

169154

**DOĞU KARADENİZ' DE GAZA DOYGUN
TORTULLAR VE BUNLARIN SİSMİK VE SONAR
VERİLERİ İLE ARAŞTIRILMASI**

Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü

Doktora Tezi

Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Jeofizik Anabilim Dalı

Derman DONDURUR

Şubat, 2005

İZMİR

DOKTORA TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

Derman DONDURUR tarafından **Prof. Dr. Günay ÇİFÇİ** yönetiminde hazırlanan
“Doğu Karadeniz 'de Gaza Doygun Tortullar ve Bunların Sismik ve Sonar
Verileri ile Araştırılması” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği
açısından bir Doktora tezi olarak kabul edilmiştir.



Prof. Dr. Günay ÇİFÇİ

Yönetici



Prof. Dr. Mustafa ERGÜN

Jüri Üyesi

(Tez İzleme Komitesi Üyesi)



Doç. Dr. Erdeniz ÖZEL

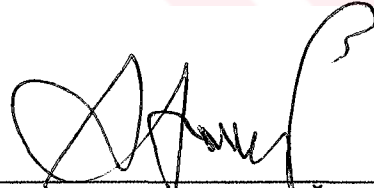
Jüri Üyesi

(Tez İzleme Komitesi Üyesi)



Prof. Dr. Berkan ECEVİTOĞLU

Jüri Üyesi



Prof. Dr. Atilla ULUĞ

Jüri Üyesi



Prof. Dr. Cahit HELVACI

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Çalışmanın ortaya çıkarılmasında büyük pay sahibi olan ve daima olumlu yaklaşımları ile çalışmanın danışmanlığını yapan sayın Prof. Dr. Günay ÇİFCİ' ye teşekkürü bir borç bilirim. Çalışmanın tüm aşamalarında, gerek bilgi ve gerekse manevi desteklerini esirgemeyen tez izleme komitesi jüri üyeleri sayın Prof. Dr. Mustafa ERGÜN' e ve sayın Doç. Dr. Erdeniz ÖZEL' e çok teşekkür ederim.

Pockmark bölümünün ortaya çıkarılması aşamasında değerli ve yapıcı eleştirilerinden yararlandığım, University of California, Santa Cruz' dan Dr. Casey Moore ve Dr. Janet Yun' a, University of Bremen' den Dr. Lars Zuesdorff' a teşekkür ederim. Çalışma alanındaki gaz hidrat oluşumları ile ilişkili olarak görüşlerinden faydalandığım University of California, Santa Cruz' dan Dr. Anna Garcia-Garcia' ya, Amsterdam-Vrije Universitesi' nden Dr. John Woodside' a teşekkürlerimi sunarım. Ayrıca, Karadeniz' deki hidrojen sülfür üretimi ve bunların çalışma alanındaki gaz hidrat oluşumlarına etkisi konusunda verdiği önemli bilgiler için University of Missouri, Columbia' dan Dr. Timothy W. Lyons' a teşekkür ederim.

Bu çalışmanın gaz hidratlarla ilişkili olan bölümü TUBİTAK (proje kodu: 100Y078) ve Dokuz Eylül Üniversitesi Araştırma Fonu tarafından (proje kodu: 02.KB.FEN.064), sıg gaz birikimi ve pockmark oluşumlarıyla ilişkili olan kısımları ise Dokuz Eylül Üniversitesi Araştırma Fonu tarafından (proje kodu: 02.KB.FEN.025) maddi olarak desteklenmiştir.

Derman DONDURUR

DOĞU KARADENİZ' DE GAZA DOYGUN TORTULLAR VE BUNLARIN SİSMİK VE SONAR VERİLERİ İLE ARAŞTIRILMASI

ÖZET

Doğu Karadeniz bölgesi Yeşilırmak deltasının şelf ve kıtasal yamacı ile apron bölgesindeki bir dizi yüksek ayrımlı güncel akustik verinin birbiri ile ilişkilendirilerek yorumlanmıştır. Yüksek ayrımlı sismik ve çok yüksek ayrımlı MAK-1 subbottom profiler-yanal tarama sonarı verilerine ek olarak, uzaktan kumandalı araç (ROV) üzerine monte edilmiş GeoChirp subbottom profiler ve GeoAcoustics yanal tarama sonarı kullanılarak elde edilmiş veriler yardımıyla, bölgenin sıg ve derin yapısı akustik olarak ortaya konulmaya çalışılmıştır. Sığ gaz birikimleri, pockmark yapıları, gaz hidrat oluşumları ve kıtasal yamaç üzerindeki tortul kütle hareketlerini kapsamaktadır. Pockmarklar, gaz hidrat birikimleri ve yamaçtaki kütle hareketlerinin her biri için ilk kez ortaya konulan özgün modeller geliştirilmiş ve tartışılmıştır.

Sığ gaz birikimleri, yüksek ayrımlı MAK-1 verileri üzerinde yansız boşluk alanları oluşturmakta ve bu bölgelerde tortul katmanların sürekliliği aniden yok olmaktadır. Sığ gaz birikimleri çalışma alanında hemen her bölgede görülmekle birlikte, akustik veri, özellikle şelf ve apron bölgesinde geniş alanlar boyunca sıg gaz varlığını işaret etmektedir. Şelf alanında üretilen gaz ve aşırı basınç koşulları altındaki boşluk suyunun deniz tabanına ani püskürmesi sonucu, şelf alanında dairesel ve uzunlamasına yapıda pockmarklar meydana gelmektedir. Bölgede bulunan çok sayıdaki gömülü pockmark yapısı, şelf alanında aşırı basınç koşullarının dönemsel olarak değiştiğini işaret etmektedir.

Şelf ve üst kıtasal yamaç bölgesinde yaklaşık 250-700 m su derinliklerinden alınan MAK-1 subbottom profiler kesitlerinde, oldukça yüksek genlikte yansıma üreten tabakalar gözlenmektedir. Bu yansımalar şelf alanında pockmark yapıları ile birlikte bulunmakta olup, bunlar hidrojen sülfürce zengin gaz hidrat tabakalarından alınan yansımalar olarak yorumlanmıştır. Çalışmada, bu kadar sıg derinliklerde

oluşumu ile dünyada bir ilk olan bu tür gaz hidrat yapılarının oluşum ve duraylılığı, geniş çaplı olarak tartışılmıştır.

Çalışma alanının kıtasal yamaç kısmında oldukça iyi gelişmiş kanyon sistemleri bulunmaktadır. Bu kanyonlar, genellikle ana kanyonlara bağlanarak toplayıcı kanyon sistemlerini meydana getiren birçok ikincil kanyondan oluşmaktadır. Bölgede yamaç üzerindeki kütle hareketleri, (i) kanyon duvarları üzerinden kanyon eksenine doğru moloz akmaları şeklinde, (ii) kanal bankı sistemlerinde rotasyonel fayların kontrolü altında gelişen çok-aşamalı kütle hareketleri şeklinde, (iii) apron ve abisal düzlük kısmında ise, konturit akıntıları sonucu oluşan tortul dalgaları şeklinde meydana gelmektedir.

Anahtar Sözcükler: Deniz jeofiziği, akustik yöntemler, Karadeniz, sıg gaz birikimi, pockmark, gaz hidrat.

GAS SATURATED SEDIMENTS IN THE EASTERN BLACK SEA AND THEIR INVESTIGATIONS BY SEISMIC AND SONAR DATA

ABSTRACT

Combined interpretation of new high resolution acoustic data collected from the shelf, continental slope and apron regions of Yeşilırmak River delta in the Eastern Black Sea was carried out. The shallow and deep structures of the region are revealed acoustically using high resolution conventional seismics, very high resolution MAK-1 subbottom profiler and side scan sonar records as well as remotely operating vehicle (ROV)-mounted GeoChirp subbottom profiler and GeoAcoustics side scan sonar data. The study consists of the evaluation of shallow gas accumulations, pockmark structures, gas hydrate formations and sediment transport mechanisms on the continental slope. New models were developed and discussed for pockmarks, gas hydrate accumulations and mass movement processes on the slope.

Shallow gas accumulations form acoustically reflection-free zones on the high resolution MAK-1 data and the continuity of the sedimentary layers abruptly disappears. Although shallow gas accumulations can be observed all over the region, acoustic data indicate large gas accumulations especially in the shelf and apron regions. A pockmarked plateau exists in the shelf region, containing both circular and elongated type pockmarks which are formed by expulsion of overpressured gas and pore water. Several buried pockmarks in the area indicate that the pockmarks in the region developed under periodically varying overpressure conditions.

In the shelf and upper continental slope regions, some reflectors producing very strong reflections on the MAK-1 subbottom profiler data between 250 and 700 m water depths were observed. These layers are accompanied by pockmark structures in the shelf area and were interpreted as hydrogen sulfide-rich shallow gas hydrate layers. The formation and stability conditions of these gas hydrate layers, which were observed at the first time at such shallow depths, were also discussed in detail.

Well-developed canyon systems exist on the continental slope of the study area. These systems generally consist of several secondary canyons, which are connected to a main canyon to constitute tributary canyon systems. The mass movement mechanisms in the slope region were observed as (i) debris flows on the channel levee systems towards the channel axis, (ii) multi-stage slumps and slides developed under the control of rotational faults on the channel banks, and (iii) in the apron and abyssal plain, the sediment waves originating from contour currents.

Keywords: Marine geophysics, acoustic methods, the Black Sea, shallow gas accumulation, pockmark, gas hydrate.



İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa</u>
DOKTORA TEZİ SINAV SONUÇ FORMU.....	ii
TEŞEKKÜR.....	iii
ÖZET.....	iv
ABSTRACT.....	vi
BÖLÜM 1 - GİRİŞ.....	1
1.1. Karadeniz' in Konumu ve Sedimentolojisi.....	1
1.2. Karadeniz' in Potansiyel Doğal Kaynakları.....	1
1.3. Çalışmanın Amacı.....	2
1.4. Çalışma Alanı ve Batimetrik Özellikleri.....	3
1.5. Kullanılan Yöntem ve Veriler.....	5
1.6. Çalışmanın İçeriği.....	8
BÖLÜM 2 - KARADENİZ' İN OLUŞUMU ve TEKTONİĞİ.....	10
2.1. Karadeniz' in Oluşumu	10
2.2. Doğu Karadeniz Bölgesinin Güncel Kinematığı.....	13
2.3. Doğu Karadeniz' in Depremselliği.....	14
2.4. Çalışma Alanının Tektonik Özellikleri	17
BÖLÜM 3 - YEŞİLIRMAK DELTASINDA SIĞ GAZ BİRİKİMLERİ..	19
3.1. Denizel Tortullarda Gaz Oluşumu.....	19
3.2. Denizel Tortullarda Gaz Birikiminin Önemi.....	22
3.3. Denizel Tortullarda Gaz Birikiminin Sismik Anomalileri.....	23
3.4. Çalışma Alanındaki Tortullarda Sığ Gaz Birikimi.....	25
3.4.1. Apron Bölgesinde Gaz Birikimleri	26
3.4.2. Kıtasal Yamaçta Gaz Birikimleri.....	33
3.4.3. Şelf Alanında Gaz Birikimleri.....	36
3.5. Çalışma Alanı Tortullarındaki Sığ Gazın Kaynağı.....	42

BÖLÜM 4 - ŞELF ALANINDA POCKMARK YAPILARI.....	47
4.1. Deniz Tabanına Gaz Çıkışları.....	47
4.2. Pockmarkların Tanımı ve Oluşumu.....	48
4.3. Pockmarkların Şekil ve Boyutları.....	50
4.4. Pockmarkların Önemi.....	52
4.5. Çalışma Alanındaki Pockmarklar.....	53
4.5.1. Çalışma Alanındaki Pockmarkların Derin Yapıları.....	53
4.5.2. Çalışma Alanındaki Pockmarkların Sığ Yapıları.....	59
4.6. Çalışma Alanındaki Pockmarkların Oluşum Mekanizması.....	69
4.6.1. Gömülü Pockmarkların Oluşumu.....	69
4.6.2. Uzunlamasına Pockmarkların Oluşumu.....	72
BÖLÜM 5 - ŞELF ALANINDA GAZ HİDRAT OLUŞUMLARI.....	75
5.1. Gaz Hidratların Tanımı ve Dünyadaki Dağılımı.....	75
5.2. Gaz Hidratların Oluşum ve Durağanlık Koşulları.....	76
5.3. Gaz Hidratların Önemi.....	78
5.4. Gaz Hidratların Jeofizik Belirtileri ve Araştırılması.....	80
5.5. Karadeniz’ de Gaz Hidratlar.....	84
5.6. Çalışma Alanında Gaz Hidratlar.....	88
5.6.1. Çalışma Alanının H ₂ S Üretebilirliği.....	99
5.6.2. Bölgedeki H ₂ S-Metan Karışımı Hidratların Duraylılığı.....	102
5.6.3. Hidrat Zonunun Yapısı.....	104
BÖLÜM 6 - KITASAL YAMACIN YAPISI.....	109
6.1. Kıtasal Yamaçlardaki Tortul ve Kütle Hareketleri.....	109
6.1.1. Rotasyonel Kayma ve Heyelanlar.....	110
6.1.2. Gravitasyonel Akmlar.....	111
6.1.3. Konturitler ve Tortul Dalgaları.....	114
6.2. Kanyon ve Kanallar.....	115
6.3. Yamaçlardaki Kütle Hareketlerinin Önemi ve Araştırılması.....	116
6.4. Doğu Karadeniz Kıtasal Yamacının Yapısı.....	117
6.4.1. Kıtasal Yamacın Derin Yapısı.....	118

6.4.2. Kıtasal Yamaçtaki Kanyon Sistemleri.....	128
6.4.3. Kıtasal Yamaçta Tortul Hareketlerine Akustik Örnekler.....	135
6.4.4. Yamaçtaki Kaymaların Olası Oluşum Mekanizması.....	148
SONUÇLAR.....	151
KAYNAKLAR.....	155



BÖLÜM 1

GİRİŞ

1.1 Karadeniz' in Konumu ve Sedimentolojisi

Avrupa ile Asya' nın birleşim bölgesinde yerinde yer alan Karadeniz, 432000 km² alanı ve 534000 km³ hacmi ile dünyanın en büyük iç denizlerinden birisidir (Ross, 1977). Kuzeydoğuda Kafkaslar, kuzeyde Kırım dağları ve güneyde Pontidler' in arasında oval bir basen oluşturan Karadeniz, oldukça ilgi çekici bir jeolojik yapıya sahip olup, çok sayıda çamur volkanı, aktif tortul taşınmasında rol oynayan kanallar, aktif faylar, metan sızıntıları gibi birçok jeolojik ve ekonomik oluşumlar içermektedir (Ivanov ve Woodside, 1996; Ivanov, Limonov ve Woodside, 1998; Woodside, Ivanov ve Limonov, 1997; Dimitrov, 2002; Ergün, Dondurur ve Çifçi, 2002). Sismik yansıma kayıtlarının incelenmesi sonucunda, Karadeniz' in güney kıyısının basenin oluşması sırasında etkin olan açılma tektoniğinin etkilerini taşıdığı gözlenmiştir (Finetti ve diğer., 1988; Meredith ve Egan, 2002). Ayrıca Karadeniz' in oşinografik olarak da ilgi çekici bir yapısı olup, su kolonu içerisinde 100-150 m derinliklerden itibaren canlı barındırmayan oksijensiz (anoksik) bir yapıya sahiptir.

Kretase' den beri sürekli bir tortulaşma alanı olması nedeniyle derin basende 15 km' ye yakın bir tortul kalınlığı mevcuttur (Kazmin, 1997; Meredith ve Egan, 2002; Finetti ve diğer., 1988). Aşırı karasal tortul taşınımına rağmen derin sularda pelajik tortullaşma önemli rol oynamaktadır (Ross, 1977). Karadeniz tortulları kalsit ve organik karbonca zengindir ve bu organik karbon, 100-150 m su derinlikleri altındaki anoksik koşullardan dolayı oldukça iyi korunmakta, bu durum, tortullarda gaz ve gaz hidrat birikimlerinin oluşumuna katkıda bulunmaktadır (Çifçi, Ergün ve Dondurur, 2000; Dondurur, Çifçi ve Ergün, 2001; Ergün, Dondurur ve Çifçi, 2002; Çifçi, Dondurur ve Ergün, 2001; Dimitrov, 2002; Woodside, Modin ve Ivanov, 2003).

1.2 Karadeniz' in Potansiyel Doğal Kaynakları

Karadeniz, dünyanın en eski iki petrol havzası olan kuzeybatıdaki Romanya sahası ve kuzeydoğusunda yer alan Kuban sahası arasında yer almaktadır. Ayrıca

oluşum itibarıyla benzer özellikler taşıyan Güney Hazar Denizi havzası çok önemli bir petrol ve gaz üretim alanıdır (Bagirov, Nadirov ve Lerche, 1997). Orta Karadeniz Sırtı' nın (Andrussov Sırtı) açılma tektoniği içindeki bloklarında önemli miktarlarda petrol kapanları olabileceği ortaya konmuştur (TPAO-BP Eastern Black Sea Project Study Group, 1997). Güncel deniz jeolojisi çalışmaları Karadeniz' de potansiyel yeraltı kaynaklarının bulunabileceğini göstermiştir (Robinson ve diğer., 1996; Kruglyakova ve diğer., 2002). Büyük olasılıkla Geç Eosen yaşlı petrol içeren kayaçlar, basende hem petrol hem de gaz üretmektedir (Robinson ve diğer., 1996).

Karadeniz, günümüzde, metan birikimi ve petrol sızmaları ile dünyadaki önemli hidrokarbon alanlarından biri olmaya adaydır. Karadeniz baseni etrafında metan çıkışları çok yaygındır (Limonov ve diğer., 1997; Okyar ve Ediger, 1999; Amouroux ve diğer., 2002; Dimitrov, 2002). Yüksek tortulaşma oranına sahip şelf ve yamaç bölgeleri metan kaynakları olarak dikkate alınmakta olup (Reeburgh ve diğer., 1991), derin basende de çamur volkanları ile birlikte parlak noktalar şeklinde metan birikim alanları gözlenmektedir (Çifçi, Dondurur, Krylov ve Ergün, 2003; Limonov, Woodside ve Ivanov, 1994; Limonov ve diğer., 1997; Ivanov, Limonov ve vanWeering, 1996). Hopa açıklarında TPAO-BP, Zonguldak açıklarında ise TPAO tarafından doğal gaz varlığı ortaya konulmuştur.

1.3 Çalışmanın Amacı

Sıg metan birikimlerinin ve bu birikimlerin deniz tabanı ve taban altı tortulları üzerindeki jeolojik, morfolojik ve jeoteknik etkilerinin bilinmesi, olası yer tehlikelerinin (geohazards) ortaya konulması, yüksek ayrımlı yer çalışmaları (high resolution site surveys) ile mümkündür. Tortullarda metan gazı varlığı, pockmarklar (Hovland, 1981; Hovland ve Judd, 1988; Dondurur, Çifçi ve Ergün, 2003; Çifçi, Dondurur ve Ergün, 2003) ve gaz hidrat birikimleri (Kvenvolden, Ginsburg ve Soloviev, 1993; Ginsburg ve Soloviev, 1997; Çifçi ve Dondurur, 2003) gibi özel denizel oluşumların meydana gelmesine de neden olmaktadır ve bu yapıların araştırılması Karadeniz' in artan hidrokarbon araştırma ve üretim endüstrisinin güvenli olarak işletilebilmesi açısından önem taşımaktadır. Bu tür yer çalışmaları

genellikle sondaj, denizaltı boru hattı döşemeleri veya deniz tabanındaki diğer yapıların kurulmasındaki olası engel ve tehlikelerin araştırılması amacıyla yapılmaktadır. Bu tehlikeler, gömülü kanallar, zayıf deniz tabanı alanları, sıg gaz birikimi ve sıg faylanmalar olarak tanımlanabilir (Çifçi, Ergün ve Dondurur, 2002b).

Bu çalışmanın temel amacı, Doğu Karadeniz Yeşilırmak delta alanında, şelf ve kıtasal yamaç ile apron kısmındaki sıg gaz birikimleri ve bu birikimlerle doğrudan ilişkili olan pockmark ve gaz hidrat gibi bazı özel yapıların akustik deniz jeofiziği yöntemleri kullanılarak araştırılmasıdır. Bu araştırma, söz konusu özel yapıların sadece bölgesel dağılımlarının haritalanmasını değil, ayrıca bunların jeolojik ve yapısal formlarının incelenmesiyle, bu yapıların olası oluşum mekanizmalarının ortaya konulmasını da içermektedir. Bu çalışmanın çatısını, (i) bölgedeki sıg gaz, gaz hidrat, pockmarklar ve faylanmalar gibi diğer yapısal oluşumların neden olabileceği olası yer tehlikelerinin ortaya konulması ve (ii) sıg gaz ve gaz hidrat birikimlerinin oluşum ve dağılımlarının akustik yöntemlerle incelenerek, bunların ekonomik olarak değerlendirilmesinde bir temel ortaya konulması oluşturmaktadır.

1.4 Çalışma Alanı ve Batimetrik Özellikleri

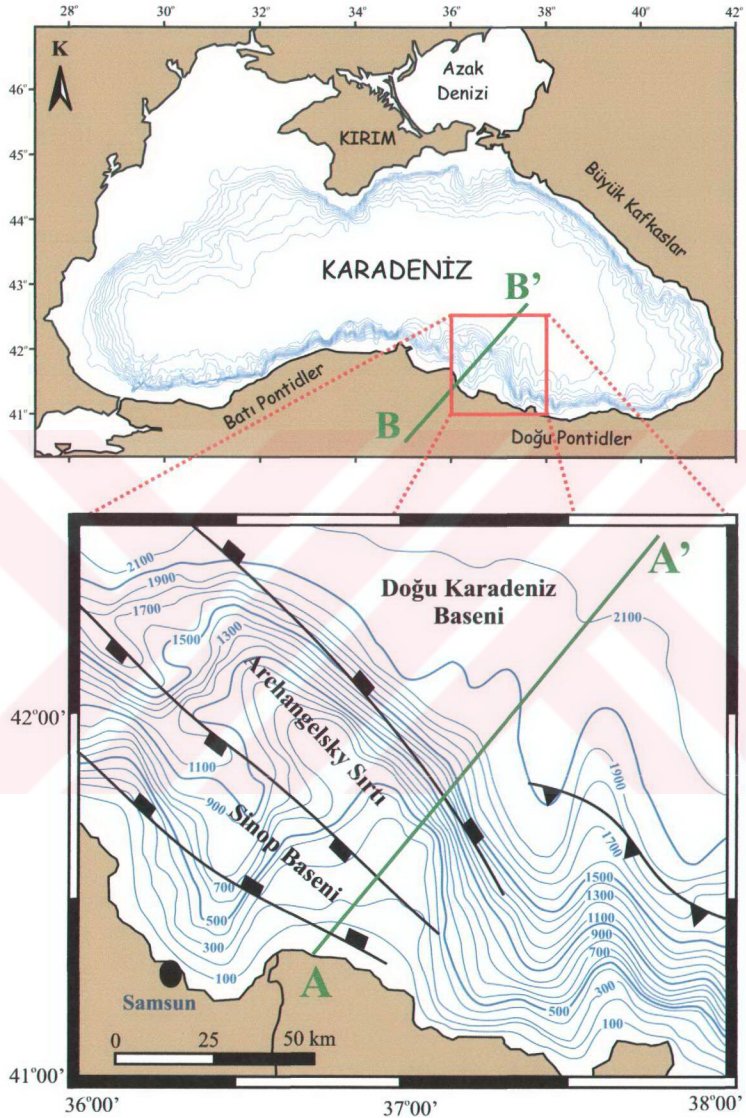
Çalışma alanı, Yeşilırmak nehrinin Karadeniz'e döküldüğü delta alanı olup, doğu Karadeniz şelf, yamaç ve apronu ile doğu Karadeniz baseninin bir kısmını içermektedir (Şekil 1.1). Batimetrik verilere göre çalışma alanı 4 fiziksel bölgeye ayrılmaktadır (Şekil 1.2):

(i) **Şelf:** Kıyı çizgisi ile kıtasal yamaç arasındaki bölge olup, ortalama 0-300 m batimetrik konturları arasında yer alır ve bu bölgede deniz tabanında gözlenen en büyük eğim 4° civarındadır.

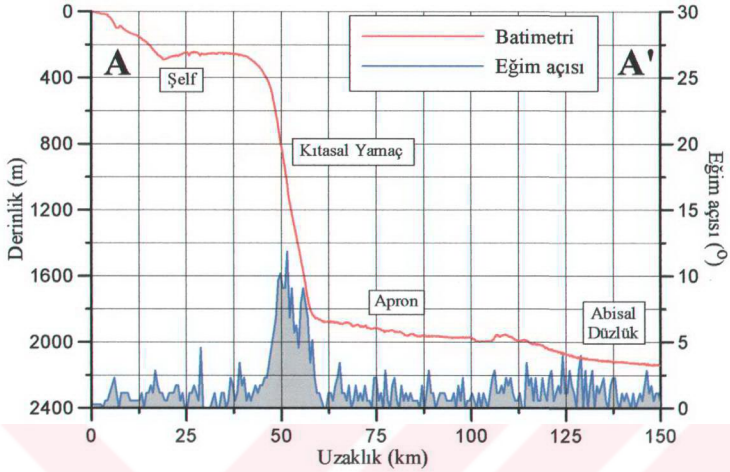
(ii) **Kıtasal Yamaç:** Şelf ile apron arasındaki yüksek deniz tabanı eğimine (en çok 12°) sahip kısım olup, 300-1850 m batimetrik konturları arasında yer alır.

(iii) **Apron:** Kıtasal yamaçtan derin abisal düzlüğe geçiş bölgesidir. 1850-2060 m batimetrik konturları arasında yer alır ve en büyük eğim 4° civarındadır.

(iv) **Abisal Düzlük:** 2060-2150 m batimetrik konturları arasında yer alan derin basen kısmıdır ve en büyük eğim 2° civarındadır.



Şekil 1.1 Çalışma alanının konum haritası ve batimetrisi. Batimetrik kontur aralığı 100 m' dir. A-A' batimetrik kesiti Şekil 1.2' de, B-B' jeolojik kesiti ise Şekil 2.7' de verilmiştir.



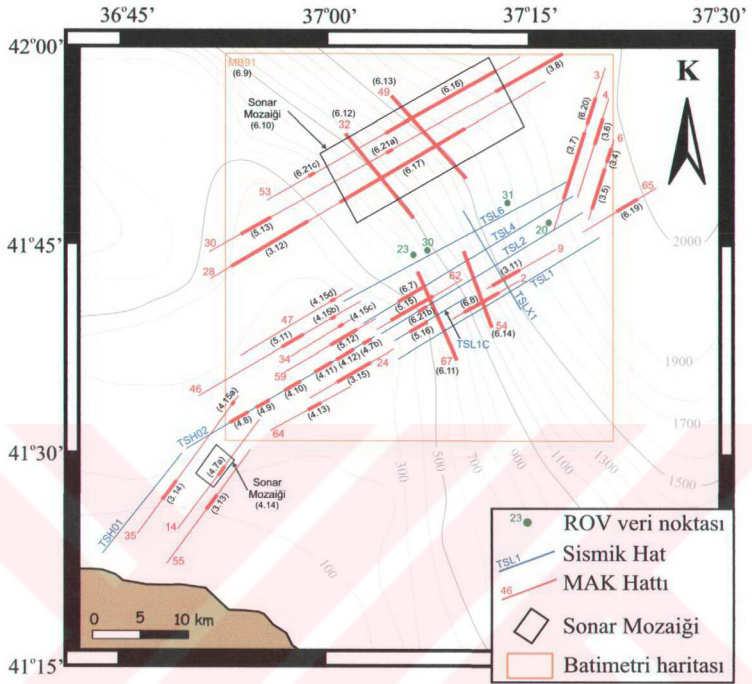
Şekil 1.2 Çalışma alanının fiziksel birimlerini ve eğim açılarını gösteren batimetrik kesit. Kesitin konumu Şekil 1.1' de verilmiştir.

1.5 Kullanılan Yöntem ve Veriler

Çalışmada, Mavi Akım (Blue Stream) projesi kapsamında, 1998-2003 yılları arasında, Rus, İtalyan, Norveç ve Türk araştırma gemileri R/V Gelendzhik, R/V Mare Oceano, R/V Polar Prince ve R/V K. Piri Reis tarafından toplanan yüksek ayrılmı akustik veriler (sismik, sonar, subbottom profiler, çok-ışınlı ekosounder) ve deniz tabanı örnekleme verileri kullanılmıştır. Toplanan veri, çalışma alanındaki

- ✓ sığ gaz birikimleri,
- ✓ olası gaz hidratlar,
- ✓ sismik ve sonar kayıtlarındaki pockmarklar gibi diğer akustik anomaliler,
- ✓ kıtasal yamaç bölgelerindeki olası duraylılık ve yer tehlikeleri

gibi özel jeolojik oluşumların tanımlanması açısından yorumlanmıştır. Şekil 1.3, bu çalışmada kullanılan sonar, subbottom profiler ve çok kanallı sismik verilerin konumlarını ve kullanıldıkları şekil numaralarını göstermektedir.



Şekil 1.3 Çalışmada kullanılan tüm verilerin konum haritası. Rakamlar hat numarasını, kalın çizgiler hatın çalışmada kullanılan kısmını ve parantez içindeki rakamlar ise çalışmadaki şekil numaralarını göstermektedir.

Deniz tabanı derinlik belirlemeleri sonucu elde edilen batimetri, yerinin uzun dönemli davranışı ile yakından ilişkilidir. Çalışma alanında 300 m' den sığ kısımların batimetrisinin elde edilmesi için, 240 kHz frekansında çalışan SeaBat 8101 çok-ışınlı ekosounder sistemi kullanılmıştır. Sistem, 1,5° aralıklarla uzanan 100 ışına sahiptir. Toplanan veri, geminin her 3 boyuttaki hareketine ve ses dalgasının su içerisindeki yayılım hızına göre düzeltilerek mutlak kontur değerleri elde edilmiştir. Çalışma alanının 300 m' den derin kısımlarının batimetri bilgisinin elde edilmesinde ise SIMRAD EM12S çok-ışınlı ekosounder sistemi kullanılmıştır. Sistem, 12 kHz frekansında çalışmakta olup, 1,5° aralıklarla uzanan 81 ışına sahiptir. Tarama alanı su derinliğine ve sistemin çalışma moduna bağlıdır.

Çalışma alanının deniz tabanı yüzeyi ve sıg jeolojisi MAK-1 derinden çekilen (deep-tow) akustik sistemi kullanılarak haritalanmıştır. MAK-1 sistemi, yanal tarama sonarı ve subbottom profiler sisteminden oluşmaktadır. Sistem, 6000 m su derinliklerine kadar olan derin deniz araştırmalarında, deniz tabanının haritalanması, sıg jeolojik çalışmalar, ekolojik izleme, denizaltı kablo/boru hattı çalışmaları ve denizaltı heyelanları gibi çalışmalarda kullanılabilir. Derinden çekilen sistemin üzerine, yüksek ayrımlı sonar (100 kHz), orta ayrımlı sonar (30 kHz) ve bir de akustik subbottom profiler (3-7 kHz) monte edilmiş olup, sonar erimi 100 kHz transduser için 100-500 m, 30 kHz transduser için ise 500-1500 m arasındadır. Bu çalışmada kullanılan veriler, orta ayrımlı modda (30 kHz) her iki yanda 1000 m, yüksek ayrımlı modda (100 kHz) her iki yanda 200 m sonar erimi kullanılarak toplanmıştır. Subbottom profiler sistemi 5 kHz frekansında çalıştırılmıştır. Elde edilen tüm subbottom profiler verisi, üst tortul birim için 1500 m/sn ses hızı kullanılarak derinliğe dönüştürülmüştür. Yüksek kalitede veri eldesi için sistem, deniz tabanından erim genişliğinin %10' u kadar yukardan ve 1,5-2,5 knot hızla çekilmiştir.

Çalışma alanının bazı bölgelerinde, uzaktan kumandalı araç (Remotely Operating Vehicle, ROV) kullanılarak çok daha yüksek ayrımlı veri toplanmıştır. ROV üzerinde 2-7 kHz frekans bandında çalışan GeoChirp subbottom profiler ve 100 kHz GeoAcoustics yanal tarama sonarı bulunmaktadır. CHIRP subbottom profiler sisteminin penetrasyon derinliği 20-30 m civarında, sonar sisteminin erimi ise her iki yanda 125 m' dir. Tüm bu verilere ek olarak, çalışma alanının derin yapısal jeolojisinin, sismik stratigrafisinin, derin fayların ve olası parlak nokta gibi yapıların belirlenmesi amacıyla, şelf alanından 2, yamaç ve apron kısmından da 6 adet olmak üzere toplam 8 adet, çok kanallı yüksek ayrımlı sismik sistem ile toplanan sismik kesit kullanılmıştır. Şelf alanındaki sismik veri 24 kanallı kayıtçı kullanılarak toplanmış, örnekleme aralığı 0,25 ms ve kayıt uzunluğu 1 s alınmıştır. Kıtasal yamaçtaki sismik veri 48 kanallı bir kayıtçı ve 600 m uzunluğunda bir streamer kullanılarak toplanmış, kaynak olarak 3 adet (1×20 inç³ ve 2×40 inç³) hava tabancası kullanılmıştır. Grup, atış ve örnekleme aralıkları sırasıyla 12,5 m, 6,25 m ve 1 ms, kayıt uzunluğu ise 3 s' dir.

1.6 Çalışmanın İçeriği

Çalışmanın ana kısmı, şelf, kıtasal yamaç ve apron bölgelerini incelemek amacıyla akustik verilerin kullanıldığı, 6 farklı bölümden meydana gelmektedir. Tüm bölümler arasındaki temel ilişki, tüm bölümlerde gözlenen ve yorumlanan jeolojik veya jeomorfolojik işlemlerin temelinde sıg gaz birikimlerinin yatmasıdır. Gerek pockmarklar, gerek gaz hidratlar ve gerekse sıg tortul işlemleri sıg gaz birikimleri ile doğrudan ilişkilidir.

Bölüm 1 giriş bölümü olup, Karadeniz' in genel coğrafik ve oşinografik yapısı ile barındırdığı hidrokarbon potansiyeline kısaca değinilmeye çalışılmış, yapılan çalışmanın literatürdeki yerine değinilerek çalışmanın amacı ve kapsamı ortaya konulmuştur. Bu bölümde ayrıca, çalışma alanındaki sıg gaz birikim yapılarının araştırılmasında kullanılmış olan deniz jeofiziği yöntemlerinin kullanım amaçları ve bazı teknik özellikleri de verilmiştir. Çalışma alanının konumu, sınırları ve batimetrik elemanlarını da kapsayan bu bölüm, çalışmada kullanılan verilerin konumlarını da içermektedir.

Bölüm 2, Karadeniz' in jeolojisi ve tektoniği ile oluşumu üzerine geliştirilen öngörülerin derlendiği bölümdür. Bu bölüm, Karadeniz' in tektonik yapısının açıklanmasına ek olarak, bölgenin güncel kinematığını, doğu Karadeniz bölgesinin depremselliğini ve çalışma alanının detay tektonik yapısını da içermektedir.

Bölüm 3, sıg denizel tortullarda gaz oluşumu, birikimi, bu oluşumların türleri, dağılımı ve önemi gibi temel bilgilerin ardından, çok sayıda akustik örnek veri yardımıyla, çalışma alanında apron bölgesinden başlayarak kıyısız alana kadar gözlenen sıg gaz birikimlerinin morfolojik ve yapısal incelenmesini kapsamaktadır. Çalışma alanında gözlenen bu sıg gaz birikimlerinin olası kaynağı üzerine bazı öngörüler de tartışılmıştır.

Bölüm 4, pockmark yapılarının incelenmesine ayrılmıştır. Bu bölüm, deniz tabanına gaz çıkışları ve püskürmeleri, pockmark türleri, dağılımı ve bunların

araştırılmasının önemi gibi temel bilgilerin ardından, çalışma alanının şelf bölgesinde gözlenen pockmark alanının sığ ve derin yapısını ortaya koyan çok sayıdaki akustik örnek veri yardımıyla, söz konusu pockmark yapılarının dağılım ve oluşum mekanizmalarının incelenmesini kapsamaktadır. Ayrıca, gömülü yapıdaki pockmarkların oluşumu üzerine özgün bir kavramsal model geliştirilerek tartışılmıştır.

Bölüm 5 gaz hidrat oluşumları ile ilgili olup, bu bölüm, gaz hidratların oluşumu, dünya üzerindeki dağılımı, durağanlık koşulları, gaz hidrat önemi ve araştırılması gibi temel bilgilerin ardından, çalışma alanındaki gaz hidratların oluşumu, dağılımı, durağanlığı için gerekli koşulların incelenmesi ve bölgedeki gaz hidrat birikimlerinin oluşum mekanizmasını kapsamaktadır. Tüm bunların incelenmesi amacıyla yine çok sayıda akustik örnek veri kullanılmıştır. Bu bölümde ayrıca, çalışma alanında sığ sularındaki gaz hidrat tabakalarının jeokimyasal açıdan olası oluşum mekanizması üzerine özgün bir kavramsal model geliştirilerek tartışılmıştır.

Bölüm 6, kıtasal yamaç üzerindeki tortul hareketleri ile ilgilidir. Bu bölümde çalışma alanının kıtasal yamaç bölgesinin detaylı yapısı incelenmiş ve bu bölgedeki kanyon sistemleri ve yamaç üzerindeki kayma ve diğer tortul hareketi yapılarına çok sayıda akustik örnek sunulmuştur. Bu bölümde ayrıca, derin sismik veriler yardımıyla Archangelsky Sırtı' nın çalışma alanında gözlenen kısmı da ayrıntılı olarak incelenmeye çalışılmıştır. Bölgede kıtasal yamaç üzerindeki sığ tortullarda görülen çok-aşamalı güncel kayma yapılarının olası oluşum mekanizması üzerine yine özgün bir kavramsal model geliştirilmiştir.

BÖLÜM 2

KARADENİZ' İN OLUŞUMU ve TEKTONİĞİ

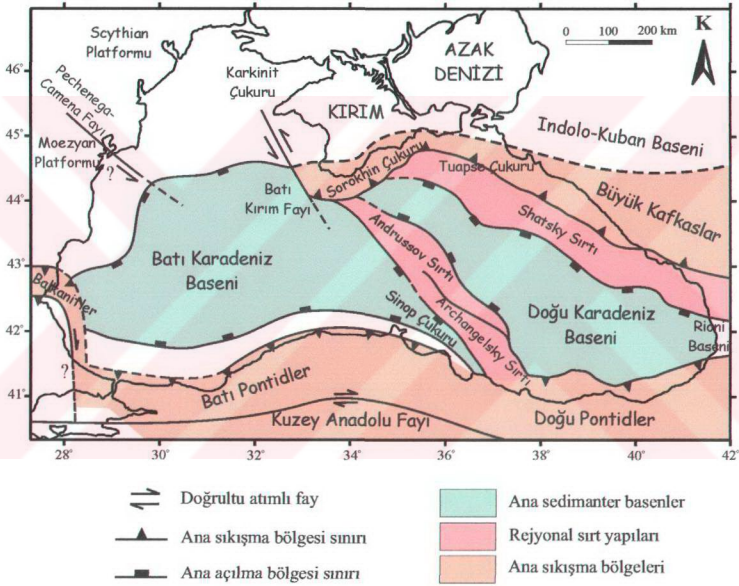
2.1 Karadeniz' in Oluşumu

Alpin katlanma kuşağı içerisinde bulunan Karadeniz baseni, sıkışma kuşakları ile çevrili olmasına karşın açılma tektoniği özelliği gösterir (Robinson ve diğer., 1996). Bu sıkışma kuşakları, güneyde Pontidler, doğuda Kafkaslar, kuzeyde Kırım ve batıda Balkanitler' dir (Şekil 2.1). Karadeniz, günümüzde batimetrik olarak tek bir basen olmasına karşın, derin sismik veriler Doğu Karadeniz Baseni (DKB) ve Batı Karadeniz Baseni (BKB) olarak isimlendirilen iki ana açılma baseninin varlığını işaret etmektedir. Her iki basen kuzeybatı-güneydoğu uzanımlı kabuksal bir yükselim ile (Orta Karadeniz Sırtı, OKS) birbirinden ayrılır (Şekil 2.1). Bu sırt, Oligosen-Erken Miyosen zamanına dek bir çökeltme bariyeri olarak kalmış, ancak bundan sonra tortullar tarafından kaplanmış (Kazmin, Schreider ve Bulychiev, 2000) ve her iki basen batimetrik olarak 2200 m derinlikte tek bir basene birleşmiştir.

Karadeniz üzerine ilk çalışmalar karasal jeoloji ve batimetrik veri ile sınırlıdır. İlk araştırmalarda Karadeniz, Neojen ve hatta Kuvaterner yaşlı graben benzeri bir çöküntü olarak kabul edilmiştir (Andrussov, 1893; Dobrynin, 1922). Obruchev (1926) ve Lichkov (1933), Karadeniz' in modern bir jeosenklinal olduğunu öne sürmüşlerdir. 1950' li yıllarda Karadeniz' de jeofizik çalışmalar başlamış ve orta basende “granitik” tabakanın bulunmadığı ve kabuğun okyanusal olduğu ortaya konulmuştur (Muratov, 1955). Granit tabakanın yokluğu, yeni oluşmuş ve sıkışmamış kabuk kavramı ile açıklanmıştır. Kropotkin (1967), ilk defa Karadeniz' in yatay açılma ile oluştuğu fikrini ortaya atmıştır. Buna göre Karadeniz' in tabanı genelde Paleojenik volkano-sedimanter bir rift yapısıdır.

Günümüzde Karadeniz' in oluşumu ve yapısı levha tektoniği ışığı altında incelenmektedir. Birçok araştırmacıya göre Karadeniz, Pontid volkanik yayının arkasında, kuzeye dalan Tetis okyanusunun bir yay-arkası (back-arc) basinidir (Robinson ve diğer., 1996; Zonenshain ve Le Pichon, 1986; Finetti ve diğer., 1988).

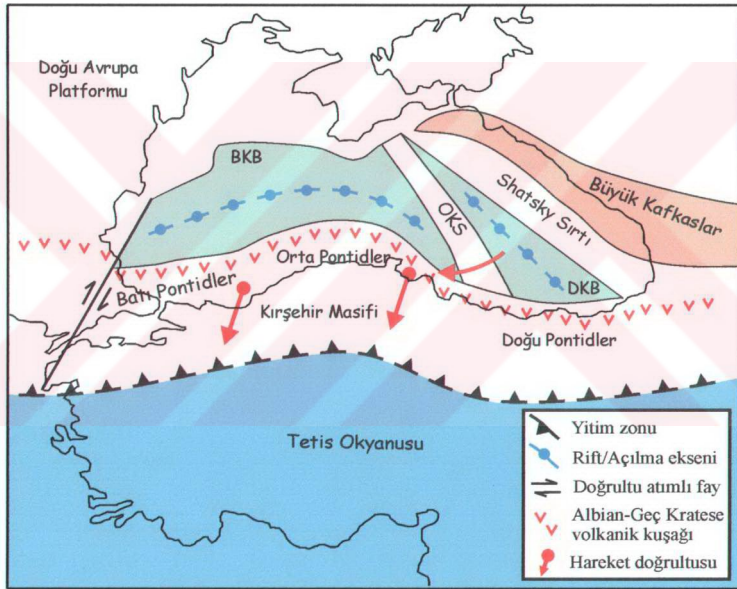
Karadeniz' in bu şekilde tektonik olarak açılmasına dair ilk modellerde basit bir çözüm genelde kabul görmüştür. Pontid yayının güneye sürüklenmesi ve Andrussov Sırtı' nın saatin ters yönünde dönmesi sonucu, BKB ve DKB' nin eş zamanlı olarak geç Kratase' de açıldığı dikkate alınmıştır (Zonenshain ve Le Pichon, 1986; Finetti ve diğer., 1988; Kazmin, 1997). Bu yorum Okay ve Şahintürk (1994) tarafından geliştirilmiş ve Albian-Senomanyen zamanında İstanbul Zonu adlı bir bloğun, yay-arkası genişlemesi ile Karadeniz' in kuzey pasif kıyısından açıldığı ileri sürülmüştür (Şekil 2.2, Nikishin ve diğer., 2003).



Şekil 2.1 Karadeniz' in ana tektonik elemanları (Finetti ve diğer., 1988; Robinson ve diğer., 1996; Kazmin, Schreider ve Bulychiev, 2000' den değiştirilerek).

Batı ve Orta Pontidler' i içeren bir parçanın Moezyan Platformu' ndan ayrılarak, iki ana transform fayı boyunca güneye sürüklenmesi sonucu BKB' nin açılmış olması görüşü, birçok araştırmacı tarafından kabul görmüştür (Robinson ve diğer., 1995; Robinson ve diğer., 1996; Spadini, Robinson ve Cloetingh, 1996). Doğuda bu

blok Batı Kırım Fayı ile sınırlıdır. Güneybatı sınırındaki transform, sıkışma yapıları tarafından örtüldüğü için belirsizdir (Robinson ve diğer., 1996). Riftleşme orta Barremiyen’ da başlamış, ana rift sonrası çökelme ve olası okyanusal kabuk oluşumu Senomanyen’ de (Geç Kratase) olmuştur (Finetti ve diğer., 1988). Robinson ve diğer. (1995, 1996), bu çözümün daha basitleştirilmiş bir şeklini ileri sürmüşlerdir. Buna göre BKB, Pontidler’ in kuzey Karadeniz kıyısından yay-arkası riftleşme ile orta Kratase’ de (Geç Barremiyen-Aptiyan, Kazmin, 1997; Schreider, Kazmin ve Lygin, 1997) açılmıştır. BKB’ deki riftleşme 5 cm/yıl açılma oranı ile 6-7 My devam etmiştir (Spadini, Robinson ve Cloetingh, 1996).



Şekil 2.2 Senomanyen dönemi Karadeniz paleotektonizması (Nikishin ve diğer., 2003).

Okay, Şengör ve Görür (1994), DKB’ nin, BKB ile eşzamanlı olarak OKS ve Shatsky Sirtı’ nın riftleşmesi sonucu açıldığını ileri sürmüşlerdir. Buna göre Shatsky Sirtı saatin ters yönünde dönmüştür. Kinematik açıdan bu modelin zayıf noktası, Büyük Kafkaslar’ da bu döneme ait sıkışma deformasyonuna ait bir kanıt yoktur ve

Shatsky Sirtı' nın saatin ters yönde dönmesine hangi tektonik rejimin neden olduğu belirsizdir (Kopp ve Shcherba, 1998). Buna göre, DKB' nin Eosen açılmasını, Shatsky Sirtı' nın saatin tersi yönde dönmesi ile açıklamak güçtür. Basit bir alternatif model, Andrussov Sirtı' nın saat yönünde dönmüş olmasıdır. Bu durum her iki basenin eşzamanlı açıldığını ve Pontidlerin güneye sürüklendiğini vurgulamaktadır. Model, günümüz rift yapıları ile benzerlikler gösterdiği için çekici görünmektedir. Bu modelde sürücü kuvvet, geriye dönme (roll-back) veya benzer işlemlerce sürülen, Pontid yayının güneye, okyanus tarafına doğru hareketidir (Kazmin, Schreider ve Bulychev, 2000; Robinson ve diğer., 1995; Spadini, Robinson ve Cloetingh, 1996).

DKB' deki açılma, ilişkin stratigrafi bilgisinin yetersiz oluşundan dolayı iyi bilinmemektedir (Robinson ve diğer., 1995; Spadini, Robinson ve Cloetingh, 1996). Golmshtok ve diğer., (1992), ısı akısı modellerinden, basenin Jurasik yaşlı olduğunu ileri sürmüştür. Görür (1988)' e göre, DKB ve BKB' nin açılması eşzamanlıdır ve açılma Albiyan-Aptiyan' da başlamış, ana açılma Senomanyen' de olmuştur. Spadini, Robinson ve Cloetingh (1996) ve Robinson ve diğer. (1995, 1996)' ya göre, Moezyan platformunun riftleştiği BKB' den farklı olarak; DKB' deki riftleşme, erken Jurasik' den beri zaten bir yay-arkası baseni olan bir bölgede, genç (Paleosen) bir açılmanın, bu basenin üzerine binmesiyle oluşmuştur. Aynı araştırmacılar, en derin bölgelerdeki riftleşme sonrası dolgunun yaşından yola çıkılarak, DKB' deki açılmanın orta Eosen' de tamamlandığını öne sürmüşlerdir. DKB' nin Eosen açılımı, kara ve deniz jeolojisinden destek bulmuştur. Her iki basenin Senozoyik tortulları, geç Eosen' den daha yaşlı bir sıkışma deformasyonu tarafından etkilenmemiştir (Kazmin, 1997). Geç Eosen (ön-Maykop) sıkışması, Kırım, Pontidler ve Kafkaslar' ın DKB ve BKB üzerine binmesine, Oligosen-Miyosen öncükurluklarının (Tuapse ve Sorokhin) oluşmasına ve kuzeybatı şelfde bindirme faylarına neden olmuştur (Robinson ve diğer., 1996).

2.2 Doğu Karadeniz Bölgesinin Güncel Kinematiki

Karadeniz, aktif Arap-Avrasya çarpışmasının batı kanadında ve Anadolu' nun batıya doğru tektonik kaçışına neden olan Kuzey Anadolu Fayı' nın (KAF)

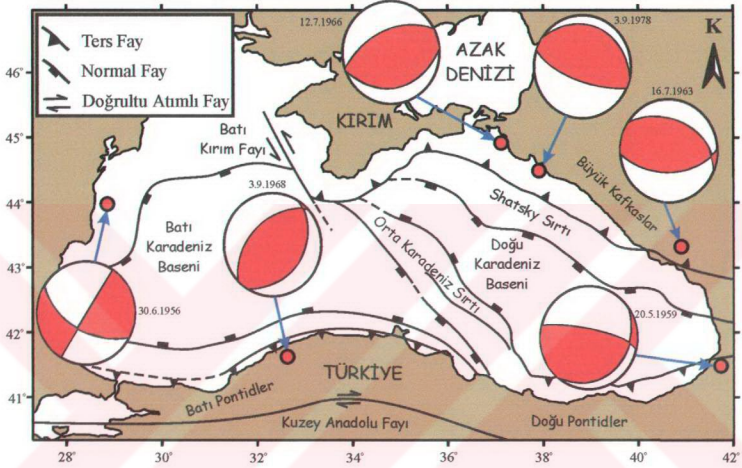
kuzeyinde yer almaktadır. Arap-Avrasya çarpışması orta Miyosen’ de başlamış (Yılmaz ve diğer., 1993), ve 13-6 My arasında Anadolu’ da şiddetli kısalma oluşturmuştur. Bu levhalar arası deformasyon sonucu Anadolu bloğu, KAF boyunca batıya kaymaktadır. Son GPS gözlemleri, Anadolu’ nun Avrasya’ ya göre, saatin ters yönündeki rijit dönüşünü işaret etmektedir (Barka ve Reilinger, 1997). Bu veriye göre, Arap çarpışmasıyla ilişkili olan aktif kuzey-güney kısalmasından Karadeniz’ in sadece en doğu kısmı etkilenmiştir. Deformasyonun büyük kısmı KAF boyunca toplanmış, Anadolu’ nun rijit olarak kaçışı nedeniyle Karadeniz, bu çarpışmadan etkilenmemiştir (Rangin ve diğer., 2002). Bu deformasyon, Küçük Kafkas tektonik cephesi boyunca, doğu Türkiye Karadeniz kıyı hattından batıya doğru hızla azalır. Ana kısalma Büyük Kafkaslar’ da Arap yarımadasının karşısında, Küçük Kafkaslar’ da ve Doğu Anadolu ile Kuzeybatı İran’ ın yakın bölgelerinde oluşur. Karadeniz ve Güney Hazar basenleri, kuşağın daha az sıkışan kısımlarında bulunurlar.

GPS çalışmalarından elde edilen hızlara göre (Tarı ve diğer., 2000), doğu Karadeniz’ in doğu kıyısında az miktarda kuzey-güney kısalması gözlenmektedir. Güneybatı kısmında ise batıya hareket gözlenir. Doğu basendeki kuzey-güney hareketler birkaç mm/yıl oranındadır. Son sismik aktivite verilerine göre (Barka ve Reilinger, 1997), Doğu basende sıkışma tektoniği rejimi halen aktiftir. Bu bölgedeki depremlerin fay düzlemi çözümleri de sıkışma rejimini işaret etmektedir (Şekil 2.3). Karadeniz’ in batı kısmı, sıkışma veya genişleme rejiminin aktif olup olmadığına karar verecek kadar önemli sismik aktivite göstermemektedir. Bu bölgedeki GPS sonuçları da saçılmış olup, bölgesel tektonik hakkında bir sonuç çıkarmak olası değildir (Tarı ve diğer., 2000).

2.3 Doğu Karadeniz’ in Depremselliği

Karadeniz ve çevresi, düşük depremselliğe sahip bir bölge olarak tanımlanmakta olup (Eva, Riuscetti ve Slejko, 1988), en önemli depremsellik Karadeniz ile ilintili değil, KAF gibi geniş çaplı bölgesel kırıklar ile ilişkilidir. Karadeniz’ in depremselliği oldukça düşük ve kabuksaldır (Şekil 2.4). Sıkışma tektoniğinin oldukça belirgin olduğu kuzeydoğu kıyıda bindirme mekanizmasına sahip depremler

oluşmaktadır. Güney kıyı ise neredeyse tamamen asismik olup bir pasif kıyı olarak tanımlanabilir. Güneyden kuzeye olan tüm sıkışma gerilmesi, KAF' ın geniş çaplı sismik aktivitesi tarafından boşaltılır. Sonuçta oluşan gerilme alanı, Karadeniz' in bir sıkışma çöküntüsü olduğu ve Kafkas kıtasal kabuğunun Karadeniz' in okyanusal kabuğuna bindirme yaptığı yönündeki görüşle oldukça uyumludur.

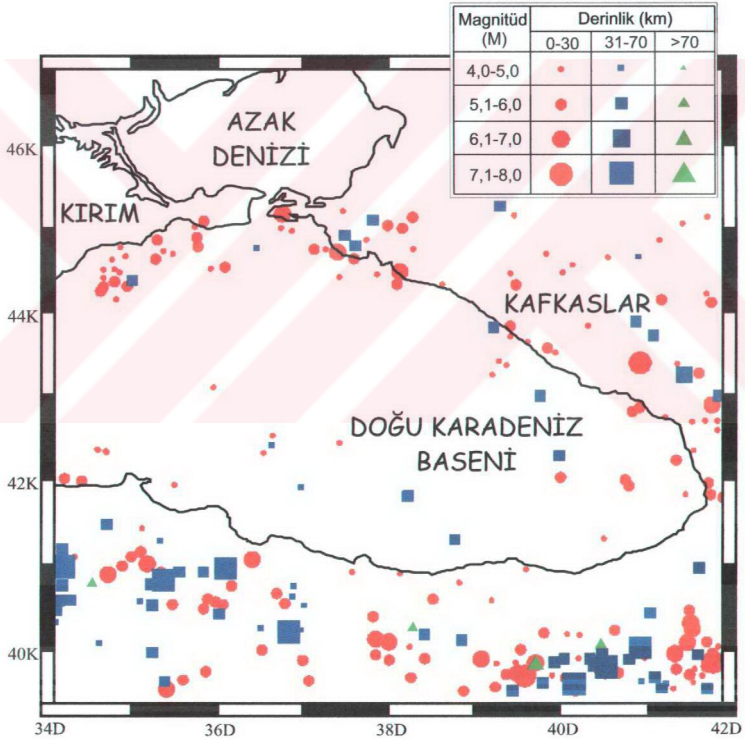


Şekil 2.3 Karadeniz civarındaki bazı depremlerin odak mekanizması çözümleri (Tari ve diğer., 2000).

Deprem odak mekanizmalarının ve atım vektörlerinin incelenmesi (Jackson, 1992), Doğu Anadolu ve Büyük Kafkaslar' ın deformasyon şeklindeki temel farklılığı ortaya koymaktadır. Büyük Kafkaslar' da odak mekanizmaları bindirme tipindedir ve bu durum jeolojik veri ile mükemmel uyum göstermektedir (Şekil 2.3). Batı Büyük Kafkaslar' daki atım vektörleri, kuzey veya hafifçe kuzeybatı yönündedir. Büyük Kafkaslar' daki sıkışma, güney yamacındaki bindirmeler (nappes) sistemi ile açıklanır. Kafkaslar' daki tüm depremler (en doğu kısmı dışında) kabuksaldır ve deprem odaklarının büyük çoğunluğu 20 km seviyesine toplanmışlardır (Şekil 2.4).

Kırım' ın güneyi sismik olarak aktif olup, bu bölgedeki güçlü sıkışma oldukça belirgindir. Bu üste binmelerle ilişkili olan deniz tabanı deformasyonu, bugünkü

mevcut aktiviteyi göstermektedir; bu durum, Kırım' ın hemen güneyinde toplanan deprem episantrları ile de doğrulanmaktadır (Şekil 2.4). Batı Kırım Fayı' nın batısında neotektonik sıkışma deformasyonu çok az veya hiç yoktur. Batı Kırım Fayı, BKB' nin orta kısımlarına kadar sismik çalışmalarla haritalanmış olmasına karşın (Finetti ve diğer., 1988), fayın güneye olan devamı bilinmemektedir. Kuzey Anadolu Fayı ile birleştiği Sinop civarına kadar kısmen izlenebilir. DKB bloğunda çok düşük seviyedeki depremsellik göstermektedir ki; söz konusu basen, göreceli olarak tek bir rijit levha şeklinde hareket etmektedir ve deformasyon hemen hemen tamamen sınırlarda toplanmıştır (Şekil 2.4).

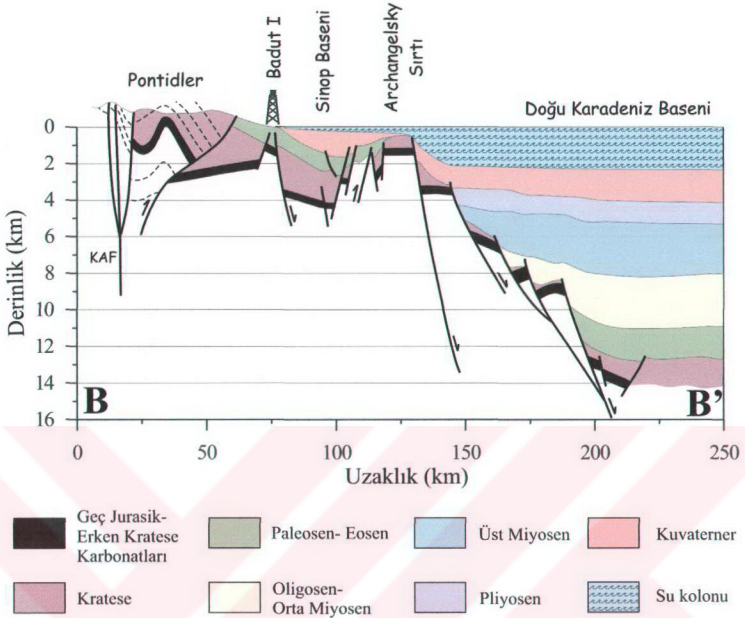


Şekil 2.4 Doğu Karadeniz baseni, Doğu Pontidler ve Kafkas bölgesinin depremsellik haritası (Lobkovsky ve diğer., 1998).

2.4 Çalışma Alanının Tektonik Özellikleri

Doğu ve Batı Karadeniz Basenleri, Orta Karadeniz Sırtı olarak isimlendirilen dar bir masif kabuk bloğu ile ayrılmaktadır. Sırt, her iki yanda, BKB ve DKB' nin pasif kıyılarını oluşturan antitetik normal fay sistemi ile kuşatılmıştır (Şekil 2.5). Faylar, Paleosen öncesi veya Erken Paleosen yaşlıdır (Finetti ve diğer., 1988; Robinson ve diğer., 1996). Sırtın üstü, Üst Maykop ve daha genç tortullarla kaplanmıştır. Güneyde sırt, dar bir grabenle ayrılan iki bloğa bölünür. Doğu bloğu (Andrussov Sırtı) güneyde yok olurken, batı bloğu (Archangelsky Sırtı) güneye doğru daha da yükselerek Türkiye kıyısında belirgin bir topoğrafik yükselim oluşturur. Oligosen-Kuvaterner tortullarıyla dolu olan Sinop Baseni, bu yükselimi Pontidler' in kıtasal yamacından ayırır. Güncel tortullarla dolu olan Sinop baseni kuzeybatıya doğru BKB ile birleşmektedir. Rangin ve diğer. (2002), basendeki Miyosen-Pliyosen tortullarının açılma evresinden etkilenmemiş olmasını dikkate alarak, basenin açılma zamanını geç Miyosen olarak vermişler, ayrıca basenin KAF' ın sağ yanal hareketinin bir yan etkisi olarak oluştuğunu ileri sürmüşlerdir.

DKB, Paleosen' den günümüze, 12 km kalınlığında bir çökelmeye maruz kalmıştır. Bu çökelmenin mekanizması hala tartışmaya açık olmasına karşın, genelde Yeni-Tetis' in kapanmasıyla ilintili olan ve daha güneyde Türkiye' de uzanan yitim zonu ile ilişkili yay-arkası açılması tarafından başlatıldığı dikkate alınmaktadır (Hsü, Nacev ve Vuchev, 1977; Görür, 1988; Okay, Şengör ve Görür, 1994). Meredith ve Egan (2002) tarafından önerilen ve Şekil 2.5' de verilen B-B' bölgesel jeolojik kesiti, basendeki farklı yapısal tür ve stratigrafik birimlerin varlığını ortaya koymaktadır. Kesit, Türkiye karasal kısmını, Türkiye kıyısını ve derin doğu baseni içermektedir. Yorumlanan seviyeler, kesitin güneyinde bulunan Badut-I kuyu verisi karşılaştırılmıştır. Bu kesitte genel olarak, taban bloğu (footwall) yükselmiş olan bölgelerle birbirinden ayrılan yarı graben yapıları oluşturmuş olan ana açılma fayları gözlenmektedir. Özel olarak Archangelsky Sırtı, bölgesel olarak yükselmiş taban duvar blokları ve kuzey-güney kıtasal yamaçlarını oluşturan ana açılma fayları göstermektedir. Kesitteki en yaşlı birimlerin kalınlık değişimleri, açılmanın Paleosen veya Eosen' de olduğunu göstermektedir (Meredith ve Egan, 2002).



Şekil 2.5 Doğu Karadeniz Türkiye kıyısının jeolojik yapısı (Meredith ve Egan, 2002). Kesitin konumu Şekil 1.1' de verilmiştir.

Finetti ve diğer. (1988)' e göre, Archangelsky Sirtı, kuzeydoğu ve güneybatıda Erken Kanazoyik zamanından beri aktif olmayan listrik basamak faylarıyla çevrili bir horsttur. Kuzeydoğu kanadında Kratase volkanikleri ve volkano-klastikleri görülür. Güneybatı kısmında ise Pliyosen-Kuvaterner sedimanları bulunmaktadır. Robinson ve diğer. (1996), OKS' nin güney ucu için farklı bir yorum önermişlerdir. Archangelsky Sirtı, yine faylarla kuşatılmış bir blok olarak yorumlanırken, Andrussov Sirtı' nın güney uzanımı, güney-güneybatı eğimli ayrılmayla ilişkili olan ve Paleosen öncesi bir üste dönme bükülmesi (roll-over flexure) olarak gösterilmiştir. Türkiye kıyısı ve şelf kısımları, Eosen sonunda açılma faylarının tekrar çalışması ve yeni ters fayların gelişimiyle daha da karmaşık hale gelmektedir. Basenin orta kısmı, üst Kratase' den Kuvaterner' e, yatay uzanan tortul serileri ile ifade edilir. Orta basende, yatay ve birbirine paralel uzanan tabakalardan oluşan ve "tabaka keki" olarak adlandırılan stratigrafi, 12 km derinliğe dek izlenebilir.

BÖLÜM 3

YEŞİLIRMAK DELTASINDA SIĞ GAZ BİRİKİMLERİ

3.1 Denizel Tortullarda Gaz Oluşumu

Deniz tabanı tortullarında siğ gaz varlığı, taban tortullarının bir özelliğı olarak uzun sürelerden beri bilinmekte olup, 1950' lerden beri, ekosounder ve sonar kayıtlarındaki farklı anomaliler, deniz tabanından gaz çıkışının göstergeleri olarak yorumlanmıştır (Garcia-Gil, Vilas ve Garcia- Garcia, 2002). Sismik ve subbottom profiler sistemlerinin kullanılmaya başlanmasıyla birlikte, siğ deniz tabanı tortullarındaki gaz birikimi üzerine önemli kanıtlar temin edilmiştir. Schüller (1952), ekosounder kayıtlarındaki gaz maskeleye etkisini ilk kez tortullardaki siğ gaz ile ilişkilendirmiş ve buna “basen etkisi” adını vermiştir.

Jeolojik kaynaklar atmosfere birçok farklı gaz girdisine neden olabilirler: 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. Bununla birlikte, metan en genel jeolojik gaz olup, tortullar depolanırken gömülen organik malzemenin doğal bozuşması sonucu tortulların içerisinde üretilmektedir (Judd ve diğer., 2002). Denizel ortamlarda metan gazı, ya derin tortullarda “termojenik” olarak, ya da siğ kısımlarda mikrobiyal ve bakteriyolojik aktivite sonucu “biyojenik” olarak üretilmektedir (Rice ve Claypool, 1981). Termojenik metan ve diğer petrol bileşiklerinin üretimi, karmaşık ve uzun zincirli organik moleküllerin, tipik olarak 1000 m' den büyük derinliklerde yüksek sıcaklık ve basınç koşulları altında uzun zaman dönemleri boyunca kalmasıyla olmaktadır (Schoell, 1988).

Biyojenik gazın kaynağı ise planktonik malzemeler, bitkiler, balıklar ve katı atıklardan türeyen organik malzemedir (Maestro ve diğer., 2002). Bu organik malzemenin var olduğu ve yüksek tortul birikim oranına sahip olan denizel ortamlar, biyojenik metan üretimi ve birikimi için uygun alanlardır (Hovland ve Judd, 1988). Delta ortamlarında yüksek tortul birikim oranı, organik malzemenin hızla gömülmesine neden olur ve oksidasyonunu önleyerek tortullar içerisinde daha

sonraki bakteriyel bozulma için korunmasını sağlar (Baraza ve Ercilla, 1996). Biyojenik (mikrobiyal) metan, “metan üreten bakteriler (methanogenic archaea)” tarafından, organik malzemenin bozunmasının bir son ürünü olarak üretilir. Bu işlem organik malzemenin depolanmasından kısa süre sonra başlar ve “sülfat indirgeyen bakterilerin (sulphate reducing bacteria)” aktivitesi sonucu sülfat seviyesinin yok olduğu tortullarda, sıg derinliklerde meydana gelir (Rice ve Claypool, 1981). Biyojenik gaz üretiminde, tortullar içerisinde biyokimyasal işlemleri ifade eden farklı derinliklerde 3 farklı zon bulunmaktadır (Şekil 3.1). Bunlar aerobik zon, sülfat indirgeme zonu ve karbonat indirgeme (veya metan üretim) zonu olarak isimlendirilir.

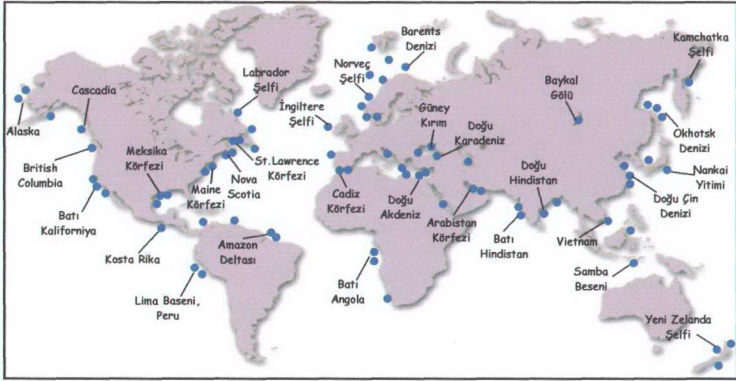
Aerobik zon, genel olarak 0,2-0,5 m kalınlığındadır (Hovland ve Judd, 1988). Aerobik solunum sırasında, bu bölgede oksijen hızla harcanır. Oksijenin tükenmesiyle, sülfat indirgenmesi baskın solunum haline gelir ve “sülfat indirgeyen bakterilerin” aktivitesiyle H_2S üretimi meydana gelir. Sülfat indirgeme zonunun altında CO_2 indirgemesi, organik malzemenin oksijensiz (anaerobik) ortam içerisinde oksidasyonu ile üretilen hidrojen yoluyla metan üretimine neden olur. CO_2 indirgemesi, sıg denizel tortullarda biyojenik metan üretiminin ana mekanizmasını oluşturmaktadır (Whiticar, Faber ve Schoell, 1986). Denizel ortamlarda biyojenik metan üretimi için, genel olarak yüksek tortulaşma (sedimentasyon) oranları (30 m/My) ve en az %0,5 oranında toplam organik karbon (Total Organic Carbon, TOC) gerekmektedir (Rice ve Claypool, 1981; Mienert ve Posewang, 1999).

Metan üretildikten sonra, yüzeye doğru (yeryüzü veya deniz tabanı) göç eder, bu sırada bir kısmı boşluk suyu içerisinde çözünür, bir kısmı da sülfat indirgeme zonu içerisinde oksidize olarak yok edilir. Oksidize edilemeyecek kadar hızla yükselen metanın bir kısmı geçirimsiz birimlerin altında kapanlanarak gaz rezervuarlarını, bir kısmı da su ile birleşerek gaz hidratları oluşturur. Üretilen bu gazın göçü, üstte uzanan ince daneli ve daha az gözenekli yapılar tarafından durdurulduğu zaman, gaz kabarcıkları, seyrek daneli tortulların gözenek boşluklarında birikirler. İnce daneli tortullarda ise gaz, gözenek boşluklarından daha büyük olan gaz boşlukları içerisinde birikebilir (Judd ve Sim, 1998).

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

Şekil 3.1 Denizel tortullarda biyojenik metan üretiminde, tortullar içerisindeki 3 farklı biyokimyasal zon (Rice ve Claypool, 1981). Metan, karbonat indirgeme zonunda üretilmektedir.

Deniz tabanından itibaren 1000 m içerisinde oluşan birikim, “sığ gaz birikimi” olarak adlandırılır (Judd ve diğer., 2002). Sığ gaz birikimi, körfezler veya şelfler, kıtasal yamaçlar, delta alanları ve HC basenleri birçok jeolojik ortamda meydana gelebilir (örn. Garcia-Garcia, Vilas ve Garcia-Gill, 1999; Okyar ve Ediger, 1999; Ivanov, Limonov ve Woodside, 1998; Yun, Orange ve Field, 1999). Tortullarda sığ gaz birikiminin dünya çapında birçok denizel ortamda olduğu bilinmekte olup, bilinen birikimler kuzey yarıkürede ve Avrupa ile Amerika kıyılarında yoğunlaşmaktadır (Şekil 3.2). Birçok denizel alanda, tortullardaki sığ gaz varlığı akustik yöntemler kullanılarak ortaya konulmuştur. Sığ gaz ceplerine yanlışlıkla yapılan sondajlarda meydana gelen patlamalar, büyük miktarlarda gaz birikimi olabileceğini göstermektedir. Ticari olarak işletilebilir gaz rezervuarları tortullar içerisinde derin kısımlarda oluşma eğilimindedir, ancak birikim her derinlikte oluşabilir. Norveç Kuzey Denizinde, 230 m’ den daha sığ derinlikteki tek bir gaz birikim zonunda $2,5 \times 10^6 m^3$ gaz bulunduğu kestirilmiştir (Hovland ve Judd, 1988).



Şekil 3.2 Sığ gaz içeren tortulların dünyadaki dağılımı (Fleischer ve diğer., 2001).

3.2 Denizel Tortullarda Gaz Birikiminin Önemi

Sığ denizel tortullarda gaz birikimi birkaç nedenden dolayı önem taşımaktadır. Sığ gaz birikimleri, tortullar içerisinde daha derin kısımlarda, çok daha geniş çaplı hidrokarbon oluşumlarının sinyallerini verebilmektedir (Kvenvolden, Vogel ve Gardner, 1981; Okyar ve Ediger, 1999). Geçirimsiz bir tabakanın altında biriken gaz, sondaj sırasında patlamalara neden olur. Tortullarda kabarcık fazındaki gaz birikimi nedeniyle oluşan boşluk basıncı artışı, tortulların kayma dayanımını azaltarak tortulların duraysızlaşmasına ve denizel mühendislik yapılarının hasar görmesine neden olmaktadır (Prior ve Coleman, 1984). Sismik, gel-git veya dalga etkisi nedeniyle, kabarcık fazındaki gazda oluşan dönemsel genişleme ve daralmalar, tortul dayanımını daha da azaltmakta ve kıtasal yamaçlarda potansiyel heyelan alanları meydana getirmektedir (Hovland ve Judd, 1988).

Metan gazı, CO_2 ' den yaklaşık 20 kat daha etkin sera etkisi özelliğine sahip olduğundan, deniz tabanından atmosfere olan metan akışı, küresel karbon içeriği ve iklim üzerinde de önemli etkiye bulunabilmektedir (Hovland ve Judd, 1988; Hovland, Judd ve Burke, 1993; Judd ve diğer., 2002). Lowe ve Walker (1997), özellikle CO_2 ve metanın atmosferik yoğunlaşmaları ile iklim değişimi arasındaki görünür ilişkiyi inceleyerek, bu gazların yoğunluklarındaki değişimi, Kuvaterner

iklim kaymalarındaki değişimlerde önemli rol oynayabilecek faktörlerden biri olarak dikkate alınmışlardır. Woodwell ve diğer. (1998), okyanusların, son buzul çağından bu yana ısınma periyodu sırasındaki ana atmosferik metan kaynağı olduğu sonucuna varmışlardır. Hovland Judd ve Burke (1993), kıtasal şelflerden metan sızıntılarının toplam küresel metan çıkışının %3-9' u arasında olduğunu öne sürmüşlerdir. Judd (2000), tüm dünyada doğal gaz sızıntılarından atmosfere yılda 0,4-12,2 Tg (Teragram) metan yayıldığını, Judd ve diğer. (2002) ise, atmosfere tüm jeolojik kaynaklardan yılda 16-40 Tg metan girişi olduğunu, bunun büyük kısmının fosil kaynaklardan meydana geldiğini ileri sürmüşlerdir.

3.3 Denizel Tortullarda Gaz Birikiminin Sismik Anomalileri

Denizel tortullarda serbest gaz varlığı, gaz içeren tortullar ile içermeyen çevre ortam arasındaki akustik direşim farklılığıyla ilişkili olan ve yüksek akustik yansımaya ve saçılma sonucu oluşan tipik akustik anomalilere neden olmaktadır (Baraza ve Ercilla, 1996). Genel olarak tortul gözeneklerindeki gaz varlığı, hemen hemen tüm sismik enerjinin soğurulmasına neden olur ve bu zonun hemen altında yansısız bir anomali bölge meydana getirerek daha derinlerdeki yansıtıcılardan gelen yansımaların görülmesini önler (Field, Clarke ve Kvenvolden, 1980). Tablo 3.1' de, tortullarda serbest gaz varlığını işaret eden doğrudan ve dolaylı kanıtlar verilmiştir.

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

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

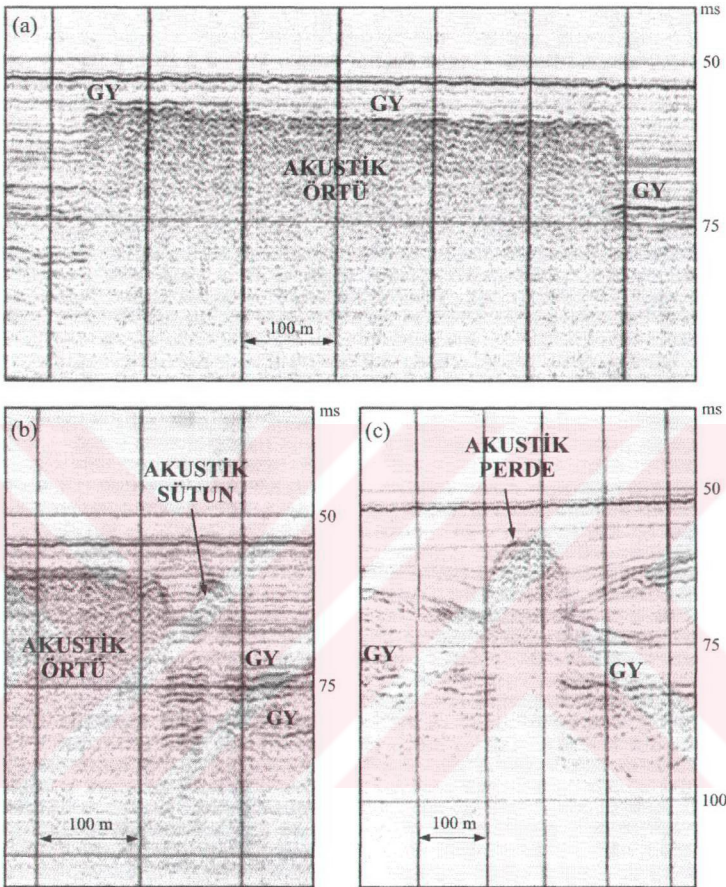
Sismik karakterlerine, görünüm ve boyutlarındaki farklılıklara bağlı olarak, gaz içeren ortamların akustik imzaları 4 sınıfta toplanabilir (Yun, Orange ve Field, 1999; Garcia-Gil, Vilas ve Garcia-Garcia, 2002):

(I) *Akustik Örtüler (Acoustic Blankets)*: Bu tür gaz birikimleri, sismik profiller üzerinde diğer yansımaları maskeleyen, az çok sürekli bir “akustik boşluk zonu (acoustic void)” olarak tanımlanırlar. Birikimin üst sınırı, düzgün veya hafif eğimli geometriye sahip parçalı yansımalarından oluşur (Şekil 3.3a). Birikim zonunun kenarları dik ve keskindir. Bu tür sismik görünüm Hovland ve Judd (1988) tarafından tanımlanan “akustik boşluk veya maskeleme” olarak da bilinmekte olup, bu zonlar yüksek oranlarda gaz içermektedir. Ayrıca tortullardaki gaz birikimi, sismik kesitler üzerinde güçlü (yüksek genlikli) yansımalar (GY) oluşturur. Bu yansımalar gaz birikimi olan zonun üstünden alınmakta ve gaz birikimi sismik dalga hızını büyük oranda düşürdüğünden, bu yansımalar negatif polariteli olarak kaydedilmektedir.

(II) *Akustik Sütunlar (Acoustic Columns)*: Bunlar, düşey sütun şekilli oluşumlar olup, genellikle saydam zonlar olarak ortaya çıkarlar (Şekil 3.3b). Üst sınırı ters polariteli güçlü bir yansımayla belirlenir. Bu yapılar genellikle akustik örtü ve perde türü gaz birikimlerine yakın yerlerde oluşurlar ve yukarı doğru akışkan (olasılıkla gaz) hareketi sonucu meydana gelirler (Hovland ve Judd, 1988).

(III) *Akustik Perdeler (Acoustic Curtains)*: Bu tür birikimde, altta uzanan sismik kayıt tamamen maskelenir ve gazın kaynağı ile olan bağlantıyı belirlemek mümkün değildir. Bu tür gaz oluşumları, karakteristik dışbükey bir üst sınıra sahiptir ve kayıtlarda güçlü bir ters polariteli yansıtıcı olarak gözlenirler (Şekil 3.3c).

(IV) *Akustik Türbidite (Acoustic Turbidity)*: Bu tür gaz birikiminde, sismik kayıtlar üzerinde farklı derecede bozulmalar gözlenir ve genellikle bu bozulmalar boyunca yansıtıcıları az çok takip etmek mümkündür. Böyle birikimler, sismik kayıtlarda koyu bir zon oluşturan gaz kabarcıklarının, akustik enerjide saçınım oluşturmalarıyla açıklanır (Judd ve Hovland, 1992). Tortullarda %1 oranında gaz bulunması bile türbiditeye neden olmaktadır (Fannin, 1980).



Şekil 3.3 Denizel tortullarda serbest gaz birikiminin sismik kesitler üzerindeki etkileri (Garcia-Gil, Vilas ve Garcia-Garcia, 2002). (a) Akustik örtü, (b) Akustik sütun ve (c) Akustik perde türü sıg gaz birikimleri ve bu birikimlerin her iki kanadından alınan yüksek genlikte güçlü yansımalar (GY).

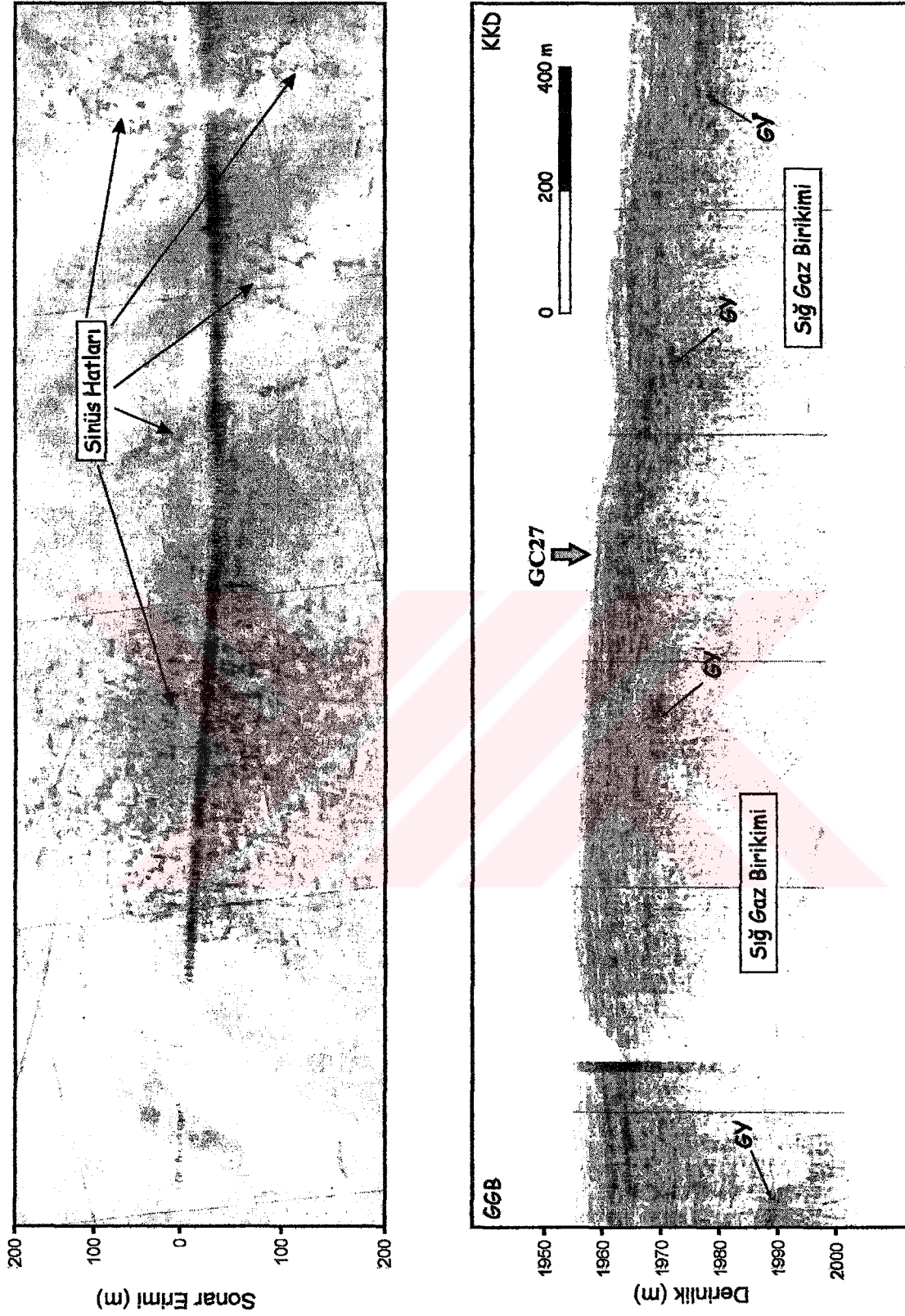
3.4 Çalışma Alanındaki Tortullarda Sıg Gaz Birikimi

Çalışma alanındaki sıg gaz birikim türlerinin ve dağılımının belirlenmesi amacıyla, çok sayıda sonar ve subbottom profiler verisi kullanılmıştır. Tortullarda

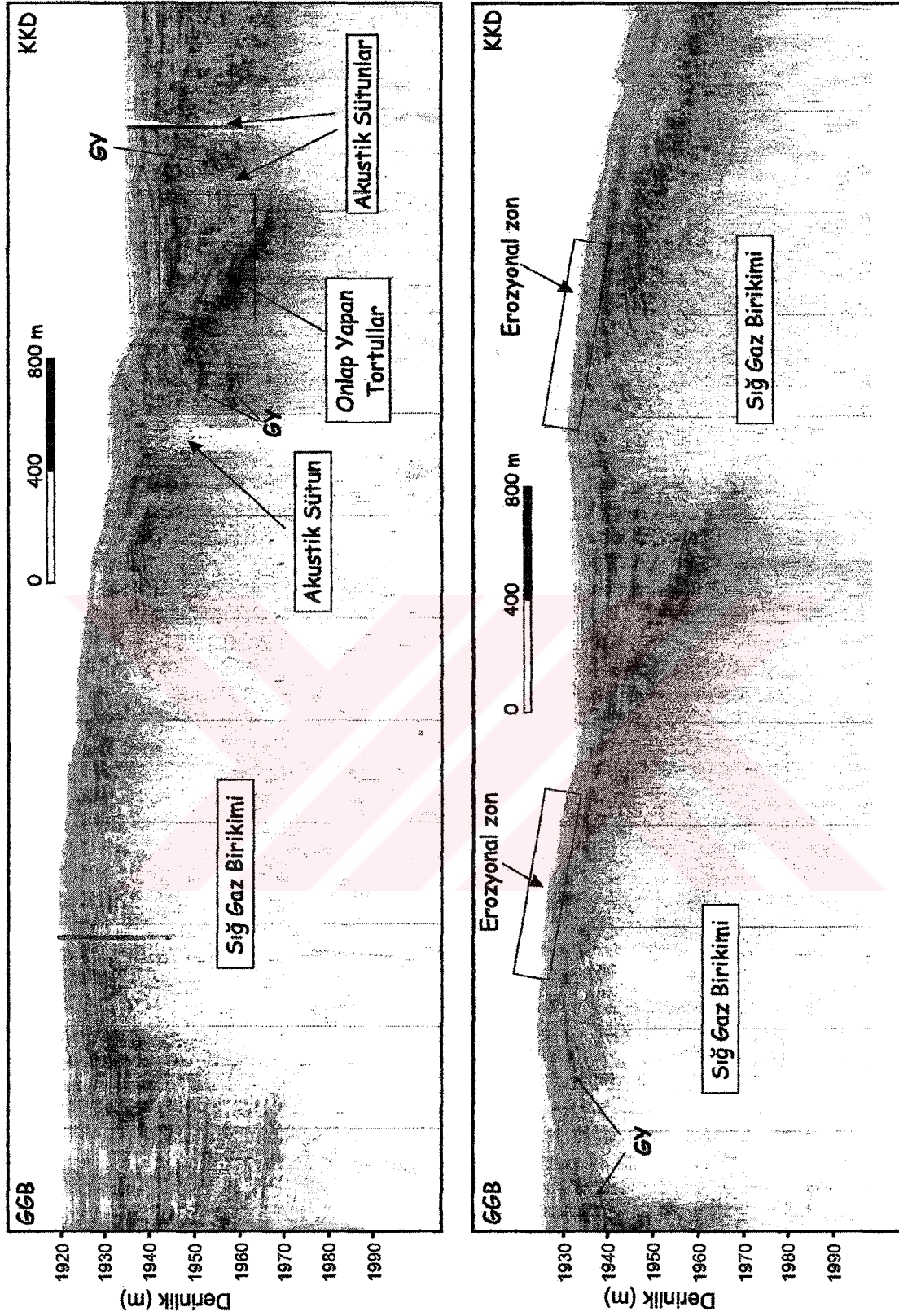
gaz bulunmaması durumunda, subbottom profiler kayıtlarındaki penetrasyon 40-50 m civarındadır. Tortullarda gaz bulunması durumunda ise penetrasyon, gaz içeren tortul birimlerin üst yüzeyleri ile sınırlı kalmakta ve yer yer 10 m' nin altına kadar düşmektedir. Çalışma alanında, özellikle şelf ve apron bölgesinde geniş çaplı akustik sığ gaz anomalileri gözlenmekte olup, bu alanların her biri ayrı ayrı incelenecektir.

3.4.1 Apron Bölgesinde Gaz Birikimleri

Bölgede geniş çaplı sığ gaz (olasılıkla metan) birikimleri mevcuttur ve sığ gaz içeren tortulların derinliği genellikle 10 m' den daha azdır. Bu birikimler, bölgedeki sığ tortullarda oluşan birçok jeolojik işlemde (tortullarda katlanmalar, deniz tabanında deformasyon, vs.) etkin rol oynamaktadır. Apron bölgesinde sonar kayıtları geniş çaplı sinüs hatlarının varlığını işaret etmektedir (Şekil 3.4). Deniz tabanında sinüs hatlarının gözlemlendiği kısımlarda, subbottom profiler verileri, tortulların içerisinde geniş çaplı ve yoğun gaz birikimlerinin olduğunu göstermektedir. Bu nedenle bu sinüs hatlarının, sığ gaz varlığı nedeniyle oluşan tortul duraysızlığı ile ilişkili oldukları düşünülmektedir. Şekil 3.4' deki subbottom profiler kesiti üzerinden alınmış olan GC27 gravite karotu, genellikle oldukça yumuşak kil ve siltlen oluşan tortul bir malzeme ve derin kısımlarda ise sapropel varlığını işaret eden, 3,8 m tortul örneği elde edilmesini sağlamıştır. Bölgedeki sığ gaz birikimleri, subbottom profiler kesitlerinde akustik örtü ve akustik sütun şekilli anomali yapılar meydana getirmektedir. Apron bölgesindeki sütun şekilli gaz yükselimlerinin genişliği 120-250 m arasında değişmektedir. Sütunlar, her iki tarafa oldukça dik ve keskin kanatlarla tortul birimlerden ayrılmaktadır. Akustik örtü türü gaz birikimleri ise bölgede oldukça geniş alanlar boyunca izlenebilmekte, genişlikleri yer yer 2000 m' yi aşmaktadır. Şekil 3.5' de verilen subbottom profiler kesitindeki sığ gaz birikimlerinin her birinin genişliği 2000 m civarındadır. Dom şekilli bu birikimlerin üstte uzanan tortulları dom şeklinde yükselttiği gözlenmekte, bu dom şekilli yükselimlerin genellikle kuzey kısımlarında taban akıntısı kaynaklı oldukları düşünülen erozyonal yüzeyler meydana gelmektedir. Gaz birikim bölgelerinin yakınlarında farklı büyüklüklerde ve gelişigüzel dağılım gösteren güçlü yansımalar (GY) gözlenmektedir.

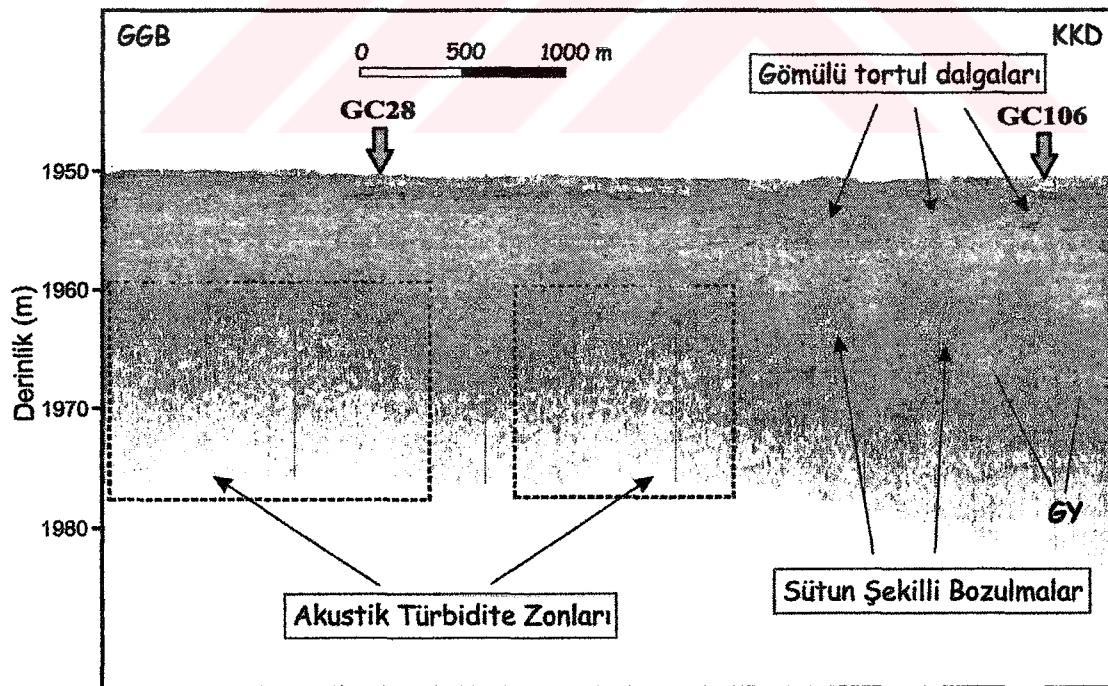


Şekil 3.4 Apron bölgesinden alınan MAK6 hattının, 100 kHz sonar kaydında (üstte) gözlenen sinüs hatları ve subbottom profiler verisindeki (altta) gaz birikimleri. GC27, bu noktada örneklenen gravite karotu göstermektedir.



Şekil 3.5 Apron bölgesinde, 1930 m su derinliklerinde üç geniş alanda dom şekilli sıg gaz birikimini gösteren subbottom profiler kaydı (MAK6 hattı). Altteki kesit üstteki kesitin KKD yönünde devamıdır.

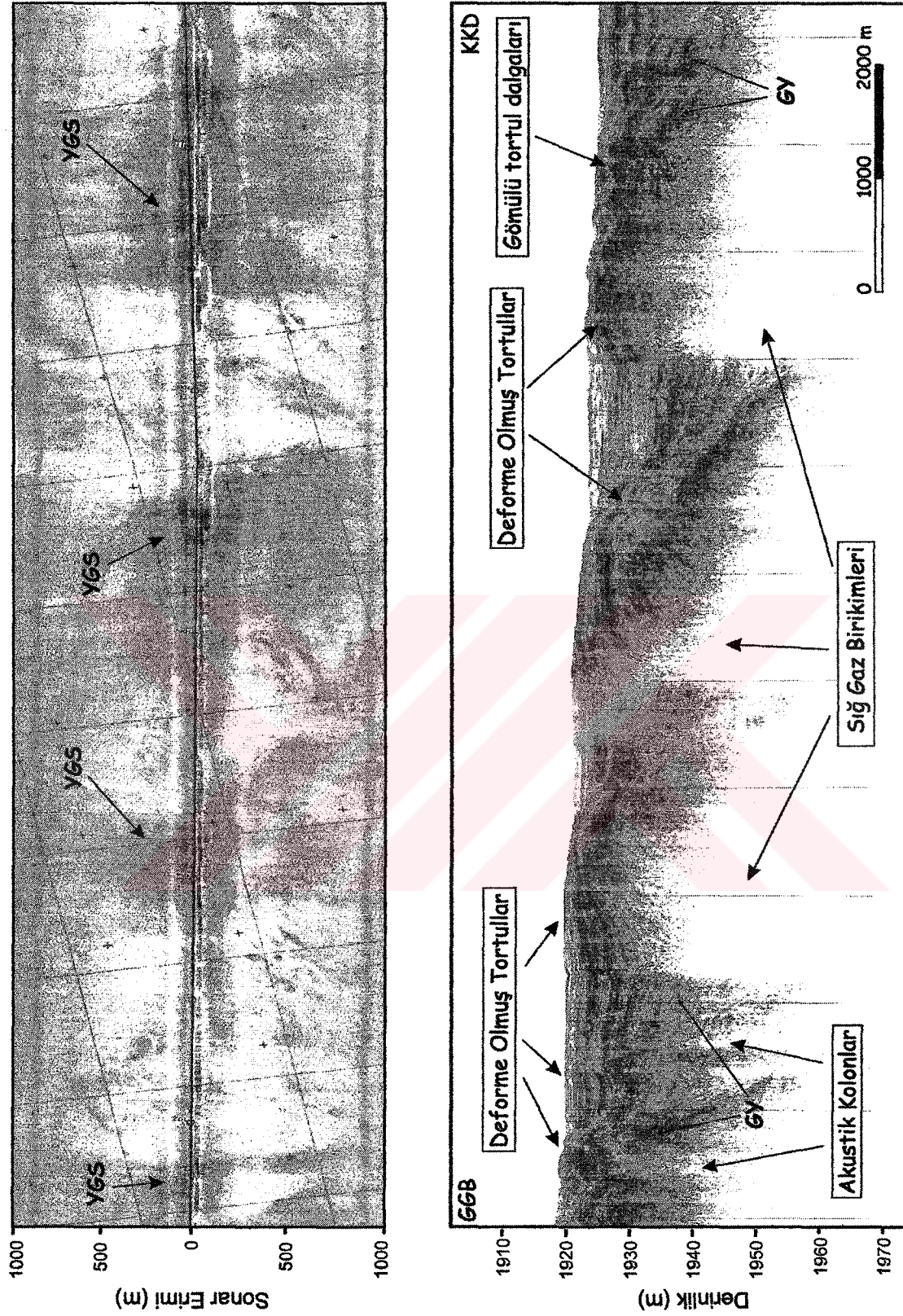
Apron bölgesinde, seyrek (sparse) gaz varlığından dolayı oluşan, akustik türbidite türü gaz birikimleri de gözlenmektedir. Şekil 3.6' daki 5 kHz subbottom profiler kaydı buna bir örnek oluşturmaktadır. Kesitteki iki ayrı akustik türbidite zonu kesikli çizgilerle çevrelenmiştir. Her iki türbidite zonunun arasında, olasılıkla gaz içermeyen tortullardan alınan yansımalar kesit üzerinde gözlenmekte, ancak türbidite zonunda bu tabakalar yersel olarak kısmen yok olmaktadır. Kesitin KKD kısmında, üzerleri güncel tortullarla kaplanmış bir dizi gömülü tortul dalgası olarak yorumlanan oluşumlar gözlenmekte olup, bu tür oluşumlar Bölüm 6' da ayrıntılı olarak tartışılacaktır. Kesitte, bu gömülü tortul dalgalarının arasında yer alan ve büyük olasılıkla gaz yükselimlerini işaret eden akustik sütun şekilli boşluk yapıları da mevcuttur. Bu yükselimlerin her iki kanadında yüksek genlikli güçlü yansımalar (GY) kaydedilmiştir. Bu subbottom profiler kesiti üzerinden örneklenmiş olan GC106 gravite karot örneği 2,75 m tortul örneklemiş olup genelde çok yumuşak plastik kil ve turbidit aralanmaları sergilemektedir. Akustik türbidite zonunun üst kısmında örneklenen ve 3,75 m tortul örnekleyen GC28 karotu ise, yine çok yumuşak plastik kil ve sapropel varlığını işaret etmektedir.



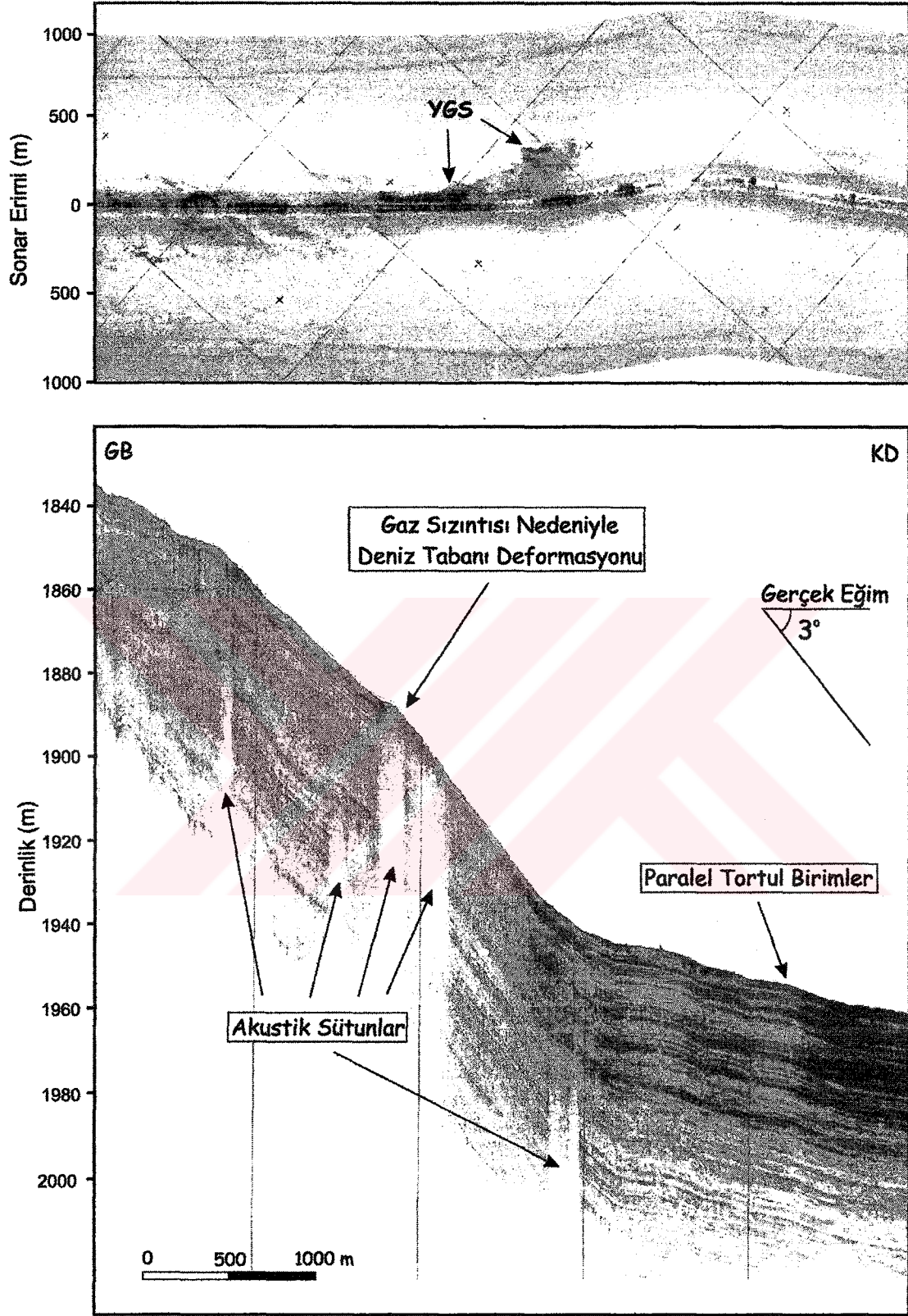
Şekil 3.6 Seyrek gaz birikimi nedeniyle oluşan iki ayrı akustik türbidite zonu (MAK4 hattı). GC28 ve GC106 gravite karot konumlarını göstermektedir.

Örtü türü sıg gaz birikimleri, apron bölgesinde genellikle ardışık dizilmiş dom şekilli yapılar sunmaktadır (Şekil 3.7). Bu tür gaz birikim yapılarının güney kanatları, kuzey kanatlarına göre daha dik ve belirgindir. Kuzey kanat kısımlarında sinyal genlikleri, akustik örtü zonuna yaklaştıkça kademeli olarak azaldığından, kuzey kanatlarında gaz birikiminin sınırlarını saptamak güçtür. Dom yapılarının üst sınırları, olasılıkla akustik enerjinin saçılması nedeniyle belirgin bir sınır özelliği göstermemekte olup, oldukça belirsizdir. Gaz birikim zonlarının kanat kısımlarında, tamamen gelişigüzel dağılım gösteren güçlü yansımalar (GY) mevcuttur. Şekil 3.7’ de verilen bu dom şekilli gaz birikimleri, apron bölgesinde geniş çapta oluşmakta ve oldukça büyük alanlar boyunca gözlenmektedir. Örneğin, Şekil 3.7’ deki MAK3 hattında gözlenen bu gaz birikimlerinin genişlikleri, yer yer 2000 m’ yi bulmaktadır. Bu tür birikimlerde akustik sinyal, yüksek orandaki gaz varlığı nedeniyle tamamen soğurulmakta ve kesitlerde tamamen saydam zonlar oluşturmaktadır. Bu özellikleri ile örtü türü bu birikimler, Şekil 3.6’ daki akustik türbidite zonlarından ayrılmaktadır. Bunlara ek olarak, tortullardaki bu gazın yükselmesinin, üstte uzanan tortulları deforme ettiği, bu bölgelerde, gaz nedeniyle oluşan kıvrımlanmanın ardından meydana gelen erozyon işlemleri de görülmektedir. Gaz birikiminin olduğu bu kısımların üstündeki erozyonal yontulmalar nedeniyle açığa çıkan olasılıkla daha yaşlı tortullar ise, sonar kaydında yüksek geri saçınım (YGS) göstermektedir.

Şekil 3.8’ de, kıtasal yamaçtan apron bölgesine geçişte, 1900 m su derinliklerinde gözlenen akustik sütun şekilli gaz çıkışlarını gösteren subbottom profiller ve 30 kHz sonar kayıtları görülmektedir. Gaz sütunları nedeniyle paralel uzanan tortulların sürekliliği yok olmuştur. Bu sütun şekilli sızıntı yapılarının genişliği 100 m ile 250 m arasında değişmektedir. Birçok durumda bu akustik sütun türü gaz yapıları 25-30 m derinliklerde bulunmaktadır. Bu yükselimler, orta kısımdaki geniş gaz sütununda olduğu gibi bazen deniz tabanına kadar yükselerek, deniz tabanında deformasyon meydana getirmektedir. Alman araştırma gemisi R/V Poseidon’ un 2004 Ekim ayında bu nokta üzerinde yaptığı sonar çalışmasında, bu noktadan deniz tabanına olan aktif gaz sızıntısı belirlenmiştir (yayınlanmamış veri). Sonar kaydında gaz çıkışı olan bu bölge yüksek geri saçınım (YGS) göstermekte ve bu geniş gaz sütununun kuzey yönde de yaklaşık olarak 300 m kadar devam ettiğini işaret etmektedir.



Şekil 3.7 Siğ gaz birikimini gösteren 5 kHz subbottom profiler (altta) ve 30 kHz sonar (üstte) kayıtları (MAK3 hattı). Subbottom profiler hattında gaz birikiminin olduğu kısımlar, sonar kaydında yüksek geri saçınım (YGS) göstermektedir.



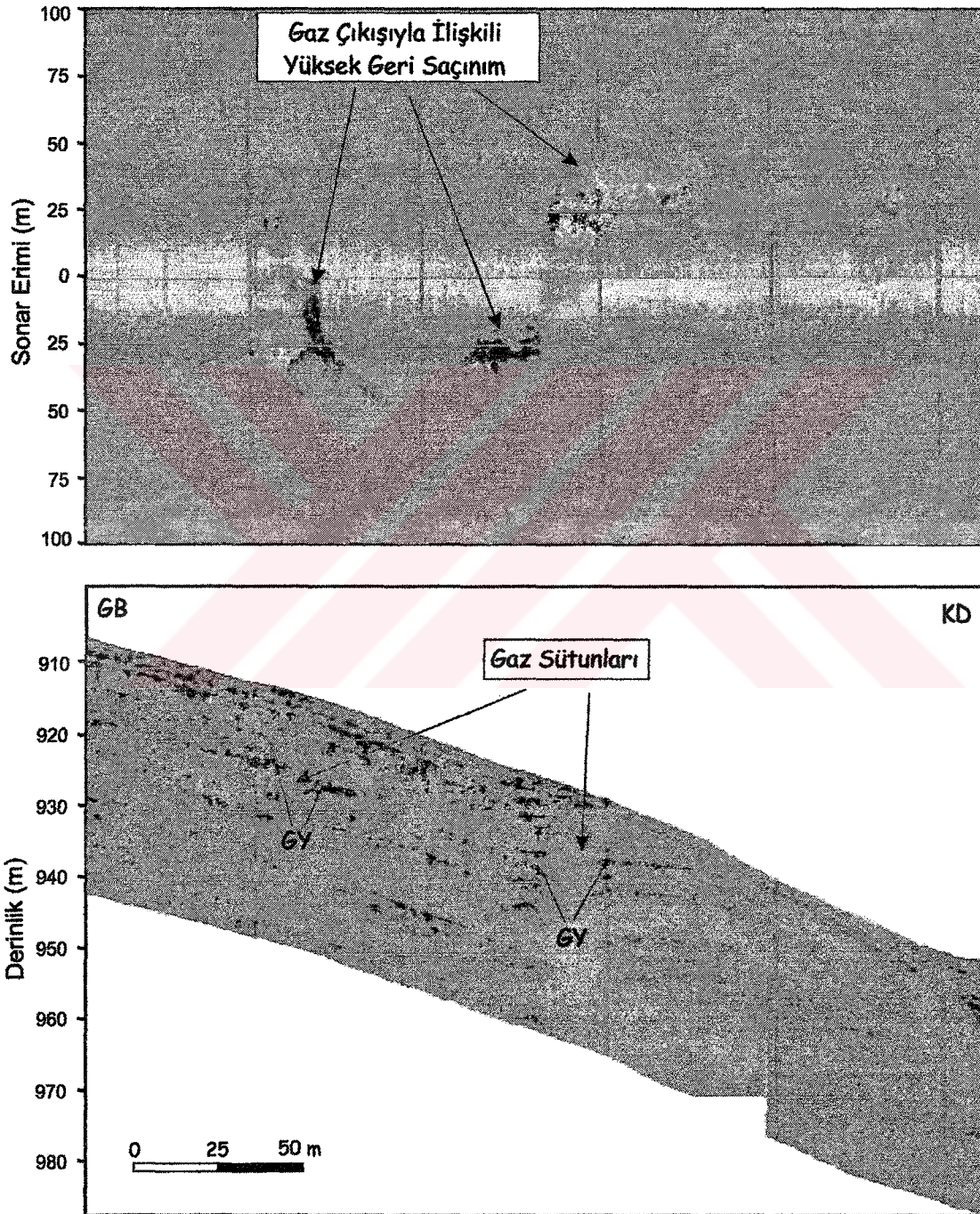
Şekil 3.8 Kıtasal yamaçtan apron bölgesine geçişteki akustik sütun şekilli gaz çıkışlarını gösteren MAK30 sonar (üstte) ve subbottom profiller (altta) kayıtları. Sonar kaydında gaz çıkışı olan bölgeler yüksek geri saçınım (YGS) göstermektedir.

3.4.2 Kıtasal Yamaçta Gaz Birikimleri

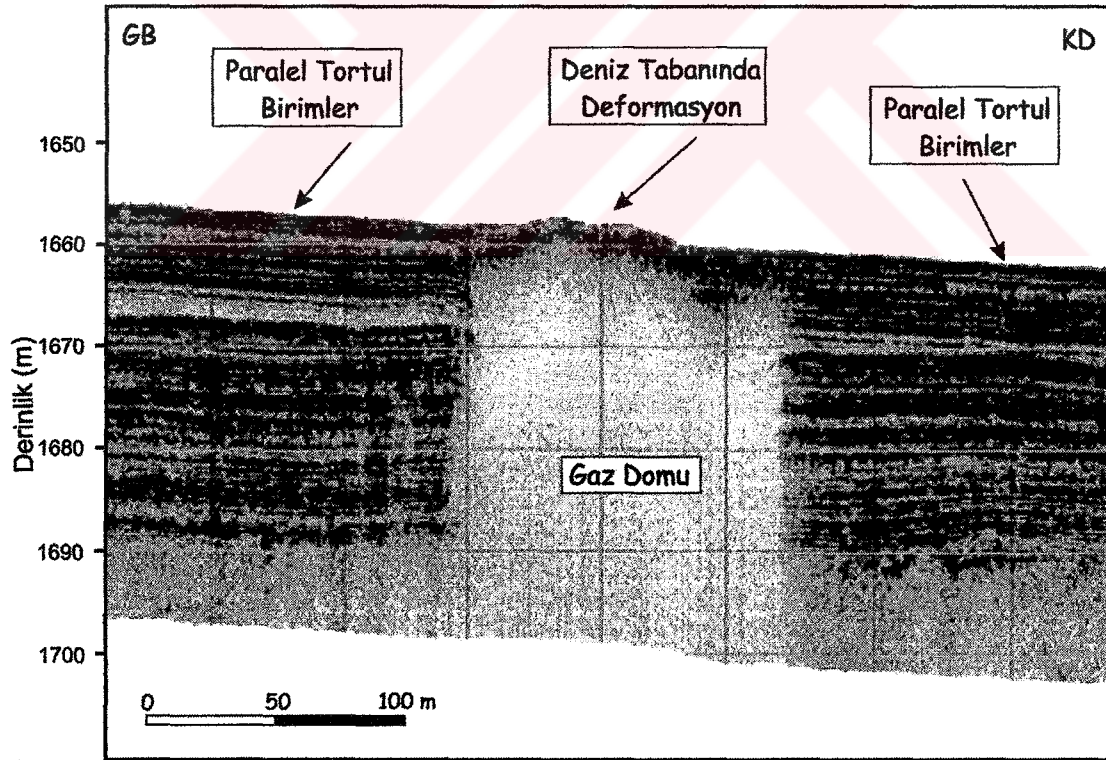
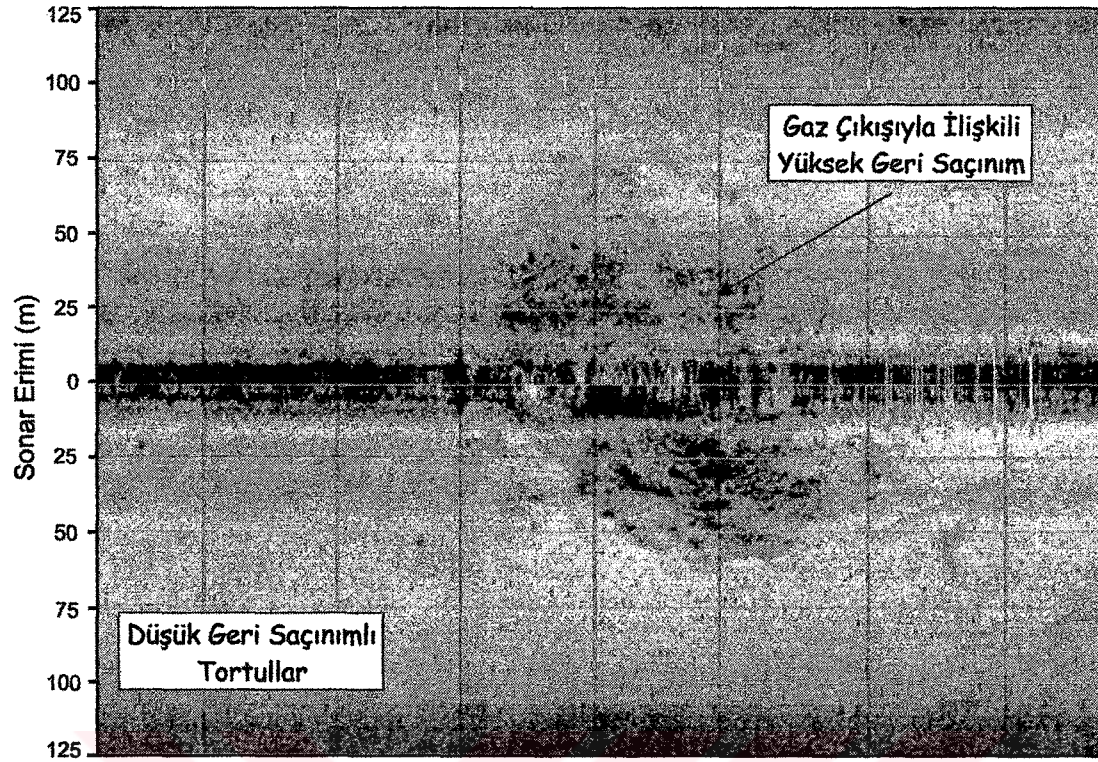
Kıtasal yamaç bölgesi, tortul kaymalarının ve kütle hareketlerinin olduğu bir alandır. Yamaç üzerinde geniş çaplı gaz birikimleri gözlenmemekle birlikte, mevcut gaz anomalileri, dar sütunlar veya dom yapıları şeklinde gözlenen gaz yükselimlerinden oluşmaktadır. Şekil 3.9, yamaç üzerinde, yaklaşık 900 m su derinliklerinde oluşan, sütun şekilli iki ayrı gaz yükselim zonu üzerinde, uzaktan kumandalı araç (ROV) kullanılarak alınan ayrıntılı 2-7 kHz Chirp subbottom profiller ve 100 kHz sonar kaydını göstermektedir. Gaz sütunları yaklaşık 25 m genişliktedir. Sütun yapılarının her iki kanadında, yaklaşık 13 m derinlikte güçlü yansımalar (GY) gözlenmektedir. Bu sütunlar nedeniyle deniz tabanında bir deformasyon gözlenmemekte ve subbottom profiller kaydında sütunların üst kısmındaki tortul birimlerde gaz varlığı nedeniyle maskelenme görülmemektedir. Bu veriler, gaz çıkışının olasılıkla deniz tabanına kadar ulaşmadığını göstermekle birlikte, gaz sütunları nedeniyle sonar kaydında yüksek geri saçınım gözlenmektedir. Bu durumun iki olası açıklaması olabilir. Birincisi, sütunlardan deniz tabanına olan gaz sızıntısının, sütunların üst kısmındaki tortulları maskeleyecek kadar yüksek olmadığıdır. İkincisi ise, bu kısımda bulunan ve yükselen boşluk suyundaki çözünmüş metan ile ilintili olan, metandan türemiş karbonat birikimlerinin sonarda YGS vermesidir. Her iki durumda da YGS tabana olan metan sızıntısını işaret etmektedir.

Şekil 3.10, yamaç üzerinde daha alt kısımlarda, yaklaşık 1650 m su derinliklerinde oluşan bir gaz sütunu üzerinde, uzaktan kumandalı araç (ROV) kullanılarak alınan ayrıntılı 2-7 kHz Chirp subbottom profiller ve 100 kHz sonar kaydını göstermektedir. Bu dom şekilli yapının genişliği 125-130 m civarında olup, subbottom profiller kaydında, mevcut tüm yansımaları maskeleyerek akustik bir boşluk zonu oluşturan yoğun miktarda gaz içermektedir. Bu zonunun her iki kanadı oldukça keskin ve belirgin olup, gaz birikiminin üst yüzeyi, akustik enerjideki saçınma nedeniyle bulutlu bir görünüm sunmaktadır. Gazın yükselmesi nedeniyle, domun hemen üzerindeki tortullar deforme olarak, deniz tabanında yaklaşık 2 m' lik bir yükselim meydana getirmiştir. Domun her iki tarafındaki tortul birimlerin paralel uzandığı ve deforme olmadığı, sonar kaydında bu birimlerin düşük geri saçınım

özelliği gösterdiği gözlenmektedir. Gaz çıkışının olduğu domun üzerine karşılık gelen kısımda sonar kaydı, yaklaşık 125 m çapında dairesel bir yüksek geri saçınımlı zonun varlığını işaret etmektedir. Bu durum, gaz birikiminin kırık veya deformasyon hatları boyunca oluşan uzunlamasına bozulma zonları boyunca değil, yersel bir dom yapısı şeklinde olduğunu onaylamaktadır.



Şekil 3.9 Yamaç üzerinde sütun şekilli iki ayrı gaz yükselim zonu üzerinde, ROV kullanılarak alınan, ayrıntılı 2-7 kHz Chirp subbottom profiler (altta) ve 100 kHz sonar (üstte) kaydı (ROV30 hattı).

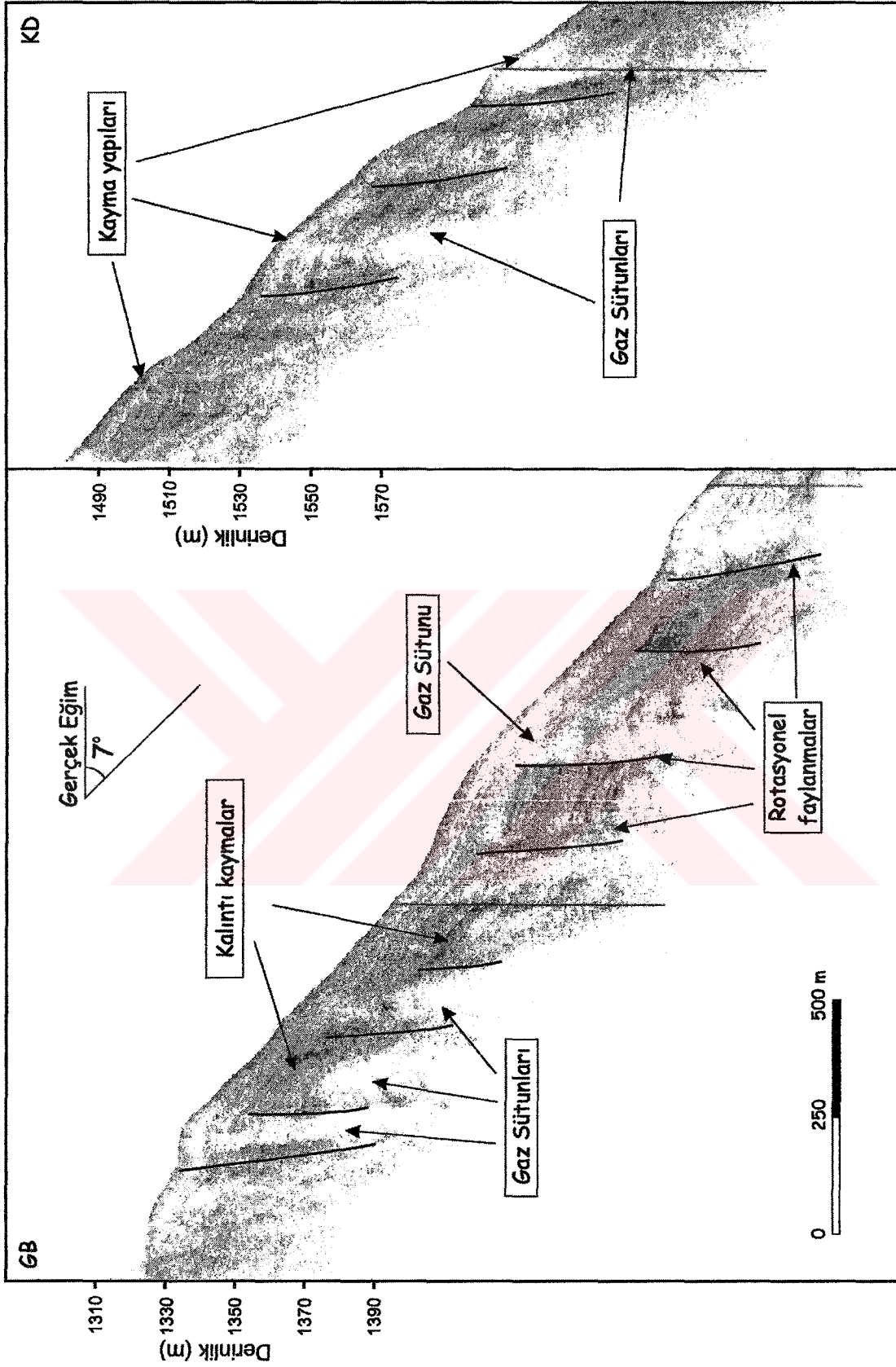


Şekil 3.10 Kıtasal yamaç üzerinde, deniz tabanına da etkiyen, yaklaşık 125 m genişlikteki bir gaz domu yapısını gösteren 2-7 kHz Chirp subbottom profiller (altta) ve 100 kHz sonar (üstte) ROV kaydı (ROV31 hattı).

Şekil 3.11' de, MAK9 hattının 5 kHz subbottom profiler kesitinin, kıtasal yamaç üzerinde yaklaşık 1300-1700 m su derinlikleri arasındaki kısmı verilmiştir. Kesitte çok sayıda rotasyonel faylanma ve bu fayların arasında kalıntı kayma olarak yorumlanan bükülmüş tortul birimler görülmekte olup, bunların oluşum ve işlevleri Bölüm 6' da incelenecektir. Kesit üzerinde, genişlikleri 75-150 m arasında değişen birçok sütun şekilli gaz yükselim anomali zonu mevcuttur. Gaz yükselimleri, kalıntı kayma bloklarının aralarında, olasılıkla bu zonlarda bulunan rotasyonel faylar boyunca konumlanmakta ve hiçbirisi deniz tabanına kadar ulaşmamaktadır. Yamaç üzerindeki gaz zonları, genellikle seyrek gaz birikimini ifade eden türbidite zonları oluşturmakta ve gaz yükselimi genellikle rotasyonel faylar boyunca olmakta, dolayısıyla gaz birikimi rotasyonel fayların kontrolü altında gelişmektedir.

3.4.3 Şelf Alanında Gaz Birikimleri

Çalışma alanının şelf kısmı, geniş çaplı metan oluşum ve birikiminin olduğu bir bölgedir. Bölgedeki sıg gaz birikimlerinin derinliği 20 m civarındadır. Bölgede gaz birikimleri, güneybatı kısımda genellikle akustik örtü, kuzeydoğu kısımda ise akustik türbidite türü birikimler şeklindedir. Yeşilirmak deltasının kuzey kısmında, şelf bölgesinden kıtasal yamaca geçiş zonunda, yaklaşık 5 km genişliğinde ve 65 m yüksekliğinde, üzeri pockmark yapılarıyla deforme olmuş küçük ölçekli bir sırt yapısı oluşumu gözlenmiştir (Şekil 3.12). Bu sırt yapısı, Yeşilirmak tarafından taşınan organik maddece zengin materyalin kıtasal yamaçtan aşağıya taşınmasını önleyerek, şelf alanında birikmesine ve bölgede geniş çaplı biyojenik metan oluşmasına katkıda bulunmaktadır (Ergün, Dondurur ve Çifçi, 2002). Özellikle sıg su derinliklerinde, kıyıya yakın alanlarda, geniş çaplı akustik örtü türü birikimler gözlenmekte, bu tür birikimlerin olduğu kısımlarda, yatay ve paralel uzanan tortul tabakaların devamlılığı aniden yok olmaktadır. Şekil 3.13' daki subbottom profiler kaydında böyle bir akustik örtü türü gaz birikimi görülmektedir. Kesitin KKD kısmında, yaklaşık 50 m genişliğinde, akustik sütun şekilli iki gaz yükselimi mevcuttur. Her iki tür gaz birikiminin de üst yüzeylerinde güçlü yansımalar kaydedilmiştir. Birikimlerin üst yüzeyleri ve her iki kanatları, apron kısmındaki gaz birikimlerinde görülen gaz birikim zonu sınırlarının saçınmış görüntüsünden farklı

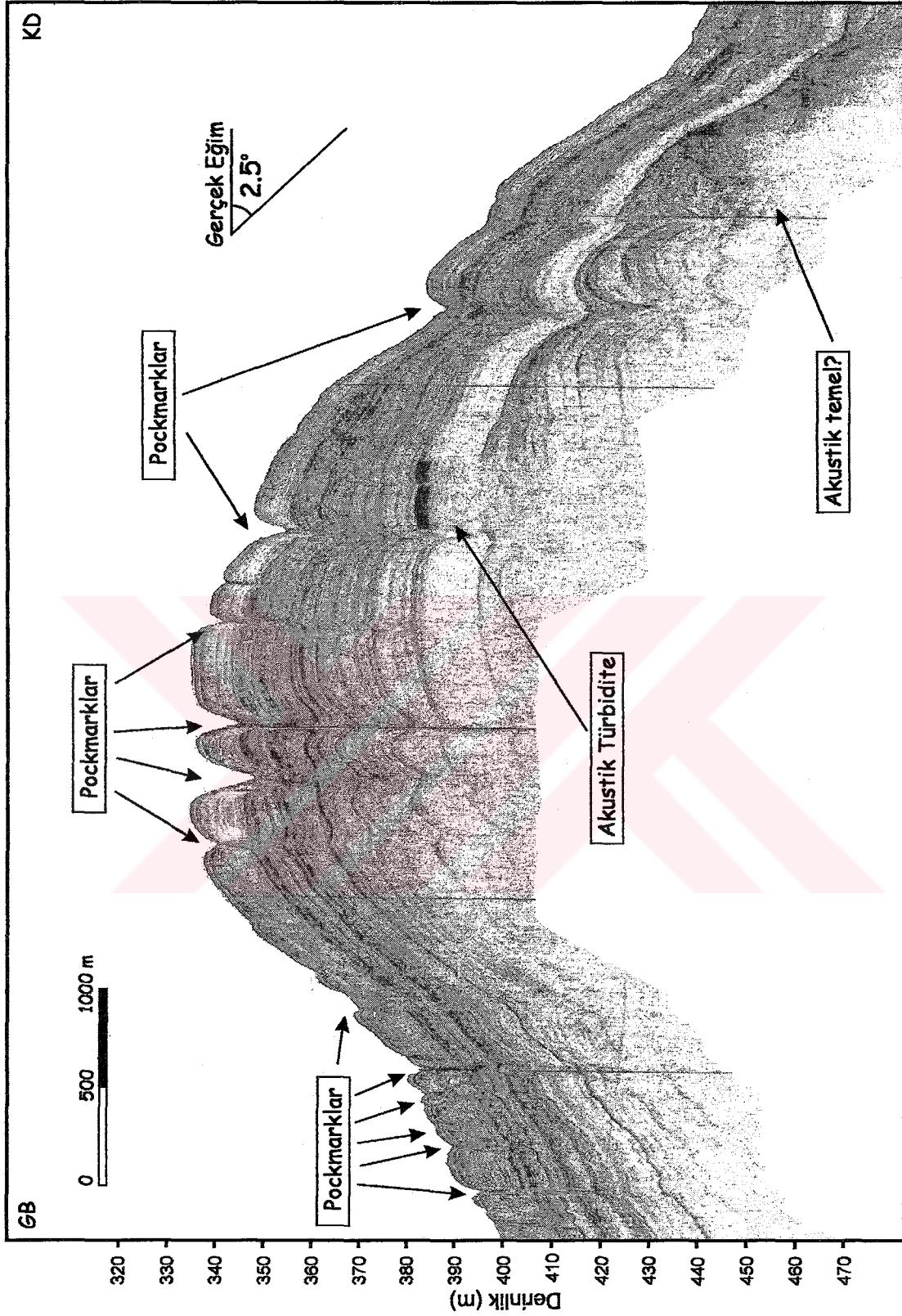


Şekil 3.11 MAK9 hattının kıtasal yamaç üzerinde yaklaşık 1300-1650 m su derinlikleri arasındaki subbottom profiller kesiti.

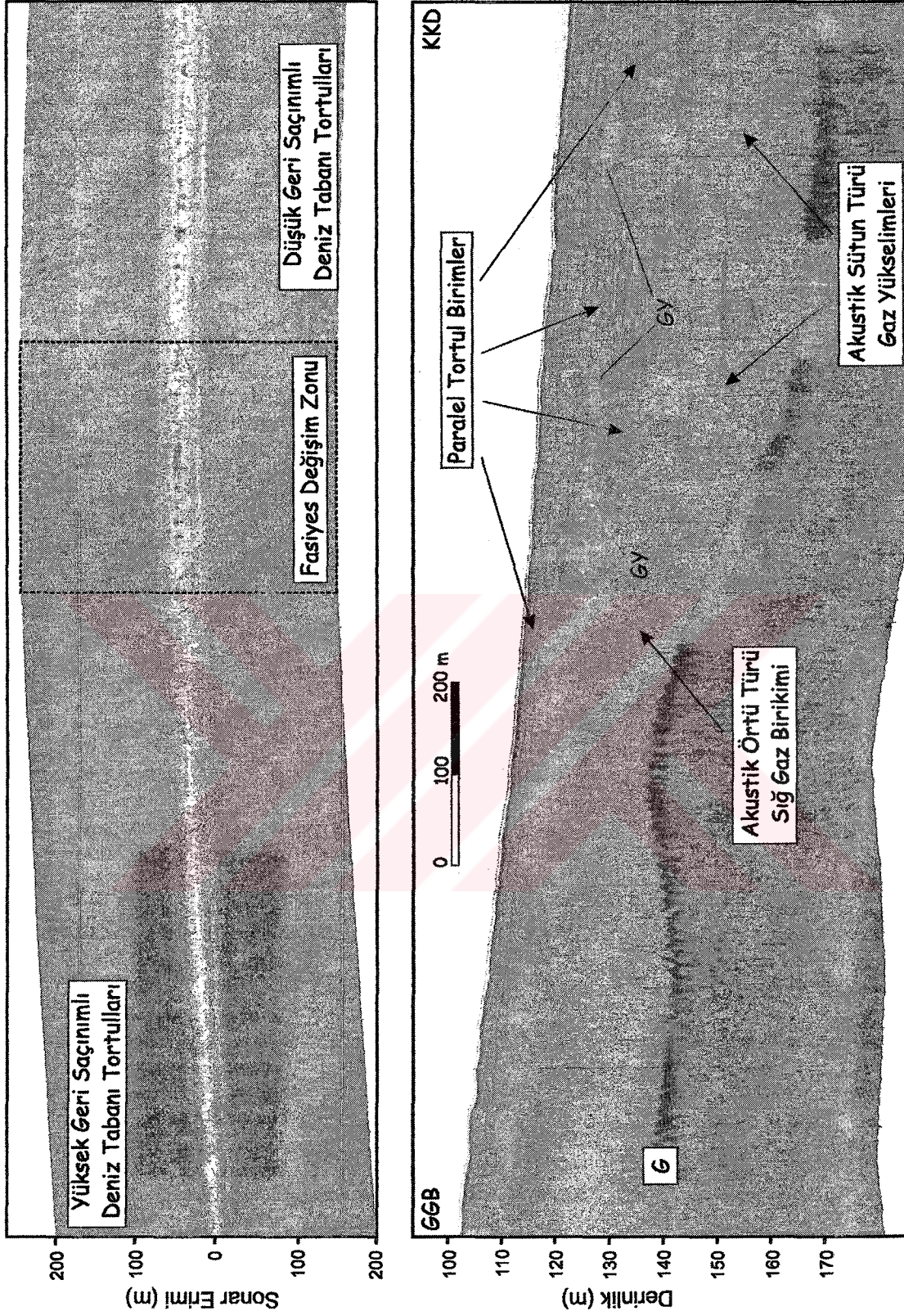
olarak, oldukça düzgün ve keskin olarak görülmekte, bu durum, birikimlerin üst ve yan sınırlarının çok iyi belirlenebilmesine olanak tanımaktadır.

Gaz birikimlerinin alt sınırları (gazın kaynağına olan bağlantı) ise akustik maskeleme nedeniyle belirlenememiştir. Akustik örtünün üstünde, paralel ve deforme olmadığı gözlenen yaklaşık 4-5 m kalınlığında güncel tortul birimler mevcuttur. Gaz içermeyen bu birimler, kesitin KKD kısmına doğru kalınlaşarak, sütun şekilli anomalilerin üzerinde yaklaşık 10 m kalınlığa ulaşmaktadır. Sonar kaydında, akustik örtü şeklindeki gaz birikimi üzerinde uzanan tortul birimlerin yüksek geri saçınım gösterdiği ve geri saçınımın KKD yönünde azaldığı görülmektedir. Sonar kaydındaki bu fasiyes değişimi kesikli çizgilerle çevrelenmiştir.

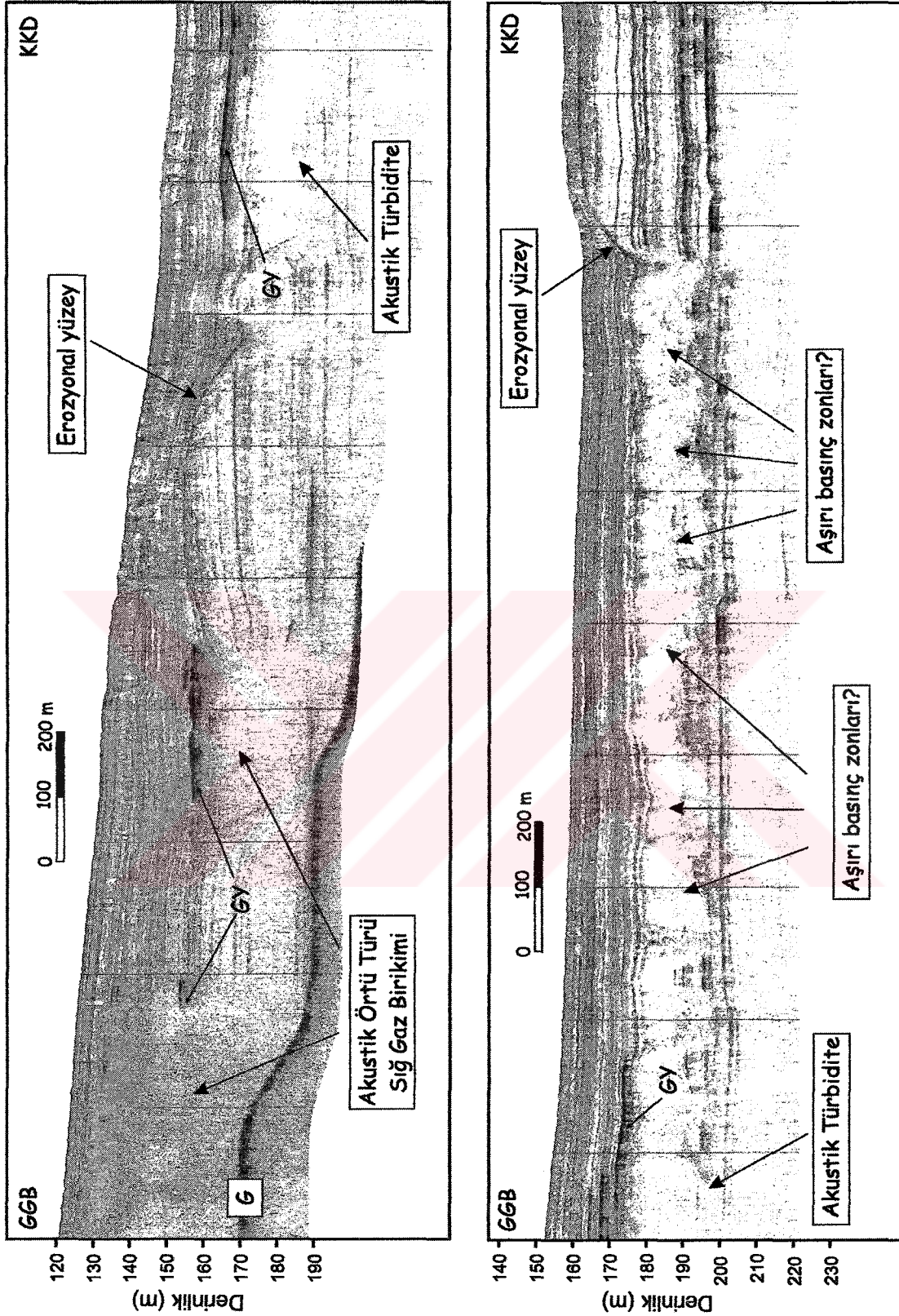
Şekil 3.14' de verilen 5 kHz subbottom profiler hattı, güney kısımda belirgin akustik örtü türü sığ gaz birikimlerinin varlığını işaret etmektedir. Birikimlerin üst yüzeyinde ve kanatlarında güçlü yansımalar (GY) da gözlenmektedir. Kesitin KKD kısmında, ardışık olarak dizilmiş üst kısımları bombeli çok sayıda saydam boşluk zonu dikkati çekmektedir. Bu yapıların üst yüzeyleri, deniz tabanından yaklaşık 20 m derinlikte uzanmakta ve bu boşluk zonları ilk bakışta akustik perde türü gaz birikimlerini andırmaktadır. Ancak, bu saydam zonların altındaki tortul tabakalardan alınan yansımaların kesitte oldukça belirgin olarak görünmesi, bu saydam zonların gaz birikimi nedeniyle oluşmadığını işaret etmektedir. Buna benzer saydam zonlar Adriyatik Denizi' nde de gözlenmiş ve olasılıkla gözenek boşluklarındaki su içerisindeki aşırı basınç zonları (excess pore pressure zones veya overpressure zones) olarak yorumlanmıştır (Hovland ve diğer., 1999; Hovland ve Judd, 1988; Hovland ve Curzi, 1989). Bu yapıların güney ve kuzey kısımlarında bir erozyonal tıraşlama sonucu tortul tabakaların aniden kesildiği uyumsuzluk yüzeyleri oluşmuştur. Bu yüzeyler bölgede olasılıkla bir zamanlar aktif olan bir kanal yapısının veya güçlü bir taban akıntı sisteminin varlığını işaret etmektedir. Çalışma alanında bu tür aşırı basınçlı zonları işaret eden saydam oluşumlar yaygın değildir ve sadece şelf alanının küçük bir kısmında gözlenmektedir.



Şekil 3.12 Şelf bölgesinden kıtasal yamaca geçiş zonunda, MAK28 subbottom profiler kaydında görülen, yaklaşık 5 km genişliğinde ve 65 m yüksekliğinde, pockmarklarla deforme olmuş geniş dom yapısı.



Şekil 3.13 Şelf alanında akustik örtü ve sütun şekilli gaz anomalilerini gösteren MAK55 subbottom profiller (altta) ve 100 kHz sonar (üstte) kayıtları. Su yüzeyinden alınan hayalet yansıma G ile gösterilmiştir.

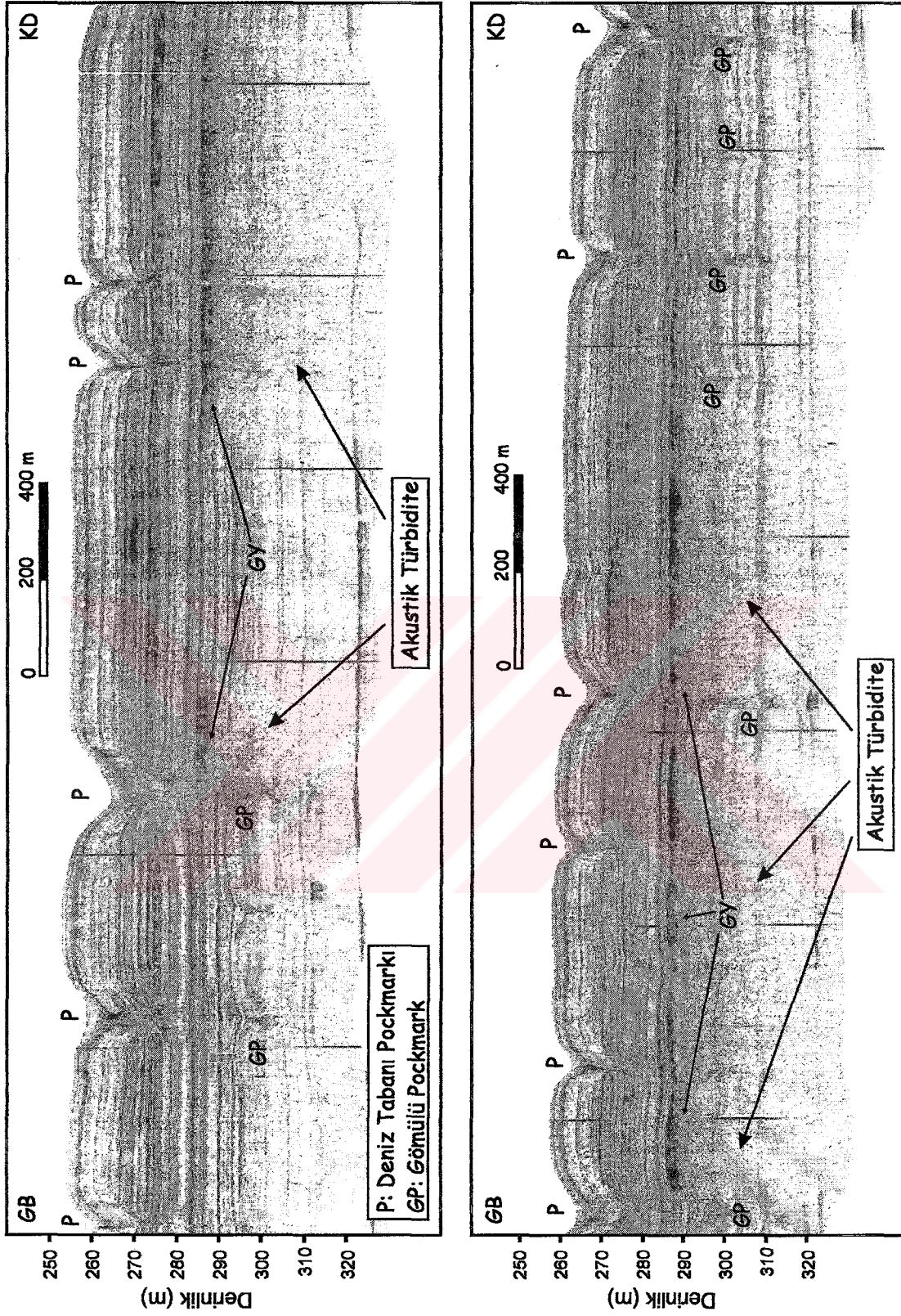


Şekil 3.14 Şelf alanında akustik örtü ve perde türü gaz birikimlerini gösteren MAK35 subbottom profiller kaydı. Altta ki kesit üsttekinin KKD yönünde devamıdır. Su yüzeyinden alınan hayalet yansıma G ile gösterilmiştir.

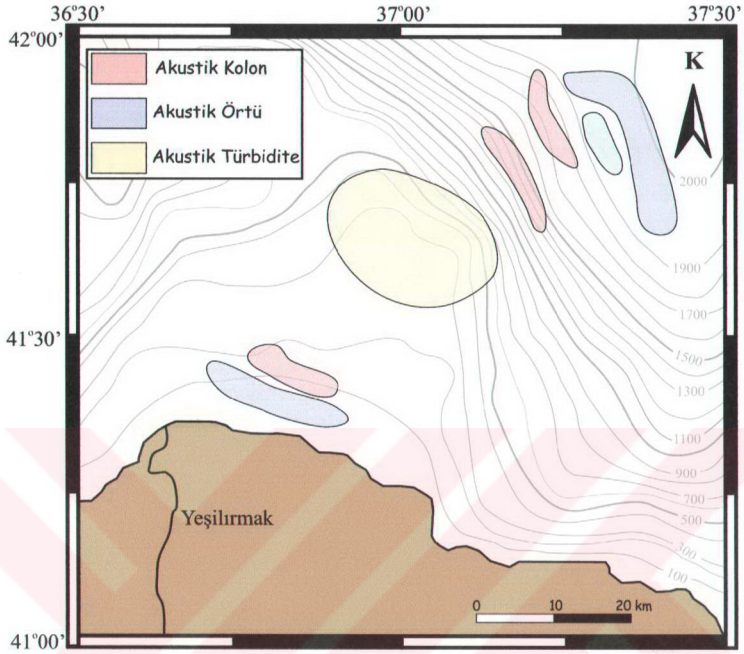
Yamaca yakın bölgelerde, 250-300 m su derinliklerinde, gaz hidrat tabakaları olarak yorumlanan ve GY ile gösterilen güçlü yansıtıcıların altında, akustik türbidite türü gaz birikimleri gözlenmektedir (Şekil 3.15). Bölgedeki gaz hidrat yapılarının oluşumu Bölüm 5’ de incelenecektir. Bu yapıların altında biriken gaz nedeniyle, bu kısımlardaki yansıtıcılar kısmen maskelenmektedir. Bu durum gaz hidrat tabakalarının tortulları çimentolaması nedeniyle, çok iyi örtü kayaç görevi yapması ve altında serbest gazın birikimine olanak vermesi nedeniyledir. Bu bölgede bu tür akustik türbidite türü gaz birikimleri geniş alanlarda gözlenmekte olup, bu zonların genişliği 1000 m’ ye ulaşabilmektedir (Şekil 3.15). Gaz hidrat tabakasının süreksizlik gösterdiği kısımlarda, gaz birikimi de mevcut değildir. Bu zonlar, özellikle P ile gösterilen deniz tabanındaki pockmark yapılarının altındaki besleme kanallarının olduğu kısımlara karşılık gelmekte olup, buralarda gaz birikimi olmadığından pockmark besleme kanallarını ve gömülü pockmarkları (GP) görmek mümkündür.

3.5 Çalışma Alanı Tortullarındaki Sığ Gazın Kaynağı

Şekil 3.16, çalışma alanı tortullarında gözlenen farklı sığ gaz birikim türleri ve bunların çalışma alanında akustik yöntemlerle belirlenen dağılımını göstermektedir. Yeşilirmak’ ın denize döküldüğü kıyasal alanda akustik örtü türü birikimler gözlenmektedir. Bu bölge, oldukça yoğun oranda sığ gaz birikimine sahip olup, gaz içeren tortulların üst yüzeyinin derinliği 10 m’ den daha azdır. Bölgedeki gaz varlığı güçlü akustik boşluk zonları oluşturmakta ve tortul birimlerin gözlenmesini tamamen önlemektedir. Bu zonun hemen kuzeyinde, sütun şekilli ve daha dar gaz sızıntıları mevcuttur. Akustik veri, bölgedeki gazın deniz tabanına ulaşmadığını işaret etmektedir. Bölgedeki sütun şekilli gaz anomalilerinin üst yüzeyi güçlü yansımalarla karakterize edilmektedir. Şelfin kuzeydoğu kısmında, kıtasal yamaca girişten hemen önce, gaz hidrat tabakalarının altında uzanan ve geniş alanlar boyunca gözlenen akustik türbidite birikimleri mevcuttur. Bu zonlarda tortul birimlerin devamlılığı bir miktar gözlenebilmekle birlikte, akustik enerjinin büyük kısmının soğurularak yok edildiği görülmektedir. Akustik türbidite türü birikimlerin varlığı, tortullarda saçınmış gaz varlığıyla açıklanmaktadır.



Şekil 3.15 Güçlü yansıma veren gaz hidrat seviyesinin (GY) altında, akustik türbidite türü gaz birikimlerini gösteren MAK24 subbottom profiler kesiti. Altta kesit üstteki kesitin KD yönünde devamıdır.



Şekil 3.16 Çalışma alanı tortullarında gözlenen farklı sıg gaz birikim türleri ve bunların çalışma alanında akustik yöntemlerle belirlenen dağılımı.

Kıtasal yamaç üzerinde, 1300-1600 m konturları arasında sütun şekilli ve akustik olarak saydam anomali zonları gözlenmiştir. Tortullardaki gazın yükseldiği bu dar zonların, yamaç aşağı kayan malzeme içerisindeki rotasyonel faylar boyunca uzandığı düşünülmektedir. Benzer dar sızıntı sütunları, kıtasal yamacın eğiminin oldukça azaldığı apronun giriş kısmı olan 1700-1900 m konturları arasında da gözlenmektedir. 1900 m ile abisal derinlikler olan 2000 m konturları arasında kalan apron bölümü, oldukça geniş çaplı ve yoğun sıg gaz birikiminin olduğu bir bölgedir. Bölgede geniş çaplı akustik örtü türü birikimler gözlenmiştir. Birikimlerin olduğu kısımlarda, çok miktarda güçlü yansıma gözlenmektedir. Bu birikimlerin üst yüzeyleri dom şekilli ve saçılmış bir görüntü vermektedir. Birikimlerin üstte uzanan tortulları yukarıya doğru bükmesi sonucu “Pagoda Yapıları” adı verilen dom şekilli

ve altta saydam zon bulunan ardışık oluşumlar meydana gelmektedir. Bu yapılar, tortul boşluklarında bulunan gaz nedeniyle oluşan aşırı boşluk basıncı nedeniyle oluşmaktadır (Hovland ve diğer., 1999; Hovland ve Judd, 1988; Hovland ve Curzi, 1989).

Bölgede gözlenen bu geniş çaplı gaz birikimlerinin kaynağı henüz kesinlik kazanmış değildir. Denizel tortullardaki gazın termojenik veya biyojenik kökenli olduğunun kesin kanıtı gaz kromatografi çalışmalarından elde edilmektedir. Deniz tabanı örneklemesinden elde edilen ve gaz içeren tortul örneğinin bileşiminde etan, propan veya bütan gibi ağır hidrokarbon bileşenlerinin bulunması, gazın termojenik kökenli olduğunu göstermektedir. Genel olarak, sadece akustik veriden faydalanarak, akustik anomaliye neden olan gazın, termojenik veya biyojenik kökenli olduğunu belirlemek olanaklı değildir. Bununla birlikte sismik veri, gazın kaynağının değerlendirilmesi için olası jeolojik koşullar hakkında bazı belirgin ipuçları verebilir. Örneğin, eğer sığ tortullarda termojenik gaz bulunuyorsa, tortul sütunu içerisinde oldukça derin kısımlarda (>1000 m) üretilen bu gazı deniz tabanına taşıyacak olan faylar gibi taşınım yollarının jeolojik olarak mevcut olması gerekmektedir. Ayrıca bu fayların, yüzey tortullarından, gazın üretildiği derinliklere dek uzanması gerekir. Şekil 2.7' de verilen tektonik kesitte, Archangelsky Sırtı' nın kuzeydoğu kısmının, geniş çaplı normal fay sistemleriyle etkilendiği gözlenmektedir. Bu faylar, Karadeniz' deki en üretken kaynak kaya niteliğindeki Eosen-Alt Oligosen Maykop şeylllerine kadar (10-12 km derinliklere kadar) uzanmaktadır. Ayrıca, geçtiğimiz yıllarda Andrussov Sırtı üzerinde, benzer fay kontrollü sızıntıların meydana geldiği geniş gaz alanları keşfedilmiştir (TPAO-BP Eastern Black Sea Project Study Group, 1997). Çalışma alanında termojenik gaz varlığını ortaya koyacak herhangi bir doğrudan kanıt bulunmamasına karşın, yukarıdaki verilerden yola çıkarak, çalışma alanının apron bölgesinde biriken büyük miktarlardaki gazın kaynağının, derinlerde üretilen (olasılıkla Maykop şeyleri içerisinde), termojenik kökenli ağır hidrokarbon gazları olduğu düşünülmektedir. Bu bölgede TPAO tarafından toplanmış olan derin sismik kesitler de, bölgenin göreceli olarak daha derin kısımlarında (5-6 sn iki yol zamanı) benzer gaz anomalilerinin varlığını işaret etmektedir (Dr. M. Ali Engin, kişisel iletişim, 2003).

Biyojenik gaz üretimi durumunda, tortullardaki gaz, sığ kısımlarda karbonat indirgeme zonu içerisinde, organik malzemenin bozulması sonucu üretilmektedir. Çalışma alanı Yeşilırmak deltasında yer aldığı için, bölgedeki tortulaşma oranı oldukça yüksek olup, her bin yılda 30 cm (300 m/My)' den fazladır (Ross, 1977). Yeşilırmak tarafından taşınan büyük miktarlardaki bitki artığı ve organik malzeme, bölgede geniş çapta biyojenik gaz (genelde metan) üretimine neden olmaktadır (Ergün, Dondurur ve Çifçi, 2002; Ergün, Çifçi ve Dondurur, 2001b; Çifçi, Dondurur ve Ergün, 2002a; Çifçi, Dondurur ve Ergün, 2003). Ayrıca çeşitli araştırmacılar tarafından, Karadeniz' de şelf alanlarındaki gaz üretiminin genelde biyojenik kökenli olduğu ifade edilmiştir (Hunt, 1974; Hunt ve Whelan, 1978; Ginsburg ve diğer., 1990; Ginsburg ve Soloviev, 1997). Ergin ve diğer. (1996), Karadeniz' in güneydoğu şelfinde Holosen depozitlerinin Toplam Organik Karbon (TOC) değerlerinin %0,69-3,09 arasında değiştiğini ve çalışma alanı için ise %2,6 civarında olduğunu ortaya koymuştur. Çalışma alanı için söz konusu TOC değeri, biyojenik metan üretimi için yeterlidir.

Yeşilırmak tarafından taşınan organik maddece zengin bu malzeme, olasılıkla yamaç aşağı türbiditik akıntılar yoluyla, kıtasal yamaç üzerine de taşınmaktadır. Bu nedenle, özellikle şelf alanındaki gaz birikimleri olmak üzere, kıtasal yamaç üzerindeki ve kıyasal alandaki sığ gaz birikimlerinin, biyojenik kökenli olduklarını söylemek olasıdır. Bununla birlikte, Archangelsky Sırtı' nın her iki kanadında oldukça derinlere inen fay sistemleri, sırtın güneyinde şelf tarafında da metan akışı için uygun yolları meydana getirebileceğinden, bu kısımda sığ derinliklerde gözlenen gaz birikimlerinin derin kökenli olma olasılığını da göz ardı etmemek gerekmektedir.

BÖLÜM 4

ŞELF ALANINDA POCKMARK YAPILARI

4.1 Deniz Tabanına Gaz Çıkışları

Nova Scotia (Kanada) açıklarında deniz tabanına olan gaz çıkışlarının keşfinden (King ve McLean, 1970) ve 1983' de Kuzey Denizi' ndeki doğal gaz sızmalarının ortaya çıkarılmasından sonra (Hovland ve Judd, 1988), denizel tortullardaki sıvı göçünün (en belirgin olarak metan) önemli ve sürekli devam eden bir işlem olduğu anlaşılmıştır. Sığ gaz birikimleri genellikle pockmarklar, gaz sızıntıları, çamur volkanları ve gaz hidratlarla birlikte bulunurlar ve bunlara çoğu kez soğuk sızıntı birliktelikleri (cold seep communities) ve metandan türemiş karbonat yığılımları eşlik ederler (Judd ve diğer., 2002).

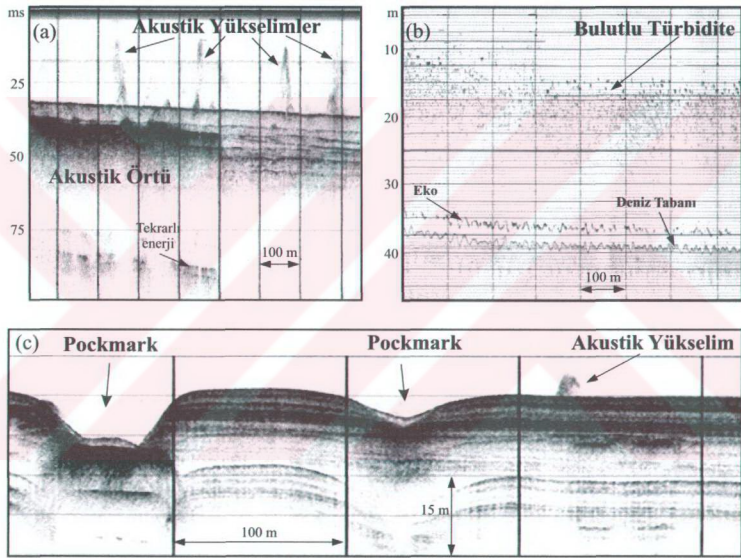
Su kolonunda yükselen gaz kabarcıklarının oluşturduğu “kaynayan su” görüntüsü, gaz çıkışlarının doğrudan kanıtı olup, ikincil belirtiler ise farklı akustik yöntemlerden elde edilmektedir. Deniz tabanına ve su kolonu içerisine gaz kaçışının belirlenmesinde, ekosounder, 3,5 veya 5 kHz subbottom profiller ve yanıl tarama sonarı verileri önemli kanıtlar sunmaktadır. Su kolonunda ve deniz tabanı yüzeyindeki akustik belirtiler üç ana grupta toplanabilir (Garcia-Gil, Vilas ve Garcia-Garcia, 2002):

(I) *Akustik yükselimler (Acoustic Plumes)*: Bu tür gaz sızmaları, yüksek ayrımlı sismik (subbottom profiller) ve ekosounder kayıtlarında, su kolonundaki gaz yükselimleri şeklinde izlenebilir. Yükselimler ekosounder ve 3,5 kHz subbottom profiller kayıtlarında, deniz tabanının hemen üzerindeki su kolonu içerisinde hiperbolik oluşumlar olarak gözlenirler (Şekil 4.1a) ve izole oluşumlar veya yükselim alanlarını meydana getiren gruplar şeklinde olabilirler. Genellikle, gaz kaçış kaynağı olan taban altındaki gaz birikimleri ile ilişkilidirler.

(II) *Bulutlu Türbidite (Cloudy Turbidity)*: Ekosounder kayıtlarında su kolonu içerisinde, bir yansıma veya saçılma tabakası olarak karakteristik bir geometriye

sahip olmayan, leke şekilli yapılar olarak gözlenirler (Şekil 4.1b) ve daima altta uzanan gaz birikimi ile ilişkilidirler.

(III) *Pockmarklar*: Pockmarklar, deniz tabanına olan gaz/sıvı kaçışının morfolojik belirtileridir ve sonar kayıtlarında koyu benekler olarak gözlenirler. Sıvı kaçışı sırasında, deniz tabanında, subbottom profiler kesitlerinde gözlenebilen değişik büyüklüklerde kraterler meydana gelir (Şekil 4.1c). Hovland ve Judd (1988), tabana kaçan sıvının, birçok durumda serbest gaz olduğunu ileri sürmüşlerdir.



Şekil 4.1 Denizel tortullardan deniz tabanına akışkan kaçışının sismik kesitler üzerindeki görünüşleri (Garcia-Gil, Vilas ve Garcia-Garcia, 2002; Soter, 1999). (a) Akustik yükselimler, (b) bulutlu türbidite ve (c) pockmark türü gaz/sıvı kaçış yapıları.

4.2 Pockmarkların Tanımı ve Oluşumu

Pockmarklar, tüm dünyada çamurlu deniz tabanlarında geniş çapta gözlenen kraterlerdir. İlk kez 1960' lı yılların başlarında akustik haritalama sistemlerinin

kullanılmaya başlanmasıyla, Nova Scotia (Kanada) kıtasal yamacında keşfedilmişlerdir (King ve MacLean, 1970). Pockmarklar, genellikle gaz ve/veya sıvı akışı ile ilişkilidirler (Hovland ve Judd, 1988; Hovland ve diğer., 1987) ve bu nedenle pockmarklara hidrolik deniz tabanı aktivitesinin kayıtları ve göstergeleri gözüyle bakılmaktadır. Sürekli tortul yığılması ve tektonik sıkışma nedeniyle, yakın yüzey tortullarında oluşan gaz ve boşluk sıvıları aşırı basınç altında kalmakta ve geçirgen yollar boyunca deniz tabanına göç etmektedirler (Yun, Orange ve Field, 1999). Bu yollar, faylar, stratigrafik tabakalar (Orange ve diğer., 2002), çamur diyapirleri (Hovland ve Curzi, 1989) ya da çamur veya silt gibi porozitif tortullarda gazın kendisinin oluşturduğu yollar olabilir (Judd ve Sim, 1998; Judd ve diğer., 2002). Aşırı basınç altında kalan bu gaz/sıvıların, aniden ve patlama şeklinde deniz tabanına çıkışları sonucunda, deniz tabanında krater şekilli çöküntüler (pockmark) oluşur.

Jeolojik olarak pockmark terimi, “çamurlu deniz tabanlarında geniş çapta oluşan konkav krater benzeri çöküntüler” olarak tanımlanmaktadır (King ve MacLean, 1970). Tortulların pockmark oluşumuna uygun olması durumunda, pockmarklar genel olarak odaklanmış akışkan akışının kanıtlarıdır (Hovland, Gardner ve Judd, 2002). Pockmarkların tanımında, ne akışkanın türü (gaz veya sıvı) ne de kaynağı (biyojenik, termojenik, hidrotermal, volkanik veya yeraltı suyu) arasında bir ayrım yapılmaz. Akışkan, tabanın altında herhangi bir derinlikte oluşuyor olabilir. Bu durum, pockmarkların okyanuslar, denizel şelf alanları veya göller gibi birçok farklı ortamda geniş çapta oluşabileceği anlamına gelmektedir. Yüksek ayrımlı deniz tabanı haritalamalarının kullanımı arttıkça, daha fazla pockmark alanı keşfedilmektedir. Pockmarklar, petrol üretim sahaları (Hovland, Judd ve King, 1984), kristalin temel kayaç üzerinde uzanan alanlar (Floden ve Söderberg, 1988), yeraltı suyu akış alanları (Bussman ve Suess, 1994) ve göl tabanları (Pickrill, 1993) gibi birçok jeolojik ortamda oluşmaktadır.

Pockmarklar gaz ve/veya boşluk suyu püskürmesi sonucu oluşmaktadır (Hovland ve Judd, 1988). Akışkan kaçışının tekrarlama periyodu 1 yıldan binlerce yıla değişebilir. Genellikle pockmarklar, çok uzun zaman periyotları boyunca aktif hale

gelmezler. Bu nedenle normal ve tipik aktivite modlarını belirlemek çok zordur. Ancak, pockmark oluşumunun sürekli veya periyodik aktivitesini işaret eden birçok gözlem mevcuttur. Sürekli olarak gaz kabarcıkları çıkaran ilk pockmark Kuzey Denizi'nde bulunmuştur (Hovland ve Sommerville, 1985). Arabistan Körfezi'nde de sürekli aktif olduğu düşünülen pockmarklar vardır (Ellis ve McGuinness, 1986). Maine Körfezi ve Japonya'da, fırtınalar ve yeraltı suyu akışı sırasında aktif pockmarklar gözlenmiştir (Gontz ve diğer., 2001). Pockmarkların çoğunun durgun görünmesine rağmen, birçoğunun periyodik olarak aktif olduğu düşünülmektedir ve bunlar genellikle, aşırı düşük basınç, aşırı düşük deniz seviyesi (gel-git), fırtına dalgaları gibi özel ve iklimsel dış olaylar sırasında ölçülebilir bir akışkan akışı gösterirler (Hovland, Gardner ve Judd, 2002). Deniz tabanı pockmark yoğunluğu, taban altındaki jeolojiye, akışkan akışına ve deniz tabanı tortullarının doğasına bağlı olarak değişir. Hemipelajik çamurlarda oluşan normal pockmarklar için, km^2 başına 5-10 pockmarkdan fazlası "normalden fazla" olarak dikkate alınır ve böyle alanlar hidrolik olarak aktif olarak adlandırılır (Hovland, Gardner ve Judd, 2002).

4.3 Pockmarkların Şekil ve Boyutları

Pockmarklar, tipik olarak dairesel veya uzunlamasına çöküntüler olup, şekil ve boyutları geniş çapta değişiklikler gösterir. Yarıçapları birkaç metreden birkaç on metreye değişebilir. Pockmark kraterlerinin derinlikleri de, 1 m' den birkaç on metreye değişebilmektedir (Hovland ve Judd, 1988). Bununla birlikte, yüzlerce metre genişlikte ve 200 m derinlikte kraterlere sahip olan aşırı derecede büyük pockmark oluşumları da mevcuttur (Solheim ve Elverhoi, 1993). Pockmarkların şekil ve boyutları geniş çapta değişmesine rağmen, oldukça genel bazı şekil ve boyutlar mevcut olup, bu anlamda pockmark yapıları 5 ana morfolojik sınıfa ayrılabilir (Hovland, Gardner ve Judd, 2002):

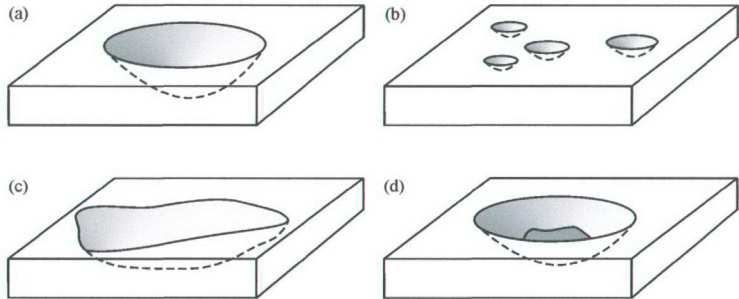
(1) *Normal pockmark*: Dairesel şekilli çöküntüler olup (Şekil 4.2a), tipik olarak 10 m' den 700 m' ye değişen yarıçaplara ve 1-45 m krater derinliklerine sahiptirler. Kesitleri basen oluşturan (düşük açılı) yapıdan, asimetrik ve dik duvarlı yapıya farklılık gösterir. Bazıları merkezde huni şeklindedir.

(II) *Birim (unit) pockmark*: 1-10 m genişliğinde ve 0.5 m derinliğinde küçük çöküntülerdir (Şekil 4.2b) ve olasılıkla bir kez püskürme olayını ifade ederler. Birim pockmarklar, normal pockmarkların içerisinde veya çevresinde dağılmış olarak geniş çapta gözlenirler.

(III) *Uzunlamasına (elongated) pockmark*: Bir ekseninin diğerine göre çok uzun olduğu pockmarklardır (Şekil 4.2c). Bu tür pockmarklar, güçlü deniz tabanı akıntılarının olduğu yamaç ve şelf alanlarında oluşurlar.

(IV) *Gözlü (eyed) pockmark*: Merkezi kısımlarında yüksek yansımaya veren nesne veya bölgenin olduğu pockmarklardır (Şekil 4.2d). Görsel gözlemler bu malzemenin, erozyonel işlemlerden veya püskürmeden (winnowing) sonra artakalan seyrek daneli malzeme veya metandan türemiş karbonat çökmesinden oluştuğunu göstermektedir.

(V) *Pockmark dizileri (pockmark strings)*: Kilometrelerce uzunlukta olabilen ve birim ya da normal pockmarklardan oluşan yarı-doğrusal zincir veya diziler şeklindeki pockmarklardır. Bunların, üst tortul tabaka içerisindeki düşey faylar, kıvrımlar veya zayıflık zonları boyunca akışkan odaklanması sonucu oluştuğu düşünülmektedir.



Şekil 4.2 Morfolojik olarak pockmark türleri. (a) Normal, (b) birim, (c) uzunlamasına ve (d) gözlü pockmark yapıları (Hovland, Gardner ve Judd, 2002).

4.4 Pockmarkların Önemi

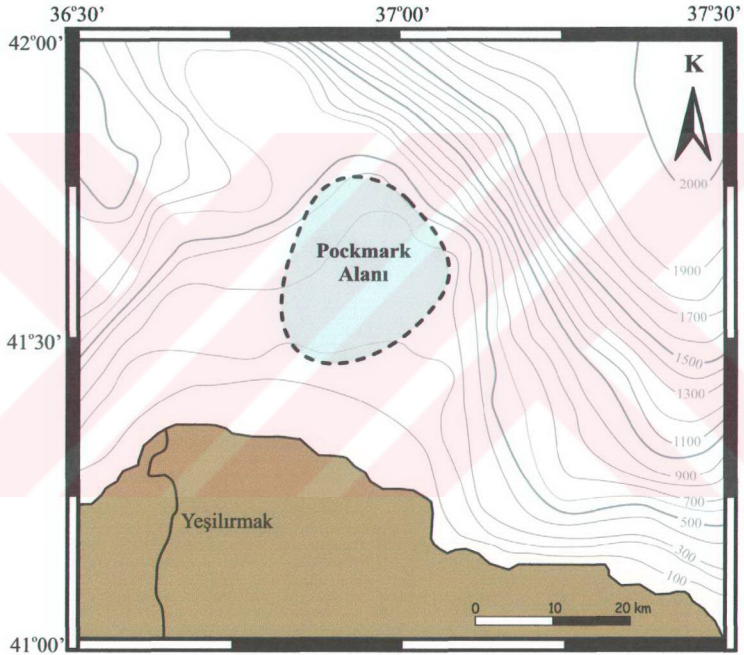
Pockmarkların depremlerden önce ve deprem sırasında aktif duruma geçtiğine ve deprem sırasında deniz tabanından yüksek oranda gaz çıkışı olabildiğine dair gözlemler, taban altı gaz ve sıvı akışı ile deprem aktivitesi arasında yakın bir ilişki olduğunu göstermektedir (Dando ve diğer., 1995). Yunanistan (Hasiotis ve diğer., 1997; Soter, 1999) ve Kaliforniya açıklarında (Field ve Jennings, 1987) depremlerden önce ve sonra aktif olduğu bilinen pockmarklar vardır. Dolayısıyla pockmarklar, deprem aktivitesinin önkestiminde kullanılabilirler, ancak bunun için pockmarklardan gaz/sıvı çıkışının uzun süreli gözlemlerine ihtiyaç duyulmaktadır (Hovland, Gardner ve Judd, 2002).

Pockmarklar, yüzeyaltı hidrolik aktivitesi, olası yamaç kaymaları ve deniz tabanı duraysızlığının bir göstergesi olabilir. Kıtasal yamaçlarda kaymalarla birlikte pockmarkların olduğu gözlenmiştir. Tipik olarak pockmarklar kaymalara hemen bitişik veya üst kısmındaki bozulmamış tortullarda bulunmaktadır (Gardner ve diğer., 2001). Pockmarklar, deniz tabanı altındaki aşırı basınçlı sıvı kaçışının bir göstergesi olduklarından, taban altındaki basınç dönsellikleri hakkında bazı ilginç bilgiler temin edebilirler. Bu bilgi, kaymaya eğilimli bölgelerde, tortulların durağanlık izlemesi için faydalı olabilir. Bununla birlikte, gelecekteki tehlikeli durumların kestirilebilmesinde pockmarkların kullanımı için gerekli veri, ancak pockmarkların ve taban altı basınç koşullarının uzun süreli gözlenmesiyle elde edilebilecektir (Hovland, Gardner ve Judd, 2002).

Pockmarklar petrol endüstrisi açısından da önem taşımaktadır. Bazı hidrokarbon alanlarının üzerinde çok sayıda pockmark oluşumu gözleendiği için, bazı sınırlamalara rağmen pockmarklar, derinlerdeki hidrokarbon birikimlerinin göstergesi olabilirler (Thraser ve diğer., 1996). Bununla birlikte, pockmark oluşumları petrol endüstrisi açısından bir deavantaj olarak da görölmektedir. Deniz tabanı pockmark alanlarında, taban tortullarının jeoteknik özellikleri ve pockmark duvarlarının topoğrafik özellikleri, denizaltı petrol veya doğal gaz boru hatları için bir engel oluşturabilir.

4.5 Çalışma Alanındaki Pockmarklar

Çalışma alanın şelf kısmında yaklaşık 180-400 m batimetrik konturları arasında kalan ve az çok dairesel şekilli pockmark alanında (Şekil 4.3), çok sayıda dairesel ve uzunlamasına yapıda pockmark gözlenmektedir. Alanın kuzeydoğu kısmına doğru pockmarklar uzunlamasına formda oluşmakta olup, doğrusal ve birbirine paralel hatlar üzerinde oluşma eğilimi göstermektedir.



Şekil 4.3 Bölgenin şelf kısmında pockmarkların gözlemlendiği alan.

4.5.1 Çalışma Alanındaki Pockmarkların Derin Yapıları

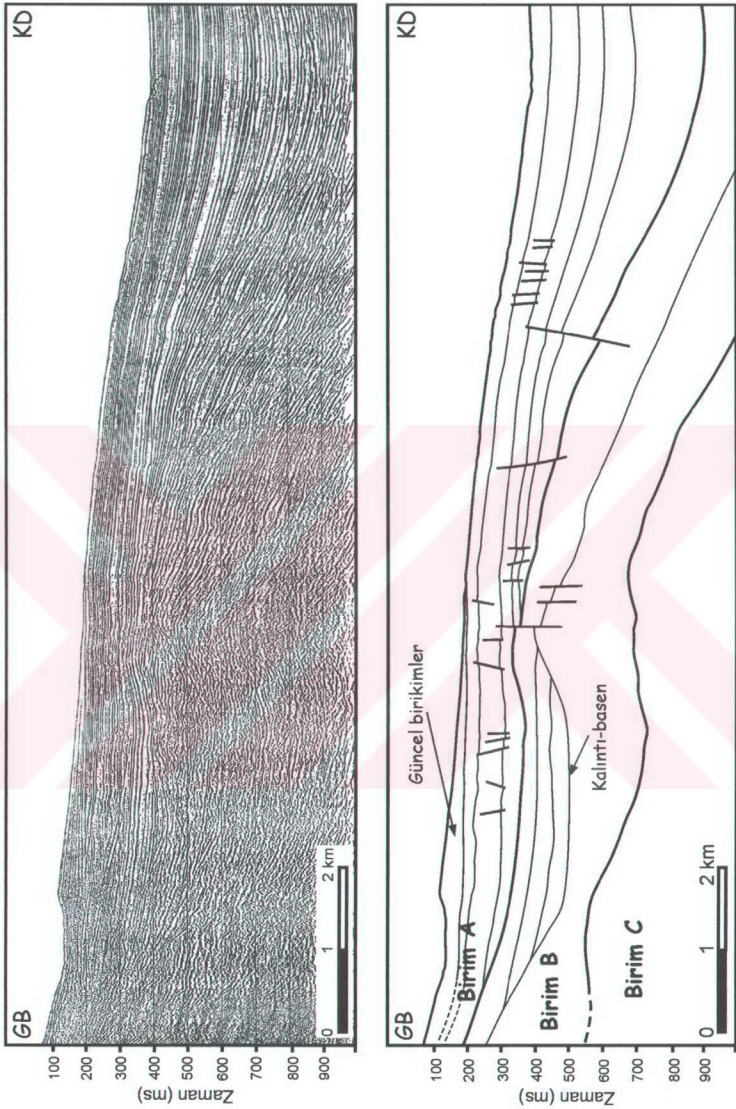
Çalışma alanındaki pockmarkların derin yapılarını incelemek üzere, üç yüksek ayrılmı hava tabancası sismik kesiti kullanılmıştır. Bu kesitlerden TSH01 sismik kesiti ve yorumu Şekil 4.4' de verilmiştir. Kesit, bölgenin kıyasal alanından

başlayarak, kuzeydoğu yönünde şelf alanına uzanmaktadır. Kesitte, A, B ve C ile gösterilen ve birbirlerinden göreceli olarak güçlü yansımalarla ayrılan üç farklı tortul birim ayırt edilmiştir. Kesitin güneybatı kısmında, karaya yaklaştıkça bu birimlerin derinlikleri ve kalınlıkları azalmaktadır. Kesitin güneybatı ucu Yeşilırmak' ın denize döküldüğü kısma karşılık gelmektedir. Bu kısımda, A birimi içerisinde deniz tabanının hemen altında, Yeşilırmak tarafından taşınan güncel tortul birikimi açıkça görülmektedir. Bu birikimlerin hemen altında, B birimi içerisinde, tabanı 500 ms civarında bulunan kalıntı bir basen yapısı mevcuttur. Bu baseni dolduran tortulların, basenin tabanına güneybatı ve kuzeydoğu yönünde onlap yaptıkları görülmektedir. Kesitin orta kısımlarını etkileyen ve daha çok A birimi içerisinde oluşmuş olan küçük atımlara sahip düşey faylar gözlenmektedir. Kesitte ayrıca, deniz tabanında veya gömülü herhangi bir pockmark yapısı mevcut değildir.

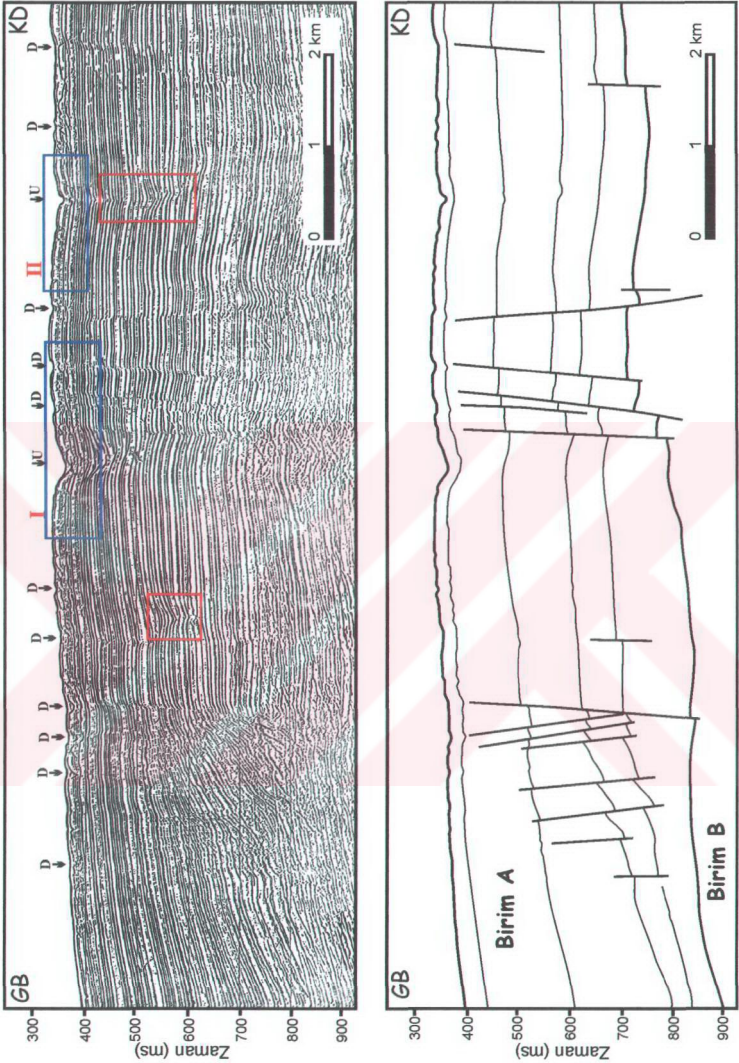
TSH02 sismik kesitinin güneybatı kısmı ve yorumu Şekil 4.5' de, kesitin kuzeydoğu kısmı ve yorumu ise Şekil 4.6' da verilmiştir. Kesitin güneybatı kısmı (Şekil 4.5), pockmark alanının güney kısmına karşılık gelmektedir. Sonar ve çok-ışınlı batimetri verilerindeki görünümünden yola çıkarak bu pockmarklar, dairesel (D) ve uzunlamasına (U) olarak işaretlenmiştir. Pockmarkların deniz tabanında oluşturduğu ve ok ile işaretlenmiş olan çok sayıdaki çöküntü krateri oldukça belirgindir. Bu pockmarkların deniz tabanında ve tabanın hemen altında meydana getirdiği deformasyon nedeniyle, deniz tabanının hemen altındaki 50 ms' lik zon boyunca alınan yansımalar oldukça kaotik bir görünüm sunmaktadır. Derin kısımlarda kırmızı çizgilerle çevrelenmiş az sayıda gömülü pockmark görülmektedir. Kesitte, paralel tortul birimler, küçük atımlı ve düşey gelişme fayları tarafından etkilenmiştir. Bu faylar 450 ms' den 850 ms' ye kadar izlenebilmektedir. Faylar üzerindeki en büyük atım, derin kısımlarda 45 ms (iki yol zamanı) civarındadır. Sismik kesitte görülen bu gelişme faylarının, Archangelsky Sırtı' nın güney kanadı üzerinde bulunan ve oldukça derinlere kadar uzanan normal fay sistemleri ile doğrudan ilişkili oldukları düşünülmektedir. Dolayısıyla bu fay sistemleri, Archangelsky Sırtı' nı Sinop Baseni' ne bağlayan ve sırtın güney kanadı boyunca gelişmiş olan normal fay sistemlerinin, göreceli olarak daha sığ tortullardaki uzantıları olarak yorumlanmıştır. TSH02 sismik kesitinin güneybatı kısmında, her

ikisi de bu gelişme faylarından etkilenmiş olan, A ve B tortul birimleri ayırt edilmiştir (Şekil 4.5). Her iki birim Şekil 4.4’ de verilen TSH01 kesitindeki birimlerin devamı niteliğindedir. A biriminin genelde paralel ve iyi tabakalanmış tortul birimlerden oluştuğu, B biriminin ise, paralel ve yer yer kaotik yansımalar içerdiği görülmektedir. Her iki birim, kuzeydoğu yönünde derinliği gittikçe azalan güçlü bir yansıtıcı tarafından birbirinden ayrılmaktadır.

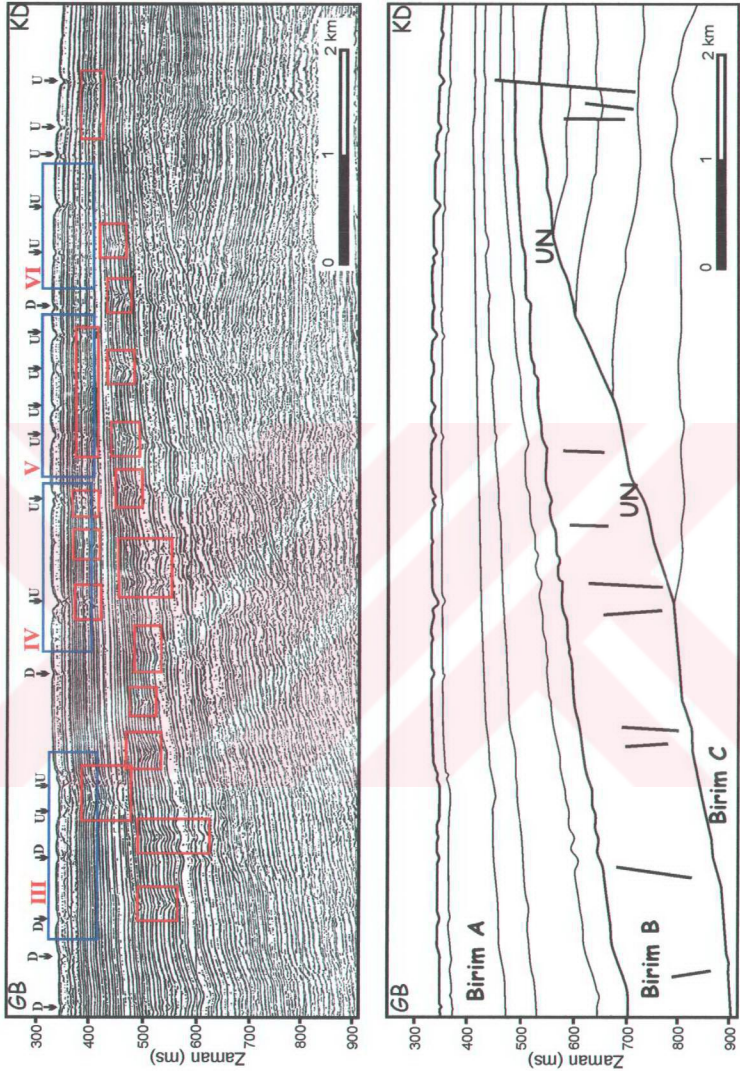
Şekil 4.6’ da verilen TSH02 sismik kesitinin kuzeydoğu kısmında, TSH01 hattında da gözlenen ve daha derinlerde uzanan C birimi de gözlenmektedir. B ve C tortul birimlerini, UN ile gösterilen ve kuzeydoğu yönünde derinliği gittikçe azalan bir erozyonal tıraşlanma yüzeyi birbirinden ayırmaktadır. B biriminin tortul katmanları, bu aşılal uyumsuzluk yüzeyi üzerine onlap yaparak sona ermektedirler. Kesitin bu kısmında gelişme fayları sadece B birimini etkilemekte, A birimine kadar uzanmamaktadır. Dolayısıyla bu kısımdaki faylar, kesitin güneybatı kısmındaki faylardan (Şekil 4.5) daha yaşlı olarak yorumlanmışlardır. Kesitin kuzeydoğu kısmında, ok ile gösterilen deniz tabanı pockmarklarının daha çok uzunlamasına yapıda oldukları görülmektedir. Sismik kesit, yüzeydeki bu pockmark yapılarının yanı sıra, tortulların daha derin kısımlarında çok sayıda gömülü pockmark yapısı da içermektedir. Fayların, tortullar içerisindeki gaz ve/veya sıvıların deniz tabanına göç etmesi için önemli ve aktif iletim yollarını oluşturdukları bilinmektedir. İyi gelişmiş fay sistemlerinin bulunması durumunda, bu faylar, akışkanlar için gerekli kaçış yollarını temin edeceklerinden, tortullardaki akışkanların aşırı basınçlı hale gelmeleri olasılıkla mümkün olmayacak ve deniz tabanına yavaş fakat sürekli bir akışkan akışı da meydana gelecektir. Fay sistemlerinin bulunmaması, tortullardaki akışkanların kolay göç etmesini önleyerek, aşırı basınç altında sıkışmalarına neden olabilir. Sonuç olarak, iyi gelişmiş fay sistemlerinin yokluğu nedeniyle, kuzeydoğu kısımda, güneybatı kısma oranla çok daha fazla sayıda gömülü pockmark yapısının oluştuğunu söylemek olasıdır. Kesikli çizgilerle çevrelenmiş olan bu kısımdaki gömülü pockmarklar, genellikle A birimi içerisinde gelişen ve “düşey yığılmış (vertically stacked) pockmark yapısı” adı verilen formdadırlar. Bu durum, uzun zaman periyotları boyunca, aynı bir konumda sürekli bir pockmark oluşumunun meydana geldiğini işaret etmektedir.



Şekil 4.4 TSH01 sismik kesiti ve yorumu. Kesitte, A, B ve C ile gösterilen dört farklı tortul birim ayrıtl edilmiştir.



Şekil 4.5 TSH02 sismik kesitinin güneybatı kısmı ve yorumu. Dairesel (D) ve uzunlamasına (U) deniz tabanı poçkmarkları kesitte ok işaretleriyle gösterilmiştir. Gömülü poçkmarklar kırmızı çizgilerle çevrelenmiştir. I ve II ile işaretlenen kısımlara ait MAK-1 sonar ve subbottom profiler verileri sırasıyla Şekil 4.8 ve Şekil 4.9' da verilmiştir.

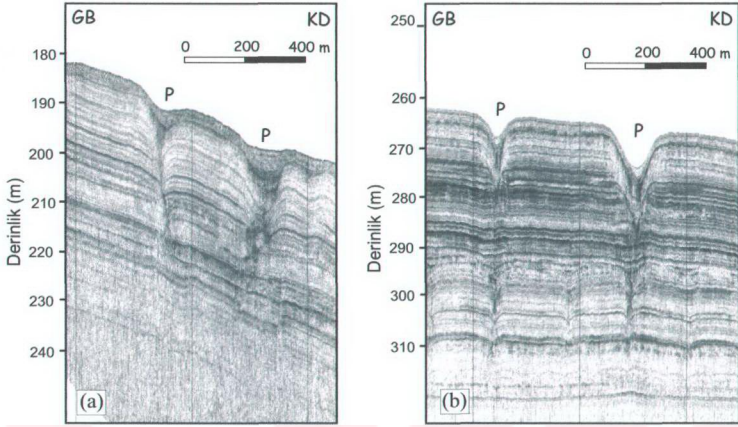


Şekil 4.6 TSH02 sismik kesitinin kuzeydoğu kısmı ve yorumu. III, IV, V ve VI ile işaretlenen kısımlara ait yüksek ayrımlı MAK-1 sonar ve subbottom profiler verileri sırasıyla Şekil 4.10, 4.11, 4.12 ve 4.7b' de verilmiştir. Diğer açıklamalar Şekil 4.5 ile aynıdır.

4.5.2 Çalışma Alanındaki Pockmarkların Sığ Yapıları

Çalışma alanındaki pockmarkların sığ yapılarını incelemek için, çok sayıda MAK-1 subbottom profiler ve sonar verisi kullanılmıştır. Şekil 4.7, şelfin güneyinden, yaklaşık 180 m su derinliklerindeki sığ kısmından (Şekil 4.7a) ve şelfin kuzeyinden, 260 m derinliklerden alınan (Şekil 4.7b) iki subbottom profiler kaydını göstermektedir. Kesitlerdeki birimlerin birbirine paralel tabakalar şeklinde uzandığı ve yersel olarak pockmarklar tarafından deforme edildiği gözlenmektedir. Pockmarkların besleme kanalları kesitlerde belirgin olarak görülmektedir. Bu durum, pockmarkların, sürekli gaz çıkışından çok, püskürme şeklinde çalıştığını göstermektedir. Sürekli gaz çıkışı olması durumunda, gaz varlığı nedeniyle besleme kanallarının bulunduğu bölgede oluşan sütun şekilli akustik boşluk sonucu besleme kanallarını görmek mümkün olamayacaktı. Besleme kanallarının yakınlarındaki tortul birimlerin, püskürmenin ardından oluşan çökme sonucunda aşağıya doğru büküldükleri gözlenmektedir (Şekil 4.7a). Ayrıca, pockmark yapılarının arasında uzanan paralel ve deforme olmamış tortul birimlerin, pockmark duvarlarında erozyonel tıraşlama benzeri bir yapı sergileyerek, pockmark duvarlarında sona erdikleri görülmektedir (Şekil 4.7b).

Derin ve sığ sularda oluşmuş olan pockmarkların sonar kayıtlarındaki görüntüleri karşılaştırıldığında, derin sulardaki pockmarkların daha çok uzunlamasına yapıda oldukları, sığ sularda oluşan pockmarkların ise daha küçük boyutta ve dairesel şekilli oldukları gözlenmiştir. Bunlara ek olarak, sığ sulardaki pockmark kraterlerinde bulunan güncel tortul dolguları, derin sulardaki pockmarklardan çok daha fazladır. Krater dolgularındaki bu farklılığın nedeni, güneye doğru kıyı alanına yaklaşıldıkça, Yeşilirmak tarafından taşınan tortul malzeme nedeniyle tortulaşma oranının artıyor olmasıdır. Bu bölgedeki deniz tabanının eğimi de tortulların kuzeye doğru taşınması için oldukça uygun niteliktedir. Ayrıca derin sulardaki pockmarkların krater duvarlarının çok daha dik ve oldukça keskin oldukları gözlenmekte, kraterler arasında uzanan tortul birimlerin, krater duvarlarında erozyonel yontulmalara benzer bir şekilde kesilmeye uğradıkları görülmektedir. Sığ su derinliklerindeki pockmark krater duvarları ise daha yumuşak eğimlere sahiptir.



Şekil 4.7 (a) MAK14 hattı üzerinde, kıyıya yakın sığ sularda gözlenen ve (b) MAK60 hattı üzerinde, göreceli olarak derin sularda gözlenen pockmarkların (P) karşılaştırılması.

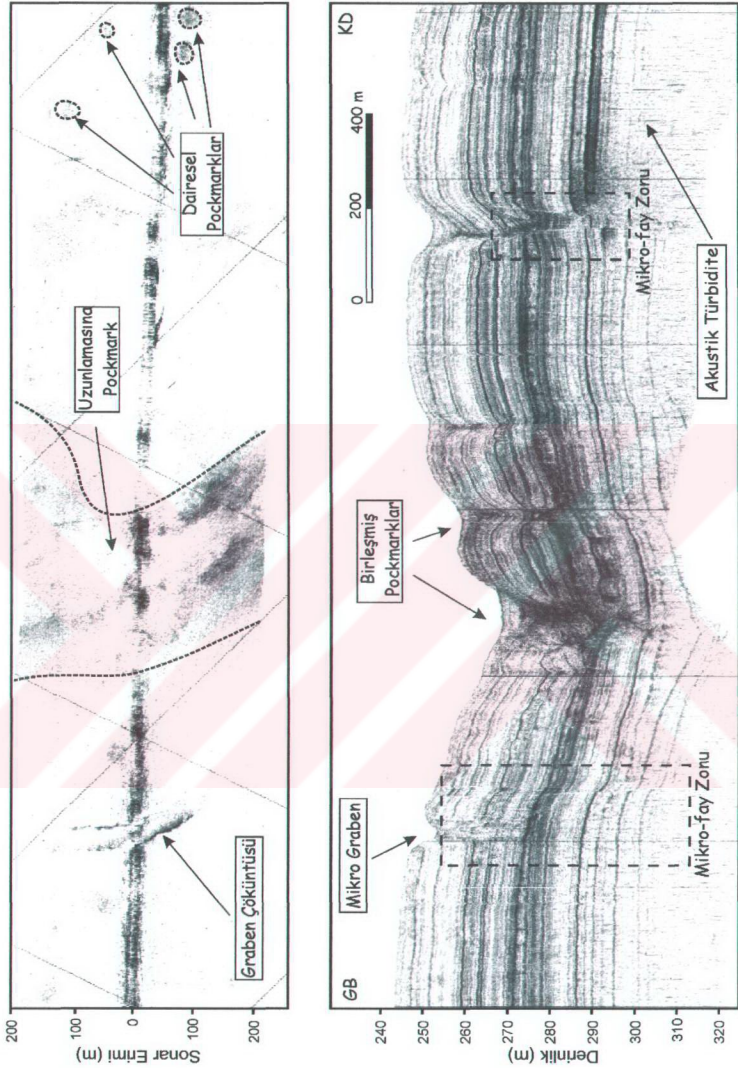
Şekil 4.8, Şekil 4.5' de verilen TSH02 sismik kesitinde (I) ile gösterilen kısmın yüksek ayrımlı subbottom profiller (altta) ve sonar (üstte) kaydını göstermektedir. Subbottom profiller kesitinde, sismik kesitte gözlenen derin fayların, oldukça sığ tortulları da etkilediği açıkça gözlenmektedir. Bu fay zonları kesikli çizgilerle çevrelenmiştir. Kesitin güneybatı kısmında faylar, küçük bir graben yapısı oluşturmakta, bu yapının deniz tabanında yaklaşık 4 m derinliğinde bir çukurluk meydana getirdiği de gözlenmektedir. Kesitin orta kısmında geniş bir çöküntü oluşturan pockmark yapıları mevcuttur. Sonar verisi, bu pockmark yapısının uzunlamasına formda olduğunu göstermektedir. Sonar verisinin kuzeydoğu kısmında, çapları 30-60 m arasında değişen ve yüksek geri saçınım sunan, küçük ölçekli dairesel pockmark oluşumları da gözlenmektedir.

Şekil 4.9, TSH02 sismik kesitinde (II) ile gösterilen kısmın, çok-ışınlı ekosounder batimetri, subbottom profiller ve sonar verilerini göstermektedir. Ekosounder verisinde, uzunlamasına pockmarklar deniz tabanında oluşan kanal şekilli çöküntüler ve dairesel pockmarklar ise yarı küresel çöküntüler olarak gözlenmektedir. İki ayrı uzunlamasına pockmark yapısının kesiştiği kısma ait subbottom profiller kesitinde, bu kısımda iki pockmark yapısının birleşerek daha geniş bir uzunlamasına pockmark

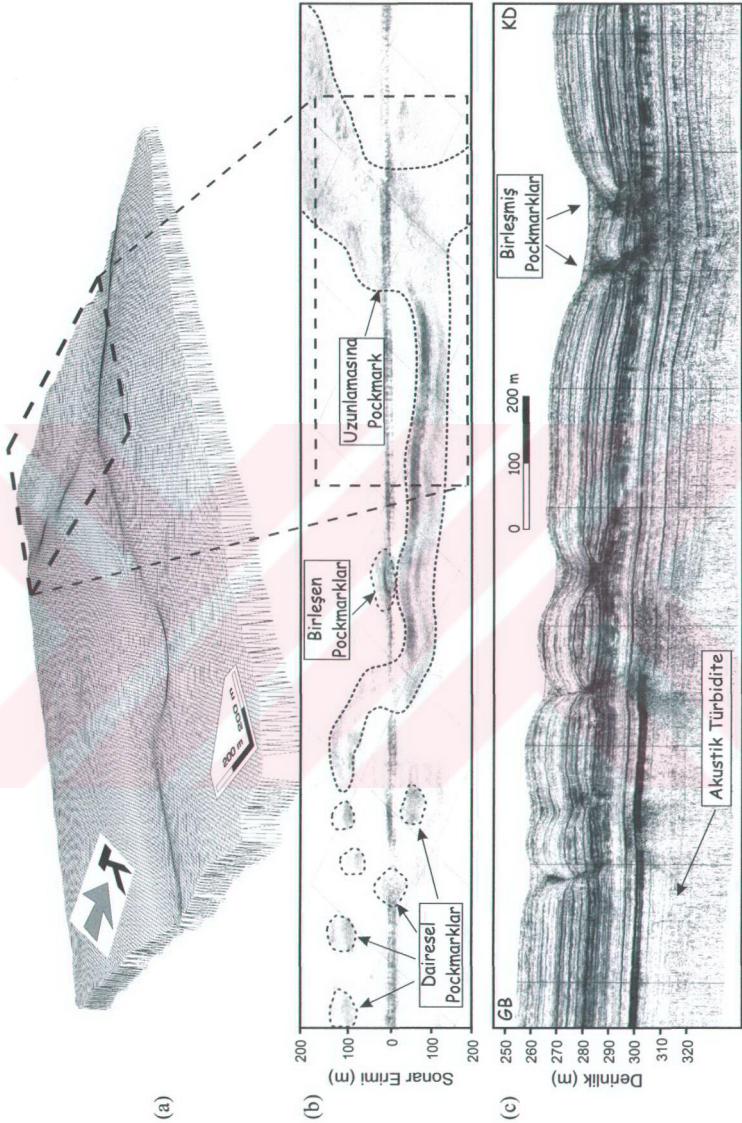
meydana getirebildikleri gözlenmektedir (Şekil 4.9c). Kesitin derin kısımlarında, TSH02 kesitinde gözleendiği gibi, herhangi bir gömülü pockmark bulunmamaktadır. Subbottom profiler kesitinde görülen pockmark yapılarının deniz tabanındaki iki boyutlu uzanımlarını sonar kaydında gözlemek mümkündür. Sonar kaydında uzunlamasına ve çeşitli boyutlardaki dairesel pockmarklar, deniz tabanındaki çevre tortul birimlere göre oldukça yüksek geri saçınım göstermektedir ve pockmark oluşumlarının sınırlarını gösteren bu alanlar kesikli çizgilerle çevrelenmiştir. Sonar kaydındaki uzunlamasına pockmark oluşumunun, subbottom profiler kesit uzanımını kestiği kısımlarda, bu pockmark yapısının düşey kesiti ve besleme kanalları kesitte görülebilmektedir. Kesitin güneybatı kısmında, yüksek genlikli yansıma veren gaz hidrat tabakasının altında biriken gaz nedeniyle akustik türbidite meydana gelmekte, bu bölgedeki tortul birimler kısmen maskelenmektedir.

Şekil 4.10, Şekil 4.6' da verilen TSH02 sismik kesitinde (III) ile gösterilen kısmın subbottom profiler kaydını göstermektedir. Deniz tabanı pockmarkları P ile, tortullarda deniz tabanından yaklaşık 45-50 m derinde gözlenen gömülü pockmarklar ise GP ile gösterilmiştir. TSH02 kesitinde, bu kesite karşılık gelen bölgenin (Şekil 4.6' da III) kuzeydoğu kısmında, derin kısımlarda bir gömülü pockmark oluşum zonu gözlenmektedir. Şekil 4.10' da verilen subbottom profiler kesitinde, bu kısım çok daha ayrıntılı olarak görülmektedir.

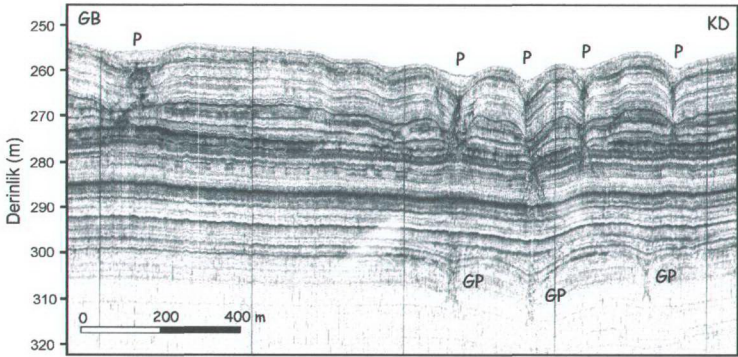
Buna bir diğer örnek Şekil 4.11' de verilmiştir. Şekil 4.11' deki subbottom profiler kesiti, TSH02 kesitinde (IV) ile gösterilen kısma karşılık gelmekte ve bu kısmın sığ yapısını ortaya koymaktadır. TSH02 kesitinde, karşılık gelen kısımda da çok sayıda gömülü pockmark oluşumu dikkati çekmektedir. Bu gömülü pockmarklar, Şekil 4.11' deki subbottom profiler kesitinde çok daha ayrıntılı biçimde gözlenmektedir. Ayrıca kesitin kuzeydoğu kısmında, yüksek genlikli gaz hidrat tabakasından alınan yansımanın altında birikerek akustik türbidite oluşturan gaz birikimi de gözlenmektedir. Bu birikim, ayrırlılık farkı nedeniyle TSH02 sismik kesitinde gözlenememektedir.



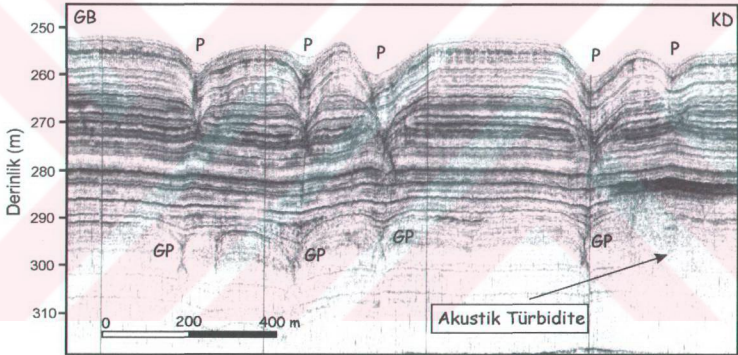
Şekil 4.8 TSH02 sismik kesitinde (I) ile gösterilen kısmın 5 kHz subbottom profilleri (altta) ve 100 kHz sonar (üstte) kaydı (MAK60 hattı). Kesitte, birleşerek geniş bir çöküntü oluşturan pockmark yapıları mevcuttur.



Şekil 4.9 TSH02 sismik kesitinde (II) ile gösterilen kısmın (a) çok-ışınlı ekosounder, (b) sonar ve (c) subbottom profil kesiti (MAK60 hattı).



Şekil 4.10 MAK60 hattının TSH02 sismik kesitinde (III) ile gösterilen kısmın yüksek ayrımlı 5 kHz subbottom profiler kesiti.

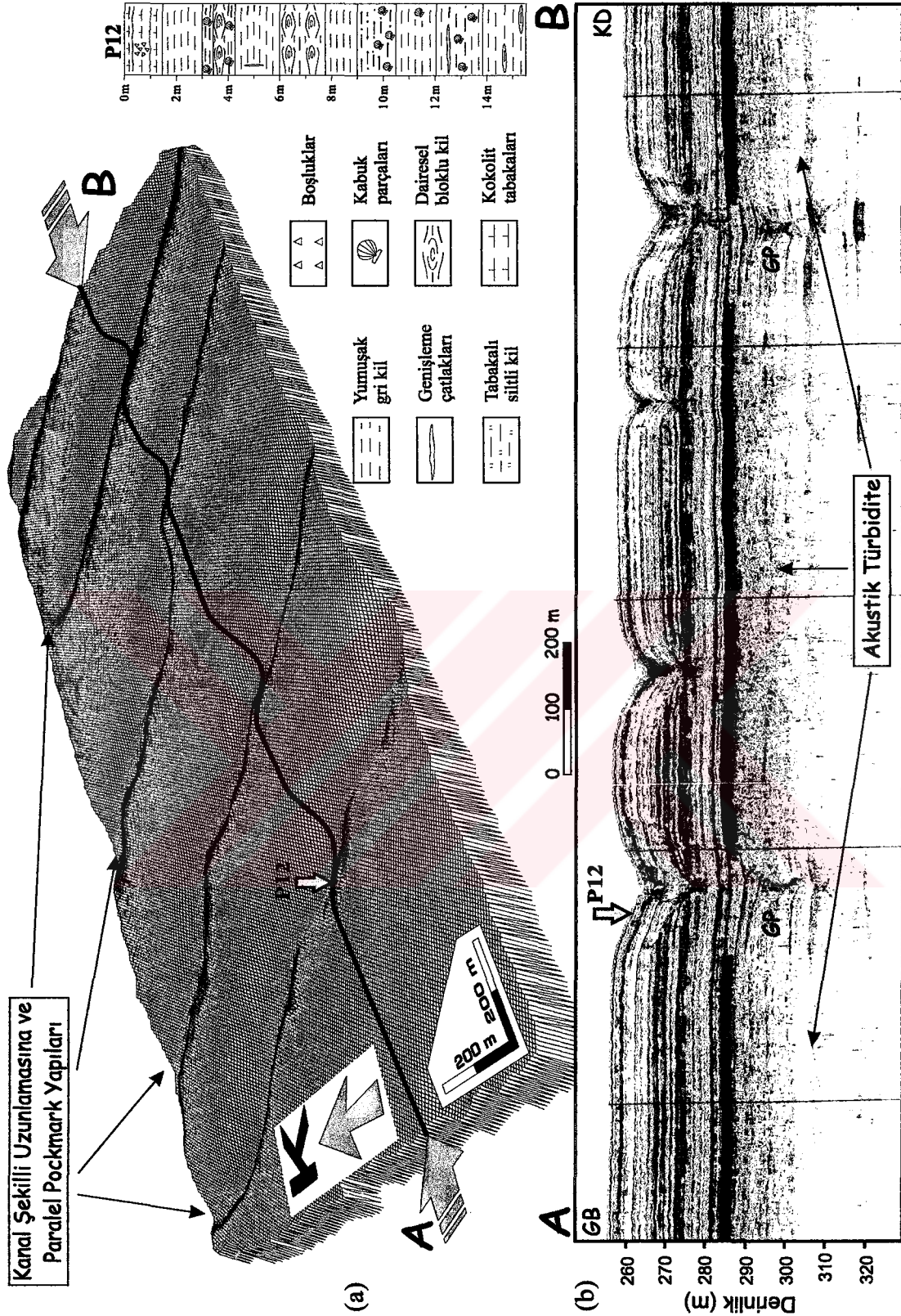


Şekil 4.11 MAK60 hattının TSH02 kesitinde (IV) ile gösterilen bölgeye karşılık gelen kısmının subbottom profiler kesiti.

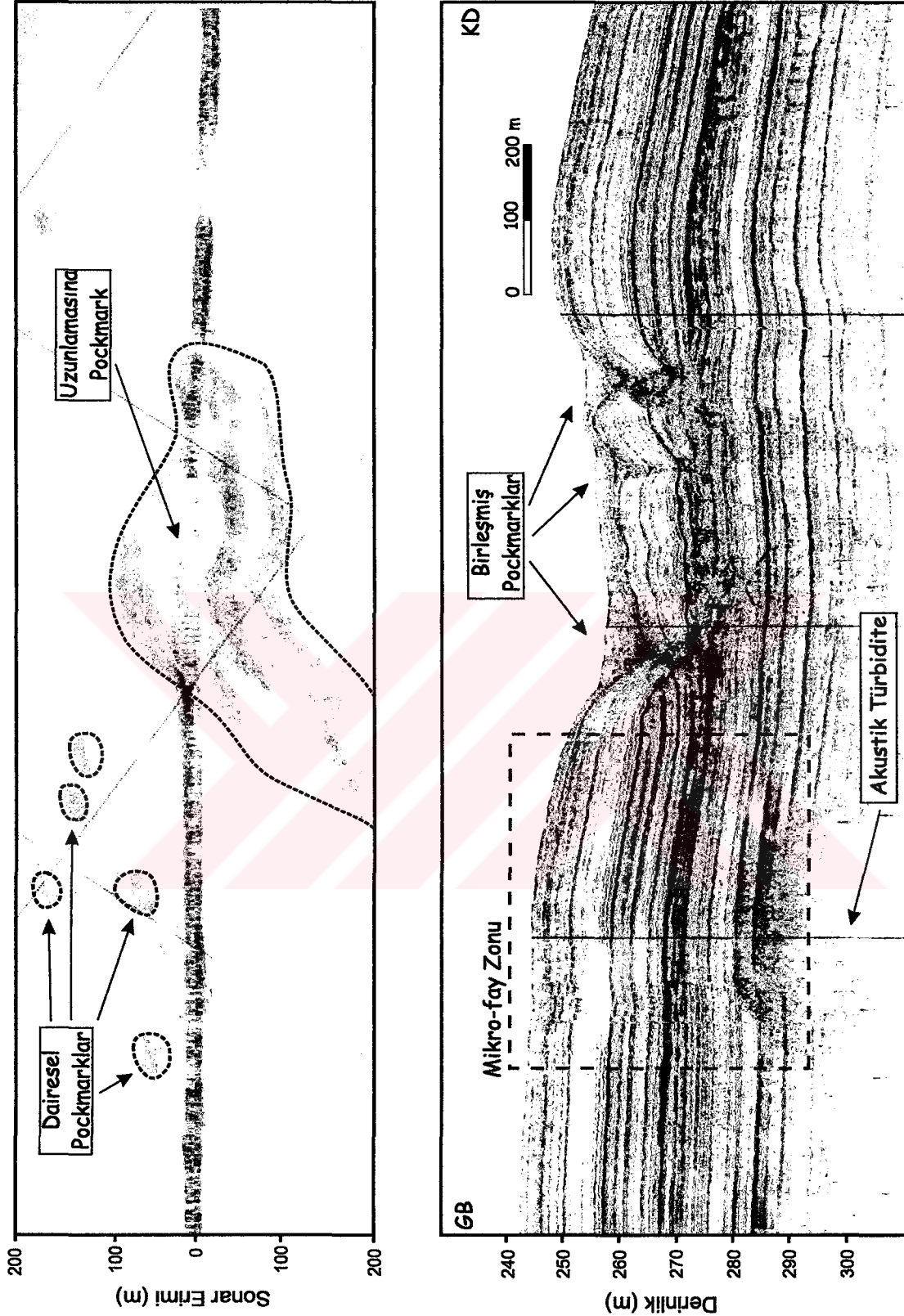
Uzunlamasına pockmarklar, çalışma alanının kuzey kısımlarında, deniz tabanında birbirine paralel uzanan kanal şekilli oluşumlar olarak gözlenmektedir. Şekil 4.12, TSH02 kesitinde (V) ile gösterilen kısmın, çok-ışınlı ekosounder batimetri ve 5 kHz subbottom profiler kesitini göstermektedir. Paralel uzanan uzunlamasına pockmark yapıları, ekosounder verisinde açıkça görülmektedir. Bu kısımdaki uzunlamasına pockmark yapıları 200 m genişliğindedir ve 2 km uzunluğa ulaşabilmektedirler. Bu paralel pockmarkların krater merkezleri arasındaki mesafe 150-250 m arasında

değişmektedir. Subbottom profiler kesiti, uzunlamasına pockmarkları, A-B hattı boyunca dikine kesmektedir. 285 m derinlikte uzanan gaz hidrat tabakasının altında serbest gaz birikimi görülmektedir. Gaz hidrat tabakasının süreksizlik gösterdiği kısımlarda akustik türbidite etkisinin olmaması nedeniyle, bu kısımlarda gömülü pockmarkları (GP) gözlemek mümkündür. Pockmarkın içerisinde örneklenmiş olan ve P12 ile gösterilen piston karot, yaklaşık 15 m uzunluğunda olup, genelde oldukça yumuşak gri kilden oluşan bir yapı sergilemekte, yaklaşık 10 m derinliklerden itibaren tortullar arasında kabuk parçaları görülmeye başlanmakta, 12 m' den sonra ise, gaz boşlukları olarak yorumlanan genişleme çatlakları gözlenmektedir. Şekil 4.13' de, uzunlamasına ve dairesel pockmarkların sıgı yapılarına dair bir başka örnek subbottom profiler ve sonar kaydı verilmiştir. Sonar kaydında, gelişigüzel dağılım gösteren dairesel pockmarkların yanısıra, yine yüksek geri saçınımlı olarak görülen uzunlamasına pockmark yapısının, ayrı besleme kanallarına sahip iki ayrı ve daha küçük ölçekli pockmark tarafından oluşturulduğu görülmektedir. Kesitte ayrıca kesikli dikdörtgen ile çevrelenmiş olan küçük ölçekli bir fay zone'u da gözlenmektedir.

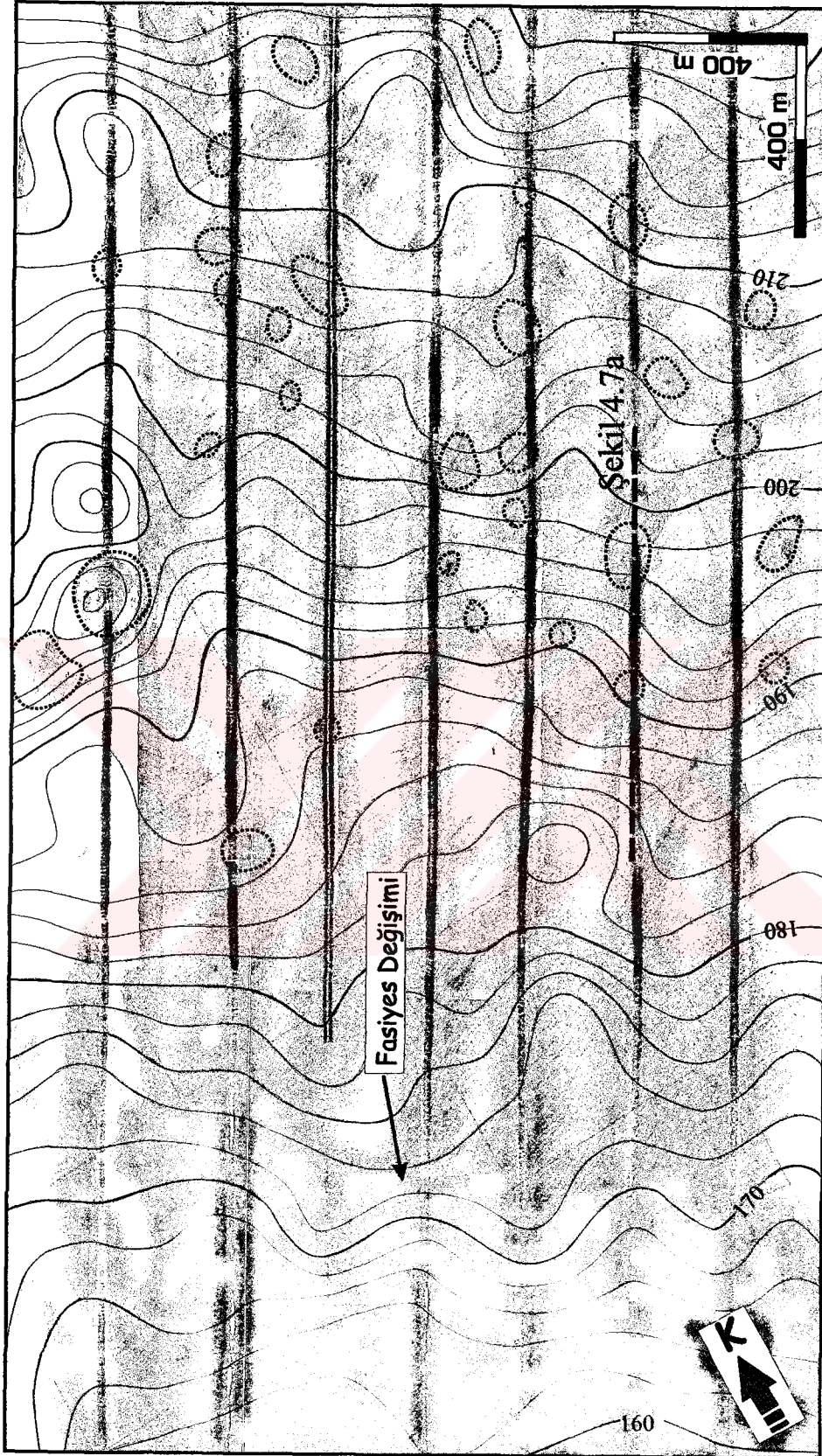
Püskürmenin ardından, ince daneli materyalin sürüklenmesi sonucunda, kraterlerin içerisinde daha seyrek daneli malzeme kaldığı için, pockmarklar sonar kaydında yüksek geri saçınım göstermektedir. Hovland (1989) tarafından "gözlü pockmark" olarak tanımlanan bu yüksek geri saçınımlı pockmarklar, sonar kayıtlarında oldukça belirgin olarak gözlenmektedir. Şekil 4.14' de, çalışma alanındaki birçok paralel ve bitişik sonar kaydının birleştirilmesinden oluşan sonar mozaığının bir kısmı görülmektedir. Mozaik, yüksek geri saçınımına sahip kıyasal tortullardan, düşük geri saçınım gösteren pockmark alanına geçiş zonunu göstermektedir. Yaklaşık 170 m batimetrik konturunda yer alan fasiyes değişimi, içerisinde geniş çaplı gaz birikimlerinin olduğu kıyasal alandaki killi tortullardan (Çifçi, Dondurur ve Ergün, 2002a), gaz ve/veya boşluk sıvılarının deniz tabanına göç ederek pockmark yapılarını oluşturduğu siltli çamurlu tortul malzeme arasındaki geçiş zonunu göstermektedir. Bu kısımdaki pockmarklar daha çok dairesel şekilli olup, mozaik üzerinde yüksek geri saçınımlı bu oluşumlar kesikli çizgilerle çevrelenmiştir. Dairesel şekilli pockmarklar, sonar kaydında gelişigüzel dağılım göstermekte olup, bu pockmarkların çapları 50-120 m arasında değişmektedir.



Şekil 4.12 TSH02 sismik kesitinde (V) ile verilen kısmın çok-ışınlı ekosounder (üstte) ve 5 kHz subbottom profiler (altta) verileri (MAK60 hattı). P12, kesiti de verilen ve pockmark kraterinde örneklenen piston karotun konumunu göstermektedir.



Şekil 4.13 MAK64 hattının sonar (üstte) ve subbottom profiller (altta) kayıtlarının bir kısmı. Subbottom profiller kesitinde birleşerek uzunlamasına bir pockmark oluşturan iki ayrı pockmark görülmektedir.



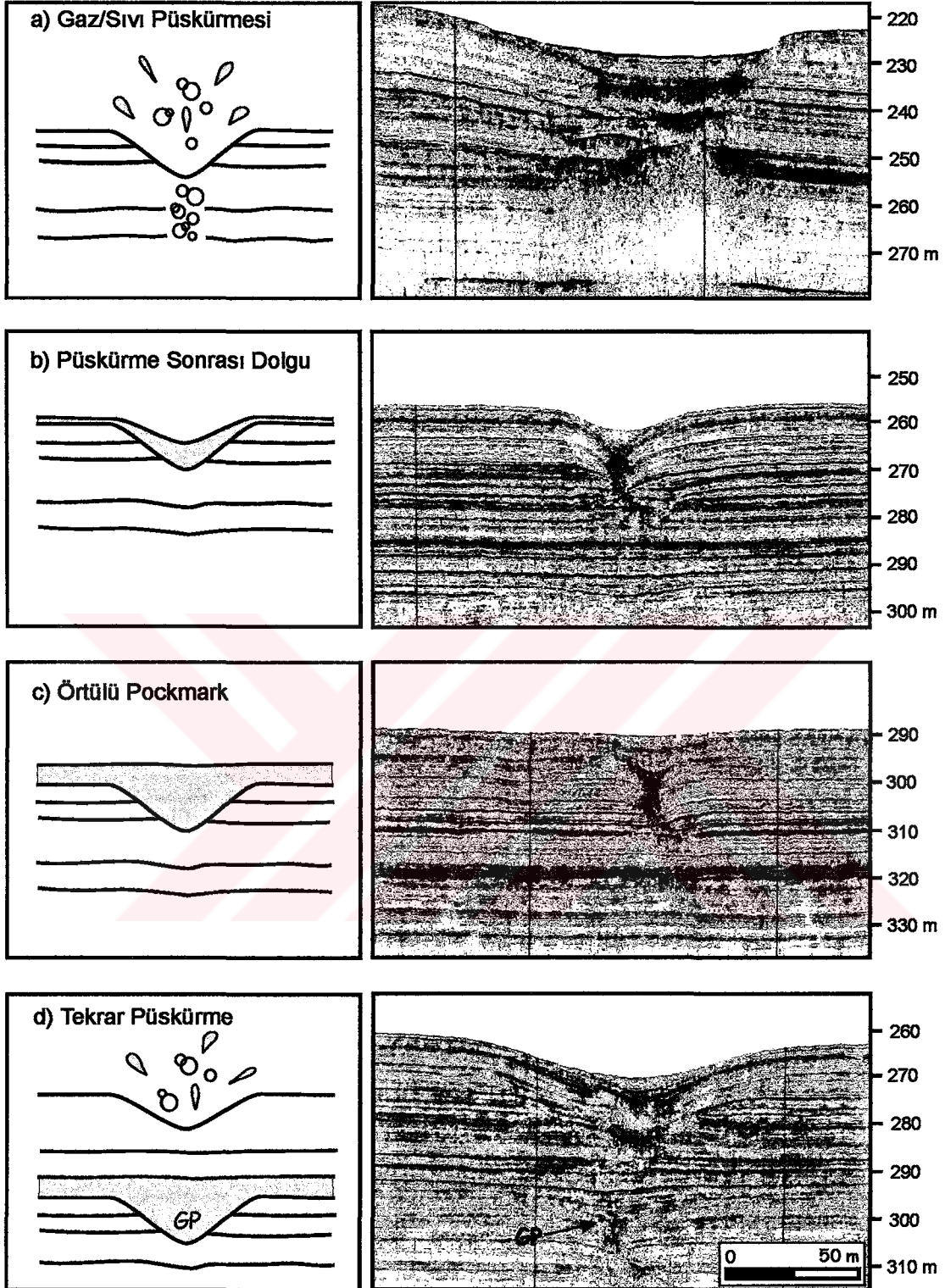
Şekil 4.14 Yüksek geri saçınma sahip kıyasal tortullardan, düşük geri saçınım gösteren pockmark alanına geçiş zonunu gösteren sonar mozağinin bir kısmı.

4.6 Çalışma Alanındaki Pockmarkların Oluşum Mekanizması

4.6.1 Gömülü Pockmarkların Oluşumu

Çalışma alanında, derin tortul birimler içerisinde gözlenen, “düşey yığılmış” yapıda çok sayıda gömülü pockmark mevcuttur. Benzer yapıdaki pockmark oluşumları, Adriyatik denizinde (Curzi ve Veggiani, 1985) ve Cadiz körfezinde de gözlenmiştir (Baraza ve Ercilla, 1996). Gömülü pockmark yapılarının varlığı, deniz tabanına sürekli bir gaz göçünün olmadığını, gaz göçünün uzun jeolojik zamanlar boyunca periyodik olarak tekrarlandığını göstermektedir.

Çalışma alanındaki pockmarklar, hem deniz tabanı ve hem de gömülü pockmarkların oluşum aşamalarını açıklayan 4 grupta toplanabilir (Şekil 4.15). İlk aşamada, aşırı basınç altında, en üst tortul tabaka içerisinde gaz birikimi, pockmark püskürmesine ve deniz tabanında bir krater çöküntüsünün oluşmasına neden olur (Şekil 4.15a). Bu ilk aşamada gaz püskürmesi etkin jeolojik işlemdir ve oluşan pockmark kraterinin hemen altında, akustik boşluk yaratan bir gaz birikimi de bulunabilir. Gaz püskürmesi, çöküntü içerisinde güncel tortul birikimini de önler. İkinci aşamada aşırı basınç koşulları ortadan kalkmış, dolayısıyla püskürme de durmuştur ve güncel tortullar ilk aşamada pockmark püskürmesi sonucu oluşan çöküntüyü doldurmaya başlarlar (Şekil 4.15b). Üçüncü aşamada, krater çöküntüsü güncel tortullar tarafından tamamen doldurulmuştur. Bu aşamada pockmark artık üzeri örtülü bir pockmark yapısı haline gelmiştir (Şekil 4.15c). Son aşamada bölge yeniden aşırı basınç koşulları altında kalır, gaz püskürmesi tekrar aktif hale gelir ve deniz tabanında yeni bir pockmark oluşur. Daha önce püskürmüş olan pockmark artık gömülü bir pockmark (GP) haline gelmiştir (Şekil 4.15d). Pockmarklar üzerinden gaz püskürmesinin kesilmesi ve tekrar aktif hale gelmesinin bu şekilde periyodik olarak devam etmesi sonucu düşey yığılmış pockmark yapıları meydana gelmektedir (Çifçi, Dondurur ve Ergün, 2003). Şekil 4.15d ayrıca, pockmark oluşumunda biyojenik gaz oluşumunun önemli rol oynadığının kanıtlarını sunmaktadır. Şekil 4.15d’ de verilen subbottom profiler kesitinde, yeniden püskürmeyi işaret eden daha genç bir deniz tabanı pockmarkının altında, üzeri



Şekil 4.15 Düşey yığılmış pockmarkların oluşumunu açıklayan şematik gösterim (solda, ölçeksizdir) ve karşılık gelen subbottom profiler veri örneği (sağda). (a) Henüz püskürmüş bir pockmark (MAK35 hattı), (b) Püskürmeden sonra dolgunun başlaması (MAK46 hattı), (c) Üzeri tortularla tamamen örtülmüş pockmark (MAK34 hattı) ve (d) Tekrar püskürme ve yeni pockmark oluşumu sonucu, önceki oluşan pockmarkın gömülü (GP) hale gelmesi (MAK47 hattı).

deforme olmamış tortul tabakalarla örtülü gömülü bir pockmark mevcuttur. Bu iki pockmark arasında, deforme olmamış paralel uzanan tortulların varlığı, daha genç olan pockmarkı oluşturan gazın, bu paralel tabakaların üzerindeki katman içerisinde oluştuğunu göstermektedir. Aksi halde, püskürme nedeniyle bu paralel tabakaların da deforme olması gerekecekti. Bu nedenle, çalışma alanının bu kısmında pockmark oluşturan gazın biyojenik kökenli olduğu sonucuna varılmıştır.

Çalışma alanında gaz püskürmesinin periyodik olarak kesilip tekrar başlamasının birçok nedeni olabilir. Cadiz körfezinde olduğu gibi (Baraza ve Ercilla, 1996), periyodik deniz seviyesi değişimlerinin bu nedenlerden biri olduğu düşünülebilir. Cadiz körfezinde, düşük deniz seviyesi durumunda püskürme kesilmekte, yüksek deniz seviyesi durumunda ise sığ sularda yeni pockmarklar oluşmaktadır. Çalışma alanında böyle bir mekanizmanın varlığının değerlendirilebilmesi için, Karadeniz’ in birçok delta alanındaki stratigrafi şekillerinin bir araya getirilerek, tüm Karadeniz için deniz seviyesi değişimlerinin detaylı olarak ortaya konulmasına ihtiyaç duyulmaktadır. Bu durum, İstanbul boğazının açılması ile doğrudan ilintilidir.

Aşırı basınç koşullarındaki periyodik değişimlere alternatif bir açıklama olarak, deniz tabanına gaz/akışkan akışının, sismolojik olarak sürülen periyodik aşırı basınç koşulları sonucu olduğunu söylemek mümkündür. Çalışma alanı bir pasif marjin olarak tanımlanmasına rağmen, sismolojik olarak oldukça aktif Kuzey Anadolu Fayı’ nın (KAF), çalışma alanındaki tektonik koşullar üzerinde önemli etkisi olabilir ve şelf üzerindeki aşırı basınç koşullarını dönemsel olarak değiştirebilir. Arabistan-Anadolu çarpışmasının kanıtları, Orta Pontidlerde, KAF’ ın kuzeyinde kalan Sinop bölgesinde ve Archangelsky Sırtı’ nın güneyinde oldukça belirgindir (Görür ve Tüysüz, 1997). Rangin ve diğer. (2002), KAF’ ın Sinop baseni ve Archangelsky Sırtı’ nın güney ucundaki tektonizma üzerindeki etkisini incelemişlerdir. Kullandıkları sismik veriden, KAF boyunca oluşan gerilme alanının denizde de kanıtlarının bulunduğu sonucuna varmışlardır. Ayrıca, Sinop baseninin açılmasının, KAF boyunca yeni başlayan hareketin bir yan etkisi olduğunu ileri sürmüşlerdir. Sonuç olarak, Karadeniz şelfi yakınlarında, KAF boyunca gerilme alanındaki herhangi bir artış, pockmark alanındaki aşırı basınç koşullarını değiştirebilir ve gaz

içeren tortullardaki boşluk basıncını artırarak, biriken bu gazın pockmarklar üzerinden deniz tabanına püskürmesine neden olabilir.

Çalışma alanında Mavi Akım doğal gaz boru hattı projesi kapsamında, 1998 ve 2000 yıllarında yapılan akustik çalışmalar, 1998 yılında mevcut olmayan 2 yeni pockmarkın, 2000 yılındaki ROV ile alınan detaylı subbottom profiller verilerinde görüldüğünü ortaya koymuştur. Bu durum, bölgenin pockmark oluşumu açısından halen aktif olduğunun bir göstergesidir.

4.6.2 Uzunlamasına Pockmarkların Oluşumu

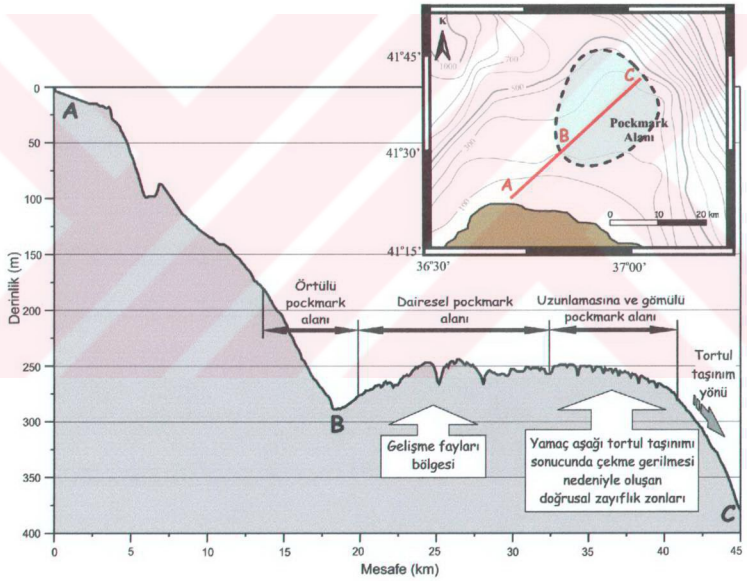
Çalışma alanında, özellikle şelfdeki pockmark alanının kuzey kısmında geniş çaplı uzunlamasına pockmark yapıları mevcuttur. Bu pockmark yapıları, kuzey kısımlara doğru, kuzeybatı-güneydoğu yönünde birbirine paralel olarak uzanmaktadırlar. Birbirine paralel şekilde uzanan bu uzunlamasına pockmarkların oluşumlarının, deniz tabanına gaz veya sıvı kaçışına olanak tanıyan ve birbirine paralel uzanan güncel faylanmalar boyunca oluştuğunu düşünmek olasıdır. Eğer çalışma alanındaki durum bu şekilde ise, bu fayların uzunlamasına pockmarkların altında yüzlerce metre boyunca izlenebilmesi gerekirdi. Ancak durum böyle değildir ve birçok uzunlamasına pockmarkın oluştuğu pockmark alanının kuzeydoğu kısmında, pockmarkların altında güncel faylanmayla ilintili herhangi bir kanıt yoktur. Bu bölgedeki faylar en üstte uzanan A birimini bile etkilememektedir (Şekil 4.6). Bu durum, uzunlamasına pockmark oluşumunun fay kontrollü olmadığını işaret etmektedir. Bu çalışmada, küçük ölçekli pockmarkların birleşerek tek ve daha geniş bir uzunlamasına pockmark oluşturduğu sonucuna varılmıştır. Bu önerinin kanıtları 5 kHz subbottom profiller ve sonar kayıtlarından gelmektedir. Şekil 4.8, 4.9 ve 4.13’ de verilen subbottom profiller kesitlerinde, uzunlamasına pockmarkların iki ayrı ve olasılıkla dairesel pockmarkın birleşmesi sonucu oluştukları açıkça gözlenmektedir.

Buna ek olarak, uzunlamasına pockmarkların oluşumuna ve küçük ölçekli pockmarkların birleşmesine dair bazı diğer olasılıklar da dikkate alınabilir. İlk mekanizma, bu tür pockmarkların şelf alanlarının yamaçla birleşme bölgelerinde ve

kıtasal yamaçlarda oluşan güçlü deniz tabanı akıntılarının (türbiditeler veya yoğunluk akıntıları) tortulları aşındırması sonucunda oluşabileceğidir (Hovland, Gardner ve Judd, 2002). Türbidite akıntıları, su ve tortul karışımından oluşan yoğun bir deniz tabanı malzeme akışı olup, onlarca kilometre boyunca, 80 km/s gibi oldukça yüksek hızlarda hareket edebilirler (Kneller ve Buckee, 2000). Büyük miktarlarda tortul malzeme taşıyabilirler ve deniz tabanında kanal şekilli çöküntüler oluşturabilirler. Çalışma alanında, Yeşilirmak' ın ağız kısmında da olasılıkla yerel akıntı sistemleri mevcuttur. Nehir ağızlarından su girişleri, kıyı hattına dik yönde olmaktadır. Çalışma alanında, olasılıkla bu akıntılar, şelfin yamaçla birleştiği kısımlarda yavaş yavaş doğuya dönüş yaparak, nehrin ağız kısmına doğru bir eddy döngüsü oluşturmaktadırlar. Yeşilirmak deltasında bu akıntılarının hızı yaklaşık 20 cm/s civarındadır (Ergün, Çifçi ve Dondurur, 2001a) ve bu akıntılar, birbirine yakın pockmarklar arasındaki güncel tortulları aşındırıp sürükleyerek, bu pockmarkların birleşmesine neden olabilecek bir faktör olarak davranmaktadırlar.

Çalışma alanının kuzeydoğu kısmında, kıtasal yamacın başladığı ve deniz tabanı eğiminin arttığı kısımlarda uzunlamasına pockmark sayısının da artması, dikkate alınması gereken ikinci bir mekanizmayı gündeme getirmektedir. Buna göre, yamaç eğimlerinde ani bir artışın olduğu yamacın üst kısımlarında uzunlamasına pockmarklar, bazı doğrusal zayıflık zonları oluşturan yamaç aşağı çekme gerilmesi sonucunda oluşmuş olabilirler. Ergün, Çifçi ve Dondurur (2001a), yamaç üzerinde birçok kayma yapısının olduğunu ileri sürmüştür ve bu kaymalar, yaklaşık 300 m batimetrik konturu civarındaki yamaç-şelf birleşme bölgesinin gerisinde yamaç aşağı bir çekme gerilmesi oluşturabilir. Bu gerilme doğrusal bozulma zonları oluşturabilir ve biriken gaz bu doğrusal zonlar boyunca kolayca boşalarak uzunlamasına pockmark yapılarının meydana gelmesine neden olabilir. Uzunlamasına pockmarkların doğrultusunun kuzeybatı-güneydoğu yönlü (batimetrik kontur hatlarına paralel) olması bu yorumu desteklemektedir. Çünkü yamaç aşağı gerilmeden dolayı oluşan doğrusal zayıflık zonları kıtasal yamaç eğim yönüne dik olmak zorundadır ve bu da bu zonların şelf bitiş çizgisine (300 m konturu) paralel ve kuzeybatı-güneydoğu doğrultusunda olacağı anlamına gelmektedir. Bu yorum, Şekil 4.16' da verilen batimetrik kesit üzerinde açıklanmıştır. Kesitte ayrıca üzeri örtülü,

daireysel/uzunlamasına pockmarklar ve gömülü pockmarklar olmak üzere 3 ana pockmark türünün oluşum bölgeleri de gösterilmiştir. Örtülü pockmarklar kıyı alanına yakın bölgelerde, çalışma alanının güneybatı kısmında oluşmakta, bu bölgede büyük miktarlardaki güncel tortullar pockmark kraterlerini tamamen doldurmaktadır. Örtülü pockmark bölgesinin deniz tabanı eğimi, Yeşilirmak' tan taşınan güncel tortulların birikimine oldukça elverişlidir (Şekil 4.16). Pockmark alanı iki alt kısma ayrılabilir. Güneybatı kısmı derin düşey fay sistemlerinden geniş çapta etkilenmiştir ve deniz tabanı pockmarkları genelde daireysel şekillidir. Kuzeydoğu kısım ise, uzunlamasına pockmarkların ve düşey yığılmış gömülü pockmarkların olduğu bir bölge olarak tanımlanmaktadır (Çifçi, Dondurur ve Ergün, 2003).



Şekil 4.16 Örtülü, daireysel/uzunlamasına ve gömülü pockmarklar olmak üzere, üç ana pockmark oluşum tür ve bölgelerini gösteren batimetrik kesit ve konum haritası.

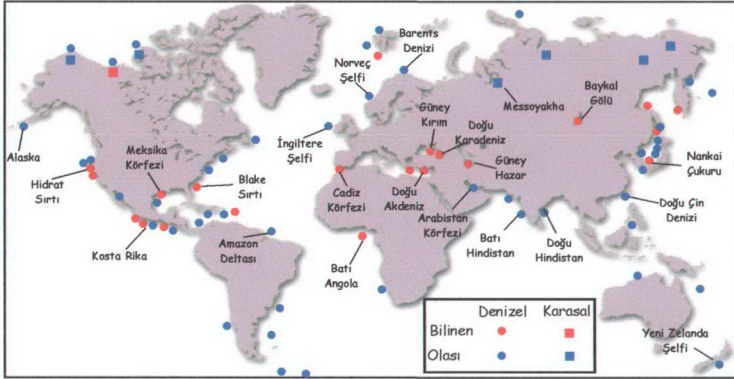
BÖLÜM 5

ŞELF ALANINDA GAZ HİDRAT OLUŞUMLARI

5.1 Gaz Hidratların Tanımı ve Dünyadaki Dağılımı

Gaz hidratlar, su molekülleri ile düşük moleküler ağırlıklı gazların bir kafes içerisine hapsolmasıyla oluşan ve buza benzeyen kristalin katılar olup, gaz yoğunluğu çözeltide tutulabilen miktarı aştığında yüksek basınç ve düşük sıcaklık koşulları altında oluşurlar (Sloan, 1990). Gaz hidrat yapısında su molekülleri kafes görevi yapmakta ve farklı bileşimdeki gazlar (genellikle metan) bu kafese hapsolmaktadır (Kvenvolden, 1993). Gaz hidrat bileşiminde etan, propan, bütan gibi hidrokarbon gazları veya CO_2 , H_2S gibi hidrokarbon kökenli olmayan gazlar bulunabilmesine rağmen, en yaygın hidrat oluşturan gaz metandır (Milkov ve Sassen, 2002). En genel halde, 8 metan molekülü 46 su molekülü tarafından tutulur. Katı gaz hidrat fazında büyük miktarlarda gaz depolanabilmesi nedeniyle, gaz hidratlara geleceğin enerji kaynağı gözüyle bakılmaktadır (Grauls, 2001).

Gaz hidrat birikimi, jeolojik bir yapı ve/veya stratigrafik bir kapanla ilişkili olarak, tortullar içerisindeki gaz hidrat oluşumu olarak tanımlanır. Bir basen içerisinde birçok gaz hidrat birikimi ise, gaz hidrat alanını oluşturur (Milkov ve Sassen, 2002). Dünyadaki en büyük doğal gaz birikimleri gaz hidrat formunda olup, bunlar hem karada donmuş (permafrost) bölgelerde hem de deniz tabanı tortullarında geniş çapta bulunurlar. Gaz hidratlar pasif ve aktif kıtasal marjınlerde (Kvenvolden ve Barnard, 1983; Dickens ve diğer., 1997), marjinal denizlerin derin sularında (Ginsburg ve Soloviev, 1997), kutupsal alanlarda (Kvenvolden, Ginsburg ve Soloviev, 1993; Mienert ve Posewang, 1999) ve yaklaşan marjınlerin yığılma kamalarında (Shipley ve diğer., 1979; Hyndman ve Spence, 1992; Sain ve diğer., 2000) geniş çapta bulunmaktadır. Şekil 5.1, gaz hidrat birikiminin olduğu bilinen ve tahmin edilen denizel ve karasal gaz hidrat alanlarının küresel dağılımını göstermektedir. Gaz hidratlar okyanus çukurluklarında derin basenlerde yaygın değildir, iç ve marjinal denizlerde, kıtasal yamaç ve şelflerde oluşurlar (Ginsburg ve Soloviev, 1997).



Şekil 5.1 Dünyada deniz tabanı örneklemesi sonucu bilinen (kırmızı) ve olası (mavi), denizel (daireler) ve karasal (kareler) gaz hidrat birikim alanları (Kvenvolden, 1999; Milkov ve Sassens, 2002; Ginsburg ve Soloviev, 1998).

5.2 Gaz Hidratların Oluşum ve Durağanlık Koşulları

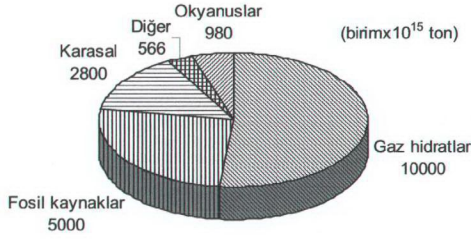
Denizel veya karasal ortamlarda gaz hidrat oluşumu, yüksek oranda metan gazı üretimi ve uygun termobarik koşulların sağlanması durumunda gerçekleşir (Ginsburg ve Soloviev, 1997). Gaz hidratın bileşiminde termojenik gazların bulunabilmesi için, derinlerdeki petrol ve doğal gaz üreten kaynak kayanın aktivitesi sonucu üretilen bu ağır hidrokarbon gazlarını, gaz hidratların durağan olabildiği uygun sıcaklık koşullarının bulunduğu sıkışmış kısımlara taşıyacak fay sistemlerinin mevcut olması gerekmektedir. Biyojenik gaz üretimi durumunda ise, yüksek tortullaşma oranı (>30 m/My) ve en az %0,5 Toplam Organik Karbon (TOC) gereklidir (Rice ve Claypool, 1981; Mienert ve Posewang, 1999).

Gaz hidratlar sadece, uygun termobarik koşullar altında oluşmakta ve durağan kalmaktadır. Termobarik gaz hidrat durağanlık zonu terimi, üstü deniz tabanı ile sınırlı olan ve gaz hidratın denizaltı koşullarında mevcut bulunduğu jeolojik alana verilen isimdir. Gaz bileşimi, su tuzluluğu, taban sıcaklığı ve jeotermal/hidrobarik gradiente bağlı olan gaz hidrat oluşum koşulları oldukça değişken olduğundan, gerçekte bu zonun kalınlığını doğru olarak kestirebilmek güçtür. Diğer koşullar eşit

ise, gaz hidrat zonu kalınlığı su derinliği ile artar. Gaz hidrat oluşumunda hidrat zonu içerisine akışkan (gaz ve su) göçü kritik rol oynamaktadır (Ginsburg ve Soloviev, 1997). Gaz hidratın kristallendiği geçirgen tortullarda gazın yoğunlaşabilmesi için hızlı bir gaz taşınımı gerekmektedir ve bu taşınım, çözünmüş metanın gözenek suyunda taşınması şeklinde de olabilir (Milkov ve Sassen, 2002).

Gaz hidratların durağanlık koşulu temelde yüksek basınç ve düşük sıcaklık ile ifade edilir ve bu koşullara “termobarik koşullar” adı verilir (Sloan, 1990; Lerche ve Bagirov, 1998). Gaz hidrat oluşumu için gereken basınç değerinde bir düşüş ve/veya sıcaklıkta bir yükselme olduğunda, gaz hidrat yapısı ayrışarak su ve metan gazı olarak iki faz durumuna geçer. Tamamen metan gazından oluşmuş bir metan hidrat için termobarik koşulları ifade eden denge eğrisi Şekil 5.2’ de verilmiştir. Taralı alanın dışında kalan basınç ve sıcaklık koşulları altında gaz hidrat oluşmaz. Aynı şekilde, denizel tortullarda oluşmuş olan gaz hidrat yapısı için, mevcut basınç ve sıcaklık koşulları, herhangi bir nedenden dolayı taralı alanın dışına çıktığında gaz hidrat ayrışarak su ve gaz konumuna (iki faz) geçer. Örneğin 4°C sıcaklığa sahip denizel tortullar içerisinde gaz hidrat oluşabilmesi ve durağan kalabilmesi, ancak gaz hidratın deniz yüzeyinden 400 m veya daha fazla derinliklerde oluşması durumunda mümkündür (Şekil 5.2).

Gaz hidratların kimyasal bileşimi durağanlık koşullarının belirlenmesinde büyük önem taşımaktadır. Gaz hidratlar genellikle metan gazından oluşmakla birlikte, gaz hidratı oluşturan metanın içerisine belirli miktarlarda etan, propan gibi ağır hidrokarbon gazları veya CO_2 ya da H_2S eklenmesiyle, Şekil 5.2’ de verilen denge eğrisi sağa (yüksek sıcaklık/düşük basınç), gaz hidrat oluşturan suyun tuzluluğu arttığında ise sola (düşük sıcaklık/yüksek basınç) kayacaktır (Diaconescu, Kieckhefer ve Knapp, 2001). Saf metan hidratlar, metan-etan, metan-propan, metan- CO_2 ya da metan- H_2S karışımından oluşan hidratlara göre daha yüksek basınç ve düşük sıcaklıklarda duraylıdırlar. Gaz hidrat durağanlık zonunun taban derinliği, jeotermal gradyent tarafından belirlenir ve bu zonun tabanından itibaren sıcaklık koşullarının gaz hidrat durağanlık koşullarını aşması nedeniyle, daha derinlerde gaz hidrat oluşmaz (Lerche ve Bagirov, 1998).



Şekil 5.3 Tüm dünyada ana organik karbon kaynaklarının karşılaştırılması (Kvenvolden, 1988).

Rusya’ daki Messoyakha gaz hidrat alanından 1970’ den beri $9,35 \times 10^9$ m³ gaz üretilmiştir. Gaz hidratların kesin varlığının bilindiği en geniş alan Blake Sırtı olup (Şekil 5.1), 20200 km² genişliğindeki bu alan $7,8 \times 10^{13}$ m³ metan gazı içermektedir (Max ve Dillon, 1998) ve bu sırttaki sadece 3000 km²’ lik küçük bir alandaki gaz hidrat birikiminde, Amerika Birleşik Devletleri’ nin yıllık gaz tüketiminin 30 katına eşit metan depolanmış bulunmaktadır (Dillon, 1995). Ancak, gaz hidrat üretiminde, gaz hidratın olduğu ortamda çözünmesini sağlayacak termal enerji kritik olup henüz çözüme kavuşturulamadığından, karasal gaz hidratlardan gaz üretimi 2010-2015 yılından önce olası görülmemektedir (Grauls, 2001). Teknik ve jeolojik belirsizlikler nedeniyle, denizel gaz hidratlardan gaz üretiminin de 2030 yılından önce olamayacağı öngörülmekte, bu nedenle günümüzde ilgi daha çok gaz hidrat zonunun altında biriken serbest gaza yönelmektedir (Grauls, 2001).

Gaz hidratların denizel yamaç kaymaları üzerinde potansiyel etkileri olabilir (Kayen ve Lee, 1991). Gaz hidratlar tortullarda çimento görevi yaptığı için, oluşumu ve ayrışması tortulların duraylılığı üzerinde önemli etkiye sahiptir. Büyük hacimdeki bir gaz hidrat çözünmesi meydana gelmesi durumunda, boşalan gaz ve sıvı hacmi, gaz hidrat tarafından işgal edilen hacmi aşar ve içsel boşluk basıncı aşırı derecede artar. Gaz hidratlar, kayma düzlemleri ile aynı derinliklerde oluştuklarında, tortullardaki gaz hidrat çözünmesi yamaç kaymalarını tetikleyebilir (Mienert ve Posewang, 1999). Ayrıca metan gazı sera etkisi özelliğine sahip olduğundan, gaz hidratlarda depolanan büyük miktarlardaki metan gazı ani olarak boşaldığında,

büyük çaplı bir sera etkisi oluşturarak, uzun dönem küresel iklim değişiklikleri üzerinde önemli rol oynayabilir (Kvenvolden, 1993).

Gaz hidratların tortul gözeneklerindeki çimentolama etkisi, gaz hidratları, altlarında metanın birikmesine izin veren iyi örtü kayaç haline getirir. Birçok gaz hidrat zonunun altında serbest gaz birikimi gözlenmektedir (Shipley ve diğer., 1979; Sain ve diğer., 2000) ve bu gaz sütunu 200-300 m kalınlığa ulaşabilir (Grauls, 2001). Bu anlamda gaz hidrat oluşumu, derinlerde hidrokarbon varlığının bir belirtisi olabilir. Hidrat zonunun altındaki gaz sütununun kalınlığı, derinlerdeki petrol sisteminin güncel aktivitesine bağlı olabilir. Bu nedenle büyük gaz hidrat yoğunlaşmalarının varlığı, derin hidrokarbon aramaları için bir rehber niteliğindedir (Grauls, 2001).

Gaz hidratın çözünmesi durumunda açığa çıkan metan gazı su kolonunda çözünerek suyun yoğunluğunu düşürür. Bu ise yüzebilirliği ve dolayısıyla gemilerin yüzmeye yeteneklerini azaltır (Lerche ve Bağirov, 1998). Basınç çok hızlı düştüğünde veya sıcaklık hızla arttığında gaz hidratlar patlama göstererek de ayrışabilir. Deniz tabanında geniş kraterler oluşturan bu tür bir ayrışma Barents Denizi'nde gözlenmiştir (Solheim ve Elverhoi, 1993). Gaz hidrat zonunun tabanı, doğrudan termal gösterge olarak dikkate alınarak, okyanusal tortullardaki ısı akısını hesaplamakta kullanılabilir (Yamano ve diğer., 2001). Ayrıca gaz hidratlar, denizaltı doğalgaz iletim boru hatlarında engeller meydana getirebilmekte ve denizel sondaj çalışmalarında potansiyel tehlike oluşturmaktadırlar. Bunlara ek olarak, hidratlar, gaz üretim sahalarından tüketim alanlarına uzun mesafeler boyunca büyük miktarlarda gaz taşınmasında, gelecekte alternatif bir yaklaşım olarak dikkate alınabilir (Gudmundsson ve Børrehaug, 1996).

5.4 Gaz Hidratların Jeofizik Belirtileri ve Araştırılması

Gaz hidratlar, ilk kez 1800'lerin başlarında, Humphrey Davy ve Michael Faraday'ın klorin-su karışımı ile yaptıkları deneyler sırasında keşfedildi. Daha sonra birçok araştırmacı, özellikle gaz hidratların durağanlığı üzerine çalışmalar yaptı,

ancak bunların doğal olarak oluşabildiği henüz bilinmediğinden, çalışmalar genelde akademik çevrelerce sınırlı kaldı. Hidrat araştırmaları, 1930' larda Hammerschmidt' in, özellikle soğuk bölgelerde gaz hidratların doğal gaz boru hatlarını tıkadığını belirlemesinin ardından ikinci evresine girmiştir. İzleyen 40 yıl boyunca, farklı bileşimdeki gaz hidratların oluşumu ve durağanlığı, özellikle oluşumunun engellenmesi üzerine çalışmalar yapılmıştır. 1960' lı yılların sonunda, Batı Sibirya baseninde geniş gaz alanı tortulları içerisinde doğal olarak oluşmuş katı doğal gaz veya metan hidratların gözlenmesiyle, dünyanın hidratlara bakış açısı büyük ölçüde değişmeye başlamıştır. Kısa süre sonra, Alaska' nın kuzey yamaçlarında donmuş bölgenin altında sıgı hidrat bulunmuştur. Ardından, özellikle Sovyet bilim adamları, hidrat oluşumunun sadece donmuş alanlarda değil, düşük sıcaklık/yüksek basıncın hakim olduğu tüm denizel ortamlarda var olabileceğini ileri sürmüşler ve küresel hidrat araştırmaları böylece başlamıştır.

1970' lerin başında, Blake Sırtı üzerinde deniz tabanının topoğrafyasını takip eden güçlü yansıtıcıların (BSR) altına ilk denizel sondaj yapılmış ve bu yansımanın gaz hidrat durağanlık zonunun tabanına karşılık geldiği anlaşılmıştır. Ayrıca bu zonun hemen altında serbest gaz birikiminin olduğu görülmüş, ardından tüm dünyada kıtasal yamaçlar üzerinde BSR varlığı, gaz hidrat oluşumunun kanıtı olarak değerlendirilmeye başlanmıştır. Gaz hidratlar oluştukları ortamdan çıkarıldıklarında hızla ayrıştıkları için, 1974' de Sovyet bilim adamları Karadeniz' de büyük hidrat yumruları bulana kadar, hiç kimse doğal gaz hidratları görememişti. Ardından Glomar Challenger' ın 1980' lerin başında Guatemala açıklarında yaptığı bir sondajda 1 m uzunluğunda metan hidrat örneklendi. 1990' larda yeni gaz kaynakları çok fazla önem taşımadığından hidrat araştırmalarına ayrılan fonlar azaltıldı. Bununla birlikte, 1990' ların orta ve sonlarındaki iki yönelim, gaz hidrat araştırmalarının tekrar gündeme gelmesine neden olmuştur. 1990' ların ortasında, sınırlı enerji kaynaklarına sahip iki ülke, Japonya ve Hindistan, gaz hidrattan enerji üretimine yönelik proje hazırlıklarına başlamış, artan gaz ihtiyacı nedeniyle ABD' de bu yönelime katılmıştır. 1998 ve 1999' da, metan hidrat içeren ortamların araştırılması amacıyla, McKenzie Nehri deltasında (kuzeybatı Kanada) ve Nankai Çukurunda (Japon Denizi) uluslararası çapta iki sondaj yapılmış ve her iki sondaj da

geniş çapta gaz hidrat oluşumunu ortaya koymuş, ancak üretim planlaması testi yapılmamıştır.

Günümüzde, birçok ülke gaz hidratlar hakkında daha fazla bilgi elde edebilmek için yatırımlarını artırmayı planlamaktadır. Japonya ve Almanya gibi diğer ülkeler de bu konuda daha aktif hale gelmekte ve üniversitelerde araştırmalar yapılmaktadır. LOTUS, OMEGA, GASHYDAT, HYDRATECH, MEGHA, METRO gibi birçok bilimsel proje şu anda Avrupa' nın değişik ülkelerinde başlamış olup çalışmalar sürdürülmektedir. 3 Mayıs 2000 tarihinde, ABD' de "metan hidrat araştırma ve geliştirme yasası (yasa tasarısı no: HR 1753)" imzalanmış ve bu temiz enerji araştırmalarına 5 yıllık bir süre için 47,5 milyon dolar bütçe ayrılmıştır.

Gaz hidrat içeren yapılar, içerisinde bulundukları tortulların akustik özelliklerini geniş çapta değiştirdiklerinden, sismik yöntemlerle belirlenebilirler. Saf hidratın P dalga hızı, su veya gaz saturasyonlu tortullara göre oldukça yüksektir (Tablo 5.1). Gaz hidrat birikimlerinin tabanlarını hem tek hem de çok kanallı sismik kesitler üzerinde takip etmek mümkündür. Bu arayüzeyler deniz tabanı topoğrafyasını takip ettikleri için "Tabana Benzeyen Yansıtıcı (Bottom Simulating Reflector, BSR)" olarak adlandırılırlar (Sloan, 1990; Taylor, Dillon ve Pecher, 2000; Tinivella ve Accaino, 2000; Hyndman ve Spence, 1992). BSR, üstte gaz hidrat içeren tortullar ve altta genellikle serbest gaz içeren sıkışmamış tortul zonu arasındaki arayüzeyden alınan yansımadır. Böyle bir yansımaya bir örnek Şekil 5.4' de verilmiştir. Gaz hidrat içeren ortamların P dalga hızı, gaz hidrat zonu derinliklerinde bulunan ve gaz hidrat içermeyen tortul birimlerin hızından yüksek olup, bu zon içerisindeki gözenek boşluklarının gaz hidrat tarafından çimentolanması, dalga hızını, gaz hidrat yoğunluğu ile artan oranlarda artırmaktadır (Pearson ve diğer., 1983; Lee ve diğer., 1996; Jacobsen ve diğer., 2000). BSR' ın altında uzanan tortullarda bulunan çok az miktarda gaz ise, bu ortamın hızını oldukça düşürmekte (Tablo 5.1), dolayısıyla BSR' lar, sismik yansıma kesitleri üzerinde yüksek genlikli ve negatif polariteli yansımalar olarak gözlenmektedirler (Andreassen, Hart ve MacKay 1997; Sain ve diğer., 2000).

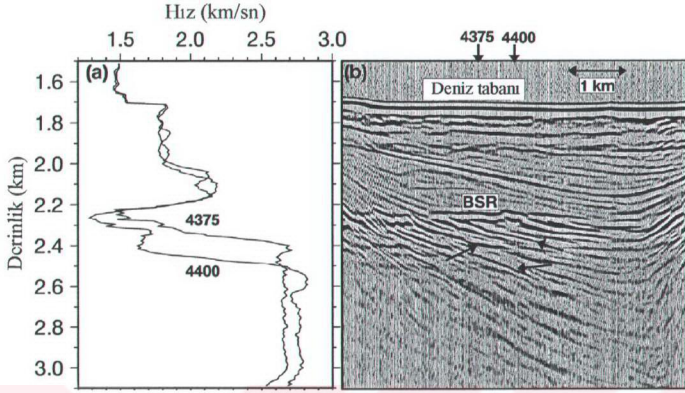
Tablo 5.1 Gaz hidratların ve gaz hidrat içeren yapıların akustik parametreleri (Anderson, 1992).

Parametre	Suya doymun	Hidrat içeren	Saf hidrat	Gaz içeren
P dalga hızı (m/sn)	1600-2500	2000-4500	3250-3600	≤1450
S dalga hızı (m/sn)	380-400	700-1560	1650	----
Yoğunluk (gr/cm ³)	1,26-2,42	1,15-2,4	0,912	----

BSR' in altında bulunan gaz birikiminin tabanından herhangi bir güçlü yansıma alınmamakta, bunun nedenlerinin, bu tabakanın sismik yöntemle çözölemeyecek kadar ince olması, gaz içeriğinin derinlere doğru kademeli olarak azalması veya üst ve alt sınırdan alınan yansımaların bozucu girişiminin etkileri olabileceği düşünülmektedir. Benzer şekilde, BSR' in üzerinde biriken gaz hidrat tabakasının üst sınırından bir yansıma alınamaması, bu zon içerisindeki gaz hidrat içeriğinin sığ kısımlara doğru kademeli olarak azaldığını göstermektedir (Woodside, Modin ve Ivanov, 2003).

Su-tortul arayüzeyinin yüksek genlikli yansıması ile karşılaştırıldığında, BSR yansımasının genliği, deniz tabanı yansımasının %30' u kadar (Davis, Hyndman ve Villinger, 1990), hatta Peru (Miller, Lee ve VonHuene, 1991) ve Cascadia' da (Shipley ve diğer., 1979) olduğu gibi %50' si kadar olabilir. BSR yansıma katsayısı, yansıtıcı arayüzeyde %20-30 oranında bir akustik empedans azalmasına neden olabilir (Miller, Lee ve VonHuene, 1991). BSR' in alt ve üstündeki tortullar arasındaki akustik fark, genel olarak, bu tortullar içerisinde gaz bulunması veya bulunmaması durumu ile değişmektedir.

BSR yansıması stratigrafik bir arayüzeyden çok, termobarik koşulların uygun olduğu seviyeyi (genellikle eş-basınç seviyesi) takip ettiğinden, normal stratigrafik birimlerin eğimli olması durumunda BSR bu birimleri keser (Şekil 5.4; Sain ve diğer., 2000). Ayrıca BSR' lar belirgin AVO etkisi gösterirler ve CDP' ler üzerinde BSR yansımasının genliği ofsetle artar (Diaconescu, Kieckhefer ve Knapp, 2001; Andreassen, Hart ve MacKay, 1997). Birçok durumda da, sismik kesitte görülen BSR' in altındaki tortul tabakalar, BSR yansımasına kadar uzanmakta ve BSR' da sona ermektedir.



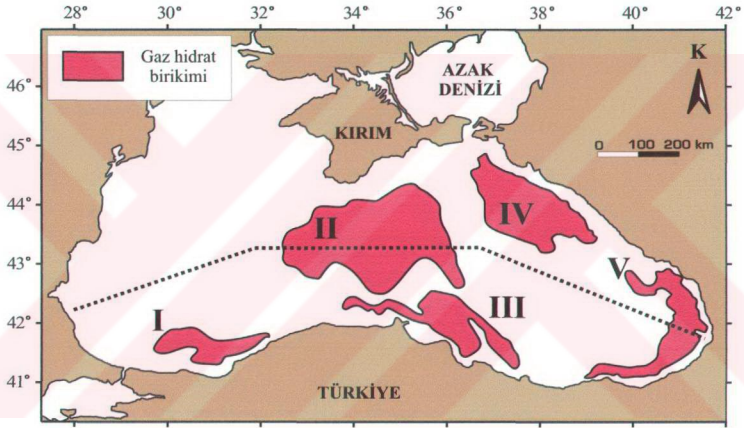
Şekil 5.4 (a) Markan bölgesinden alınan sismik kesitten iki CDP için (CDP 4375 ve 4400) ters çözüm sonuçları ve (b) BSR yansımısını gösteren sismik kesit (Sain ve diğer., 2000). Oklar gaz içeren ortamın tabanından alınan yansımaları göstermektedir.

5.5 Karadeniz’ de Gaz Hidratlar

Karadeniz baseninde gaz hidratlarla ilişkili olarak birçok çalışma ve öngörü yapılmıştır (Byakov ve Stupak, 1987; Nomokonov ve Stupak, 1988). Korsakov, Byakov ve Stupak (1989)’ a göre, Karadeniz’ de gaz hidratlar genelde Kuvaterner tortullarında oluşmaktadır ve Karadeniz’ de hidrat oluşumuna uygun beş ayrı bölge saptanmıştır (Şekil 5.5). Bu bölgelerden ikisi tümüyle, diğer ikisi de kısmen Türkiye’ nin ekonomik zonu içerisinde yer almaktadır. Parlaktuna ve Erdoğan (2001), sonlu elemanlar yöntemi ile yaptıkları modelleme çalışmasından, Karadeniz’ de II. alanda bulunması olası gaz hidratlarda depolanan gaz potansiyelini $6,89-9,66 \times 10^{13} \text{ m}^3$ olarak vermişlerdir. Klauda ve Sandler (2003) ise, yine modelleme çalışmaları sonucu, Karadeniz’ deki en geniş gaz hidrat zonunun, çalışma alanımızın apron bölgesine karşılık gelen alanda olabileceğini ve bu alandaki gaz hidratlar içerisinde $0,85 \times 10^{15} \text{ m}^3$ gaz depolanabileceğini öne sürmüşlerdir.

Orta Karadeniz’ in derin sularında (Ivanov, Limonov ve vanWeering, 1996; Limonov, Woodside ve Ivanov, 1994) ve Sorokhin Çukurunda (Woodside, Ivanov ve

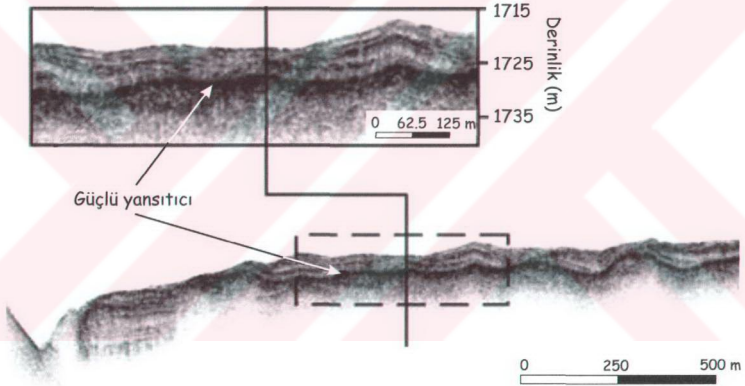
Limonov, 1997; Ivanov ve Woodside, 1996) bulunan bazı çamur volkanları üzerinde yapılan deniz tabanı örneklemelerinde gaz hidratlar gözlenmiştir. Yüksek tortul girdisine sahip Karadeniz’ de, sadece Tuna deltasında BLASON Projesi kapsamında (Dr. Gilles Lericolais, kişisel iletişim, 2002) ve Dinyeper deltasında sınırlı bir alanda (Lüdmann ve diğer., 2004) BSR gözlemlendiği kaydedilmiştir. Ayrıca, MTA-Sismik-1 gemisi ile 1998 yılında Zonguldak açıklarında alınan (Damcı, Demirbağ ve Sarıkavak, 2004) ve TPAO’ nun batı Karadeniz Sakarya deltasında ve Zonguldak açıklarında topladığı sismik kesitler üzerinde de geniş BSR’ lar ve bunların altında serbest gaz birikimleri gözlenmiştir (Serhan Çopur, kişisel iletişim, 2004).



Şekil 5.5 Karadeniz’ de gaz hidrat oluşumuna uygun olduğu öne sürülen bölgeler (Korsakov, Byakov ve Stupak, 1989).

Karadeniz’ de, deniz tabanı örneklemeleri ve az sayıdaki BSR oluşumu raporlarından farklı olarak, Woodside, Modin ve Ivanov (2003), gaz hidratların örneklediği bölgelerden alınan yüksek ayrımlı 5 kHz MAK-1 subbottom profiller kayıtlarında oldukça yüksek genlikli yansımalar şeklinde gözlenen oluşumların gaz hidrat tabakaları ile ilişkilerini ortaya koymuşlardır. Şekil 5.6, Sorokhin çukuru (Güney Kırım) bölgesinden alınan bir MAK-1 kaydındaki bu tür yansımayı göstermektedir. Deniz tabanından 4-7 m derinliklerde bulunan bu yansımaların genlikleri deniz tabanı yansımasından %150 kat daha yüksek olup, deniz tabanı

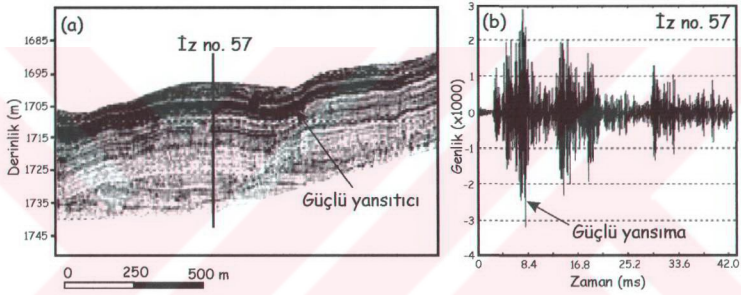
topoğrafyasını izlemekte, zaman zaman deniz tabanına kadar ulaşmaktadır (Woodside, Modin ve Ivanov, 2003). Benzer güçlü yansımalar daha önce de Karadeniz, Akdeniz ve Cadiz körfezinde de gözlenmiş ve genel olarak gaz cepheleri olarak yorumlanmıştır (Baraza ve Ercilla, 1996; Woodside ve diğer., 1998). Ancak, Ivanov, Limonov ve Woodside (1998), bunların gaz hidrat tabakasının üst yüzeyi veya bir “gaz hidrat cephesi” olabileceğini ortaya atmıştır. Subbottom profiler kayıtları üzerinde daha sonra yapılan detaylı çalışmalar, Karadeniz’ de gözlenen bu yansıtıcıların Akdeniz’ de gözlenenlerden farklı olduklarını ortaya koymuştur (Woodside ve Ivanov, 2002). Gerçekte, normal sismik veri ile ayırt edilemeyecek derecede sık bir BSR yapısının oluşabileceği, Angola açıklarındaki akustik verilerde gözlenmiştir (Baltzer, Nouze ve Cochonot, 2001).



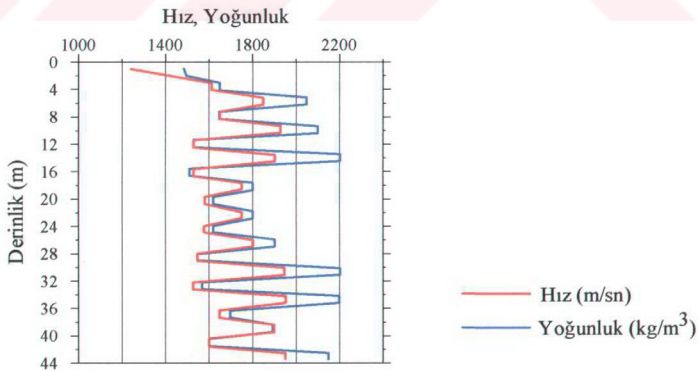
Şekil 5.6 Sorokhin çukuru bölgesi analog bir MAK-1 kaydında, gaz hidrat tabakasının üst yüzeyinden alınan yüksek genlikli yansıma (Woodside, Modin ve Ivanov, 2003).

Woodside, Modin ve Ivanov, (2003), Sorokhin çukurunda 2001 yılındaki TTR-11 seferi sırasında, yaklaşık 1700 m su derinliklerinde kaydedilen bir MAK-1 subbottom profiler kesitinde gözlenen bu tür bir yüksek genlikli yansıma için sentetik sismogramlar hesaplayarak gerçek veri ile karşılaştırmışlardır. Kullandıkları subbottom profiler verisi Şekil 5.7a’ da ve bu veriden alınan bir iz Şekil 5.7b’ de verilmektedir. Şekil 5.7b’ deki izde, yaklaşık 8,4 ms civarındaki çok yüksek genlikli yansıma açıkça görülmektedir. DSDP verileri ve sık karot verilerinden elde ettikleri,

Şekil 5.8’ de görülen model ile kaynak dalgacığını evriştirerek elde ettikleri sentetik sismogramları gerçek veri ile karşılaştırarak, 1,5-2,5 m kalınlığındaki tabaka arayüzeylerinin, düşük ve yüksek akustik empedansa sahip ($2,1 \times 10^6$ - $4,4 \times 10^6$ kg/m².s) farklı genliklerde yansımalar ürettiğini saptamışlardır. Gerçekte bu tür bir tabakalanma modeli, bir gaz hidrat zonunun üst kısmı için oldukça karakteristiktir. Bilindiği üzere gaz hidrat zonunun üst kısmı, gaz hidrat içermeyen ince tabakalanmış normal tortul birimler ile gözeneklerinin bir kısmı gaz hidrat ile doldurulmuş tortul birimlerin ardalanmasından oluşmaktadır. Ayrıca, bu zondaki gaz hidrat içeren tabakaların kalınlığı deniz tabanına doğru kademeli olarak azalmaktadır.

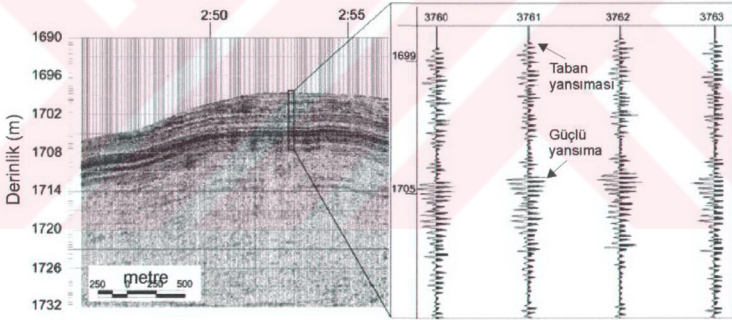


Şekil 5.7 (a) Sorokhin çukurunda kaydedilen ve güçlü yansıtıcı içeren sayısal subbottom profiler verisinin bir kısmı ve (b) bu veriden alınan 57. izinin görünümü (Woodside, Modin ve Ivanov 2003).



Şekil 5.8 Woodside, Modin ve Ivanov (2003) tarafından dalga formu modellemesi sonucunda kestirilmiş olan deniz tabanının hemen altındaki tabakaların kalınlık, yoğunluk ve hız dağılımı.

Woodside, Modin ve Ivanov, (2003), bunlara ek olarak, birçok iz üzerinde bu yüksek genlikli yansımaların ilk varış polaritelerini incelemişler, birçok durumda bu yüksek genlikli yansıma sinyallerinin ilk hareketinin, BSR yansımada olduğu gibi negatif olmayıp, deniz tabanı yansımalarının polaritesi ile aynı ve pozitif olduğunu saptamışlardır (Şekil 5.9). Bu durum, bu yansımanın, daha önce birçok araştırmacı tarafından yorumlandığı şekilde (Baraza ve Ercilla, 1996; Woodside ve diğer., 1998), altta uzanan bir gaz birikimi nedeniyle oluşan gaz cephesinin üst sınırından alınan bir yansıma olmadığını göstermektedir. Woodside, Modin ve Ivanov (2003), elde edilen bu sonuçlardan ve bölgede yapılan birçok deniz tabanı örneklemesinde gaz hidrat elde edilmiş olması nedeniyle, bu yüksek genlikli yansımaların bir gaz hidrat tabakasının üst yüzeyinden alındığı sonucuna varmışlardır. Ayrıca, Şekil 5.8’ de verilen modelden yola çıkarak gaz hidrat tabakalarının ince filmler şeklinde olduğu ve gaz hidrat içeriğinin deniz tabanına doğru kademeli olarak azalarak sona erdiğini ileri sürmüşlerdir.

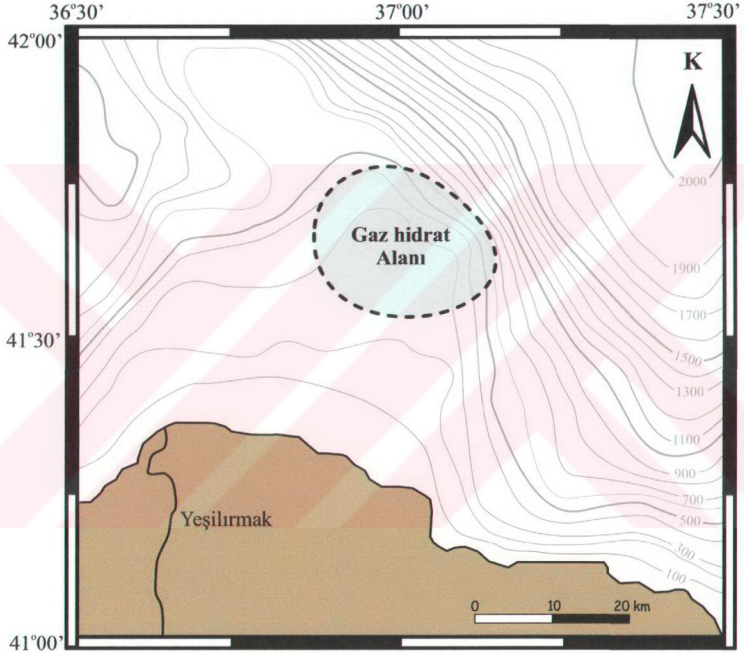


Şekil 5.9 Sorokhin çukurundan alınan MAK-1 verisi örneği (Woodside, Modin ve Ivanov, 2003). Güçlü yansımanın polaritesinin pozitif olduğu görülmektedir.

5.6 Çalışma Alanında Gaz Hidratlar

Çalışma alanındaki gaz hidrat tabakaları, 250-700 m su derinliklerinde, deniz tabanından 25-60 m derinde gözlenmektedir. Bu tabakalar MAK-1 verilerinde, 3-5 m kalınlığa sahip çok yüksek genlikli yansımalar olarak görülmekte olup, Sorokhin çukurunda gözlenen gaz hidrat tabakaları ile tamamen benzer görünümündedirler. Her

iki alandaki gaz hidrat tabakaları arasındaki temel farklılık, Sorokhin çukurunda gaz hidrat tabakalarının deniz tabanına daha yakın oluşması (4-7 m) ve deniz suyu derinliğinin daha fazla olmasıdır (~1700 m). Her iki alandaki gaz hidrat tabakalarının altında gaz birikimi bulunmaktadır. Çalışma alanındaki gaz hidrat alanının kuzey sınırı yaklaşık 700 m batimetrik konturu ile sınırlı olup, güney kısım hemen hemen pockmark alanına karşılık gelmektedir (Şekil 5.10).



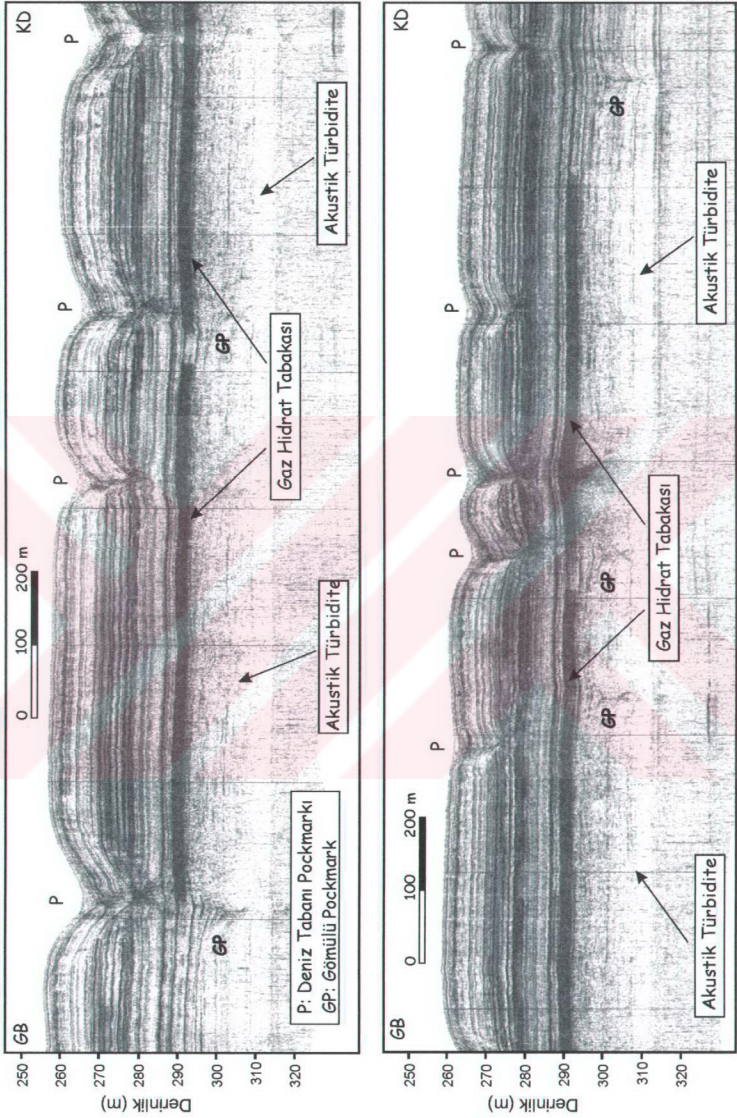
Şekil 5.10 Çalışma alanında gözlenen gaz hidrat alanı (kesikli çizgi) ve bu bölümde sunulan sismik ve MAK-1 subbottom profiler verilerinin konumları.

Çalışma alanında, gaz hidrat tabakaları olarak yorumlanan seviyeler, özellikle gaz hidrat alanının güney kısmında deniz tabanı topoğrafyasını takip eder nitelikte olup, düzgün deniz tabanı topoğrafyasının bulunduğu kısımlarda yüzlerce metre mesafeler boyunca sürekli şekilde uzanmakta, pockmark yapılarının hemen altında, pockmark besleme kanallarının bulunduğu kısımlarda süreksizlik göstermektedirler. Şekil 5.11'

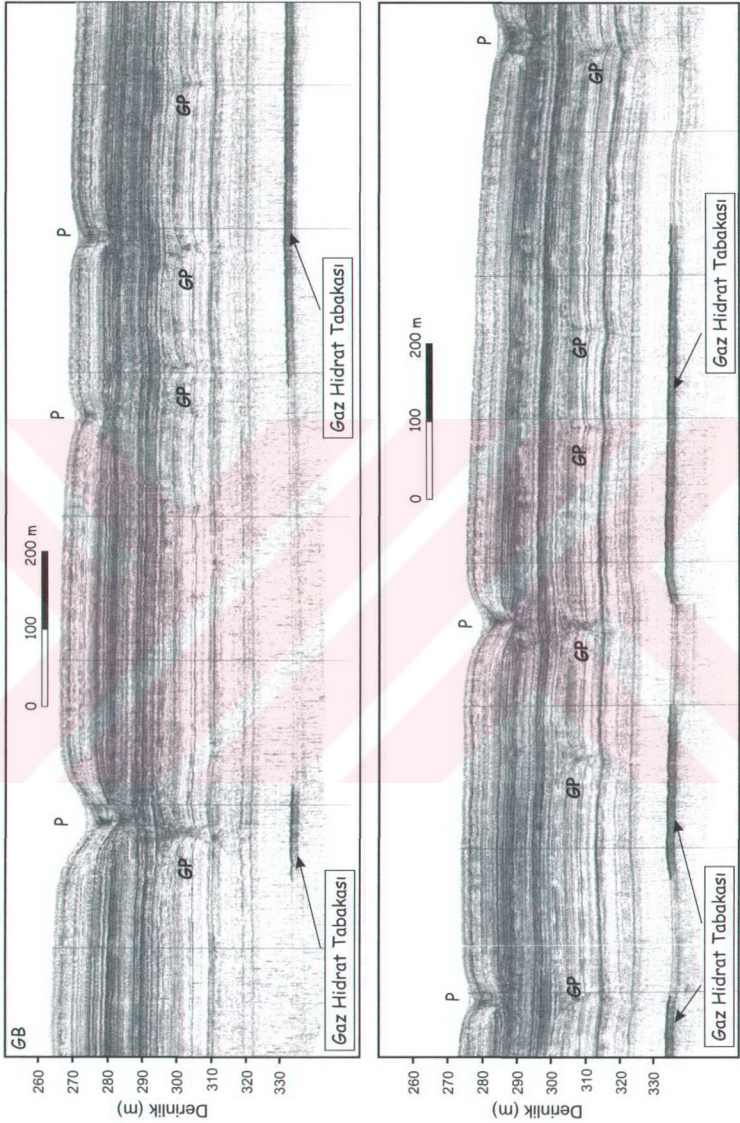
de görülen ve gaz hidrat tabakası olarak yorumlanan seviye, yaklaşık 2200 m' lik bir mesafe boyunca izlenebilmektedir. Gaz hidrat tabakasının altında genellikle akustik türbidite türü seyrek gaz birikimini ifade eden yansız zonlar bulunmaktadır (Şekil 5.11).

Kıtasal yamaca doğru yaklaşıldıkça, gaz hidrat tabakasının oluşum derinliği de artmakta ve gaz hidrat tabakası deniz tabanından yaklaşık 60 m derinlerde yer almaktadır (Şekil 5.12). Normal şartlarda, bu derinliklerde sinyalin genliğinin oldukça düşük olması beklenir. Gerçekte, Şekil 5.12' de verilen kesitte gözlenen gaz hidrat tabakasının süreksizlik gösterdiği kısımlarda, gaz hidrat içermeyen normal tortul birimlerden alınan yansımalar gözlenmektedir. Bu yansımaların genlikleri, 5 kHz' lik sinyalin hızla soğurulması nedeniyle, deniz tabanına daha yakın olan tabakalardan alınan yansılardan oldukça düşüktür. Ancak gaz hidrat tabakasından alınan yansıma bu derinliklerde bile oldukça belirgindir. Bunun nedeni, tortul gözeneklerinin belirli kısmının gaz hidrat ile dolması nedeniyle tortulların hızının büyük oranda artması, bunun sonucu olarak akustik empedansın beklenen değerlerin çok üzerine çıkması olarak açıklanabilir. Yüksek akustik empedans değeri ise, arayüzeyden alınan yansımanın genliğinin anomali şekilde artmasına neden olmaktadır.

Tüm bunlara ek olarak, gaz hidrat tabakasını oluşturan hidrat filmlerinin arayüzeylerinin her birinden oluşan yansıma sinyalleri, bu filmler arasındaki mesafenin çok küçük olması nedeniyle, her bir arayüzey yansıması büyük olasılıkla girişime uğramaktadır. Bu şekildeki yüksek ve düşük akustik empedansa sahip oldukça ince ve ardalanmalı bir tabakalanma yapısı için, olasılıkla tabaka içi yansımalar (intrabed reflections) da geniş çapta meydana gelmektedir. Tüm bu etkilerin üst üste toplanması ve girişimlerin yapıcı girişim olması durumunda, her bir arayüzeyden alınan bu yansıma sinyallerinin üst üste binerek birbirini güçlendirmesi ve dolayısıyla, bir subbottom profiler kaydı için deniz tabanından itibaren 60 m derinliklerde beklenmeyecek kadar büyük genlikte anomali sinyaller oluşturmaları olasıdır (Şekil 5.12).

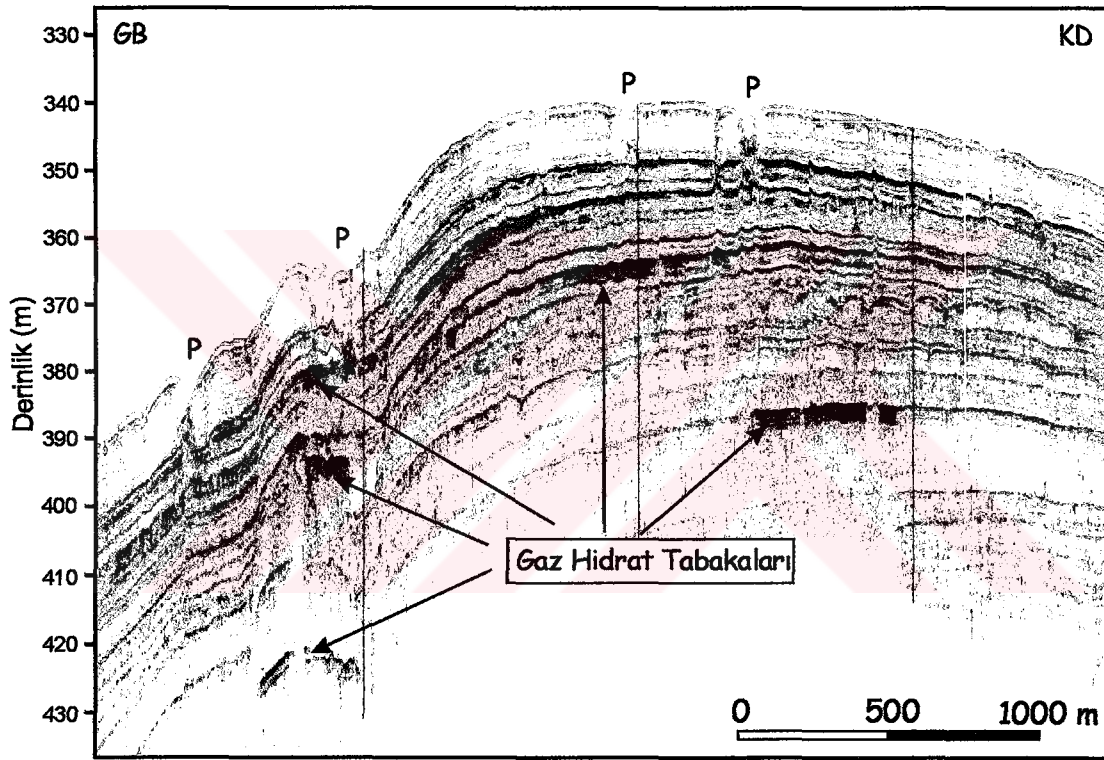


Şekil 5.11 Güçlü akustik yansılara neden olan gaz hidrat tabakasının MAK46 subbottom profiler kesitindeki görünümü. Alttaki kesit, üsttekinin KD yönünde devamıdır.



Şekil 5.12 Yüksek genlikli gaz hidrat tabakası yansımasının MAK59 subbottom profiller kesitindeki görünümü. Alttaki kesit, üsttekinin KD yönünde devamıdır.

Kıtasal yamacın üst kısmında bulunan küçük ölçekli sırt yapısının farklı bölgelerinde de gaz hidrat oluşumları gözlenmektedir (Şekil 5.13). Bu bölgedeki gaz hidrat tabakalarının genişlikleri 100-500 m arasında değişmektedir. Sırt üzerinde gaz hidrat tabakaları gelişigüzel bir dağılım göstermektedir. Oluşumlar sürekli bir gaz hidrat tabakasından çok, küçük ölçekli, farklı genişlik ve derinliklerde oluşmaktadırlar. Gaz hidrat tabakasının yine belirli jeolojik birimleri takip ettiği görülmektedir. Bu kısımdaki gaz hidrat tabakalarının dağınık oluşumu, bölgedeki metan birikimlerinin de dağınık olması şeklinde yorumlanmıştır.



Şekil 5.13 Kıtasal yamacın üst kısmında bulunan küçük ölçekli sırt yapısının farklı bölgelerinde, farklı derinliklerde gaz hidrat oluşumlarını gösteren MAK30 subbottom profiler kaydı.

Kıtasal yamaç üzerinden alınan yüksek ayrımlı TSL1C sismik kesiti ve yorumu Şekil 5.14' de verilmiştir. Kesitte atış ve alıcı grup aralığı 3,25 m olup, diğer veri toplama ve işleme parametreleri, Bölüm 4' de verilen TSH01, TSH02 ve TSH03 kesitleri ile aynıdır. Kesitte, şelf alanında gözlenen A, B ve C tortul birimlerine ek olarak (Şekil 4.5 ve 4.6), Archangelsky Sırtı' nın üzerinde uzanan Eosen-Paleosen yaşlı D birimi de görülmektedir. A ve B birimlerinin kalınlıkları, şelf kısmındaki kalınlıklarına oranla (Şekil 4.4, 4.5 ve 4.6) oldukça düşük olup, bu birimlerin deniz

tabanından olan derinlikleri de daha azdır. Her bir birim, kendi içerisinde düzenli ve birbirine paralel uzanan tabakalara sahip olmakla birlikte, C birimi içerisindeki yansımaların, bu birimin üst sınırından alınan yansıma toplama yaparak, kesitin orta kısmında sona erdikleri görülmektedir. Kesitin orta kısmında gözlenen faylanmalar, Archangelsky Sırtı' nın tepe noktasına karşılık gelmekte ve olasılıkla sırt yükselimi nedeniyle oluşmuş gelişme faylarını ifade etmektedir. Faylardan birinin güncel tortul birimleri de etkilemiş olduğu gözlenmektedir. Dikdörtgen ile gösterilen kısım, Şekil 5.16' da verilen MAK1 hattının üst paneldeki kısmına karşılık gelmektedir.

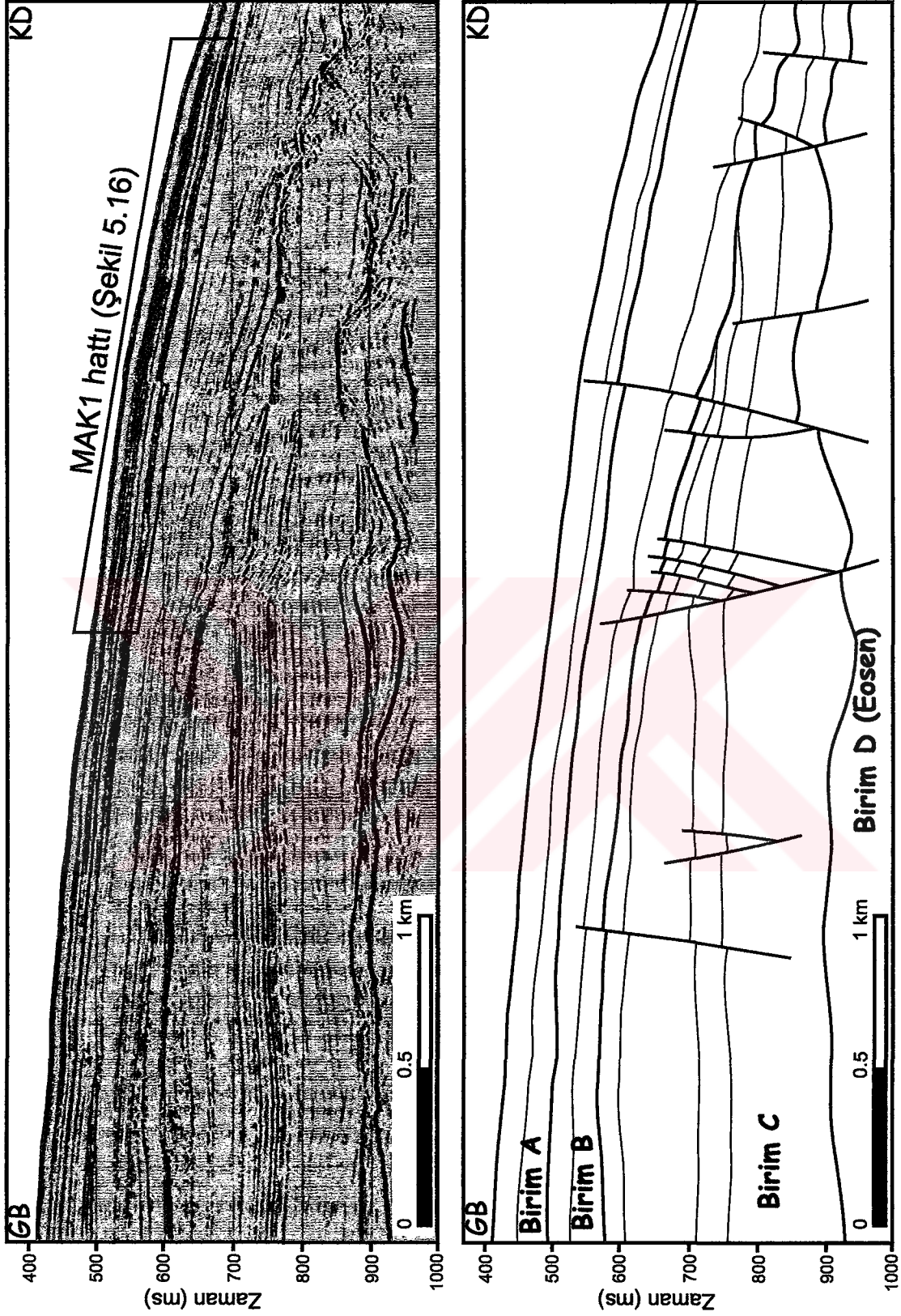
Şekil 5.15' de verilen MAK62 hattında, kıtasal yamacın üst kısmında, yaklaşık 700 m su derinliklerine kadar gözlenebilen gaz hidrat tabakası görülmektedir. Yamacın bu kısmında, gelişme fayları olarak yorumlanan küçük atımlı düşey fay sistemleri gözlenmektedir. Bu faylar, Archangelsky Sırtı üzerinde gözlenen geniş çaplı fay sistemlerinin (Şekil 5.14) sığ tortullardaki uzantıları olarak yorumlanmıştır. Kıtasal yamaç üzerinde gözlenen gaz hidrat tabakalarından alınan yansımaların, şelf kısmındaki gaz hidrat yansımalarından daha düşük genlikte ve gaz hidrat tabakasının kalınlığının da göreceli olarak daha az olduğu görülmektedir. Genlik ve tabaka kalınlığındaki bu azalma, Şekil 5.15' de verilen yakınlaştırılmış gösterimlerde belirgin olarak görülmektedir. Bu durum, yamaç üzerindeki gaz hidrat tabakalarında depolanan gaz hidrat yoğunluğunun daha az olduğunu göstermektedir. Gaz hidrat tabakası yamaçtan aşağı inildikçe daha da incelmekte ve 650-700 m su derinliklerinde yok olmaktadır. Ayrıca, yamaç aşağı inildikçe, gaz hidrat seviyesinin altındaki akustik türbidite miktarı da azalmakta ve yaklaşık 700 m su derinliklerinden sonra ise tamamen sona ermektedir. Akustik türbiditenin azalarak yok olması, yamaç üzerinde derinlere inildikçe gaz (metan) birikiminin de azaldığını ve nihayet 700 m civarında artık metan birikiminin olmadığını göstermekte, dolayısıyla bu derinliklerden sonra gaz hidrat tabakası da oluşmamaktadır.

Şekil 5.16, üst kıtasal yamaçta MAK1 hattı üzerinde, gaz hidrat tabakasının yaklaşık 600 m su derinliklerine kadar olan kısmını göstermektedir. Göreceli olarak sığ su derinliklerinde gaz hidrat tabakasının altında yüksek akustik türbidite mevcutken, su derinliği arttıkça akustik türbiditenin yine azaldığı görülmektedir. Gaz

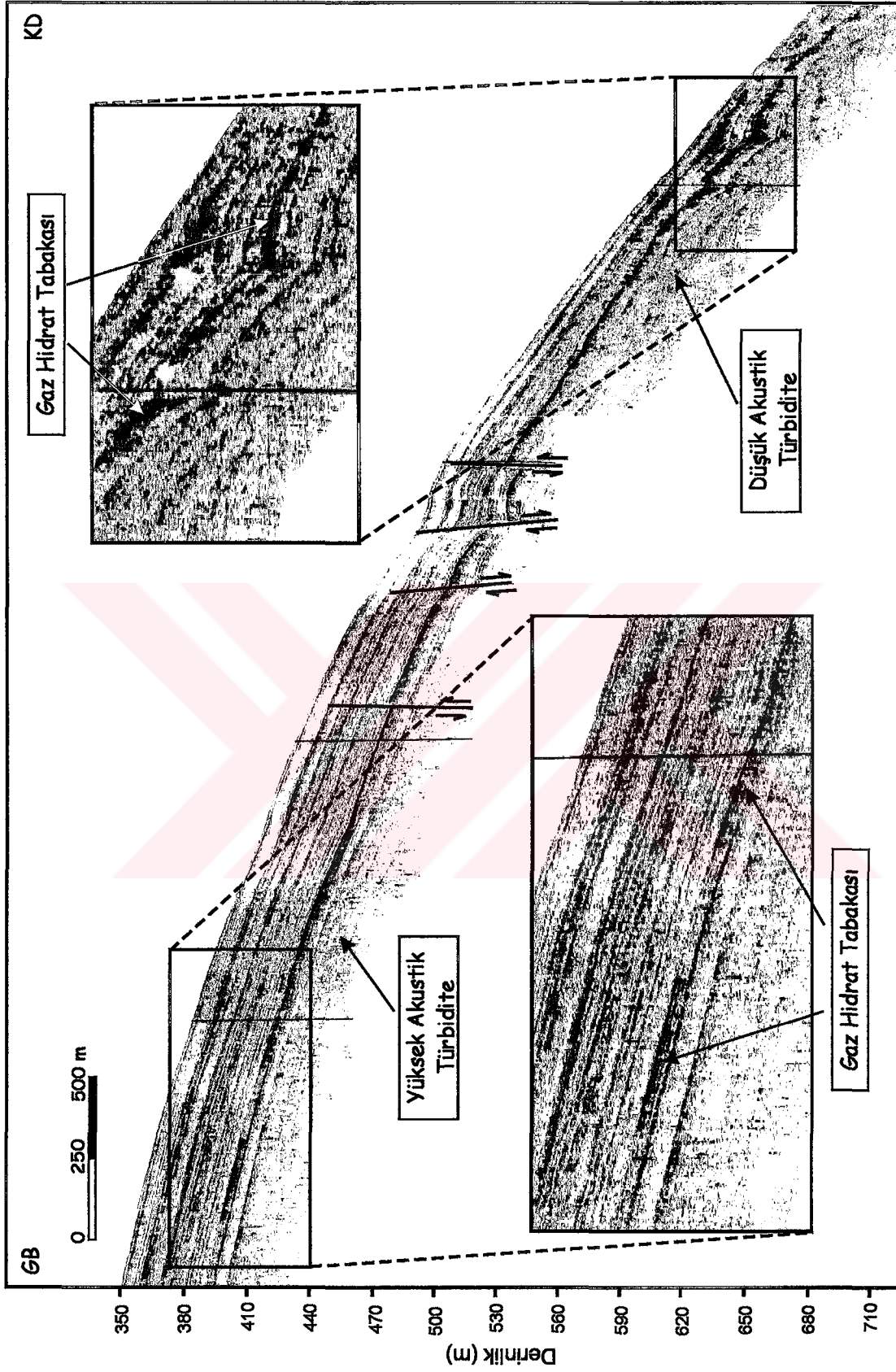
hidrat tabakasının üst sınırından alınan yansıma oldukça belirgin olup, alt sınırının ise belirgin olmadığı gözlenmektedir. Şelf alanındaki gaz hidrat tabakalarından alınan yansımalar da aynı özelliği sergilemektedir. Bu durum olasılıkla, gaz hidrat tabakasının altında biriken metan gazının, bu tabakanın hemen altında oluşturduğu gaz cephesi nedeniyle meydana gelen akustik türbiditenin bir sonucudur. Bu kısımdaki gaz birikimi nedeniyle, akustik sinyal derinlere indikçe çok daha fazla soğurularak yok edildiğinden, gaz hidrat tabakasının alt sınırı, subbottom profiler kesitleri üzerinde saçınmış bir görünüm sergilemektedir.

Şekil 5.16' da üst panelde gösterilen kesit, Şekil 5.14' de verilen TSL1C sismik kesiti üzerinde dikdörtgen ile işaretlenen alana karşılık gelmektedir. MAK1 hattı üzerinde kesikli dikdörtgen ile çevrelenen kısmın TSL1C sismik kesitindeki görünümü şeklin sağ alt kısmında verilmiştir. Sismik kesitteki faylanmanın MAK1 subbottom profiler kesitindeki görünümü, bu fayın tabandan itibaren yaklaşık 8 m derinliklere kadar etkin olduğunu göstermektedir. MAK1 hattında gözlenen diğer faylanmalar, ayrımlılık nedeniyle TSL1C sismik kesitinde görülememektedir. MAK1 hattında en derin yansıtıcı olarak görülen gaz hidrat tabakası, TSL1C verisinde, deniz tabanı ile aynı polariteye sahip tek bir yansıma olarak görülmekte ve bu yansıma gaz hidrat tabakasının üst sınırını ifade etmektedir. Bu durum, Woodside, Modin ve Ivanov (2003) tarafından önerilen, yüksek genlikli yansımaların gaz hidrat tabakasını ifade ettiği model ile tamamen uyumludur. Ayrımlılığın yetersiz olması ve/veya girişim nedeniyle, gaz hidrat tabakasının alt sınırından alınan yansıma TSL1C kesitinde görülememektedir (Şekil 5.14).

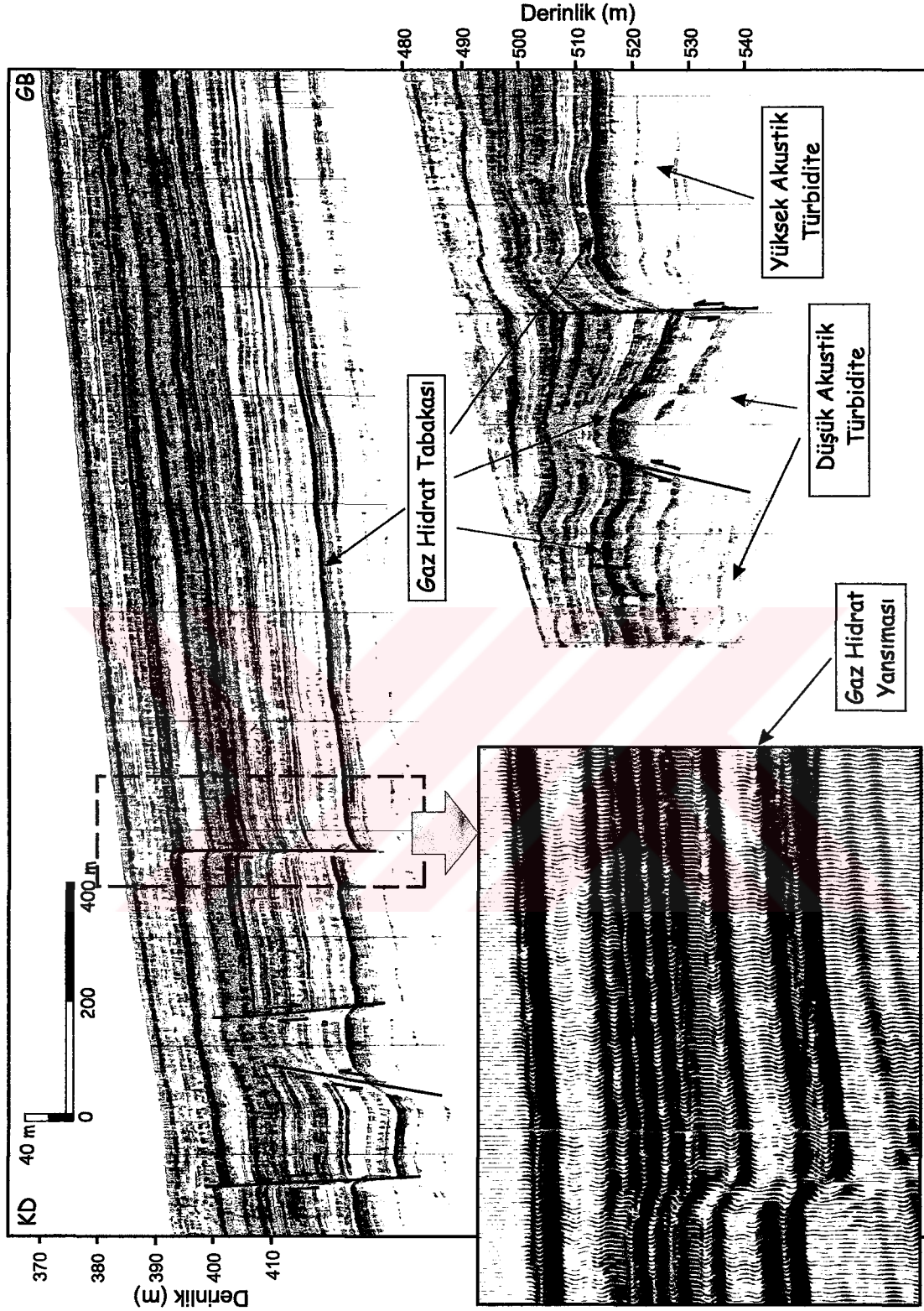
Çalışma alanında gerek göreceli olarak sığ sulardaki gerekse yamaç üzerinde derin sulardaki gaz hidratların oluştuğu su derinlikleri, saf metan hidratlar için gereken durağanlık koşullarını (Şekil 5.2) sağlamamaktadır. Ancak bölgede metan ile birlikte H_2S bulunması, gaz hidrat durağanlık eğrisini sığ sulara ve yüksek sıcaklıklara doğru kaydırmaktadır. Çalışma alanının H_2S üretiminin yüksek olması nedeniyle, çalışma alanında gözlenen gaz hidrat tabakaları hidrojen sülfürce zengin gaz hidrat tabakaları olarak yorumlanmıştır. Çalışma alanının H_2S üretebilirliği ve H_2S -metan karışımı gaz hidratların duraylılığı izleyen kısımda tartışılacaktır.



Şekil 5.14 TSL1C sismik kesitin yaklaşık 300-500 m su derinlikleri arasında kalan kısmı ve yorumu. Kesitte A, B, C ve D ile gösterilen dört farklı tortul birim ayırt edilmiştir. Dikdörtgen ile gösterilen kısım, Şekil 5.16’ da verilen MAK1 hattına karşılık gelmektedir.



Şekil 5.15 Kıtasağ yamacının üst kısmında, MAK62 hattı üzerinde yaklaşık 700 m derinliklere kadar gözlenen gaz hidrat tabakası. Yamacın bu kısmında küçük atımlı düşey fay sistemleri gözlenmektedir.



Şekil 5.16 MAK1 hattı üzerindeki gaz hidrat tabakası. Kesikli dikdörtgen ile çevrelenen kısmın TSL1C sismik kesitindeki görünümü, şeklin sağ alt kısmında verilmiştir. Su ve tortul birimlerin düşey ölçeği farklıdır. MAK1 hattının üst panelde görülen kısmı Şekil 5.14' deki TSL1C sismik kesitinde işaretlenmiştir.

5.6.1 Çalışma Alanının H_2S Üretebilirliği

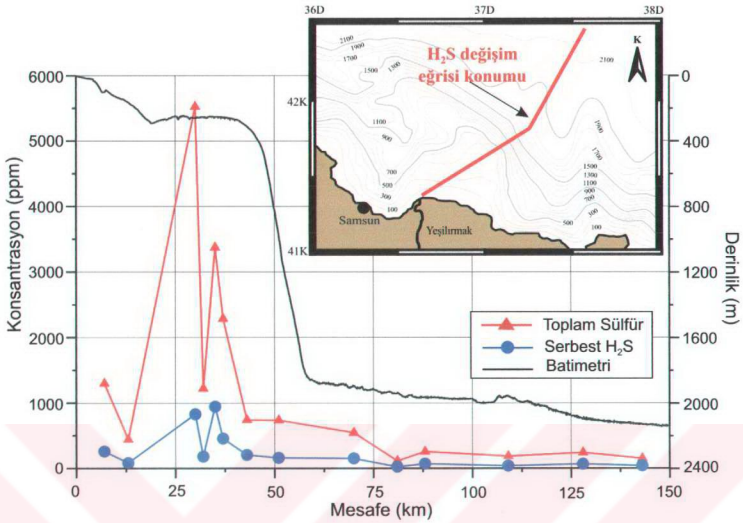
Denizel ortamlarda, ana sülfür ve organik karbon birikimi kıtasal marjinlerde ve özel olarak delta ve şelf tortullarında medyana gelir (Lin, Huang ve Chen, 2002). Denizel tortullarda H_2S üretimi, çözünmüş sülfatın bakteriyal indirgenmesi sonucu, en üst tortul birim olan sülfat indirgeme zonu içerisinde meydana gelir (Hansen, Thamdrup ve Jørgensen, 2000; Brüchert ve diğer., 2003). Bu zon içerisinde, organik malzemenin oksidasyonu sonucu sülfat indirgeyen bakteriler tarafından sülfat yok edilir (Fossing, Ferdelman ve Berg, 2000) ve boşluk sularındaki sülfat yoğunluğu derinlere doğru konkav bir şekilde azalırken H_2S yoğunluğu aynı şekilde artar (Brüchert ve diğer., 2003). Sülfat tamamen yok edilerek sülfat indirgemesi sona erdiğinde, sülfat indirgeme zonunun tabanından itibaren metan üretimi başlar (Fossing, Ferdelman ve Berg, 2000; Niewöhner ve diğer., 1998). Sülfat indirgemesi için organik karbon ana faktör olduğundan ve delta ve şelf alanları denizlere taşınan organik karbonun ana kaynağı oldukları için, yüzey sularının deniz suyu ile birleştiği nehir ağızları gibi alanlar, genelde ana sülfür birikim alanları olarak dikkate alınmaktadır (Lin, Huang ve Chen, 2002; Wijsman ve diğer., 2001).

Tortullar içerisinde sülfür, suda çözünmeyen çökeltiler veya suda çözünen sülfür bileşikleri olarak bulunmaktadır. Oksijenin bulunması durumunda, sülfür hızla oksidize olarak sülfata dönüşür. Bu nedenle sülfürler, Karadeniz gibi anoksik koşullara sahip sularda ve anoksik tortullarda geniş çapta gözlenirler. Gözenek suyu içerisindeki sülfür, toplam sülfür, çözünmüş sülfür ve H_2S olarak analiz edilebilir. Toplam sülfür, askı durumunda bulunan ve asitte çözünebilen metalik sülfür (genellikle FeS) ile çözünmüş sülfürün toplamından oluşmaktadır. Katı sülfürün çökmesi sonucu ortamda çözünmüş sülfür kalır. H_2S yoğunluğu ise örnek üzerinde doğrudan analiz edilebilir veya çözünmüş sülfür yoğunluğu, ortamın pH değeri ve H_2S için iyonizasyon sabiti kullanılarak hesaplanabilir (Wijsman ve diğer., 2002).

Karadeniz, sürekli bir H_2S rezervuarına sahip, dünyanın en büyük anoksik baseni olup (Codispoti ve diğer., 1991), delta alanlarından denize tortul ve büyük miktarlarda çözünmüş organik malzeme taşıyan büyük nehirler, tortullardaki demir

ve sülfür döngüsünü potansiyel olarak etkilemektedir (Wijsman, Herman ve Gomoiu, 1999). Dolayısıyla, çalışma alanının bulunduğu Yeşilırmak deltası gibi birikim alanlarında, deniz tabanındaki mineralleşme ve sülfür oranları, derin basene göre çok daha yüksektir (Wijsman, Herman ve Gomoiu, 1999). Şekil 5.17, çalışma alanından alınan deniz tabanı örneklerinden ölçülen toplam sülfür ve serbest formdaki H_2S yoğunluğunun, şelften kıtasal yamaca olan değişimini $\mu\text{gr/gr}$ (ppm) olarak vermektedir. Burada toplam sülfür terimi, H_2S ile birlikte, H_2S ' den türeyen ve suda çözülebilen diğer sülfür iyonlarını (HS^- ve S^{2-}) ve anoksik deniz tabanı tortullarında çökelmiş olarak bulunabilen demir sülfür (FeS) gibi katı metal sülfürleri ifade etmektedir. Toplam sülfür, ortamın pH değeri kullanılarak çözünmüş iyonlardan hesaplanmış, serbest H_2S ise, hesaplanan bu toplam sülfür hariç tutularak hesaplanmıştır.

Şekil 5.17' de, yaklaşık 20-50 km' ler arası, çalışma alanındaki gaz hidrat zonuna (Şekil 5.10) karşılık gelmektedir. Bu aralıkta toplam sülfür değeri 5550 ppm, serbest formdaki H_2S değeri ise 945 ppm değerine ulaşmakta ve yamaçtan aşağıya doğru azalarak, abisal düzlükte toplam sülfür 250 ppm, serbest formdaki H_2S ise 55 ppm ortalama değerine kadar düşmektedir. Bölgede gaz hidrat zonunda gözlenen toplam sülfür yoğunluğu, Karadeniz' in diğer bazı delta alanlarında gözlenen toplam sülfür yoğunluğu ile benzer niteliktedir. Örneğin Wijsman ve diğer. (2001), Tuna Nehri şelf alanında 6200 ppm' den yüksek yoğunluklar vermektedir. Otero, Huerta-Diaz ve Macias (2003) ise, Meksika körfezinde 9000 ppm mertebesinde toplam sülfür yoğunlukları gözlemişlerdir. Çalışma alanındaki serbest H_2S değeri ise, literatürde dünyanın çeşitli bölgeleri için verilen yoğunluklardan yüksek görünmektedir. Örneğin, Murray, Grundmanis ve Smethie (1978) Vancouver adası açıklarında 342 ppm, Boulegue, Lord ve Church (1982) Delaware açıkları için 167 ppm, Tsunogai, Yoshida ve Gamo (2002) ise, Nankai çukuru için 510 ppm H_2S yoğunluğu öne sürmüşlerdir. Dünyada H_2S -metan karışımından oluşan gaz hidratların gözlemlendiği diğer denizel alanlardaki H_2S üretimi ile ilişkili olarak, Swart ve diğer. (2000) güney Avustralya açıklarındaki gaz hidrat alanı için yaklaşık 156 ppm ve Aharon ve Fu (2000) ise Meksika Körfezi için 725 ppm serbest H_2S yoğunlukları ileri sürmüşlerdir.



Şekil 5.17 Çalışma alanında deniz tabanı yüzey tortullarından elde edilen, $\mu\text{gr/gr}$ (ppm) olarak toplam sülfür ve serbest formdaki H_2S yoğunlukları. Batimetrik harita eğrisinin konumunu göstermektedir.

Bakteriyal sülfat indirgeme yoluyla üretilen çözünmüş H_2S , tortullardaki reaktif demir ile hızla reaksiyona girerek FeS oluşturur ve bu FeS , çözünmüş H_2S ile tekrar reaksiyona girerek pirit (FeS_2) meydana gelmesine neden olur (Tsunogai, Yoshida ve Gamo, 2002). Dolayısıyla, sülfat indirgeme zonu içerisinde üretilen H_2S , kısa süre içerisinde, genel olarak düzensiz şekilli demir sülfür (FeS) olarak çökelmektedir (Wijsman ve diğer., 2001). Bu durum, çalışma alanında üretilen anormal toplam sülfür değerinin büyük kısmının olasılıkla FeS çökmesi nedeniyle oluştuğunu ifade etmektedir. Lyons (1991), Sinop açıkları Kızılırmak deltasında (ağırlık olarak) yaklaşık %0,7, İstanbul boğazı Karadeniz çıkışında, 233 m su derinliklerinde, %0,8 oranında FeS ölçmüş, Wijsman ve diğer. (2001) ise Tuna Nehri deltasında %0,66 FeS yoğunluğu öne sürmüşlerdir. Bu durum, Karadeniz üst yamaç tortulları için tipik bir değerdir. Çalışma alanında gözlenen 5550 $\mu\text{gr/gr}$ oranındaki toplam sülfür değeri ise %0,55 demir sülfür değerine karşılık gelmekte, bu anlamda bölgedeki toplam sülfür değeri anormal derecede yüksek görünmemektedir (Dr. Timothy W. Lyons, kişisel iletişim, 2001). Dolayısıyla çalışma alanında gözlenen toplam sülfür

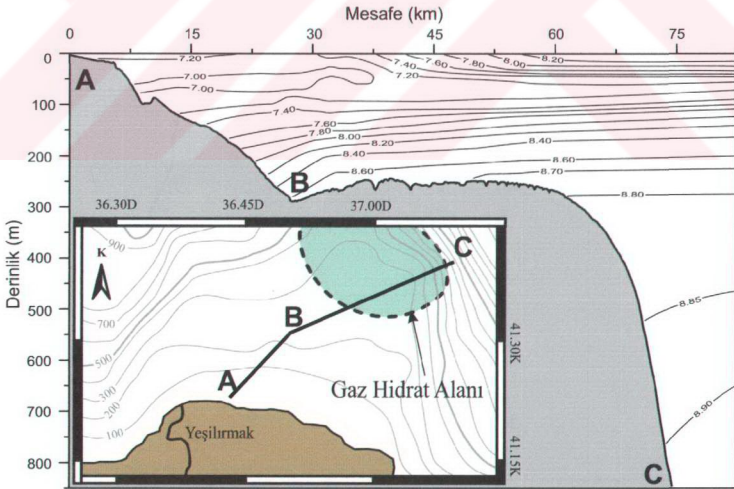
yoğunluğunu, bölgedeki FeS çökmesi ile açıklamak mümkündür. Ayrıca Karadeniz' in marjinal tortullarında, boşluk sıvısı içerisinde çözünmüş demir yoğunluğu sınırlıdır (Lyons, 1991; Wijsman ve diğer., 2001) ve bölgede üretilen sülfürün bir kısmının bu demir ile reaksiyona girmesi sonucu FeS olarak çökmesi nedeniyle, bölgedeki sınırlı miktarlardaki demirin de hızla tüketildiğini düşünmek olasıdır. Ancak bu durumda da sülfat indirgemesi yoluyla H₂S üretimi sürecek, ancak ortamdaki demirin tüketilmesi nedeniyle FeS üretimi sona erecek ve serbest formdaki H₂S miktarında yükselmeye neden olacaktır.

5.6.2 Bölgedeki H₂S-Metan Karışımı Hidratların Duraylılığı

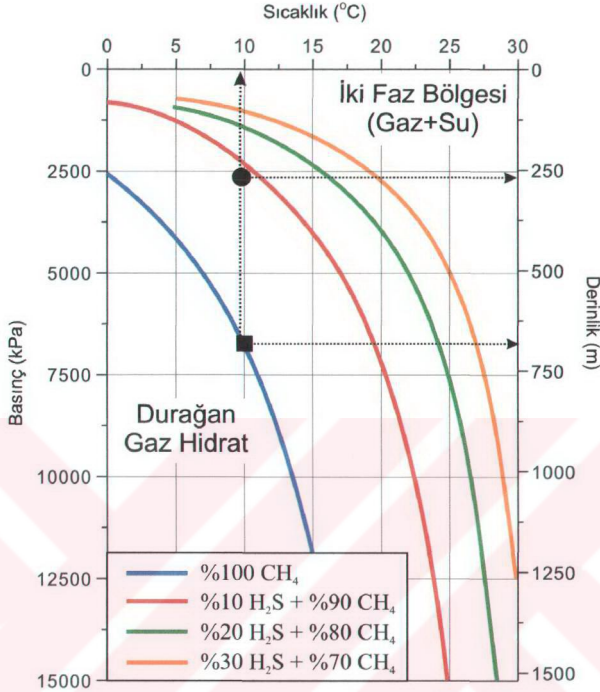
Gaz hidratların oluşum ve duraylılığı temel olarak düşük sıcaklık ve/veya yüksek basınç koşullarına bağlıdır. Basınç koşulu batimetrik derinliğe ve gaz hidratın tortul yapı içerisinde olduğu derinliğe, sıcaklık koşulu ise deniz tabanı sıcaklık dağılımı ve bölgenin sıcaklık gradyentine bağlıdır. Çalışma alanındaki gaz hidrat tabakaları, deniz tabanından itibaren tortul birimler içerisinde göreceli olarak sığ derinliklerde oluştuklarından, duraylılık hesabında jeotermal gradyent ihmal edilebilir. Şekil 5.18, çalışma alanının şelf kısmında, deniz suyunun sıcaklık dağılım kesitini göstermektedir. Buna göre, çalışma alanında en sığ gaz hidrat tabakalarının gözlemlendiği 250-300 m ve en derin gaz hidrat tabakalarının gözlemlendiği yaklaşık 700 m su derinliklerinde (sırasıyla yaklaşık 2500 ve 7000 kPa basınç altında), deniz tabanı sıcaklığı 8,7°C ile 8,9°C aralığında değişmektedir.

Saf metan hidratlar, derin sularda, deniz tabanı sıcaklıklarının düşük olduğu bölgelerde oluşmaktadır. Diğer taraftan, hidratı oluşturan metan gazına H₂S eklenmesi, gaz hidratın çözünme basıncını oldukça düşürmekte, çözünme sıcaklığını ise artırmaktadır. Bu yüzden, hidrat oluşturan gazın içerisinde bir miktar H₂S bulunuyorsa, gaz hidrat yapısı çok daha sığ sularda (düşük basınçta) durağan kalabilir (Kastner, Kvenvolden ve Lorenson, 1998; Swart ve diğer., 2000). Şekil 5.19' da, saf metan hidratlar ve değişik oranlarda (%10, %20 ve %30) H₂S içeren metan-H₂S karışımı gaz hidratlar için çizilen termobarik denge eğrileri verilmiştir. Her eğrinin solunda kalan kısım, o eğrinin ifade ettiği termobarik koşullarda durağan

kalabilen gaz hidrat zonunu göstermektedir. 10°C' den daha sıcak sularda saf metan hidratların durağan kalabilmesi için, su derinliğinin 700 m' den fazla olması gerekmektedir. Bununla birlikte, H₂S-metan karışımından oluşan hidratlar, aynı sıcaklık değeri için yaklaşık 250 m su derinliğine sahip ortamlarda durağan kalabilmektedir (Şekil 5.19). Şekil 5.19' da, çalışma alanındaki en sıg gaz hidrat tabakalarının gözleendiği kısmın (250-300 m su derinlikleri) termobarik özellikleri “●” işareti ile, en derin gaz hidrat tabakalarının gözleendiği kısmın (yaklaşık 700 m su derinlikleri) termobarik özellikleri ise “■” işareti ile gösterilmiştir. Buna göre, çalışma alanındaki en sıg gaz hidrat tabakasının durağan kalabilmesi için, gaz hidrat yapısı içerisinde %10 H₂S ve %90 metan bulunmalıdır. Daha derin kısımlara doğru gidildikçe, gaz hidrat yapısını stabilize ederek daha sıg sularda duraylılık sağlayan H₂S' ye daha az ihtiyaç duyulacağı açıktır. Dolayısıyla, derin sularda oluşan gaz hidratın içerisinde, olasılıkla daha az H₂S ve daha fazla metan bulunmalıdır. Şekil 5.17' de, kıtasal yamaç üzerinde, su derinliği arttıkça azalan toplam sülfür ve serbest H₂S yoğunlukları, artan su derinlikleri nedeniyle, gaz hidratın durağan kalabilmesi için daha az hidrojen sülfüre ihtiyaç duyulması ile karşılanmaktadır.



Şekil 5.18 Çalışma alanında şelften kıtasal yamaca kadar deniz suyundeki sıcaklık değişimini (°C) gösteren kesit. Batimetrik harita kesitin konumunu göstermektedir.



Şekil 5.19. Saf metan hidratlar ve %10, %20, %30 oranında H₂S içeren metan-H₂S karışımı hidratlar için çizilen termobarik denge eğrileri (Sloan, 1990). Çalışma alanındaki en sığ gaz hidrat zonunun termobarik koşulları "●", en derin gaz hidrat zonunun termobarik koşulları ise "■" işareti ile gösterilmiştir.

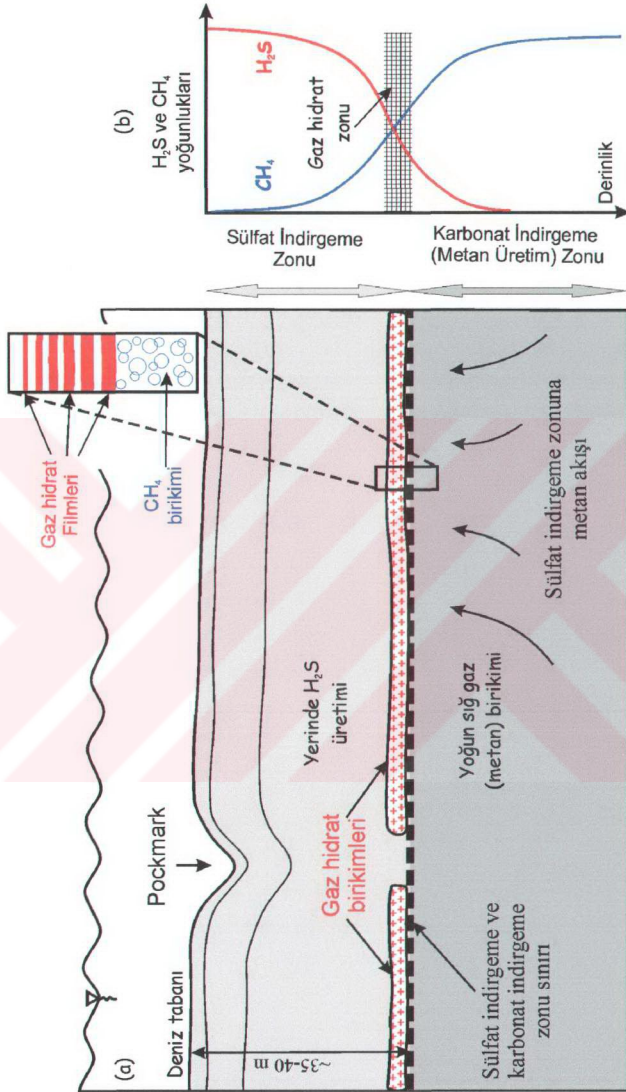
5.6.3 Hidrat Zonunun Yapısı

Denizel tortullarda H₂S üretimi, deniz tabanından itibaren sülfat indirgeme zonunun tabanına kadar "sülfat indirgeyen bakterilerin" aktivitesi sonucu "yerinde" üretilmekte, bu nedenle bu zon içerisinde sülfat hızla indirgenerek yok edilmekte, bu derinliğin altındaki karbonat indirgeme zonunda ise metan üretimi meydana gelmektedir. Okyar ve Ediger (1999), güneydoğu Karadeniz şelfindeki sığ gaz birikimlerinin üst yüzeyinin, sülfat indirgeme zonu ve altında uzanan karbonat

indirgeme zonu (veya metan üretim zonu) arasındaki sınıra karşılık geldiğini ileri sürmüştür.

Genel olarak, sülfat indirgemesi nedeniyle mevcut sülfatın hemen tamamı yok edildiğinden, sülfat indirgeme zonunun alt sınırına yaklaşıldıkça H_2S miktarı hızla düşer ve karbonat indirgeme zonu içerisinde sifıra iner (Kastner, Kvenvolden ve Lorenson, 1998). Bununla birlikte, sülfat varlığı nedeniyle bakteriyel olarak oksidize olduğundan, sülfat indirgeme zonu içerisinde metan bulunmamaktadır (Borowski, Paul ve Ussler, 1996). Buna göre, sülfat indirgeme zonunun alt sınırından itibaren derinlere (karbonat indirgeme zonu içerisine) doğru H_2S yoğunluğu hızla azalırken, bu sınırdan yukarıya doğru gidildiğinde ise metan yoğunluğu hızla azalmaktadır. Bu durum Şekil 5.20b' de şematik olarak gösterilmiştir. Özel olarak, tortullar içerisinde aşırı metan üretimi nedeniyle sülfat indirgeme zonu içerisine yeterli metan akışı sağlanması durumunda ve sülfat indirgeme zonunu kesen faylar boyunca, bu zon içerisine metan akışını sağlayacak iletim zonlarının bulunması durumunda metan ve H_2S kontak haline gelebilir ve hidrojen sülfürce zengin gaz hidrat oluşumları meydana gelebilir. Bu özelliklerinden dolayı, bu türden gaz hidrat birikimleri doğada nadir olarak gözlenmektedir. Buna benzer bir jeokimyasal yapı Cascadia yitim zonunda da gözlenmekte olup (Kastner, Kvenvolden ve Lorenson, 1998), tabanda ölçülen H_2S yoğunluğu >10000 ppm mertebesinde. Deniz tabanından yaklaşık olarak 20 m derinliklerde bulunan sülfat indirgeme zonunun tabanına doğru H_2S yoğunluğu 6000 ppm değerine düşmekte, bu zonun tabanında, 18-20 m derinlikler arasında çok yüksek bir azalım trendi göstererek <30 ppm değerine düşmektedir. Bu durum, Kastner, Kvenvolden ve Lorenson (1998) tarafından, keskin bir metan akış cephesi ve hızlı bir sülfat indirgemesiyle H_2S üretimi olarak yorumlanmıştır.

Şekil 5.20' de, çalışma alanında gözlenen gaz hidrat birikimlerinin oluşum mekanizması şematik olarak açıklanmıştır. Üretilen H_2S ' nin bir kısmı FeS olarak çökelmekte, ortamdaki demir tüketildikten sonra, geriye kalan H_2S ise, sülfat indirgeme zonu içerisinde serbest formda bulunmaktadır. Metan ise, altta uzanan karbonat indirgeme zonu içerisinde üretilmektedir. Çalışma alanında gözlenen gaz hidrat tabakaları ise, olasılıkla, H_2S ve metanı kontak haline getiren sülfat indirgeme



Şekil 5.20 (a) Gaz hidrat oluşumunun şematik gösterimi (ölçeksizdir). Metan karbonat indirgeme zonunda, H_2S ise sülfat indirme zonu içerisinde üretilmektedir. (b) Deniz tabanından itibaren metan ve H_2S yoğunluğundaki değişimin şematik gösterimi (ölçeksizdir).

zonu ile karbonat indirgeme zonu sınırında oluşmaktadır (Şekil 5.20). Bu sınırdaki gaz hidrat oluşumunu meydana getirecek H_2S ve metan yoğunlukları birlikte bulunmaktadır. Bu sınırın üst kısmında, çok yüksek metan akışı olması dışında, genellikle gaz hidrat oluşumu için yeterli metan bulunmamaktadır (Dr. John Woodside, kişisel iletişim, 2004). Sınırın alt kısmında ise, geniş çaplı metan üretimi gözlenmesine rağmen, bu kez gaz hidrat oluşumu için gerekli termobarik koşulları sağlayacak H_2S yoğunluğu bu zon içerisinde bulunmamaktadır. Dolayısıyla gaz hidrat birikimi, H_2S ve metanı bir araya getiren sülfat indirgeme zonu ile karbonat indirgeme zonu sınırında oluşmalıdır.

Kastner, Kvenvolden ve Lorenson (1998), metan- H_2S karışımından oluşan gaz hidratların, sadece deniz tabanına yakın sülfat indirgeme zonu içerisinde ve bu zona (genelde faylar boyunca) yeterli metan akışının sağlanması durumunda oluşabileceğini, bu oluşum için en uygun ortamların yüksek tortul girdisine ve yüksek organik malzemeye sahip faylı veya tektonik olarak aktif bölgeler olduğunu öne sürmüşlerdir. Çalışma alanının metan gazı üretilebilirliği Bölüm 3' de ayrıntılı olarak tartışılmıştır. Bölgenin yüksek tortulaşma oranı ve Yeşilirmak tarafından taşınan büyük miktarlardaki organik malzeme, gaz hidrat oluşumlarının gözlemlendiği şelf bölgesinde geniş çapta biyojenik gaz (genelde metan) üretimine neden olmaktadır. Kastner, Kvenvolden ve Lorenson (1998) sülfat indirgeme zonu içerisinde H_2S ve metanı bir araya getirebilecek etken olarak fayları dikkate almışlardır. Çalışma alanında, özellikle şelf kırılma bölgesi olan 300 m su derinliklerinde bu tür fay sistemleri mevcut olmakla birlikte, bu fay sistemlerinin metan akışına olan etkisi henüz bilinmemektedir. Bu nedenle gaz hidrat tabakalarının H_2S ve metanın belirli yoğunluklarda bir arada bulunabileceği sülfat indirgeme ve karbonat indirgeme zonlarının sınırında oluşmuş olduğu dikkate alınmıştır.

Hidratı oluşturan H_2S -metan karışımında, her iki gazın karışım oranlarını bilmemize rağmen, çalışma alanındaki en sık sularda oluşan gaz hidratların termobarik koşulları dikkate alındığında (Şekil 5.19), sık sulardaki gaz hidrat yapısı içerisinde en az %10 H_2S ve en çok %90 metan gazının bulunması gerektiği söylenebilir (Çifçi, Ergün ve Dondurur, 2000). Karbonat indirgeme zonunda üretilen

metan, göreceli olarak yüksek basınç etkisiyle yukarı hareket etmeye zorlanırken, bu zonun üst sınırında olasılıkla bir gaz cephesi oluşturmaktadır. Bu durum, 5 kHz MAK-1 verilerinde açıkça gözlenmektedir (Şekil 5.11). Bu gaz cephesi boyunca metanın H_2S ile birleşimi sonucu, hidrojen sülfürce zengin, 3-5 m kalınlığındaki gaz hidrat birikimlerinin meydana geldiğini söylemek mümkündür. Bununla birlikte, çalışma alanında veya yakınlarında herhangi bir ODP veya DSDP noktasının bulunmaması, akustik veriden çıkarılan bu sonuçların jeokimyasal olarak desteklenmesine olanak tanımamaktadır. Sonuç olarak çalışma alanındaki sülfat indirgeme oranlarının (sulfate reducing rates), sülfat indirgeme zonunun derinliğinin, bölgedeki metan ve serbest H_2S ve (çökelmiş olan FeS ile birlikte) toplam sülfür yoğunluklarının derinlikle değişiminin kesin olarak bilinmesi, ancak ODP verileri ile mümkün olabilir.

Çalışma alanında, derin tortullar içerisinde bir BSR oluşumu gözlenmemektedir (Şekil 5.14). Bunun en olası nedeni, gaz hidratı oluşturan metanın biyojenik kökenli olmasıdır (Dondurur, Çifçi ve Ergün, 2001). Eğer durum böyle ise, metan derin tortullar içerisinde üretilmeyecektir. Sonuç olarak, termobarik koşulların saf metan hidrat oluşumu için elverişli olduğu derin tortullar içerisinde metan yokluğu nedeniyle gaz hidrat oluşmayacak ve BSR gözlenmeyecektir. Büyük oranlarda biyojenik metan üretiminin olduğu sığ tortullarda ise, termobarik koşullar sadece H_2S -metan karışımından oluşan gaz hidratlar için uygun olacaktır. Ayrıca, bu derinlikte, MAK 1 çok yüksek ayrımlı subbottom profiler verisinde gözlenebilen 3-5 m kalınlığındaki gaz hidrat tabakaları da, yüksek ayrımlı sismik yöntemin ayrımlılık sınırları dışında kalacağından, alışılagelmiş sismik kayıtlarda bu seviyeleri ayırt etmek mümkün olmamaktadır. Ancak, daha önce değinildiği üzere, bu yorum gazın kaynağının belirlenmesinde kesin bir yol değildir ve gazın kaynağının kesin olarak belirlenebilmesi için kromatografi çalışmalarının yapılması gereklidir.

BÖLÜM 6

KITASAL YAMACIN YAPISI

6.1 Kıtasal Yamaçlardaki Tortul ve Kütle Hareketleri

Kıtasal yamaçlar, genel olarak sığ şelf alanlarından, derin abisal düzlük bölgelerine uzanan ve göreceli olarak yüksek batimetrik gradyente sahip bölgelerdir. Kıtasal yamaçlarda deniz tabanı eğiminin yüksek olması, bu bölgelerdeki tortulların, depremler, taban akıntıları veya gravitasyonel yükün de etkisiyle, kütle kayması ve heyelan (slump ve slide) veya tortul akmaları (sediment flow) gibi özel bazı jeolojik ve sedimantolojik işlemlerle karşı karşıya kalmasına neden olmaktadır (Casas ve diğer., 2003). Gerçekten de, kütle hareketleri yüksek eğime sahip tüm kıtasal şelf ve yamaçlarda meydana gelebilir ve kıtasal yamaçların gelişmesini, morfolojisini, tortul yapısını ve yamaçlardaki kanyon gelişimini kontrol eden önemli bir işlemdir (Casas ve diğer., 2003).

Kıtasal yamaçları biçimlendiren bu işlemler, oldukça küçük boyutlu tortul hareketlerinden, yüzlerce kilometrelik alanları kaplayan heyelan ve tortul akmalarına kadar değişebilen farklı tür ve ölçekte olabilirler (Coleman ve Prior, 1988). Kıtasal yamaçlardaki bu tür tortul hareketleri, şelf ve üst kıtasal yamaç tortullarını yamaç aşağı ve abisal derinliklere kadar dağıtan ana mekanizmadır. Çalışma alanımız gibi yüksek tortulaşma oranına sahip delta alanlarında, yamaç aşağı kütle hareketleri genellikle daha yaygın olarak gözlenmektedir (Cherkis ve diğer., 1999; Casas ve diğer., 2003). Yamaç duraylılığı, aşırı boşluk basıncı, deniz seviyesi değişimleri, sismik aktivite, gelişme faylarının varlığı, gaz hidrat oluşumu, gravitasyonel yük, fırtına dalgaları ve içsel akıntılar gibi birçok parametreye bağlıdır (Lee ve Chough, 2001; Hampton, Lee ve Locat, 1996; Eschard, 2001).

Yamaçlardaki kütle hareketlerinin özellikle sedimantolojik olarak çok farklı türden sınıflamaları yapılabilmeyle birlikte, hareket mekanizması ve hareketin hızına bağlı olarak aşağıdaki ana başlıklar altında toplanabilir (Stow ve Mayall, 2000; Shanmugam, 2000; Dasgupta, 2003; Laursen ve Normark, 2002):

- (1) Rotasyonel kayma veya heyelanlar (slump, slide)
- (2) Gravitasyonel akımlar (gravity flow)
 - a. Laminer rejim: Moloz akımları (debris flow)
 - b. Türbülans rejim: Türbidite akımları (turbidity flow)
 - c. Yavaş akma veya krep (creep)
- (3) Konturitler (contourite) ve tortul dalgaları (sediment waves).

Kıtasal yamaçlardaki kütle hareketlerinde taban akıntılarının önemi büyüktür (Lee ve diğer., 1999; Dasgupta, 2003; Drago, 2002; Faugeres ve diğer., 1999; Shanmugam, 2000). Yamaçlardaki kütle hareketlerinde temel olarak, yamaç aşağı türbiditik akıntılar (turbidity currents) ve yamaç boyunca akan taban akıntıları veya kontur akıntıları (bottom currents, contour currents) olmak üzere iki farklı deniz tabanı akıntısından söz edilmektedir (Shanmugam, 2000). Türbidite akıntıları kıtasal yamaçlardan aşağıya doğru (downslope) ve kanyon bankları üzerinden (overbank) akabilirler. Kontur akıntıları ise batimetrik konturları takip ederler. Faugeres ve diğer., (1999), genel olarak ilksel tortul birikiminin, dakikalardan saatlere kadar uzanan işlemler sonucunda türbidite akıntıları sonucu oluşan gravitasyonel akış ile olduğunu, daha sonra birikimin, çok uzun süren taban akıntısı aktivitesi ile ikincil olarak şekillendiğini ileri sürmüşlerdir.

6.1.1 Rotasyonel Kayma ve Heyelanlar

Deniz tabanı kayma ve heyelanları, dik yamaçlar veya kanyon duvarları (canyon levees) gibi deniz tabanı eğiminin yüksek olduğu ve hızlı depolanan iyi daneli ve jeolojik olarak zayıf tortul malzemenin bulunduğu bölgelerde, genellikle sismik tetikleme sonucunda, tortulların ani ve hızlı şekilde yer değiştirmesi sonucunda oluşurlar (Hampton, Lee ve Locat, 1996). Hareket, gerilmenin yamaç aşağı bileşeninin, tortul dayanım gücünü aştığı bölgelerde, sismik veride iyi tanımlanabilen bir veya birkaç konkav kayma düzlemi üzerinde oluşur ve heyelan malzemesinin hemen arkasında tipik olarak eğimli bir uçurum yapısı meydana getirir (Şekil 6.1a). Heyelanın kaynak alanında oluşan bu kayma uçurumları, tortul birimlerdeki ana erozyonel oluşumlardan biri olarak dikkate alınmaktadır.

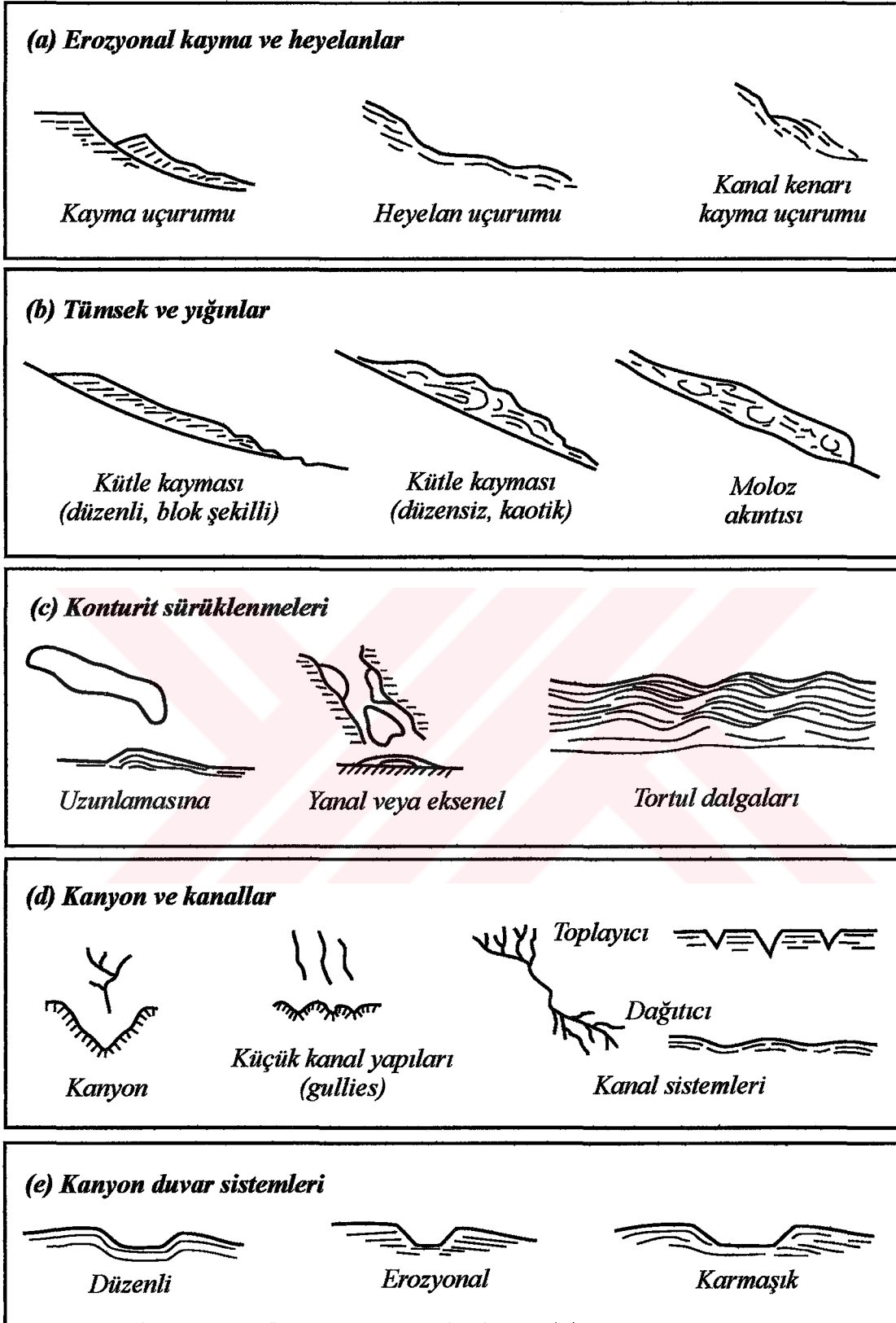
Deniz tabanı kaymaları ve heyelanlar, yamaç aşağı ana tortul taşınım mekanizmalarından biridir (Prior ve Coleman, 1982) ve yatay yönde yüzlerce metreden kilometrelerce uzunluktaki boyutlarda olabilirler (Field ve Edwards, 1980). Hem aktif hem de pasif marjinlerde, kıtasal yamaçtan aşağıya doğru büyük miktarlarda tortul hareketi meydana getirebilirler (McAdoo, Pratson ve Orange, 2000). Güney Afrika açıklarındaki Agulhas heyelanı bugüne dek rapor edilmiş en geniş çaplı deniz tabanı kayması olup, tek bir kayma olayında 20000 km³ tortul malzeme 140 km boyunca hareket etmiştir (Dingle, 1977). Birçok araştırmacı, bu tür kütle hareketlerinde sismik etkiyi, heyelanların ana tetikleme mekanizması olarak dikkate almaktadır (Casas ve diğer., 2003; Bøe ve diğer., 2000; Evans ve diğer., 1996; Lee ve Baraza, 1999; Baraza, Ercilla ve Nelson, 1999; von Huene ve diğer., 2004).

6.1.2 Gravitasyonel Akmalar

İlk kez Middleton ve Hampton (1973) tarafından öne sürülen “gravitasyonel tortul akması” veya eş anlamlı kullanılan “yoğunluk akması (density flow)” terimi, tortul veya tortul-sıvı karışımının gravite etkisi altında akması şeklinde tanımlanmaktadır. Taşınan malzeme çevredeki sıvıdan daha yoğun olup, tortul malzeme, gravite nedeniyle kendi ağırlığı sonucu yamaç aşağı hareket eder (Drago, 2002; Şekil 6.1b). Gravitasyonel akmalarla tortul taşınım kapasitesi oldukça yüksek olup, yamaç gradyentinin düşük olduğu ortamlarda bile tortul malzeme çok uzun mesafeler boyunca (yüzlerce km) taşınabilir (Eschard, 2001). Gravitasyonel akma, yamaç üzerinde tekrar tortulaşma işlemlerindeki ana akış türlerini tanımlamakta olup, derin deniz fan ve delta sistemlerini meydana getiren ana işlemdir (Mulder ve Alexander, 2001; Prior ve Coleman, 1982; Lowe, 1982; Postma, 1986). Gravitasyonel akmaların standart bir sınıflaması bulunmamasına karşın, genel olarak farklı fiziksel özelliklerine göre, moloz akıntısı oluşturan laminar rejim ve türbidite akıntısı oluşturan türbülans rejim olmak üzere iki gruba ayrılırlar (Drago, 2002; Shanmugam, 2000). Türbidite ve moloz akıntıları, derin deniz ortamına tortul taşınımı ve birikiminde rol oynayan ana işlemler olarak görülmektedir (Middleton ve Hampton, 1973).

a. Laminer rejim (Moloz akmaları): Laminer akış rejiminde, tortul-su karışımı doğrusal hatlar boyunca, göreceli olarak düşük bir hızla hareket eder. Karışımındaki tortul oranı %60' ın üzerinde olup (Mulder ve Alexander, 2001), karışımın yoğunluğu 1800 kg/m^3 'e ulaşabilir ve kaymanın hızı 30 m/sn 'yi bulabilir (Drago, 2002). Yüksek ayrımlı (3,5 kHz) sismik kayıtlarda moloz akmaları, saçınmış, bulanık görüntülü, üst yüzeyleri süreklilik gösteren, az çok lens veya küçük tepe şekilli yapılar olarak tanınmaktadır. Tabanda genellikle erozyonal yüzeyler mevcuttur (Damuth ve Olson, 2001). Akışın kendisi içsel yansıtıcılar içermez ve dolayısıyla kesitlerde akustik olarak saydam şekilde görülürler (Embley, 1980; Damuth, 1980). Bu birimlerin saydam içsel karakteri, akış nedeniyle oluşan kaotik yapı sonucunda sismik sinyalin saçılması ile açıklanmaktadır. Düşük açılı yamaçlarda bile ($<1^\circ$) oluşabilen moloz akmalarının kalınlıkları 1-60 m arasında olabilir, uzunlukları ise birkaç kilometreden yüzlerce kilometreye değişebilir (Embley, 1980; Damuth, 1980; Simm ve Kidd, 1983).

b. Türbülans rejim (Türbidite akmaları): İkinci sınıf gravitasyonel akma türü olan türbiditik akıntılar ise, yamaç aşağı hızları gittikçe artan tortul-su karışımı akıntılardır. Karışımındaki tortul oranı %10' un altında olup (Mulder ve Alexander, 2001) bu tür akıntıların yoğunlukları ortalama 1200 kg/m^3 'tür (Drago, 2002). Türbülent akış sırasında oluşan türbülans nedeniyle askıda tutulan yüksek bir tortul konsantrasyonu oluşur ve çok-yönlü bir tortul hareketi meydana gelerek uzun süre etkin kalabilir (Garcia ve Hull, 1994). Bir deprem sonrası oluşan yamaç kayması olayı ile tetiklenen 1929 Grand Banks türbidite akıntısının en az 2-3 saat süreyle etkin olduğu bilinmektedir (Piper, Cochonat ve Morrison, 1999). Türbidite akıntılarının hızı saniyede onlarca metreye ulaşabilir ve orta şiddetteki bir türbiditik akıntı bile, akıntıölçer gibi cihazlara zarar verebilir, deniz tabanı kablolarını koparabilir (Kneller ve Buckee, 2000). Türbiditik akmalar düşük açılı yamaçlarda bile ($<5^\circ$) akmaya devam edebilirler, tortul birimlerde erozyona neden olurlar ve ince daneli tortulları askıda tutarlar. Bu akıntılar sonucu oluşan tortul birikimleri oldukça karakteristik olup, türbiditler olarak adlandırılırlar ve normal derecelenmiş bir dane yapısı sunarlar.



Şekil 6.1 Derin deniz tortul sistemlerinde gözlenen ana mimari elemanlar (Stow ve Mayall, 2000' den değiştirilerek).

c. *Yavaş akma veya krep*: Turbülans ve laminar akış rejimlerinin dışında, gravitasyonel kuvvetlerin etkisi altında, yamaç aşağı oldukça yavaş bir şekilde tortul akışları da sözkonusu olup bu kayma türü “yavaş akma veya krep” olarak adlandırılmaktadır. Denizel ortamlarda sismik verinin deniz tabanı jeoteknik verileri ile birleştirilmesi sonucu, üst ve orta kıtasal yamaç bölgelerinde, oldukça düşük miktarlardaki gravitasyonel deformasyonlar gözlenmiş ve bunlar krep yapıları olarak yorumlanmıştır (Lee ve Chough, 2001).

6.1.3 Konturitler ve Tortul Dalgaları

Deniz tabanında, taban yapısı (geostrophy) veya sıcaklık-tuzluluk (thermohaline) farklılıkları nedeniyle oluşan ve kıtasal yamaçların eğimine dik yönde batimetrik konturları izleyen akıntılar “kontur akıntıları” olarak adlandırılmaktadır (Stoker ve diğer., 1998). Yamaç boyunca uzanan bu kontur akıntıları erozyona neden olabilir ve göreceli olarak derin sularda konturit adı verilen tortul birikimleri meydana getirebilir (Faugeres ve diğer., 1999; Laberg ve diğer., 2001). Genellikle ince daneli çamurlu tortullardan oluşan konturitler, kontur akıntılarının oluşturduğu hacimsel olarak en önemli boyuttaki birikimler olup yüzlerce kilometre uzunluğunda yığılımlar oluşturabilirler (Viana, Faugeres ve Stow, 1998).

Konturit birikimleri, deniz tabanında genelde pozitif batimetrik oluşumlar meydana getiren anomali tortul kütleleri olup, apron bölgesi gibi deniz tabanı gradyentinde önemli değişimin olduğu bölgelerde, taban akıntılarının süpürdüğü alanlarda birikirler (Stoker ve diğer., 1998). Geometri ve yapılarına göre konturitler, tabakalı (sheeted), uzunlamasına (elongated), kanallarla ilişkili ve kapalı (confined) yığılımlar olmak üzere farklı gruplara ayrılabilir (Viana, Faugeres ve Stow, 1998; Faugeres ve diğer., 1999; Şekil 6.1c). Laberg ve diğer. (2001), konturitleri sismik kesitler üzerinde, tabakalı, sürekli, paralel veya yavaşça birbirinden uzaklaşan, orta veya yüksek genlikte yansımalar olarak tanımlamışlardır. Konturitler, 100 km^2 'den küçük yama şekilli yığılımlardan, 100000 km^2 'den büyük tabakalı abisal yığılımlara kadar değişen boyutlarda olabilirler (Camerlenghi ve diğer., 2001).

Tortul dalgaları, deniz tabanında veya tabana yakın akıntılar sonucu oluşan, ondülasyonlu, geniş çaplı birikimsel deniz tabanı bükülmeleri (bedforms) olarak tanımlanmaktadır (Wynn ve diğer., 2000; Wynn ve Stow, 2002; Şekil 6.1c). Wynn ve Stow (2002), tortul dalgalarını, oluşumlarına göre türbidite akıntısı tortul dalgaları ve taban akıntısı (konturit) tortul dalgaları olarak sınıflandırmıştır. Gerçekte tortul dalgaları, hem kontur akıntıları hem de türbidite akıntıları veya her ikisinin etkileşimi sonucunda oluşabilir. Her iki akıntı sonucu oluşan tortul dalgalarının boyut ve akustik görünümleri oldukça benzer olduğundan, bunları oluşturan baskın işlem türünü belirlemek güç olmakla birlikte (Faugeres ve diğer., 1999), kanal veya kanyon sistemlerinin içerisinde oluşan tortul dalgalarının türbidite akıntısı kaynaklı olduğu ileri sürülmektedir (Wynn ve diğer., 2000). Tortul dalgalarının yükseklikleri genellikle 1-70 m, dalga boyları ise 0.1-6 km arasında değişmekte olup, genelde 1°'den küçük yamaç eğimlerine sahip deniz tabanlarında, onları oluşturan taban akıntılarının akış yönüne kabaca dik doğrultularda uzanırlar (Wynn ve diğer., 2000). Tortul dalgaları sismik kesitler üzerinde, az çok paralel, sürekli ve yüksek genlikte yansıma veren, düzenli şekilde yanal yönde göç eden, asimetrik şekilli tortul yansımaları şeklinde kendilerini gösterirler (Wynn ve diğer., 2000; Damuth ve Olson, 2001).

6.2 Kanyon ve Kanallar

Denizaltı kanyon ve kanalları, aktif ve pasif kıtasal marjinlerde ve ada yayları gibi birçok farklı tektonik ortamda gözlenmektedir (Kottke ve diğer., 2003; McAdoo, Pratson ve Orange, 2000). Kıtasal yamaçlarda gözlenen bu kanyon sistemleri, şelf platformundan derin basene tortul taşınımı için en uygun yolları meydana getirmektedir (Eschard, 2001). Büyük kütle hareketlerinin, yamacın diğer kısımlarına oranla kanyonlarda daha sık gözlenmesi nedeniyle kanyonlar, kıtasal yamaç, apron ve abisal düzlüklerde tortul birikim tür ve işlemlerini geniş çapta etkilemektedir (Laursen ve Normark, 2002). Deniz tabanı kanyon ve kanal sistemlerinin şematik görünümü Şekil 6.1d' de verilmiştir. Temel olarak birçok kolun birleştiği kanal sistemleri toplayıcı (tributive), ana kolun kollara ayrıldığı kanal sistemleri ise dağıtıcı (distributive) kanallar olarak adlandırılmaktadır (Stow ve Mayall, 2000).

Denizaltı kanyon ve kanallarının konum ve yapıları, yapısal durum, tektonizma, deniz seviyesi değişimleri ve tortul girdisi gibi birçok etmen tarafından kontrol edilmektedir (Laursen ve Normark, 2002). Farre ve diğer., (1983), yerel yamaç kaymalarının kanyon oluşum işlemlerini başlattığını ileri sürmüştür. Kanyon başına doğru olan erozyon sonucu bu çöküntüler, doğrusal tortul olukları oluşturacak şekilde yamaçtan yukarı doğru genişler. Bu aşamada, kanyonların oluşumunda, yoğunluk akıntıları, tortul erozyonu gibi faktörler de etkin olmakla birlikte, kanyonların kazılmasında en önemli etken kütle hareketleridir (Laursen ve Normark, 2002; Casas ve diğer., 2003). Birçok durumda, özellikle geniş kanyon sistemlerinin kanal bankı kısımlarında, daha küçük çaplı kanal yapıları (gully) gözlenmekte (Kottke ve diğer., 2003; Laursen ve Normark, 2002; Şekil 6.1d), bunların temel olarak küçük ölçekli deniz tabanı kaymaları veya tortul hareketleri sonucu oluştuğu düşünülmektedir (Casas ve diğer., 2003). Sismik kesitlerde kanyon duvarlarından alınan yansılarda tıraşlanma gözlenmektedir (Şekil 6.1e). Kanyon başı ve kanyon duvarları ile birlikte kütle hareketi sonucu oluşan taban erozyonu, kanyon duvarlarındaki bu tıraşlamayı açıklayan ana mekanizmadır (Casas ve diğer., 2003).

6.3 Yamaçlardaki Kütle Hareketlerinin Önemi ve Araştırılması

Son yıllarda denizel boru hatları mühendislik çalışmaları ve denizel ortamlarda petrol ve doğal gaz arama/üretim çalışmaları, göreceli olarak derin sulara ve kıtasal yamaçlara doğru genişleme göstermiştir. Bu durum, daha önce bu çalışmalar sırasında dikkate alınmayan yeni mühendislik sorunlarıyla yüzleşilmesine neden olmuştur. Bunların başında gelen kıtasal yamaçlardaki kütle hareketleri ve bunlarla ilişkili yer tehlikeleri, projelerin yatırım ekonomisi ve proje olabilirliği açısından ana konulardan birisidir (Baraza, Ercilla ve Nelson, 1999; Casas ve diğer., 2003). Kayma ve heyelanlar yıkıcı tsunami dalgaları oluşturabileceği gibi, kıtasal marjinlerdeki denizel mühendislik yapıları ve denizaltı kablo hatları için ana potansiyel tehlike olarak görülmektedir (Lee ve diğer., 1999; Çifçi, Dondurur ve Ergün, 2002b). Ayrıca türbidit sistemlerinin araştırılması ekonomik olarak da önem taşımaktadır, çünkü bunlar stratigrafik kaydın önemli bir bölümünü kapsarlar ve dünyanın en önemli hidrokarbon rezervuarlarını oluştururlar (Stow ve Mayall, 2000).

Kıtasal yamaçlardaki kütle hareketlerinin varlığı, büyüklüğü ve morfolojisinin, kaymalarla ilişkili uçurum yapılarının araştırılmasında, derin deniz ortamındaki tortul birikimi ve erozyonal işlemlerle ilgili çalışmalarda, yüksek ayrımlı sismik, Chirp subbottom profiler, sonar ve çok-ışınlı ekosounder çalışmaları önemli veriler temin etmektedir. Çok-ışınlı ekosounder sistemlerinin kullanılmaya başlamasıyla, kıtasal yamaçlardaki çok büyük boyutlarda ve çok sayıdaki kaymaların ortaya çıkarılması mümkün olmuştur (von Huene ve diğer., 2004). Örneğin, Japon yitim zonu boyunca oluşan geniş çaplı bir kayma uçurumu (Cadet ve diğer., 1987), Peru yitim zonu boyunca 35 km genişliğindeki bir kayma yapısı (von Huene ve diğer., 1989), batı Alaska körfezi şelf bitiminde 30 km genişliğindeki bir kayma uçurumu (von Huene, Klaeschen ve Fruehn, 1999) ve 1998 Papua Yeni Gine tsunami alanındaki 6 km³ malzemedan oluşan deniz tabanı kaymasının varlığı (Tappin ve diğer., 2001), çok ışınlı ekosounder sistemleri kullanılarak belirlenmiştir.

Bu tür akustik çalışmalar, tehlikeli oluşumlarının varlığını gösteren deniz tabanı özelliklerinin tanımlanmasına olanak sağlamakta ve denizel mühendislik yapılarının güvenli şekilde konumlandırılması ve işletilebilmesi için yapılması gereken yer tehlikeleri çalışmalarının başında gelmektedirler. Baraza, Ercilla ve Nelson (1999) bu özellikleri, (a) düzensiz deniz tabanı topoğrafyası, (b) kaymalar nedeniyle oluşan uçurum yapıları, (c) faylar veya diyapir yükselimi/çökmesi nedeniyle oluşan yer kırıkları veya deniz tabanı açılmaları, (d) gaz sızıntıları, gaz/boşluk sıvısı püskürmesi sonucu oluşan pockmarklar veya tabanaltı tortullarındaki gaz birikimi, ve (e) deniz tabanı tortul bükülmeleri (bedforms) şeklindeki duraysız yapılar olarak sınıflandırmışlardır.

6.4 Doğu Karadeniz Kıtasal Yamacının Yapısı

Çalışma alanı kıtasal yamacı, şelf ile apron arasında, 300-1850 m batimetrik konturları arasında kalan, en fazla 12° batimetrik eğime sahip bölgedir. Kıtasal yamaç üzerindeki deniz tabanı ve taban altı tortullarının göreceli olarak derin ve sığ yapıları, kıtasal yamaç üzerindeki kanyon sistemleri ve erozyonal yapıları ile, yamaç üzerindeki tortul hareketleri ayrı ayrı incelenmiştir.

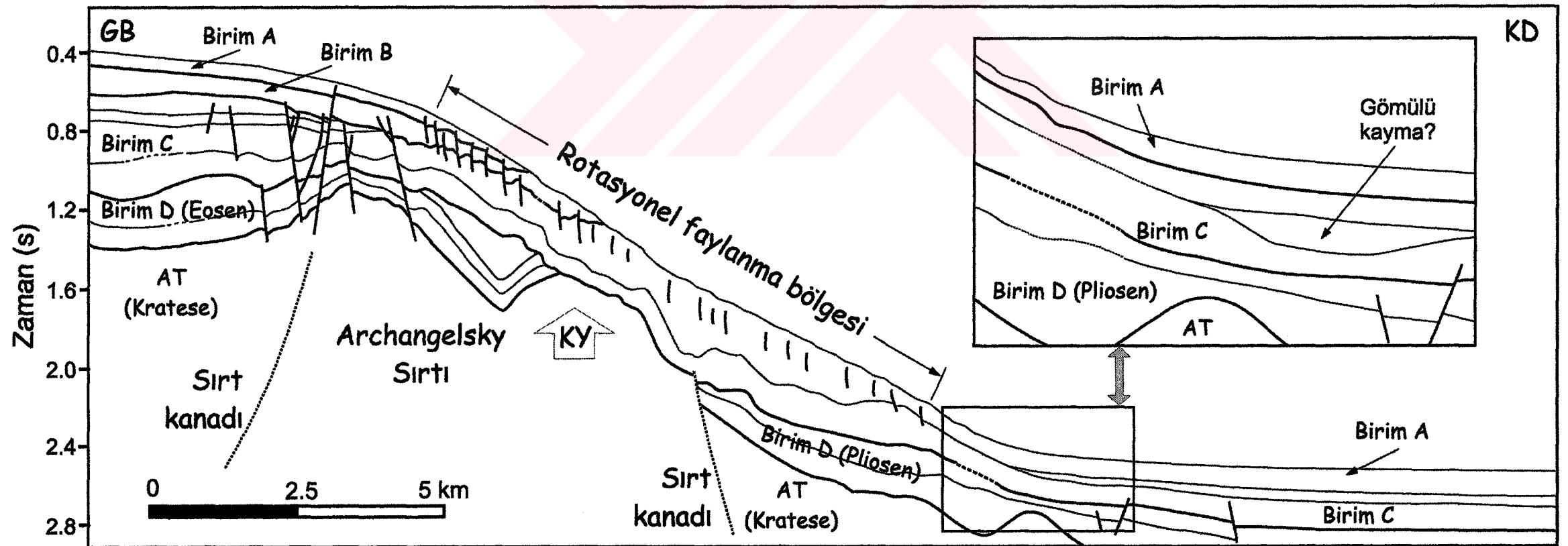
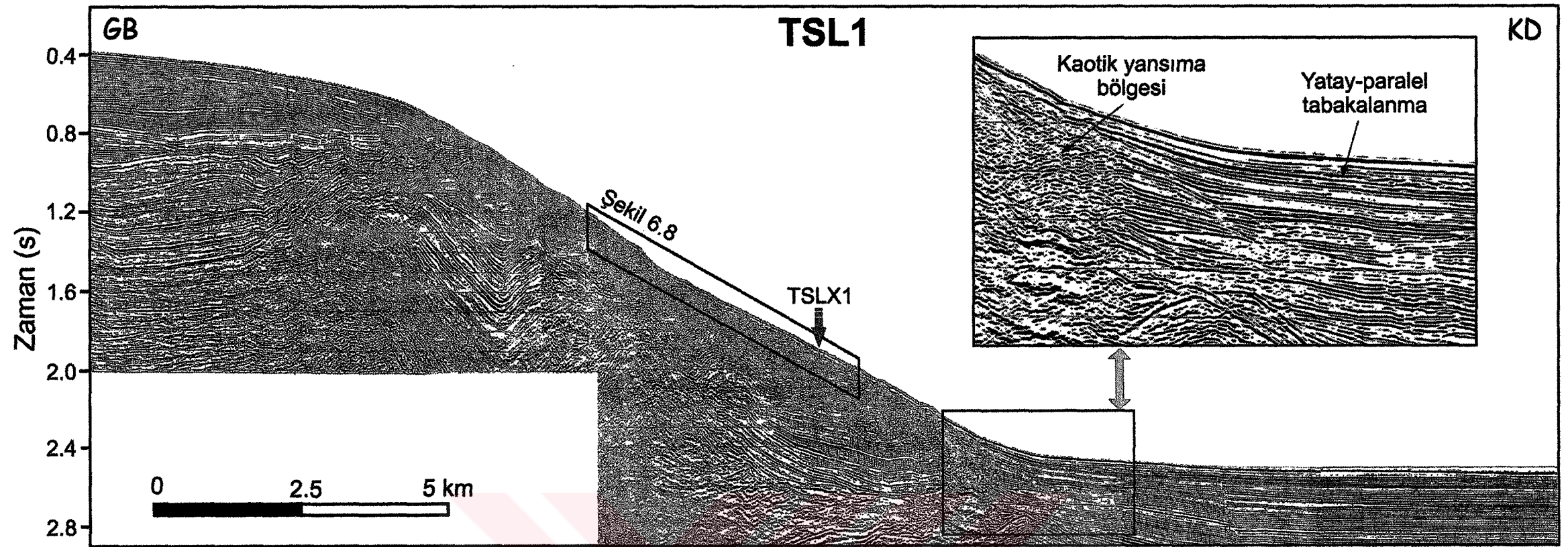
6.4.1 Kıtasal Yamacın Derin Yapısı

Kıtasal yamaçtaki derin tortul birimlerin yapısı, 5 adet sismik yansıma kesiti kullanılarak incelenmiştir. Bunlardan TSL1, TSL2, TSL4 ve TSL6 kesitleri, GB-KD doğrultusunda yamaç aşağı yönde birbirlerine paralel uzanmakta olup, kesitler ve yorumları sırasıyla Şekil 6.2, Şekil 6.3, Şekil 6.4 ve Şekil 6.5’ de, bu kesitlere dik uzanan TSLX1 kesiti ve yorumu ise Şekil 6.6’ da verilmiştir. TSL1, TSL2, TSL4 ve TSL6 sismik kesitleri, yamacın yaklaşık 1 sn su derinliklerine kadar olan güneybatı kısmının, Archangelsky Sırtı’ nın etkisi altında olduğunu göstermektedir. Archangelsky Sırtı, yamaç bölgesindeki batimetrik ve jeolojik yapıya ek olarak, bölgedeki gelişme faylarının dağılımını da kontrol etmektedir. Archangelsky sırt eksenini yaklaşık 300 m su derinliklerinde uzanmakta ve bu kısım yaklaşık olarak şelf kırılma noktasına karşılık gelmektedir. TSL1, TSL2, TSL4 ve TSL6 sismik kesitlerinin yorumlarında, Archangelsky Sırtı’ nın sırt kanatlarının olası konumları noktalı çizgilerle gösterilmiştir. Güneybatı kısımda şelf tortulları, kuzeybatı kısımda ise abisal düzlük tortul birimleri sırtın kanatlarına onlap yapmaktadır. Yamaç üzerinde herhangi bir ana ters fay görülmemekle birlikte, sırtın üst kısmının normal gelişme faylarından geniş çaplı olarak etkilendiği ve bu fayların zaman zaman en üst tortul birim (A Birimi) içerisinde de deformasyon oluşturdıkları gözlenmektedir (Şekil 6.4). Fayların deniz tabanını etkilemedikleri görülse de, deniz tabanına yakın kısımlardaki fay atımlarının oldukça küçük olması nedeniyle, bu fayların atımlarının çok kanallı sismik kesitlerin ayrımlılık sınırlarının dışında kalmış olmaları da olasıdır (Şekil 6.3’ de yakınlaştırılmış gösterim).

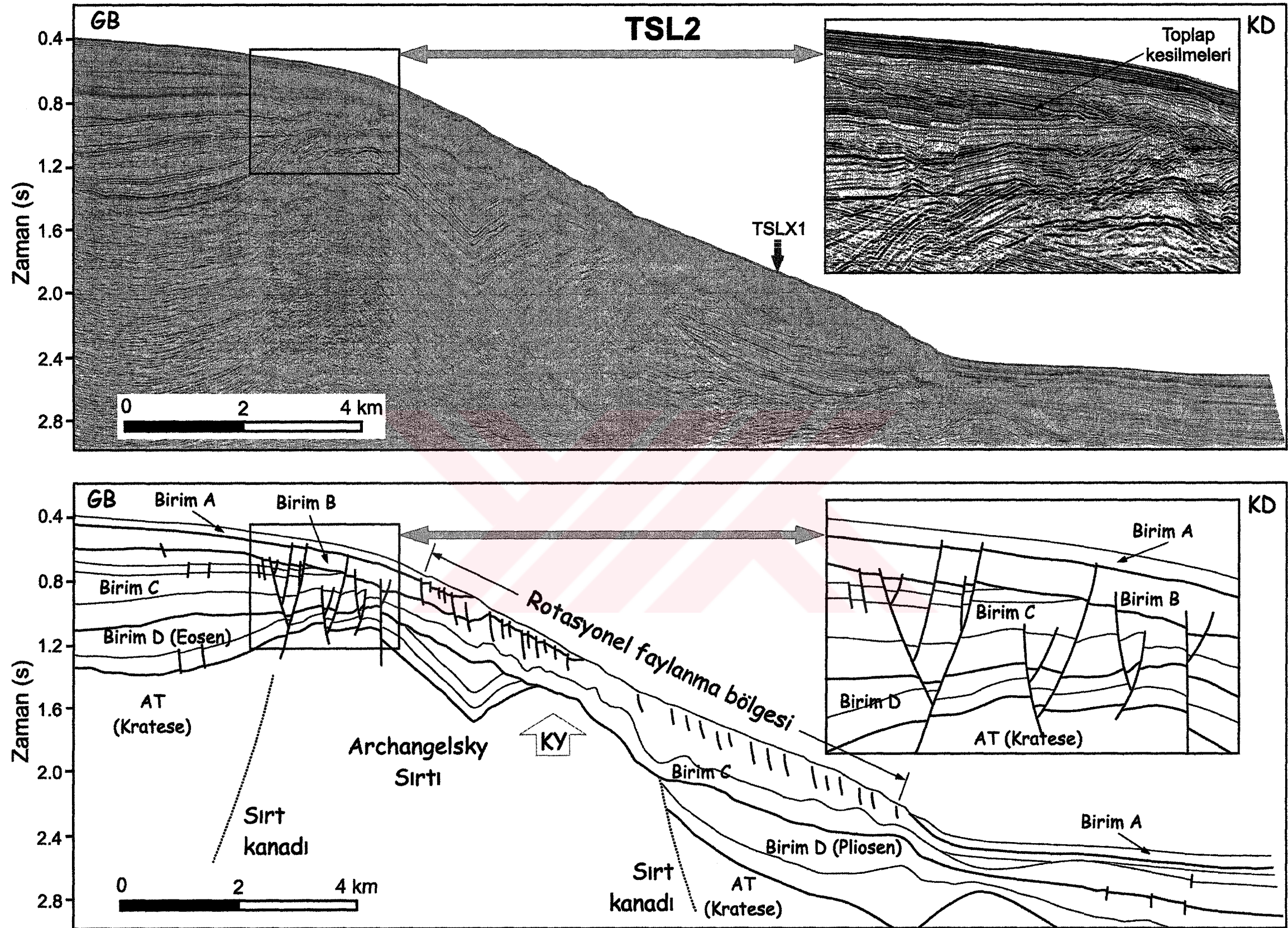
Üst yamaçta bu fayların oluşumuna neden olan Archangelsky Sırtı ana yükseliminin yanı sıra, orta yamaçta sırt tekrar bir yükselim sergilemekte olup, bu yükselim sismik kesitlerde kanat yükselimi (KY) olarak gösterilmiştir. Kanat yükseliminin kuzey kısmında olasılıkla bir ana normal fay boyunca sırt kanadı uzanmaktadır. Tüm sismik hatlarda tortul birimlerin, şelf kısmında (güneybatı) ve abisal düzlük kısmında (kuzeydoğu) iyi tabakalanma gösterdiği, yamaç üzerinde ise tortulların faylarla deforme olduğu ve genelde kaotik bir karakter sergilediği gözlenmektedir.

TSL1, TSL2, TSL4 ve TSL6 sismik kesitlerinde, AT ile gösterilen akustik temelin üzerinde uzanan ve derinliklerine göre sırasıyla A, B, C ve D ile gösterilen 4 tortul birim ayırt edilmiştir. Bunlardan A, B ve C tortul birimleri Kuvaterner yaşlı birimler olup, Şekil 4.4, Şekil 4.5 ve Şekil 4.6’ da verilen ve şelf kısmından alınmış TSH01 ve TSH02 sismik kesitlerinde gözlenen birimlerin yamaç üzerindeki devamı niteliğindedir. A birimi, sismik kesitlerde deniz tabanının hemen altında uzanan en üst tortul katmana karşılık gelmektedir. Bu üst katman, hem şelf kısmında ve hem de abisal düzlük kısmında genellikle iyi tabakalanmış, paralel uzanan ve deforme olmamış tortullardan oluşmaktadır. Bu birimin tabanı, Bölüm 5’ de incelenen gaz hidrat tabakasına karşılık gelmektedir. Şelf tarafında yaklaşık 40 ms iki yol zamanı kalınlıkta olan A birimi, 1 s (yaklaşık 750 m) su derinliklerinde deniz tabanına toplam yaparak sona ermektedir. A biriminin toplam yaptığı bu kısmın TSL4 sismik hattındaki yakından görünümü ve MAK10 yüksek ayrımlı subbottom profiller hattındaki görünümü Şekil 6.7’ de verilmiştir. Bu katmanın altında uzanan B birimi, hemen hemen tamamen saydam yapısı ile sadece sismik kesitlerin şelf ve üst yamaç kısmında ayırt edilmiştir. Birimin içerisinde belirgin içsel yansıma bulunmamakla birlikte, oldukça küçük genlikli tabaka-içi yansımalar, genelde paralel uzanmakta ve deforme olmamış bir görünüm sunmaktadır. Şelften üst yamaca ilerledikçe kalınlığı gittikçe azalmakta olup, üst yamaç bölgesinde rotasyonel (dönme) faylardan etkilenmekte ve bu kısımda kaotik bir görünüm sunmaktadır. B biriminin bir kısmının yakından görünümü Şekil 6.7’ de verilmiştir. B birimi de, 1,1 s (yaklaşık 825 m) su derinliklerinde deniz tabanına toplam yaparak sona ermektedir.

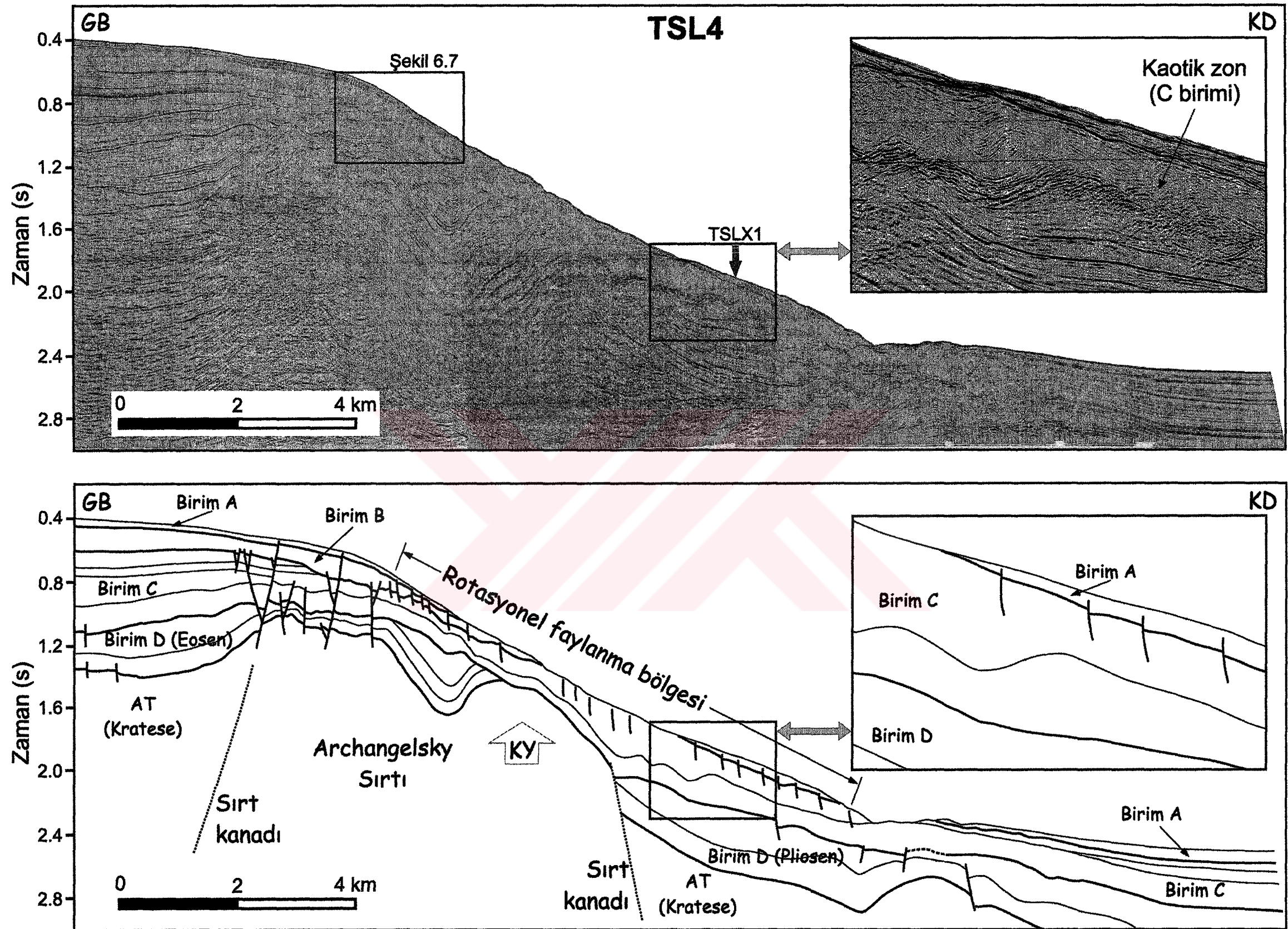
B biriminin altında uzanan C birimi, sismik kesitleri, bir uçtan diğer uca kat etmektedir. Bu birim, kendi içerisinde birkaç sürekli yansıma içermekte olup, bu yansılardan, C biriminin en üst kısmını oluşturan tortul birimlerin, B biriminin tabanına toplam yaparak Archangelsky Sırtı’ nın üst kısmında sona erdikleri anlaşılmaktadır. Bu birimler Şekil 6.3’ de verilen TSL2 kesitinin yakınlaştırılmış görünümünde açıkça görülmektedir. C birimi, orta yamaç üzerinde rotasyonel faylardan geniş çapta etkilenmiş olup oldukça kaotik bir yapıya sahiptir (Şekil 6.4). C biriminin orta yamaç kısmındaki bu kaotik yapısının yamaç boyunca devam ettiği, Şekil 6.6’ da verilen TSLX1 sismik kesitinde de görülmektedir.



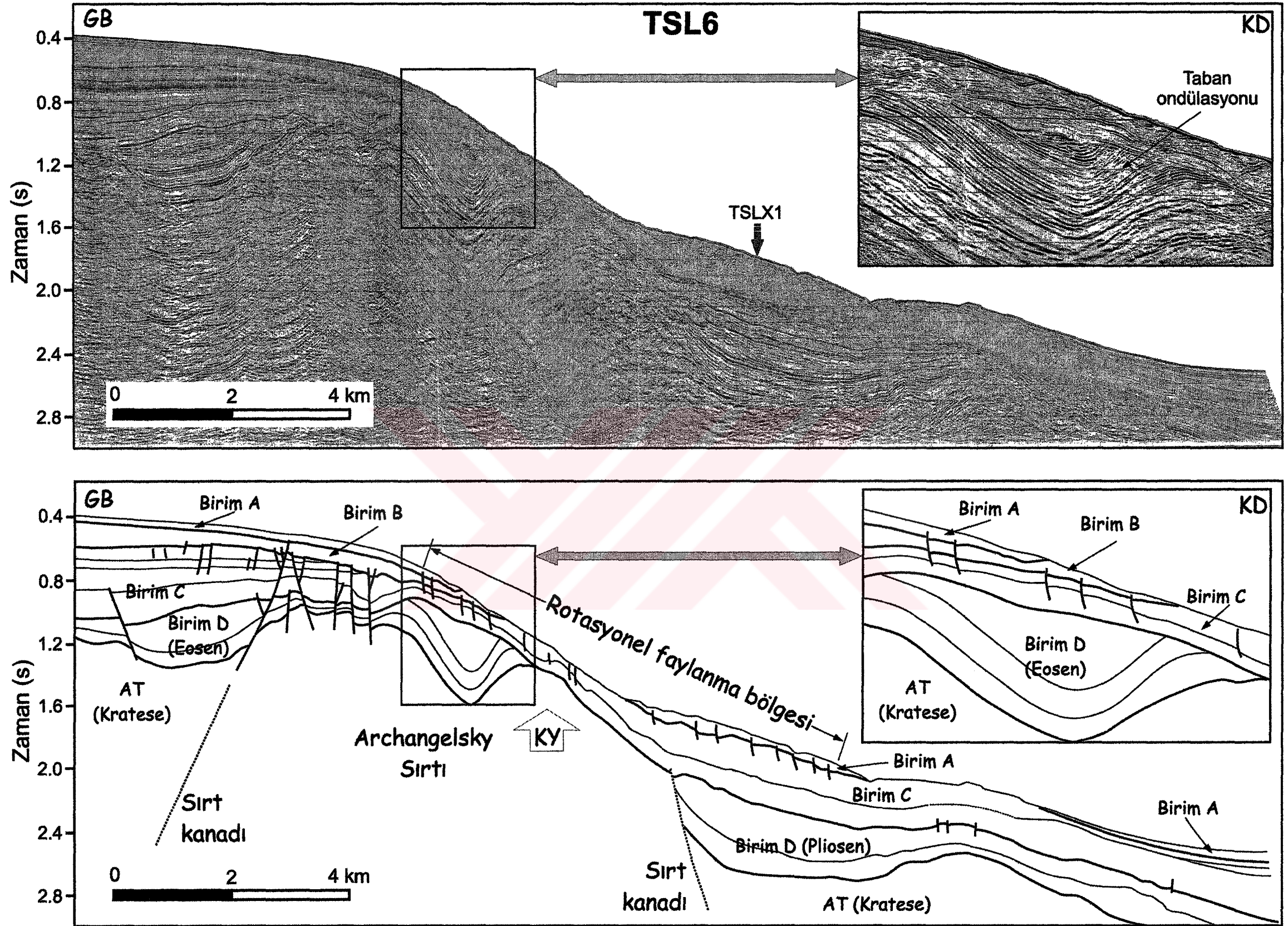
Şekil 6.2 TSL1 sismik kesiti (üstte) ve yorumu (altta). AT akustik temel, KY kanat yükselimi olup, kesitte A, B, C ve D ile gösterilen 4 farklı tortul birim ayırt edilmiştir. Sismik kesitin yakınlaştırılmış kısmı, gaz birikimi nedeniyle düşük veri kalitesine sahip bölgeyi (kaotik bölge) göstermektedir.



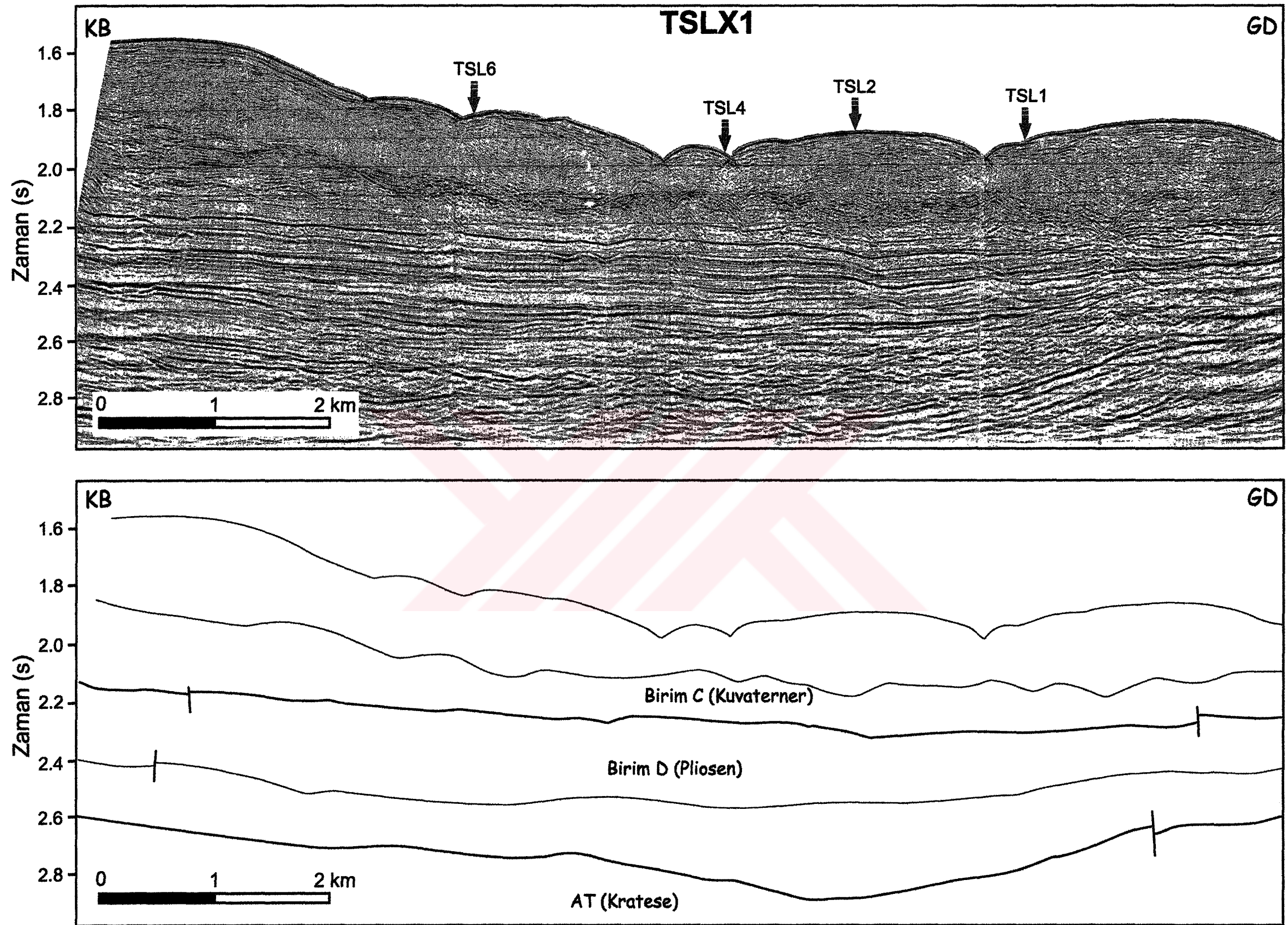
Şekil 6.3 TSL2 sismik kesiti (üstte) ve yorumu (altta). Sismik kesitin yakınlaştırılmış kısmı, Archangelsky Sirtı üzerindeki fay normal fay sistemlerinden etkilenmiş bölgeyi ve C birimi içerisindeki toplap' ları göstermektedir. Kısaltmalar Şekil 6.2' deki gibidir.



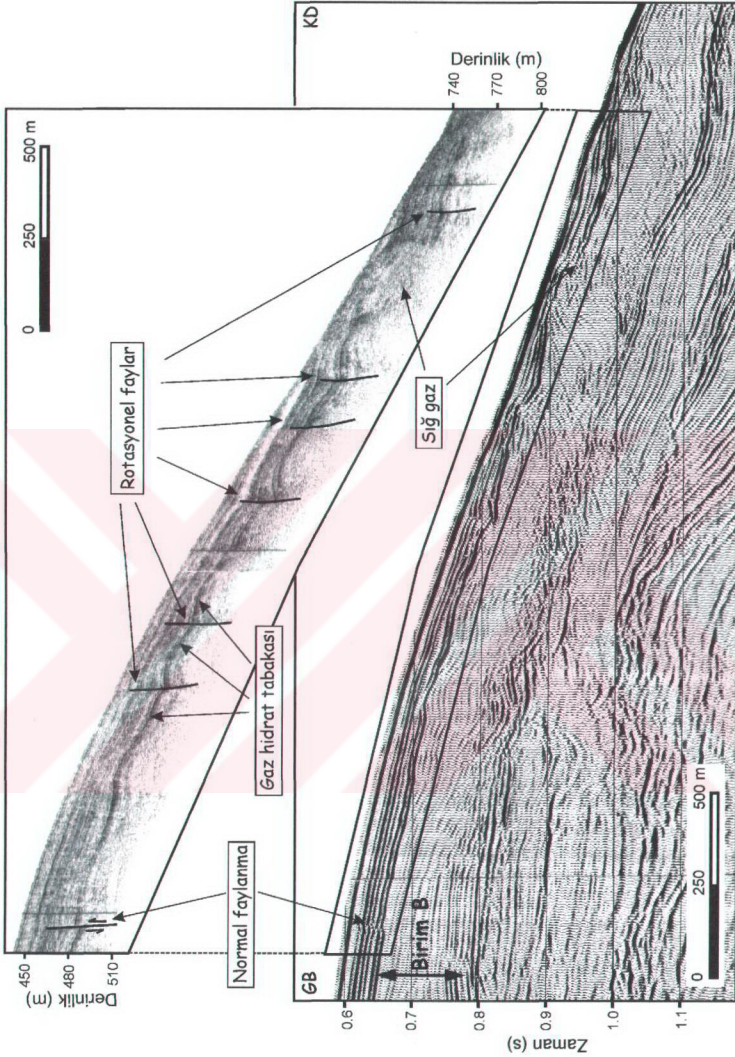
Şekil 6.4 TSL4 sismik kesiti (üstte) ve yorumu (altta). Sismik kesitin yakınlaştırılmış kısmı, yamaç üzerindeki rotasyonel faylanmaları ve C birimi içerisindeki kaotik yansımaları yakından göstermektedir. Kısaltmalar Şekil 6.2' deki gibidir.



Şekil 6.5 TSL6 sismik kesiti (üstte) ve yorumu (altta). Sismik kesitin yakınlaştırılmış kısmı, Archangelsky Sırtı' nın kuzeydoğu kanadında, akustik tabandaki lokal bir bükülme yapısını yakından göstermektedir. Kısaltmalar Şekil 6.2' deki gibidir.



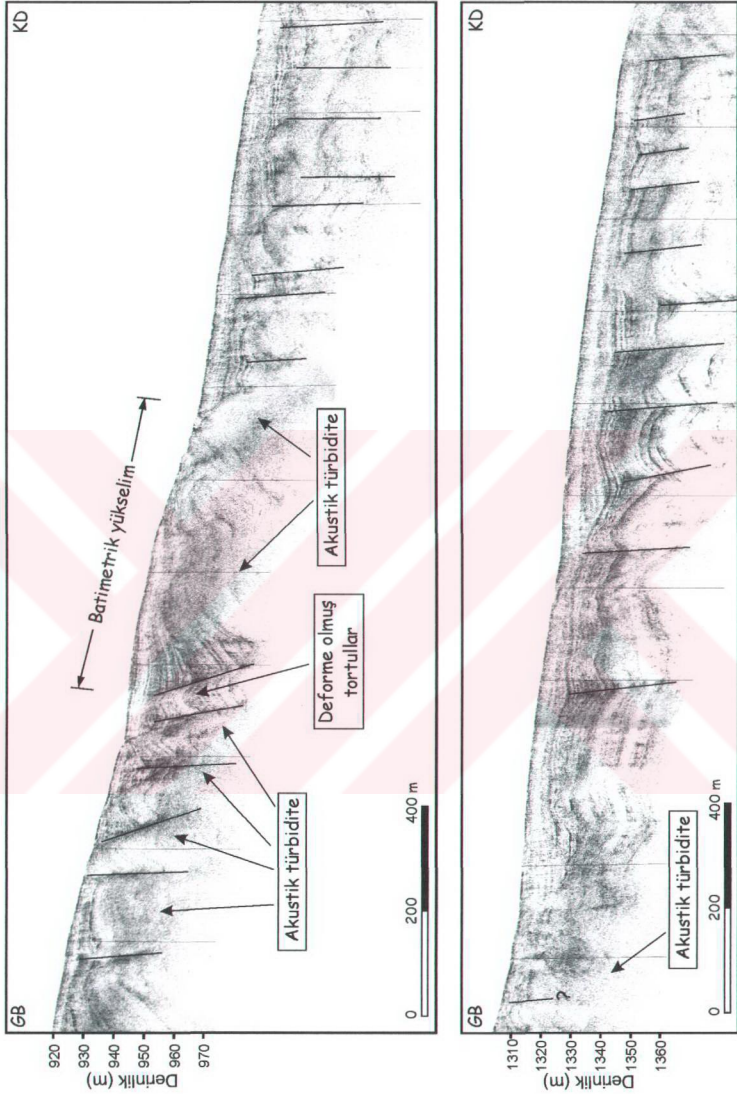
Şekil 6.6 TSLX1 sismik kesiti (üstte) ve yorumu (altta). Kesit diğer hatlara dik olarak alınmış olup, yamaca paralel uzanmaktadır. Diğer sismik hatların kesiti kestiği noktalar ok ile gösterilmiştir. Kısaltmalar Şekil 6.2' deki gibidir



Şekil 6.7 TSL4 sismik kesitinin bir kısmı (altta) ve bunun üst kısmına karşılık gelen MAK10 subbottom profiler hattı (üstte). MAK10 hattında rotasyonel faylar oldukça belirgin olarak görülmektedir.

Akustik temelin üzerinde uzanan ve sismik kesitlerde ayırt edilebilen en derin tortul katman D birimidir. Bu birimin tabanı aynı zamanda Mesozoyik temeli de tortul birimlerden ayırmaktadır. D birimi, Sinop Baseni' nde Eosen-Paleosen, apron kısmında ise Pliosen yaşlı tortulları ifade etmektedir. Üst yamaçtaki ondülasyonun hemen KD kısmında D biriminin tabanı, C biriminin tabanına toplam yapmakta (Şekil 6.5), dolayısıyla kanat yükselimi (KY) üzerinde D birimi tortulları bulunmamaktadır. Kanat yükseliminin hemen kuzeydoğu kısmında sırt kanadından itibaren D birimi tekrar gözlenmektedir. Sismik kesitlerde AT ile gösterilen akustik temel, Archangelsky Sırtı' nın Mesozoyik temel birimine karşılık gelmekte olup, Archangelsky Sırtı' nın üzerindeki normal fay sistemlerinden etkilenmektedir. Yamacın diğer bölgelerinde akustik temeli etkileyen bir fay gelişimi mevcut değildir. Mesozoyik temel, yamacın üst kısmında yersel bir ondülasyona uğramaktadır (Şekil 6.5). Kanat yükselimi özellikle TSL1, TSL4 ve TSL6 kesitlerinde deniz tabanında yersel bir eğim azalmasına da neden olmuştur. Batimetrik gradyentteki bu azalma, Şekil 6.8' de verilen MAK2 subbottom profiller hattında daha belirgin olarak gözlenmektedir. Çok miktarda rotasyonel fayın da gözleendiği MAK2 hattında, ayrıca, bu yükselimin sığ tortullarda bir deformasyon meydana getirdiği de görülmektedir. Olasılıkla rotasyonel faylar boyunca yükselen sığ gaz, hattın belirli bölümlerinde akustik türbidite zonları oluşturmaktadır. Ancak bu boşluk zonları şelf veya apron kısmındaki gaz birikimlerine oranla daha bulutsu bir görünüme sahiptir ve birikimlerin sınırlarını belirlemek neredeyse mümkün değildir.

Kuzeybatıdaki iki sismik kesitte (TSL4 ve TSL6) yamacın taban kısmında (apron) deniz tabanında bir yükselme mevcut olup, bu yükselme kayma yapıları ile ilişkili değil, bu kısmın altında uzanan akustik temelde oluşan küçük çaplı yükselme nedeniyledir. Akustik temeldeki yükselme nedeniyle deniz tabanında oluşan bu batimetrik yükselimi aşamayan güncel tortullar, bu yükselimin hemen arkasında birikerek, sadece TSL4 ve TSL6 kesitlerinde orta yamaçta görülen A birimi tortullarını meydana getirmektedirler. Güneydeki iki kesitte ise (TSL1 ve TSL2), apron kısmında 2,5 s civarında yarı dairesel lens şekilli bir gömülü kayma yapısı gözlenmektedir. Yapının ayrıntılı görünümü Şekil 6.2' de, TSL1 kesiti üzerindeki yakınlaştırmış gösterimde verilmiştir. Kayma bloğunun taban ve yan sınırları, çevre



Şekil 6.8 MAK2 subbottom profiler hattı. Alttaki kesit, üsttekinin KD yönünde devamıdır. Kesitte rotasyonel faylar ve bu faylar boyunca sütun şeklinli gaz yükselimleri mevcuttur.

tortullarla belirgin bir uyumsuzluk yüzeyi oluşturmakta, üst yüzeyi ise güçlü bir yansıma ile ayırt edilmektedir. Bunun dışında, sismik kesitlerde, yamaç üzerinde belirgin ve büyük çaplı bir kayma yapısı veya uçurum türü bir oluşum gözlenmemektedir. Büyük eğime sahip kıtasal yamaç üzerinde, gerçekte çok sayıda kayma yapısı mevcut olup, bu yapılar geometrik büyüklükleri itibarıyla sismik ayrımlılık sınırı dışında kalmakta olduğundan, bu tür yapılar yüksek ayrımlı 5 kHz subbottom profiler kesitlerinde gözlenebilmektedir.

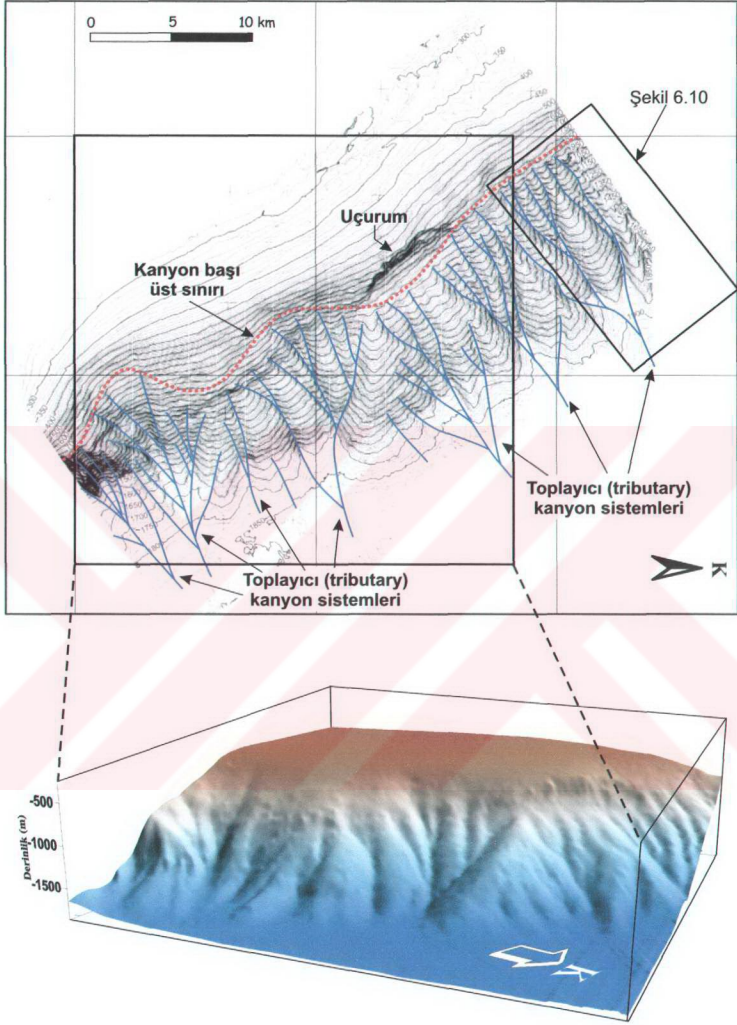
6.4.2 Kıtasal Yamaçtaki Kanyon Sistemleri

Kanyonlar ve kanyon sistemleri, kıtasal yamaçlar üzerindeki kütle hareketlerinde ve erozyonal işlemlerde önemli rol oynamaktadır. Çalışma alanındaki kanyon sistemlerinin incelenmesi için, SIMRAD EM12S çok-ışınlı ekosounder batimetri haritası, sonar ve 5 kHz subbottom profiler (MAK-1) verisi ile, çalışma alanının kuzey kısmı için bir sonar mozaïği kullanılmıştır. Kıtasal yamacın ekosounder batimetri haritası Şekil 6.9' da verilmiştir. Yamaç üzerinde görülen kanyonların kanyon eksenleri mavi çizgilerle belirlenmiştir. Ekosounder haritası, kıtasal yamaçta çok sayıda kanyon sistemi bulunduğunu göstermektedir. Bu kanyonlar, genellikle bir veya iki ana kanyon ile, bu ana kanyonlara bağlanarak toplayıcı kanyon sistemlerini meydana getiren birçok ikincil kanyondan oluşmaktadır. Kıtasal yamacın kuzey kısmında, kanyon başlarının üst sınırı 900 m su derinlikleri civarında uzanmaktadır. Güney kısımda ise kanyon başlarının üst kıtasal yamaca iyice sokuldukları ve 600 m su derinliklerine kadar üst yamaca uzandıkları gözlenmektedir.

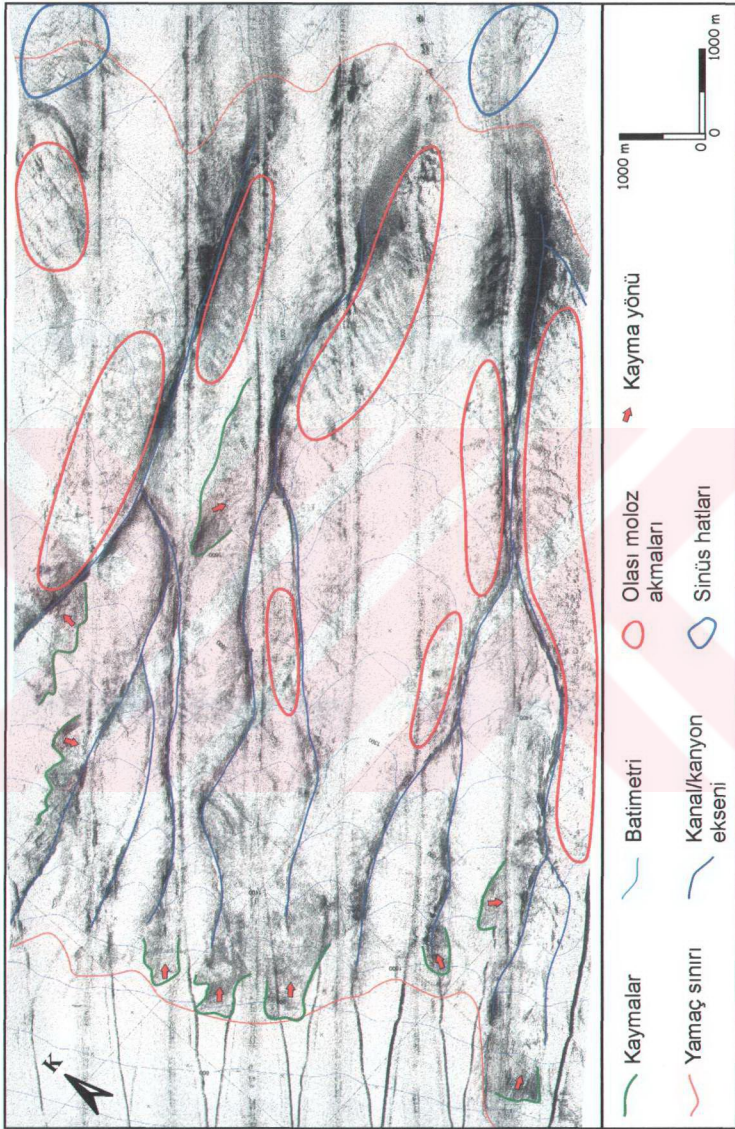
Kıtasal yamacın kuzey kısmının sonar mozaïği ve yorumu Şekil 6.10' da verilmiştir. Mozaikte, 750-1900 m konturları arasında uzanan kanyonların eksenleri, oldukça yüksek geri saçınım veren çizgisel hatlar şeklinde görülmektedir. Bölgedeki kanyon sistemlerinde ikincil (minor) kanyonların, ana kanyon eksenlerinde birleşerek toplayıcı kanyon sistemlerini oluşturdukları sonar mozaïğinde de görülmektedir. Kıtasal yamacın orta kısımlarından itibaren, ortalama 1500-1800 m konturları arasında, özellikle deniz tabanı eğiminin yüksek olduğu kanyon duvarlarında moloz (debris) akıntıları olarak yorumlanan oluşumlar gözlenmektedir. Mozaikte, güncel

tortullardan göreceli olarak daha yüksek geri saçınım veren yamaç üzerindeki kayma yapılarının, özellikle kanyon başları ve kanyon duvarlarının bulunduğu bölgelerde, yamacın üst kısımlarında meydana geldiği görülmektedir. Gerçekte bu bölgeler, tortul kayma ve/veya akmaları başta olmak üzere, erozyonal işlemlerin ve yamaç aşağı tortul işlemlerinin oldukça geniş çapta meydana gelebildiği, göreceli olarak yüksek eğime sahip olan potansiyel duraysız alanlardır. Kanyon başlarında oluşan erozyonal işlemler özellikle önemli olup, bunlar, yamaç kanyonlarının şelf içlerine doğru ilerlemesini sağlamaktadır.

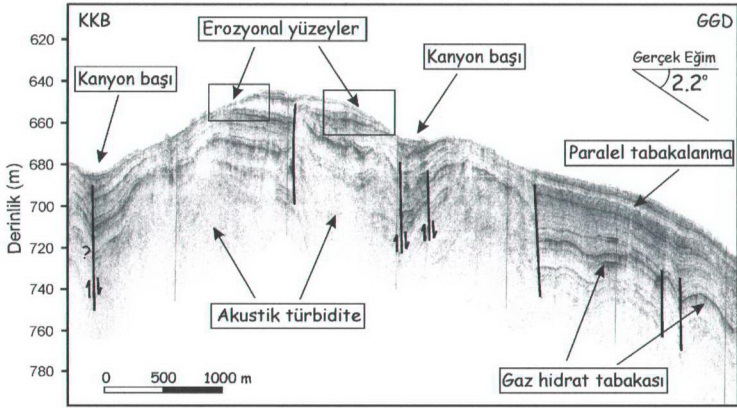
MB91 çok-ışınlı batimetri haritasının (Şekil 6.9) güney kısımlarında kanyon başı üst sınırı çizgisinin şelf içlerine kadar ilerlemiş olması, bu bölgede özellikle kanyon başlarının bulunduğu üst yamaç bölgesinde erozyonal işlemlerin, yamacın kuzey kısmına oranla daha etkin olduğu şeklinde yorumlanmıştır. Bu durum, yamacın bu kısmını dik kesen MAK67 subbottom profiler verisinde de gözlenmektedir (Şekil 6.11). MAK67 kesiti, duvarları göreceli olarak düşük açıya sahip iki küçük kanal şeklinde görülen iki kanyon başını dik olarak kesmektedir. Her iki kanyon başının alt kısımlarında olasılıkla faylar bulunmakta ve bu kısımdaki tortul birimlerde bükülmeler gözlenmektedir. Kesitin GGD kısmında göreceli olarak paralel bir tabakalanma gösteren deforme olmamış tortul birimler uzanmakta, kanyon başlarının arasında kalan kısımda ise, sık gaz birikimi olarak yorumlanan bir akustik türbidite zonu nedeniyle düşük sinyal penetrasyonu gözlenmektedir. Her iki kanyon başının arasında kalan kısımdaki kanal bankı tortul tabakalarının kanyon duvarlarında tıraşlanma sonucu oldukça keskin bir sınır oluşturduğu gözlenmektedir. Kesitin, kıtasal yamaç üzerinde göreceli olarak sık su derinliklerinde (ortalama 660 m) uzanmasına ve dolayısıyla yüksek tortul girdisine sahip kıyı alanına daha yakın olmasına karşın, kanal bankı üzerindeki bu tıraşlanmış tortul birimlerin üzerinde herhangi bir güncel tortul tabakası da görülmemektedir. Bu durum, bu kısımdaki erozyonal tıraşlanmanın oldukça güncel bir işlem olduğunu göstermektedir. Şekil 6.12 ise, yine yamaca dik yönde uzanan ve kuzey kısımdaki bazı kanyonların kanyon başını dik yönde kesen MAK32 subbottom profiler kesitini göstermektedir. Kesitin KKB kısmındaki kanal banklarının altında, kaotik yansımalar veren karmaşık ve düzensiz yapılı bir tortul birikimi gözlenmekte, kesitin güney kısımlarına doğru tortul



Şekil 6.9 Kıtasaal yamacının batimetrisini gösteren MB91 ekosounder verisinin iki boyutlu (üstte) ve üç boyutlu (altta) görünümü. Kontur değerleri metredir. Yamaç üzerindeki kanyonların eksenleri mavi çizgilerle gösterilmiştir. Kutu içerisindeki kısmın sonar mozaïği Şekil 6.10' da verilmiştir.



Şekil 6.10 Yamacın kuzey kısmının sonar mozaiği ve yorumu. Mozaiğin konumu Şekil 6.9' da verilmiştir.



Şekil 6.11 Yamaca dik uzanan MAK67 subbottom profiller kesiti ve yorumu.

tabakalar ayırt edilebilmekte ve kanal banklarının altında, tortullarda kalıntı kaymaların izlerini gösteren yer yer bükülmeler meydana geldiği görülmektedir. MAK32 kesitinin tamamında, kesiti hemen hemen bir uçtan diğer uca kateden bir güncel tortul tabakası mevcut olup, bu güncel tortulların kendi içlerinde fazla deformasyona uğramadıkları ve az çok birbirlerine paralel uzandıkları görülmektedir. Özellikle kesitin güney kısımlarında çok sayıda gözlenen düşey fayların hiçbirisi, kesitin en üst kısmında uzanan bu güncel birimleri etkilemiş değildir. Kanyon duvarlarında birkaç bölgede bu güncel tortul birimlerin erozyonal tıraşlamaya maruz kaldıkları görülmekte olup, bu bölgeler dikdörtgen kutu içerisinde gösterilmiştir. Bununla birlikte, MAK32 kesitindeki bu erozyonal bölgeler, MAK67 hattında gözlenenler kadar keskin değildir. Bu durum, kıtasal yamacın kuzey kısmındaki erozyonal işlemlerin, güney kısma oranla daha yavaş çalışması şeklinde yorumlanmıştır. Bunun kesin jeolojik nedeni bilinmemekle birlikte, güney kısımda deniz tabanı eğiminin kuzeye göre daha fazla olması, güneyde taban akıntı sisteminin ve dolayısıyla erozyonal işlemlerin daha güçlü olmasına neden olmuş olabilir.

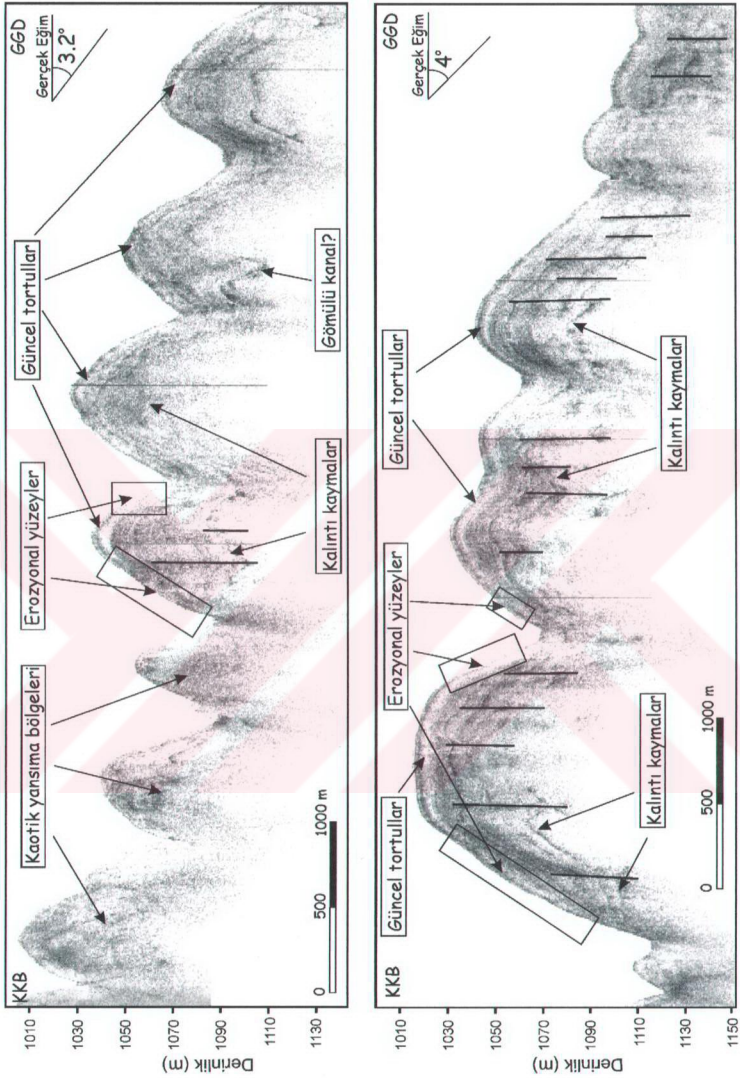
Gerçekte, Şekil 6.9' da verilen batimetrik haritada görülen kanyon başlarının konumları da bu yorumu desteklemektedir. Erozyonal işlemlerin oldukça etkin olduğu güney kısımda kanyon başları şelf alanını erozyona uğratarak şelf kısmına

oldukça yaklaşmıştır. Buna karşın, bu tür işlemlerin göreceli olarak daha az etkili olduğu kuzey kısmında ise, kanyon başları daha yamaç aşağı kısımlarda, daha derin su bölgelerinde konumlanmaktadır.

Laursen ve Normark (2002)' a göre, kanyon başları civarındaki tortul kaymaları ve heyelanlar, kanyon oluşumunu başlatan ana işlemdir ve bir kanyonun yamaç yukarı yönde kıtasal şelfin iç kısımlarına kadar ilerleyebilmesi, bu kanyon başlarındaki erozyonal işlemler tarafından sağlanmaktadır. Bunun yanı sıra, Shanmugam (2000), bir kanyonun gelişmesinde baskın işlemin, gravitasyonel kuvvetler tarafından sürülen kütle hareketleri olduğunu ileri sürmüştür. Eschard (2001) ise, kanyonların oluşum ve gelişmesinin üç farklı işlem ile ilişkili olduğunu ileri sürmüştür. Bu işlemler, (a) ana nehir ağızlarında gözlenen ve nehir akıntısı nedeniyle oluşan akıntı kazılmaları (fluvial incision), (b) gerileyen kaymalar (retrograding sliding) ve (c) türbidite akıntıları gibi yüksek enerjili taban akıntılarının varlığını işaret eden deniz tabanı erozyonudur.

Türbidite akıntıları, deniz tabanında kanal veya kanyon gibi yapıların kazılmasında önemli rol oynadıklarından, deniz tabanı kanyonlarının oluşumu, genellikle bu akıntılar ile ilişkilendirilmektedir. Çalışma alanında da, kanyon başlarında oluşan geniş çaplı erozyonun etkisi nedeniyle, gerek kanyonların üst yamaca doğru kazılmasındaki ve gerekse kanyon içerisindeki tortul hareketlerindeki ana mekanizmanın bu tür taban akıntılarının güçlü erozyonal etkilerinin büyük öneme sahip olduğu düşünülmektedir.

Çalışma alanı kıtasal yamacı, Yeşilirmak' ın ağız kısmında yer almakta, kıyasal sulardan şelf kırılma noktasına ve buradan da üst kıtasal yamaca büyük miktarlarda tortul taşınımı söz konusu olmaktadır. Bu kısımda olasılıkla Yeşilirmak' ın yersel taban akıntı sistemleri de mevcut olup, bu akıntılarının üst yamaçta ardışık taban kaymalarına neden olması da olasıdır. Bu ardışık işlemlerin, kıtasal yamaçtaki dik yamaçlı kanyonları kazdığı ve aynı zamanda ardışık türbidite akıntılarının tortul malzemeyi derin sulara taşıyarak, üst yamaçtaki tortul erozyonu nedeniyle kanyonları şelf platformuna yaklaştırdığını söylemek olasıdır.



Şekil 6.12 Yamaca dik uzanan MAK32 subbottom profiller kesiti ve yorumu. Kesit, kuzey kısımdaki kanyonların kanyon başlarını dik yönde kesmektedir. Altta kesit, üsttekinin GGD yönünde devamıdır.

6.4.3 Kıtasal Yamaçta Tortul Hareketlerine Akustik Örnekler

Doğu Karadeniz kıtasal yamacı, yamaç aşağı kütle hareketlerinin geniş çaplı olarak gözlemlendiği, göreceli olarak yüksek eğime sahip bir bölge olarak tanımlanabilir. Kıtasal yamacın hemen hemen tamamında iyi gelişmiş kanyon sistemlerinin etkin olduğu görülmektedir. Ayrıca, gerek çok kanallı sismik kesitler, gerekse çok yüksek ayrımlı 5 kHz MAK-1 subbottom profiler verileri, kıtasal yamacın orta kısımlarının rotasyonel faylardan geniş çapta etkilendiğini göstermektedir. Dolayısıyla kıtasal yamaç üzerindeki tortul hareketleri,

(I) kanyonların bulunduğu kısımlarda kanyon duvarları üzerinden kanyon eksenine doğru olan moloz akmaları ve kaymalar şeklinde,

(II) kanyonların bulunmadığı kanal bankı sistemlerinde rotasyonel fayların kontrolü altında gelişen kütle hareketleri şeklinde,

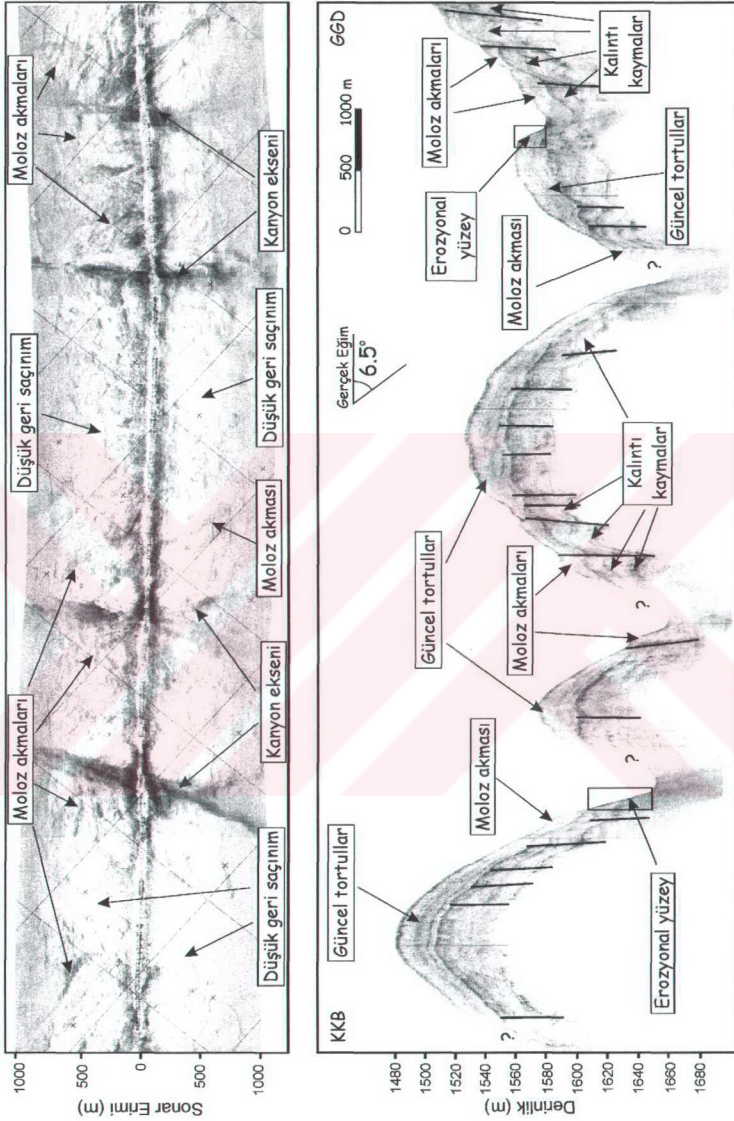
(III) apron ve abisal düzlük kısmında ise, konturit akıntıları sonucu meydana gelen tortul dalgaları şeklinde meydana gelmektedir.

Kanyonların bulunduğu kısımlarda, kanyon duvarlarında oluşan kütle hareketlerinin incelenmesinde, kanyon eksenlerine dik yönde uzanan bir dizi MAK-1 hattı incelenmiştir. Şekil 6.13' de, kıtasal yamacın kuzey kısmındaki kanyon sistemlerini dik olarak kesen MAK49 hattının sonar ve subbottom profiler kaydı verilmiştir. MAK49 hattının sonar kaydında kanyon eksenleri oldukça yüksek geri saçılım gösteren çizgisel hatlar şeklinde kendilerini göstermektedir. Subbottom profiler kesitinde, kanal banklarının üzerinin güncel tortul birimler tarafından kaplanmış olduğu görülmekte, bu birimler sonar kaydında düşük geri saçılım sunmaktadır. Kesitte ayrıca, güncel birimlerin hemen tabanından itibaren görülmeye başlayan küçük atımlı düşey faylar mevcuttur. Bu fayların özellikle eğim açısı yüksek olan kanyon duvarlarının bulunduğu kısımlarda yoğunlaşmış olması, bunların kanyon duvarları üzerindeki kayma veya genelde moloz akıntıları ile ilintili olabileceğini göstermektedir. Subbottom profiler kesitinde, güncel tortul birimlerin hemen altında, yine özellikle kanyon duvarlarının bulunduğu yüksek eğimli kısımlarda yoğunlaşmış olan ve kalıntı kaymaları gösteren bükülmüş tortul tabakalar

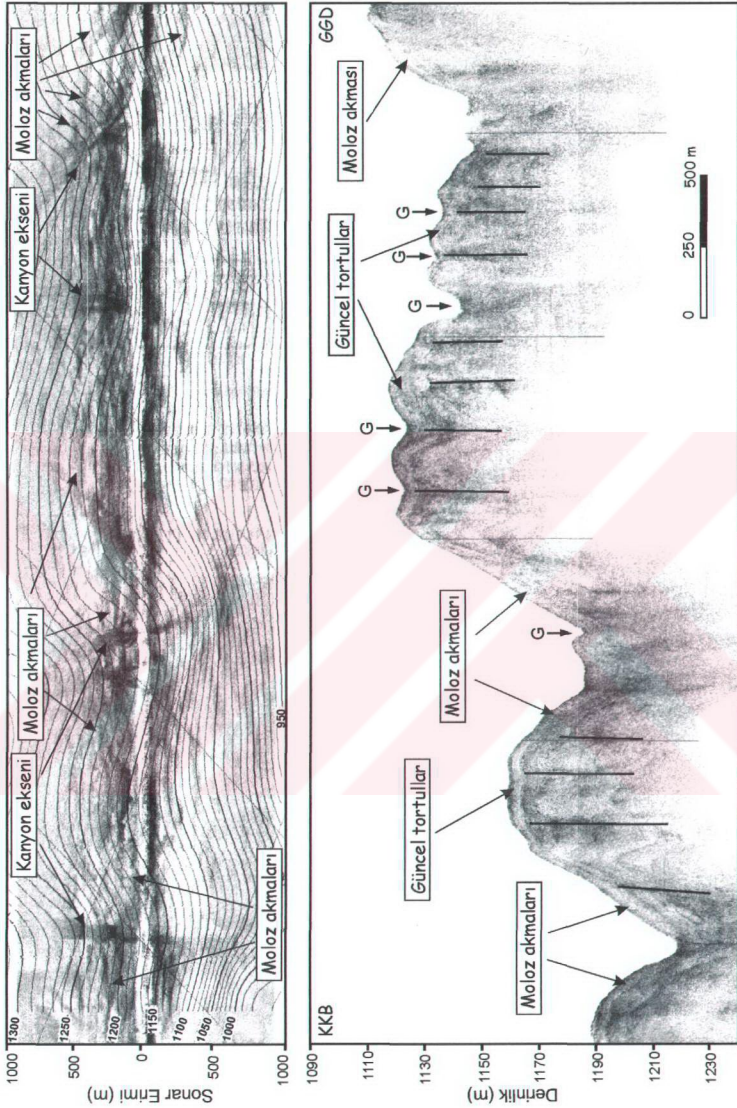
görülmektedir. Kesitte ayrıca, güncel kütle hareketlerini gösteren moloz akıntıları da mevcuttur. Bu akıntıların oluşturduğu saydam/yarı saydam tortul birikimleri, kanyon duvarlarında, özellikle de kanyon eksenlerine yakın kısımlarda görülebilmektedir. Bu birikimlerin üst yüzeyleri, subbottom profiler kesitinde bombeli bir görünümde olup, bunlar sonar kaydında karakteristik orta/yüksek geri saçınımına sahip eğrisel oluşumlar olarak kendilerini göstermektedirler. Sonar kaydında bu birikimlerin özellikle kanyon eksenlerine yakın kısımlarda toplandıkları ve moloz akıntılarının kanyon duvarından kanyon eksenine doğru olduğu görülmektedir.

Moloz akmaları sonucu oluşan tortul birikimleri, Şekil 6.14' de verilen ve bu kez yamacın güney kısmındaki kanyon sistemlerini dik olarak kesen MAK54 hattının hem sonar ve hem de subbottom profiler kaydında da oldukça belirgindir. Sonar kaydında kanyon eksenleri yine yüksek geri saçınımlı çizgisel hatlar şeklinde görülmektedir. Sonar kaydı üzerinde 10 m aralıklarla çizilmiş batimetrik konturlar da verilmiştir. Subbottom profiler kesitinde, kanal bankları üzerinde, kuzey kısımdakine oranla daha ince bir güncel tortul tabakası görülmektedir. Kanal banklarının altında yine küçük atımlı düşey faylar mevcut olup, bunlar yine güncel birimleri etkilememektedir. MAK54 subbottom profiler kesitinin üç ana kanyonu kestiği, kesitin özellikle GD kısmında kanal bankları üzerinde, G ile gösterilen küçük kanallar (gully) görülmektedir. Ana kanyonların her iki yanındaki duvarlarda da, bombeli üst yüzeyleri ile oldukça belirgin moloz akıntıları göze çarpmaktadır. Moloz akmaları sonar kaydında da oldukça belirgindir. Akmalar, kanyon eksenlerinin her iki yanında yine orta/yüksek geri saçınımlı eğrisel yapılar şeklinde görülmektedir.

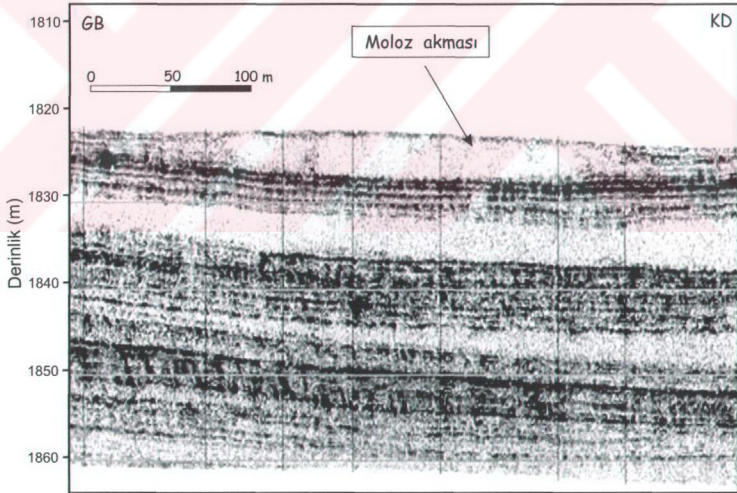
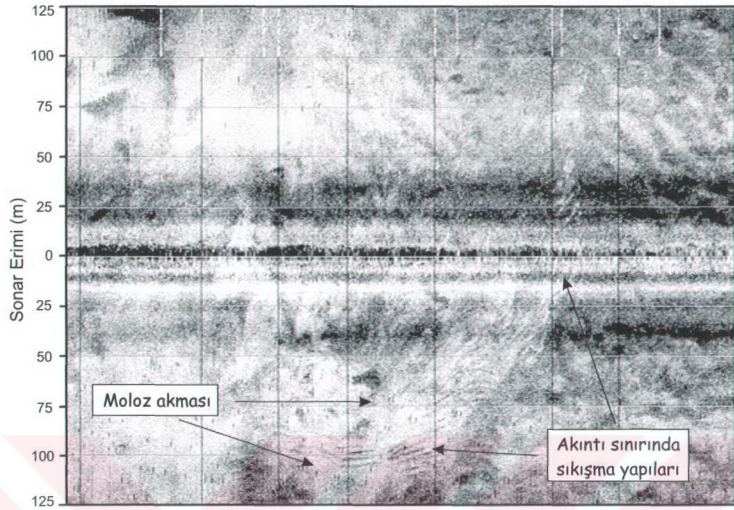
Moloz akmaları, ROV üzerine monte edilmiş sonar ve subbottom profiler kaydında çok daha belirgin olarak görülmektedir. Şekil 6.15' de, güneydeki bir ana kanyon duvarı üzerinde ROV ile alınmış olan ROV20 hattının, Chirp subbottom profiler ve 100 kHz sonar kaydı görülmektedir. Subbottom profiler kaydında, ince-paralel tortul birimlerin üzerinde, akustik olarak saydam, lens biçimli ve orta kısımlarında yaklaşık 7 m kalınlığa sahip moloz akıntısı oldukça belirgindir. Sonar verisinde, moloz akıntısı ve akıntının sınırlarında meydana gelen ve bu kısımdaki tortul sıkışmaları sonucu oluşan çizgisellikler belirgin olarak görülmektedir.



Şekil 6.13 Yamaca dik uzanan MAK49 hattı 30 kHz sonar (üstte) ve kanyon eksenine olan moloz akmalarnı gösteren subbottom profiller (altta) kaydı.



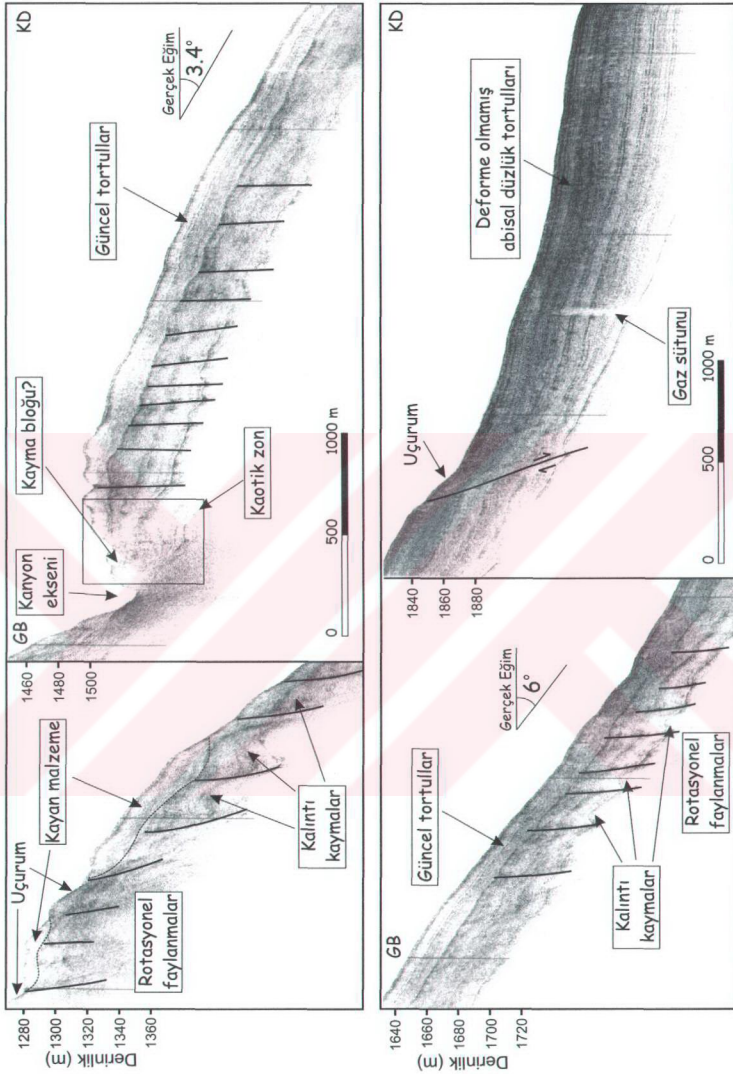
Şekil 6.14 Yamaca dik uzanan MAK54 hattı sonar (üstte) ve subbottom profiler (altta) kaydında gözlenen ve G ile gösterilen küçük kanallar (gully).



Şekil 6.15 Apronda, yaklaşık 1820 m su derinliklerinde bir kanyon duvarından alınmış olan ve saydam moloz akmasını gösteren 100 kHz sonar (üstte) ve 2-7 kHz Chirp subbottom profiller (altta) ROV kaydı (ROV20 hattı).

Kanyonların bulunmadığı kısımlarda, kanyon duvarları arasında kalan kanal bankı sistemlerinde oluşan güncel kütle hareketleri, zaman içerisinde kendisini tekrarlayan çok-aşamalı rotasyonel kaymalar şeklinde oluşmaktadır. Bu hareketler genellikle rotasyonel fayların kontrolü altında gelişmektedir. Şekil 6.16' daki MAK53 hattı, böyle bir kütle hareketine örnek olarak verilmiştir. Kesitte, çok sayıda rotasyonel faylanma mevcut olup, deniz tabanı eğiminin göreceli olarak yüksek olduğu kısımlarda (örneğin 1300-1450 m su derinlikleri arasında) bu fayların arasındaki kalıntı kaymalar ve bu kaymaların kayma düzlemleri olarak yorumlanan bükülmüş yapıdaki tortul birimleri de gözlemek olasıdır. Rotasyonel faylar arasındaki mesafe ortalama 150 m' dir. Kalıntı kaymaların derinliği deniz tabanından itibaren yaklaşık 25-30 m' dir. Ayrıca kesitin 1280-1400 m su derinlikleri arasında kalan kısmında, bu rotasyonel fayların hemen üzerinde, kalınlıkları 10-20 m arasında değişen iki güncel kayma yapısı da göze çarpmaktadır. Bu kayma yapılarının olası sınırları kesikli çizgilerle gösterilmiştir. Kayan malzeme, subbottom profiller kesitinde akustik olarak oldukça saydam bir görüntü sergilemektedir. Her iki kayma yapısının hemen eğim yukarı kısmında uçurum (scarp) yapıları oluşmuştur.

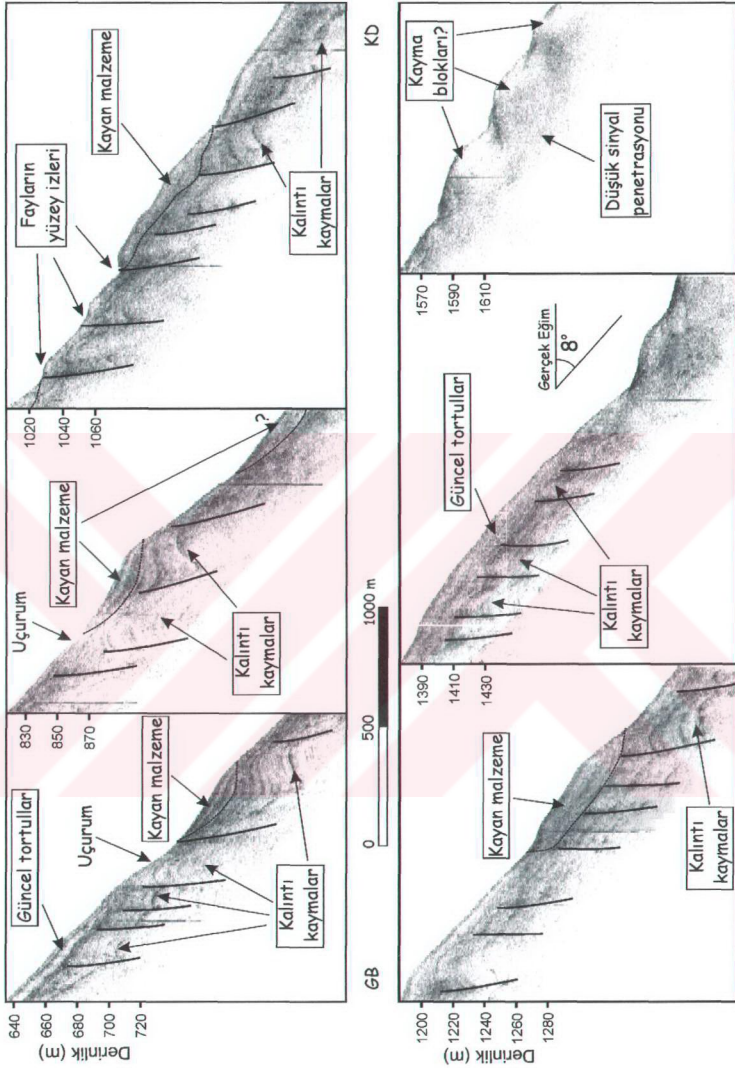
MAK53 hattı (Şekil 6.16), yaklaşık 1500 m su derinliklerinden hemen sonra, ikincil bir kanyon eksenini kesmektedir. Subbottom profiller kesitinde, kanyon ekseninin hemen altında oldukça düşük sinyal penetrasyonu nedeniyle tortul birimleri gözlemek olası değildir. Kanyonun kuzeydoğu duvarının alt kısmı kaotik bir yansıma formu sunmakta olup, bu zonun orta kısmında kayma yapısı olarak yorumlanmış olan bir blok gözlenmektedir. Bu zonun hemen kuzeydoğusundan itibaren ortalama 3,4° eğimle uzanan deniz tabanının hemen altında, paralel ve deforme olmamış alt kıtasal yamaca ait güncel tortul birimler görülmektedir. Bu birimlerin hemen altında ise, düşeye yakın fay düzlemi eğimlerine sahip rotasyonel faylar mevcut olup, güncel tortul birimleri etkilemeyen bu fayları 1800 m su derinliklerine kadar gözlemek mümkündür. Yaklaşık 1850 m su derinliğinde kıtasal yamaçtan apron kısmına geçiş bölgesinde ise, deniz tabanını da etkileyerek küçük bir uçurum yapısı meydana getiren kuzeydoğu eğimli bir fay mevcuttur. Bu fayın hemen kuzeydoğu kısmında, göreceli olarak yüksek penetrasyon veren deforme olmamış paralel tortul tabakalardan oluşan apron birimlerini görmek mümkündür.



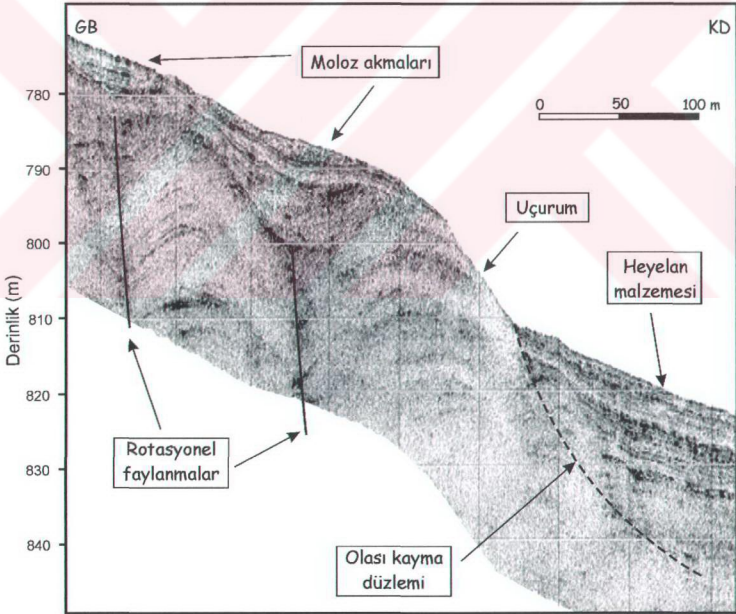
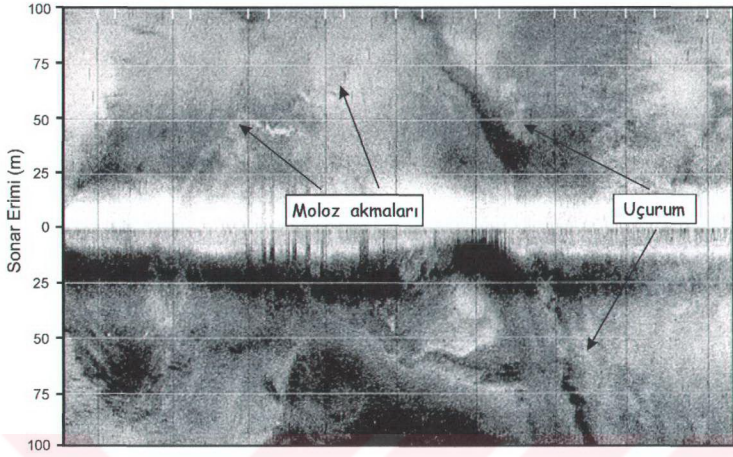
Şekil 6.16 Yamaç eğimine paralel uzanan MAK53 hattı subbottom profiller kaydı. Kesitte çok sayıda rotasyonel faylanma ile birlikte, hemen arkalarında uçurum yapıları oluşturan kayma blokları gözlenmektedir.

Şekil 6.17' de, yine yamaç eğimine paralel uzanan MAK28 hattının 5 kHz subbottom profiler kesiti görülmektedir. Kesitte hemen hemen tüm yamaç boyunca (yaklaşık 670 m' den 1500 m su derinliklerine kadar) rotasyonel faylanmalar ve bu faylanmaların arasında, kalıntı kayma blokları olarak yorumlanmış bükülmüş tortul birimleri görmek mümkündür. MAK53 subbottom profiler kesitinde görülen rotasyonel faylardan farklı olarak, yaklaşık 1030-1150 m su derinlikleri arasında, bu rotasyonel faylar güncel tortul birimleri de etkilemektedirler. Hatta bu fayların deniz tabanını da etkileyerek, deniz tabanında küçük çöküntü yapıları meydana getirdikleri de görülmektedir. 1500 m su derinliklerinden sonra kesitte sinyal penetrasyonu oldukça düşük olup, bu kısımlarda deniz tabanında görülen küçük dom şekilli yapılar olası kayma blokları olarak yorumlanmıştır. Kesitte gözlenen kayma bloklarının olası sınırları yine kesikli çizgilerle gösterilmiştir. Yamacın üst/orta kısımlarında, yaklaşık 1000 m su derinliklerine kadar, kayma yapılarının eğim yukarı (güneybatı) kısımlarında karakteristik uçurum yapıları mevcuttur. Alt kıtasal yamaçta, yaklaşık 1000 m su derinliklerinden sonra ise, kayma bloklarının deniz tabanında pozitif rölyef oluşturan bombeli veya küçük boyutlu tümsek şekilli yapılar şeklinde olduğu ve bu tür kayma yapılarının eğim yukarı kısmında herhangi bir uçurum yapısının mevcut olmadığı görülmektedir.

Şekil 6.18' de, üst kıtasal yamaçtan ROV kullanılarak alınmış olan ROV23 hattına ait ayrıntılı 2-7 kHz Chirp subbottom profiler ve 100 kHz sonar kaydının, 770-820 m su derinlikleri arasında kalan kısmı verilmiştir. Veri bir kanal bankı üzerinden alınmış olup, rotasyonel faylar ROV verisinde de oldukça belirgindir. Kalıntı kayma yapıları rotasyonel faylar boyunca birbirlerinden ayrılmakta ve ROV kaydında bükülmüş tortul birimler olarak görülmektedir. Rotasyonel fayların üst kısımları, subbottom profiler kaydında lens biçimli olarak görülen moloz akıntı malzemesi ile doldurulmuş olup, bu malzemenin sınırları sonar kaydında açıkça görülmektedir. Kaydın kuzeydoğu kısmında içsel tortul birimleri deforme olmaması bir heyelan oluşumu gözlenmekte olup, heyelanın olası kayma düzlemi kesikli çizgi ile gösterilmiştir. Heyelanın eğim yukarı kısmında oluşan karakteristik uçurum yapısı, sonar kaydında oldukça yüksek geri saçınım sunan çizgisel bir yapı olarak görülmektedir.



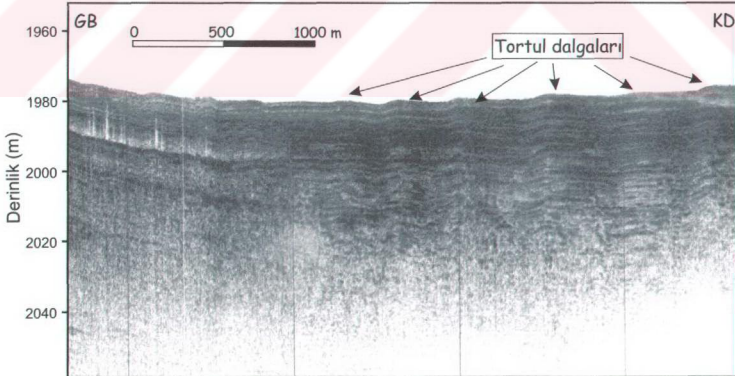
Şekil 6.17 Yamaç eğimine paralel uzanan MAK28 hattı subbottom profiler kaydı. Üst/orta yamaçtaki kaymaların arkalarında uçurum yapıları mevcutken, alt kıtasal yamaçtaki kayma bloklarının pozitif dom şekilli oldukları gözlenmektedir.



Şekil 6.18 Üst kıtasal yamaç kısmından alınmış, ROV üzerine monte edilmiş 100 kHz sonar (üstte) ve 2-7 kHz Chirp subbottom profiler (altta) kaydı (ROV23 hattı).

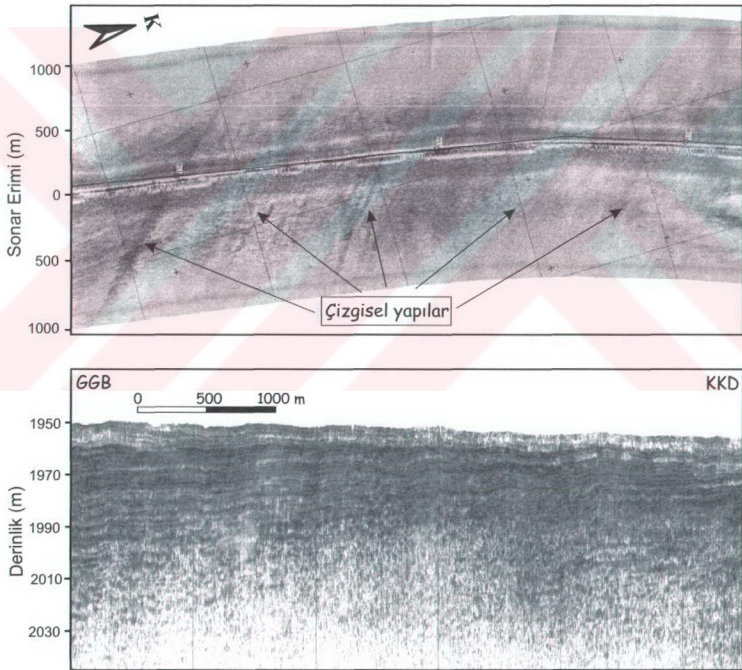
Kıtasal yamacın hemen alt kısmında, apron bölgesinin büyük bölümünde, ortalama 1800 m batimetrik konturundan itibaren, subbottom profiler kayıtlarında sigmoidal yapıda göç eden tortul dalgaları gözlenmektedir. Şekil 6.19' daki MAK65 subbottom profiler kesiti, bu tür göç eden yapıdaki tortul dalgalarına örnek olarak verilmiştir. Tortul dalgalarının dalgaboyu 300-550 m arasında değişmektedir. Dalga yükseklikleri göreceli olarak düşük ve ortalama 2 m civarında olup, derinlere doğru azalmaktadır. Tüm dünya üzerinde gözlenen tortul dalgalarının dalgaboyları ve dalga yükseklikleri, sırasıyla 0,6-6 km ve 3-100 m arasında değişmektedir (Donda ve diğer., 2003).

Çalışma alanında gözlenen tortul dalgalarının büyüklükleri, bu değerlerin oldukça altındadır. Örneğin, Orinoco tortul dalga alanında, tortul dalgalarının dalgaboyları ve dalga yükseklikleri, sırasıyla 2600 m ve 15 m (Ercilla ve diğer., 2002), Okhotsk denizinde ise sırasıyla 800 m ve 35 m civarındadır (Wong ve diğer., 2003). Çalışma alanındaki tortul dalgalarının özellikle genlik değerlerinin bu denli düşük olmasının nedeni, bölgedeki taban akıntılarının şiddetinin ve tortul dalga alanının bulunduğu apron ve abisal düzlük kısmının batimetrik eğiminin oldukça düşük olması şeklinde yorumlanmıştır.



Şekil 6.19 Apron bölgesinde, yaklaşık 1880 m su derinliklerinden alınmış MAK65 hattının subbottom profiler kesiti. Kesitte, dalga boyları 300-550 m arasında değişen çok sayıda göç eden tortul dalgaları görülmektedir.

Tortul dalgaları, fay veya diyapir türü bozucu yapılardan etkilenmemiş, iyi tabakalanmış bir içsel yapı sunmakta ve tortul birimlerin kalınlığının tepe ve çukur kısımlarda büyük çapta değişmediği görülmektedir. Tortul dalgalarının çukur kısımları, Şekil 6.20’ de verilen MAK3 hattının sonar kaydında, yüksek geri saçınım veren çizgisellikler olarak görülmektedir. Bu çizgisellikler yaklaşık olarak kuzeybatı-güneydoğu doğrultusunda olup, buradan tortul dalgası hareketinin kuzeydoğu-güneybatı yönlü olduğu sonucu çıkarılmıştır. Ayrıca, subbottom profiler kesitlerinde, tortul dalgalarının güneybatı kanatlarının daha dik olduğu görülmektedir (Şekil 6.19). Bu durum, dalga hareket yönünün güneybatıya doğru (kıtasal yamaca doğru) olduğu şeklinde yorumlanmıştır.



Şekil 6.20 Aprondan abisal düzlüğe geçiş bölgesinden alınmış MAK3 hattının sonar (üstte) ve subbottom profiler (altta) kesiti. Sonar kaydında tortul dalgalarının çukur bölgeleri, yüksek geri saçınım veren çizgisellikler olarak görülmektedir.

Göç eden tortul dalgalarının olası oluşum mekanizması için, tektonik yapının kontrolü altında gelişen tortul dalgaları veya taban akıntılarının (turbidite veya kontur akıntıları) neden olduğu tortul dalgalarından bahsetmek mümkündür (Masson, Howe ve Stoker, 2002; Wynn ve Stow, 2002). Bölgenin aprondan abisal düzlüğe geçiş kısmında yer alan tortul dalgaları alanı, çalışma alanının tektonik açıdan oldukça pasif bir bölgesidir. Derin sismik veriler, bölgede aktif olabilecek herhangi bir fay veya fay sisteminin var olmadığını göstermektedir. Ayrıca bölge tektonik olarak güncel bir sıkışma etkisi altında da olmayıp, sıkışma olayını işaret eden diyapir, katlanma vb. yapılarla rastlanmamıştır. Bu verilerden yola çıkarak, tortul dalgalarının faylanma ve/veya katlanma gibi tektonik olayların etkisi altında gelişmemiş olduğunu söylemek olasıdır. Dolayısıyla, tortul dalgalarının oluşumunda etkin rolü kontur veya turbidite akıntılarının oynamakta olduğunu söylemek mümkündür.

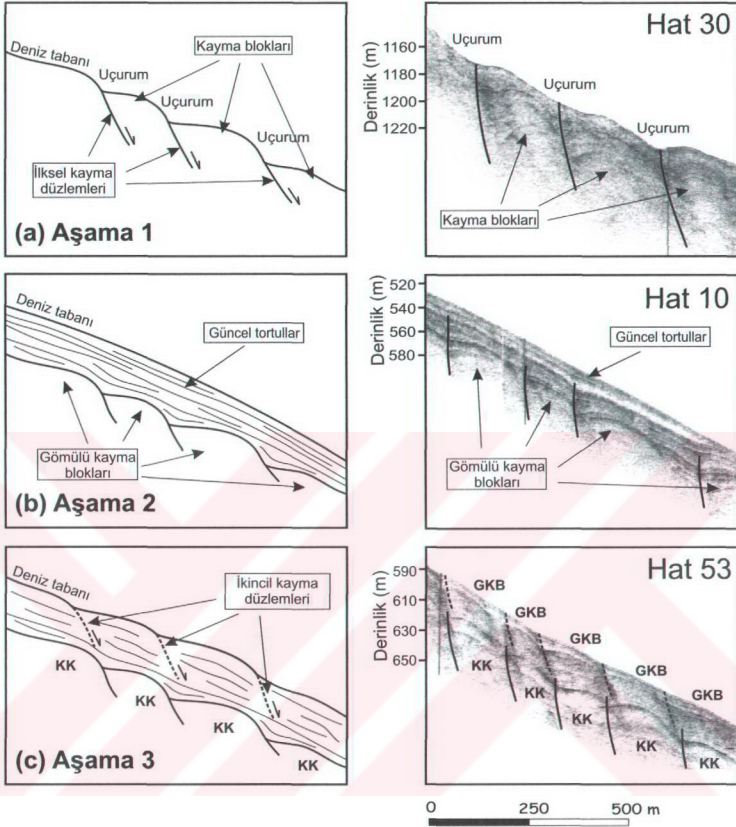
Kontur akıntıları sonucu oluşan tortul dalga alanları da dünya üzerinde gözlenmekle birlikte (örn., Howe, 1996; Wong ve diğer., 2003; Masson, Howe ve Stoker, 2002; Dorn ve Werner, 1993), dünyadaki tortul dalga alanlarının çoğu turbidite akıntısı kaynaklıdır (örn., Ercilla ve diğer., 2002; Wynn ve diğer., 2000). Turbidite ve kontur akıntıları sonucu oluşan tortul dalgaları arasındaki temel farklılık, turbidite akıntısı kaynaklı dalgaların, kanyon duvarları veya 0.03 civarında yüksek eğimli ve dik kıtasal yamaçlarda oluşmasıdır (Wynn ve diğer., 2000; Howe, 1996; Nakajima ve Satoh, 2001; Donda ve diğer., 2003). Kontur akıntısı kaynaklı dalgalar ise, daha çok abisal düzlükler gibi düşük bir batimetrik gradyente sahip düz ve yatay deniz tabanı bölgelerinde meydana gelmektedir (Nakajima ve Satoh, 2001).

Çalışma alanındaki batimetrik gradyent en fazla 0.06 ve ortalama 0.017 civarında olup, gerçekte bu eğimde, turbiditik akıntılarının oluşması ve sürekliliği genellikle mümkün değildir. Ayrıca bölgede kanal duvarı karmaşıkları, kanyon sistemleri veya bunların uzantıları da mevcut değildir ve bölgede kütle hareketi birikimleri veya erozyonal yüzeyler gibi turbidite akıntılarının varlığını işaret eden herhangi bir oluşum mevcut değildir. Bu nedenle, tortul dalgalarının oluşumundaki etkin taban akıntısı türünün kontur akıntıları olduğu sonucuna varılmıştır.

6.4.4 Yamaçtaki Kaymaların Olası Oluşum Mekanizması

Kıtasal yamaç üzerinde kaymalar, üst yamaçtaki kanyon duvarlarında ve dik açık kıtasal yamaç bölgelerinde meydana gelmektedir. Çok kanallı sismik veri ve 5 kHz subbottom profiler verisi, açık kıtasal yamacın orta kısımlarının rotasyonel faylanmalardan geniş çapta etkilendiğini göstermektedir. Bu kısımdaki kaymalar, bu rotasyonel fayların kontrolü altında gelişmektedir. 5 kHz subbottom profiler verisi, yamaç üzerinde gelişen kayma işlemlerinin, Cadiz körfezine benzer şekilde (Baraza, Ercilla ve Nelson, 1999), zaman içerisinde periyodik olarak kendisini tekrarladığını, aynı noktada zaman içerisinde ardışık olarak meydana gelen kaymalar sonucunda yamaçta bir dönemsel kayma yapısı meydana geldiğini göstermektedir.

Akustik veriden yola çıkarak bu tekrarlama işleminin evrelerini açıklayan bir kavramsal model ve bu modelin her aşamasına karşılık gelen bir örnek 5 kHz subbottom profiler verisi Şekil 6.21' de verilmiştir. Bu modele göre, çok-aşamalı kayma işlemi 3 ana aşamadan oluşmaktadır. İlk aşamada, sürekli tortul yüklenmesi, yamaç aşağı gravitasyonel çekme ve bunun sonucu oluşan olası çekme gerilmesi, türbidite akıntıları veya sismik tetikleme gibi farklı etkilerin tek başına, ya da bunların tümünün birlikte çalışması sonucu, kıtasal yamaç üzerindeki tortullar bloklar halinde yamaç aşağı kaymaktadır (Şekil 6.21a). Bu kayma sonucunda, her bloğun bir diğeri ile arasında bir rotasyonel kayma düzlemi (gerçekten bir rotasyonel faylanma) meydana gelir. Bu rotasyonel faylar gerçekte ilksel kayma düzlemleri olarak çalışmakta ve eğim aşağıda kalan bloğun eğim yukarda kalan bloğa göre, zaman içerisinde eğim aşağı yönde kaymasını sağlamaktadır. Bu faylar deniz tabanını da etkileyerek kayan blokların eğim yukarı kısmında düşük açılı bir uçurum yapısı oluşturur (Şekil 6.21a). İlksel kayma olayının ardından, devam eden tortulaşma ve bu tortulların yamaç aşağı düşük enerjili diğer birçok etki sonucu (özellikle gravite akmaları) sürekli bir şekilde taşınması nedeniyle, ikinci aşamada bu kayma bloklarının üzeri güncel tortullar ile kaplanır (Şekil 6.21b). Bir önceki aşamada deniz tabanını etkileyen rotasyonel faylar ve kayma yapıları artık gömülü hale gelmiş olup, deniz tabanında kayma ile ilgili herhangi bir işaret bulunmamaktadır.



Şekil 6.21 Çok-aşamalı kaymaların oluşumunu açıklayan kavramsal model (sol kolon, ölçeksizdir) ve karşılık gelen 5 kHz veri örneği (sağ kolon). (a) Rotasyonel faylar boyunca oluşan güncel kaymalar ve kayma uçurumları, (b) güncel tortulların kayma bloklarını örtmesi, ve (c) ikincil kayma düzlemleri (kesikli çizgiler) boyunca tekrar kayma oluşumu. (KK: gömülü kaymalar, GKB: güncel kayma blokları).

Üçüncü ve son aşamada, ilk aşamadaki farklı etkilerin tekrar çalışması sonucunda, gömülü kayma bloklarını örten güncel tortullar içerisinde yine blok şekilli kayma yapıları meydana gelir. Kaymalar ilk aşamadaki gibi rotasyonel faylar boyunca oluşur. Bu ikincil kayma düzlemleri Şekil 6.21c’ de kesikli çizgilerle gösterilmiştir.

Bu yeni oluşan rotasyonel faylar da deniz tabanını etkileyerek yeni uçurum yapılarının oluşmasına neden olur. İlk aşamada kaymış olan tortul blokları, bu aşamada, 5 kHz verisi üzerinde oldukça yüksek genlikte yansıma veren kalıntı kayma (KK) yapıları haline gelirler ve güncel tortullar içerisinde oluşan güncel kayma bloklarının (GKB) altında uzanırlar (Şekil 6.21c). Kıtasal yamaç üzerinde kayma işlemleri bu şekilde aşamalı olarak ardışık devam ederek, bir kütle taşınım ve birikim mekanizması meydana getirirler. Sonuçta meydana gelen ve üst üste yığılmış kayma bloklarından oluşan tortul yapı, akustik veri üzerinde oldukça kaotik bir yansıma şekli sunar.

Birçok araştırmacı, geniş ölçekli kaymaların tetikleme mekanizması olarak sismik yükü göstermektedir (örn. Casas ve diğer., 2003; Bøe ve diğer., 2000; Evans ve diğer., 1996; Lee ve Baraza, 1999; von Huene, Ranero ve Watts, 2004). Çalışma alanı oldukça aktif yanal atımlı Kuzey Anadolu Fayı (KAF)' nın hemen kuzeyinde yer almakta olup, Archangelsky Sırtı ile Sinop baseninin tektoniği üzerinde dikkate değer etkiye sahiptir (Rangin ve diğer., 2002). KAF' ın kendisi, çalışma alanında kaymaları tetikleyebilecek VI veya daha büyük depremler üretebilecek kapasiteye sahiptir. Bununla birlikte, akustik veri, çalışma alanı kıtasal yamacında bu tür büyük bir kayma yapısının var olmadığını işaret etmektedir. Örneğin Ebro yamacındaki Columbres kayması 10 km (Casas ve diğer., 2003), Norveç açıklarındaki Karmsundet kayması ise 8 km (Bøe ve diğer., 2000) genişliğe sahipken, çalışma alanındaki en büyük kayma bloğu yaklaşık 500 m genişliğindedir. Eğer kaymaların ana tetikleme mekanizması, KAF nedeniyle oluşan sismik etki olmuş olsaydı, akustik veride çok daha geniş çaplı kaymalar gözlenmesi gerekecekti. Bu yüzden, KAF' ın olası etkisinin yanı sıra, olası tetikleme mekanizması olarak, dik yamaçlar ve/veya gravitasyonel yüklenme ile birlikte, gaz varlığı nedeniyle oluşabilen aşırı boşluk basıncı da dikkate alınmalıdır. Tüm bu faktörlerin hep birlikte çalışması da olası olmakla birlikte, dik yamaçlar üzerinde sürekli tortulaşma nedeniyle oluşan gravitasyonel yüklenmenin, yamaç aşağı gravite akmaları ve küçük ölçekli kaymalar gibi kütle hareketlerinin çoğunun başlatılmasında önemli rol oynadığı sonucuna varılmıştır. Kıtasal yamacın çok-aşamalı kayma özelliğinde olması dikkate alınarak, dönemsel olarak tekrarlanan taban akıntıları, özellikle türbidite akıntılarının bu tür çoklu kayma işlemine katkıda bulunabileceği de düşünülmektedir.

BÖLÜM 7

SONUÇLAR

Bu çalışmada, Yeşilırmak delta şelfi, kıtasal yamacı ve apron bölgesindeki sıg gaz birikimleri ve bunların sedimantolojik yapıya etkileri, gaz hidrat oluşumu ve güncel kütle hareketleri gibi jeolojik işlemler, yüksek ayrımlı akustik veriler kullanılarak incelenmiştir. Tüm bu farklı jeolojik ve jeomorfolojik oluşumlar arasındaki temel ilişki sıg gaz birikimlerince kurulmakta olup, pockmark, gaz hidrat ve tortul duraysızlığı gibi oluşumların temelinde yatan ana etmen sıg gaz birikimidir. Çalışmada, farklı ayrımlılık ve penetrasyon özelliklerine sahip akustik veriler yorumlanmaya çalışılmış, bölgenin sıg ve derin yapısı akustik olarak ilişkilendirilmeye çalışılmıştır. Çalışmada, pockmark oluşumları, gaz hidrat birikimleri ve kıtasal yamaçtaki kayma işlemleri için, Karadeniz' in bu bölgesine ait yeni ve özgün kavramsal modeller geliştirilmiştir.

Yeşilırmak nehrinin taşıdığı büyük miktarlardaki organik malzemenin, bölgede geniş çaplı sıg gaz birikimlerine katkıda bulunduğu düşünülmektedir. Çalışma alanında, yüksek ayrımlı MAK-1 verileri üzerinde yansımasız boşluk zonları oluşturan akustik perde, sütun, örtü ve akustik türbidite türü gaz birikimleri gözlenmektedir. Sıg gaz birikimleri çalışma alanının her bölgesinde görülmekte, özellikle şelf ve apron bölgesinde, yüzlerce metrelik alanları kapsayan geniş hatlar boyunca akustik türbidite türü sıg gaz birikimleri gözlenmektedir. Çoğu zaman bu birikimlerin üst yüzeylerinin derinlikleri 10 m' den azdır. Apron kısmındaki sıg gaz birikimleri genellikle dom şekilli birikimlerdir ve bunların derin yapılarla ilişkisi mevcut olup termojenik kökenli olma olasılıkları nedeniyle, bu kısımdaki gaz birikimleri daha derinlerdeki ekonomik birikimleri işaret edebilir. Apron kısmında geniş çaplı sinüs hatları gözlenmekte olup, bunların altta uzanan sıg gaz birikimleri ile ilişkili olan küçük ölçekli tortul hareketleri sonucu oluştukları düşünülmektedir.

Bölgenin şelf kısmında, çapları 50-120 m arasında değişen dairesel şekilli ve genişlikleri 300 m uzunlukları ise 2-3 km' ye ulaşabilen uzunlamasına yapıdaki pockmark yapılarını içeren bir pockmark alanı mevcuttur. Derin sismik verideki çok sayıdaki gömülü pockmark, bölgedeki aşırı basınç koşullarının uzun jeolojik

zamanlar boyunca dönemsel olarak değiştiğini işaret etmektedir. Pockmarklar üzerinden gaz püskürmesinin kesilmesi ve tekrar aktif hale gelmesi dönemsel olarak devam etmekte ve düşey yığılmış yapıda pockmark yapıları meydana gelmektedir. Aşırı basınç koşullarındaki dönemsel değişimlerin, sismolojik olarak sürülen dönemsel aşırı basınç koşulları sonucu oluştuğu ve aktif Kuzey Anadolu Fayı' nın bu döngüde pay sahibi olduğu düşünülmektedir. Bölgedeki uzunlamasına pockmarkların, küçük ölçekli dairesel pockmarkların birleşmesi sonucu oluştuğu, ayrıca, türbidite akıntıları gibi deniz tabanı akıntılarının birbirine yakın pockmarklar arasındaki güncel tortulları aşındırıp sürükleyerek, bu pockmarkların birleşmesine katkıda bulunabileceği sonucuna varılmıştır. Buna ek olarak, uzunlamasına pockmarkların şelf kırılma bölgesinde yoğunlaşması, bunların oluşumunda, yamaç aşağı çekme gerilmesi sonucu oluşabilen doğrusal bozulma zonlarının da etkili olduğunu göstermektedir.

Çalışma alanının 250-700 m su derinliklerinde, MAK-1 subbottom profiller kesitleri üzerinde deniz tabanından 25-60 m derinliklerde oldukça yüksek genlikte yansımalar gözlenmekte olup, bunlar hidrojen sülfürce zengin gaz hidrat tabakalarından alınan yansımalar olarak yorumlanmışlardır. Çalışma alanında hidrojen sülfür üretimi, deniz tabanından itibaren ortalama 35 m derinliklere kadar “sülfat indirgeyen bakterilerin” aktivitesi sonucu “yerinde” üretilmekte, bu nedenle bu zon içerisinde sülfat hızla indirgenerek yok edilmekte, bu derinliğin altındaki karbonat indirgeme zonunda ise metan üretimi meydana gelmektedir. Üretilen H_2S ' nin bir kısmı FeS olarak çökmekte, ortamdaki demir tüketildikten sonra, geriye kalan H_2S ise, sülfat indirgeme zonu içerisinde serbest formda bulunmaktadır. Gaz hidrat tabakalarının ise, metan gazının hidrojen sülfür ile birleştiği bu iki zonun arasındaki sınır boyunca oluştuğu öngörülmüştür. Hidrat zonu, kalınlıkları deniz tabanına doğru azalan lens şekilli çok sayıdaki gaz hidrat tabakasından meydana gelmektedir. Hidratı oluşturan H_2S -metan karışımında, her iki gazın karışım oranları bilinmemektedir. Ancak, çalışma alanındaki en sık sığ sularda oluşan gaz hidratların termobarik koşulları dikkate alındığında, hidrat yapısı içerisinde en az %10 H_2S ve en çok %90 metan gazının bulunması gerektiği söylenebilir. Karbonat indirgeme zonunda üretilen metan, göreceli olarak yüksek basınç etkisiyle yukarı hareket

etmeye zorlanırken, bu zonun üst sınırında olasılıkla bir gaz cephesi oluşturmaktadır. Bu gaz cephesi boyunca metanın H_2S ile birleşimi sonucu, hidrojen sülfürce zengin gaz hidrat birikimlerinin meydana geldiği sonucuna varılmıştır.

Çalışma alanının kıtasal yamaç kısmında iyi gelişmiş kanyon sistemleri bulunmaktadır. Bu kanyonlar, genellikle ana kanyonlara bağlanarak toplayıcı kanyon sistemlerini meydana getiren birçok ikincil kanyondan oluşmaktadır. Bu kanyonların kanyon başları, erozyonal işlemler açısından oldukça aktif olarak görülmektedir. Kıtasal yamaç üzerinde hem kanyonların içerisinde ve hem de açık kıtasal yamaç kısmında belirgin kütle hareketleri gözlenmiştir. Yamaç üzerindeki bu kütle hareketleri, (a) kanyon duvarları üzerinden kanyon eksenine doğru moloz akmaları ve kaymalar şeklinde, (b) kanal bankı veya açık kıtasal yamaç bölgelerinde dönme faylarının kontrolü altında gelişen kütle hareketleri ve bunların oluşturduğu uçurum yapıları şeklinde, ve (c) apron ve abisal düzlük kısmında ise, konturit akıntıları sonucu meydana gelen tortul dalgaları şeklinde oluşmaktadır. Açık kıtasal yamaç üzerinde oluşan küçük ölçekli kaymalar, aynı noktada zaman içerisinde dönemsel olarak birçok kayma olayının gözlemlendiği çok-aşamalı kaymalar şeklinde gözlenmekte, bu şekilde oluşan ardışık kaymalar düşey yönde birbirlerinin üzerine yığılmış olarak görülmektedir. Bu yapıların oluşumunda dönme fayları, ilksel kayma düzlemleri olarak davranmaktadır. Kaymaları tetikleyen en önemli mekanizmanın gravitasyonel yük olduğu, aşırı basınç altındaki gözenek sıvıları ve sık gaz birikiminin de duraysızlığa katkıda bulunduğu sonucuna varılmıştır.

Bölgede gözlenen ve pockmark oluşumları, gaz hidrat birikimleri ve kayma yapıları üzerinde doğrudan etkili olan bu geniş çaplı gaz birikimlerinin kaynağı henüz kesinlik kazanmış değildir. Denizel tortullardaki gazın termojenik veya biyojenik kökenli olduğunun kesin kanıtı gaz kromatografi çalışmalarından elde edilmekte olup, bölgedeki gazın sık veya derin kaynaklı olduğu ancak gaz kromatografisi çalışmaları ile anlaşılabilir. Ayrıca, çalışma alanında veya yakınlarında herhangi bir ODP veya DSDP noktasının bulunmaması, bu çalışmada akustik veriden çıkarılan sonuçların jeokimyasal olarak desteklenmesine olanak tanımamaktadır. Çalışma alanındaki sülfat indirgeme oranlarının, sülfat indirgeme

zonunun derinliğinin, bölgedeki metan ve serbest H₂S ve (çökelmiş olan FeS ile birlikte) toplam sülfür yoğunluklarının derinlikle değişiminin kesin olarak bilinmesi, ancak ODP log çalışmaları ile mümkün olabilir.

Bölgede yapılması olası sondaj, boru hattı, platform vb. mühendislik yapılarının konumlandırılması ve güvenliği açısından, bu çalışmada ortaya konulan sığ gaz birikimleri, pockmarklar ve gaz hidrat oluşumları ile, kanyon ve erozyonal oluşumların konumlarının göz önünde bulundurulması gerekmektedir.



KAYNAKLAR

- Aharon, P., & Fu, B. (2000). Microbial sulfate reduction rates and sulfur and oxygen isotope fractionations at oil and gas seeps in deepwater Gulf of Mexico. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64, 233-246.
- Amouroux, D., Roberts, G., Rapsomanikis, S., & Andreae, M.O. (2002). Biogenic gas (CH₄, N₂O, DMS) emission to the atmosphere from near-shore and shelf waters of the north-western Black Sea. *Coastal and Shelf Science*, 54, 575-587.
- Anderson, A.L. (1992). Remote acoustic characterization of the seafloor including gassy and hydrated sediment regions. 2nd international offshore and polar engineering conference proceedings, *International Society of Offshore and Polar Engineering*, Golden Colorado, pp. 674-683.
- Andreassen, K., Hart, P.E., & MacKay, M. (1997). Amplitude versus offset modeling of the bottom-simulating reflection associated with submarine gas hydrates. *Marine Geology*, 137, 25-40.
- Andrussov, N.I. (1893). On the state of the Black Sea basin in the Pliocene epoch. *Geol. Paleont. St. Pet., Melang*, 1, 165-178.
- Bagirov, E., Nadirov, R., & Lerche, I. (1997). Hydrocarbon evolution for a north-south section of the South Caspian Basin. *Mar. and Petrol. Geol.*, 14, 773-854.
- Baltzer, A., Nouze, H., & Cochonat, P. (2001). Trapped shallow gas above BSR? *EUG XI Congress*, Strasbourg, pp 516-517.
- Baraza, J., & Ercilla, G. (1996). Gas-charged sediments and large pockmark-like features on the Gulf of Cadiz slope (SW Spain). *Marine and Petroleum Geology*, 13, 253-261.
- Baraza, J., Ercilla, G., & Nelson, C.H. (1999). Potential geologic hazards on the eastern Gulf of Cadiz slope (SW Spain). *Marine Geology*, 155, 191-215.
- Barka, A., & Reilinger, R. (1997). Active tectonics of the Eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data. *Annali di Geofisica*, XL, 587-610.
- Bøe, R., Hovland, M., Instanes, A., Rise, L., & Vasshus, S. (2000). Submarine slide scars and mass movements in Karmsundet and Skudenesfjorden, southwestern Norway: morphology and evolution. *Marine Geology*, 167, 147-165.

- Borowski, W.S., Paul, C.K., & Ussler, W. (1996). Marine pore-water sulfate profiles indicate in situ methane flux from underlying gas hydrate. *Geology*, 24, 655-658.
- Boulegue, J., Lord, C.J., & Church, T.M. (1982). Sulfur speciation and associated trace metals (Fe, Cu) in the pore waters of Great Marsh, Delaware. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46, 453-464.
- Brüchert, V., Jørgensen, B., Neumann, K., Riechmann, D., Schlösser, M., & Schulz, H. (2003). Regulation of bacterial sulfate reduction and hydrogen sulfide fluxes in the central Namibian coastal upwelling zone. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67, 4505-4518.
- Busmann, I., & Suess, E. (1994). Groundwater seepage in Eckernförde Bay (western Baltic Sea): effect on methane and salinity distribution of the water column. *Continental Shelf Research*, 18, 1795-1806.
- Cadet, J.P., Kobayashi, K., Aubouin, J., Boulegue, J., Deplus, C., Dubois, et al. (1987). The Japan Trench and its juncture with the Kuril trench: Cruise results of the Kaiko project, Leg 3. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 83, 267-285.
- Camerlenghi, A., Domack, E., Rebecco, M., Gilbert, R., Ishman, S., Leventer, A., et al. (2001). Glacial morphology and post-glacial contourites in northern Prince Gustav Channel (NW Weddell Sea, Antarctica). *Marine Geophysical Researches*, 22, 417-443.
- Casas, D., Ercilla, G., Baraza, J., Alonso, B., & Maldonado, A. (2003). Recent mass-movement processes on the Ebro continental slope (NW Mediterranean). *Marine and Petroleum Geology*, 20, 445-457.
- Cherkis, N.Z., Max, M.D., Vogt, P.R., Crane, K., Midthassel, A., & Sundvor, E. (1999). Large-scale mass wasting on the north Spitsbergen continental margin, Arctic Ocean. *Geo-Marine Letters*, 19, 131-142.
- Codispoti, L.A., Friederich, G.E., Murray, J.W., & Sakamoto, C.M. (1991). Chemical variability in the Black Sea-implications of continuous vertical profiles that penetrated the oxic anoxic interface. *Deep-Sea Research*, 38, 691-710.
- Coleman, J.M., & Prior, D.B. (1988). Mass wasting on continental margins. *Annual Review of Earth Planetary Sciences*, 16, 101-119.
- Curzi, P.V., & Veggiani, A. (1985). I pockmarks nel mare Adriatico centrale, *Acta Nat. Ateneo Parmense*, 21, 9-90.

- Çifçi, G., Ergün, M., & Dondurur, D. (2000). Gas-hydrate accumulations in the Black Sea. *1st Turkish International Oil and Gas Congress and Exhibition (TURKIOG-2000)*, İstanbul, Turkey.
- Çifçi, G., Dondurur, D. & Ergün, M. (2001). Geleceğin enerji kaynağı gaz-hidratların sismik ve sonar yöntemleri ile araştırılması, *14. Türkiye Ulusal Jeofizik Kongresi*, Ankara.
- Çifçi, G., Dondurur, D., & Ergün, M. (2002a). Sonar and high resolution seismic studies in the Eastern Black Sea basin. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 11, 61-81.
- Çifçi, G., Dondurur, D. & Ergün, M. (2002b). Dzubga-Samsun (Rusya-Türkiye) Mavi Akım doğal gaz boru hattı güzergah seçiminde jeofizik ve jeoteknik çalışmalar, *4. Kıyı Mühendisliği Ulusal Sempozyumu*, Antalya.
- Çifçi, G., Dondurur, D., & 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., Krylov, O., & Ergün, M. (2003). Application of the complex trace attribute analysis to the seismic data from Sorokhin Trough (Northern Black Sea). *14th International Petroleum and Natural Gas Congress and Exhibition of Turkey*, Ankara, Turkey.
- Çifçi, G. & Dondurur, D. (2003). Recognition of Gas Hydrates by Geophysical Methods. *14th International Petroleum and Natural Gas Congress and Exhibition of Turkey*, Ankara, Turkey.
- Damcı, E., Demirbağ, E., & Sarıkavak, K. (2004). Bartın-Amasra açıklarında deniz sismiği verilerinin değerlendirilmesi, *16. Türkiye Uluslararası Jeofizik Kongre ve Sergisi*, Ankara.
- Damuth, J.E. (1980). Use of high-frequency (3.5-12 kHz) echograms in the study of near-bottom sedimentation processes in the deep-sea: A review. *Marine Geology*, 38, 51-75.
- Damuth, J.E., & Olson, H.C. (2001). Neogene-Quaternary contourite and related deposition on the West Shetland Slope and Faeroe-Shetland Channel revealed by high-resolution seismic studies. *Marine Geophysical Researches*, 22, 369-399.

- Dando, P.R., Hughes, J.A., Leahy, Y., Taylor, L.J., & Zivanovic, S. (1995). Earthquakes increase hydrothermal venting and nutrient inputs into the Aegean. *Continental Shelf Research*, 15, 655-662.
- Dasgupta, P. (2003). Sediment gravity flow-the conceptual problems. *Earth-Science Reviews*, 62, 265-281.
- Davis, E.E., Hyndman, R.D., & Villinger, H. (1990). Rates of fluid expulsion across the northern Cascadia accretionary prism: constraints from new heat flow and multichannel seismic reflection data. *J. Geophys. Res.*, 95, 8869-8889.
- Diaconescu, C.C., Kieckhefer, R.M., & Knapp, J.H. (2001). Geophysical evidence for gas hydrates in the deep water of the South Caspian Basin, Azerbaijan. *Marine and Petroleum Geology*, 18, 209-221
- Dickens, G.R., Paull, C.K., Wallace, P., & the ODP Leg 164 Party (1997). Direct measurement of in situ methane quantities in a large gas-hydrate reservoir. *Nature*, 385, 426-428.
- Dillon, W.P. (1995). Distribution and controls on gas hydrate in the ocean floor environment. *Am. Assoc. for the Advanc. of Sci. Annual Meeting*, p. 32.
- Dimitrov, L.I. (2002). Contribution to atmospheric methane by natural seepages on the Bulgarian continental shelf. *Continental Shelf Research*, 22, 2429-2442.
- Dingle, R.V. (1977). The anatomy of a large submarine slump on a sheared continental margin (SE Africa). *J. Geol. Soc. London*, 134, 293-310.
- Dobrynin, B.F. (1922). Geomorphology of the Crimea, *Zemlevedeniye*, 1, 78-92.
- Donda, F., Brancolini, G., Santis, L., & Trincardi, F. (2003). Seismic facies and sedimentary processes on the continental rise off Wilkes Land (East Antarctica): evidence of bottom current activity. *Deep-Sea Research II*, 50, 1509-1527.
- Dondurur, D., Çifçi, G., & Ergün, M. (2001). Gas hydrate structures in the Eastern Black Sea Basin. 36th CIESM Congress, Monaco, In: *Rapp. Comm. Int. Mer. Medit.*, 36, p. 21.
- Dondurur, D., Çifçi, G. & Ergün, M. (2003). Doğu Karadeniz Türkiye Şelfindeki Pockmarkların Sığ ve Derin Yapıları. *Türkiye 15. Jeofizik Kongresi*, İzmir.
- Dorn, W.U., & Werner, F. (1993). The contour-current flow along the southern Iceland-Faeroe Ridge as documented by its bedforms and asymmetrical channel fillings. *Sedimentary Geology*, 82, 47-59.

- Drago, M. (2002). A coupled debris flow-turbidity current model. *Ocean Engineering*, 29, 1769-1780.
- Ellis, J.P., & McGuinness, W.T. (1986). Pockmarks of the northwestern Arabian Gulf. Proceedings of the Oceanology International Conference, *Oceanology International*, London, pp. 353-367.
- Embley, R.W. (1980). The role of mass transport in the distribution and character of deep ocean sediments with special reference to the North Atlantic. *Marine Geology* 38, 23-50.
- Ercilla, G., Alonso, B., Wynn, R.B., & Baraza, J. (2002). Turbidity current sediment waves on irregular slopes: observations from the Orinoco sediment-wave field. *Marine Geology*, 192, 171-187.
- Ergin, M., Gaines, A., Galletti, G.C., Chiavari, G., Fabbri, D., & Yücesoy-Eryılmaz, F. (1996). Early diagenesis of organic matter in recent Black Sea sediments: characterization and source assessment. *Applied Geochemistry*, 11, 711-720.
- Ergün, M., Çifçi, G., & Dondurur, D. (2001a). High resolution seismic and sonar characteristics of the Eastern Black Sea Turkish Continental Slope. 36th CIESM Congress, Monaco, *Rapp. Comm. Int. Mer. Medit.*, 36, p. 22.
- Ergün, M., Çifçi, G., & Dondurur, D. (2001b). Gas saturated sediment accumulations in the Black Sea and their sonar investigations. 11th Meeting of European Union of Geoscientists, Strasbourg, France.
- Ergün, M., Dondurur, D., & Çifçi, G. (2002). Acoustic evidence for shallow gas accumulations in the sediments of the Eastern Black Sea. *Terra Nova*, 14, 313-320.
- Eschard, R. (2001). Geological factors controlling sediment transport from platform to deep basin: a review. *Marine and Petroleum Geology*, 18, 487-490.
- Eva, C., Riuscetti, M., & Slejko, D. (1988). Seismicity of the Black Sea region. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 30, 53-65.
- Evans, D., King, E.L., Kenyon, N.H., Brett, C., & Wallis, D. (1996). Evidence for long-term instability in the Storegga Slide region off western Norway. *Marine Geology*, 130, 281-292.

- Fannin, N.G.T. (1980). The use of regional geological surveys in the North Sea and adjacent areas in the recognition of offshore hazards. In D.A. Ards (Ed.). *Offshore Site Investigations* (5-21). London: Graham and Trotman.
- Farre, J.A., McGregor, B.A., Ryan, W.G.F., & Robb, J.M. (1983). Breaching the shelfbreak: Passage from youthful to mature phase in submarine canyon evolution. In D.J. Stanley, & J.C. Moore (Eds.). *The Shelfbreak*. SEPM Spec. Publ. 33.
- Faugeres, J.C., Stow, D.A.V., Imbert, P., & Viana, A. (1999). Seismic features diagnostic of contourite drifts. *Marine Geology*, 162, 1-38.
- Field, M.E., Clarke, S.H., & Kvenvolden, K. (1980). Diapir-like ridges and possible hydrocarbon occurrence, northern California continental margin. *AAPG Bulletin*, 64, p. 706.
- Field, M.E., & Edwards, B.D. (1980). Slopes of the southern California borderland: A regime of mass transport. In M.E. Field, I.P. Colburn, & A.H. Bouma (Eds.). *Quaternary Depositional Environments of the Pacific Coast* (169-184) Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Pub.
- Field, M.E., & Jennings, A.E. (1987). Seafloor gas triggered by a northern California earthquake. *Marine and Petroleum Geology*, 77, 39-51.
- Finetti, I., Bricchi, G., Del Ben, A., Pipan, M., & Xuan, Z. (1988). Geophysical study of the Black Sea. *Bolletino Di Geofisica Teorika Ed Applicata*, 30, 197-324.
- Fleischer, P., Orsi, T.H., Richardson, M.D., & Anderson, A.L. (2001). Distribution of free gas in marine sediments: a global overview. *Geo-Mar. Lett.*, 21, 103-122.
- Floden, T., & Söderberg, P. (1988). Pockmarks and related seabed structures in some areas of Precambrian bedrock in Sweden. *Geol. Survey of Finland*, 6, 163-169.
- Fossing, H., Ferdelman, T.G., & Berg, P. (2000). Sulfate reduction and methane oxidation in continental margin sediments influenced by irrigation (South-East Atlantic off Namibia). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64, 897-910.
- Garcia, M.O., & Hull, D.M. (1994). Turbidites from giant Hawaiian landslides: results from Ocean Drilling Program site 842. *Geology*, 22, 159-162.
- Garcia-Gil, S., Vilas, F., & 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.

- Gardner, J.V., Amele, E.J., Gelfenbaum, G., Barnhardt, W., Lee, H., & Palmer, S. (2001). Mapping southern Puget Sound delta fronts after 2001 earthquake. *American Geophysical Union*, 82, 488-489.
- Ginsburg, G.D., Kremlev, A.N., Grigorev, M.N., Larkin, G.V., Pavlenkin, A.D., & Saltykova, N.A. (1990). Filtrogenic gas hydrates in the Black Sea. *Sov. Geol. Geophysics*, 31, 8-16.
- Ginsburg, G.D., & Soloviev, V.A. (1997). Methane migration within submarine gas-hydrate stability zone under deep-water conditions. *Marine Geology*, 137, 49-57.
- Ginsburg, G.D., & Soloviev, V.A. (1998). *Submarine gas hydrates*. Statoil, Norway.
- Golmshtok, A.Y., Zonenshein, L.Y., Terekhov, A.A., & Shainurov, R.V. (1992). Age, thermal evolution and history of the Black Sea basin based on heat flow and multichannel reflection data. *Tectonophysics*, 210, 273-293.
- Gontz, A.M., Belknap, D.F., Daniel, F., & Kelley, J.T. (2001). Evidence for changes in the Belfast Bay pockmark field, Maine. *Geological Society of America, Northeastern Section 36th Annual Meeting*.
- Görür, N. (1988). Timing of opening of the Black Sea Basin. *Tectonophysics*, 147, 247-262.
- Görür, N., & Tüysüz, O. (1997). Petroleum geology of the southern continental margin of the Black Sea. In A.G. Robinson (Ed.). *Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region* (241-254). AAPG Memoir.
- Grauls, D. (2001). Gas hydrates: importance and applications in petroleum exploration. *Marine and Petroleum Geology*, 18, 519-523.
- Gudmundsson, J.S., & Børrehaug, A. (1996). Frozen hydrate for transport of natural gas, 2nd International Conference on Natural Gas Hydrate, Toulouse, France.
- Hampton, M.A., Lee, H.J., & Locat, J. (1996). Submarine landslides. *Rev. Geophys.*, 34, 33-59.
- Hansen, J.W., Thamdrup, B., & Jørgensen, B.B. (2000). Anoxic incubation of sediment in gas-tight plastic bags: a method for biogeochemical process studies. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 208, 273-282.
- Hasiotis, T., Papatheodorou, G., Kastanos, N., & Ferentinos, G. (1997). A pockmark field in the Patras Gulf (Greece) and its activation during the 14/7/93 seismic event. *Marine and Petroleum Geology*, 130, 333-344.

- Hovland, M. (1981). Characteristics of pockmarks in the Norwegian Trench. *Marine Geology*, 39, 103-117.
- Hovland, M., Judd, A.G., & King, L.H. (1984). Characteristic features of pockmarks on the North Sea Floor and Scotian Shelf. *Sedimentology*, 31, 471-80.
- Hovland, M., & Sommerville, J.H. (1985). Characteristics of two natural gas seepages in the North Sea. *Marine Petrological Geology*, 20, 319-26.
- Hovland, M., Talbot, M.R., Quale, H., Olaussen, S., & Aasberg, L. (1987). Methane-related carbonate cements in pockmarks of the North Sea. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57, 881-892.
- Hovland, M., & Judd, A.G. (1988). *Seabed pockmarks and seepages, impact on geology, biology and marine environment*. London, Graham & Trotman.
- Hovland, M., & Curzi, P. (1989). Gas seepage and assumed mud diapirism in the Italian Central Adriatic Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 6, 161-169.
- Hovland, M., Judd, A.G., & Burke, R.A. (1993). The global production of methane from shallow submarine sources. *Chemosphere*, 26, 559-578.
- Hovland, M., Loseth, H., Bjorkum, P.A., Wensaas, L., & Arntsen, B. (1999). Seismic detection of shallow high pressure zones. *Offshore*, 94-95.
- Hovland, M., Gardner, J.V., & Judd, A.G. (2002). The significance of pockmarks to understanding fluid flow processes and geohazards. *Geofluids*, 2, 127-136
- Howe, J.A. (1996). Turbidite and contourite sediment waves in the Northern Rockall Trough, North Atlantic Ocean. *Sedimentology*, 43, 219-234.
- Hstü, K. J., Nacev, I. K., & Vuchev, V. T. (1977). Geologic evolution of Bulgaria in the light of plate tectonics. *Tectonophysics*, 40, 245-256.
- Hunt, J.M. (1974). Hydrocarbon geochemistry of Black Sea. In E.T. Degens, & D.A. Ross (Eds.). *The Black Sea-Geology, Chemistry and Biology* (499-504). AAPG Memoir, 20.
- Hunt, J.M., & Whelan, J.K. (1978). Dissolved gases in Black Sea sediments. In D.A. Ross, & Y.P. Neprochnov, (Eds.). *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project* (661-665). Washington: U.S. Government Printing Office.
- Hyndman, R.D., & Spence, G.D. (1992). A seismic study of methane hydrate marine bottom simulating reflectors. *Journal of Geophysical Research*, 97, 6683-6698.

- Ivanov, M.K., Limonov, A.F., & vanWeering, T.C.E. (1996). Comparative characteristics of the Black Sea and Mediterranean Ridge Mud Volcanoes. *Marine Geology*, 132, 253-271.
- Ivanov, M.K., & Woodside, J.M. (1996). Shallow gas and gas hydrates on the Crimean continental margin, Black Sea. *Abstract on gas hydrates: relevance to world margin stability and climatic change*, Gent, Belgium, p. 46.
- Ivanov, M.K., Limonov, A.F., & Woodside, J.M., (1998). Extensive deep fluid flux through the sea floor on the Crimean continental margin (Black Sea). In J.P. Henriot, & J. Mienert (Eds.). *Gas Hydrates: Relevance to World Margin Stability and Climate Change* (177-193). Geol. Soc. London Spec. Pub., 137.
- Jackson, J. (1992). Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in Eastern Turkey and the Caucasus. *Journal of Geophysical Research*, 97, 12471-12479.
- Jacobsen, M., Hudson, J.A., Minshull, T.A., & Singh, S.C. (2000). Elastic properties of hydrate-bearing sediments using effective medium theory. *Journal of Geophysical Research*, 105, 561-577.
- Judd, A.G., & Hovland, M. (1992). The evidence of shallow gas in marine sediments. *Continental Shelf Research*, 10, 1081-1095.
- Judd, A.G., & Sim, R. (1998). Shallow gas migration mechanisms in deep water sediments. In D.A. Ardu, R. Hobbs, M. Horsnell, R. Jardine, D. Long, & J. Sommerville (Eds.). *Offshore Site Investigation and Foundation Behaviour: New Frontiers* (163-174). Society of Underwater Technology, London.
- Judd, A.G. (2000). Geological sources of methane. In K. Mak (Ed.). *Atmospheric Methane: Its Role in the Global Environment* (280-303). Berlin: Springer.
- Judd, A.G., Hovland, M., Dimitrov, L.I., Garcia-Gill, S., & Jukes, V. (2002). The geological methane budget at Continental Margins and its influence on climate change. *Geofluids*, 2, 109-126.
- Kastner, M., Kvenvolden, K.A., & Lorenson, T.D. (1998). Chemistry, isotopic composition and origin of a methane-hydrogen sulfide hydrate at the Cascadia subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 156, 173-183.
- Kayen, R.E., & Lee, H.J. (1991). Pleistocene slope instability of gas hydrate-laden sediment on the Beaufort Sea margin. *Marine Geotechnology*, 10, 125-141.

- Kazmin, V. (1997). Mesozoic to Cenozoic history of the back-arc basins in the Black Sea-Caucasus region. *Cambridge Arctic Shelf Program*, No: N656. Cambridge.
- Kazmin, V.G., Schreider, A.A., & Bulychev, A.A. (2000). Early stages of evolution of the Black Sea. In E. Bozkurt, J.A. Winchester, & J.D.A. Piper (Eds.). *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area* (235-249). Geological Society, London, Special Publications, 173.
- King, L.H., & MacLean, B. (1970). Pockmarks on the Scotian Shelf. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, 141-148.
- Klauda, J.B., & Sandler, S.I. (2003). Predictions of gas hydrate phase equilibria and amounts in natural sediment porous media. *Mar. and Petrol. Geol.*, 20, 459-470.
- Kneller, B., & Buckee, C. (2000). The structure and fluid mechanics of turbidity currents: a review of some recent studies and their geological implications. *Sedimentology*, 47, 62-94.
- Kopp, M.L., & Shcherba, I.G. (1998). Caucasian basin in the Paleocene. *Geotektonika*, 2, 29-50.
- Korsakov, O.D., Byakov, Y.A., & Stupak, S.N. (1989). Gas hydrates in the Black Sea Basin. *Sovetskaya Geologiya*, 12, 3-10.
- Kottke, B., Schwenk, T., Breitzke, M., Wiedicke, M., Kudrass, H.R., & Spiess, V. (2003). Acoustic facies and depositional processes in the upper submarine canyon Swatch of No Ground (Bay of Bengal). *Deep-Sea Res.*, 50, 979-1001.
- Kropotkin, P.N. (1967). Mechanism of the earth's crust movements. *Geotektonika*, 5, 25-40.
- Kruglyakova R., Gubanov, Y., Kruglyakov, V., & Prokoptsev, G. (2002). Assessment of technogenic and natural hydrocarbon supply into the Black Sea and seabed sediments. *Continental Shelf Research*, 22, 2395-2407.
- Kvenvolden, K.A., Vogel, T.M., & Gardner, J.V. (1981). Geochemical prospecting for hydrocarbons in the outer continental shelf, southern Bering Sea, Alaska. *Journal of Geochemical Exploration*, 14, 209-219.
- Kvenvolden, K.A., & Barnard, L.A. (1983). Hydrates of natural gas in continental margins. In J.S. Watkins, & C.L. Drake (Eds.). *Studies of Continental Margin Geology* (631-640). AAPG Memoir, 34.

- Kvenvolden, K.A. (1988). Methane hydrate-a major reservoir of carbon in the shallow geosphere. *Chemical Geology*, 71, 41-51.
- Kvenvolden, K.A. (1993). Gas hydrates-Geological perspective and global change. *Reviews Geophysics*, 31, 173-187.
- Kvenvolden, K.A., Ginsburg, G.D., & Soloviev, V.A. (1993). Worldwide distribution of subaquatic gas hydrates. *Geo-Marine Letters*, 13, 32-40.
- Kvenvolden K.A. (1999). Potential effects of gas hydrate on human welfare. *Proceedings of the National Academy of Science*, 96, 3420-3426.
- Laberg, J.S., Dahlgren, T., Vorren, T.O., Haflidason, H., & Bryn, P. (2001). Seismic analyses of Cenozoic contourite drift development in the Northern Norwegian Sea. *Marine Geophysical Researches*, 22, 401-416.
- Laursen, J., & Normark, W. R. (2002). Late Quaternary evolution of the San Antonio Submarine Canyon in the central Chile forearc (~33°S). *Marine Geology*, 188, 365-390.
- Lee H., & Baraza, J. (1999). Geotechnical characteristics and slope stability in the Gulf of Cadiz. *Marine Geology*, 155, 173-190.
- Lee, S.H., & Chough, S.K. (2001). High-resolution (2-7 kHz) acoustic and geometric characters of submarine creep deposits in the South Korea Plateau, East Sea. *Sedimentology*, 48, 629-644.
- Lee, M.W., Hutchinson, D.R., Collet, T.S., & Dillon, W.P. (1996). Seismic velocities for hydrate-bearing sediments using a weighted equation. *Journal of Geophysical Research*, 101, 20347-20359.
- Lee, H., Locat, J., Dartnell, P., Israel, K., & Wong, F. (1999). Regional variability of slope stability: application to the Eel margin, California. *Marine Geology*, 154, 305-321.
- Lerche, I., & Bagirov, E. (1998). Guide to gas hydrate stability in various geological settings. *Marine and Petroleum Geology*, 15, 427-437.
- Lichkov, B.L. (1933). The last pages of the geological history of the Black Sea. *Prob. Sov. Geol.*, 1, 15-28.
- Limonov, A.F., Woodside, J.M., & Ivanov, M.K. (1994). Mud volcanism in the Mediterranean and the Black Seas and shallow structure of the Eratosthenes Seamount, *UNESCO Reports in Marine Science*, 64.

- Limonov, A.F., van Weering, C.E., Kenyon, N.H., Ivanov, M.K. , & Meisner, L. B. (1997). Seabed morphology and gas venting in the Black Sea mudvolcano area: Observations with the MAK-1 deep-tow sidescan sonar and bottom profiler. *Marine Geology*, 137, 121-136.
- Lin, S., Huang, K.M., & Chen, S.K. (2002). Sulfate reduction and iron sulfide mineral formation in the southern East China Sea continental slope sediment. *Deep-Sea Research*, 49, 1837-1852.
- Lobkovsky, L.I., Kazmin, V.G., Kuzin, I.P., Pustovitenko, B.G., & Trifonov, V.G., (1998). Seismotectonic Report in Support of Seismic Hazard Assessment of the Blue Stream Pipeline, *Russian Academy of Natural Science, Center for Sedimentary Basins Research*, Moscow.
- Lowe, D.R. (1982). Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high density turbidity currents. *J. Sediment. Petrol.*, 52, 279-297.
- Lowe, J.J., & Walker, M.J.C. (1997). *Reconstructing Quaternary environments*. London, Longman Pub.
- Lüdmann, T., Wong, H.K., Konerding, P., Zillmer, M., Petersen, J., & Flüh, E. (2004). Heat flow and quantity of methane deduced from a gas hydrate field in the vicinity of the Dnieper Canyon, northwestern Black Sea. *Geo-Marine Letters*, 24, 182-193.
- Lyons, T.W. (1991). Upper Holocene sediments of the Black Sea: Summary of Leg 4 box cores (1988 Black Sea Oceanographic Expedition). In E. Izdar, & J.W. Murray (Eds.). *Black Sea Oceanography* (401-441). NATO ASI Series.
- Maestro, A., Barnolas, A., Somoza, L., Lowrie, A., & 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.
- Masson, D.G., Howe, J.A., & Stoker, M.S. (2002). Bottom-current sediment waves, sediment drifts and contourites in the northern Rockall Trough. *Marine Geology*, 192, 215-237.
- Max, M.D., & Dillon, W.P. (1998). Oceanic methane hydrate: the character of the Blake Ridge hydrate stability zone and the potential for methane extraction. *Journal of Petroleum Geology*, 21, 343-357.

- McAdoo, B.G., Pratson, L.F., & Orange, D.L. (2000). Submarine landslide geomorphology, US continental slope. *Marine Geology*, 169, 103-136.
- Meredith, D.J., & Egan, S.S. (2002). The geological and geodynamic evolution of the eastern Black Sea basin: insights from 2-D and 3-D tectonic modeling. *Tectonophysics*, 350, 157-179.
- Middleton, G.V., & Hampton, M.A. (1973). Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. In: G.V. Middleton, A.H. Bouma, (Co-Chairmen), *Turbidites and Deep Water Sedimentation. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Pac. Sect., Short Course*, pp. 1-38.
- Mienert, J., & Posewang, J. (1999). Evidence of shallow- and deep-water gas hydrate destabilizations in North Atlantic polar continental margin sediments. *Geo-Marine Letters*, 19, 143-149.
- Milkov, A.V., & Sassen, R. (2002). Economic geology of offshore gas hydrate accumulations and provinces. *Marine and Petroleum Geology*, 19, 1-11
- Miller, J., Lee, M., & von Huene, R. (1991). An analysis of a seismic reflection from the base of a gas hydrate zone, offshore Peru. *AAPG Bulletin*, 75, 910-924.
- Mulder, T., & Alexander, J. (2001). The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, 48, 269-299.
- Muratov, M.Y. (1955). History of tectonic development of deep Black Sea basin and its possible origin. *Bull. Moip. Otd. Geol.*, 30, 27-50.
- Murray, J.W., Grundmanis, V., & Smethie, W.M. (1978). Interstitial Water Chemistry in the Sediments of Saanich Inlet. *Geo. Cosm. Acta*, 42, 1011-1026.
- Nakajima, T., & Satoh, M. (2001). The formation of large mudwaves by turbidity currents on the levees of the Toyama deep-sea channel, Japan Sea. *Sedimentology*, 48, 435-463.
- Niewöhner, C., Hensen, C., Kasten, S., & Schulz, H.D. (1998). Deep sulfate reduction completely mediated by anaerobic methane oxidation in sediments of the upwelling area off Namibia. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 62, 455-464.
- Nikishin A.M., Korotaev M.V., Ershov A.V., & Brunet, M. (2003). The Black Sea basin: tectonic history and Neogene-Quaternary rapid subsidence modeling. *Sedimentary Geology*, 156, 149-168.
- Nomokonov, V.P., & Stupak, S.N. (1988). Indications of gas hydrate deposits in the

- Black Sea. *Geologiya i razvedka*, 3, 72-82.
- Obruchev, V.A. (1926). New tendencies in tectonics. *Izv. Geol. Kom.*, 45, 117-140.
- Okay, A.I., & Şahintürk, Ö. (1997). Geology of the eastern Pontides. In A.G. Robinson (Ed.). *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region* (291-311). AAPG Memoir, 68.
- Okay, A.I., Şengör, A.M.C., & Görür, N. (1994). Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions. *Geology*, 22, 267-270.
- Okyar, M., & Ediger, V. (1999). Seismic evidence of shallow gas in the sediment on the shelf off Trabzon, Southeastern Black Sea. *Con. Shelf Res.*, 19, 575-587.
- Orange, D.L., Yun, J.W., Maher, N., Barry, J., & Greene, G. (2002). Tracking California seafloor seeps with bathymetry, backscatter and ROVs. *Continental Shelf Research*, 22, 2273-2290.
- Otero, X.L., Huerta-Diaz, M.A., & Macias, F. (2003). Influence of a turbidite deposit on the extent of pyritization of iron, manganese and trace metals in sediments from the Guaymas Basin, Gulf of California (Mexico). *Appl. Geochem.*, 18, 1149-1163.
- Parlaktuna, M., & Erdoğan, T. (2001). Natural Gas Hydrate Potential of the Black Sea. *Energy Sources*, 23, 203-211.
- Pearson, C.F., Halleck, P.M., McGuire, P.L., Hermes, R., & Mathews, M. (1983). Natural gas hydrates: A review of in-situ properties. *J. Phys. Chem.*, 87, 4180-4185.
- Pickrill, R.A. (1993). Shallow seismic stratigraphy and pockmarks of a hydrothermally influenced lake, Lake Rotiti, New Zealand. *Sedimentology*, 40, 813-828.
- Piper, D.J.W., Cochonat, P., & Morrison, M.L. (1999). The sequence of events around the epicentre of the 1929 Grand Banks earthquake: initiation of debris flow and turbidity current inferred from sidescan sonar. *Sedimentol.*, 46, 79-97.
- Postma, G. (1986). Classification of sediment gravity flow deposits based on flow conditions during sedimentation. *Geology*, 14, 291-294.
- Prior, D.B., & Coleman, J.M. (1982). Active slides and flows in underconsolidated marine sediments on the slope of the Mississippi delta. In: S. Saxov, & J.K. Nieuwenhuis (Eds.). *Marine Slides and Other Mass Movements* (21-49). New York: Plenum Press.

- Rangin, C., Bader, A.G., Pascal, G., Ecevitoglu, B., & Görür, N. (2002). Deep structure of the mid black sea high (offshore Turkey) imaged by multi-channel seismic survey (BLACKSIS Cruise). *Marine Geology*, 182, 265-278.
- Reeburgh, W.S., Ward, B.B., Whalen, S.C., Sandbeck, K.A., Kilpatrick, K.A., & Kerkhof, L.J. (1991). Black Sea methane geochemistry. *Deep Sea Research*, 38, 1189-1210.
- Rice, D.D., & Claypool, G.E. (1981). Generation, accumulation and resource potential of biogenic gas. *AAPG Bulletin*, 65, 5-25.
- Robinson, A., Spadini, G., Cloetingh, S., & Rudat, J. (1995). Stratigraphic evolution of the Black Sea: inferences from basin modeling. *Marine and Petroleum Geology*, 12, 821-835.
- Robinson, A.G., Rudat, J.H., Banks, C.J., & Wiles, R.L.F. (1996). Petroleum geology of the Black Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 13, 195-223.
- Ross, D.A. (1977). The Black Sea and the Sea of Azov. In A.E.M. Nairn, W.H. Kanes, & F.G. Stehli (Eds.). *The Ocean Basins and Margins*, (445-481.). New York: Plenum Publications.
- Sain, K., Minshull, T.A., Singh, S.C., & Hobbs, R.W. (2000). Evidence for a thick free gas layer beneath the bottom simulating reflector in the Macran accretionary prism. *Marine Geology*, 164, 3-12.
- Schoell, M. (1988). Multiple origins of methane in the earth. *Chem. Geol.*, 71, 1-10.
- Schreider, A.A., Kazmin, V.G., & Lygin, V.S. (1997). Magnetic anomalies and the Black Sea basin age problem, *Geotektonika*, 1, 59-70.
- Schüller, F. (1952). Untersuchungen über die Mächtigkeit von Schlickschichten mit Hilfe des Echographen. *Dt. Hydrographische Zeitung*, 5, 220-231.
- Shanmugam, G. (2000). 50 years of the turbidite paradigm (1950s-1990s): deep-water processes and facies models-a critical perspective. *Marine and Petroleum Geology*, 17, 285-342.
- Shipley, T.H., Houston, M.H., Buffer, R.T., Shaub, F.J., McMillen, K.J., Ladd, J.W., & Worzel, J.L. (1979). Seismic evidence for widespread possible gas hydrate horizons on continental slopes and rises. *AAPG Bulletin*, 12, 2204-2213.
- Simm, R.W., & Kidd, R.B. (1983) Submarine debris flow deposits detected by long-range side-scan sonar 1000 kilometers from source. *Geo-Mar. Lett.* 3, 13-16.

- Sloan, E.D. (1990). *Clathrate hydrates of natural gases*. Marcel Dekker, New York.
- Solheim, A., & Elverhoi, A. (1993). Gas-related sea floor craters in the Barents Sea. *Geo-Marine Letters*, 13, 235-243.
- Soter, S. (1999). Macroscopic seismic precursors and submarine pockmarks in the Corinth-Patras Rift, Greece. *Tectonophysics*, 308, 275-290.
- Spadini, G., Robinson, A.G., & Cloetingh, S.A.P.L. (1996). Western versus eastern Black Sea tectonic evolution: pre-rift lithospheric controls on basin formation. *Tectonophysics*, 266, 139-154.
- Stoker, M.S., Akhurst, M.C., Howe, J.A., & Stow, D.A.V. (1998). Sediment drifts and contourites on the continental margin off northwest Britain. *Sedimentary Geology*, 115, 33-51.
- Stow, D.A.V., & Mayall, M. (2000). Deep-water sedimentary systems: New models for the 21st century. *Marine and Petroleum Geology*, 17, 125-135.
- Swart, P.K., Wortmann, U.G., Mitterer, R.M., Malone, M.J., Smart, P.L., Feary D., Hine, A.C., & ODP Leg 182 Scientific Party (2000). Hydrogen sulphide-rich hydrates and saline fluids in the continental margin of South Australia. *Geology*, 28, 1039-1042.
- Tappin, D.R., Watts, P., McMurtry, G.M., Lafoy, Y., & Matsumoto, T. (2001). The Sissano Papua New Guinea tsunami of July 1998-offshore evidence on the source mechanism. *Marine Geology*, 171, 1-23.
- Tarı, E., Şahin, M., Barka, A., Reilinger, R., King, R.W., McClusky, S., & Prilepin, M. (2000). Active tectonics of the Black Sea with GPS. *Earth Planets Space*, 52, 747-751.
- Taylor, M.H., Dillon, W.P., & Pecher, I.A. (2000). Trapping and migration of methane associated with the gas hydrate stability zone at the Blake Ridge Diapir: new insights from seismic data. *Marine Geology*, 164, 79-89.
- Thrasher, J., Fleet, A.J., Hay, S., Hovland, M., & Düppenbecker, S. (1996). Understanding geology as the key to using seepage in exploration: The spectrum of seepage styles. In D. Schumacher, & M.A. Abrams (Eds.). *Hydrocarbon Migration and its Near-Surface Expression* (223-241). AAPG Memoir, 66.
- Tinivella, U., & Accaino, F. (2000). Compressional velocity structure and Poisson's ratio in marine sediments with gas hydrate and free gas by inversion of reflected

- and refracted seismic data (South Shetland Islands, Antarctica). *Marine Geology*, 164, 3-27
- TPAO-BP Eastern Black Sea Project Study Group (1997). A promising area in the Eastern Black Sea. *The Leading Edge*, 16, p. 911.
- Tsunogai, U., Yoshida, N., & Gamo, T. (2002). Carbon isotopic evidence of methane oxidation through sulfate reduction in sediment beneath cold seep vents on the seafloor at Nankai Trough. *Marine Geology*, 187, 145-160.
- USGS World Energy Assessment Team (2000). US Geological Survey world petroleum assessment-description and results. *USGS Digital Data Series-60*.
- Viana, A.R., Faugeres, J.C., & Stow, D.A.V. (1998). Bottom-current-controlled sand deposits a review of modern shallow- to deep-water environments. *Sedimentary Geology*, 115, 53-80.
- von Huene, R., Bourgois, J., Miller, J., & Pautot, G. (1989). A large tsunamogenic landslide and debris flow along the Peru Trench. *Journal of Geophysical Research*, 94, 1703-1714.
- von Huene, R., Klaeschen, D., & Fruehn, J. (1999). Relation between the subducting plate and seismicity associated with the great 1964 Alaska earthquake. *Pure and Applied Geophysics*, 154, 575-591.
- von Huene, R., Ranero, C.R., & Watts, P. (2004). Tsunamigenic slope failure along the Middle America Trench in two tectonic settings. *Mar. Geol.*, 203, 303-317.
- Whiticar, M.J., Faber, E., & Schoell, M. (1986). Biogenic methane formation in marine and freshwater environments: CO₂ reduction vs. acetate fermentation-isotope evidence. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50, 693-709.
- Wijsman, J.W.M., Herman, P.M.J., & Gomoiu, M.T. (1999). Spatial distribution in sediment characteristics and benthic activity on the northwestern Black Sea shelf. *Marine Ecology Progress Series*, 181, 25-39.
- Wijsman, J.W.M., Middelburg, J.J., Herman, P.M.J., Bottcher, M.E., & Heip, C.H.R. (2001). Sulfur and iron speciation in surface sediments along the northwestern margin of the Black Sea. *Marine Chemistry*, 74, 261-278.
- Wijsman, J.W.M., Herman, P.M.J., Middelburg, J.J., & Soetaert, K. (2002). A model for early diagenetic processes in sediments of the continental shelf of the Black Sea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 54, 403-421.

- Wong, H.K., Lüddmann, T., Baranov, B.V., Karp, B.Y., Konerding, P., & Ion, G. (2003). Bottom current-controlled sedimentation and mass wasting in the northwestern Sea of Okhotsk. *Marine Geology*, 201, 287-305.
- Woodside, J.M., Ivanov, M.K., & Limonov, A.F. (1997). Neotectonics and fluid flow through sea floor sediments in the Eastern Mediterranean and Black Seas-Parts I and II, *IOC Tech. Ser.* 48.
- Woodside, J.M., & Ivanov, M.K. (2002). Is there a shallow BSR in the eastern Mediterranean? *7th Int. Conf. on Gas in Marine Sediments*, Bakü, 189-191.
- Woodside, J.M., Modin, D.I., & Ivanov, M.K. (2003). An enigmatic strong reflector on subbottom profiler records from the Black Sea-the top of shallow gas hydrate deposits. *Geo-Marine Letters*, 23, 269-277.
- Woodside, J.M., Ivanov, M.K., Limonov, A.F., & Shipboard Scientists Anaxiprobe Expeditions (1998). Shallow gas and gas hydrates in the Anaximander Mountains regions, eastern Mediterranean Sea. In J.P. Henriot, & J. Mienert (Eds.). *Gas Hydrates: Relevance to World Margin Stability and Climate Change* (177-193). Geological Society of London Special Publications, 137.
- Woodwell, G.M., Mackenzie, M.T., Houghton, R.A., Apps, A., Gorham, E., & Davidson, E. (1998). Biotic feedbacks in the warming of the earth. *Climatic Change*, 40, 495-518.
- Wynn, R.B., & Stow, D.A.V. (2002). Classification and characterisation of deep-water sediment waves. *Marine Geology*, 192, 7-22.
- Wynn, R.B., Masson, D.G., Stow, D.A.V., & Weaver, P.P.E. (2000). Turbidity current sediment waves on the submarine slopes of the western Canary Islands. *Marine Geology*, 163, 185-198.
- Yamano, M., Uyeda, S., Aoki, Y., & Shipley, T.H. (1982). Estimates of heat flow derived from gas hydrates. *Geology*, 10, 339-343.
- Yilmaz, P.O., Leary, D.A., Norton, I.O., & Chuchla, R.J. (1993). Tectonic evolution and paleogeography of Europe. *AAPG internat. conf. and exhibition*, 77, p. 1677.
- Yun, J.W., Orange, D.L., & Field, M.E. (1999). Subsurface gas offshore of northern California and its link to submarine geomorphology. *Mar. Geol.*, 154, 357-368.
- Zonenshain, L.P., & Le Pichon, X. (1986). Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back-arc basins. *Tectonophysics*, 123, 181-211.