

DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**MARMARA DENİZİ, BATI SIRTINDA GAZ VE
OLASI GAZ HİDRAT BİRİKİMLERİNİN 2B VE
3B SİSMİK VERİLER IŞIĞI ALTINDA
ARAŞTIRILMASI VE HARİTALANMASI**

Hakan SARITAŞ

Kasım, 2013

İZMİR

**MARMARA DENİZİ, BATI SIRTİ'NDA GAZ VE
OLASI GAZ HİDRAT BİRİKİMLERİNİN 2B VE
3B SİSMİK VERİLER IŞIĞI ALTINDA
ARAŞTIRILMASI VE HARİTALANMASI**

Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü

Doktora Tezi

**Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Anabilim Dalı, Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği
Programı**

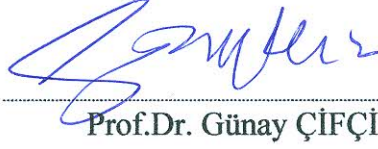
Hakan SARITAŞ

Kasım, 2013

İZMİR

DOKTORA TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

HAKAN SARITAŞ tarafından PROF.DR. GÜNAY ÇİFÇİ yönetiminde hazırlanan “MARMARA DENİZİ, BATI SIRTIN'DA GAZ VE OLASI GAZ HİDRAT BİRİKİMLERİNİN 2B VE 3B SİSMİK VERİLER IŞIĞI ALTINDA ARAŞTIRILMASI VE HARİTALANMASI” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir doktora tezi olarak kabul edilmiştir.


Prof.Dr. Günay ÇİFÇİ

Yönetici


Prof.Dr. Derman DONDURUR

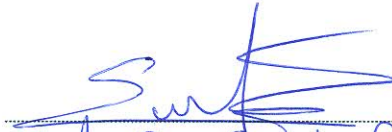
Tez İzleme Komitesi Üyesi


Prof.Dr. Hasan SÖZBİLİR

Tez İzleme Komitesi Üyesi


Prof. Dr. Erdem ÖZEL

Jüri Üyesi


Prof. Dr. Semih ÖZGÜL

Jüri Üyesi


Prof.Dr. Ayşe OKUR
Müdür
Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Bu çalışmanın ortaya çıkmasında, tüm deneyimlerini paylaştan, hayatıma farklı bir bakış açısı kazandıran, tez süresince gerekli tüm yardımı sağlayan, kendimi geliştirmemde her türlü desteği sağlayan ve danışman hocam olmasından dolayı hayatım boyunca gurur duyacağım, bir hocadan çok bana hem bir arkadaş hem de bir abi olan sayın Prof. Dr. Günay ÇİFÇİ'ye sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Sahip olduğu bilgi ve tecrübesiyle her zaman örnek alacağım, hem çalışma zamanı hem de çalışma ortamı dışında konuşmaktan büyük zevk aldığım, hoca kimliğinden çok bana abilik yapan ve bu çalışmada emeğini hiçbir zaman esirgemeyen canım abim, sayın hocam Prof. Dr. Derman DONDURUR'a teşekkürü bir borç bilirim.

Doktora eğitiminin başında tanışıp eğitimin sonunda ancak evlenebildiğim, hayatımı bir panayıra çeviren, derdimin dermanı, hayatımın ilacı, bu hayatta olmazsa olmazım biricik sevgilim ve eşim Didem TAŞEL SARITAŞ'a tüm kalbimle teşekkür ederim.

İlkokuldan bu zamana gelene kadar eğitimimde maddi ve manevi desteklerini hiçbir zaman esirgemeyen, kendileri için kelimelerin kifayetsiz kalacağı, doğdumdan şu an ki hayatıma kadar bana herşeylerini veren, vatanıma milletime hayırlı bir insan olmam için çalışan canım annem Mügan SARITAŞ'a, aslan babam Mevlüt SARITAŞ'a, kral abim Melih SARITAŞ'a sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Başta Arş. Gör. Savaş GÜRÇAY olmak üzere Jeof. Müh. Süleyman ÇOŞKUN, Jeof. Müh. Murat ER, Jeof. Müh. H. Mert KÜÇÜK, Jeof. Müh. Özkan ÖZEL, Uzm Jeof. Müh. Orhan ATGIN, Jeof. Müh. Evrim TEZCAN, Arş. Gör. Erdem SAYIN, Arş. Gör. Ebru AKTEPE, Öğr. Gör. Kutay KORUYAN ve tüm Seislab ekibine teşekkür ederim.

Fransa’da bulunduğum süre boyunca yardımlarını esirgemeyen IFREMER’den Louis GELI, Yannick THOMAS ve Bruno MARSSET ile Marsilya Üniversitesi’nden Pierre HENRY ve Celine GRALL’a teşekkür ederim. Aynı zamanda Kalifornia Üniversitesi öğretim üyesi Dr. Chirstopher SORLIEN’e teşekkür ederim.

Son olarak veri toplama aşamasında büyük bir özveri ile çalışan tüm R/V K. Piri Reis ile R/V Le Suroit kaptan ve personeline teşekkür ederim.

Tez’de kullanılan veriler 036851 no’lu “National Science Foundation and The Eurpean Seafloor Observatory NETwork” (ESONET) projesi kapsamında toplanmıştır.

Hakan SARITAŞ

MARMARA DENİZİ, BATI SIRTı'NDA GAZ VE OLASI GAZ HİDRAT BİRİKİMLERİNİN 2B VE 3B SİSMİK VERİLER IŞIĞI ALTINDA ARAŞTIRILMASI VE HARİTALANMASI

ÖZ

Marmara Denizi, Çınarcık, Orta ve Tekirdağ havzaları ile iki ana yükselim olan Orta ve Batı Sırt'tan meydana gelmiştir. Yapılan araştırmalarda Batı Sırtı, özellikle de sırtın Kuzey Anadolu Fayı (KAF)'na yakın bölgelerinde gaz ve akışkan çıkışları tespit edilmiştir. Endüstriyel öneme sahip gaz ve petrol rezervuarlarının bulunduğu Eosen-Oligosen birimli Trakya Havzası'nın devamı, denizde Tekirdağ Havzası ve Batı Sırtı altına doğru uzanır. MARNAUT-2009 seferinde, Batı Sırtı'nda alınan karot örneklerinde gaz hidrat örneklenmiştir. Bu sefer sonrası yapılan çalışmalarda Trakya Havzası'ndan çıkarılan gaz ile Batı Sırtı'ndan alınan gaz hidrat örneklerinin kimyasal analizleri arasında karşılaştırma yapılmıştır. Bu analizler Batı Sırtı'nda biriken gazın termojenik yapıya sahip olduğunu göstermiştir.

Bu tezde kullanılan veriler, 036851 no'lu Avrupa Deniz tabanı Gözlem Ağı Mükemmeliyet Projesi (ESONET MARMARA DM) kapsamında Batı Sırtı'nda 2009 yılında IFREMER'e ait Le Suroit gemisiyle yapılan 3B yüksek çözünürlüklü veri ile 2010 yılında D.E.U K.Piri Reis araştırma gemisiyle yapılan 2B çok kanallı sismik verilerinden oluşur. Bu çalışmada genel olarak KAF'na yakın çamur volkanı alanı ile sıg gaz birikimleri araştırılmıştır. 3B sismik veride Batı Sırtı üzerinde KAF'nın güneyinde kalan doğu-batı yönlü antiklinal bölgesi altında yoğun gaz birikimine rastlanmıştır. 2B PirMarmara verilerinde gözlenen gaz birikim alanının sadece 3B veri bölgesi ile sınırlı kalmadığı aynı zamanda Batı Sırtı'nın kuzeyine doğru bu alanın genişlediğini ve birikim miktarın çok daha fazla olabileceği görülmüştür. Trakya Havzası'ndaki kaynak kayaç, muhtemelen KAF ve diğer faylar aracılığı ile yukarı doğru göç eden gazların olduğu Batı Sırtı altına kadar uzanır. Bunun yanında gazların yanal olarak faylar veya diğer yollarla Trakya Havzası'ndan Batı Sırtı'na göç etmesi olasıdır.

Sonuç olarak Batı Sırtı sağ yanal doğrultu atımlı KAF ve diğer fay kolları nedeniyle katlanmaların olduğu karmaşıık bir alandır. Bu alandaki antiklinal alanlar altında birikmiş gazlar ile doğrultu atımlı KAF ve normal faylar boyunca deniz tabanına çıkışı gözlenen gazlar buranın ekonomik açıdan önemli olabileceği anlamını taşır. Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) kullanılarak bu alanda yapılan çalışmaların nitelik ve nicelik bilgileri ile sonuçlarına bağlı veritabanı oluşturulmasının ve haritalanmasının mühendislik açısından önemi ortaya koyulmuştur.

Anahtar sözcükler: Batı Sırtı, 3B-2B deniz sismiği yöntemleri, gaz birikimi, gaz hidrat, CBS.

**MAPPING AND EXPLORATION OF GAS AND POSSIBLY GAS HYDRATE
ACCUMULATION IN WESTERN HIGH, SEA OF MARMARA IN LIGHT
OF 2D-3D HIGH RESOLUTION SEISMIC DATA**

ABSTRACT

Sea of Marmara comprises three deep basins which are Çınarcık, Central and Tekirdağ Basins and two major ridges which are Central and Western High. The Western High is one region of geological interest where evidence of gas and fluid escapes have been observed during previous scientific cruises, notably in the area close to the North Anatolian Fault (NAF). The Eocene-Oligocene Thrace Basin, where gas and petroleum reservoirs of industrial importance are exploited, extends off shore below the Tekirdag basin and the Western High. During MARNAUT-2009 cruise, gravity cores which sampled gas hydrate were taken on the Western High. According to previos works the chemical analysis of gas components between Thrace Basin reservoirs and Western High gas hydrates in Sea of Marmara are comparable. These gas signatures indicate a thermogenic component

In 2009 December within 036851-EU ESONET MARMARA-DM project, 3D multichannel seismic reflection (MCS) data was collected by Le Suroit R.V.(Ifremer) in this area. After that in 2010 June, a 2D MCS PirMarmara cruise was carried out by K.Piri Reis R.V (D.E.U) covering Western High to study the geological structure of this area and understand strain related to dextral strike slip NAF. We here focus on a mud volcano area located close to NAF and observation of gas accumulation in the sediment. According to 3D MCS data acquired on the Western High, there is gas accumulation within an anticline extending east-west along the southern side of the NAF. However, the study of 2D sesmic data, shows that gas accumulations in the Westen High sediments are more widespread north of the NAF, and likely amounts to larger volumes. The source rock presumably lie in an extension of the Thrace Basin under the Western High, where upward gas migration is favored along the NAF as well as secondary faults. However, lateral migration along faults and other pathways may also be envisioned.

In conclusion, Western High is a complex area where active folding occurs in association with slip along the NAF and other fault segments. Gas trapping in anticlines is observed and mapping using GIS, but also leakage along active strike-slip and normal faults, which makes economical assessment of gas and gas hydrates resources uncertain. In this area using GIS creating database and mapping of attribute and result data of this study came up as a very important for engineering.

Keywords: Western High, 3D-2D marine seismic methods, gas accumulation, gas hydrate, GIS.

İÇİNDEKİLER

	Sayfa
DOKTORA TEZİ SINAV SONUÇ FORMU	ii
TEŞEKKÜR.....	iii
ÖZ	v
ABSTRACT.....	vii
ŞEKİLLER LİSTESİ	xiii
TABLolar LİSTESİ.....	xxiv

BÖLÜM BİR – GİRİŞ 1

1.1 Marmara Denizi ve Jeomorfolojisi.....	1
1.2 Marmara Havzası’nın Jeolojik Gelişimi.....	3
1.3 Marmara Denizi’nin Oşinografisi	6
1.4 Marmara Denizi’nin Tektoniği.....	9
1.5 Çalışma Alanı – Batı Sırtı	20
1.6 Çalışmanın Amacı	25

BÖLÜM İKİ – KULLANILAN YÖNTEMLER VE VERİ SETİ 26

2.1 Birinci Ayak	26
2.1.1 AUV – Otomatik Kontrol Edilen İnsansız Su Altı Aracı	27
2.1.2 Simrad EM 302 Çok Işınlı Ekosounder.....	29
2.1.3 Sıcaklık Akışkan Ölçümleri.....	29
2.1.4 Karot Alma ve Örnekleme.....	31
2.2 İkinci Ayak	31
2.2.1 3B Yüksek Çözünürlüklü Sismik	31
2.2.1.1 3B Sismik Görüntüleme Gereksinimleri.....	31
2.2.1.2 Batı Sırtı Alanında Yapılan 3B Sismik Çalışma.....	32
2.2.1.3 Veri Seti ve Veri İşlem	33
2.2.2 2B Pirmarmara Seferi - 2010.....	36
2.2.2.1 Atış ve Alıcı Sistemlerin Dizaynı	36

2.2.2.2 2B Veriler için Veri İşlem.....	38
---	----

BÖLÜM ÜÇ – SEDİMENTLERDE GAZ BİRİKİMİ 41

3.1 Deniz Sedimentlerinde Gaz Oluşumu	41
3.2 Sığ Gazlar	43
3.3 Gaz Kabarcıklarının (Gas Bubbles) Sedimentlerde Bulunuş Şekli	45
3.3.1 Gazların Deniz Tabanına Çıkış Yolları (Pathways)	47
3.3.2 Deniz Tabanına Metan Çıkışının Olduğu Yerler.....	48
3.3.2.1 Kıyı Alanları	48
3.3.2.2 Kıtasal Şelfler.....	48
3.3.2.3 Kıtasal Yamaç ve Yükselimler	49
3.3.2.4 Deniz Okyanus Çukurları	49
3.3.2.5 Jeolojik Çevre	49
3.3.2.6 Yakınlaşan Levha Sınırları	49
3.3.2.7 Biçim Değiştiren Levha Sınırları	50
3.4 Deniz Sedimentlerinde Gaz Birikiminin Önemi	50
3.5 Sığ Gazların Jeofiziksel Göstergeleri	50
3.6 Gazların Akustik Karşılıkları	51
3.7 Gaz Birikim Çeşitleri.....	54
3.8 Gazlı Sedimentlerin Sismik Göstergeleri	59
3.8.1 Akustik Birikimler	60
3.8.2 Güçlendirilmiş Yansımalar.....	60
3.8.3 Sediment İçi Domlar.....	61
3.8.4 Pockmarklar	61
3.8.5 Gaz Bacaları (Gas Chimneys)	63
3.8.6 Hız Çekmesi (Pull Down).....	64
3.8.7 Parlak Nokta Etkisi (Bright Spots)	64
3.8.8 Düz Nokta (Flat Spot).....	66
3.8.9 Çamur Volkanları (Mud Volcano) ve Çamur Diyapirleri (Mud Diapir). 68	
3.8.9.1 Çamur Volkanları ve Çamur Diyapirlerinin Dünya Üzerindeki Dağılımları	69

3.8.9.2 Çamur Volkanı Morfolojisi.....	70
3.8.9.3 Çamur Volkanlarının Sınıflandırılması.....	72
3.8.9.4 Deniz Altı Çamur Volkanlarının Tanımlanması.....	73
3.8.9.5 Deniz Altı Çamur Volkanlarının Önemi.....	74
3.8.9.6 Deniz Altı Çamur Volkanlarının Gaz Hidratlar ile İlişkisi.....	74
3.8.10 Gaz Hidratlar	76
3.8.10.1 BSR (Bottom Simulating Reflector).....	78
3.8.10.2 Gaz Hidratların Önemi.....	79
BÖLÜM DÖRT– BATI SIRTİ’NDA GAZ BİRİKİMİ	81
4.1 Marmara Denizi’nde Aktif Gaz Çıkışları.....	82
4.2 Batı Sırtı ve Trakya Havzası Arasındaki Gaz İlişkisi.....	82
4.2.1 Batı Sırtı’na Gaz Taşınımı	83
4.2.2 Batı Sırtı’dan Toplanan Gaz ve Karotların Kimyasal Analizi.....	85
4.3 Gaz Yapılarının Sismik Veriler ile İncelenmesi.....	92
4.3.1 3B Sismik Veride Tabakaların Yansıma Zamanına Göre İncelenmesi ...	94
4.3.2 3B Sismik Veride Tabakaların Genlik Değerlerine Göre İncelenmesi ...	99
4.3.3 Çamur Volkanları (Erkan Gökaşan Çamur Volkanı)	108
4.3.4 Pockmarklar (Çopurlar)	114
BÖLÜM BEŞ – 2B SİSMİK VERİLER İLE BATI SIRTİ ALANININ İNCELENMESİ	116
5.1 2B PirMarmara Verileri.....	116
BÖLÜM ALTI – MARMARA DENİZİ’NDE SEDİMENT TAKİBİ VE STRATİGRAFİK YAŞ KORELASYONU	135
6.1 2B PirMarmara Verilerinde Tabaka Takibi ve Yaşlandırma	140
BÖLÜM YEDİ – CBS İLE VERİTABANI VE HARİTALAMA.....	146

7.1 CBS'nin Tanımı	146
7.2 CBS'de Veri Elemanları.....	147
7.3 Veri Tabanı Oluşturma.....	149
7.4 Koordinat Sistemleri.....	151
7.4.1 Koordinat Sistem Çeşitleri.....	151
7.5 Harita Projeksiyonları.....	152
7.6 UTM (Universal Transvers Mercator) Projeksiyon Koordinat Sistemi.....	153
7.7 CBS ve Deniz Bilimleri.....	153
7.8 Marmara Denizi'nde CBS Uygulamaları	156
 BÖLÜM SEKİZ – TARTIŞMA VE SONUÇLAR.....	166
 KAYNAKLAR	170

ŞEKİLLER LİSTESİ

Sayfa

Şekil 1.1 Türkiye'nin denizleri ve Marmara Denizi'nin konumu.....	2
Şekil 1.2 Şekil 1.2 Marmara Denizi taban morfolojisine bağlı olarak sırt ve havzalar. Kara morfolojisi SRTM 90 verilerinden, deniz tabanı morfolojisi IFREMER'in Marmara Denizi'nden aldığı çok ışınlı batimetri verilerden sağlanmıştır	4
Şekil 1.3 Marmara Denizi ve çevresinin jeolojik gelişimi (Görür ve ark., 1997; Taner, 1983)	7
Şekil 1.4 Son buzul maksimumdan bu yana Marmara Denizi su seviyesindeki değişim. Dik oklar su seviyesindeki değişimi, yanal oklar baskın su akışı yönünü gösterir (Kaminski ve diğer., 2002' den değiştirilerek)	8
Şekil 1.5 Marmara Denizi'ndeki a) yüzeyden Ege'ye doğru giden Karadeniz suyu b) dipten Karadeniz'e doğru akan Akdeniz suyu (Beşiktepe ve diğer., 1994)	9
Şekil 1.6 Marmara Denizi'nin Tektonik Modelleri. (A) Çek-ayır modeli. (B) En eşelon modelleri. (C) Tek ana fay modelleri. Kalın çizgiler Marmara Denizi'nin oluşmasında aktif rol oynayan ana fayı, ince çizgiler ikincil fayları gösterir. (Yaltırak, 2002)	14
Şekil 1.7 Marmara Denizi'ndeki iki adet sırttan biri olan Batı Sırtı'nın konum haritası ve deniz tabanı morfolojisi. Batimetrik kontur aralığı 150 m'dir.	21
Şekil 1.8 MARMACORE-2001 seferi sırasında Marmara Denizi'nden alınan karot örnekleri ve konumları. MD01-2430 karotu Batı Sırtı'dan alınan veriyi gösterir. (Beck ve diğer., 2007)	24
Şekil 2.1 AUV- Otomatik kontrol edilen insansız su altı aracı.....	27
Şekil 2.2 Marmesonet- I. Ayak seferi sırasında AUV dalışlarının dağılımı	28
Şekil 2.3 Marmesonet seferi sırasında gemi üzerinden takip edilen EM302 verisinin anlık görüntüsü. Sol taraftaki ekranda; geminin gerçek zamanlı konumu ile batimetri verileri izlenir. Sağ taraftaki ekranda ise; su kolonundaki akustik anomaliler gerçek zamanlı olarak izlenir. Bu görüntüde yukarı doğru çıkan mavi sütunlar deniz tabanından su kolonuna gaz çıkışını gösterir	29
Şekil 2.4 Soldaki resim, karot borusu üzerine yerleştirilmiş sıcaklık ölçüm aletlerinin yerlerini, sağdaki resim, tek bir Micrel otonom dijital sıcaklık ölçme aletini gösterir (Geli ve diğer., 2009).	30

Şekil 2.5 Karot borusu üzerine yerleştirilmiş 6 adet sıcaklık ölçüm cihazının dağılımı. (Geli ve diğer., 2009).	30
Şekil 2.6 Batı Sırtı'nda 3-B sismik (IFREMER) çalışma için oluşturulan kaynak ve alıcı kablo düzeninin şematik olarak gösterimi. İki alıcı kablo arası 25 m (48 kanal, 6,25 grup aralığı), iki kaynak dizisi arası 12,5 m. Hat araları 25 m. Uzaysal ayrımlılık cross-line için 6,25 m in-line için 3.125 m'dir (Thomas ve diğer., 2012)	33
Şekil 2.7 Batı Sırtı üzerinde 3,6 x 10 km ² 'lik alanda yapılan 3-B yüksek ayrımlı sismik çalışmanın Marmara Denizi üzerindeki konumu ve bu alanın, sismik kesitlerin deniz tabanını gösteren kısımlarının işaretlenmesiyle oluşturulan yüzey morfolojisi.	34
Şekil 2.8 Batı Sırtı'ndan toplanan 3B verinin veri işlem aşamaları. İlk adım sabit hız ile yığma ve migrasyon işlemi. Daha sonra 2B PirMarmara verilerinden sağlanan hız bilgisi ve bu hızlara göre ikinci adımda gerçekleştirilen yığma ve migrasyon işlemi (Thomas ve diğer., 2012)	35
Şekil 2.9 PirMarmara seferi araştırma alanları ve 2-B sismik çalışma profilleri	36
Şekil 2.10 PirMarmara seferi sırasında Dokuz Eylül Üniversitesi'ne ait çok kanallı 2B deniz sismiği veri toplamada kullanılan 1500 m'lik alıcı kablo ve kaynak düzenin şematik gösterimi	37
Şekil 2.11 Matlab ve ProMAX'da uygulanan veri işlem aşamaları	39
Şekil 2.12 2B sismik verilerin geometri tanımı için Matlab'de yapılan veri işlem adımları	40
Şekil 3.1 Denizsel sedimentlerde biyojenik metan üretiminde, sedimentler içerisindeki 3 farklı biyokimyasal zon (Rice ve Claypool, 1981). Metan son basamak olan karbonat indirgeme zonunda üretilmektedir (Dondurur, 2005)	42
Şekil 3.2 Deniz sedimentlerinde metan gazının oluşum diyagramları ve deniz tabanına çıkış şekilleri (Valentine, 2011)	44
Şekil 3.3 Sediment içinde gaz kabarcıklarının üç farklı bulunuş şekli: Tip I (sol üst)-dokular arası kabarcıklar,; Tip II (sağ üst)- rezervuar kabarcıkları; Tip III (sol alt)-gaz boşluğu (Anderson ve diğer., 1998).	46
Şekil 3.4 Gazlı karot örneği (Judd ve Hovland 2007)	47

Şekil 3.5 Akustik hız üzerinde gazın etkisini gösteren şekil. X eksenini logaritmik olarak (%) gaz içeriğini, Y eksenini akustik hızı (m/sn) gösterir (Wilkens ve Richardson, 1998)	53
Şekil 3.6 Akustik örtü biçimindeki gaz birikimini ve buna bağlı oluşmuş yüksek genlikli ve ters polariteli üst katman sınırı gösteren sismik kayıt. Bu veri Haziran-2010 PirMarmara seferinde toplanmıştır	55
Şekil 3.7 Ria de Vigo'dan alınmış akustik perde yapısındaki sıg gaz birikimi (Garcia-Gil ve diğer., 2002)	56
Şekil 3.8 2009 yılında Marmara Denizi Batı Sırtı'ndan alınan 3 boyutlu yüksek çözünürlüklü sismik verisinde, akustik sütun ve akustik örtü tipi gaz birikimleri ve neden olduğu parlak nokta (bright spot) etkilerinin görüntüsü	57
Şekil 3.9 Akustik türbidite gaz birikimini gösteren, Marmara Denizi'nde gerçekleştirilen MARMARASCARPS seferinde Tekirdağ Havzası'ndan alınan 3,5 kHz deniz mühendislik sismik kaydı (Zitter ve diğer., 2008)	59
Şekil 3.10 Marmesonet seferinde Le Suroit araştırma gemisiyle Marmara Denizi'nden alınmış çok ışınli batimetri verisinde gözlenen, deniz tabanından su kolonuna gaz çıkışının olduğu akustik yükselimler	59
Şekil 3.11 Kuzey Avustralya'dan alınmış sismik veride, güçlendirilmiş yansımalar bulunduğu ortamı kesen, düşük frekanslı ve karışık polariteli olarak görünür (Rollet ve diğer., 2009)	61
Şekil 3.12 Doğu Karadeniz şelfi pockmark alanından elde edilmiş mühendislik sismiği kesiti üzerinde pockmark yapıları (Çifçi,Dondurur ve Ergün 2003)	62
Şekil 3.13 Pockmarklar genellikle gaz bacalarının deniz tabanına çıktığı yerde oluşur. Devam eden gaz çıkışı pockmarklar üzerinde karbonat tepelerini oluşturur (Hovland, 1989)	63
Şekil 3.14 Sismik kesit üzerinde akustik hızda oluşan düşmeden dolayı gaz yüklü alanın altındaki katmanlarda normalde gerçek olmayan aşağı çekme (pull down) etkisinin oluşması (Armstrong, McAteer ve Connolly, 2001'den değiştirilerek)	64
Şekil 3.15 Kaydedilen sismik sinyallerin genliklerinin gösterildiği şekilde, parlak nokta etkisinin olduğu yer deniz tabanına göre, ters polariteli ve çok daha yüksek genlik göstermiştir (Müller, Theilen ve Milkereit 2001)	65

Şekil 3.16 Düz nokta (flat spot) düşük akustik empedansa sahip gaz yüklü sediment ile yüksek akustik empedansa sahip su veya petrol yüklü katmanlar arasında çevresindeki sediment katmanlarına göre düz bir şekilde bulunur. Aynı zamanda bulanık nokta (dim spot) ve parlak nokta (bright spot)'da hidrokarbon varlığını işaret eder (Løseth, Gading ve Wensaas, 2008).....	66
Şekil 3.17 Cadiz Körfezi'nde bulunan deniz altı 'Anastasia çamur volkanı'nın tek kanal sparker ve çok ışınli batimetri görüntüsü. Deniz altı çamur volkanı dönemsel aktiviteler sonucunda volkanik breşi çıkararak "yılbaşı ağacı" görünümüne gelmiştir (Somoza ve diğer., 2003'den değiştirilerek).	69
Şekil 3.18 Dünya üzerindeki çamur volkanlarının ve çamur diyapirlerinin bulunduğu yerler. 1) karalar üzerindeki çamur volkanları 2) gaz hidrat barındırmayan çamur volkanları 3) gaz hidrat bulunan çamur volkanları 4) deniz altı çamur volkanları ve 5) Lancelot ve Embey (1977) 'nin, haritaladığı muhtemel sediment diyapirleri (Milkov, 2000)	70
Şekil 3.19 Konik bir çamur volkanının temel yapısı ve ana elemanları (Dimitrov, 2002)	72
Şekil 3.20 Çamur volkanı içerisinde gaz hidrat oluşum modeli: a) krater çevresinde baskın olan hidrotermal aktivite sonucu gaz hidrat oluşumu; b) çamur volkanı çevresinde baskın olan metasomatik aktivite sonucu gaz hidrat oluşumu (Milkov, 2000)	75
Şekil 3.21 Metandan oluşmuş gaz, gaz hidrat ve su yapılarının sıcaklık ve basınca göre stabil olduğu alanlar. Gaz hidrat stabile zonu, hidrat-gaz sınırı altında kalan mavi bölgedir (Judd ve Hovland, 2007)	77
Şekil 3.22 Sismik veri şekli üzerinde BSR, gaz hidrat ve serbest gaz yapılarının gösterimi (Berndt ve diğer., 2004)	78
Şekil 3.23 Endonezya'da TGS-NOPEC Geophysical Company tarafından alınmış BSR yapısını gösteren skalasız sismik yansıma görüntüsü. "G" gaz hidrat tabakası altında kalan gaz birikimini gösterir (Max ve diğer., 2006)	79
Şekil 4.1 Trakya Havzası'nda ki gaz çıkarılan alanlar. Gri bölge Trakya Havzası'nın sınırlarını gösterir. Batı Sırtı üzerindeki çalışma alanı Trakya Havzası'nın içinde kalır. (Hoşgörmez ve diğer., 2005'den değiştirilerek)	84

Şekil 4.2 Marmara Denizi batimetri haritası üzerinde gaz hidrat ve gaz örnekleme lokasyonları. TH: Tekirdağ Havzası; BS: Batı Sırtı; OH: Orta Havza; KH: Kumburgaz Havzası; OS: Orta Sırt; ÇH: Çınarcık Havzası (Bourry ve diğer., 2009'dan değiştirilerek). 87

Şekil 4.3 Hidrat-sınırı ve gaz kabarcıklarının kökeninin belirlenmesi a) CH₄'ün ($\delta^{13}\text{C}$) stabil karbon izotop içerikleri ile C₁/(C₂+C₃) oranı arasındaki ilişki. PG-1659 noktasından alınan gaz kabacığı örneğinde ¹³C harcanımı ve C₁/(C₂+C₃) oranının termojenik kökenli metan gazına göre yüksekliği bakteriyel metan kaynaklı olduğunu gösterir. b) Kabarcık ve hidrat-sınır gazlarında bulunan CH₄ ve C₂ sabit karbon izotop birleşimi arasındaki değerlere göre çizilmiş grafik. PG-1659'dan alınan kabarcıklar CH₄ bakterileri içerir fakat C₂, termojenik CH₄ ve C₂ gazları içeren PG-1662, PG-1664'deki gaz kabarcıkları ve MNTKS 27'deki gaz hidrat örnekleriyle karşılaştırıldığında termojenik kökene sahiptir (Bourry ve diğer., 2009)..... 89

Şekil 4.4 Gaz hidrat stabile alanı. a) PG-1662 (Batı Sırtı) noktasındaki gaz içeriğinden elde edilen sonuç. Sıcaklık ve basınç koşulları, deniz tabanında 14,5 °C ve 6,69 Mpa 'dır. Gaz hidrat bu sıcaklık ve basınç koşullarında stabildir ve hidrat stabile zonu kalınlığı, sedimentlerde (gaz hidrat stabile taban zonu) 100 m'ye kadar ulaşır, buradaki sıcaklık maksimum 19 °C ve 7,84 Mpa'dır. b) PG-1659 (Çınarcık Havzası) kabarcıklarının gaz içeriği. Sıcaklık ve basınç koşulları deniz tabanında 14,5°C ve 12 Mpa'dır. Bu koşullar altında gaz hidrat sedimentlerden birkaç metrelik sediment kalınlığı içerisinde oluşması beklenir, fakat 1200m su derinliğine sahip Çınarcık Havzası'nda herhangi bir gaz hidrat örneğine rastlanılmamıştır (Bourry ve diğer., 2009) 91

Şekil 4.5 Batimetri verisi üzerinde Batı Sırtı üzerinde Le Suroit araştırma gemisi ile yapılan Marmesonet (2009) seferine ait 3B yüksek çözünürlüklü sismik alan (siyah dikdörtgen alan) ve Piri Reis araştırma gemisi ile yapılan PirMarmara (2010) seferine ait çok kanallı 2 boyutlu sismik hatlar (kırmızı çizgiler). 2B hatların üzerindeki oklar hatların alınma yönünü göstermektedir. B1, B2... kısaltmaları, hatların isimlerine karşılık gelir 93

Şekil 4.6 3B sismik veride deniz tabanı (yeşil), birinci ters polariteli yansıma tabakası (kırmızı) ve ikinci ters polariteli yansıma tabakası'nın (sarı) tek bir inline

veri üzerinde işaretlenmesi. Bu uygulama 473 adet inline verisi üzerinde gerçekleştirilmiş ve crossline hatlar ile kontrolü yapılmıştır	94
Şekil 4.7 Sol üst köşede Batı Sırtı'nın deniz tabanına ait zamana bağlı derinlik görüntüsü vardır. Kırmızı'dan mavi renge doğru derinlik azalmaktadır. Sağ üst köşedeki görüntü, zamana bağlı derinlik görüntüsünün matlab programı ile yapılan zaman gradyan olarak çıktısıdır. Bunların altındaki görüntü de, zaman gradyanı üzerinden deniz tabanı üzerinde görülen jeolojik yapılar gösterilmiştir. Yeşil yuvarlak alanlar deniz tabanına çıkmış pockmarkların konumlarıdır.....	96
Şekil 4.7'nin devamı. Sol taraftaki iki şekil doğrultu atımlı fayların geçtiği alan üzerinde teorik olarak meydana getirmesi beklenen jeolojik oluşumların gösterimi (Dirik, b.t.). Sağ üstteki şekil bu teori bilgisi ışığında Batı Sırtı'ndan toplanan 3B veri ile elde edilmiş deniz tabanı görüntüsü üzerinde karşılaştırılması.....	97
Şekil 4.8 Aster _x insansız deniz altı aracı (AUV) ile Batı Sırtı üzerinden alınan Simrad EM-2000 (200 kHz) çok ışınlı batimetri verisi	98
Şekil 4.9 H1 ve H2 tabakalarına ait yukarıdan aşağıya doğru A-zamana bağlı derinlik B-zaman gradyanı ve C-ikisinin üstü üste çakıştırılmış görüntüleri.....	100
Şekil 4.10 3B sismik üzerinde 999 no'lu crossline üzerinde gazların yukarı doğru hareketi (siyah oklar) nedeniyle oluşan yüksek genlikli ve ters polariteli H1 ve altındaki sediment tabakaları. A-verinin veri üzerindeki yeri ve ham hali, B-deniz tabanı ve ters polariteli tabakaların (H1 ve H2) işaretlenmiş hali, C-gaz hareketine bağlı akustik örtü ve sütun oluşumu ile fayların konumu	102
Şekil 4.11 Batı Sırtı alanında H1 ve H2 tabakalarına ait genlik görünümü. H1'e kadar ulaşmış gazların oluşturduğu birikim az miktarda ve belli noktalarda iken H2 de gaz birikimleri antiklinaller boyunca bu katmana kadar çıkmış fay yönlerine paralel meydana gelmiştir. Siyah yuvarlak içindeki bölgeler gaz birikiminden dolayı oluşmuş yüksek genlikli sediment tabakaları.....	103
Şekil 4.12 3B sismik hatların yüksek genlik alanlarının işaretlenmesiyle elde edilen yüksek genlik görünümü ve bu görünümün fay - olası gaz yolları ve deniz morfolojisi alanı ile çakıştırılması. Koyu mavi alanlar en yüksek genlik bölgelerine sahip yerler. Gazlar genellikle faylar ile Batı Sırtına taşınırken, gaz birikimleri antiklinal alanlarda oluşmaktadır. KAF'nın güney kısmında bu olay daha nettir. Gazlı sedimentin kapladığı alan (mavi – kıyoyu mavi bölgeler) 7,195 km ² 'dir.....	106

Şekil 4.13 Crossline 903 ve 44 'de derinden gelen gazın yüzeye doğru hareketine bağlı oluşan akustik sütun, akustik örtü ve gaz sızıntıları (gas seeps). Soldaki sismik görüntüler verinin ham hali, sağdakiler ise yorumlanmış halini gösterir. Akustik örtü, bulunduğu alanda toplanma eğilimindeyken, akustik sütun ve sızıntılar bir kolon şeklinde deniz tabanına doğru çıkarak üzerinden geçtiği tabakaların devamlılığını bozar veya o tabakaları maskeler 107

Şekil 4.14 Batı Sırtı'ndan alınan 3B sismik verideki deniz tabanı işaretlenmesiyle elde edilmiş deniz tabanı morfolojisi görüntüsü üzerinde, bu alandan alınmış anlık deniz tabanına gaz çıkışı noktalarının (kırmızı) karşılaştırılmış görüntüsü. Bu çıkışların görünümünün ekran çıktıları oklar ile gösterilmiştir. Sarı yuvarlaklar pockmarklardan, mavi yuvarlak çamur volkanından ve yeşil yuvarlak KAF'ndan çıkan gaz çıkışı kümelerini gösterir. Alttaki sismik veri görüntüsü sismik küp içerisinde keyfi (arbitrary line) şekilde alınmıştır. Deniz tabanına gaz çıkışının olduğu yerler siyah oklar ile gösterilmiştir. En fazla gaz çıkışı çamur volkanlarında gözlenir..... 110

Şekil 4.15 Batı Sırtı üzerindeki çamur volkanlarının 30 adet keyfi (arbitrary line) olarak alınmış 3B sismik veri kesitleri ile görüntülenmesi. Sağdaki şekillerde hatların alındığı bölge ve hatların konumları gösterilmektedir. Hatların yönü KB-GD'ya doğrudur 111

Şekil 4.16 Çamur volkanı alanının deniz tabanına doğru sedimentler içerisine yapmış olduğu girişimin 3B sismik veri üzerinde işaretleyerek elde edilen grid görüntüleri. Farklı bakış açıları ile bu sokulumların yerleri rahatça izlenmektedir..... 112

Şekil 4.17 Çamur volkanı üzerinde birbirine dik 3B sismik veri görüntüsü ile bu verinin çamur volkanı grid görüntüsü ile karşılaştırılmış hali. O bölgeye ait 1,044 sn ve 0, 902 sn'lerdeki zaman kesitleri ve bu zaman kesitlerinin çamur volkanı gridi ile üst üste getirilmesi sonucu zaman kesitinin ortasındaki boş alanın gaz ve çamur breşinden kaynaklandığı anlaşılır..... 113

Şekil 4.18 Batı Sırtı'nda deniz tabanında çukurluk yaratmış pockmarkların 3B sismik veri görüntüleri ve deniz tabanı üzerindeki lokasyonları. Toplam 8 adet pockmark gözlenmiş olup deniz tabanı morfolojisi üzerindeki numaralarla eşleştirilmiştir 115

Şekil 5.1 PirMarmara seferinden alınan 2B yüksek çözünürlüklü sismik veri (a2_B6 hattı). Veri K-G yönlü olup, Batı Sırtı'nı dik kesmektedir. Soldaki şekillerde hattın

ham ve yorumlanmış hali, sağdaki şekillerde hattın konumu ve Marmara Denizi batimetri verisi üzerinde sismik verinin gösterimi bulunur	117
Şekil 5.2 PirMarmara seferinden alınan 2B yüksek çözünürlüklü sismik veri (a2_b6 hattı). Veri K-G yönlü olup, Batı Sırtı'nı dik kesmektedir. Soldaki şekillerde hattın ham ve yorumlanmış hali, sağdaki şekillerde hattın konumu ve Marmara Denizi batimetri verisi üzerinde sismik verinin gösterimi bulunur	119
Şekil 5.3 PirMarmara seferinden alınan 2B yüksek çözünürlüklü sismik veri (a2_b4 hattı). Veri KB-GD yönlüdür. Soldaki şekillerde hattın ham ve yorumlanmış hali, sağdaki şekillerde hattın konumu ve Marmara Denizi batimetri verisi üzerinde sismik verinin gösterimi bulunur	121
Şekil 5.4 PirMarmara seferinden alınan 2B yüksek çözünürlüklü sismik veri (a2_b8 hattı). Veri KD-GB yönlüdür. Soldaki şekillerde hattın ham ve yorumlanmış hali, sağdaki şekillerde hattın konumu ve Marmara Denizi batimetri verisi üzerinde sismik verinin gösterimi bulunur	123
Şekil 5.5 PirMarmara seferinden alınan 2B yüksek çözünürlüklü sismik veri (a2_b2 hattı). Veri KD-GB yönlüdür. Soldaki şekillerde hattın ham ve yorumlanmış hali, sağdaki şekillerde hattın konumu ve Marmara Denizi batimetri verisi üzerinde sismik verinin gösterimi bulunur	125
Şekil 5.6 PirMarmara seferinden alınan 2B yüksek çözünürlüklü sismik veri (a2_b5 hattı). Veri KB-GD yönlüdür. Soldaki şekillerde hattın ham ve yorumlanmış hali, sağdaki şekillerde hattın konumu ve Marmara Denizi batimetri verisi üzerinde sismik verinin gösterimi bulunur	127
Şekil 5.7 PirMarmara seferinden alınan 2B yüksek çözünürlüklü sismik veri (a2_b10 hattı). Veri BKB-DGD yönlüdür. Soldaki şekillerde hattın ham ve yorumlanmış hali, sağdaki şekillerde hattın konumu ve Marmara Denizi batimetri verisi üzerinde sismik verinin gösterimi bulunur	129
Şekil 5.8 PirMarmara seferinden alınan 2B yüksek çözünürlüklü sismik veri (a2_b9 hattı). Veri BGB-DKD yönlüdür. Soldaki şekillerde hattın ham ve yorumlanmış hali, sağdaki şekillerde hattın konumu ve Marmara Denizi batimetri verisi üzerinde sismik verinin gösterimi bulunur	131
Şekil 5.9 PirMarmara seferinden alınan 2B yüksek çözünürlüklü sismik veri (a2_b7 hattı). Veri BGB-DKD yönlüdür. Soldaki şekillerde hattın ham ve yorumlanmış hali,	

sağdaki şekillerde hattın konumu ve Marmara Denizi batimetri verisi üzerinde sismik hattın gösterimi bulunur	132
Şekil 5.10 PirMarmara seferinden alınan 2B yüksek çözünürlüklü sismik veri (a2_b1 hattı). Veri BGB-DKD yönlüdür. Soldaki şekillerde hattın ham ve yorumlanmış hali, sağdaki şekillerde hattın konumu ve Marmara Denizi batimetri verisi üzerinde sismik hattın gösterimi bulunur	134
Şekil 6.1 Kuzey İmralı Havzası'ndaki delta alanından Kumburgaz Havzası'ndaki Kuzey Anadolu Fayı'na kadar sediment birikimlerinin bölgesel korelasyonu. Korelasyon profili mavi çizgi şeklinde küçük resimde gösterilmiştir (Sorlien ve diğer., 2012)	136
Şekil 6.2 Son 160000 yıldaki oksijen izotop değişimi (sayısal değerler Lisiecki ve Rayno, (2006)'dan alınmıştır). Red-1 tabakası Cin-5 tabakasına denk gelmektedir (Atgın, 2013)	137
Şekil 6.3 Batı Sırtı üzerinden alınan 3B veride inline-240 ve inline-412 hatlarında deniz alçalması ve yükselmesine bağlı işaretlenen sismik tabakaların gösterimi (Grall ve diğer., review)	139
Şekil 6.4 Sekans sınırlarının (H tabakası) hesaplanmış yaşlarının oksijen izotop değişimi küresel eğrisi (Lisiecki ve diğer. 2005'den değiştirilerek) üzerindeki gösterimi (Grall ve diğer., review)	140
Şekil 6.5 TAMAM projesi kapsamında Marmara Denizi'nden alınan 2B Piri-51c fk hattında tez kapsamında işaretlenen “W” tabakalarının gösterimi ve genel olarak işaretlenen tabakalar arasında bulunan sismik izlerin şematik gösterimi	141
Şekil 6.6 Marmara Denizi'nde birbirine paralel Piri-46Mig (soldaki) ile Piri-57-FKmig (sağdaki) hatlarının The KINGDOM programı üzerinde “jump correlation (atlama korelasyonu)” yöntemiyle sekans sınırlarının belirlenmesi ve takibi	142
Şekil 6.7 2B Pirmarmara a2_b10 verisi ile 3B veri arasında “arbitrary line (gelişi güzel hat)” olarak tabaka korelasyonu. A-B arası 2B veri, B-C arası 3B veri, C-D 2B veri aralığını gösterir. Tabakalar arasındaki korelasyon W5=H4, W6=H5, W7=H6 şeklindedir	143
Şekil 6.8 Marmara Denizi Batı Sırtı alanından başlayarak Kuzey İmralı Havzası'na kadar olan sediment tabakalarının “W” işaretlemesine göre takibinin yapılması....	144
Şekil 7.1 CBS'de işlem adımları (Akgün, 2007)	146

Şekil 7.2 CBS’de veri gösterim şekilleri (Zeiler, 1999)	147
Şekil 7.3 CBS’de vektör verilerin nokta, çizgi ve kapalı alan (polygon) şeklinde gösterimi.....	147
Şekil 7.4 x,y düzlemi üzerinde vektör verilerin gösterimi	148
Şekil 7.5 Tabloların birbiriyle bağlantısı (Saritaş, 2007).....	150
Şekil 7.6 Enlem-Boylam ve dünya üzerindeki bir noktanın derece cinsinden okunuşu (ESRI, b.t.)	151
Şekil 7.7 Kartezyen koordinat sisteminde X,Y ve Z değerlerinin orjine göre değerleri (ESRI, b.t.)	152
Şekil 7.8 Marmara Denizi’nde bulunan gaz alanlarının harita özerinde gösterimi. Alt harita görüntüsü Batı Sırtı’ndan alınan 3B ve 2B Pirmarmara verilerinden elde edilen gaz alanları ve gaz hidrat örneklenen karot noktaları	158
Şekil 7.9 Marmara Denizi’nde ESONET projesi kapsamında alınan “CTD, Heat Flow, Core, Piozometer, OBS” ölçüm noktalarının harita üzerinde gösterimi. Alt resimde Batı Sırtı’ndan alınan ölçüm nokataları vardır. Karot (Core) noktaları için yapılmış tablo bilgisi alt resmin yanındadır	159
Şekil 7.10 Marmara Denizi’nde Kullenberg Em302 çok ışınlı batimetri sistemi ile deniz tabanına gaz çıkışlarının ölçüm anında tesbitiyle elde edilen gaz çıkışları (sarı nokta). HYperlink ile Batı Sırtı’na ait çok ışınlı batimetri ve sismik verilerin JPEG görüntüsü.....	160
Şekil 7.11 Marmara Denizi’nin için oluşturulan nokta, çizgi, kapalı alan ve raster veri katmanlarının ait oldukları grup sıralamasına göre gösterimi.....	161
Şekil 7.12 Marmara Bölgesi kara morfolojisi (DEM) ve çevresindeki denizler.....	163
Şekil 7.13 Marmara Bölgesi kara morfolojisi (DEM) ve Marmara Denizi tabanı morfolojisinin ArcScene ile gösterimi	163
Şekil 7.14 Marmara Denizi’nden gelen KAF’nın kara üzerindeki devamı olan Ganos Fayı’nın kara morfolojisi üzerinde takibi.....	164
Şekil 7.15 Marmara Denizi’de deniz kolonuna gaz çıkışlarının (sarı nokta) gösterimi	164
Şekil 7.16 Deniz tabanı morfolojisi üzerinde sırt ve havzaların gösterimi. Deniz tabanı morfolojisinin kuzey ve güney kenarlarında oluşan yarık izleri, eski akarsu ve nehir yataklarına aittir. Bu akarsu ve nehirlerin havzalara aktığı görülmektedir.....	165

Şekil 7.17 a) AUV aracı ile Batı sırtı üzerinden alınmış çok ışınlı batimetri ve sonar görüntüsünün katmanlar halinde gösterimi. b) gaz çıkışlarının (mavi) AUV aracının aldığı batimetri ve sonar görüntüsü üzerinde hangi noktalara denk geldiğini gösterir 165

TABLÖLAR LİSTESİ

Sayfa

Tablo 3.1 Sedimentlerde serbest gaz varlığını işaret eden doğrudan ve dolaylı kanıtlar (Fleischer ve diğer., 2001)	52
Tablo 7.1 Jeotermal boru hatları için tasarlanmış örnek katmanlar ve ait oldukları veri tipleri (Sarıtış, 2007)	150
Tablo 7.2 Jeotermal boru hatları için tasarlanmış örnek veri tabanı dizaynı (Sarıtış, 2007)	151
Tablo 7.3 Deniz verilerinin CBS ortamında kullanımı, kaynağı, gösterimi, bağlantısı, skalası ve sembol açıklaması (Wright, 2007)	155
Tablo 7.3 Tablo 7.3'ün devamı (Wright, 2007)	156
Tablo 7.4 Marmara Denizi CBS uygulamalarında kullanılan katmanlar, ve katmanlara ait geometri tipi ve veri tipi	158

BÖLÜM BİR

GİRİŞ

Dünya tarihi pek çok kez petrol ve diğer enerji kaynakları için verilen savaflara sahne olmuştur. Enerji kaynaklarının bu denli önemli olması yeni rezervlerin bulunması ve yeryüzüne çıkarılarak işlenmesini tetiklemiştir. Bu gelişmeler doğrultusunda önceden yeryüzünün jeolojik gözlemlerine dayalı olarak bulunan kaynakların yerleri, jeofizik yöntemler kullanılmasıyla, temel olarak yeraltındaki kayaçların özelliklerine bağlı olarak jeolojik yorumlama ile beraber daha kesin, hızlı ve daha kolay tesbit edilmiştir.

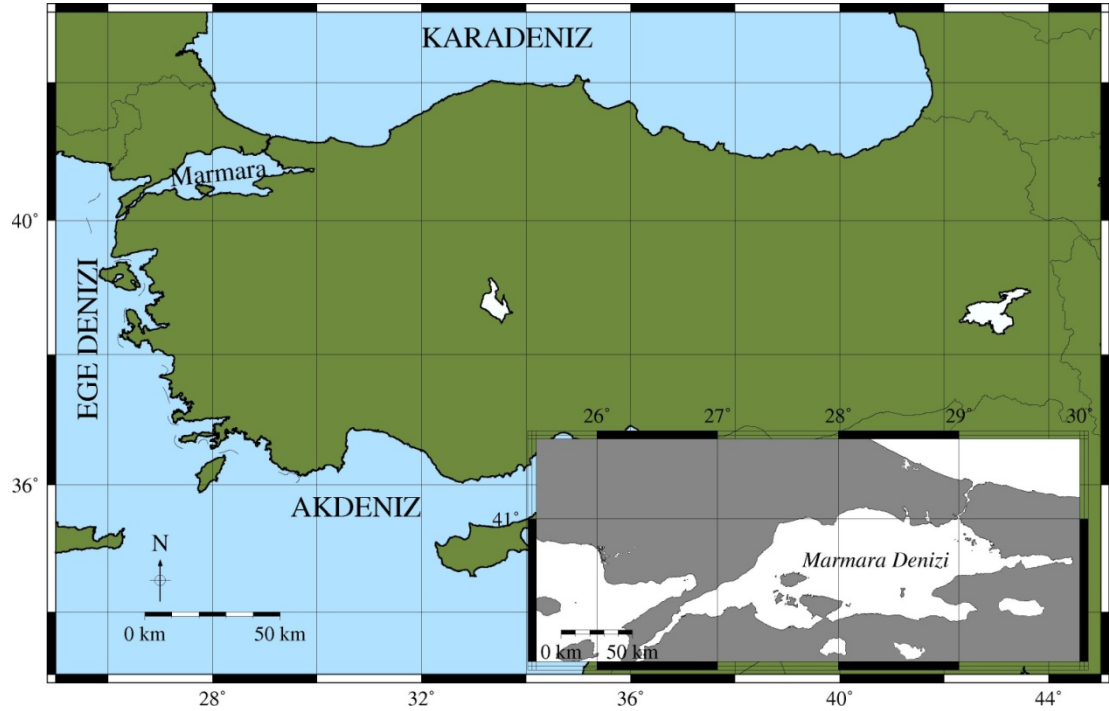
Günümüzde jeofizik araştırmalar için kullanılan aletler yükselen teknolojiye paralel olarak gelişmektedir. Bu sayede deniz ve karadaki yer katmanının sahip olduğu özellikler daha ayrıntılı ve hızlı olarak ortaya çıkarılmaktadır. Jeofizik yöntemler kullanılarak bulunan “gaz” ve “gaz hidrat” yapısı bu özelliklerdendir.

Gaz hidratların ayrışması sonucu açığa çıkan yüksek hacimli metan gazı geleceğin potansiyel enerji kaynağı olarak görülmekle birlikte, küresel iklim değişikliklerinde de potansiyel bir role sahiptir. Bu sebeplerden dolayı, gaz hidratların hem doğasını anlamaya yönelik hem de dünyadaki potansiyel gaz hidrat rezervlerini araştırmaya yönelik çok sayıda çalışma gerçekleştirilmiş (Ocakoglu, 2009) ve bu çalışmalar halen devam etmektedir (Seislab web, 2012).

Bu tez; Marmara Denizi Batı Sırtı üzerinde yukarıda bahsedilmiş olan gaz ve olası gaz hidrat yapılarının jeofizik yöntemlerle araştırılması, alınan sonuçlara göre coğrafi bilgi sistemleri (CBS) kapsamında veri tabanı oluşturulması ve haritalandırılması üzerinedir. Oluşturulan veri tabanının Türkiye’nin diğer denizleri için de bir örnek teşkil etmesi açısından uygulanmasının gerekliliği vurgulanmıştır. Tez toplam sekiz bölümden oluşup 3B verilerin yorumu bölüm dördte, 2B verilerin yorumu bölüm beşte verilmiştir.

1.1 Marmara Denizi ve Jeomorfolojisi

Marmara Denizi Kuzey Batı Anadolu’da bir iç deniz olup, 275 km uzunluğa, 80 km’lik bir genişliğe ve 11500 km²’lik bir alana sahiptir (Adatepe,1988; Görür ve diğer., 1997; Özsoy ve diğer., 1988). Çanakkale ve İstanbul boğazlarını içine alacak şekilde 40°- 41° 30’ kuzey enlemleri, 26° - 30° doğu boylamları arasında yer alır (Şekil 1.1).



Şekil 1.1 Türkiye’nin denizleri ve Marmara Denizi’nin konumu.

Genel olarak bakıldığında Anadolu Bloğu, coğrafik konum itibariyle Afrika-Arabistan ve Asya-Avrupa kıtaları arasında bulunur. Bu kıtalar jeolojik dönemler boyunca aralarındaki okyanusu (Tetis Okyanusu) sıkıştırıp tüketmiş ve sonunda birbirleriyle çarpışmışlardır. Bu jeolojik gelişim içerisinde Anadolu Bloğu zamanla değişerek bugünkü şeklini almıştır. Bu değişimin son aşaması ise, Anadolu’nun Kuzey ve Doğu Anadolu Fay zonlarının arasında batıya doğru hareket etmesiyle başlamıştır (Ketin, 1948; Şengör, 1979; Şengör ve Yılmaz, 1981).

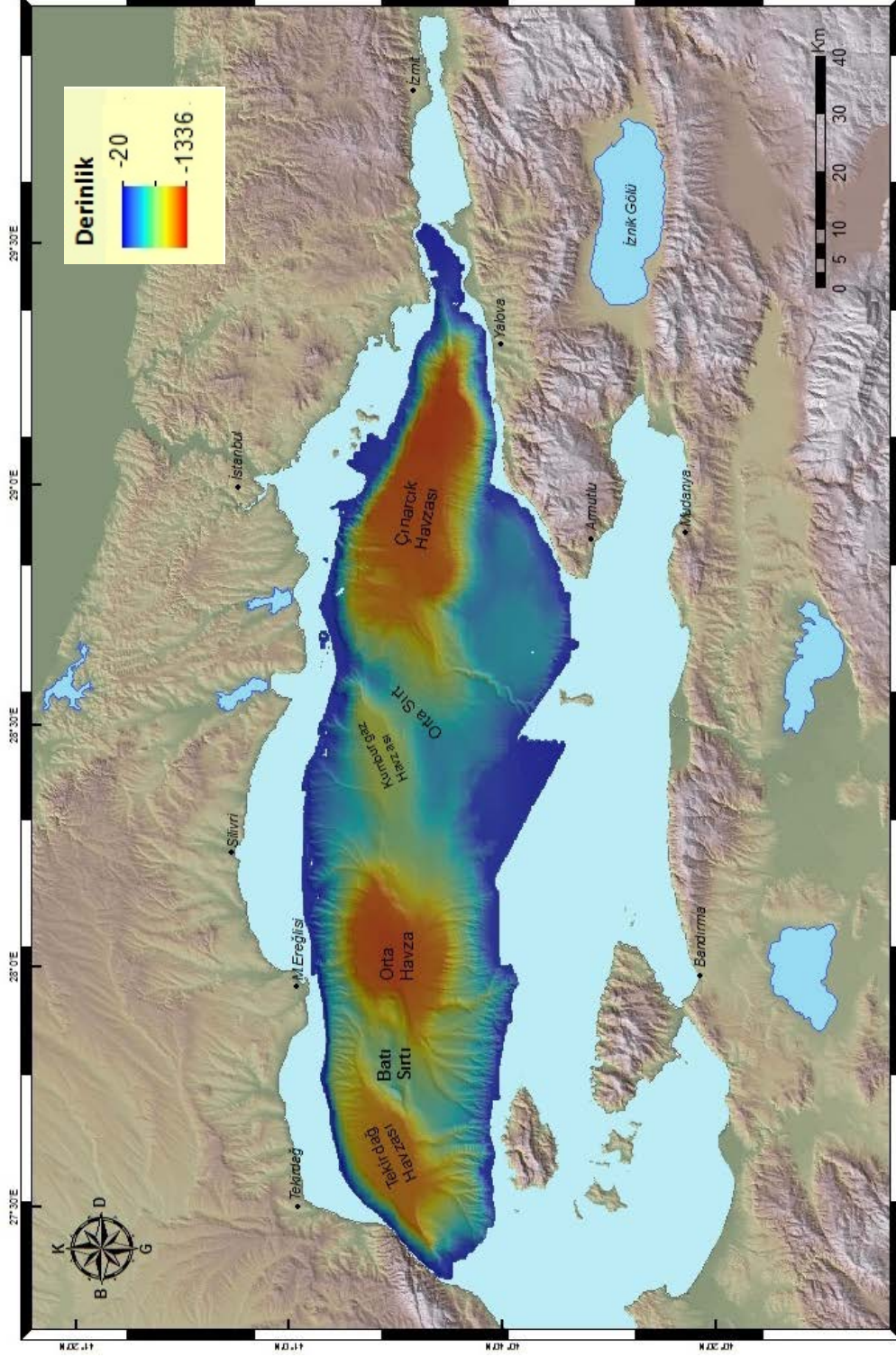
Anadolu Bloğu sağ yönlü doğrultu atımlı Kuzey Anadolu Fayı (KAF) boyunca batıya doğru kayarken Avrasya'dan ayrılır. Küresel konumlandırma sistemi (GPS) KAF için kayma oranını yaklaşık 24 ± 1 mm/yıl olarak verir (McClusky ve diğer., 2000; McClusky, Reilinger, Mamoud, Ben Sari ve Tealeb, 2003). Ketin (1948) bu fayın doğrultu atımlı sağ yönlü bir fay zonu olduğunu ilk fark eden ve tanımlayan kişidir.

Marmara Denizi'nde, hem oşinografik hem de jeolojik ve jeofizik açıdan yerli-yabancı birçok niversite ve özel kuruluş bilimsel çalışmalar yapmış ve bu çalışmalar halen devam etmektedir. 2000 yılında Türk-Fransız ortaklığında yapılan seferde Marmara Denizi'nin ilk yüksek çözünürlüklü batimetri verisi toplanmıştır (Le Pichon ve diğer., 2001). Bu batimetri verisine göre; Marmara Denizi Kuzey ve Güney olmak üzere iki şelfe sahiptir. Kuzey şelfin boyu karadan itibaren yaklaşık 10 km iken, Güney şelfin boyu yaklaşık 40 km'dir. Doğu-Batı yönlü dört adet havza ve bu havzaları birbirinden KD-GB yönünde ayıran iki adet sırttan meydana gelir. Bu havzalar sırasıyla; Tekirdağ Havzası (en derin noktası 1125 m) , Orta Havza (en derin noktası 1256 m), Kumburgaz Havzası (en derin noktası 820 m) ve ınarcık Havzası (en derin noktası 1270 m)'dır. Tekirdağ ve Orta havzalarını birbirinden Batı Sırtı (yzeyeye en yakın noktası 419 m) ayırırken, Orta ile Kumburgaz havzalarını ınarcık Havzası'ndan ayıran Orta Sırt'tır (yzeyeye en yakın noktası 340 m) (şekil. 1.2).

Bu morfolojiye KAF'nın D-B yönlü hareketinin kuzeybatı Anadolu'daki batı ucunun genişlemesi neden olmaktadır (Berckhemer, 1977; Dewey ve şengr, 1979; Görür, Sakınç, Barka, Akköy ve Ersoy, 1995; Le Pichon ve Angelier, 1981; Philippson, 1910-1915; şengr, Görür ve şaraoğlu, 1985; Taymaz, Jackson ve McKenzie, 1991).

1.2 Marmara Havzası'nın Jeolojik Gelişimi

Marmara Denizi ve evresinin Paleojen-Neojen-Kuvaterner'deki gelişim ve değişimi ile ilgili çok sayıda araştırma bulunmaktadır (rn: Saltık, 1974; Brinkmann,



Şekil 1.2 Marmara Denizi taban morfolojisine bağlı olarak SRTM 90 verilerinden, kara morfolojisi IFREMER'in Marmara Denizi'nden aldığı çok ışınli batimetri verilerden sağlanmıştır.

1976; Ryan ve Cita, 1978; Sengör, 1979, 1980 ve 1982; Ketin, 1983; Şengör ve diğer., 1985; Crampin ve Evans, 1986; Şentürk ve Karaköse, 1987; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Wong, Uluğ, Özel ve Lüddmann, 1990; Wong, Lüdmann, Uluğ ve Görür, 1995; Erol ve Çetin, 1995; Görür ve diğer., 1995; Görür ve Okay, 1996; Görür ve diğer., 1997; Ryan ve diğer., 1997; Tüysüz, Barka ve Yiğitbaş, 1998; Arpat ve Şentürk, 2003; Myers, Wielki, Goldstein ve Rohling, 2003; Gürer, Kaymakçı, Çakır ve Özburan, 2003).

Geç Eosen devrinde Avrasya ve Afrika levhalarının kuzey-güney yönlü hareketleriyle Kuzeybatı Anadolu sıkışmaya başlamış, bu sıkışma nedeniyle bölgede volkanik aktivite tetiklenmiştir. Geç Eosen-Erken Oligosen devrinde de devam eden sıkışma sonucunda yükselmeler meydana gelmiş ve havzalar derinleşmiştir. Geç Oligosen - Erken Miyosen devrinde levha hareketlerinin sürmesi sonucunda bölgedeki Eosen-Oligosen kayaçlarında kıvrımlar oluşmuştur. Erken Miyosen’de bugünkü Marmara Denizi ve Karadeniz’in de içerisinde bulunduğu geniş alanın okyanuslarla bağlantısı kesilmiş ve doğuda bugünkü Hazar gölüne kadar uzanan alan, sıg ve kapalı bir deniz haline gelmiştir (Paratetis). Deniz seviyesindeki değişimler ile iklim ve tektonik etkiler sonucunda, Paratetis birbirine dar suyolları ile bağlanan havzalara ayrılmıştır (Barka, Sakıncı ve Yaltırak, 1988).

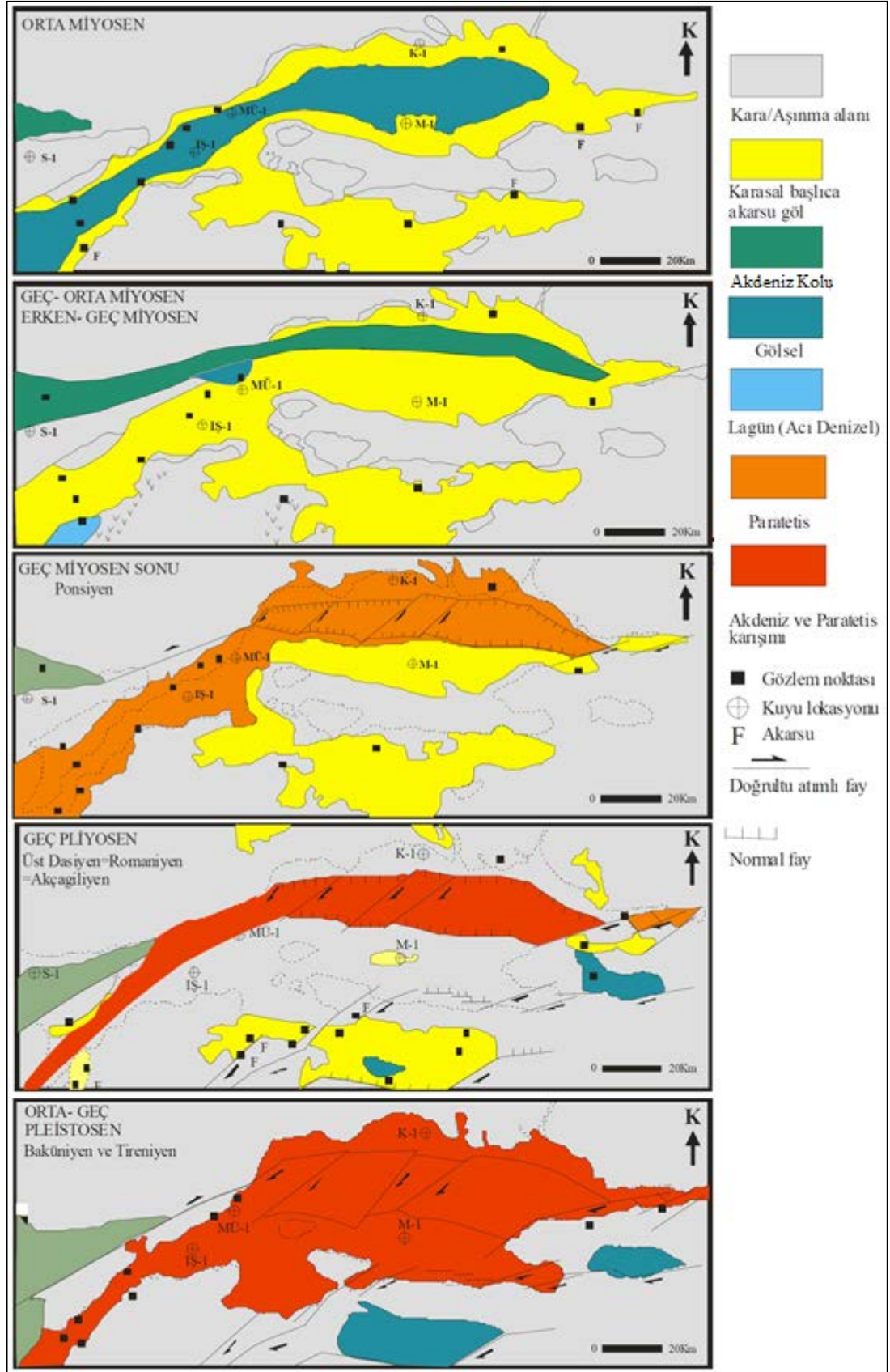
Marmara Denizi Havzası, KAFZ ile Ege’nin mevcut K-G açılma tektoniği rejimi arasındaki etkileşimin bir sonucu olan Kuzeybatı Anadolu graben sisteminin su basan parçasını temsil eder (Görür ve diğer., 1997). Intra-Pontid Okyanusu, Oligosen sonunda kademeli olarak kapanmıştır (Okay ve Tansel, 1992; Görür ve Okay, 1996). Bunun sonucunda oluşan sütur zonu Marmara Denizi’nin oluştuğu alanda geniş bir şekilde teşekkül etmiştir. Civardaki yükselmeler ve erozyonlar yüzünden Erken Miyosen’in büyük bir kısmında iç kıtasal kapanma devam etmiştir. Geç Erken Miyosen - Orta Miyosen zamanları arasında, Trakya Havzası ve Biga Yarımadası içlerinde nehir - göl (fluvio-lacustrine) koşulları hüküm sürmüştür. Marmara Denizi alanının büyük bir kısmı bir göl tarafından örtülüdür. Geç Orta Miyosen zamanına kadar Marmara Bölgesi’nde Nehir-Göl şartları hakim olmuştur (Görür ve diğer., 1997). Geç Orta Miyosen - Erken Geç Miyosen zamanları arasında (Geç Astaracian-

Vallesian) Saros Grabeni aracılığı ile Kuzey Ege'den gelen Akdeniz suları bir deniz dili ile Marmara Denizi kuzey kıyısı boyunca Marmara Denizi Havzası'na akmıştır (Şengör ve diğer., 1985).

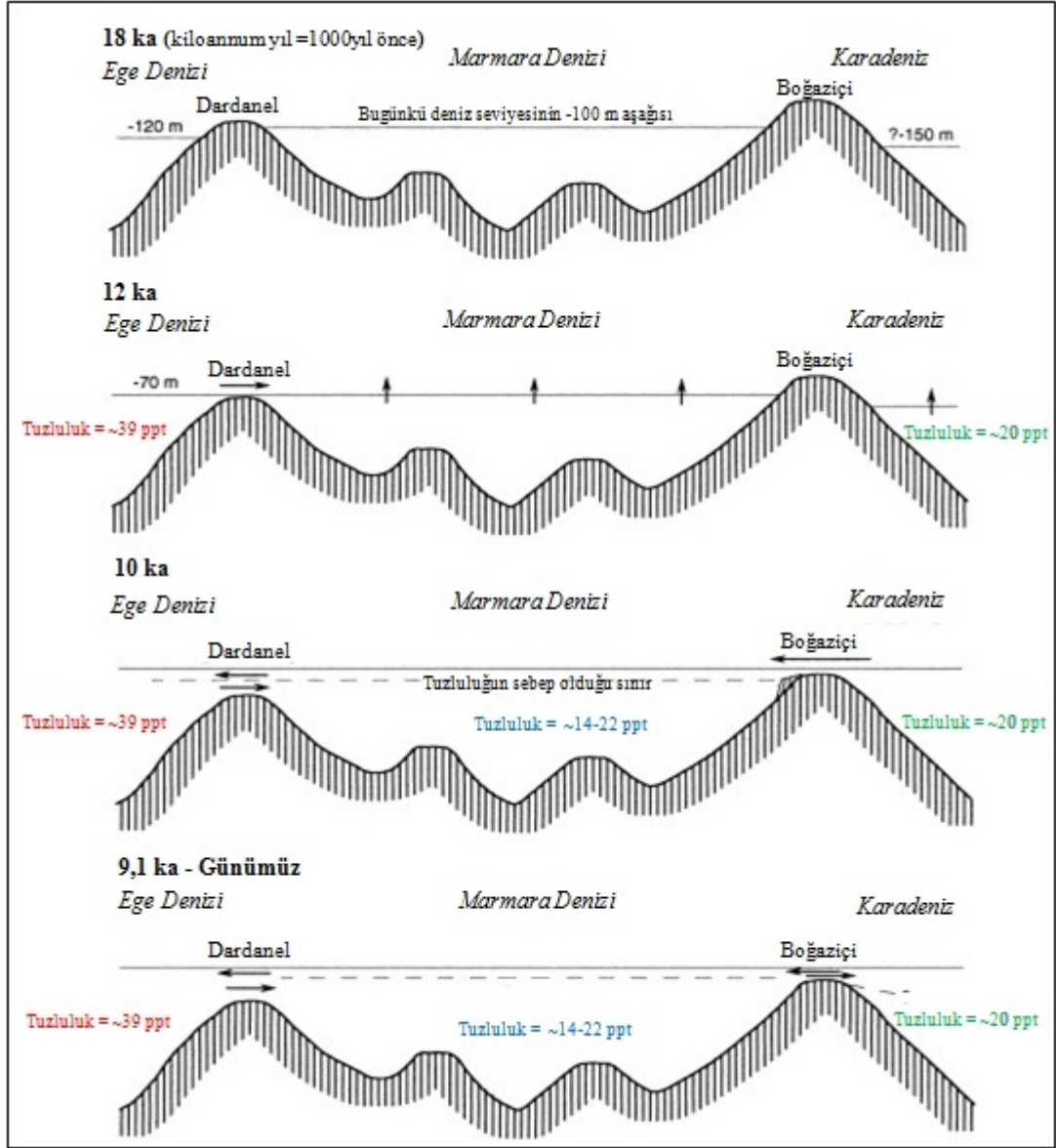
Bu havzanın jeolojik tarihi geç Serravalian (Geç Orta Miyosen) (12 Myö) zamanı sırasında KAF'nın ortaya çıkması ile başlar. Bu havzaya Akdeniz tarafından ilk su basması KAF'nın ortaya çıkması ile hem zaman hem de mekan olarak örtüşür (Şengör ve diğer., 1985; Görür ve diğer., 1997; Okay, Demirbağ, Kurt, Okay ve Kuşçu, 1999). Su basmasına neden olan Akdeniz kısa bir zaman için burada kalır. Marmara Denizi Havzası'na Geç Miyosene kadar geri kalan zamanında su basması olmamıştır. Buna müteakiben Geç Miyosen zamanı sırasında Akdeniz Paratetis/Karadeniz ile yer değiştirir. Paratetis şartları, Akdeniz'den Dardanel'e doğru ikinci su basması gerçekleştiğinde En Geç Pliyosen'e kadar havzada yer alır. Pleistosen zamanı sırasında dünyadaki deniz seviyesi değiştiği için Paratetis ve Akdeniz durumları birbirini izler (Görür ve diğer. 1997). Son buzul evresinde (Würm) Marmara Denizi Havzası tamamen kapalı bir konumdadır ve bu zamanda Karadeniz'e benzer bir şekilde su akümüasyonu olmadığı için durgun ve oksijensiz bir ortama dönüşür (Görür ve diğer., 1997; Çağatay ve diğer.,2000). Pleistosen sedimenti ile altındaki Neojen dönemine ait çökel tabaka arasındaki açısal uyumsuzluk KAF'ın bu zamanda aktivitesine devam ettirerek günümüz şeklini oluşturmaya devam ettiğini gösterir. Würm buzul evresine takiben, Akdeniz bir kez daha Marmara Denizi Havzası'nı tuzlu su ile doldurur. Yaklaşık 9 - 7.5 bin yıl önce havzadaki deniz seviyesi İstanbul boğazı eşiği üstüne çıktığı zaman, şu anki Akdeniz ve Karadeniz arasındaki çift akış rejimi ortaya çıkar. (Görür ve diğer. 1997) (Şekil 1.3, Şekil 1.4).

1.3 Marmara Denizi'nin Oşinografisi

Ege Denizi suyunun tuzluluk oranı sonbahar döneminde buharlaşmadan dolayı 39,5 ppt (binlik ifade eder; çözünen(gr)/çözeltili(kg)) 'ye kadar çıkar, ortalama yıllık tuzluluk oranı 39 ppt'dir. Ortalama yıllık sıcaklık değişimi 13-25 °C arasında değişir (Beşiktepe, 2003). Ege Denizi suyu Marmara Denizi suyundan her zaman daha yoğun olduğu için Çanakkale Boğazı'ndan Marmara Denizi'ne doğru giriş yaptığı



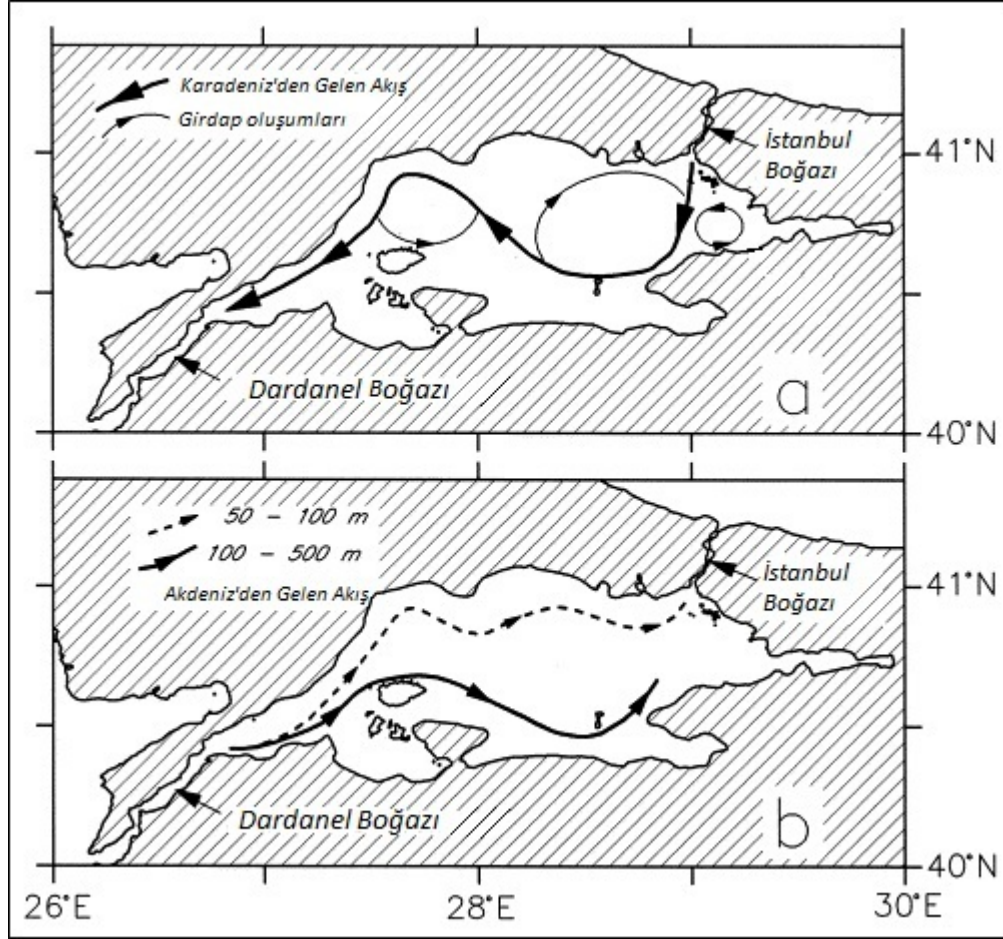
Şekil 1.3 Marmara Denizi ve çevresinin jeolojik gelişimi (Görür ve diğer., 1997; Taner, 1983)



Şekil 1.4 Son buzul maksimumdan bu yana Marmara Denizi su seviyesindeki değişim. Dik oklar su seviyesindeki değişimi, yanal oklar baskın su akışı yönünü gösterir (Kaminski ve diğer., 2002' den değiştirilerek).

sırada dibe doğru dalmaya başlar (Beşiktepe, 2003). Bu sırada sıcaklığı 8-24 °C arası olan (Hubareva, Svetlichny, Kideys ve İşinibilir, 2008), tuzluluğu yaklaşık 17-20 ppt arası değişen ve bu yüzden Ege Denizi'ne göre daha düşük yoğunluğa sahip olan Karadeniz suyu İstanbul Boğazı'ndan Marmara Denizi'ne doğru girer (Mudie ve diğer., 2002). Burada Ege Denizi suyu, Marmara Denizi su kolonunun alt katmanından Karadeniz'e doğru giderken, Karadeniz suları da üst su kolonundan Ege Denizi'ne doğru ters olarak akar (Şekil 1.4). Çift akış rejimi olarak adlandırılan bu

olay suların yoğunluk farkından dolayı olmaktadır (Şekil 1.5) (Beşiktepe ve diğer., 1994).



Şekil 1.5 Marmara Denizi'ndeki a) yüzeysel Ege'ye doğru giden Karadeniz suyu b) dipten Karadeniz'e doğru akan Akdeniz suyu (Beşiktepe ve diğer., 1994).

Bu iki denizin akışının geçtiği nokta olan Marmara Denizi'nin tuzluluğu 14-22 ppt değerleri arasında değişir (Mudie, Aksu ve Yaşar, 2001; Meinesz ve diğer., 2009).

1.4 Marmara Denizi'nin Tektoniği

KAFZ'na bağlı olarak Anadolu plakasının batıya doğru hareketi Marmara Denizi içerisinde bir takım kırık sistemleri boyunca oldukça karmaşık bir mekanizma ile Kuzey Ege'ye iletilmektedir (Öztürk, 2007). Araştırmacılar KAFZ'nun hem karada

hem de denizde ki konumu hakkında farklı görüşler öne sürmüşlerdir. En önemli tartışmalar Marmara denizi içerisindeki konumu üzerinedir (Aksu,Calon, Hiscott, ve Yaşar, 2000; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Crampin ve Evans, 1986; Ergün ve Özel, 1995; Imren ve diğer., 2001; Le Pichon, Taymaz, ve Şengör, 1999; Okay ve diğer., 1999, 2000; Parke ve diğer., 1999; Siyako, Tanış, ve Şaroğlu, 2000; Wong ve diğer., 1995).

Yaltırak (2002) bu çalışmaları üç grupta toplamıştır (Şekil 1.6).

1. Çek-ayır (pull-apart) ve birleştirilmiş model (Armijo, Meyer, Hubert ve Barka, 1999; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Barka, 1992; Ergün ve Özel, 1995; Wong ve diğer., 1995) ;
2. Birleşik basamak benzeri dizilimli-sıçramalı (en eşelon) fay segmentleri modeli (Okay ve diğer., 2000; Parke ve diğer., 1999; Siyako ve diğer., 2000);
3. Marmara Denizi altında tek bir ana fay modeli (Aksu ve diğer., 2000; Imren ve diğer., 2001; Le Pichon ve diğer., 1999).

Marmara Denizi'nden geçen tek bir ana fay modeli ilk olarak Pınar (1943) tarafından ileri sürülmüştür. Kopp, Pavoni ve Schindler (1969) Marmara'yı baştan aşağı kat eden tek bir fay olduğunu ifade ederek aynı görüşü savunmuşlardır.

Ketin (1968) Marmara Denizi'nin KAF'ın devamı olarak yorumlanabilecek bir çek-ayır (pull apart) havza olduğu ve bunun Marmara Denizi'nin kuzey sırtının altında bulunabileceği önermiş ve bu öneri, açılmanın doğu-batı eğimli olduğunu belirtmiş olan McKenzie (1972) tarafından izlenmiştir.

Marmara Denizi gelişimi hakkında ilk modeller 1930'lu yıllarda öne sürülmüş olsa da, deniz tabanı topoğrafyası ve sismik kesitler konusunda ilk modern çalışma Barka ve Kadinsky-Cade (1988) 'in batimetri, deniz sismiği verileri ve çevre fayların geometrilerine dayanılarak ortaya konulan çek-ayır modelidir. Araştırmacılar, Marmara Denizi civarında KAFZ'nun ikiye ayrıldığını, kuzey kolunun İzmit Körfezi ve Marmara Denizi boyunca geçtiğini, bu kolun üç büyük çek-ayır havzayı

şekillendiren “en eşelon” (sıçramalı) doğrultu atımlı segmentlerden oluştuğunu, güney kolunun ise Marmara Denizi’nin güneyinden geçtiğini öne sürmüşlerdir. Çalışmanın sonuçlarına göre Marmara Denizi’nin kuzey yarısında yer alan üç çukurluk (havza) (Şekil 1.2) büyük bir çek-ayır yapının parçaları olarak açılmaktadır. Barka (1999) yaptığı modelleme çalışmasında da aynı görüşü savunmuştur.

Daha sonra, 1987 yılında toplanan 1670 km’lik yüksek çözünürlüklü sığ sismik yansıma verilerine dayanarak, Marmara Denizi’ndeki üç derin havzanın açıklanması için çek-ayır modeli değiştirilerek sıkışma ve gerilmeli eşkenar dörtgen bloklar dahil edilmiş ve Marmara Denizi’ndeki KD-GB yönlü iki sırtın (Orta ve Batı Sırtı), kuzey ve güney açılma sınırları arasında sağ yönlü iletim zonu şeklinde bir işlevi olduğu belirtilmiştir (Ergün ve Özel, 1995; Wong ve diğer., 1995).

Bu zaman sırasında güney şelfinden toplanan sığ sismik verilerine dayanarak, Smith ve diğer. (1995) doğu-batı yönelimli normal fayları tanımlamış, KAFZ’nun Marmara Denizi içinde birçok kola ayrıldığını ve kıyı açığında süreklilik göstermediğini bu normal faylar ile ispatlamıştır. Aynı zamanda Marmara Havzası’nın güney bölümünü yarım bir graben olduğunu öne sürmüştür.

1997’de MTA’ya ait Sismik-1 gemisiyle toplam 1500 km’lik sismik verisi alınmıştır. Üç farklı grup bu verileri yorumlamış ve farklı sonuçlara ulaşılmıştır. Okay ve diğer. (1999) Marmara Denizi batısının güney bölümüne sınırı olan ve daha sonra karaya çıkan ana bir fayın Tekirdağ Havzası’nın doğusuna kadar kuzeydoğu-güneybatı yönlü ters fay olduğunu öne sürmüşlerdir. Bunun yanında sismik kesitlerden havzanın güçlü bir şekilde asimetric olduğunu göstererek, yamaç oluşturan normal fayın derinlerde KAFZ ile birleştiği belirtilmiştir. Araştırmacılara göre havza bir kenarı KAFZ ile diğer kenarı ise dik denizsel yamacı oluşturan bir normal fayla sınırlanmıştır ve tüm yapı, çok büyük ve oldukça düz negatif bir çiçek yapısıdır.

MTA'nın 1997 topladığı tüm verileri yorumlayan Parke ve diğer. (1999), Marmara Bölgesi'nde KAFZ sisteminin önemli ölçüde azaldığını ve doğu-batı yönlü normal fayların Marmara Denizi'nin gelişmesine neden olduğunu aktarmıştır.

Son olarak, 1999 Doğu Marmara depreminden sonra aynı verileri yorumlayan Le Pichon ve diğer. (1999) Marmara Denizi'ni baştanbaşa geçen gömülü bir ana fayın olduğunu açıklamıştır. Bu yazarlar fayın ismini Büyük Marmara Fayı olarak isimlendirmiş ve bu fayın Çınarcık havzası güney sınırından geçip, Orta Havza'nın ortasından ilerlediğini ve Tekirdağ Havzası'nın güney sınırı boyunca geçtiğini bunun sonucunda da sağ yönlü kayma kuvvetinden kaynaklanan havza ve sırtların oluştuğunu ileri sürmüşlerdir. Araştırmacılara göre aktif bir çek-ayır yapıya gerek yoktur .

Armijo ve diğer. (1999) KAFZ'nun İzmit ve Ganos bölümleri arasında genişleme ile çek-ayır bir havza olarak oluşmasını, topoğrafik ve geometrik varsayımları göz önünde bulundurarak basit bir çek-ayır model şeklinde incelemiştir. Model, deformasyonun çoğunun havzaların sınırları boyunca oluştuğunu kabul etmektedir.

Okay ve diğer. (2000) MTA tarafından Orta Sırt ve buranın batı kısmından toplanmış veriler ile 1997'deki veri setlerini birleştirmiştir. İleri sürdükleri fikir fayın iki kola ayrılmasından dolayı, tek bir ana fay modelin geçerli olamayacağı yönündedir. Araştırmacılar ana fayın, Marmara Denizi doğusundaki Çınarcık Havzası'nın kuzey köşesi sınırından geçecek biçimde normal bir fay gibi işlevini sürdürdüğü daha sonra Orta Sırt'ın kuzey kısmından geçerek, doğrultu atımlı fay olarak devam ettiğini öne sürerler.

Aksu ve diğer. (2000), 1995 yılında Piri Reis gemisiyle topladıkları, toplamda 3390 km'lik tek kanal sığ sismik verileri üzerinden Marmara Fay sistemlerini incelemiştir. Burada öne sürülen fikir Marmara Denizi'nin negatif çiçek yapısı olarak geliştiği, tek bir düşeye yakın ana faya bağlanan iki tane batı doğrultulu yan fay tarafından sınırlandırılmıştır.

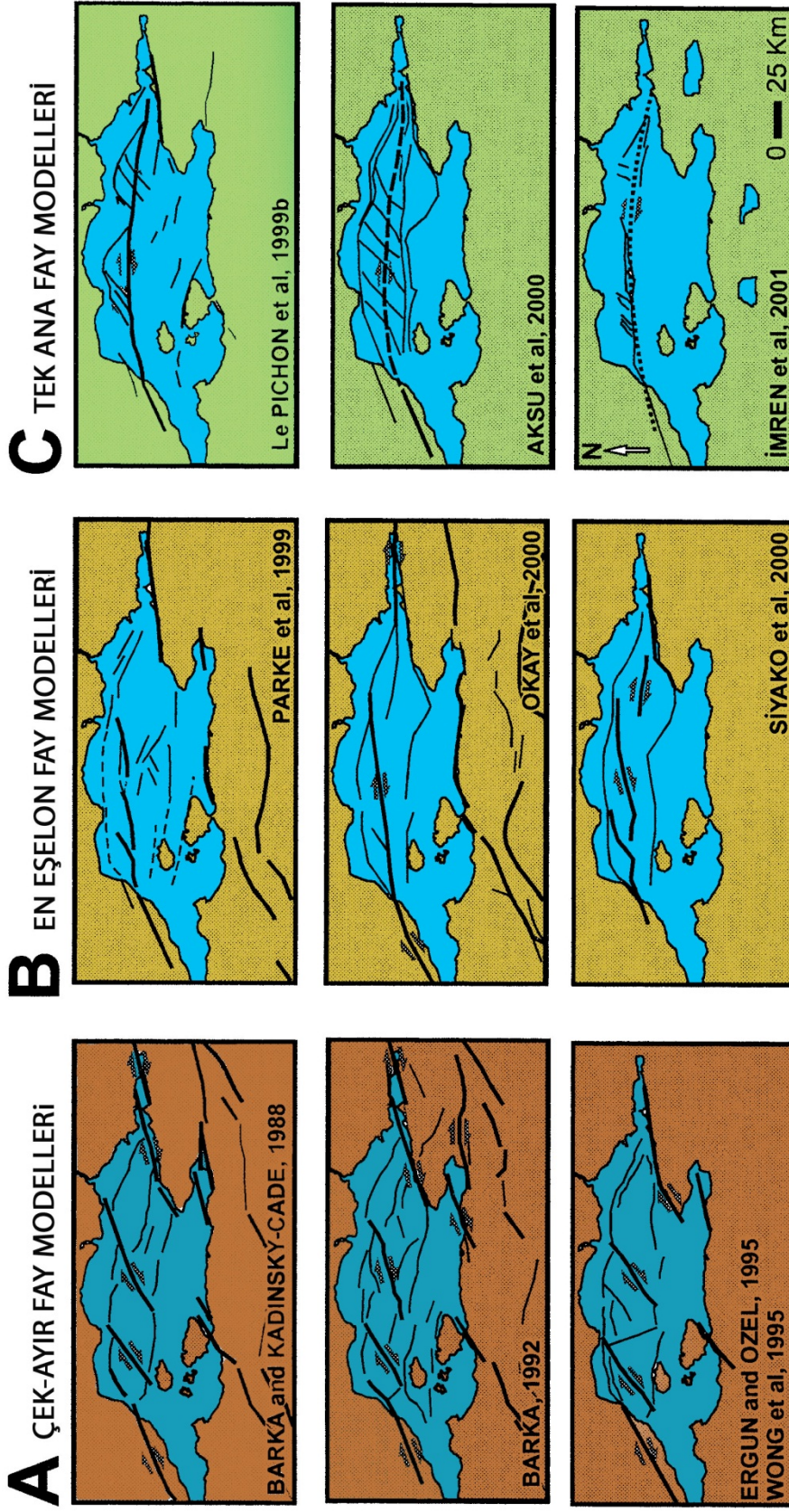
Siyako ve diğer. (2000), TPAO tarafından toplanmış 5500 km'lik çok kanallı sismik verisini yorumlamıştır. Buna göre 3 adet en eşelon doğrultu atımlı fay parçasının Marmara Havzası boyunca ilerlediğini ve negatif bir çiçek yapısı oluşturduğunu aktarmışlardır. Aynı zamanda bu havzaların yüzeysel bir şekilde dalmaya sahip normal faylar tarafından sınırlanmış olduğunu da eklemişlerdir.

İmren ve diğer. (2001), Marmara Denizi'nin Marmara Fayı adını verdikleri doğrultu atımlı bir fay sistemi ile kesildiği söylemişlerdir. Araştırmacılara göre, aktif Marmara Fay sistemi, sürekli doğrultu atımlı bir faydır. Bu fay, Merkez Sırtı, Orta Havza'yı ve Batı Sırtı'nı kesmektedir. Orta Havza'da önemli bir çek-ayır yapı oluşmakta, ancak fay doğrultusunda bir değişim bulunmamaktadır.

Görür (2001), Kuzey Marmara Havzası boyunca uzanan aktif bir fay zonunun (Marmara Fayı) olduğunu ve zon içerisindeki fayın Tekirdağ ile Orta Marmara sırtları arasında uzandığını, ikinci büyüklükteki fayın ise Çınarcık Havzası'nın içerisinde iki kola ayrıldığını savunmuştur.

Gökaşan ve diğer. (2001) tarafından yüksek çözünürlüklü sismik ve batimetri verileri kullanarak İzmit Körfezi'nin tektonik yapısı incelenmiş ve birçok aktif fay belirlenmiştir. İzmit Körfezi'ni kendi içinde üç havzaya ayıran araştırmacılar buralarda çiçek yapısındaki normal fayların varlığını göstermişlerdir. Körfezin eksenini izleyen ve buradaki sırt ve havzaları kesen gömülü bir ana fay olduğu ve bu fayın muhtemelen son buzul döneminin bitiminden beri aktif olan KAFZ'nun yeni bir kırılması olarak tanımlanabileceği sonucu vurgulanmıştır.

Parke ve diğer. (2002), 1997 yılında Marmara Denizi'nde toplanan 1500 km'lik yüksek çözünürlüklü sismik verileri kullanarak buradaki sediment çökmesi ve faylanma arasındaki ilişkiyi araştırmışlardır. Araştırmacılar Marmara Denizi boyunca doğrultu atımlı tek bir fayın varlığını, ya da Tekirdağ ve merkez Marmara havzaları boyunca bir kuzey sınır fayının varlığını gösteren bir kanıtın veriler içerisinde bulunmadığını, en eşelon fay modelinin daha gerçekçi olduğunu belirtmişlerdir.



Şekil 1.6 Marmara Denizi'nin tektonik modelleri. (A) Çek-ayır modeli. (B) En eşelon modelleri. (C) Tek ana fay modelleri. Kalın çizgiler Marmara Denizi'nin oluşmasında aktif rol oynayan ana fayı, ince çizgiler ikincil fayları gösterir. (Yalınrak, 2002)

Armijo, Meyer, Navarro, King ve Barka (2002), 2000 yılında Le Suroit gemisiyle toplanan yüksek çözünürlüklü batimetri verilerini kullanmışlardır. Marmara Denizi içindeki daha küçük çek-ayır oluşturan denizaltı fay sistemleri incelenmiştir. Bu çalışmaya göre Marmara Denizi, ilerlemesi esnasında, KAFZ'nun karşılaştığı geometrik/mekanik bir engel olarak görünen büyük bir çek-ayır yapısıdır. Yazarlara göre, tek, sürekli, salt doğrultu atımlı bir faya ait kanıt yoktur. Son 5 My için belirlenen yer değiştirme alanı ve GPS'den belirlenen Anadolu-Avrasya hareketinin her ikisiyle de uyumlu olan durağan bir kinematığın morfolojik ve jeolojik kanıtları bulunmuştur.

Kuşçu, Okamura, Matsuoka ve Awata (2002), 1999 depremi sonrasında, aktif fayların yerlerini belirlemek için, 1500 km'lik sığ sismik verisi toplamışlardır. Toplama sırasında var olan batimetri haritasından yararlanılmış ve stratigrafik yorum aşamasında önceden alınmış karot örnekleri kullanılmıştır. Araştırmacılara göre İzmit Körfezi'nin KAFZ üzerindeki temel yapılardan biri olduğu, körfezin içinde ve çevresinde iki set fay varlığını belirtmişlerdir. Bunlardan birincisi körfezin her iki kenarında neotektonik zamanına ait şu an aktif olmayan faylar, ikincisi ise önceki fay setini kesen körfez içinde daha kısa fakat devamlı olan aktif bir doğrultu atımlı fay setidir. Sismik ve karot verilerine dayanarak, Holosen denizsel çökelleri ve erken Holosen akarsu-gölsel çökelleri olmak üzere, körfez'de iki ana stratigrafik seri tanımlamışlardır.

Alpar ve Yaltırak (2002) Doğu Marmara Denizi alanının yapısal taslağını ortaya çıkarmak için karada yapılan jeolojik çalışmaları ve denizden toplanan yüksek çözünürlüklü sığ sismik yansıma verileri sonuçlarını yayınlamışlardır. İzmit Körfezi'nin çökellerinde, küresel deniz seviyesi değişimleri ve tektonizmanın etkilerini gösteren dört sismik birim ortaya çıkarılmıştır. Çalışmaya göre bölge, KAFZ'nun kuzey kolu tarafından kontrol edilen negatif bir çiçek yapısıdır. Geç Pliyosen'de KAFZ, Marmara Denizi'ne ana bir fay olarak ulaşmıştır. Küçük ölçekli faylar, sağ yönlü makaslama rejimi altında ana bir fay çevresinde gelişmiştir. Marmara Denizi'nin gelişiminin, tek bir doğrultu atımlı fayın etkisi altında olduğu görüşü desteklenmektedir.

Adatepe, Demirel ve Alpar (2002), Marmara Denizi güney yamacının tektonik yapısını, gravite ve çok kanallı sismik yansıma veri setleri kullanarak çalışmışlardır. Çalışmada, KAFZ'nun ortak kolu ile Trakya-Eskişehir Fay zone arasındaki ilişki araştırılmıştır. Marmara Denizi'nin güney tarafı Geç Pliyosen döneminde tektonik olarak yükselmiştir. Gemlik Körfezi, Geç Pliyosen-Erken Pleistosen sırasında, KAFZ'nun orta kolu boyunca sağ yönlü doğrultu atımlı fayların kontrolünde gelişmiştir.

Ateş, Kayıran ve Sincer (2003) manyetik, sismik ve gravite verileri yardımıyla Marmara Denizi içine uzanan fayları ve özelliklerini tanımlamıştır. Araştırmacılar, jeofizik verilerinin birleştirilmesi ile Kuzey Marmara Denizi'nde çökmenin ve izostatik bir dengenin varlığını ileri sürmüşlerdir

Demirbağ, Rangin, Le Pichon ve Şengör (2003) 2000 yılında Le Suroit gemisiyle toplanan sismik (Pasisar verisi) ve batimetri verilerini kullanarak Marmara Denizi'ndeki Ana Marmara Fayı'nın aktif deformasyon zonunu araştırmışlardır. Bu çalışmada ana amaç üst sedimanter katmanının aktif deformasyonunu araştırmaktır. Aktif ana deformasyon zonunun (ADZ), havzaları birbirinden ayıran Batı ve Orta yükselimde daha dar bir zon olduğu neticesini vurgulamışlardır. Bu çalışmada Pasisar sismik verisi batıdaki Ganos Fayı'ndan doğudaki İzmit Fayı'na kadar, yüzey deformasyonu açılması ile ilişkilendirilmiştir.

Gürer ve diğer. (2003) Güneydoğu Marmara Bölgesi'ndeki KAFZ'nun geometrik ve yapısal özelliklerini incelemiştir. Araştırmacılara göre KAFZ'nun gelişmesinden önceki zamanda bu bölgede alt seviye ardalanması meydana gelmiş ve Pliyosen sırasında muhtemelen üst seviye ardalanmasından önce sıkışma deformasyonu ile oluşan çok geniş bir çöküntü alanı birikmiştir. Bu bölgenin horst ve graben morfolojisi, Batı Anadolu açılımı ve KAFZ'nun ayrılmasının ortak sonucudur. Fay kayma verisi ve deprem odak mekanizma çözümlerinin sonuçları arasında yüksek benzerlikler vardır.

İmren, Demirbağ ve Şengör (2003) çalışmalarında Marmara Denizi'nden topladıkları çok kanallı sismik ve batimetri verilerinden yararlanmışlardır. Marmara Denizi'nin kuzey kesiminin şu anda sürekli faal doğrultu atımlı bir fay sistemi ile kesildiği sonucuna ulaşılmıştır ve bu fay, Marmara Fayı olarak adlandırılmıştır. Yazarlara göre, Marmara Fayı, Marmara Denizi doğusundaki 270°'lik İzmit Fayı'nı, denizin batısındaki 245°'lik Ganos Fayı'na bağlar. Marmara Fayı iki ana doğrultuya sahiptir. Fay, Marmara Denizi'nin batı kısmında 130 km uzunluğunda ve 265° yönünde uzanırken, doğu kısmında ise 70 km'nin üzerinde 295° doğrultusunda uzanmaktadır.

Le Pichon, Rooke ve Rangin (2003) yapmış oldukları çalışmada, Le Pichon ve diğer. (2001) tarafından önerilen, Temel Marmara Fayı (TMF)'nin ayrıntılı tektonik ve geometri yapısı ile Meade ve diğer. (2002) tarafından güncel olarak analiz edilen yeni GPS veri setini kullanarak, kuzeyde KAFZ'nun kuzey kolu ile sınırlandırılmış bir Marmara bloğunun varlığını ortaya çıkarmışlardır. GPS verilerine göre sağ yönlü doğrultu atımlı kaymanın Marmara kolunun toplam uzunluğunda 23 mm/yıl olduğunu göstermiş ve en önemli açılma bileşenin olduğu tahmin edilen tek yerin Çınarcık kesimi olduğu açıklanmıştır.

Erdik, Demircioğlu, Sesetyan, Durukal ve Siyahi (2004) tarafından Marmara Bölgesi'ndeki deprem tehlikesi, zamana bağlı olmayan olasılık ve zamana bağlı olasılık modelleri kullanılarak incelenmiştir. Çalışmadaki ana veriler, tarihsel depremsellik, tektonik modeller ve faylar boyunca bilinen kayma hızlarından oluşur. Son bulgulara dayanarak Marmara Denizi için fay dağılım modelinin sağlanmasının mümkün olduğunu belirtmişlerdir. Ana Marmara Fayı için bu model farklı yapısal, tektonik ve geometrik özellikler ve tarihsel deprem oluşumları açısından fay bölümlerini tanımlamışlardır.

Flerit, Armijo, King ve Meyer (2004) Anadolu ve Ege'nin büyük ölçekli deformasyonunu analiz etmek için kırık mekaniği kavramını kullanmışlardır. Amaç KAF ile Ege'deki yay-gerisi genişlemesi arasındaki mekanik etkileşimi inceleyerek KAF'nın batı ucundaki deformasyon zonunun karakterize edilmesi ve temel yapılar

için kayma hızlarının belirlenmesidir. Araştırmacılara göre, çalışmadaki serbest gerilme modellemesi KAFZ'nun gelişimi için bir senaryo önermektedir: (1) KAF'nın Ege'ye ulaşmadan önceki daha erken bölümünde, Helenik yay-çekmesinin etkisi altında değildi. KAF'nın kayma oranı görüntüsü elastik bir katı ve birim deformasyona uğramış Anadolu litosferi içinde bir kırığa karşılık gelecek biçimde yarı eliptik bir şekilde modellenmiştir. (2) Günümüzde, KAF Ege'ye dalmakta olup, Ege açılması ve Helenik yay-çekmesi ile ilişkiye bağlı olarak büyük bir süreç zone gelişmiştir.

Okay, Tüysüz ve Şinasi (2004) Marmara Bölgesi'ndeki KAF üzerinde bir büküm çevresindeki morfolojik ve yapısal değişimleri çalışmışlardır. Yazarlara göre Batı Marmara Bölgesi'nde, D-B doğrultulu KAF, yumuşak bir sıkışma zonundan sert bir serbestlenme zonuna 17°'lik bir büküm yapar. Bu fay bükümünü çevresindeki morfolojik ve yapısal değişimler, yapısal jeoloji ve çok kanallı sismik yansıma verisi bilgileri kullanılarak çalışılmıştır. Sıkışma zone morfolojide Ganos Dağı olarak ifade edilir ve bu bükümün batısı sıkışmalı Ganos Fay segmentine paralel olarak uzar. Ganos Dağı'nın monoklinal yapısı KAF'nın bu dağın altına 50°'lik eğimle daldığını gösterir ve bu eğim yaklaşık 8 km derinlikteki yüzey kırımında sona erer. Bu fay bükümünün doğusu, KAF'nın kuzeye doğru dalımının sürekliliğini sağlar, fakat bu olay normal dalma bileşenlerini içerir. Bu da Marmara Denizi'nin batısındaki Tekirdağ Havzası'nın asimetrik bir yarı-graben şeklinde oluşmasına neden olur.

Polonia ve diğer. (2004) çalışmalarında Marmara Denizi'nin kuzeydoğu şelf ve bitişindeki yamaçları, batimetri, yanal tarama sonarı ve mühendislik sismik (chirp) yöntemleri kullanarak 2000 ve 2001 yıllarında yaptıkları seferler ile haritalamışlardır. Doğu Marmara Denizi (İzmit Körfezi) tabanında KAFZ'nun yüksek çözünürlüklü akustik görüntüleri elde edilmiş ve deniz altı tabanı kanalları ve paleo kıyı çizgilerinin kayma miktarları ölçülmüştür. Yazarlara göre İzmit Körfezi içindeki KAF, ileri doğru genişleyen deformasyon zone ile birlikte adımlanmayı; kollara bölünme ile doğrultu atım ve açılma arasındaki gerilmeyi gösterir. KAF'nın İzmit Körfezi'ndeki ana kolu boyunca Holosen ortalama kayma miktarı son 10 yıl içinde yaklaşık 10 mm/yıl olarak belirlenmiştir. Kayma hızlarına bağlı olarak

KAFZ'nun bu kolundaki doğrultu atım hareketinin çoğunun ana fay segmenti üzerinde oluşmadığı ve farklı fay kolları arasında dağıldı ya da kayma hızının günümüzde arttığı veya ikisinin de geçerli olduğu sonucuna varılmıştır.

Rangin, Le Pichon, Demirbağ ve İmren (2004) 'e göre Marmara Denizi, bulunduğumuz zamanda KAFZ'nun kuzeybatı kolunun bir bölümü boyunca doğudaki İzmit Fayı'nı batıdaki Ganos Fayı ile birleştiren sağ yönlü doğrultu atımlı bir faylanma bölgesidir. Bu aktif Ana Marmara Fayı, sırayla bu alanda bulunan havza ve sırtları keser. Çok kanallı sismik hatları, sparker ve derinden çekilen yüksek ayrımlı sismik veri setlerinin analizi ile, yaklaşık 300 m kalınlığındaki sedimentle örtülmüş olan ve şu anda aktif olmayan bu çöküntü alanları çevreleyen normal faylanmalar belirlenmiştir. KD-GB yönlü antiklinal ve ters fay serileri deforme olmamış ince bir sediment örtüsü ile kaplanmıştır. Yazarlara göre havza ve sırtlar, Ana Marmara Fayı'nın oluşumundan önceki Marmara Denizi içindeki KAFZ'nun hareketlerine uyum sağlayan önceki çek-ayır havza ve fay sistemlerinin kalıntısıdır.

Seeber ve diğer. (2004) KAFZ'nun Ganos ve Marmara segmentleri arasında bükümleşme ve Marmara Denizi Bölgesi'nin batısındaki kabuk hızının düşey bileşenini ilgilendiren bir araştırma yapmışlardır. Bükümün sıkışan batı bölümündeki kabuk kısılması ve yükselmesi, Ganos Dağı'nı; serbestlenen doğu bölümündeki kabuk uzaması ve çökmesi ise, Tekirdağ Havzası'nı oluşturmuştur. Yazarlar bu deformasyonun düşey bileşeninin, KAFZ'nun düşey olmayan kuzey eğimli Ganos ve Tekirdağ bölümlerindeki eğimli kayma ile kontrol edildiğini önermektedir.

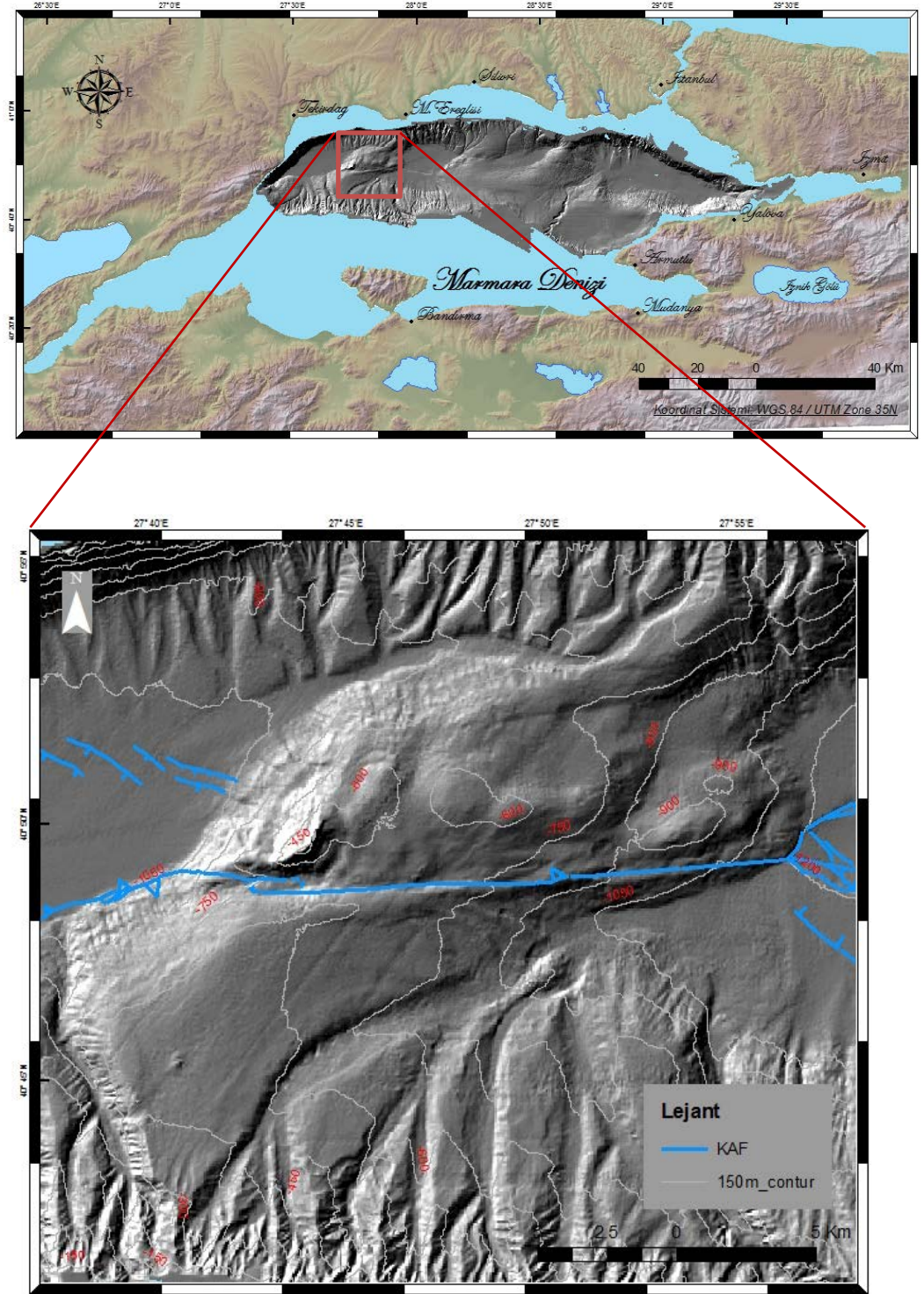
Şengör ve diğer. (2004) KAF'nın 1200 km'lik sağ yönlü doğrultu atımlı bir fay zonu olduğu ve yaklaşık 13 ile 11 milyon yıl önce oluşmuş ve batıya doğru ilerlediğini belirtmişlerdir. Yazarlara göre KAF'nın Marmara Denizi'ne ulaşması 200 bin yıl öncesinden daha erken olmamıştır. Şu an için Marmara Denizi alanındaki gerilme büyük oranda ve bu durum jeolojiye bağlı olarak meydana gelmiştir.

Armijo ve diğer. (2005) bu çalışmada Marmara Denizi çek-ayırındaki denizaltı genç deprem kırıkları ve yamaçların morfolojik değişimlerini incelemişlerdir. 2002 yılında MARMARASCARPS seferinde insansız denizaltı aracı (ROV) ile denizaltı morfolojisini karakterize etmek için yüksek çözünürlüklü veri toplanmıştır. Araştırmacılar doğrultu atımlı Ganos ve İzmit Fayı arasında Kuzey Marmara açılması içinde bulunan fay mekanizma çeşitlerini ve fay bölümleri üzerine yoğunlaşmışlardır. Yazarlara göre hızlı sedimantasyonlanma oranından dolayı denizaltı yamaçları korunur ve kümeleşirler.

McHugh ve diğer. (2006) KAF'nın Marmara Denizi bölümünü yüksek çözünürlüklü çok ışınli batimetri, deniz tabanı profillemesi ve karot alma yöntemleriyle çalışmışlardır. Bu çalışmada temel amaç aynı gösterge çizelgesinde stratigrafik kayıtlardan karada paleosismik araştırmalara, fayın sismik ve tektonik tarihini incelemek ve genel olarak fay kontrollü havzalara uygulanabilecek denizaltı deprem jeolojisi için gerekli araçları geliştirmektir. Farklı boyutlarda Marmara Denizi Havzası'ndaki Holosen sedimenti üzerine odaklanılmıştır. Bunun içinde havzalardaki temel deprem izleri zamana göre incelenmiştir. Sonuçlardan bir kaç şudur; 1) 181, 740, 1063, 1343, 1509, 1766, 1894 ve 1912 yıllarında olmuş büyük depremlere ait izler bulunmuştur. 2) 1912 depremi kırığı KAF'nın Ganos Fayı kısmı boyunca küçük dönüşüm (transform) baseninde ortaya çıkarılmıştır. 3) Geniş Tekirdağ ve Merkez transform havzalarının en derin bölümleri, her havzanın fay bölümü boyunca oluşmuş güçlü deprem ($M_s > 7$) kayıtlarını barındırır (1063 Tekirdağ havzası, 740 ve 1343 Merkez Havza).

1.5 Çalışma Alanı – Batı Sırtı

Bu tezde temel çalışma alanı Marmara Denizi içerisindeki üç ana havzayı birbirinden ayıran ve iki sırttan biri olan Batı Sırtı'dır (Şekil 1.7). Genel olarak bakıldığında bu alan, jeofizik yöntemler ile ortaya çıkarılmış Türkiye denizlerindeki gaz ve gaz hidrat yapılarının bulunduğu yerlerin haritalanması için örnek alan teşkil etmektedir. Batı Sırtı, Tekirdağ ve Orta Havza'yı birbirinden ayıran, deniz tabanı derinliği yaklaşık 420-750 m arası değişen KD – GB yönlü bir yükselidir.



Şekil 1.7 Marmara Denizi'ndeki iki adet sırttan biri olan Batı Sırtı'nın konum haritası ve deniz tabanı morfolojisi. Batimetrik kontur aralığı 150 m'dir.

Yaltırak, (2002) bu alanın oluşumunu şu şekilde açıklamıştır; Marmara Denizi'ndeki sırtlar (Batı ve Orta Sırt) ve havzalar (Tekirdağ, Orta ve Çınarcık Havzası) iki farklı yaştaki fay sistemi tarafından tanımlanan birleşik evrimli tarih ürünleridir. Bunlar; Erken Miyosen-Erken Pliyosen Trakya-Eskişehir Fay Zonu ve kolları ile Geç Pliyosen-yakın zaman Kuzey Anadolu Fayı ve kollarıdır. Trakya-Eskişehir Fayı bu alanda Erken Neotektonik izleri işaret eder. Geç Neotektonik zamanı, Erken Pliyosen sonunda KAF'nın Trakya-Eskişehir Fayı'nı dört parçaya böldüğü sırada başlamıştır. Geç Neotektonik zamanı sırasında, KAF; Ganos, Bandırma-Behramkale ve Manyas-Edremit fay zonlarına bağlanarak bir dizi yayılma şeklinde batı yönlü genişlemiştir. KAFZ'nun kolları, bağlantıya başlamış daha eski kolların şu anki ve geçmiş karakteristiklerine bağlı olarak farklı yapıda olan bir dizi havzanın gelişmesine neden olmuştur. Batıda KAF'nın kuzey yönlü kolu, Ganos Fay Zonu'na (GFZ) bağlandığında, Marmara Denizi'nde iyi bilinen çöküntü ve yükselimlere sebep olan tek bir gömülü fayın gelişmesine neden olmuştur. GPS kayma vektörleri ve stratigrafik sonuçlar ile yer değiştirme değerinin korelasyonu KAF'nın, Marmara Denizi bölgesine yaklaşık 3,5 milyon yıl önce ulaşmış olduğunu ve halen yayılmasına devam ettiğini açıklar. Marmara Denizi ve çevresini oluşturan tektonik süreçler Trakya-Eskişehir Fayı ile başlamıştır ve yayılması KAF tarafından kontrol edilmektedir.

Batı Sırtı, eğim ve tektonik hareketler tarafından kontrol edilen dönel ve ötelenmeli kaymanın sebep olduğu heyelan (Göktaşan ve diğer., 2003), moloz ve çamur akıntılarının olduğu bir alandır (Gazioğlu, Yücel ve Doğan 2005). İlk etapta Marmara Denizi, K-G açılması ile bir çöküntü (graben) yapısı olarak gelişmiş ve daha sonra yeni bir fay (Yeni Marmara Fayı) tüm havzayı baştan sona doğru kesmiştir. Bu olay ilerleyen zamanda havzanın batı bölümünde büyük bir deniz altı heyelanı yaratmıştır. Bu kütle hareketi de Batı Sırtı'nı meydana getirmiştir. Doğrultu atımlı fayın başlangıcı, yeni kayma gerilim sisteminin, var olan açılma gerilim sistemi ile yer değiştirdiğini göstermiştir (Göktaşan ve diğer., 2003).

Bayrakçı ve diğer. (2013) Marmara Denizi'nde temel kaya kalınlığı üzerine yaptığı OBS çalışmasında en kalın yerin Batı Sırtı'nı da içine alacak şekilde Orta ve Tekirdağ Havzası arasındaki bölgenin olduğunu göstermişlerdir. Bu kalınlığı yaklaşık 6 km olarak vermişlerdir. Bu havzaların oluşumlarının ortak zamana denk geldiğini, Batı Sırtı'nın bir yükselim olmasına bağlı olarak tektonik hareketler ile oluşması halinde altındaki temel kayacında sırtla beraber yükselmesi gerektiğini, fakat yapılan ölçümlerde Batı Sırtı altında da temel kayacın kalınlığının Orta Havza gibi yaklaşık 6 km kadar olduğunu söylemişlerdir. Sonuç olarak Batı Sırtı oluşumunun bu alanda yüksek oranda sediment birikmesiyle olduğunu açıklamışlardır.

Marmara Denizi son buzul dönemi küresel deniz seviyesi yükselimi sonucu Dardanel ve İstanbul Boğazı aracılığı ile Doğu Akdeniz (Ege Denizi) ile Karadeniz arasında bir geçiş bölgesi olmuştur. Bu yüzden, bu döneme ait geçiş izleri ve bunların sonuçları araştırılmıştır (Aksu, Hiscott ve Yaşar., 1999; Çağatay ve diğer., 2000; Çağatay ve diğer., 2003; Major ve diğer., 2002; Ryan ve diğer., 1997). Göl'den Deniz ortamına geçiş 12 ka civarında gerçekleşmiştir ve hem sığ kıtasal kenar alanlarında keskin bir sınırı ve hem de derin deniz alanlarında çok daha fazla aşamalı bir değişim ile temsil edilir. MARMACORE VE MARMARASCARPS seferlerinde karot örnekleri alınmıştır (Şekil 1.8). Bu karot örneklerinin temel olarak üst katmanı hafifçe tabakalanmış kil-silt katmanı ve kireçli çamurdan oluşur. Ortalama dane büyüklüğü ve biçimi 4-8 μ m arasındadır ve kalsit içeriği sabit biçim % 15 civarındadır. Aşınmış karbonat taneleri biyojenik kökenlilere göre daha baskındır. İnce taneli sedimentler alt birimde silisli tatlı su alg kabukları zenginleştirilmiştir (Beck ve diğer., 2007).

MD01-2430 karotu Batı Sırtı'ndan alınan yaklaşık 27 m'lik bir örnektir. "afl (ash fall layer – Kül yığın tabakası)" olarak gösterilen "Ana Tefra" sınırları muhtemel volkanik patlamalar sonucu etrafa yayılan, kalınlığı 8 cm'ye kadar çıkan kül katmanını temsil eder. Batı Sırtı ve Orta Sırt diğer bölgelere göre çok daha düşük sedimentasyon oranı gösterir (Beck ve diğer., 2007).

1.6 Çalışmanın Amacı

Deniz tabanı altındaki sedimentlerde oluşmuş gaz ve gaz hidrat yapılarının konum ve miktarının bilinmesi; sondaj çalışmaları veya bu alana kurulacak endüstriyel yapılar için tehlikelerin belirlenmesi, ekonomik açıdan gaz ve gaz hidratların yeni bir enerji kaynağı olarak kullanılması, bu yapıların sedimentleri duraysızlaştırarak oluşmuş veya olacak olan denizaltı heyelan alanlarının tespiti ve atmosfere metan gazı salınımı yaparak sera etkisi oluşumu açısından önem arz eder.

Bu çalışmanın temel amacı, Marmara Denizi Batı Sırtı alanında, gaz birikimleri ve olası gaz hidrat yapılarının akustik deniz jeofiziği yöntemleri kullanılarak araştırılması ve bu yapıların dağılımlarının haritalanmasıdır. Bunun yanında Türkiye denizlerinde şimdiye kadar yapılmış deniz jeofiziği ve jeolojisi çalışma sonuçları doğrultusunda bu tarz yapıların haritalanması ve güncel bir veri tabanı oluşturulması için de örnek teşkil eder. Tezde Le Pichon ve diğer., (1999)'nin Marmara Denizi'nden geçen KAF için önerdiği “Tek Ana Fay Modeli” kabul edilerek bu model üzerinden yorumlama ve haritalama yapılmıştır.

BÖLÜM İKİ

KULLANILAN YÖNTEMLER VE VERİ SETİ

“EU ESONET MARMARA-DM” (Avrupa Deniz Tabanı Gözlem Ağı Mükemmeliyet Projesi- Marmara Görevi Network of Excellence- Proje no 036851) ana projesi kapsamında, 2007 ve 2010 tarihleri arasında Marmara Denizi’nde jeolojik ve jeofiziksel olarak çalışmalar gerçekleştirilmiştir. Bu ana proje, Türkiye’den DEÜ, İTÜ ve TÜBİTAK, Fransa’dan IFREMER ve CNRS/CEREGE, İtalya’dan da ISMAR ve INGV’nin katılımıyla gerçekleştirilmiştir.

ESONET projesi kapsamında Marmara Denizi’nde gerçekleştirilen seferler, Marmrescue, Marmara2009, Marmesonet, Pirmarmara ve Marmara2010’dur. Bu tezde Batı Sırtı’nda gerçekleştirilen Marmesonet (İkinci ayak) ve Pirmarmara seferi verilerine yoğunlaşılacaktır.

Marmesonet Seferi -2009;

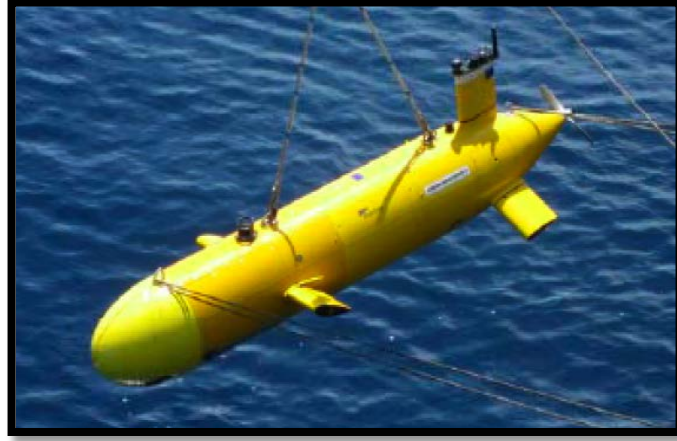
Bu seferin amacı KAF’nın Marmara Denizi içindeki uzantısı boyunca, akışkanlar ile sismik aktivite arasındaki bağı incelemek ve önceki seferler aracılığı ile belirlenmiş bölgelere kalıcı deniz tabanı gözlem ağının kurulmasıdır. IFREMER’e ait *Le Suroit* gemisiyle 2009 Kasım ve Aralık ayında gerçekleştirilen bu sefer iki ayaktan oluşur.

2.1 Birinci Ayak

Birinci ayakta amaç; i) ileride kalıcı olarak deniz tabanına yerleştirilecek ölçüm aletleri için buna uygun potansiyel alanların “ AUV (Aster_x) – Otomatik Uzaktan Kontrol Edilen İnsansız Su Altı Aracı” ile yüksek çözünürlüklü deniz tabanı görüntüsünün elde edilmesi, ii) Marmara’nın deniz tabanı üzerine çıkan gaz çıkışlarının Simrad EM 302 çok ışınlı ekosounder cihazı ile tespit edilmesidir (Marmesonet-Leg 1 Ifremer report, 2009).

2.1.1 AUV- Otomatik Kontrol Edilen İnsansız Su Altı Aracı

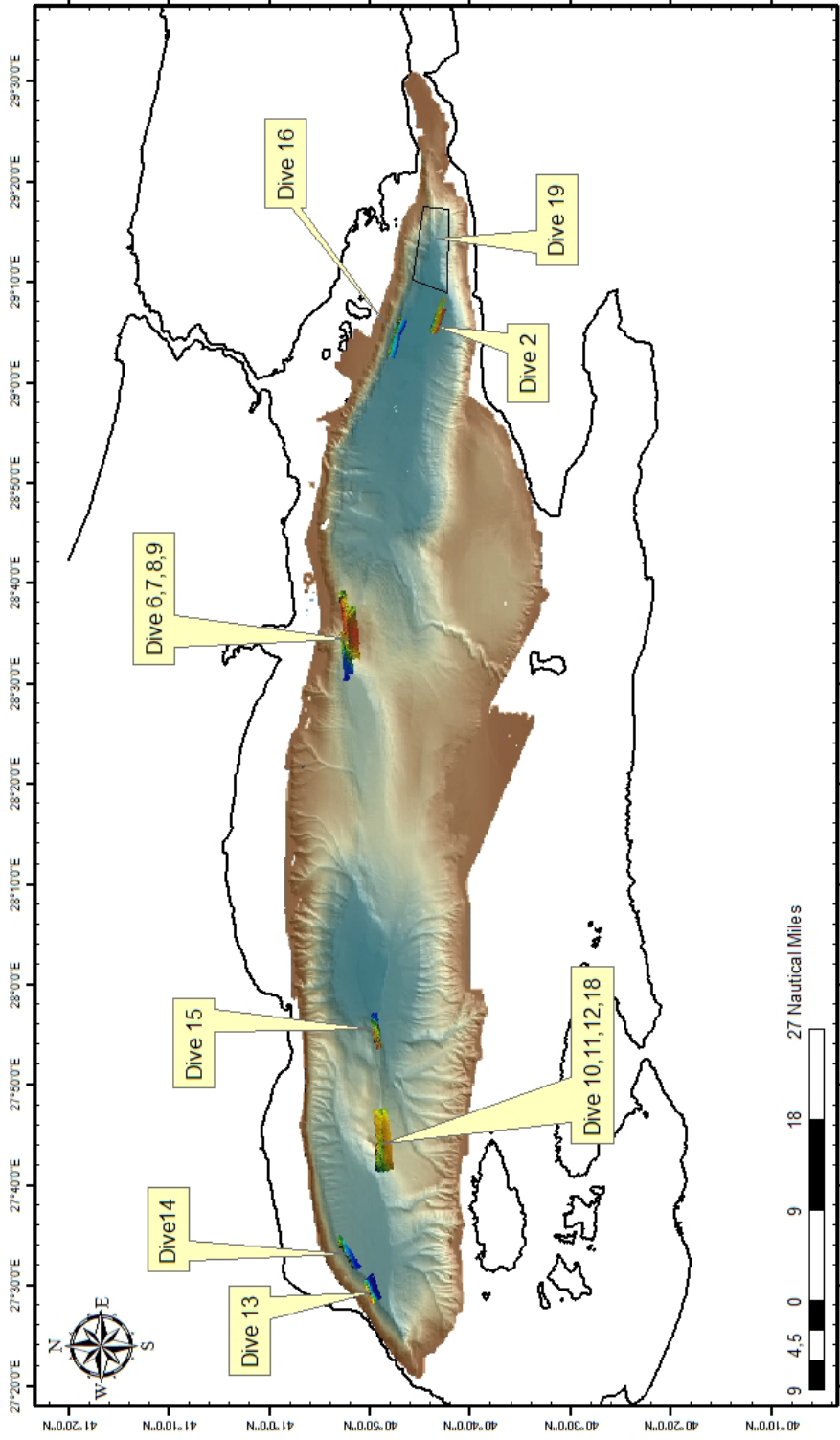
IFREMER'e ait AUV (Aster_x) 4,5 m uzunluğunda, 800 kg ağırlığında, 60 km'ye kadar otomatik kontrol edilebilen, çalışma derinliği en fazla 2500 m, yaklaşık 3 knot'lık hıza sahip bir cihazdır (Şekil 2.1). AUV'nin arka bölümünde temel araştırma donanımları (itici, çoğaltıcı hız katı, iki adet ışıklı şamandıra, GPS, yüzeyle iletişim için radyo anteni) bulunur. Orta bölüme elektronik sistemler yerleştirilmiştir. Ön bölüme ise; yüksek çözünürlüklü batimetri haritası elde etmek için EM-2000, su kolonundaki gaz baloncuklarının tespiti için EK60 (38 kHz) sonar ve mühendislik sismiği (CHIRP) cihazlarından biri araştırma içeriğine göre yerleştirilebilir.



Şekil 2.1 AUV- Otomatik kontrol edilen insansız su altı aracı

Bu seferde AUV'ye yerleştirilen EM-2000 (200 kHz) çok ışınlı batimetri cihazı ile deniz tabanından 50-70 m derinlikten 150-200 m arasında alan genişliğini kapsayacak şekilde veri toplanmıştır.

Marmesonet I. Ayak seferi sırasında toplam olarak 18 AUV dalışı gerçekleştirilmiştir. Bunlardan 1-16 arasında olanlar EM-2000 çok ışınlı batimetri cihazı ile toplanmıştır, 1, 3, 4 ve 5. dalışlar cihazdaki problem yüzünden başarısız olmuştur. 17 ve 19. dalışlarda mühendislik sismiği yöntemi kullanılarak veri alınmıştır. 10, 11, 12 ve 18. dalışlar Batı Sırtı üzerinde gerçekleştirilmiştir (Şekil 2.2).

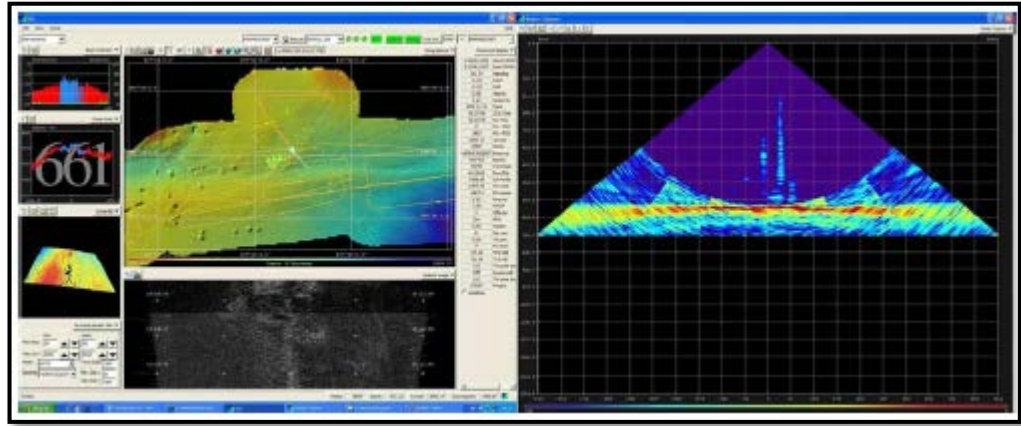


Şekil 2.2 Marmesonet- I. Ayak seferi sırasında AUV dalışlarının dağılımı

2.1.2 Simrad EM 302 Çok Işınlı Ekosounder

EM 302 çok ışınlı ekosounder sistemi yaklaşık 27-33 kHz arasında, maksimum 7000 m derinliğe kadar veri toplayabilen yüksek çözünürlüklü bir sistemdir. Toplamda 288 ışın yayar ve bu ışınların her biri 1°x 2° genişliğindedir. Sinyal uzunluğu 2 veya 5 ms'dir (Kongsberg data sheet, bt).

Marmesonet seferi sırasında ekran karşısındaki gözlemci su kolonundaki akustik anomalileri tespit ettiği anda kaydeder ve anomalinin tespit edildiği koordinatlar, geminin konumu, tarih, saat, gemi hızı, rüzgar, su yüzeyi tuzluluğu gibi parametreler “Casino Programı” ile raporlanır. Derin su alanlarında, gaz çıkışına bağlı yansıma anomalilerinin anlık gözlenmesi bu sistem ile çok iyi sonuçlar vermiştir (Şekil 2.3).



Şekil 2.3 Marmesonet seferi sırasında gemi üzerinden takip edilen EM 302 ekosounder verisinin anlık görüntüsü. Sol taraftaki ekranda; geminin gerçek zamanlı konumu ile batimetri verileri izlenir. Sağ taraftaki ekranda ise; su kolonundaki akustik anomaliler gerçek zamanlı olarak izlenir. Bu görüntüde yukarı doğru çıkan mavi sütunlar deniz tabanından su kolonuna gaz çıkışını gösterir.

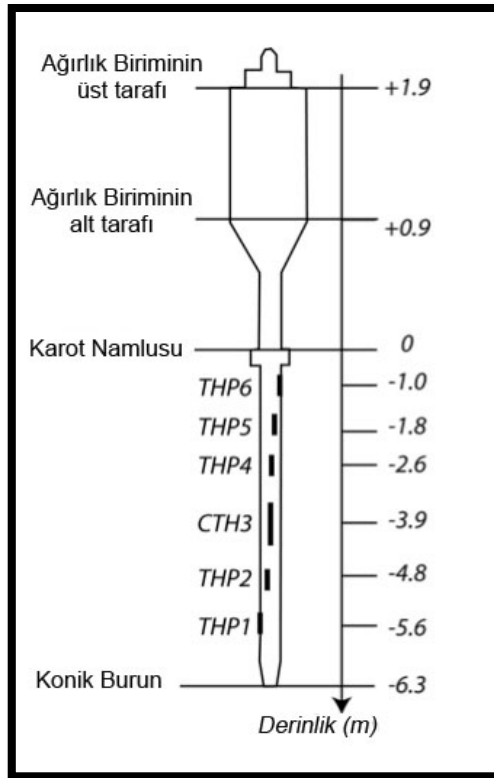
2.1.3 Sıcaklık Akışkan Ölçümleri

Marmesonet seferi sırasında Marmara Denizi'ndeki 24 farklı noktadan sıcaklık gradyan ölçümü alınmıştır. Bunun için 6 m uzunluğundaki gravite karot üzerine 6 farklı derinliğe yerleştirilecek şekilde “Micrel otonom dijital sıcaklık örnekleme” cihazları yerleştirilmiştir (Şekil 2.4 ve Şekil 2.5).

Bu seferde Batı Sırtı'ndan beş adet sıcaklık akışkan ölçümü alınmıştır.



Şekil 2.4 Soldaki resim, karot borusu üzerine yerleştirilmiş sıcaklık ölçüm aletlerinin yerlerini, sağdaki resim, tek bir Micrel otonom dijital sıcaklık ölçme aletini gösterir (Geli ve diğer., 2009).



Şekil 2.5 Karot borusu üzerine yerleştirilmiş 6 adet sıcaklık ölçüm cihazının dağılımı (Geli ve diğer., 2009).

2.1.4 Karot Alma ve Örnekleme

Bu seferde toplamda 23 adet karot örneği alınmıştır. Bunlardan 3 tanesi Küllenberg, 7 tanesi Interface (ara yüzey) karotu ve 13 tanesi gravite karotudur. Bu örnekler hem paleosismik aktivite, hem de jeoteknik ve akışkan örnekleme çalışması için toplanmıştır.

Petrol rezervlerinden deniz tabanına gaz hareketi; sediment rejimi, deniz tabanı morfolojisi ve stabilitesini etkilemesi ile bilinir. Marnaut seferinden beri Batı Sırtı ve Orta Sırt'ta karışık olarak biyojenik ve termojenik kökenli gazların olduğu bilinmektedir. Yine de termojenik kökenli gazlar % 50'nin üzerindedir. Bu sefer sırasında birçok alanda, gaz baloncukları ve akışkan çıkışları, AUV dalışları ve EM 302 ekosounder sistemi ile ya gözlemlenmiş ya da sonuçları ortaya çıkarılmıştır. Marnaut seferinde Batı Sırtı'ndan gaz hidrat örneklenmiştir. Jeokimyasal olarak alınan karotların amacı i) akışkan döngüsünün incelenmesi ve gözlemlenmiş veya sonucu çıkarılmış farklı sızıntı özellikleri arasındaki ilişkiyi bulmaya çalışmak ii) Batı Sırtı'nda gaz birikiminin kaynağını daha kesin olarak ortaya çıkarmaktır.

2.2 İkinci Ayak

Marmesonet seferinin ikinci ayağı Ifremer'e ait Le Suroit araştırma gemisiyle Batı Sırtı üzerinde 3-Boyutlu (3B) yüksek çözünürlüklü sismik yöntem kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Buradaki amaç; Batı Sırtı'nda, planlanmış çalışma alanı altındaki akışkan kanallarını 3B sismik yöntem ile ortaya çıkarmaktır (Marmesonet-Leg 2 Ifremer report, 2009).

2.2.1 3B Yüksek Çözünürlüklü Sismik

2.2.1.1 3B Sismik Görüntüleme Gereksinimleri

Thomas ve diğer. (2012)'ye göre 2B sismik yöntem bir 2B silindirik simetri varsayımına dayanır. Bu varsayım jeolojinin karmaşık olduğu yerlerde genel olarak geçersizdir. 2B yaklaşımda, bir sismik kesit düzlemi dışından gelen yansımalar

gürültüdür, 3B’de ise bunlar sinyal olarak kaydedilir. 3B görüntüleme, jeolojik yapıların çok iyi bir şekilde tanımlanmasını sağlar.

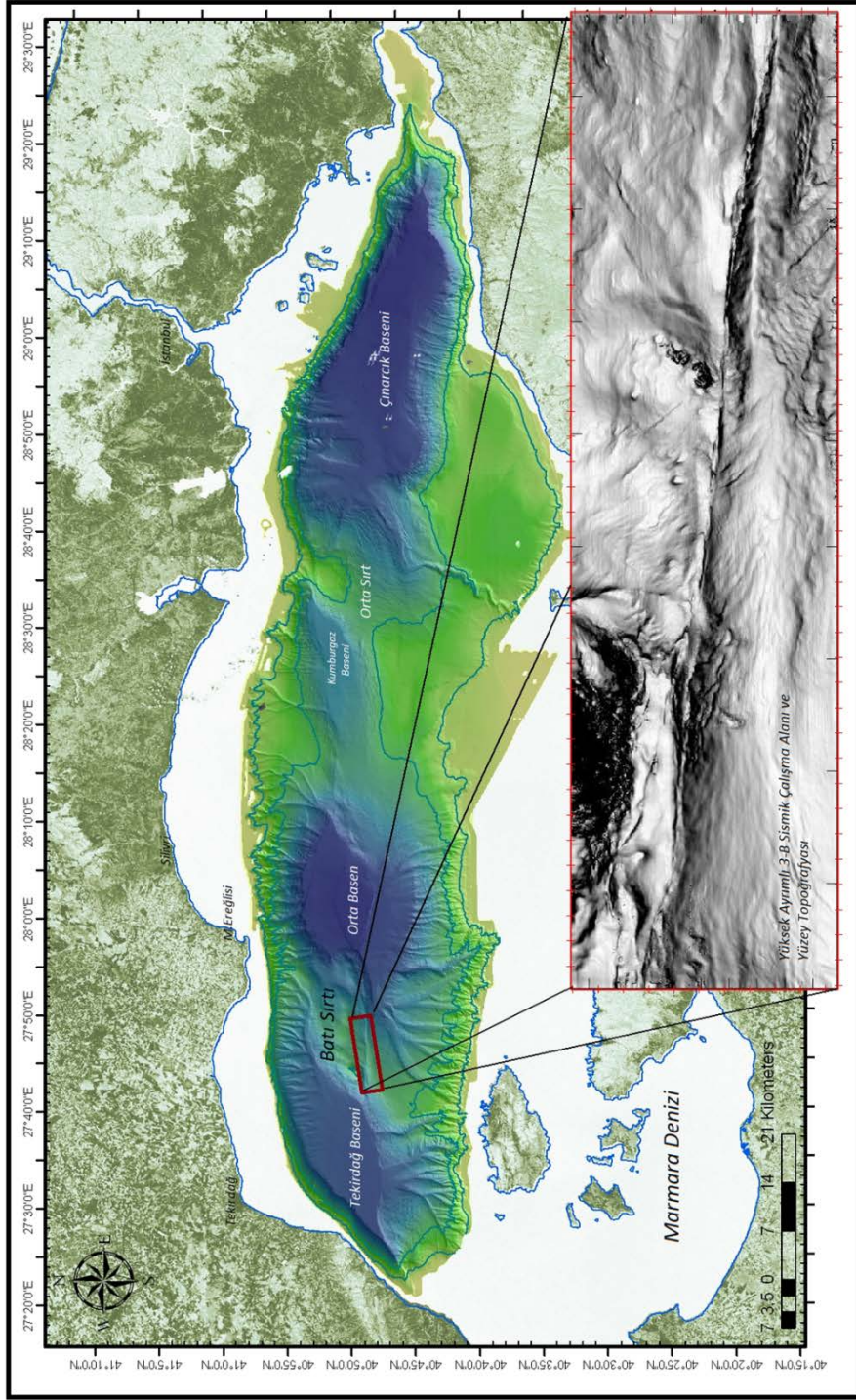
3B sistem tasarımı, verimli olması açısından amacının kesin olarak tanımlanmasını gerektirir. Genel amaç, örnekleme aralığı altında kalmasından dolayı oluşan uzaysal katlanma etki (spatial aliasing) gibi bozulmalardan (artefact) arındırılmış, verinin frekans içeriği için optimum yanıl ayrımlılığa karşılık gelen bir 3B genlik hacmi sağlamaktır. Mekansal örnekleme, kaynağın frekans içeriğine, hedeflenen jeolojik yapının dalımına ve üzerinde kalan sismik hıza bağılıdır. Homojen bir ortamda ve sıfır uzaklık (ofset) veri yaklaşımlarında, dalga alanın en yüksek mekansal örnekleme aralığı (**Dx**); yaklaşık olarak: **Dx < V / 4*f sin(Ø)** dir. Burada **V** :hız, **f**: frekans ve **Ø**: eğim açısı’dır.

İyi bir sismik hız bilgisi elde etmek için alıcı kabloların (streamer) uygun hedef açısından yeterince uzun olması ve düzgün olmayan alanlar tarafından üretilen bozulmalardan (artefact) kaçınmak için kapladığı alanın aynı katlanma ile tanımlanması gerekir. Bunun yanında 3B çalışma alanı, dik bir şekilde dalım yüzeyinden yansıyan sinyallerin kayıtlarından elde edilen hedef görüntülerin iyi bir açıklamasını yapmak için yeterince geniş olmalıdır. Uygun 3B migrasyonu yaklaşık olarak ana dalga boyu için (Chen and Schuster, 1999) ilk Fresnel zonun yarıçapının bozulmasıyla (Sheriff, 1980) optimum ayrımlılığı sağlar.

3B deniz sismiği çalışma tasarımı; alıcı kablo sayısı, alıcı kablo uzunluğu ve aralığı, sismik kaynak serimi, kazanım stratejisi ve strateji pozisyonunun belirlenmesi şeklindedir.

2.2.1.2 Batı Sırtı Alanında Yapılan 3B Sismik Çalışma

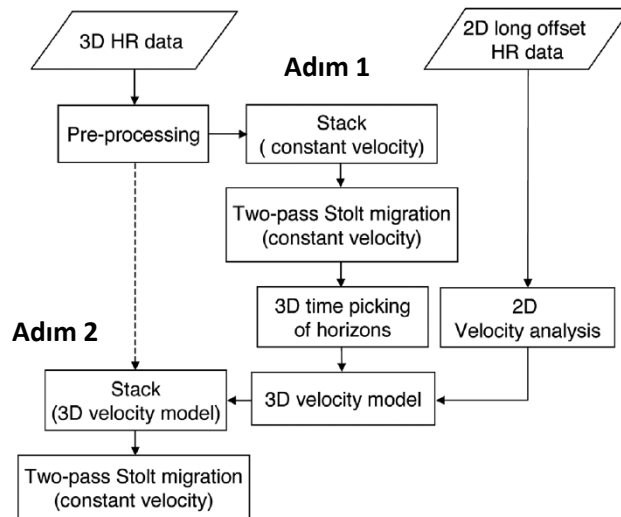
Marmesonet seferinde kullanılan 3B sismik yöntemde gemi arkasından çekilen, aralarında 25 m aralık bulunan birbirine paralel 300 metrelik 2 adet alıcı kablo (streamer) ve her bir alıcı kablo üzerinde 6,25 m aralıklı 48 adet hidrofön kullanılmıştır. 2 adet kaynak serisi (gun array) bulunup, her bir seri kaynak 2 mini-GI



Şekil 2.7 Batı Sırtı üzerinde 3,6 x 10 km²'lik alanda yapılan 3-B yüksek ayrımlı sismik çalışmanın Marmara Denizi üzerindeki konumu ve bu alanın, sismik kesitlerin deniz tabanını gösteren kısımlarının işaretlenmesiyle oluşturulan yüzey morfolojisi.

İlk işlem, frekans içeriği ve sinyal-gürültü oranına göre sismik verinin düzeltilmesidir. Alıcı kablo derinliği hem derinlik düzenleyici ekranından hem de sismik sinyalde notch frekansı durumuna bakarak ayarlanır. Bu görüntüleme ile bozuk sismik sinyal izleri tanımlanır. Alıcı kablonun tanımlanan derinliğin dışına çıkması, elektronik hatalar, yakından geçen gemilerin yarattığı yüksek genlikli gürültüler, kötü deniz koşulları veya kaynaklardaki hatalar yaklaşık toplam izin %1,6'sının atılmasına neden olmuştur (Thomas ve diğer., 2012).

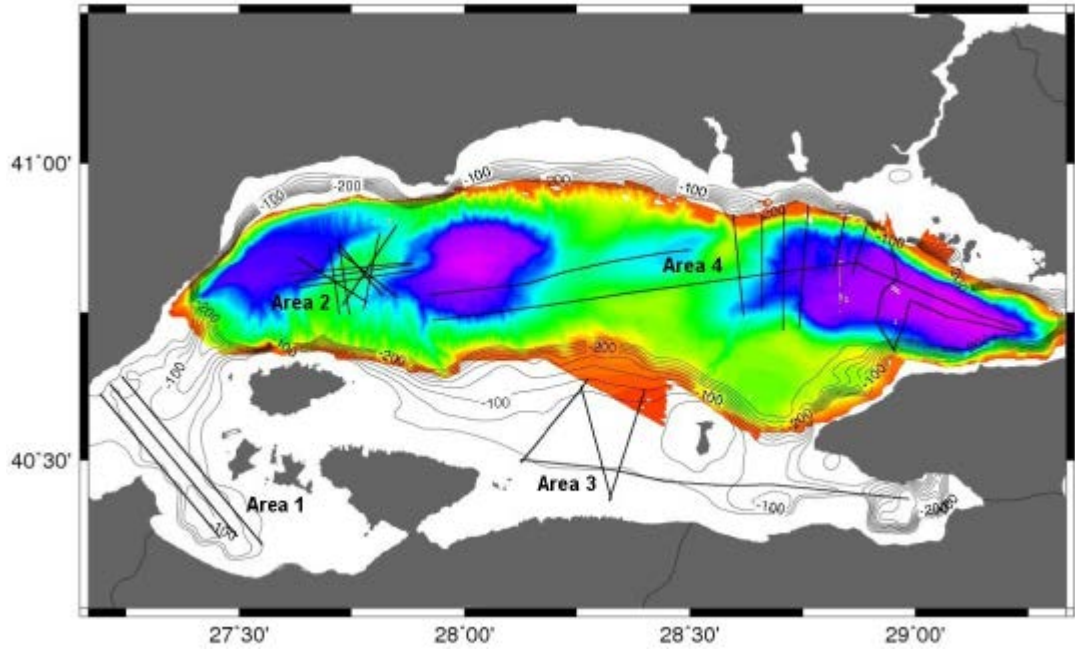
3B verilerin atış grupları; kaynak gecikme düzeltmeleri ve bant geçirimli süzgeçler (20-250 Hz) ile veri işlem aşamasından geçirilmiştir. Kaynak ve alıcıların gerçek konumu kullanılarak yapılan konumlandırma ve binnig işleminden sonra NMO(kayma düzeltmesi), 3B Stack (yığma) ve son olarak two-pass constant velocity Stolt migration (iki geçişli sabit hızlı Stolt migrasyonu) uygulanmıştır. Alıcı kabloların kısa olması nedeniyle hız bilgisi, bu alan üzerinde yapılan 6,25 grup aralıklı 1500 m'lik uzun alıcı kablo ile yapılan 2B_PirMarmara verilerinden sağlanmıştır. Buradan üst sediment birikim hızı ortalama 1650 m/sn olarak belirlenmiştir. Daha sonra üç katmanlı hız modellemesi uygulanmıştır. Su kolonu hızı 1515 m/sn, üst sediment tabakası 1650 m/sn ve alt sediment tabakası için 500 m/sn sabit gradyen hız artışı uygulanmıştır (Thomas ve diğer., 2012) (Şekil 2.8).



Şekil 2.8 Batı Sırtı'ndan toplanan 3B verinin veri işlem aşamaları. İlk adım sabit hız ile yığma ve migrasyon işlemi. Daha sonra 2B PirMarmara verilerinden sağlanan hız bilgisi ve bu hızlara göre ikinci adımda gerçekleştirilen yığma ve migrasyon işlemi (Thomas ve diğer., 2012).

2.2.2 2B Pirmarmara Seferi – 2010

PirMarmara seferi 2010 yılında Dokuz Eylül Üniversitesi'ne ait K.Piri Reis araştırma gemisiyle Marmara Denizi'nin 4 farklı alanında çok kanallı 2 boyutlu sismik yöntem kullanılarak gerçekleştirilmiştir (Şekil 2.9). Çalışma boyunca 31 profil kaydedilmiş ve profillerin uzunluğu toplamda 350 km olarak hesaplanmıştır. Batı Sırtı'nı da kapsayan bu çalışma (Area 2), daha önceden bu alanda yapılan 3B sismik çalışma için detaylı bir hız modelinin elde edilerek uygulanması ve AVO analizi uygulaması amaçlarını içerir (PirMarmara Ifremer report, 2010).



Şekil 2.9 PirMarmara seferi araştırma alanları ve 2B sismik çalışma profilleri.

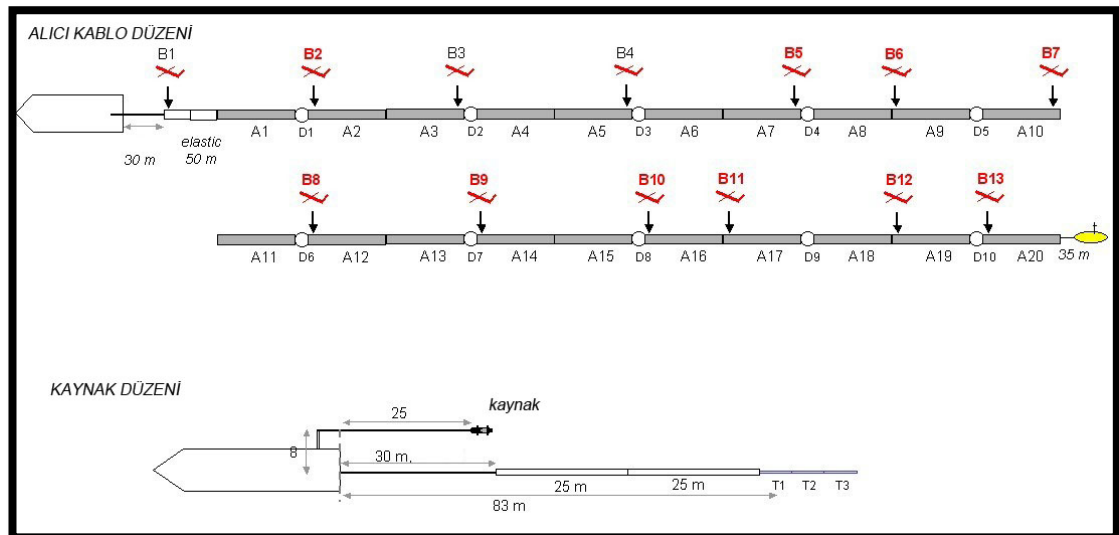
2.2.2.1 Atış ve Alıcı Sistemlerin Dizaynı

Marmara Denizi'ndeki alanlara göre 2B sismik çalışmada kullanılan alıcı kablo uzunluğu ve buna bağlı kullanılan derinlik düzenleyici (bird)'lerin sayısı farklılık göstermiştir. Tez alanımız Batı Sırtı olduğu için buradaki 2B sismik değerleri gösterilecektir.

Bu alanda yapılan sismik çalışmada, SeaMUX NTRS2 (Hydrosciences Technologies Inc.) veri toplama sistemi kullanılmıştır. 3-4 m derinlikten çekilen 1500 m’lik alıcı kablo uzunluğu (streamer) kullanılmıştır. 75 m’lik 20 aktif bölüm bulunmaktadır. Her iki 75 m aktif bölüm arasında bir adet sayısallaştırıcı (digitizer) bulunur. Bu kablunun sabit deniz derinliğinde kalması ve tehlike anında istenilen derinliğe indirilmesi için üzerine 13 adet derinlik düzenleyicisi (bird) takılmıştır. Bu bird’lerden 10 tanesi pusulalı (compass) diğerleri pusulasızdır. Pusulalı bird’ler veri işlem sırasında alıcı kablomuzun doğrultusunu ve buna bağlı koordinatlarını hesaplamada kullanılır. Böylece alıcı kablunun geçtiği yerlerden elde edilen sismik görüntünün yeri daha kesin sonuçlara dayanır. Bu alıcı kablo üzerinde her biri 6,25 m aralıklı 240 kanal alıcı birim (hidrafon) bulunur (Şekil 2.10).

Çalışmada gemi arkasından 2-3 metre derinlikten, 20-25 m çekme uzaklığına sahip (45/45 inç³) ‘lük bir adet GI gun (kaynak) kullanılmıştır. Ateşleme aralığı 18 m veya gemi hızına bağlı olarak buna karşılık gelen 8 sn’dir. Kompresör tarafından kaynağa gönderilen hava basıncı 140 bar (2000 psi) ‘dır.

Veri toplamada kayıt süresi 5 sn olup, örnekleme aralığı 1 ms olarak seçilmiştir. SEG-Y uzantılı ham veriler float IEEE, big endian formatındadır.



Şekil 2.10 PirMarmara seferi sırasında Dokuz Eylül Üniversitesi’ne ait çok kanallı 2B deniz sismiği veri toplamada kullanılan 1500 m’lik alıcı kablo ve kaynak düzenin şematik gösterimi.

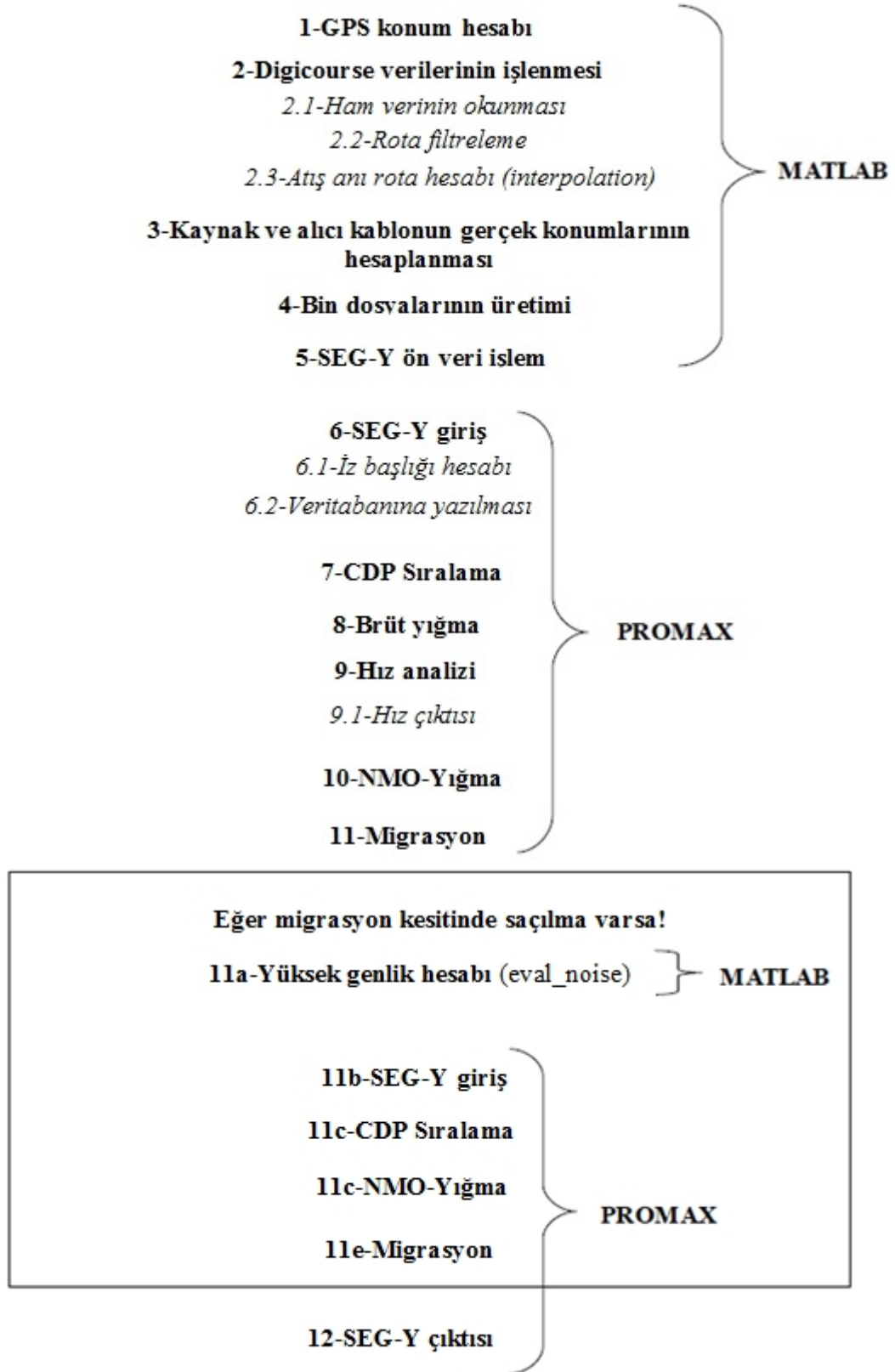
2.2.2.2 2B Veriler için Veri İşlem

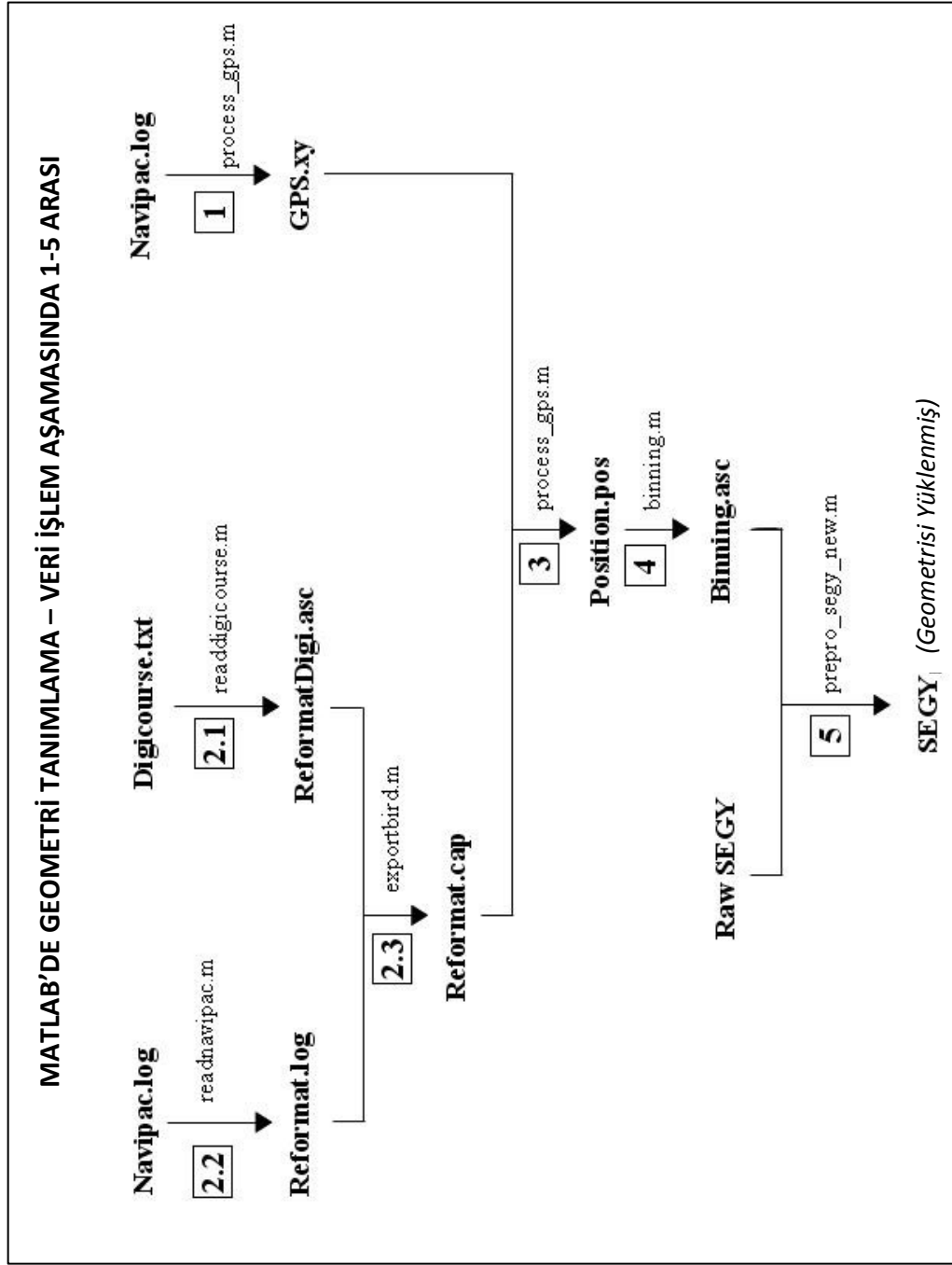
Çok kanallı 2B verilerin gürültülerden arındırılması, yansımaların gerçek yerlerine taşınması gibi bilgisayar ortamında, alanın jeolojik özelliklerini de göz önünde bulundurarak bir dizi sayısal işlemden geçirilip yorumlanma için hazır hale getirilmesi olayı “veri işlem” olarak adlandırılır. Veri işlemde yapılmak istenen temel amaçlar şunlardır; sinyal/gürültü oranını artırmak, iyi bir hız bilgisi elde etmek, saçılmaları yok etmek, eğimli olayları gerçek yerlerine taşımak ve ayrırlılığı artırmaktır.

2B PirMarmara verileri için hem “Matlab” hem de “ProMAX” sistemleri birbirlerine entegreli bir şekilde kullanılmıştır. İlk olarak Matlab programı aracılığı ile derinlik düzenleyicilerinin (bird) konum bilgilerini kullanarak alıcı kablomuzun gemi arkasından çekerken izlediği yolu ve bu şekilde doğru yansıma noktaları hesaplanmıştır. Matlab’de uygulanan işlemin temeli, sismik yansıma veri geometrisinin, gemi üzerindeki GPS noktası ve alıcı derinlik düzenleyicilerin konumuna göre hesabının yapılmasına dayanır.

Şekil 2.11’de Matlab ve ProMAX veri işlem adımları gösterilmiştir. Şekil 2.12’de 2B sismik verilerin geometri tanımı için Matlab’de yapılan veri işlem adımları gösterilmiştir. Başta Navipac dosyasından gemi üzerindeki GPS konumu (1) çıktısı alınır. Diğer yandan derinlik düzenleyecilerine ait “Digicourse.txt” (2.1) ve “Navipac.log” (2.2) dosyalarını birbirleriyle uyumlu hale getirebilmek için uygun formatlara dönüştürülür ve birleştirilir (2.3). Daha sonra GPS konum çıktısı (1) ile birleştirilmiş derinlik düzenleyici konum çıktısı (2.3) bir araya getirilerek her bir atışa bağlı kaynak ve alıcı pozisyonları hesaplanarak geometri tanımlanır (3). Daha sonra yansımalarla bağlı bin konumları hesaplanır (4). En son olarak ham sismik veri ile yansımaların doğru geometrisi birleştirilerek, geometrisi tanımlı SEGYY çıktısı üretilir. ProMAX’da girdisi yapılan SEGYY verilerinin bir daha geometrisinin tanımlanmasına gerek yoktur. ProMAX’da veri işlem aşamaları genel olarak; “SEGYY giriş, CDP sıralama, brüt yığma (hız analizinde kullanmak için), hız analizi, NMO-Yığma, Kirchhoff zaman göçü” şeklindedir.

MATLAB VE ProMAX'da UYGULANAN VERİ İŞLEM ADIMLARI





Şekil 2.12 2B sismik verilerin geometri tanımlama için Matlab’de yapılan veri işleme adımları.

BÖLÜM ÜÇ

SEDİMENTLERDE GAZ BİRİKİMİ

3.1 Deniz Sedimentlerinde Gaz Oluşumu

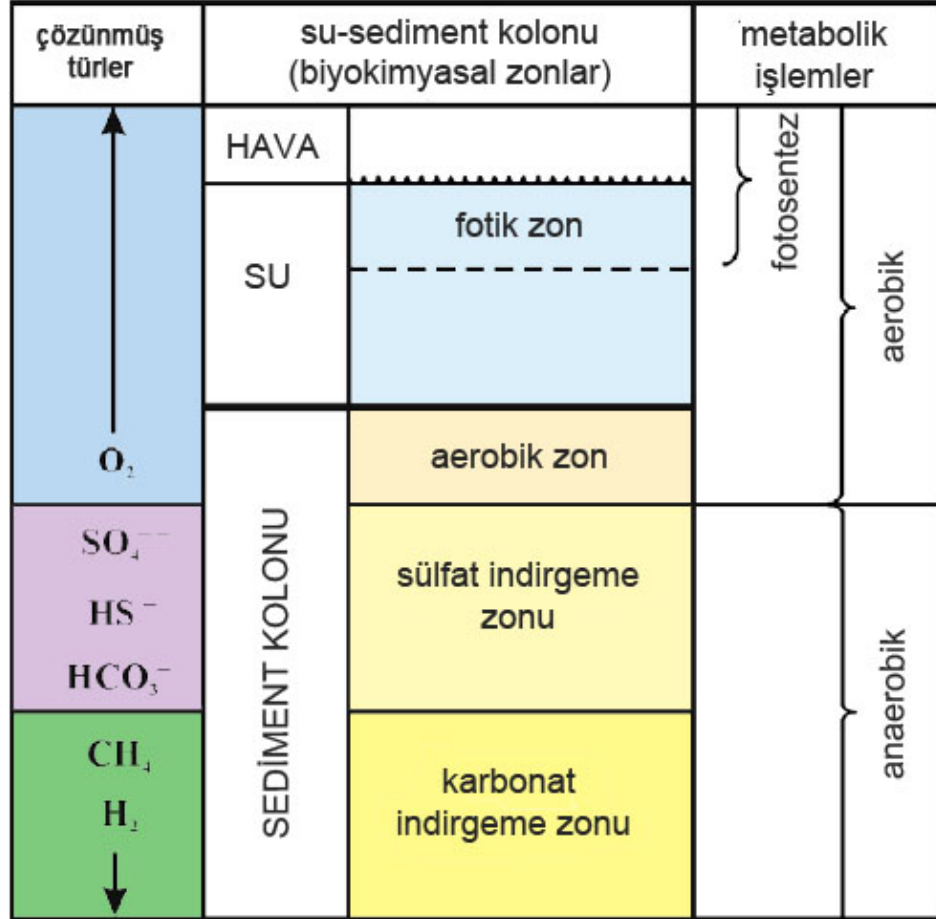
Dünya üzerindeki birçok kaynaktan atmosfere farklı gaz yayılımı olmaktadır. Bunlara jeolojik birimlerden örnek verilecek olursa volkanlardan SO_2 , H_2O (su buharı), HCl ve CO_2 ; hidrotermal sızıntılardan H_2 , NO_2 , CO_2 ve CO ; magmatik kaynaklardan He ve Rn gibi (Dondurur, 2005). Bu yayınımlar içerisinde metan en genel gazdır, sedimentlerin oluşumu ve yığılması sırasında gömülen organik malzemenin doğal bir şekilde bozulması sonucu bu sedimentler içerisinde üretilmektedir (Judd ve diğer., 2002). Denizsel ortamlarda metan gazı, derin kısımlarda “termojenik” sığ kısımlarda ise mikrobiyal ve bakteriyolojik hareket sonucu “biyojenik” olarak ortaya çıkar (Rice ve Claypool, 1981).

Termojenik metan gazı üretimi diğer petrol bileşiklerinin üretimi gibi, karmaşık ve uzun zincirli organik moleküllerin, genel olarak 1000 m’den büyük deniz derinliklerinde yüksek sıcaklık ve basınç koşulları altında uzun zaman dönemleri boyunca kalmasıyla olmaktadır (Schoell, 1988).

Biyojenik kökenli metan gazı ise planktonik malzemeler, bitkiler, balıklar ve katı atıklardan türeyen organik malzemelerin sedimentler içinde bozunmasıyla oluşur (Maestro ve diğer., 2002). Bu organik malzemenin bulunduğu ve yüksek sedimentlenme oranına sahip olan denizsel ortamlar, biyojenik kökenli metan üretimi ve birikimi için ideal alanlardır (Hovland ve Judd, 1988).

Biyojenik metan, “metan üreten bakteriler (methanogenic archaea)” tarafından, organik malzemenin bozulmasını oluşturan basamakların son ürünü olarak meydana getirilir. Bu üretim aşaması sedimentlerde organik malzemenin depolanmasından kısa bir süre sonra gerçekleşmeye başlar ve “sülfat indirgeyen bakterilerin” etkinliği sonucu sülfat seviyesinin yok olduğu sedimentlerde, sığ deniz derinliklerinde meydana gelir (Rice ve Claypool, 1981).

Biyojenik gaz üretiminde, sedimetlerdeki biyokimyasal aktiviteyi tanımlayan farklı derinliklerde 3 farklı zon bulunmaktadır (Şekil 3.1). Bunlar sırayla aerobik zon, sülfat indirgeme zonu ve karbonat indirgeme (veya metan üretim) zonu olarak isimlendirilir (Dondurur, 2005).



Şekil 3.1 Deniz sedimentlerinde biyojenik metan üretiminde, sedimentler içerisindeki 3 farklı biyokimyasal zon (Rice ve Claypool, 1981). Metan son basamak olan karbonat indirgeme zonunda üretilmektedir (Dondurur, 2005).

Aerobik zon, genel olarak 0,2-0,5 m kalınlığındadır (Hovland ve Judd, 1988). Aerobik safhada, bu alandaki oksijen hızlı bir şekilde tüketilir. Oksijenin harcanmasıyla, sülfat indirgeme zonu olarak adlandırılan basamakta sülfat indirgenmesi hakim hale gelir ve buradaki sülfat indirgeyen bakterilerin aktiviteleri sonucunda çürük yumurta kokulu hafif sarı renkteki “hidrojen sülfür (H_2S)” oluşur. Derinlikle ters orantılı olarak sülfat miktarı azalır. Hidrojen sülfür sedimentlerdeki

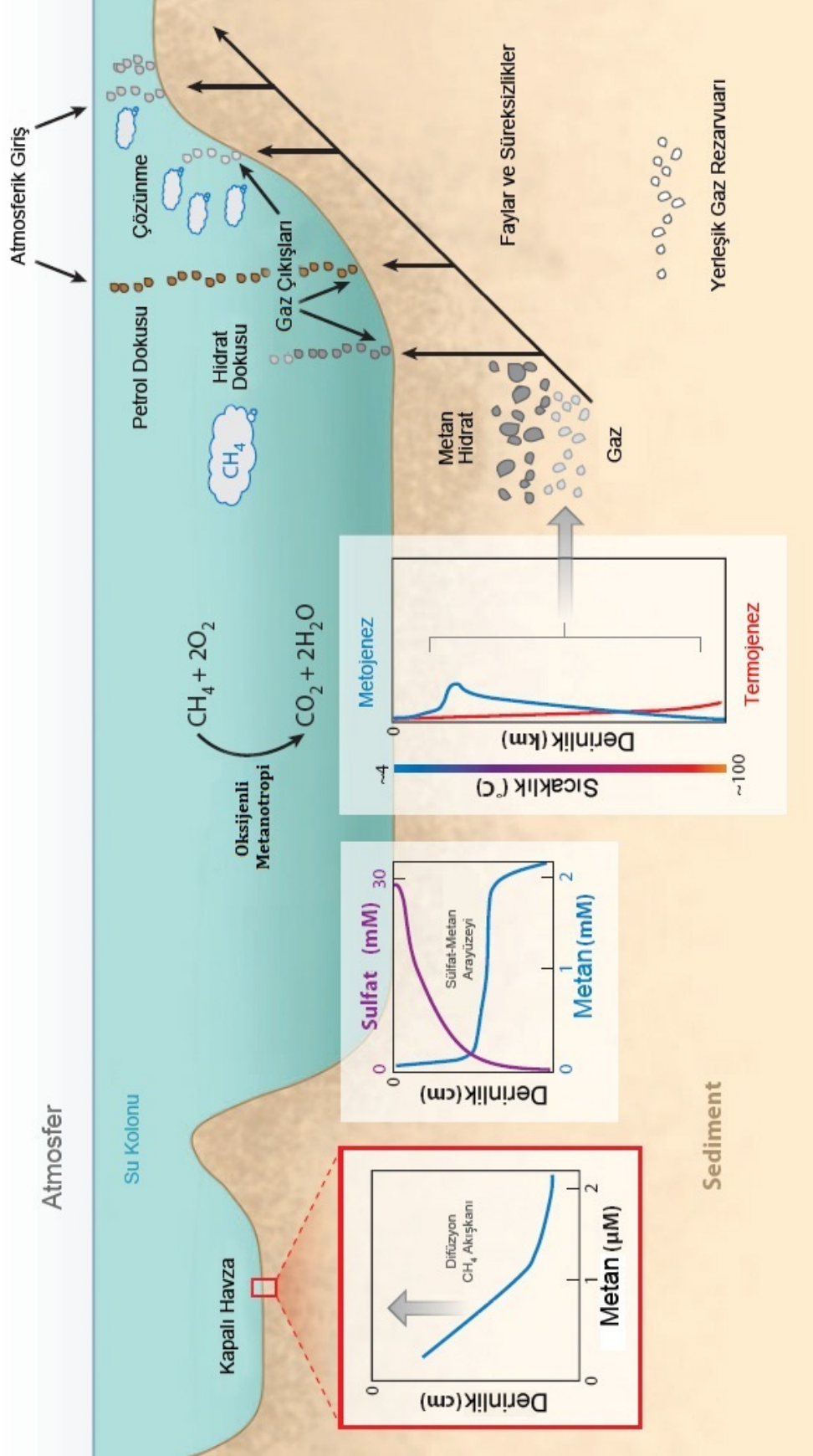
reaktif demir ile hızla reaksiyona girerek “demir sülfür (FeS) oluşur ve FeS, çözülmüş H₂S ile tekrar reaksiyona girerek pirit (FeS₂) meydana gelmesine neden olur. Bu zon içerisinde organik maddenin oksidasyonu sonucu buradaki sülfat tamamen yok edilir. Bu işlemten sonra, sülfat indirgeme zonunun tabanından itibaren metan üretimi başlar. Metan üretimine neden olan hidrojen bu zonun altındaki en son basamak olan karbonat indirgeme zonunda karbondioksit (CO₂) indirgemesi yoluyla, organik malzemenin oksidasyonu ile meydana gelir (Çifçi, Dondurur ve Okay, 2005) (Şekil 3.2).

Genel olarak yüksek sedimentasyon oranı (30 m/My) ve en az % 0,5 oranında toplam organik karbon olan denizsel alanlarda biyojenik metan üretimi gerçekleşir (Rice ve Claypool, 1981).

Bu safhalardan sonra üretilen metan gazı düşük moleküler ağırlık ve suda çözünme yeteneği yüzünden bulunduğu konumdan yukarı doğru taşınmaya başlar bu esnada bir kısmı suda çözünürken, bir kısmı da bu çözünbilirlik seviyesini aşmasına rağmen sülfat indirgeme zonuna girerek ayrıştırma sonucu yok edilir. Bu çözelti engellerine takılmayacak kadar hızla yükselen metan uygun boşluklardan geçerek (pathway) deniz tabanına yükselir veya ince daneli ve daha az gözenekli geçirimsiz bir birime geldiği zaman burada birikmeye başlar (Judd ve Sim, 1998). Deniz tabanına ulaşan metanca zengin sıvılar içerisindeki bikarbonatlar, deniz tabanında yığılarak “metandan türemiş karbonat birikimlerini” meydana getirirken, deniz tabanından su kolonu içerisine giren metanlar, oluşum ve saklanma koşullarını kaybeder ve deniz yüzeyine yükselirken tamamen çözünürler (Çifçi ve diğer., 2005) (Şekil 3.2).

3.2 Sığ Gazlar

Oluşumundan sonra, kaynağı ne olursa olsun gaz hareketi ve birikimi bütün gazlar için geçerlidir. Gaz, boşluk suyunda çözülmüş halde veya serbest gaz fazında (kabarcık) bulunabilir.



Şekil 3.2 Deniz sedimentlerinde metan gazının oluşum diyagramları ve deniz tabanına çıkış şekilleri (Valentine, 2011).

Metan çözünürlüklü suyun doygunluğu normal gözenek suyundan daha hafiftir. Bu yüzden deniz tabanına doğru ilerleme eğilimindedir. 3-4 km derinliklerde bile, metan yoğunluğu 1024 kg m^{-3} yoğunluğa sahip deniz suyu ile karşılaştırıldığında sadece $200\text{-}300 \text{ kg m}^{-3}$ 'dür (Clennel, Judd ve Hovland, 2000). Bunun yanında derinlere doğru artan basınç da gazların yukarı hareketine neden olur.

Gaz geçirimsiz bir tabaka ile karşılaştığında burada birikerek gaz rezervuarı oluşturur. Metanın bir kısmı da düşük sıcaklık ve yüksek basınç koşulları altında su ile birleşerek, sedimentler içerisinde buz kristaline benzeyen gaz hidrat birikimlerini oluşturur. Bu birikim ortamın koşullarına göre her derinlikte olabilir. Bu da deniz tabanından itibaren kilometrelerce derinlikte oluşabileceğini göstermekle beraber deniz tabanından itibaren 1000 m içerisinde ki “sığ gaz birikimi” olan alanlarda da oluşabilir (Judd ve diğer., 2002). Anderson ve Hampton (1980a), sediment içindeki gaz bölümlerinin genel olarak deniz tabanından itibaren, bulunan sediment miktarının 0 ile %10'u arasında olduğunu, en fazla %16'lık kısmında oluştuğunu açıklamışlardır.

Genellikle metan başta olmak üzere yer içi akışkan (geofluid) hareketleri önemlidir ve süregelen bir işlemdir. Son 30 yıl içerisinde kıtasal kenarlarda birçok bulgu, farklı özellikte akışkan hareketini göstermiştir. Buna ek olarak, sığ gaz oluşumları, pockmarklar, gaz çıkışları, çamur volkanları ve gaz hidratlar gibi oluşumlar genellikle soğuk çıkış grupları ve karbonat minerallerinin oluşturduğu metan ile ilişkilendirilmiş bulgulardır (Judd ve diğer., 2002).

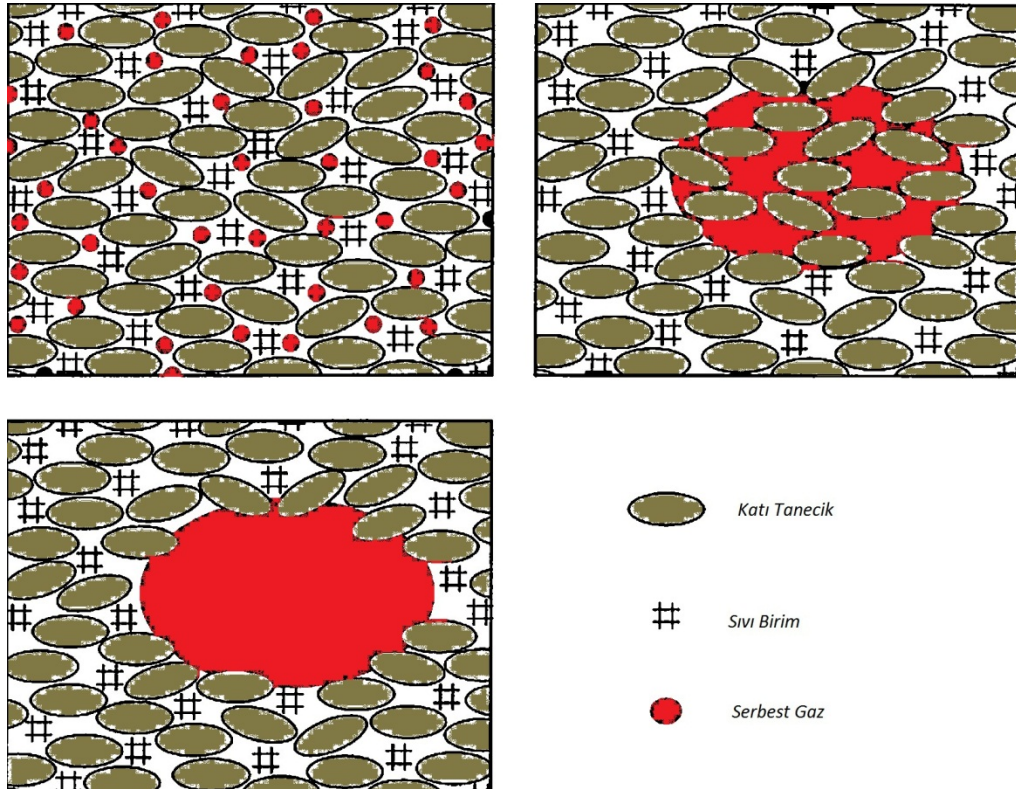
3.3 Gaz Kabarcıklarının (Gas Bubbles) Sedimentlerde Bulunuş Şekli

Gaz kabarcıklarının sedimentleri basit bir şekilde işgal ettiği beklenmektedir fakat Anderson ve diğer. (1998) sığ sedimentlerde üç tip gaz kabarcığı tanımlamışlardır (Şekil 3.3).

Dokular arası kabarcıklar: Sedimentin bozulmamış doku gözenek boşluğu içinde çok küçük gaz kabarcıkları şeklinde bulunması.

Rezervuar kabarcıkları: Normal gözenek boşluğundan büyük olan, sediment alanını deformasyonsuz bir şekilde işgal eden gaz rezervuarıdır.

Gaz boşluğu: Normal sediment doku boşluğundan daha geniş boşluklardır, sadece gaz barındırır ve serbest gaz kabarcıklarının oluşumundan dolayı boşluk genişlemesi yoluyla ya dağılmayan ya da hafif bir dağılma gösteren sedimentler tarafından çevrelenmiştir.



Şekil 3.3 Sediment içinde gaz kabarcıklarının üç farklı bulunuş şekli: Tip I (sol üst)- dokular arası kabarcıklar; Tip II (sağ üst)- rezervuar kabarcıkları; Tip III (sol alt)- gaz boşluğu (Anderson ve diğer., 1998).

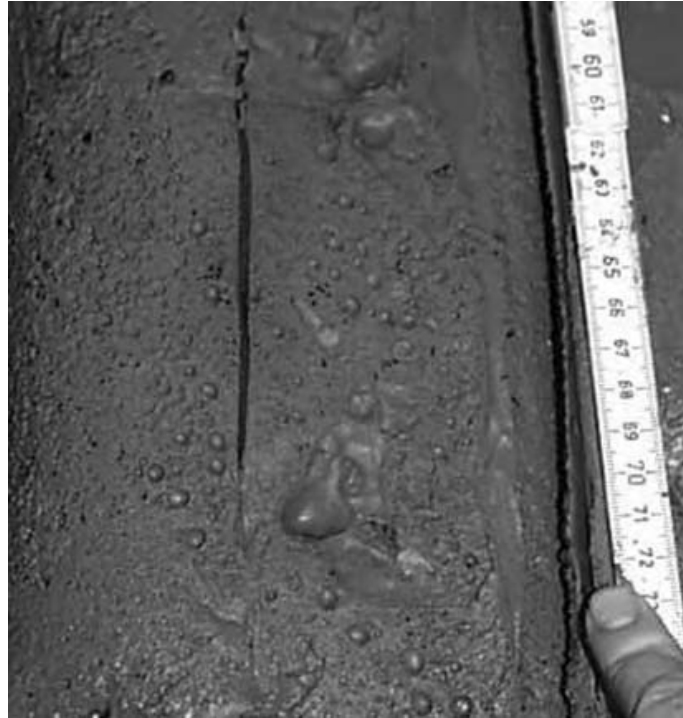
İnce daneli sedimentlerde gazın gözenek boşluğunda oluşması beklenir. İri daneli sedimentlerde serbest gaz başlangıçta, dokular arasında gaz kabarcıkları olarak oluşur. Mikron kabarcık düzeyindeki gazlar geçirimsiz bir tabakanın altında birikmeye başladığı zaman birleşerek daha büyük kabarcık oluşturur. Devam eden birikme ile beraber daha büyük kabarcıklar meydana gelir, bununla beraber, bu büyüme fiziksel olarak gözenek boşluğu tarafından sınırlandırılır ve sonuçta kabarcık

içerisindeki basınç artar (Judd ve Hovland, 2007).

3.3.1 Gazların Deniz Tabanına Çıkış Yolları (Pathways)

Yukarıda bahsedildiği gibi metan kabarcıkları deniz tabanı sedimentlerine doğru yükselirken oksidize edilir, oksidize edilemeyecek kadar hızlı yükselen metan kabarcıkları deniz tabanına ulaşırlar. Bu göç işlemi ayrık göç yolları aracılığı ile bir noktada toplanma eğilimindedir. Bu yollar faylar, sedimentler arasındaki boşluklar veya çamur volkanları olabilir (Judd ve diğer. 2002).

Abegg ve Anderson (1997) aldıkları bir sediment örneğinden gaz boşluğu hakkında incelemelerde bulunmuşlardır. Buna göre sediment içerisinde en büyüğü 0.42 mm çapındaki gaz boşlukları tespit etmişlerdir. Genelde şekilleri kutuplardan basık küre biçimdedir. Yönelimleri kabarcıkları gösteren küre yapılarının dikey-dikeye yakın doğrultuda olmasından dolayı deniz tabanına doğru olduğu anlaşılır ve bu da gazın dikey doğrultuda göç ettiğini gösterir (Şekil 3.4).



Şekil 3.4 Gazlı karot örneği (Judd ve Hovland 2007).

3.3.2 Deniz Tabanına Metan Çıkışının Olduğu Yerler

Judd ve Hovland (2007)'a göre metan çıkışlarının olduğu yerler şu şekildedir;

3.3.2.1 Kıyı Alanları

Kıyılarının bulunduğu yerler tektonik hareketler ve iklim değişiklikleri altında farklı jeolojik zaman periyotları içinde değişmiştir. En önemli değişimler Pleistosen'in buzul/yarı buzul zamanı sırasında deniz seviyesindeki değişimler tarafından meydana gelmiştir. Buzul devir sırasında deniz seviyesi düştüğü zaman kıtasal şelfler ortaya çıkmış ve erozyona maruz kalmıştır; nehirler kıtasal kenarlardan geçerek şelf kenarlarına ve kıtasal yükselimele sediment taşımışlardır. Sıcaklığının arttığı koşullar hakim olduğunda yükselen deniz seviyesi kıtasal şelflere doğru baskınlar gerçekleştirmiş ve çökelme noktaları karalara doğru olmuştur. Deniz seviyesinin son 8000-10000 yılları arasındaki gibi yükselmiş olduğu zaman sırasında sedimentler sığ sularda ve kıtasal çevrelerde birikmiştir (Haq, 1991). Dünyadaki tüm ana deltalar son buzul döneminden beri oluşum halindedir (Stanley ve Warne 1994). Bu sedimentler organik maddelerce zengin durumdadır, bu nedenle, mikrobiyal metan kaynakları çoğunluktadır. Son buzul zamanından sonra iklim iyileşmesi sırasında oluşan deniz taşmasından dolayı yaşanan su basmalarından önce kara alanlarında bitki örtüsünün verimli bir şekilde büyümesi de aynı derecede önem arz eder. Bitkilerin mikrobiyal olarak bozulması metan için kaynak oluşturması açısından önemlidir.

3.3.2.2 Kıtasal Şelfler

Kıtasal şelfler kıtasal kara kütlelerinin etkili bir şekilde su basmasına uğrayan bölgeleridir. Birçoğu termojenik hidrokarbon üreten derin sediment havzalarının temelini teşkil eder. Hidrokarbonların deniz yüzeyine doğru göçü geçirimsiz bir tabakaya geldiğinde engellenir ve birikir. Bu göç işleminin engelle karşılaşılmadığı yerlerde hidrokarbonlar deniz tabanına kadar ulaşabilir ve buradan sızıntı meydana gelir. Bu yüzden deniz tabanına çıkışlar genel olarak faylar, yarıklı-çatlaklı yapılar ve tuz diyapirleriyle ilişkilendirilir.

3.3.2.3 Kıtasal Yamaç ve Yükselimler

Kıtasal yamaç üzerinde ve tabanlarında birikmiş sedimentler düşük deniz seviyesi dönemi sırasında genel olarak sedimantasyonlanma ürünleridir. Son yıllarda petrol endüstrisi sedimentler oluk ve derin deniz fanlarındaki rezervuarları ortaya çıkarmak için derin su araştırmalarına yönelmişlerdir. Petrol sızıntıları bazı rezervuar oluşumlarının deniz tabanı çıkışları ve altındaki ürünlerle ilişkilidir.

3.3.2.4 Derin Okyanus Çukurları

Metan zengin çıkışlara bağlı olarak soğuk sızıntı birliktelikleri ve mineral yüklü sedimentlerden sağlanan metan büyük derinlikteki birkaç okyanus çukurunda tespit edilmiştir.

3.3.2.5 Jeolojik Çevre

Jeolojik ortam levha tektonizma süreçleri açısından değerlendirilir. Metan içeren deniz tabanı sıvı çıkışları birçok denizsel levha tektonik ortamında gözlenir. Okyanus açılma noktaları (yapısal veya ayrık levha sınırları) sıvı akışı olan volkanik ve hidrotermal aktiviteler ile tanımlanmaktadır. Levhaların birleştiği yıkıcı köşeler; metanın üretimi, göçü ve çıkışının bir arada gözlemlendiği yaygın alanlardır.

3.3.2.6 Yakınlaşan Levha Sınırları

Yakınlaşan levhalardan bir tanesi diğerinin altına dalma yapar. Bir veya her iki levhada dalan levha okyanusal olandır çünkü bu levhalar karalara göre daha yoğundur. Bu levha üzerindeki sediment dalma işleminden dolayı gömülen ve baskıya uğrayan kenarın oluşması için kazınacaktır. Metan, gözenek suyu sıkışması ile bu dalma sedimentinin içinde oluşur ve deniz tabanına doğru göç eder. Birçok durumda bu sıkışma, yüksek gözenek sıvı basıncına ve dolayısıyla metan çıkışını gösteren çamur diyapiri ve çamur volkanı oluşumuna neden olur. Derin okyanus

sedimentlerinde metanca zengin gözenek suyunun varlığı gaz hidrat oluşumlarına neden olur.

3.3.2.7 Biçim Değiştiren Levha Sınırları

Ne dalan ne de genişleyen volkanizmalar biçim değiştiren levha sınırlarıyla alakalı değildir. Buna rağmen, sınır olarak tanımlanan fay zonları içindeki kayaçlar ve sedimentler sıkışmaya maruz kalmaktadır ve göç yolları sıvı akışına neden olan faylar ile olmaktadır.

3.4 Deniz Sedimentlerinde Gaz Birikiminin Önemi

Deniz ortamındaki sedimentlerde gaz birikimi; daha derin kısımlarda oluşmuş ve büyük bir alanı kaplayan doğal gaz ve petrol rezervuarlarını ve yeni nesil enerji kaynağı olabileceği düşünülen, genel olarak metan içerikli gazların su molekülleri içine hapsedilmesi ile ortaya çıkan gaz hidrat yapılarını işaret edebilmektedir.

Aynı zamanda bu gaz birikimi; Atmosfere metan gazı salınımı yaparak karbondioksit göre hemen hemen 20 kat daha fazla sera etkisi ile iklimler üzerinde değişikliğe yol açar (Judd, 2003). Bulunduğu alandaki boşluk basıncı artışı yanında dönemsel genişleme ve daralmalar ile sedimentleri duraysızlaştırarak kıtasal yamaçlarda deniz altı heyelanlarına (Hovland ve Judd, 1988) ve mühendislik yapılarının hasar görmesine (Prior ve Coleman, 1984) sebep olur. Sedimentler içine yapılacak sondaj çalışmaları sırasında büyük patlamalara ve dolayısıyla mal ve can kaybına neden olabilir.

3.5 Sığ Gazların Jeofiziksel Göstergeleri

Schüler (1952) sismik profillerde deniz altındaki sediment katmanlarının görünür devamlılığının "Akustik örtü" olarak adlandırılan yapılar tarafından engellendiğini açıklamıştır ve bu yapıların genelde yüksek sediment birikiminin olduğu havzalarda bulunacağına işaret etmiştir. Bu olaya "Becken Effekt (leğen etkisi)" demiştir.

Denizsel sedimentlerde gaz oluşumu, araştırma yapılan alan üzerinden alınan verilerde gaz içeren sedimentler ile içermeyen ortam arasında farklı akustik özellikler göstermekte olup, yüksek akustik saçılma, soğrulma ve sismik dalga hızının düşmesine bağlı olarak yüksek genlikli ters polarite anomalilerine neden olur (Çifçi ve diğer., 2005).

Tablo 3.1 Sedimentlerde serbest gaz varlığını işaret eden doğrudan ve dolaylı kanıtlar (Fleischer ve diğer., 2001).

Doğrudan Kanıtlar	
Jeofizik	Akustik türbidite Güçlü yansımalar Sütun şekilli bozulmalar/ gaz bacaları Akustik boşluklar
Jeokimya	Petrol sondajı/çamur analizi Taban sedimenti analizi Deniz suyu örnekleme
Dolaylı Kanıtlar	
Taban morfolojisi	Pockmarklar (Çopurlar) Deniz tabanı domları Çamur diyapirleri Dev gaz tepeleri Yüksek yansımali taban sedimentleri
Soğuk sızıntı birliktelikleri	
Metandan türemiş karbonatlar	
Biyolojik anomaliler	

3.6 Gazların Akustik Karşılıkları

Gazlar sediment gözenek suyu veya deniz suyu kolonu gibi her nerede olursa olsun, ortamın akustik ve mekanik özelliklerini etkiler: Ses enerjisi sönümlenmesi artar, ses dalgası saçılmaya başlar, ses yayılma hızı değişir ve hem deniz suyundaki ve hem de sedimentteki gerilme kuvveti düşer (Hampton and Anderson, 1974; D'Arrigo, 1986). Sönümlenme miktarı akustik dalga boyu göz önüne alındığında en

başta gaz kabarcıklarının büyüklüklerine bağlıdır. Sönümlenme akustik frekansın, kabarcıkların rezonans frekansı ile aynı olduğu anda en büyük değerine ulaşır.

1. Kabarcık büyüklüğü, etrafını çevreleyen ortamın sismik karşılığı olan dalga boyu ile hemen hemen aynı veya daha büyük olursa, kabarcıklar sesi saçar.
2. Akustik frekans orta derecede olup, kabarcık büyüklükleri küçük olması durumunda sönümlenme meydana gelir.
3. Dalga boyu, kabarcık boyutundan çok daha büyük olduğunda kütle ortamının akustik karşılığıdır (kabarcık + sediment veya su).

Dalga genliği küçük miktardaki (yaklaşık hacmin % 1'i) gaz ile dahi önemli ölçüde düşebilir. Sönümlenme gaz miktarının artması ile giderek fazlalaşır.

(2) no'lu durumda, kabarcık büyüklüklerinin daha küçük, fakat aynı zamanda dalga boyu olarak aynı büyüklük sıralamasının olduğu yerde, sönümlenme hem 1. hem de 3. durumdan çok daha büyüktür. Bu kategoride kabarcık büyüklüğü gaz hacmine göre çok daha kritiktir. Tabi ki birçok sismik kaynak geniş frekans bandına sahip sinyaller yayar ve kabarcık büyüklük aralığında olması muhtemeldir. Yumuşak ince daneli yaklaşık 1500 ms^{-1} akustik hıza sahip deniz tabanı sedimentinde, 0,5 den 50 mm'ye kadar olan sismik dalga boyu (yaklaşık kabarcık büyüklük aralığı) 30 ile 3000 kHz frekanslı sistemler tarafından üretilebilir. Buna rağmen (ekosounder ve sonar) kaynak frekansı bu aralıktaki sistemler, deniz tabanı altına nüfuz edemez. Bu nedenle, pratikte (1) no'lu kategori sadece su kolonuna uygulanır. Bunun tam tersi, düşük frekanslı dalga boyu (1599 ms^{-1} akustik hızına sahip deniz tabanında 250 Hz sinyal 6 m'lik dalga boyuna sahiptir) yayan sistemler (örnek; hava tabancası) (3) no'lu kategoride uygulanabilirliği açısından çok iyi sonuçlar verir. Bu sistemler için su kolonundaki veya deniz tabanına yakın sedimentlerdeki gaz, akustik sesi ve yansıma sinyal genliğini azaltmasından başka çok büyük bir etkiye sahip olmayacaktır. Bu tarz sistemler yalnızca derinlerdeki geniş gaz birikimlerini bulacaktır. Deniz tabanına yakın sedimentlerde bulunan gazı ortaya çıkarmanın en uygun yolu yüksek frekans sistemleridir (ekosounder, 3,5 kHz). Bu sistemlerin

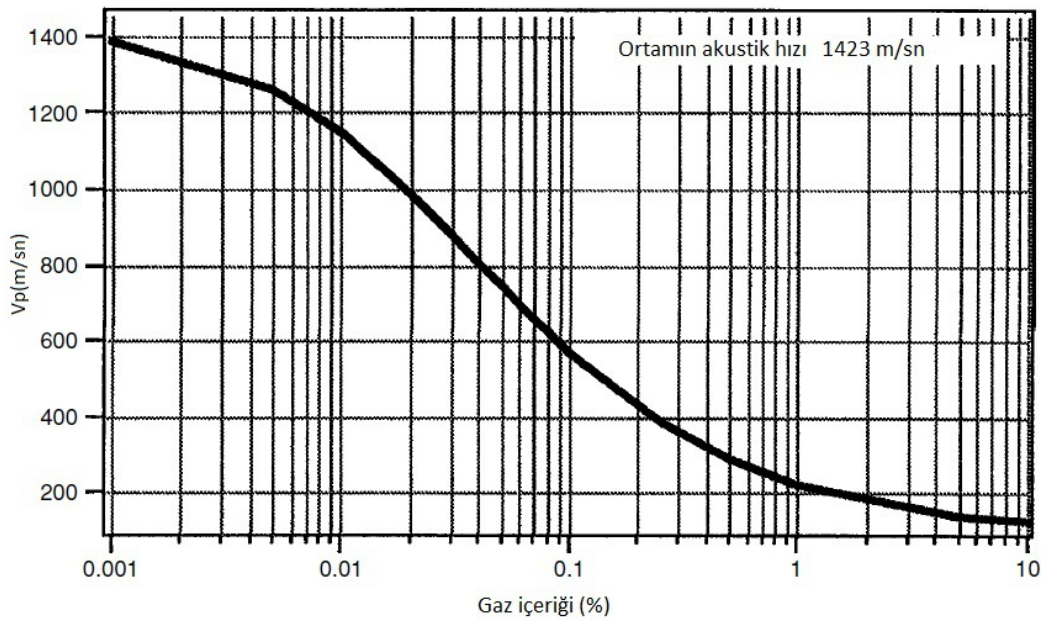
nüfuzu birkaç metre ile sınırlıdır, derinlerdeki gaz birikimini bulmak için düşük frekanslı kaynaklar kullanmak gerekir (Judd ve Hovland, 2007).

Judd ve Hovland (2007)'e göre gaz içeren sedimentlerde şu faktörler göz önüne alınmalıdır;

- Kabarcık rezonans etkileri tüm sedimentlerde mümkün iken, yumuşak ince daneli sedimentler gibi düşük kayma dayanımlı sedimentler içinde çok büyük olacaktır. Bu yüzden akustik türbiditenin silt ve killerde oluşması kum ve çakıllarda oluşmasına göre çok daha muhtemeldir.

- Eğer çıkış sinyali yeteri kadar büyük genliğe sahipse, yansıyan sinyal gaz yüklü sedimentlerin oluşturacağı atenüasyondan (saçılma ve sönümlenme) sonra dahi gözlenebilir.

- Sedimentlerde çok az miktarda gaz bulunması dahi büyük atenüasyonlar meydana getirir ve akustik hızda azalmaya sebep olur. Şekil 3.5'de gaz içen ortamların akustik dalga hızı üzerindeki etkisi gösterilmektedir. Logaritmik olarak ortamın yüzde biçiminde gaz içeriği arttıkça akustik dalga hızı da düşer



Şekil 3.5 Akustik hız üzerinde gazın etkisini gösteren şekil. X eksenini logaritmik olarak (%) gaz içeriğini, Y eksenini akustik hızı (m/sn) gösterir (Wilkens ve Richardson, 1998).

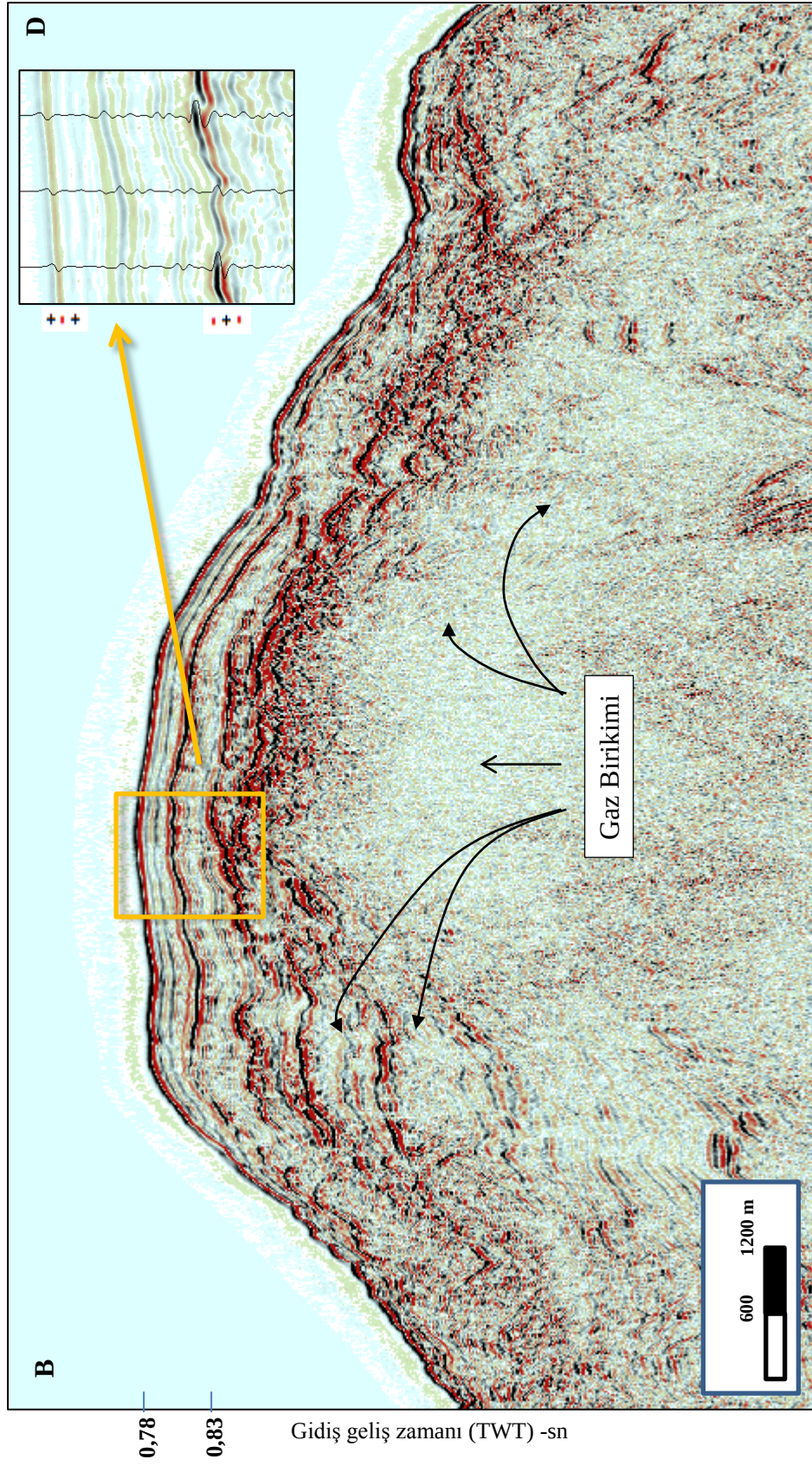
3.7 Gaz Birikim Çeşitleri

Garcia-Gil, Vilas ve Garcia-Garcia, (2002) deniz tabanı altındaki gaz içeren ortamları temel olarak sismik karakterlerine, görünüm ve boyutlarına bağlı olarak şu şekilde gruplara ayırmış ve açıklamıştır;

a-Akustik Örtüler (Acoustic Blankets)

Altında bulunan sismik veriyi tamamen görünmez hale getiren akustik örtüler, üstündeki güçlü yansımalar tarafından tanımlanır. Bu tip gaz birikimlerinin üst sınırı hafif eğimli görünüme sahip yüksek genlikli ters polariteli yansılardan oluşurken yan sınırları keskin veya yumuşak bir şekilde diğer ortamdan ayrılır (Şekil 3.5). Hovland ve Judd (1988), bu tür yapıları "akustik maskeleme" olarak da adlandırmışlardır.

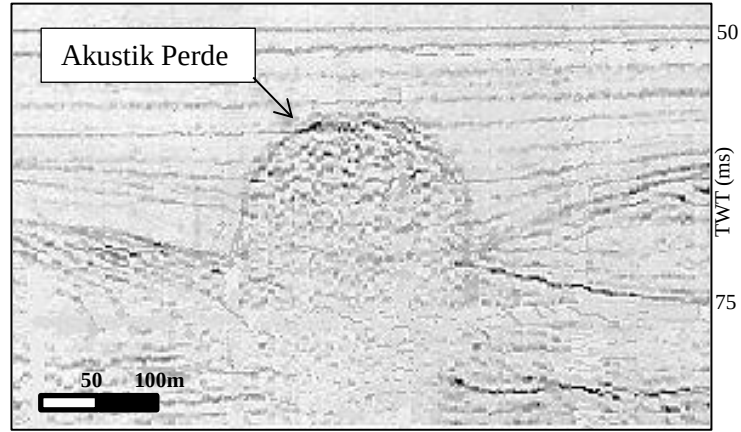
Şekil 3.6'da akustik örtü biçimindeki gaz birikimini gösteren 2B PirMarmara a2_b9 sismik kesiti, Marmara Denizi Batı Sırtı üzerinden elde edilmiş olup, bu sırt üzerinde birçok yerde bu şekildeki gaz birikimlerine rastlamak mümkündür. Gaz birikiminden dolayı oluşmuş maskelenen bölgede tabakaların devamlılığını göremeyiz. Bu birikimin hemen üst sınırında ters polariteli ve yüksek genlikli yansımalar bize, bu tabakanın hemen aşağısında gaz oluşumunu kanıtlar niteliktedir. Bu tabakanın hemen üstünde yine aynı şekilde ters polariteli devamlılığı takip edilebilen bir katman mevcuttur fakat bu tabakanın genliği altındaki tabakaya göre düşüktür, bu da farklı yapıdaki sediment birikiminden kaynaklanan (tephra katmanı gibi) bir polarite değişmesini işaret edebilir. Bu nedenle her ters polariteli tabaka altında gaz birikimi bulunacak diye bir şart yoktur. Gaz birikim alanının sol kanadına doğru alt alta iki ayrı yüksek genlikli katman bulunmaktadır, bu da gazın yukarı doğru hareketi sırasında geçirimsiz katmanlara rast gelmesi sonucu buralarda da biriktiğini gösterir.



Şekil 3.6 Akustik örtü biçimindeki gaz birikimini ve buna bağlı oluşmuş yüksek genlikli ve ters polariteli üst katman sınırı gösteren sismik kayıt. Bu veri Haziran-2010 PırMarmara seferinde toplanmıştır.

b-Akustik Perdeler (Acoustic Curtains)

Akustik perdeler, akustik örtülere benzer olarak, sismik kayıtları tamamen perdelediği gibi aynı zamanda gaz kaynağı olan bağlantısını bulmayı olanaksız hale getirir. Akustik perdeler, gaz yüklü sedimentlerde akustik hızın düşmesine bağlı olarak kenarları oldukça büyük eğime sahip, mantar şeklini andıran yapılardır (Şekil 3.7).

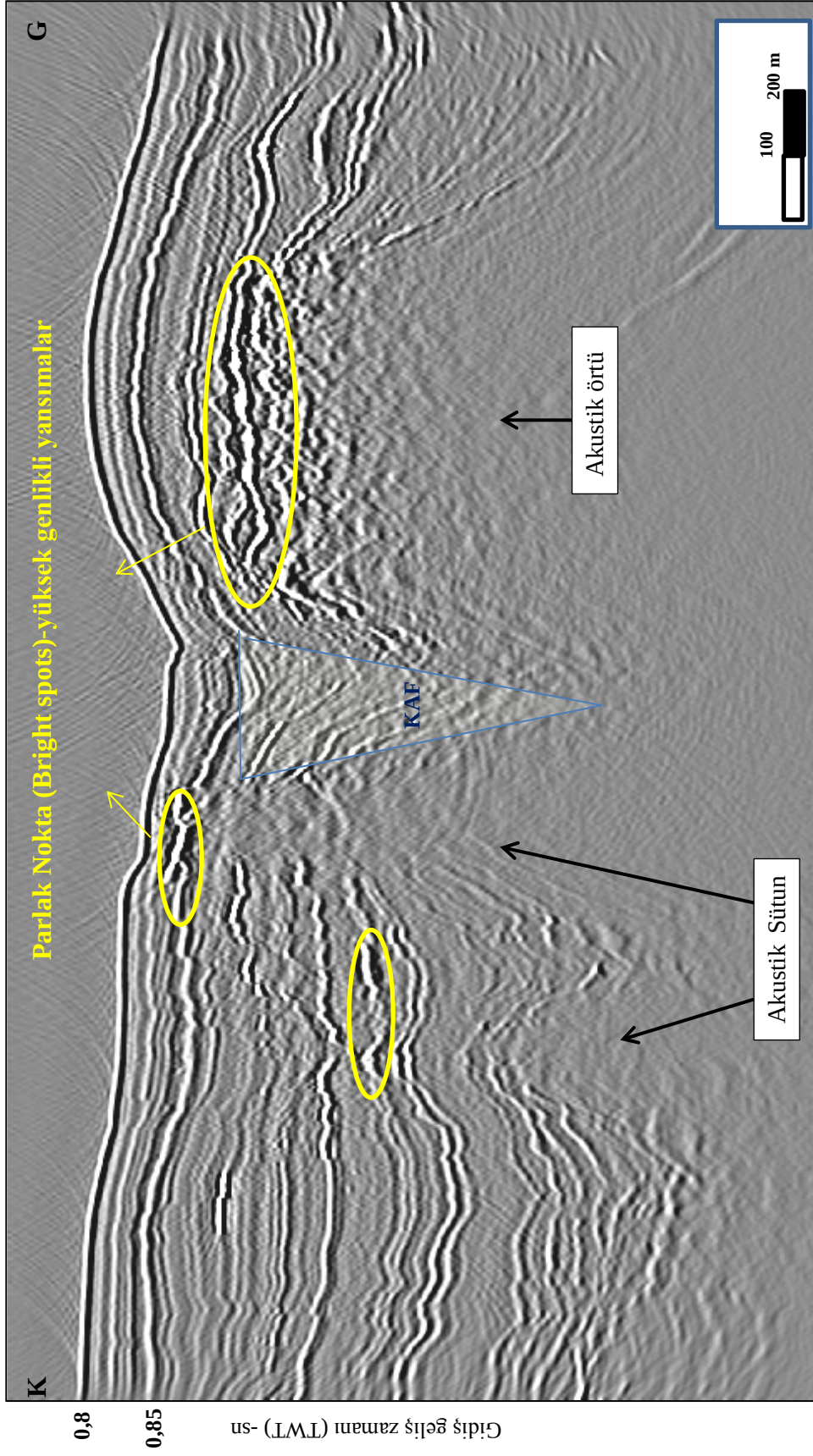


Şekil 3.7 Ria de Vigo'dan alınmış akustik perde yapısındaki sık gaz birikimi (Garcia-Gil ve diğer., 2002).

c-Akustik Sütunlar (Acoustic Columns)

Bu yapılar deniz tabanına doğru dikey yönde sütun şekilli, genelde içinde gaz içeren sıvıların hareketi ile oluşurlar. Bu yapıların tepe üst noktası ters polariteli ve yüksek genlikli yansımalar verir. Sütun yapıları sismik kayıtlar üzerindeki katmanları keserek yukarı doğru çıkma şeklinde görülür ve bu da katmanlar üzerinde saydam bir etki yaratır (Şekil 3.8). Genel olarak akustik örtü ve perde türü gaz birikimlerine yakın yerde oluşurlar. Bu sütun yapılarını oluşturan gaz içerikli sıvılar deniz tabanına kadar ilerleyerek buradan su kolonuna açılabilir ve burada çözünürler veya deniz tabanında metan türemiş karbonat birikimlerini meydana getirirler.

Su kolonundaki gaz yükselimsinin doğrudan belirtisi “akustik yükselimler (Acoustic Plumes)” adı verilen ve akustik veride su kolonu içerisinde hiperbolik yapılar olarak gözlenen oluşumlardır (Çifçi ve diğer., 2005).



Şekil 3.8 2009 yılında Marmara Denizi Batı Sırtı'ndan alınan 3 boyutlu yüksek çözünürlüklü sismik verisinde, akustik sütun ve akustik örtü tipi gaz birikimleri ve neden olduğu parlak nokta (bright spot) etkilerinin görüntüsü

Şekil 3.8’de Marmara Denizi Batı Sırtı’ndan alınmış 3B yüksek çözünürlüklü sismik verisinde, akustik sütunları ve akustik örtü yapısı gösterilmiştir. Yüksek genlikli ve ters polariteli parlak nokta (bright spot) etkilerine bu gaz girişimleri neden olmaktadır.

Aynı zamanda bu sismik veri üzerinde KAF’nın geçtiği yer hattın tam ortasında kalan kuzeyden ve güneyden uzanan tabakaların aşağıya doğru eğimlendiği yerdedir. KAF ile bu gaz birikimlerinin doğrudan ilişkisi vardır. Çünkü gazın kaynağından deniz tabanına kadar olan çıkışlar faylar aracılığı ile olmaktadır. Faylar geçirimsiz ortamların içinden geçiyorsa, altta uzanan gaz birikimlerinin bu geçirimsiz tabakalardan geçmesi için en uygun yolları oluşturmaktadır. Bu nedenle Şekil 3.8’deki gibi kaynağı daha derinlerde olan gaz birikimlerinin çıkışları faylanma alanlarında fay kırıkları boyunca meydana gelmektedir.

d-Akustik Türbidite (Acoustic Turbidity)

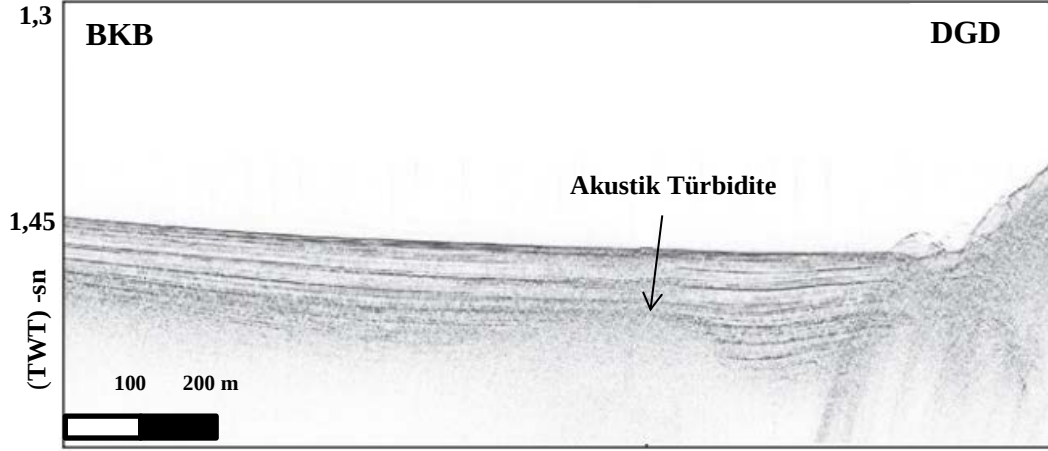
Bu tür gaz birikimleri sismik kayıt üzerinde farklı derecelerde bozulmalardan meydana gelir. Genel olarak bu bozulmalar boyunca yansıtıcıları takip etmek mümkündür.

Bu tür gaz birikimlerinin kaynağı sismik kayıtlarda koyu bir yayılma alanı olarak gözlemlenmesine neden olan birçok gaz kabarcığının akustik enerjiyi saçması ile açıklanır. Sedimentlerde %1 oranında gaz bulunması bile bu etkinin görünmesine neden olur (Şekil 3.9).

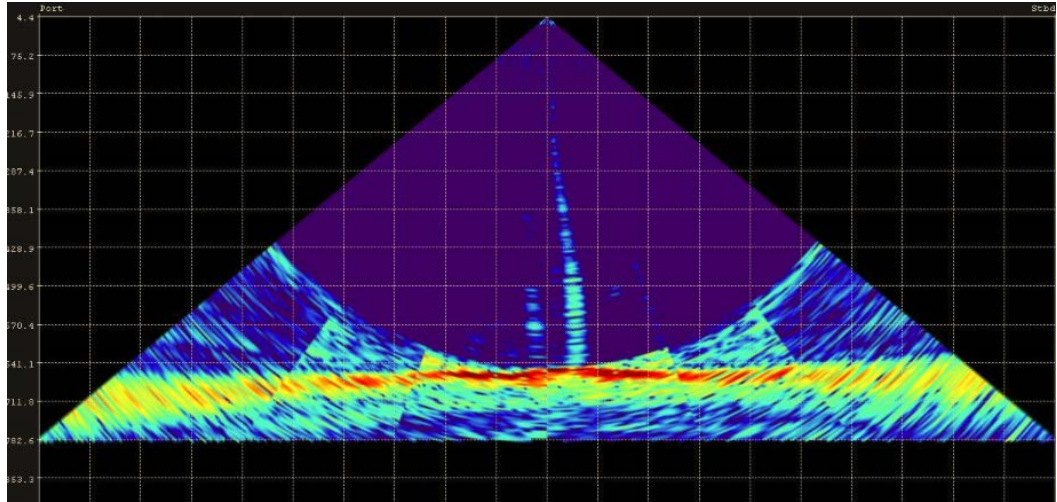
e- Akustik Yükselimler (Acoustic Plumes)

Akustik yükselimler deniz tabanını geçerek su kolonuna yayılan gazlara verilen addır. Çıkışları sırasında “kaynayan su” görüntüsünde olup, yüksek frekanslı akustik yöntemler ile görüntülenirler. Bu görüntüler su kolonu içerisinde yüksek genlikli hiperbolik yapılar olarak gözlenen oluşumlardır. Akustik yükselimler herhangi bir gaz birikimi değildir fakat bu olaylar genelde yukarıda tanımladığımız birikimlere

yakın yerlerde meydana gelir ve bu alanlarla ilişkilendirilirler.



Şekil 3.9 Akustik türbidite gaz birikimini gösteren, Marmara Denizi'nde gerçekleştirilen MARMARASCARPS seferinde Tekirdağ Havzası'ndan alınan 3,5 kHz deniz mühendislik sismik kaydı (Zitter ve diğer., 2008).



Şekil 3.10 Marmesonet seferinde Le Suroit araştırma gemisiyle Marmara Denizi'nden alınmış çok ışınlı batimetri verisinde gözlenen, deniz tabanından su kolonuna gaz çıkışının olduğu akustik yükselimler.

3.8 Gazlı Sedimentlerin Sismik Göstergeleri

Gazlar sedimentler içinde kullanılan yöntem tarzına göre alınan görüntü üzerinde farklı anomaliler şeklinde gözükürler. Sismik yöntemler gaz ve buna bağlı etkilerin en iyi gözlemlenebildiği jeofizik araştırma yöntemleridir. Judd ve Hovland (2007)'ye göre sismik kesitler üzerindeki gaz bulguları şu şekilde açıklanmıştır:

3.8.1 Akustik Birikimler

Yukarıda da tanımlandığı gibi genel olarak sığ deniz sedimentlerinden alınan sismik yansıma profilleri üzerinde “akustik türbidite, akustik maskeleme, akustik örtü veya akustik sütunlar” gaz varlığını gösterir. Akustik enerji gözenekler içindeki gaz varlığı tarafından sönümlenir ve saçılmaya uğrar, bu da sismik kesitlerde düzensiz ve karmaşık yansımalarla neden olur. Bu birikimin hemen üst tabakasının altından itibaren yansımasız bir bölge meydana gelerek daha derinlerdeki yansıtıcı tabakaların görünmesini önler.

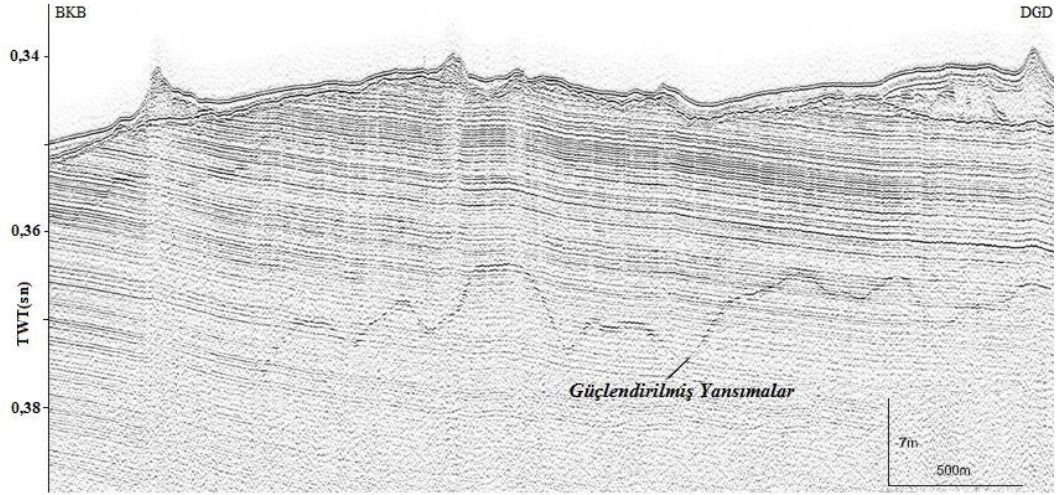
Akustik gaz birikim çeşitlerine yumuşak ince taneli sedimentlerde çok sık rastlanır, fakat aynı etkilere çakıl taşı yatakları, deniz kabuğu yatakları ve yarı kömürleşmiş katmanlarda da rastlanır. İlk durumda çakıllar enerjiyi saçır, diğer durumlarda enerji, kabuk ve yarı kömürleşmiş katmanlar içinde gazlar tarafından hapsedilerek soğrulmaya uğrar.

3.8.2 Güçlendirilmiş Yansımalar

Güçlendirilmiş yansımalar sismik kesitlerde akustik direşim zıtlığına neden olan ters yansıma polariteleri şeklinde gözükmesine neden olur bu da yüksek genlik, faz dönüşümü yansımaları olarak gözlenir (sığ kısımlarda “birght spot- parlak nokta”ya karşılık gelir) (Şekil 3.11). Güçlendirilmiş yansımalarda, üzerinde bulunan katman, altındakine göre daha yüksek yoğunluktadır. Bu da altındaki birimin daha yumuşak bir sediment içerdiğini veya gaz varlığını işaret eder. Bunun yanında “tunning etkisi” olarak adlandırılan iki ince katmanın birbiriyle birleşmesi sonucunda bu birleşmiş katmana gelen sismik dalgaın yapıcı girişim üretmesi güçlendirilmiş yansımalar ile ilişkilendirilir (Rollet ve diğer., 2009) ve deniz tabanına göre ters polariteli olarak gözlenebilir.

Bazen bu güçlendirilmiş yansımalar gaz birikim alanlarından dışarı çıkar, bu da gazın göç ettiğini gösterir. Bu olay ince daneli sedimentlerdeki iri ve/veya daha geçirgen sediment katmanları içinde olur. İri daneli sedimentlerin içine doğru göç

eden gaz, muhtemelen sesi saçan ve güçlendirilmiş yansımalara neden olan rezervuar tipi birikimleri oluşturur.



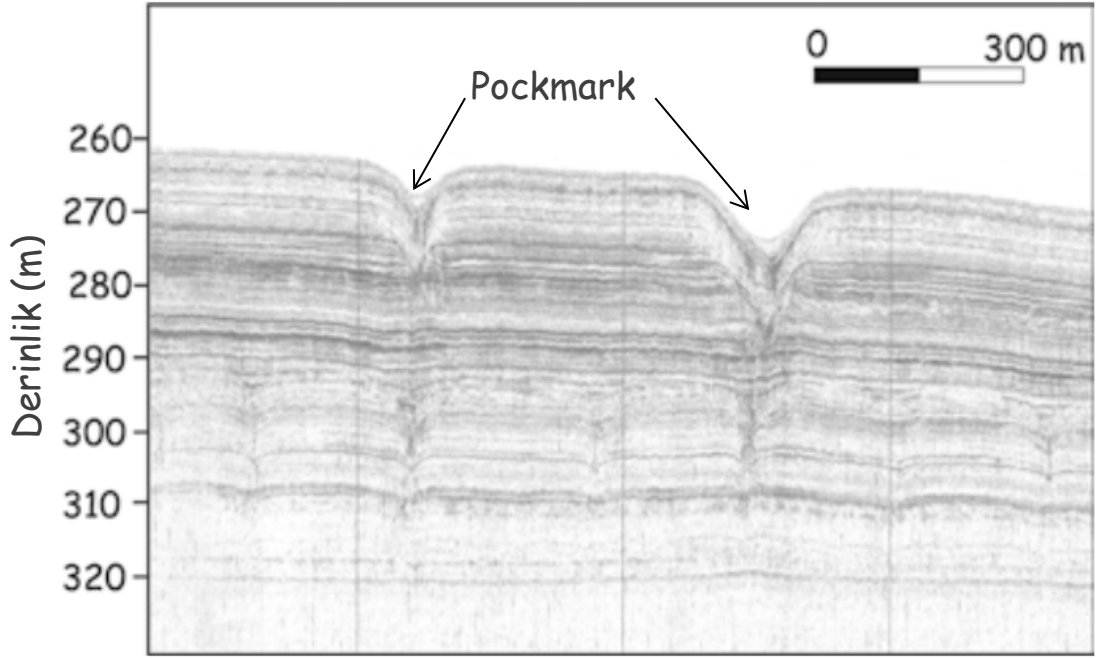
Şekil 3.11 Kuzey Avustralya'dan alınmış sismik veride, güçlendirilmiş yansımalar bulunduğu ortamı kesen, düşük frekanslı ve karışık polariteli olarak görünür (Rollet ve diğer., 2009).

3.8.3 Sediment İçi Domlar

Bazı pockmark'ların altında yansıtıcılar yukarı doğru kubbeleşmiş şekildedir. Bu şekiller sismik kesit üzerinde sedimentlerin üzerini örten yapıların ve suyun sismik hızının neden olduğu bozulmalardır. Genel olarak tabaka yansımaları pockmarkların altında yer almasından dolayı etkilenmez, bu yüzden sismik hızlar hemen hemen birbirine yakındır. Bu yapılar dikey yönde hareket eden gazlarla ilişkilendirilir.

3.8.4 Pockmarklar (Çopurlar)

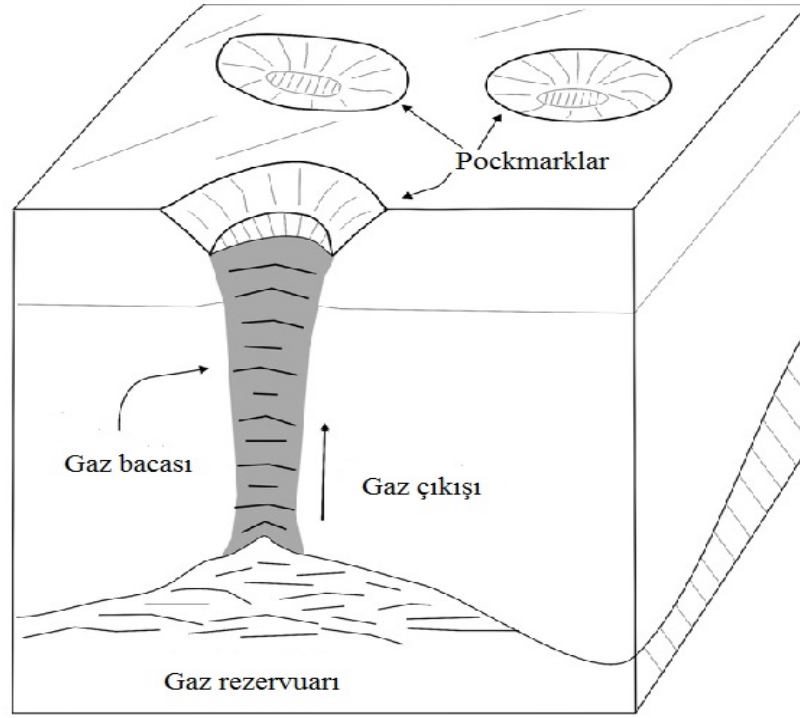
Pockmarklar çamurlu deniz tabanlarında geniş çapta gözlenen kraterlerdir (Şekil 3.12). Pockmarklar deniz tabanına olan gaz/sıvı çıkışının morfolojik belirtileridir (Hovland ve Judd, 1988) ve sonar kayıtlarında koyu benekler olarak gözlenir (Çifçi ve diğer., 2005). Pockmarklar hemen hemen daire biçimindedir ve ince daneli sedimentler arasından yukarı doğru akışkan hareketi ile deniz tabanına çıkarlar (Cathles, Zheng ve Chen, 2010) .



Şekil 3.12 Doğu Karadeniz şelfi pockmark alanından elde edilmiş mühendislik sismiği kesiti üzerindeki pockmark yapıları (Çifçi, Dondurur ve Ergün, 2003).

Devamlı sediment yığılını ve tektonik sıkışma nedeniyle, yakın yüzey sedimentlerinde oluşan gaz ve boşluk sıvıları aşırı basınca maruz kalmakta ve geçirgen yollar boyunca deniz tabanına doğru göç etmektedirler (Yun, Orange ve Field, 1999). Bu yollar, faylar, stratigrafik katmanlar (Orange ve diğer., 2002), çamur diyapirleri (Hovland ve Curzi, 1989) ya da çamur veya silt gibi gözenekli sedimentlerde gazın açtığı yollar olabilir (Judd ve Sim, 1998; Judd ve diğer., 2002). Aşırı basınç altında kalan bu gaz/sıvıların, bir anda patlaması (Hovland ve diğer., 2010) ile deniz tabanına çıkması sonucunda buralarda krater şekilli çöküntüler (pockmark) oluştururlar (Çifçi ve diğer., 2005), bu patlamadan sonra sıvı ve gaz çıkışı hareketleri yavaşlar (Cathles ve diğer., 2010).

Pockmarklar genellikle akustik türbiditenin bir göstergesi olarak yakın yüzey sedimentlerde gazların bulunduğu yerde oluşurlar ve görünmez bir zon oluşturan gaz bacaları ile ilişkilendirilebilir (Cathles ve diğer., 2010) (Şekil 3.13). Bazı bölgelerde birden fazla pockmark bir araya gelerek “birleşik pockmark” yapılarını oluştururken, bazı alanlarda gaz hareketine bağlı daha derin kısımlarda yüzeyde görülen pockmarka nazaran gömülü pockmarklar yapıları izlenir (Çifçi ve diğer., 2003).



Şekil 3.13 Pockmarklar genellikle gaz bacalarının deniz tabanına çıktığı yerde oluşur. Devam eden gaz çıkışı, pockmarklar üzerinde karbonat tepelerini oluşturur (Hovland, 1989).

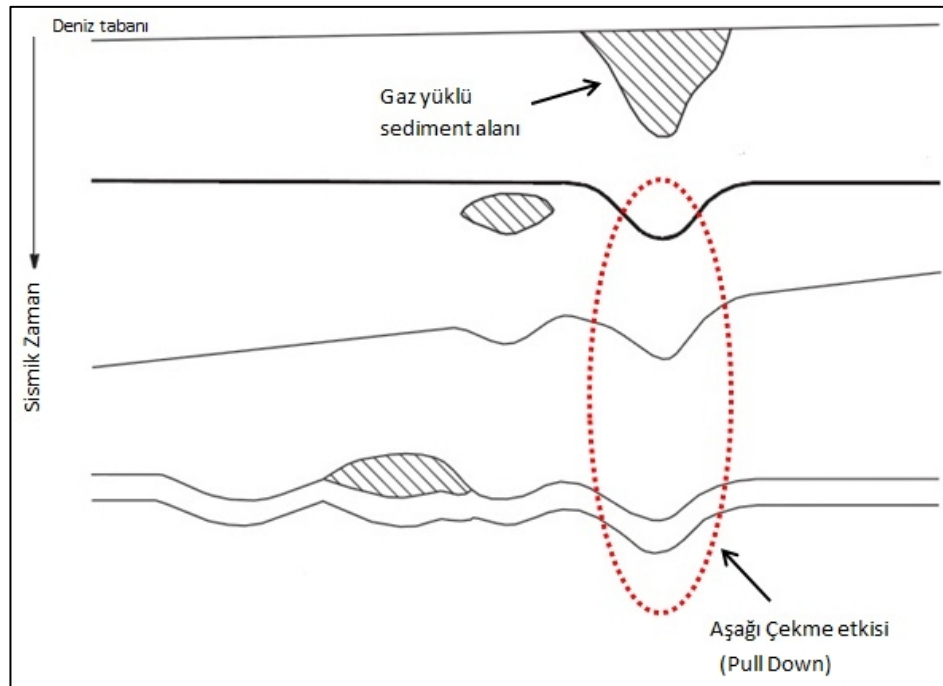
Pockmarklar oluşum derinliklerine ve yarıçaplarına göre farklı gruplara ayrılırlar. Genel olarak pockmarklar dairesel şekilli olup, 10 m'den 700 m'ye değişen yarıçaplara ve 1-45 m krater derinliklerine sahip çöküntülerdir. "Normal pockmark", 1-10 m genişliğe sahiptir. 0,5 m derinlikte oluşan çok daha küçük boyuttaki çöküntülere " Birim (unit) pockmark" denir. Çöküntü üzerindeki bir ekseninin diğerine göre çok daha uzun olarak gözlendiği çöküntülere "uzunlamasına (elongated) pockmark", merkez kısmında yüksek yansıma veren nesne veya bölgenin olması durumunda "Gözlü (eyed) pockmark", yarı doğrusal zincir veya diziler şeklinde uzanan pockmarklar da "pockmark dizileri (pockmark strings)" olarak tanımlanır (Dondurur, 2005).

3.8.5 Gaz Bacaları (Gas Chimneys)

Gaz bacaları hem iki boyutlu hem de üç boyutlu sismik veri setleri üzerinde önceden oluşmuş ve aktivitesini durdurmuş veya halen gaz taşınımının devam ettiği dikey bölgeler şeklinde ortaya çıkan yapılardır (Şekil 3.13).

3.8.6 Hız Çekmesi (Pull down)

Hız çekmesi, gaz yüklü sediment birimlerinin altında bulunan uyumlu yansıtıcılar üzerinde görünen etkidir. Eğer gaz bulunduran bölge büyük bir farklılık yaratacak kadar kalınsa, bu etki sedimentlerin aşağı doğru çekilmesi izlenimini verir, fakat bu yalnızca sismik kayıtlar üzerinde görünen bozulmadır (artefact) (Şekil 3.14). Sedimentler üzerindeki gazın varlığı akustik hızı düşürür. Bunun tam tersi olan yukarı çekme (pull up) etkisi yüksek hızlı bölgenin varlığını gösterir.

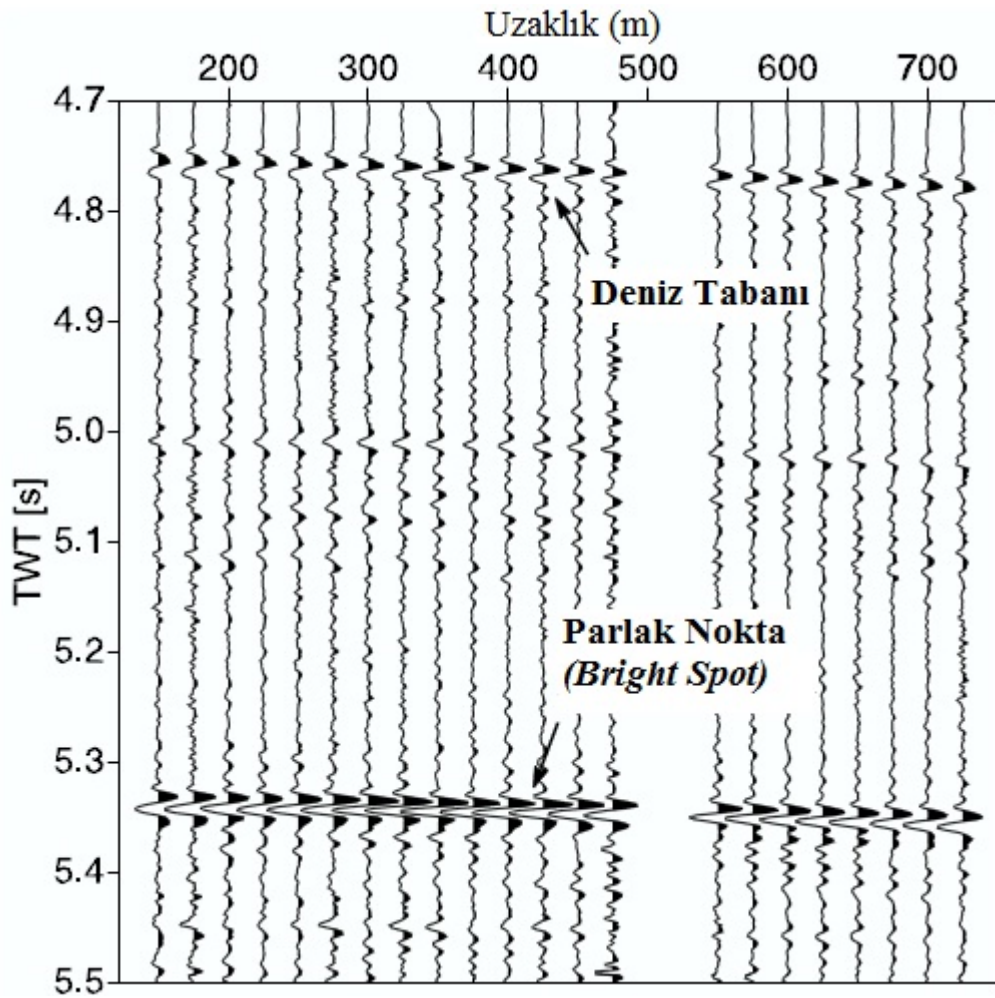


Şekil 3.14 Sismik kesit üzerinde akustik hızda oluşan düşmeden dolayı gaz yüklü alanın altındaki katmanlarda normalde gerçek olmayan aşağı çekme (pull down) etkisinin oluşması (Armstrong, McAteer ve Connolly, 2001'den değiştirilerek).

3.8.7 Parlak Nokta Etkisi (Bright Spots)

Parlak nokta etkisi çevre yansımalarına göre daha yüksek genliğe sahip ve sismik kesitlerde ters polariteli olarak görülen süreksiz yansımalar. Güçlü akustik direşim zıtlığı parlak noktaların (bright spots) oluşmasına neden olur. Akustik direşim akustik hızın ve yoğunluğun bir fonksiyonudur (Şekil 3.8).

Rijit bakımından daha sağlam olan kayalar ile (genelde daha yaşlı) üzerinde birikmiş sediment arasında büyük direşim farklılığı oluşur ve kesitlerde bu sedimentlerin altında gaz varmış gibi altındaki rijit kayaç yansımalarını örter. Gaza doygun sedimentlerin akustik hızı düşükken, üzerinde yer alan suya doygun sedimentlerin akustik hızı daha fazladır, bu nedenle bu iki katman arasında belirgin direşim zıtlığı ve yüksek genlik yansıması vardır. Düşük hız katmanı yüksek hız katmanının altında olmasından dolayı bu yansıtıcının fazı ters olmalıdır, fakat bu her zaman görünür değildir.



Şekil 3.15 Kaydedilen sismik sinyallerin genliklerinin gösterildiği şekilde, parlak nokta etkisinin olduğu yer deniz tabanına göre, ters polariteli ve çok daha yüksek genlik göstermiştir (Müller, Theilen ve Milkereit 2001).

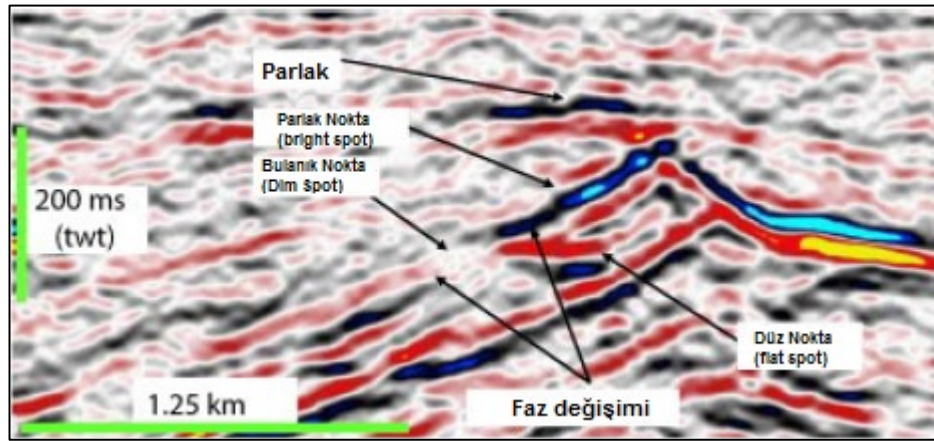
Direşim farkı ne kadar büyükse o kadar yüksek genlikte bir yansıma oluşur. Dalganın içerisine kırıldığı ortamın akustik direşimi daha düşük ise, yansıyan dalga

180 derece faz dönmesine uğrar. Bu özellik gaz birikimi olan sedimentlerin ürettiği parlak nokta (bright spot) anomalileri sayesinde, sismik veri üzerinde tanımlanmasını sağlar (Çifçi ve diğer. 2005)

Parlak noktaların tespiti sondaj açılacak çalışma alanı için önemlidir, çünkü bu noktalar, altında yüksek basınç ihtiva edebilecek gaz yüklü sediment kapanlarının başlıca karakteristik özelliğidir. Parlak noktalar 3B sismik ile kolayca tespit edilir (Sharp ve Samuel, 2004). Bunun yanında bu tarz anomalilere linyit ve çakıl tabanlı kanallarda neden olur.

3.8.8 Düz Nokta (Flat spot)

Düz nokta terimi bir hidrakerbon rezervuarında gaz/su, gaz/petrol veya petrol/su ara yüzeyinde oluşmuş uyumlu yansıtıcılar için kullanılır. Sedimentler arasındaki akustik direşim farklılığı nedeniyle oluşur ve eğer üzerindeki gaz'dan dolayı aşağı çekme etkisine uğramamışsa yatay olarak gözüktür.



Şekil 3.16 Düz nokta (flat spot) düşük akustik empedansa sahip gaz yüklü sediment ile yüksek akustik empedansa sahip su veya petrol yüklü katmanlar arasında çevresindeki sediment katmanlarına göre düz bir şekilde bulunur. Aynı zamanda bulanık nokta (dim spot) ve parlak nokta (bright spot)'da hidrokarbon varlığını işaret eder (Løseth, Gading ve Wensaas, 2008).

Düz noktaların (flat spot) olduğu yerde gaz kolonunun yüksekliğinin tahmini mümkündür. Bu gaz kolonunu, gaz birikiminin tabanındaki düz nokta ile tepe noktasındaki belirgin parlak nokta arasındaki boşluk oluşturur. Eğer yapının sona

erdiği alan hesaplanırsa, gaz hacmi de tahmin edilebilir. Bu tanımlarla beraber birde bulanık nokta (dim spot)'lar da gaz birikimi ile ilişkili oluşumlardır. Gaz/petrol/su ara yüzeylerinde sismik sinyalin gazlar nedeniyle soğrularak o ortamın bulanık olarak görünmesine neden olur.

3.8.9 Çamur Volkanları (*mud volcano*) ve Çamur Diyapirler (*mud diapir*)

Çamur volkanları dünyanın hareketli ve sabit olmayan sediment yapılarını temsil eder. Çamur ve diğer sediment yapılarından oluşur ve periyodik veya devamlı olarak üst tarafından içinde su, petrol ve gaz barındıran sulu çamur çıkaran yapılardır. Bu çamur bileşiğinde derinlerden gelen saf kaya parçalarından oluşmuş breş yapılar da mevcuttur. Çıkışların olduğu çamur volkanı ağızları birkaç cm den 1 km'den daha geniş çapta alanlar olarak görünebilir ve deniz tabanından itibaren kilometrelerce derinliklere uzanabilirler. Hem karada hem deniz altı sedimentlerinde gözlenen bu yapılar, yukarı doğru malzeme çıkışı ya yavaş akış şeklinde ya da ani patlamalar ile oluşur. Bu yapılara günümüzde en fazla karşılaşılan yerlerden biri Azerbeycan'dır.

Çamur volkanları ve diyapirleri, üzerine çökelmiş genç sedimentleri deforme ederek veya içinden geçerek yukarı doğru yükselmiş olan sediment yapılarıdır (genel olarak çamurlu veya şeylli yapılar). Eğer ki bu yapılar deniz tabanına kadar ulaşır buradan da sediment ve/veya su çıkışı gözlenirse bu çamur volkanı olarak adlandırılır. Diyapirler ise yüzeye ulaşamaz ve altındaki sedimentlerde yukarı doğru konkav şekilli yapıları oluştururlar. (Judd ve Hovland, 2007).

Çamur diyapirleri sismik kesitlerde dikey yönde oluşmuş, görünmez bir alan oluşturan veya bu alandaki sediment yapılarını bozan deniz altı şekilleri olarak gözlemlenir (Şekil 3.17). Collier ve White (1990), bu görünmez alanı oluşturan iki nedenden bahsetmiştir: sediment katmanlarının fiziksel bozulmaya uğraması ve gaz yoğunluğu yüzünden katmanların maskelenmesidir. Üçüncü bir neden ise akustik sinyal gücünün gaz varlığı yüzünden sönümlenmesidir.

Dimitrov (2002), amur volkanları ve çamur diyapirlerinin yukarı doğru hareketine neden olan ana nedenleri şöyle sıralamıştır;

- Üzerini rten tabakanın yüksek basıncı altında, alttaki düşük yoğunluklu gaz barındıran plastik killi karışımın yukarı çıkma eğiliminde olması,
- Plastik kil içinde gaz kümelenmesi ve diğer içsel olayların yüksek gözenek suyu basıncına neden olması,
- Yüksek gözenek suyu basıncına neden olan yapısal ve tektonik olaylar.

Dimitrov (2002) amur volkanlarının oluşumunu genel olarak tektonik hareketlere, hızlı sedimantasyonlanmaya, devam edegelen hidrokarbon üretimine ve derin sediment katmanlarındaki ince taneli, yumuşak plastik sediment varlığına bağlarken, Milkov (2000) amur volkanlarının oluşumunu 4 ana grupta toplanmıştır;

1-Jeolojik nedenler:

- Kalın sediment örtü (8-22 km)
- Taban altında plastik şeyl tabakalarının bulunması
- Kayaçlarda yoğunluk dönüşümü
- Derin sedimentlerde gaz oluşumu
- Aşır yüksek formasyon basıncı

2-Tektonik nedenler

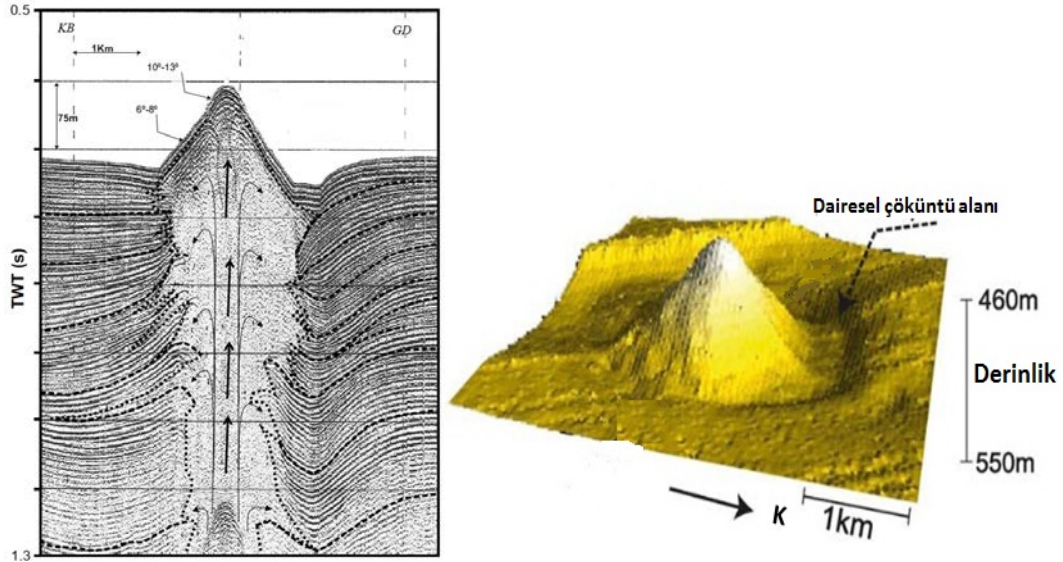
• Hızlı kelme sonucu yüksek sedimentleşme oranı veya üste bindirme mekanizması

- Diyapirik veya antiklinal katlanmaların varlığı
- Fayların oluşumu
- Yanal tektonik sıkışma
- Sismik aktivite
- İzostatik işlemler

3-Jeokimyasal nedenler

- Derin sedimentlerde petrol üretimi
- Kil minerallerinin dehidrasyonu

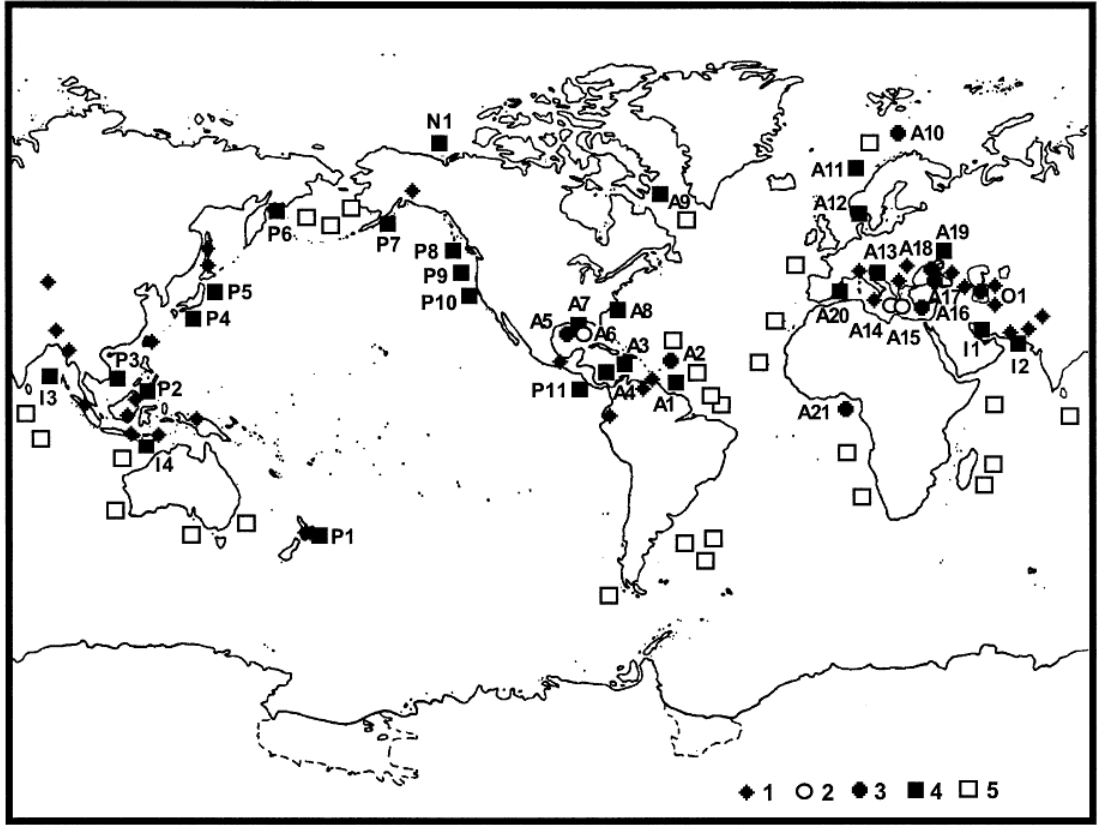
4-Hidrolojik nedenler (örn., kırık zonları boyunca akışkan akışı).



Şekil 3.17 Cadiz Körfezi'nde bulunan deniz altı Anastasia çamur volkanı'nın tek kanal sparker ve çok ışınlı batimetri görüntüsü. Deniz altı çamur volkanı dönemsel aktiviteler sonucunda çamur breşi çıkararak “yılbaşı ağacı” görünümüne gelmiştir (Somoza ve diğer., 2003'den değiştirilerek).

3.8.9.1 Çamur Volkanları ve Çamur Diyapirlerinin Dünya Üzerindeki Dağılımları

Çamur volkanları ve diyapirleri dünyanın dört bir yanındaki karalarda olduğu kadar denizlerdeki kıtasal şelf alanlarında sığ sularda ve kıtasal yamaç ve yükselimlerdeki derin sularda gözlemlenmiştir (Dimitrov, 2002, Kopf, 2002, Milkov, 2000). Bu yapıların bulunduğu alanların kalınlıkları sediment birikiminden itibaren birkaç kilometreye uzanır. Günümüzde bilinen ve tahmin edilen çamur volkanlarının sayısı karalarda 900'den fazla iken denizlerde 800 civarındadır (Dimitrov, 2002) (Şekil 3.18).



Şekil 3.18 Dünya üzerindeki çamur volkanlarının ve çamur diyapirlerinin bulunduğu yerler. 1) karalar üzerindeki çamur volkanları 2) gaz hidrat barındırmayan çamur volkanları 3) gaz hidrat bulunan çamur volkanları 4) deniz altı çamur volkanları ve 5) Lancelot ve Embey (1977) 'nin, haritaladığı muhtemel sediment diyapirleri (Milkov, 2000).

3.8.9.2 Çamur Volkanı Morfolojisi

Çamur volkanları hem denizlerde hem de karalarda bulunur. Klasik çamur volkanı, tepe noktasında krater oluşturan 'volkan şekilli' konik bir tepe görünümündedir. Judd ve Hovland (2007)'e göre büyüklük ve şekilleri;

- Çıkardığı malzemenin doğasına (viskozitesi, yoğunluğu, tane boyu)
- Çıkış şekline (yavaş, hızlı veya patlama şeklinde) ve çıkardığı materyale
- Akışkan üretiminin miktarına göre değişkenlik gösterir.

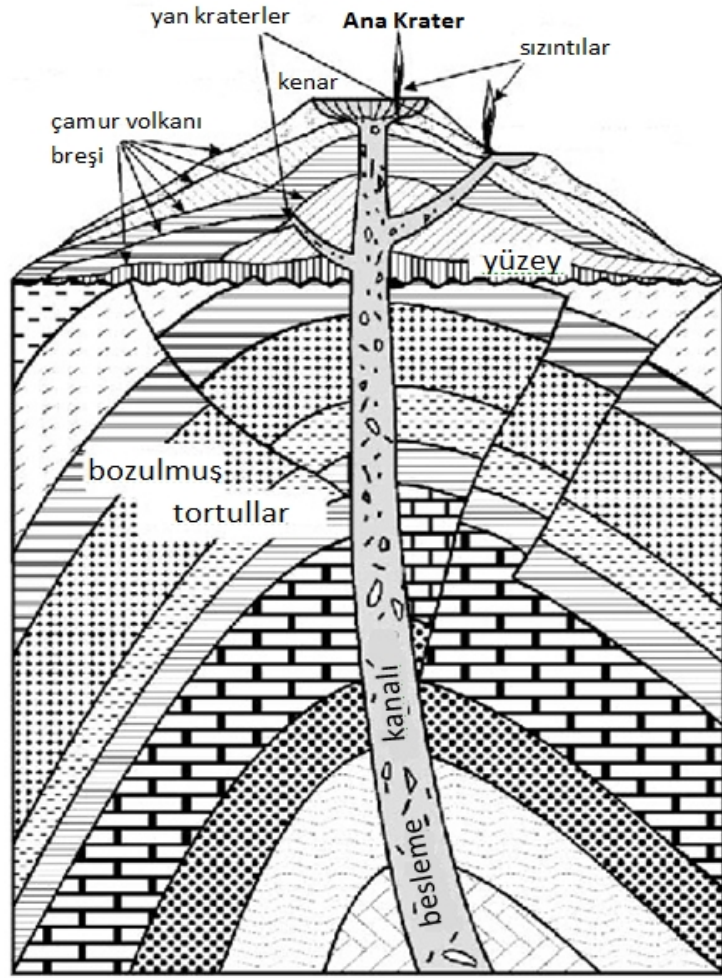
Geniş çamur volkanları birçok krater ve konik yapıdan oluşan yapılar, küçük çamur volkanları tek bir çıkış noktasının olduğu yapılardır.

Çamur volkanlarının yüksekliği birkaç metreden 500 metre ve üstüne kadar değişirken, ana krater çapları 500 m olabilir. Aynı bölgedeki Çamur volkanlarının birbirine yakın olması nedeniyle çıkardıkları volkanik breş bulunduğu bölgenin 100 km² ve üstünü örtebilir.

Çamur volkanlarında görünen yapıların dışında birde bu yapıların altında kalan besleme kanalı mevcuttur. Birçok petrol araştırma kuyusu, çamur volkanlarının bu kesimlerine ulaşarak içyapıları hakkında bilgi verir. Bunun yanında 3B sismik çalışmalar bu yapılar hakkında çok daha iyi detaylar sunar. Deniz tabanından alınan karotlar, deniz altının derin kısımlarında meydana gelen petrol, gaz, gaz hidrat ve kum/şeyl parçaları gibi birkaç kilometre derinlikteki materyallerin, besleme kanalı ile dikey doğrultuda deniz tabanına doğru taşınmış olduğunu gösterir. Besleme kanalları, etrafındaki sediment parçalarını da içine katacak şekilde kil veya silt-kil karışımını deniz tabanına çıkarır, sıvı çamur şeklindeki bu yapıya "çamur breşi" denir. Çamur volkanlarının yüzeye yakın yerlerinde besleme kanalı kollara ayrılarak ana krater yakın bölgelerden yüzeye kadar çıkabilir ve buralardan sızıntı meydana getirebilir, bu tip yan oluşumlara "ikincil (yan) kraterler" denir (Dimitrov, 2002) (Şekil 3.19).

Temel olarak sediment, su ve gaz karışımı yapıların çıkışının meydana geldiği çamur volkanlarında gazın yukarı doğru hareketi sonrası yüzeye yakın yerlerde birikmesi ile gaz hidrat yapısına dönüşebilir (Gingburg ve diğer., 1999; Milkov, 2000) veya sık kısımlarda kapanlanarak aşırı basınç altında kaldığı zaman deniz tabanına pockmark olarak ortaya çıkar (Kopf, 2002).

Alivay ve diğer. (2002) Azerbeycan'da çamur volkanından çıkan su içeriği analizinde dört farklı sonuca ulaşmıştır; i) hidrokarbon ve sodyum ii) klor ve kalsiyum, iii) klor ve magnezyum ve iv) sülfür ve sodyum. Bazı çamur volkanlarının bu dört birleşimi de içerdiğini işaret etmişlerdir. Shakirov ve diğer. (2004), Sakhain adasındaki çamur volkanlarından çıkan gaz analizinde karbondioksit, nitrojen ve metan ağırlıklı olduğunu göstermiştir fakat çamur volkanlarında temel olarak gazlar biyogenik veya termojenik olacak şekilde metan içermektedir



Şekil 3.19 Konik bir çamur volkanının temel yapısı ve ana elemanları (Dimitrov, 2002).

3.8.9.3 Çamur Volkanlarının Sınıflandırılması

Kalinko (1964) çamur volkanlarını morfolojik yapıları ışığında, hareket karakterlerine dayanarak üç gruba ayırmıştır.

1.Sınıf- Lokbatan tipi

Bu volkanların aktiviteleri çıkan gazın alev alması ile beraber patlama şeklinde ortaya çıkar ve konik yapılıdır. Kısa aktivitelerinin dönemleri uzun pasif periyotlar ile ayrılır. Genel olarak çamur breşi düşük viskozitelidir. Besleme kanalı içerisindeki çamur burayı tıkar, tıkama sonucu derinlerdeki gözenek suyu aşırı basınç etkisini karşılayamaz ve üstteki sediment yükü doğrudan gözenek suyuna etkiyerek boşluk

basıncında artışa neden olur, bu da ani patlama şeklinde ortaya çıkar. Bu tip çamur volkanlarını Azebaycan'da gözlemlemek mümkündür.

2.Sınıf- Chikishlyar tipi

Birinci sınıfın tersi olarak bu çamur volkanlarında sakin, zayıf ve devamlı olarak çıkış meydana gelir. Gaz devamlı olarak düzensiz miktarlarda yüzeye çıkar . Bu sınıfın en temel özelliği birçok noktadan küçük miktarlarda gazlı çamur ve su çıkışının olmasıdır. Üst sediment katmanlarında birikmiş su yüklü sediment varlığı tarafından büyük oranda etkilenir. Şekilleri hafif tümsek veya hemen hemen düz bir dom yapısına sahiptir, Ukranya'da Kerch Yarımadası'ndaki çamur volkanlarında sıklıkla gözlenir.

3.Sınıf-Schugin tipi

Bu tip çamur volkanları değişken yapılıdır. Patlama evresi yerini zayıf aktiviteye bırakır. Bu tip çamur volkanları dünya üzerinde en fazla görünen çeşittir. Karakteristikleri bakımından çok değişik yapılar biçimindedir fakat en genel olarak kompozit kraterlerden meydana gelir.

Ivanov ve diğer. (1996) sıvı çıkışı (görünür gaz kabarcıkları ve su boşalımı), biyolojik ve jeolojik göstergeler (soğuk sızıntı birliktelikleri veya metandan oluşmuş karbonat yığınları), çevresine göre yüksek termal değer ve çamur breşi ile deniz suyunun gözenek sıvı farklılığına bakarak sınıflandırma yapılabileceğini aktarmıştır.

3.8.9.4 Deniz Altı Çamur Volkanlarının Tanımlanması

Milkov (2000), deniz altı çamur volkanlarının ortaya çıkarılmasında iki bulgudan söz etmiştir;

1. Farklı yaş aralığını içeren 'çamur breşi' üzerinden karot örnekleme,
2. Yanal tarama sonarında yüksek geri saçınım gösteren krater, konik çamur akıntısı gibi yapısal şekillerin kayıtları.

Judd ve Hovland (2007), yukarıdakilere ek olarak;

3. Gaz çıkışı ve buna bağlı yapıların ipuçları (soğuk sızıntı birliktelikleri veya metandan oluşmuş karbonat yığılımları),
4. Kayaç kırıntıları ve/veya soğuk sızıntı birlikteliklerinde yüksek geri saçınım,
5. Besleme kanalları ve/veya çamur diyapirlerinin sismik bulguları,
6. Gaz hidrat alanları ve jeotermal gradyan değerleri,
7. Sığ sularda geçici çamur adacıkları ve deniz suyundaki gaz kabarcıkları çamur volkanları ile ilişkili olabileceğini aktarmışlardır.

3.8.9.5 Deniz Altı Çamur Volkanlarının Önemi

Milkov (2000) deniz altı çamur volkanlarının önemini;

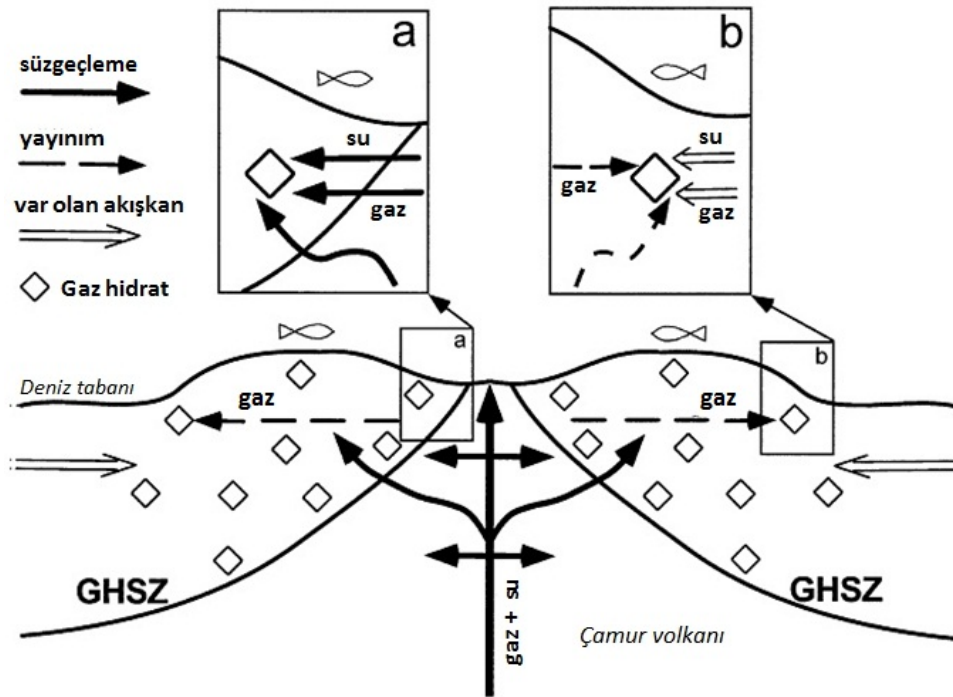
1. Çamur volkanlarının litosferden atmosfere metan akışı kaynağı olmaları (Sera etkisi ve buna bağlı iklim üzerinde değişim),
2. Yüzey altının derin kısımlarında yüksek petrol potansiyeli göstericisi olmaları,
3. Besleme kanalıyla yüzeye çıkan çamur volkanı sedimentlerinde (breş) bulunan kırıntılı kayaç parçaları üzerinde incelemeler yapılarak volkanik bölge alanının sediment yapısı hakkında fikir edinilebilmesi,
4. Denizde yapılacak sondajlar, mühendislik yapısı gibi inşaatlar sırasında çamur volkanı aktivitesinden dolayı oluşabilecek tehlikelerden kaçınma,
5. Çamur volkanlarından gaz hidrat örneklenmesi, şeklinde açıklamıştır.

3.8.9.6 Deniz Altı Çamur Volkanlarının Gaz Hidratlar ile İlişkisi

Sedimentlerdeki gaz hidrat içeriği çamur volkanının kapladığı alan ve derinliğine göre %1-2 den % 35'e kadar değişkenlik gösterir. Metan, gaz hidrat içerisindeki baskın gazdır ve bu gazın kökeni termojenik, biyojenik veya bunların karışımı olarak bulunabilir. Gaz hidratlar çamur volkanı yapısı içinde oluşabileceği gibi çamur volkanından çıkan breşin oluşturacağı sediment katmanı içinde de bulunabilir (Milkov, 2000). Çamur volkanının merkezinde (çamur ve akışkanların çıktığı yer

olan kraterin merkezi) yüksek sıcaklıktan dolayı gaz hidrat oluşumu için elverişli koşulları sağlayamaz. Çamur volkanının merkezi çevresinde derinden çıkan akışkanlardan meydana gelmiş gaz hidratlar oluşur. Bu akışkan çevre sedimentlere göre daha sıcaktır (1 metre derinlikte 15-20 °C'ye kadar) ve içerisinde gaz barındırır. Bu sıcak akışkan soğumaya başladığı ve gaz çözünürlüğü azaldığı zaman gaz hidrat kristalleşmeye başlar (Zatsepina ve Buffett, 1997).

Gaz hidratlar, ana krater çevresinde derinlerden gelen su ve gazın, çamur volkanının oluşturduğu çamur breşinden süzöldükten sonra sediment içerisinde birleşmesi ile oluşurken (hidrotermal aktivite), kraterden daha uzak bölgelerdeki sediment içerisinde mevcut bulunan su ve gazın, derinlerden gelen gaz ile bir araya gelmesi ile de kısmen gaz hidratlar meydana gelir (metasomatik aktivite) (Tomkeieff, 1983) (Şekil 3.20).



Şekil 3.20 Çamur volkanı içerisinde gaz hidrat oluşum modeli: a) krater çevresinde baskın olan hidrotermal aktivite sonucu gaz hidrat oluşumu; b) çamur volkanı çevresinde baskın olan metasomatik aktivite sonucu gaz hidrat oluşumu (Milkov, 2000).

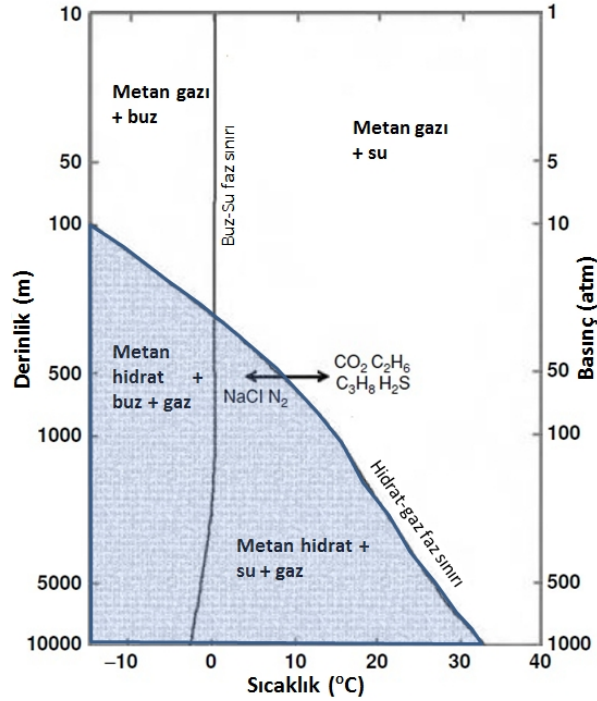
3.8.10 Gaz Hidratlar

Gaz hidratlar yeni nesil doğal kaynak rezervleri olmaları, iklim üzerindeki etkileri, denizde inşa edilecek mühendislik yapıları açısından tehlike arz etmesi ve yer bilimlari üzerindeki etkisi ile hem bilimsel hem de politik açıdan büyük bir öneme sahiptir. Gaz hidratlar kristalin katılar olup, düşük yoğunluklu gazların su molekülleri ile kafeslenerek buza benzeyen yapılar oluşturması şeklinde meydana gelir (Sloan, 1990). Su moleküllerinin hapsettiği gazlar etan, propan, bütan, metan gibi hidrokarbon gazları veya CO₂ (karbondioksit), H₂S (hidrojensülfat) gibi hidrokarbon kökenli olmayan gazlar olmasına rağmen, hidratları oluşturan en yaygın gaz metandır. Doğada üç tip hidrat yapısı vardır bunlar; " kübik yapılı I, II ve hegzagonal yapılı H yapıları" olarak adlandırılır ve klatratlar grubu altında yer alır (Sloan, 1998). Gaz hidratlar özel sıcaklık ve basınç koşulları altında stabil durumdadır. Bu koşulların olduğu alanlar denizlerde düşük sıcaklık ve yüksek basınç alanları iken, kutup bölgelerinde yüzey sıcaklığının çok düşük olduğu yerlerdir.

Deniz ortamında gaz hidratlar, basınç ve sıcaklık koşullarının sağlanması açısından su derinliğinin basınç artışına bağlı olarak 300-500 m olduğu (yüksek basınç), sıcaklığın ise düşük olduğu yerlerde oluşma eğilimindedir. Deniz suyu sıcaklığı derinlere doğru azalırken (hidrotermal gradyan) deniz tabanından itibaren yer içinde artmaya başlar. Yer içinde sıcaklık oranındaki bu artış "jeotermal gradyan" olarak adlandırılır ve kilometrede 15 ile 75 °C arası artış (genel olarak yerin merkezine doğru her 100 m'de 3 °C artış) olacak şekilde bölgenin doğası ve kabuk altı kalınlığına göre değişim gösterir (Judd ve Hovland, 2007).

Gaz hidratlar yukarıda bahsedildiği gibi belli koşullar altında durağan bulunmaktadır. Bu durağanlık koşullarının sağlandığı bölge "Gaz hidrat duraylılık zonu" olarak adlandırılır ve ortamın derinlik, jeotermal gradyan, basınç, gözenek suyu tuzluluğu ve gaz içeriği ile ilişkilidir. Şekil 3.21 'de sıcaklık ve basınç koşulları altında gaz hidratın stabil olduğu alan gösterilmiştir. Genel olarak içeriğinde %99'dan daha fazla metan barındıran gaza ait gaz hidrat faz sınırı, etan, propan gibi

ağır hidrokarbon gazları veya karbondioksit ya da hidrojen sülfür eklenmesiyle sağa doğru kayarken, hidratı oluşturan suyun tuzluluğu ve azot miktarı arttıkça sola kayar (Kvenvolden, 2000).

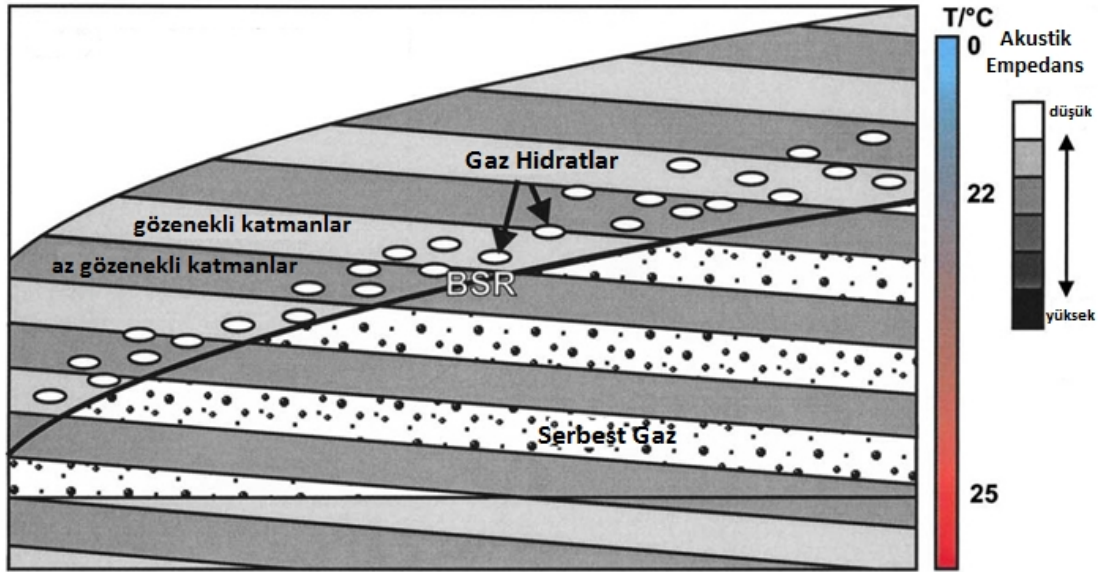


Şekil 3.21 Metandan oluşmuş gaz, gaz hidrat ve su yapılarının sıcaklık ve basınca göre stabil olduğu alanlar. Gaz hidrat stabile zonu, hidrat-gaz sınırı altında kalan mavi bölgedir (Judd ve Hovland, 2007).

Doğal gaz hidratların oluşabilmesi için sedimentlerin içinde gaz (genel olarak metan) taşınımı olması gerekir. Gingsburg ve Soloviev (1998) hidratların şeklini oluşturan ana etmenin akışkanların olduğunu söylemişlerdir ve hidratların nasıl oluştuğuna dair iki mekanizmadan bahsetmişlerdir; ilki kırıklı ve gözenekli sedimentlerde gaz yoğunluklu suların hareketi sırasında ağır hidrat yapılarının neden olduğu gaza doygun gözenek sularında çökme; bir diğeri de sadece gaz göçü sırasında hidratların oluşması için gerekli su moleküllerini sedimentlerden alması durumudur. Bu olayı "segregation (ayrım)" olarak tanımlamışlardır. Oluşabileceği yerleri gaz yoğunluğu yüksek su katmanı ile olağan gözenek suyu arasında ve sediment geçirgenliği ile gözenek suyu tuzluluğunun birbirine zıt olduğu yerler olarak aktarmışlardır.

3.8.10.1 BSR (Bottom Simulating Reflector)

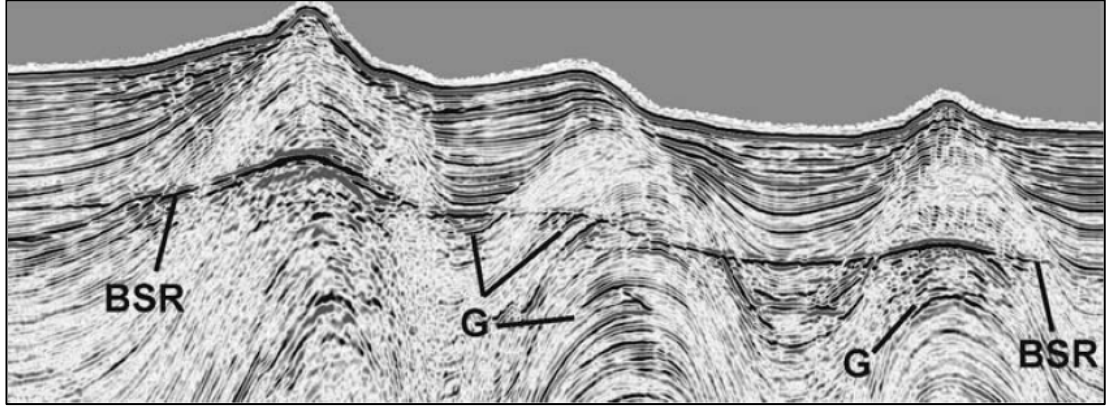
Gaz hidratların sismik profiller üzerinde tanımlanmasını sağlayan en önemli belirteci "BSR"’dır. BSR’lar yüksek ve ters polariteli yansıma gösteren, çevresine göre akustik direşimde büyük bir değişime neden olan sediment tabakası yansıması görünümündeki anomalilerdir. Bu yansımalara, düşük akustik hızlı gaz barındıran sediment ortamı üzerinde yüksek akustik hızlı hidrat yüklü katmanların uzanması neden olmaktadır. BSR'lar deniz tabanına benzer geometride (paralel) yansıma gösterdikleri için bunlara taban benzeri yansıtıcı (bottom simulating reflector) denir ve deniz tabanı altında sabit bir derinlikte uzanırlar. Genel olarak BSR’ların üst kısmında gaz hidrat bulunabilirken alt kısmında da serbest gaz mevcut olabilir (Şekil 3.22). Normalde deniz tabanı altında uyumlu yansıtıcıların uzanımları deniz tabanına paralellik göstermez, bu yüzden BSR'lar sismik kesitlerde istiflenmiş sediment birikimlerini keser niteliktedir (Şekil 3.23).



Şekil 3.22 Sismik veri şekli üzerinde BSR, gaz hidrat ve serbest gaz yapılarının gösterimi (Berndt ve diğer., 2004).

Norveç'te yapılan bir araştırmada sismik kesitler üzerinde BSR olarak görülen yerlere yapılan sondajlar sonunda bu alanda hiçbir gaz hidrat varlığına ve sıcaklık anomalisine rastlanmamıştır. Yalnızca BSR altında az bir metan gazı içeriği bulunmuştur. Bu olay Paleo-BSR olarak adlandırılan ve çalışılan alanda daha

önceden gaz ve gaz hidratın varlığı nedeniyle oluşmuş eski BSR sınırındır, günümüzde ise çok az miktarlarda metan gazı bulunmuştur. Buradan da anlaşıyor ki her BSR sınırı o alanda gaz hidrat olabileceği anlamına gelmediği gibi gaz hidrat bulunduran her alanda da BSR oluşabileceği anlamına gelmemektedir (Judd ve Hovland, 2007).



Şekil 3.23 Endonezya’da TGS-NOPEC Geophysical Company tarafından alınmış BSR yapısını gösteren skalasız sismik yansıma görüntüsü. “G” gaz hidrat tabakası altında kalan gaz birikimini gösterir (Max ve diğer., 2006).

3.8.10.2 Gaz Hidratların Önemi

Gaz hidratlar, içerdikleri büyük metan hacmi nedeniyle geleceğin enerji kaynağı olarak düşünülmektedir (Kvenvolden, 1999). Standart koşullarda gazlar gaz hidratlar içerisinde, 172 kat daha fazla sıkışık halde bulunurlar (Sloan, 1998). Kvenvolden (1993) bu değerleri 1 m^3 gaz hidratın, 164 m^3 gaz ve $0,8 \text{ m}^3$ su içerdiğini belirtmiştir ve dünyadaki metan içeren gaz hidratlardaki organik karbon miktarının, dünyadaki tüm fosil kaynaklarında bulunan organik karbonun 2 katı olduğunu aktarmıştır. Gaz hidratlar sedimentlerde geçirimsiz bir tabaka oluşturarak alt kısmında gazların birikimine neden olur, birikimin miktarına göre bu da alt katmanlarda petrol aktivitesinin habercisi olabilir (Grauls, 2001).

Gaz hidratlar, durağanlık koşullarının sağlanamadığı ortamlarda (sıcaklık ve basınç değişimi) su ve gaz şeklinde çözünmeye uğrar ve deniz tabanı topoğrafyası ve sedimentlerin duraylılığında değişimler meydana gelir. Gaz hidratların kayma

düzlemleri ile aynı seviyede bulunması ve çözünme sürecine girmesi durumunda kapladığı alan aniden çökerek büyük deniz altı heyelanları meydana gelebilir. Aynı zamanda metan gazları sera etkisi özelliğine sahip olduğundan, çözünerek açığa çıkan metan miktarı ile doğru orantılı olarak küresel iklimler üzerine etki eder (Dondurur, 2005).

Gaz hidratlar çözünmesi durumunda dönemsel deniz suyu sıcaklığı farklılığını azaltırken (Judd ve Hovland, 2007), yoğunluğu üzerinde düşüşe neden olur (Lerche ve Bagirov, 1998). Ayrıca gaz hidratlar, denizaltı mühendislik yapıları inşası ve denizel sondaj çalışmalarında potansiyel tehlike oluşturmaktadır.

BÖLÜM DÖRT

BATI SIRTı'NDA GAZ BİRİKİMİ

Bu bölümde Batı Sırtı üzerinde oluşan gaz birikimlerinin ve gaz çıkış alanlarının 3B yüksek çözünürlüklü sismik yansıma ve çok ışınlı batimetri verileri ile incelenmesi yapılacaktır.

KAF'nın 1999 Kocaeli Depremi olarak tarihe geçen İzmit Körfezi'ndeki hareketinden sonra, Marmara Denizi, tektonizması ve deniz altı oluşumlarının araştırılmaları açısından daha fazla odak noktası olmuştur. Bu sebeple hem Türk araştırmacıların hem de yabancı araştırmacıların birlikte katıldığı belli başlı seferler düzenlenmiştir. Bunlar; METEOR (1999), MARMARACORE (2001), MARMARASCARP (2002), MARMARA-VT (2004), MARNAUT (2007), MARM09 (2009), MARMESONET (2009), TAMAM (2010), MARMRESCUE (2010), MARM10 (2010) ve PirMARMARA (2010)'dır. Bu seferler de genel olarak deniz altı faylarının sebep olduğu heyelanlar, gaz çıkışları, topoğrafik değişimler ve depremlerin önceden tahminleri için deniz tabanına kurulacak aletlerin yerlerinin jeolojik ve jeofizik yöntemlerle araştırılması amaçlanmıştır. Özellikle önceki seferlerden elde edilen karot ve çok ışınlı batimetri verilerine dayanarak MARMESONET (Leg-2) ve PirMARMARA seferlerinde Batı Sırtı üzerinde 2B ve 3B yüksek çözünürlüklü sismik araştırmalar yapılmıştır.

Batı Sırtı üzerinde hem 2 hem de 3 boyutlu sismik araştırmaların yapılmasının nedenleri; önceki çalışmalarda bu alandan alınan anlık batimetri verileri üzerinde aktif gaz çıkışlarının izlenmesi, alınan karot örneklerinden gaz hidrat örneklenmesi, KAF'nın bu alandan geçmesi, antiklinal alanların varlığı ve aktif olarak petrol ve doğal gaz çıkarılan Trakya Havzası'na yakınlığıdır.

Batı Sırtı; Marmara Denizi'nde Tekirdağ ile Orta Havza'yı birbirinden ayıran 400-600 m derinliğe sahip bir yükselimdir. Marmara Denizi içerisine giren D-B doğrultulu KAF'nın kuzey kolu, Batı Sırtı üzerinden geçerek Tekirdağ Havzası yolu ile Batı'da Ganos Fayı'na bağlanır.

4.1 Marmara Denizi’nde Aktif Gaz Çıkışları

Marmara Denizi’ndeki soğuk çıkışlar genellikle aktif faylar ile ilişkilidir (Henry ve diğer., 2002). Bunun yanında bu çıkışlara KAF gibi fayların sedimentleri sıkıştırması neden olur (Zitter ve diğer., 2008). Kocaeli depreminden (1999) sonra İzmit Körfezi’nde su kolonuna gaz çıkışları artmıştır (Kuşçu ve diğer., 2005). İlk olarak KAF’na bağlı deniz tabanına metan sızıntısı METEOR (1999) seferinde görüntülenmiştir. Daha sonra yapılan MARMARASCARP-2002 seferi sırasında deniz tabanındaki siyah yamalardan (black patches) gaz kabarcıklarının çıkışı gözlenmiştir (Armijo ve diğer., 2005). Bu siyah yamalar, demir-sülfatça zengin sedimentlerin sülfat indirgemesi sonucu anaerobik metan oksidasyonu yaparak deniz tabanındaki oluşumlarını işaret eder (Sassen ve diğer., 1993). Deniz tabanına aktif gaz çıkışları Tekirdağ Havzası’nın güney fay yamacı boyunca ve KAF’nın Orta Havza, Orta Sırt ve Batı Sırtı’ndan geçtiği yerler boyunca gözlenmiştir (Zitter ve diğer., 2008). Aktif alanlarda deniz tabanına soğuk çıkışların ve hidrokarbon oksidasyonun olduğu yerlerde karbonat kabuklu zeminler veya bacalar oluşur. (Aloisi ve diğer., 2000). Siyah yama, kahverengi ve beyaz bakteri donuklukları, aktif çıkışlar ile bağlantılıdır (Zitter ve diğer., 2008). Gömülü karbonat birleşimleri Tekirdağ Havzası ve Batı Sırtı’ndan alınan karot örneklerinde gözlemlenmiştir.

Marmara Denizi’nde tarihler boyunca oluşan yüksek tektonik aktivite ve çeşitlilik ile buranın göl-deniz ortamlarına dönüşmesi, nehir sularının akışı gibi hidrolojik olaylarla birleşmesi bu alanın bölgesel (havza ve sırt) olarak hem sedimentasyonlanma oranını hem de sediment çeşitliliğini etkilemiştir.

4.2 Batı Sırtı ve Trakya Havzası Arasındaki Gaz İlişkisi

Gaz birikimi ve çıkışlarında anlaşılması gereken en önemli konularından biri gazların geldiği kaynağın derinliği ve bu kaynağın sığ derinliklerden mi yoksa önceden aktif olan hazne kayaktan mı kaynaklandığıdır. Marmara Denizi’ndeki soğuk çıkışların dağılımı ve jeolojik içeriğe bakılarak, Marmara Denizi’nin batısındaki birikim ve çıkışlara Trakya Havzası’nın hidrokarbon kaynak kayalarının

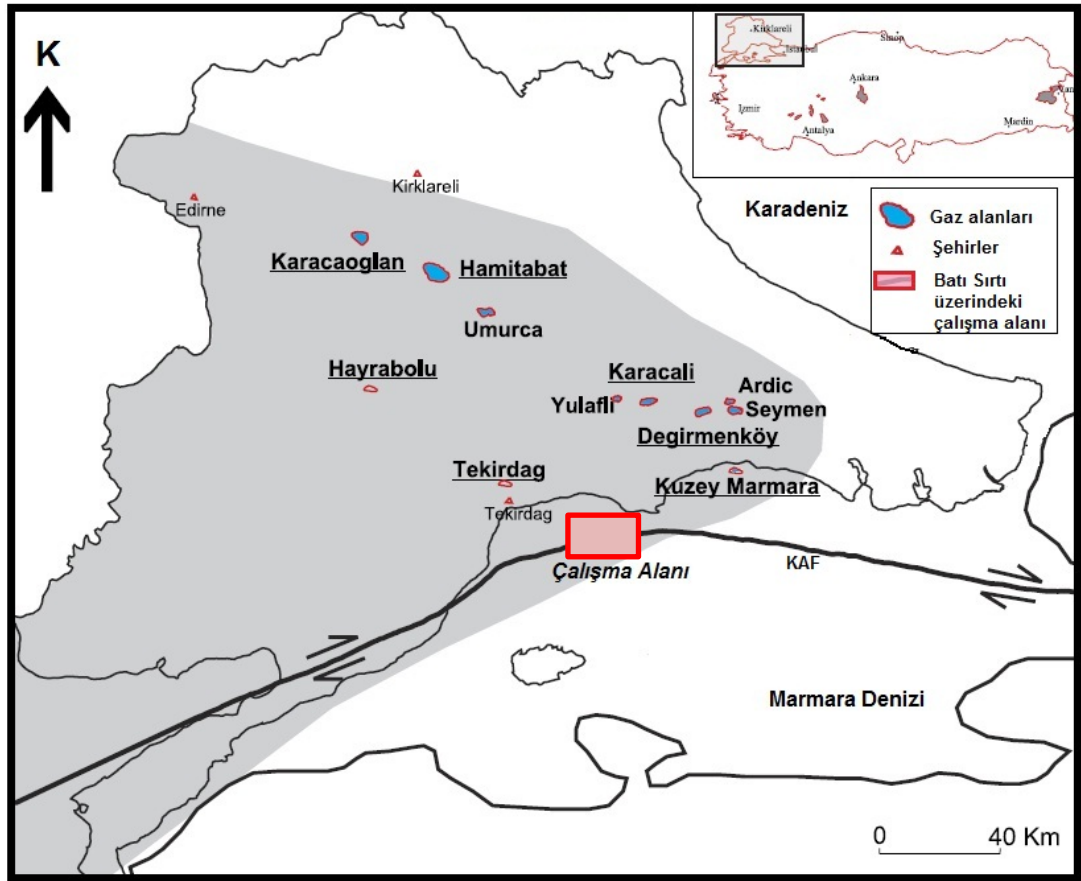
sebebe olduğu düşünülür. Marmara Denizi'nin doğusundaki gazların ise bakteri hareketinden kaynaklandığı aktarılmıştır (Zitter ve diğer., 2008).

Trakya Havzası'nda petrol ve gaz, Eosen ve Oligosen yaşlı karbonat ve kumtaşı rezervuarlarından çıkarılır. Trakya Havzası'nın stratigrafik sütunları rezervuar, geçirmezlik ve kaynak kayaçlarca zengindir ve birçok petrol ve gaz alanları bulunmuştur. Bu alandaki Eosen yapılar, KD-GB yönlü Hamitabat gazı ile Deveçatağı ve K. Osmancık petrol alanlarını kapsar. Bunun yanında, Trakya Havzası'nda geçiş zonlarına yerleşmiş ana fayların atımına paralel KB-GD yönlü Karacaoğlan ve Umurca alanları da gaz üreten Miyosen yapılarıdır. Bu alanların yanında Yulaflı, Karacalı, Değirmenköy, Ardıç, Seymen, K.Marmara, Tekirdağ ve Hayranbolu kuyularından gaz elde edilir (Hoşgörmez ve diğer., 2005). Eosen ve öncesi uzanımları ile geç Miyosen kapanları tamamen birbirinden farklıdır. Yaşlı oluşumlar KD-GB yönlü paleotopoğrafik temel kaya tarafından etkilenirken, daha genç yapılar KAF'nın yayılması etkisi altında kalan KB-GD yönlü geçiş zonu oluşumu ile ilişkilidir (Çoşkun, 1997).

Trakya Havzası'nın Batı Sırtı'nı da içine alacak şekilde güney uzanımı, Marmara Denizi'nin bu alanı kaplamasından dolayı su altında kalmıştır (Hoşgörmez ve diğer, 2005) (Şekil 4.1). Bu nedenle Trakya Havzası'nda çıkan ekonomik değere sahip gaz ile Batı Sırtı'nda bulunan gazın aynı veya hemen hemen birbirine yakın kimyasal içeriğe sahip olması beklenir.

4.2.1 Batı Sırtı'na Gaz Taşınımı

Marmara Bölgesi'ndeki potansiyel kaynak formasyonu Intra-Pontit suture zonudur (Okay ve Tüysüz, 1999). Trakya Havzası bu suture zonu üzerine birikmiş bir havzadır (Görür ve Okay, 1996). KAF'ın batıya uzanan kolu bu suture zonunu takip eder. Genel kanı bu zonun doğuda KAF'nın güney uzanımı, Armutlu yarım adasının güneyi ve batıda Ganos Fayı ile Marmara Denizi'ni içine alır (Okay ve Tüysüz, 1999). Bu yüzden KAF'nın Marmara Denizi içerisindeki kolu derinlerde Batı Sırtı'nda bu suture zonunu keser (Tryon ve diğer., 2009).



Şekil 4.1 Trakya Havzası'ndaki gaz çıkarılan alanlar. Gri bölge Trakya Havzası'nın sınırlarını gösterir. Batı Sırtı üzerindeki çalışma alanı Trakya Havzası'nın içinde kalır (Hoşgörmez ve diğer., 2005'den değiştirilerek).

KAF'nın Batı Sırtı'nda derinlerde olabilecek bir rezervuarı kesmesi muhtemelken KAF'nın derinlerde hem suture zonunu kesmesi hem de bu ana fayın oluşturduğu yan kırılanmalar nedeniyle termojenik kökenli gazların faylar ile Batı Sırtı'na taşınması da muhtemeldir.

Marmara Denizi'nde yapılan seferler sırasında Batı Sırtı üzerinden örneklenen gazın içeriği K.Marmara'da Silivri açıklarındaki Kuzey Marmara kuyusundan çıkarılan (kuzey şelfi üzerinde) doğal gaz içeriğiyle benzerdir (Gürgey ve diğer., 2005). Gaz içeriğindeki bu benzerlikler Trakya Havzası'ndaki gazın geniş bir alanda biriktiğini yahut faylarla farklı alanlara taşındığını gösterir niteliktedir.

4.2.2 Batı Sırtı'dan Toplanan Gaz ve Karotların Kimyasal Analizi

KAF'na bağılı çıkışların gözlenmesine takiben Batı Sırtı'nda detaylı çalışmaya gidilmiştir. Deniz tabanına indirilen insansız su altı aracı ile gaz ve akışkan çıkışlarının deniz tabanındaki etkileri gözlenmiştir. Gaz sızıntılarında deniz tabanı veya bozulmuş fasiyeslerdeki kabarcık çıkışı, sıg derinlikten gelen serbest metan gazı varlığını gösterirken; akışkan sızıntıları authojenik karbonat bacalarıyla tanımlanır (Zitter ve diğ., 2008). Alanın Marmara Havzası içinde bir yükselim olması, tektonik aktivitenin halen devam etmesi, önceki başlıklarda değinildiği gibi Trakya Havzası ile ilişkisi Batı Sırt'nın farklı yöntemlerle araştırılması gerekliliğini ön plana çıkarmıştır. Bu nedenle alanda karot örnekleme çalışmaları yapılmıştır. Genel olarak karot örnekleri üzerinde sedimantolojik, paleontolojik, mineralojik, jeokimyasal ve paleosismolojik incelemeler yapılmakta ve elde edilen veriler ile örneklenen alanın çökel tarihçesi ve bu tarihçe boyunca meydana gelen sismolojik, paleontolojik, mineralojik, ve jeokimyasal değişimler açıklanarak alana yönelik yorumlamalar yapılmaktadır. Deniz tabanından alınmış karotlarda sedimantolojik tanımlamalar yapılmakta ve belirlenen değişimlere göre laboratuvarında sistematik örnekleme yapılmaktadır. Bu örnekler üzerinde tane boyu analizleri, X-Ray ve XRD analizleri, iz metal/iz element analizleri, C-14 tarihlendirme analizleri yapılmakta, mollusk, ostrakoda, nannoplankton, bentik ve planktik foraminifera fosil cins ve türlerinin varlıkları ve dağılımları araştırılabilmektedir (MTA, 2012).

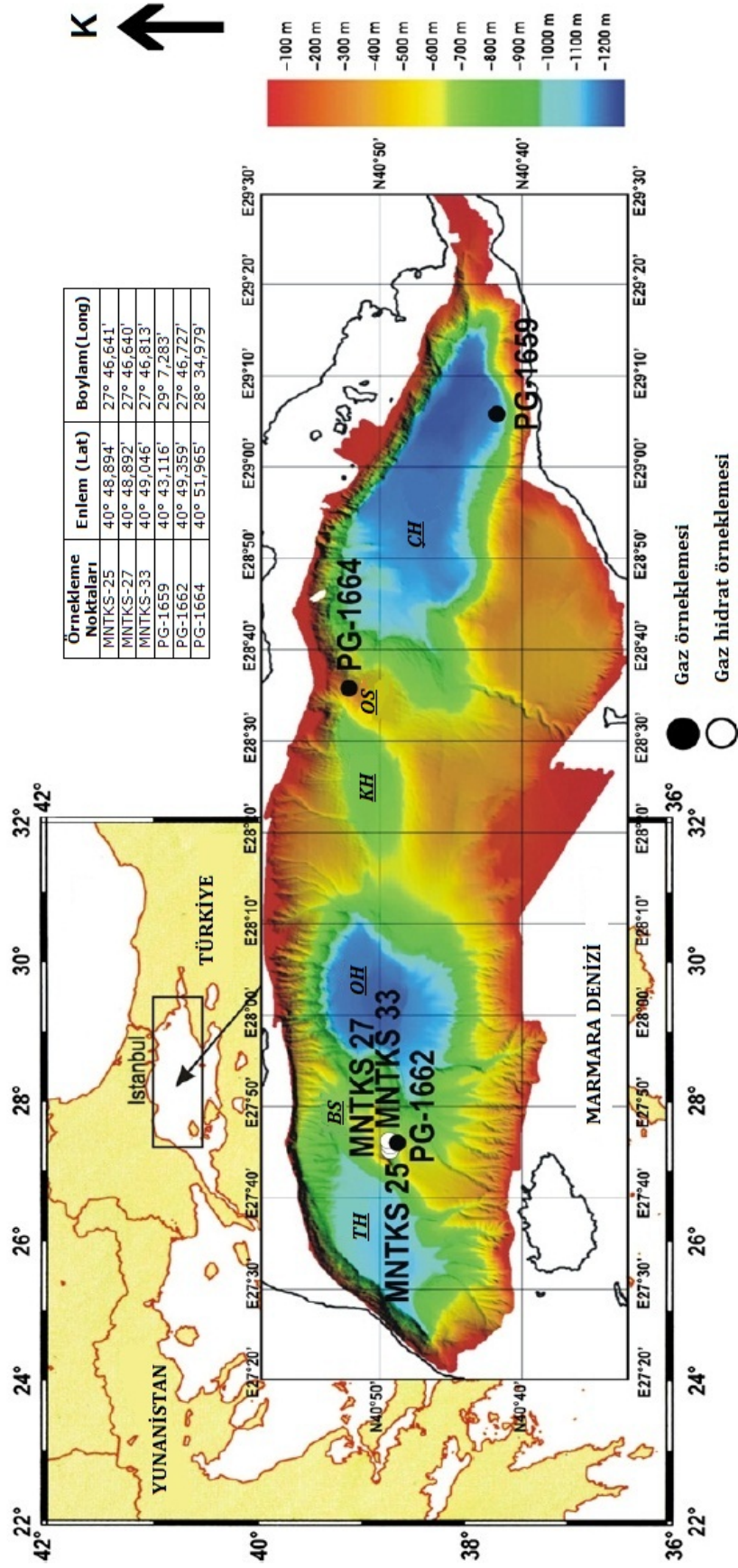
2004 yılında Marmara Denizi'nde MARMARA-VT seferi yapılmıştır. Bu sefer sırasında dört adet karot örneği toplanmıştır (Marmara-VT Cruise Report, 2004). Akışkan kimyası, akışkan-sediment etkileşiminin sadece kaynağını göstermeyip aynı zamanda yukarı doğru hareketi sırasındaki geçirdiği işlem aşamalarını da gösterir. Bu yüzden gözenek sıvı içeriğinin kaynağı ve sıvıların akış yolu hakkında bilgiler elde edilmesine olanak tanır. Buradan alınan karotlardan gözenek sıvı içeriği, klor oranı ve sülfat değerleri incelenmiştir. Elde edilen su içeriği çok az tuzluluk göstermiştir. Bu sıvı sızıntılarının esas nedenin sadece tektonizmadan kaynaklanmadığı bunun yanında sediment yapısının ve erozyonun etkili olduğu açıklanmıştır (Zitter ve diğ., 2008). 2007 yılında gerçekleştirilen MARNAUT seferinde Marmara Denizi'nin

çeşitli yerlerinden deniz tabanına çıkan gazların örnekleme yapılmış ve önceki çalışmalardan elden edilen verilere göre Batı Sırtı'nda termojenik kökenli gaz ve gaz hidrat araştırması için bu alandan karot örnekleri toplanmıştır.

Marmara Denizi'nde gaz hidrat örnekleri, Batı Sırtı'nda KAF civarından alınan üç adet gravite karot örneğinde tespit edilmiştir. Bunlar; 7,15 m uzunluğundaki MNTKS 25 karotu (667 m su derinliği, 14,5 °C), 7,15 m'lik MNTKS 27 karotu (669 m su derinliği, 14,5 °C) ve 10 m uzunluğundaki MNTKS 33 karotudur (658 m su derinliği, 14,5 °C). Bu gaz hidratlar; gözeneli, sarımtırak tonlu renk ve gözeneklerinde petrol varlığını işaret eden keskin bir kokuya sahiptir. Doğal sarı veya sarı-turuncu renkli gaz hidratlar, bulunduğu alandaki petrol yoğunlaşması ile ilişkilidir. Marmara Denizi tabanına çıkan gazlar PEGAZ örnekleycisi kullanılarak (PG-1659, PG-1662, PG-1664) toplanmıştır. Batı Sırtı çevresinden alınmış olan PG-1662 (666 m) örneği buradan çıkan gazın gaz hidratlardan kaynaklanan hidrokarbon birikiminin neden olduğunu gösterir. Diğer örnekler aktif gaz çıkışı olan Orta Sırt (PG-1664, 320m su derinliği) ve soğuk çıkışların olduğu Çınarcık Havzası'ndan (PG-1659, 1248 m su derinliği) alınmıştır (Şekil 4.2) (Bourry ve diğer., 2009).

Jeokimya, paleoklimatoloji ve paleo-okyanus biliminde $\delta^{13}\text{C}$ ve δD bir izotopik imza değeridir ve karbonun kararlı izotoplarının oranının ($^{13}\text{C}:^{12}\text{C}$) binde (‰) olarak ifadesidir. Metan gazının $\delta^{13}\text{C}$ değeri çok düşüktür: biyolojik kaynaklı metan için -60‰, deniz altı sıcak su kaynaklarında üretilen termojenik metan için -40‰ civarındadır (Panchuk, Rigwell ve Kump, 2008).

Mikrobiyal hidrokarbon gazları sülfat indirgeme zonu altında ve ana birleşen olarak ^{13}C (izotopik olarak hafif $\delta^{13}\text{C} < -55\%$ PDB) içinde tüketilmiş CH_4 içerecek şekilde, C_2 ve C_3 izlerinden meydana gelir. Bu yüzden biyojenik kökenli metanlarda $\text{C}_1/\text{C}_2+\text{C}_3$ oranı yüksektir (>10.000) (Claypool ve Kvenvolden, 1983). Bunun tam tersi termojenik metanlar ^{13}C bakımından zengindir, biyojenik metanlara göre izotopik imza değeri daha yüksektir $\delta^{13}\text{C} > -55\%$ PDB ve C_2 'ce zengin olması $\text{C}_1/\text{C}_2+\text{C}_3$ oranını düşürür (<1000) (Bourry ve diğer., 2009).

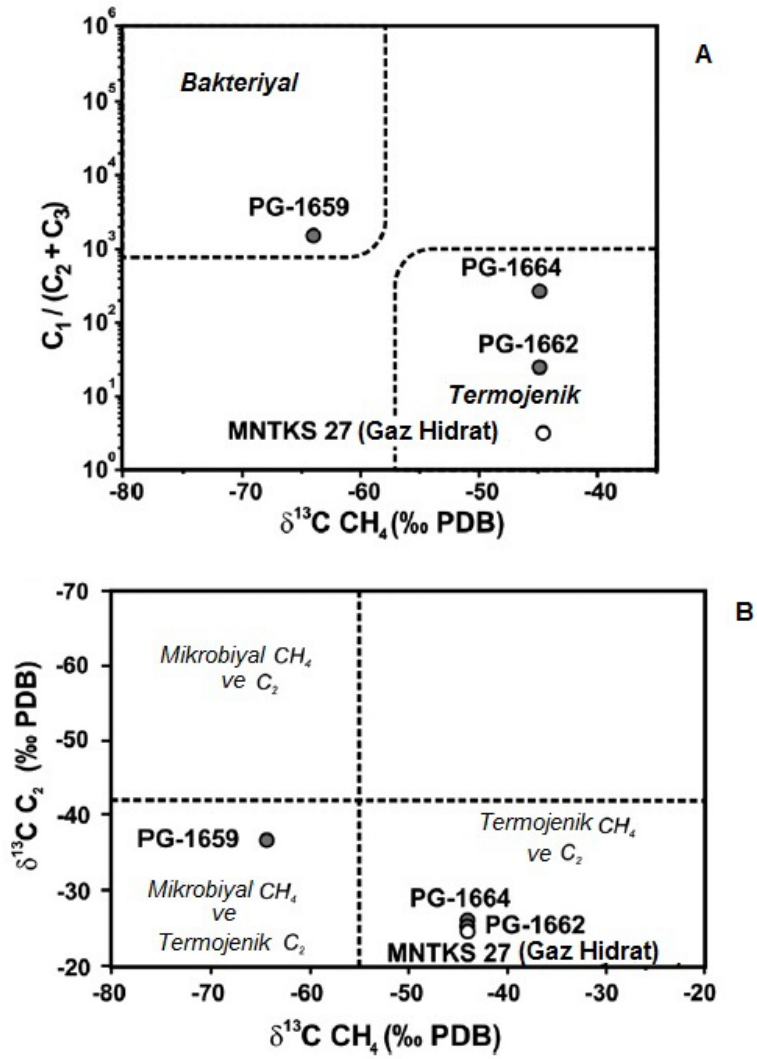


Şekil 4.2 Marmara Denizi batimetri haritası üzerinde gaz hidrat ve gaz örnekleme lokasyonları. TH: Tekirdağ Havzası; BS: Batı Sırtı; OH: Orta Havza; KH: Kumburgaz Havzası; OS: Orta Sırt; ÇH: Çınarcık Havzası (Bourry ve diğer., 2009).

Bourry ve diğer. (2009) Batı Sırtı, Çınarcık Havzası ve Orta Sırt'dan alınan örnekler üzerinde yapmış oldukları kimyasal analiz sonuçları şu şekilde açıklamıştır;

Batı sırtından örneklenen gaz hidrat içerisindeki izotopik ve moleküler birleşime sahip gaz ($\delta^{13}\text{C}$ -44,1‰PDB, $\text{C}_1/\text{C}_2+\text{C}_3$ oranı 3,3) termojenik özelliğe sahiptir (Şekil 4.3/a). Bu bulgular gaz hidratın petrol veya termal olarak ergin organik madde içeren kayalardan kaynaklanan gazlardan meydana geldiğini gösterir. Buna ek olarak termojenik yapılı olmasının diğer bir bulgusu $\delta^{13}\text{C}$ CH_4 ve δD CH_4 (-219‰SMOW) değerleri arasındaki ilişkidir. Karakteristik olarak termojenik metanlar için $\delta^{13}\text{C}$ değer aralıkları -20‰ ila -50‰ PDB, δD için ise -100‰ ila -300‰ SMOW arasındadır (Schoell, 1988). Batı sırtından örneklenen MNTKS27 karotunun $\delta^{13}\text{C}$ ve δD değerleri, Meksika körfezi (Sassen ve diğer., 2001a,b), Kuzey Cascadian kıta kenarı (Pohlman ve diğer, 2005) ve Costa Rica'dan (Hensen ve diğer., 2004) alınan termojenik gaz hidrat örnekleriyle karşılaştırıldığında yaklaşık olarak aynı sınır değerleri arasında olduğu görülür.

Çınarcık Havzası'ndan alınan gaz kabarcığı örneğinde (PG-1659) temel olarak %99,63'lük kısmı metandan, diğer kalan kısımları ise CO_2 ve ağır hidrokarbon gazlarından oluşur. Stabil karbon izotop değerlerine göre çizilen hidrokarbon bileşiminde (şekil 4.3/a), Çınarcık Havzası'nın güneyinden çıkan gazın biyojenik kökenli olduğu anlaşılır ve Zitter ve diğer. (2008)'nin Marmara Denizi'nin doğusunda çıkan gazın biyojenik kökenli olduğu ile ilgili açıklamaları ile örtüşür. Buna ek olarak -64‰'lük $\delta^{13}\text{C}$ - CO_2 değeri buradaki biyojenik metan gazının bakteriyel asetat fermantasyonu değil de mikrobiyal CO_2 indirgemesi yüzünden olduğunu açıklar (Whiticar, 1999). Bunun yanında etan gazı $\delta^{13}\text{C}$ değerinin yüksek olmasına bağlı termojenik kökenli olarak ele alınması (Şekil 4.3/b) Çınarcık Havzası'ndaki mikrobiyal metan içeriğinde ufak miktarda termojenik gaz olduğunu belirtir. Bu tarz biyojenik metan ve termojenik etan karışımı gazlar Karadeniz (Blinova, Ivanov ve Bohrmann, 2003) gibi farklı deniz ortamlarında da bulunmuştur.



Şekil 4.3 Hidrat-sınırı ve gaz kabarcıklarının kökeninin belirlenmesi a) CH_4 'ün ($\delta^{13}\text{C}$) stabil karbon izotop içerikleri ile $\text{C}_1/(\text{C}_2+\text{C}_3)$ oranı arasındaki ilişki. PG-1659 noktasından alınan gaz kabarcığı örneğinde ^{13}C harcanımı ve $\text{C}_1/(\text{C}_2+\text{C}_3)$ oranının termojenik kökenli metan gazına göre yüksekliği bakteriyel metan kaynaklı olduğunu gösterir. b) Kabarcık ve hidrat-sınır gazlarında bulunan CH_4 ve C_2 sabit karbon izotop birleşimi arasındaki değerlere göre çizilmiş grafik. PG-1659'dan alınan kabarcıklar CH_4 bakterileri içerir. Fakat C_2 değeri; termojenik CH_4 ve C_2 gazları içeren PG-1662, PG-1664'deki gaz kabarcıkları ve MNTKS 27'deki gaz hidrat örnekleriyle karşılaştırıldığında termojenik kökene sahiptir (Bourry ve diğer., 2009).

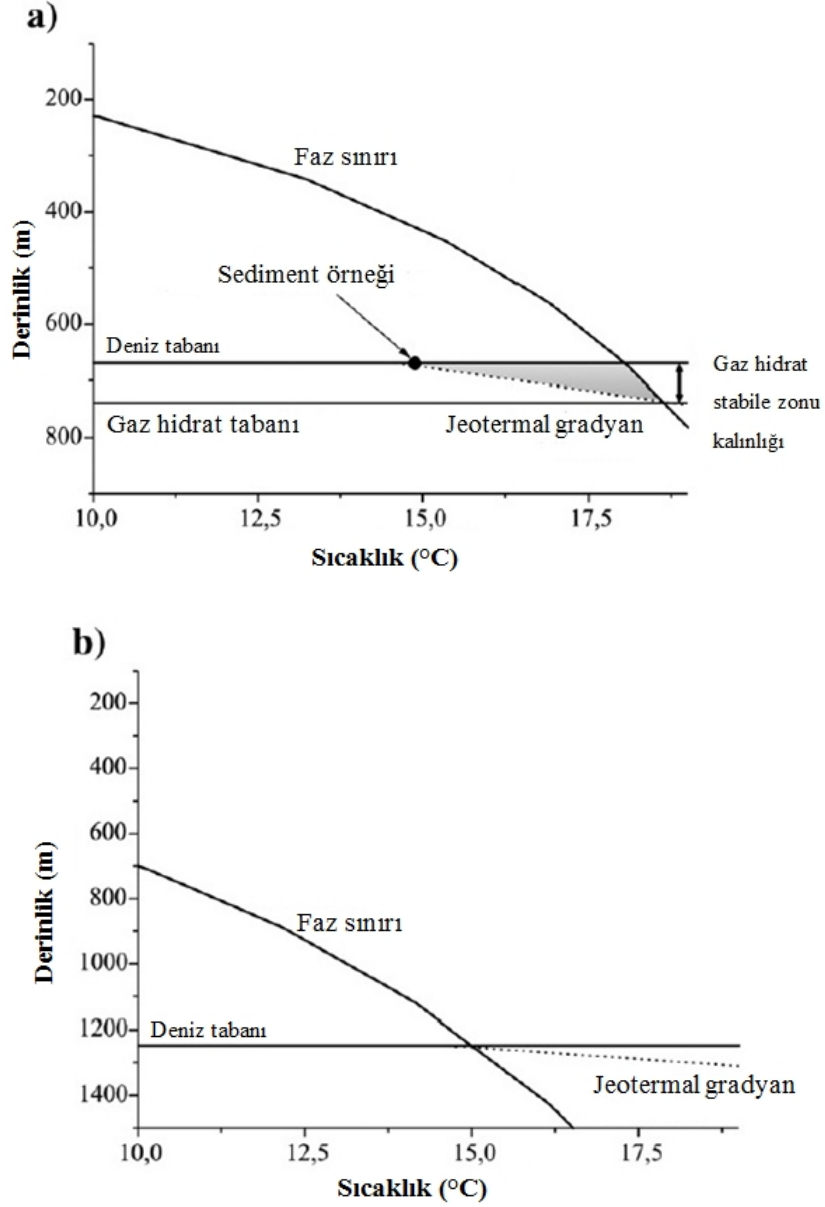
Orta sırt üzerinden alınan PG-1664 gaz kabarcığı örneğinde yüksek oranda CH_4 (%98,86) gazının yanında C_2 , C_3 ve CO_2 ye rastlanılmıştır. Çınarcık Havzası ile karşılaştırıldığında bu oranlar buradaki gazın termojenik kökenli olduğunu işaret eder (Şekil 4.3/a ve b). Son olarak Batı Sırtı üzerinden alınan gaz kabarcığı örneklemede (PG-1662) buradaki gaz hidrat içeriğine benzer termojenik kökenli

gaz yapısı içeriğini gösterir. Yukarıda da açıklandığı gibi Batı Sırtı üzerinde örneklen gazın K.Marmara'da Silivri açıklarındaki gaz içeriğiyle kimyasal olarak benzer olması, bu gazların ortak bir üretim alanından kaynaklandığını (Trakya Havzası) ve bu alanlara yayıldığını gösterir.

Marmara Denizi içerisinde soğuk çıkışların dağılımı Batı Sırtı'nda KAF çevresinden çıkan gaz ile K.Marmara'daki doğal gaz rezervlerinden çıkan gazın benzer kaynak kayalarından ortaya çıktığı hipotezini ortaya atar. Trakya Havzası'ndan Batı Sırtı'na doğru göç eden gaz, buradaki basınç ve sıcaklık koşulları yüzünden gaz hidrata dönüşmüş olabilir. Hidrat formasyonu ve stabilitesi; sediment içindeki basınç-sıcaklık koşulları, gaz içeriği, gaz yoğunluğu ve gözenek suyu tuzluluğuna (Batı Sırtı için yaklaşık 38 PSU) bağlıdır. Bu alanda sedimentlerin jeotermal gradyan hesabı MARNAUT seferi sırasında yapılmıştır (Andre, 2008). Batı Sırtında gaz hidratın bulunduğu PG-1662 noktasındaki deniz tabanı sıcaklığı 14,5°C, basınç 6,69 MPa'dır. Yapı-II gaz hidratları bu sıcaklık ve basınç koşulları altında stabildir, alınan gaz hidrat örneği ile de bu onaylanmıştır. Gaz hidrat stabile zonunun kalınlığı buradaki sıcaklığın 19°C ve basıncın 7,84 MPa olmasına dayanarak 100 m olarak belirlenmiştir. Çınarcık Havzası'ndan alınan PG-1659 gaz örneğine göre, bu alanda Yapı-I gaz hidratı oluşabilir fakat bulunabilecek kadar büyük miktarlarda değildir, (14°C ve 12 MPa). Prensipte gaz hidratlar ilk birkaç metre derinlikteki sedimentlerde stabil olabilir, fakat Çınarcık Havzası'nda herhangi bir gaz hidrat bulgusuna rastlanılmamıştır (Bourry ve diğer., 2009).

Cremiere ve diğer. (2012) ve Tryon ve diğer. (2010) Batı Sırtı üzerinde yaptıkları gözenek suyu analizlerinde, diğer bölgelere göre tuzluluk oranının daha yüksek olduğunu tespit etmişlerdir. Bu tuzlanmaya doğal gaz ve petrol rezervleri neden olur. Petrol alanı suları farklı elementsel zenginliğe ve tuz yapısına sahiptir (Collins, 1975). Batı Sırtı'nda gömülü birikimin pozitif $\delta^{13}\text{C}$ değeri, yukarı doğru tuzla beraber göç eden ağır CO_2 mineralizasyonudur. Bu CO_2 yüzey altı petrol rezervuarındaki biyolojik bozulmanın bir ürünü şeklinde ortaya çıkarıldığı düşünülür (Cremiere ve diğer., 2012). Bunun yanında havzalarda fay kırıkları boyunca çıkan

akışkanların kaynağı, genellikle sığ derinlikteki Pleistosen gölsel sedimentlerdir (Zitter ve diğer., 2008).



Şekil 4.4 Gaz hidrat stabile alanı. a) PG-1662 (Batı Sırtı) noktasındaki gaz içeriğinden elde edilen sonuç. Sıcaklık ve basınç koşulları, deniz tabanında 14,5 °C ve 6,69 Mpa 'dır. Gaz hidrat bu sıcaklık ve basınç koşullarında stabildir ve hidrat stabile zonu kalınlığı, sedimentlerde (gaz hidrat stabile taban zonu) 100 m'ye kadar ulaşır, buradaki sıcaklık maksimum 19 °C ve 7,84 Mpa'dır. b) PG-1659 (Çınarcık Havzası) kabarcıklarının gaz içeriği. Sıcaklık ve basınç koşulları deniz tabanında 14,5°C ve 12 Mpa'dır. Bu koşullar altında gaz hidrat sedimentlerden birkaç metrelik sediment kalınlığı içerisinde oluşması beklenir, fakat 1200m su derinliğine sahip Çınarcık Havzası'nda herhangi bir gaz hidrat örneğine rastlanılmamıştır (Bourry ve diğer., 2009).

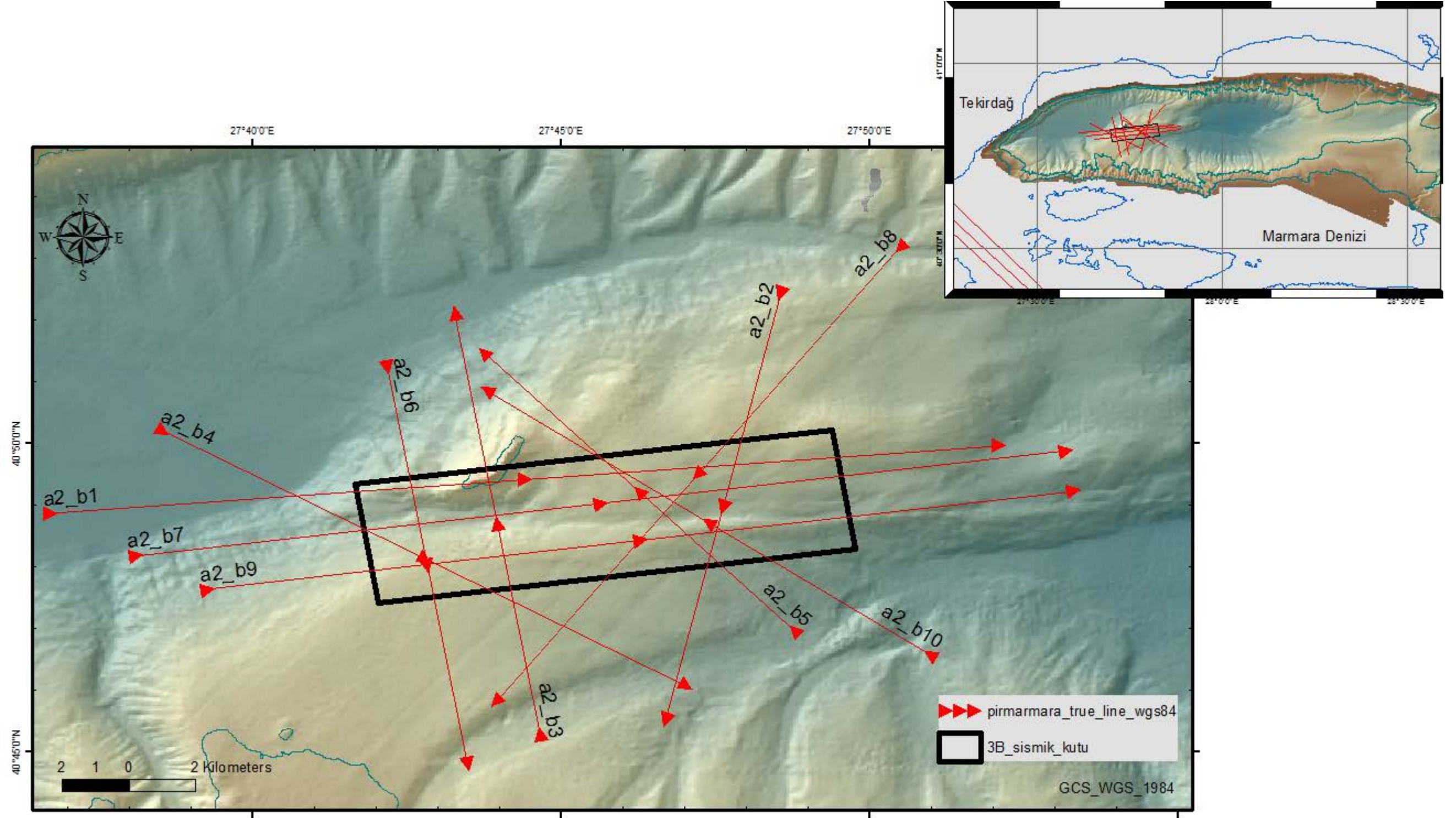
4.3 Gaz Yapılarının Sismik Veriler ile İncelenmesi

Bu alanda 2009 yılında MARMESONET seferinin ikinci ayağı kapsamında 3 Boyutlu (3B) yüksek çözünürlüklü sismik veri toplanmış, akabinde 2010 yılında derin deniz tabakalarının ortaya çıkarılması açısından çok kanallı 2B sismik verilerin toplandığı K.Piri Reis gemisiyle PirMARMARA seferi yapılmıştır (Şekil 4.5).

Bu seferlerin ana amacı Batı Sırtı üzerinde Trakya Havzası'ndan gelen gazın bu sırt üzerindeki birikimi, olası gaz hidrat tabakalarının ortaya çıkarılması, fayların gaz taşınımı ve deniz tabanına çıkmasındaki etkisini araştırmaktır. Aynı zamanda 2B sismik verilerde derin deniz altı tabakalarının belirlenmesi açısından 3B'ye göre daha iyi sonuçlar vermesi nedeniyle, bu alanda meydana gelen sedimantasyonlanma ile tüm Marmara Denizi'ndeki sedimantasyonlanma arasındaki ilişkinin ortaya çıkarılmasının yanında 2B veri hız bilgisinin 3B veride uygulanması amaçlanmıştır.

Temel olarak deniz sismiği yöntemi deniz altına gönderilen ses dalgalarının tabakalardan yansiyarak alıcılarda kaydedilmesidir. Tabakaların farklı genlik ve frekans değerlerinde yansması, bu tabakaların birbirinden ayırt edilmesini sağlar. Altında gaz barındıran tabakalar bölüm üçte de anlatıldığı gibi, yarı saydam veya tamamen maskelenmiş bir zon olarak karşımıza çıkar. Bunun nedeni gazın bu alanda çok düşük hız zonu/bölgesi oluşturmasıdır. Tabakalar arasındaki ani faz değişimi gaz barındıran alanın üstündeki tabakanın deniz tabanına göre ters polariteli genlik yansması vermesine neden olur. Gaz hidratlı sediment birimlerinde bu olayın tam tersidir. Gaz hidratlı sediment yapısı içerisinde ses hızı artarken, genel olarak altındaki sediment tabakası ters polariteli genlik yansmasına neden olur.

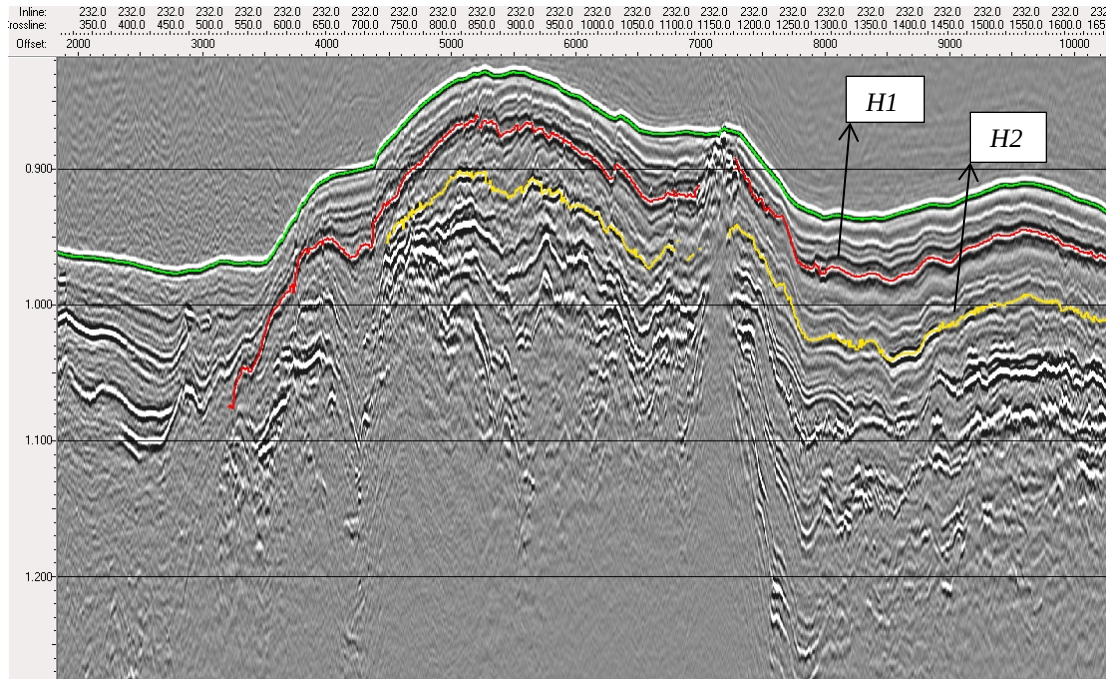
Batı Sırtı üzerinde deniz tabanına gaz çıkışları ve deniz tabanı altında kapanlanmış gaz birimleri bulunmuştur. 3B sismik veriler ile hem bu gaz yapılarının yerleri ve kapladığı alan çok daha iyi tespit edilebilirken, hem de yanal saçılmalar (side effect) giderilerek, veri kalitesi ve doğruluğu sağlanmıştır. Sırt üzerinde doğu-batı uzanımlı bir antiklinal mevcuttur ve gaz birikimi bu antiklinal alan içerisinde kapanlanmış durumdadır.



Şekil 4.5 Batimetri verisi üzerinde Batı Sırtı üzerinde Le Suroit araştırma gemisi ile yapılan Marmesonet (2009) seferine ait 3B yüksek çözünürlüklü sismik alan (siyah dikdörtgen alan) ve Piri Reis araştırma gemisi ile yapılan PırMarmara (2010) seferine ait çok kanallı 2 boyutlu sismik hatlar (kırmızı çizgiler). 2B hatların üzerindeki oklar hatların alınma yönünü göstermektedir. a2_b1, a2_b2... kısaltmaları, hatların isimlerine karşılık gelir.

4.3.1 3B Sismik Veride Tabakaların Yansıma Zamanına Göre İncelenmesi

3B sismik veriler SMT v8.5 programı içerisinde atılarak, yorumlanması yapılmıştır. Veri, içi dolu bir küp şeklinde olup, 473 adeti gemi hattına paralel (inline) ve 1735 adeti bu hatları dik kesecek biçimde olan hatlardan (crossline) meydana gelmiştir. Paralel hatların her biri crossline hatlarla uyumlu olacak şekilde işaretlenmiştir. Başta deniz tabanı olmak üzere, deniz tabanı altında 3B sismik küp içerisinde devamlılığını koruyan ters polariterli tabaka (H1), hemen onun altında yine ters polariteli ikinci bir tabaka (H2) ile yüksek genlik değeri gösteren ve veri içerisinde sabit bir uzanıma sahip olmayan sediment tabakaları işaretlenmiştir (Şekil 4.6).



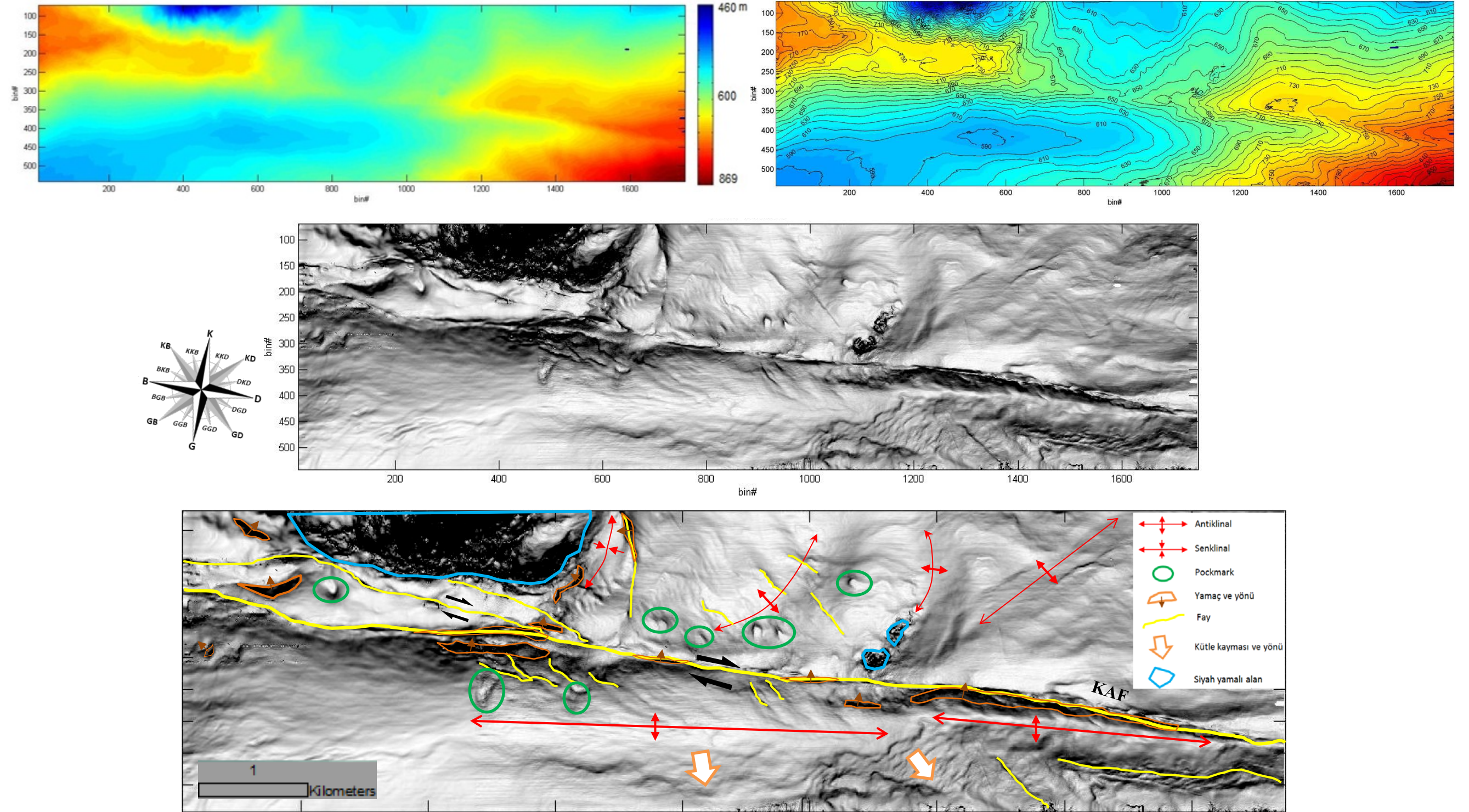
Şekil 4.6 3B sismik veride deniz tabanı (yeşil), birinci ters polariteli yansıma tabakası (kırmızı) ve ikinci ters polariteli yansıma tabakasının (sarı) tek bir inline veri üzerinde işaretlenmesi. Bu uygulama 473 adet inline verisi üzerinde gerçekleştirilmiş ve crossline hatlar ile kontrolü yapılmıştır.

“Bin değeri: 6,25 x 6,25 m” olduğu için bu tabaka işaretlemeleri ile hem deniz tabanının hem de diğer tabakaların genlik ve zamana bağlı derinlik görüntüleri ayrıntılı olarak ortaya çıkarılmıştır. Elde edilen bu görüntüler yardımıyla zaman verisi üzerinden bu tabakalara kadar ulaşmış fayların yerleri tespit edilebilirken, sırt veya çöküntü alanları da saptanmıştır. Şekil 4.7’ye göre deniz tabanının zaman

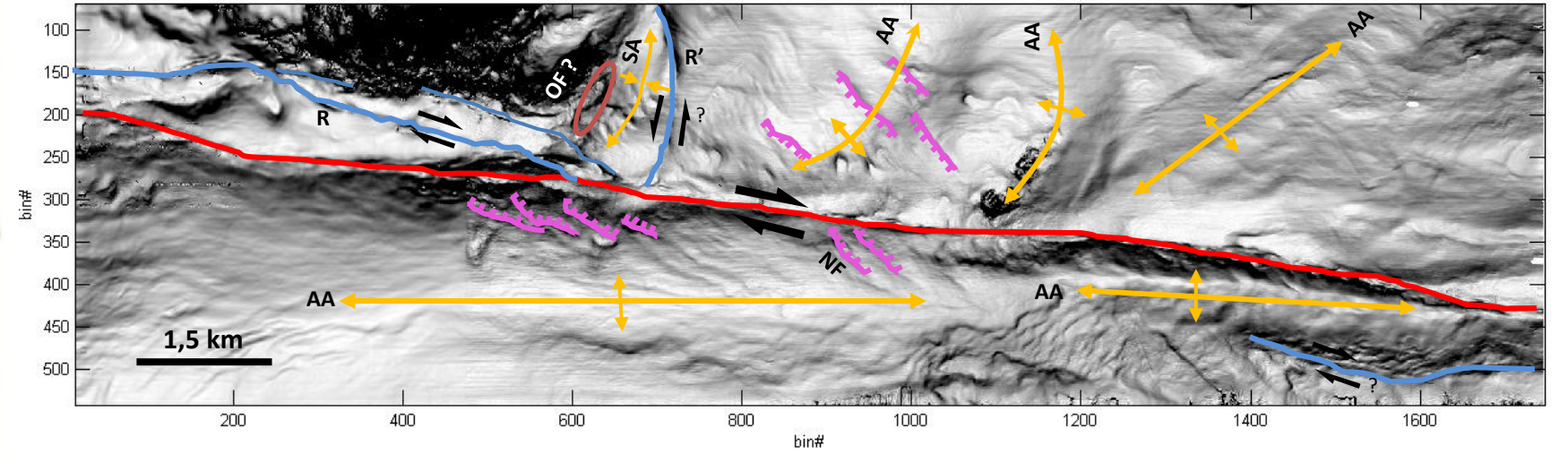
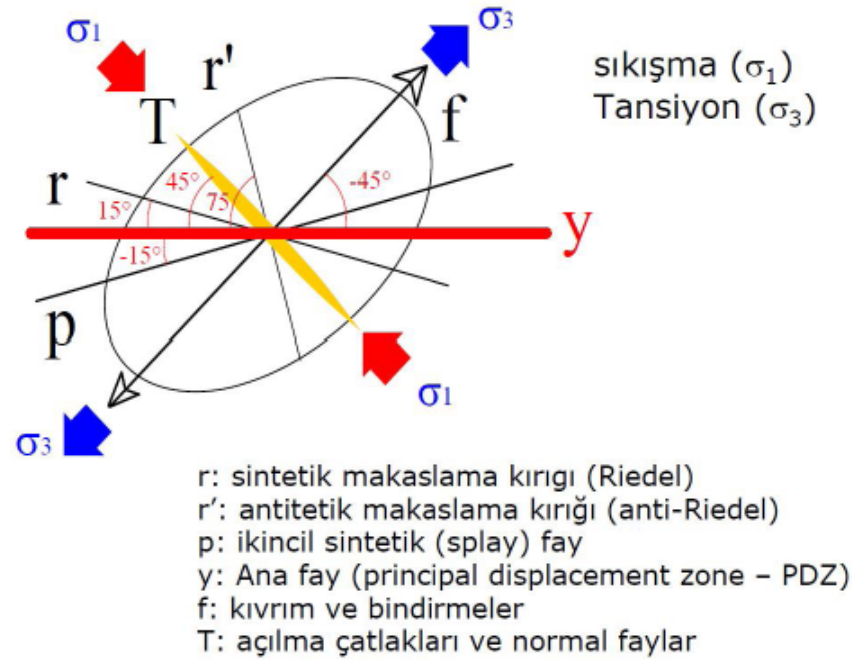
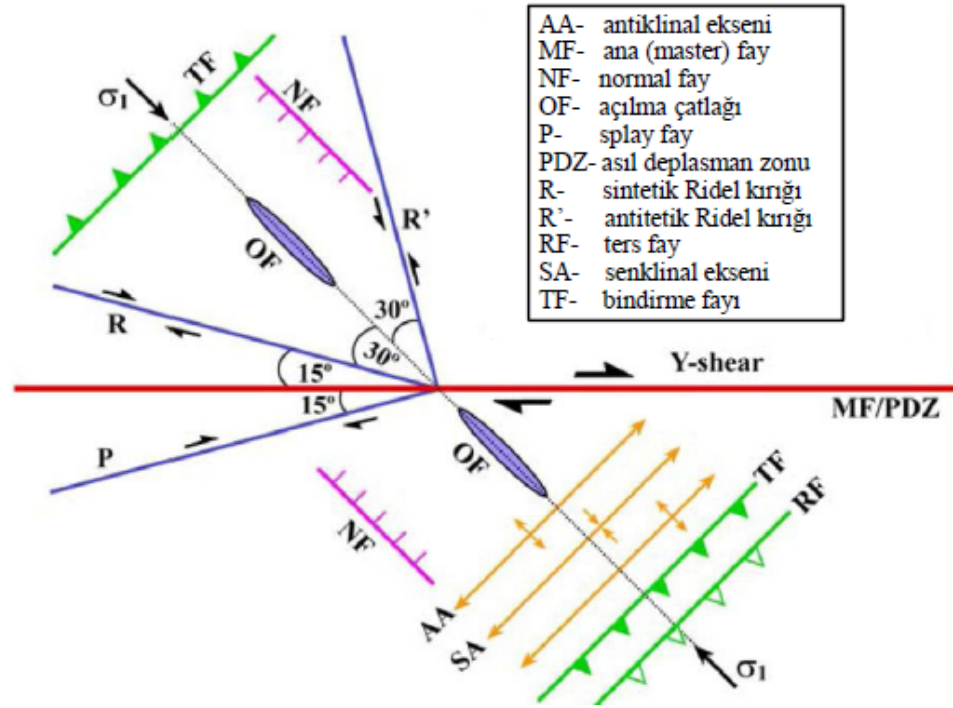
gradyanı görüntüsü üzerinde KAF çok net bir şekilde belli olmaktadır. KAF Batı Sırtı'nı bu alanda kuzey ve güney şeklinde iki parçaya ayırmıştır. Kuzey parçasının batı kısmında bulunan büyük siyah yama biçimindeki görüntünün nedeni burada kayaç yükselimi olmasından kaynaklanır. Bu tepenin en uç noktası deniz yüzeyine yaklaşık 420 m ile Batı Sırtı'nın deniz yüzeyine en yakın mesafesidir. Bu tepe ile KAF arasında, KAF ile bağlantılı D-B doğrultulu bir fay kırığı gözlemlenir. Yine bu tepenin hemen doğusunda yüzeye kadar çıkmış K-G doğrultulu bir fay bulunur. Şekil 4.7'nin devamında genel olarak doğrultu atımlı zon yapısı ile gelişen olayların Batı Sırtı üzerindeki yorumu yapılmıştır.

Batı Sırtı'nın kuzey parçasının orta kısmında birbirine yakın oval biçimli siyah yamalar burada farklı bir jeolojik olayın varlığını işaret eder. Bu yamaların hemen batı tarafında KB-GD uzanımlı normal faylanmalar bulunur. Bu faylar KAF'ın hareketi ile oluşmuş fay zonu içerisinde kalan kırılmalardır. Kuzey parçası içinde KD-GB yönlü antiklinal alanlar mevcuttur. Batı Sırtı'nın güney parçasında yine KAF'na bağlı KB-GD yönlü kırılmalar gözlenirken, alanın doğu kısmından başlayarak batıya doğru uzanan, K-G kanatlı D-B doğrultu bir antiklinal ve bu antiklinalin güneydoğu sınırını oluşturan yaklaşık 2 km'lik bir faylanma mevcuttur. Buradan itibaren faylanmanın deniz tabanı yüzeyindeki belirginliği kaybolur. Doğudan batıya antiklinalin kanatlarının dikliği azalmaya başlar ve yaklaşık 1,25 km kadar bu şekilde devam eder. Buradan itibaren kanatları daha geniş ve dikliği daha az bir antiklinal başlar. Bu geçiş bölgesinde antiklinalin güneye bakan yamacında GB yönelimli deniz tabanı kayması olarak tanımlanan kütle hareketlerinden meydana gelen izler bulunur. Geniş kanatlı bu antiklinal alan batıya doğru yaklaşık 5 km boyunca devam ederken tepe derinliği de azalır. GB ucunda sağa doğru kıvrılmış faylar bulunur (Şekil 4.7).

3B sismik verilerden elde edilen deniz tabanı görüntüsünün üç boyutlu olarak gösterimi ile antiklinal alanlar, KAF ve siyah yamalı bölgeler daha iyi gözlemlenir. Batı Sırtı üzerinde insansız su altı aracı (AUV) ile deniz tabanından alınan çok ışınlı batimetri görüntüsü'nde yaklaşık olarak aynı görünümü verir fakat çözünürlüğü çok daha yüksektir (Şekil 4.8).

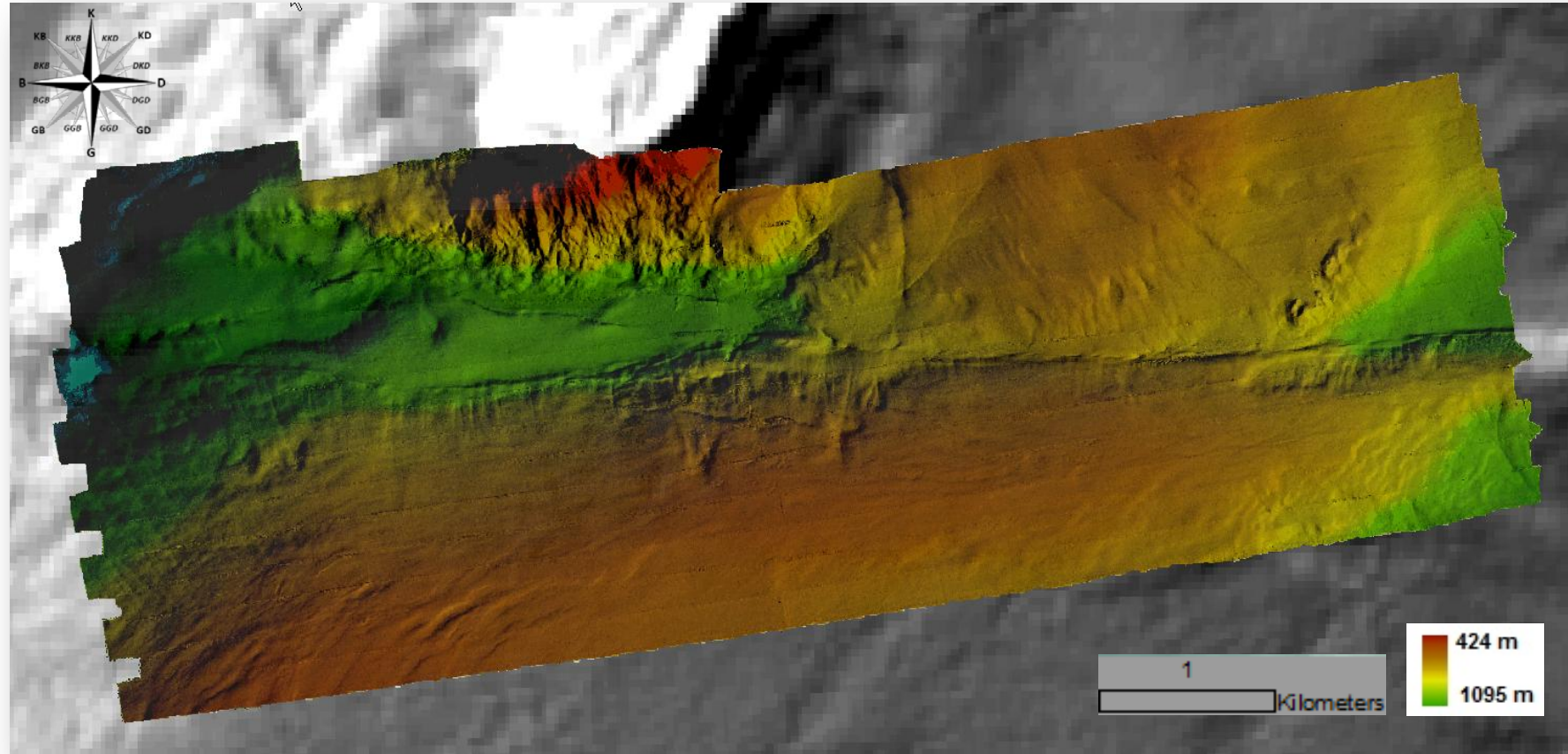


Şekil 4.7 Sol üst köşede Batı Sırtı'nın deniz tabanına ait zamana bağlı derinlik görüntüsü vardır. Kırmızı'dan mavi renge doğru derinlik azalmaktadır. Sağ üst köşedeki görüntü, zamana bağlı derinlik görüntüsünün matlab programı ile yapılan zaman gradyanı olarak çıktısıdır. Bunların altındaki görüntü de, zaman gradyanı üzerinden deniz tabanı üzerinde görülen jeolojik yapılar gösterilmiştir. Yeşil yuvarlak alanlar pockmarkların konumlarıdır.



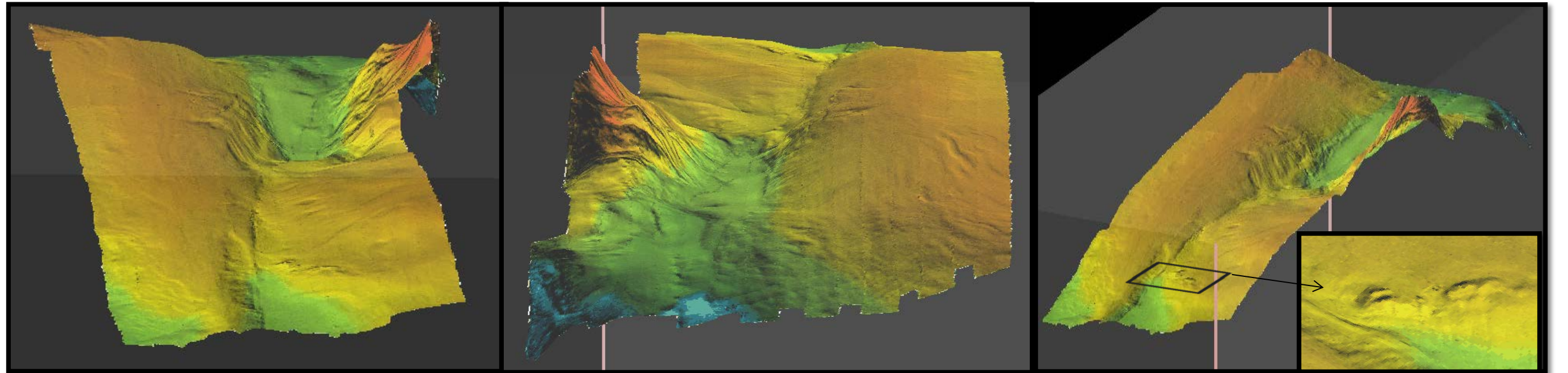
Batı Sırtı'ndan geçen KAF'nın bu alan üzerindeki etkisi ile doğrultu atımlı fayların geçtiği alan üzerinde teorik olarak oluşturması beklenen etkisi karşılaştırılmıştır. Soldaki şekillerde bir doğrultu atımlı fayın geçtiği alan üzerinde sıkışma ve genişlemeye bağlı meydana getirdiği kırıklar, çatlaklar, faylar, antiklinal ve senklinal alanların teorik oluşum yerleri gösterilmiştir (Dirik, b.t.). Bu teorik oluşuma göre Batı Sırtı üzerinde KAF ile yaklaşık 15° derecelik D-B yönlü sağ yanal doğrultu atımlı “sentetik makaslama kırığı (R)” oluşurken, bu kırığın hemen üstünde bu kırığa paralel ikinci bir sentetik ridel kırığı olabilecek bir faylanma mevcuttur. Soldaki teorik şekle bakıldığında bu kırıklarla yaklaşık 60-70° açı yapacak şekilde bir “antitetik makaslama kırığı(R’)” olması beklenir. Batı Sırtı'na baktığımızda bu kırıklarla yaklaşık 70° KKB yönünde hafif kıvrımlanmış bir fay bulunur. Sentetik ve antitek kırıklar arasında kalan alanda büyük bir kayaç yükselimi olmuştur ki bu oluşuma kırıkların neden olduğu düşünülebilir. Aynı zamanda bu kırıklar arasında “açılma çatlağı (OF)” olduğu düşünülen bir yamaç vardır. Batı Sırtı'na genel olarak bakıldığında KAF'ndan dolayı oluşan, bu zona açılı olarak gelen ve her iki tarafta da görülen, deniz tabanına kadar ulaşmış KB-GD yönlü normal faylanmalar bulunur. Fay oluşumları alt tabakalarda daha belirgindir (Şekil 4.9). Teorik şekle göre antiklinal alanların sıkışma ve gevşeme kuvvetleri altında GB-KD yönlü olması beklenir. Batı Sırtı'na baktığımızda KAF'nın kuzey kısmında kalan antiklinal oluşumları bu beklenti yönündeyken güney kısmında kalan uzun ve geniş antiklinal alan BKB-DGD yönünde KAF ile daha dar bir açıya sahiptir. Genel olarak Marmara Denizi'ne bakıldığında doğrultu atımlı KAF'nın sebep olduğu sıkışma ve genişleme kuvvetine bağlı olarak sırt ve havzalar meydana gelmiştir.

Şekil 4.7'nin devamı. Sol taraftaki iki şekil doğrultu atımlı fayların geçtiği alan üzerinde, teorik olarak meydana getirmesi beklenen jeolojik oluşumların gösterimi (Dirik, b.t.). Sağ üstteki şekil bu teori bilgisi ışığında Batı Sırtı'ndan toplanan 3B veri ile elde edilmiş deniz tabanı görüntüsü üzerinde karşılaştırılmasıdır.



Batı Sırtı üzerinden alınan AUV görüntüsünde, kuzey batı tarafında kalan ve sismik verilerde bulunduğu alanda sediment takibi yapılamayan kayaç yükselimi görülmektedir. Kayaç yükseliminin doğusunda baca görünümlü ovalimsi deniz tabanı çıkıntıları, buranın bir GB-KD yönelimli çamur volkanı alanı varlığına işaret eder. Yukarıda siyah yamalar olarak bahsettiğimiz bu alanlar sismik veriler ile daha ayrıntılı olarak ortaya konacaktır.

KAF'nın yarattığı D-B doğrultulu iz, AUV görüntüsünü K-G olarak iki parçaya ayıran nitelikte olup, rahatlıkla deniz tabanı üzerinde izlenmektedir. 3B alanının doğu kısmının hem kuzey hem güney parçasında, havza niteliğinde çökelmeler bulunur (yeşil alanlar).



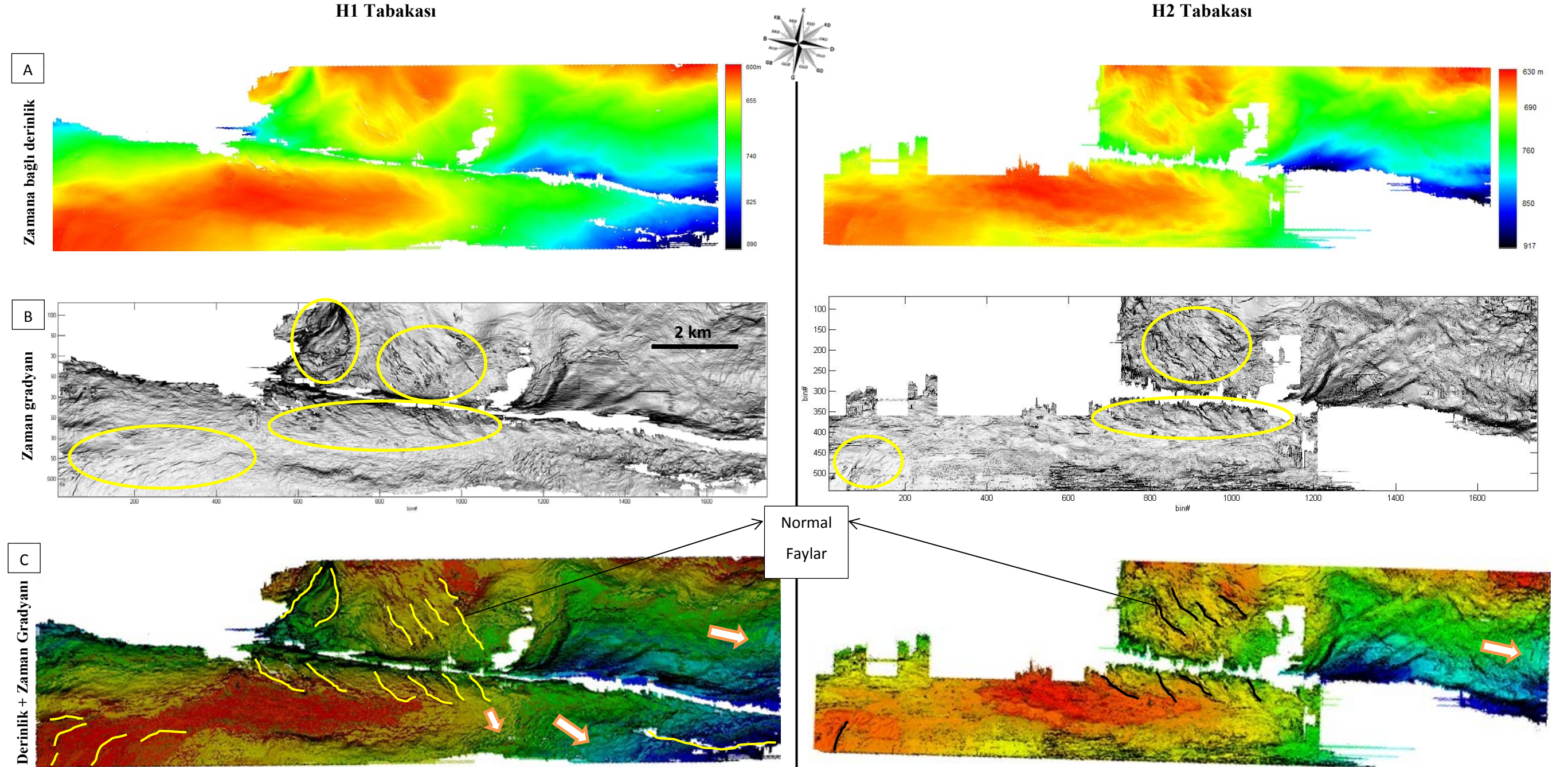
Şekil 4.8 Aster_x insansız deniz altı aracı (AUV) ile Batı Sırtı üzerinden alınan Simrad EM-2000 (200 kHz) çok ışınlı batimetri verisi.

H1 tabakasının işaretlenmesiyle elde edilen zaman gradyanı görüntüsüne göre, Batı Sırtı'nın kuzey kısmında KB-GD doğrultulu birçok fay bulunur. Kayalık ve çamur volkanı kısımları altında sediment sürekliliği bulunmadığı için sediment işaretlenmesi yapılamamış ve buraları boş kalmıştır. Aynı şekilde KAF'nın geçtiği bölgede bu işaretleme yapılamamıştır. Antiklinal alanlar deniz tabanında olduğu gibi alt tabakaların zaman gradyanında da ortaya çıkmıştır. Özellikle D-B doğrultulu güney kısmında kalan antiklinal ve kanatlarında meydana gelen kütle kaymaları görülebilmektedir. Batı Sırtı'nın güney kısmında deniz tabanına göre KAF'nın geçtiği yerlerde KB-GD faylanmaları açık bir şekilde ortaya çıkmaktadır. Aynı şekilde güney kısmının GB (sol alt köşe) tarafında GB-KD yönlü yay biçimli faylanmalar görülmektedir. Deniz tabanına göre KAFZ'na bağlı fay kırılmaları daha net bir şekilde H1 tabakasında ortaya çıkar. Bunun nedeni deniz tabanına kadar çıkamayan üstü Geç Kuaterner zamanı sedimenti ile örtülü aktifliğini kaybetmiş fayların varlığıdır (Şekil 4.9).

H2 tabakasında da fayların uzanımları belirgindir. Fakat H1 sediment tabakasının belirginliği ve sürekliliği H2 de gözlenmez. H2'nin sediment birikimi biraz daha deformasyona uğramış ve tektonizmadan daha fazla etkilenmiştir (Şekil 4.9). H2'de deniz tabanına göre ters polariteli genlik yansımasına sahiptir. Bu tabakaların işaretlenmesinin temel nedeni buna dayanmaktadır.

4.3.2 3B Sismik Veride Tabakaların Genlik Değerlerine Göre İncelenmesi

H1 ve H2 tabakalarının ters polariteli genlik yansıma vermesi, ilk bakışta bu tabakalar altında gaz birikiminden kaynaklandığı yönündedir. 3B veride bu araştırmayı yapmak için başta işaretlemiş olduğumuz (picking) tabakaların genel genlik farkı görüntüsüne bakarak genel bir yorum getirebiliriz. Her sediment katmanı işaretlenirken zaman (time) bilgilerinde olduğu gibi genlik (amplitude) bilgileri de kaydedilir. İşaretlenen o tabakanın en yüksek ve en küçük genlik değerine göre tabakanın tüm genlik değerleri sıralanarak, ortama göre yüksek genlik veren alanlar hem renk skalası hem de ait oldukları değerler üzerinden ortaya çıkarılır.



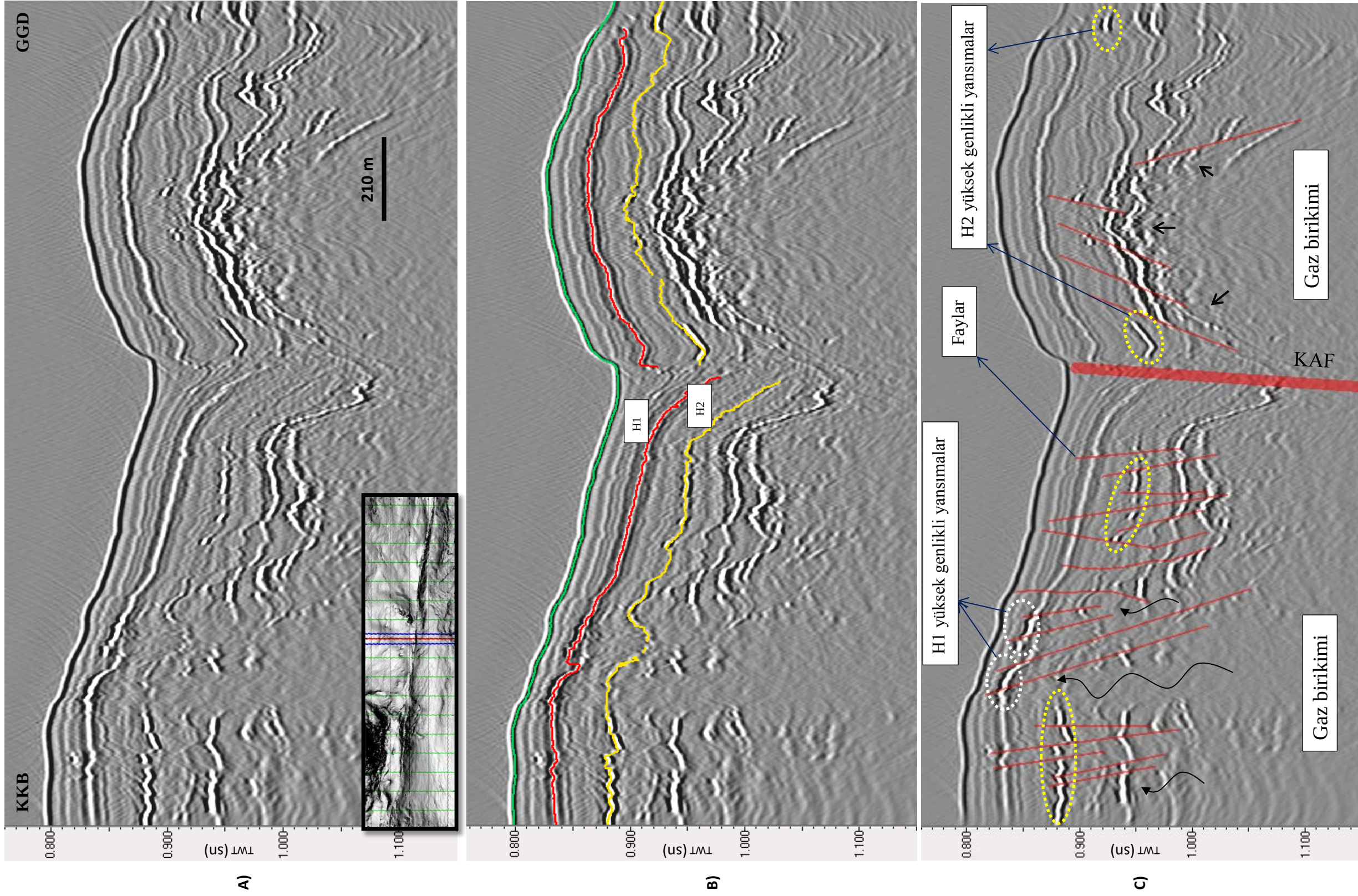
Her iki tabakada da bu tabakalara ulaşmış KAF'nın meydana getirdiği faylar izlenmektedir (sarı yuvarlak alanlar faylanma alanlarını, sarı ve siyah çizgiler fayları gösterir). KAF'na yakın bölgelerde faylar KB-GD yönelimli iken, Batı Sırtı'nın GB bölümündeki GB-KD yönelimli faylar yüzeyde doğuya doğru yay benzeri bir yol izlemektedir. Orta kısımda kalan D-B doğrultulu beyaz uzun alan KAF'nın geçtiği zon alanıdır. H1'de Batı Sırtı'nın kuzey kısmında kalan bölgenin yukarıda bahsedilen kayaç bölgesinin hemen yanında KAF'na dik doğrultuda bir fay ve bu faya yaklaşık 45° açıyla bağlanmış GD-KB doğrultulu başka bir fay kolu görülmektedir. Okların yönü antiklinal oluşumundan dolayı meydana gelen kütle kaymalarının yerlerini ve yönünü gösterir. Batı Sırtı oluşumunda buranın bir yükselim olarak meydana gelmesinin başlıca nedeni KAF'dır. Oluşan sıkışma ve gevşeme hareketi ile Batı Sırtı kendi içerisinde antiklinal alanlar oluşturmuştur. Güney kısımda bu antiklinal yapısı D-B yönlü iken kuzey kısmında KD-GB doğrultuludur.

Şekil 4.9 H1 ve H2 tabakalarına ait yukarıdan aşağıya doğru A- zamana bağlı derinlik B- zaman gradyanı ve C- ikisinin üstü üste çakıştırılmış görüntüleri.

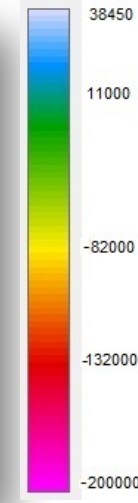
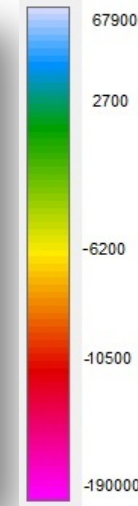
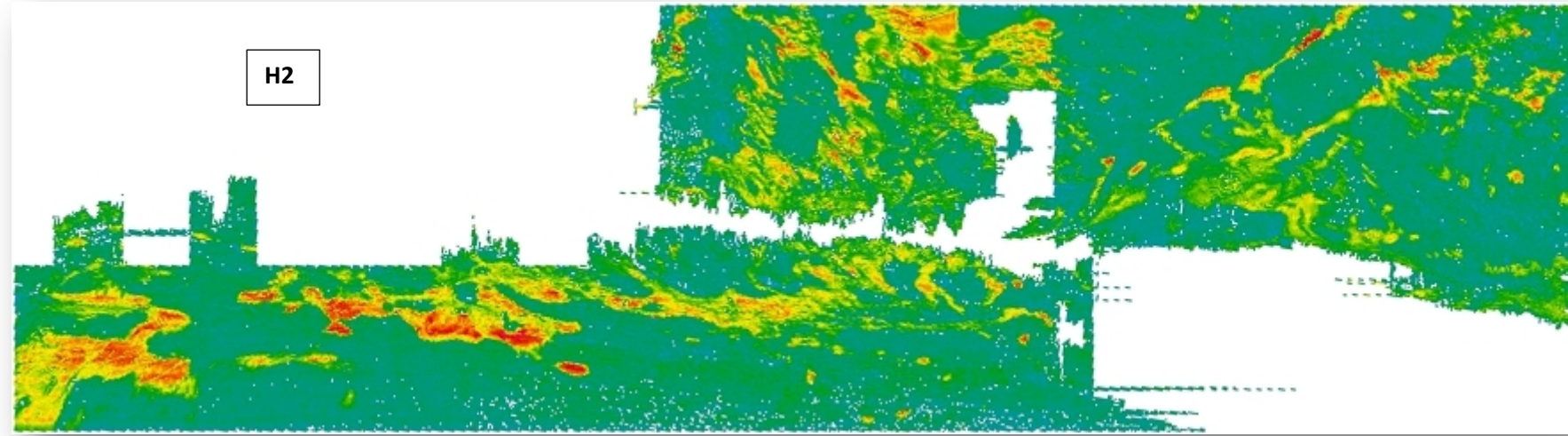
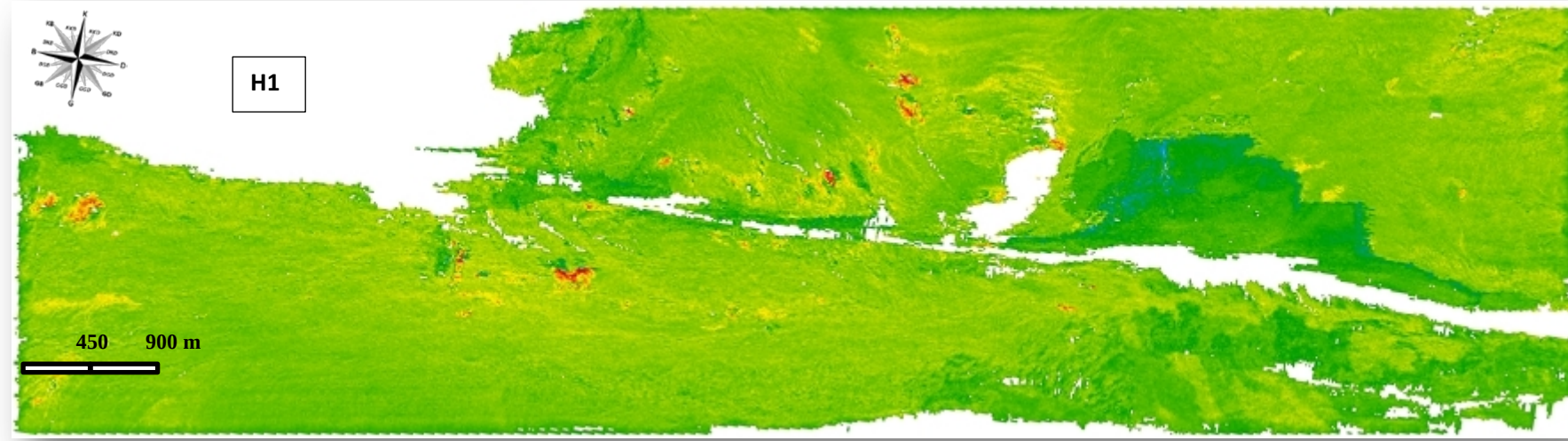
H1 ve H2 sediment tabakalarının ters polariteli olması her ne kadar gaz birikimini işaret etse de genlik değerlerinin ortama göre fazla olmasına bakmak gerekir. Bu nedenle 3B yüksek çözünürlüklü sismik veride genel genlik azaltması yaparak, ortama göre yüksek genlik veren tabakalar ortaya çıkarılır. Genliği düşürdüğümüz zaman sismik kesitler üzerindeki yüksek genlikli yansımalar hala görünür durumda kalır.

İşaretlenmiş H1 tabakası, genliğini düşürdüğümüz ortamın orta ve düşük genlikli yansıma veren tabakaların görünürlüğünün azalması nedeniyle belirginleşmesi beklenmesine rağmen bunun tam tersi olarak görünürlüğü azalır Şekil (4.10). Genlik değerleri incelendiğinde buradaki ters polaritenin, gaz birikiminden olmadığı, “tunning etkisi” olarak adlandırılan iki ince katmanın birbiriyle birleşmesi sonucunda bu birleşmiş katmana gelen sismik dalganın yapıcı girişim üretmesinden (Rollet ve diğer., 2009) kaynaklanabileceği sonucu çıkar. Bununla beraber H1 tabakasının belli bölgelerinde fay ve sediment arası boşluklardan sızarak bu tabakaya kadar ulaşmış derinlerden gelen gazların sebep olduğu yüksek genlikli yansımalar da bulunur (Şekil 4.11).

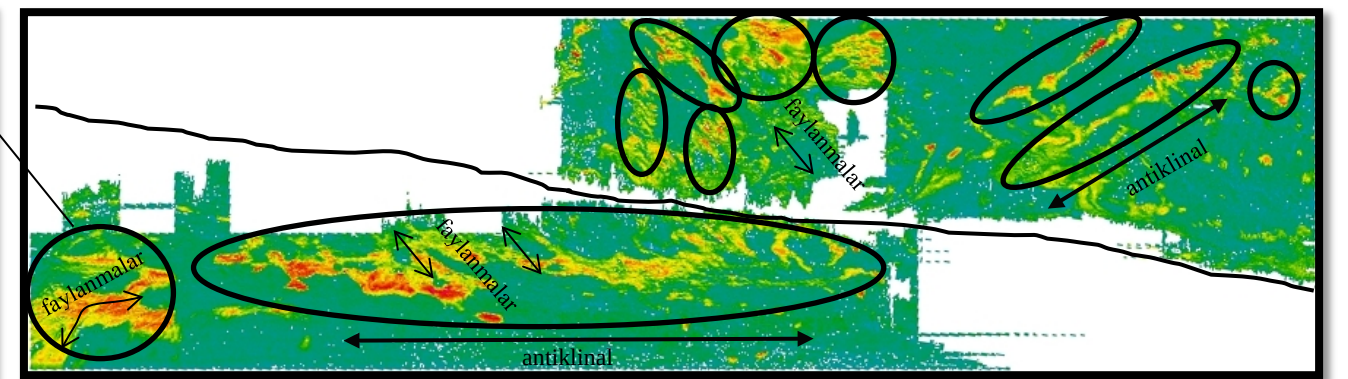
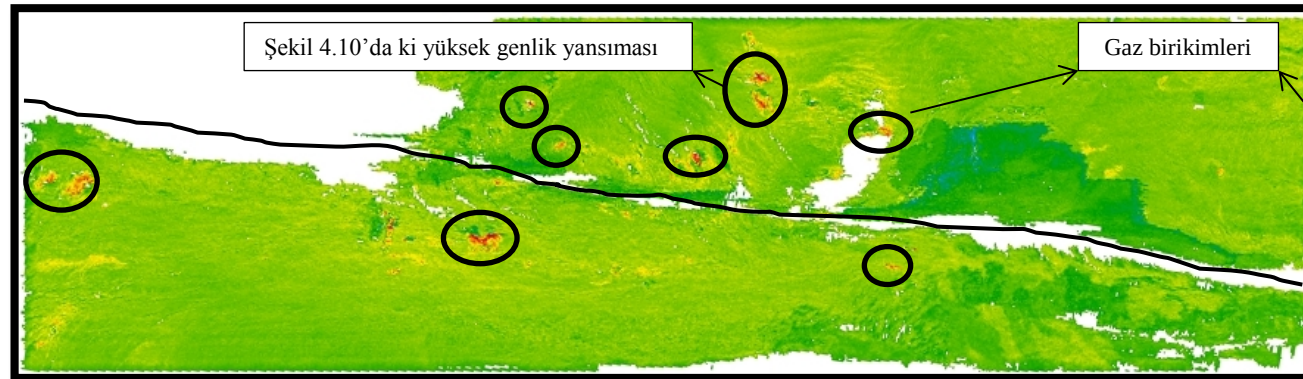
Ters polariteli H2 tabakası üzerinde yapılan genel genlik azaltması bu tabakanın diğer tabakalara göre görünürlüğünü ön plana çıkarmıştır. Tabakaların genel genlik görünümü üzerindeki inceleme H2’nin H1 tabakasına göre çok daha geniş alanlarda yüksek genlik değeri verdiğini gösterir (Şekil 4.11). Yüksek genlik yansımaları Batı Sırtı’nın güney kısmında D-B doğrultu iken, kuzey kısmında K-G ve GB-KD yönlü olduğu ortaya çıkar. Gaz birikimlerinin bu şekilde birikmesinin ana nedeni Şekil 4.7 gösterilen antiklinal alanların ve fayların konumlarıdır. Çünkü gazlar faylar aracılığı ile göç ederken yukarı çıkma eğilimindedir ve ulaşabileceği en yüksek geçirimsiz tabakaya kadar çıkarlar, bu da antiklinal alanlardır. Buradan H2’nin ters polarite görünümüne neden olan olayın, altında biriken gazlardan meydana geldiği anlaşılır. Derinden gelen gazlar genel olarak H2 ve altındaki tabakaların geçirimsizliği altında birikirken, yukarıda bahsettiğimiz gibi faylar, sediment arası boşluklar, çamur volkanları gibi H2 ve H1 arasında bir göç yolu oluşturan yollar ile hem H1 tabakasına hem de deniz tabanına kadar taşınabilir.



Şekil 4.10 3B sismik veride 999 no'lu crossline üzerinde gazların yukarı doğru hareketi (siyah oklar) nedeniyle oluşan yüksek genlikli ve ters polariteli H1 ve altındaki sediment tabakaları. A-verinin bulunduğu konum ve ham hali, B-deniz tabanı ve ters polariteli tabakaların (H1 ve H2) işaretlenmiş hali C- gaz hareketine bağlı akustik örtü ve sütun oluşumu ile fayların konumu.



H1'e ait genlik görüntüsü üzerindeki kırmızı alanlar ortama göre en yüksek negatif genlik değerlerinin olduğu yerlerdir. Deniz tabanına doğru yükselme eğiliminde olan gazların bir kısmı daha derin tabakaların geçirimsizliğini bu alanda genellikle fayların oluşturduğu boşluklar ile aşarak H1 tabakasına yükselmiştir. H2'nin genlik değerleri H1 ile kıyaslandığında H2'nin genlik ortalamasının H1'e göre çok daha yüksek negatif değerlerde olduğu anlaşılır. H1'in ortalama genlik değeri (sarı) yaklaşık -6200'lerdeyken H2'de bu değer -82000'lere denk gelir. Bu da H2 tabakasının ters polariteli görünümüne genel olarak gaz birikimlerinin neden olduğu düşünülebilir. H2'ye ait genlik görünümünde sarı ve kırmızı bölgeler çok yüksek genlik gösteren yerlerdir. KAF'nın güneyinde kalan bölgede antiklinal alan D-B yönlü iken kuzeyinde kalan bölgede GB-KD yönlüdür (Şekil 4.9). H2'nin genlik görünümüne bakıldığında gaz birikimleri bu antiklinal alanlarla aynı yerde ve aynı doğrultudadır. GB tarafındaki gaz birikimi derinden gelen gazların buradaki faylarla üst katmanlara çıktığını ve derinlerde bu fayların hazne kayaç veya KAF ile bağlantılı olduğunu işaret eder.



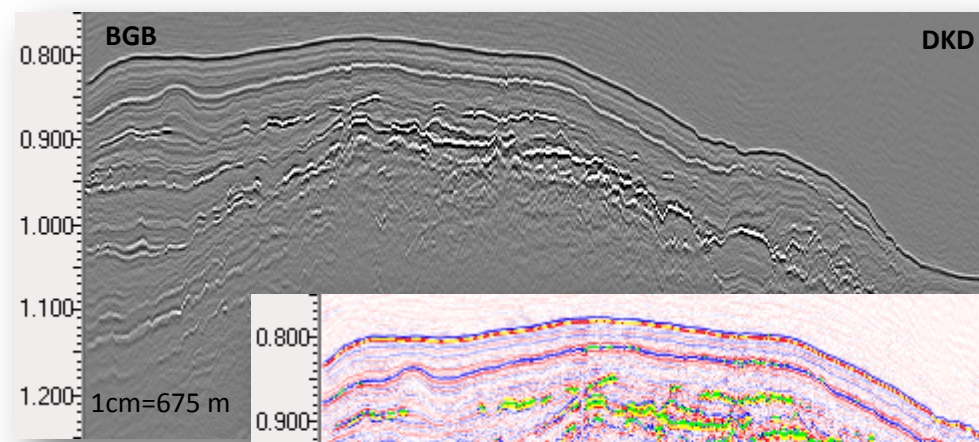
Şekil 4.11 Batı Sırtı alanında H1 ve H2 tabakalarına ait genlik görünümü. H1'e kadar ulaşmış gazların oluşturduğu birikim az miktarda ve belli noktalarda iken H2 de gaz birikimleri, antiklinaller boyunca bu katmana kadar çıkmış fay yönlerine paralel şekilde meydana gelmiştir. Siyah yuvarlak içindeki bölgeler gaz birikiminden dolayı oluşmuş yüksek genlikli sediment tabakalarıdır.

3B sismik verilerin analizinde H1 ve H2 katmanlarına göre daha derindeki geçirimsiz sediment tabakaları altındaki gaz birikimi, bu katmanlara göre daha fazladır. Bu verilerin yorumunda yüksek genlikli alanların herhangi bir sediment tabakası altında birikmesine bakılmaksızın zarf kesiti üzerinde işaretlenmiş ve sismik küp içerisinde görünür yüksek genlik veren alanlar ortaya çıkarılmıştır (Şekil 4.12). Yüksek genlik işaretlenmesinden oluşan görüntü, Batı Sırtı'nda bulunan antiklinal alanlar ve faylar ile karşılaştırıldığında bu gaz birikimlerinin yukarı katmanlara kadar çıkabilmesi ve burada birikmesinin nedeni daha iyi açıklar. Başta D-B doğrultulu KAF olmak üzere bu ana faya bağlı oluşmuş KAF'ın kuzey ve güneyinde GD-KB yönlü normal faylar ile Batı Sırtı'nın GB kısmında yay biçimli fayların bulunduğu konumlarda gaz birikimine bağlı yüksek genlik bölgeler en yüksek değerlerine ulaşır (Şekil 4.12). Genlik görüntüsü üzerinde yapılan hesaplamada sırt alanı üzerindeki toplam gaz alanı (koyu mavi) $7,195 \text{ km}^2$ 'dir.

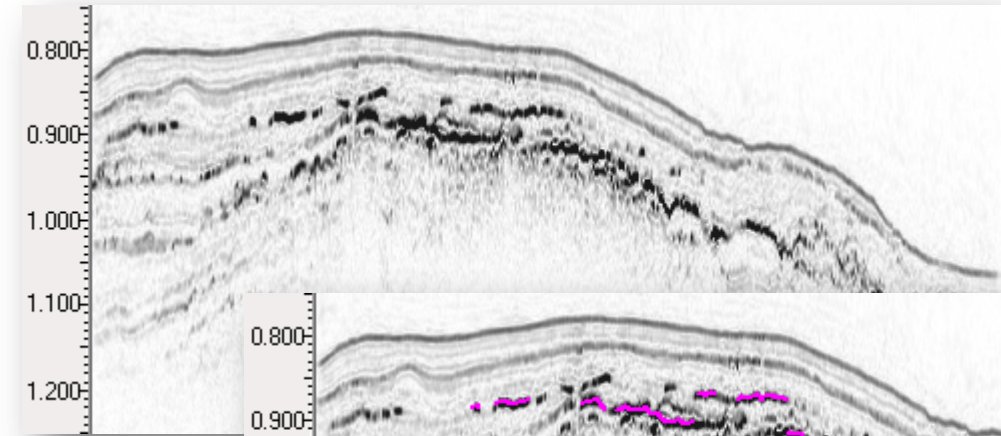
Bu alandaki gaz birikimlerini tanımlamada, üçüncü bölümde bahsettiğimiz gaz birikim çeşitlerinden yararlanırız. Genel itibariyle sık gaz birikimleri olarak adlandırabileceğimiz bu yapılar kendi içlerinde, kapladığı alan, deniz tabanına doğru yükselmesi gibi nedenlerden dolayı literatürde farklı isimlere sahiptir. 3B sismik veri üzerinde corssline hatlarda D-B uzanımlı antiklinal alanların altındaki gaz birikiminin genişliği 300 m ile 1000 m arasında olacak şekilde “akustik örtü” biçimli gaz birikimine sahipken, deniz tabanına doğru gaz yükselimi gösteren ve “akustik sütun” olarak adlandırılan gaz birikimlerinin genişliği en fazla 200-250 m arasındadır (Şekil 3.8). Akustik sütunlar Batı Sırtı verilerinde sediment tabakalarının devamlılığını bozarak tepe noktasında gaz birikimine bağlı yüksek genlik ve ters polaritenin sonucu olan parlak noktalara (bright spot) neden olur. Bazı noktalarda gaz deniz tabanına doğru çok ince sızıntılar (gas seeps) meydana getirirken bu sızıntılar deniz tabanına kadar ulaşır su kolonuna yayılır (gas plumes) (Şekil 4.13). Su kolonuna çıkışlar aynı zamanda bu alanda yapılan çok ışınli batimetri çalışmalarında anlık olarak gözlenmiştir. Bu çıkışlar Batı Sırtı'nda çamur volkanı ve deniz tabanında siyah yama şeklinde gözükten yerlerde tabana kadar çıkan gazların burada yığılması meydana getirerek oluşturduğu karbonat birikimlerinin sonucudur.

Batı Sırt'ın batısından doğusuna doğru corssline sismik veriler incelendiğinde, güney kısmında deniz altı sediment tabakalarını maskeleyen, deniz tabanına doğru gaz sızıntıları gözlenirken yer yer bu sızıntılar akustik sütun oluşturur. En güneyde parlak nokta yansıma oluşumlarının genişliği en fazla 1000 m civarındır ve bu alan boyunca süreklilik gösterir. Daha doğuya doğru antiklinal oluşumuna bağlı olarak derinden gelen gaz, antiklinal boyunca akustik örtü türü gaz birikimi oluşturur. Genişliği en fazla 1000 m civarı olan akustik örtünün genişliği veri alanının ortasından itibaren doğuya doğru azalmaya başlar (yaklaşık 6 km sonra) ve ortama göre yüksek genlik değerleri de aynı oranda azalır. Akustik örtünün belirlenmesini sağlayan parlak nokta tabakasının üst kısımlarında da gaz sızıntılarının meydana getirdiği devamlılığı olmayan ve zaman zaman akustik sütun oluşturan yapılar gözlenir.

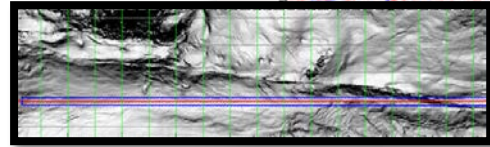
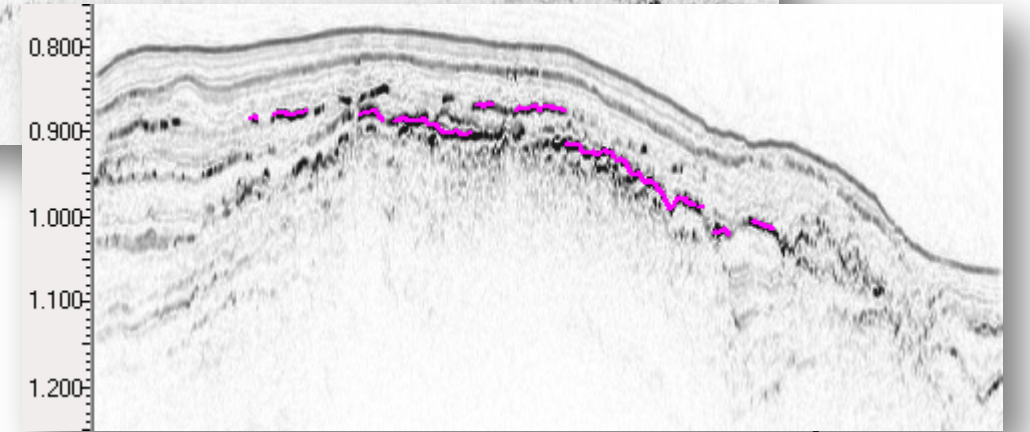
Batı Sırtı'nın kuzey kısmında batıdan doğuya doğru yaklaşık 4 km boyunca gaz birikimine ait bir belirteç gözlenmezken ki bu alan Batı Sırtı'nın KB tarafındaki kayaç yükseliminin bulunduğu konuma denk gelir, buradan itibaren genişliği yaklaşık 500 m civarı olan bir akustik örtü oluşumu bulunur. Kuzey kısmında yine yer yer akustik sütun ve gaz sızıntıları gözlenir. Daha doğuya gittikçe sık gaz birikimleri K-G hattı boyunca izlenir. Antiklinal alan üzerinde bulunan çamur volkanının oluşturduğu ve altında gaz birikimini gösteren çamur volkanının ağız ve kenarında yüksek genlik yansımaları mevcuttur. Buralardan deniz kolonuna gaz yayılımı tespit edilmiştir. Kuzey kısmının KD bölgesinde zaman zaman H2 tabakasına kadar ulaşmış, fakat genelde H2 tabakasının altında KAF'na doğru eğimi artan, D-B yönünde yaklaşık 1 km boyunca takip edilebilen ve ortama göre çok daha yüksek genlikli gaz ara yüzeyi bulunur. Güney kısmındaki akustik örtü türü gaz birikiminin, antiklinalin doğusuna nazaran orta kısımda toplanmasının nedeni, gazın; derinliği fazla fakat kanat genişliği az olan antiklinal bölgesinden, bu antiklinale bağlı, batıya doğru derinliği azalan ve kanat genişliği artan antiklinale doğru göç etmesi şeklinde düşünülür. Aynı şekilde Batı Sırtı'nın güney kısmında toplanan gazın doğudaki dar antiklinal bölgesine gelmeden Batı Sırtı'nın kuzey kısmının KD bölgesine GB-KD yönlü antiklinal alanına doğru yoğunlaşması iki bölge arasında bir göç yolu olabileceğinin göstergesi olabilir.



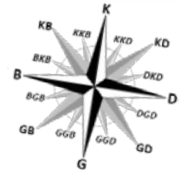
Genel genlik azaltmasına bağlı yüksek genlikli tabakalar ortaya çıkarılırken, renk skalası en yüksek ve en düşük genlikli değerleri yeşil ve sarı gösterecek şekilde seçilmiştir



Ortaya çıkan tabakanın gaz birikiminden kaynaklandığını doğrulamak için zarf kesiti alınmıştır (sağ üstteki şekil). Koyu siyah yansımalar gaz yüzeyine aittir. Bu tabaka pembe renkle işaretlenmiştir (picking).

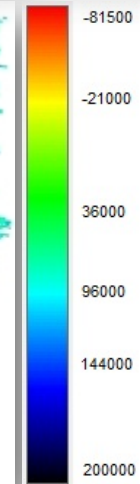
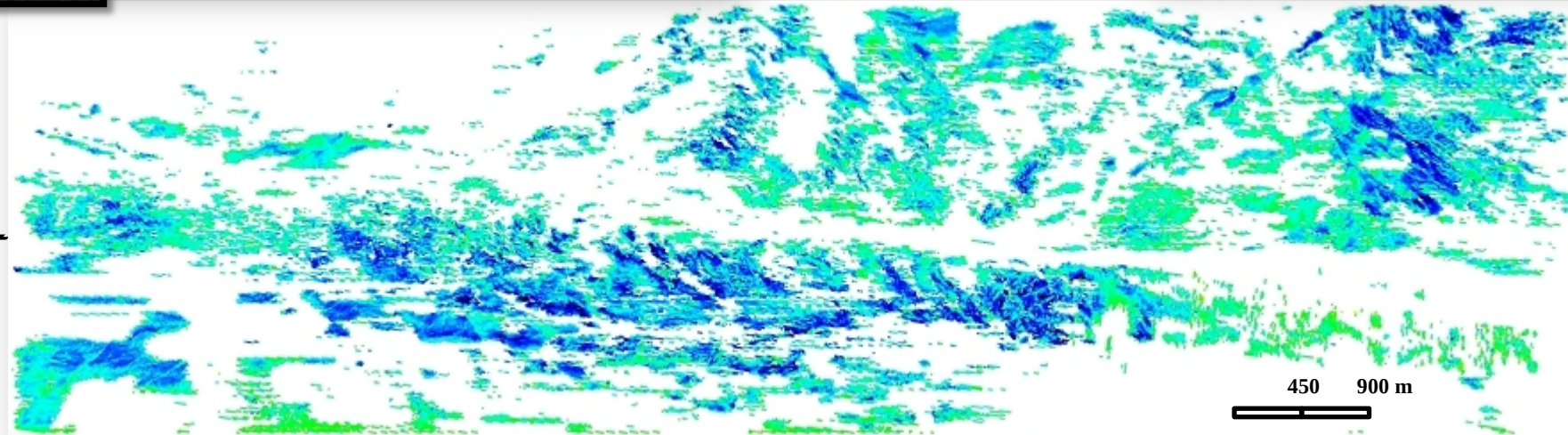


Inline = 407

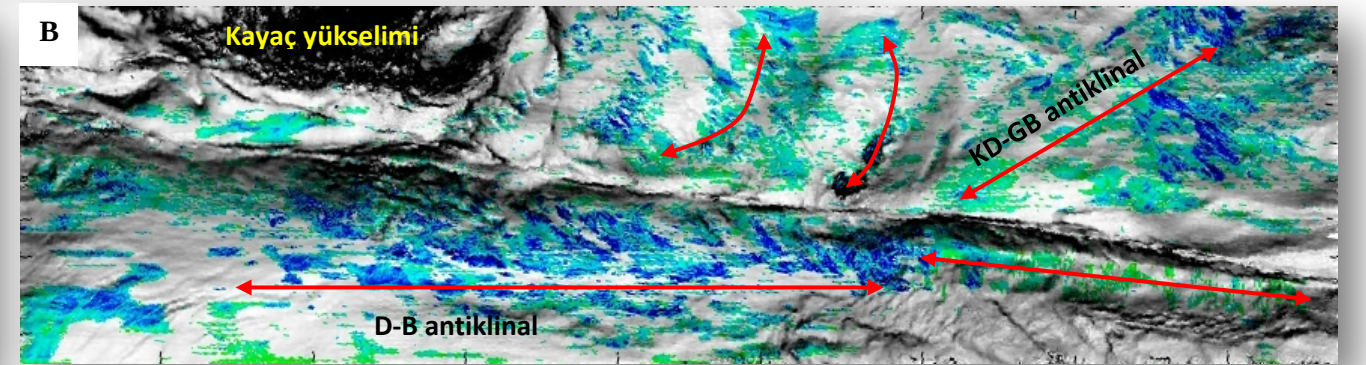
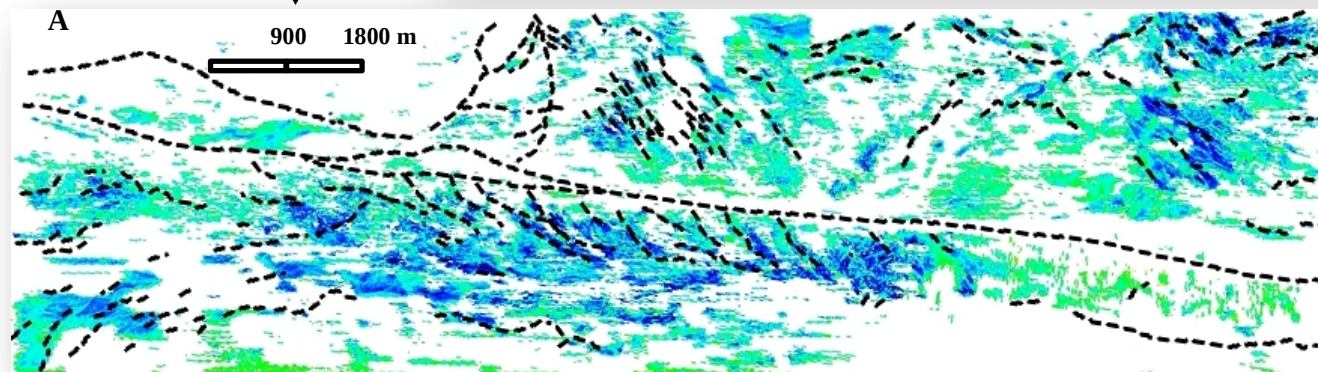


A- Genlik görünümü + fay ve olası görünür gaz yolları

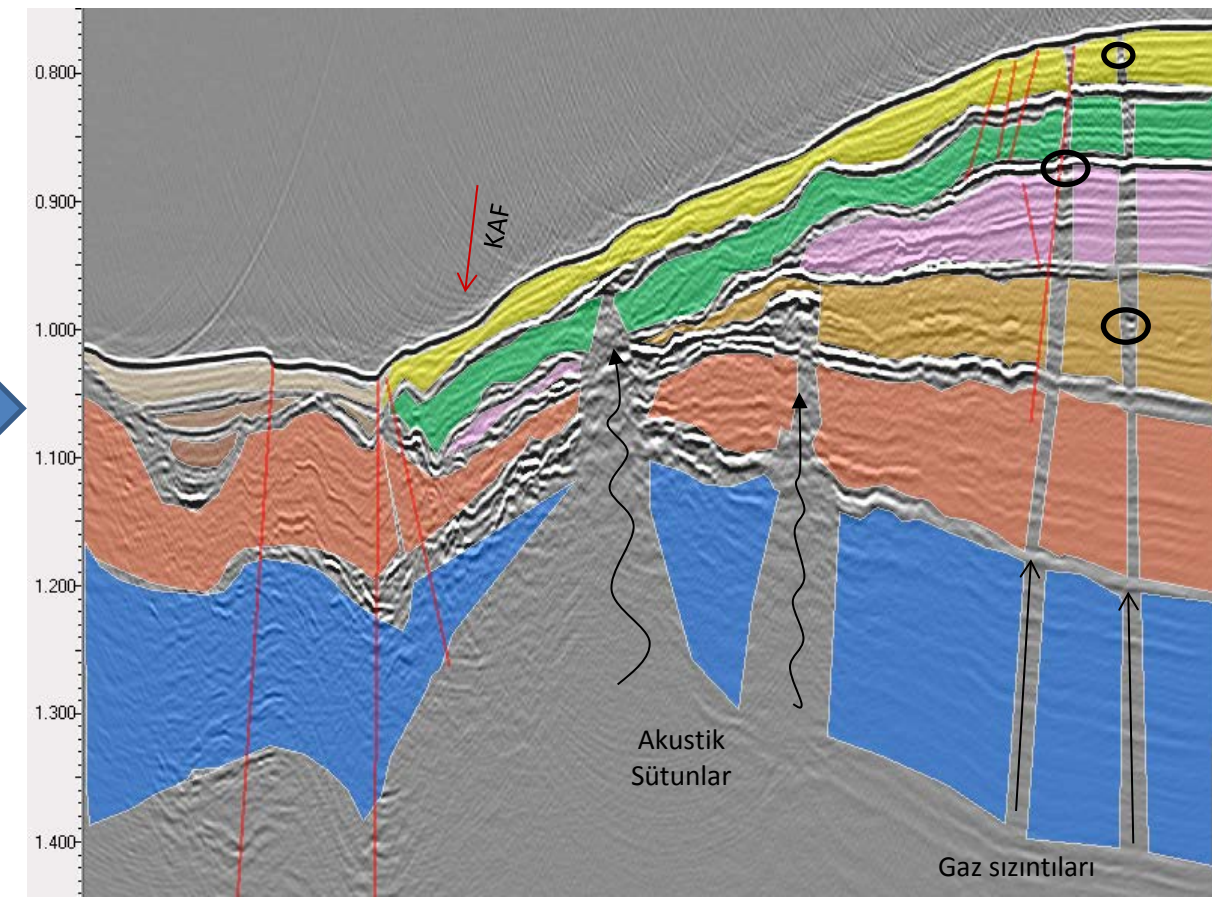
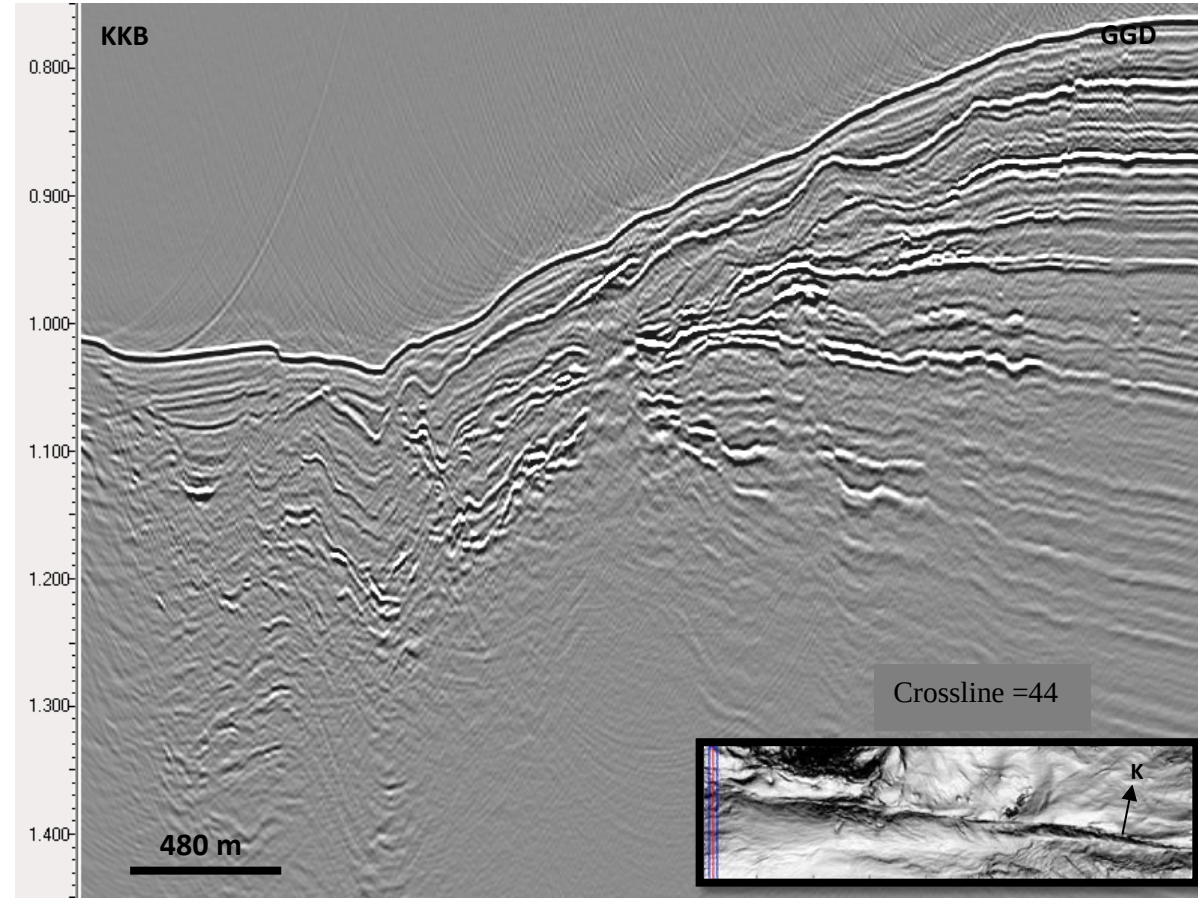
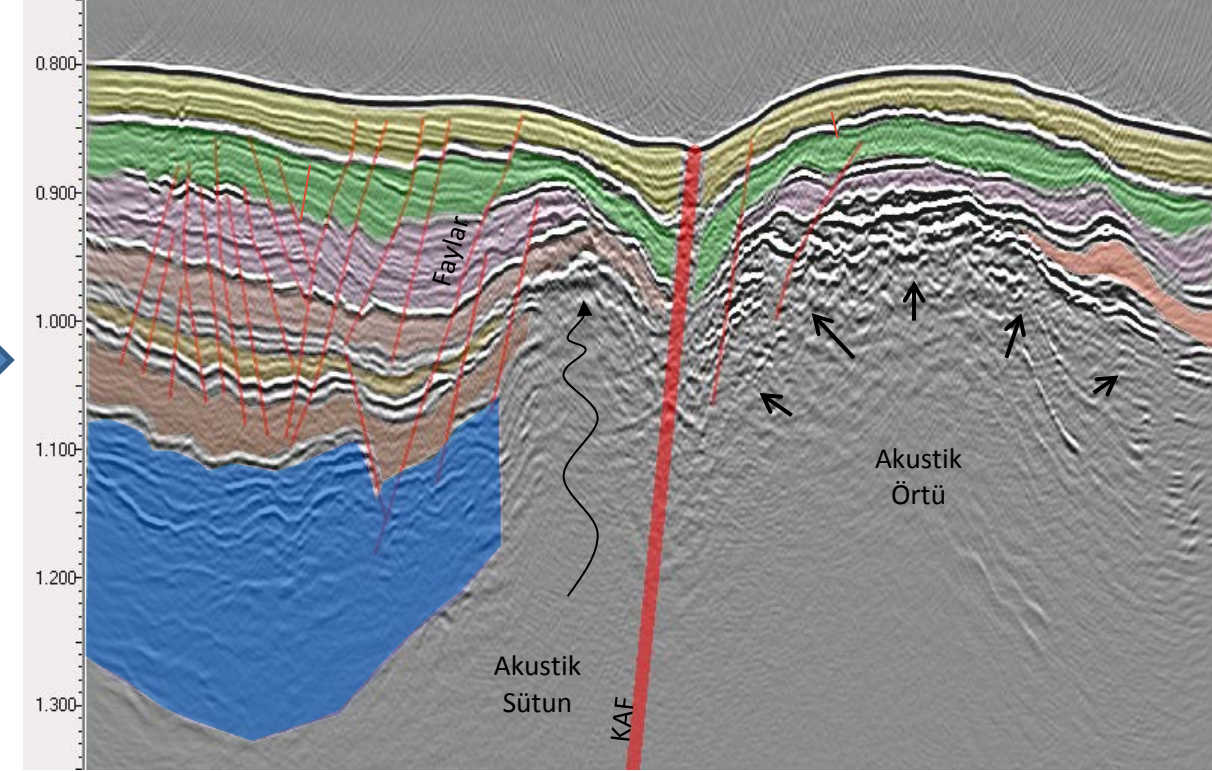
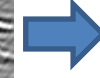
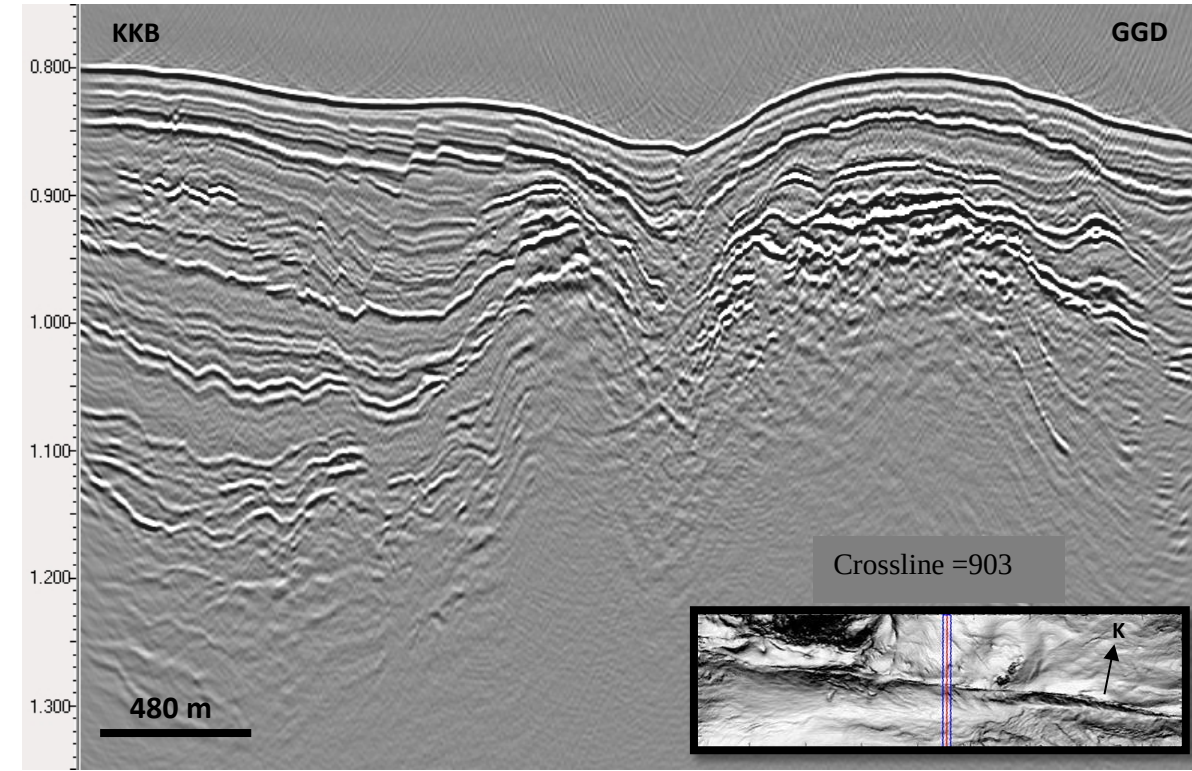
B- Genlik görünümü + deniz tabanı morfolojisi



Pembe renkle işaretlenen yüksek genlik gösteren tabakaların genlik değerlerine göre görünümünün elde edilmesi. Zarf kesiti üzerindeki işaretlemeden dolayı genlik değerleri pozitifdir.



Şekil 4.12 3B sismik hatların yüksek genlik alanlarının işaretlenmesiyle elde edilen yüksek genlik görünümü ve bu görünümün fay - olası gaz yolları ve deniz morfolojisi alanı ile karşılaştırılması. Koyu mavi alanlar, en yüksek genlik bölgelerine sahip yerler. Gazlar genellikle faylar ile Batı Sırtına taşınırken, gaz birikimleri antiklinal alanlarda oluşmaktadır. KAF'nın güney kısmında bu olay daha nettir. Gazlı sedimentin kapladığı alan (mavi – koyu mavi bölgeler) 7,195 km²'dir



Şekil 4.13 Crossline 903 ve 44 'de derinden gelen gazın yüzeye doğru hareketine bağlı oluşan akustik sütun, akustik örtü ve gaz sızıntıları (gas seeps). Soldaki sismik görüntüler verinin ham hali, sağdakiler ise yorumlanmış halini gösterir. Akustik örtü, bulunduğu alanda toplanma eğilimindeyken, akustik sütun ve sızıntılar bir kolon şeklinde deniz tabanına doğru çıkarak üzerinden geçtiği tabakaların devamlılığını bozar veya o tabakaları maskeler.

4.3.3 Çamur Volkanları (*Erkan Gökaşan Çamur Volkanı*)

MARMESONET (2009) birinci ayağında bu alanın hem gemiden hem de AUV ile çok ışınlı batimetri verisi alınmıştır. Bu veriler incelendiğinde KAF'nın kuzeyinde kalan yüzeye krater şeklinde çıkmış GB-KD yönlü birbirini takiben eden iki iz bulunur (Şekil 4.8). Deniz yüzeyine ulaşmış bu jeolojik oluşumların bu alandan alınan veriler üzerinden yapılan yorumuna göre “çamur volkanı alanı” olduğu belirtilmiştir (G.Çifçi, kişisel iletişim, 10 Aralık 2012). Bu seferde aynı zamanda anlık deniz tabanına gaz çıkışları ekrandan izlenerek kaydedilmiş ve Batı Sırtı'nda deniz tabanına en aktif gaz çıkışlarının olduğu yerin çamur volkanları ve pockmarkların bulunduğu alanlarda meydana geldiği gözlenmiştir (Şekil 4.14). Batimetri verilerine göre KAF'na en yakın çamur volkanının “krater ağzı” ve “krater kenarı” belirgin bir şekilde görünürken diğer çamur volkanına bakan KD kenarı kapanmamıştır. Diğer çamur volkanı ve bu volkana bitişik yükselim, KAF'na yakın çamur volkanın morfolojik yapısına göre belirginliği daha azdır.

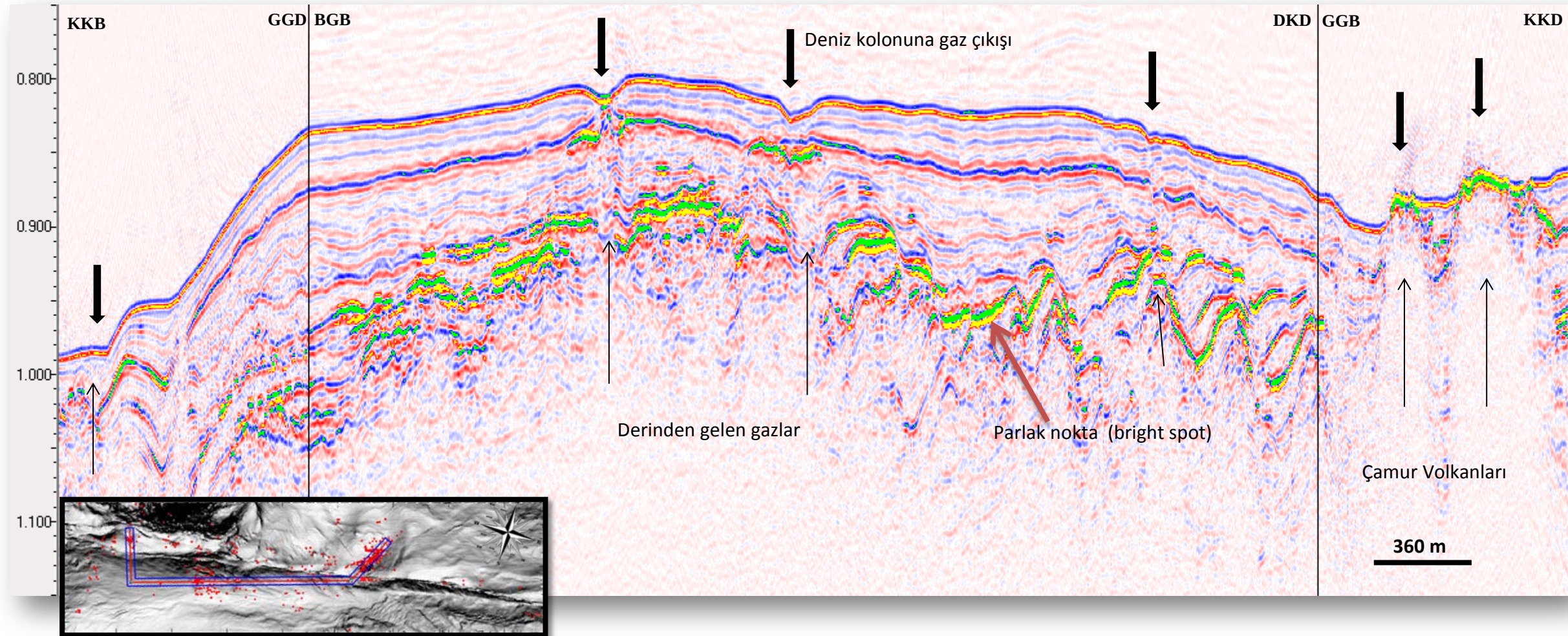
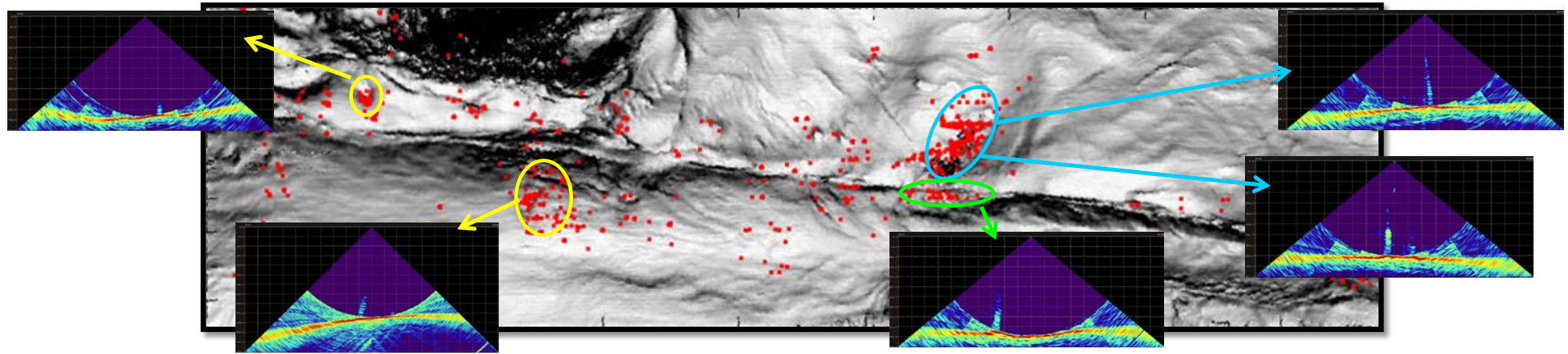
GB-KD yönlü bir antiklinal yay üzerinde bulunan çamur volkanları, muhtemelen KAF'nın kırılmasından sonra buraya göç eden gazın tabakalara uyguladığı yüksek basınç ve tektonik sıkışma sonucu meydana gelmiştir. Bir nevi düdüklü tencerenin hava çıkaran ucu gibi, burasıda Batı Sırtı'nda biriken gazın basınçtan dolayı yarattığı boşaltma deliği olarak düşünülebilir. AUV verisinde KAF'na yakın çamur volkanının krater ağzının çapı yaklaşık 80 m iken, krater kenarı ağzı bitiminden itibaren en büyük yeri 60 m olacak şekilde oval görünümlüdür. Deniz tabanından deniz yüzeyine doğru boyunun en yüksek olduğu yer yaklaşık 9,5 m'dir ve bu yükseklik GB'ya bakan ucundan KD'ya doğru gittikçe azalır, KD ucunda açık bir ağız görünümünü alır. Deniz yüzeyinde 0,1 km² alan kaplar. Bu çamur volkanının KD'nda yaklaşık 200 m sonra başka bir çamur volkanı vardır. Krater yüksliği en fazla 6 m olan bu çamur volkanının kapladığı alan 0,2 km², krater ağzı çapı yaklaşık 58 m'dir. Krater kenarı düzensiz bir görünüme sahiptir (Şekil 4.14).

MARMAESONET seferinin ikinci ayağında 3B yüksek çözünürlüklü sismik veri toplanmış ve buradaki çamur volkanlarının deniz tabanı altındaki oluşumları daha net

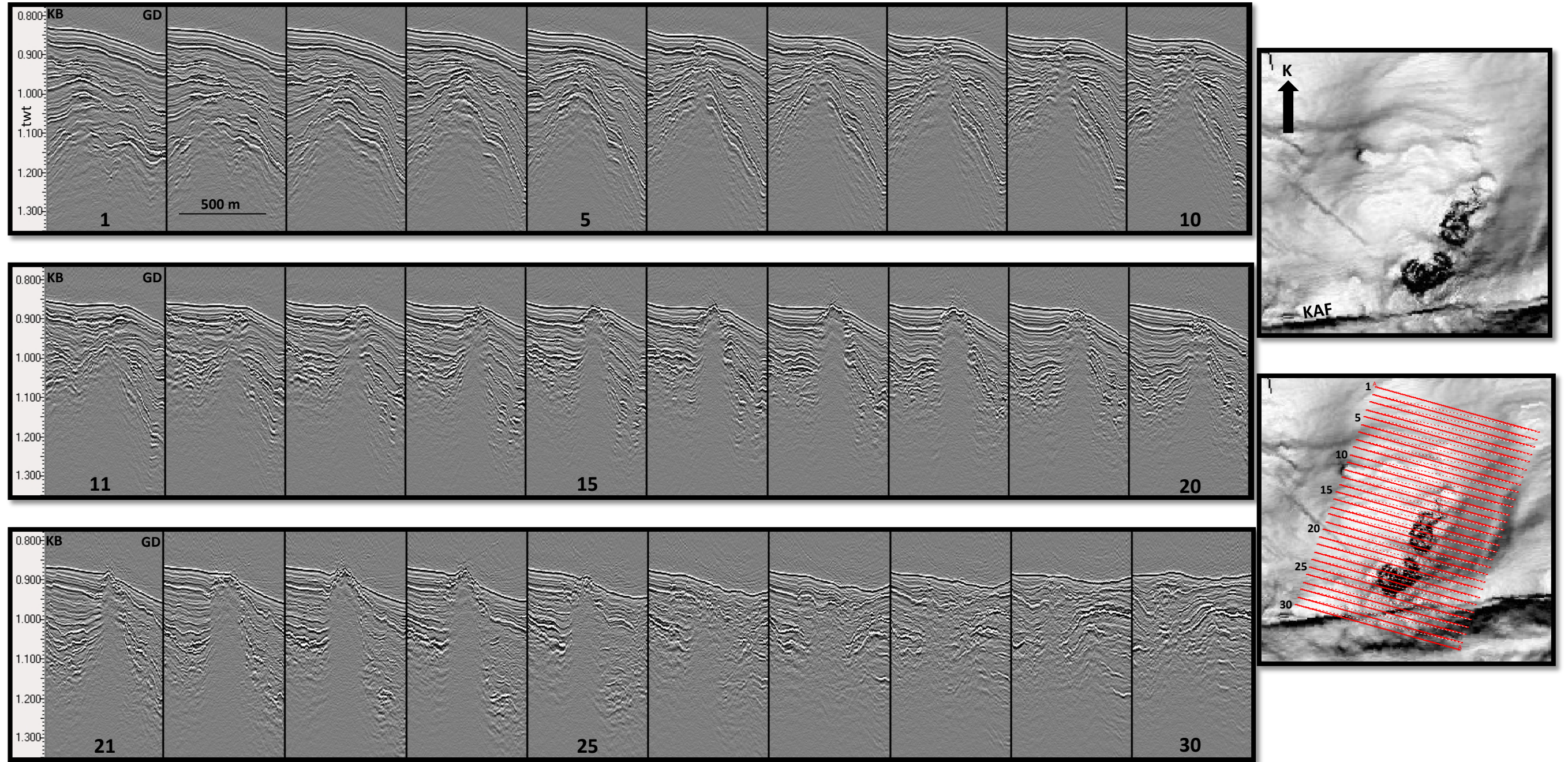
sonuçlar vermiştir. Bu alandaki çamur volkanlarının oluşumu aynı zamana denk gelmekle birlikte, bölüm üç’de de açıklandığı gibi “noel ağacı” yapısına benzerdir. Bu yapı derinden gelen gazın sıkışarak patlamasıyla çamur breşi olarak adlandırılan ve içersinde daha yaşlı sediment birimleri ve mineralleri içeren çamur+gaz tabakasını deniz tabanından yukarı doğru fişkirtarak bulunduğu noktanın kenarlarına doğru bu bileşimi yayması sonucu oluşur. Belli aralıklarla bu olay tekrarlanarak, yükselen deniz altı tabakalarında süreksizliğe neden olur (Şekil 4.15)

Batı Sırtı bölgesinde KAF’na yakın çamur volkanının sediment üzerindeki etkileri BGB yönünden itibaren, krater ağzından yaklaşık 250 m uzaklıkta başlar. Bu alanın hem kuzey hem de güneyinde çamur volkanı oluşumunun görüldüğü gaz sokulumu ortada kalacak şekilde 1150 ms’de birbirleriyle bağlantılı akustik örtü ve akustik stütun biçimli gaz birikimleri görülür. Doğu’ya doğru gittikçe KAF’nın hemen yanında çamur volkanı belirmeye başlar. Çamur volkanının olduğu yerde hiçbir sediment devamlılığı bulunmazken, çamur volkanın derinden gelerek kenarlarına çamur breşi bırakması ile kenarında istiflenmiş tabakaları aşağıya doğru meyilleştirir. Sismik kesitlerde deniz tabanından başta dik bir çıkış yapan ve ilerledikçe bu dikliğin tekrar düşmesi ve tekrar dikleşmesi, krater kenarlarını ve krater ağzını gösterir. Çamur volkanının krater görünümünün bittiği yerden doğuya gittikçe (KKD’ya doğru 187 m) birinci çamur volkanının deniz altı sedimentlerinde yarattığı etki bitmeden, diğer çamur volkanının çıkışı gözlenmeye başlar. Birinci çamur volkanı ile ikincisi arasında deniz tabanına kadar yükselmiş ve hatta küçük bir tepe oluşturmuş fakat herhangi bir krater ağzı gözlenmemiş bir çamur diyapiri bulunur. Buradan itibaren birkaç crossline’dan sonra ikinci çamur volkanın krater kenarları deniz tabanında izlenir. Krater ağzı sismik kesitte düzensiz bir deniz tabanı görünümüne sahiptir. Bu volkanın KD’sunda yine yüzeye çıkış yapamamış bir çamur diyapiri bulunur. Şu an bu çamur volkanları aktivitelerini kaybetmişlerdir fakat çok ışınlı batimetri verilerine göre yoğun bir şekilde deniz kolonuna aktif gaz çıkışı sağlarlar (Şekil 4.16, Şekil 4.17).

Bu çamur volkanlarına yakın bir zamanda kaybettiğimiz, Türkiye’nin en önemli yerbilimcilerinden olan “**Prof.Dr. Erkan GÖKAŞAN**”ın ismi verilmiştir.

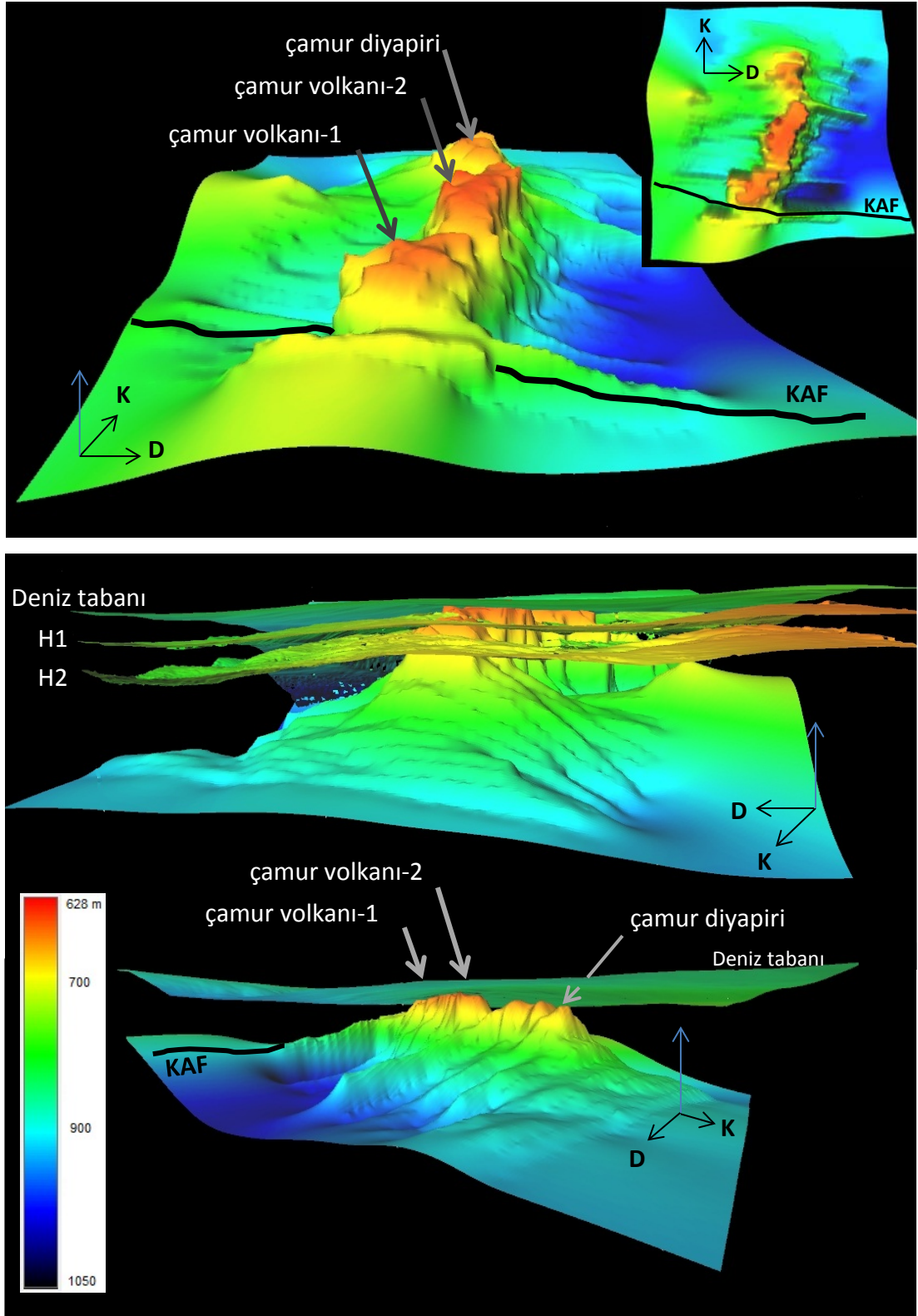


Şekil 4.14 Batı Sırtı'ndan alınan 3B sismik verideki deniz tabanı işaretlenmesiyle elde edilmiş deniz tabanı morfolojisi görüntüsü üzerinde, bu alandan alınmış anlık deniz tabanına gaz çıkışı noktalarının (kırmızı) çakıştırılmış görüntüsü. Bu çıkışların görünümünün ekran çıktıları oklar ile gösterilmiştir. Sarı yuvarlaklar pockmarklardan, mavi yuvarlak çamur volkanından ve yeşil yuvarlak KAF'ndan çıkan gaz çıkışı kümelerini gösterir. Altaki sismik veri görüntüsü sismik küp içerisinde keyfi (arbitrary line) şekilde alınmıştır. Deniz tabanına gaz çıkışının olduğu yerler siyah oklar ile gösterilmiştir. En fazla gaz çıkışı çamur volkanlarında gözlenir.

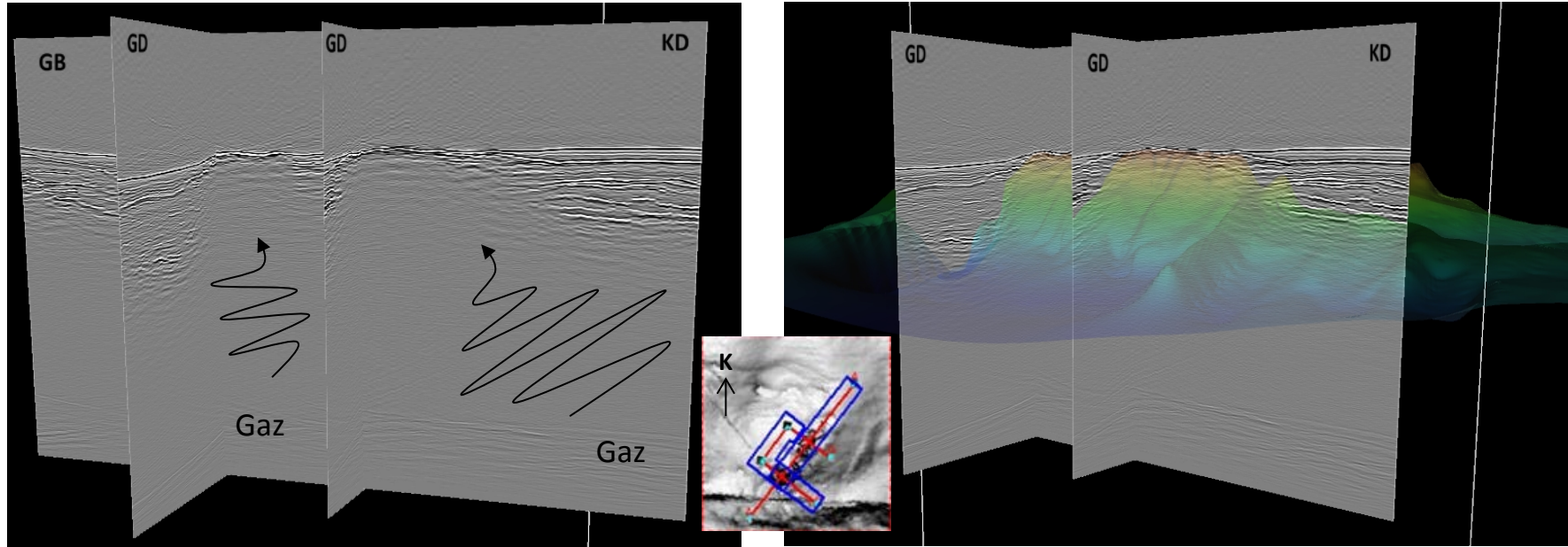


1 ila 10. kesitler arasında çamur volkanlarının da içinde bulunduğu antiklinalin KD ucundan sediment tabakasını yukarı kaldıracak şekilde basınca sahip diyapir şeklinde gaz yükselimi meydana gelmektedir, fakat 11. kesitte bu yükselim deniz tabanına varmadan pockmark yapısı olarak değerlendirebileceğimiz deniz tabanında bir çöküntü alan oluşturmaktadır. Hemen akabinde 12 ila 18. kesitler arasında deniz tabanına yukarıda da bahsettiğimiz gibi kenarları düzensiz bir çamur volkanı yükselir. 18 ila 20. kesitler arasında bu çamur volkanının deniz tabanındaki çıkışı biterken 21. kesitte basınçlı gazın deniz tabanında oluşturduğu küçük bir çamur diyapiri görülür, 22. kesitten 30. kesite doğru gidildikçe diğer çamur volkanının deniz tabanına doğru yükselimi ve KAF'na doğru da bitişi izlenmektedir.

Şekil 4.15 Batı Sırtı üzerindeki çamur volkanlarının 30 adet keyfi (arbitrary line) olarak alınmış 3B sismik veri kesitleri ile görüntülenmesi. Sağdaki şekillerde hatların alındığı bölge ve hatların konumları gösterilmektedir. Hatların yönü KB-GD'ya doğrudur.

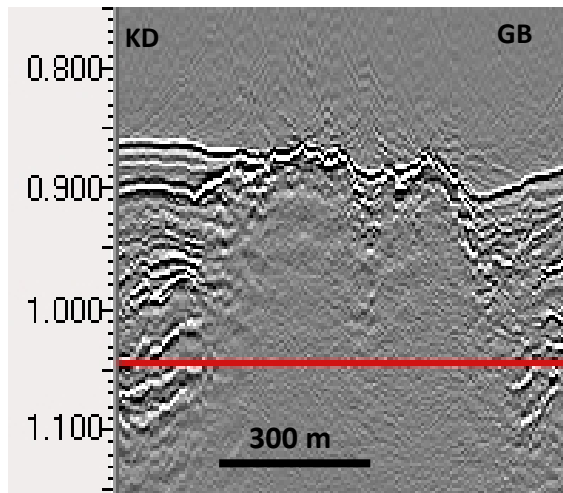


Şekil 4.16 Çamur volkanı alanının deniz tabanına doğru sedimentler içerisine yapmış olduğu girişimin 3B sismik veri üzerinde işaretleyerek elde edilen grid görüntüleri. Farklı bakış açıları ile bu sokulumların yerleri rahatça izlenmektedir.

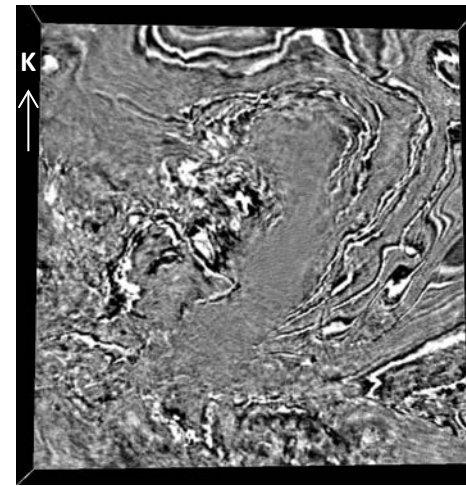


Çamur volkanı üzerinden alınan birbirine dik keyfi (arbitrary) hatların 3B şeklinde görünümünde girişim alanının deniz tabanına doğru sokulumları daha iyi görüntülenir. 3B sismik veri ile yukarıda yapılan çamur volkanı grid görüntüsü karşılaştırıldığında deniz tabanına doğru yükselen alanların sismik verilerdeki gaz ve sulu çamurun sebep olduğu sediment devamlılığı olmayan alanlara denk geldiği görülmektedir.

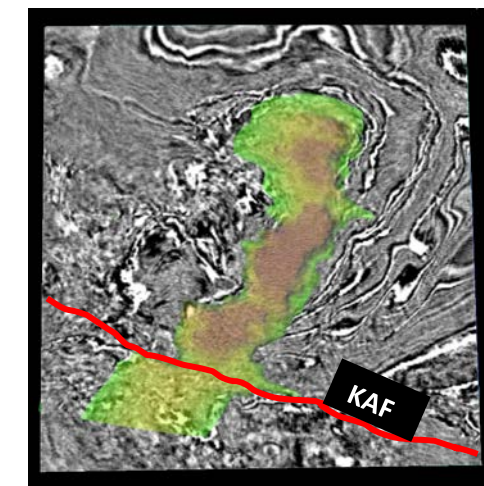
Aşağıdaki görüntüler 3B sismik küpten elde edilmiş zaman kesitlerine (time slice) aittir. Çamur volkanı alanının 1,044 sn zaman kesitinde grid görüntüsüyle de kesişen alanda gaz varlığı,



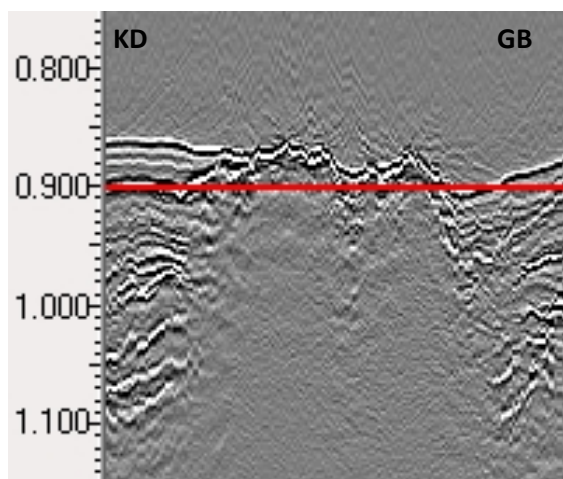
**Zaman kesiti:
1,044 sn (tw)**



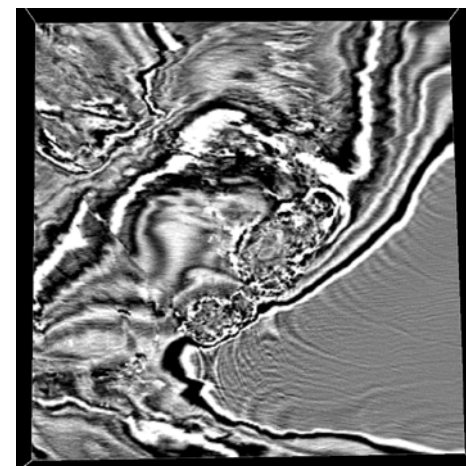
**Zaman kesiti
+ Grid**



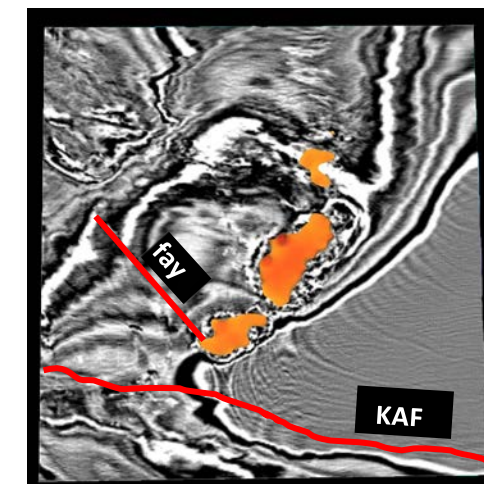
kesitin tam ortasında yansısız bir alan olarak gözükür. Gazın biriktiği alan genel olarak antiklinal bir bölge iken, yüksek basınca maruz kalmasından dolayı meydana getirdiği etki antiklinal alan içinde çamur diyapirleri ve volkan oluşumlarıdır.



**Zaman kesiti:
0,902 sn (tw)**



**Zaman kesiti
+ Grid**



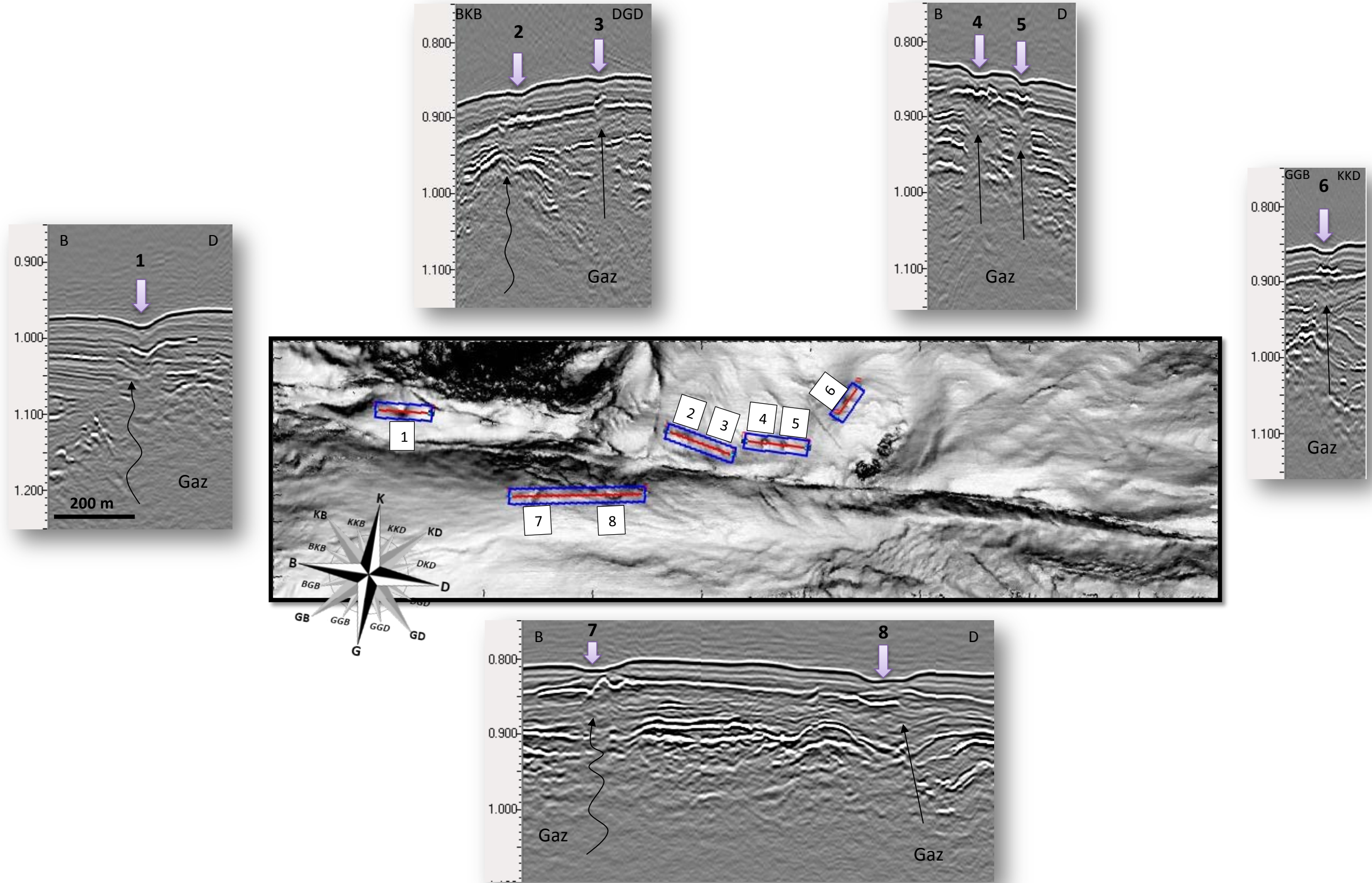
0,902 sn zaman kesiti deniz tabanına yakın bir noktadan alınmıştır. KAF'dan başka KB-GD yönlü, çamur volkanına ulaşmış bir normal fay'da bu zaman kesitinde izlenir.

Şekil 4.17 Çamur volkanı üzerinde birbirine dik 3B sismik veri görüntüsü ile bu verinin çamur volkanı grid görüntüsü ile karşılaştırılmış hali. O bölgeye ait 1,044 sn ve 0,902 sn'lerdeki zaman kesitleri ve bu zaman kesitlerinin çamur volkanı gridi ile üst üste getirilmesi sonucu zaman kesitinin ortasındaki boş alanın gaz ve çamur breşinden kaynaklandığı anlaşılır.

4.3.4 Pockmarklar (Çopurlar)

Jeolojik zamanlar boyunca istiflenen sedimentler ve tektonik sıkışma nedeniyle, deniz tabanına yakın sedimentlerde gaz ve gözenek boşluğu sıvıları aşırı basınç altında kalmakta ve uygun çıkış yolları ile deniz tabanına göç etmektedirler. Aşırı basınç altında kalan bu gaz/sıvıların, aniden ve patlama şeklinde deniz tabanına çıkışları sonucunda, deniz tabanında krater şekilli çöküntüler (pockmarklar) oluşur (Çifçi ve diğer., 2005). Pockmarkların Türkçe'si "çopurlar" olarak adlandırılır.

Şekil 4.7 de Batı Sırtı üzerinde deniz tabanında izleri bulunan pockmarklar işaretlenmiştir. Genellikle KAF'nın geçtiği zonun kuzey ve güney kısımlarında gözlenen pockmarklar, deniz tabanında çukurluklar oluşturmuşlardır. 8 noktada gözlenen pockmarklar bu alandaki gaz aktivitesinin de yoğun olduğunu işaret eder (Şekil 4.18). Şekil 4.18'de alandaki pockmark yapılarının sismik veri görüntüleri ile beraber lokasyonları gösterilmiştir. Pockmarkların oluşturduğu çukurluklar ve üstünün dışardan gelen yeni bir sediment tabakası ile örtülmemiş olması aktif olduklarını veya son jeolojik zaman olan Holosen'e ait olduklarını işaret edebilir. 1. pockmark görüntüsünde bu alandaki püskürmenin yüksek derecede ve derinde sıkışma olmasından dolayı deniz tabanı altındaki ters polariteli genlik yansımali tabakayla beraber o alanı etkilediğini gösterir ve altında paleo çapür gözlenir. 2,3 ve 6. pockmarklar genellikle 1.sine göre daha düşük seviyelerde ve şiddetle oluşmuştur. 3. pockmarkın oluşumu fay ile ilişkili olabileceği gözlenmiştir. Fakat her birisi deniz tabanında çukurluk oluşturmuştur. Bu pockmarkların altındaki sediment tabakaları aşağıdan gelen aktif gaz nedeniyle ters polaritelidir ve düz olarak görünür. 4 ve 5. pockmarklar 1.'sine benzer olarak altındaki sediment istiflenmesinde çukurlaşma etkisi görülmektedir. 1.si kadar güçlü olmasa da buradaki çıkışların da derinden fazla basınca maruz kalarak aniden tabakaları etkilemesiyle ortaya çıktığı söylenebilir. 7. pockmarkın yüzeysel bir oluşum olduğu gözlenirken, altındaki yoğun gaz birikimi ve uğradığı basınç nedeniyle oluşan deniz tabanı çukurluğunun altındaki tepe görüntüsü, yakın bir zamanda meydana gelebilecek yeni bir püskürmeyi işaret eder. 8. pockmark deniz tabanında diğerlerine göre daha geniş bir çukurluk yaratmıştır.



Şekil 4.18 Batı Sırtı'nda deniz tabanında çukurluk yaratmış pockmarkların 3B sismik veri görüntüleri ve deniz tabanı üzerindeki lokasyonları. Toplam 8 adet pockmark gözlenmiş olup deniz tabanı morfolojisi üzerindeki numaralarla eşleştirilmiştir.

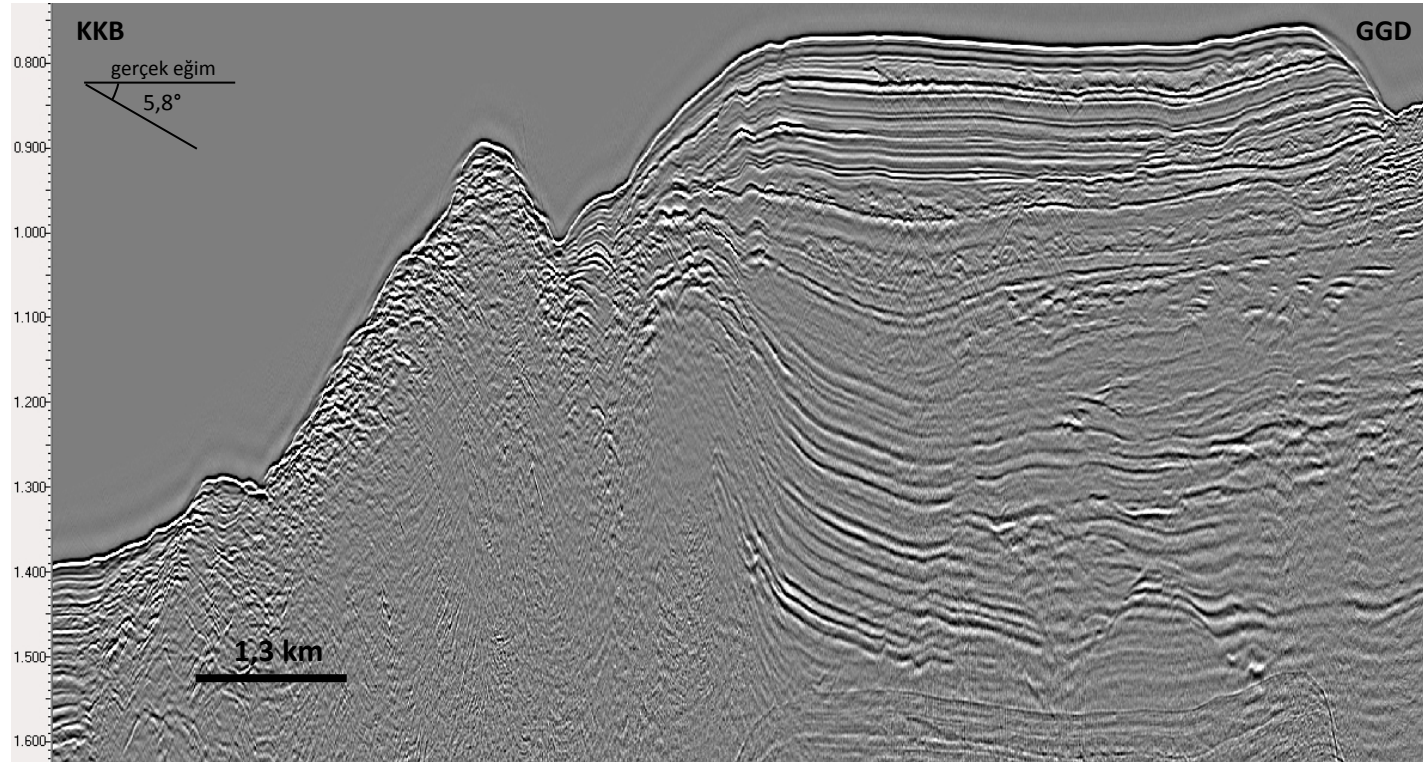
BÖLÜM BEŞ

2B SİSMİK VERİLER İLE BATI SIRTI ALANININ İNCELENMESİ

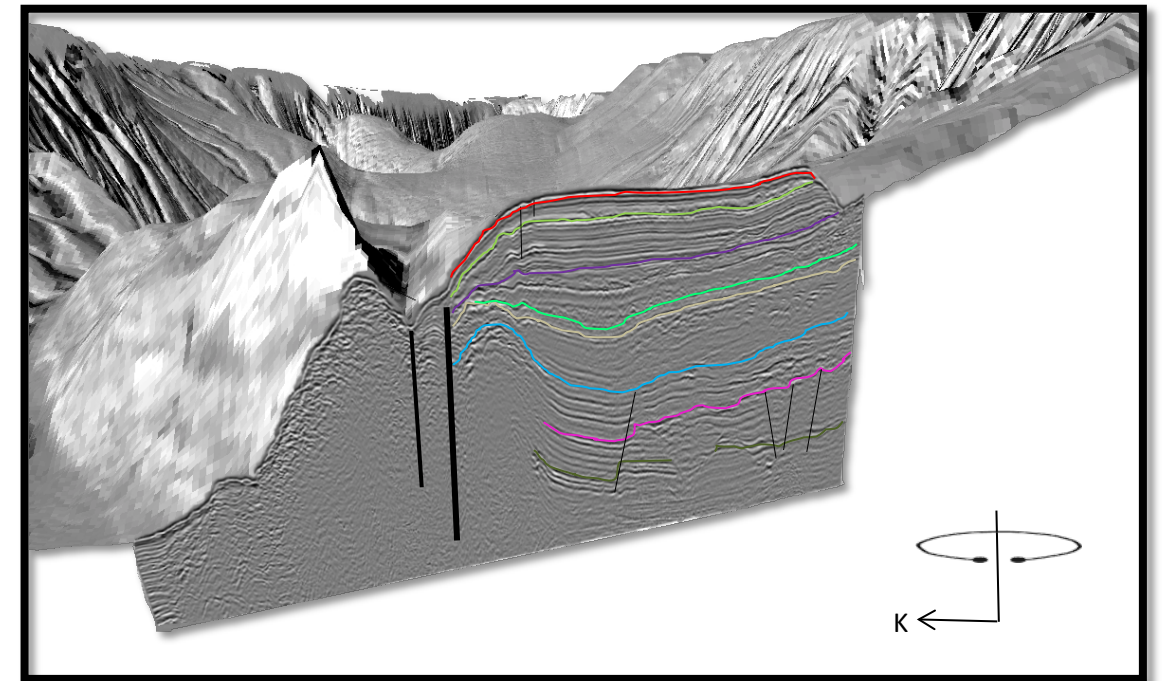
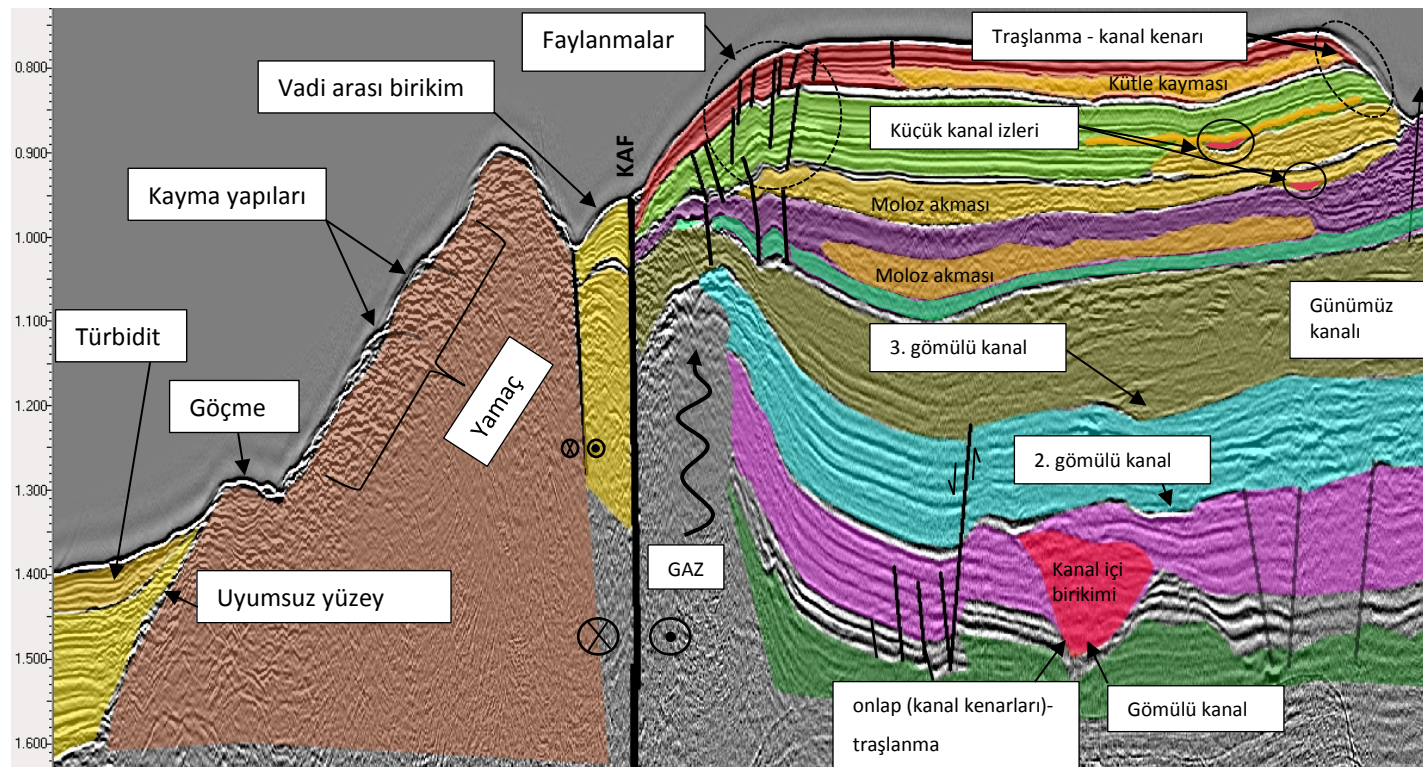
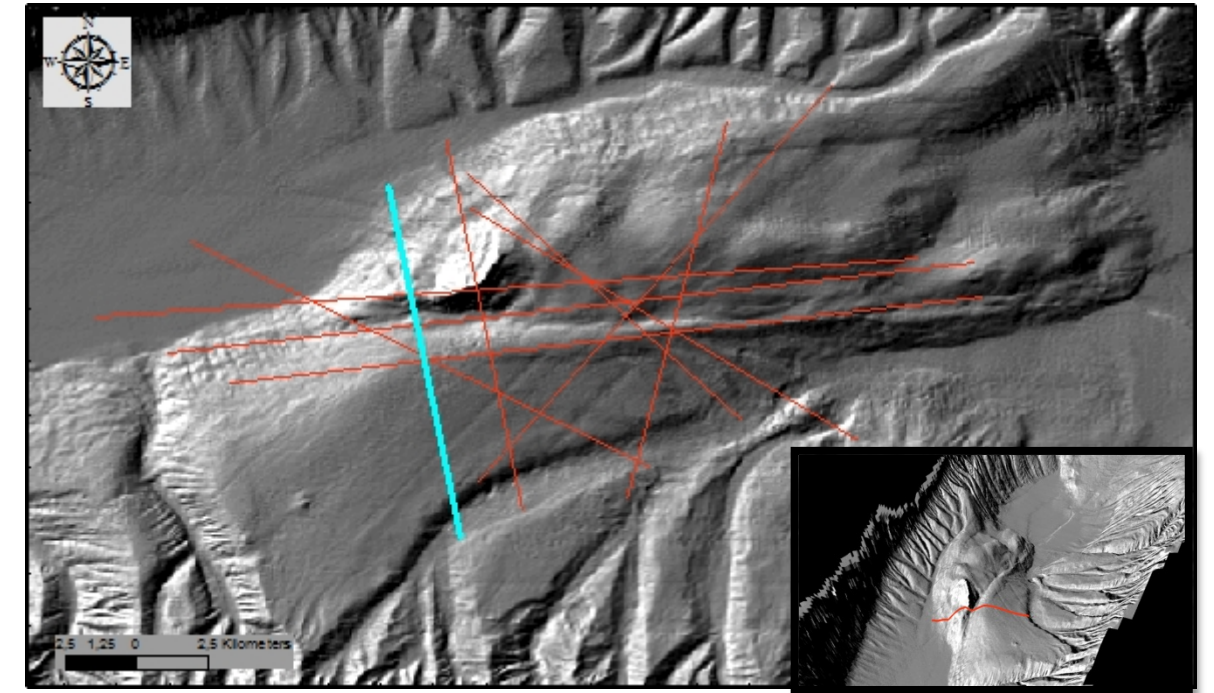
2010 yılında Dokuz Eylül Üniversitesi'ne ait K.Piri Reis araştırma gemisiyle yapılan PirMarmara seferi sırasında Batı Sırtı üzerinden 2 boyutlu yüksek çözünürlüklü sismik veri toplanmıştır. Bu alanda toplam 10 adet hat alınmıştır (Şekil 4.5). 3B sismik veri alımından sonra gerçekleştirilen bu seferin asıl amacı 3B sismik veri ile görüntülenemeyen daha derindeki tabakaların ortaya çıkarılmasıdır ki bu, alıcı kablo uzunluğu ile doğrudan ilişkilidir ve bu sayede deniz tabanı altındaki düşey hız bilgisi daha doğru tespit edilir. Diğer amacı Marmara Denizi'nde daha önceden gerçekleştirilen seferlerden elde edilen 2B sismik veri kullanılarak aynı jeolojik zamana denk gelen katman istiflenmelerini bu sismik verilerde takip ederek, Marmara Denizi'ndeki bölgesel istiflenmelerin değişimini izlemektir. Aynı zamanda Marmara Denizi'nde yaşı bilinen katmanlar referans alınarak daha derin katmanların yaş tayinini yapmaktır.

5.1 2B PirMarmara Verileri

2B PirMarmara verilerinde sıg gaz birikimlerinin belirlenmesi 3B'deki kadar iyi olamamaktadır. Yalnız stratigrafik kesitler yönünden 3B veride gidiş geliş (twf) kayıt uzunluğu yaklaşık 1,2 sn kadar ayrımlılığa sahip iken 2B verilerde 1,8 sn ve üstüne çıkar. Şekil 5.1 de K-G yönlü 2B sismik veride Marmara Denizi güney şelfinden gelen nehrin oluşturduğu yatak izi (1,4-1,5 (twf)) bu alanda önceden istiflenmiş sediment yapısını traşlamıştır. Genel itibariyle nehir yatakları deniz çekilmeleriyle daha aktif bir biçimde deniz havzalarına sediment taşınımı gerçekleştirir. Su basması zamanlarında bu nehir yatakları sediment ile doldurulurken deniz ile nehir seviyeleri arasındaki farkın azalması ve hatta eşit hale gelmesi ile aşındırma etkisi azalır. Bu azalma ile deniz kolonunda asılı bulunan sediment çökmeye uğrar ve başta boşluklar olmak üzere yeni bir katman oluşturur. Bunun yanında, tektonik hareketler, yamaç aşağı sediment duraysızlığı gibi nedenlerden dolayı oluşan deniz altı heyelanları, moloz akıntıları, konturit ve turbidit akıntıları gibi olaylar denizde sediment istiflenmesine neden olur.



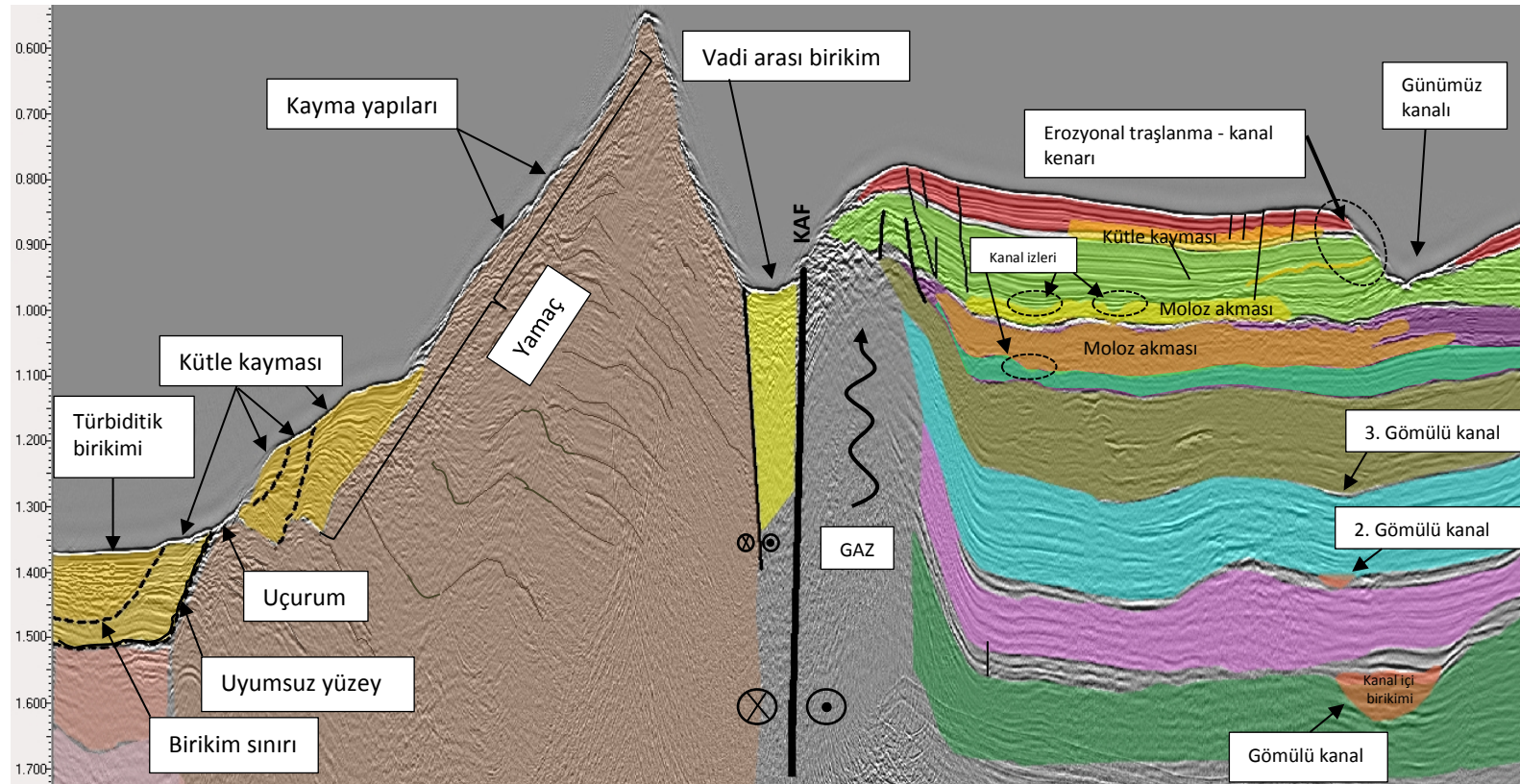
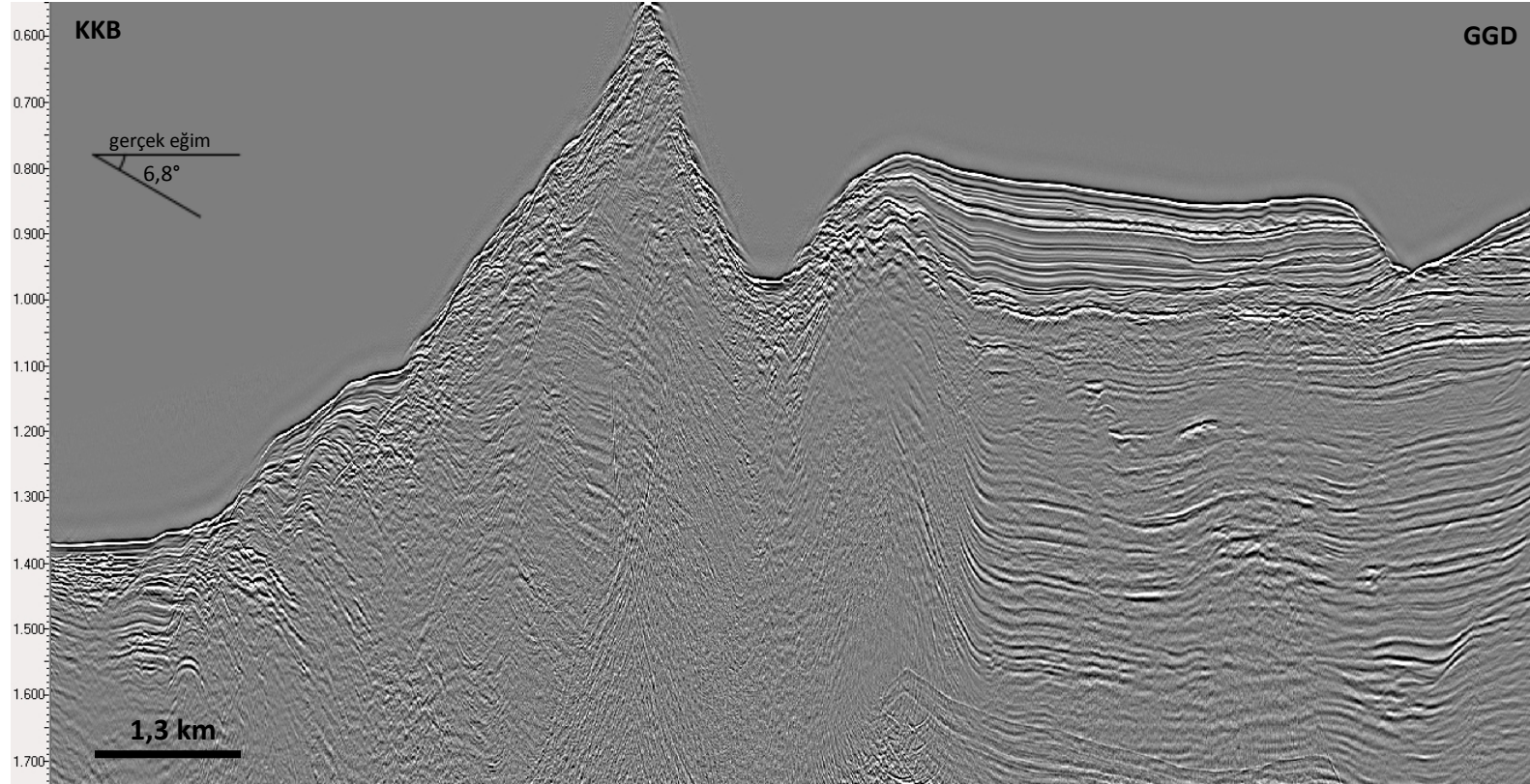
a2_b6 SİSMİK HATTI



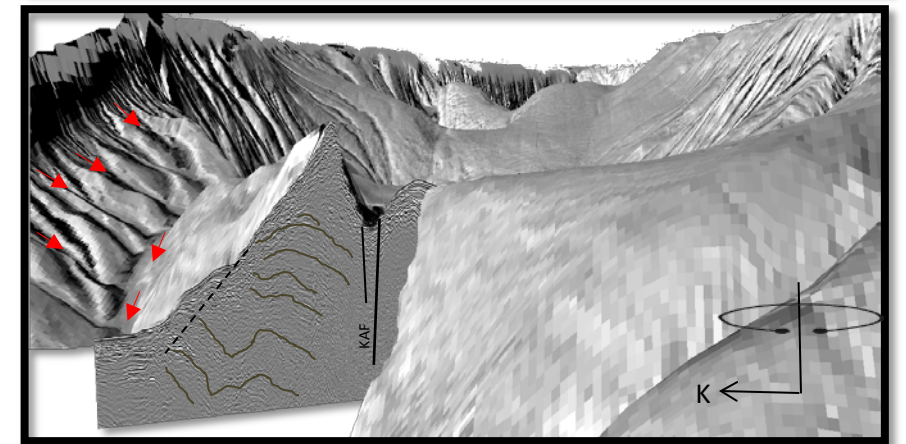
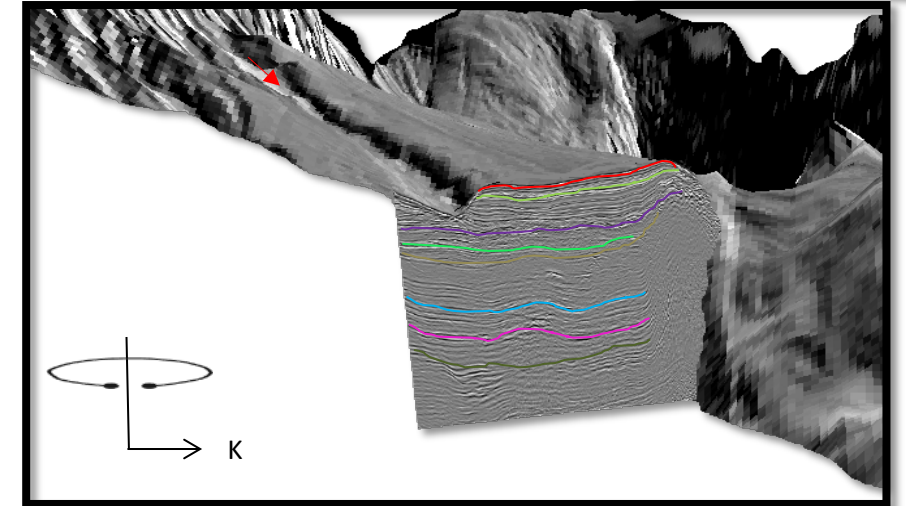
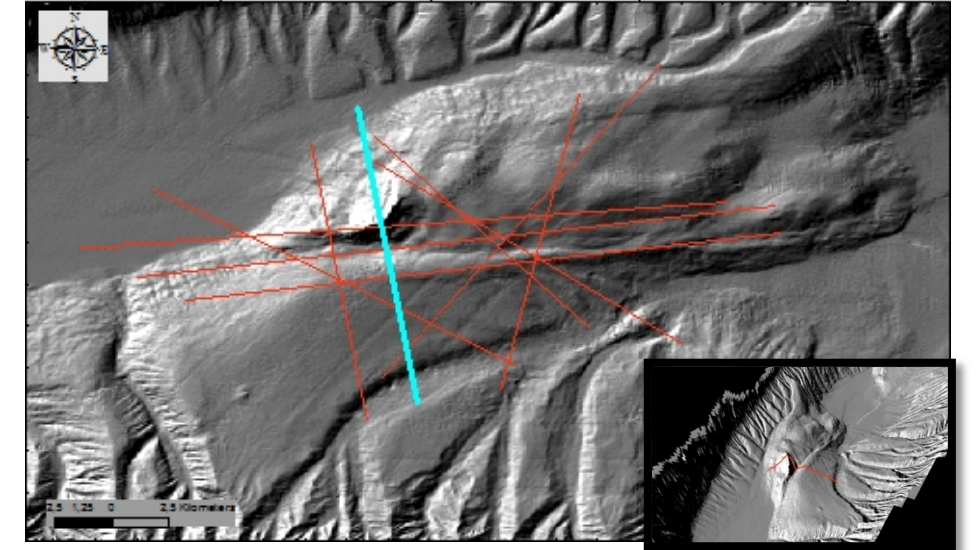
Şekil 5.1 PirMarmara seferinden alınan 2B yüksek çözünürlüklü sismik veri (a2_b6 hattı). Veri K-G yönlü olup, Batı Sırtı'nı dik kesmektedir. Soldaki şekillerde hattın ham ve yorumlanmış hali, sağdaki şekillerde hattın konumu ve Marmara Denizi batimetri verisi üzerinde sismik verinin gösterimi bulunur.

Şekil 5.1’de a2_b6 sismik hattı ve batimetri görüntüsü gösterilmiştir. Verinin güney kısmında, Marmara Denizi güney şelfinden gelen ve Orta Havza’ya akan toplayıcı kanal yatağının izi bulunur. Bu iz, hattın en güney ucunda belirginlikten tamamı gözükmemektedir. Şu an güncel bir akış olmamasına rağmen içinde herhangi bir sediment dolgusu gözlenmez. Verinin daha alt kısımlarında yine bu kanala ait fakat sediment yapısı ile doldurulmuş kanal yatağı izleri görülür. Belirli jeolojik zamanlarda (lowstand-highstand) aktif olduğu ve kanal yapılarının oluştuğu, aktif olmadığı zamanlarda da sediment çökmesi sonucu dolmuş olduğu tahmin edilir. Kanal yatağı ilk aktifliğinden bu yana kuzeyden güneye doğru kayma göstermiştir. Bu yatak oluşumu sırasında üzerinden geçtiği sedimenti yavaş yavaş kazıyarak erozyona uğratmış ve o alanı traşlamıştır. Verinin en altında bulunan gömülü kanal ile en üstte bulunan kanal izinde bu traşlanma çok daha net izlenir. En altta bulunan gömülü kanalın kuzeyinde aktifliğini kaybetmiş normal bir faylanma vardır ve bu faylanmaya bağlı küçük kırıklar görülür. Batimetri verisinde güney şelfinden Orta Havza’ya doğru birçok toplayıcı kanal yapısı gözükmemektedir. Buna bağlı çeşitli zamanlarda oluşmuş moloz akıntıları (debris flow) düzensiz ve karmaşık sinyal yansımaları olarak sismik veride gözükmemektedir.

KAF’nın deforme ettiği güney kısmında kalan tabakalar KAF’nın sıkıştırma etkisi ile antiklinalleşme göstermiş ve aynı zamanda KAF yolu ile açığa çıkan gaz bu alanda birikmeye başlamıştır. 3B verilerde bu alan KAF’nın güney kısmında kalan geniş antiklinal alanı dik kesmektedir (crossline veriler). Deforme olmuş sediment yapısı buradaki gazın antiklinal alanda kendine yer bulması ve gazın kaynak sinyali soğurması ile o alanı maskeleymiştir. KAF’nın kuzey tarafında kalan kayaç yükseliminin güneye bakan yüzünün hemen dibinde ikinci bir doğrultu atımlı fay bulunur. Bu iki fay arasında çek-ayır şeklinde bir yapı oluşmuş ve aralarında kalan alan çökmüştür. Kayaç yükseliminin kuzeye bakan yüzeyinde muhtemelen bir göçük oluşmuştur. Bu göçük alanına uyumsuz bir yüzey oluşturacak şekilde karadan gelen akıntılara bağlı sediment birikimi istiflenmesi izlenmektedir. Yalnız bu kayaç dibi sediment istifi “dolgu türü konturit birikimi” olma ihtimalini de taşımaktadır.



a2_b3 SİSMİK HATTI

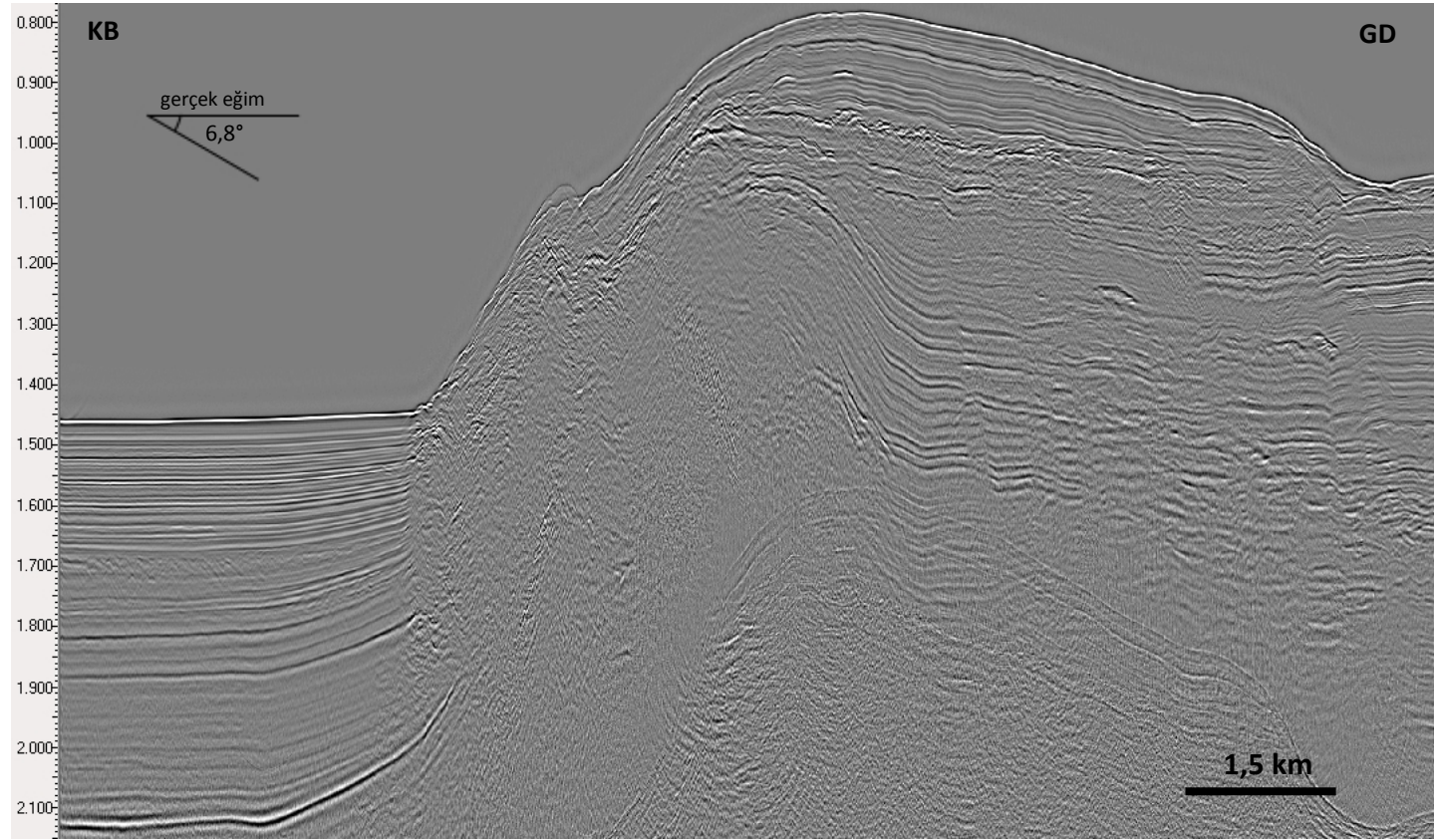


Şekil 5.2 PirMarmara seferinden alınan 2B yüksek çözünürlüklü sismik veri (a2_b3 hattı). Veri K-G yönlü olup, Batı Sırtı'nı dik kesmektedir. Soldaki şekillerde hattın ham ve yorumlanmış hali, sağdaki şekillerde hattın konumu ve Marmara Denizi batimetri verisi üzerinde sismik verinin gösterimi bulunur.

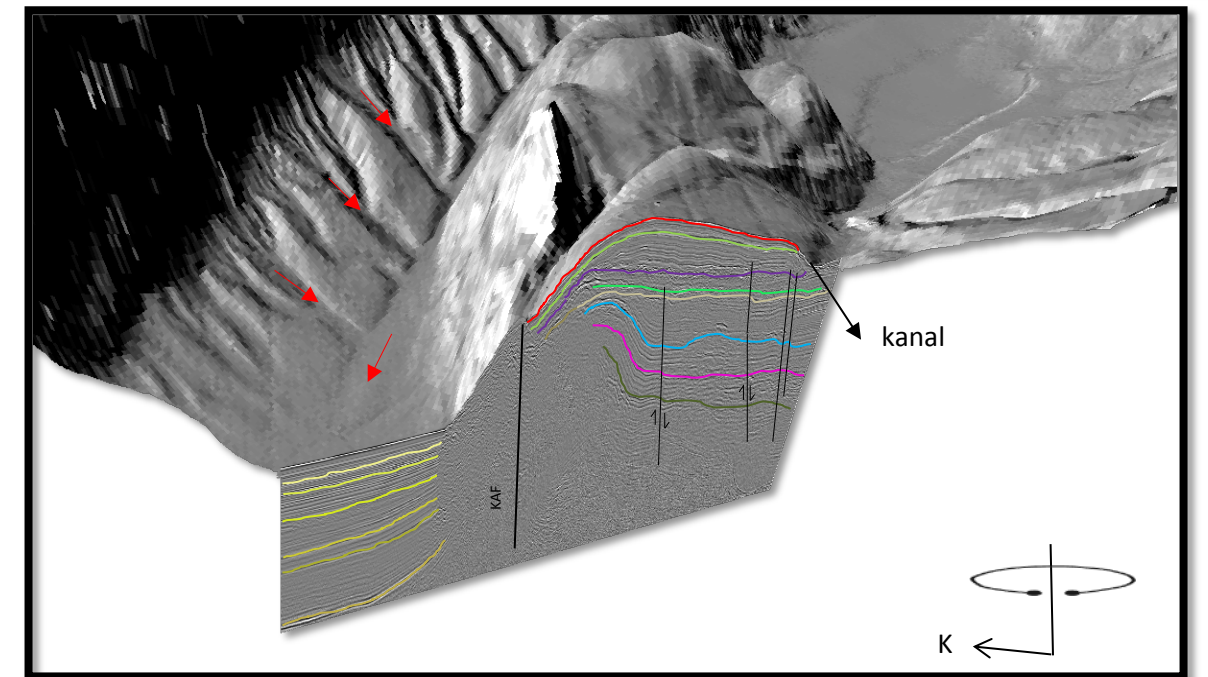
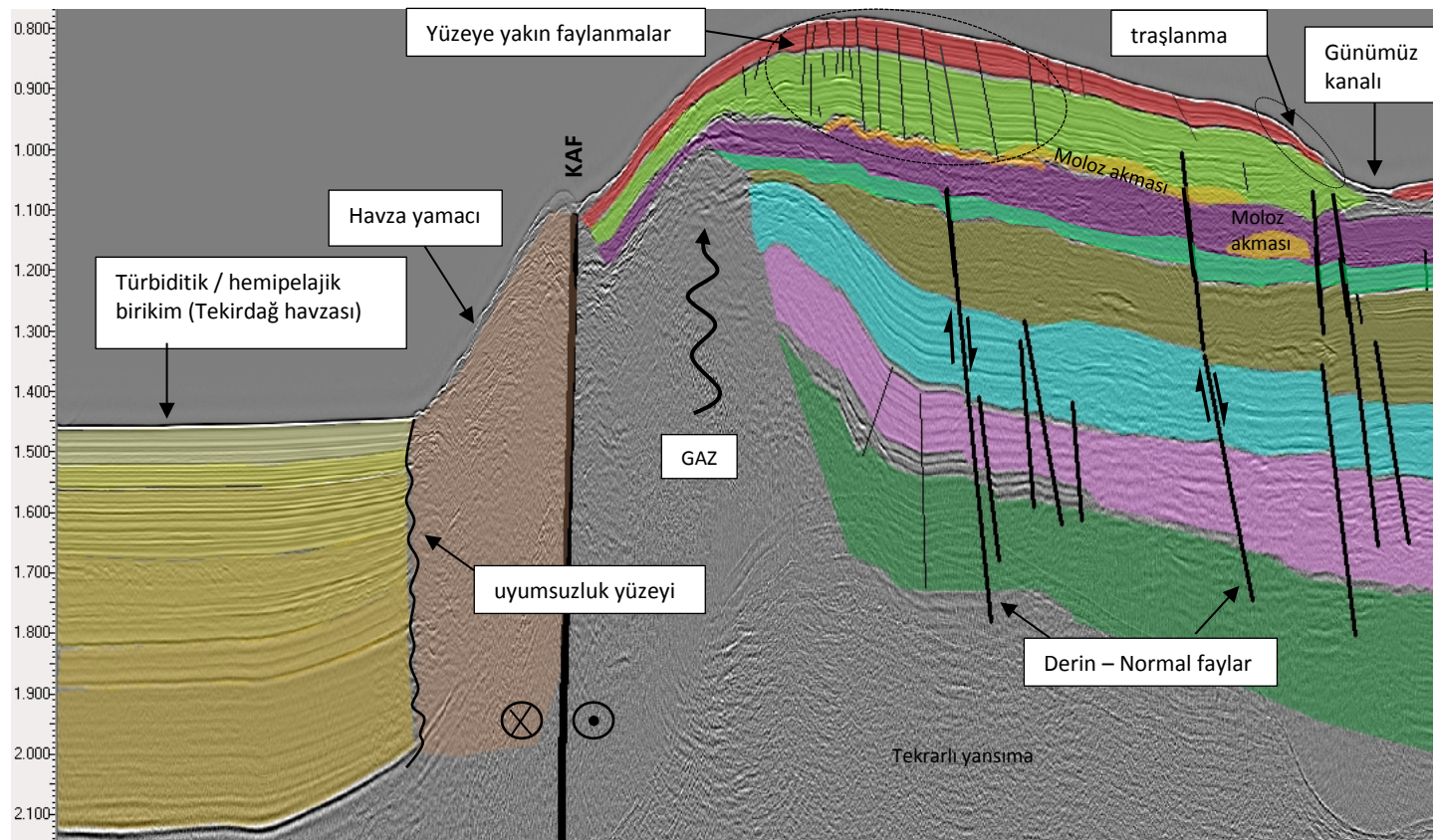
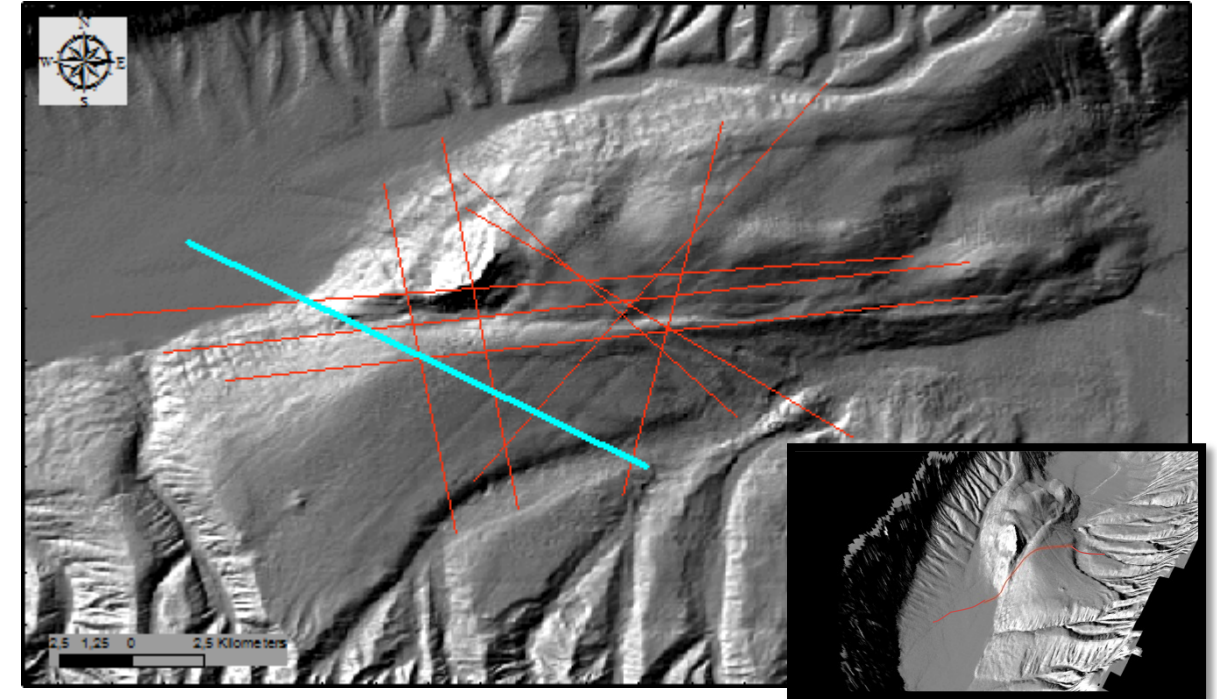
Şekil 5.2’de 2B yüksek çözünürlüklü a2_b3 hattı ve bu hatta bağlı batimetri verisi bulunur. KAF’nın güneyinde kalan bölgede Şekil 5.1’deki gibi gömülü kanal yapıları ve günümüz kanalı gözükmemektedir. En derindeki kanal yapısı muhtemelen Orta-Geç Miyosen zamanı Marmara Denizi’ne ulaşan KAF’nın sağ yönlü atımı ile beraber güneye doğru kaymıştır ve erozyonal traşlanmaya uğramış günümüz kanal yapısına kadar devam etmiştir. Bu kayma Şekil 5.1’de daha net görünmektedir. Kanal traşlanmaları sırasında erozyona uğrayan yüzey orta havzaya doğru akar. Ana kanala bağlı küçük kanal izleri de mevcuttur. KAF’nın bu alana ulaşması ile beraber Trakya Havzası’nın sahip olduğu potansiyel gaz birikimi ortaya çıkmıştır. KAF’nın güney kısmında çeşitli jeolojik devirlere ait moloz akmaları bulunur. Yeşil birim içindeki moloz akmasından sonra bu birikim üzerinden küçük akarsu yatakları geçmiş ve daha sonra oluşan yatak kenarlarıyla uyumsuz bir şekilde istiflenmiş düzenli sediment dolguları gözlemlenir.

Hem KAF’nın sağ yönlü doğrultu atım etkisi hem de bölüm dördte (Şekil 4.7) açıklandığı gibi antitetik ve sintetik kırıklarının etkisi daha önceden düz bir şekilde KAF’nın kuzey kısmında kalan istiflenmiş sediment tabakaları sıkıştırmış ve bu alanı rijit bir ortam haline getirerek dik bir yükselti meydana getirmiş olması büyük olasılıktır. Bu oluşum esnasında yamaç aşağı kütle kaymaları meydana gelmiştir. Kuzey Marmara şelfinden gelen nehir ve akarsuların oluşturduğu türbiditik akıntılar kayma alanlarıyla uyumsuz bir yüzey oluşturacak şekilde tortul birikimine neden olmuştur.

Şekil 5.3’de, KB-GD yönelimli a2_b4 sismik hattında KAF’nın güneyinde kalan bölgede derinden gelen uzun jeolojik zamanlar boyunca aktif olmuş normal faylar bulunurken, günümüze doğru (yeşil ve kırmızı birimler) atımı daha küçük faylanmalar deniz tabanına kadar ulaşır. 3B sismik verilerden elde edilen deniz tabanı, H1 ve H2 katman görüntülerinde bu faylar çok belirgindir ve yay biçiminde görünüme sahiptir. Önceki hatlarda görünen günümüz kanal yapısı bu hatta da açıkça gözükürken, derinlerdeki kanal yapıları bu hatta gözükmemektedir. Günümüz kanal yapısının geçtiği yerde sediment tabakaları traşlanmaya uğramıştır. KAF’nın hemen güneyinde yukarı doğru bombe şeklindeki akustik örtü türü gaz birikimi bulunur.



a2_b4 SİSMİK HATTI

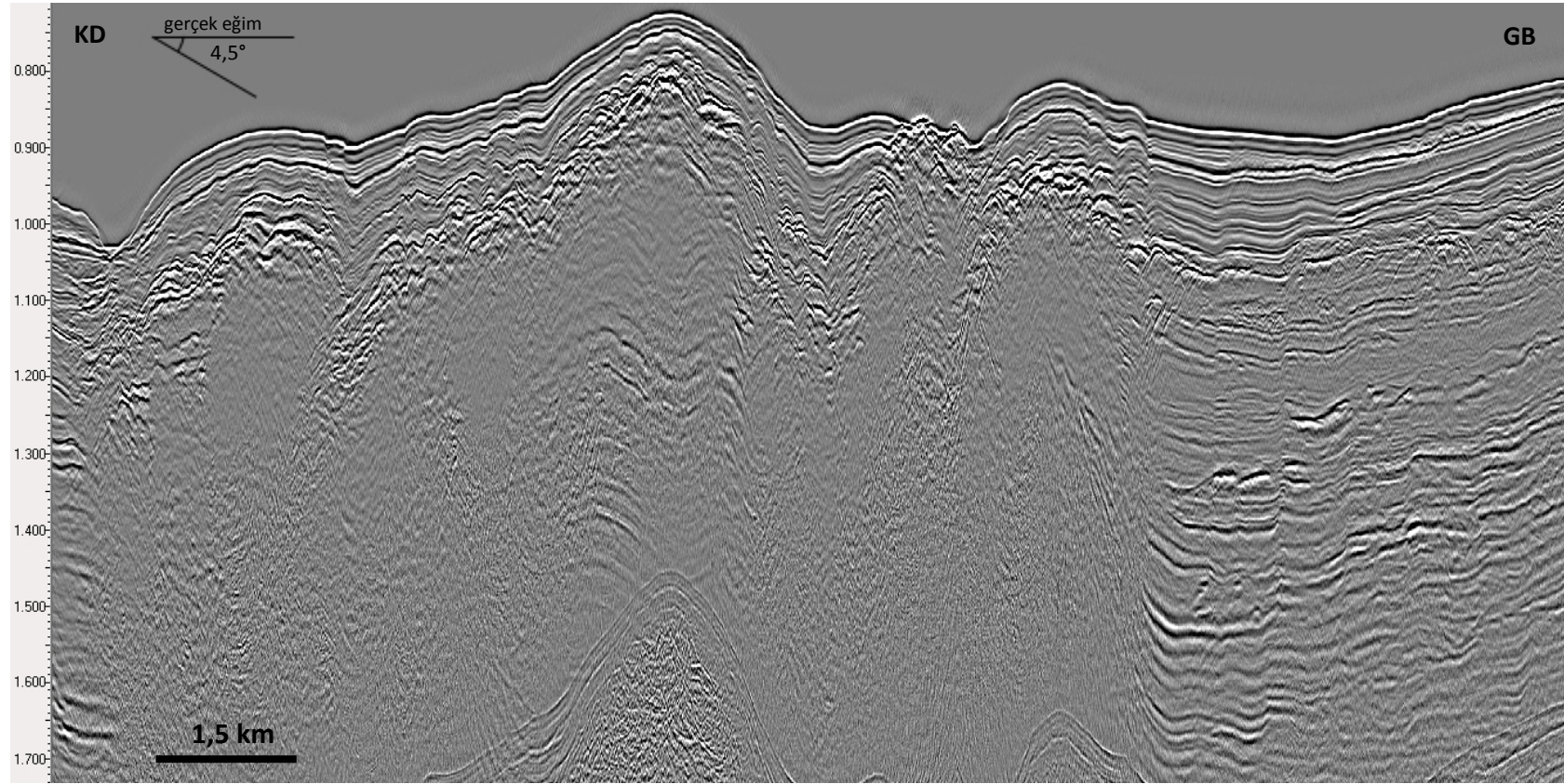


Şekil 5.3 PirMarmara seferinden alınan 2B yüksek çözünürlüklü sismik veri (a2_b4 hattı). Veri KB-GD yönlüdür. Soldaki şekillerde hattın ham ve yorumlanmış hali, sağdaki şekillerde hattın konumu ve Marmara Denizi batimetri verisi üzerinde sismik verinin gösterimi bulunur.

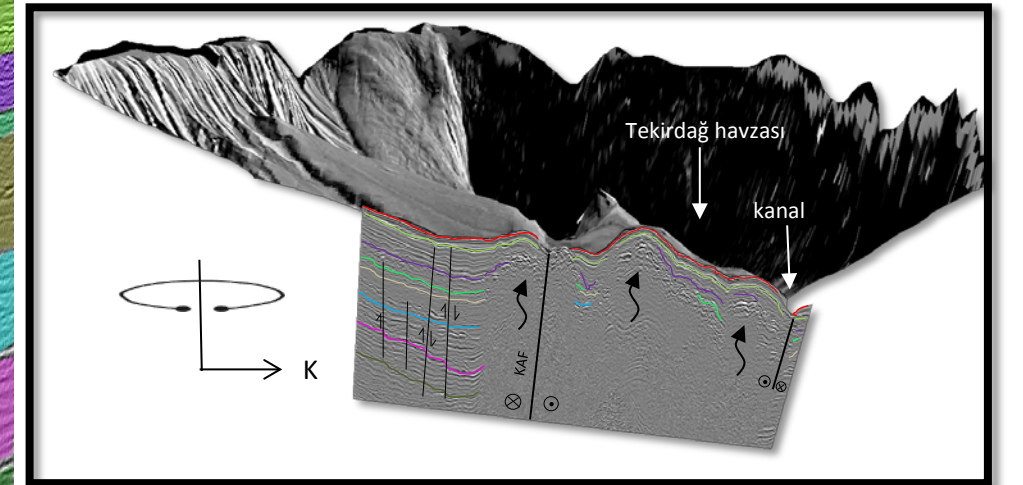
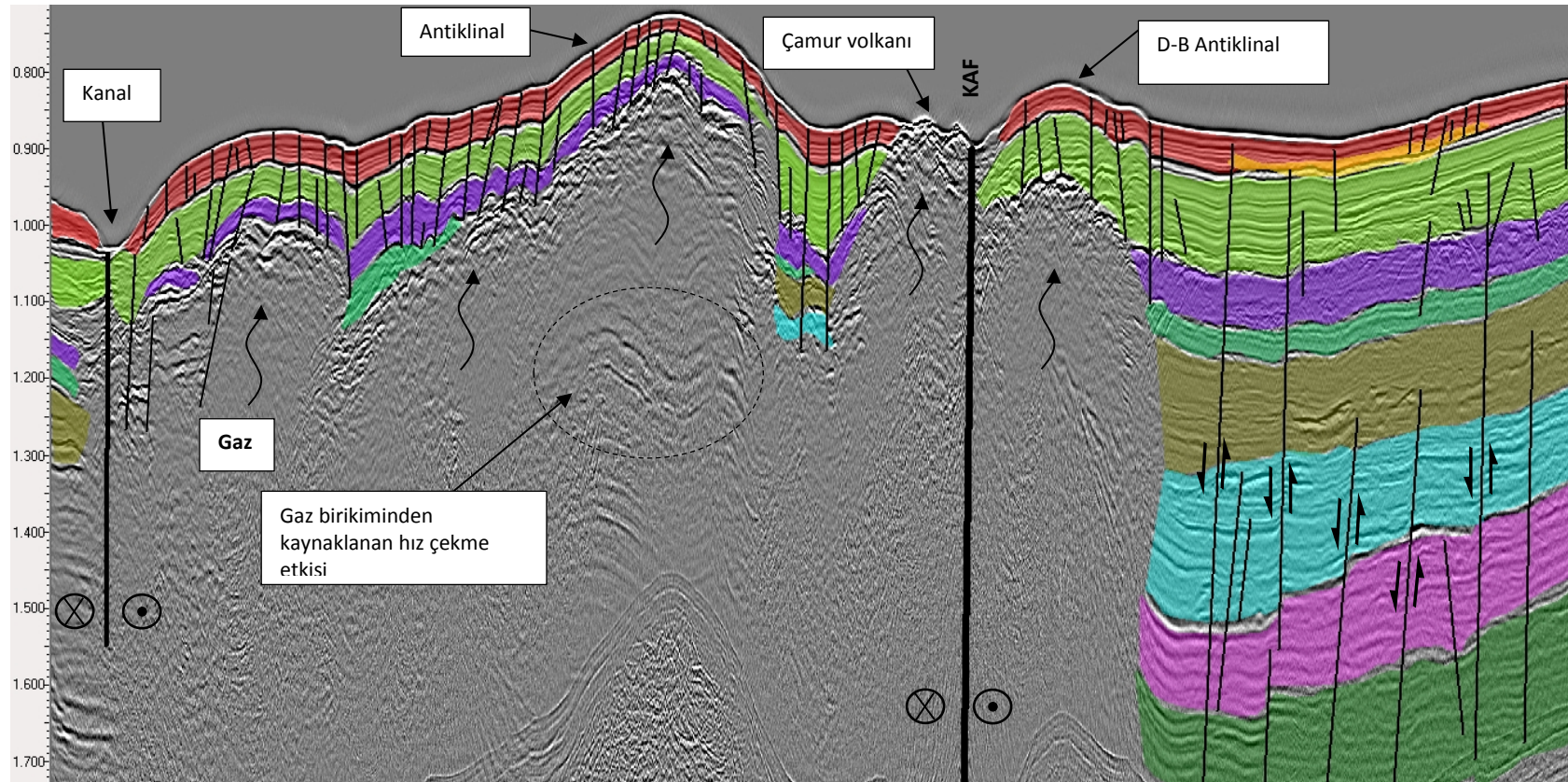
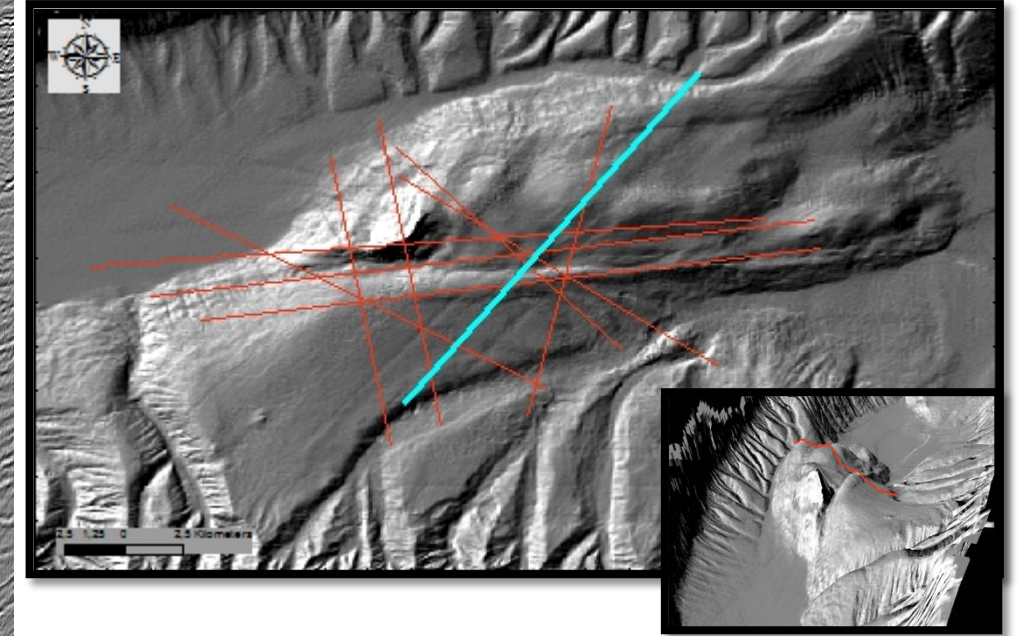
KAF'nın kuzey kesiminde kalan alanda Marmara Denizi kuzey şelfinden Tekirdağ Havzası'na doğru dökülen akarsu ve nehirlerin sebep olduğu türbiditik ve hemipelajik sediment birikimi meydana gelmiştir. Havza yamacının bitiminden itibaren yatay ve düzenli bir şekilde istiflenen sediment tabakası yamaç altı birikim ile uyumsuz bir şekilde birleşir. Sediment birikiminin uzun jeolojik zamanlar boyunca aktif olduğu ve bu şekilde Tekirdağ Havzası'nı doldurduğu anlaşılmaktadır.

Şekil 5.4'de KAF'nın güney tarafında kalan bölgede eski jeolojik zamanlardan neredeyse günümüze kadar aktifliğini yitirmemiş normal fay izleri bulunur. Şekil 5.3'deki fay izlerine nazaran daha belirgin ve daha fazladır. Önceki kesitlere baktığımızda bu derin fayların birbirleriyle bağlantısı olduğu söylenebilir. Bu da D-B doğrultulu normal bir faylanma alanının bu bölgede hakim olduğuna işaret eder. KAF'nın hemen bitişiğindeki antiklinal alan içerisinde gaz birikimi açıkça görülmektedir.

KAF'nın kuzey kısmında kalan alanda hattımız çamur volkanı alanı üzerinden geçtiği için bu alanda oluşmuş ve 3B sismik kesitlerde daha net olarak ortaya çıkmış çamur volkanı oluşumu görülür. 2B sismik veride yan etkiler (side effects) sonucu çamur volkanının sediment tabakaları üzerinde ve deniz tabanında yarattığı morfolojik etkiler 3B'ye göre gerçek yapıyı çözmede daha az sonuç verir. Bu yüzden KAF'nın hemen kuzeyindeki deniz tabanında yüksek genlik veren çamur volkanı alanı karmaşık bir şekilde gözüktür. Buradan itibaren daha kuzeye gittikçe yüzey faylanmalarının fazla olduğu yine Batı Sırtı içinde kalan bir alan vardır. Çamur volkanının hemen kuzeybatı kısmında geniş ve yüksek bir antiklinal alan bulunur ki bu alan 3B veride bahsedilen ve gaz birikimin en fazla olduğu antiklinal alana göre daha geniş, dik ve en önemlisi altında daha büyük bir gaz birikiminin olmasıdır. Bu geniş antiklinal alandaki gaz birikimi ve yükselimi (gas diffusion), altındaki sediment tabaka birimlerini, düşük akustik hız etkisinden (hız çekmesi) dolayı sismik kesitlerde dalgalı şekilde görülmesine neden olur. Bu geniş gaz birikimi Batı Sırtı üzerinden geçen KAF'nın sadece hemen yanında değil kuzeydoğuya doğru daha uzak alanlarda da biriktiğini gösterir. Aynı zamanda çamur volkanı altındaki gaz birikimi ile kuzey doğusunda kalan antiklinal alandaki gaz birikimi arasında geçiş



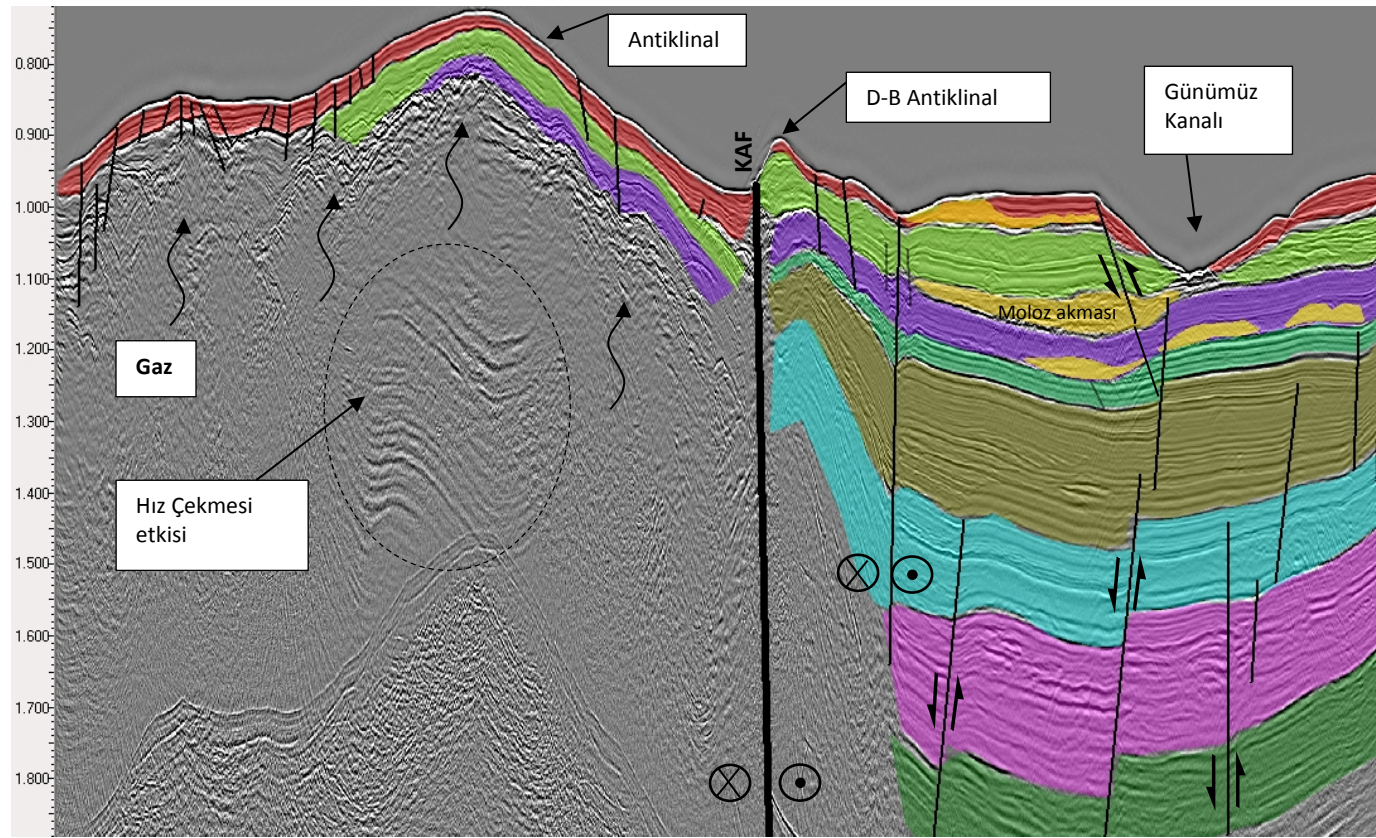
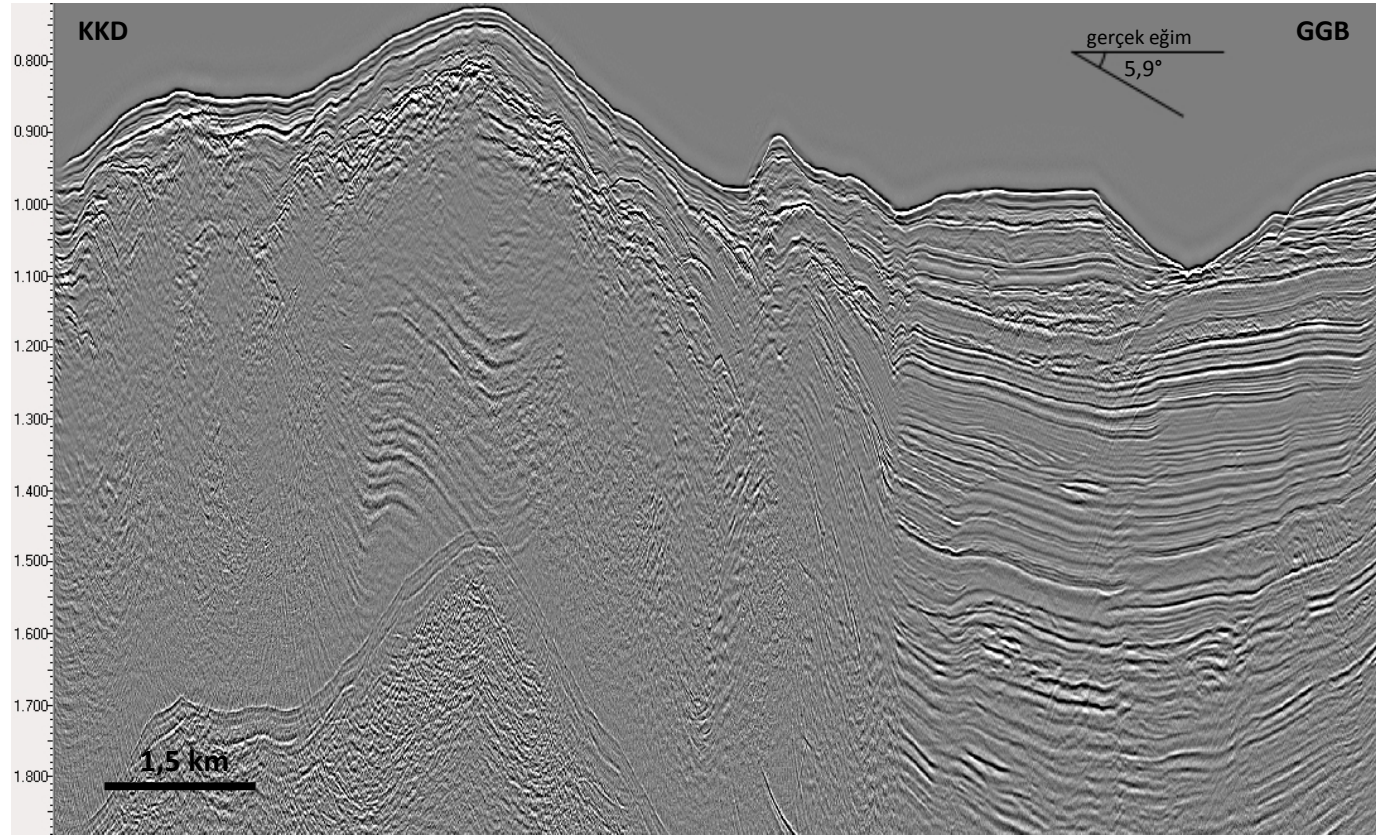
a2_b8 SİSMİK HATTI



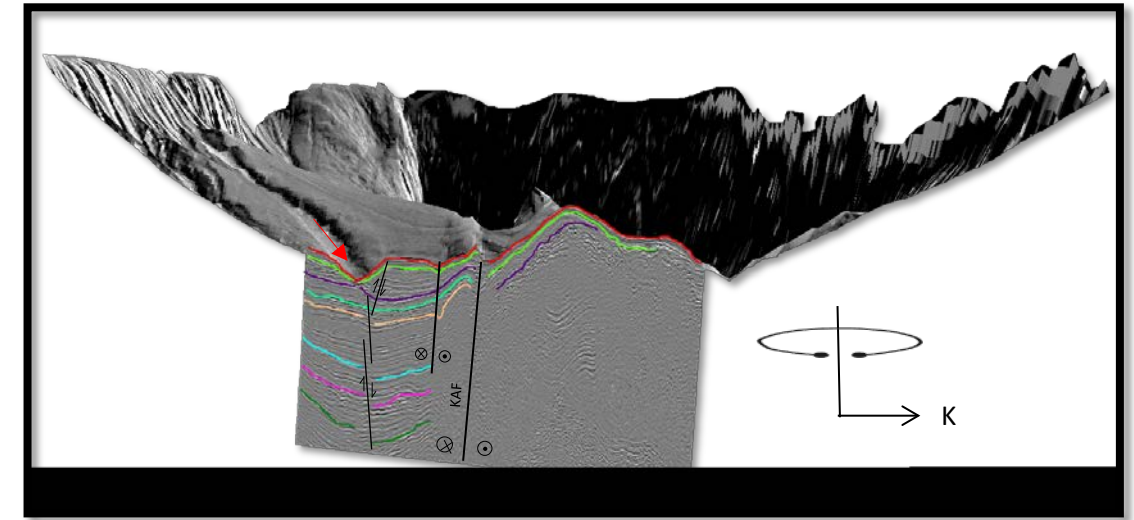
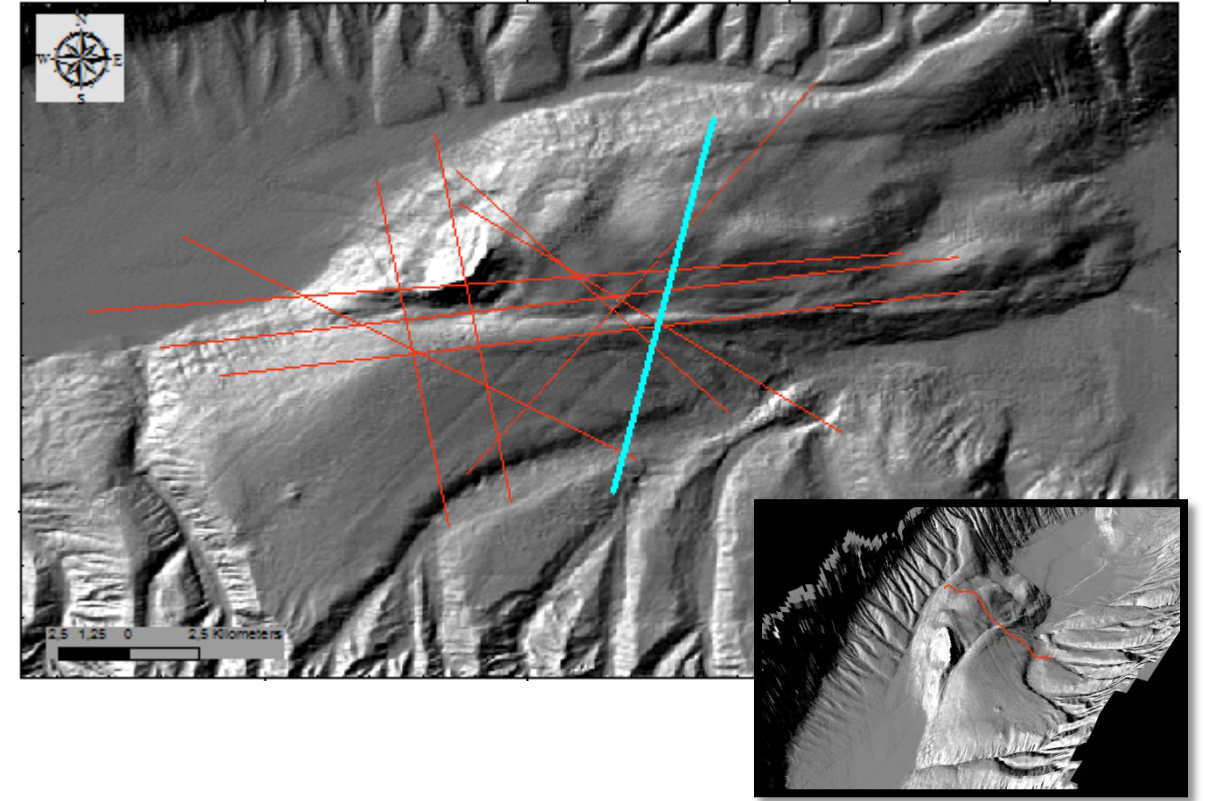
Şekil 5.4 PirMarmara seferinden alınan 2B yüksek çözünürlüklü sismik veri (a2_b8 hattı). Veri KD-GB yönlüdür. Soldaki şekillerde hattın ham ve yorumlanmış hali, sağdaki şekillerde hattın konumu ve Marmara Denizi batimetri verisi üzerinde sismik verinin gösterimi bulunur.

bulunur ki bu da KAF'nın kuzeyindeki gaz birikiminin güneyine göre çok daha fazla olduğunu gösterir. Bu dik antiklinal alanın hemen kuzeyinde yine antiklinal – monoklinal yapılı fakat kanatları daha düşük eğimli başka bir alan daha bulunur. Bu alanın da altında diğer gaz birikimleri ile bağlantılı gaz birikim alanı bulunur. Çamur volkanı alanından alınan gaz örneklerinde buradaki gazın termojenik kökenli olduğunu ve sırt altında biriken gazların birbirleriyle bağlantılı olduğunu düşündüğümüzde Batı Sırtı'nın, Trakya Havzası'nın Marmara Denizi içerisinde kalan gaz alanlarından biri olarak hesaba katabiliriz. Hattın KD ucunda Marmara Denizi kuzey şelfinden gelen akarsuların birleştiği ve Tekirdağ Havzası'na dökülen kanal izi bulunur. Bu fay Marmara Denizi kuzey yamacı ile Batı Sırtı arasındaki sınırdır. Muhtemelen bu fayın doğrultu atımlı hareketi ile KAF'nın doğrultu hareketi arasında kalan bu bölge sıkışarak antiklinal alanları oluşturmuş ve birçok yüzey kırığı meydana gelmiştir. Hazne kayaçtan gelen gaz da bu geniş antiklinal alanlar altında birikmiştir.

Şekil 5.5, KKD-GGB doğrultulu a2_b2 sismik hattını göstermektedir. Bu hat Şekil 5.4'de gösterilen hat ile altında gaz barındıran antiklinal alanın olduğu yerde birbirini keser konumdadır. KAF'nın güneyinde kalan bölgede derin normal faylanmaların bulunmasının yanı sıra açık bir şekilde günümüz kanal izi de geniş bir “V” görünümü ile göze çarpmaktadır. Bu kanal izinin kuzey tarafındaki bitiminde yüzeye yakın ters bir faylanma gelişmiştir. Bu fayın hemen altında daha eski zamanlara ait aktifliğini kaybetmiş normal faylanmalar bulunur. Derinlerde bu kanal izini göremememizin sebebini güneyden gelen akarsu ve nehirlerin birleşerek, Orta Havza'ya aktığı yer olan bu alanın jeolojik zamanlarda yer değiştirerek bu hattın geçtiği alanın altından günümüz zamanına kadar hiç geçmemiş olabileceği şeklinde açıklayabiliriz. Buradan daha kuzeye gittikçe çöküntü bir alan oluşturmuş doğrultu atımlı bir faylanma bulunur ki bu fay ile KAF arasında kalan bölge sıkışmaya uğrayarak antiklinal bir alan oluşturmuştur. KAF'nın güneyinde kalan ve o alanın KAF ile beraber çalışarak sıkışmasına neden olan bu doğrultu atımlı fayın D-B uzantısı 3B sismik veriden elde edilen deniz tabanı morfolojisi üzerinde (Şekil 4.17) rahatlıkla görülebilmektedir.



a2_b2 SİSMİK HATTI



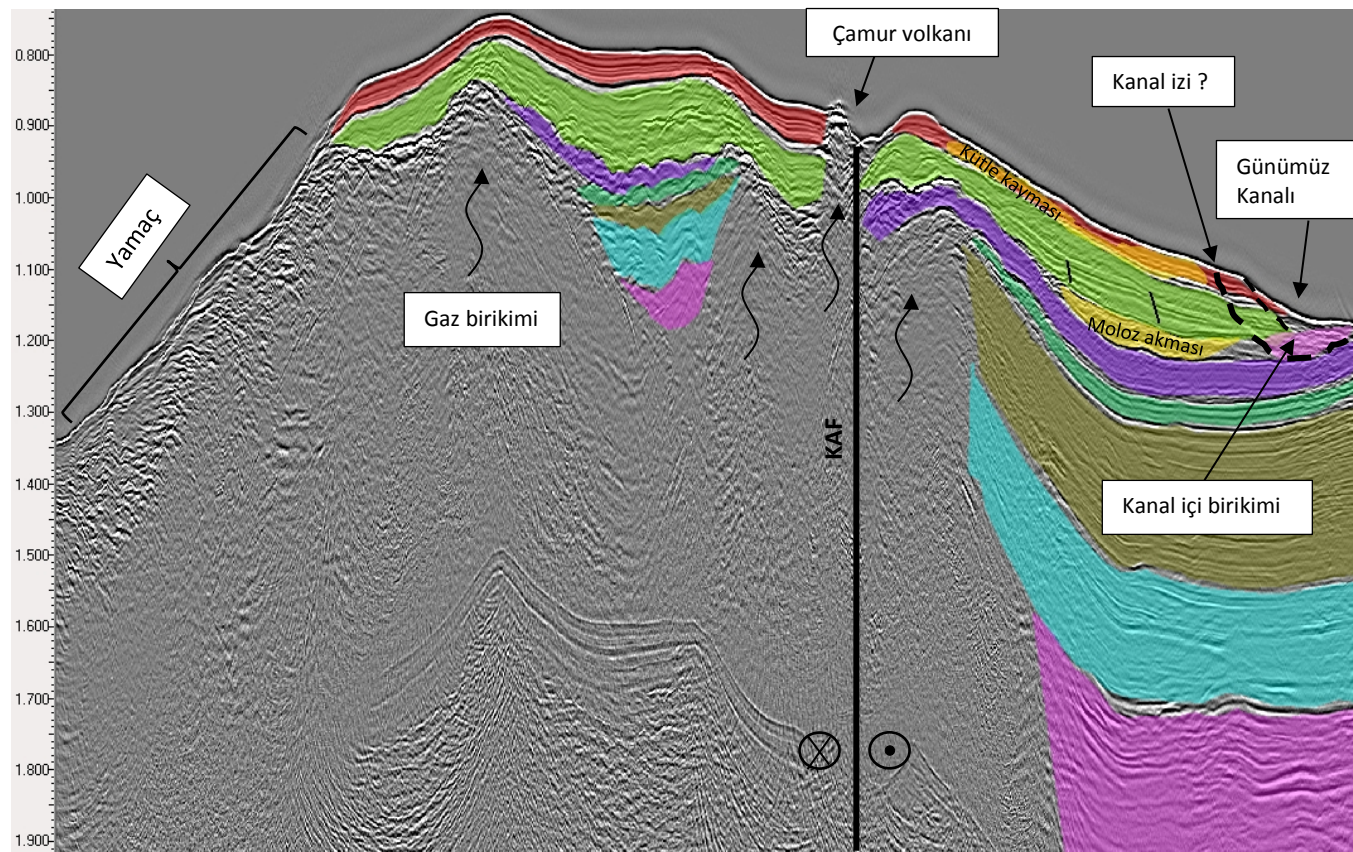
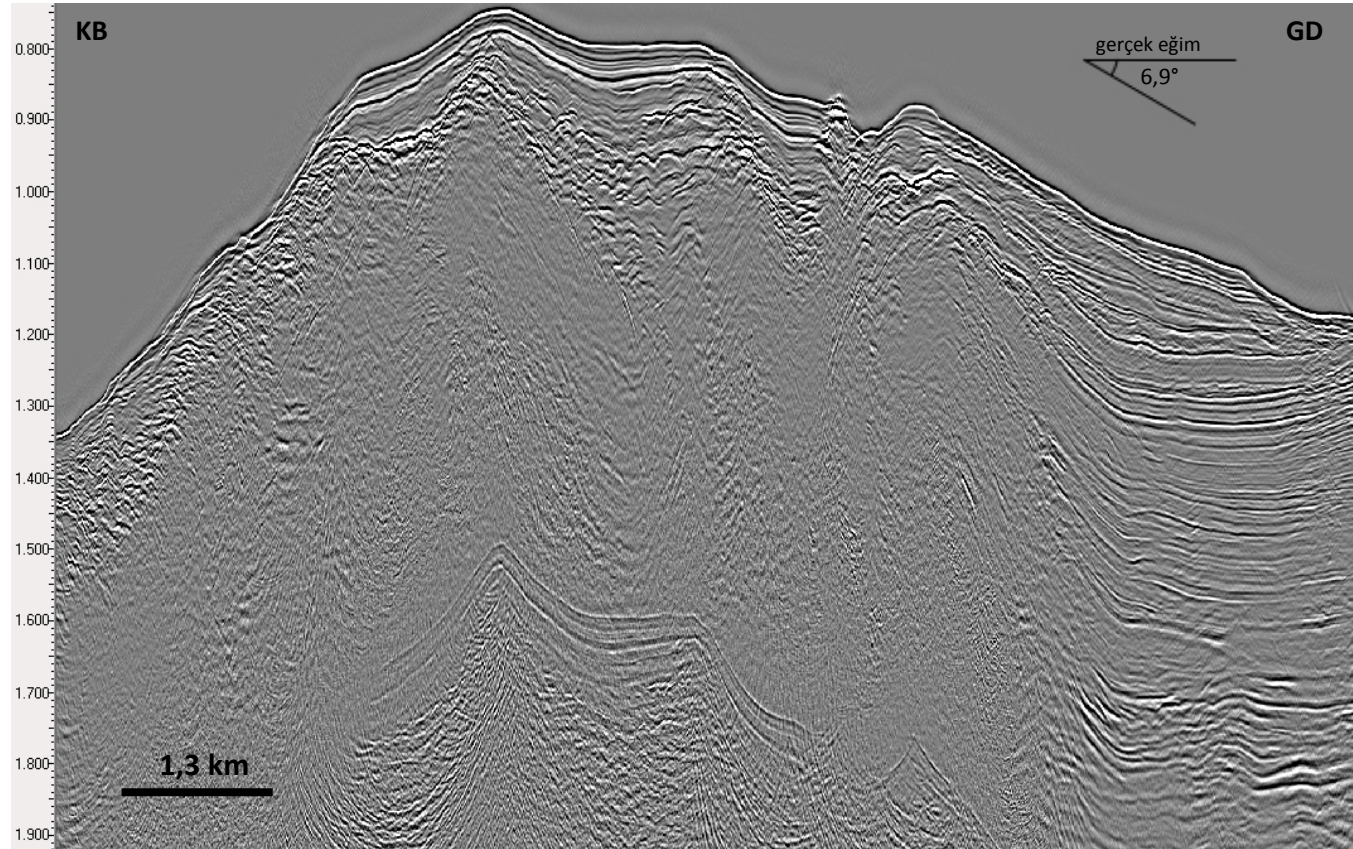
Şekil 5.5 PirMarmara seferinden alınan 2B yüksek çözünürlüklü sismik veri (a2_b2 hattı). Veri KD-GB yönlüdür. Soldaki şekillerde hattın ham ve yorumlanmış hali, sağdaki şekillerde hattın konumu ve Marmara Denizi batimetri verisi üzerinde sismik verinin gösterimi bulunur.

Sintetik ridel kırığı olarak adlandırabileceğimiz bu fay, geçtiği alanda yüksek eğime neden olmuştur. Güney kısımda faylanma ve sıkışmaya bağlı moloz akıntıları (sarı birim) görülür. 3B veri ile elde edilen deniz tabanı gradyanı görüntüsüne baktığımızda bu alanda yüksek derecede kütle kaymasının olduğu görülür.

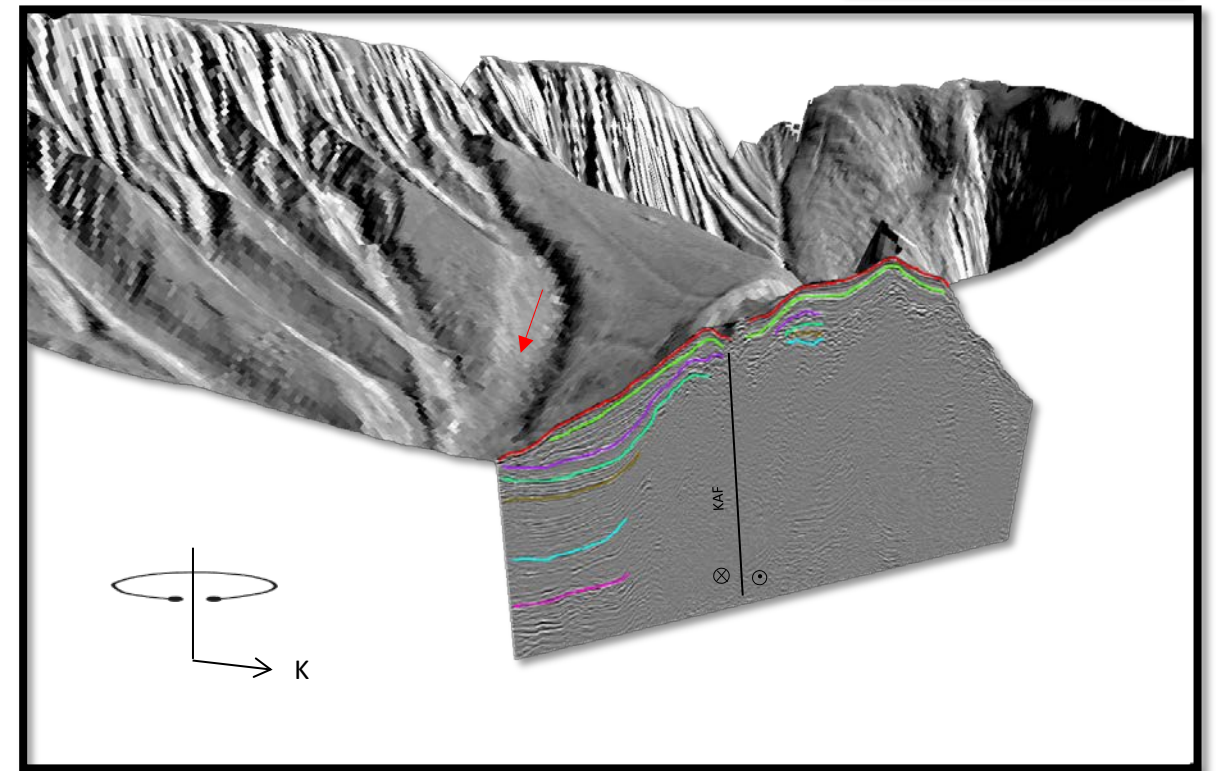
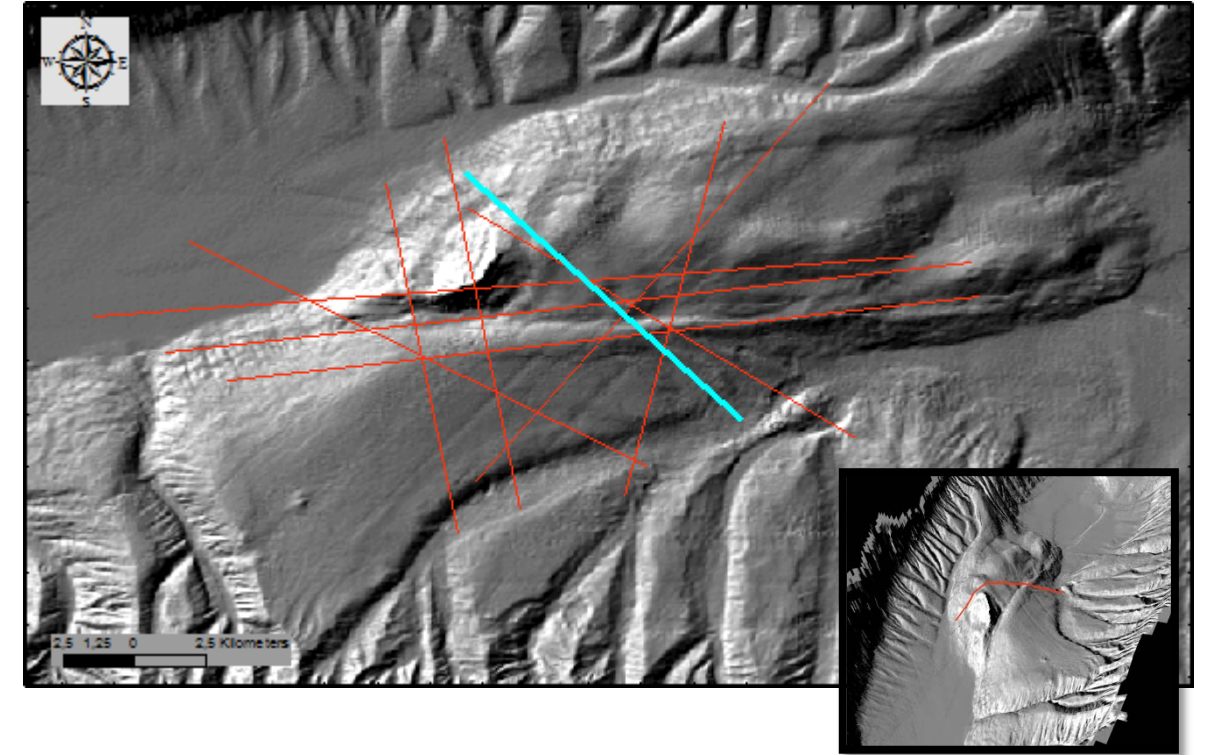
KAF'nın kuzey kısmında kalan alanda, bir önceki hatta olduğu gibi, geniş antiklinal bir alan, bu alan altında gaz birikimi ve bu gaz birikimi ile gaz çıkışının yarattığı düşük hız zonunun sismik kesitlerde sedimentler üzerindeki yarattığı hız çekme etkisi en dikkat çekici yapılardır. Güney alanına göre bu alanda sediment birikimi çok azdır. Bunun nedeni hem antiklinalleşen alanda tabakaların birbiri içine girmesi ve/veya alandaki gaz birikiminin bu tabakaları maskeleyesidir. Diğer bir ilginç nokta KAF'ın tam geçtiği noktada o bölgenin güney kısmı yukarı doğru kalkarken, kuzey kısmı çökmeye uğramıştır. Güney kısmında kalan ve KAF'na yakın fayların bu alanın morfolojisini belirlemede katkısı büyüktür.

Şekil 5.6'da KB-GD a2_b5 sismik hattı incelenmiştir. Bir önceki hatlarda olduğu gibi güney şelfinden Orta Havza'ya akan ve nehir/akarsuların birleşerek oluşturduğu kanal izi bu hattın en güneydoğu kısmında hafif aşağı meyilli olarak gözükür. Kanalin yavaş yavaş aşındırma etkisinin azaldığı yerdir. Kanalin hemen altındaki iz bu kanala ait muhtemelen bu alandan geçmiş ve kaotik kanal içi dolgusu ile doldurulmuş olarak yorumlanmıştır. KAF'nın güney tarafında kuzeyden güneye eğimin artması ile bu alan kütle kayması meydana gelmiştir. Bu bölge şekil 4.7'de KAF'nın güney kısmında iki antiklinal alan arasında kalan KB-GD yönlü kütle hareketi olarak gösterilmiştir. a2_b5 hattının üst sediment istiflenmesi kısmında görülen sediment dalgalanmaları bu kayma hareketini gösterir. Yine güney alanda oluşan D-B yönlü antiklinal alan altında gaz birikimi bu hatta da görülür.

KAF'nın kuzey kısmında kalan bölgede KD-GB yönlü olduğu anlaşılan antiklinal bir alan görülmektedir. Bu alan altında da gaz birikimi meydana gelmiştir. Bu antiklinal alan kuzeyde dik bir yamaç ile sınırlanmıştır. Üst sediment dolgusu burada sona erer.



a2_b5 SİSMİK HATTI

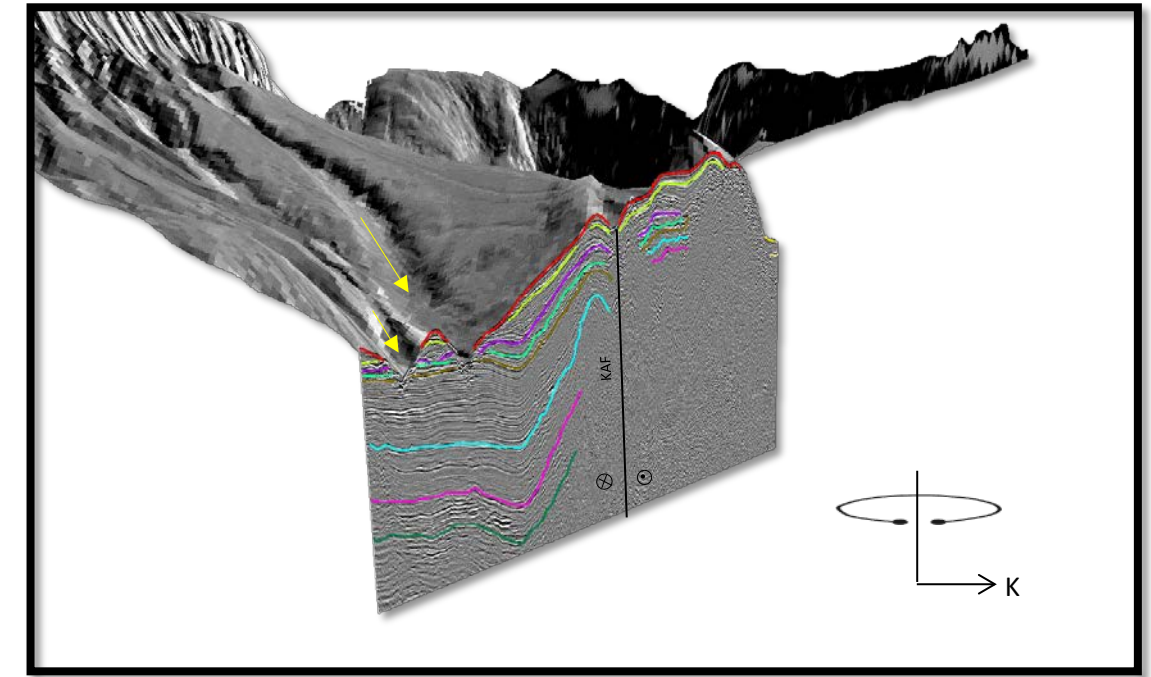
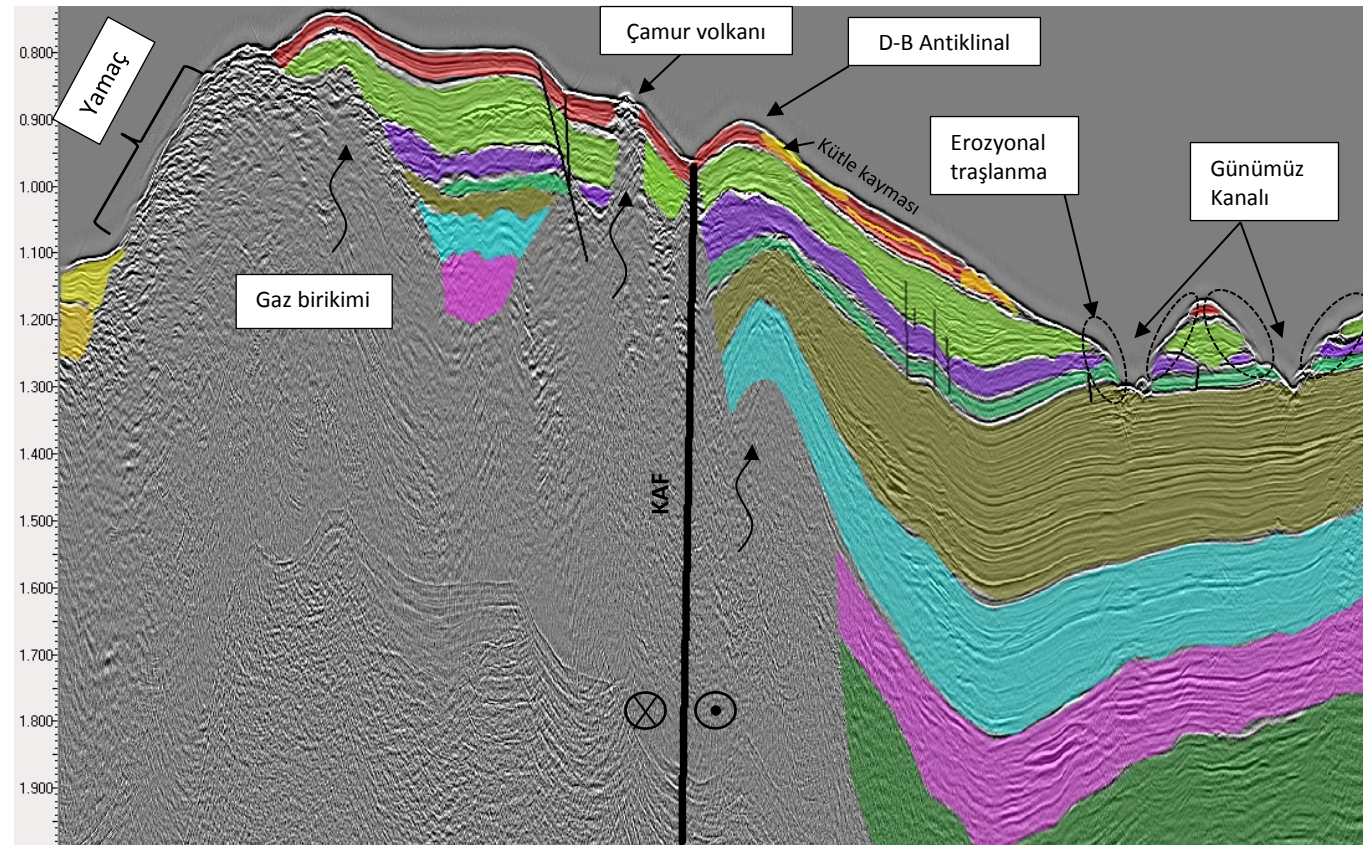
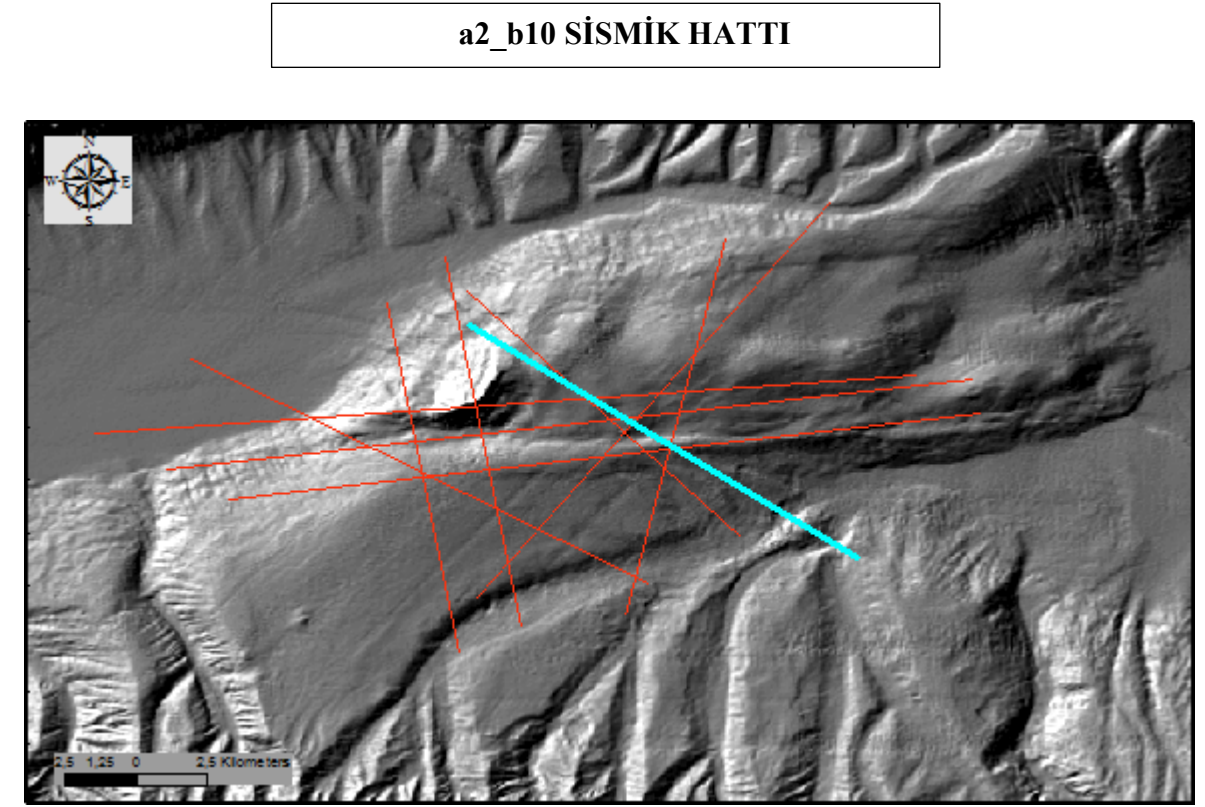
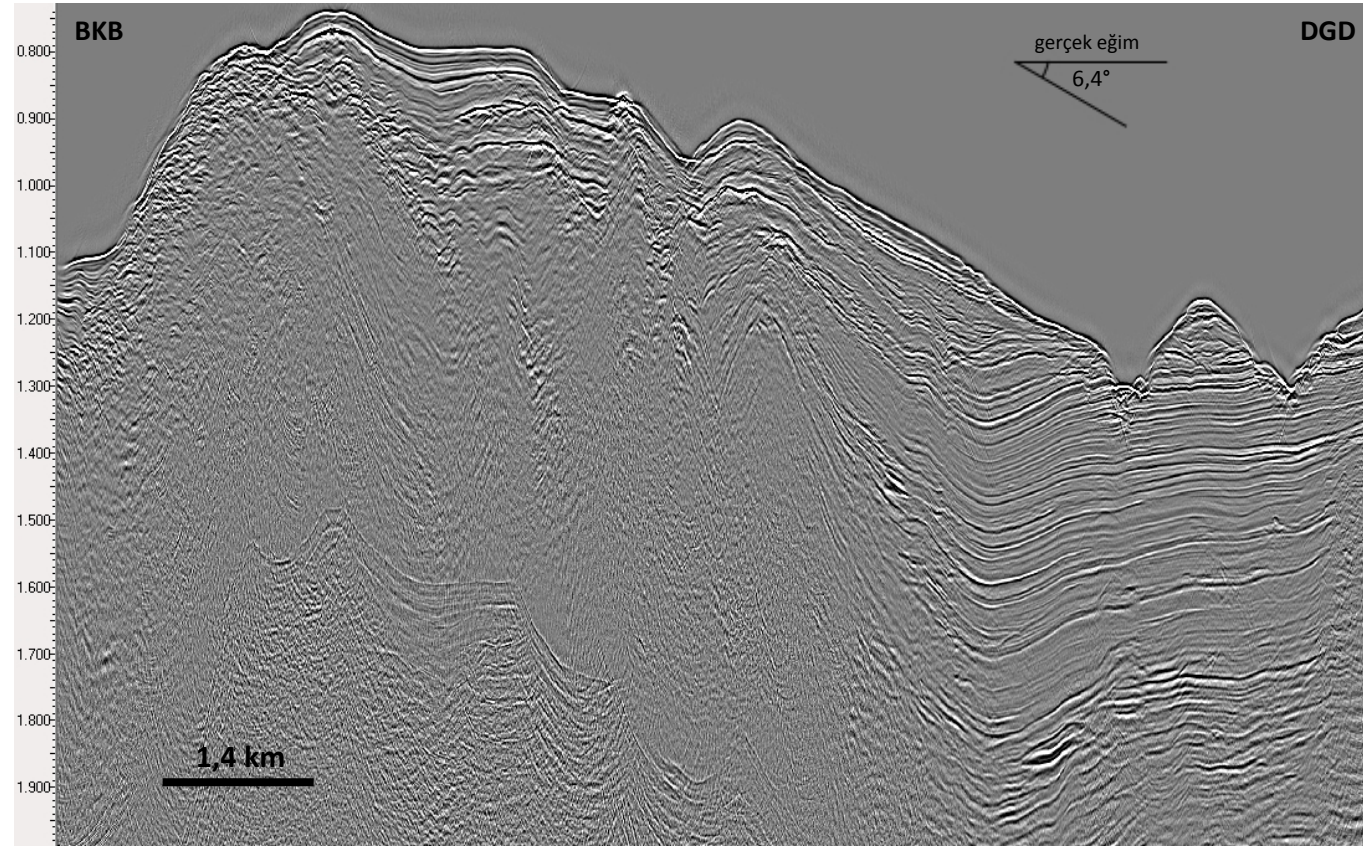


Şekil 5.6 PirMarmara seferinden alınan 2B yüksek çözünürlüklü sismik veri (a2_b5 hattı). Veri KB-GD yönlüdür. Soldaki şekillerde hattın ham ve yorumlanmış hali, sağdaki şekillerde hattın konumu ve Marmara Denizi batimetri verisi üzerinde sismik verinin gösterimi bulunur.

Şekil 5.7’de a2_b5 hattına göre daha batıya doğru yönelmiş BKB-DGD yönlü a2_b10 sismik hattı incelenmiştir. Bu hattımızdaki en göze çarpan kısımlar KAF’nın güney kısmında kalan iki adet günümüz kanal izleridir. Marmara Denizi Güney Şelfi’nden gelen akarsu/nehirlerin birleşerek meydana getirdiği ve Orta Havza’ya dökülen kanal yapılarıdır. Kanal kenarları açık bir şekilde erezyonal traşlanmaya uğramıştır. Diğer hatlarda da olduğu gibi KAF’nın güney kısmında genel olarak düzgün sediment istiflenmesi görülür. Yine güney kısımda kalan antiklinal alanın kenarında kütle kaymasına ait izler bulunur.

KAF’nın kuzey kısmında “Erkan Gökaşan Çamur Volkan Alanı” geçilmiştir. Kuzey’de kalan alanın yükselmesine KAF’nın etkisi büyükken, yamaç bitiminde de ikinci bir doğrultu atımlı fayın çalışıyor olabileceği düşünülür fakat sismik verimizde bu gözükmemektedir. Taban morfolojisine bakıldığında hattın sonu yamacın sonuna kadar ulaşmamıştır. Sismik veri üzerinde ise kuzeye bakan yamacın hemen bitiminde sediment istiflenmesi bulunur. Bunun nedeni muhtemelen yamaç üzerinden kütle kayması ve türbiditik birikimlerdir. KAF’nın kuzey alanında, bu alandan geçen diğer hatlarda da görülen gaz birikimi saydam bölge olarak karşımıza çıkmaktadır.

Şekil 5.8 Batı Sırtı’nı BKB-DGD yönlü kesen sismik hattı göstermektedir. Hattın doğu tarafı Orta Havza’ya doğru eğimi artarken, kütle kaymaları meydana gelmiştir (sarı birim). Daha doğuya gittikçe yukarı doğru bir kıvrımlaşma meydana gelmiştir. Bu yapı antiklinal veya monoklinal olarak değerlendirilebilir. Bu kıvrımın doğu yamacının hemen bitiminde kütle kaymalarına bağlı dolgu meydana gelmiştir ki bu yalnızca üst sediment tabakasında değil aynı zamanda altındaki daha yaşlı birimde de meydana gelmiştir. Muhtemelen bu dolgu güneye doğru eğimli yamaçlardan da kaynaklanabilir. Burada oluşan tektonizma, yukarı kıvrımlanmadan hemen sonra alandaki daha yaşlı birimleri belirgin olarak senklinale dönüştürmüştür. Hattımız KAF’na paralele yakın bir şekilde uzanır. Hattın KAF üzerinden geçtiği yer yukarıda bahsettiğimiz antiklinal-monoklinal yapısının batı tarafındaki ucundan geçmektedir. Fakat verimizde KAF’nın geçtiği bu yer hattımızın fayı dik kesmemesinden dolayı ayırt edilememektedir. Hattın batı tarafında aşağı doğru eğim tekrar artmaya başlar. Bu eğimli alan Tekirdağ Havza’sı yamacıdır.

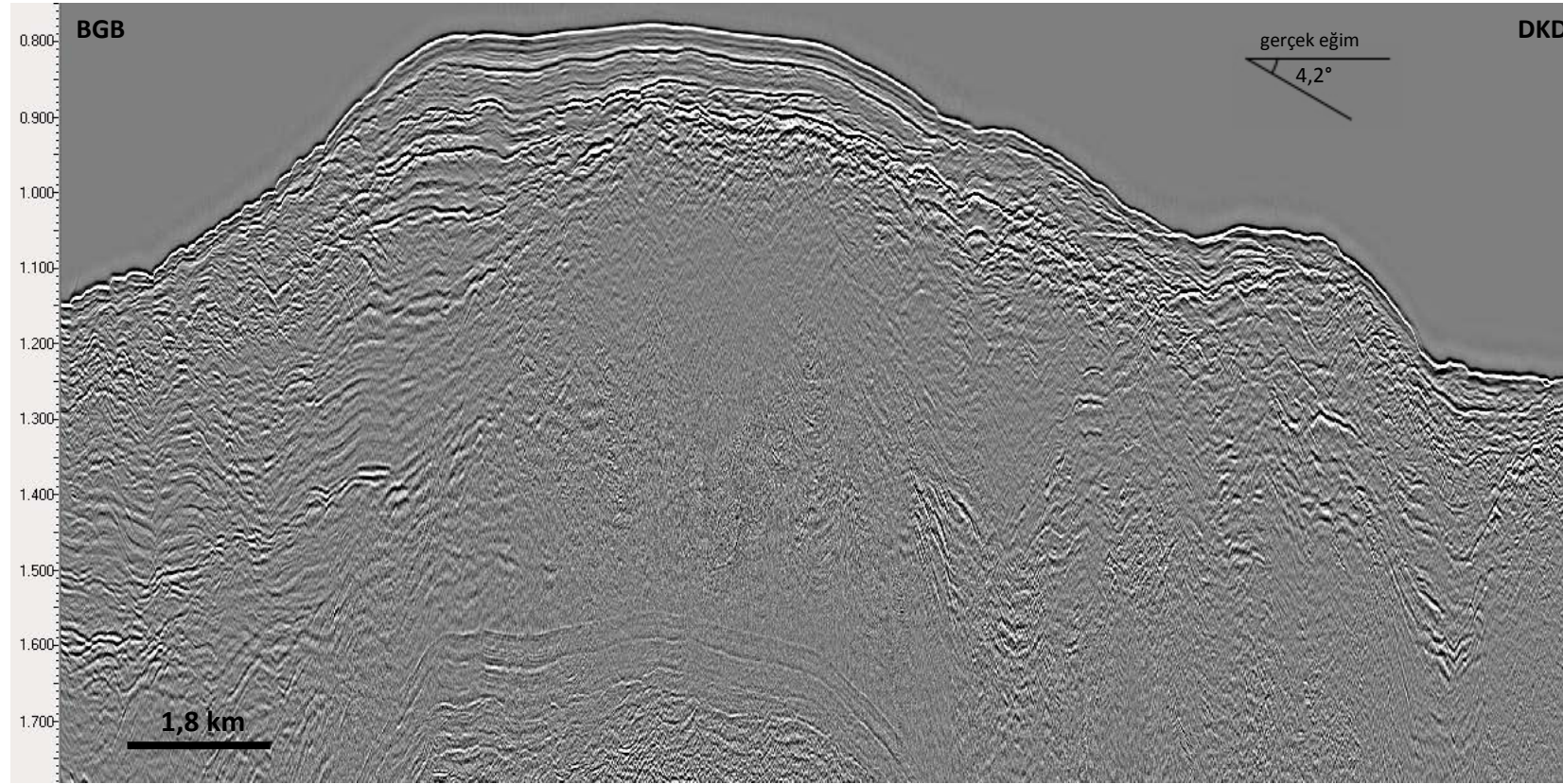


Şekil 5.7 PirMarmara seferinden alınan 2B yüksek çözünürlüklü sismik veri (a2_b10 hattı). Veri BKB-DGD yönlüdür. Soldaki şekillerde hattın ham ve yorumlanmış hali, sağdaki şekillerde hattın konumu ve Marmara Denizi batimetri verisi üzerinde sismik verinin gösterimi bulunur.

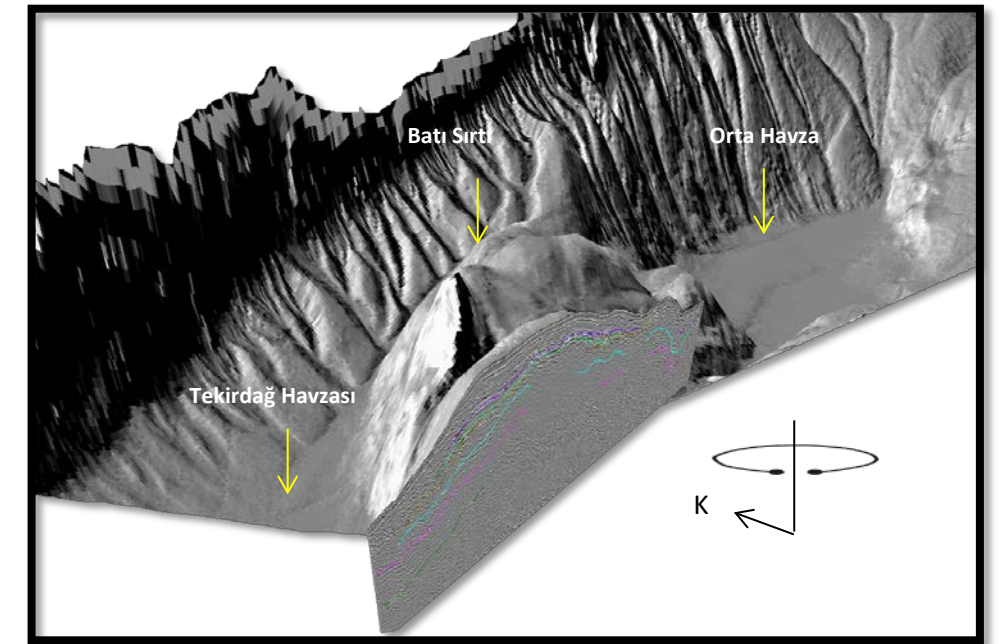
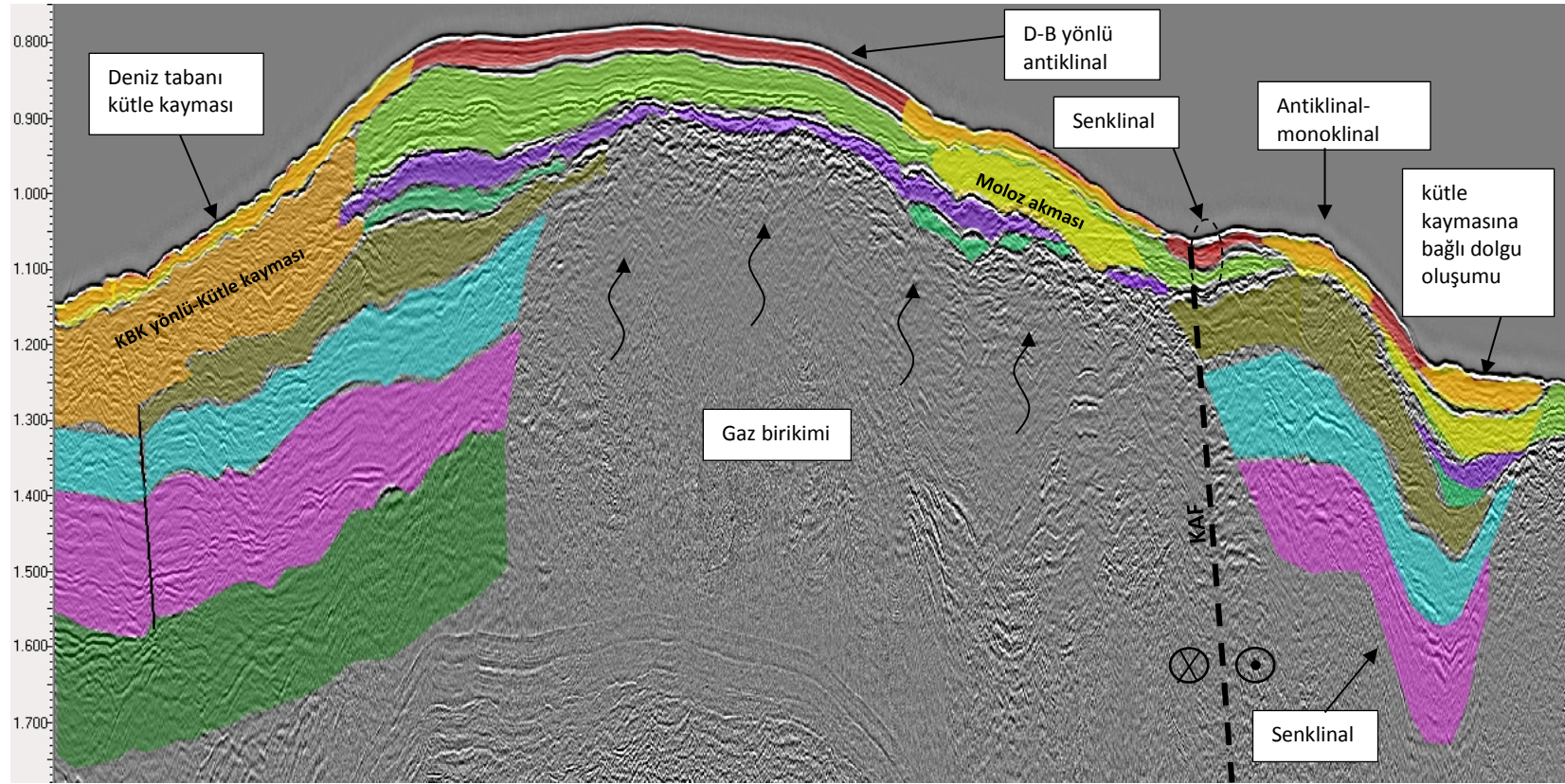
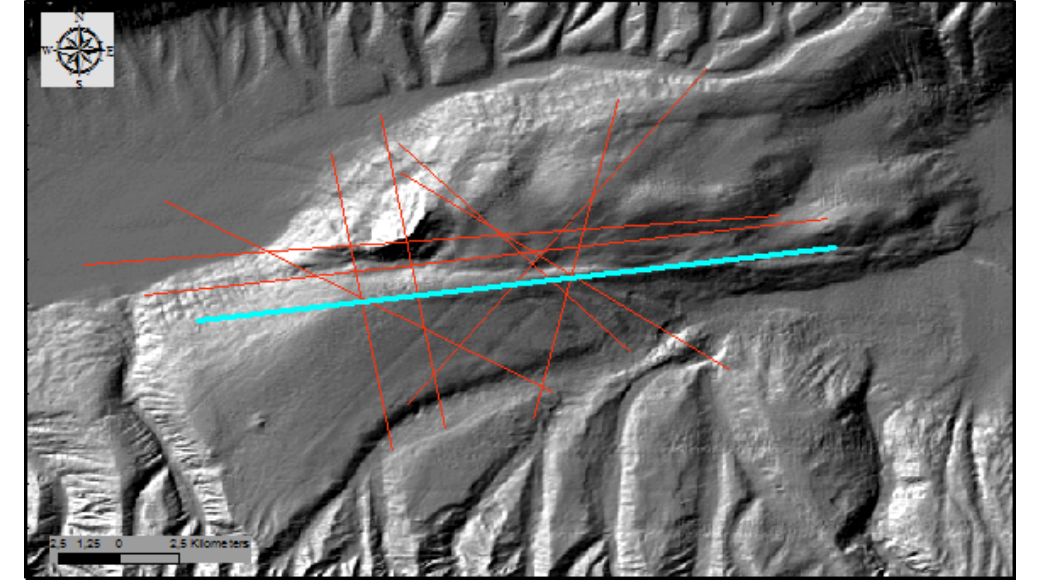
Hattın ortası 3B sismik veri alınan alanın güney tarafı üzerinden geçmektedir. Güneyde bölüm dörtte değindiğimiz D-B uzantılı, K-G kanatlı antiklinal ve bu antiklinalin altında gaz birikimi mevcuttur. Hattımızda bu gaz alanı maskelenmiş yansımaz bölge olarak gözükmemektedir. Eğimin Tekirdağ Havzası'na doğru arttığı alanda kütle kaymaları yaşanmıştır. Hattımız havza yamacına paralel bir şekilde üzerinden geçmektedir. Daha eski jeolojik zamanlar sırasında (kirli sarı renkli birime kadar olan istiflenme) birimler üzerinden kütle kaymaları meydana gelmiştir. En batıdan doğuya doğru yaklaşık 2,5 km'ye kadar deniz tabanından itibaren 1300 msn (tw't)'ye kadar kaymalara bağlı deformasyon görülmektedir. Kütle kaymaları hattımıza dik olup KKB yönüne doğrudur. 1300 msn (tw't)'den daha alt birimlerde bu kayma yapıları gözlenmez.

Şekil 5.9 bir önceki hatta paralel biraz daha kuzeyden alınmış yaklaşık 22 km uzunluğunda BGB-DKD yönlü sismik hattı göstermektedir. Doğu tarafında sediment tabakaları aşağı doğru katlanmaya maruz kalmıştır. Bu da senklinal olarak ifade edilebilir. Çok ışınlı batimetri verisine bakıldığında daha doğuya gittikçe bu katlanmanın ardından bir düzlük oluştuğu daha sonra eğimlenerek Orta Havza'ya yöneldiği görülmektedir. Batı Sırtı oluşumunu meydana getiren sıkışma ve genişleme kuvvetleri, alanda farklı yükseltiler ve yamaçlar meydana getirmiştir. Bu katlanmada bu izlerden biridir.

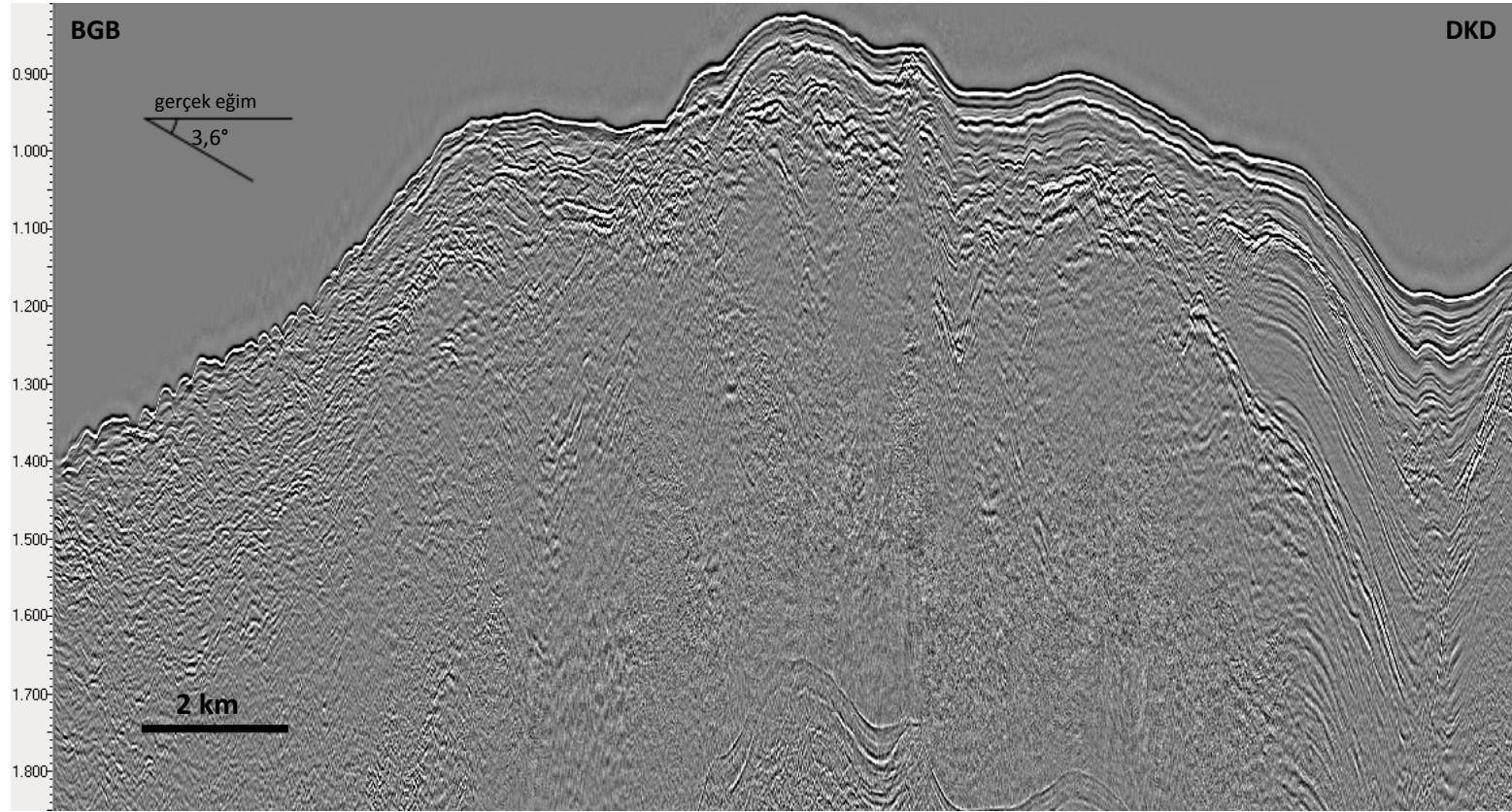
Batıya doğru ilerledikçe yükseklik artmaya başlamıştır. Antiklinalleşme gösteren alanda alt tabaka istiflenmeleri gaz birikiminin bu alanı maskeleymesi yüzünden ayırt edilemez. Antiklinal alanın tepe kısmında sıkışmaya bağlı faylanmalar meydana gelmiştir. Hattımız çamur diyapiri üzerinden geçmektedir, bu yüzden (özellikle kırmızı ve açık yeşil) birimlerde devamsızlık meydana gelmiştir. Orta alandaki antiklinal bölgenin batısında kalan kanat kısmının bitiminden itibaren bir düzlük meydana gelmiştir. Bu düzlük alanın Tekirdağ Havzası'na doğru eğimlenmeye başladığı yerden KAF geçmektedir, fakat bu hatta açık bir şekilde ayırt edilemez. Batıdaki bu düzlük alan aniden aşağı doğru dikleşerek Tekirdağ Havza'sı yamacını oluşturur.



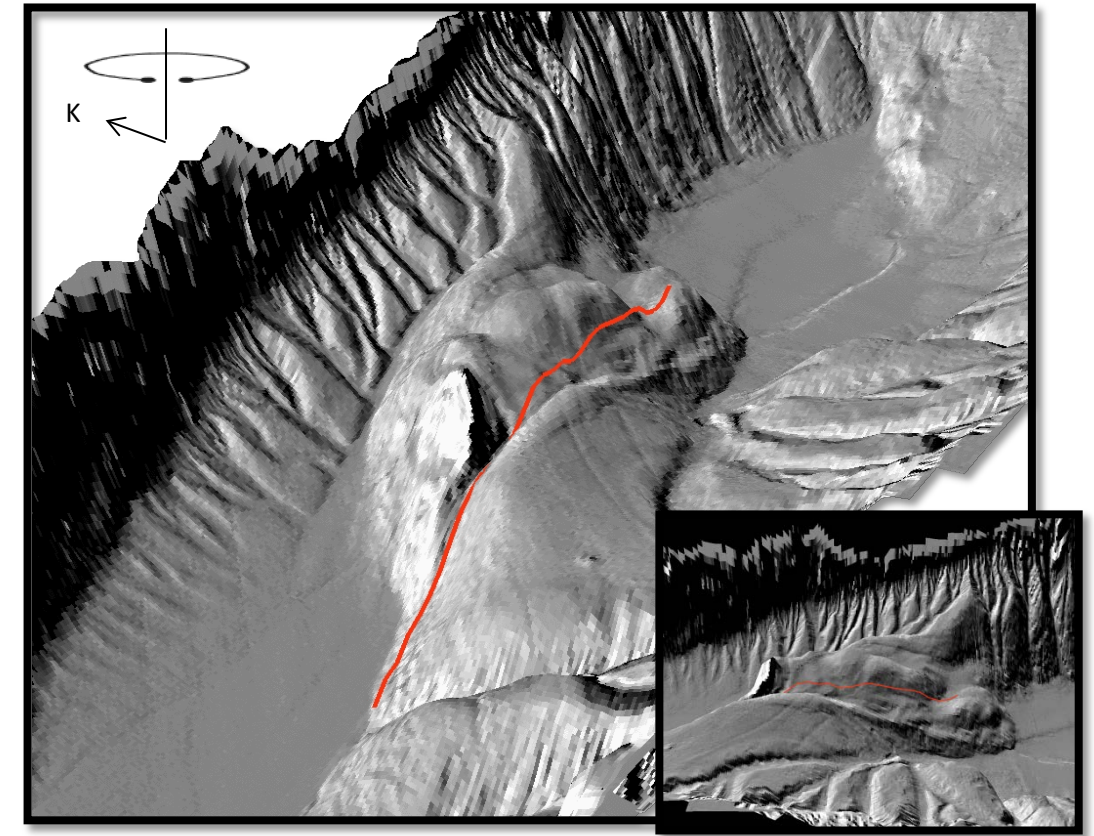
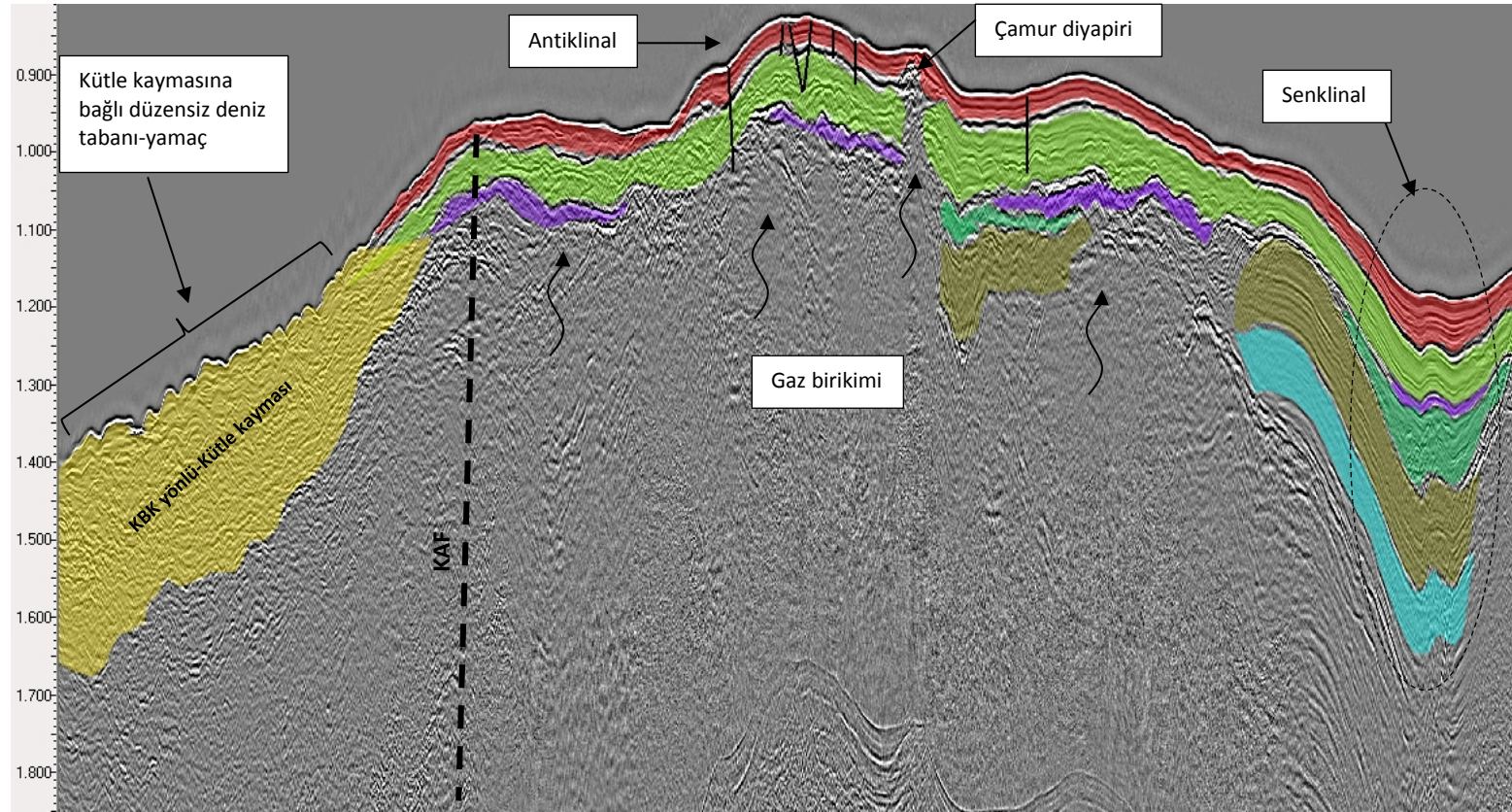
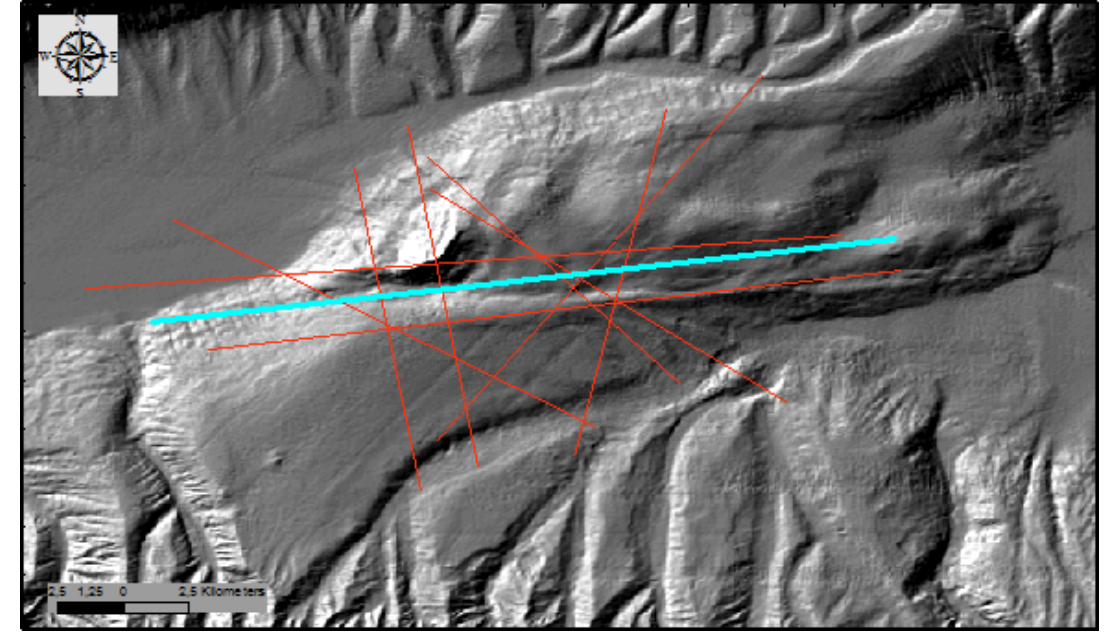
a2_b9 SİSMİK HATTI



Şekil 5.8 PirMarmara seferinden alınan 2B yüksek çözünürlüklü sismik veri (a2_b9 hattı). Veri BGB-DKD yönlüdür. Soldaki şekillerde hattın ham ve yorumlanmış hali, sağdaki şekillerde hattın konumu ve Marmara Denizi batimetri verisi üzerinde sismik verinin gösterimi bulunur.



a2_b7 SİSMİK HATTI

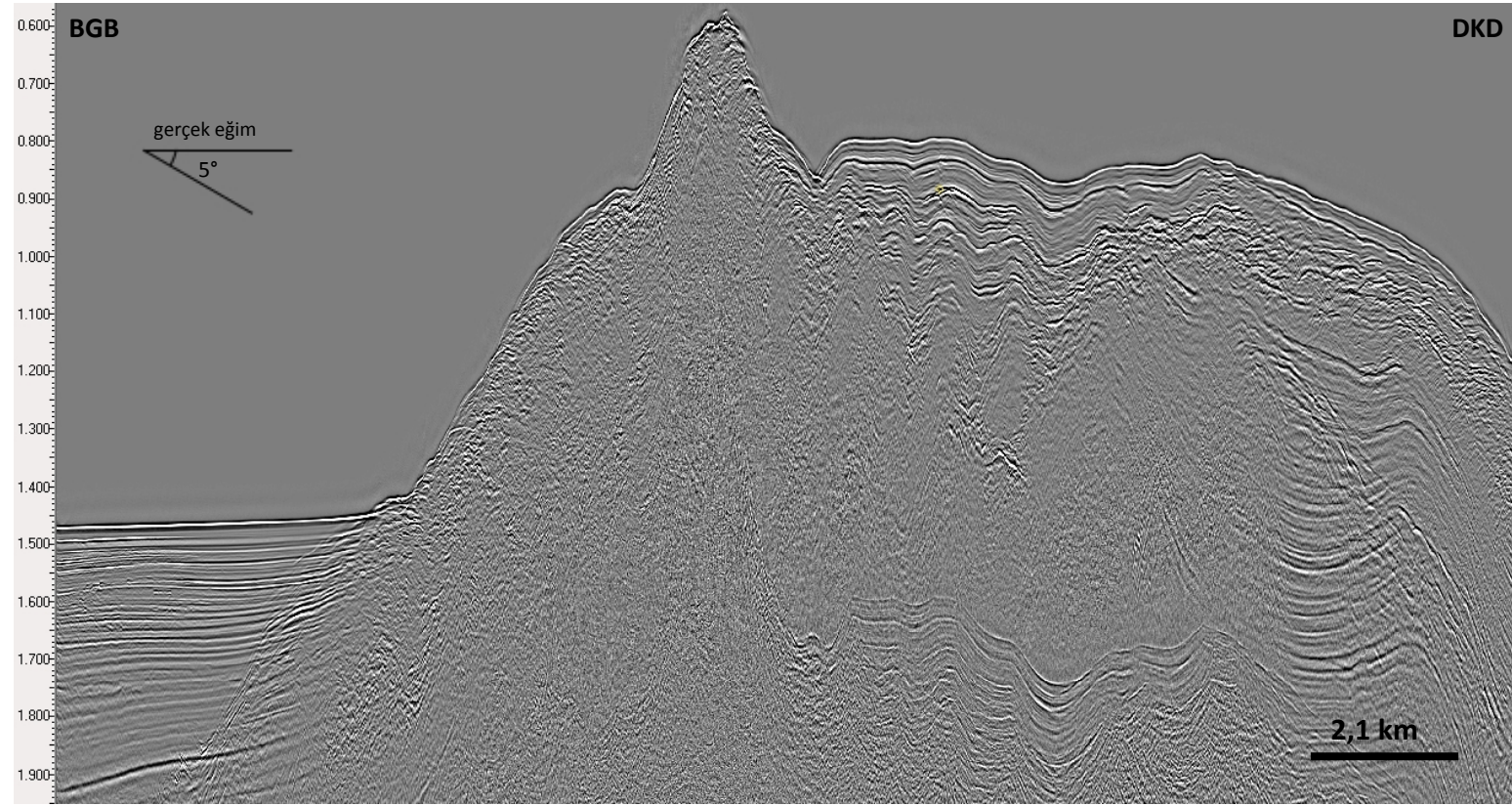


Şekil 5.9 PirMarmara seferinden alınan 2B yüksek çözünürlüklü sismik veri (a2_b7 hattı). Veri BGB-DKD yönüdür. Soldaki şekillerde hattın ham ve yorumlanmış hali, sağdaki şekillerde hattın konumu ve Marmara Denizi batimetri verisi üzerinde sismik hattın gösterimi bulunur.

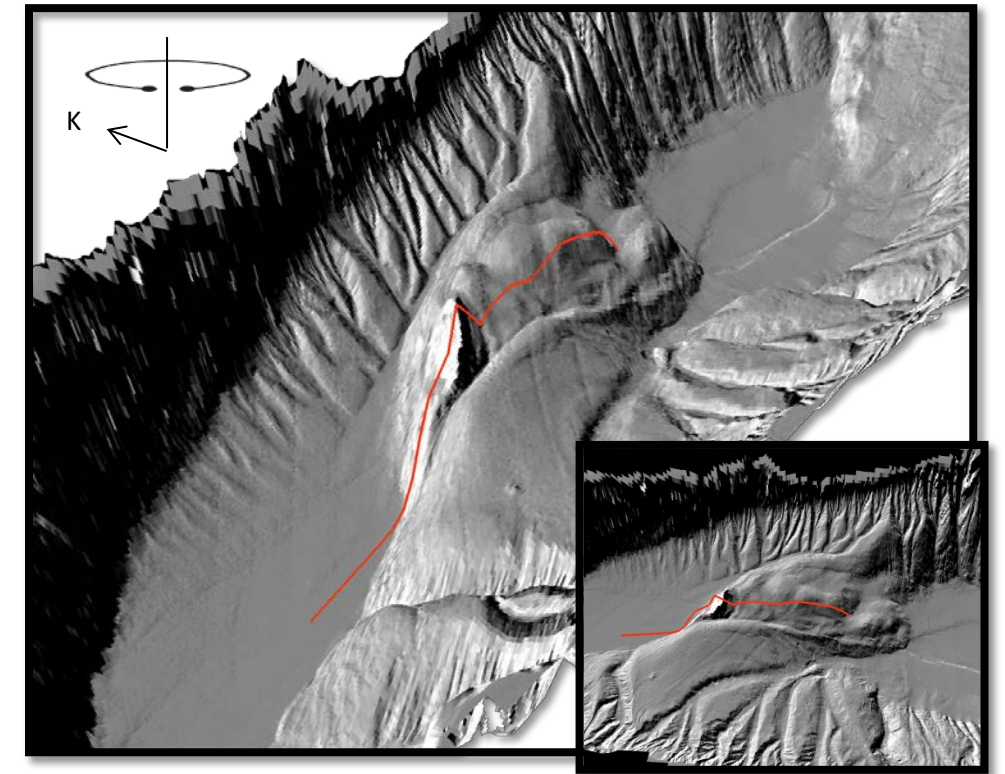
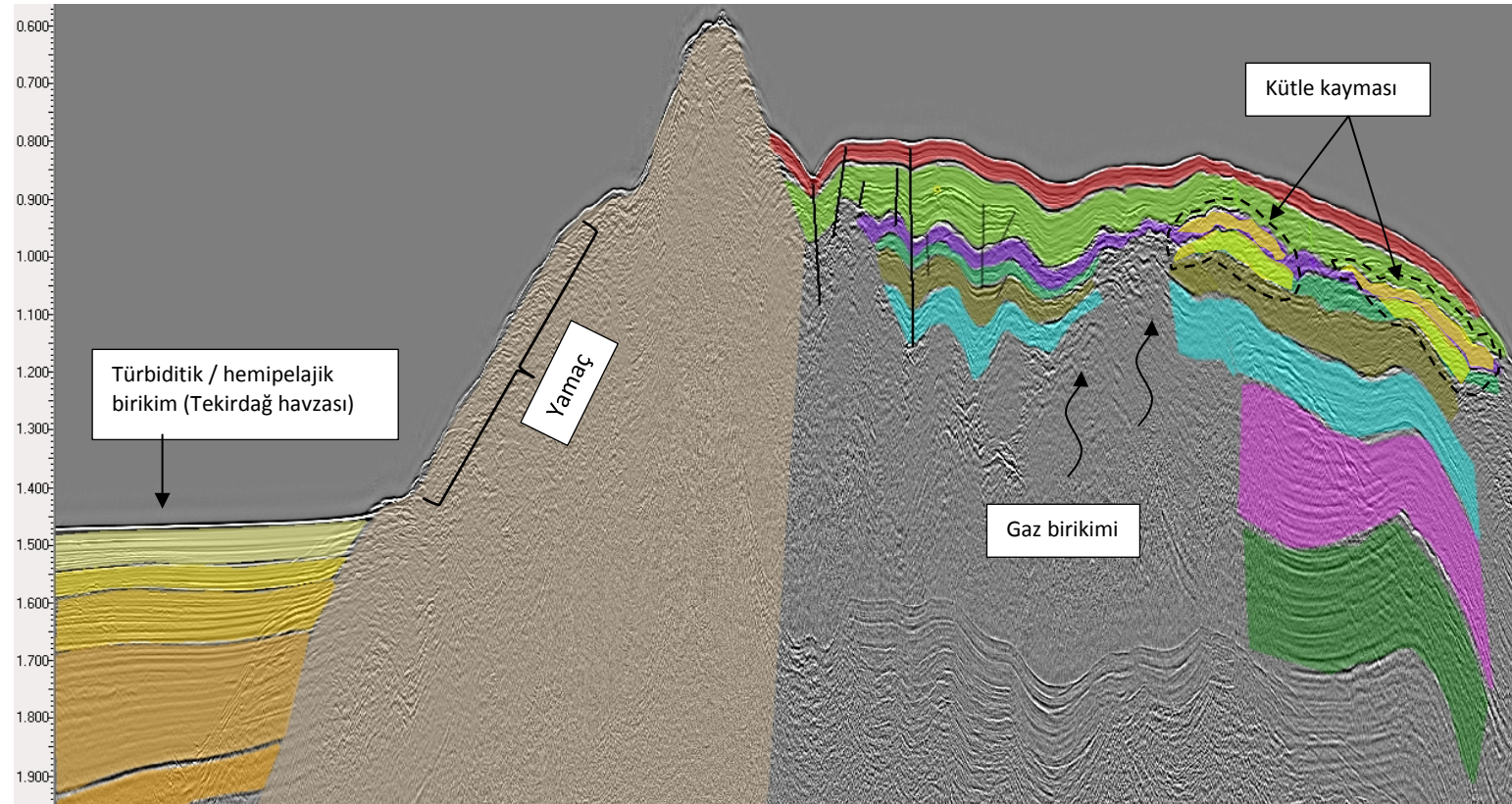
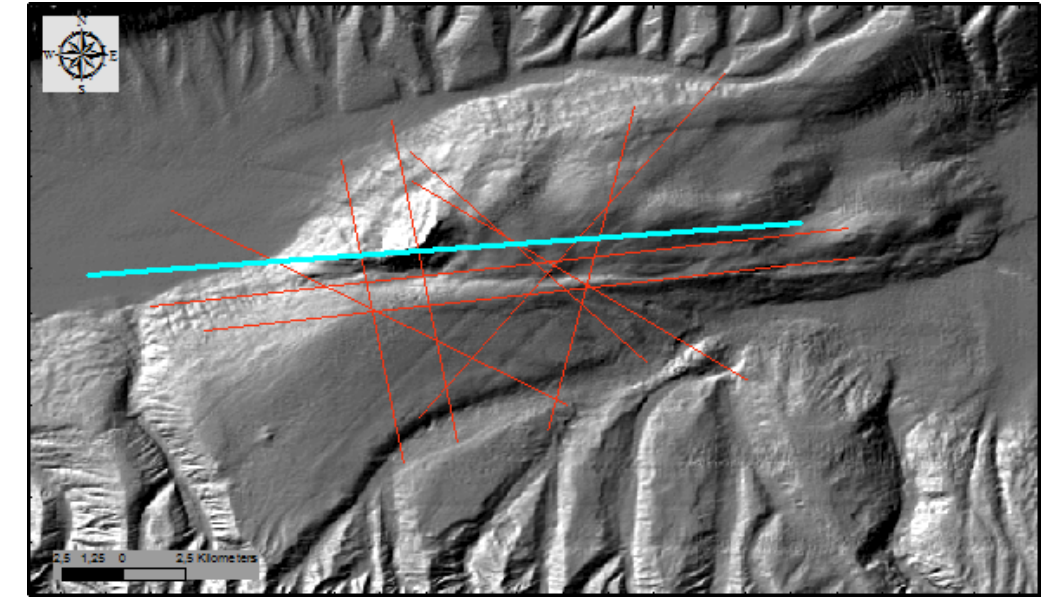
Şekil 5.10'daki a2_b1 sismik hattımız önceki iki hatta paralel yine BGB-DKD yönlü olup, KAF'nın kuzeyinde kalmaktadır. Hattımız yaklaşık 14 km uzunluğundadır. Doğuda Çınarcık Havzası'na girmeden kesilen hattımız, batıda Tekirdağ Havzası'na girerek buradan yaklaşık 4 km boyunca uzanır. Bu alandan yaklaşık 2900 msn (tw't)'ye kadar tabaka yansıması kaydedilmiştir.

Hattın batı tarafında Batı Sırt'ın meydana gelmesi sırasında oluşan sıkışma kuvvetlerinin tabakalarda meydana getirdiği oluşumlar hafif katlanmalar şeklinde ortaya çıkmıştır. Batı Sırtı'nın kuzey kısmında kalan alandaki gaz birikimleri diğer hatlarda olduğu gibi bu hattımızda da görülür. Batı Sırtı'nda yaklaşık derinliği 432 m olan dik bir kayaç yükseltisi bulunur. Batıdan doğuya doğru kırmızı ve açık yeşil birim bu kayaç yükselimine onlap yaparak son bulur. Muhtemelen bu kayaç yükseliminin oluşumuna KAF ile beraber çalışan antitetik ve sintetik makaslama kırıklara neden olmuştur.

Bu kayaç yükselimin doğusunda Tekirdağ Havzası'na doğru dik bir yamaç bulunmaktadır. Yamacın bitiminden itibaren hemipelajik/türbitidik sediment birikiminin meydana getirdiği düzgün ve sinyal ayrımlılığı fazla olan tabakalar bulunur. Migrasyon işlemi sırasındaki alanın fazla dik olmasına bağlı hız analizinin yetersizliği, kayaç yükseliminin derine doğru olan devamını tabakaların arkasındaymış gibi gösterir. Gerçekte deniz tabanı altındaki yamaç uzanımı, tabakaların sonlandığı yerde bulunur. Alınan verilerde deniz tabanından itibaren derinlere doğru meydana gelmiş hemipelajik/türbitidik istiflenmenin deniz tabanından itibaren yaklaşık toplam derinliği 1050 m olarak hesaplanmıştır (1500 - 2900 msn (tw't)). Fakat hattın veri ayrımlılığının kağıt üzerinde iyi bir şekilde görülmesi açısından Şekil 5.10'daki veri yaklaşık 2000 msn (tw't)'de kesilmiştir.



a2_b1 SİSMİK HATTI



Şekil 5.10 PirMarmara seferinden alınan 2B yüksek çözünürlüklü sismik veri (a2_b1 hattı). Veri BGB-DKD yönlüdür. Soldaki şekillerde hattın ham ve yorumlanmış hali, sağdaki şekillerde hattın konumu ve Marmara Denizi batimetri verisi üzerinde sismik hattın gösterimi bulunur.

BÖLÜM ALTI

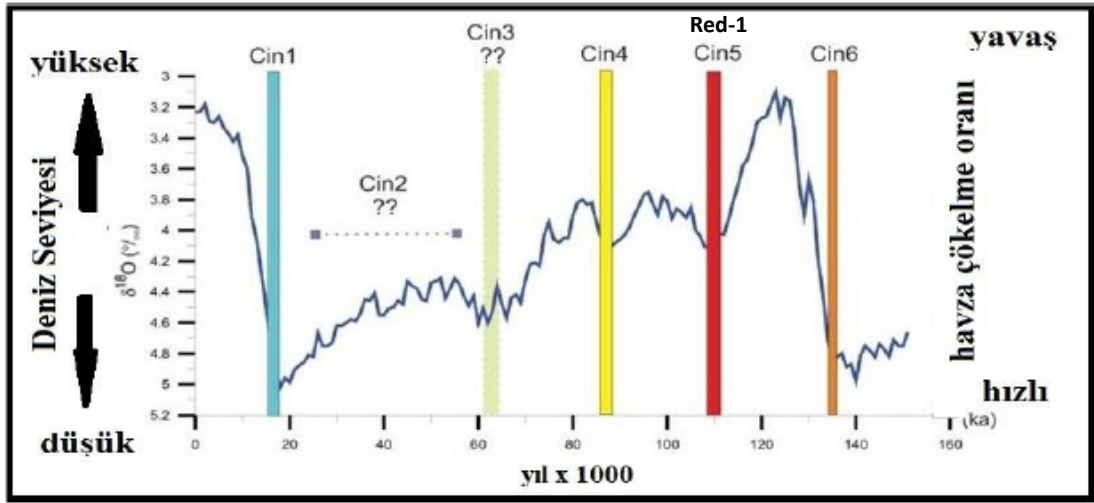
MARMARA DENİZİ'NDE SEDİMENT TAKİBİ VE STRATİGRAFİK YAŞ KORELASYONU

Marmara Denizi, oluşumu sırasında küresel su seviyesinin alçalması ve yükselmesinden dolayı hem göl hem de deniz formunu almıştır. Birçok bölgede sığ bir deniz tabanına sahip olsa da Marmara Denizi'nde oldukça kalın bir sedimentleşme görülür. Marmara Denizi'ndeki havzaların sediment birikimleri hakkında Kuzey İmralı Havzası'nın batı tarafındaki Marmara-1 petrol kuyusu önemlidir. Buna göre 51 m'den 112 m'ye kadar değişen (Sorlien ve diğer., 2012) derinlik aralığında acı suya sahip Kuvaterner çökeli ve tahmini altında Pliyosen zamanına ait karasal sediment birikimi bulunur (Ergün ve Özel, 1995).

2012 Ekim ayında Seislab'da yapılan çalışmalar doğrultusunda Batı Sırtı'ndan alınan 3B veri ile Marmara Denizi'nden toplanan 2B veriler (PirMarmara, MTA-97, TAMAM, MARATHON) üzerinden, Marmara Denizi alanında aynı döneme ait sediment birikimleri sismik veriler üzerinde işaretlenmeye (picking) başlanmıştır. Bu birikimler, kendilerine ait genlik izleri sayesinde devamlılıkları takip edilir. İşaretleme yapılırken tabakalar arasında küresel deniz seviyesine bağlı oluşan uyumsuzluk yüzeylerinin oluşturduğu tabakalar dikkate alınır.

Sorlien ve diğer. (2012) Kuzey İmralı Havzası'nda deniz suyu alçalması ve yükselmesi (low – high stand) sonucu oluşan sediment birikimi üzerinden yaş tayini yapmışlardır. Seeber ve diğer. (2006) havzalarda meydana gelen düşük sedimantosyanlanma oranını su basması ile meydana gelen deniz yükselmesi sırasında oluştuğunu aktarırken, su çekilmesi sırasında havzalardaki birikim oranının yükseldiğini ifade etmişlerdir. Buzul ara dönem ve deniz seviyesinin en düşük olduğu durumlar Geç Pleistosen boyunca yaklaşık her 100 ka (kiloannum – bin yıl önce)'da gerçekleşmiştir (Lisiecki ve Raymo, 2005). Her biri buzul ara dönemi gösteren sismik izler red-1, blue-2, yellow-4, violet-5 ve green-6 şeklinde isimlendirilerek kırmızı, mavi, sarı, mor ve yeşil renkli olarak işaretlenmiştir (Şekil 6.1).

Sorlien ve diğer. (2012) Marmara Denizi'nde 540000 yıla kadar olan tabakaların yaşlarını hesaplamışlardır. Atgün (2013) bu çalışmaları Çınarcık Havzası'ndan alınan sismik veriler ile korelasyon yaparak stratigrafik yaş tayini gerçekleştirmiştir. Bu çalışmada tabakalar "Cin" olarak adlandırılmıştır. Cin1'den Cin 11'e kadar yapılan tabakaların işaretlenme işleminde Cin-1 tabakası yaklaşık 14000 yıla denk gelirken (Seeber ve diğer. 2006), Cin-5 tabakası, Sorlien ve diğer. (2012)'de işaretlenen Red-1 tabakası ile aynı sediment birikimine denk gelir (Şekil 6.2).



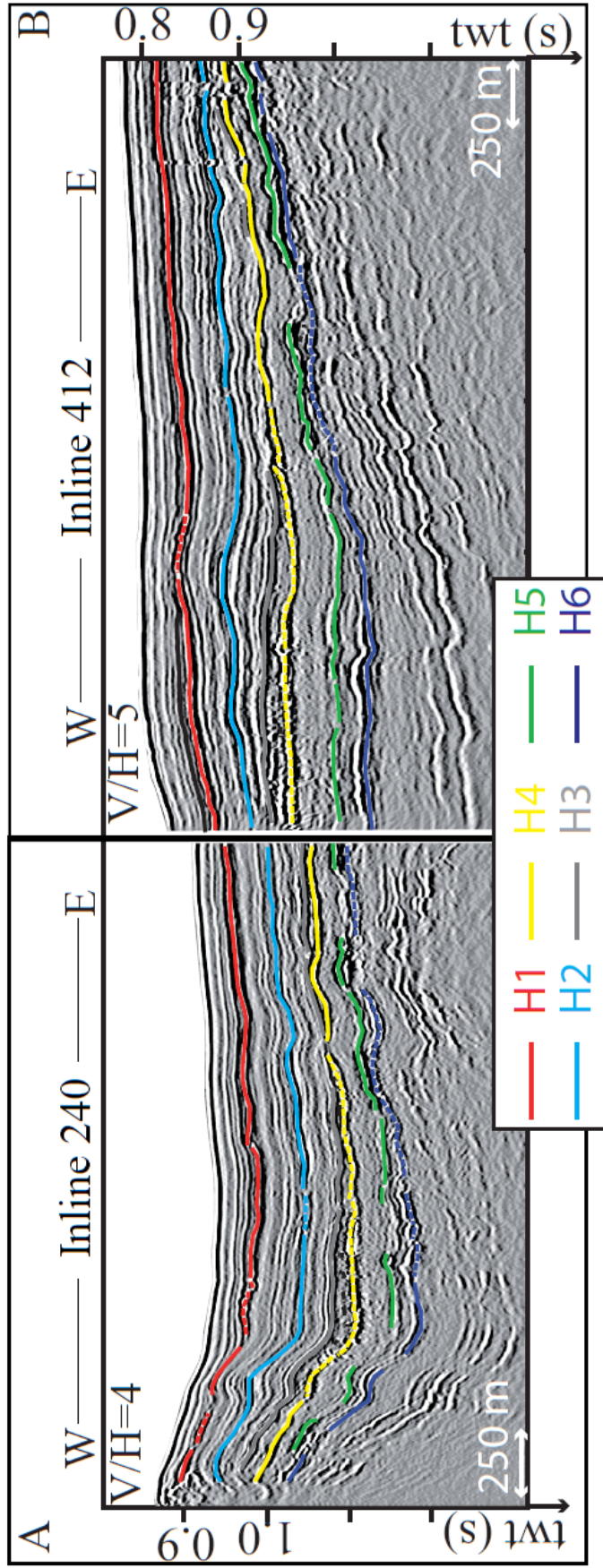
Şekil 6.2 Son 160000 yıldaki oksijen izotop değişimi (sayısal değerler Lisiecki ve Rayno, (2006)'dan alınmıştır). Red-1 tabakası Cin-5 tabakasına denk gelmektedir (Atgün, 2013).

Marmara Denizi'nden alınan tüm sismik verilerde takip edilebilen Red-1 tabakasının yaşı yaklaşık olarak 109 ka 'dır. Blue-2 252 ka, yellow-4 341 ka, violet-5 434 ka ve green-6 540 ka'dır (Sorlien ve diğer., 2012).

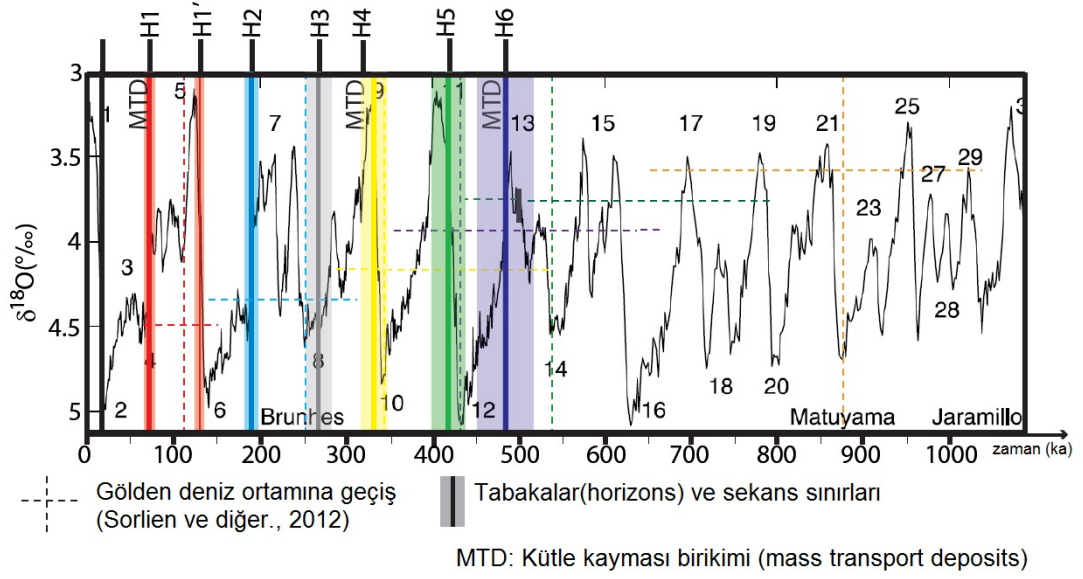
Batı Sırtı üzerinden alınan 3B sismik verilerde Celine ve diğer., (basımda), çalışmalarında küresel deniz seviyesi durumuna göre tabakaları işaretlemiş ve tabaka isimlerini "H" olarak adlandırmıştır. Yaş tayini için Sorlien ve diğer. (2012) 'de kullanılan; denize sediment girişi, kısa dönemlerdeki değişimler, ortalama her 100 ka da buzul döngüsü oluşumu ve deniz seviyesinin alçalmasına bağlı delta oluşumları varsayımlarını dikkate almıştır.

Grall ve diğer. (basımda) yaptığı çalışmada, Marion-Dufrense araştırma gemisiyle Batı Sırtı'ndan alınmış 30 m karotlar (MD04-2741, MD01-2430) kullanarak bu alandaki üst tabakaların yaşını tahmin etmişlerdir. Bu karotlarda 16 ve 18 m derinlikte kalın kül tabakası bulunmuştur. Bu kül tabakaları minerolojik ve kimyasal içeriği açısından 29±? ka zamanında Vezüv volkanik patlamasını işaret ederken, bu alandaki sedimantasyonlanma oranının (0.59 ± 0.04 mm/yıl) deniz (0 ila 14,5 ka arası) ve göl ortam zamanını (14,5 ila 29 ka arası) gösterdiğini aktarmışlardır.

Grall ve diğer. (basımda) deniz tabanının hemen altındaki belirlenen ilk tabakayı "H0" olarak adlandırmıştır. Yaklaşık 15 m derinliğe denk gelen bu tabaka kül tabakasına karşılık gelebilir. Bu tabakadan sonra ters polariteli "H1" tabakası işaretlenmiştir. Daha sonra yine ters polariteli ve yüksek genlikli, tüm 3B veride izlenebilen "H2", normal polariteli "H4" tabakası ve H4 tabakasının üstünde, küçük erozyon yataklarının oluşturduğu tabaka sınırı "H3" olarak işaretlenmiştir. H4 tabakasının altında yarı saydam görüntülü sediment birikimin sınırı "H5" ve bu birikimin tabanı "H6" tabakası olarak işaretlenmiştir (Şekil 6.3). H1 üstünde kalan sedimantasyonlanma (yaklaşık 1,5 mm/yıl) doğruya doğru kalınlaşır. Sedimanter tabakalar deniz yükselmesi evresinin başına ve sonuna karşılık gelir. H1, H1', H2, H3, H4, H5 ve H6 tabakalarının yaşları 70 ± 5 ka, 124 ± 5 ka, 189 ± 10 ka, 267 ± 17 ka, 335 ± 19 ka, 417 ± 21 ka ve 482 ± 35 ka olarak tahmin edilmiştir. Tabakalar oksijen izotropik evresi (OIS)'ne göre korale edilebilir (Lisiecki ve Raymo, 2005). H1 ve H2 OIS-5 ve OIS-7 sonuna denk gelen hızlı deniz seviyesi düşmesini gösteren tabakalardır. H1' OIS-6 başında deniz bağlantısını işaret eder ve hemen arkasını hızlı bir su yükselmesi takip eder. H1-H1' arası OIS-5 deniz yükselmesi evresini işaret eder. H4 ve H6 muhtemelen yükselme evresi olan OIS-9 ve OIS-13 işaret eder. H3 tabakası OIS-8'e denk gelir (Şekil 6.4). Bu çalışmada Sorlien ve diğer. (2012)'nin yaptığı çalışma ile tabakaların korelasyonu yapıldığında H1 =Red-1, H2= Blue-2, H4= Yellow-4 ve H5=Green-6 denk gelir (Grall ve diğer., basımda). Bu çalışma Sorlien ve diğer. (2012)'nin yaptığı yaş tayininden daha genç yaş önerir.



Şekil 6.3 Batı Sırtı üzerinden alınan 3B veride inline-240 ve inline-412 hatlarında deniz alçalması ve yükselmesine bağlı işaretlenen sismik tabakaların gösterimi (Grall ve diğer., basımda).

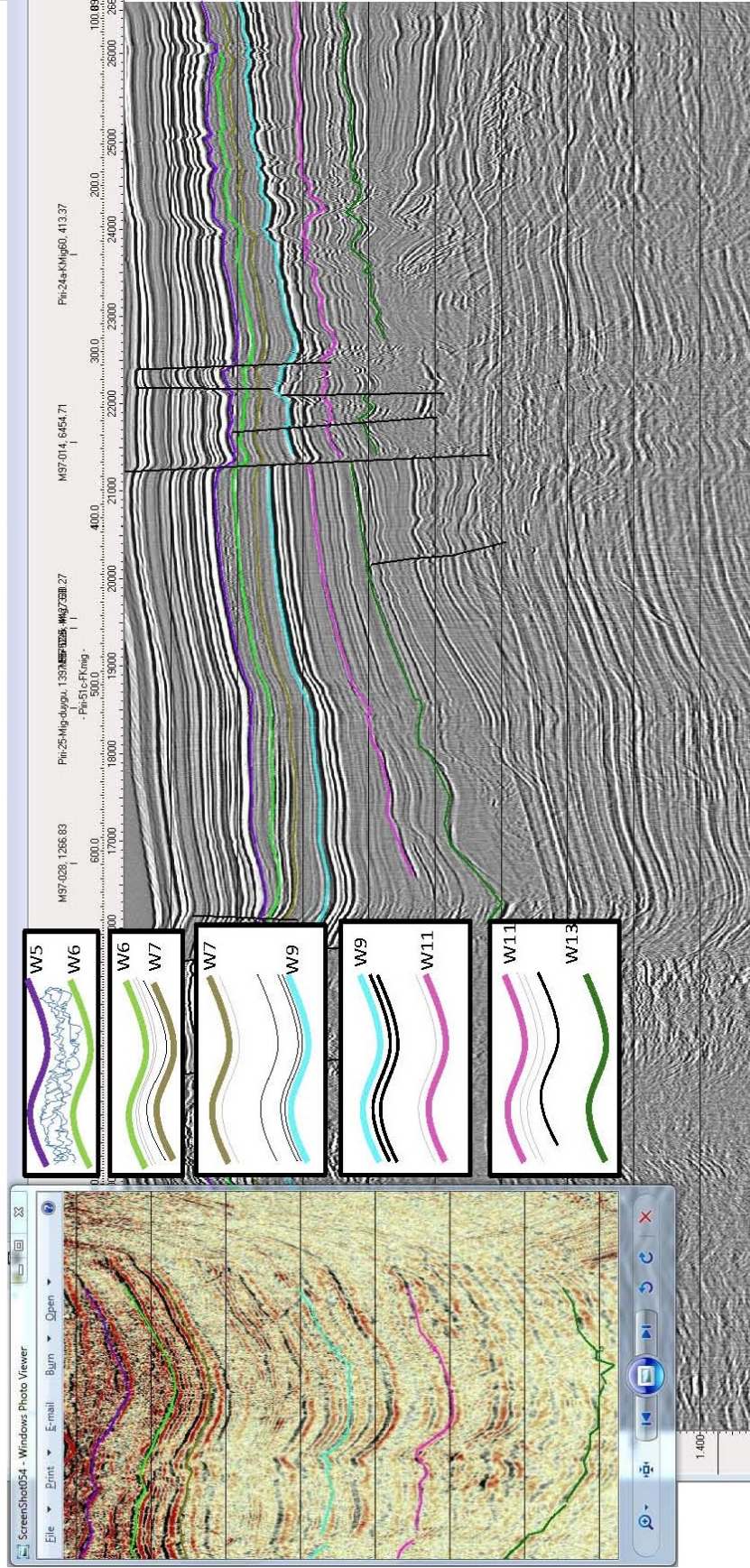


Şekil 6.4 Sekans sınırlarının (H tabakası) hesaplanmış yaşlarının oksijen izotop değişimi küresel eğrisi (Lisiecki ve diğer. 2005'den değiştirilerek) üzerindeki gösterimi (Grall ve diğer., basımda)

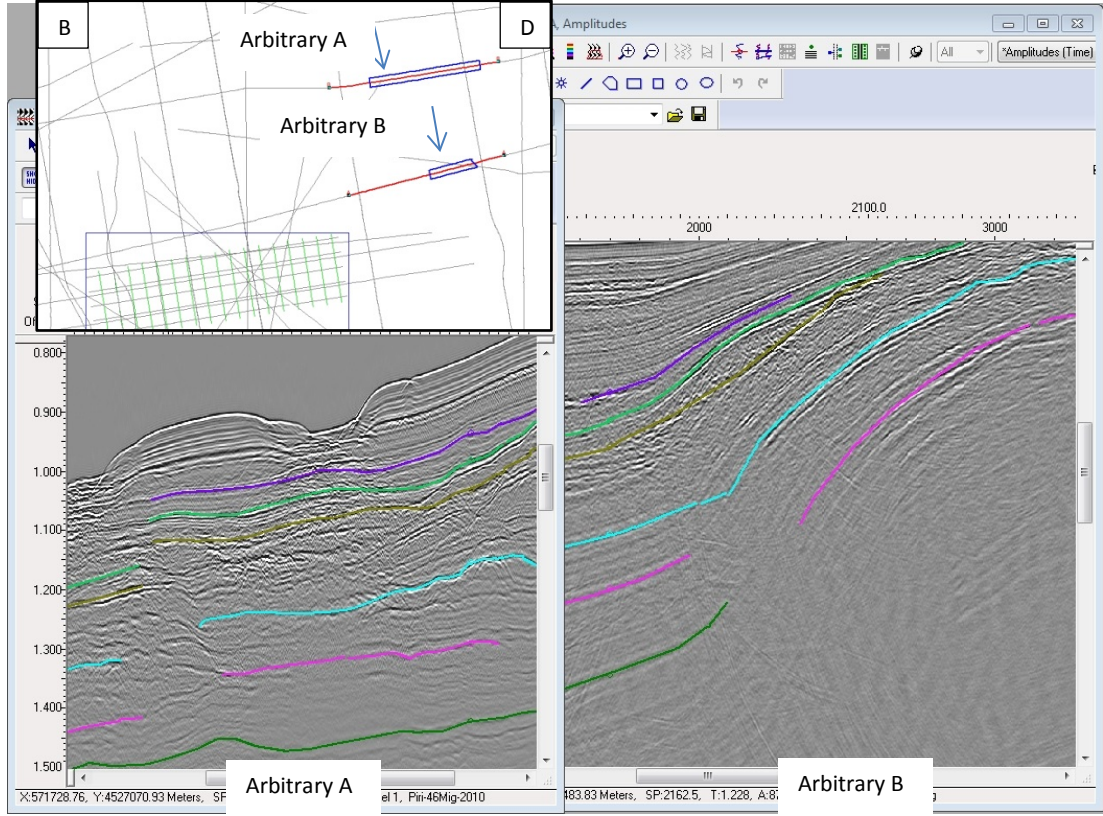
6.1 2B PirMarmara Verilerinde Tabaka Takibi ve Yaşlandırma

Bu tez kapsamında Batı Sırtı bölgesindeki 2B PirMarmara sismik verileri üzerinde, deniz yükselmesi ve alçalmasına bağlı sediment birikimlerinin oluşturduğu, belirgin direşim farklılığı gösteren tabakaların işaretlenmesi yapılmıştır. 2B verilerde tabaka isimleri “W” olarak adlandırılmıştır. Tabakalar W5 (mor), W6 (deniz yeşili), W7 (kahverengi), W9 (mavi), W11 (pembe) ve W13 (koyu yeşil) olacak şekilde işaretlenmiştir (Şekil 6.5).

W tabakaları, Sorlien ve diğer. (2012) ile Grall ve diğer. (basımda)’de yaş tayini yapılan tabakalar ile korale edilmiştir. Marmara Denizi’nin batı kısmından doğu kısmına tabakaların korelasyonu, konunun başında aktarılan 2B sismik veriler ile gerçekleştirilmiştir. Bu işlem sırasında uygun ve ayrımlılığı iyi olan 2B PirMarmara verileri üzerinden 3B yüksek çözünürlüklü veri ile başka bir 2B veri arasında korelasyon yapılarak ya bu hatların birbirleriyle kesişmesiyle elde edilen “isteğe bağlı (arbitrary) hat korelasyonu” veya ayrımlılığı iyi olmayan ve tabakaların takibinin mümkün olmamasından dolayı uygun bir hatla korale edilerek “atlama korelasyonu (jump correlation)” uygulanmıştır (Şekil 6.6).



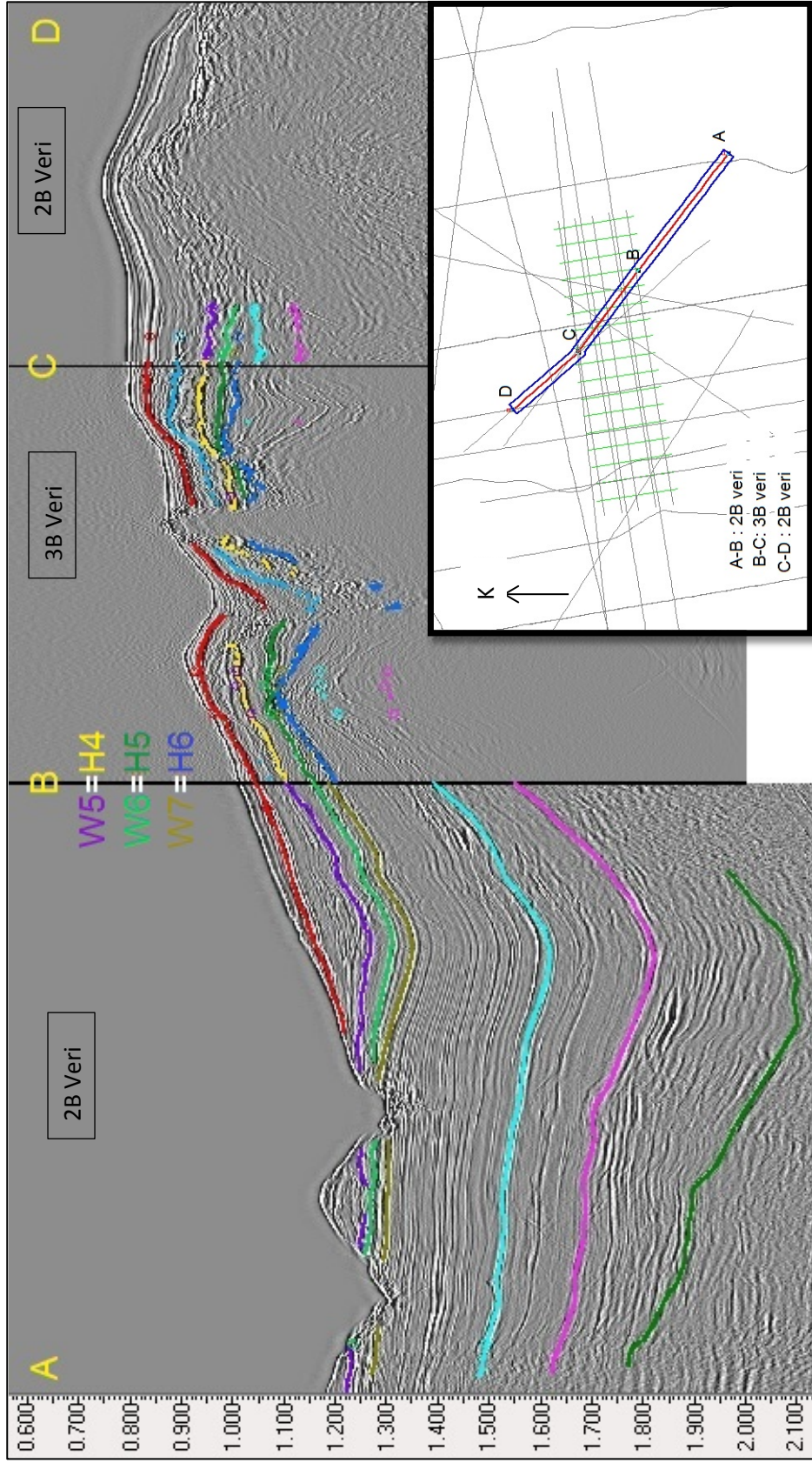
Şekil 6.5 TAMAM projesi kapsamında Marmara Denizi'nden alınan 2B Piri-51c flk hatında tez kapsamında işaretlenen “W” tabakalarının gösterimi ve genel olarak işaretlenen tabakalar arasında bulunan sismik izlerin şematik gösterimi.



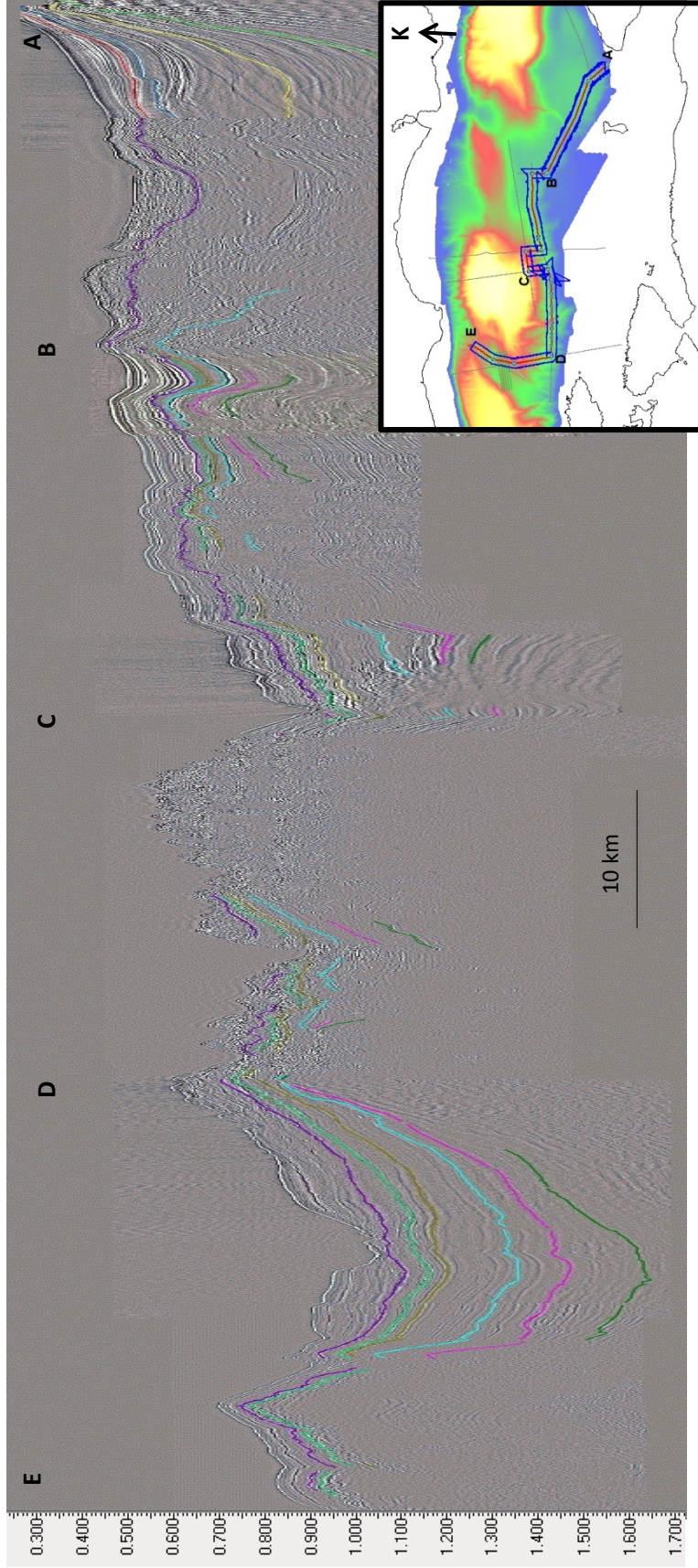
Şekil 6.6 Marmara Denizi'nde birbirine paralel Piri-46Mig (soldaki) ile Piri-57-FKmig (sağdaki) hatlarının The KINGDOM programı üzerinde “jump correlation (atlama korelasyonu)” yöntemiyle sekans sınırlarının belirlenmesi ve takibi.

2B PirMarmara verilerindeki sekans sınırları Grall ve diğer. (basımda) 3B veri alanında sekans sınırları için yaptığı çalışmayla korele edilmiştir. Bu korelasyonda W5 (mor) = H4 (sarı), W6 (deniz yeşili) = H5 (yeşil), W7 (kahverengi) = H6 (koyu mavi) denk gelmiştir (Şekil 6.7). Burada Grall ve diğer., (basımda) yaptığı yaş tayini göz önüne alındığında W5, W6 ve W7 tabakalarının yaşları sırasıyla 335 ± 19 ka, 417 ± 21 ka ve 482 ± 35 ka şeklinde olur.

Sorlien ve diğer. (2012)'nin yaptığı çalışmayla “W” tabakalarının korelasyonu yapıldığında W5 = Yellow-4, W6 = Green-6 denk gelir. Tabakaların yaş tayini Grall ve diğer., (basımda)'e göre daha yaşlıdır. Bu da sırasıyla 341 ka ve 540 ka şeklindedir. Yalnız Grall ve diğer. (basımda) yaptığı çalışmada W7 tabakasının yaşı 482 ± 35 ka'ya denk gelir ki bu da Sorlien ve diğer. (2012)'in yaptığı çalışmadaki Green-6 tabakasının yaşına daha da yaklaşıktır. Buradan da yaş olarak Green-6 tabakasının W6 veya W7 olabileceği yorumu yapılabilir.



Şekil 6.7 2B Pirmarmara a2_b10 verisi ile 3B verisi arasında “arbitrary line (gelişi güzel hat)” olarak tabaka korelasyonu. A-B arası 2B veri, B-C arası 3B veri, C-D 2B veri aralığını gösterir. Tabakalar arasındaki korelasyon W5=H4, W6=H5, W7=H6 şeklindedir.



Şekil 6.8 Marmara Denizi Batı Sırtı alanından başlayarak Kuzey İmralı Havzası'na kadar olan sediment tabakalarının “W” işaretlemesine göre takibinin yapılması.

W9, W11 ve W13 tabakaları akustik temele doğru yaşları sırasıyla artmaktadır. Bu tabakalar için yaş tayini henüz yapılmamıştır. Şu an ki çalışmalar 3B veri üzerinde işaretlenen “H” tabakalarını, 2B verilerde dahil olmak üzere H1’den H12’e kadar işaretlenerek Marmara Denizi’ni genelini kapsayacak şekilde ayrıntılı bir stratigrafik yaş tayini, tektonik açıdan kütle kaymalarının tespiti ve yorumlanmasını içermektedir. Başlangıç noktası Kumburgaz Havzası olacak şekilde çalışmalar devam etmektedir.

Şekil 6.8 Batı Sırtı’ndan başlayarak Sorlien ve diğer. (2012)’in yaş tayini yaptığı Kuzey İmralı Havzası’na kadar 2B sismik veri üzerinde işaretlenen “W” tabakalarını gösterir. Bazı alanlarda tabaka devamlılığı jeolojik yapı yüzünden sağlanamamış ve “jump correlation” uygulanmıştır. Fakat şeklin “A” ucunda Sorlien ve diğer. (2012)’nin işaretlediği tabakalara kadar “W” tabakalarının devamlılığı havza birikimi olmasından dolayı bu alanda tam olarak işaretlenememiştir.

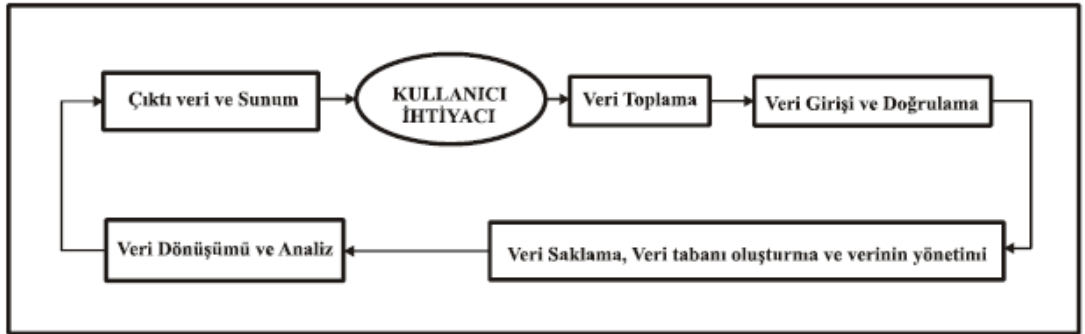
BÖLÜM YEDİ

CBS İLE VERİTABANI VE HARİTALAMA

7.1 CBS'nin Tanımı

Coğrafi bilgi sistemleri (CBS), koordinata dayalı her türlü coğrafi nesnenin grafik ve tablo bilgilerinin bilgisayar ortamında saklanması, analiz edilmesi, depolanması ve çıktı-sonuç elde edilmesine yardımcı olan bir sistemler toplamıdır (Burrough, 1986).

CBS grafik verisi ile bu grafik veriye ait bilgilerin depolanması, veri tabanı niteliğindeki bilgilerinin bulunduğu tablo verisinin birbiriyle ilişkilendirilmesi, birbirine bağlanmış her iki veri üzerinden veritabanı sorgulaması yapılması ve sorgulama sonuçlarının grafik veri ile görüntülenmesi esasına dayanmaktadır. Coğrafi bilgi sistemlerindeki “coğrafi” kavramı gerçek dünya üzerinde ölçülebilen ve belirli bir koordinat sistemine oturtulmuş nesneleri ifade etmekte iken “bilgi” kelimesi ise CBS’de organize edilmiş verinin tanımlanabilir ve ölçülebilir özelliklerini ve bu özelliklerin harita, grafik, tablo gibi ifade biçimlerine dönüştürülmesi kavramını karşılamaktadır. “Sistem” ise, birleştirilmiş ve birbirine bağlanmış farklı özellikteki birçok bileşeni ifade etmektedir. Dolayısıyla CBS, veri girilmesi, yönetilmesi, veri dönüşümü yapılması, görselleştirme, birleştirme, sorgulama, analiz, modelleme ve çıktı-sonuç üretimi özelliklerine sahip bir araç konumuna gelmektedir (Akgün, 2007). CBS’de işlem akışı Şekil 7.1’de gösterilmiştir.

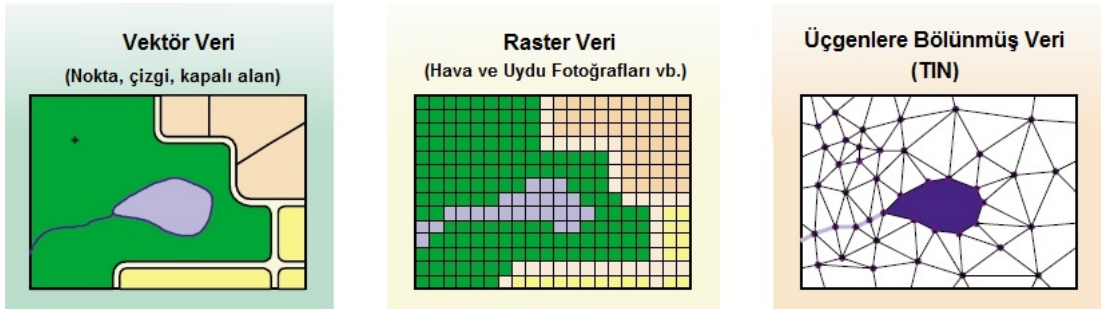


Şekil 7.1 CBS’de işlem adımları (Akgün, 2007).

7.2 CBS’de Veri Elemanları

İşlenmemiş sayılara ve/veya metinlere “veri” adı verilir. CBS’nin yerbilimleri uygulamalarındaki kullanımı veri toplama, verileri bilgisayar ortamına aktarma, bu verilerin nitelik ve nicelik bilgileri ile veri tabanı oluşturma, analiz etme, sorgulama ve haritalama şeklindedir.

CBS sistemleri, coğrafi (konumsal) ve bu coğrafi verilere ait öznitelik (tanımsal) veriler olmak üzere iki ayrı veri tipine ayrılır. Öznitelik verileri, nitelik ve nicelik verileri olarak değerlendirilir. CBS bu iki tip veriyi birlikte tutup, analiz ve sorgulamalarda kullanır. Coğrafi veriler ise, raster, vektör ve üçgenlere bölünmüş (TIN) veriler olarak sisteme dahil edilir (Şekil 7.2). Standart koordinat sistemi üzerine kayıtlı olan mekansal veri elemanları, harita üzerinde genel olarak noktalar, çizgiler ve alanlar şeklinde gösterilir (Şekil 7.3) (Kıncal, 2004).



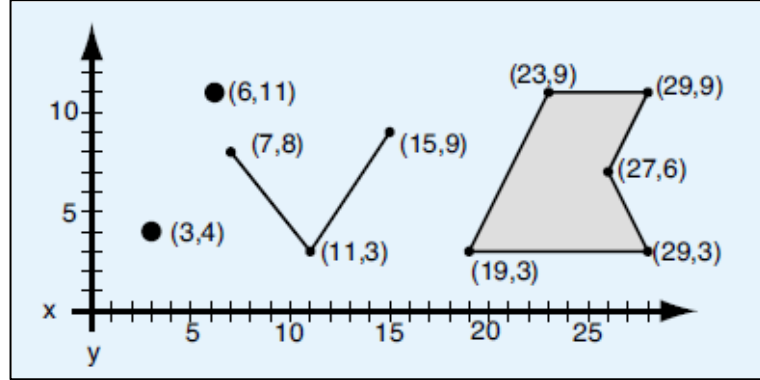
Şekil 7.2 CBS’de veri gösterim şekilleri (Zeiler, 1999).



Şekil 7.3 CBS’de vektör verilerin nokta, çizgi ve kapalı alan (polygon) şeklinde gösterimi.

Vektör veriler dünya üzerindeki x, y, z (boylam, enlem, yükseklik) bilgilerine göre konumlandırılır. Nokta veriler 2B düzlem üzerinde [x,y] biçiminde tek bir

koordinat bilgisinden oluşuyorken, çizgiler $[x1,y1],[x2,y2]$ şeklinde başlangıç noktası farklı bitiş noktası farklı koordinat bilgisinden meydana gelir. Alanlar ise $[x1,y1], [x2,y2], \dots, [xn,yn], \dots, [x1,y1]$ şeklinde başlangıç noktasından başlayarak koordinatları farklı en az üç noktanın birbirine bağlanıp tekrar başlangıç noktası koordinatına dönülerek elde edilir (Şekil 7.4).



Şekil 7.4 x,y düzlemi üzerinde vektör verilerin gösterimi

Zeiler (1999)'a göre CBS'de bir yüzey modeli genel olarak üç yolla üretilebilir;

a)Yüzey Raster

Bazı arazi verileri yükseklik değerleri olan tek tip grid şeklinde elde edilir. Bunlara (DEM) dijital yükseklik modeli örnektir. Raster veriseti sabit aralıklı nokta yüksekliklerini gösterebilir. Rasterdaki her bir hücre yükseklik değeri ile ilişkilidir.

b) Kontur Çizgileri

Kontur çizgileri yüzeyleri temsil eder. Kontur çizgileri bulundukları alandaki yükseklik değerini gösterir. Konturlardaki bir dik açı akarsu veya tepe şeklinde yorumlanır.

c) Üçgenlere Bölünmüş Düzensiz Ağlar (Triangulated irregular networks-TIN)

Sürekli yüzeyleri göstermek için etkili ve tam bir modelleme tekniğidir. Noktaların x,y bilgilerini o noktanın çevresiyle yapabileceği maksimum üçgen oluşumu için kullanırken “z (derinlik/yükseklik)” bilgisi yüzeyin 3B olarak derinlik bilgisine sahip bir şekilde yorumlanmasını sağlar.

7.3 Veri Tabanı Oluşturma

Veri tabanı oluştururken verinin monitör üzerinde nokta, çizgi, kapalı alan ve raster verisi mi olup olmayacağı karar verilir ve bu karara göre farklı katmanlar oluşturulur (Tablo 7.1). Bu katmanlara ait olduğu düşünülen bilgiler ayırt edilerek tablolar için kolon başlıkları belirlenir. Bu kolon başlıklarına göre veri tipleri “karakter, tam sayı, uzun tam sayı, vb.” olacak şekilde tanımlanır (Tablo 7.2) Veri tipleri tanımlanırken o verinin uzunluğu ve ileride bu alana ekleme esnasında sorun yaşanmayacak biçimde belirlenir. Veri kolonu “Karakter (5)” olarak tanımlanıp o kolona ait hücreye beş karakterden daha fazla girdi yapılacak olursa program hata verir.

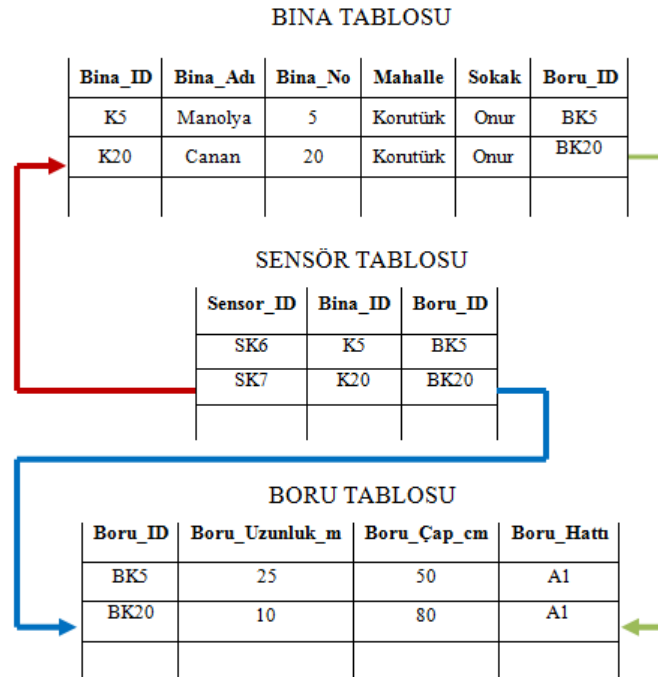
Vektör ve raster verilere ait nitelik bilgilerinin program aracılığı ile bu verilerle ilişkilendirilmesi, CBS’de yapılması istenen temel olaydır. Bu şekilde konumsal olarak verinin yeri tanımlanırken, o veriye ait nitelik ve nicelik bilgilerine bakarak hem analiz yapılabilir hem de istenilen bu bilgilerine göre sorgulama yaparak hem vakit kazanır hem de istediğimiz sonuçlara ulaşabiliriz. “Veri tabanı oluşturma” olarak adlandırılan bu işlem, nitelik ve nicelik bilgilerini tabloların sütunlarına ve kolonlarına girişi ve görsellerle ilişkilendirilmesidir. Veri tabanı oluşturmada, birbiriyle alakalı vektör/raster verilerin en az tablo girdisi ile en fazla bilgiyi görüntülenmesi temel amaçtır. Tablolarda vektör/raster verilere ait bilgilerin girdilerinin tekrarlanması yerine bu tablolar birbiriyle ilişkilendirilerek tablo kirliliğinden kurtulur ve zamandan kazanılır (Şekil 7.5).

Tablo 7.1 Jeotermal boru hatları için tasarlanmış örnek katmanlar ve ait oldukları veri tipleri (Sarıtaş, 2007)

KATMAN	KATMAN İSMİ	VERİ TİPİ
Katman 1	Sensör	Nokta
Katman 2	Boru	Çizgi
Katman 3	Bina	Kapalı Alan
Katman 4	Bina Adaları	Kapalı Alan
Katman 5	Jeotermal Kuyusu	Kapalı Alan
Katman 6	Bölge	Kapalı Alan

Tablo 7.2 Jeotermal boru hatları için tasarlanmış örnek veri tabanı dizaynı (Sarıtış, 2007).

KATMANLAR	VERİ TABANI			
	VERİ İSMİ	VERİ TİPİ	VERİ YAPISI	VERİ KAYNAĞI
Sensör	- Sensor_ID - Building_ID - Pipe_ID	- Karakter (10) - Karakter (10) - Karakter (10)	Nokta	Izmir Jeotermal A.Ş.
Boru	- Pipe_ID - Pipe_Length - Pipe_Diameter - Pipe_Line	- Karakter (10) - Tam Sayı - Tam Sayı - Karakter (10)	Çizgi	Izmir Jeotermal A.Ş.
Bina	- Building_ID - Building_Name - Building_Number - District - Street - Pipe_ID	- Karakter (10) - Karakter (30) - Tam Sayı - Karakter (20) - Karakter (20) - Karakter (10)	Kapalı Alan	Izmir Jeotermal A.Ş.
Bina Adaları	Block_No	Tam Sayı	Kapalı Alan	Izmir Jeotermal A.Ş.
Jeotermal Kuyusu	- Well_ID - Pipe_ID	- Karakter (10) - Karakter (30)	Kapalı Alan	Izmir Jeotermal A.Ş.
Bölge	District_Name	Karakter (20)	Kapalı Alan	Izmir Jeotermal A.Ş.



Şekil 7.5 Tabloların birbiriyle bağlantısı (Sarıtış, 2007).

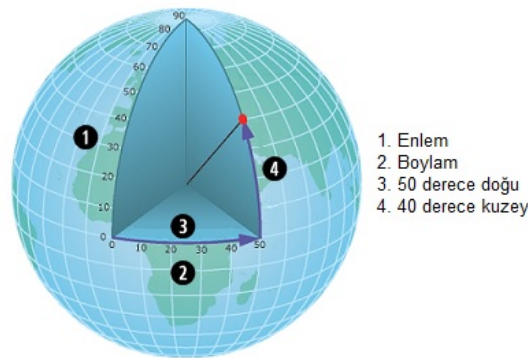
7.4 Koordinat Sistemleri

Arazi veya harita üzerindeki bir noktanın kabul edilen başlangıç (referans) sistemine göre yerini tayin etmek için haritalara çizilen çizgi ve işaretlerden oluşan şebekeye (ağa) koordinat sistemi denir. Koordinat sisteminde bir noktanın yerini belirlemeye yarayan elemanlara ve bu elemanların değerine de koordinat denir (Kıncal, 2004).

7.4.1 Koordinat Sistem Çeşitleri

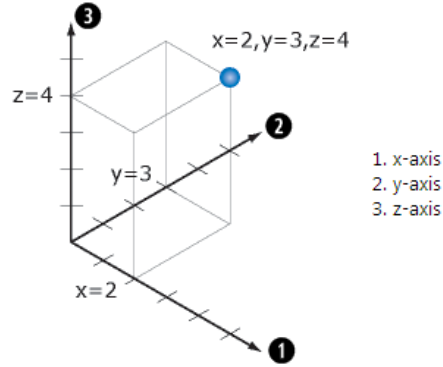
CBS’de iki temel koordinat sistemi çeşidi kullanılır;

- *Enlem ve Boylam bilgilerini içeren küresel (spherical) koordinat sistemleri:* Bunlar coğrafi koordinat sistemleri olarak adlandırılır. Dünya üzerindeki bir nesnenin konumunu enlem ve boylam bilgisi kullanılır. Dünya merkezinin dünya üzerindeki bir nokta ile yaptığı açı derece cinsinden ölçülür. Enlem açıları, kuzey-güney yönlü olarak ölçülür. Ekvator açısı “0” olarak alınır. Kuzey yarımküre enlem bilgisi açısından pozitif değere, güney yarımküre ise negatif değere karşılık gelir. Boylam açıları başlangıç meridyeni hizasından doğu-batı yönlü olarak ölçülür. Kuzey yarımkürede bulunan Greenwich Gözlemevi’nden geçen meridyen açısı “0” olarak kabul edilir. Başlangıç meridyeninin batısı negatif değere karşılık gelirken, doğusu pozitif değer olarak alınır (Şekil 7.6).



Şekil 7.6 Enlem-boylam ve dünya üzerindeki bir noktanın derece cinsinden okunuşu (ESRI, b.t.)

- *Tranverse Mercator gibi harita projeksiyonuna dayalı Projeksiyon koordinat sistemleri:* Bu sistemde dünya üzerindeki bir nokta eğer merkez nokta (0,0) olarak düşünülürse bu merkez nokta “X” ve “Y” olarak kaç birim uzaklıkta olduğu varsayımına göre hareket eder. Kartezyen koordinat sisteminde dört bölge vardır. 1. bölgede değerler +X, +Y; 2. bölgede değerler -X, +Y; 3. bölgede -X, -Y; 4. bölgede değerler +X, -Y şeklindedir. Eğer üçüncü bir değer olan yükseklik değeri gösterilmek isteniyorsa bu da “Z” olarak belirtilir. Yer bilimlerinde deniz yüzeyinin Z değeri “0” olarak kabul edersek bu yüzeyden yukarı doğru olan yükseklikler “+”, aşağıya doğru olan yükseklikler “-” olarak belirtilir (Şekil 7.7)



Şekil 7.7 Kartezyen koordinat sisteminde X,Y ve Z değerlerinin orjine göre değerleri (ESRI, b.t.).

7.5 Harita Projeksiyonları

Harita projeksiyonu 3B yeryüzünün 2B hale dönüştürülmesidir. Yeryüzü elipsoid bir yapıdadır, bu şeklin anlaşılır olabilmesi için bir düzleme yani haritaya dönüştürülmesi gerekir. Dolayısıyla harita yapılırken bu eğri yüzeydeki bilgilerin bir düzlem yüzeye aktarımı söz konusudur. Harita projeksiyonunun hesap işlemlerinde yer kürenin elipsoid olmasına karşın, matematiksel tanımlarda daha basit ve anlaşılır olması bakımından, yeryüzü küre olarak kabul edilir (Kıncal, 2007). Küre üç temel yüzey üzerine açılabilir. Bunlar düzlem, silindir veya konik yüzeyler şeklindedir.

7.6 UTM (Universal Transvers Mercator) Projeksiyon Koordinat Sistemi

UTM projeksiyonu metrik bir sistemdir. Bütün dünya ülkeleri için ortak bir harita projeksiyonu geliştirilmesi düşüncesiyle yaratılan Gauss-Krüger Projeksiyonu esas alınarak ortaya çıkmıştır (Kıncal, 2004). UTM projeksiyonunda, 180° lik meridyenden başlamak üzere dünya, 6° boylam aralıklı 60 dilime ayrılmıştır. Her bir dilime zon adı verilmektedir ve bir projeksiyon sistemini belirtir. Zonlar 1'den başlayarak, doğuya doğru artar ve son bulur. Toplam 60 tane zon vardır. Bir zonun 3° sağ ve 3° solu aynı zon içinde yer alır (Yomralıoğlu, 2000).

Harita projeksiyonunda, projeksiyon yüzeyinin küreye değdiği bölgedeki uzunluk deformasyonu, başka bir ifade ile ölçek faktörü $m_0 = 1$ olur. Gauss-Krüger projeksiyonunda da teğet meridyen boyunca ölçek faktörü $m_0 = 1$ dir. Bu değer teğet meridyenden uzaklaştıkça büyür. Dolayısıyla, küre üzerindeki uzunluklar projeksiyona aktarıldığında, y değerine bağlı olarak büyüyecektir. Gauss-Krüger projeksiyonundaki bu düzensiz büyüme UTM projeksiyonunda uygun biçimde dağıtılmaya çalışılmış, bu amaçla ölçek faktörü $m_0 = 0.9996$ değeri hesaplanmıştır. UTM projeksiyonunda uzunlukların anormal büyümesini önlemek amacıyla hesaplanan X_{gauss} ve Y_{gauss} değerleri m_0 ölçek faktörü ile küçültülerek kullanılır (Magellan GPS kitapçığı, b.t). Genel olarak kuzey ve doğu değerleri ile okunur.

7.7 CBS ve Deniz Bilimleri

Okyanuslarda ve sahil boylarındaki değişikliklerin ölçümü konusunda yapabildiklerimiz artmaktadır. Sadece gelişmiş ölçüm araçları ve bilimsel teknikler açısından değil aynı zamanda yeni CBS teknolojisi de deniz ortamlarının daha iyi anlaşılmasında bize yardım eder.

Deniz ortamından alınan veriler farklı girdilere sahiptir. Örnek olarak kimyasal analiz bulguları, derinliğe göre deniz suyu sıcaklığı, taban derinliği, sismik verilerin yorumuna göre girdiler vb..Deniz verilerinin CBS ortamında genel kullanım Tablo 7.3'de gösterilmiştir.

Tablo 7.3 Deniz verilerinin CBS ortamında kullanımı, kaynağı, gösterimi, bağlantisı, skalası ve sembol açıklaması (Wright, 2007).

Katmanlar	Kıyı Çizgisi	Rota ve Gemi Seferleri	Zamansal Olarak Süreklilik Gösteren Araçlar	Zaman Seri Konumları	Anlık Ölçüm Noktaları
Harita Kullanımı	Deniz ve kara arasında arayüz oluşturma, kıyı kenarı değişiminin erozyonal tehlike ve planlama açısından analizi	Sefere ait gemi rotaları Bir gemiden çekilen veya bir gemiye bağlı olmadan çekilen araçların rotaları	Balıkçılık, deniz koruma alanı sınırları, habitatlar, trol balıkçı teknesi rotaları, deniz dökülen petrol	Denizde ve karada inceleme istasyonlarında hesaplanmış değişkenlerin zaman içindeki değerleri	Su kolumu boyunca zamanda olarak verilen bir aralıkta ölçülmüş değişkenlerin o alandaki varyasyonları
Veri Kaynağı	Kıyı araştırma haritaları, denizsel, çizelgeler, hava fotoğrafları	Gemideki veya araçtaki GPS loglarında depolanmış zaman, tarih ve pozisyonlar	Yüzey haritaları/grafikleri, yasal tanımlamalar, kesme, maskeleme, çeşitli ölçüm araçları	Hidrofonlar, akustik çoğaltıcı akım profilleri (ADCP), okyanus taban sistemleri (OBS), gel-git ölçme aletleri gibi sabit veya bağlı ölçüm araçları	İletkenlik-sıcaklık-derinlik (CTD), genişletilebilir derinlik ölçer (XBT), ses hızı profili (SVP) gibi aletler
Gösterim	Çizgi	Çizgi	Çizgi ve kapalı alan	Nokta	Noktasal araçlar, dikey profiller
Mekansal Bağlantisı	Gel-git değişkenlerini göstermek için harita bölünmelerine bağlı olarak animasyon/modelleme yapılabilir	Rotalar yol boyunca zaman işaretleri ile beraber bir yöne sahiptir.	zamanla değişen boyut, şekil ve doğrultu	Noktalar grid hücre merkezi ile ilişkilendirilebilir veya bir zaman serisi veya sayısal modelleme ile bağdaştırılabilir	Noktalar çoklu ölçümler olmakla beraber bir konumla ilgili olarak farklı derinliklere sahip olabilirler
Harita Skalası ve Doğruluğu	1:5000 - 1: 20000 , konum doğruluğu tipik olarak 10m	1:24000 - 1: 50000, hassasiyet yaklaşık 10m	1:24000, yaklaşık 10m	1:10000 - 1:24000, hassasiyet yaklaşık 10m -50m	1:10000 - 1:24000, hassasiyet yaklaşık 10m-50m
Sembol ve Ek Açıklama	Çizgi sembolü ile gösterilir ve genellikle ulusal kartografik standartlar kullanılır.	Farklı kalınlık ve modellerle çizgisel olarak gösterilir	Farklı kalınlıklarda, şekillerde ve iç doldurularak çizgi ve kapalı alanlar.	Alet bilgileri ile ilişkilendirilerek noktasal işaret sembolü	Nokta işaretleri ve çizgisel sembolleji aletsel açıklamalarla ilgili olarak notlandırılır.

Tablo 7.3'ün devamı (Wright, 2007).

Katmanlar	Alan Seri Gözlemleri	Yüzey Kesiti Çıkarılması	Bilimsel Ağ	Ağ Hacimleri	Deniz Derinliği ve Geri Saçınımı
Harita Kullanımı	Değişken zaman aralıkları ile verilen bir bütün kaydedilmiş örneğin bir hat serisi	Jeomorfolojik, sediment taşınımı, profil boyunca hidrodinamik analizler veya kesit bölümü, yüzey profillemesi.	Sismik element modelleri için harita üretimi	Açık deniz veya açık su çevresi	Topoloji analizi, su altı habitat sınıflaması, morfoloteknik yorumlama, kartografik alık
Veri Kaynağı	Uzaktan ölçüm kayıtları, vericiler, hayvan-kuş gözlemleri, gemi-birleştirilmiş ses çoğaltıcı akım profilleri (ADCP)	Batimetri, bilimsel ağ, tek boyutlu hidrojeolojik modeller, deniz tabanından sağlanan ölçümler.	Sayısal modeller ve uydu veri setleri	Bilimsel ağlardan sağlanan araçlar. Sabit, düzeltilmiş, askıda kalmış veya yüzey araçlardan nokta verisi.	Düzenli veya düzensiz aralıklı tek veya çok ışınli interpolasyon, radar
Gösterim	Çok noktalı araçlar, hayvanların rotasını çizgisel sembollerle gösterimi	İnterpolasyon, yüzey ve yüzey altı doğrusal profil görüntüsü.	Düzenli ve düzensiz nokta araçları, sayısal veya vektörel, raster, TIN modeller.	Hacimsel alanların gösteriminde genişletilmiş küp veya hegzagonal sütun yığını	Derinlikli veya geri saçınımı raster görüntü, TIN yüzey modeli
Mekansal Bağlantısı	Çok noktalı ID'lere bağli olarak serilere bölünür, birden fazla konuma bağli olarak farklı derinliklere sahip olabilir.	Kıyı çizgisi veya akış hatına dik key kesişme kısımları, yüzey kontrol noktası, farklı azimutlardaki profillerinin yüzey kontrol noktası veya anahat ile uyumunu sağlamak.	Nitelikli veriler yön gösteren değer noktalar kullanarak magnetit yüzeylerin interpolasyonunu yapmak için kullanılabilir.	Hacimsel olarak değişen derinlikler arasındaki ağ noktaları veya deniz tabanı derinliği	Eğer görüntü raster ise her hücre bir derinliğe sahip, eğer TIN ise her yüzey yeryüzü formuna bağli olarak sağlanmış veya interpole edilmiştir
Harita Skalası ve Doğruluğu	1:10000 - 1:24000, hassasiyet yaklaşık 10m-50m	1:10000 - 1:24000, hassasiyet yaklaşık 10m	1m - 1km	Veri üpmine ve sonuç hacim hesabına bağlidir	sığ alanlar 1:2400 / 1m, derin alanlar 1:20000-1:50000/100m
Sembol ve Ek Açıklama	Özelliklerine göre nokta ve çizgi	Yüzey için çizgi sembolü, veri değerlerine göre gri sakalada tonlama	Nokta sembolleri ile görüntü oluşturma, animasyon.	Değişken 3B taban yüksekliği ile poligonal yüzey, transparan uygulama	Genellikle derecelendirilmiş renkler ile gösterim ve konturlarla üzerine örtmek

7.8 Marmara Denizi’nde CBS Uygulamaları

Marmara Denizi’nde yapılan bilimsel çalışmalar çerçevesinde toplanan veriler hem görüntü olarak hem de nitelik ve nicelik verilerine göre CBS ortamına aktarılmıştır. Veriler ArcGIS programı kullanılarak derlenmiş ve görüntülenmiştir. Hem sefer sırasında hem de sefer sonrası verilerin programa girişleri yapılmıştır.

CBS uygulamaları Marmara Denizi’nde ESONET projesi kapsamında yapılan çalışmaları bir araya getirerek bu alanla alakalı bir veri tabanı oluşturulmasını sağlamıştır. Veri tabanı temel olarak sismik ve çok ışınlı batimetri çalışmalarının yapıldığı gemi rotaları, Deniz tabanına anlık gaz çıkışı, CTD, OBS, sıcaklık ölçümü, pizometre ve karot noktaları, gemi trafiği rotaları, KAF, Marmara Denizi’ne ait kıyı çizgisi, gölgelendirilmiş deniz tabanı altlığı, 50 ve 500m kontur çizgileri ve kara verisine ait uydu görüntüsünden oluşur (Tablo 7.4). Tez kapsamında Batı Sırtı ve Marmara Denizi’nin birkaç noktasından İnsansız su altı aracılığı ile toplanmış deniz tabanı görüntüsü altlık olarak eklenmiştir. Verilerin koordinat sistemi GCS_WGS_84 olarak tanımlanmıştır.

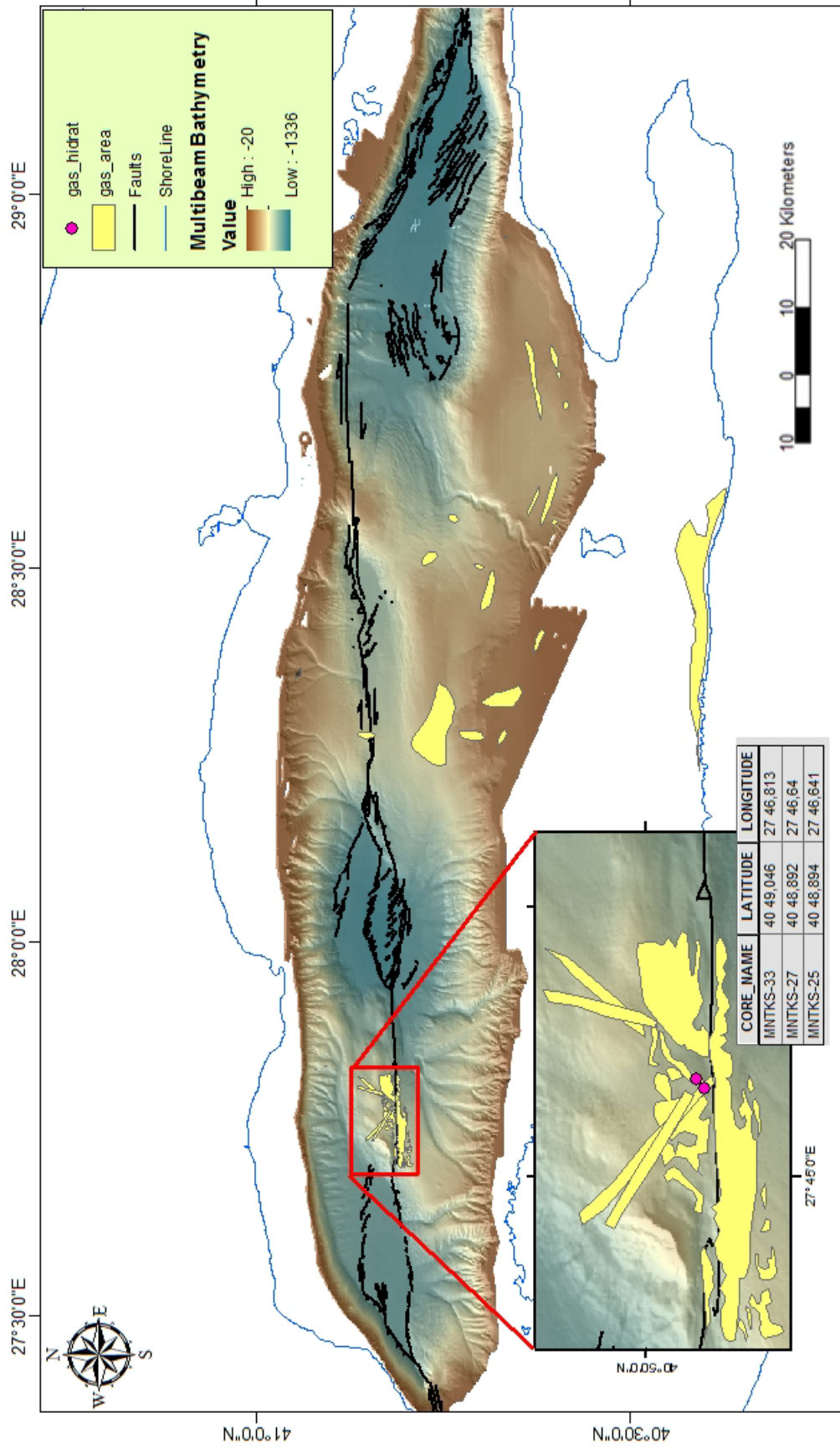
Yüksek çözünürlüklü çok ışınlı batimetri veri görüntüsü hem Marmara Denizi tabanı morfolojisi ve tektoniği hakkında bilgi verirken hem de yapılacak çalışmaların nerelerde daha çok yoğunlaşılması gerektiği hakkında da bilgi verir. Bu altlık üzerinde gösterilen seferlere ait veri hatları ve noktaları, daha önce yapılan çalışmaların nerelerde olduğu ve ileriki çalışmaların önceki çalışmalara göre nerelerde yapılmasının daha uygun olacağı hakkında da görsel anlamda bilgi verir. Diğer yönden verilere ait tablo bilgilerinde verinin hangi tarihlerde alındığı, hangi sefere ait olduğu, hangi saatlerde başlayıp bittiği, ölçümlere ait sonuçların sayısal ve sözel bilgileri, koordinat bilgileri yer almaktadır. Sismik ve çok ışınlı batimetri hatlarında önemli görülen verilere ait görüntüleri “jpeg” formatında haritaya eklenip interaktif olarak istenildiğinde gösterimi yapılabilmektedir. ArcGIS programı, vektör verileri “shape” formatı ile, raster görüntüleri “IMAGE image” formatı ile harita görüntü katmanlarına eklemektedir.

Tablo 7.4 Marmara Denizi CBS uygulamalarında kullanılan katmanlar, ve katmanlara ait geometri tipi ve veri tipi

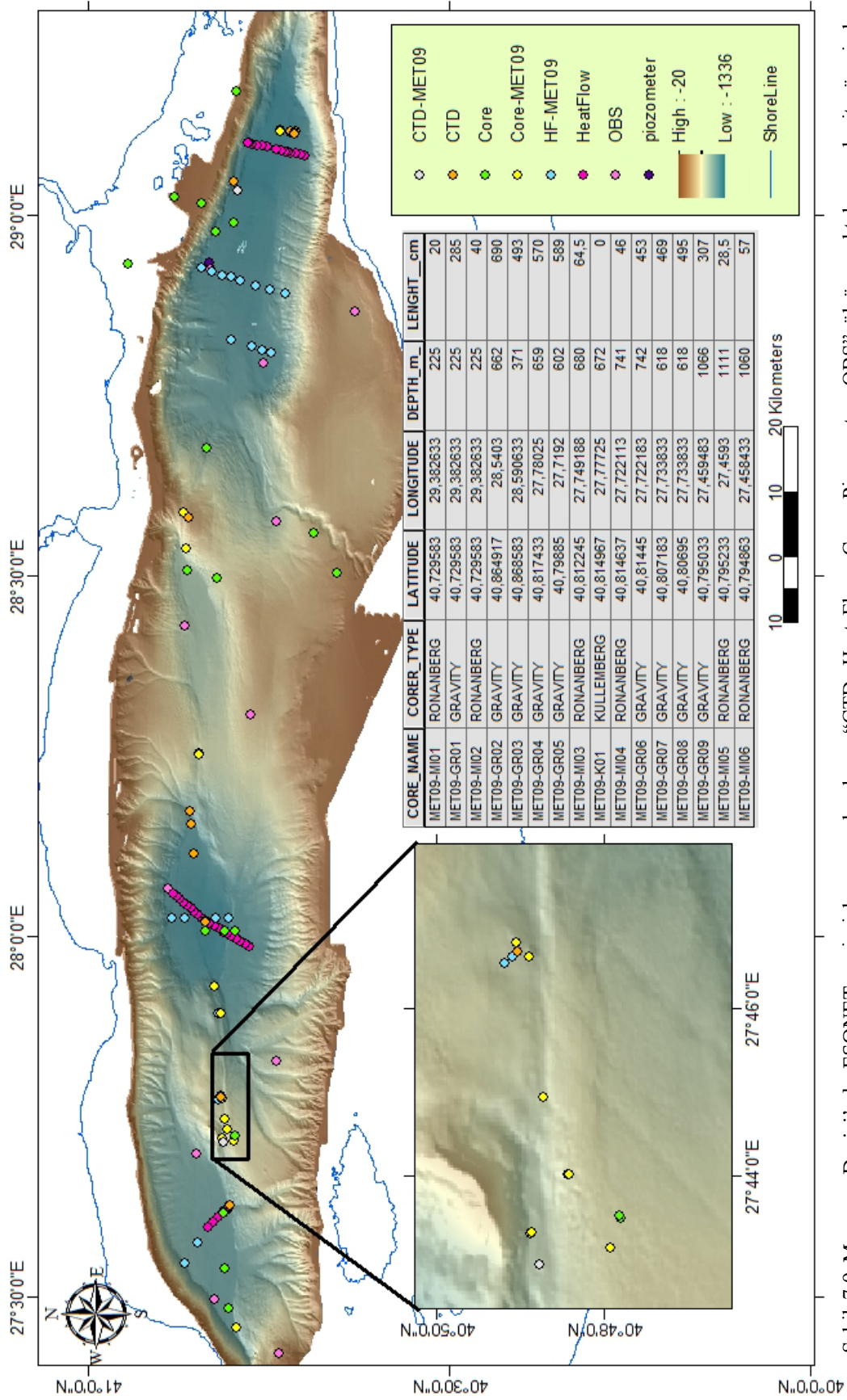
Katmanlar	Geometri Tipi	Veri Tipi
Çok ışınlı batimetri hatları	Çizgi	Shape
Sismik Hatlar	Çizgi	Shape
Gaz çıkışı	Nokta	Shape
CTD	Nokta	Shape
OBS	Nokta	Shape
Piozometre	Nokta	Shape
Sıcaklık Akışı	Nokta	Shape
Karot	Nokta	Shape
Gemi Trafığı	Kapalı alan ve çoklu çizgi	Shape
KAF	Çizgi	Shape
Kıyı Çizgisi	Çizgi	Shape
Çok Işınlı Batimetri	Raster	IMAGINE image
Gölgeli Batimetri	Raster	IMAGINE image
Kontur	Çizgi	Shape
Uydu görüntüsü	Raster	IMAGINE image
AUV görüntüsü	Raster	IMAGINE image

Tezde yapılmak istenen temel CBS uygulaması, Marmara Denizi’nde Batı Sırtı’ndan alınan 2B PirMarmara ve 3B veriler ile daha önce yapılan çalışmalara ait Marmara Denizi’nde bulunan gaz alanlarının işaretlenmesi ve analizidir. Bu kapsamda Oğuz., (2012) ve Vardar., (2012)’nin yaptığı çalışmalardan yararlanılmıştır. Oğuz., (2012) Orta Havza’nın güney doğusuna Orta Havza ile Kumburgaz Havzası arasında kalan alanda yoğun gaz birikimini işaret etmiştir. Vardar., (2012) Marmara Denizi güneyinde Gemlik Körfezi ile Bandırma Körfezi arasında kalan alanda gaz birikimleri tespit etmiştir. Tez kapsamında çalışılan Batı Sırtı gaz birikimi açısından oldukça yoğundur (Şekil 7.8). Her ne kadar 2B PirMarmara verilerinin kuzey şelfine doğru uzanımlarında görülen gaz birikimleri çizgisel bir alanı kaplıyor gibi görünsede yorumlanma açısından Batı Sırtı alanında KAF’nın kuzeyinde kalan bölgede tamamen gaz birikimi olduğu düşünülmektedir.

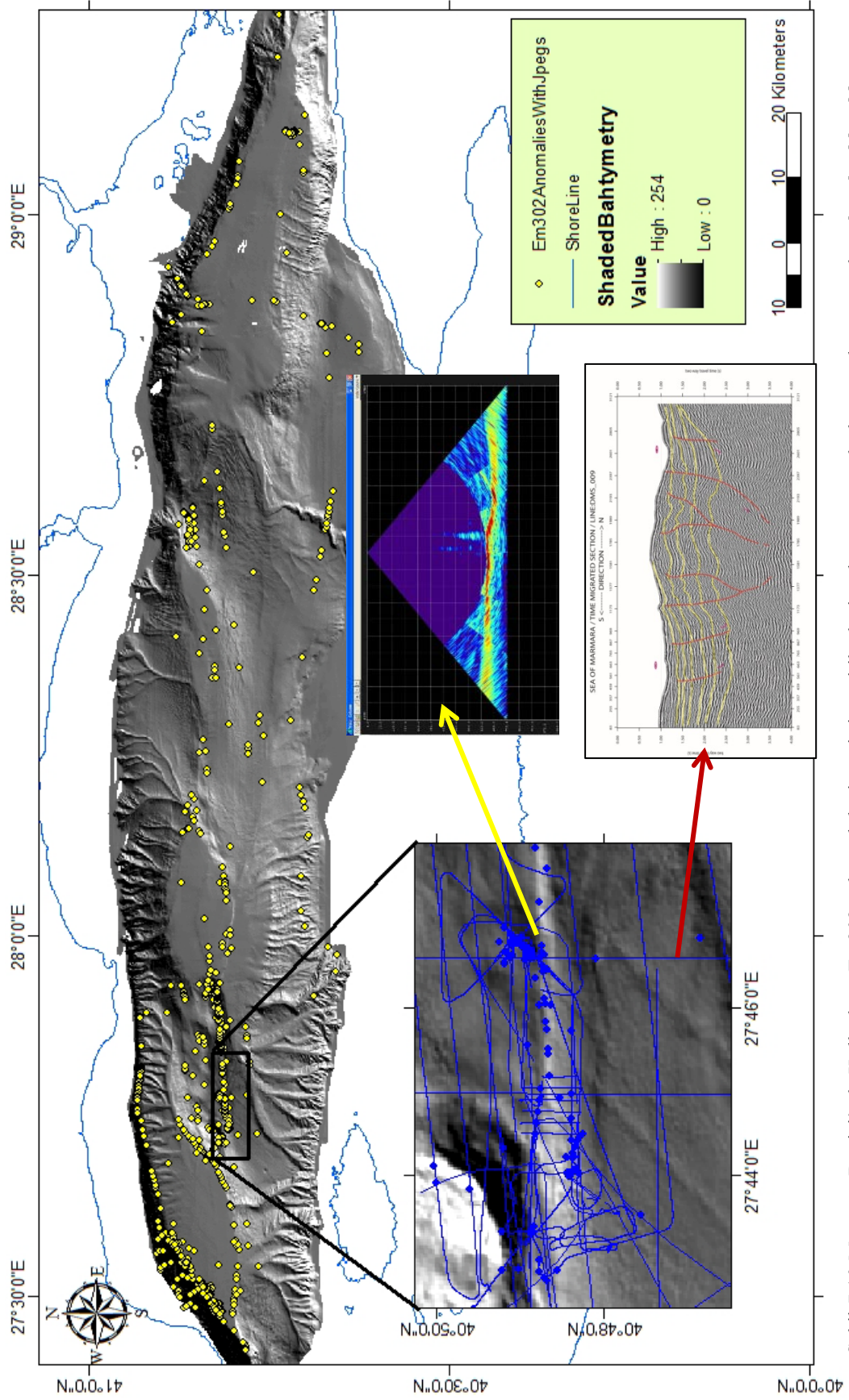
Batı Sırtı alanından alınan üç karot örneğinden gaz hidratı örneklenmiştir (Bourry ve diğer., 2009). MNTKS-25,27 ve 33 karot noktaları gaz birikimi alanları ile beraber harita üzerinde gösterilmiştir. Bu karotlar çamur volkanı alanına denk gelmektedir. Bölüm dörtte bu konu hakkında detaylı açıklama yapılmıştır (Şekil 7.8).



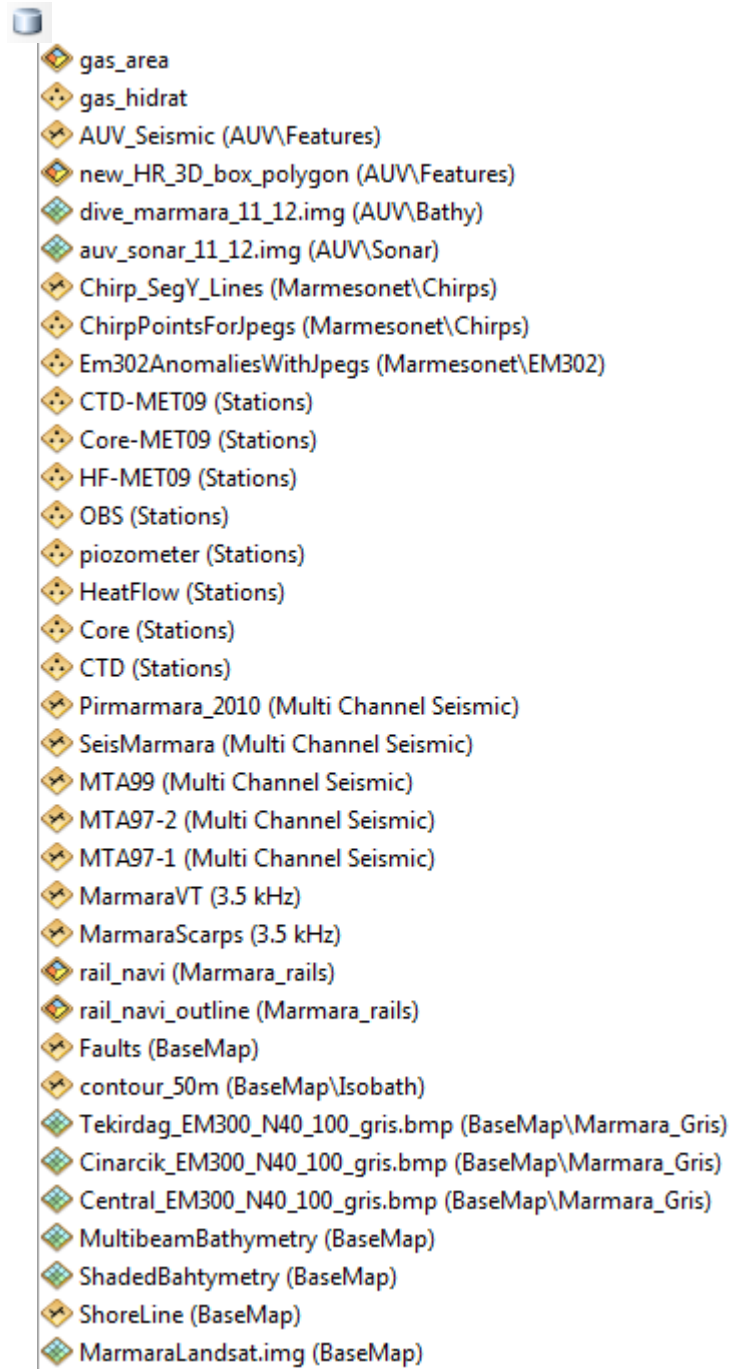
Şekil 7.8 Marmara Denizi'nde bulunan gaz alanlarının harita üzerinde gösterimi. Alt harita görüntüsü Batı Sırtı'ndan alınan 3B ve 2B Pirmarmara verilerinden elde edilen gaz alanları ve gaz hidrat örneklenen karot noktaları.



Şekil 7.9 Marmara Denizi'nde ESONET projesi kapsamında alınan "CTD, Heat Flow, Core, Pizometer, OBS" ölçüm noktalarının harita üzerinde gösterimi. Alt resimde Batı Sırtı'ndan alınan ölçüm noktaları vardır. Karot (Core) noktaları için yapılmış tablo bilgisi alt resmin yanındadır.



Şekil 7.10 Marmara Denizi'nde Kullenberg Em302 çok ışınli batimetri sistemi ile deniz tabanına gaz çıkışlarının ölçüm anında tesbitiyle elde edilen gaz çıkışları (sarı nokta). HYperlink ile Batı Sırtı'na ait çok ışınli batimetri ve sismik verilerin JPEG görüntüsü.



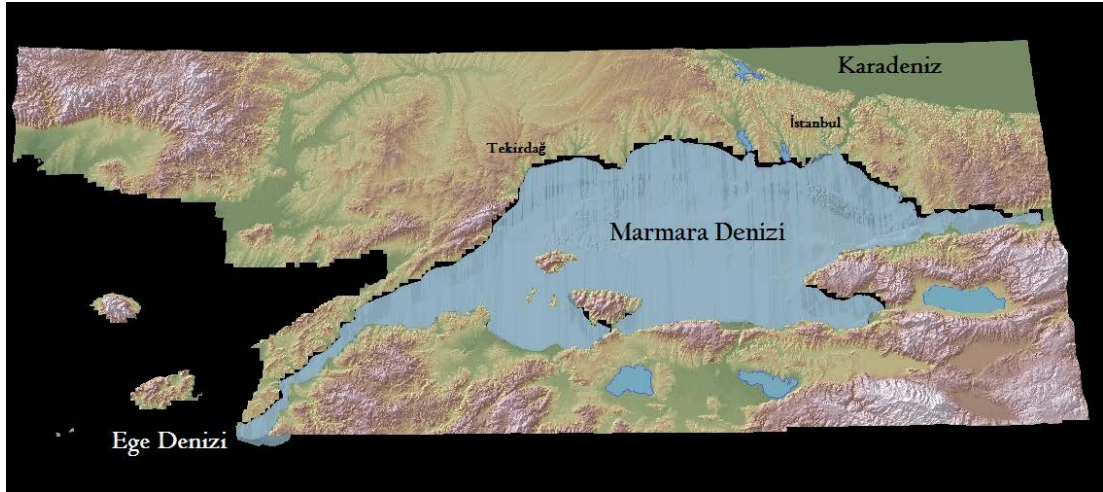
Şekil 7.11 Marmara Denizi'nin için oluşturulan nokta, çizgi, kapalı alan ve raster veri katmanlarının ait oldukları grup sıralamasına göre gösterimi.

Şekil 7.9 genel olarak Marmara Denizi’nde ESONET projesi kapsamında gerçekleştirilen noktasal ölçüm yerlerini gösterir. Bu ölçümler genelde tek bir koordinat değerine sahipken, derinlik “Z” değeri bu tek bir koordinat bilgisi üzerinden değişerek, derinliğe bağlı ölçüm alınır. Bu ölçümleri veri tabanı haline getirme CBS ortamında bu noktalar hakkında bize anlık ve sorgulanabilir bilgi vermesi açısından önemlidir Şekil 7.10 Marmara Denizi’nde tespit edilen anlık gaz çıkışlarının noktasal olarak gösterimidir. Burada ArcGIS’e ait “hyperlink” aracı ile istenilen noktaya istenilen JPEG görüntüyü ekleyerek, ölçüm verileri hakkında görsel bilgiye erişebilir ve daha ayrıntı yorumlayabiliriz. Bunun yanında birçok görüntüleme programını aynı anda açmak zorunda kalmadan, hem zaman açısından kazanır hem de bilgisayarın yavaşlamasına engel oluruz.

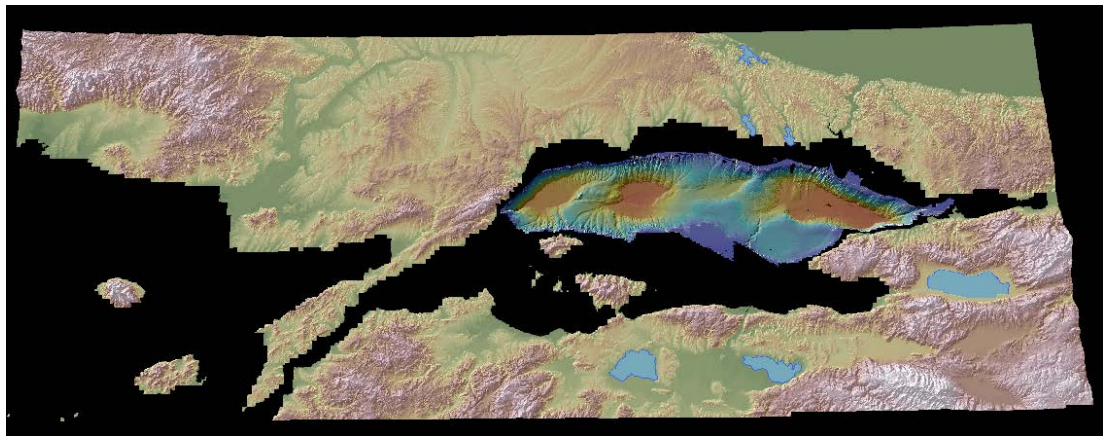
Şekil 7.11 ArcGIS programı üzerinde Marmara Denizi’nin için oluşturulan nokta, çizgi, kapalı alan ve raster veri katmanlarının ait oldukları grup (parantez içerisinde) sıralamasına göre gösterimidir. Genel olarak katmanlar daha fazladır, fakat karışıklık yaratmaması ve anlaşılabilir olması açısından tez kapsamında kullanılan katmanlar gösterilmiştir.

Marmara Denizi’nde yapılan bilimsel çalışmalar oldukça fazladır. Bu çalışmaları CBS ortamında tek bir çatı altında toplayarak veriler hakkında bilgi edinme, sorgulama ve analiz yapılabilir. Marmara Denizi’nde veri tabanı oluşturmanın hem zamansal olarak hem maddi olarak hem de istenilen sonuçlara ulaşabilme açısından ne kadar önemli ve gerekli olduğu göstermiştir. Bilimsel çalışmalar sadece Marmara Denizi değil aynı zamanda Türkiye’nin diğer denizlerinde ve hatta göllerinde dahi yapılmaktadır. Bu kapsamda CBS ortamının gereksinimi göz önünde bulundurulduğunda her bir deniz alanı için veri tabanı oluşturma yapılması gereken bir çalışmadır. Aynı zaman da bu tezde de gösterilmek istenen gaz ve olası gaz hidrat alanları gibi analizler diğer denizlerimizde de uygulanarak sahip olduğumuz deniz altı gaz birikim envanteri çıkarmaya yardımcı olur. Hem ekonomik hem zamansal ve hem de mühendisliğin getirileri açısından CBS her alanda kullanılması gereken bir sistemdir.

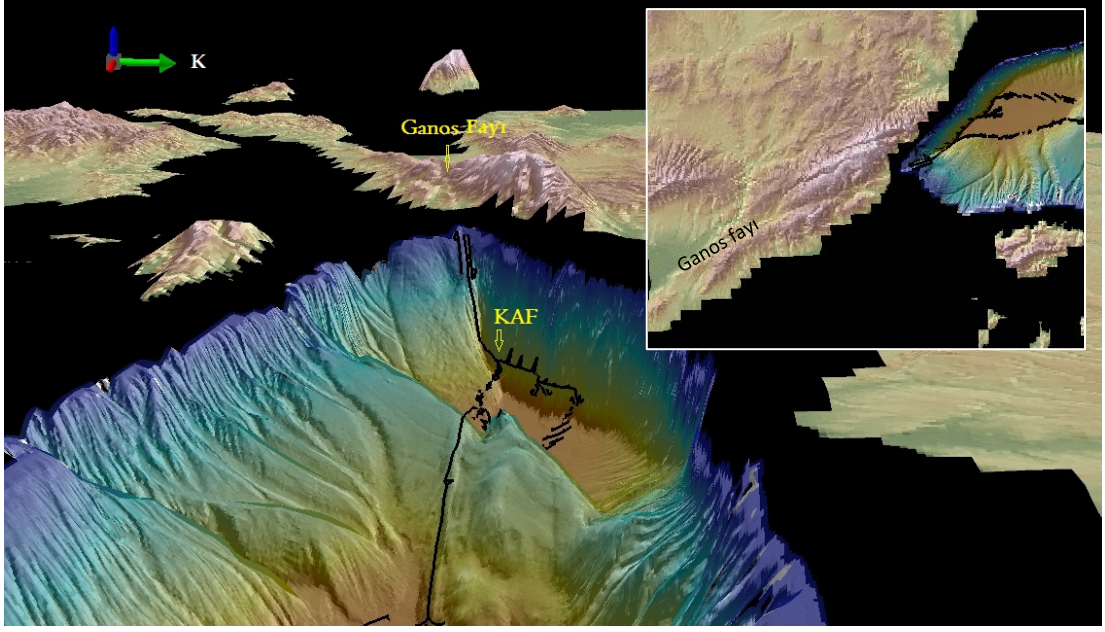
Marmara Denizi'nin çok ışınlı batimetri görüntüsü ve Marmara Bölgesi çevresinin kara görünümü ArcScene ile 3B olarak görüntülenmiştir. 3B görünüm bize deniz morfolojisi ile kara morfolojisinin birbiriyle ilişkisini, karlardan denizlere akan nehir ve akarsu yataklarının deniz tabanında meydana getirdiği değişimleri, deniz yüzeyine çıkmış fayların karalarda takibinin yapılmasını ve tektonik olarak yorumlamada büyük katkısı olmaktadır. Aynı zamanda farklı katmanların alt alta görüntülenerek yorumlanmayı etkin kılar. Bu çalışma kapsamında Marmara Denizi için yapılan 3B görüntüleme çalışmasında hem derinlik bilgili deniz tabanı hem kara morfolojisi (DEM) beraber kullanılmıştır. Altta şekiller bu konuyla ilgili çalışmaları gösterir.



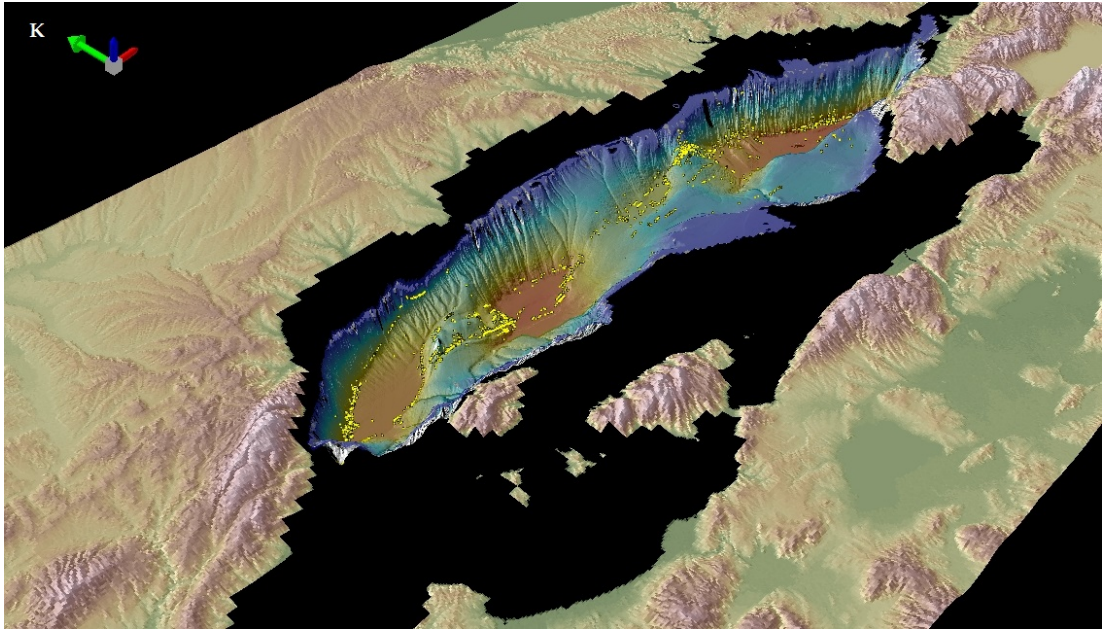
Şekil 7.12 Marmara Bölgesi kara morfolojisi (DEM) ve çevresindeki denizler.



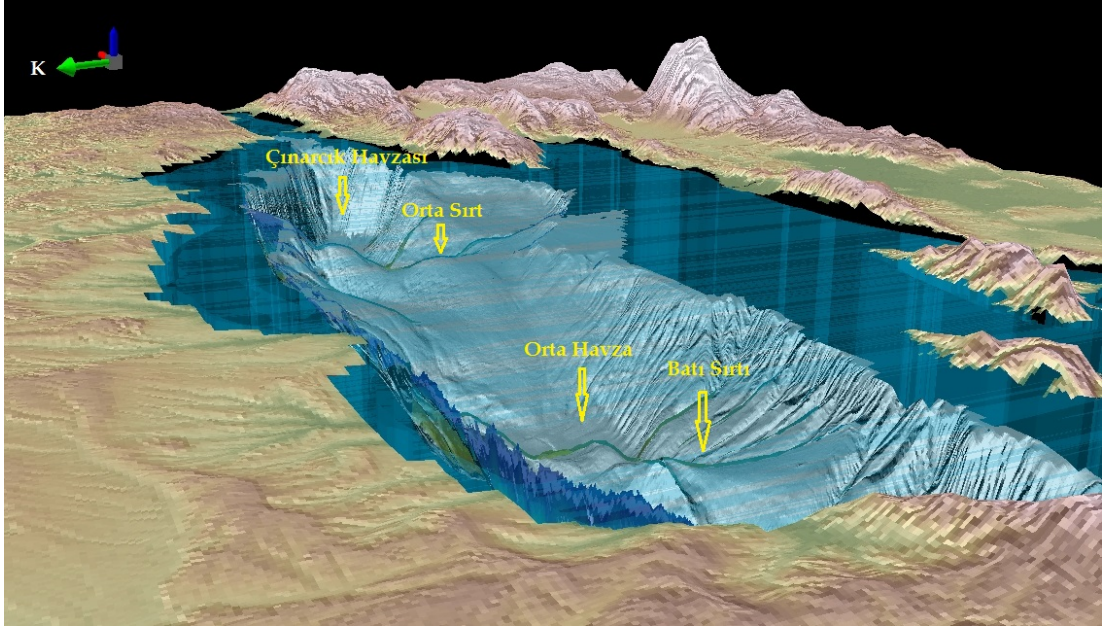
Şekil 7.13 Marmara Bölgesi kara morfolojisi (DEM) ve Marmara Denizi tabanı morfolojisinin ArcScene ile gösterimi.



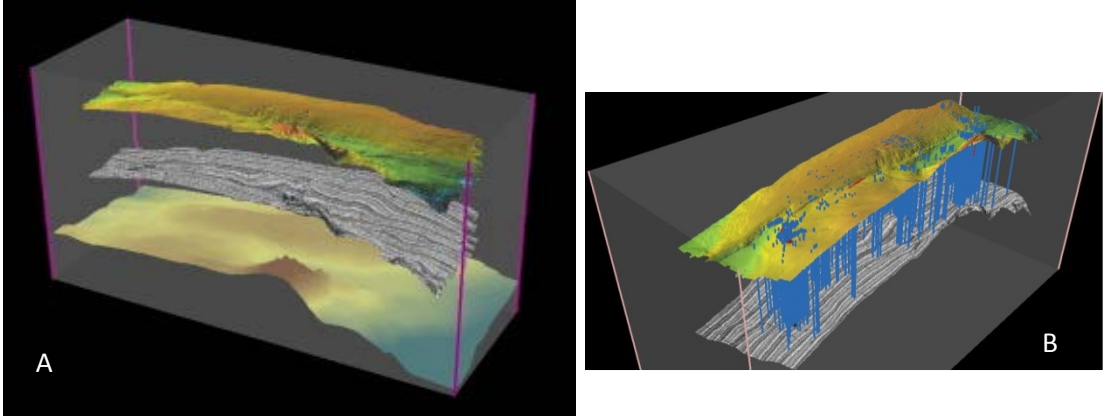
Şekil 7.14 Marmara Denizi'nden gelen KAF'nın kara üzerindeki devamı olan Ganos Fayı'nın kara morfolojisi üzerinde takibi.



Şekil 7.15 Marmara Denizi'de deniz kolonuna gaz çıkışlarının (sarı nokta) gösterimi.



Şekil 7.16 Deniz tabanı morfolojisi üzerinde sırt ve havzaların gösterimi. Deniz tabanı morfolojisinin kuzey ve güney kenarlarında oluşan yarık izleri, eski akarsu ve nehir yataklarına aittir. Bu akarsu ve nehirlerin havzalara aktığı görülmektedir.



Şekil 7.17 a) AUV aracı ile Batı Sırtı üzerinden alınmış çok ışınlı batimetri ve sonar görüntüsünün katmanlar halinde gösterimi. b) gaz çıkışlarının (mavi) AUV aracının aldığı batimetri ve sonar görüntüsü üzerinde hangi noktalara denk geldiğini gösterir.

BÖLÜM SEKİZ

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Bu çalışma Marmara Denizi'nin batı morfolojisinde gözlenen, Tekirdağ Havzası ile Orta Havza arasında kalan Batı Sırtı üzerine yapılmıştır. Çalışmanın temel veri setini, ESONET projesi kapsamında bu alandan toplanan yüksek çözünürlüklü 2B PirMarmara ve 3B sismik veriler oluşturur. Tezde, gaz ve olası gaz hidrat birikimleri, bu birikimlerin deniz tabanı morfolojisine etkisi, tabakaların yaşları incelenmiştir. Marmara Denizi'ndeki gaz alanları ve deniz verileri coğrafi bilgi sistemleri kullanılarak veri tabanı oluşturulmuş ve haritalanmıştır.

Zitter ve diğer. (2008) KAF'nın Batı Sırtı üzerinden geçtiği hatta deniz kolonuna gaz çıkışı gözlemlemiştir. Tezde 3B ve 2B sismik verilerin yorumlanma aşamasında akustik örtü ve akustik sütun biçimli gaz birikimlerinin yanında Zitter ve diğer. (2008)'in yaptığı gözlemlere paralel olarak deniz kolonuna gaz çıkışları da tespit edilmiştir. Thomas ve diğer. (2012) yaptıkları çalışmada 3B veri alanının üst katmanlarında KAF'nın güneyinde kalan D-B yönlü antiklinal alanı içerisinde “H2” olarak işaretlenen tabakanın gaz birikimi nedeniyle yüksek genliğe sahip olduğunu aktarmışlar ve görüntülemişlerdir. Tez'de “H1” tabakası her ne kadar ters polariteli olmasına rağmen bunun gaz birikiminden kaynaklanmadığı “H2” tabakasının ise Thomas ve diğer. (2012) 'in açıkladığı sonuçla benzer olarak gaz birikiminden dolayı yüksek genlik ve ters polariteli olduğu ortaya çıkmıştır. Veriler üzerinde yapılan çalışmalarda Batı Sırtı alanında gaz birikimleri 3B veri alanının neredeyse tümünde görülürken, “a2_b2” ve “a2_b8” 2B PirMarmara verilerinde kuzey şelfine doğru bu gaz birikimleri geniş bir alana yayılır. Bu veriler ışığında, KAF ile kuzey şelfi arasında kalan Batı Sırtı bölgesinde oldukça yoğun gaz birikimi olması kuvvetle muhtemel olmakla beraber 3B veri alanı içerisinde kalan gaz birikiminden çok daha fazlası Batı Sırtı kuzeyinde birikmiş olarak sismik verilerde gözlenmiştir. 3B veri alanında gaz birikimi yaklaşık 7 km² iken bu alanın kuzeyine doğru tahmini gaz birikim alanı 20-25 km² arasında olduğunu düşünülür. Fakat Batı Sırtı'nın düşünüldüğü gibi geniş bir gaz birikimi alanı olduğunu kesinleştirmek için bu alanda derin karot örneklemesi, AVO analizi, log verisi alınması, derin sismik araştırmaları

ve detaylı kimyasal analizler gibi daha farklı araştırma yöntemleri kullanarak gaz birikiminin teyit edilmesi gerekmektedir.

Trakya Havzası'nın Batı Sırtı'nı da içine alacak şekildeki güney uzanımı, Marmara Denizi'nin bu alanı kaplamasından dolayı su altında kalmıştır (Hoşgörmez ve diğer., 2005). Bu düşünceye paralel olarak Trakya Havzası'nda çıkan ekonomik değere sahip gaz ile Batı Sırtı'nda bulunan gazın aynı veya hemen hemen birbirine yakın kimyasal içeriğe sahip olması beklenir. Gürer ve diğer., (2005)'e göre Marmara Denizi'nin batısındaki birikim ve çıkışlara Trakya Havzası'nın hidrokarbon kaynak kayaçları sebep olmaktadır. Tez'de Gürer ve diğer. (2005)'in açıkladığı bu bilgiyle aynı doğrultuda Batı Sırtı'nda biriken gaza muhtemelen KAF'nın derinlerde hazne kayacı kesmesi ve gazın faylar ile yukarı doğru göç ederek geçirimsiz katmanlar altında birikmesi neden olduğu düşünülür. Diğer bir yol ise daha kuzeyde bulunan hazne kayadan Batı Sırtı'na doğru, faylar ile gazın bu alana göç edebileceğidir. Fakat KAF'nın Batı Sırtı'nda direk hazne kayayı kesmesi düşüncesi daha muhtemeldir. Bourry ve diğer. (2009) Batı Sırtı'ndan çıkan gazlar için yaptığı kimyasal analizde bu gazların termojenik kökenli olduğunu açıklamıştır. Bu açıklama Trakya Havzası'ndan çıkarılan gazlarla Batı Sırtı alanındaki gazların birbiriyle ilişki olduğunun bir göstergesi olma niteliğindedir. Batı Sırtı üzerindeki gaz birikimleri antiklinal alanların altında birikmiştir. Gazlar, genel olarak antiklinal alan ile KAF arasında kalan normal fay hatlarından deniz tabanına doğru göç etmektedir.

Bu çalışmada en dikkat çekici bulgulardan biri çamur volkanıdır. Aynı gaz birikiminin sebep olduğu ve deniz tabanına çıkış yapan iki adet volkan ağzı bulunurken etrafında da çamur diyapirleri oluşumları vardır. GB-KD yönlü bir antiklinal yay üzerinde bulunan çamur volkanları muhtemelen KAF'nın kırılmasından sonra buraya göç eden gazın tabakalara uyguladığı yüksek basınç ve tektonik sıkışma sonucu meydana gelmiştir. Çamur volkanlarına "Prof.Dr. Erkan Gökaşan" ismi verilmiştir. Bu volkanların koordinatları decimal derece cinsinden; boylam1: 27,777016 / enlem1: 40,814683; boylam2: 27,779183 / enlem2: 40,817166'dır. Bourry ve diğer. (2009), çamur volkanı alanından aldıkları karot

örneklerinde gaz hidrat bulgularına rastlamışlardır. Fakat tez kapsamında kullanılan sismik verilerde herhangi bir gaz hidrat tabakasına rastlanmamıştır. Bunun nedenin Marmara Denizi'nin basınç ve sıcaklık koşulları bakımından gaz hidrat oluşumu için uygun olmaması şeklinde düşünülür. Bu nedenle gaz hidrat oluşumunda sürekliliği izlenebilen bir tabaka işaretlenememiştir. Günümüzde çamur breşi çıkışı açısından aktifliğini kaybetmiş çamur volkanlarında halen yoğun gaz çıkışı gözlenir. Hem taban morfolojisinde iz bırakan hem de sismik verilerde görülen pockmarklar gaz birikimlerinin göstergesidir.

Batı Sırtı üzerinde KAF ile yaklaşık 15° derecelik D-B yönlü sağ yanal doğrultu atımlı “sentetik ridel kırığı ” oluşurken, bu kırığın hemen üstünde bu kırığa paralel ikinci bir sentetik ridel kırığı olabilecek bir faylanma mevcuttur. Bu kırıklara 70° KKB yönünde hafif kıvrımlanmış bir fay bulunur, bu fayın “antitetik ridel kırığı” olması muhtemeldir. Batı Sırtı'na genel olarak bakıldığında KAF'ndan dolayı oluşan, bu zona açılı olarak gelen ve her iki yanında da bulunan deniz tabanına kadar ulaşmış KB-GD yönlü normal faylanmalar bulunur. Grall ve diğer. (basımda) çalışmalarında sentetik ridel kırıklarından bahsetmiştir. Tezde işaretlenen kırıklar, Grall ve diğer. (basımda) bahsettiği kırıklarla uyumluluk göstermektedir. Aynı zamanda hem 2B PirMarmara verilerinde hem de 3B verilerden elde edilen hem deniz tabanı morfolojisi görüntüsü üzerinde hem de sismik verilerde kütle kaymaları izlenmiştir. Bu kütle kaymaları muhtemelen tektonik aktivite, ani su basmaları, muhtemel tsunami gibi olaylar sonucu meydana gelmiştir.

Batı Sırtı'nda yapılan sediment tabakası yaş tayini, Sorlien ve diğer. (2012) ile Grall ve diğer. (basımda)'ın küresel deniz seviyesi alçalması ve yükselmesine bağlı uyumsuzluk yüzeylerin işaretlenmesi ile elde ettiği veriler üzerinden korale edilerek yapılmıştır. Grall ve diğer. (basımda) Batı Sırtı 3B alanı üzerinde çalışmış ve Sorlien ve diğer. (2012) ile verilerini korale etmiştir. Buna göre tez kapsamında işaretlenen 2B PirMarmara tabakaları Grall ve diğer. (basımda)'ın işaretlediği tabakalar ile korale edildiğinde W5 (mor) = H4 (sarı), W6 (deniz yeşili) = H5 (yeşil), W7 (kahverengi) = H6 (koyu mavi) denk gelmiştir. Burada Grall ve diğer., (basımda) yaptığı yaş tayini göz önüne alındığında da W5, W6 ve W7 tabakalarının yaşları

sırasıyla 335 ± 19 ka, 417 ± 21 ka ve 482 ± 35 ka şeklinde olur. . Grall ve diğer., (basımda) yaptığı çalışmada W7 tabakasının yaşı 482 ± 35 ka'ya denk gelir ki bu da Sorlien ve diğer., (2012)'in yaptığı çalışmadaki Green-6 tabakasının yaşına daha da yaklaşıktır. Buradan da yaş olarak Green-6 tabakasının W6 veya W7 olabileceği sonucu çıkarılabilir.

Bu çalışmada Batı Sırtı ve Marmara Denizi için yapılan deniz çalışmaları CBS ortamına aktarılmıştır. Bu şekilde hem görsel hem de nitelik/nicelik verilerinin aynı anda görüntülenerek analiz yapılabilme yetisi geliştirilmiştir. Tez de Marmara Denizi'nde daha önce yapılan çalışmalarda bulunan sıg gaz birikim alanları bir araya getirilmeye çalışılmış ve haritalanmıştır. Marmara Denizi'nde KAF'nın geçtiği alanlarda aktif gaz çıkışları gözlenmiştir, bu da gaz alanlarının tez de gösterilen yerlerle sınırlı olmadığı daha fazla alanda biriktiğini gösterir niteliktedir. Sonuç olarak hem ekonomik hem zamansal ve hem de mühendisliğin getirileri açısından CBS her alanda kullanılması gereken bir sistemdir.

Batı Sırtı'nda bulunan gaz birikimleri, pockmarklar, çamur volkanı ile kütle kayma alanları bu alanda yapılması istenen sondaj, boru hattı vb. mühendislik yapılarının inşası açısından önemlidir. Gaz birikimlerinden deniz kolonuna çıkan gazın kimyasal analizinde bu gazların termojenik kökenli olduğu aktarılmış olsada (Bourry ve diğer., 2009), bu alandan çıkarılacak gazın kesin bir şekilde ekonomik rezerve ve gaz özelliğine sahip olduğunu söylemek için, sismik araştırma dışında çok daha farklı araştırma yöntemleri kullanılarak, alandaki gaz birikimi ve içeriği hesaplanmalıdır. Yapılacak rezerv-maliyet hesabı ile ilerde bu alanda ekonomik gaz elde ediminin uygunluğu ortaya çıkarılabilir.

KAYNAKLAR

- Abegg, F., ve Anderson, A. (1997). The acoustic turbid layer in muddy sediments of Eckernförde Bay, western Baltic: methane concentration, saturation and bubble characteristics. *Marine Geology* 137, 127-147.
- Adatepe, M.F. (1988). *Marmara Denizi jeofizik verilerinin değerlendirilmesi*. İstanbul Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü, Doktora Tezi, 204s, İstanbul.
- Adatepe, F., Demirel, S., ve Alpar, B. (2002). Tectonic setting of the southern Marmara region: based on seismic reflection data and gravity modelling. *Marine Geology*, 190, 383-395.
- Akgün, A. (2007). *Ayvalık ve yakın çevresinin erozyon ve heyelan duyarlılığının coğrafi bilgi sistemleri tabanlı incelenmesi*. Dokuz Eylül Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, İzmir.
- Aksu, A.E., Hiscott, R.N., ve Yaşar, D. (1999). Oscillating Quaternary water levels of the Marmara Sea and vigorous outflow into the Aegean Sea from the Marmara Sea-Black Sea drainage corridor. *Marine Geology*, 153, 275–302.
- Aksu, A.E., Calon, T.J., Hiscott, R.N., ve Yaşar, D. (2002). Anatomy of the North Anatolian fault zone in the Marmara Sea. Western Turkey: Extensional basins above a continental transform. *The Geological Society of London*, 10, 1-2.
- Aliyev, A., Guliyev, I. S., ve Belov, I. S. (2002). *Catalogue of Recorded Eruptions of Mud Volcanoes of Azerbaijan (for Period of Years 1810 to 2001)*. Baku, Azerbaijan: Nafta Press.
- Aloisi, G., Pierre, C., Rouchy, J.-M., Foucher, J.-P., ve Woodside, J. (2000). Methane-related authigenic carbonates of eastern Mediterranean Sea Mud

- Volcanoes and their possible relation to gas hydrate destabilisation. *Earth and Planetary Science Letters*, 184 (1), 321-338.
- Alpar, B., ve Yaltırak, C. (2002). Characteristic features of the North Anatolian Fault in the eastern Marmara region and its tectonic evolution. *Marine Geology*, 190, 329-350.
- Anderson, A.L., ve Hampton, L.D. (1980a). Acoustics of gas-bearing sediments I. Background. *Journal of the Acoustical Society of America*, 67, 1865—1889.
- Anderson, A. L., Abegg, F., Hawkins, J. A., Duncan, M. E., ve Lyons, A. P. (1998). Bubble populations and acoustic interaction with the gassy floor of Eckernförde Bay. *Continental Shelf Research*, 18, 1807–38.
- Anonim, (2004). Marmara-VT cruise report.
- Andre, C. (2008). *Analysis of heat flux data collected during MARNAUT campaign*. Internal communication, IFREMER.
- Armijo, R., Meyer, B., Hubert, A., ve Barka, A. (1999). Westward propogation of the North Anatolian fault into the northern Aegean: Timing and kinematics. *Geology*, 27, 267-270.
- Armijo, R., Meyer, B., Navarro, S., King, G., ve Barka, A. (2002). Asymmetric slippartitioning in the Sea of Marmara pull apart: a clue to propogation processes of the North Anatolian fault? *Terra Nova*, 14, 80-86.
- Armijo, R., Pondard, N., Meyer, B., Uçakuş, G., Lepinay, B.M., Malavieille, J., Dominguez, S., Gustcher, M.A., Beck, C., Çağatay, N., Çakir, Z., İmren, C., Eriş, K., Natalin, B., Özalaybey, S., Tolun, L., Lefevre, I., Seeber, L., Gasperini, L., Rangin, C., Emre, O., ve Sarikavak, K. (2005). Submarine fault scarps in the Sea

- of Marmara pull-apart (North Anatolian Fault): Implications for seismic hazard in Istanbul. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 6 (6), 1-29
- Armstrong, T., McAteer, J., ve Connolly, P. (2001). Removal of overburden velocity anomaly effects for depth conversion. *Geophysical Prospecting*, 49, 79–99.
- Arpat, E., ve Şentürk, K. (2003). İstanbul yöresinin, Orta Eosen’den bu yana jeolojik gelişiminin ana çizgileri. *İstanbul’un Jeolojisi Sempozyumu Bildiriler Kitabı*, 39-48, İstanbul.
- Ateş, A., Kayıran, T., ve Sincer, I. (2003). Structural interpretation of the Marmara region, NW Turkey, from aeromagnetic, seismic and gravity data. *Tectonophysics*, 367, 41-99.
- Atgın, O. (2012). *Çınarcık Havzası’nın ve Kuzey Anadolu Fayı’nın Marmara Denizi içerisindeki devamının çok kanallı sismik yansıma verileri ile incelenmesi*. Dokuz Eylül Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, İzmir.
- Barka, A. (1999). Marmara Denizi’nin deprem mekanizması. *TÜBİTAK Bilim ve Teknik Dergisi*, 383, 28-32.
- Barka, A.A., ve Kadinsky-Cade, K. (1988). Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics*, 7, 663-684.
- Barka, A.A., Sakıncı, M., ve Yalıtırak, C. (1988). Marmara Denizi’nin jeolojisi ve jeofiziği. *Türkiye Denizlerinin ve Yakın Çevresinin Jeolojisi (editör: N. Görür)*, 131-210.
- Beck, C., Lépinay, B.M., Schneider, J.L., Cremer, M., Çağatay, N., Wendenbaum, E., Boutareaud, S., Menot, G., Schmidt, S., Weber, O., Eris, K., Armijo, R., Meyer, B., Pondard, N., ve Gutscher, M.A. (2007). Late Quaternary co-seismic

sedimentation in the Sea of Marmara's deep basins. *Sedimentary Geology*, 199, 65–89.

Berckhemer, H. (1977). Some aspects of the evolution of marginal seas deduced from observations in the Aegean region, in Biju-Duval, B., and Montadert, L., eds., Structural history of the Mediterranean basins. *Paris, Editions Technip*, 303-313.

Berndt, C., Bünz, S., Clayton, T., Mienert, J., ve Saunders, M. (2004). Seismic character of bottom simulating reflectors: examples from the mid-Norwegian margin. *Marine and Petroleum Geology*, 21, 723-733.

Beşiktepe, Ş., Sur, H.I., Özsoy, E., Latif, M.A., Oğuz, T., ve Ü. Ünlüata (1994). The circulation and hydrography of the Marmara Sea. *Progress in Oceanography*, 34, 285–334.

Beşiktepe, Ş.T. (2003). Density currents in the two-layer flow: an example of Dardanelles outflow. *Oceanologia Acta*, 26, 243–253.

Blinova, V.N., Ivanov, M.K. ve Bohrmann, G. (2003). Hydrocarbon gases in deposits from mud volcanoes in the Sorokin Trough, north-eastern Black Sea. *Geo-Marine Letters*, 23, 250–257.

Bourry C., Chazallon B., Charlou J.L., Donval J.P., Ruffine L., Henry P., Géli L., Çağatay M.N., İnan S. ve Moreau M. (2009). Free gas and gas hydrates from the Sea of Marmara, Turkey: Chemical and structural characterization. *Chemical Geology*, 264, 197-206.

Brinkmann, R. (1976). Türkiye jeolojisine giriş. *Ege Üniv. Fen Fakültesi, Kitaplar Serisi*. No.53, 155.

- Burrough, P.A. (1986). *Principles of geographical information systems for land resources assessments*. Oxford: Clarendon Press.
- Cathles, L.M., Su, Z., ve Chen, D. (2010). The physics of gas chimney and pockmark formation, with implications for assessment of seafloor hazards and gas sequestration. *Marine and Petroleum Geology*, 27(1), 82-91.
- Claypool, G.E., ve Kvenvolden, K. (1983). Methane and other hydrocarbon gases in marine sediment. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 11, 299–327.
- Clennell, M.B., Judd, A., ve Hovland, M. (2000). Movement and accumulation of methane in marine sediments: relation to gas hydrate systems. *Natural gas hydrate in oceanic and permafrost environments*. In: Max MD (ed) (105-122). Kluwer: Dordrecht.
- Chappell, J., Omura, A., Esat, T., McCullah, M., Pandolfi, J., Ota, Y., ve Pillans, B., (1996). Reconciliation of late Quaternary sea levels derived from coral terraces at Houn Peninsula with deep sea oxygen isotope records. *Earth and Planetary Science Letters*, 141, 227–236.
- Collier, J. S., ve White, R. S. (1990). Diapirism within Indus fan sediments: Murray Ridge, Gulf of Oman. *Geophysical Journal International*, 101, 345–53.
- Collins, A. G. (1975). *Geochemistry of Oilfield Waters*, 496 pp., New York: Elsevier Scientific Publishing Company.
- Crampin, S., ve Evans, R. (1986). Neotectonics of the Marmara Sea region. *Journal of Geological Society*, 143, 343-346.
- Crémière, A., Pierre, C., Blanc-Valleron, M., Zitter, T., Çağatay, M. N., ve Henry, P. (2012). Methane-derived authigenic carbonates along the North Anatolian fault

- system in the Sea of Marmara (Turkey). *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 66, 114-130.
- Çağatay, N., Görür, N., Algan, O., Eastoe, C.J., Tchapyga, A., Ongan, D., Kuhn, T., ve Kuşcu, I. (2000). Late Glacial–Holocene paleoceanography of the Marmara Sea: timing of connections with the Mediterranean and the Black Seas. *Marine Geology*, 167, 191–206.
- Çağatay, N., Görür, N., Polonia, A., Demirbağ, E., Sakiç, M., Cormier, M.H., Capotondi, L., McHugh, C., Emre, Ö., ve Eriş, K. (2003). Sea level changes and depositional environments in the Izmit Gulf, eastern Marmara Sea, during the late Glacial–Holocene period. *Marine Geology*, 202, 159–173.
- Çifçi, G., Dondurur, D., ve Ergün, M. (2003). Deep and shallow structures of large pockmarks in the Turkish shelf, Eastern Black Sea. *Geo-Marine Letters*, 23, 311-322.
- Çifçi, G., Dondurur, D., ve Okay, S. (2005). *Yüksek ayrımlı deniz jeofiziği yöntemleri*. Ankara. Mirza Tanıtım.
- Çifçi, G., Thomas, Y., ve Marsset, B. (2010). 2D high resolution seismic data acquisition in the Marmara Sea. *PirMarmara Cruise Report*, 1-31.
- Coşkun, B. (1997). Oil and gas fields- transfer zone relationships, Thrace basin, NW Turkey. *Marine and Petroleum Geology*, 14(4), 401-416.
- D'Arrigo, J. S. (1986). *Stable Gas-in-Liquid Emulsions*. Amsterdam: Elsevier.
- Demirbağ, E., Rangin, C., Le Pichon, X., ve Şengör, A.M.C. (2003). Investigation of the tectonics of the Main Marmara Fault by means of deep-towed seismic data. *Tectonophysics*, 361, 1-19.

Dewey, J. E., ve Şengör, A. M. C. (1979). Aegean and surrounding regions: Complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. *Bulletin of Geological Society of America*, 90, 84-92.

Dimitrov, L.I. (2002). Contribution to atmospheric methane by natural seepages on the Bulgarian continental shelf. *Continental Shelf Research*, 22, 2429-2442.

Dirik, K. (b.t). *Jeoloji ders notları*. 15 Mart

2013. http://yunus.hacettepe.edu.tr/~kdirik/YJ_faylar_6.pdf

Dondurur, D. (2005). *Doğu Karadeniz’de gaza doymuş tortullar ve bunların sismik ve sonar verileri ile araştırılması*. Dokuz Eylül Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, İzmir.

Erdik, M., Demircioğlu, M., Sesetyan, K., Durukal, E., ve Siyahi, B. (2004). Earthquake hazard in Marmara Region, Turkey. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 24, 605–631.

Ergün, M., ve Özel, E., (1995). Structural relationship between the sea of Marmara basin and the North Anatolian Fault. *Terra Nova*, 7, 278-288.

Eriş, K.K., ve Çağatay, M.N. (2009). Marmara Denizi’nde geç Buzul-Holosen dönemi deniz seviyesi değişimleri: sığ-sismik ve karot çalışmalarından ipuçları. 62. *Türkiye Jeoloji Kurultayı, Deniz ve Kıyı Jeolojisi*, MTA-Ankara.

Erol, O., ve Çetin, O., (1995). Marmara Denizi’nin Genç Miyosen-Holosen’deki evrimi (bazı yeni radyometrik yaş verilerinin ışığı altında bir yorum). *Izmit Körfezi Kuvaterner İstifi, İstanbul Üniversitesi. Jeoloji Mühendisliği Bölümü*, 313-342.

ESRI (b.t)..Map projections. 20.08.2013.

http://webhelp.esri.com/arcgisexplorer/1500/en/map_projections.htm

- Fleischer, P., Orsi, T.H., Richardson, M.D., ve Anderson, A.L. (2001). Distribution of free gas in marine sediments: a global overview. *Geo-Marine Letter*, 21, 103-122.
- Flerit, F., Armijo, R., King, G., ve Meyer, B. (2004). The mechanical interaction between the propagating North Anatolian Fault and the back-arc extension in the Aegean. *Earth and Planetary Science Letters*, 224, 347- 362.
- Garcia-Gil, S., Vilas, F., ve Garcia-Garcia, A. (2002). Shallow gas features in incised-valley fills (Ria de Vigo, NW Spain): a case study. *Continental Shelf Research*, 22, 2303-2315.
- Gazioğlu, C., Yücel, Z.Y., ve Doğan, E. (2005). Morphological features of major submarine landslides of Marmara Sea using multibeam data. *Journal of Coastal Research*, 21, 664-673.
- Geli, L., Henry, P., Çağatay, N., ve Scientific Team (2009). *Marmesonet Cruise, R/V Le Suroit, Leg-1 Report*, 1-141.
- Ginsburg, G. D. ve Soloviev, V. A. (1998). *Submarine Gas Hydrates*. St Petersburg: VNII Okeangeologia.
- Ginsburg, G.D., Milkov, A.V., Soloviev, V.A., Egorov, A.V., Cherkashev, G.A., Vogt, P.R., Crane, K., Lorenson, T.D., ve Khutorskoy, M.D. (1999). Gas hydrate accumulation at the Haakon Mosby mud volcano. *Geo-Marine Letter*, 19, 57–67.
- Göktaşan, E., Alpar, B., Gazioğlu, C., Yücel, Z.Y., Tok, B., Doğan, E., ve Güneysu, C., (2001). Active tectonics of the Izmit Gulf (NE Marmara Sea): from high resolution seismic and multi-beam bathymetry data. *Marine Geology*, 175, 273-296.

- Gökaşan, E., Ustaömer, T., Gazioğlu, C., Yücel, Z.Y., Öztürk, K., Tur H., Ecevitoglu, B., ve Tok, B. (2003). Morpho-tectonic evolution of the Marmara Sea inferred from multi-beam bathymetric and seismic data. *Geo-Marine Letters*, 23, 19-33.
- Görür, N., Sakıncı, M., Barka, A., Akkök, A., ve Ersoy, S. (1995). Miocene to Pliocene paleogeographic evolution of Turkey and its surroundings. *Journal of Human Evolution*, 28, 309-324.
- Görür, N., ve Okay, A. I. (1996). Origin of the Thrace Basin, NW Turkey. *Geology Rundschau*, 85, 662-668.
- Görür, N., Çağatay, M.N., Sakıncı, M., Sümengen, M., Şentürk, K., Yaltırak, C., ve Tchapylyga, A. (1997). Origin of the Sea of Marmara as deduced from Neogene to Quaternary paleogeographic evolution of its frame. *International Geology Review*, 39, 342-352.
- Görür, N., Çağatay, N., Emre, Ö., Alpar, B., Sakıncı, M., İslamoğlu, Y., Algan, O., Erkal, T., Keçer, M., Akkök, R. ve Karlık, G. (2001). Is the abrupt drowning of the Black Sea Shelf at 7150 yr BP a Myth?. *Marine Geology*, 176, 65-73.
- Grall, C., Henry, P., Thomas, Y., Westbrook, G.K., Çağatay, M.N., Marsset, B., Saritas, H., Çifçi, G., ve Geli, L. (basımda). Slip rate estimation along the western segment of the Main Marmara Fault over the last 330 ka by correlating Mass Transport Deposits. *Tectonics*.
- Grauls, D. (2001). Gas hydrates: importance and applications in petroleum exploration. *Marine and Petroleum Geology*, 18, 519-523.
- Gürer, Ö.F., Kaymakçı, N., Çakır, Ş., ve Özburan, M. (2003). Neotectonics of the southeast Marmara region, NW Anatolia, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21, 1041-1051.

- Gürgey, K., Philp, R.P., Clayton, C., Emiroğlu, H., ve Siyako, M. (2005). Geochemical and isotopic approach to maturity/source/ mixing estimations for natural gas and associated condensates in the Thrace Basin, NW Turkey. *Applied Geochemistry*, 20 (11), 2017-2037.
- Hampton, L. D. ve Anderson, A. L. (1974). Acoustics and gas in sediments. In Kaplan, I. R. (ed.), *Natural Gases in Marine Sediments. Marine Science Series No. 3* (249-74). New York: Plenum Press.
- Haq, B. (1991). Sequence stratigraphy, sea-level change, and significance for the deep sea. *International Association of Sedimentologist- Specific Publish*, 12, 3-39
- Henry, P., Lallemand, S., Nakamura, K., Tsunogai, U., Mazzotti, S., ve Kobayashi, K. (2002). Surface expression of fluid venting at the toe of the Nankai Wedge and implications for flow paths. *Marine Geology*, 187 (1-2), 119-143.
- Hensen, C., Wallmann, K., Schmidt, M., Ranero, C.R., ve Suess, E. (2004). Fluid expulsion related to mud extrusion off Costa Rica—a window to the subducting slab. *Geology*, 32, 201-204.
- Hoşgörmez, H., Yalçın, M.N., Cramer, B., Gerling, P., ve Mann, U. (2005). Molecular and isotopic composition of gas occurrences in the Thrace basin (Turkey): origin of the gases and characteristics of possible source rocks. *Chemical Geology*, 214, 179-191.
- Hovland, M., ve Judd, A.G. (1988). *Seabed pockmarks and seepages, impact on geology, biology and marine environment*. London: Graham & Trotman.
- Hovland, M. (1989). Modern analogues to middle Ordovician sedimentary mounds and washout depressions. *Journal of Sedimentary Petrology*, 59, 585-589.

- Hovland, M. ve Curzi, P. (1989). Gas seepage and assumed mud diapirism in the Italian central Adriatic Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 6, 161–9.
- Hovland, M., Heggland, R., De Vries, M.H. ve Tjelta, T.I. (2010). Unit-pockmarks and their potential significance for predicting fluid flow. *Marine and Petroleum Geology*, 27(6), 1190-1199.
- Hubareva, E., Svetlichny, L., Kideys, A., ve İşinibilir, M. (2008). Fate of the Black Sea *Acartia clausi* and *Acartia tonsa*(Copepoda) penetrating into the Marmara Sea through the Bosphorus. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 76, 131-140.
- Ivanov, M. V., Limonov, A. F., ve van Weering, T. C. E. (1996). Comparative characteristics of the Black Sea and Mediterranean Ridge mud volcanoes. *Marine Geology*, 132, 253–71.
- İmren, C., Le Pichon, X., Rangin, C., Demirbağ, E., Ecevitoglu, B., ve Görür, N., (2001). The North Anatolian fault within the Sea of Marmara: a new interpretation based on multichannel seismic and multi-beam bathymetry data. *Earth Planetary Science Letter*, 186, 143-158.
- İmren, C., Demirbağ, E., ve Şengör, A.M.C. (2003). Kuzey Anadolu Fayı'nın Marmara Denizi içindeki devamı. *İTÜ Mühendislik Dergisi*, 5, 47-58.
- Judd, A.G., ve Sim, R. (1998). Shallow gas migration mechanisms in deep water sediments. *Offshore site investigation and foundation behaviour: new frontiers* (163-174). Society of Underwater Technology: London.
- Judd, A.G., Hovland, M., Dimitrov, L.I., Garcia Gil, S., ve Jukes, V. (2002). The geological methane budget at continental margins and its influence on climate change. *Geofluids*, 2, 109–126.

- Judd, A.G. (2003). The global importance and context of methane escape from the seabed. *Geo-Marine Letters*, 23 (3-4), 147-154.
- Judd, A.G., ve Hovland, M. (2007). *Seabed fluid flow, the impact on geology, biology and the marine environment*. Cambridge University Press: New York.
- Kalinko, M. (1964). Mud volcanoes, reasons of their origin, development and fading. *VNIGRI*, 40, 30-54.
- Ketin, İ. (1948). Über die tektonisch-mechanischen folgerungen aus der grossen anatolischen Erdbeben des letzten Dezenniums. *Geol Rundsch*, 36, 77-83.
- Ketin, İ. (1968). Türkiye'nin genel tektonik durumu ile başlıca deprem bölgeleri arasındaki ilişkiler. *MTA Dergisi*, 71, 129-135.
- Ketin, İ. (1983). Türkiye Jeolojisine Genel Bir Bakış. *İTÜ Yayınları*, sf.595
- Kongsberg EM 302 multibeam echo sounder data sheet, (b.t). 10 Haziran 2012 [http://www.km.kongsberg.com/ks/web/nokbg0397.nsf/AllWeb/A915A71E90B6CFAEC12571B1003FE84D/\\$file/306106aa_em302ds_lr.pdf?OpenElement](http://www.km.kongsberg.com/ks/web/nokbg0397.nsf/AllWeb/A915A71E90B6CFAEC12571B1003FE84D/$file/306106aa_em302ds_lr.pdf?OpenElement)
- Kıncal., C. (2004). *İzmir içi körfezi çevresinde yer alan bieimlerin coğrafi bilgi sistemleri ve uzaktan algılama teknikleri kullanılarak mühendislik jeolojisi açısından değerlendirilmesi*. Dokuz Eylül Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, İzmir.
- Kopf, A. J. (2002). Significance of mud volcanism. *Reviews of Geophysics*, 40, 2-1-2-52, 1005.
- Kopp, K.O., Pavoni,N ve Schindler,C., (1969). Geologie Thrakiens IV: Das Ergene Becken. *Beihefte zum Geologischen Jahrbuch*.,76, 136.

- Kuşçu, İ., Okamura, M., Matsuoka, H., ve Awata, Y. (2002). Active faults in the Gulf of İzmit on the North Anatolian Fault, NW Turkey: a high-resolution shallow seismic study. *Marine Geology*, 190, 421-443.
- Kuşçu, İ., Okamura, M., Matsuoka, H., Gökaşan, E., Awata, Y., Tur, H., Şimşek, M., ve Keçer, M. (2005). Seafloor gas seeps and sediment failures triggered by the August 17, 1999 earthquake in the eastern part of the Gulf of İzmit, Sea of Marmara, NW Turkey. *Marine Geology*, 215 (3-4), 193-214.
- Kvenvolden, K.A. (1993). Gas hydrates-Geological perspective and global change. *Reviews Geophysics*, 31, 173-187.
- Kvenvolden K.A. (1999). Potential effects of gas hydrate on human welfare. *Proceedings of the National Academy of Science*, 96, 3420-3426.
- Kvenvolden, K. A. (2000). Natural gas hydrate: introduction and history of discovery. In Max, M. D. (ed.), *Natural gas hydrate in oceanic and permafrost environment* (9-16). Dordrecht: Kluwer Academic Publishers.
- Lancelot, Y., ve Embley, R.W. (1977). Piercement structures in deep oceans. *Bulletin America Association of Petroleum Geologist*, 61, 1991-2000.
- Lerche, I., ve Bagirov, E. (1998). Guide to gas hydrate stability in various geological settings. *Marine and Petroleum Geology*, 15, 427-437.
- Le Pichon, X., ve Angelier, J. (1981). The Aegean Sea. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, A300, 357-372.
- Le Pichon, X., Taymaz, T., ve Şengör, A.M.C., (1999). The Marmara Fault and the future Istanbul Earthquake. Proc. ITU-IAHS Uluslararası Kocaeli depremi sempozyumu, İstanbul, sf. 41-54.

- Le Pichon, X., Şengör, A.M.C., Demirbağ, E., Rangin, C., İmren, C., Armijo, R., Görür, N., Çağatay, N., Mercier, B., Lepinay, M., Meyer, B., Saatçılar, R., ve Tok, B. (2001). The Active Main Marmara Fault. *Earth and Planetary Science Letters*, 192, 595-616.
- Le Pichon, X., Chamot, R. N., Rangin, C., ve Sengör, A.M.C. (2003). The North Anatolian fault in the Sea of Marmara. *Journal of Geophysical Research*, 108, (B4- 2179), 1-20.
- Lisiecki, L.E., ve Raymo, M.E. (2005). A Pliocene–Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, 20.
- Løseth, H., Gading, M. ve Wensaas, L. (2008). Hydrocarbon leakage interpreted on seismic data. *Marine and Petroleum Geology*, 26(7), 1304-1319.
- 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.
- Magellan Manual, (b.t). *Magellan GPS kitapçığı*. 18 Nisan 2013.
http://support.magellangps.com/support/assets/manuals/Maestro_3100_Manual_EN.pdf
- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintay, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, M.N., ve Veis, G. (2000). Global Positioning system constraints on plate kinematics and dynamics in the Eastern Mediterranean and Caucasus, *Journal of Geophysical Research*, 105, 5695-5719.

- McHugh, C.M.G., Seeber, L., Cormier, M.H., Dutton, J., Çağatay, N., Polonia, A., Ryan, W.B.F., ve Görür, N. (2006). Submarine earthquake geology along the North Anatolia Fault in the Marmara Sea, Turkey: A model for transform basin sedimentation. *Earth and Planetary Science Letters*, 248, 661-684.
- McKenzie, D. P. (1972). Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophys. J.R. Astronomical Society*, 30, 109-185.
- Meade, J.B., Hager, H.B., McClusky, S.C., Reilinger, R.E., Ergintav, S., Lenk, O., Barka, A., ve Özener, H. (2002). Estimates of seismic potential in the Marmara Sea region from block models of secular deformation constrained by Global Positioning System Measurements. *Bulletin of Seismological Society of America*, 92, 208-215.
- Mudie, P.T., Rochon, A., Aksu, A.E., ve Gillespie, H. (2002). Dinoflagellate cysts, freshwater algae and fungal spores as salinity indicators in Late Quaternary cores from Marmara and Black seas. *Marine Geology*, 190, 203-231.
- Milkov, A.V. (2000). Worldwide distribution of submarine mud volcanoes and associated gas hydrates. *Marine Geology*, 167(1-2), 29-42.
- M.T.A. (2012). *Bilimsel Sistemler, Dip Örneklemesi*. (10 Temmuz 2013).
http://www.mta.gov.tr/v2.0/daire-baskanliklari/deniz/index.php?id=dip_ornekleme&m=4
- Mudie, P.J., Aksu A.E., ve Yaşar, D. (2001). Late Quaternary dinoflagellate cysts from the Black, Marmara and Aegean seas: variations in assemblages, morphology and paleosalinity. *Marine Micropaleontology*, 43, 155-178.
- Müller, C., Theilen, F., ve Milkereit, B. (2001). *Combined vertical-incidence and wide-angle seismic study of deepwater bright-spot reflections*. The leading edge (854-857). University of Kiel: Germany.

- Myers, P. G., Wielki, C., Goldstein, S. B., ve Rohling, E. J. (2003). Hydraulic calculations of postglacial connections between the Mediterranean and the Black Sea. *Marine Geology*, 201, 253-267.
- Sassen, R., Losh, S.L., Cathles, L., Roberts, H.H., Whelan, J.K., Milkov, A.V., Sweet, S.T., ve DeFreitas, D.A. (2001a). Massive vein-filling gas hydrate: relation to ongoing gas migration from the deep subsurface in the Gulf of Mexico. *Marine and Petroleum Geology*, 18, 551–560.
- Sassen, R., Sweet, S.T., Milkov, A.V., DeFreitas, D.A., ve Kennicutt, M.C. (2001b). Thermogenic vent gas and gas hydrate in the Gulf of Mexico slope: is gas hydrate decomposition significant? *Geology*, 29, 107–110.
- Seeber, L., Emre, Ö., Cormier, M.H., Sorlien, C.C., McHugh, C.M.G., Polonia, Özer, N., ve Çagatay, N. (2004). Uplift and subsidence from oblique slip: the Ganos Marmara bend of the North Anatolian Transform, Western Turkey. *Tectonophysics*, 391, 239-258.
- Schoell, M. (1988). Multiple origins of methane in the earth. *Chemical Geology*, 71, 1–10.
- Shakirov, R., Obzhairov, A., Suess, E., Salyuk, A., ve Biebow, N. (2004). Mud volcanoes and gas vents in the Okhotsk Sea area. *Geo-Marine Letters*, 24, 140–9
- Sharp, A. ve Samuel, A. (2004). An example study using conventional 3D seismic data to delineate shallow gas drilling hazards from the West Nile Delta Deep Marine Concession, offshore Nile Delta, Egypt. *Petroleum Geoscience*, 10, 121–129.
- Siyako, M., Tanış, T., ve Şaroğlu, F. (2000). Marmara Denizi aktif fay geometrisi. *TÜBİTAK Bilim Teknik Dergisi*, 388, 66-71.

- Somoza, L., Diaz-del-rio, V., Leon, R., Ivanov, M., Fernandez-Puga, M.C., Gardner, J.M., Hernandez-Molina, F.J., Hernandez-Molina, F.J., Pinheiro, L.M., Rodero, J., Lobato, A., Maestro, A., Vazquez, J.T., Medialdea, T., ve Fernandez-Salas, L.M. (2003). Seabed morphology and hydrocarbon seepage in the Gulf of Cádiz mud volcano area: Acoustic imagery, multibeam and ultra-high resolution seismic data. *Marine Geology*, 195(1-4), 153-176.
- Stanley, D.J., ve Warne, A.G. (1994). Worldwide initiation of Holocene marine deltas by deceleration of sea level rise. *Science*, 265, 228– 231.
- Ocakoğlu, N. (2009). Gaz Hidratlar ve Önemi: Türkiye çevresi denizlerinde gaz hidrat ve sıg gaz aramaları. *İstanbul Yerbilimleri Dergisi*, 22 (1), 29-47.
- Oğuz, S. (2012). *Marmara Denizi Orta Sırtı ve Kumburgas baseninde sıg gaz birikimlerinin sismik analizleri*. Dokuz Eylül Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, İzmir.
- Okay, A. I., ve Tansel, I., (1992). New data on the upper age of the Intra-Pontide Ocean from north of Sarkoy (Thrace). *Bulletin of The Mineral Research and Exploration*, 114, 23-26.
- Okay, A.I., Demirbağ, E., Kurt, H., Okay, N. ve Kuşçu, İ. (1999). An active deep marine strike-slip basin along the North Anatolian fault in Turkey. *Tectonics*, 18, 129-148.
- Okay, A., Kaşlılar Ö. A., İmren, C., Boztepe, G. A., Demirbağ, E., ve Kuşçu, I., (2000). Active faults and evolving strike-slip basins in the Marmara Sea, northwest Turkey: a multichannel seismic refraction study. *Tectonophysics*, 321, 189-218.
- Okay, A.I., ve Tüysüz, O. (1999). Tethyan sutures of northern Turkey. *Geological Society (Special publication)*, 156, 475-515.

- Okay, A.I., Tüysüz, O., ve Kaya, Ş. (2004). From transpression to transtension: changes in morphology and structure around a bend on the North Anatolian Fault in the Marmara region. *Tectonophysics*, 391, 259-282.
- Orange, D.L., Yun, J., Maher, N., Barry, J., ve Green, G., (2002). Tracking California seafloor seeps with bathymetry, backscatter and ROVs. *Continental Shelf Research*, 22, 2273–2290
- Özsoy, E., Oğuz, T., Latif, M.A., Ünlüata Ü., Sur, H.İ., ve Beşiktepe, Ş. (1988). Oceanography of the Turkish Straits-Second Annual Report. *Volume I. Physical Oceanography of the Turkish Straits*, Institute of Marine Sciences, METU, Erdemli, İçel.
- Öztürk, E. (2007). *Marmara bölgesi için önerilen tektonik modellerin sonlu elemanlar yöntemiyle irdelenmesi*. Hacettepe Üniversitesi, Doktora Tezi.
- Panchuk, K., Ridgwell, A., ve Kump, L.R. (2008). Sedimentary response to Paleocene-Eocene Thermal Maximum carbon release: A model-data comparison. *Geology*, 36, 315-318.
- Parke, J.R., Minshull, T.A., Anderson, G., White, R.S., McKenzie, D., Kuşçu, İ., Bull, J.M., Görür, N., ve Şengör, C., (1999). Active faults in the Sea of Marmara, Western Turkey, imaged by seismic reflection profiles. *Terra Nova*, 11, 223-227.
- Parke, J.R., White, R.S., McKenzie, D., Minshull, T.A., Bull, J.M., Kuşçu, İ., Görür, N., ve Şengör, C. (2002). Interaction between faulting and sedimentation in the Sea of Marmara, western Turkey. *Journal of Geophysical Research*, 107, (B11), 1-20
- Philipson, A. (1910-1915). Reisen und forschungen im westlichen kleinasiens: gotha, justus perthes. *Erganzungshefte 162,172,177,180,183 der Petermanns Mitteilungen*.

- Pınar, N. (1943). *Marmara Denizi Havzası'nın sismik jeoloji ve meteorolojisi. Geologie et meteorologie, sismiques du basin del amer de Marmara*. İstanbul Ünversitesi, Doktora Tezi.
- Pohlman, J.W., Canuel, E.A., Chapman, N.R., Spence, G.D., Whiticar, M.J., ve Coffin, R.B. (2005). The origin of thermogenic gas hydrates on the northern Cascadia Margin as inferred from isotopic (C-13/C-12 and D/H) and molecular composition of hydrate and vent gas. *Organic Geochemistry*, 36, 703–716
- Polonia, A., Gasperini, L., Amorosi, A., Bonatti, E., Bortoluzzi, G., Çağatay, N., Capotondi, L., Cormier, M.H., Görür, N., McHugh, C., ve Seeber, L. (2004). Holocene slip rate of the North Anatolian Fault beneath the Sea of Marmara. *Earth and Planetary Science Letters*, 227, 411-426.
- Rangin, C., Le Pichon, X., Demirbağ, E. ve İmren, C. (2004). Strain localization in the Sea of Marmara: Propagation of the North Anatolian Fault in a now inactive pull-apart. *Tectonics*, 23, 1-18
- Rice, D. D., ve Claypool, G. E. (1981). Generation, accumulation and resource potential of biogenic gas. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologist*, 65, 5-25.
- Rollet, N., Logan, G.A., Ryan, G., Judd, A.G., Totterdell, J.M., Glenn, K., Jones, A.T., Kroh, F., Struckmeyer, H.I.M., Kennard, J.M., ve Earl, K.L. (2009). Shallow gas and fluid migration in the northern Arafura Sea (offshore Northern Australia). *Marine and Petroleum Geology*, 26 (1), 129-147.
- Prior, D.B., ve Coleman, J.B., (1984). Submarine slope instability. In: *Brunsden, D., Prior, D.B. (Eds.) Slope Instability* (419–455).Wiley: New York.

- Ryan, W.B.F., ve Cita, W. B. (1978). The nature and distribution of Messinian erosional surfaces. Indicators of several kilometer deep Mediterranean in the Miocene. *Marine Geology*, 27, 193-230
- Ryan, W.B.F., Pitman III, W.C., Major, C.O., Shimkus, K., Moskalenko, V., Jones, G.A., Dimitrov, P., Görür, N., Sakiç, M., ve Yüce, H. (1997). An Abrupt drowning of the Black Sea shelf. *Marine Geology*, 138, 119-126.
- Saltık, O. (1974). Şarköy-Mürefte sahaları jeolojisi ve petrol olanakları. *TPAO Arama Grubu Rap.* No: 879, 24
- Sarıtaş, H. (2007). *A GIS model for geothermal infrastructures*. Dokuz Eylül Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans tezi, İzmir
- Sassen, R., Roberts, H.H., Aharon, P., Larkin, J., Chinn, E.W., ve Carney, R. (1993). Chemosynthetic bacterial mats at cold hydrocarbon seeps, Gulf of Mexico continental-slope. *Organic Geochemistry*, 20 (1), 77-89.
- Seeber, L., Cormier, M.-H., McHugh, C., Emre, O., Polonia, A., ve Sorlien, C. (2006). Rapid subsidence and sedimentation from oblique slip near a bend on the North Anatolian fault in the Marmara Sea, Turkey. *Geology*, 34, 933-936.
- Schoell M. (1988). Multiple origins of methane in the earth. *Chemical Geology*, 71, 1-10
- Schüler, F. (1952). Untersuchungen über die machtigkeit von schlikschichten mit hilfe des echographen. *Deutsche Hydrographische Zeitschrift*, 5, 220-31.
- Seislab (DEU Seismic Labratovary) (2009). Deniz sismiği ve bilimsel çalışmalar. 14 Eylül 2013. http://web.deu.edu.tr/seislab/tr_index.html

- Şengör, A.M.C. (1979). The North Anatolian Transform Fault: its age, offset and tectonic significance. *Journal of the Geological Society London*, 136, 269-282.
- Sengör, A.M.C., (1980). Türkiye'nin neotektoniğinin esasları. *Türkiye Jeolojî Kurultayı Yayınları*, 40s.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241
- Şengör, A.M.C., (1982). Ege'nin neotektonik evrimini yöneten etkenler. Batı Anadolu'nun genç tektoniği ve volkanizması paneli. *Türkiye Jeolojî Kurultayı Yayınları*, 59-72.
- Şengör, A. M. C., Görür, N., ve Şaroğlu, F. (1985). Strike-slip faulting and related basin formation zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In: Biddle, K.T. and Chrittle-Black, N. (Eds.), *Strike-Slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, 37, 227-264.
- Şengör, A.M.C., Tüysüz, O., İmren, C., Sakıncı, M., Eyidoğan, H., Görür, N., Le Pichon, ve X., Rangin, C. (2004). The North Anatolian Fault: A New Look. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 33, 1-75.
- Şentürk, K., ve Karaköse, C. (1987). Çanakkale Boğazı ve dolayının jeolojisi. *MTA Genel Müdürlüğü. Rapor No. 9333*.
- Sloan, E.D. (1990). *Clathrate Hydrates of Natural Gases*. New York: Marcel Dekker.
- Sloan, E. D. (1998). *Clathrate Hydrates of Natural Gas, 2nd edn*. New York: Marcel Dekker.

- Sorlien, C.C., Akhun, S.D., Seeber, L., Steckler, M., Shillington, D.J., Kurt, H., Çifçi, G., Poyraz, D.T., Gürçay, S., Dondurur, D., İmren, C., Perinçek, E., Okay, S., Küçük, H.M., ve Diebold J.B. (2012). Uniform basin growth over the last 500ka, North Anatolian Fault, Marmara Sea, Turkey. *Tectonophysics*, 518- 521, 1-16.
- Taymaz, T., Jackson, J., ve McKenzie, D. (1991). Active tectonics of the north and central Aegean Sea. *Geophysics Journal International*, 106, 433-490.
- Taner, G. (1983). Hamzaköy formasyonunun Çavda (Bakuniyen) bivalvleri, Gelibolu Yarımadası. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 26, 59-64.
- Thomas. Y., Marsset, B., ve Ker, S. (2009). *Marmesonet Cruise, R/V Le Suroit, Leg-2 Report*, 1-51.
- Thomas, Y., Marsset, B., Westbrook, G.K., Grall, C., Géli, L., Henry, P., Çifçi, G., Rochat, A., ve Saritas, H. (2012). Contribution of high-resolution 3D seismic near-seafloor imaging to reservoir-scale studies: application to the active North Anatolian Fault, Sea of Marmara. *Near Surface Geophysics*, 10, 291-301.
- Tomkeieff, S.I. (1983). *Dictionary of Petrology*, Wiley, New York.
- Tryon, M. D., K. M. Brown, M. E. Torres, A. M. Trehu, J. McManus, ve R. W. Collier (1999). Measurements of transience and downward fluid flow near episodic methane gas vents, Hydrate Ridge, Cascadia. *Geology*, 27(12), 1075-1078.
- Tüysüz, O., Barka, A.A., ve Yiğitbaş, E. (1998). Geology of the Saros Graben: its implications on the evolution of the North Anatolian Fault in the Ganos-Saros region. NW Turkey. *Tectonophysics*, 293, 105-126.

- Valentine, D. (2011). Emerging topics in marine methane biogeochemistry. *Annual Review of Marine Science*, 3(1), 147-171.
- Vardar, D. (2012). *Determining the acoustic turbidities in shore face area between Bandırma Bay and Gemlik Bay, South Marmara Sea*. IESCA-2012 International Earth Science Colloquium on the Aegean Region. İzmir.
- Whiticar, M.J. (1999). Carbon and hydrogen isotope systematics of bacterial formation and oxidation of methane. *Chemical Geology*, 161, 291–314.
- Wilkins, R. H. ve Richardson, M. D., (1998). The influence of gas bubbles on sediment acoustic properties: in situ, laboratory, and theoretical results from Eckernförde Bay, Baltic Sea. *Continental Shelf Research*, 18, 1859–92.
- Wong, H.K., Uluğ, A., Özel, E., ve Lüddmann, T., (1990). Neotectonic structure of the Sea of Marmara. *Geological Paleontology Institute of University Hamburg, Degens Mem*, 69, 99-116.
- Wong, H.K., Ludmann, T., Uluğ, A., ve Görür, N. (1995). The Sea of Marmara: a plate boundary sea in an escape tectonic regime. *Tectonophysics*, 244, 231-250.
- Wright, D.J., Blongewics, M.J., Halpin, P.N., ve Breman, J. (2007). *Arc Marine: GIS for a Blue Planet 1st edition*. ESRI Press: New York.
- Yaltırak, C. (2002). Tectonic evolution of the Marmara Sea and its surroundings. *Marine Geology*, 190, 493-529
- Yomralıoğlu, T. (2000). *Coğrafi bilgi sistemleri: temel kavramlar ve uygulamalar*. KTU, Jeodezi ve Fotogrametri Müh.Bölümü, ISBN: 975-97369-0- X, Seçil Ofset, İstanbul.

Yun, J.W., Orange, D.L., ve Field, M.E. (1999). Subsurface gas offshore of northern California and its link to submarine geomorphology. *Marine Geology*, 154, 357–368.

Zatsepina, O.Y., ve Buffett, B.A. (1997). Phase equilibrium of gas hydrate: Implications for the formation of hydrate in the deepsea floor. *Geophysical Research Letter*, 24, 1567–1570.

Zitter, T.A.C., Henry, P., Aloisi, G., Delaygue, G., Çagatay, M.N., Mercier de Lepinay, B., Al-Samir, M., Fornacciari, F., Tesmer, M., Pekdeger, A., Wallmann, K., ve Lericolaris, G. (2008). Cold seeps along the main Marmara fault in the Sea of Marmara (Turkey). *Deep-Sea Research I: Oceanographic Research Papers*, 55(4), 552-570.