

DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**İZMİR KÖRFEZİNİN ÇOK IŞINLI ÜÇ BOYUTLU
BATİMETRİ HARİTASI VE SIĞ SEDİMAN TER
YAPISININ İNCELENMESİ**

Süleyman COŞKUN

Temmuz, 2009

İZMİR

**İZMİR KÖRFEZİNİN ÇOK IŞINLI ÜÇ BOYUTLU
BATİMETRİ HARİTASI VE SIĞ SEDİMAN TER
YAPISININ İNCELENMESİ**

Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü

Yüksek Lisans Tezi

Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü, Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği

Anabilim Dalı

Süleyman COŞKUN

Temmuz, 2009

İZMİR

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

SÜLEYMAN COŞKUN, tarafından DOÇ. DR. DERMAN DONDURUR yönetiminde hazırlanan “İZMİR KÖRFEZİ’NİN ÜÇ BOYUTLU ÇOK IŞINLI BATİMETRİ HARİTASI VE SIĞ SEDİMANTER YAPISININ İNCELENMESİ” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

.....
Doç. Dr. Derman DONDURUR

Danışman

.....

Jüri Üyesi

.....

Jüri Üyesi

Prof.Dr. Cahit HELVACI

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Bu tezin gerçekleştirilmesinde, gerekli bütün yardım, tavsiye ve yönlendirmeleri yapan, karşılaştığım problemlerin çözümünde deneyimlerinden yararlandığım ve gerek bilgi, gerekse manevi desteğini esirgemeyen sayın hocam Doç. Dr. Derman DONDURUR'a teşekkürü bir borç bilirim.

Çalışmanın başından sonuna kadar, yoğun çalışmaları arasında bana zaman ayırıp görüş ve tavsiyeleri ile tezin oluşmasında büyük yeri olan sayın hocam Prof. Dr. Günay ÇİFÇİ'ye, karşılaştığım zorluklarda yardımına koşan ve teze farklı bakış açıları kazandıran Kanada Memorial Üniversitesi'nden sayın Prof. Dr. Ali Engin AKSU'ya, çalışmanın tektonik aşamasındaki yardımlarından dolayı İstanbul Teknik Üniversitesi'nden Doç. Dr. Cenk YALTIRAK'a teşekkürlerimi sunarım.

Verilerin toplanması ve işlenmesi sırasında yanımda olan ve tezin bütün aşamalarında yardımlarını esirgemeyen, başta Selin Deniz AKHUN ve H.Mert KÜÇÜK olmak üzere tüm SeisLab ekibine, bana gösterdikleri sabır ve ilgiden dolayı teşekkür ederim. Ayrıca hayatım boyunca manevi desteklerini hiçbir zaman esirgemeyen, her zaman arkamda olduklarını hissettiğim aileme minnetlerimi sunarım.

Bu çalışmanın verileri, Başta Devlet Planlama Teşkilatı (DPT) 'nın büyük desteği ile 2003K120360 kod numaralı İleri Araştırmalar Projesi olmak üzere, değişik TÜBİTAK projeleri, Avrupa Birliği 6. Çerçeve Programları (Hotspot Ecosystem Research on the Margins of European Seas-HERMES ve European Seas Observatory Network-ESONET) projeleri, Türkiye Petrolleri A.O. (TPAO) projesi, Dokuz Eylül Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri (BAP) ve Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü Döner Sermaye Projesi gibi kaynaklar kullanılarak Dokuz Eylül Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü bünyesinde oluşturulan Sismik Laboratuvar (<http://web.deu.edu.tr/seislab>) olanaklarıyla “İzmir fayının jeofizik, jeolojik, sismolojik, arkeolojik ve tarihsel veriler yardımıyla incelenmesi ve yorumlanması” adlı TÜBİTAK Projesi kapsamında toplanmıştır.

İZMİR KÖRFEZİNİN ÇOK IŞINLI ÜÇ BOYUTLU BATİMETRİ HARİTASI VE SIĞ SEDİMANTER YAPISININ İNCELENMESİ

ÖZ

Bu çalışma, İzmir Körfezi'nden toplanan bir dizi yüksek ayrımlı akustik verinin birbiri ile ilişkilendirilerek yorumlanmasını içermektedir. Çalışmada çok ışınlı batimetri, CHIRP yüksek ayrımlı mühendislik sismiği ve yanal tarama sonarı verileri yardımıyla, bölgenin morfolojik ve sığ sedimenter yapısı akustik olarak ortaya konulmaya çalışılmıştır. Yapılan çalışmalar, körfezin morfolojisini, aktif tektonik ve sığ sedimenter yapısını, sığ gaz birikimlerini ve sıvı/gaz çıkışlarının incelenmesini kapsamaktadır.

İzmir Körfezi, iç körfezden dış körfeze doğru derinleşmekte, bazı bölgelerde az engebeli bazı bölgelerde engebeli bir taban morfolojisi sunmaktadır. Gediz Nehri'nin getirdiği alüvyonlar sebebi ile körfezin K-KD kıyısının çok sığ olduğu göze çarpmaktadır. Fay bloklarının hareketi sonucu morfolojik değişimlere uğradığı gözlenen körfezde gemi batıkları, dökü alanları ve navigasyon kanalı gibi birçok yapay morfolojik yapıya da rastlanmaktadır.

Çalışma kapsamında toplanan akustik veriler körfezde birçok aktif fayın varlığını işaret etmektedir. Dış körfezde KKB-GGD, orta körfezde ise D-B doğrultulu normal fayların, dış körfezde batıya, orta körfezde güneye doğru gençleştiği ve ilerlediği gözlenmiştir. Akustik veri incelenerek, bu ilerlemenin körfezin oluşumu ile ilgili olduğu ve körfezin açılma sonucu meydana geldiği sonucuna ulaşılmıştır.

İzmir körfezinin sığ sedimenter yapısı, Gediz Nehri'nin getirdiği tortulların etkisi altındadır. Körfezde geniş bir alana yayılan bu tortullar yüksek ayrımlı sismik veriler yardımıyla incelenmiş ve Geç Pleistosen'den Holosen'e kadar tortul birikimleri hesaplanarak izopak haritası oluşturulmuştur. Ayrıca son buzul dönemine (son 18.000 yıl) ait paleo-batimetri haritası da hazırlanarak günümüz batimetri haritası ile karşılaştırılmıştır. Oluşturulan izopak haritasına göre körfezin KD kıyısında 2,5-4

mm/yıl, orta basende 0,8-1,7 mm/yıl ve GB kıyısında ise 0,5-0,2 mm/yıl görünür sedimantasyon hızından bahsetmek mümkündür.

İzmir Körfezi tortul dolgu özellikleri açısından sığ gaz birikimine elverişli bir ortamdır. Körfezdeki sığ gaz birikimleri KD bölgesinde Gediz Deltası sınırlarında ve KB bölgesinde küçük birikimler halinde görülmektedir. Gediz Deltası sınırında meydana gelmiş gaz birikimlerinin biyojenik kaynaklı olduğu düşünülmekte fakat KB sınırındaki birikimlerin kaynağı hakkında yorum yapılamamaktadır. Ayrıca fay sistemlerinin üzerinde veya yakınında gaz/sıvı çıkışlarına ve birçok aktif ve pasif pockmark yapılarına rastlanmış ve birbirleriyle ilişkileri tartışılmıştır.

Anahtar Sözcükler: Deniz jeofiziği, akustik yöntemler, İzmir Körfezi, batimetri, sığ gaz birikimi

3-D MULTIBEAM BATHYMETRY MAP AND SHALLOW SEDIMENTARY STRUCTURE OF THE İZMİR GULF

ABSTRACT

This study combines an interpretation of high resolution acoustic data collected from İzmir Gulf. Shallow sedimentary and morphological structures of this area are revealed acoustically using multibeam bathymetry, CHIRP high resolution seismic and side scan sonar data. The study includes morphology, active tectonics, shallow sedimentary structures, shallow gas accumulations and gas seeps in the region.

In the İzmir Gulf, the water depth increases from inner bay to outer bay with complicated morphology. The N-NE coastal area is very shallow because of the ancient sediments from Gediz River. This complicated morphology can be explained with active tectonic of Western Anatolia and the active tectonic of the study area.

Artificial structures like ships wrecks, dump areas and navigation channel are also present in the gulf. Acoustic data from İzmir Gulf indicate plenty of active faults. In the outer bay NNW-SSE directed normal faults get younger from east to west and in the middle bay E-W striking normal faults get younger from north to south. This progradation is interpreted to be related to the formation of İzmir Gulf.

The shallow sedimentary structure of İzmir Bay is controlled by terrigenous sediments of Gediz river. Using acoustic data, thickness of each unit is calculated from Late Pleistocene to Holocene in order to create isopach maps. Furthermore, the paleo-bathymetry map of last glacial period (last 18.000 years) is generated and then compared with current bathymetry of the study area. According to isopach map, the apparent sedimentation rate 2,5-4 mm/year in the NE coast, 0,8-1,7 mm/year in central basin and 0,5-0,2 mm/year.

İzmir Gulf also has several shallow gas accumulation areas. In NE, the edge of Gediz delta is the area where shallow gas accumulations are present. The origin of

gas is suggested to be biogenic at the edge of Gediz delta, but according to our acoustic data set it is not possible to suggest the origin of the gassy sediments of N-W part. Also many active and inactive pockmarks and gas seeps are observed near the fault planes. The gassy structures and their relations to the faulting is also discussed.

Keywords: Marine Geophysics, acoustic methods, İzmir Bay, bathymetry, gas accumulation

İÇİNDEKİLER

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU.....	ii
TEŞEKKÜR.....	iii
ÖZ.....	iv
ABSTRACT.....	vi

BÖLÜM BİR – GİRİŞ.....1

1.1 Çalışmanın Amacı ve Kapsamı.....	1
1.2 İzmir Körfezi ve Çevresi'nin Jeolojisi.....	3
1.2.1 Bornova Düzlüğü.....	3
1.2.2 Balçova Bölgesi.....	4
1.2.3 Karşıyaka Bölgesi.....	4
1.2.4 İzmir Körfezi.....	4
1.3 Batı Anadolu ve Çalışma Alanı'nın Aktif Tektoniği.....	6
1.4 Bölgenin Depremselliği.....	12
1.5 Önceki Çalışmalar.....	15

BÖLÜM İKİ – YÖNTEMLER.....18

2.1 Çok Işınlı Ekosounder Batimetri Sistemleri.....	18
2.1.1 Sistemin Çalışma İlkesi.....	20
2.1.2 Çok Işınlı Ekosounder Sistem Türleri.....	26
2.1.3 Tarama Alanı ve Parametreleri.....	29
2.1.4 Yardımcı Sistemler ve Etkileri.....	32
2.1.4.1 Küresel Yer Belirleme Sistemi (GPS-DGPS).....	32
2.1.4.2 Üç Boyutlu Hareket Algılayıcısı.....	34
2.1.4.3 Ses Hızı Ölçer (CTD).....	37
2.1.5 Çok Işınlı Sistemlerin Ayrımlılığı.....	38
2.1.6 Çok Işınlı Ekosounder Görüntüsünden Sonar Görüntüsüne Geçiş.....	39
2.1.7 Veri Toplama ve Çalışmanın Planlaması.....	42
2.1.8 Veri İşlem.....	44

2.1.8.1 Ön İşlemler.....	44
2.1.8.2 Ana İşlemler.....	46
2.1.8.3 Ek İşlemler.....	50
2.2 Yüksek Ayrımlı CHIRP Mühendislik Sismiği Sistemleri.....	51
2.3 Yanal Tarama Sonarı Sistemi.....	54
BÖLÜM ÜÇ – AKUSTİK VERİ VE YORUMU.....	58
3.1 Kullanılan Veri ve Yöntemler.....	58
3.2 Körfezin Morfolojik Yapısı ve Yapay Morfolojik Değişimler.....	59
3.2.1 İç Körfez.....	60
3.2.2 Orta ve Dış Körfez.....	71
3.2.3 Uzunda ve Çiçek Adaları ile Dış Körfez'den Ayrılan Batı Kısım...	84
3.3 İzmir Körfezi'nin Aktif Tektonik Yapısı.....	89
3.4 Körfezin Sedimanter Yapısı.....	95
3.5 İzmir Körfezi'nde Sığ Gaz Yapıları ve Etkileri.....	98
3.5.1 Sığ Gaz Yapıları.....	98
3.5.2 Körfezdeki Gaz Birikimi.....	102
3.5.3 Körfezdeki Gaz ve Sıvı Sızıntıları.....	105
BÖLÜM DÖRT – SONUÇ VE ÖNERİLER.....	113
KAYNAKLAR.....	115

BÖLÜM BİR

GİRİŞ

1.1 Çalışmanın Amacı ve Kapsamı

Sismik aktivitesi ve karmaşık tektoniği ile göze çarpan Ege Bölgesi, özellikle 20. Yüzyılın ikinci yarısından itibaren birçok araştırmacının ilgisini çekmiştir. Bölgenin tektonik yapısı genel olarak açılma tektoniği ile açıklanır ve bölgeye bu tip tektonik yapının en önemli işareti olan horst-graben oluşumları hakimdir (Şengör 1979, 1980). Ayrıca günümüzde de bölgede yoğun araştırmalar yapılmaktadır. Araştırmaların çoğu jeolojik gözlemlere ve kara jeofizik verilerine dayandırılmış, teknik olanakların yetersiz olması sebebiyle deniz jeofizik çalışmaları çok sınırlı kalmıştır. Karada yapılan çalışmalara dayanılarak yorumlanan yapıların denizdeki sürekliliğini verilerle ortaya koymak, gelecek çalışmalara ışık tutacaktır.

İzmir Körfezi ve çevresinde yapılan jeolojik ve jeofizik çalışmalar, bölgede birçok morfolojik yapının varlığına işaret etmiş ve karadaki yapıların körfez içerisinde devam ettiğini göstermiştir. Körfezdeki taban morfolojisi, alanın jeolojisi ve yer içinin uzun dönemli davranışını da yansıtır. İzmir Körfezi ve çevresinin yakın tarihi araştırıldığında, doğal morfolojik yapıların dışında gemi batıkları, dökü alanları, kablo ve boru hatları, kazılmış kanallar gibi bir çok yapay yapının da varlığı görülmektedir. Öte yandan, bölgenin sismik aktivitesi göz önüne alındığında, körfezde deprem oluşturan aktif fayların varlığı da ortadadır. Körfezin oluşumuyla ilgili olduğu da düşünülen bazı fayların karadaki uzantıları bilinmekte fakat denizdeki uzantıları tahmini olarak gösterilebilmektedir. Yüksek ayrımlı bir batimetri haritası bu fayların deniz tabanındaki uzantılarını, konumlarını ve yüzeydeki etkilerini ortaya çıkarmakta kullanılır. Böylece bu batimetri çalışmaları, sismolojik ve tektonik çalışmaların yanı sıra İzmir ve çevresinde deprem tehlikesinin belirlenmesi, deprem senaryolarının en az hata ile ortaya konması açısından da önem taşımaktadır.

Su kolonunda yükselen gaz kabarcıklarının oluşturduğu “kaynayan su” görüntüsü, deniz tabanına gaz çıkışlarının doğrudan kanıtıdır. İzmir Körfezi’nde de bu tür gaz çıkışları yer yer bulunmaktadır. Sığ denizel tortullarda gaz birikimi birkaç nedenden dolayı önem taşımaktadır. Sığ gaz birikimleri, tortullar içerisinde daha derin kısımlarda, çok daha geniş çaplı hidrokarbon oluşumlarını belirtebilir. Hidrokarbon oluşumlarının rezerv ve kalitelerinin uygun olması durumunda körfez ekonomik bir değere de sahip olacaktır. Bugüne kadar İzmir Körfezi’nde hidrokarbon oluşumlarının araştırılmasına yönelik bir çalışma olmasa da, bu çalışmada gaz çıkışları, gaz birikimleri, pockmarklar ve yüksek yansımali taban tortulları gibi hidrokarbon kaynakları, çok ışınli ekosounder yöntemi başta olmak üzere; yanal tarama sonarı ve chirp mühendislik sismiği yöntemleri ile araştırılmıştır.

Körfezdeki insan kaynaklı kirlenmeye uzun yıllar çözüm aranmıştır. 1976’dan 1990 yılına kadar İç Körfez’de tarama ve döküm işlemleri yapılmıştır. Yapılan bu çalışmada körfezin en kirli tortulları iç körfezden dış körfeze taşınmış ve dökülmüştür. Taşınan malzemenin yer seçimi ve döküm işlemlerinin doğru alana yapılıp yapılmadığı hala tartışılmaktadır. Yüksek ayrımlı bir derinlik haritasının yanı sıra, derinlik haritalarında gözlenemeyen tortul türü değişimlerini görebilmek, çok ışınli ekosounder sistemi ile mümkündür. Ekosounder verilerinden yararlanılarak hazırlanan yansımali (reflektivite) haritaları ile dökü alanındaki ağır metal içeren ve ortamla farklılık gösteren malzemeler gözlemlenebilir, böylece yapılan dökü çalışmasının güvenilirliği ortaya çıkabilir.

Yoğun bir gemi trafiğine de sahip olan İzmir Körfezi’ne giriş-çıkışın sağlandığı sadece bir geçit bulunmaktadır. Yenikale Geçidi olarak adlandırılan bu alan, Gediz Deltasının birikimleri sonucu oldukça daralmış ve sığlaşmıştır. İzmir Limanı’nı barındıran İzmir Körfezi, bu tek geçidin de gemi trafiğine kapanması durumunda ticari çalışmalar durma noktasına gelecektir. Ayrıca aynı sebeple iç körfezde bir rota boyunca limana açılan bir kanal kazılmıştır. Bu kanalında derinliği zamana bağlı olarak üç boyutlu olarak kontrol edilmelidir. Gelecek yıllarda tortul birikimi sonucu sürekli daralan ve sığlaşan alanların belirlenmesi ve gemi trafiğinin aksamaması

adına doğru alanlara doğru müdahalelerin yapılabilmesi için körfezin bu ayrıntılı batimetri çalışmasına ihtiyacı vardır.

Ege Bölgesi'nin en büyük ticari limanının bulunduğu İzmir Körfezi, sadece jeolojik açıdan değil ekonomi, turizm, ulaşım ve yapılaşma açısından da büyük önem taşımaktadır. Bu çalışma kapsamında, çok ışınlı ekosounder batimetri sistemi ile oluşturulmuş yüksek ayrımlı üç boyutlu batimetri ve reflektivite haritaları ile alanın morfolojisi incelenmiş, yanal tarama sonarı ve chirp mühendislik sismiği yöntemleri yardımıyla alandaki yapay ve doğal yapılar yorumlanmış. Sonuç olarak, bu yorumlarla İzmir Körfezi'ndeki deprensellik, olası yer altı kaynakları, doğal veya yapay kaynaklı sorunlar ve çözümleri ortaya konmaya çalışılmıştır.

1.2 İzmir Körfezi ve Çevresinin Jeolojisi

1.2.1 Bornova Düzlüğü

Alanda iki kaya grubu göze çarpmaktadır. Birinci grup konsolide olmuş Kretase ve Tersiyer yaşlı kayalardan oluşmaktadır. Bu grup Bornova Düzlüğü'nü çevreleyen tepelerde mostra vermekte ve düzlüğü'nün temelini oluşturmaktadır. Bu yüzden bu grup temel kaya olarak adlandırılmaktadır. İkinci grup ise baseni dolduran birim olan gevşek Kuvaterner çökelleridir. Temel; sedimanter, Neojen yaşlı kayalar ve Tersiyer yaşlı volkanik kayalar olmak üzere üç ana kaya biriminden oluşmaktadır. En yaşlı birim Kretase yaşlı filiş birimidir. Bu birim alanın Güneydoğu sınırındaki bölgelerde küçük mostralar vermektedir. Kuzeyde, Doğu'da ve Güneydoğu'daki geniş alanlarda ise Kretase yaşlı kireçtaşı mostraları göze çarpmaktadır. Alanın Kuzeydoğu ve Güney sınırlarında Neojen yaşlı kireçtaşları bulunmakta ve Kretase yaşlı Kireçtaşı birimi ile Neojen yaşlı Kireçtaşı birimi arasında bir uyumsuzluk gözlenmektedir. Kuzeybatı ve Güneydoğu sınırlarında ise Miyosen yaşlı volkanik kayalara rastlanmakta ve tortullar bu kayaların üstünü örtmektedir. Ana kaya türü andezittir. Bornova düzlüğü az engebeli bir yüzeye sahip olmakla birlikte yükseklik doğudan İzmir Körfezi'ne doğru 90 m' den 0,5 m' ye kadar değişir. Basendeki tortul birikimi

kil, kum ve çakıl kaymanlarından oluşmaktadır. (DSİ İzmir Projesi : Su temini masterplanı ve fizibilite raporu, 1971)

1.2.2 Balçova Bölgesi

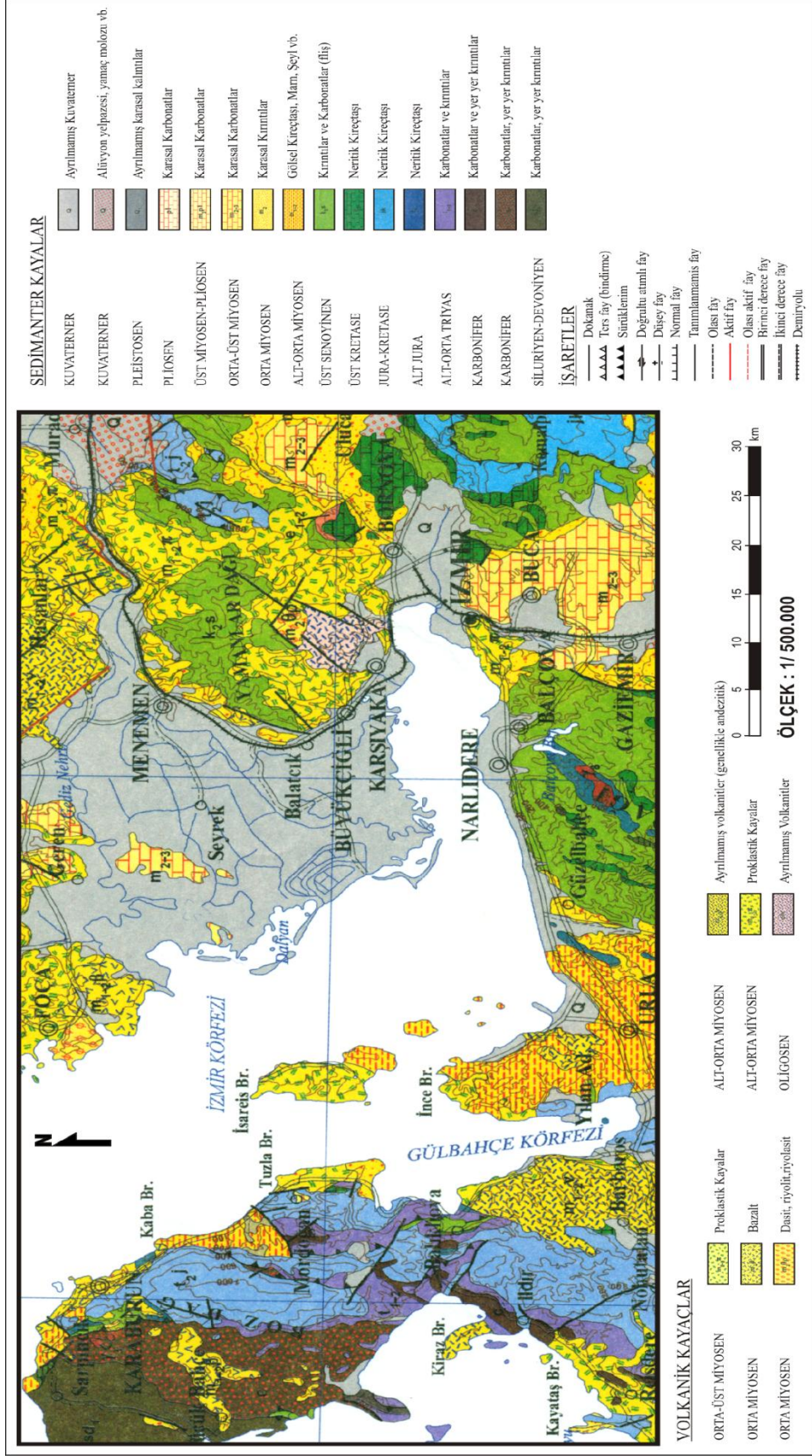
Bu alan Batı Anadolu'daki en önemli jeotermal alanlardan birisi olup, jeotermal enerji amaçlı MTA (Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü) tarafından açılmış birçok kuyu bulunmaktadır. Bu kuyuların açılması sırasında toplanan veriler ışığında Kuvaterner yaşlı tortulların ve Kretase yaşlı Filiş' in ana birimi oluşturduğu belirlenmiştir. Jeolojik gözlem ve sondajlar en yaşlı birimin Kretase yaşlı Filiş olduğunu gösterir. Filiş; meta-kireçtaşı, meta-kiltaşı, meta-silt taşı ve kireçtaşı, serpantin ve büyük diyabaz bloklarını içermektedir. Sedimanter dolgunun kalınlığı kuzeyde 22 m' den yaklaşık 182 m' ye kadar artış göstermektedir (Yılmaz, 1989; Çetiner, 1999).

1.2.3 Karşıyaka – Bostanlı Bölgesi

Bu alan Gediz Deltası'dır. Bu alüvyonlar yüksek olasılıkla andezitik kayaları örtmektedir ve alandaki tortul kalınlığı çok yüksektir. 200 m' ye yakın sondajlar olmasına karşın anakayaya ulaşamamıştır. Bu yüzden alüvyon tabakasının kalınlığı tam olarak bilinmemektedir. Kum, silt ve kilden oluşan alüvyon tabakası ince de olsa (birkaç cm kalınlığında) organik kil seviyelerine sahiptir. Tortullar düşük seviyelerde suya doygun ve bu yüzden konsolide bir yapıya sahip değildir. Ayrıca kıyıya yakın alanlarda bataklıklara rastlanmaktadır (Günay, 1998).

1.2.4 İzmir Körfezi

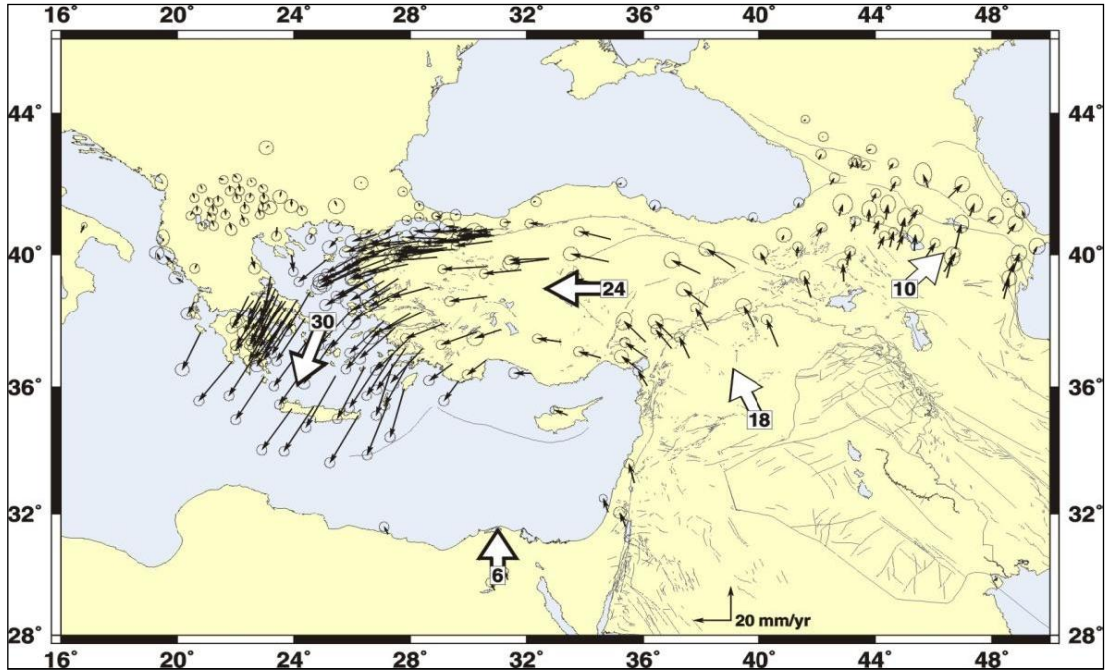
Dokuz Eylül Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü tarafından iç ve dış körfezlerde yapılan sismik kırılma çalışmaları ile elde edilen verilere göre körfezde dört farklı jeolojik birim bulunmaktadır. Bunlar; Kuvaterner tortullar, Neojen tortullar, Neojen volkanik kayalar ve Kretase kumtaşı, çamurtaşı karmaşığdır.



Şekil 1.1 İzmir Körfezi ve çevresi jeolojisi haritası (MTA, 2002)

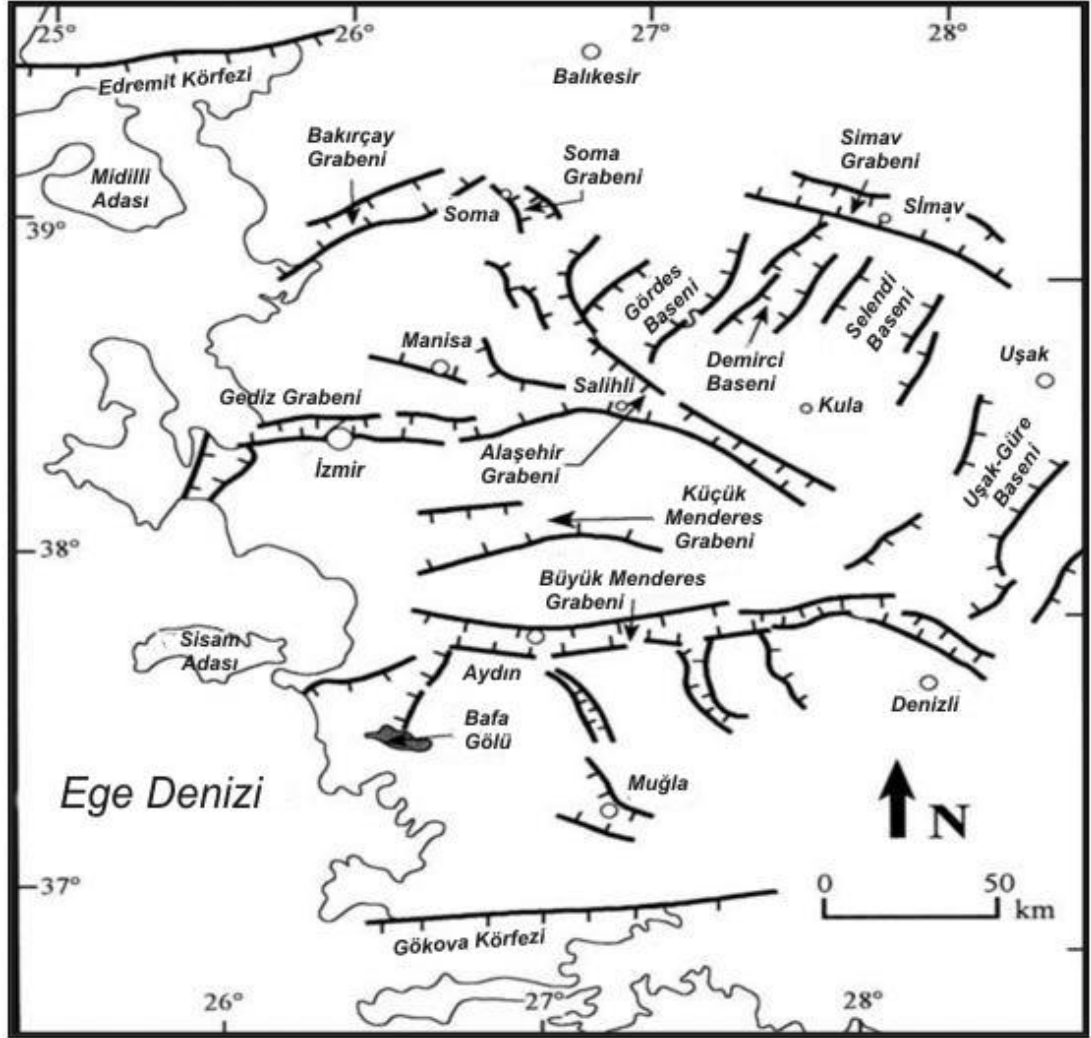
1.3 Batı Anadolu ve Çalışma Alanının Aktif Tektoniği

Türkiye’deki son tektonik rejim “Neotektonik Dönem” adı altında incelenir. Başlangıç yaşı tartışmalı olan bu rejim Alt Miyosenden günümüze kadar devam eder. Orta – Üst Miyosende, Arap-Afrika levhalarının Avrasya levhası ile çarpışması, Anadolu’da doğrultu atımlı iki fay sistemi ile karşılanmaktadır. Bu doğrultu atımlı faylar üzerinde yapılan uzun süreli ölçüm ve gözlemler sonucunda, batıya doğru bir kaçışın olduğu görülmüştür (Şekil 1.2). Batıya doğru olan harekete Yunanistan’ın güneyinden geçen Helen Yayı engel olmuş ve bu hareket Batı Anadolu’da D-B yönlü graben sistemlerine neden olmuştur. Anadolu bloğu Batı Anadolu’da saatin tersi yönünde bir dönme ile Ege Denizi’ndeki Helenik Yayı boyunca Afrika levhası üzerine Güneybatı yönünde itilmektedir (Şengör 1979, 1980; Şengör ve diğ., 1985; Reilinger ve diğ., 1997; Şekil 1.3). Batı Anadolu’daki açılma tektoniği rejimi ise bölgedeki rotasyonel hareketin bir sonucudur (Emre ve diğ., 2005).



Şekil 1.2 Türkiye’ye ait GPS verileri ile elde edilmiş hareket okları ve milimetre olarak yıllık hareket hızları (Reilinger ve McClusky, 2003)

metamorfikleri ve İzmir-Ankara kenet kuşağı temel kaya birimlerinden oluşur (İzitan ve Yazman, 1990; Yılmaz ve diğ., 2000).



Şekil 1.4 Batı Anadolu ana tektonik elemanlarının basitleştirilmiş gösterimi (Bozkurt, 2001)

Graben çevresinde izlenen Miyosen-Erken Pliyosen çökelleri Gediz graben morfolojisi dışında da yaygın olarak izlenebilmektedir. Çalışma alanı çevresindeki diğer neotektonik dönem yapıları, KD ve KB uzanımlıdır. Bu dönemdeki deformasyonlar genellikle doğrultu atımlı fayların egemenliğindedir (Emre ve Barka, 2000; Barka ve diğ., 2000; Ocakoğlu ve diğ., 2005). Bunlardan KD uzanımlı yapılar yoğunluk bakımından daha baskın ve uzundur. Aliğa-Gediz grabeni arasında bu fay zonuna çapraz uzanan doğrultu atımlı fay sistemleri, bölgesel neotektonik

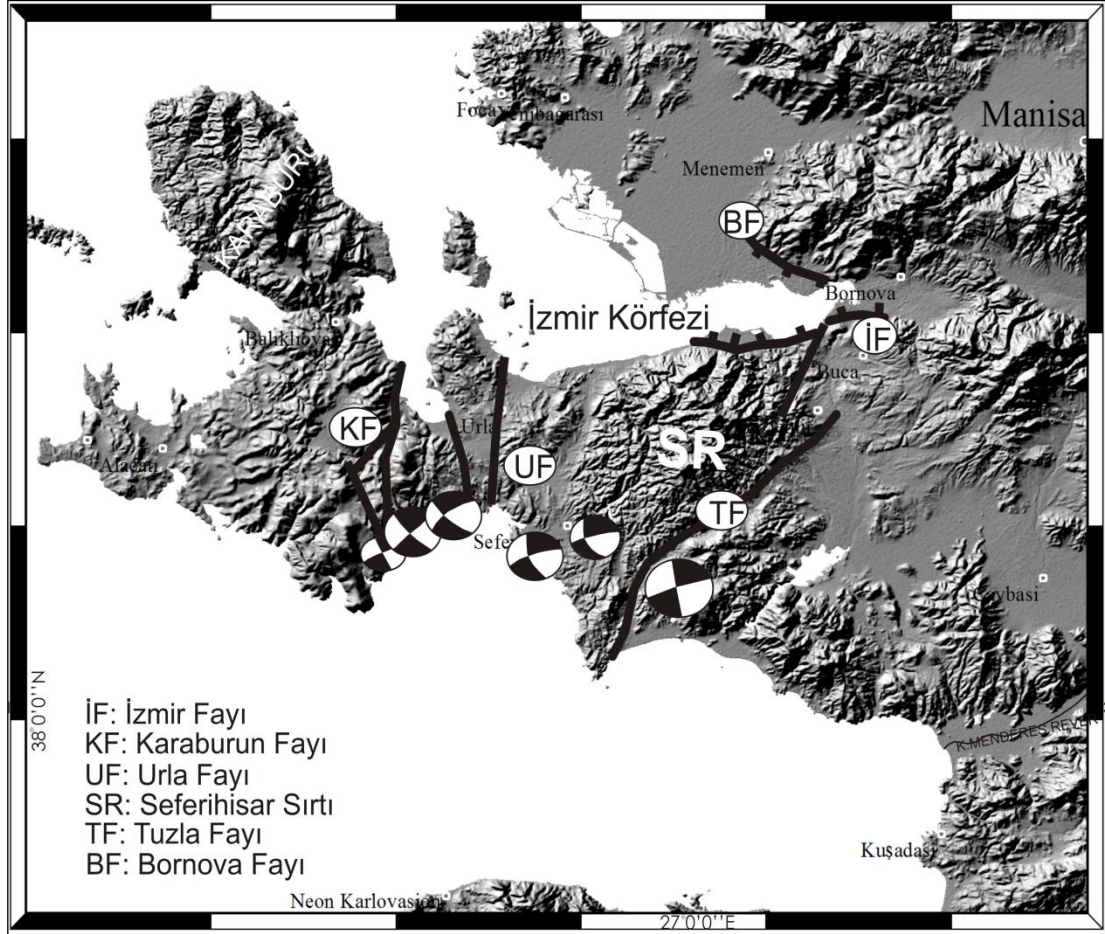
deformasyon içinde önemli bir yere sahiptir (Şaroğlu ve diğ., 1987, 1992; Genç ve Yılmaz, 2000).

Bölgede günümüzdeki aktif neotektonik yapıların oluşum yaşı tartışmalıdır. Neotektonik yapıların ortaya çıkışına yol açan ana nedenin çeşitli araştırmacılarca değişik süreçlerle açıklanan Menderes masifi çekirdeğinin yükselmesi olduğu konusunda genel bir görüş birliği vardır (Bozkurt ve Park, 1994, 1997; Hetzel ve diğ., 1995). Bazı araştırmalara göre; bölgedeki neotektonik dönem yapılarının oluşumu Geç Oligosen-Erken Miyosen'de Menderes masifinin termal domlaşma yoluyla yükselen bölgesel parçalanma şeklinde başlamıştır ve orojenik çökme süreçleriyle grabenlerin şekillenmesi günümüze kadar süregelmiştir (Seyitoğlu ve Scott, 1991; Seyitoğlu ve diğ., 1992).

Bölgesel neotektonik çatı içerisinde KD-GB uzanımlı faylara ilişkin yapılan bazı çalışmalarda ise bunların Miyosen'de KD-GB yönlü doğrultu atımlı fay sistemleri şeklinde ortaya çıktığı açıklanır (Kaya, 1979, 1982). Öte yandan, İzmir yöresindeki KD-GB uzanımlı diri fayların Balıkesir-İzmir arasında İzmir-Ankara Kenet Zonu içerisindeki eski bir transform fay yapısına karşılık geldikleri ve Miyosen'de reaktif olarak günümüze kadar diriliklerini korudukları ileri sürülmüştür (Kaya, 1979; Sözbilir ve diğ., 2003, İnci ve diğ., 2003). Yukarıda özetlenen görüşler İzmir ve yakın çevresinin neotektonik dönem evrimi üzerine henüz görüş birliği olmadığını ortaya koymaktadır.

İzmir ve çevresindeki neotektonik yapılar D-B, KD-GB ve KB-GD olmak üzere üç ana doğrultuda uzanırlar. D-B uzanımlı yapıların ise diğer yapılara göre morfolojik olarak daha baskın olduğu gözlenir. İzmir Körfezi ve Gediz graben sisteminin batı ucunda normal fay karakteri gösteren yapılar bulunur. KD-GB ve KB-GD yönlü faylar çevre alanlarda baskındır. Tüm bu yapıların farklı kinematik özellikler göstermesi, bölgenin çok karmaşık bir yapıya sahip olduğunun göstergesidir. İzmir körfezi ve yakın çevresinde en önemli ana aktif faylar İzmir, Bornova, Gülbahçe ve Tuzla Faylarıdır (Şekil 1.5). Bu fayların yanı sıra Küçük

Menderes, Foça-Bergama, Karaburun, Çandarlı, Dumanlıdağ, Cumaovası, Gümüldür fayları da bölgenin şekillenmesinde önemli rol oynamaktadır.



Şekil 1.5 İzmir Körfezi ve çevresi tektonik yapıları (Ocakoğlu, 2005' ten değiştirilmiştir.)

İzmir Fayı

Bu fay İzmir Körfezi'nin güneyini şekillendirir. D-B yönünde uzanan bu fay iki segment halinde gözlenmektedir. Birinci segment İzmir ile Pınarbaşı arasında, ikinci segment ise Güzelbahçe ve Üçkuyular arasındadır ve jeomorfolojik göstergelere göre normal fay yapısına sahiptir. İzmir ile Pınarbaşı arasındaki doğu parçası kendi içinde D-B doğrultulu iki küçük parça halindedir (Şekil 1.5). Fayın batı segmentini oluşturan Güzelbahçe ile Üçkuyular arasındaki kısmın taban bloğu yaklaşık 1000 m' lik bir yükselti farkı yaratır. Narlıdere'deki alüvyon yelpazeleri ve Balçova-Narlıdere

arasındaki tavan bloğunda oluşan delta, bu topografya sebebiyle meydana gelmiştir. Bununla birlikte en eski çağlardan beri bilinen Agamemnon termal suları Balçova-Narlidere arasında bulunmaktadır. Bu alandaki yoğun yerleşme ve yapılaşmadan dolayı jeolojik araştırmalar sınırlıdır (Erdik ve diğ., 1967; Emre ve Barka, 2000). Bu alanın sismik aktivitesi hakkındaki bilgiler yeterli olmasa da tarihsel veriler bu fayın tehlikeli depremler yarattığını doğrulamaktadır (Ergin ve diğ., 1967; Ambraseys ve Finkel, 1995).

Bornova Fayı

İzmir Körfezi'nin kuzeydoğusunda Karşıyaka ile Kemalpaşa batısındaki Ulucak arasında KB-GD genel doğrultusunda birbirine paralel uzanan faylardan oluşan çizgisellik, Bornova fayı olarak adlandırılır (Şekil 1.5). Bu fay normal fay olarak nitelendirilmektedir ve İzmir fayının eşlenik bir parçası olarak düşünülmektedir. Bu fayın sismik aktivitesi hakkındaki bilgiler çok sınırlıdır. Fay Neotektonik dönemde biçimlenmiştir (Erdik ve diğ., 1967; Emre ve Barka, 2000).

Gülbahçe Fayı

Gülbahçe fayı, İzmir Körfezi ile Karaburun Yarımadası'nı yapısal ve morfolojik olarak ayıran önemli bir hattır (Şekil 1.5). Karaburun fayı olarak da adlandırılan Gülbahçe fayının hem karada, hem de denizde uzantıları bulunmaktadır (Erdoğan 1990; MTA, 2002; İzmir Deprem Senaryosu Deprem Master Planı). Uzunluğu yaklaşık 70 km olan Gülbahçe fayının karadaki bölümü aynı adlı körfez ile güneydeki Sığacık körfezi arasında 15 km uzunluğundadır. K-G doğrultulu olan fayın her iki ucu da su altındadır (Ocakoglu ve diğ., 2004, 2005). Körfeze girdiği bölümünde fayın doğrultusu boyunca sıcak su çıkışları gözlenmektedir. Körfez tabanında Gülbahçe fayının devamlılığı ve diğer faylarla olan geometrik ilişkisi net olarak yorumlanamamaktadır. Gülbahçe fay zonu boyunca, özellikle Karaburun-Foça arası çok sık depremlerin olduğu bir bölgedir (Ayhan ve diğ., 1988; Ergin ve diğ., 1967; Eyidoğan, 1988). Dolayısıyla Gülbahçe fayı, İzmir yöresinin önemli deprem kaynaklarından biri olarak değerlendirilir. Çoğunluğu su altında olması nedeniyle

deprem tehlike analizleri için önem taşıyan fayın geometrik segmentleri hakkında ayrıntılı tanımlama yapılamamıştır. Bulgular Gülbahçe fayında doğrultu atımın baskın olduğunu gösterir. Ancak, bu konuda daha detaylı bulgular gerekmektedir.

Tuzla Fayı

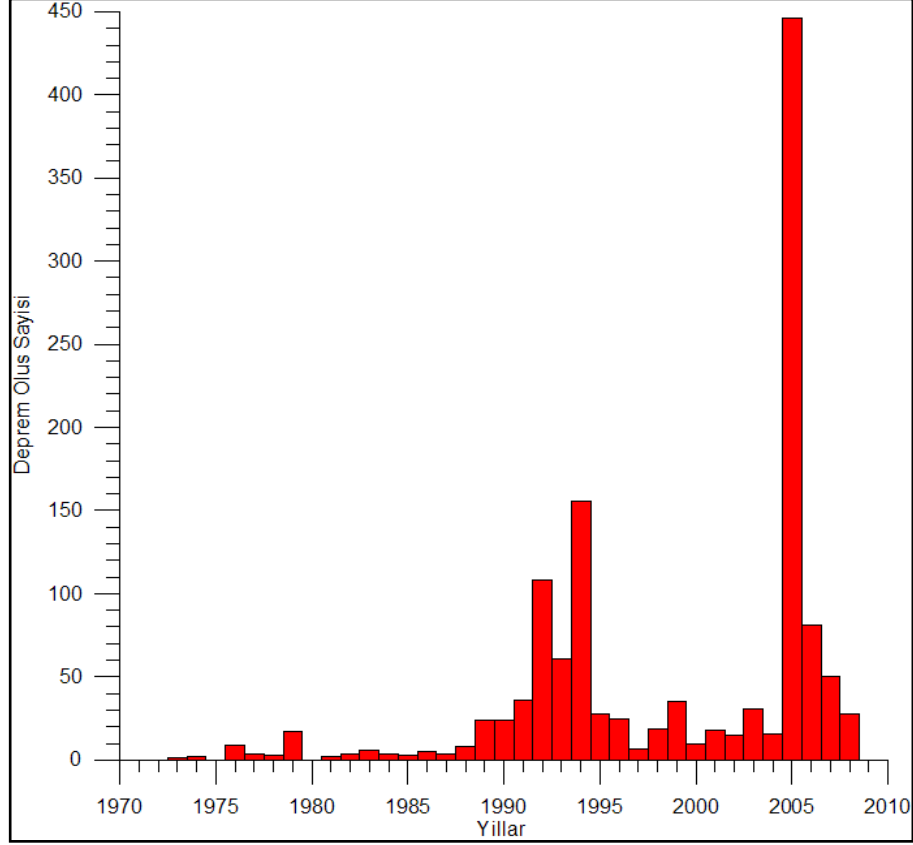
İzmir'in Güneybatısında, Cumaovası ile Doğanbey burnu arasında KD-GB genel doğrultulu bir hat şeklinde uzanan Tuzla fayı, Kuzeyde İzmir körfezine kadar gözlenir. Batıda Doğanbey burnunda fay, Ege Denizi'ne ulaşır ve denizin taban topoğrafyası, fayın aynı doğrultuda deniz içerisinde de devam ettiğini gösterir. Bu çizgiselliğin GB ucuna rastlayan yaklaşık 15 km'lik bölümü aktif faylara özgü tüm özelliklere sahiptir. Üzerinde birçok sıcak su kaynağının olduğu bu kesimdeki faylar, zonal bir kırık sistemi oluşturmaktadır. Sağ yönlü doğrultu atımlı olan bu kesim Tuzla Fayı olarak adlandırılır ve Cumaovası Fayı ile birlikte değerlendirildiğinde Gediz grabenine bağlanan büyük bir yapısal unsur oluşturmaktadır. Bu iki fay, Batı Anadolu'nun gerilme rejimi ile tanınan aktif tektonik çatısı içerisinde önemli bir konuma sahiptir. Dolayısıyla bu fayın deprem potansiyeli açısından bölgenin en önemli aktif yapılarından biri olduğu söylenebilir.

1.4 Bölgenin Depremselliği

İzmir körfezi ve çevresinin zamana bağlı olarak depremselliğinin incelenmesi kapsamında 38,827N – 37,943N enlemleri ve 27,386E – 26,263E boylamları arasında 1978 yılından 2008 yılına kadar olan ve büyüklüğü 3 ve 7 arasında değişen deprem sayısının yıllara göre dağılımı Şekil 1.6' da gösterilmektedir.

Depremlerin zamana göre dağılımları incelendiğinde, İzmir Körfezi ve çevresinde 1985 yılından sonra depremlerin oluş sayısında bir artış gözlenmektedir. Özellikle 1992 ve 1994 yıllarında deprem sayısı 100'ü geçmiş, 2005 yılında ise 450'ye yakın deprem sayısı ile en büyük sıçrama meydana gelmiştir. Yıllık deprem dağılımına bakıldığında, depremlerin belirli dönemlerde kümelendiği açıkça görülmektedir. Bu dönemler, 1973-1985, 1989-1997 ve 1998-2008'dir. En büyük deprem etkinliğini

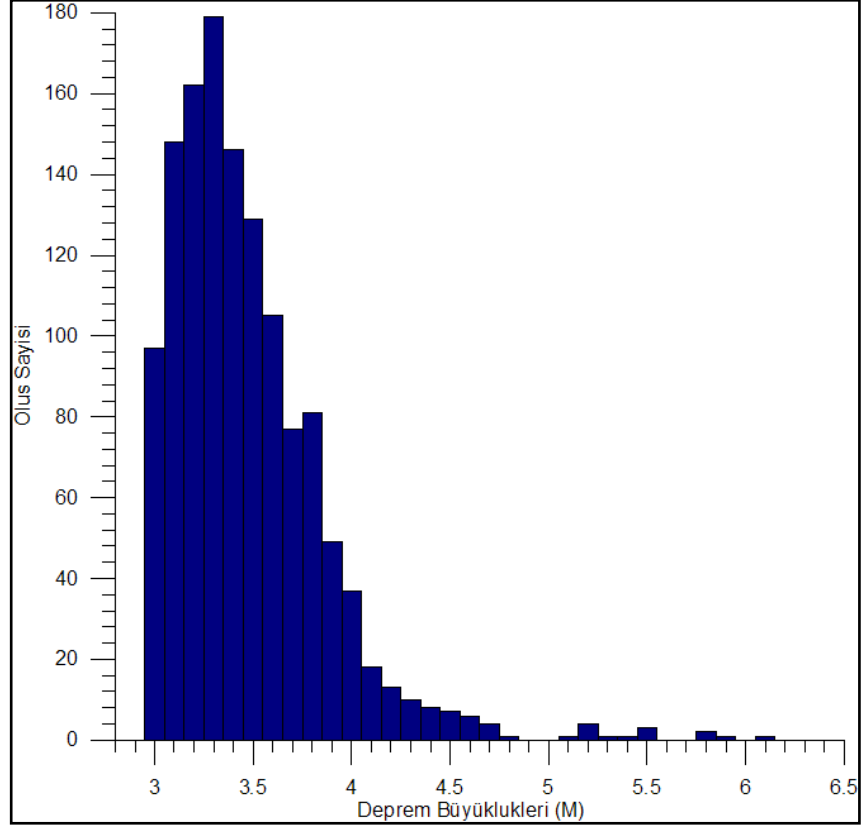
kapsayan dönem ise, 1989-1996 yılları arasındır. Şekil 1.7 ve Şekil 1.8, deprem oluş sayısının büyüklüğe göre dağılımını ve meydana gelen depremlerin büyük bir kısmını 3-3,9 büyüklüğündeki depremlerin oluşturduğu görülmektedir.



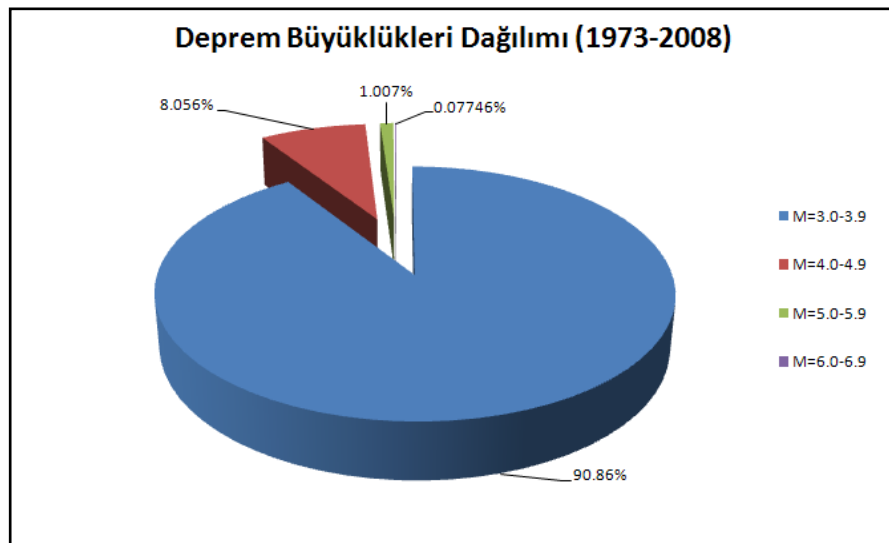
Şekil 1.6 1978-2008 yılları arasında büyüklüğü 3 ve 7 arasında değişen depremlerin yıllara göre dağılımı

Depremlerin episantır dağılımına bakıldığında (Şekil 1.9), deprem episantırlarının Ege denizinde, Foça Bergama hattı boyunca, Seferihisar-Cumaovası çizgiselliğinde, Karaburun yarımadasında ve Tuzla fayı boyunca yoğunlaştığı ve bu depremlerin birbirine yakın bölgelerde oluştukları görülmektedir. Bu bölgedeki depremlerin belli başlı grabenler boyunca yoğunlaştığı ve genellikle eşlenik çiftler şeklinde oluştuğu gözlenmektedir. Bölgenin birbirlerine bağlantılı birçok graben ve horsttan meydana gelmesi nedeniyle, bir bölgede oluşan deprem diğer yakın bölge için tetikleme rolü oynamaktadır. Bölge, oldukça karmaşık tektonik görünüm sunması nedeniyle sürekli

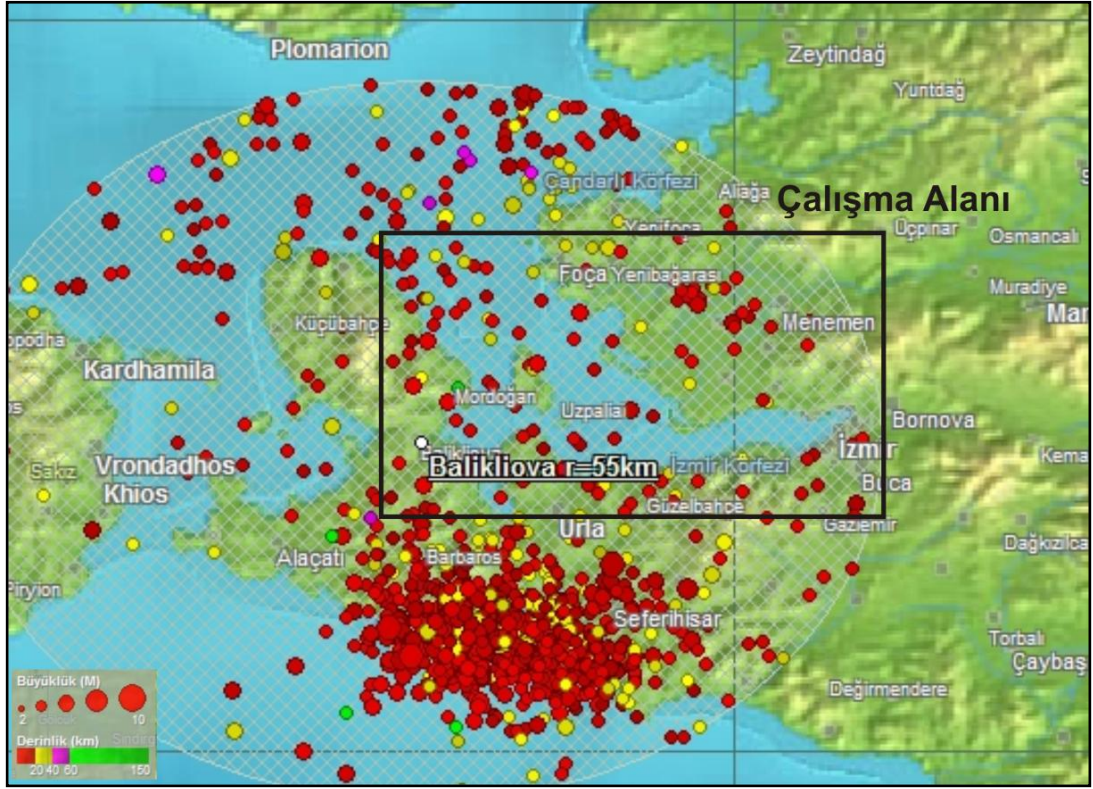
depremlere maruz kalmış ve gelecekte de deprem oluşturma potansiyeli yüksek olan bir bölgedir.



Şekil 1.7 Deprem oluş sayısının büyüklüğe göre dağılımı



Şekil 1.8 Deprem büyüklüklerinin oluşum sayılarına göre yüzdeleri dağılımları



Şekil 1.9 İzmir Körfezi ve çevresindeki depremlerin episantr dağılımları (Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi, Ulusal Deprem İzleme Merkezi).

1.5 Önceki Çalışmalar

İzmir Körfezi ve yakın çevresinde, karadaki çalışmalara kıyasla denizaltı morfolojisini belirlemeye yönelik jeolojik ve jeofizik çalışmalar oldukça sınırlıdır.

Ketin (1969), körfezin oluşumunu neotektonik hareketlere bağlayarak, Orta Pleistosen’de eğim atımlı faylarla sınırlanan çöküntü havzası niteliğine dönüştüğü sonucuna varmıştır. Başoğlu (1975, 1980), İzmir Körfezi’nin oluşumunun bölgesel jeolojik olaylarla yakından ilgili olduğunu, körfezin Kuvaterner başında, Orta Pleistosen’de eğim atımlı fayların sınırlanmış bir çöküntü havzasında oluştuğunu, Kuvaterner’de İzmir Körfezi buzullaşma ve soğuk dönemlerde derin bir vadi, buzul arası veya sıcak dönemlerde şimdiki gibi bir körfez karakteri gösterdiği, bugünkü şekline ise ilk defa Flandriyen Transgresyonu ile eriştiğini belirtmiştir. Uluğ (1996),

çöküntü vadisinde oluşan körfezde Alpin orojenezinin etkilerinin görüldüğünü belirtmiş, sahanın Valakiyen fazı ile duyarlılık kazanmaya başladığı ve çevre kayaçların Kretase yaşlı fliş fasiyesindeki tortullarla temsil edildiğini belirterek, bu durumun çökme ortamının dengede olmadığını gösterdiğini vurgulamıştır. Aksu vd. (1987), İzmir Körfezi'ni kapsayan çalışmalarda, delta oluşumlarını değişik zamanlardaki şekillenmelerini incelemiştir. Deniz seviye değişimlerinin geç Kuvaterner'de denize doğru delta ilerlemesinin, şimdiki kıyı çizgisinden 60 km ileride olduğunu belirtmiştir.

Ocakoğlu vd. (1996), Karaburun açıklarında yaşı tahminen Triyas olan temel kayaçların üzerinde derine yumuşak bir şekilde dalan deniz tabanının, Plio-Kuaterner yaşlı çökel depozitler boyunca gözlenen normal faylar nedeni ile düzensiz bir yapı sunduğunu tespit etmişlerdir. Günay (1998), İzmir Körfezi'nde alınan sismik kırılma ve yansıma verilerini kullanarak körfez içerisindeki Kuvaterner tortulların dağılımını haritalamış ve bunların yaklaşık 100 m'ye varan kalınlıklarda olduğunu öne sürmüştür, deniz altındaki neotektonik yapıların karadaki yapılarla bağlantılarını saptamış, ayrıca manyetik veriler kullanılarak çalışma alanının manyetik anomali haritasını elde etmiştir.

Aksu vd. (1990), İzmir Körfezi ve güneyindeki Menderes şelf alanında tek kanallı sığ sismik verilerden, körfezin KKB-GGD gidişini sınırlayan normal faylar ve yine Foça-Çandarlı açıklarında ve Küçük Menderes Deltası'nda bir grup normal fay haritalamışlardır. Önder (2002), Sığacık Körfezi'nde yer alan Doğanbey Burnu'ndan Ege Denizi'ne ulaşan Tuzla Fayı'nın kara çalışmalarında doğrultu atımlı olduğunun bilinmesine rağmen, deniz çalışmasında normal atıma sahip olduğunu ve KD-GB kırıklarının devamlılığının her iki körfezde de görüldüğünü savunmuştur. Ekiz (2004), İzmir Bölgesi'ndeki depremlerin odak mekanizma çözümlerini ele alarak, bölgedeki deprem aktivitesinin doğrultu atım bileşenli normal ve ters faylarla karşılandığını ve bu şekilde bölgedeki güncel deformasyonun doğrultu atımlı faylarla karşılandığını ileri sürmüştür. Ocakoğlu ve diğ. (2005), İzmir Körfezi, Alaçatı-Doğanbey-Kuşadası açıklarında çok ve tek kanallı sismik yansıma kesitleri kullanarak bölgede birincil K-G ve KD-GB yönlü genellikle sıkışma bileşenli aktif

doğrultu atımlı fay sistemleri, ters faylar ve ikincil D-B gidişli normal faylar haritalanmışlardır.

BÖLÜM İKİ

YÖNTEMLER

2.1 Çok Işınlı Ekosounder Batimetri Sistemleri

Deniz tabanı derinlik ölçümleri denizlerdeki temel gözlemlerden birisidir. Denizcilik çalışmalarının başlaması ile birlikte batimetrik harita çalışmaları başlamış ve bu çalışmalarda ilk olarak iskandil yöntemi kullanılmıştır. Bir ipin ucuna bağlanan ağırlık ile derinliği ölçme ilkesine dayanan bu klasik yöntem çeşitli mekanik aksamlarla geliştirilse de; doğruluk, ölçüm süresi ve sürekli veri toplama açısından dezavantajlar taşımıştır. XIX. Yüzyıl başlarında bu yöntem yerini akustik sistemlere bırakmış ve bunlar 1920'lerden itibaren yaygın olarak kullanılmaya başlanmıştır. Ekosounder adı verilen bu sistemler tek ışınlı ve çok ışınlı olmak üzere iki çeşittir.

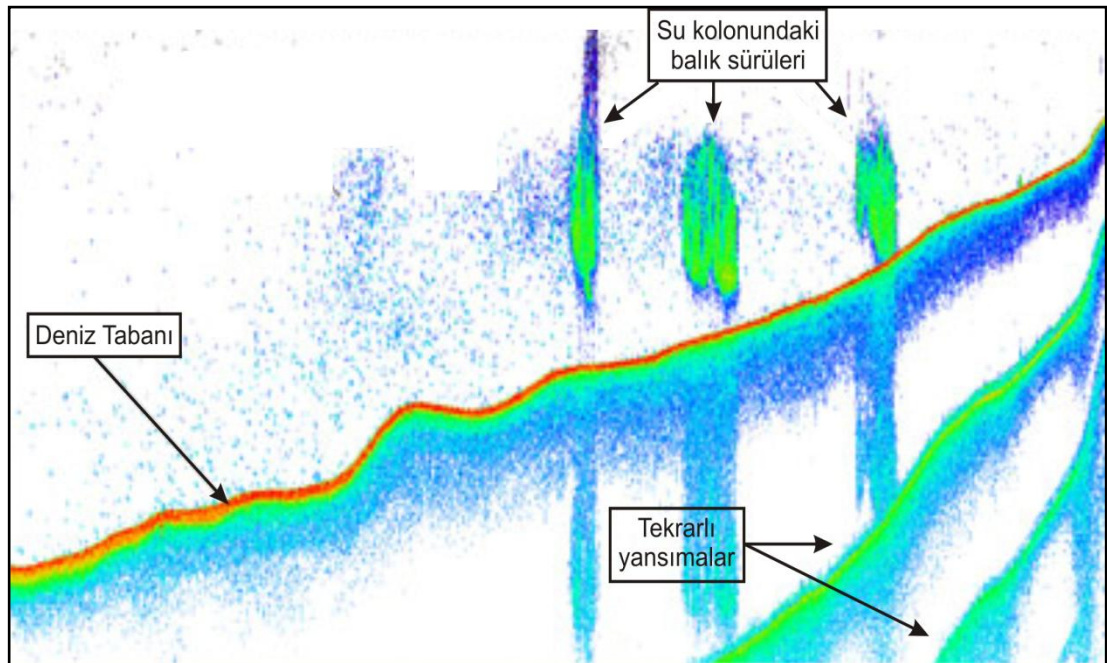
Tek ışınlı ekosounder, gemi gövdesine monte edilmiş transduser adı verilen alıcı-verici sistemden çıkan ve deniz tabanından yansıtılarak geri dönen ses dalgası için geçen zamanı kaydeder. Su derinliği, iki-yol seyahat zamanının ve ışın yolunun su kolonundaki ortalama hızının çarpımının yarısına eşittir.

$$D = \frac{V_w t}{2} \quad (2.1)$$

Burada D derinlik (m), V_w sudaki ses dalgası hızı (m/s) ve t zaman (s)'dir. Çıkış dalgalarının seyahat zamanları 1/15.000 s'den daha duyarlı bir oranda ölçülebilir. Yayınan çıkış sinyali kayıtçıdan gelen bir tetikleme sinyali ile piezoelektrik ve magnetostrictive bir transduser kümesi tarafından üretilir. Transduser kümesinin ana ışını 1-40° genişliğinde koni şekilli bir yapıdadır. Bu basit görünen ölçüm gerçekleştirilirken birkaç sorun ortaya çıkar. Bunlar;

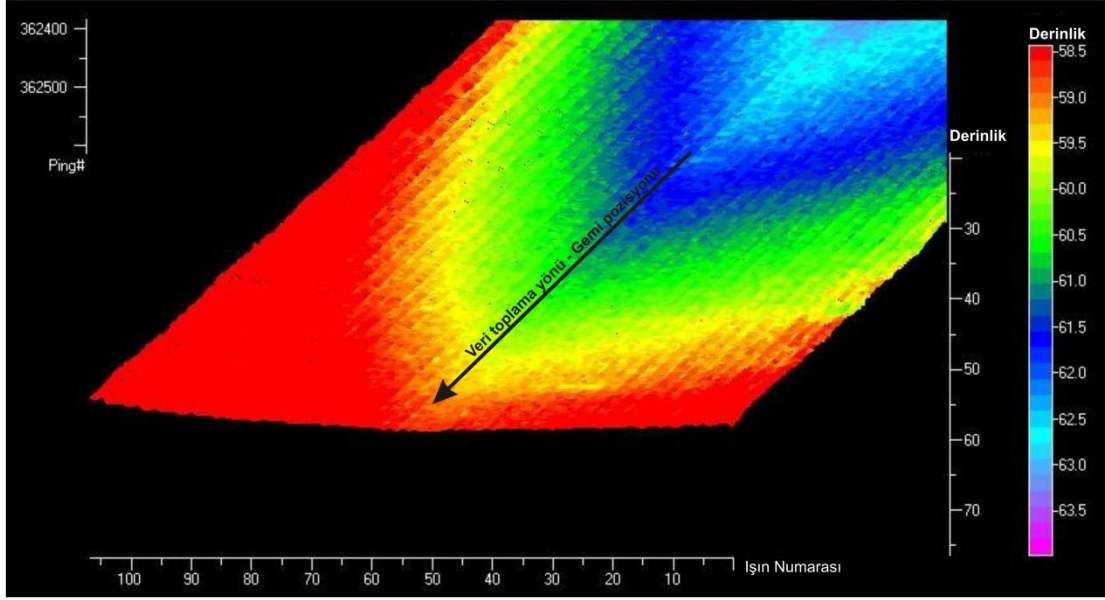
- Su kolonu içerisindeki balık sürüleri, kabuklu ve kabuksuz canlılar gibi organizmalar, gemi pervanesinin hareketi ve diğer akustik sistemlerden kaynaklanan gürültü ve istenmeyen sinyaller.
- Su kolonu içerisindeki partiküllerden kaynaklanan gürültüler.
- Gönderilen akustik sinyalin, transduserden ve yansıtıcı noktalardan uzaklaştıkça ve deniz tabanı doğrultusunda küresel yapıdaki fiziksel açılımından dolayı sönümlenmesi.

Elde edilen derinlik bilgisi analog olarak termal kâğıda veya sayısal olarak disklere kaydedilebilir. Genellikle deniz tabanının sığ olduğu bölgelerde ses dalgası deniz tabanından yansıdıktan sonra deniz yüzeyinden tekrar yansıyarak su kolonunu iki kez kat eder ve birincil yansımanın varış zamanının iki katı kadar zaman sonra kaydedilir. Birincil yansıma dışındaki yansımalar tekrarlı yansıma olarak adlandırılır (Şekil 2.1).



Şekil 2.1 Tek ışınlı ekosounder profili. Yüksek yansıtıcı yüzey deniz tabanını, altındaki eğimli yansımalar ise tekrarlı yansımaları göstermektedir (www.biosonicsinc.com)

1960'lı yıllarda geliştirilen çok ışınlı ekosounder sistemi, doğrudan geminin altından ve her iki yanından gelen yansımaları kullanarak konturlanmış batimetrik haritaların elde edilmesini sağlayan oldukça gelişmiş bir yöntemdir (Şekil 2.2).

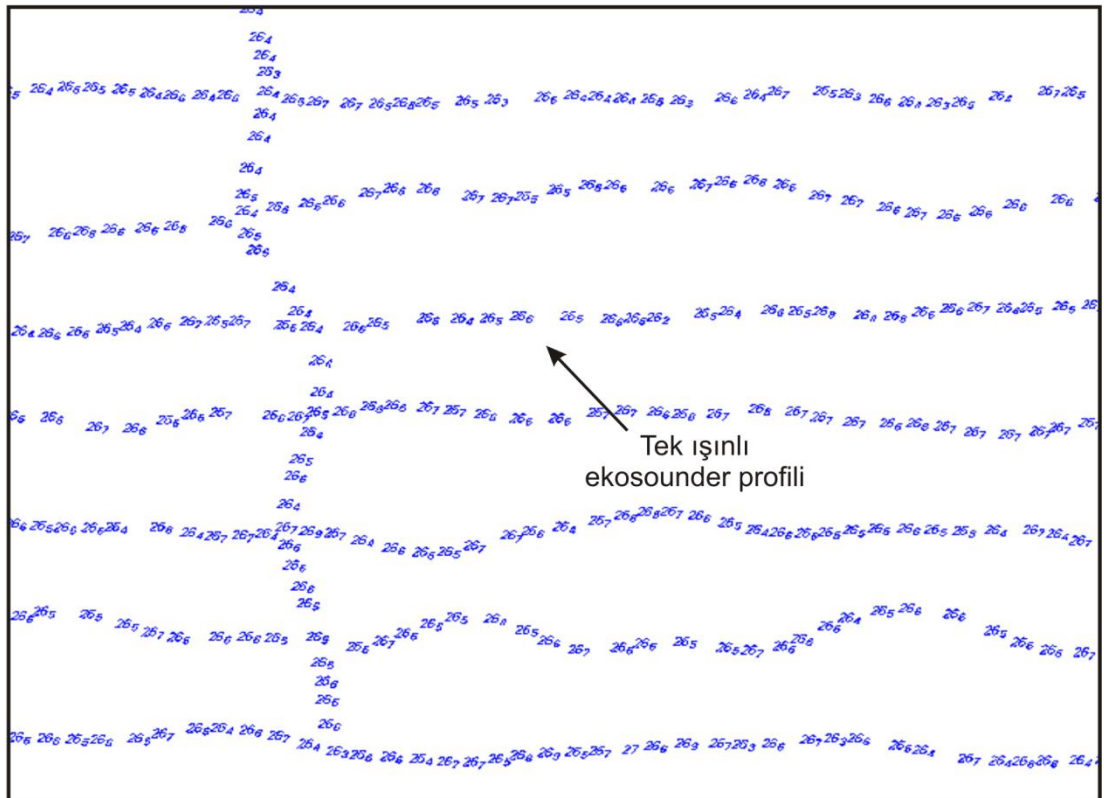
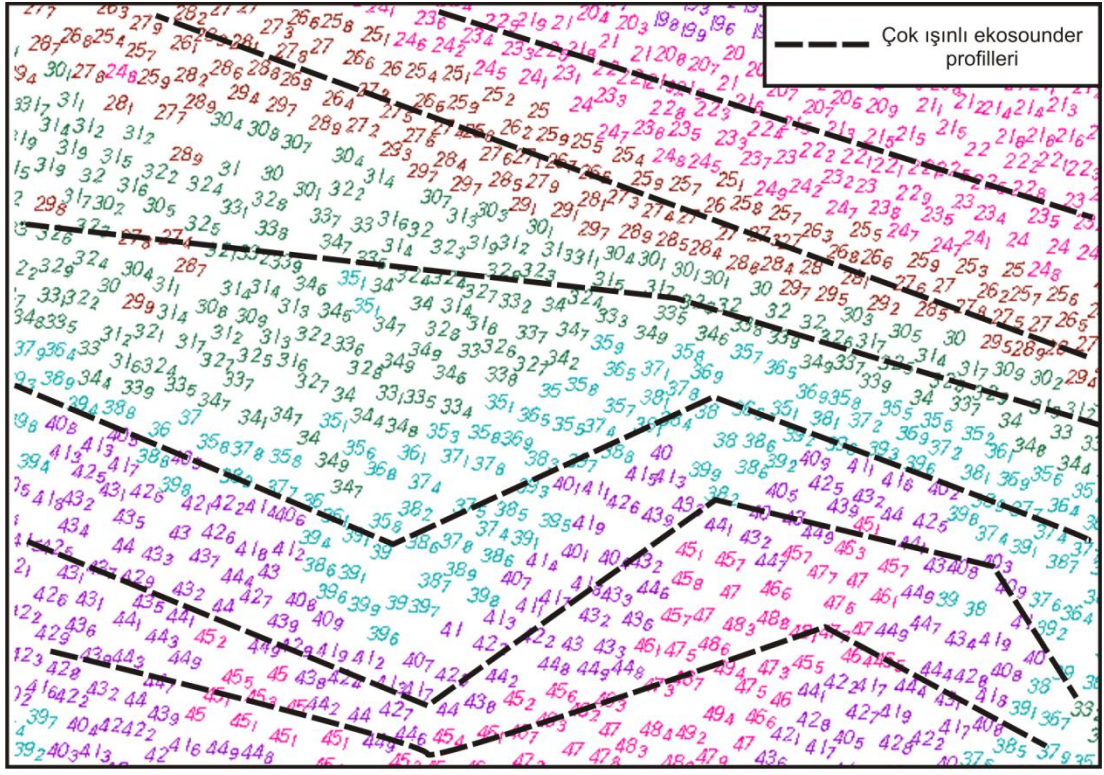


Şekil 2.2 Çok ışınlı ekosounder verisi. Işın numaraları geminin veri toplama yönünde iskele ve sancak tarafından belli genişlikte taranan alanı gösterir

Çok ışınlı sistemler, tek ışınlı ekosounder gibi sadece geminin izlediği rota boyunca deniz tabanı derinliğini değil, geminin altındaki derinliğe bağlı olarak belli bir genişlikteki alanı tarar (Şekil 2.3). Yöntem, temel olarak araştırma gemisinin rotasına dik bir hat üzerine konumlandırılmış bir dizi transduserin çalışması ve her bir kanalın eş zamanlı olarak kayıt almasından meydana gelir.

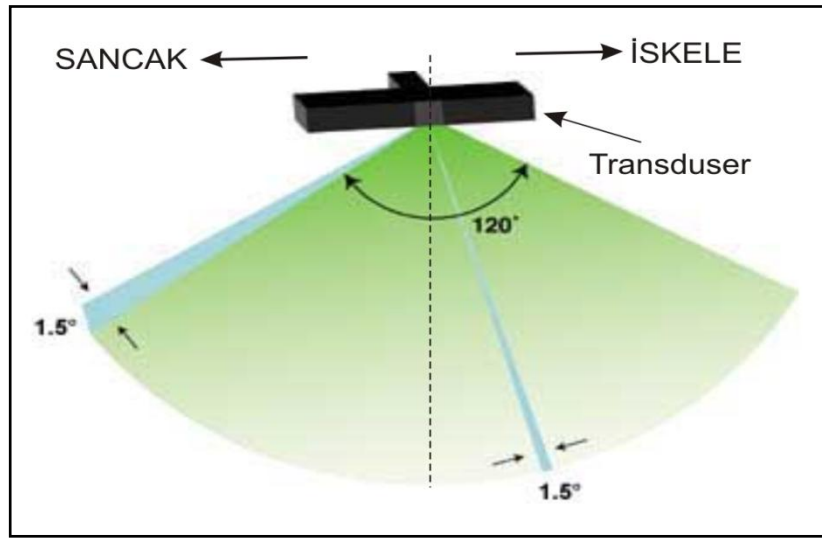
2.1.1 Sistemin Çalışma İlkesi

Çok ışınlı ekosounder sistemi, düşey düzlemde (gemi rotasına dik düşey düzlem) oldukça geniş bir alanı tarar ancak yatay düzlemde oldukça dar bir ışın demeti kullanır. Düşey düzlemdeki toplam ışın demeti genişliği, sistemin toplam tarama alanını da belirleyen önemli bir parametredir ve bu ışın demeti normalde her biri oldukça dar olan birçok ışımdan oluşmaktadır.



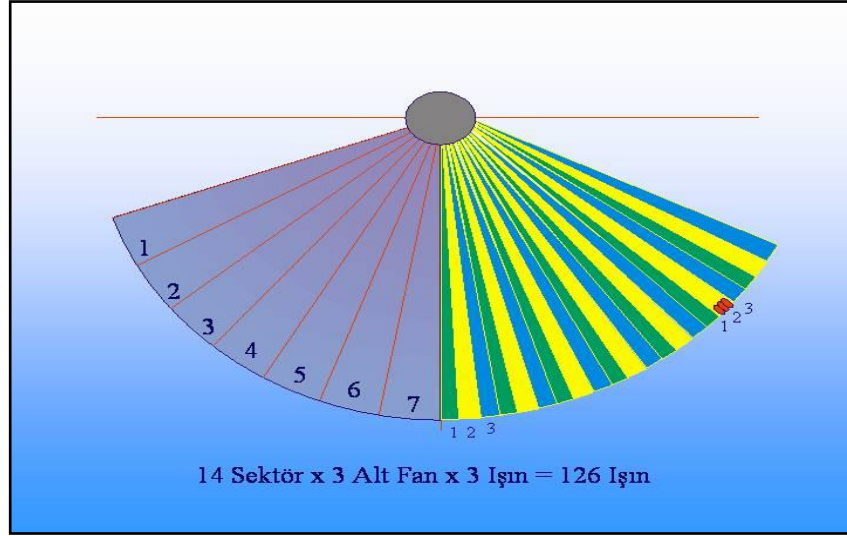
Şekil 2.3 Çok ışınlı ekosounder ve tek ışınlı ekosounder kayıtlarının profil bazında karşılaştırılması (Rakamlar ölçülen derinlik değerlerini ifade etmektedir.)

Işınlarn genişliği çok ışınlı sistem modellerine göre 1-3° arasında değişir. Örneğin; 80 ışın bulunduran SeaBat 8124 sisteminde ışın genişliği 1,5°, toplam tarama alanı 120° (80x1,5°)'dir (Şekil 2.4). 126 ışınlı SeaBeam 1050D sisteminde ise ışın genişliği yaklaşık 1,25°, toplam tarama alanı da 153° (126x1,25°)' dir. Dolayısıyla, çalışma sırasında gemi rotası boyunca, transduserin belirli zaman aralıklarıyla yaydığı her bir tarama sinyali kullanılarak, geminin iskele ve sancak tarafındaki geniş bir alandan derinlik bilgisi alınabilir. Sistem ayrıca, reflektivite haritalarının hazırlanması amacıyla, geri dönen sinyallerin genliğini de ölçer.



Şekil 2.4 SeaBat 8124 transduserlerini oluşturduğu ışın demetinin şematik gösterimi

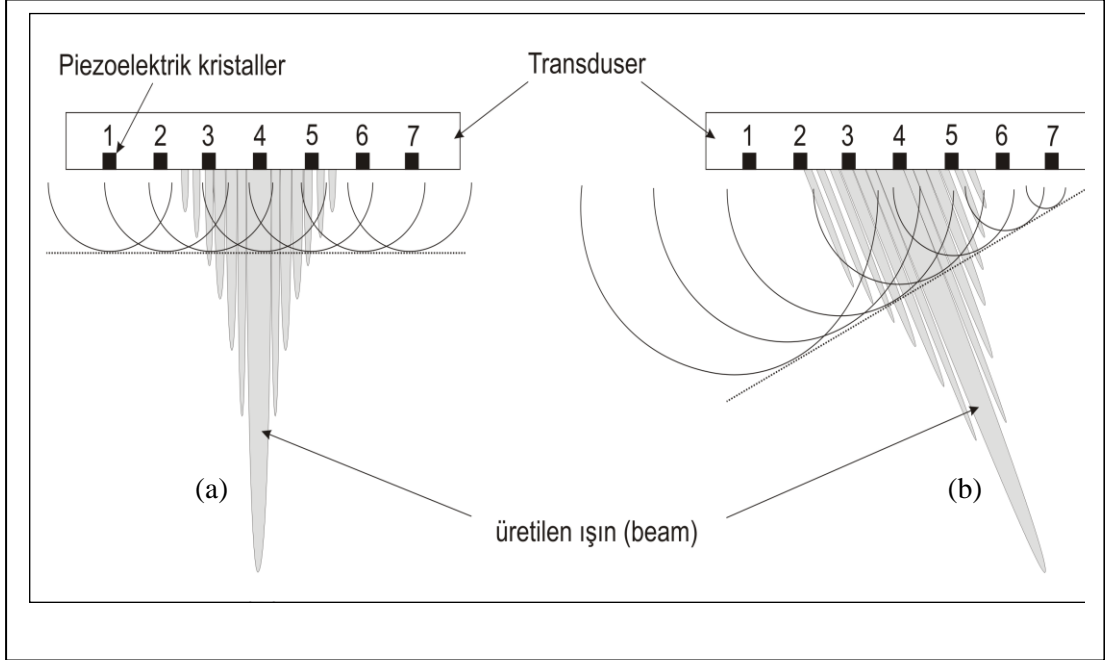
Çok ışınlı ekosounder sistemi, temelde araştırma gemisinin rotasına dik bir hat üzerinde konumlandırılmış bir dizi tek ışınlı transduserin çalışması ve her bir kanalın eş zamanlı kayıt almasından meydana gelmektedir. Transduserden yayınan ışınlar teker teker ardışık olarak üretilir ve algılanırlar. Bazı sistemler aynı anda bir kaç ışın üretebilir. Örneğin SeaBeam 1185 sistemi, her defasında 42 ışından oluşan 3 ayrı alt-tarama ile bir tam taramayı tamamlamaktadır (Şekil 2.5).



Şekil 2.5 SeaBeam 1185 sistemi ışın diyagramı

Transduserden farklı açılarla yayınacak olan her bir ışın, elektronik işlemlerle ayrı ayrı üretilir. Oldukça karmaşık olan bu işlem sırasında, birçok piezoelektrik elemandan oluşan transduser tarafından, sistemdeki bütün piezoelektrik elemanların uyarılma zamanları değiştirilir ve böylece farklı açılarda yayınan ışınlar oluşturulabilir. Örneğin Şekil 2.6a 'da, transduseri oluşturan tüm kristaller aynı anda uyarılarak, tamamen düşey yönde yayınan birçok küresel dalga alanı oluşturulmuştur. Uçlarda oluşan dalga alanları diğer dalga alanları ile süperpoze olarak birbirini sönmeler ve orta kısımda büyük genlikli ve dar bir ışın meydana gelmesine neden olur. Oluşturulan bu ışın belli bir açı ile oluşturulmadığı için, düşey yönde hareket edecek ve geminin altındaki derinliği ölçecektir. Oluşturulan bu ışın tek ışınlı ekosounder sisteminden farksızdır. Oysa çok ışınlı sistemin amacı bir defada geniş alanlar taramaktır. Bunu gerçekleştirmek için ışınların uzak noktalara gönderilmesi ve geri dönen ışınların algılanması gerekir. Bu formu oluşturmak için piezoelektrik kristaller sıra ile belli zaman aralıklarında uyarılır. Şekil 2.6b'de de görüldüğü gibi 7 no'lu kristalden yayınan dalga alanı henüz transduserden çok az uzaklaşmışken, 1 no'lu kristalden yayınan dalga alanı oldukça uzun bir yol kat etmiş olacaktır. Fakat transduserin her iki ucunda birbirini sönmeyecek dalga alanı üretecek bir kristal eleman bulunmaması, transduserin her iki ucunda istenmeyen büyük genlikli ışınların oluşmasına neden olacaktır. Bunun önüne geçmek için dış

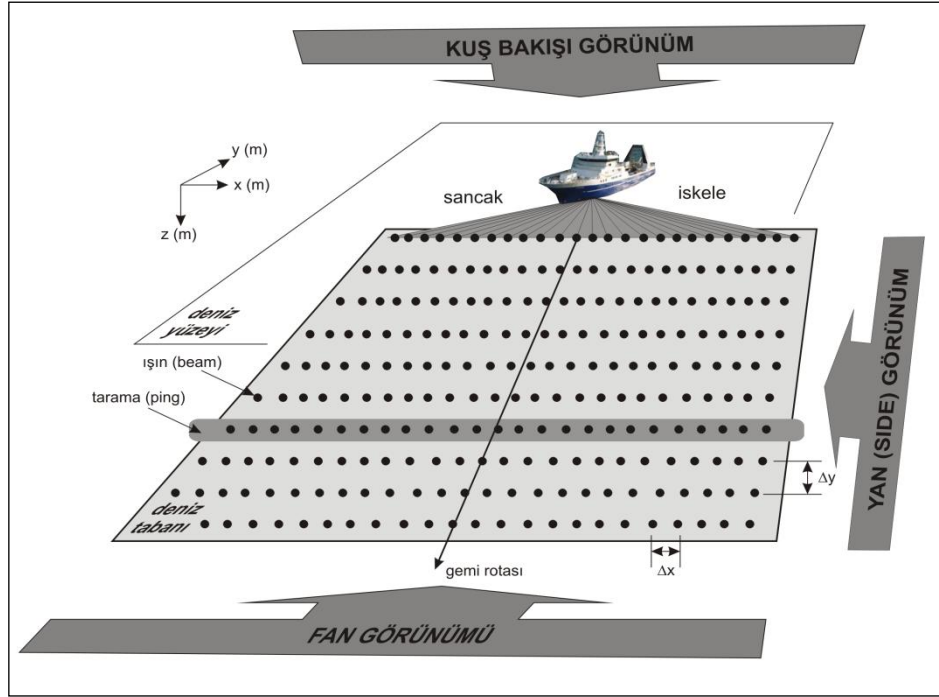
kısımlardaki kristaller daha küçük, iç kısımlardakiler ise daha yüksek güç ile üretilir. Bu işleme genlik gölgeleme (amplitude shading) adı verilmektedir.



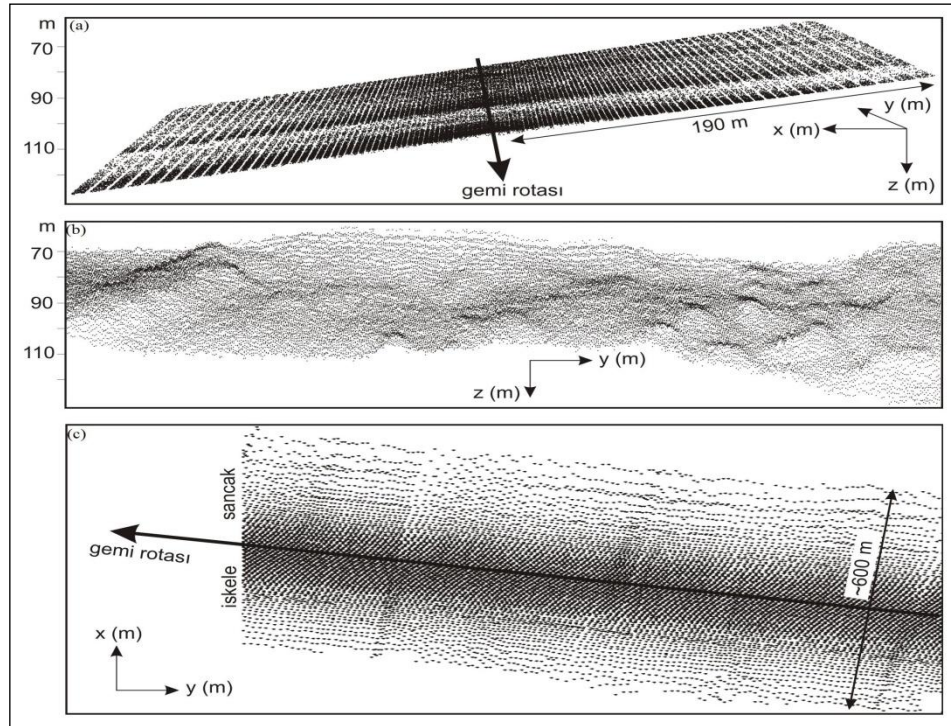
Şekil 2.6 Transduserlerde piezoelektrik kristaller yardımı ile üretilen ışınların farklı açılar ile gönderilme işlemi. (a): dikey yayınan, (b): belirli bir açıyla yayınan ışının oluşturulması.

Geminin yan kısmına veya altına monte edilen transduser ile deniz tabanına farklı açılarda çok sayıda ışın gönderilir ve bu ışınlar tabandan yansırarak geri dönerler. Sistemin bütün ışınları oluşturup tam bir tur yapması sonucu, yatay düzlemde oluşturduğu yansıma noktalarının tümü “ping” olarak adlandırılır. Pingerler, ekosounder sisteminin sahip olduğu ışın sayısı kadar yansıma noktasından meydana gelirler (Şekil 2.7)

Her ışının bir derinlik bilgisi taşıdığı düşünülürse, deniz tabanının düzenli şekilde örneklendiği görülmektedir. Çok sayıda ve sık ping aralıkları ile taranan deniz tabanından yansıyan noktaları farklı açılardan görmek batimetri verilerinin işlenmesi sırasında büyük kolaylık sağlar (Şekil 2.8). Işınların gemi rotası boyunca dizilerek önden görüntülenmesi fan görünümü, yandan bakılarak oluşturulan görünüme yan görünüm, üstten bakılarak oluşturulan görünüme ise kuş bakışı görünüm adı verilir.



Şekil 2.7 Çok ışınlı batimetri sistemlerinin kullandığı ışın demetinin meydana getirdiği her bir tarama (ping) geminin her iki yanından batimetrik bilgi toplamayı sağlar (Çifçi ve diğ., 2005).



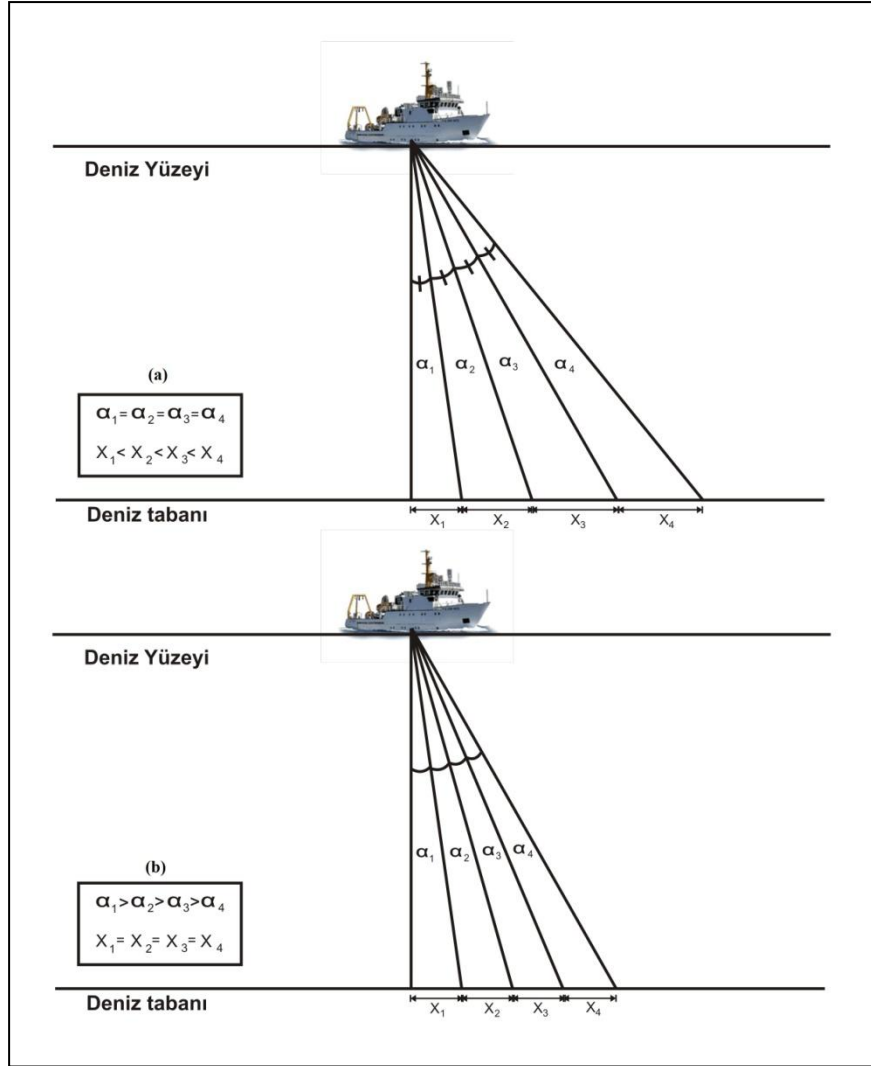
Şekil 2.8 (a) Işınlardan gemi rotası boyunca dizilerek görüntülenmesi (fan görünümü), (b) ışınların yandan bakılarak oluşturulan görüntüsü (yan görünüm), (c) ışınların üstten bakılarak oluşturulan görüntüsü (kuş bakışı görünümü). (Çifçi ve diğ., 2005)

2.1.2. Çok Işınlı Ekosounder Sistem Türleri

Çok ışınlı ekosounder sistemleri birçok açıdan birbirlerinden farklılık göstermektedir. Sistemlerin çalışma frekansları, ışın şekli ve transduser dizaynları üretici firmalar tarafından tasarlanır. Bazı sistemler, ışın oluşturma sırasında bitişik ışınlar arasında girişimi en aza indirmek için farklı frekanslar kullanır. İçteki ışınlara nazaran, dıştaki ışınlar için daha düşük frekanslar kullanılarak sinyal/gürültü oranının azalması engellenmekte ve uzak mesafelerdeki veri kalitesi arttırılmaktadır.

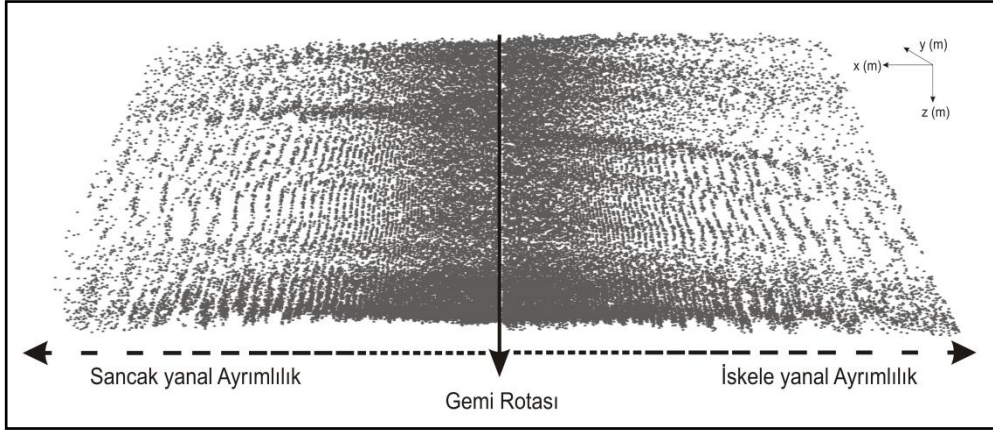
Çok ışınlı ekosounder sistemlerinin geneli, oluşturdukları ışınların arasındaki açığı sabit tutarak deniz tabanına gönderir (Şekil 2.9a). Bazı sistemler ise eşit açılı sistemlerin yanı sıra eşit mesafeli tarama biçimleri arasında seçim yapabilme olanağı da sunmaktadır. Eşit mesafeli sistemlerde, yatay bir deniz tabanına izdüşüm yapıldığında, ışınlar arasındaki mesafe eşit olmaktadır (Şekil 2.9b). Bunu sağlamak için sistem, hareket sensörü ve anlık su derinliği bilgisini kullanarak çıkış açısını her bir pingde değiştirir. Böylece veri yoğunluğunu sabit tutarak çözünürlüğü yüksek tutar. Fakat toplam ışın genişliği eşit açılı sistemlere göre daha azdır. Kullanıcıya bırakılan eşit açı veya eşit mesafe seçimi, çalışmanın amacına göre değişir. Yüksek çözünürlüklü bir çalışma için eşit mesafeli tarama, zamandan tasarruf için ise eşit açılı sistem seçilir. Işın sayısı ve bunların arasındaki açı değerleri sistemin tarama alanını ve yanal ayrımlılığını belirler. Eşit açılı sistemlerde, ışınlar kaynaktan uzaklaştıkça ışınların ulaştıkları mesafelerin arası açılır. Böylece gemiye yakın noktalarda veri yoğunluğu sık, uzak noktalarda ise seyrek olur (Şekil 2.10).

Kaynak-alıcı görevi gören transduserlerin şekilleri genellikle üreticiler tarafından belirlenir. Her üretici firma kendine özgü bir transduser tasarımı belirler. Ayrıca gemi gövdesine monte edilebilen sabit ekosounder sistemlerinin yanısıra, oldukça küçük ve taşınabilir transduserlere ve kayıtçılara sahip portatif sistemler de geliştirilmiştir. Transduser sistemleri geminin yan kısmına geçici olarak monte edilerek kullanılabilen (Şekil 2.11a-b) veya doğrudan geminin alt gövdesine sabitlenebilmektedir (Şekil 2.11c-d).

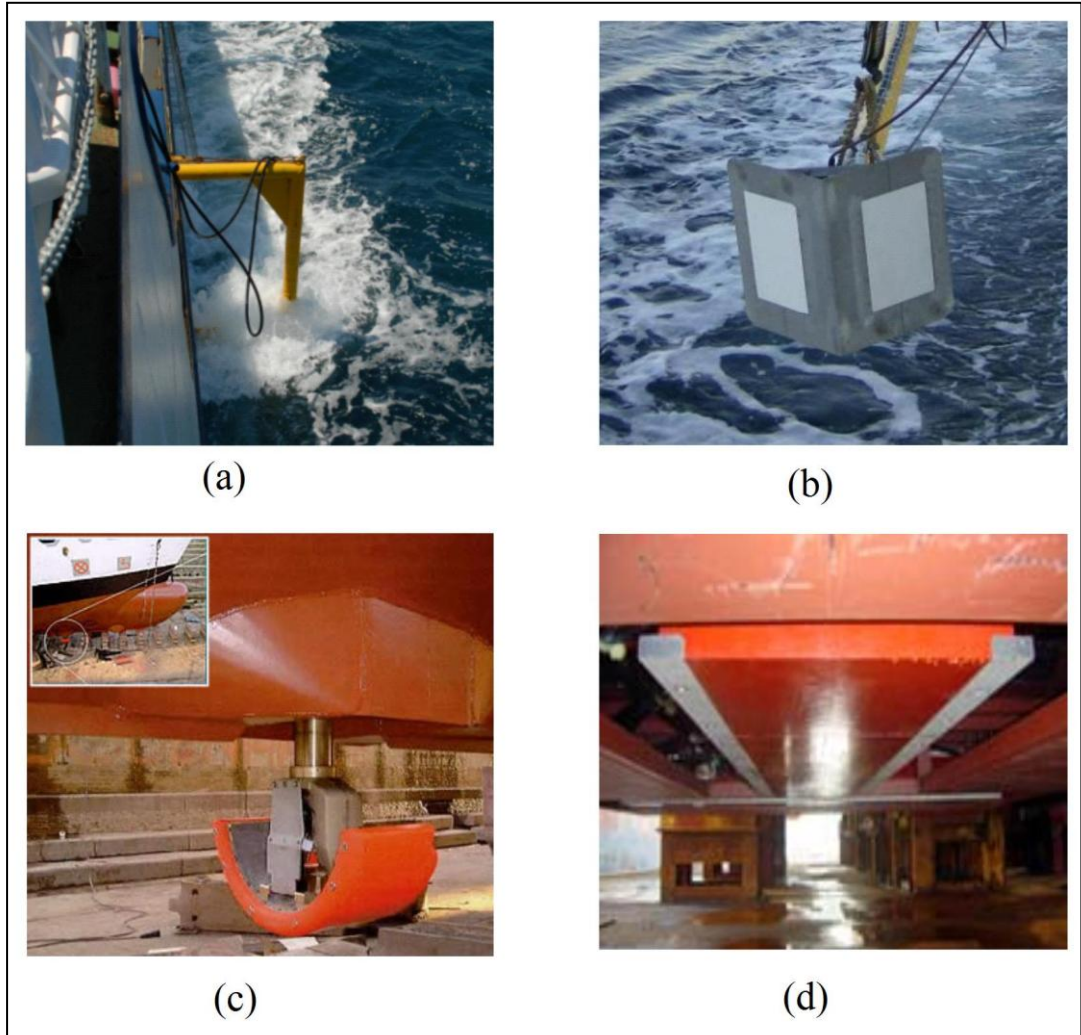


Şekil 2.9 (a) eş açılı (b) eş mesafeli ekosounder sistemleri ışın diyagramı

Çok ışınlı ekosounder sistemleri, yöntemin uygulanmak istenildiği alanın derinliğine göre farklı frekanslarda üretilir. Genellikle derin (500-11000 m) çalışmalar için 50 kHz ve altı, sığ (0-500 m) çalışmalar için 150 kHz ve üstü frekanslar kullanılır. Bazı çok ışınlı ekosounder sistemleri ise, sistemin farklı derinliklerde kullanılabilmesi için iki farklı frekansta kullanılabilme özelliğine sahiptir.



Şekil 2.10 Eş açılı ekosounder verisinin fan görünümü ile gösterimi. Geminin altından iskele ve sancak yönlerinde veri yoğunluğu ışınlar arası uzaklık farkından dolayı azalır.



Şekil 2.11 Farklı üreticilerin ürettiği transduser tipleri (a) ve (b) Piri Reis gemisinde, Seislan tarafından kullanılan SeaBeam 1050D transduseri (c) Amerikan Deniz Kuvvetleri'ne ait gemi altına monte edilen "U" şeklinde tasarlanmış transduser (d) Simrad EM302 transduser

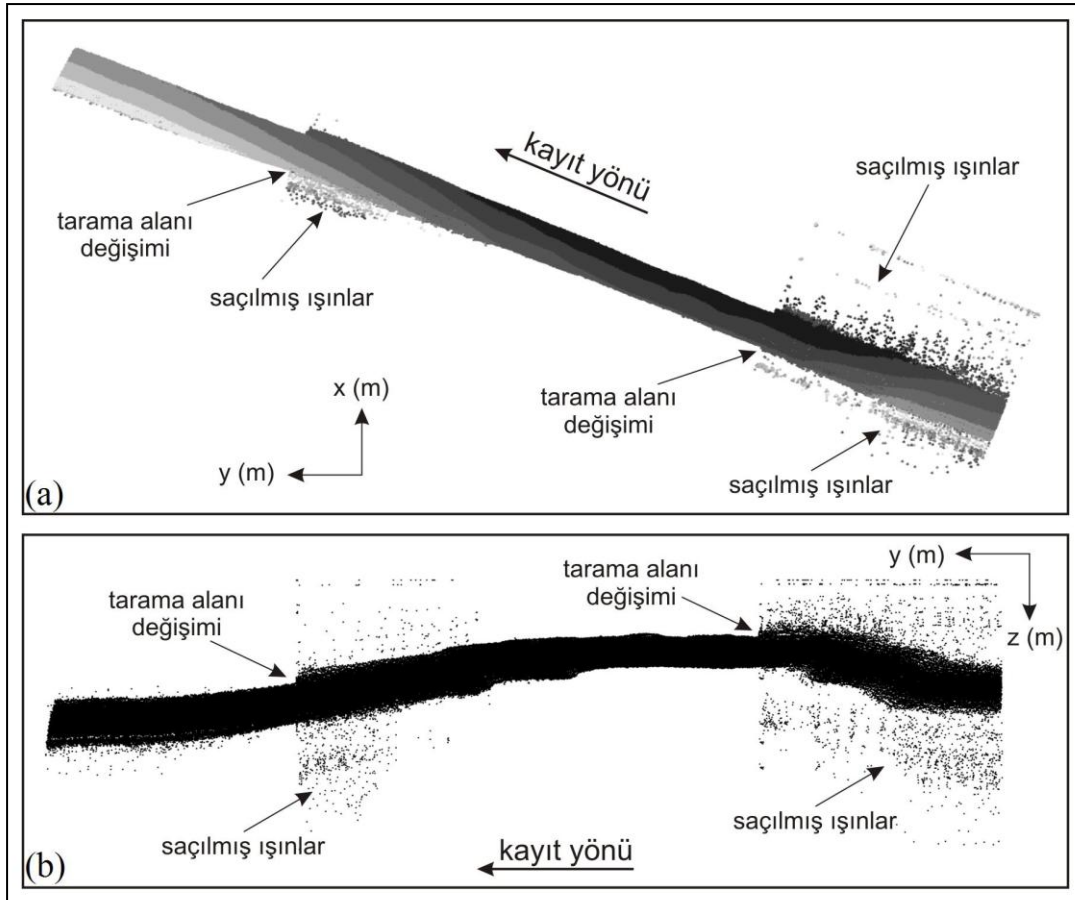
2.1.3 Tarama Alanı ve Parametreleri

Çok ışınlı ekosounder sistemlerinin en önemli özelliği, tek bir ışın göndermede geminin her iki yanında belli uzaklıklardan derinlik bilgisi toplayarak geniş bir tarama alanı sağlayabilmesidir. Toplam tarama alanları deniz tabanı derinliği ve kullanılan toplam ışın açısı ile değişmektedir. Sığ sularda geniş ışın açıları, derin sularda ise dar ışın açıları kullanılarak deniz tabanında düzenli ve yüksek doğruluklu veri toplanabilmektedir. Ekosounder sisteminin frekansı da sistemin çalışabileceği derinlik sınırını belirleyeceğinden dolayı toplam tarama üzerine etki eden bir parametredir.

Genel olarak tüm çok ışınlı ekosounder sistemleri, tasarlandıkları ideal su derinliklerinde kullanıldığında en büyük tarama alanına ulaşabilirler. Veri toplanan su derinliği tarama alanının genişliğini belirleyen en önemli parametredir. Su derinliği arttıkça transduserin uzak noktalara gönderdiği ışınların yansıyıp tekrar geri gelmesi ve transduserler tarafından algılanabilmesi zorlaşır. Bunun sebebi, derin sularda transduserin dış ışınları yeterli güçte üretememesi, hem iskele hem de sancak tarafında en dıştaki ışınların ortamdaki gürültü tarafından bastırılıp kullanılamaz hale gelmesidir. Bu nedenle su derinliği arttıkça operatör tarafından tarama alanı daraltılır. Bu daraltma işlemi her iki uçtaki birkaç ışının kullanılmaması anlamına gelir ve iç ışınlardaki veri kalitesinde bir değişiklik gözlenmez fakat ardışık pingler arasındaki zaman farkı azalır, dolayısıyla ping üretme hızı (ping rate) artar. Böylece batimetri verisinde uzak noktalardan gelen saçılmış veya gürültülü ışınlar kayıt edilmemiş ve veri kalitesi korunmuş olur. Şekil 2.12’de su derinliğine bağlı olarak operatörün tarama alanına uyguladığı değişim gösterilmektedir.

SeaBeam 1050D ekosounder sistemi, hem derin hem sığ sularda veri toplayabilmek için tasarlanmış, 126 ışına ve bu ışınların hepsi kullanıldığında 153° tarama genişliğine sahip bir sistemdir. Şekil 2.13, sistemin her iki frekans için çalışma derinliği ve tarama alanlarını göstermektedir. 180 kHz frekanslı transduserler 600 metreye kadar veri toplayabilmekte, 126 ışının tümünü kullanarak 110 m su derinliğinde 910 m tarama genişliğine sahip olmaktadır. Fakat su derinliği arttıkça

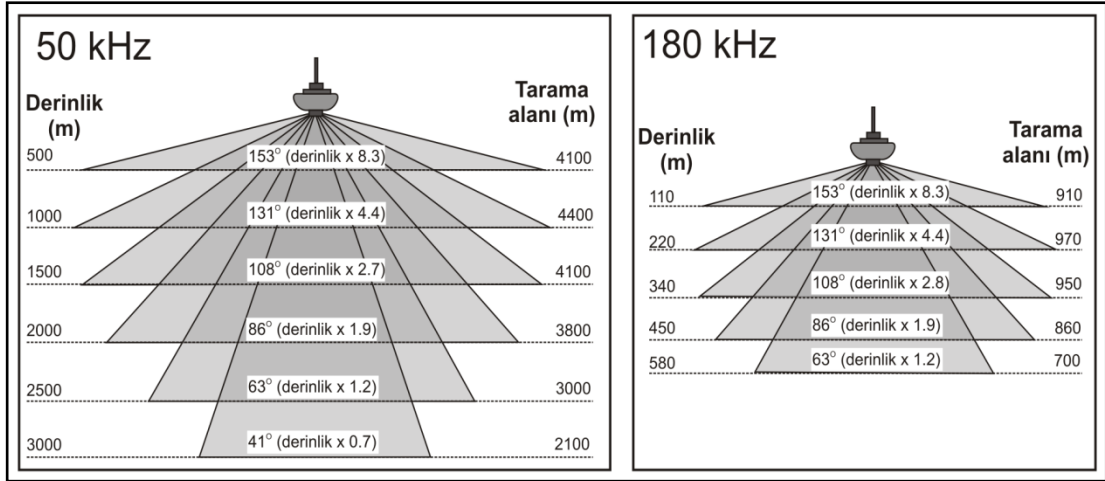
dış ışınların kullanılamaz hale gelmesinden dolayı toplam ışın genişliği daraltılır. Toplam ışın genişliği daralmasına rağmen su derinliğinin artmasından dolayı tarama alanı çok büyük değişim göstermez. Derin sularda kullanılan 50 kHz transduserleri 500 m ile 3000 m arasındaki su derinliklerinde kullanılmaktadır. En geniş tarama alanı yine 126 ışının kullanılabilirdiği su derinliğinde gözlemlenir. 3000 m su derinliğinde toplam ışın genişliğinin 41° olmasına rağmen 2100 metrelik tarama alanı bir batimetri çalışması için çok avantajlı bir mesafedir.



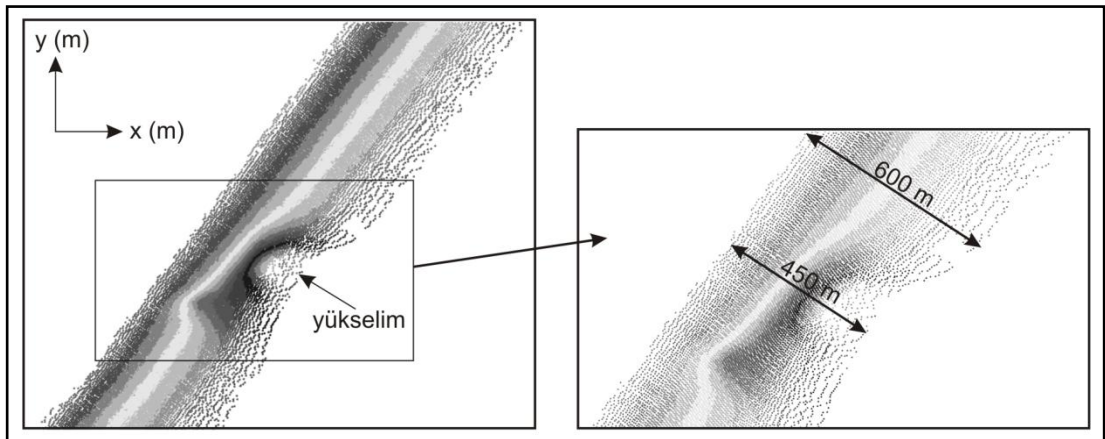
Şekil 2.12 Tarama alanı daralması ile gürültülü verinin ortadan kaldırılması (a) kuş bakışı görünüm (b) yandan görünüm (Çifçi ve diğ., 2005)

Çok ışınlı sistemler tarama alanı açısından sığ sularda dezavantaj taşıyabilir. Su ne kadar sığ ise tarama alanı o kadar az olacaktır. Bu yüzden deniz tabanındaki ani derinlik değişimleri (küçük yükselimler, çukurluklar, yapay yükseltiler vs.) tarama alanında azalmaya sebep olabilmektedir (Şekil 2.14). Çalışılan alanda yükseltilerin olduğu kısımlarda, tarama alanı daralmasından dolayı batimetri verisi alınamamış

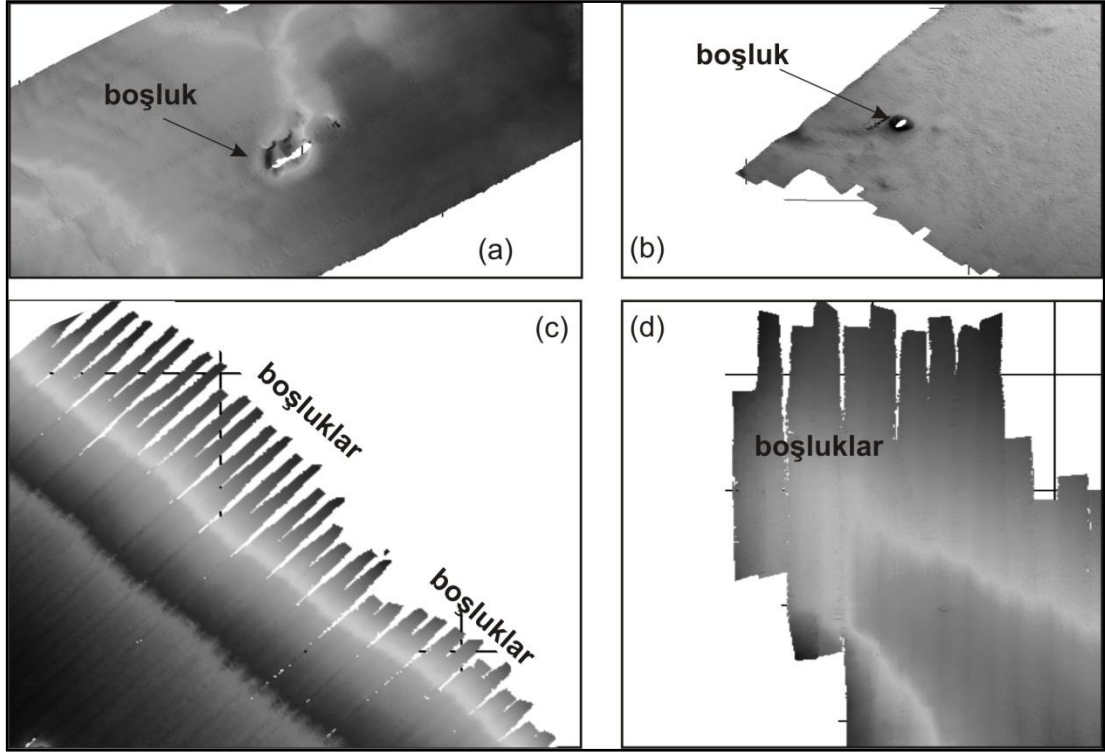
boş alanlar kalmasına neden olabilir. Bu durum veri toplama işlemi sırasında farkedilmeli ve boş olan bölge tekrar taranmalıdır. Aksi takdirde batimetri haritasında ani küçük derinlik değişimlerinden kaynaklanan boşluklar gözlenecektir. Sadece ani derinlik değişimlerinde değil geniş bir alanın taranması sırasında derinliğin derinden sığa doğru gitmesi durumunda da aynı boşluklar gözlenebilir. Bunun nedeni batimetri hatlarının arasındaki mesafe planlanırken derin alanlara göre hesap edilmesidir (Şekil 2.15). Bu boşlukların çalışma esnasında müdahale edilmemesi durumunda, bu veri kaybı veri-işlem sırasında enterpolasyon (ara değer bulma) işlemi ile doldurulur. Fakat doldurulan alanın derinlik bilgisi gerçek değildir.



Şekil 2.13 SeaBeam 1050D sisteminin 50 kHz ve 180 kHz transduserlerinin çalışma derinliği ve tarama alanları



Şekil 2.14 Ani derinlik değişimlerinden kaynaklanan tarama alanının daralma durumu (Çifçi ve diğ., 2005)



Şekil 2.15 (a) ve (b) Deniz tabanındaki ani yükselimlerden kaynaklanan boşluklar, (c) ve (d) hat aralıklarının geniş seçilmesinden kaynaklanan boşluklar

2.1.4 Yardımcı Sistemler ve Etkileri

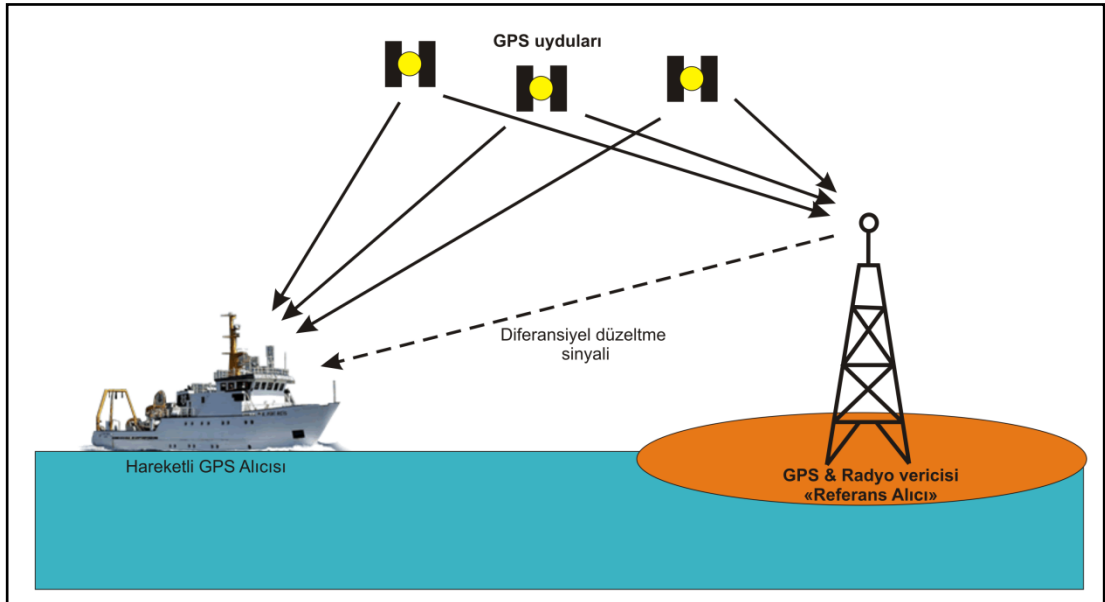
Çok ışınlı ekosounder batimetri sistemi kendi alıcı-verici sisteminin dışında bir çok harici veriyi kullanır. Toplanılan verinin doğruluğu, kullanılan yardımcı sistemin kalitesi veya türü ile doğrudan alakalıdır. Transduserlerin ve yardımcı harici sistemlerin tümünün gemi üzerindeki koordinatları çok ışınlı ekosounder sistemine tanıtılarak yön, konum ve üç boyuttaki hareket bilgilerine göre derinlik noktaları gerçek yerlerine taşınır.

2.1.4.1 Küresel Yer Belirleme Sistemi (GPS-DGPS)

Alınan verinin doğruluğunu etkileyen önemli etkenlerden biri geminin koordinat bilgisidir. Veri toplama sırasında, gemiye monte edilmiş ve belli bir hızla hareket eden transduserin anlık koordinatını belirlemek için GPS veya ondan daha duyarlı olan Diferansiyel GPS kullanılır. Transduserin koordinatını doğru olarak belirlemekle geminin her iki yanından alınan derinlik bilgisinin de doğru

kaydedilmesi de sağlanır. GPS, Amerika Birleşik Devletleri Savunma Bakanlığı tarafından, dünya üzerinde, tüm hava koşullarında, 24 saat esasına göre herhangi bir noktaya ilişkin konum, hız ve zaman bilgileri sağlayan bir radyo navigasyon sistemidir. Bu sistem, düzenli olarak kodlanmış bilgi yollayan bir uydu ağıdır ve uydularla arasındaki mesafeyi ölçerek dünya üzerindeki kesin yeri tespit etmeyi mümkün kılar.

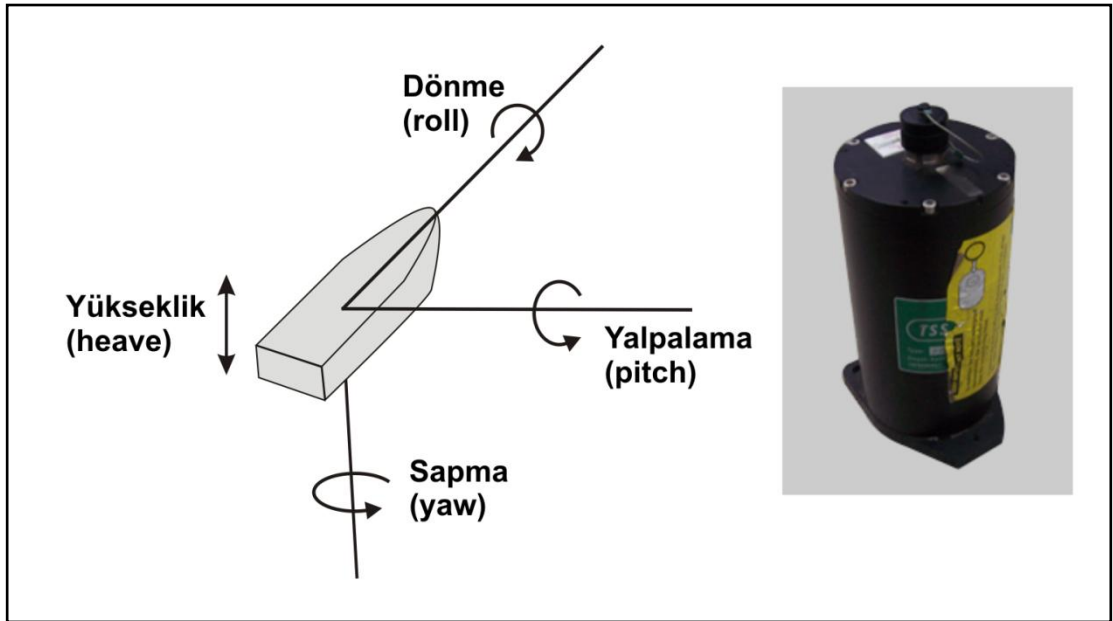
GPS hata kaynaklarının çoğunun uydu alıcı konumlarına bağlı olması ve yakın bazlar için bu hata miktarlarının birbirine çok yakın olması, Diferansiyel GPS (DGPS) kavramını doğurmuştur. Ortalama GPS hassasiyeti 3-12 metre iken DGPS hassasiyeti santimetre seviyesindedir. DGPS temel olarak koordinatları bilinen bir noktada konumlandırılmış sabit alıcı ile anlık konumu istenen hareketli alıcı ve veri aktarma sisteminden oluşmaktadır. Bu sistemde konumu belli bir referans noktası üzerinde ölçüm yapılır ve temel olarak ölçülerin olması gereken değerleri anlık alınan ölçülerle karşılaştırılır. Sabit alıcıda toplanan ölçüler ve referans noktasının hassas koordinatları kullanılarak hareketli sistemde düzeltmeler yapılır. Şekil 2.16' de DGPS sisteminin çalışma prensibi gösterilmektedir.



Şekil 2.16 DGPS navigasyon sisteminin çalışma prensibinin basitleştirilmiş modeli

2.1.4.2 Üç Boyutlu Hareket Algılayıcısı

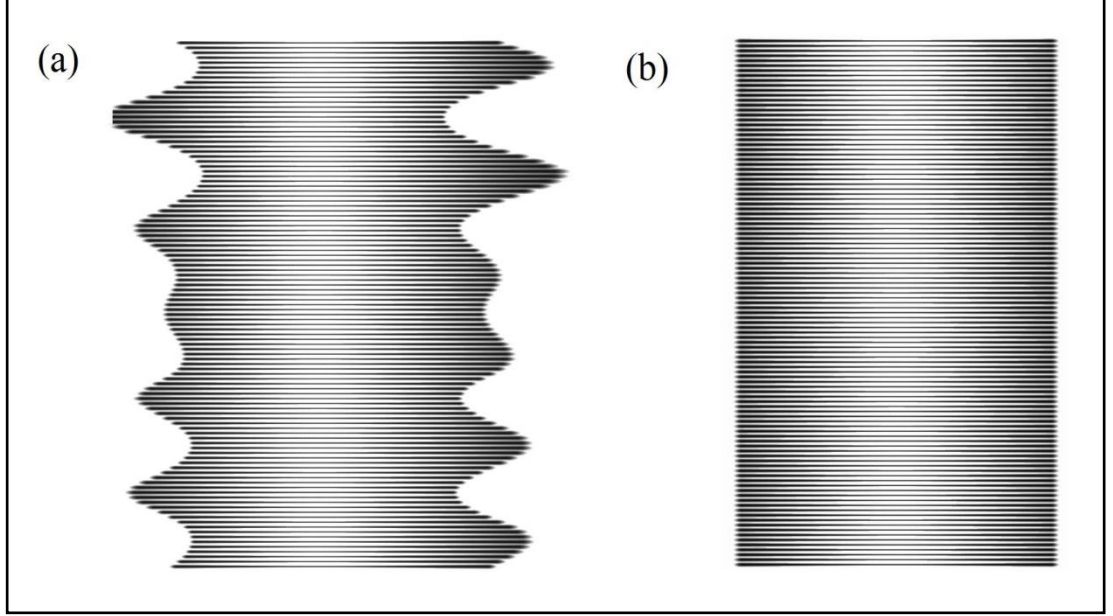
Çok ışınlı ekosounder transduserleri olabildiğince düz doğrultuda veri toplamalıdır. Pratikte bu hiçbir zaman mümkün değildir ve deniz şartlarından dolayı gemide üç eksen boyunca hareket meydana gelebilir. Gemiye monte edilmiş olan transduser de bu hareketten etkilenir. Deniz ne kadar dalgalı olursa geminin düzgün hareketi o kadar zorlaşır ve toplanan verinin kalite ve doğruluğu buna bağlı olarak değişir. Geminin hareketi sırasında yalpalama, yükselme ve dönme hareketleri, hassasiyeti yüksek üç boyutlu hareket algılayıcısı tarafından algılanıp ekosounder sistemine anlık olarak iletilir (Şekil 2.17). Böylece toplanan veri, sisteme aktarılan hareket bilgisi ile düzeltilerek doğru yerine taşınır. Hareket algılayıcısının hassasiyetinin yüksek olması durumunda, her türlü hava şartında veri kalitesinin sabit tutulması bu yardımcı sistemin önemini ortaya çıkarır. Sistemin algılayıcı ünitesi geminin hareketini doğru olarak algılayabilmesi için geminin denge noktasına monte edilir.



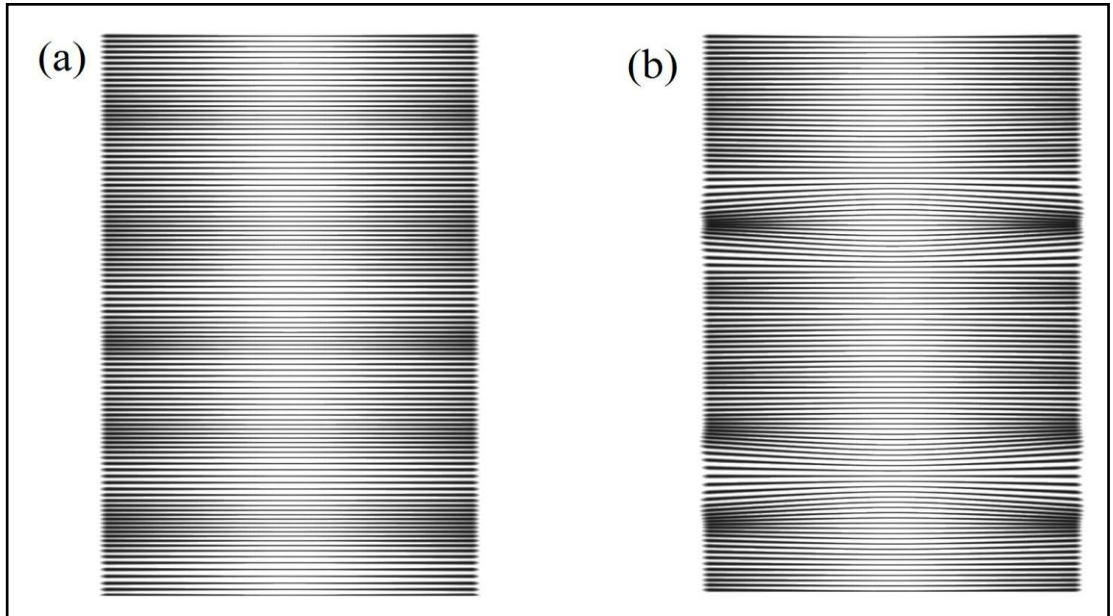
Şekil 2.17 Üç boyutlu hareket algılayıcısının sisteme sağladığı hareket verileri ve üç boyutlu hareket algılayıcısı (Çifçi ve diğ., 2005)

Dönme (roll) hareketinin etkisi, tarama yönünde periyodik yanal yer değiştirmeler şeklinde ortaya çıkar (Şekil 2.18). Bu yanal değişimler hareket algılayıcı yardımıyla

sistem tarafından düzeltilerek dönme etkisinden dolayı oluşacak olan hatlar arası boşluklar engellenir ve geri dönen sinyalin koordinat bilgisi doğru olarak kaydedilir.



Şekil 2.18 (a) Dönme hareketinden kaynaklanan veri bozukluğu ve (b) hareket algılayıcısı yardımıyla hatanın düzeltildiği veri (Çifçi ve diğ., 2005)

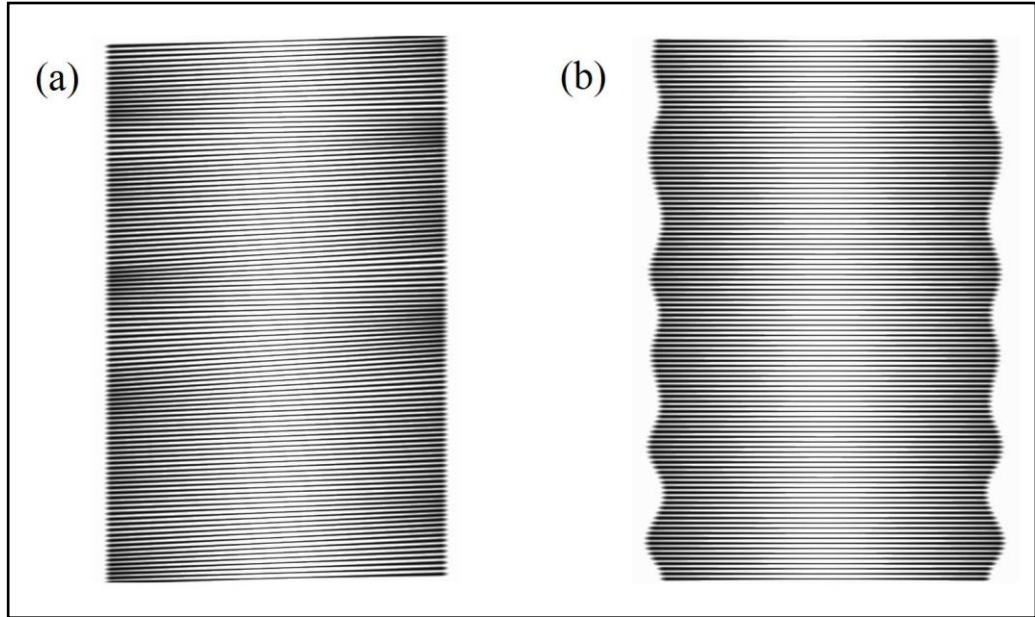


Şekil 2.19 (a) Yalpalama hareketinden kaynaklanan veri bozukluğu ve (b) hareket algılayıcısı yardımıyla hatanın düzeltildiği veri (Çifçi ve diğ., 2005)

Yalpalama hareketinin etkisi nedeniyle, hat boyunca pingler arası mesafeler değişir. Bu değişen mesafelerden dolayı veride boşluklar veya üst üste binmeler meydana gelebilmektedir (Şekil 2.19). Gemi gövdesine yakın ışınlar doğru yerlerine taşınır fakat uzak ışınların düzeltilmesi mümkün değildir.

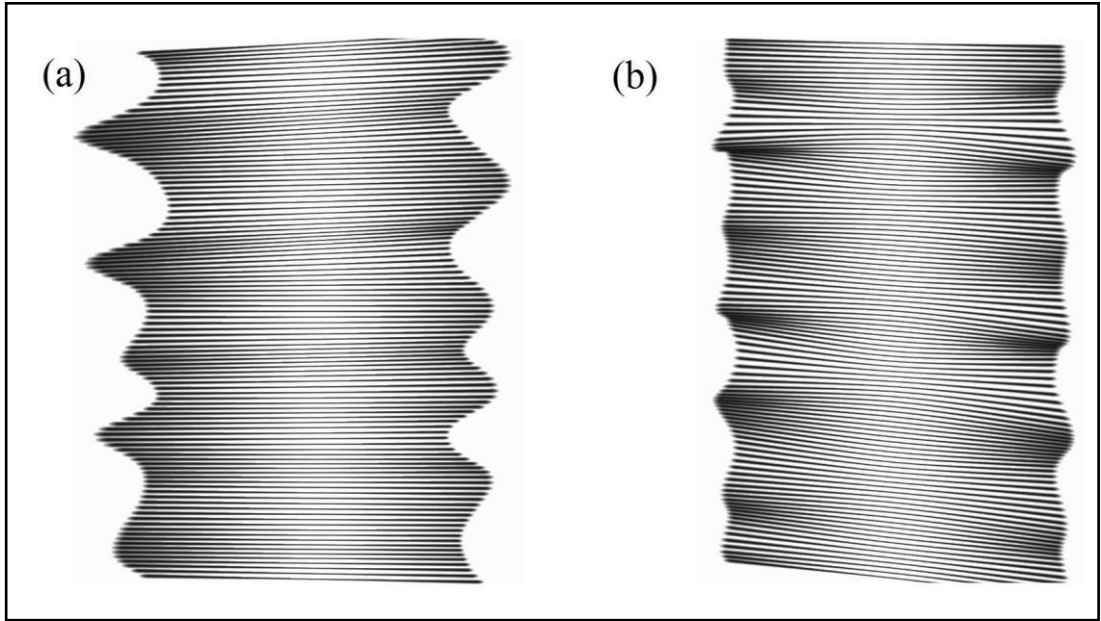
Sapma hareketi, dış ışınlarda periyodik dönmeler şeklinde yer değiştirmelere neden olur ve dış ışınlarda %100 tarama alanı kaplaması sağlanamayabilir (Şekil 2.20a). Dış ışınlar için yapılan düzeltme işlemi, açısal bir düzeltme olacağından iç ışınlar için de geçerli bir düzeltmedir.

Araştırma gemisinin deniz etkisi ile yükselip alçalmasından dolayı oluşan yükseklik değişimleri daha çok sığ sularda belirgin hale gelir ve tarama alanında ciddi sayılabilecek değişikliklere yol açar. Alan belli bir toplam açı ile tarandığından dolayı, transduserin yükselmesi ile tarama alanı genişler, alçalması durumunda da daralır (Şekil 2.20b).



Şekil 2.20 (a) Sapma hareketinden kaynaklanan veri bozukluğu (b) yükseklik hatasından kaynaklanan veri bozukluğu

Üç boyuttaki hareketlerinin her biri eş zamanlı olarak meydana gelir ve toplanan verinin doğruluğunu ciddi şekilde azaltır (Şekil 2.21). Bu yüzden üç boyutlu hareket algılayıcısının çok hassas olması gereklidir. Bunun dışında geminin yan tarafına monte edilen sistemlerde transduserlerin dik (90°) monte edilmesi çok zordur. Veri toplama aşaması için büyük önem taşıyan transduser açısı, aynı hat üzerinde çift yönlü olarak toplanan verilerin karşılaştırılmasıyla düzeltilir ve buna kalibrasyon adı verilir.



Şekil 2.21 (a) ve (b) Üç boyutlu etkilerin tümünün eş zamanlı olarak meydana gelmesi durumundaki veri bozuklukları

2.1.4.3 Ses Hızı ölçer

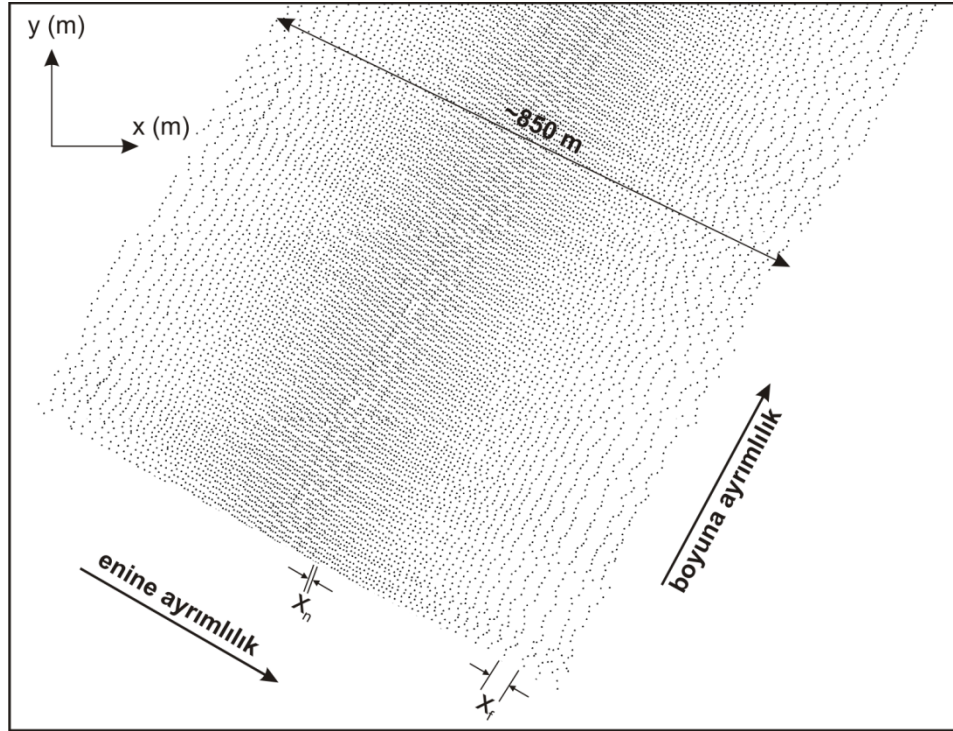
Çok ışınlı ekosounder sisteminde üretilen sinyalin seyahat zamanının hesaplanması tek ışınlı sisteme göre daha karmaşıktır. Gönderilen çok sayıda ışının izleyeceği yol ve ilerleyeceği ortamlar ses hızını değiştirir. Alınan verinin yüksek doğrulukta hesaplanması için su kolonu içerisinde her bir derinlik seviyesindeki ses hızının bilinmesi gerekir. Bu amaçla bir ses hızı ölçer (CTD) yardımı ile yapılan sıcaklık, tuzluluk, iletkenlik gibi ölçümler ile belli derinliklerdeki ses hızı hesaplanır ve sisteme girilir. Derinlik ölçüm aralığı olabildiğince kısa tutulur (0,2-1 m). Böylece

ışının izlediği yol ve su kolonundaki hızı doğru hesaplanarak alınan verinin doğruluğu artırılır.

2.1.5 Çok Işınlı Sistemlerin Ayrımlılığı

Çok ışınlı ekosounder sistemlerinin düşey yönde (derinlik) ayrımlılığı çok yüksek olup, santimetre mertebesindedir. Sistemlerin yataydaki ayrımlılığı için enine ve boyuna ayrımlılık göz önüne alındığında hat yönüne ve hatta dik ışınların tabandan yansıdığı noktalar arasındaki mesafeler, her iki yönde de değişim gösterir.

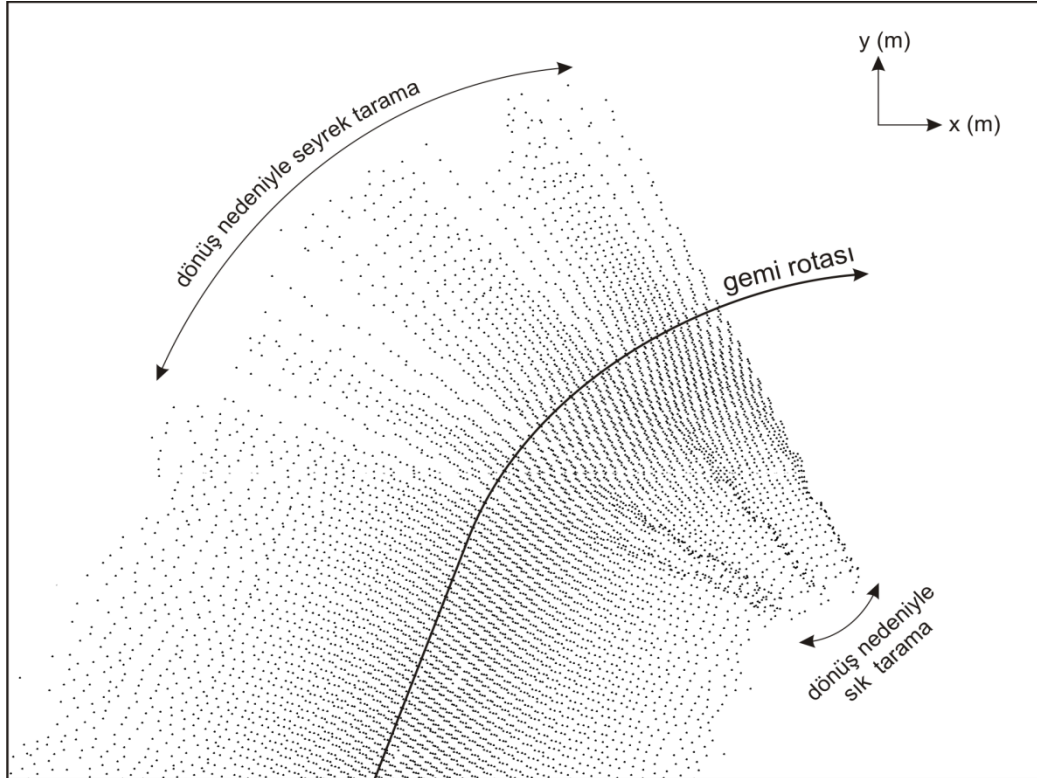
Hat yönündeki ayrımlılık geminin veri toplama sırasındaki hızına ve ping sıklığına bağlıdır. Gemi hızının sabit olduğu düşünüldüğünde, ekosounder tarafından deniz tabanı ne kadar sık taranırsa, hat yönündeki ayrımlılık o kadar yüksek olur. Bir taramanın en dış ışınları algılanıncaya kadar başka bir taramaya başlamayacağı da göz önüne alınır, su derinliği arttıkça ve/veya toplam tarama alanı genişledikçe tarama sıklığı azalır ve boyuna ayrımlılık aynı oranda düşer (Şekil 2.22).



Şekil 2.22 Çok ışınlı ekosounder sistemlerinde enine ve boyuna ayrımlılık (Çifçi ve diğ., 2005)

Enine ayrımlılık ise bir taramadaki ışınlar arasındaki yanıl mesafeye bağlıdır. Eşit mesafeli sistemlerde, ışınlar arası mesafe sabit olduğundan dolayı enine ayrımlılık sabit ve yüksektir. Eşit açılı sistemlerde ise dış ışınlar doğru gittikçe ışınlar arası mesafe artar. Deniz tabanının yanıl yönde örneklemeindeki bu değişim, eşit açılı sistemlerin yanıl ayrımlılığını belirler. Buna göre, eşit açılı ekosounder sistemlerinde gemiye yakın kısımlarda enine ayrımlılık çok daha fazladır. Buna karşın, gemiden uzaklaştıkça enine ayrımlılık azalır.

Çok ışınlı ekosounder verisinde, deniz tabanının hem enine hem de boyuna yönde mümkün olduğunca düzenli taranması istenir. Bu düzenli taramada ışınlar arası mesafenin eşit tutulması ile sağlanabilir. Ancak bazı durumlarda (dönüşler, sapmalar, hız değişimleri vb.) uygun ayrımlılık meydana gelmeyebilir. Örneğin dönüşlerde iç kısımlarda sık tarama nedeniyle aşırı örnekleme, dış kısımlarda ise seyrek örnekleme meydana gelmektedir (Şekil 2.23).



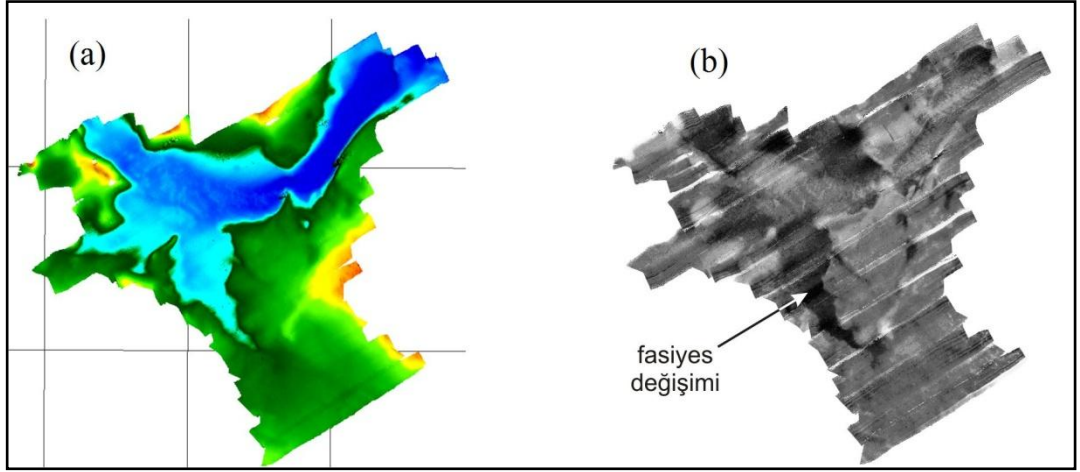
Şekil 2.23 Dönüşlerden kaynaklanan sık ve seyrek taramalar (Çifçi ve diğ., 2005)

2.1.6 Çok Işınlı Ekosounder Verisinden Sonar Görüntüsüne Geçiş

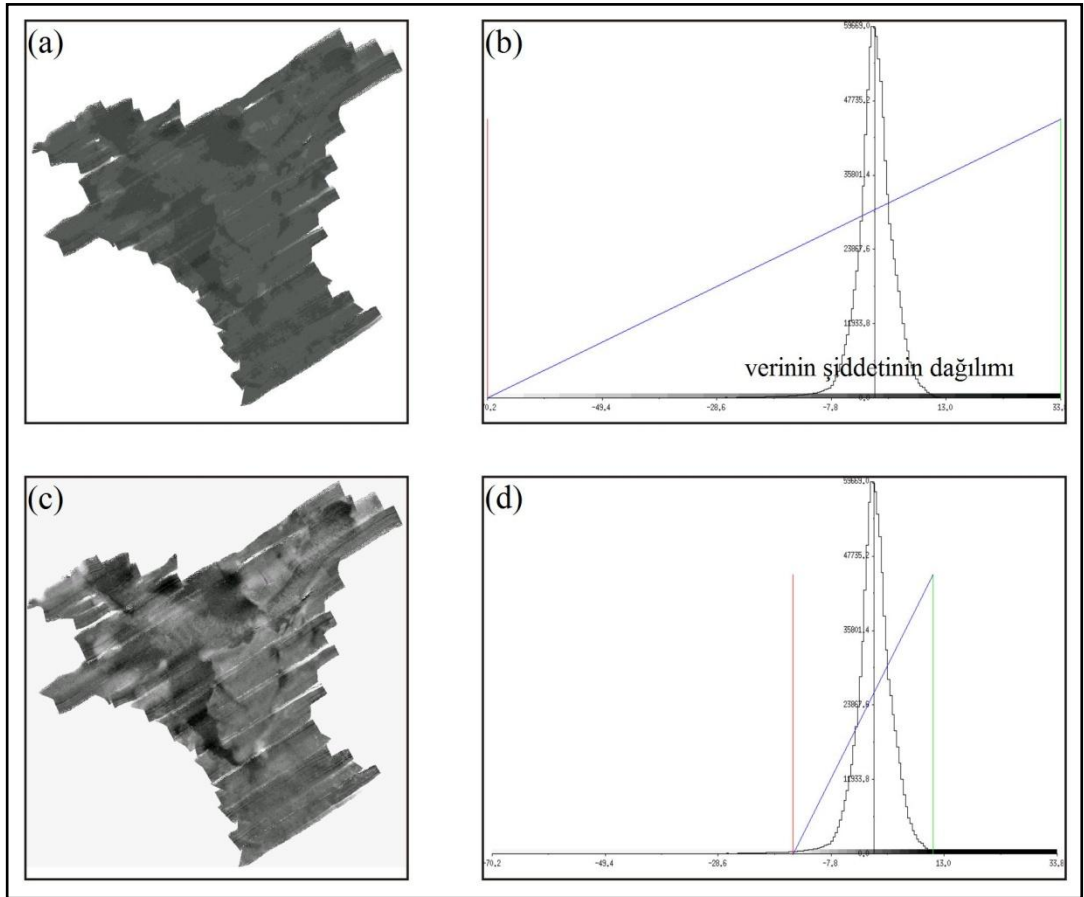
Çok ışınlı ekosounder sistemi ile toplanan batimetri verisinin çeşitli özellikleri kullanılarak, deniz tabanının sonar görüntüsü elde edilebilir. Bu özellik birçok batimetri sisteminde yaygın olarak kullanılmaktadır ve geri dönen sinyalin varış zamanının yanı sıra genliğinin de kaydedilmesine dayanır.

Ana ışının altındaki düşük sinyal gücü ve geliş açısındaki değişim nedeniyle uzun erimli yanal tarama sonarları tarafından görüntülenemeyen, gemiye yakın zonların sonar görüntülerinin elde edilmesinde bu yöntem kullanılmaktadır. Bu şekilde elde edilen görünür sonar haritaları, birkaç nedenden dolayı derinden çekilen sonar sistemleri ile elde edilen sonar haritaları kadar ayrıntılı ve doğru değildir. Bunun nedenlerinden biri çok ışınlı ekosounder sistemlerinin büyük erim mesafelerine sahip olması, tabandan yansıyan enerjinin yansıdığı alanın da (foot print) daha büyük olmasına, dolayısıyla daha düşük uzaysal ayrımlılığa neden olmasıdır. Harita üzerindeki her bir piksel bir akosounder ışın genliği şiddetine karşılık gelmekte, dolayısıyla geniş yansıma alanı seyrek genlik bilgisine sahip haritalar elde edilmesine neden olmaktadır. En önemli etki ise ışın geometrisidir. Deniz tabanı geri saçınımı sadece taban tortulları ve sistem frekansına değil, aynı zamanda sistemin geometrisine de bağlıdır. Işının geliş açısı, derinden çekilen sonar sistemi için oldukça küçüktür. Ancak, gemi gövdesine monte edilmiş olan çok ışınlı ekosounder transduceerinden yayılan sinyalin deniz tabanına geliş açısı (grazing angle) herhangi bir değer olabilir ve genellikle derinden çekilen sonar sisteminden oldukça büyüktür. Bu büyük geliş açısı ise, görünür sonar haritasında cisimlerin gölgelerinin küçük olmasına neden olmaktadır. İnsan gözü nesnelere kendisinden çok, değişik nesnelere arasındaki farklılıkları daha kolay görebildiğinden, sonuçta kayıta görülebilecek hedef belirleme yeteneği daha düşük olmaktadır.

Yansıyan sinyalin şiddeti, derinlik bilgisi ile kaydedilerek, geri saçınımın geliş açısı ile değişimi incelenebilir. Bu reflektivite haritalarında deniz tabanının litoloji değişimleri saptanabilir ve deniz tabanındaki farklı tortullar birbirinden ayırt edilebilir (Şekil 2.24).



şekil 2.24 (a) Batimetri haritası (b) batimetri haritasından sonar grnmne geçiş



şekil 2.25 (a) Ham geri saçınım haritası (b) ham geri saçınım şiddet lği (c) kontrast iyileştirmesi yapılmış geri saçınım haritası (d) kontrast iyileştirilmesi yapılmış verinin şiddet lği (ifi ve diğ., 2005)

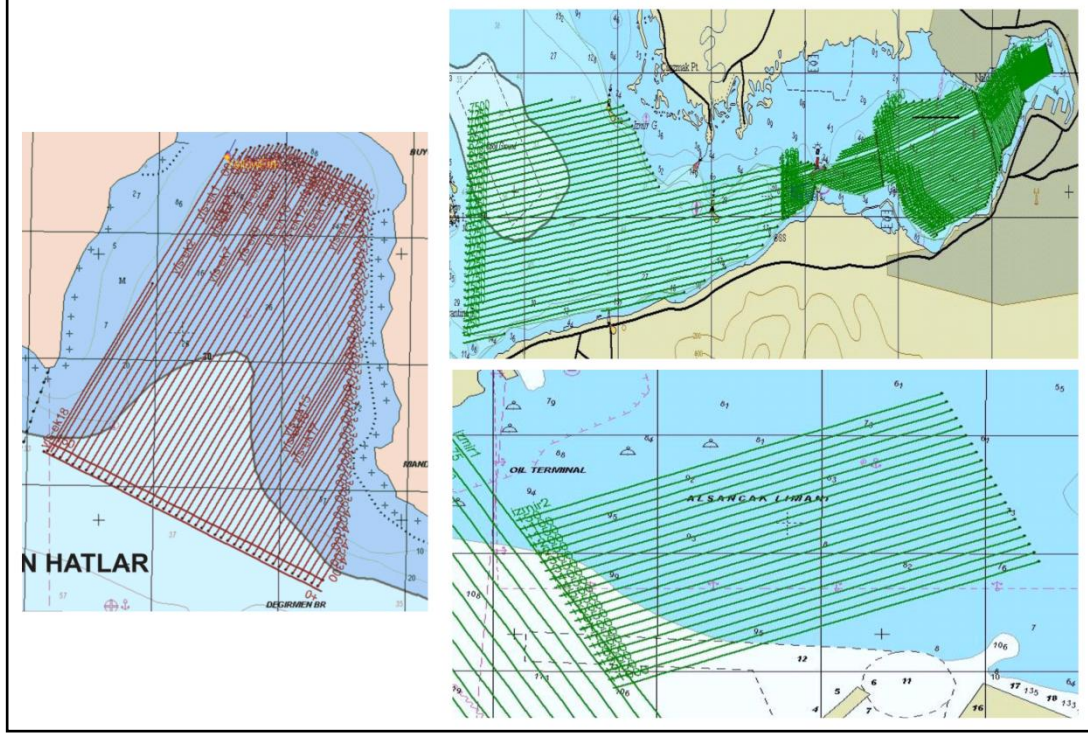
Toplanan reflektivite verisi görüntülendiğinde, çok geniş yansıma şiddet değerlerine sahip olduğu görülür. Fakat verinin asıl bilgi taşıyan bölümü belli bir şiddet aralığındadır ve bu geniş şiddet ölçeğinde net gözlenemeyebilir. Bu nedenle, hedeflerin ve fasiyes değişimlerinin reflektivite haritasında ayırt edilebilme özelliklerini arttırabilmek için, verinin şiddet ölçeği sınırlandırılır. Bu işleme “kontrast iyileştirme” adı verilir (Şekil 2.25).

2.1.7 Veri Toplama ve Çalışmanın Planlanması

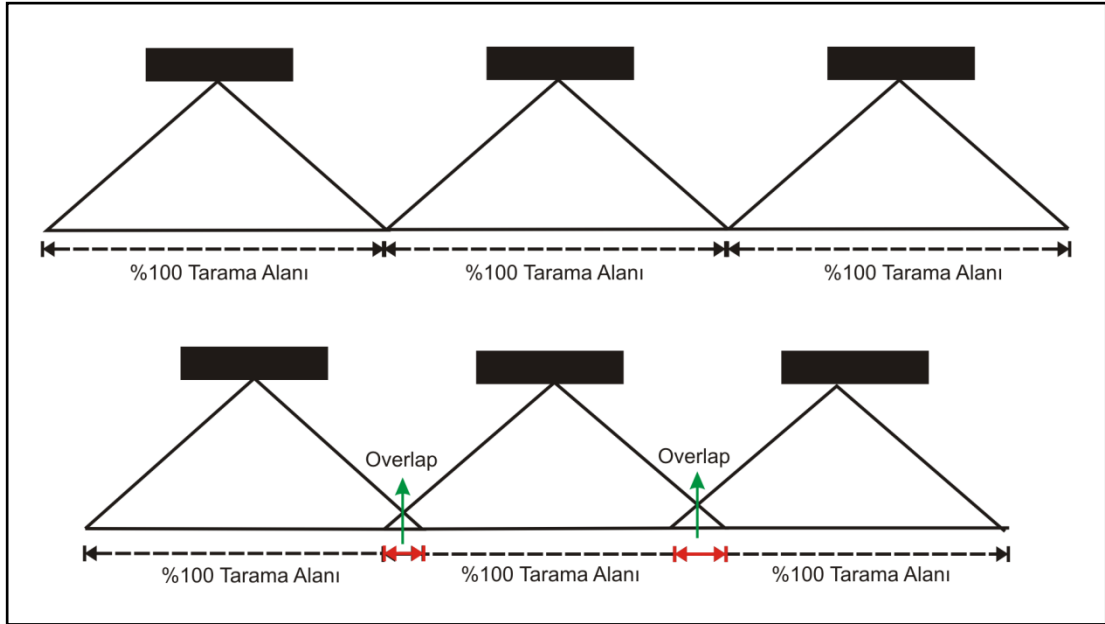
Herhangi bir üç boyutlu batimetri çalışmasında amaç boşluksuz, yüksek çözünürlüklü ve doğru bir harita oluşturabilmektir. Çalışma öncesindeki planlamalara istinaden, veri kalitesini ve doğruluğunu arttıran yardımcı sistemlerin kullanımı ve doğru veri toplama parametrelerinin seçimi ile hedefine ulaşmış bir çalışma yapılabilir.

Bir çalışmanın veri toplama ve işleme aşaması kadar çalışma öncesindeki planlama da büyük önem taşır. İlk olarak yöntemin kullanılacağı sistem frekansı alanın genel derinlik bilgisine göre seçilir. Oluşturulan haritanın sürekli olması için hatların uzanımı doğru seçilmeli ve veri kaybı olmamalıdır. Bunun için toplam tarama alanları göz önüne alınarak hatlar arasındaki uzaklık belirlenir ve genellikle hatlar birbirine paralel seçilir (Şekil 2.26). Alınan verinin yandaki iki hatla ilişkisinin sağlanması amacıyla hatta ait toplam tarama alanının %20-25'lik bölümü üst üste binecek (overlap) şekilde hesaplanır. Örneğin, toplam tarama alanı 200 m olan bir sistemde her iki yandan 100'er metrelik derinlik verisi elde edilecektir. Çalışılan hattın bir yanındaki hattın olan uzaklığı 180 metre (%20'lik üst üste bindirme) olması durumunda iki hat arasında 20 metrelik bağlantı sağlanarak derinlik verileri ilişkilendirilebilir (Şekil 2.27). Üst üste bindirme oranı ne kadar fazla olursa veri kalitesi o kadar yükselir. Sistemlerin çalışması esnasında, tarama alanı veya veriyi gösterebilme özelliklerinden yararlanılarak, su derinliğinin çok değişken olduğu alanlarda hatların seçimi gerçek zamanlı olarak da planlanabilir. Çalışma planlaması sırasında hatlar arasındaki uzaklık, üst üste bindirme oranı, hatların çalışma alanına göre doğrultuları zaman yönetimi açısından büyük önem taşır. Bu yüzden çalışma

öncesi planlama aşamasında hedef, çalışma süresine uygun fakat olabildiğince kaliteli veriyi toplamaktır.



Şekil 2.26 Çeşitli alanlarda batimetri çalışmaları için seçilen navigasyon hatları



Şekil 2.27 Tarama alanlarının üstüste bindirilerek veriler arasındaki bağlantıyı sağlama işlemi (overlapping)

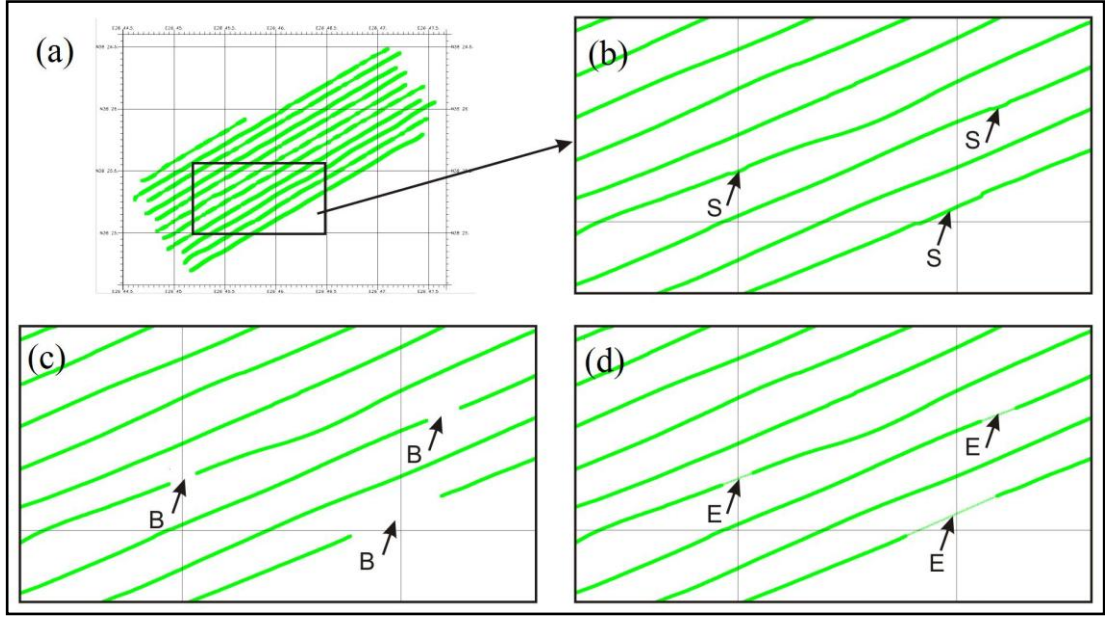
2.1.8. Veri İşlem

Çok ışınlı ekosounder kullanılarak yapılan bir batimetri çalışması su derinliğine bağlı olarak binlerce ping ve milyonlarca ışıdan oluşmaktadır. Bu kadar büyük hacimdeki bilginin işlenmesi operatör için zahmetli bir iştir. Zaman tasarrufu ve bilginin doğru işlenmesi amacıyla bazı işlemler istatistiksel olarak yapılır. Bu işlemler; ön işlemler, ana işlemler ve veri iyileştirme işlemleri (ek işlemler) olmak üzere üç bölümde toplanabilir.

2.1.8.1. Ön İşlemler

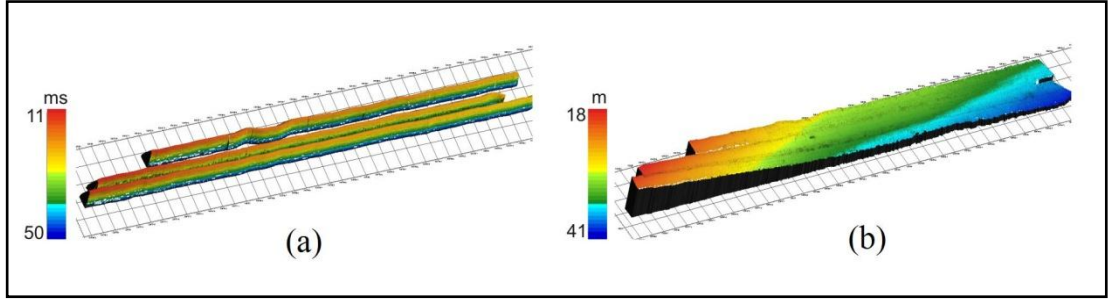
Çok ışınlı ekosounder ham verisi üzerinde yapılan ilk işlemler ön işlemler olarak adlandırılır. Birçok sistem ekosounder verisini kendi veri formatında kaydeder. Ancak bu veri formatı işlenecek yazılımın kullanacağı uygun veri formatına dönüştürülebilir. Bu işleme “veri yükleme” veya “veri dönüşümü” adı verilir. Bu işlemde eğer derinlik, navigasyon, ses hızı bilgileri ve gemideki yardımcı sistemlerin koordinatları tek bir veri dosyasında bulunuyorsa, bilgiler sonraki veri işlem aşamalarında kullanılmak üzere farklı formatlarda kaydedilir. Düzeltmeleri yapılan bu veriler daha sonra tekrar birleştirilerek tek bir batimetri dosyası formatına dönüştürülür.

Kayıt sırasında GPS sistemindeki hatalardan dolayı navigasyon verisinde sapmalar ve ani sıçramalar meydana gelebilir (Şekil 2.28a-b). Bu saçılmalar batimetri verisinin içerisinde bulunan her bir ışının yansıdığı noktayı yanlış koordinatlarda gösterir. Işın koordinatlarını doğru yere taşımak amacıyla sıçramalar navigasyon verisinden silinir ve boşalan alanlar enterpolasyon ile doldurulur (Şekil 2.28c-d). Enterpolasyon işlemi her ne kadar yapay bir koordinat oluşturmuş olsa da geminin rotasını bozmadıkça bu küçük navigasyon hataları ihmal edilebilir. Yapılan düzeltmeler sonrasında derinlik bilgisi ile her bir ışının coğrafik koordinatı ilişkilendirilerek verinin yeryüzü üzerindeki yeri ve toplam tarama alanı ortaya çıkar. Bu işlem sonucunda boş alanlar ve üst üste bindirme (overlap) noktaları görülebilir hale gelir.

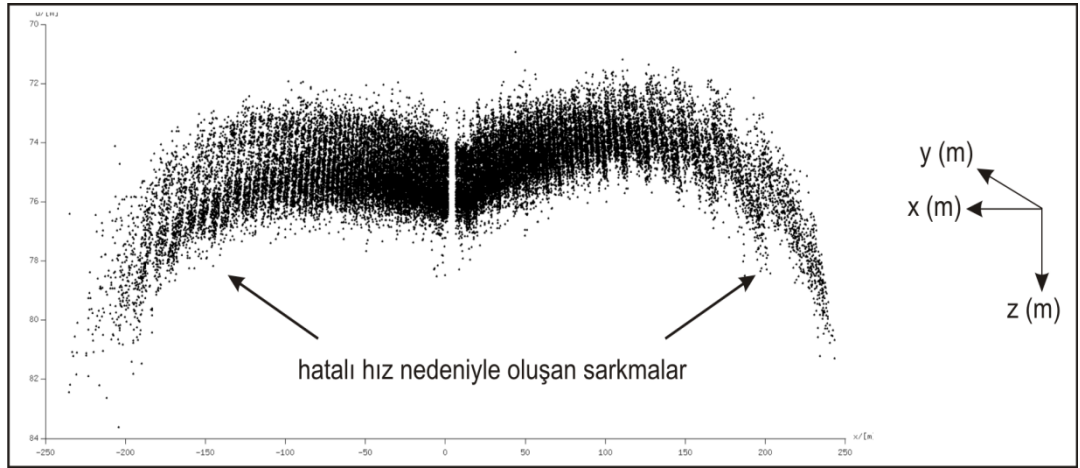


Şekil 2.28 Navigasyon sıçramalarından kaynaklanan hataların silinip, boşlukların enterpolasyon işlemi ile doldurulması. (a) ham navigasyon verisi, (b) sıçramalar (S), (c) sıçramaların navigasyon verisinden silinmesi (B), (d) enterpolasyon yapılmış hali (E)

Ön işlemlerde yapılacak başka bir işlemde su kolonundaki ses dalgası hızının veriyle ilişkilendirilmesidir. Bu işlem veriyi sinyalin varış zamanı ortamından deniz tabanı derinliği ortamına taşıma işlemidir. Sudaki ses hızı, daha önce değinildiği gibi CTD ölçümleri yapılarak elde edilir. Ham varış zamanları, ortadaki ışınlar için küçük, dıştaki ışınlar için ise büyüktür (Şekil 2.29a). CTD ölçümlerinden elde edilen ses hızı kullanılarak her bir ışının varış zamanı ayrı ayrı derinliğe dönüştürülerek 2 veya 3 boyutlu haritalar oluşturulur (Şekil 2.29b). Su kolonundaki ses hızı veri toplanan zamana, konuma ve derinliğe göre değişeceğinden dolayı ses hızı verisi birden fazla olabilir. Hız bilgisinin eski, yanlış veya ortama göre sığ girilmesi durumunda ilişkilendirilen verilerinde yanlış olması kaçınılmazdır. Şekil 2.30, hız verisi hatalı tanımlanmış bir verinin fan görünümünü göstermektedir. Verinin düz bir görüntü vermesi gerekirken iç ışınların yükselmiş, dış ışınların ise sarkmış olduğu görülür. Işının su kolonu içerisinde geçirdiği süre arttıkça, uzak ışınların hatalı hız değerinden etkilenme oranı da artacaktır.



Şekil 2.29 (a) Işınlrın ham varış zamanları (b) Varış zamanlarından hesaplanan derinlik verisi

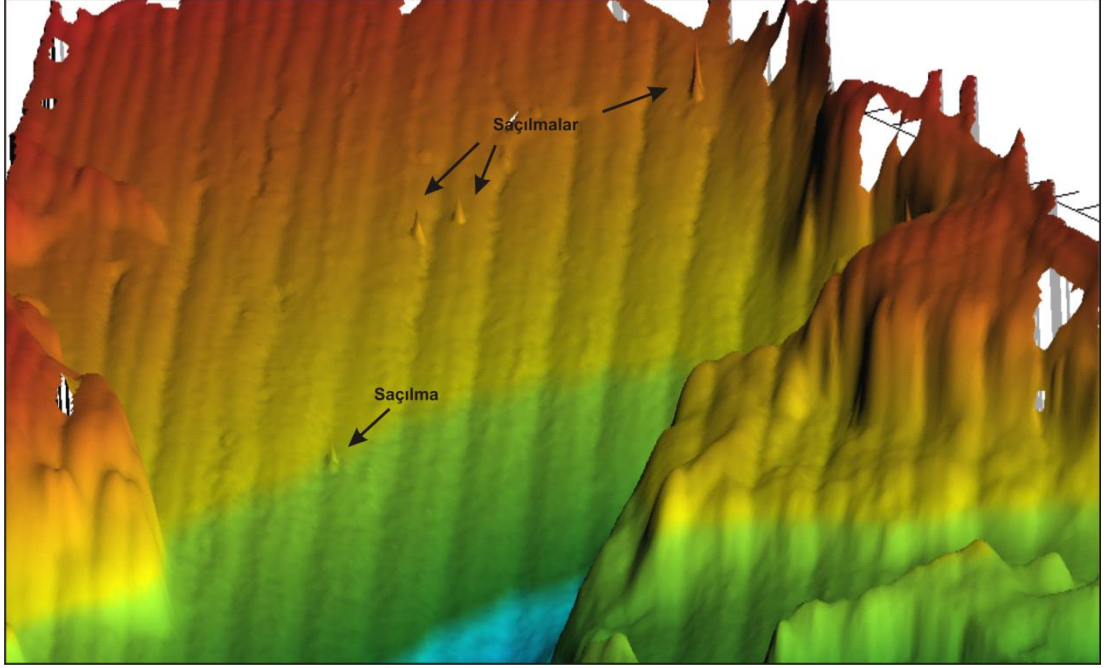


Şekil 2.30 Hız verisinin yanlış olmasından kaynaklanan derinlik verisi hataları

2.1.8.2. Ana İşlemler

Ana işlemlerin en önemli aşaması, verideki gürültünün temizlenmesi işlemidir. Ham batimetri verisi üzerinde, genellikle transduserlerin gemiye monte edilmişinden kaynaklanan ve titreşimlerden ileri gelen ve tek bir ping üzerinde sadece bir veya birkaç ışıında görülen ani derinlik değişimleri görülebilir. Bu ani derinlik değişimleri batimetri haritasında iğnecik şeklinde yükselimler olarak görülür ve yanlış bilgi verir (Şekil 2.31).

Bu gürültülerin temizlenmesi operatör tarafından veya otomatik (istatistiksel) olarak yapılabilir. Otomatik temizleme işlemi, daha önce kaba şekilde batimetri haritasına sahip veya yapay olarak hazırlanmış haritalar kullanılarak yapılabilir.



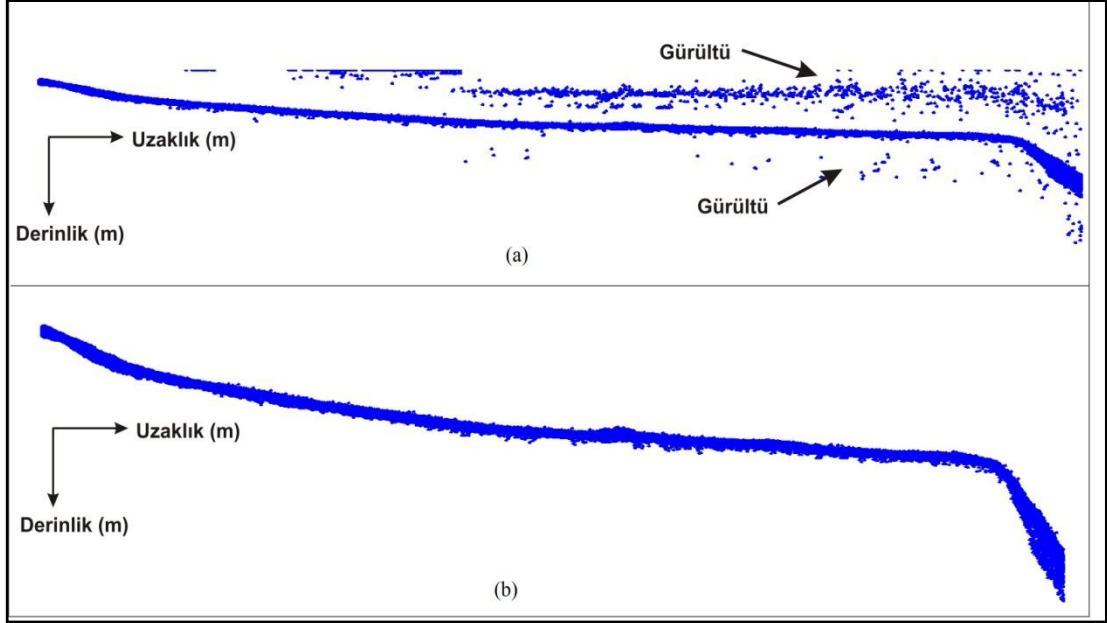
Şekil 2.31 Ham batimetri verisinde gözlenen hatalı iğnecik şeklindeki gürültüler

Yapay yüzey ile ham veri arasındaki farklı derinlikler gürültü olarak kabul edilir. Otomatik veri işlem amaçlı medyan filtreleri ve istatistik temelli özel algoritmalarda geliştirilmiştir. Fakat deniz tabanı morfolojisi çok değişken ve veri toplanan alana göre değişik özelliklere sahip olabilir. Yapılan filtrelerin belli bir algoritmaya göre çalıştığı göze alınırsa, gürültü veya veri ayrımı yapılamayacağından reziduel derinlik değişimleri kaybedilebilir. Böylece verinin ayrımlılığı ve doğruluğu tehlikeye girer.

El ile temizleme işlemi zahmetli bir yöntem olsa da verinin doğru işlenmesi için en sağlıklı yoldur. Operatör tarafından sinyallerin veri veya gürültü olduğuna karar verilen bu işlem, veriye 3 farklı bakış açısı yardımıyla ve değerlendirilmesiyle mümkündür. Öncelikle verinin yan görünümünden yararlanılarak çok büyük farklılık gösteren ışınlar veriden atılır (Şekil 2.32). Daha sonra fan görünümü kullanılarak verinin genel eğilimindeki ani derinlik değişimlerini ifade eden ışınlar silinir (Şekil 2.33). Bu iki bakış açısından yararlanılarak veri düzgün işlenebilmektedir.

Temizleme işleminden geçirilen veri artık bir yer modeli oluşturmaya uygun hale gelmiştir. Bu işlem, yatay ve dikey (x,y) koordinatlarda bulunan noktasal verilerin aralarının doldurularak sürekli bir harita oluşturma işlemidir. Sayısal bir yer modeli

oluştururken birbirine komşu olan noktalar kullanılarak enterpolasyon işlemi uygulanarak aralarına yeni değerler atanır. Bu işlem yapılırken komşu olan 1 veya birden fazla nokta kullanılabilir. Eğer aynı noktaya birden çok derinlik değeri atanırsa, bu değerlerin ortalaması alınarak sayısal modele kaydedilir.

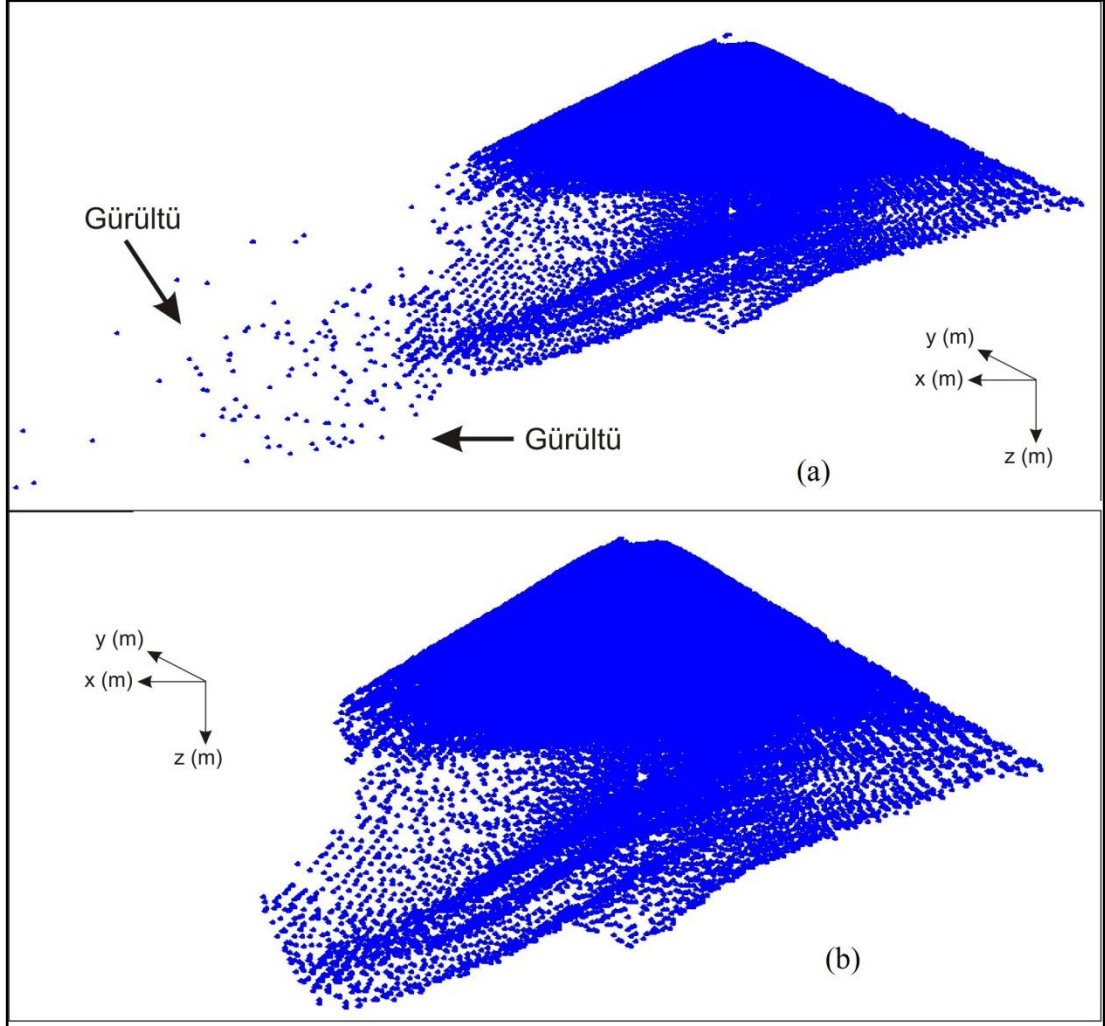


Şekil 2.32 Yan görünümde yararlanılarak gürültü temizleme işlemi

Sayısal model oluşturulduğunda artık her koordinatın belli bir derinlik değeri bulunmaktadır. Bu koordinatların aralığı operatör tarafından belirlenir. Küçük aralık seçiminde ayrımlılık yüksek olmasına rağmen hatlar arasında boşluklar gözlenebilir. Büyük olma durumunda ise veri çok fazla yumuşatılmış olur ve detaylar kaybolur. Rejyonel farklılıkları gözlemlemek için büyük, rezidüel farklılıkları gözlemlemek için ise küçük değerler seçilmelidir (Şekil 2.34).

Batimetri ölçümleri genellikle paralel ölçüm hatları üzerinde yapılır ve daha sonra bu paralel hatlardan elde edilen derinlik verileri birleştirilerek batimetri haritaları oluşturulur. Daha önce değinildiği gibi, batimetri haritalarında derinlik değeri içermeyen küçük boşluklar kalabilir. Bu boşluklar ara değer bulma veya enterpolasyon yöntemleri kullanılarak doldurulur. Enterpolasyon için kullanılan grid aralığı değeri arttıkça daha büyük boşluklar kapatılmış olur. Fakat bu değerlerin

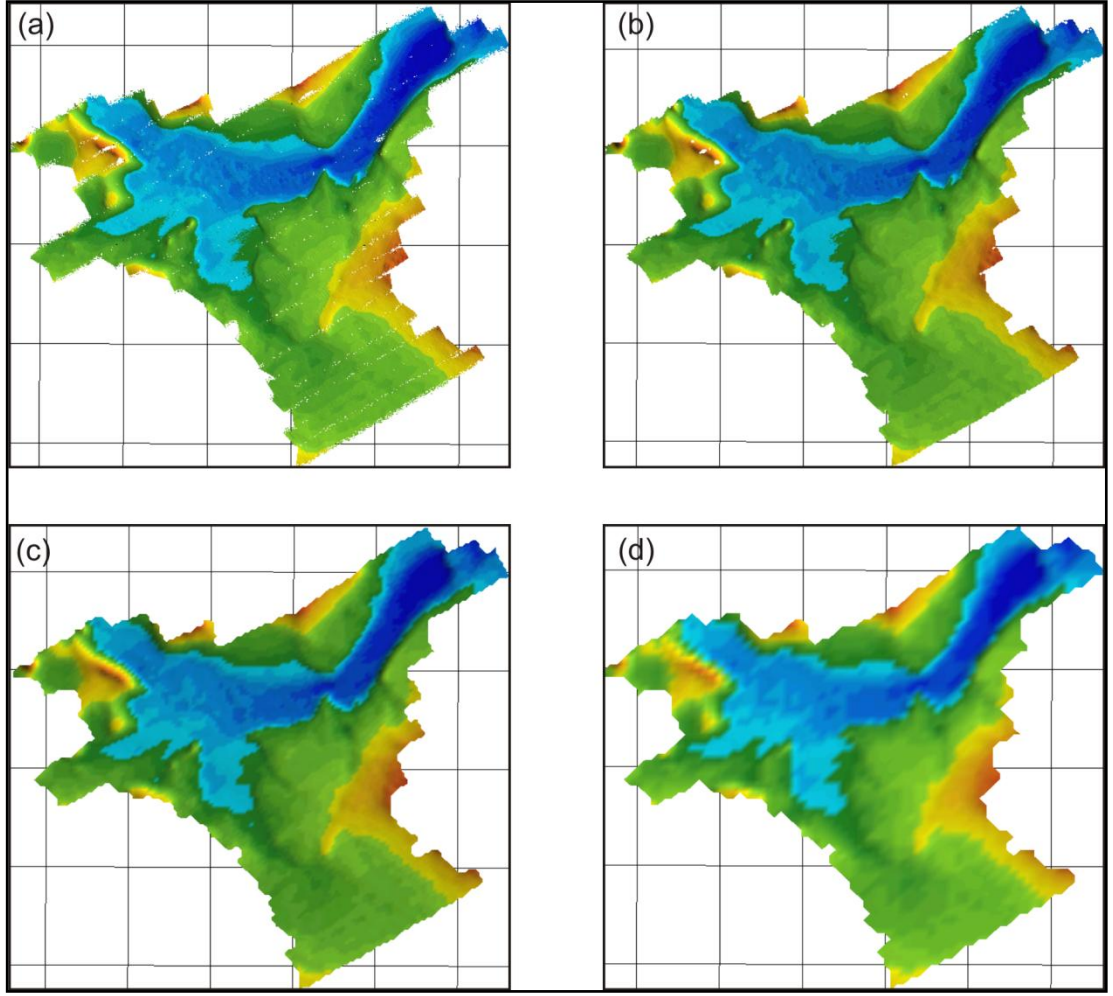
yapay değerler olduğu ve büyük değerler verilmesi sonucunda aşırı yumuşatmaya bağlı olarak veride bozulmalara sebep olacağı bilinmelidir (şekil 2.35).



şekil 2.33 Fan görünümünden yararlanılarak gürültü temizleme işlemi

2.1.8.3. Ek İşlemler

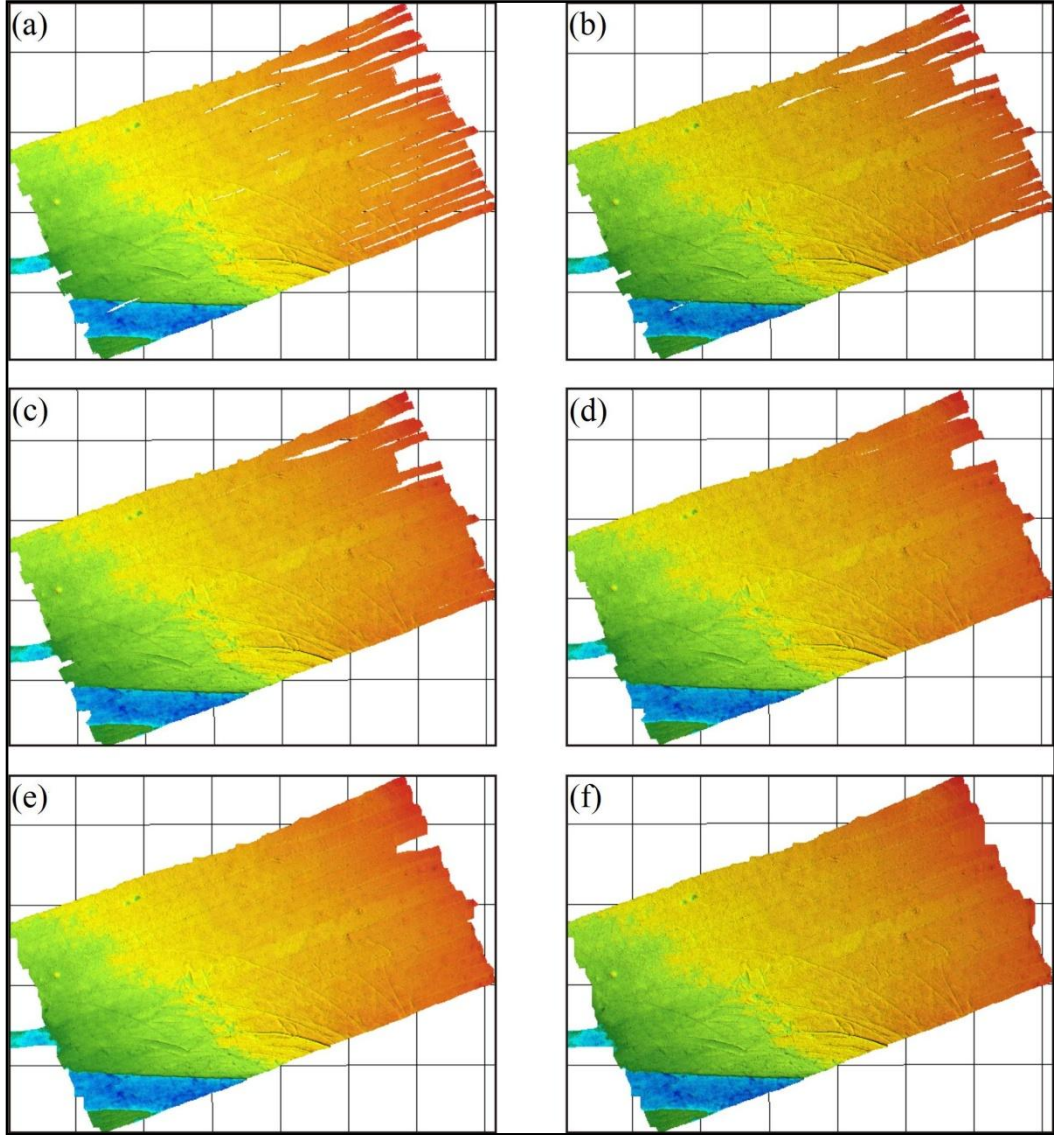
Hazır olan batimetri haritasında görsel gösterime veya yorumlamaya yönelik bazı işlemler ek işlemler olarak adlandırılır. Bu aşama da veriye çeşitli filtreler, yumuşatmalar, enterpolasyon işlemleri uygulanabilir. Ayrıca reflektiviteden yararlanılarak haritanın sonar görüntüsüne geçişi de bu aşamada hazırlanarak aynı işlemler yapılabilir. Harita, sayısallaştırılarak birçok veri formatına dönüştürülebilir ve birçok coğrafi bilgi sistemi ile ilişkilendirilebilir.



Şekil 2.34 (a) 2 m, (b) 4 m, (c) 10 ve (d) 20 m grid aralıkları kullanılarak gridlenmiş batimetri verisi

2.2 Chirp – Mühendislik Sismiği Sistemi

1-14 kHz akustik frekanslarda çalışan çok yüksek ayrımlı sismik sistemler, genel olarak mühendislik sismiği olarak isimlendirilmektedir. Bu sistemler deniz tabanından itibaren 30 metre derinliklere kadar olan üst tortul katmanın yüksek ayrımlı sismik görüntüsünün sürekli şekilde elde edilmesini sağlar ve yüksek ayrımlı deniz tabanı araştırmalarında kullanılan ana yöntemlerden biri olarak geniş çapta kullanılır. Kullanılan frekans ve diğer bazı etmenlere bağlı olarak, sistemin düşey ayrımlılığı genel olarak 0,5 m' den küçüktür.



Şekil 2.35 (a) Grildenmiş batimetri verisi, (b) 5, (c) 10, (d) 20, (e) 50 ve (f) 100 grid aralığı için yapılan enterpolasyon sonuçları.

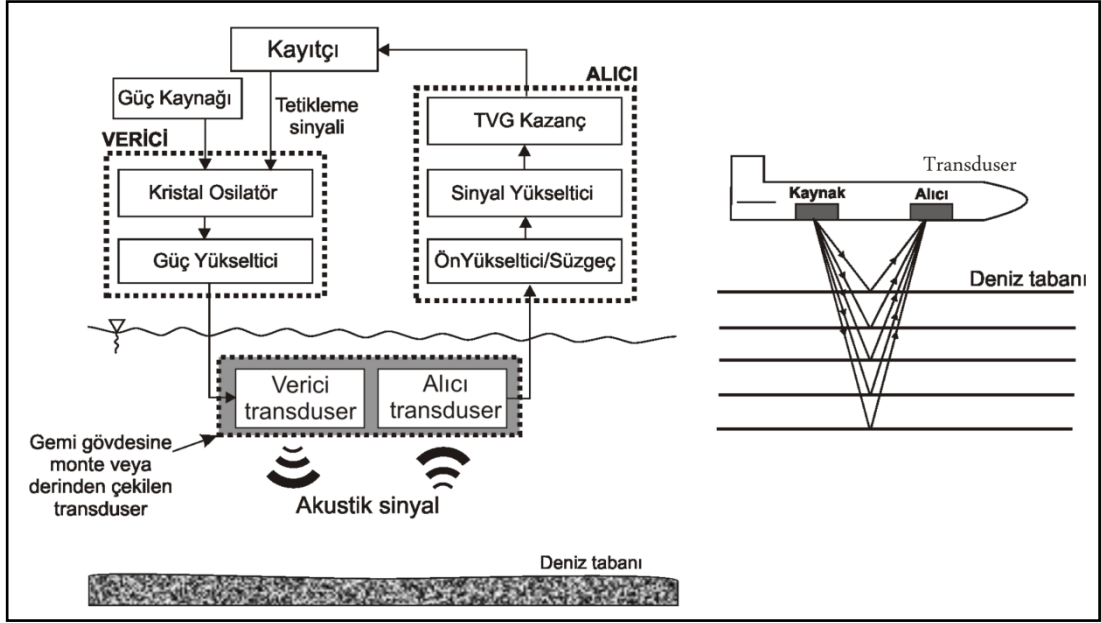
Tipik bir deniz mühendislik sismiği sistemi, verici/alıcı birimi (tranceiver), bir veya daha fazla transduser ve bir kayıtçı birimden oluşmaktadır (Şekil 2.36). Yapı olarak çok ışınlı ekosounder sistemine çok benzer olup, çalışma frekansları daha düşük ve çıkış güçleri çok daha yüksektir. Verici transduserler tarafından yayılan sinyal deniz tabanı ve tabanın altındaki tortul ara yüzeylerden geri yansyarak alıcı transduserde algılanır (Şekil 2.37). Kayıt sırasında geminin düşey hareketinden kaynaklanan hataların düzeltilmesi amacıyla düşey hareket dengeleyicileri kullanılır.



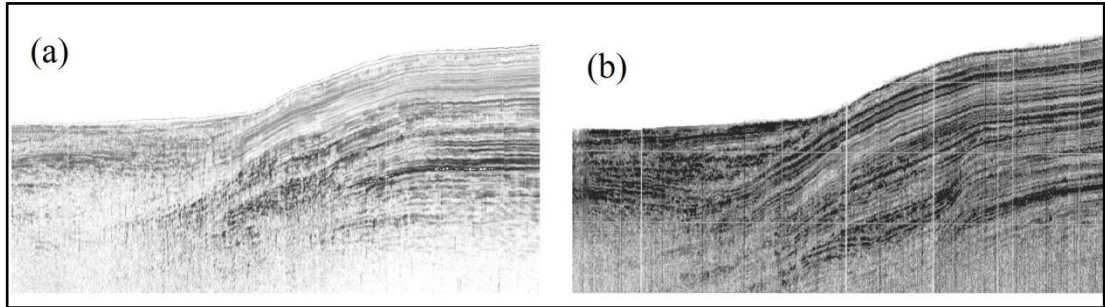
Şekil 2.36 Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü'nde kullanılan CHIRP yüksek ayrımlı mühendislik sismği kayııcı ve transduserleri

Gemiye monte edilerek veya derinden çekilerek kullanılabilen mühendislik sismği sistemlerinin ayrımlılığı çalışma frekanslarına bağlıdır. Teorik olarak, 3,5 kHz frekans ile çalışan sistemlerde 10 cm, 7 kHz sistemlerde ise 5 cm civarında olması gereken ayrımlılığın pratikte çok daha düşük olduğu gözlenmiştir (3,5 kHz çalışmalarında 14-20 cm). Yansımaların üretilmesinde, başta akustik derişim olmak üzere bir çok etmen rol oynamaktadır (taban altı tortulların bileşimi, fiziksel özellikleri, mikro dokusu vs.).

Sabit bir frekansta kısa bir sinyal kullanan deniz mühendislik sismği sistemleri günümüzde yerini CHIRP sistemlerine bırakmaktadır. CHIRP deniz mühendislik sistemleri, deniz akustik yöntemlerde kullanılan, yüksek frekanslı, frekans modüleli (FM) ve tekrarlanabilir süpürme (sweep) kaynaklarıdır. Üretilen sinyalin şekli önceden belirlenebilir. CHIRP sistemlerinin ayrımlılığı desimetre seviyesindedir ve düşey ayrımlılık kaynağın bant genişliğine bağlıdır. Şekil 2.38'de sabit frekanslı bir sistem verisi ile CHIRP verisi karşılaştırılmaktadır. Görüldüğu gibi CHIRP verisinde hem ayrımlılık hem de sinyal penetrasyonu oldukça yüksektir.



Şekil 2.37 Yüksek ayrımlı mühendislik sismği sistemlerinin blok yapısı ve çalışma prensibi (Çiççi ve diğ., 2005)

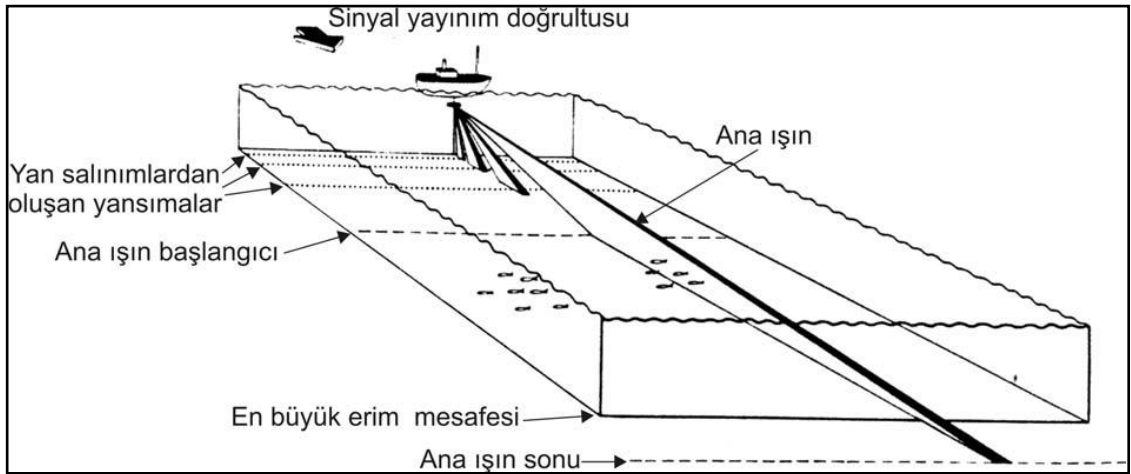


Şekil 2.38 Karadeniz'den alınmış (a) 5 kHz sabit frekans ve (b) 2-7 kHz Chirp verisinin karşılaştırılması

2.3 Yanal Tarama Sonarı Sistemi

Geminin her iki tarafına bakan transduserler veya derinden çekilen balık üzerinde yer alan transduserler yardımı ile ses dalgası üretilen ve frekans içeriği 10 – 500 kHz olan sistemlerdir. Deniz tabanının akustik görüntüsünü elde etmeye yarayan sistem, “SOund”, “NAvigation” ve “Ranging” kelimelerinin kısaltılmışı olarak tanımlanmaktadır. Sistem, gemi rotasının her iki yanına uzanan belirli bir alanı taramak suretiyle veri toplanmasına olanak sağlamaktadır (Şekil 2.39).

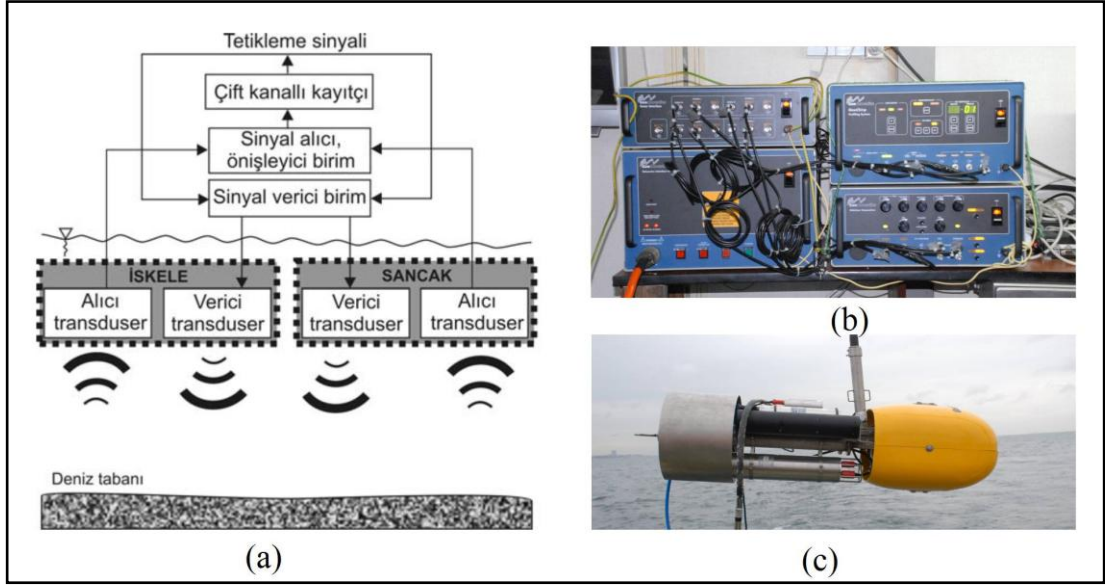
Bu sistem de sığ mühendislik sismği gibi bir verici/alıcı (transceiver), ve bir kayıtçı birimden oluşur (Şekil 2.40). Sistemin çalışma frekansı diğer denizel akustik yöntemlerden daha yüksektir. Buna göre vericilerden yelpaze şeklinde yayılan sinyaller deniz tabanından yansıyorak kayıt edilir. Yanal Tarama Sonarı'nın diğer sistemlere göre en belirgin özelliği sadece deniz tabanından yansıyorak gelen sinyallerin kayıt edilmesidir ve ölçümlerde yansıyoran sinyalin genliği esastır.



Şekil 2.39 Bir yanal tarama sonarı sisteminin şematik ışın şekli (Jones, 1999)

Aktif bir sonar sistemini oluşturuyor donanımlar Şekil 2.40'de "GeoAcoustics Deep Tow 2000" ile gösterilmektedir. Sistemde dar bir yatay ışın kullanılması, ışın doğruğultusunu önemli kılmaktadır. Deniz yüzeyindeki hareketlilik, geminin sürekli olarak sallanmasına sebep olacağından, gemi gövdesine monte edilmiş sonar sistemleri ile veri elde edilmesi derinden çekilen yanal tarama sonarı sistemlerinden daha zordur. Derinden çekilen sonar sistemleri ile gerçekleştirilen kayıtlar, deniz suyunun homojen olmayan yapısına bağlı su içerisindeki düzensizliklerden en az şekilde etkilenir. Ayrıca derinden çekilen sonar sistemleri deniz yüzeyinden aşağıda olması ve aerodinamik yapıları sayesinde kötü hava koşullarında da veri toplanmasını mümkün kılmaktadır.

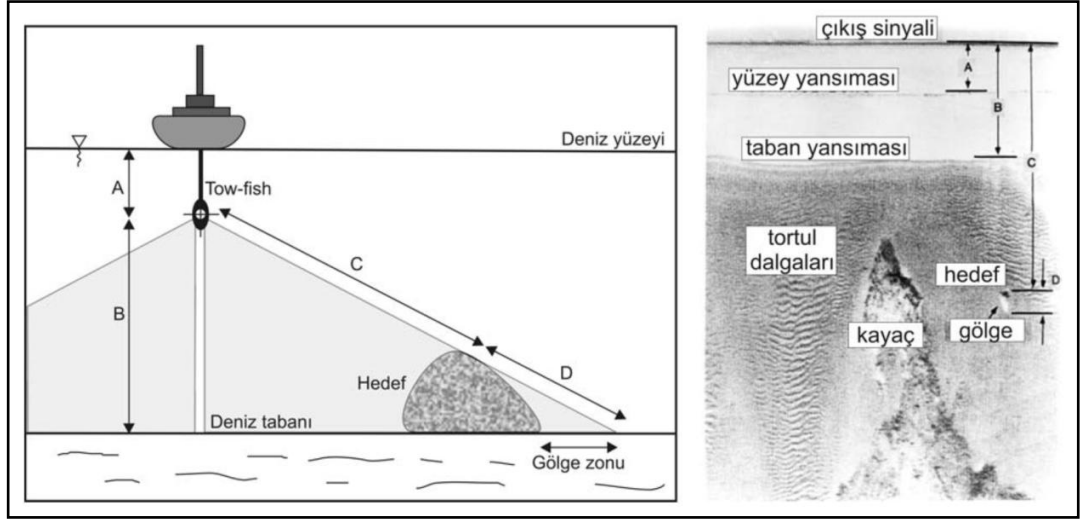
Deniz tabanından geri saçıarak, alıcı/vericiye gelen sinyal, grafik olarak çizdirilerek (analog sistem) yada sayısal olarak (dijital sistem) kayıt edilir. Sinyaller, en büyük erim mesafesine kadar her iki yana doğru eş zamanlı olarak yayılır. Merkez nokta ise (sinyal yayınımasının sıfır zamanı), kaydın ortasında bulunmaktadır.



Şekil 2.40 (a) Bir yanar tarama sonarı sisteminin ana bileşenleri ve GeoAcoustics Deep Tow 2000 sonar sisteminin (b) alıcı, verici ve kayıtçı sistemleri ile (c) derinden çekilen balık üzerindeki transduserler

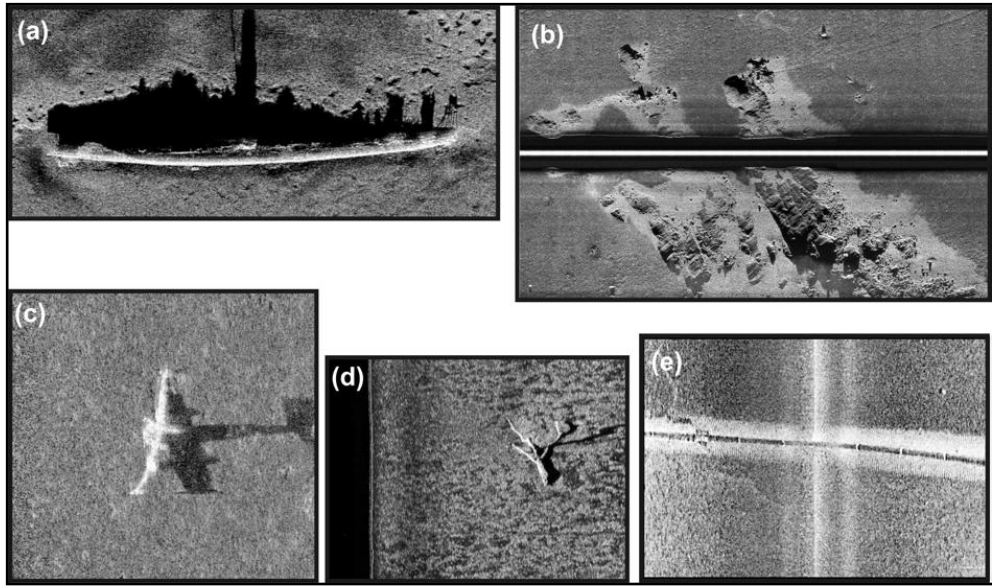
Grafik kaydının tonu, gelen sinyalin şiddetine bağlıdır (Trabant, 1984). Yüksek geri saçınım veren bölgeler (yüksek sinyal genliği) koyu renkli olarak görülmektedir ve yanar tarama sonarı görüntüsü, çalışma alanında ardı ardına yapılan taramaların bir araya getirilmesi ile elde edilir.

Derinden çekilen sonarın su kolonundaki konumuna bağlı olarak, ilk gelen sinyal deniz tabanından veya deniz yüzeyinden olabilir. Şekil 2.41' de derinden çekilen balığın deniz tabanına göre deniz yüzeyine daha yakın olması ve sonarda ayrık bir hat olarak kaydedilen ilk yansımanın deniz yüzeyinden olduğu gösterilmektedir. Daha sonra deniz tabanı yansıması ve daha uzak mesafelerden gelen ve birbirini izleyen yansımalar kaydedilir. Tabandan yukarı doğru çıkıntı gösteren yapılar, sinyallerin bu yapılardan sonra belirli bir mesafe boyunca deniz tabanına erişmesine engel olurlar. Bu durum, bu yapıların arkasında akustik bir gölge oluşturur ve sonar kayıtlarında kullanılan tonlamaya göre bu alanlar çok açık veya çok koyu renklere görülürler.



Şekil 2.41 Yanal tarama sonarı geometrisi. A: Towfish' in yüzeyden derinliği, B: Towfish'in tabandan yüksekliği, C: Hedefe olan uzaklık, D: Akustik dalganın boyu (Mazel,1985)

Yanal tarama sonarı sistemleri, deniz tabanı derinlik değişimlerinin, deniz tabanında yer alan yapıların ve nesnelerin belirlenmesini sağlar. Sonar kayıtlarının yorumlanması ile jeolojik mostraların, deniz tabanı litolojisindeki değişimlerin, batık gemilerin, denize düşmüş olan uçakların ve petrol boru hatları veya iletişim kabloları gibi deniz tabanında yer alan diğer nesnelerin yerinin saptanması ve haritalanması mümkün olmaktadır (Şekil 2.42).



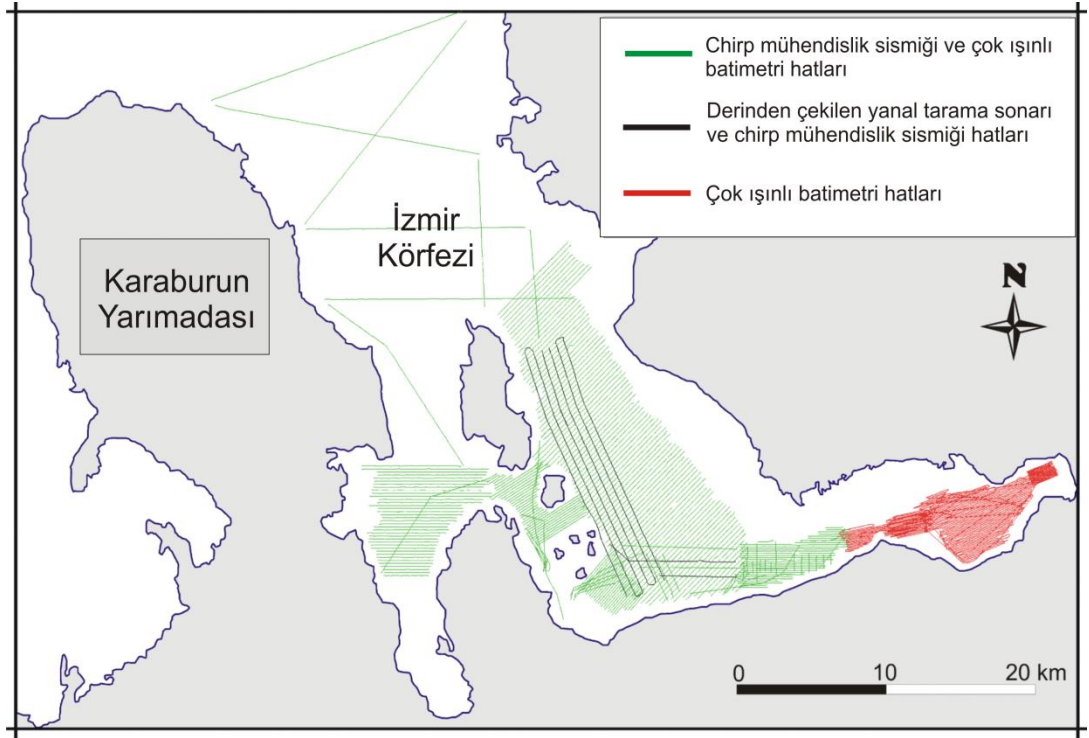
Şekil 2.42 Yanal tarama sonarı sistemi ile belirlenmiş olan deniz tabanındaki nesnelere örnekler; (a) gemi batığı, (b) dökü alanı, (c) uçak, (d) ağaç kökü, (e) çapa izi-boru hattı

BÖLÜM ÜÇ

AKUSTİK VERİ VE YORUM

3.1 Kullanılan Veri ve Yöntemler

Bu çalışmada, Dokuz Eylül Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü'ne ait R/V K.Piri Reis tarafından toplanan çok ışınlı batimetri, CHIRP mühendislik sismiği, yanal tarama sonarı ve CTD verileri kullanılmıştır. Toplam 317,5 km²'lik alana ait çok ışınlı batimetri, 1515 km'lik CHIRP mühendislik sismiği ve 18 km²'lik alana ait yanal tarama sonarı verisi toplam 14 günlük sefer sonucunda toplanmıştır (Şekil 3.1).



Şekil 3.1 Çalışmada veri toplanan hatlar

Verilerin toplanması sırasında, Dokuz Eylül Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü'ne ait akustik sistemler kullanılmıştır. Çalışma alanı batimetrisinin elde edilmesi için, 180 kHz frekansında çalışan “SeaBeam 1050D”

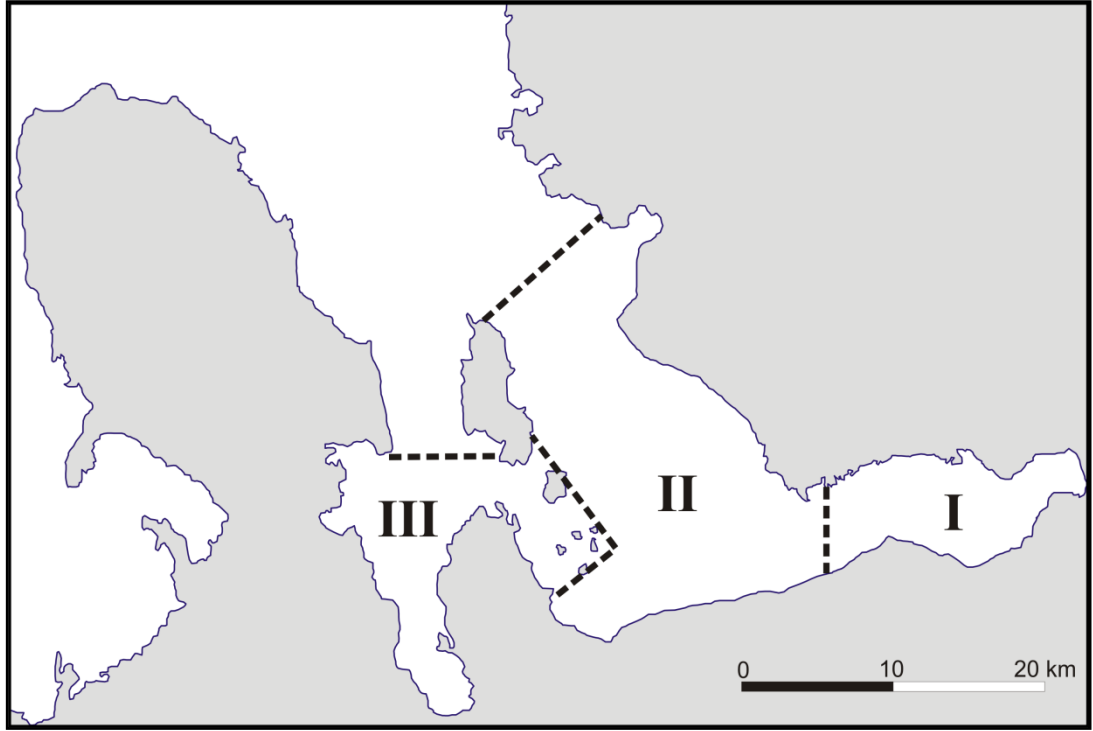
sistemi; sıg sedimantolojik ve tektonik yapının incelenmesi için 3,5 Khz frekanslı “Chirp Bathy 2010” sistemi ve deniz tabanı yüzeyi görüntüleme amaçlı olarak “Geoacoustics Deep Tow 2000” derinden çekilen yanal tarama sonarı sistemi kullanılmıştır. Toplanan veri setinin işlenmesi ve görüntülenmesi için farklı yazılımlar kullanılmıştır. Çok ışınlı batimetri verisi “HDPedit”, ”HDPpost“ ve “Caribes” yazılımları ile işlenmiş ve görüntülenmiştir. Sismik verilerin yorumu aşamasında “SMT Kingdom Suite”, yanal tarama sonarı verisi için ise “GeoPro 4” yazılımı kullanılmıştır.

Çalışma alanı İzmir Körfezi'nin iç, orta ve dış bölümlerinin bir kısmını kapsamaktadır. Alanın batimetrik özellikleri ve karadaki yapıların uzanımı, veri toplanan hatların uzunluk ve doğrultularını belirleyen temel ve sınırlayıcı parametreleri oluşturmuştur. Orta ve dış körfez verilerinde mühendislik sismiği ve çok ışınlı batimetri verileri eş zamanlı olarak elde edilmiş, iç körfezde ise sadece çok ışınlı batimetri verisi toplanmıştır. CTD ölçüm noktaları ise gaz yapılarının araştırılması amacı ile diğer veri setleri incelendikten sonra belirlenmiştir.

Çalışmanın değerlendirilmesi aşaması, gözlenen yapıların özelliklerine göre farklı konu başlıkları altında toplanarak yapılmıştır. Değerlendirme, körfezin morfolojik yapısı ve yapay morfolojik değişimler, tektonik ve sedimantolojik yapılar, sıg gaz birikimleri ve etkileri olmak üzere üç farklı bölümden meydana gelmektedir.

3.2 Körfezin Morfolojik Yapısı ve Yapay Morfolojik Değişimler

Alanın batimetrik özellikleri ve kıyıların doğrultusu göz önüne alındığında, körfezin deniz tabanı morfolojisinin belirli bölgelere ayrılarak incelenmesi yararlı olacaktır. Bu bölgeler Yenikale Geçidi'nin batısını da içine alan iç körfez, kuzeydoğu-günetbatı yönünde uzanan orta ve dış körfez ve Uzunada ve Çiçek Adaları ile dış körfezden ayrılan batı tarafı olarak 3 alt alan olarak ayrılmıştır (Şekil 3.2).

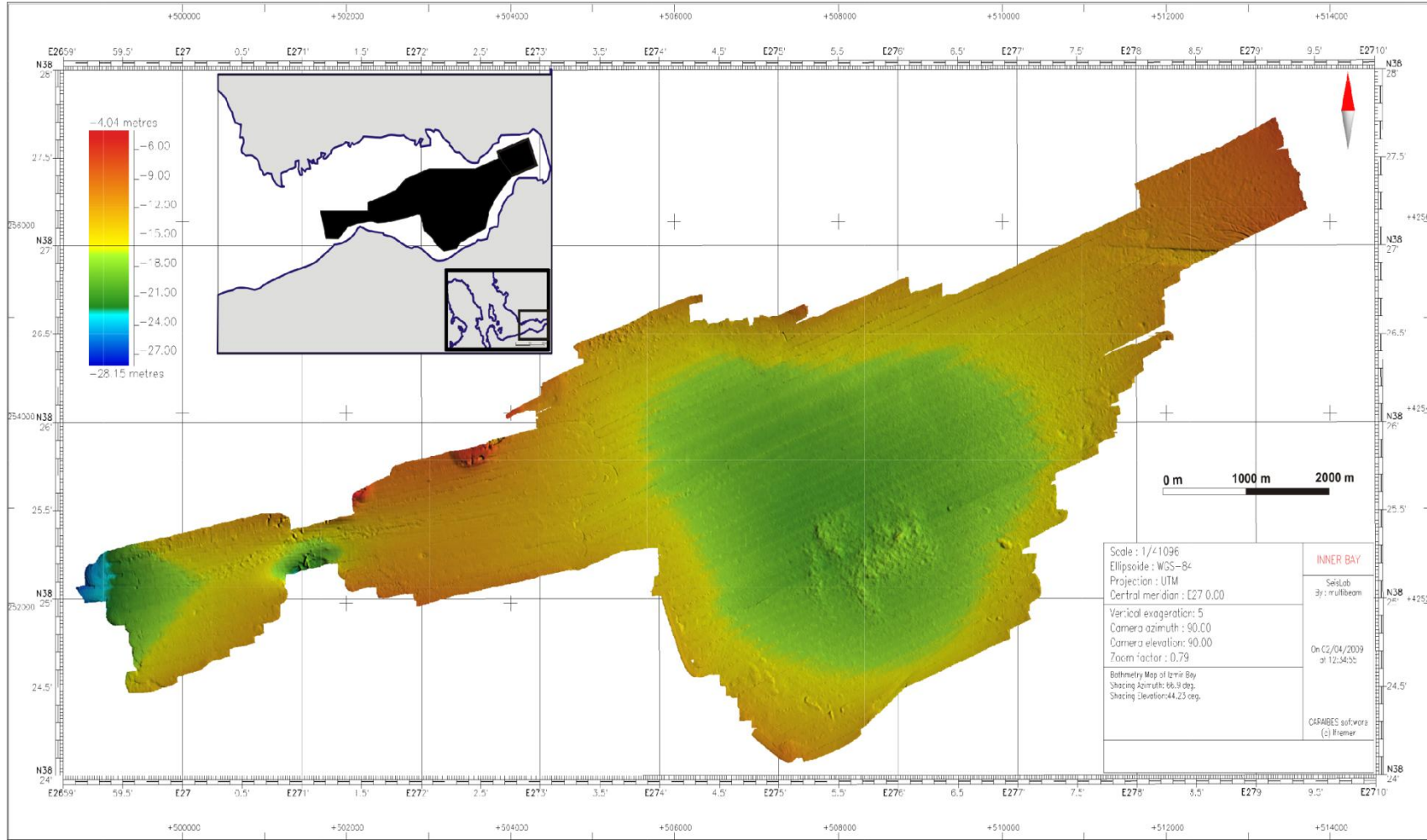


Şekil 3.2 İzmir Körfezi morfolojisinin incelendiği alt alanları. (I) İç körfez, (II) orta ve dış körfez, (III) Uzunada ve Çiçek Adaları ile dış körfezden ayrılan batı kısmı

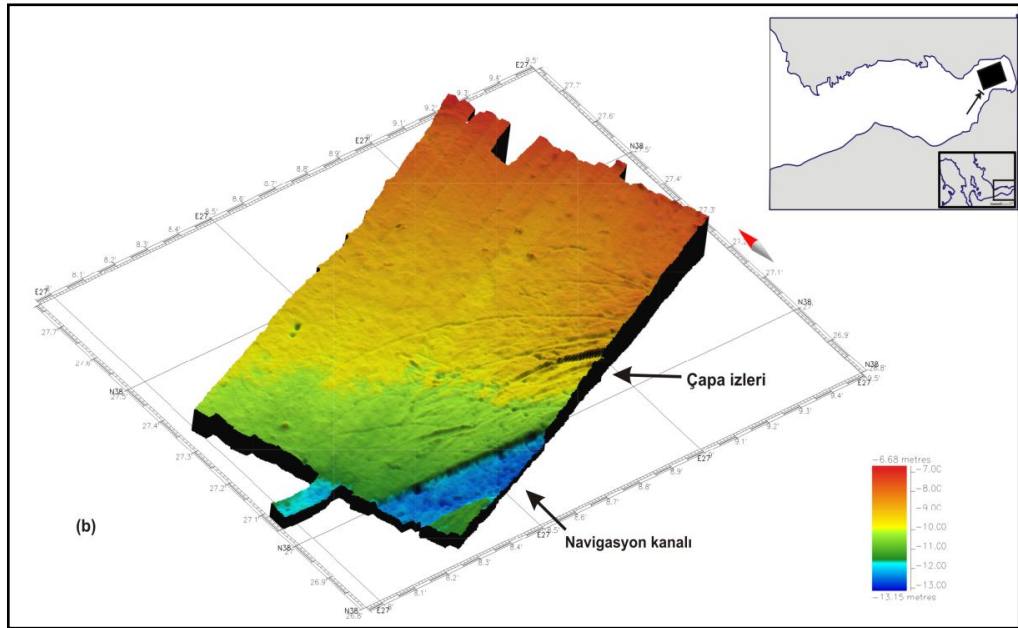
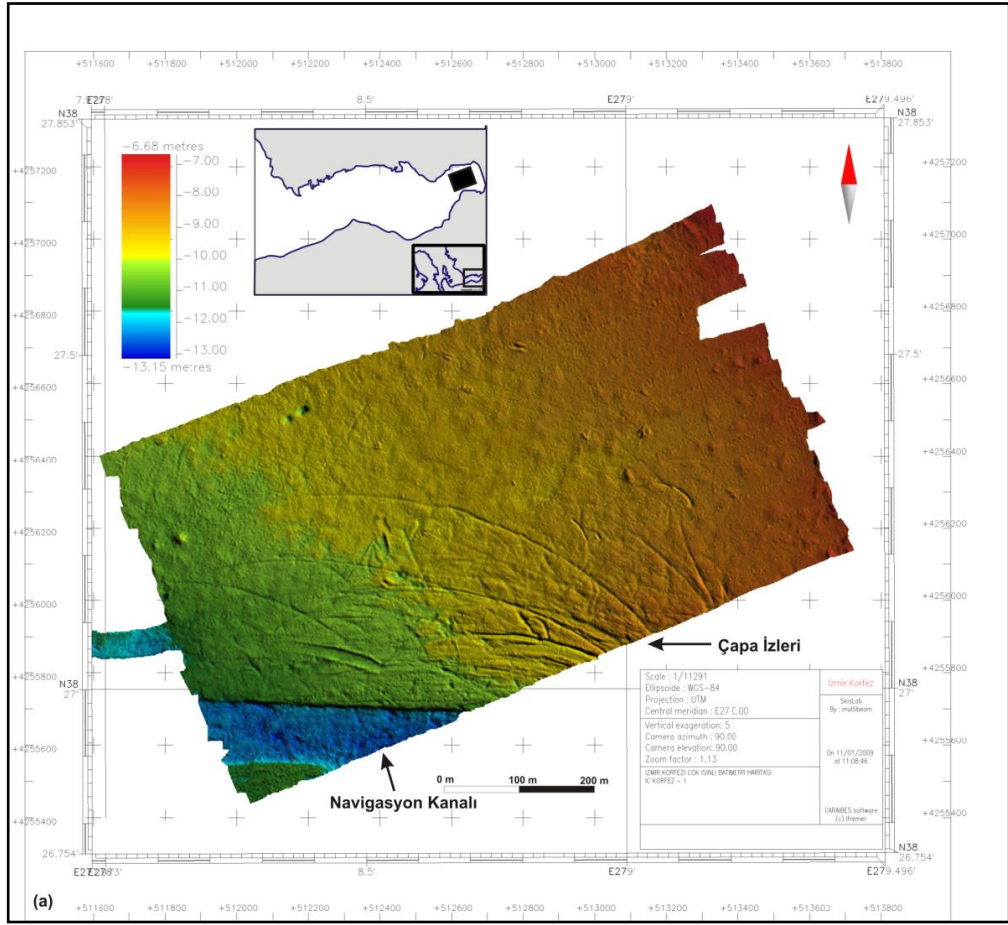
3.2.1 İç körfez

Körfezin sığ bölgelerini oluşturan iç körfez D-B yönünde bir uzanım göstermektedir (Şekil 3.3). İç körfezin doğu kısmı, KD-GB (243°) yönlü ve ortalama 0.1°lik düşük bir eğime sahiptir (Şekil 3.4). Doğu tarafta ilk göze çarpan yapı, alanın güneybatısında bulunan 1,5-2 m derinliğindeki navigasyon kanalıdır. Alsancak Limanı'na gemi giriş-çıkışını sağlayan bu kanal yaklaşık 1 km uzunluğunda ve 150 m genişliğindedir. Bu kanal, doğu tarafının tamamına yayılmış olan 20-50 cm derinliğindeki gemi çapası tarama izleri ile birlikte alandaki yapay morfolojik değişimleri temsil etmektedir (Şekil 3.5).

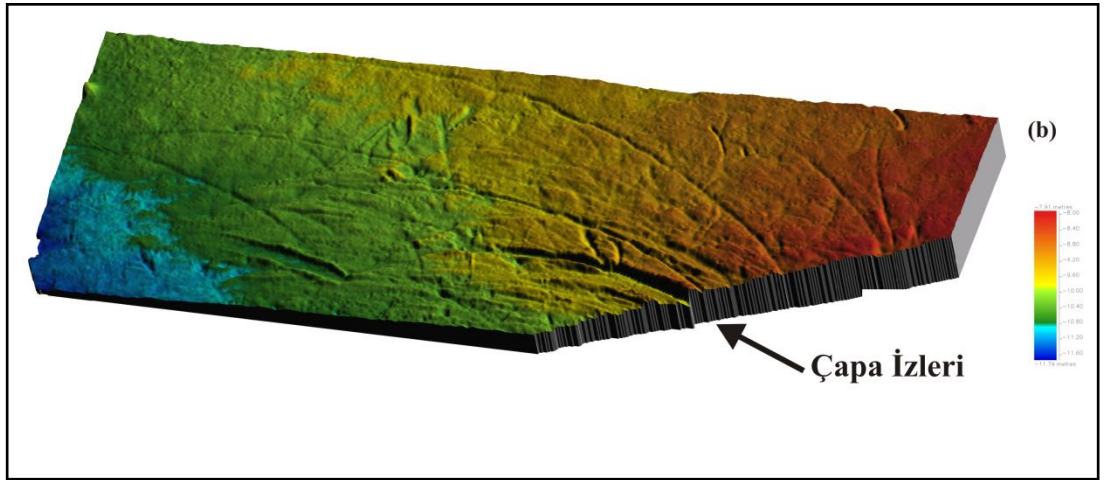
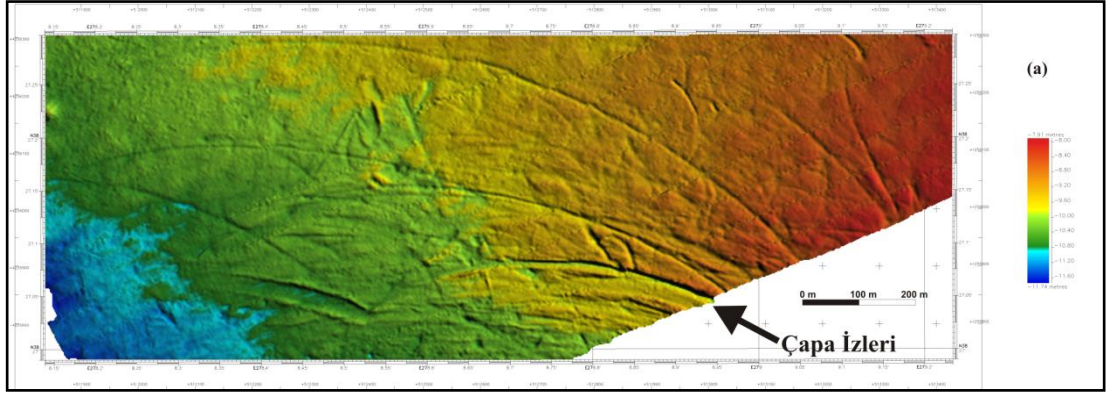
Doğu kısmı dikkatle incelendiğinde alanın büyük kısmına dağılmış birçok küçük tepe ve çukura rastlanmaktadır. Bölgenin kuzeyinde 30 m ve 22 m çapındaki 90 cm (Şekil 3.6a) ve 50 cm (Şekil 3.6b) derinliğinde iki çukur, batıda ise diğer tepeciklere nazaran daha yüksek yaklaşık 40 m çapındaki 50 cm (Şekil 3.6c) ve 70 cm (Şekil 3.6d) yüksekliğinde iki tepecik göze çarpan doğal morfolojik değişimlerdir.



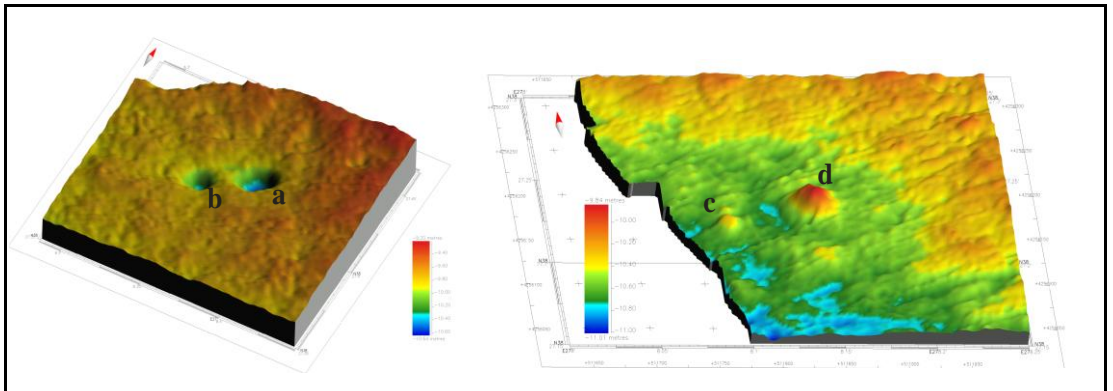
Şekil 3.3 İzmir iç körfezi batimetri haritası



Şekil 3.4 İç körfezin doğu kısmına ait batimetri haritası. (a) Üstten görünüm (düşey abartı 5 m), (b) açılı görünüm (düşey abartı 5 m)



Şekil 3.5 İç körfezin doğu tarafına yayılmış gemi çapa izleri. (a) Üstten görünüm (düşey abartı 3 m), (b) açılı görünüm (düşey abartı 3 m)



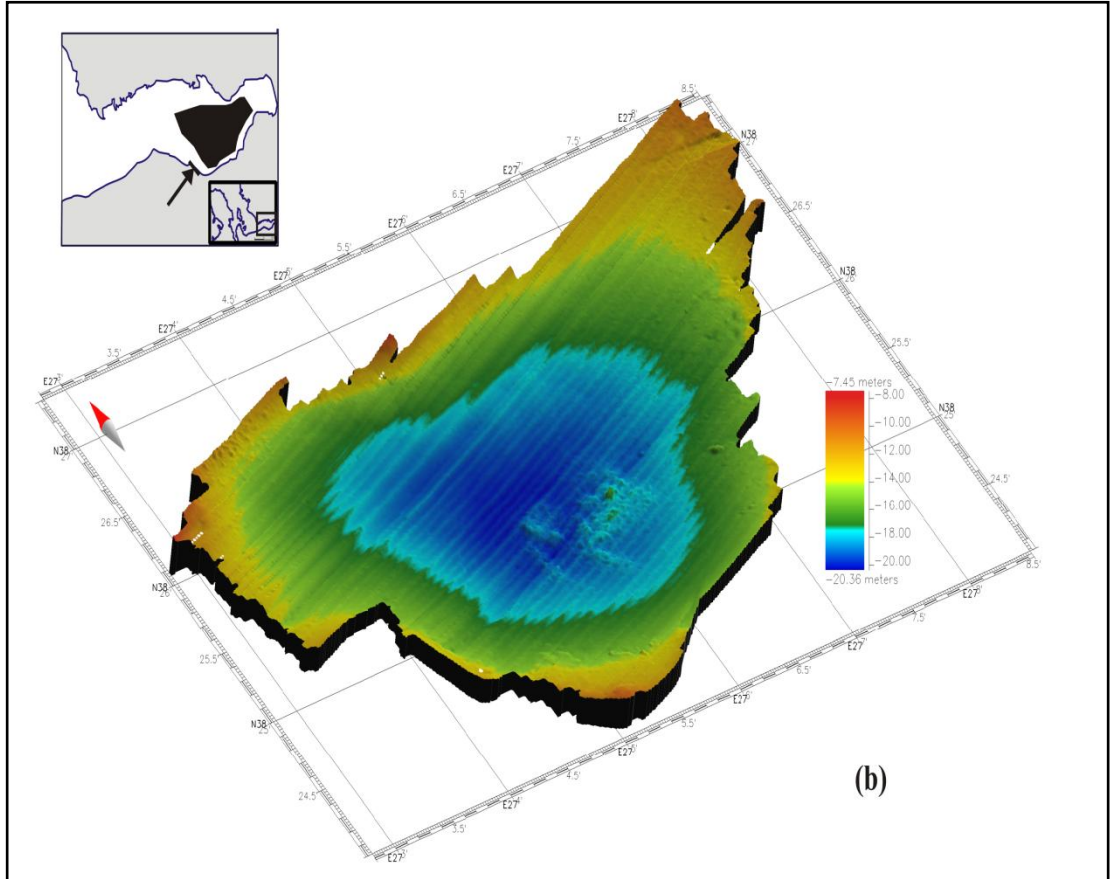
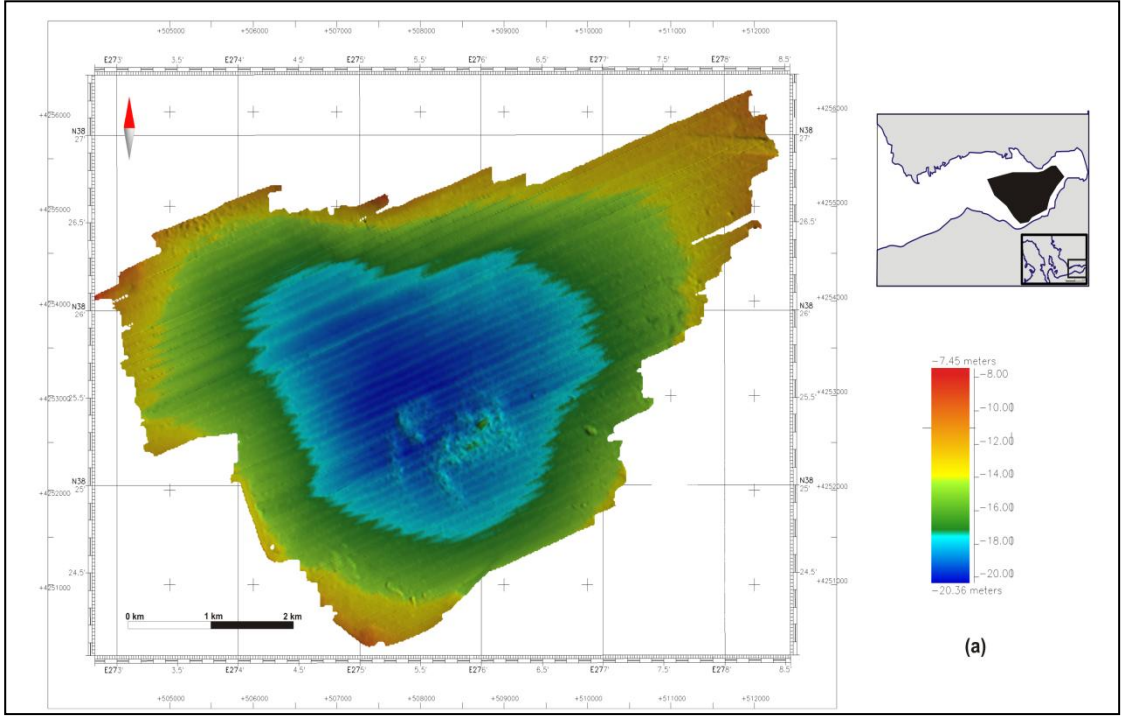
Şekil 3.6 İç körfezin doğu kısmında görülen 90 cm (a) ve 50 cm (b) derinliğindeki çukurlar ile 50 cm (c) ve 70 cm (d) yüksekliğindeki tepcikler

İç körfezin orta kısmı merkezine doğru yaklaşık 0.1° eğim ile derinleşen maksimum 20 m' lik bir basenden oluşmaktadır (Şekil 3.7). İç körfezin orta kısmının

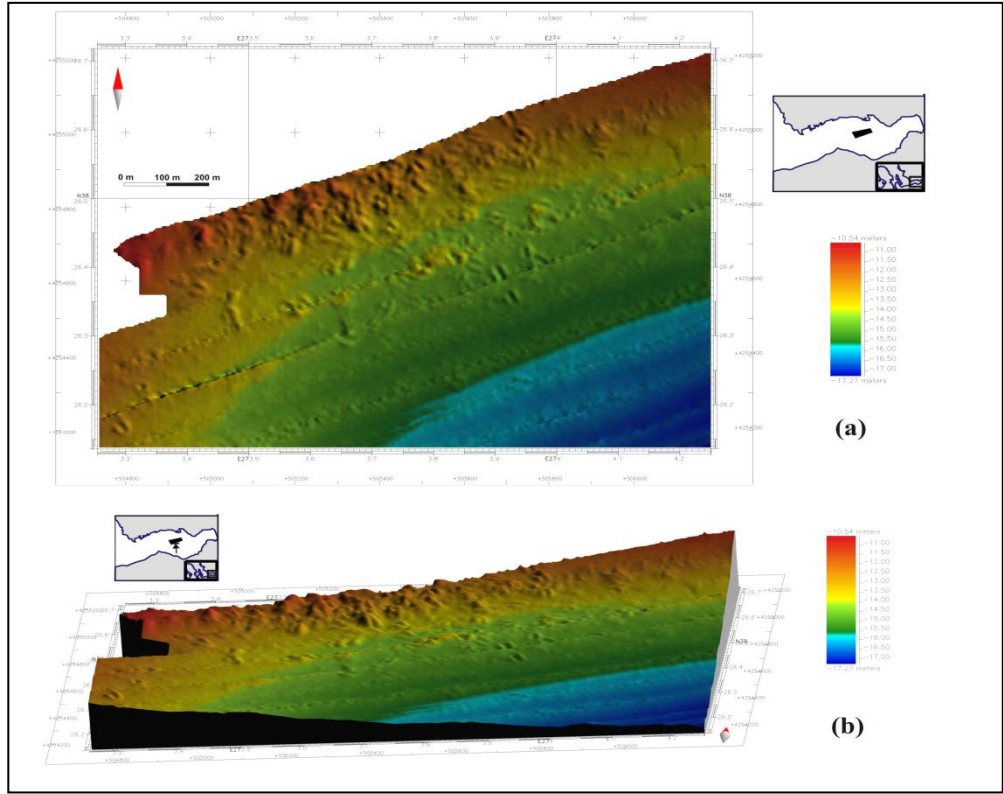
kuzeyinde görülen küçük ve farklı biçimlerdeki tepecikler, bu alanın kuzeyinde yoğunlaşmış ve geniş bir alana yayılmıştır (Şekil 3.8).

Basenin orta kısmında yaklaşık 1,5 km çapındaki alana yayılmış olan ve basenin düz morfolojik yapısını belirgin bir şekilde bozan bölge, geri saçılım haritasıyla birlikte incelendiğinde alanın doğal morfolojik yapısıyla uyuşmadığı ve alandaki tortullaşmadan farklı olarak meydana geldiği ortaya çıkmaktadır (Şekil 3.9). Bu durum da, alandaki bu serpinti şeklinde oluşmuş yapının yapay olduğuna işaretler. Bu bölgede yapılan önceki çalışmalar incelendiğinde, farklılık gösteren bu alanın 1976-1990 yılları arasında İzmir iç körfezi'nin en kirlili tortullarının, tarama ve döküm işlemleri sonucu oluştuğu düşünülmektedir (Göztepe dökü alanı). Bu düşünceleri kanıtlayan en büyük neden, bu bölgedeki yüzey tortullarında görülen ve özellikle Ag, Cd, Hg, Mo, Sb ve Sn yoğunlukları ile belirlenmiş zenginleşmedir (Aksu ve diğ., 1998; Şekil 3.10). Bu değerler dış körfezin orta baseninde de görülmekte ve benzer şekilde dağılım göstermektedir.

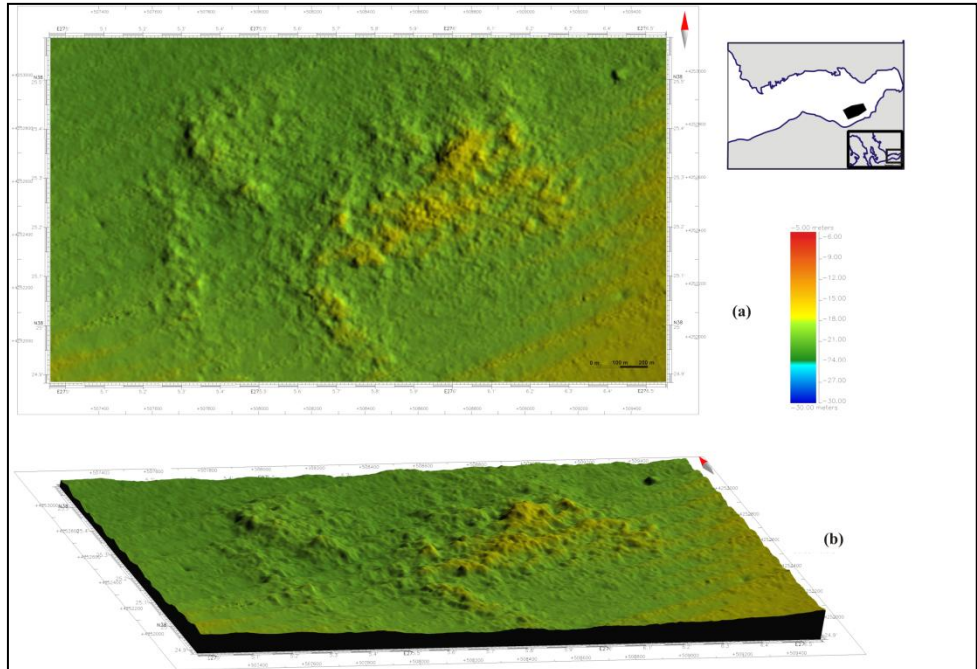
Körfezin en dar bölgesini oluşturan batı tarafı genelde yaklaşık $0,1^\circ$ eğime sahip olmasına rağmen Yenikale Geçidi'ne doğru doğudan $0,5^\circ$, batıdan $0,4^\circ$ eğim ile derinleşmektedir (Şekil 3.11). Yenikale Geçidi İzmir iç körfezine gemi giriş-çıkışı sağlayan tek geçit ve körfezin en dar bölgesidir. Gediz Nehri'nin taşıdığı tortullar sebebi ile kuzeyden sığlaşarak daralan bu bölgede sırasıyla KD-GB (200°) ve K-G (175°) doğrultulu yaklaşık 115 m ve 95 m boylarında, her biri tabandan 6.5 m yüksekliğinde iki metal gemi batığı bulunmaktadır (Şekil 3.12). Ayrıca batıkların batısında bulunan yaklaşık 4 m yüksekliğindeki morfolojik yapının doğal ve deniz kıyısındaki karasal yükseltinin bir uzantısı olduğu düşünülmektedir. Alanın kuzey şeridi incelendiğinde doğudaki alanlarda görülen çukurlardan farklı, dairesel bir yapı gösteren 25-75 m çaplarında 80-100 cm derinliğinde çukurlara rastlanmaktadır (Şekil 3.13).



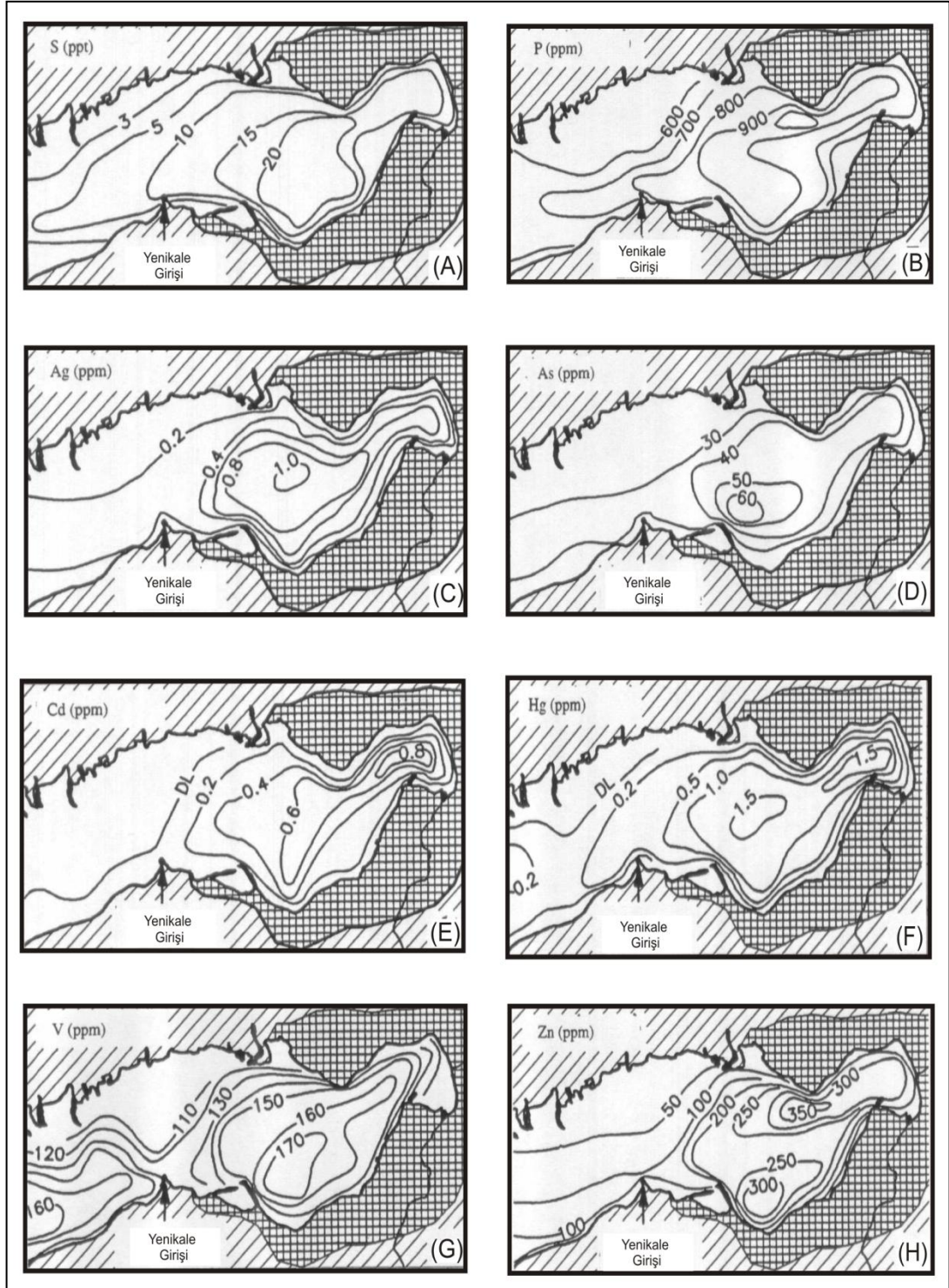
Şekil 3.7 İç körfezin orta kısmını oluşturan basen. (a) Üstten görünüm (b) açılı görünüm; düşey abartı 2.5 m)



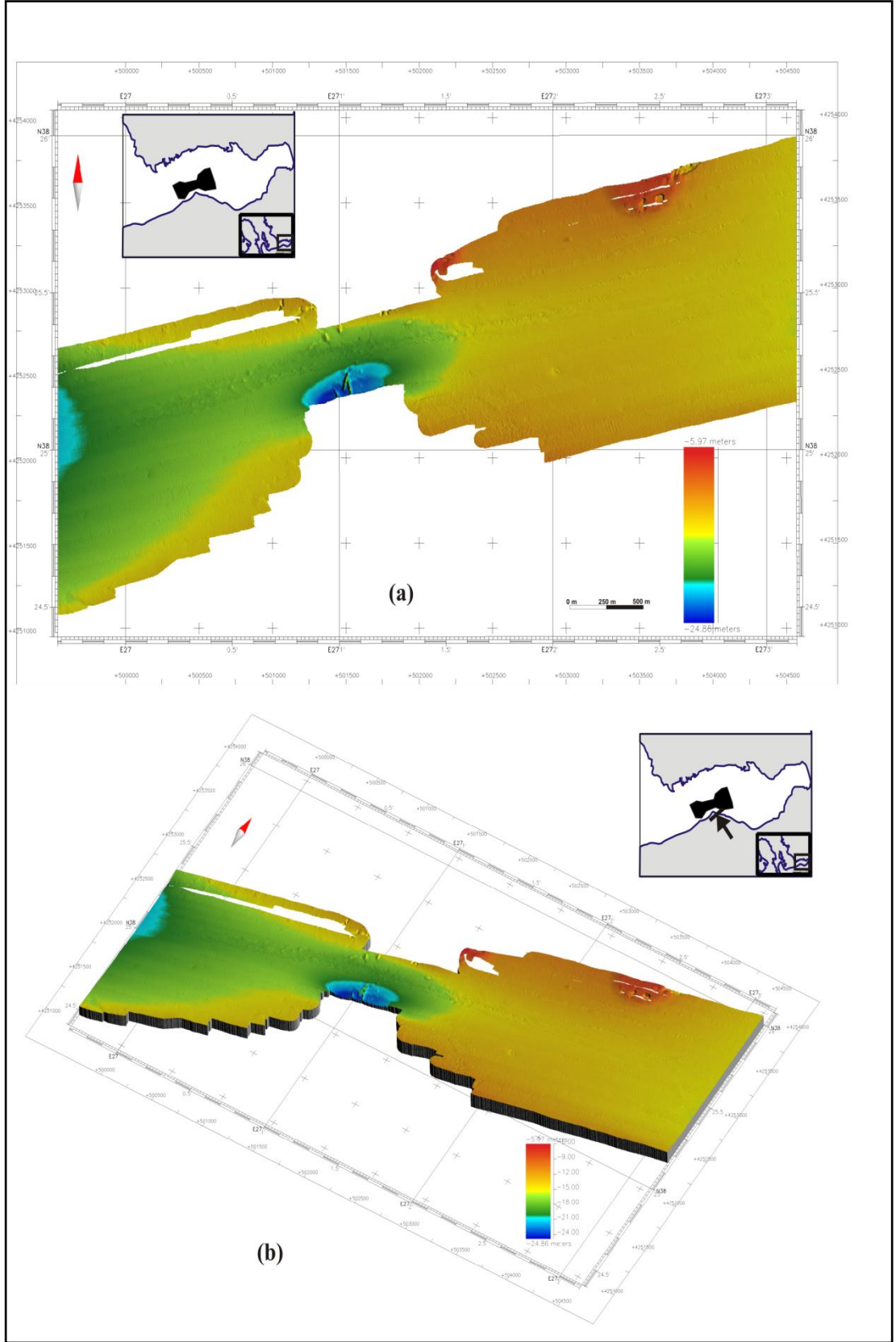
Şekil 3.8 İç körfezin orta kısmının kuzeyinde görülen küçük ve farklı biçimlerde tepecikler. (a) Üstten görünüm (düşey abartı 2,5 m), (b) açılı görünüm (düşey abartı 2,5 m)



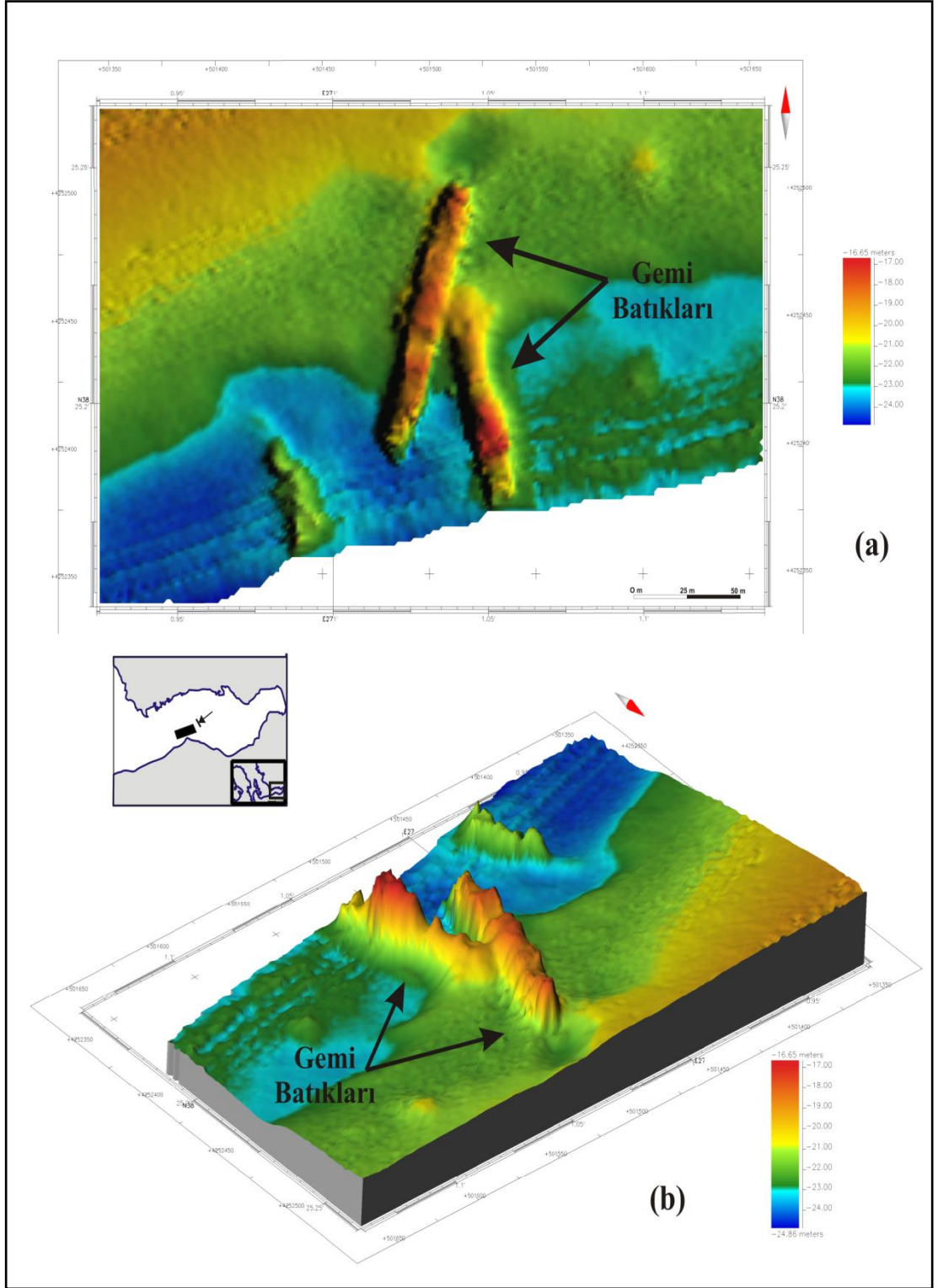
Şekil 3.9 İç körfezin orta kısmındaki Göztepe dökü alanı. (a) Üstten görünüm (düşey abartı 2,5 m), (b) Açılı görünüm (düşey abartı 2,5 m)



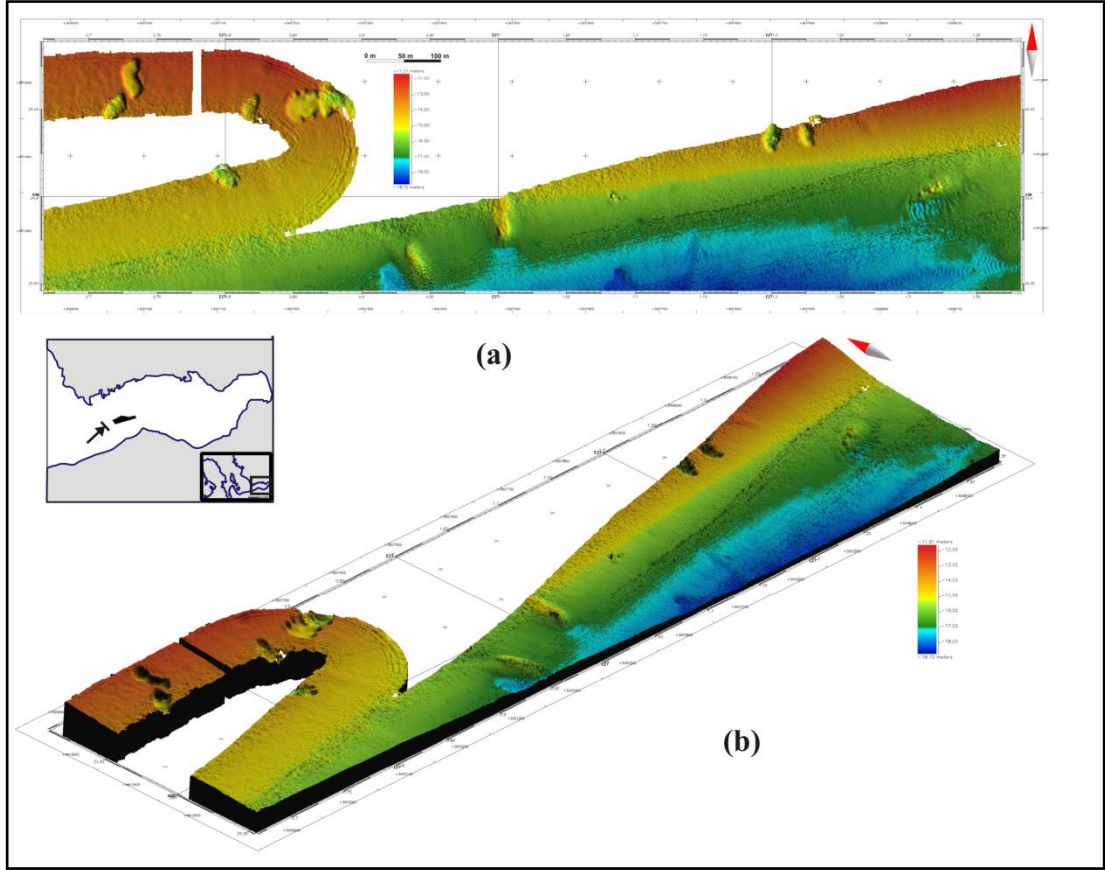
Şekil 3.10 İzmir iç körfezi yüzey sedimentlerindeki S, P, Ag, As, Cd, Hg, V, Zn dağılımı ve bolluğu (Aksu ve diğ., 1998)



Şekil 3.11 İç körfezin doğu tarafını oluşturan Yenikale Geçidi. (a) Üstten görünüm (düşey abartı 0,5 m) (b) açılı görünüm (düşey abartı 0,5 m)



Şekil 3.12 İzmir iç körfezinin batı kısmındaki Yenikale Geçidi'nde görülen gemi batıkları. (a) Üstten görünüm (düşey abartı 0,5 m), (b) açılı görünüm (düşey abartı 0,5 m)



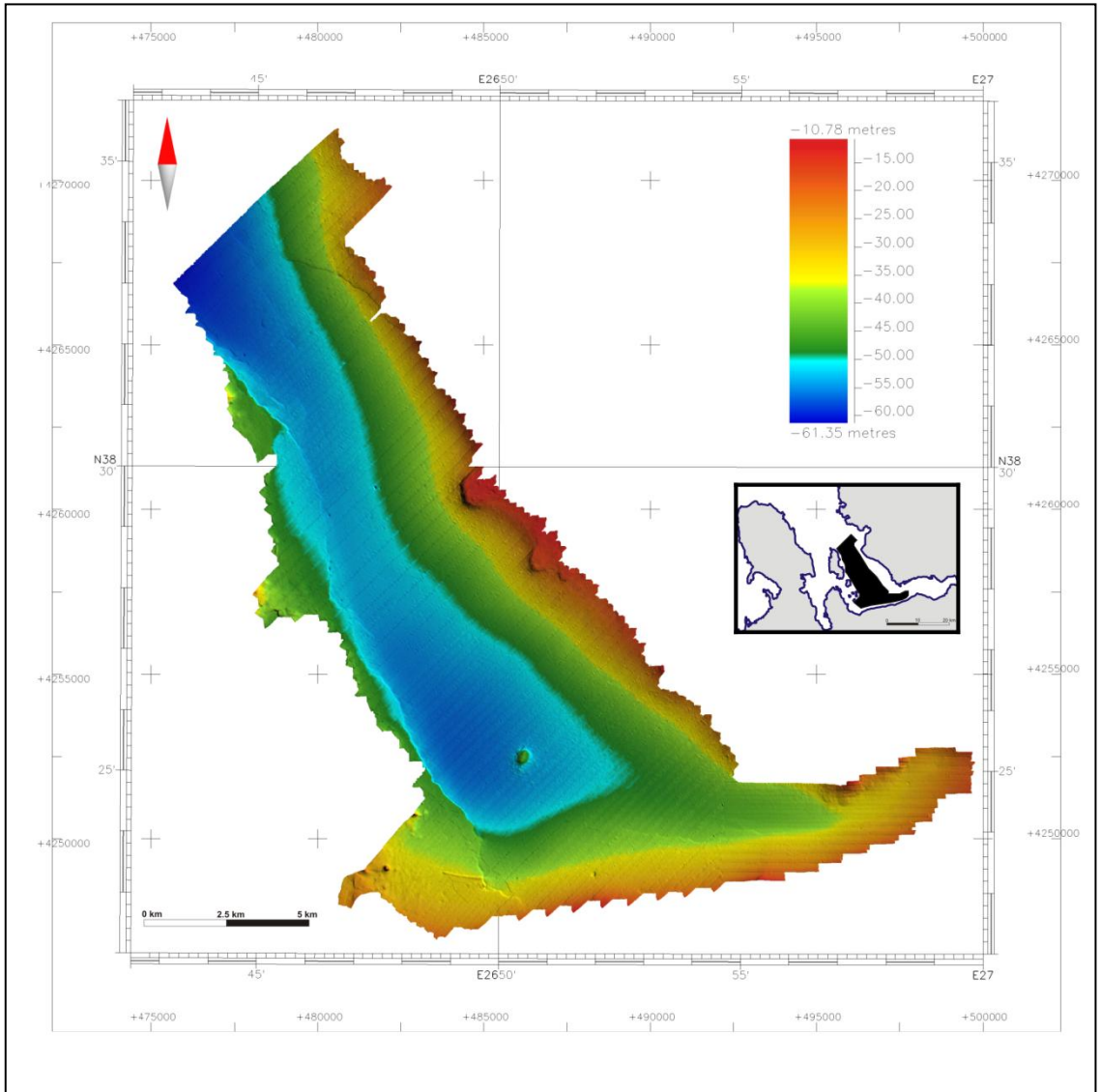
Şekil 3.13 İzmir iç körfezinin batısındaki Yenikale Geçidi'nin kuzeyindeki farklı şekilli yapılar. (a) Üstten görünüm, (b) açılı görünüm (düşey abartı 3 m)

3.2.2 Orta ve dış körfez

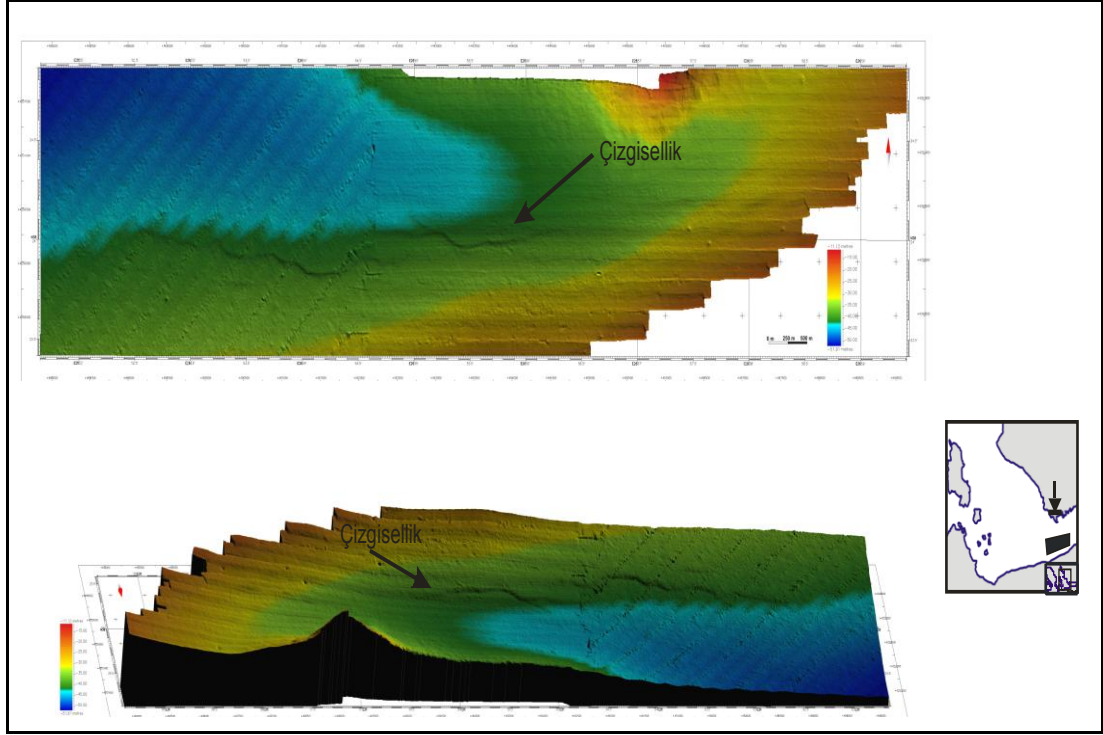
İzmir orta ve dış körfezini oluşturan kısımlar çalışma alanının en derin ve en geniş bölgesini oluşturur (Şekil 3.14). İç körfezdeki yapay kaynaklı morfolojik değişimler, bu alanda yerini tektonik kaynaklı morfolojik değişimlere bırakmaktadır.

Bölgenin güney sınırı BGB-DKD (262°) uzantılı ve $0,7^\circ$ KKB eğimli bir şerit oluşturmaktadır. Güney sınırının doğu tarafı dış körfeze açılan bir kanal görünümündedir ve genel olarak birkaç küçük çukur dışında tekdüze bir görünüme sahiptir (Şekil 3.14). Yenikale Geçidi'nden itibaren dış ve orta körfezde yoğun olarak gözlenen bu küçük çukurların oluşum sebepleri gaz yapıları bölümünde sismik veri ile karşılaştırılarak tartışılacaktır. Doğu tarafında gözlenen başka bir yapı da, bu kısımda başlayıp orta kısımda morfolojide görünemeyen 270° uzantılı 1° K eğimli

5,5 km uzunluğundaki çizgiseliktir (Şekil 3.15). Batıda ise, bu bölgede 270° uzantı ile gözlenip, dış körfezin batı sınırına doğru dairesel olarak yön değiştiren ve 330° açı ile körfezin kuzeyine kadar devam eden 2-4° eğimli bir yamaç bulunmaktadır. Bu yamaç batı bölgesinin morfolojisi incelenirken tekrar ele alınacaktır. Güney kısmının batı tarafındaki bu eğimli morfolojiye ek olarak yaklaşık 3 m yüksekliğinde ve 1225 m uzunluğunda 280° GB-KD uzantılı bir yükselti göze çarpmaktadır (Şekil 3.16). Bu yükseltinin dairesel olarak yön değiştiren yamaca dik olarak oluşmuş olması iki yapı arasında herhangi bir ilişki olup olmadığı sorusunu da ortaya çıkartacaktır. Tektonik yapıların incelendiği Bölüm 3.3’de bu soruya cevap aranacaktır.

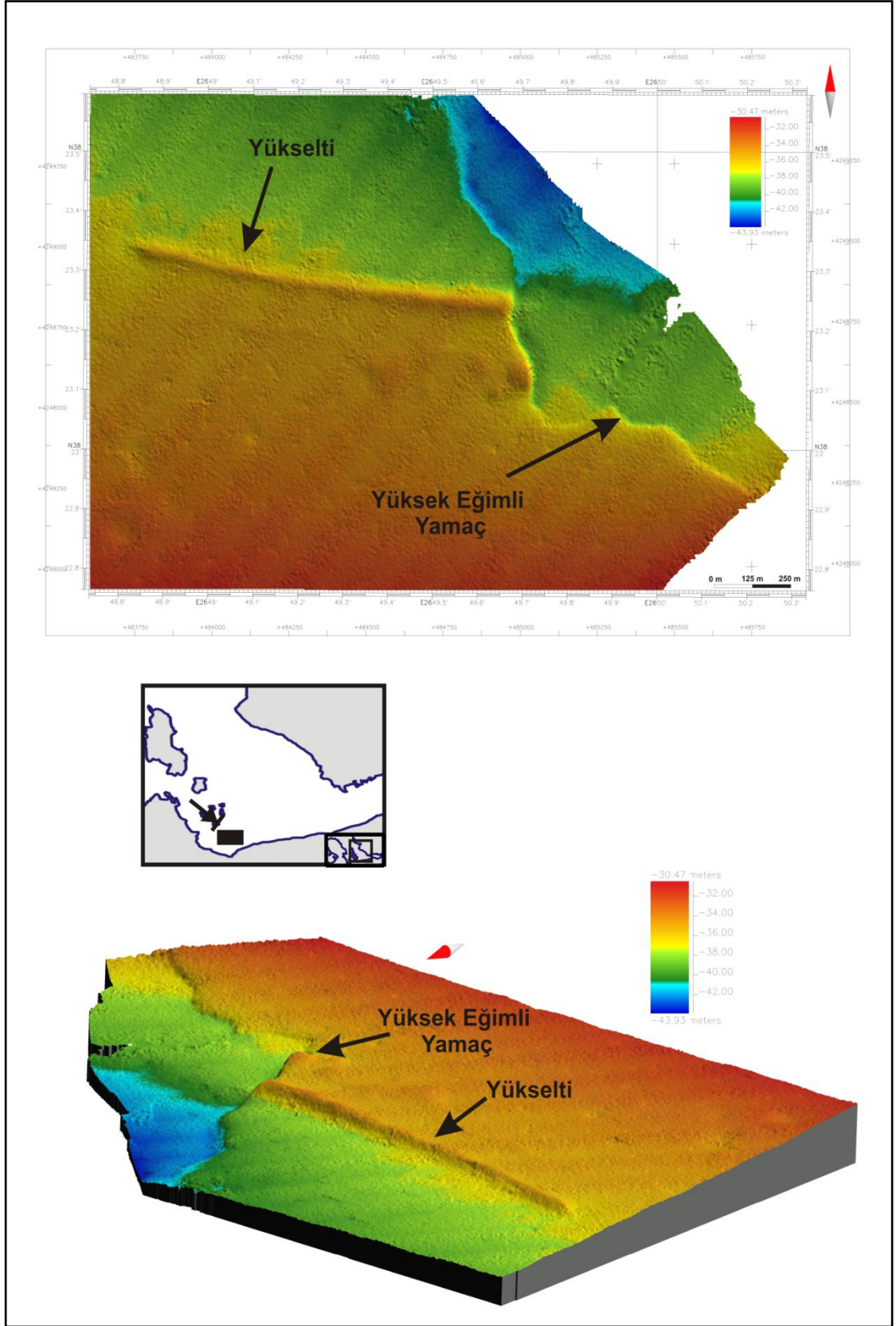


Şekil 3.14 D-B yönünde uzanan orta körfez ve KB-GD yönünde uzanan dış körfez (düşey abart 2,5 m)

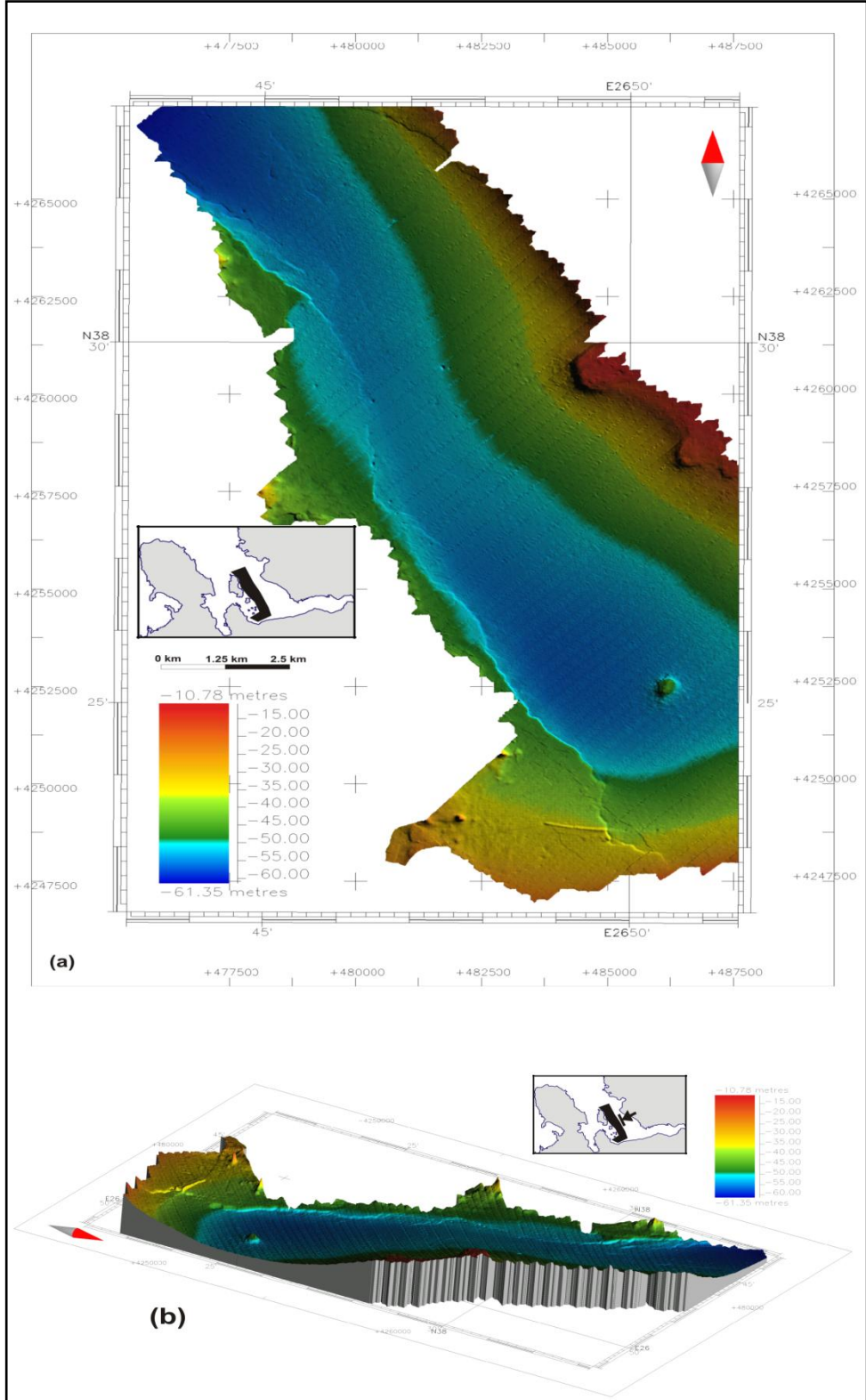


Şekil 3.15 İzmir orta körfezindeki D-B doğrultulu çizgisellik (düşey abartı 0,5 m)

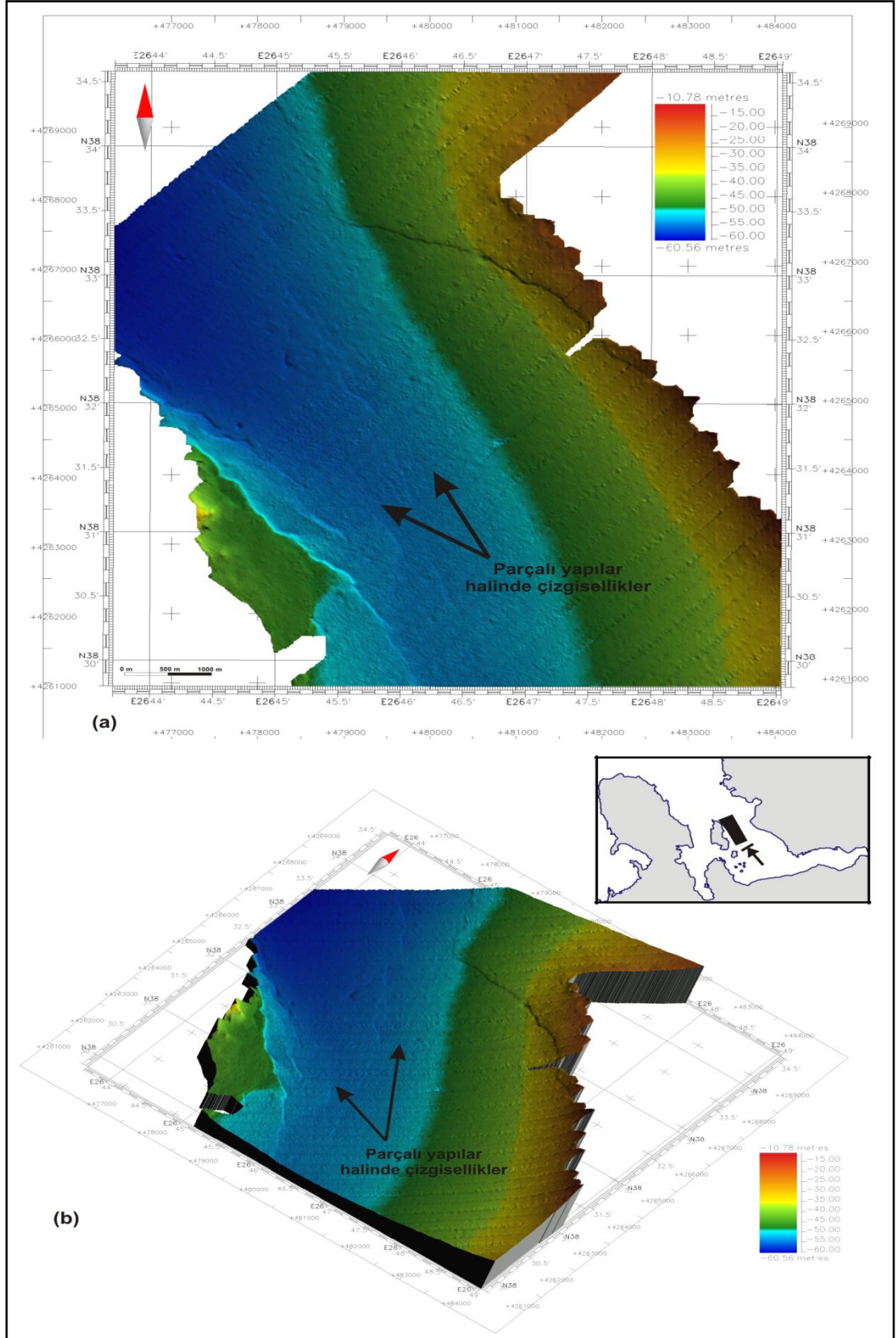
Bölgenin batı sınırı ise KB-GD (330°) uzanımlı ve ortalama $4-9^\circ$ KD yönlü ve doğu sınırına nazaran çok daha dik bir eğimle dış körfezin orta kanal bölgesine inen yaklaşık 500-1000 m eninde dar bir şerit oluşturmaktadır. Bu şeridi oluşturan yamaç kendi içinde kıvrımlı bir morfoloji gösterir (Şekil 3.17a,b). Bu kıvrımlar yer yer 100-150 m yarıçaplı yarı dairesel yapılar halinde fakat sınırı oluşturan çizgiselliğin genel doğrultusu yönünde uzanır. Bu çizgisellik kuzeye doğru takip edildiğinde tek ve belirgin olan morfolojik özelliğini bazı bölgelerde kaybettiği ve birçok $290^\circ-305^\circ$ doğrultulu ve deniz tabanında 750-1500 m uzunlukta iz bırakan parçalardan oluştuğu dikkat çekmekte ve orta kanalda yeni parçalar oluşturarak farklı doğrultu ve eğimlerde gözlenmeye devam etmektedir (Şekil 3.18). Dış körfezin bu kesiminde KB-GD doğrultulu ve yüksek eğimli çizgiselliğin üzerinde ve yakın çevresinde oluşmuş 25-30 m yarıçaplı, 1-2 m derinlikte birçok dairesel çukur bulunur (Şekil 3.19). Bu çukurların, çizgiselliğe bağlı bir oluşum oldukları ve çizgiselliklerin de bölgenin tektonik yapısı ile doğrudan ilişkili olduğu düşünülmektedir.



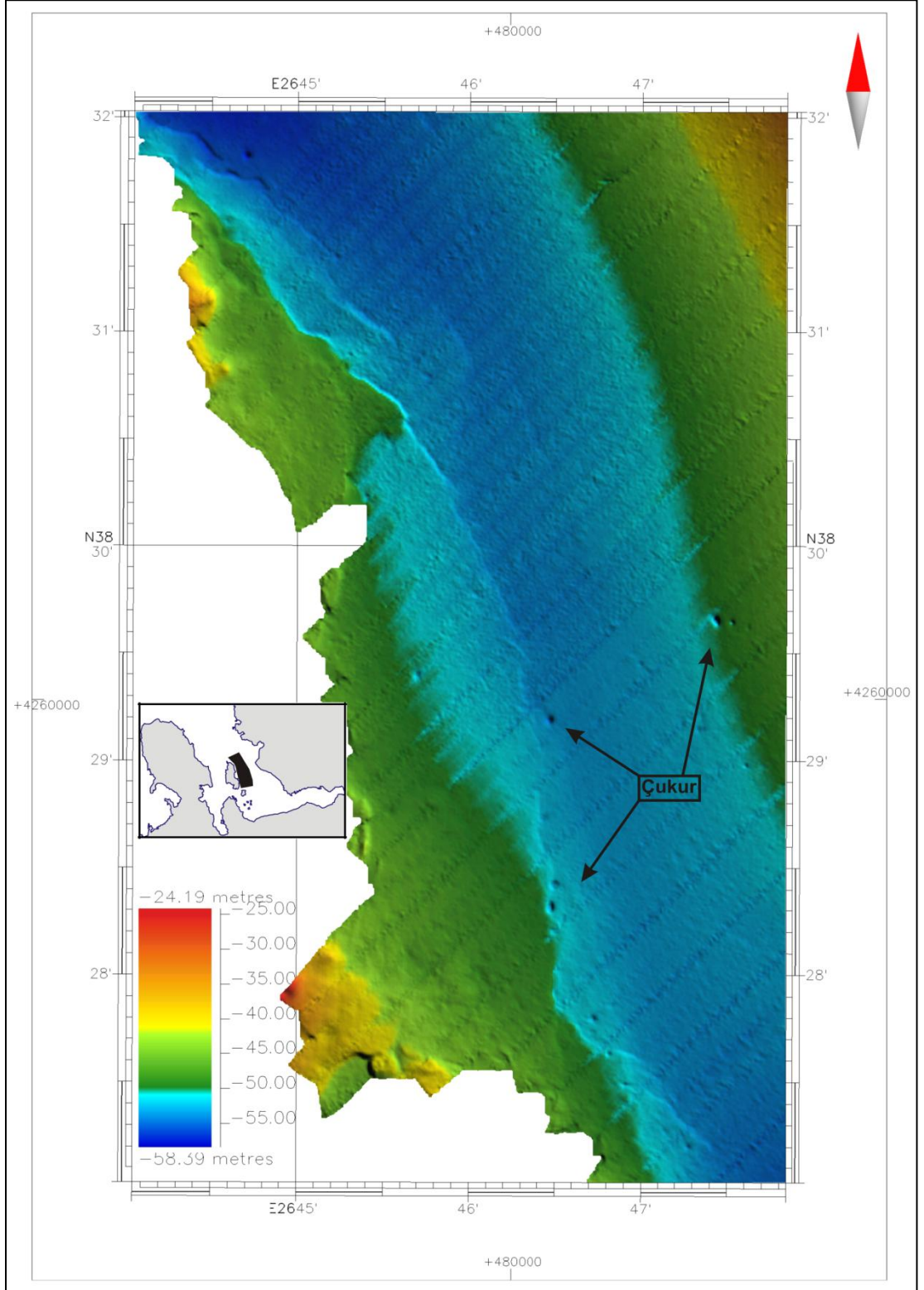
Şekil 3.16 İzmir dış körfezi güneybatısındaki D-B doğrultulu 3 metrelik yükselti (düşey abartı 3 m)



Şekil 3.17 İzmir Körfezi'nin GB yakasını oluşturan dik eğimli yamaç (a) Üstten görünüm (b) açılı görünüm (düşey abartı 5 m)



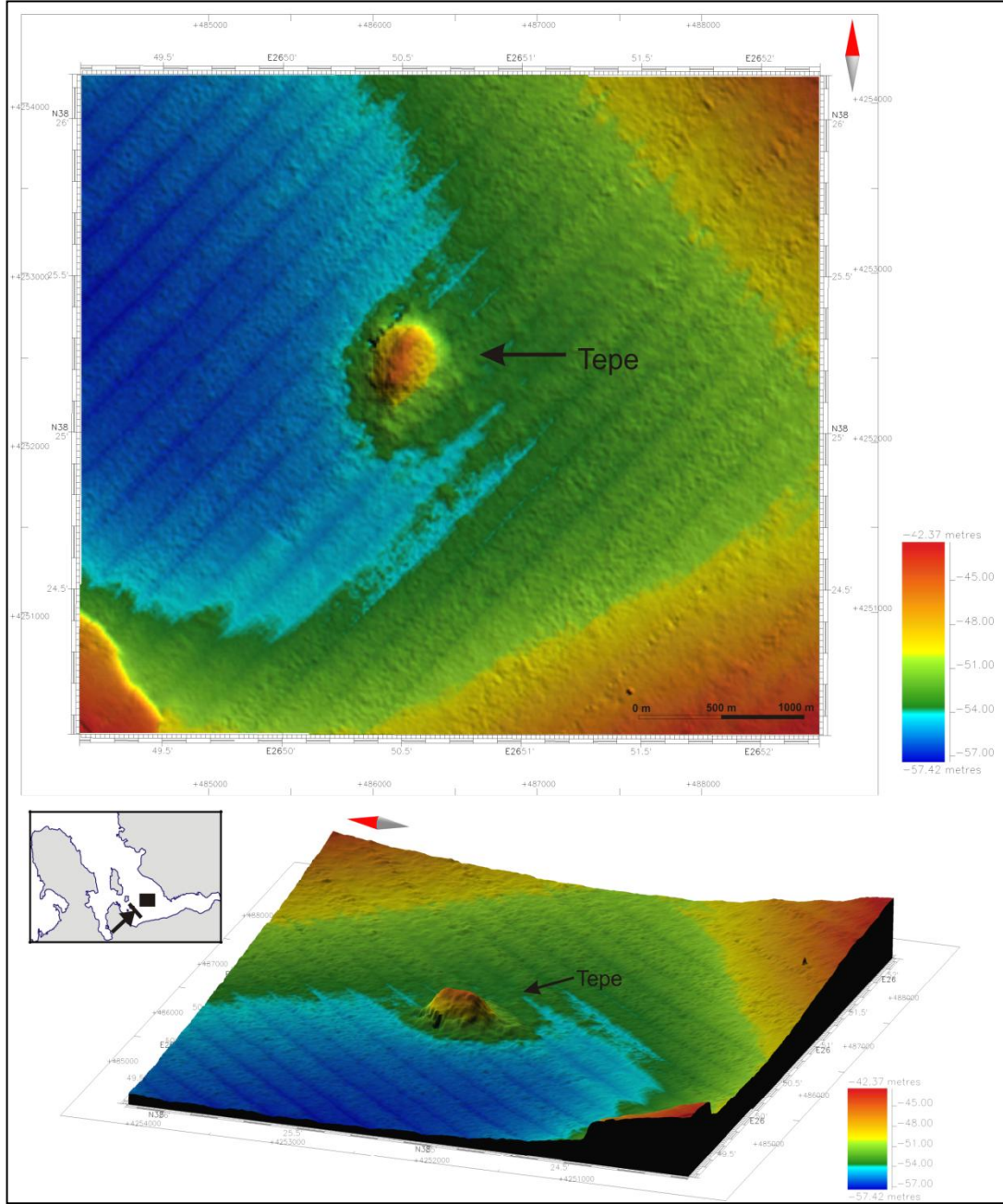
Şekil 3.18 Dış körfezin batı sınırındaki 750-1500 m uzunlukta iz bırakan ve orta kanaldaki çizgisellikler (düşey abartı 5 m)



Şekil 3.19 İzmir dış körfezine yayılmış geneli çizgisellikler üzerinde veya yakınında bulunan daire şekilli çukurlar (düşey abartı 5 m)

İzmir Dış Körfezi'nin orta basen kısmı morfolojik olarak düz bir yapıya sahiptir. Bu düz görüntüye aykırı olarak göze çarpan tek öge orta basenin güney kesiminde 700-750 m çapında, deniz tabanından 8-9 m yükselen ve değişken bir yüzeye sahip yükseltidir (Şekil 3.20). Bu yükseltinin çevresi, batimetri verisi 5-10 kat abartıldığında granüler bir doku gösteren taban morfolojisini ortaya çıkarmaktadır. Bu tanecikli yapı 10-20 m çapında küçük dairesel tepeciklerden oluşmakta ve D-B yönünde uzanan güney bölgesinin sınırına doğru seyrekleşerek yayılmaktadır. KB-GD yönünde 8 km, KD-GB yönünde 4 km uzanan bu eliptik alanın geri saçınım haritası incelendiğinde, göreceli olarak yüksek yansıma gösteren arka plan üzerinde düşük yansıma gösteren kümeciklerden oluşmaktadır. Bu alanın deniz tabanı batimetrisinde de belirgin bir şekilde görüldüğü fakat geri saçınım haritasında daha belirgin sınırlar çizdiği dikkati çekmektedir (Şekil 3.21). Yüksek ayrımlı sismik kesitler incelendiğinde de alan, düzensiz ve altındaki sedimanter yapıyı maskeleyen bir görünüm vermektedir. Kesitte maskelenmiş bölge ile hemen yanındaki yansıma gösteren bölge arasında oluşan sınırın keskinliği oldukça dikkat çekmektedir (Şekil 3.23). Bu sismik karakter doğal olarak metan gazı içeren sedimanter yapılarda veya dökü alanlarında gözlenebilir. Bu bölgede görülen deniz tabanı morfolojisi, geri saçınım ve sismik verilerle desteklendiğinde, bu alanında iç körfezin orta kısmındaki gibi bir dökü alanı olduğu ortaya çıkmaktadır. Bunun kimyasal olarak kanıtı yine Ag, Cd, Hg, Mo, Sb ve Sn yoğunluklarının diğer alanlara göre yüksek olmasıdır (Aksu ve diğ., 1998; Şekil 3.23). Bu bölgede ağır metal dağılım haritası ile batimetrik ve geri saçınım haritaları karşılaştırıldığında, görülen morfoloji ile antropojenik deniz tabanı tortul kirliliği arasında çok belirgin bir ilişkinin olduğu görülmektedir.

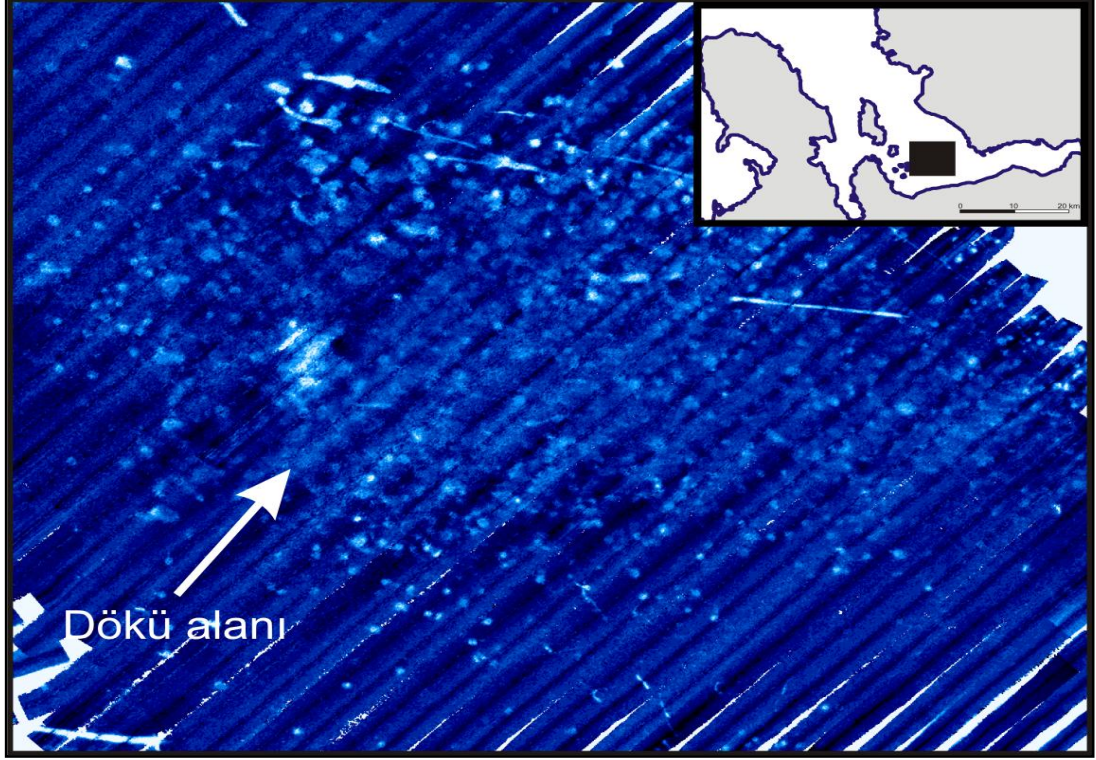
Dış körfezin doğusu KB-GD (135°) uzantılı ve ortalama 0,4°-0,5° GB yönlü bir eğimle kıyıda dış körfezin kanal bölgesine devam eden ve kıyıya paralel dairesel bir şerit oluşturur. Ayrıntılı olarak incelendiğinde kıyı şeridinin kendi içinde güneybatıya dışbükey küçük dairesel yapılardan oluştuğu dikkat çekmektedir. Bu bölgenin deniz tabanı, kuzeyde görülen ve kıvrımlı bir yüzey morfolojisi gösteren yamaç dışında dikkate değer bir şekilde düz ve pürüzsüz bir morfoloji gösterir (Şekil 3.17).



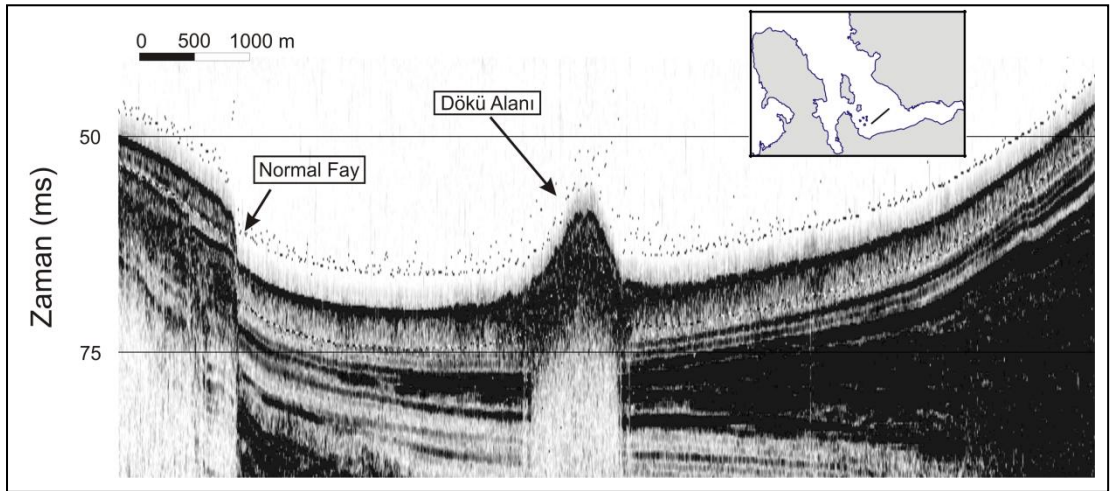
Şekil 3.20 Dış körfezin orta baseninde gözlenen yaklaşık 9 m yüksekliğindeki tepe (düşey abartı 5 m)

Sığ kesimde görülen ve kıvrımlı yüzey morfolojisi gösteren yamaç 175-220 m genişliğinde ve 2° - 3° GB eğimli bir yapı oluşturur. Bu yapının ayrıntısı ise alanın çok sığ olmasından kaynaklanan ve çok ışınlı batimetri verilerinin tarama alanları arasında oluşan boşluklardan dolayı sürekli olarak haritalanamamıştır (Şekil 3.24). Batı tarafın en kuzeyinde ise ortalama KB-GD yönünde uzanan 1° - $1,5^{\circ}$ GB eğimli bir

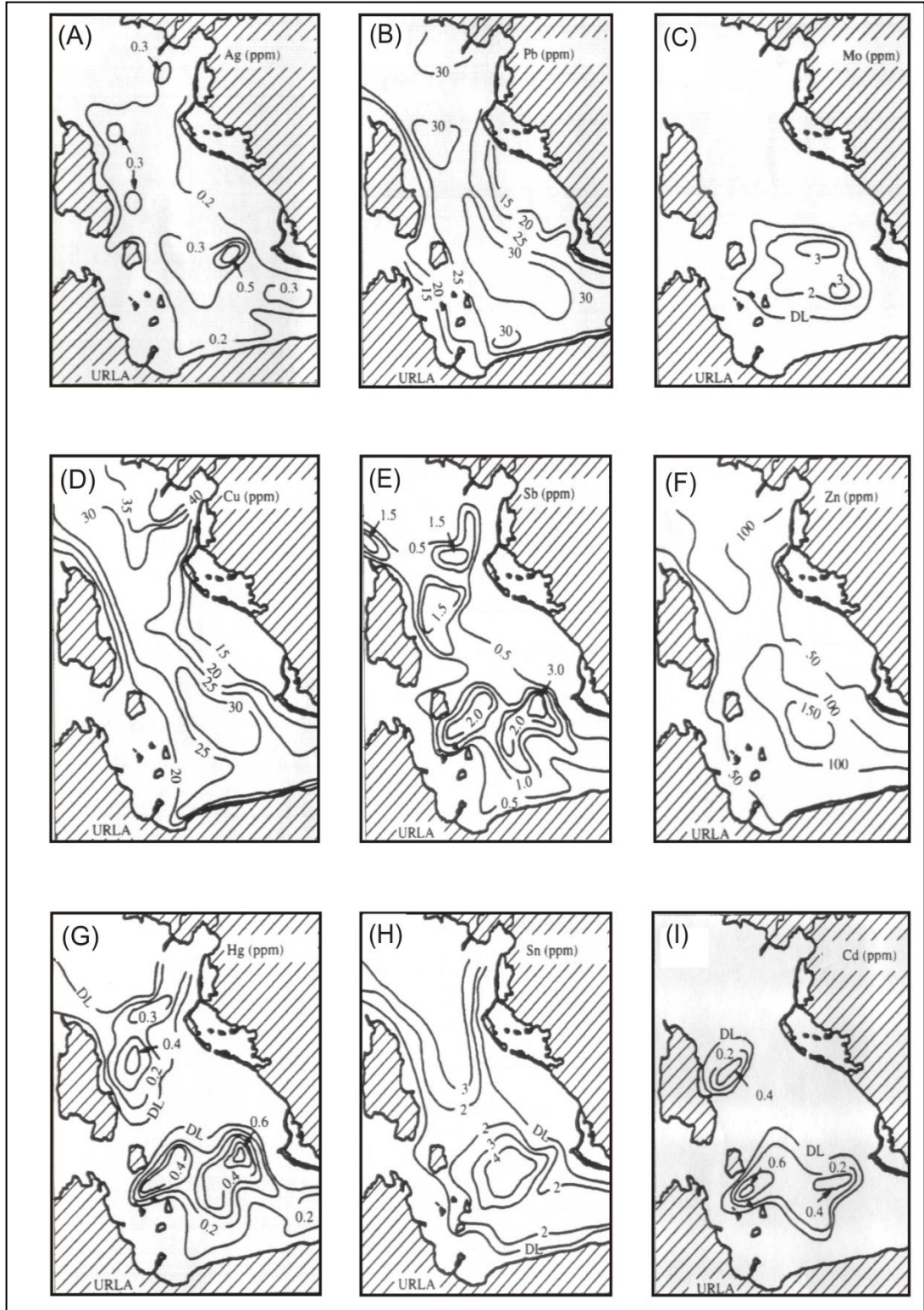
yamaç görülmektedir. Doğrultusu yaklaşık 120° olan bu yamaç, deniz tabanında kendi içinde kıvrımlar gösteren belirgin bir çizgisellik oluşturmuştur (Şekil 3.25).



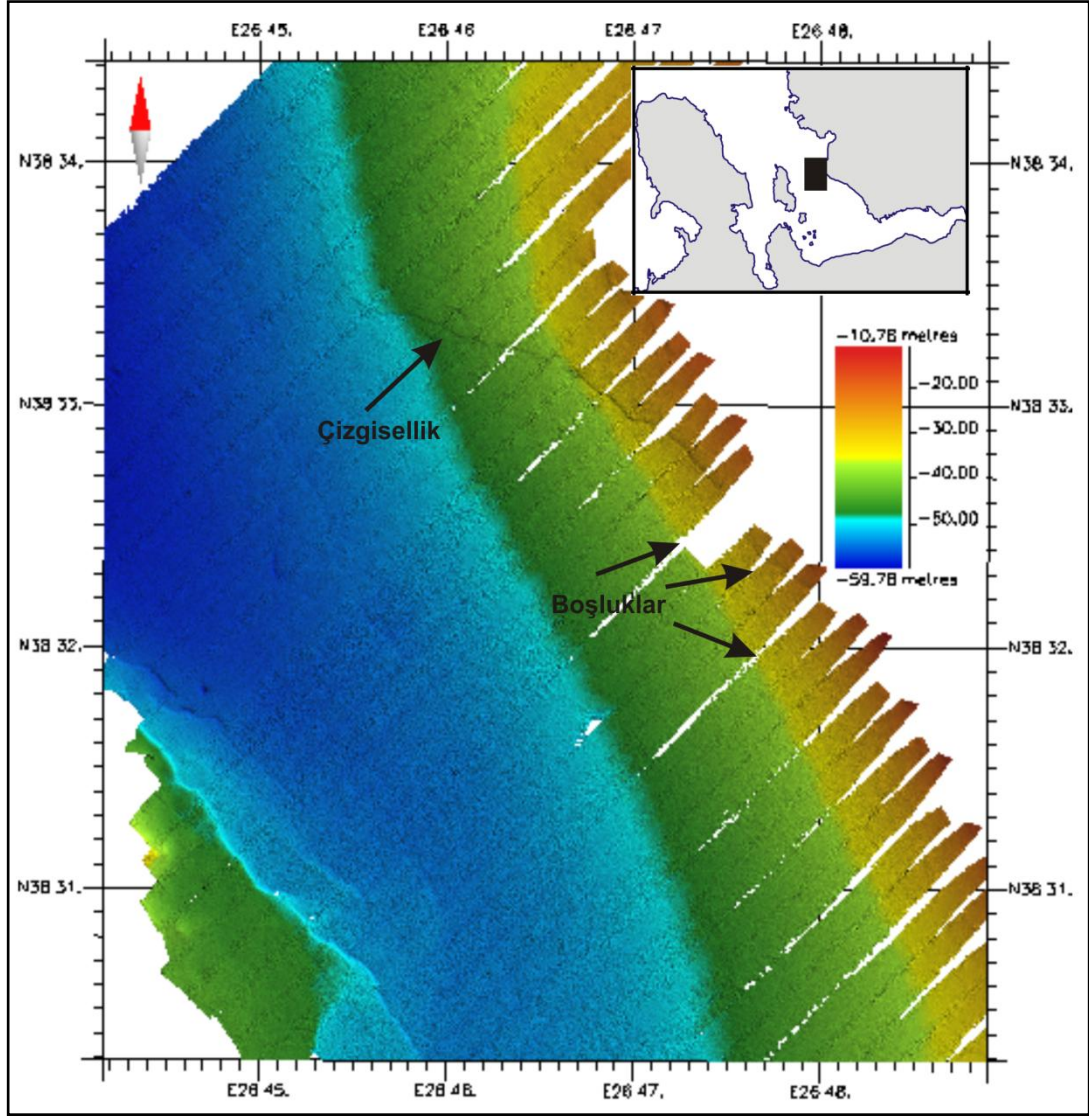
Şekil 3.21 Dış körfezin orta baseninde gözlenen dökü alanının geri saçınım haritasındaki görünümü.



Şekil 3.22 Dış körfezin orta baseninde gözlenen 8-9 m yüksekliğindeki tepenin sismik kesitteki görünümü



Şekil 3.23 İzmir dış körfezindeki sedimentlere ait Ag, Pb, Mo, Cu, Sb, Zn, Hg, Sn, Cd ölçümleri

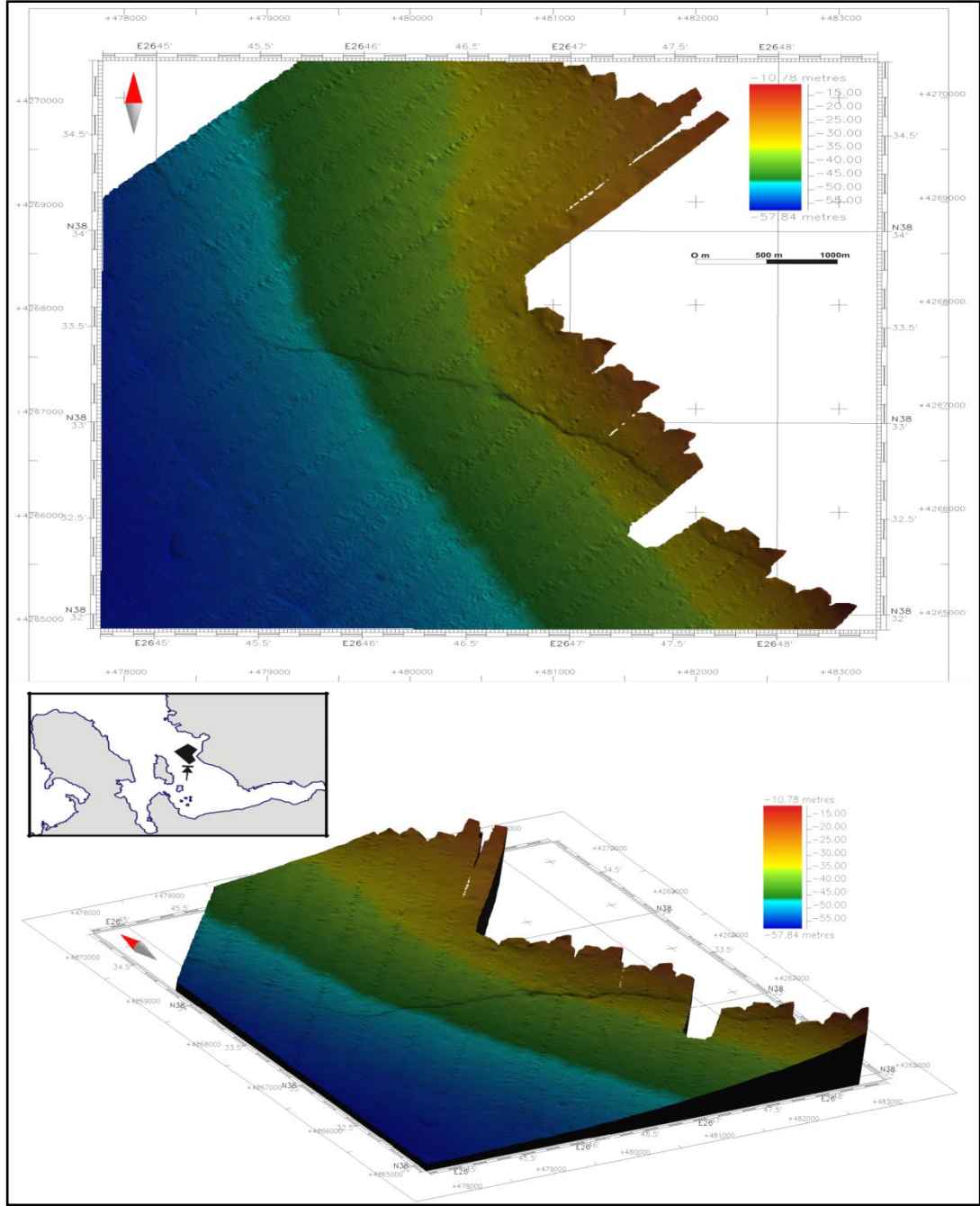


Şekil 3.24 Dış körfezin Kuzeydoğusundaki çizgisellik ve batimetri verisindeki boşluklar

Bu alanın batı tarafı güneyde D-B doğrultulu bir uzanım göstererek, alanın güney tarafı ile adeta birleşerek “ok ucu” şeklinde bir görünüm oluşturur. Bu iki bölge kuzey ve güney sınırları kapsamında irdelendiğinde orta körfezin baseninin ekseni yaklaşık 0.1° eğim ile BKB (285°) yönünde dalmaktadır. Ayrıca basen daralmakta ve simetrik bir görünüm almaktadır.

Orta kanal doğu ve batı sınırları kapsamında irdelendiği zaman, basenin en derin bölgesinin de morfolojik bir uzanım gösterdiği ve bu en derin bölgenin batı sınırına çok yakın olduğu gözlenmektedir. Bu basenin orta ekseni batı sınırına yaklaşık 1,85 km, doğu sınırına ise 5,5 km uzaklıktadır ve basenin asimetric morfolojisini

vurgular. Bu asimetric morfolojinin, batidaki dik yamaçtan ve dogudaki Gediz Deltası'nın yarattığı alüvyon birikiminden oluştuğu söylenebilir. Bu durum, tektonik yapı ve sedimantoloji bölümünde tartışılacaktır.

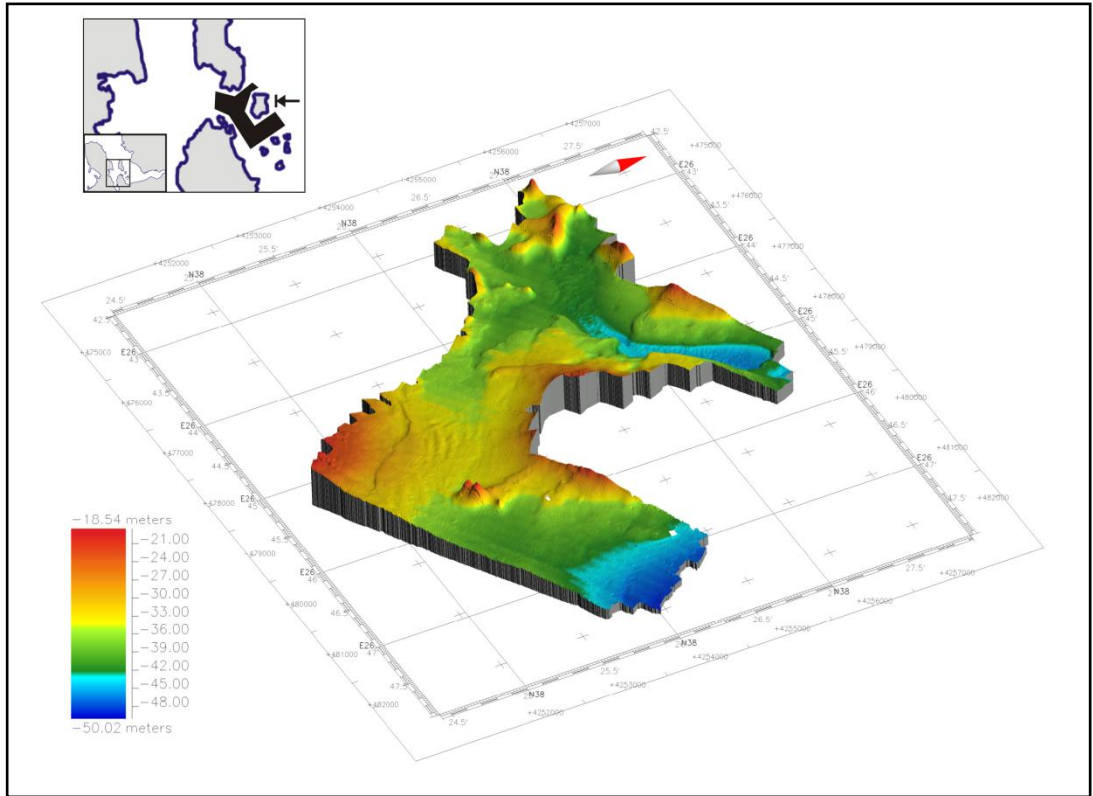
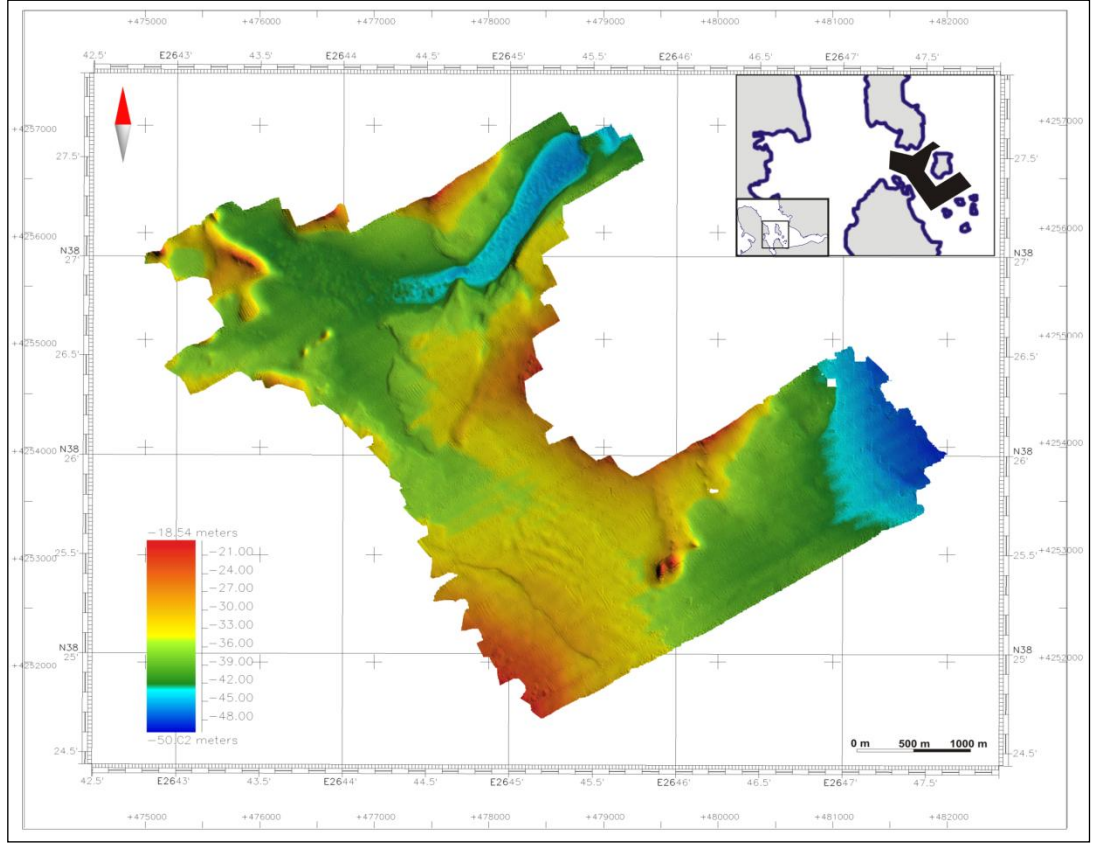


Şekil 3.25 İzmir dış körfezinin kuzeydoğusundaki çizgisellik

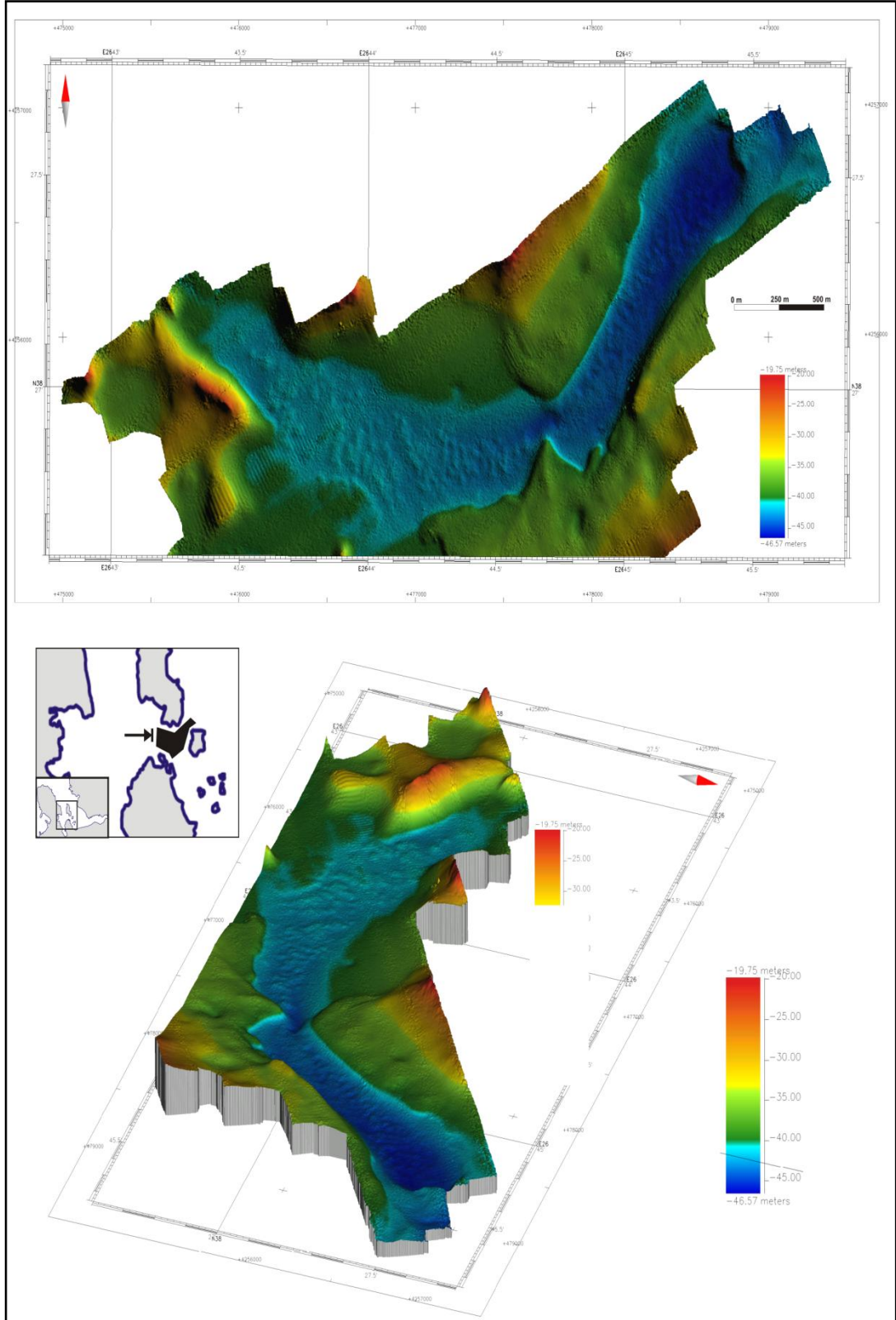
3.2.3 Uzunada ve Çiçek Adaları ile dış körfezden ayrılan batı kısım

Bu bölge Uzunada'nın güneyi ve Gülbahçe Körfezi'nin bir bölümünden oluşmaktadır. Uzunada'nın güneyinde kalan bölge morfolojik olarak karmaşık bir yapıya sahiptir (Şekil 3.26). Bu alanda morfolojik olarak ilk dikkat çeken yapı kuzeyde bulunan KD-GB uzanımlı yaklaşık 1,5 km uzunluğunda ve 8-12 m derinliğindeki kanaldır (Şekil 3.27). Kanal, alanın dış körfezle bağlantısını sağlar. Kuzeyinde Uzunada, güneyinde ise Çiçek Adaları'nın olması sebebiyle iki yükselti arasında kalan kanal tabanı dalgalı bir morfolojiye sahiptir. Deniz tabanındaki bu dalgalanma "ripple-mark" olarak adlandırılır. "Ripple-mark" yapıları kumtaşı, kireçtaşı, kiltası gibi tortullarda ve kumullarda görülen bir özelliktir. Dalga boyları tortulların tane boyutuna, su derinliğine ve sudaki partikül hareketine göre değişir. Bu yapılar alanda görüldüğü gibi asimetrik ya da simetrik olabilmektedir. Sığ sularda sık görülen bu yapıların başlıca oluşum sebebi, farklı yönlerde oluşan düzensiz yoğunluklardaki gel-git dalgalarının oluşturduğu dip akıntılarıdır. "Ripple-mark"lar su hareketinin hakim olduğu zayıf akıntı ortamlarını işaret eder (Tucker, 2001; Monroe ve diğ., 1997; Evans,1941). Alanda, bu akıntı ortamının Uzunada'nın batısına doğru devam ettiği düşünülmektedir. Alandaki morfolojik değişim ve litolojik farklılıklar geri saçınım verisinde gözlenmektedir (Şekil 3.28).

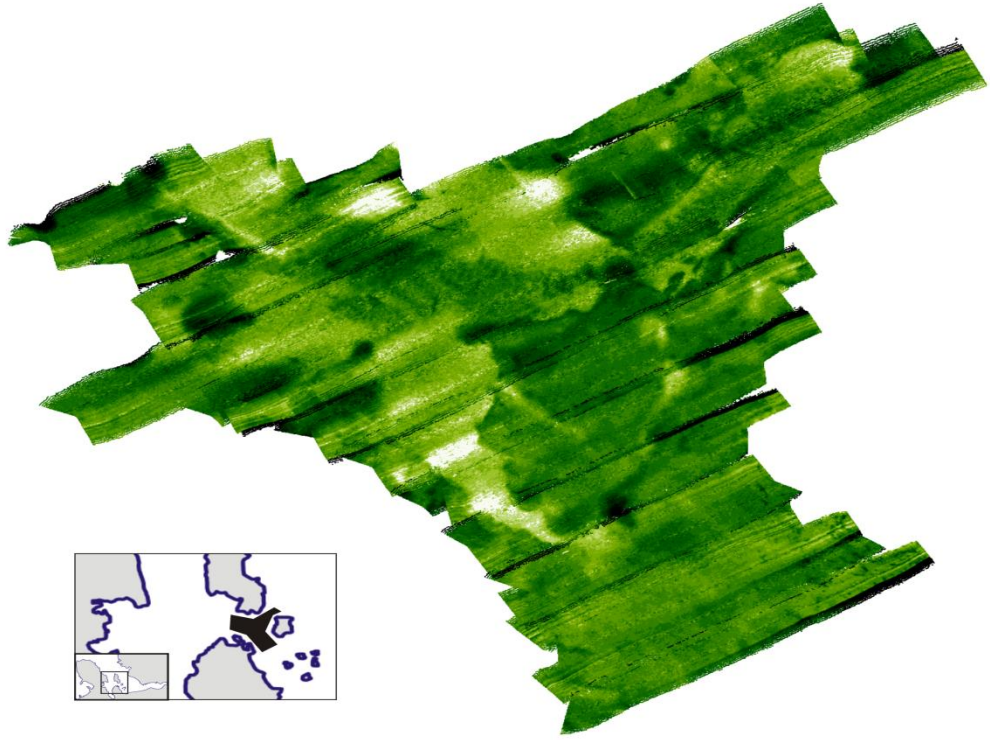
Bu bölgenin güneybatısında GD-KB (316°) doğrultulu ve yaklaşık 2° KD (48°) eğimli bir yamaç gözlenmektedir. Bu çizgiselliği herhangi bir yapı ile bağdaştırmak batimetri haritasının bu alandaki süreksizliğinden dolayı çok zordur. Ayrıca yamacın Kuzeydoğusunda yamaca paralel 20-30 m dalga boyunda 20-30 cm yüksekliğinde kıvrımlar ile güneydeki 40 m çaplı 15 m yüksekliğindeki tepe dikkat çekmektedir (Şekil 3.29). Bahsedilen bu yapılar dışındaki bütün morfolojik değişimler adaların deniz tabanındaki uzantılarını yansıtmaktadır.



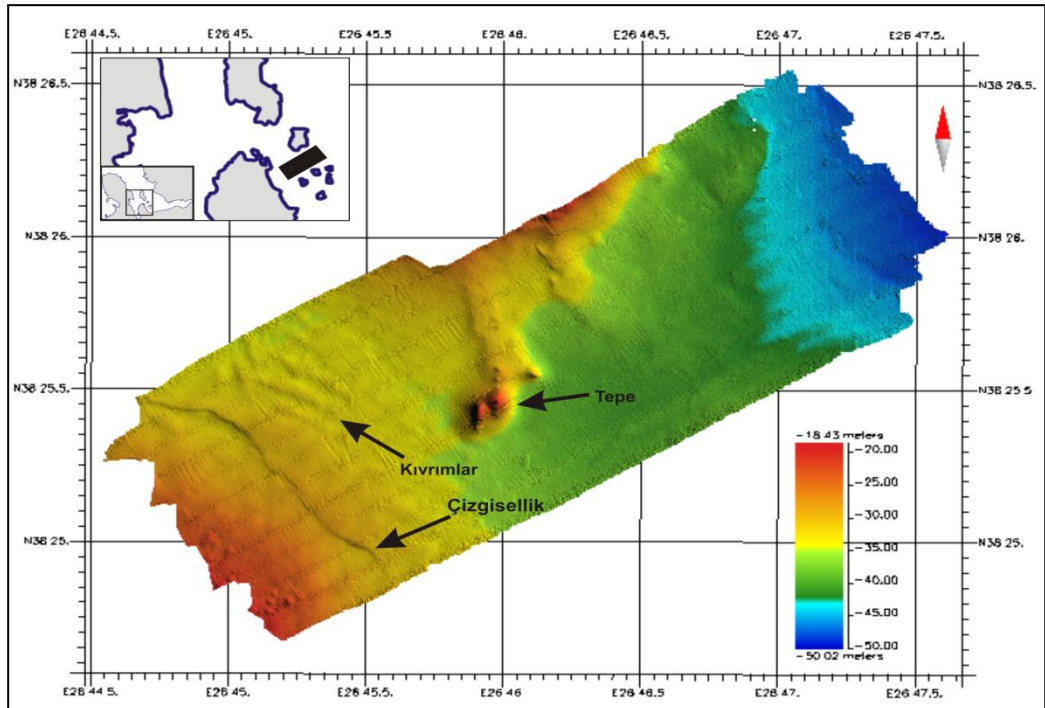
Şekil 3.26 Uzunada'nın güneyi ile Çiçek Adaları arasında kalan alanın morfolojisi. (a) Üstten görünüm, (b) açılı görünüm (düşey abartı 3 m)



Şekil 3.27 Uzunada'nın güneyi ile Çiçek Adaları arasındaki kanal görünümü yapı. (düşey abartı 3 m)

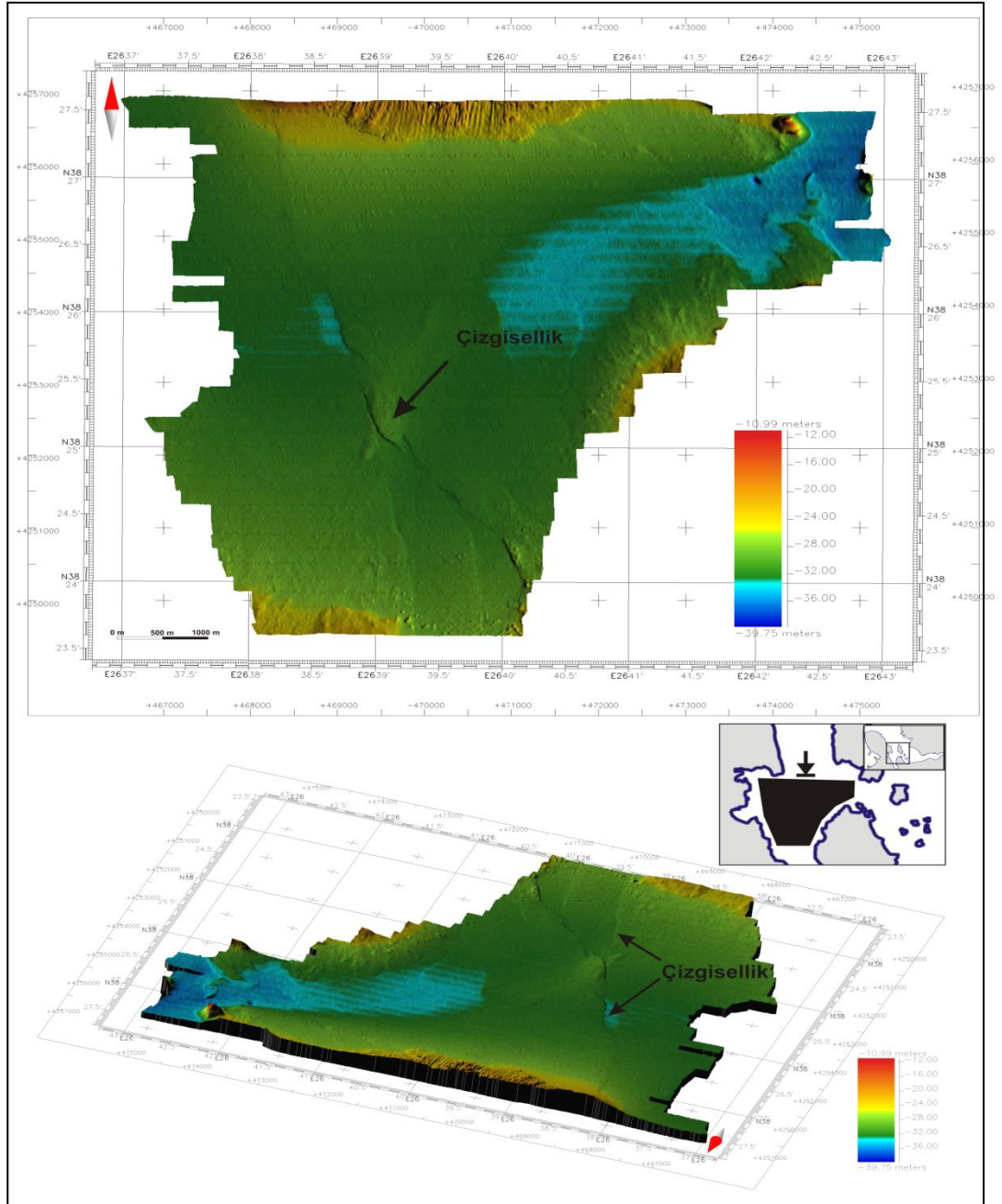


Şekil 3.28 Uzunada'nın güneyine ait geri saçınım haritası

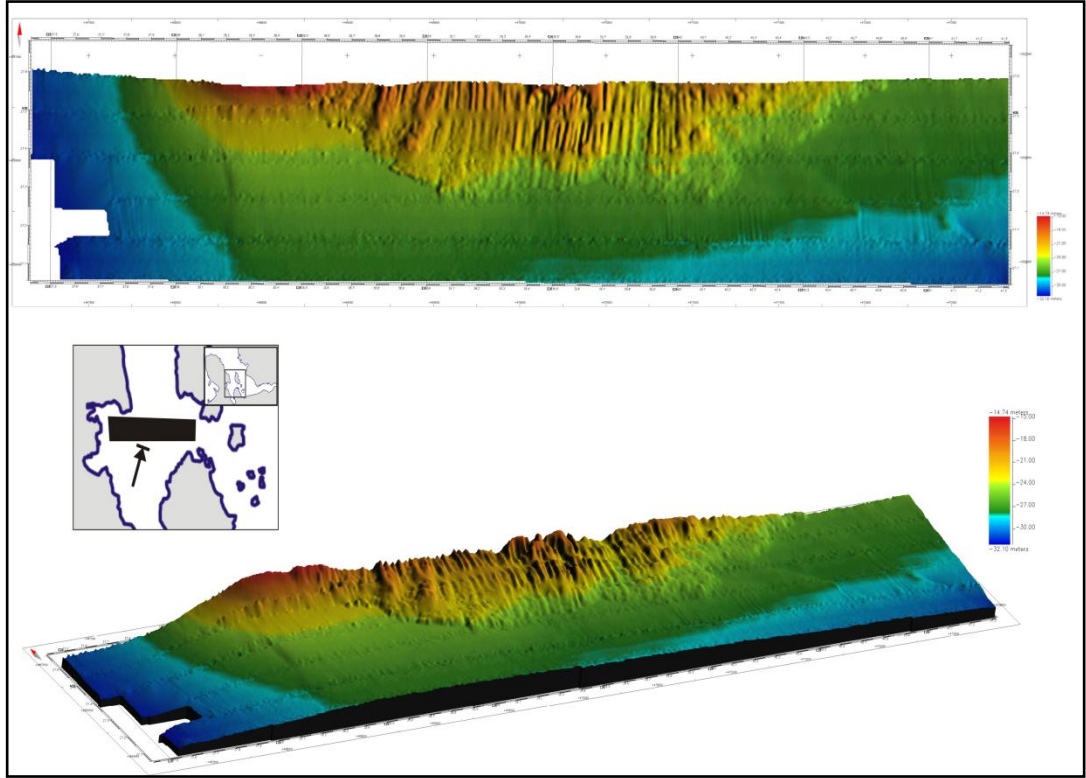


Şekil 3.29 Uzunadanın güneyindeki yamaç, kıvrımlar ve 15 m yüksekliğindeki tepe (düşey abartı 2 m)

Bölgenin batı tarafını oluşturan Gülbahçe Körfezi ise doğusundaki alana göre daha tek düze bir batimetrik yapıya sahiptir (Şekil 3.30). Alanın güneydoğusundan başlayıp kuzeybatısına kadar devam eden 330° doğrultulu ve 2,5° eğimli çizgisellik bu tekdüzeliği bozan en önemli yapıdır. Alanın kuzeyinde ve doğusunda karadaki morfolojik yapıların uzantılarının izleri görünmekte olup bu uzantılar üzerindeki çizgisellikler, yapıların belli yönde aşınmaya uğradığının bir kanıtıdır (Şekil3.31).



Şekil 3.30 Gülbahçe Körfezi'ne ait batimetri haritası. Üst görünüm (üste), açılı görünüm (altta). (düşey abartı 3 m)



Şekil 3.31 Gübahçe Körfezi'nin kuzeyindeki aşınmaya uğramış alan (düşey abartı 3 m)

3.3 Körfezin Aktif Tektonik Yapısı

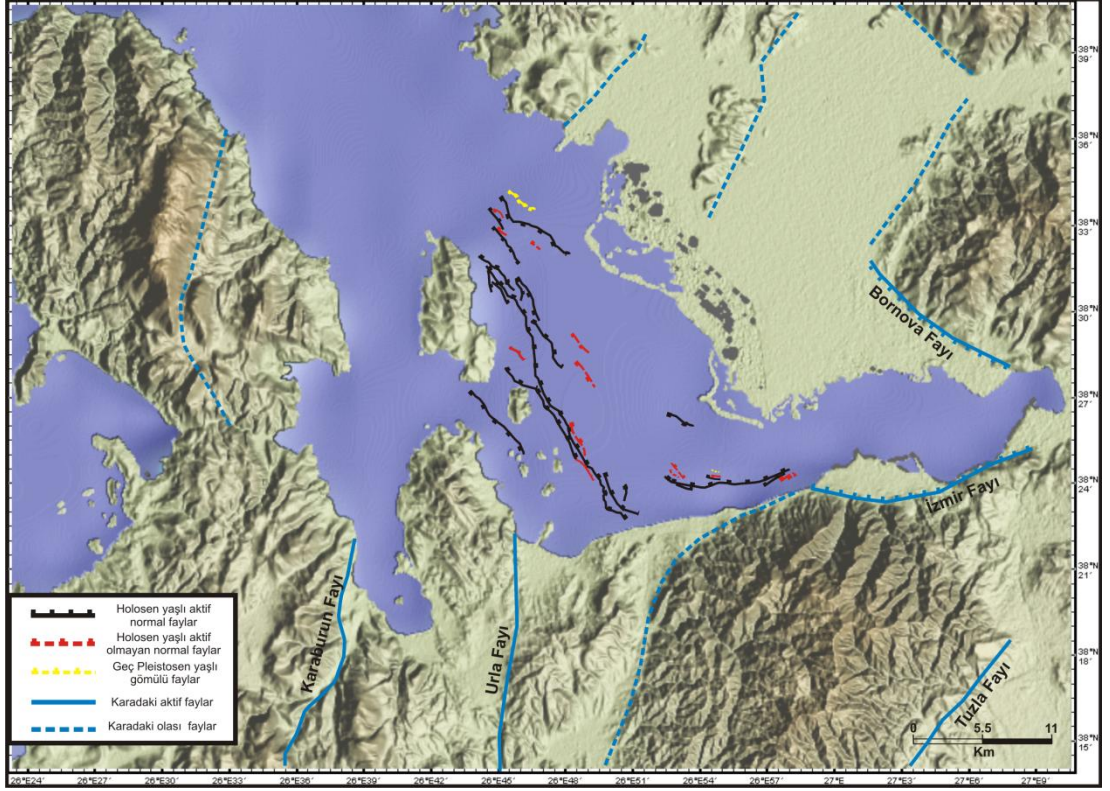
Batı Anadolu ve Ege Bölgesi'nin en belirgin tektonik yapıları D-B uzanımlı grabenlerdir. İzmir Körfezi'nin uzanımı ise iç körfezde D-B, orta ve dış körfezde ise KKB-GGD yönündedir. Orta ve dış körfezin uzanımı bölgenin genel belirgin yapılarının uzanımına uyumsuzluk gösterir ve Batı Anadolu'nun bilinen neotektonik rejimi altında yeterince açıklanamamıştır (Ocakoğlu ve diğ., 2005).

Bölgenin genel yapısından da görüldüğü üzere körfez birçok aktif fayla çevrilidir. Yaklaşık 150 m aralıklarla yüksek ayrımlı CHIRP mühendislik sismiği (Chirp Subbottom Profiler) verileri değerlendirilerek hazırlanan aktif fay haritası Şekil 3.32' de gösterilmiştir. Yer yer doğrultu atım bileşeni de görülen bu normal faylar oluşumları ve etkileri açısından 3 grupta incelenebilir;

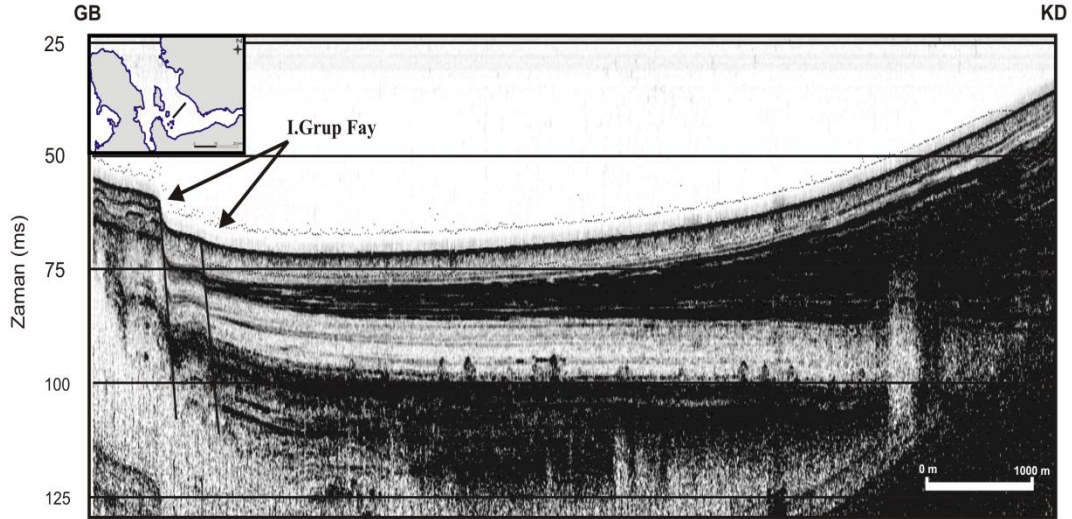
- **Birinci Grup Faylar:** Holosen döneminde aktif deniz tabanında gözlemlenen ve morfolojiye etki eden aktif faylar (Şekil 3.33).
- **İkinci Grup Faylar:** Deniz tabanına ulaşmamış ve morfolojiye etkisi olmayan Holosen yaşlı aktif olmayan faylar (Şekil 3.34)
- **Üçüncü Grup Faylar:** Buzul döneminin sonuna ait olduğu düşünülen (Son 18.000 yıl-Geç Pleistosen) aktif olmayan yaşlı faylar (Şekil 3.35)

Bu gruplandırma, fay haritasının oluşturulması aşamasında doğrultuların doğru belirlenmesi ve körfezin oluşumu hakkında bilgiler edinme açısından kolaylık sağlamıştır. Haritada da gözlemlenildiği gibi faylar iç ve orta körfezin uzanımı ile paralellik göstermekte veya karadaki fayların bir uzanımı olarak devam etmektedir.

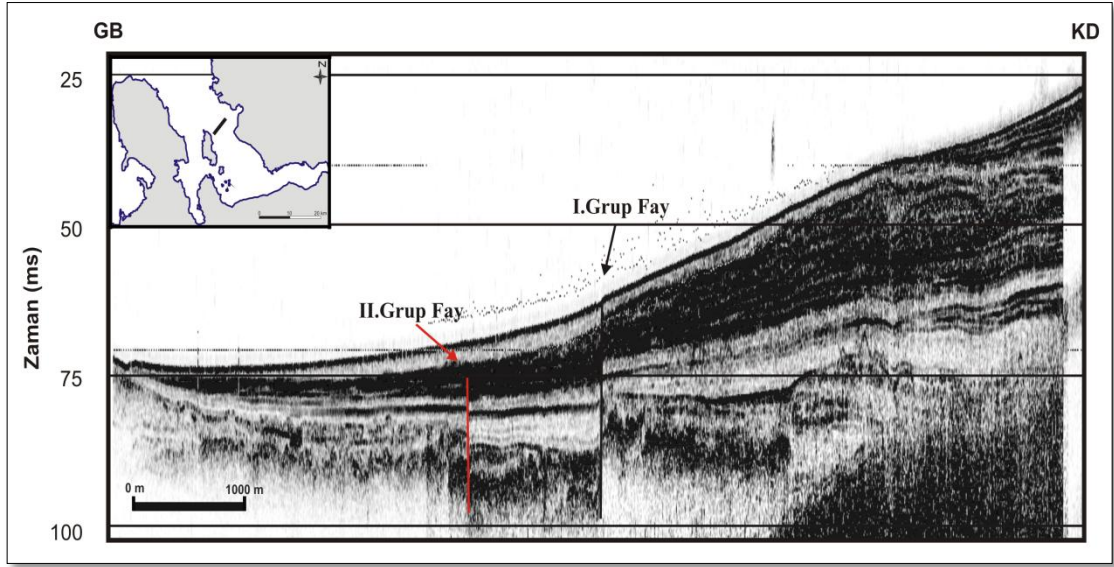
Dış körfezdeki KD-GB uzanımlı hatlar incelendiğinde körfezin normal faylar ile sınırlandığı ve bu fayların bir graben modeli oluşturduğu söylenebilir. Bu durum özellikle dış körfezin kuzeyinde belirginleşmektedir. Graben kenarları sadece bir normal fay ile sınırlanmayıp, basamak şeklinde birbirine paralel birçok küçük normal faydan (sintetik faylar) oluşmaktadır (Ketin ve diğ., 1972). Körfezin orta baseninin derinleşmesinde önemli bir rolü olan sintetik faylar dışında, özgün olarak gelişmiş veya aktifliğini yitirmiş faylarda bu basamaklı yapının oluşmasına sebep olmuştur (Şekil 3.36). Ayrıca birimlerin kalınlıkları fayın taban ve tavan bloğunda farklılık göstermektedir. Bunun sebebi sediment birikimi sırasında faylanma meydana gelmesi ve düşen blokta sediment birikiminin devam etmesidir. Böylece tavan bloğundaki birim, taban bloğundaki birimden daha incedir. Bu duruma sedimantasyonla eş zamanlı faylanma (syn-sedimentary faulting) adı verilir (Childs ve diğ., 2001; Şekil 3.37).



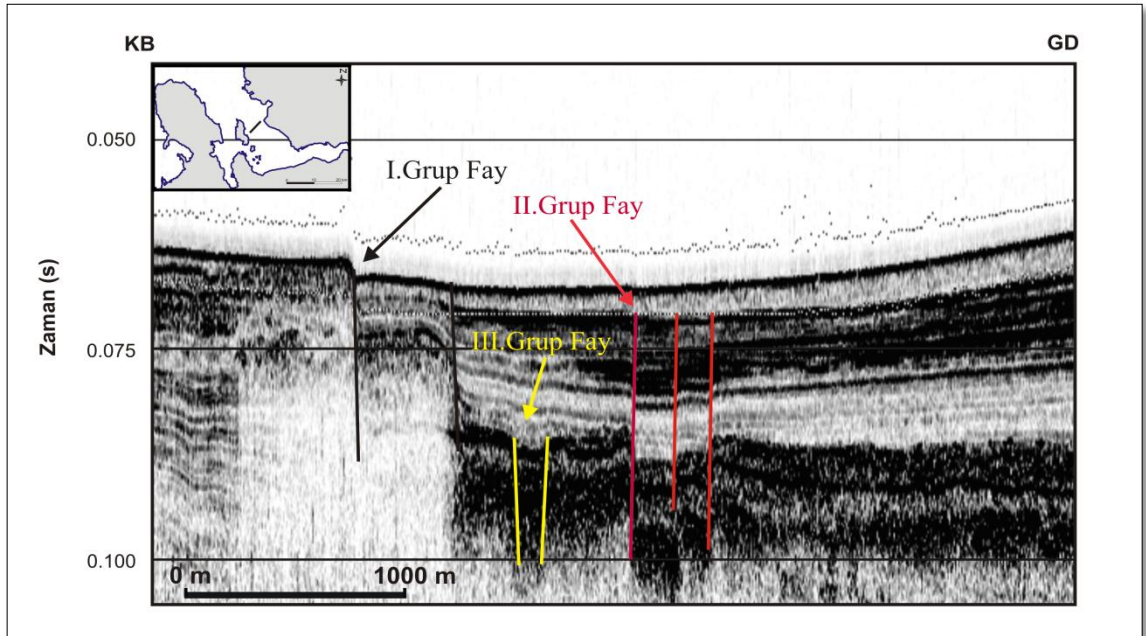
Şekil 3.32 Chirp yüksek ayrımı sismik verileri yardımıyla elde edilen İzmir Körfezi aktif fay haritası. (Karadaki aktif faylar Ocakoğlu, 2005' den alınmış, olası faylar ise sayısal arazi modeli üzerinden çizilmiştir.)



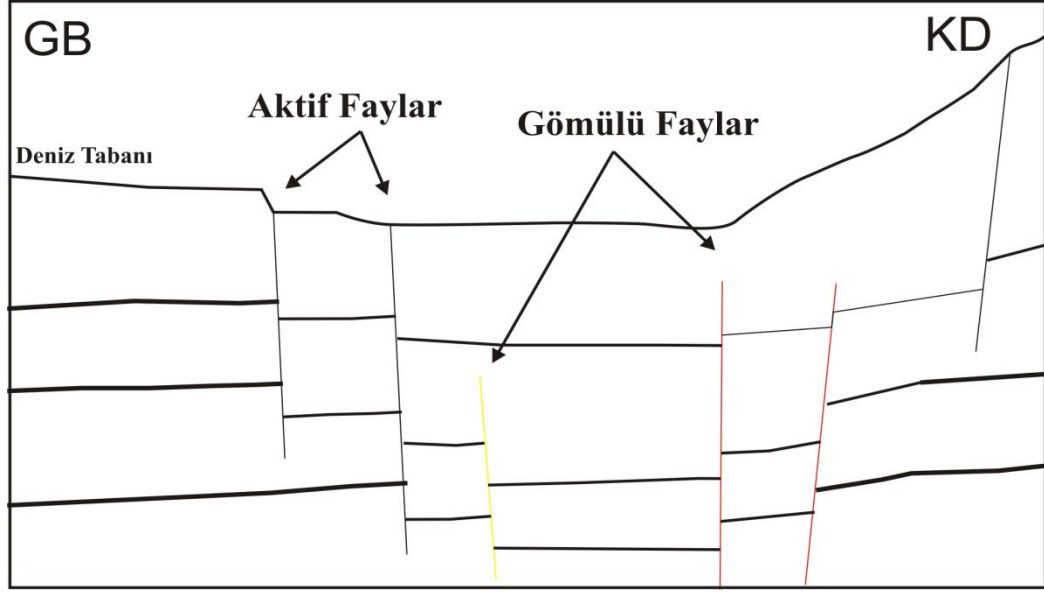
Şekil 3.33. Holosen yaşlı aktif olan I. grup faylar.



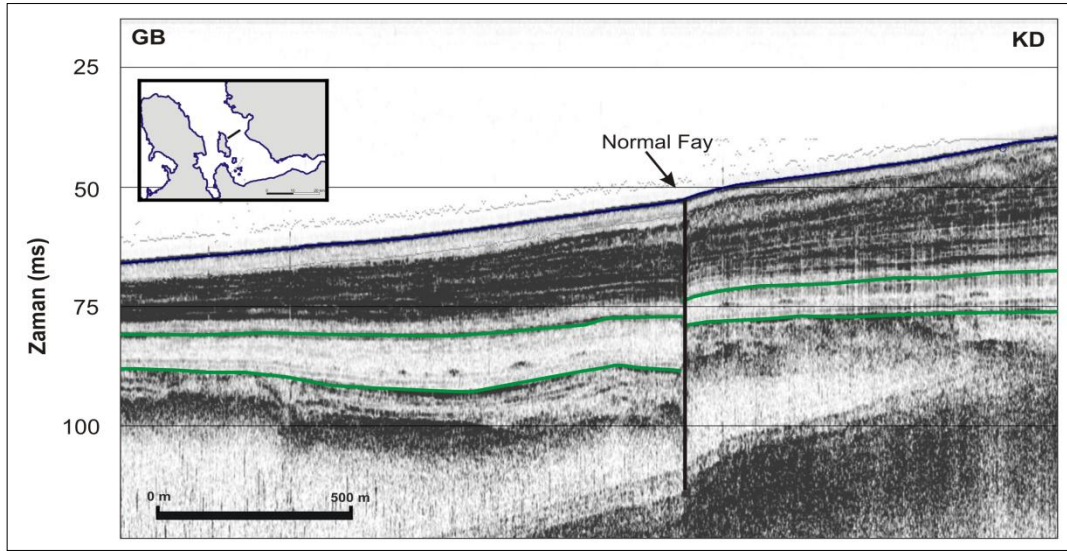
Şekil 3.34 Holosen yaşlı aktif olmayan II. grup faylar.



Şekil 3.35 Geç Pleistosen dönemine ait olduğu düşünülen aktif olmayan yaşlı III. grup faylar.

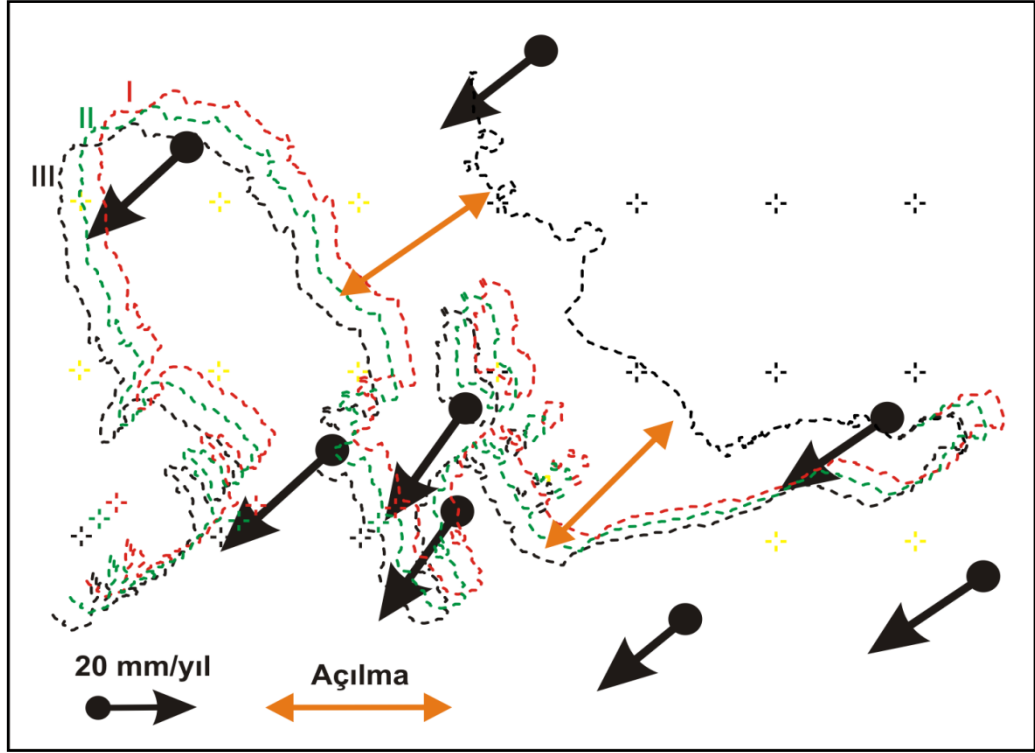


Şekil 3.36 İzmir Körfezi'nin orta baseninin oluşumunda rol alan faylar



Şekil 3.37 Tortul birikimi ile eş zamanlı faylanma

Genel olarak bakıldığında Uzunada'nın doğusunda gözlenen ve dış körfezin KD-GB sınırı boyunca ilerleyen Uzunada fayı en aktif tektonik yapı olarak göze çarpmaktadır. Dış körfezde fayların doğudan batıya doğru, Orta Körfezde ise D-B uzanımlı fayların güneye doğru gençleşmesinin körfezin tektonik evrimi ile yakından ilgili olduğu düşünülmüştür.



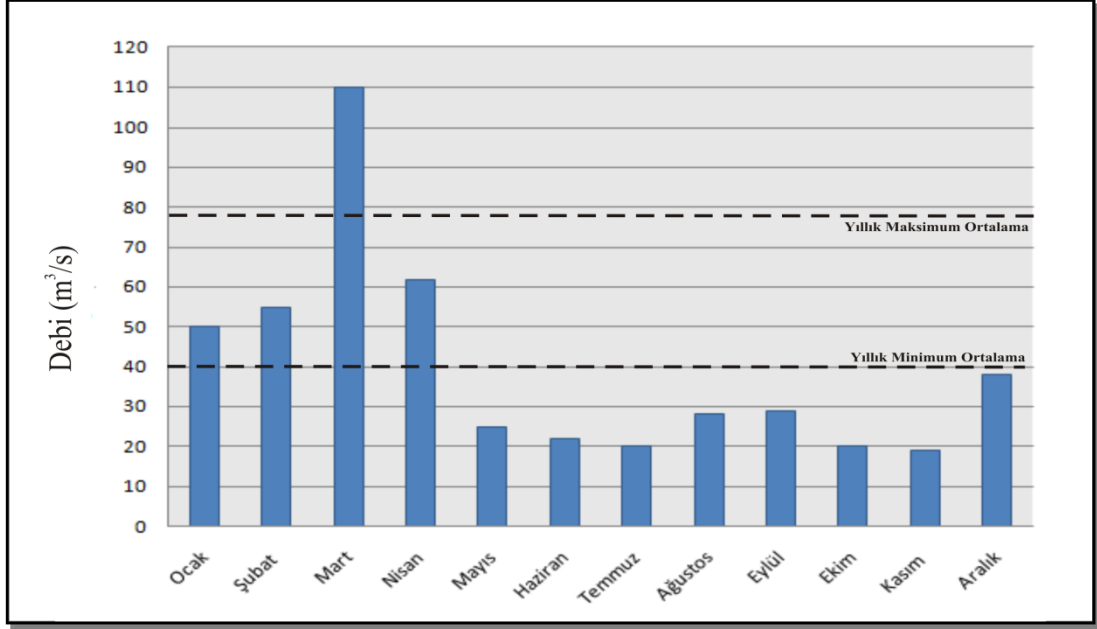
Şekil 3.39 İzmir Körfezi'nin orta ve dış körfez faylarının açılma mekanizması için önerilen model

3.4 Körfezin Sedimanter Yapısı

Geç miyosende başlayan tektonik hareketlerden kaynaklanan gerilmeler sonucu Batı Anadolu'da normal faylarla çevrili graben sistemleri oluşmuştur (Arpat ve Şaroğlu, 1975). Bu graben ve horst yapıları Batı Anadolu'nun batıya doğru akan drenaj sistemlerini oluşturmuştur. Gediz Grabeni'nin drenaj sistemi olan ve taşkın dönemlerinde sık sık yatak değiştiren Gediz Nehri, en son 19. yy sonlarında Çilazmak dalyanının doğusundan denize dökülürken, körfezin hızla dolması nedeniyle kanallar açılarak yatak değiştirmiştir. Nehir günümüzde Gediz grabeninin batı ucundaki Foça tepelerinin güneydoğusundan, İzmir Körfezi'ne dökülür.

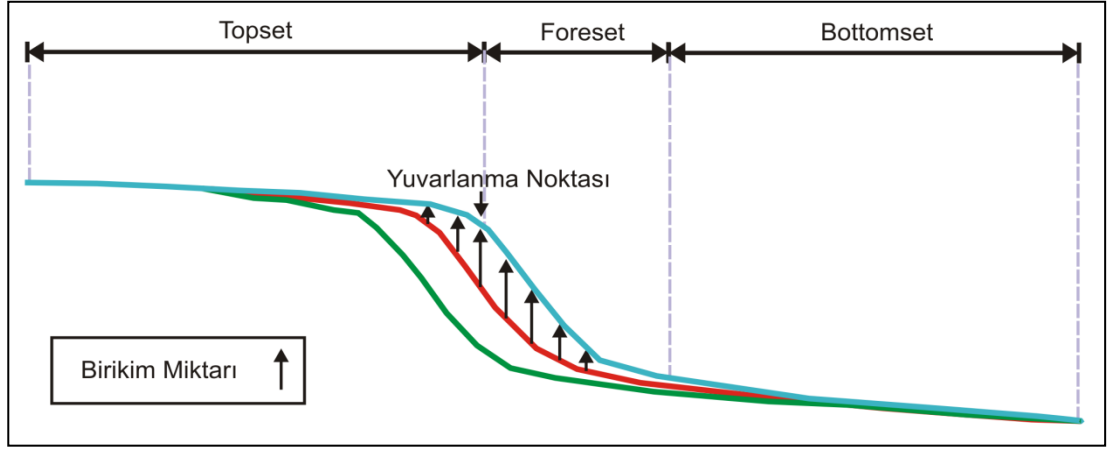
İzmir Körfezi'nin şekillenmesi ve günümüz morfolojisinin oluşmasında önemli etkenlerden biri de sediment birikimidir. Körfezdeki sediment birikimi Gediz Nehri kontrolündedir. Gediz Nehri yaklaşık 15.600 km² alanı etkisi altına almıştır. Yıllık debisi mevsimsel şartlara göre 40-70 m³/s olan nehrin Kasım-Mart ayları arasında yaklaşık 2,5 kg/m³ sediment taşıdığı tahmin edilmiştir (Saatçi ve Taysun, 1979; Aksu

ve Piper, 1983; Şekil 3.40). Bu da taşınan sediment ortalama 100-190 kg/s olduğu ve Gediz Nehri'nin körfeze yılda 3,2-6,1 Megaton sediment getirdiğini göstermektedir.

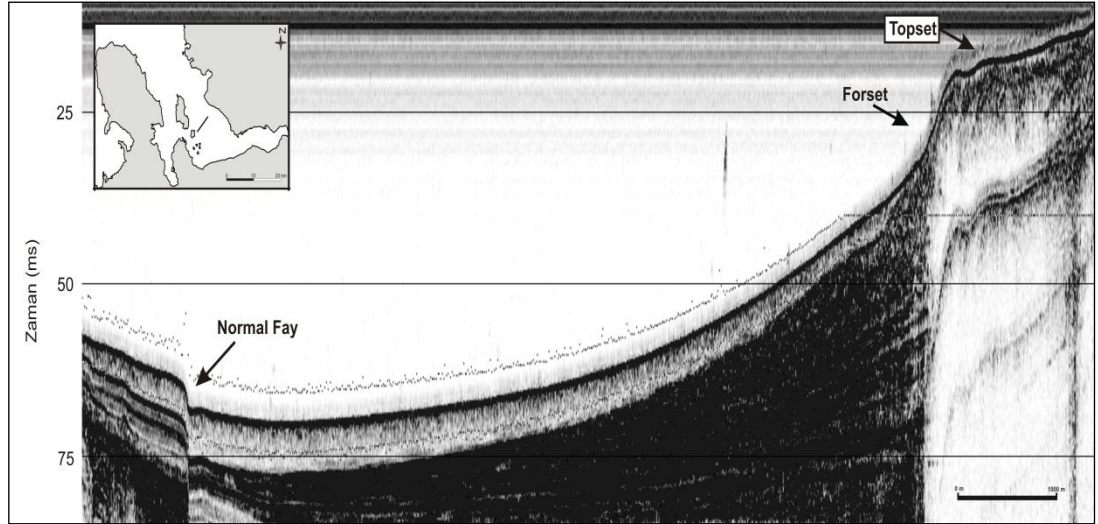


Şekil 3.40 Gediz Nehri'nin aylık ortalama debi grafiği (Aksu ve Piper, 1983)

Deltalar, kıyı ile kıyı gerisindeki aşınma-taşınma olaylarının dengesinin kurulduğu ve bu denge sonucunda büyük boyutlarda depolanmanın olduğu birikim sistemleridir. Tortul sağlayan/üreten drenaj alanının iklimi, morfoloji ve tektonizması ile birlikte, kıyı yüzünün eğimi ve buradaki enerjiye bağlı olarak delta sistemleri gelişebilmektedir (Coleman ve Roberts, 1988; Orton ve Reading, 1993). Gediz Deltası bu sistemlerden biridir ve İzmir Körfezi'nin kuzeydoğusunda yer almaktadır. Derine doğru ilerledikçe eğimin belirgin bir şekilde arttığı bir bölge gözlenir. Bu bölgenin içyapısı ise birbirine ve aynı zamanda deniz tabanına paralel birçok yansıtıcıdan oluşmaktadır. Sismik kesitlerde görülen bu sedimanter yapılanmalar mikro gel-git ortamında nehrin baskın olduğu güncel deltaların klasik özelliklerini içermektedir. Dolayısı ile KB-GD yönlü dış körfezin kuzeydoğu sınırının bir prodelta (delta-önü) olduğu söylenebilmektedir (Şekil 3.41). Bu prodelta kıyından 1-6 km genişliğindedir. Klinoformların deniz tabanında yüzeylendiği bölge prodeltanın topset bölgesi ve derine doğru ilerledikçe eğimin belirgin bir şekilde arttığı bölge ise deltanın foreset bölgesi olarak yorumlanmıştır (Şekil 3.42).



Şekil 3.41 Bir prodelta alanının bölgelerini gösteren model



Şekil 3.42 Dış körfezin KD sınırında meydana gelmiş prodeltanın topset ve foreset bölgeleri

Güncel kıyı şeridine paralel, bugün dairesel harita görünümü veren sığ sularda gelişmiş morfoloji, yörede Homa ve Pelikan Dalyanları olarak bilinen bariyer adalarını işaret etmektedir. Bu bariyer adaları, Gediz Nehri'nin son 10.000 yıl sürede geçirdiği sedimanter evrim ile delta kanalının yer değiştirmesi sonucunda terk edilen ağzın dalga ve kıyı akıntıları nedeni ile yıkanması sonucunda oluşmuştur (Aksu ve Piper, 1983,1984).

Yüksek ayrımlı sismik kesitlerden yararlanıldığında birbirine paralel olarak gelişmiş sediment paketlerinin altında fazla aşınmaya uğramış bir seviye göze

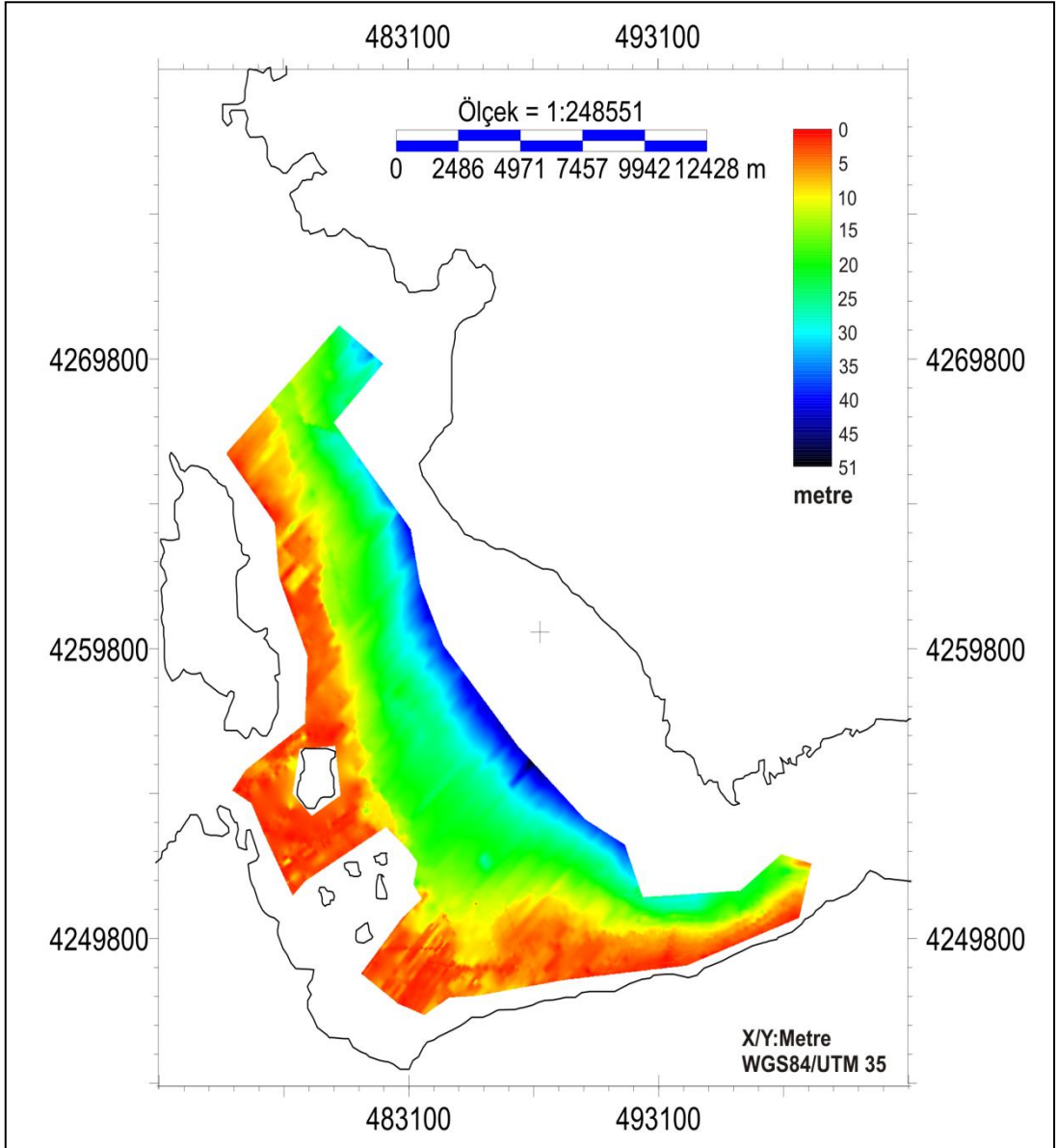
çarpmaktadır. Bu erozyona uğramış yüzeyin son buzul dönemine (son 18.000 yıl) ait olduğu düşünülmüştür. Bu da Gediz deltasının buzul dönemi öncesi ve sonrası farklı yapılarla sahip olduğunu ve Gediz Deltası'nın Holosen ve Pleistosen dönemlerinde olmak üzere iki farklı zamanda incelenmesi gerektiğini gösterir. Çalışmada kullanılan yüksek ayrımlı sismik veriler ancak Holosen'deki gelişimi gözler önüne sermektedir. Sismik kesitlerden yararlanılarak bu döneme ait derinlikler hesaplanmış ve son buzul çağına ait batimetri haritası elde edilmiştir (Şekil 3.43). Ayrıca hazırlanan izopak haritası geç Pleistosen'den Holosen'e kadar olan birikimi göstermektedir (Şekil 3.44). Bu iki haritada su hızı 1500 m/s olarak alınmış ve iki yol gidiş-geliş zamanından yararlanılarak derinlik dönüşümü yapılmıştır. Gediz deltasının bulunduğu körfezin KD kıyısında sedimantasyonun çok fazla olduğu ortadadır. KD kıyısından 5 km uzaklıkta kalınlık 50 m civarında gözlenmiştir. Sediment kalınlığı orta basene doğru ilerledikçe azalır ve Uzunada Fayı'nın bulunduğu sınırdan itibaren 0-5 m civarındadır. Bu değerlere göre; sediment birikiminin fazla olduğu KD kıyısında kalınlık 2,5-4 mm/yıl, orta basende 0,8-1,7 mm/yıl ve GB kıyısında ise 0,5-0,2 mm/yıl olarak artmaktadır.

3.5 İzmir Körfezinde Sığ Gaz Yapıları ve Etkileri

3.5.1 Sığ gaz yapıları

Deniz tabanı tortullarında sığ gaz varlığı, taban tortullarının bir özelliği olarak bilinmektedir. 1950'lerden beri, ekosounder ve sonar kayıtlarında gözlenen farklı anomaliler, deniz tabanından gaz çıkışı olarak yorumlanmış, sismik yöntemin uygulanması ile birlikte sığ gaz birikimleri üzerine önemli kanıtlar elde edilmiştir (Dondurur, 2005).

Jeolojik kaynaklar atmosfere farklı gaz girdisine neden olabilirler (volkanlar, hidrotermal sızıntılar, magmatik kaynaklar vs.) Bununla birlikte, metan en genel jeolojik gaz olup, tortullar depolanırken gömülen organik malzemenin doğal





Şekil 3.44 Holosen-Geç Pleistosen arası İzmir dış körfezi izopak haritası

İnce taneli tortulların biriktiği delta ortamları ve deltalara yakın şelf alanları tortul birikiminin yüksek olduğu ve organik maddenin gömülmesi için uygun ortamlardır (Garcia-Garcia ve diğ., 2006). Birikim hızı yüksek alanlarda, organik malzemeler en etkin bozunma zonlarında bile özelliklerini korurlar (Ingall ve Van Cappellen, 1990). Bu yüzden deltalar, organik malzemenin metanojenik bakterilere taşınmasında etkili bölgelerdir (Garcia-Garcia ve diğ., 2006).

Deniz tabanı tortullarında organik maddenin bakteriyel olarak bozuluşması ortamda bulunan oksijen (O_2), nitrat (NO_3), manganez (Mn), demir oksihidroksit ($FeOOH$) ve

sülfat (SO_4) miktarına bağlıdır (Garcia-Garcia ve diğ., 2006). Biyojenik metan, organik malzeme depolandıktan kısa bir zaman sonra metanojenik archaea tarafından, bozunmanın son ürünü olarak üretilir ve “sülfat indirgeyen bakterilerin” aktivitesi sonucu sülfat seviyesinin yok olduğu tortullarda, sığ derinliklerde meydana gelir (Dondurur, 2005; Rice ve Claypool, 1981). Biyojenik gaz üretiminde, tortullar içerisinde biyokimyasal işlemleri ifade eden farklı derinliklerde 3 farklı zon bulunmaktadır. Bunlar aerobik, sülfat indirgeme ve metan üretim zonlarıdır (Şekil 3.45).

çözünmüş türler	su-tortul kolonu (biyokimyasal zonlar)		metabolik işlemler
O_2 	HAVA		fotosentez aerobik
	SU	fotik zon	
		aerobik zon	
SO_4^- HS^- HCO_3^-	TORTUL KOLONU	sülfat indirgeme zonu	anaerobik
CH_4 H_2 		karbonat indirgeme zonu	

Şekil 3.45 Biyojenik gaz üretiminde tortullar içerisinde biyokimyasal işlemleri ifade eden farklı derinliklerdeki zonlar

Aerobik zon, genel olarak 0,2-0,5 m kalınlığındadır (Hovland ve Judd, 1998). Aerobik solunum sırasında, bu bölgede oksijen hızla harcandığından dolayı sülfat indirgenmesi baskın solunum haline gelir ve “sülfat indirgeyen bakteriler” aktivitesi ile H_2S üretimi meydana gelir. Sülfat indirgeme zonunun altında CO_2 indirgenmesi, organik malzemenin anaerobik ortamda oksidasyonu ile üretilen hidrojen yoluyla metan üretimine neden olur. CO_2 indirgenmesi, sığ denizel tortullarda biyojenik

metan üretiminin ana mekanizmasını oluşturmaktadır (Whiticar, Faber ve Schoell, 1986).

Metan gazı meydana geldikten sonra, yoğunluğundan dolayı yüzeye doğru hareket etme eğilimindedir. Geçirimsiz birimlere rastlaması sonucu kapanılarak gaz rezervuarlarını ya da su ile birleşerek gaz hidratları oluşturur. Geçirimsiz birimler tarafından kapanılmayan metan gazı zayıf zonlardan deniz yüzeyine çıkarak atmosfere karışırlar.

Sığ denizel tortullarda gaz birikimi birkaç nedenden dolayı önem taşımaktadır. Sığ gaz birikimleri, tortullar içerisinde daha derin kısımlarda, çok daha geniş çaplı hidrokarbon oluşumlarının sinyallerini verebilmektedir (Kvenvolden, Vogel ve Gardner, 1982; Okyar ve Ediger, 1999). Ayrıca metan gazı, karbondioksitten (CO₂) yaklaşık 20 kat daha etkin sera etkisi özelliğine sahip olduğundan, deniz tabanından atmosfere olan metan akışı, küresel karbon içeriği ve iklim üzerinde de önemli etkilerde bulunabilmektedir (Hovland ve Judd, 1988; Judd ve diğ., 2002).

Denizel tortullarda serbest gaz varlığı, gaz içeren tortullar ile içermeyen çevre ortam arasındaki akustik direşim farklılığıyla ilişkili olan ve yüksek akustik yansıma ve saçılma sonucu oluşan tipik akustik anomalilere neden olmaktadır (Baraza ve Elcilla, 1996). Akustik anomalilerin bazıları doğrudan, bazıları ise dolaylı olarak gaz birikiminin olduğuna kanıttır (Tablo 3.1).

3.5.2 Körfezdeki gaz birikimi

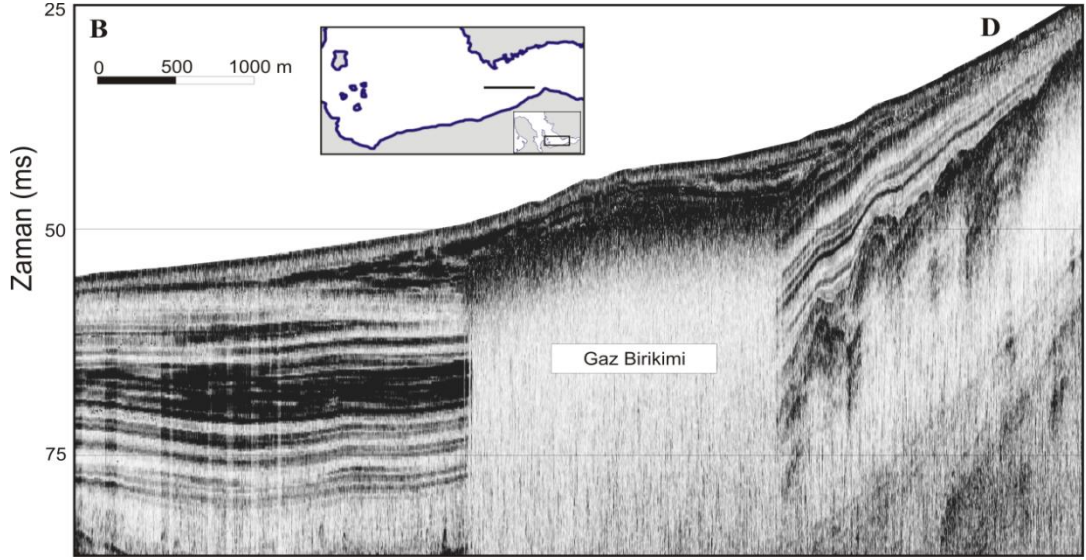
İzmir Körfezi gaz birikimi açısından değerlendirildiğinde, tortul birikim hızının yüksek olduğu bir alan olduğu da göz önüne alınırsa gaz birikimlerinin olabileceği ortadadır. Çalışmada kullanılan yüksek ayrımlı CHIRP mühendislik sismiği verileri 0-100 m arasındaki derinliklerde Tablo 3.1'de bahsedilen, gaz varlığına işaret eden doğrudan veya dolaylı kanıtları ortaya çıkarmak için uygundur.

Tablo 3.1 Gaz birikimine doğrudan ve dolaylı kanıtlar

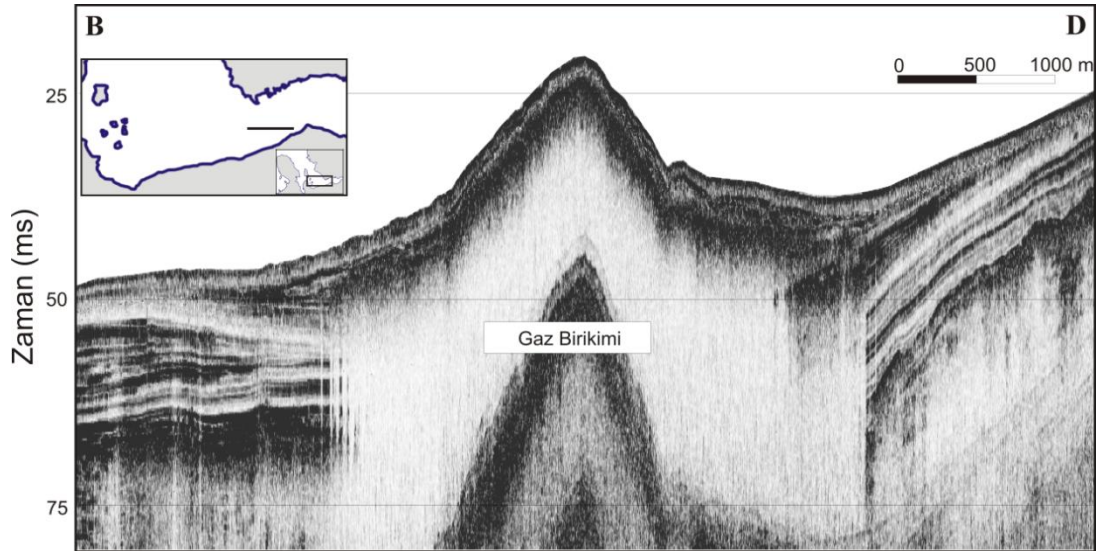
Doğrudan Kanıtlar	
<i>Jeofizik</i>	Akustik türbidite Güçlü yansımalar Sütun şekilli bozulmalar/gaz bacaları Akustik boşluklar
<i>Jeokimya</i>	Petrol sondajı/çamur analizi Taban tortulları analizi Deniz suyu örnekleme
Dolaylı kanıtlar	
<i>Taban morfolojisi</i>	Pockmarklar Deniz tabanı domları Çamur diyapirleri Yüksek yansımali taban tortulları
<i>Sızıntılar</i>	
<i>Metandan türemiş karbonatlar</i>	

Sismik veriler incelendiğinde, deniz tabanının 7-15 m altında “akustik örtü” olarak adlandırılan transparan zonlar görülmektedir. Bu zonlar, sismik profiller üzerinde diğer yansımaları maskeleyen, az çok sürekli bir “akustik boşluk zonu” olarak tanımlanırlar (Dondurur, 2005). Birikimin üst sınırı, düzgün veya hafif eğimli geometriye sahip parçalı yansımalarından oluşmaktadır. Gaz birikimlerinin sismik kesitlerde transparan zonlar halinde görünmesinin sebebi, gaz içeren tortulların akustik enerjiyi soğurmasıdır. Bu soğurma sonucunda akustik sinyal alt seviyelerdeki yansıtıcı yüzeylere ulaşamaz. Birikim zonu kenarlarının, yansımaları dik ve keskin bir şekilde maskelediği göze çarpmaktadır (Şekil 3.46 ve Şekil 3.47). Bu tür sismik görünüm Taylor (1992) tarafından tanımlanan “örtü” veya Hovland ve Judd (1988) tarafından tanımlanan “akustik boşluk veya maskeleme” yapısına karşılık gelmekte olup, bu zonlar yüksek oranda gaz içermektedir. Bu gaz birikimlerinin geneli Gediz Deltası civarında, bir bölümü de dış körfezin kuzeybatısında gözlenmektedir (Şekil 3.48). Gediz deltası civarındaki gaz birikimlerinin biyojenik olma ihtimalinin yüksek olduğu ve oluşumunun karasal delta sedimentlerindeki bakteriyel aktiviteden kaynaklandığı düşünülmektedir. Körfezin kuzeybatısındaki küçük alanlar şeklinde belirlenmiş gaz birikimlerinin kaynağı net olarak belirlenememiştir. Oluşumun

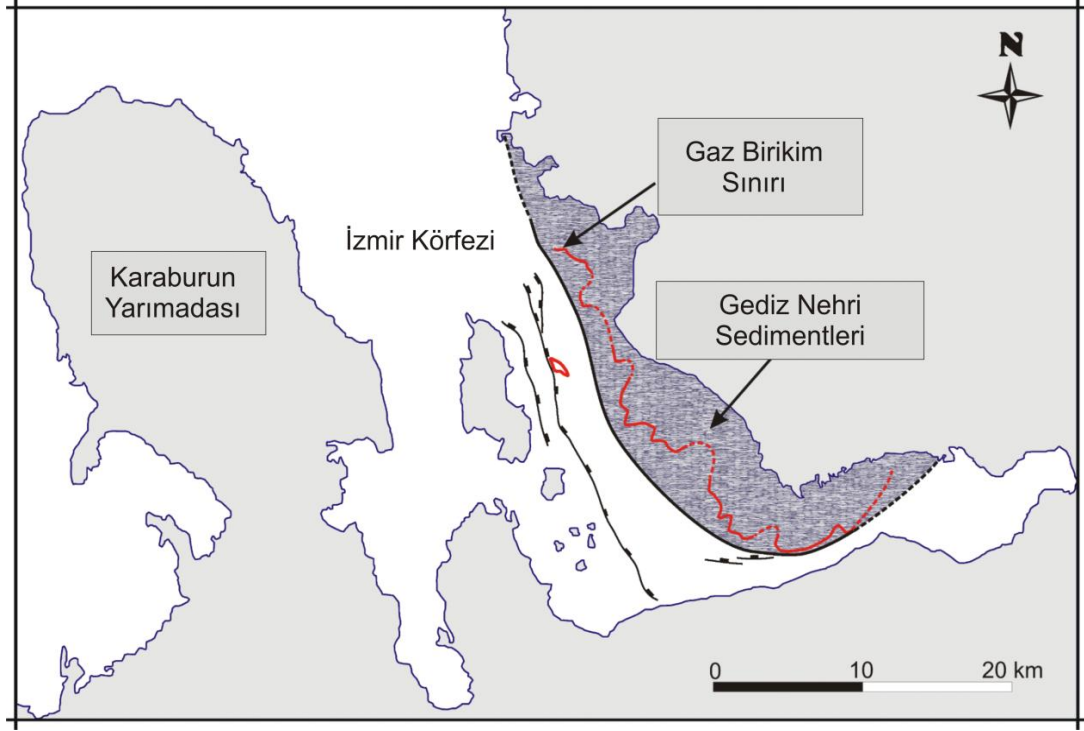
termojenik veya biyojenik olduğu daha derin sismik veriler ışığında dahi gözlenemeyebilir. Çünkü sadece akustik veriden yararlanılarak, akustik anomaliye neden olan gazın, termojenik veya biyojenik kökenli olduğunu belirlemek mümkün değildir. Sismik veri gazın kaynağının belirlenebilmesi için ortamın jeolojik koşulları hakkında ipuçları vermektedir. Gazın kökeninin ne olduğu ancak gaz kromatografi çalışmaları ile anlaşılabilir.



Şekil 3.46 Orta körfezde sismik kesitlerde gözlenen gaz birikimi



Şekil 3.47 Orta körfezde sismik kesitlerde gözlenen gaz birikimi



Şekil 3-48 İzmir körfezinde bulunan gaz birikimlerinin sınırları

3.5.3 Körfezdeki gaz ve sıvı sızıntıları

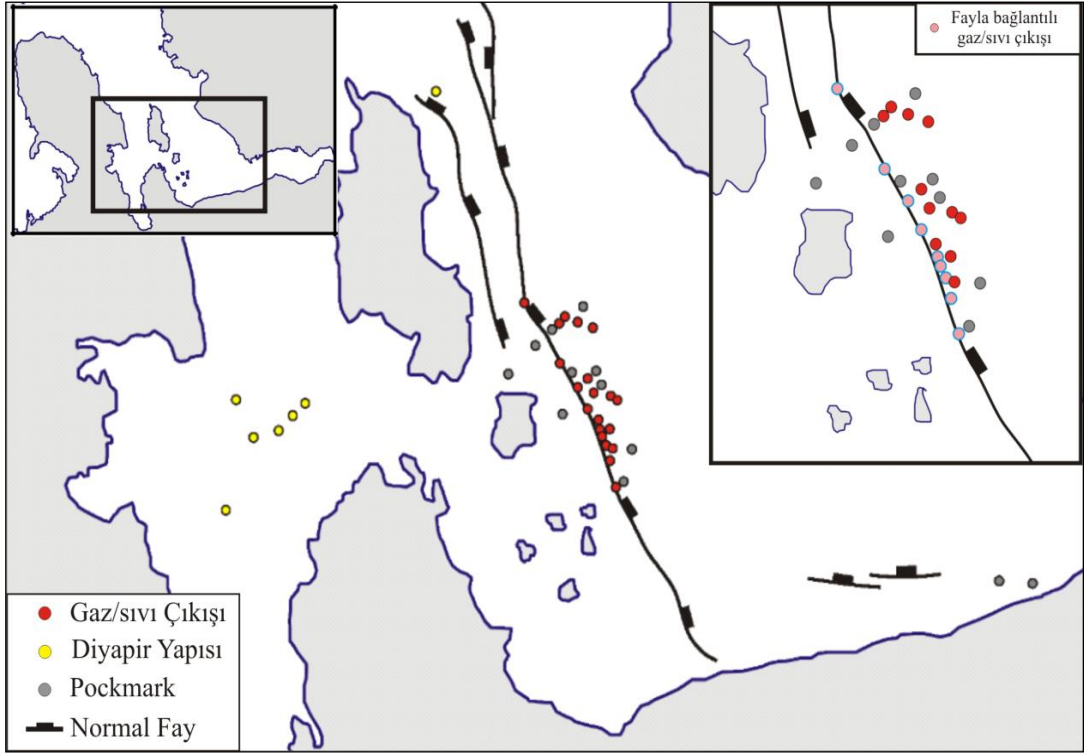
İzmir Körfezi'nin özellikle II ve III numaralı alt bölgelerinde gaz/sıvı çıkışı ve sığ sedimentlerdeki olası gaz birikim yapıları geniş çapta gözlenmektedir. Özellikle Balçova bölgesi ve Gülbahçe körfezinin jeotermal açıdan aktif olduğu göz önünde bulundurularak Gülbahçe körfezi dışında kalan ve özellikle Uzunada'nın doğusu ve II. alanın kuzey kısmında gözlenen anomali oluşumların genellikle "soğuk sızıntı (cold seep)" oldukları düşünülmektedir. Bu anlamda körfezde gözlenen gaz/sıvı birikimi ve sızıntıları ile ilintili oluşumlar aşağıdaki başlıklar altında gruplandırılabilir.

- Sığ gaz birikimleri (genellikle akustik türbidite)
- Gaz/sıvı sızıntıları (cold seeps) ve aktif pockmarklar
- Aktif olmayan soğuk sızıntı zonları
- Çamur diyapirleri

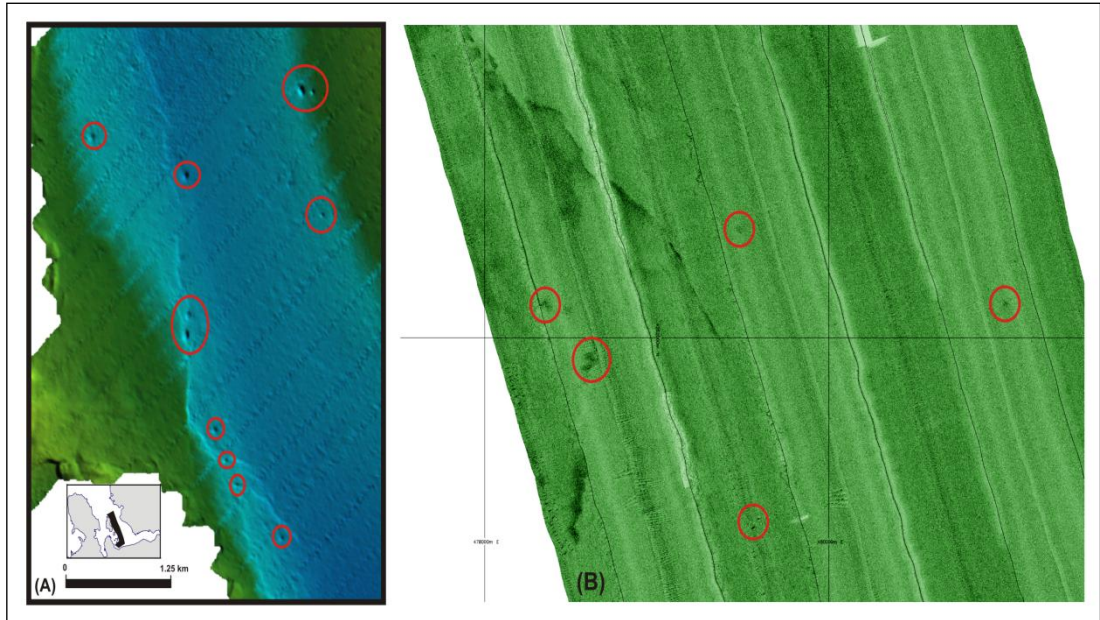
Su kolonunda yükselen gaz kabarcıklarının oluşturduğu “kaynayan su” görüntüsü, gaz ve sıvı çıkışlarının doğrudan kanıtı olup, ikincil belirtiler ise farklı akustik yöntemlerden elde edilmektedir. Deniz tabanına ve su kolonu içerisine gaz ve sıvı kaçıışının belirlenmesinde, yanal tarama sonarı, sığ mühendislik sismiği ve yüksek frekanslı ekosounder sistemleri önemli kanıtlar sunmaktadır (Dondurur, 2005).

Gaz sızıntıları, tortullardaki gazların ve boşluk sıvılarının basınç altında kalması ve faylar, statigrafik tabakalar, çamur diyapirleri gibi geçirgen yollar boyunca deniz tabanına göç etmesi sonucu su kolonuna sızmasıyla meydana gelir. Gaz sızıntılarının yüksek basınç altında, ani ve patlama şeklinde meydana gelmesi sonucu, deniz tabanında krater şekilli çöküntüler oluşur. Bu çöküntülere “pockmark” adı verilmektedir. Pockmarklar gaz/sıvı sızıntılarının belirlenmesi açısından önemli morfolojik yapılardır. Pockmarkların tanımında, akışkanın türü (gaz veya sıvı) veya kaynağı (biyojenik, termojenik, hidrotermal, volkanik veya yer altı suyu) arasında bir ayırım yapılmaz. Bu durum bu morfolojik yapıların her ortam ve şartta oluşabileceğini göstermektedir. Deniz tabanı pockmark yoğunluğu, taban altındaki jeolojiye, akışkan akışına ve deniz tabanı tortullarının doğasına bağlı olarak değişir.

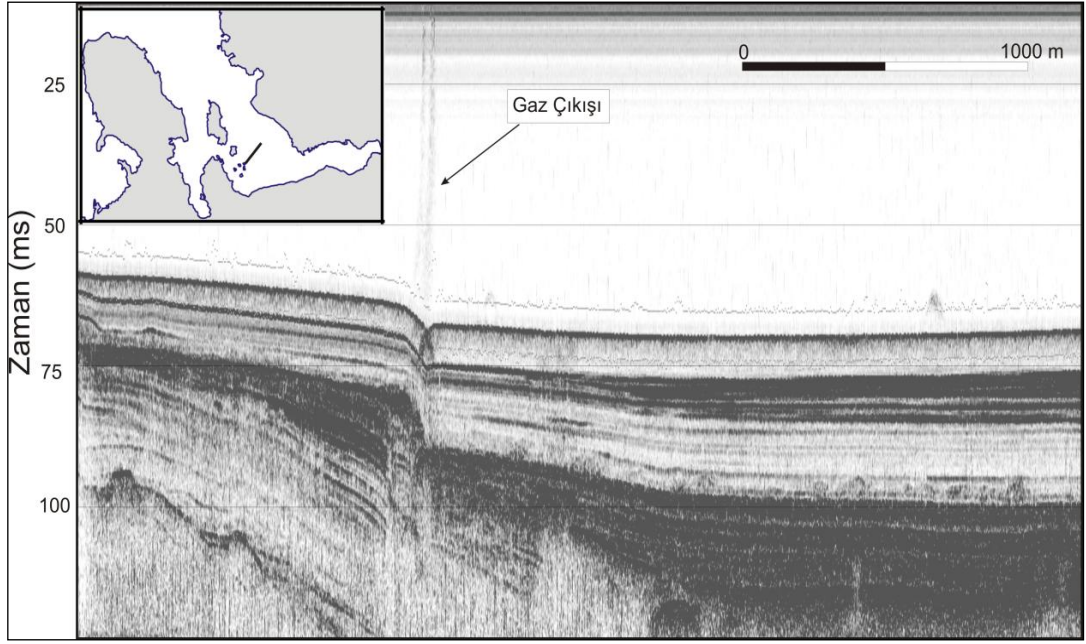
Özellikle İzmir dış körfezinde gaz/sıvı sızıntılarına ve aktif olmayan pockmarklara yoğun olarak rastlanmaktadır. Bu yapıların körfezdeki dağılımı Şekil 3.49 ‘da, pockmarkların yanal tarama sonarı ve batimetri verisindeki görüntüleri Şekil 3.50’de gösterilmiştir. Körfezdeki gaz/sıvı çıkışlarının bir kısmı aktif fayların düzleminde ya da yakınında, bir kısmı da faylarla ilgili olmayan bölgelerde yer almaktadır. Gaz/sıvı çıkışının fay düzlemlerinde gözlenmesi, fayların gaz/sıvı kaçıış için çok uygun bir kaçış yolu olduğunu göstermektedir. Gaz/sıvı çıkışlarının bulunduğu alanlardaki akustik veriler, sızıntıların olduğu yerlerde herhangi bir gaz rezervuarı göstermemekte yani gazın kaynağı akustik veride görülmemektedir. Bu sızıntıların daha derin gaz birikimlerine bir işaret olabileceği de göz ardı edilmemelidir(Şekil 3.51 ve Şekil 3.52).



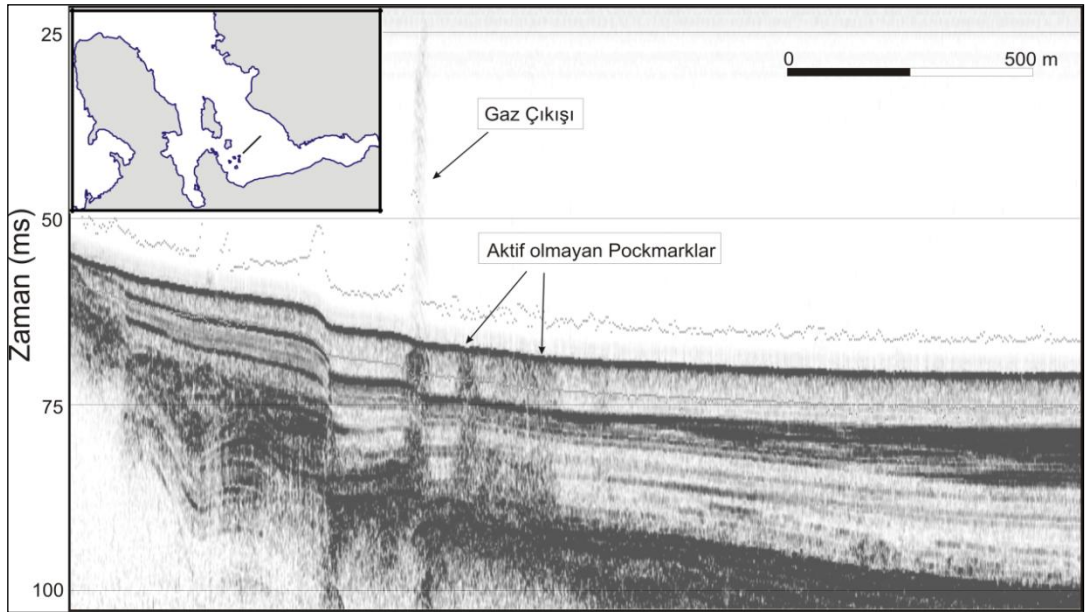
Şekil 3.49 Gaz/sıvı çıkışları, diyapir ve pockmark yapılarının körfezdeki dağılımı



Şekil 3.50 Dış körfezdeki pockmark yapılarının batimetri ve yanıl tarama sonarındaki görünümü



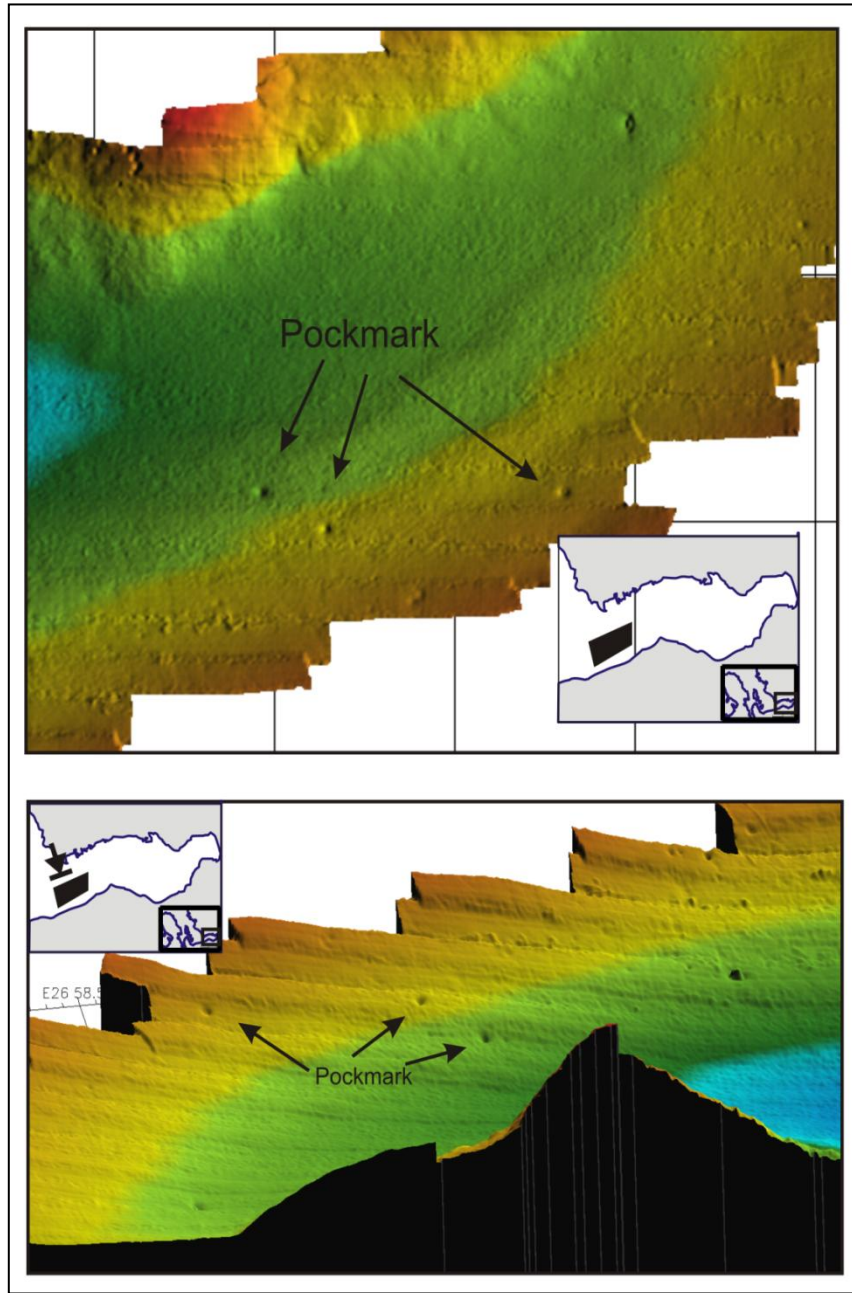
Şekil 3.51 İzmir dış körfezindeki gaz/sıvı çıkışına örnek bir CHIRP verisi



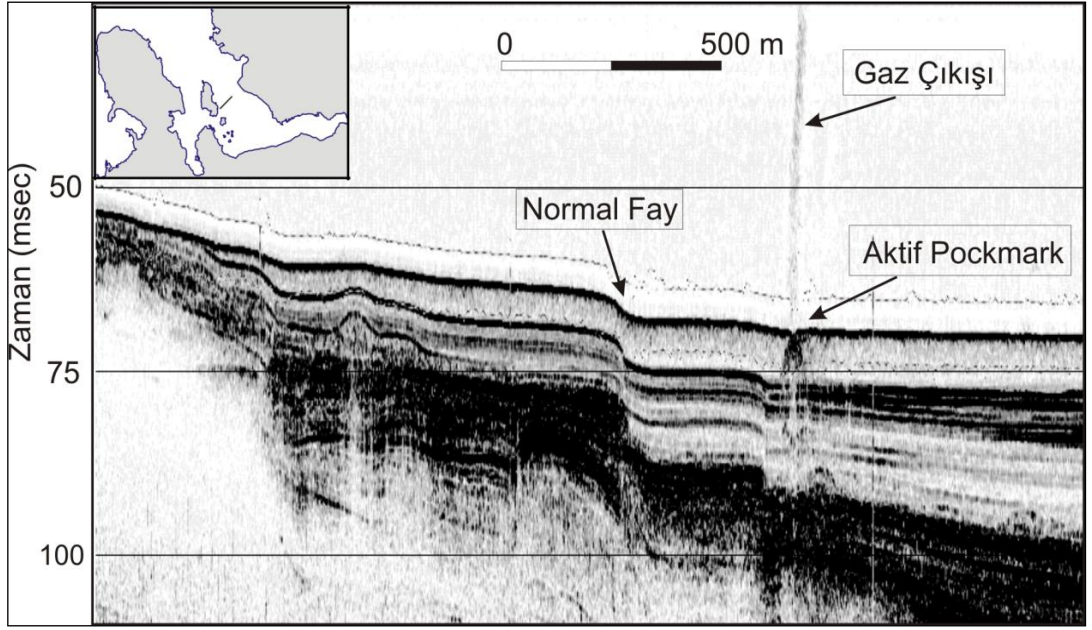
Şekil 3.52 İzmir dış körfezindeki gaz/sıvı çıkışları ve aktif olmayan pockmarklar

Çok ışınlı ekosounder verileri ile morfolojinin incelenmesi sırasında birçok alanda göze çarpan pockmark yapıları orta körfezde yoğun olarak görülmektedir (Şekil 3.53). Sismik kesitlere bakıldığında sadece bir adet aktif pockmark gözlenmekte (Şekil 3.54), pockmarkların genelinde gaz/sıvı çıkışı olmadığı yani aktif özelliklerini yitirdikleri görülmektedir (Şekil 3.55). Gaz/sıvı çıkışının aktif olduğu bölgelere çok

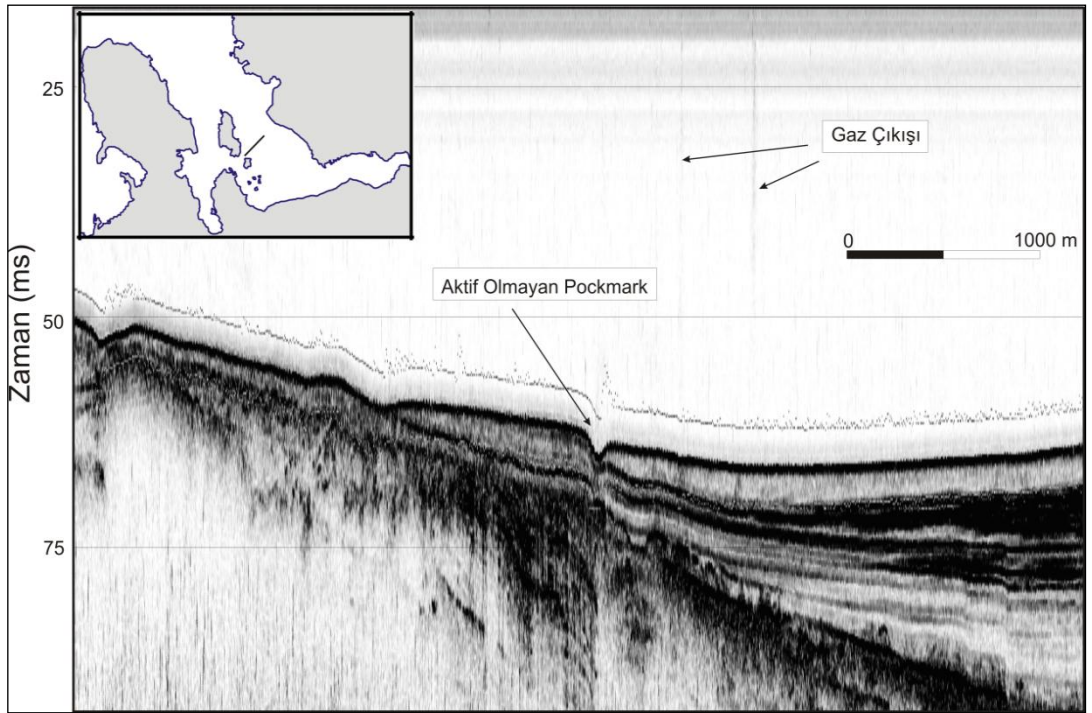
yakın olarak oluşmuş ve geçmiş aktiviteleri ile ilgili herhangi bir kanıt olmayan bu yapıların, geçmişteki gaz/sıvı sızıntılarının kalıntısı olduğu düşünülmektedir (Şekil 3.56). Depremlerden önce ve sonra aktif olabilen ve deprem sırasında yüksek oranda gaz çıkışını sağlayan pockmarkların, körfezdeki sıvı/gaz akışının deprem aktivitesi ile yakın ilişkisi olabilir. Körfezdeki pockmarkların ve gaz/sıvı çıkışlarının sürekli olarak izlenebilmesi durumunda deprem aktivitesinin ön kestiriminde yardımcı olacağı düşünülmektedir.



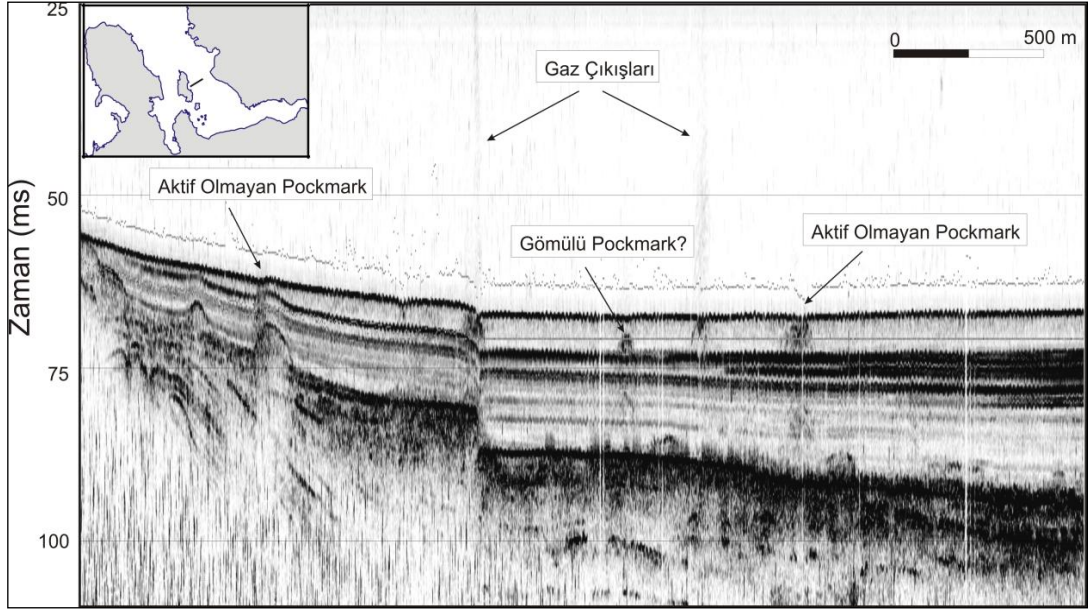
Şekil 3.53 İzmir Orta körfezine ait batimetri verisinde görünen pockmarklar



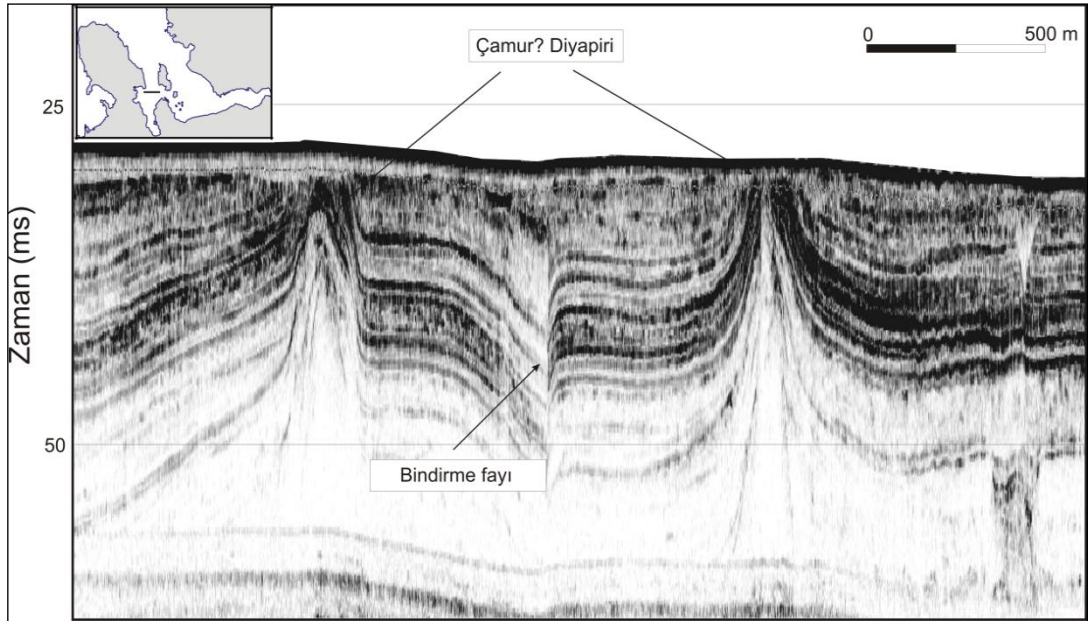
Şekil 3.54 İzmir dış körfezinde gözlenen aktif pockmark



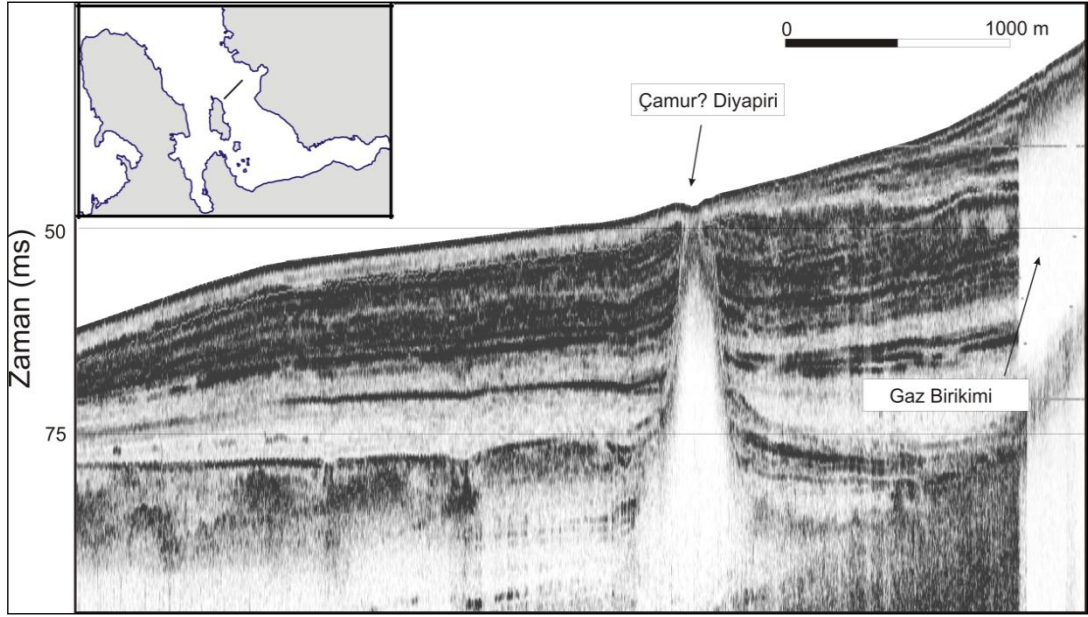
Şekil 3.55 İzmir dış körfezinde gözlenen aktif olmayan pockmarklar ve bu yapılara yakın gaz çıkışları



Şekil 3.56 Dış körfezin kuzeyinde gözlenen gömülü pockmarklar ve etrafındaki gaz çıkışları



Şekil 3.57 Gülbahçe körfezindeki diyapirik yapılar

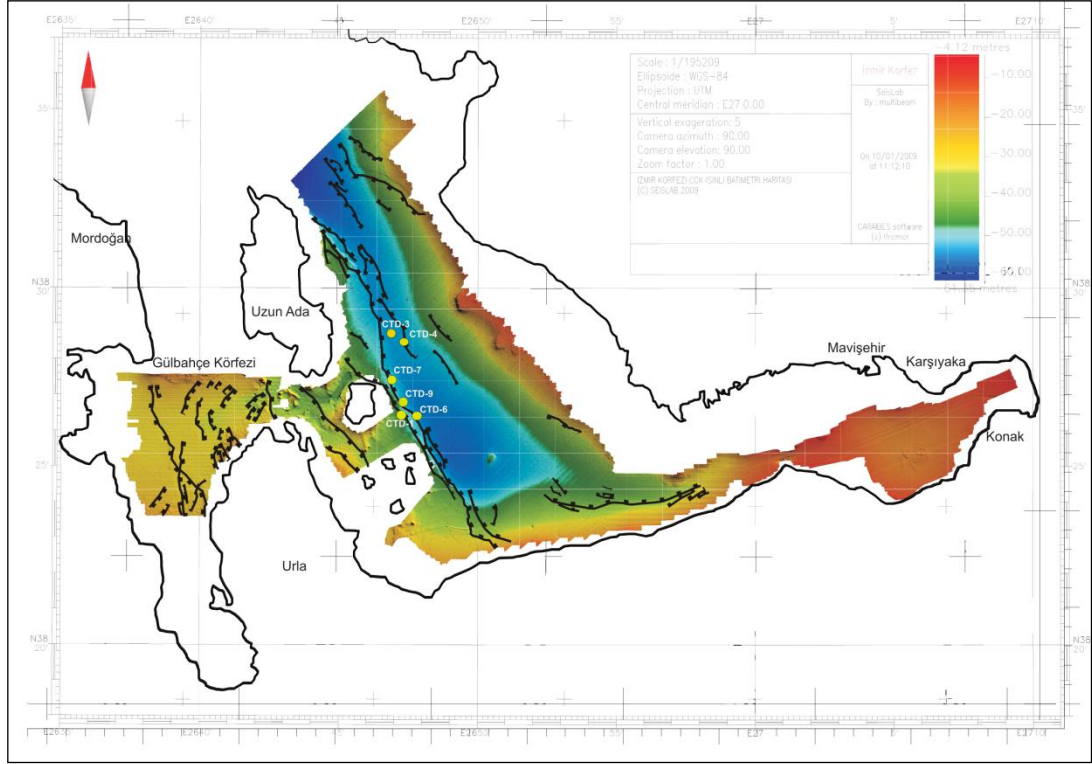


3.58 İzmir dış körfezinin kuzeyindeki çamur diyapiri olduğu düşünülen yapı

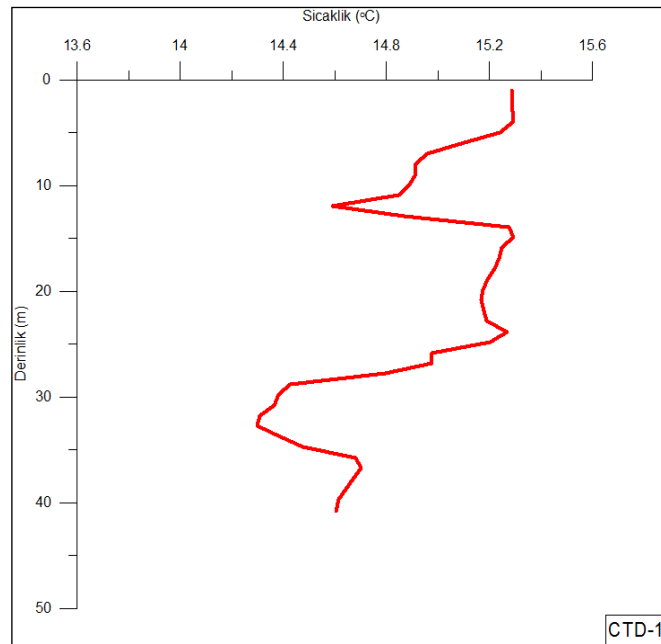
Körfeze ait kesitlerin bazı bölgelerinde, saydam zonlar şeklinde diyapire benzeyen yapılar gözlenmektedir (Şekil 3.57 ve Şekil 3.58). Bu yapılar, sıkışma kuvvetlerinin etkisi altında plastik tortul malzemelerin, üstteki tortul malzemeleri bölmesi ve yukarı doğru bükmesi sonucu meydana gelmektedirler. Yüksek basınç altında meydana gelen bu yapılar, yüzeye ulaştıkları takdirde gaz/sıvı çıkışına uygun bir yapı olmaktadır. Dış körfezde ve Uzunada'nın batısında bulunan sıkışma kuvvetleri etkisindeki Gülbahçe Körfezi'nde gözlenen bu diyapirik yapıların, gaz ve/veya sıvı akışının sağlandığı çamur diyapirleri olabileceği düşünülmüştür (Dondurur ve diğ., 2008).

Bunların yanı sıra, "Ses Hızı Ölçer (CTD)" verileri kullanılarak bölgedeki sıcak sıvı/gaz çıkışının varlığı araştırılmıştır. CTD lokasyonları, fay ve batimetri haritasının üstüne konmuş ve CTD verilerinden yola çıkarak derinliğe bağlı sıcaklık eğrileri çizilmiştir (Şekil 3.59). Buna göre, CTD-1, CTD-6 ve CTD-9 derinlik-sıcaklık eğrilerinde yüksek sıcaklık değerlerine rastlanmıştır, dolayısıyla bu noktalarda jeotermal kaynaklı sıvı/gaz çıkışının varlığı düşünülmüştür (Şekil 3.60, 3.61, 3.62). Önceki paragraflarda değinildiği gibi faylar sıvı/gaz çıkışları için elverişli ortamlar yaratmaktadır. CTD lokasyonları, fay haritası ile

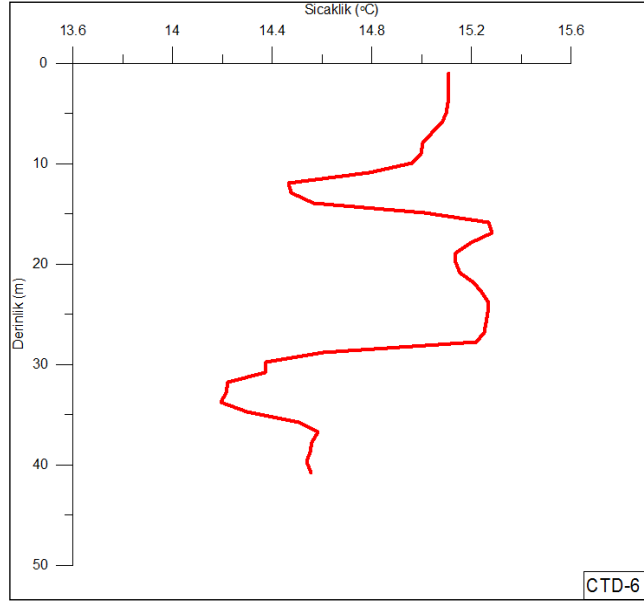
karşılaştırıldığında sıcaklık artışı olan noktaların fay kırıkları üstünde olması, bu noktalarda sıvı/gaz çıkışının olduğu düşüncesini kuvvetlendirmiştir.



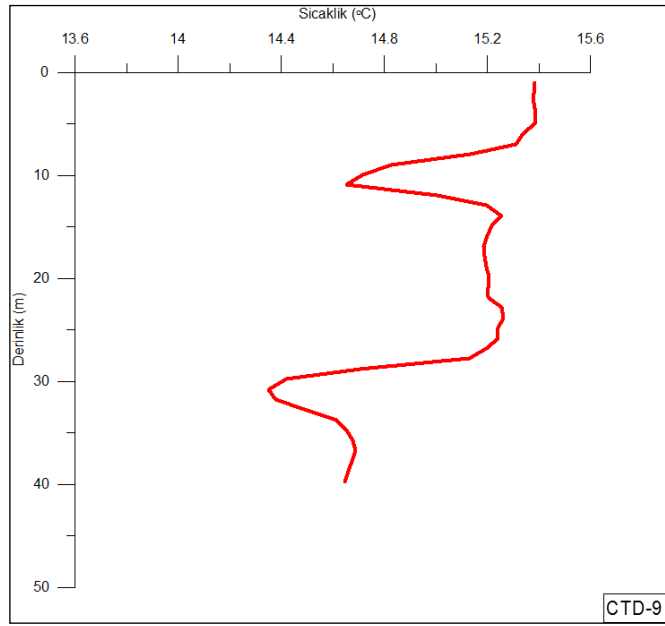
Şekil 3.59 Körfez'deki CTD lokasyonları ve bu lokasyonların faylara göre konumu



Şekil 3.60 CTD-1 noktasına ait sıcaklık grafiği



Şekil 3.61: CTD-6 noktasına ait sıcaklık grafiği



Şekil 3.62 CTD-9 noktasına ait sıcaklık grafiği

BÖLÜM DÖRT

SONUÇ VE ÖNERİLER

Bu çalışmada, İzmir Körfezi'nin çok ışınlı üç boyutlu batimetri haritası hazırlanmış ayrıca yüksek ayrımlı akustik verilerden yararlanılarak körfezin sedimentolojik, aktif tektonik ve gaz yapıları ile ilgili özellikleri incelenmiştir.

Körfezin morfolojisinin incelenmesi amacıyla hazırlanan batimetri haritası çok ışınlı ekosounder sistemi kullanılarak hazırlanmıştır. Körfezin iç körfezden dış körfeze doğru derinleştiği, bazı bölgelerde düz, bazı bölgelerde karmaşık bir morfolojiye sahip olduğu gözlenmiş ve bunların yapay ya da doğal kaynaklı olup olmadıkları veriler ışığında açıklanmaya çalışılmıştır. İç körfezdeki navigasyon kanalı ve gemi çapa izleri, iç ve dış körfezde bulunan dökü alanları, Yenikale Geçidi'ndeki gemi batıkları körfezdeki insan kaynaklı yapıları oluşturmaktadır. Gemi çapalarının iç körfezde derin izler bıraktığı ve geniş alanlara yayıldığı gözlenmiştir. Bu yapıların, iç körfezde bulunan boru ve kablo hatlarına olası zararları araştırılmalı ve yeni mühendislik yapılarının planlanması aşamasında bu durum göz önünde bulundurulmalıdır. Gemilerin Alsancak Limanı'na yanaşması amacı ile açılmış navigasyon kanalının, belirli zaman aralıklarında çok ışınlı ekosounder ölçümleri ile kontrol edilmesi (monitoring), zaman içerisinde sedimentasyona bağlı deniz derinliği değişimi ile olabilecek kazaların önlenmesine olanak sağlayabilir. Göztepe ve Hekim adası dökü alanlarında geniş alanlara yayılmış olan ağır metal bileşenlerinin, körfezin biyolojik ve kimyasal yapısına olumsuz etkileri ve çözüm yolları araştırılmalıdır. Yenikale Geçidi, körfeze gemi giriş-çıkışını sağlayan tek geçittir. Gediz nehrinin taşıdığı tortullardan dolayı oldukça daralan geçit, batimetri haritasında görünen 2 gemi batığından dolayı sığlaşmıştır. Batıkların bulunduğu alanın herhangi bir sebepten dolayı sığlaşması (bir gemi daha batması, malzeme birikimi vs.) durumunda körfez giriş-çıkışa kapalı duruma gelecektir. Bu durum Ege Bölgesi'nin en aktif limanına sahip olan İzmir Körfezi için her açıdan olumsuz bir durumdur. Bu yüzden Yenikale Geçidi'nde derinleştirme çalışmaları yapılmalı veya gemi batıkları deniz tabanından kaldırılmalıdır.

Körfezdeki doğal morfolojik değişimlerin sebepleri tektonik, morfolojik ya da gaz yapılarından kaynaklanmaktadır. Tez kapsamında yararlanılan yüksek ayrımlı sismik veriler körfezde birçok aktif fayın varlığına işaret etmektedir. Bu aktif faylar, 100-150 m arasında değişen hat aralıkları ile toplanan sığ sismik verilerinden yararlanılarak haritalanmıştır. Sismik verilerin sığ olmasından dolayı fayların bileşenleri net olarak görünmemekte fakat normal fay bileşenlerinin baskın olduğu gözlenmektedir. Dış körfezde KKB-GGD, orta körfezde ise D-B doğrultulu normal fayların dış körfezde batıya, orta körfezde güneye doğru gençleştiği ve ilerlediği gözlenmiştir. GPS vektörleri ile karşılaştırıldıktan sonra bu ilerlemelerin körfezin oluşumu ile doğrudan bağlantılı olduğu ve körfezin rotasyonel açılma sonucu meydana geldiği ayrıca bu açılmanın devam ettiği düşünülmektedir.

İzmir Körfezi'nin sedimanter yapısı incelendiğinde, körfeze dökülen Gediz Nehri tortullarının etkisi ortadadır. Çok ışınli batimetri ve yüksek ayrımlı sismik verilerde, orta ve dış körfezin kuzeydoğusunun bir prodelta (delta önü) olduğu görülmüş ve bu prodeltanın topset ve forset bölgeleri belirlenmiştir. Ayrıca sismik kesitlerde gözlenen erozyonal yüzeyin son buzul çağına (son 18.000 yıl) ait olduğu düşünülerek, geç Pleistosen dönemine ait paleo-batimetri haritası çıkarılmıştır. Bu harita geç Pleistosen'den günümüze batimetri değişimini ortaya koymuş ve üstündeki tortulların birikim hızı ile ilgili bilgiler vermiştir. Tortul birikim miktarının araştırılması amacı ile Holosen, Geç-Pleistosen arası kalınlık haritası çıkarılarak, birikimlerin yoğun olduğu bölgeler ve bu bölgelerin yıllık tortul birikimi hesaplanmıştır. Bu veriler ışığında dış ve orta körfezdeki tortul kalınlığı 5-50 m arasında gözlenmiş, Gediz deltasına yakın bölgelerde ise bu kalınlığın 80-90 m arasında olduğu tahmin edilmiştir. Bu veriler ışığında KD kıyısında 2,5-4 mm/yıl, Orta basende 0,8-1,7 mm/yıl ve GB kıyısında ise 0,5-0,2 mm/yıl görünür sedimantasyon hızı hesaplanmıştır. Gemi draftından dolayı veri toplanamayan sığ kısımlarda yapılacak batimetri, yüksek ayrımlı sismik veri toplanması, karot alma ve kimyasal örnekleme gibi çalışmalar, körfezin sedimanter yapısının daha kapsamlı açıklanmasına olanak sağlayacaktır.

İzmir Körfezi sedimantolojik özellikleri açısından sıg gaz birikimine elverişli bir ortamdır. Körfezdeki sıg gaz birikimleri, sıg sismik kesitlerinde akustik örtü şeklinde geniş alanlara yayılmış halde görülmektedir. Bu gaz birikimlerinin bir kısmı Gediz nehri tortullarının etkisi altında olan bölgelerde, bir kısmı da dış körfezin kuzeybatısında kümelenmiştir. Gediz Deltası sınırlarında 7-15 m derinliklerde gözlenen birikimlerin, delta kıyılarında sıkça rastlanan biyojenik kaynaklı gaz birikimleri olduğu düşünülmüştür. Dış körfezin kuzeybatısındaki birikimlerin ise kaynağı hakkında bir yorum yapılamamaktadır. Metan gazı olduğu düşünülen bu birikimlerinin olduğu alanlarda gaz kromatografi çalışmaları yapılmalı ve ekonomik olup olmadığı araştırılmalıdır.

Çalışmada birçok noktada aktif veya pasif pockmark yapılarına rastlanmıştır. Bu yapılar sıvı/gaz çıkışının aktif olduğunu gösteren yapılar olup genellikle derinlerdeki gaz birikimine işaret ettikleri bilinmektedir. Gaz/sıvı çıkışlarının fay düzlemlerinde veya yakınlarında meydana gelmesi bunların potansiyel bir jeotermal alan olabileceğini de göstermektedir. Günümüzde ısınma amacıyla kullanılan, ekonomik, temiz ve geri dönüşüm özelliğine sahip bir enerji çeşidi olan jeotermal geleceğin önemli yer altı kaynakları arasında gösterilmektedir. Körfezdeki gaz/sıvı çıkışları jeotermal açıdan araştırılmalı ve bu yapılardan ekonomik olarak yararlanmaya çalışılmalıdır.

Ayrıca depremlerden önce ve sonra aktif olabilen ve deprem sırasında yüksek oranda gaz çıkışını sağlayan pockmarklar ile körfezdeki sıvı/gaz akışının deprem aktivitesi açısından yakın ilişkili olduğu bilinmektedir. Sürekli deniz tabanı gözlemleri, metan gazı ölçümleri ve belli zaman aralıkları ile toplanacak sismik veriler ışığında deprem ön kesitirimi ile ilgili önemli bilgilere ulaşılabileceği düşünülmektedir.

Bu çalışmanın, İzmir Körfezi'nde yapılacak olası sondaj, boru ve kablo hatları, marina gibi mühendislik yapılarının konumlandırılması ve güvenliği açısından gelecekte yapılacak çalışmalara ışık tutacağı düşünülmektedir.

KAYNAKLAR

- Aksu, A.E. ve Piper, D.J.W., (1983). Progradation of late Quaternary Gediz delta, Turkey. *Marine Geology*, (54), 1-25.
- Aksu, A.E., Piper, D.J.W. ve Konuk, T., (1987). Late Quaternary tectonic and Sedimentary history of outer İzmir and Çandarlı bays, western Turkey. *Marine Geophysics*, (76), 89-104.
- Aksu, A.E., Konuk, T., Uluğ, A., Duman, M., Piper, D.J.W., (1990). Quaternary tectonic and sedimentary history of Eastern Aegean Sea shelf area. *Geophysics*, (4), 3-35.
- Ambraseys, N. N. ve Finkel, C. F., (1995). *The seismicity of Turkey and adjacent areas; A historical review, 1500-1800*. Eren Yayınları, İstanbul.
- Arpat, E. ve Şaroğlu, F., (1975). Türkiye'deki bazı önemli genç tektonik olaylar. *Bull. Geol. Soc, Turkey*, (18), 91-101.
- Baraza, J. ve Ercilla, G., (1996). Gas-charged sediments and large pockmark-like feature on the gulf of Cadiz slope (SW Spain). *Marine and Petroleum Geology*, (13), 253-261.
- Başoğlu, Ş., (1975). İzmir iç körfezi hidrografisi ve sedimantolojisi. *Ege Üniversitesi Fen Fakültesi, İzmir Doktora Tezi*.
- Başoğlu, Ş., (1980). Melez deltası ve İzmir iç körfezi-körfezbaşı bölgesi Holosen sedimantolojisi. *Ege Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve Teknolojileri Enstitüsü, İzmir. Doktora Tezi*.
- Bozbay, E., Kozan, A.T., Biran, A. ve Ögdüm, F. (1986). Küçük Menderes havzasının (batı ve orta bölümü) jeomorfolojisi. *MTA Raporu 80008, Ankara*.

- Bozkurt, E., ve Park, R.G., (1994), Southern Menderes Massif: an incipient metamorphic core complex in western Anatolia, Turkey. *J. Geol. Soc. London*, (151), 213-216.
- Bozkurt, E., ve Park, R.G., (1997). Evolution of a mid-Tertiary extensional shear zone in the southern Menderes massif, western Turkey. *Bull. Soc. Geol. France*, (168), 3-14.
- Childs, C., Nicol, A., Walsh, J.J., Watterson, J, (2003). The growth and propagation of synsedimentary faults. *Journal of Structural Geology*, (25), 663-648.
- Çifçi, G., Dondurur,D., Okay,S. (2005), *Yüksek ayrımlı deniz jeofiziği yöntemleri*, Jeofizik Mühendisleri Odası
- Coleman, J.M. ve Roberts, H.H., (1988). Deltaic coastal wetlands (Eds.: Van der Linden,W.J.M., Cloeting, S.A.P.L., Kaasschieter, J.P.K., Vanderberghe, J., Van der Graaf, W.J.E. ve Van der Gun, J.A.M.) *Coastal Lowlands Geology and Geotechnology*, (1-24). Dordrecht: Kluwer Acad. Pub.
- Çetiner, L. (1999). Jeotermal sahalarda önerilen işletme stratejileri ve reenjeksiyon kavramı. *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA)*, (basılmamış rapor).
- Dondurur, D., (2005). Doğu Karadeniz’de gaza doymuş tortullar ve bunların sismik ve sonar verileri ile araştırılması. *Dokuz Eylül Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, İzmir*. Doktora Tezi.
- Dondurur, D., Coşkun, S., Sarıtaş, H., Çifçi, G., Ergün, M., (2008), Possible BSR reflections on high resolution multichannel seismic reflection profiles from western Black Sea Continental Slope. *9th International Conference on Gas in marine Sediments*. Bremen, Germany.

- DSI, (1971). İzmir Projesi : Su temini masterplanı ve fizibilite raporu, c. 1, Şubat 1971, İzmir.
- Ekiz, T., (2004). İzmir'in deprem kaynak özellikleri ve sismolojik anlamı. *Dokuz Eylül Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, İzmir*. Yüksek Lisans Tezi.
- Emre, Ö., Özalp, S., Doğan, A., Yıldırım, C., Göktaş, F. ve Özaksoy, V. (2003). İzmir çevresinin güncel tektoniği ve diri fayları projesi ön değerlendirme sonuçları. *MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi, Ankara*.
- Emre, Ö., Barka, A., 2000. Active faults between Gediz Graben and Aegean Sea (İzmir Region). *BAD SEM 2000 Sempozyumu, İzmir*.
- Erdik, M., Barka, A., Ansal, A., Aydınoglu, N., Yüzügüllü, Ö., Işıkara, A.M., Avcı, J., Özel, O., Biro, Y. ve Birgören, G., (1999) İzmir Büyükşehir deprem master planı; Final raporu. *Boğaziçi Üniversitesi, İstanbul*.
- Erdoğan, B., (1990). İzmir-Ankara Zonu'nun İzmir ile Seferihisar arasındaki bölgede stratigrafik özellikleri ve tektonik evrimi. *TPJD Bülteni, (2), 1-20*.
- Ergin, K., Güçlü, Ü. ve Uz, Z., (1967). Türkiye ve civarının deprem kataloğu. *Arz Fiziği Enstitüsü Yayınları, no:24, İstanbul Üniversitesi, Maden Fakültesi, İstanbul*.
- Eyidoğan, H., Güçlü, U., Utku, Z. ve Değirmenci, E., (1991). *Türkiye Büyük Depremleri Makro-Sismik rehberi (1900-1988)*. İTÜ Maden Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, İstanbul.
- Flemming, N.C., (1972). Eustatic and tectonics factors in the relative displacement of the Aegean coast. D.J. Stanley, (Ed.), *The Mediterranean Sea: A Natural Sedimentation Laboratory içinde (189-201)*. Dowden, Hutchinson and Ross Inc. Stroudsboung.

Garcia-Garcia, A., Vilas, F. ve Garcia-Gill, S., (1999). A seeping sea-floor in a Ria environment: Ria de Vigo (NW Spain). *Environmental Geology*, (38), 296-300.

Genç, C., Altunkaynak, Ş., Karacık, Z., Yazman, M., Yılmaz, Y., (2001). The Çubukludağ graben, south of İzmir: tectonic significance in the Neogene geological evolution of the Western Anatolia. *Geodynamica Acta*, (14), 1-12.

Günay, İ.C., (1998). Batı Anadolu-Ege Denizi neotektoniğinin jeofizik yöntemlerle incelenmesi (İzmir Körfezi örneğinde). *Dokuz Eylül Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve Teknolojileri Enstitüsü, İzmir*. Doktora Tezi.

Hellequin, L., Boucher, J.M. ve Lurton, X., (2003). Processing of high-frequency multibeam echo sounder data for seafloor characterization. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, (28), 1-12.

Hetzl, R., Ring, U., Akal, C., ve Troesch, M., (1995). Miocene NNE-directed extensional unroofing in the Menderes massif, southern Turkey. *J. Geol. Soc. London*, (152), 639-654.

Hovland, M., Judd, A.G. ve Burke, R.A., (1993). The global production of methane from shallow submarine sources. *Chemosphere*, (26), 559-578.

Hovland, M. ve Judd, A.G., (1988). *Seabed pockmarks and seepages, impact on geology, biology and marine environment*. London, Graham&Trotman.

İDSDMP : İzmir Deprem Senaryosu Deprem Master Planı,
<http://www.izmirbld.gov.tr/izmirrapor.htm>.

İnci, U., Sözbilir, H., Sümer, Ö. ve Erkül, F., (2003). Urla-Balıkesir arası depremlerin nedeni fosil bir fay. *Cumhuriyet Bilim ve Teknik Derigisi*, 21 Haziran 2003. 7-8.

- Jones, E.J.W., (1999). *Marine Geophysics*, (466). John Wiley & Sons Inc.
- Judd, A.G. ve Sim, R., (1998). Shallow gas migration mechanisms in deep water sediments. In D.A. Ardu, R. Hobbs, M. Horsnell, R. Jardine, D. Long & J. Sommerville (Eds.). *Offshore Site Investigation and Foundation Behaviour: New Frontiers* (163-174). Society of Underwater Technology, London.
- Judd, A.G., (2000). Geological source of methane. In K. Mak (Ed.). *Athmospheric Methane: Its Role in the Global Environment* (280-303). Berlin: Springer.
- Judd, A.G., Hovland, M., Dimitrov, L.I., Garcia-Gill, S. ve Jukes, V., (2002). The geological methane budget at Continental Margins and its influence on climate change. *Geofluids*, (2), 109-126.
- Kaplan, E. D. (Ed.). (1996). *Understanding GPS: principles and applications*. Boston: Artech House.
- Kaya, O., (1981). Miocene reference section for the coastal parts of west Anatolia. *Newsletters on Stratigraphy*, (10), 164– 191.
- Kaya, O., (1979). Ortadoğu Ege çöküntüsünün (Neojen) stratigrafisi ve tektoniği. *Türk. Jeol. Kurultayı Bülteni*, (22), 35-58.
- Keçeci, H., (1999). İzmir Körfezi'nin jeotermal potansiyelinin araştırılması. *Dokuz Eylül Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve Teknolojileri Enstitüsü, İzmir*. Yüksek Lisans Tezi.
- Kelley, J.T., Dickson, S.M., Belknap, D.F., Bernhardt, W.A. ve Henderson, M., (1994). Giant sea-bed pockmarks: evidence for gas escape from Belfast Bay. *Marine geology*, (22), 59-62.

- Ketin, İ., (1969). Türkiye'nin genel tektonik durumu ile başlıca deprem bölgeleri arasındaki ilişkiler, *MTA Enst. Derg.*, (71), 129-134.
- Koçyiğit, A., Yusufoglu, H., ve Bozkurt, E., (1999). Evidence from the Gediz graben for episodic two-stage extension in western Turkey. *J. Geol. Soc. London*, (156), 605-616.
- Kvenvolden, K.A., Vogel, T.M. ve Gardner, J.V., (1981). Geochemical prospecting for hydrocarbons in the outer continental shelf, southern Bering Sea, Alaska. *Journal of Geochemical Exploration*, (14), 209-219.
- Lowe, J.J. ve Walker, M.J.C., (1997). *Reconstructing Quaternary environments*. London: Longman Yayınları.
- Maestro, A., Barnolas, A., Somoza, L., Lowrie, A. ve Lawton, T., (2002), Geometry and structure associated to gas-charged sediments and recent growth faults in the Ebro Delta (Spain). *Marine Geology*, (186), 351-368.
- Mazel, C., (1985). *Side Scan Sonar Training Manual*. Klein Assoc. Inc.
- Ocakoğlu, N., Demirbağ, E., Güney, A., Ecevitoglu, B., Kuşçu, İ., Karagöz, S. ve Göçmen, C., (1996). First results from the multichannel seismic reflection study in the İzmir Bay. *Second Balkan Geophysical Congress and Exhibition*, 20-21.
- Ocakoğlu, N., Demirbağ, E. ve Kuşçu, İ., (2004). Neotectonic Structures in the area offshore of Alaçatı, Doğanbey and Kuşadası (western Turkey): evidence of strike-slip faulting in the Aegean extensional province. *Tectonophysics*, (391). 67-83.
- Ocakoğlu, N., Demirbağ, E., Kuşçu, İ., (2005). Neotectonic structures in İzmir Gulf and surrounding regions (western Turkey): Evidences of strike-slip faulting with compression in the Aegean extensional regime, *Marine Geology*, (219), 155-171.

- Okyar, M. ve Edinger, V., (1999). Seismic evidence of shallow gas in the sediment on the shelf of Trabzon, Southern Black Sea. *Cont. Shelf Res.*, (19), 575-587.
- Orton, G.J. ve Reading, H.G., (1993). Variability of deltaic processes in terms of sediment supply with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, (40), 475-512.
- Önder, Ş., (2002). İzmir ve Sığacık Körfezleri'nin aktif faylarının sismik yöntemlerle araştırılması ve sismolojik verilerle denetlenmesi. *Dokuz Eylül Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve Teknolojileri Enstitüsü, İzmir*. Yüksek Lisans Tezi.
- Parkinson, B.W. ve Spilker, J.J.Jr. (Ed.). (1996). *Global Positioning System: theory and Applications*. Washington, DC: Amercak Institute of Aeronautics.
- Pickrill, D.J.W., (1993). Shallow seismic stratigraphy and pockmarks of a hydrothermally influenced lake, Lake Rotoiti, New Zeland. *Sedimentology*, (40), 813-828.
- Reilinger, R., Mc Clusky, S., Oral, B., King, R., Toksöz, M., Barka, A., Kınık, İ., Lenk, O. ve Şanlı, F. (1997). GPS Measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone. *C. Jeophys. Res.*, (102), 9983-9999.
- Rice, D.D. ve Claypool, G.E., (1981). Generation, accumulation and resource potential of biogenic gas. *AAPG Bulletin*, (65), 5-25.
- Schoell, M., (1988). Multiple origins of methane in the world. *Chem. Geol.*, (71), 1-10.
- Seeber, G. (Ed.). (1993). *Satellite Geodesy: Foundation, Methods, and Applications*. New York: Walter de Gruyter.

- Seyitoğlu, G., ve Scott, B.C., (1991). Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey. *Geological Magazine*, (128), 155-166.
- Seyitoğlu, G., Scott, B.C., ve Rundle, C.C., (1992). Timing of Cenozoic extensional tectonics in west Turkey. *J. Geol. Soc. London*, (149), 533-538.
- Sözbilir, H., Erkül, F. ve Sümer, Ö., (2003). Gümüldür (İzmir) ve Bigadiç (Balıkesir) arasında uzanan Miyosen sonrası yaşlı KD doğrultulu accomodation zonuna ait saha verileri. 56. *Türkiye Jeoloji Kurultayı, Ankara*. 85-86.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö. ve Boray, A., (1987). Türkiye'nin diri fayları ve depremselliği. *MTA Raporu 8174, Ankara*.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö., Kuşçu, İ., (1992). Türkiye'nin aktif fay haritası, ölçek 1:2000000. *MTA Genel Müdürlüğü, Ankara, Türkiye*.
- Şengör, A.M.C. (1979). The North Anatolian Transform Fault: its age, offset and tectonic significance. *J. Geol. Soc. London*, (136), 269-282.
- Şengör, A.M.C. (1980). Mesozoic-Cenozoic tctonic evolution of Anatolia and surrounding regions. *Bull. Bur. Rech. Géol. Min. France*, (115), 1-137.
- Şengör, A.M.C., Görür, N., ve Şaroğlu, F. (1985). Strike-slip deformation basin formartion and sedimentation: Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case of study. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, (37), 227-264.
- Taylor, D.I., (1992). Nearshore shallow gas around the UK coast. *Continental Shelf Research*, (12), 1135-1144.
- Tan, O. ve Taymaz, T., 2006. "Active tectonics of the Caucasus : Earthquake source mechanisms and rupture histories obtained from inversion of teleseismic body

- waveforms”, In: Dilek, Y., and Pavlides, S., eds., Postcollisional tectonics and magmatism in the Mediterranean region and Asia: Geological Society of America, Special Paper 409, s. 531-578, doi: 10.1130/2006.2409 (25)
- Taymaz, T., Yılmaz, Y., Dilek, Y., 2007. “The Geodynamics of the Aegean and Anatolia: introduction”, Geological Society, London, Special Publications, 291, s. 3.
- Trabant, P. K., (1984). *Applied high-resolution geophysical methods: Offshore geoengineering hazards*, (265). International Human Resources Development Corp. Publ.
- Uluğ, A., (1996). Geophysical investigations in the Gulf of İzmir (Western Turkey): Neotectonic and sedimentological approach. *Second Balkan Geophysical Congress and Exhibition*, 2-3.
- Whiticar, M.J., Faber, E. ve Schoell, M., (1986). Biogenic methane formation in marine and freshwater environment: CO₂ reduction vs. Acetate fermentation-isotope evidence. *Geochim. Cosmochim. Acta*, (50), 693-709.
- Whiticar, J.W.M., (1990). A geochemical perspective of natural gas and atmospheric methane. In B. Durand (Ed.). *Advances in Organic Geochemistry 1989* (531-547). Org. Geochem., 16.
- Woodwell, G.M., Mackenzie, M.T., Houghton, R.A., Apps, A., Gorham, E. ve Davidson, E., (1998). Biotic feedbacks in the warming of the earth. *Climatic Change*, (40), 495-518.
- Yılmaz, S. (1989). Balçova kaplıcalarının (İzmir) jeokimyasal özellikleri ve alanın jeotermal enerji olanakları. *Dokuz Eylül Üniversitesi, İzmir*. Doktora Tezi.

Yılmaz, Y., Genç, Ş.C., Gürer, F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş., Elmas, A., (2000). When did the western Anatolian grabens begin to develop? *Geol. Soc. London, Özel Basım*, (173), 353-384.