” örneğinde denizel mikroforaminifer astar formlar bol olarak

tanımlanırken, *Lingulodinium machaerophorum* dinoflagellat türünün nadir varlığı belirlenmiştir (Şekil 16). “Yüzey” örneğinde Polypodiaceae ve Schizaceae formları düşük yüzdeli olarak gözlenmiştir. Bu spor formlarına, *Pinus haploxyton* tip ve *Pinus diploxyton* tip çok bol, Taxodiaceae ve Poaceae düşük yüzdeli olarak eşlik etmektedir. Angiosperm polenlerin (*Quercus*, *Salix*, Oleaceae, Cichorioideae ve Chenopodiaceae) yüzde bolluğunda azalış belirlenmiştir. “Yüzey” örneğinde mikroforaminifer astar formunun yüzde bolluğunda belirgin bir artış izlenmiştir (Şekil 16).



Şekil 15. “C1” noktasına ait olan polen diyagramı.

Figure 15. Polen diagram of location “C1”.



Şekil 16. “C2” noktasına ait olan polen diyagramı.

Figure 16. Polen diagram of location “C21”.

“İstasyon C3”

C3 örneklerinde spor formlarının (Polypodiaceae ve Davaliaceae) yüzde bolluğunun düşük ve çeşitliliğin fazla olmadığı dikkat çekmiştir (Şekil 17). “Taban” örneğinde gymnosperm polenlerden *Pinus haploxyton* tip ve *Pinus diploxyton* tip bol, *Podocarpus*, *Cedrus*, Taxodiaceae, Cupressaceae düşük yüzdeli olarak tanımlanmıştır. Angiosperm polenlerden *Quercus* yüksek, Apiaceae, *Castanea*, Betulaceae, Oleaceae, Asteraceae ve Chenopodiaceae düşük yüzdeli olarak palinospektra içinde yer almaktadır. Bu örnekte mikroforaminifer astar formları yüksek yüzdeli, denizel fungal spor, *Spiniferites* sp. 1 ve 2 formları düşük yüzdeli olarak tanımlanmıştır. “Orta” örneğinde gynosperm polenlerin yüzde bolluğunda ve çeşitliliğinde azalış gözlenmiştir (*Pinus haploxyton* tip, *Pinus diploxyton* tip ve Cupressaceae). Bu örnekte angiosperm polenlerden *Alnus* ve *Quercus* bol, *Castanea*, Cyrillaceae ve Oleaceae seyrek olarak tanımlanmıştır. Örnekte mikroforaminifer astar formları yüksek yüzdeli, *Spiniferites* sp. 1 formu düşük yüzdeli olarak belirlenmiştir. “Yüzey” örneğinde *Pinus haploxyton* tip ve *Pinus diploxyton* tip bol, Taxodiaceae, Poaceae düşük yüzdeli olarak gözlenmiştir. Örnekte, *Quercus* formun yüzde bolluğunda azalış gözlenirken ve *Castanea*, Cyrillaceae, *Nyssa*, Oleaceae, Asteraceae, Cichorioideae, *Artemisia* seyrek olarak palinospektra içindeki diğer formlara eşlik etmektedir. Örnekte mikroforaminifer astar formları bol olarak tanımlanmıştır.

“İstasyon C4”

Derlenen örneklerde spor (Polypodiaceae, Davaliaceae ve Schizaceae) çeşitliliğinin az ve

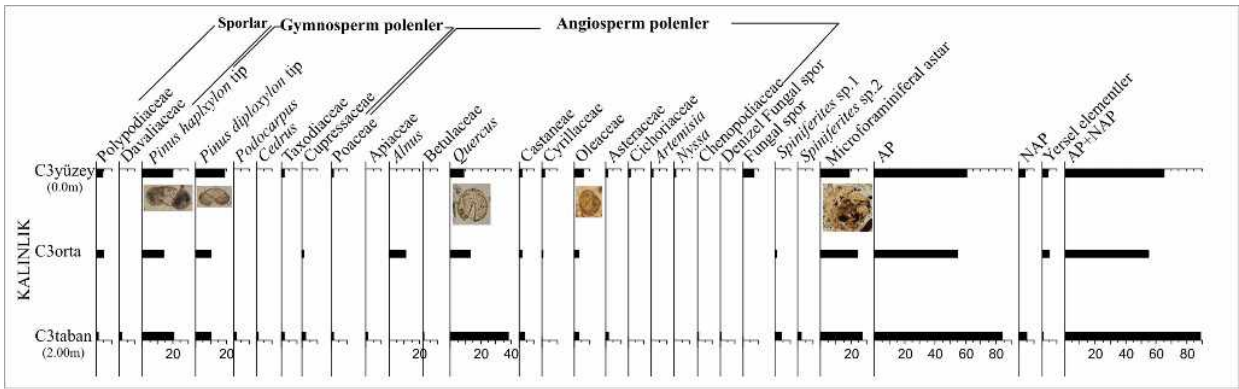
yüzde bolluğunun düşük olduğu gözlenmiştir (Şekil 18). “Taban” örneğinde gymnosperm polenlerin (*Pinus haploxyton* tip) yüzde bolluğunun ve çeşitliliğinin çok düşük olduğu dikkat çekmektedir. Örnekte *Quercus*, bol ve *Castanea*, Oleaceae, Geraniaceae, Chenopodiaceae düşük yüzdeli olarak tanımlanmıştır. “Taban” örneğinde mikroforaminifer astar, *Cymatiosphaera globulosa*, *Spiniferites* sp. 1 ve 2, Pseudoschizaea formları düşük yüzdeli olarak palinospektra içinde yer almaktadır. “Orta” örneğinde gymnosperm polenlerden *Pinus haploxyton* tip’in yüzde bolluğunda artış gözlenmiştir. Angiosperm polenlerin (*Ulmus*, *Zelkova*, *Ostrya*, *Quercus*, *Castanea*, Oleaceae, Asteraceae ve Cichorioideae) yüzde bolluğunun az, ancak çeşitliliğinin arttığı belirlenmiştir. Örnekte nadiren *Lingulodinium machaerophorum* ve mikroforaminifer astar formlarına rastlanmıştır. “Yüzey” örneğinde *Pinus haploxyton* ve *Pinus diploxyton* tip gymnosperm polenler bol olarak tanımlanmış ve angiosperm polenlerin (*Quercus*, Oleaceae, Cichorioideae ve Chenopodiaceae) çeşitliliğinde ve bolluğunda azalış izlenmektedir. Mikroforaminifer astar ve Pseudoschizaea formları düşük yüzdeli olarak gözlenmiştir.

“İstasyon C5”

Örnekte spor çeşitliliğinin düşük olduğu dikkat çekmektedir. “Taban” örneğinde gymnosperm polenlerden *Pinus haploxyton* tip bol, *Pinus diploxyton* tip seyrek olarak tanımlanmıştır. Angiosperm polenlerden *Quercus*, Asteraceae, Cichorioideae ve *Nyssa*, düşük yüzdeli olarak belirlenmiştir. *Lingulodinium machaerophorum*, *Spiniferites* sp. 1 ve 2, mikroforaminifer astar formları az bol

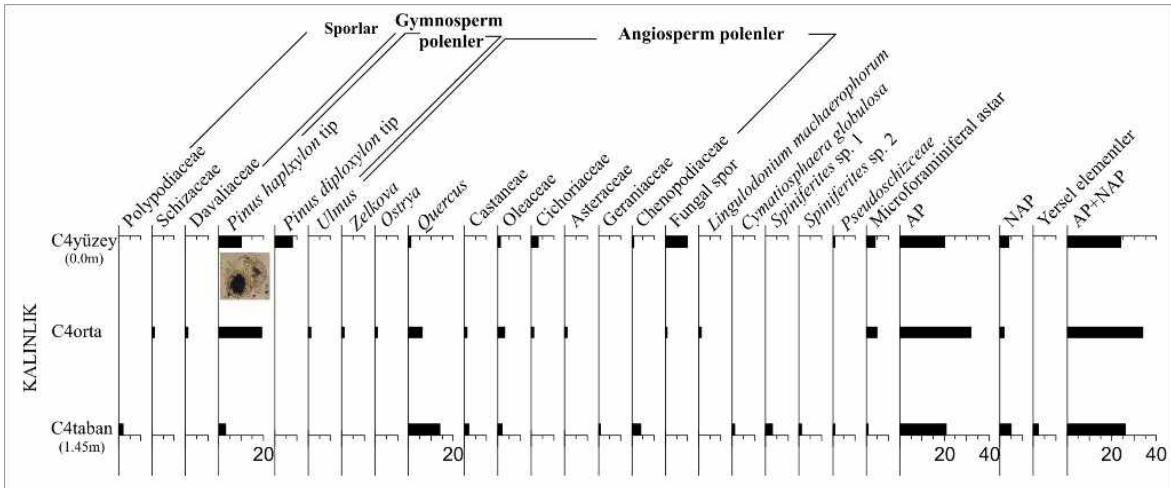
olarak palinospektra içinde yer almaktadır. “Orta” örneğinde gymnosperm polenlerin çeşitliliğe karşın yüzde bolluğunda azalış izlenmektedir (*Pinus haploxyton*, *Pinus diploxyton*, Taxodiaceae ve Poaceae). Angiosperm polenlerden Myricaceae, *Quercus*, Asteraceae, Oleaceae az bol olarak tanımlanmıştır. Bu örnekte *Pseudoschizaceae* ve mikroforaminifer astar formları düşük yüzdeli olarak belirlenmiştir. “Yüze” örneğinde *Pinus*

haploxyton ve *Pinus diploxyton* tip polenlerin yüzdesinde belirgin bir artış izlenmiştir. Angiosperm polenlerin içeriği “Orta” örneğine benzerdir, ancak *Quercus*’un yüzde bolluğunda artış izlenmiştir. Bu örnekte, *Lingulodinium machaerophorum*, *Spiniferites* sp.1, *Pseudoschizaceae* ve mikroforaminifer astar formları seyrek olarak tanımlanmıştır (Şekil 19 ve Levha IV).



Şekil 17. “C3” noktasına ait olan polen diyagramı.

Figure 17. Polen diagram of location “C3”.



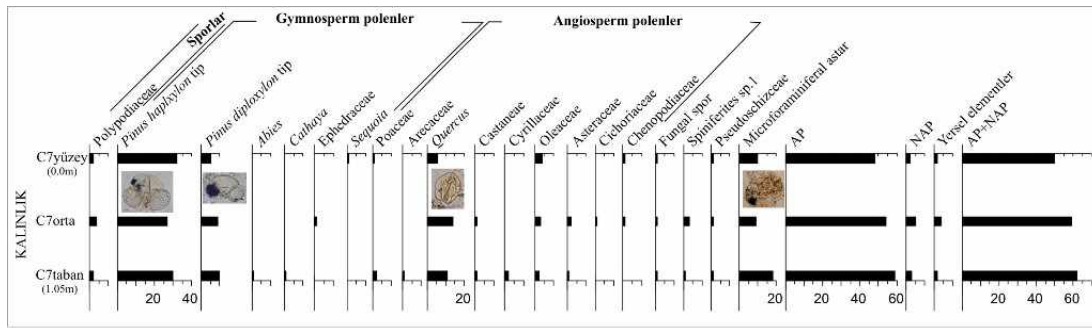
Şekil 18. “C4” noktasına ait olan polen diyagramı.

Figure 18. Polen diagram of location “C4”.

olarak, mikroforaminifer astar formları düşük yüzdeli olarak palinospektra içinde yer almaktadır. “Yüzey” örneğinde spor formlarından Davaliaceae tanımlanmıştır. Gymnosperm polenlerden *Pinus haploxyton*, *Pinus diploxyton* tip polenlerin yüzde bolluğunda belirgin bir artış gözlenmiştir. Bu polenlere *Cedrus* nadiren eşlik etmektedir. Angiosperm polenlerden Poaceae, *Quercus* ve Oleaceae düşük yüzdeli olarak tanımlanmıştır. Mikroforaminifer astar formlarının yüzde bolluğunda artış izlenmiştir (Şekil 21).

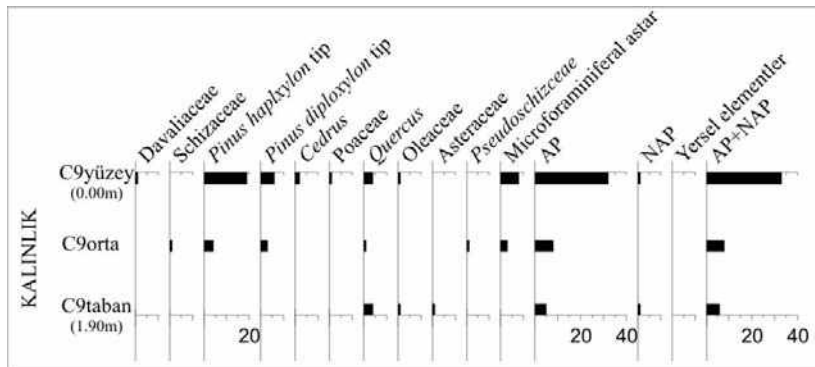
Referans noktası hariç, tüm çalışma noktalarına ait palinolojik bulgular

değerlendirildiğinde, hemen her örnekte *Pinus* ve *Quercus* formlarının yüksek yüzdeli olduğu, otsul angiosperm polenlerin düşük yüzde ile bu formlara eşlik ettiği gözlenmiştir. Ayrıca, *Pseudoschizaea*, *Spiniferites* spp., *Lingulodinium machaerophorum*, *Cymatiosphaera globulosa*, *Spiniferites mirabilis*, formlarının düşük yüzdeli veya nadir varlıkları belirlenmiştir. Mikroforaminifer astar formları ise hemen her örnekte yüksek yüzdeli olarak belirlenmiştir. Referans noktası örneklerinin palinomorf içeriği fakir olup bu örneklerde diğer örneklerden farklı olarak silisli aglerin varlığı belirlenmiştir.



Şekil 20. “C7” noktasına ait olan polen diyagramı.

Figure 20. Polen diagram of location “C7”.



Şekil 21. “C9” noktasına ait olan polen diyagramı.

Figure 21. Polen diagram of location “C9”.

PALİNOSTRATİGRAFİK KARŞILAŞTIRMA ve YAŞ TARTIŞMASI

Türkiye’de Holosen yaşlı tortullarda sınırlı sayıda palinolojik çalışma gerçekleştirilmiştir (örneğin, van Zeist ve Bottema, 1991; Kutluk, 1994; Akgün, 1995; Aksu ve diğ., 1995a; Meriç ve diğ., 2000; Kerey ve diğ., 2004). Bu çalışmalardaki bulgular genel olarak değerlendirildiğinde, dinoflagellat ve sporomorf topluluklarını temel alarak yaş konusunda yaklaşımda bulunmak mümkün olmaktadır. Wall ve Dale (1973) ve Wall ve diğ. (1973), Karadeniz tortullarında iki yeni dinoflagellat türü tanımlamışlardır. Yazarlar, tanımlanan *Tectatodinium psilatatum* ve *Spiniferites cruciformis* formlarının tatlı su veya düşük tuzlulukta ki ortam koşullarında bol olarak gözleendiğini ve bu türlerin Son Buzul–Erken Holosen zaman aralığında (23.000–7.000 yıl arası) Karadeniz dışındaki bölgelerde gözlenmediğini belirtmişlerdir. Ancak 7000 yıldan sonra (7000–3500 yıl arasında) çift yönlü akıntının başlaması sonucunda tuzluluğun artması, tatlı su koşullarında gözlenen bu formların yok olmasını ve acı su koşullarında gelişen *Lingulodinium machaerophorum* ve *Cymatiosphaera globulosa* formlarının çoğalmasına neden olduğu belirlenmiştir.

Yaklaşık 8.000 yıl önce (Erken Holosen) Abant, Yaniçağ ve Ladik çevresinde soğuk iklim koşullarında gelişebilen, yaprak dökken ve her zaman yeşil iğne yapraklı karışık orman topluluğu ve konifer ormanlarından (*Abies*, *Pinus*, *Fagus*, *Quercus*, *Juniperus*) oluştuğu belirtilmektedir. Daha düşük topoğrafyalı alanlarda ise *Fagus*, *Corylus*, *Carpinus*, *Ostrya*, *Castane* ve *Quercus*’un oluşturduğu yamaç ormanlarının varlığından söz edilmektedir (van

Zeist ve Bottema, 1988, 1991; Atalay, 1992; Meriç ve diğ., 2000). 6000 yıl önce ise serin iklim koşullarını karakterize eden ve yaprak dökken ormanların (yüksek kesimlerde *Quercus*, *Juniperus*, *Pinus* ve yamaçlarda *Fagus*, *Corylus*, *Carpinus*, *Ostrya*, *Castanea*, *Quercus*) yaygınlaştığı belirtilmiştir. İklimsel değişimlere bağlı olarak, Erken Holosen’de *Betula* ve *Pinus* taksonlarının bolluğunu yerini, Orta Holosen’de *Quercus*, *Alnus*, *Ulmus*, *Tilia* taksonlarının bolluğuna bırakmaktadır. Orta Holosen’de geniş yayılım gösterdiği belirtilen bu bitki topluluğunun oluşumu, Holosen’in en ılık bölümünde gözlenen iklimsel optimum döneminde (7.000–4.000 yıl arası) geliştiği belirtilmektedir (Erol, 1979; Traverse, 1988). Serin ve nemli iklim koşullarında yetişebilen *Abies*, Orta Holosen’de bol olarak varlığı gözlenirken, Geç Holosen’de nemin azalması ve sıcaklığın artmasının sonucunda *Pinus*’ların yaygınlaştığından söz edilmektedir (van Zeist ve Bottema, 1991; Kutluk, 1994).

Meriç ve diğ., (2000) Anadolu Hisarı Küçüksu kasrı çevresinde gerçekleştirdikleri biostratigrafik çalışmada, palinolojik bulgular yardımıyla Holosen döneminde Anadolu Hisarı çevresindeki bitki örtüsü ve iklim koşullarını belirlemeye çalışmışlardır. Ayrıca palinomorf topluluklarını temel alarak, Anadolu Hisarı tortullarının çökme yaşı hakkında yaklaşımda bulunmuşlardır. Yazarlar, Anadolu Hisarı’ndan derledikleri örneklerde *Lingulodinium machaerophorum*’u bol ve *Cymatiosphaera* sp. nadiren tanımlamışlar ve örneklerin derlendiği tortul istifin 7.500–3.500 yılları arasındaki Mesoholosen döneminde kıyı yakınında acı su koşullarında oluştuğunu belirtilmişlerdir. Çalışmada tanımlanan polen ve sporlar, Anadolu

Hisarı'nın 5.000–4.000 yıl önce nemli serin iklim koşullarında *Pinus*, *Podocarpus*, Juglandaceae, *Ostrya*, *Carpinus*, *Corylus*, *Carya*, *Tilia*, *Alnus*, *Ulmus*, *Quercus*, *Fagus*, *Castanea*, Oleaceae'den oluşan ormanın örtüsüyle kaplı olduğunu ve bu bitki topluluğuna Taxodiaceae, Cupressaceae, *Liquidambar*, Myricaceae, Myrtaceae, *Engelhardia*, Cyrillaceae, Gramineae, Chenopodiaceae, Compositae, Ericaceae, Umbelliferae'nin eşlik ettiğini belirlemiştir. Tanımlanmış bitki örtüsünün, çevrede yüksek palaeotopoğrafik alanları kapladığını ve otlarla kaplı açık alanların az olduğuna işaret ettiği tanımlanmıştır.

Adapazarı çevresinde yapılmış olan sondajlara ait palinolojik bulgular Kerey ve diğ., (2004) tarafından elde edilmiştir. Adapazarı bölgesine ait palinomorf topluluğunda, *Pinus*, *Fagus*, *Quercus*, *Alnus*, *Carpinus* çok bol, *Corylus*, *Juglans*, *Ulmus*, Chenopodiaceae, Compositae (=Asteraceae ve Cichorioceae) ve Gramineae (=Poaceae) az bol olarak tanımlanmıştır. Adapazarı örneklerinde denizel dinoflagelat formlarının gözlenmediği belirtilmiştir. Yazarlar, Erken–Orta Holosen çökellerinde gerçekleştirdikleri çalışmada, sucül polenlerin Cyperaceae, Sparganiaceae, Polypodiaceae ve otsul formlardan Chenopodiaceae ve Compositae'nin yüzde bolluklarında zaman zaman artış gözlenmesinin, çalışma alanında yersel sığ göl bataklığının varlığı şeklinde yorumlanmıştır. Ayrıca, egemen olarak belirlenen gymnosperm ve angiosperm polenlerden *Pinus*, *Abies*, *Fagus*, *Quercus*, *Alnus*, *Carpinus*, *Corylus*, *Juglans*, *Ulmus*, Myricaceae ve *Tilia* varlığı çevrede yüksek palaeotopoğrafyalı alanların varlığına işaret edebileceği belirtilmiştir. Çalışmada, bu bitki örtüsünün Erken Holosen'de az nemli soğuk, Orta Holosen'de nemli nispeten serin iklim

koşulları altında geliştiği belirtilmiştir. Ayrıca, Orta Holosen'de gözlenen iklim koşullarına bağlı olarak *Liquidambar* ve *Castanea*'lerin geliştiği belirtilmiştir. *Abies*'in Orta Holosen'de gözlenen serin iklim koşullarına bağlı olarak yayılım gösterdiği, Geç Holosen'de (4.000 yıl önce) ise nemin azalması ve sıcaklığın artışına bağlı olarak yerini *Pinus*'lara bıraktığı açıklanmıştır. Adapazarı–Evrenköy örneklerinde, *Pseudoschizaea* formları tanımlanmıştır ve bu formun tatlı su algal kisti olduğu, yarı tropikal (subtropikal) sığ bataklık ortamlarında çoğaldığı belirtilmiştir (Kerey ve diğ., 2004).

Akgün (1995) İzmit Körfezi dip tortullarından sondaj boyunca derlediği örneklerle ait palinoflorayı tanımlamıştır. Palinolojik verilere bağlı olarak 1.000.000 yıl ile 6.000 yıl arasında palaeovejetasyonun İzmit Körfezi ve çevresinde değişmediğini konifer ve meşe ormalarının (*Pinus*, *Quercus* ve *Abies*) yayılım gösterdiğini vurgulamıştır. Yazar, İzmit Körfezi genç tortullarında Plüviyal devrin iklim koşullarının (nemli–serin) altında geliştiğini ve denizel etkinin sonucunda bu iklim koşullarının etkisinin uzun bir süre değişmeden kaldığını belirtmiştir.

Van Zeist ve Bottema (1998) palinolojik bulgulara dayalı olarak Güneybatı Asya'nın Kuvaterner dönemine ait palaeovejetasyon haritalarını oluşturmuştur. Türkiye'nin büyük bir bölümünün de yer aldığı bu çalışmada, 50–14 bin yıllık dönem içinde soğuk ve kurak iklim koşullarını varlığını ve step palaeovejetasyonun geliştiğini, 14–10 bin yıllık dönem içinde kurakçılığının koruyan orman ve step palaeovejetasyonuna dönüştüğünü ve 8.000–4.000 yıl öncesinde ise nemin artışına bağlı olarak ormanlık alanların genişlediğini ve günümüzdeki orman step dağılımına ulaştığı

belitilmiştir. Bu çalışmada ayrıca, Abant Gölü çevresinde, günümüzden 10.320 yıl kadar önce, son buzulaşma öncesinde gelişen otsul formlardan *Artemisia* ve *Compositae* ve ova ve yamaç alanlarını kaplayan bitkilerin (*Pinus*, *Cedrus*, *Juniperus*, *Betula*) yerini *Abies*, *Carpinus*, *Quercus* ve *Betula*'ya bıraktığı açıklanmıştır. Yazarlar, İç anadolu'da kıyı bölgelere doğru step vejetasyonun ormanlık alanlara değişim gösterdiğini belirtmişlerdir.

Tüm bu palinolojik bulgular göz önünde bulundurulduğunda, Gülbahçe Körfezi genç tortullarında;

1. *Pinus* ve *Quercus* formlarının yüksek yüzdeli, *Abies* formlarının nadiren palinospektra içinde yer alması,
2. *Tectatodinium psilatatum* ve *Spiniferites cruciformis* formlarının gözlenmemesi ancak, *Lingulodinium machaerophorum* ve *Cymatiosphaera globulosa* formlarının düşük yüzdeli veya nadir varlıkları,
3. Otsul angiosperm formlarının çeşitli ancak düşük yüzdeli olarak palinospektra içinde yer almaları temel alınarak, tortul istifin Geç Holosen döneminde çökeldiğini düşündürmektedir.

PALAEOVEJETASYON ve PALAEOİKLİM

Örneklerin derlendiği düzeylerin oluşumu sırasında Gülbahçe Körfezi ve çevresine ait ortam ve vejetasyonun belirlenebilmesi için polenlere dayalı olarak ayırtılan bitki taksası ve palinomorlar yaşam ortamları açısından incelenmiştir. Taksonların ortamsal koşullara bağlı özellikleri aşağıda verilmiştir.

Bataklık Ormanı: Taxodiaceae, Cyrillaceae, Schizaceae, Osmundaceae, *Nyssa* ve Myricaceae.

Karışık Mezofitik Orman (iğne apraklı ve her daim yeşil karışık orman): *Pinus haploxyylon* tip, *Pinus diploxyylon* tip, *Abies*, *Cathaya*, *Podocarpus*, *Cedrus*, *Quercus*, Fagaceae, *Ulmus*, *Zelkova*, Sapotaceae, *Alnus*, *Tilia*, Oleaceae, *Carpinus*, *Ostrya*, *Salix* ve *Castanea*.

Otsul ve Çalılık Karasal Alanlar (Zemini kuru açık alanlar): Chenopodiaceae, Asteraceae, Cichorioideae, Umbelliferae, *Artemisia*, Asophadelaceae, Poaceae ve Geraniaceae.

Orman altı Örtüsü (Eğreltiler): Polypodiaceae.

Denizel Formlar: *Lingulodinium machaerophorum*, *Cymatiosphaera globulosa*, *Spiniferites ramosus*, *Spiniferites* spp. Mikroforaminiferal astar, sucül fungal spor (Ingoldian tip) ve Pseudoschizaea.

Gülbahçe Körfezi çevresine ait Geç Holosen dönemine ait ortamlar karasal ve denizel ortam için ayrı bölümler halinde açıklanmıştır.

Gülbahçe Körfezinde Karasal Ortam: Otsul formların hemen her karotta notalarına ait örneklerde gözlenmesi, Gülbahçe Körfezi çevresinde otsul alanların varlığını düşündürmektedir. Egemen olarak *Pinus*, *Quercus*, Fagaceae, Oleaceae ve *Castanea* oluşan konifer ve angiosperm ormanı ile örtülü orta yükseklikte paleotopoğrafik alanların varlığı söylenebilir. Ayrıca, orman altı bitki örtüsü oldukça az yaygındır. Bataklık ortamını tanımlayan formların düşük yüzdeli varlığı ve bu formlara otsul alan formlarının eşlik etmesi, Gülbahçe Körfezi çevresinde yersel bataklık alanların zaman zaman yerini kurak alanlara bıraktığını düşündürmektedir. *Nyssa* ve Pseudoschizaea tatlı su formlarının ve denizel ortamı yansıtan dinoflagellat formlarının bir

arada varlıkları, körfez çevresinde gözlenen bataklık ortamının iklimsel koşullara bağlı olarak tatlı su ile beslendiği şeklinde yorumlanabilir.

Gülbahçe Körfezinde Denizel Ortam: Körfez tortullarından derlenen hemen her örnekte denizel dinoflagellat formlarının seyrekde olsa varlığı (*Spiniferites* spp. *Lingulodinium machaerophorum*, *Cymatiosphaera globulosa*, *Spiniferites ramosus*), Mikroforaminiferal astar, sucul fungal spor (Ingoldian tip) ve *Pseudoschizacaea* gözlenmesi, örneklerin derlendiği tortul istifin oluşumu sırasında sıcak su koşullarının varlığını göstermektedir (Meriç ve diğ., 2000). Özellikle mikroforaminifer astar ve *Pseudoschizacaea* gözlenmesi körfez içinde Geç Holosen zamanında sıcak su koşullarının varlığını güçlendirmektedir. Ayrıca, günümüzde körfez tabanında oluşan yükseltilerden belirlenen, sıcak sığ su koşullarında çoğalan ve geniş yayılım gösterdiği belirtilen *Cladocora caespitosa* mercan formunun tanımlanması, Geç Holosen döneminden günümüze kadar ortamda sıcak su etkisinin sürekliliği şeklinde yorumlanabilir. Mikroforaminifer astar formunun örneklerde yüksek yüzdeli olarak tanımlanması ve birçok palinomorfta gözlenen demir oksit oluşumu. Gülbahçe Körfezi suyu içindeki mineral yoğunlaşmasının termal aktivite sonucunda geliştiği söylenebilir.

Körfez tortullarından tanımlanan palinomorf toplulukları temel alınarak, karasal ortamda, egemen olarak *Quercus* ve *Pinus*' tan oluşan orman alanlarının varlığı ve bu orman alanlarında *Abies*'in nadiren gözlenmesi, Geç Holosen sıcaklık artışı ile ilişkilendirilebilir. Körfez totullarından tanımlanan palinofloraya ait sayısal ısı değerleri sırasıyla; yıllık ortalama ısı değeri (MAT)= 23 Taxa [17.0°C (*Cathaya*)–18.4°C

(*Pinus sylvestris*); en soğuk ayın yıllık ortalama ısısı (CMT)= 23 Taxa [6.2°C (*Cathaya*)–12.5°C (*Pinus sylvestris*; en sıcak ayın yıllık ortalama ısısı (WMT)= 17 Taxa [26.5°C (*Cathaya*), 27.9 °C (*Pinus sylvestris*); Yıllık ortalama yağış miktarı (MAP)= 17 Taxa [1146 mm (*Cathaya*), 1281 mm (*Taxodium*)] olarak hesaplanmıştır. MAT değerinin ortalama 17.7°C ve CMT değerinin ortalama 9.35 °C olması, palinofloraya bağlı olarak tanımlanan sıcaklık artışını desteklemektedir. MAP değerlerinin yüksek olması, geç Holosen'de gözlenen denizel etkinin nemli iklim koşullarının gelişmesine neden olduğu şeklinde yorumlanabilir.

Diğer Holosen yaşlı genç tortullardan tanımlanan palinofloralar “Coexistence approach” analizinde değerlendirilmiş ve ısı değerleri aşağıda verilmiştir.

Adapazarı

Yıllık ortalama ısı değeri = 17 Taxa [10.0°C (*Olea* sp.)–20.8°C (*Tilia* sp.)]

En soğuk ayın yıllık ortalama ısısı = 17 Taxa [–2.7°C (*Taxodiaceae*)–13.3°C (*Tilia* sp.)]

En sıcak ayın yıllık ortalama ısısı = 17 Taxa [21.6°C (*Castanea* sp.)–28.1°C (*Tilia* sp.)]

Yıllık ortalama yağış miktarı = 17 Taxa [735 mm (*Carpinus*)–1355 mm (*Carpinus*)]

Anadolu Hisarı

Yıllık ortalama ısı değeri = 19 Taxa [15.6°C (*Engelhardtia* sp.)–20.8°C (*Tilia* sp.)]

En soğuk ayın yıllık ortalama ısısı = 19 Taxa [5.0°C (*Engelhardtia* sp.)–13.3°C (*Tilia* sp.)]

En sıcak ayın yıllık ortalama ısısı = 19 Taxa [24.7°C (*Engelhardtia* sp.)–28.1°C (*Tilia* sp.)]

Yıllık ortalama yağış miktarı = 19 Taxa [1122 mm (*Lygodium* sp.)–1281mm (*Taxodium*)]

İzmit Körfezi

Yıllık ortalama ısı değeri = 24 Taxa [15.6°C (*Engelhardtia* sp.)–20.8 °C (*Tilia* sp.)]

En soğuk ayın yıllık ortalama ısı = 24 Taxa [5.0 °C (*Engelhardtia* sp.)–13.3 °C (*Tilia* sp.)]

En sıcak ayın yıllık ortalama ısı = 24 Taxa [25.4 °C (*Gleichenia* sp.)–28.1 °C (*Tilia* sp.)]

Yıllık ortalama yağış miktarı = 24 Taxa [1183 mm (*Gleichenia* sp.)–1281mm (*Taxodium*)]

Bu bölgelere ait ısı değerleri ile Gölbahçe Körfezinden hesaplanan ısı değerleri karşılaştırıldığında, Adapazarı bölgesinde, Gölbahçe Körfezi çevresine göre daha serin ve kurak iklim koşullarının geliştiği söylenebilir. Sayısal iklim değerleri, Anadolu Hisarı ve İzmit Körfezi bölgelerindeki iklim koşullarının Gölbahçe Körfezi ve çevresinin iklim koşullarına benzer olduğu şeklinde yorumlanabilir. Her üç bölgenin denizel etkiye açık olması, benzer iklimsel koşullardan etkilenerek, benzer vejetasyonların gelişimi desteklenmiş olmalıdır.

SONUÇLAR

Gölbahçe Körfezi içindeki termal sıcak su kaynaklarının varlığının sorgulanması amacıyla gerçekleştirilen yüksek ayrımlı sığ sismik çalışma (3.5 kHz) ile palinolojik çalışmaların değerlendirilmesi sonucunda aşağıdaki bulgular elde edilmiştir.

- Sismik kesitlerde iki stratigrafik birim tespit edilmiştir. Bu birimler A birimi ve B birimi olarak gösterilmiştir. A birimi, birbirine paralel ince tabakalanma göstermekte olup akustik özelliğe bağlı olarak A1 ve A2 alt birimlerine ayrılmaktadır. En geç birim olan

A1 birimi sürekli yansıma yüzeyi ile zayıf düzenli bir yansıtıcı pakettir. A1 birimi körfezin orta kesimlerinde yaklaşık olarak 4-5 m kalınlıkta olup körfezin kıyı kesimlerine doğru 0.5-1 m kalınlığa kadar incelmektedir. A2 birimi ise düzensiz, girintili çıkıntılı bir yüzeye sahip B biriminden ayrılmaktadır. Ondülasyonlu bir görünüm veren akustik temel niteliğindeki B biriminin de bölge jeolojik verilerine dayanarak karstik yapıya sahip kireçtaşlarından oluştuğu düşünülmektedir. Ondülasyonlu üst yüzey yapısının karasal erozyon etkisinde şekillenmiş olduğu sonucuna varılmıştır.

- Yüksek ayrımlı sığ sismik profillerde (3.5 kHz), deniz tabanı üzerinde tespit edilen morfolojik yükseltilerinin, sıcak su koşulları için göstergelerden biri olan “*Cladocora Caespitosa*” mercan türünün deniz tabanı üzerinde birikmesi sonucunda deniz tabanı üzerinde gözlenen bu yükselti yapılarını oluşturduğu düşünülmektedir. Bu yükseltilerin 16 km²’lik bir alanda yayılım gösterdiği, yaklaşık 0.4 ile 7.5 metre yükseklikde ve 1.26 ile 101 metre genişlikde olduğu tespit edilmiştir.
- Günümüzde morfolojik yükseltilerin bulunduğu alanlardan ve bu çalışmada tanımlanan A birimden derlenen ve sıcak su ortamlarında yaygın olarak gözleendiği belirtilen mercan formlarının varlığı, Geç Kuvaterner’den günümüze kadar sıcak su koşullarının (termal aktivite) devam ettiğini düşündürmektedir.
- Ortalama 0.96 ile 2.00 m uzunluğundaki örnekleme noktalarından palinolojik amaçlı örnekler derlenmiş ve her karotta yüzey, orta ve taban olmak üzere 3 örnekte çalışılmıştır. Çalışılan toplam 41 örnekten spor, polen,

dinoflagellat, silisli alg ve fungal sporlar tanımlanmıştır. uzunluğundadır

- Palinolojik çalışmalara göre Geç Holosen’de Gülbahçe Körfezi çevresinde orta ve düşük paleotopoğrafyalı alanların ve bu alanların arasında yer yer otsul açık bölgelerin varolabileceği belirlenmiştir.
- Gülbahçe Körfezi’nde Geç Holosen’de sıcak su koşullarının varlığı (termal aktivite), çeşitli denizel dinoflagelat, *Pseudoschizace* ve mikroforaminifer astar formlarının palinospektra içinde varlıkları gözönünde bulundurularak belirlenmiştir.
- Mikroforaminifer astar ve çeşitli palinomorfaların içinde gözlenen demir oksit oluşumları, deniz suyunda mineral yoğunlaşmasının varlığını göstermektedir. Bu mineral yoğunluğunun ise termal aktivite nedeniyle geliştiği düşünülmektedir.
- Gülbahçe Körfezi çevresinde denizel etkiye bağlı olarak nemli ve sıcak iklim koşullarının varlığı gözlenirken, körfez içinde deniz suyu sıcaklık değerinin yüksek olduğu söylenebilir. Bu yüksek deniz suyu sıcaklığının bölgede gözlenen termal aktivite ile ilişkilendirilebileceği düşünülmektedir.
- Derlenen örnekler “Coexistence Approach” analizi yöntem ile değerlendirilmiştir ve Yıllık ortalama ısı değeri (MAT)= 23 Taxa [17.0°C (*Cathaya*)–18.4°C (*Pinus sylvestris*)]; En soğuk ayın yıllık ortalama ısısı (CMT)= 23 Taxa [6.2°C (*Cathaya*)–12.5°C (*Pinus sylvestris*); En sıcak ayın yıllık ortalama ısısı (WMT)= 17 Taxa [26.5°C (*Cathaya*), 27.9 °C (*Pinus sylvestris*)]; Yıllık ortalama yağış miktarı (MAP)= 17 Taxa [

1146 mm (*Cathaya*), 1281 mm (*Taxodium*)] olarak hesaplanmıştır.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma, Bade PEKÇETİNÖZ’ün doktora çalışmasının bir bölümünü içermektedir. Hazırlanan palinolojik örnekler, Dokuz Eylül Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği bölümü laboratuvarlarında gerçekleştirilmiştir. Tilia programına örneklerin aktarılmasında yardımcı olan Sariye Duygu ÜÇBAŞ’a, sismik verilerin toplanmasında yardımlarını esirgemeyen Dr. Cem GÜNAY’a, gravite kor çalışmasında büyük emeği geçen Gamze KORDACI’ya, sismik verilerin yorumlanmasında değerli bilgi ve deneyimlerini esirgemeyen Dr. Muhammed DUMAN’a, deniz çalışmalarında bizlere her konuda yardımcı olan Piri Reis araştırma gemisi ile Dokuz Eylül–1 araştırma gemisinin değerli kaptanlarına ve mürettebatına ve Piri Reis Uluslararası Deniz Araştırma Hizmetleri İnş. San. ve Ltd. Şti’ ye teşekkür ederiz. Makaleye verdikleri görüş ve önerilerden dolayı Dr. Funda AKGÜN, Dr. Doğan YAŞAR ve Türkiye Jeoloji Bülteni editörü Dr. Cemal TUNOĞLU’na teşekkür ederiz.

EXTENDED SUMMARY

To indentify the presence of the thermal hot water sources in Gülbahçe Bay, high resolution seismic and palynological studies were evaluated and the following findings were obtained:

- *High-resolution seismic profiles obtained from Gülbahçe Bay indicate two distinct stratigraphic units. These units are A and B. A unit has parallel and thin layers. It consists of subunits A1 and A2 depending on*

its acoustic features. The youngest unit A1, which overlies A2, is characterized by continuous parallel reflectors. Unit A1 reaches a thickness up to 4-5 m in the middle part of Gülbahçe Bay and becomes thin to 0.5-1 m towards the shoreline of the bay. A2 unit is separated from unit B, which shows discontinuous chaotic and chaotic to chaotic wavy reflectors. According to geological data from the vicinity of Gülbahçe Bay, it is suggested that unit B, with its acoustic basement characteristics, is composed of carstic limestones. It is proposed that this chaotic structure of unit B may have been formed by terrestrial erosion.

- In high-resolution shallow seismic analysis (3.5 kHz), the morphological highs on the sea bottom are suggested to have been formed in the conclusion of a clustering of coral forms, which have been pointed out to be an important indicator for hot water conditions. It was observed that these highs, which cover an area of approximately 16 km², are 0.4-7.5 m long and 1.26-101 m wide.
- The presence of coral forms, which was compiled from morphological highs and the term unit A and is also observed to be common in hot water conditions (thermal activity), suggests that hot water conditions have continued from the late quaternary to the present day.
- The samples were compiled from cores of about 0.96 and 2.00 long for palynological analysis and three samples from each core were studied. Spores, pollen, dinoflagellat cysts, diatoms and fungal spores were defined from the 41 samples collected.

- According to the palynological study, high and low topographic areas and open vegetational regions between these areas surrounding the Gülbahçe Bay during the Late Holocene could be determined.
- The presence of the hot water conditions (hydrothermal activity) in Gülbahçe Bay during the Late Holocene period is defined, based on the existence of various dinoflagellat cysts, Pseudoschizacea and microforaminiferal test in the palynospectra.
- Iron oxide that has formed on the microforaminiferal test and various palynomorphs indicates the mineral concentration of the sea water. This is related to the geothermal activity in Gülbahçe Bay.
- Humid and hot palaeoclimatic conditions are observed in the surroundings of Gülbahçe Bay. When the hot sea water conditions in the bay, are also considered, a geothermal activity can be proffered as an explanation.

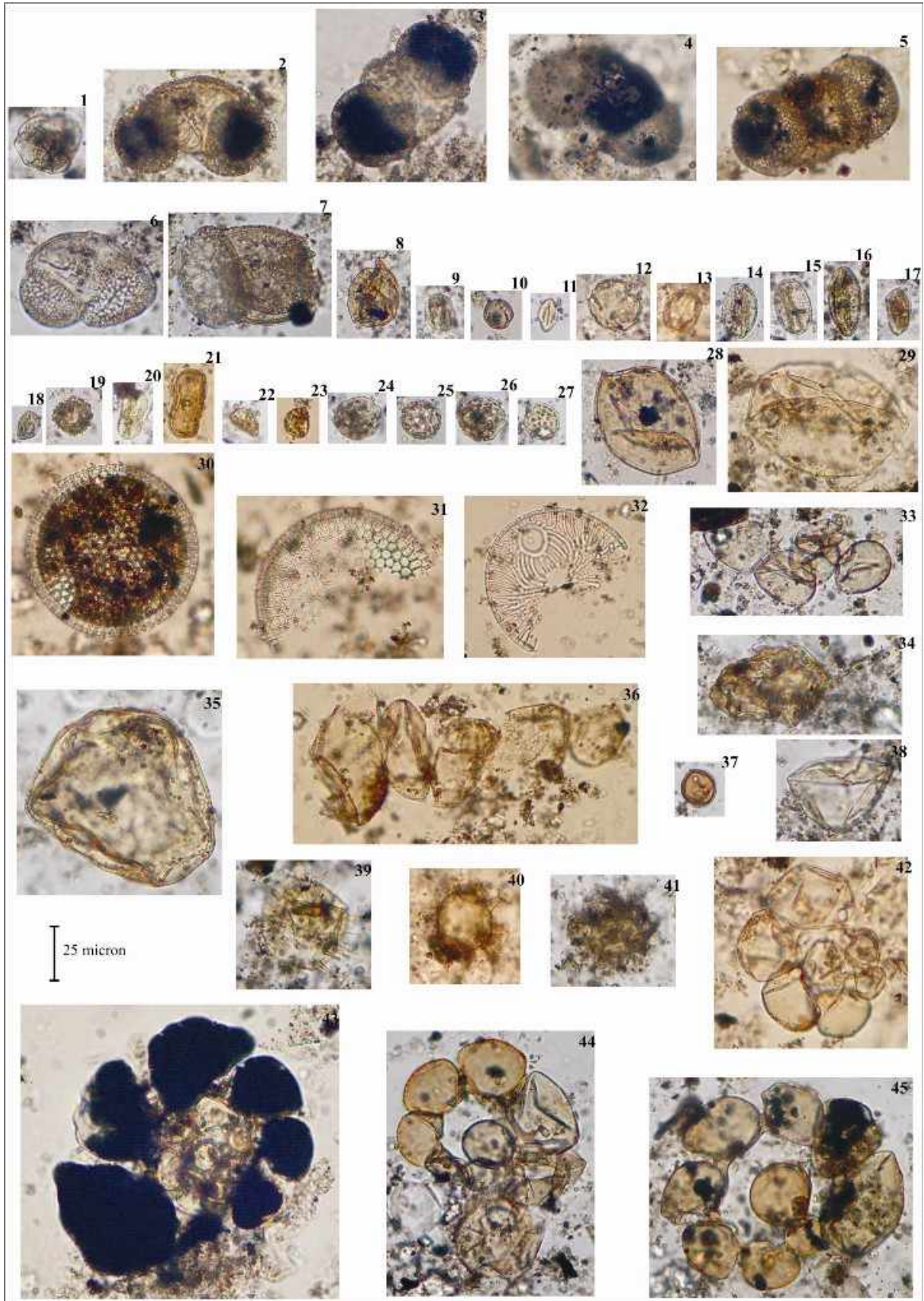
Palynoflora of the Late Holocene was analyzed with the Coexistence Approach analysis method using the CLIMSTAT program. The climatic parameters discussed here are the mean annual temperature (MAT), the mean temperature of the coldest month (CMT), the mean temperature of the warmest month (WMT) and the mean annual precipitation (MAP). The calculations are between 17.0°C (Cathaya)–18.4°C (Pinus sylvestris) for the MAT, 6.2°C (Cathaya)–12.5°C (Pinus sylvestris) for the CMT, 26.5°C (Cathaya), 27.9°C (Pinus sylvestris) for the WMT and 1146 mm (Cathaya), 1281 mm (Taxodium) for the MAP.

LEVHALAR

PLATES

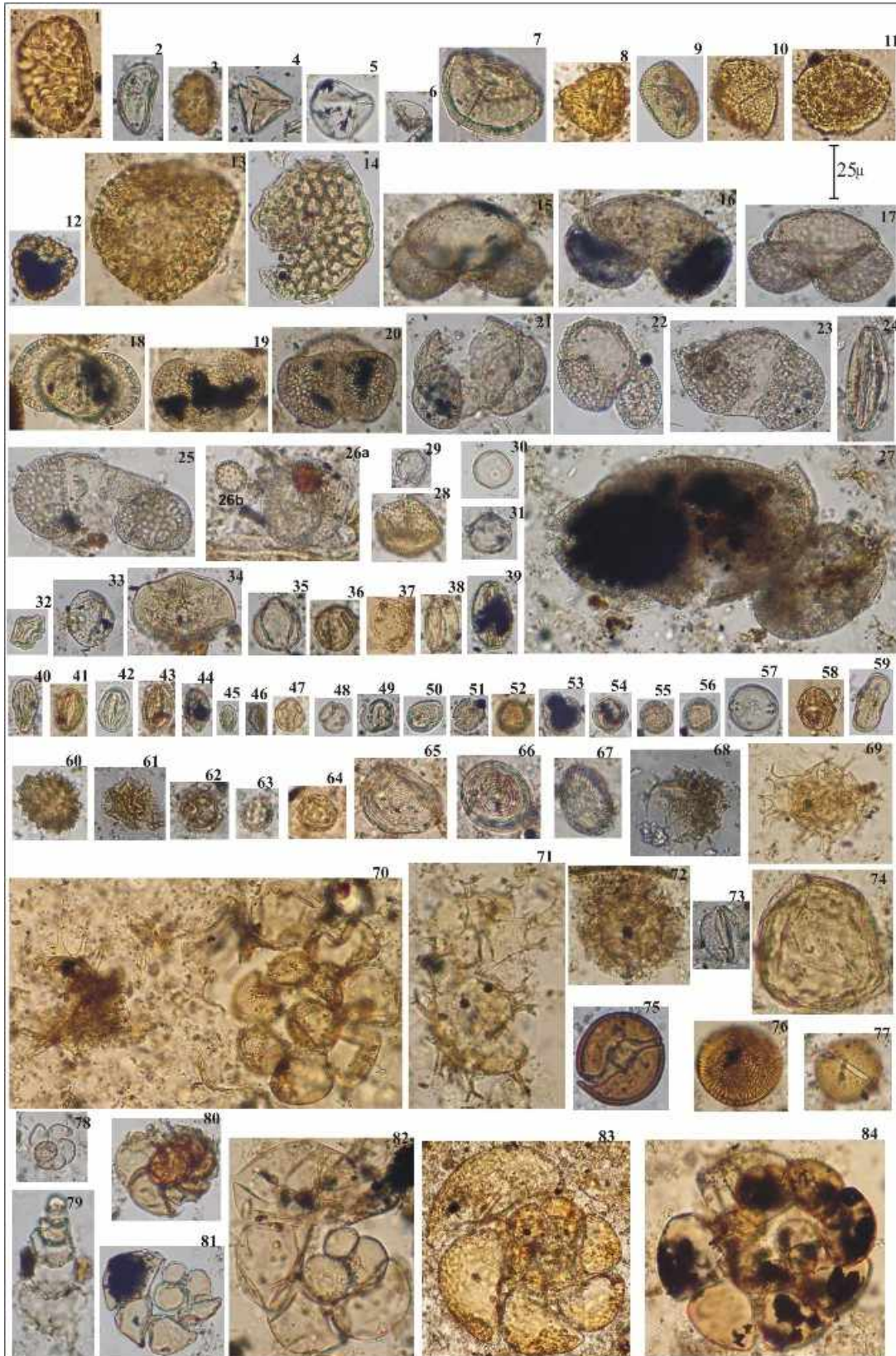
Levha I (Referans Noktası) *Plate I (Reference Point)*

1. Schizaceae
- 2-6. *Pinus diploxylon* tip
7. *Pinus haploxylon* tip
8. Cupressaceae
- 9-16. *Quercus* spp.
- 17,18. *Castanea*
19. Asteraceae
- 20,21. Apiaceae
- 22-27. Chenopodiaceae
- 28,29. Taxodiaceae
- 30,31. *Coscinodiscis nodulifer*
32. *Auliscus punctatus*
- 33,34;36-38 Fungal Spor
35. Tanımlanayan form
39. *Lingulodinium* sp.
- 40,41. *Spiniferites* sp.
- 42-45. Mikroforaminifer astar



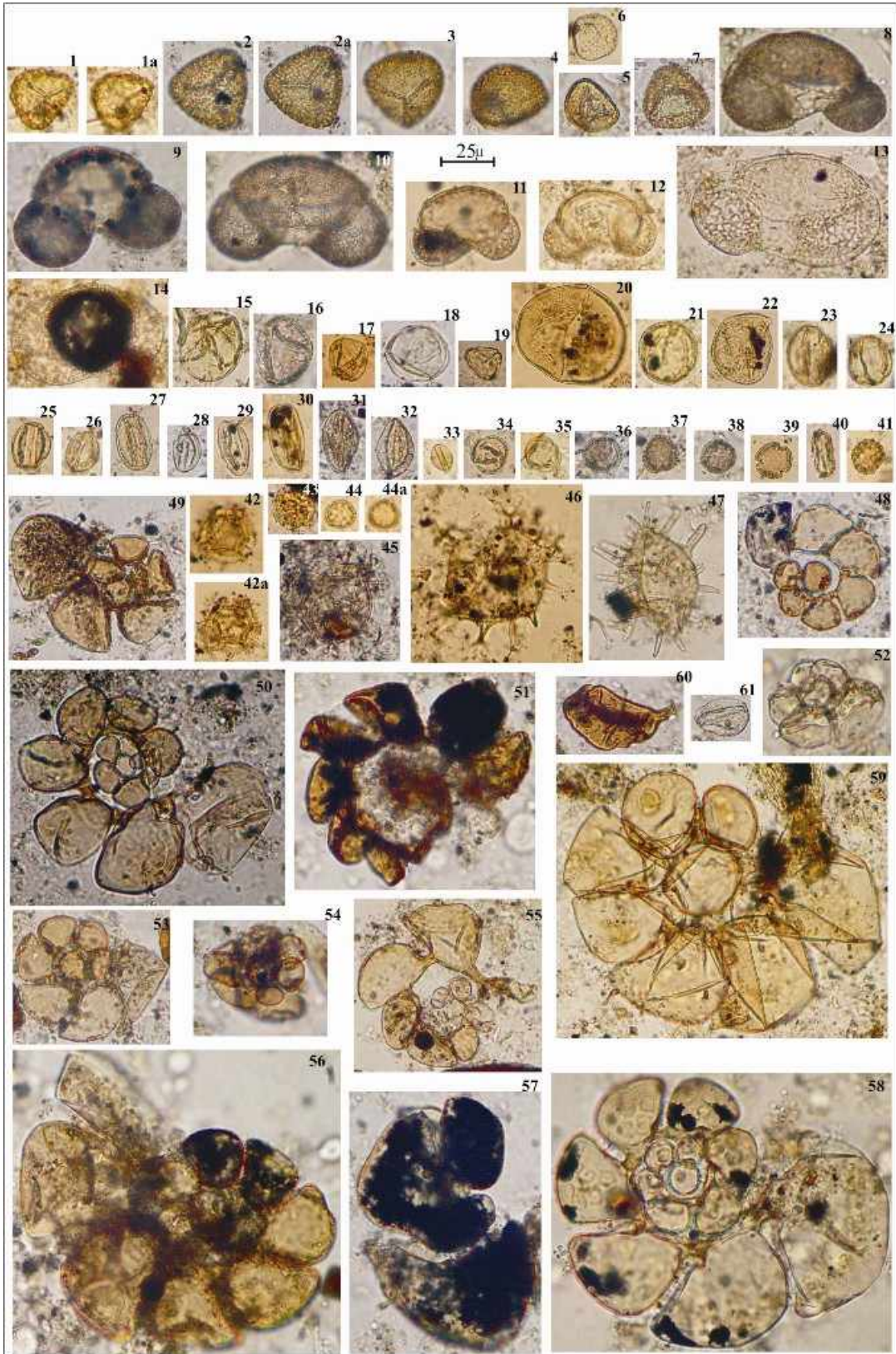
Levha II (1)
Plate II (1)

- 1, 3. Davaliaceae
2, 8, 11, 12. Polypodiaceae
4. Schizaceae
5-7. Sphagnaceae
9,10. *Punctatisporites* spp.
13,14. *Lycopodium* sp.
15-17. *Pinus diploxylon* tip
18, 20-23, 26a. *Pinus haploxylon* tip
19. *Podocarpus* sp.
24. Ephedraceae
28. Cupressaceae
30. Poaceae
31. *Ostrya* sp.
32. *Alnus* sp.
33. *Zelkova* sp.
34. Ashopdelaceae
35-44. *Quercus* spp.
45,46. *Castanea*
47,48. Cyrillaceae
49. *Tricolporopollenites* sp.
50-56. Oleaceae
57,58. *Nyssa* sp.
59. Apiaceae
60. Asteraceae
61,62. Cichorioideae
63, 64, 26b. Chenopodiaceae
65-67. *Pseudoschizaceae*
68. *Lingulodinium* sp.
69. *Spiniferites mirabilis*
70-72. *Spiniferites* sp.
73,74. Tanımlanayan form
75-77. Fungal Spor
78-84. Mikroforaminifer astar



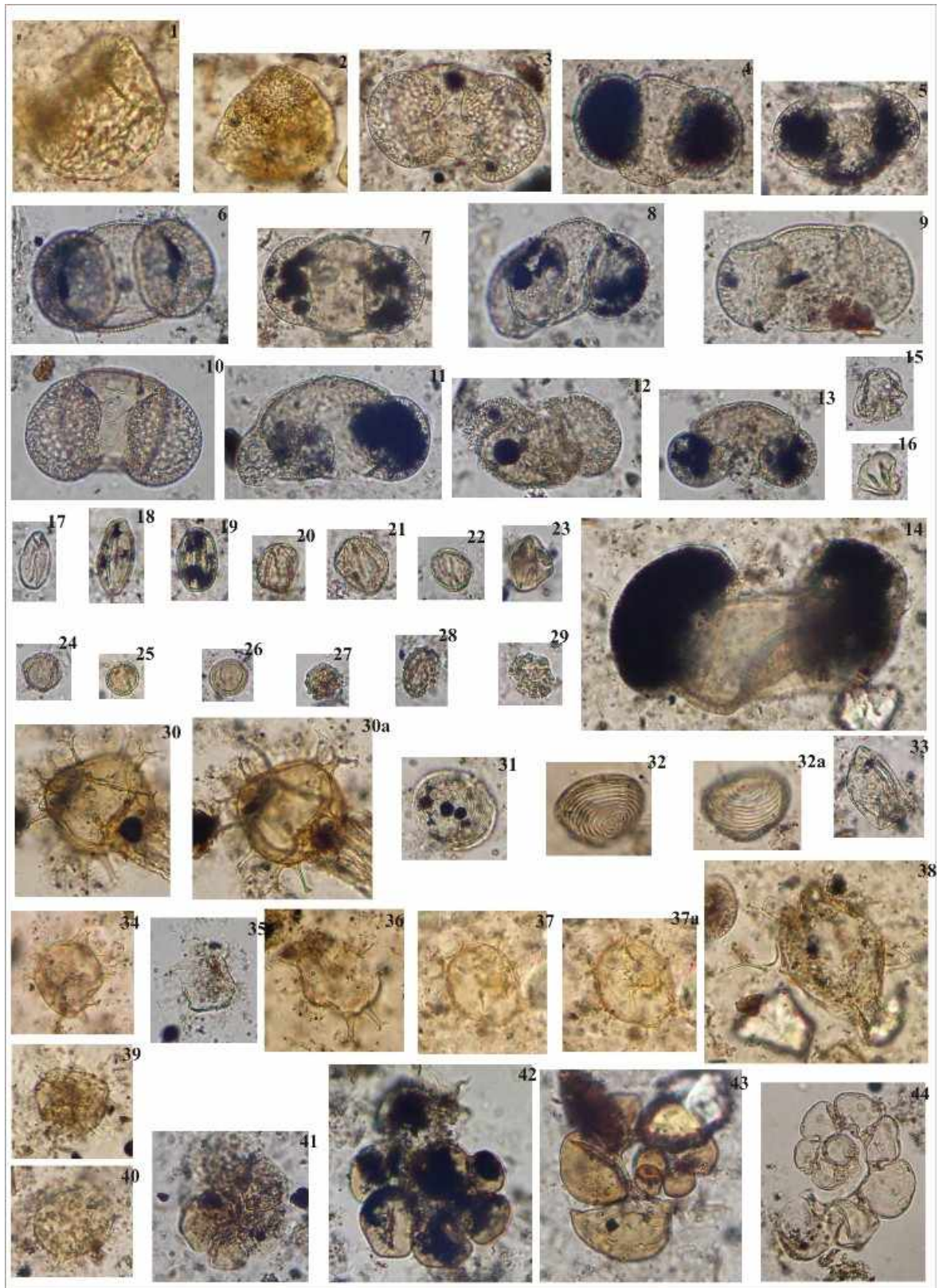
Levha III (C2)
Plate III (C2)

1. Polypodiaceae
- 2-7. *Punctatisporites* spp.
- 8-13. *Pinus diploxylon* tip
14. *Pinus haploxylon* tip
- 15,16. Cupressaceae
- 17,18. Poaceae
19. Myrtaceae
20. Ashopdelaceae
- 21-32. *Quercus* spp.
33. *Tricolpopollenites* sp.
- 34-38. Oleaceae
39. *Artemisia* sp.
40. Apiaceae
41. Asteraceae
- 42,43. Cichorioideae
44. Chenopodiaceae
- 45,47. *Lingulodinium machaerophorum*
46. *Spiniferites* sp.
- 48-59. Mikroforaminifer astar
60. Fungal Spor
61. Tanımlanayan form



Levha IV (C5)
Plate IV (C5)

1. Polypodiaceae
2. Osmudaceae
- 3–12. *Pinus haploxylon* tip
13. *Pinus diploxylon* tip
14. Pinaceae *Abies* sp.
15. Poaceae
16. Myricaceae
- 17–21. *Quercus* spp.
- 22,23. Cyrillaceae
- 24–26. Oleaceae
- 27–29. Asteraceae
- 30, 34–37, 38. *Spiniferites* spp.
- 31,32. *Pseudoschizaceae*
- 39,40. *Lingulodinium* sp.
- 41–44. Mikroforaminifer astar



DEĞİNİLEN BELGELER

- Akgün, F., 1995, İzmit Körfezi (Hersek Burnu – Kaba Burun) Kuvaterner İstifinin Palinolojik İncelemesi. *In: Meriç, E. (ed.), İzmit Körfezi'nin Kuvaterner İstifi.* 179–199.
- Aksu, A.E., Yaşar, D., Mudie, P.J., 1995a. Paleoclimatic and paleoceanographic conditions leading to development of sapropel layer S1 in the Aegean Sea basins. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 116, 71-101.
- Aksu, A.E., Yaltrak, C. ve Hiscott, R.N., 2002. Quaternary paleoclimatic–paleoceanographic and tectonic evolution of the Marmara Sea and environs, *Marine Geology* 190, 9–18
- Atalay, İ., 1992, The Paleogeography of the Near East (From Late Pleistocene to Early Holocene) and Human Impact. Ege Univ. Press, 38 p.
- Bernasconi, M.P., Corselli, C. ve Carobene, L., 1997. A bank of the scleractinian coral *Cladocora caespitosa* in the Pleistocene of the Crati valley (Calabria, Southern Italy): growth versus environmental conditions. *Boll. Soc. Paleontol. Ital.* 36 (1–2), 53–61.
- Canbolat, A., 1986. Seferihisar jeotermal sondajları bitirme raporları (Tuzla 1, G–2A, G–3, G3A, G12A, G17A (in Turkish). *MTA rap.* JI43, İzmir.
- Cihangir, B., 2007. Kişisel Görüşme. D.E.Ü. Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü, İzmir.
- Conrad, M. A., Hipfel, B. ve Satır, M., 1997. Chemical and stable isotopic characteristics of thermal waters from the Çeşme–Seferihisar area, İzmir (W. Turkey). *In: Piksin, Ö., Savaşçın, M. Y., Ergün, M. ve Tarcan, G. (Eds.), Proceedings International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region, 9–14 oct. 1995, vol. 2, pp. 669–679.*
- Dewey, J. F. ve Şengör. A.M.C., 1979. Aegean and surrounding regions: complex multi–plate and continuum tectonics in a convergent zone, *Geol. Soc. America Bull. Part 1.* 90., 84–92 p.
- Erol, O., 1979, Anadolu'da Kuvaterner'de pluvial ve interpluvial koşullar ve özellikle güney ve iç Anadolu'da son buzul çağından bu güne kadar olan çevresel değişimler. *Coğ. Araşt. Derg.*, 9, 5-12.
- Eşder, T., Ölmez, E., Aydın, H. ve Gür, Ş., 1995. Doğanbey Ilicası (Seferihisar–İzmir) jeotermal enerji kuyusunun bitirme raporu (in Turkish). *MTA report* No. JT–134.
- Eşder, T., 1990. The crust structure and convection mechanism of geothermal fluids in Seferihisar geothermal area. *In: Savaşçın, M. Y., Eronat, H. (Eds.) Proceedings International Earth Sciences Congress on Aegean Regions, İzmir, Turkey, vol. 1, pp. 135–147.*
- Eşder, T. ve Şimşek, Ş., 1977. İzmir–Seferihisar alanı Çubukludağ Grabeni ile dolayımın jeolojisi ve jeotermal enerji olanakları.

- MTA yayınlanmamış rapor 5842, Ankara.
- Eşder, T. ve Şimşek, Ş., 1975. Geology of İzmir–Seferihisar geothermal area, Western Anatolia of Turkey, determination of reservoirs by means of gradient drilling. In: *Proc. 2nd UN Symp. on the Development and Use of Geothermal Resources*, San Francisco, CA, pp. 349–360.
- Filiz, Ş., Tarcan, G. ve Gemici, Ü., 1997. Seferihisar (İzmir) jeotermal alanındaki sıcak suların Hidrojeokimyasal incelenmesi (in Turkish). In: *Su ve Çevre Sempozyumu 97*, 2–5 Haziran 1997, İstanbul, pp. 117–128.
- Filiz, Ş. ve Tarcan, G., 1993. Seferihisar (İzmir) jeotermal alanının hidrojeolojisi (in Turkish). *TPJD Bül.* 5/1, pp. 97–112.
- Filiz, Ş., 1982. Ege Bölgesindeki önemli jeotermal alanların ^{18}O , ^2H , ^3H , ^{13}C izotoplarıyla incelenmesi (in Turkish). *Assoc. Prof. Thesis. E.Ü.Y.B.F.*, İzmir.
- Kaya, O., 1979. Ortadoğu Ege çöküntüsünün (Neojen) stratigrafisi ve tektoniği, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 22, 35–58.
- Kerey, E., Meriç, E., Nazik, A., Tunoğlu, C., Avşar, N., Kapan-Yeşilyurt, S., Akgün, F., Uludağ, M., Agasi, N., Tıraş, M., Çil, E. ve Akkiraz, M.S., 2004, İzmit Körfezinin Doğusu, Adapazarı, Sakarya Deltası ve çevreleri Geç Kuvaterner (Holosen) çökellerinin özellikleri, Yerbilimleri, S. 29, s: 55-76, Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni, Ankara.
- Koçak, F., 2007. Kişisel Görüşme. D.E.Ü. Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü, İzmir.
- Kutluk, H., 1994, Haliç Holosen polenleri. Doktora Tezi.Ü. Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü, 384 s., İstanbul.
- McKenzie, D.P., 1972. Active tectonics of the Mediterranean regions, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 30, 109–185 p.
- Meriç, E., Kerey, İ. E., Avşar, N., Tunoğlu, C., Taner, G., Kapan-Yeşilyurt, S., Ünsal, İ. ve Rosso, A., 2000, Geç Kuvaterner (Holosen)'de İstanbul Boğazı yolu ile Marmara Denizi-Karadeniz bağlantısı hakkında yeni bulgular. *TJB*, 43(1), 73–118,
- Mosbrugger, V. ve Utescher, T., 1997. The coexistence Approach—a method for quantitative reconstructions of Tertiary terrestrial Palaeoclimate data using the plant fossils. *Palaeogeography Paleoclimatology Paleocology* 134, 61–86.
- Morri, C., Peirano, A. ve Bianchi, C.N., 2001. Is The Mediterranean Coral Cladocora Caespitosa An Indicator Of Climatic Change? *Archo Oceanogr. Limnol.* 22 (2001), 139–144.
- Mudie, P. J., Rochon A., Aksu A.E., Gillespie H., 2004, Late glacial, Holocene and modern dinofagellate cyst assemblages in the Aegean–Marmara Black Sea corridor: statistical analysis and re–interpretation of the early Holocene Noah 's Flood hypothesis, *Review of Palaeobotany and Palynology* 128, 143–167
- Okay, A .İ., Kaslılar–Özcan, A., İmren, C., Boztepe–Güney, A., Demirbağ, E.,

- Kuşçu, İ., 2000. Active faults and evolving strike-slip basin in the Marmara Sea, Northwest Turkey: a multichannel seismic reflection study. *Tectonophysics*, 321, pp. 189–218.
- Peirano, A., Morrib, C., Bianchia, C.N., Aguirrec, J., Antoniolid, F., Calzettae, G., Carobeneb, L., Mastronuzzif, G. ve Orrù, P., 2004. The Mediterranean coral *Cladocora caespitosa*: a proxy for past climate fluctuations?. *Global and Planetary Change*, p. 195–200.
- Peirano, A., Morri, C., Bianchi, C.N. ve Rodolfo-Metalpa, R., 2001. Biomass, carbonate standing stock and production of the Mediterranean coral *Cladocora caespitosa* (L.). *Facies* 44, 75–80.
- Peirano, A., Morri, C., Mastronuzzi, G. ve Bianchi, C.N., 1998. The coral *Cladocora caespitosa* (Anthozoa, Scleractinia) as a bioherm builder in the Mediterranean Sea. *Mem. Descr. Carta geol. D'Italia*, 52 (1994): 59–74.
- Roberts, N. ve Wright, 1993, Vegetational, lake level and climatic history of the Near East and Southwest Asia. In H. E. Wright, Jr., J. E. Kutzbach, T. Webb III W. F. Ruddiman, F. A. Sreet-Perott, & P. J. Bartlein (eds.), *Global climates since the last glacial maximum*, 53-67. Minneapolis: University of Minnesota Press. (COHAMP volume).
- Şengör, A. M. C., 1976. Collision of irregular continental margins: implications for foreland deformation of Alpine-type orogens. *Geology* 4, 779–782.
- Şimşek, Ş. and Yıldırım, N., 2000. Geothermal Activity at 17 August and 12 November 1999 Eastern Marmara Earthquake Region ,Turkey. *IGA Meeting 6–7 March 2000* p.1–9 Antalya.
- Tarcan, G., 2001. Hydrogeology and Hydrogeochemistry of the Gülbahçe Bay Hydrothermal Karst System, İzmir, Turkey. Proceedings of the 6th International Symposium and Field Seminar on “Present State and Future Trends of Karst Studies”17–26 Sept.2000, Marmaris–Turkey. (eds.) Günay, Ford, Johnson & Johnson, *International Hydrological Programme–UNESCO*, 515–524.
- Tarcan, G., Filiz, Ş. ve Gemici, Ü., 1999. Balçova–Seferihisar (İzmir) jeotermal alanlarında karşılaştırılmalı hidrojeokimyasal incelemeler ve jeotermometre uygulamaları (in Turkish). 1. *Batı Anadolu Hammadde Kaynakları Sempozyumu Bildiriler Kitabı*, 8–14 Mart, İzmir, pp. 346–358.
- Traverse, A., 1988, *Paleopalynology*. London, Unwin Hyman, 600 p.
- Ünlüoğlu, A., 2007. Kişisel Görüşme. D.E.Ü. Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü, İzmir.
- Wall, D. ve Dale, B., 1973. Palaeosalinity relationships of dinoflagellates in the late Quaternary of the Black Sea - A summary. *Geosciences Man VII*, 95–102.
- Wall, D., Dale, B. ve Harada, K., 1973. Description of new fossil dinoflagellates from the Late Quaternary of the Black Sea. *Micropaleontology* 19(1), 18–31.
- Van Zeist, W. ve Bottema, S., 1988, Late Quaternary vegetational and climatic

- history of southwest Asia. Proc. Indian Nat. Sci. Acad., 84, A, 3, 461-480.
- Van Zeist, W. ve Bottema, S. , 1991, Late Quaternary vegetation of the Near East. Beihefte Zum Tübingen Atlas Des Vorderen Orients, Reihe A (Naturwissenschaften) Nr. 18. Dr. Ludwig Reichert Verlag. Wiesbaden, 156 p.
- Yılmaz, S., 1984. Ege Bölgesi'ndeki bazı sıcak su kaynaklarının hidrojeolojisi ve jeokimyasal incelemeleri (in Turkish). *D.E.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü*, M.Sc. Thesis, İzmir.
- Yılmaz, S., 2001. Kıyı Ege ve İzmir İlin'deki Jeotermal kaynakların değerlendirilmesi (In Turkish). Yer altı Suları ve Çevre Sempozyumu, 21-23 Mart 2001, İzmir, *Bildiriler*, pp. 371-379.
- Zibrowius H., 1980. Les Scléactiniaires de la Méditerranée et de l'Atlantique nordoriental. *Mém.Inst.océanogr.*, 11:1-284.
-
- Makale Geliş Tarihi : 08 Temmuz 2009
Kabul Tarihi : 01 Ekim 2009
- Received* : July 08, 2009
Accepted : October 01, 2009



Caferbey ve Sart-Çamur (Salihli) Jeotermal Alanlarının Hidrojeokimyasal İncelenmesi

Hydrogeochemical Study of the Caferbey and Sart-Çamur Geothermal Fields, Salihli

Tuğbanur ÖZEN, Gültekin TARCAN

Dokuz Eylül Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü,

Tınaztepe Yerleşkesi, 35160, Buca-İzmir

(tugbanur.ozen@ogr.deu.edu.tr)

ÖZ

Sart-Çamur Kaplıcası ve Caferbey jeotermal alanları Gediz Grabeni'nin güneyinde, Salihli ilçesinin batısında yer almaktadır. Bu çalışmada, kimyasal ve izotopik veriler kullanılarak sözü geçen jeotermal alanların hidrojeokimyasal özelliklerinin incelenmesi amaçlanmıştır.

İnceleme alanının içerisindeki Menderes Masifi'ne ait karbonatlı kayalar karstik ve çok çatlaklı olmalarından dolayı geçirimsizliği yüksek olup, termal ve soğuk su kaynakları için akifer oluştururlar. İnceleme alanının güneydoğusundaki Menderes Masifi metamorfiklerine ait gnays ve kuvars-mikaşistler de jeotermal sistemlerin akiferi olma özelliği gösterirler. Bölgede geniş bir yayılım sunan alüvyon, soğuk suların akiferi olması açısından önemlidir. Sart-Çamur jeotermal alanındaki termal sular, 52 °C kaynak çıkış sıcaklığına ve yaklaşık 5 l/s debiye sahiptir. Caferbey jeotermal alanında açılan 1189 m derinlikteki kuyu 155 °C akifer sıcaklığına ve 2 l/s debiye sahip akışkan içermektedir. Sıcak akışkanın taşınımı fay ve kırık hatları ile sağlanmaktadır.

İnceleme alanında yapılan çevresel izotop analizi sonuçları, Sart-Çamur Kaplıcası ve Caferbey jeotermal alanındaki termal suların meteorik kökenli ve su-kayaç etkileşimine sahip olduklarını göstermektedir. Su kimyası sonuçları da su-kayaç etkileşiminin varlığını desteklemektedir. Suların Uluslararası Hidrojeologlar Birliği'ne (IAH) göre sınıflanmasında Sart-Çamur Kaplıcası ve Caferbey termal suları sırasıyla Na-Ca-HCO₃ ve Na-HCO₃ su tipini göstermektedirler. Bölgedeki soğuk sular ise termal sulardan farklı fasiyes özelliklerine sahip olup, Na⁺, Ca²⁺, HCO₃⁻ ve SO₄⁻² iyonlarının egemen olduğu sulardır. Termal suların yüksek bor ve arsenik derişimleri, bölgedeki sulama ve içme suyu

kaynaklarında kirletici faktörlerden biridir. Bu nedenle termal suların kullanımı sonrası re-enjeksiyonu hem rezervuarın beslenimi hem de çevreye olan olumsuz etkilerin giderilmesi açısından önemlidir.

Termal suların çeşitli kimyasal jeotermometrelere göre hesaplanan akifer sıcaklıkları 80 °C ile 290 °C arasında değişmektedir. İnceleme alanındaki tüm termal sular, karbonat minerallerini (kalsit ve aragonit) çökeltici özelliğindedir. Bu nedenle, jeotermal suların kullanımı sırasında kuyularda ve iletim hatlarında kabuklaşma problemleriyle karşılaşılacağı tahmin edilmektedir.

Anahtar Kelimeler: Sart-Çamur, Caferbey, Salihli, jeotermal, hidrojeokimya, izotop jeokimyası.

ABSTRACT

The study area is located on the southern rim of the Gediz Graben and to the west of Salihli town. In the study reported here, the hydrochemical characteristics of these geothermal fields were determined by chemical and isotopic data.

The Menderes Massif rocks, which are formed by highly fractured karstic marbles, granodiorite, gneiss and quartz-schist units, are aquifers of the geothermal systems in the study area. The Neogene terrestrial sediments, which are made up of alluvial deposits, act as cap rocks for the geothermal systems. Alluvium is the most important unit for cold ground water production. The thermal springs in the Sart-Çamur Spa have an outlet temperature of 52 °C and a 5 l/s discharge. Thermal fluid with a temperature of 155 °C and a 2 l/s discharge was recorded at the drilling well, a well 1189 m deep, in the Caferbey geothermal field. The circulation of thermal fluid in the subsurface is along the fault and fracture zones.

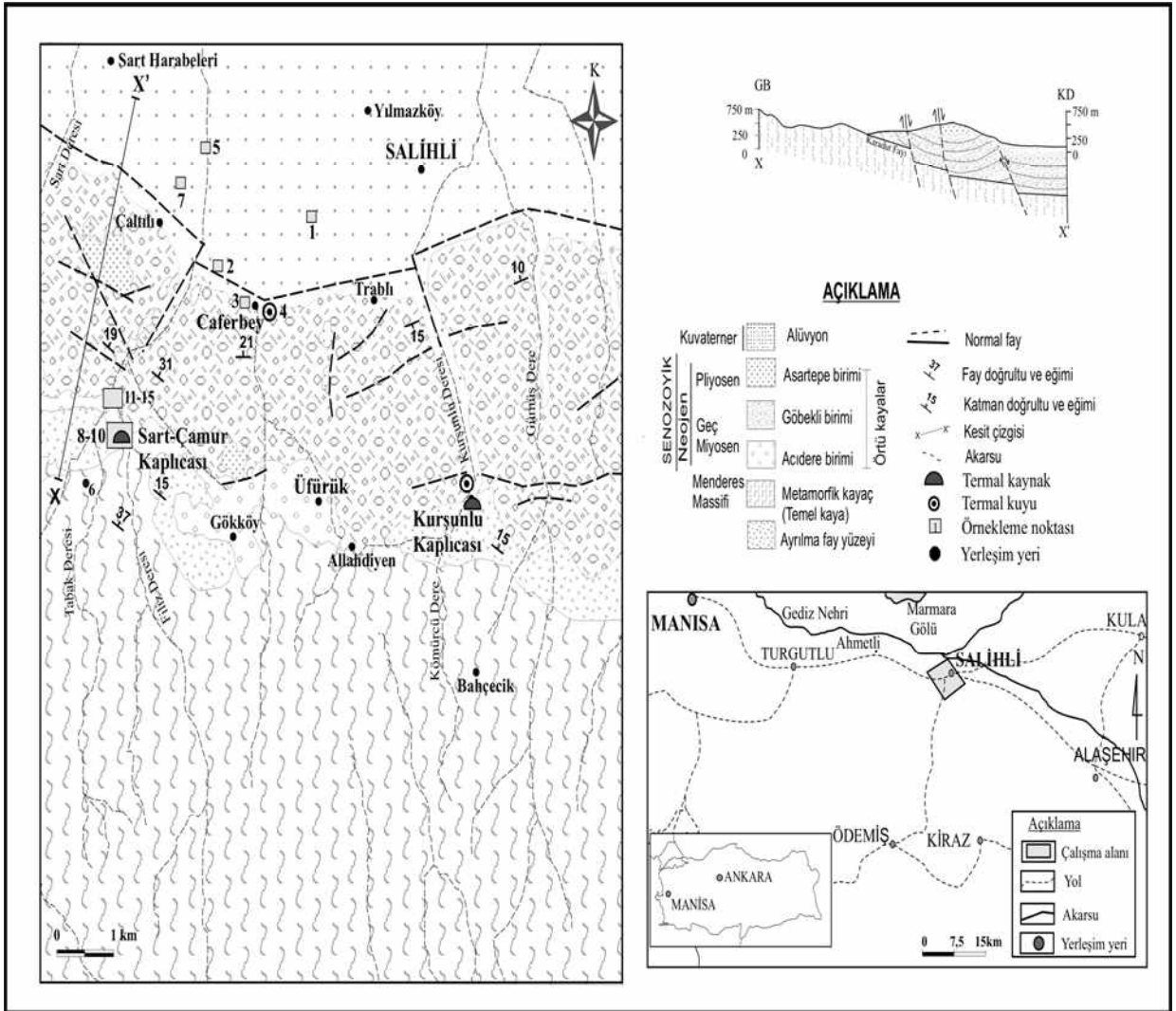
Results of environmental isotope and chemical analyses show that the thermal waters in the study area are of meteoric origin and generally have water-rock interactions. According to AIH chemical classifications, these thermal waters reflect the water types Na-Ca-HCO₃ and Na-HCO₃ in the Sart-Camur and Caferbey geothermal fields, respectively. Cold waters are mainly dominated by HCO₃⁻ and SO₄⁻ ions, with Na⁺², Ca⁺² and Mg⁺² cations. High boron and arsenic contents are among the contaminants when it comes to irrigation and drinking water sources in area. Because of these, reinjection of the thermal waters into the geothermal aquifer after use them is important, not only to recharge the reservoir but also to prevent harmful effects on the environment. According to various geothermometers, reservoir temperatures are calculated as varying between 8 °C and 290 °C. The thermal waters in the study area are oversaturated with respect to carbonate minerals (calcite and aragonite). These are most likely to cause scaling problems during extraction and use.

Key words: Sart-Çamur, Caferbey, Salihli, geothermal, hydrogeochemistry, isotope geochemistry.

GİRİŞ

Çalışma alanı, 28 10' doğu, 38 10' kuzey konumunda yer almaktadır. Sart-Çamur Kaplıcası ve Caferbey jeotermal alanları Manisa iline bağlı Salihli ilçesi sınırları içerisinde, Manisa il merkezine 70 km uzaklıkta, yaklaşık 3000 yıl geçmişi olan Sart Harabeleri'nin güneydoğusunda yer almaktadırlar (Şekil 1). Çalışma alanının kuzeyini Salihli Ovası oluşturmaktadır. Ovardan güneye doğru gidildikçe

topografya birden yükselmekte, derin vadiler ve sırtlar görülmektedir. Güneydeki dik topografyanın düzlüğe açıldığı alanlarda yaygın alüvyon yelpazeleri ve taşkın alan tortulları gelişmiştir. Çalışma alanının iklimi, yaz mevsimi sıcak ve kurak, kış mevsimi ise ılık ve yağışlı Akdeniz İklimi özelliğinde olup, 1996-2003 yılları arasındaki yıllık ortalama yağış 500 mm ve ortalama sıcaklık 17°C'dir.



Şekil 1. İnceleme alanı ve çevresinin jeoloji haritası, jeoloji kesiti ve su noktalarının yeri (jeoloji haritası ve jeoloji kesiti, Emre 1996'dan değiştirilerek hazırlanmıştır).

Figure 1. Geological map and location of the water points (geological map was modified from Emre, 1996).

Bölgedeki çalışmalar jeolojik, hidrojeolojik, hidrojeokimyasal, jeofizik ve sondaj çalışmaları olarak uzun yıllardan beri devam etmektedir. Bu çalışmalar ağırlıklı olarak jeolojik, tektonik ve stratigrafik çalışmalardır ve bu çalışmaların bir kısmı bir genleşme bölgesi olan Batı Anadolu'nun güncel morfolojisinin oluşumunda D-B, KB-GD, KD-GB uzanımlı normal fayların etkili olduğunu göstermektedir (Mc Kenzie 1978; Şengör 1982; Dora ve diğ. 1995; Emre 1996; Seyitoğlu ve Scott 1996; Sözbilir 2001 ve Bozkurt 2002). Jeotermal amaçlı jeolojik, hidrojeolojik, hidrojeokimyasal, jeofizik ve sondaj çalışmaları ise Maden Tetkik Arama Enstitüsü (MTA) tarafından 1965 yılında başlamıştır. Sözü edilen çalışmalar günümüze kadar MTA ve diğer araştırmacılar (Özçiçek 1969; Gülay 1970; Karaman 1972; Yılmaz 1988; Filiz ve diğ. 1993; Özgür ve diğ., 1998; Burck 1998; Tarcan ve diğ. 2000) tarafından sürdürülmüştür. Bu çalışmada önceki çalışmalar dikkate alınarak Ekim, 2004-Eylül, 2008 yılları arasında elde edilen jeokimyasal ve izotopik veriler ışığında, bölgedeki termal ve soğuk suların hidrojeolojik ve hidrojeokimyasal açıdan özellikleri değerlendirilmiştir. Suların kimyasal özellikleri yapılan eser element analiz sonuçları dikkate alınarak ulusal ve uluslararası standartlara uygunluğu tartışılmıştır. Ayrıca termal suların hazne kaya sıcaklıkları, akifer kimyası ve mineral doygunlukları kullanım alanları ve kullanım sırasında oluşabilecek sorunlar açısından irdelenmiştir.

MATERYAL VE METOD

Çalışmalar, arazi çalışmaları ve laboratuvar çalışmaları olmak üzere iki grupta toplanabilir. Arazi çalışmaları kapsamında 1/25.000'lik topografik (L20a1) ve 1/50.000'lik jeolojik haritalar, GPS, pH metre ve filtrasyon seti kullanılmıştır. Çalışma alanı içerisindeki yüzey suları, yeraltı suları ve termal sular, kurak (Haziran – Ekim) ve yağışlı (Kasım-Mayıs) mevsimde örneklenmiştir. Suların pH, elektriksel iletkenlik (EC) ve sıcaklık ölçümleri arazide yapılmıştır. Suların toplam alkalinite değerleri arazide yerinde titrasyon yöntemiyle belirlenmiştir. Kimyasal analizler için su örneklemeleri 50 ml'lik ve 500 ml'lik polietilen şişelere su filtrasyon seti yardımıyla 0.2 µ geçirgenlikteki filtre kağıdından süzülerek yapılmıştır. Katyon analizlerinin yapılacağı örnek şişelerine (50 ml) pH'ı 2'ye indirmek için 0.2 ml derişik HNO₃ ilave edilmiştir. Suların ACME Analitik Laboratuvarında (Kanada) ayrıntılı kimyasal analizleri yaptırılmıştır. 2004 ve 2005 yıllarında örneklenen suların kimyasal analizleri Dokuz Eylül Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Jeokimya Laboratuvarı'nda yapılmıştır. Suların δ¹⁸O ve döteryum (δ²H) analizleri için 50 ml'lik, trityum (³H) analizleri için ise 500 ml'lik örnek şişeleri kullanılmıştır. δ¹⁸O ve döteryum (δ²H) analizleri, TÜBİTAK-MAM Yer ve Deniz Bilimleri Enstitüsü'nde, trityum (³H) analizleri ise Hacettepe Üniversitesi Hidrojoloji Mühendisliği Bölümü, Kütle Analiz Laboratuvarında yaptırılmıştır. Kimyasal analiz sonuçları AquaChem 5.1 (Calmbach, 1997) hidrojeokimyasal ve PhreeqC (Parkhurst ve Appelo 1999) kimyasal türleştirme programlarında değerlendirilmiştir.

JEOLJİ VE HİDROJEOLJİ

Batı Anadolu'nun K-G yönlü genişleme tektoniğinin bir sonucu olarak bölgenin jeolojisinde egemen yapı unsurları olan D-B doğrultulu düşük ve yüksek açılı normal faylarla sınırlanan grabenler gelişmiştir (Arpat ve Bingöl 1969, Seyitoğlu ve Scott 1996; Cohen ve diğ. 1995; Dora ve diğ. 1995; Hetzel ve diğ. 1995; Emre 1996; Emre ve Sözbilir 1997; Koçyiğit ve diğ. 1999; Yılmaz ve diğ. 2000). Değişik yönlü genişlemelerle oluşan bu grabenler sismik olarak aktiftir ve genişleme kuvvetleri, düşük eğimli makaslama zonları şeklinde ayrılma faylarını oluşturur (Arpat ve Bingöl 1969; Mc Kenzie 1978; Emre ve Sözbilir 1997; Yılmaz ve diğ. 2000). Genişlemeli tektoniğin nedeni ve başlangıç yaşı konusundaki görüşler farklıdır. Önceki görüşlerin aksine, Gediz Grabeni'nin oluşumu, bölgedeki en genç ayrılma fayı olan Erken Miyosen sonu veya Orta Miyosen yaşlı Karadut Fayı'nın ilk hareketi ile oluşmaya başlayan çökelim alanının tümünü kapsamaktadır (Hetzel ve diğ. 1995; Seyitoğlu ve Scott 1996; Emre 1996; Sözbilir 2001).

Gediz Grabeni'nin güney kısmında yer alan inceleme alanındaki kayalar temel ve örtü kayalar olmak üzere iki gruba ayrılabilir (Şekil 1). Temeli gnays, mikaşist, fillit, kuvars şist ve mermerlerden yapılmış Menderes Masifi metamorfikleri oluşturur. Menderes Masifi metamorfiklerinin yaşı Prekambriyen olarak önerilmektedir (Dora ve diğ. 1995). Metamorfikler birçok farklı kaya türlerinden oluşur. Bunlardan en baskın olanları mikaşistlerdir. Bunların yanında ince taneli gnays, granat-mika şist, muskovit-kuvars şist, metakuvarsit ve mermerler bölgede yüzeyleyen diğer kaya türleridir. Mermerler, şistler içinde değişik boyutta mercekler oluşturur. Genellikle

bol çatlaklı olan kayanın dış yüzeyleri kahverengimsi gri, taze yüzeyleri kirli beyazdır. Metakuvarsitler şistler arasında, genellikle ara katkı ve mercek, zaman zaman şistleri kesen damarlar şeklindedir. Damar ve merceklerin kalınlıkları 1-50 cm, boyları 2-20 m arasındadır (Emre, 1996).

Örtü kayalar ise kalınlığı 2000 m'yi bulan Neojen yaşlı kırıntılı tortullardır. Neojen tortul birimler bölgede farklı fasiyeslerden oluşmakta, Acıdere, Göbekli ve Asartepe formasyonları olarak adlandırılmaktadır (Emre, 1996). Acıdere formasyonu genellikle örgülü akarsu ortamında oluşmuş kırıntılı tortullar (çakıltaşı, çakıllı kum ve kıltaşı-çamurtaşı) şeklindedir. Göbekli formasyonu çakıltaşı, kumtaşı ve kireçtaşından oluşur. Asartepe formasyonu kumtaşı aralanmalı çakıltaşlarından oluşmaktadır. Bu birimler Menderes Masifi metamorfiklerini düşük açılı bir normal fay ile örter. Bu normal fay "ayrılma fayı" olarak tanımlanmıştır (Emre 1996). Pekişmemiş kırıntılı tortullardan oluşmuş Kuvaterner alüvyon bölgedeki en genç birimdir.

İnceleme alanının içerisindeki Menderes Masifi'ne ait mermerler karstik ve çok çatlaklı olmalarından dolayı geçirimsizliği yüksek olup, termal ve soğuk su kaynakları için akifer oluştururlar. İnceleme alanının güneyinde, Menderes Masifi metamorfiklerinin gnays ve kuvars-mikaşistleri de kırıklı-çatlaklı özelliklerinden dolayı yer yer jeotermal akifer özelliği taşır. Örtülü akarsu ortamında oluşmuş kötü çimentolanmış kil düzeyleri içeren Neojen tortul kayalar ise hidrojeolojik açıdan geçirimsiz veya az geçirimli olmaları nedeniyle jeotermal sistemlerin örtü kayacını oluşturmaktadırlar. Bölgede geniş bir yayılım sunan alüvyon soğuk sular için akifer özelliğinde olması açısından

önemlidir. Sıcak akışkanın taşınımı yeraltındaki fay ve kırık hatları ile sağlanmaktadır (Tarcan ve diğ. 2000).

İnceleme alanındaki termal sular geçmişten bugüne banyo ve balneolojik amaçlar için kullanılmaktadır. Sart-Çamur jeotermal alanındaki termal sular, 52 °C kaynak çıkış sıcaklığı ve yaklaşık 5 l/s debiye sahiptir (Tarcan ve diğ. 2005). Caferbey jeotermal alanında ilk kuyu 1990'da açılmıştır ve 1198 m'de maksimum sıcaklık 155°C olarak ölçülmüştür. Yaklaşık 2 l/s olarak elde edilen düşük debi nedeniyle açılan kuyudan üretim yapmak ekonomik olarak mümkün olmamıştır (Karamandere 1997). Günümüzde bu alanın değerlendirilmesine yönelik yeni çalışmalar başlamıştır. Salihli Ovası içerisinde sera ısıtımında kullanılan termal kuyular bulunmaktadır. Bu kuyuların derinliği 600-950 m arasında değişmektedir. Kuyulardan elde edilen sıcaklıklar 60–80 °C, debiler ise yaklaşık 50 l/s'dir. Kuyuların gerek sıcaklık ve gerekse de debileri dikkate alındığında inceleme alanının kuzeyi jeotermal alanların bu bölgede gelişimi bakımından oldukça umut vericidir (Özen ve Tarcan 2008). Alandaki termal sular yağış sularının bölgenin güneyindeki yükseltilerden yeraltına süzülüp tektonik hatlar boyunca tekrar yüzeylemesiyle oluşan devirli sistem özelliğindeki sulardır.

İZOTOP JEOKİMYASI

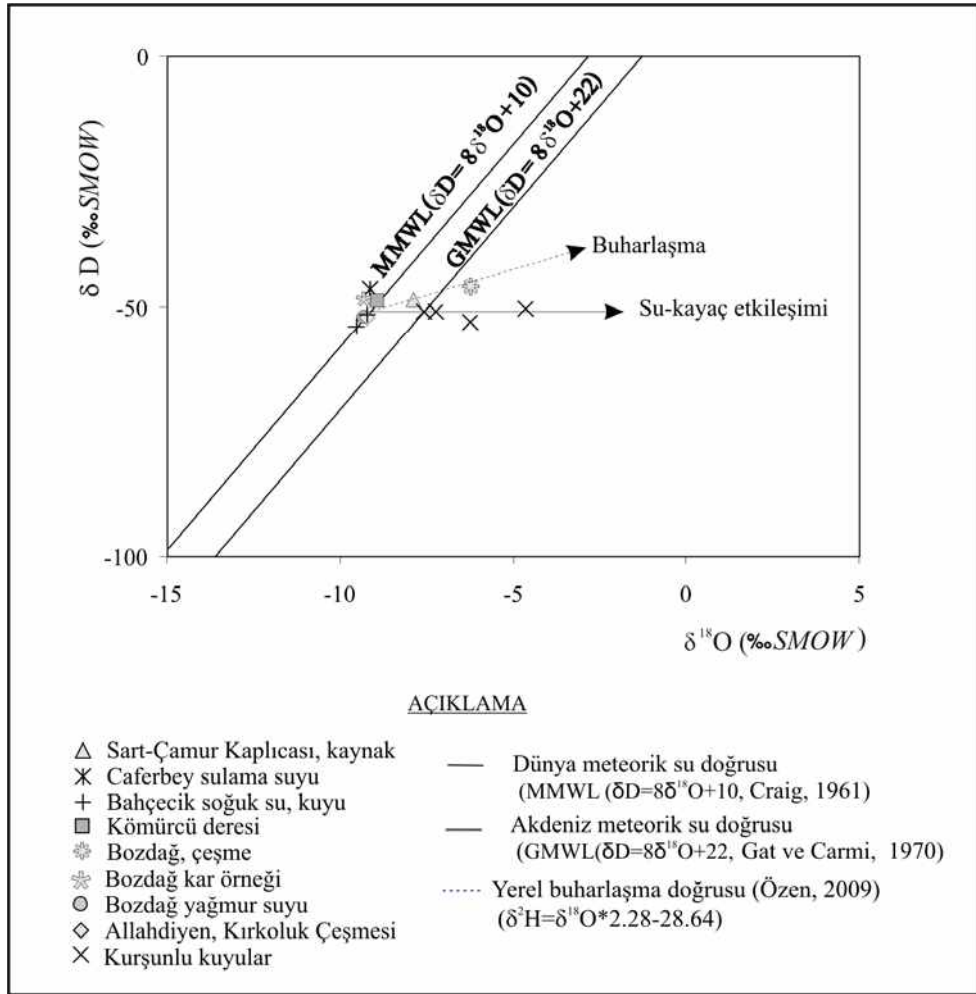
Jeotermal akışkanların çevresel izotop içeriklerinin incelenmesi ile jeotermal sistemlerin hidrojeolojik özelliklerinin aydınlatılması mümkün olabilmektedir. İzotop oranlarının sıcaklığa, su-kayaç etkileşimine ve diğer fizikokimyasal süreçlere duyarlı olmaları nedeniyle izotop teknikleri jeotermal araştırmalar

için önemli katkılar sağlamaktadır. Duraylı Oksijen ($\delta^{18}\text{O}$) ve Döteryum ($\delta^2\text{H}$) izotopları genel olarak jeotermal akışkan kökenlerinin (meteorik, fosil, metamorfik) beslenme alanlarının ve akifer içerisindeki akışkanın sıcaklığının belirlenmesinde kullanılır. İzotopik çevrimde yeraltı suyunun en büyük kaynağı okyanuslar olup kararlı izotop konsantrasyonu sabittir. Diğer bütün suların izotop değerleri, δ değeri sıfır kabul edilen SMOW (Standard Mean Ocean Water)'a göre ölçülmektedir. Trityum atomları doğada 1.10^{-15} oranında bulunur. Su içerisindeki trityum konsantrasyonu trityum birimi (TU) olarak verilmektedir. Yani 10^{18} hidrojen atomuna karşı bir trityum atomunun bulunması "1 Trityum Birimi (TU)" olarak tanımlanır. Radyoaktif olmasından dolayı uğradığı zamansal değişim nedeniyle yeraltı sularının bağlı yaşının (eskilik derecesi) belirlenmesi çalışmalarında kullanılmaktadır (Çifter ve Sayın, 2002).

İnceleme alanı içerisindeki önemli görülen bazı su noktalarında yapılan izotop ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ ve ^3H) analiz sonuçlarına göre sulardaki $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^2\text{H}$ değerleri sırasıyla -7.88 ‰ ile -10.23 ‰ ve 44.30 ‰ ile -52.28 ‰ arasında değişmektedir. Bu alandaki jeotermal suların kökeni ve yaş ilişkisinin belirlenmesi amacıyla izotop sonuçları Şekil 2 ve 3'te görülen diyagramlarda değerlendirilmiştir. Bu değerlendirmelerde inceleme alanının yakın bölgesindeki Kurşunlu Kaplıcası jeotermal alanında açılmış bulunan kuyuların bir kısmına ait izotopik sonuçlar inceleme alanına ait izotopik sonuçlar ile karşılaştırılmıştır. Caferbey jeotermal alanındaki derin kuyuya (Caferbey-1) ait izotop verileri bulunmamaktadır. Ancak bu kuyu yakınında bulunan ve termal sularla karışım olduğu düşünülen sulama suyu elde etmek amacıyla açılmış kuyulardan alınan örneklerin

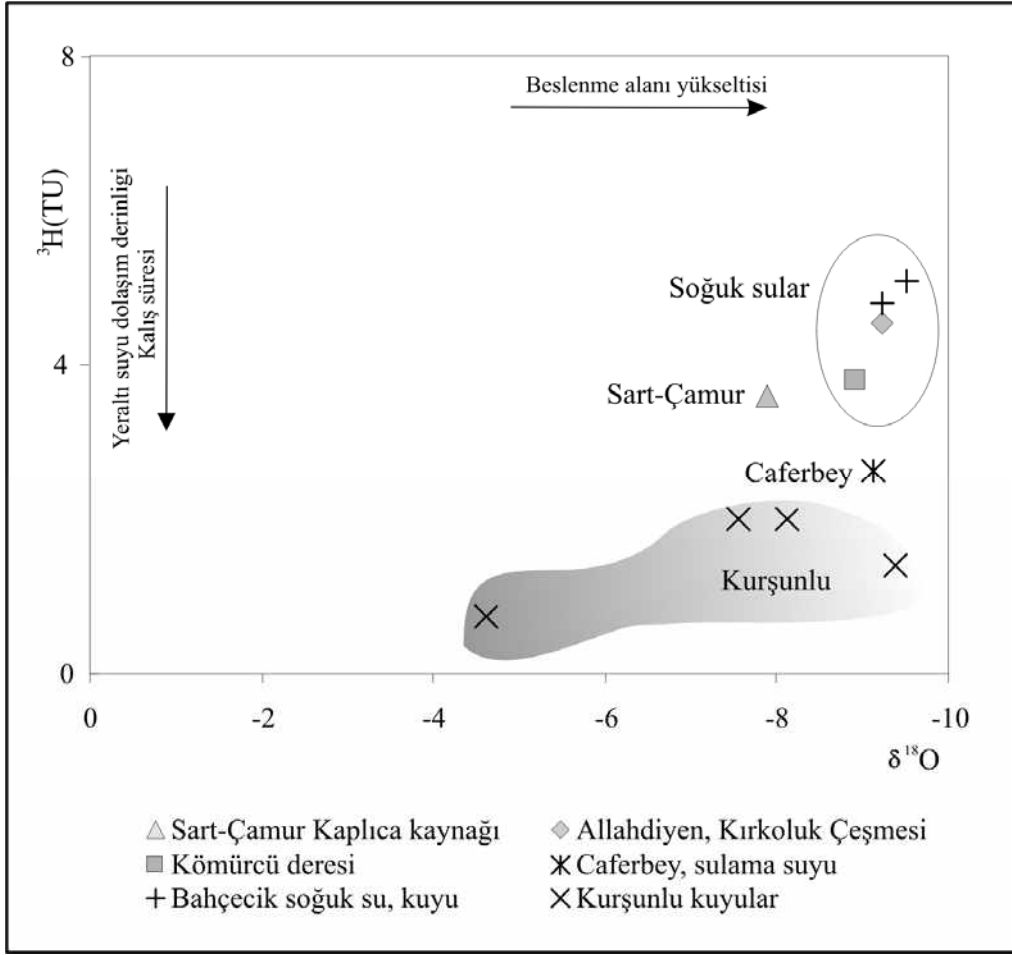
izotop analiz sonuçları ile bu alandaki termal suların kökeni belirlenmeye çalışılmıştır. Şekil 2’de, $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^2\text{H}$ izotop sonuçlarına göre termal suların, Craig (1961) tarafından önerilen $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$ izotop değişim diyagramındaki Küresel Meteorik Su Doğrusu ile Akdeniz Meteorik Su Doğrusu’na (Gat ve Carmi, 1970) göre konumlarına bakıldığında çalışma alanındaki termal suların genel olarak meteorik su özelliğinde oldukları görülmektedir. Diyagramda

Salihli Kurşunlu jeotermal alanındaki suların su - kayaç etkileşimine bağlı olarak meteorik su eğrilerinin sağında ve yaklaşık doğrusal bir hat üzerinde gittikçe eğrilerden uzaklaşan konumda yer aldıkları açıkça görülmektedir. Bölgedeki yağış ve yeraltı sularının bir kısmı buharlaşma etkisi altındadır. Sart-Çamur Kaplıcası kaynağına ait termal suyun da inceleme alanındaki sular dikkate alınarak elde edilen buharlaşma doğrusu üzerinde olduğu görülmektedir.



Şekil 2. İnceleme alanındaki suların $\delta^{18}\text{O}$ – δD diyagramındaki görünümü.

Figure 2. Plot of $\delta^{18}\text{O}$ - δ for waters in the study area.



Şekil 3. İnceleme alanındaki suların $\delta^{18}\text{O}$ - ^3H diyagramındaki görünümü.

Figure 3. Plot of $\delta^{18}\text{O}$ - ^3H for waters in the study area.

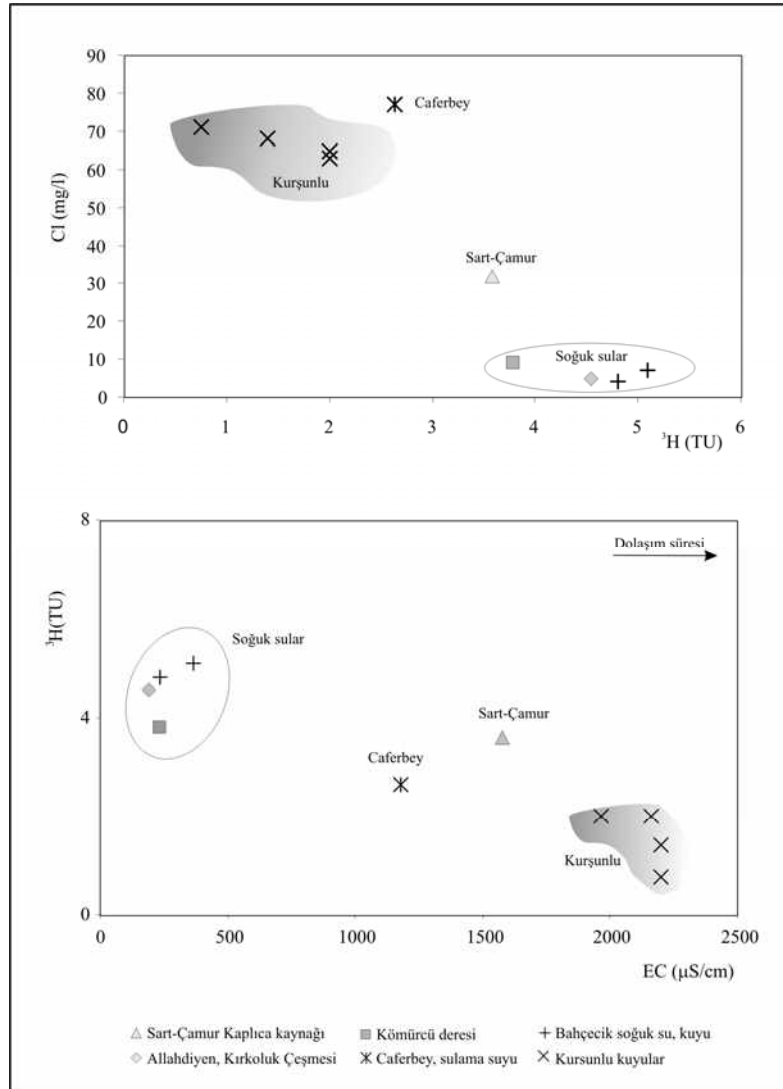
Suların ^3H (TU) izotop değerleri ise 0.84 ile 4.80 arasında değişmektedir. Clark ve Fritz (1997), kıtasal bölgelerde trityum izotopu içeriği 0,8-4 TU olan suların güncel ve eski suların karışımı olduğunu belirtmiştir. İnceleme alanındaki suların ^3H - $\delta^{18}\text{O}$ ilişkisi termal suların dolaşım sürelerinin belirlenmesinde yaygın olarak kullanılmaktadır (Şekil 3). Bu diyagrama göre genel olarak Kurşunlu jeotermal alanlarındaki termal sular ile Caferbey termal suları bir birteliklelik sağlamakta olup dolaşım süreleri uzundur. Sart-Çamur termal suları ise

dolaşım süreleri uzun ancak güncel yağış sularının etkisinde olan sulardır. Termal suların genel olarak aynı yükseltilerden beslendikleri tahmin edilmektedir (Şekil 3). Suların EC ($\mu\text{S}/\text{cm}$) değerleri ile trityum (^3H) içeriklerinin karşılaştırıldığı EC- ^3H ve Cl- ^3H diyagramlarında (Şekil 4) görüldüğü gibi Caferbey termal sularının Kurşunlu termal suları gibi yüksek EC ve Cl değerlerine karşılık düşük trityum içeriğine sahip olmasından dolayı dolaşım sürelerinin uzun olduğu tahmin edilmektedir. Sart-Çamur termal

suları ise güncel yağışların karışımı olan sular olarak düşünülmektedir.

Suların izotop sonuçları bir bütün olarak değerlendirildiğinde bölgedeki termal suların meteorik kökenli ve yeraltında kalış sürelerinin uzun olduğu belirlenmiştir. Filiz ve diğ. 1993, Gediz ve Büyük Menderes grabenlerindeki jeotermal sular üzerinde yaptıkları çalışmada,

Salihli bölgesi sularının yüksek HCO_3^- , düşük Cl^- içeriklerine ve izotop verilerine dayanarak bu bölgedeki suların benzer şekilde meteorik kökenli olduklarını söylemektedirler. Ayrıca suların Cl^- içerikleri de Sart-Çamur Kaplıcası termal sularına güncel suların karışımının olduğunu göstermektedir.



Şekil 4. İnceleme alanındaki suların Tritiyum-Cl ve Tritiyum-EC diyagramları.

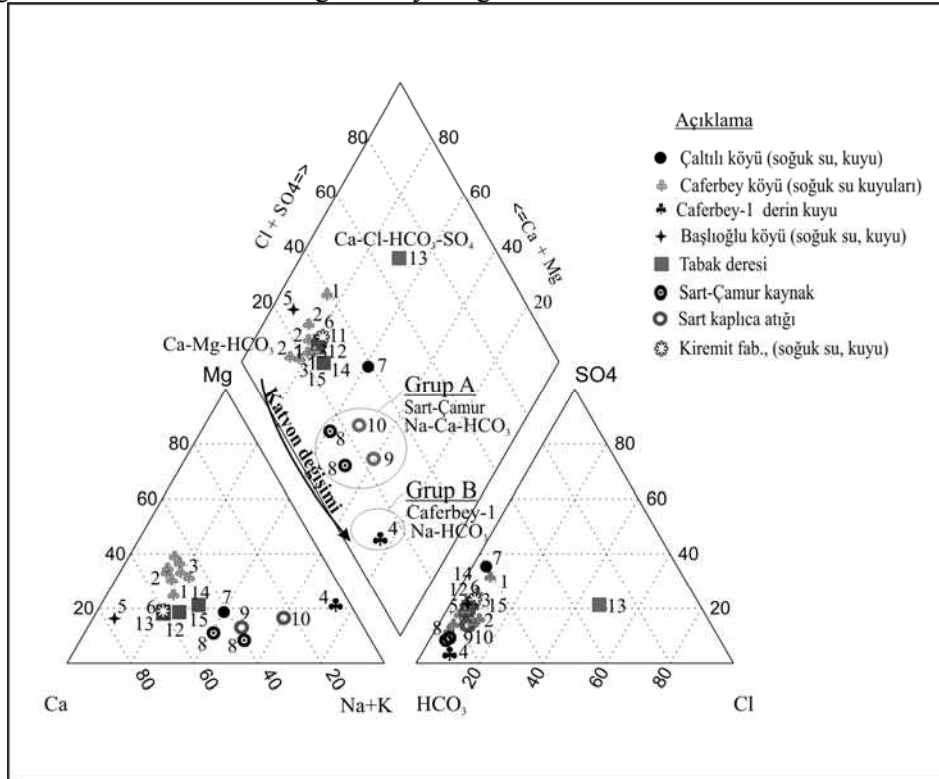
Figure 4. Tritium – Cl and Tritium – EC diagrams for waters in the study area.

HİDROJEOKİMYA

Bu çalışmada inceleme alanında belirlenen 15 su noktasından alınan toplam 24 adet su örneğinin kimyasal analiz sonuçları Çizelge 1'de verilmiştir. Su örneklerinin kimyasal analiz sonuçları AquaChem 5.1 (Calmbach 1997) ve PhreeqC (Parkhurst ve Appelo 1999) türleştirme programlarında değerlendirilerek her bir su noktasının akifer kimyası, mineral doygunlukları, hazne kaya sıcaklıkları, kullanım alanlarının belirlenmesi ve çevresel etkileri ayrı ayrı değerlendirilmiştir.

İnceleme alanındaki suların Piper (Üçgen) Diyagramı'nda gösterimi Şekil 5'de verilmiştir. Suların diyagrama göre konumlarına bakıldığında termal suların iki gruba ayrıldığı

görülmektedir. A grubu olarak adlandırılan Sart-Çamur termal sularının Piper Üçgen Diyagramı'ndaki konumuna bakıldığında termal sular genellikle iyonların hiçbirini % 50'yi geçmeyen, karışık suların bulunduğu alanda gözlenirler. B grubu olarak gösterilen Na-HCO₃ tipindeki sular Caferbey jeotermal alanında açılmış Caferbey-1 derin sondajına ait (155 °C) örnekleme yi yansıtır. Seçilen soğuk su örnekleri ise pek fazla baskın iyon içermeyen karışık su tipindedirler (Şekil 5). Diyagramda soğuk sulardan termal sulara doğru sıcaklık artışı, su-kayaç ve su-mineral etkileşimi gibi süreçlerin bir sonucu olarak gelişen Ca⁺² ve/veya Mg⁺²'daki azalma ile Na⁺ ve HCO₃⁻ zenginleşmesi görülmektedir.



Şekil 5. İnceleme alanındaki suların Piper üçgen diyagramındaki dağılımı (örnek numaraları Çizelge 1 ile aynıdır).

Figure 5. Piper trilinear diagrams of the waters from the study area (sample numbers as in Table 1).

Çizelge 1. İnceleme alanındaki suların kimyasal analiz sonuçları (örnek numaraları Şekil 1 ile aynıdır).

Table 1. Chemical characteristics of waters from the study area sample numbers as in Figure 1).

Örnek No	Örnekleme Yeri	Örneklenme Tarihi	T °C	EC uS/cm	pH	K mg/l	Na mg/l	Ca mg/l	Mg mg/l	B mg/l	Cl mg/l	SO ₄ mg/l	HCO ₃ mg/l	SiO ₂ mg/l	Su Tipi
1	Caferbey köyü	20.04.2005	20.3	1023	7.1	8.1	60.7	115.2	46.7	0.3	29.1	147.3	512.4	20.4	Ca-Mg-Na-HCO ₃ -SO ₄
1	Caferbey köyü	16.11.2006	19.7	928	7.0	4.6	36.0	119.2	45.0	0.5	30.0	164.8	412.5	28.4	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄
1	Caferbey köyü	02.08.2007	20.6	785	7.3	3.9	42.9	100.9	27.5	1.0	16.0	62.9	329.5	11.0	Ca-Mg-Na-HCO ₃
2	Caferbey köyü	30.11.2006	27.4	1220	6.7	5.4	53.0	132.5	62.5	0.5	51.0	86.9	602.5	34.3	Ca-Mg-HCO ₃
2	Caferbey köyü	02.08.2007	27.5	1180	7.1	9.2	47.9	165.3	67.1	0.5	53.0	92.9	549.1	17.3	Ca-Mg-HCO ₃
2	Caferbey köyü	15.03.2007	31.1	1381	6.7	5.9	66.5	196.9	98.3	1.0	33.0	107.8	1031.2	23.7	Ca-Mg-HCO ₃
3	Caferbey köyü	16.11.2006	22.5	835	6.4	6.8	41.5	98.8	41.0	1.3	20.0	92.9	534.5	16.1	Ca-Mg-HCO ₃
3	Caferbey köyü	02.08.2007	22.4	1054	6.9	3.7	52.1	138.9	48.5	1.3	19.0	71.9	549.1	14.6	Ca-Mg-HCO ₃
4*	Caferbey-I kuyusu	20.09.1990	90.0	2700	7.8	70.0	680.0	42.0	100.0	67.0	115.0	34.0	1983.0	213.9	Na-HCO ₃
5	Baslıoğlu köyü	05.10.2004	13.4	316	7.5	0.3	5.0	52.8	6.6	-	9.4	32.1	168.2	7.5	Ca-HCO ₃
6	Kiremit fab.	23.02.2007	14.7	736	7.6	4.4	36.9	102.1	18.0	1.7	18.0	83.9	329.5	22.3	Ca-Na-Mg-HCO ₃
7	Çalılı köyü	05.10.2004	22.8	420	8.5	5.1	48.1	46.0	10.9	0.3	16.0	81.9	192.8	13.3	Ca-Na-HCO ₃ -SO ₄
8	Sart-Çamur kay.	05.10.2004	46.2	1563	6.1	41.6	225.8	170.0	20.7	-	35.7	73.7	1012.6	82.4	Na-Ca-HCO ₃
8	Sart-Çamur kay.	16.11.2006	40.7	1575	6.6	21.1	164.0	183.8	24.6	14.0	32.0	65.9	793.2	50.5	Ca-Na-HCO ₃
9	Sart kaplıca anıtı	30.11.2006	13.9	903	8.2	17.4	129.8	49.2	20.0	10.7	32.0	68.9	463.7	39.3	Na-Ca-HCO ₃
10	Sart-Çamur anıtı	15.03.2007	38.0	1282	7.8	20.2	152.2	115.7	22.9	13.3	33.0	62.8	419.8	46.4	Na-Ca-HCO ₃
11	Tabak deresi	16.11.2006	14.2	515	6.5	4.8	27.9	77.4	14.3	1.2	13.0	56.9	241.6	13.4	Ca-HCO ₃
12	Tabak deresi	30.11.2006	12.1	559	7.9	5.3	35.3	71.4	14.1	1.7	13.0	50.8	256.3	12.5	Ca-Na-HCO ₃
12	Tabak deresi	30.11.2006	12.0	541	7.8	4.4	28.9	77.8	13.7	1.3	12.0	50.9	238.0	11.7	Ca-Na-Mg-HCO ₃
13	Tabak deresi	15.03.2007	10.7	457	8.1	4.9	36.0	52.9	13.8	1.5	199.0	119.6	231.9	10.1	Ca-Cl-HCO ₃ -SO ₄
14	Tabak deresi	05.10.2004	16.0	466	7.9	4.2	58.2	62.8	10.9	0.3	16.9	75.7	236.7	11.1	Ca-Na-HCO ₃
15	Tabak deresi	05.10.2004	16.0	478	8.4	4.9	61.4	62.4	10.0	0.3	15.0	76.1	248.9	16.9	Ca-Na-HCO ₃

* Karamaderesi, 1997'den alınmıştır.

Suda başlıca çözülmüş maddeler (Na^+ , Ca^{+2} , Mg^{+2} , Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{-2} , SiO_2) ve ikincil çözülmüş maddeler (K^+ , B^{+3} , As^+) arasındaki ilişkiler hidrojeokimyasal değerlendirmelerin önemli bir kısmını oluşturmaktadır. Bu açıdan Şekil 6'da inceleme alanındaki sıcaklığı 25 °C'den fazla olan suların kimyasal analiz sonuçlarından elde edilen iyonlar arasındaki ilişki incelenmiştir. Şekil 6'da, K^+ , Na^{+2} , Cl^- , HCO_3^- ve SiO_2 ile iyonların birbiriyle olan ilişkilerin incelendiği dağılım grafiklerine bakıldığında Na- SiO_2 ($R^2=0.80$), Na- HCO_3 ($R^2=0.80$), K- HCO_3 ($R^2 = 0.70$) arasındaki iyi derecedeki pozitif korelasyonlar bölgedeki termal suların akifer özelliğindeki kayaçlardaki (mermer, dolomitik mermer ve kuvars-mikaşist) karbonat ve silikatlara bağlı çözünlülük tepkimelerinin etkisinde olduklarını göstermektedir. Çalışma alanında örnekleme yapılan termal suların B ile Na^+ , K^+ , Li^+ , Cl^- , HCO_3^- ve SiO_2 arasındaki ilişkiyi veren diyagramlara bakıldığında da diğer iyonlara bağlı olarak B içeriği artış göstermektedir (Şekil 7). Bilindiği gibi Menderes metamorfikleri içindeki pegmatitik turmalinler, mika ve feldispatlar bor taşıyan minerallerdir. B ve As^+ ile Li^+ , Na^+ , K^+ ve SiO_2 arasındaki kuvvetli doğrusal ilişki ($R^2=0.80-1.0$) bu alandaki termal suların uzun süre su-kayaç etkileşiminde kaldıklarının bir kanıtıdır (Şekil 7).

Bölgedeki Suların Kullanıma Uygunluk Açısından Değerlendirilmesi

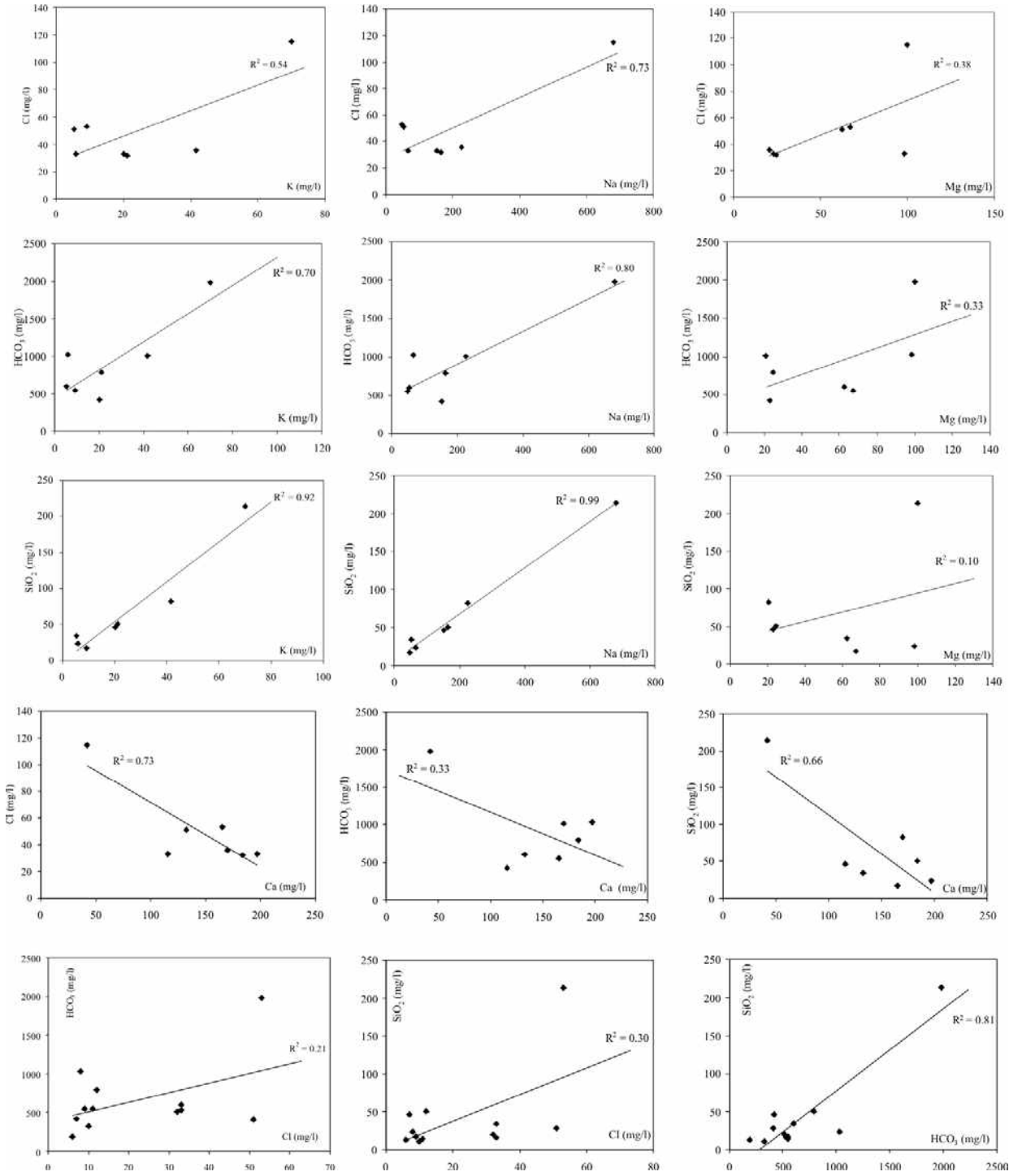
Çalışma alanındaki suların kimyasal analiz sonuçları kullanım açısından değerlendirilmesi için çeşitli ulusal ve uluslararası su kalitesi standartları (TS-266, 1997 ve 2005; USEPA, 1994; WHO, 2004; Sağlık Bakanlığı, 2003; Kaplıcalar Yönetmeliği, 2001) ile karşılaştırılmıştır (Çizelge 2). Suların içerdiği Ca^{+2} miktarı 42-170 mg/l, Mg^{+2} miktarı 6-100

mg/L, K^+ miktarı 4-70 mg/l, Na^{+2} miktarı 5-225 mg/l, Cl^- miktarı 9-199 mg/l ve SO_4^{-2} miktarı 119 mg/l ve EC değerleri 1000–2700 $\mu\text{S}/\text{cm}$ arasında olup, genel olarak termal suların dışında standartlarda belirtilen sınır değerler içerisindeyler. Kimyasal analizler, sulara istenmeyen maddeler açısından değerlendirildiğinde As^+ değeri 10–20 $\mu\text{g}/\text{l}$ ve B^{+3} değeri 1-67 mg/l arasında olup termal sulara bu değerler Çizelge 2'de verilen tüm standartlardaki kabul edilir değerlerin üzerindedir. Bundan dolayı termal sular tedavi amaçlı içme kütürü olarak kullanıma uygun değildir. Örnekleme yapılan yerler dikkate alındığında özellikle termal sulara ve kaplıca atık sularının yüzey sularına karıştığı (Tabak Deresi) bölgelerde de bu maddeler ulusal ve uluslararası standartların üzerindedir. Bu durum, zirai bitkiler üzerinde de olumsuz etkilere neden olabilmektedir.

Tüm bu sonuçlar birlikte değerlendirildiğinde, termal suların içme kütürü olarak kullanımı sakıncalıdır. İçme ve sulama amaçlı kullanılacak sulara olabilecek olumsuz etkilerinin giderilmesi açısından kullanım sonrası termal suların re-enjeksiyonu yapılmalıdır.

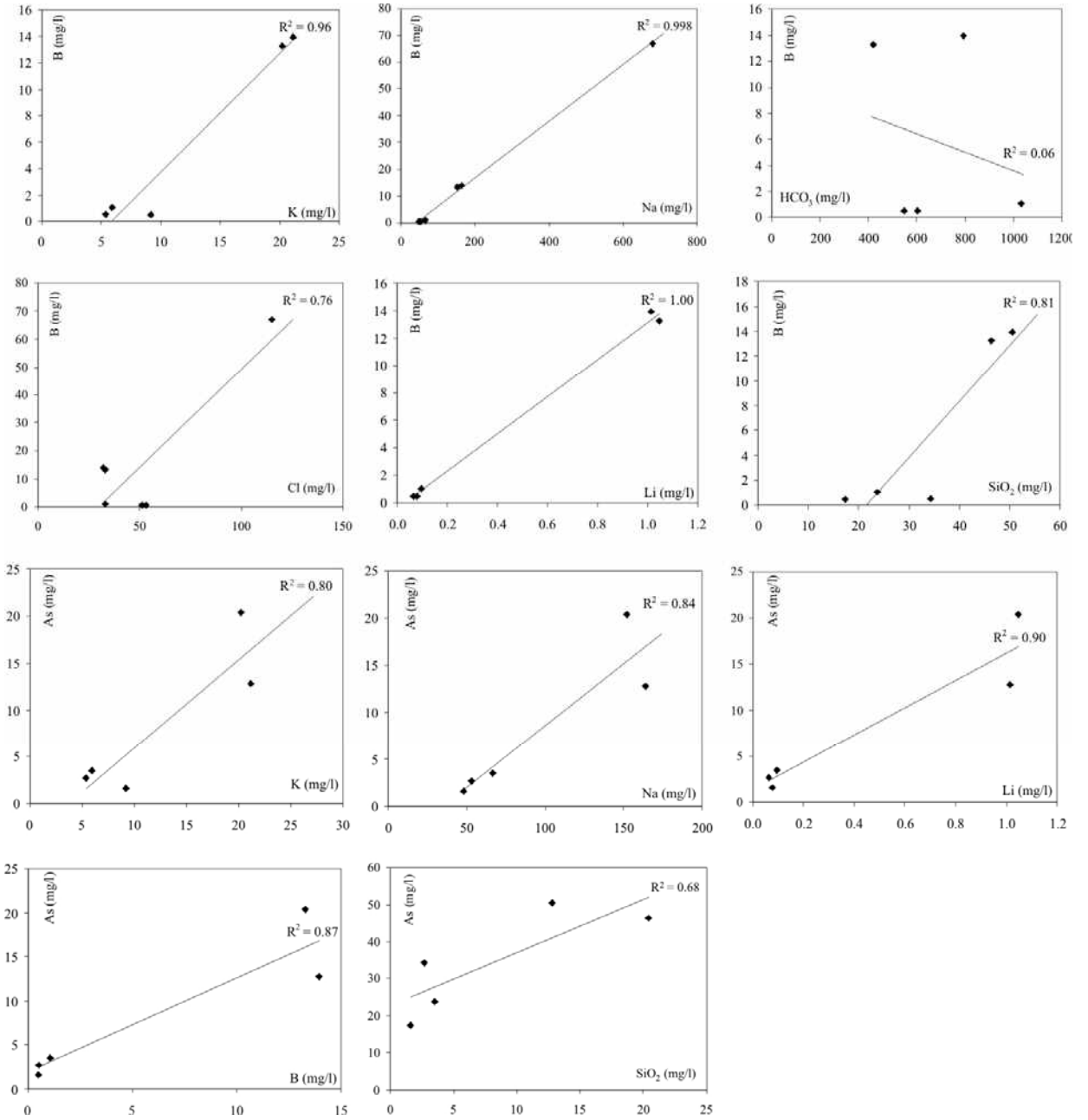
Jeotermometre Uygulamaları

Jeotermal sistemlerde akifer sıcaklığının tahmin edilmesi termal suların uygun şekilde kullanılabilirliği açısından önemlidir. Jeotermal kaynakların araştırılmasında jeokimyanın en önemli uygulamalarından birisi kimyasal jeotermometreler ile akışkanın yeraltındaki sıcaklığının tahmin edilmesidir. Kimyasal jeotermometreler sıcaklığa bağlı su-kayaç dengesine dayalıdır ve su kayaç ilişkisindeki son denge sıcaklığını verir.



Şekil 6. İnceleme alanındaki termal suların iyonlar arası ilişkileri (Değerler mg/L).

Figure 6. Relations of some major ions for thermal waters from the study area (values in mg/l).



Şekil 7. İnceleme alanındaki termal sularındaki iyonların B^{+3} ve As^{+} içeriğine bağlı değişim diyagramları.

Figure 7. Changing diagrams of the major ions of thermal waters in the study area depend on B^{+3} and As^{+} contents.

Çizelge 2. İnceleme alanındaki sulara bulunan bazı iyonların içme suyu standartları ile karşılaştırılması (örnek numaraları Şekil 1 ile aynıdır).

Table 2. Comparisons of some ions in waters from the study area with drinking waters standards (sample numbers as in Table1).

Örnek No	Örnekleme Yeri	Ag ug/l	Al ug/l	As ug/l	B mg/l	Cd ug/l	Cr ug/l	Cu ug/l	Fe mg/l	Hg ug/l	Ni ug/l	Pb ug/l
1	Caferbey köyü	0.09	16	3.3	0.47	0.20	1.70	7.40	0.04	<0.1	0.70	0.60
1	Caferbey köyü	0.07	25	2.1	1.04	<0.05	<0.5	2.50	<0.01	<0.1	<0.2	<0.1
2	Caferbey köyü	0.88	22	2.7	0.50	0.27	1.40	9.50	0.05	<0.1	4.30	1.00
2	Caferbey köyü	0.21	40	3.5	1.05	0.10	<0.5	7.40	0.04	<0.1	0.20	0.60
3	Caferbey köyü	0.42	21	2.1	1.29	0.18	2.20	4.80	0.10	<0.1	1.50	1.20
2	Caferbey köyü	<0.05	23	1.6	0.49	<0.05	0.70	7.30	<0.01	<0.1	<0.2	0.60
3	Caferbey köyü	0.10	20	1.4	1.25	0.08	<0.5	3.90	0.05	<0.1	<0.2	<0.1
6	Kiremit fab.	0.06	10	1.7	1.73	0.08	1.90	1.50	<0.01	<0.1	<0.2	0.30
8	Sart-Çamur kap.	11.45	15	12.8	13.95	<0.05	1.70	1.20	<10	<0.1	<0.2	1.10
8	Sart-Çamur kap.	0.07	25	20.0	10.59	<0.05	0.50	1.40	<0.01	<0.1	<0.2	0.50
9	Sart kaplıca atığı	0.12	39	23.0	10.68	<0.05	0.70	4.10	0.04	<0.1	0.60	0.50
10	Sart-Çamur atığı	<0.05	95	20.4	13.28	0.18	1.90	9.70	0.03	<0.1	<0.2	4.50
11	Sirinkoy yolu	0.81	31	2.5	1.19	<0.05	0.50	4.60	0.05	<0.1	0.50	1.20
11	Sirinkoy yolu	2.85	20	4.9	5.96	<0.05	0.50	1.00	0.05	<0.1	<0.2	0.40
12	Tabak deresi	0.06	48	4.9	1.67	<0.05	1.30	2.90	<0.01	<0.1	0.80	0.50
12	Tabak deresi	<0.05	35	3.5	1.29	0.06	0.70	3.10	0.12	<0.1	2.50	0.50
13	Tabak deresi	<0.05	31	9.6	1.52	<0.05	3.10	2.40	0.05	<0.1	0.70	0.40
TS 2005		-	200	10	1	5	50	2000	0.20	1	20	50
TSE-266, 1997		10	200	50	0.3	5	-	3000	0.20	1	50	50
USEPA, 1994		10	200	10	0.3	5	50	1300	0.30	0	-	15
WHO, 2004		-	200	10	0.3	3	50	2000	0.20	1	20	10
Sağlık Bak., 2003		-	200	10	1	5	50	1500	0.05	10	20	10
Kaplıcalar Yön., 2001		-	-	-	-	3	40	-	-	1	50	10

Çizelge 3. Akifer sıcaklıklarının tahmin edilmesinde kullanılan kimyasal jeotermometre hesaplamaları.

Table 3. Calculations of chemical geothermometers using estimated aquifer temperatures.

Jeotermometreler	Bağıntılar	Kaynaklar
SiO ₂ (Kuars)	$t=1309 / (5.19 - \log \text{SiO}_2) - 273.15$	Fournier (1977)
SiO ₂ (Kuars buhar kaybı)	$t=1522 / (5.75 - \log \text{SiO}_2) - 273.15$	Fournier (1977)
SiO ₂ (Kalsedon, cond..soğ.)	$t=1112/ (4.91 - \log \text{SiO}_2) - 273.15$	Arnorsson ve diğer. (1983)
SiO ₂ (Kuars buhar kaybı)	$t=1264/ (5.31 - \log \text{SiO}_2) - 273.15$	Arnorsson ve diğer. (1983)
SiO ₂ (Kuars buhar kaybı)	$t=1021/ (4.69 - \log \text{SiO}_2) - 273.15$	Arnorsson ve diğer. (1983)
SiO ₂ (Kuars buhar kaybı)	$t=1164/ (4.9 - \log \text{SiO}_2) - 273.15$	Arnorsson ve diğer. (1983)
SiO ₂ (Kuars buhar kaybı)	$t=1498/ (5.7 - \log \text{SiO}_2) - 273.15$	Arnorsson ve diğer. (1983)
SiO ₂ (Kalsedon) (mol)	$t=1101/(0.11-\log \text{SiO}_2) - 273.15$	Arnorsson ve diğer. (1983)
Na/K	$t=856/(0.857 + \log \text{Na/K}) - 273.15$	Truesdell (1976)
Na/K	$t=1217/(1.483 + \log \text{Na/K}) - 273.15$	Fournier (1979)
Na/K	$t=933/(0.933 + \log \text{Na/K}) - 273.15$	Arnorsson ve diğer. (1983)
Na/K	$t=1319/(1.699 + \log \text{Na/K}) - 273.15$	Arnorsson ve diğer. (1983)
Na/K	$t=1178/(1.470 + \log \text{Na/K}) - 273.15$	(Nieva ve Nieva 1987)
Na/K	$t=1390/(1.750 + \log \text{Na/K}) - 273.15$	Giggenbach ve diğer. (1983)

İnceleme alanındaki jeotermal alanlardaki termal ve mineralli suların jeotermometre uygulama sonuçları Çizelge 3'te belirtilmiştir. Fournier (1979), termal suyun yeryüzüne doğru düşük bir hızla yükselmesi ve yüzeye ulaşmadan önce sığ derinliklerde bir bölümünün hareket yönünü değiştirmesi veya yatay yönde akış kazanmasının termal suyun ısını kondüktif olarak kaybetmesine ve yan kayaçlar tarafından soğutulması ile sonuçlanacağını belirtmiştir. Kondüktif soğuma sonucu, suyun bileşimi büyük oranda aynı kalacaktır. Bu tür soğuma çeşitli derinliklerde meydana gelebilmektedir. Termal sular derinlerde veya yeryüzüne yükselmesi sırasında ani basınç değişimi nedeniyle kaynama veya soğuk yeraltı sularının karşılaşması sonucu da

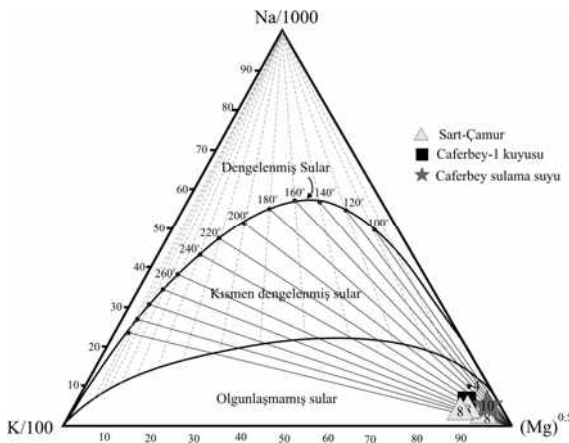
soğuyabilmektedirler. Soğuk yeraltı suları ile karışan termal su seyrelmenin etkisiyle orijin bileşimini kaybeder ve sıcaklığı azalır (Fournier 1979; Truesdell 1991). Truesdell (1991), kondüktif soğuma etkisinin sığ rezervuarlardan yükselen veya sığ derinliklerde yatay akış gösteren sular için daha fazla olduğuna dikkat çekmiştir. Termal suların yeryüzüne yükselmesi göreceli olarak hızlı olduğunda su kimyası ve izotop değişimleri çok daha yavaş olacak ve bu nedenle yavaş gelişen tepkimelere (Na-K ve Na-K-Ca gibi) yeniden denge durumunu yansıtmayacak ancak K ve Mg gibi sadece hızlı tepkimelere dayalı olanlar göreceli bir değişim göstereceklerdir. Çalışma alanındaki termal ve/veya termal özellik gösteren suların çeşitli kimyasal jeotermometrelere göre hesaplanan

akifer sıcaklıkları 50 °C ile 290 °C arasında değişmektedir. Truesdell (1991)'in vurguladığı gibi Caferbey ve Sart-Çamur jeotermal alanlarında düşük ve yüksek sıcaklıklı termal suların katyon jeotermometre değerleri (Na/K) birbirine çok yakın ve hatta eşit olabilmektedir. Çalışma alanındaki termal sular için sözü edilen soğuma şekilleri ve soğuk sular ile aralarındaki iyon değişimleri dikkate alındığında termal suların yüzeye çıkmadan önce soğuk su ile karışıma uğrayarak seyreltiği tahmin edilmektedir.

Termal suların akifer (hazne kaya) sıcaklıklarının saptanması ve suların ilişkide olduğu kayaçlarla olan denge durumlarının belirlenmesi için kullanılan bir diğer yöntem ise Giggenbach (1988), tarafından geliştirilmiş olan Na-K-Mg birleştirilmiş jeotermometresidir. Bu üçgen diyagram ile hem termal suların hazne sıcaklığı hızlı olarak yorumlanabilmekte, hem de daha önce belirtilen katyon jeotermometre uygulamalarının geçerliliği sınanmaktadır. Fournier (1990), bu diyagram üzerinde bazı yenilemeler yaparak, en güvenilir sonuçların bu üçgen diyagramdan oluşan jeotermometre

uygulaması ile alınabileceğini öne sürmüştür. Diyagram kısaca, su kayaç ilişkisinin dengede olduğu, su kayaç ilişkisinin dengede olmadığı (ham sular), su kayaç ilişkisinin kısmen dengede olduğu sular olmak üzere üç bölümden oluşmaktadır. Diyagramda kısmen olgunlaşmış sularla, olgunlaşmamış suları birbirinden ayıran eğri “Olgunlaşma İndeksi”nin (MI=Maturity Index), MI = 2.0 olduğu eş kimyasal özellikteki noktaların bileşimiyle oluşmuştur. İnceleme alanındaki termal suların Na-K-Mg üçgen diyagramındaki konumları bu jeotermal alanlar içerisindeki termal suların çoğunlukla ham sular sınıfında yer aldığını göstermektedir (Şekil 8). Giggenbach, (1988), ham sular bölümüne düşen suların katyon jeotermometre sonuçlarına şüpheyle bakılması gerektiğini belirtmektedir.

Jeotermometre sonuçları bir bütün olarak değerlendirildiğinde silis jeotermometrelerinin katyon jeotermometrelerine göre daha güvenilir sonuçlar verdiği ve Sart-Çamur Kaplıcası termal sularının 70-100 °C, Caferbey termal sularının ise 150-185 °C arasında değişen akifer sıcaklıklarına sahip olabilecekleri düşünülmektedir (Özen ve Tarcan 2008).



Şekil 8. İnceleme alanındaki termal suların Na-K-Mg üçgen diyagramındaki yeri (Giggenbach 1988; Örnek numaraları Çizelge 1 ile aynıdır)

Figure 8. Distribution of the thermal waters from study area in Na-K-Mg trilinear diagram (Giggenbach 1988; sample numbers as in Table 1).

Suların Mineral Doymuluk Özellikleri

Doymuluk indeksi (SI), $\log(Q/K)$ veya $\log(AP/K)$ şeklinde de gösterilebilen logaritmik bir kavramdan oluşur Her mineral için özellikle sıcaklık ve kısmen de basınçla değişen değerler içerir. Termodinamik yöntemlerle hesaplanan mineral doymuluk indeksi sonuçları aşağıdaki gibi yorumlanır (Parkhurst, 1995).

SI ($\log Q/K$) = 0 ise su ilgili mineral ile dengededir.

SI ($\log Q/K$) >0 ise su ilgili mineralle aşırı doygundur.

SI ($\log Q/K$) <0 ise su ilgili mineralle doymun değildir.

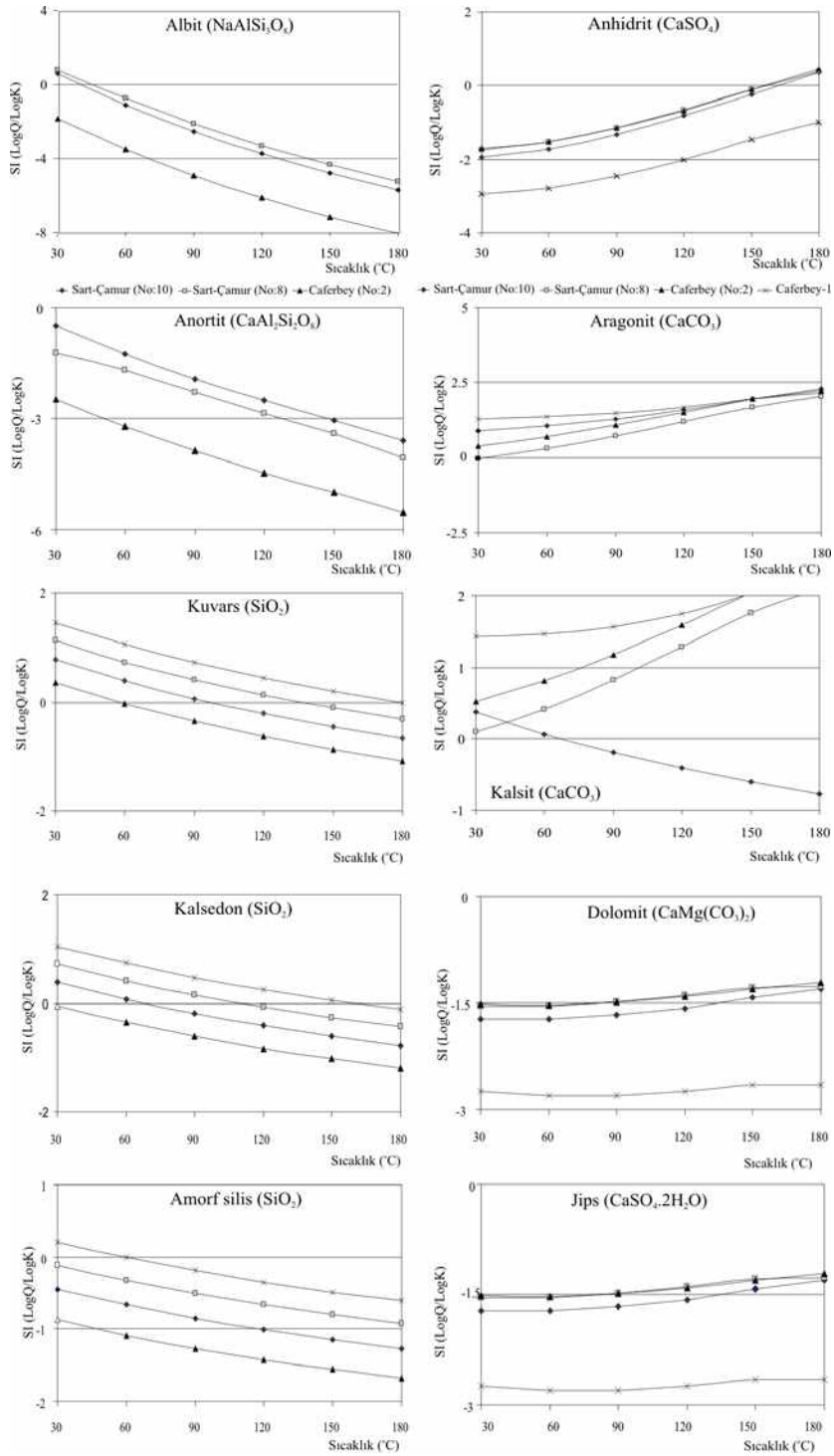
Bu anlatılan mineral doymuluk indekslerinin hesaplanması suların üretim ve iletimi aşamasında olabilecek olası çökeltilerin önceden tahmin edilmesi, üretim ve malzeme kaybı olmadan önce alınabilecek önlemler açısından çok önemlidir.

Çalışma alanındaki termal sularda çökel oluşturabilecek bazı minerallerin doymuluk indeksi değerleri PhreeqC (Parkhurst ve Appelo 1999) kimyasal türleştirme programında farklı sıcaklıklarda hesaplanarak sıcaklık-doymuluk indeksi diyagramları oluşturulmuştur (Şekil 8).

Diyagramda görüldüğü gibi, termal sular albit ve anortit minerallerini, Sart-Çamur jeotermal alanında 40 °C'den sonraki sıcaklık değerlerinde çözüldürücü özelliktedirler. Caferbey jeotermal alanında ise sular, 70 °C'nin üzerindeki sıcaklıklarda albiti, 40 °C'nin üzerindeki sıcaklık değerlerinde anortiti çözmektedir. Termal sular genel olarak 150 °C'nin altındaki sıcaklıklarda anhidrit mineralince doymamış (SI<0) özellik göstermektedirler. Kuvars ve kalsedon mineraline ait sıcaklık-doymuluk indeksi diyagramları yaklaşık aynı olup yüksek sıcaklıklı termal sularda genel olarak 60 °C'nin altında doymun (SI>0) özellik gösterirler. Genel olarak amorf silis ve jips mineralleri doymunluk altı değerlere sahiptir. Sart-Çamur ve Caferbey jeotermal alanlarındaki termal sular kalsit ve aragonit mineralince aşırı doygundur. Bu nedenle, jeotermal suların kullanımı sırasında

kuyularda ve iletim hatlarında karbonat minerallerinin neden olduğu kabuklaşma problemleriyle karşılaşmaktadır. Kuvars ve kalsedon minerallerinin 60 °C'den daha düşük sıcaklıklarda doymun olmaları dikkate alındığında termal sular yüzey donanımları ve re-enjeksiyon kuyuları ile kuyu-formasyon arasında silis kabuklaşmasına neden olabilirler. Santraller, diğer jeotermal tesislere göre daha yüksek sıcaklıklı kaynaklar üzerine kurulduğundan, silika kabuklaşması özellikle elektrik santrallerinin sorunu olmaktadır.

Reed ve Spycher (1984), jeotermal alanlardaki akifer sıcaklığının tahmin edilmesi için bir yöntem geliştirmişlerdir. Bu yöntem özetle suyun kimyasal analizi sonucunda çeşitli mineraller ile bu minerallerin her bir sıcaklık değerinde ayrı ayrı doymunluk indekslerinin hesaplanması ve bu sıcaklık değerleri ile doymunluk indeksi değerlerinin bir bir doğrularını içeren mineral denge diyagramlarının çizilerek yorumlanması ilişkisine dayanır. Bu yorumlamada, minerallerin çözünürlük denge sabitleri sıcaklıkla yakın ilişkili olduğundan, bir grup mineral doğrusu denge doğrusunu (SI=0 doğrusunu) belirli bir sıcaklık değeri civarında kesiyorsa, bu doğruların kesişim yerine karşılık gelen sıcaklık değeri en iyi akifer sıcaklığını vermektedir. SI denge doğrusunun aşağısında (negatif kısımda) olabilecek kesişmeler ise farklı sıcaklıktaki akışkanların karışımını ve dolayısıyla bu akışkanların sıcaklıklarını belirtebilir. Sart-Çamur Kaplıcası kaynak (örnek no:8) ve Caferbey-1 derin kuyusuna (örnek no:4) ait termal suların kimyasal analizleri Watch-3(Arnorsson ve diğ. 1982 ve Bjarnason 1994) programında kalsedon jeotermometresi seçilerek ve 100 °C'de kaynadığı varsayılarak değişik sıcaklıklarda doymunluk indeksi hesaplamaları yapılmıştır. Elde edilen sonuçlara göre mineral denge-sıcaklık diyagramları çizilmiştir (Şekil 9). Sart-Çamur jeotermal alanı sıcak sularının sıcaklık-mineral denge grafiklerinde eğrilerin yaklaşık denge durumunda kesiştikleri yer olan 90-120 °C ve Caferbey jeotermal alanındaki sıcak sulara ait diyagramdaki yaklaşık 180 °C sıcaklık değeri bu alanların akifer sıcaklıkları olarak yorumlanabilir.



Şekil 9. İnceleme alanındaki termal suların mineral denge diyagramları

Figure 9. Mineral equilibrium diagrams of thermal waters in the study area.

SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Gediz Grabeni'nin güney kısmında yer alan inceleme alanındaki kayalar temel ve örtü kayalar olmak üzere iki gruba ayrılabilir. Temeli gnays, mikaşist, fillit, kuvars şist ve mermerlerden yapılmış Menderes Masifi metamorfikleri oluşturur. Örtü kayalar ise kalınlığı 2000 m'yi bulan Neojen yaşlı kırıntılı tortullardır. Neojen tortul birimler bölgede farklı fasiyelerden oluşmakta, Acıdere, Göbekli ve Asartepe formasyonları olarak adlandırılmaktadır. Acıdere formasyonu genellikle örgülü akarsu ortamında oluşmuş kırıntılı tortullar (çakıltaşı, çakıllı kum ve kıltaşı-çamurtaşı) şeklindedir. Göbekli formasyonu çakıltaşı, kumtaşı ve kireçtaşından oluşur. Asartepe formasyonu kumtaşı ardalanmalı çakıltaşlarından oluşmaktadır. Bu birimler Menderes Masifi metamorfiklerini düşük açılı bir normal fay ile örter. Kuvaterner alüvyon bölgedeki en genç birimdir.

İnceleme alanının içerisindeki Menderes Masifi'ne ait mermerler karstik ve çok çatlaklı olmalarından dolayı geçirimsizliği yüksek olup, termal ve soğuk su kaynakları için akifer oluştururlar. Bazı yerlerde Menderes metamorfiklerinin gnays ve kuvars-mikaşistleri de kırıklı çatlaklı olmalarından dolayı yer yer jeotermal sistemlerin akiferidir. Örtülü akarsu ortamında oluşmuş kötü çimentolanmış kil düzeyleri içeren Neojen tortul kayalar ise hidrojeolojik açıdan geçirimsiz veya az geçirimli olmaları nedeniyle jeotermal sistemlerin örtü kayacını oluşturmaktadırlar. Bölgede geniş bir yayılım sunan alüvyon soğuk sular için akifer özelliğinde olması açısından önemlidir. Sıcak akışkanın taşınımı yeraltındaki fay ve kırık hatları ile sağlanmaktadır. Alandaki termal sular

yağış sularının yeraltına süzülüp tektonik hatlar boyunca tekrar yüzeylemesiyle oluşan devirli sistem özelliğindeki sulardır.

Caferbey ve Sart-Çamur Kaplıcası jeotermal alanlarındaki termal sular sırasıyla Na-HCO₃ ve Na-Ca-HCO₃ tipindedirler. Yüzeyle ve soğuk yeraltı suları ise genel olarak Na, Ca, Mg ve HCO₃ iyonlarının egemen olduğu sulardır. Suların izotop kimyası sonuçları bir bütün olarak değerlendirildiğinde çalışma alanındaki termal suların meteorik kökenli oldukları görülür. Bölgedeki suların yeraltında kalış süreleri uzundur. Sart-Çamur Kaplıcası termal suları diğer sulara göre yüksek Trityum ve düşük Cl içeriğine sahip olup güncel suların karıştığı sulardır. Suların kimyasal analiz sonuçları iyonlar arasındaki ilişkiye göre değerlendirildiğinde termal suların uzun süreli su-kayaç etkileşiminde olduklarını göstermektedir. İzotop sonuçları da bu verileri desteklemektedir. Jeotermometre sonuçları bir bütün olarak değerlendirildiğinde bölgede açılan kuyuların akifer sıcaklıkları da dikkate alındığında (Caferbey-1, 155 °C) Sart-Çamur Kaplıcası termal sularının 70-100 °C, Caferbey termal sularının ise 150-185 °C arasında değişen akifer sıcaklıklarına sahiptir.

Özellikle termal sularda ve kaplıca atık sularının yüzeyle sularına karıştığı bölgelerde suda tehlike oluşturabilecek maddeler, ulusal ve uluslararası standartların üzerindedir. Bu durum tarımsal bitkiler üzerinde de olumsuz etkilere neden olabilmektedir. Ayrıca, termal suların içme kütü olarak kullanımı sakıncalıdır. İçme ve sulama amaçlı kullanılacak sulara olabilecek olumsuz etkilerin giderilmesi açısından termal suların kullanım sonrası re-enjeksiyonu yapılmalıdır. Termal sular genel olarak silis minerallerini (anhidrit, jips, kalsedon, kuvars)

çözündürücü, karbonat minerallerini (kalsit ve aragonit) ise çökeltici özelliktedir. Bu nedenle, jeotermal suların kullanımı sırasında kuyularda ve iletim hatlarında karbonat minerallerinin neden olduğu kabuklaşma problemleriyle karşılaşmaktadır. Caferbey jeotermal alanının sıcaklık bakımından elektrik üretimine uygun bir saha olduğu göz önüne alındığında silika kabuklaşmasının da yüzey ve kuyu donanımlarında karşılaşılan bir problem olacağı tahmin edilmektedir.

EXTENDED SUMMARY

The study area is located on the southern rim of the Gediz Graben and to the west of Salihli town. In the study reported here, the hydrochemical characteristics of these geothermal fields were determined by chemical and isotopic data.

The geological map and model produced by Emre (1996) were used to comment on the geothermal systems of the area. As is shown in Figure 1, the basement of the study area consists of the Menderes Massif rocks, that are made up of metamorphics (gneiss, mica schists, phyllites, quartz schists and marbles). The proposed ages of the Menderes Massif metamorphic rocks are Pre-Cambrian to Paleocene (Dora et al. 1995). The Neogene terrestrial sediments that are also present are mainly made up of alluvial fan deposits (pebbles, pebbly sandstones, claystone-mudstones, interbedded conglomerate, clay-stones, siltstones, conglomerates comprising sandstone intercalations and limestone). The topography of this unit shows a hard base-relief construction. The Neogene sediments are about 2000 m thick. The Neogene terrestrial sediments overlie the Menderes Massif rocks with a low-angle normal fault. This normal fault was identified as the 'detachment fault' (Emre 1996). Quaternary

alluvium, which is made up of unconsolidated granular sediments, is the youngest unit of the area.

The highly fractured karstic marbles, gneiss and quartz-schist units of the Menderes Massif rocks are the aquifers of the geothermal systems. The Neogene terrestrial sediments, which are made up of alluvial deposits, act as cap rocks for the geothermal systems. Alluvium is the most important unit for cold ground water production. Circulation of thermal fluids in the subsurface is along the fault and fracture zones. The outlet temperatures and discharge quantities of the Sart-Çamur Spa thermal waters are 52 °C and 5 l/s, respectively. A deep geothermal well was drilled to a depth of 1189 m in the Caferbey geothermal field. The down hole temperature and discharge rates of this well were recorded as 155 °C and 2 l/s, respectively.

$\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values in the study area were found to change between -7.88 ‰ and -10.23 ‰, 44.30 ‰ and -52.28 ‰, respectively. The $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ stable isotope contents are presented in Figure 2. In this diagram, some of the samples have been plotted along the meteoric water lines (GMWL and MMWL). The thermal waters in the study area were compared with the Salihli Kurşunlu thermal waters. The thermal waters in the study area are of meteoric origin. Although thermal waters in the Salihli Kurşunlu geothermal fields are also meteoric in origin, they showed deviations from the meteoric water lines. This $\delta^{18}\text{O}$ shift is caused by water-rock interaction. The Sart Çamur thermal waters are located on the evaporation line in the ^{18}O -D diagram. $\delta^3\text{H}$ values in the study area vary between 0.84 and 4.80 (TU). In the ^3H - $\delta^{18}\text{O}$ diagram, the thermal waters of the Kurşunlu and Caferbey samples show similar isotopic content

and they have a long residence time. The Sart-Çamur thermal waters reflect the mixed water type varying between deep circulation and current cold waters. High EC and Cl but low tritium values suggest that the thermal waters of Kurşunlu and Caferbey have a deep circulation.

The results of the chemical analyses of the waters sampled for this study and of some analyses from previous investigations, and also the water types according to the IAH (1979), are shown in Table 1. According to AIH chemical classifications, waters in the study area reflect the water types Na-Ca-HCO₃ and Na-HCO₃ in the Sart-Camur and Caferbey geothermal fields, respectively. Cold waters are mainly dominated by the HCO₃⁻ and SO₄⁻² anions and Na⁺, Ca⁺² and Mg⁺² cations.

In order to classify the water types, major ion composition was plotted on a Piper diagram (Fig 4). The sampled waters can be subdivided into two main groups. The first group, Caferbey (group A), includes Na-HCO₃ type water belonging to the Caferbey-1 deep well (155 °C). The second group, Sart-Çamur Spa (group B), includes Na-Ca-HCO₃ water type and can be classified as the hardness of the carbonate is more than 50%. The decrease in Ca⁺² and/or Mg⁺² and the increase in Na⁺ in the thermal waters can be explained by ion exchange. The exchange sites must have been the clays of the Neogene sediments and/or of the Menderes Massif schists.

The relationships between the constituents in water samples from the geothermal areas are presented in Figures 5 and 6. The positive linear relationships between major ions (Na⁺, Ca⁺², Mg⁺², Cl⁻, HCO₃⁻, SO₄⁻², SiO₂) and secondary ions (K⁺, B⁺³, As⁺) are also observed. These are most likely explained as

results of the waters chemically interacting with reservoir rocks such as marbles, mica schist and quartz schist.

The compliance of the thermal waters in the study area with national and international water quality standards (TS-266, 1997 and 2005; USEPA 1994; WHO 2004; Sağlık Bakanlığı, 2003; Kaplıcalar Yönetmeliği 2001) was checked. According to these, the boron (B) contents of the thermal and cold waters vary from 1 to 67 mg/l. These amounts are higher than irrigation water standards. The Arsenic (As⁺) contents of these waters lie between 10 and 20 µg/l and slightly exceed the drinking water standards. High boron and arsenic contents are one of the contaminants in irrigation and drinking waters in the area. Because of these, thermal waters should be re-injected into the thermal aquifer after utilization. This is important not only to recharge the reservoir but also to prevent harmful effects on the environment.

The estimation of the reservoir temperature of the thermal waters is an important geochemical application. Table 3 shows the results of some empirical geothermometer applications. The reservoir temperatures of the geothermometers vary between 50 and 290 °C. Comparing these results with the measured reservoir temperature (between 80 and 155 °C), the most reliable results come from some silica geothermometers.

A ternary plot of Na/1000-K/100-Mg^{0.5} was proposed by Giggenbach (1988) as a method to describe reservoir temperature and to recognize immature waters, which have attained equilibrium with relevant hydrothermal minerals from immature waters. Fournier (1990) proposed a slight revision to the diagram. For some of the

thermal waters that indicated a mixing with cold groundwater or an origin in low temperature environments, cation geothermometers give unreasonable results. All of the thermal waters fall into the immature fields. It can be suggested that these waters are not in equilibrium with the reservoir rocks, and they are probably dominated by mixing with cold ground water. Thus, the application of cation geothermometers should be considered as of doubtful help and data from such sources should be correlated with the results obtained by silica geothermometry results. The results of all the geothermometers suggest that the reservoir temperatures of the Sart-Çamur and Caferbeyli geothermal fields vary between 70-100 °C and 150-185 °C, respectively.

The saturation indices for each of the following hydrothermal minerals have been plotted as a function of temperature in Figure 8: calcite, aragonite, anhydrite, gypsum, amorphous silica, quartz, chalcedony and dolomite. Oversaturation is indicated when the solubility product (Q) values are higher than the solubility constant (K) values ($Q > K$) at a particular temperature, and undersaturation when $Q < K$. The chemical equilibrium modeling of the waters from the Salihli geothermal areas was carried out using the PhreeqC computer code (Parkhurst and Appelo 1999). In summary, the saturation states of carbonated minerals (calcite and aragonite) are most likely to cause precipitation from the thermal waters.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma, yazarlardan Tuğbanur ÖZEN'in doktora tez çalışmasının bir bölümünü içermekte olup, KB. FEN. 016 No'lu "Salihli (Manisa) Jeotermal Alanlarının Hidrojeolojik İncelenmesi"

konulu Dokuz Eylül Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projesi kapsamında desteklenmiştir. Yazarlar, bu çalışma sırasında kendilerine yardımcı olan Araş. Gör. Ali Bülbül'e ve Jeoloji Mühendisliği Bölümü öğrencilerinden K. Serkan Erol, Hale Pağnıklı, Buğra Günay ve Soner Tezel'e, ayrıca bu makalenin yazım aşamasında eleştirileriyle katkıda bulunan Prof. Dr. Mehmet Çelik'e ve adı açıklanmayan hakeme teşekkür ederler.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Arnórsson, S., 1989. The use of gas chemistry to evaluate boiling processes and initial steam fractions in geothermal reservoirs with examples from Suswa field, Kenya. *Geothermics*, 19/6, 497-514.
- Arnórsson, S., Sigurdsson, S., and Svavarsson, H., 1982. The chemistry of geothermal waters in Iceland I. Calculation of aqueous speciation from 0°C to 370°C. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, 1513-1532.
- Arnórsson S., Gunnlaugsson E., and Svavarsson H., 1983. The chemistry of geothermal waters in Iceland. III. Chemical geothermometry in geothermal investigations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47, 567-577.
- Arnórsson, S., Andrésdóttir, A., Gunnarsson, I., and Stefánsson, A., 1998. New calibration for the quartz and Na/K geothermometers - valid in the range 0-350°C. *Proceedings of the Geoscience Society of Iceland Annual Meeting*, April 1998, 42-43. (In Icelandic).

- Arpat, E. and Bingöl, E., 1969. Ege Bölgesi Graben Sisteminin Gelişimi Üzerine Düşünceler: MTA Dergisi., Ankara, 73, 1-9
- Bozkurt, E., 2002. Discussion on the extensional folding in the Alaşehir (Gediz) Graben, western Turkey. Journal of the Geological Society, London 159, 105–09.
- Bjarnason, J.O., 1994. The specciation program Watch-3, Orkustofnun, Reykjavik, 7.
- Burck, M., 1998. Zur Geologie und Hydrogeologie der Thermalfelder bei Salihli WAnatolien/Türkei. *Diplomkartierung, Diplomarbeit im Studiengang Geologie-Palaontologie*. Freie Universität. Berlin.
- Calmbach, L., 1997. AquaChem Computer Code-Version 3.7.42, waterloo hydrogeologic. Waterloo, Ontario, Canada.
- Cohen, H.A., Dart, C.J., Akay, Z., H.S. and Barka, A., 1995. Syn-Rift sedimentation and structural development of the Gediz and Büyük Menderes Graben, Western Turkey. Journal of the Geological Society, London 152, 629-638.
- Craig, H., 1961. Isotopic variations in meteoric waters. Science 133, 1702-B.
- Çifter, C. ve Sayın, M. 2002. İzotopların hidrojeolojide kullanılması. Hidrojeolojide İzotop Tekniklerinin Kullanılması Sempozyumu Bildirileri, 22-25 Ekim, Adana, 1-15.
- Dora, Ö., Candan, O., Durr, S., and Oberhanslı, R., 1995. New evidence on the geotectonic evolution of the Menderes Massif. Proc. International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region, İzmir, Turkey, V.1, 53-72.
- Emre, T., 1996. Gediz Grabeni'nin jeolojisi ve tektonigi. Turkish Journal of Earth Science, 5, 171-185.
- Emre, T., and Sözbilir, H., 1997. Field Evidence for Metamorphic Core Complex, Detachment Faulting and Accommodation Faults in the Gediz and Büyük Menderes Grabens (Western Turkey). Int. Earth Sci. Colloquium on the Aegean Region, Proceed., 1, 73-94.
- Filiz, S., Gökgöz, A., and Tarcan, G., 1993. Hydrogeologic comparisons of geothermal fields in the Gediz and Büyük Menderes Grabens. Congress of the World Hydro thermal Organisation, 13-18 May 1992, İstanbul-Pamukkale, Turkey, 129-153
- Fouillac, C., and Michard, G., 1981. Sodium/Lithium ratio in water applied to the geothermometry of geothermal waters. Geothermics, 10, 55-70.
- Fournier, R.O., 1977. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. Geothermics, 5, 41-50.
- Fournier, R.O., 1979. A revised equation for the Na-K geothermometer. Geotherm. Res Council Trans., 3, 221-224.
- Fournier, R.O., 1990. The interpretation of Na-K-Mg relations in geothermal waters. Geothermal Research Council Trans., 14, 1421-1425
- Fournier, R.O., and Truesdell, A.H., 1973. Geochemical indicators of subsurface temperature-Part 2, Estimation of temperature and fraction of hot water

- mixed with cold water. J.Res.U.S.Geol.Survey.2, 263-270.
- Fournier, R.O., and Potter, R.W., 1982. Magnesium correction to the Na-K-Ca chemical geothermometer. Geochim. Cosmochim. Acta, 43, 1543-1550.
- Gatt, J.R., and Carmi, I., 1970. Evolution of the isotopic composition of atmospheric waters in the Mediterranean Sea. J. Geophys. Res. 75, 3032-3048.
- Giggenbach, W. F., 1988. Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geothermometers. Geochim. et Cosmochim. Acta. 52., 2749-2765.
- Gülay, A., 1970. Manisa-Salihli, Caferbeyli-Köseli, Kurşunlu-Allahdiyen-Çamur Kaplıcaları yöreleri rezistivite raporu. MTA Raporu 4853. Yayınlanmamış.
- Hetzl, R., Passchier, C. W., Ring, U., and Dora, O. O., 1995. Bivergent extension in orogenic belts: The Menderes Massif (southwestern Turkey). Geology 23, 455-58.
- IAH, 1979. Map of mineral and thermal water of Europe. Scale 1:500.000. International Association of Hydrogeologists, United Kingdom.
- Kaplıcalar Yönetmeliği, 2001. T. C. Sağlık Bakanlığı, Resmi gazete sayısı: 24472.
- Kaya, O., 1982. Tersiyer Sırt yitmesi, Doğu Ege Bölgelerinin yapısı ve magmatikliği için olasılı bir mekanizma; In 'Batı Anadolu'nun genç Tektoniği ve volkanizması Sempozyumu'. Ankara, Türkiye Jeoloji Kurultayı, 39-58.
- Karamanderesi İ. H., 1972. Detail geology and geothermal energy feasibility of the Urganlı Kaplıcaları (Manisa-Turgutlu) and surrounding area, MTA, Ankara.
- Karamanderesi, İ. H., 1997. Salihli-Caferbey (Manisa) jeotermal sahası potansiyeli ve geleceği. Dünya Enerji Konseyi Türk Milli Komitesi, Türkiye 7. Enerji Kongresi. Teknik oturum tebliğleri-I, 68-181.
- Khraka, Y.K., Lico, M.S., and Law, L. M., 1982. Chemical thermometers applied to formation waters, Gulf of Mexico and California Basins. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 66,558.
- Khraka, Y.K. and Mariner, R.H., 1989. chemical geothermometers and their application to formation waters from sedimentary basins. In. Naser, N. D. ve Mc Culloh, T. H. (eds.), thermal history of sedimentary basins; methods and case histories, 99-117. Sprin. Ver.
- Koçyiğit, A., Yusufoglu, H., and Bozkurt, E., 1999. Evidence from the Gediz Graben for episodic two-stage extension in Western Turkey. Journal of The Geological Society, London 156, 605-616.
- Mc Kenzie, D., 1978. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: The Aegean sea and surrounding regions (tectonics of Aegean region). Royal Astronomical Society Geophysical Journal, 55, 217-225.
- Nieva, D., and Nieva, R. 1987. Developments in geothermal energy in Mexico, part 12-A cationic composition geothermometer for prospection of geothermal resources. Heat recovery systems and CHP, 7, 243-258.

- Özçiçek, B., 1969. Manisa-Turgutlu-Salihli jeotermik enerji araştırmaları. Kendirlik ve Allahdiyen yöreleri rezistivite etüdleri. MTA raporu 4029. Yayınlanmamış.
- Özen, T., 2009. Salihli jeotermal alanlarının hidrojeolojik ve hidrojeokimyasal incelenmesi. Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Doktora Tezi, 239.
- Özen, T. ve Tarcan, G., 2008. Salihli (Manisa) jeotermal alanlarının hidrojeokimyasal incelenmesi. III. Hidrojeolojide İzotop Teknikleri Sempozyumu. Bildiri kitabı, 215-229.
- Özgür, N., Vogel, M., Pekdeęer, A., Halback, P., and Sakala, W., 1998. Geochemical, hydrochemical, and isotopic geochemical signatures of thermal fields in Kızıldere in the continental rift zone of the Büyük Menderes, Western Anatolia, Turkey. 3rd International Turkish Geology Symp., Ankara, abstr. 31,144.
- Parkhurst, D.L., 1995. User's guide to PHREEQC-a computer program for speciation, reaction path, adjective-transport, and inverse geochemical calculations. In US Geological Survey Report.
- Parkhurst D.L., and Appelo C.A.J., 1999. User's guide to PHREEQC (version 2): A computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 99-4259, USGS, Reston, Virginia, 1-312
- Reed, M., Spycher, N., 1984. Calculation of pH and mineral equilibria in hydrothermal waters with application to geothermometry and studies of boiling and dilution Geochim-Cosmochim. Acta 48, 1479-1492
- Sağlık Bakanlığı Temel Sağlık Hizmetleri Genel Müdürlüęü, 2003. İçilebilir nitelikteki suların istihsalı, ambalajlanması, satışı ve denetlenmesi hakkında yönetmelik, Çevre Sağlığı Daire Başkanlığı Su Güvenlięi ve Sağlığı Şube Müdürlüęü, Ankara.
- Seyitoğlu, G. and Scott, B.C., 1996. The age of the Alaşehir graben (west Turkey) and its tectonic implications, Geological Journal, 31, 1-11
- Sözbilir, H., 2001. Geometry of macroscopic structures with their relations to the extensional tectonics: field evidence from the Gediz detachment, Western Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences, 10, 51-67.
- Şengör, A. M. C., 1982. Ege'nin neotektonik evrimini yöneten etkenler. In: Erol, O. ve Özgür, V. (eds), Batı Anadolu'nun Genç, Tektoniği ve Volkanizması Paneli, Türkiye, 59-72.
- Tarcan, G., Filiz, S. and Gemici, Ü., 2000. Geology and geochemistry of the Salihli geothermal fields, Turkey. In: Books of Proceedings, R-922. WGC-2000 World Geothermal Congress, Kyushu-Tohoku, Japan, 1829-1834.
- Tarcan, G., Gemici, Ü., and Aksoy, N., 2005. Hydrogeological and geochemical assessment of the Gediz Graben

- geothermal areas, Western Anatolia, Turkey, *Environ. Geol.*, 47, 523-534.
- Tonani, F., 1980. Some remarks on the application of geochemical techniques in geothermal exploration. In: *Proc. Adv. Eur. Geoth.Res.*, second symposium, Strasbourg, 428-443.
- Truesdell A.H., 1976. Summary of section III geochemical techniques in exploration. In: *Proceedings of the 2nd United Nations Symposium on the Development and use of Geothermal Resources*. 1975, San Francisco, Govern. Printing Office, Washington D.C.
- Truesdell A.H., 1991. Effects of physical processes on geothermal fluids. In: *Applications of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development* (coordinator F. D'Amore), 71-92.
- TS-266, 1997. Sular-İçme ve kullanma suları (Turkish drinking water standarts). Türk Standartları Enstitüsü, Ankara.
- TS-266, 2005. Sular-İnsani Tüketim Amaçlı Sular (Water intended for human consumption). Türk Standartları Enstitüsü, Ankara.
- USEPA, 1994. National Primary Drinking Water Regulations for Health Advisories, 202-260-7571, Washington DC, U.S. Environmental Protection Agency.
- WHO, 2004. World health organization guidelines for drinking water quality, vol. 1., Geneva.
- Yılmaz Y., Genç S.C., Gürer O.F., Bozcu M., Yılmaz K., Karacık Z., Altunkaynak S., and Elmas, A., 2000. When did the western Anatolian grabens begin to develop? In: Bozkurt E., Winchester J.A., Piper J.D.A. (Eds.), *Tectonics ve magmatism in Turkey ve the surrounding area*, Geological Society Special Publication 173, Geological Society, London, 353-384.
- Yılmaz, S., 1988. Kurşunlu-Sart termal su kaynaklarının (Salihli) hidrojeoloji ve jeokimyasal özellikleri. *Isparta Mühendislik Fakültesi Dergisi*, 5, 242-266.

Makale Geliş Tarihi : 10 Mart 2009

Kabul Tarihi : 20 Temmuz 2009

Received : *March 10, 2009*

Accepted : *July 20, 2009*



Teknik not/ Technical note

Neojen-Kuvaterner sınırının değişmesi ve beklenen gelişmeler

Changing of the Neogene- Quaternary boundary and possible developments

Nizamettin KAZANCI

Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 06100 Ankara

(Nizamettin.Kazanci@eng.ankara.edu.tr)

ÖZ

Son yıllarda bazı tanınmış yerbilimciler devamlı olarak Kuvaterner'in Jeolojik Zaman Tablosundan çıkarılmasını ve Pleistosen ile Holosen'in Seri olarak Neojen'e katılmasını önermekte idiler. Uluslararası Stratigrafi Komisyonu 2009 Mayıs ayında aldığı tarihi kararlar Kuvaterner'in Periyod olarak korunmasını, Neojen-Kuvaterner sınırının 1,8 milyon yıldan 2,6 milyon yıla genişletilmesini kararlaştırmıştır. Jeolojik Zaman Tablosu'ndaki bu değişiklik ülkemizdeki jeoloji çalışmalarını doğrudan etkileyecektir. Yazıda gelişmelerle beraber olası durumlar özetlenmekte ve bazı öneriler getirilmektedir.

Anahtar kelimeler: Jeolojik Zaman Tablosu, Neojen-Kuvaterner sınırı, Pliyosen, Pleistosen

ABSTRACT

In the last years some eminent earthscientists have been proposing to discard the Quaternary from the Geological Time Table, adding the Pleistocene and Holocene to the period Neogene as new Series. However, in May 2009 the International Stratigraphy Commission decided that the Quaternary Period would be preserved in the time table, what is more, it enlarged the Neogene-Quaternary boundary from 1.8 to 2.6 ma. Such a change or regulation in the Geological Time Table would affect directly the internal geological studies. Here, recent and possible developments are presented in this subject with adding some comments and suggestions.

Keywords: *Geological Time Table, Neogene-Quaternary boundary, Pliocene, Pleistocene*

GİRİŞ

Jeolojik Zaman Tablosu (JZT), yerbilimlerinin temel araçlarından ve dayanaklardan birisidir, çünkü o hem doğal süreçlerin saati, takvimi, hem de yerkürenin kayıtlarının karşılaştırılma mekanizmasıdır. Farkında olarak veya olmayarak, yer küreye ilişkin bütün açıklamalar JZT ile yapılır (Şengör, 2000). Bu büyük dayanak uzun zaman içinde büyük uğraşlarla geliştirilmiş olup, Devir, Devre, Çağ ve bunların fiziksel karşılıkları olan Sistem, Seri, Kat düzeyindeki aralıklarının ve sınırlarının kesinleştirilmesi çabaları devam etmektedir (Gradstein vd., 2004). Paleozoyik ve Mezozoyik'te çoğunlukla fosil toplulukları veya tanımlanmış türlerin ortaya çıkışı ile belirlenen Çağ-Kat sınırlarının, verilerin çoğalmasından dolayı Senozoyik'te ve bilhassa Geç Neojen ve Kuvaterner'de radyometrik yöntemlerle mutlak zamana bağlanması zorunlu hale gelmiştir. Bununla birlikte, farklı kıtalarda farklı türlerin görülmesi ve bunların evrimlerinin giderek karmaşık hale gelmesi, oraların jeolojisi için yerel stratigrafi birimlerinin kullanılmasını gerektirmiştir. En büyük örnek Paratetis ve ona bağlı gelişen paleocoğrafyadır. Kıtalara göre farklı gelişimin en belirgin nedenleri büyük boyutlu volkanizma olayları, tektonizma, Yerkürenin astronomik konumundaki değişimler ve bunların yönlendirdiği uzun süreli iklim değişimleri ile deniz seviyesi oynamalarıdır. Bunlar bölgesel iklim ve coğrafyaları farklı yaptıkları gibi yerel stratigrafik birimleri de çeşitlendirmiş, aynı zamanda tartışmalı hale koymuştur. Üzerinde görüş birliği olmayan konulardan birisi de Neojen'in bitişi ve/veya Kuvaterner'in başlangıç zamanıdır (Schneer, 1969; Gibbard vd., 2005). Bu sınır ve üzerindeki tartışmalar bütün yerbilimi ve yerbilimciler için önemlidir, çünkü insan dahil günümüz

coğrafyasını doğuran olaylar çoğunlukla Geç Neojen'den bu yana olmuştur. Neojen-Kuvaterner (= Pliyosen-Pleistosen) sınırı tartışması son yıl içinde alevlenmiş ve JZT'nin değişmesi gündeme gelmiştir. Bu yazıda yeni gelişmeler aktarılmakta ve Kuvaterner çalışmaları için bir kısım öneriler sunulmaktadır.

KUVATERNER'İN NİTELİĞİ VE SINIR TARTIŞMALARI

Nature dergisinin Haziran 2009 sayısında özetlenen olan duruma göre, Kuvaterner jeologları ile Neojen araştırmacılarının Pliyosen-Pleistosen sınırı hakkında giderek artan tartışmalar ve görüş ayrılıkları Uluslararası Stratigrafi Komisyonu (USK)'nda son kez ele alınmış ve 2'ye karşı 16 oy ile Kuvaterner'in JZT içindeki konumu genişletilerek korunmuştur (Mascarelli, 2009). Oylamaya yol açan görüşlerden birisi Kuvaterner'in zaman aralığının genişletilmesi, diğeri ise onun bütünüyle JZT'den çıkarılmasıdır (www.stratigraphy.org). Uzman raporlarının ve karşı görüşlerin incelenmesi şeklinde yürütülen çalışmalar ışığında öneriler geçtiğimiz Nisan ve Mayıs aylarında iki kez oylanmış ve sonuçta Kuvaterner'in alt sınırı 1,8 milyon yıldan 2,6 milyon yıla genişletilmiştir. Mertebesi yine Periyod olarak korunmuştur. Kararın ve uygulamasının yaygınlaşması için sonuç IUGS'ye gönderilmiş, burada kısa sürede görüşülmesi ve benimsenmesi beklenmektedir (Mascarelli, 2009). Artık Kuvaterner'in başlangıcı çok daha eskiye gitmiş, Pliyosen'in sonu Pleistosen'e eklenmiştir. Yeni araştırmalar buna göre şekillenecektir.

Neojen-Kuvaterner veya Pliyosen-Pleistosen sınırı hakkındaki görüş farklılıklarının yüz yılı aşan tarihi vardır (Schneer, 1969). Son uzlaştırma atağı yaklaşık on beş yıl önce

yapılmıştır. Devamlı gündemde olan tartışmaları sonuca bağlayabilmek için Uluslararası Jeolojik Bilimler Birliği (IUGS) tarafından otuzdan fazla ülkeden çok geniş bir araştırmacı grubunun katılımıyla IGCP 41 projesi gerçekleştirilmiş ve sonuçları “*The Pleistocene Boundary and Beginning of Quaternary*” adı ile kitaplaştırılmıştır (Van Couvering, 1997). Proje ile elde edilen sonuçlar USK'nın bu konuda 1985'de verdiği kararı pekiştirmiş ve tartışmaları kısmen törpülemiştir. USK, Geç Neojen'in göreceli ılıman ikliminden sonra, yerkürenin tekrarlı buzul çağlarını getiren genel soğuma dönemine girmesini Pliyosen-Pleistosen sınırı olarak benimsemiştir. İtalya'nın Calabria bölgesindeki denizel tortullarda (Vrica Kesiti) yapılan tarihlendirme ve karşılaştırmaya göre sınır 1,8 milyon yıl'dır (Vrica, aynı zamanda Pleistosen'in başlangıcı olan Kalabriyen katının tip yeridir) (Haq ve Van Eysinga, 1998; www.stratigraphy.org; www.wikipedia.org; www.brittanica.com). Yakın zamanda, Vrica kesitine benzer tortulların bütün doğu İtalya'da ve İon Denizi kıyılarında bilinenlerden çok geniş bir alanda bulunduğu, İon Denizi adının Calabria'dan çok daha bilinmekte olduğu gerekçeleriyle, Kalabriyen yerine İoniyen katı adının kullanılması önerilmiştir (Cita vd., 2006).

USK ve tüm yerbilimcilerin üzerinde görüş birliği ettiği husus, Kuvaterner'in temel niteliğinin Neojen'den çok daha soğuk olması ve buna bağlı olarak bazı yeni hayvan ve bitki türleri geliştiğidir. Günümüzde tartışılan konulardan biri doğrudan Kuvaterner ismi, ikincisi süresi, üçüncüsü mertebesidir. Daha jeolojinin yeni doğmağa başladığı 17.yy'da fosilli kayaç gruplarının Primary, Secondary, Tertiary ve Quaternary şeklinde ayrılmasından bu yana, diğer isimlerin bilimsel verilerle değiştirilmesine karşın Quaternary adının

korunması anlamsız tutuculuk olarak görülmektedir. Kuvaterner'in süresi de Çağ-Kat'larla karşılaştırıldığında bile çok kısadır ve Permilen, Jura, Kretase ile eş tutulması hatalı görülmektedir (Gradstein vd., 2004; Pillans ve Naish, 2004). Klasik görüşler ise hominidler ile birlikte günümüz dünyasının Kuvaterner'de şekillendiğini, bunu sağlayan genel soğumanın eski dönemlerdekinden çok daha fazla ve tekrarlı olduğunu, deniz seviyesinin aşırı düşmesi sonucu (Buzul Çağları) karalarda büyük deşilmelerin meydana geldiğini, Kuvaterner hakkındaki veri ve bilgi birikiminin bütün jeolojik zamanlardan fazla olduğunu, yenilik adına yapılacak değişikliklerin bütün bilimsel birikimleri tehlikeye atacağını vurgulamakta ve gerekirse Pliyosen-Pleistosen sınırının çok daha geniş bir isimle anılabileceğini belirtmektedir (Van Couvering, 1997; Cita vd., 2006).

Türkiye'den katılımcıların da olduğu 32. Dünya Jeoloji Kongresindeki (Floransa, 2004) stratigrafi toplantılarında aynı sınır tartışmaları açılmış ve keskin görüş ayrılıkları kongre'nin toplantıları sırasında yayınlanan Kongre günlük gazetesine de yansımış idi. Bundan kısa bir süre sonra tanınmış bir dergide çıkan ve Kuvaterner'in JZT'den kaldırılmasını öneren makale (Pillans ve Naish, 2004) yerbilimciler arasında geniş yankı uyandırdı. Oysa, ondan önce ve sonra benzer görüşler yayınlanmış, fakat bu kadar ses getirmemiştir (Gradstein vd., 2004; Gibbard vd., 2005). Çünkü bu makalenin ilk yazarı (Brad Pillans) Uluslararası Kuvaterner Araştırmacıları Birliği -INQUA-'nın o sıradaki Stratigrafi ve Kronoloji Komisyonu Başkanıdır. Yazıda Jeolojik Zamanların tarihçesi hakkında geniş bilgi verildikten sonra, Kuvaterner'in Periyod olarak Neojen'in üzerinde yer almasının hiç bir gerekçesi olmadığı, modası geçmiş bir adlama olduğu, kaldırılması veya en azından

Neojen'in altında "Seri" olarak yer alması önerilmektedir (Pillans ve Naish, 2004). Aynı yazıda başka öneriler de bulunmakta olup, bunlar arasında en dikkat çekenleri Pleyistosen'in Neojen'e katılması, başlangıcının 2.6 milyon yıl olması, Pleyistosen yerine Antropojen denilmesidir (Pillans ve Naish, 2004). USK 'nın resmi Haber Bülteni ve internet sayfasında, bu makaleye karşı ve taraf görüşler geniş şekilde yer almıştır (bkz. www.stratigraphy.org; Bultein Board of International Stratigraphy Commision). Nihayet 31 Ağustos 2005' te, INQUA Stratigrafi ve Kronoloji Komisyonu, "INQUA'nın pozisyonu" adıyla resmi görüşünü yayınladı ve Kuvaterner'in Periyod olarak korunmasına, zaman aralığının 2,6 milyon yıla genişletilmesine ve alışlageldiği gibi Pleyistosen ve Holosen adlarının kullanılmasına taraftar olduğunu bildirdi. USK'nın son oylamalarında kabul edilen INQUA'nın bu görüşü olmuştur. Neojen ve Kuvaterner'in sınırı olarak ortaya çıkan 2,6 milyon yıl, Dünyanın soğumaya başlamasının ve devamındaki Buzul-Buzularası çağların başlangıcıdır.

Karşılaştırmalı verilere göre 3,0 ile 2,5 milyon yıllar arası, Senozoyik'teki en keskin iklim değişikliklerinin olduğu zaman aralığıdır. Derin denizler, göller ve kutuplardaki incelemeler ile Afrika iklimi çalışmaları, son büyük küresel soğumanın başlangıcının 1,6 ile 3,0 milyon yıl arasında kaldığını göstermiştir. Bazı canlıların yok olup yenilerinin ortaya çıkışı bu zamana rastlar (Van Couvering, 1997; Cita vd., 2006). Milankovitch Teorisi'nin öngördüğü gibi, Senozoyik'ten bu yana bir kısım tortullarda izlenen devirsellik (cyclicality) ile yerkürenin astronomik özellikleri ilişkilendirilerek (yörünge'nin daireden elipse değişimi, eksen eğikliği, yalpalamanın devirleri; ayrıntılar için bkz. Şengör, 2000), genel soğumanın 2,6 milyon

yıl önce başladığı tespit edilmiştir. Elde edilen bu sonuç ve/veya tarih paleoantropoloji eski iklim ve paleocoğrafya araştırmacıları, ve Kuvaterner uzmanları için çok önemli dayanaktır; çünkü, Neojen'in bitişi olarak kabul edilen olay global iklim değişikliğinin başlangıcıdır. Bu çok önemlidir, çünkü artı Sistem-Seri- Kat adları ne olursa olsun, bu zaman sınırı (2,6 milyon yıl) aynı kalacaktır.

OLASI YANSIMALAR

Önümüzdeki zaman diliminde yaşanacak kargaşa ve tartışmaların başında, Kuvaterner'i genişletirken kullanılacak kat isimleri ve bunların sınırları olacaktır. Pliyosen'in en üst katı Jelasiyen Pleistosen'e mi katılacak, yoksa kullanımdan kalkacak mı? Aynı şekilde, Pleistosen'in başlangıç katı olan Kalabriyen'e daha geniş zaman aralığı vermek sorunu çözebilecek mi? Bu katların tip yeri ve tip kesitlerindeki fasiyes, fauna ve flora genişletilmiş zaman aralığını kapsamayabilir. Bu durumda yeni tip kesitlere ihtiyaç olacaktır. Yeni sınırların radyometrik yöntemlerle tespiti de ayrı çalışmalar gerektirecektir.

USK'nun Kuvaterner'in 2,6 milyon yıla genişletilmesi önerisi, IUGS'de büyük olasılıkla kabul edilecek ve 2010 yılından itibaren tartışmalarla beraber kullanılmaya başlanacaktır. Bu gelişmenin ayrıntılı irdelemesi, uzmanların lehte ve aleyhte görüşleri USK'nun internet sayfasında görülebilir (www.stratigraphy.org). Kuvaterner'in kullanımdan kaldırılmasına karşı görüşlerin bir kısmı, olası bir JZT değişiminin getireceği büyük yük dolayısıyla idi, çünkü bütün jeoloji haritaları ve stratigrafi konulu raporların yenilenmesi gerekecektir. Yenileme yapılmazsa, eski bilgiler anlamsız kalacak, bilhassa fosillere dayalı çalışmalarda belirsizlikler olacaktır.

Yapılan bu değişiklik, Kuvaterner'in korunması ve başlangıcının (= Pleistosen alt sınırı) 2,6 milyon yıla genişletilmesi, kişi ve kurumlara düşen yükü artırmıştır. Örneğin, ülkemizde graben dolgularının önemli bölümü Neojen olarak ayırtıldığı düşünülürse, bu konulardaki yayınların ve bilimsel raporların güncellenmesi lüzumu ortaya çıkacaktır. Ancak, bu sonuç ve getireceği yükler kaçınılmazdır, bir an önce çalışmalara başlamak lazımdır. Bu durum belki de ülkemizdeki Kuvaterner araştırmalarına yeni ivme kazandıracaktır. Şöyle ki; Türkçe kaynaklarda JZT'nun kullanımında disiplinler arası birliktelik yoktur. Örneğin, Pleyistosen veya katları yerine, bizde hala "Buzul Çağları" çokça kullanılmaktadır. Paleolitik, Neolitik terimlerine yer bilimciler fazla sempati göstermemiştir. Zaten Jeolojik Zamanlar, Seri veya Periyodların kökenleri ile adlandırılmaları hakkında derli toplu Türkçe kaynak göreceli yakın zamanda yayınlanmıştır (Şengör, 2000). Güncel topraklar dahil bütün Kuvaterner oluşukları jeoloji haritalarında "Q, Qal, Qaly veya alüvyon" olarak işaretlenmekte, depolanma ortamlarını dikkate alan haritalama uygulamaları yeni yeni gelişmektedir (Kazancı vd., 2000).

Yurtiçinde radyometrik yaşlandırma olanaklarının yokluğu, ülkemizde Jeolojik Zaman ve zaman sınırlarına ilginin azlığının sebeplerinden birisi olabilir. Bununla beraber, makalelerde rastgele değil, uluslararası kurallara uygun kullanımlar, uluslararası gelişmelerin yurdumuza aktarılmasını hızlandırabilir. Dergilerin editör ve hakemlerine bu konuda görevler düşmektedir. Pek çok yayında hala jeokronoloji birimleri ile kronostratigrafi birimlerinin birbiri yerine kullanıldığını görmek endişe vericidir.

SONUÇ VE ÖNERİLER

USK'nun internet sayfasına gelen öneriler değerlendirildiğinde görülen odur ki, Kuvaterner'in JZT'deki konumu ne olursa olsun (periyod, seri, alt seri), hatta günün birinde terim olarak tümüyle kaldırılrsa bile, Pliyosen-Pleyistosen sınırı artık hep 2.6 milyon yıl olacaktır. Bu durum ülkemizdeki 1.8 milyon yıl esasına dayalı bütün Pliyosen yaşlandırmalarının gözden geçirilmesini gerektirmektedir. Mevcut haritalar buna göre değişecek, jeoloji çalışmalarında ve özellikle Kuvaterner çökellerinin haritalanmasında yeni yöntemlere eğilmek gerekecektir (Kazancı vd., 2000). Aynı şekilde, mevcut formasyon ve üye tanımları gözden geçirilecek, litolojik benzerliklerle beraber "havza birlikteliği"de aranacaktır. Henüz sonuçlandırılmamış çalışmalarda bu hususların şimdiden dikkate alınması yararlı olabilir.

Kuvaterner çalışmaları ve Türkçe yayınlarda ikinci önemli husus "güncel", "günümüz", "modern zamanlar", "aktüel", "çağımız", "çağdaş" gibi terimlerin tanımlanması, kişilerin yüklediğine göre değil ortak anlamlarda kullanılmalarıdır. Yabancı dildeki "recent", "present", "modern", "actual" gibi kelimeleri Türkçe'de kullanırken kronostratigrafi ve jeokronolojik anlamlarına dikkat edilmesi gerekir. En iyi yöntem bu terimleri tanımlamak ve ortak kullanımı sağlamak olabilir. Mevcut göreceli yerleşik kullanım ile Wolff (2007)'nin "when is the present?" makalesini gözönüne alarak, tarafımızdan stratigrafik anlamda iki terim önerilmektedir.

- Günümüz (= Present): Şimdi, bu an. Jeolojik Zamanların sıfırı. Cümle içinde ilk harfi büyük yazılır. Sıfır yaş. Bilhassa C¹⁴

tarihlendirmelerinde sıfır yaşın önemi için Wolff (2007)'de ayrıntılar verilmiştir. 2000 yılı jeolojik anlamda “sıfır“dır.

- Güncel (= Recent): Son ikibin yıllık zaman aralığı, Geç Holosen'in 2/3'lük kısmını içerir. Geç Holosen ile eş tutmak mümkün değilse de büyük kısmını içerir. Milattan sonraki zaman aralığını kapsar.

Üçüncü önemli husus Türkçe Jeoloji yazılarında birimler ve terimlerin kısaltmalarıdır. Çeşitli dergilerde ve yazılı kaynaklarda, karmaşıklığı önlemek için ortak kısaltmaların benimsenmesi ve bunların ısrarla kullanılmasıdır. Böyle ortak kullanımlar uluslararası çevrelerde de aranmaktadır. Örneğin, QSR ve QG dergilerinin editörleri, IUGS çalışma gruplarının tavsiyeleri doğrultusunda, yazarlara ve hakemlere çağrıda bulunarak, ortak kısaltmaların kullanılmasını istenmektedir (Wolff, 2007). Türkçe yazılar için aşağıdaki kısaltmaları öneriyoruz;

- Yıl = y (İngilizce “a“), bin yıl = by (İng. ka), milyon yıl = my (İng. ma)
- Günümüz öncesi = GÖ (İng. BP), M.Ö ve İ.Ö kısaltmaları zorunlu olmadıkça önerilmemektedir.

Wolff (2007)'de radyokarbon yaşlarının anlamı ve dengelenmesi-düzeltilmesi (kalibrasyon) ayrıntılı olarak tartışılmıştır. Orada da değinildiği gibi, özel olarak vurgu yapılmadıkça tarihlendirmelerde C^{14} ile doğrudan elde edilen

düzeltilmemiş yaşları (uncalibrated) kullanmak doğrudur.

Türkiye'nin pek çok yerleşim yeri Kuvaterner arazisi üzerindedir. Depremler başta olmak üzere doğal afetlerin büyük bölümü Kuvaterner tortullarında gerçekleşir. Paleoantropoloji ve Kültürel Jeoloji kayıtlarının neredeyse tamamı bu zaman aralığındadır. Görünen o ki, Kuvaterner araştırmaları önümüzdeki yıllarda yerbilimi araştırmalarımızın önemli kısmını teşkil edecektir. Kavramları ve yöntemleri yerli yerine oturtmak bu alandaki çalışmalara katkı sağlayabilecektir.

KATKI BELİRTME

Yazı, Alper Gürbüz'ün (A.Ü) doktora çalışmaları sırasında ortaya çıkan haritalama ve tarihlendirme sorunları üzerine hazırlanmış olup katkıları için teşekkür ederim.

DEĞİNİLEN BELGELER

Cita, M.B., Capraro, L., Ciaranfi, N., Di Stefano, E., Marino, M., Rio, D., Sprovieri, R., Vai, G.B., 2006. Calabrian and Ionian: A proposal for the definition of Mediterranean stages for the Lower and Middle Pleistocene. Episodes, 29 (2), 107-114.

Gibbard, P. L., Smith, A.G., Zalasiewicz, J.A., Barry, T.L., Cantrill, D., Coe, A.L., Cope, J.C.W., Gale, A.S., Gregory, F.J., Powell, J.H., Rawson, P.F., Stone, P., Waters, C.N., 2005. What status for the Quaternary? Boreas, 34 (1), 1-6.

- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G., Bleeker, W., Lourens, L.J., 2004. A new Geological Time Scale with special reference to Precambrian and Neogene. *Episodes*, 27(2), 83-100.
- Haq, B.U. ve Van Eysinga, F.W.B., 1998. *Geological Time Table* (5.ci Baskı). Elsevier, Amsterdam.
- Kazancı, N., Emre, Ö., Keçer, M., Özdoğan, M., 2000. Jeoloji raporları için güncel çökellerin haritalanması. Öneri ve örnek. 53. Türkiye Jeoloji Kurultayı (20-24 Şubat 2000) Bildiri Özleri, s. 237-238, Ankara.
- Mascarelli, A.L., 2009. Quaternary geologists win timescale vote. *Nature* 459/4 (June), p. 624.
- Pillans, B. ve Naish, T., 2004. Defining the Quaternary. *Quaternary Science Reviews*, 23 (23-24), 2271-2282.
- Schneer, C.J., 1969. *Toward a History of Geology*. MIT Press, Cambridge, MA, USA, s. 469.
- Şengör, A.M.C., 2000. Jeolojik Takvim. *Cogita*, 22 (1): 1-46.
- Van Couvering, J.A. (Ed) 1997. *The Pleistocene Boundary and Beginning of Quaternary*. World and Regional Geology Series 9, Cambridge University Press, New York, 312 s.
- Wolff, E.W., 2007. When is the “present”? *Quaternary Science Reviews*, 26 (25-28), 3023-2024.
-
- Makale Geliş Tarihi : 3 Eylül 2009
Kabul Tarihi : 15 Kasım 2009
- Received* : September 3, 2009
Accepted : November 15, 2009

TÜRKİYE JEOLJİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Aralık 2009 Cilt 52 Sayı 3
December 2009 Volume 52 Number 3

İÇİNDEKİLER CONTENTS

**Attila ÇİNER, Stéphane DESRUELLES, Eric FOUACHE, Erdal KOŞUN
& Remi DALONGEVILLE**

**Türkiye'nin Akdeniz Sahillerindeki yalıtışlarının Holosen deniz düzeyi
oynamaları ve tektonizma açısından önemi**

*Beachrock formations on the Mediterranean Coast of Turkey: Implications for
Holocene sea level changes and tectonics.....257*

Tuğbanur ÖZEN, Gültekin TARCAN

**Caferbey ve Sart-Çamur (Salihli) Jeotermal Alanlarının
Hidrojeokimyasal İncelenmesi**

Hydrogeochemical Study of the Caferbey and Sart-Çamur Geothermal Fields, Salihli.....297

Bade PEKÇETİNÖZ, Mine Sezgül KAYSERİ, Mustafa EFTELİOĞLU, Erdeniz ÖZEL

**Gülbağçe Körfezindeki hidrotermal aktivitenin yüksek ayrımlıklı sığ sismik ve
palinolojik çalışmalar ile belirlenmesi**

*High-resolution shallow seismic and palynological studies in determining hydrothermal
activity in Gülbağçe Bay.....325*

Nizamettin KAZANCI

Neojen-Kuvaterner sınırının değişmesi ve beklenen gelişmeler

Changing of the Neogene- Quaternary boundary and possible developments.....367

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 Yenisehir, 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 Yenisehir, 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