

DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

İZMİR VE CİVAR KÖRFEZLERDEKİ JEOTERMAL
ALANLARIN ARAŞTIRILMASI
(GÜLBAHÇE KÖRFEZİ ÖRNEĞİNDE)

Bade PEKÇETİNÖZ

Haziran, 2010

İZMİR

**İZMİR VE CİVAR KÖRFEZLERDEKİ JEOTERMAL
ALANLARIN ARAŞTIRILMASI
(GÜLBAHÇE KÖRFEZİ ÖRNEĞİNDE)**

Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü

Doktora Tezi

Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü

Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Programı

Bade PEKÇETİNÖZ

Haziran, 2010

İZMİR

DOKTORA TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

BADE PEKÇETİNÖZ, tarafından **PROF. DR. ERDENİZ ÖZEL** yönetiminde hazırlanan “**İZMİR VE CİVAR KÖRFEZLERDEKİ JEOTERMAL ALANLARIN ARAŞTIRILMASI (GÜLBAHÇE KÖRFEZİ ÖRNEĞİNDE)**” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir doktora tezi olarak kabul edilmiştir.

Prof. Dr. Erdeniz ÖZEL

Danışman

Prof. Dr. Atilla ULUĞ

Tez İzleme Komitesi Üyesi

Prof. Dr. Gültekin TARCAN

Tez İzleme Komitesi Üyesi

Prof. Dr. Berkan ECEVİTOĞLU

Jüri Üyesi

Prof. Dr. Sacit ÖZER

Jüri Üyesi

Prof.Dr. Mustafa SABUNCU

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Doktora tezimin hazırlanması sırasında, tezimin konusunun seçiminden bitimine kadar her aşamasında çalışmalarımı en iyi şekilde yönlendirerek yardımlarını, bilgi ve tecrübelerini esirgemeyen, desteğiyle her zaman yanımda olan değerli Hocam Sayın Prof. Dr. Erdeniz ÖZEL'e sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Ayrıca tez izlemelerim sırasında tecrübelerinden yararlandığım Sayın Hocam Prof. Dr. Atilla ULUĞ ve Prof. Dr. Gültekin TARCAN'a, sediman örneklerinin alınması ve laboratuvar analizlerinin yapılmasında yardımlarını ve teknik katkılarını esirgemeyen Sayın Öğr. Gör. Mustafa EFTELİOĞLU'na ve Gamze KORDACI'ya, verilerin toplanması sırasında yardımlarını esirgemeyen Sayın Dr. Cem GÜNAY'a, palinolojik çalışmalar için gerekli olan analizleri gerçekleştiren, yorumlarını ve bilgilerini paylaşarak tez'e büyük katkı sağlayan Sayın Yüksek Jeoloji Mühendisi Mine Sezgül KAYSERİ'ye, radyonüklid çalışmaları gerçekleştirerek yardımlarını ve desteklerini esirgemeyen Sayın Prof. Dr. Güngör YENER, Doç. Dr. Aysun UĞUR ve Araş. Gör. İlker SERT'e, bilgileri ve deneyimleriyle yardımcı olan Sayın Hocam Doç. Dr. Muhammed DUMAN'a ve deniz çalışmalarında bizlere her konuda yardımcı olan R.V. Piri Reis araştırma gemisi ve Dokuz Eylül-1 araştırma gemisinin değerli kaptanlarına ve mürettebatına teşekkürlerimi sunarım.

Doktora tezimin hazırlanması sırasında maddi, manevi desteklerini, sabırlarını, yardımlarını, hoş görü ve anlayışlarını hiçbir zaman esirgemeyen hayatımın anlamını oluşturan, sevgili aileme ve ayrıca nişanlım Bora SONUVAR'a sonsuz teşekkür ederim.

Bade PEKÇETİNÖZ

İZMİR VE CİVAR KÖRFEZLERDEKİ JEOTERMAL ALANLARIN ARAŞTIRILMASI (GÜLBAHÇE KÖRFEZİ ÖRNEĞİNDE)

ÖZ

Batı Anadolu, gerek horst-graben yapıları gerekse de aktif volkanizma'nın etkisinden dolayı jeotermal ve hidrotermal aktivitelerin varlığı konusunda farklı bir konumdadır. İzmir Körfezi ve civarı da jeotermal aktivite açısından önemli bir potansiyele sahiptir. İzmir Körfezi'nin batısında yer alan 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 uygulanan yüksek ayrımlı sığ sismik (3,5 kHz) ve yanal taramalı sonar çalışmalarında irili ufaklı bir takım yükselti yapılarının deniz tabanı üzerinde kümelendiği tespit edilmiştir. Morfolojik yükseltelerin Gülbahçe-Ilıksu fayı ile Gülbahçe Fay Zonunun kesim bölgesi çevresinde yoğunlaşması, jeotermal alanlardaki termal su döngüsünün ana fay ve kırık zonlarıyla yakından ilişkili olduğu bulgusunu desteklemektedir. Gülbahçe Körfezinde 16 km²'lik bir alan içerisinde mercan kümelerinin yoğunlaştığı tespit edilmiştir. Bu alan içerisinde ²¹⁰Po aktivite konsantrasyonları ve sediment birikim hızlarının yüksek olduğu da gözlenmiştir. Ayrıca Al, Ba, Fe, Sr, Ni ve Zn elementleride artış göstermektedir.

Gülbahçe Körfez'inden derlenen sediman örneklerinden belirlenen palinolojik bulgulara göre, 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. Bölgede sıcak su koşullarında çoğalan Pseudoschizaea düşük ve denizel mikroforaminifer astar formlarının yüksek yüzdeli eşlik etmeleri Geç Kuvaterner döneminde körfez içerisinde sıcak su çıkışlarının varlığını göstermektedir. Mikroforaminifer astar ve çeşitli palinomorfların üzerinde gözlenen demir oksit oluşumlarının, körfez içindeki termal aktiviteden kaynaklanmaktadır.

Anahtar sözcükler: İzmir Körfezi, Gülbahçe Körfezi, Sığ Sismik, Hidrotermal, Palinoloji, Mercan.

THE INVESTIGATION OF GEOTHERMAL AREAS IN IZMIR BAY AND ITS SURROUNDINGS (AS AN EXAMPLE OF GÜLBAHÇE BAY)

ABSTRACT

The West Anatolia is one of the most important areas with respect to geothermal and hydrothermal activities because of both horst-graben structures and active volcanism. Izmir bay and its surroundings have an important potential in terms of geothermal activity. The terrestrial areas in the vicinity of Gülbahçe bay in the western part of Izmir bay have been known as thermal hot waters. The aim of this study is to examine the existence of these hot waters in Gülbahçe bay. For this purpose, it was determined that a number of high structures clustered on the sea floor in high resolution seismic (3.5 kHz) and side scan sonar studies carried out to been verified the area with high geothermal potential. In the consequence of these studies, it was determined that a number of high structures clustered on the sea floor. The fact that morphological highs in the vicinity of intersection of Gülbahçe-Ilıksu fault and Gülbahçe fault zone support the findings which thermal water cycle in thermal areas is related to main faults and fracture zones. It was determined that these highs were covered in an area of approximately 16 km² in Gülbahçe Bay. It was indicated that ²¹⁰Po concentration and sediment accumulation velocity was also high in that area. Besides the area is rich in Al, Ba, Fe, Sr, Ni and Zn.

According to palynological results obtained from sediment samples in Gülbahçe Bay, terrestrial and marine paleoenvironmental conditions determined for the Late Holocene period. High palaeotopographic and lowland areas surround the Gülbahçe Bay are covered by *Pinus*, *Castanea*, *Quercus* and *Oleaceae*, *Ulmus*, *Cyrillaceae*, *Nyssa*, *Taxodiaceae* and *Cupressaceae* are grown in the narrow areas of freshwater marsh and among these areas there are defined the constricted open vegetation areas which are characterized by the *Asteraceae*, *Cichorioideae*, *Greniaceae*, *Artemisia*, *Ephedraceae* and *Chenopodiaceae*. Additionally, *Pseudoschizaea* seldom and microforaminiferal test abundantly accompany with these palynomorphs and this cooperation could be suggested presence of hot water outlet in the Gülbahçe Bay during the Late Holocene period. It can be said that the iron oxide form on the microforaminiferal test and various palynomorphs is related to the thermal activity in the Gülbahçe Bay.

Key Words: Izmir Bay, Gülbahçe Bay, Shallow Seismics, Hydrothermal, Palynology, Coral.

İÇİNDEKİLER

	Sayfa
DOKTORA TEZİ SINAV SONUÇ FORMU	ii
TEŞEKKÜR	iii
ÖZ	iv
ABSTRACT	v
BÖLÜM BİR-GİRİŞ	1
1.1 Çalışmanın Amaç ve Kapsamı	1
1.2 Önceki Çalışmalar	2
BÖLÜM İKİ-ÇALIŞMA ALANI ve YAKIN ÇEVRESİNİN TEKTONİĞİ	9
2.1 Çalışma Alanı ve Yakın Çevresinin Tektoniği	9
BÖLÜM ÜÇ-ÇALIŞMA ALANI ve YAKIN ÇEVRESİNİN JEOLJİSİ	13
3.1 Çalışma Alanı ve Yakın Çevresinin Jeolojisi	13
BÖLÜM DÖRT-ÇALIŞMA ALANININ JEOTERMAL ETKİNLİĞİ	16
4.1 Jeotermal Sistemin Oluşumu	16
4.2 İzmir Körfezi ve Çevresinin Jeotermal Etkinliği	19
BÖLÜM BEŞ-ÇALIŞMA ALANININ TERMAL ÖZELLİKLERİ, ARAŞTIRMA YÖNTEMLERİ ve VERİLERİN DEĞERLENDİRİLMESİ	21
5.1 Çalışma Alanının Termal Özellikleri	21
5.2 Araştırma Yöntemleri	25

5.2.1 Deniz Taban Yapısı ve Güncel Tektonizmayı Ortaya Çıkarmak Amacıyla Yapılan Çalışmalar.....	26
5.2.1.1 Deniz Tabanı Morfolojisini Belirlemeye Yönelik Çalışmalar	26
5.2.1.1.1 Deniz Derinlik Ölçümleri (Batimetri)	26
5.2.1.1.2 Yanal Taramalı Sonar Çalışmaları	30
5.2.1.2 Düşey Ayrırlılığı Belirlemek Amaçlı Yüksek Ayrırlı Sismik Çalışması (3,5 kHz).....	33
5.2.1.3 Deniz Tabanı Örnekleme Çalışması.....	73
5.2.1.3.1 Sedimantolojik Çalışmalar	73
5.2.1.3.2 Palinolojik Çalışmalar	78
5.2.1.3.2.1 Palinostratigrafik Karşılaştırma ve Yaş Tartışması	91
5.2.1.3.2.2 Palaeovejetasyon ve Palaeoklim.....	95
5.2.2 Deniz Tabanı Sıcaklık, Tuzluluk, Yoğunluk, İletkenlik ve Ses Hızı (CTD) Ölçümleri	122
5.2.3 Radyoaktivite Çalışmaları.....	145
5.2.3.1 Yüzeysel ²¹⁰ Po Dağılımı.....	148
5.2.3.2 ²¹⁰ Pb'nun Profil Dağılımları.....	148
5.2.3.3 Ağır Metal Analizi.....	158

BÖLÜM ALTI-SONUÇLAR 161

KAYNAKLAR..... 164

BÖLÜM BİR

GİRİŞ

1.1 Çalışmanın Amaç ve Kapsamı

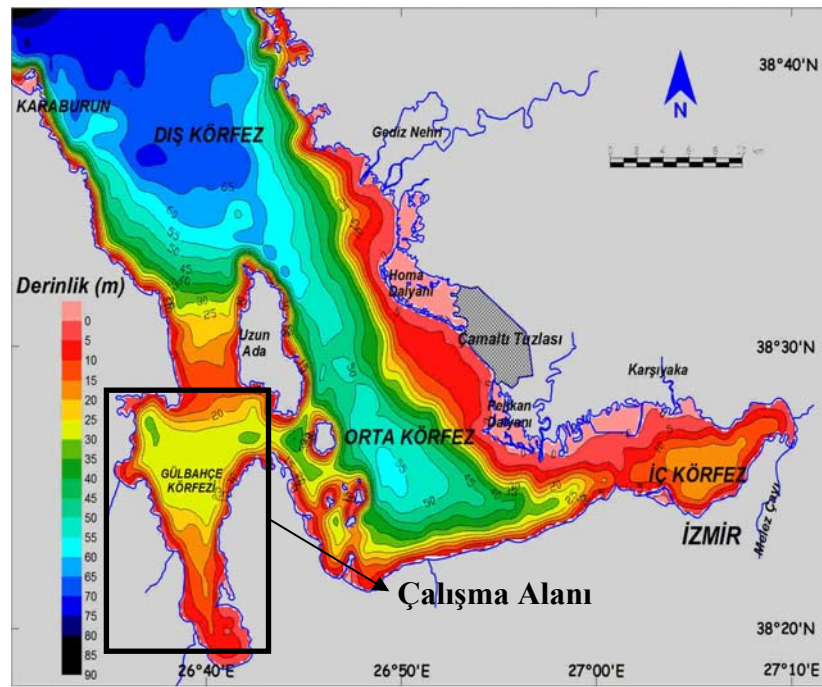
Ülkemiz jeotermal kaynaklar açısından zengin ve bu kaynaklar bakımından elverişli jeoloji ortamlarına sahiptir. Batı Anadolu'nun Ege kıyılarındaki yaygın faylanma, ısı akısının görelî olarak yüksek olduğu bu bölgede, çoğu denizden beslenen bazı sahalara gelişmesine imkan tanımıştır.

İzmir Körfezi Batı Anadolu'da Ege Denizinin doğusunda yer almakta olup İç, Orta ve Dış Körfez olmak üzere üç bölüme ayrılmaktadır. Karaburunun doğusunda yer alan Dış Körfez 20 km uzunlukta olup KB-GD yönünde 45 km'ye yayılmaktadır. Orta ve İç Körfez B-D yönünde uzanmakta olup ikisi birlikte 24 km uzunluğunda ve 6 km genişliğindedirler (Duman ve diğer., 2004) (Şekil 1.1).

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. 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. İzmir Körfezinin Batı kesiminde yer alan Gülbahçe Körfezi ve çevresi de mevcut konumuyla bir sıcak su kaynak alanıdır ve jeotermal potansiyelinin araştırılmasıyla ilgili çalışmalar oldukça sınırlıdır. Bu nedenle, Gülbahçe Körfezi çalışma kapsamında örnek alan olarak seçilmiştir ve jeotermal potansiyeli araştırılmaya çalışılmıştır. Son 20 yıldır karada çalışma alanı civarının; genel jeolojisi, hidrojeolojisi ve özellikle jeotermal etkinliğiyle ilgili çok sayıda çalışma gerçekleştirilmiştir (Canbolat, 1986; Conrad, Hipfel, ve Satır, 1997; Eşder ve Şimşek, 1975; 1977; Eşder ve diğer., 1983; Eşder, 1990; Eşder ve diğer., 1995; Filiz, 1982; Filiz ve Tarcan, 1993; Filiz, Tarcan ve Gemici, 1997; Tarcan ve diğer., 1999; Yılmaz, 1984; Yılmaz, 2001). Ancak jeotermal etkinliğin saptanması amacıyla

körfezde yapılan jeofizik çalışmaları ile bu çalışma kapsamında yapılan diğer çalışmalar bir ilk olma özelliğine sahip olacaktır.

Bu amaçla olası jeotermal çıkışların yerlerinin saptanabilmesi için, İzmir-Gülbahçe Körfezinde tespit edilen alanlarda yüksek ayrımlı (3,5 kHz) sismik yansıma ve yanal taramalı sonar yöntemleri kullanılmıştır. Olası termal çıkış noktalarından alınan sediment örneklerinin geoteknik analizleri yapılmıştır. Ayrıca aynı noktalarda yapılan radyonüklid analizlerde alanın jeotermal açıdan ne kadar aktif olduğunun belirlenmesi konusunda yardımcı olmuştur.



Şekil 1.1 İzmir Körfezi batimetri haritası ve ana bölümlerinin yerleşim düzeni (Duman ve diğer., 2004)

1.2 Önceki Çalışmalar

Akartuna (1962), İzmir-Seferihisar bölgesinde, İzmir-Ankara Zonu'nun batı bölümünün stratigrafik ve yapısal özellikleriyle ilgili incelemeler yapmıştır. Filiş türü kırıntılı ve neritik kireçtaşlarından oluşan İzmir-Ankara Zonu'na ait birimlerin, Menderes metamorfiklerine ait mikaşist ve mermerlerin üzerine uyumsuz olarak geldiğini ileri sürmüştür. Filişin stratigrafik olarak altta yer aldığını ve yaşının kireçtaşı mercceklerinde bulunduğu Globotruncana fosillerine göre Turoniyen-Alt

Kampaniyen olduğunu; filişin üzerine de neritik kireçtaşlarından oluşan kalın bir istifin geçişli bir dokanakla geldiğini belirtmiştir.

Tezcan (1962), Balçova bölgesinde yaptığı jeofizik çalışmasında Agamemnon-II fayının varlığını saptamış ve fayın doğrultusunun $K30^{\circ}$ E ve eğiminin 79° KB olduğunu belirtmiştir.

Verdier (1963), Kemalpaşa ile İzmir arasındaki bölgeyi incelemiş ve filiş ile kalker sınırının uyumlu olduğunu belirtmiştir. Buna göre jeolojik istifin altında yer yer dolomitik özellik gösteren beyaz kristalin kalkerler ve bunların üzerinde ise rudist fosilleri içeren Geç Kretase yaşlı neritik kireçtaşları vardır. Neritik kireçtaşlarının Türoniyen'den Maastritiyen'e kadar yaş verdiğini, Alpin tipteki filiş biriminin de Maastritiyen yaşlı kireçtaşları üzerine geçişli bir dokanakla oturduğunu ileri sürmüştür.

Oğuz (1966), Manisa çevresinde yaptığı çalışmada, stratigrafik istifin altında, Üst Kampaniyen-Maestritiyen yaşlı rudist ve foraminifer fosilleri kapsayan, 100 m'yi bulan kalınlıktaki neritik kireçtaşları bulunduğunu belirtmiştir. Araştırmacı, neritik kireçtaşlarının üzerine kalınlığı 800 m'ye ulaşan denizel mafik volkanitlerin oturduğunu ve onlarında üzerine de 100 m kalınlığa varan filiş biriminin geldiğini ileri sürmüştür.

Brinkmann (1966; 1972; 1976), Bölgesel ölçekli bir çalışma yapmış, İzmir-Ankara Zonu'nun radyolaritli ve ofiyolitli kayalardan oluştuğunu ve bu zonun Orta Anadolu'da Orta Kretase sırasında açılmaya başlayan ve Geç Kretase'de Batı Anadolu ve Ege'ye uzanan bir çöküntüden meydana geldiğini ileri sürmüştür.

Ardos (1968), Bornova bölgesinde çalışma yapmış, Bornova birikinti konisinin andezit ve çakıllardan oluşan, yaşlılık itibariyle başlıca üç koniden meydana geldiğini belirtmiştir. Esas koninin muhtemelen eski Kuvaterner'de oluşmuş en yenisinin ise halen teşekkül ettiğini ileri sürmüştür. Temelde 5 m'de kemik fosili bulunmasına rağmen determinasyon müsait olmadığı için yaş verilememiştir.

Ekingen (1969), İzmir-Urla-Seferihisar çevresinde yaklaşık 1000 km'lik bir alanda gravite etüdü yapmış, sahanın Bouguer anomali ve ikinci türev haritalarını çıkarmıştır. Ancak Agamemnon Iıcası'nın ikinci türev haritalarındaki durumu izlenememiştir. Filiş içindeki çekirdek yapısı ve ılıcalar bölgesindeki fay zonu, gravite anomalileri ve jeoloji ile korele edilerek tekrar gözden geçirilmiştir. Agamemnon bölgesinin geçirimsiz filişle örtülü olduğunu, rezervuar kayacın ise doğuda yüzlek veren kristalize kalkerler olduğunu belirtmiştir. Agamemnon Iıcası'nın bir fay hattından çıktığını, jeoloji ve rezistivite etüdüleri ile kesin olarak tespit edilmiştir.

Öngür (1972), İzmir-Urla dolayında yaptığı çalışmada filiş birimini ayrıntılı olarak incelemiştir. Bölgede Kretase yaşlı kalkşist, klorit, serisitşist, killişt, kumtaşı, çakıltaşı, merceksel kireçtaşı, radyolarit, spilit, diyabaz, serpantin içeren birime "İzmir filiş formasyonu" adını vermiştir. İzmir filiş formasyonu, alttan üste doğru; Karabelen gnays üyesi, Efemçukuru şist üyesi, Gödence kaba filiş üyesi ve Kaya arkoz üyesi olarak beş altı üyeye ayrılmıştır.

Başoğlu (1975), İzmir İç Körfezinin hidrografisi ve güncel sedimantolojisini incelemiş, körfezi morfolojik ve batimetrik özelliklerine göre İç Körfez, Orta Körfez ve Dış Körfez olmak üzere üç bölüme ayırmıştır.

Düzbastılar (1976), Yamanlar bölgesinin batısında araştırma yapmış, en eski kaya birimi olan filişin, dasitik ve andezitik Miyosen yaşlı volkanitler tarafından örtüldüğünü belirtmiştir.

Konuk (1977), Bornova çevresinde yaptığı çalışmada stratigrafik istifin altında yaklaşık 100 m kalınlığında sığ denizel kireçtaşlarından oluştuğunu, filişin bu birim üzerine geçişli olarak geldiğini öne sürmüştür. Filişin Bornova yöresinde Üst Maastrichtiyen'le başladığı, bundan sonraki seviyelerin Paleosen veya daha genç olduğunu paleontolojik verilerle kanıtlanmış ve yaşı Geç Maastrichtiyen-Paleosen olarak saptanmıştır.

Yılmaz ve diğeri., (1977), Balçova-Agatemnon sahasında yaptıkları çalışmada filiş birimini “İzmir filiş formasyonu” olarak isimlendirmişlerdir. Birimin; konglomera, metakumtaşı, killiştir, fillit, rejyonel metamorfik kireçtaşı, tektonik breşleşmiş kireçtaşı, albit, kuvars, kalkşist, serisitşist, radyolarit, diyabaz, spilit ve serpantininden oluştuğunu belirtmişlerdir. Öngür (1972)’ün “Karabelen gnays üyesi” olarak adlandırdığı birimi, “Karabelen granodiyoriti” olarak tanımlamışlardır.

Kaya (1979), Ortadoğu Ege Çöküntüsü’nün, Neojen öncesinden kalıtsal, başlıca KD-K doğrultulu yapısal yüzeyler boyunca gelişmiş düşey yer değiştirmelerin ürünü olduğunu ileri sürmüştür. Çöküntü; batıdan Karaburun-Midilli, doğudan da Menderes yapısal yükseltileriyle çevrilidir ve batıdan doğuya doğru “Foça Çöküntüsü”, “Yamanlar Yükseltisi” ve “Akhisar Çöküntüsü” olarak isimlendirilen yapısal-stratigrafik basamaklardan oluşmaktadır. Çöküntü dolgusu çok katlı tekrarlanan tortul ve volkanik ürün birikimlerinden oluşur. Dolguyu oluşturan birimler yaşlıdan gence ve batıdan doğuya doğru, giderek daha yaygın bir transgresif aşmayla komşu basamakları üstlerler. Foça çöküntüsü, Miyosen başında kırılmış ve çöküntü havzası, limnik-fluviyatil karbonatlar ve kırıntılı kayaçlar ile dolgunlaşmıştır. Volkanik arakatıklar kapsayan tortul istif güneyden kuzeye ve doğudan batıya doğru kalınlığı artan bir istiflenme sunar. Akhisar çöküntüsü ise, Orta Miyosen’de Yamanlar yükselimi ile eş zamanlı oluşmaya başlamıştır. Bölgenin volkanitleri, egemen olarak ortaç ve silisik, az oranda bazaltik bimodal topluluklardan oluşur.

Yağmurlu (1980), Bornova güneyinde yaptığı çalışmada Kretase sonu yaşlı Kurudağ kireçtaşı düzeyine göre farklı stratigrafik konumda bulunan üç ayrı filiş topluluğu tanımlamıştır. Stratigrafik istifin; en altta Kurudağ kireçtaşını altlayan Kretase sonu yaşlı, Kurudağ kireçtaşını üstleyen Kretase sonu ve/veya Paleosen başı yaşlı ve en üstte ise, Kurudağ kireçtaşı ve diğeri birimleri uyumsuz olarak üstleyen Paleosen ortası yaşlı üç ayrı filiş biriminden oluştuğunu ileri sürmüştür. Filişe yönelik eski çalışmaların stratigrafik korelasyonunu yapmıştır.

Akdeniz ve diğeri., (1982), Manisa ile İzmir arasındaki bölgede yaptıkları çalışmada, İzmir-Ankara Zonu’nu içeren kuşağın altta Triyas’tan Üst Kretase’ye ve

yer yer Paleosen'e kadar uzanan yaşta kalın platform karbonatlarından oluştuğunu belirtmişlerdir. Platformun üzerine de Geç Kretase-Paleosen yaşlı filişin geçişli olarak geldiğini ileri sürmüşlerdir.

Özer ve İrtem, (1982), Işıklar ve Altındağ arasında çalışmışlar ve ilk defa bu bölgenin litofasiyes haritalamasını yapmışlardır. Türoniyen'den Maastrichtiyen'e kadar değişen sığ denizel kireçtaşlarının stratigrafik olarak altta yer aldığını belirtmişlerdir, sığ denizel kireçtaşlarının üzerine ise fosillerle kanıtlanmış Daniyen yaşlı filişin geldiğini ileri sürmüşlerdir.

Aksu ve Piper, (1983), İzmir Körfezi'ne ait kıtasal şelf 3,5 kHz'lik ayrıntılı sığ sismik profil ve yorumlanması, deltaik siltli çamur ardalanmasının sınıflandırılmasıyla şekillendirilmiştir. Buradaki çamur, sığ ve az tuzlu suya ait bentik canlılar ve soğuk suya ait planktonik foraminiferler içermektedir. Çamur ardalanmaları, su seviyesinin şimdikinden ortalama 110 m derinde bulunduğunu son majör buzul döneminde çökeldiğini göstermiştir. Çökeltme, ardışık yığılma izleri ve eğim boyunca loblar şeklinde eski delta eğimi üzerinde yer almaktadır. Delta merkezi transgresyon nedeni ile deniz içinde kalmıştır. Buzullanma sonrasındaki transgresyonla, Gediz deltası İzmir Körfezi içinde yeniden yerleşmiştir. Arkeolojik kanıtlar, deltanın son 3000 yıl içinde ilerlediğini göstermektedir. Gediz ağzına ait, bu süreç boyunca meydana gelen en az altı değişik pozisyon ayırt edilmektedir ve delta merkezine ait terk edilmiş kanallar, ardalanmalı su altı delta loblarıyla karşılaştırılabilmektedir.

Eşder (1988), İzmir-Cumaovası alanında çalışma yapmış, türbidit ve olistostromal düzeylerin sık ardalanmasından oluşan İzmir filiş formasyonu'nun, epilastik karakterde olup "tortul melanj" özelliği gösterdiğini söylemiştir. Tüm istifin, Yeşil Şist Fasiyesi koşullarında bir metamorfizmaya uğradığını ve filişin kalınlığının 760 m dolayında olduğunu belirtmiştir.

Erdoğan (1990), Batı Anadolu'da İzmir-Ankara Zonun'un açılımı sonucunda bloklu bir birim olan Bornova karmaşığının oluştuğunu belirtmiştir. Bornova karmaşığının matriksinin filiş, mafik volkanitler, kalkerli şeylerle ve çakıltaşlarından,

bloklarının ise Karaburun platform karbonatlarından meydana geldiğini söylemiştir. Karmaşığın matriksinin yaşı Maestrihtiyen ile Daniyen arasında değişmektedir ve bu yaş pelajik kalkerli şeyl mercceklerinden elde edilmiştir. Bazı kalkerli şeyl örnekleri Kampaniyen-Maestrihtiyen geniş yaş aralığını vermektedir. Karaburun platformuna ait kireçtaşlarının yaşının da Üst Triyas'tan Kampaniyen-Alt Maestrihtiyen'e kadar devam ettiğini ileri sürmektedir.

Aksu ve diğer., (1990) İzmir Körfezi'nden alınan hava tabancası ve 3,5 kHz sismik kayıtlarından hareketle Gediz Nehri açığındaki kıta sahanlığının birbirinin üzerine binmiş deltalardan oluştuğunu göstermişlerdir. Kayıt edilen sismik verilerde, maksimum erimin 350 ms ve sediment katmanları içerisindeki toplam penetrasyonun 150 m'yi geçmemesi nedeniyle yaklaşık 250000 yıllık bir döneme ilişkin denizel veri seti üzerinde çalışabilmişlerdir.

Tarcan (1990), Gülbahçe Körfezinin güney kesimindeki jeotermal alanın hidrojeolojik ve hidrojeokimyasal özelliklerinin tespit edilmesi amacıyla belirlenen istasyonlarda hidrojeokimyasal analizler gerçekleştirmiştir.

Tarcan ve Gemici, (2003), İzmir-Seferihisar jeotermal alanındaki termal akiferin hidrojeokimyasal özelliğini detaylı bir şekilde incelemişlerdir.

İzmir Körfezinin fiziksel oşinografyası ile ilgili pek çok çalışma gerçekleştirilmiştir (Sayın, 2003);

Akyarlı ve diğer., (1988) Körfezdeki akıntı sistemini ve su hareketlerini incelemişlerdir. Saner (1994) üç boyutlu rüzgar üreten matematiksel bir model kullanarak İzmir Körfezinin farklı bölgeleri arasındaki akıntı yapısını ve su değişimini hesaplamışlardır. Vlasenko ve diğer., (1998) Karadeniz suyunun İzmir Körfezi üzerindeki baroklinik etkisini bulmaya çalışmışlardır. Daha önceki çalışmalarda da İzmir Körfezi akıntı sistemi içindeki rüzgarın rolü vurgulanmıştır. Bununla birlikte, rüzgar etkilerinin ötesinde, büyük ölçekli hareketlerle ilişkili deniz seviyesi farklılıkları önemli ölçüde Körfezin akıntı rejimini etkilemektedir. Alpar ve diğer.,

(1997) barometrik basıncın Körfezdeki deniz seviyesini etkileyen önemli bir faktör olduğunu vurgulamışlardır. Sayın ve Üçüncüoğlu, (1999) İzmir Körfezindeki rüzgar ve akıntıların salınımlarını araştırmışlardır. Duman ve diğer., (2004) İzmir Körfezindeki yüzey sediment dağılımı ve sediment hareketlerinin yapısını incelemişlerdir. Sayın ve diğer., (2006) 1994-2003 yılları arasında K.Piri Reis araştırma gemisiyle toplanan veriler ışığında, İzmir Körfezi yöre hidrografisinin ve oluşan su kütlelerinin mevsimsel ve bölgesel değişimlerini incelemişlerdir.

Ocakoğlu ve Demirbağ, (2005) İzmir Körfezi ve Çevresi Güncel Tektonik Yapıları'nın izlenmesi amacıyla yaklaşık 1000 km uzunluğunda çok kanallı ve tek kanallı sismik yansıma verileriyle 2500 ms toplam erim ve 2000 ms üzerinde tabanaltı penetrasyonuna erişen sismik veri seti üzerinde çalışarak iki temel stratigrafik birim tanımlamışlardır. Ayrıca bu birimleri birbirinden ayıran belirgin bir aşınım yüzeyini körfez içerisindeki Foça-1 kuyusu verileri ile ilişkilendirmişlerdir (Gürel ve Kayıran, 2001).

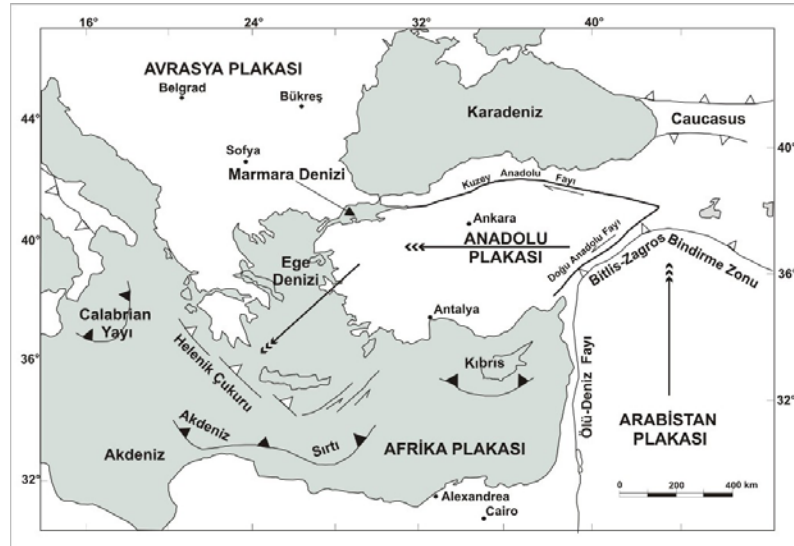
BÖLÜM İKİ

ÇALIŞMA ALANI ve YAKIN ÇEVRESİNİN TEKTONİĞİ

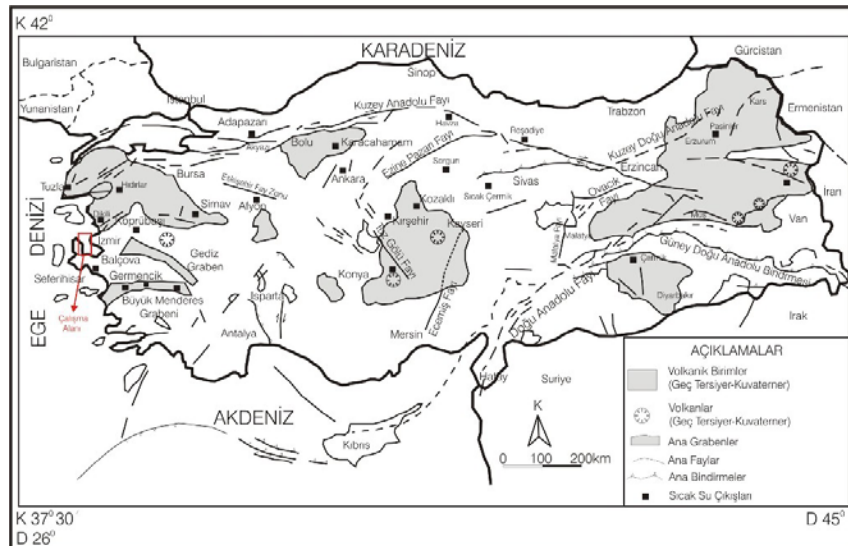
2.1 Çalışma Alanı ve Yakın Çevresinin Tektoniği

Ege'nin aktif tektonizması iki önemli jeolojik olayın etkisi altındadır. Bunlar, Ege dalma-batma sistemi ve Arabistan levhasının Bitlis Sütur Zonu boyunca Anadoluyu kuzey yönünde sıkıştırmasıdır (Şekil 2.1). Ege bölgesinden uzakta olmasına rağmen, Arabistan ile Avrasya levhalarının, yaklaşık 40 milyon yıl önce Bitlis Sütur Zonu boyunca çarpışmaları (Yılmaz, 1993) ve yakınlaşmaya devam etmeleri, hem Anadolu'nun hem de Ege Bölgesinin jeolojik gelişiminde önemli rol oynamıştır (Yılmaz ve diğer., 1998). Yılmaz (2000)' in aktardığına göre, bu çarpışma ve yakınlaşmanın, Erken Miyosenden itibaren Doğu Anadolu kıta kabuğunu kısaltıp kalınlaştırdığı bilinmektedir. Arabistan ve Avrasya levhalarının çarpışmasının yarattığı sıkışmayla, Doğu Anadolu ve Kuzey Anadolu transform faylarının Karlıova birleşme noktasından itibaren Anadolu levhasının batı yönünde kaçmaya başlamış ve sıkışma batıya aktarılmıştır. Ayrıca Yılmaz (2000); Reilinger ve diğer., (1997)'nin GPS verileri ve Müler ve diğer., (1997)'nin çalışmalarına dayanarak, Anadolu levhasının doğuda ve iç kesimlerde batı yönünde yaklaşık 18-22 mm/y, batıda ise saatin tersi yönünde bir rotasyonel hareketle, yılda 40 mm hızla Ege hendeğine doğru ilerlemekte olduğunu belirtmektedirler.

Anadolunun 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 (McKenzie, 1972; Şengör, 1976; Dewey & Şengör, 1979). Bu tektonik yapının temelinde, Türkiye dört ana jeotermal bölgeye ayrılabilir. Bunlar batıdaki magmatik kuşaklar, doğu ve orta Anadolu ve Kuzey Anadolu Fay Zonu' dur (Drahor ve Berge, 2006). Batı Anadolu'daki Büyük Menderes ve Gediz grabenleri jeotermal açıdan oldukça büyük bir öneme sahip alanlardır. Bu grabenler boyunca pek çok sıcak su alanı yer almaktadır (Drahor ve Berge, 2006) (Şekil 2.2).



Şekil 2.1 Türkiye'nin aktif tektonik haritası (Okay ve diğer., 2000)



Şekil 2.2 Türkiye'nin tektonik ve jeotermal aktivitesi (Şimşek ve Yıldırım, 2000)

Güncel araştırmalar, Anadolu-Ege bloğunun saatin tersine rotasyonal hareketinin iki ana sebebi olduğunu göstermektedir; birincisi, Doğu Anadolu' da Arabistan ve Avrasya levhalarının çarpışması ve bu sıkışma bölgesinden üçgen şeklinde kıtasal Anadolu bloğunun batıya kaçması ve ikincisi ise Hellenik yayında batan okyanus kabuğunun ağırlığı sebebiyle arkın geriye güneye doğru geri çekilmesi sonucunda Batı Anadolu ve Ege Denizi'nde meydana gelen yaklaşık KKD-GGB gerilmesidir (genişlemesidir). Bu yapıların gelişimi ile ilgili ayrıntılı jeolojik araştırmaların (Arpat ve Bingöl, 1969; Emre, 1996; Hancock ve Barka, 1987; Koçyiğit, 1984; Patton, 1992; Seyitoğlu ve Scott, 1991, 1996) yanısıra birçok tektonik ve sismo-tektonik modeller

ortaya atılmış ve tartışılmıştır (Alptekin, 1973, 1978; McKenzie, 1972, 1978; Mercier, 1979; Dewey & Şengör, 1979; Mercier, Sorel, ve Simeakis, 1987; Şengör, 1979, 1987). Dewey & Şengör, (1979) Batı Anadolu ve Ege Denizi'ndeki K-G gerilmeyi Anadolu bloğunun Kuzey Anadolu fayı boyunca Batı Marmara'da meydana gelen sıkışma nedeniyle Batı Anadolu'da D-B sıkışma ve K-G gerilme meydana geldiğini iddia etmişlerdir. Buna karşılık Le Pichon & Angelier, (1981) ve McKenzie (1978) gerilmenin tamamen Helenik yaydaki dalma-batma ile ilgili olduğunu savunmuşlardır. Koçyiğit (1984) Batı Anadolu'nun bu yapıların KB-GD, KD-GB, K-G ve D-B yönelimli 4 ayrı genişleme yönünde eşyaşlı blok faylanma şeklinde geliştiğini ileri sürmüştür. Şengör ve diğer., (1985) ve Şengör (1987) batı Anadolu'da yeralan bu farklı doğrultudaki yapıları "cross-graben" olarak yorumlamıştır. Taymaz ve diğer., (1991) ve Jackson (1994) kırık tahtalar modeli ile Ege Denizi'ndeki deformasyonu izah etmeye çalışmışlarsa da bu modelin bu günden çok Anadolu bloğunun rotasyonel hareketi öncesi deformasyonu açıkladığı düşünülmektedir. Barka ve Reilenger, (1997) GPS ve neotektonik verileri göz önüne alarak Eskişehir fayı ve Fethiye-Burdur fayı ile sınırlı bir Batı Anadolu bloğu tanımlamışlardır. Kıtasal kabuğun hareketinin tamamen üst mantodaki viskoz malzemenin akmasına bağlı olarak hareket ettiğini ve deformasyonun yaygın (diffuse) yani fay zonlarına konsantre olmadığını iddia etmektedirler. Buna karşılık Armijo ve diğer., (1992) hareketlerin daha çok sınır koşulları tarafından sağlandığını ve deformasyonun belli sınırlar veya faylar boyunca meydana geldiği görüşünü ortaya koymuşlardır. Güncel GPS verileri her iki görüşün bazı alanlarda geçerli olduğunu göstermektedir. Bütün bu farklı görüşlerden anlaşılacağı gibi bu bölgedeki deformasyonla ilgili kinematik özellikler ve dinamik olaylar son derece karışıktır.

Günümüzde, kıta içi aktif gerilmenin hızla geliştiği yörelere en iyi örneklerden biri Ege Bölgesi'dir. Aktif gerilme yılda 3-4 cm hızla gelişmektedir. Litosferin incilmesiyle bölgede jeotermal potansiyel artarken, sismik aktivite de birçok yıkıcı depreme neden olmaktadır (Yılmaz, 2000).

İzmir körfezi D-B gidişli bir iç körfez ile KKB-GGD gidişli bir dış körfezden oluşmaktadır (Ocakoğlu ve Demirbağ, 2005). Gerçekte körfezin KKB-GGD

parçasının oluşumu Batı Anadolu'nun bilinen neotektonik rejimi altında günümüze değin yeterince açıklanamamıştır. Kaya (1979, 1981) körfezi paleotektonik dönemde K-G, KD-GB gidişli derin oblik faylarla oluşmuş bir çöküntü alanı olarak yorumlamış ve bu paleotektonik yapıların kısmen günümüz Kuvaterner tektoniğinde de etkili olduğunu belirtmiştir. Diğer bir açıdan, önceki çalışmalarla İzmir körfezi ve yakın çevresindeki deniz ve kara alanlarında haritalanan aktif fay sistemleri de diğer grabenlerin aktif fay sistemlerinden farklıdır. Kuzey ve orta Ege'de Saroz ve Edremit körfezlerinde sağ yanal doğrultu atımlı KAFZ'nun ve kollarının etkileri görülürken (Mc Kenzie, 1978; Taymaz ve diğer., 1991; Boztepe ve diğer., 2001) güneyde Gökova grabeninde olduğu gibi daha çok Hellen yayına bağlı gerilme rejimi hakimdir (Görür ve diğer., 1995; Le Pichon & Angelier, 1979, 1981; Kurt ve diğer., 1999). Bu anlamda orta Ege'de yer alan çalışma alanındaki faylanma türlerinin Batı Anadolu'nun kuzey ve güney jeodinamikleri arasında; bir geçiş bölgesinde oluştuğu düşünülebilir (Ocakoglu ve Demirbağ, 2005).

BÖLÜM ÜÇ

ÇALIŞMA ALANI ve YAKIN ÇEVRESİNİN JEOLojİSİ

3.1 Çalışma Alanı ve Yakın Çevresinin Jeolojisi

Batı Anadolu'nun bölgesel tektonik kuşakları incelendiğinde doğuda metamorfik kayalardan oluşmuş Menderes Masifi, ortada İzmir-Ankara Zonu ve en batıda ise Karaburun Kuşağının yer aldığı görülür. Menderes Masifi metamorfik kayalardan meydana gelmiştir ve alt bölümlerinde gnays ve mikaşistler ile alt bölümlerinde kalın bir karbonat istifli bulunmaktadır (Boray ve diğer., 1973; Çağlayan ve diğer., 1980, Konak ve diğer., 1987). Bu karbonat istifinin yaşı, Muğla ile Milas çevresindeki özellikleriyle, Permokarboniferden başlar ve alt düzeylerinde mermer-şist ardalanmasıyla temsil edilir. Orta ve üst düzeyleri ise Triyasdan Üst Kretaseye kadar devamlı bir kireçtaşı istifinden oluşmuştur. Bu kireçtaşlarının en üst bölümlerinin Alt Eosene kadar çıktığı saptanmış (Konak ve diğer., 1987) ve pelajik kireçtaşları ile filiş türü kırıntılı kayalardan meydana gelmiştir.

Menderes masifi özgün jeoloji yapısı ve evriminin yanında, çok sayıda genç grabenle kesilmiş oluşu ile ülkemizde en yaygın ve yüksek akılı ısı anomalisini temsil etmektedir. Sahaların tümü orta-yüksek entalpili, 120-240 °C sıcaklıklı rezervuarlarda gelişmiştir. Rezervuarlar genellikle metamorfik temelin farklı litolojilere sahip kaya birimlerinde yerleşmiştir. Temelin tipik bir özelliği, aslında alt katmanlarda yer alan gnaysların, bir sürüklenme zonunun üzerinde aktarılarak kesitin üst düzeylerine yerleşmiş olmasıdır. Çok incelenen sahalarda görüldüğü kadarı ile grabenin içinde, bu temelin üzerinde değişik litolojilere sahip Miyosen yaşlı tortullardan oluşan bir kesit bulunmaktadır ve bu istifin içinde de sığ jeotermal rezervuarlar gelişebilmiştir. Yine yaygın başka bir özellik, bu Miyosen çökellerinin bugünkü göre verev duran ve genellikle KD-GB ve KB-GD uzanımlı çekim faylarıyla sınırlanmış olan eski grabenleri dolduracak şekilde birikmiş olmasıdır. Yaygın ve ortak bir başka bir özellikte, gerek Miyosen dönemi ve gerekse bugünkü graben yapılarının yalın olmayışı, düşey yer değiştirmenin basamaklı uzanan bir demet fayla paylaşılmasının yanında, grabenlerin içinde antitetik faylarında gelişmiş olması ve horst-graben

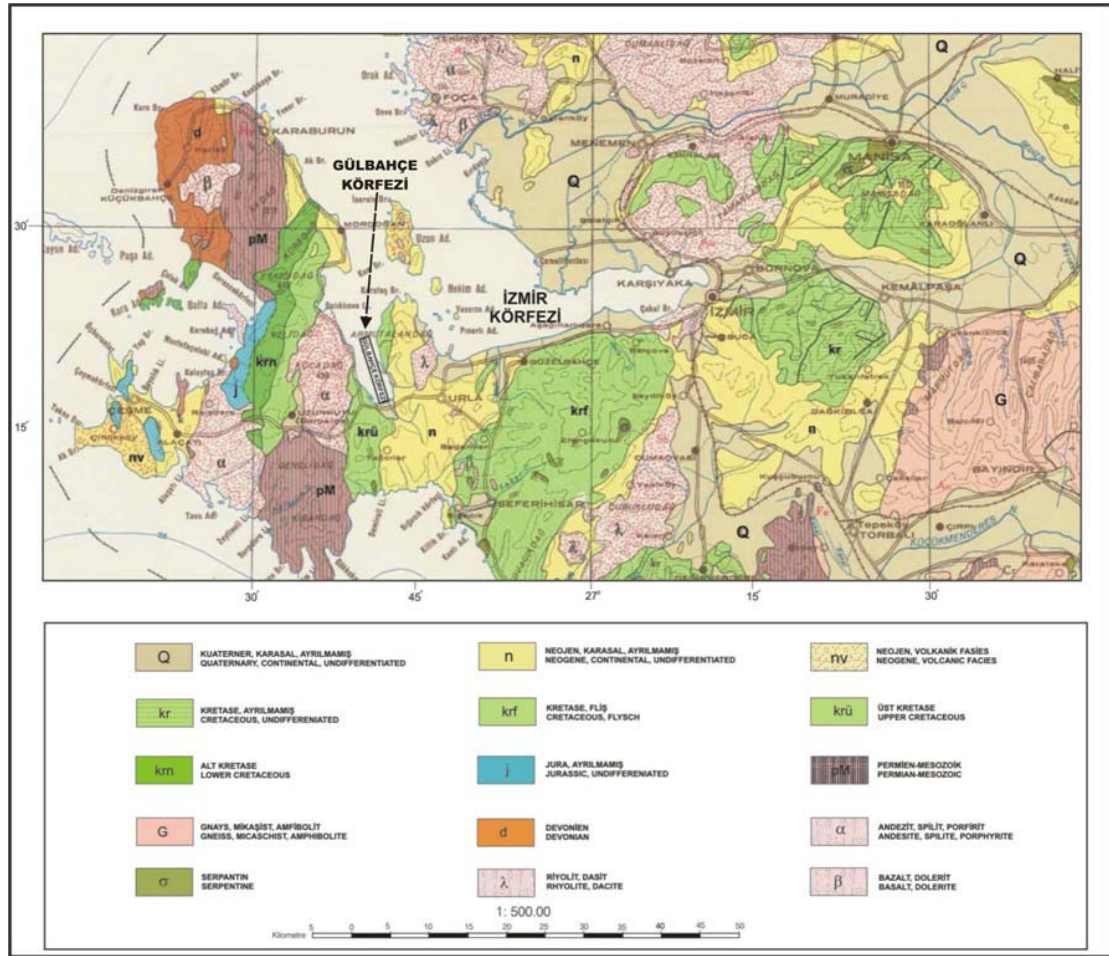
dizileri ile karşılaşılabilmektedir. Üstelik eski ve yeni grabenlerin üst üste binmesi ve bunlara ilişkin yapısal öğelerin genç çökellerle örtülmüş olması da, yapıyı daha karmaşık hale getirmektedir (Öngür, 2005). Menderes Masifinin içinde, gerçek anlamda genç ya da güncel bir volkanik etkinlik yoktur. Bu anlamda en tipik volkanik etkinlik Masifin KD kenarı yakınındaki Miyosen K-G grabenleri ve çevresindeki eski volkanik etkinliktir.

Menderes Masifinin batısında, filiş türü kayalar, mafik volkanitler ve ofiyolitlerin bulunduğu bir kuşak yer almaktadır. Yaklaşık KD-GB uzanımlı mostralalar oluşturan bir kuşak bulunmaktadır. Bu kuşak ilk kez Brinkmann tarafından İzmir-Ankara Zonu adı altında tanımlanmıştır (Brinkmann, 1966, 1972, 1976).

İzmir-Ankara Zonunun batısında Karaburun Kuşağı yer almaktadır. Karaburun kuşağında altta Alt-Orta Karbonifer kireçtaşları bulunmaktadır. Bunların üzerinde de Alt Triyasdan Alt Kretaseye kadar devamlı bir istif yer almaktadır (Brinkmann ve diğer., 1972, Erdoğan ve diğer., 1990). Karaburun istifinin Orta Triyas'dan Albiyen'e kadarki bölümü platform türü sığ denizel karbonat kayalarından oluşmuştur. Bu istifin en üst bölümünde ise Geç Kretase yaşında filiş birimi ile bloklu bir karmaşık bulunmaktadır (Erdoğan, 1990)(Şekil 3.1).

İzmir Körfezinin oluşumu bölgesel jeolojik olaylarla yakından ilgilidir. Körfezin Kuvaterner başında, Orta Pleistosen'de eğim atımlı faylarla sınırlanmış bir çöküntü havzasında olduğu söylenebilir. Kuvaterner'de İzmir Körfezi buzullaşma ve soğuk dönemlerde derin bir vadi, buzul arası veya sıcak dönemlerde şimdiki gibi bir körfez karakteri gösterdiği, bugünkü şekline ise ilk defa Flandrien Transgresyonu ile eriştiği belirtilmiştir (Başoğlu, 1975, 1980). Bölgenin Pleistosen ve Holosen'deki jeolojik ve jeomorfolojik bütünlüğü genel anlamda bölgesel tektono-östatik hareketlerle yakından, Gediz Deltasının Pleistosen ve Holosende gösterdiği deltaik ilerleme ise doğrudan ilgilidir. Paleosen başından itibaren artan neotektonik hareketler (Keraudren, 1970, 1971; Ryan, 1972) Pleistosen'de de devam etmiş ve genelde KD-K yönelimli tektonik çizgiler bölgede dikey atımlı kırılmalara neden olmuştur (Ambraseys, 1990; Fairbridge, 1972; Kelletat & Schroeder, 1976).

Pleistosen sonu, Holosen başlarından itibaren ise tektonik hareketler giderek etkinliğini kaybettiği gibi, bunlar belli bir yönelim içermeksizin gelişmişlerdir (Başoğlu, 1980; Piper & Panagos, 1981). Son dönem Neotektonik hareketler genelde, Holosen'deki sıkışma tektoniğine bağlı bir çeşit 'Kompresyonel' kırılmalara neden olmuştur (İzdar ve Başoğlu, 1981). Bu durum İzmir Körfezinin güneyinde yer alan Gülbahçe Körfezinde de saptanmıştır (Eftelioğlu, 1983).



Şekil 3.1 Çalışma alanı ve yakın çevresinin jeoloji haritası (Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü [MTA], 2008)

BÖLÜM DÖRT

ÇALIŞMA ALANININ JEOTERMAL ETKİNLİĞİ

4.1 Jeotermal Sistemin Oluşumu

Yerkabuğunun derinliklerindeki ısının oluşturduğu, sıcaklığı sürekli olarak bölgesel atmosferik ortalama sıcaklığın üzerinde olan, çevresindeki sulara göre daha fazla miktarda erimiş madde ve gaz içerebilen doğal su, buhar ve gazlar ile kızgın kuru kayalardan elde edilen su, buhar ve gazlar jeotermal kaynak olarak tanımlanmaktadır. Jeotermal enerji ise; Jeotermal kaynağa dayalı olarak doğrudan ve dolaylı üretilen bir tür enerjidir.

Jeotermal akışkanı oluşturan sular genelde meteorik kökenli olduğu için atmosferik koşullar devam ettiği ve reenjeksiyon yapıldığı sürece jeotermal kaynaklar yenilenmektedir. Beslenmedeki mevsimsel ve yıllık değişimlerin genellikle etkisi olmakla birlikte, beslenmenin üzerinde bir tüketim olmadıkça jeotermal kaynakların tükenmesi söz konusu değildir (Habitat için Gençlik Derneği, 2005).

Bir jeotermal sistemin oluşabilmesi için gerekli olan koşullar (Şekil 4.1);

1. Yerkabuğunun derinliklerindeki ısı kaynağı (mağmatik faaliyetler),
2. Isıyı taşıyan akışkan (meteorik sular),
3. Akışkanı bünyesinde barındıran rezervuar kayaç,
4. Isının kaybını önleyen örtü kayaç,
5. Soğuk suyun yeraltına ulaşabileceği ve sıcak suyun yeryüzüne çıkabileceği tektonik hatlardır.



Şekil 4.1 Jeotermal sistemin oluşum modeli

1. Jeotermal kaynak kavramının “nesne”si, ISI’dır. Yeraltında varlığı belirlenen ve yeryüzüne çıkarılarak dönüştürülen varlık, “ısı”dır. Bu ısı su, buhar, gaz ya da kızgın kuru kayada yüklenmiş, dolaşıyor, birikmiş ve yeryüzüne çıkıyor olabilir. Çıkarılan ürün bu akışkanlardan biri gibi görünse de, aslında ürün bu akışkanın içinde yüklü olan “ısı”dır (Öngür, 2005) (Şekil 4.1).

Jeotermal kaynağı olarak nitelenen “ısı”nın yanında, ikinci önemli bileşen ısı taşıyan akışkanda yüklü “BASINÇ”tır. Isı yüklü akışkan çoğu durumda bu basınç sayesinde yeryüzüne ulaşabilmektedir. Basınç, sistemin dengesinin, rezervuarın ne düzeyde beslenebildiğinin; sistemin tükenme sürecine girip girmediğinin göstergesidir (Öngür, 2005).

Jeotermal kaynağın diğer bir önemli niteliği de kimyasal bileşimi ve bunun denge koşullarıdır. Jeotermal ısıyı yüklenmiş olan akışkan hem çözülmüş katılar hem de gazlar açısından zengin ve kararsız dengeler altındadır. Bu bileşenlerin türleri ve akışkanın değişken ısı ve basınç koşullarına bağlı olduğu kadar, yan kayanın türüne, geçirirmliliğine ve alterasyon durumuna da bağlıdır; bunlar değiştikçe bileşimde değişir (Öngür, 2005).

2. Yerin derinliğindeki ısının yeryüzüne taşınması gerekmektedir. Yeraltındaki formasyonların gözeneklerindeki su bu görevi görür. Suyun kapasitesi ve buharlaşma ısısı doğada rastlanan diğer akışkanlara göre yüksektir. Dolayısıyla su iyi bir ısı taşıma akışkanıdır (Satman, 2005). Jeotermal akışkanların % 90'ı meteorik, %10'u magmatik veya juvenil kökenlidir. *Meteorik su*, herhangi bir yaşta olabilen ve yağışlar sonucu ortaya çıkan sudur. *Magmatik su*, başlangıç kökeni ne olursa olsun magma ile denge durumuna gelmiş suya denir. *Juvenil su*, yerkürenin manto veya çekirdeğinden gelen ve daha önce hiçbir şekilde hidrosfer ile temas etmemiş sudur (Mutlu, 2005). Jeotermal akışkanlar, daha fazla erimiş mineral, çeşitli tuzlar ve gazlar içerebilen sıcak su ve buhar şeklinde tanımlanabilir (İldem, 2005) (Şekil 4.1).

3. Derinlere süzülen yer altı sularının ısındıktan sonra depolanabileceği, gözenekliliği (porozitesi) ve geçirimsizliği (permeabilitesi) yüksek bir kayacın varlığı gereklidir. Sedimanter havzalar yüksek poroziteli olduğu için iyi bir rezervuardır. Volkanik ortamlarda volkanik konglomera veya diğer formasyonlarla kontaklar sıcak suyun geçişine imkan verebilir. Yine de en önemli permeabilite, formasyonların tektonizma etkisi ile kırılanması sonucu oluşur (İldem, 2005) (Şekil 4.1).

4. Rezervuar zonda depolanan jeotermal akışkanın sıcaklığını kaybetmeden kalabilmesi için bu zonun üzerinde ısı ve akışkan kaybını önleyecek geçirimsiz birimler olmalıdır. Örnek olarak, geçirgen olmayan filiş kayaları ve killi-siltli birimler verilebilir (İldem, 2005) (Şekil 4.1).

Jeotermal rezervuarda 1 km derinlikteki sıcaklığa bağlı olarak sistemleri iki gruba ayırmak olasıdır (Bodvarson, 1961).

a. Rezervuar sıcaklığının 150 °C'den düşük olduğu *Düşük Sıcaklıklı Sistemler*: Bu tür sistemler genelde yeryüzüne ulaşmış doğal sıcak su veya kaynar çıkışlar gösterirler.

b. Rezervuar sıcaklığının 200 °C'den yüksek olduğu *Yüksek Sıcaklıklı Sistemler*: Bu tür sistemler ise, buhar, kaynayan çamur göletleri ve altere olmuş yer altı formasyonlarıyla bilinirler.

5. Jeotermal ısının bir kaynağa dönüşebilmesi için bir aracı gereklidir. Çoğu durumda bu doğal akışkan, yeraltısuyu ve gazdır (Şekil 4.1). Ancak, bir jeotermal sistemin oluşabilmesi için bu akışkanların yer kabuğunun içinde dolaşabilmesi gerekir. Bu akışkanlar yer kabuğu içinde dolaştıklarında, kabuğu oluşturan kayalardaki ısıyı kendi üzerine alırlar ve kaya ortamında iletilebildiğinden daha hızlı ve fazlasını yeryüzüne taşırlar. Bu dolaşım, kaya ortamında akışkan dolaşımına elveren bir geçirimsizliğin varlığını gerektirir. Bu ise, hemen her durumda ikincil çatlak geçirimsizliği ile sağlanır. Yer kabuğunun uzak yada yakın geçmişinde maruz kaldığı tektonik gerilmelerle oluşan her türlü yapısal süreksizlik, eklem, dilinim, yapraklanma, tabaka, makaslanma, fay, sürüklenme ve paralanma, düzlem ve zonlarının oluşturduğu birbiri ile ilintili ağlar bu geçirimsizliğe olanak sağlar (Öngür, 2005).

4.2 İzmir Körfezi ve Çevresinin Jeotermal Etkinliği

İzmir körfezi ve yakın çevresinde bilinen birçok jeotermal sistem bulunmaktadır. Ege kıyı kuşağı, iç bölgelerdekilerden farklı özelliklere sahip, Seferihisar, Çeşme, Balçova, Aliğa, Dikili, Bergama, Edremit, Tuzla ve Gülbahçe gibi bir dizi jeotermal alan içerir. Bunlar, genellikle düşük ısı yüklü sahalardır (Erişen ve diğer., 1996).

Seferihisar Jeotermal alanı, 153 °C' sıcaklıklı akiferlerde gelişerek Batı Anadoludaki en önemli jeotermal alanlardan birini oluşturmaktadır (Tarcan ve Gemici, 2003). Seferihisar Horstunun GD kenarında çekme gerilmesi ortamında oluşmuş olan graben ve horstları sınırlayan normal faylarda gelişmiştir (Eşder ve Şimşek, 1977).

Balçova Jeotermal alanı, Seferihisar Horstu'nun kuzey kenarındaki Agamenon Fayı olarak anılan D-B gidişli ve diri bir fay zonunda yer almaktadır. Bölgenin tektonik gelişiminin günümüze kadar sürdüğü, Neojen çökelleri ile birlikte bütün eski temelin yakın zamanda da yükselmiş oluşu ve Batı Anadolu'daki graben sistemi ile birlikte İzmir Fayının da oluşumu ve İzmir Körfezi çöküntü havzasının oluşumundan anlaşılmaktadır.

Çeşme Jeotermal alanı, Çeşme Yarımadası'nın kuzey kıyısında deniz kıyısında bulunmaktadır. Normal faylarla sınırlanmış horstlarda yüzeyleyen Triyas yaşlı kireçtaşlarından boşalan (Erişen ve diğer., 1996) sıcaksular, deniz suyu bileşimine yakın kimyasal bileşimlidirler. Kireçtaşlarının karstik ve bu sistemin denizden beslenmekte olduğu anlaşılmaktadır (Öngür, 2005).

Aliğa Jeotermal Alanı, Tersiyer yaşlı Soma Formasyonunun volkanit, volkanotortul ve tortul as birimlerinden oluşan bir çökelti istifi ve bunu kesen genç ve güncel normal faylarla biçimlenen graben ve horstlardan oluşan bir yapısal çatı içinde yer almaktadır (Erişen ve diğer., 1996).

Edremit çevresi termal alanları, genç faylarla biçimlenen genç bir çöküntü havzası olan Körfezin yapısal süreksizliklerle derinlere ulaşabilen sularının ısınarak yükselmesi ile oluşmaktadır (Erişen ve diğer., 1996).

Tuzla Jeotermal Alanı, Çanakkale Yarımadasının GB ucunda Miyosen volkanik etkinliği ile biçimlenmiş yaklaşık olarak K-G ve KB-GD uzanımlı iki kırık sisteminin kesiştiği yerde bulunmaktadır (Öngür, 2005).

Foça çöküntüsünün Urla bölümünde yer alan *Gülbahçe Jeotermal Alanı*, Urla çöküntüsünü batıdan sınırlayan K-G yönlü Gülbahçe Fayı üzerindeki Gülbahçe kaynakları ile simgelenir (İldem, 2005).

İzmir İç Körfezinin kuzey ve güneyindeki jeotermal sistemler birbirinden farklıdır. Balçova sisteminde sıcaklıklar 140 °C' ye kadar çıkarken; kuzeydeki Aliğa jeotermal sisteminde 55 °C' ye inmesi, sistemlerin farklı olduğunu göstermektedir (İldem, 2005). Kaya (1979) 'un öngördüğü KD-GB gidişli uzanımlar üzerinde jeotermal gradyanın yüksek olması ve jeotermal kaynakların bulunması, KD-GB gidişli fay sistemlerinin varlığını doğrulamaktadır.

BÖLÜM BEŞ

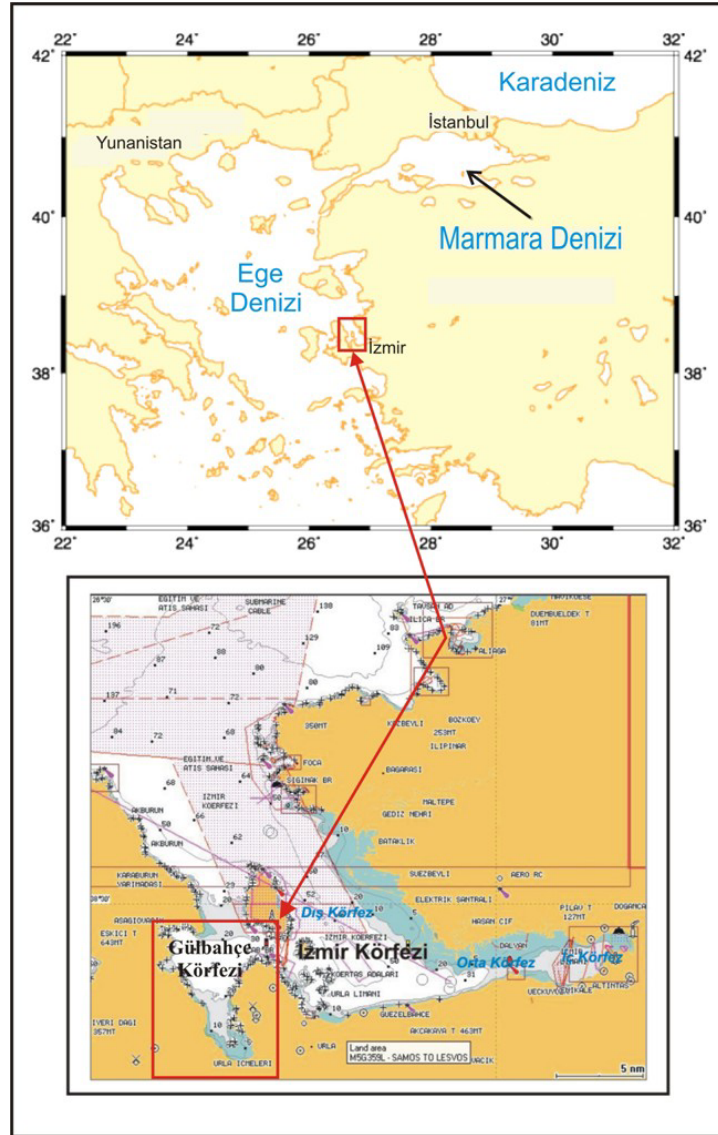
ÇALIŞMA ALANININ TERMAL ÖZELLİKLERİ, ARAŞTIRMA YÖNTEMLERİ ve VERİLERİN DEĞERLENDİRİLMESİ

5.1 Çalışma Alanının Termal Özellikleri

Bölgede Orta Miyosen'de Arabistan ve Anadolu levhalarının çarpışması sonucu bir genişleme rejimi başlamış (Şengör ve Yılmaz, 1981) ve bu rejim altında sıkışma sonucu oluşan Kuzey ve Doğu Anadolu transform fayları arasında kalan Anadolu levhası batıya doğru hareket etmiştir. Bu harekete bağlı olarak, Ege'de doğu-batı gidişli graben sistemleri gelişmiştir (Arpat ve Şaroğlu, 1975; Mascle & Martin, 1990; McKenzie, 1977; Yılmaz, 1990). Bu grabenler, bölgede varlığı bilinen termal kaynakların dokanaklarından çıktığı düşünülen aktif ve normal faylarla sınırlıdır (Şaroğlu ve diğer., 1992) (Şekil 5.1).

Batı Anadolu, gerek horst-graben yapıları gerekse de aktif volkanizma'nın etkisinden dolayı jeotermal ve hidrotermal aktivitelerin varlığı konusunda farklı bir konuma sahiptir. İzmir Körfezi ve civarı da jeotermal aktivite açısından önemli bir potansiyele sahiptir. İzmir Körfezi ve civarındaki jeotermal aktivitenin ve bu kapsamda örnek bölge olarak seçilen Gülbahçe Körfezindeki jeotermal etkinliğin araştırılması bu çalışmanın konusunu oluşturmaktadır.

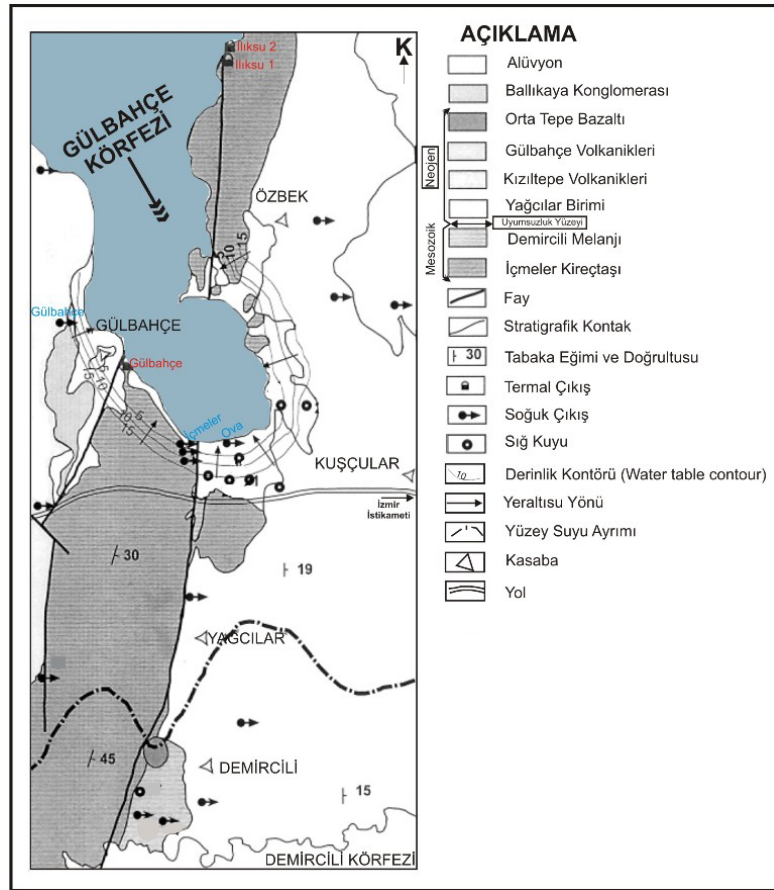
Bu amaç çerçevesinde veriler; termal aktivitenin yüksek olduğu, İzmir Körfezinin batısında K-G doğrultulu bir iç körfez özelliğinde olan Gülbahçe Körfezi örneğinden toplanmıştır. Gülbahçe Körfezi İzmir şehir merkezinin yaklaşık olarak 45 km uzağında yer almaktadır (Şekil 5.1).



Şekil 5.1 Çalışma alanı bulduru haritası

Gölbaşı Körfezi sekiz jeolojik birimden oluşmaktadır (Şekil 5.2). Bunlar Jurasik-Erken Kreatese İçmeler Kireçtaşı, Üst Kreatese Demircili Melanjı, Neojen Yağcılar birimi, Kızıltepe ve Gölbaşı Volkanikleri, Orta Tepe bazaltları, Kuaterner Ballıkaya Konglomerası ve alüvyondur (Tarcan, 2001). Alandaki akifer, İçmeler Kireçtaşını; Demircili Melanjındaki konglomera, silisli şist, kireçtaşı ve serpentinleri; Yağcılar birimindeki konglomera, kum taşı ve gölsel kireçtaşlarını; Gölbaşı volkaniklerini ve Kızıltepe volkaniklerini ve son olarak alüvyonlu konlomeraları ve kumları içerir (Tarcan, 2001).

İçmeler Kireçtaşı kırıklı bir yapıya sahip olup oldukça yüksek oranda karstik bir yapıya sahiptir. Alana bağlı olarak ya soğuk ya da termal karstik akifer olarak davranır. Kıyıya yakın yerlerdeki tuzlu ve az tuzlu sular sık sık İçmeler Kireçtaşından boşalırlar. Demircili Melanj ve Yağcılar Kayaçlı permeabilite değişken bir yapıya sahip olup litoloji ve kırıklanma ile ilişkilidir. Eğer kırıklanma var ise, konglomeralar, silisli şistler, Demircili Melanjın kireçtaşları ve serpentinleri, Gülbahçe Volkanikleri akifer olarak davranır. Yağcılar biriminin killi seviyeleri ve Demircili melanjının kil ve şeyleri oldukça zayıf bir geçirgenliğe veya geçirimsizliğe sahiptir. Pek çok çıkış bu geçirimsiz kayaçların geçirgen lithotypelarının yer aldığı alanlarda bulunmaktadır (Tarcan, 2001).

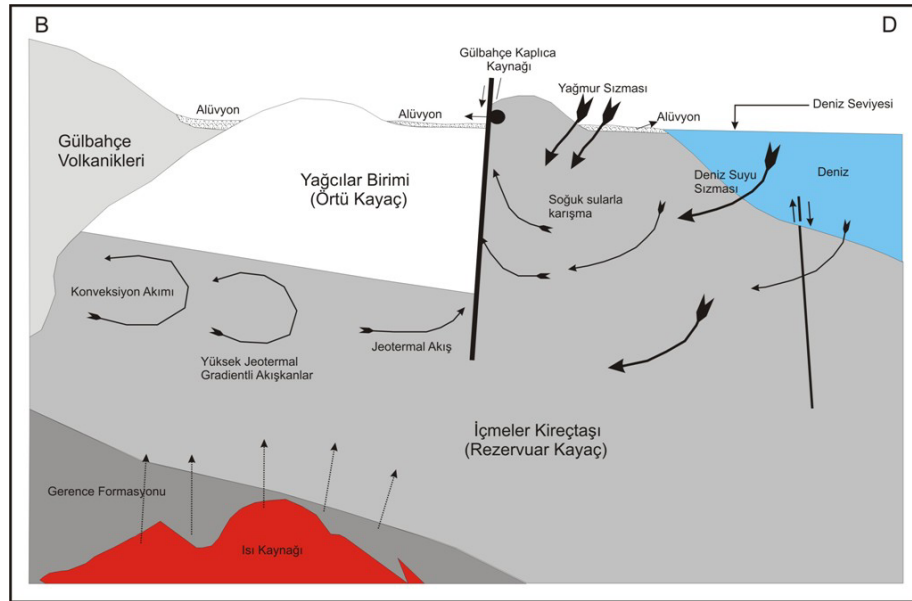


Şekil 5.2 Gülbahçe Körfezi jeoloji haritası (Tarcan, 2001)

Çalışma alanının en önemli su çıkış noktaları; Gülbahçe (37 °C), İlksu1 (37 °C) ve İlksu2 (35 °C) hidrotermal karstik çıkışları ile 180 l/s akışa sahip İçmeler (18-19 °C) soğuk karstik çıkışlarıdır (Tarcan, 2001) (Şekil 5.2). Bu üç termal çıkış deniz suyu

kökenli ve Sodyumlu klorlu (50 % <) sular olup fayların kesişme sınırları boyunca İçmeler kireçtaşından çıkmaktadırlar (Şekil 5.3). İçmeler karstik çıkışları da İçmeler kireçtaşından çıkmakta olup Sodyumlu klorlu sudur (Tarcan, 2001). Türkiye'nin batısındaki diğer pek çok jeotermal sistemlerde olduğu gibi Gülbahçe Körfezi jeotermal alanındaki termal suların döngüsü faylar ve kırık zonlarıyla yakından ilişkilidir. Kırık ve karstik İçmeler kireçtaşı Gülbahçe Jeotermal sistemindeki rezervuar kayadır. Deniz suları ve meteorik sular faylar ve kırık zonlar boyunca rezervuar kayaca yüklenirler ve derinde ısınarak konveksiyon akımları yardımıyla tektonik hatlar boyunca yüzeye doğru hareket ederler.

Öngörülen akış yönü boyunca çalışma alanındaki sular için yer altı suyu jeokimyasındaki değerlendirme kalsiyum bikarbonatlı sudan sodyumlu klorlu suya ilerlemektedir. Bunun nedeni taze su akiferlerine bir deniz suyu girdisinin olmasıdır. Hesaplanmış jeotermometre sonuçları düşük entalpili akışa sahip (<100 °C) hidrotermal karst sistemini göstermektedir. Hidrojeokimyasal değerlendirmeler termal suların derinde ısınma öncesi ve/veya sonrası soğuk su ile karışmış olduğunu göstermektedir (Tarcan, 2001).



Şekil 5.3 Gülbahçe jeotermal sisteminin hidrojeolojik modeli (Tarcan, 2001)

5.2 Araştırma Yöntemleri

Gülbahçe Körfezi çevresindeki karasal alanlarda termal sıcak su kaynakları'nın varlığı 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 Gülbahçe Körfezinde yüksek ayrımlı (3,5 kHz) sismik yansıma ve yanal taramalı sonar yöntemleri ile birlikte 14 noktada gravite tipi kor örnekleyicisi ile örnek alımı gerçekleştirilmiştir. Bu çalışmanın bir diğer amacını ise, kor noktalarından elde edilecek olan palinolojik bulgular ile termal ortam koşullarının belirlenebilmesi ve ortamın termal özelliklerinin değişebileceği düşünülen çalışma alanı dışındaki bir 'Referans Örneği' ile benzerlik ve farklılıklarının ortaya konulması oluşturmaktadır. Polonyum ve kurşun izotoplarının dağılımı belirlenen 7 örnek noktada tespit edilerek referans noktası örneği ile karşılaştırılmıştır.

Araştırma kapsamında gerçekleştirilen çalışmalar üç ana başlık altında toplanmaktadır. Bu yöntemler;

1. Deniz Taban Yapısı ve Güncel Tektonizmayı Ortaya Çıkarmak Amacıyla Yapılan Çalışmalar,
 - Deniz Tabanı Morfolojisini Belirlemeye Yönelik Çalışmalar
 - Deniz Derinlik Ölçümleri (Batimetri)
 - Yanal Taramalı Sonar Çalışmaları
 - Düşey Ayrımlılığı Belirlemek Amaçlı Yüksek Ayrımlı Sismik Çalışması (3,5 kHz).
 - Deniz Tabanı Örnekleme Çalışması
 - Sedimantolojik Çalışmalar
 - Palinolojik Çalışmalar
2. Deniz Tabanı Sıcaklık, Tuzluluk, Yoğunluk, İletkenlik ve Ses Hızı (CTD) Ölçümleri
3. Radyoaktivite Çalışmaları

- Yüzeysel ^{210}Po Dağılımı
- ^{210}Pb 'nin Profil Dağılımları
- Ağır Metal Analizi

5.2.1 Deniz Taban Yapısı ve Güncel Tektonizmayı Ortaya Çıkarmak Amacıyla Yapılan Çalışmalar

Jeotermal alanın tektonik ve stratigrafik özelliklerinin belirlenmesine yönelik yapılan çalışmalar jeotermal alanların belirlenmesinde birincil öneme sahip çalışmalardır.

Veri toplama işlemleri için, Dokuz Eylül Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsüne bağlı K. Piri Reis araştırma gemisi ile Dokuz Eylül-1 araştırma gemisinden yararlanılmıştır (Şekiller 5.4, 5.5).



Şekil 5.4 K. Piri Reis araştırma gemisi

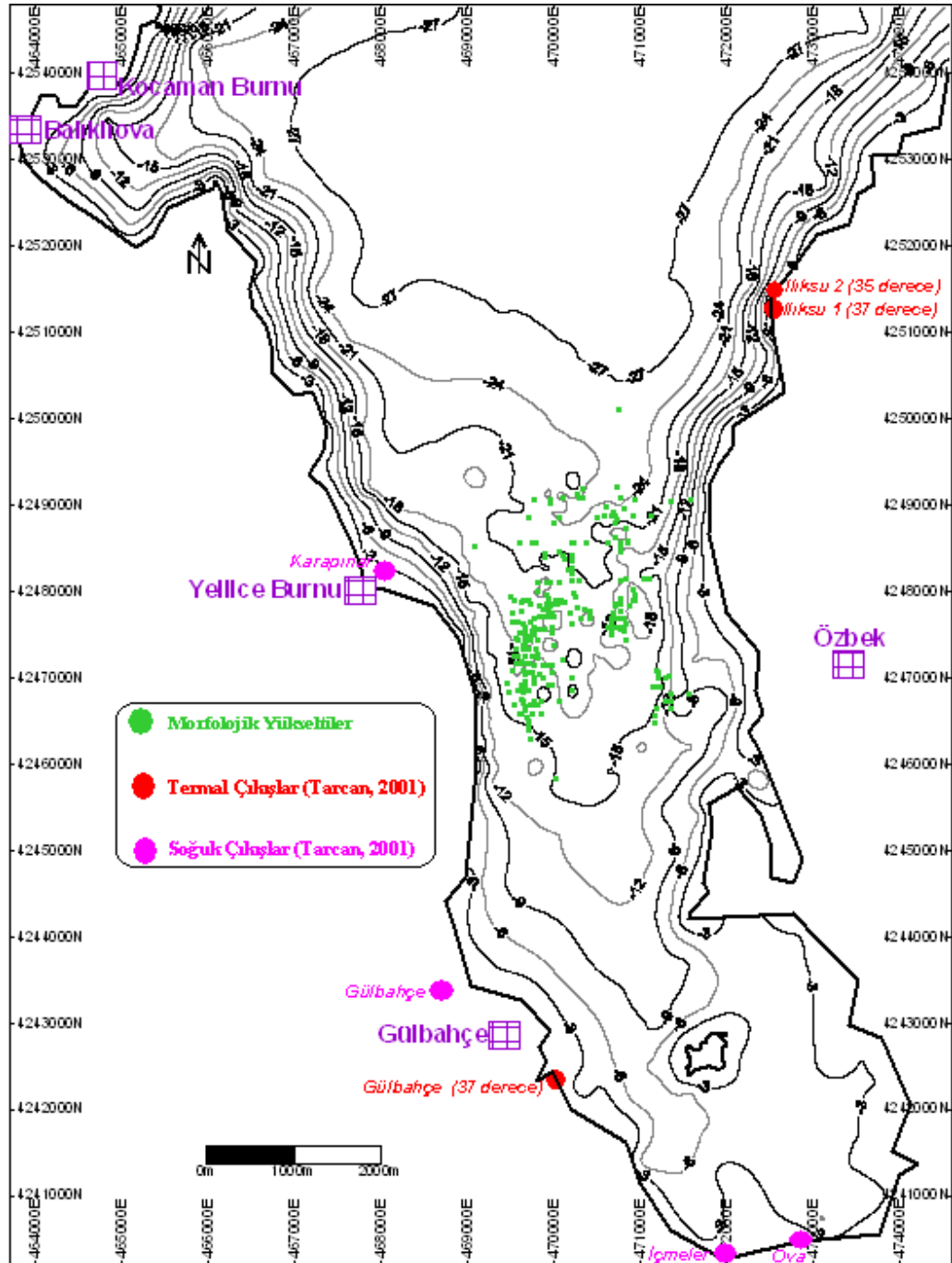


Şekil 5.5 Dokuz Eylül-1 araştırma gemisi

5.2.1.1 Deniz Tabanı Morfolojisini Belirlemeye Yönelik Çalışmalar

5.2.1.1.1 Deniz Derinlik Ölçümleri (Batimetri). Deniz derinlik ölçüm çalışmaları (batimetri), deniz tabanı derinliğinin ölçülerek deniz taban morfolojisinin ortaya çıkarılmasını amaçlamaktadır. Bununla birlikte batimetrik veriler, yüzey faylarının oluşturduğu taban morfolojisindeki değişimlerin tespit edilmesi, tektonik yükselme ve oturmanın yüzey geometrisinin belirlenmesinde önemli bir kriterdir (Yıldırım, 2002). Tüm çalışmalarda konum belirleme (navigasyon) sistemi olarak DGPS (garmin 270C)

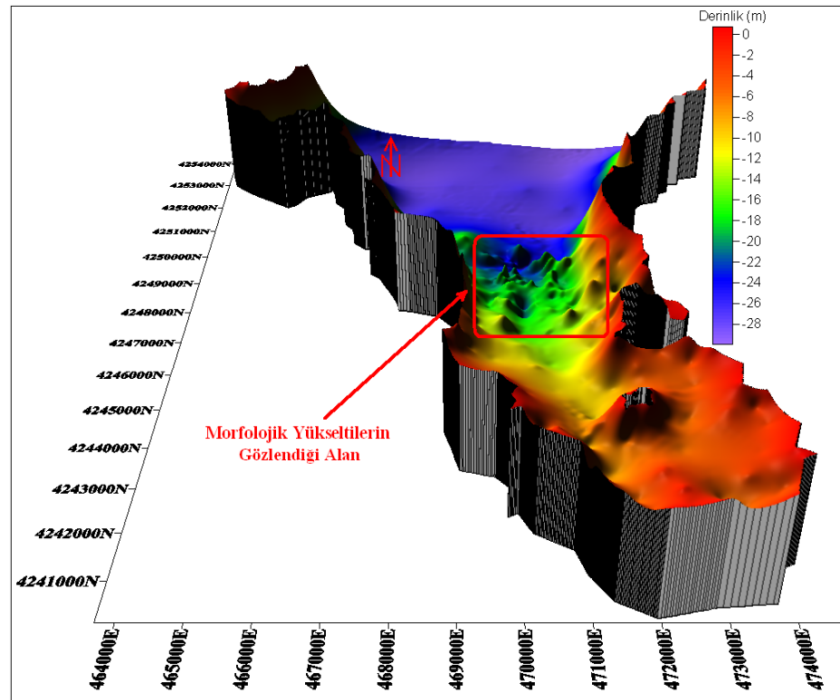
kullanılmıştır. Derinlik bilgisi Garmin GSD21 echosounder tarafından sağlanmıştır. Elde edilen derinlik ölçümleri kareyaj sisteminde kaydedilen profillerden elde edilmiştir. Bu veriler eş derinlik haritasına dönüştürülerek iki ve üç boyutlu haritalar oluşturulmuştur (Şekiller 5.6, 5.7).



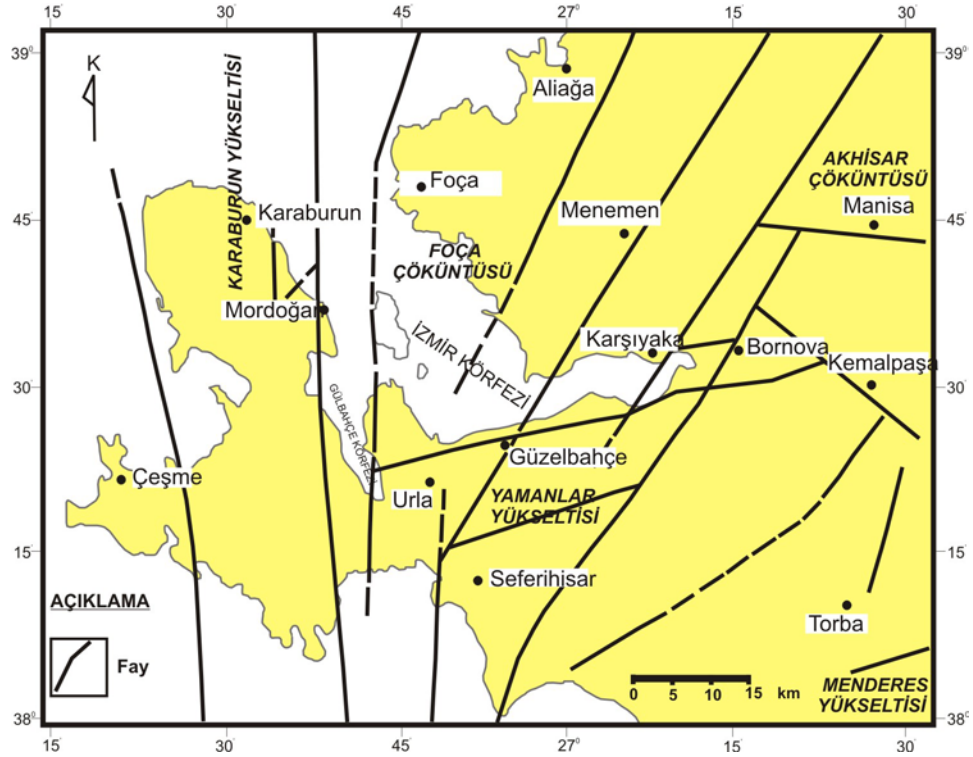
Şekil 5.6 Gölbağçe Körfezi'nin batimetri haritası

Çalışma alanı 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 (Şekiller 5.6, 5.7). Körfezin en derin yeri yaklaşık 30 m civarındadır. Bölgenin güney kesimleri sığ olup kuzeye doğru derinlikler artmaktadır. Gülbahçe Körfezi, tektonik olarak Miyosen öncesi Ege’de egemen olan KG doğrultulu sıkışma sonucu oluşmuş KG, KKD ve GGB doğrultulu kırık ve çöküntülerin kesim bölgesinde yer almaktadır. Bu bölge Batı Anadolu ve Ege’de ki blok rotasyonunun etkisinde kalmakta olup, Orta Doğu Ege çöküntüsünü oluşturan yükselti ve çöküntü (Horst-Graben) sisteminde Karaburun yükseltisi ile Foça çöküntüsü arasında eşik görevi görmektedir (Özel ve Günay, 2000) (Şekil 5.8).

Yüzey alanı 140 km² olan Gülbahçe Körfezi’nin en önemli batimetrik yapısını körfezin orta kesiminde yer alan ve ‘*Morfolojik Yükselti*’ olarak adlandırılan bir takım yükselimlerin izlenmiş olması oluşturmaktadır (Şekil 5.7). Yükselti körfezin yaklaşık olarak 15-20 m su derinliğinde yer almaktadır. Bu yükselimleri belirleyen eş derinlik eğrilerinin körfezin orta kesiminde, doğu-batı eksenini boyunca konik şekilli bir görünüm verdiği net bir şekilde izlenebilmektedir. Yükselti yapılarının, körfezin civarında yer alan sıcak ve soğuk çıkışların olduğu alanda izlenmesi dikkat çekici bir özelliktir.

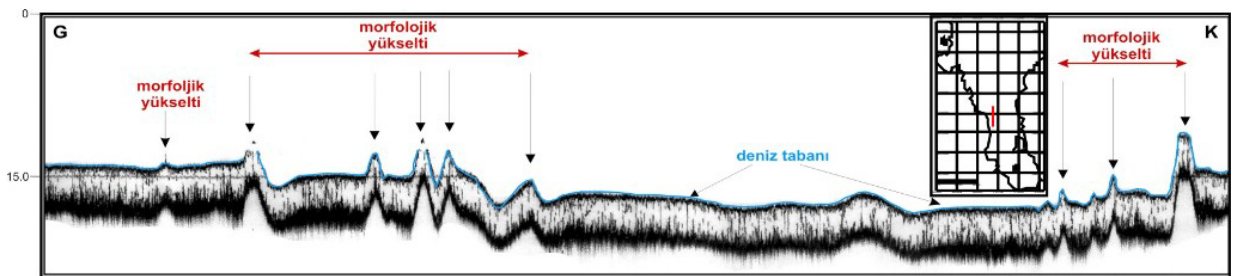


Şekil 5.7 Gülbahçe Körfezi’nin üç boyutlu görünümü

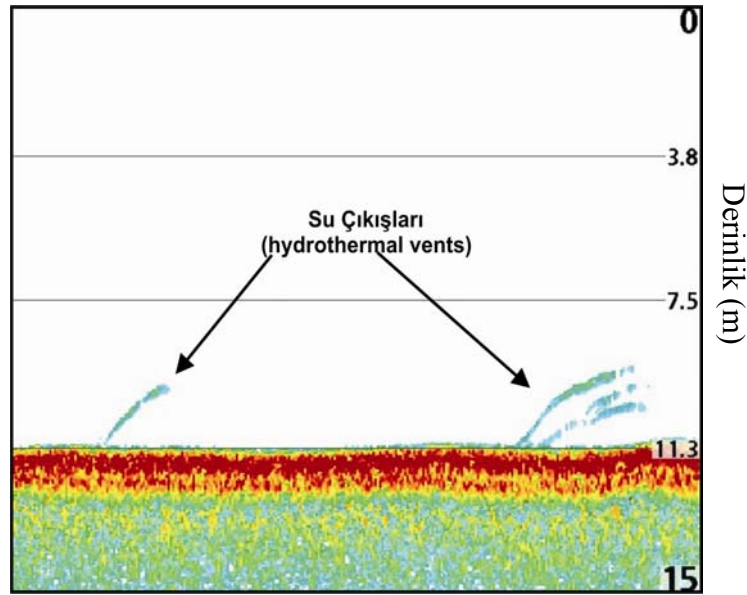


Şekil 5.8 Doğu Ege çöküntüsü'nün yapısal-statigrafik basamakları (Özel ve Günay, 2000' den düzenlenmiştir).

Bu farklı morfolojik yapıların özellikleri izleyen bölümlerde anlatılan diğer yöntemlerle araştırılmıştır. Ayrıca echosounder verilerinden de çalışma alanı genelinden farklı olarak bölgeye ait bazı lokal anomalilerin varlığı (muhtemel su) tespit edilmiştir.(Şekiller 5.9, 5.10).



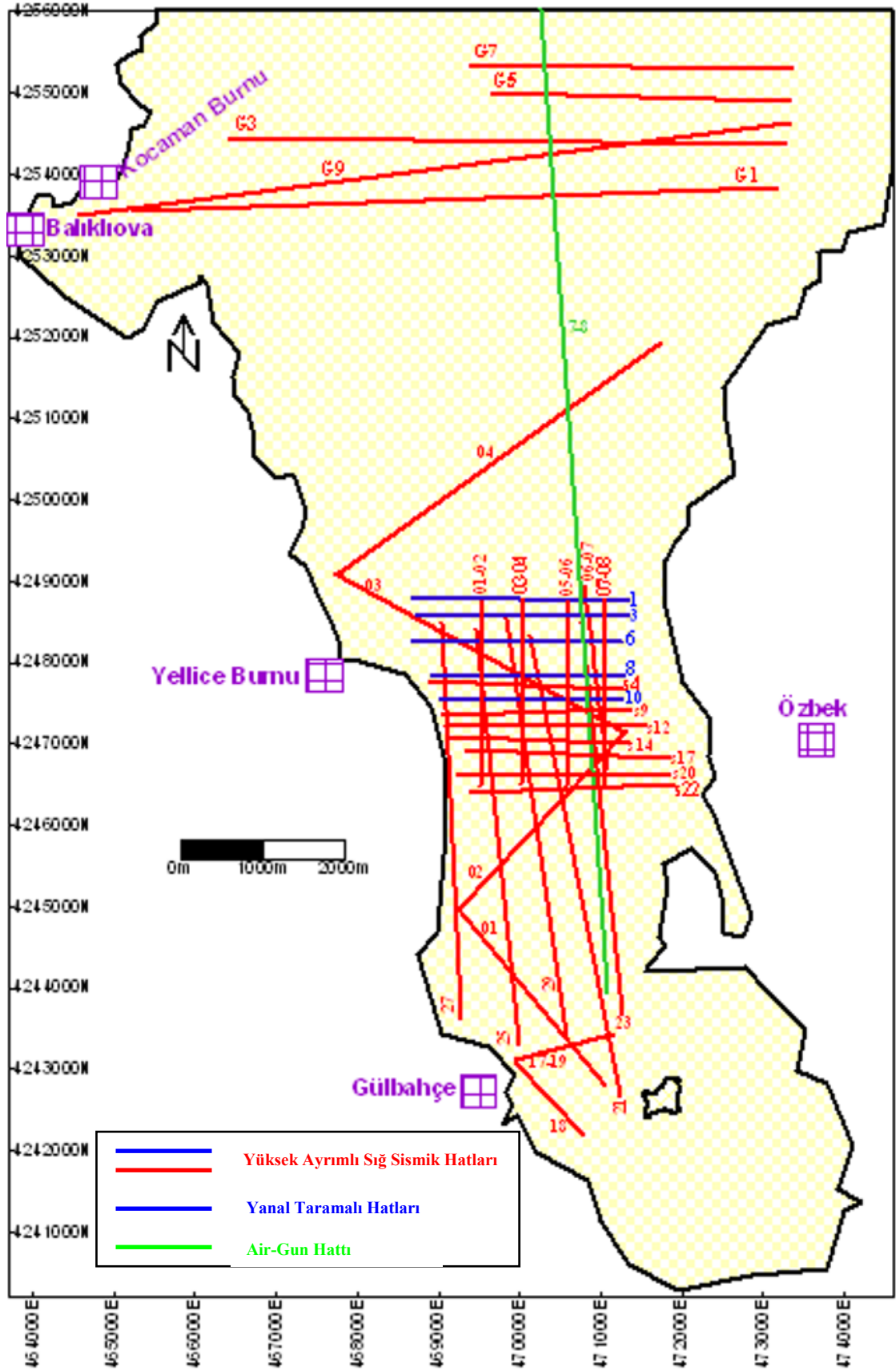
Şekil 5.9 ODOM echosounder kaydı



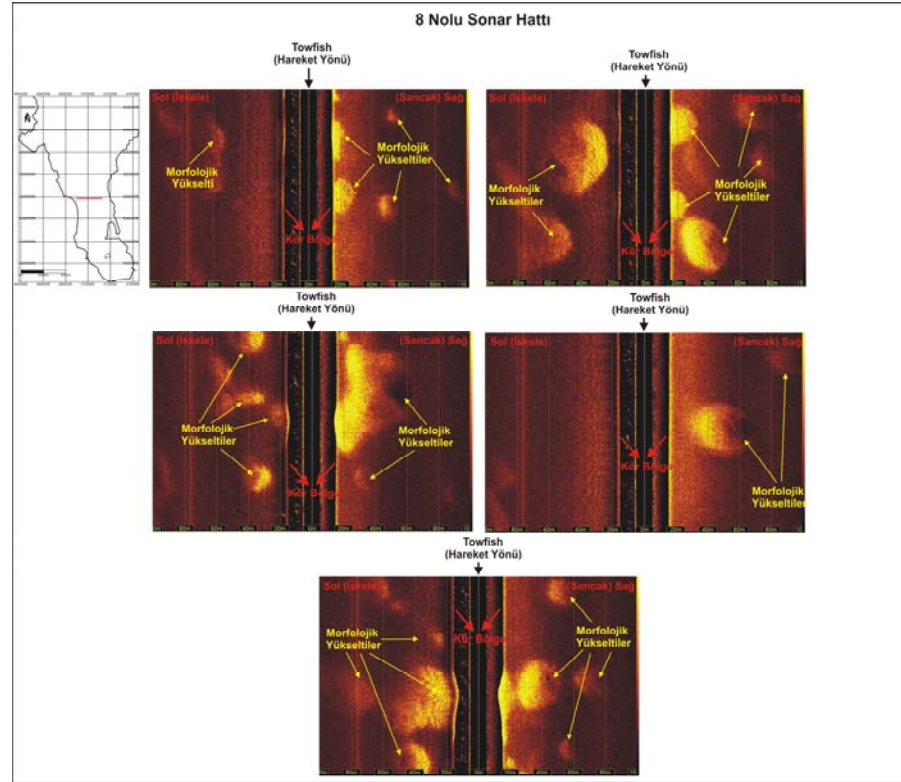
Şekil 5.10 HUMING BIRD echosounder kaydı

5.2.1.1.2 Yanal Taramalı Sonar Çalışmaları. Yanal Taramalı Sonar çalışmalarının amacı, deniz altı morfolojik yapısının ayrıntılı olarak belirlenmesidir. Sistemin çalışma ilkesi, geminin arkasından çekilen towfish'in her iki yanına bakan transduserler yardımıyla üretilen yüksek frekanslı (10-500 kHz) ses sinyallerinin, belirli bir tarama açısıyla gönderilmesi ve tabandan yansıyan sinyallerin (back scattering) algılanarak kaydedilmesi prensibine dayanmaktadır. Çalışmalarımızda Imagenex Yellow Fin yanal taramalı sonar sistemi kullanılmıştır.

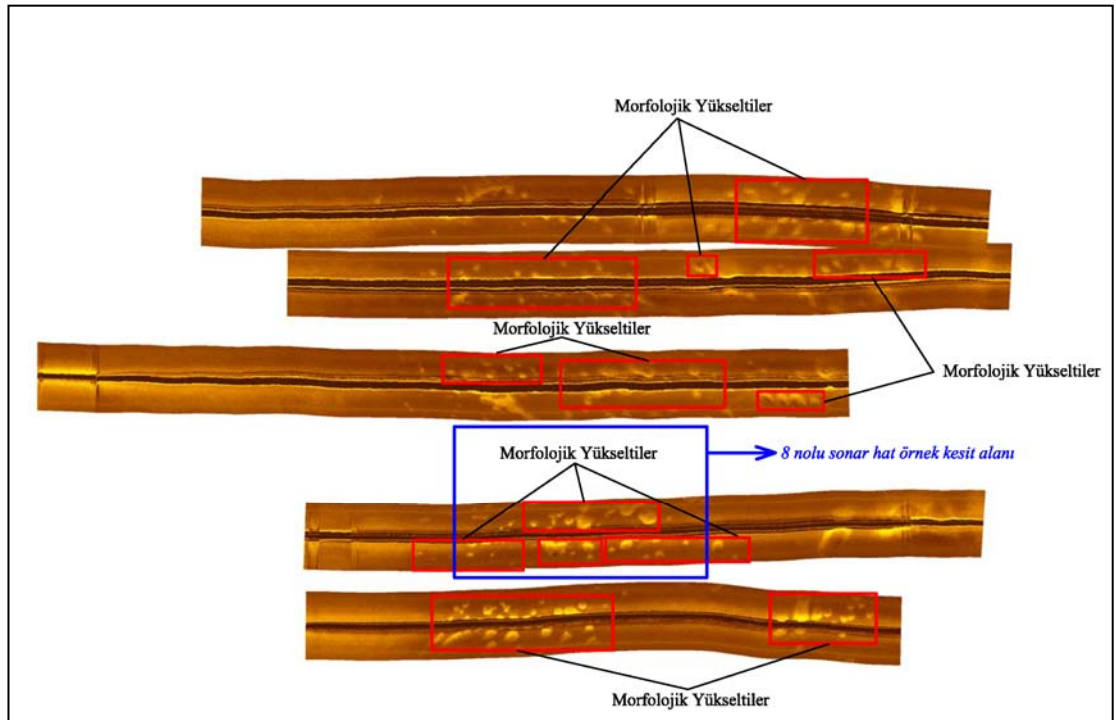
Deniz tabanı morfolojisini gözlemlemek amacıyla Şekil 5.11' de gösterilen hatlar üzerinde yanal taramalı sonar çalışması yapılmıştır. Yanal taramalı sonarında sancak ve iskeleden 100 m'lik taramalar, 260 kHz çalışma frekansı ile $2.2^{\circ} \times 75^{\circ}$ düşey tarama açısı ile yapılmıştır. Yanal Taramalı Sonar kesitlerinin hem sancak hemde iskele tarafında morfolojik yükselti koni ve konik şekilli bir görüntü vermektedir (Şekil 5.12). Konik yayılım gösteren bu yükselti boyutlarının 0,4 ile 7,5 m yükseklikde ve 1,26 ve 101 m genişlikde olduğu tespit edilmiştir. Morfolojik yükselti yapıları yaklaşık olarak 16 km^2 'lik bir alanda yayılım göstermektedir (Şekil 5.13).



Şekil 5.11 Gülbahçe Körfezinde yapılan batimetri, yüksek ayrımlı sığ sismik (3,5 kHz) ve yanal taramalı sonar çalışmalarında koşulan hatları gösteren veri haritası



Şekil 5.12 8 nolu yanar taramalı sonar kaydı



Şekil 5.13 1, 3, 6, 8 ve 10 nolu yanar taramalı sonar kayıtlarından elde edilen mozaik haritası

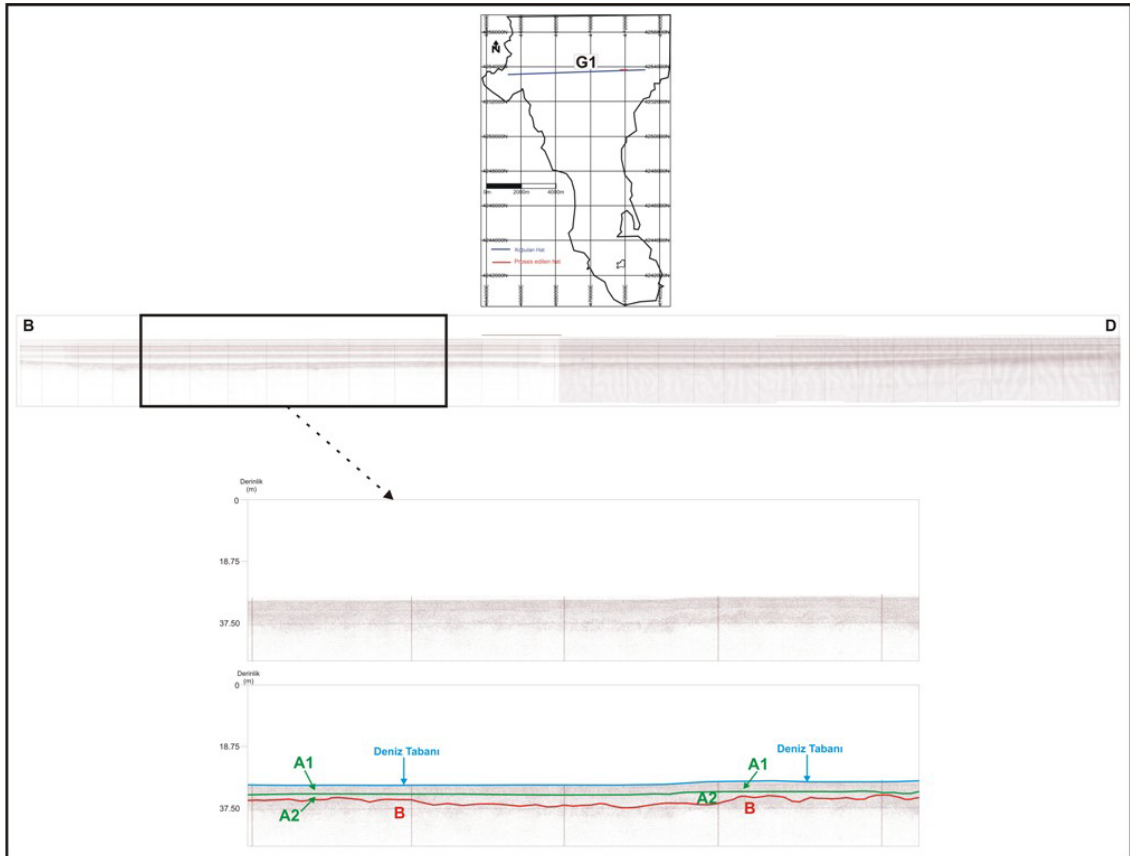
5.2.1.2 Düşey Ayrımlılığı Belirlemek Amaçlı Yüksek Ayrımlı Sismik Çalışması (3,5 kHz)

Bu çalışmaların amacı, deniz tabanı altındaki jeolojik yapının akustik özelliklerine bağlı olarak belli bir nüfus derinliğine kadar görüntülenmesini sağlamaktır. Yüksek ayrımlılıklı sismik çalışmalar deniz tabanı altındaki tabakalanmaların santimetre ölçeğinde belirlenmesine müsaade etmektedir. Böylelikle çalışma alanına ait aktif tektonik değişimler ile birlikte morfolojiyi etkileyebilecek diğer değişimler ve akustik engellemeler (olası su ve gaz çıkışları) tesbit edilebilmektedir. Sistem, verici/alıcı (transceiver), bir transduser ve bir kayıtcı biriminden oluşmaktadır.

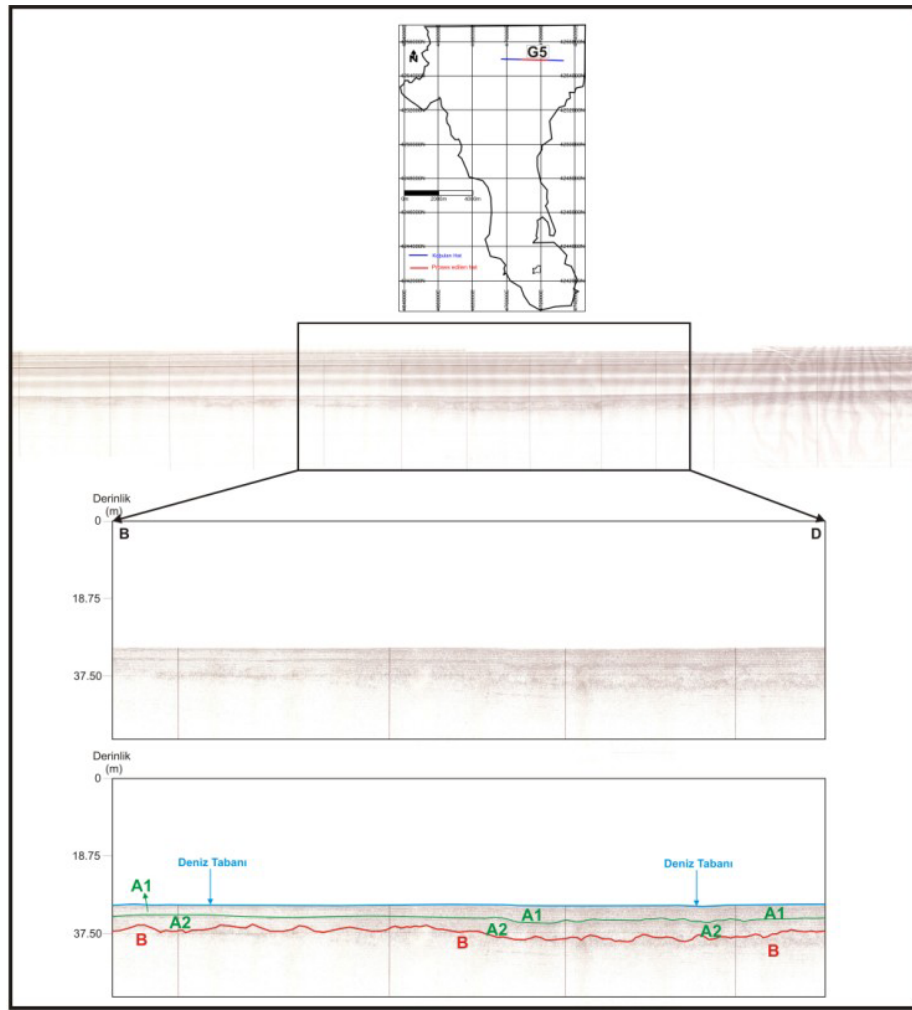
Bölgede yapılan 3,5 kHz Yüksek Ayrımlı Sismik çalışma şekil 5.11' de gösterilen profiller üzerinde gerçekleştirilmiş olup Seabed-Model 3010 MP model yüksek ayrımlılıklı sismik sistemi ve sayısal Triton veri iyileştirme sistemi kullanılmıştır. Çalışmada toplam 186 km sismik hat koşulmuştur. Sığ sismik 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 olarak kayıt edilmiştir.

Çalışma sırasında ses hızı suda 1500 m/s olarak alınmıştır. Elde edilen sismik kesitlerde akustik özelliklerine bağlı iyi reflekte olmuş iki sediment birim ayırtlanmıştır. Bu birimler kesitlerde A birimi ve B birimi olarak gösterilmiştir. A birimi, genel olarak süreklilik gösteren birbirlerine paralel reflektörlerden oluşmuştur. Bu birim akustik özelliğe bağlı A1 ve A2 olmak üzere iki alt birimden oluştuğu izlenebilmektedir. En genç birim olan A1 birimi sürekli yansıma yüzeyi ile zayıf düzenli bir yansıtıcı pakettir. A1 birimi körfezin orta kesimlerinde yaklaşık olarak 4–5 m'ye kadar kalınlaşmakta olup körfezin kıyı kesimlerine doğru 0,5–1 m kalınlığa kadar incelmektedir. A2 birimi ise düzensiz, girintili çıkıntılı bir yüzeye sahip B birimin'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. Çok yada az paralel ve dalgalı reflektörlere sahip alt birim, üst yüzeyi düzensiz bir yüzeyi gösteren yüksek

genlikli refleksiyonlar tarafından tanımlanan temel olarak yorumlanmıştır. Akustik temel olarak yorumlanan B biriminin üst reflektörü A birimine göre saçılımlı bir yapıya sahiptir. Ondülasyonlu bir görünüm veren akustik temel niteliğindeki B biriminin de bölgedeki kara jeolojisi verilerine dayanarak karstik yapıya sahip kireçtaşlarından oluştuğu düşünülmektedir (Şekiller 5.14-5.43). Ondülasyonlu üst yüzey yapısı muhtemelen karasal erozyon etkisinde şekillenmiştir. Körfez girişindeki sismik kesitlerde (G1, G3, G5 ve G7), A ve B birimleri net bir şekilde ayırtlanmaktadır. Ancak diğer sismik kesitlerde gözlenen ondülasyonlu B biriminin körfez girişindeki kesitlerde bu düzensiz yapısını kaybettiği izlenmiştir. Buna bağlı olarak, Körfezin girişi ile orta ve iç kesimlerindeki litolojinin farklı olduğu tespit edilmiştir. Bu farklılıktan dolayı; G1 (Şekil 5.14), G3, G5 (Şekil 5.15) ve G7 sismik kesitlerin bulunduğu alan hidrotermal aktivitenin dışı olarak nitelendirilip referans bölgesi olarak belirlenmiştir.



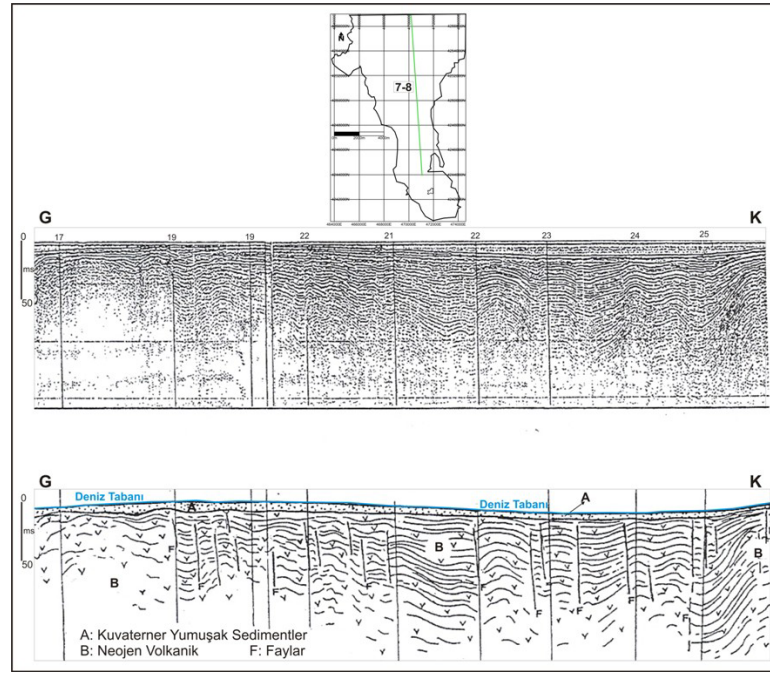
Şekil 5.14 G1 nolu sismik hat



Şekil 5.15 G5 nolu sismik hat

Alanın doğu ve güney kesimlerine doğru A biriminin B birimini üstlediği (onlap olmaktadır) ve B biriminin üst reflektörünün saçınımlı (ondülasyonlu) görünümünü kaybettiği gözlenmektedir. Belirgin olarak yansıma göstermeyen (discontinuous) bu paralel istifler muhtemelen ince taneli sedimentlerdir. Derinliğin azaldığı kesimlerde A biriminin kalınlığı 2-3 m'lere kadar incelmektedir.

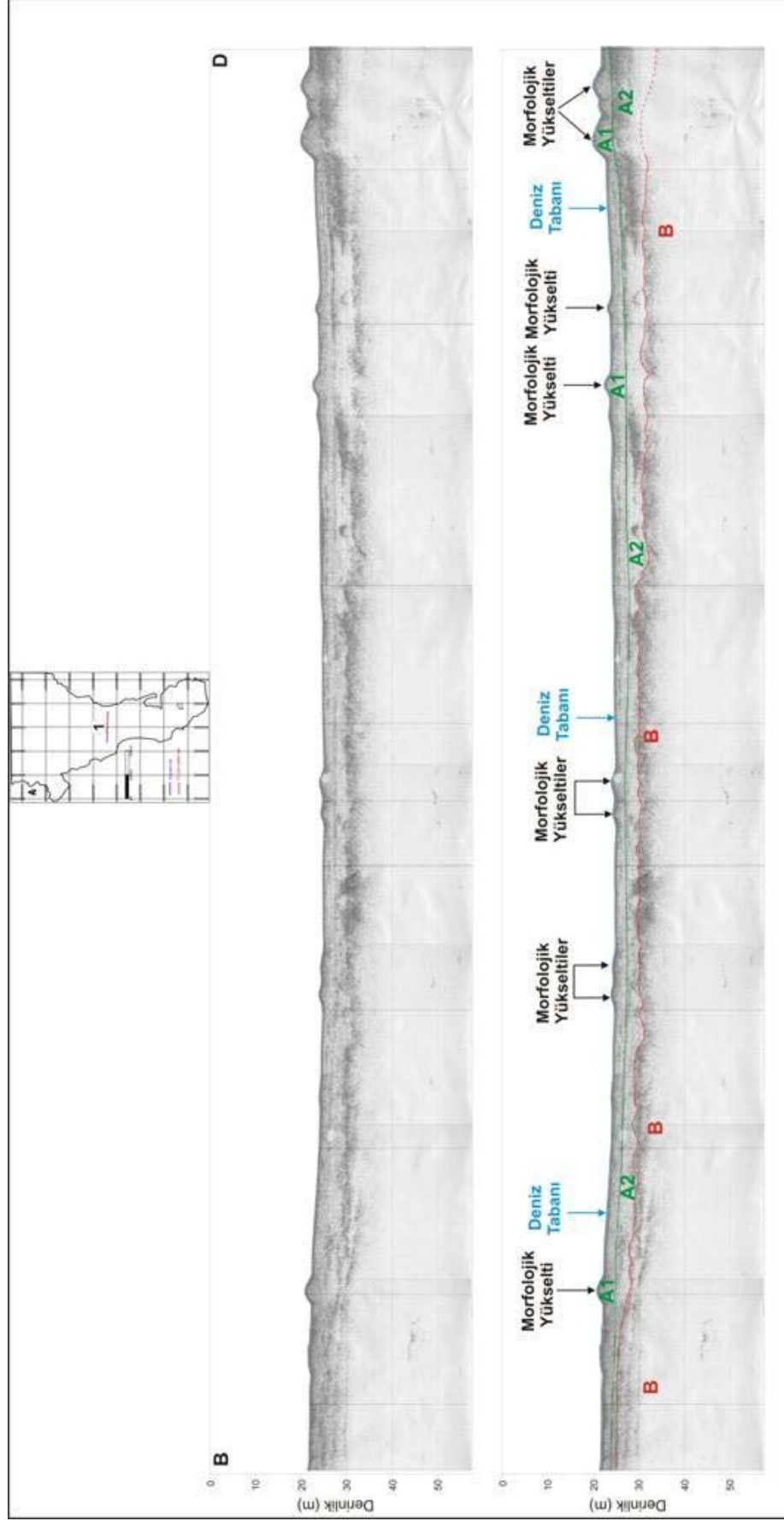
Gülbahçe Körfezi içerisinde Özel ve Günay tarafından 2000 yılında, air-gun enerji kaynağı ile yapılan sismik çalışmada da üstteki genç birimin (A) kendi arasında ince ve düzgün tabakalaşma gösteren Kuvaterner yumuşak sediment paketi olduğu ve akustik olarak geçirgen bir özellik gösterdiği belirtilmiştir (Şekil 5.16). Altta B birimininde yoğun bir kıvrımlanma ile birlikte normal fay ve kırıklarla kesildiği izlenmektedir.



Şekil 5.16 7-8 nolu sismik hat

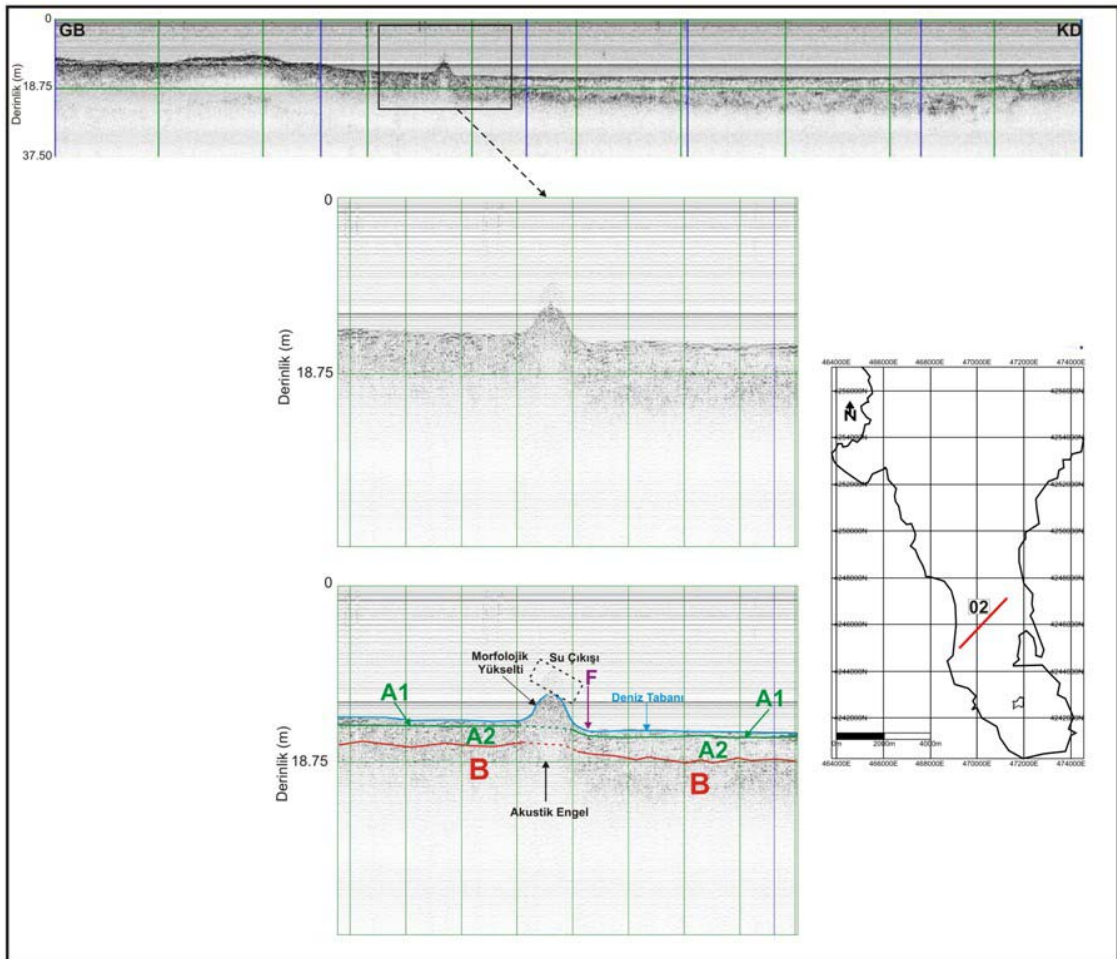
Sismik kesitlerde deniz tabanı üzerinde bir takım yükselti izlenmiş olup bu yükselti 'Morfolojik Yükselti' olarak adlandırılmıştır. Şekiller 5.18, 5.19, 5.21, 5.23-5.26, 5.28, 5.29, 5.37-5.39, 5.41, 5.42 kapsamında verilen örnek sismik yansıma profillerinde gözlenen yükselti akustik sinyalin yayılımını etkileyerek oluşturdukları akustik engelleme (maskeleye) nedeniyle sismik profillerde derine doğru nüfus etmesine engel (penetrasyon kaybına) olmuşlardır. Zaman zaman da sinyalin geçmesine (penetrasyonun artmasına) izin vermektedirler (Şekil 5.21). Kesitlerin bazılarında taban yüzeyi ekosu alınmış olup bu yükselti taban üzerinde bir birikinti şeklinde yorumlanabilmektedir. Bu karmaşayı net olarak çözmek için yapılan gravite türü örnek alımıyla metaryelin yapısı hakkında bilgi edinilmeye çalışılmış, bu birikintilerin mercan kümelenmesinden kaynaklandığı belirlenmiştir.

D-B doğrultulu iki adet sediment katmanının (A ve B) ve A katmanı içerisindeki iki sediment istifinin (A1 ve A2) net olarak gözlenebildiği 1 nolu sismik yansıma profilinde, doğu ve batı uçlarında üstteki A katmanının kalınlığı 2 m iken orta kesimde kalınlığı 8 m'ye çıkmaktadır (Şekil 5.17). A1 sediment istifinin kalınlığı ise 4-5 m'dir. Bu hat boyunca yoğun olmayan 2 adet büyük, 7 adet de küçük boyutlarda morfolojik yükselti belirlenmiştir.



Şekil 5.17 1 nolu hat

Şekil 5.18'deki 02 nolu profil 10-15 m su derinlikleri arasındaki GB-KD uzanımlı bir kesit olup, sismik kaydın güney batı kesiminden 1 km uzağında yer alan 42 m genişlikte, 4 m yükseklikte izlenen Morfolojik Yükselti üzerinde olası su çıkışı net bir şekilde görülebilmektedir. KD yönünde ayırt edilebilir 2.5 m kalınlıktaki yüzey katmanının 10 m 'lik sığlığa doğru (GB yönüne doğru) penetrasyonun sınırlı olması nedeni ile ayırtedilebilir özelliğini kaybettiği görülmüştür. Deniz tabanında oluşan yükselti'nin KD kesiminde tabandaki seviye farkından tespit edilen ve düşey atımı yaklaşık 1 m olan aktif fay tespit edilmiştir. Üst yüzey katmanının yumuşak bir yapıya sahip olması fayın net bir şekilde takip edilmesine engel olmaktadır.

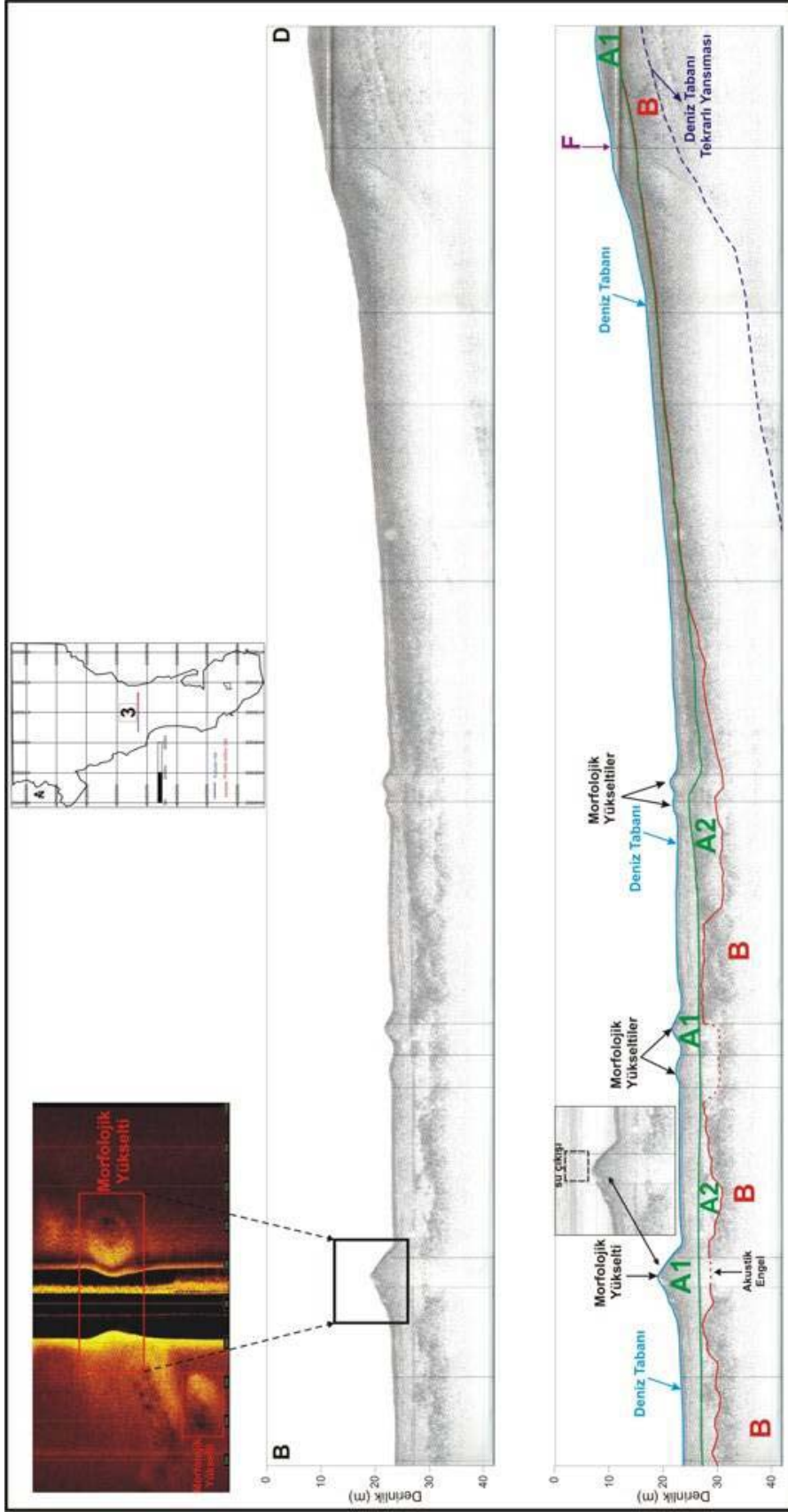


Şekil 5.18 02 nolu hat

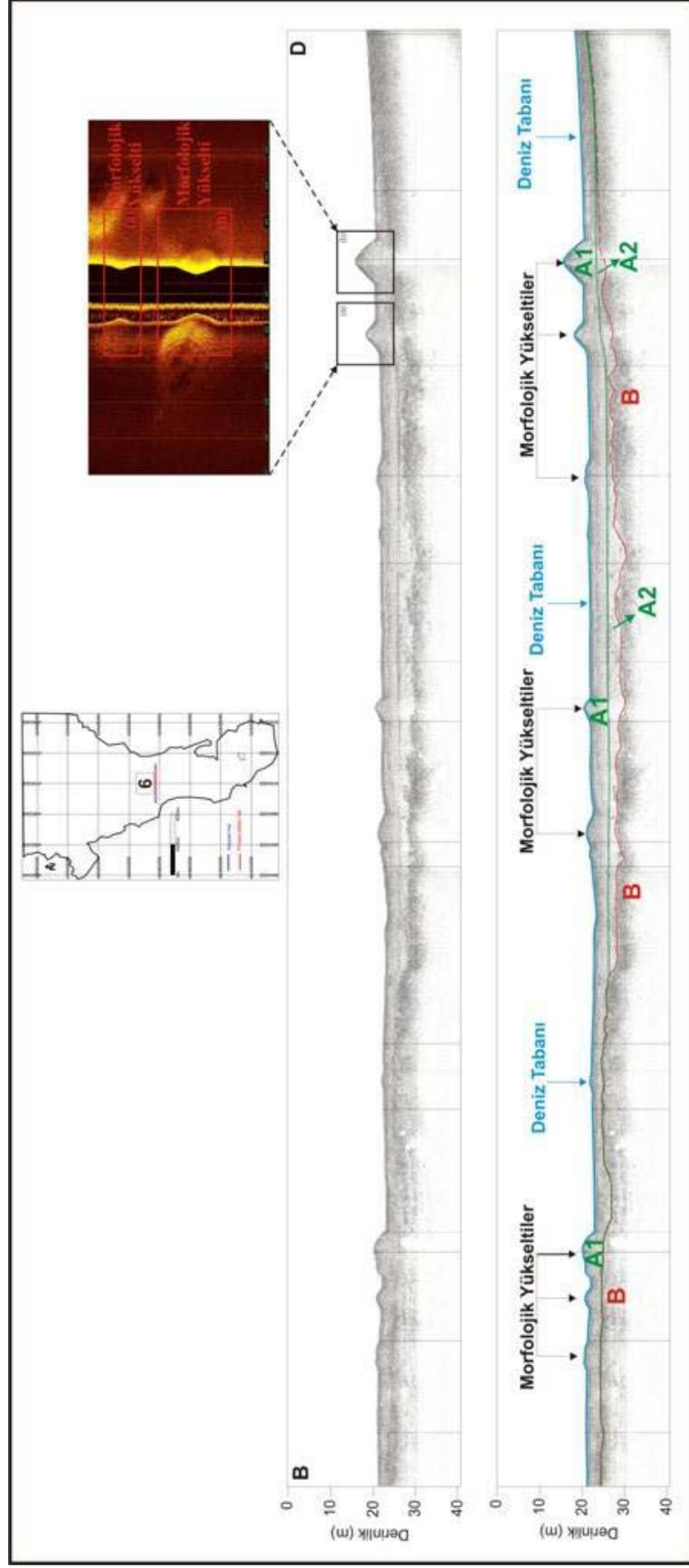
B-D yönlü 3 nolu profilde belirgin bir şekilde deniz tabanı üzerinde mostra vermiş ve yanal taramalı sonar profilinde de net bir şekilde görülen mercan birikintisinin yaklaşık olarak yüksekliği 4 m, genişliğide 41 m'dir. Bu yüksekliğin üzerinde de olası su çıkışı tespit edilmiştir (Şekil 5.19). Kesidin orta kesimlerinde 5-6 m kalınlıkta olan A katmanı batıya doğru 3 m kalınlığa incelirken, doğuya doğru 2 m kalınlığa azalarak B birimini üstlediği izlenmiştir. Doğuya doğru iki sediment katmanının incelendiği yerdeki faylanmanın yüzey etkisi izlenebilmektedir. Hem üst seviyenin yumuşak malzemeden oluşan alüvyonel bir yapıya sahip olması hemde penetrasyonun oldukça zayıf olması derinlere doğru fayın takip edilmesini zorlaştırmaktadır.

Gülbahçe körfezinde D-B doğrultusunda koşulan (Şekil 5.20) 6 nolu sismik yansıma profilinde, deniz tabanı üzerindeki birikinti grubunun bir parçası olan diğer bir belirgin yükseltinin yaklaşık olarak genişliği 36 m, yüksekliğide 5 m'dir. Deniz tabanında üste yer alan doğu ve batı uçlarda 2 m kalınlıktaki üst sediment katmanı (A birimi) tüm profil boyunca görülmekte olup, orta kesimlerde 6-8 m kalınlığa ulaştığı gözlenmektedir. Hattın doğu kesimine doğru B birimine onlap olmaktadır.

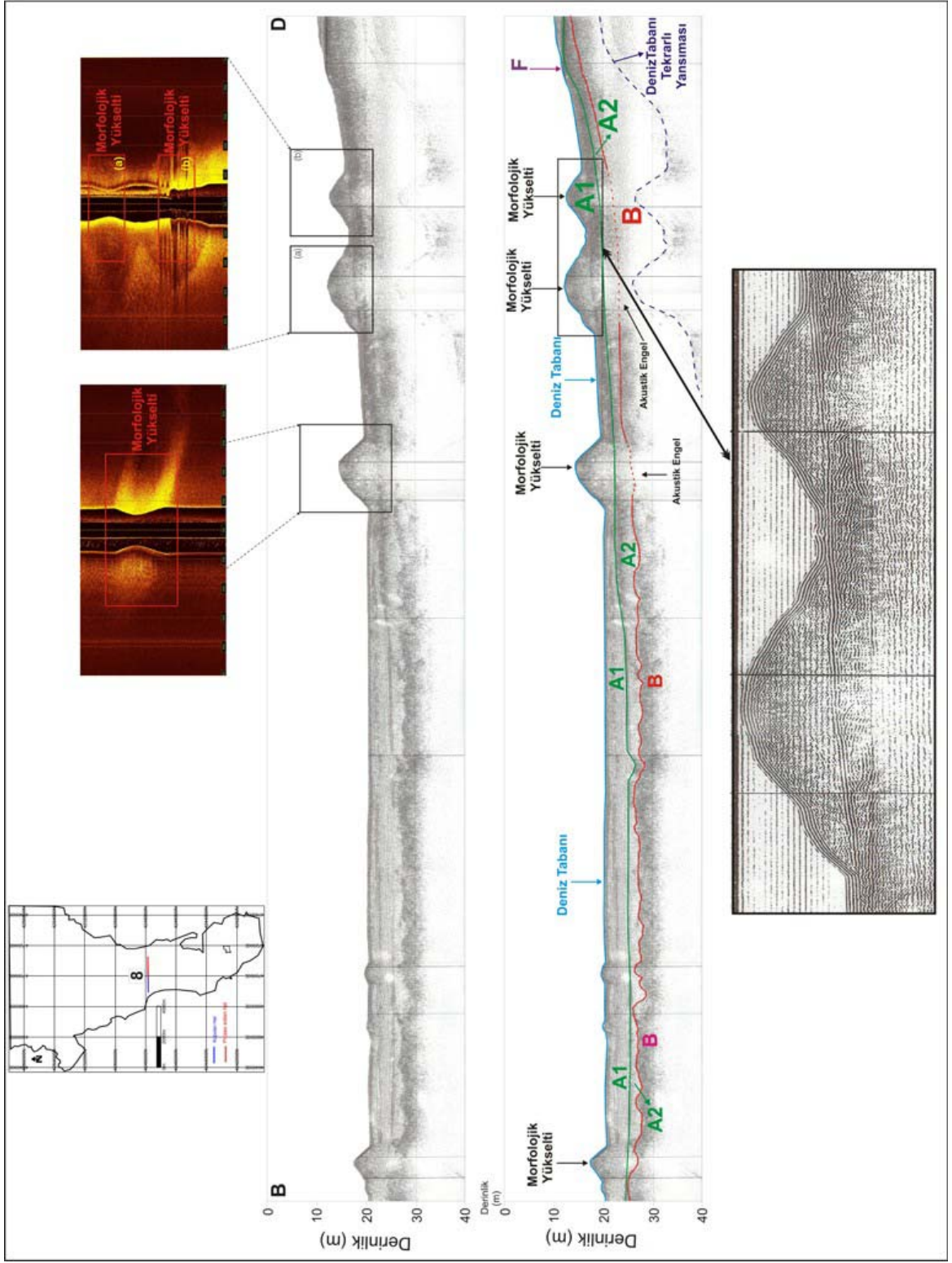
B-D yönlü 8 nolu ve 10 nolu sismik yansıma profillerinde penetrasyonun oldukça iyi olmasından dolayı, deniz tabanında en üstte yer alan 3 ile 7 m arasında kalınlığa sahip tabaka tüm profil boyunca görülebilmektedir (Şekiller 5.21, 5.22). A tabakasının alt sınırı kesitlerin doğu uçlarına doğru B birimini üstlemiştir (onlap olmuştur). Deniz tabanı üzerinde dikkat çeken Morfolojik yükseltilerinin yaklaşık olarak 3-4 m arası yükseklikte, genişliklerinin de 45-50 m arasında değiştiği saptamıştır. B-D yönlü 3 nolu sismik yansıma kaydının doğu ucunda tespit edilen fayın devamı 8 nolu hatda takip edilebilmektedir.



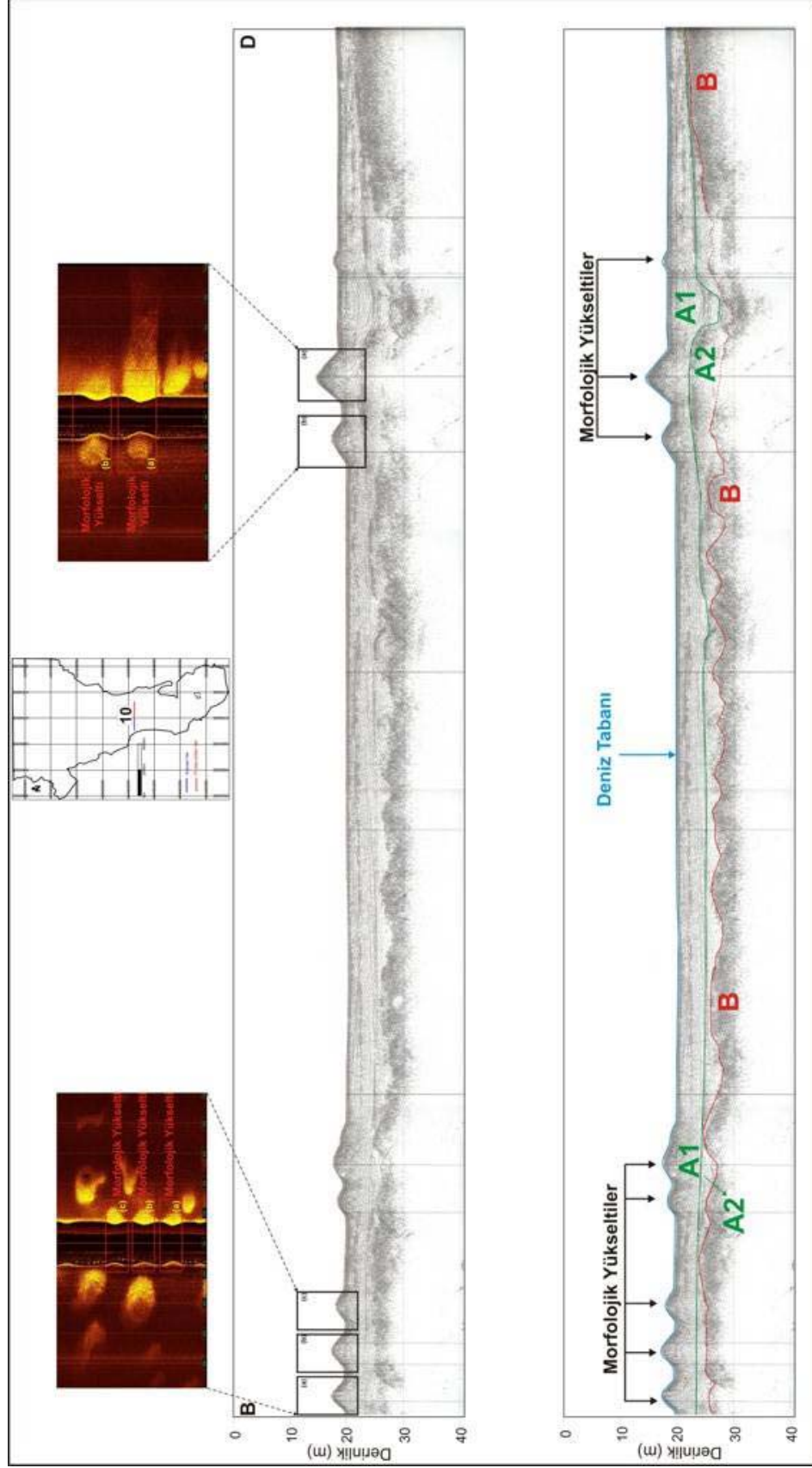
Şekil 5.19.3 nolu sismik hat



Şekil 5.20 6 nolu sismik hat



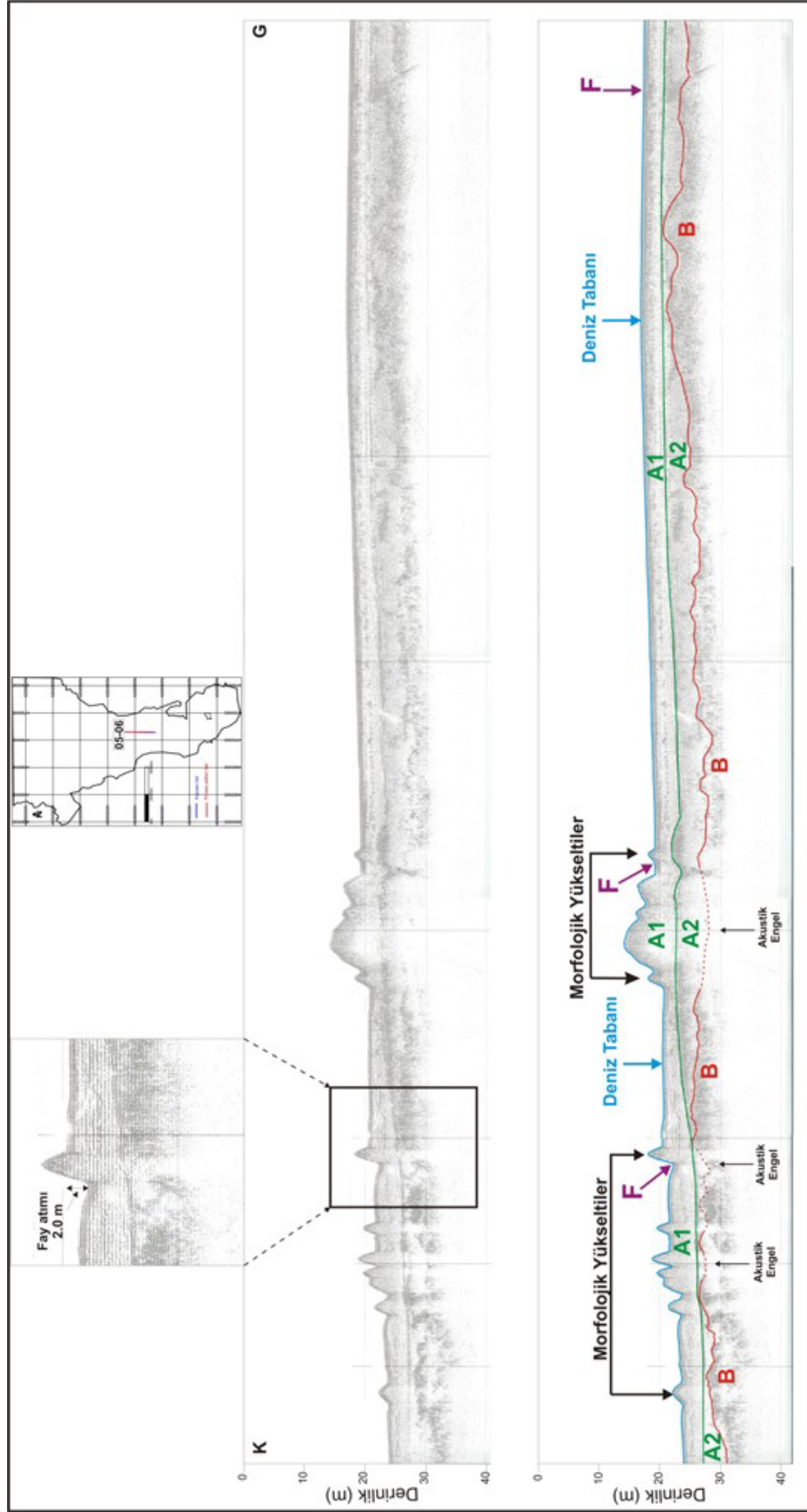
Şekil 5.21 8 nolu sismik hat



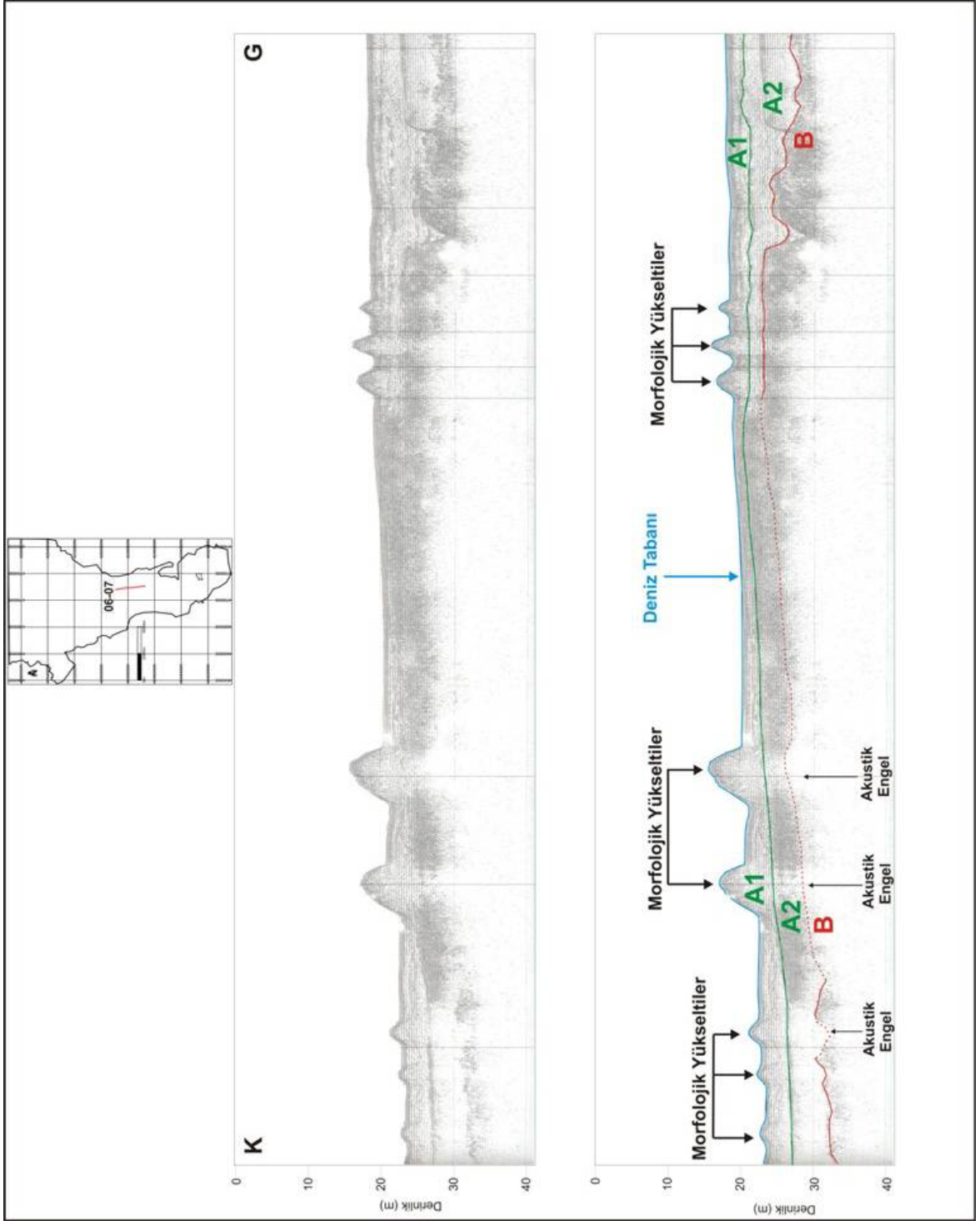
Şekil 5.22 10 nolu sismik

Körfezin orta kesiminde K-G doğrultusunda yer alan 05-06 ve 06-07 nolu sismik yansıma profilleri Morfolojik yükseltilerinin yoğun olarak gözleendiği profillerdir (Şekiller 5.23, 5.24). Birinci sediment katmanı (A) ile kara jeolojisinden karstik kireç taşı olarak yorumlanan belirgin ikinci sediment katmanı (B) ve birinci katman içerisindeki iki sedimenter istif (A1 ve A2) her iki profil boyunca net bir şekilde izlenmektedir. Şekil 5.23'deki kesidin orta kesimlerinde faylanmalar görülmektedir. Faylar arasındaki alanda B birimi üst yüzeyinin (reflektör) ondülasyonlu yapısını kısmende olsa kaybettiği gözlenmiştir. Faylanmaların dışındaki kesimlerde ise iki sediment katmanının belirgin bir şekilde birbirlerinden ayrıldıkları takip edilebilmektedir. Kesidin kuzey tarafında yer alan fayın düşey atımı yaklaşık olarak 2 m'dir.

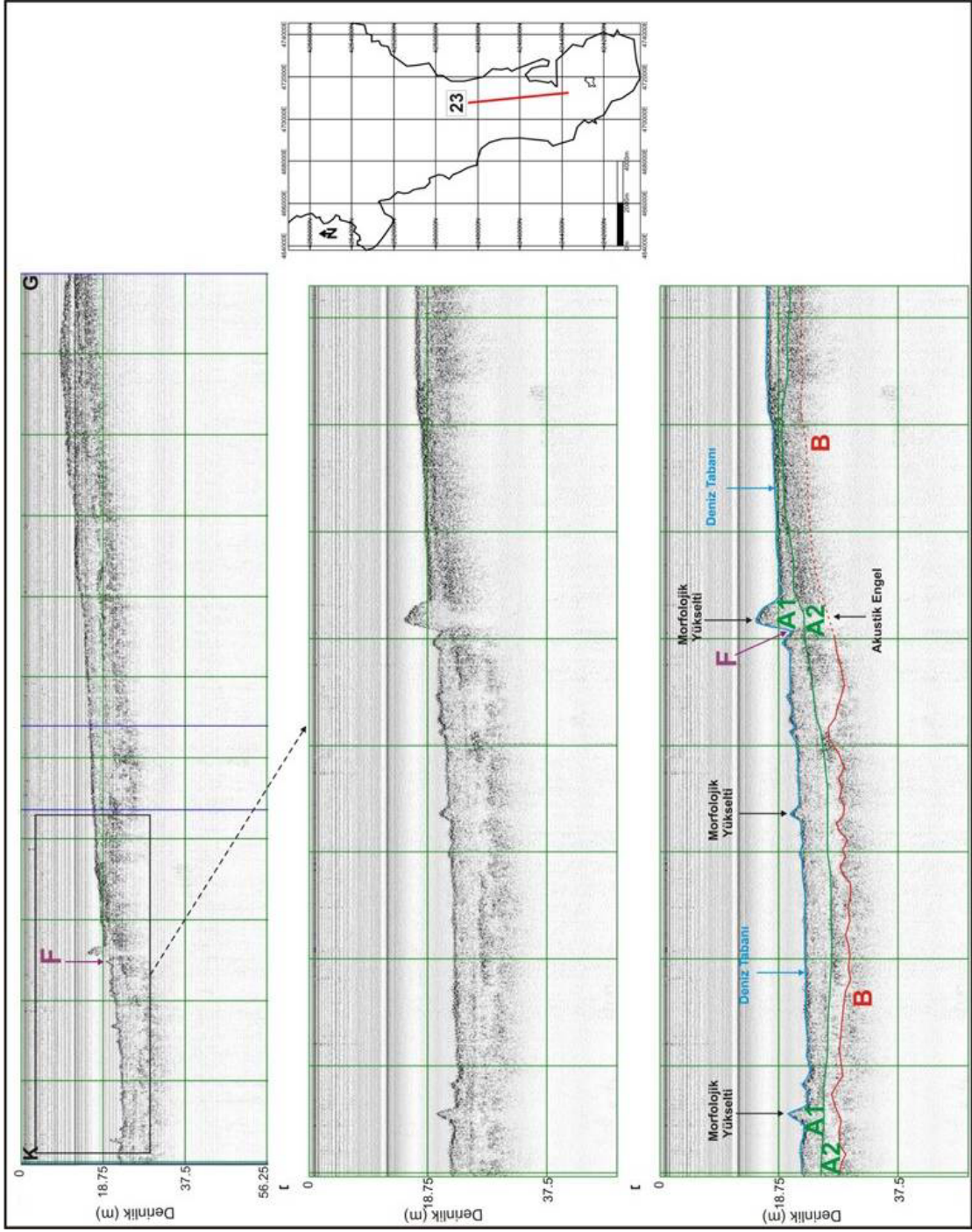
Şekil 5.25'de verilen 23 nolu sismik yansıma profili Gülbahçe Körfezi'nin orta yarısında G-K yönelimli koşulan bu kesit -25 m su derinliğinden başlayarak, güney'de -10 m'lik sığlığa kadar olan körfez tabanını içermektedir. Uzunluğu 6 km olan sismik yansıma kaydının kuzey kesiminde irili, ufaklı yoğunlaşan morfolojik yükseltilerin yaklaşık 23 m ile 80 m genişliğinde, 1 m ile 4,5 m yüksekliğinde oldukları tespit edilmiştir. Üstdeki sediment istifinin kalınlığı kuzeyde 6,5 m olup güneye doğru 3 m'ye kadar incelmektedir. Kesidin kuzeyine doğru belirgin boyutlarıyla dikkat çeken yükseltinin sınırındaki faylanmanın yüzey etkisi net bir şekilde takip edilebilmiştir. Ancak morfolojik yükseltilerinin yarattığı akustik engellemeden doğan penetrasyon kaybından dolayı fayın daha derinlerdeki devamı net bir şekilde izlenememektedir.



Şekil 5.23 05-06 nolu sismik hat



Şekil 5.24 06-07 nolu sismik hat

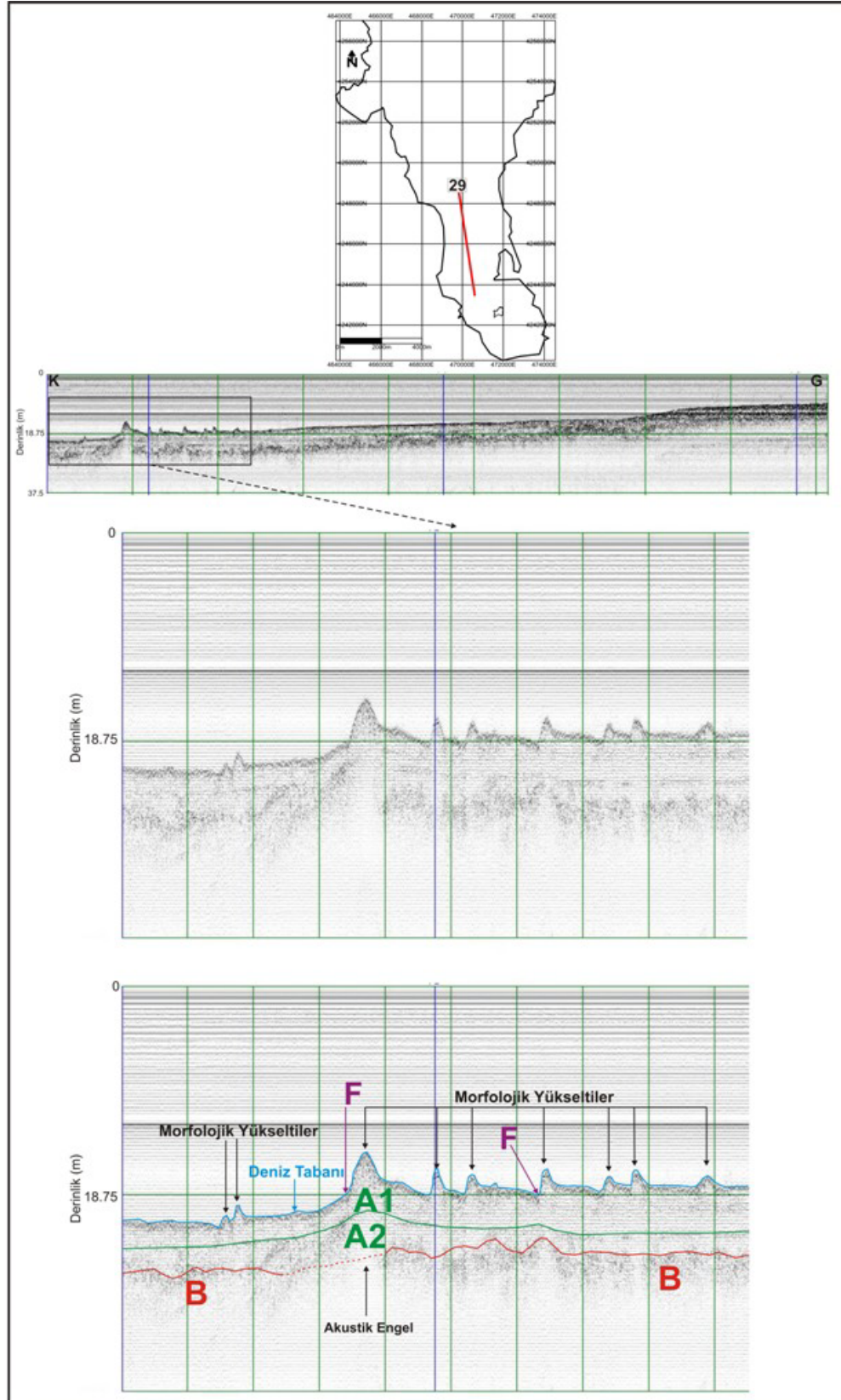


Şekil 5.25.23 nolu sismik hat

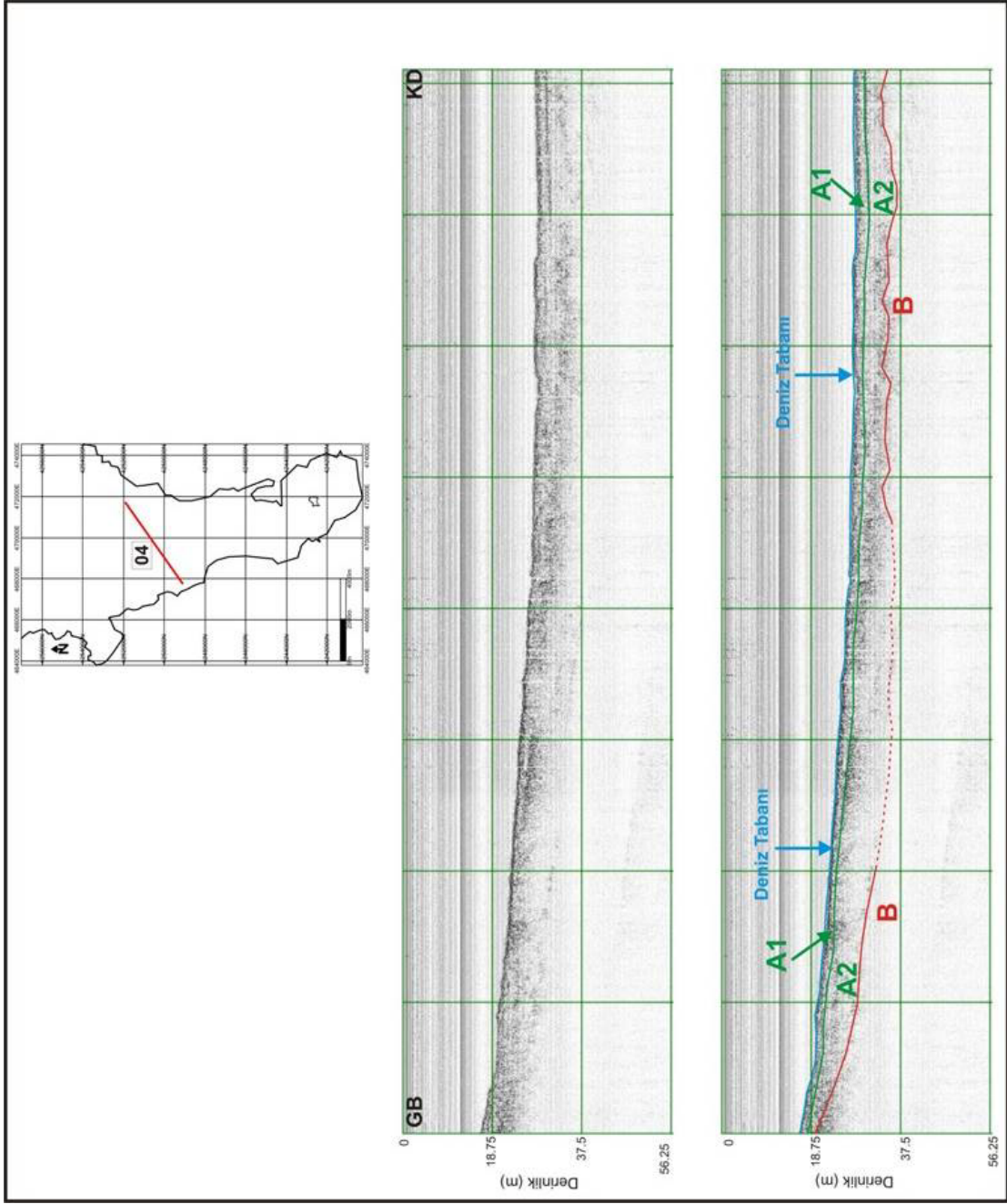
Şekil 5.26'daki 23 nolu hatta paralel koşulan 5 km uzunluğundaki 29 nolu sismik yansıma profilinin kuzey kesiminde yoğunlaşan yükselti yapılarının yanı sıra bu alanlarda olası su çıkışlarınınada rastlanmıştır. Yükselti hattın orta kesimde yaklaşık olarak 1,2 km'lik bir mesafe içerisinde odaklanmışlardır. Yükseklikleri 0.6 m ile 2 m arasında, genişlikleride 15 m ile 34 m arasında değişen yükselti yapılarının yoğunlaştığı alandaki sediment kalınlığı 3 m olup kuzey kesime doğru 6,5 m'ye kadar kalınlaşmakta, güney kesimde ise 3 m' ye kadar incelmektedir. Kayıdın sol tarafından (K kesiminden) sırasıyla; yaklaşık 500 m ve 940 m uzakta olan iki morfolojik yükseltinin sınırında yüzeye kadar atımı net bir şekilde görülebilen aktif faylar izlenebilmektedir. Bu fayların atımları yaklaşık olarak 1,5'dir.

Akustik maskeleye etkisinin kesit boyunca hakim olduğu, -17 ile -29 m su derinlikleri arasındaki GB-KD uzanımlı 04 nolu profilde morfolojik yükseltilere rastlanmaması dikkat çekici bir durumdur (Şekil 5.27). Kesitin KD kesiminde toplam kalınlığı 6 m'ye ulaşan iki adet sediment katmanı net olarak izlenmesine karşın kesitin GB ucuna doğru netliği azalan sedimentin kalınlığı daha azdır (3,5 m). Çalışma alanında yoğun bir şekilde izlenebilen karstik kireçtaşları bu kesitte penetrasyonun zayıf olmasına karşın takip edilebilmektedir.

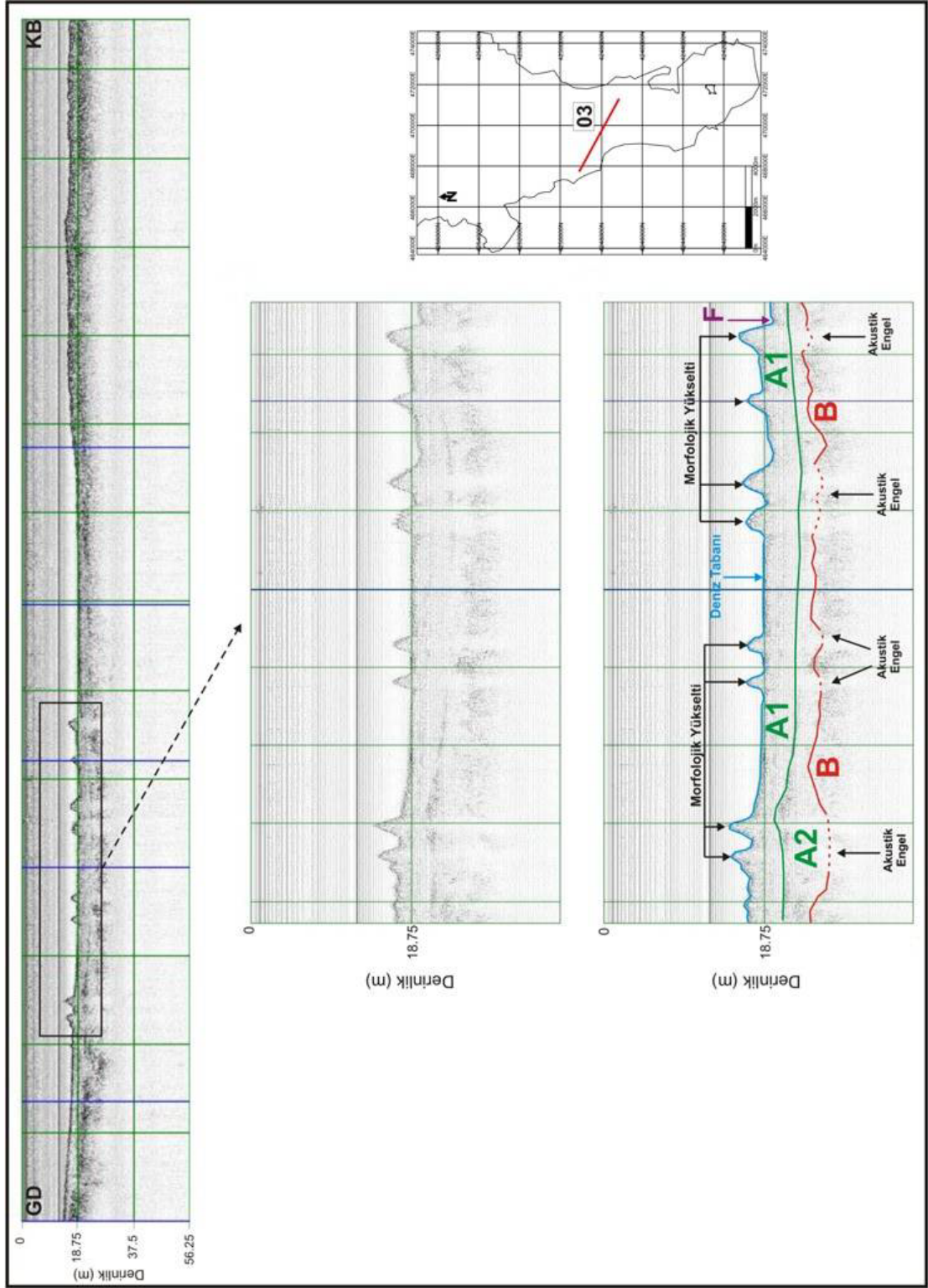
GD-KB yönlü 03 nolu sismik kesitte morfolojik yükselti yapılarının kesidin GD kesimine doğru yoğunlaştığı gözlenmektedir. Kesidin orta kesiminde doğrultu atımlı fayın devamının yüzey etkisi net bir şekilde takip edilebilmektedir (Şekil 5.28). Yükselti yapılarının yüzey etkilerinin gözlemlendiği kesimde A ve B birimlerini ayıran reflektör körfezin ortasına kadar izlenebilmektedir. KB yönüne doğru iki birim arasındaki reflektör seviyesi netliğini kaybetmektedir.



Şekil 5.26 29 nolu hat



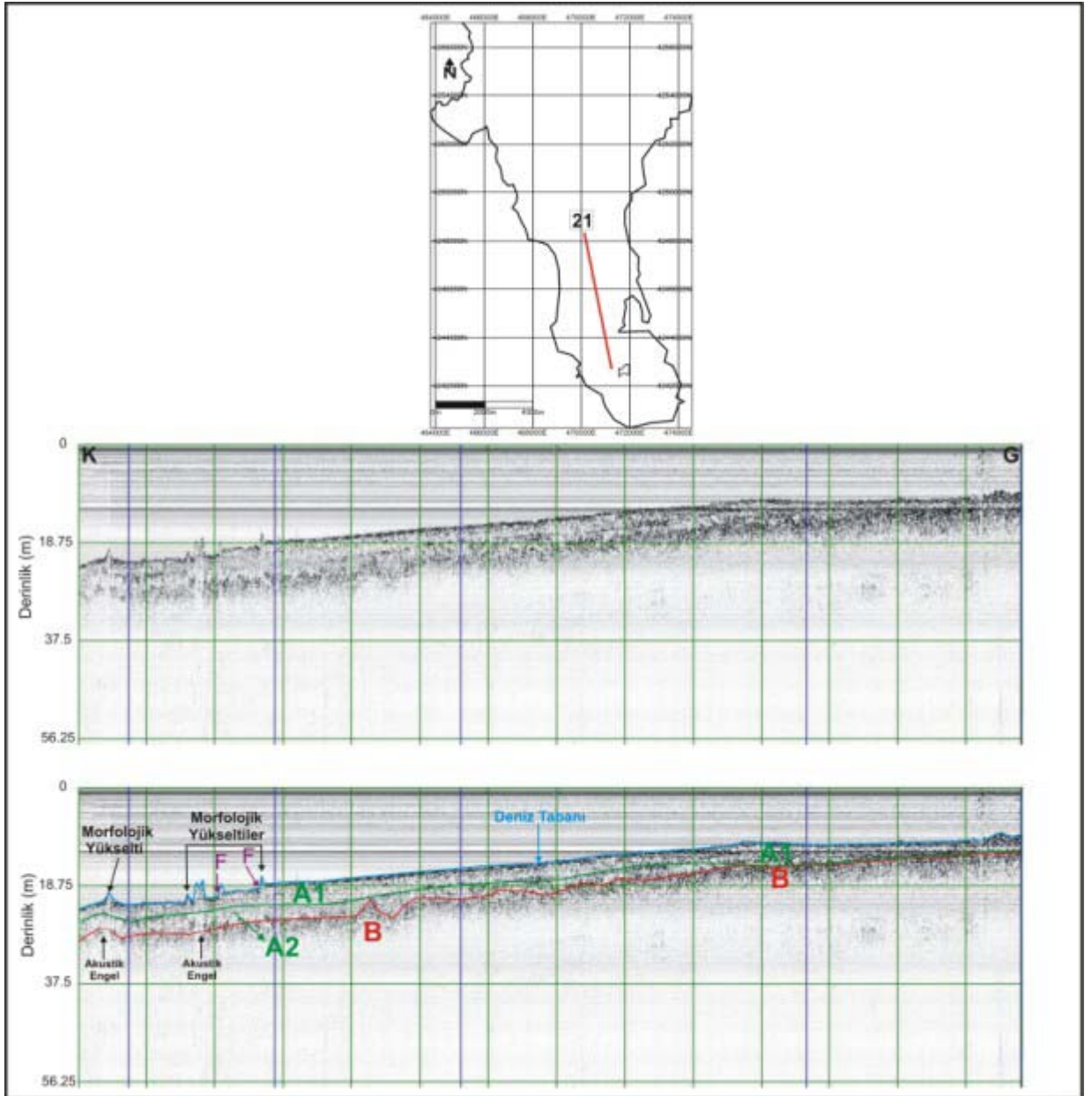
Şekil 5.27 04 nolu hat



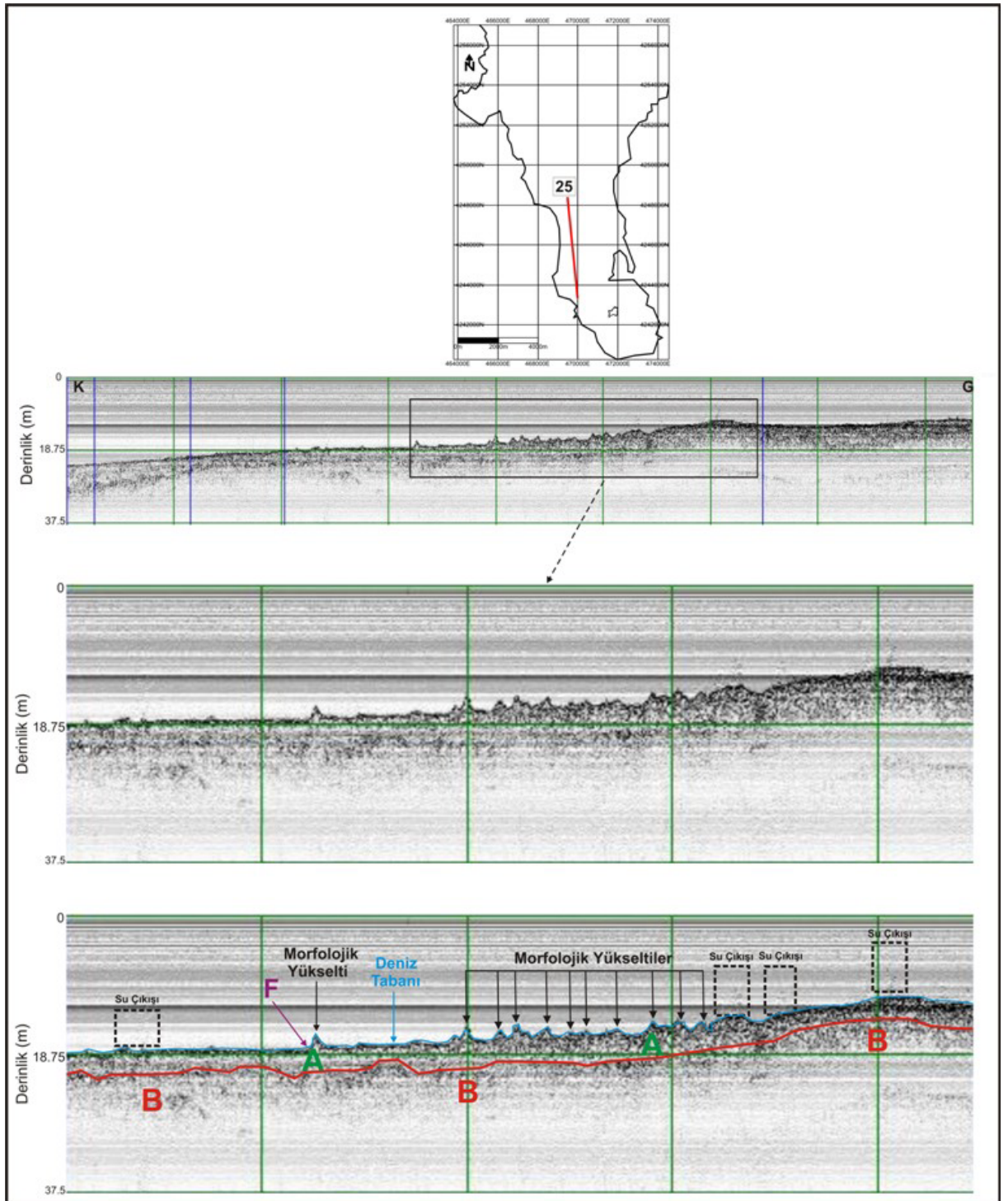
Şekil 5.28.03 nolu sismik hat

KB-G yönlü 21 nolu profilde kuzey ucunda ayırtlanan iki sediment katmanının güney'e doğru incelendiği, ikinci tabakanın üst dokanağının birinci tabakanın alt dokanağını üstlediği gözlenmiştir (Şekil 5.29). Sismik kesitlerin genelinde tespit edilen, ortalama 5-6 m kalınlıkdaki sedimenter istifin altında yansıma yüzeyi veren ve çevre jeolojisinden karstik kireç taşı olarak yorumlanan belirgin B ünitesi özellikle morfolojik yükseltelerin olduğu yerlerde kaotik bir yapıya sahiptir. Profilin kuzey kesiminde gözlenen yükseltelerin neden olduğu akustik maskeleyme etkisi penetrasyonu neredeyse yok denecek kadar azaltmıştır. Buda sediment katmanlarının takip edilmesini engellemiştir. Kuzey kesimde 1,5 km'lik bir mesafede yoğunlaşan yükselteler yaklaşık olarak 4 m yükseklikte, 43 m genişliktedirler. KB kesiminin sırasıyla; 1 km ve 1,5 km alanlarında gözlenen morfolojik yükseltelerin sınırlarında atımları sırasıyla 1 m ile 2 m olan birbirlerini basamak gibi izleyen aktif faylar izlenmiştir.

Gülbahçe Körfezinin batı ucunda kayıtlanmış K-G yönelimli 25 no'lu sismik yansıma profili 4 km uzunlukta olup, yüksekliği 0,5 ile 2,5 m arasında ve genişliği de 1,5 ile 30 m arasında değişen yoğun Morfolojik Yükseltelere sahiptir (Şekil 5.30). Yükselteler 1,5 km'lik bir alan içerisinde yer almaktadırlar. Güney kesime doğru yükselti alanlarının dışında deniz tabanı üzerinde olası su çıkışları izlenmektedir. Birinci A katmanının kalınlığı kuzey kesimde 7 m iken güney'e doğru kalınlığı 2 m'ye kadar azalmaktadır. A katmanı içerisindeki penetrasyonun çok zayıf olması nedeniyle bu seviyenin alt katmanlarını oluşturan A1 ve A2 seviyeleri takip edilememektedir. Atımı 0,5 m olan yaklaşık olarak kayıdın orta kesimindeki yükseltinin sınırında bir fay izlenmektedir.

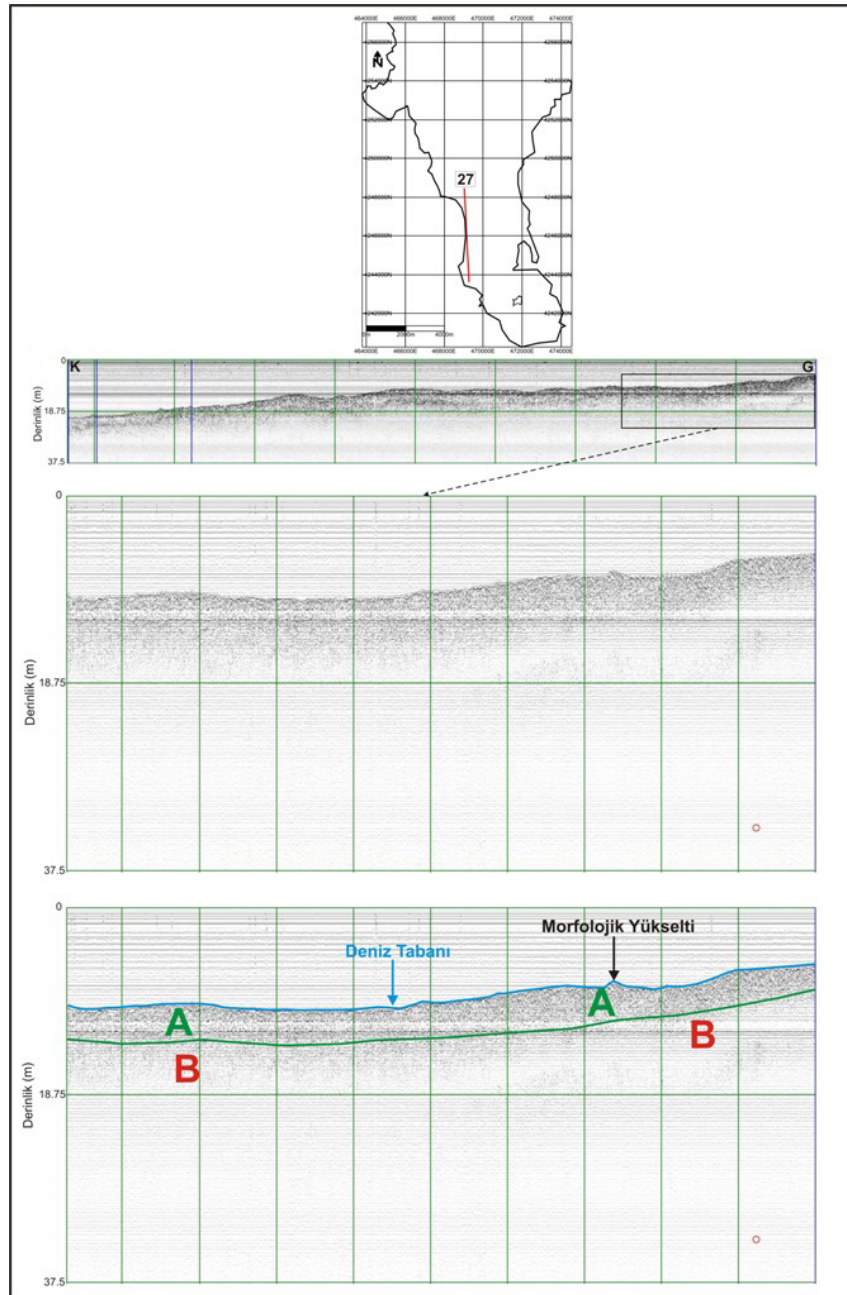


Şekil 5.29 21 nolu hat



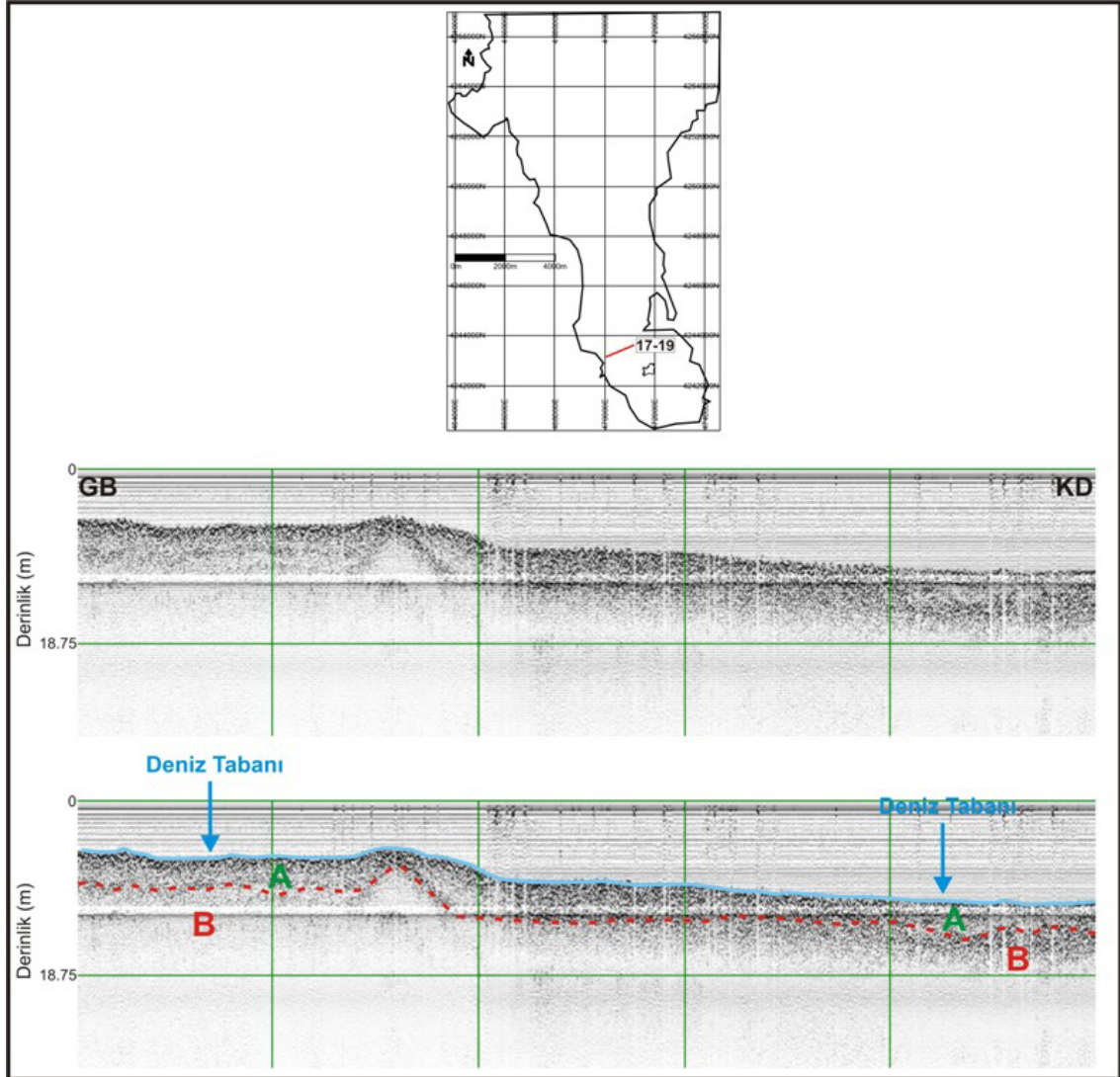
Şekil 5.30 25 nolu hat

Şekil 5.31’de verilen 27 nolu sismik yansıma profili Gülbahçe körfezinin batı sınırında kuzey-güney yönelimli koşulan bu kesit –19 m su derinliğinden başlayarak güneyde -5 m’lik sığlığa kadar körfez tabanını içermektedir. Bu kesitte penetrasyon azdır. Kuzeyden itibaren 4-5 m kalınlıkta olan ayırtedilebilir yüzey sedimentleri 3,5 km’lik bir alan içerisinde yer almaktadır. Önceki kesitlerde görülen fayın devamı hem penetrasyonun çok zayıf olması hem de ortamın yumuşak bir sediment yapısına sahip olması nedeniyle takip edilememektedir.

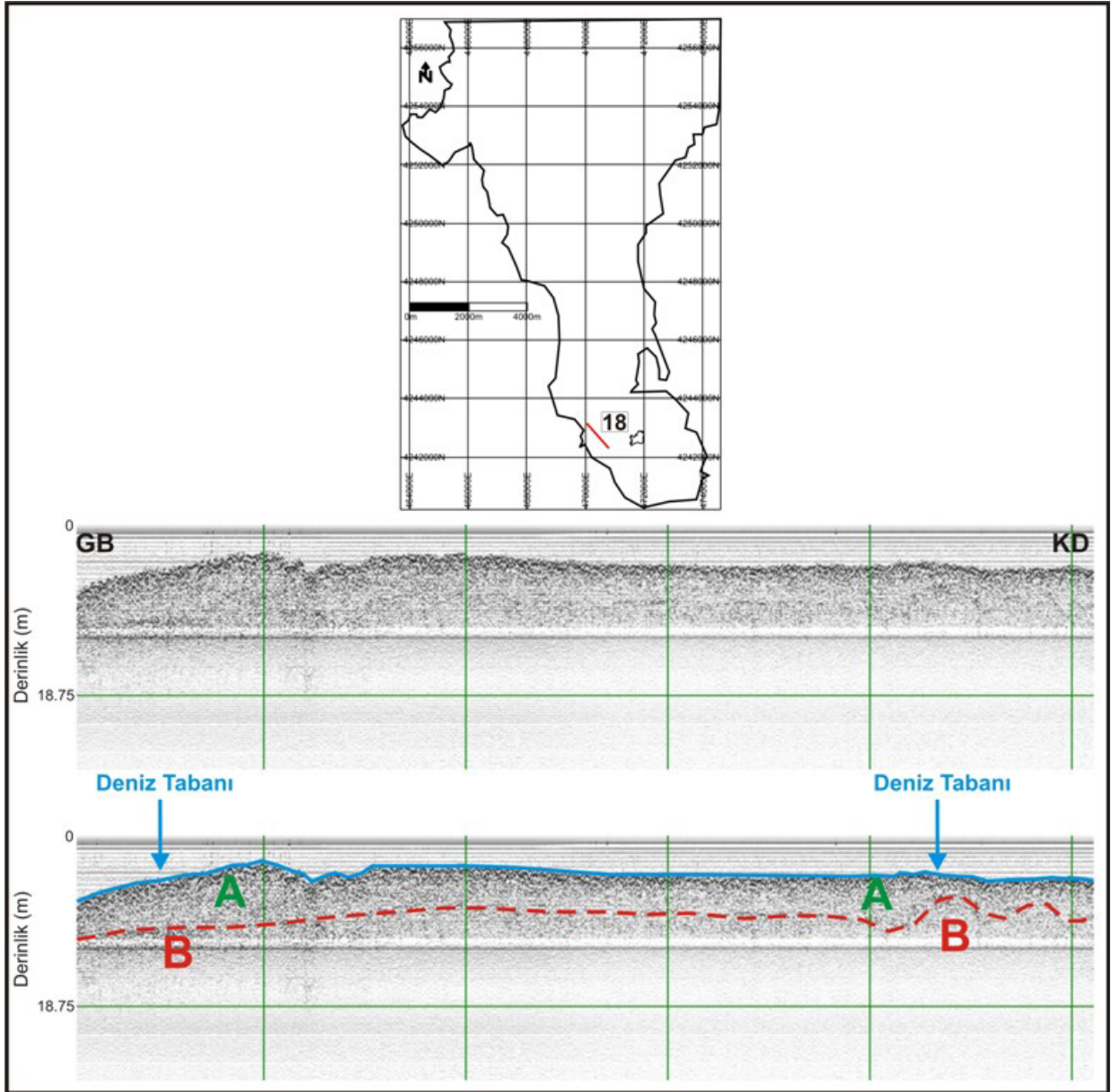


Şekil 5.31 27 nolu hat

Gülbahçe Körfezinin güney kesiminde yer alan 17-19 nolu sismik yansıma profili 1,5 km uzunluğundadır (Şekil 5.32). Profilde deniz tabanı üzerindeki yükselimler gözlenmemekle birlikte, olası su çıkışları aralıklı olarak deniz tabanı üzerinde izlenebilmektedir. Körfezin güneyinde yaklaşık olarak -7 m su derinliğinde ki GD-KB yönlü 18 nolu profilde de, mevcut yükselimlere rastlanılmamaktadır (Şekil 5.33). Diğer tüm sismik yansıma kesitlerinde gözlenen iki sedimet katmanı düşük penetrasyon nedeniyle bu iki sismik yansıma kaydında takip edilememektedir. Karadaki Gülbahçe termal çıkışına yakın olan bu lokasyonlarda mercan etkisiyle oluşan yükselti yapılarının gözlenmemiş olması dikkat çekici bir özelliktir. Körfezin güneyinde mevcut olan İçmeler ve Ova soğuk su çıkışlarının bu alandaki termal dengeyi bozarak mercanların çoğalmasına engel olduğu şeklinde düşünülmektedir.

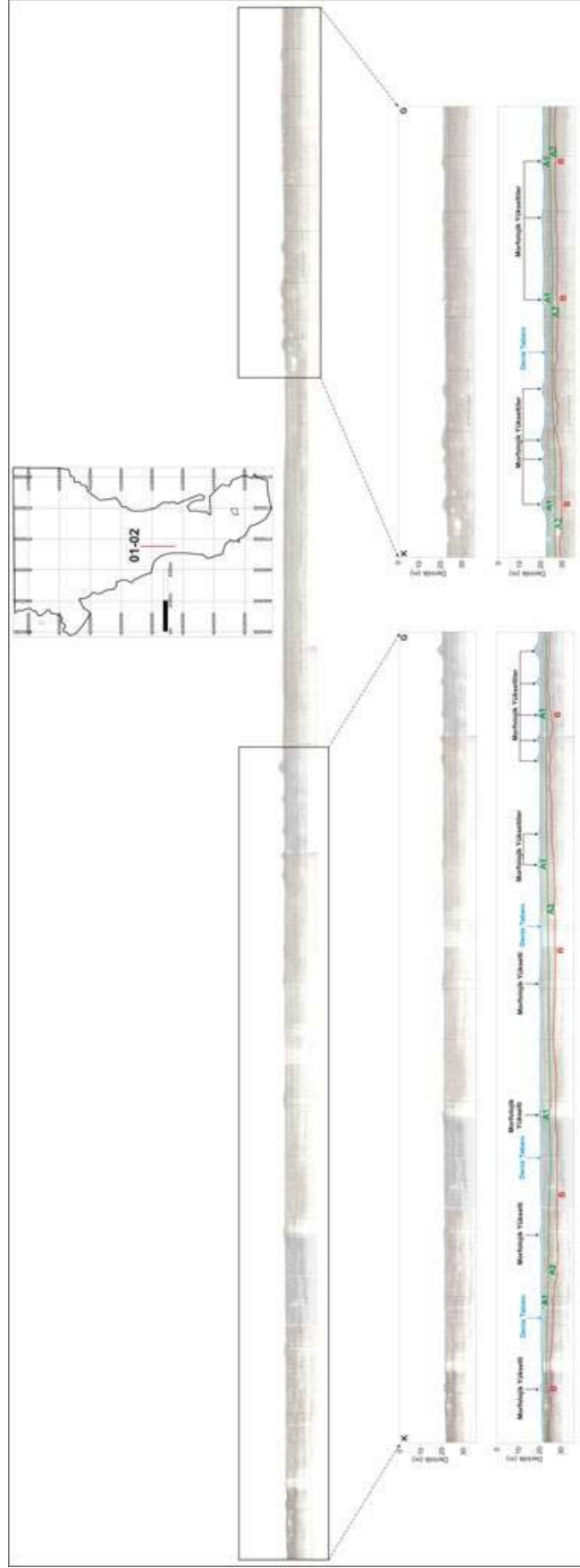


Şekil 5.32 17-19 nolu hat

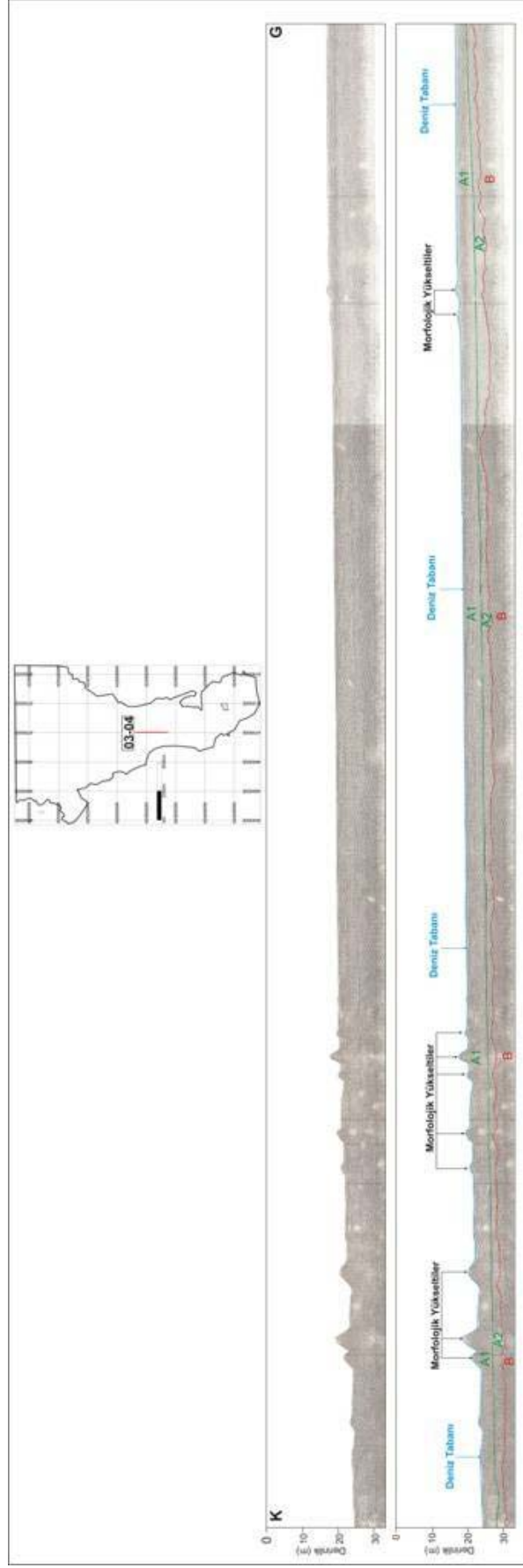


Şekil 5.33 18 nolu hat

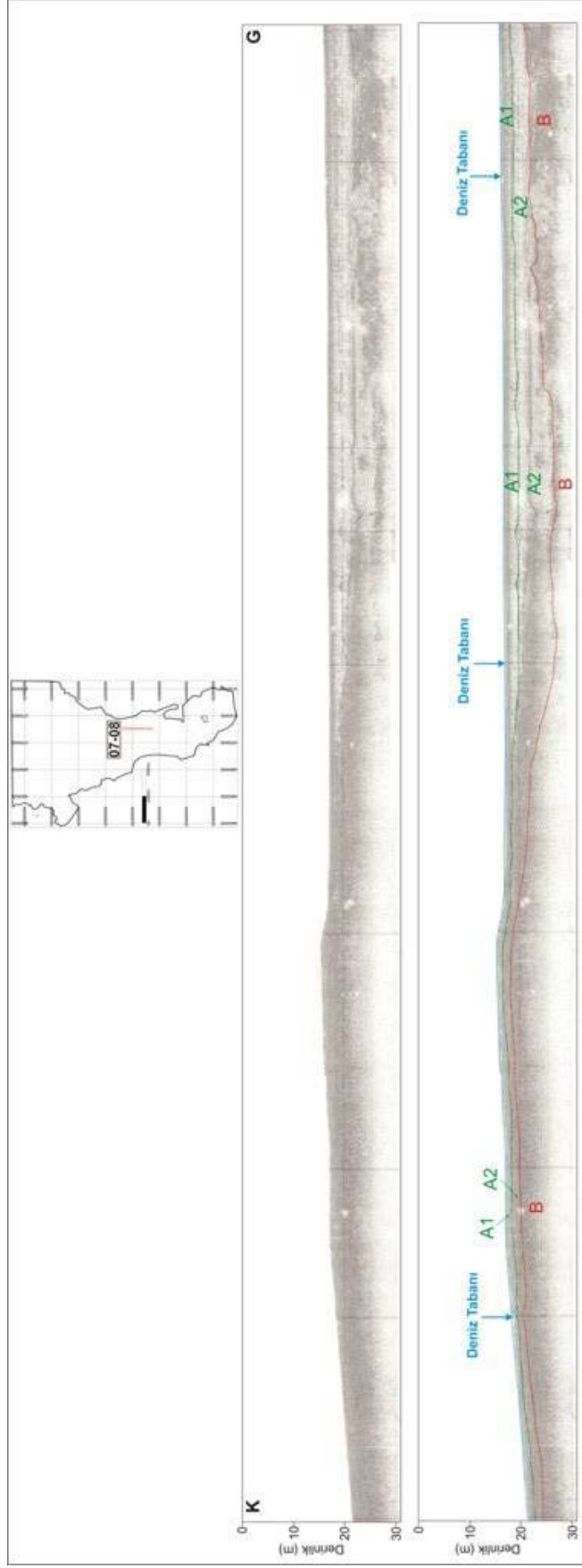
Gülbahçe körfezinde kuzey-güney yönelimli koşulan 01-02 (Şekil 5.34), 03-04 (Şekil 5.35) ve 07-08 (Şekil 5.36) nolu sismik yansıma profillerinde A ve B birimlerinin sırasıyla alt ve üst sınırları net bir şekilde izlenebilmektedir. 01-02 nolu profilde kuzey ve güney uçlarına doğru morfolojik yükseltelerin yoğunlaştığı gözlenmektedir. A1 biriminin kalınlığı 2 m ile 3,5 m arasında değişmektedir. A2 birimide 1,0 m ile 3,0 m arasında değişen bir kalınlığa sahiptir. K-G yönelimli 03-04 nolu profil de A1 birimi kesit boyunca kalınlığı 3,0 m ile 3,5 m arasında değişen bir kalınlığa, A2 birimide 2 m ile 2,5 m arasında değişen bir kalınlığa sahip olduğu gözlenmektedir. Kesit boyunca gözlenen yükseltelerin kuzey kesimde yoğunlaştığı yüksekliklerinin 3,5 m ile 1 m arasında, genişliklerinin 10 ile 28 m arasında değiştiği tespit edilmiştir. Diğer bir kuzey güney yönlü koşulan 07-08 nolu profil de mercan kümelenmesinin etkisiyle oluşan morfolojik yükselti yapılarına rastlanmaması dikkat çekmektedir. Bu durum yükselti yapılarını oluşturan canlı tür ve/veya türlerin oluşumu için uygun ortam koşullarının olmadığını düşündürmektedir. A1 birimi kuzey ve güney uçlara doğru 2 m kalınlıkta, A2 birimide kuzey kesimde 1,5 m güneye doğru 2,5 m kalınlıkta iken orta kesimlerde 4,5 m'ye kadar kalınlaşmaktadır.



Şekil 5.34 01-02 nolu hat

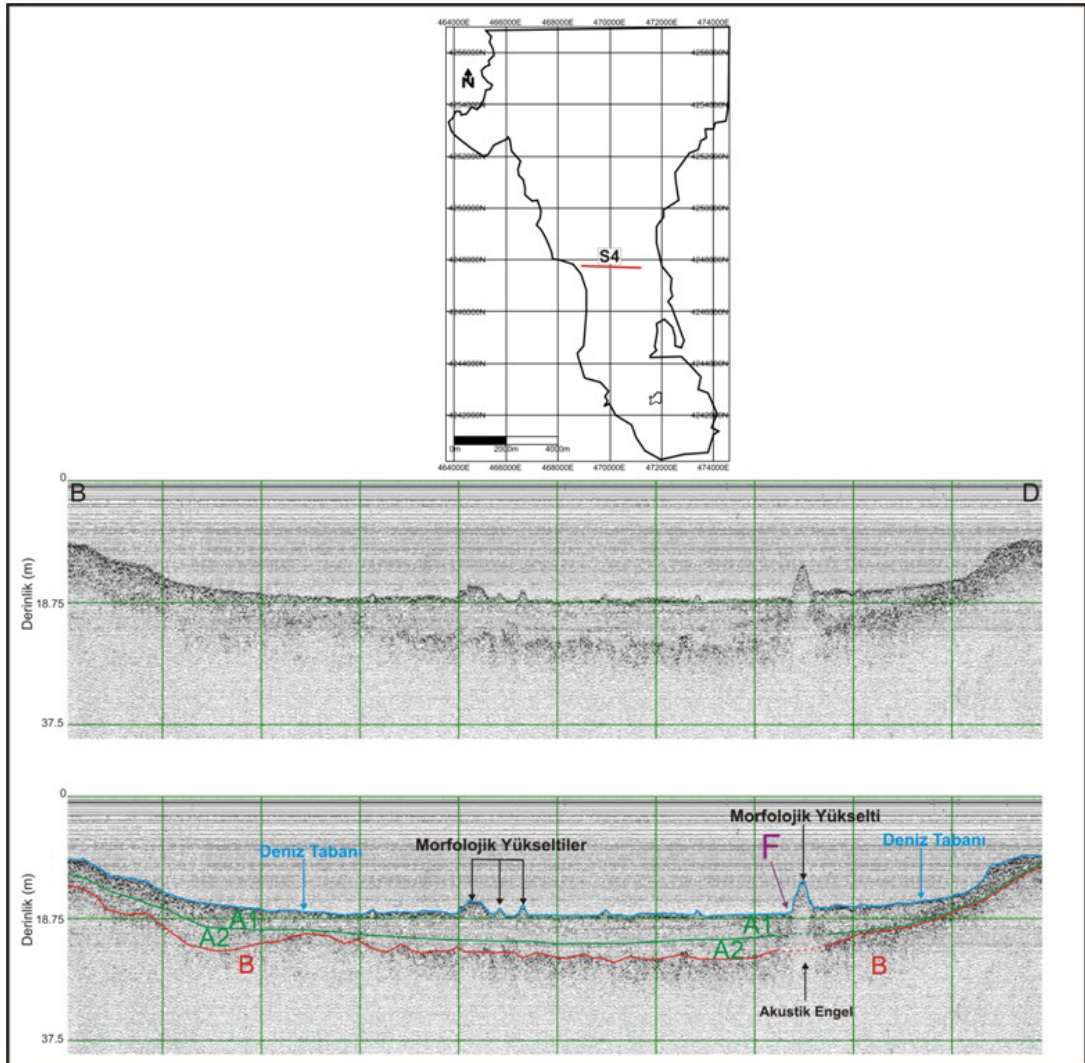


Şekil 5.35 03-04 nolu hat

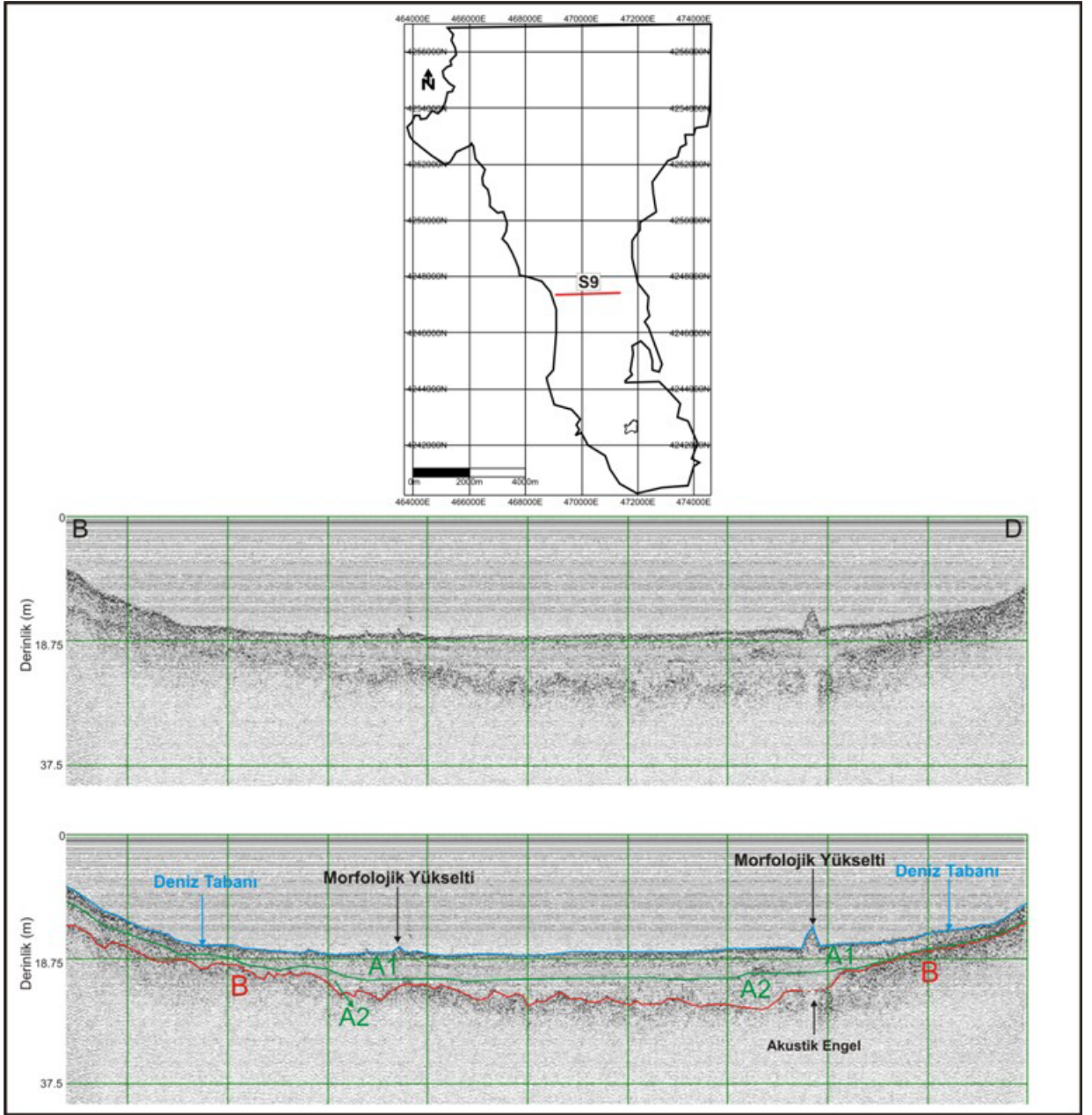


Şekil 5.36 07-08 nolu hat

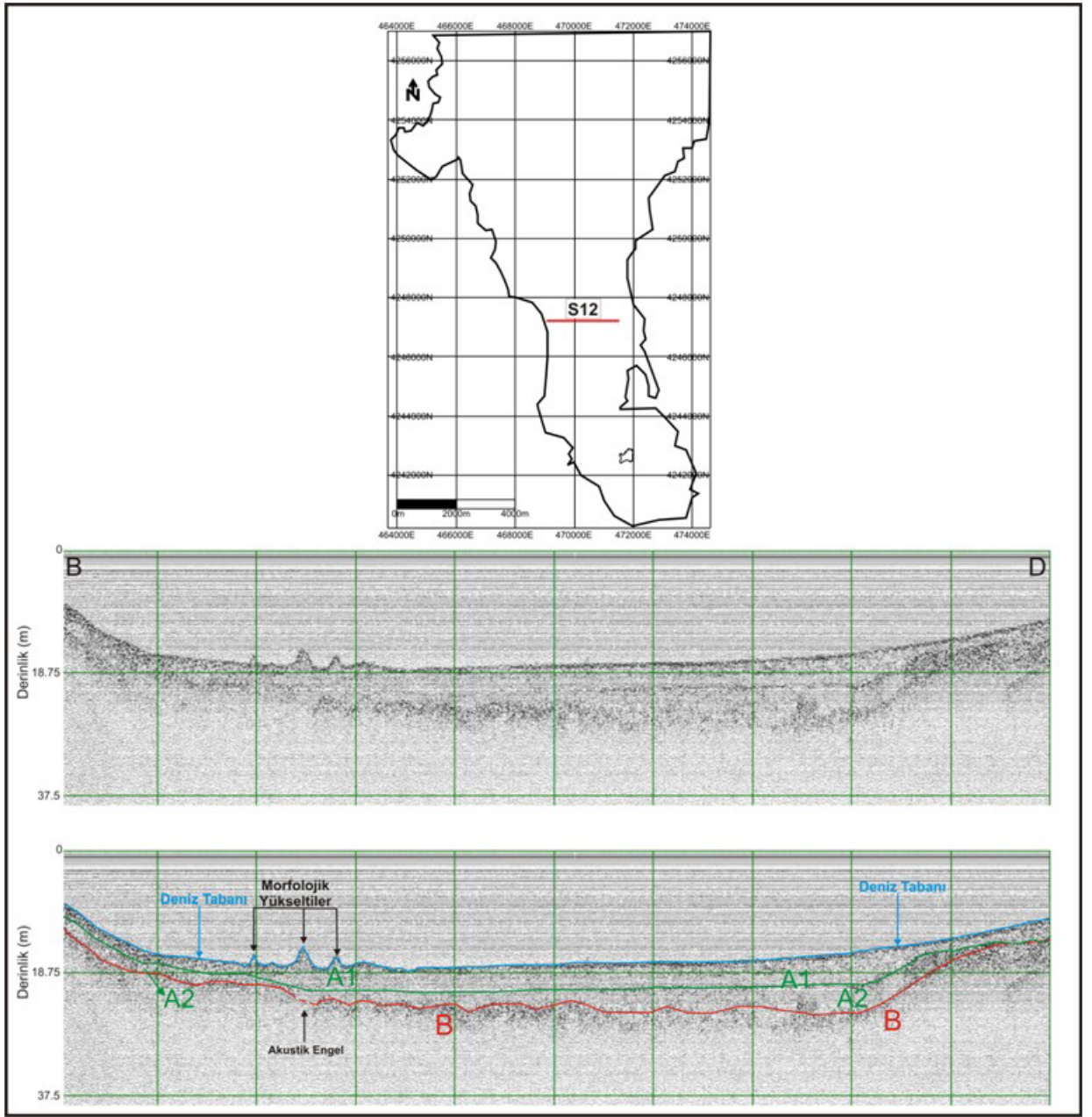
Gülbahçe Körfezi'nin orta kesiminde birbirine paralel ve B-D doğrultusunda koşulan S4 (Şekil 5.37), S9 (Şekil 5.38), S12 (Şekil 5.39), S14 (Şekil 5.40), S17 (Şekil 5.41), S20 (Şekil 5.42) ve S22 (Şekil 5.43) nolu sismik yansıma profilleri incelendiğinde, deniz tabanı üzerindeki yükselimlerin hatların doğu ve batı kesimlerine doğru yoğunlaştıkları gözlenmektedir. S4 kesidinde 4-5 m olan A1 biriminin kalınlığı S22 kesidinde daha azdır (2-3 m). A biriminin kalınlığı ise bu kesitler boyunca 6-7 m olup bir değişim göstermemektedir. Bu kesitlerde yoğunlaşan morfolojik yükseltilerinin yükseklikleri 1,5 m ile 7,5 arasında, genişlikleride 28 m ile 107 m arasında değişim göstermektedir. S20 nolu hatdın doğu kesiminde yer alan 7,5 m yüksekliğe ve 112 m genişliğe sahip yükseltinin sınırında mevcut fayın devamı takip edilebilmektedir.



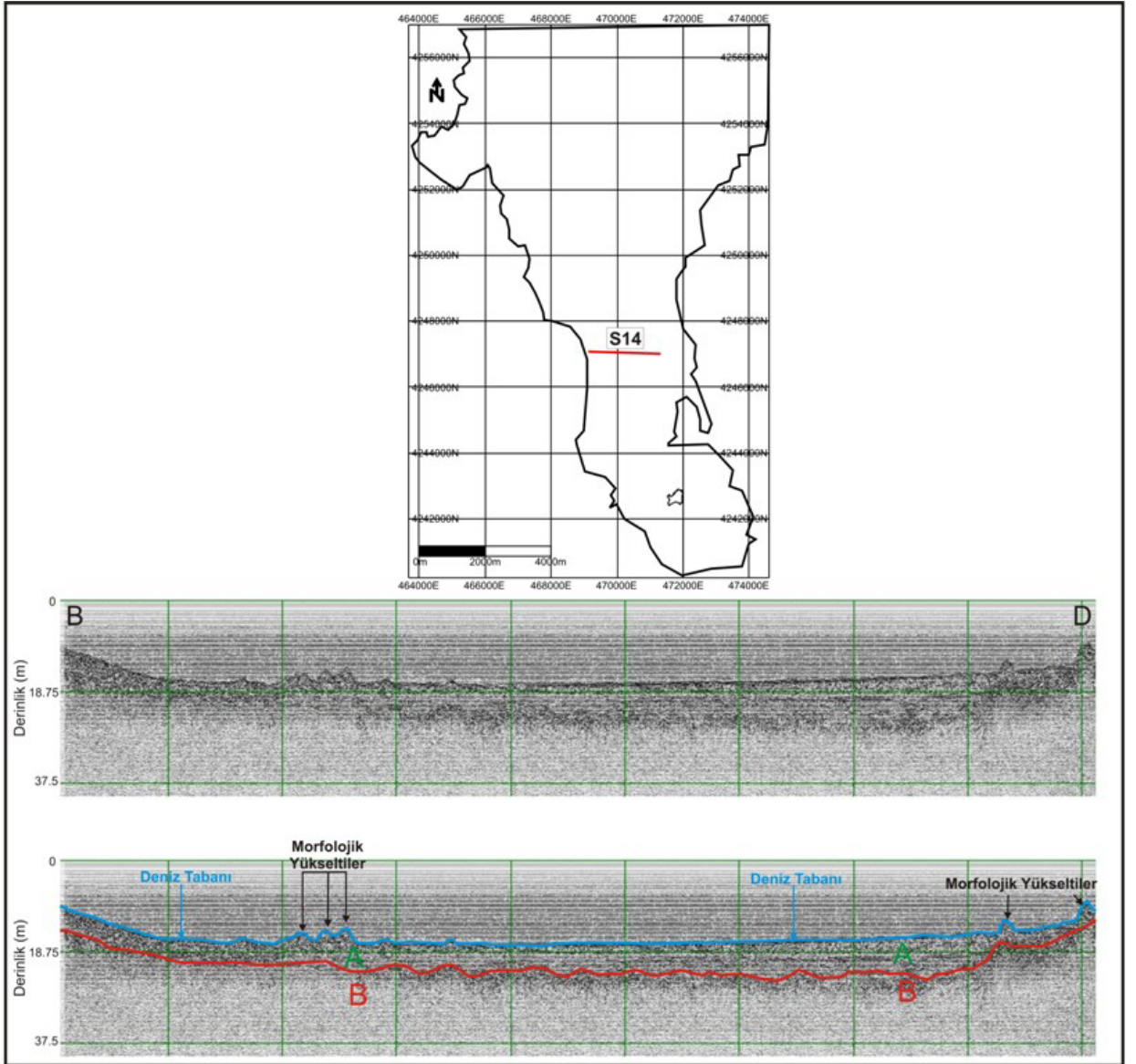
Şekil 5.37 S4 nolu hat



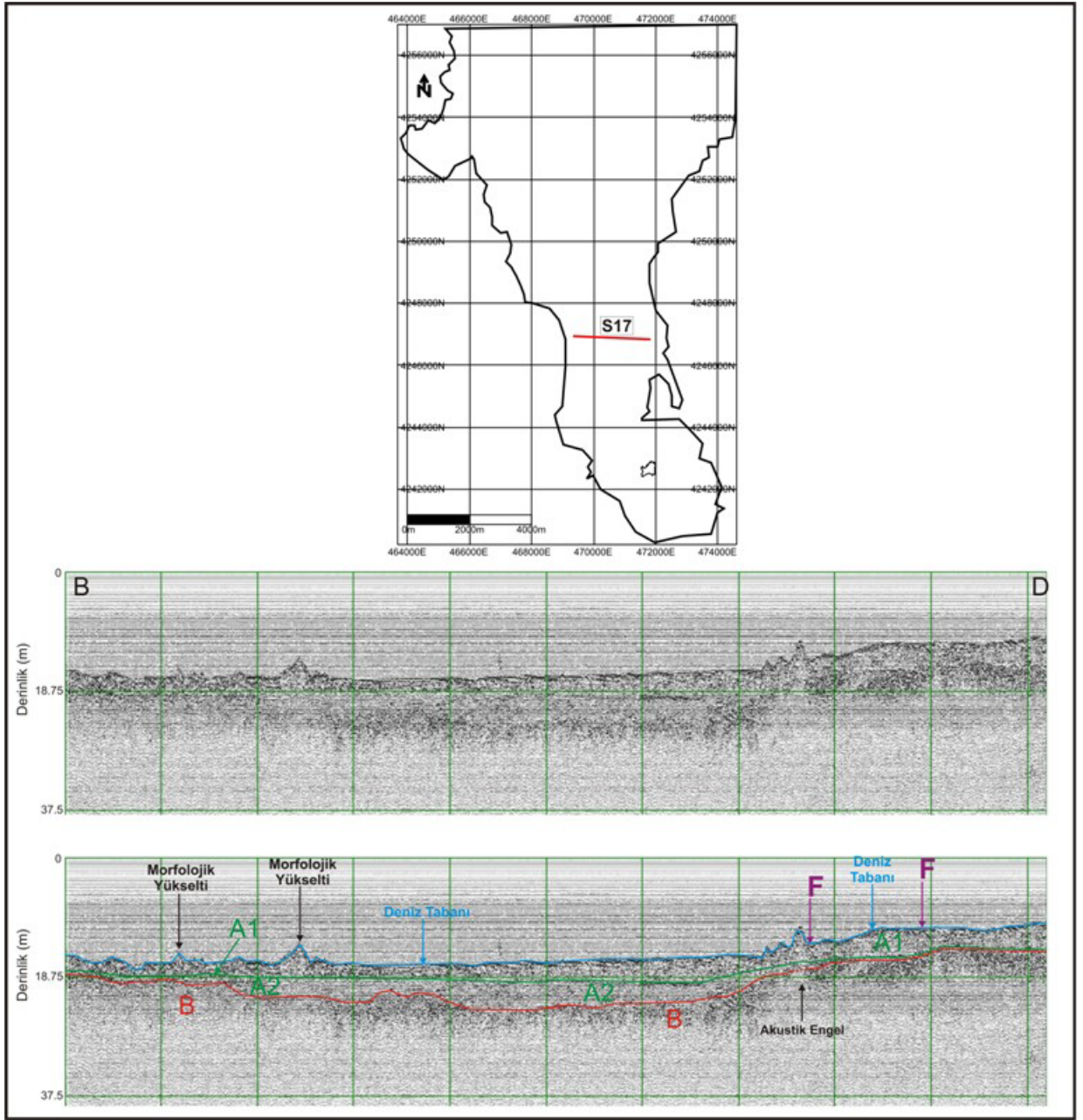
Şekil 5.38 S9 nolu hat



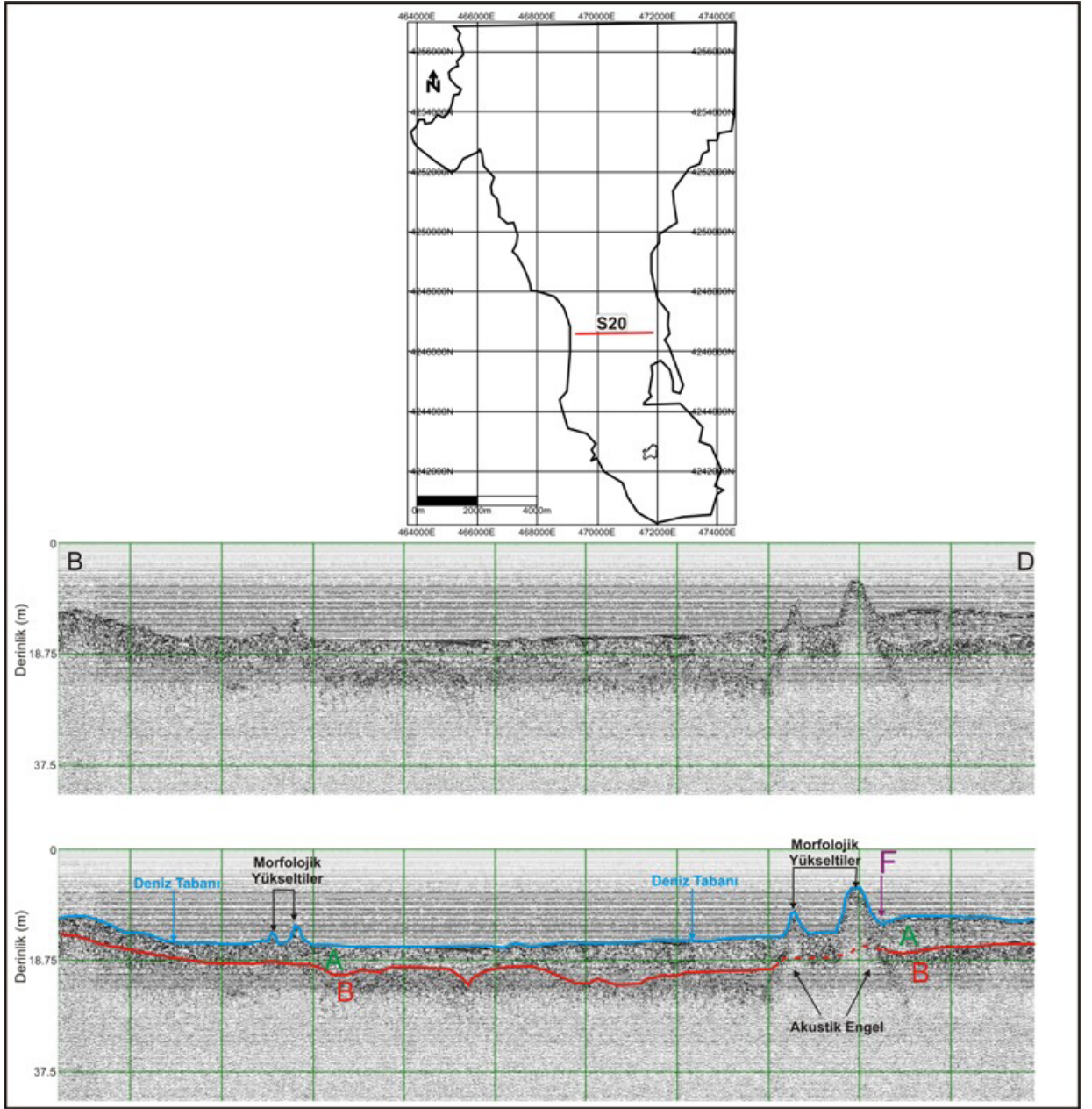
Şekil 5.39 S12 nolu hat



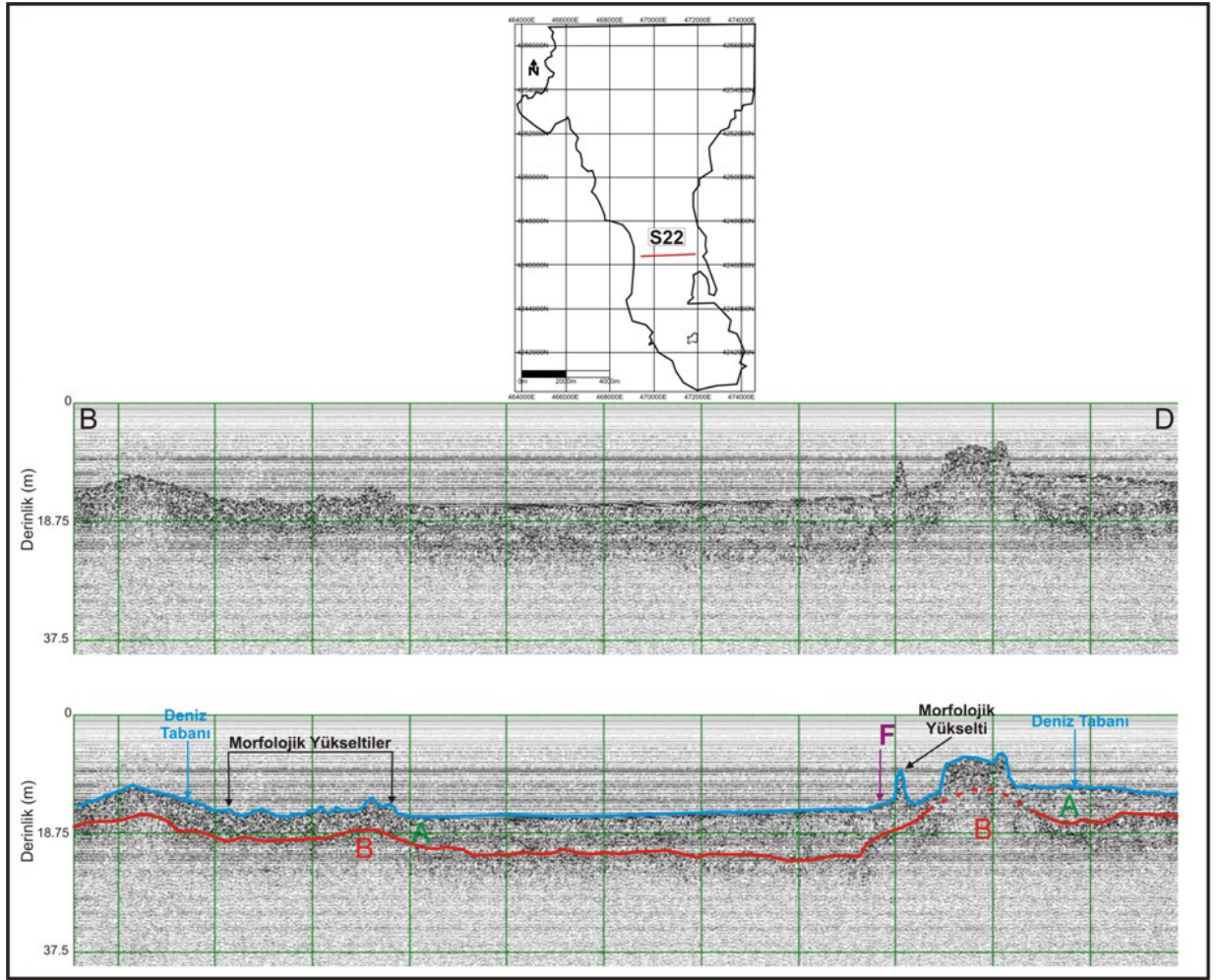
Şekil 5.40 S14 nolu hat



Şekil 5.41 S17 nolu hat



Şekil 5.42 S20 nolu hat



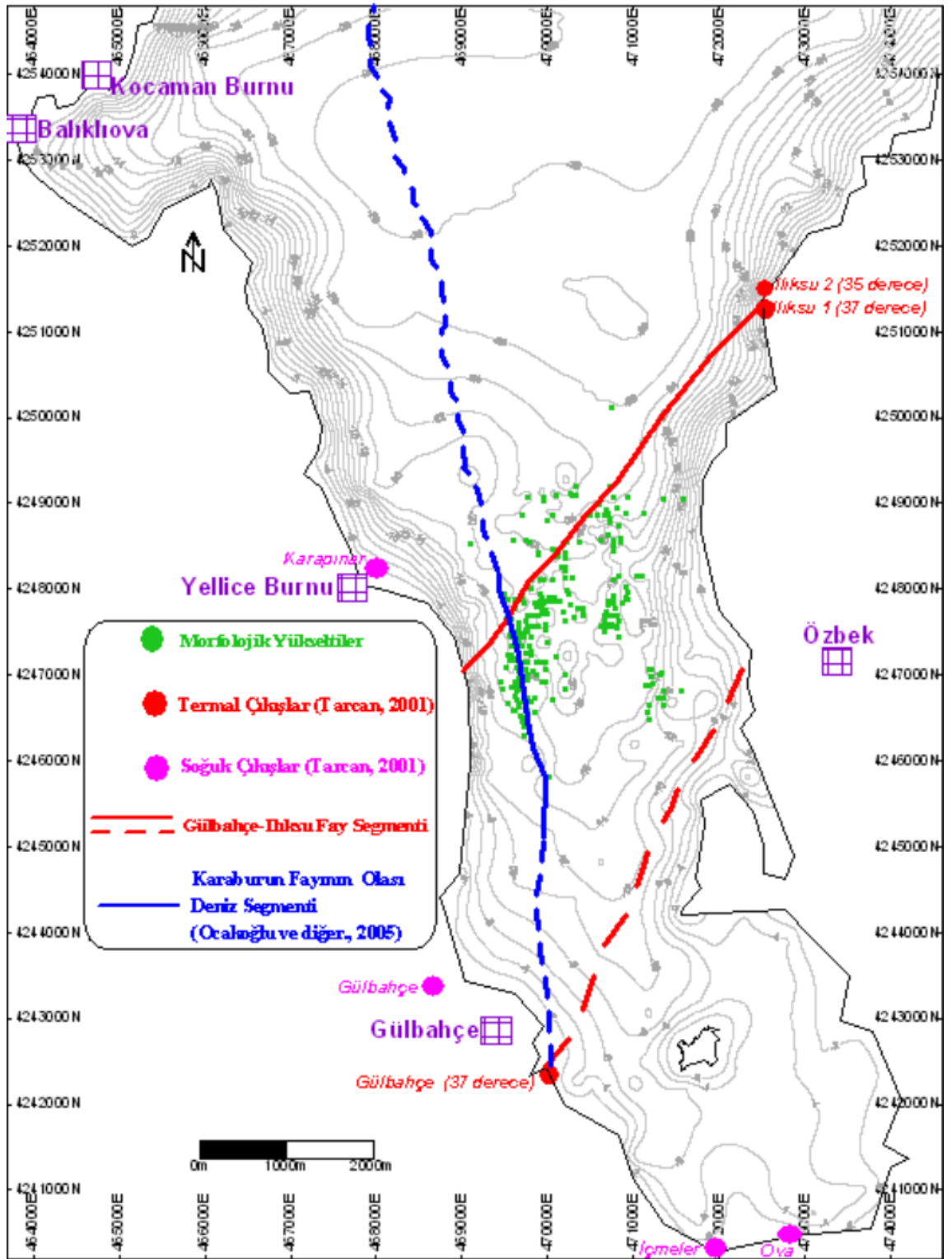
Şekil 5.43 S22 nolu hat

Bu çalışma kapsamında yapılan yüksek ayrımlı sığ sismik çalışmalarla, karada yapılan araştırmalar sonucunda tanımlanan Seferihisar Fay Zonu ile Demircili-Yağcılar Fay Zonlarının güney kesimine doğru Sığacık Körfezi içinde K-G doğrultusunda yer alan Gülbahçe fay zonunun (MTA, 2005; Ocakoğlu ve diğer., 2004, 2005; Sözbilir ve diğer., 2009; Tarcan, 2001) körfez içindeki devamı tespit edilerek bu alandaki güncel tektonik araştırılmıştır. Bu fayın Körfez içindeki devamı Gülbahçe-Ilıksu Fay Segmenti olarak adlandırılmıştır.

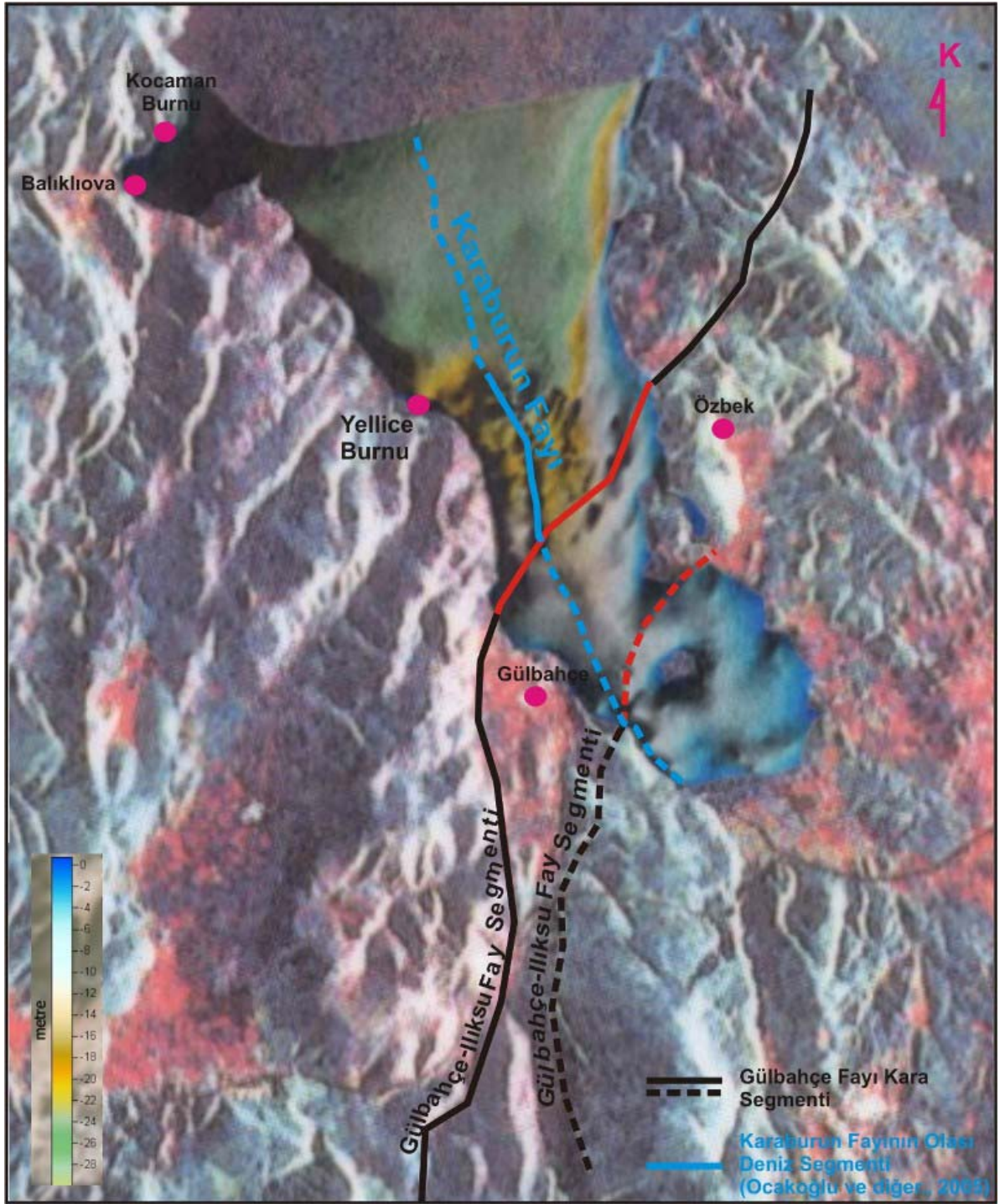
Urla Havzası'nın Yelki-Seferihisar hattı boyunca uzanan doğu kenarını Seferihisar Fay Zonu oluşturur. Fay zonu ortalama K20D gidişli, yaklaşık 2-3 km genişlikte ve 23 km uzunluğundadır. (Şekil 5.44). Urla Havzası'nın batı kenarı, 11

km uzunluğunda ve 2 km genişliğindeki K-G doğrultulu Yağcılar-Demircili Fay Zonu'yla temsil edilir. Bu zon Demircili Köyü güneyinden başlar ve Kuzeye doğru Yağcılar Köyü'nden geçerek Gülbahçe Körfezi'ne kadar uzanır ve Bornova Filiş Zonu kayalarını Miyosen birimlerinden ayırır. Gülbahçe Fay Zonu ile KB-GD uzanımlı sol yönlü doğrultu atımlı faylarla çiçek yapısı oluşturacak şekilde birleşirler (Sözbilir ve diğer., 2009).

Bölgedeki sismik kesitlerde (Şekiller 5.18, 5.19, 5.21, 5.23, 5.25, 5.26, 5.28-5.30, 5.37, 5.41-5.43) yüzeye kadar ulaşan ve karada tanımlanan Gülbahçe Fay segmentinin (Şekil 5.44) denizdeki devamı olan Gülbahçe-Ilıksu fayının, birkaç kırık zon şeklinde KD-GB doğrultulu yüzey kırığı verdiği tespit edilerek, Gülbahçe fayının körfezdeki devamı izlenmiştir (Şekiller 5.45, 5.46). Türkiyenin batısındaki diğer pek çok jeotermal sistemlerde olduğu gibi bu jeotermal alandaki termal su döngüsü ana fay ve kırık zonlarıyla yakından ilişkilidir (Tarcan ve Gemici, 2003). Morfolojik yükseltelerin de Gülbahçe-Ilıksu fayı ile Gülbahçe Fay Zonunun kesim bölgesi çevresinde yoğunlaştığı izlenmiştir. Zaman zaman bu yükseltelerin arasından ve tabandan su çıkışları gözlenmiştir ve sismik kesitlerde bu durum akustik sinyallerin maskelenmesine neden olmaktadır. Bilindiği gibi ılık iklim koşullarında çoğalan mercanların sıcak su çıkışları nedeniyle uygun ortam bulmaları çoğalmalarına neden olmaktadır. Bu bulgular ışığında, sismik verilerden 16 km² 'lik bir zon içerisinde yoğunlaştığı tespit edilen morfolojik yükselti alanları ve civarlarının Körfezdeki termal alanı temsil edebileceği düşünülmektedir. Karada gözlemlenen Ilıksu ve Gülbahçe kaynakları 35-40 derecelik sıcak su kaynağı niteliğinde olup Gülbahçe-Ilıksu fay segmentleri üzerinde yer almaktadır (Tarcan, 2002) (Şekil 5.45).



Şekil 5.45 Gulbahçe Körfezindeki aktif faylar

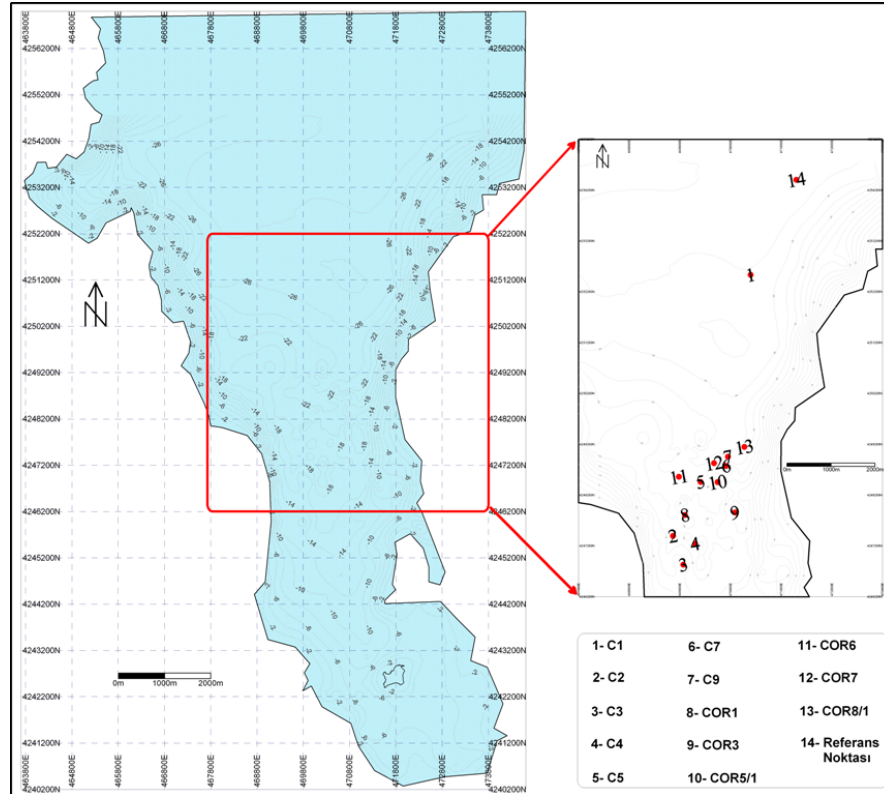


Şekil 5.46 Gülbahçe Körfezindeki aktif fayların yüzey etkisinin üç boyutlu görünümü

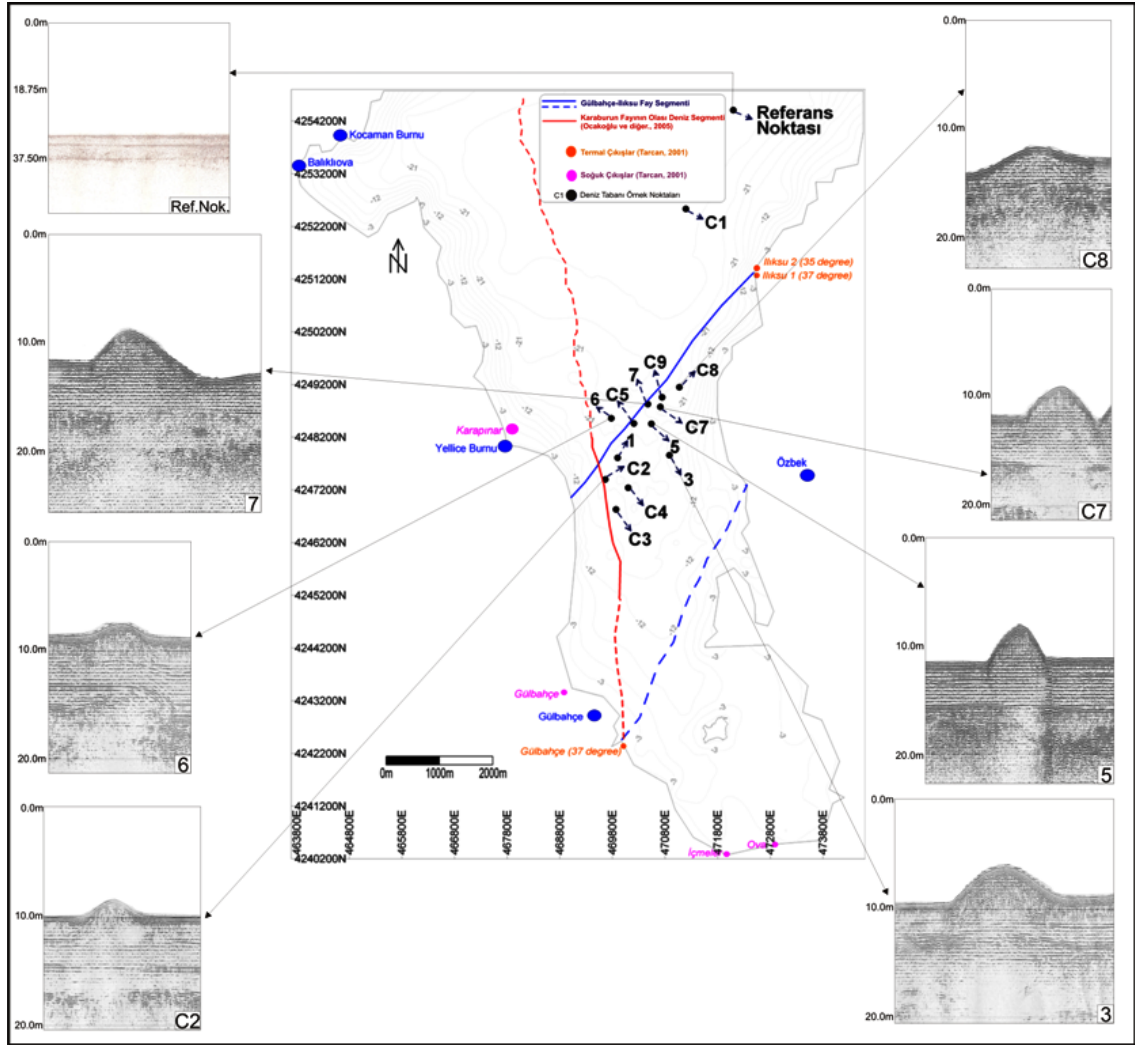
5.2.1.3 Deniz Tabanı Örnekleme Çalışması

5.2.1.3.1 *Sedimentolojik Çalışmalar.* Çalışma alanındaki 14 noktadan gravite örnekleycisi (gravity corer) (Şekil 5.47, Tablo 5.1) yardımıyla deniz tabanından numune alımı sağlanmıştır. Karot örnekleri taban yapısına bağlı olarak yaklaşık 1 ile 2 m uzunluğundadır. Referans noktası, C8, C7, C2, 3, 5, 6, 7 nolu istasyonların sismik kesitler üzerindeki konumları şekil 5.48’de gösterilmiştir.

Yüksek ayrımlı sismik kesitlerde, deniz tabanında görülen morfolojik yükseltelerin üzerinde ve yakın çevresinden alınan sediman örneklerinde, bir takım mercan türleri tespit edilmiştir (Şekil 5.49). Sediman örnekleri sismik kesitlerde, en üst birim olan A biriminden alınmıştır. Numunelere uygulanan geoteknik ve sedimentolojik laboratuvar değerlendirilmesi ile yapılan incelemelerde (Doç. Dr. Ferah Koçak; Dr. Aydın Ünlüoğlu, kişisel iletişim, 12 Mart 2007) yükselteleri oluşturan bu mercan türünün ‘*Cladocora caespitosa*’ olduğu belirlenmiştir. Bu türün varlığı bölgedeki termal akvitenin mevcudiyetine dair bir gösterge olarak değerlendirilmiştir.



Şekil 5.47 Gravite örnekleycisiyle alınan deniz tabanı örnek lokasyonları



Şekil 5.48 Referans noktası, C8, C7, C2, 3, 5, 6, 7 nolu istasyonların sismik kesitler üzerindeki konumları

Tablo 5.1 Karot noktalarının alındığı su derinlikleri (m) ve karotların uzunluklarını (m) gösteren tablo

Örneklemeye Noktaları	Su Derinliği (m)	Karot Uzunluğu (m)
1	18.00	1.30
3	20.00	1.45
6	19.50	0.96
5	18.80	1.50
7	18.50	1.38
C8	20.00	1.20
C1	27.00	1.55
C2	15.00	1.45
C3	13.50	2.00
C4	16.80	1.45
C5	19.20	1.45
C7	19.50	1.05
C9	21.00	1.90
Referans Noktası	29.50	1.85



Şekil 5.49. Sediment örneklerinde tespit edilen mercanlar (*Cladocora caespitosa*)

Bu mercan türüyle ilgili olarak yapılan çalışmalar göstermiştir ki, *Cladocora caespitosa* Faviidae ailesine ait bir koloni olup gerek jeolojik dönemlerde gerekse günümüzde Akdeniz sularında bol miktarda bulunan (Zibrowius, 1980) hayvansal kökenli bir mercan türüdür (Morri ve diğer., 2001).

Hem canlı hem de fosil olarak büyük boyutlarda ve arasıra küme şeklinde gelişen kolonilerin Akdeniz'in bir çok alanında yer aldığı gözlenmektedir (Peirano ve diğer., 1998). *C. caespitosa* geniş fosil kümelerinin Erken Pleistosen'den geldiği bilinmektedir (Bernasconi ve diğer., 1997). Bir fosil olarak *C. caespitosa*, orta Pleistosen'den geç Pleistosen'e kadar olan çökeltilerde sık sık gözlenmektedir. Bu veri *C. caespitosa*'nın daha ılıman iklim dönemlerinde çok daha fazla bulunduğunu göstermektedir (Morri ve diğer., 2001).

C. caespitosa Akdeniz organizmaları arasındaki önemli bir Kalsiyum-karbonat üreticisidir (Peirano ve diğer., 2001). Pek çok, bağımsız, küresel kolonilerin yataklarını oluşturan sığ sularda (4-10 m) ve su derinliğinin 10 m den 40 m ye çıktığı alanlarda bulunurlar. 10-40 m derinliklerde, deniz tabanından 1 m yukarıya kadar gelişerek kümelenebilir, yüzey alanındaki birkaç metre kareyi örtebilirler (Peirano ve diğer., 2004). Çalışma alanında gözleendiği üzere, eğer su sıcaklığı artar ise (30-40 °C) bu kümelenmeler 4-5 m yüksekliğe kadar ulaşabilirler.

Bölgede görülen bu mercan türü (*Cladocora caespitosa*), 3,5 kHz yüksek ayrımlı sismik kesitlerden tespit edilen (Şekiller 5.45, 5.46) KD-GB doğrultulu atımlı aktif fayın her iki bloğuna yakın bölgelerde kümelenmiş şekilde tespit edilmiştir. Bunun sonucunda; fay düzlemi boyunca oluşan sıcak su çıkışları, bu mercan türünün gelişmesi için uygun bir ortam hazırlamıştır.

Örneklere uygulanan tane boyu analizi, elek analizi ve hidrometre analizlerine ilişkin metaryel ve metot aşağıda sunulmuştur.

Metaryel ve Metot:

Tane boyu Analizi

Tane boyu analizleri, tane boyu 75 mikrondan büyük olan kısım için standart kuru elek tekniği ile, 75 mikrondan küçük olan kısım için ise hidrometre tekniği ile gerçekleştirilmiştir. Elek ve hidrometre analizi sonuçları yarı logaritmik kağıda işlenerek tane boyu dağılımı ortaya konmuştur. Tane boyu gösteriminde phi ölçeği kullanılmıştır.

Elek Analizi

Sediment örneği etüvde kurutulduktan sonra 0,1 gr hassasiyetli terazide tartılmış ve su içerisinde çözülmeye kadar bekletilmiştir. Çözünen örnek su yardımıyla 75 mikronluk elekten elenmiş ve eleğin altına geçen kısım hidrometre deneyinde kullanılmak üzere ayrılmıştır. Eleğin üstünde kalan 75 mikrondan iri olan malzeme ise etüvde kurutulduktan sonra 4, 2, 1, 0,5, 0,250, 0,125, 0,075 mm açıklığından oluşan elek takımından elenmiş, her elek üzerinde kalan miktar tartılarak kaydedilmiştir. Toplam örnek ağırlığı esas alınarak her elekte kalan malzemenin ve 75 mikronluk elekten geçen miktarın yüzdesi ve her elekten geçen toplam malzemenin yüzdesi hesaplanmıştır. Elde edilen sonuçlar yarı logaritmik kağıt üzerine işlenmiştir.

Hidrometre Analizi

Elek analizi sırasında 75 mikronluk elekten elenerek alta geçen kısım attenberg kabına boşaltılıp, üzerine saf su eklenerek bir litreye tamamlanmış bu sırada

topaklaşmayı önlemek amacıyla sodyum hekza metafosfat ilave edilmiş ve mekanik karıştırıcıyla karıştırılmıştır. Attenberg kabının ağzı kapatılarak, süspansiyonun homojen hale gelmesi için çalkalanmıştır. Çalkalama işleminden sonra zaman kaybetmeden kap düz bir yüzeye konarak hidrometre ile okumalar başlatılmış ve 0,5., 1., 2., 5., 10., 15., 30. ve 60. dakikalar ile 2. 3. 4. 5. ve 24. saatlerde okuma yapılarak her okumada da süspansiyon sıcaklığı not edilmiştir. Ön işlemler sonucunda elde edilen numune ağırlığı esas alınarak, ilgili eşdeğer tane çapları ve yüzdeleri hesaplanmış sonuçlar isimlendirilerek yüzde olarak verilmiştir.

Uygulanan bu analizler sonucunda; çalışma alanı, depolanma dinamiği açısından ele alındığında, Silt'in tane boyu olarak egemen olduğu bir tortul yapıya sahiptir. Bu da genelde depolanmanın askı yük halinde fraksiyonel çökeltme ile oluştuğuna işaret etmektedir. Öte yandan boylanmanın genelde kötü oluşu; bu görüşü bir yandan doğrulamakta, diğer bir yandan da askı yükün belli dönemlerde çamur grupları içersinden geldiğinin ve normalden daha az bir sürede çökeldiğinin işaretidir. Karotlarda lamina büyüklüğünde, renk ve tane boyu yönünden farklılık gösteren ardalanma çökeltmenin genelde mevsimsel koşullara bağlı olduğunun da belirteçidir. Ayrıca bu görüşü iri taneli laminaların ince taneli laminalardan daha kalın olması da doğrular niteliktedir.

Gronulometrik açıdan numunelerde siltin egemen olmasından dolayı, Gülbahçe Körfezi çoğunlukla karasal taşınmanın egemen olduğu birincil depolanma havzası niteliğinde olup genelde çökeltim hızının yavaş ve durağan olduğu söylenebilir.

Çalışma alanında elde edilen tüm karot örnekleri organik maddece çok zengin olup, bol miktarda çamur içerdiği ve ayrıca bioturbasyon etkinliğinin fazla olduğu saptanmıştır. Bağlı canlı oranı siyah çamurlu zonlarda düzenli bir artış göstermektedir. Çalışma alanındaki güncel tortullaşmanın çökeltim hızı yavaş, oldukça durgun mevsimsel çökeltme değişiklikleri olan Doğu-Batı beslenme yönlü karakterindedir.

5.2.1.3.2 *Palinolojik Çalışmalar.* Palinolojik bulgular, yüksek ayrımlı sismik kesitlerde, deniz tabanında görülen morfolojik yükseltelerin üzerinde ve yakın çevresinden alınan sediman örneklerinden elde edilmiş olup, palinolojik incelemeler yapılmıştır (Şekil 5.47).

Gülbağçe Körfezi içinden 14 noktadan elde edilen sediman örneklerinden palinolojik çalışmaya uygun olan 41 adet kilitaşı örneğinden 40 adedinin palinolojik çalışmaya uygun olduğu belirlenmiştir. Örneklerin her birinin mikroskopik incelemeye hazırlanması için önce öğütölmüş ve sonra sırasıyla, sediman örneklerinin karbonat ve silis içerkli 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) programına aktarılmıştır ve spor ve polenlere ait resimler levhalar haline getirilmiştir (Levha I–XVI). Yüzdelenen ‘AP’ oranı otsul, ‘NAP’ oranı ağačsıl palinomorflara aittir.

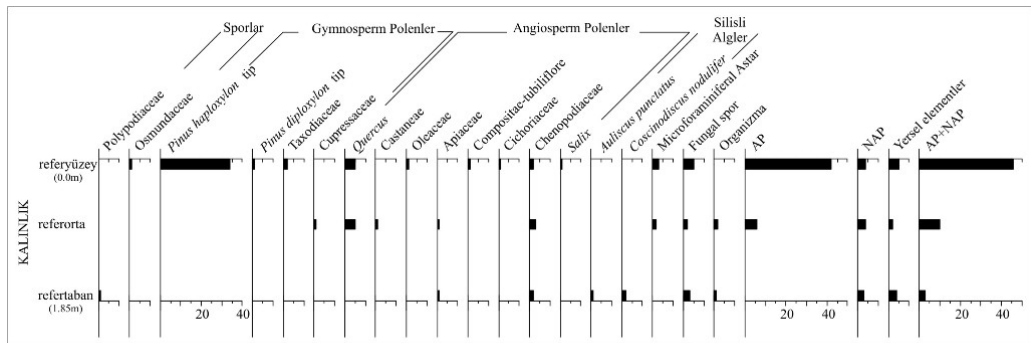
Gülbağçe Körfezinde bir adet referans olmak üzere toplam 14 adet örnek derlenmiş ve her istasyondan alınan karotlarda taban, orta ve yüzey olmak üzere 3 farklı örnek incelenmiştir. Karotların alındığı su derinlikleri 13,50 ile 21 m arasında olup, referans noktasındaki su derinliğide 29,5 m’dir (Tablo 5.2).

Tablo 5.2 Kor noktaları ve örnek sayısı

Örnekleme Noktaları	Su Derinliği (m)	Karot Uzunluğu (m)	Örnek Sayısı
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 Noktası	29,50	1,85	Taban, Orta ve Yüzey= 3 adet

Referans Noktasına ait Palinolojik Bulgular

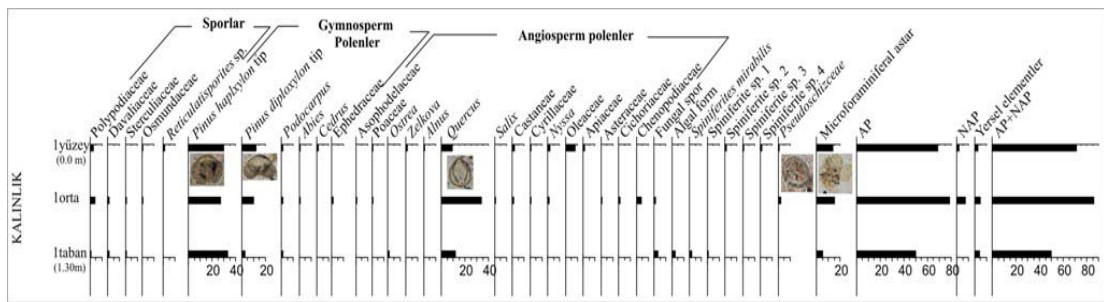
Gülbahçe Körfezi'nin girişine yakın bir bölgede termal özellik göstermeyeceği düşünülen bir nokta referans noktası olarak belirlenmiştir. Referans olarak belirlenen istasyondan alınan sediman örneğinin taban, orta ve yüzey kısmından derlenen üç adet örnekten zengin olmayan palinomorf içeriği belirlenmiştir (Şekil 5.50). Referans noktası Taban örneğinden üst örneğine doğru palinomorf içeriğinin arttığı gözlenmiştir. "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 palinomorfların 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 haploxylon* tip, Taxodiaceae, *Quercus*, *Nyssa*, Oleaceae, Asteraceae, Cichorioideae ve Chenopodiaceae). Bu örnekte diğer referans noktası örneklerinden farklı olarak mikroforaminifer astar formları düşük yüzdeli olarak tanımlanmıştır (Levha I).



Şekil 5.50 Referans noktasına ait olan polen diyagramı

“İstasyon 1” Noktasına ait Palinolojik Bulgular

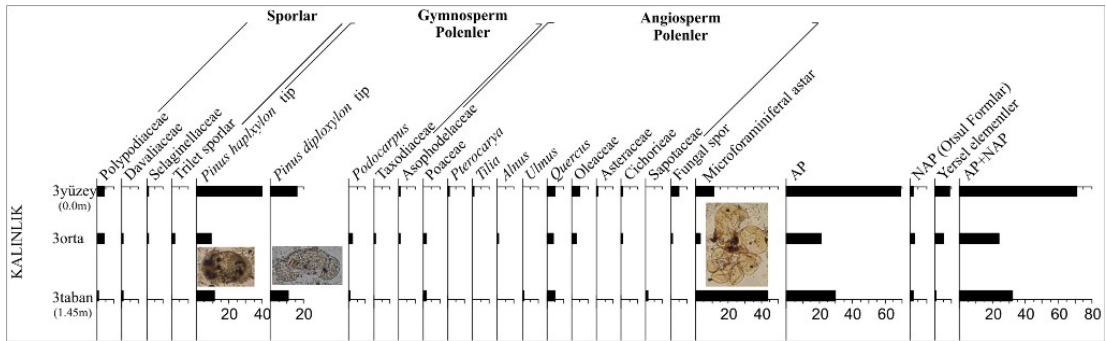
“Taban” örneğinde palinomorf içeriğinin çeşitliliği azdır ve Poypodiaceae, Davaliaceae, Sterculiaceae, *Pinus haploxyton* tip, *Pinus diploxyton* tip, *Podocarpus*, *Ostrya*, *Quercus*, Mikroforaminiferal astar, Pseudoschizaea ve *Sipiniferites* sp. palinomorfları tanımlanmıştır. “Orta” örneğinde palinomorf 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 5.51 ve Levha II).



Şekil 5.51 1 noktasına ait olan polen diyagramı

“İstasyon 3” Noktasına ait Palinolojik Bulgular

“Taban” örneğinde spor formlarından yalnızca Davaliaceae ve Polypodiaceae formları düşük yüzdeli olarak tanımlanmıştır. *Pinus diploxylon* ve *Pinus haploxylon* 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 formlarının 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 haploxylon* 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 gynosperm polenlerin yüzde bolluğu artmış, ancak çeşitliliği azalmıştır (*Pinus haploxylon* ve *diploxylon* tipleri). Bu örnekte mikroforaminifer astar formunun yüzdesinde artış belirlenmiştir (Şekil 5.52 ve Levha III).

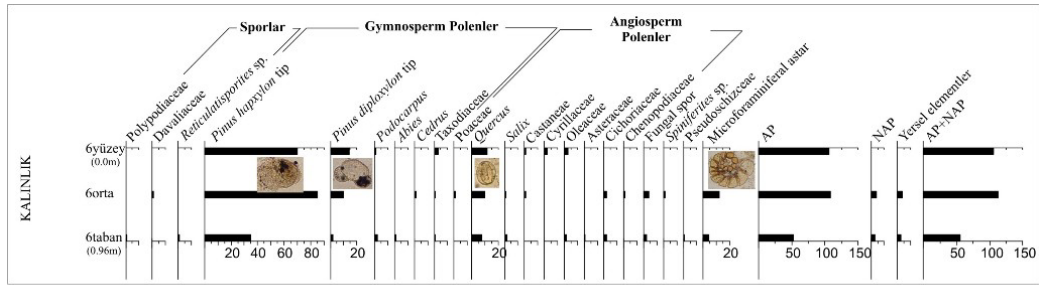


Şekil 5.52 3 noktaya ait olan polen diyagramı

“İstasyon 5” Noktasına ait Palinolojik Bulgular

5 noktasının “Yüzey” örneği incelenebilecek kadar palinomorf içermemektedir. “Orta” ve “Taban” örneklerinin her ikisinde spor formlarından yalnızca Polypodiaceae spor formları nadiren belirlenmiştir. “Taban” örneğinde palinomorf çeşitliliğin daha fazla olduğu gözlenmiştir. Gymnosperm polenlerden *Pinus*

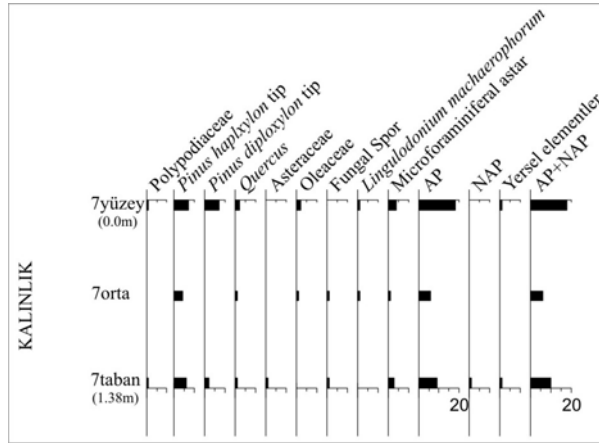
formunun yüzde bolluğunda bir artış gözlenmiş ve örnekte nadiren *Spiniferites* sp. formu tanımlanmıştır. “Yüzey” örneğinde spor formları belirlenmemiştir. *Pinus haploxyton* tip çok bol ve *Pinus diploxyton* tip bol olarak palinospektra içinde yer almış ve bu polenlere diğerleri gymnosperm polenler (*Podocarpus* ve *Taxodiaceae*) düşük yüzdeli olarak eşlik etmiştir. Örnekte, *Quercus* formu bol olarak gözlenmiş ve *Castanea*, *Cyrillaceae*, *Oleaceae* polenleri düşük yüzdeli olarak belirlenmiştir (Şekil 5.54 ve Levha V).



Şekil 5.54 6 noktasına ait olan polen diyagramı

“İstasyon 7” Noktasına ait Palinolojik Bulgular

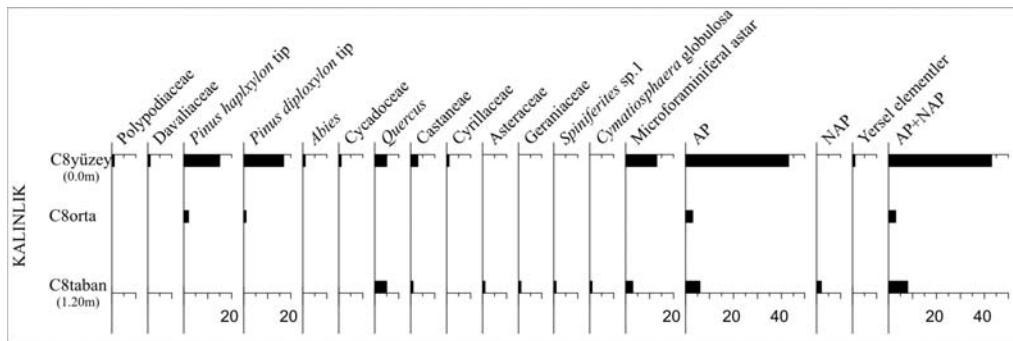
Derlenen örneklerde palinomorf içeriğinin fakir olduğu gözlenmiştir. Spor formlarından yalnızca Polypodiaceae formlarının varlığı söz konusudur. “Taban” örneğinde *Pinus haploxyton* ve *Pinus diploxyton* tip gymnosperm polenler bol olarak tanımlanmıştır. Angiosperm polenlerden *Quercus*, *Asteraceae*, *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 5.55). “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 (Levha VI).



Şekil 5.55 7 noktasına ait olan polen diyagramı

“İstasyon C8” Noktasına ait Palinolojik Bulgular

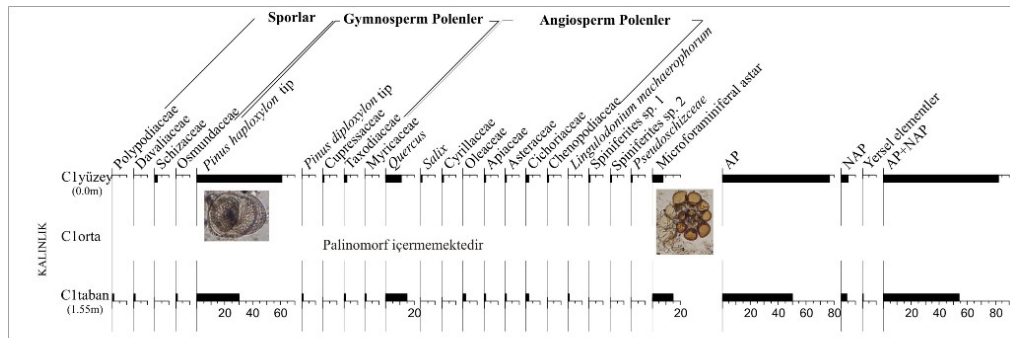
Derlenen örneklerde palinomorf çeşitliliği azdır. “Taban” örneğinde spor ve gymnosperm polenler tanımlanmamıştır. Angiosperm polenlerden *Quercus*, *Castanea*, *Asteraceae*, *Geraniaceae* düşük yüzdeli olarak palinospektra içinde yer almaktadır. Örnekte *Cymatiosphaera globulosa*, *Spiniferites* sp. 1 nadiren, mikroforaminifer astar formları seyrek olarak tanımlanmıştır. “Orta” örneğinde yalnızca gymnosperm polenlerden *Pinus haploxylon* ve *Pinus diploxylon* tip polenler düşük yüzdeli olarak gözlenmiştir. “Yüzey” örneğinde palinomorf çeşitliliğinde artış belirlenmiştir. Spor formlarından Polypodiaceae ve Davaliaceae formları nadiren tanımlanmıştır. Gymnosperm polenlerin (*Pinus haploxylon* tip ve *Pinus diploxylon* 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 5.56 ve Levha VII).



Şekil 5.56 C8 noktasına ait olan polen diyagramı

“İstasyon C1” Noktasına ait Palinolojik Bulgular

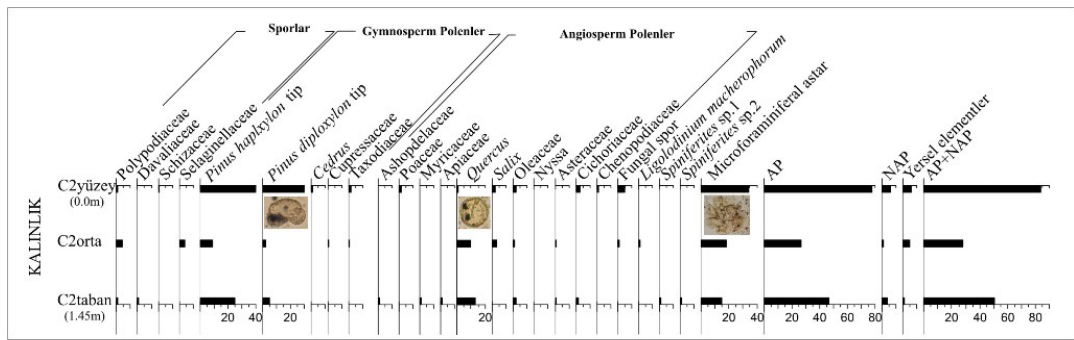
C1 noktasının “Orta” örneği incelenebilecek kadar palinomorf içermemektedir (Şekil 5.57). “Taban” örneğinde nadir olarak spor formları (Osmundaceae, Davaliaceae ve Polypodiaceae) gözlenmiştir. Gymnoperm polenlerden *Pinus haploxyton* tip çok bol olarak gözlenirken, diğerleri (*Pinus diploxyton* tip ve 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 (Levha VIII).



Şekil 5.57 C1 noktasına ait olan polen diyagramı

“İstasyon C2” Noktasına ait Palinolojik Bulgular

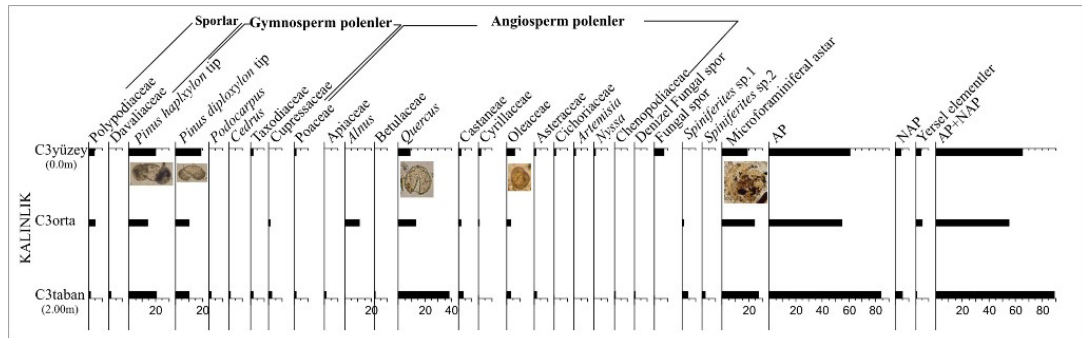
“Taban” örneğinde spor ve polen içeriğinin daha çeşitli olduğu dikkat çekmektedir ve örnekte spor formlarından, Polypodiaceae ve Davaliaceae düşük yüzdeli olarak tanımlanmıştır. Gymnosperm polenlerden *Pinus haploxyton* tip polenlerin yüzdesini *Pinus diploxyton* tip polenlere göre çok daha yüksek olduğu 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 IX). 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 5.58). “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 5.58 C2 noktasına ait olan polen diyagramı

“İstasyon C3” Noktasına ait Palinolojik Bulgular

C3 örneklerinde spor formlarının (Polypodiaceae ve Davaliaceae) yüzde bolluğunun düşük ve çeşitliliğin fazla olmadığı dikkat çekmiştir (Şekil 5.59). “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 gymnosperm 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 (Levhalar X, XI).

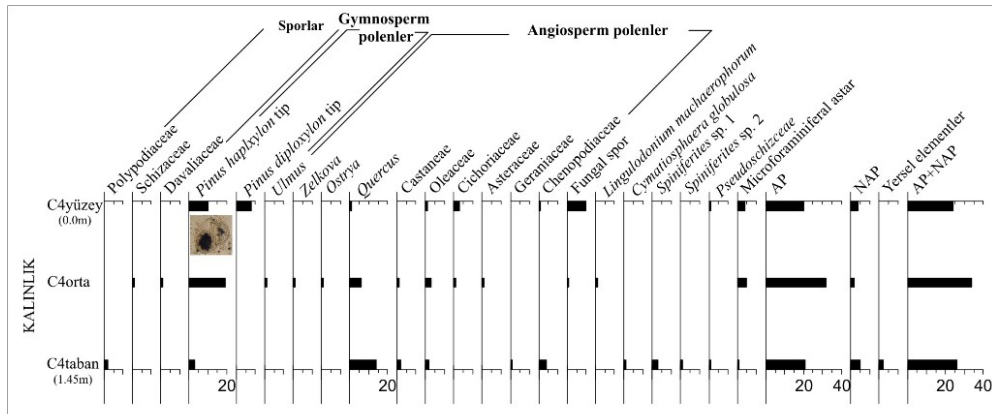


Şekil 5.59 C3 noktasına ait olan polen diyagramı

“İstasyon C4” Noktasına ait Palinolojik Bulgular

Derlenen örneklerde spor (Polypodiaceae, Davaliaceae ve Schizaceae) çeşitliliğinin az ve yüzde bolluğunun düşük olduğu gözlenmiştir (Şekil 5.60).

“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 (Levha XII).

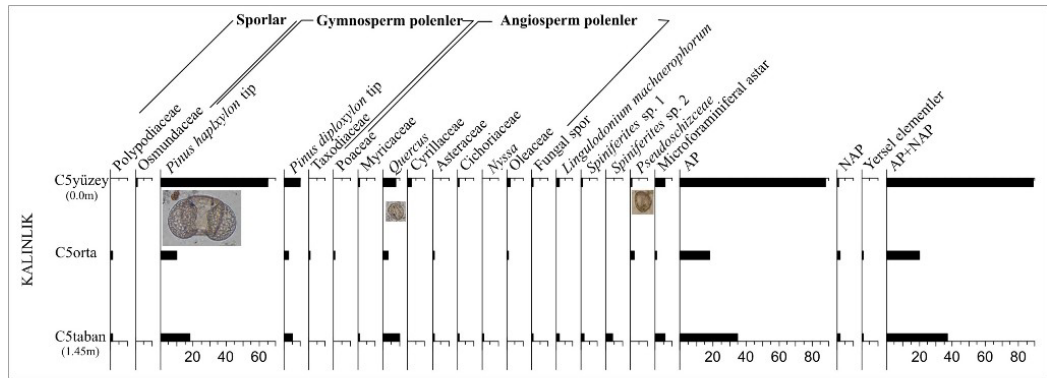


Şekil 5.60 C4 noktasına ait olan polen diyagramı

“İstasyon C5” Noktasına ait Palinolojik Bulgular

Örneklere 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 çeşitliliğine 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. “Yüzey” 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, *Lingulodonium machaerophorum*, *Spiniferites* sp.1, *Pseudoschizaceae* ve mikroforaminifer astar formları seyrek olarak tanımlanmıştır (Şekil 5.61 ve Levha XIII).

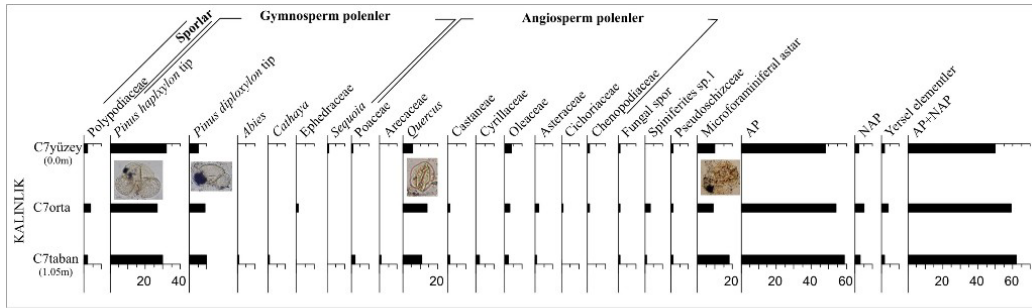


Şekil 5.61 C5 noktasına ait olan polen diyagramı

“İstasyon C7” Noktasına ait Palinolojik Bulgular

Örnekte spor formlarından yalnızca Polyodiaceae düşük yüzdeli olarak tanımlanmıştır. “Taban” örneğinde *Pinus haploxyton* tip çok bol, *Pinus diploxyton* tip bol olarak gözlenmiştir. Bu polenlere *Abies* ve *Cathaya* nadiren varlıklarıyla eşlik etmektedir. Örnekte angiosperm polenlerden Poaceae, *Catanea*, *Arecaceae*, *Cyrillaceae*, *Oleaceae* ve *Asteraceae* düşük yüzdeli gözlenirken, *Quercus* yüksek yüzdeli olarak tanımlanmıştır. *Spiniferites* sp. 1, *Pseudoschizaceae* az bol ve mikroforaminifer astar formları yüksek yüzdeli olarak belirlenmiştir. “Orta” örneğinde gymnosperm polenlerden *Pinus haploxyton* tip çok bol, *Pinus diploxyton* tip bol olarak tanımlanırken, bu polenlere *Ephedraceae* nadiren eşlik etmektedir. Örnekte *Quercus* yüksek yüzdeli olarak gözlenirken, *Castanea*, *Oleaceae*, *Asteraceae*, *Cichorioideae*, *Chenopodiaceae* seyrek olarak tanımlanmıştır.

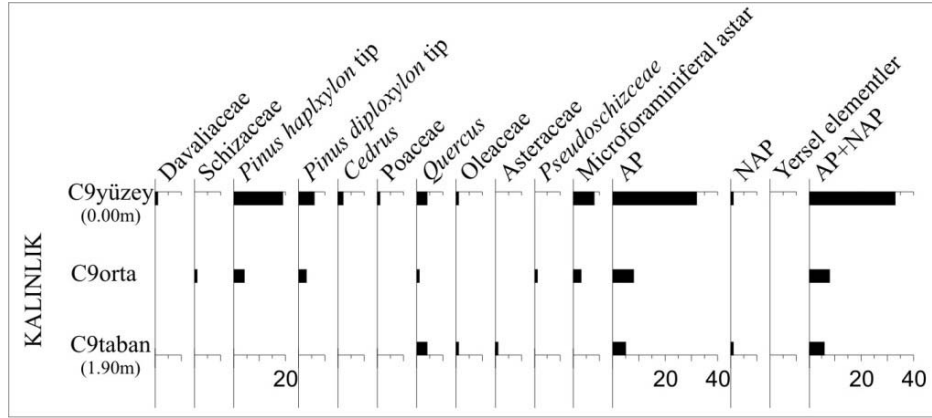
Spiniferites sp. 1 formun yüzdesinde az da olsa bir artış, mikroforaminiferal astar formunun yüzde bolluğunda azalış izlenmektedir. “Yüzey” örneğinde *Pinus haploxyton*, *Pinus diploxyton* tip gymnosperm polenlerin yüzde bolluğu, “Orta ve Taban” örneklerinininkine benzerdir. Bu polenlere *Sequoia* nadiren eşlik etmektedir. “Yüzey” örneğinde, Poaceae, *Quercus*, Oleaceae ve Chenopodiaceae az bol olarak tanımlanmıştır. Pseudoschizaea nadir ve mikroforaminifer astar bol olarak palinospektra içinde yer almaktadır (Şekil 5.62 ve Levha XIV, XV).



Şekil 5.62 C7 noktasına ait olan polen diyagramı

“İstasyon C9” Noktasına ait Palinolojik Bulgular

Örneklerin palinomorf içeriğinin az olduğu gözlenmiştir. “Taban” örneğinde spor ve gymnosperm polenler tanımlanmamıştır. Angiosperm polenlerden *Quercus*, Oleaceae, Asteraceae nadiren belirlenmiştir. “Orta” örneğinde spor formlarından yalnızca Schizaceae nadir olarak tanımlanmıştır. Gymnosperm polenlerden *Pinus haploxyton*, *Pinus diploxyton* tip polenler seyrek olarak gözlenmektedir. Örnekte *Quercus* ve Pseudoschizaea seyrek 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 5.63 ve Levha XVI).



Şekil 5.63 C9 noktasına ait olan polen diyagramı

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, *Pseudoschizaceae*, *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 ağların varlığı belirlenmiştir.

5.2.1.3.2.1 Palinostratikrafik Karşılaştırma ve Yaş Tartışması. Türkiye’de Holosen yaşlı tortullarda sınırlı sayıda palinolojik çalışma gerçekleştirilmiştir (Akgün ve diğer., 1995; Aksu ve diğer., 1995a; Kerey ve diğer., 2004; Kutluk, 1994; Meriç, Kerey ve diğer., 2000; Van Zeist & Bottema, 1991;). Bu çalışmalardaki bulgular genel olarak değerlendirildiğinde, dinoflagellat ve sporomorf topluluklarını temel alarak yaş konusunda yaklaşımda bulunmak mümkün olmaktadır. Wall & Dale, (1973); Wall ve diğer., (1973); Karadeniz tortullarında iki yeni dinoflagellat türü tanımlamışlardır. Yazarlar, tanımlanan *Tectatodinium psilatium* ve *Spiniferites cruciformis* formlarının tatlı su veya düşük tuzlulukta ki ortam koşullarında bol olarak gözlendiğini ve bu türlerin Son Buzul–Erken Holosen zaman aralığında (23000–7000 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 8000 yıl önce (Erken Holosen) Abant, Yeniçağ ve Ladik çevresinde soğuk iklim koşullarında gelişebilen, yaprak döken ve her zaman yeşil iğne yapraklı karışık orman topluluğu ve konifer ormanlarının (*Abies*, *Pinus*, *Fagus*, *Quercus*, *Juniperus*) olduğu belirtilmektedir. Daha düşük topoğrafyalı alanlarda ise *Fagus*, *Corylus*, *Carpinus*, *Ostrya*, *Castane* ve *Quercus*'un oluşturduğu yamaç ormanlarının varlığından söz edilmektedir (Atalay, 1992; Meriç ve diğer., 2000; Van Zeist & Bottema, 1988, 1991;). 6000 yıl önce ise serin iklim koşullarını karakterize eden ve yaprak döken 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 bolluğu 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 (7000–4000 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 (Kutluk, 1994; Van Zeist & Bottema, 1991).

Meriç ve diğer., (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'nın dan derledikleri örneklerde *Lingulodinium machaerophorum*'u bol ve *Cymatiosphaera* sp. nadiren tanımlamışlar ve örneklerin derlendiği tortul istifin 7500–3500 yılları arasındaki Mesoholosen döneminde kıyı yakınında acı su koşullarında oluştuğunu belirtmişlerdir. Çalışmada tanımlanan polen ve sporlar,

Anadolu Hisarı'nın 5000–4000 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 belirlemişlerdir. 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 diğer., (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, sucul 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 varlığını 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 diğer., 2004).

Akgün (1995) İzmit Körfezi dip tortullarından sondaj boyunca derlediği örneklerle ait palinoflorayı tanımlamıştır. Palinolojik verilere bağlı olarak 1000000 yıl ile 6000 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 & Bottema, (1988) 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 8000–4000 yıl öncesinde ise nemin artışına bağlı olarak ormanlık alanların genişlediğini ve günümüzdeki orman step dağılımına ulaştığı belirtilmiştir. Bu çalışmada ayrıca, Abant Gölü çevresinde, günümüzden 10.320 yıl kadar önce, son buzlaşma 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.

5.2.1.3.2.2 *Palaeovejetasyon ve Palaeoiklim*. Örneklerin derlendiği düzeylerin oluşumu sırasında Gülbahçe Körfezi ve çevresine ait ortam ve vejetasyonun belirlenebilmesi için polenlere dayalı olarak ayırtılan bitki taksası ve palinomorflar 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 haploxyton tip*, *Pinus diploxyton 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, sucul 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 diğer., 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 palinomorfda 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 ısısı = 24 Taxa [5,0 °C (*Engelhardtia* sp.)–13,3 °C (*Tilia* sp.)]

En sıcak ayın yıllık ortalama ısısı = 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 Gülbahçe Körfezinden hesaplanan ısı değerleri karşılaştırıldığında, Adapazarı bölgesinde, Gülbahçe Körfezi çevresine göre daha serin ve kurak iklim koşullarının geliştiği söylenebilir. Sayısal iklim değerleri, Anadolu Hisarı ve İzmit Körfezi bölgelerindeki iklim koşullarının Gülbahçe Körfezi ve çevresinin iklim koşullarına benzer olduğu şeklinde yorumlanabilir. Her üç

bölgenin denizel etkiye açık olması, benzer iklimsel koşullardan etkilenecek, benzer vejetasyonların gelişimi desteklenmiş olmalıdır.

Levha I (Referans Noktası)

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)

- 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 (3)

- 1,2. Schizaceae
 3–8,8a. Spor formlar
 9–15. *Pinus diploxylon* tip
 16,17. *Pinus haploxylon* tip
 18. Cupressaceae
 17,18. *Podocarpus*
 19-21. Poaceae
 22. Ephedraceae
 23,24. *Alnus*
 25. Cupressaceae
 26,27. Ashopdelaceae
 28. *Zelkova* sp.
 29. Tilia
 30-34. *Quercus* spp.
 35,36. *Castanea*
 37-41,41a. Oleaceae
 42. Asteraceae
 43. Cichorioideae.
 44–46,48. Tanımlanamayan form
 47,49,50. Fungal Spor
 51-64. Mikroforaminifer astar
 65. Zooplankton

Levha IV (5)

1. Schizaceae
 2-4,10. *Pinus diploxylon* tip
 5-7. *Pinus haploxylon* tip
 8. *Podocarpus* sp.
 11. Ashopdelaceae
 12. Betulaceae
 13-25. *Quercus* spp.
 26-29. Oleaceae
 30. *Castanea*
 31. Compositae, Cichorioideae
 32,33. Chenopodiaceae
 35,36. *Spiniferites* sp.
 37. Dinoflagellat form

38. Fungal Spor
 39,40. *Cymatiosphaera globulosa*
 41,42. Mikroforaminifer astar

Levha V (6)

1. Spor form
 2. Davaliaceae
 3–13. *Pinus diploxylon* tip
 14–20. *Pinus haploxylon* tip
 21. *Podocarpus* sp.
 22, 23. Cupressaceae
 24. Poaceae
 25–36. *Quercus* spp.
 37–39. *Tricolpopollenites microhenrici* (*Quercus*)
 40. Castaneae
 45a, 45b. *Tricolporopollenites* sp.
 46. Chenoposiaceae
 47. Asteraceae
 48. Cichorioideae
 49. *Spiniferites* sp.
 50–57. Mikroforaminifer astar
 58. Tanımlanmayan form

Levha VI (7)

1. Schizaceae
 2. *Pinus haploxylon* tip
 3-9. *Pinus diploxylon* tip
 10–12. *Quercus* spp.
 13-15. Oleaceae
 13,14. *Lycopodium* sp.
 16,16a. Compositae
 17,17a,17b. *Nyssa* sp.
 18. Tanımlanamayan form
 19. *Lingulodinium machaerophorum*
 20. Mikroforaminifer astar
 21. Tanımlanamayan form

Levha VII (C8)

1. Polypodiaceae
 2-12. *Pinus diploxylon* tip
 13-14. *Pinus haploxylon* tip
 15. *Abie*
 16-22,24-26. *Quercus* spp.
 23. Cycadaceae

- 27-29. *Castanea*
 30. Oleaceae
 31. *Tricolporopollenites* sp.
 32. Asteraceae
 33,33a. Geraniaceae
 34. *Cymatiosphaera globulosa*
 35. Dinoflagellat form
 36,37. Mikroforaminifer astar

Levha VIII (C1)

1. Schizaceae
 2-6. *Pinus diploxylon* tip
 7,8. *Pinus haploxylon* tip
 9. Cupressaceae
 10-16. *Quercus* spp.
 17. *Tricolporopollenites* sp.
 18. Apiaceae
 19. Asteraceae
 20. Cichorioideae
 21. Chenopodiaceae
 22. *Pseudoschizaceae*
 23,31. Tanımlanamayan form
 24. *Lingulodinium machaerophorum*
 25,26. *Spiniferites* sp.
 27. Odun parçası
 28-30,32-35. Mikroforaminifer astar

Levha IX (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. Tanımlanamayan form

Levha X (C3)

1. Polypodiaceae
 2–5. Davaliaceae
 6-15,15a. *Spor spp.*
 16-21,25. *Pinus diploxylon* tip
 22-24 *Pinus haploxylon* tip
 26. *Podocarpus*
 27-29 Cupressaceae
 30,31. Poaceae
 32. Ephedraceae
 33. *Tilia*
 34. *Alnus*
 35. *Ostrya*
 36–62. *Quercus* spp.
 63-68,71-74. *Castanea*
 69,70. Cyrillaceae
 75-88. Oleaceae
 89,89a,90,90a. *Nyssa*
 91,91a. *Tricolporopollenites* sp.
 92-95. Asteraceae
 96,97. Cichorioideae
 98. Chenopodiaceae
 99-103. *Spiniferites* sp.
 104-107 Tanımlanamayan form
 108. Fungal Spor

Levha XI (C3)

- 1-8,10. Mikroforaminifer astar
 9,11. Organizma
 12. Denizel fungal spor

Levha XII (C4)

1. Davaliaceae
 2. Polypodiaceae
 3. Schizaceae
 4–7. *Pinus haploxylon* tip
 8,9. *Pinus diploxylon* tip
 10. *Ostrya* sp.
 11. *Zelkova* sp.
 12-22. *Quercus* spp.
 23-27. Oleaceae

- 28. Asteraceae
- 29. Cichorioideae
- 30-33. Chenopodiaceae
- 34. Geraniaceae
- 35. *Cymatiosphaera globulosa*
- 36,37. *Pseudoschizaceae*
- 38,44. Fungal Spor
- 39-42. *Spiniferites* sp.
- 43. *Lingulodinium machaerophorum*

Levha XIII (C5)

- 1. Polypodiaceae
- 2. Osmudaceae
- 3-12. *Pinus haploxyton* tip
- 13. *Pinus diploxyton* 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

Levha XIV (C7)

- 1. Schizaceae
- 2-5. Polypodiaceae
- 6,7. Sphagnaceae
- 8-19. *Pinus haploxyton* tip
- 20-26. *Pinus diploxyton* tip
- 27. *Podocarpus* sp.
- 28. Cycadaceae
- 29. Ephedraceae
- 30,31. Poaceae
- 32,33. *Sequoia*
- 34-45. *Quercus* spp.
- 46,47. *Castanea*
- 48-56. Oleaceae
- 57. Asteraceae
- 58. Cichorioideae
- 59,60. Chenopodiaceae
- 61-63. *Pseudoschizaceae*
- 64-67. *Spiniferites* sp.

68. Tanımlanamayan form
 69-71. Mikroforaminifer astar
 78-84. Fungal Spor

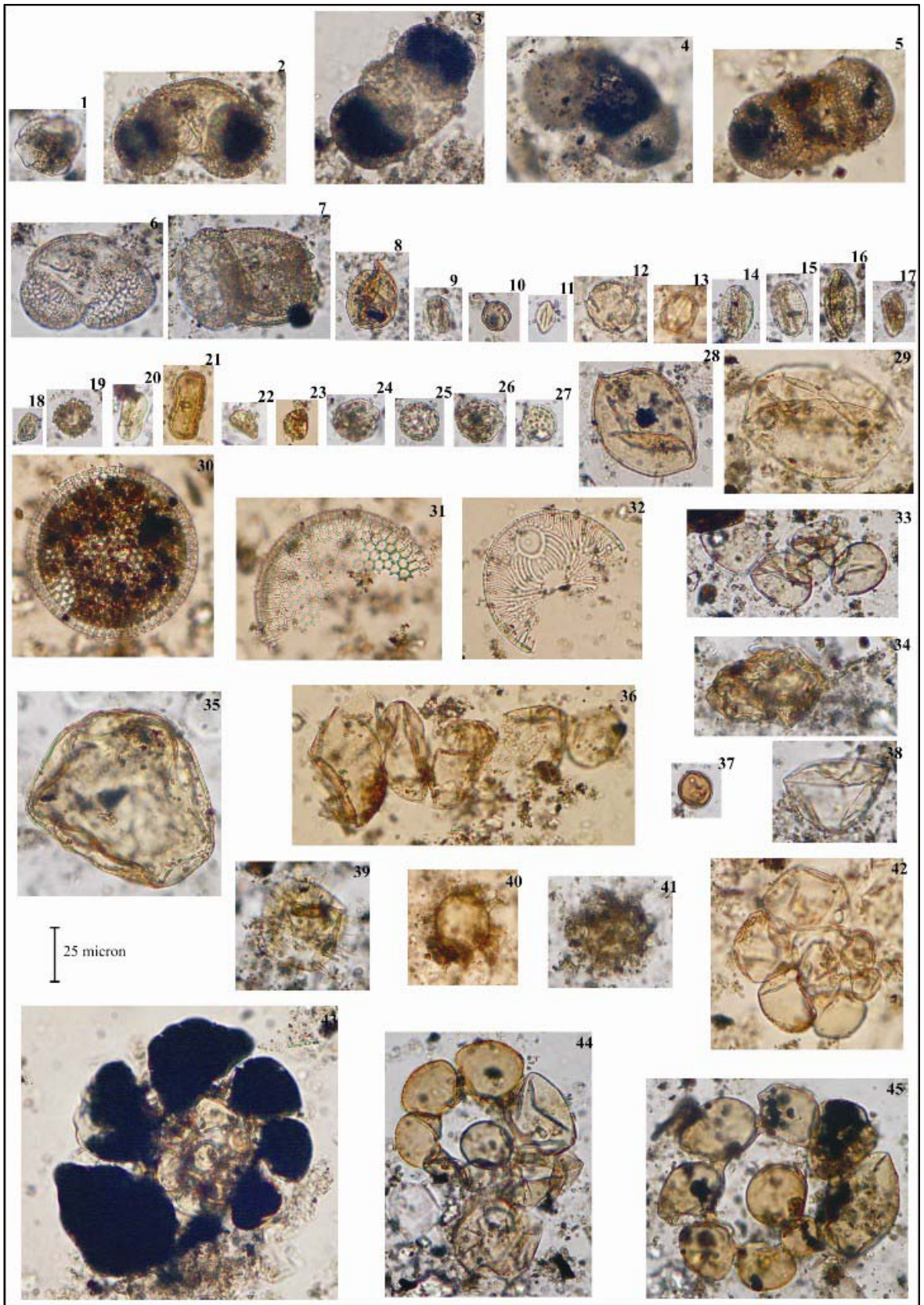
Levha XV (C7)

- 1-8. Mikroforaminifer astar
 9. Zooplankton
 10,13. Fungal Spor
 11,12,14,15 Tanımlanamayan form

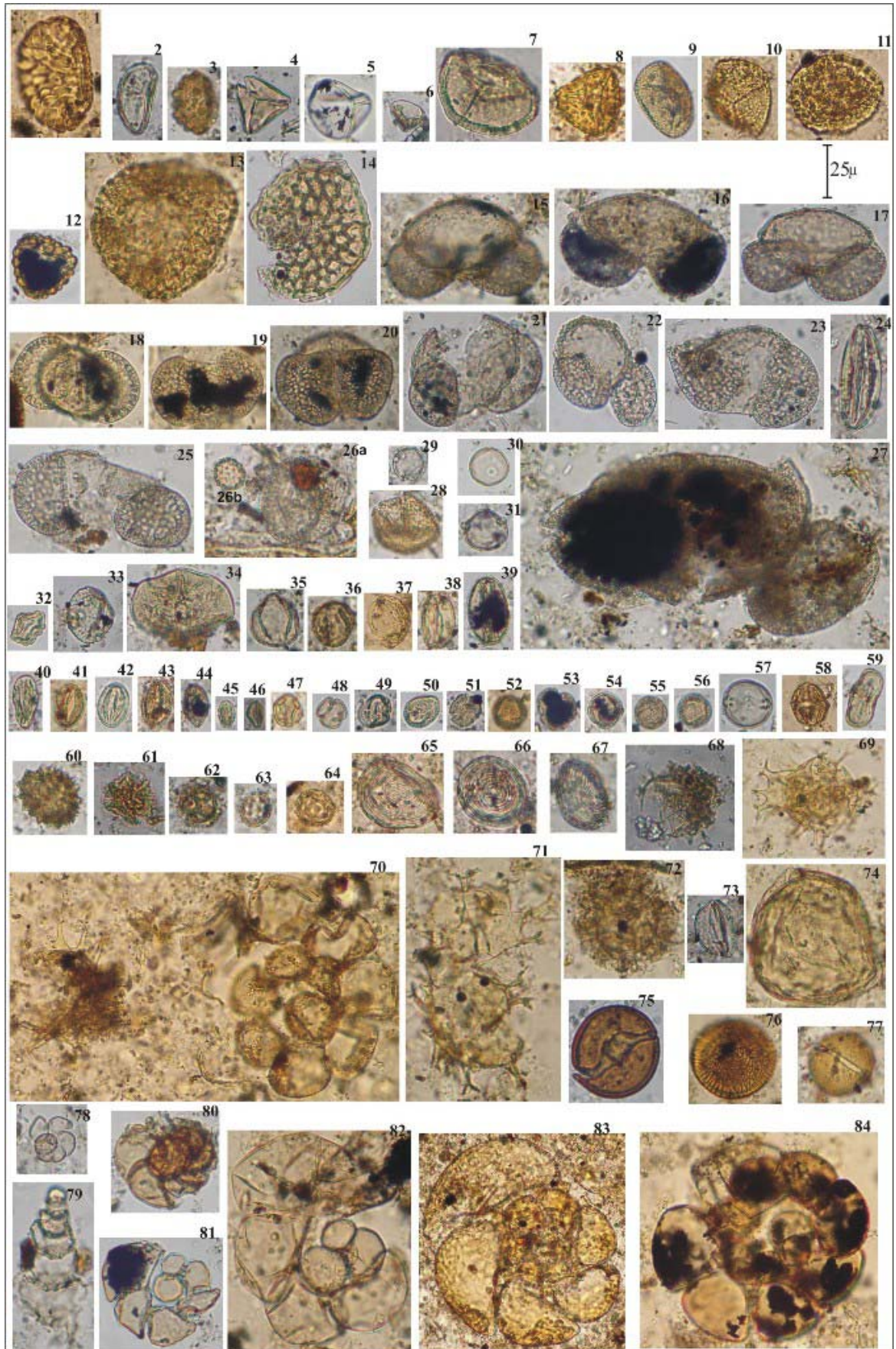
Levha XVI (C9)

1. *Reticulatisporites* sp.
 2. Schizaceae
 3,11. *Pinus diploxylon* tip
 12,13. *Pinus haploxylon* tip
 14. Poaceae
 15. Pseudoschizaea
 16-18. *Quercus* spp.
 19,20. Oleaceae
 21,21a. Tanımlanamayan form
 22-23. Mikroforaminifer astar

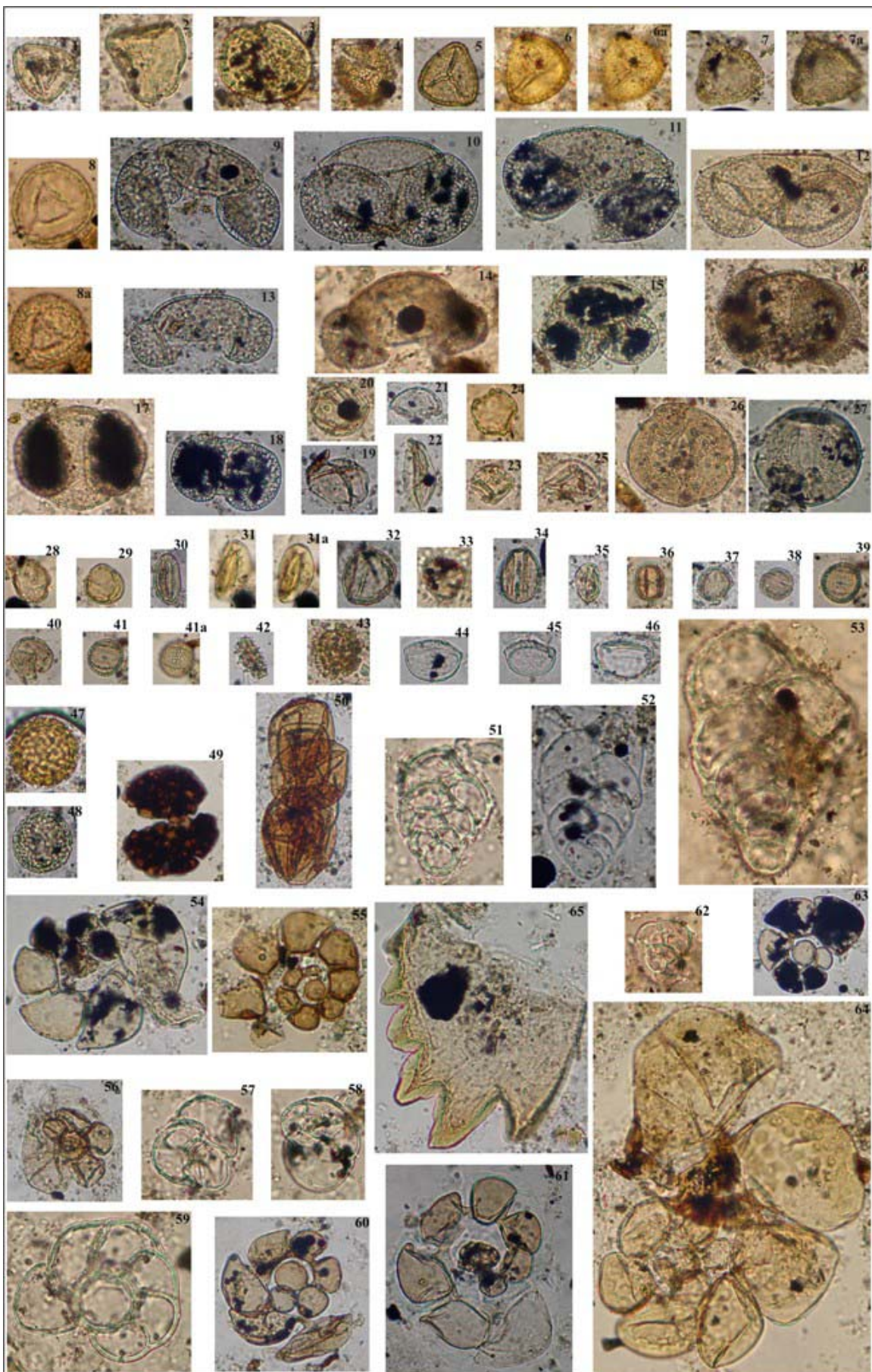
Levha I (Referans Noktası)



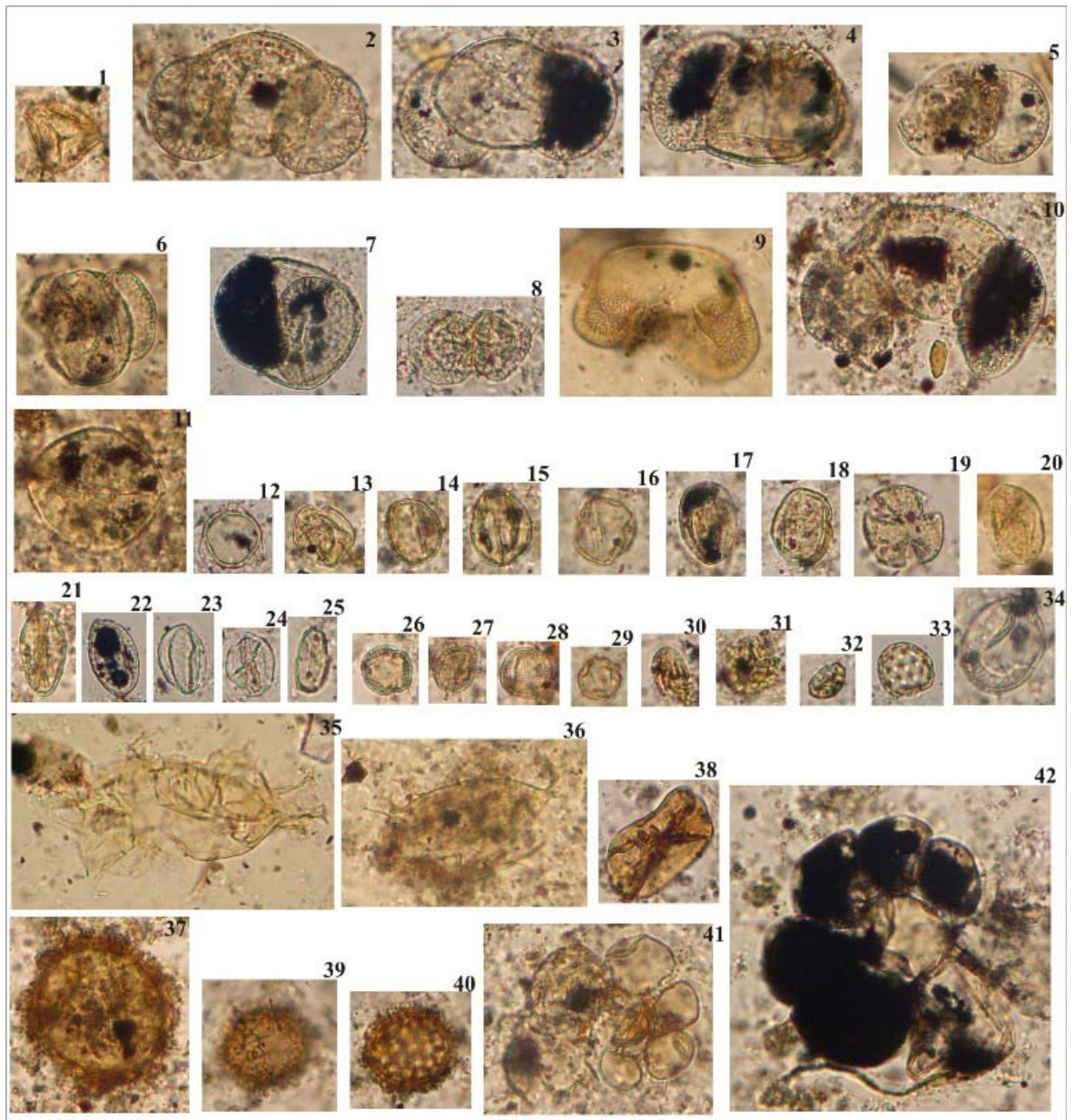
Levha II (1)



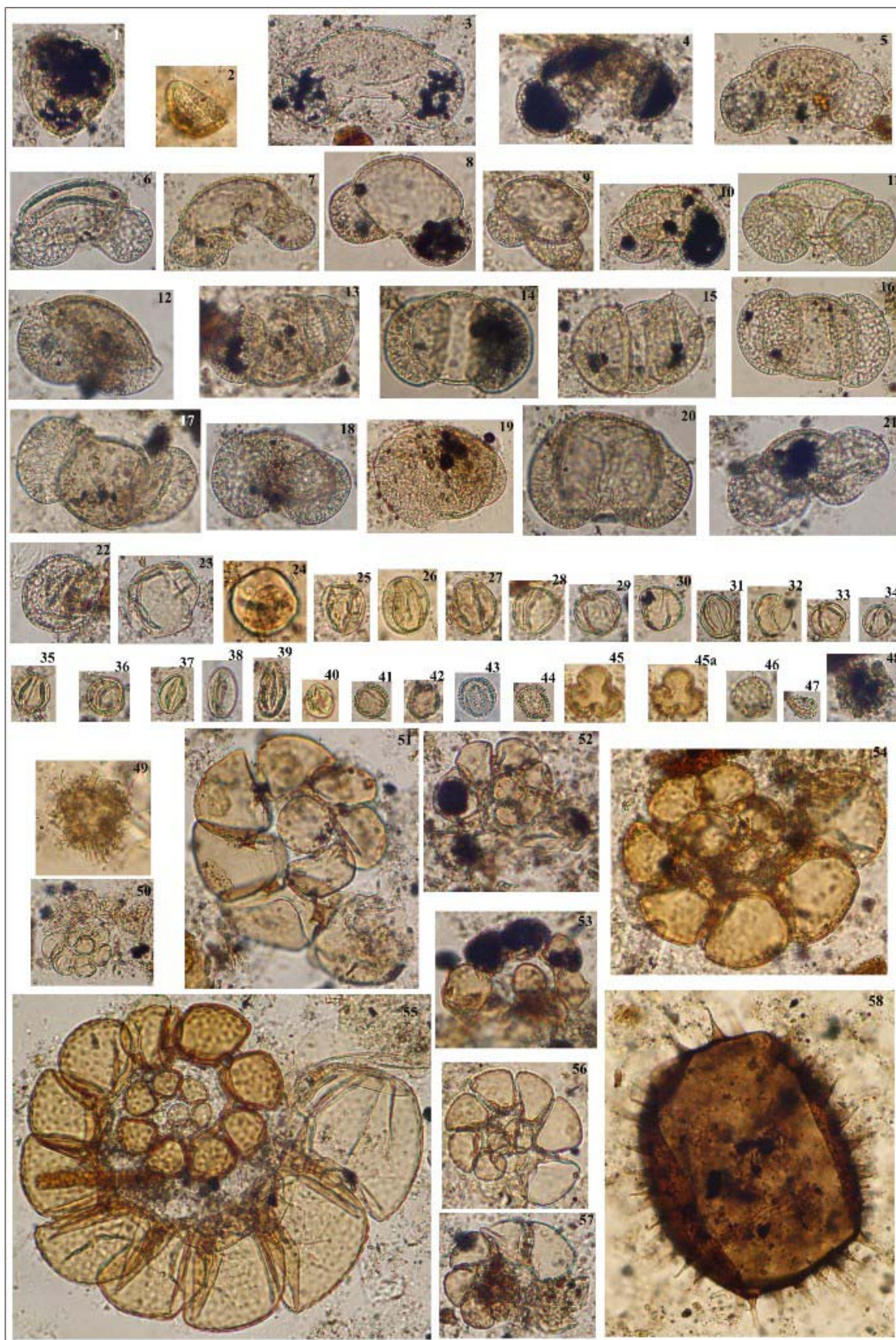
Levha III (3)



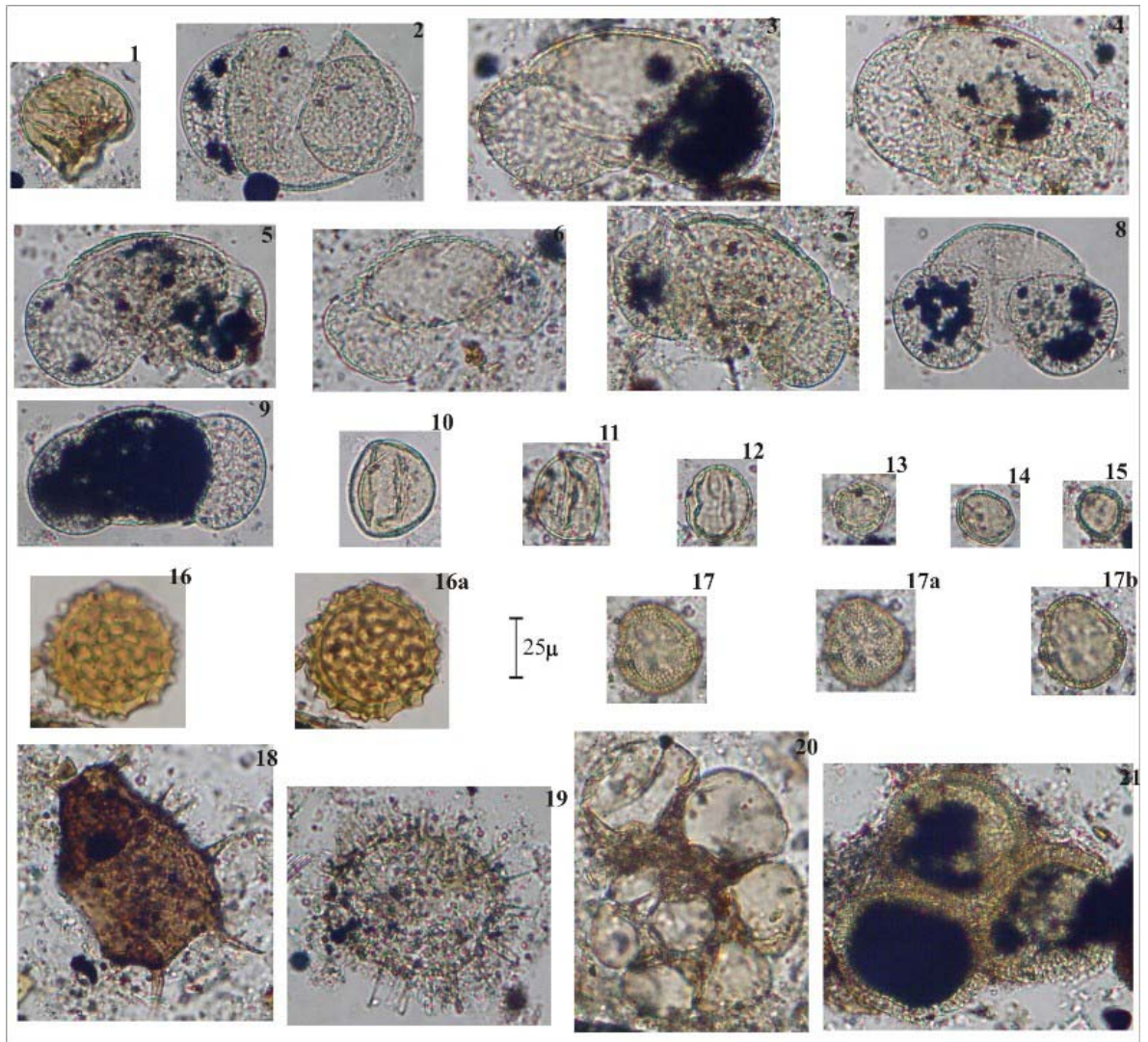
Levha IV (5)



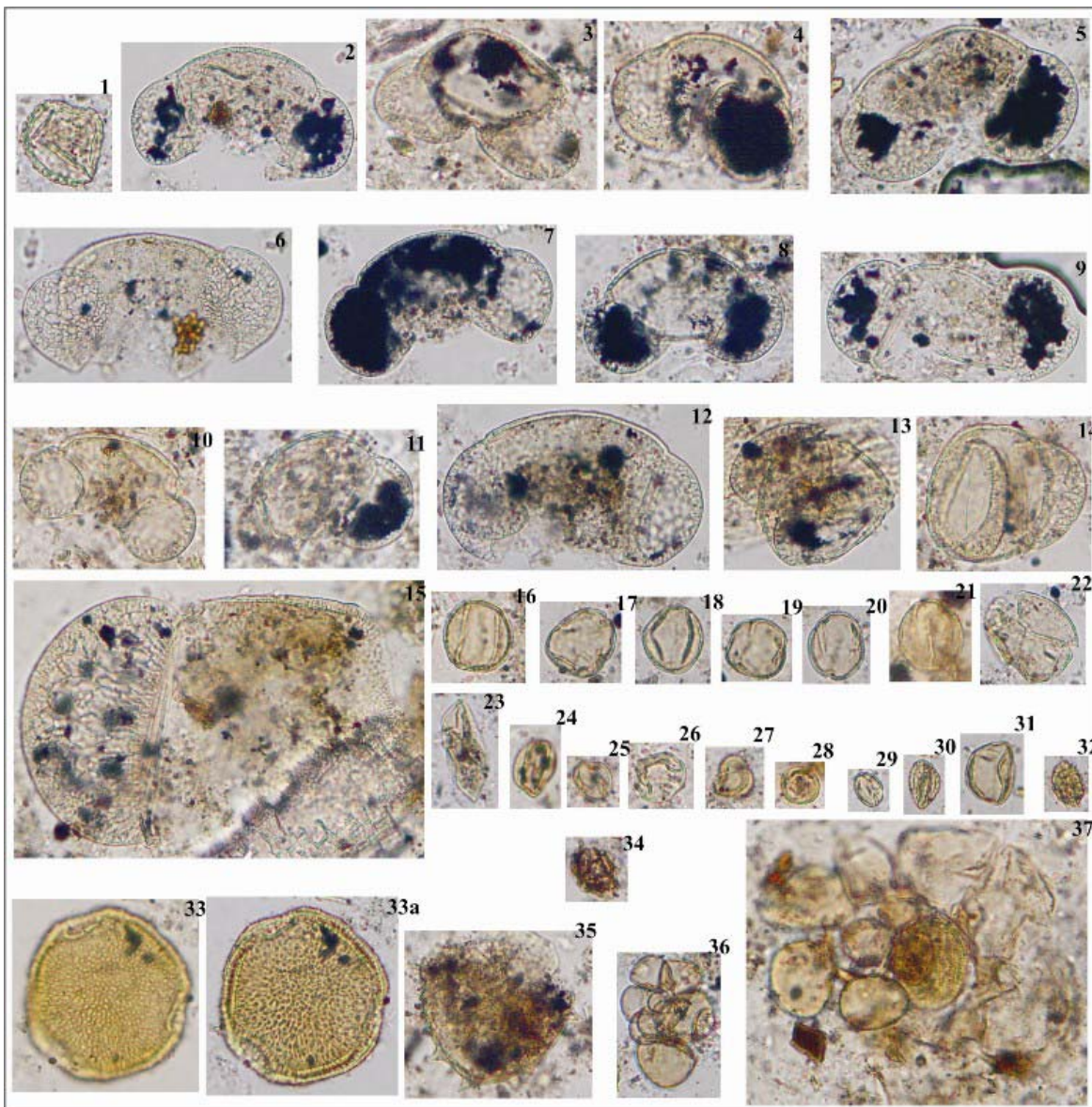
Levha V (6)



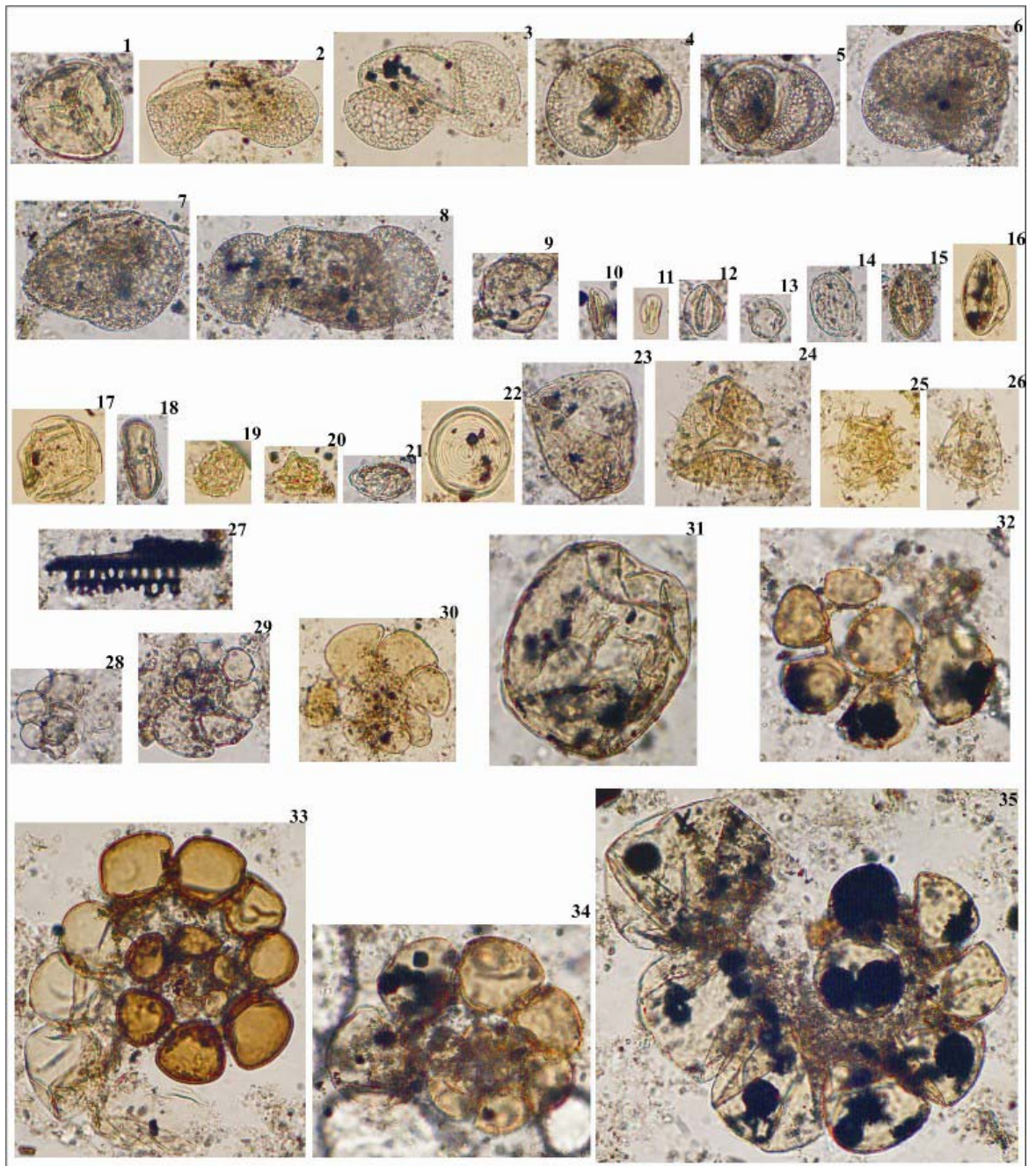
Levha VI (7)



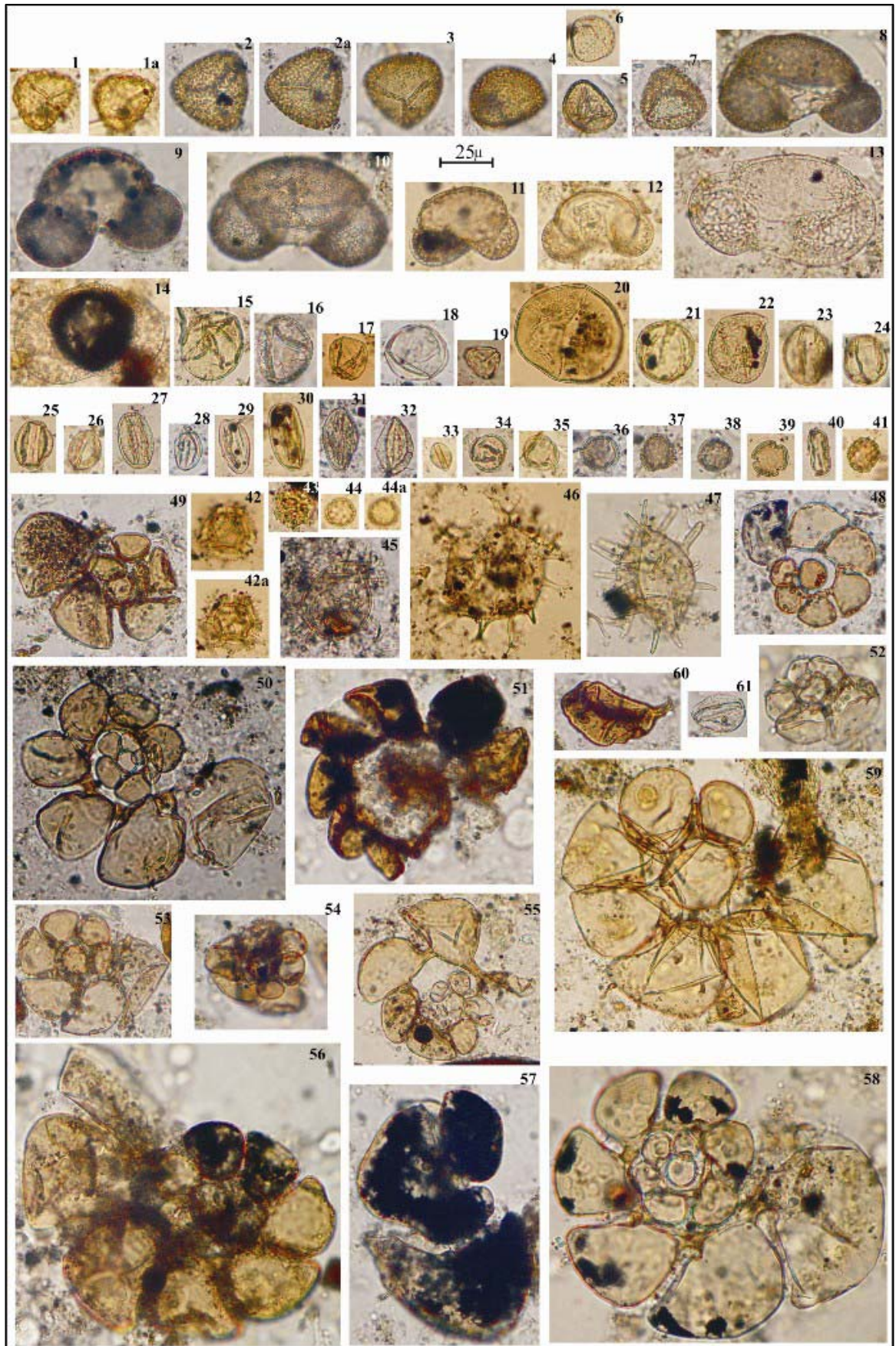
Levha VII (C8)



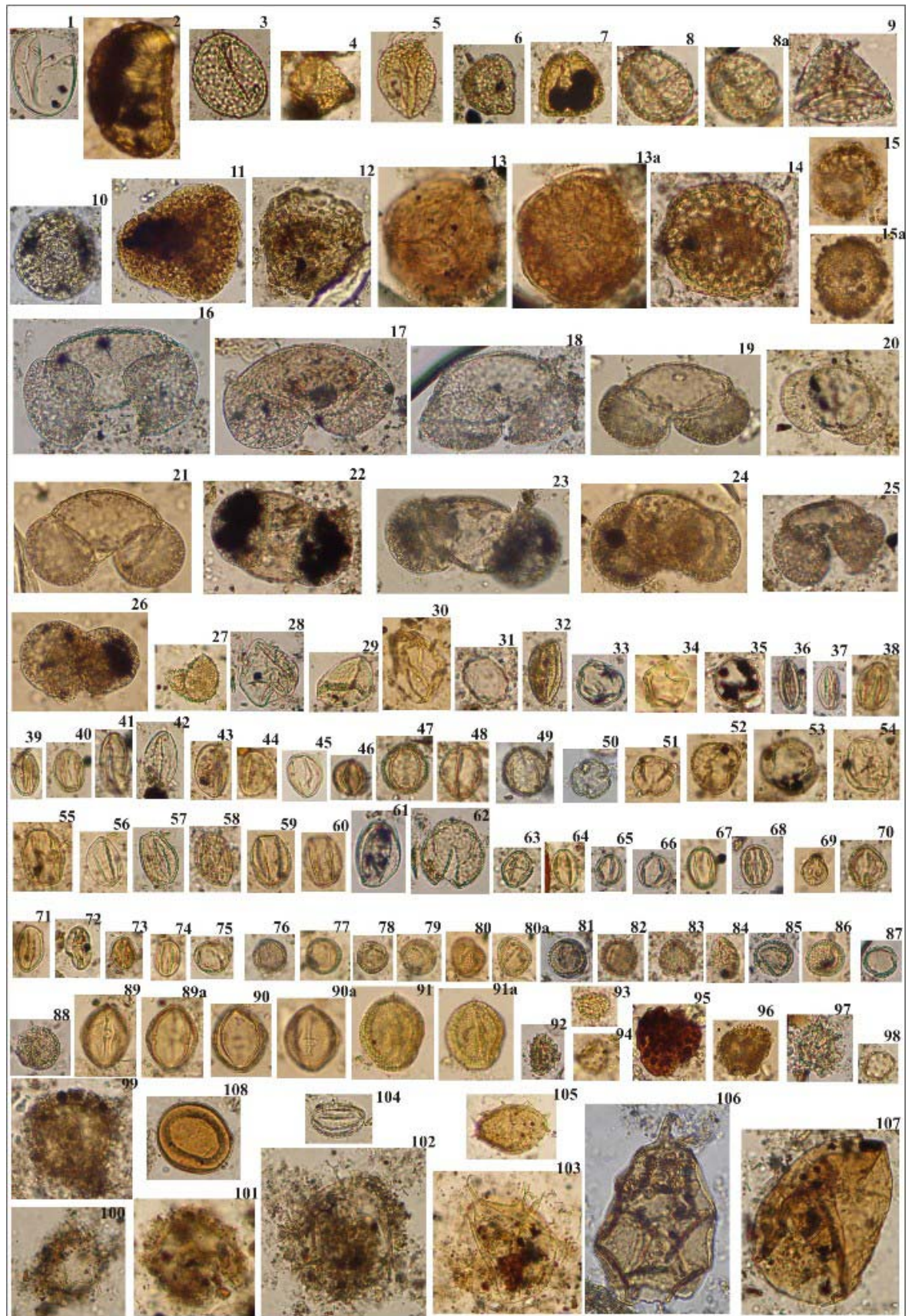
Levha VIII (C1)



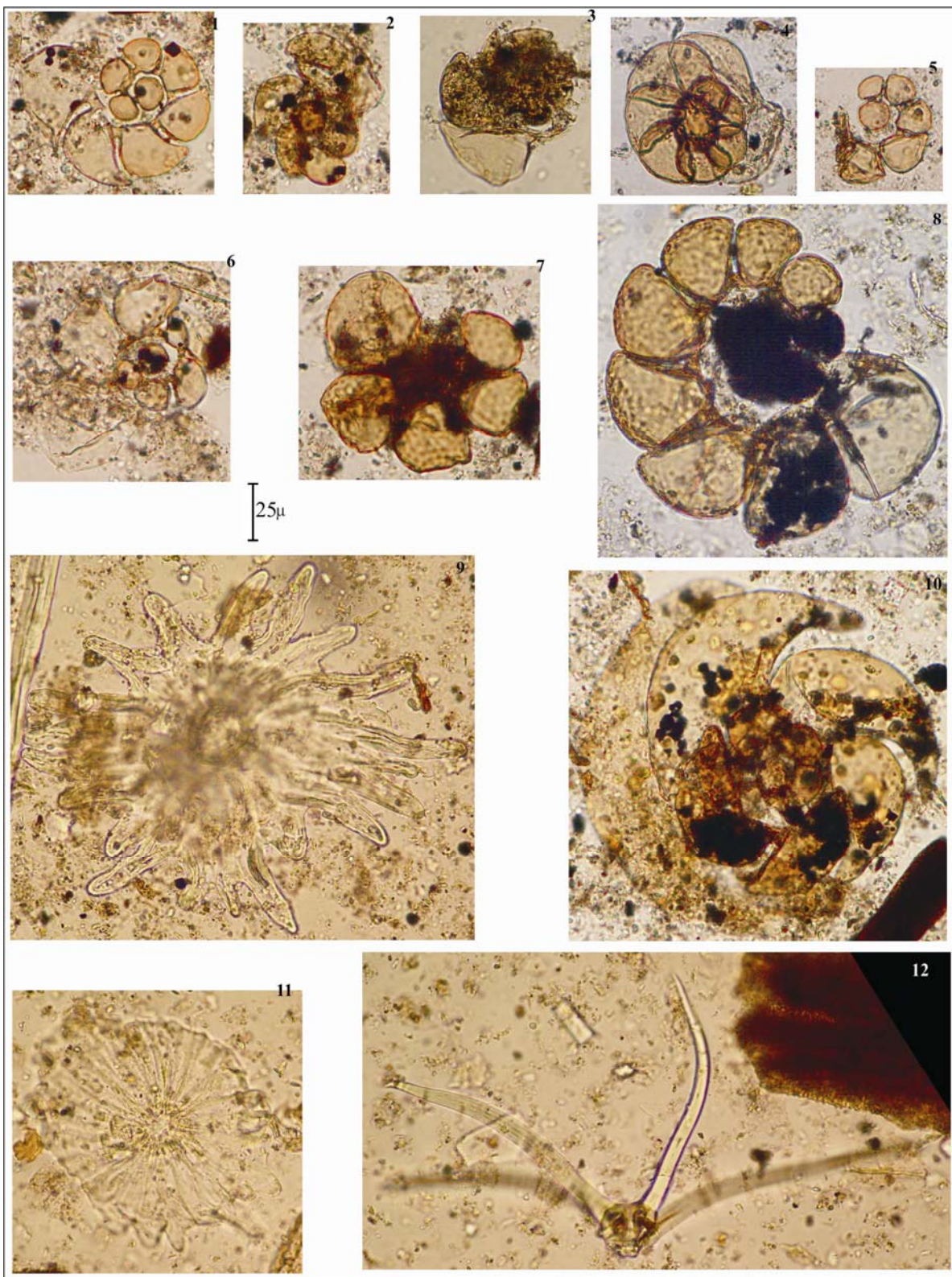
Levha IX (C2)



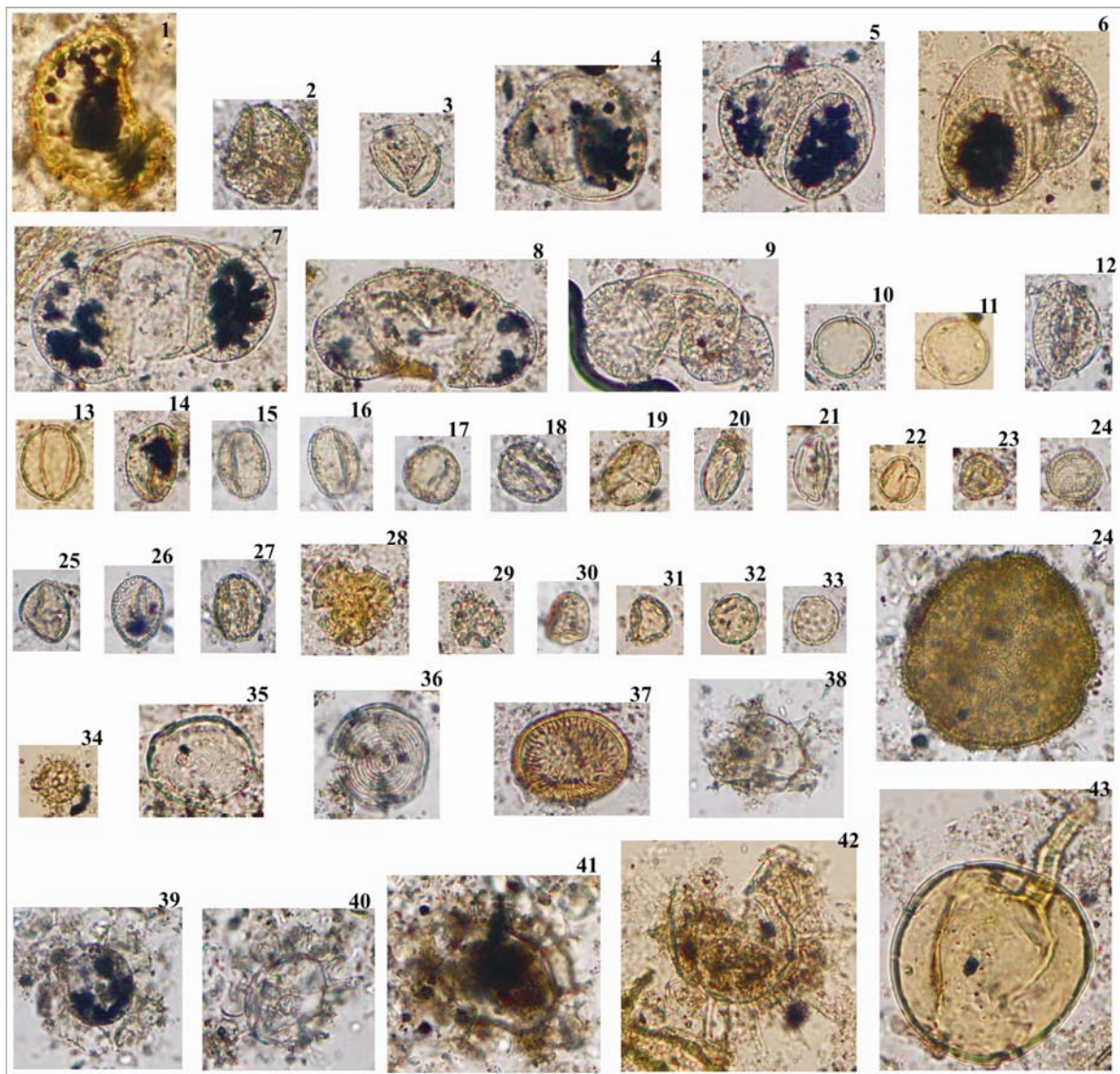
Levha X (C3)



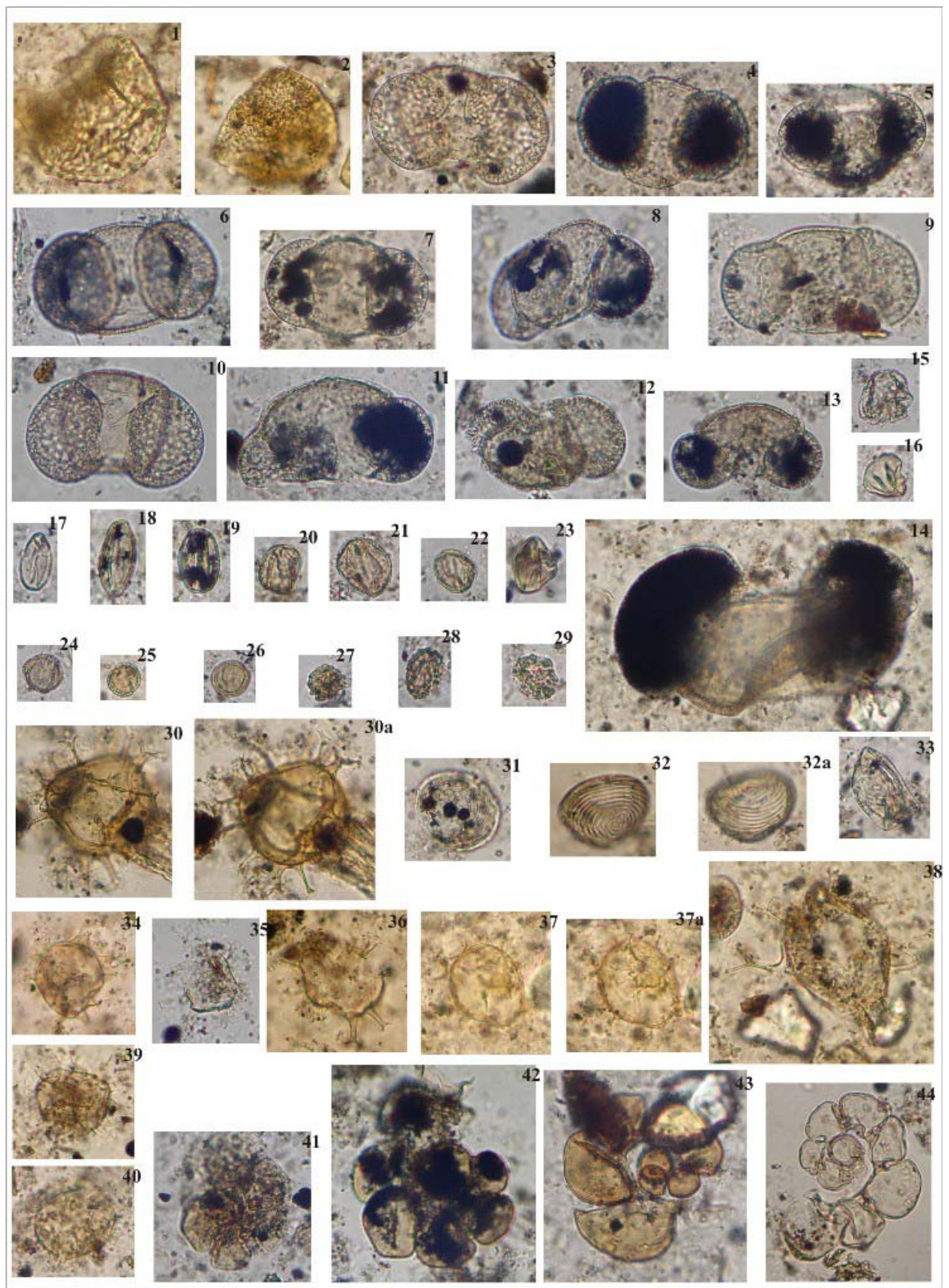
Levha XI (C3)



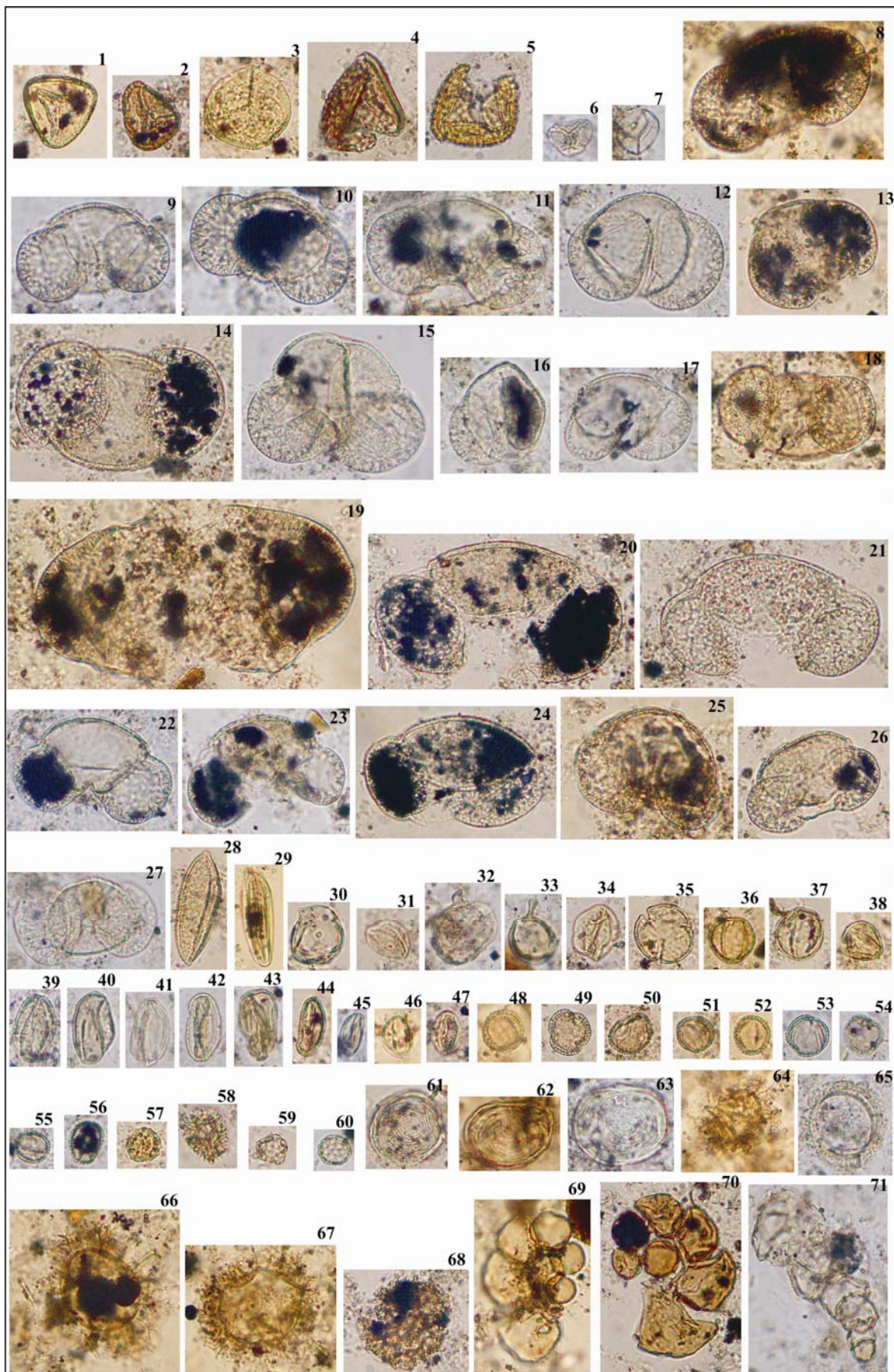
Levha XII (C4)



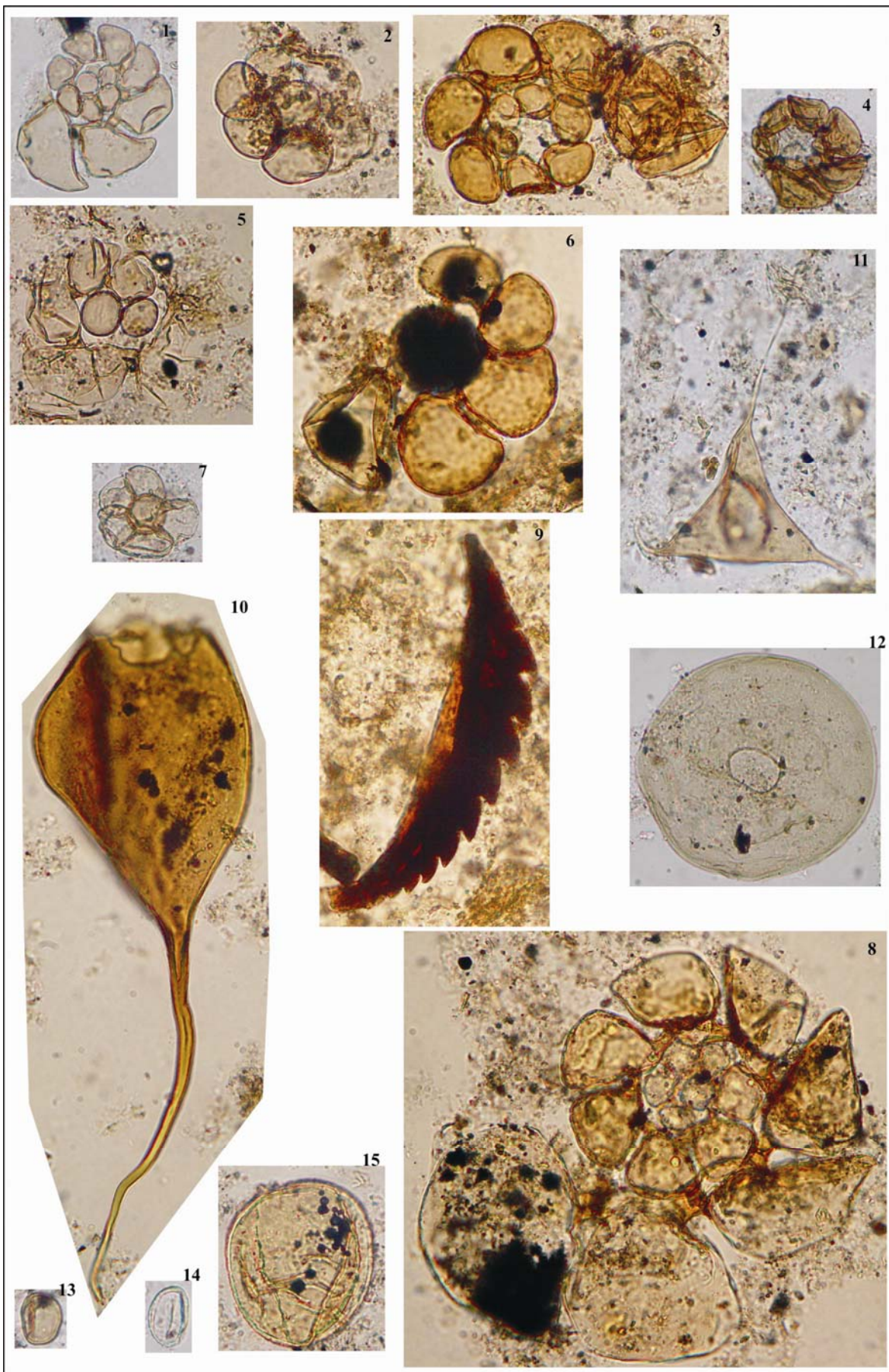
Levha XIII (C5)



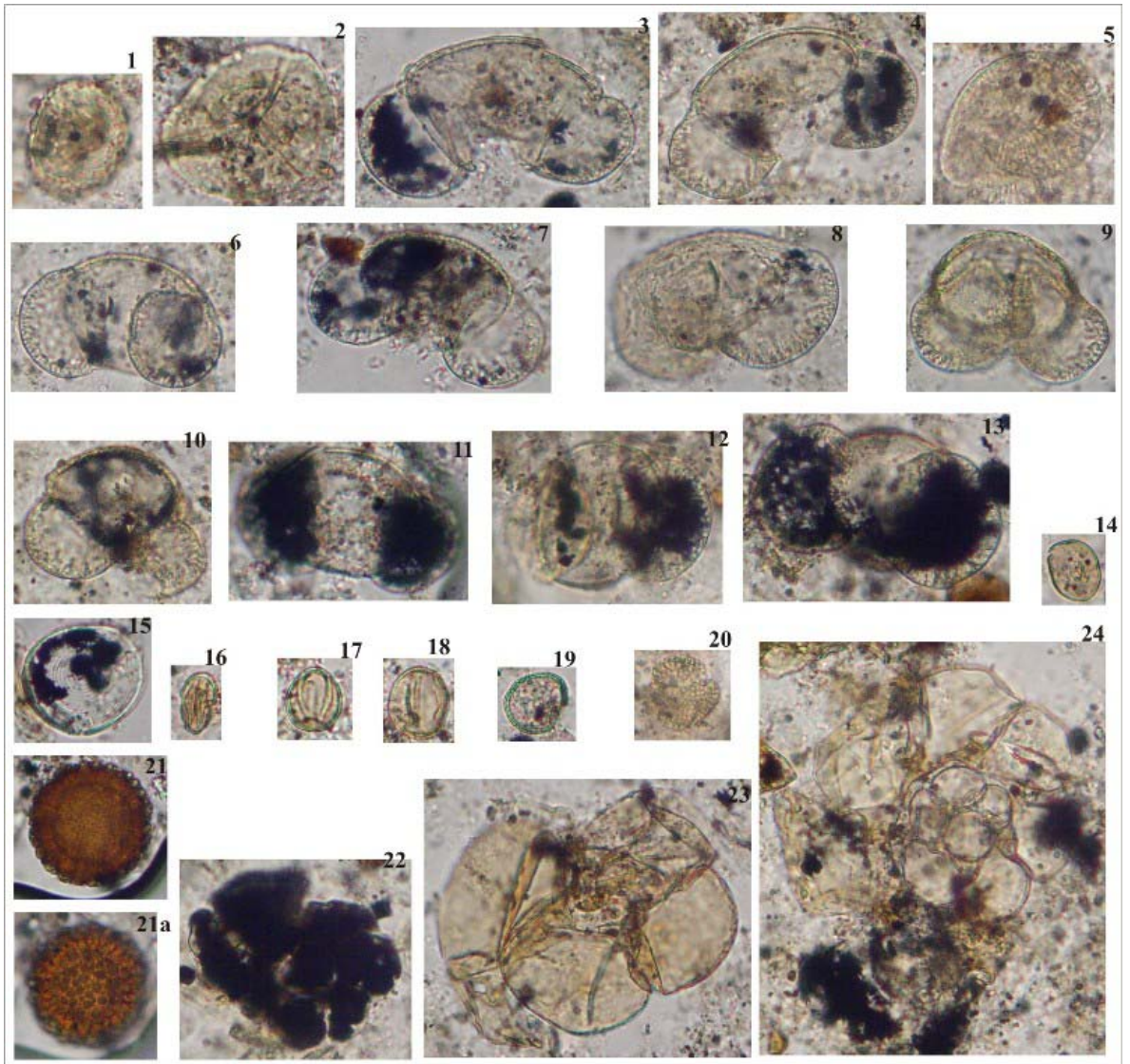
Levha XIV (C7)



Levha XV (C7)



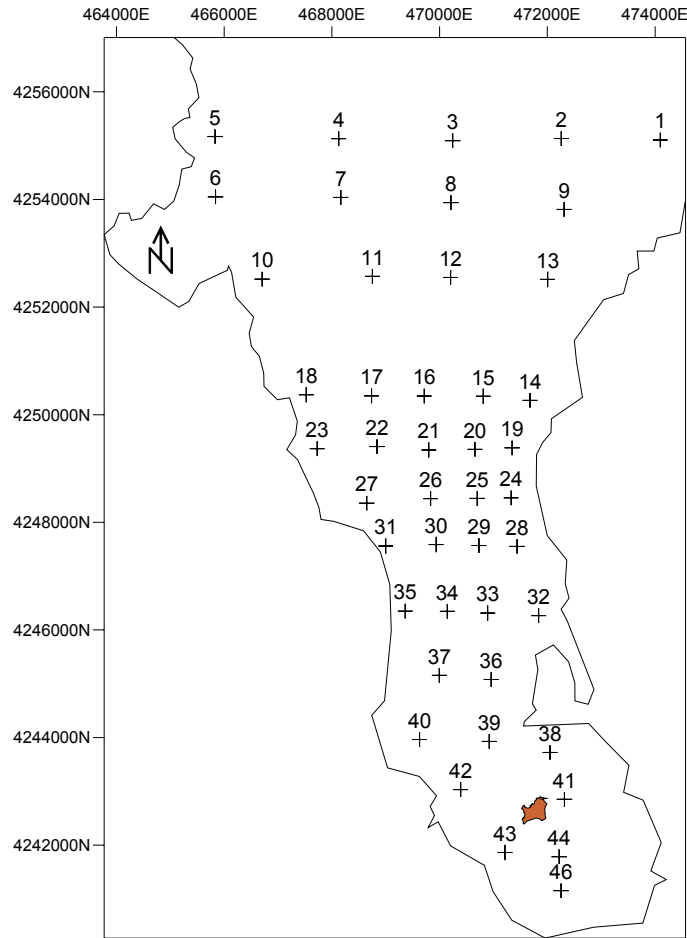
Levha XVI (C9)



5.2.2 Deniz Tabanı Sıcaklık, Tuzluluk, Yoğunluk, İletkenlik ve Ses Hızı (CTD) Ölçümleri

Fiziksel oşinografi çalışmaları, sıcaklık, tuzluluk, yoğunluk, iletkenlik ve bunlardan yararlanılarak ölçülen ses hızı değerleri (CTD ölçümleri) Şekil 5.64’de lokaliteleri verilen 45 istasyonda Şubat döneminde yapılmıştır. Bu çalışmada ölçümler için SBE SeaCat 19 cihazı kullanılmıştır. SBE SeaCat 19 Term 19 yazılımı vasıtasıyla “*.hex” uzantılı alınan kayıtlar, SBE SeaCat 19 DATCNV yazılımı aracılığıyla ASCII formatına dönüştürülerek, Grapher v. 6.1.21 yazılımı ile grafik haline getirilmiştir.

Çalışma alanında, CTD istasyonlarının konumları Şekil 5.64’de, CTD istasyonlarının metrik koordinat değerleri de Tablo 5.3’de sunulmuştur.

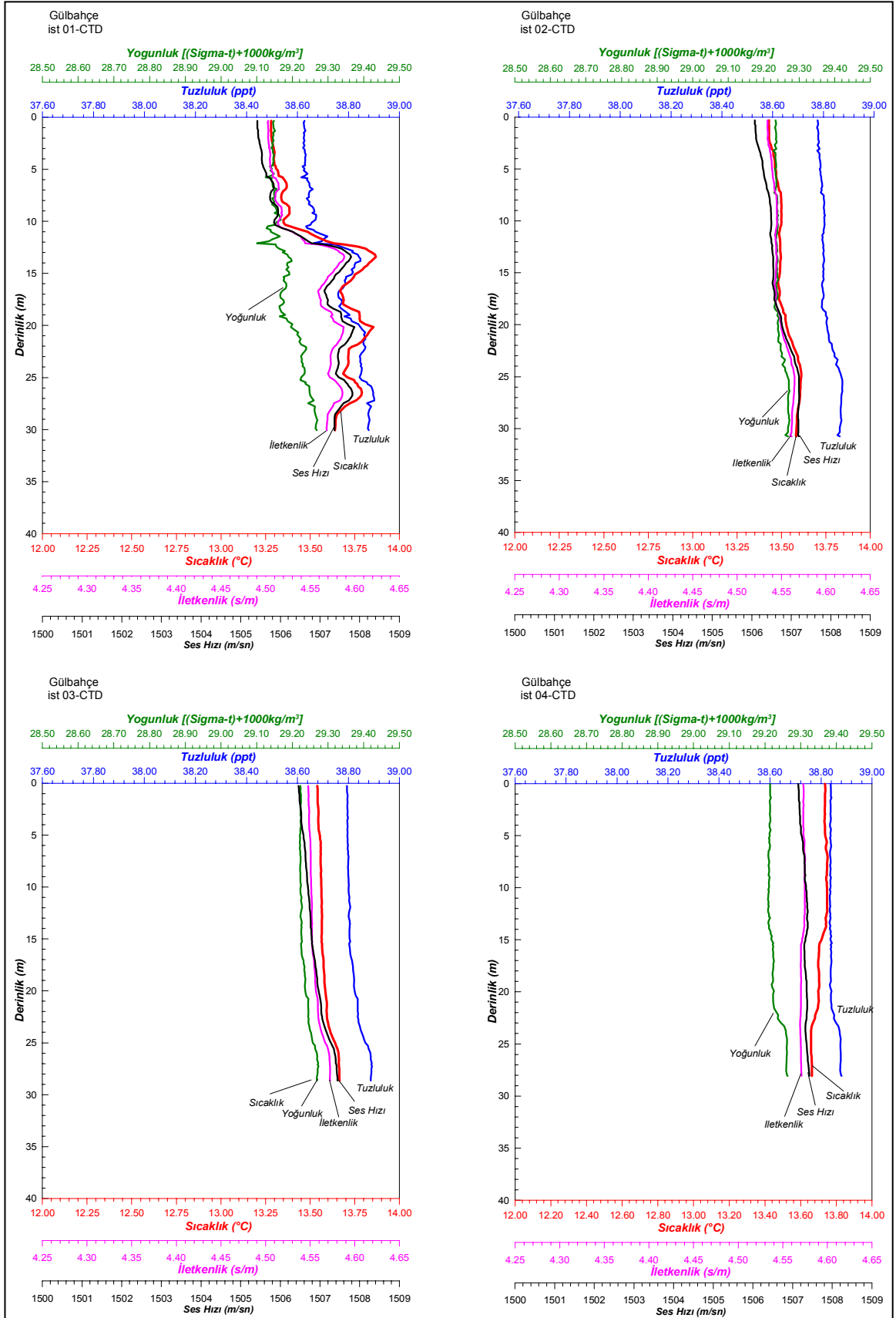


Şekil 5.64 CTD ölçüm istasyonlarının lokalitelerini gösteren şematik harita

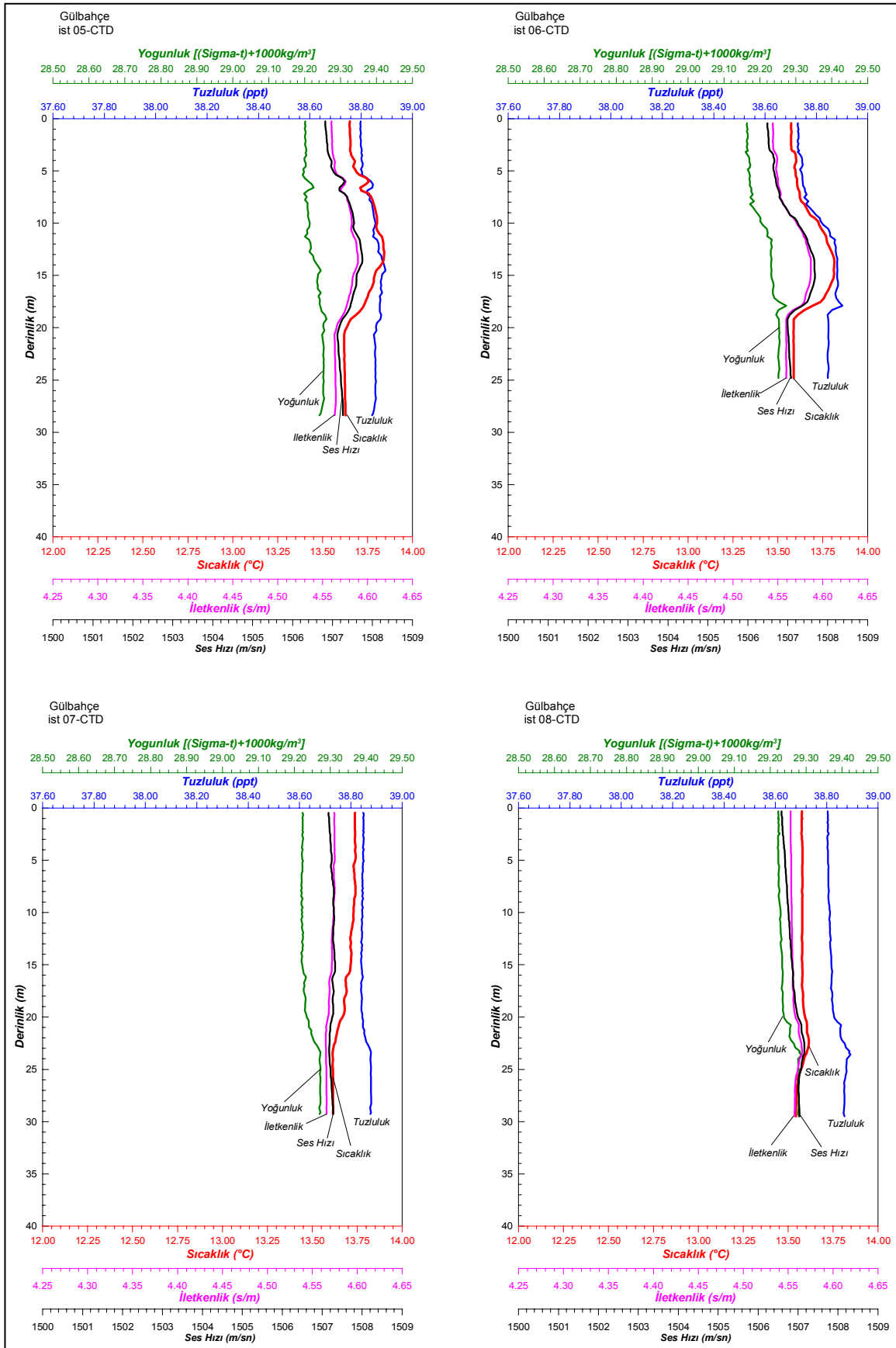
Tablo 5.3 CTD istasyonlarının derinlik ve metrik koordinat değerleri

İst. No.	E	N	Derinlik (m)
CTD 01	474097	4255106	32.0
CTD 02	472256	4255132	30.0
CTD 03	470243	4255092	28.0
CTD 04	468127	4255130	30.0
CTD 05	465830	4255169	30.0
CTD 06	465840	4254048	29.0
CTD 07	468167	4254038	30.0
CTD 08	470209	4253941	28.0
CTD 09	472310	4253814	28.0
CTD 10	466705	4252519	26.0
CTD 11	468751	4252572	29.0
CTD 12	470204	4252550	28.0
CTD 13	472006	4252514	30.0
CTD 14	471677	4250266	21.0
CTD 15	470809	4250343	26.0
CTD 16	469713	4250347	26.0
CTD 17	468737	4250350	21.0
CTD 18	467523	4250371	23.0
CTD 19	471346	4249384	21.0
CTD 20	470655	4249356	24.0
CTD 21	469799	4249345	24.0
CTD 22	468838	4249408	17.0
CTD 23	467727	4249368	17.0
CTD 24	471328	4248454	10.2
CTD 25	470697	4248444	19.0
CTD 26	469833	4248440	20.0
CTD 27	468647	4248355	13.5
CTD 28	471437	4247552	6.0
CTD 29	470731	4247569	16.0
CTD 30	469935	4247587	18.0
CTD 31	468999	4247560	11.0
CTD 32	471838	4246265	12.2
CTD 33	470892	4246313	14.7
CTD 34	470141	4246346	15.6
CTD 35	469360	4246348	13.6
CTD 36	470955	4245079	13.0
CTD 37	469994	4245157	14.2
CTD 38	472050	4243723	4.0
CTD 39	470920	4243928	10.0
CTD 40	469629	4243963	5.2
CTD 41	472316	4242852	5.0
CTD 42	470392	4243033	4.6
CTD 43	471213	4241864	8.3
CTD 44	472219	4241785	5.0
CTD 46	472254	4241154	5.2

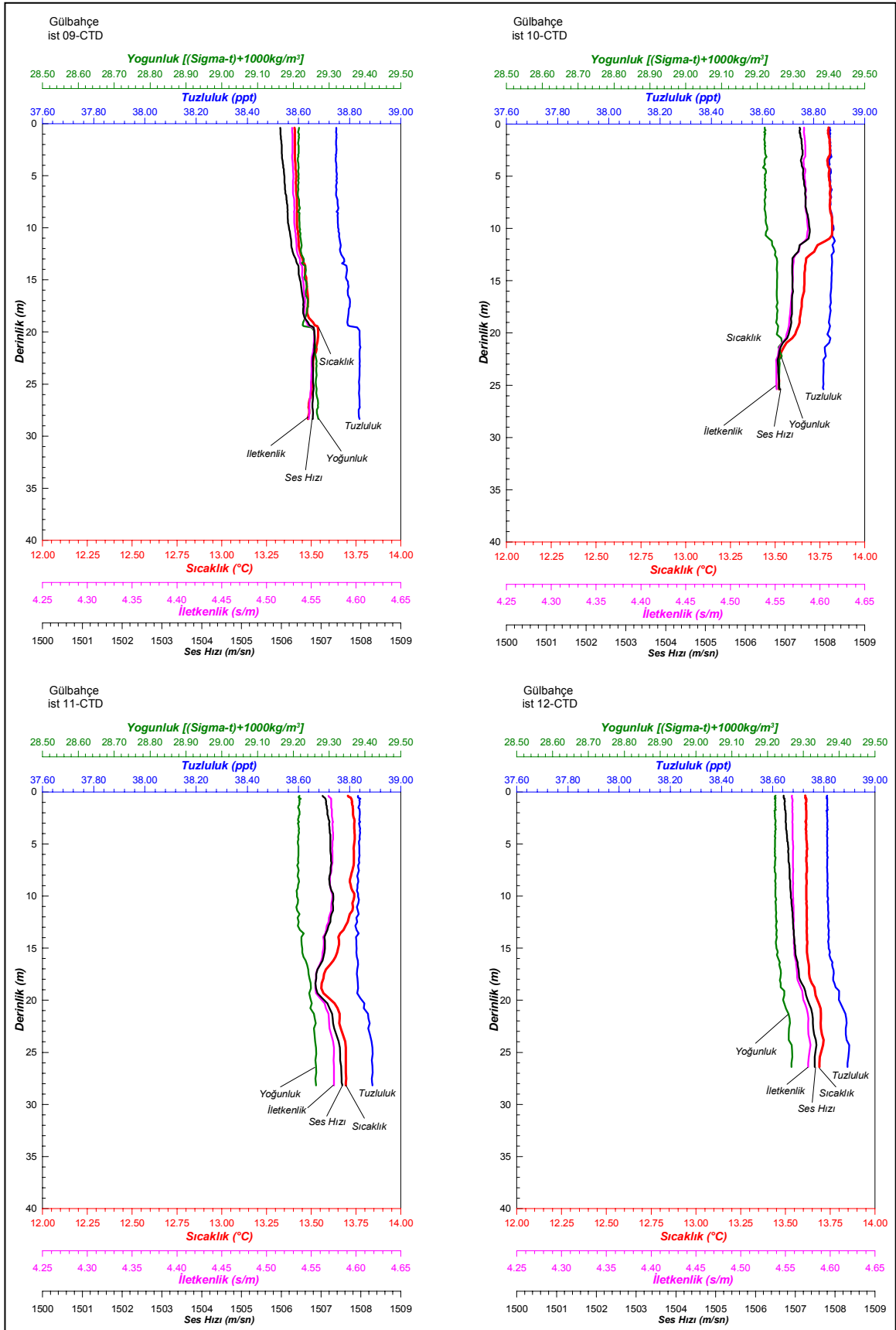
Su sütünü boyunca; sıcaklık, yoğunluk, tuzluluk, iletkenlik ve ses hızı değerleri 45 istasyonun her birinde grafik halinde şekil 5.65’de verilmiştir. Tablo 5.4 ve 5.5’ de 45 noktadaki CTD ölçümlerine ait özet değerleri (yoğunluk, tuzluluk, sıcaklık iletkenlik ve ses hızı) sunulmuştur. 45 CTD istasyonun su sütunundaki ortalama sıcaklık değeri 13,28 °C, tuzluluk değeri ‰ 38,62, yoğunluk değeri 1029.14 kg/m³, iletkenlik değeri 4,50 s/m ve ses hızı değeri 1505,28 m/sn olarak elde edilmiştir (Tablolar 5.4, 5.5).



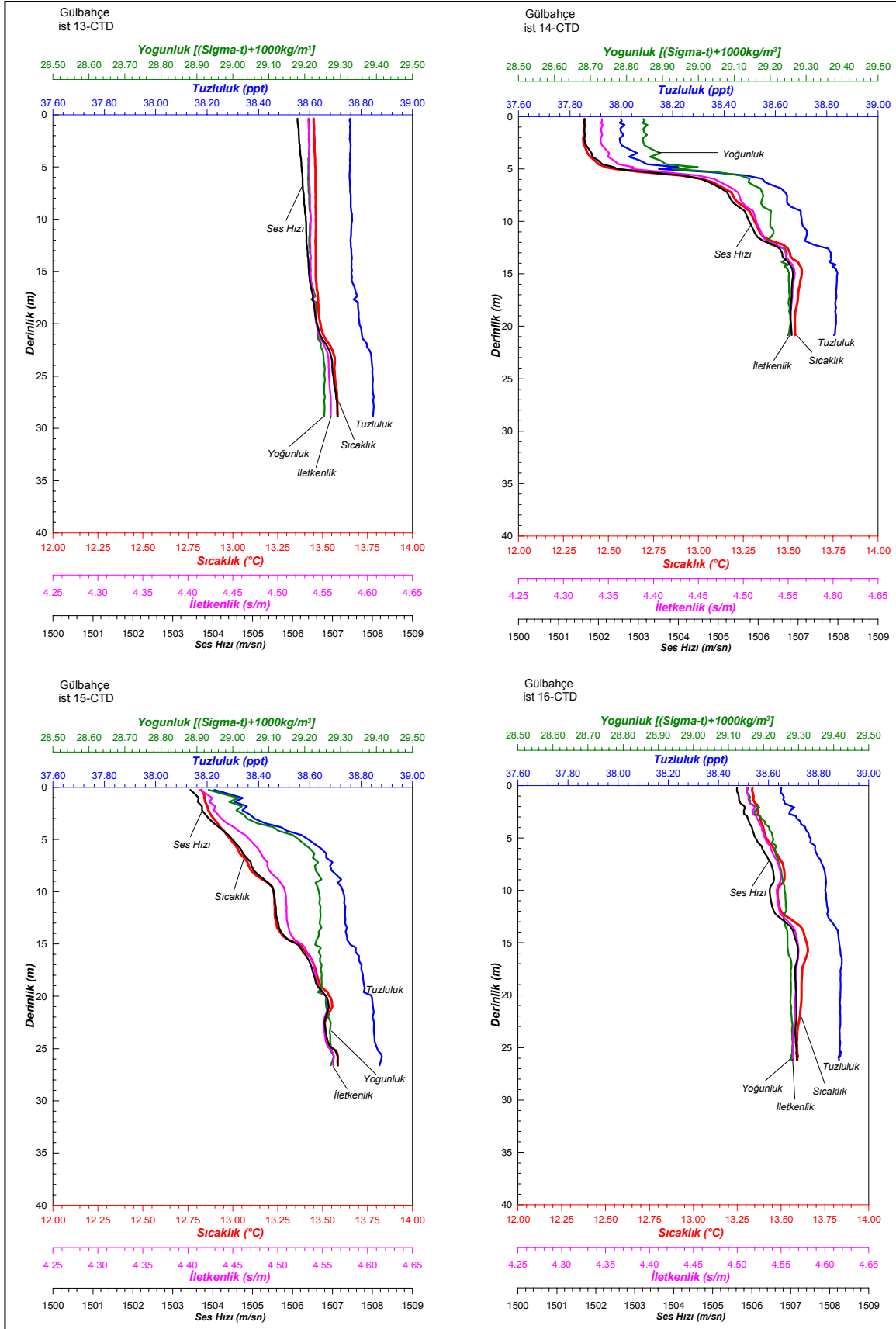
Şekil 5.65 Sıcaklık, yoğunluk, tuzluluk, iletkenlik ve ses hızı değerlerinin 45 istasyonun her birinde su sütünü boyunca grafik olarak gösterimi



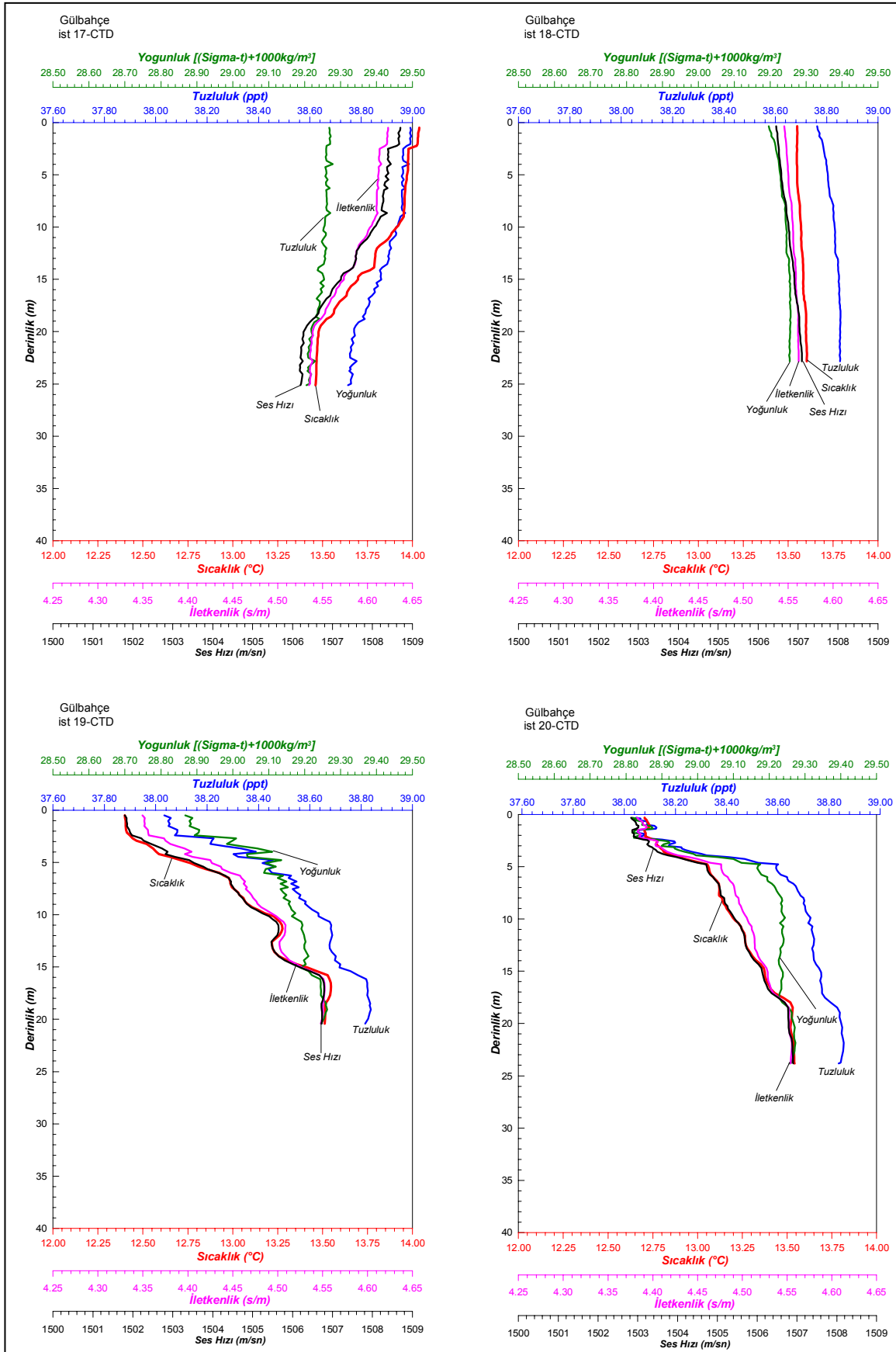
Şekil 5.65 devam ediyor



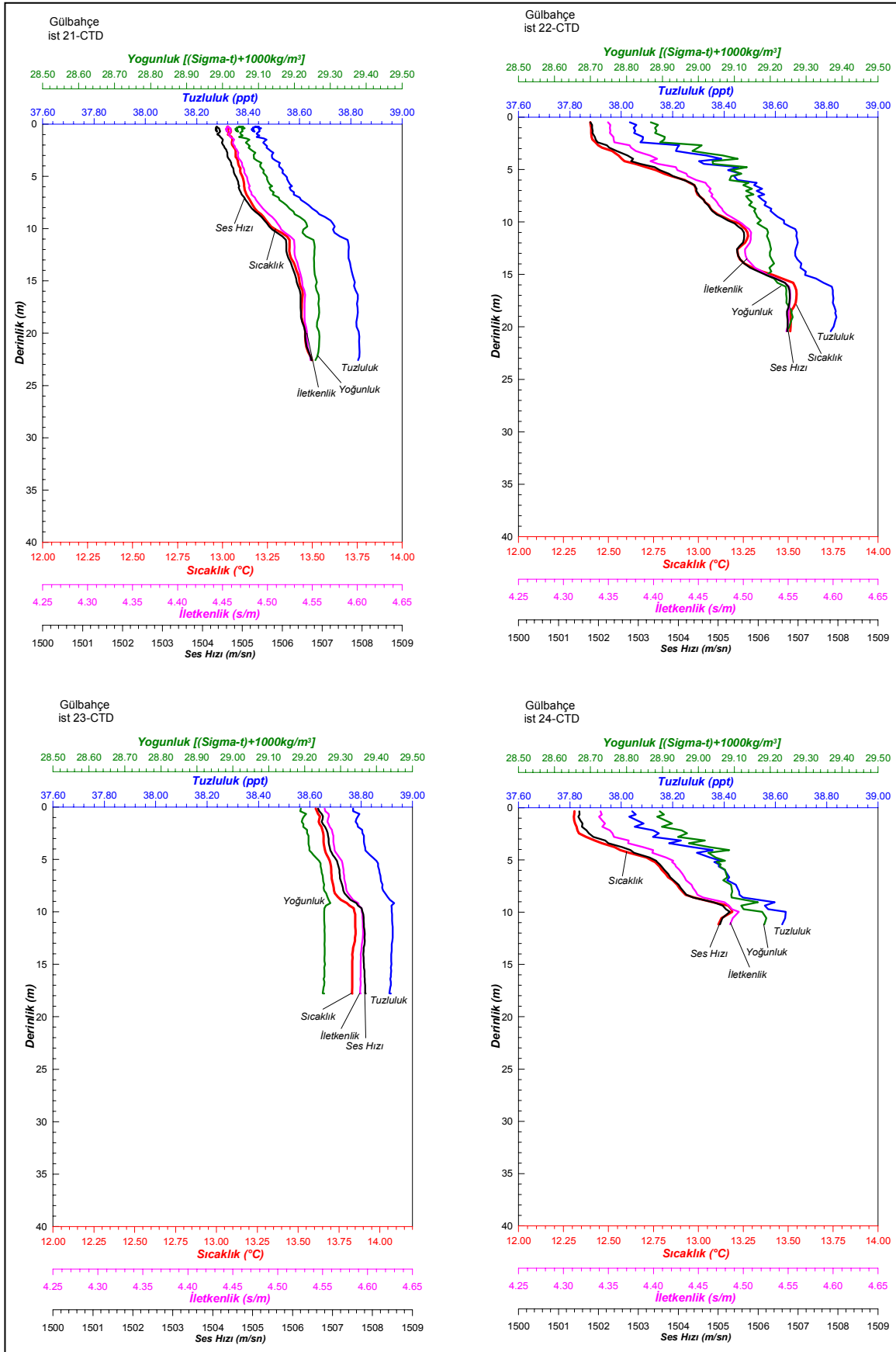
Şekil 5.65 devam ediyor



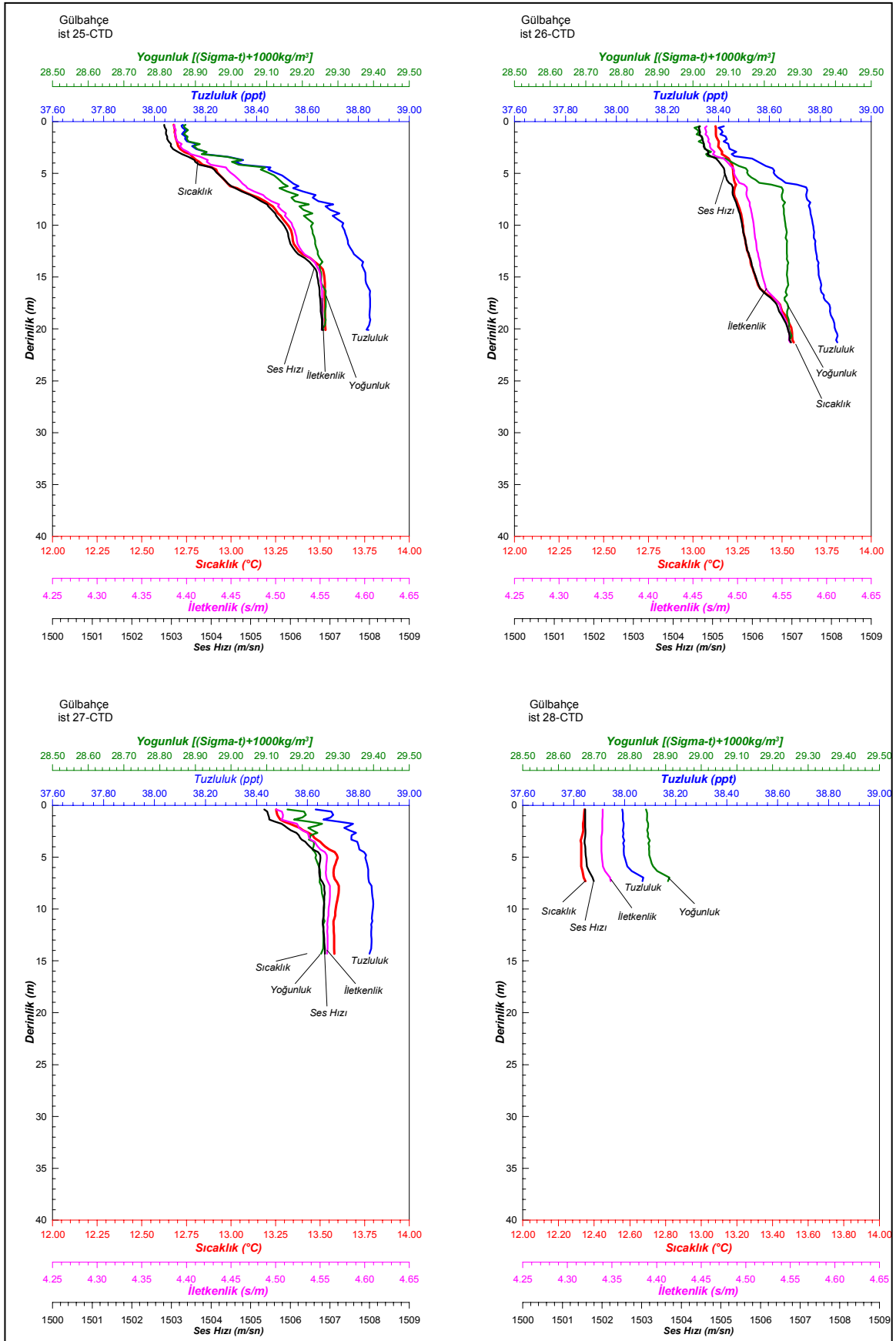
Şekil 5.65 devam ediyor



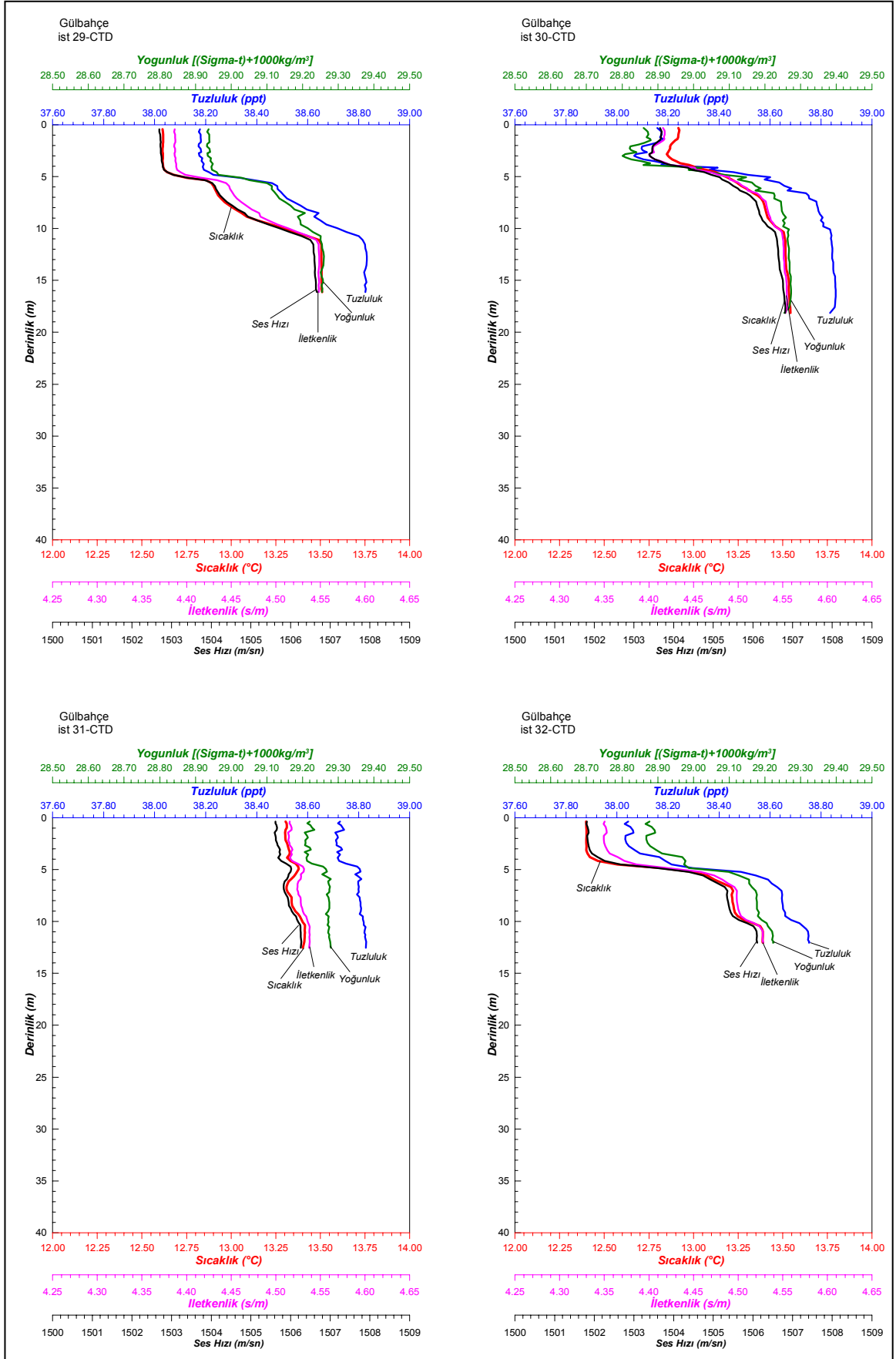
Şekil 5.65 devam ediyor



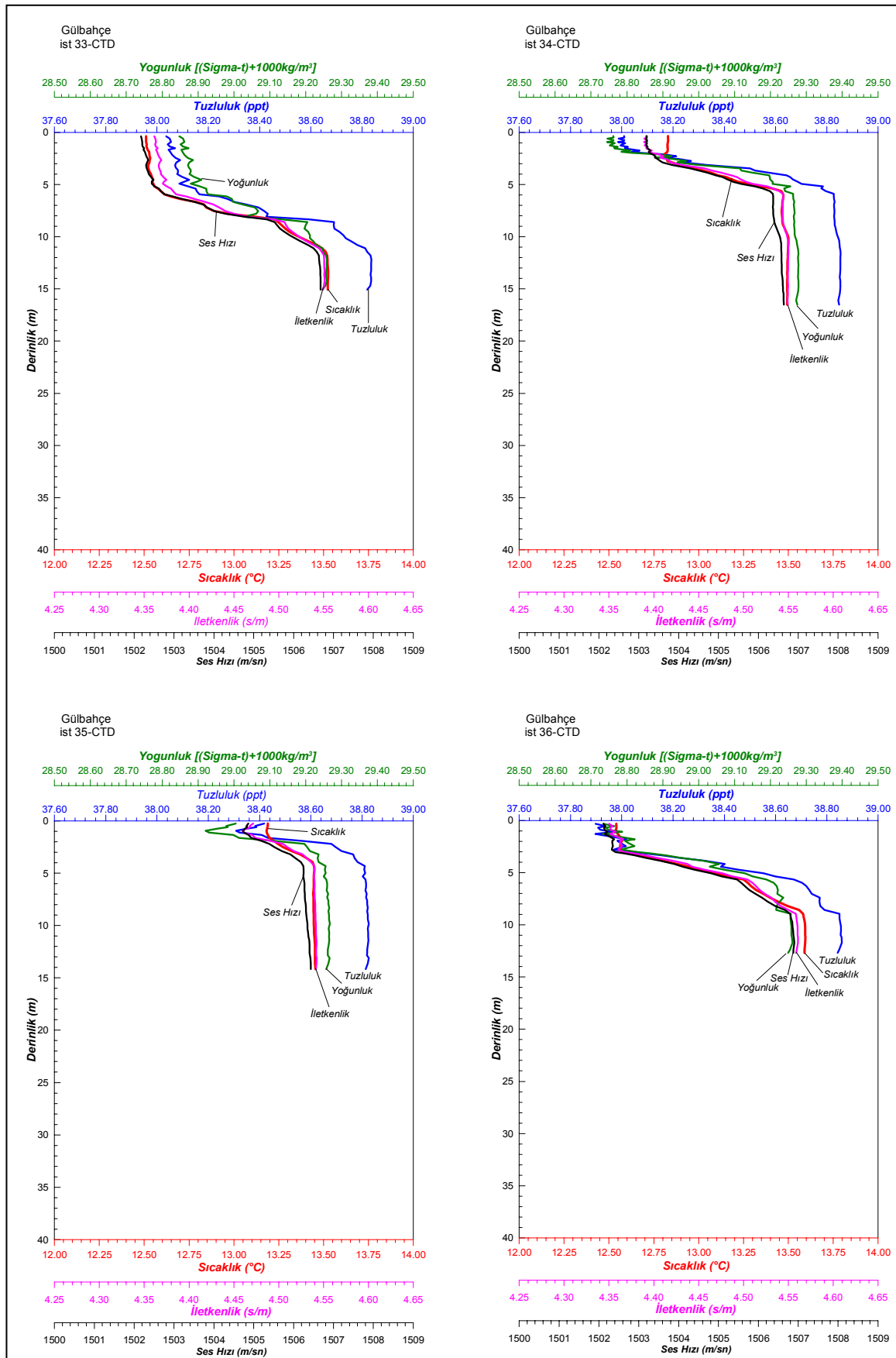
Şekil 5.65 devam ediyor



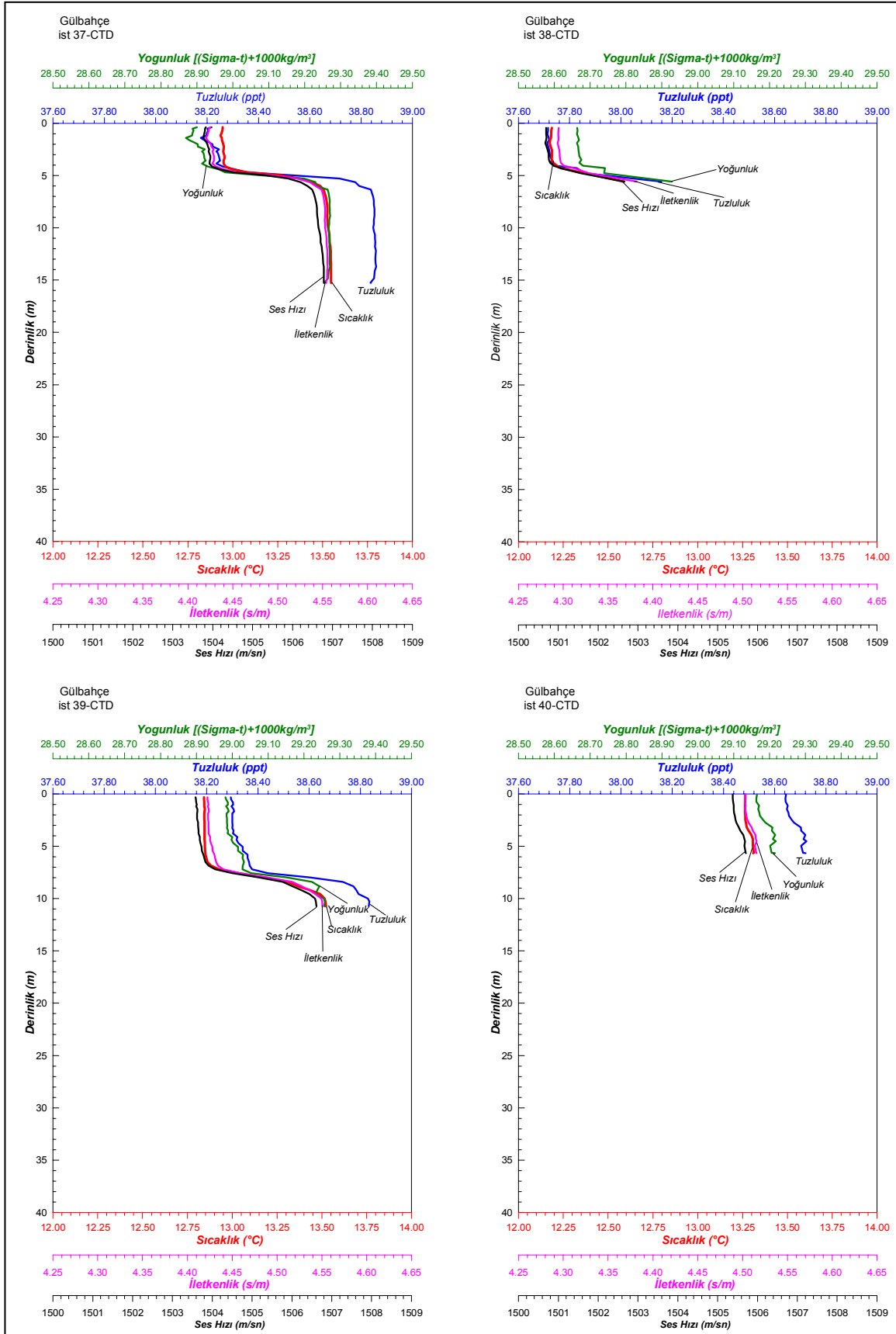
Şekil 5.65 devam ediyor



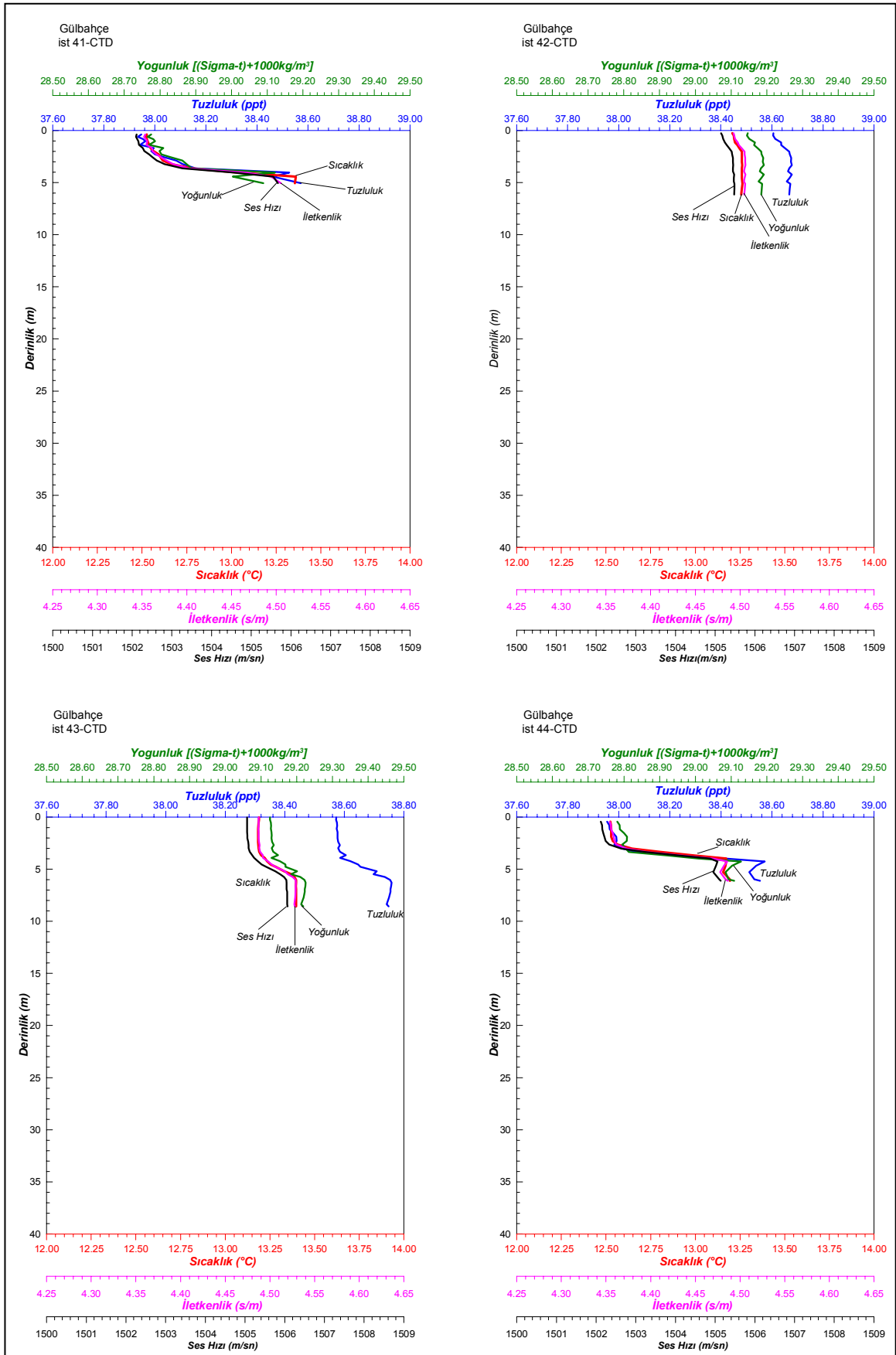
Şekil 5.65 devam ediyor



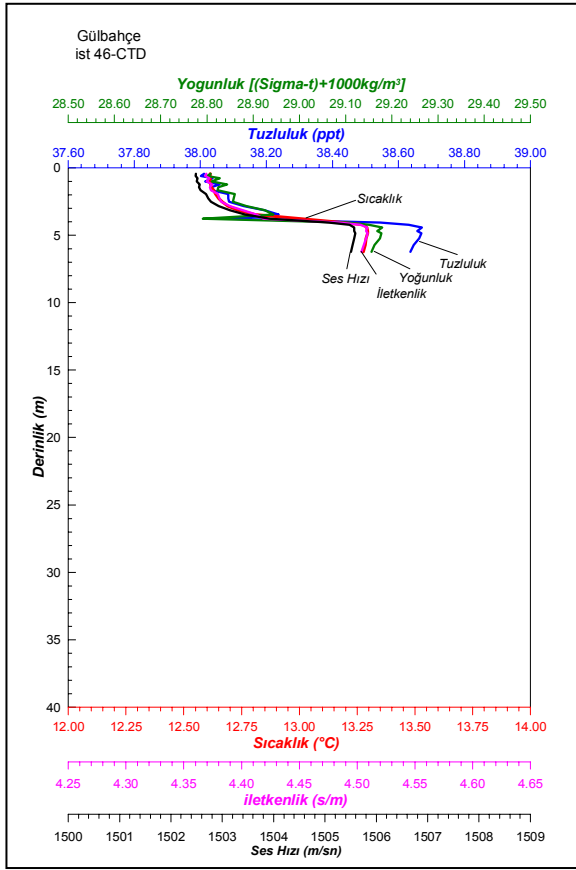
Şekil 5.65 devam ediyor



Şekil 5.65 devam ediyor



Şekil 5.65 devam ediyor



Şekil 5.65 devam ediyor

Tablo 5.4 CTD istasyonlarına ait sıcaklık, tuzluluk ve yoğunluk değerleri

İst.No.	Ölçüm Derinliği (m)	Sıcaklık (°)			Tuzluluk (ppt)			Yoğunluk [(Sigma-t)+1000kg/m ³]		
		min.	maks.	ort.	min.	maks.	ort.	min.	maks.	ort.
CDT 01	30,07	13,28	13,87	13,57	38,62	38,90	38,75	29,10	29,27	29,18
CDT 02	30,75	13,43	13,61	13,51	38,78	38,88	38,81	29,23	29,27	29,24
CDT 03	28,64	13,54	13,66	13,58	38,79	38,89	38,82	29,22	29,27	29,23
CDT 04	28,08	13,66	13,75	13,61	38,83	38,88	38,52	29,21	29,26	28,98
CDT 05	28,37	13,62	13,84	13,70	38,80	38,89	38,84	29,19	29,26	29,23
CDT 06	24,82	13,57	13,81	13,65	38,73	38,90	38,80	29,16	29,27	29,21
CDT 07	29,27	13,61	13,74	13,70	38,84	38,88	38,85	29,22	29,27	29,23
CDT 08	29,51	13,54	13,62	13,58	38,80	38,89	38,83	29,22	29,29	29,24
CDT 09	28,35	13,41	13,54	13,45	38,75	38,84	38,78	29,21	29,27	29,23
CDT 10	25,38	13,52	13,82	13,73	38,84	38,88	38,86	29,22	29,27	29,24
CDT 11	28,19	13,56	13,74	13,70	38,82	38,89	38,84	29,21	29,26	29,23
CDT 12	26,41	13,61	13,71	13,63	38,81	38,90	38,83	29,22	29,27	29,23
CDT 13	28,85	13,45	13,58	13,48	38,76	38,85	38,78	29,21	29,26	29,22
CDT 14	20,85	12,36	13,58	13,12	37,99	38,84	38,56	28,84	29,26	29,12
CDT 15	26,62	12,82	13,59	13,27	38,23	38,87	38,70	28,93	29,27	29,21
CDT 16	26,20	13,34	13,65	13,52	38,65	38,89	38,82	29,15	29,27	29,25
CDT 17	25,12	13,46	14,04	13,77	38,75	38,99	38,89	29,20	29,27	29,25
CDT 18	22,84	13,55	13,61	13,58	38,80	38,85	38,83	29,22	29,25	29,24
CDT 19	20,43	12,40	13,55	13,05	38,03	38,82	38,55	28,87	29,24	29,13
CDT 20	23,82	12,70	13,54	13,11	38,06	38,84	38,54	28,82	29,26	29,12
CDT 21	22,60	13,02	13,50	13,19	38,42	38,83	38,60	29,04	29,26	29,15
CDT 22	17,55	13,34	13,70	13,51	38,67	38,89	38,79	29,17	29,26	29,23
CDT 23	17,78	13,61	13,85	13,75	38,77	38,92	38,88	29,19	29,26	29,24
CDT 24	11,17	12,31	13,19	12,71	38,03	38,64	38,34	28,89	29,18	29,04
CDT 25	20,11	12,68	13,53	13,16	38,11	38,84	38,58	28,87	29,26	29,14
CDT 26	21,30	13,13	13,57	13,30	38,42	38,87	38,70	29,02	29,27	29,20
CDT 27	14,32	13,25	13,60	13,51	38,63	38,85	38,81	29,16	29,25	29,24
CDT 28	7,31	12,33	12,35	12,33	37,99	38,07	38,01	28,85	28,91	28,86
CDT 29	16,14	12,62	13,51	13,02	38,18	38,83	38,50	28,94	29,25	29,11
CDT 30	18,13	12,85	13,54	13,26	38,07	38,84	38,58	28,81	29,25	29,12
CDT 31	12,55	13,30	13,41	13,35	38,71	38,82	38,78	29,21	29,27	29,25
CDT 32	12,04	12,40	13,39	12,93	38,04	38,75	38,44	28,88	29,22	29,07
CDT 33	15,09	12,51	13,53	12,93	38,05	38,84	38,39	28,86	29,26	29,04
CDT 34	16,51	12,81	13,50	13,22	38,17	38,85	38,56	28,89	29,27	29,11
CDT 35	14,16	13,18	13,45	13,38	38,31	38,82	38,72	28,92	29,26	29,20
CDT 36	12,68	12,54	13,59	13,05	37,92	38,86	38,43	28,75	29,26	29,04
CDT 37	15,27	12,93	13,55	13,29	38,20	38,84	38,59	28,89	29,26	29,11
CDT 38	5,56	12,17	12,59	12,23	37,71	38,16	37,76	28,66	28,93	28,69
CDT 39	10,75	12,84	13,52	12,99	38,30	38,83	38,43	28,98	29,26	29,06
CDT 40	5,67	13,26	13,31	13,28	38,64	38,72	38,68	29,16	29,21	29,19
CDT 41	5,06	12,52	13,36	12,72	37,93	38,46	38,11	28,77	29,00	28,86
CDT 42	6,15	13,21	13,26	13,25	38,61	38,67	38,66	29,15	29,19	29,18
CDT 43	8,58	13,18	13,40	13,27	38,58	38,75	38,65	29,13	29,22	29,17
CDT 44	6,12	12,52	13,19	12,83	37,95	38,55	38,21	28,78	29,11	28,91
CDT 46	6,22	12,61	13,30	12,90	38,00	38,67	38,28	28,80	29,18	28,96
			Ortalama	13,28		Ortalama	38,62		Ortalama	29,14

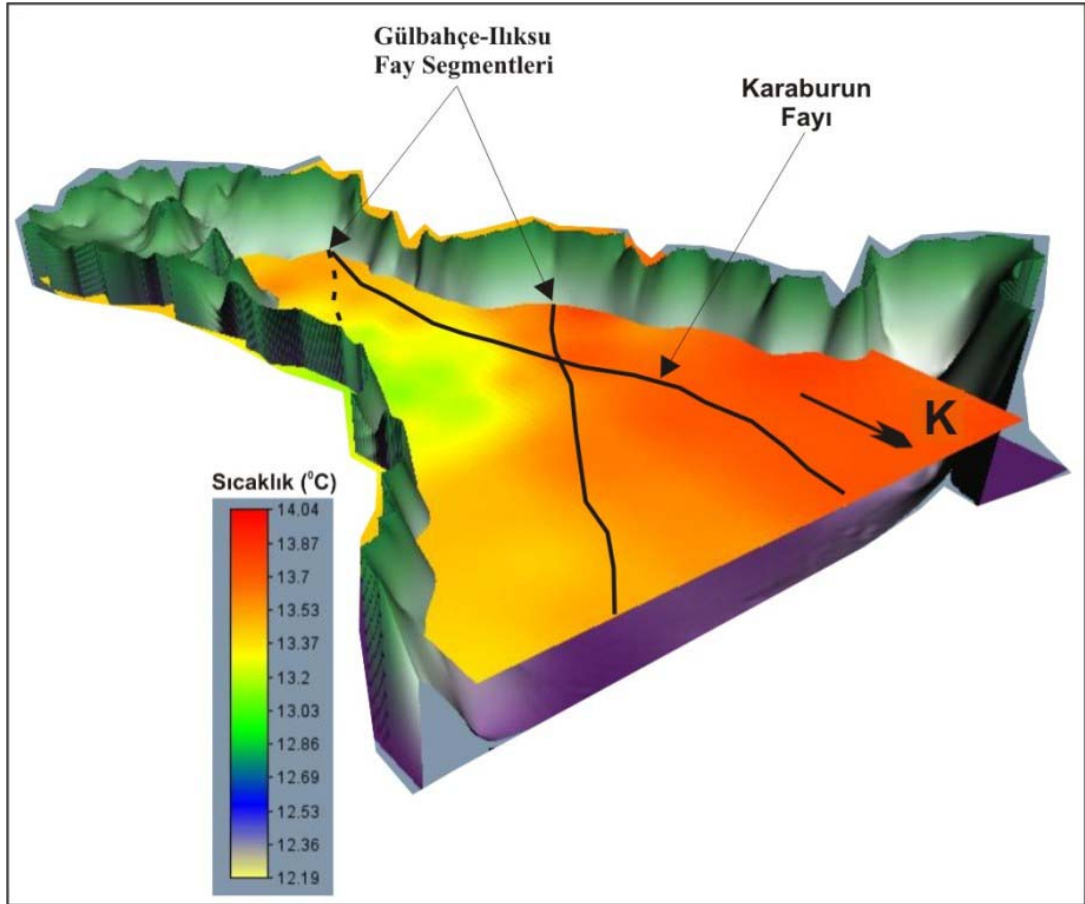
Tablo 5.5 CTD istasyonlarına ait iletkenlik ve ses hızı değerleri

İst.No.	Ölçüm Derinliği (m)	İletkenlik (s/m)			Ses Hızı (m/s)		
		min.	maks.	ort.	min.	maks.	ort.
CDT 01	30,07	4,50	4,59	4,55	1505,42	1507,87	1506,75
CDT 02	30,75	4,53	4,56	4,55	1506,08	1507,20	1506,63
CDT 03	28,64	4,55	4,57	4,56	1506,46	1507,44	1506,84
CDT 04	28,08	4,57	4,57	4,54	1507,14	1507,42	1494,95
CDT 05	28,37	4,56	4,59	4,57	1506,82	1507,75	1507,26
CDT 06	24,82	4,54	4,59	4,56	1506,49	1507,68	1507,01
CDT 07	29,27	4,57	4,58	4,57	1507,16	1507,32	1507,24
CDT 08	29,51	4,55	4,57	4,56	1506,59	1507,16	1506,82
CDT 09	28,35	4,53	4,55	4,54	1505,97	1506,84	1506,37
CDT 10	25,38	4,55	4,59	4,58	1506,81	1507,62	1507,32
CDT 11	28,19	4,55	4,58	4,57	1506,86	1507,53	1507,21
CDT 12	26,41	4,56	4,58	4,56	1506,71	1507,53	1506,94
CDT 13	28,85	4,53	4,56	4,54	1506,12	1507,13	1506,47
CDT 14	20,85	4,34	4,56	4,48	1501,64	1506,87	1504,97
CDT 15	26,62	4,41	4,56	4,51	1503,44	1507,13	1505,68
CDT 16	26,20	4,51	4,57	4,55	1505,62	1507,19	1506,62
CDT 17	25,12	4,53	4,62	4,58	1506,20	1508,70	1507,52
CDT 18	22,84	4,55	4,56	4,56	1506,54	1507,10	1506,81
CDT 19	20,43	4,35	4,55	4,47	1501,80	1506,79	1504,72
CDT 20	23,82	4,38	4,55	4,48	1502,86	1506,91	1504,90
CDT 21	22,60	4,45	4,55	4,49	1504,33	1506,73	1505,22
CDT 22	17,55	4,51	4,58	4,54	1505,66	1507,34	1506,49
CDT 23	17,78	4,55	4,59	4,58	1506,64	1507,80	1507,38
CDT 24	11,17	4,34	4,49	4,41	1501,50	1505,29	1503,27
CDT 25	20,11	4,39	4,55	4,49	1502,82	1506,81	1505,12
CDT 26	21,30	4,47	4,56	4,51	1504,67	1506,98	1505,74
CDT 27	14,32	4,50	4,56	4,55	1505,34	1506,86	1506,49
CDT 28	7,31	4,34	4,35	4,34	1501,56	1501,79	1501,60
CDT 29	16,14	4,39	4,55	4,46	1502,75	1506,66	1504,53
CDT 30	18,13	4,40	4,55	4,50	1503,39	1506,81	1505,43
CDT 31	12,55	4,51	4,54	4,53	1505,60	1506,24	1505,91
CDT 32	12,04	4,35	4,53	4,45	1501,81	1506,11	1504,12
CDT 33	15,09	4,36	4,55	4,44	1502,19	1506,68	1504,07
CDT 34	16,51	4,41	4,55	4,49	1503,35	1506,56	1505,24
CDT 35	14,16	4,46	4,54	4,52	1504,73	1506,43	1505,95
CDT 36	12,68	4,35	4,56	4,46	1502,14	1506,89	1504,49
CDT 37	15,27	4,42	4,55	4,50	1503,78	1506,78	1505,49
CDT 38	5,56	4,29	4,38	4,30	1500,68	1502,66	1500,93
CDT 39	10,75	4,42	4,55	4,45	1503,59	1506,62	1504,30
CDT 40	5,67	4,50	4,52	4,51	1505,38	1505,71	1505,52
CDT 41	5,06	4,35	4,49	4,39	1502,10	1505,55	1502,98
CDT 42	6,15	4,49	4,51	4,50	1505,15	1505,49	1505,39
CDT 43	8,58	4,49	4,53	4,50	1505,05	1506,07	1505,48
CDT 44	6,12	4,35	4,49	4,41	1502,12	1505,14	1503,47
CDT 46	6,22	4,37	4,51	4,43	1502,48	1505,59	1503,78
			Ortalama	4,50		Ortalama	1505,28

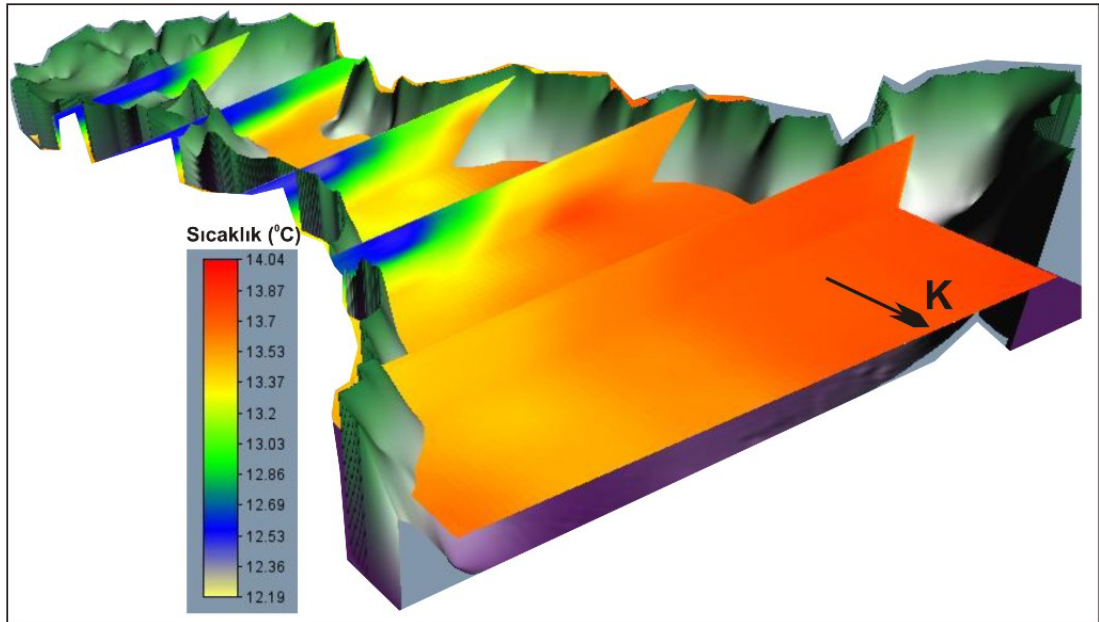
Bölgede ölçülen CTD değerlerinin sıcaklık dağılımı incelendiğinde (Şekil 5.66) su derinliğinin fazla olduğu alanlarda (Körfez girişi, yaklaşık 30 m su derinliğinde) su sıcaklığının arttığı (~ 14 °C), güney kesimlerde (sığ sularda, yaklaşık 14 m su derinliğinde) ise su sıcaklığının azalarak daha soğuk (~ 12 °C) olduğu görülmektedir. Bu durum şekil 5.67’da, 45 istasyonun her birine ait yüzeyden derine doğru sıcaklık farklılığını gösteren düşey dağılım haritasında da net bir şekilde izlenebilmektedir.

Yüzeyde kuzey ve doğu kesimlerdeki sıcaklık farklılığı açık bir şekilde izlenebilmektedir. Güneş ışığının yoğun geldiği yerlerde deniz suyunun daha sıcak olması beklenirken bu beklentilerin altında sıcaklık değerleri ölçülmüştür. Bu durum, alanın doğu kesiminden soğuk su girişlerinin olmasından kaynaklanmaktadır. Soğuk su girişleri sıcaklığı düşürmektedir. Körfezin doğu kesimine doğru yüzeyde soğuk su etkisi gözlenmesine karşın derine doğru sıcaklık artışı izlenmektedir (Şekil 5.67). Doğu alanında derine doğru ve Körfez girişinde de tabanda gözlenen sıcak ortamın, KD-GB doğrultulu faylardan oluşabilecek termal aktivitenin etkisinden kaynaklandığı düşünülmektedir. Yüzeyde soğuk su girişinin etkisi nedeniyle tuzluluk ve iletkenlik değerleri de düşmektedir. (Şekiller 5.68, 5.69).

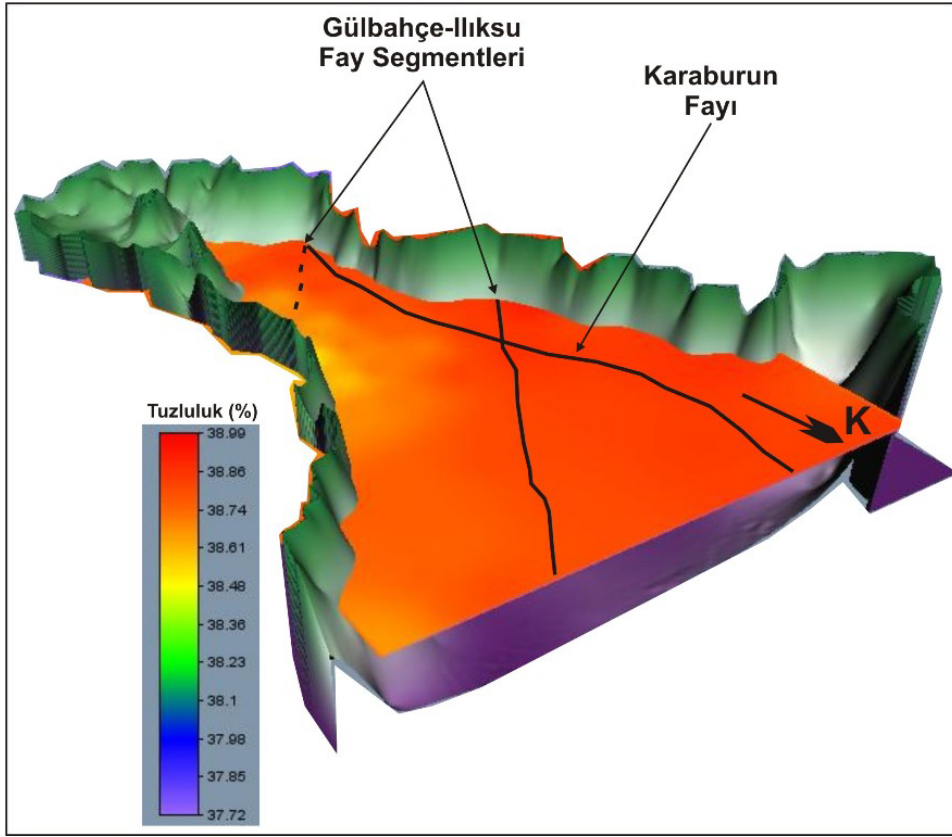
Taban yapısı ve tabandaki çıkışların görüntülenebilmesi amacıyla indirilen uzaktan kumandalı robot (ROV) kamera örnek resimleri şekil 5.70 ve 5.71’de verilmiştir. Bu resimlerden tabandaki çıkış noktaları net bir şekilde görülmektedir (Şekiller 5.70a, 5.70b ve 5.71a, 5.71b). ROV üzerinde bulunan kalibre edilmemiş sıcaklık ölçer (termometre) görüntüsünden anlaşılacağı gibi, çıkış noktalarında sıcaklık $5-10$ °C artış göstermektedir. Kamera görüntülerinde, ROV üzerindeki termometre ortam sıcaklığını 25 °C civarında gösterirken (şekil 5.70a), zaman zaman da $30-35$ °C’ye kadar artış gösterdiği izlenmiştir (Şekiller 5.71a, 5.71b). Bu sıcaklık artışlarında ortamdaki termal çıkışların varlığını göstermektedir.



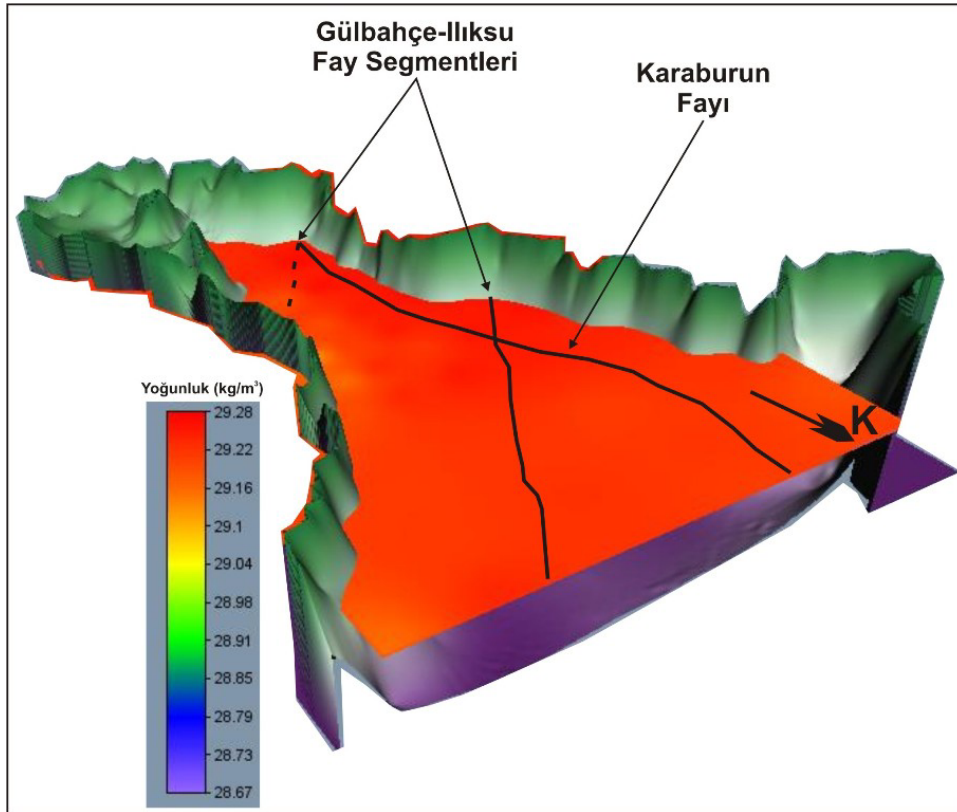
Şekil 5.66 15 m su derinliğinde gözlenen sıcaklık dağılım haritası



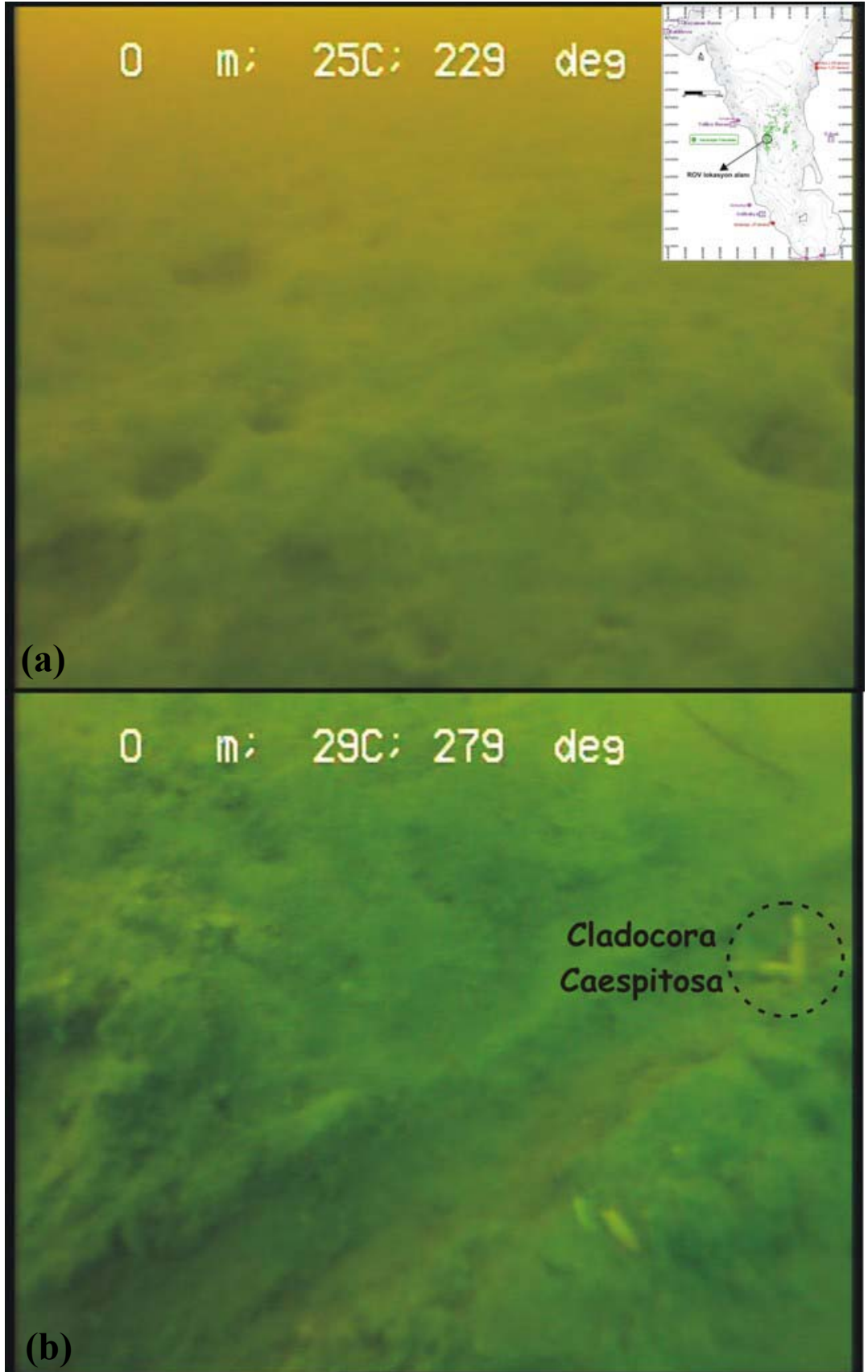
Şekil 5.67 Yüzey suyu düşey kesit sıcaklık dağılımı ile 15 m su derinliğinde gözlenen sıcaklık dağılım haritası



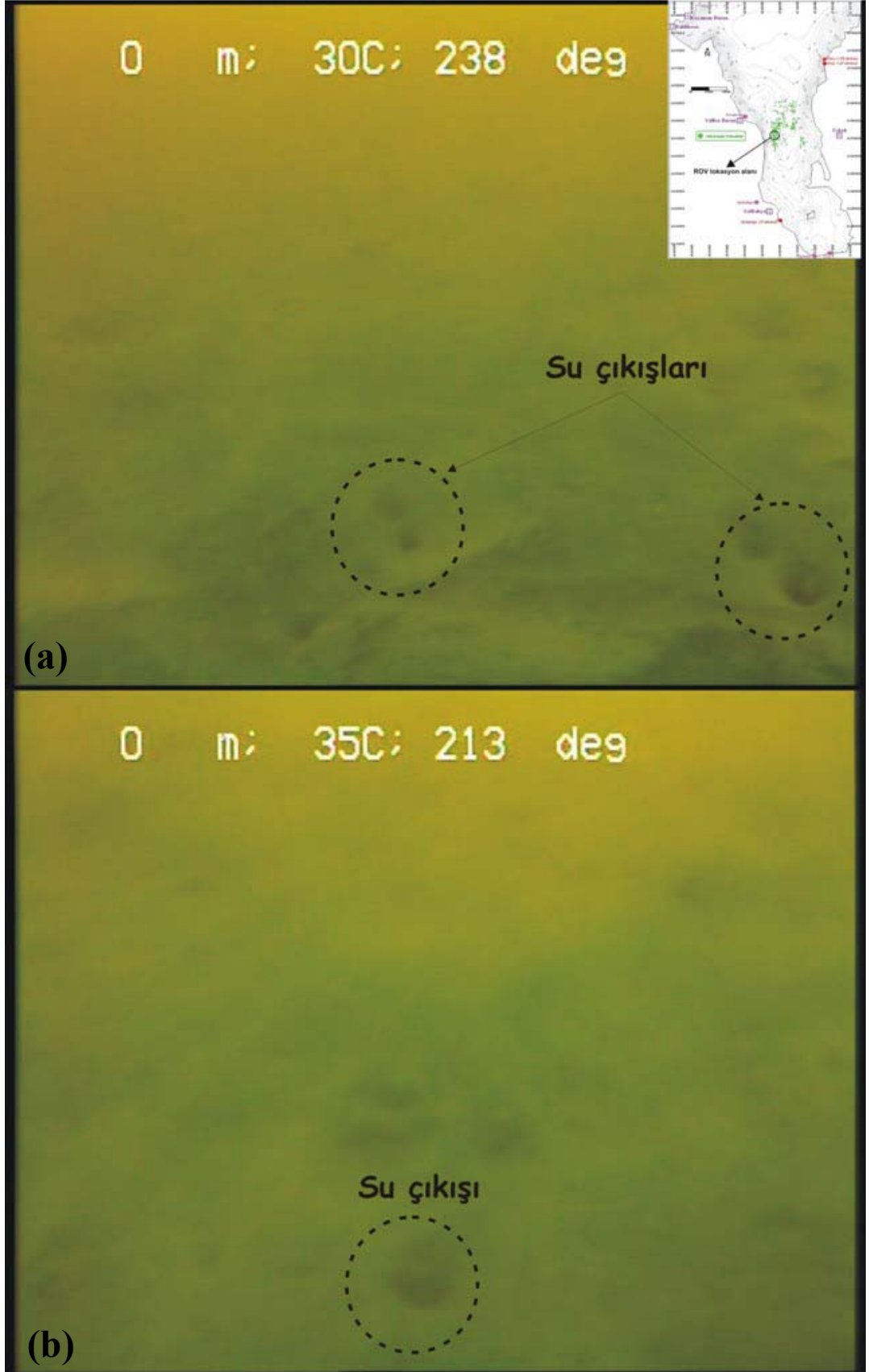
Şekil 5.68 15 m su derinliğinde gözlenen tuzluluk dağılım haritası



Şekil 5.69 15 m su derinliğinde gözlenen yoğunluk dağılım haritası



Şekil 5.70 ROV kamera ile alınan örnek resimler



Şekil 5.71 ROV kamera ile alınan örnek resimler

Sıcak sular yüzeye çıkış sıcaklıklarına göre çok değişik kullanım alanlarına sahiptirler. Derinlerde haznede bulunan sıcak sular yüzeye erişinceye kadar önemli ölçüde soğuyarak ve soğuk yeraltı sularıyla değişik oranlarda karışarak yüzeylenirler. Derinlerde bulunan akışkanın sıcaklığının yüzeydeki sıcaklıklarına göre çok daha fazla olacağı açıktır. Derinlere yapılacak olan sondajlar da oldukça yüksek maliyete ve zamana gereksinim göstermektedir. Bu nedenle suların kullanım alanlarının saptanabilmesi için yapılacak derin sondajlardan önce uygulanacak çeşitli jeotermometre yöntemleri ile haznedeki sıcaklıklarının tahmin edilmesi yapılan jeotermal araştırmaların önemli bir parçasını oluşturur (Tarcan, 2002). Bunlardan bazıları çevresel izotoplarla kalitatif değerlendirme, sığ ve derin kuyularda ölçülen sıcaklıklardan yararlanarak hazne kaya sıcaklığının tahmini, jeotermal alanlarda izlenen hidrotermal alterasyon sonucu oluşan kil minerallerinin incelenmesi ve kimyasal jeotermometreler gibi yöntemlerdir. Diğer jeotermometre yöntemlerine göre, kimyasal analizlerin ucuz ve kısa sürede yapılabilmesi nedeniyle, jeotermal araştırmalarda akifer (hazne) sıcaklığının tahmininde kimyasal jeotermometrelerden yararlanılmaktadır (Tarcan, 2002). Kimyasal jeotermometre hesaplamalarının tümü her jeotermal alan için sağlıklı sonuçlar vermeyebilir. Bu yüzden kullanılacak jeotermometrenin sahaya uygunluğu önem taşır. Kimyasal jeotermometre hesaplamalarında kullanılan bazı standart eşitlikler ve bu eşitliklerle hesaplanan çalışma alanındaki termal ve/veya termal özellik gösteren suların akifer sıcaklıkları Tablo 5.6'de verilmiştir.

Yüksek çözünürlükteki amorf silika ve β -kristobalit ayrıca Mg düzeltmeli Na-K-Ca jeotermometreleri benzer şekilde ölçülmüş sıcaklıklardan oldukça düşük sıcaklıkları göstermektedir. Bu sonuçlar göz ardı edildiğinde diğer jeotermometre sonuçları Gülbahçe jeotermal sisteminin 50 ile 180 °C arasında değişen rezervuar sıcaklığına sahip olabileceğini göstermektedir.

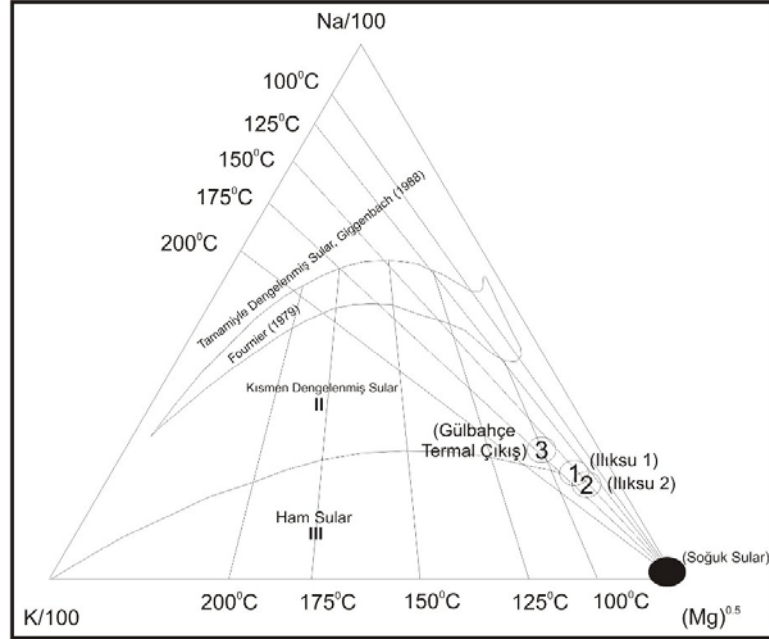
Tablo 5.6 Bazı jeotermometrik denklemler ile Gülbahçe Körfezi termal sularındaki rezervuar sıcaklıklarının hesaplanması (Fournier, 1977; (+) Arnnorsson ve diğer., 1983; (x) Fournier, 1979b; (xx) Nieva & Nieva, 1987, (v) Giggenbach, 1988; (vv) Giggenbach ve diğer., 1983, (**) Fournier & Truesdell, 1973, (#) Fournier & Potter, 1979, (##) Fournier, 1979a. na: ölçülen çıkış sıcaklığı altında uygulanmaz). Gülbahçe ve Ilıksu1' de ölçülen çıkış sıcaklığı 37 °C, Ilıksu2' de 35 °C' dir.

Uygulanan Geotermometreler	Geotermometrik Denklemler	Gülbahçe	Ilıksu1	Ilıksu2
1* SiO ₂ (Amorphous silica)	$t = 731 / (4.52 - \log \text{SiO}_2) - 273.15$	na	na	na
2* SiO ₂ (α -cristobalite)	$t = 1000 / (4.78 - \log \text{SiO}_2) - 273.15$	na	na	na
3* SiO ₂ (β -cristobalite)	$t = 781 / (4.51 - \log \text{SiO}_2) - 273.15$	na	na	na
4* SiO ₂ (chalcedony)	$t = 1032 / (4.69 - \log \text{SiO}_2) - 273.15$	52	57	47
5* SiO ₂ (Quartz no steam loss)	$t = 1309 / (5.19 - \log \text{SiO}_2) - 273.15$	83	98	78
6* SiO ₂ (Quartz steam loss)	$t = 1522 / (5.75 - \log \text{SiO}_2) - 273.15$	87	90	82
7+ SiO ₂ (Chalcedony cond. cool)	$t = 1112 / (4.91 - \log \text{SiO}_2) - 273.15$	55	59	50
8+ SiO ₂ (Quartz steam loss)	$t = 1264 / (5.31 - \log \text{SiO}_2) - 273.15$	60	64	56
9+ SiO ₂ (Quartz steam loss)	$t = 1021 / (4.69 - \log \text{SiO}_2) - 273.15$	49	53	43
10+ SiO ₂ (Quartz steam loss)	$t = 1164 / (4.9 - \log \text{SiO}_2) - 273.15$	71	75	66
11+ SiO ₂ (Quartz steam loss)	$t = 1498 / (5.7 - \log \text{SiO}_2) - 273.15$	85	89	81
12+ Na/K	$t = 933 / (0.933 + \log \text{Na/K}) - 273.15$	131	78	78
13+ Na/K	$t = 1319 / (1.699 + \log \text{Na/K}) - 273.15$	156	112	112
14+ Na/K	$t = 777 / (0.70 + \log \text{Na/K}) - 273.15$	101	48	48
15x Na/K	$t = 1217 / (1.483 + \log \text{Na/K}) - 273.15$	154	106	106
16xx Na/K	$t = 1178 / (1.470 + \log \text{Na/K}) - 273.15$	141	96	96
17 v Na/K	$t = 1390 / (1.750 + \log \text{Na/K}) - 273.15$	171	155	155
18## Na/K	$t = 908 / (0.692 + \log \text{Na/K}) - 273.15$	122	103	103
19* SiO ₂ (Chalcedony)	$t = 1101 / (0.11 - \log \text{SiO}_2) - 273.15$	55	59	50
20 vv K/Mg	$t = 4410 / (13.95 - \log \text{K}^2/\text{Mg}) - 273.15$	108	94	91
21** Na-K-Ca	$t = 1647 / (\log \text{Na/K} + \beta \log \text{Ca}^{0.5}/\text{Na} + 2.24) - 273.15$	183 $\beta = 1/3$	159 $\beta = 1/3$	157 $\beta = 1/3$
22# Na-K-Ca (R) (Magnesium correction)	$R = (\text{Mg}/\text{Mg} + \text{Ca} + \text{K}) \times 100$	und	und	und

Termal suların akifer sıcaklıklarının saptanması ve suların ilişkide olduğu kayalarla olan denge durumlarının belirlenmesi için kullanılan bir diğer yöntem ise Giggenbach (1988), tarafından geliştirilmiş olan Na-K-Mg birleştirilmiş jeotermometresidir. Bu üçgen diyagram ile termal suların hazne sıcaklığı hızlı olarak yorumlanabilmektedir. Diyagram kısaca, su-kayaç ilişkisinin dengede olmadığı (ham sular), su-kayaç ilişkisinin kısmen dengede olduğu (karışmış sular) ve su-kayaç ilişkisinin tam dengede olduğu sular olmak üzere 3 bölümden oluşmaktadır (Şekil 5.72). Diyagramda kısmen olgunlaşmış sularla, olgunlaşmamış suları birbirinden ayıran eğri olgunlaşma indeksinin (MI=maturity index) MI=2 olduğu eş kimyasal özellikteki noktaların birleşimiyle oluşmuştur (Tarcan, 2002).

Çalışma alanındaki Gülbahçe, Ilıksu1 ve Ilıksu2 termal sularının Na-K-Mg Jeotermometre Diyagramındaki konumlarına bakıldığında Gülbahçe Körfezi termal suları kısmen dengelenmiş sular (örnek no 3) ile ham sular (örnek no 1 ve 2) bölümlerinde ve 150 ile 175 °C doğruları üzerinde yer almaktadırlar (Tarcan 2001)

(Şekiller 5.6, 5.72). Kimyasal jeotermometre sıcaklıkları ile bu üçgen diyagramdan elde edilen sıcaklıklar karşılaştırıldığında alanda yaklaşık 70-100 °C'lik, düşük entalpili bir jeotermal haznedan söz edilmektedir (Tarcan 2001).



Şekil 5.72 Çalışma alanındaki termal suların Na-K-Mg jeotermometre diyagramındaki dağılımı (Tarcan ve diğer., 2000b)

5.2.3 Radyoaktivite Çalışmaları

Ege Denizi yeryüzünün sismik aktivitesi en yüksek bölgelerinden birisidir. Deniz tabanındaki jeotermal aktivite sonucu meydana gelen çatlaklardan çıkan ve yukarı doğru hareket eden sıcak ve oksijence fakir akışkanların, soğuk ve oksijence zengin su kolonları ile birleşmeleri hidrotermal çıkış alanlarının (hidrotermal vent zones) oluşumuna neden olur. Bu alanlarda soğuk su ile karışan gazların kondanse olması ve akışkan-bakteri-sediment etkileşmesi deniz suyunun kimyasal kompozisyonunda önemli değişikliklere yol açar. Bunun sonucunda sıcaklığa ve kimyasal reaksiyonlara bağlı olarak bir çok hidrotermal mineral, özellikle sülfür ve sülfatça zengin, yoğun parçacık grupları halinde çökelir. Polonyumun kükürte benzer kimyasal davranışı nedeni ile sülfatça zengin hidrotermal çıkışlar diğer radyonüklitlerin yanında ^{210}Po ve ^{210}Pb 'ca da zenginleşmiştir (Sert, 2009).

Nükleer teknikler akuatik çevrenin çeşitli yönleri ile incelenmesinde yaygın olarak kullanılmaktadır. ^{210}Pb denizel ortamlarda jeolojik aktivitelerin buna bağlı olarak hidrotermal bölgelerin incelenmesinde, tarihleme çalışmalarında ve kirlilik oranlarının belirlenmesinde sıkça ve başarıyla kullanılan bir radyonüklittir. Ülkemiz sahillerinde ^{210}Pb ile deniz sediment korlarında ilk tarihleme çalışmaları Gökova Körfezi'nde Uğur ve Yener, (2001) tarafından, İzmir Körfezi'nde İç hedef (2006) tarafından gerçekleştirilmiştir.

Yerleşim alanlarına yakın yerlerde meydana gelen çatlaklar yaydıkları kimyasal ve radyotoksik gazlar ve ağır metaller nedeniyle bölgesel olarak ciddi sonuçlar vermektedir. Çok sayıda organizma oluşan zehirli ortamda varlıklarını sürdüremezken bir kısmı da bu koşullara uyum sağlamaktadır. Böylece denizel ortamlardaki bu çatlaklar çevre kirliliğine duyarlı denizel organizmaları incelemek için deneysel ortamlar oluşturmaktadır. Küçük koylardaki jeotermal olarak bölgesel ısınmalar o bölgede yabancı türlerin kolonileşmesine olanak vermektedir. Küresel ölçekte sığ su hidrotermalizmi jeokimyasal döngü açısından önemlidir (Dando ve diğer., 1999). Bu yönüyle Ege Denizi hidrotermal çalışmaların uygulanabileceği ve hidrotermal etkilerin gözlemlenebileceği çok sayıda ideal çalışma ortamı sunmaktadır.

Doğal olarak bulunan polonyum izotoplarından sadece ^{210}Po , ^{238}U serisindeki denge durumunu test etmek için yeterli uzun ömre sahiptir. Hidrolojik döngüde ^{210}Po , ^{210}Pb 'yi takip eder fakat deniz ortamında genellikle bu iki radyonüklit arasındaki denge bozulur. ^{210}Po , ^{210}Pb 'a göre denizlerde ve okyanuslarda partikül materyallere (başlıca deniz alglerine) tutunma eğilimindedir. Bununla beraber ^{210}Po 'nun derinlerdeki farklı kimyasal davranışlarından dolayı kolayca yeniden döngüye dahil olur, oysa kurşun batan partiküllerde kalma eğilimindedir. ^{210}Po 'un kaynaklarından biride deniz sularına karışan kıyı sularındaki ^{210}Po 'un upwelling (partikül formundan yeniden çözünme) olayı ile zenginleşmesi ve okyanuslara karışmasıdır (Uğur, 1998).

^{210}Po ve ^{210}Pb radyonüklitlerinin deniz ortamında parçacık-reaktif oldukları bilinmektedir (Harada & Tsunogai, 1986; Nozaki ve diğer., 1991; Wei & Murray, 1994). Deniz suyundaki ^{210}Po tercihen zooplanktonlara tutunmakta ve dipte biriken ölü organik maddelerde bol miktarda bulunmaktadır (Tatar, 2007). Böylece ^{210}Po 'un davranışı zooplankton metabolik aktivitesine ve yüzeyindeki zooplankton yoğunluğuna sıkı bağlıdır (Tateda ve diğer., 2003).

^{210}Po ve ^{210}Pb ' un denizlerdeki davranışını sıcaklık, biyolojik ve sismik aktiviteler gibi faktörler önemli ölçüde etkiler. Örneğin hidrotermal çıkışlardaki ^{210}Po ve ^{210}Pb konsantrasyonlarındaki zenginlik, çıkışlar civarında çökelen parçacıkların sedimentte birikerek sedimentin doğal radyonüklid konsantrasyonlarında artışa neden olmaktadır (Boisson ve diğer., 2001).

Hidrotermal alanlarda, mağma kayalıklarından çözünerek hidrotermal akışkan bünyesinde deniz tabanına kadar ulaşan kükürt (FeS, ZnS gibi) ve sülfat (CaSO₄, BaSO₄) bileşikleri soğuk deniz suyu ile birleştiklerinde hızlı bir şekilde çökerek sediment bünyesine geçerler (Dive & Discover, 2005). Polonyum ile kükürtün benzer kimyasal özellikleri sebebiyle kükürt bileşiklerinin yüksek olduğu hidrotermal bölgelerde diğer radyonüklidler yanında polonyumunda yüksek seviyede bulunması muhtemeldir (Uğur ve diğer., 2003).

Çalışmanın amacı Ege Denizi'ndeki jeotermal açıdan aktif bir konumda olduğu düşünülen Gülbahçe Körfezi'nde morfolojik yükseltiler ve çevresinden alınan sediment korlarındaki (Şekil 5.47) ^{210}Pb ' nin profil dağılımını incelemek, hidrotermal çıkış zonlarındaki davranış farklılığını ve dağılım özelliklerinin sülfat ve sülfür bileşenleri ile ilişkilerini araştırmaktır. Ege Üniversitesi Nükleer Bilimler Enstitüsünde doktora tezi kapsamında (Sert, 2009) gerçekleştirilen bu çalışmada, sediment korları arasından C3, C7, C4, C9, C1, 3 ve 7 olmak üzere toplam 7 nokta örnek nokta olarak alınmış olup Polonyum ve Kurşun izotoplarının dağılımı, hidrotermal bir aktivitenin olmadığı, Körfez dışında ki bir noktada belirlenen 'referans noktası' örneği ile karşılaştırılmıştır.

5.2.3.1. Yüzeysel ^{210}Po Dağılımı

Hidrotermal çıkış bölgesi ile referans noktası arasındaki olası ^{210}Po aktivite konsantrasyonu farklılıklarını belirlemek amacıyla grab örnekleyicisi kullanılarak toplam sekiz adet yüzey sediment örneği alınmıştır. Morfolojik yükselti alanlarında ^{210}Po aktivite konsantrasyonları ($207,6 \pm 4,1$ - $119,9 \pm 3,1$ Bq kg⁻¹) genel olarak referans noktasından ($133,2 \pm 3,3$ Bq kg⁻¹) daha yüksek bulunmuştur. Bu durum kükürt ve sülfat bileşikleri yönünden zengin hidrotermal çıkışların diğer radyonüklidler yanında polonyum yönünden de zengin oluşu ile açıklanabilmektedir. Bu durum hidrotermal alanların bir karakteristiği olarak değerlendirilebilir. Milos adası civarında yapılan bir çalışmada hidrotermal bölgede ^{210}Po konsantrasyonu 166 Bq kg⁻¹, hidrotermal bölgeden uzaktaki bir noktada 127 Bq kg⁻¹ olarak bulunmuştur. Hidrotermal bölgede yapılan bu iki çalışmada da ^{210}Po konsantrasyonlarının hidrotermal çıkış alanlarında, çıkıştan uzaktaki alanlardan daha yüksek olduğu görülmüştür (Sert, 2009).

Gravite örnekleyicisi ile alınan sediment örneklerindeki ^{210}Po aktivite konsantrasyonlarının Morfolojik yükseltelerin gözlemlendiği alanda referans noktasına göre çok daha yüksek olması ve sediment birikim hızlarının yüksek olması bu yükseltelerin yoğunlaştığı alanların ve civarının hidrotermal bir özelliğe sahip olduğunu düşündürmektedir. Ayrıca bu yükselti yapılarının, yüksek ayrımlı sığ sismik kesitlerde belirlenen Gülbahçe-Ilıksu fay segmenti civarında yoğunlaşması hidrotermal ortamların fay ve kırıklar ile ilişkili olabileceği bulgularını güçlendirmektedir.

5.2.3.2. ^{210}Pb 'nin Profil Dağılımları

Radyoaktif kurşun metotlarından biri olan CRS modeline göre her bir sediment katmanının ^{210}Pb envanteri ve sediment oluşum süresi (1) ve (3) numaralı denklemler kullanılarak, hızlar ise katman derinliği ve oluşum süresi ilişkisinden bulunmuştur.

$$A(x) = A(0) e^{-\lambda t} \quad (1)$$

Dolayısıyla x derinliğindeki sediment katmanının yaşı

$$t = 1 / \lambda [\ln A(0)/A(x)] \quad (2)$$

Burada $A(x)$ nümerik integrasyon yolu ile hesaplanmaktadır. Kor boyunca toplam ^{210}Pb envanteri ile bozunma sabitinin çarpımı ^{210}Pb akısını vermektedir. CRS modelinde standard hata σ_t , $A(0)$ kor boyunca toplam ^{210}Pb envanteri ve $A(x)$ sedimentasyon hızı belirlenen katmanın altında kalan ^{210}Pb envanteri kullanılarak hesaplanabilmektedir.

$$A(0) = A(x) + A \quad (3)$$

Yukarıdaki bağıntıda A sedimentasyon hızı belirlenen katman derinliğine kadar ^{210}Pb envanterini, $A(x)$ bu derinlikten denge derinliğine kadar olan ^{210}Pb envanterini ifade eder (Appleby & Oldfield, 1978, 1983).

Referans noktası, C7, C4, C9, C1, C3, 3 ve 7 nolu sediman örneklerine ait sonuçlar tablolar halinde aşağıda verilmiştir (Tablolar 5.7-5.14).

Tablo 5.7 Referans noktası örneğinde CRS modeli ile elde edilen sonuçlar. $^{210}\text{Pbex}$, denge üstü kurşunu; $^{210}\text{Pb E.}$, her bir katmandaki kurşun envanterini, T.E., yüzeyden ilgili katmana kadarki toplam ^{210}Pb envanterini göstermektedir

Derinlik (cm)	Yoğunluk (g/cm^3)	$^{210}\text{Pbex}$ (mBq/g)	$^{210}\text{Pb E.}$ (mBq/cm ²)	T.E. (mBq/cm ²)	Yaş (y)	Hata (y)	Hız (cm/y)	Hata (cm/y)
1	0,99	110,89	109,55	109,55	5,86	±0,64	0,171	±0,209
2	0,99	120,31	118,58	228,13	13,69	±2,61	0,128	±0,252
3	1,05	60,18	62,9	291,03	18,78	±0,13	0,197	±0,183
4	1	70,52	70,78	361,8	25,67	±1,67	0,145	±0,235
5	1,04	45,93	47,67	409,47	31,31	±0,42	0,177	±0,203
6	1,07	34,09	36,38	445,85	36,39	±0,14	0,197	±0,183
7	1,11	22,33	24,73	470,57	40,37	±1,24	0,251	±0,129
8	1,13	22,53	25,37	495,94	45,04	±0,55	0,214	±0,166
9	1,07	1,06	1,14	497,08	45,27	±4,99	4,427	±4,047
10	1,07	14,82	15,85	512,93	48,6	±1,89	0,3	±0,08
11	1,08	17,06	18,46	531,39	52,97	±0,85	0,229	±0,151
12	1,07	11,94	12,84	544,23	56,4	±1,79	0,291	±0,089
13	1,1	11,49	12,59	556,82	60,17	±1,45	0,266	±0,114
14	1,07	8,56	9,13	565,95	63,2	±2,19	0,33	±0,05
15	1,04	5,93	6,17	572,12	65,43	±2,99	0,449	±0,069
16	0,99	11,64	11,55	583,68	70,06	±0,59	0,216	±0,164
17	1,05	15,79	16,65	600,32	78,18	±2,9	0,123	±0,257
18	1,03	15,45	15,87	616,19	88,47	±5,07	0,097	±0,283
19	1,01	7,86	7,96	624,15	95,21	±1,52	0,148	±0,232
20	0,98	8,78	8,6	632,75	104,54	±4,11	0,107	±0,273
21	0,97	9,73	9,48	642,23	119,45	±9,69	0,067	±0,313
22	0,95	15,07	14,39	656,62	191,96	±67,29	0,014	±0,366
23	0,91	1,86	1,69	658,31				
Ort.							0,388	±0,185

Tablo 5.8 C7 noktası örneğinde CRS modeli ile elde edilen sonuçlar. ^{210}Pb ex, denge üstü kurşunu; ^{210}Pb E., her bir katmandaki kurşun envanterini, T.E., yüzeyden ilgili katmana kadarki toplam ^{210}Pb envanterini göstermektedir

Derinlik (cm)	Yoğunluk (g/cm^3)	^{210}Pb (mBq/g)	^{210}Pb E. (mBq/ cm^2)	T.E. (mBq/ cm^2)	Yaş (y)	Hata (y)	Hız (cm/y)	Hata (cm/y)
0	0,92	65,1	60	60	3,8	$\pm 0,6$	0,266	$\pm 0,124$
1	0,98	85,5	83,9	143,9	9,9	$\pm 1,7$	0,164	$\pm 0,226$
2	0,86	74,2	63,5	207,4	15,4	$\pm 1,1$	0,18	$\pm 0,21$
3	0,96	50,0	48,3	255,7	20,4	$\pm 0,6$	0,201	$\pm 0,189$
4	0,94	20,5	19,2	274,9	22,6	$\pm 2,2$	0,453	$\pm 0,063$
5	0,93	19,9	18,6	293,5	24,9	$\pm 2,1$	0,436	$\pm 0,046$
6	0,91	8,7	7,9	301,4	25,9	$\pm 3,4$	0,973	$\pm 0,583$
7	0,89	35,8	31,8	333,2	30,4	$\pm 0,1$	0,222	$\pm 0,168$
8	0,94	5,8	5,5	338,6	31,3	$\pm 3,6$	1,185	$\pm 0,795$
9	0,94	15,9	14,9	353,5	33,7	$\pm 2,0$	0,416	$\pm 0,026$
10	0,94	18,5	17,4	370,9	36,7	$\pm 1,3$	0,327	$\pm 0,063$
11	0,88	14,3	12,5	383,4	39,1	$\pm 2,0$	0,416	$\pm 0,026$
12	0,93	7,3	6,7	390,1	40,5	$\pm 3,0$	0,729	$\pm 0,339$
13	0,85	24,0	20,3	410,5	45,0	$\pm 0,1$	0,221	$\pm 0,169$
14	0,88	13,2	11,6	422,1	47,9	$\pm 1,5$	0,345	$\pm 0,045$
15	0,89	3,1	2,7	424,8	48,6	$\pm 3,7$	1,4	$\pm 1,01$
16	0,93	12,8	11,8	436,6	52,0	$\pm 1,1$	0,3	$\pm 0,09$
17	0,93	11,3	10,6	447,2	55,3	$\pm 1,1$	0,303	$\pm 0,087$
18	0,91	10,8	9,8	456,9	58,7	$\pm 1,0$	0,295	$\pm 0,095$
19	0,99	3,5	3,4	460,4	60,0	$\pm 3,1$	0,78	$\pm 0,39$
20	0,98	8,6	8,4	468,8	63,3	$\pm 1,0$	0,295	$\pm 0,095$
21	1,03	14,0	14,4	483,2	70,1	$\pm 2,4$	0,148	$\pm 0,242$
22	1,02	9,6	9,9	493,1	75,7	$\pm 1,2$	0,178	$\pm 0,212$
23	0,98	7,2	7,1	500,1	80,4	$\pm 0,3$	0,212	$\pm 0,178$
24	0,96	12,7	12,1	512,3	90,6	$\pm 5,8$	0,098	$\pm 0,292$
25	0,98	6,0	5,9	518,2	97,0	$\pm 2,0$	0,156	$\pm 0,234$
26	0,96	13,3	12,8	531,0	117,8	$\pm 16,5$	0,048	$\pm 0,342$
27	0,96	7,9	7,6	538,5	143,0	$\pm 20,7$	0,04	$\pm 0,35$
28	0,95	6,8	6,4	545,0	398,9	$\pm 251,5$	0,004	$\pm 0,386$
29	0,92	0,0	0,0	545,0				
Ort.							0,372	$\pm 0,261$

Tablo 5.9 C4 noktası örneğinde CRS modeli ile elde edilen sonuçlar. ^{210}Pb ex, denge üstü kurşunu; ^{210}Pb E., her bir katmandaki kurşun envanterini, T.E., yüzeyden ilgili katmana kadarki toplam ^{210}Pb envanterini göstermektedir

Derinlik (cm)	Yoğunluk (g/cm^3)	^{210}Pb (mBq/g)	^{210}Pb E. (mBq/ cm^2)	T.E. (mBq/ cm^2)	Yaş (y)	Hata (y)	Hız (cm/y)	Hata (cm/y)
0	1,38	66,6	91,6	91,6	5,0	$\pm 3,2$	0,201	$\pm 0,001$
1	1	49,7	49,7	141,3	8,1	$\pm 5,13$	0,327	$\pm 0,127$
2	0,97	78,3	76,3	217,5	13,4	$\pm 2,85$	0,187	$\pm 0,013$
3	0,89	50,1	44,4	262,0	17,0	$\pm 4,61$	0,279	$\pm 0,079$
4	0,9	45,5	41,1	303,0	20,7	$\pm 4,49$	0,269	$\pm 0,069$
5	0,92	56,0	51,2	354,2	26,0	$\pm 2,86$	0,188	$\pm 0,012$
6	1,03	54,7	56,1	410,3	33,1	$\pm 1,14$	0,141	$\pm 0,059$
7	0,89	101,8	90,8	501,1	49,4	$\pm 8,11$	0,061	$\pm 0,139$
8	1,04	45,5	47,5	548,6	63,0	$\pm 5,43$	0,073	$\pm 0,127$
9	0,91	11,7	10,6	559,2	67,1	$\pm 4,16$	0,248	$\pm 0,048$
10	0,92	2,7	2,4	561,6	68,1	$\pm 7,2$	0,995	$\pm 0,795$
11	0,89	17,2	15,3	577,0	75,2	$\pm 1,04$	0,14	$\pm 0,06$
12	1,01	16,8	16,9	593,9	85,6	$\pm 2,13$	0,097	$\pm 0,103$
13	0,93	18,6	17,3	611,2	101,3	$\pm 7,55$	0,064	$\pm 0,136$
14	0,93	14,8	13,7	624,9	123,7	$\pm 14,2$	0,045	$\pm 0,155$
15	0,92	13,6	12,5	637,5	203,6	$\pm 71,66$	0,013	$\pm 0,187$
16	0,92	0,9	0,8	638,2	240,8	$\pm 29,01$	0,027	$\pm 0,173$
17	0,93	ND	0,0	638,2	240,8	$\pm 8,2$	ND	ND
18	0,9	0,4	0,3	638,6	309,6	$\pm 60,57$	0,015	$\pm 0,185$
19	0,93	ND	0,0	638,6	309,6	$\pm 8,2$	ND	ND
20	0,95	0,0	0,0	638,6	401,0	$\pm 83,19$	0,011	$\pm 0,189$
Ort.							0,177	$\pm 0,147$

Tablo 5.10 C9 noktası örneğinde CRS modeli ile elde edilen sonuçlar. $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$, denge üstü kurşunu; ^{210}Pb E., her bir katmandaki kurşun envanterini, T.E., yüzeyden ilgili katmana kadarki toplam ^{210}Pb envanterini göstermektedir

Derinlik (cm)	Yoğunluk (g/cm^3)	^{210}Pb (mBq/g)	^{210}Pb E. (mBq/cm^2)	T.E. (mBq/cm^2)	Yaş (y)	Hata (y)	Hız (cm/y)	Hata (cm/y)
0	0,66	52,4	34,5	34,5	6,6	$\pm 0,7$	0,152	$\pm 0,038$
1	0,65	34,3	22,3	56,8	11,7	$\pm 2,2$	0,196	$\pm 0,006$
2	0,65	35,8	23,2	80,0	18,0	$\pm 1,0$	0,158	$\pm 0,032$
3	0,75	7,5	5,6	85,5	19,7	$\pm 5,6$	0,581	$\pm 0,391$
4	0,71	36,0	25,7	111,2	29,1	$\pm 2,1$	0,106	$\pm 0,084$
5	0,75	15,0	11,3	122,5	34,3	$\pm 2,1$	0,192	$\pm 0,002$
6	0,76	27,9	21,2	143,7	47,2	$\pm 5,6$	0,078	$\pm 0,112$
7	0,66	19,2	12,7	156,4	58,4	$\pm 3,9$	0,089	$\pm 0,101$
8	0,79	7,4	5,9	162,2	65,3	$\pm 0,4$	0,146	$\pm 0,044$
9	0,84	13,5	11,4	173,6	85,3	$\pm 12,7$	0,05	$\pm 0,14$
10	0,84	ND	0,0	173,6	85,3	$\pm 7,3$	ND	ND
11	0,84	8,2	6,9	180,5	109,1	$\pm 16,5$	0,042	$\pm 0,148$
12	0,84	0,8	0,6	181,1	112,5	$\pm 3,8$	0,288	$\pm 0,098$
13	0,88	1,8	1,6	182,7	122,9	$\pm 3,0$	0,097	$\pm 0,093$
14	0,88	4,7	4,1	186,8	405,8	$\pm 275,6$	0,004	$\pm 0,186$
15	0,89	ND	0,0	186,8	405,8	$\pm 7,3$	ND	ND
16	0,93	ND	0,0	186,8	405,8	$\pm 7,3$	ND	ND
17	0,87	0,0	10,5	197,3				
Ort.							0,155	$\pm 0,113$

Tablo 5.11 3 noktası örneğinde CRS modeli ile elde edilen sonuçlar. $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$, denge üstü kurşunu; $^{210}\text{Pb E.}$, her bir katmandaki kurşun envanterini, T.E., yüzeyden ilgili katmana kadarki toplam ^{210}Pb envanterini göstermektedir

Derinlik (cm)	Yoğunluk (g/cm^3)	^{210}Pb (mBq/g)	$^{210}\text{Pb E.}$ (mBq/cm^2)	T.E. (mBq/cm^2)	Yaş (y)	Hata (y)	Hız (cm/y)	Hata (cm/y)
0	1,15	54,3	62,6	62,6	6,2	$\pm 0,4$	0,162	$\pm 0,024$
1	1,22	42,9	52,5	115,2	12,5	$\pm 0,3$	0,159	$\pm 0,027$
2	1,38	31,5	43,4	158,6	18,8	$\pm 0,3$	0,158	$\pm 0,028$
3	1,22	11,1	13,6	172,2	21,0	$\pm 4,4$	0,443	$\pm 0,257$
4	1,06	31,7	33,8	205,9	27,4	$\pm 0,2$	0,156	$\pm 0,03$
5	1,07	39,5	42,2	248,1	37,8	$\pm 3,8$	0,096	$\pm 0,09$
6	1,04	14	14,6	262,6	42,4	$\pm 2,1$	0,22	$\pm 0,034$
7	1,08	17,3	18,7	281,4	49,3	$\pm 0,4$	0,143	$\pm 0,043$
8	1,24	9	11,2	292,6	54,4	$\pm 1,6$	0,199	$\pm 0,013$
9	1,12	12,3	13,8	306,4	61,9	$\pm 0,9$	0,133	$\pm 0,053$
10	1,22	4	4,9	311,3	65,0	$\pm 3,5$	0,318	$\pm 0,132$
11	1,37	16,1	22,0	333,3	85,0	$\pm 13,4$	0,05	$\pm 0,136$
12	1,04	0	0,0	333,3	ND	ND	ND	ND
13	1,2	4,7	5,7	339,0	93,1	$\pm 1,5$	0,124	$\pm 0,062$
14	1,21	9,2	11,2	350,1	119,5	$\pm 19,8$	0,038	$\pm 0,148$
15	1,22	0	0,0	350,1	ND	ND	ND	ND
16	1,17	0	0,0	350,1	ND	ND	ND	ND
17	1,14	0	0,0	350,1	ND	ND	ND	ND
18	1,27	6,9	8,8	358,9				
Ort.							0,171	$\pm 0,076$

Tablo 5.12 C3 noktası örneğinde CRS modeli ile elde edilen sonuçlar. $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$, denge üstü kurşunu; $^{210}\text{Pb E.}$, her bir katmandaki kurşun envanterini, T.E., yüzeyden ilgili katmana kadarki toplam ^{210}Pb envanterini göstermektedir.

Derinlik (cm)	Yoğunluk (g/cm ³)	^{210}Pb (mBq/g)	$^{210}\text{Pb E.}$ (mBq/cm ²)	T.E. (mBq/cm ²)	Yaş (y)	Hata (y)	Hız (cm/y)	Hata (cm/y)
1	0,75	82,8	61,9	61,9	8,1	±0,2	0,124	±0,003
2	0,72	70,4	51,0	112,8	16,7	±0,3	0,116	±0,005
3	0,67	55,2	36,8	149,6	24,8	±0,2	0,123	±0,002
4	0,7	59,1	41,5	191,1	37,4	±4,3	0,08	±0,041
5	0,67	30,1	20,3	211,4	45,9	±0,2	0,117	±0,004
6	0,7	27,0	18,9	230,3	56,6	±2,4	0,093	±0,028
7	0,71	13,5	9,6	239,9	63,8	±1,1	0,139	±0,018
8	0,75	3,4	2,6	242,5	66,1	±6,1	0,446	±0,325
9	0,7	6,4	4,5	247,0	70,4	±4,0	0,232	±0,111
10	0,72	17,6	12,7	259,7	87,3	±8,6	0,059	±0,062
11	0,71	2,9	2,0	261,7	91,0	±4,6	0,268	±0,147
12	0,74	7,7	5,7	267,5	104,7	±5,5	0,073	±0,048
13	0,75	6,2	4,7	272,1	123,1	±10,1	0,054	±0,067
14	0,74	7,4	5,4	277,6	195,2	±63,8	0,014	±0,107
15	0,72	0,9	0,7	278,2				
Ort.							0,138	±0,069

Tablo 5.13 C1 noktası örneğinde CRS modeli ile elde edilen sonuçlar. ^{210}Pb ex, denge üstü kurşunu; ^{210}Pb E., her bir katmandaki kurşun envanterini, T.E., yüzeyden ilgili katmana kadarki toplam ^{210}Pb envanterini göstermektedir.

Derinlik (cm)	Yoğunluk (g/cm^3)	^{210}Pb (mBq/g)	^{210}Pb E. (mBq/cm ²)	T.E. (mBq/cm ²)	Yaş (y)	Hata (y)	Hız (cm/y)	Hata (cm/y)
0	0,93	107,5	99,8	99,8	5,7	±0,8	0,174	±0,096
1	0,95	71,7	68,2	168,0	10,3	±0,3	0,217	±0,053
2	0,95	60,2	57,2	225,1	14,8	±0,5	0,225	±0,045
3	0,98	69,3	68,0	293,1	21,0	±1,3	0,16	±0,11
4	0,95	58,0	55,4	348,5	27,2	±1,3	0,162	±0,108
5	1	56,7	56,5	405,0	35,0	±2,9	0,128	±0,142
6	0,99	27,3	26,9	431,9	39,5	±0,4	0,222	±0,048
7	0,99	14,1	14,0	445,9	42,1	±2,3	0,382	±0,112
8	1	17,9	18,0	463,9	45,8	±1,2	0,269	±0,001
9	1,01	14,4	14,5	478,4	49,1	±1,6	0,3	±0,03
10	1,01	4,5	4,6	482,9	50,3	±3,8	0,89	±0,62
11	0,98	15,7	15,4	498,3	54,4	±0,8	0,242	±0,028
12	0,97	9,9	9,7	508,0	57,3	±2,0	0,347	±0,077
13	1,06	5,7	6,0	514,0	59,2	±3,0	0,516	±0,246
14	1,12	14,5	16,2	530,2	65,1	±1,0	0,17	±0,1
15	1,09	18,7	20,5	550,7	74,5	±4,5	0,106	±0,164
16	1,13	15,8	17,8	568,5	85,7	±6,3	0,089	±0,181
17	1,11	2,2	2,5	570,9	87,6	±3,0	0,525	±0,255
18	1,11	13,8	15,3	586,2	103,0	±10,5	0,065	±0,205
19	1,05	23,6	24,9	611,1	434,4	±326,5	0,003	±0,267
20	1,02	0,0	0,0	611,1	434,4	±4,9	ND	ND
21	0,92	12,0	11,0	622,1				
Ort.							0,259	±0,152

Tablo 5. 14 7 noktası örneğinde CRS modeli ile elde edilen sonuçlar. $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$, denge üstü kurşunu; $^{210}\text{Pb E.}$, her bir katmandaki kurşun envanterini, T.E., yüzeyden ilgili katmana kadarki toplam ^{210}Pb envanterini göstermektedir.

Derinlik (cm)	Yoğunluk (g/cm ³)	^{210}Pb (mBq/g)	$^{210}\text{Pb E.}$ (mBq/cm ²)	T.E. (mBq/cm ²)	Yaş (y)	Hata (y)	Hız (cm/y)	Hata (cm/y)
0	0,82	48,9	40,3	40,3	2,8	±5,4	0,36	±0,241
1	0,88	ND	-6,0	34,3	2,4	±5,4	ND	ND
2	0,92	47,6	43,7	78,0	5,6	±4,9	0,306	±0,187
3	0,93	33,0	30,6	108,6	8,1	±5,7	0,4	±0,281
4	0,92	76,3	70,2	178,8	14,7	±1,6	0,151	±0,032
5	0,87	66,5	57,6	236,4	21,4	±1,5	0,15	±0,031
6	1	61,6	61,4	297,8	30,4	±0,9	0,111	±0,008
7	0,92	68,3	62,6	360,4	43,4	±4,7	0,077	±0,042
8	0,96	55,8	53,6	414,0	61,1	±9,5	0,056	±0,063
9	0,97	23,6	23,0	437,0	73,2	±4,0	0,082	±0,037
10	0,95	12,5	12,0	449,0	82,0	±0,6	0,114	±0,005
11	0,88	12,7	11,2	460,2	93,3	±3,0	0,089	±0,03
12	0,87	6,7	5,8	466,0	101,1	±0,4	0,128	±0,009
13	0,89	3,7	3,3	469,2	106,5	±2,8	0,184	±0,065
14	0,91	5,2	4,7	473,9	116,3	±1,6	0,102	±0,017
15	0,86	5,8	5,0	478,9	131,6	±7,1	0,065	±0,054
16	0,85	1,9	1,7	480,5	138,9	±0,9	0,137	±0,018
17	0,87	2,4	2,1	482,7	151,5	±4,4	0,079	±0,04
18	0,82	4,6	3,8	486,4	213,7	±54,0	0,016	±0,103
19	0,83	0,6	0,5	486,9	269,4	±47,5	0,018	±0,101
20	0,81	0,1	0,1	487,1	390,4	±112,8	0,008	±0,111
21	0,82	0,0	0,0	487,1	390,4	±8,2		
22	0,76	2,4	1,8	488,9				
Ort.							0,119	±0,061

Referans noktası örneğinde birikim hızı ortalama $0,388\pm0,185$ cm/y; “C7” örneğinde ortalama $0,372\pm0,261$ cm/y; “C4” örneğinde ortalama $0,177\pm0,147$; “C9” örneğinde ortalama $0,155\pm0,113$; “3” örneğinde ortalama $0,171\pm0,076$; “C3” örneğinde ortalama $0,138\pm0,069$; “C1” örneğinde ortalama $0,259\pm0,152$; “7” örneğinde ortalama $0,119\pm0,061$ olarak bulunmuştur. Çalışma bölgesinde CRS

modeli geniş bir aralıkta sedimentasyon hızı sonucu vermiştir (0,1-0,9 cm y⁻¹). Bu anlamda bölge Dünya'daki bir çok hızlı birikime sahip bölge ile karşılaştırılabilir durumdadır. Gülbahçe Körfezi $0,372 \pm 0,024$ cm y⁻¹ lik ortalama sedimentasyon hızı ile Gökova Körfezi'nden (0,32-1,92 cm y⁻¹), bir başka hidrotermal alan olan Milos Adası'ndan (0,088-0,14 cm y⁻¹) ve İzmir Körfezi'nden (0,278 cm y⁻¹) daha yüksek seviyede sedimentasyona sahiptir.

5.2.3.3 Ağır Metal Analizi

Çalışma alanında, Ege Üniversitesi Nükleer Bilimleri Enstitüsü tarafından biri referans noktası diğeri de morfolojik yükseltelerin olduğu alanda yer alan C7 ve C3 sediman örnekleri olmak üzere 3 noktada olası hidrotermal etkinliğin olup olmadığı ağır metal ölçümleri yapılarak araştırılmıştır. Gülbahçe Körfezinde yapılan ağır ve iz metal analizlerinde genel olarak Ca, Al, Fe elementleri yüzde ile belirtilebilecek seviyede; Sr, Ba, Co, Ni, Zn, Pb, Cd, Cr, Cu, Mn elementleri ppm ile belirtilecek seviyede bulunmuştur (Sert, 2009).

Cronan & Hodkinson, (1997) tarafından Pasifik'in güney batısında Lau Havzasında gerçekleştirilen çalışmada, Ba, V, Co, Ni, Cu, Zn ve Pb'nin hidrotermal çıkışlara yakın yerlerde zenginleştiğini bulmuşlardır. Hodkinson & Cronan, (1995) V, Co, Pb, Cu, Zn, Ni ve Ba gibi elementleri hidrotermal element grubu olarak isimlendirmişlerdir. Gamberi ve diğer., (1997) Tyrrhenian Denizi'ndeki Aeolin ada yayında tektonik, volkanik ve hidrotermal özelliklerini aydınlatmak için deniz sedimentlerinde yaptıkları çalışmada hidrotermal kökenli iki çeşit depolanma olduğunu tespit etmişlerdir. Pb-Zn sulfid depolarının yüksek dereceli, demirce zengin mineralizasyon depolarının ise düşük dereceli sıcaklıklarda oluşmuş depolar olarak sınıflamışlardır. Sülfidli depolanmalarda 'Pb' 7000 ppm, 'Zn' 28900 ppm olarak ölçülürken, düşük dereceli demirli sedimentlerde ise 'Pb' 50 ppm, 'Zn' 300 ppm olarak ölçülmüştür. Kuhn ve diğer., (2000) göre Hint Okyanusu'nun merkezinde, Rodrigues Triple Junction'ında karot sediment örneklerinde hidrotermal ve volkanik aktivitenin geçmişi hakkında bilgi edinmek amacıyla yaptıkları çalışmada hidrotermal kökenli Fe-Mn oksitlerin oluşumunu tespit

etmişlerdir. Hidrotermal kökenli Fe-Mn oksitlerin günümüzden önce 2,5 My'dan (1,4-1,2 My zaman aralığı dışında) günümüze kadar oluştuğunu belirtmiştir. Bu sedimentlerde %6,17 Fe, %0,05 Mn, 436 ppm Cu, 807 ppm Zn olarak ölçülmüştür. Bütün bu çalışmalardan da görüleceği gibi hidrotermal kökenli sedimentlerde yüksek Fe, Mn, Cu, Zn ve Pb değerleri beklenmektedir (Sarı, 2004).

C3 (Tablo 5.15) ve C7 (Tablo 5.16) noktalarında referans noktasına (Tablo 5.17) göre Al, Ba, Fe, Sr elementleri yüksek; Pb, Cd, Cr, Cu, Mn elementleri düşük; Ni, Zn elementleri korun üst kısmında düşük, alt kısmında yüksek, Ca, Co elementleri aynı düzeyde bulunmuştur (Sert, 2009). Referans noktası örneği ile kıyaslandığında Al, Ba, Fe, Sr, Ni ve Zn elementlerindeki artış, faylara yakın alanlardaki hidrotermal aktivitenin varlığını göstermektedir.

Tablo 5.15 C3 sediment karotlarında Ca, Al, Fe, Sr, Mn, Cu, Zn, Cr, Ni, Ba, Pb, Cd ve Co miktarı dağılımı

Örnek Adı	% Ca	% Al	% Fe	Sr (ppm)	Mn (ppm)	Cu (ppm)	Zn (ppm)	Cr (ppm)	Ni (ppm)	Ba (ppm)	Pb (ppm)	Cd (ppm)	Co (ppm)
C-3 (yüzev)	13,70	2,88	3,01	876,05	211,65	86,65	114,46	114,04	54,73	75,30	39,67	12,51	9,74
C-3 (0-1cm)	11,14	2,57	2,04	787,72	151,66	1405,54	671,88	392,67	61,16	47,38	285,30	309,21	17,19
C-3 (2-3cm)	11,61	2,94	2,36	811,07	181,16	568,28	312,45	263,09	57,51	62,70	200,10	123,59	13,14
C-3 (4-5cm)	10,45	2,96	2,63	759,65	165,76	367,84	218,98	164,44	53,25	59,80	136,61	92,25	11,54
C-3 (6-7cm)	9,27	2,47	2,28	680,52	143,71	260,31	164,17	111,20	45,39	52,01	96,89	78,94	8,67
C-3 (8-9cm)	9,90	3,24	2,53	723,63	164,77	253,30	135,56	148,92	52,88	77,58	73,18	58,80	12,00
C-3 (10-11cm)	10,27	2,55	2,36	736,93	158,47	208,25	105,33	116,11	50,35	44,20	51,33	48,15	9,95
C-3 (12-13cm)	11,02	2,57	2,31	786,11	169,02	200,11	87,74	120,79	54,45	43,53	38,57	30,23	9,22
C-3 (14-15cm)	11,67	2,48	2,30	786,02	162,40	140,40	84,74	99,57	48,31	45,80	41,96	33,78	7,44
C-3 (16-17cm)	8,41	1,74	1,96	684,86	141,42	162,07	84,74	83,87	61,79	29,46	25,75	12,39	6,71
C-3 (18-19cm)	10,32	2,63	2,38	710,34	171,74	96,59	81,62	87,05	49,35	52,78	43,36	23,44	8,26
C-3 (20-21cm)	11,02	2,64	2,50	747,02	175,68	111,05	77,86	97,84	51,20	55,94	37,72	22,46	7,51
C-3 (22-23cm)	11,53	2,87	2,65	812,08	187,57	115,16	96,92	105,12	57,39	58,78	34,87	16,36	8,79
C-3 (24-25cm)	12,30	2,81	2,61	895,29	190,09	96,18	71,29	327,65	55,09	64,47	36,32	14,47	9,89
C-3 (29-30cm)	14,18	2,69	2,64	970,68	214,20	86,15	88,21	121,22	53,92	62,30	34,59	14,36	9,65
Ortalama	11,91	2,86	2,61	840,57	184,95	296,99	171,14	168,11	57,63	59,43	84,02	63,64	10,69

Tablo 5.16 C7 sediment karotlarında Ca, Al, Fe, Sr, Mn, Cu, Zn, Cr, Ni, Ba, Pb, Cd ve Co miktarı dağılımı

Örnek Adı	% Ca	% Al	% Fe	Sr (ppm)	Mn (ppm)	Cu (ppm)	Zn (ppm)	Cr (ppm)	Ni (ppm)	Ba (ppm)	Pb (ppm)	Cd (ppm)	Co (ppm)
C-7 (yüzev)	7,55	2,26	1,73	49,69	139,27	340,34	198,62	53,84	48,79	62,12	15,91	27,10	10,00
C-7 (0-1cm)	10,50	3,20	2,12	699,60	174,93	98,89	125,64	57,94	54,81	71,69	23,96	3,38	9,89
C-7 (2-3cm)	9,86	3,25	2,04	685,54	168,48	106,13	94,66	58,57	59,20	71,41	14,69	4,43	8,45
C-7 (4-5cm)	9,93	3,44	2,42	656,06	187,19	105,98	79,26	70,44	53,62	72,08	11,66	3,66	9,57
C-7 (6-7cm)	9,94	3,09	2,18	649,21	173,72	75,74	221,06	693,38	57,21	65,99	14,41	2,33	8,56
C-7 (8-9cm)	11,11	3,47	2,48	702,37	197,22	105,80	135,62	60,33	63,37	68,70	122,13	6,31	12,30
C-7 (10-11cm)	10,11	3,51	2,37	628,57	188,21	169,29	90,03	77,50	61,04	70,83	14,91	3,22	9,52
C-7 (12-13cm)	9,75	3,40	2,39	606,53	187,46	95,70	64,37	76,13	52,66	65,32	8,77	2,15	9,69
C-7 (14-15cm)	9,75	3,40	2,30	601,80	190,54	73,74	76,83	68,83	51,92	64,73	14,51	1,69	10,04
C-7 (16-17cm)	9,98	3,41	2,28	647,71	188,62	90,92	99,81	71,27	57,35	66,95	5,85	3,25	9,13
C-7 (18-19cm)	10,28	3,32	2,46	567,37	192,28	217,16	159,52	176,62	55,27	66,38	41,68	20,10	9,50
C-7 (20-21cm)	9,96	3,47	2,48	567,69	195,15	138,56	115,79	105,62	52,89	72,12	34,39	14,58	10,83
C-7 (24-25cm)	10,09	3,72	2,59	581,74	201,74	114,61	90,03	172,37	55,69	68,98	19,05	11,43	10,41
C-7 (29-30cm)	10,52	3,43	2,48	592,80	206,04	86,43	94,41	66,78	53,70	63,66	35,28	7,33	10,05
Ortalama	9,95	3,31	2,31	588,33	185,06	129,95	117,55	129,26	55,54	67,93	26,94	7,93	9,85

Tablo 5.17 Referans noktası sediment karotlarında Ca, Al, Fe, Sr, Mn, Cu, Zn, Cr, Ni, Ba, Pb, Cd ve Co miktarı dağılımı

Örnek Adı	% Ca	% Al	% Fe	Sr (ppm)	Mn (ppm)	Cu (ppm)	Zn (ppm)	Cr (ppm)	Ni (ppm)	Ba (ppm)	Pb (ppm)	Cd (ppm)	Co (ppm)
RN (yüzey)	9,82	2,37	1,95	510,54	214,59	129,16	115,44	159,84	63,31	44,31	19,60	6,75	9,19
RN (0-1cm)	10,33	2,75	2,20	521,41	222,91	248,34	130,79	143,37	67,62	49,03	150,18	8,30	9,23
RN (2-3cm)	12,36	2,68	2,06	641,88	244,40	1703,17	555,74	188,35	85,46	57,42	20,32	63,24	14,61
RN (4-5cm)	10,46	2,77	2,26	516,53	234,86	398,02	143,82	104,88	63,56	48,48	12,91	18,52	10,43
RN (6-7cm)	10,04	2,64	2,13	527,67	223,87	326,68	112,41	89,79	59,91	47,02	36,28	13,32	8,40
RN (8-9cm)	9,72	2,67	2,26	507,33	238,22	306,83	121,72	80,64	74,97	44,70	24,97	11,53	9,34
RN (10-11cm)	9,70	2,50	2,55	482,71	251,02	124,57	80,75	113,78	63,30	41,05	51,13	4,52	9,28
RN (12-13cm)	9,50	2,42	2,30	489,96	242,09	214,06	123,79	112,43	66,11	35,61	4,14	8,15	8,67
RN (14-15cm)	9,59	2,53	2,38	492,77	258,03	281,82	112,90	82,93	71,91	39,59	8,78	10,11	9,54
RN (16-17cm)	10,98	2,52	2,24	551,67	269,76	142,07	75,80	76,68	53,28	38,58	24,44	4,94	9,00
RN (18-19cm)	10,04	2,13	1,87	528,60	253,59	140,13	99,93	67,62	47,40	32,97	1,55	6,15	7,66
RN (20-21cm)	10,12	2,47	2,11	508,04	291,28	127,47	90,89	104,35	50,18	35,33	13,01	5,21	8,85
RN (24-25cm)	8,91	2,88	2,41	381,79	341,04	115,13	107,51	69,27	56,63	41,63	11,47	3,49	10,57
RN (29-30cm)	6,36	3,12	2,32	224,94	379,64	133,17	81,47	67,28	54,04	43,68	30,81	5,63	11,06
Ortalama	9,85	2,60	2,22	491,85	261,81	313,62	139,50	104,37	62,69	42,81	29,26	12,13	9,70

BÖLÜM ALTI

SONUÇLAR

Gülbahçe Körfezinin jeotermal kapasitesinin belirlenmesi ve içerisindeki olası termal sıcak su kaynaklarının varlığının sorgulanması amacıyla gerçekleştirilen batimetri, yanal taramalı sonar, yüksek ayrımlı sığ sismik çalışma (3,5 kHz), sedimentolojik çalışmalar, palinolojik çalışmalar, deniz suyunun fiziksel ve kimyasal özelliklerinin belirlenmesi için yapılan (CTD) sıcaklık, yoğunluk, tuzluluk, iletkenlik ve ses hızı ölçümleri ile radyoaktivite çalışmalarının değerlendirilmesi sonucunda aşağıdaki bulgular elde edilmiştir.

- Yüzey alanı 140 km² olan Gülbahçe Körfezi'nin batimetrik yapısında, körfezin orta kesiminde yer alan ve '*Morfolojik Yükselti*' olarak adlandırılan bir takım yükselimler (mercan kümelerinin neden olduğu) tespit edilmiştir. Yükseltiler körfezin yaklaşık olarak 15-20 m su derinliğinde yer almaktadır. Bu yükselimleri belirleyen eş derinlik eğrilerinin körfezin orta kesiminde, doğu-batı eksenini boyunca konik şekilli bir görünüm verdiği net bir şekilde izlenebilmektedir. Mercanlar körfezdeki fayların civarında yer almakta olup bu alandaki sıcak su çıkışları, mercanların gelişmesine ve deniz tabanı üzerinde yığılmaları için gerekli olan ortam koşullarının oluşmasına sebep olmaktadır.
- Yüksek ayrımlı sığ sismik kesitlerinde (3,5 kHz) iki sediment birimi tespit edilmiştir. Üste yumuşak sediment birimi onun altında ise üstteki birimden akustik olarak yarı sürekli ve saçılım gösteren bir yansıtıcı yüzeyle ayrılan birim izlenmektedir. Bölgedeki kara jeoloji verilerine dayanılarak, çalışma alanında karstik kireçtaşı biriminin egemen olduğu söylenebilir. Ayrıca Körfezde yüzey kırığı veren KD-GB doğrultulu aktif faylar bulunmaktadır. Fayların yüzey kırıkları derinlere nazaran kıyıya doğru net olarak izlenmektedir. Üsdeki sedimentin çok yumuşak olması yüzey kırığının sürekli olarak takip edilmesini engellemektedir.

- Sediman örneklerinde yüzey ve yüzeye yakın bölgelerde “*Cladocora Caespitosa*” olarak tanımlanan mercan türleri yoğun olarak tespit edilmiştir. Bu türün özelliği ise sıcak ortamlarda yaşaması ve çoğalarak kümeler oluşturmasıdır. Körfezde yüksek ayrımlı sığ sismik kesitlerinde (3,5 kHz) belirlenen bu mercan kümeleri özellikle KD-GB fayları civarında yoğun olarak izlenmektedir bu durum faylar boyunca çıkan termal sularla ilişkilendirilebilir.
- Palinolojik çalışmalara göre, çeşitli denizel dinoflagelat, *Pseudoschizace*, mikroforaminifer astar formları ve palinomorfların içinde bulunan demir oksit oluşumları nedeniyle deniz suyunda mineral yoğunlaşması gözlenmiştir. Bu durum, Gülbahçe Körfezi’nde sıcak su koşullarının varlığını göstermektedir. Paleoklimsel çalışmalar sonucunda, 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 sıcaklığı bölgede gözlenen termal aktivite ile ilişkilendirilmiştir.
- Fiziksel oşinografi çalışmaları’nın değerlendirilmesi sonucunda; Körfezin kuzey kesiminde, Gülbahçe-İlksu fay segmentinin etkisi nedeniyle su sıcaklığında artış gözlenmektedir. Ancak Körfezin doğusunda, yüzeydeki su sıcaklığı düşük iken, derine doğru gidildikçe su sıcaklığındaki artış dikkat çekmektedir. Yüzey su sıcaklığının yüksek olması beklenirken, düşük gözlenen değerler alanda yer alan nehir, akarsu ve dere yatağı ile karada varlığı bilinen soğuk su çıkışlarıyla yakından ilişkilidir. Bu soğuk çıkışların etkisi nedeniyle yoğunluk ve tuzluluk değerleri de azalmaktadır.
- Morfolojik yükselti alanlarında ²¹⁰Po aktivite konsantrasyonları yüksek bulunmuştur. Bu durum kükürt ve sülfat bileşikleri yönünden zengin hidrotermal çıkışların diğer radyonüklidler yanında polonyum yönünden de zengin oluşu ile açıklanabilmektedir ve hidrotermal alanların bir karakteristiği olarak değerlendirilmiştir. ²¹⁰Po aktivite konsantrasyonlarının ve sediment birikim hızlarının Morfolojik yükseltilerin gözlendiği alanda yüksek olması, bu yükseltelerin

yoğunlaştığı alanların ve civarının hidrotermal bir özelliğe sahip olduğunu göstermektedir.

- Çalışma alanında yapılan ağır metal analiz sonuçları değerlendirildiğinde, Körfez dışındaki referans noktası ile kıyaslandığında, deniz tabanı üzerinde gözlenen yükselti alanları ve çevresindeki; Al, Ba, Fe, Sr, Ni ve Zn elementlerinde gözlenen artış, Körfezin hidrotermal aktivite açısından yüksek bir potansiyele sahip olduğunu göstermektedir.
- Gülbahçe Körfezi ve çevresinin yukarıda yapılan değerlendirmeler ışığında, bir sıcak su kaynak alanı olduğu belirlenmiştir.

KAYNAKLAR

- Akartuna, M. (1962). İzmir-Torbalı-Seferihisar-Urla Bölgesinin Jeolojisi Hakkında. *MTA Enstitüsü Dergisi* 59, 1-18.
- Akdeniz, N., Öztürk, Z., Konak, N., Çakır, M.H., Serdaroğlu, M., Armağan, F., ve Çatal, E. (1982). *İzmir Manisa dolaylarının stratigrafisi ve yapısal özellikleri*. Türkiye Jeoloji Kongresi 1982 Ankara, 49-50.
- Alpar, B., Burak, S., ve Gazioğlu, C. (1997). Effect of weather system on the regime of sea level variations in Izmir Bay. *Turkish Journal of Marine Sciences* 3, (2), pp. 83–92.
- Alptekin, Ö. (1973). *Focal mechanism of earthquakes in western Turkey and their tectonic implications*. PhD Thesis New Mexico Inst. Of Mining and Tech., Soccoro, New Mexico, 189 p.
- Alptekin, Ö. (1978). Batı Anadolu depremlerinin odak mekanizmaları ve bunların aktif tektonik ile ilişkileri 2. Odak mekanizmaları ve plaka tektoniği modeli, *Jeofizik* 7, s. 3, 35-57.
- 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., ve Piper, D.J.W. (1983). Progradation of the Late Quaternary Gediz Delta, Turkey, *Mar. Geol.* 58, 1-25.
- Aksu, A.E., Konuk, T., Uluğ, A., Duman, M., ve Piper, D.J.W. (1990). Quaternary tectonic and sedimentary history of Eastern Aegean Sea shelf area. *Jeofizik* 4, 3-35.

- Aksu, A.E., Yaşar, D., ve 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.
- Akyarlı, A., Arısoy, A., ve Er, T. (1988). *Current and sea level measurements performed in the Izmir Bay*. Proceedings of the Environmental Science and Technology Conference, Izmir, Turkey. *Environment*, 1, 1-12.
- Ambraseys, N.N. (1990) Uniform magnitude re-evaluation of European earthquakes associated with strong-motion records. *Earthquake Engineering&Structural Dynamics*, 19, 1-20.
- Appleby, P.G., & Oldfield, F. (1978). The Calculation of Lead-210 Dates Assuming a Constant Rate of Supply of Unsupported ^{210}Pb to the Sediment, *Catena*, 5, 1-8.
- Appleby, P.G., & Oldfield, F. (1983). *The Assessment of ^{210}Pb Data from Sites with Varying Sediment Accumulation Rates*, 103, 29-35.
- Ardos, M. (1968). The rift system of the western Turkey, thoughts on its development, *Bull. Miner. Res. Explor. Turk*, 73, 1-9.
- Armijo, R. Lyon-Caen, H., & Papanastassiou, D. (1992). East-west extension and Holocene normal-fault scarps in the Hellenic arc. *Geology*, 20, 491-494.
- Arpat, E., ve Bingöl, E. (1969). The rift system of the western Turkey, thoughts on its development, *Bull. Miner. Res. Explor. Inst. Turk.*, 73, 1-9.
- Arpat, E., ve Şaroğlu, F. (1975) Türkiye'deki bazı önemli genç tektonik olaylar, *TJK Bülteni*, 18, 91-101.
- Atalay, İ. (1992). *The Paleogeography of the Near East (From Late Pleistocene to Early Holocene) and Human Impact*. Ege Univ. Press, p. 38.

- Barka, A., ve Reilinger, R. (1997). Active Tectonics of Eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data, *Annelis De Geofisica*, 40 (3), 587-610.
- Başoğlu, Ő. (1975). *İzmir ve İ Körfezi'nin Hidrografisi ve Sedimentolojisi*. E. Ő. D. B. T. E. Yk. Lisans Tezi.
- Başoğlu, Ő. (1980). *Melez Deltası ve İzmir İ Körfezi-KrfezbaŐı Bölgesi, Holosen Sedimentolojisi*. D.E.Ő. Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü, Doktora Tezi, s. 205.
- Bernasconi, M.P., Corselli, C., & Carobene, L. (1997). A bnk 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.
- Bodvarsson, G. (1961). Physical Characteristics of Natural Heat sources in Iceland. Proc. UN Conf. On New Sources of Energy: *Geothermal Energy*, 2, 82-89, Roma. United Nations, New York.
- Boisson, F., Miquel, J.C., Cotret, O., & Fowler, S.W. (2001). ^{210}Po and ^{210}Pb Cycling in a Hydrothermal Vent Zone in the Coastal Aegean Sea, 281, 111-119.
- Boray, A., Akat, U., Akdeniz, N., Akoren, Z., ağlayan, A., Güney, E., Korkmazer, B., Őztrk, E. M., ve Sav, H. (1973). *Menderes Masifinin güney kenarı boyunca bazı önemli sorunlar ve bunların muhtemel zmleri*. Cumhuriyetin 50 Yılı Yerbilimleri Kongresi Tebliğleri. Maden Tetkik Arama Enst. Ankara. s. 11-20.
- Boztepe, G. A., Yılmaz, Y., Demirbağ, E., Ecevitoğlu, B., Arzuman, S., ve KuŐcu, İ. (2001). Reflection seismic study across the continental shelf of Baba Burnu promontory of Biga Peninsula, Northwest Turkey, *Marine Geology*, 176, 75-85.

- Brinkmann, R. (1966). Geotektonische Gliederung von Westanatolien: *Neus Jahrb. Geol. Palaontol. Monatsh* 10, p. 603-608.
- Brinkmann, R. (1972). Mesozoic troughs and crustal structure in Anatolia: *Geol. Soc. America Bull.* 83, p. 819-826.
- Brinkmann, R., Flugel, E., Jacobshagen, V., Lehner, H., Rendel, B., & Tric, P. (1972). Trias, Jura und Unterkreide der Halbinsel Karaburun (Westanatolien). *Geologica et Palaentological* 6, 136-150.
- Brinkmann, R. (1976). *Geology of Turkey*: Enke. Stuttgart. p. 158.
- Canbolat, A. (1986). *Seferihisar jeotermal sondajları bitirme raporları (Tuzla 1, G-2A, G-3, G3A, G12A, G17A (in Turkish))*. MTA rap. JI43, İzmir.
- Conrad, M. A., Hipfel, B., & Satır, M. (1997). *Chemical and stable isotopic characteristics of thermal waters from the Çeşme-Seferihisar area, İzmir (W. Turkey)*. In: Pıksin, Ö., Savaşçın, M. Y., Ergün, M. ve Tarcan, G. (Eds.), *Proceedings International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region*, 2, 9-14 oct. 1995, pp. 669-679.
- Cronan, D. S., & Hodkinson, R. A. (1997). Geochemistry of hydrothermal sediments from ODP sites 834 and 835 in Lau Basin, Southwest Pasific. *Marine Geology* 141, 237-268.
- Çağlayan, A., Öztürk, E. M., Öztürk, Z., Sav, H., ve Akat, .U (1980). *Menderes Masifi güneyine ait bulgular ve yapısal yorum*: *Jeoloji Müh. Derg.* 10, s. 9-17.
- Dando, P.R., Stüben, D., & Varnavas, S.P. (1999). *Hydrothermalism in the Mediterranean Sea*, 44, 333-367.

- Dewey, J. F., & 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.
- Dive & Discover (2005). *Hydrothermal Vents*, 24. 12. 2007, [http://www.divediscover.whoi.edu/vents/index, html](http://www.divediscover.whoi.edu/vents/index.html).
- Drahor, M. G., ve Berge, M. A. (2006). Geophysical investigations of the Seferihisar geothermal area, Western Anatolia, Turkey. *Geothermics* 35, 302-320.
- Duman, M., Avcı. M., Duman, Ş., Demirkurt, E., ve Düzbastılar, M. K. (2004). Surficial sediment distribution and residual sediment transport directions derived from the grain size trends in İzmir Bay; western Turkey. *Continental Shelf Research*, 24, 965-981.
- Düzbastılar, M.K. (1976). *Yamanlar Bölgesi batı kısmının jeolojisi hakkında*. Ege Üniversitesi Fen Fakültesi, İlmi Raporlar Serisi, 186.
- Eftelioğlu, M., 1983: *Gülbağçe Körfezi Sedimentolojisi ve Dinamiği*. D.E.Ü. Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü, DJJ Yüksek Lisans Tezi, s. 111.
- Ekingen, A. (1969). *İzmir-Urla-Seferihisar jeotermik enerji araştırmaları gravite etüdü*. MTA Rap. Demirbaş No: Jf-64, İzmir.
- Emre, T. (1996). Gediz Grabeninin jeolojisi ve tektoniği, *Turkish Journ. of Earth Sciences*, 5, 171-186 s.
- Erdoğan, B. (1990). İzmir-Ankara Zonu'nun İzmir ile Seferihisar Arasındaki Bölgede Stratigrafik Özellikleri ve Tektonik Evrimi. *TPJD Bülteni-C.2/1*, Aralık 1990, s: 1-20.

- Erdoğan, B., Altınler, D., Güngör, T., ve Özer, S. (1990). *Karaburun Yarımadasının Stratigrafisi*: Maden Tetkik ve Arama Derg., s. 111.
- Erişen, B., Akkuş, İ., Uygur, N., ve Koçak, A. (1996). *Türkiye Jeotermal Kaynakları Envanteri*, Ankara: Maden Tetkik ve Arama Müdürlüğü.
- 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., 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.
- Eşder, T., ve Şimşek, Ş (1977). *İzmir-Seferihisar alanı Çubukludağ Grabeni ile dolayının jeolojisi ve jeotermal enerji olanakları*. MTA yayınlanmamış rapor 5842, Ankara.
- Eşder, T., Akkus, İ., Demirci, S., Çiçekli, K., ve Yılmaz, S. (1983). *İzmir-Seferihisar Cumalı-1 jeotermal enerji araması kuyu bitirme raporu*. MTA report, No. 8146, in Turkish..
- Eşder, T. (1988). *Gümüldür-Cumaovası (İzmir) alanının jeolojisi ve jeotermal enerji olanaklarının araştırılması*. Doktora Tezi, MTA Rap. Demirbaş No: Jt/96, İzmir.
- 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, 1, pp. 135-147.

- Eşder, T., Ölmez, E., Aydın, H., ve Gür, Ş. (1995). *Doğanbey Ilıcası (Seferihisar-İzmir) jeotermal enerji kuyusunun bitirme raporu (in Turkish)*. MTA report No. JT-134.
- Fairbridge, R.W. (1972). *Quaternary sedimentation in the Mediterranean region controlled by tectonics, paleoclimates and sea level, in the Mediterranean Sea: A natural sedimentation laboratory* (ed. D.J. Stanley). Stroudsburg, PA: Dowden, Hutchinson & Ross, pp. 99-113.
- 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.
- Filiz, Ş., ve Tarcan, G. (1993). Seferihisar (İzmir) jeotermal alanının hidrojeolojisi (in Turkish). *TPJD Bült.* 5/1, pp. 97-112.
- 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.
- Fournier, R.O., & Truesdell, A.H. (1973). An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters. *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 1255-1275.
- Fournier, R.O. (1977). *A review of chemical and isotopic geothermometers for geothermal systems*, Ankara, In: Proceeding of the Symp. on Geoth. Energy, Cento Scientific Programme, p. 133-143.
- Fournier, R.O. (1979a). A revised equation for the Na-K geothermometer. *Geothermal Res. Council Trans.*, 3, 221-224.
- Fournier, R.O. (1979b). Geochemical and hydrological considerations and the use of enthalpy-chloride diagrams in the prediction of underground conditions in hot spring systems. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 5, 1-16.

- Fournier, R.O., & Potter, R.W. (1979). Magnesium correction to the Na-K-Ca chemical geothermometer. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43, 1543-1550.
- Gamberi, F., Marani, M., & Savelli, C. (1997). Tectonic, volcanic and hydrothermal features of a submarine portion of the Aeolian arc (Tyrrhenian). *Marine Geology* 140, 167-181.
- Giggenbach, W.F., Gonfiantini, R., Jangi, B.L., & Truesdell, A.H. (1983). Isotopic and chemical composition of Parbati valley geothermal discharges, NW-Himalaya, India, *Geothermics*, 12, 199-222.
- Giggenbach, W.F. (1988). Geothermal solute equilibria, derivation of Na-K-Mg-Ca geothermometers. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52, 2749-2765.
- Görür, N., Şengör, A.M.C., Sakıncı, M., Tüysüz, O., Akkök, R., Yiğitbaş, E., Oktay, F., Barka, A., Sarıca, N., Ecevitöğlü, B., Demirbağ, E., Ersoy, Ş., Algan, O., Güneysu, C., ve Aykol, A. (1995). *Rift formation in the Gökova Region, Southwest Anatolia: Implications from the opening of the Aegean Sea*, Geological Magazine, 132, 637-650.
- Gürel, O., ve Kayıran, T. (2001). *Denizde 2B-3B sismik veri toplama çalışmaları*. Türkiye 14. Jeofizik Kurultayı ve Sergisi, 8-11 Ekim, 147-152, Ankara, Türkiye.
- Habitat için Gençlik Derneği (2005). *Jeotermal Enerji*, 12. 09. 2007, <http://www.youthforhab.org.tr/tr/yayinlar/enerji/jeotermal>.
- Hancock, P. L., & Barka, A. (1987). Kinematic indicators on active normal faults in western Turkey, *Journ. of Structural Geology*, 9/5-6, 573-584
- Harada, K., & Tssunogai, S. (1986). Fluxes of ²⁴³Th, ²¹⁰Po and ²¹⁰Pb Determined by Sediment Trap Experiments in Pelagic Oceans. *Journal of Oceanographical Society of Japan* 42, 192-200.

- Hodkinson, R. A., & Cronan, D. S. (1995). Hydrothermal sedimentation at ODP sites 834 and 835 in relation to crustal evolution of the Lau Backarc Basin. In: Parson, L. M., Walker, C. L., Dixon, D. R., (Eds). Hydrothermal Vents and Processes. *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 87, 231-248.
- İçhedef, M. (2006). *İzmir Körfezinde Sedimentsyon hızının radyometrik yöntemlerle tayini*. Ege Üniv. Fen Bilimleri Ens. Nükleer Bilimler Anabilim Dalı, Yüksek Lisans Tezi.
- İldem, F. (2005). *İzmir Körfezi ve Çevresinin Tektonik Yapısı ve Jeotermal Sistemlerle İlişkisi*. D.E.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Y.L. Tezi. s. 47-48.
- İzdar, E., ve Başoğlu, Ş. (1981). *İzmir Körfezi'nin Oluşumu ve Tektonik Gelişimi*. I.Ulusal Deniz ve Tatlısu Araştırma Kongresi, İzmir.
- Jackson, J. (1994). Active tectonics of the Aegean region. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 239-271.
- Kaya, O. (1979). Ortadoğu Ege çöküntüsünün (Neojen) stratigrafisi ve tektoniği, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 22, 35-58.
- Kaya, O. (1981). *Miocene reference section for the coastal parts of West Anatolia*, *Newsletters of Stratigraphy*, 10 (3), 164-191.
- Kelletat, D., Schröder, B., Kowalezyk, W., & Winter, K. (1976). *A synoptic view on the neotectonic development of the Peloponnesian coastal regions*. *Zeitschrift der Deutsche Geologischen Gesellschaft*, 127, 447-465.
- 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 iletişim*, D.E.Ü. Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü, 12 Mart 2007.

Koçyiğit, A. (1984). Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yeni tektonik Gelişim, TJK Bült., 24/1, 1-16. Koçyigit, A. (1989). Susehri Basin; An active fault wedge basin. *Tectonophysics, 167*,13-29.

Konak, N., Akdeniz, N., ve Öztürk, E. M. (1987). *Geology of South of Menderes Masif: Guide Book for the Field Excursion Along Western Anatolia, Turkey*. General Directorate of Mineral Research and Exploration of Turkey, Ankara. p. 42-53.

Konuk, T. (1977). *Bornova filişinin yaşı hakkında*. Ege Üniversitesi Fen Fakültesi Dergisi Seri B, 1, 1, 65-73.

Keraudren, B. (1970). Les formations quaternaires marines de la Grece. Mus. Anthropol. Prehist. *Monaco Bull.* 16, 6-153.

Keraudren, B. (1971). *Keraudren, Les formations quaternaires marines de la Grèce (Deuxième partie)*, Bulletin du Musée d'Anthropologie Préhistorique de Monaco. Fasc. 17, 87-119.

Kuhn, T., Burger, H., Castrodori, D., & Halbach, P. (2000). Volcanic and hydrothermal history of ridge segments near the Rodrigues Triple Junction (Central Indian Ocean) deduced from sediment geochemistry. *Marine Geology* 169, 391-409.

Kurt, H, Demirbağ, E., ve Kuşçu, İ. (1999). Investigation of the submarine active tectonism in the Gulf of Gökova, Southwest Anatolia-Southeast Aegean Sea, by Multi-Channel Seismic Reflection Data, *Tectonophysics, 305*, 477-496.

- Kutluk, H. (1994). *Haliç Holosen polenleri*. Doktora Tezi, İ.Ü. Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü, 384 s., İstanbul.
- Le Pichon, X., & Angelier, J. (1979). The hellenic arc and trench system: A key to the tectonic evolution of the Eastern Mediterranean Area, *Tectonophysics*, 60, 1-42.
- Le Pichon,, X., & Angelier, J. (1981). *The Aegean Sea*, Phil. Trans. R. Soc. London, Ser., A 300, 357-372 p.
- Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (2005). *17 Ekim 2005 Sığacık (İzmir) Depremleri Ön Değerlendirme Raporu*, Jeoloji Etütleri Dairesi Başkanlığı, Ankara.
- Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (2008). *1/500000 ölçekli jeoloji haritaları*, 03.04.2009,http://www.mta.gov.tr/v1.0/daire_baskanliklari/jed/images/urunler/yeni500/buyuk/IZMIR1.jpg
- Masclé, J., & Martin, L. (1990). Shallow structure ve recent evolution of the Aegean Sea: A synthesis based on continuous reflection profiles: *Marine Geology*, 97, 271-299.
- McKenzie, D.P. (1972). Active tectonics of the Mediterranean regions, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 30, 109-185 p.
- McKenzie, D.P. (1977). *Can plate tectonic describe continental deformation? In: Structural history of the Mediterranean Basins: (Biju-Dual, B., Montadert, L., Ed.)*, Editions Technip, Paris, 189p.
- McKenzie, D.P. (1978). Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt: The Aegean sea and its surrounding regions, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 55, 217-254 .
- Mercier, J.L. (1979). *Signification nÉotectonique de l'arc orogÈnique*, Une revue des ides, *Revue de geologie dynamique et de geographie physique*, 21 (Serie 2), No. 1, January-March, 5-15.

- Mercier, J.L., Sorel, D., & Simeakis, K. (1987). Changes in the state of stress in the overriding plate of a subduction zone the Aegean Arc from the Pliocene to the Present, *Anales Tectonicae*, 1/1, 20-39.
- 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.
- Morri, C., Peirano, A., & Bianchi, C.N. (2001). Is The Mediterranean Coral *Cladocora Caespitosa* An Indicator Of Climatic Change? *Archo Oceanogr. Limnol.* 22, 139-144.
- Mutlu, H. (2005). *Jeotermal Çalışmalarda Duraylı İzotop Tekniklerinin Kullanılması*. Jeotermal Enerji, Seminer Kitabı, s. 45. ISBN 975-395-968-0.
- Müller, S., Kahle, H. G., & Barka, A. (1997). *Plate tectonic situation in the Anatolian-Aegean Region*. In: Schindler, C., Pfister, M. (Eds). *Active tectonics of Northwestern Anatolia-The Marmara poly-project VDF*, Hoschschulverlag AG an der ETZ, Zürich, 13-28.
- Nieva, D., & Nieva, R. (1987). *Development in Geothermal Energy in :Mexico*, Par 12-A Cationic Composition Geothermometer for Prospection of Geothermal Resources, Heat Recovery Systems and CHP, 7, p. 243-258.
- Nozaki, Y., Tsubota, H., Kasemsupaya, V., Yashima, M., & Ikuta, N. (1991). Residence times of surface water and particle-reactive ^{210}Pb ^{210}Po in the east china and yellow seas. *Geochimica et cosmochimica acta* 55, 1265-1272.
- Ocakoğlu, N., Demirbağ, E., ve Kuşçu, İ. (2004). Neotectonic structures in the area offshore of Alaçatı, Doğanbey and Kuşadası (western Turkey): evidence of strike-slip faulting in the Aegean extensional province. *Tectonophysics* 391, 67-83.

- Ocakoğlu, N., ve Demirbağ, E. (2005). *İzmir körfezi ve dolaylarının aktif tektonizmasının sismik yansıma verileri ile incelenmesi*. İTÜ Dergisi/d Mühendislik. Cilt. 4, sayı. 6, 93-104.
- Oğuz, M. (1966). *Manisa Dağı'nın kuzey ve güneybatısının jeolojisi*. Ege Üniversitesi Fen Fakültesi, İlmî Raporlar Serisi, 33, 6-7.
- Okay, A. İ., Kaslılar-zcan, A., İmren, C., Boztepe-Güney, A., Demirbağ, E., ve 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.
- ngr, T. (1972). *İzmir-Urla jeotermal araştırma sahasına ilişkin jeoloji raporu*. MTA Rap. 4835, Ankara.
- ngr, T. (2005). *Jeotermal Sahalarda Jeolojik ve Jeofizik Arama İlke ve Stratejileri*. Jeotermal Enerji, Seminer Kitabı, s. 22. ISBN 975-395-968-0.
- Özel, E., ve Günay, C. (2000). *Gülbahçe Körfezinin Neotektonik Yapısının Jeofizik Verilerle İncelenmesi*, Fen ve Mühendislik Dergisi, 1/3, 1-12.
- Özer, S., ve İrtem, O. (1982). Işıklar-Altındağ (Bornova-İzmir) alanı st Kreatase kireçtaşlarının jeolojik konumu, stratigrafisi ve fasiyes zellikleri, *TJK Bült.*, 25, 41-47.
- Patton, S. (1992). Active normal faulting, drainage patterns and sedimentation in southwestern Turkey, *Journal of the Geological Soc. of London*, 149, 1031-1044.
- Peirano, A., Morri, C., Mastronuzzi, G., & 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.

- Peirano, A., Morri, C., Bianchi, C.N., & 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., Bianchia, C.N., Aguirrec, J., Antoniolid, F., Calzettae, G., Carobeneb, L., Mastronuzzif, G., & Orrù, P. (2004). *The Mediterranean coral Cladocora caespitosa: a proxy for past climate fluctuations?*. *Global and Planetary Change*, p. 195-200.
- Piper, D.J.W., & Panagos, A.G. (1981). Growth patterns of the Acheloos and Evinos deltas, Western Greece. *Sediment Geol*, 28, 111-132.
- Reilinger, R., Mc Clusky, S., Oral, B., King, R., Toksöz, M., Barka, A., Kınık, İ., Lenk, O., & Şanlı, F. (1997). GPS Measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone. *C. Jeophys. Res.* 102, 9983-9999.
- Ryan, J. P. F. J. (1972). Information, entropy and various systems. *J. Theor. Biol.*, 36, 139-146.
- Saner, E. (1994). *A 3-dimensional model for coastal and estuarine waters embedded in a PC-based IDE*. Doctor of Philosophy in Environmental engineering submitted to the Dokuz Eylül University, Graduate School of Natural and Applied Sciences, Izmir.
- Sarı, E. (2004). *Marmara Denizi Doğusunda Çökel Jeokimyası ve Sedimentolojisi Yöntemleri ile Fay Etkinliğinin Araştırılması*. İstanbul Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü, Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği, Doktora Tezi, İstanbul-2004.
- Satman, A. (2005). *Jeotermal Enerjinin Doğası*. Jeotermal Enerji, Seminer Kitabı, s. 6. ISBN 975-395-968-0.

- Sayın, E., ve Üçüncüoğlu, E. (1999). *Statistical approach to wind data and its effects on the currents of İzmir Bay*. In: Abdalla, S., Özhan, E. (Eds.), The International MEDCOAST Conference on Wind and Wave Climate of Mediterranean and Black Sea, Antalya, Turkey, 391–402.
- Sayın, E. (2003). Physical features of the İzmir Bay. *Continental Shelf Research* 23, 957-970.
- Sayın, E., Pazı, I., ve Eronat, C. (2006). Investigation of Water Masses in İzmir Bay, Western Turkey. *Turkish J. Earth Sci.*, 15, 343–372.
- Sert, İ. (2009). *Gülbahçe Körfezi Hidrotermal Bölge Sediment Korlarında Pb-210 Dağılımının İncelenmesi ve Tarihlemede Kullanılması*. Ege Üniversitesi, Nükleer Bilimler Anabilim Dalı, Doktora Tezi, Bornova-İzmir, 2009. Bilim Dalı Kodu: 622.01.01.
- Seyitoğlu, G., ve Scott, B.C. (1991). Late Cenozoic crustal extension basin formation in west Turkey, *Geological Magazine*, 128, 155-166
- Seyitoğlu, G., ve Scott, B.C. (1996). The age of the Alaşehir graben (west Turkey) and its tectonic implications, *Geological Journal*, 31, 1-11.
- Sözbilir, H., Sümer, Ö., Uzel, B., Ersoy, E., Erkül, F., İnci, U., Helvacı, C., ve Özkaymak, Ç. (2009). 17-20 Ekim 2005-Sığacık Körfezi (İzmir) depremlerinin sismik jeomorfolojisi ve bölgedeki gerilme alanları ile ilişkisi, Batı Anadolu = The Seismic geomorphology of the Sığacık Gulf (İzmir) earthquakes of October 17 to 20, 2005 and their relationships. *TJB*, 52/2, 217-238.
- Şaroğlu, F., Emre, E., ve Kuşçu, İ., 1992, *The East Anatolian fault zone of Turkey*, *Annal. Tecn.*, 6, 99-125.

- Şengör, A. M. C. (1976). Collision of irregular continental margins: implications for foreland deformation of Alpine-type orogens. *Geology* 4, 779-782.
- Şengör, A.M.C. (1979). *On some 50 % extension in the Aegean area and its implications for orogenic reconstructions in the Taurides*, Rapp. Comm. Int. Mer. Mediterranean, 25/26, 2a, 41-42 p.
- Şengör, A.M.C., ve Yılmaz, Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Şengör, A. M. C. Görür, N., ve Şaroğlu, F. (1985), Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study, in Strike-slip Faulting and Basin Formation, edited by Biddke, K.T. and Christie-Blick, N. Society of Econ. Paleont. Min. Sp. Publ. 227-264.
- Şengör, A.M.C. (1987). Cross faults and differential stretching of hanging walls in regions of low-angle normal faulting: examples from western Turkey, in: Coward M.P., Dewey J.F., and Hancock P.L. eds. Continental extensional tectonics, *Geological Society Special Publication*, 28, 575-589 p.
- Şimşek, H., ve Yıldırım, A. (2000). *Vocational schools in Turkey: An administrative and organizational analysis*. International Review of Education, 46 (3/4), 327-342.
- Tarcan, G. (1990). Gülbahçe Körfezi güneyindeki jeotermal alanın hidrojeolojik, hidrojeokimyasal ve izotopsal incelenmesi. *Türkiye Petrol Jeologları Bülteni*, C.2/1, 52-69.
- 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.

- Tarcan, G., Filiz, Ş., ve Gemici, Ü. (2000b). *Geology and geochemistry of the Salihli geothermal fields, Turkey*. WGC-2000 World Geothermal Congress 28 May-10 June, 2000 Congress Kyushu-Tohoku, Japan, CD-books of Proceedings, R-922, v.6, 1829-1834.
- 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. (2002). *Jeotermal Su Kimyası*. Jenarum Yaz Okulu, Jeotermalde Yerbilimsel Uygulamalar. 11-21 Haziran 2002, sy: 198-246.
- Tarcan, G., ve Gemici, Ü. (2003). Water Geochemistry of the Seferihisar Geothermal Area, İzmir, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 126, 225-242.
- Tatar, E. (2007). *İzmir ve Orta Körfezindeki Planktonik Organizma Pb-210 ve Po-210 Düzeylerinin Aylık Değişiminin İncelenmesi*. Ege Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Nükleer Bilimler Ana Bilim Dalı, Yüksek Lisans Tezi, sy. 186.
- Tateda, Y., Carvalho, F.P., Fowler, S.W., & Miquel, J.C. (2003). Fractionation of ^{210}Po and ^{210}Pb in Coastal Waters of the NW Mediterranean, *Continental Margin* 23, 295-316.
- Taymaz, T., Jackson, J., ve McKenzie, D. (1991). Active tectonics of the north and central Aegean, *Geophysical Journal International*, 106, 433-490.
- Tezcan, K. (1962). *İzmir Agamemnon jeofizik etüdlerinin jeotermik enerji bakımından değeri*. MTA Rap. 3883, Ankara.

Traverse, A. (1988). *Paleopalynology*. London, Unwin Hyman, 600 p.

Uğur, A. (1998). *Gökova Körfezi Deniz Sediment Korlarında Radyoaktif Pb, Po, Ra, Cs, Am ve Pu İzotoplarının Dağılımının İncelenmesi, Sedimentasyon Hızı ve Tarihleme Çalışmalarında Kullanılması*. Ege Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü-Nükleer Bilimler Anabilim Dalı, Doktora Tezi.

Uğur, A., ve Yener, G. (2001). Accumulation Rates and Sediment Deposition in the Gökova Bay in Aegean Sea. *Turkish Coast*, 55, 581-588.

Uğur, A., Miquel, J.C., Fowler, S.W., & Appleby, P. (2003). Radiometric Dating of Sediment Cores from a Hydrothermal Vent Zone off Milos Island in the Aegean Sea, 307, 203-214.

Ünlüoğlu, A. (2007). *Kişisel iletişim*, D.E.Ü. Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü, 12 Mart 2007.

Van Zeist, W., & 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., & Bottema, S. (1991). *Late Quaternary vegetation of the Near East*. Beihefte Zum Tübinger Atlas Des Vorderen Orients, Reihe A (Naturwissenschaften) Nr. 18. Dr. Ludwig Reichert Verlag. Wiesbaden, 156 p.

Vlasenko, V.I., Stashchuk, N.M., Kuznetsov, A.S., Ivanov, V.A., Uslu, O., ve Sayın, E. (1998). *Some aspects of baroclinic wave motions in the Izmir Bay and their connection with Aegean Sea dynamics*. *Rapp. Comm. Int. Mer Médit.* 35, pp. 208–209.

Verdier, J. (1963). *Kemalpaşa Dağı Etüdü (İzmir ili)*. MTA Derg. GI, 23-40.

- Wall, D., & 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., & Harada, K. (1973). Description of new fossil dinoflagellates from the Late Quaternary of the Black Sea. *Micropaleontology* 19(1), 18–31.
- Wei, C.L., & Murray, J.W. (1994). The Behaviour of Scavenged Isotopes in Marine Anoxic Enviroments: ^{210}Pb and ^{210}Po in the Water Coulomn of the Black Sea. *Geochimica et Cosmochimia Acta* 58, 1795-1811.
- Yağmurlu, F. (1980). Bornova (İzmir) güneyi filiş topluluklarının jeolojisi. *TJK Bül.* C.23, 141-152.
- Yıldırım, H. (2002). *Kuzey Anadolu Fay Sisteminin Sapanca Gölü Geçişi ve Yapısal Etkileri*. D.E.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, İzmir.
- Yılmaz, Y. (1990). Allochthous terranes in the Tethyan Middle East Anatolia and the surrounding regions. *Phil. Trans. Royal Society of London*, A331, 611-624.
- Yılmaz, Y. (1993). New evidence and model on the evolution of the South East Anatolian orojen. *Geol. Soc. America Bull.* 105, 251-271.
- Yılmaz, Y., Genç, Ş., Gürer, F., Karacık, Z., Altunayak, Ş., Bozcu, M., Yılmaz, K., ve Elmas, A. (1998). *Ege Denizi ve Ege Bölgesinin Jeolojisi ve Evrimi Türkiye Denizlerinin Çevre Alanlarının Jeolojisi*, Tübitak Ulusal Deniz Jeoloji ve Jeofiziği Prog., 211-236.
- Yılmaz, Y. (2000). *Ege Bölgesinin Aktif Tektoniği*. Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu, Bildiri Özleri, 3-14.

- Yılmazer, S., Şimşek, Ş., ve Gümüş, H. (1977). *İzmir Agamemnon sahasının jeolojisi ve jeotermal enerji olanakları*. MTA Rap. Demirbaş No: Jt/2, İzmir.
- Yılmazer, S. (1984). *Ege Bölgesi'ndeki bazı sıcak su kaynaklarının hidrojeolojisi ve jeokimyasal incelemeleri (in Turkish)*. D.EÜ. Fen Bilimleri Enstitüsü, M.Sc. Thesis, İzmir.
- Yılmazer, 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.