

DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

HİSARÖNÜ KÖRFEZİ'NDEKİ DENİZ SEVİYESİ
DEĞİŞİMİ, SEDİMENTASYONU
VE
BÖLGEDEKİ ESKİ ÇAĞ KIYI YERLEŞİMLERİ
ÜZERİNDEKİ ETKİLERİ

Nilhan KAŞER

Haziran, 2010
İZMİR

**HİSARÖNÜ KÖRFEZİ'NDEKİ DENİZ SEVİYESİ
DEĞİŞİMİ, SEDİMENTASYONU
VE
BÖLGEDEKİ ESKİ ÇAĞ KIYI YERLEŞİMLERİ
ÜZERİNDEKİ ETKİLERİ**

**Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü
Doktora Tezi
Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Anabilim Dalı**

Nilhan KAŞER

**Haziran, 2010
İZMİR**

DOKTORA TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

NİLHAN KAŞER tarafından **PROF. DR. ATILLA ULUĞ** yönetiminde hazırlanan **“HİSARÖNÜ KÖRFEZİ’NDEKİ DENİZ SEVİYESİ DEĞİŞİMİ, SEDİMENTASYONU VE BÖLGEDEKİ ESKİ ÇAĞ KIYI YERLEŞİMLERİ ÜZERİNDEKİ ETKİLERİ”** başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir doktora tezi olarak kabul edilmiştir.

Prof. Dr. Atilla ULUĞ

Yönetici

Prof.Dr. Hasan SÖZBİLİR

Tez İzleme Komitesi Üyesi

Yrd. Doç. Dr. A. Harun ÖZDAŞ

Tez İzleme Komitesi Üyesi

Prof.Dr. Erdeniz ÖZEL

Jüri Üyesi

Prof.Dr. Kurultay ÖZTÜRK

Jüri Üyesi

Prof.Dr. Mustafa SABUNCU

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Başta, tez çalışmam sırasında bilimsel desteğini esirgemeyen, deniz bilimleri alanında uzun yıllardır edindiği birikimlerle beni yönlendiren tez danışmanım Prof.Dr. Atilla ULUĞ'a olmak üzere; tezime yeni bir bakış açısı kazandıran, projelerindeki çalışmalarım sırasında, sayesinde çok sevdiğim deniz araştırmalarına sıkça katılma fırsatı bulduğum ve birçok konuda tecrübe kazandığım; maddi, manevi her türlü desteğiyle yanımda olduğu için minnet duyduğum Yrd.Doç.Dr. Harun ÖZDAŞ'a; tez izleme komitemde bulunarak, tezimi şekillendirmemde oldukça yardımcı olan ve eksik kalan jeoloji bilgimi tamamlayan Prof.Dr. Hasan SÖZBİLİR'e; pratik çözümleri, pozitif kişiliği ve olumlu yaklaşımları sayesinde bana ve diğer tüm öğrencilere her zaman moral motivasyon kazandıran Prof.Dr. Erdeniz ÖZEL'e; geç de olsa tanışma fırsatı bulduğum ve tez çalışmam için övgüleri ile beni onure eden Prof.Dr. Kurultay ÖZTÜRK'e; çalışma hayatına ilk kez sayesinde atıldığım, bilimsel öğretilerinin yanında sosyal yaşam dersleriyle de ufkumu açan ve yüksek lisans tezimde olduğu gibi, doktora tezimde de katkılarını eksik etmeyen Prof.Dr. Erol İZDAR'a; teorileri uygulamaya dönüştürme fırsatını ilk defa bana tanıyan ve kendisinden gerek bilimsel gerekse pratik çok şey öğrendiğim yüksek lisans tez danışmanım Doç.Dr. Muhammet DUMAN'a çok teşekkür ederim.

Herzaman moralimi yüksek tutmama neden olan, beni cesaretlendiren ve meslek hayatında yerbilimleri alanında edindiği pratik deneyim ve görüşleriyle tezime ve bana tam desteğini sağlayan meslektaşım ve eşim Tolga KIZILDAĞ'a; sonsuz sabırla beni destekleyen ve hayatım boyunca her türlü rahatlığı sağlayan sevgili anneme ve akademik dünyaya yıllarca emeğini vermiş biri olarak, tüm zorlukları en baştan önüme sererek beni bilinçlendiren saygıdeğer babama özel teşekkürler...

Bu tez çalışmasının verileri ve maddi desteği YDABCAG-75 no.lu TÜBİTAK projesi; SOBAG-106K054 no.lu TÜBİTAK projesi ve 2009.KB.FEN.005 no.lu DEÜ BAP projesi ile sağlanmıştır.

HİSARÖNÜ KÖRFEZİ'NDEKİ DENİZ SEVİYESİ DEĞİŞİMİ, SEDİMENTASYONU VE BÖLGEDEKİ ESKİ ÇAĞ KIYI YERLEŞİMLERİ ÜZERİNDEKİ ETKİLERİ

ÖZ

Güneydoğu Ege Denizi'nde yer alan Hisarönü Körfezi ve çevresindeki Geç Pleyistosen-Holosen göreceli deniz seviyesi değişimleri, sediman birikimi ve tektonizmasının incelenmesine yönelik olarak bölgede yüksek ayrımlı sismik veriler toplanmış ve sualtında kalmış arkeolojik yapılar incelenmiştir. Bu verilerin yorumu ile yaklaşık 20.000 yıl önceki son buzul döneminden günümüze kadar olan deniz seviyesi değişimleri ilişkilendirilerek, bölgenin tektonizması, son buzul dönemi eski kıyı hattı ve Geç Kuvaterner sedimanter rejimi ortaya çıkarılmıştır. Bölgeden alınan sığ sismik veriler, bir deniz seviyesi değişim döngüsü sırasında istiflenen ve uyumsuzluk yüzeyleriyle sınırlanmış sekansları temsil eden Geç Pleyistosen sedimanter çökellerin yapısını incelemek için yorumlanmıştır. Elde edilen bilgiler doğrultusunda, bu bölgede daha önce yapılmamış bir çalışma olarak, son buzul döneminden günümüze kadar olan sedimentasyon hız ve kalınlığı hesaplanmıştır. Ayrıca, buzul dönemi kıyı hattının konumu belirlenerek, kıyı çizgisinin son buzul döneminden günümüze kadar karaya doğru olan gerileme miktarı bulunmuştur.

Çalışma alanından toplanan yüksek ayrımlı sismik verilerin incelenmesi sonucu, şelf alanı üzerinde gözlenen sığ denizel sedimanların içsel yapısının, son buzul döneminden buzularası döneme geçişte deniz seviyesinin hızlı yükselimi sırasında biriken Geç Pleyistosen transgresif çökeller ile; deniz seviyesinin durağan yüksek konumunda biriken Holosen çökellerinden oluştuğu tespit edilmiştir.

Bununla birlikte, Geç Holosen dönemi için Ege ve Akdeniz'deki östatik deniz seviyesi değişim eğrisi, bölgesel tektonizma ve sualtında kalmış arkeolojik kalıntıların gözlemlerinin birlikte yorumlanmasıyla, çalışma alanındaki son buzul döneminden günümüze kadar olan göreceli deniz seviyesindeki yükselmenin başlıca

nedeninin, küresel deniz seviyesi yükseliminden ziyade, bölgesel tektonik çökmeden kaynaklandığı sonucuna varılmıştır.

Hisarönü Körfezi ve yakın çevresinde benzer bir araştırmanın daha önce yapılmamış olması nedeniyle, bu çalışmanın, bölgeye özgü ilk bilimsel sonuçlarının literatüre girmesinde bir katkı görevi üstlenmesi açısından önemlidir.

Anahtar Kelimeler: Deniz seviyesi değişimi, Holosen sedimantasyonu, jeoarkeoloji, Hisarönü Körfezi

SEA-LEVEL CHANGE AND SEDIMENTATION OF HİSARÖNÜ GULF AND EFFECTION ON THE ANCIENT COASTAL SETTLEMENT

ABSTRACT

The fluctuations of the relative sea level, tectonics and the sedimentation in the Late Pleistocene-Holocene in the Hisarönü Gulf (SE Aegean Sea) and surroundings were investigated performing high resolution acoustic survey and underwater archaeological observations. Hisarönü Gulf is affected by rising at sea level following the last glacial period (20.000 yr BP) and local tectonic movements. High resolution seismic data were interpreted to reveal the structure of the Late Pleistocene-Holocene deposits. The rate of sediment accumulation during the last glacial sea level rising was estimated which has not been studied before. We also determined the location of the paleo-shoreline of last glacial maximum and estimated the coastline progradation landward from its glacial positions.

The results indicate that the internal structure of the shallow-marine sediments is comprised of transgressive and highstand deposits characterized by rapid sea level rise during the last transgression and a stabilization of sea level during the Late Holocene, respectively.

Comparing with eustatic sea level curve and the submerged archaeological remains in the study area, we conclude that the relative rise in sea level for the Late Holocene is considerably a result of the tectonic subsidence of the coastal plain.

This study is important in terms of lacking geological or geophysical research performed in the Hisarönü Gulf in the literature and provides the first extensive view of structure of study area.

Keywords: Sea level change; Holocene sedimentation, geoarchaeology, Hisarönü Gulf.

İÇİNDEKİLER

Sayfa

DOKTORA TEZİ SINAV SONUÇ FORMU	ii
TEŞEKKÜR	iii
ÖZ	iv
ABSTRACT	vi
BÖLÜM BİR - GİRİŞ.....	1
1.1 Çalışmanın Amacı	2
1.2 Çalışma Alanı ve Morfolojisi	3
BÖLÜM İKİ - JEOLJİK GEÇMİŞ.....	8
2.1 Batı Anadolu'nun Neotektoniği ve Graben Oluşumu	8
2.2 Datça ve Bozburun Yarımadaı'nın Jeolojisi ve Tektoniği.....	12
BÖLÜM ÜÇ - VERİ VE YÖNTEM.....	27
BÖLÜM DÖRT - DENİZ SEVİYESİ DEĞİŞİMLERİ VE SİSMİK STRATİGRAFİ.....	33
4.1 Geç Pleyistosen-Holosen Deniz Seviyesi Değişimleri.....	33
4.1.1. Östazi, Göreceli Deniz Seviyesi ve Su Derinliği.....	34
4.1.2 Sismik Sekans Analizi	36
4.1.3 Sismik Fasiyes Analizi	37
4.1.4 System Tracts.....	38
4.2 Sismik Kesitlerde Gözlenen Birimlerin Dağılımı ve Yığılma Modelleri.....	41
4.2.1 Erozyonal Yüzey	42
4.2.2 Buzul Sonrası Transgressive System Tract (TST).....	42

4.2.3 Maksimum Taşkın Yüzeyi (MFS)	49
4.2.4 Holosen Highstand System Tract (HST)	49
4.3 Sediman Birikim Oranı	58
4.4 Geç Holosen Deniz Seviyesi Değişimleri: Sualtı Arkeolojik Gözlemler.....	60
4.4.1 Yeşilova Körfezi'nde Bulunan Sualtı Arkeolojik Kalıntılar	70
4.4.2 Knidos Antik Limanı'nda Bulunan Sualtı Arkeolojik Kalıntılar	75
4.5 Tektonizma.....	80
BÖLÜM BEŞ - SONUÇ.....	105
KAYNAKLAR	114

BÖLÜM BİR

GİRİŞ

Günümüzden 20.000 yıl önceki son buzul döneminin bitmesiyle birlikte buzul tabakaları erimeye başlamış ve hızlı bir transgresyon gerçekleşmiştir. Erimiş sular okyanuslara dolarak deniz seviyesini yükseltmişlerdir. Bununla birlikte, okyanusların altında toplam hacmi arttığı için ağırlaşan kabuk çökerken; daha önce buzul örtülerinin bulunduğu kıtasal kabuk, üzerindeki buzların erimesiyle hafiflemiş ve yukarıya doğru yükselmiştir. Böylece, Geç Pleyistosen-Holosen döneminde (20.000 yıl öncesinden günümüze) Ege Denizi'ndeki östatik deniz seviyesi, -120 m'den güncel konumuna yükselmiştir (Bard, Hamelin, ve Fairbanks, 1990; Fairbanks, 1989; Perissoratis ve Conispoliatis, 2003; Shackleton, 1987). Deniz seviyesi, günümüzden 11.500 yıl öncesine kadar -60 m'ye hızlıca yükselmiştir. Transgresyonun son evresi olan, günümüzden 8.000 yıl öncesine kadar ise deniz seviyesi, 2 mm/ yıl oranında -15 m'ye kadar yükselerek kıtasal düzlüklere doğru gerilemiş ve şelf üzerinde hemen hemen güncel konumunu almıştır (Perissoratis ve Conispoliatis, 2003). Böylece, şelf alanı üzerinde, günümüzden yaklaşık 20.000 yıl öncesinden 8.000 yıl öncesine kadar transgresif sedimanlar; 8.000 yıl öncesinden günümüze kadar ise yüksek konumlu (highstand) sedimanlar çökelmiştir (Hernandez-Molina ve diğer., 2000; Somoza, Hernández-Molina, De Andres, ve Rey, 1997). Lambeck ve Johnston (1995)'in buzulların erime ve manto-viskozite parametrelerine dayalı modeline göre, günümüzden 6.000 yıl öncesinden 2.000 yıl öncesine kadar göreceli deniz seviyesinin 2 m yükseldiği ve 2.000 yıl öncesinden günümüze kadar ise 0,5 m yükseldiği görülmüştür.

Bu çalışmada, 20.000 yıllık deniz seviyesi döngüsüyle oluşan depolanma sekansları, tarihlendirme yapabilmek için sediman karot alınamaması nedeniyle daha önce yapılmış benzer çalışmaların karşılaştırılmasıyla tanımlanmıştır (Burger, Fulthorpe, Austin, ve Gulick, 2002; Hanebuth, Stattegger, ve Saito, 2002; Kapsimalis ve diğer., 2005; Lobo, Hernández-Molina, Somoza, Diaz del Rio, ve Dias, 2002; Lykousis, Roussakis, ve Sakellariou, 2009; Piper ve Perissoratis, 2003; Rodero, Pallares, ve Maldonado, 1999; Siddall ve diğer., 2003; Somoza ve diğer., 1997).

Sekans stratigrafisinin Mitchum ve Vail (1977), Posamentier ve Vail (1988), Vail, Mitchum, ve Thompson (1977) ile Van Wagoner ve diğer. (1988) tarafından geliştirilen kavramsal modeli, Geç Pleyistosen-Holosen döneminde son deniz seviyesi yükselimi sırasında oluşan en genç depolanma sekanslarını yorumlamak için yüksek ayrımlı sismik verilere uygulanmıştır.

Geç Pleyistosen-Holosen deniz seviyesi yükselimine yönelik olarak yapılan sismik stratigrafik yorumlamaların yanı sıra, Geç Holosen döneminden bu yana gerçekleşen bölgesel deniz seviyesi yükselimi hakkında bilgi sahibi olmak için, çalışma alanında bulunan sualtında kalmış arkeolojik kalıntıların gözlemlerinden yararlanılmıştır. Birçok araştırmacı, sualtında kalmış liman yapıları, mendirek ve dalgakıranlar, su kuyuları, balık çiftlikleri gibi antik yerleşimlere ait mimari yapıların bölgesel göreceli deniz seviyesi yükseliminin hesabında kullanılacak önemli bir detay olduğunu önermektedirler. Sualtı arkeolojik çalışmalarla; Sivan, Wdowinski, Lambeck, Galili, ve Raban (2001) İsrail kıyıları'nda; Vött, Brückner, Handl, ve Schriever (2006) Yunan Denizi'nde bulunan Astakos Körfezi'nde (Ionian Sea); Lambeck (1996), Lambeck, Anzidei, Antonioli, Benini, ve Esposito (2004) ile Lambeck ve Purcell (2005) Ege Denizi'nde; Müllenhoff (2005) Büyük Menderes'de; Antonioli ve diğer. (2007) kuzey Adriyatik'de bulunan Sardinia'da; Morhange, Laborel, ve Hesnard (2001) Fransa'da bulunan Marseilles Limanı'nda ve Flemming (1978) güneybatı Türkiye kıyılarında bölgesel göreceli deniz seviyesi yükselme oranı ile tektonik çökme oranı hesaplamaları gerçekleştirmişlerdir.

1.1 Çalışmanın Amacı

Hisarönü Körfezi ve çevresinde gerçekleştirilen bu çalışmanın amaçları: (i) yüksek ayrımlı sismik verilerin yorumlanmasıyla şelf alanını biçimlendiren depolanma birimlerin tanımlanması; (ii) östatik deniz seviyesi değişimi ve bölgesel tektonik hareketler tarafından kontrol edilen göreceli deniz seviyesi değişimi hakkında bilgi sahibi olmak için sekans stratigrafisi modellerini sismik verilere uygulamak; (iii) Geç Kuvaterner'den günümüze kadar olan sedimantasyon oranını belirlemek; (iv) göreceli deniz seviyesi yükselimi sonucu sualtında kalmış arkeolojik

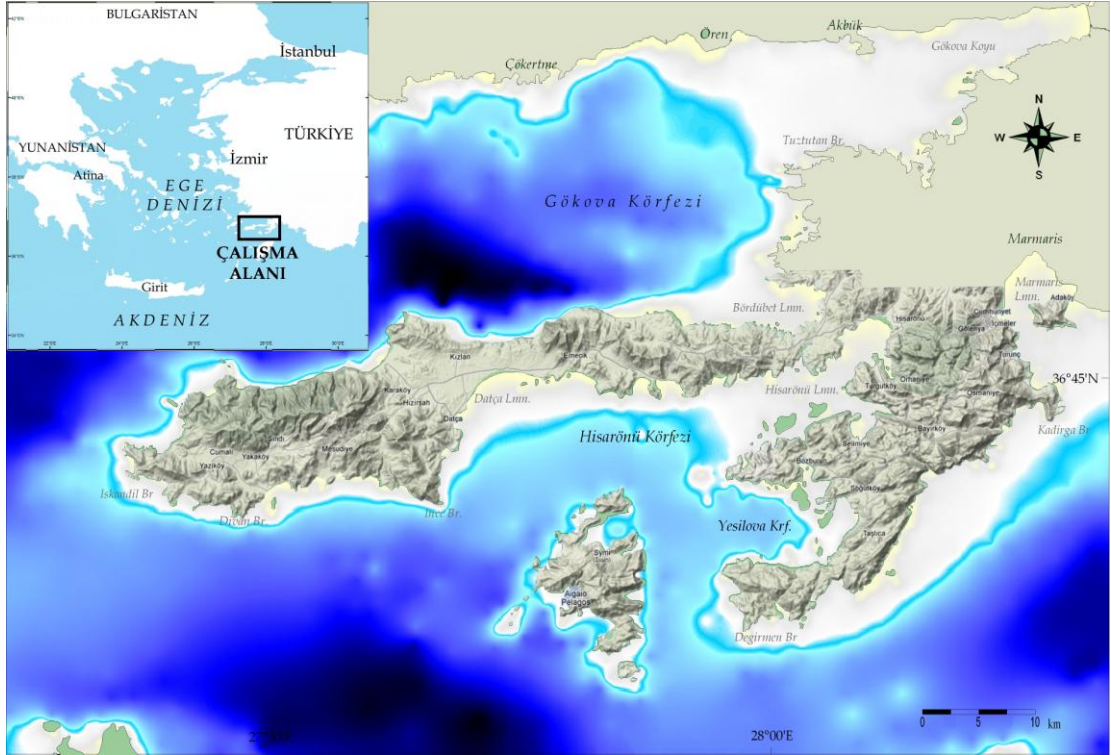
yapılar üzerindeki bölgesel etkilerin sebeplerini, Akdeniz ve Ege kıyılarında yapılmış benzer çalışmalarla da karşılaştırarak ortaya çıkarmaktır.

Hisarönü Körfezi'nin içinde bulunduğu Ege Denizi kıyılarında daha önce çok sayıda araştırma gerçekleştirilmiş olmasına rağmen (Aksu, Konuk, Uluğ, Duman, ve Piper, 1990; Aksu, Piper, ve Konuk, 1987a, 1987b; Lambeck, 1996; Le Pichon ve Angelier, 1981; Lykousis, Anagnostou, Pavlakis, Rousakis, ve Alexandri, 1995; McKenzie, 1978; Perissoratis, 1995; Perissoratis ve Conispoliatis, 2003; Piper ve Perissoratis, 1991; Taymaz, Jackson, ve McKenzie, 1991), Körfez ve civarında jeolojik ya da jeofiziksel bir araştırmanın yapılmamış olması, bu çalışmayı önemli kılmaktadır.

1.2 Çalışma Alanı ve Morfolojisi

Güneybatı Anadolu-Güneydoğu Ege Denizi'nde yer alan Hisarönü Körfezi, kuzeyde Datça Yarımadası, doğuda Bozburun Yarımadası ve güneyde Sömbeki (Simi) Adası ile çevrelenmektedir (Şekil 1.1). Birçok ada ve koydan oluşan girintili çıkıntılı kıyı yapısı, Körfez'in karakteristik özelliğidir. Kuzeyde Datça Körfezi; kuzeydoğuda Hisarönü Limanı ve güneydoğuda Yeşilova (Sömbeki) Körfezi, Hisarönü Körfezi'nin sığlık bölümlerini oluşturmaktadır. Sözü edilen bu sığlıklar, Körfezler'e nehirler yoluyla sediman taşınımının olması ve koy yapısı göstermeleri nedeniyle oluşmaktadırlar.

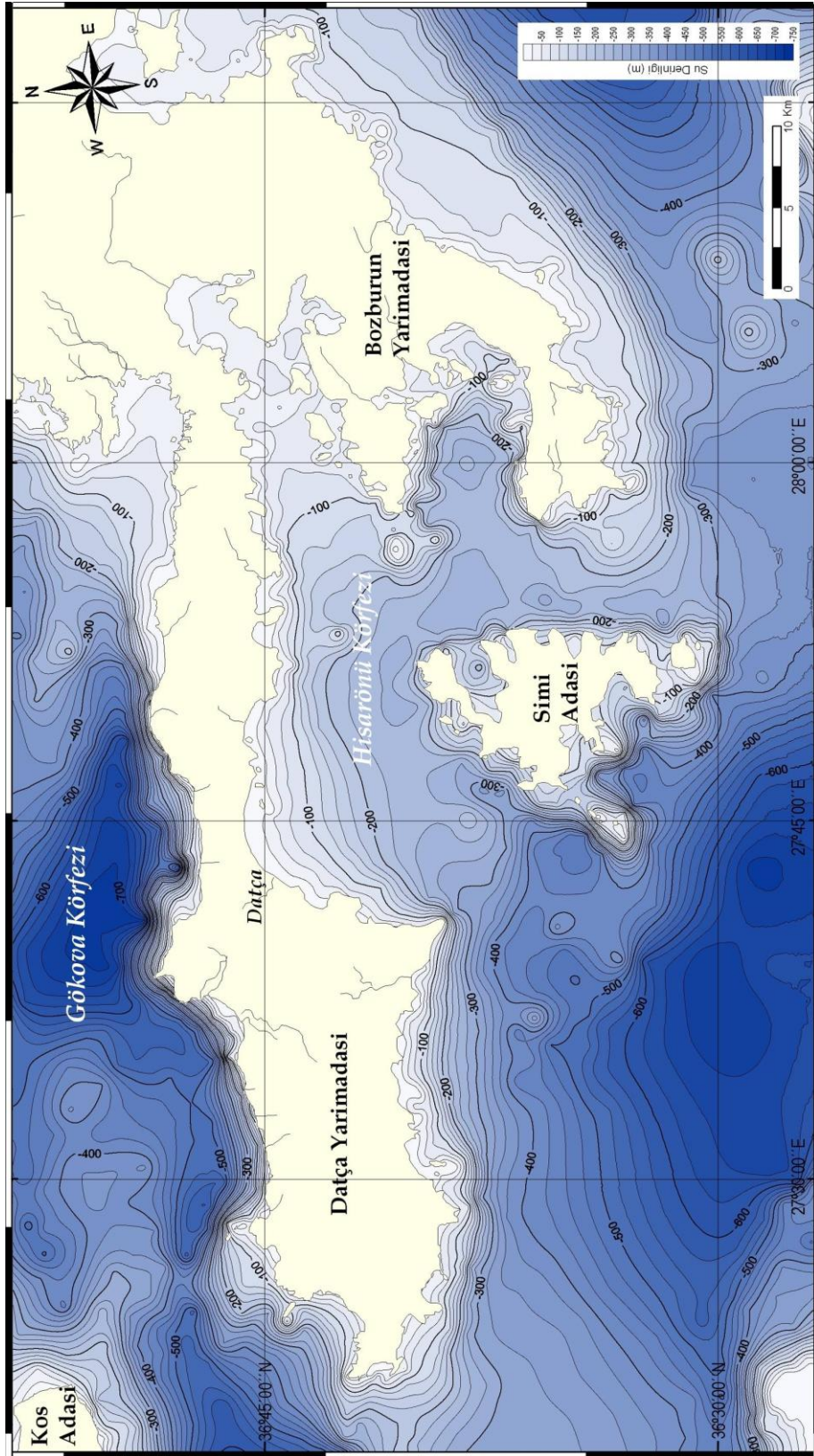
Çalışma alanından, yüksek ayrımlı sismik verilerle eş zamanlı olarak alınan batimetrik verileri ile birlikte, SHODB seyir haritalarının sayısallaştırılmasıyla elde edilen eşderinlik (batimetri) haritası incelendiğinde (Şekil 1.2), su derinliğinin, Hisarönü Körfezi'nin iç kısımlarında maksimum 300 m; Yeşilova Körfezi'nde 250 m ve Datça Yarımadası'nın güneyinde ise 500 m'lere kadar ulaştığı görülmektedir.



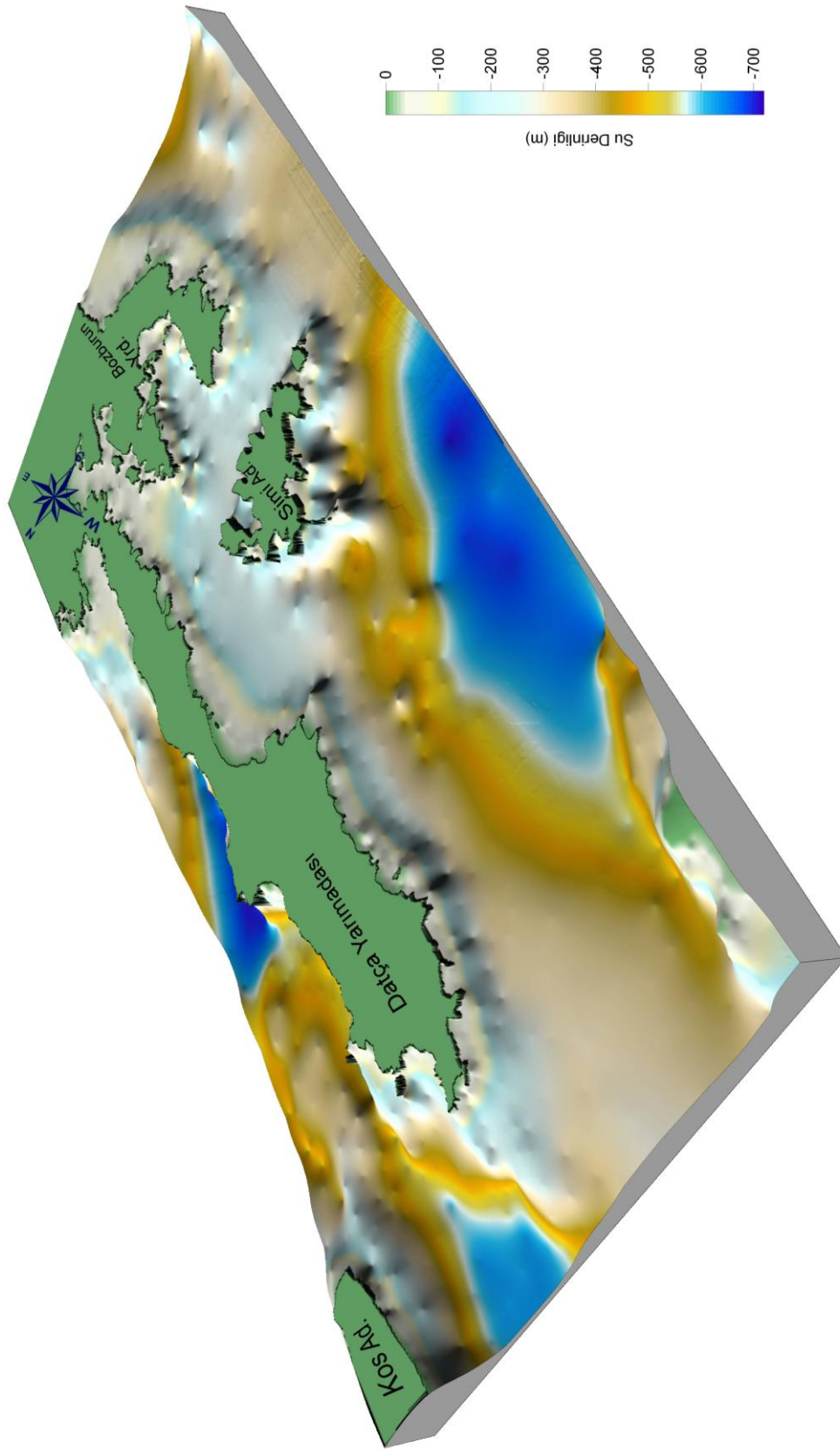
Şekil 1.1 Çalışma alanının konumu. Deniz tabanı görüntüsü, batimetrik verilerden elde edilmiştir.

Datça Limanı civarında ve Hisarönü Körfezi'nin iç kısımlarında nispeten geniş olan şelf alanı, Datça Yarımadası'nın güneybatısında ve Yeşilova Körfezi'nde dar bir yapıya sahiptir (Şekil 1.3 ve 1.4). Datça Limanı'nda yaklaşık 4 km genişliğindeki şelf, 1,5°'lik deniz tabanı eğimine sahiptir. Nispeten daha dar bir yapı gösteren batı şelfinin eğimi ise 4° ile 28° arasında değişmekte ve en dar olan kısmı 0,2 km genişliğine ancak ulaşmaktadır.

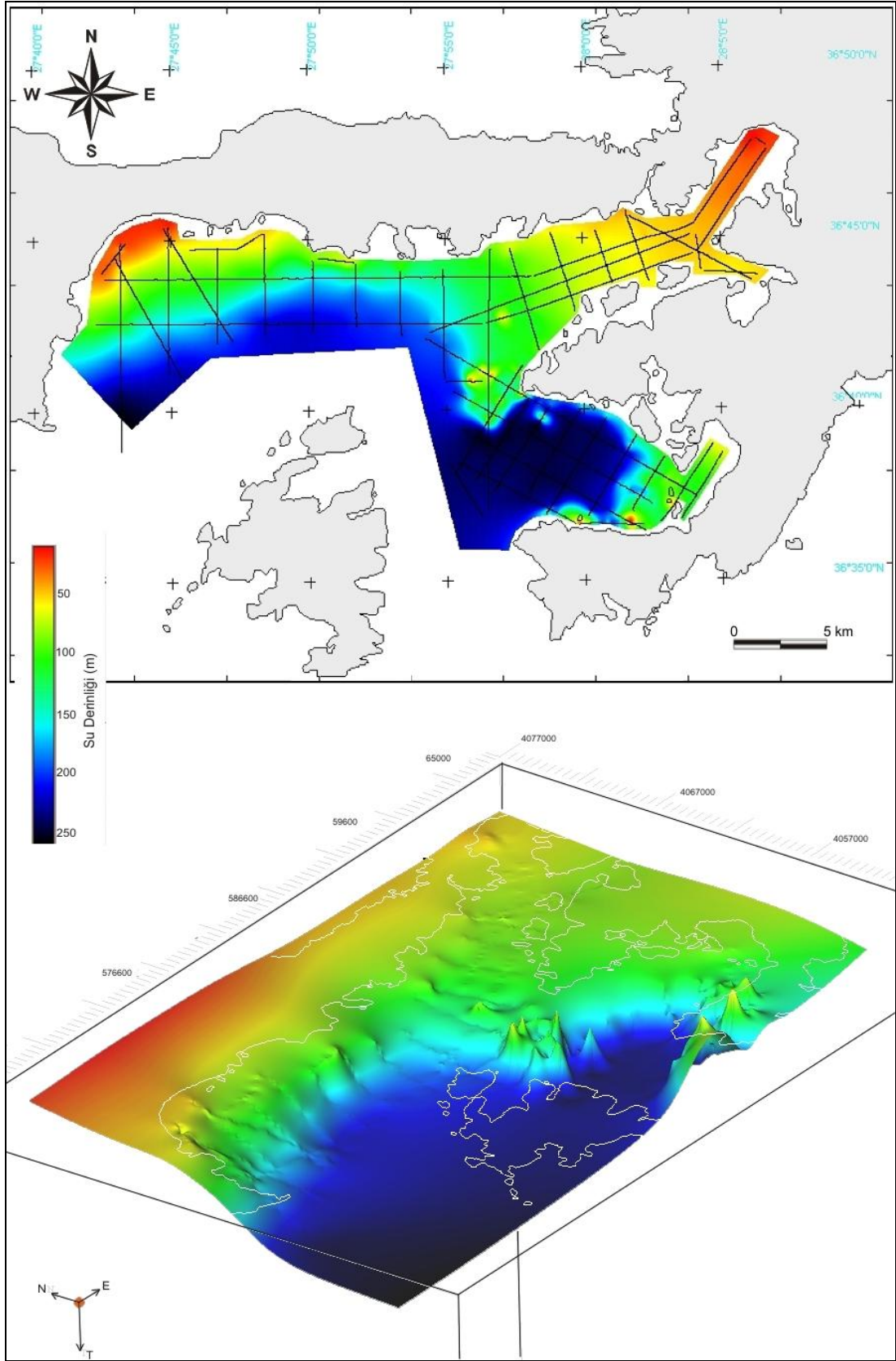
Yeşilova Körfezi'nin şelf alanı ise 6° ile 30° arasında değişen oldukça dik eğimlere sahip olup, ortalama şelf genişliği 1 km'den daha azdır. Çalışma alanının en sığ bölümü olan Hisarönü Körfezi'nin doğu bölümünde ise deniz tabanı eğimi 0,4°'den daha az olup, şelf genişliği yaklaşık 17 km'ye ulaşmaktadır. Güncel şelf kırığı çalışma alanının genelinde yaklaşık -110 m derinlikte yer almaktadır.



Şekil 1.2 Hisarönü Körfezi ve çevresinin eşderinlik haritası. Çalışma kapsamında toplanan batimetri verileri ile birlikte, SHODB seyir haritalarının sayısallaştırılmasıyla elde edilmiştir.



Şekil 1.3 Hisarönü Körfezi ve çevresinin üç boyutlu eşderinlik haritası. Çalışma kapsamında toplanan batimetri verileri ile birlikte, SHODB seyir haritalarının sayısallaştırılmasıyla elde edilmiştir.



Şekil 1.4 Hisarönü ve Yeşilova Körfezleri'nden 2008 yılında alınan sismik verilerin gidiş-geliş zamanından gridlenerek oluşturulan deniz tabanı eşderinlik haritası.

BÖLÜM İKİ

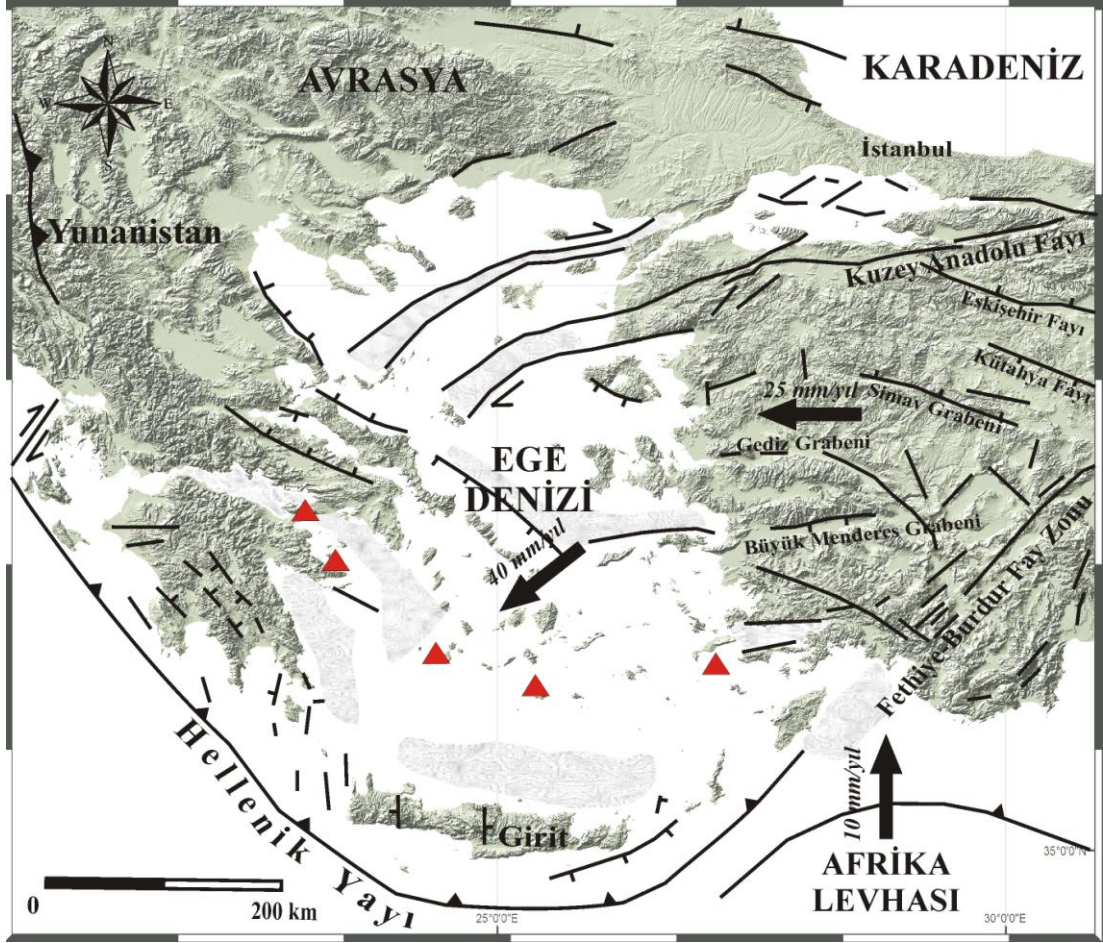
JEOLOJİK GEÇMİŞ

2.1 Batı Anadolu'nun Neotektoniği ve Graben Oluşumu

Hisarönü Körfezi'nin içinde bulunduğu Ege bölgesi, Arap-Afrika ve Avrasya levhalarının çarpışması sonucunda Anadolu levhasının batıya doğru hareketi nedeniyle aktif tektonizmanın etkisindedir (Dewey & Şengör 1979; Jackson, Haines, ve Holt, 1992; McClusky ve diğer., 2000; McKenzie, 1978). Arap levhası, yaklaşık 3 milyon yıldan bu yana, Avrasya'ya göre kuzeye doğru 18–25 mm/yıl hızla hareket ederken; Afrika levhası yine Avrasya levhasına göre 10 mm/yıl hızla kuzey yönünde ilerlemektedir (DeMets, Gordon, Argus, ve Stein, 1990) (Şekil 2.1). Anadolu'nun Avrasya'ya göre hareketi yılda 15-20 mm iken, Batı Anadolu ve Ege Denizi'nde bu hareketin hızı 30-40 mm'yıl'dır.

Bu jeolojik süreçte Anadolu-Ege bloğu, saatin tersi yönünde rotasyonel bir hareketle Girit merkezli Helenik Yayı'na doğru kaçmaktadır. Bu yanal kaçış hareketinin kuzey sınırını Kuzey Anadolu Fayı belirlemektedir. Güney sınırını ise Doğu Anadolu Fayı ile Kıbrıs ve Helenik Yayları oluşturmaktadır. Kıbrıs ve Helenik yayları boyunca Afrika Kıtası'nın kuzey kenarındaki okyanusal litosfer, Anadolu ve Ege'nin altına dalarak yutulmaktadır. Barka ve Reilinger'in (1997) GPS çalışmaları, Anadolu-Ege bloğunun rotasyonel hareketinin Kuzey Anadolu Fayı üzerinde yaklaşık 26±3 mm/yıl'lık bir hıza neden olduğunu göstermektedir.

Güncel araştırmalar, Anadolu-Ege Bloğu'nun saatin tersine rotasyonel hareketinin iki ana sebebi olduğunu göstermektedir; (a) Doğu Anadolu'da Arap ve Avrasya Levhaları'nın çarpışması ve bu sıkışma bölgesinden üçgen şeklinde kıtasal Anadolu Bloğu'nun batıya kaçması; (b) Helenik Yayı'nda batan okyanus kabuğunun ağırlığı sebebiyle arkın geriye, güneye doğru geri çekilmesi sonucunda Batı Anadolu ve Ege Denizi'nde meydana gelen yaklaşık KKD-GGB gerilmedir.



Şekil 2.1 Ege Denizi ve çevresinin tektonik yapısı (Barka ve Reillinger'den (1997) değiştirilmiştir). Kırmızı üçgenler volkanizmayı göstermektedir (National Observatory of Athens'den [NOA] (b.t.) alınmıştır)

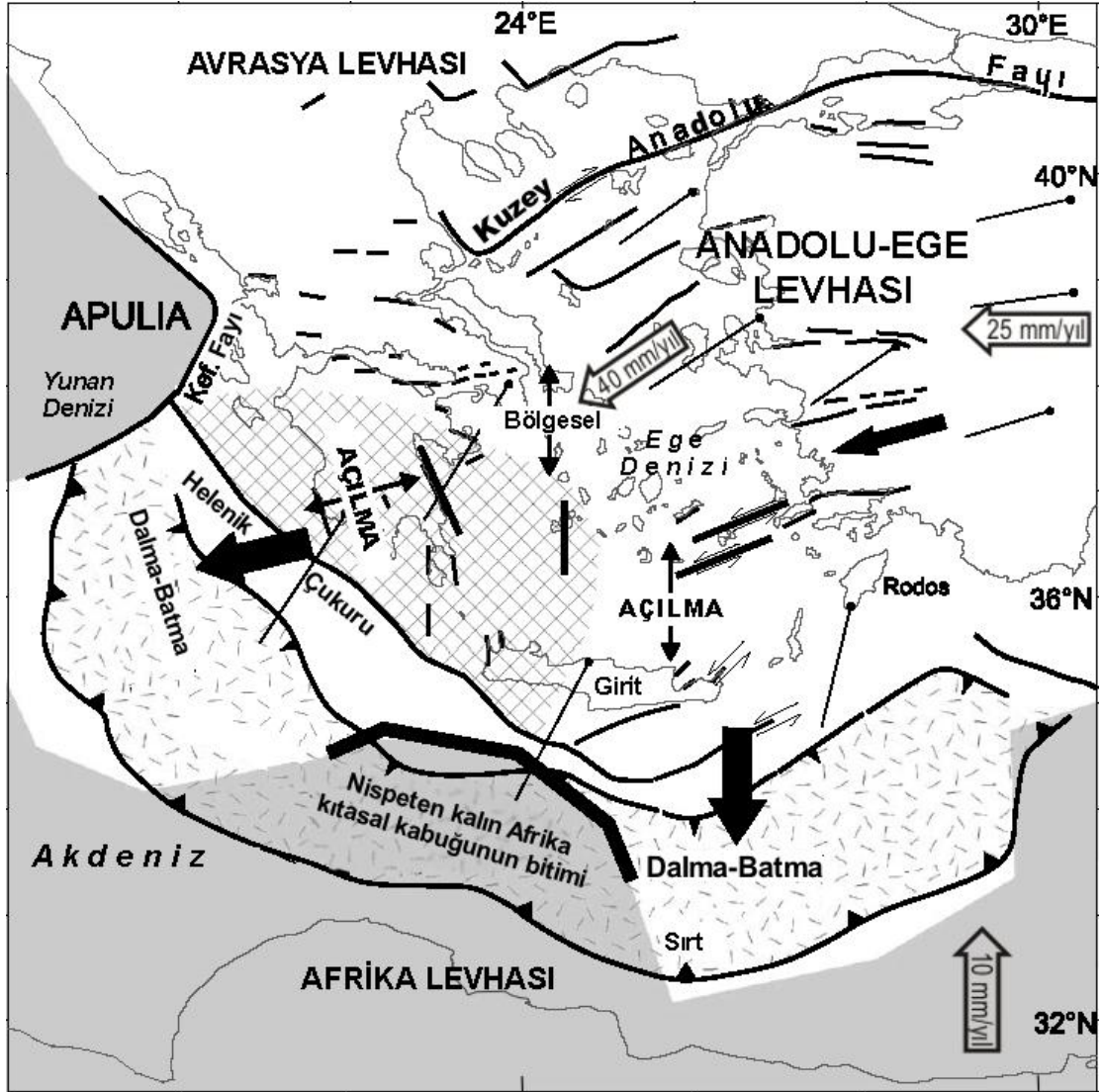
Barka ve Reillinger (1997) ile Reillinger ve diğer.'nin (1997) GPS verilerine dayanarak önerdiği modelde, Batı Anadolu ve Ege Denizi, Eskişehir Fayı ve Fethiye-Burdur Fay Zonu ile sınırlanarak ve saatin tersi yönünde dönerek Anadolu'dan farklı bir hareket yapmaktadır.

15-20 mm/yıl hızla batı yönünde ilerleyen Anadolu'daki neotektonik yapılar, KKD-GGB sıkışma hareketi etkisinde doğrultu atım ve bindirme hareketi göstermektedir. Buna karşılık, 30-40 mm/yıl hızla KD-GB yönünde açılan Batı Anadolu ve Ege'deki hakim yapılar, D-B ve BKB-DGD yönelimli graben ve normal faylardır (Oral ve diğer., 1995).

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 geldiği iddia edilmiştir (Görür et ve diğer., 1995). Buna karşılık, Le Pichon ve Angelier (1981) ile McKenzie (1978) gerilmenin tamamen Helenik Yayı'ndaki dalma-batma ile ilgili olduğunu savunmuşlardır. Şengör, Görür, ve Şaroğlu (1985), Batı Anadolu'da yer alan farklı doğrultudaki bu yapıları "cross-graben" olarak yorumlamıştır. Bu modelde D-B ana grabenlerine yüksek açılı veya dik yapılar, grabenin tavan bloğunun parçalanması ile ilgili yapılar olarak kabul edilmiştir.

Taymaz ve diğer. (1991), Ege'deki tektonizmanın üç sebebi olduğunu savunmaktadır: (i) Anadolu levhasının Avrasya'ya göre batıya hareketi; (ii) batıda Yunanistan'ın KB'sı-Arnavutluk ve ile Apulia-Adriatik platformlarının çarpışması ve (iii) güneyde Helenik dalma-batma zonunun varlığı. Bununla birlikte, Bozkurt ve Sözbilir (2004), Gediz grabeni boyunca olan K-G yönlü genişlemenin iki ayrı olayla birlikte gerçekleştiğinden bahsetmektedir: (i) Miyosen'de düşük açılı normal faylanmanın taban bloğundaki Menderes Masifi'nin hızlı yükselişi ve (ii) Pliyosen-Kuvaterner'de yüksek açılı normal faylanma (rift yapısı şeklinde) boyunca, kabuğun D-B yönlü grabenleri oluşturarak genişlemesi. Açılmanın gelişimi, Ege-Kıbrıs dalma-batma zonu boyunca olan dalma-batma hareketi ve tektonik kaçışın birlikte etkisi ile takip edilen orojenik çarpışma ve/veya yay gerisi açılma şeklindedir.

Piper ve Perissoratis'e (2003) göre ise, D-B yönlü grabenler, durağan Avrupa ve GB'ya hareket eden Ege arasındaki pull-apart'ın bir sonucu olarak, Kuvaterner'de kuzey Mora Yarımadası boyunca batıya doğru şekillenmiştir (Şekil 2.2). Doglioni ve diğer. (2002), Ege Denizi'ndeki açılmanın, Avrasya ile engellenen Anadolu levhasına göre Afrika'nın KD'ya doğru dalma-batması arasındaki farklı yaklaşım oranlarının bir sonucu olduğunu önermektedir. Durağan Afrika ile kıyaslandığında, Yunanistan'ın Kıbrıs-Anadolu'ya göre GB yönlü kızılı hareketi, Ege'deki genişlemeye neden olmaktadır.



Şekil 2.2 Ege Denizi'nin genel tektonik durumu. Gri alan nispeten kalın Afrika Levhası kıtasal kabuğunun dağılımını; çapraz taralı alan Mora Yarımadası'nın güneyinin D-B yönlü açılımını göstermektedir (Piper ve Perissoratis, 2003).

Taymaz ve diğer. (1991), Avrupa'ya göre batıya doğru hareket eden Anadolu ile Ege Denizi'ndeki açılma arasındaki bağlantıyı, depremlerin odak mekanizması çözümleri ile kurmuşlardır. Araştırmacıların teorisine göre odak mekanizmaları, Ege'nin batısındaki faylanmanın, KB-BKB yatay doğrultulu ve KKB-KKD kayma yönlü normal faylar üzerinde olan açılma şeklinde gerçekleştirdiğini göstermektedir. Güney bölgelerden alınan paleomanyetik veriler, Avrupa'ya göre saatin tersi yönünde muhtemel dönme hareketinin olduğunu göstermekte olup, doğudan Ege'nin

merkezinine giren doğrultu atımlı faylanma, Yunanistan'ın KB eğimli normal faylarına karşılık GB'da aniden sona ermektedir.

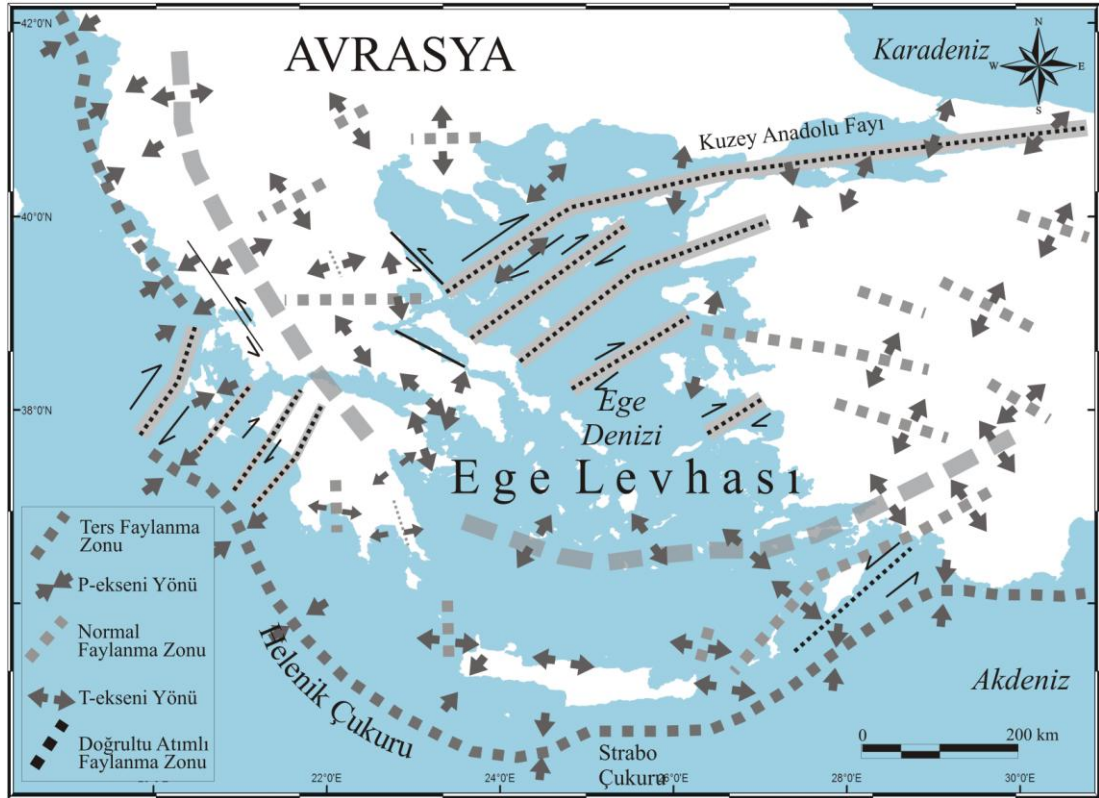
Seyitoğlu ve Scott (1991), Batı Anadolu'daki K-G gerilmenin yaşının Oligosen sonu Miyosen başı olduğunu belirtmişlerdir. Buna karşılık Şengör (1985), bu dönemde sıkışmanın hala devam ettiğini ve ancak bu dönemde oluşan basenlerin gerilme ile değil; sıkışma rejimi etkisinde meydana geldiğini savunmuşlardır. Esas gerilme rejiminin orta Miyosen'den itibaren düşük hızda oluştuğunu ve bu hızın Pliyosen'de arttığını kabul etmişlerdir.

Batı Anadolu ve Ege Denizi'ndeki yaklaşık K-G gerilmenin hızı konusunda da farklı görüşler vardır. Jackson ve McKenzie (1984) ve Taymaz ve diğer. (1991), bu hızın 6 mm/yıl olabileceğini ileri sürmüşlerdir ve Ege Denizi'nin son birkaç milyon yılda %50 gerildiğini belirtmişlerdir. Ancak yine güncel GPS verilerine göre bu gerilme miktarı 15 mm/yıl civarındadır.

Çalışma alanı, güneybatısında Helenik Yayı levha sınırı bulunması açısından sismik olarak oldukça aktif bir bölgedir. Kiratzi ve Louvari'ye (2003) göre, Helenik Yayı'na paralel olarak daha kuzeyde var olan bir normal faylanma zonu tam olarak Hisarönü Körfezi'nden geçmektedir (Şekil 2.3).

2.2 Datça ve Bozburun Yarımadaı'nın Jeolojisi ve Tektoniği

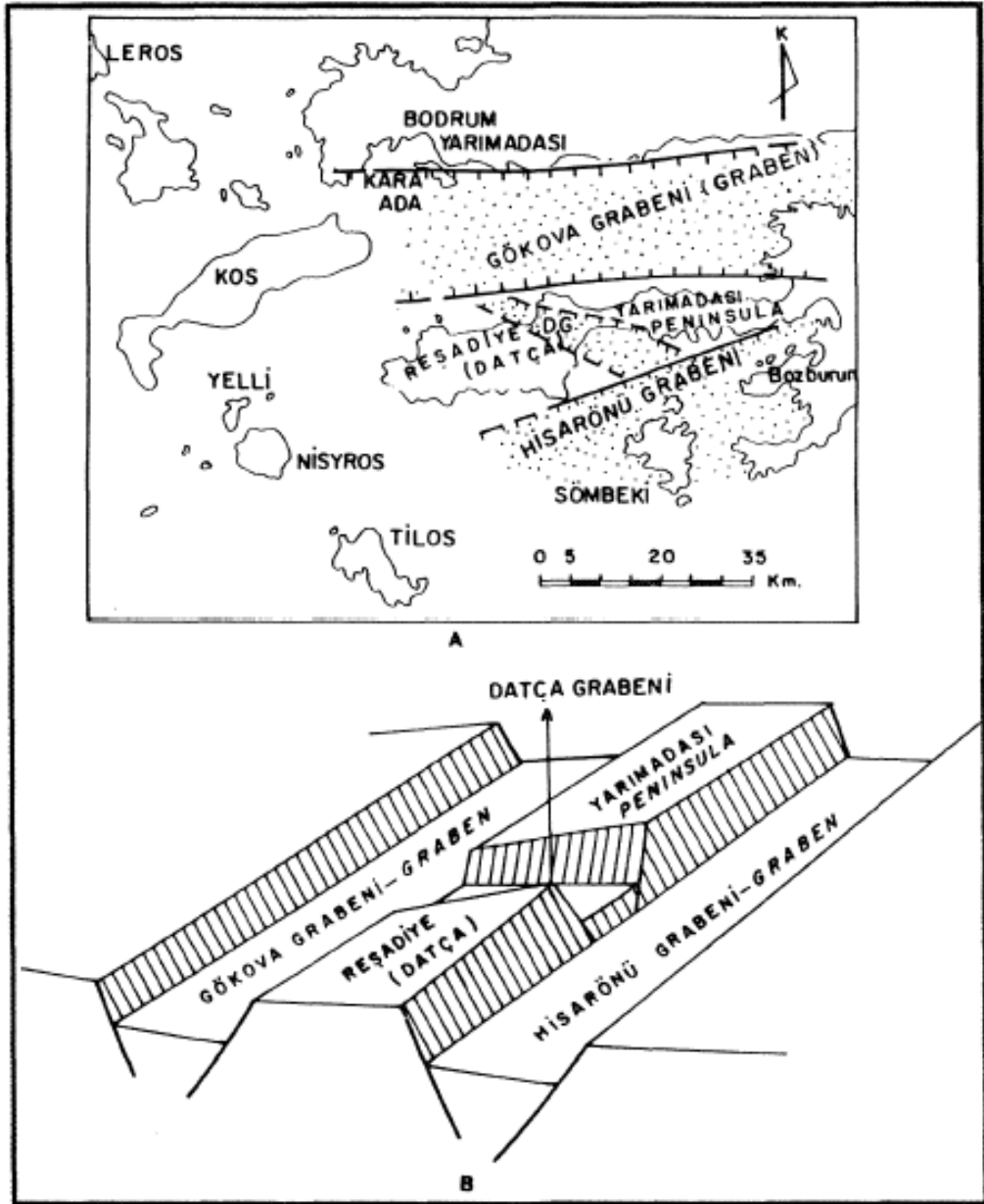
Çalışma alanınının kuzeydeki karasal devamını oluşturan Datça Yarımadaı'nın tektoniği, paleo ve neo tektonik dönem olmak üzere ikiye ayrılmıştır (Ersoy, 1991). Paleotektonik dönemde, biri yaklaşık D-B, diğeri ise K-G olan iki ana doğrultu olduğu görölmektedir (Şekil 2.4). Neotektonik dönemde ise, Ege bölgesinde başlayan çekme kuvvetlerinin egemen olduğu bir rejim sonucu, D-B uzanımlı graben sistemi gelişmeye başlamıştır. Bu açılma tektoniği altında gelişen çok sayıdaki horst-graben yapılarınının bir parçası olarak Datça ile Bodrum Yarımadaı arasında "Gökova Grabeni" ve Datça ile Bozburun Yarımadaı arasında ise "Hisarönü Grabeni" yer almaktadır (Şekil 2.4A).



Şekil 2.3 Ege Denizi ve çevresindeki fay zonları ile gerilme ve sıkışma eksenleri (Kiritzi ve Louvari'den (2003) değiştirilmiştir).

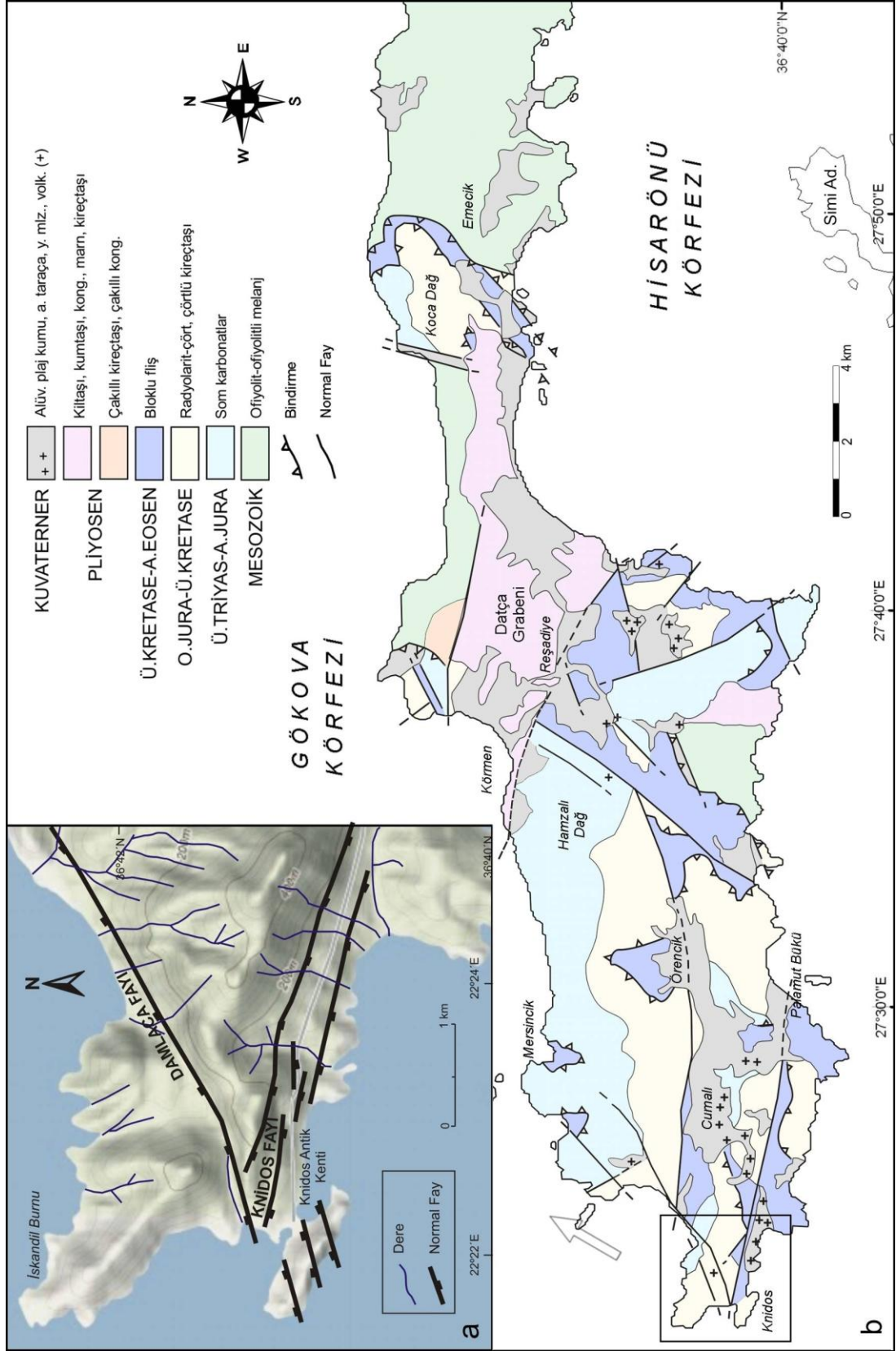
Her iki grabenin fayları, Datça Grabeni'ne ait fayları verev olarak keserler. Bu nedenle, bu faylar göreceli olarak Datça Grabeni'ni sınırlayan faylardan daha gençtir. Dolayısı ile bu faylardaki hareketlerle, Datça Yarımadası, grabenler arasında Datça Grabeni ile birlikte tümüyle "horst" yapısı kazanmıştır (Şekil 2.4B). Datça Yarımadası'nda kıyı boyunca izlenen Kuvaterner yaşlı yükselmiş plaj konglomeraları, deniz çekilmesinin ve yükseliminin günümüzdeki önemli kanıtlarıdır. Datça Yarımadası'nda yükselmiş kıyı konglomeraları kuzeyde +25 m., güneyde ise +20-25 m. kadardır (Ersoy, 1991).

Neotektonik dönemde, Pliyosen ve Pliyosen sonrasında oluşmuş, eğimleri oldukça dik (70-90°) olan faylar esas olarak DB'ya ya da D-B'ya ait KB-GD doğrultuludur (Ersoy, 1991) (Şekil 2.5). Datça Grabeni'ni sınırlayan faylar ile Cumalı, Örencik dolayından geçen faylar bu kategoridedir. Ayrıca, bu fayları 40-60°'lik açılarla kesen KD-GB ya da KB-GD doğrultulu ikinci grup süreksizlikler de, Hamzalı Dağ'ın doğusundaki ve Cumalı ile Datça dolayında gözlenmektedir (Şekil 2.5b).



Şekil 2.4 Datça Yarımadası ve yakın çevresinin neotektonik durumunu gösteren harita (A) ve blok diyagram (B) (Ersoy, 1991).

Datça Yarımadası'nın en batısında yer alan Knidos Antik Kenti ve çevresindeki faylar detaylı olarak Şekil 2.5a'da görülmektedir. Yaklaşık D-B gidişe sahip eğim atımlı normal bir fay olan Knidos Fayı üzerinde ve faya bitişik olarak kurulmuş olan Knidos kentindeki deformasyona uğramış harabeler fayın aktif olduğunun önemli bir kanıtıdır (Dirik, Türkmenoğlu, Tuna, ve Dirican, 2003).

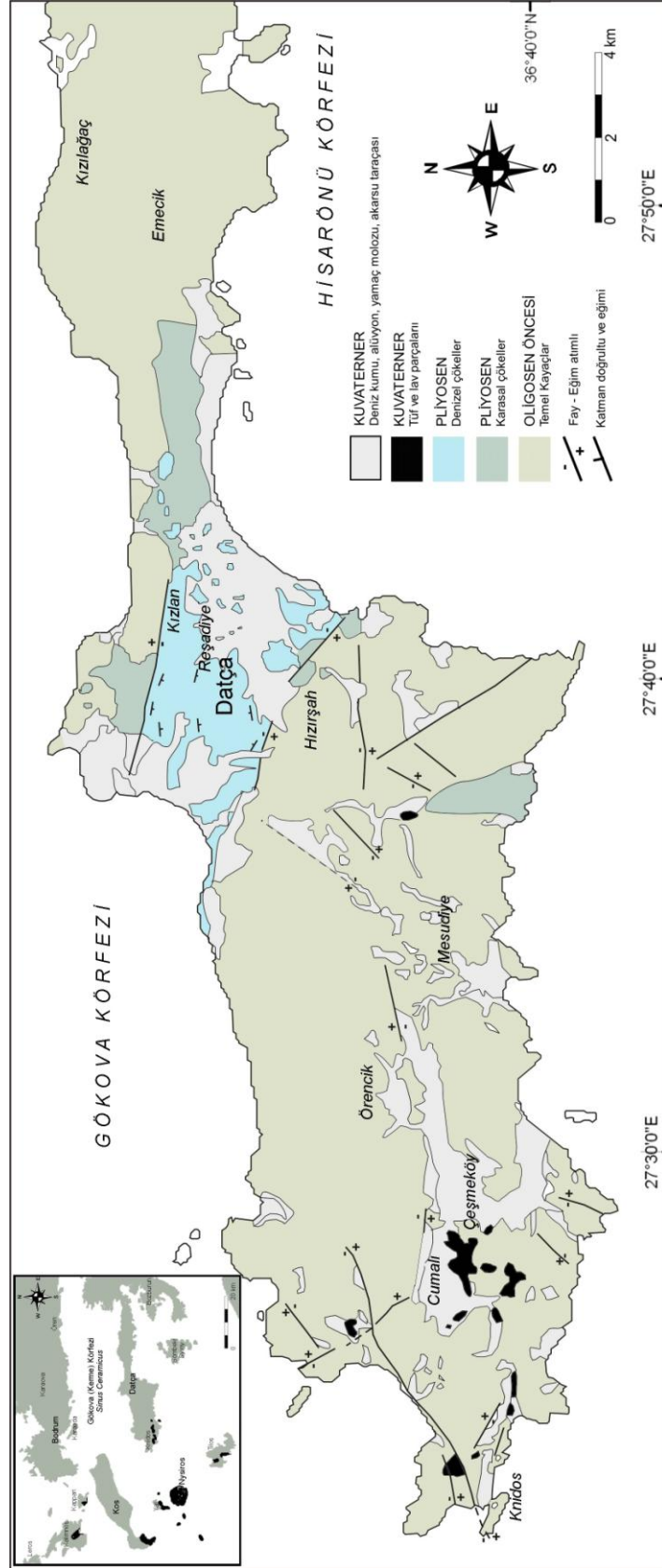


Şekil 2.5 (a) Knidos antik kenti çevresinin (Dirik ve diğer.'nden (2003) değiştirilmiştir); (b) Datça Yarımadası'nın (Ersoy'dan (1991) değiştirilmiştir) jeoloji haritası.

Datça Yarımadası'nın Üst Miyosen'de büyük olasılıkla kara halinde olduğunu öneren Ersoy'a (1991) göre, bu aşınma ortamı, Pliyosen'de tektonizma sonucu yerini önce akarsularla beslenen göl, daha sonra denizel ortama bırakmıştır. Deniz, Pliyosen sonunda (ya da Pliyo-Kuvaterner'de) yarımada'nın yükselmesine bağlı olarak aniden çekilmiştir. Fosil determinasyonları yanında istif içinde dolomit, kalker tüfü oluşumunun varlığının göl ortamını (kapalı bir havzayı) gösteren özellikler olmasına dayanarak, Pliyosen'de sedimantasyon sırasında başlangıçta bir göl ortamı olduğu; ya da bu ortamın akarsularla beslenen bir lagün olduğu belirtilmiştir. Tektonik olaylar sonucunda, gravite faylarıyla graben oluşumundan sonra deniz kara içine doğru ilerlemiş ve böylece alttaki karasal çökellerin üzeri denizel çökellerle örtülmüştür.

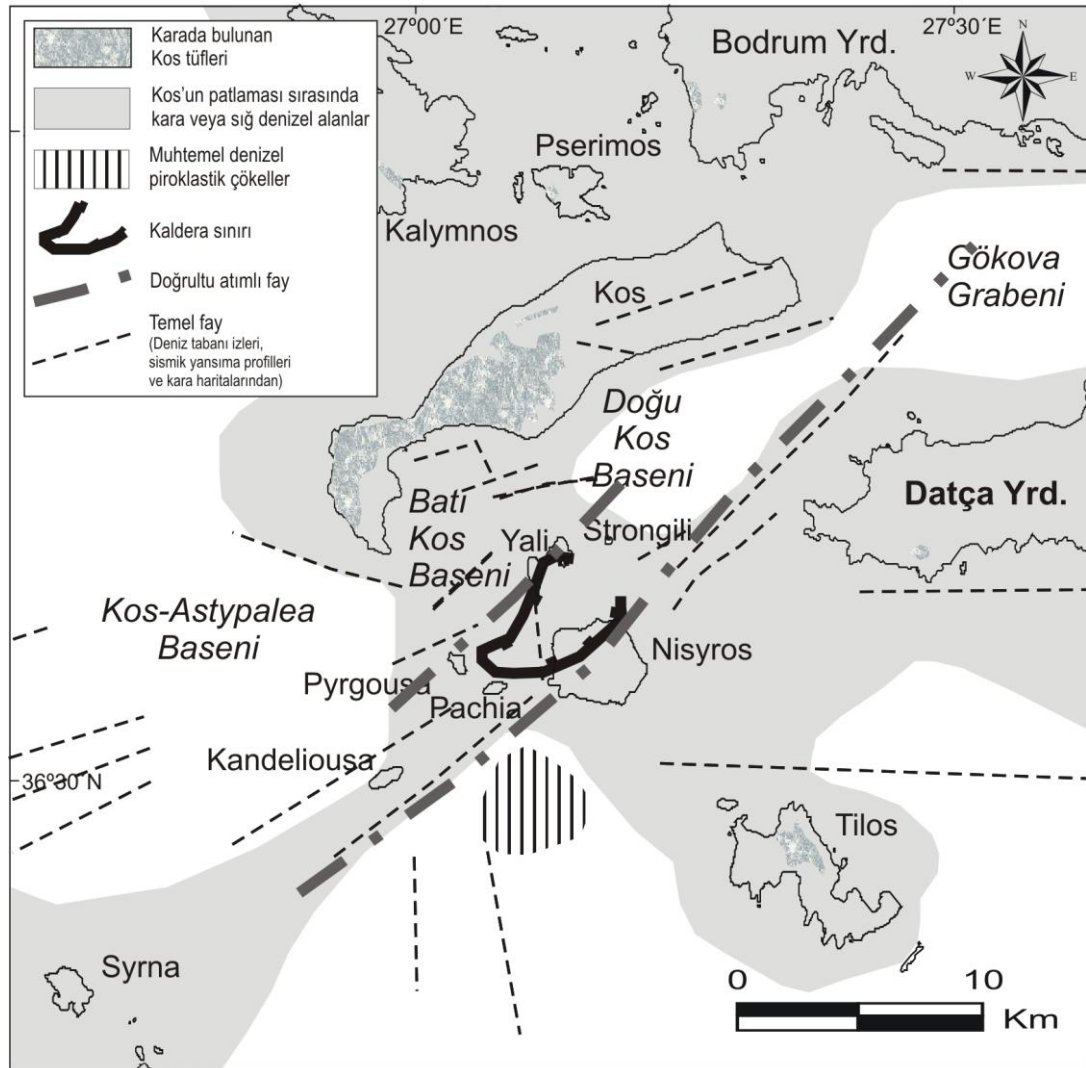
Kızlan Köyü'nün ve Reşadiye bucağının doğusundaki Pliyosen yüzeylemeleri içinde andezitik tüf çakıllarının bulunması, Pliyosen çökeline Ege volkanik yayının ürünleri de eşlik ettiğinin göstergesidir (Ersoy, 1991) (Şekil 2.5). Bilindiği gibi, Ege Denizi'ndeki volkanizma, Orta Miyosen'den başlayarak, Afrika plakasının Girit Adası güneyinde Ege-Anadolu altına dalması sonucu meydana gelmiştir. Bu yitim zonu yaklaşık 3 milyon yıldan beri daha çok kalkalkalin nitelikte volkanizma meydana getirmektedir. Volkanik malzemeler genellikle Emecik, Datça, Knidos ve Cumalı dolayında görülmektedir.

Ercan, Günay, Baş, ve Can (1981-1982) ise, Datça Yarımadası'nda gözlenen çok genç çökeller içinde tüf yatakları ile süngertaşı ve lav parçaları gibi volkanik ürünlerin petrolojik özellikleri ve bölgesel yayılımları göz önüne alındığında, bu volkanitlerin olasılıkla 40-50 bin yıl kadar önce, Yarımada'nın yaklaşık 18 km. batısındaki Nysiros Adası'ndan şiddetli patlamalarla havadan gelip yığıştıkları sonucuna varmışlardır (Şekil 2.6). Tamamen volkanik bir ada olan Nysiros Adası, Ege Denizi'ndeki Plio-Kuvaterner yaşlı aktif volkanik ada yayının en doğu ucunu oluşturmaktadır. Araştırmacılara göre, Datça Yarımadası'ndaki volkanik ürünlerle, Nysiros Adası'ndaki volkanitler tamamen eş petrografik ve kimyasal özellikler göstermekte olup, tipik kalkalkalin niteliktedirler. Yeşilyurt ve Taner (2002) ise, arazi çalışmaları sırasında gözledikleri tüflerden yola çıkarak, Geç Piyasensiyen'de aktif bir volkanizma da olabileceği sonucuna varmışlardır. 161 bin yıl önce Kos



Şekil 2.6 Datça Yarımadası'nın jeoloji haritası (Ercan ve diğer.'nden, (1981-1982) değiştirilmiştir).

Adası patlaması Pliyosen-Kuvaterner Güney Ege yayındaki muhtemelen en büyük patlama olarak yorumlanmaktadır (Allen ve Cas, 1998, 2001; Allen, Stadlbauer, ve Keller, 1999; Allen, 2001) (Şekil 2.7). Kos Adası'ndaki bu patlama ile, yakın adalara ve Türkiye kıyılarına ignimbitler yayılmış olup, bu bölgedeki -500 m'den derin sular muhtemelen kaldera formasyonunun bir sonucudur (Pe-Piper, Piper, ve Perissoratis, 2005). Nisyros adasındaki güncel volkanik faaliyetlerin M.S. 1887, 1873 ve 1422 yıllarında olduğu bilinmektedir (Stiros, 2000).

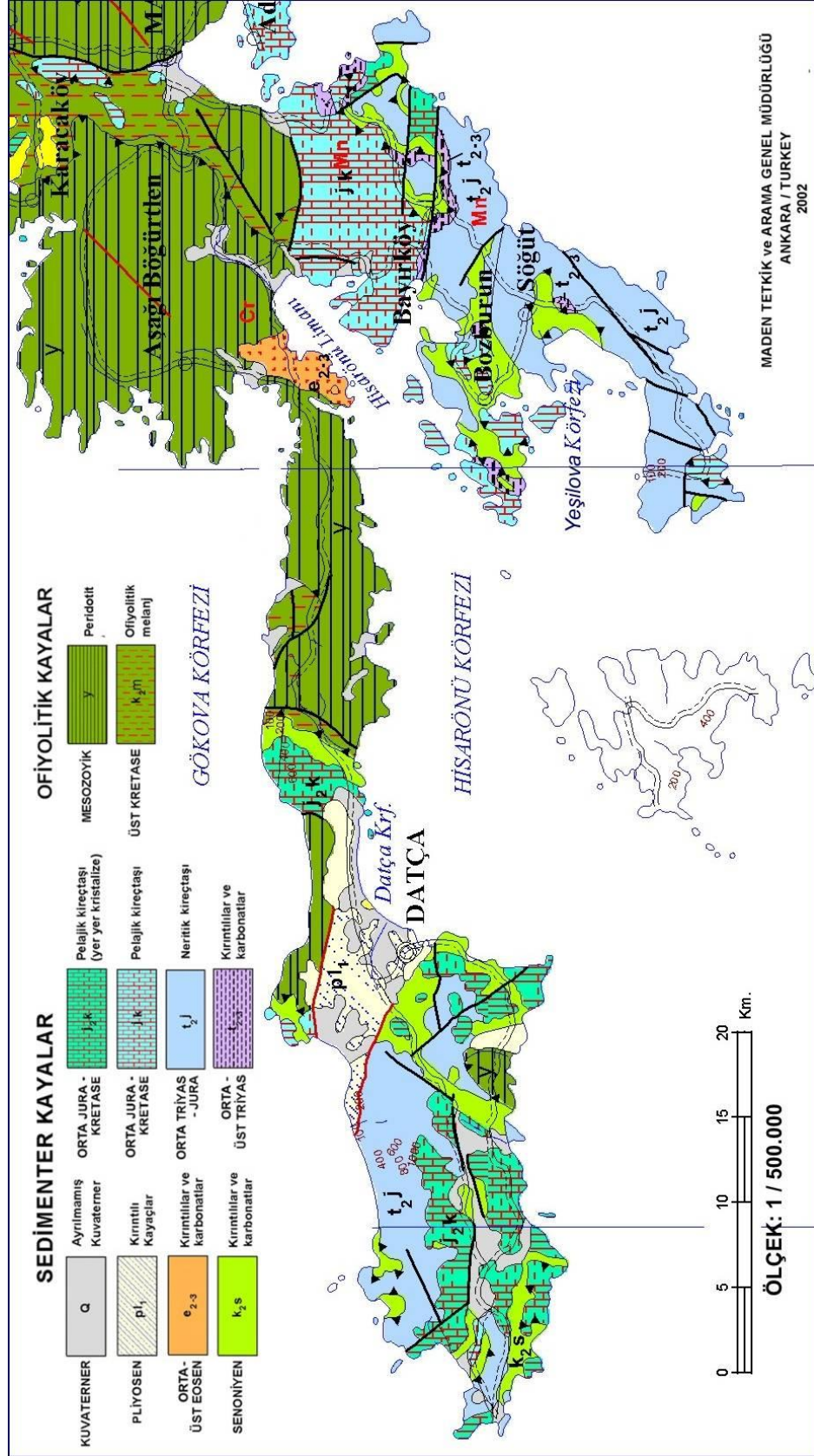


Şekil 2.7 Çalışma alanının batısında bulunan Kos adası patlaması sırasında (161 bin yıl önce) paleocoğrafik durum ve Kos-Yali-Nisyros volkanları civarındaki bölgesel faylanma için tektonik model (Pe-Piper ve diğer.'nden (2005) değiştirilmiştir).

Hisarönü Körfezi'nin batı bölümünün genelde Orta Jura-Kretase yaşlı pelajik kireçtaşlarından ve Orta Triyas-Jura yaşlı neritik kireçtaşlarından oluştuğu görülmektedir (Şekil 2.8). Yarımada'nın doğu bölümünü ise Mesozoik yaşlı peridotitler oluşturmaktadır. Orta bölümde Kuvaterner yaşlı genç birimler gözlenmektedir. Körfez'in doğusunu sınırlayan Bozburun Yarımadası'nda ise, yine Datça Yarımadası'nın batı bölümünde gözlenen Orta Jura-Kretase yaşlı pelajik kireçtaşlarından ve Orta Triyas-Jura yaşlı neritik kireçtaşlarından oluştuğu dikkat çekicidir.

Ercan ve diğer.'nin (1981-1982) yaptığı çalışmada, Datça Yarımadası'nın en altında yaklaşık 1700 m. kalınlıkta ve Üst Triyas-Liyas yaşta olan dolomitik kireçtaşlarının yer aldığı belirtilmektedir (Şekil 2.6). Formasyonu, yaklaşık 40-50 m. kalınlıkta radyolarit-marn-çört ardalanmasından oluşan bir formasyon üstler. Daha sonra Malm yaşlı ve 70 m. kalınlıkta marn ve marnlı kireçtaşlarından oluşan bir birim yer alır. Bunun üzerinde Tortoniyen-Alt Mestrihtiyen yaşlı, yaklaşık 500 m. kalınlıkta çörtlü kireçtaşlarından oluşan Mandayla formasyonu izlenir. Bu formasyonu, Datça filisi olarak adlandırılan Üst Mestrihtiyen-Eosen yaşlı ve içerisinde daha yaşlı kireçtaşı blokları ve ultrabazik kayaç blokları bulunan filiş çökelleri topluluğu üstler. Yarımada da daha sonra karasal çökeller izlenirler.

Hisarönü Körfezi çevresinde ultrabazik kayaçlardan oluşan tepelerin eteklerinde, tamamen peridotit ve serpantinleşmiş peridotit çakıllarından oluşan, alüvyon yelpazesi ortamında çökelmiş konglomeralar bulunmaktadır. Bunlar en çok 100 m. kalınlıkta olup, fosil içermezler ve olasılıkla Üst Oligosen ya da Alt Miyosen yaşta dırlar. Yarımada da daha sonra Pliyosen yaşlı karasal ve denizel çökel kayalar yer alırlar. Bunların üzerinde Kuvaterner yaşlı akarsu taraçaları, çimentolanmış yamaç molozları, havadan gelerek yarımada ya düşen volkanik ürünler, çimentolanmamış yamaç molozları ve alüvyonlar yüzlekler verirler.

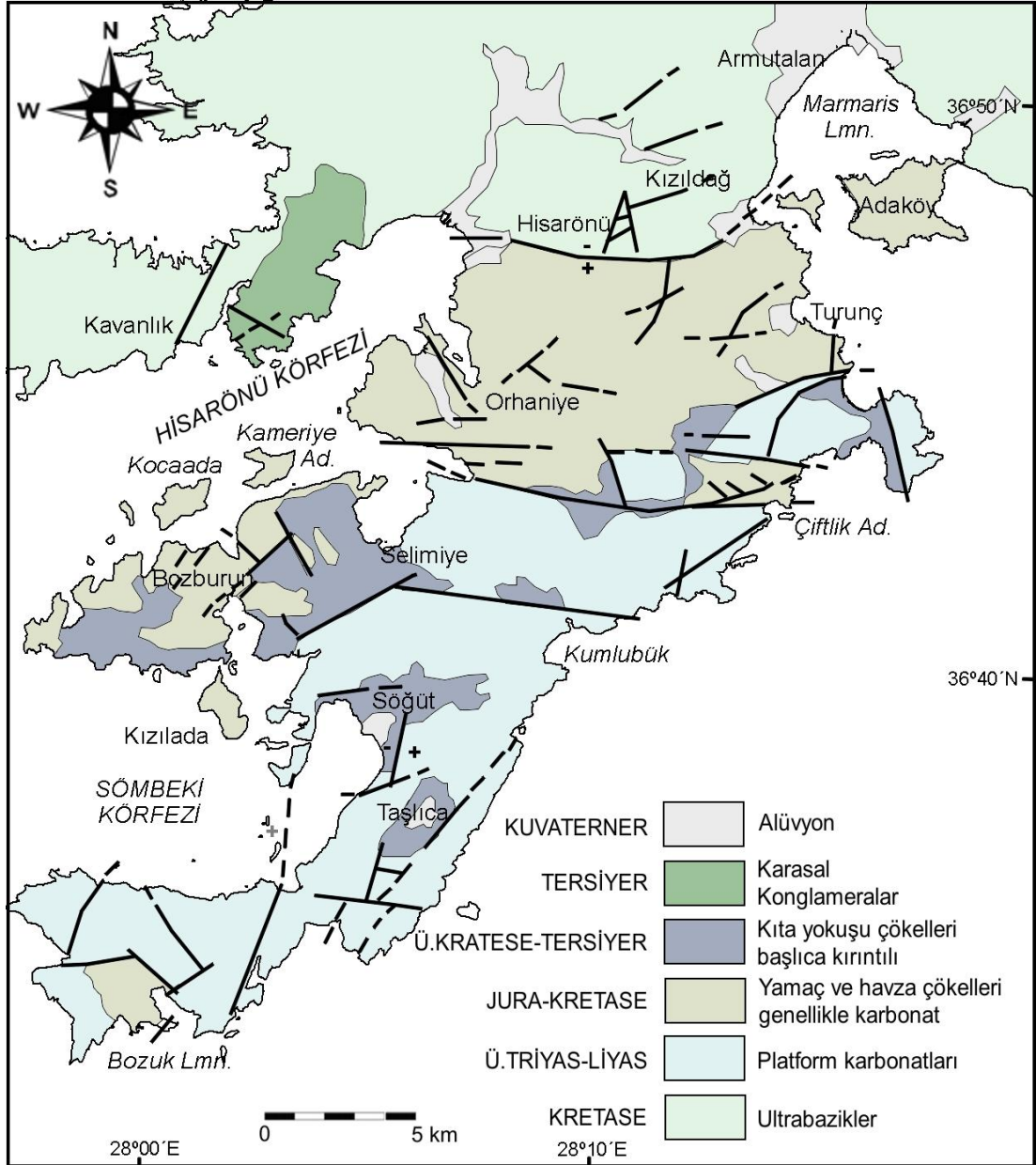


Şekil 2.8. Datça Yarımadası'nın jeoloji haritası (Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü [MTA], 2002).

Yeşilyurt ve Taner'in (2002) Datça Yarımadası'nda yaptıkları arazi gözlemlerine ve zengin gastropod-pelecypod faunasının stratigrafik yayılımının incelenmesine dayanan araştırmalarında, önceki çalışmalarda Pliyosen yaşlı olarak tanımlanan istifin Geç Piyasensiyen olduğu sonucuna varıldığı ve faunanın paleocoğrafik yayılımının incelenmesi sonucu, çoğunun Tetis bölgesine özgü olduğu belirtilmektedir. Eski çalışmalardan farklı olarak söz konusu çalışmada, Datça Yarımadası'nın Erken Pliyosen'de karasal, Geç Pliyosen'de denizel olmadığı; Geç Piyasensiyen'de sığ denizle bağlantılı lagün-akarsu ortamı olduğu ve saptanan Pelecypod ve Gastropod faunasından o dönemde suyun oligohalin acısu-az tuzlu deniz suyu karakterinde olduğu belirtilmektedir.

Ersoy'a (1991) göre, Datça Yarımadası'nın kayaçları, arasında önemli bir zaman boşluğu olan tektonik ve post-tektonik birimlerden oluşur. Tektonik birimlerden ofiyolitler tektonostratigrafik bakımdan alt dilim oluşturmaktadır. Bu durum olasılıkla Üst Eosen (ofiyolit naplarının Menderes Masifi'ni aştığı dönem) sonrası tektonik hareketlerle meydana gelmiştir. Üst Tektonik Dilim olarak ayrılan Üst Triyas- Alt Jura yaşlı birimler, Menderes Masifi ile Beydağlan otoktonu arasında Üst Liyas (ya da Orta Jura) da açıldığı düşünülen Batı Toros Teknesi'nin en batısında çökelmiştir.

Bozburun Yarımadası'nın jeolojisine bakılacak olursa, genellikle Mesozoik yaşlı karbonatların sergilendiği birimlerin en yaşlısı Üst Triyas-Alt Jura yaşlı platform karbonatlarıdır (Ersoy, 1993) (Şekil 2.9). Bu karbonatlar, yukarı doğru derinleşen transgresif istiflerle temsil edilip, altta kırıntılı birimleri üzerlerken, üstte açık deniz ürünü kireçtaşlarıyla üzerlenir. Bu istifler, karbonat platformunda bank kenarı ya da resif gerisi ortamda deniz düzeyinin periyodik değişimlerini gösteren ve gelgit düzlüğü altından, gelgit düzlüğü üstüne kadar değişen fasiyesleri karakterize ederler. Orta Liyas sonuna kadar devam eden platform fasiyesi Üst Liyas'tan itibaren açık deniz üstü kireçtaşlarına geçer.



Şekil 2.9 Bozburun Yarımadası'nın jeoloji haritası (Ersoy'dan (1993) değiştirilmiştir).

Kurt, Demirbağ ve Kuşçu (1999), Gökova Körfezi'nin açılma oranını en az 1,1 mm/yıl olarak hesaplamış ve Geç Miyosen-Pliyosen'den beri olan toplam açılma miktarını 5,5 km olarak belirtmişlerdir. Dewey ve Şengör (1979) açılmanın başlangıcını Geç Miyosen olarak kabul ederken; Seyitoğlu ve Scott (1991), jeokronolojik veriler ile arazi ilişkisine dayanarak açılma başlangıcının Erken Miyosen olduğunu söylemektedir. Batı Anadolu'daki K-G yönlü açılma, Geç Oligosen-Erken Miyosen'de başlamış olup, Erken Paleojen sıkışma rejimi tarafından

şekillenen fazla kalınlaşmış kabuğun yayılması ve incilmesi ile ilişkilidir (Seyitoğlu ve Scott, 1996).

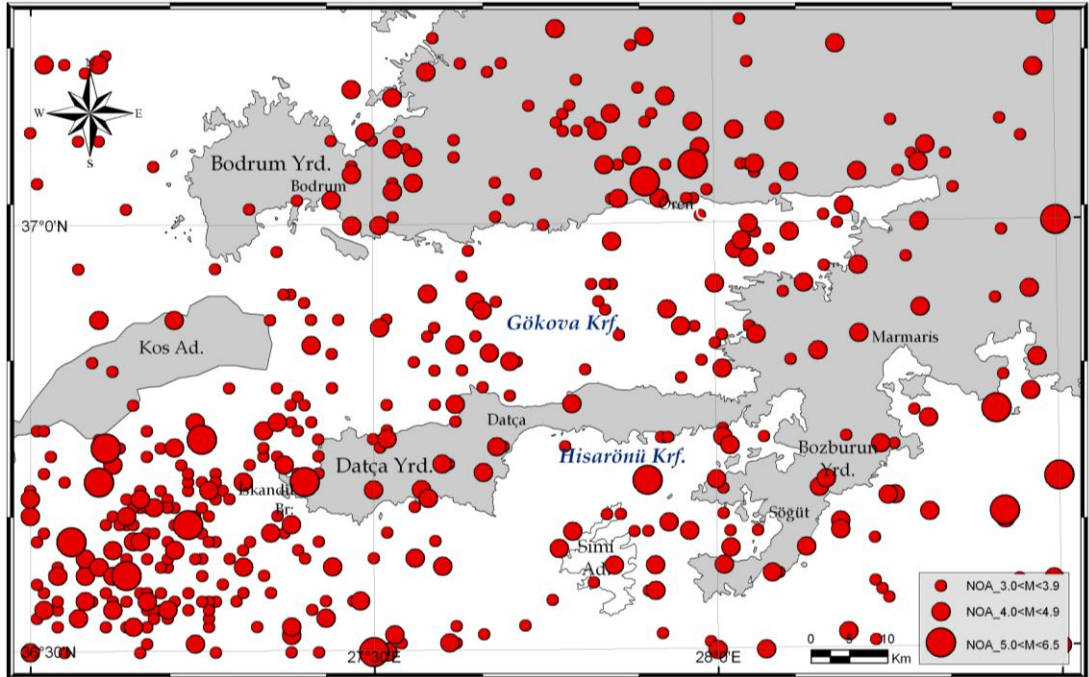
Bölgenin içinde bulunduğu genel tektonik durum itibariyle, yakın civarında, tarihsel ve aletsel dönemde çok sayıda deprem olduğu bilinmektedir. Tarihsel depremler incelendiğinde, Datça Yarımadası'nın en batısında yer alan Knidos antik kentinin, yaklaşık doğu-batı doğrultulu normal fay ile birkaç defa yıkıldığı bilinmektedir (Ersoy ve diğer., 2000). M.Ö. 412, 24 (Ambraseys ve White, 1997); M.Ö. 227, 199-198, M.S. 142-144, 344, 474-478 ve 554-558 (Goidoboni, Comastri, ve Traina, 1994) depremleri, Rodos ve civarını etkileyen önemli depremler olup (Dirik ve diğer., 2003), MS.4.yy'da Rodos'u tamamen yıkan bir depremin, Knidos'u da etkilediği arkeolojik kazılarda ortaya çıkarılmıştır (Love, 1972a, 1972b, 1973). Bölgede 1865'de 6,7 büyüklüğünde bir depremin olduğu belirtilmektedir (Ambraseys, 1981).

Aletsel döneme ait depremler incelendiğinde bu bölgedeki deprem etkinliğinin küçümsenemeyecek boyutta olduğu görülmektedir. Bunlardan 26 Haziran 1926 Rodos-Girit Depremi (M=7,0), 23 Nisan 1933 Gökova-İstanköy Depremi (M=6,5), 23 Mayıs 1941 Muğla Depremi (M=5,9), 13 Aralık 1941 Muğla-Bodrum Depremi (M=6,0), 1948 Rodos Depremi (M=7,1), 9 Temmuz 1956 Amargos-Güney Ege Depremi (M=7,5), 1956 İstanköy Depremi (M=7,2), 25 Nisan 1957 Fethiye-Rodos Depremi (M=7,1), 25 Nisan 1959 Köyceğiz Depremi (M=5,7) ve 23 Mayıs 1961 Rodos-Marmaris Depremi (M=6,3) önemli olanlardır (Ersoy ve diğer., 2000).

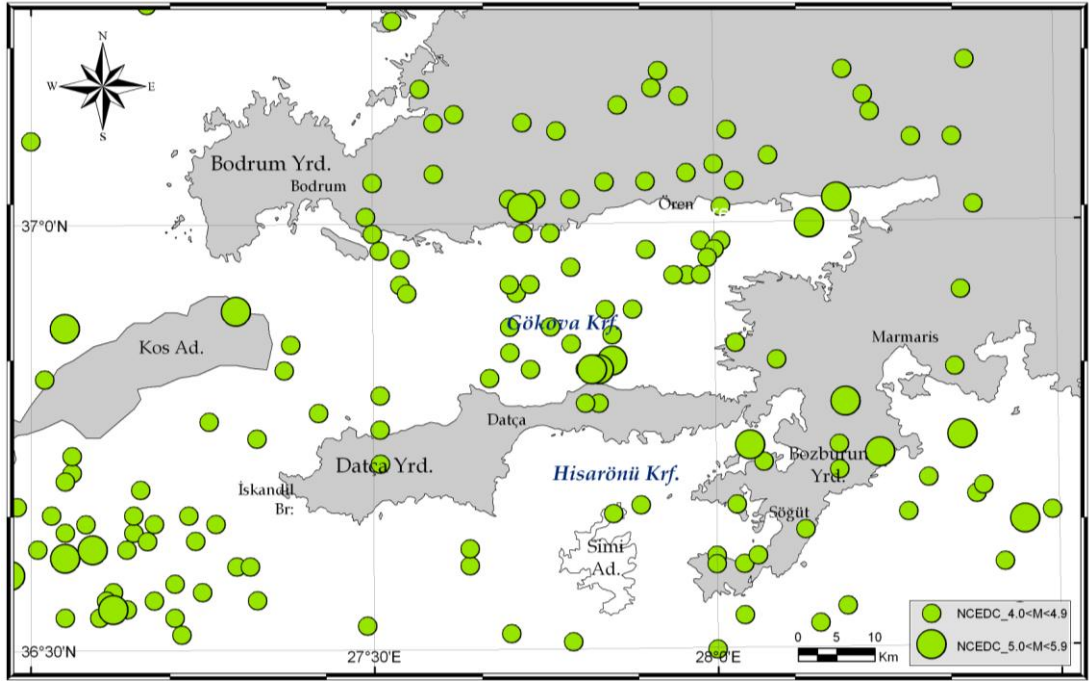
Ersoy ve diğer.'ne (2000) göre, 1987 ve 1999 tarihlerinde meydana gelen depremlerin merkez üsleri, Hisarönü Körfezi ile İçmeler arasında bulunan ve tüm yarımadaı kesen doğu-batı doğrultulu fayların olduğu bölgededir. Bu bölgenin kuzeyinde bulunan Gökova Körfezi'nin kuzeyini sınırlayan faylar da, delta üzerinde kurulmuş antik Keramos kentini (Ören) etkileyen depremler yaratmıştır. MS. 141 ve 142 depremlerinin bu faylar üzerinde olduğu söylenmektedir (Ersoy ve diğer., 2000). 1493'de Halikarnassos (Bodrum) kentini yıkan bir deprem olmuştur. 1941 yılında ise

KB-GD doğrultulu Muğla-Yatağan Fayı'nın bulunduğu bölgede bir deprem kaydedilmiştir.

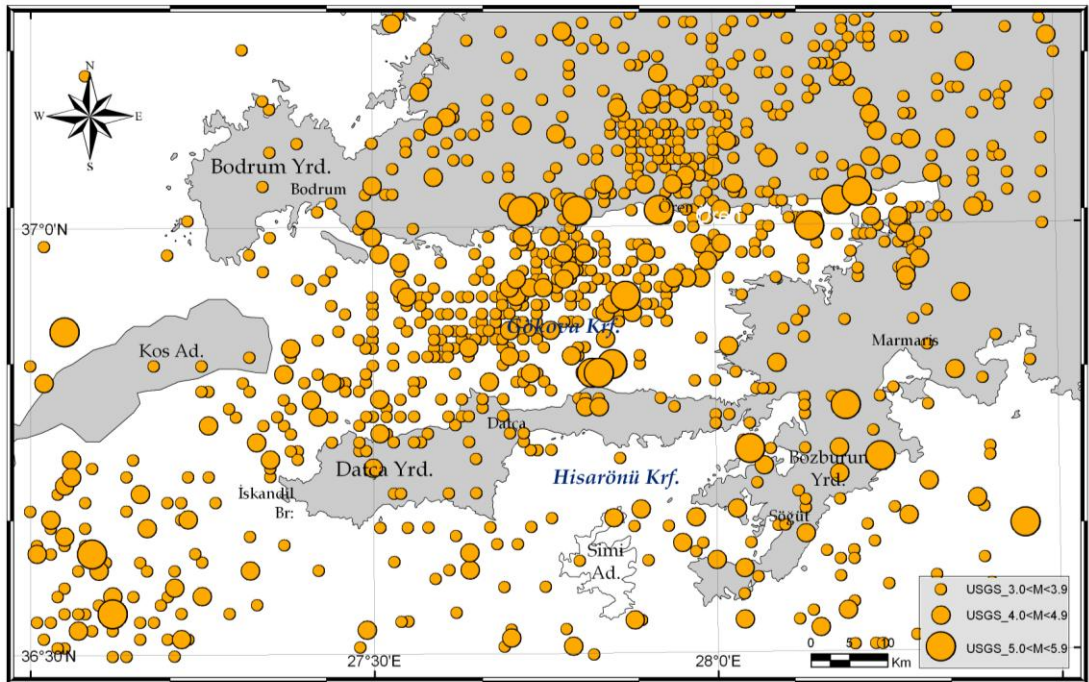
1973-2008 yılları arasında bölgede ve çevresinde, büyüklüğü 3 ile 6 arasında değişen depremlerin olduğu görülmektedir. Çeşitli kaynaklardan alınan sayısal verilerin coğrafik bilgi sistemi (GBS) programında (ArcGIS v.9.3) haritalanmasıyla bu depremlerin dağılımları elde edilmiştir (Şekil 2.10 – 2.13). Bu bölgede, 1950-2000 yılları arasında meydana gelen ve büyüklüğü 3 ile 6.5 arasında değişen depremler, NOA'dan (2001) alınan sayısal verilerin haritalanmasıyla Şekil 2.10'da yansıtılmıştır. Bu tarihler arasında, Datça Yarımadası'nın batı ucu olan Knidos açıklarında, güneybatı yönünde çok sayıda depremin olduğu görülmektedir. Şekil 2.11 ise, Northern California Earthquake Data Center'dan [NCEDC] (b.t.) alınan, 1961-2004 yılları arasında olan ve büyüklüğü 4 ile 6 arasında değişen depremlerin haritalanmasıyla elde edilmiştir.



Şekil 2.10 Çalışma bölgesi ve civarının 1950-2000 yılları arasındaki depremselliği (NOA'dan (2001) alınan sayısal verilerin GBS programında haritalanmasıyla oluşturulmuştur).

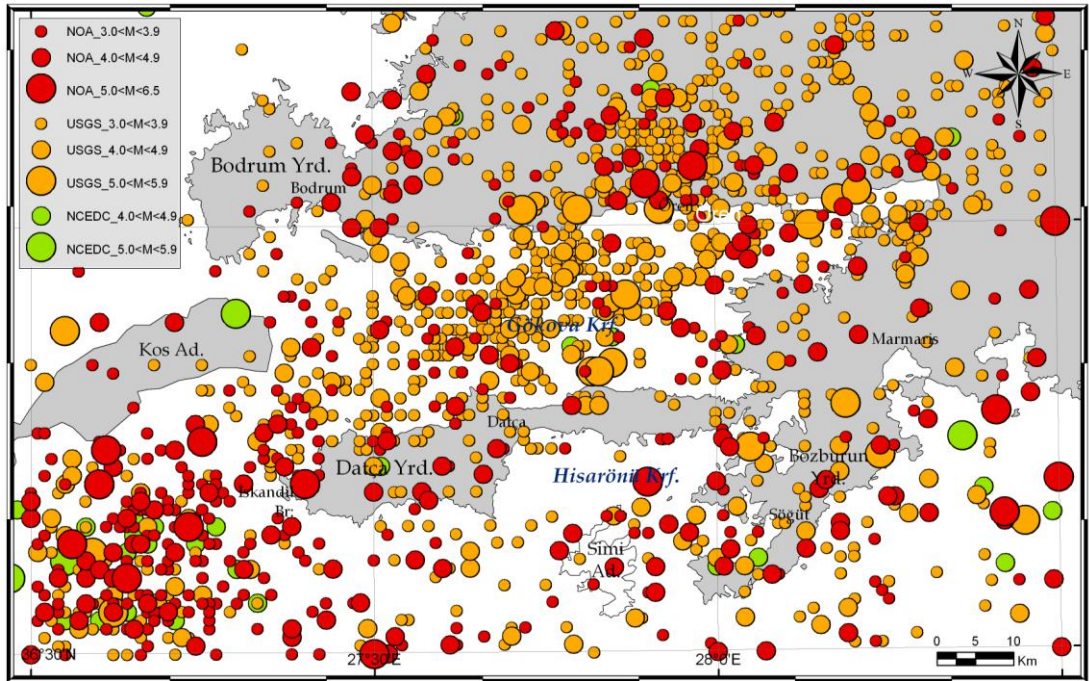


Şekil 2.11 Çalışma bölgesi ve civarının 1961-2004 yılları arasındaki depremselliği (NCEDC'den (b.t.) alınan sayısal verilerin GBS programında haritalanmasıyla oluşturulmuştur).



Şekil 2.12 Çalışma bölgesi ve civarının 1973-2008 yılları arasındaki depremselliği (USGS'den (b.t.) alınan sayısal verilerin GBS programında haritalanmasıyla oluşturulmuştur).

Çalışma bölgesinin kuzeyinde bulunan Gökova Körfezi içerisinde 2004 yılında, büyüklüğü 5.5'e kadar olan, binin üzerinde deprem üreten bir etkinlik olmuştur. United States Geological Survey Earthquake Data Base'den [USGS] (b.t.) alınan sayısal veriler, bu deprem etkinliğini de içine alarak haritalanmıştır (Şekil 2.12). Kuzeydoğu-güneybatı doğrultusunda olan bu etkinlikten, Hisarönü Körfezi'nin etkilenmediği dikkat çekicidir. Şekil 2.13 ise, çeşitli kaynaklardan alınan, 1950-2008 yılları arasında olan ve büyüklüğü 3 ile 6.5 arasında değişen depremlerin derlenmesiyle oluşturulmuştur.



Şekil 2.13 Çalışma bölgesi ve civarının 1950-2008 yılları arasındaki depremselliğinin, çeşitli kaynaklardan alınan sayısal verilerle oluşturulan haritası.

BÖLÜM ÜÇ

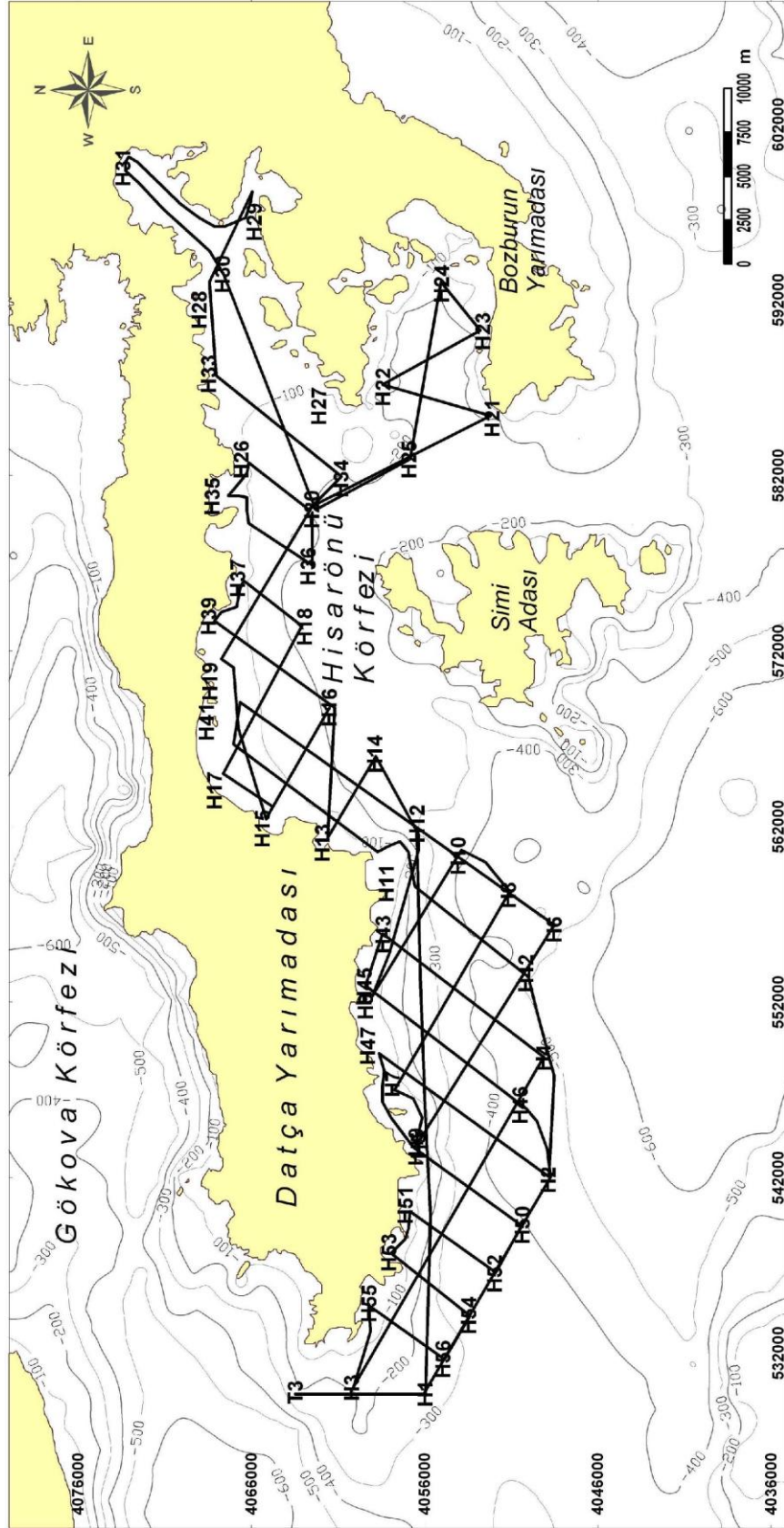
VERİ VE YÖNTEM

Hisarönü Körfezi ve çevresinde gerçekleştirilen bu çalışma, bölgedeki deniz seviyesi değişimlerinin, sedimantasyonun ve tektonik yapının incelenmesine yönelik olarak toplanan yüksek ayrımlı sismik, batimetrik verilere ve sualtında kalmış arkeolojik gözlemlere dayanmaktadır.

2002 yılında Prof.Dr. Atilla ULUĞ tarafından yürütülen TÜBİTAK projesi (Proje No: YDABCAG-75) kapsamında Hisarönü ve Gökova Körfezleri'nde K. Piri Reis Araştırma Gemisi ile gerçekleştirilen birinci etapta, Seabed model 3,5 kHz yüksek ayrımlı mühendislik sismik sistemi ile Sparker enerji kaynakları kullanılmıştır. Sparker sistemi ile alınan sismik verilerdeki deniz tabanı tekrarlı yansımaların tabanın hemen altında birkaç kez tekrarlanarak gerçek veriyi örtmesi nedeniyle, bu kayıtlar stratigrafik yorumda kullanılmamıştır.

Sismik verilerle eş zamanlı olarak, Körfezin taban morfolojisini incelemek üzere ODOM Echotrak M DF 3200 MKI model tek ışınlı ekosounder ile deniz tabanı derinlik verileri toplanmıştır. Trimble DGPS sistemiyle navigasyon verileri alınmış olup, gemi ortalama hızı 4 deniz mili hızla seyir etmiştir. Körfezden alınan yaklaşık toplam 450 km uzunluğundaki batimetrik ve sismik hatların lokasyonları Şekil 3.1'de görülmektedir.

Kullanılan enerji kaynağının yetersizliği nedeniyle, bazı bölgelerde ancak deniz tabanının 10-20 m kadar altına erim sağlanabilmiş ve bu nedenle tüm sismik kesitlerin korale edilmesinden sonra bile, tektonik ve eşzamanlı olarak gelişen sedimantasyon hakkında sağlıklı bir sonuca varılamadığı görülmüştür. Ayrıca, toplanan tüm verilerin analog olması nedeniyle yorumlamayı kolaylaştırmak için veri kalitesini arttıracak herhangi bir düzeltme yapılamamıştır.



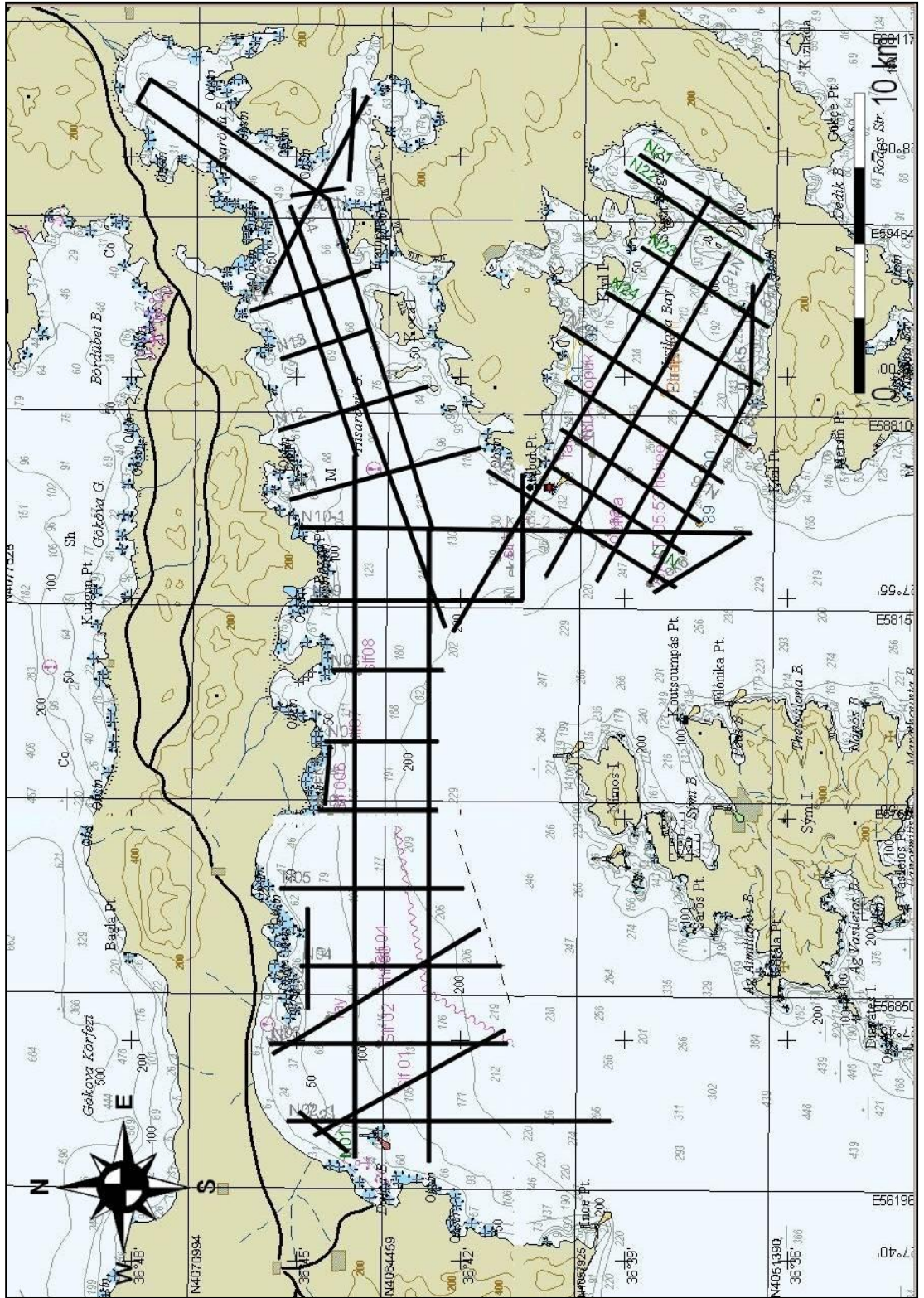
Şekil 3.1 Hisaronu Körfezi ve civarından 2002 yılında alınan 3,5 kHz yüksek ayrımlı sismik ve batimetrik hatların konumları.

Bu nedenle, Yrd.Doç.Dr. A. Harun ÖZDAŞ koordinatörlüğünde yürütülen Akdeniz Bölgesi Sualtı Araştırma Projesi (TÜBİTAK Proje No: 106K054) kapsamında Hisarönü ve Yeşilova Körfezleri'nde 18-20 Mayıs 2008 tarihlerinde tekrar bir sismik çalışma gerçekleştirilmiştir. K. Piri Reis araştırma gemisi ile yapılan çalışmada 3,5 kHz Chirp sismik sistemi (Bathy 2010, 2,75-6,75 kHz) kullanılarak sayısal veri toplanmıştır. Navigasyon verileri Fugro DGPS sistemi ile hassas olarak elde edilmiştir.

Toplam 350 km uzunluğundaki sismik verilerin alındığı hatlar Şekil 3.2'de görülmektedir. Toplanacak verilerin lokasyonları seçilirken, Datça Yarımadası'nın jeolojisi incelenmiş ve denize uzantısı olabilecek muhtemel faylar kesilmeye çalışılmıştır. 20.000 yıl önceki şelf kırığını gözlemleyebilmek için taban topografyasına dik hatlar belirlenmiştir. Sedimentasyonun fazla olduğu nehir girdileri bulunan bölgeler dikkate alınmıştır. Chirp sismik sistemi ile toplanan sayısal kayıtlar, The Kingdom Suit programında yorumlanmış ve programın üç boyutlu ortamda kayıtların görüntülenebilmesi özelliği ile tüm hatlar korale edilerek yoruma gidilmiştir.

Sualtı Arkeolojik Araştırma Projesi kapsamında, sualtında kalan antik rıhtım ve mendireklerin üç boyutlu röleve çalışmaları ile yanal taramalı sonar görüntülerini elde etmek amacıyla 2009 yılının Nisan ayında gerçekleştirilen araştırma seferinde ise, sığ sular için uygun, portatif akustik cihazlar olan Garmin Ekosounder ile Humminbird Yanal Taramalı Sonar kullanılmıştır.

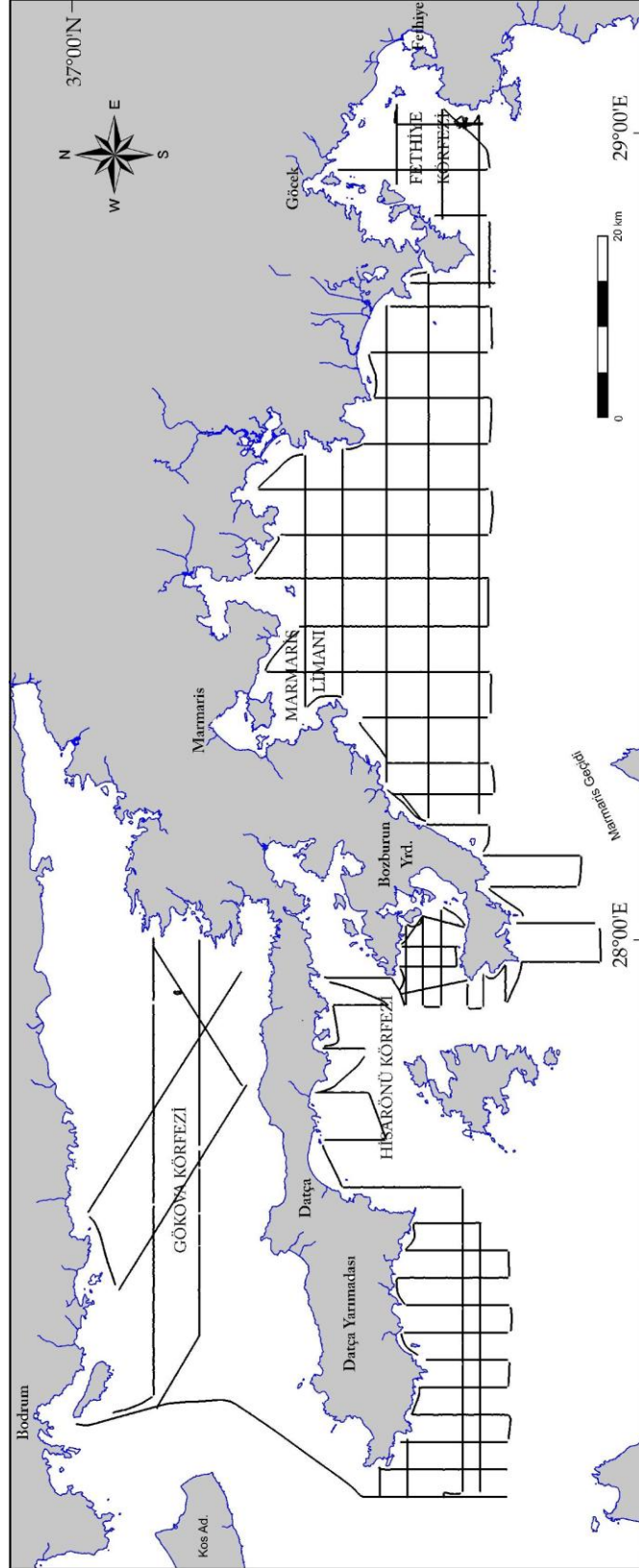
Aynı zamanda kalıntıların sualtı fotoğraflarının alınması ve üst yüzeylerinin hassas ölçümlerinin yapılması amacıyla da, kalıntılar üzerine scuba dalışları gerçekleştirilmiştir. Bu dalışlarda, kalıntıların üst yüzeylerinin ve tabanlarının ortalama su seviyesinden derinliği ile genişlik ve uzunlukları ölçülmüş olup, ölçümlere gel-git düzeltmesi uygulanmamıştır.



Şekil 3.2 Hisarönü ve Yeşilova Körfezleri'nde 2008 yılında alınan yüksek ayrımlı Chirp sismik verilerin konumları.

Yüksek ayrımlı sismik kesitlerin penetrasyonunun yetersizliği nedeniyle, Holosen dönemi öncesi depolanmanın tanımlanması; buzul-buzularası dönemlerinin tam bir döngüsünde meydana gelen deniz seviyesi değişimlerinin izlerinin elde edilmesi; bazı bölgelerde saptanan yapıların derine doğru devamlılığının izlenmesi ve Körfez'in doğu bölümünde yüzeyde gözlenmeyen ve derinlerde olabilecek yaşlı fayların tespit edilmesi amacıyla derin sismik çalışma yapmak üzere 2008 yılının Mart ayında yeni bir proje önerilmiştir. Fakat projenin 2009 yılında kabul edilmesi ve araştırmada kullanılacak geminin personel istihdamı nedeni ile denize açılmamasından ötürü deniz çalışması ancak Nisan 2010'da gerçekleştirilmiş ve bu gecikmeden ötürü, elde edilen kayıtlardan sadece örnek teşkil edecek olanlar bu çalışmada kullanılıp, genel olarak bu verilerden yoruma gidilememiştir.

Ayrıca, araştırmada kullanılması öngörülen 40 in³ Airgun sismik sisteminde ortaya çıkan arıza nedeniyle derin kayıt alınamamış ve araştırma çalışma alanının doğusuna, Fethiye Körfezi'ne kadar genişletilerek 3,5 kHz yüksek ayrımlı Chirp sistemi kullanılmıştır. Sözü edilen DEÜ BAP projesi kapsamında (Proje No: 2009.KB.FEN.005) toplanan yaklaşık 1500 km uzunluğundaki yüksek ayrımlı sismik hatların konumu Şekil 3.3'de görülmektedir. Geminin ortalama hızı 6 deniz mili olup, navigasyon Fugro DGPS sistemi ile sağlanmıştır. Bazı sismik kesitlerde gidiş-geliş zamanı (twt), deniz suyu hızı 1500 m/s alınarak metre cinsinden derinliğe dönüştürülmüştür.

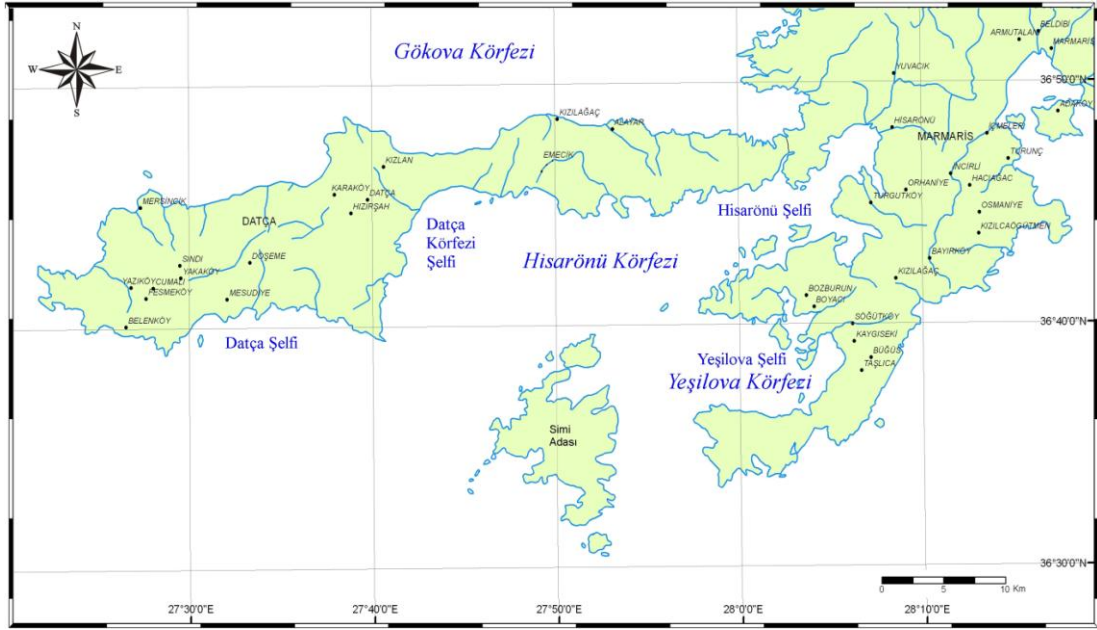


Şekil 3.3 Gökova, Hisarönü, Yeşilova ve Marmaris Körfezleri'nde 2010 yılında alınan yüksek ayrımlı Chirp sismik verilerin konumları.

BÖLÜM DÖRT

DENİZ SEVİYESİ DEĞİŞİMLERİ VE SİSMİK STRATİGRAFİ

Hisarönü Körfezi'nin şelf alanında biriken çökellerin istif modeli için temel kontrol faktörlerini, küresel deniz seviyesi değişimleri ile ortama taşınan nehir sedimanları (Şekil 4.1) oluşturmaktadır. Bu çalışma kapsamında 3,5 kHz enerji kaynağı kullanılarak elde edilen yüksek ayrımlı sismik yansıma profillerinde, ilk kez Mitchum ve Vail (1977) tarafından geliştirilen, alan genelinde uyumlu ve/veya uyumsuz olan yansıma yüzeyleri ile yansıma konfigürasyonları esas alınarak, Geç Pleyistosen-Holosen döneminde meydana gelen deniz seviyesi değişimi sırasında oluşan en genç depolanma sekansına ait birimler tanımlanmıştır.



Şekil 4.1 Hisarönü Körfezi'ne sediman taşıyan nehirler (MTA'nın haritalarından sayısallaştırılmıştır).

4.1 Geç Pleyistosen-Holosen Deniz Seviyesi Değişimleri

Buzulların artması ve azalmasına bağlı olarak deniz seviyesinde meydana gelen büyük ölçekli değişimler, Dünya'nın eğimi ve yörüngesinde, çeşitli periyotlarda olan farklılaşma (Milankovitch döngüleri) sonucunda ortaya çıkan iklimsel değişimlerle açıklanır. 500.000 - 10.000 yıl arasındaki periyotlarda oluşan 4. ve 5. derece döngüler, buzul ve buzularası dönemleri beraberinde getirir. Günümüzden 20.000 yıl

önce son buzul döneminin bitmesiyle birlikte, buzul tabakaları erimeye başlamış ve erimiş sular okyanuslara dolarak deniz seviyesinde hızlı bir artış meydana getirmiştir.

Geç Pleyistosen – Holosen döneminde, Hisarönü Körfezi ve civarında meydana gelen deniz seviyesi değişimi; östazi, izostati ve tektonizmanın birlikte oluşturduğu etkilere bağlıdır. Dünyanın gravite çekimine; büyük buzul kütlelerinin eriyerek kalkması ile dünyanın kabuğunun yeniden yerleşmesi ve eriyen suların okyanuslara dökülmesine bağlı olarak, izostatik bileşenler deniz seviyesinin değişmesinde önemli yer tutmaktadır. Sözü edilen buzul – hidro – izostatik değişimlere bağlı olan göreceli deniz seviyesindeki değişimler, Ege kıyıları için geçen birkaç bin yıl boyunca yılda ortalama 1 mm civarında olmuştur (Lambeck, 1995).

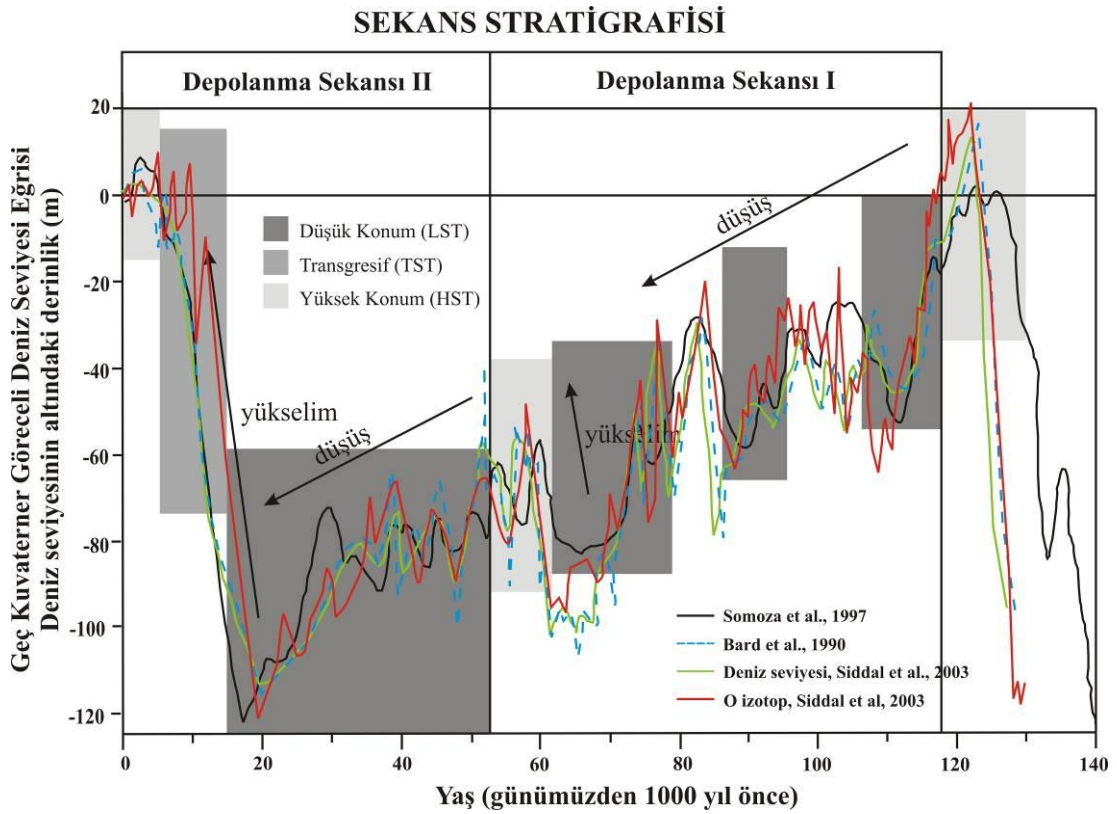
4.1.1.Östazi, Göreceli Deniz Seviyesi ve Su Derinliği

Belli bir lokasyonda su derinliğinde olan değişimler, hem küresel hem de bölgesel kontrollere bağlıdır. Küresel (östatik) etki, dünyanın merkezine göre deniz yüzeyinin hareketine bağlı olup iki faktör tarafından kontrol edilir: (i) buzulların hacmi tarafından kontrol edilen okyanus içerisindeki suyun hacmindeki değişimler (buzul-östatik değişimler); (ii) okyanus ortası sırtların hacmindeki artış veya düşüşe bağlı olan okyanus basenlerinin hacmindeki değişimler (Emery ve Myers, 1996).

Tektonizma ve sedimantasyonun birlikte olan etkileri ise, su derinliğini bölgesel olarak kontrol eden faktörlerdir. Basen tabanının düşey tektonik hareketleri östatik değişimlerin etkisini arttırabilir, etkisiz bırakabilir veya azaltabilir. Hızlı sedimantasyon sonucu deniz tabanının üzerinde bir yığılma ise, su derinliğinde göreceli olarak bir azalma ile sonuçlanır. Bir bölgede deniz seviyesinin göreceli değişimleri; östazi, bölgesel tektonizma ve sedimantasyon oranına bağlıdır. Eğer deniz tabanı tektonik olarak çöküyor ve aynı zamanda östatik deniz seviyesi de yükseliyorsa, deniz seviyesinde göreceli bir yükselme görülecektir. Bununla beraber, bölgesel sedimantasyon oranındaki fazlalık, (örneğin bir nehir ağzında) deniz seviyesinin göreceli düşüşü ile sonuçlanarak, tektonik çökme ve östatik yükselme oranlarını geçebilir. Östazi, tektonizma ve sedimantasyon değişkenlerinden birinin

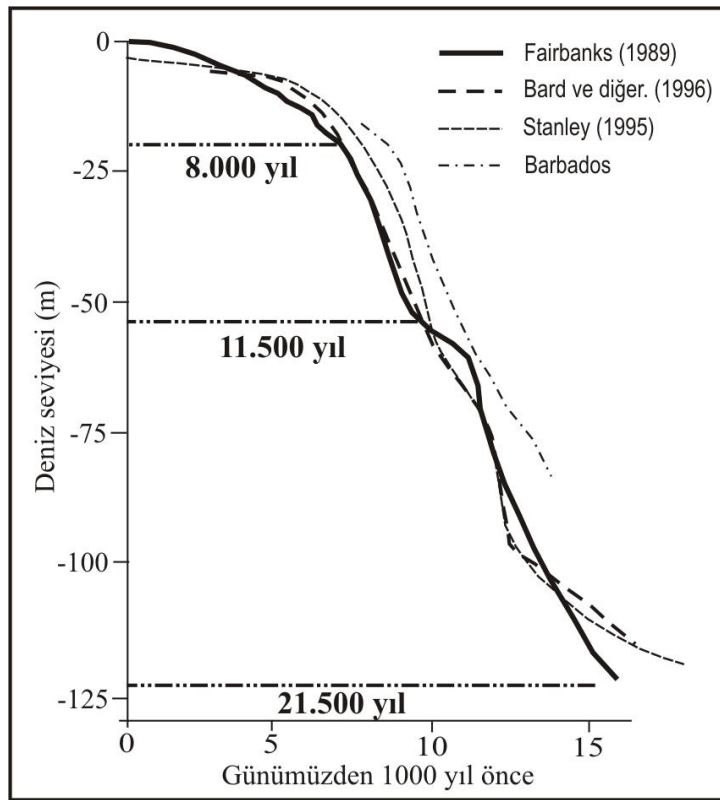
etkilerini ayırmak için diğer iki değişkenin oranı ve büyüklüğünün yaklaşık olarak bilinmesi gerekmektedir.

Kuvaterner buzullarının östatik deniz seviyesi değişimleri üzerindeki etkileri, derin okyanus sedimanlarında korunmuş bentik ve planktik foraminiferalardan elde edilen $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ oranlarındaki değişimler ile kanıtlanabilir. Son 700.000 yıldan fazladır gerçekleşen buzul döngüleri, oksijen izotop oranlarındaki değişimlerle kayıt edilmiştir (Walker, 1990). Döngülerin tarihlemesi, Milankovitch döngüsü ile oldukça iyi uyumaktadır. 140.000 yıl öncesinden günümüze kadar gerçekleşen östatik deniz seviyesi değişimleri ve sekans stratigrafisinin farklı araştırmacıların deniz seviyesi eğrilerinden yorumlanmasıyla elde edilmiştir (Şekil 4.2).



Şekil 4.2 140.000 yıl öncesinden günümüze kadar gerçekleşen östatik deniz seviyesi değişimleri ve sekans stratigrafisi. Farklı araştırmacıların deniz seviyesi eğrilerinden yorumlanmıştır.

Geç Pleyistosen – Holosen jeolojik devirleri boyunca olan göreceli deniz seviyesi değişimleri, günümüzden 18.000 yıl öncesinden yaklaşık 6000 – 5000 yıl öncesine kadar olan süreçte, dünya genelinde küresel – östatik deniz seviyesi yükseliminin 120 m civarında olduğunu göstermektedir (Pirazzoli, 1998) (Şekil 4.3). Son 6000 – 5000 yıl boyunca, büyük buzul kütlelerinin erimesindeki azalmaya bağlı olarak göreceli deniz seviyesinde bir durağanlık olduğu bilinmektedir. Bazı araştırmacılara göre (örn. Lambeck, 1993) son 6000 yıl boyunca eriyen buzul suları okyanuslara girmeye devam etmiş ve deniz seviyesini 2 m yükseltmiştir.



Şekil 4.3 21.500 yıl öncesinden günümüze kadar olan, farklı araştırmacılar tarafından yorumlanan östatik deniz seviyesi değişimleri.

4.1.2 Sismik Sekans Analizi

Sismik yansıma kesitlerinin yorumlanması ile sedimanter çökellerin kalınlıkları, paleobatimetri, paleocoğrafya, uyumsuzluk yüzeyleri gibi bulgulara ulaşmak için

sismik sekans analizi, sismik fasiyes analizi ve göreceli deniz seviyesi değişimlerinin analizi işlemlerini izlemek gerekmektedir.

Sismik sekans analizi, üzerinde ve tabanında uyumsuzluk yüzeyleriyle sınırlanmış çökellerin oluşturduğu sismik stratigrafik birimlere (depolanma sekansları) dayanmaktadır. Depolanma sekans sınırları, onlap, downlap, toplap denilen yansımaların yanal sonlanmalarıdır. Onlap, kara yönlü ilerleyen regresif kıyı çizgisini veya basen dolgusunu; downlap, genellikle deniz yönlü ilerleyen progresif kıyı çizgisini gösterirken; toplap, sediman geçişini işaret etmektedir. Uyumsuzluk yüzeyi ise, aşınma, depolanmama veya bir zaman boşluğunun olduğu genç ve daha yaşlı birimleri ayıran bir yüzeydir (Emery ve Myers, 1996)

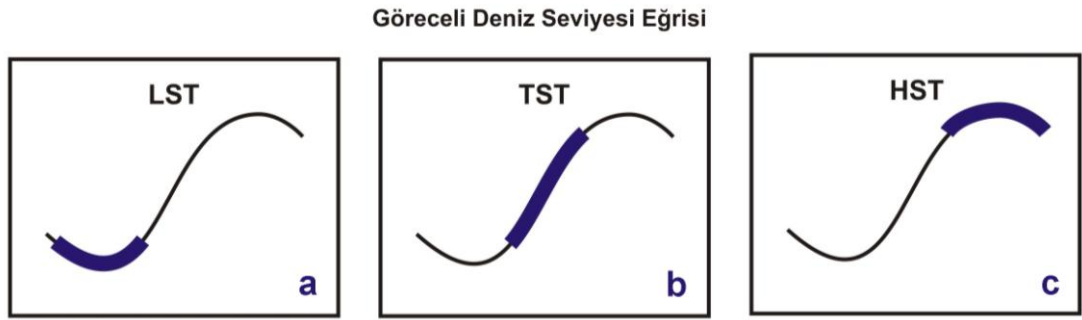
4.1.3 Sismik Fasiyes Analizi

Sismik fasiyes analizi; biçim, süreklilik, genlik, frekans, içsel hızlar gibi sismik yansıma parametrelerinin bir tanımı ve jeolojik yorumlamalarıdır. Paralel ve yarı paralel yansıma biçimleri, düzenli bir şelf veya durağan basen üzerindeki düzenli depolanma oranlarını gösterir. Sigmoid (S şekilli) deniz yönlü ilerleyen yansıma biçimi ise, düşük sediman girdisi, hızlı basen çökmesi veya hızlı deniz seviyesi yükselimini işaret eder. Taban sonlanması downlap şeklinde olup, üst yüzeyinde ise paralel yansımalar görülür. Oblik deniz yönlü ilerleyen yansıma biçimi, yüksek sediman girdisi, yavaş basen çökmesi/çökmemesi veya deniz seviyesindeki durağanlığı işaret eder. Taban sonlanması downlap şeklinde olup, üst yüzeyinde ise toplap yansımalar görülür. Göreceli deniz seviyesi değişimleri, kıyasal onlap ve downlap çökellerinin belirlenmesiyle bulunur. Kıyasal onlap, litoral veya kıyasal çökellerin kara yönlü ilerleyen onlapıdır (Emery ve Myers, 1996)

Stratigrafik süreksizlikler, jeolojik kayıtların sekans birimlerine bölünmesine neden olur. Bu stratigrafik süreksizlikler; (i) regresif aşınma yüzeyleri, (ii) transgresif aşınma yüzeyleri ve (iii) maksimum taşkın yüzeyleridir. Göreceli deniz seviyesi değişimleri, denizel ve kıyasal depolanma ortamlarını etkiler ve bu etkiler kıyı hattında ve sığ denizel bölgelerde daha çok gözlenir.

4.1.4 System Tracts

Göreceli deniz seviyesi döngüsünün belli bir evresi sırasında depolanan ve genetik olarak benzerlik gösteren stratigrafik birimlere “system tract” denir (Posamentier ve Allen, 1999). Bu birimler, onları sınırlayan yüzeylere, bir sekans içindeki konumlarına ve alt sekansların yığılma modellerine dayanarak tanımlanırlar (Van Wagoner ve diğer., 1988). 3 farklı system tract mevcuttur: (i) deniz seviyesinin düşük konumundan, yükselmeye başlamasına kadar geçen sürede oluşan Lowstand Systems Tract (LST) (Şekil 4.4a); (ii) deniz seviyesi yükselirken oluşan Transgressive Systems Tract (TST) (Şekil 4.4b) ve (iii) transgresyondan sonra deniz seviyesinin yüksek konumunda oluşan Highstand Systems Tract (HST) (Şekil 4.4c).



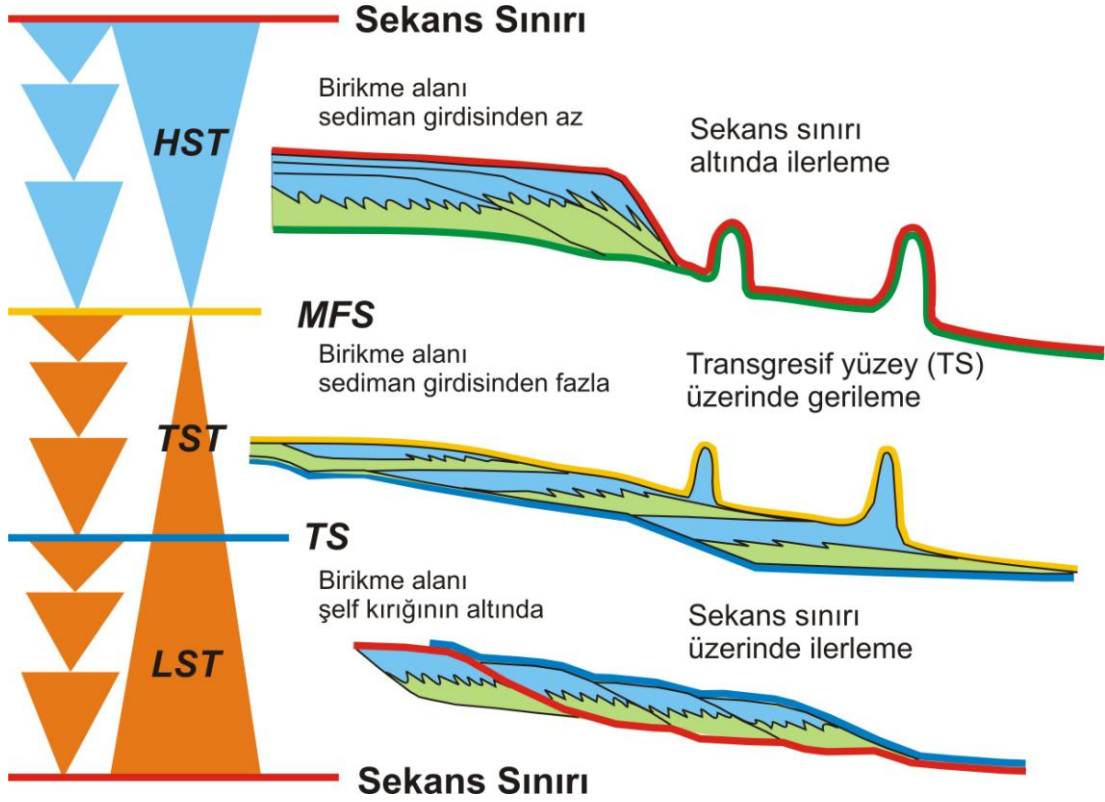
Şekil 4.4 System Tract'ların deniz seviyesi eğrisi üzerindeki konumları. Deniz seviyesinin düşük konumu (a); transgresyon (b) ve deniz seviyesinin yüksek konumu (c).

System Tract'ların iki sekans sınırı arasında oluşum evreleri ve sekans modelleri, sismik kesitlerde gözlenen biçimleriyle, Şekil 4.5'de verilmiştir. Yüksek ayrımlı sismik kesitlerde görülen Transgressive ve Highstand Systems Tract'lar ile bunlar arasında oluşan uyumsuzluk yüzeyleri alt başlıklar halinde detaylı olarak incelenmiştir.

a) Transgresif Yüzey (TS)

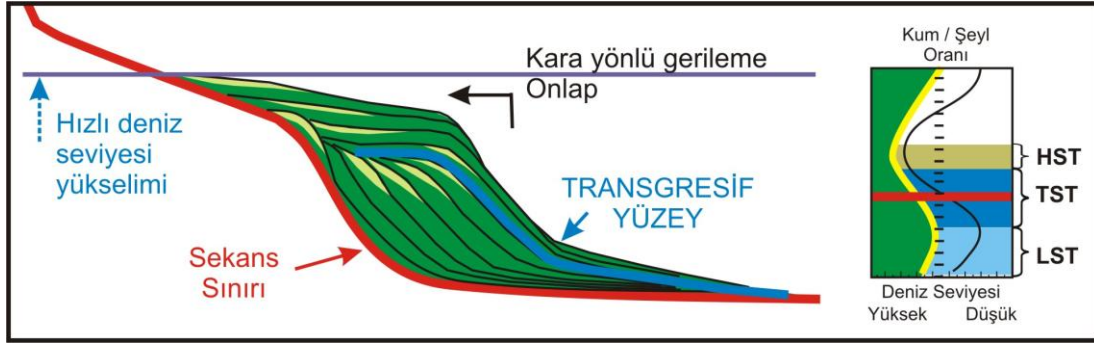
Kıyı çizgisinin karaya doğru hareketine transgresyon denir. Deniz seviyesi yükseliminin, sediman girdisinden fazla olduğu durumlarda transgresyon gözlenir ve

çökellerin birikeceği alanda bir artışla sonuçlanır. Transgresif yüzey (TS) ise, bir sekans içerisindeki denizel taşkın yüzeyidir (Şekil 4.5 – 4.6).



Şekil 4.5 İki sekans sınırı arasında System Tract'ların oluşum evreleri ve sekans modelleri (Kendall, 2003).

TS, çoğu silisiklastik ve bazı karbonat ardıllarında, çökel alanının sediman girdisinden fazla olduğu durumlarda döngünün başlangıç zamanını işaret eder. TS genellikle sismik kesitlerde gözlenen en belirgin onlapın tabanını gösterir ve karbonatlarla veya konsolide çamurlarla çimentolaştırılmış sert zeminle tanımlanır. Eğer ortama sediman girdisi az ise, TS karaya doğru maksimum taşkın yüzeyi ile birleşir.



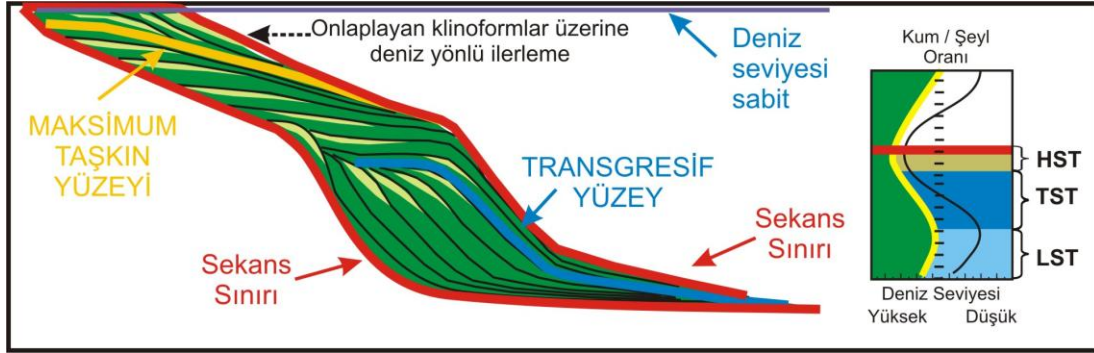
Şekil 4.6 Deniz seviyesinin yükselimi sırasında oluşan Transgresif Yüzey (Kendall, 2003).

b) Transgressive System Tract (TST)

Transgressive Systems Tract, kıyasal transgresyonun başlangıç zamanından, kıyının maksimum transgresyon zamanına kadar geçen sürede biriken çökellerden oluşur (Şekil 4.4 – 4.7). Östazinin hızlıca yükselerek herhangi bir tektonik yükselme etkisini de aştığı durumda, hızlı bir göreceli deniz seviyesi yükselimine karşılık gelir. Tabanda transgresif yüzey ile ve tavanda maksimum taşkın yüzeyi ile sınırlanır. Yığılma modeli, kıyıya doğru kalınlaşarak onlap yapan ve gerileyen klinoformlardan oluşur. Deniz yönlü sediman birikim oranı genelde düşüktür.

c) Maksimum Taşkın Yüzeyi (MFS)

Maksimum Taşkın Yüzeyi (Maximum Flooding Surface, MFS), kıyı çizgisinin karaya doğru olan maksimum konumunda oluşan bir depolanma yüzeyidir (Posamentier ve Allen, 1999) (Şekil 4.5 – 4.7). Transgressive ve Highstand Systems Tract'ları ayırır ve bir downlap yüzeyi olarak ifade edilir. Bu yüzeyle benzerlik gösteren denizel şelf ve basenel sedimanlar, pelajik-hemipelajik sedimanların yavaş oranlarla depolanmasının bir sonucudur ve çoğunlukla incedir. MFS genellikle radyoaktivitenin varlığı ile temsil edilir ve fauna bakımından zengin bir sedimanter döngünün parçası olabilir.



Şekil 4.7 Deniz seviyesi yükselişinden durağan konumuna geçerken oluşan yüzey ve istiflenme modeli (Kendall, 2003).

d) Highstand System Tract (HST)

Highstand Systems Tract (HST) sediman birikim oranının, çökecek alandan daha fazla olduğu durumda biçimlenen, ilerleyen çökellerdir. Göreceli deniz seviyesinin yavaş yükselimi ve onu takiben yavaş düşüşü ile aradaki durağan konumu sırasında oluşur (Şekil 4.4 – 4.7). Bir stratigrafik sekansın en üstündeki System Tract'ını oluşturur ve Maksimum Taşkın Yüzeyi üzerinde uzanır. Üst yüzeyi erozyonal bir sekans sınırını oluşturan HST'nin yığılma modelleri, yukarı doğru inceleyerek ilerleyen ve üst üste yığılan klinoformları gösterir. HST'nin oluşumundan hemen sonra, deniz seviyesinin düşmeye başlamasıyla birlikte Lowstand Systems Tract biçimlenmeye başlar.

4.2 Sismik Kesitlerde Gözlenen Birimlerin Dağılımı ve Yığılma Modelleri

Çalışma alanında toplanan yüksek ayrımlı sismik yansıma profillerinde, son buzul döneminden buzul arası döneme geçişte deniz seviyesinin yükselmesi sırasında oluşan Transgressive System Tract (TST) ile deniz seviyesinin nispeten sabit kaldığı yüksek konumunda oluşan Holosen Highstand System Tract (HST) sediman dolgusu olmak üzere iki adet depolanma birimi ile son buzul dönemi erozyonal yüzey tanımlanmıştır (Şekil 4.8 – 4.18). Birbirini kesen sismik kesitler üzerinde, bu birimlerin şelf alanındaki dağılımı Şekil 4.19'da verilmektedir.

4.2.1 Erozyonal Yüzey

Yüksek ayrımlı sismik kesitlerde, son buzul döneminden buzularası döneme geçişte, deniz seviyesinin yükselmeye başladığı sırada oluştuğu öngörülen bir aşınma yüzeyi tespit edilmiştir (transgressive surface-TS ile uyumlu) (Şekil 4.8 – 4.18). Bu yüzey, şelf genelinde çoğunlukla, deniz seviyesi hızlıca yükselirken sediman birikiminin az olması nedeniyle maksimum taşkın yüzeyi ile birleşir.

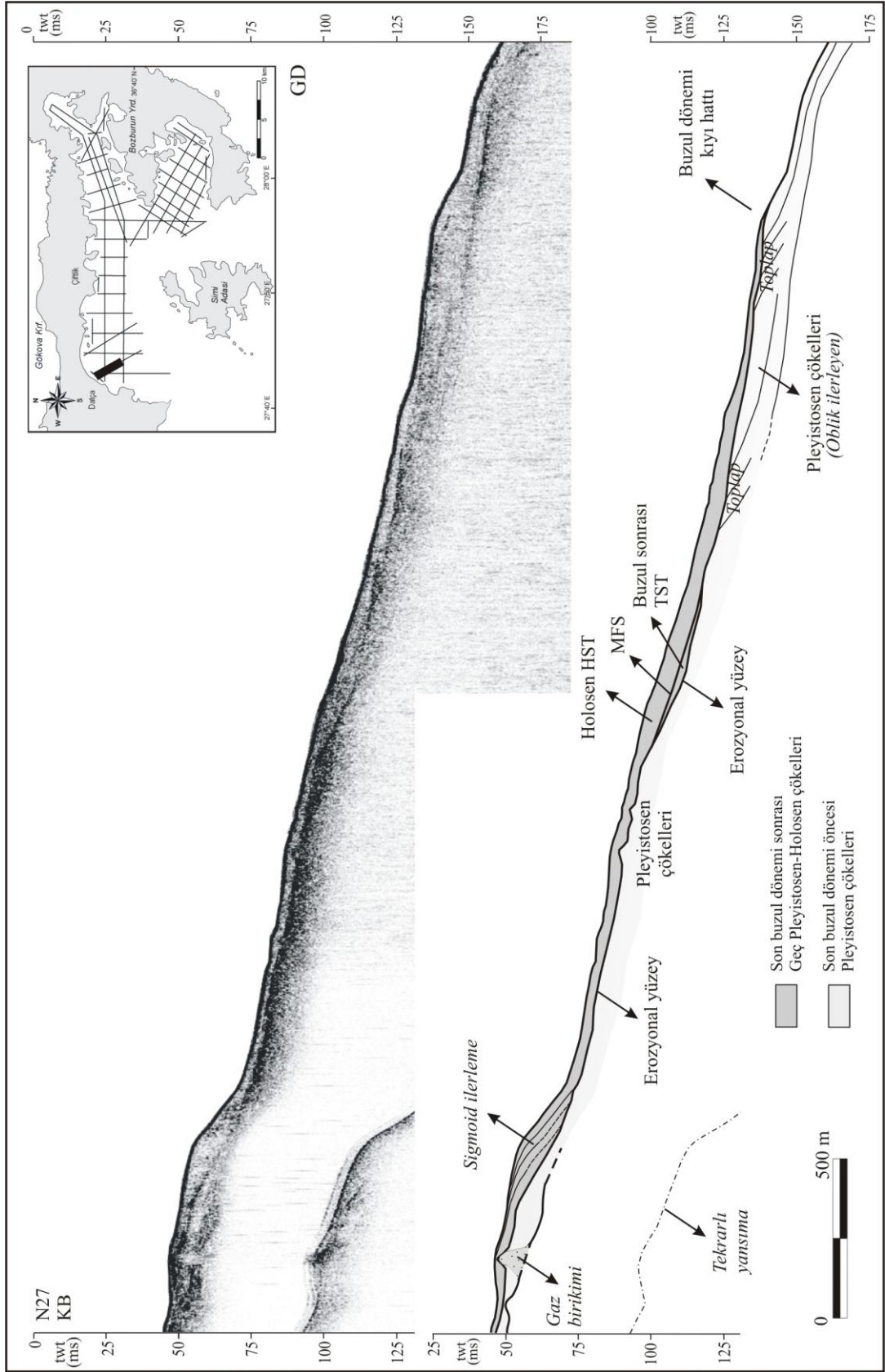
Altında uzanan Pleyistosen çökelleri için bir toplam yüzeyi olmasından ötürü bu yüzey, deniz seviyesinin düşük konumunda, karasal bir aşınmayı karakterize etmektedir. Bu nedenle, ancak şelf üzerinde geçerli olacak şekilde, bu yüzey bir sekans sınırını temsil etmektedir. Şelf kırığına doğru erozyonal yüzeyin altında, oblik ilerleme modeli gösteren Pleyistosen çökelleri gözlenmektedir.

Erozyonal yüzeyin sismik kesitlerde saptanan karaya doğru minimum derinliği güncel deniz seviyesinin 25 ms altında olup, bu derinlik basene doğru maksimum 150 ms'lere (yaklaşık 110 m) ulaşmaktadır.

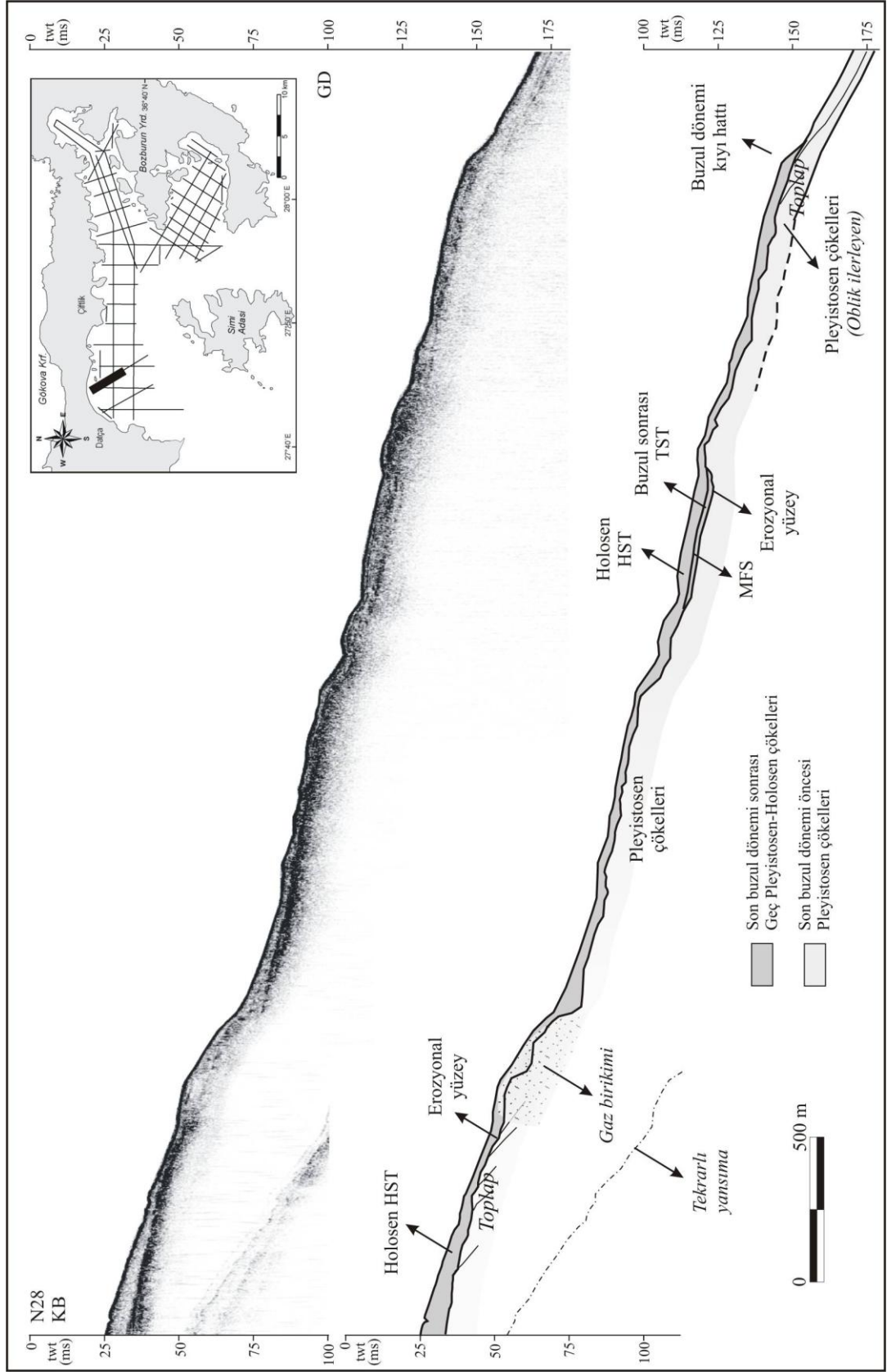
4.2.2 Buzul Sonrası Transgressive System Tract (TST)

Buzul dönemi sonrası oluşan Transgressive System Tract (TST), deniz seviyesinin hızlı yükselimi sırasında, şelf üzerinde sedimanın birikeceği alanın fazla olması nedeniyle sismik kesitlerde çok ince bir tabaka şeklinde gözlenmektedir (Şekil 4.8-4.10, 4.12 ve 4.16).

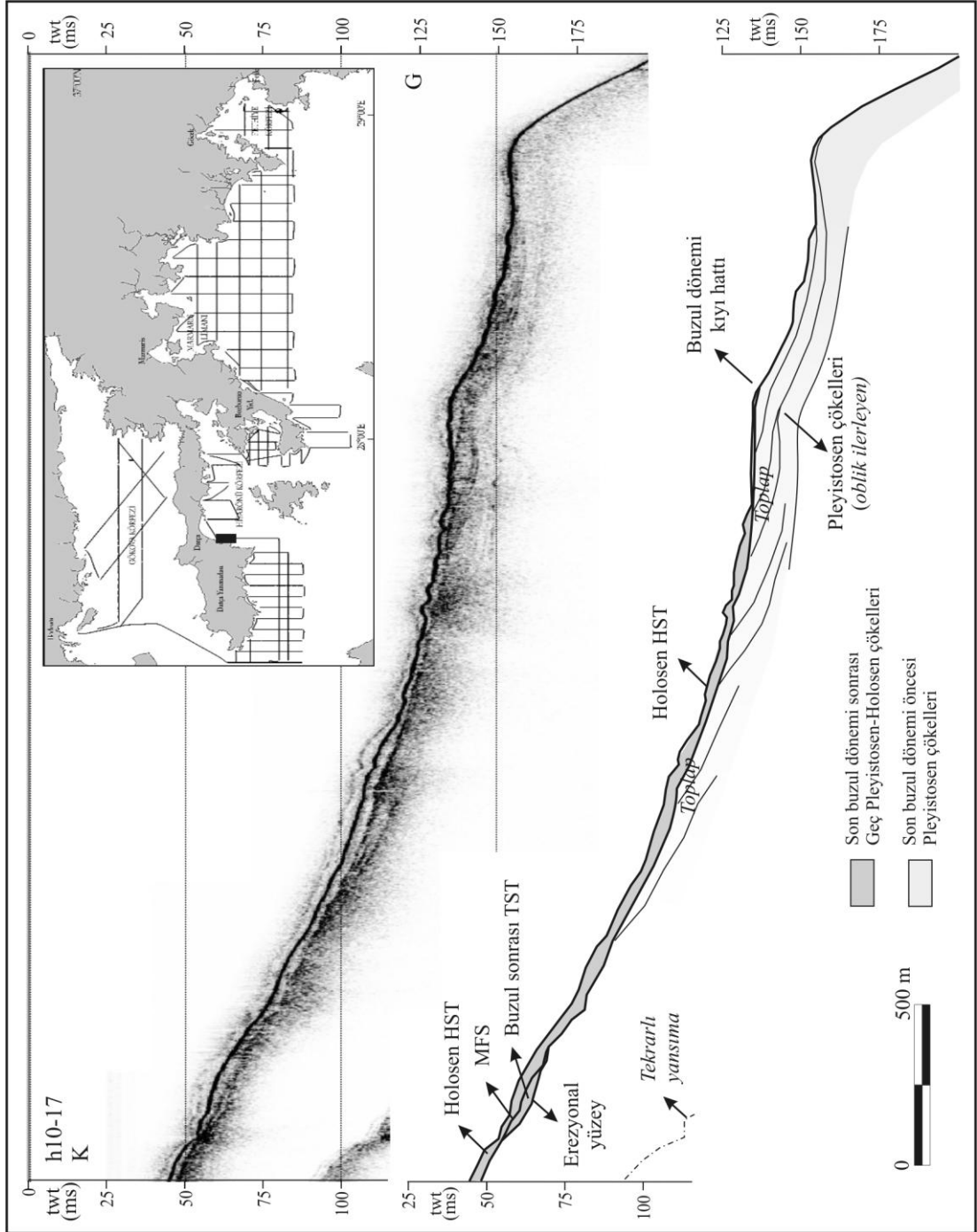
Birbirine paralel yansıtıcılardan oluşan TST'nin gözlenebilen maksimum kalınlığı, Datça Körfezi'nde 5 ms'yi bulmaktadır. TST ayrımının gözlenebildiği alanlarda, üzerinde uzanan Maksimum Taşkın Yüzeyi belirgin şekilde izlenebilmektedir.



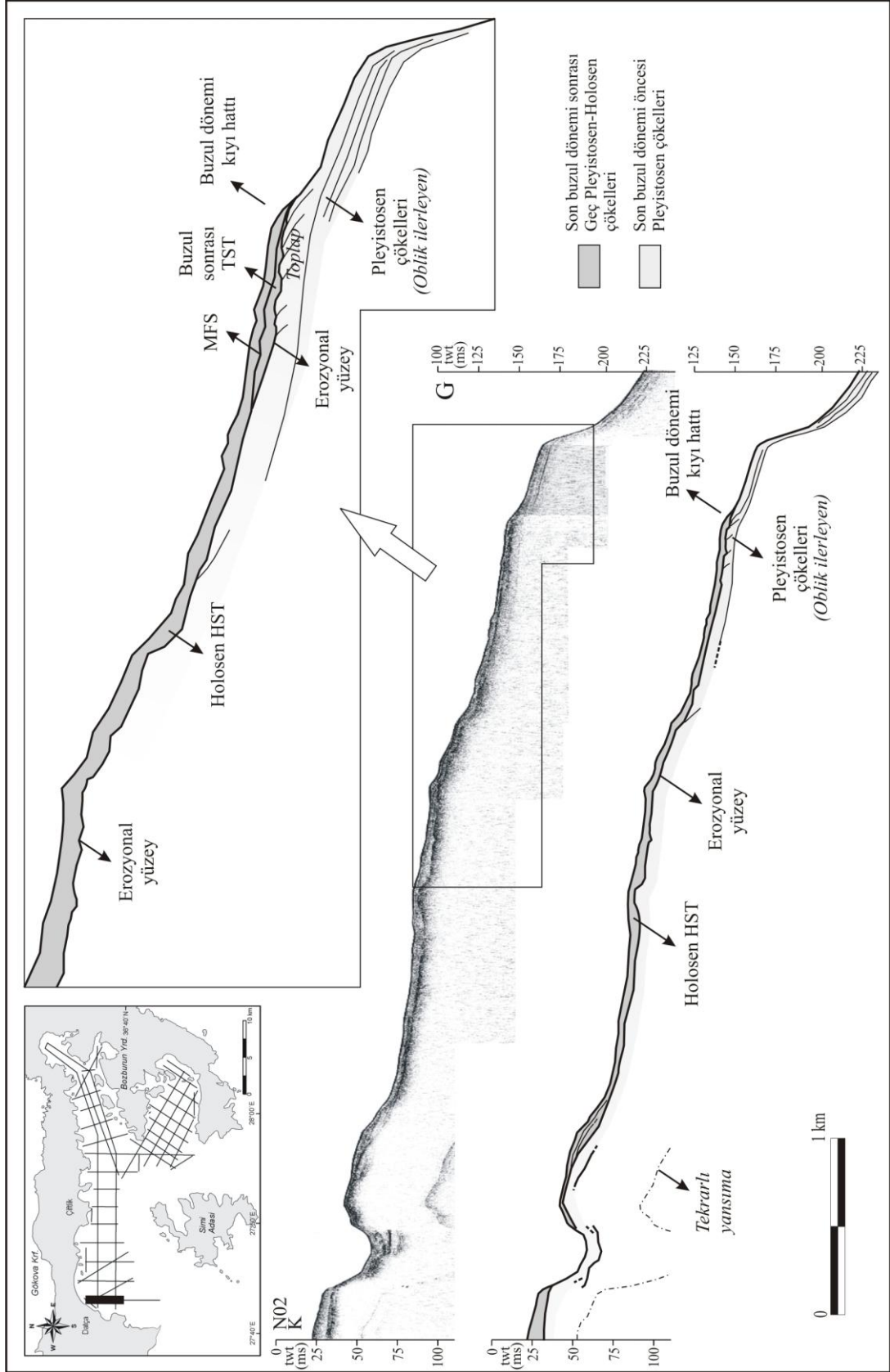
Şekil 4.8 Hisarönü Körfezi'nden 2008 yılında alınan Chirp sismik kesit (N27) yorumu. Haritadaki kalın çizgi, sismik hattın konumunu göstermektedir.



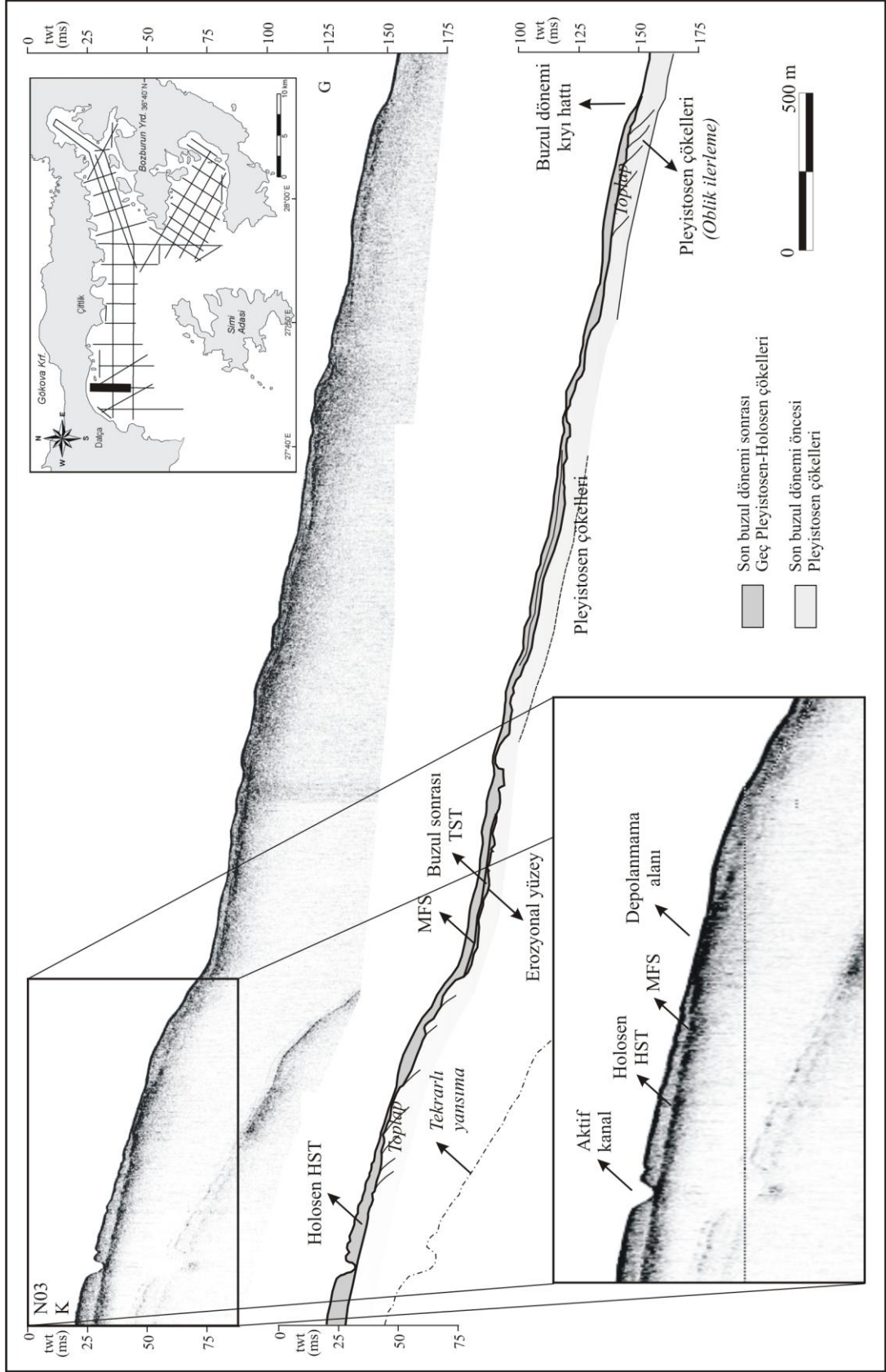
Şekil 4.9 Hisarönü Körfezi'nden 2008 yılında alınan Chirp sismik kesit (N28) yorumu. Haritadaki kalın çizgi, sismik hattın konumunu göstermektedir.



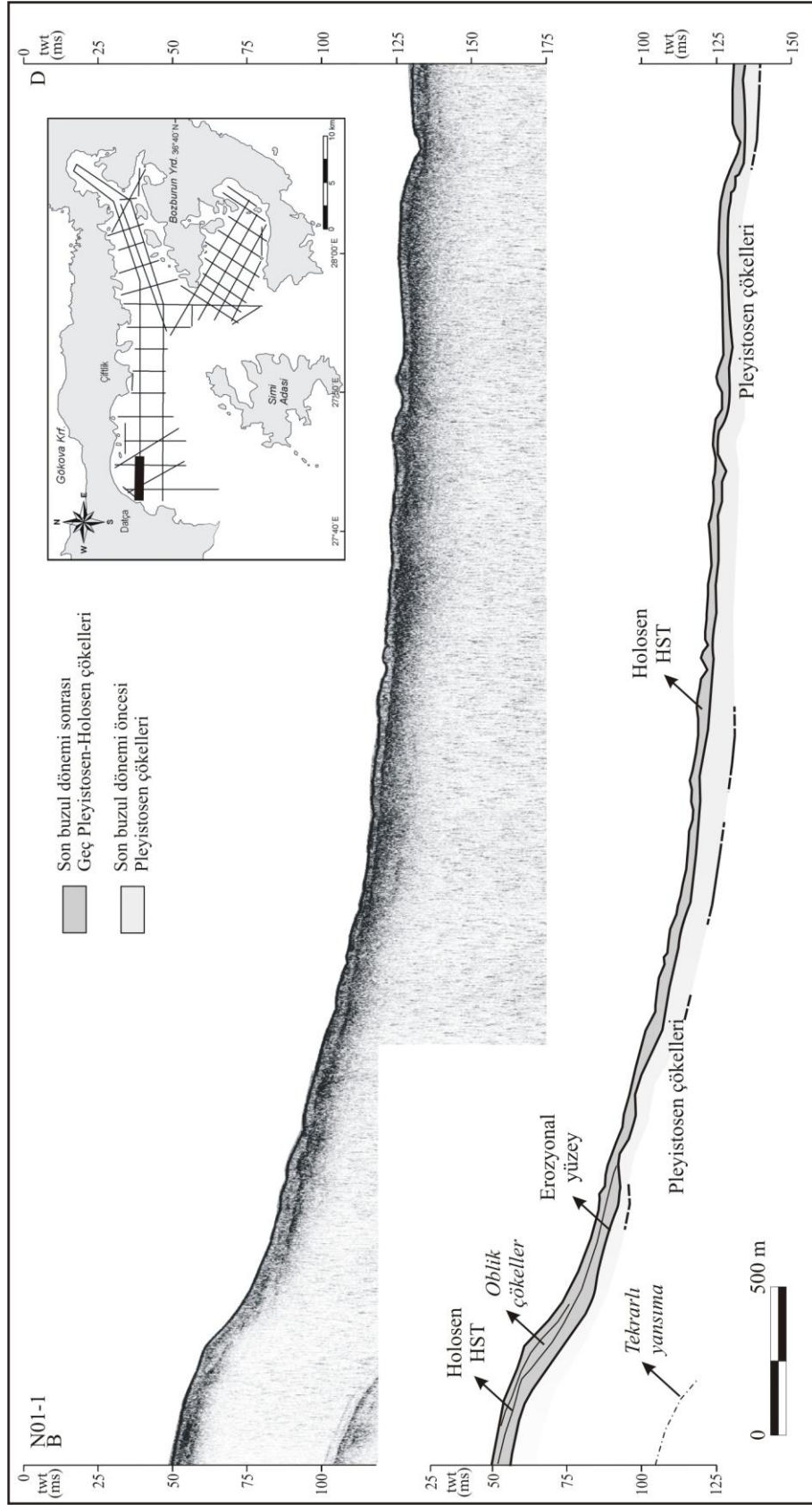
Şekil 4.10 Hisarönü Körfezi'nden 2010 yılında alınan Chirp sismik kesit (h10-17) yorumu. Haritadaki kalın çizgi, sismik hattın konumunu göstermektedir.



Şekil 4.11 Hisarönü Körfezi'nden alınan 2008 yılında Chirp sismik kesit (N02) yorumu. Haritadaki kalın çizgi, sismik hattın konumunu göstermektedir.



Şekil 4.12 Hisarönü Körfezi'nden alınan 2008 yılında Chirp sismik kesit (N03) yorumu. Haritadaki kalın çizgi, sismik hattın konumunu göstermektedir.



Şekil 4.13 Hisarönü Körfezi'nden 2008 yılında alınan Chirp sismik kesit (N01-1) yorumu. Haritadaki kalın çizgi, sismik hattın konumunu göstermektedir.

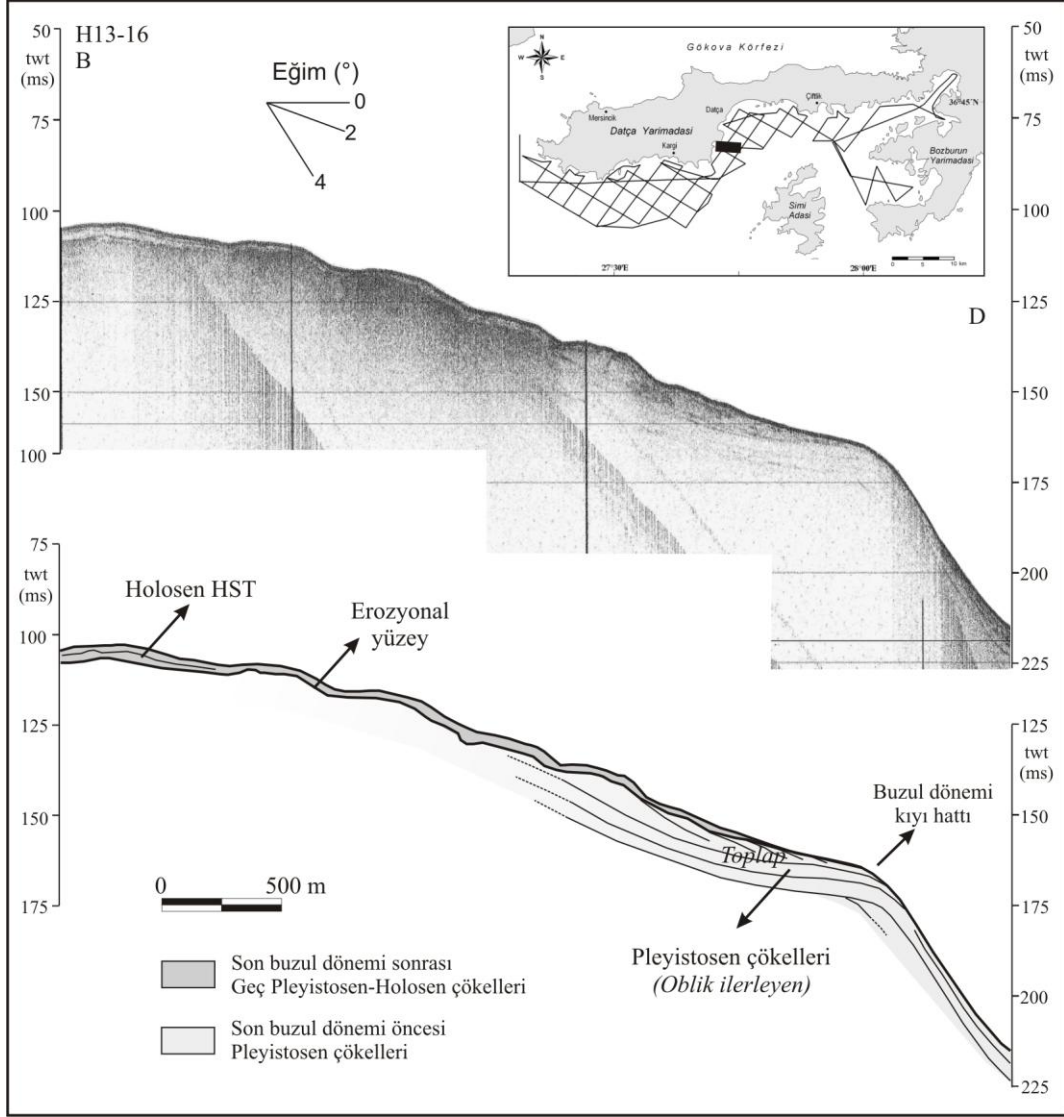
4.2.3 Maksimum Taşkın Yüzeyi (MFS)

Oldukça güçlü bir yansıtıcı olan Maksimum Taşkın Yüzeyi (Maximum Flooding Surface, MFS), sismik kesitlerde alan genelinde şelf kırığına kadar tespit edilmiştir (Şekil 4.8-4.10, 4.12 ve 4.16). Deniz seviyesinin karaya doğru maksimum ilerlediği zaman oluşan MFS (Şekil 4.7), şelf alanı genelinde, altında uzanan TST biriminin oldukça ince olması nedeniyle transgresif yüzey (transgressive surface, TS) ile birleşerek, altında bulunan Pleyistosen çökelleri için bir toplam yüzeyi oluşturur ve erozyonal yüzey şeklinde gözlenir.

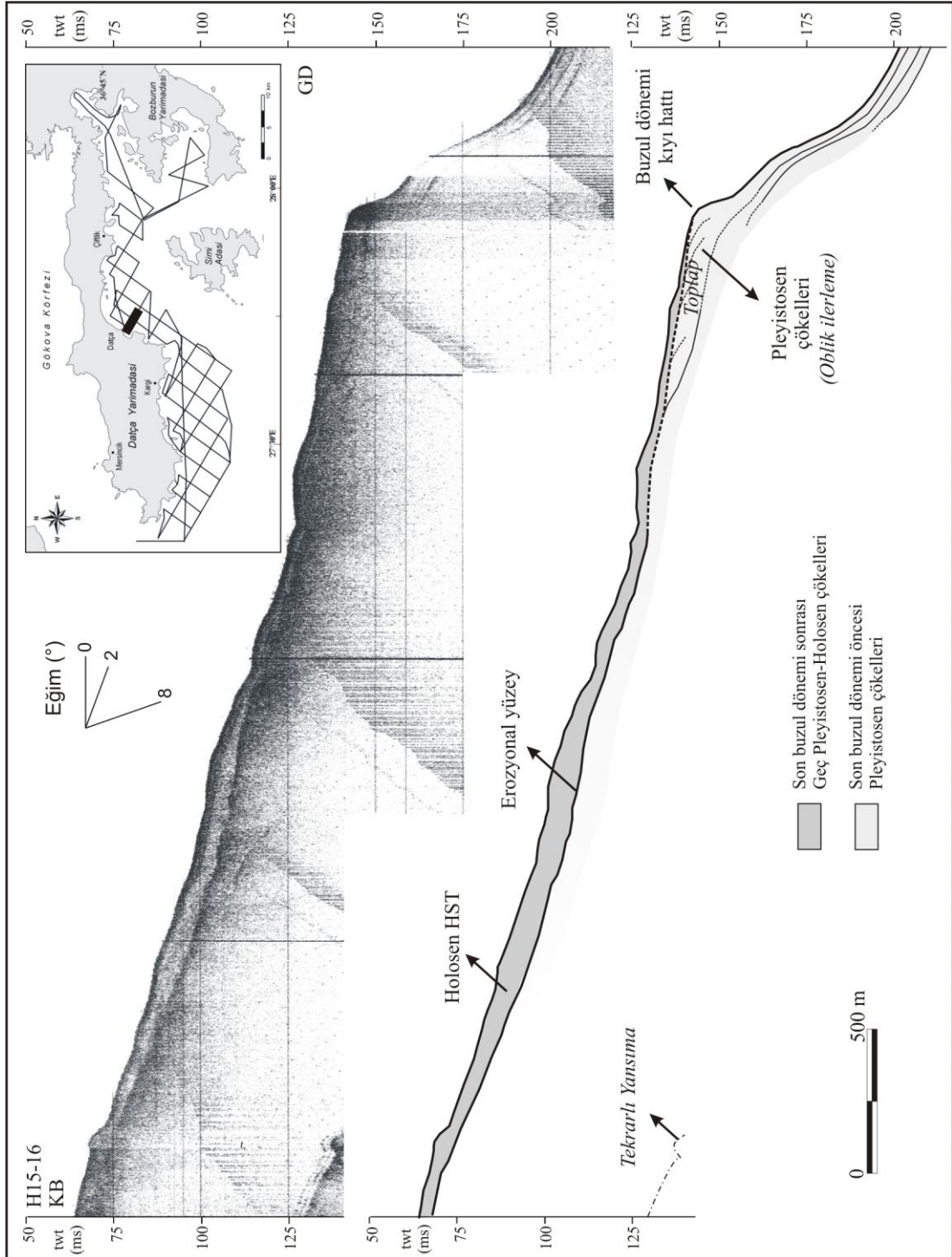
4.2.4 Holosen Highstand System Tract (HST)

Holosen jeolojik döneminde, deniz seviyesi yüksek konumunda iken şekillenen Holosen Highstand System Tract (HST), sismik kesitlerde gözlenen en genç birimdir (Şekil 4.8 – 4.18). Deniz seviyesinin hemen hemen durağan kaldığı yüksek konumda oluşan HST (Şekil 4.4 – 4.7), düşük-orta genlikli paralel yansımalarla tanımlanır ve transparan bir özellik gösterir. Bu depolanma birimi genelde karaya doğru deniz tabanına onlap yaparken; denize doğru MFS üzerine downlap yapmaktadır. HST'nin içsel yansıma konfigürasyonu, şelf alanının orta kısımlarında paralel özelliindedir.

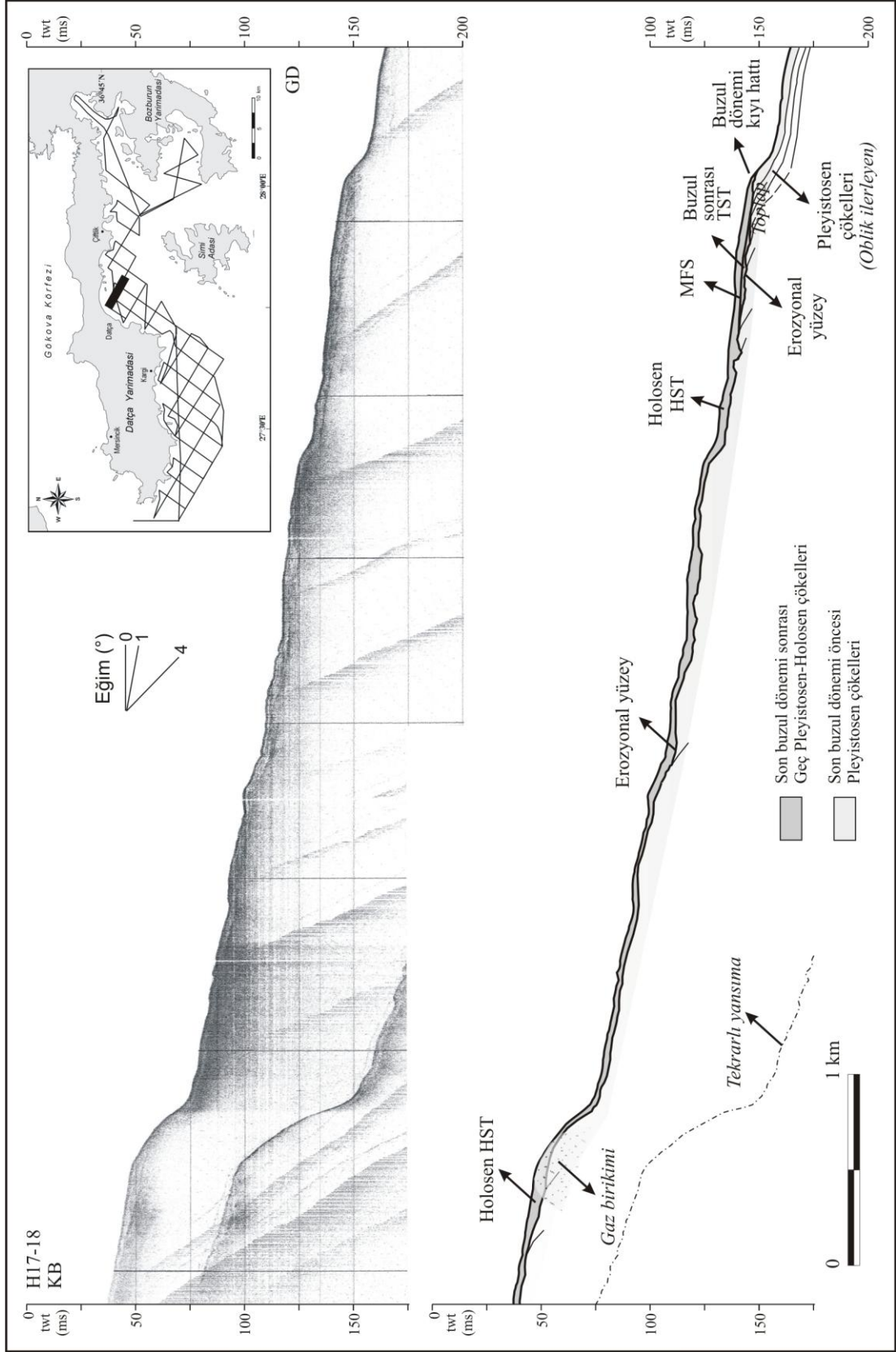
HST birimi genellikle kıyıya yakın bölgelerde gaz ile maskelenmiş durumdadır. Sismik kayıtların alınabildiği minimum 15 m su derinliğinde HST'nin tespit edilebilen maksimum kalınlığı 25 ms'dir. Bu kalınlık, Hisarönü Körfezi'nin sığ şelf alanını oluşturan doğu bölümünde gözlenmiştir (Şekil 4.20 ve 4.21). Tüm Körfez genelinde, basene doğru gidildikçe, HST'nin kalınlığı 10 ms'yi geçmemektedir.



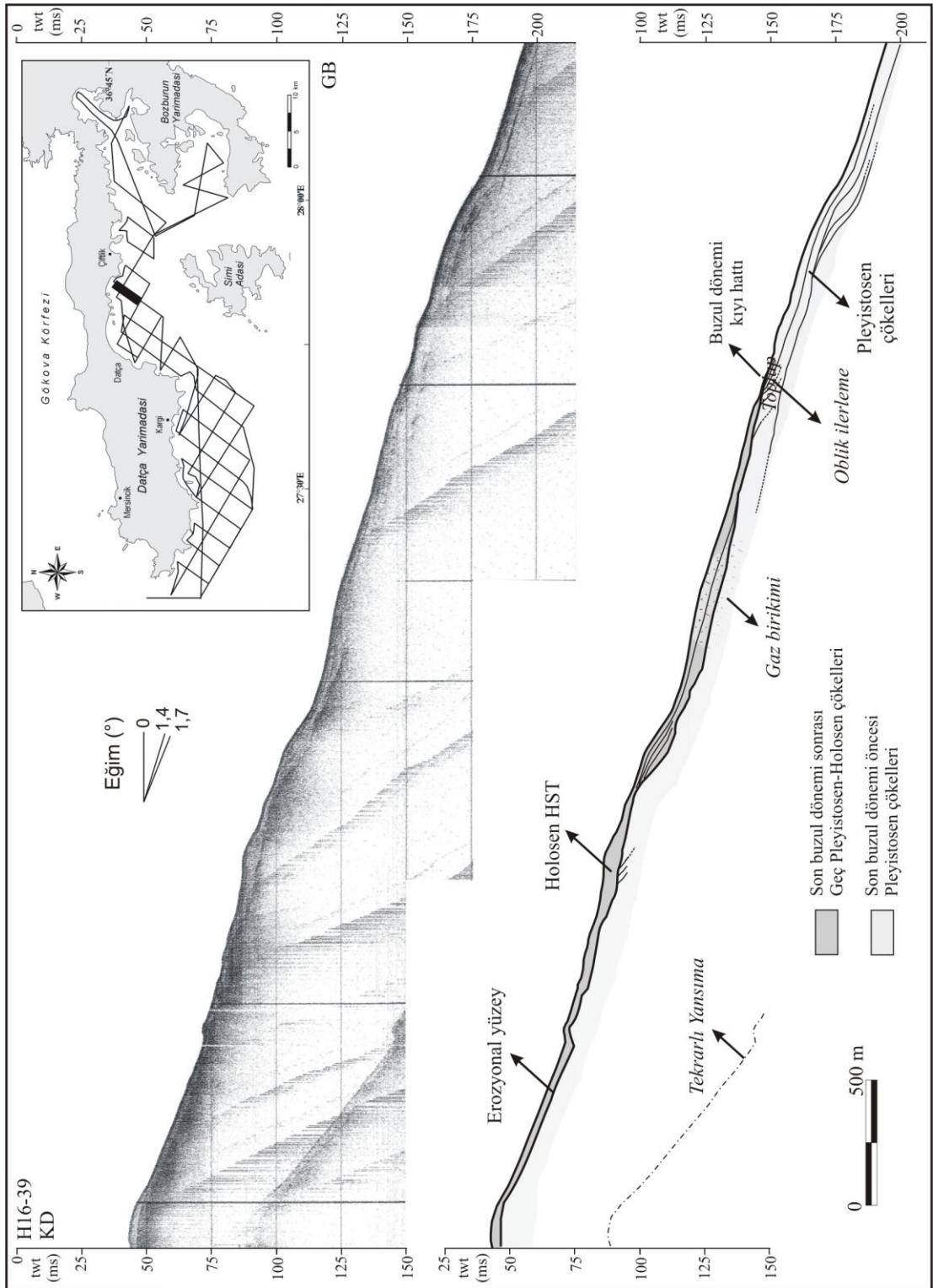
Şekil 4.14 Hisarönü Körfezi'nden 2002 yılında alınan 3,5 kHz sismik kesit (H13-16) ile yorumu. Haritadaki kalın çizgi, sismik hattın konumunu göstermektedir.



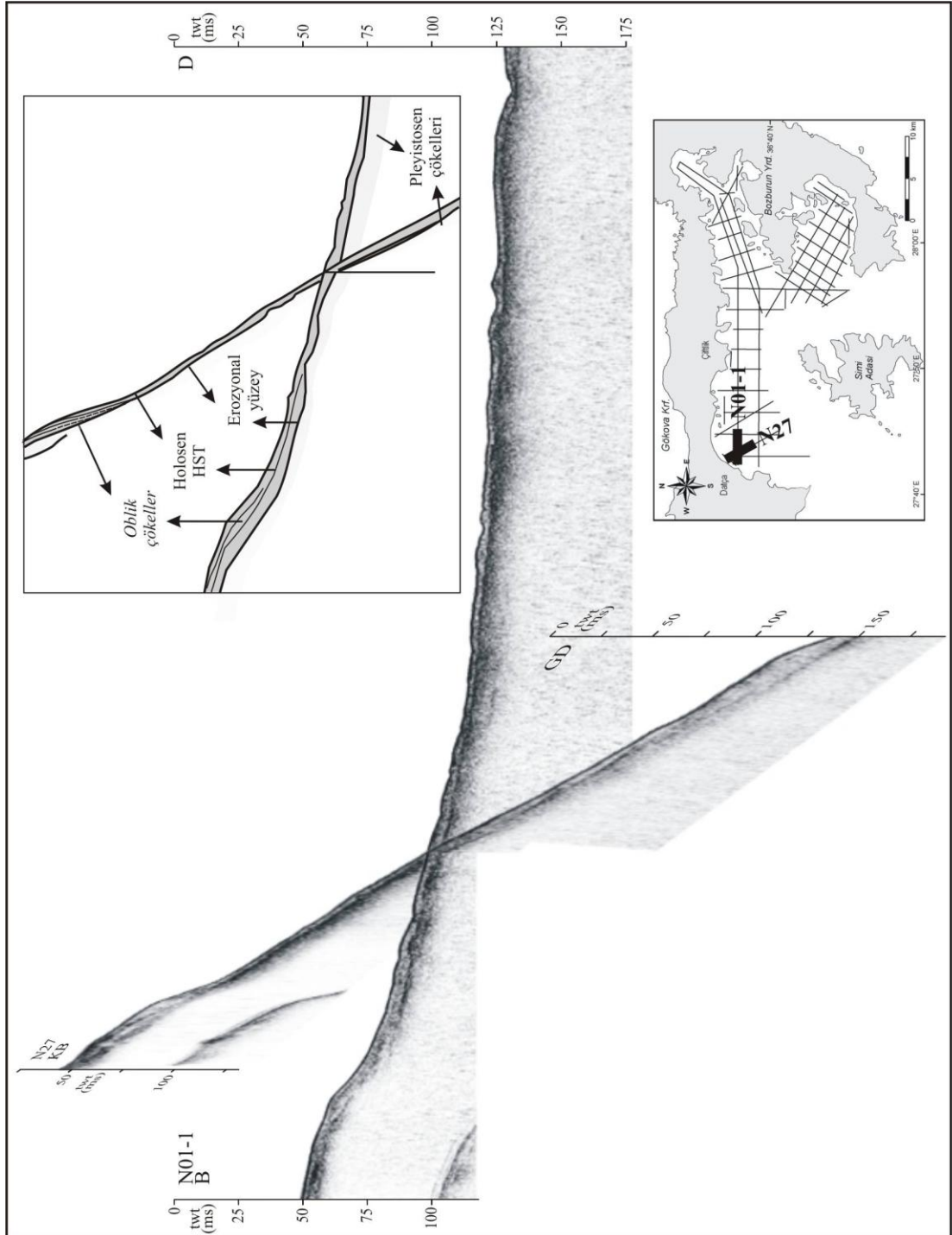
Şekil 4.15 Hisarönü Körfezi'nden 2002 yılında alınan 3,5 kHz sismik kesit (H15-16) ile yorumu. Haritadaki kalın çizgi, sismik hattın konumunu göstermektedir.



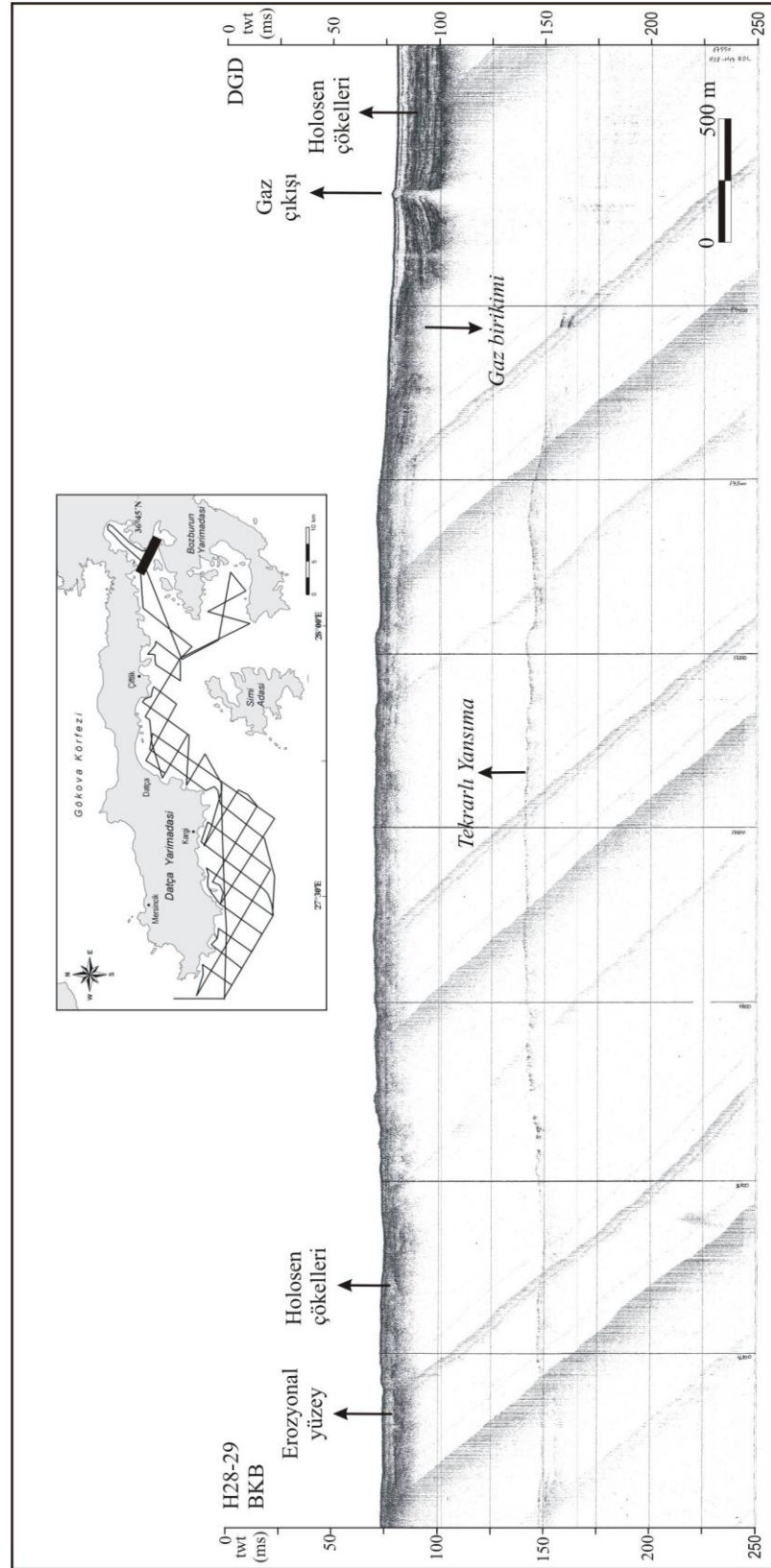
Şekil 4.16 Hisarönü Körfezi'nden 2002 yılında alınan 3,5 kHz sismik kesit (H17-18) ile yorumu. Haritadaki kalın çizgi, sismik hattın konumunu göstermektedir.



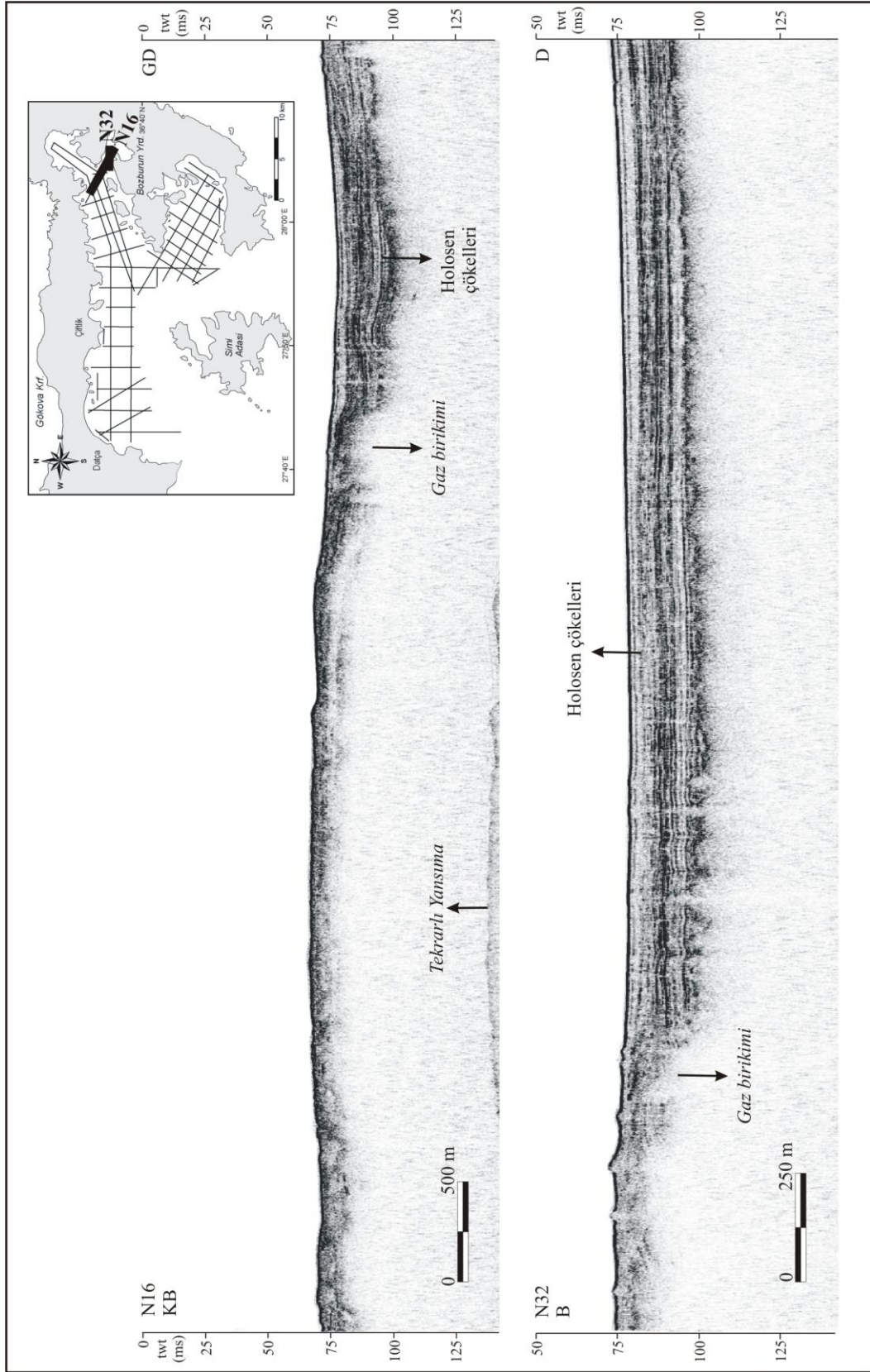
Şekil 4.17 Hisarönü Körfezi'nden 2002 yılında alınan 3,5 kHz sismik kesit (H16-39) ile yorumu. Haritadaki kalın çizgi, sismik hattın konumunu göstermektedir.



Şekil 4.19 Hisarönü Körfezi'nden 2008 yılında alınan sismik kesitlerde gözlenen birimlerin şelf üzerinde dağılımını yansıtan üç boyutlu görünüm.



Şekil 4.20 Hisarönü Körfezi doğusundan 2002 yılında alınan 3,5 kHz sismik kesit (H28-29) yorumu. Haritadaki kalın çizgi, sismik hattın konumunu göstermektedir.



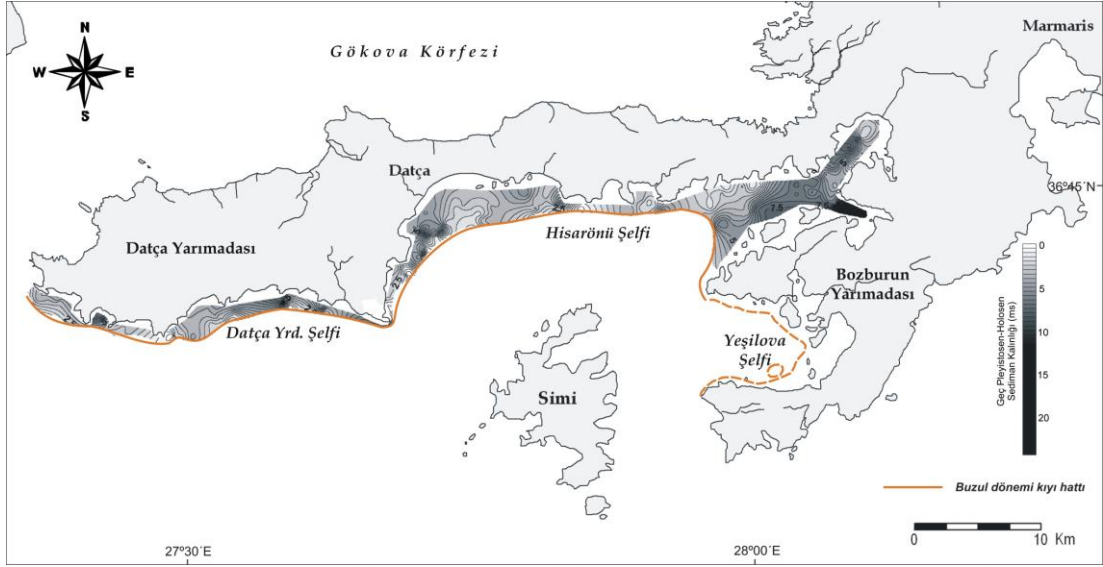
Şekil 4.21 Hisarönü Körfezi doğusundan 2008 yılında alınan Chirp sismik kesitlerin (N16 ve N32) yorumu. Haritadaki kalın çizgi, sismik hattın konumunu göstermektedir.

4.3 Sediman Birikim Oranı

Son buzul dönemi sonrasında, Geç Pleyistosen-Holosen jeolojik devri boyunca deniz seviyesi yükselirken ve sonrasında yüksek konumunda şelf üzerinde çökelen sedimanlarının (TST ve HST) toplam kalınlıklarından elde edilen eşkalınlık haritası (Şekil 4.22 ve 4.23) ile, Körfez genelinde sediman birikim oranı hesaplanabilmektedir. Sediman eşkalınlık haritası incelendiğinde, Datça Körfezi'nde iki temel depolanma merkezinin olduğu görülür. Bu merkez, Uzunazmak ve Avlıboğazı dereleri ile ilişkili olarak delta loblarının ilerlemesinden kaynaklanan kara kökenli çökeller olarak yorumlanabilir. Bu depolanma merkezlerinden biri Uzunazmak deresi ağzının güncel konumundan yaklaşık 2 km açıktadır; diğeri ise, Avlıboğazı deresi ağzından 1,5 km uzaklıkta bulunmaktadır (Şekil 4.23).

Nehirlerden gelen sediman girdisinin alan genelinde en yüksek olduğu Hisarönü Körfezi'nin doğusundaki delta alanında (Şekil 4.20 ve 4.21) son buzul dönemi erozyonal yüzey üzerinde birikmiş maksimum sediman kalınlığı yaklaşık olarak 18 m'dir (Şekil 4.22 ve 4.23). Buradan hesapla, doğu şelfi üzerinde maksimum sediman birikim oranının yaklaşık 1,0 mm/yıl olduğu sonucuna varılmıştır. Bu oran, tarihleme çalışması yapılamamasından ötürü, sadece sismik kesitlerde saptanan Geç Pleyistosen-Holosen sediman kalınlığına dayanarak bulunmuştur.

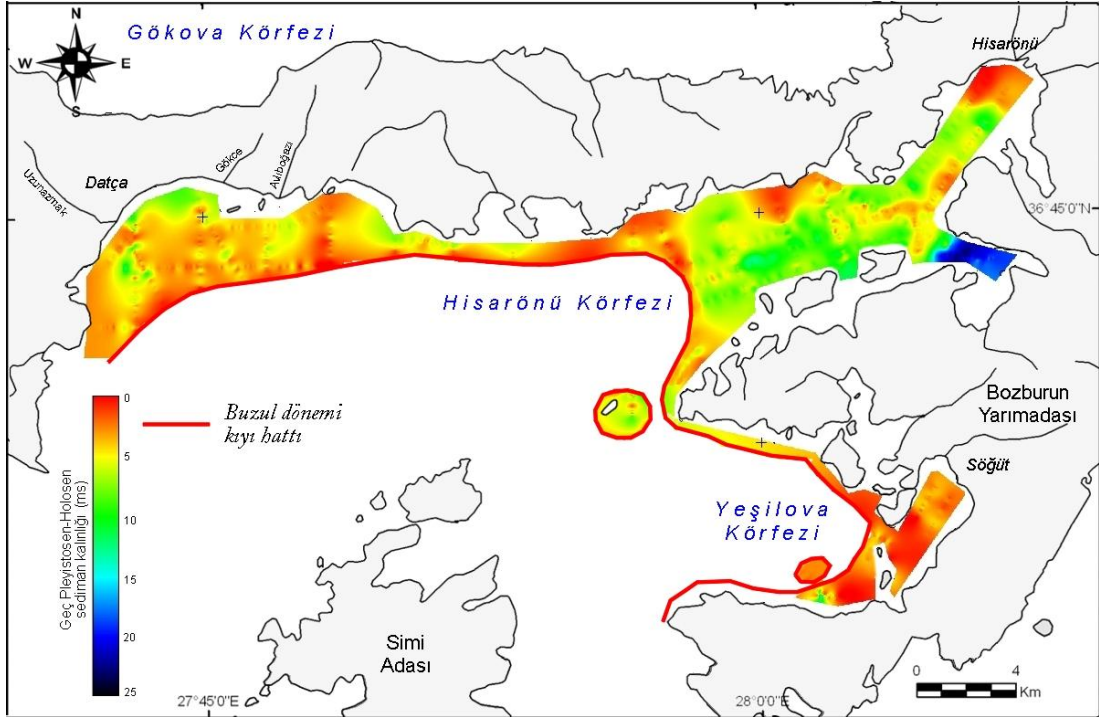
Datça Körfezi şelfine bakılacak olursa, bu bölgeye sediman taşıyan Uzunazmak, Gökçe ve Avlıboğazı nehirlerinden gelen sedimanların kalınlığının ortalama 7-8 m olduğu görülmektedir. Buna göre, şelf üzerinde ortalama sediman birikim oranı yaklaşık 0,4 mm/yıl olarak hesaplanmıştır ve bu oran Körfez genelindeki ortalama sediman birikim oranını yansıtmaktadır. Dar şelf alanına sahip Yeşilova Körfezi ve Datça Yarımadası'nın güneyi için gözlenen maksimum kalınlık yaklaşık olarak 4 m olup, sedimantasyon oranı bu bölge için 0,2 mm/yıl'ı geçmemektedir (Şekil 4.22 ve 4.23).



Şekil 4.22 Çalışma alanından 2002 yılında alınan sismik kayıtlarda saptanan son buzul dönemi sonrası Geç Pleyistosen-Holosen sediman dolgusunun gidış-geliş zamanı (msn) cinsinden eşkalınlık haritası.

Çalışma alanına benzer özellik gösteren diğer yarı kapalı Ege körfezlerinde, buzul sonrası çökelen sediman kalınlığı farklı değerler göstermektedir. Hisarönü Körfezi'nin hemen kuzeyinde yer alan Gökova Körfezi'nde, delta içerisinde 25-35 m kalınlığa ulaşan buzul sonrası sedimanların birikim oranı 1,25-1,75 mm/yıl olarak hesaplanmıştır (Kaşer, 2004).

Gökova Körfezi'nden alınan sediman örneklerinde ^{210}Pb analizi yapılmış diğer bir hesaplamada ise bu oran 0,32-1,92 cm/yıl olarak verilmiştir (Uğur ve Yener, 2001). Westaway (1994) ise, Ege Denizi'nin Türkiye kıyıları için sediman birikim oranının 1,1 mm/yıl olduğunu ifade etmektedir. Perissoratis ve Conispoliatis'e (2003) göre ise, Üst Pleyistosen-Holosen öncesi yüzey konumu esas alınarak hesaplanan, Ege kıyıları şelfi üzerinde yer alan Holosen dönemi sediman kalınlığı 6-35 m arasında değişmektedir. İzmir ve Kuşadası Körfezleri'nde, Aksu ve diğer. (1987 a, b) tarafından benzer şekilde sediman kalınlığı ortalama olarak 6 m; deltada ise 35 m olarak verilmiştir.



Şekil 4.23 Hisarönü Körfezi'nden 2008 yılında alınan sismik kayıtlarda saptanan son buzul dönemi sonrası Geç Pleyistosen-Holosen sediman dolgusunun gidiş-geliş zamanı (ms) cinsinden eşkalınlık haritası.

4.4 Geç Holosen Deniz Seviyesi Değişimleri: Sualtı Arkeolojik Gözlemler

Buzul dönemlerinden buzularası dönemlere geçişte, deniz seviyesinin değiştiğini gösteren bazı kanıtlar vardır. Bunlar: (i) transgresyon sırasında oluşan erozyon ve taşkın yüzeyleri (flooding surface) gibi *jeomorfik özellikler*; (ii) kıtasal şelf üzerinde deniz seviyesi yükselirken sedimanda bıraktığı izlerden yorumlanan *transgresif sismik birimler* (transgressive sequences); (iii) *kıyasal bataklıklar* gibi gel-git etkisindeki çökeller, (iv) ağaç kütükleri gibi karada yaşayan bitki türlerine ait fosillerin kıtasal şelf üzerindeki derin sularda bulunması veya kavkı gibi derin su faunalarına ait fosillerin, güncel deniz seviyesi üzerinde olan sediman içinde bulunması gibi *biyolojik göstergeler* ve (v) eski çağlara ait kıyı yerleşimlerinin sular altında kalması gibi *arkeolojik veriler* (Kearney, 2001).

Günümüzde olduğu gibi, geçmiş dönemlerde de insanlar, denizden yiyecek sağlamak ve taşımacılık için her zaman kıyı boyunca yerleşmeyi tercih etmişlerdir. Bu nedenle, antik çağlara ait birçok yerleşim ve liman yapısına ait izleri, kıyı boyunca gözlemek mümkündür. Holosen jeolojik dönemi boyunca deniz seviyesi yükselirken, geç Neolitik döneme ait antik yerleşimler ve yapıların sel baskını sonucu sular altında kalması, deniz seviyesi değişiminin gözle görülür bir kanıtı olmuştur. Arkeolojik verilerin bu kapsamda kullanılmasının faydaları ilk olarak, Akdeniz gibi klasik kültürlerin kullandığı el yapımı ürünler ve kapların tarihleme konusunda net bir sonuç vermesidir. İkincisi ise, özellikle antik limanlara ait mendirek, dalgakıran gibi yapıların o dönemlerde, deniz kıyılarında inşa edildiğinin bilinmesidir.

Bu veriler ışığında bir çok araştırmacı, deniz seviyesi değişimlerinin incelenmesinde sualtında kalmış arkeolojik kalıntıların önemli bir gösterge olduğunu önermektedirler (Fairbanks, 1989; Flemming, 1972; Flemming, 1978; Lambeck ve Purcell, 2005; Lambeck ve diğer., 2004; Marriner ve Morhange, 2007; Morhange ve diğer., 2001; Sivan ve diğer., 2001; Vött ve diğer., 2006). Bu çalışmada, izostatik modeller ile Akdeniz genelinde yapılmış benzer çalışmalar karşılaştırılarak, göreceli deniz seviyesi değişim miktarının hesaplanması için, çalışma bölgesinde bulunan sualtında kalmış mimari kalıntılara ait gözlemler kullanılmıştır. Yapılan bu mukayese ile, Geç Holosen dönemi için Hisarönü Körfezi kıyılarının ortalama düzey tektonik hareket miktarını önermek mümkündür.

Çalışma alanının içinde bulunduğu Antik Karya bölgesi, GB Anadolu'nun en hareketli coğrafi yapısına sahip bölgesi olduğundan, irili ufaklı çok sayıda antik liman kenti karşımıza çıkmaktadır. Bu bölgede, dünyanın yedi harikasından birisi olan Mauosolium yer aldığı Halikarnassos; şarap üretimine uzun yıllar boyunca önderlik etmiş olan Knidos, Datça, Bybassos (Hisarönü), Larymna (Bozburun), Tymnus, Thyssanos (Söğüt), Loryma (Bozuk Kale) ve Kasara (Serçe Limanı) ile Rodos ve Kos Adaları önemli yerleşim yerlerini oluşturmuşlardır. Söz konusu şehirler, stratejik konumundan ötürü hem askeri, hem de ticari açıdan yüzlerce yıl Ege ve Akdeniz insanının hayatında önemli bir rol üstlenmiştir.

Bu nedenle, yüzlerce yıl sahip olduğu verimli topraklar nedeniyle insanlık tarihinde önemli izler bırakan bu coğrafyada deniz seviyesi yükseliminin göstergelerini taşıyan, sualtında kalmış çok sayıda mimari unsur yer almaktadır. Antik Karya'nın tam ortasında yer alan Hisarönü Körfezi, bölgedeki tarihsel zenginliği ve sualtında kalan mimari yapıları ile, bu çalışmanın jeoarkeolojik alanda incelenmesine imkan tanımıştır. Bu kapsamda, deniz jeofiziği yöntemlerinin, sualtında kalan arkeolojik dokunun tespit edebilmesinde uygulama olanağı doğmuştur. Anadolu yarımadasında, Güneybatı Ege bölgesindeki arkeolojik açıdan en çarpıcı bölgeyi çalışma alanının oluşturduğu düşünülmektedir.

Günümüzden 4000-5000 yıl önce, son buzul döneminden buzularası döneme geçişin son evreleri yaşanmış ve buzulların erimesi durmuştur. Bu dönemde deniz seviyesindeki hızlı yükseliş son bulmuş ve hemen hemen günümüz konumunu almıştır. Flemming'in (1978) yapmış olduğu arkeolojik çalışmalar sonucunda (Şekil 4.24 ve Tablo 4.1), Batı Akdeniz kıyılarında net östatik deniz seviyesi değişimin, 0,2 mm/yıl oranla, son 2000 yılda 0,5 m'den az olduğu önerilmektedir.



Şekil 4.24 Güneydoğu Ege ve Doğu Akdeniz kıyılarında bulunan antik yerleşimlerin dağılımı (Flemming, 1978'den alınmıştır). Rakamlar, Tablo 1'deki yerleşim numaralarını göstermektedir.

Tablo 4.1 Güneydoğu Ege ve Doğu Akdeniz kıyılarında bulunan antik yerleşimler için tahmini göreceli deniz seviyesi değişim değerleri (Flemming, 1978). Yerleşimlerin numaraları Şekil 4.24'de verildiği konumla aynıdır. *T* yerleşimlerin yaşını (x1000 yıl); *Z* göreceli düşey yerdeğiştirmenin tahmini hesaplamasını (metre, negatif değer, sualtında kalmış olduğunu göstermektedir); *Z/T* ise göreceli sualtında kalma oranını (mm/yıl) vermektedir.

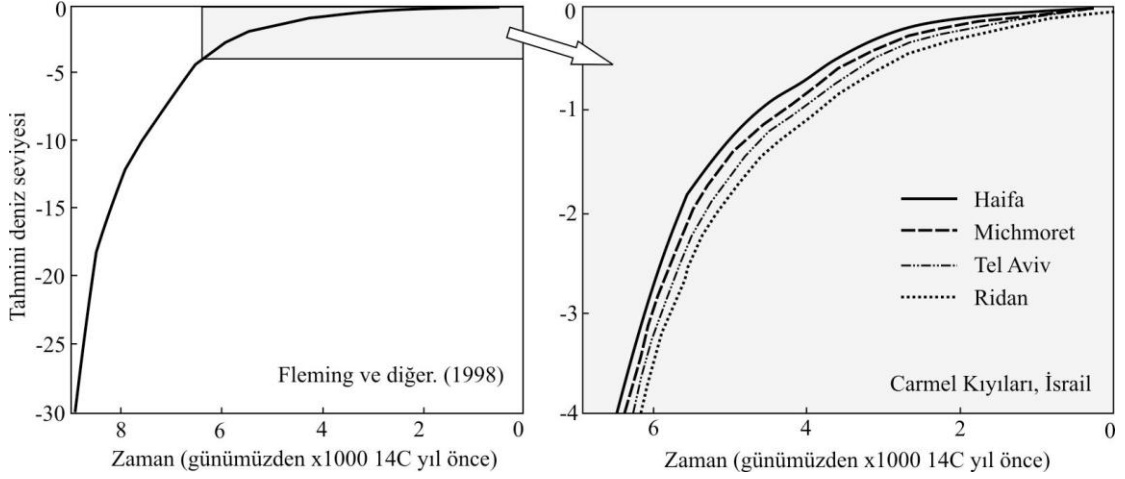
No	Yerleşimin Adı	Konumu	T (x1000yıl)	Z (m)	Z / T (mm/yıl)
1	Elaea	Çandarlı	2,3	0,0	0,0
2	Kyme	Nemrut Lmn,	2,4	-1,0	-0,2
3	Smyrna I	Bayraklı	4,0	-3,0	-0,8
4	Smyrna II	Bayraklı	2,5	-1,0	-0,4
5	Clazomenae	Urla	2,3	-1,0	-0,4
6	Erithrae I	Ildır	0,1	-0,3	-3,0
7	Erithrae II	Ildır	0,2	-0,5	-2,5
8	Erithrae III	Ildır	2,4	-1,4	-0,6
9	Teos	Sığacık	2,3	-0,8	-0,4
10	Notium	Ahmetbeyli	2,6	-1,0	-0,4
11	Miletus I	Balat	2,0	-1,5	-0,8
12	Miletus II	Balat	3,2	-1,5	-0,5
13	Heraclea Latmus	Kapıkırı	2,5	-1,5	-0,6
14	Panormus	Kauala Lmn,	2,6	0,0	0,0
15	Iasus I	Aşın Kalesi	1,0	0,0	0,0
16	Iasus II	Aşın Kalesi	2,0	-0,5	-0,3
17	Bargyia	Varvi, Asar	2,0	-0,2	-0,1
18	Caryanda I	Güvercinlik	0,3	0,0	0,0
19	Caryanda II	Güvercinlik	1,5	-0,3	-0,2
20	Myndus	Gümüşlük	2,0	-1,2	-0,6
21		Karatoprak	1,0	-0,5	-0,5
22	Halicarnassus	Bodrum	2,4	-1,0	-0,4
23	Cedrae	Taşbükü	1,5	-0,3	-0,2
24	Cnidus (Yeni)	Tekir	2,3	0,0	0,0
25	Cnidus (Eski)	Datça	2,5	0,0	0,0
26		Orhaniye	1,0	0,0	0,0
27		Bozburun	1,0	-1,0	-1,0
28	Loryma	Bozuk Kale	1,5	-1,0	-0,7
29		Saranda	1,0	-0,5	-0,5

Batı Akdeniz	30		Gemiler Ad,	1,0	-2,0	-2,0
	31	Antiphellus I	Kaş	2,2	-2,2	-1,0
	32	Antiphellus II	Kaş	1,0	-1,0	-1,0
	33	Aperlae	Kekova	2,5	-2,2	-0,9
	34	Andriace-Myra	Demre	1,0	-1,0	-1,0
	35	Phaselis	Tekirova	2,5	-0,2	-0,1
	36	Lara	Antalya	1,7	0,0	0,0
Doğu Akdeniz	37	Side	Selimiye	2,2	0,0	0,0
	38		Karaburun	2,0	0,0	0,0
	39		Alanya	0,7	0,0	0,0
	40	Syedra	Demirtaş	1,5	0,0	0,0
	41	Sellinus	Gazipaşa	1,8	0,0	0,0
	42	Hamaxia	Aydap	1,5	0,0	0,0
	43	Anemurium	Anamur	1,5	0,0	0,0
	44	Mamaure	Mamuriye	0,6	0,0	0,0
	45	Arsinoe	Bozyazı	1,5	0,0	0,0
	46	Mellaxia	Soğuksu Lm	2,0	0,0	0,0
	47	Celendris	Gelindere	0,5	0,0	0,0
	48	Holmus	Ovacık	0,6	0,0	0,0
	49	Persente	Susanoğlu	1,5	0,0	0,0
	50	Corycus	Kızkalesi	1,5	0,0	0,0
	51	Soli	Viranşehir	2,0	0,0	0,0
	52	Megarus	Karataş	2,0	0,0	0,0
	53	Aegeae	Yumurtalık	2,0	0,0	0,0
	54	Baiae	Payaz	0,5	0,0	0,0
	55	Seleucia Pier,	Mağaracık	1,8	0,0	0,0
Rodos Adası	56	Camiras	KB Rodos	1,0	0,0	0,0
	57	Rhodus	Kuzey Rodos	5,0	1,75	0,35
	58	Zimbule	KD Rodos	0,7	-0,25	-0,36
	59	Calithea I	KD Rodos	5,0	3,7	0,74
	60	Calithea II	KD Rodos	2,4	2,7	1,12
	61	Calithea III	KD Rodos	0,7	-0,25	-0,36
	62	Afandea	DKD Rodos	5,0	5,24	1,05
	63	Teodoco Br,	DKD Rodos	5,0	3,4	0,68
	64	Lindus	Doğu Rodos	5,0	2,0	0,4
	65	Merminga	Doğu Rodos	5,0	1,0	0,2
	66	C, Istros	GD Rodos	5,0	0,33	0,07

Bu değerleri hesaplarken, antik liman yapılarının çalışma ve yürüyüş yüzeylerinin, korunaklı koylarda ortalama gel-git seviyesinden en az 20 cm daha yukarıda inşa edildiğini göz önünde bulundurmuştur. Zira, doğu Akdeniz genelinde (İzmir civarı hariç) gel-git'in ayda iki defa tekrarlanan en yüksek ve en düşük seviyesi arasındaki farkın maksimum olduğu dönemde (*spring*) bu fark 27,3 cm ve minimum olduğu dönemde (*neap*) ise 6,0 cm'dir (Flemming, 1978). Fleming (1978), Geç Holosen dönemi için Kuşadası ile Bodrum arasındaki bölgenin tektonik olarak pasif olduğunu; buna karşın, Marmaris ile Fethiye arasının aktif olduğunu öne sürmektedir.

Kayan (1988), Karya medeniyetlerine ait ilk yerleşimin Datça'nın güneyindeki Dalacak Limanı kıyılarında olduğu ve bu yerleşime ait dört adet liman kalıntısının ve buraya akan Azmak deresinin eski kıyı okellerinin, deniz seviyesi değişiminin önemli göstergeleri olduğunu ve limanların inşa edildiği dönemde (2500 yıl önce) deniz seviyesinin güncel seviyesinden 2 m aşağıda bulunduğunu belirtmektedir.

Sivan ve diğer. (2001) tarafından İsrail kıyılarında yapılan benzer bir çalışmada, sualtında kalmış antik yerleşimler ve su kuyuları gibi arkeolojik verilerden hareketle günümüzden 8.000 yıl önce deniz seviyesinin $-16,5\pm 1$ m daha aşağıda olduğu belirtilmektedir. Bu dönem için tahmin edilen değer ise $-13,5\pm 2$ m.dir. Günümüzden 7.000 yıl öncesine kadar tahmini seviyenin yükselerek yaklaşık -7 ± 1 m'ye ulaşması, batıklar gibi arkeolojik verilerle uyumludur. Araştırmacılar, gözlemlerine ve tahminlerine göre deniz seviyesinin günümüzden 6.000 yıl öncesine kadar hala -3 ila 4,5 m.den daha aşağıda olduğunu (Fleming ve diğer, 1998) ve yaklaşık 3.000-2.000 yıl öncesine kadar ise güncel seviyenin altında kaldığını belirtmektedir (şekil 4.25). Bunun yanı sıra, küresel deniz seviyesi eğrisi modeli ve arkeolojik gözlemlerin birlikte yorumlanmasıyla, son 8.000 yıldır İsrail kıyılarında meydana gelen düşey tektonik hareket oranının $0,2$ mm/yıl'dan daha az olduğunu söylenmektedir.



Şekil 4.25 Akdeniz'in İsrail kıyılarında farklı bölgelerin tahmini deniz seviyesi değişim eğrileri (Sivan ve diğer., 2001).

Vött ve diğer.'nin (2006) Yunan Denizi'nde yaptığı çalışmada, ^{14}C -AMS tarihlemeli sedimantolojik ve jeoarkeolojik analiz sonucu göreceli deniz seviyesinin MÖ.6200 yılı civarında güncel seviyenin yaklaşık -12,5 m daha altında olduğunu tespit etmiştir. Bu çalışmaya göre deniz seviyesi MÖ.5100 yılında -8,3 m.ye; MÖ.4000 yılında -7,6 m.ye ve MÖ.2500 yılında -6,5 m.ye yükselmiş; MÖ.500 yılında da -2,2 m.ye ulaşmıştır.

Müllenhoff (2005) Büyük Menderes bölgesi için göreceli deniz seviyesi maksimumunun MÖ.2500-2000 yılında yaklaşık -2,5 m. daha aşağıda olduğunu bulmuştur. Lambeck (1996) ise, Yunanistan kıyılarında son 18.000 yıl için göreceli deniz seviyesi değişimlerini hesaplamak için buzul-hidro-izostatik model kullanarak, deniz seviyesinin günümüzden 6.000 yıl önce - 3 m. ve 2.000 yıl önce de yaklaşık -1 m. daha aşağıda olduğunu bulmuştur.

Lambeck ve Purcell (2005) ile Lambeck ve diğer. (2004) model sonuçlarını gözlemsel deniz seviyesi verilerine uyarladıklarında, Peloponnesus için günümüzden 6.000 yıl önce göreceli deniz seviyesinin -5,5 m.de ve 2.000 yıl önce -1 m.de olduğunu bulmuşlardır. Bu değer, Akdeniz için Roma dönemi zamanlarında -1,35 m. idi.

Fransa'nın Marseilles antik limanında yapılan bir çalışmada ise (Morhange ve diğer., 2001), genellikle limanlarda ve deniz kıyısında bulunan pürüzlü ve sert yüzeylere tutunarak yaşayan bir çeşit küçük deniz kabuklarının (Balanus) üst limitlerinin deniz seviyesinin göstergeleri olduğu söylenmektedir (Laborel ve Laborel-Deguen, 1994). Bu yarı fosiller jeoarkeolojik çalışmalarda sualtında kalmış mimari kalıntılar üzerinde yaş tayini için kullanılmaktadırlar (Morhange ve diğer., 2001; Pirazzoli ve Thommeret, 1973). Bu çalışmaya göre, göreceli deniz seviyesi son 5.000 yıl boyunca 1,5 m yükselmiş ve MS.1500 yılında günümüz konumunu alarak sabit hale geçmiştir. Geç Pleyistosen boyunca tektonik olarak durağan bir bölgede Roma dönemine ait (MS.20 yıllarında inşa edilmiş) bir rıhtım bulmuşlardır. Rıhtım duvarları üzerinde, ortalama deniz seviyesinde tutunarak yaşayan deniz kabukları fosillerinin güncel deniz seviyesinin 0,65 m aşağıda olduğunu gömüşlerdir.

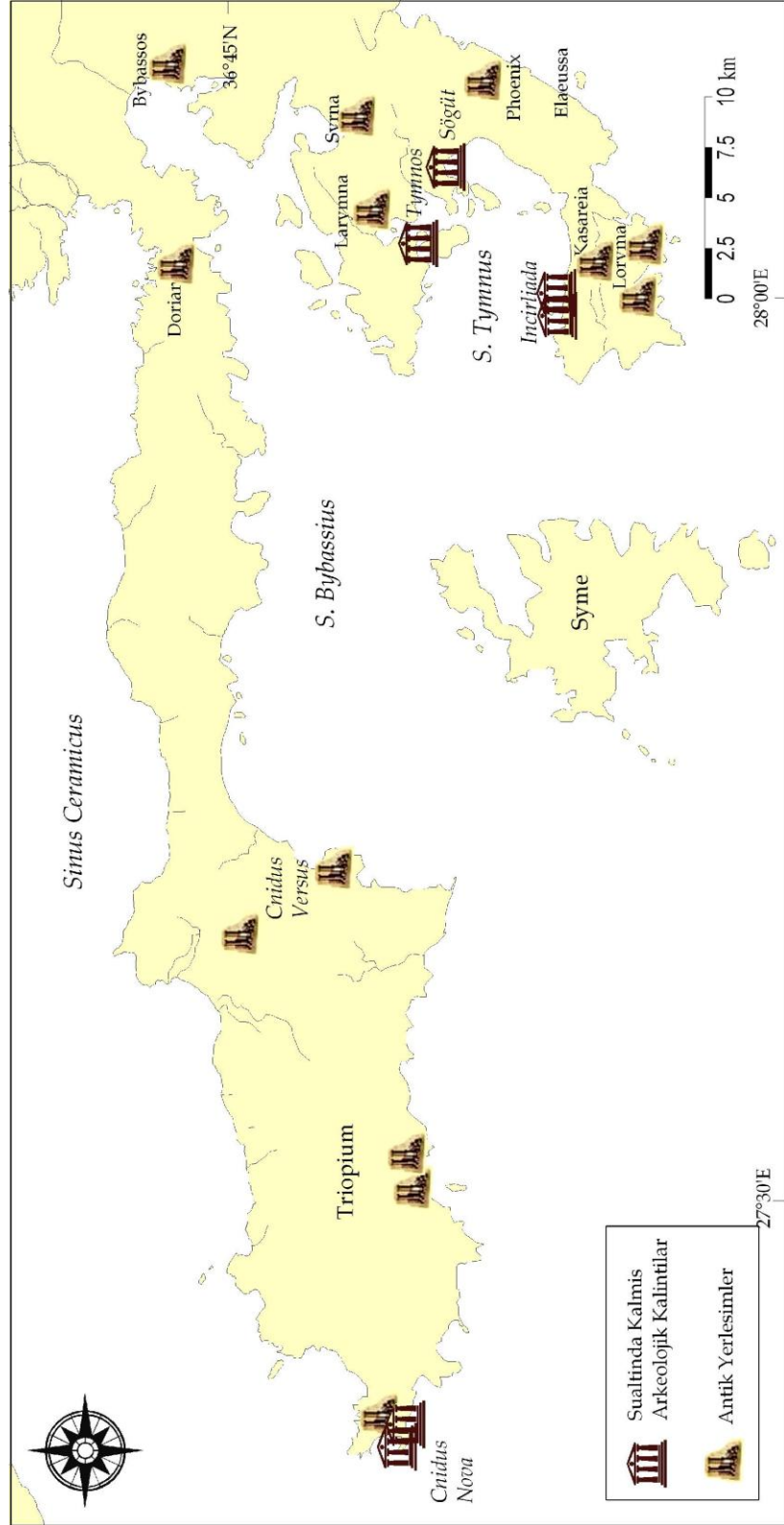
Ege ve Akdeniz kıyıları için göreceli deniz seviyesi hesabında kullanılan sualtında kalmış mimari yapıların (antik limanlara ait kalıntılar, mendirek ve dalgakıranlar) buldukları bölgeler, yaşları, güncel deniz seviyesinin kaç metre altında buldukları ve düşey tektonik hareket miktarları, çeşitli araştırmacıların yapmış oldukları çalışmalara göre özetle Tablo 4.2'de sınıflandırılmıştır.

Akdeniz ve Güneydoğu Ege Denizi kıyılarında yapılmış söz konusu jeoarkeolojik çalışmalar ve Geç Holosen döneminde küresel ölçekte hesaplanmış deniz seviyesi değişim miktarı göz önüne alınarak, çalışma alanında tespit edilen 6 adet sualtında kalmış antik dönem liman ve dalgakıran kalıntıları incelenmiştir (Şekil 4.26). Kalıntılar üzerinde yanal taramalı sonar ve ekosounder ile yapılan çalışmaların yanı sıra, dalışlarla da ölçümler gerçekleştirilmiştir. Ölçüler, mendireklerin genel yapısının anlaşılabilmesi için, profil verebilecek karaya en yakın bölümlerinden ve uç kısımlarından kabaca alınmıştır. Dalgakıran ve mendirekleri oluşturan taşların zamanla yanlara dağılmış olmasından ötürü hassas ölçüm alınamaması nedeniyle, yapıldıkları dönemdeki durumlarını yansıtan tam boyutları tespit edilememiştir.

Tablo 4.2 Ege ve Akdeniz kıyıları için göreceli deniz seviyesi hesabında kullanılan sualtında kalmış mimari yapıların buldukları bölgeler; yaşları; güncel deniz seviyesinin kaç metre altında buldukları ve düşey tektonik hareket miktarları.

	Konum	...yıl önce	Güncel seviyenin ... m altında	Düşey tektonik hareket (mm/yıl)	Referans
Akdeniz	Sardinia	2400	-1,8 / -2,2	0,75	Antonioli ve diğer. (2007)
	Adriatic	2000	-1,5 / -2,5		
	Marseilles Lmn. (Güney Fransa)	5000	-1,5	Veri yok	Morhange et al. (2001)
		2000	-0,6 / -0,8		
	İsrail kıyıları	8000	-16,5	0,2	Sivan ve diğer. (2001)
		7000	-7,0		
6000		-3,0 / -4,5			
3000-2000		Güncel seviye			
Ege / Yunan Denizi	Büyük Menderes	4500-4000	2,5	Veri yok	Müllenhoff (2005)
	Astakos Krf. (Yunan Denizi)	8200	-12,5	Tektonik çökme miktarının oldukça yüksek olduğu ifade edilmiş	Vött ve diğer. (2006)
		7100	-8,3		
		6000	-7,6		
		4000	-5,4		
	Ege Denizi	2500	-2,2	Veri yok	Lambeck ve diğer. (2004) & Lambeck ve Purcell (2005)
6000		-5,5			
GD Ege (Türkiye)	Cedrae (Taşbükü)	1500	-0,3	Tektonik bileşenlerin etkisi çıkarıldıktan sonra	Flemming (1978)
	Bozburun	1000	-1,0		
	Loryma (Bozuk Kale)	1500	-1,0		
	Saranda	1000	-0,5		
	Rhodus (K. Rodos)	5000	1,75		
	Zimbule (KD Rodos)	700	-0,25		

Ölçümlerin yapıldığı dönemde, dalga etkisi önemsenmeyecek kadar az olduğundan hesaplamalara katılmamış olup, gel-git etkisi ve atmosfer basıncındaki değişimler de göz önüne alınmamıştır. Batı ve orta Akdeniz'le kıyaslandığında, Doğu Akdeniz'de Mayıs-Ağustos ayları arası atmosferik basıncın 4 mbar düştüğü ve bu etkinin de deniz seviyesini, yaz aylarında kışa nazaran yaklaşık 4 cm yükselttiği bilinmektedir (Flemming, 1978).

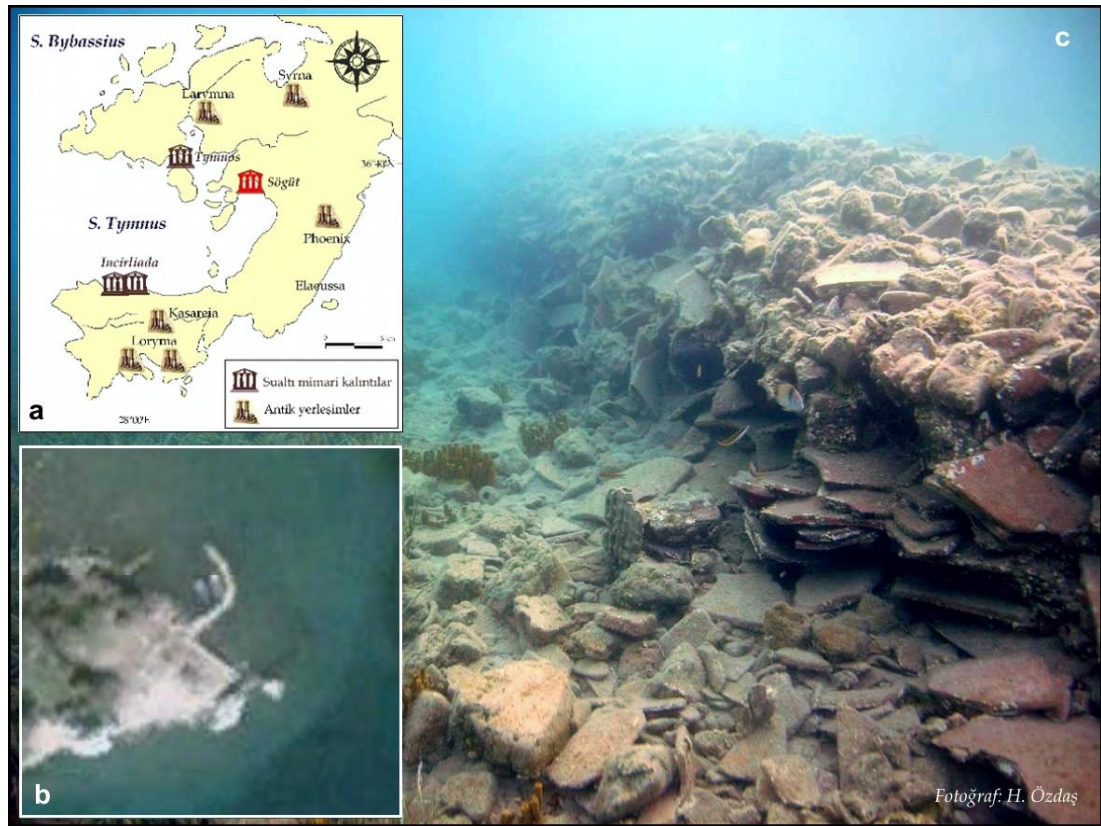


Şekil 4.26 Çalışma alanında bulunan Sığirt, İncirliada, Kızıllada ve Knidos bölgelerinde sualtında tespit edilen antik mendirek ve rıhtım kalıntılarının konumları.

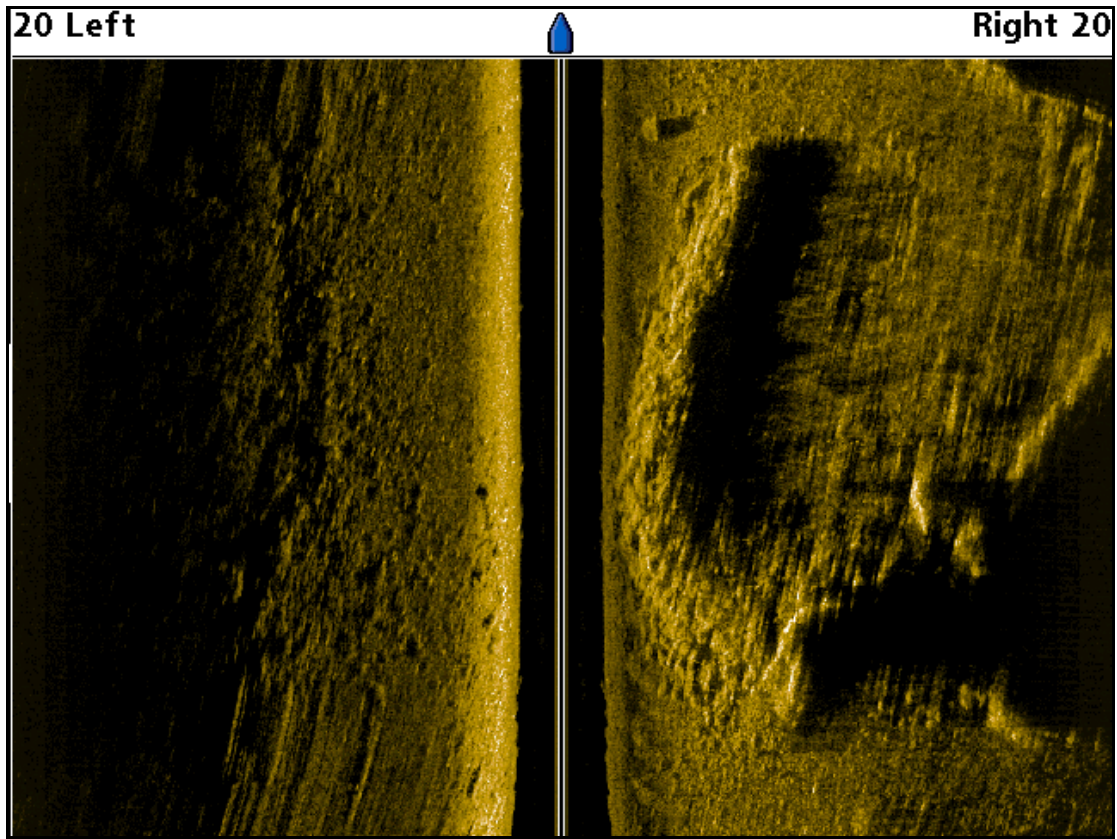
4.4.1 Yeşilova Körfezi'nde Bulunan Sualtı Arkeolojik Kalıntılar

Antik Karya bölgesinde yer alan Yeşilova Körfezi'nin güneyinde bulunan İncirliada civarında ve doğusundaki Söğüt ile Bozburun'da (Tymnos), Hellenistik dönemde (günümüzden yaklaşık 2400 yıl önce) inşa edilmiş (Özdaş, 2008) antik dalgakıran ve rıhtım kalıntılarının güncel su seviyesinin altında olduğu tespit edilmiştir (Şekil 4.27 – 4.33). Karya bölgesinde su seviyesinin altında çok sayıda antik liman ve bu limanlarda kaba yontu ve moloz taş karışımı ile inşa edilmiş dalgakıran ve mendireğin olduğu bilinmektedir.

Yeşilova Körfezi'nin kuzeydoğusunda bulunan (Şekil 4.27a ve b) yaklaşık 15 m uzunluğunda, 2 - 4 m genişliğindeki Söğüt Rıhtım kalıntısının üst yüzeyi; güncel su seviyesinden 0,5-1 m aşağıda olup, deniz tabanından yüksekliği yaklaşık 1 m.dir (Şekil 4.27c). Kalıntı üzerinde yapılan yanıl taramalı sonar görüntüsü Şekil 4.28'de verilmektedir.



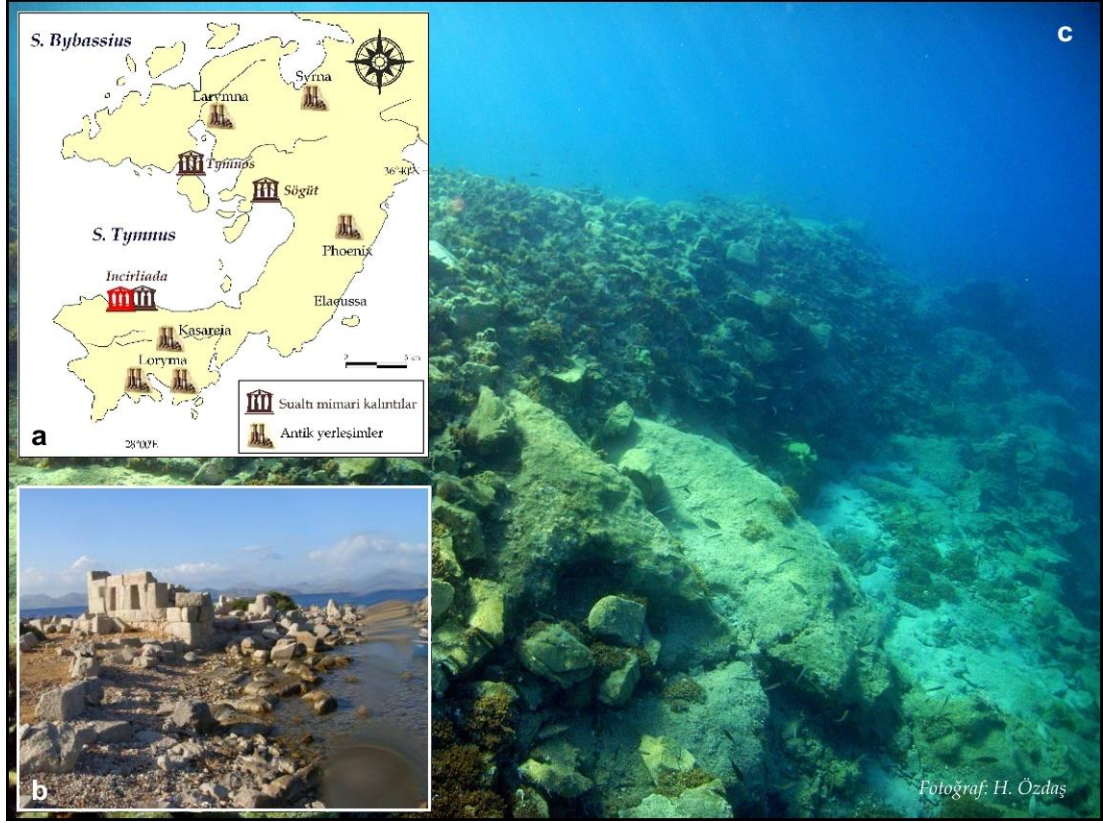
Şekil 4.27 Yeşilova Körfezi'nde yer alan Söğüt Rıhtım Kalıntısı'nın konumu (a) ile uydu (b) ve sualtı (c) fotoğrafı.



Şekil 4.28 Söğüt antik rıhtım kalıntısına ait mendireğin yanal taramalı sonar görüntüsü.

Benzer şekilde, Yeşilova Körfezi'nin güneyinde yer alan İncirliada'nın güneydoğusunda iki adet dalgakıran üzerinde çalışılmıştır. Batıda yer alan (Şekil 4.29a) antik limana (Şekil 4.29b) ait dalgakıranın uzunluğu yaklaşık 30 m olup, en geniş bölümü 6 m civarındadır. Üst yüzeyi; güncel su seviyesinden 0,5-1,5 m aşağıdadır (Şekil 4.29c). Şekil 4.30'da uydu fotoğrafı ve çalışma hatları gösterilen dalgakıranın ekosounder ve yanal taramalı sonar görüntüleri sırasıyla Şekil 4.31a ve b'de verilmiştir.

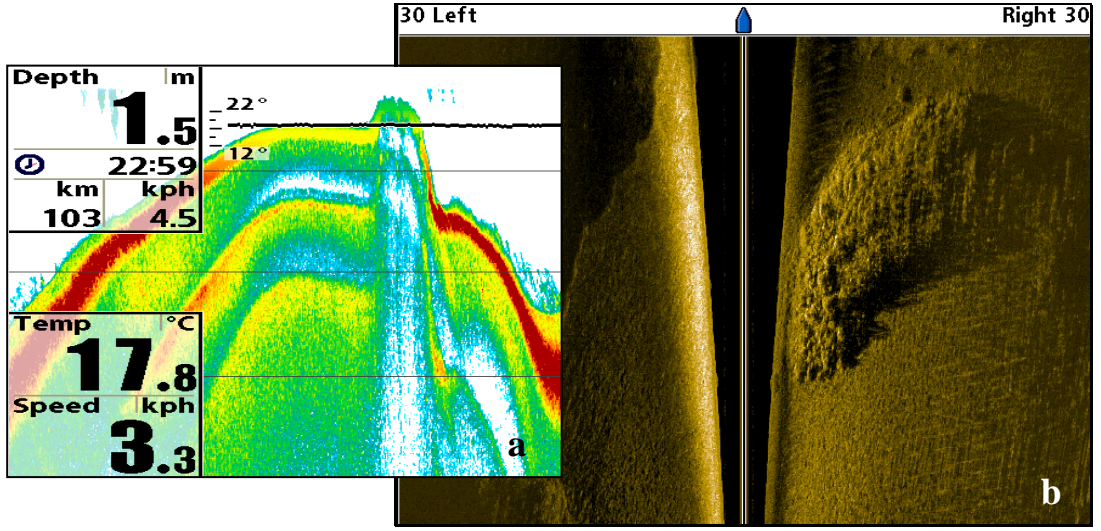
Bu limanın yaklaşık 700 m doğusunda ikinci bir rıhtım kalıntısı tespit edilmiştir (Şekil 4.32a). Kalıntının su derinliği 2-3 m olup deniz tabanından yüksekliği 3 m'yi bulmaktadır (Şekil 4.32b ve c). İncirliada güneyinde sualtında bulunan mendirek ve harç kalıntıları, olasılıkla Loryma'nın Hisarönü girişini kontrol etmek amacıyla inşa edilmiş, savaş gemilerinin demirleyebileceği askeri bir liman olduğunu göstermektedir.



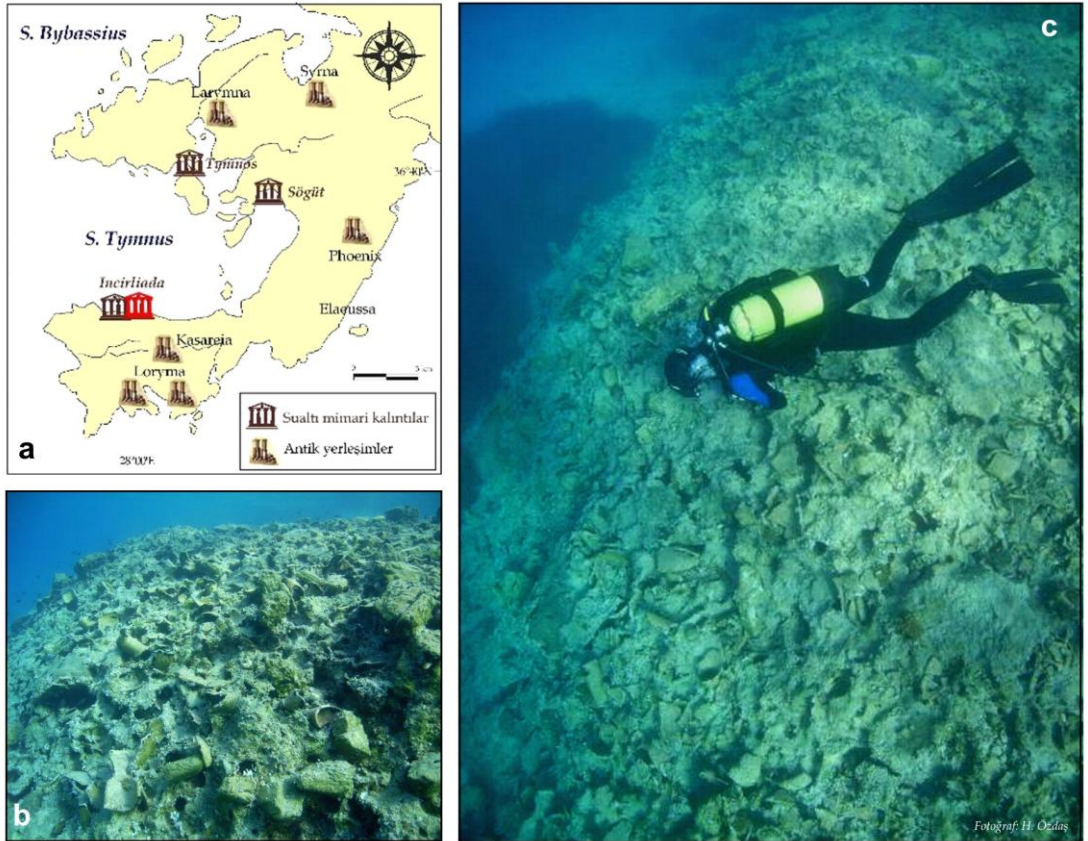
Şekil 4.29 Yeşilova Körfezi'nde yer alan İncirliada Antik Liman-Dalgakıran'ın konumu (a); limanın yüzey fotoğrafı (b) ve sualtı fotoğrafı (c).



Şekil 4.30 İncirliada antik liman kalıntısı üzerinde gerçekleştirilen ekosounder ve yanal taramalı sonar çalışmalarının hatları. İçteki şekilde dalgakıranın uydu fotoğrafı görülmektedir.

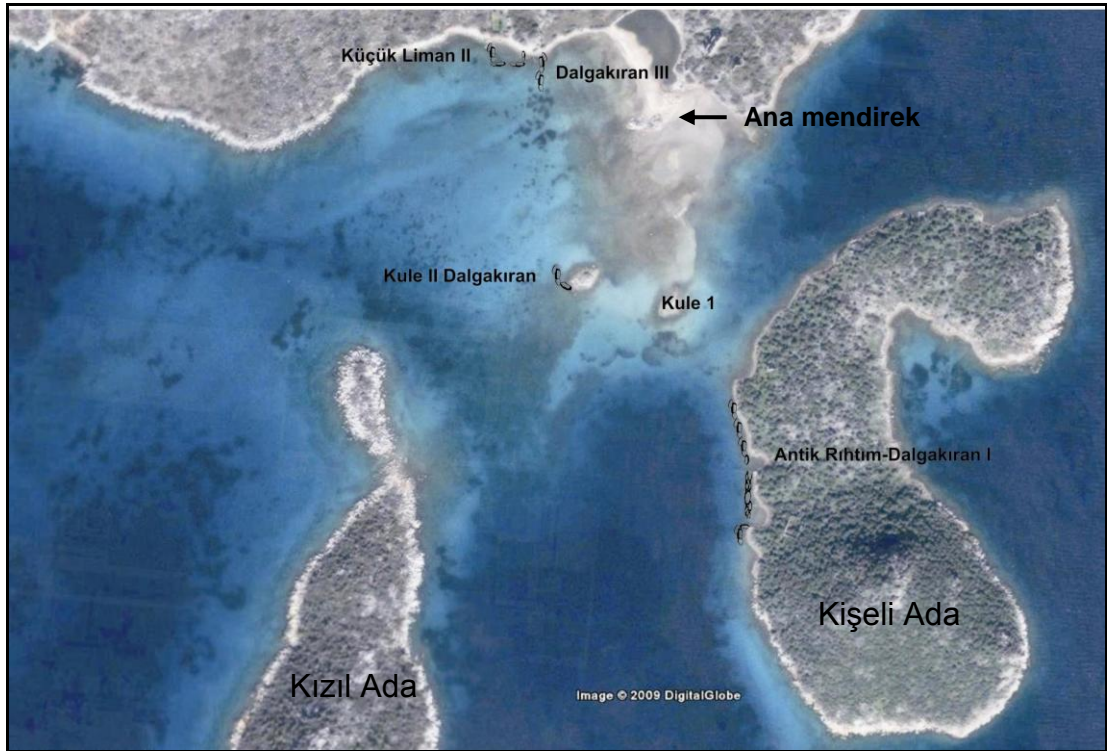


Şekil 4.31 İncirliada antik liman kalıntısına ait dalgakıranın ekosounder (a) ve yanal taramalı sonar (b) görüntüleri.



Şekil 4.32 Yeşilova Körfezi'nde yer alan İncirliada Antik Rıhtım'ın konumu (a) ve sualtı fotoğrafları (b, c).

Yeşilova Körfezi'nin kuzeyinde bulunan Bozburun mevkiinde, Kişeli Ada batısında biri küçük ve anakaranın güneyinde biri büyük olmak üzere Tymnos antik kentine ait iki adet antik liman tespit edilmiştir (Şekil 4.33). Tymnos kentinin korunaklı yapısından ötürü Kişeli Ada'nın KB'sında küçük bir dalgakıran ve liman inşa edildiği, bu limanın da adanın ihtiyaçlarını karşılamak üzere kullanıldığı anlaşılmaktadır. Ada çevresindeki, özellikle batı sahilinde yer alan yaklaşık 150 m uzunluğundaki yapıların bazı bölümlerinin sualtında kaldığı tespit edilmiştir.



Şekil 4.33 Tymnos Antik Kenti'nde bulunan liman ve dalgakıran kalıntılarının konumları.

İncirliada ve Söğüt limanlarındaki mendirekler üzerinde, 2008 yılının Ağustos ayında gerçekleştirilen ölçüm çalışmalarında, 2009 yılının Nisan ayında yapılan ölçümlere kıyasla mendireklerin üst seviyeleri ile güncel deniz seviyesi arasında en az 10 cm fark bulunduğu; Ağustos ayında su seviyesinin daha düşük olduğu tespit edilmiştir. Bu nedenle, yapılan ölçümlerin mevsimlere ve yıllara göre değişkenlik gösterebileceği göz önünde bulundurulmalıdır.

4.4.2 Knidos Antik Limanı'nda Bulunan Sualtı Arkeolojik Kalıntılar

Çalışma kapsamında, Datça Yarımadası'nın en batısında yer alan Knidos antik kentine ait iki adet dalgakıran kalıntısı daha incelenmiştir (Şekil 4.34). Bir liman kenti olan Knidos'da (Cnidus) Altunel, Stewart, Barka ve Piccardi (2003) tarafından yapılan jeolojik ve arkeolojik çalışmalar sonucu, kentin en az iki büyük sismik olaydan etkilendiğini gözlenmiştir: (i) yuvarlak Afrodit Tapınağı ve Demeter Tapınağı'nın yıkılmasına sebep olan geç Hellenistik dönemde (M.Ö. 2.-3. yy) meydana gelen sismik olay ve (ii) Yuvarlak Tapınak ve Demeter Tapınağı'nda yerdeğıştirmelere neden olan ve Knidos Fayı'nda (Şekil 2.5) yüzey kırıkları oluşturan deprem.

İkinci depremi arkeolojik kanıtlar geç Roma-erken Bizans dönemine tarihlemektedir. Kutsal Salon'un da M.S. 5. yy.da yıkılmış olması, şehrin M.S. 459 yılında bir deprem ile tamamen yıkıldığını göstermektedir.



Şekil 4.34 Knidos'da yer alan Kuzey ve Güney dalgakıranların uyu fotoğrafında görülen konumları.

Tüm bu sismik etkinliklerin izleri kent üzerinde görülürken, limana ait dalgakıranların da bu tektonik hareketlilikten etkilendiği ortadadır. Limanın kuzey girişinde bulunan 50 m uzunluğunda, 5 m genişliğindeki Kuzey Dalgakıran, günümüzde yaklaşık 3 m suyun altında kalmıştır. Bu maksimum derinlik, dalgakıranın denize doğru olan uç kısmında gözlenmektedir. Kalıntının deniz tabanından yüksekliği 4 m'ye ulaşmaktadır (Şekil 4.35). Farklı ölçüdeki taşlardan suni olarak inşa edilen yapıda, bir tarafı düzleştirilmiş taşlara rastlanmakta olup, bu taşlar arasında değişik türde seramikler bulunmaktadır (Özdaş, 2008).



Fotoğraf: H. Özdaş

Şekil 4.35 Knidos Kuzey Dalgakıran'ın sualtı fotoğrafı.

Antik Liman'ın güney girişinde bulunan, uzunluğu 150 m ve genişliği 50 m olan diğer dalgakıranın denize doğru olan uç kısmında su derinliği yaklaşık -5 m civarındadır (Şekil 4.36). Güney Dalgakıran olarak isimlendirilen bu kalıntı incelendiğinde, büyük bir dolgu yapıldıktan sonra üzerine farklı ölçü ve yapıdaki taşların yerleştirilmiş olduğu ve Kuzey Dalgakıran'dakine benzer olarak taşlar arasında değişik türde seramik parçaları bulunduğu gözlenmiştir (Özdaş, 2008). Dalgakıranın yapısında tektonik hareketlerden kaynaklanan büyük ölçekli herhangi bir yön değiştirme izine rastlanmamıştır.



Şekil 4.36 Knidos Güney Dalgakıran'ın sualtı fotoğrafı.

Mendirek ve dalgakıranlar üzerinde herhangi bir yüksek yapı (kule, fener veya sur duvarı) izine rastlanmasa da, bu yapıların kendi ağırlıklarından ötürü, mevcut zemin yapısına da bağlı olarak, zemine oturma paylarının da olabileceği göz önünde bulundurulmalıdır. Bununla birlikte, tektonik veya diğer nedenlerden ötürü, dalgakıranlarda bir tahribatın olduğu gözlenmemiştir. Yani tektonik hareketten dolayı oluşan sarsıntılar nedeniyle yapıların belirli bölümlerinde dağılıp parçalanmalar söz konusu olmayıp, yapılar bütünlüğünü korumaktadır.

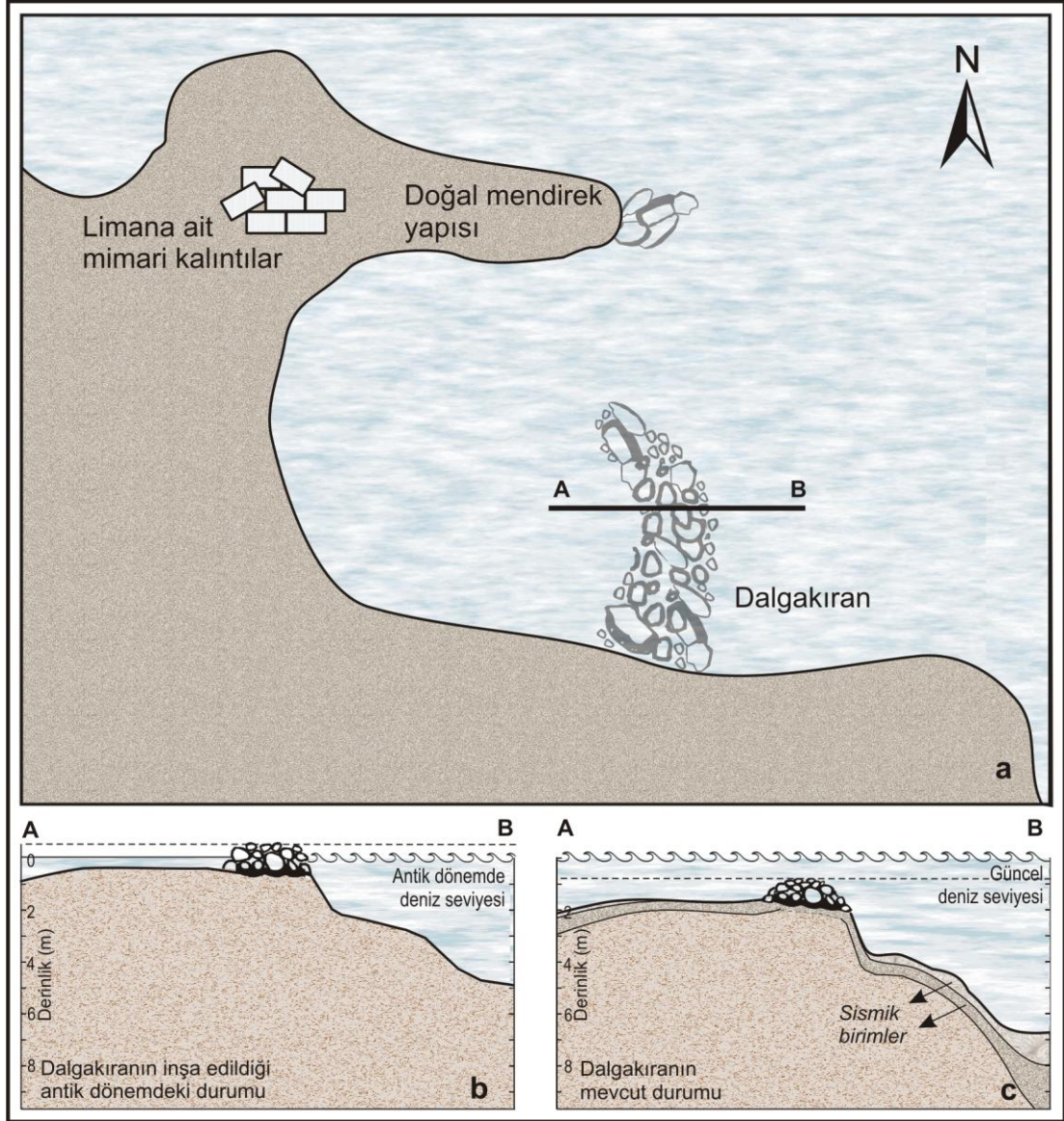
Hellenistik döneme (günümüzden yaklaşık 2400 yıl önce) tarihlenen (Özdaş, 2008) Yeşilova Körfezi'ndeki kalıntıların denize doğru olan uç kısımlarının üst seviyeleri, güncel deniz seviyesinden 1 – 3 m aşağıda bulunmaktadır. Çalışma alanının en batısı olan Knidos'da ise bu değer, lokal tektonizma farklılığına bağlı olarak 3 – 5 m arasındadır.

Gerçekte, bu yapıların üst limitlerinin, inşa edildikleri dönemde, yeterli koruma sağlayabilmeleri için ortalama deniz seviyesinin en az 0.5 m üzerinde olması gerekirdi. Böylece, arkeolojik gözlemler, mimari yapıların inşa edildikleri dönemden beri, östatik deniz seviyesi yükselimi ve tektonik çökmenin beraber hakim olduğu göreceli deniz seviyesinin ortalama 2.5 m yükseldiğini göstermektedir.

Şekil 4.37'de İncirliada'da bulunan antik liman ve dalgakıran yapısının şematik çizimi görülmektedir. (a)'da limanın güncel durumunun kuşbakışı planı; (b)'de dalgakıranın inşa edildiği Hellenistik Dönem'deki tahmini durumunun, yanal kesitinin teorik çizimi ve (c)'de günümüzdeki mevcut kalıntılarının ekosounder ile tespit edilen durumu ile altında uzanan sismik birimlerin yanal kesiti yansıtılmaktadır.

Çalışma alanında tespit edilen tüm mendirek-dalgakıran yapılarının, alan genelinde üst seviyelerinin ve tabanlarının konumlarını daha net bir şekilde ortaya çıkarmak için bölgede sığ sular için uygun, portatif çok ışınlı batimetrik sistem (Multibeam Echosounder) kullanılması önerilir.

Bunula birlikte, hassas deniz seviyesi değişimlerinin Körfez genelinde ölçümünün aylık-mevsimlik ve yıllık olarak gerçekleştirilmesi doğru olacaktır. Buna bağlı olarak, mevcut arkeolojik kalıntıların profil veren bölümlerinin haritalanarak, 3 (?) yıllık periyotta yapılabilecek bir gözlemin daha sağlıklı sonuçlara ulaşabilmemizi sağlayacağı düşünülmektedir.



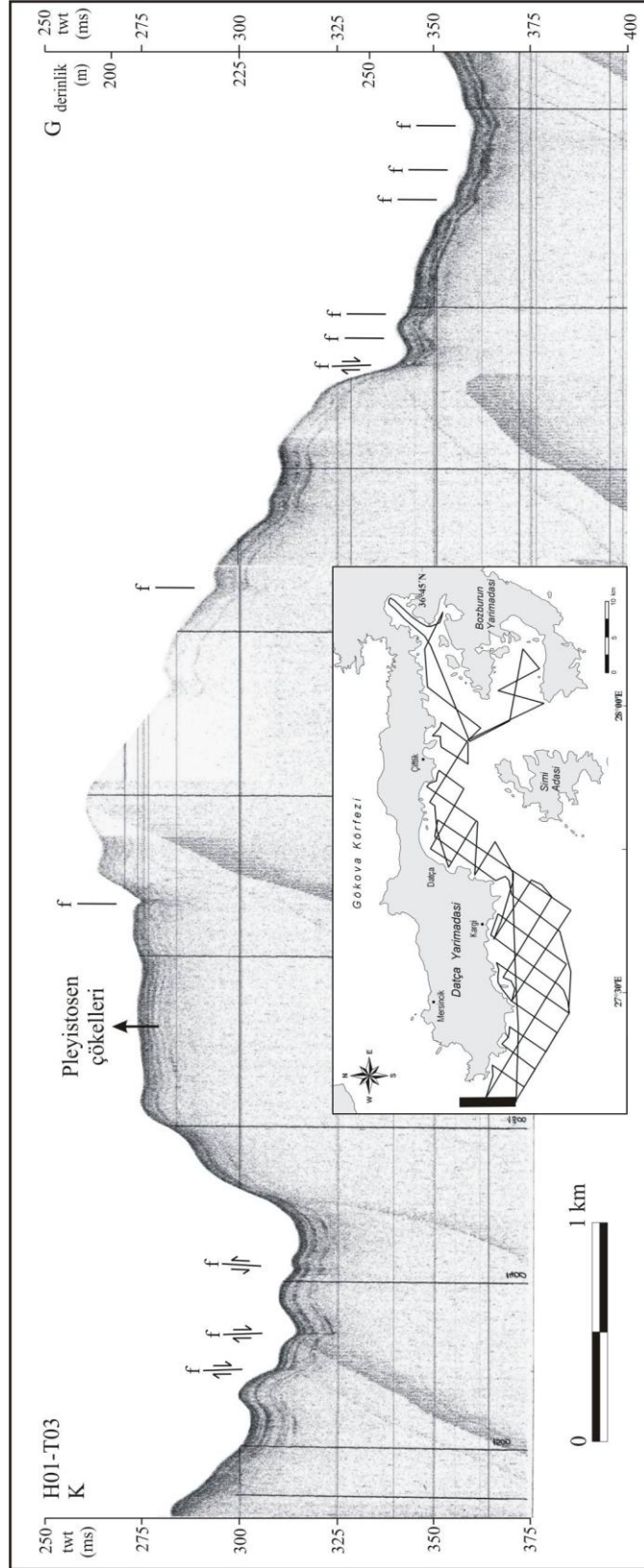
Şekil 4.37 Yeşilova Körfezi'ndeki İncirliada Antik Limanı'nın şematik çizimi. (a) antik liman ve dalgakıranın mevcut konumu; (b) dalgakıranın inşa edildiği dönemdeki tahmini durumunun yanal kesiti ve (c) günümüzdeki mevcut kalıntıların ekosounder ile tespit edilen durumu ile altında uzanan sismik birimler.

4.5 Tektonizma

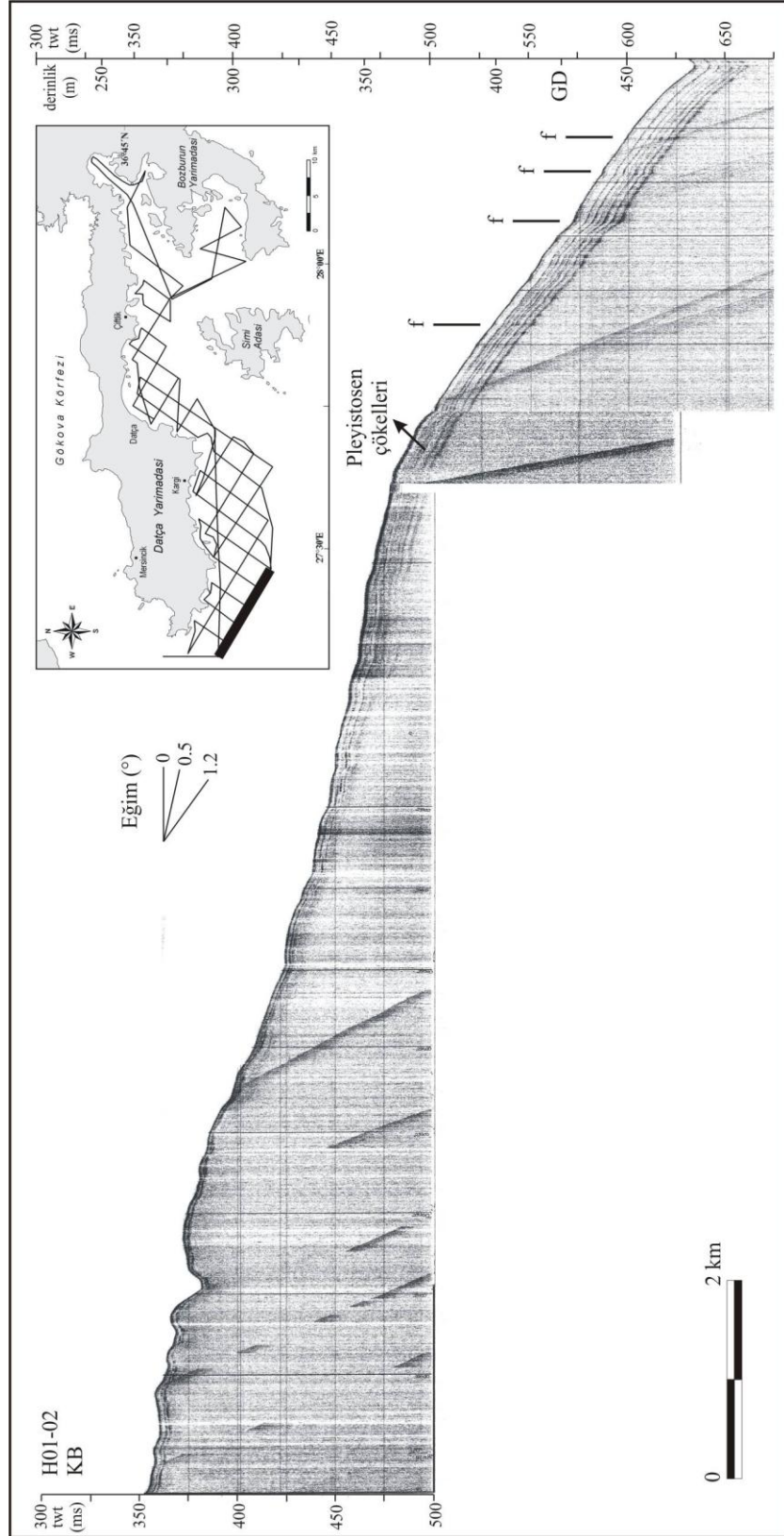
Arap ve Afrika levhalarının dalma-batma sınırlarını oluşturan Helenik Yayı ve doğudaki devamı olan Fethiye-Burdur fay zonunun, Batı Anadolu ve Ege'deki açılma tektoniğine sebep olduğu bilinmektedir (Barka ve Reilinger, 1997) (Şekil 2.1). Çalışma alanının güneyinde yer alan dalma-batma sonucunda, Mora Yarımadası'ndan başlayarak Helenik Yayı'na paralel devam eden ve doğu sınırı çalışma bölgesinden geçirilen Güney Ege Yayı'nın varlığı ileri sürülmektedir (Pe-Piper ve diğer. 2005).

Söz konusu tektonizmanın izlerine, Datça Yarımadası'nın güneybatısı ile, batısında bulunan İskandil Burnu ile Knidos açıklarından alınan yüksek ayrımlı sismik kesitlerde rastlanmıştır (Şekil 4.38-4.42). Knidos'un batısından alınan K-G yönlü sismik kesit üzerinde gözlenen faylar Dirik ve diğer. (2003)'in Datça Yarımadası'nda yaptığı çalışmalarda verdikleri karasal faylarla uyumludur (Şekil 2.5a). Bununla birlikte, Datça ve Bozburun Yarımadaaları üzerinde gözlenen litolojik birimlerin birbirinin devamı niteliğinde olduğu göz önüne alındığında ve çalışma alanının, içinde bulunduğu Batı Anadolu'daki açılma tektoniğinin etkisi altında olduğu düşünüldüğünde, Datça ve Yeşilova Körfezleri'nde birkaç fay izi dışında (Şekil 4.40), bölgeyi şekillendirdiği öngörülen herhangi bir ana fay tespit edilmemesi dikkat çekicidir (Şekil 4.43).

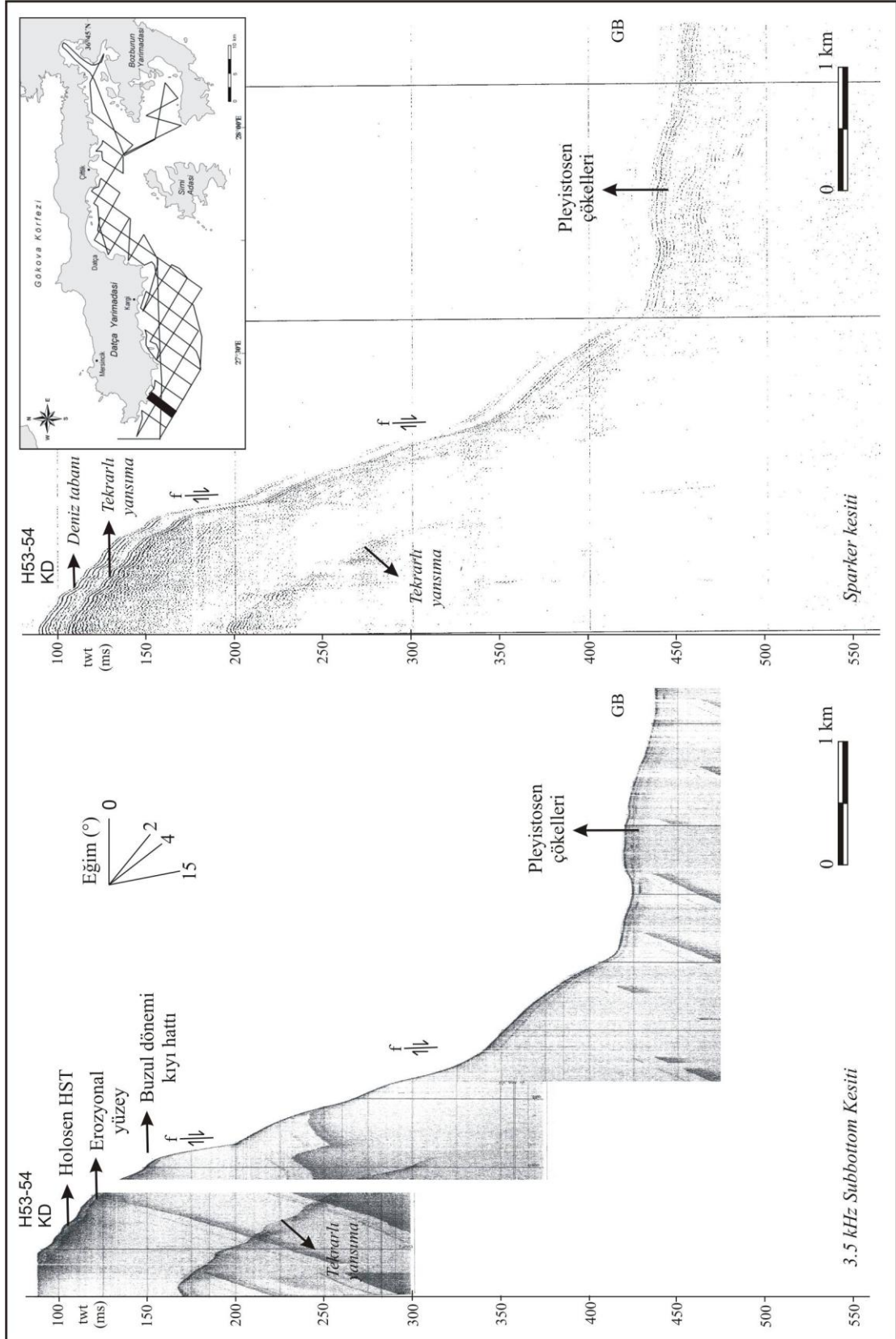
Diğer taraftan, Ersoy (1991; 1993), Ercan (1981-1982) ve MTA'nın (2002) yapmış oldukları çalışmalarda (Şekil 2.5, 2.6 ve 2.8) söz konusu bölgelerde denize kadar uzanan çok sayıda fay bulunmaktadır. Bu fayların denize olan olası uzantılarının yüksek ayrımlı sismik kesitlerde tespit edilememesinin nedeninin, fayların Holosen döneminden daha yaşlı olması ve bu sebeple ancak derin sismik çalışmasıyla saptanabileceği ya da araştırma gemisinin giremediği kıyıya yakın sığ bölgelerde birtakım faylar bulunabileceği öngörülmektedir.



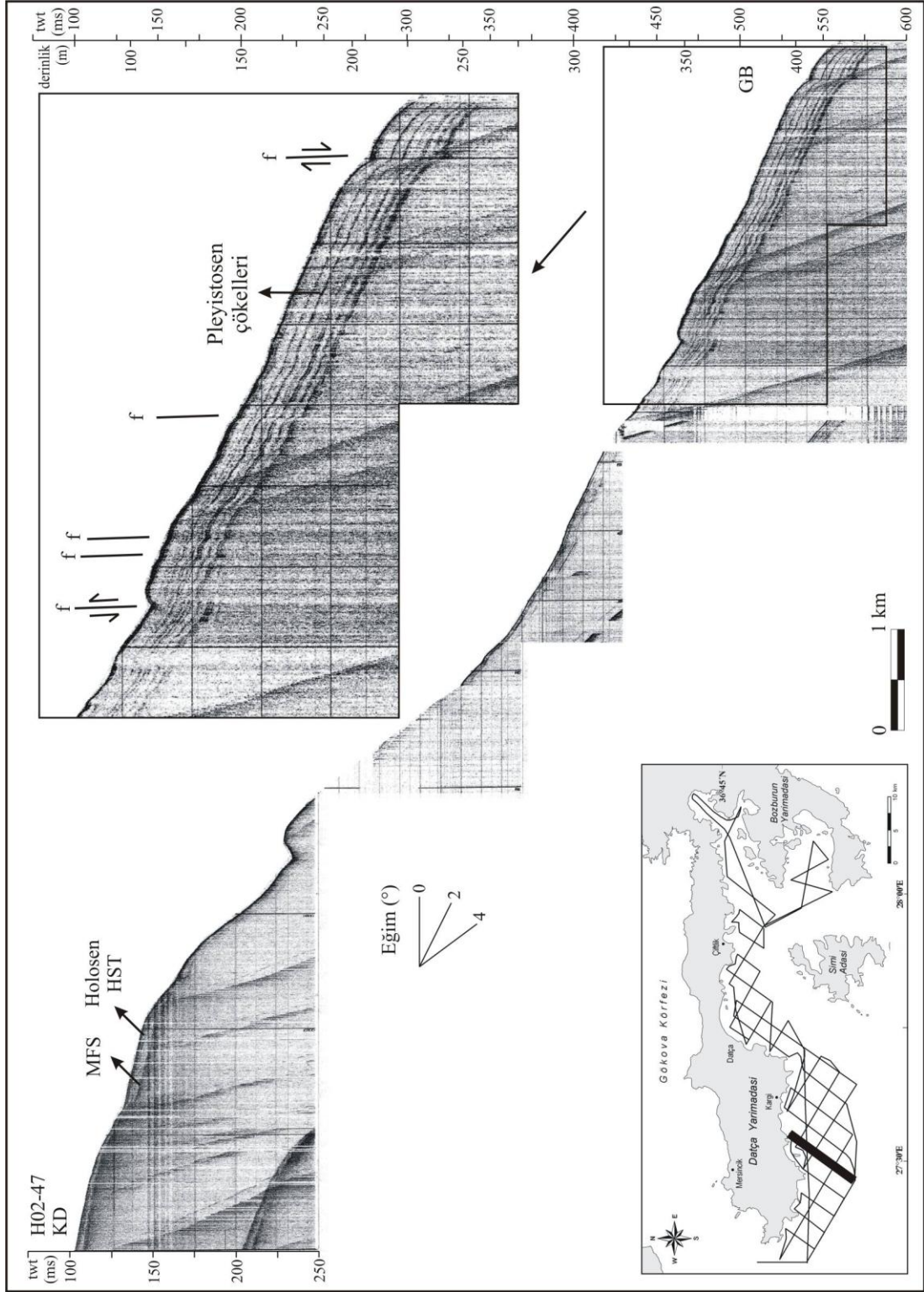
Şekil 4.38 Datça Yrd. batı ucundan 2002 yılında alınan 3,5 kHz sismik kesit (H01-T03) yorumu. Haritadaki kalın çizgi, sismik hattın konumunu göstermektedir.



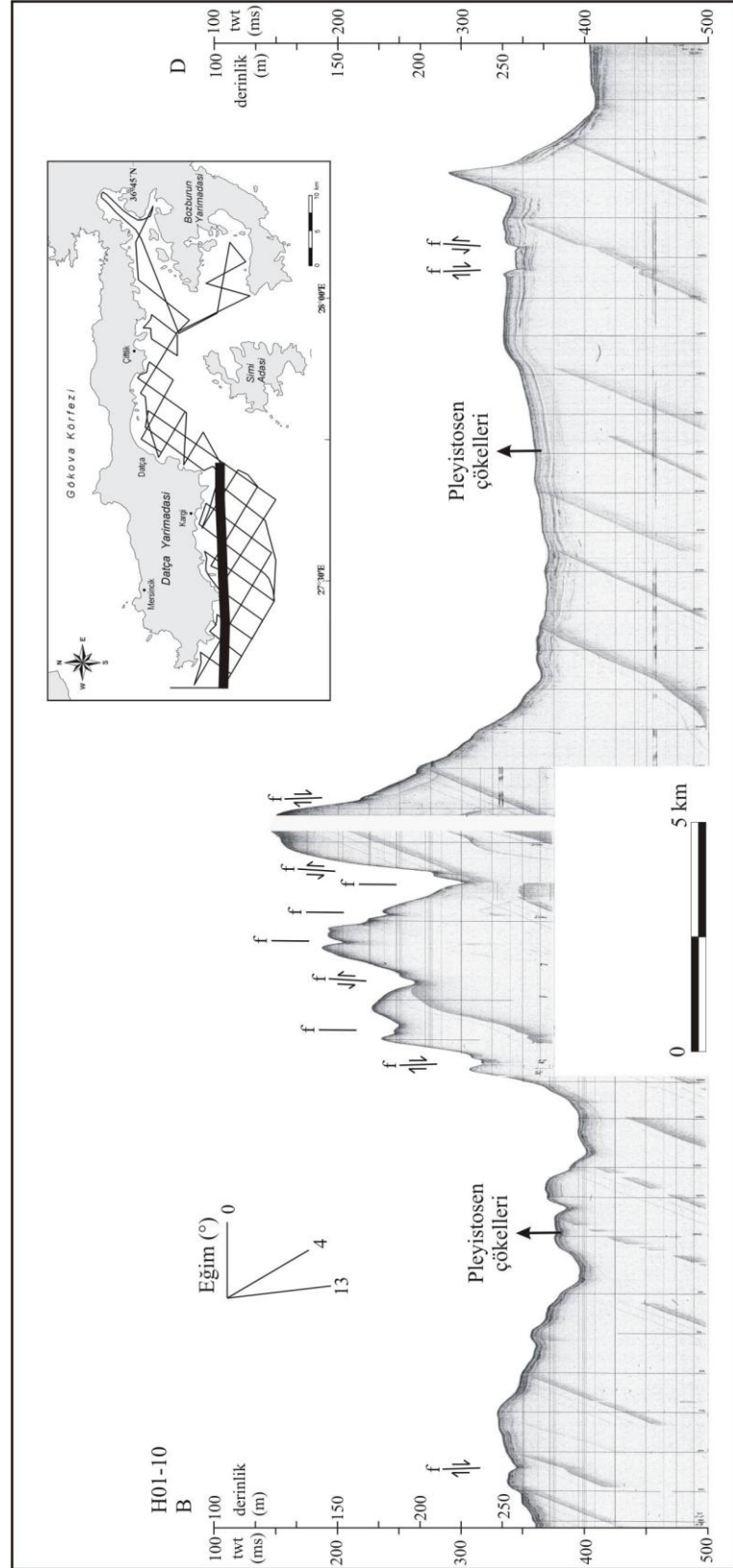
Şekil 4.39 Datça Yrd. güneybatısından 2002 yılında alınan 3,5 kHz sismik kesit (H01-02) yorumu. Haritadaki kalın çizgi, sismik hattın konumunu göstermektedir.



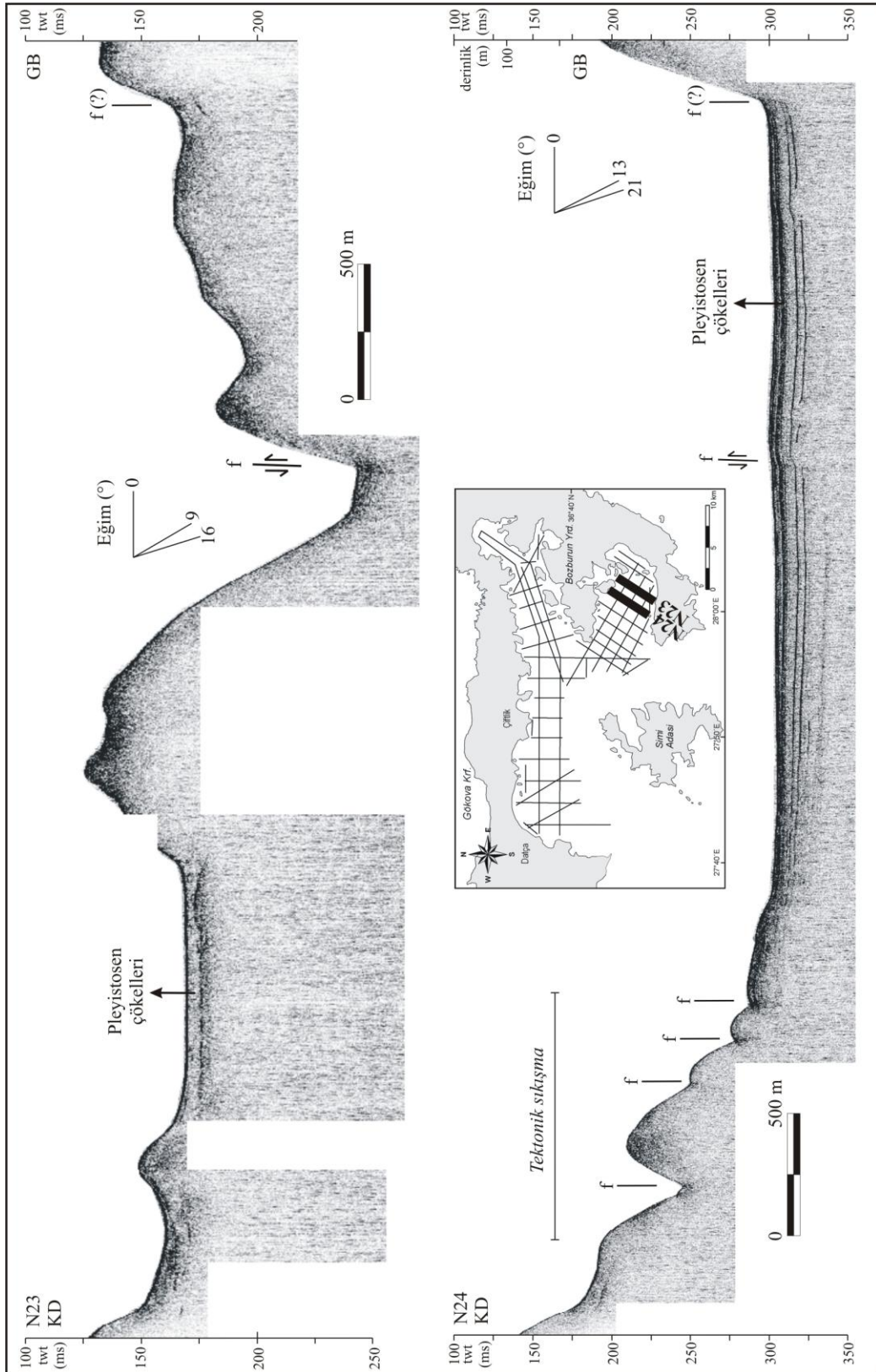
Şekil 4.40 Datça Yrd. güneybatısından 2002 yılında alınan 3,5 kHz ve Sparker sismik kesitlerin (H53-54) yorumu. Haritadaki kalın çizgi, sismik hattın konumunu göstermektedir.



Şekil 4.41 Datça Yrd. güneyinden 2002 yılında alınan 3,5 kHz sismik kesit (H02-47) yorumu. Haritadaki kalın çizgi, sismik hattın konumunu göstermektedir.



Şekil 4.42 Datça Yrd. güney kıyısına paralel, 2002 yılında alınan 3,5 kHz sismik kesit (H01-10) yorumu. Haritadaki kalın çizgi, sismik hattın konumunu göstermektedir.

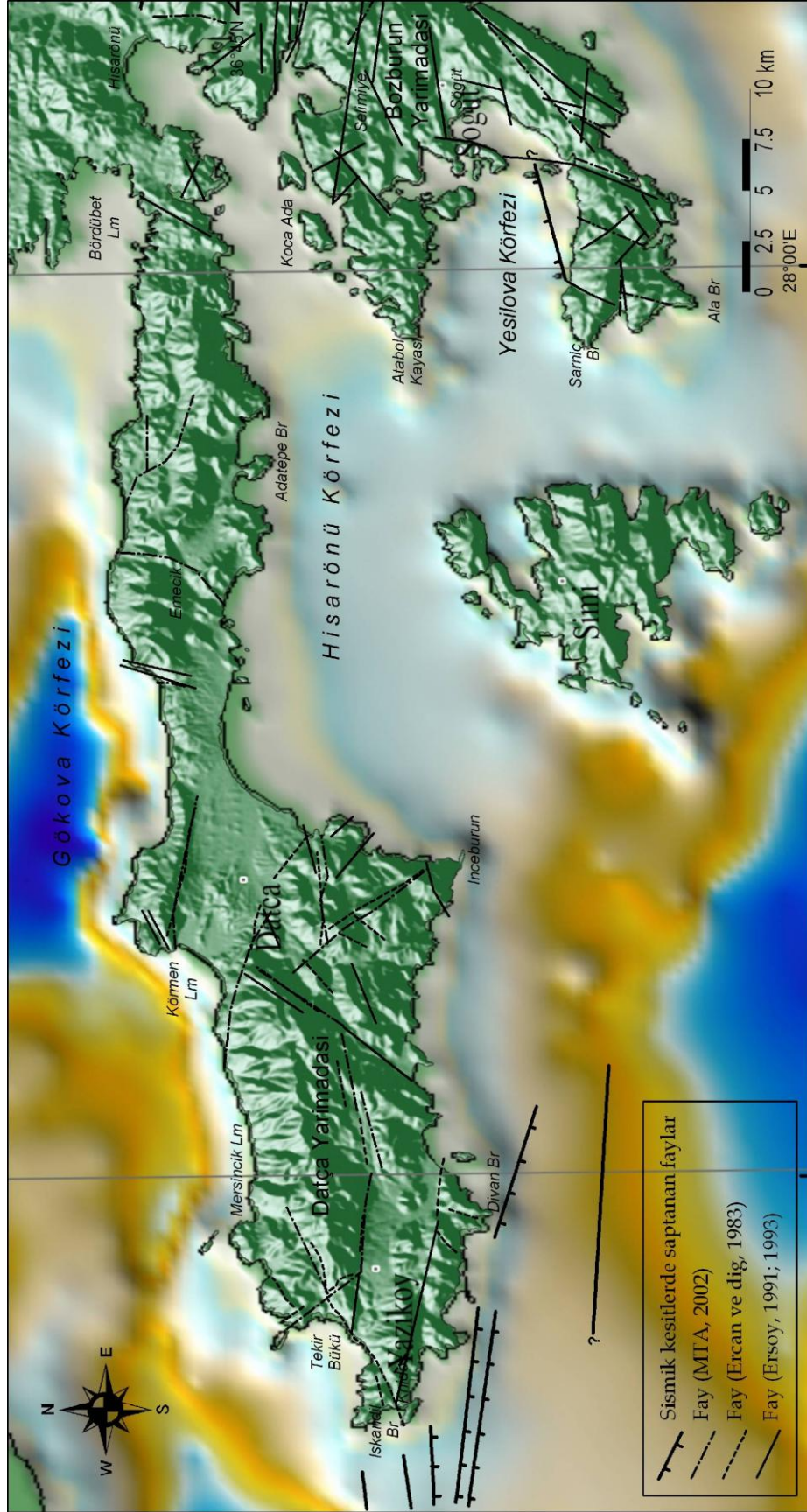


Şekil 4.43 Yeşilova Körfezi'nden 2008 yılında alınan Chirp sismik kesitlerin (N23 ve 24) yorumu. Haritadaki kalın çizgiler, sismik hatların konumunu göstermektedir.

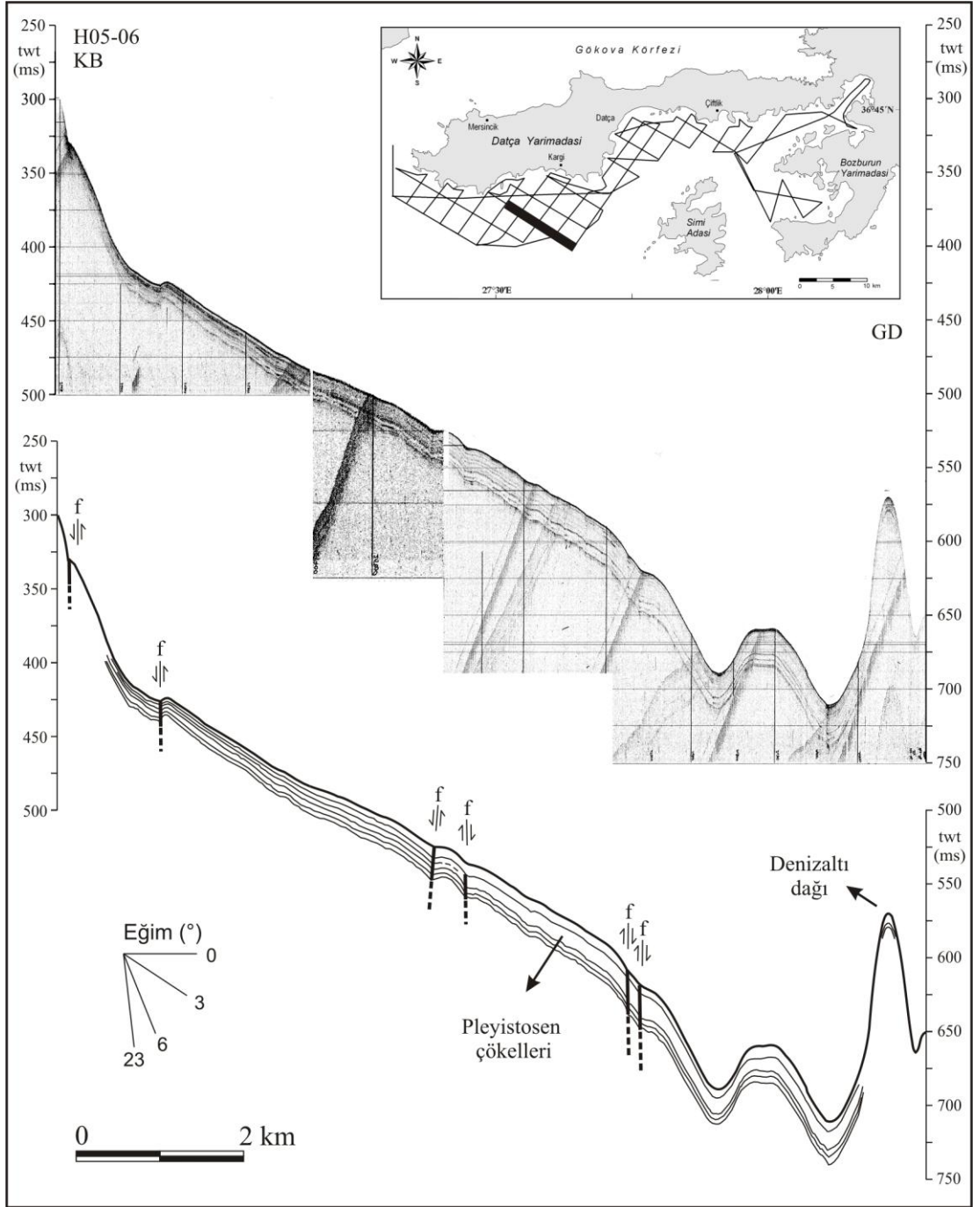
Çalışma alanının, Datça Yarımadası'nın güneybatısında kalan bölümünde gözlenen aktif fayların ana yöneliminin D-B ve BKB-DGD- olduğu görülmektedir (Şekil 4.44). Bu yönelimler, karada, Datça Yarımadası üzerinde bulunan fayların doğrultularıyla ve Pe-Piper ve diğer.'nin (2005) yapmış oldukları çalışmayla da uyumludur (Şekil 2.7).

Aksu ve diğer. (1987a, b) tarafından Doğu Ege Denizi'nden alınan hava tabancası ve 3,5 kHz sismik kayıtları, deltaların güncel kıyı şeridinden 40 ile 60 km denize doğru ilerlediğini göstermiştir. Kıta sınırı bölgesinden aldıkları karotlardaki izotop verileri bu sedimanların, denizlerin güncel deniz seviyesinin yaklaşık 100-110 m altında olduğu zamanki bölgelerde çökeldiğini göstermektedir. Aksu ve diğer. (1987a, b), kıyıya yakın sahanlığın ve havzaların, deltaların yüklenmesi ile 1000 yılda yaklaşık 1 m tektonik çökme gösterdiğini saptamıştır. Ayrıca, bölgedeki tektonik çökmenin, Körfez'in Miyosen öncesi yapısal durumu ile ilgili olan ve geniş bölgeler kapsayan normal faylanmalar şeklinde kendini gösterdiğini belirtmektedir. Çalışma alanının batısında bulunan volkanik Kos ve Tilos adalarının arasında kalan bölgenin tamamı için ise, Geç Pleyistosen tektonik çökme miktarı Pe-Piper ve diğer. (2005) tarafından en az 3 mm/yıl olarak verilmiştir .

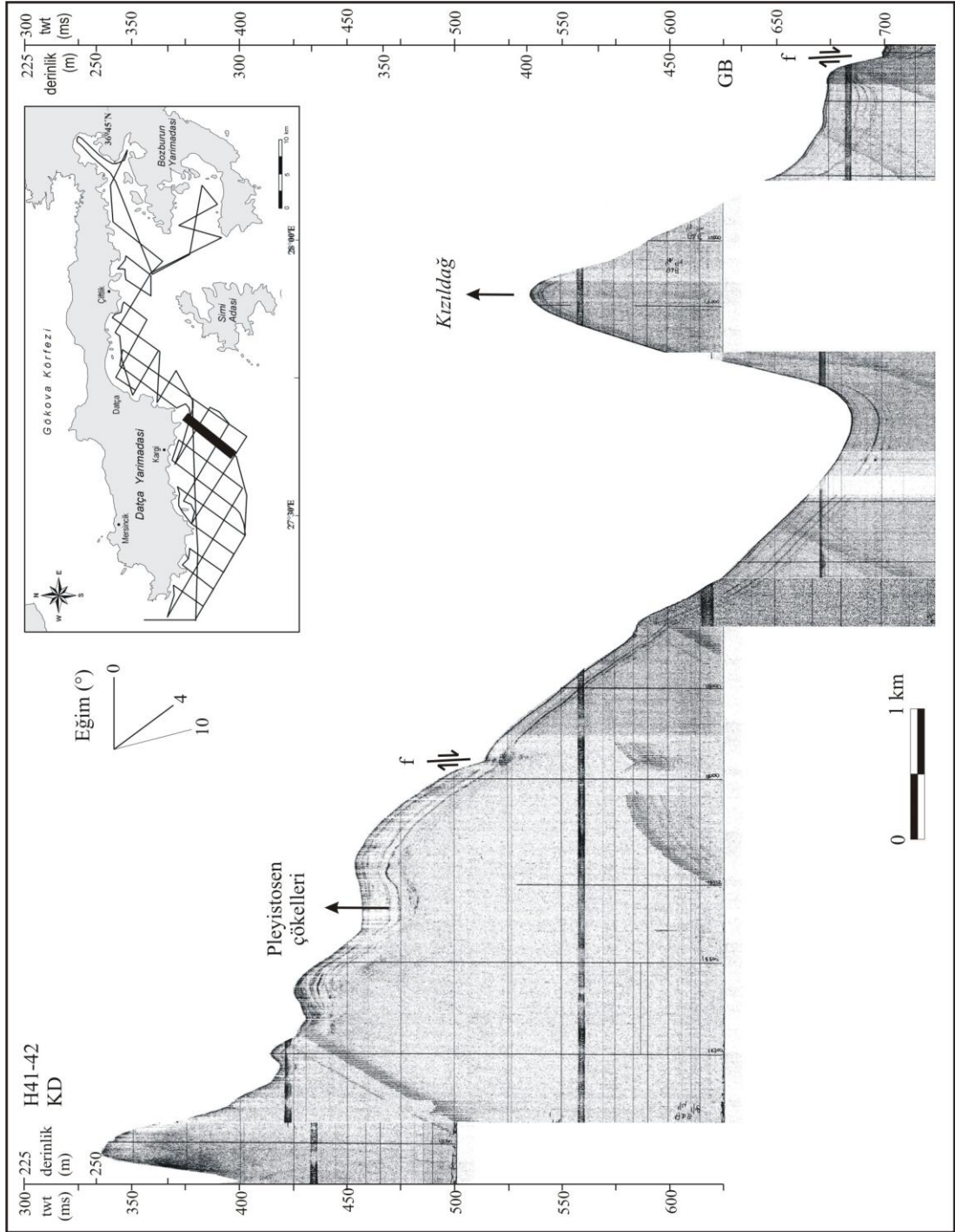
Çalışma alanının güneydoğusunda bulunan Yeşilova Körfezi'nden ve Datça Yarımadası güneyindeki İnceburun açıklarından alınan sismik kesitlerde, deniz tabanından yüksekliği 160 m'leri bulan denizaltı dağları olarak isimlendirilen yapılar tespit edilmiştir (Şekil 4.45-4.56). Bu sırtlardan en dik olanı, Yeşilova Körfezi'nin batı çıkışında gözlenmiş olup, yaklaşık 23°'lik bir eğime sahiptir (Şekil 4.45, 4.50-4.52). Bölgede genel olarak açılma tektoniğinin hakim olduğu düşünüldüğünde ve düz uzanan deniz tabanı üzerinde aniden yükseldikleri göz önüne alındığında bu sırtların, bölgesel sıkışma hareketleri nedeniyle oluştuğu ihtimalinin düşük olduğu söylenebilir. Güneyde bulunan Helenik Yayı'na paralel bir şekilde çalışma alanına kadar uzanan Güney Ege Yayı üzerindeki Milos, Santorini, Kos, Nisyros ve Tilos Adaları gibi volkanik merkezlerin varlığı göz önüne alındığında, söz konusu denizaltı dağlarının bulunduğu bölge, volkanik sokulumların olabileceği bir konumdadır. Şekil 4.56'da bu yükseltilerin farklı sismik kesitlerde devamlılığı görülmektedir.



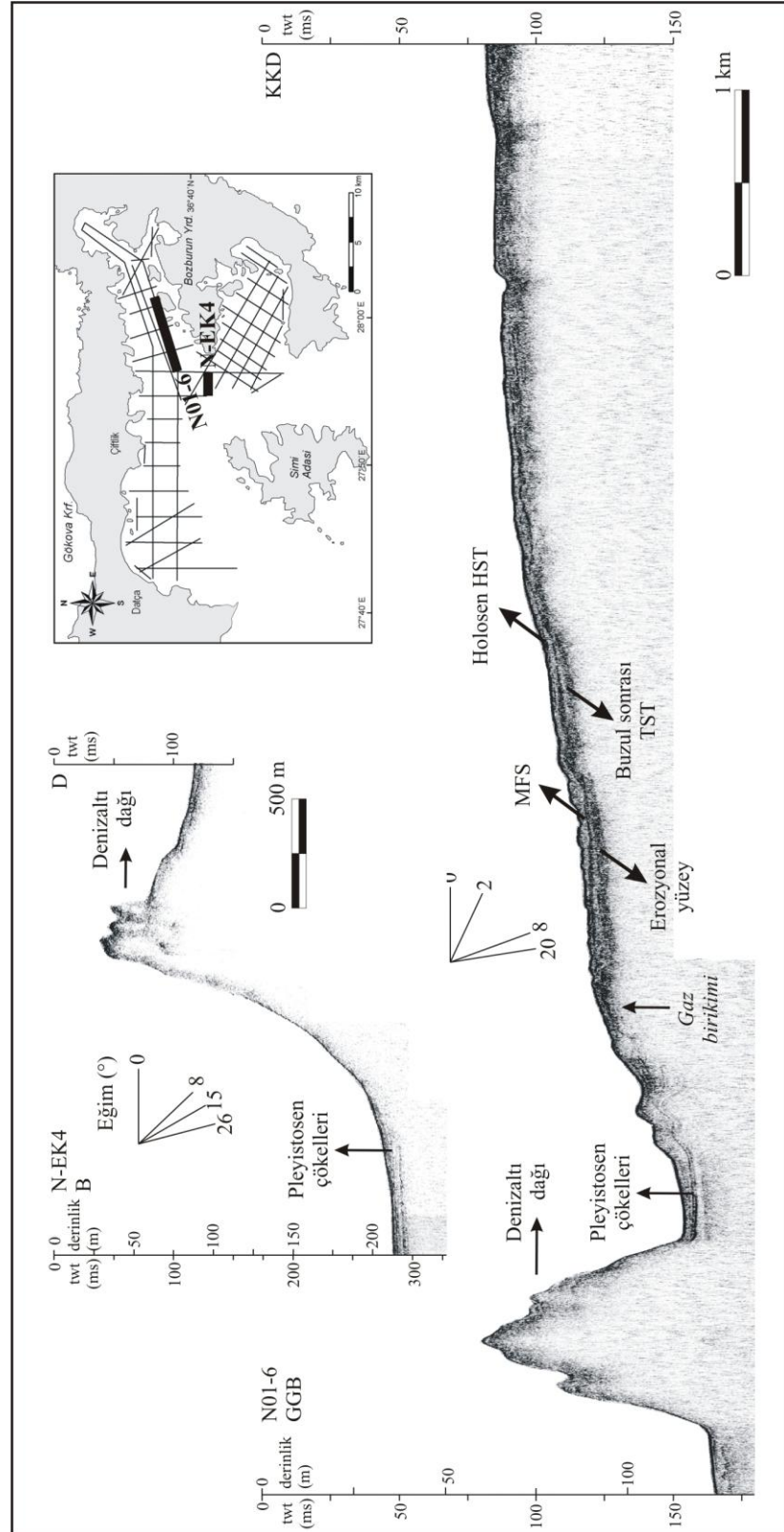
Şekil 4.44 Sismik kesitlerde saptanan fayların konumları.



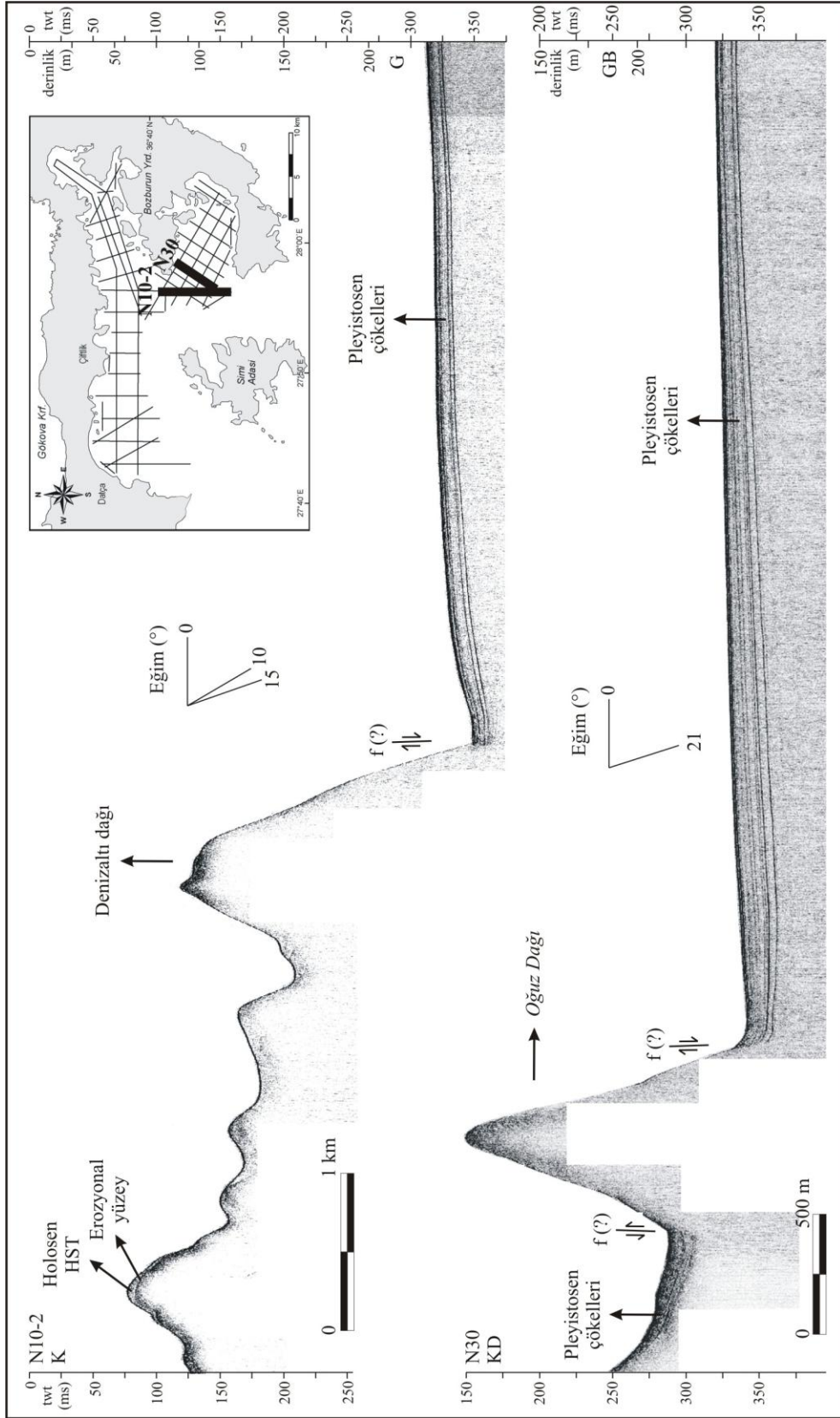
Şekil 4.45 Datça Yrd. güneyinden 2002 yılında alınan 3,5 kHz sismik kesit (H05-06) ile yorumu. Haritadaki kalın çizgi, sismik hattın konumunu göstermektedir.



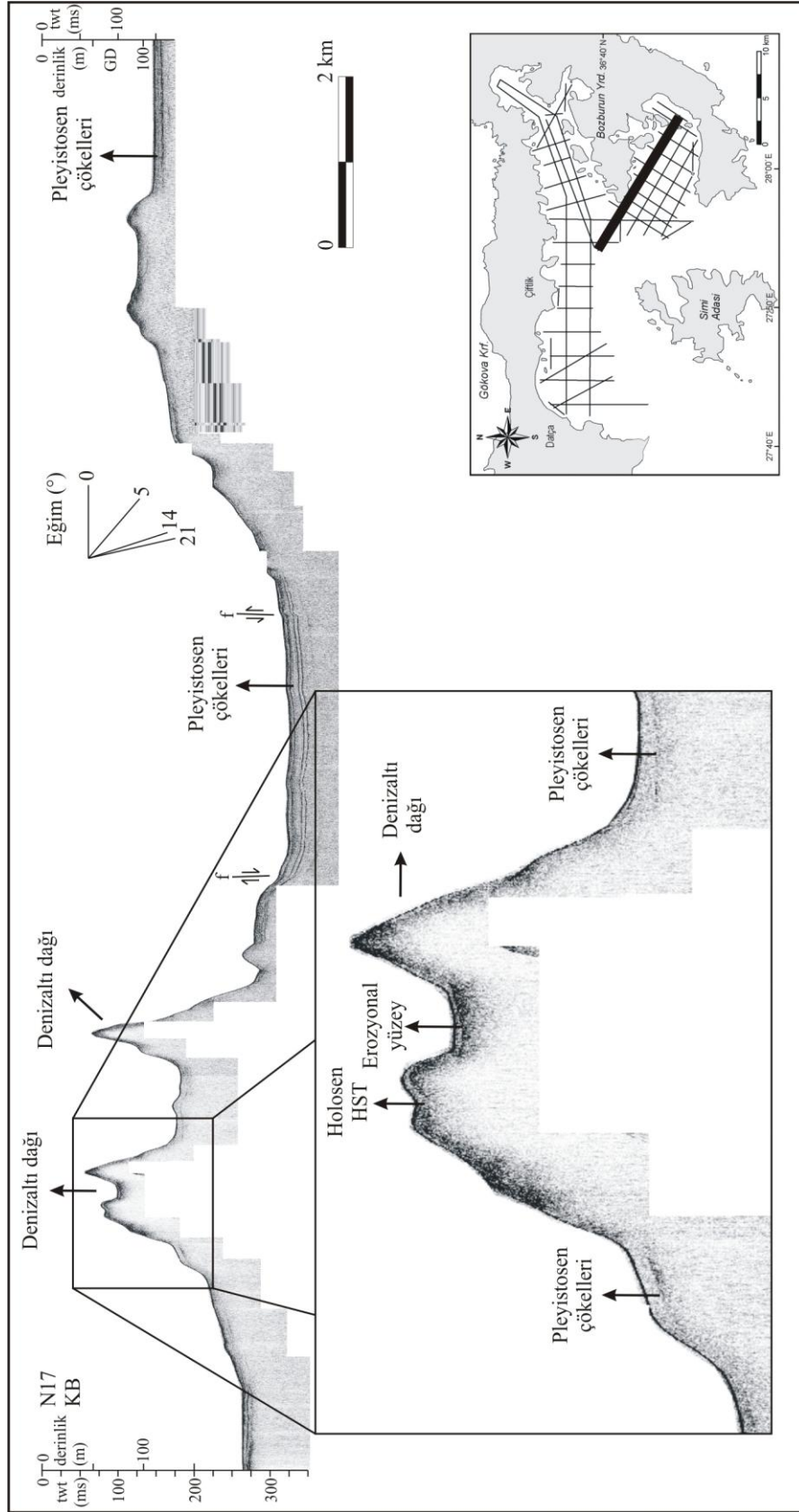
Şekil 4.46 Datça Yrd. güneyinden 2002 yılında alınan 3,5 kHz sismik kesit (H41-42) yorumu. Haritadaki kalın çizgi, sismik hattın konumunu göstermektedir.



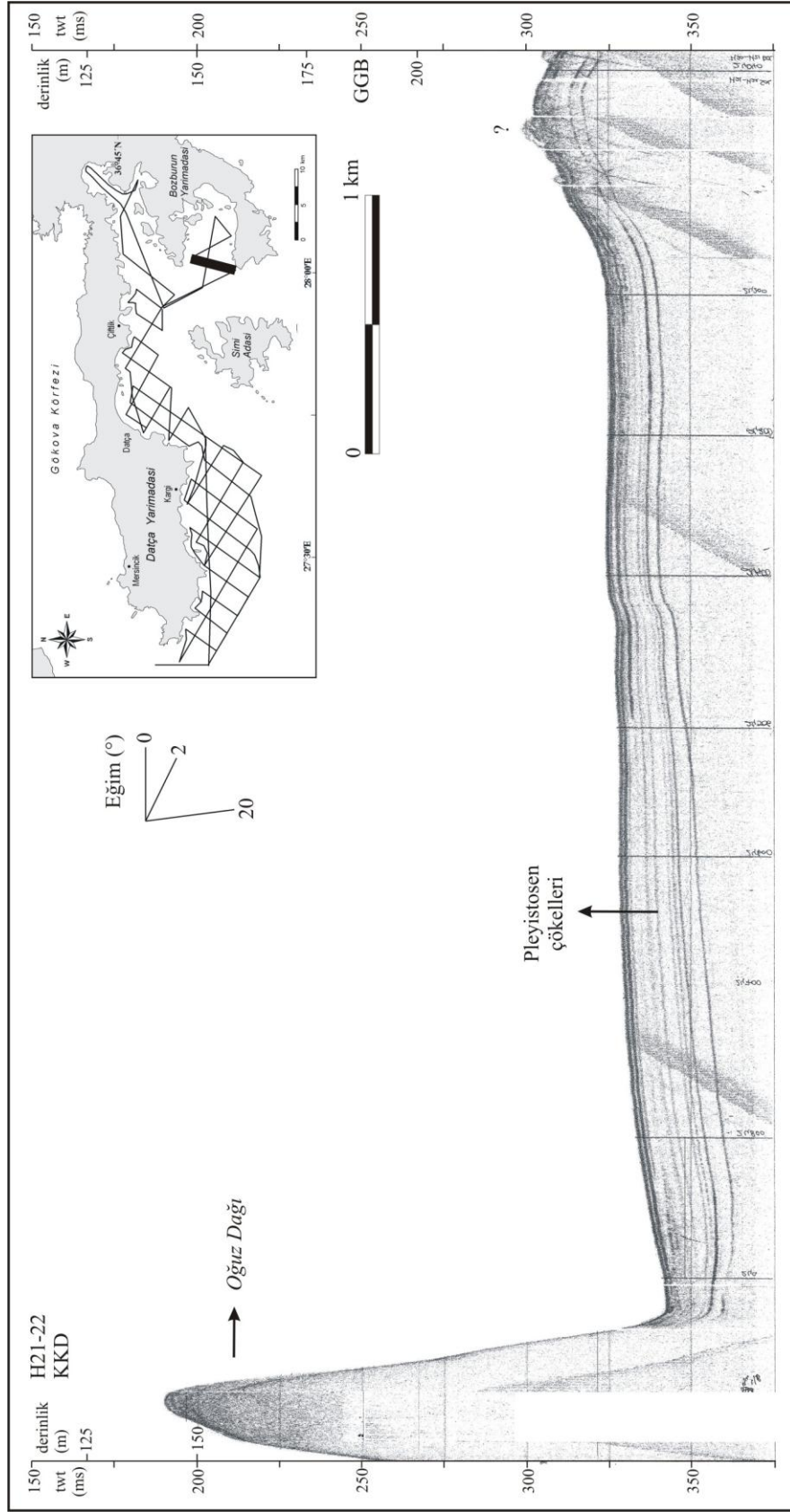
Şekil 4.47 Hisarönü Körfezi'nden 2008 yılında alınan Chirp sismik kesitlerin (N-EK4 ve N01-6) yorumu. Haritadaki kalın çizgiler, sismik hatların konumunu göstermektedir.



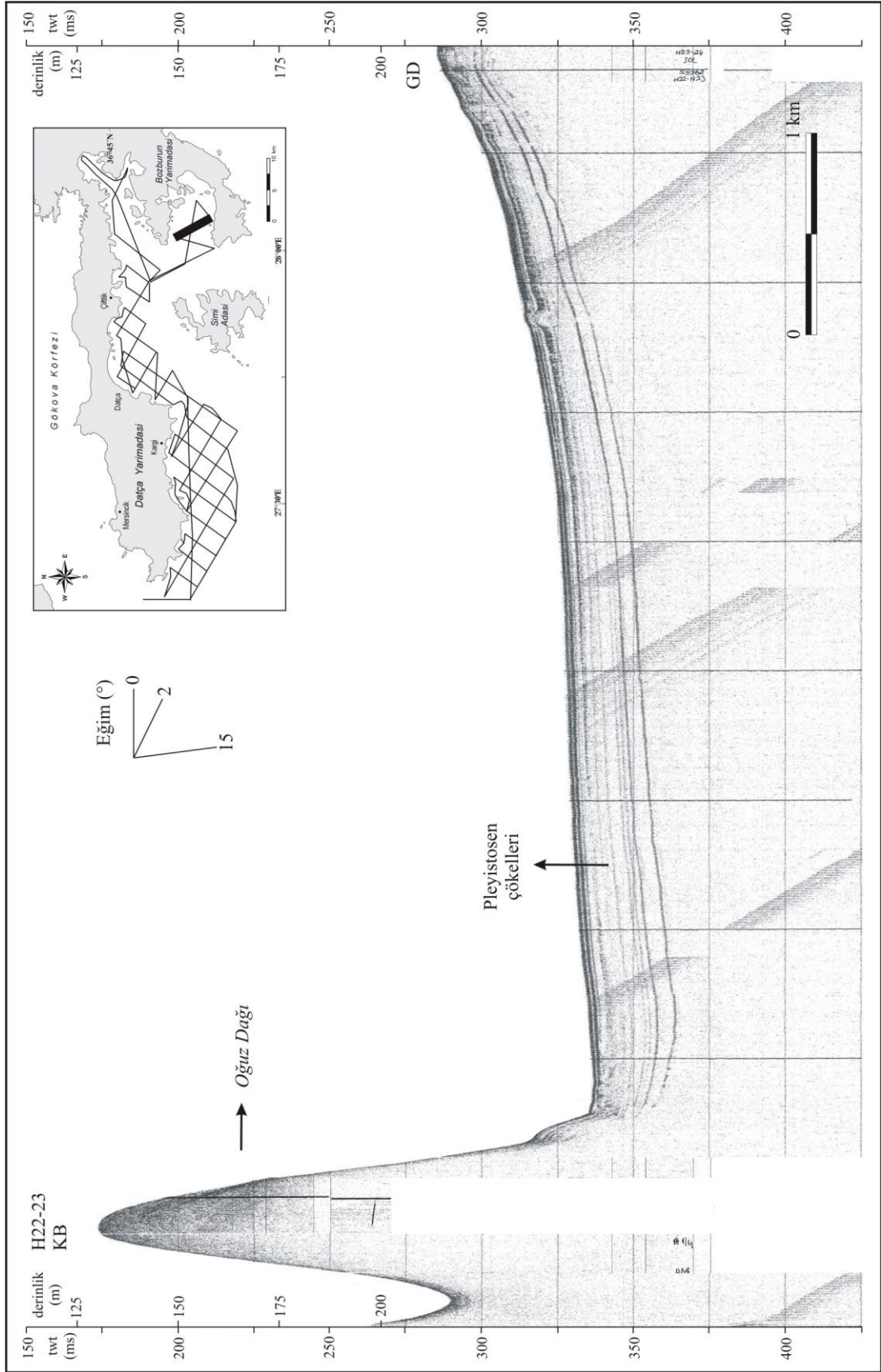
Şekil 4.48 Yeşilova Körfezi'nden 2008 yılında alınan Chirp sismik kesitlerin (N10-2 ve N30) yorumu. Haritadaki kalın çizgiler, sismik hatların konumunu göstermektedir.



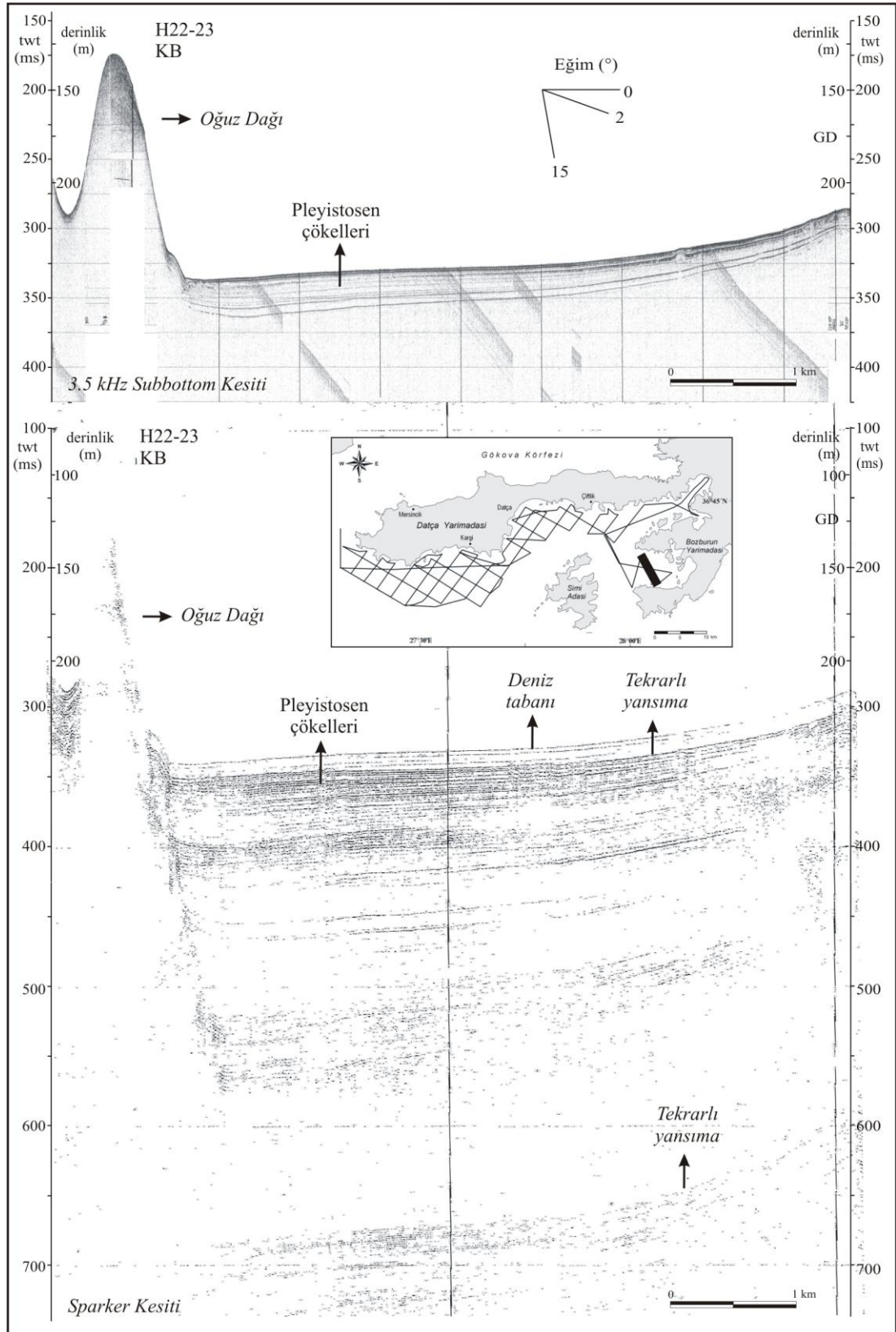
Şekil 4.49 Yeşilova Körfezi'nden 2008 yılında alınan Chirp sismik kesit (N17) yorumu. Haritadaki kalın çizgi, sismik hattın konumunu göstermektedir.



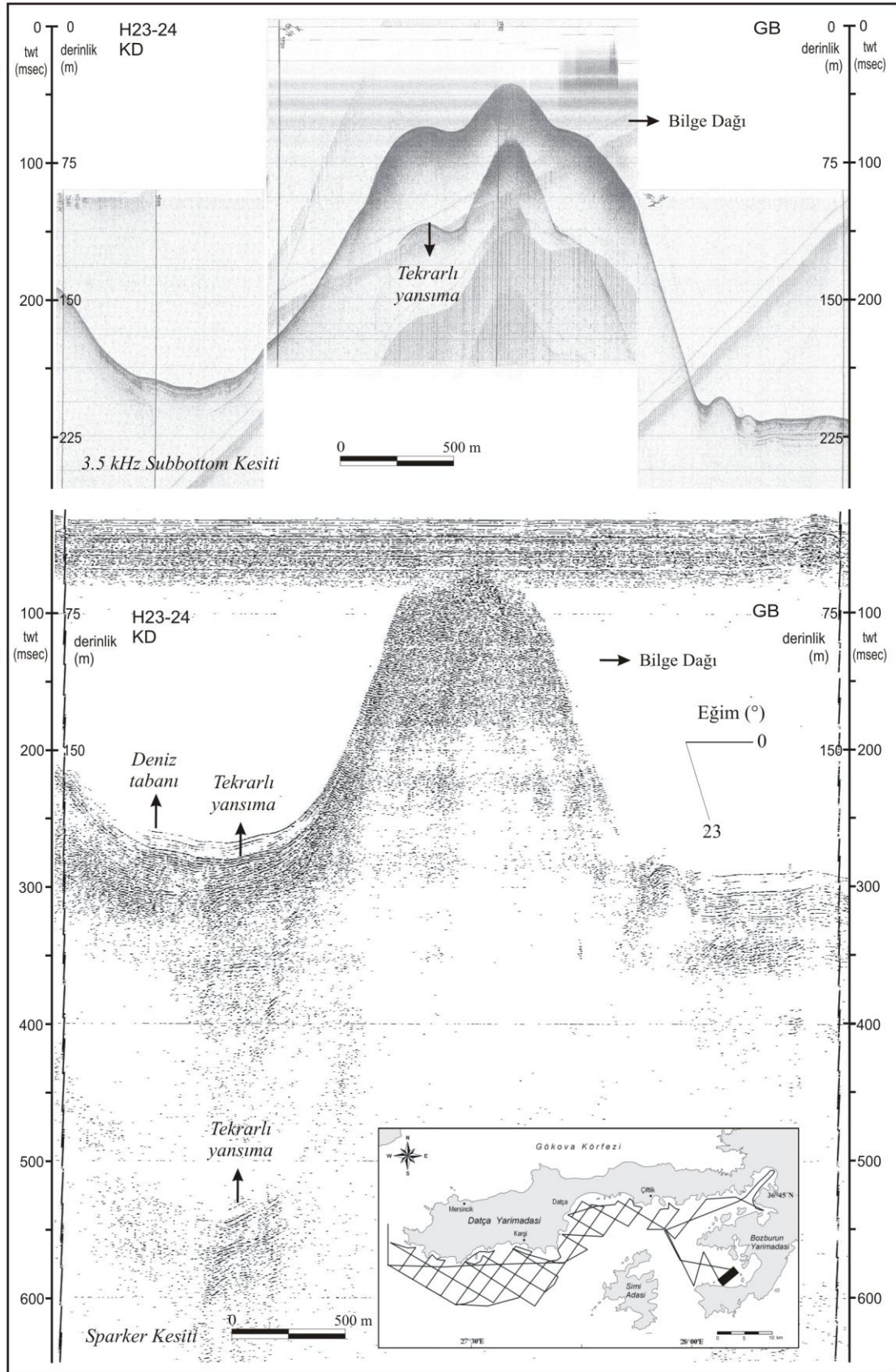
Şekil 4.50 Yeşilova Körfezi'nden 2002 yılında alınan 3,5 kHz sismik kesit (H21-22) yorumu. Haritadaki kalın çizgi, sismik hattın konumunu göstermektedir.



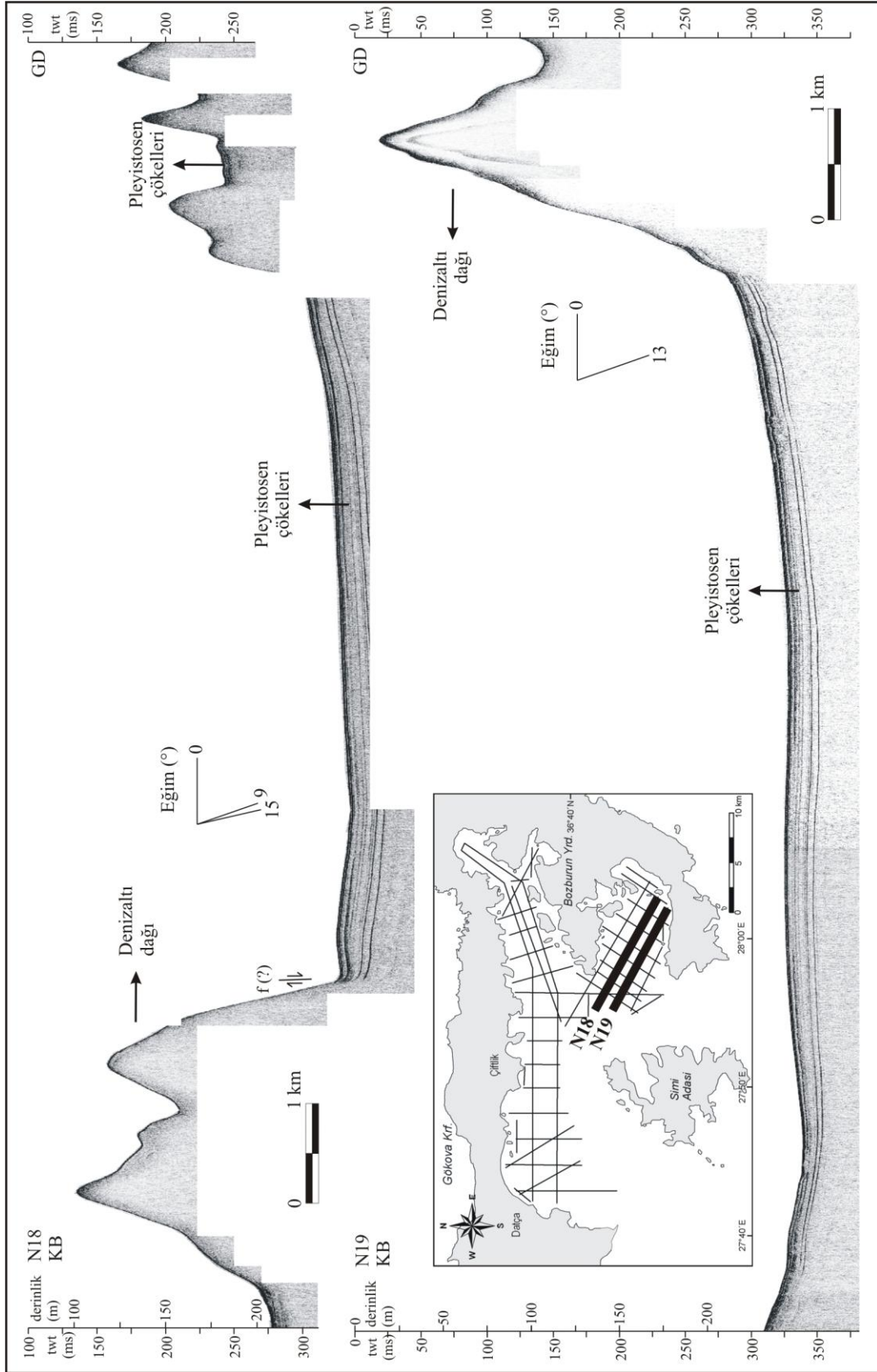
Şekil 4.51 Yeşilova Körfezi'nden 2002 yılında alınan 3,5 kHz sismik kesit (H22-23) yorumu. Haritadaki kalın çizgi, sismik hattın konumunu göstermektedir.



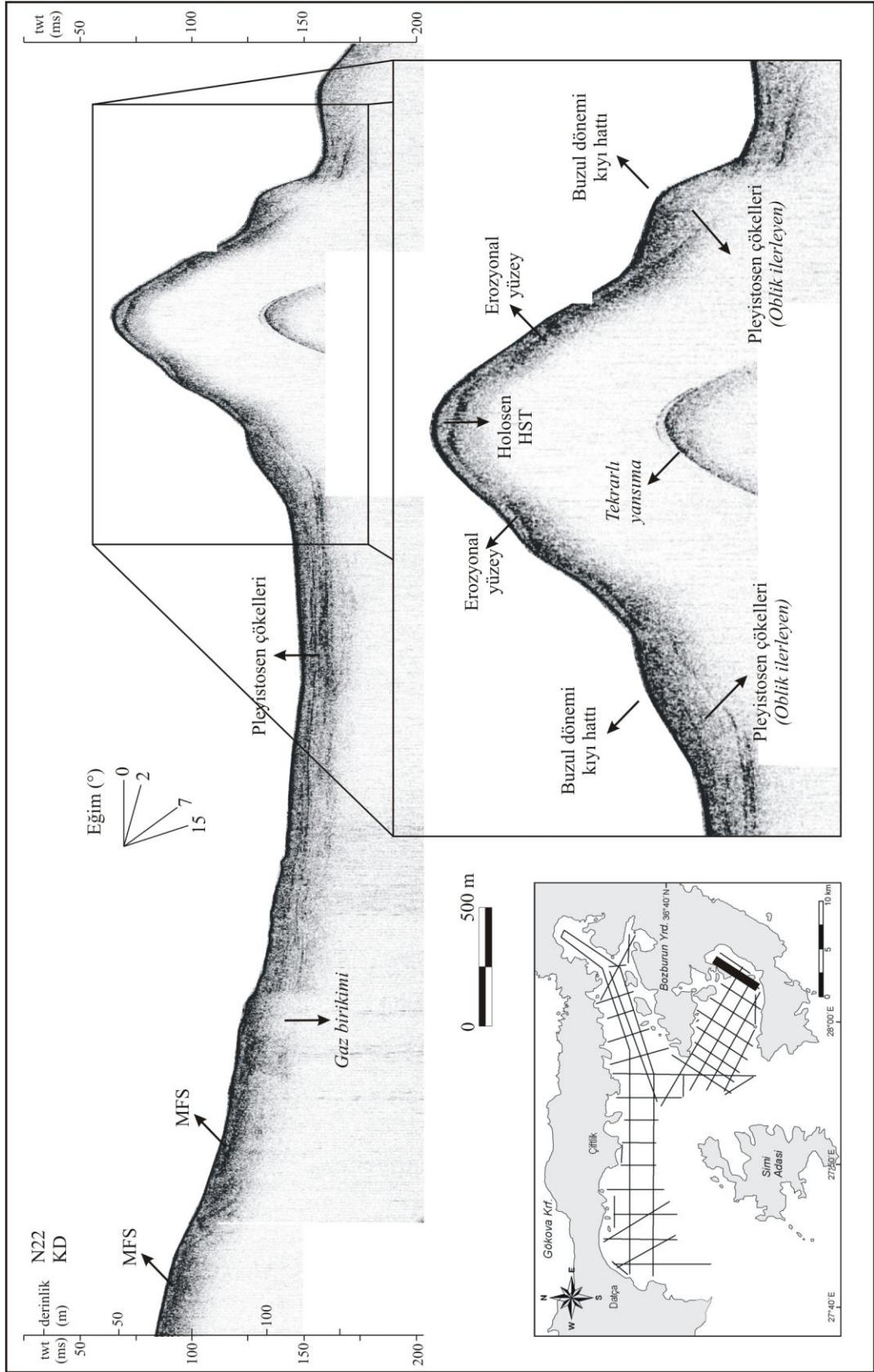
Şekil 4.52 Yeşilova Körfezi'nden 2002 yılında alınan 3,5 kHz ve Sparker sismik kesitlerin (H22-23) yorumu. Haritadaki kalın çizgi, sismik hattın konumunu göstermektedir.



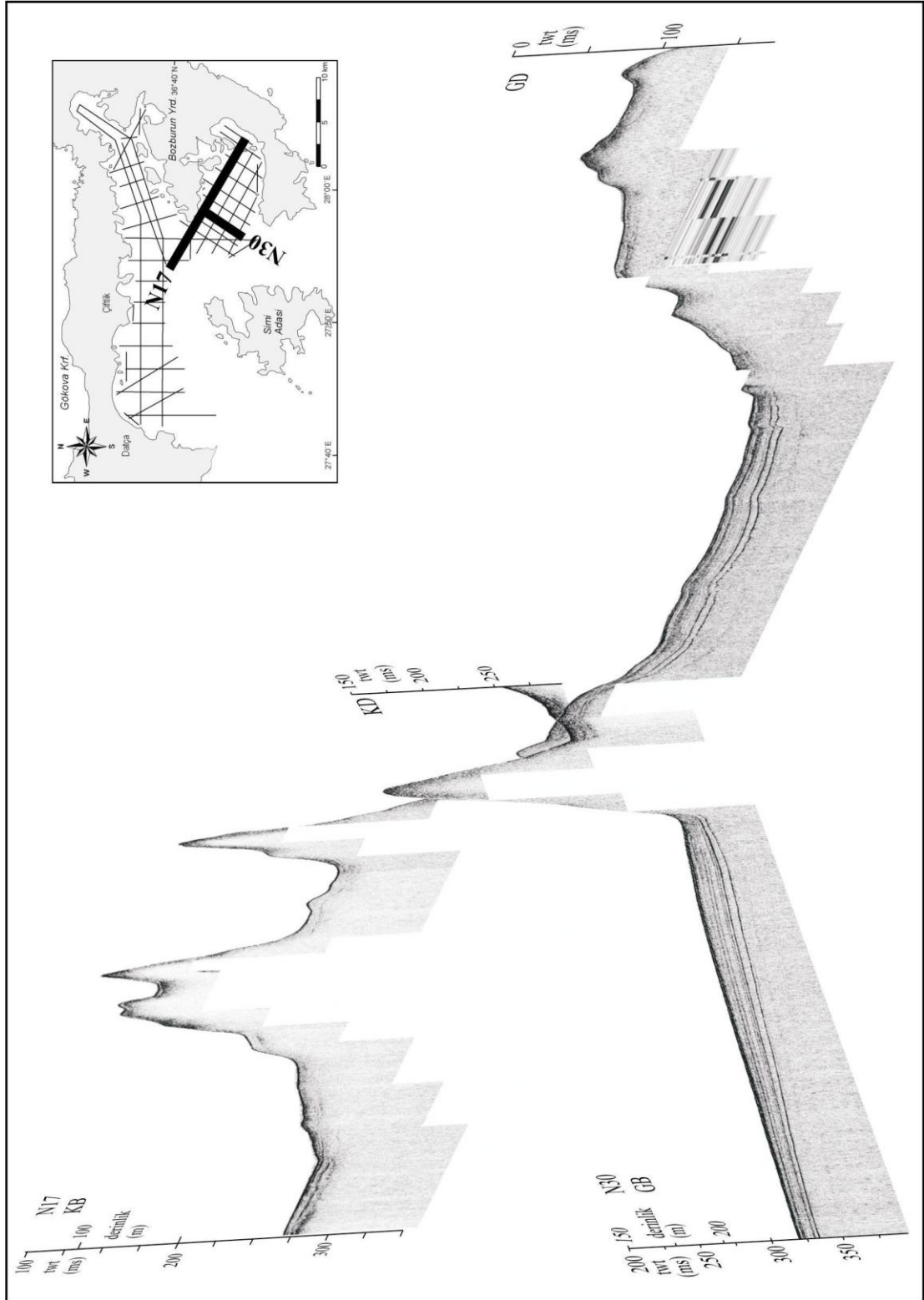
Şekil 4.53 Yeşilova Körfezi'nden 2002 yılında alınan 3,5 kHz ve Sparker sismik kesitlerin (H23-24) yorumu. Haritadaki kalın çizgi, sismik hattın konumunu göstermektedir.



Şekil 4.54 Yeşilova Körfezi'nden 2008 yılında alınan Chirp sismik kesitlerin (N18 ve N19) yorumu. Haritadaki kalın çizgiler, sismik hatların konumunu göstermektedir.



Şekil 4.55 Yeşilova Körfezi'nden 2008 yılında alınan Chirp sismik kesit (N22) yorumu. Haritadaki kalın çizgi, sismik hattın konumunu göstermektedir.

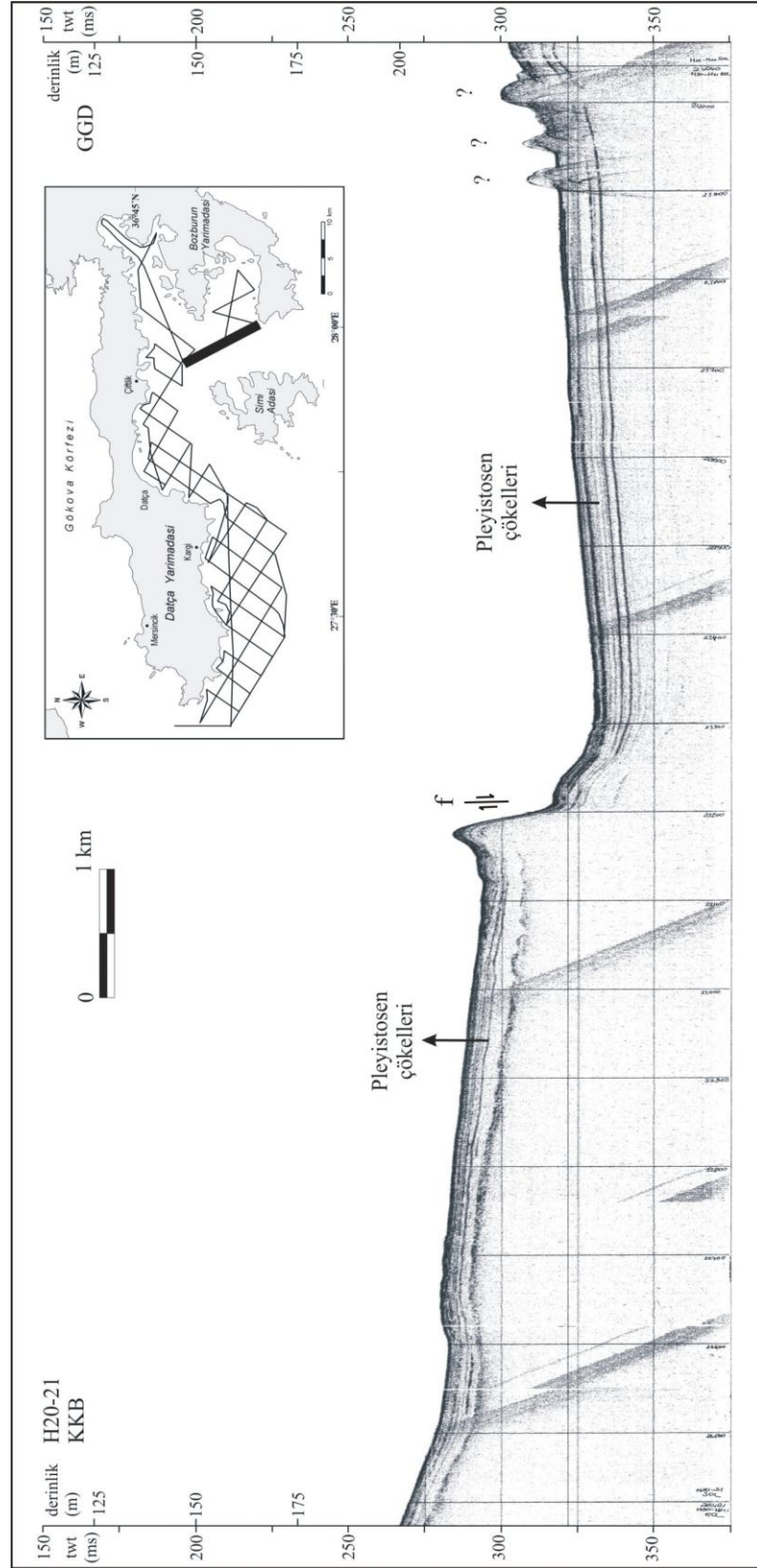


Şekil 4.56 Yeşilova Körfezi'nden alınan, birbirini kesen iki Chirp sismik kesitinde (N17 ve N30) denizaltı dağlarının üç boyutlu görünümü.

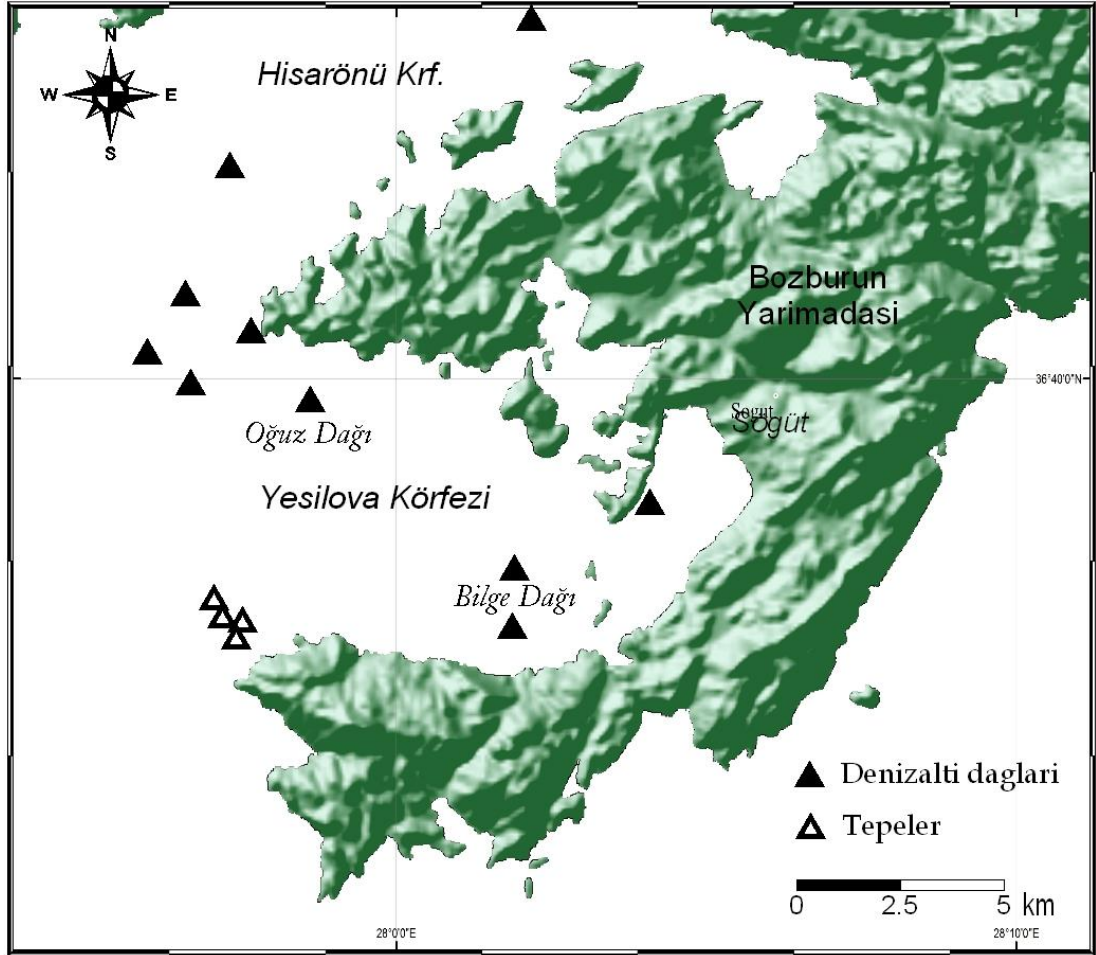
Bu bölgeden alınan sismik kesitlerde, denizaltı dağlarından başka, tabanın üzerinde tam olarak tanımlanamayan ve yansıma kesitlerinde oldukça yüksek saçınımlara yol açan bazı yığınlar belirlenmiştir (Şekil 4.50 ve 4.57). Yeşilova Körfezi genelinde gözlenen denizaltı dağlarının ve yığınların dağılım haritası incelendiğinde, genelde Körfez'in güneydoğusu ile kuzeybatısında yoğunluk olduğu saptanmıştır (Şekil 4.58).

Batı Cameron bölgesinden alınan 3,5 kHz sismik kayıtlarda rastlanan, Yeşilova Körfezi'nde tespit edilen oluşumlarla büyük benzerlik gösteren ve deniz tabanından 50-60 m yükselen yapılar *submarine mounds* olarak tanımlanmış (Geyer, 1983). Geyer (1983) tarafından üretilen bir teoride, tuz diyapirleri gibi, çamur formları da benzer diyapirik yapılardır. Bu özellik, çoğunlukla çamur diyapirleşmesinin sonucu olarak önerilmektedir. Karadeniz'de de gözlenen benzer yapıların, çalışma alanı ve yakın çevresinde varlığına ilişkin herhangi bir bilimsel çalışma literatüre girmemiştir.

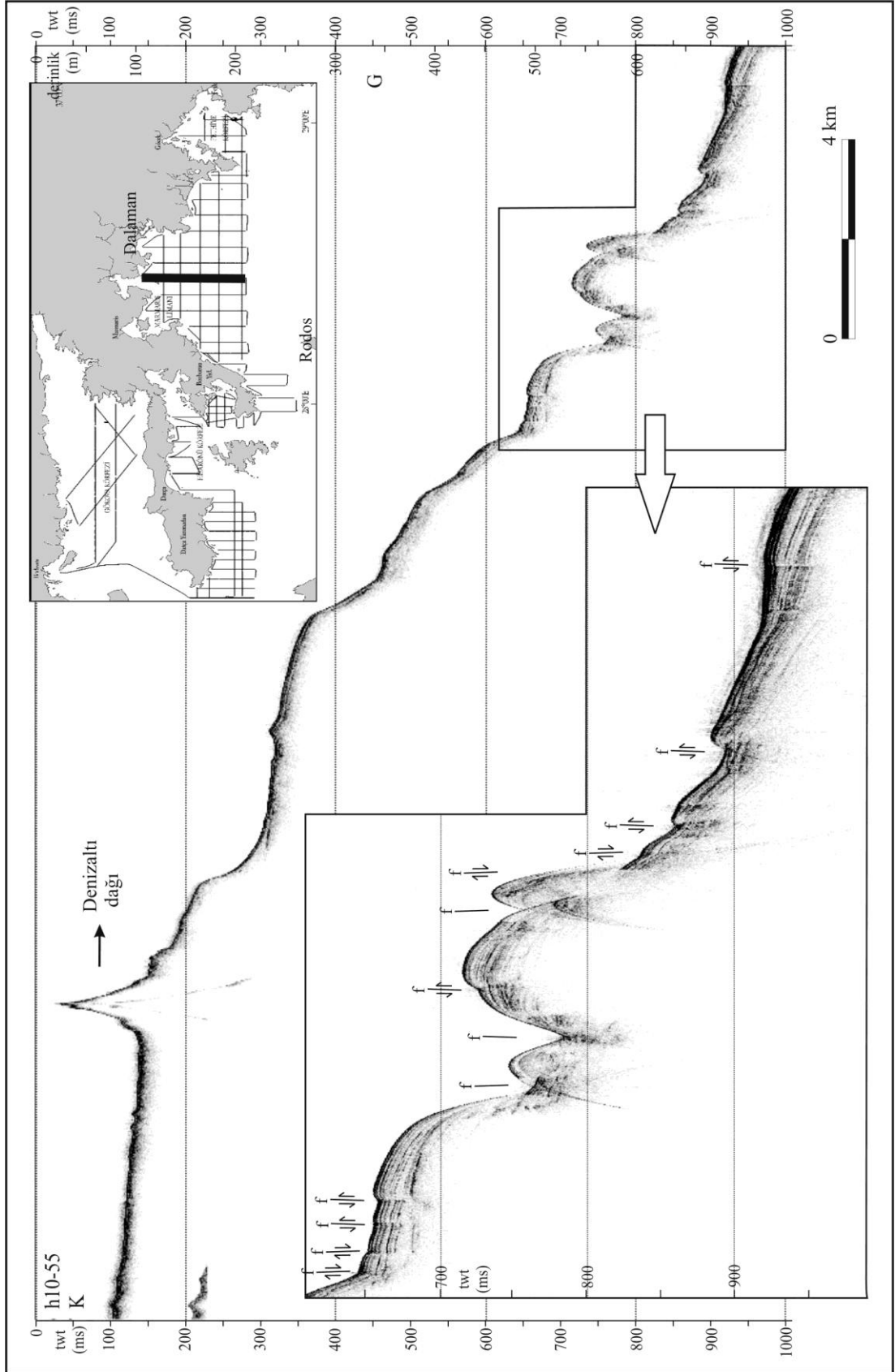
2010 yılında gerçekleştirilen araştırma kapsamında Marmaris Limanı açıklarından alınan sismik kesitlerde, Rodos Adası'nın kuzeydoğu ucu ile Dalaman hattının orta bölümünde tektonik bir sıkışma zonu tespit edilmiştir (Şekil 4.59). Bölgede saptanan tüm faylar korele edilip haritalanmamış olup, bu bölge için daha detaylı ve derin sismik çalışma önerilmektedir.



Şekil 4.57 Yeşilova Körfezi'nden 2002 yılında alınan 3,5 kHz sismik kesit (H20-21) yorumu. Haritadaki kalın çizgi, sismik hattın konumunu göstermektedir.



Şekil 4.58 Yeşilova Körfezi'nden alınan sismik kesitlerde gözlenen denizaltı dağları.



Şekil 4.59 Marmaris Limanı açıklarından 2010 yılında alınan Chirp sismik kesit (h10-55) yorumu. Haritadaki kalın çizgi, sismik hattın konumunu göstermektedir.

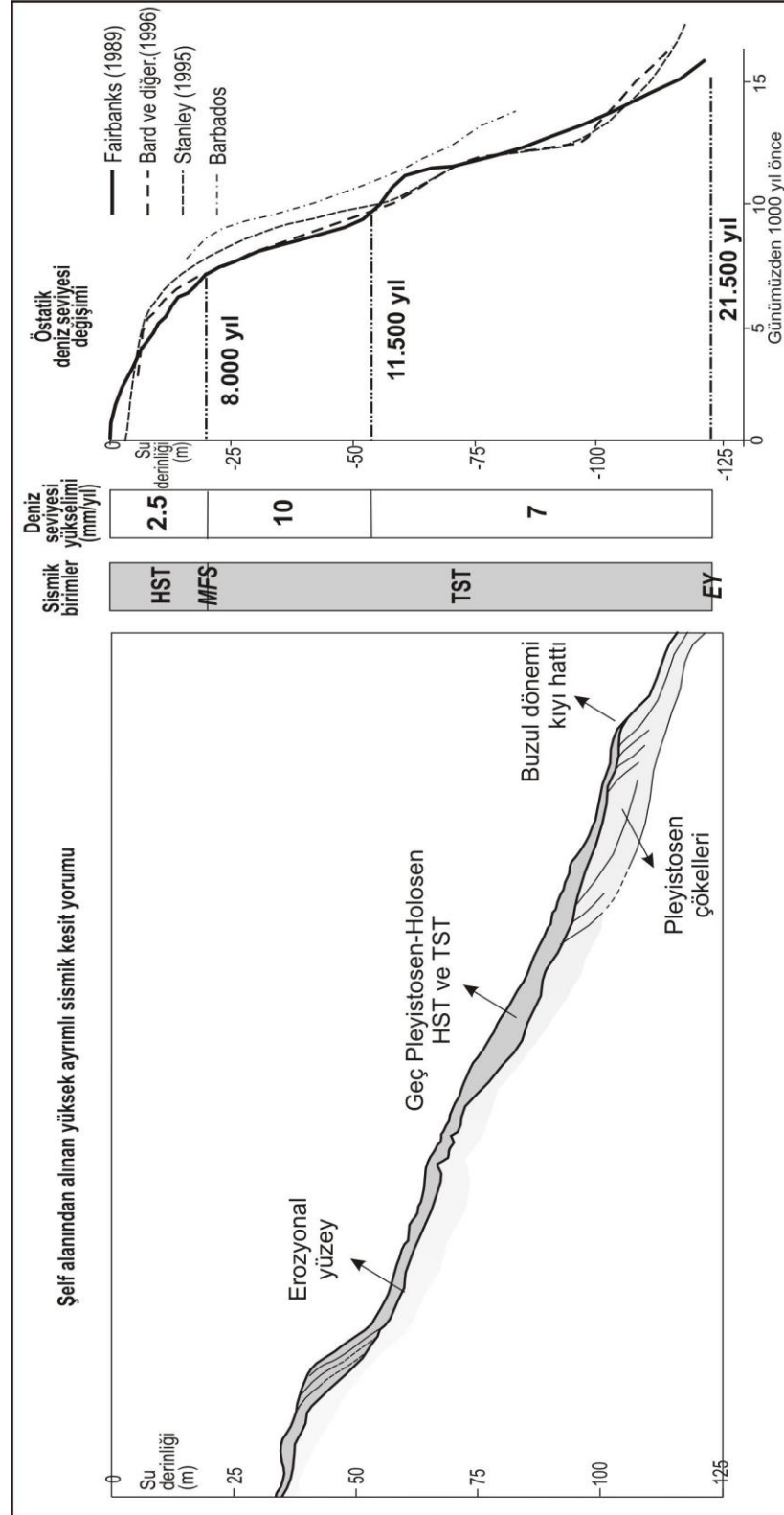
BÖLÜM BEŞ

SONUÇ

Ege Denizi'nin güneydoğusunda yer alan Hisarönü ve Yeşilova Körfezleri'nin Geç Pleyistosen-Holosen dönemi deniz seviyesi değişimleri, sedimantasyonu ve tektonizmasının incelenmesine yönelik olarak hazırlanan bu çalışma, yüksek ayrımlı sığ sismik verilere ve sualtında kalmış arkeolojik yapıların gözlemlerine dayanmaktadır.

Hisarönü şelf alanı üzerinde alınan sismik kesitlerde, Geç Pleyistosen-Holosen döneminde, günümüzden yaklaşık 20.000 yıl önceki buzul döneminden buzularası döneme geçerken, deniz seviyesi değişiminin şekillendirdiği iki adet depolanma birimi tespit edilmiştir: (i) son buzul dönemi sonrası transgresyon sırasında depolanan transgressive system tract (TST, günümüzden 20.000-8000 yıl önce) ve (ii) deniz seviyesinin durağan konumunda depolanan Holosen Highstand System Tract (HST, 8000 yıl öncesinden günümüze) (Şekil 5.1).

Şelf alanı üzerinden alınan sismik kesitler yorumlanarak, farklı araştırmacıların (Bard ve diğer., 1996; Fairbanks, 1989; Stanley, 1995) Ege ve Akdeniz için yaptığı östatik deniz seviyesi değişim eğrileriyle karşılaştırılmıştır. Şekil 5.1'de, sismik kesitin sekans stratigrafik yorumu ile aynı derinlikte deniz seviyesi eğrisine karşılık gelen transgresif ve highstand birimleri gösterilmiştir. Östatik deniz seviyesinin 21.500 yıl öncesinden günümüze kadar olan değişim süreci ile derinlik bilgilerinden yararlanılarak, eğrinin değişim noktalarının temel alınması ile deniz seviyesi yükselim oranları hesaplanmıştır.

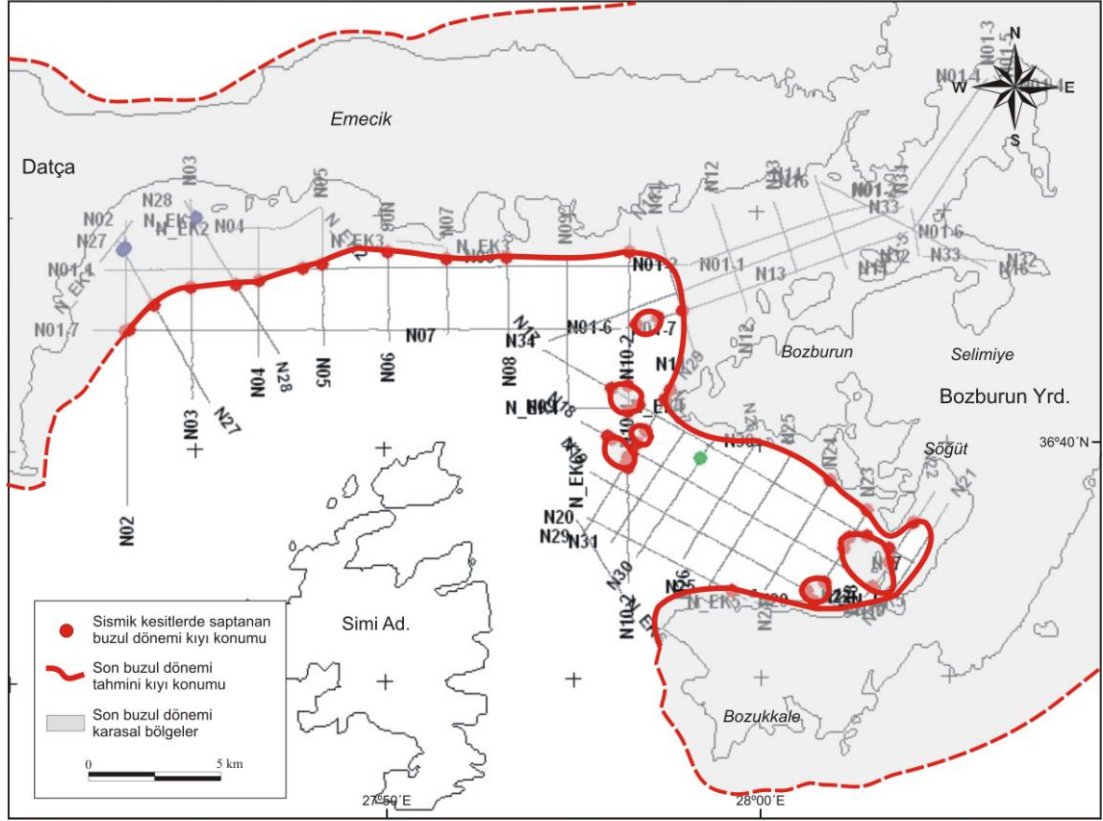


Şekil 5.1 Sismik yorum ile 21.500 yıl öncesinden günümüze kadar olan östatik deniz seviyesi değişimleri ve sekans stratigrafisinin korelasyonu. HST: Highstand system tract, TST: Transgressive system tract, MFS: Maksimum taşkın yüzeyi, EY: Erozyonel yüzey.

Çalışma alanında son buzul döneminden günümüze kadar olan Geç Pleyistosen-Holosen sediman birikimi modeline göre (Şekil 4.22 ve 4.23), buzul dönemi sonrası transgresif (TST) ve Holosen highstand (HST) sediman kalınlığının en yoğun olduğu yer olan Hisarönü Körfezi'nin doğu bölümünde 25 ms'ye ulaşan değerler gözlenmiştir. Çalışma alanının batısındaki ve Yeşilova Körfezi'nde genişliği en fazla 1 km'yi bulan dar şelf alanlarında maksimum 5-6 ms sedimantasyon görülürken, Datça Körfezi'nde bu değer 10 ms'dir. Son buzul döneminden sonra, deniz seviyesinin yükselimi sırasında oluşan TST sismik birimi, hızlı yükselme nedeniyle geniş şelf üzerinde sediman birikecek alandaki artıştan ötürü çok ince bir tabaka şeklinde gözlenmiş ya da hiç gözlenememiştir. Datça Körfezi'nde tespit edilen maksimum TST kalınlığı 5 ms'yi geçmemektedir.

Kronostratigrafik bir çalışma yapılmadan sedimantasyon oranı hakkında kesin bir sonuç elde etmek mümkün olmamakla beraber, son buzul döneminden buzularası döneme geçişte, erozyonal yüzey üzerinde biriken Geç Pleyistosen-Holosen çökellerinin kalınlıkları, konumu, sonlanmaları ve depolandıkları su derinliklerinin, çalışma alanı çevresinde yapılmış benzer çalışmaların sonuçlarıyla karşılaştırılmasından hareketle, şelf üzerindeki sedimantasyon hızının ortalama 0,4 mm/yıl olduğu hesaplanmıştır. Çalışma alanının doğusu gibi, nehirlerin sediman taşınımının nispeten yüksek olduğu yerlerde bu değer yaklaşık olarak 1,0 mm/yıl'dır. Sediman eşkalınlık haritasında tespit edilen depolanma merkezlerinin olduğu bölgelere bakılacak olursa (Şekil 4.23), Datça Körfezi'nde Holosen sedimantasyonunu Uzunazmak, Gökçe ve Avlıboğazı derelerinin kontrol ettiği söylenebilir.

Sismik kesitlerde saptanan (Şekil 4.8-4.18) günümüzden yaklaşık 20.000 yıl önceki son buzul dönemi kıyı hattının konumunun haritalanmasıyla paleo-kıyı çizgisi belirlenmiştir (Şekil 5.2). Alan genelinde, güncel şelf kırığı yaklaşık -110 m derinlikte yer almaktadır. Bölgede, kıyı çizgisinin son buzul döneminden günümüze kadar en fazla 17 km kara yönlü gerilediği tespit edilmiştir.



Şekil 5.2 Son buzul döneminde kıyı hattının yaklaşık konumu.

Hisarönü Körfezi'nde son buzul döneminden bu yana sediman birikimi, deniz seviyesinin eski ve güncel konumlarıyla ilişkilendirilmiştir (Şekil 5.3). (a) ve (c)'de konumu gösterilen A-A' sismik kesitinin şematik yorumu (b) ve (d)'de verilmiştir. (a)'da deniz seviyesinin yükselmesi sonucu kıyı I'deki konumundan II'ye çekilirken, şematik kesit (b)'de son buzul dönemine kadar Pleyistosen çökellerinin depolanma modeli ve üzerinde oluşan aşınma yüzeyi görülmektedir. Deniz seviyesi II'ye yükselip günümüzdeki konumunu alana kadar (c), şelf alanında aşınma yüzeyi üzerinde Geç Pleyistosen-Holosen HST ve TST çökelleri birikmiştir (d). (c)'de verilen buzul dönemi sonrası sediman eşkalınlık haritası, Uzunazmak ve Avlıboğazı derelerinden taşınan sedimanların iki adet depolanma merkezi oluşturduğunu ve bu bölgelerde sediman kalınlığının 15 ms'ye ulaştığını göstermektedir.

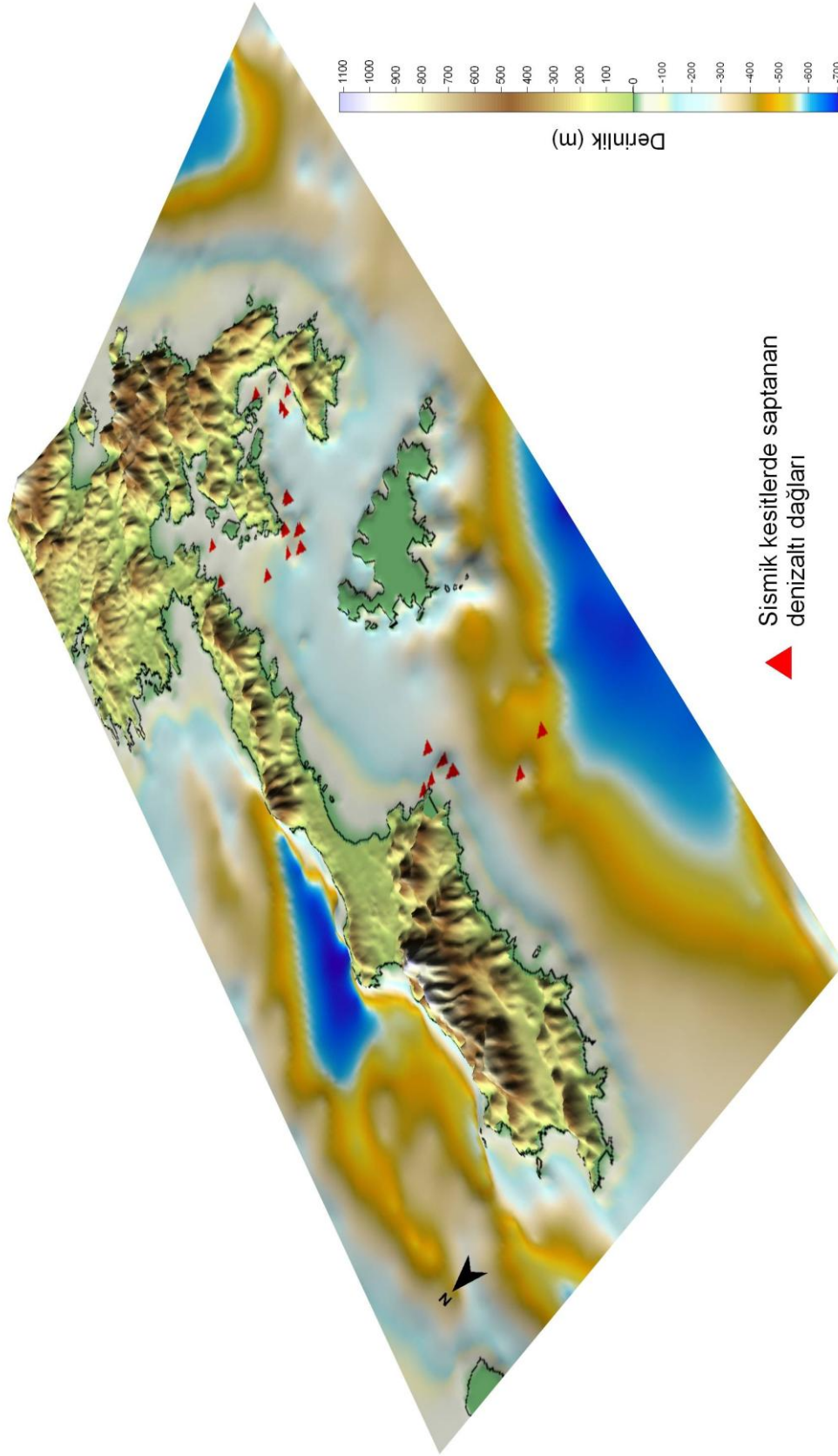


Şekil 5.3 Hisarönü Körfezi'nde son buzul döneminden günümüze sediman birikimi. (a) deniz seviyesinin buzul dönemindeki düşük konumunu; (b) bu zaman dilimine kadar A-A' kesitinde gözlenen sediman birikim modelini; (c) deniz seviyesinin son buzul döneminden günümüze kadar yükselişini ve bu sırada oluşan Geç Pleyistosen-Holosen çökellerinin eşkalınlık haritasını; (d) A-A' kesitindeki Geç Pleyistosen-Holosen sediman birikim modelini göstermektedir.

Datça ve Bozburun Yarımadaı üzerinde gözlenen litolojik birimlerin birbirinin devamı niteliğinde olduğu göz önüne alındığında ve çalışma alanının, içinde bulunduğu Batı Anadolu'daki açılma tektoniğinin etkisi altında oluğu göz önüne alındığında, bölgeyi şekillendirdiği öngörülen, açılmaya sebep olacak fay zonlarının bulunması öngörölmüş; fakat yüksek ayrımlı sismik kesitlerde sadece Datça Yarımadaı'nın güneybatısında faylar tespit edilmiştir (Şekil 4.44). Çalışma alanının diğerk kesimlerinde herhangi bir faya rastlanmamasının sebebinin, araştırma gemisinin giremediği 15 m su derinliğinden daha sığ bölgelerde muhtemel faylanma zonlarının bulunabileceği; ya da bölgeyi şekillendiren fayların Holosen döneminden yaşlı olmasından ötürü ancak derin sismik araştırma ile tespit edilebileceği düşünülmektedir. Datça Yarımadaı'nın güneybatı açıklarında gözlenen aktif fayların ana yöneliminin ise, Datça Yarımadaı'nın kara faylarının doğrultularıyla da uyumlu olarak yaklaşık D-B ve BKB-DGD olduğu görölmektedir (Şekil 4.44).

Yeşilova Körfezi'nden ve Datça Yarımadaı güneyindeki İnceburun açıklarından alınan yüksek ayrımlı sismik kesitlerde, deniz tabanından yüksekliği 160 m'leri bulan ani yükselimler gözlenmiştir (Şekil 5.4). Denizaltı dağları olarak isimlendirilen bu sırtların, Körfez'in açıklarında gözlenenlerden en dik olanı, yaklaşık 23°lik bir eğime sahiptir (Şekil 4.45). Çalışma alanının, güneyinde bulunan Helenik Yay ile sınırlı dalma-batma zonundan etkilenen bir konumda olduğu ve batıdaki Mora Yarımadaı'ndan başlayarak bölgeye kadar uzanan volkanik adaların varlığı göz önüne alındığında, söz konusu denizaltı dağlarının volkanik bir sokulum olabileceği düşünülebilir. Bu olasılığı güçlendirmek için, denizaltı dağları üzerinde hız analizleri yapılarak yoruma gidilebilir.

Hisarönü Körfezi ve çevresinden alınan yüksek ayrımlı sismik kesitlerin stratigrafik yorumları ile saptanan, Geç Pleyistosen-Holosen son buzul dönemi sonrası deniz seviyesi yükselimi ve yüksek konumu sırasında depolanma alanı; Pleyistosen dönemi sedimantasyonunun göröldüğü bölgeler; son buzul dönemi kıyı hattının konumu; faylar ile tektonik olarak aktif sıkışma bölgeleri; denizaltı dağları ile muhtemel aktif kanal yapıları, çalışmanın bir özeti olarak Şekil 5.5'de haritalanmıştır.

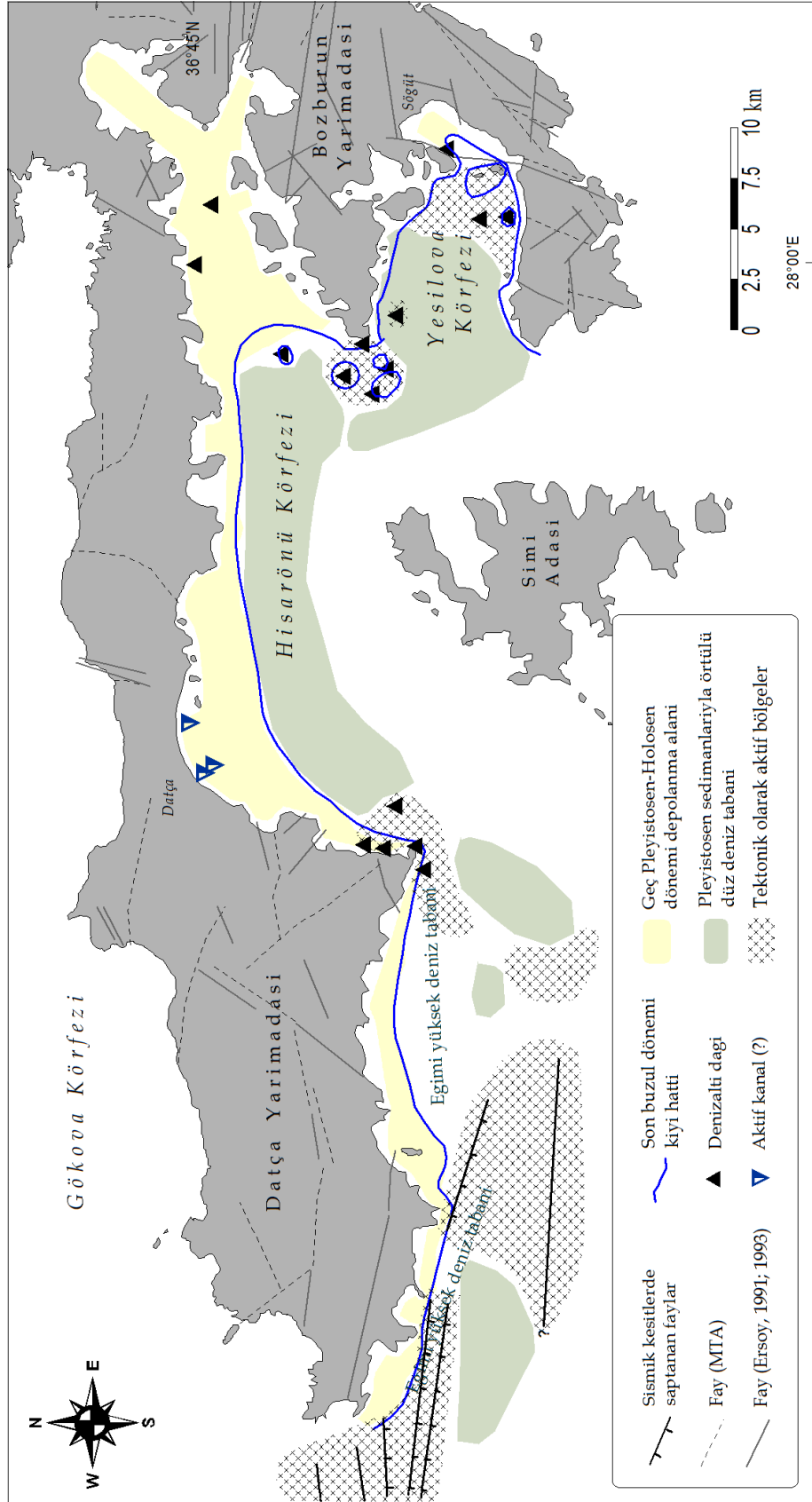


Şekil 5.4 Sismik kesitlerde tespit edilen denizaltı dağlarının dağılımının, batimetrik verilerden elde edilen deniz tabanı morfolojisi ve kara topografyası ile birlikte gösterimi.

Geç Holosen dönemi deniz seviyesi değişimleri ve tektonizmanın miktarı hakkında bilgi sahibi olmak için, sualtında kalmış arkeolojik kalıntılardan destek alınmıştır. Bu kapsamda, çalışma alanında günümüz deniz seviyesinin altında bulunan antik mendirek ve rıhtım kalıntıları ile eski çağ kıyı yapılarının güncel konumları, Geç Holosen dönemi deniz seviyesi değişimi ve tektonizma ile ilişkilendirilmiştir. Bu kalıntıların günümüzde sualtında kalmalarının sebepleri, küresel östatik deniz seviyesi yükselimi ile birlikte tektonik çökme hareketinin beraber etkileridir.

Çalışma alanında tespiti yapılan tüm sualtı arkeolojik kalıntılarının üst yüzeyleri güncel deniz seviyesinin ortalama 2 metre altında bulunmaktadır. Bu kalıntıların üst limitlerinin, inşa edildikleri dönemde (Hellenistik Dönem, günümüzden yaklaşık 2400 yıl önce) su seviyesinin en azından 0,5 m üzerinde olmaları gerektiği fikrinden hareketle, göreceli deniz seviyesi değişiminin son 2400 yılda ortalama 2,5 m olduğu söylenebilir.

Östatik deniz seviyesinin, Ege ve Akdeniz kıyılarında tektonik olarak durağan bölgelerde yapılan radyokarbon çalışmaları sonucu, bu dönemden beri en fazla 0,5 m yükseldiği göz önüne alındığında, son 2400 yılda tektonik çökme oranı yaklaşık 1 mm/yıl olarak hesaplanmıştır. Böylece, Hisarönü Körfezi ve çevresi için ilk defa bu çalışma ile literatüre giren ve çalışma alanında yapılması önerilen radyokarbon tarihlmesi ile güçlendirilecek ilk bilimsel sonuçlar olarak, arkeolojik kalıntıların sualtında kalmasında, bölgesel tektonizmanın etkisinin, östatik deniz seviyesi yükselimine göre daha büyük bir rol oynadığı söylenebilmektedir.



Şekil 5.5 Hisarönü Körfezi ve civarından alınan yüksek ayrımlı sismik kesitlerde gözlenen yapıların alan genelinde dağılımı.

KAYNAKLAR

- Aksu, A., Piper, D.J.W. ve Konuk, T. (1987a). Growth patterns of Büyük Menderes and Küçük Menderes deltas, western Turkey. *Sedimentary Geology*, (52), 227-250.
- Aksu, A., Piper, D.J.W. ve Konuk, T. (1987b). Late Quaternary tectonic and sedimentary history of outer İzmir and Çandarlı bays, western Turkey. *Marine Geology*, (76), 89-104.
- Aksu, A., Konuk, T., Uluğ, A., Duman, M. ve Piper, D.J.W. (1990). Quaternary tectonic and sedimentary history of Eastern Aegean Sea shelf area. *Jeofizik*, (1), 3-35.
- Allen, S.R. ve Cas, R.A.F. (1998). Rhyolitic fallout and pyroclastic density current deposits from a phreatoplinian eruption in the eastern Aegean Sea. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, (86), 219– 251.
- Allen, S.R. (2001). Reconstruction of a major caldera-forming eruption from pyroclastic deposit characteristics: Kos Plateau Tuff, eastern Aegean Sea. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, (105), 141-162.
- Allen, S.R. ve Cas, R.A.F. (2001). Transport of pyroclastic flows across the sea during the explosive, rhyolitic eruption of the Kos Plateau Tuff, Greece. *Bulletin of Volcanology*, (62), 441–456.
- Allen, S.R., Stadlbauer, E. ve Keller, J. (1999). Stratigraphy of the Kos Plateau Tuff: product of a major Quaternary rhyolitic eruption in the eastern Aegean, Greece. *International Journal of Earth Sciences*, (88), 132–156.
- Altunel, E., Stewart, I.S., Barka, A., ve Piccardi, L. (2003). Earthquake Faulting at Ancient Cnidus, SW Turkey. *Turkish J. Earth Sci.*, (12), 137-151.

- Ambraseys, N.N. (1981). On the long term seismicity of Hellenic Arc. *Boll. Geof. Teor. Appl.* (23), 335-361.
- Ambraseys, N.N. ve White, D. (1997). The seismicity of the eastern Mediterranean region 550-1 BC: A re-appraisal. *Journal of Earthquake Engineering*, (1), 603-632.
- Antonioli, F., Anzidei, M., Lambeck, K., Auriemma, R., Gaddi, D., Furlani, S., ve diğeri. (2007). Sea-level change during the Holocene in Sardinia and in the northeastern Adriatic (central Mediterranean Sea) from archaeological and geomorphological data. *Quaternary Science Reviews*, (26), 2463–2486.
- Bard, E., Hamelin, B. ve Fairbanks, R.G. (1990). U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: Sea level during the past 130.000 years. *Nature*, (346) 456-458.
- Bard, E., Hamelin, B., Arnold, M., Montaggioni, L.F., Cabioch, G., Faure, G. ve diğeri. (1996). Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge. *Nature*, (382), 241–244.
- Barka, A. ve Reillinger, R. (1997). Active tectonics of the Eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data. *Annual. Geofis.*, 3 (40), 587-610.
- Bozkurt, E. ve Sözbilir, H. (2004). Tectonic evolution of the Gediz Graben: field evidence for an episodic, two-stage extension in western Turkey. *Geological Magazine*, (141), 63-79.
- Burger, R.L., Fulthorpe, C.S., Austin, J.A., Jr. ve Gulick, S.P.S. (2002). Lower Pleistocene to present structural deformation and sequence stratigraphy of the continental shelf, offshore Eel River Basin, northern California. *Marine Geology*, (185), 249-281.

- Demets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. ve Stein, S. (1990). Current plate motions. *Geophysical Journal International*, (101), 424–478.
- Dewey, J.F. ve Şengör, A.M.C. (1979). Aegean and surrounding regions. Complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. *Geological Society of American Bulletin*, (90), 84-92.
- Dirik, K., Türkmenoğlu, A., Tuna, N., ve Dirican, M. (2003). *Datça Yarımadası'nın neotektoniği, jeomorfolojisi ve bunların eski medeniyetlerin yerleşimi ve gelişimi üzerindeki etkisi*. Ankara: Ortadoğu Teknik Üni.
- Doglioni, C., Agostini, S., Crespi, M., Innocenti, F., Manetti, P., Riguzzi, F. ve diğer. (2002). On the extension in western Anatolia and the Aegean sea. In: Rosenbaum, G. and Lister, G. S. Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan Orogen. *Journal of the Virtual Explorer*, (8), 161-176.
- Emery, D. ve Myers, K. (1996). *Sequence stratigraphy*. Oxford: Blackwell.
- Ercan, T., Günay, E., Baş, H. ve Can, B. (1981-1982). Datça Yarımadası'ndaki kuvaterner yaşlı volkanik kayaların petrolojisi ve kökensele yorumu, *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, (97-98), 46-57.
- Ersoy, Ş. (1991). Datça yarımadasının stratigrafisi ve jeolojisi, *Türkiye Jeoloji Bülteni*, (34), 1-14.
- Ersoy, Ş. (1993). An example from Bozburun (Marmaris, Mugla) peninsula to transgressive carbonate platform sequence. *Geological Bulletin of Turkey*, (36), 171-177.
- Ersoy, Ş., Altınok, Y. ve Yalçın, A.C. (2000). Güneybatı Anadolu'nun neotektonik yapılarına genel bir bakış ve bölgenin deprem etkinliği. *III. Ulusal Kıyı Mühendisliği Sempozyumu Bildiri Özetleri Kitabı*, 1-14.

- Fairbanks, R.G. (1989). A 17.000-year glacio-eustatic sea-level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, (342), 637-642.
- Fleming, K., Johnston, P., Zwart, D., Yokoyama, Y., Lambeck, K. ve Chappell, J. (1998). Refining the eustatic sea-level curve since the Last Glacial Maximum using far- and intermediate-field sites. *Earth and Planetary Sciences Letters*, (163), 327-342.
- Flemming, N.C. (1972). Eustatic and tectonics factors in the relative displacement of the Aegean coast. In D.J. Stanley, (Ed.) *The Mediterranean Sea: A Natural Sedimentation Laboratory* (189-201). Stroudsburg: Dowden, Hutchinson and Ross Inc.
- Flemming, N. C. (1978). Holocene eustatic changes and coastal tectonics in the northeast Mediterranean: Implications for models of crustal consumption. *Philos. Trans. R. Soc. London*, (289), 405-458.
- Geyer, R.A. (Ed.). (1983). *CRC Handbook of Geophysical Exploration at Sea*. California Üni: CRC Press.
- Goidoboni, E., Comastri, A. ve Traina, G. (1994). *Catalogue of ancient earthquakes in the Mediterranean Area up to the 10th Century*. Rome: Istituto Nazionale di Geofisica.
- Görür, N., Şengör, C., Sakıncı, M., Tüysüz, O., Akkök, R., Yığıtbaş, E., ve diğer. (1995). Rift formation in the Gökova Region, Southwest Anatolia: Implications for the opening of the Aegean Sea. *Geological Magazine*, (132), 637-650.

- Hanebuth, T.J.J., Statterger, K. ve Saito, Y., (2002). The stratigraphic architecture of the central Sunda Shelf (SE Asia) recorded by shallow-seismic surveying. *Geo-Marine Letters*, (22), 86–94.
- Hernandez-Molina, F.J., Fernandez-Salas, L.M., Lobo, F., Somoza, L., Diaz-del Rio, V. ve Alveirinho Dias, J.M., (2000). The infralittoral prograding wedge: a new large-scale progradational sedimentary body in shallow water environments *Geo-Marine Letters*, (20), 109–117.
- Jackson J.A.ve McKenzie, D. (1984). Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, (77), 185-264.
- Jackson, J., Haines, J. ve Holt, W. (1992). The horizontal velocity field in the deforming Aegean sea region determined from the moment tensors of earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, (97), 17657-17684.
- Kapsimalis, V., Pavlakis, P., Poulos, S.E., Alexandri, S., Tziavos, C., Sioulas, A., ve diğeri. (2005). Internal structure and evolution of the Late Pleistocene sequence in a shallow embayment: The Amvrakikos Gulf, NW Greece. *Marine Geology*, (222-223), 399-418.
- Kaşer, N. (2004). *Güneybatı Anadolu neotektoniğinin deniz sismik verileri ile araştırılması*. Yüksek Lisans Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, İzmir.
- Kayan, İ. (1988). Late Holocene sea-level changes on the western Anatolian coast. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, (68), 205-218.
- Kearney, M. S. (2001). Late Holocene sea level variation. In B. C. Douglas, M. S. Kearney ve S. P. Leatherman, (Eds.) *Sea level rise - History and consequences* (13-36). Florida: Academic Press.

- Kendall, J. (2003). *A sequence and system tracts*. 16 Aralık 2009, <http://strata.geol.sc.edu>
- Kiratzí, A. ve Louvari, E. (2003). Focal mechanisms of shallow earthquakes in the Aegean Sea and the surrounding lands determined by waveform modelling: a new database. *Journal of Geodynamics*, (36), 251–274.
- Kurt, H., Demirbağ, E. ve Kuşçu, İ. (1999). Investigation of the submarine active tectonism in Gulf of Gökova, southwest Anatolia-southeast Aegean Sea, by multi-channel seismic reflection data. *Tectonophysics*, (305), 477-496.
- Laborel, J. ve Laborel-Deguen, F. (1994). Biological indicators of relative sea level of co-seismic displacements in the Mediterranean region. *Journal of Coastal Research*, 2 (10), 395-415.
- Lambeck, K. (1993). Glacial rebound of the British Isles – II: A high-resolution model. *Geophysical Journal International*, (115), 960-990.
- Lambeck, K. (1995). Late Pleistocene and Holocene sea-level change in Greece and south-western Turkey: A separation of eustatic, isostatic and tectonic contributions. *Geophysical Journal International*, (122), 1022-1044.
- Lambeck, K. ve Johnston, P. (1995). Land subsidence and sea level change: contributions from the melting of the last great ice sheets and the isostatic adjustment of the Earth. In F. J. Barends, F. J. J. Brouwer, ve F. H. Schroder (Eds.) *Land Subsidence: Proceedings of the 5th International Symposium on Land Subsidence*, La Hague, Balkema, Rotterdam, 3-18.
- Lambeck, K. (1996). Sea-level change and shoreline evolution in Aegean Greece since the Upper Paleolithic. *Antiquity*, (70), 588–611.

- Lambeck, K., Anzidei, M., Antonioli, F., Benini, A. ve Esposito, A. (2004). Sea level in Roman time in the Central Mediterranean and implications for recent change. *Earth and Planetary Science Letters*, (224), 563–575.
- Lambeck, K. ve Purcell, A. (2005). Sea-level change in the Mediterranean Sea since the LGM: model predictions for tectonically stable areas. *Quaternary Science Reviews*, (24), 1969–1988.
- Le Pichon, X. ve Angelier, J. (1981). *The Aegean Sea*. Philos. Trans. Soc. London A., (300), 357–372.
- Lobo, F.J., Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Diaz del Rio, V. ve Dias, J.M.A. (2002). Stratigraphic evidence of an upper Pleistocene TST to HST complex on the Gulf of Cadiz continental shelf (south-west Iberian Peninsula), *Geo-Marine Letters*, (22), 95–107.
- Love, I.C. (1972a). A Preliminary Report of the Excavations at Knidos, 1970. *American Journal of Archaeology*, (76), 61-76.
- Love, I.C. (1972b). A preliminary report of the excavations at Knidos, 1971. *American Journal of Archaeology*, (76), 393-406.
- Love, I.C. (1973). A preliminary report of the excavations at Knidos, 1972. *American Journal of Archaeology*, (77), 413-424.
- Lykousis, V., Anagnostou, C., Pavlakis, P., Rousakis, G. ve Alexandri, M. (1995). Quaternary sedimentary history and neotectonic evolution of the eastern part of the Central Aegean Sea, Greece. *Marine Geology*, (128), 59-71.
- Lykousis, V., Roussakis, G., ve Sakellariou, D. (2009). Slope failures and stability analysis of shallow water prodeltas in the active margins of Western Greece,

- northeastern Mediterranean Sea. *International Journal of Earth Sciences*, (98), 807–822.
- Marriner, N. ve Morhange, C. (2007). Geoscience of ancient Mediterranean harbours. *Earth-Sciences Reviews*, (80), 137-194.
- McKenzie, D. (1978). Active tectonics of the Alpine Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions (tectonics of the Aegean region). *Geophysical Journal R. Astron. Soc.*, (55), 217-254.
- Mcclusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Georgiev, I., Hamburg, M., ve diğeri. (2000). Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal Geophysical Research*, (105), 5695–5720.
- Mitchum Jr., R.M. ve Vail, P.R. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In C. E. Payton, (Ed.). *Seismic stratigraphic interpretation procedure. Seismic Stratigraphy; Applications to Hydrocarbon Exploration*. Mem. Am. Assoc. *Petroleum Geology*, (96), 135–143.
- Morhange, C, Laborel, J. ve Hesnard, A. (2001). Changes of relative sea level during the past 5000 years in the ancient harbor of Marseilles, Southern France. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, (166), 319-329.
- Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Jeoloji Haritası*, (2002). 05 Haziran 2008, <http://www.mta.gov.tr>
- Müllenhoff, M. (2005). Geoarchäologische, sedimentologische und morphodynamische Untersuchungen im Mündungsgebiet des Büyük Menderes (Mäander), Westtürkei. *Marburger Geographische Schriften*, (141), 282.

Northern California Earthquake Data Center Earthquake Catalog, (b.t.). 06 Nisan 2008, <http://www.ncedc.org/ncedc/catalogs.html>

National Observatory of Athens Earthquake Catalog, (2001). 06 Nisan 2008, <http://www.gein.noa.gr/services/Kerameikos/Kerameikos.htm>

National Observatory of Athens, Aegean Tectonics, (b.t.). 06 Nisan 2008, (<http://www.gein.noa.gr/services/kythira-linkstectonics.gif>)

Oral, B., Reilinger, R., Toksöz, N.M., King, R., Barka, A., Kınık, I. ve diğer. (1995). Coherent plate motion in the Eastern Mediterranean continental collision zone, *EOS* 2, (76), 1-3.

Özdaş, H. (2008). Akdeniz Bölgesi sualtı araştırması, 2007 yılı çalışmaları. 26. *Araştırma Sonuçları Toplantısı*, (3), 259-272.

Pe-Piper, G, Piper, D.J.W. ve Perissoratis, C. (2005). Neotectonics and the Kos Plateau Tuff eruption of 161 ka, South Aegean arc. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 139, 315-338.

Perissoratis, C. (1995). The Santorini volcanic complex and its relation to the stratigraphy and structure of the Aegean arc, Greece. *Marine Geology*, (128), 37-58.

Perissoratis, C. ve Conispoliatis, N. (2003). The impacts of sea level changes during latest Pleistocene and Holocene times on the morphology of the Ionian and Aegean Seas (SE Alpine Europe). *Marine Geology*, (196), 145-156.

Piper, D.J.W., ve Perissoratis, C. (1991). Quaternary sedimentation on the north Aegean continental margin, Greece. *American Association Petroleum Geology*, (75/1), 46-61.

- Piper, D.J.W. ve Perissoratis, C. (2003). Pleistocene neotectonics of the South Aegean arc. *Marine Geology*, (198), 259-288.
- Pirazzoli, P.A. ve Thommeret, J. (1973). Une donnée nouvelle sur le niveau marin à Marseille à l'époque romaine. *Comptes Rendus Academie Sciences of Paris*, (227), 2125-2128.
- Pirazzoli, P.A. (1998). A comparison between postglacial isostatic predictions and Late Holocene sea level field data from Mediterranean and Iranian coastal areas. In P. Wu, (Ed.). *Dynamics of the Ice Age Earth: A Modern Perspective* (401-422). Zurich: TransTech Publications.
- Posamentier, H.W. ve Vail, P.R. (1988). Eustatic controls on clastic deposition II - sequence and systems tract models. In C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C.G.St.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross, J.C. VanWagoner, (Eds.) *Sea-Level Changes: An Integrated Approach. Soc. Econ. Paleontol. Mineral, Spec. Publ.*, (42), 125-154.
- Posamentier, H.W. ve Allen, G.P. (1999). Siliciclastic sequence stratigraphy – concepts and applications. *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*, (7), 210.
- Reillinger, R.E., McClusky, S.C., Oral, M.B., King, R.W., Toksöz, M.N., Barka, A.A., ve diğer. (1997). Global positioning system measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone. *Journal of Geophysical Research*, (102), 9983-9999.
- Rodero, J., Pallares, L. ve Maldonado, A. (1999). Late Pleistocene seismic facies of the Gulf of Cadiz Spanish margin: depositional processes influenced by sea level change and tectonic controls. *Marine Geology*, (155), 131-156.
- Seyitoğlu, G. ve Scott, B. (1991). Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey. *Geological Magazine*, (128), 155-166.

- Seyitoglu, G. ve Scott, B.C. (1996). The cause of N-S extensional tectonics in western Turkey: tectonic escape vs back-arc spreading vs orogenic collapse. *Journal of Geodynamics*, (22), 145-153.
- Shackleton, N.J. (1987). Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary Science Reviews*, (6), 183-190.
- Siddall, M., Rohling, E.J., Almogi-Labin, A., Hemleben, C., Meischner, D., Schmelzer, L. ve diğer. (2003). Sea level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature*, (423), 853-858.
- Sivan, D., Wdowinski, S., Lambeck, K., Galili, E. ve Raban, A. (2001). Holocene sea-level changes along the Mediterranean coast of Israel, based on archaeological observations and numerical model. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, (167), 101-117
- Somoza, L., Hernández-Molina, F.J., De Andres, J.R. ve Rey, J. (1997). Continental shelf architecture and sea level cycles: Late Pleistocene high-resolution stratigraphy of the Gulf of Cádiz, Spain, *Geo -Marine Letters*, (17), 133-139.
- Stanley, DJ. (1995). A global sea-level curve for the late Quaternary: The impossible dream? *Marine Geology*, (125), 1-6.
- Stiros, S.C. (2000). Fault pattern of Nisyros Island volcano (Aegean Sea, Greece): structural coastal and archaeological evidence. In W. J. McGuire, D. R. Griffiths, P.L. Hancock ve I.S. Stewart, (Eds), *The Archeology of Geological Catastrophes* (385-399). London: Geological Society Special Publications.

- 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 K. T. Biddle ve N. Christie-Blick, (Eds.), *Strike-Slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ.*,(37), 227–264.
- Taymaz, T., Jackson, J., ve McKenzie, D. (1991). Active tectonics of the north and central Aegean. *Geophysical Journal International*, (106), 433-490.
- Uğur, A. ve Yener, G. (2001). Accumulation rates and sediment deposition in the Gökova Bay in Aegean Sea Turkish Coast. *Applied Radiation and Isotopes*, (55), 581–588.
- United States Geological Survey Earthquake Catalog*, (b.t.). 06 Nisan 2008, http://neic.usgs.gov/neis/epic/epic_rect.html
- Vail, P.R., Mitchum, R.M., Jr. ve Thompson, S. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 3: Relative changes of sea level from coastal onlap. In C.E. Payton (Ed.). *Seismic Stratigraphy—Applications to Hydrocarbon Exploration. Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.*, (26), 63–81.
- Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S. ve diğer. (1988). An overview of sequence stratigraphy and key definitions. In C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.St.C. Kendall, H. Posamentier, C.A. Ross ve J.C. Van Wagoner (Eds.), *Sea-Level Changes. An Integrated Approach, Soc. Econ. Paleo. And Mineral. Spec. Publ.* (42), 39–45..
- Vött, A., Brückner, H., Handl, M. ve Schriever, A. (2006). Holocene palaeogeographies of the Astakos coastal plain (Akarnania, NW Greece). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, (239), 126–146.
- Walker, R.G. (Ed). (1990). *Facies models*. Canada: Geological Association Press.

Westaway, R. (1994). Evidence for dynamic coupling of surface processes with isostatic compensation in the lower crust during active extension of western Turkey. *Journal of Geophysical Research*, (99), 20203–20223.

Yeşilyurt, S. ve Taner, G. (2002). Datça Yarımadasının geç Pliyosen Pelecypoda ve Gastropoda faunası ve stratigrafisi (Muğla-Güneybatı Anadolu). *MTA Dergisi*, (125), 89-120.