

DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

DOĞU KARADENİZ VE GWANGYANG
KÖRFEZİ'NDEKİ SİĞ GAZ BİRİKİMLERİ İLE
FİZİKSEL VE AKUSTİK ÖZELLİKLER

Sevinç ÖZEL

Ekim, 2012

İZMİR

**DOĞU KARADENİZ VE GWANGYANG
KÖRFEZİ'NDEKİ SİĞ GAZ BİRİKİMLERİ İLE
FİZİKSEL VE AKUSTİK ÖZELLİKLER**

**Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü
Yüksek Lisans Tezi
Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Jeoloji Anabilim Dalı**

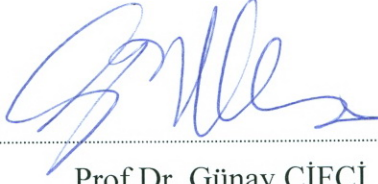
Sevinç ÖZEL

Ekim, 2012

İZMİR

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

SEVİNÇ ÖZEL tarafından PROF. DR. GÜNAY ÇİFÇİ yönetiminde hazırlanan “DOĞU KARADENİZ ve GWANGYANG KÖRFEZİ'NDEKİ SIĞ GAZ BİRİKİMLERİ İLE FİZİKSEL VE AKUSTİK ÖZELLİKLER” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.



Prof.Dr. Günay ÇİFÇİ

Yönetici



Prof- Dr. Enderiz Özel

Jüri Üyesi



Prof.-Dr. Saadet ÖZER

Jüri Üyesi



Prof.Dr. Mustafa SABUNCU
Müdür
Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Çalışmanın ortaya çıkarılmasında büyük pay sahibi olan, bu tezi hazırlarken bana daima olumlu yaklaşımları ile önderlik eden, aynı zamanda lisans tezi hocam olan Sayın Prof. Dr. Günay ÇİFÇİ' ye teşekkürü bir borç bilirim. Hiçbir zaman benden güler yüzünü ve yardımını esirgemeyen sevgili hocam Doç.Dr.Derman DONDURUR'a, Yüksek Lisans öğrenim süreci boyunca kötü günlerimde üzüntümü paylaşan, sevinçli günlerimde yanımda olan, tüm bu zaman boyunca iyi niyetini hiçbir zaman esirgemeyen ve tez sürecinde bilgi birikimini ve zamanını benimle paylaşan sevgili hocam Dr.Seda OKAY'a, tüm yaşamım boyunca gerek maddi gerekse manevi desteğini esirgemeyen çok sevdiğim babam Alim ÖZEL'e, aynı desteği ve dualarını üzerimden eksik etmeyen çok sevdiğim annem Ferdane ÖZEL'e, her zaman en büyük destekçim biricik kardeşim Feray ÖZEL ÜSTÜN'e, yüksek lisans öğrenimi ve tez sürecim boyunca göstermiş olduğu sonsuz sabırdan dolayı manevi kardeşim Özlem ÜRE'ye, yıllardır maddi manevi desteğini esirgemeyen, her kötü günümüzde yanımızda olarak dostluğunu hissettiren çok sevgili dostum Cengiz YAZGAN'a, çalışmalarım sırasında bana çok yardımcı olan D.E.Ü. Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü Sismik Laboratuvarı-SEISLAB ekibindeki tüm arkadaşlarıma tek tek, yüksek lisans sınavına girmek için beni teşvik eden sayın Cuma UZUN'a, yoğun iş temposuna rağmen bizlere yardımcı olan Fen Bilimleri Enstitüsü personeli Aslan TÜRK'e, hoşgörüsüyle, adaletiyle, bilme kattığı hizmetlerle her zaman bizlere örnek bir kişilik sergileyen, Dokuz Eylül'lü olmanın gururunu hissettiren hocaların hocası Rektörümüz Sayın Prof.Dr.Mehmet FÜZÜN'e sonsuz teşekkürü bir borç bilirim.

Ayrıca tezime ait verilerin, Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu–TÜBİTAK 108Y244 nolu projesi kapsamında karşılanmış oluşundan ötürü TÜBİTAK'a ve tüm bu çalışmalar sırasında büyük özveri ile çalışan Araştırma gemisi K.Piri Reis kaptanı ve çalışanlarına teşekkür ederim. Veri toplama ve işleme sırasında kullanılan sistem, cihaz ve donanımlar, Devlet Planlama Teşkilatı'nın 2003K120360 kodlu DPT projesi kapsamında ülkemize kazandırılmıştır.

Sevinç ÖZEL

DOĞU KARADENİZ ve GWANGYANG KÖRFEZİ'NDEKİ SIĞ GAZ BİRİKİMLERİ İLE FİZİKSEL VE AKUSTİK ÖZELLİKLER

ÖZ

Yüksek ayrımlı akustik ve sismik yöntemler kullanılarak iki farklı bölgede (Doğu Karadeniz'de Türkiye kıta sınırı ve Kore'nin güneyinde yer alan Gwangyang Körfezi'nde), farklı jeolojik tarih ve bileşime sahip tortulların akustik ve fiziksel özelliklerini ortaya konarak varlığı saptanan serbest gaz ve gaz hidrat alanları haritalanmıştır. Tezde Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü (DBTE) ve Pukyong Ulusal Üniversitesi (PKNU) arasında deniz sismik çalışmalarına dayalı hem teknik hem de bilimsel dayanışma gerçekleştirilmiştir. Bu kapsamda Doğu Karadeniz'de ve Kore'nin güneyindeki Gwangyang körfezi'nde belirtilen alanlarda sığ gaz ve gaz hidrat oluşumları, çeşitli hidrokarbon sızıntıları (pockmark, çamur volkanları, sızıntıya neden olan faylar) haritalanarak piston karot yöntemiyle örneklenerek tortulların hem fiziksel hem de akustik özellikleri incelenmiştir. Gwangyang Körfezi'nde projedeki Türk araştırmacıların ve öğrencilerin katılımıyla PKNU'ye ait araştırma gemisi kullanılarak ortak olarak gerçekleştirilmiştir. Alınan karot örnekleri PKNU'da laboratuarda analiz edilmiştir. Bu analiz sonuçları ile sığ gaz birikimlerinin akustik ve fiziksel özellikleri ortaya konmuştur. Doğu Karadeniz'de 2010 yılında R/V K.Piri Reis araştırma gemisi ile hem Türk hem de Koreli araştırmacıların katılımı ile yaklaşık 1700 km çok kanallı sismik yansıma ve Chirp verisi toplanarak işlenmiştir.

Doğu Karadeniz'deki çalışma alanı kıtasal yamaç, yamaç önü ve derin baseni içermektedir. Çalışma alanının en doğusundaki kesitlerde BSR, parlak nokta (bright spot) ve gaz kolonlarına rastlanmıştır. Ayrıca bölgede iki tane çamur volkanı saptanmış ve Busan (Pusan) ile İzmir adı verilmiştir. Kıtasal yamaçta kayma çökelleri gözlenmiştir. Sismik nitelik analizlerinde anlık frekans, zarf ve görünür polarite kesitlerinde negatif polarite içeren güçlü yansımaların görüldüğü alanlar, anlık frekans kesitinde de aynı bölgede düşük frekans içeriği ile kendini göstermektedir. Bu durum da ortamda olası gaz birikiminin olduğu fikrini desteklemektedir. AVO

analizi ile çapraz çizdirim ve gradyent analizlerinden ortaya çıkan sonuçlar ışığında anomalinin Sınıf 1 AVO anomalisi gözlenmektedir.

Güney Kore Denizi Gwangyang Körfezi'nde yaklaşık 1000 km Chirp verisi toplanmış ve 34 adet karot örnekleme yapılmıştır. Çalışma alanındaki tortulların çoğunluğu homojen çamurdur. Karot rnekleri tortul içeriklerini (tane boyu, kum, silt ve kil oranları), fiziksel özellikleri (porozite, su eriği, bulk yoğunluğu, tane yoğunluğu ve kesme kuvveti) ve akustik özellikleri (sıkışma dalga hızları ve atenüasyon) analiz etmek için toplanmıştır.

Anahtar sözcükler: Doğu Karadeniz, Gwangyang Körfezi, gaz hidrat, BSR, parlak nokta, fiziksel ve akustik özellikler, çok kanallı sismik yansıma, sismik nitelikler, AVO

**PHYSICAL AND ACOUSTIC PROPERTIES OF SHALLOW GAS
ACCUMULATIONS IN THE EASTERN BLACK SEA AND GWANGYANG
BAY**

ABSTRACT

High resolution acoustic and multichannel seismic surveys were carried out in two different regions in the World (Eastern Black Sea, Turkish continental shelf and Gwangyang Bay in South Korea) which have different geological history and different acoustic and physical properties due to gas accumulations. Probable free gas and gas hydrate areas are mapped. In the cruise of R/V K. Piri Reis planned on the Turkish margin of the eastern Black sea basin. Both scientific and technical cooperation were performed between Institute of Marine Sciences and Technology (IMST) and Pukyong National University (PKNU). In this context both in Black Sea and South Korea (Gwangyang Bay) shallow gas accumulations and gas hydrates, mud volcanoes and faults that are pathways for seeps are mapped. Piston coring helped to investigate the physical and acoustic properties of sediments.

The other cruise was held in Gwangyang Bay with the participation of DBTE scientists onboard R/V Tamyang and equipments of PKNU in 2009 were used. Also sediment samples were analyzed in Acoustic Sediment Laboratory of PKNU. Following cruise were realised in the Eastern Black Sea are onboard R/V K.Piri Reis with the participation of both scientists from IMST and PKNU. Approximately 1700 km multichannel seismic and chirp data simultaneously were acquired and processed.

The survey area in the Eastern Black Sea includes continental slope, apron and deep basin. BSR, bright spots and gas masking were observed on the eastern seismic profiles of the survey area. Also two mud volcanoes are discovered and named as Pusan and İzmir. Slumps are observed on the slopes. In the attribute analysis high amplitude horzions with reverse polarity are observed in instantaneous frequency, envelope and apparent polarity sections also with low frequency at instantaneous frequency sections. These analysis verify existence of gas accumulations in the

sediments. AVO analysis and cross section drawing and Gradient analysis show Class 1 AVO anomaly and indicate gas in sediments. Approximately 1000 line-km of chirp sonar data were acquired and 34 piston core samples were collected in Gwangyang Bay. Core samples were analyzed for sediment texture (grain size as well as, fractions of sand, silt, and clay), physical properties (porosity, water content, bulk density, grain density and shear strength), and acoustic properties (compressional wave velocity and attenuation).

Keywords: Eastern Black Sea, Gwangyang Bay, gas hydrate, BSR, bright spot, physical and acoustic properties, multichannel seismic reflection, seismic attributes, AVO

İÇİNDEKİLER

Sayfa

TEZ SINAVI SONUÇ FORMU	ii
TEŞEKKÜR.....	iii
ÖZET.....	iv
ABSTRACT.....	vi

BÖLÜM BİR – GİRİŞ 1

1.1 Karadeniz'in Batimetrişi	1
1.2 Karadeniz'in Tektoniği.....	2
1.3 Bölgenin Jeolojisi ve Petrol Jeolojisi	6
1.4. Çalışma Alanının Önemi	10
1.5 Çalışma Alanında Yapılan Önceki Araştırmalar.....	12
1.6 Gaz Hidratlar	18
1.7 Gaz Hidratların Fiziksel ve Akustik Özellikleri.....	25
1.8 Gaz Hidrat ile İlişkili Yapılardan Çamur Volkanları	27

BÖLÜM İKİ - ÇALIŞMA ALANI 29

2.1 Çalışma Alanının Batimetrişi.....	29
2.2 Doğu Karadeniz Çalışma Alanında Veri Toplama.....	29
2.3 Çalışma Alanında Kullanılan Yöntemler.....	32
2.3.1 Sismik Veri İşlem (13 nolu hat).....	32
2.3.1.1 Veri İşlem Aşamalarına Modül Uygulamalarından Örnekler.....	36

BÖLÜM ÜÇ. SİSMİK KESİTLERİN YORUMLANMASI..... 55

BÖLÜM DÖRT –GAZ İÇEREN SİSMİK HATLARIN SİSMİK NİTELİKLERİ (SEİSMİK ATTRIBUTE)..... 120

BÖLÜM BEŞ –GAZ İÇEREN BAZI SİSMİK HATLARIN UZAKLIĞA BAĞLI GENLİK DEĞİŞİMLERİ (AVO) ANALİZİ..... 126

- 5.1 Doğu Karadeniz DK-13 verisinin AVO Analizi.....126
5.2 Sismik Kesitlerin Fan Yapısı ile İlişkilendirilmesi.....133

BÖLÜM ALTI – GWANYANG KÖRFEZİNDEKİ GAZ BİRİKİMLERİNİN AKUSTİK VE FİZİKSEL ÖZELLİKLERİ..... 135

- 6.1 Materyal ve Yöntem.....140
6.2 Fiziksel ve Akustik Özellikler Arasındaki İlişkiler.....143
6.2.1 Hız ve Gözeneklilik.....143
6.2.2 Hız ve Islak Bulk Yoğunluğu.....144
6.2.3 Hız ve Ortalama Tane Boyutu.....145
6.3 Gwangyang Körfezi Yorumu.....145

BÖLÜM YEDİ – SONUÇLAR 146

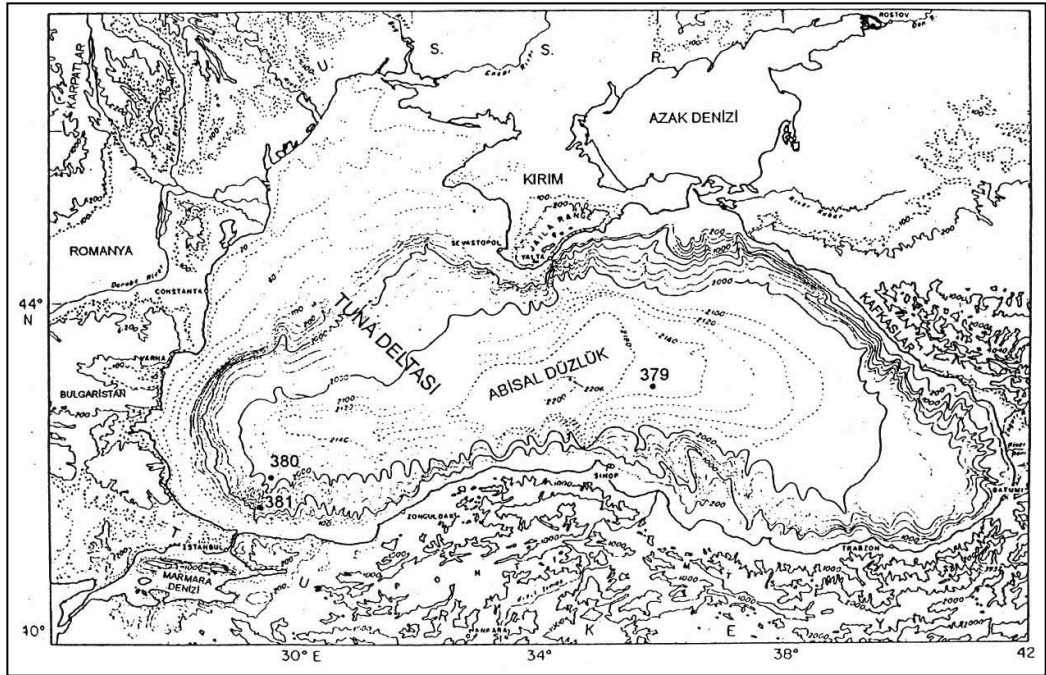
KAYNAKLAR 151

BÖLÜM BİR

GİRİŞ

1.1 Karadeniz'in Batimetrisi

Dünyanın en büyük iç denizlerinden birisi olan Karadeniz, Ukrayna, Rusya, Gürcistan, Türkiye, Bulgaristan ve Romanya arasında çevrelenmiş 423000 km² büyüklükte elips şeklinde kapalı bir havzadır. Hem oşinografik hem de jeolojik olarak çok ilginç özelliklere sahiptir. Kıyı ötesinde su derinliği ortalama 2000 m'ye ulaşır ki, bu bir iç deniz için oldukça dikkat çekicidir. Karadeniz, %70 i şelf kenarında daha derinde olan ve maksimum su derinliği 2206 metreyi bulmaktadır (Ross ve Diğ.,1974). Ayrıca 534 000 km³ hacmi ile Karadeniz dünyanın en büyük iç denizlerinden birisidir. Karadeniz Akdeniz'e İstanbul Boğazı ile bağlanmaktadır. Karadeniz kuzeyde Kırım ve Kafkas sistemleri ile güneyde Kuzey Anadolu (Pontid) sistemleri arasında yassı biçimli bir basendir (Şekil 1.1) .

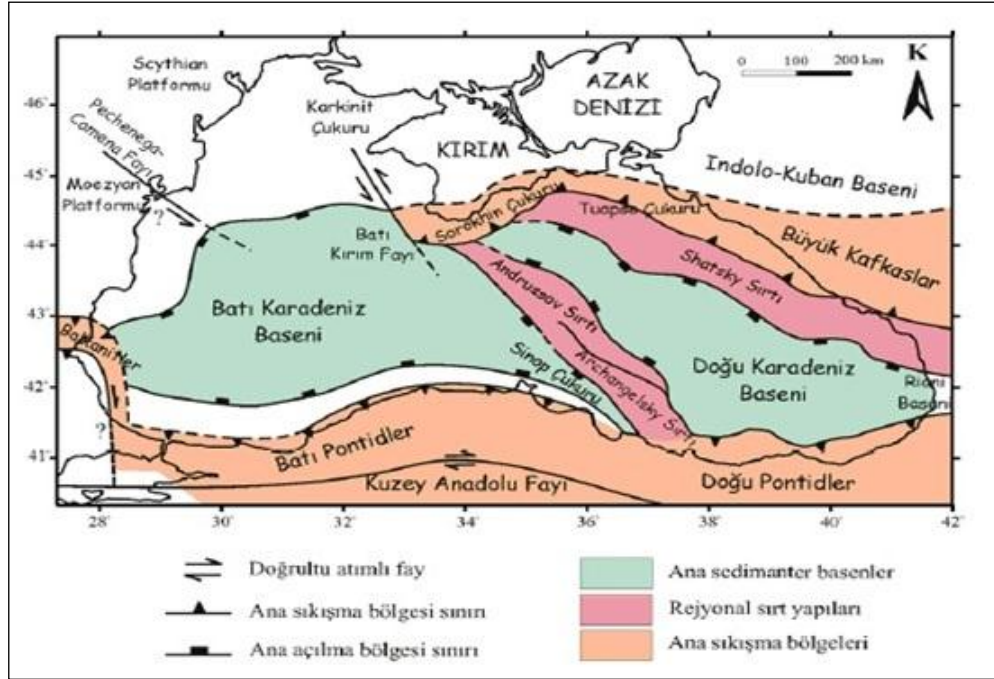


Şekil 1.1 Karadeniz' in batimetrisi (Ross vd. 1974).

1.2 Bölgenin Tektoniği

Çok kanallı derin sismik yansıma ve kırılma ile gravite ve manyetik verileri, Karadeniz'in doğu ve batı havzalarının okyanusal kabuğa sahip fakat farklı yapısal özellikte olduklarını gösterir (Letouzey ve diğ., 1977; Tugolosev ve diğ., 1985; Finnetti ve diğ.,1988).

Batı Karadeniz Havzası 14 km'yi aşkın kalınlıkta deforme olmamış, muhtemelen Kretase-Holosen yaşta bir çökel dolgu içerir. Karadeniz birbirinden Karadeniz Ortası Sırtı ile ayrılmış iki okyanusal havzadan oluşur (Şekil 1.2). Bunlardan doğu-batı uzanımlı Batı Karadeniz Havzası, Kretase'de İstanbul Zonu'nun günümüz Odessa Şelfi'nden kopmasıyla bir yay-ardı rift havzası olarak açılmıştır (Okay ve diğ. 1994; Görür ve diğ. 1997; Okay&Tüysüz 1999). Önceleri batıdaki Moezya Platformu ile bitişik olan İstanbul Zonu, Geç Kretase-Paleosen döneminde iki transform fay (Sağ atımlı Batı Karadeniz, Sol atımlı Batı Kırım fayları) boyunca Odessa Şelfi'ne göre güneye kaymıştır. Erken Eosen'de bu zonun güneydeki Sakarya Zonu ile çarpışması sonucu, Karadeniz'deki gerilme rejimi sona ermiş ve Batı Karadeniz ile Batı Kırım fayları doğrultu atımlı faylar olarak işlevlerini yitirmiştir. Karadeniz'in Kretase'de Rodop-Pontid volkanik yayının arkasında bir yay-ardı havzası olarak açıldığı ve Bulgaristan'da şimdi kapanmış bulunan Srendnogorie Zonu ile devamlılık gösterdiği genel olarak kabul edilmektedir (Boccaletti ve diğ.,1974; Robertson ve Dixon,1984; Zonenshain ve Le Pichon,1986; Görür, 1988). Bununla birlikte, açılmanın ayrıntılı kinematiği ve Karadeniz'in iki yarısında gözlenen farklı yapısal özelliklerin kökeni bilinmemektedir.



Şekil 1.2 Karadeniz'in ana tektonik elemanları (Finetti ve diğer.,1988; Robinson ve diğer.,1996; Kazmin, Schreider ve Bulychev, 2000' den değiştirilerek).

Doğu ve Batı Karadeniz Basenleri, Orta Karadeniz Sirtı olarak isimlendirilen dar bir masif kabuk bloğu ile ayrılmaktadır. Okyanusal kabuktan oluşan basenlerden batı baseninde Sirt, her iki yanda, BKB ve DKB' nin pasif kıyılarını oluşturan antitetik normal fay sistemi ile kuşatılmıştır. Faylar, Paleosen öncesi veya Erken Paleosen yaşlıdır (Finetti ve diğer., 1988; Robinson ve diğer., 1996). Sirtın üstü, Üst Maykop ve daha genç tortullarla kaplanmıştır.

DKB ve BKB'nin açılması eşzamanlıdır ve açılma Albiyan-Aptiyan'da başlamış, ana açılma Senomanyen'de olmuştur. Bu eşzamanlı açılmanın, OKS ve Shatsky Sirtı'nın riftleşmesi sonucu meydana geldiği ileri sürülmüştür. Buna göre Shatsky Sirtı saatin ters yönünde dönmüştür. DKB'nin Eosen açılması, Andrussov Sirtı'nın saat yönünde dönmüş olmasıyla açıklanmaktadır. Bu durum her iki basenin eşzamanlı açıldığını ve Pontidlerin güneye sürüklendiğini vurgulamaktadır (Şekil 1.3.).

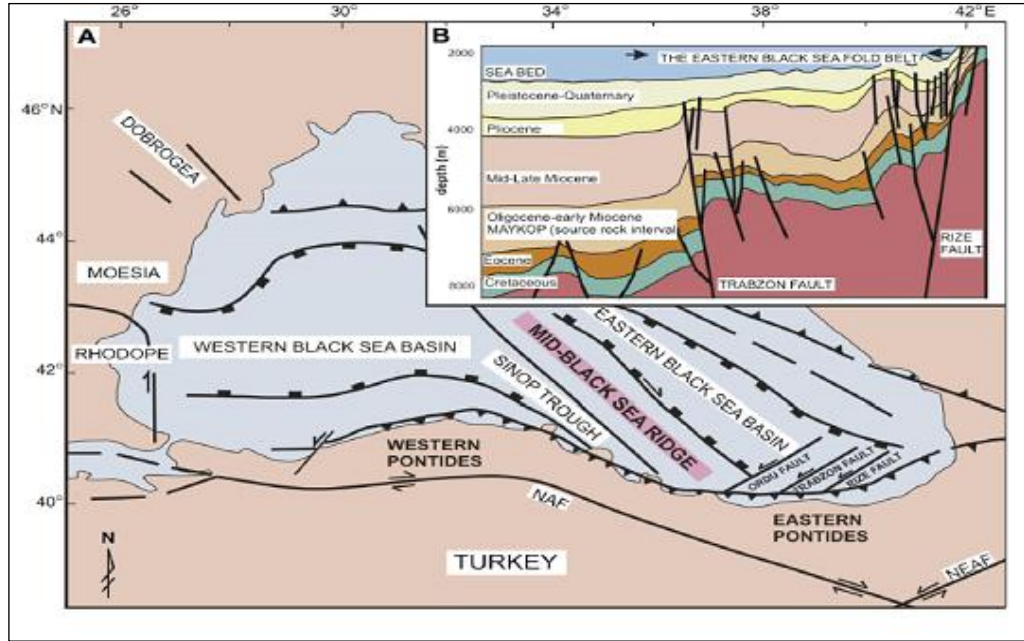


Şekil 1.3 Doğu Karadeniz' in ana tektonik elemanları (Robinson ve diğer. 1996'dan değiştirilmiştir).

Güneyde sırt, dar bir grabenle ayrılan iki bloğa bölünür. Doğu bloğu (Andrusov Sirtı) güneyde yok olurken, batı bloğu (Archangelsky Sirtı) güneye doğru daha da yükselerek Türkiye kıyısında belirgin bir topoğrafik yükselim oluşturur. DKB, Paleosen' den günümüze, 12 km kalınlığında bir çökelmeye maruz kalmıştır. Bu çökelmanin 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).

12 km'den daha az kalınlıkta bir çökel dolguya sahip Doğu Karadeniz Havzası'ndan incelmış kıtasal kabuktan oluşan Karadeniz Ortası Sirtı ile ayrılır. Karadeniz orta sırtı ile Doğu Karadeniz Havzası, Batı Karadeniz Havzası'nın aksine, çok sayıda fay ile kesilmiştir (Finetti ve diğ.,1988; TPOA web sayfasından ve Eyüpoğlu diğ.,2010 değişiklik yapılarak (Şekil 1.3.)). Karadeniz'deki ikinci okyanusal havza olan, Doğu Karadeniz havzası, doğu Karadeniz Bloğu'nun Kırım'ın kuzeyinde yer alan bir dönme kutbu çevresinde saat yönünün tersi istikametinde dönmesi sonucu açılmıştır. Bu blok, Batı Kırım Fayı, Doğu Karadeniz'in güney kenarı ve Büyük Kafkaslar'ın güney cephe bindirmeleri ile sınırlanmıştır. Doğu

Karadeniz Bloğu'nun dönmesi Batı Karadeniz havzasının riftleşmesi ile aynı zamanda başlamaya beraber, dönme Miyosen'e kadar sürmüş ve bu olay Büyük Kafkaslar'da sürekli bir sıkışmaya yol açmıştır.



Şekil 1.4 Karadeniz'in ve çevresinin tektonik haritası. TPAO tarafından hazırlanan Karadeniz'in tektonik haritası. Ordu, Trabzon ve Rize fayları TPAO tarafından hazırlanan haritalarda yer almakta olup literatürde yer almamaktadır (TPOA web sayfasından ve Eyüpoğlu diğ., 2010 değişikli yapılarak).

Şekil 1.4'de TPAO tarafından hazırlanan Karadeniz'in tektonik haritası verilmiştir. Doğu Karadeniz'de belirtilen Ordu, Rize ve Trabzon fayları uluslararası literatürde olmayan faylardır. Spadini, Robinson ve Cloetingh (1996) ve Robinson ve diğ. (1995, 1996)' ya göre, 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 ön çukurluklarının (Tuapse ve Sorokhin)

oluşmasına ve kuzeybatı şelfte bindirme faylarına neden olmuştur (Robinson ve diğer., 1996).

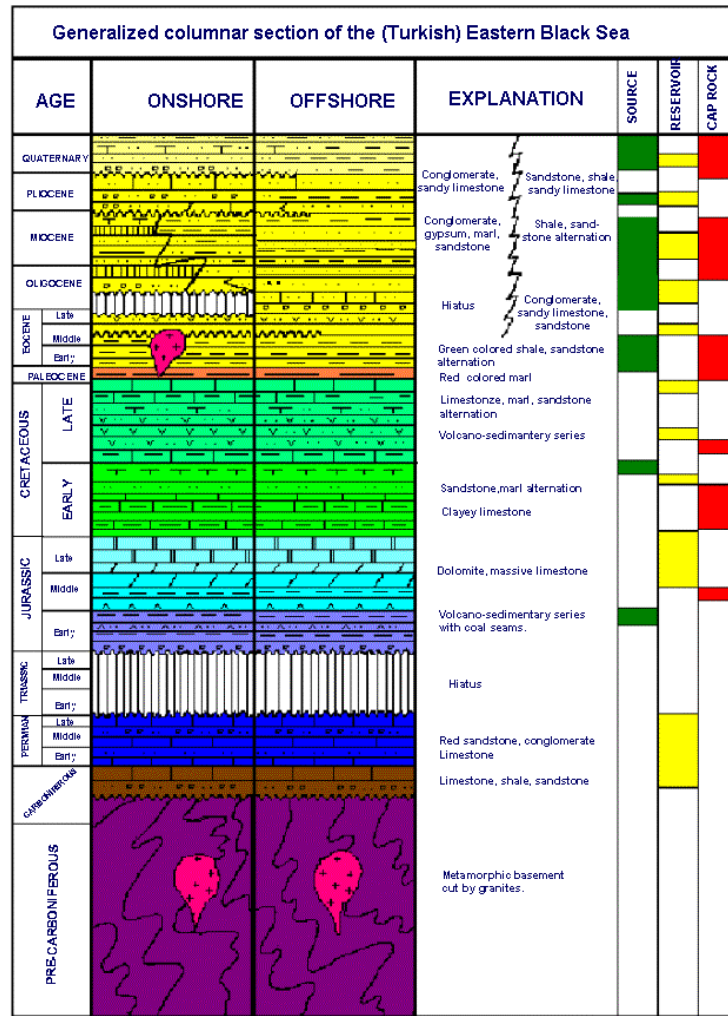
1.3 Bölgenin Jeolojisi ve Petrol Jeolojisi

Karadeniz üzerine ilk çalışmalar karasal jeoloji ve batimetrik veri ile sınırlıdır. İlk araştırmalar da 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.

Apsiyen-Albiyen'de (99.6-112 Ma) tüm Karadeniz'de baştanbaşa var olan kumtaşı birimidir. Bu kumtaşları, riftleşme sonucu oluşan graben ve horst sisteminde çökelmişlerdir. Geç Kretase-Paleosen'deki Doğu Karadeniz baseni riftleşmesini çökme takip etmiş ve ardından ~11 km kalınlığında Eosen'den günümüze kadar olan riftleşme sonrası tortullar derin sulardan nehirlerin bulunduğu bölgelere kadar çökelmiştir. Geç Kretase'de Kuzeydoğu Türkiye'de volkanik yayın varlığı ve kuzeye doğru, Karadeniz'deki basen tortullaşmasıyla tanımlanmaktadır. Bu tortullar formasyon için geçirimsizlik sağlayacaktır. Volkanizmadaki boşluk Kampaniyen ve Mastrohiyen zamanlarında Karadeniz'in çoğu bölgesinde kireçtaşı çökmesine olanak sağlamıştır. Bunu Doğu Karadeniz baseninde riftleşme ve okyanusal ya da yüksek oranda gerilmiş kıtasal kabuk oluşumu takip etmiştir. Bu genişleme Andrusov sırtındaki büyük fay bloklarından sorumludur. Riftleşme sonrası çökme Erken-Orta Miyosen pelajik örtü ile başlamıştır. Daha sonra basen bölgelerinde ya da marjinal klastiklerin baskın olduğu bölgelerden uzakta Geç Eosen ve daha genç türbiditler onlap yapmıştır. Orta Eosen kuzeye doğru ilerleyen türbiditik kıskı (kama) çökelleri Sinop bölgesinde tipik olarak yer almaktadır (bu kıskılarda iyi rezervuar

gelişimi meydana gelmektedir). Maykop Formasyonu, iyi kaliteli kaynak kaya, Oligosen-Alt Miyosen zamanında çökelmiştir. Daha sonra kumtaşları ve Orta-Üst Miyosen, Pliyosen (Sarıkum Formasyonu) ve Pleystosen-güncel şeylleri çökelmiştir (TPAO,2010).

Petrol Jeolojisi olarak değerlendirildiğinde ise, Türkiye Orta ve Yakın Doğu'nun arasında zengin petrol ve doğal gaz rezervuarlarının hâkim olduğu ve enerji tüketiminin çok olduğu Batı dünyasında yer almaktadır. Dengeli bir uluslararası işbirliği sağlanması için en önemli faktör yeni enerji kaynaklarının ortaya konmasıdır. Şekil 1.5'te Doğu Karadeniz Baseni'nin genelleştirilmiş düşey jeolojik yaşlandırma kesitini göstermektedir.



Şekil 1.5 Doğu Karadeniz Baseni' nin genelleştirilmiş düşey kesiti (TPAO).

Kaynak Kaya: Oligocene–Alt Miyosen Maykop Formasyonu.

Rezervuar Kaya: Kaynak şeylleriyle (Maykop Formation) iç içe geçmiş Oligocene-Alt Miyosen kumtaşlarıdır. Orta ve Üst Miyosen, çoğunlukla turbiditik kumtaşı rezervuarlarıdır (turbidit kanalları ve denizaltı fan kompleksleri). Üst Miyosen - Alt Pliyosen lowstand çökelleri (kazınmış vadi çökelleri) ve sığ deniz/göl kumtaşlarıdır.

Geçirimsiz (örtü) Kaya: Derin deniz pelajikleri ve Miyosen-Pliyosen transgressive katman aralıkları Miyosen-Pliyosen rezervuarları için örtü kaya olarak yer alırlar.

Kapanlar: Farklı yapısal birleşimlerden oluşan stratigrafik kapanlar en büyük kapan yapılarıdır. Ani fasiyes değişimleri (onlaplar, downlaplar, stratigrafik kamalanmalar, örtülmüş klastikçe zengin tepeler) bölgede yaygın stratigrafik kapan oluşturan yapılardır.

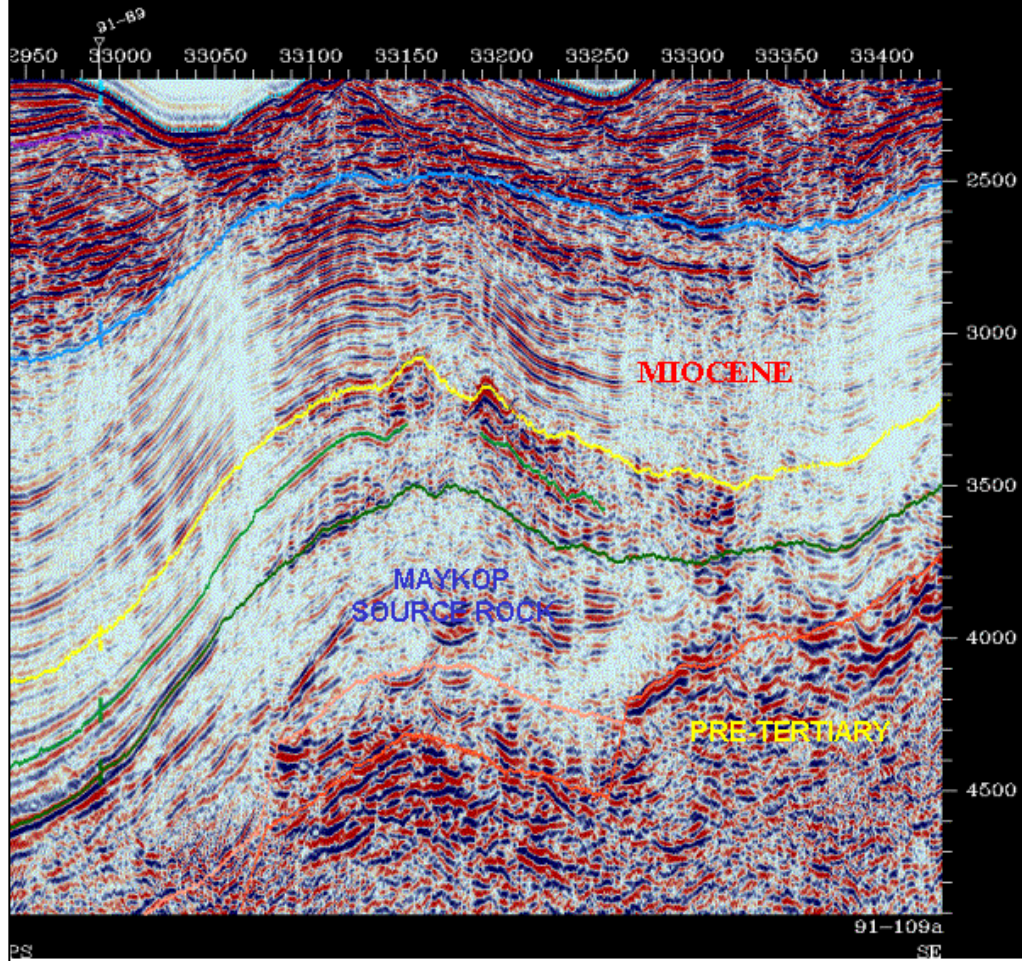
Bölgedeki ana kaynak kaya Oligosen-alt Miyosen olarak kanıtlanmıştır. Eosen şeyleri ve marnlar bölgede gaz birikimi için potansiyel alanları oluşturmaktadır.

Basen oluşumu sırasında basen kenarları yüksek dercede deformasyona uğradığından ve Geç Tersiyer sıkışma deformasyonu kayaçları karmaşık kapanlanma ilişkilerinden dolayı potansiyel hedefleri oluşturmaktadır.

Rezervuar oluşumları farklı stratigrafik seviyelerde yer almaktadır. Bu seviyeler; Eosen, Maykop kaynak aralığında kıta kenarı kumlu fasiyesler ve Miyosen siliklastikleridir.

Maykop aralığı için yapılan güncel basen modellemeleri petrol oluşumunun 7my önce (Geç Miyosen), gaz oluşumunun en derin bölgede 1.6 my önce başladığını ortaya koymaktadır. Günümüzde hem gaz hem de petrol oluşumları 4000m

kalınlığındaki Maykop'tan devam etmektedir. Potansiyel rezervuarlara Maykop aralığının üst kısmından hem yatay hem de düşey göçler olmaktadır (Şekil 1.6).



Şekil 1.6 Maykop kaynak kayayı gösteren TPAO'ya ait bir sismik kesit.

Sismik kesitlerde hidrokarbon etkileri gözlenmiş ve yapılan örneklemeler bunların gaz sızıntıları ile alakalı olduğu ortaya koymuştur. Rize'deki petrol sızıntıları da Doğu Karadeniz basenindeki hidrokarbonların belirteçidir. Hem petrol hem de gaz kaynakları günümüzde halen aktiftir.

Kaynak kaya Maykop formasyonu ve riftleşme öncesi rezervuarlar bitişik olduğundan Maykop formasyonundan riftleşme öncesi rezervuarlara olan bu yatay göç beklenen bir şeydir. Buna ek olarak, rezervuarların bitişik olması ve fayların varlığı geçirimli taşıyıcı yataklar aracılığıyla rezervuarlara Maykop formasyonundan yatay göç olmasına neden olmaktadır.

Doğu Karadeniz baseni güney sınırı boyunca erken basen oluşumuna neden olan yapılar ve geç Tersiyer deformasyonları 12 mil kara sularındaki petrolün oluşumuna yardımcı olmuştur.

1.4 Çalışma Alanının Önemi

Gaz hidrat ve hidrata bağlı sığ gaz araştırmaları hız kazanmış ve başta Karadeniz olmak üzere Akdeniz, Marmara Denizi ve Ege Deniz'inde önemli rezervler ortaya çıkarılmıştır. Ülkemiz kıyılarında şelf ve açık denizde ve uluslararası sularda özellikle sismik ve akustik yöntemlerle yapılan bu aramalarda gaz hidrat ve altındaki sığ gaz rezervleriyle ilişkili olarak; BSR yansımaları, çamur volkanları, çamur diapirleri, gaz cepleri, gaz bacaları, gaz sızıntıları vb. yapılar gözlemlenmiş ve bazı lokasyonlarda alınan numuneler ile gaz hidratın varlığı ispatlanmıştır. Özellikle geçmiş yıllarda Rize açıklarında gözlenen çamur volkanı ve yüzeyde gözlemlenen petrol sızıntıları bu konudaki hassasiyeti arttırmıştır (Şekil 1.7).



Şekil 1.7 Karadeniz'de çalışma alanının konumu.

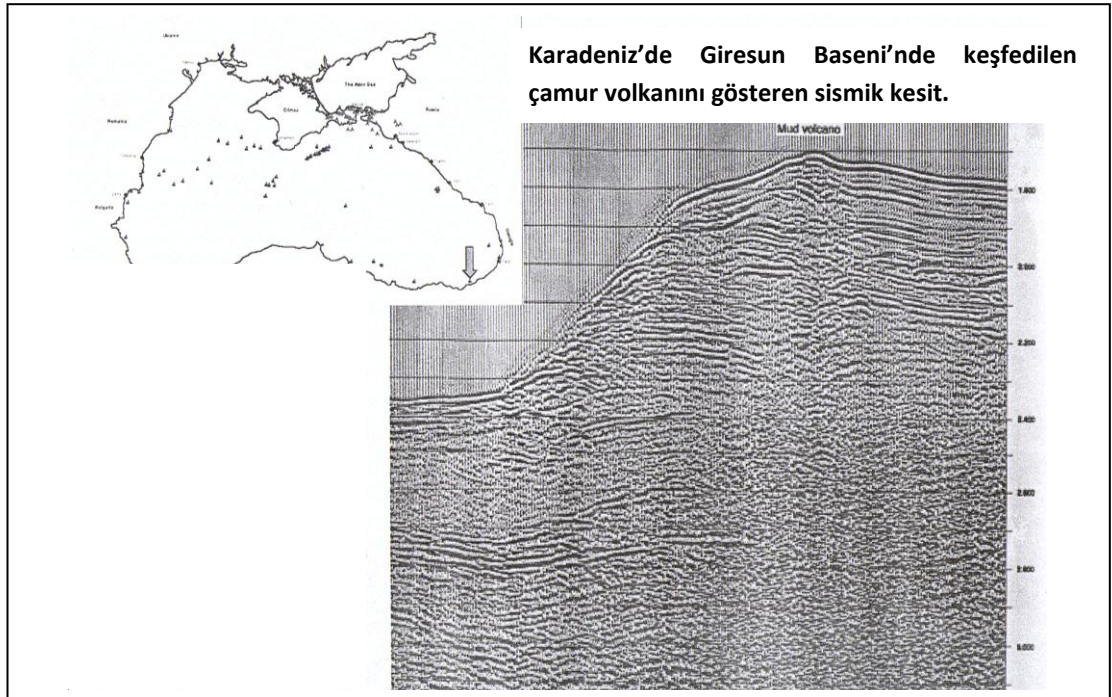
Türkiye kıyılarımızda ilk gaz hidrat ve buna bağlı sığ gaz aramaları TUBİTAK ve DPT projeleri ile Ergün vd. (2000) ve Çifçi vd. (2003) tarafından Dokuz Eylül Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü “Piri Reis” araştırma Gemisi ile gerçekleştirilmiştir. Devam eden çalışmalarda, Doğu Karadeniz kıyılarımızda Yeşilirmak deltası kıta yamacında sığ gaz çıkışları sismik ve sonar verileri ile araştırılmış ve detaylı görüntülenmiştir (Dondurur ve Çifçi, 2007). Trabzon açıklarında Holosen sedimanlarda kökeni biyojenik olan gazın varlığı sismik kesitlerde akustik perde olarak kendini göstermiştir (Okyar and Ediger, 1999). Son yıllarda Batı Karadeniz’de Kozlu açıkları ve daha batı kıyılarımız TPAO tarafından potansiyel hidrokarbon alanı olarak görülmekte ve detaylı çalışılmaktadır. K.Piri Reis araştırma gemisi Kozlu yükseliminin ve İstanbul Boğazı Karadeniz çıkışının gaz ve gaz hidrat potansiyelini ve muhtemel çamur volkanlarını araştırmaya yönelik projeler yürütmektedir (Çifçi vd., 2005; Okay vd., 2006). Kozlu yükseliminde yaklaşık 1000-1800 m derinliklerde gaz çıkışları Bohrmann vd. (2005) tarafından keşfedilmiştir. TPAO doğu ve batı Karadeniz kıyılarımızda gaz hidrat aramalarına ilişkin çalışmaları başlatmışlardır.

Karadeniz kıyılarında çıkan gazların kökeni üzerine pek çok araştırma yapılmaktadır. Ginzburg ve diğ. (1990) kuzey Karadeniz kıyılarında çıkan gazların hem Biyojenik hem de Termojenik kökenli olduğunu belirtmiştir. Popescu vd. (2007) Batı Karadeniz’de Romanya Bulgaristan açıklarındaki Şelf alanından çıkan gazların ise çoğunlukla biyojenik kökenli olduğunu belirtilmiştir. Karadeniz’de 2002-2007 yılları arasında yapılan ve halen süregelmekte olan çok uluslu projelerle (Belçika-Fransa-Romanya ve Almanya-Rusya-Türkiye ortaklı projeler) var olan gaz hidrat ve hidrata bağlı doğal gaz potansiyeli daha detaylı incelenmekte, gazların kökeni üzerinde araştırmalar genişletilmekte ve yeni gaz ve gaz hidrat alanların keşfine gidilmektedir. Dünyadaki Gaz rezervlerinin dağılımına baktığımızda Rusya’nın 44.38 trilyon metre küp ile başı çektiğini görmekteyiz. Rusya, Karadeniz’de ciddi projelerle araştırmalar yapmış ve yapıyor olması Karadeniz bölgesinin önemi bir kez daha ortaya çıkıyor.

Türkiye’de Enerji Kaynakları potansiyeli 2009 yılı sonu itibariyle; Gaz (kalan üretilebilir): 6,2 milyar metre küp’tür. 1382 arama, 629 tespit, 89 jeolojik istikşaf kuyusu açılmış olup bugüne kadar Denizlerin %1 i sondajlı olarak aranabilmiştir. Denizler ve Paleozoik oluşumlarda Petrol ve gaz yeterince aranmamış anlamına gelmektedir. Şimdiye kadar Doğu Karadeniz’de gaz hidrat alanlarının varlığının araştırılmasında elde edilen sismik verilere göre, büyük spekülatif yapılar arz etmektedir. Milli kuruluş TPAO, dev şirketlerle ortak çalışmalar yapmaktadır (Petrobras, Exxon, Chevron, PdVSA, vs..).

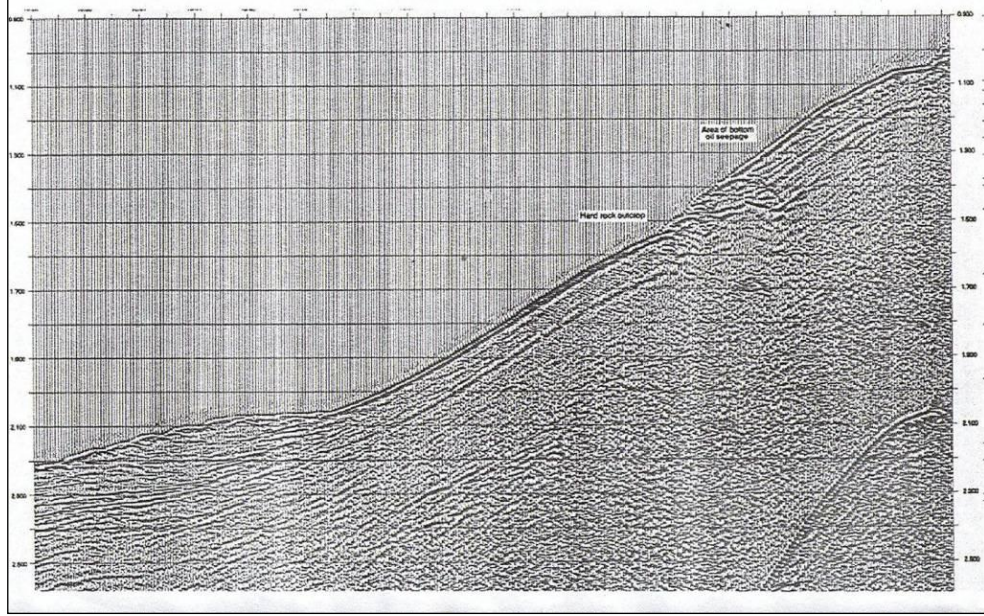
1.5 Çalışma Alanında Yapılan Önceki Araştırmalar

Projenin ortaya çıkışında; Karadeniz’deki çalışma alanı (daha önceki çalışmalarda gözlenen çamur volkanı ve petrol sızıntılarının gözleendiği bölge ok ile gösterilmiştir. Giresun açıklarında R/V Gelincik araştırma gemisi ile 90’lı yıllarda yapılan çalışmalar sonucunda Türk kıtasal yamacı üzerinde bir çamur volkanı saptanmıştır (Şekil 1.9).



Şekil 1.9 Önceki çalışmalarda gözlenen çamur volkanı

Karot örneklerinden elde edilen hidrat parçalarına yapılan kromatografi yöntemi ile %99.75 oranında metan içerdiği saptanmıştır. Tortulların gaz analizleri, sadece büyük miktarlarda metan gazının varlığını değil ayrıca etan, propan ve bütan gazlarının varlığını ortaya koymuştur.

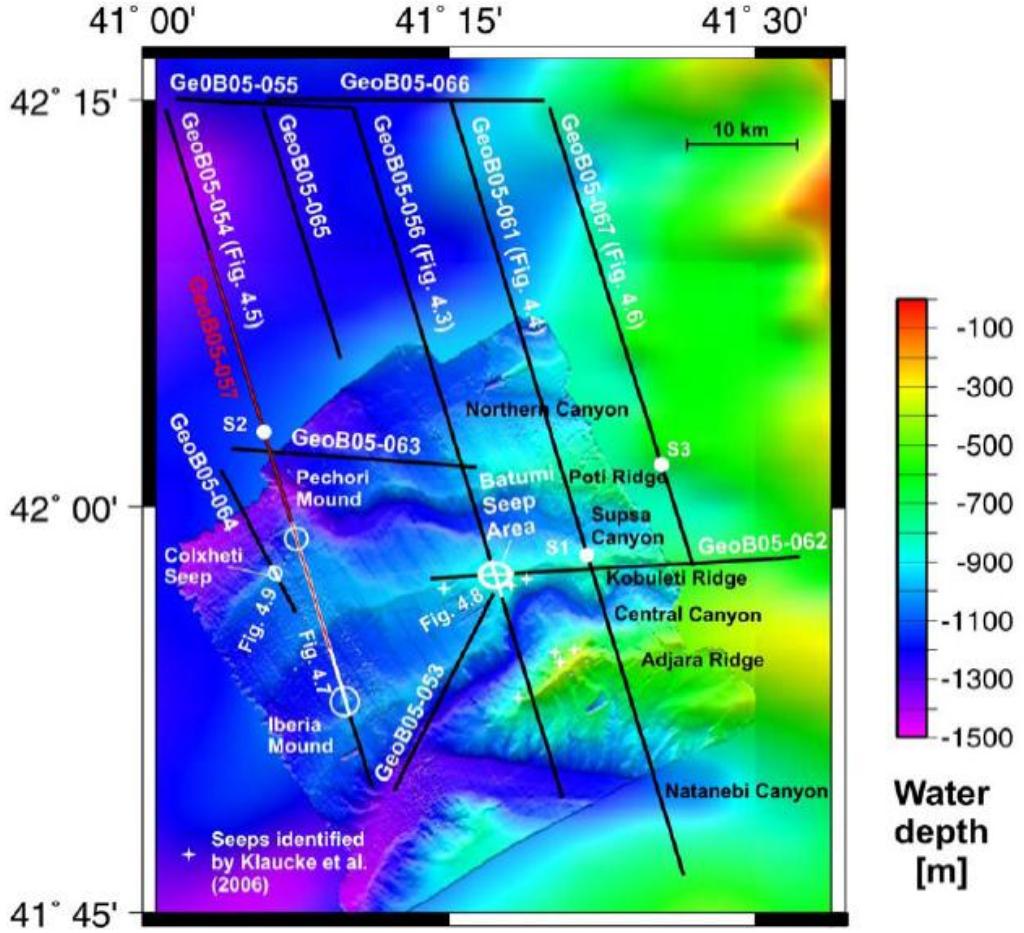


Şekil 1.10 Doğu Karadeniz Türkiye şelfinde Rize açıklarında deniz tabanından sızan petrol birikintilerinin saptandığı alana ait sismik kesit.

Çalışma alanının seçilmesi, TPAO'nun daha önce yaptığı çalışmalardan ve DBTE ekibindeki araştırmacıların katıldığı diğer araştırma seferleri sırasında çalışma alanı yakınlarında gaz birikimi yapılarına rastlanmış ve tortullardan gaz hidrat ile birlikte petrol örneklenmesi yapılmıştır (Şekil 1.10). Bu çalışmalar, Alman "Poseidon" araştırma Gemisi ile Karadeniz'de 2002 yılında, yine Alman "Meteor" araştırma Gemisi ile 2007 yılında hız kazanmış ve tüm Karadeniz kıyılarını içine alacak şekilde sismik yansıma, sismik kırılma (OBS ölçümleri), akustik ölçümler, CDT ölçümleri, karot alımı, deniz altı kamera görüntüleri (ROV ölçümleri) vb. araştırmalar ile günümüze değin getirilmiştir.

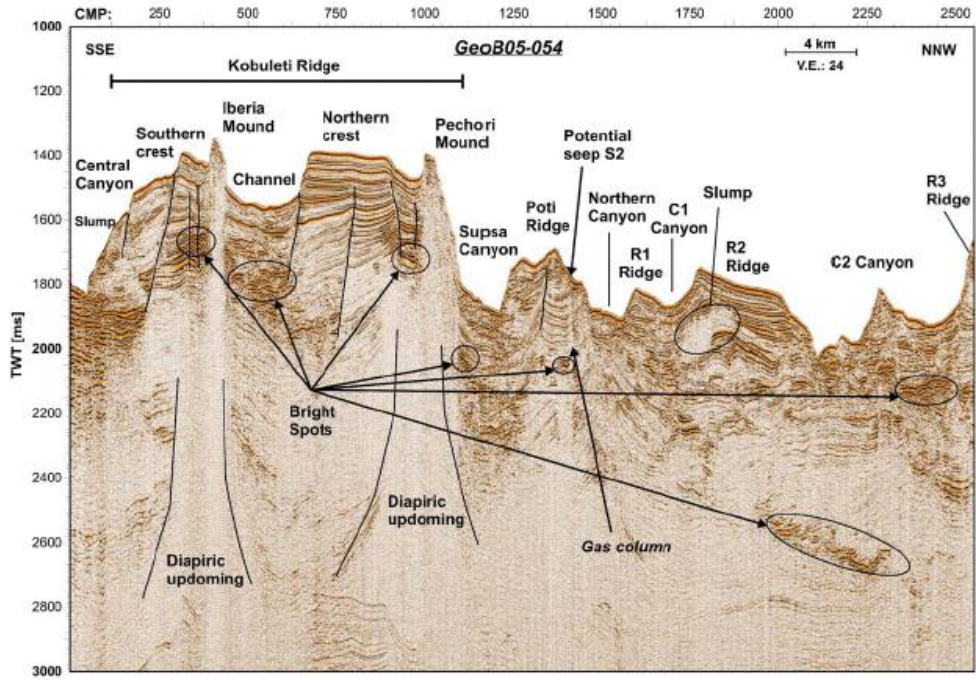
Bu çalışmalardan birisi de 2004 yılında Alman R/V Poseidon araştırma gemisi ile Gürcistan açıklarında 600-1000m su derinliklerinde, derinden çekilen yanal taramalı sonar ve batimetri yöntemlerinin uygulandığı P317 seferidir. Bu

çalışmadan elde edilen sonuçlarda çalışma alanında B-D uzanımlı kanyonlar ve sırt yapıları gözlenmiş ayrıca sırtların üzerinde morfolojide göze çarpan tepe (mound) yapıları mevcuttur. Bu yapıların sırt bölgelerinde yoğunlaşmış olması tektonizma ile birlikte düşünüldüğü zaman bu yapıların derinden gelen malzemelerin belirteci olabileceği düşünülmüştür (Şekil 1.11).

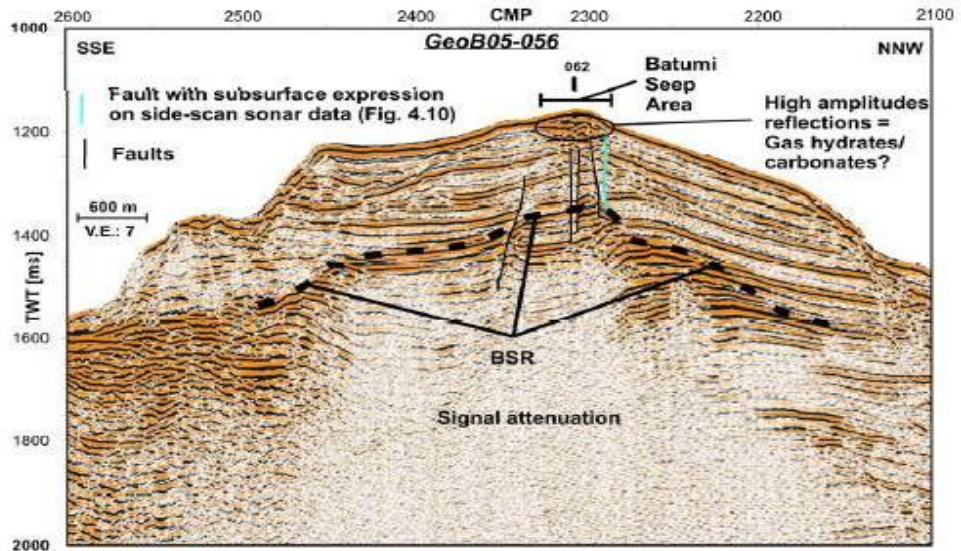


Şekil 1.11 2004 yılında R/V Poseidon araştırma gemisi ile Batum (Gürcistan) açıklarında 50kHz Elac çok ışınlı batimetri sistemi kullanılarak elde edilen 3D batimetri haritası (Klaucke ve diğ., 2005).

Poseidon çalışmasının devamında yapılan bir diğer çalışma ise 2005 yılında Rus R/V Professor Logachev ile TTR 15 (Araştırma ile Eğitim) seferidir. Şekil 1.12 ve şekil 1.13’de gözlenen diyapirik dom yapıları ve gaz su kontağını belirten bright spot (gazın varlığını belirten ters polariteli çok yüksek genlikli yansıma) yapılarının benzerleri tez çalışma alanında da gözlenmektedir.



Şekil 1.12 Poseidon seferine ait bir sismik kesitteki gaz kolonları, parlak noktalar ve sırtlarda gözlenen tepe (mound) yapıları (Friedrichs M.W. ve diğ.2010)



Şekil 1.13 Poseidon seferine ait bir kesitte gözlenen gazın varlığını işaret eden yüksek genlikli yansımalar ve gazhidrat'ın tabanı oluşturan BSR'lar (tabana benzeyen yansıtıcı) (Friedrichs M.W. ve diğ. 2010).

2005 yılında UNESCO TTR 15 seferi sırasında Gürcistan açıklarındaki kanyon bölgesinde çok sayıda tepe (mound) yapıları ve bunların altında çok sayıda diyapir yapıları gözlenmiş olup örnekleme sırasında büyük gaz hidrat kütleleri ile birlikte

petrol çıkarılmıştır (Şekil 1.14, 1.15, 1.16). Ayrıca deniz yüzeyinde de petrol sızıntıları gözlenmiştir (Şekil 1.17).



Şekil 1.14 Rus araştırma gemisi Professor Logachev ile yapılan tez alanının kuzeybatısında Araştırma ile Eğitim (TTR) 15 seferi sırasında gravite karot ile örneklenen petrol ve gaz hidrat.



Şekil 1.15 Tez alanının kuzeybatısında örneklenen petrol ve buz halinde olan gaz hidratın erimesi sonucunda deniz tabanı çamurunun görüntüsü.



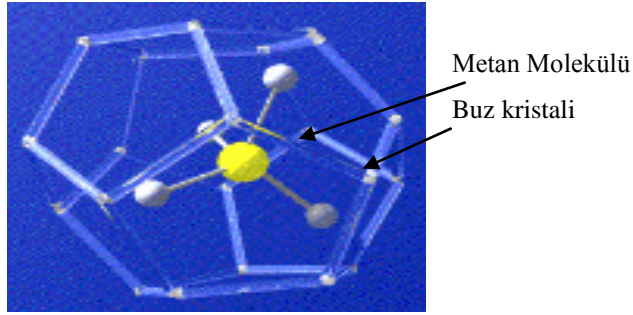
Şekil 1.16 Çalışma alanının hemen Kuzeyinde Gürcistan açıklarında 2005 yılında R/V Prof.Logachev ile yapılan Araştırma ile Eğitim-TTR araştırmasının da tortullarda gözlenen petrol ve gaz hidrat'ın yanması.



Şekil 1.17 Çalışma alanının hemen kuzeybatısında deniz yüzeyinde gözlenen petrol (oil slick) sızıntısı.

1.6 Gaz Hidratlar Nedir?

Geleceğin en önemli enerji kaynağı olan gaz hidratlar 1810 da Sir Humphrey Davy tarafından laboratuarda keşfedilmiştir. Su molekülleri kendi aralarında hidrojen bağlarıyla bağlanarak, geniş oyukları olan kafese benzer bir yapı (kapan) meydana getirirler; bu oyuklara gaz molekülleri (etan, propan, bütan, izobütan, nitrojen, karbondioksit ve hidrojen sülfür) yerleşir ve van der Waals kuvvetleriyle içinde buldukları kafesle bağlantı kurarlar (Şekil 1.18). Birkaç farklı hidrat kristal yapısı vardır. Okyanuslardaki doğal gaz (metan) hidratlar, dünyanın enerji gereksinimini yüzyıllarca karşılayabilecek kadar çok miktarlardadır; en büyük pay, sürekli soğuk olan kutuplar bölgesine aittir.



Şekil 1.18 Metan molekülünün su molekülleri tarafından hapsedildiği Gaz Hidrat Kafes yapısı.

Gaz hidratlar pasif ve aktif kıtasal marjinlerde, marjinal denizlerin derin sularında, kutupsal alanlarda ve yaklaşan marjinlerin yığışım kamalarında geniş çapta bulunmaktadır. Gaz hidratlar okyanus çukurluklarında derin basenlerde yaygın değildir, iç ve marjinal denizlerde, kıtasal yamaç ve şelflerde oluşurlar. Sığ gaz birikimleri genellikle pockmarklar, gaz sızıntıları, çamur volkanları ve gaz hidratlarla birlikte bulunurlar ve bunlara çoğu kez soğuk sızıntı toplulukları (cold seep communities) ve metandan türemiş karbonat yığışımları eşlik ederler (Judd ve diğer., 2002). Denizel veya karasal ortamlarda gaz hidrat oluşumu, yüksek oranda metan gazı üretimi ve uygun termobarik koşulların sağlanması durumunda gerçekleşir.

Gaz hidratlar, içerdikleri büyük metan hacmi nedeniyle geleceğin enerji kaynağı olabilirler. Standart basınç ve sıcaklık koşullarında, 1 m³ gaz hidrat, 164 m³ gaz ve 0.8 m³ su içermektedir (Kvenvolden 1993). Katı gaz hidrat fazında büyük

miktarlarda gaz depolanabilmesi nedeniyle, gaz hidratlara geleceğin enerji kaynağı gözüyle bakılmaktadır. 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. Gaz hidrat bileşiminde etan, propan, bütan gibi hidrokarbon gazları veya CO₂, H₂S gibi hidrokarbon kökenli olmayan gazlar bulunabilmesine rağmen, en yaygın hidrat oluşturan gaz metandır. Metan gazı ortamdaki kumlu, killi, siltli vb. birimlerden oluşan tortulların taneler arası boşluklarına hapsolarak yumru, şerit, tabakalı ve masif halde 5-10 cm'den birkaç metreye ulaşan kalınlıkta hidrat yapıları oluşturur.

Gaz hidrat alanlarında BSR seviyesinin altında bulunan serbest gaz ve bu gaz ve sıvıların yukarılara göçü ve yüzeye sızmasına bağlı olarak Karadeniz'de toplanan sismik kesitlerde akustik perdeleme, akustik bulanıklık, çamur volkanları, çamur diapirleri, gaz cepleri, gaz bacaları vb. oluşumlar gözlemlenmektedir. Şekil 1.19 farklı bölgelerde alınmış gazhidratlardan örnekleri göstermektedir.



Şekil 1.19 . Deniz tabanından alınmış değişik gaz hidrat örnekleri

Gaz hidratlar türlerine göre biyojenik yada termojenik kökenli olabilmektedir. Kökeni genellikle Metan gazı olan gaz hidratlar biyojenikte olabilmektedir. Organik maddelerin “metanojen” denilen mikroorganizmalar tarafından kimyasal olarak parçalanmasıyla oluşan metandır. Biyojenik kökenli metan gazı sığ denizel ortamlarda organik birikintilerin; yeni çökelen maddeler ile örtülmesi ve ortamın hava ile temasının kesilmesi sonucu, oksijensiz kalan bu ortamda yaşayabilen bakteriler ve diğer canlı organizmalar tarafından biyolojik alterasyona uğraması ile

oluşur (Sloan, 1990). Denizlerde Biyojenik kökenli metan gazının oluşabilmesi için yüksek bir sedimantasyon hızına (30 m/yıl) ve en az % 0.5 toplam organik karbon (TOC) değerine ihtiyaç vardır (Rice and Claypool, 1981).

Diğer tür gaz hidratlardaki metan gazının kökeni ise termojeniktir. Doğalgaz da petrol ve kömür gibi bir fosil yakıttır ve menşeiyle ilgili farklı teoriler vardır. En çok kabul göreni fosil yakıtların bitki ve hayvan kalıntıları gibi organik maddelerin yer altında çok yüksek basınçlarda binlerce yıl sıkışıp kalmasıyla oluşmasına “termojenik metan” denir.

Ham petrolün oluşumunda olduğu gibi, termojenik metan da organik partiküllerin yıllar boyunca artan miktarlarda çamur ve diğer sedimentler tarafından kaplanmasıyla oluşur; maruz kalınan yüksek basınçlar çok yüksek sıcaklıklara, dolayısıyla organik maddelerdeki karbon-karbon bağlarının kopmasıyla parçalanmaya neden olur. Düşük sıcaklıklarda (sığ alanlarda) daha az bağ kopması olacağından veya parçalanma daha düşük düzeyde kalacağından doğal gaza kıyasla petrol oluşumu artar. Bu gibi oluşumlarda petrol ve doğal gaz birarada bulunur. Derinlik arttıkça sıcaklık da artacağından doğal gaz oluşumu başlar duruma geçer ve rezervler daha saf metan içerir.

Termojenik metanın oluşması sıcaklığı 2500 F(1371⁰C) aşmasıyla artarken karbondioksit çıkışı azalmaya başlar; 3000 F(1649⁰C) dolaylarında metan çıkışı maksimum seviyeye ulaşır. Termojenik metan gazı jeolojik zamanlar boyunca derinlere gömülen organik materyalin sıcaklığının artmasına bağlı olarak olgunlaşması ve petrol ve doğal gaz oluşturmasının bir sonucudur. Oluşan bu gaz ve sıvılar derinlerden fay ve kırık sistemleri ile yukarılara taşınmakta ve yeterli miktarı gaz hidrat kararlılık zonuna (GHKZ) ulaştığında hidrata dönüşmektedir (Sloan, 1990). Gaz hidratlar içerisindeki metan gazı doğal gaz olarak bilinir. Doğal gazın varlığı, hem önemli bir enerji kaynağına işaret etmekte hem de gazın termojenik kökenli olması durumunda derinlerdeki hidrokarbon aramaları için bir rehber niteliği taşımaktadır. Termojenik gazın varlığını işaret eden yüksek karbon ve metan izotopları orta Karadeniz'deki çamur volkanlarına (Limonov ve diğer., 1997) ve

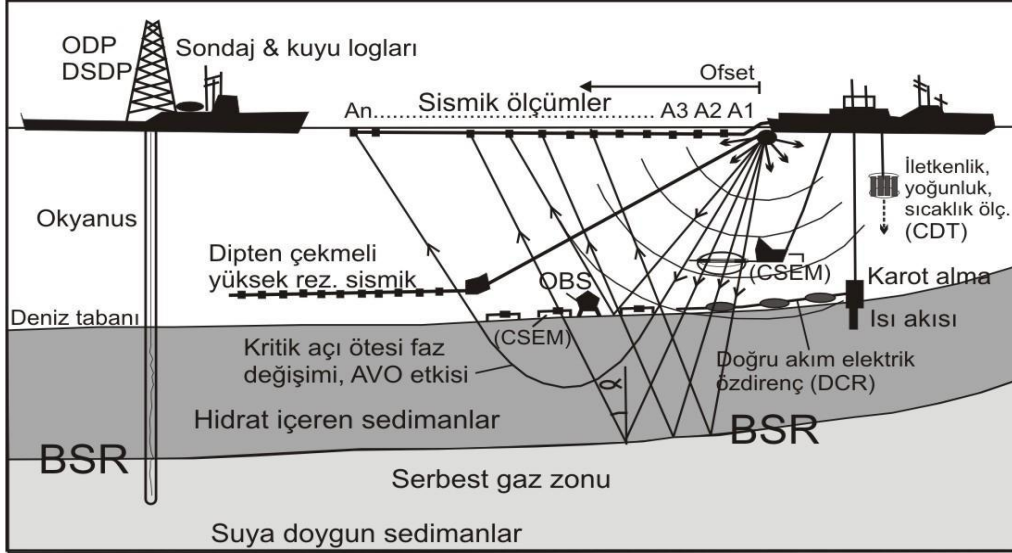
kuzey kıtsal yamaçta bir bölgede rastlanmıştır (Kruglyakova ve diğer., 2004; Mazzini ve diğer., 2004).

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 sığ kısımlara taşıyacak fay sistemlerinin mevcut olması gerekmektedir. Bununla birlikte, gaz hidrat koşulu bu yapıyı içeren gazların jeolojik ve kimyasal özelliklerine bağlıdır (Sloan 1990; Lerche & Bagirov 1998).

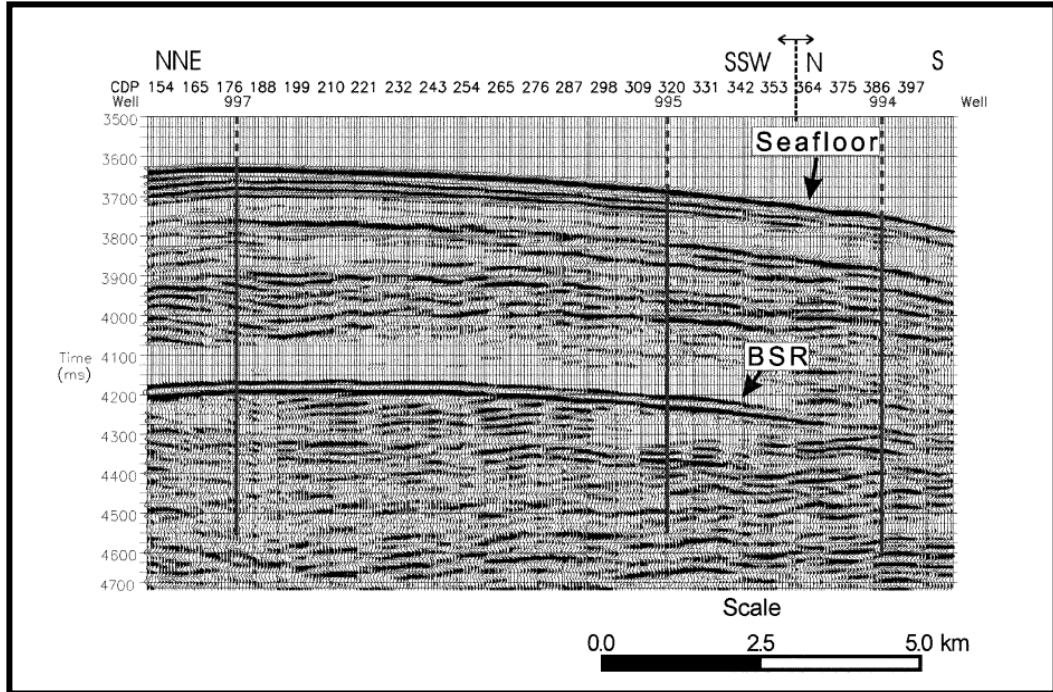
Denizel alanlarda ise gaz hidratlara, pasif ve aktif kıta kenarlarında, derin denizel alanlarda, yakınlaşan levha sınırlarındaki yığışım prizmalarında, kıtsal yamaç ve Şelflerde, kutupsal alanlarda çamur volkanlarının olduğu alanlarda batimetrinin yaklaşık 300-500 m'lerden 2500 m'ye derinleştiği bölgelerde rastlanmaktadır (Makogon, 1974; Makogon vd., 2007). Şekil 1.20'de karasal ve denizel gaz hidrat lokasyonlarının büyük bir kısmı gerek karada, gerekse denizde ODP ve DSDP projeleri kapsamında gerçekleştirilen derin sondajlarla örneklenmiştir. Şekil 1.20'de ayrıca, denizlerde sismik veri üzerinde gaz hidratın varlığını gösteren "Tabana Benzeyen Yansıtıcı (Bottom Simulating Reflector-BSR)" lokasyonları ve gaz üretimi yapılan bölgeler de yer almaktadır. BSR yansıma seviyesi, gaz hidrat içeren tortulların tabanından gelen kuvvetli sismik yansıma yüzeyini ifade etmektedir. BSR seviyesinin altında ise genellikle serbest gaz bulunur ve bugün dünya ölçeğinde gaz hidrattan yapılan üretim hidratın altındaki bu serbest gazın çıkarılması şeklindedir. Bu yöntemlerin deniz uygulamaları şekil 1.20'de şematik olarak gösterilmektedir.

Sismik verilerde deniz tabanı topoğrafyasına paralel giden güçlü yansıtıcılar vardır. BSR seviyesi deniz tabanı yansıma seviyesini yaklaşık olarak taklit etmesi sebebiyle "Tabana Benzeyen Yansıtıcı (Bottom Simulating Reflector, BSR) olarak adlandırılır (Şekil 1.21). BSR seviyesi tamamıyla gaz hidrat oluşumu için gerekli olan termodinamik koşulların sebep olduğu bir yansıma seviyesi olup; stratigrafik veya yapısal anlamda herhangi bir yüzeyi ifade etmemektedir. Örneğin normal

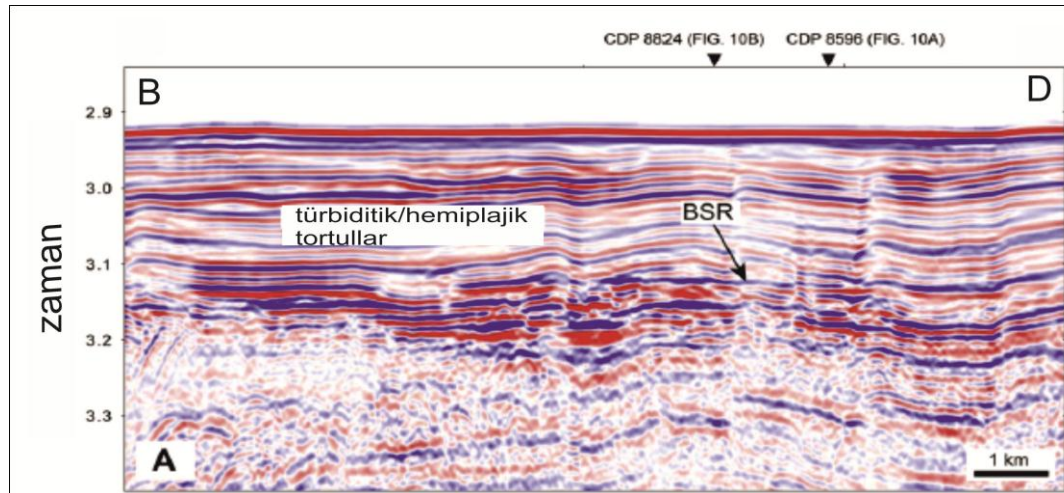
stratigrafik birimlere ait tabakaların eğimli olması durumunda BSR seviyesi bu birimleri kesmektedir.



Şekil 1.20 Denizlerde gaz hidrat aramalarında kullanılan jeofizik yöntemler (Hyndman, vd., 2007'den değiştirilerek).



Şekil 1.21 Yüksek genlikli yansımaların olduğu yerdeki Tabana Benzeyen Yansıtıcı (BSR) Görünümü.



Şekil 1.22 Doğu Batı uzantılı Sismik kesitte yüksek genlikli yansımalar BSR'in varlığını göstermektedir (Garcia-Gil vd., 2002).

Burada dikkat edilmesi gereken husus BSR yansıma seviyesinin şekil itibari ile kendine benzeyen deniz tabanı tekrarlı yansıması ile karıştırılmamasıdır (Şekil 1.22). Yansıma kesitlerinde BSR seviyesinin ayırdığı gaz hidrat ve serbest gaz içeren ortamların yansıma özelliklerinde de farklılıklar görülmektedir. Örneğin yumuşak killi birimlerden oluşan, ya da hidratın geçirimsizlik etkisinin fazla olduğu bir ortamda üstteki hidrat içeren çökeller litolojik olarak göreceli bir homojenliğe sahip olacağından, bu birimlerden gelen yansımalar daha sığdaki çökellere göre daha zayıf ve belirsiz olacaktır (Akustik örtü). Öte yandan ortamın hidrat doygunluğu azaldıkça ve litoloji heterojenliği arttıkça yansımalar daha belirginleşir. Hidrat katmanının altındaki gazlı birimlerde ise ortamın soğurma etkisine bağlı olarak sismik yansımaların genliği azalır ve bu alanlar akustik örtü, akustik bulanıklık gibi yansıma terimleri ile ifade edilir. Buna karşılık hidratların altında yer alan gaz içeren tortulların alt sınırlarında ise yine yüksek bir akustik empedans farkı meydana geldiğinden dolayı kuvvetli yansımalar görülür (Garcia-Gil vd., 2002; Şekil 1.22).

Yerinde ölçümlerin yapılamaması nedeniyle, gaz hidrat içeren ortamın sismik özellikleri AVO analizi (ofsete bağlı genlik değişimi) ile incelenebilir. BSR seviyesinin AVO etkisi oldukça belirgindir. BSR yansıma genliğinin artan ofsete göre olan değişimi, lineer olmayan bir eğri ile ifade edilir ve uzak ofsetlerde yansıma genliğinde hızlı artışlar gözlenirken, dalga formunda faz değişmesi gerçekleşir (Rutherford ve Williams, 1989; Hyndman ve Dallimore, 2001). AVO analizi ile

sismik yığıma öncesi verinin ters çözümü ile gaz hidrat ve serbest gaz içeren ortamların P ve S dalga hızlarını, poisson oranını, gözenekliliğini hidrat ve gaz doygunluklarını hesaplamak mümkün olmaktadır (Tinivella and Carcione, 2001; Dai vd., 2004). Yansıma gücü, anlık frekans, anlık faz, fazın sinüsü, fazın kosinüsü gibi karmaşık sismik iz nitelik analizleri de yine BSR oluşumuna sebep olan ortamların ve BSR yansıma seviyesinin tanımlanmasında önemli rol oynamaktadır.

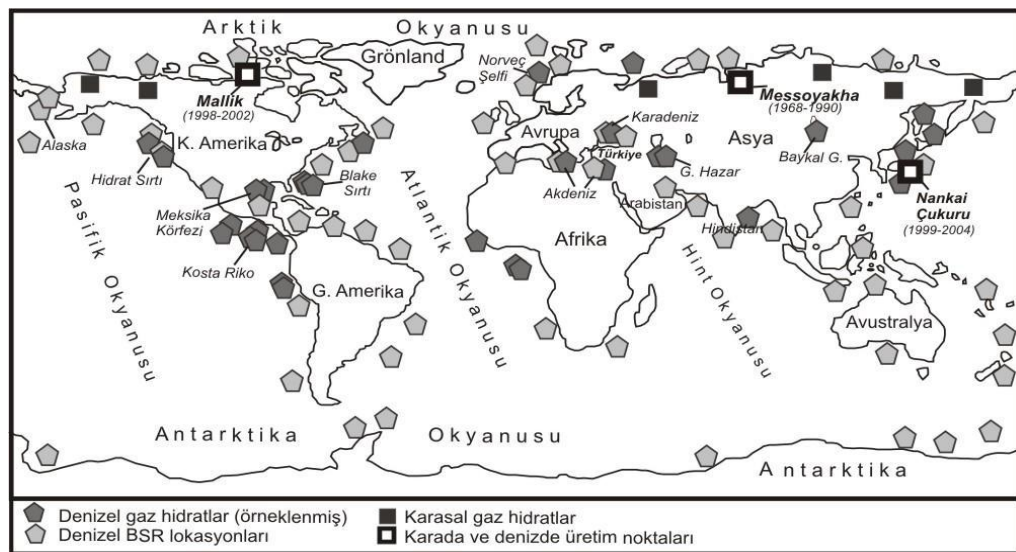
Gaz hidratların denizel yamaç kaymaları üzerinde potansiyel etkileri olabilir. Gaz hidratlar tortullarda çimento görevi yaptığı için, oluşumu ve ayrışması tortulların duraylılığı üzerinde önemli etkiye sahiptir. Büyük hacimdeki bir gaz hidrat çözünmesi meydana gelmesi durumunda, boşalan gaz ve sıvı hacmi, 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. 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.

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 ve bu gaz sütunu 200-300 m kalınlığa ulaşabilir. 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 aramalar için bir rehber niteliğindedir.

Gaz hidratın çözünmesi durumunda açığa çıkan metan gazı su kolonunda çözünerek suyun yoğunluğunu düşürür. Bu ise yüzebilirliği ve dolayısıyla gemilerin yüzme yeteneklerini azaltır. Basınç çok hızlı düştüğünde veya sıcaklık hızla arttığında gaz hidratlar patlama göstererek de ayrışabilir. 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.

Dünya üzerinde son yıllarda yapılan ve yukarıda kısaca değinilen tüm bu çalışmalar, gaz hidratların geleceğimizde hem enerji kaynağı olarak hem de iklimsel ve çevresel etkiler olarak önemli bir yere sahip olduğunu göstermektedir (Şekil 1.23).



Şekil 1.23 Dünya gaz hidrat haritası (USGS, 2004 ve MMS, 2008'den değiştirilerek).

1.7 Gaz Hidratların Fiziksel ve Akustik Özellikleri

Yansıma genliğinin büyüklüğü iki ortam arasındaki akustik empedans (hız – yoğunlu çarpımı) farklarına bağlı olarak hesaplanır. Üstteki gözenekli kayada gözenekliliğin hidratın geçirimsizlik etkisine bağlı olarak azalması, P dalgasının hızını arttırmaktadır. BSR düzeyinin altında ise gaz içeren gevşek tortul birimlerin P dalga hızı, üst ortama oranla oldukça düşüktür. Böylece ortamların akustik empedans farkına bağlı olarak gelişen ve deniz tabanı yansıma polaritesine göre ters polariteli yansıma gösteren BSR seviyesi yansıma katsayısı büyük negatif bir değer alır (Yuan vd., 1996).

Tablo 1.1’de söz konusu ortamlar için yapılan hız ve yoğunluk sınıflamasına göre saf hidratin; hidrat içeren tortullara, ya da gaz veya suya doymuş tortullara oranla oldukça yüksek P ve S dalga hızına sahip olduğu görülmektedir.

Tablo 1.1 Hidratların akustik özellikleri (Anderson, 1992 ve Prenskey, 1995 ’den değiştirilerek).

<i>Parametre</i>	<i>Suya doymuş</i>	<i>Hidrat içeren</i>	<i>Saf hidrat</i>	Gaz içeren
P dalga hızı (m/sn)	1600-2500	2000-4500	3250-3600	≤1450
S dalga hızı (m/sn)	380-390	700-1560	1650	--
Yoğunluk (gr/cm ³)	1.26-2.42	1.15-2.4	0.912	--

Sismik hızlar genellikle gaz hidrat değişiminin keskin olduğu sınırları ayırt etmekte duyarlıdır. Ortamdaki gaz hidrat doymuşluğu kademeli bir şekilde arttığında sismik hızlar duyarsızlaşır. Bu durumda karada ve denizde yapılan Doğru Akım Elektrik Özdirenç (DCR) Yöntemi ve özellikle sıg hidrat oluşumlarında frekans ortamı Kontrollü Kaynak Elektromanyetik Yöntem (CSEM) başarılı bir şekilde uygulanabilir (Şekil 1.20). Özdirenç parametresi hidrat doymuşluğunun dereceli olarak değişimine duyarlıdır. Söz konusu yöntemler ile GHK'nun sınırlarını belirlemekte mümkün olmaktadır. Zaman ve maliyet açısından sismik yöntemlere oranla çok daha ekonomik olan EM ve elektrik yöntemler gaz hidrat alanlarının 2 boyutlu ve 3 boyutlu modellenmesinde uygulanmaktadır. Ayrıca yine sismik yansıma yönteminin jeolojik yapıdan kaynaklanan yetersizliklerinde örneğin tuz domlarının olduğu alanlarda görülen gaz hidrat yapılarının tayininde DCR ve CSEM yöntemleri başarılı olarak uygulanabilmektedir (Weitemeyer vd., 2006; Dunbar, 2007). Karada ve denizde yapılan sondajlar ve bu sondajlarda alınan kuyu logları da gaz hidrat alanlarındaki hidrat ve gaz konsantrasyonlarının, yoğunluk ve elektrik özdirenç değişimlerinin, sismik P ve S dalgaları yayılım hızları değişimlerinin vb. diğer fiziksel parametrelerin tespitine imkân tanımaktadır.

Denizel ortamda yapılan gaz hidrat araştırmalarında su kolonuna sızan gazın, suyun iletkenlik yoğunluk ve sıcaklık parametrelerinde yapmış olduğu değişimler su kolonunda belirli derinliklerde yapılan CDT (Conductivity-Density-Temperature) ölçümleri ile tespit edilir. Karada ve denizde karot alımı ve ısı akısı ölçümleri yine gaz hidratların kimyasal ve fiziksel özelliklerinin anlaşılması açısından önemlidir. Isı akısı ölçümleri ile bölgenin termal rejimi dolayısıyla hidratın kararlı olduğu derinlikler tespit edilebilmektedir. Bu ölçümler doğrudan yapılabildiği gibi dolaylı olarak sismik verilerden de hesaplanabilmektedir (Yamano vd., 1982; Vanneste vd., 2002).

1.8 Gaz Hidrat İle İlişkili Yapılardan Çamur Volkanları

Sıkışma veya genleşme kuvvetleri altında üstündeki sedimentleri yırtıp yukarıya ulaşan şeyl veya kil gibi alttaki plastik malzemenin oluşturduğu saydam zonlardır. Hem karada hem de denizde varlıkları dünya çapında belgelenmiştir. Genellikle gaz/sıvı kaçışlarıyla ilişkilidirler. Yer altında derinlerde hidrokarbon rezervuarların varlığını yansıtmaktadırlar (Örn. Azerbaycan, Kırım, Romanya, Şekil 1.24).



Şekil 1.24 Romanyada gözlenen çamur volkanı. Norveç ve Rusya arasındaki Barents Denizindeki Haakon Mosby Çamur Volkanı.

Günümüze değin Karadeniz’de, Bulgaristan, Romanya, Ukrayna, Gürcistan ve Türkiye kıyılarında çok sayıda çamur volkanı gözlenmiştir (Kruglyakova vd., 2004). Bunlardan bazıları Ukrayna - Kırım’ın doğusunda Sorokin çukurluğunda (~2000 m su derinliğinde), Yalta, Sevastapol, Dvurechenskii, Kazakov, Odessa ve İstanbul isimli çamur volkanlarıdır (Krastel vd., 2003; Bohrmann vd., 2003). Benzer şekilde, Kırım’ın kuzey açıklarında orta Karadeniz’de Tredmar, Msu, Malyshev, Kornev

çamur volkanları (Ivanov vd., 1989); Orta Karadeniz Sismik Laboratuar (<http://web.deu.edu.tr/seislab/>) 'ın keşfettiği Sinop-Samsun açıklarında Piri Reis çamur volkanı (~700 m su derinliğinde) sayılabilir.

Çamur volkanları çoğunlukla mantar görünümünde olup, boyutları birkaç km çap ve 100 metreyi aşan yüksekliklere kadar uzanabilmektedir. Deniz tabanının altında ise jeolojik yapıya bağlı olarak kilometrelerce derinliğe kadar uzanabilme özelliğine sahiptirler. Derinlerden taşıdıkları su, metan gazı ve çamurun köken ve karakterinin anlaşılması sonucu, çamur volkanları derinlerdeki olası petrol ve doğal gaz alanlarının tespiti açısından ayrı bir öneme sahiptirler(Şekil 1.25).



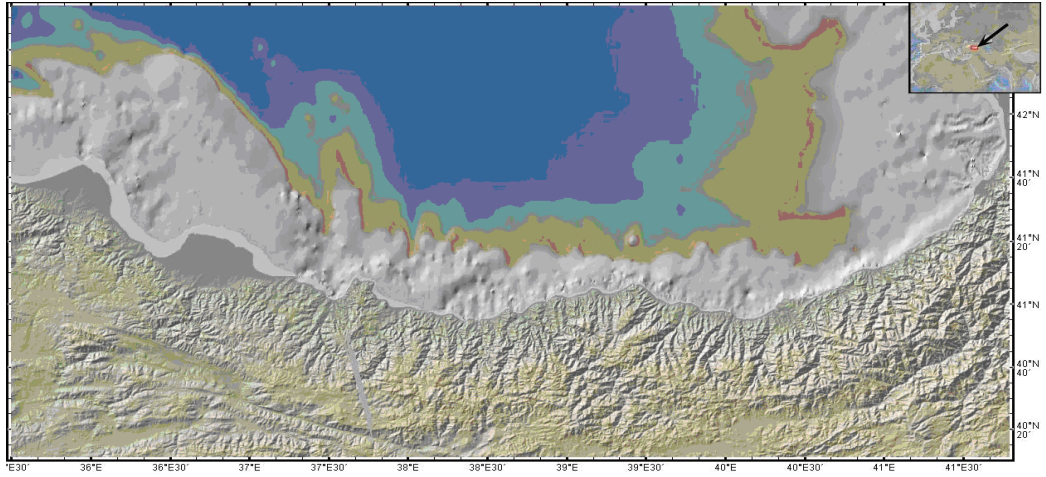
Şekil 1.25 Soldaki resim karada çamur volkanlarından Azerbaycan'dan bir örnek. Sağdaki resimde Norveç'te 905 m su derinliğinde Hakon Mosby çamur volkanından kaçan gaz kabarcıkları görülmektedir

BÖLÜM İKİ

ÇALIŞMA ALANI

2.1 Çalışma Alanının Batimetrisi

Çalışma alanı 3 fiziksel bölgeye ayrılmaktadır; (i) Kıtasal Yamaç: Şelf ile apron arasındaki yüksek deniz tabanı eğimine sahip kısımdır, 300-1850 m batimetrik konturları arasında yer alır, (ii) Apron: Kıtasal yamaçtan derin abisal düzlüğe geçiş bölgesidir. 1850-2060 m batimetrik konturları arasında yer alır ve en büyük eğim 4° civarındadır, (iii) Abisal Düzlük: 2060-2150 m batimetrik konturları arasında yer alan derin basen kısmıdır. Şekil 2.1 çalışma alanının GeoMapApp (Marine GeoScience Data System)'da hazırlanmış renkli batimetri haritasını ve alanda toplanan sismik hatları göstermektedir.



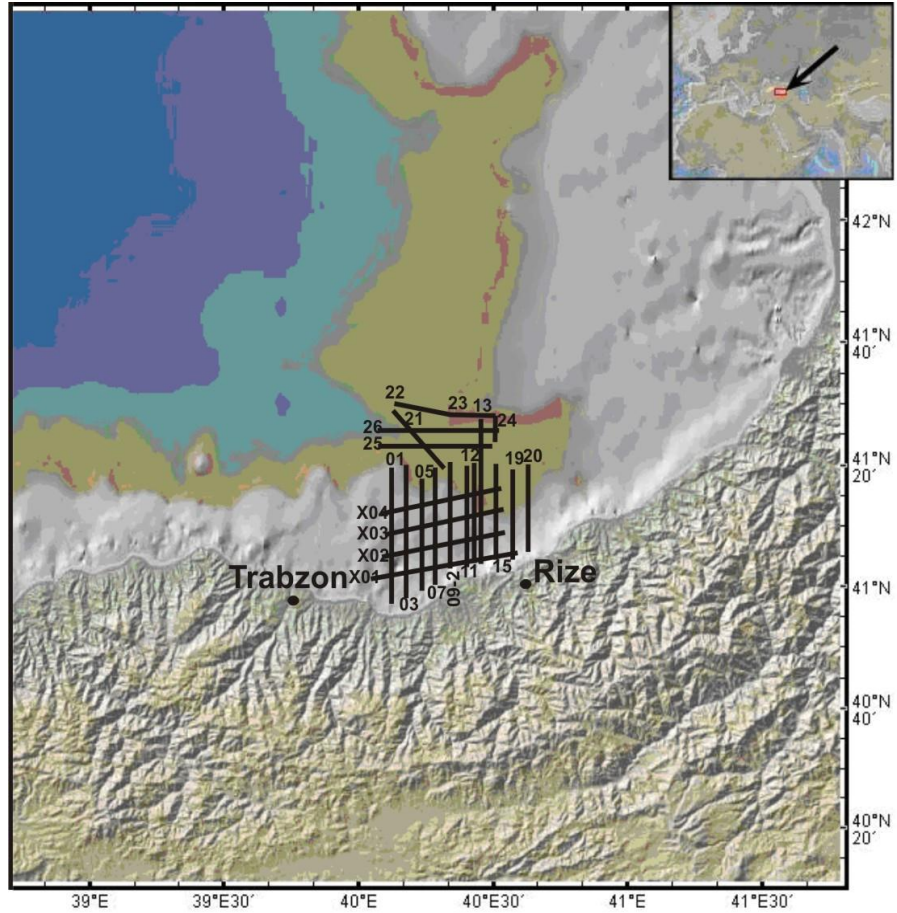
Şekil 2.1 Doğu Karadeniz'in GeoMapApp'ta hazırlanmış batimetri haritası.

2.2 Doğu Karadeniz Çalışma alanında Veri Toplama

Çok kanallı sismik veri toplama Eylül 2010 'da Dokuz Eylül Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü Koca Piri Reis araştırma gemisi ile Sismik laboratuara (Seislab)'a ait sismik sistemler kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Çalışma, 11 gemi müretabatı ve 12 kişilik bilimsel araştırmacılarla ve Güney Kore Ulusal

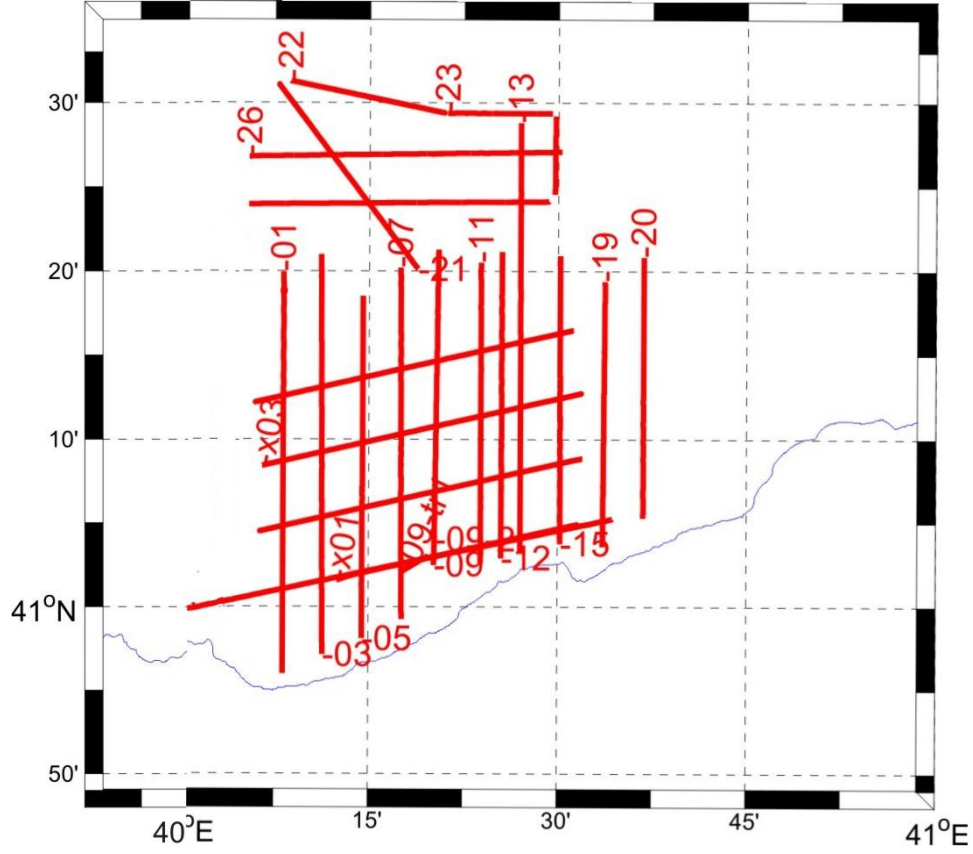
Pukyong Üniversitesi (PKNU)'den araştırmacının da katılmasıyla ortak olarak yürütülmüştür. Bu çalışmada birden fazla amaca ulaşmayı hedeflenmiştir (şekil 2.1);

- Hem Doğu Karadeniz'de hem de Kore'nin güneyinde bulunan Gwangyang körfezinde belirtilen alanlarda sığ gaz ve gaz hidrat oluşumları araştırılması,
- Çamur volkanları, gaz ve sıvıların yukarıya doğru göçüne neden olan faylar ve olası hidrokarbon sızıntıları tespit edilip haritalanması.



şekil 2.2 çalışma alanındaki sismik hatların batimetri haritası üzerindeki konumları.

Çalışma alanında yaklaşık 1700 km yüksek ayrımlı çok-kanallı sismik veri toplanmıştır. Veri toplama işlemi 24 saat vardiyalı olarak yapılmış olup şekil 2.2 ve şekil 2.3'de çalışma alanı lokasyonu ve toplanan sismik yansıma hatlarının konumları verilmiştir.



Şekil 2.3 Çalışma alanında toplanan sismik yansımaya hatları.

2.3 Çalışma Alanında Kullanılan Yöntemler

Gazlar içerisinde buldukları tortulların akustik özelliklerini büyük ölçüde değiştirdiklerinden yaygın olarak sismik yöntemlerle araştırılması nedeniyle Gaz birikimlerinin ve gaz hidratların arandığı hedef derinliğine ve çözünürlüğe bağlı olarak çok kanallı sismik yansımaya yöntemleri başta olmak üzere çalışma alanında;

- Çok-kanallı sismik (Tablo 2.1),
- Mühendislik Sismiği (SBP-CHIRP) çalışmaları: 1-10 kHz frekans aralığında çalışmakta olup deniz tabanından itibaren yaklaşık ilk 30 m'lik kısımdaki birimler ve çalışma alanındaki gaz içeren tortullar hakkında bilgi almak amacı ile kullanılmıştır (Tablo 2.2) ,
- SPARKER: yüksek ayrımlılıkta fakat daha derindeki (500 m'ye kadar) BSR yapıları görüntülemek amacı ile kullanılmıştır.

Tablo 2.1 Çok kanallı sismik yansıma veri toplama parametreleri;

Alıcı Kablo Tipi	Hydroscience Digital
Kayıtçı Tipi	SeaMux NTRS-2 Recorder
Kanal Sayısı	216
Grup Aralığı	6.25
CDP Aralığı	3.125
Maksimum Katlanma	27
Alıcı Kablo Uzunluğu	1350 m
Alıcı Kablo Derinliği	4 m
Modül Sayısı	9
Alıcı Kablo Bölüm	18
Ofset	70 m
Hava Tabancası Tipi	G.I. Gun
Hava Tabancası Sayısı	2
Basınç (psi)	2000
Hacim(ich³)	2x(45+45)
Hava Tabancası Derinliği	2 m
Derinlik Düzenleyici Sayısı	6
Atış Aralığı	25 m
Kayıt Uzunluğu	6000 ms
Örnekleme Aralığı	1 ms
GPS Alıcısı	DGPS
Ortalama Gemi Hızı	5-5.5 knots

2.3.1 Sismik Veri İşlem

Verilerin işlenmesi için, günümüzde özellikle petrol endüstrisinde yaygın olarak kullanılan veri-işlem yazılımları kullanılmıştır. Veri setinde uygulanan veri işlem akış şeması Tablo 2.3’de verilmiştir.

Verilerin toplandığı formattan veri-işlem yazılımının formatına dönüştürülmesi, mevcut sismik profillerden tek kanallı görüntüleme yapılarak ön gözlemlerin yapılması ve geometri tanımlama olarak gerçekleştirilmiştir. Daha sonra veri setinin değişik süzgeçlerden geçirilerek istenmeyen kısımların (gürültü) veriden atılması,

sismik sinyalin küresel açılma ve soğurulmaya bağlı enerji kayıplarını gidermek amaçlı otomatik kazanç kontrolü (AGC), veri setinin atış gruplarından ortak derinlik noktası gruplarına dönüştürülmesi (sort), veri setinde derinlikle değişen sismik dalga hızlarının belirlenmesi için hız analizi, kaynak-alıcı mesafesinin sürekli olarak artışına bağlı olarak oluşan kayma zamanlarının düzeltilmesine yönelik normal kayma zamanı (NMO) düzeltmesi, ortak derinlik noktası gruplarına göre sıralanmış veri setine yığma (Stack) işlemi uygulanması ve veri-işlemin son aşaması olan, yığma izlerinin gerçek yerlerine taşındığı göç (migrasyon) işlemi olarak sıralanabilir.

Tablo 2.2. Sığ mühendislik (CHIRP) sismiği veri toplama parametreleri.

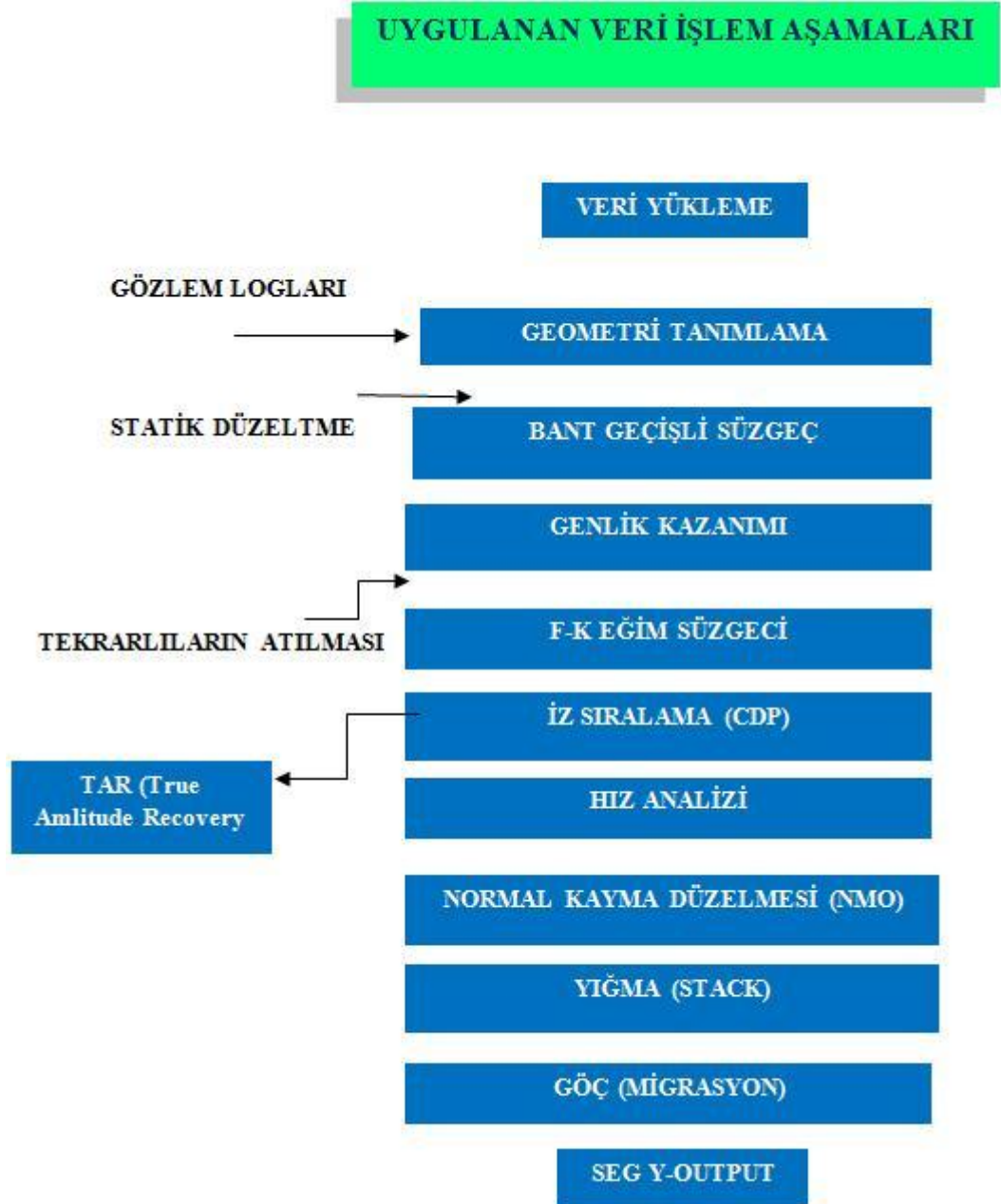
Sığ Mühendislik Sismiği Parametreleri	
Sığ Mühendislik Sistemi	Bathy 2010
Dalga Formu	CHIRP
Sinyal Türü	Sweep
Pencere Tipi	Hamming
Frekans Bandı	2.75-6.75 kHz centered at 3.5 kHz
Bant Genişliği (kHz)	4
Dönüştürücü Sayısı	9
Draft	3 m
Hareket Sensörü	DMS - 05
GPS Alıcı	DGPS
Ortalama Gemi Hızı	5-5.5 knots

Verilerin işlenmesi için, günümüzde özellikle petrol endüstrisinde yaygın olarak kullanılan veri-işlem yazılımları kullanılmıştır. Veri setinde uygulanan veri işlem akış şeması Tablo 2.3’de verilmiştir.

Verilerin toplandığı formattan veri-işlem yazılımının formatına dönüştürülmesi, mevcut sismik profillerden tek kanallı görüntüleme yapılarak ön gözlemlerin yapılması ve geometri tanımlama olarak gerçekleştirilmiştir. Daha sonra veri setinin değişik süzgeçlerden geçirilerek istenmeyen kısımların (gürültü) veriden atılması, sismik sinyalin küresel açılma ve soğurulmaya bağlı enerji kayıplarını gidermek amaçlı otomatik kazanç kontrolü (AGC), veri setinin atış gruplarından ortak derinlik noktası gruplarına dönüştürülmesi (sort), veri setinde derinlikle değişen sismik dalga hızlarının belirlenmesi için hız analizi, kaynak-alıcı mesafesinin sürekli olarak artışına bağlı olarak oluşan kayma zamanlarının düzeltilmesine yönelik normal kayma zamanı (NMO) düzeltmesi, ortak derinlik noktası gruplarına göre sıralanmış veri setine yığılma (Stack) işlemi uygulanması ve veri-işlemin son aşaması olan, yığılma izlerinin gerçek yerlerine taşındığı göç (migrasyon) işlemi olarak sıralanabilir.

Veriye ait geometrik parametreler çok çeşitli olup, bu parametreler verilerin toplanması amacıyla, ve çalışmanın amacına yönelik olarak belirlenmiştir. Bu parametreler her sismik hatta ait olan ve gözlem karnelerinde (loglar) yer almaktadır. Aşağıda kullanılan veri setine ait gözlem karnesine bir örnek verilmiştir (Şekil 2.3).

Tablo 2.3 Çalışma alanındaki verilere uygulanan veri işlem aşamaları



Bu gözlem karneleri veri toplama sırasında el ile doldurulmaktadır. El ile doldurulmasının sebebi alıcı birim derinliği, ofset (alıcı ile kaynak arasındaki mesafe) gibi ve diğer farklı geometrik parametrelerin anlık olarak değişebilmesidir. Geometri tanımlama; alıcı aralığı ve atış aralığı mesafesi, toplam alıcı miktarı, alıcı artım değeri, kayıt boyunca toplam atış miktarı, ilk atış değeri, hattın başlangıç ve bitiş koordinatları, gemi rotasının azimut değeri, ortak derinlik noktası aralık mesafesi, alıcı biriminin ve enerji kaynağının su yüzeyinden olan derinlik değeri gibi parametrelerin tanımlanmasını kapsamaktadır.

2.3.1.1 Veri İşlem Aşamalarına Modül Uygulamalarından Örnekler

Sırasıyla sismik hatlar için verilerin toplandığı formattan veri-işlem yazılımının formatına dönüştürülmesi, mevcut sismik profillerden tek kanallı görüntüleme yapılarak ön gözlemlerin yapılması ve geometri tanımlama olarak gerçekleştirilmiştir. Daha sonra veri setinin değişik süzgeçlerden geçirilerek istenmeyen kısımların (gürültü) veriden atılması, sismik sinyalin küresel açılma ve soğurulmaya bağlı enerji kayıplarını gidermek amaçlı otomatik kazanç kontrolü (AGC), veri setinin atış gruplarından ortak derinlik noktası gruplarına dönüştürülmesi (sort), veri setinde derinlikle değişen sismik dalga hızlarının belirlenmesi için hız analizi, kaynak-alıcı mesafesinin sürekli olarak artışına bağlı olarak oluşan kayma zamanlarının düzeltilmesine yönelik normal kayma zamanı (NMO) düzeltmesi, ortak derinlik noktası gruplarına göre sıralanmış veri setine yığma (Stack) işlemi uygulanması ve veri-işlemin son aşaması olan, yığma izlerinin gerçek yerlerine taşındığı göç (migration) işlemi olarak sıralanabilir.

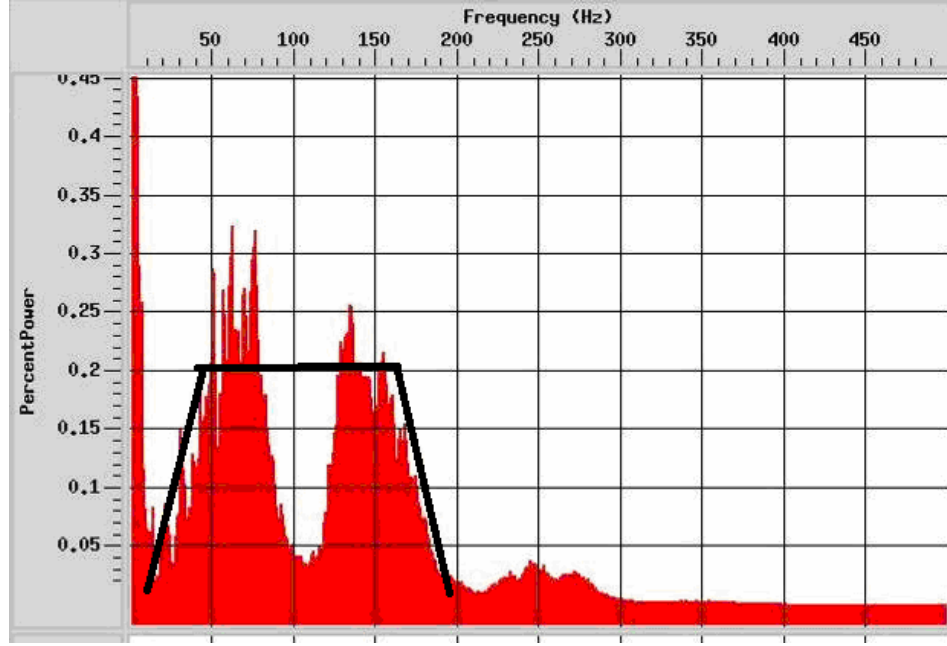
Veri işlem sırasında parametreleri belirlenmiş bütün modüllerin bant geçişli süzgeç, f-k süzgeç işlemleri ile genlik kazanımı,,hız analizi ,normal kayma düzeltmesi,yığma işlemi, ve migrasyon işlemi tek sismik hat üzerinde uygulaması sırasıyla 13 nolu sismik hat üzerinde gösterilmiştir.

**DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ
DENİZ BİLİMLERİ VE TEKNOLOJİSİ ENSTİTÜSÜ
ÇOK KANALLI DENİZ SİSMİK YANSIMA ÇALIŞMALARINI GÖZLEM LOGU**

AREA: DOĞU KARADENİZ		LINE NAME: Dk10-13	CLIENT: MUN-SeisLab	DATE: 21.09.2010	SEA CONDITION: <input checked="" type="checkbox"/> SMOOTH <input type="checkbox"/> CHOPPY <input type="checkbox"/> ROUGH	RAIN?: <input type="checkbox"/> YES <input checked="" type="checkbox"/> NO
STREAMER PARAMETERS						
LENGTH (m)	1500					
DEPTH (m)	3					
GROUP INT. (m)	6.25					
# OF MODULES	9					
# OF SECTIONS	18					
I-Q, 500,0, BIRDS	<input checked="" type="checkbox"/>					
I-Q, 500,1, BIRDS	<input type="checkbox"/>					
GUN PARAMETERS						
# OF GUNS	2					
TYPE OF GUNS	G.I.					
PRESSURE (psi)	2000					
TOW DEPTH (m)	2					
VOLUME (inch ³)	45+45					
OPERATORS						
NAME(s)	SHIFT TIME					
© SeisLab@IMST						
RECORD PARAMETERS						
RECORDER	Hydroscience NTRS-2					
DEVICE and S/N	MFG437/111					
DATA FORMAT	SegD rev 1.0 / SegYIBIM Float					
# OF CHANNELS	216					
SHOT INTERVAL	2.5 sec <input checked="" type="checkbox"/> 2.0 sec <input type="checkbox"/>					
REC. LENGTH (ms)	8000					
SAMPLE RATE (ms)	1					
OFFSET (m)	70					
FIRST SHOT (FFID)	101					
LAST SHOT (FFID)	2001					
FIRST SegY FILE	Ds20100921-163648-0101.sy					
LAST SegY FILE	Ds20100921-225323-2001.sy					
LOW-CUT / SLOPE	5 Hz / 12 dB/oct					
HIGH-CUT / SLOPE	412 Hz / 225 dB/oct					
NAVIGATION PARAMETERS						
FIRST NAVIPAC EVENT NO	100					
LAST NAVIPAC EVENT NO	2000					
LINE LENGTH / BEARING (m / °)	360					
VESSEL SPEED (knots)						
NAVIPAC CUSTOM LOG FILE NAME	N/A					
NAVIPAC EVENTS LOG FILE NAME						
LINE START TIME	10:11					
LINE END TIME	14:53					
COORDINATES						
START	Lat: E: UTM (Zone: 37)					
END	Lat: E: UTM (Zone: 37)					
DATUM	WGS84 <input type="checkbox"/> ED 50 <input type="checkbox"/> Other: <input type="checkbox"/>					
SURVEY NOTES						
Dk10-26 dan dk10-13'e transit hat alındı						
20100921080045.odc						
20100921100045.odc						
20100921100054.odc						

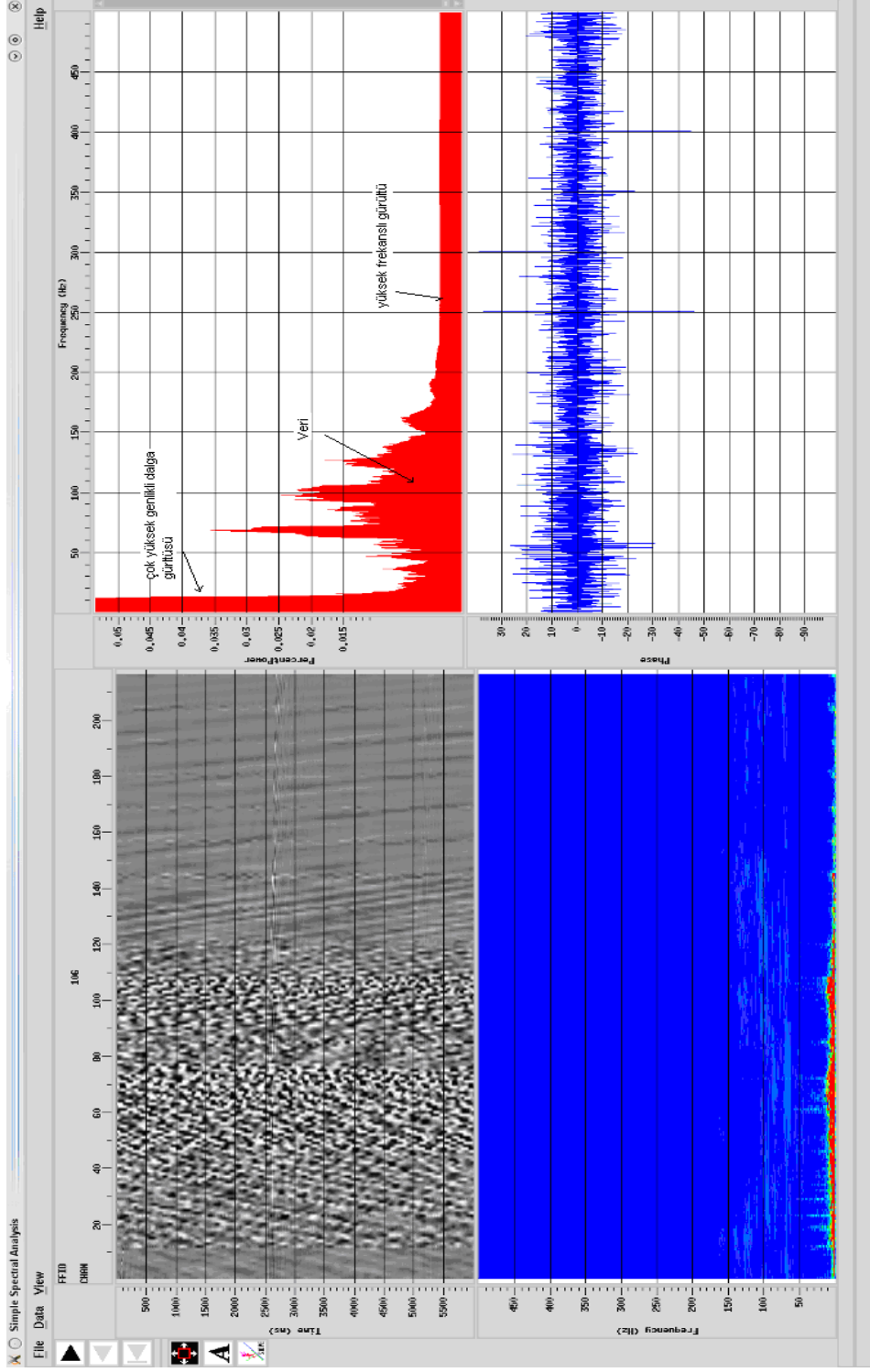
Şekil 2.3 Doğu Karadeniz çok kanallı sismik yansımaya çalışmalarına ait örnek gözlem karnesi (Dk 10-13 nolu hat).

Filtre uygulaması: Ham veride deniz dalgası gürültüsü (swell noise) çok fazla olduğundan, düşük frekanslı bu gürültü veri spektrumunda çok baskın haldedir. Bu yüzden genlik spektrumunun düşey eksenini oldukça yakınlaştırılarak (zoom-in) aşağıdaki gibi tüm spektrumun görülmesi sağlanır. Bu spektrumdan düşük ve yüksek frekanslı gürültü kesme frekansları belirlenir (Şekil 2.4).

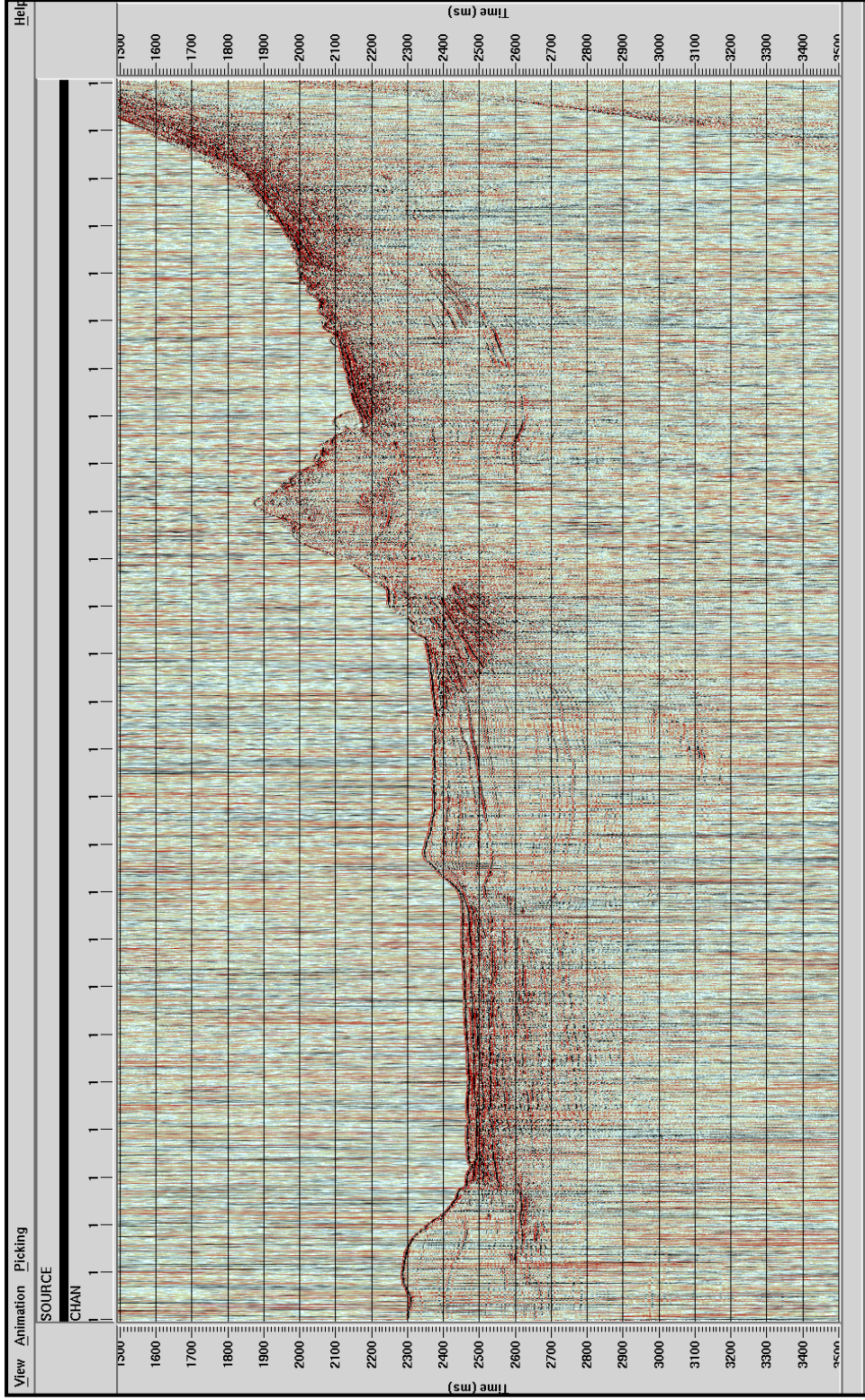


Şekil 2.4 Genlik spektrumunun yakınlaştırılmış görüntüsü

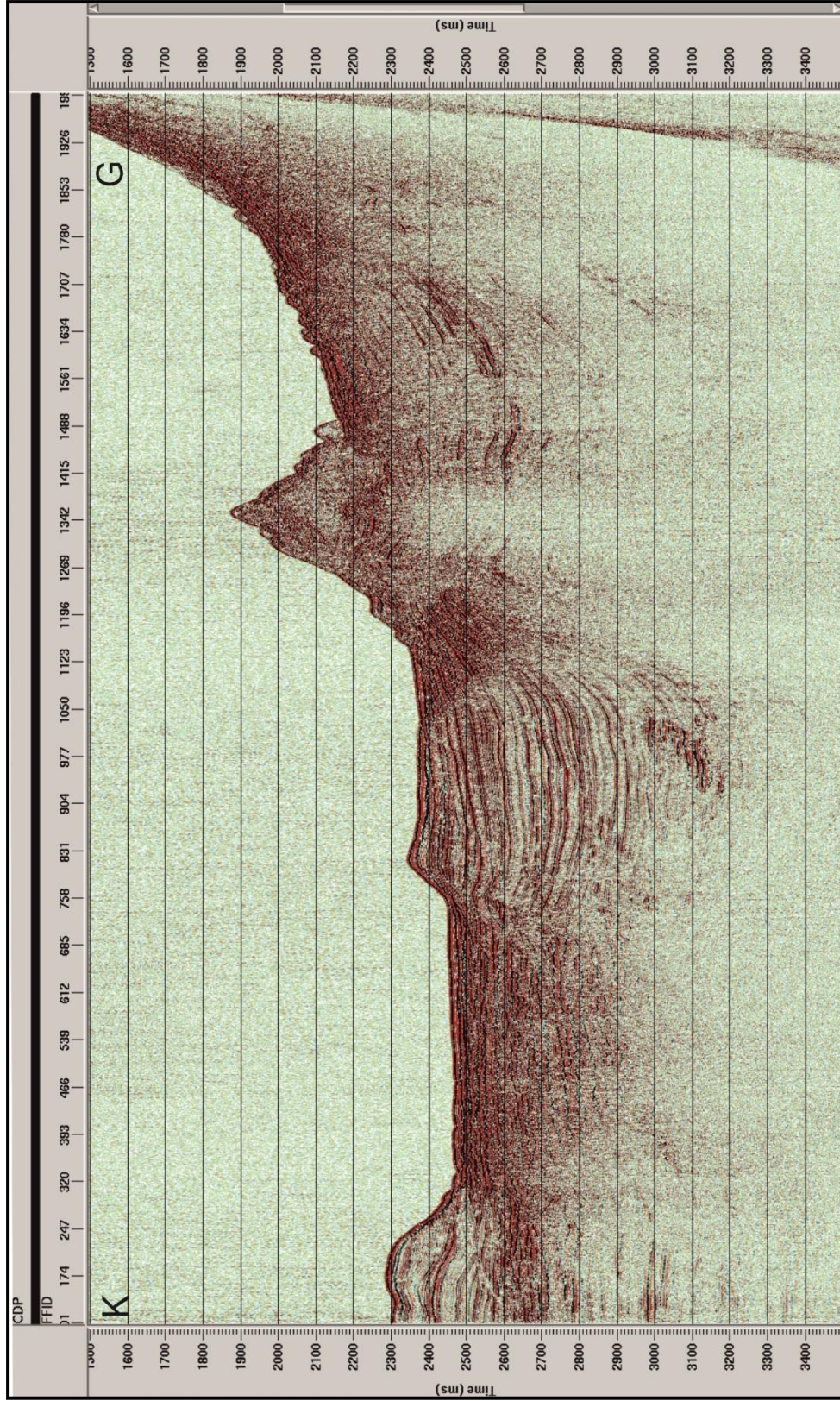
Toplanan verinin belirli bir frekans bandında olması ve bu bandın dışında kalan kısmın gürültü olması nedeniyle bant geçişli süzgeç uygulanmıştır. Ancak bant geçişli filtre uygulamalarında uygun köşe frekanslarının belirlenmesi amacıyla öncelikli olarak her sismik hat için ayrı ayrı spektral analiz gerçekleştirilmiştir. Spektral analiz, istenen her atış noktası için, atış gruplarının frekans içeriğinin görülmesini ve veri olarak sayılabilecek kısmın frekans bandının seçilmesini sağlamıştır. Şekil 2.4 ve Şekil 2.5 filtre uygulaması sırasındaki veri-işlem programındaki ekran görüntüsünü göstermektedir.



Şekil 2.5 Band pass filtre uygulaması sırasındaki ekran görüntüsü.



Şekil 2.6 Dk 10-13 nolu hat- tek kanallı veriye filtre uygulamadan önceki görüntüsü.

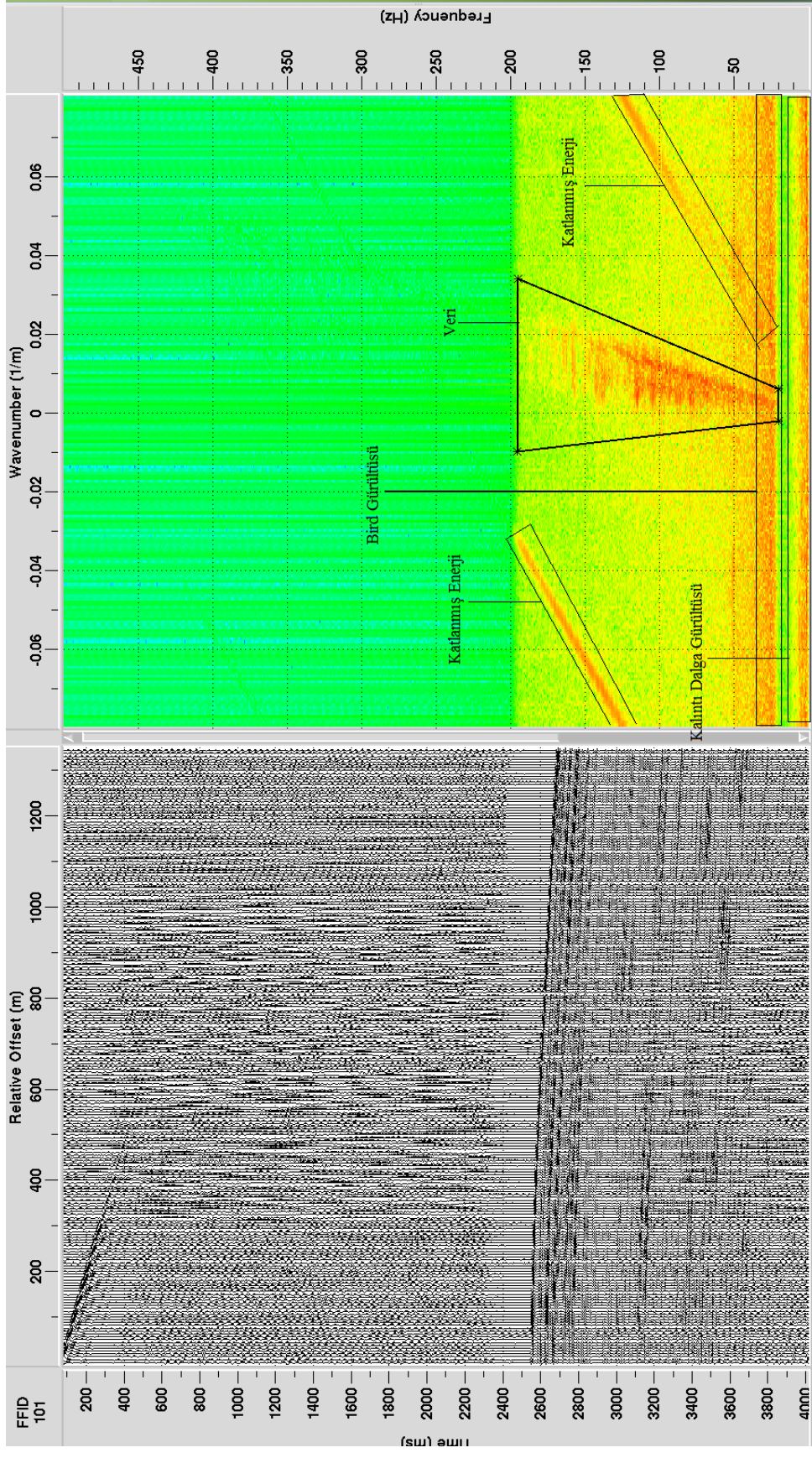


Şekil 2.7 Dk 10-13 nolu hat-tek kanallı veriye filtre uygulamasından sonraki görüntüsü.

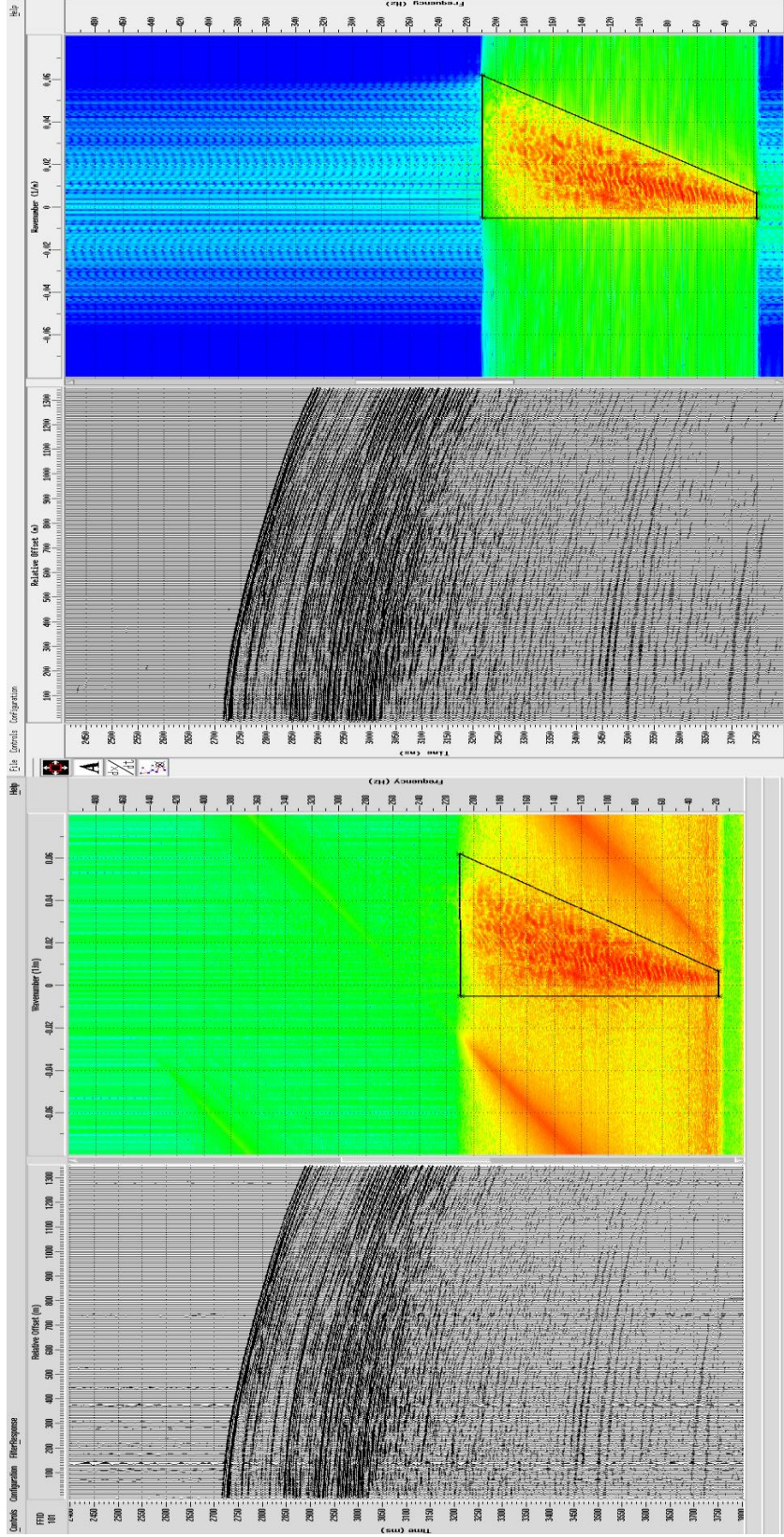
Kazanç İşlemi: Sismik sinyalin kaynaktan çıktığı andan itibaren küresel olarak yayılması sonucu ve yer içinde ilerlemesi sırasında kaybettiği enerjisinden dolayı soğrulmaya maruz kalacaktır. Bu enerji kaybını engellemek ve sinyallerin derinlerde ve yüzeye yakın bölgelerdeki genliklerini dengelemek için “gerçek genlik kazanımı (TAR)” ve “otomatik kazanç kontrolü (AGC)” denilen genlik dengeleme işlemleri uygulanmıştır ancak verilerin tamamında “AGC” kazanç işlemi daha yeterli sonuçlar ortaya koymuştur. Bu nedenle tüm veri setine bu kazanç işlemi uygulanmıştır. Ayrıca bu işlem, hız analizindeki kapanımları daha belirgin olarak ortaya koymak için ve migrasyon kesitinin ayrımlılığını artırmak için de kullanılmıştır. Migrasyon veya yığma işleminden sonra üretilen veriyi görmek için mutlaka AGC uygulanmalıdır, aksi halde düzgün bir genlik dağılımına sahip kesit üretilemez. Şekil 2.7’de bandpasslı veriye “AGC” işlemi uygulanan tek kanallı veri gösterilmiştir.

Frekans- Dalgasayısı (f-k) Eğim Süzgeci: Frekans-Dalgasayısı süzgecinin kullanılmasındaki amaç, kuyruk şamandırası, bird, mekanik kablo gürültüsü, kırılma dalgaları ve gemi pervanesi gürültüsü gibi bazı doğrusal gürültülerin bastırılmasını sağlamaktır (Şekil 2.9). Frekans ortamında görüntülenen sismik sinyallerin farklı eğimler sayesinde birbirinden ayrılması sayesinde bu gürültüler veriden atılabilir.

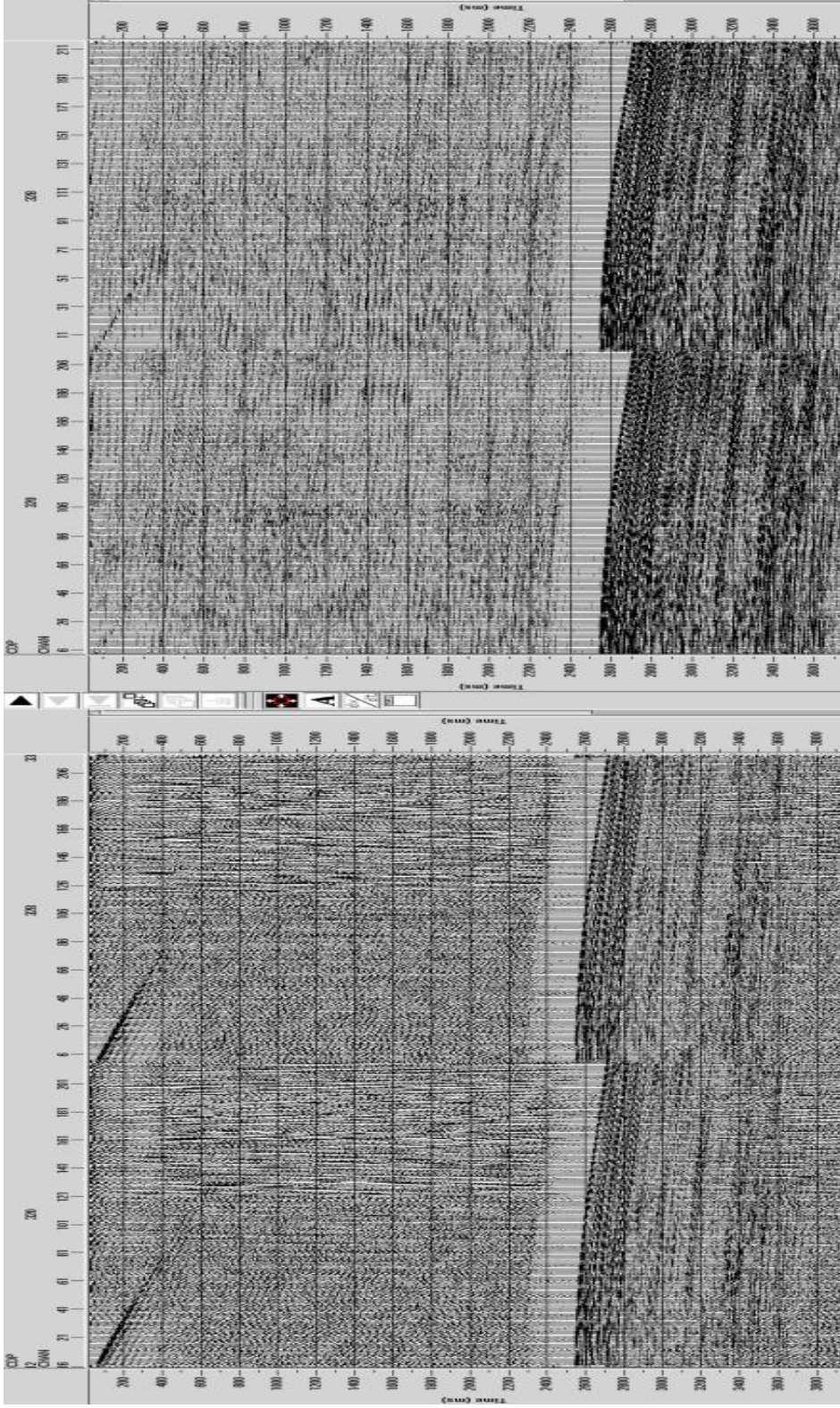
Hız Analizi : Veri işlemin en zor ve zahmetli kısmı bu aşamada gerçekleşmektedir. Hız Analizi CDP’lere uygulanır. Bu aşamada ortak derinlik noktası grupları için düşeyde zaman ile değişen hız değerleri seçilmektedir (Şekil 2.11). Belirlenen ortak derinlik noktası aralıklarında uygulanabildiği gibi önceden tayin edilen bazı ortak derinlik noktalarına da uygulanabilmektedir. Her hat için ayrı gerçekleştirilen bu işlem neticesinde hız fonksiyonlarından oluşan hız modelleri elde edilmektedir (Şekil 2.14).



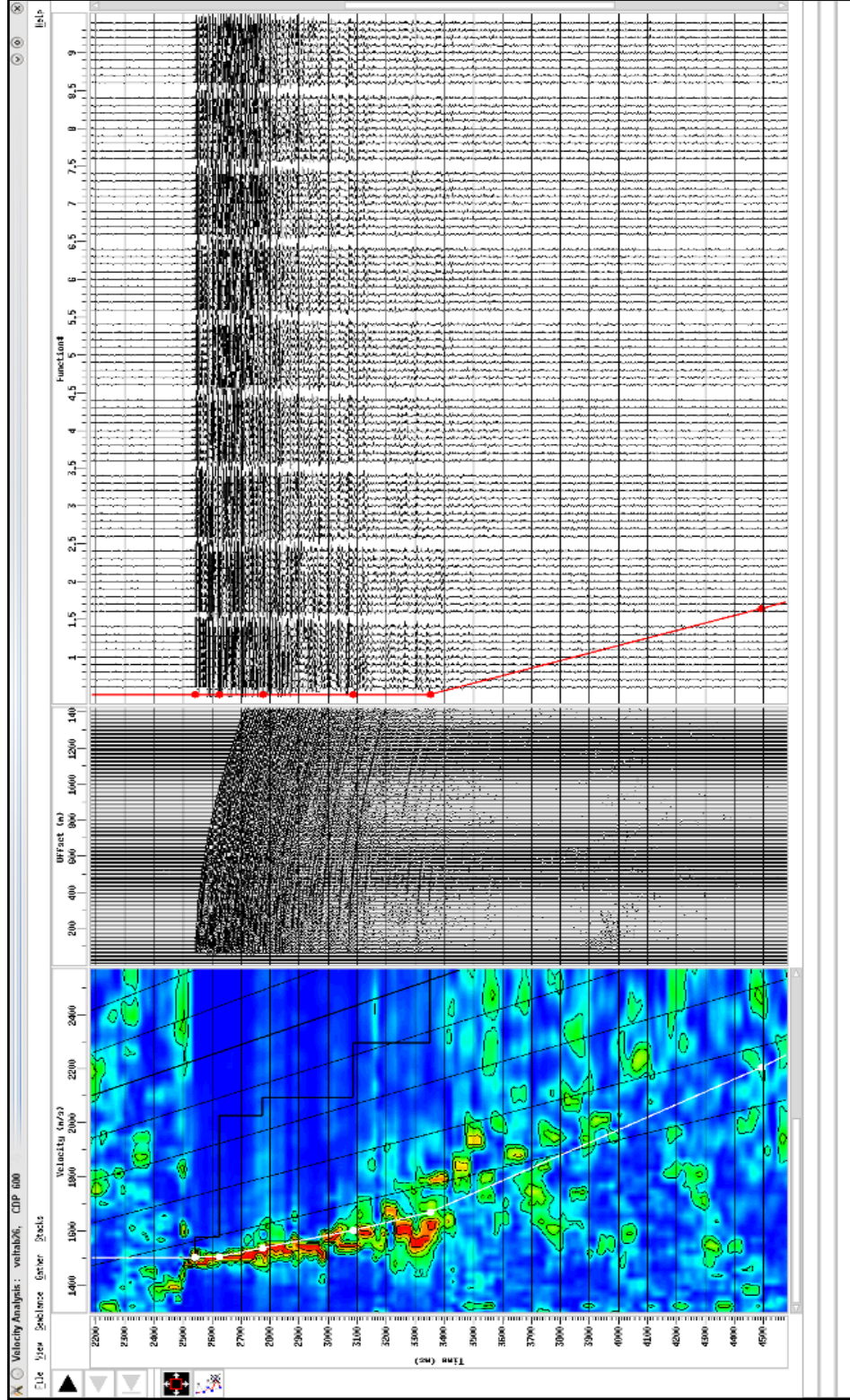
Şekil 2.8 Tek bir atışa ait frekans-dalgasayısı spektrumunun filtrelenmemiş hali.



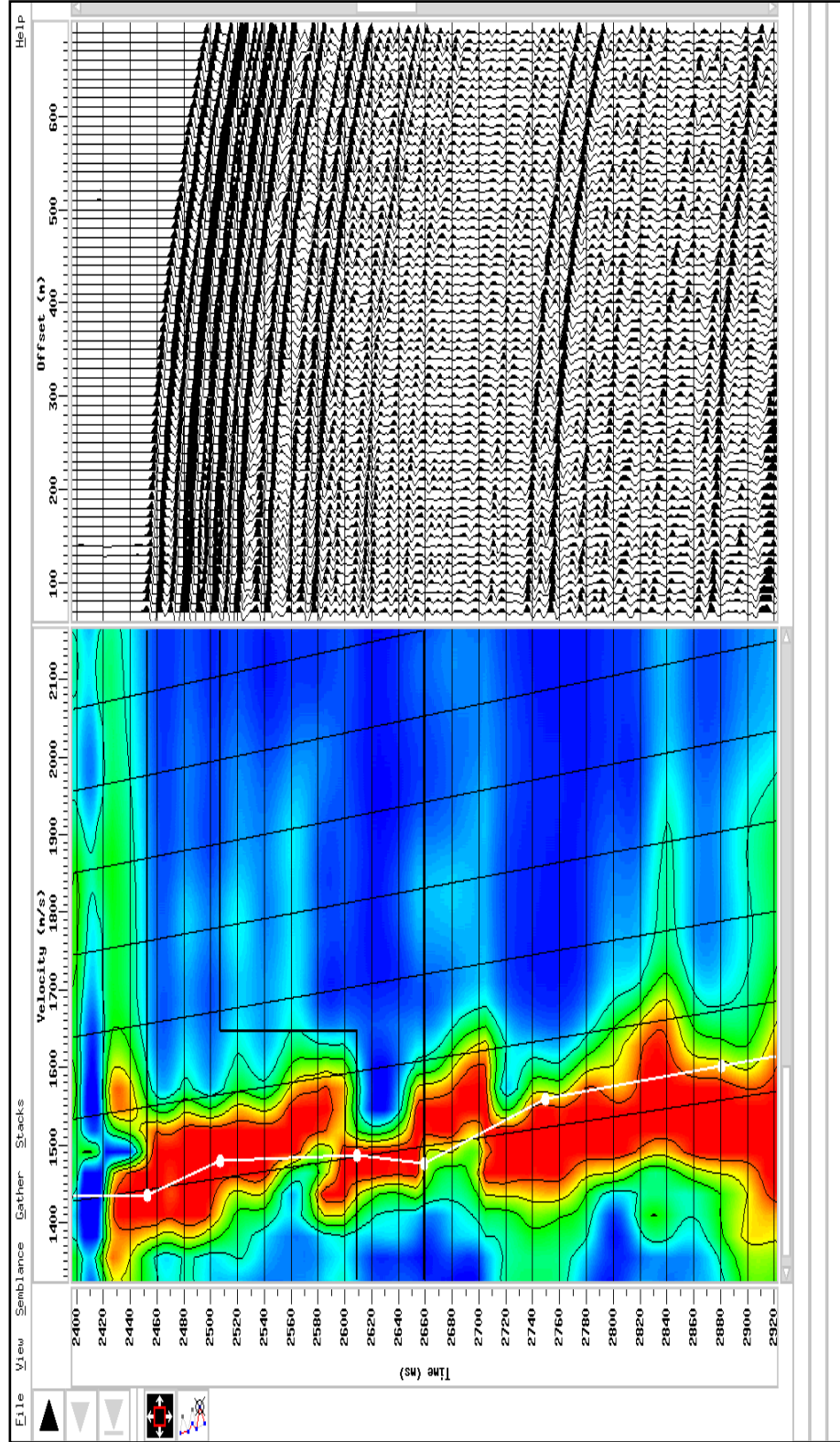
Şekil 2.9 DK 10-13 Nolu hattın tek atışa ait f-k spektrumunun filtrelenmemiş ve filtrelenmiş hali.



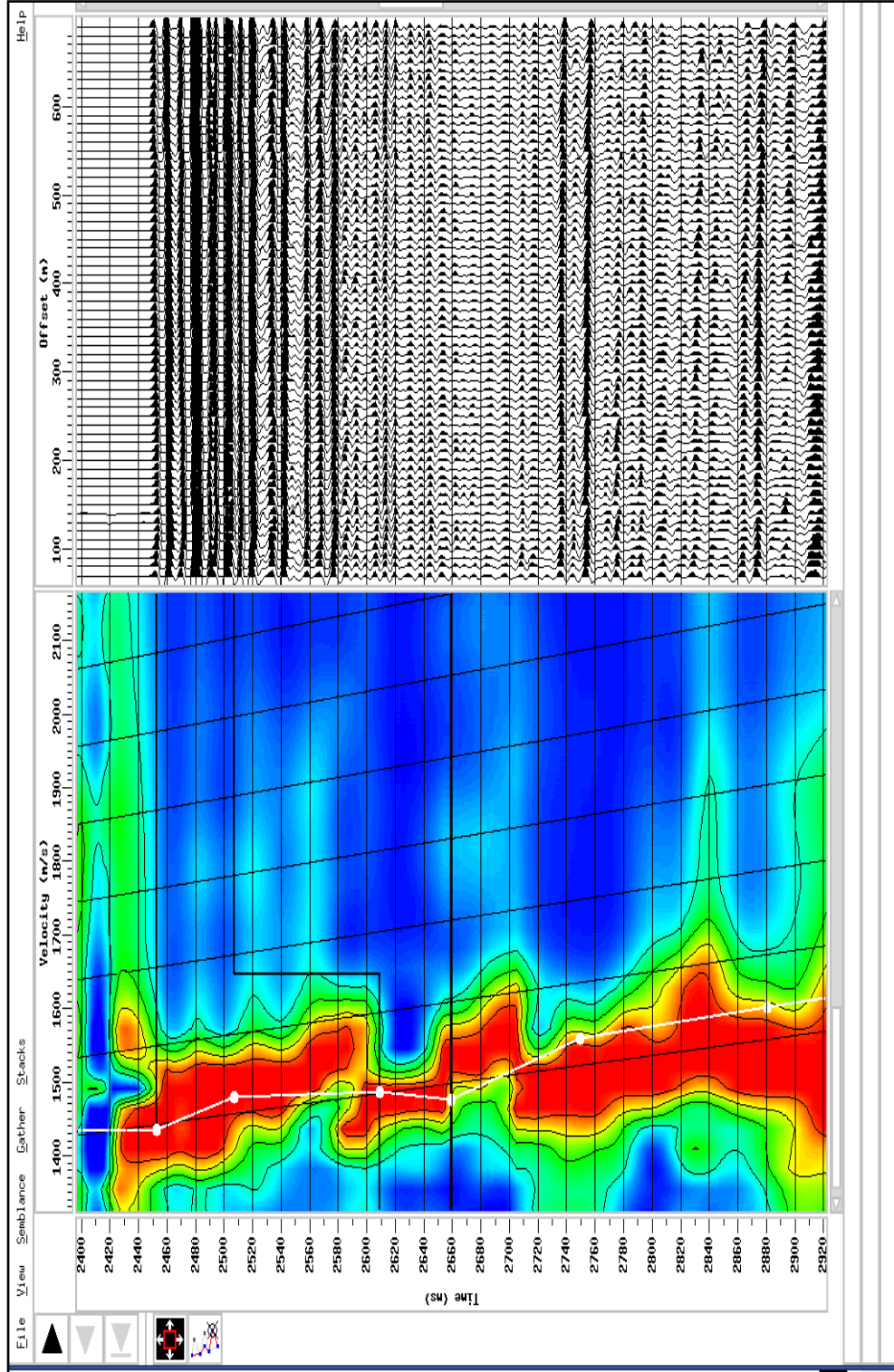
Şekil 2.10 Frekans-Dalgasayısı eğim süzgeci sonucu atış gruplarının görüntüsü.



Şekil 2.11 Ardışık CDP gruplarına uygulanan örnek semblans grafiği

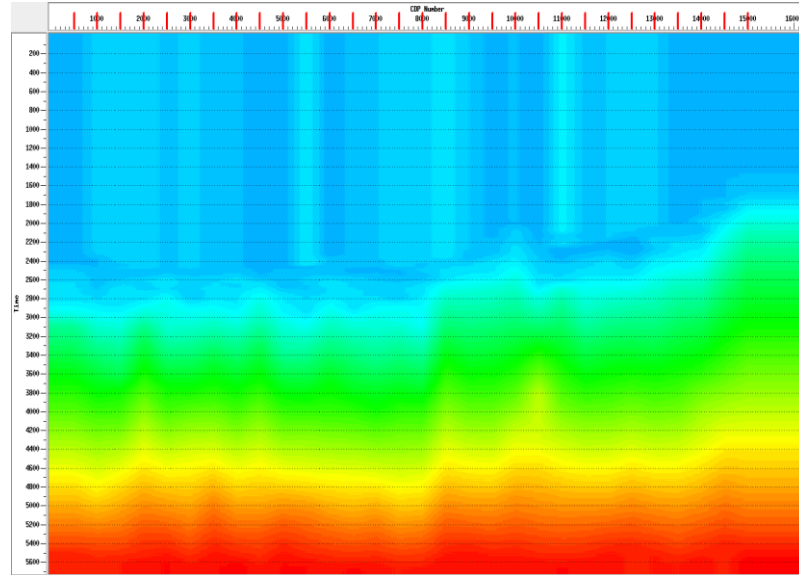


Şekil 2.12 Dk10_13 hattına ait hız analizi seçilen pencere



Şekil 2.13 Dk10_13 hattının hız analizi yapılmış hali

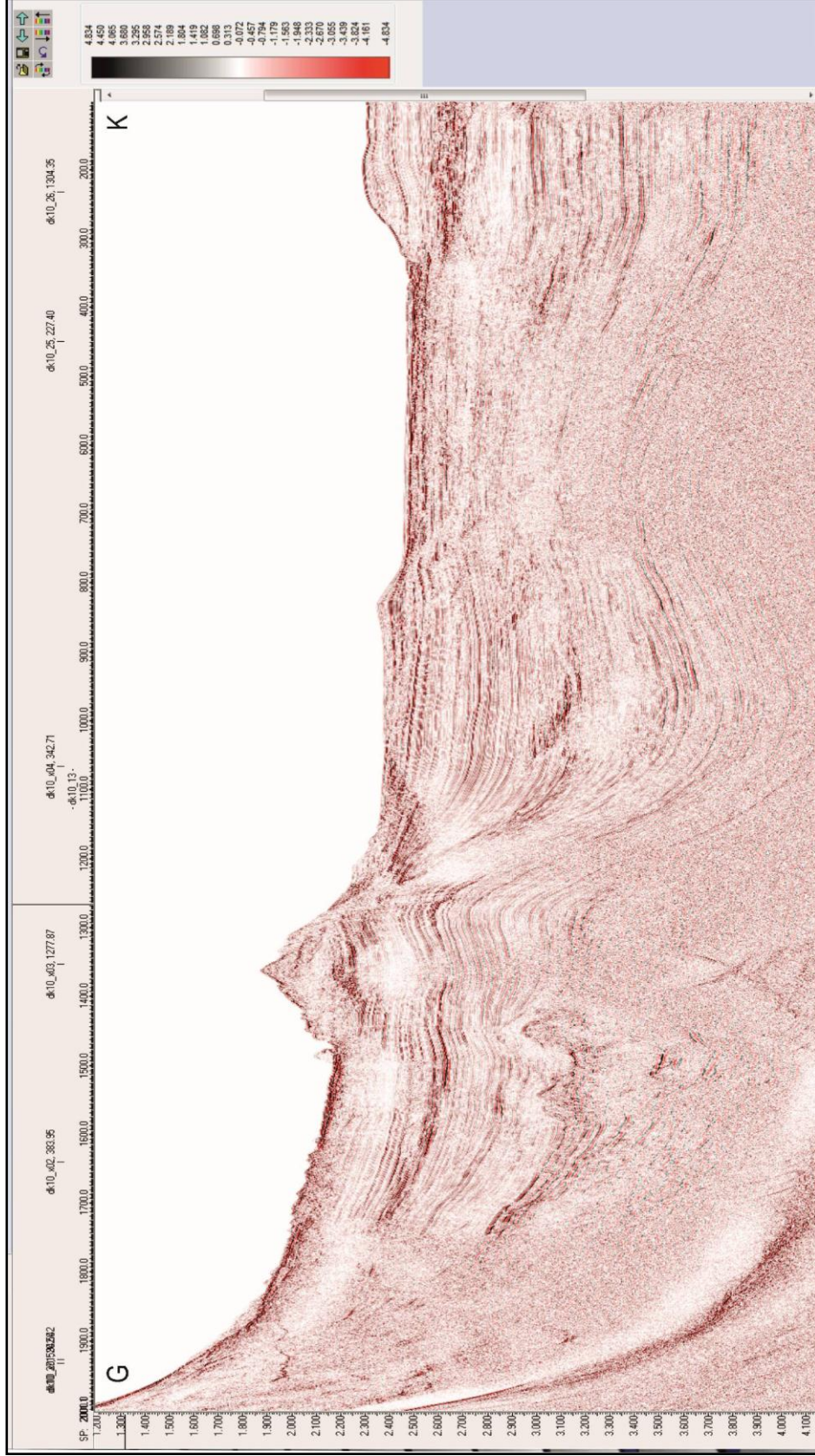
Hız analizi uygulaması belirlenen ortak derinlik noktası aralıklarında uygulanabildiği gibi önceden tayin edilen bazı ortak derinlik noktalarına da uygulanabilmektedir. Her hat için ayrı gerçekleştirilen bu işlem neticesinde hız fonksiyonlarından oluşan hız modelleri elde edilmektedir (Şekil 2.13).



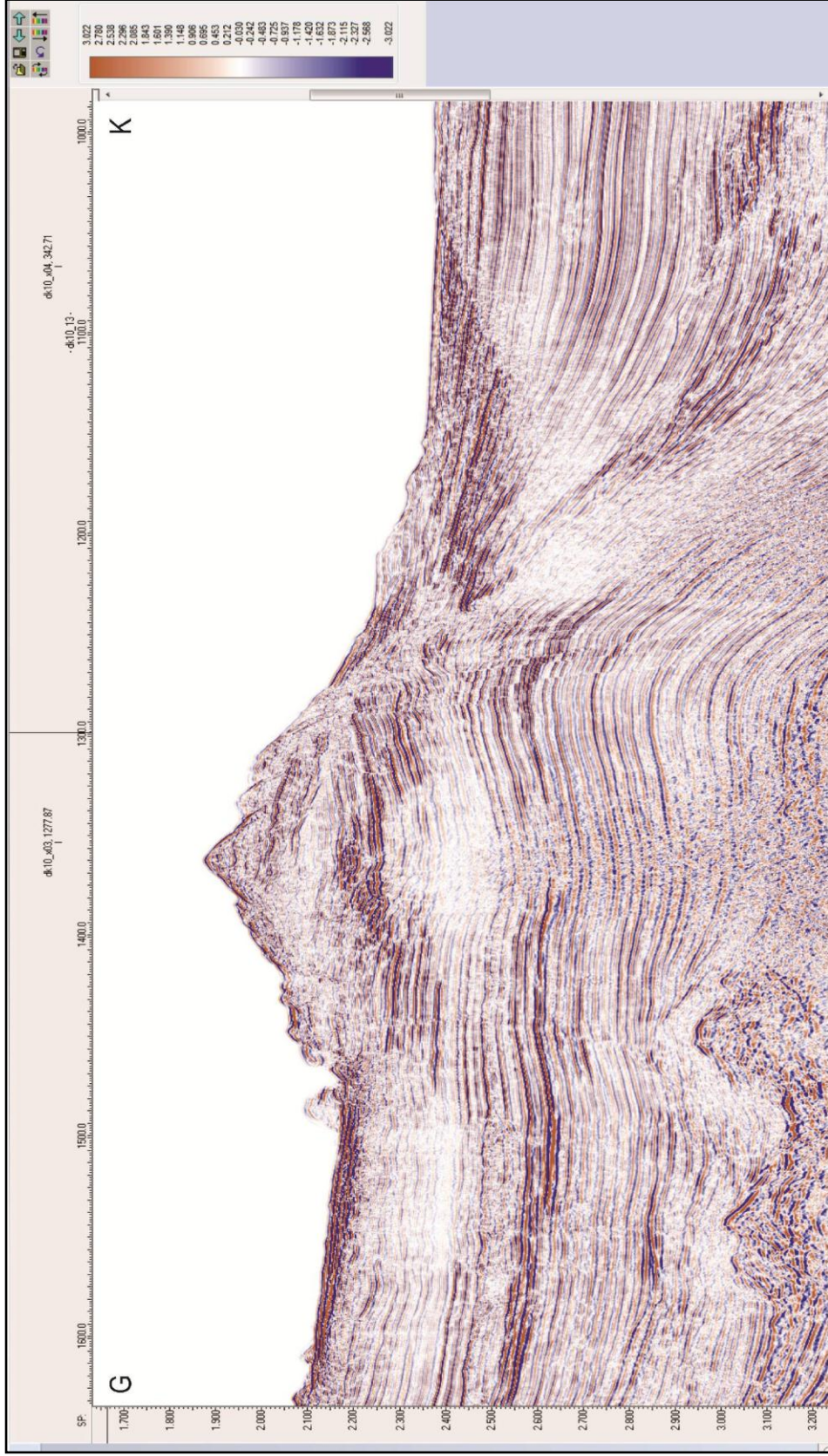
Şekil 2.14 Dk10_13 hız modeli Seçilen hızların uzaklık (yatay eksen) ve zaman (düşey eksen) boyunca 2 boyutlu çizimi.

Veri işlemin son aşaması olan sismik göç (migrasyon) uygulamasında Kirchoff Zaman migrasyon yöntemi uygulanmıştır. Yığma işlemi öncesi hız analizi işleminde oluşturulan hız fonksiyonlarının yumuşatılması ile elde edilen yeni hız modelleri kullanılarak uygulanan sismik göç yerine yeni ve el yardımı ile hız modelleri oluşturulmuştur. Bunun sebebi yumuşatılmış olan yığma öncesi oluşturulmuş hız modellerinin sismik göç işleminde bozulmalara yol açmasıdır. Şekil 2.15'de hız analizinden sonra veriye uygulanan sismik göç işleminin sonraki sismik kesitin görüntüsünü göstermektedir.

Normal Kayma Zamanı Düzeltmesi ve Yığma (Stack): Normal kayma zamanı düzeltmesi ve yığma işlemleri iki farklı veri-işlem aşaması olmasına karşılık hatlar için oluşturulan akış diyagramlarında normal kayma zamanı işlemi, yığma işlemine ait akış diyagramında ve yığma işleminden önce gerçekleştirilmiştir (Şekil 2.19).



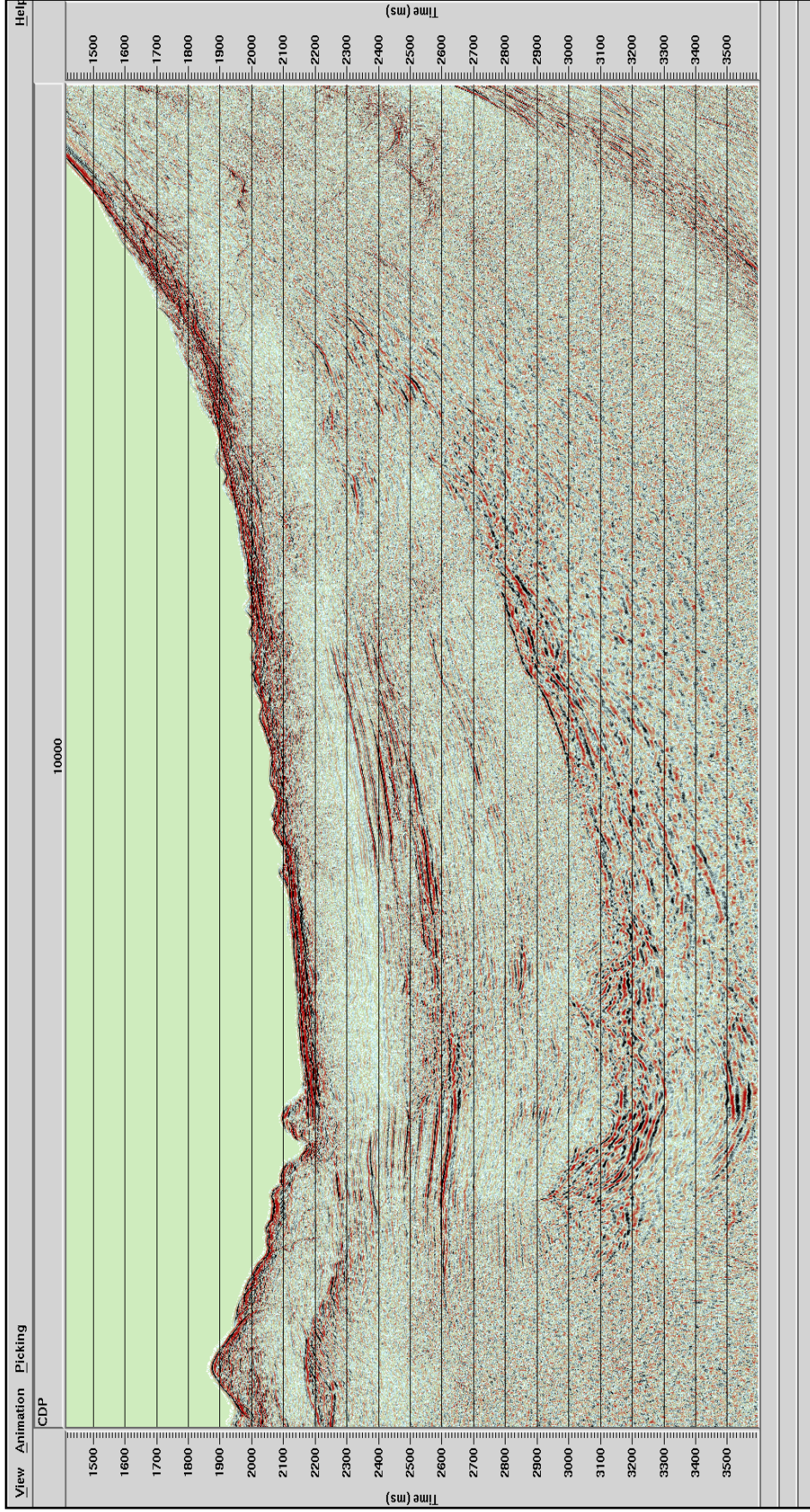
Şekil 2.15 DK 10-13 nolu hattın migrasyondan sonraki sismik kesit görüntüsü.



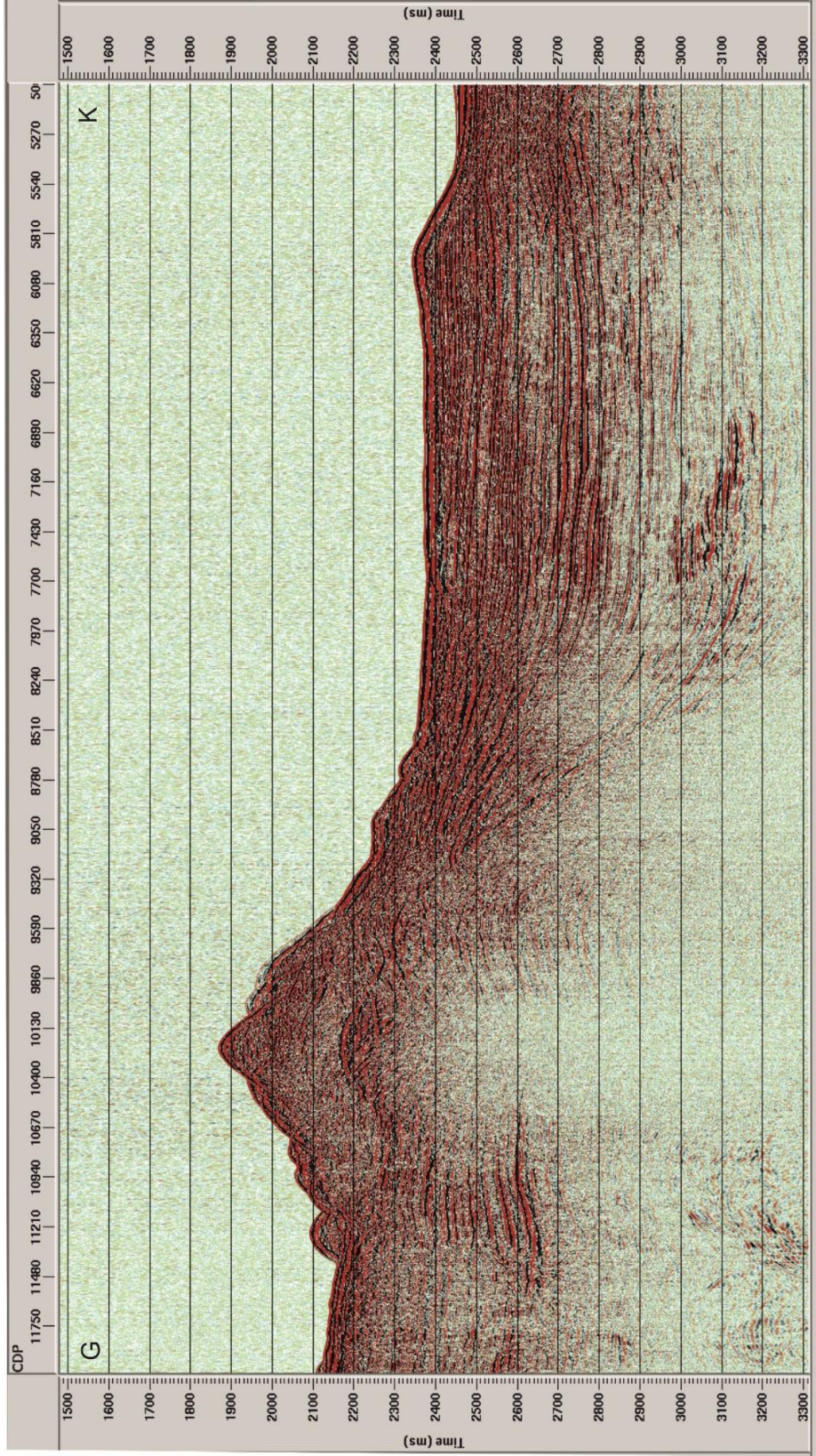
Şekil 2.16 Şekil 2.14a'daki DK 10-13 nolu hattın migrasyondan sonraki sismik kesitimin yakınlştırılmış görüntümü.



Şekil 2.17 DK 10-13 No'lu hattın devamının migrasyon kesitinin görünümü.



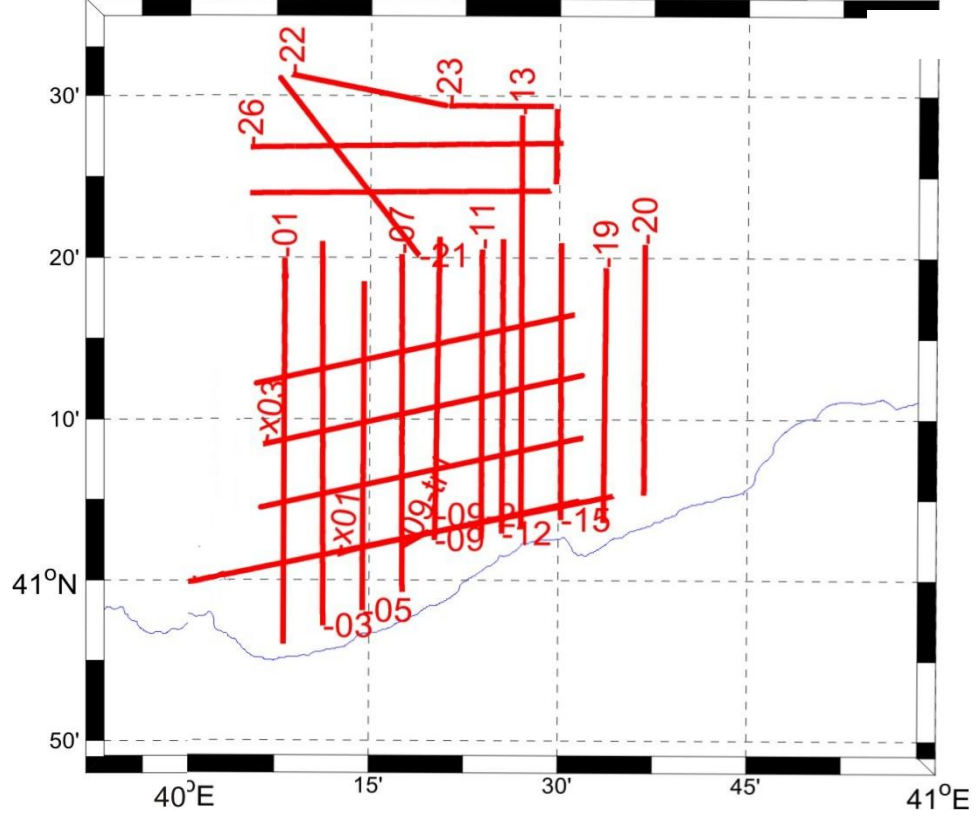
Şekil 2.18 Şekil 2.14c'deki DK 10-13 nolu hattın devamının migrasyon kesitinin yakınlştırılmış görünümü.



Şekil 2.19 DK10-13 No'lu hattın stack kesiti.

BÖLÜM ÜÇ

SİSMİK KESİTLERİN YORUMLARI

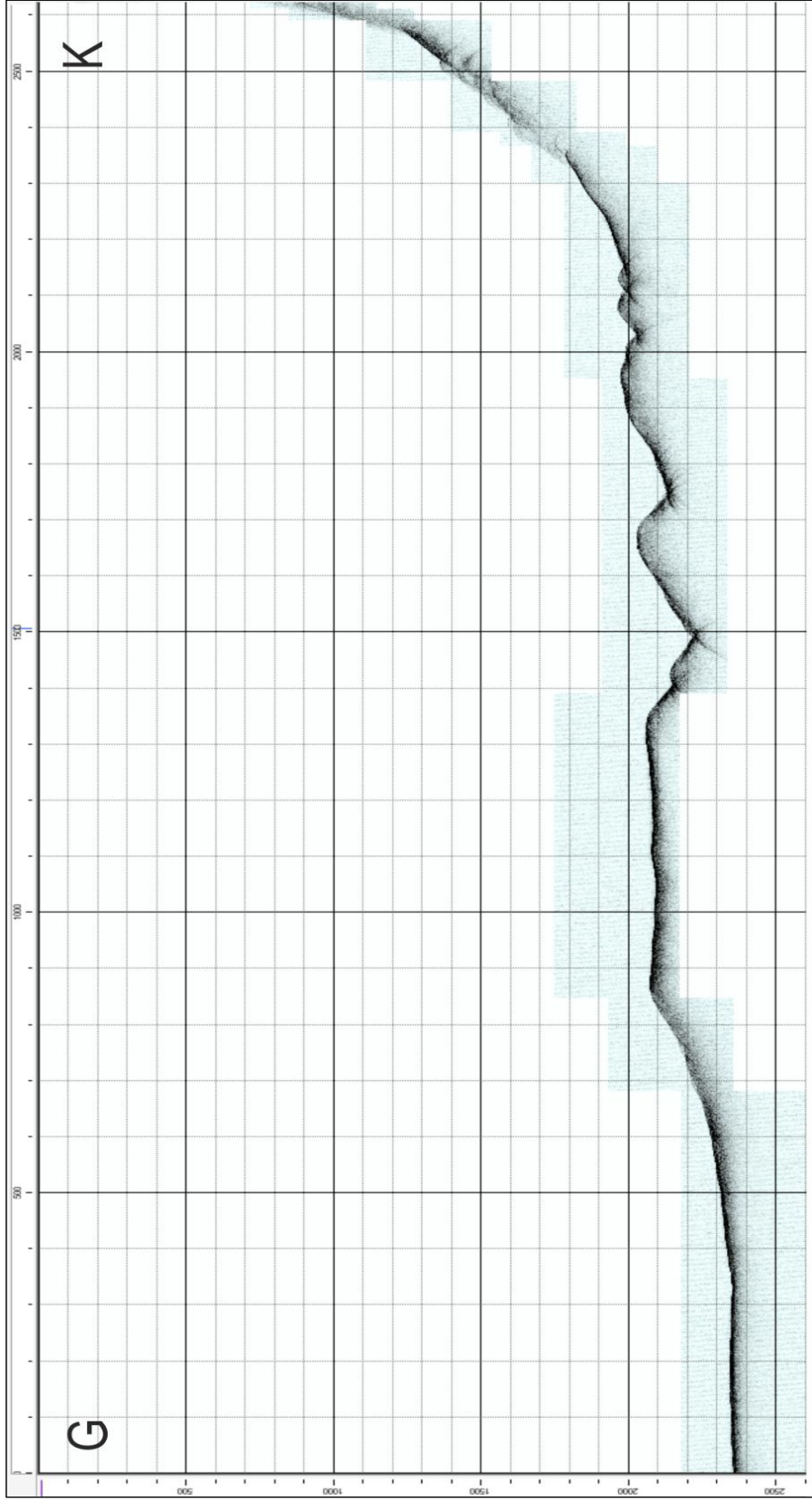


Şekil 3.1 Çalışma alanındaki sismik hatların büyültülmüş konumları. Çalışma alanı kıtasal yamaç, apron ve derin baseni içermektedir. Doğu Karadeniz kıtasal yamacı yüksek eğimli kanyon sistemlerinden oluşmaktadır.

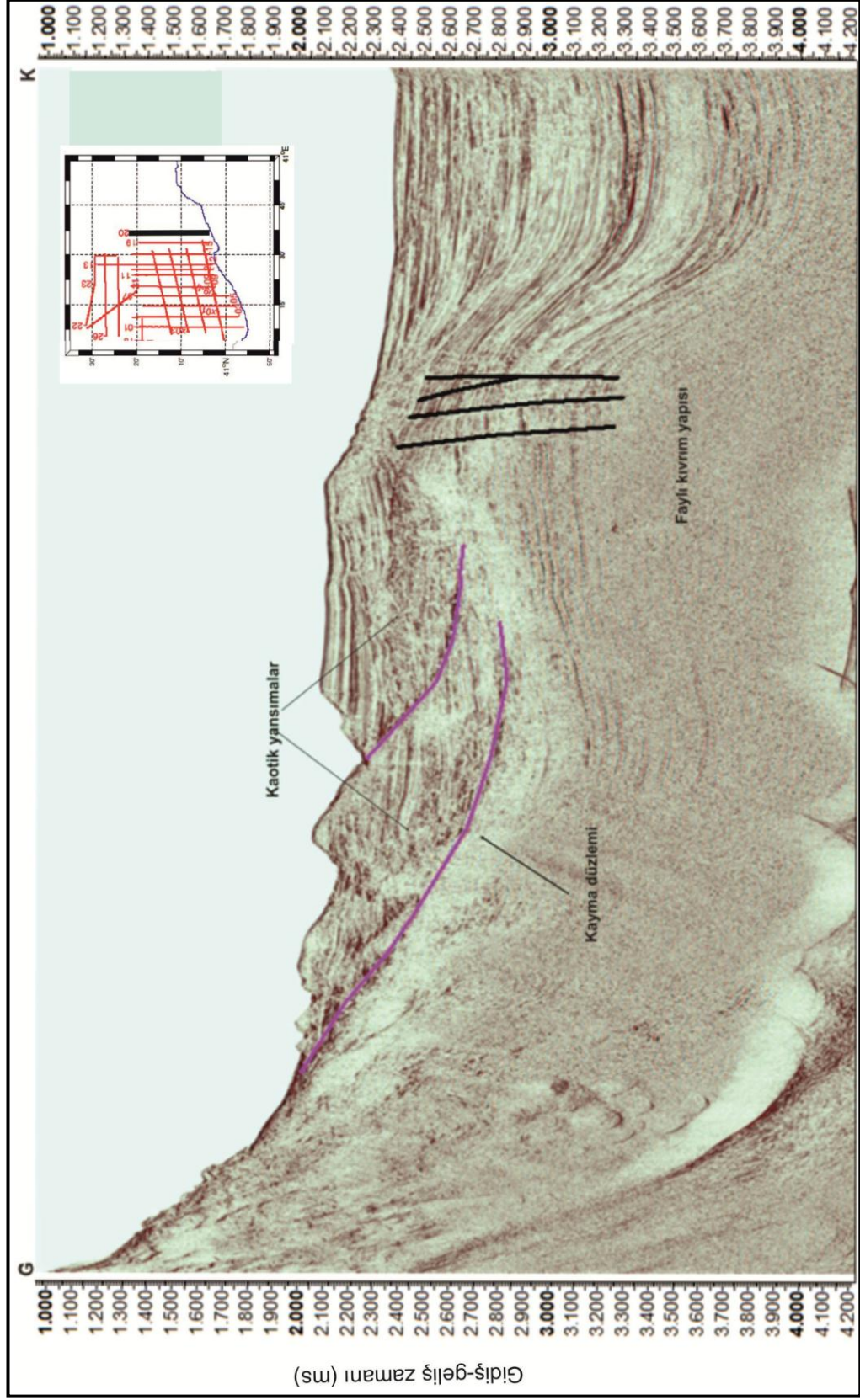
Çalışma alanının en doğusundaki hat olan DK 10-20 nolu hattın kuzeyinde kıtasal yamaçta yer alan kanyonlar gözlenmektedir (Şekil 3.2 Şekil 3.3). Şekil 3.2'deki chirp mühendislik sismiği hattının kuzeyinde yamaç kısmında kaotik yapıda kütle kaymaları gözlenmektedir. Güneye doğru gittikçe kanyon tepeleri ve V şekilli eksenleri gözlenmektedir. Şekil 3.3'de hattın ortasında kıvrımlanma ile birlikte ters fay gözlenmektedir. Sırt (faylı kıvrım) yapısının üzerindeki kuzey tarafında muhtemelen hemipelajik tortulların oluşturduğu düzgün tabakalanmış yansımalar yer almaktadır fakat güneyde kaotik yansımalar gözlenmektedir. Bu malzemenin kayma düzlemleri ile alakalı eski kütle kaymaları olabilir. Yukarıya doğru uplift etkisi basendeki yansımaların yukarıya doğru eğimleşmesine sebep olmuştur. Bunun altında yer yer yansımaların gaz maskelenmesi gözlenmektedir.

DK10-20 nolu hatta gözlenen kıvrımlanma yapısı Şekil 3.6'daki 19 no'lu hattın kuzeyinde de gözlenmektedir. Kıvrımlanmanın kuzeyinde kalan tortullar düzgün paralel tabakalanma göstermekte fakat sırt yükselirken bu yansımaları yukarıya doğru eğdiği ve bu durum kuvvet yönünün kuzeyden olduğunu göstermektedir. Diyapirik sırtın altında tabakaların tam olarak takip edilemediği zayıflık zonları mevcuttur. Faylanmış kıvrım bölgesi civarında yüksek genlikli yansımalar ve akustik boşluklar gözlenmektedir.

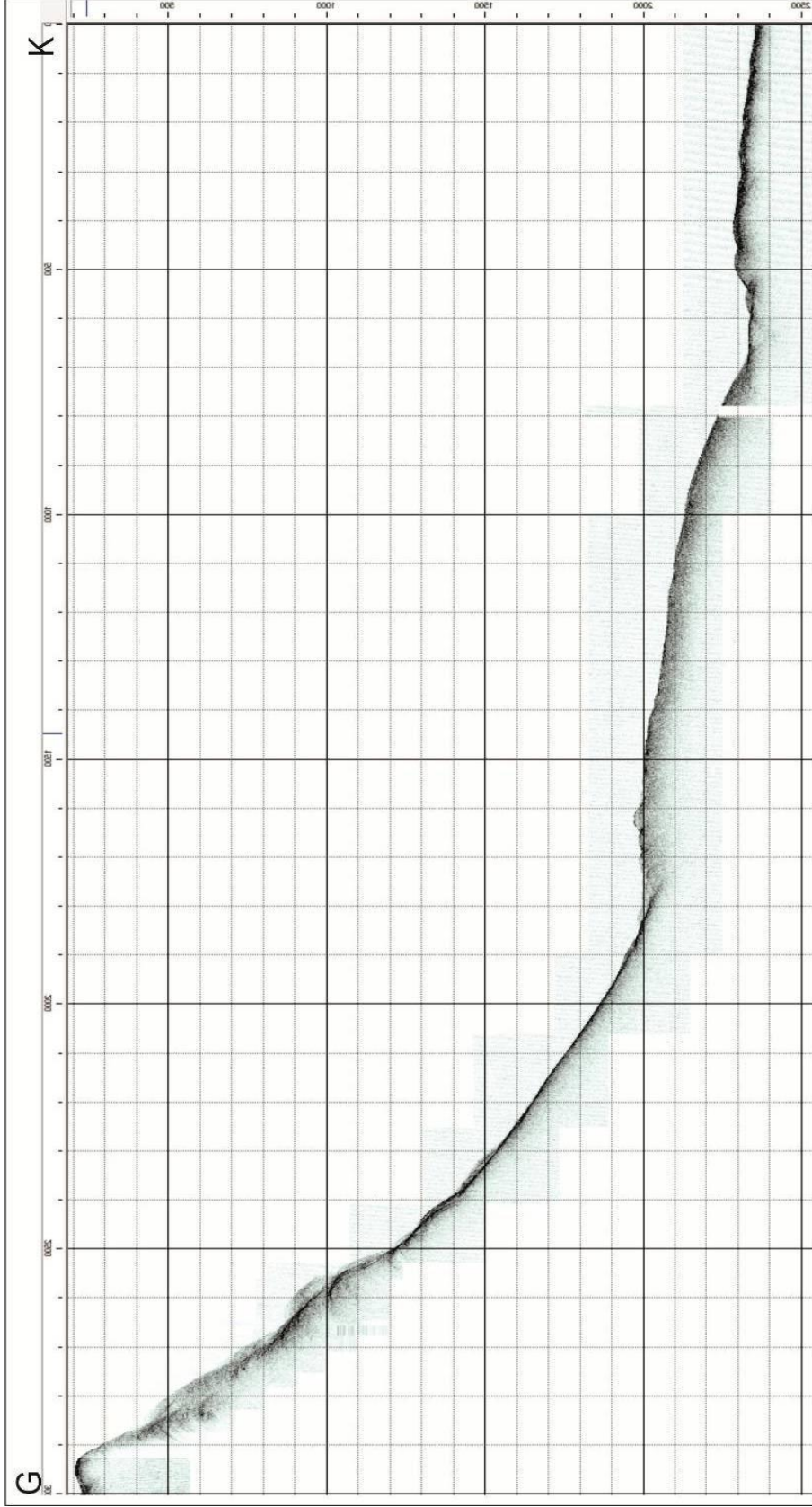
Kesitin orta bölümünde tortulları yukarıya doğru sıkıştıran kıvrımlanma yine gözlenmektedir. Sırt yapısının kuzeyinde yüksek genlikli yansımalar mevcuttur. Sırtın sadece kuzey tarafındaki tortulların sıkışmaya uğradığı belirgindir. Yüksek genlikli yansımalar olası gaz birikimlerini işaret etmektedir. Kaotik yansımalar içeren tortulların altında gözlenen yüksek genlikli yansıma, diyapirik yükselim alanının yanında bir kapan olma olasılığını arttırmaktadır. Yükselimin deniz tabanı yüzeyini de etkilediği gözlenmektedir. Ayrıca yükselimin olduğu yerdeki tortullar mikro faylanmalar ile deformasyona uğramıştır. Burada daha net görüldüğü gibi sırtın güneyindeki tortullar sırta doğru eğimlenmekte diyapirik yapı yükselirken kuzeyindeki tortulları sıkışma nedeniyle de yukarıya taşıdığı gözlenmektedir.



Şekil 3.2 DK10-20 nolu Chirp sismik kesiti.şekil ters



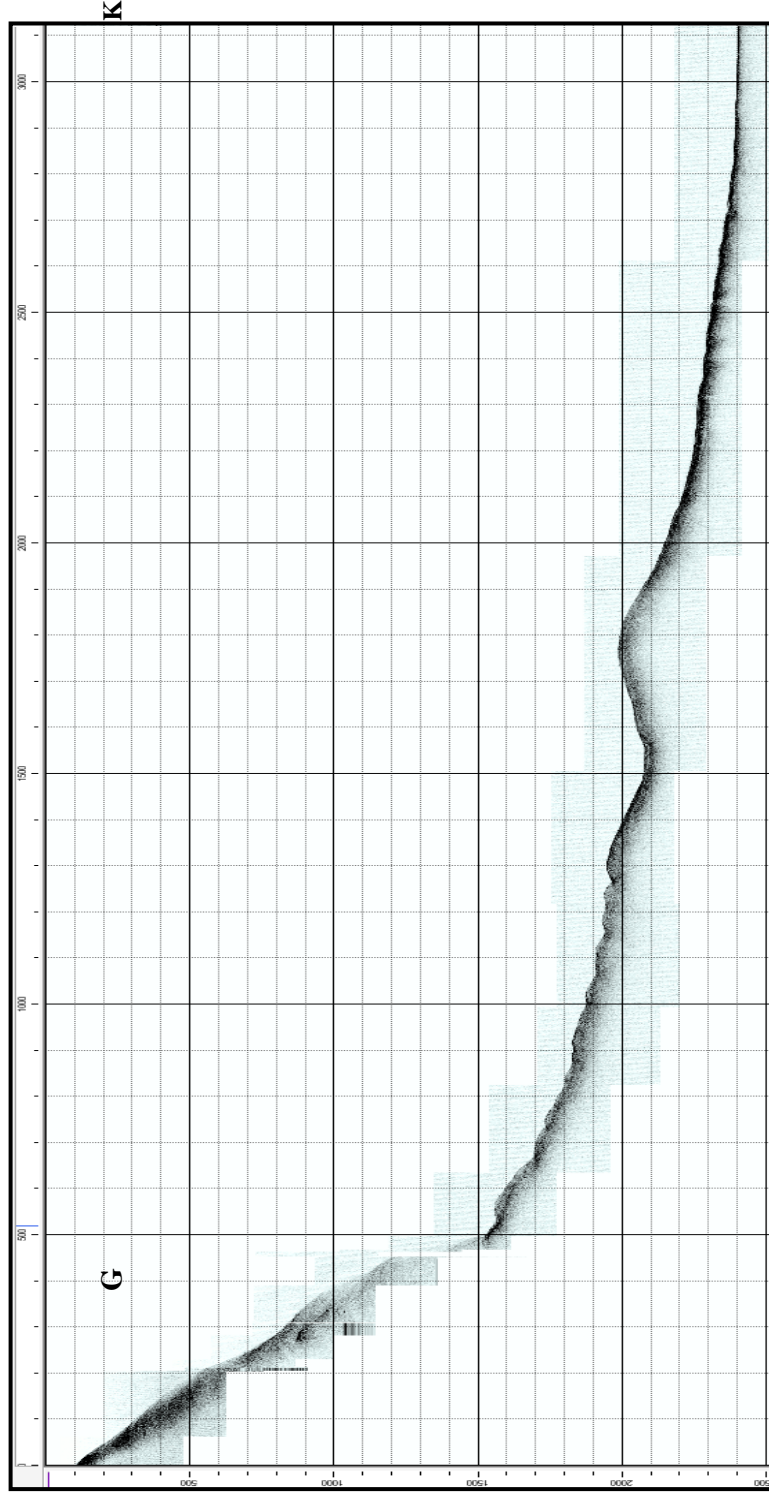
Şekil 3.4. K-G yönlü DK 10-20 no'lu sismik yansıma hatının yorumlanmış kesiti.



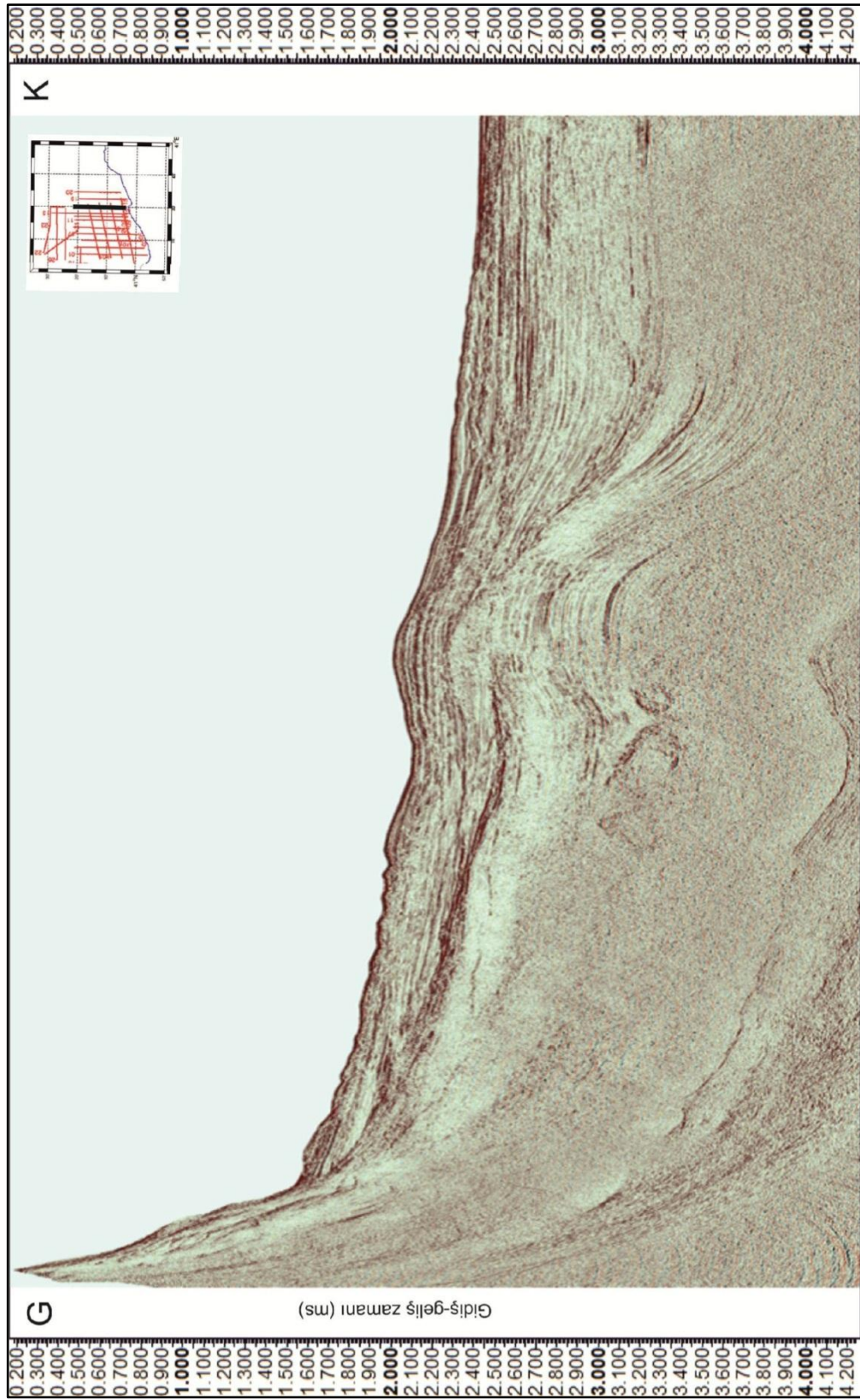
Şekil 3.5 K-G yönü DK 10-19 no'lu Chirp sismik kesiti.



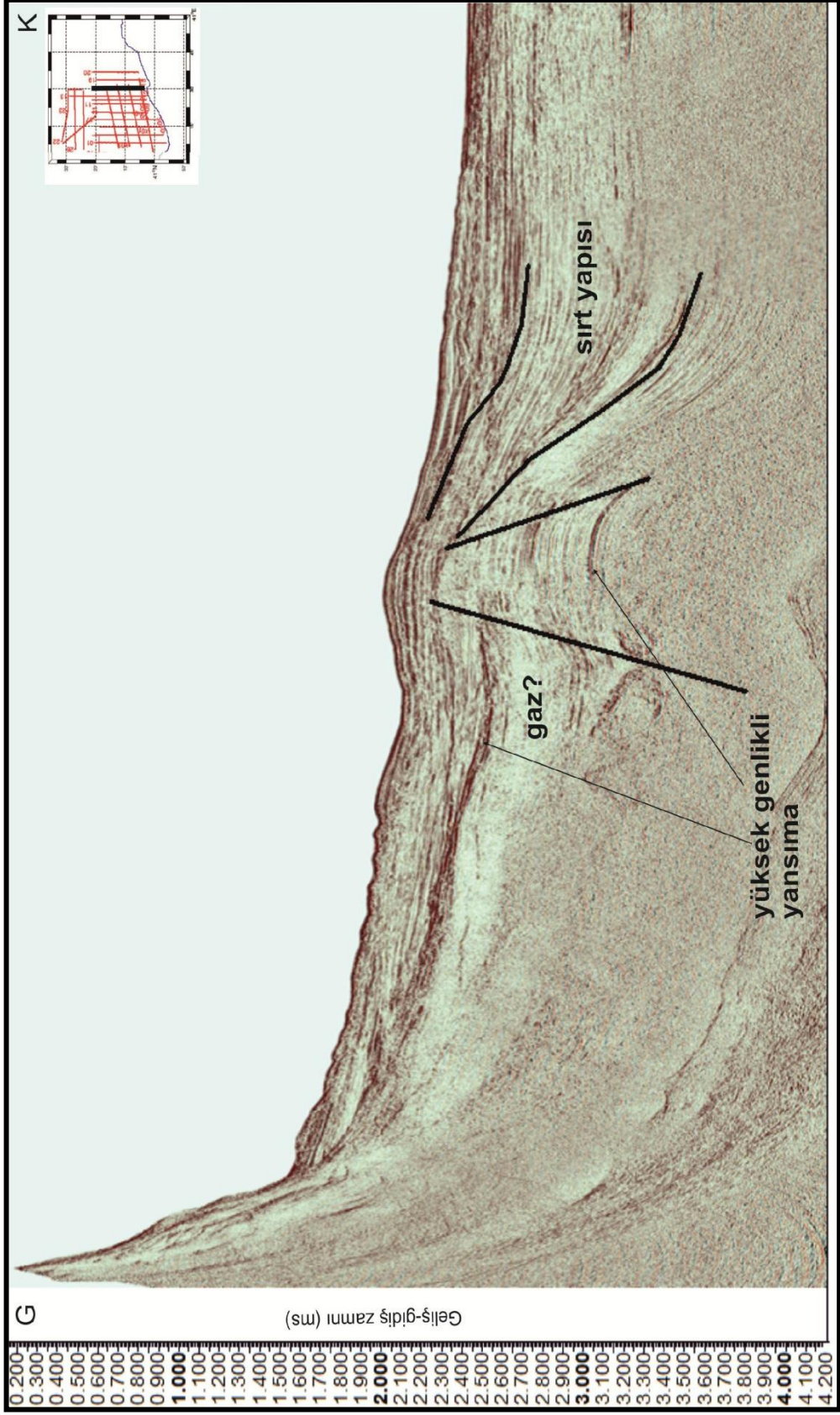
Şekil 3.6. DK10-19 nolu sismik yansıma hattı.



Şekil 3.7 DK10-15 nolu Chirp sismik kesiti.



Şekil 3.8 K-G yönü DK 10-15 no' lu sismik kesit.

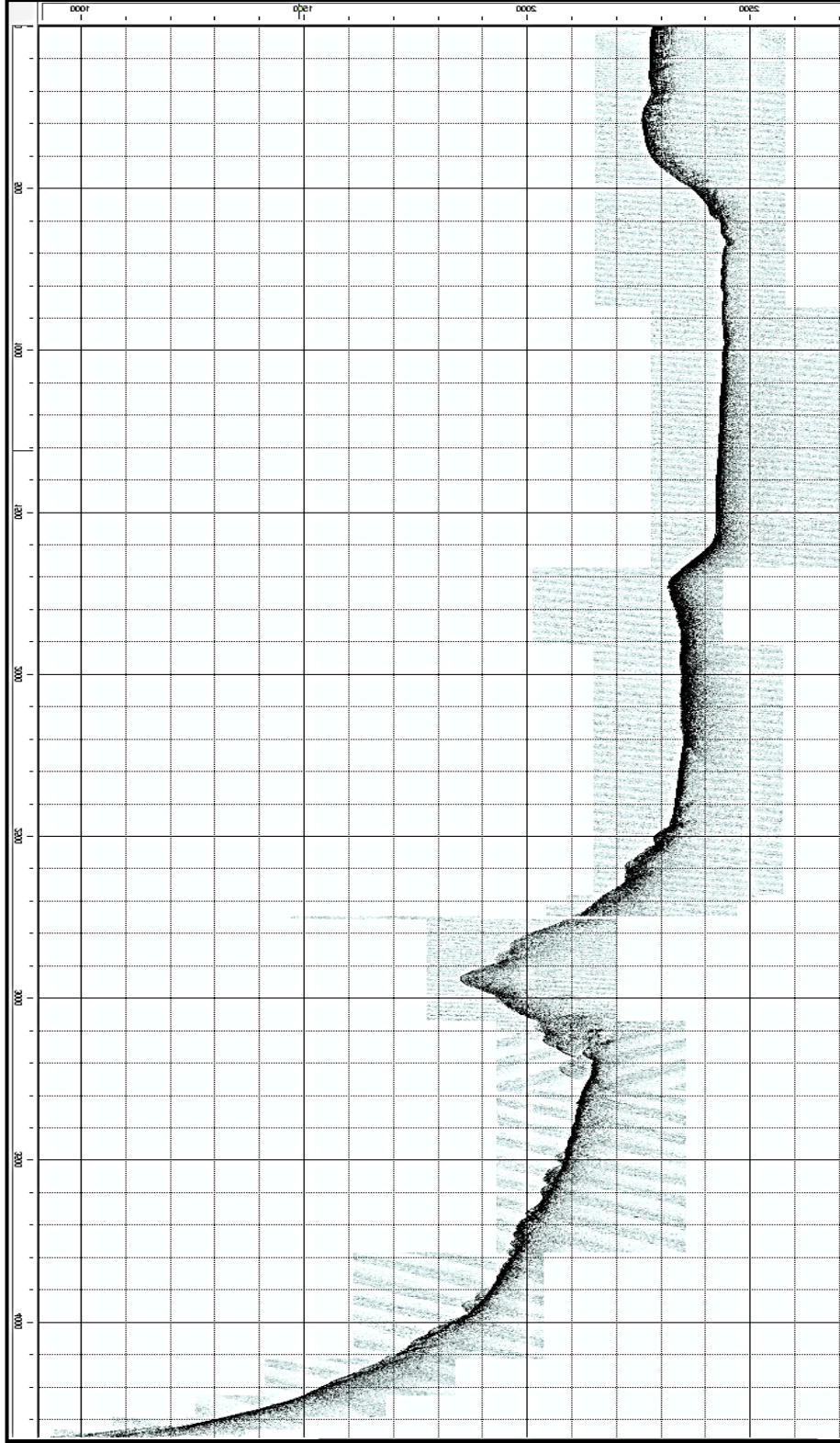


Şekil 3.9 DK 10-15 nolu hat üzerinde gözlenen sirt yapısının büyütülmüş sismik kesiti.

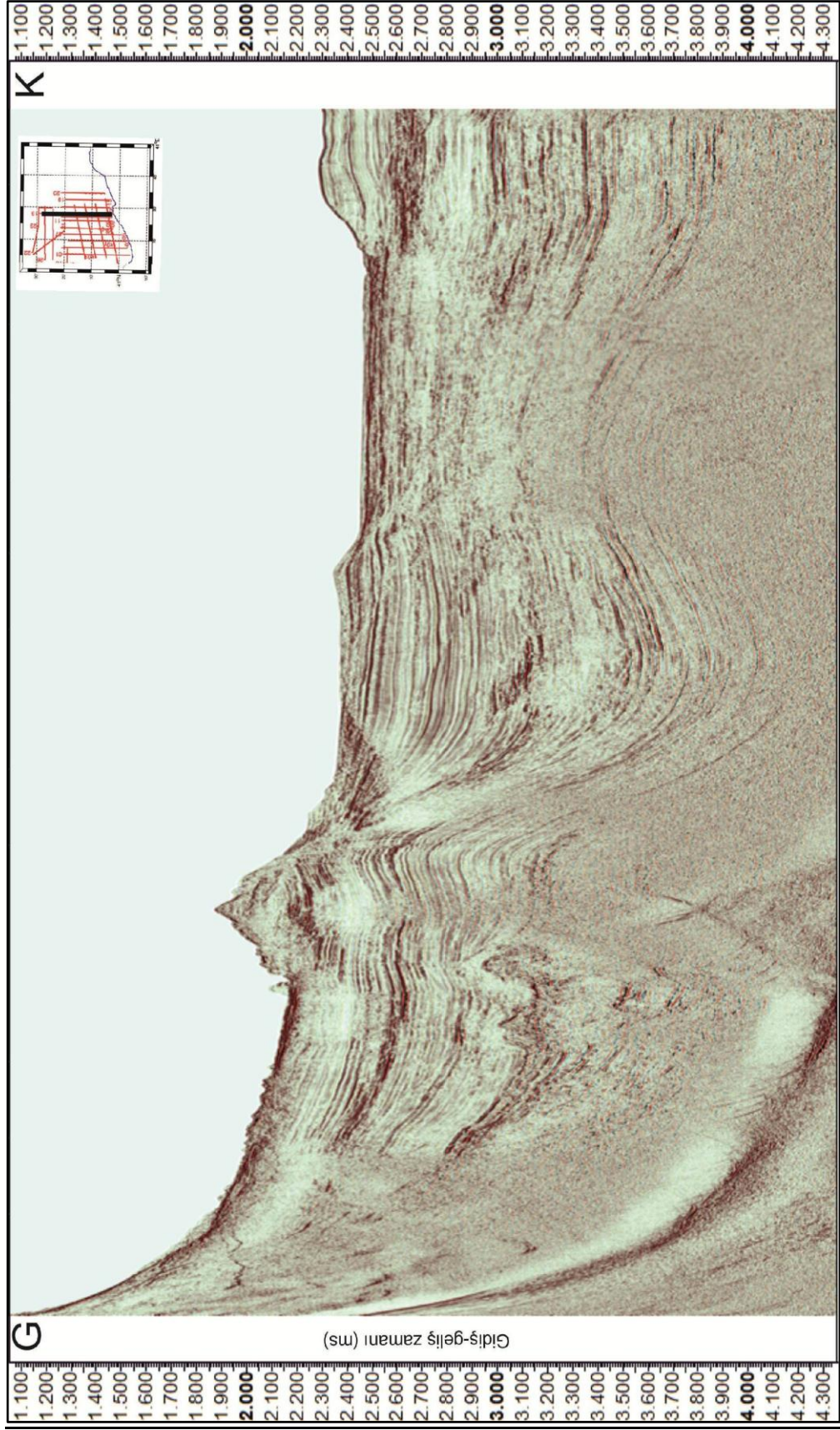
Kesitin güneyinde gözlenen akustik boşluklar gazın varlığı olarak yorumlanmıştır. Deniz tabanında gözlenen kaotik içsel yansıma sahip yükseltinin çamur volkanı olduğu düşünülmektedir. Çamur volkanının beslenme kanalı akustik maskelenme olarak gözlenmekte ve kenarlarında hız düşmesi nedeniyle tabakalar aşağıya doğru dalmaktadır. Tepe noktasında kırmızı daire içine alınmış yüksek genlikli yansımaların BSR olduğu yorumu getirilmiştir. Daha önce yapılan çalışmalarda çamur volkanlarında gaz hidratların örneklenmesi yaygın olarak rastlanmıştır. Bu yansımaların BSR olup olmadığını anlamak için AVO analizi uygulanmıştır. Bölüm 4 ve 5 'de verilmiştir. Çamur volkanının sol tarafında 2300-2600 ms'ler arasında yüksek genlikli yansımalar gözlenmekte ve gazın varlığını işaret etmektedir. Volkanın sağ tarafında ise düzgün paralel yansımalar gözlenmektedir. Bu paralel yansımalar içerisinde gözlenen kaotik yansımalar Gürcistan tarafından gelen nehrin Lowstand (düşük suseviyesi) zamanında taşıdığı tortullar olduğu düşünülmektedir. Bu fan sisteminin altında ise akustik türbidite şeklinde gözlenen gazın varlığı yorumu getirilmiştir. Bu kaotik yansımaların altında eski bir diyapirik sırt yapısı gözlenmekte ve üzerinde akustik transparan zayıflık zonları mevcuttur.

Şekil 3.25'de DK 09-2 kesitin kuzeyinde akustik maskelenme ile birlikte parlak noktalar gözlenmektedir. Ayrıca güneyde kıtasal yamaca doğru kayma çökelleri de gözlenmiştir. Bu hat üzerinde de kıvrımlanmaya bağlı olarak yükselim gözlenmektedir. Kesitin kuzeyinde doğru olan alanda parlak noktalar olarak yüksek genlikli yansımalar, dolayısıyla da gaz varlığı pek çok yerde yansımaları maskeleymiştir.

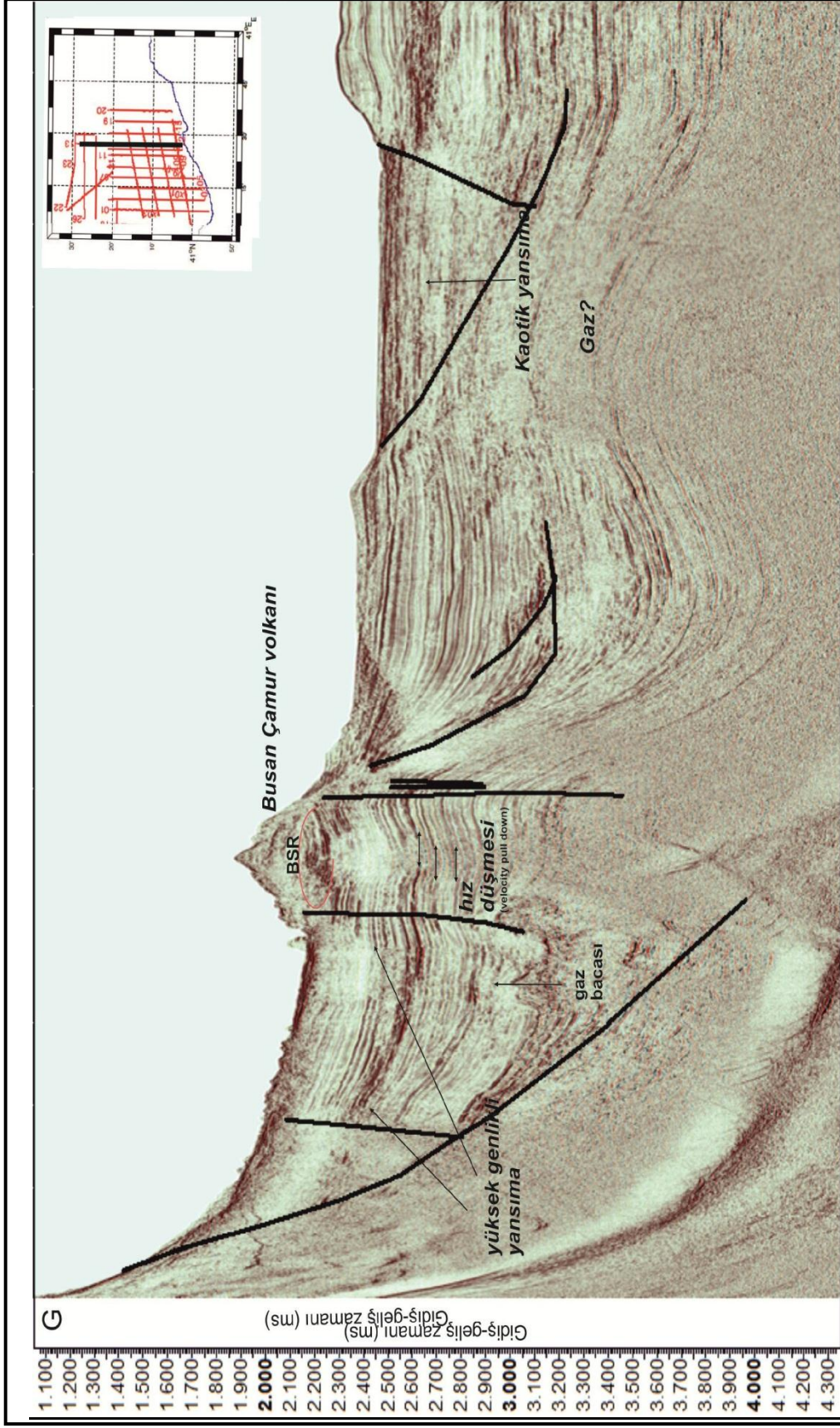
Şekil 3.32'de deniz tabanının hemen altında kesit boyunca yüksek genlikli yansıma gözlenmektedir. Bu yansımanın altında gözlenen beyaz zonda içsel yansımaların bazı yerlerde gazın varlığından dolayı, bazı alanlarda ise malzemenin özelliğinden dolayı gözlenemediği düşünülmektedir. Bu yüksek genlikli yansıma yüzeyinin üzerinde gözlenen kaotik içsel yansımalara sahip paketler kıta yamacının dik olması nedeniyle kayan kütleleri oluşturmaktadır. Kesitin kuzeyine baktığımız zaman yatay düzgün paralel tabakaların birden kesilerek akustik boşluk zonu yer almaktadır gaz maskelenmesi gözlenmektedir.



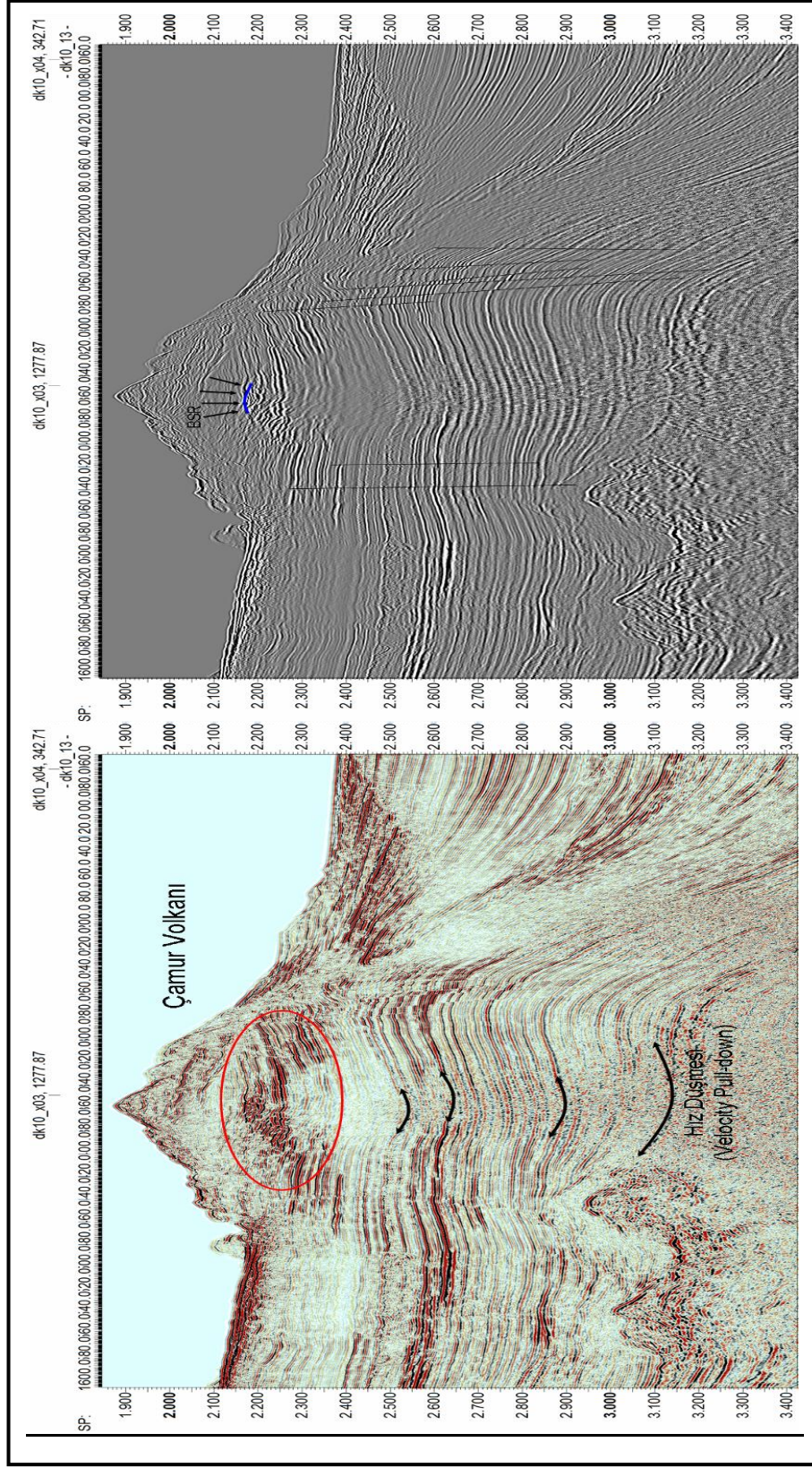
Şekil 3.10 DK10-13 nolu Chirp sismik kesiti



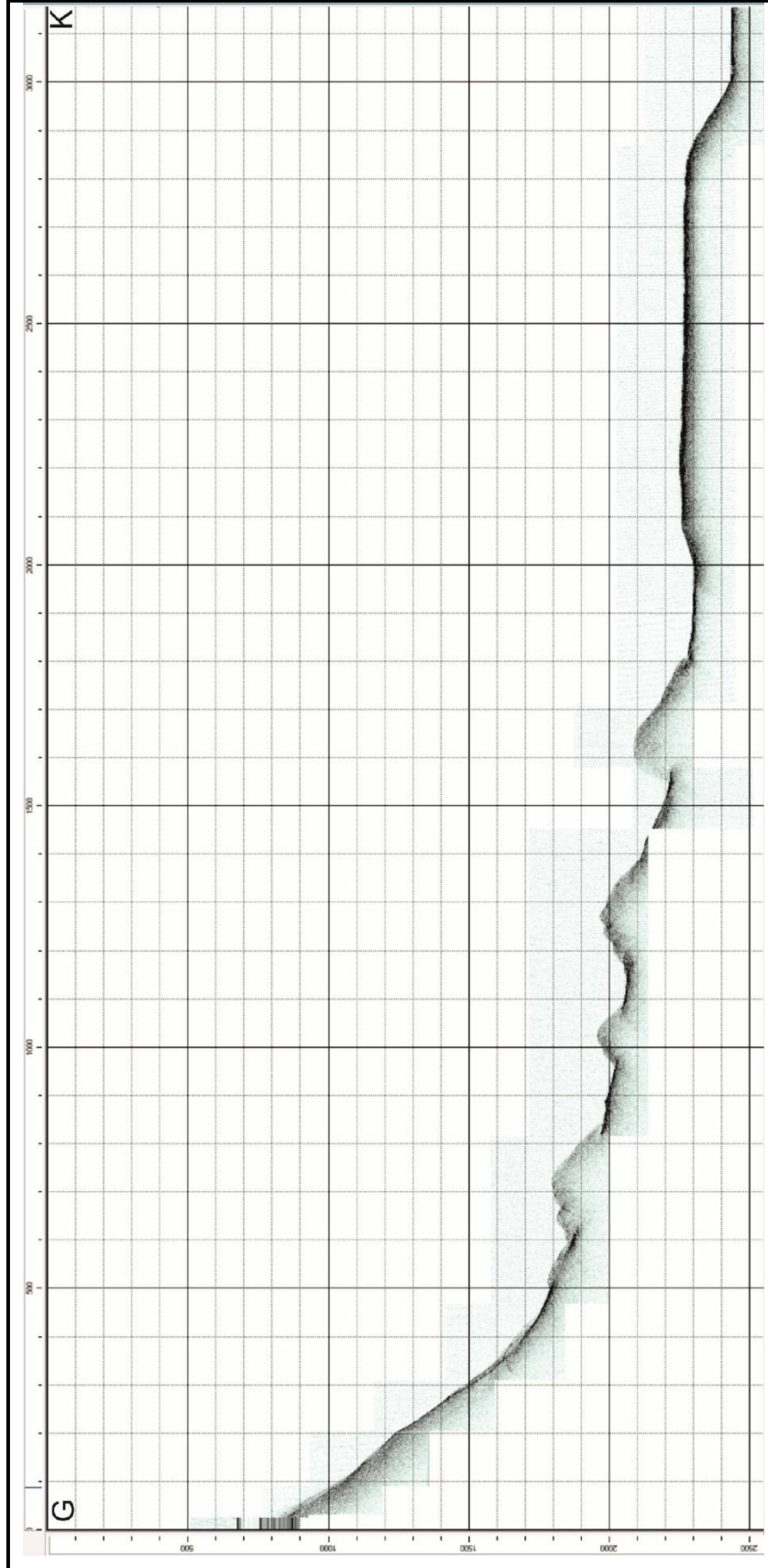
Şekil 3.11 DK10-13 nolu sismik yansım hattı



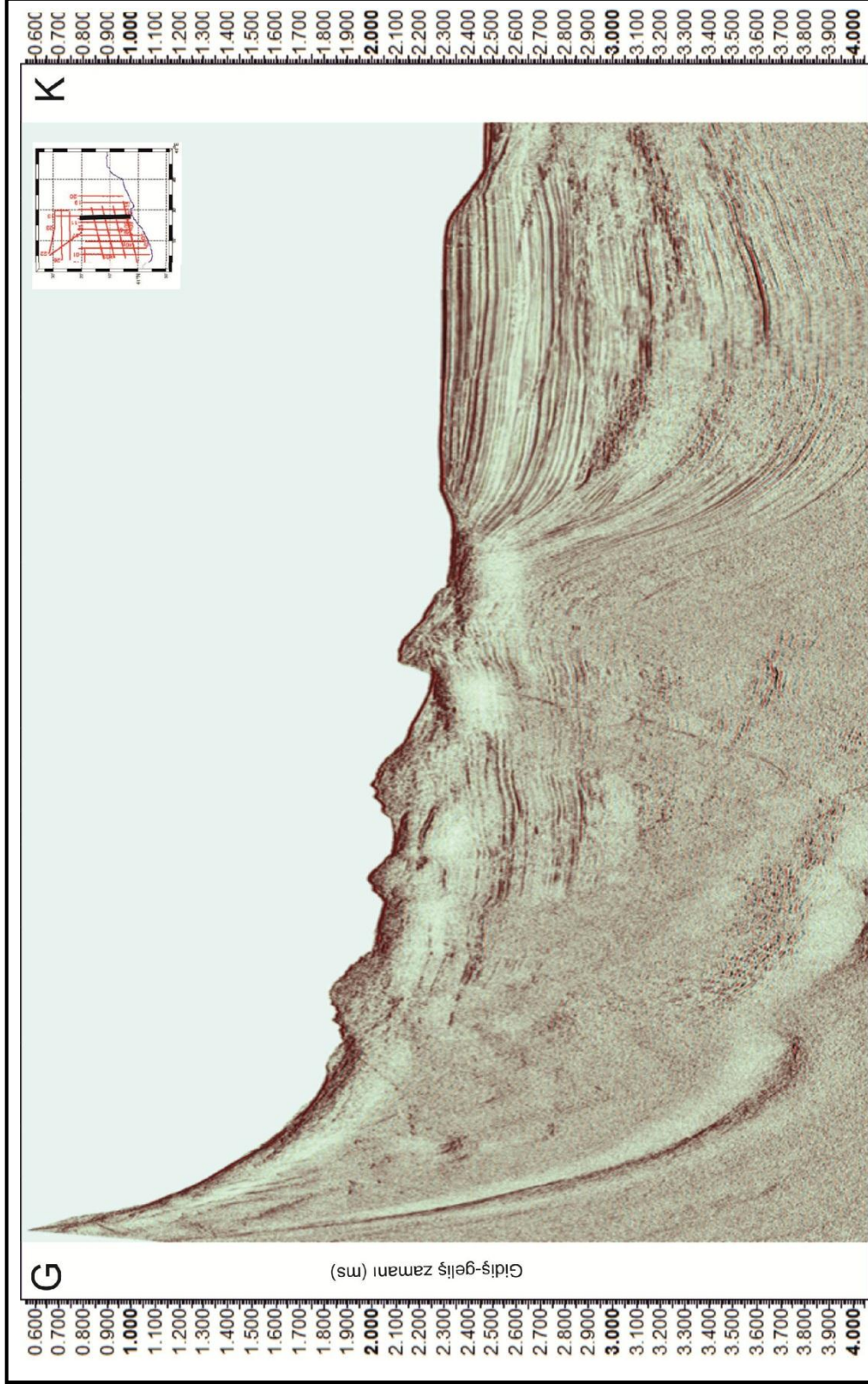
Şekil 3.12 DK10-13 nolu sismik yansima hatının yorumlanmış hali.



Şekil 3.13 DK 10-13 no'lu hat üzerinde gözlenen Pusan çamur volkanının büyütmülmüş ayrıntılı sismik kesiti.



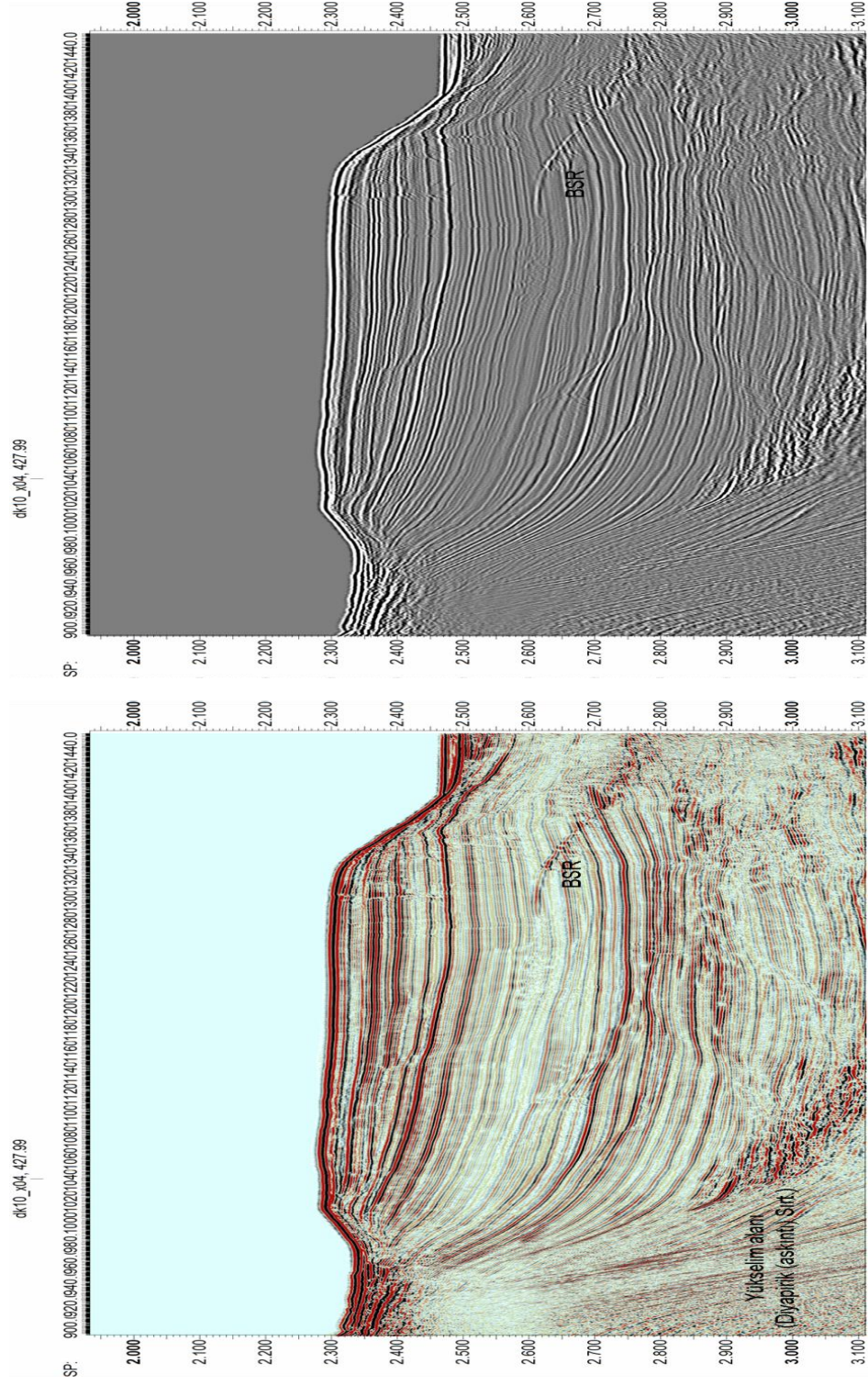
Sekil 3.14 DK10-12 nolu Chirp sismik kesiti.



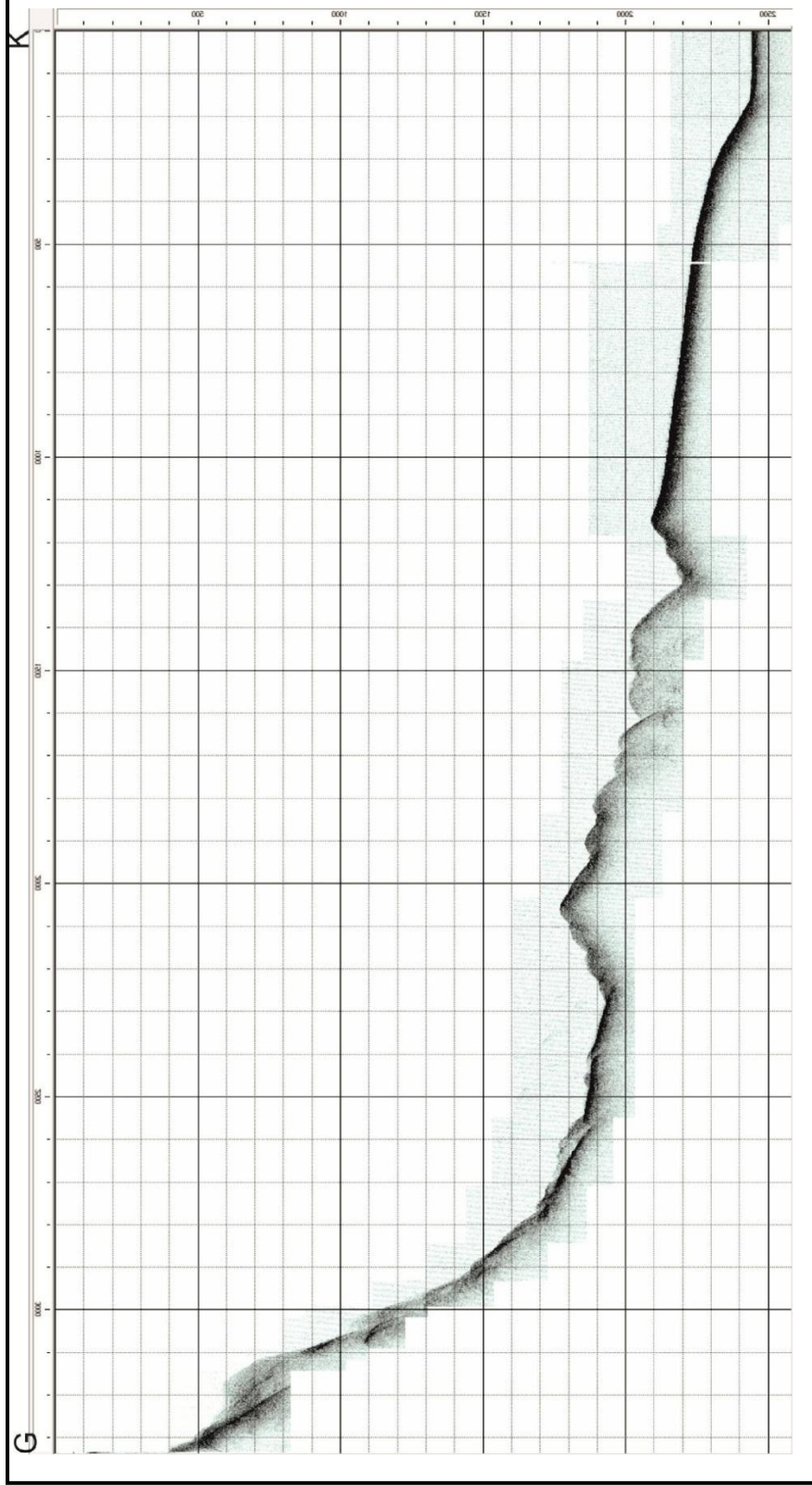
Şekil 3.15 K-G yönü DK 10-12 no'lu sismik kesit



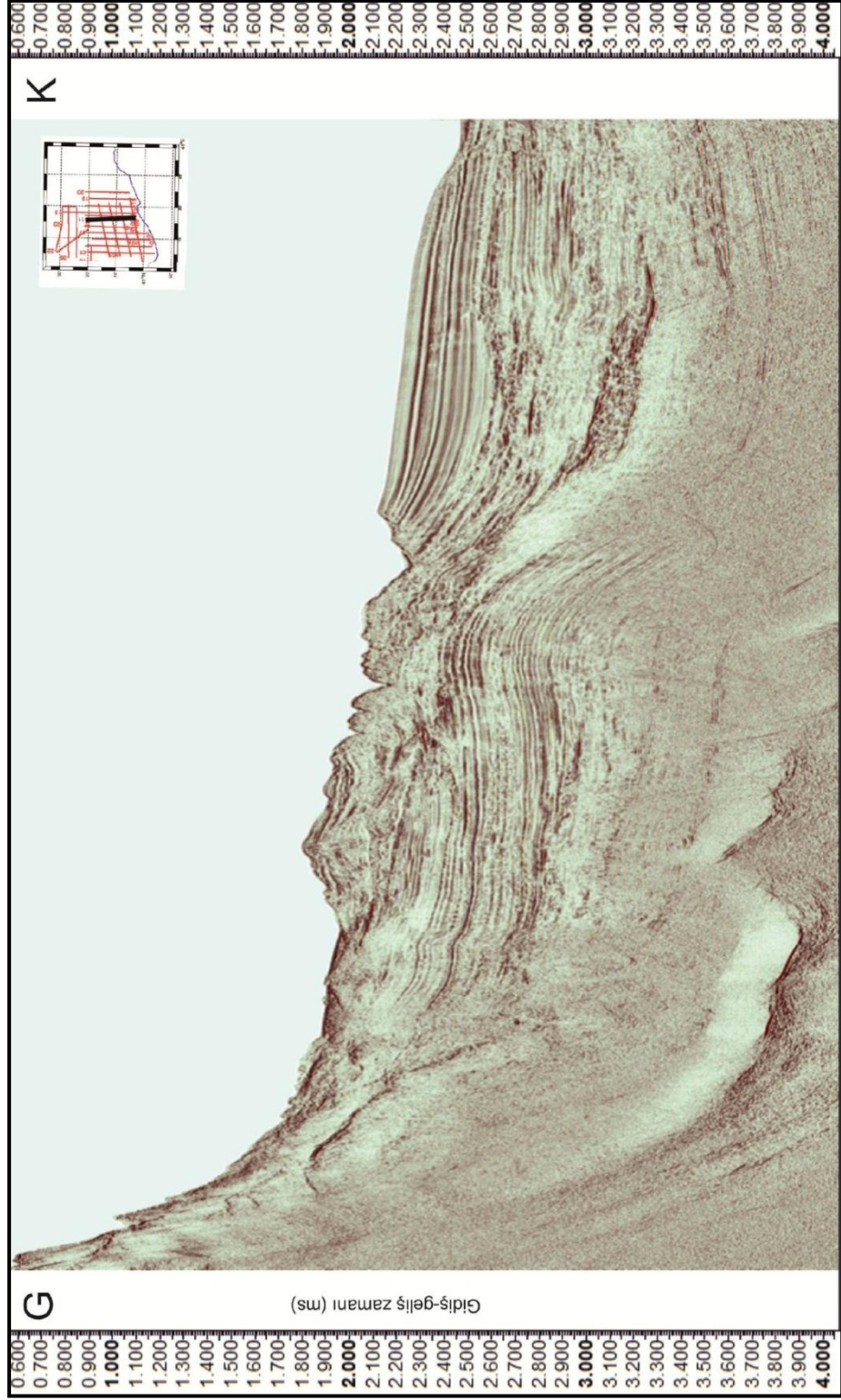
Şekil 3.16 K-G yönlü DK 10-12 no'lu sismik kesitin yorumlanmış hali.



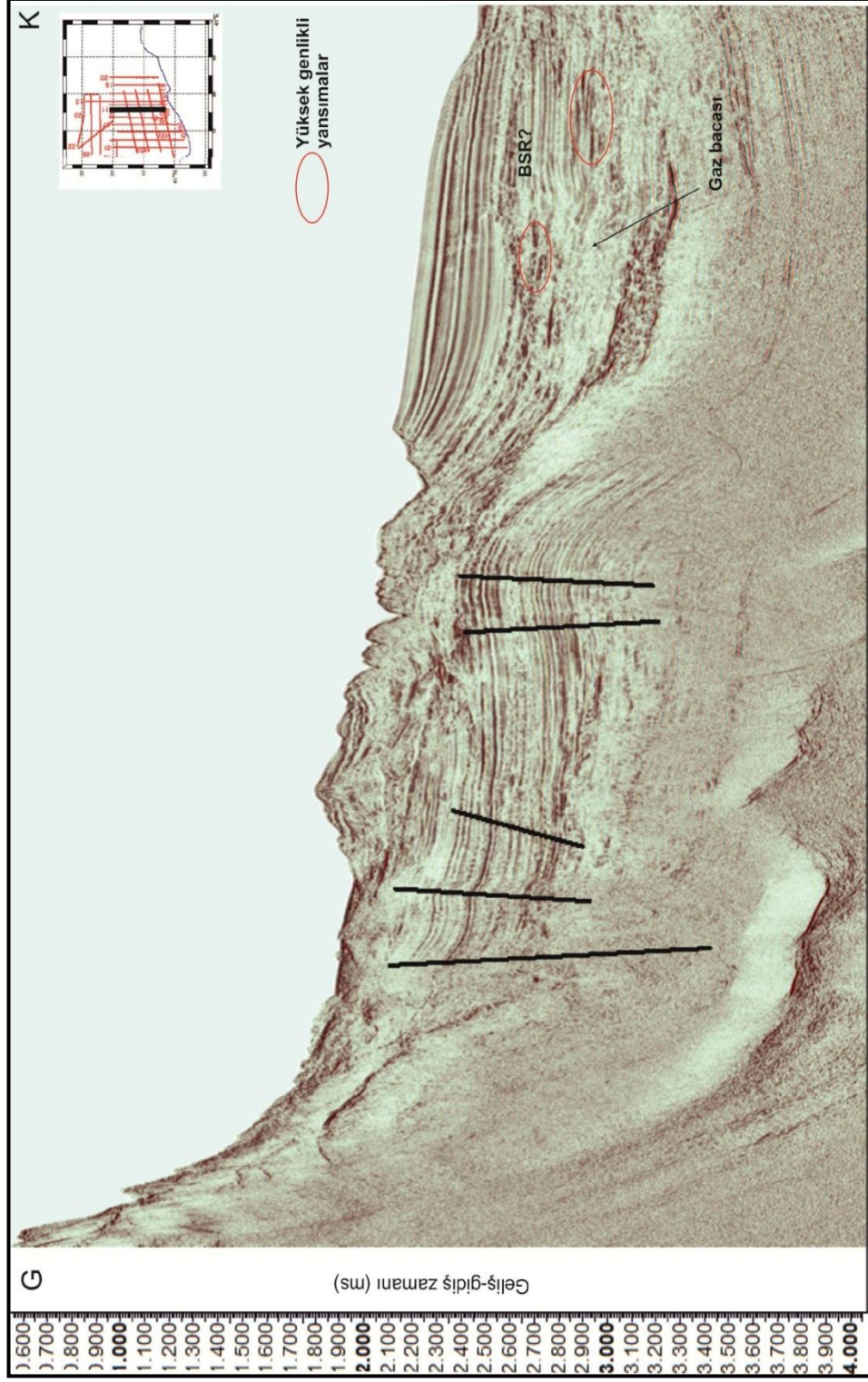
Şekil 3.17 DK 10-12 nolu hattın güney bölümünün büyütülmüş sismik kesiti.



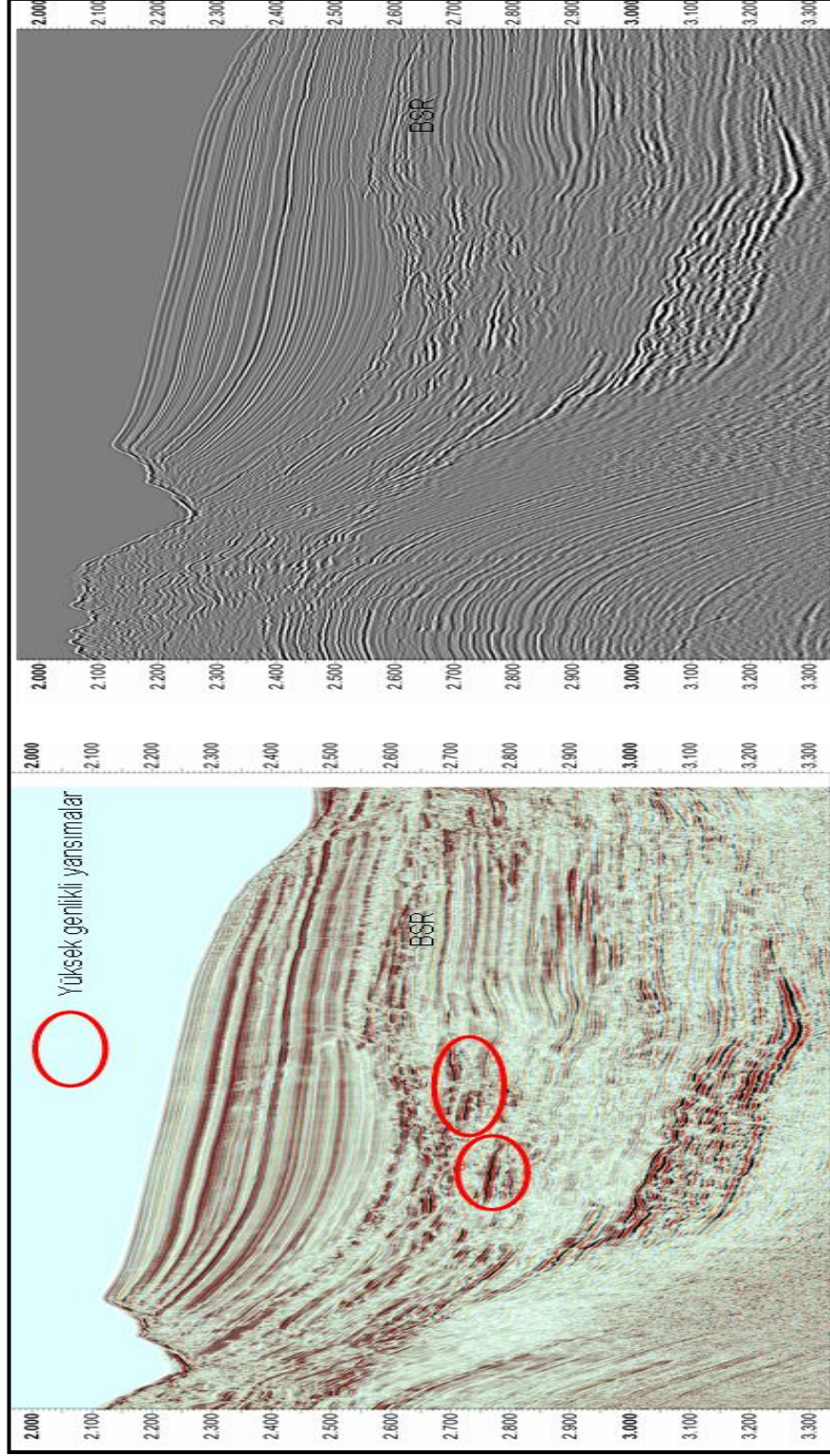
Şekil 3.18 DK10-11 nolu Chirp sismik kesiti.



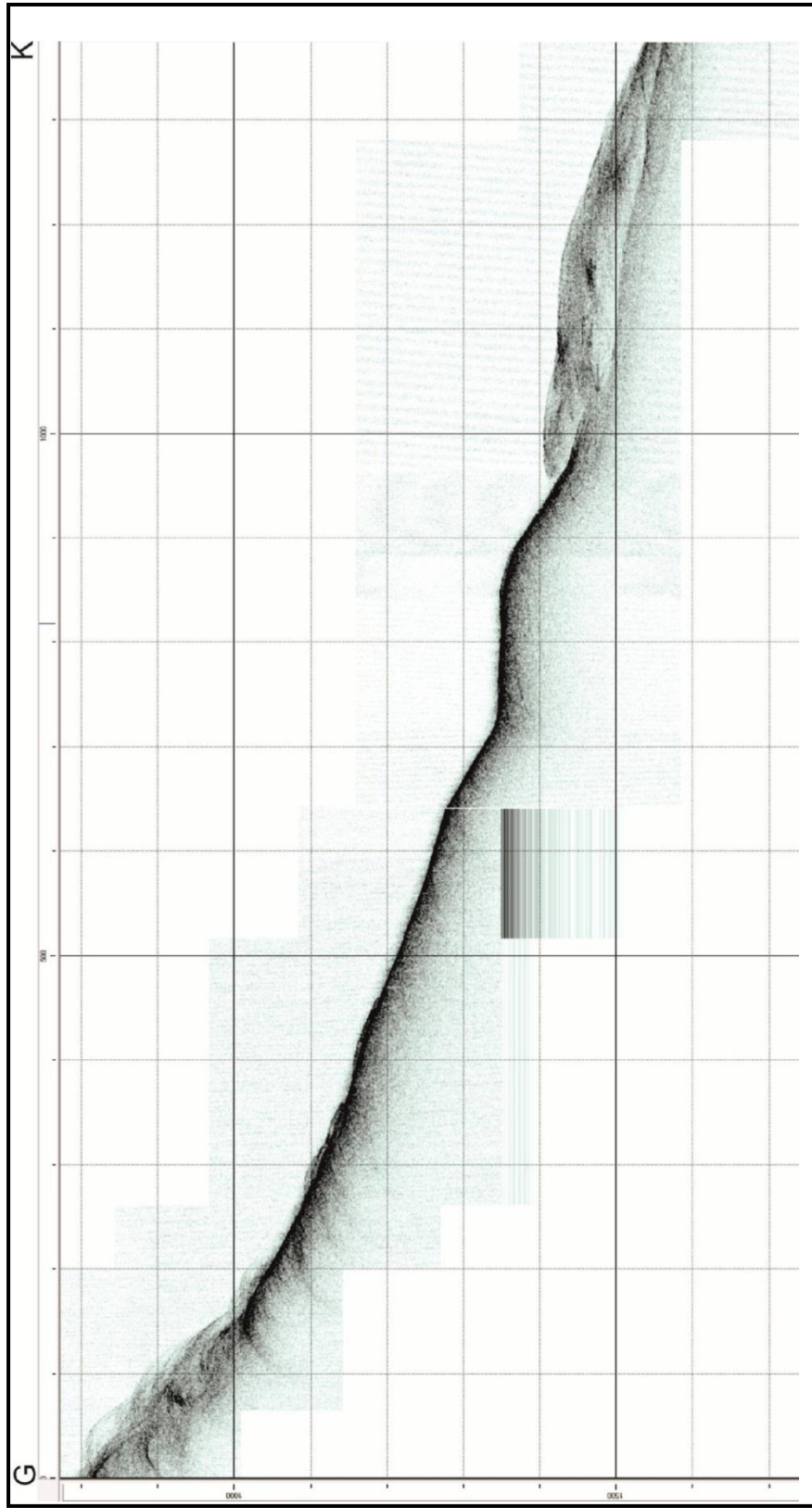
Şekil 3.19 DK10-11 no'lu sismik kesit.



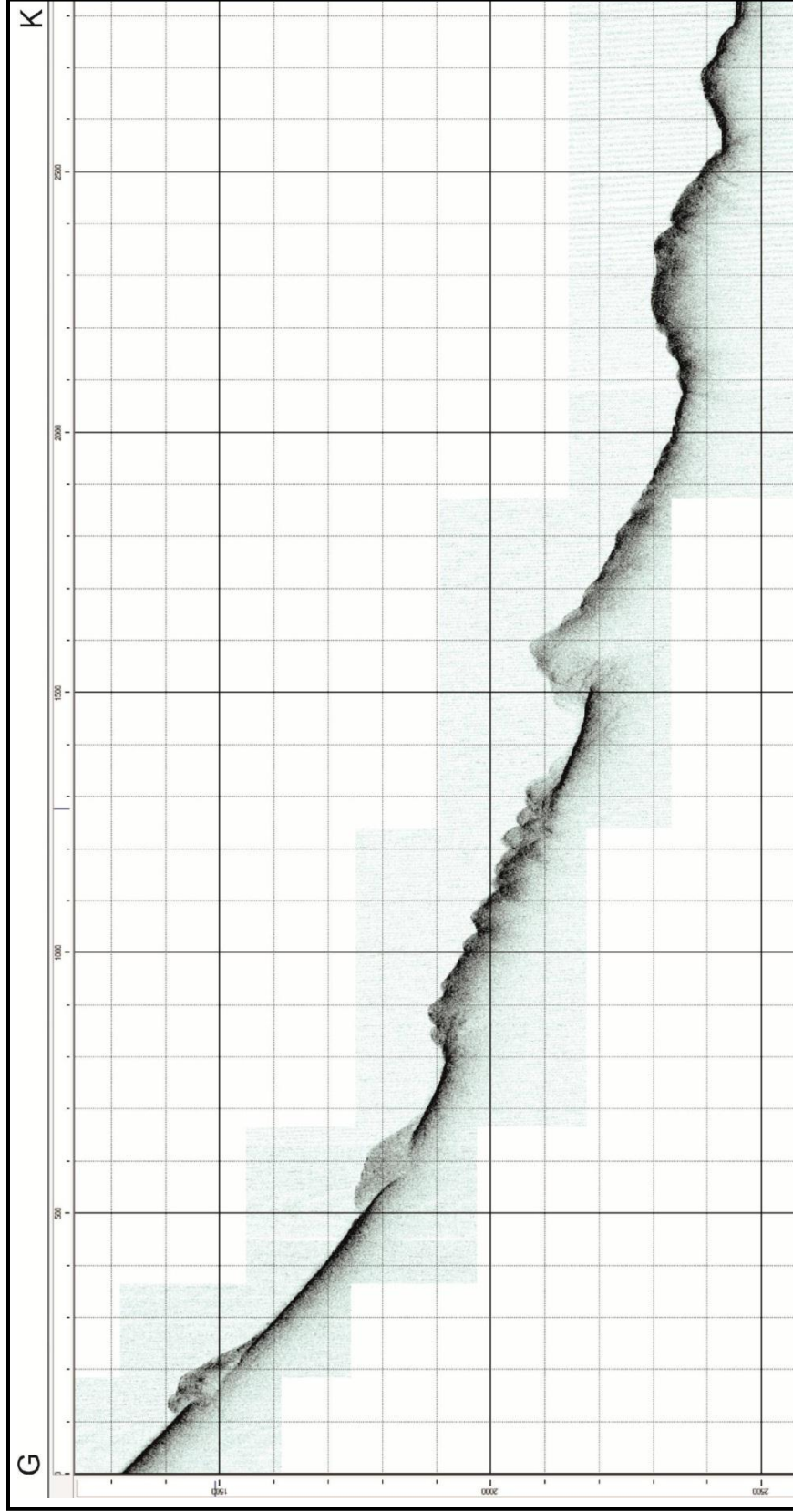
Şekil 3.20 DK10-11 no'lu sismik kesitin youmlanmış hali.



Şekil 3.21 DK10-11 no'lu sismik kesitin kuzey kısmında gözlenen BSR yapısının büyütülmüş görüntüsü.



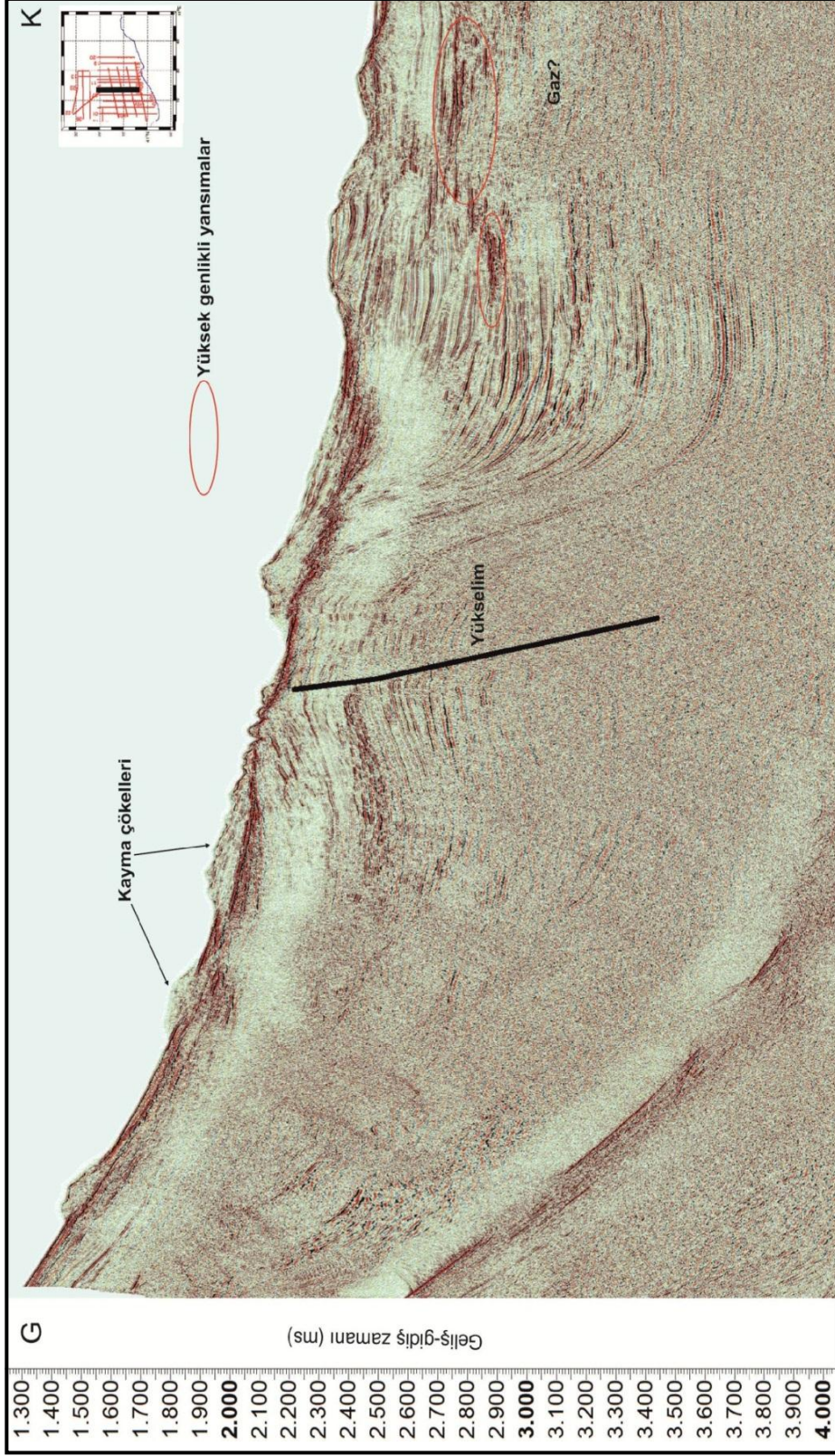
Şekil 3.22 DK10-09 notlu Chirp sismik kesiti.



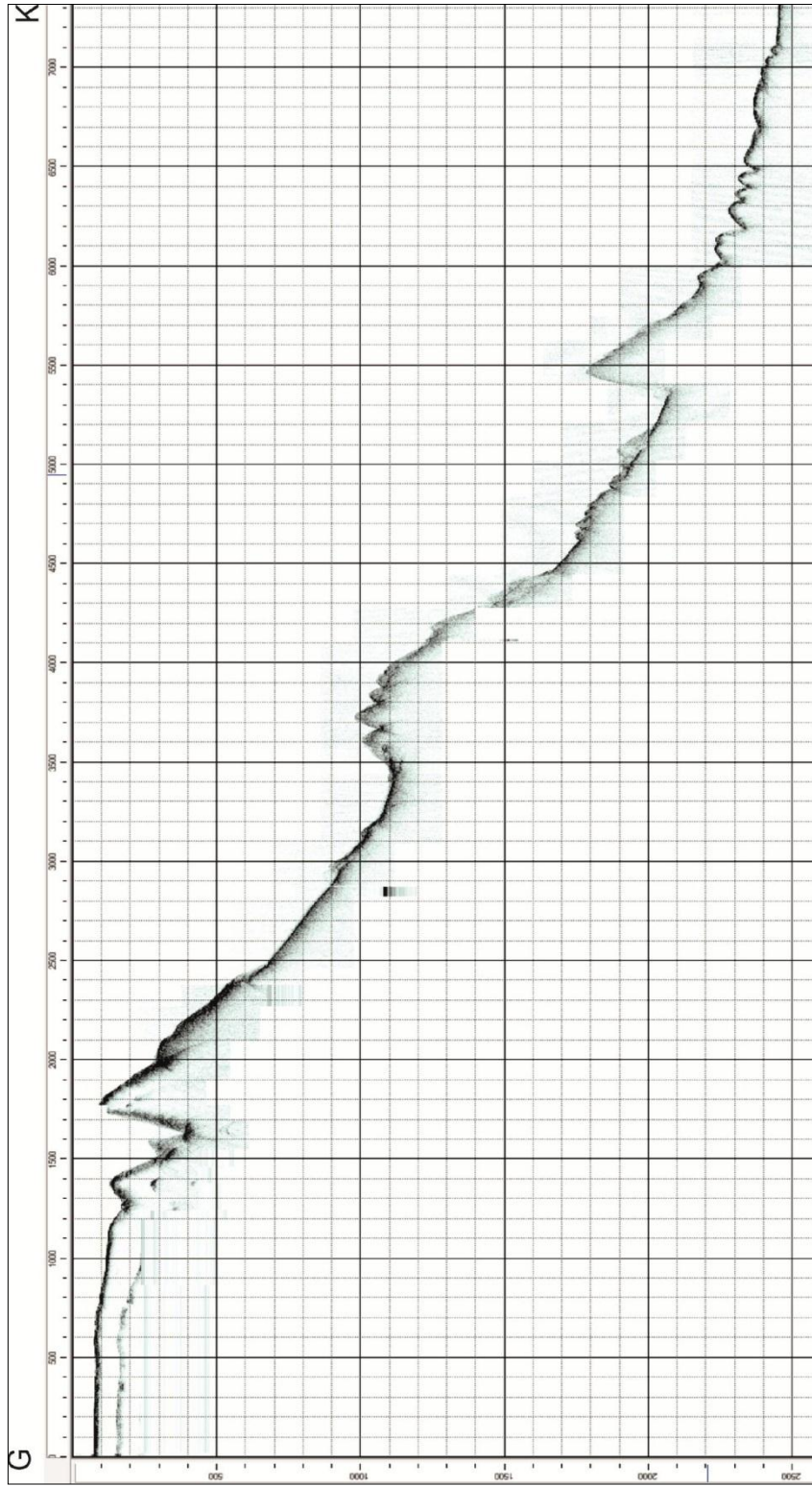
Şekil 3.23 DK10-09-2 nolu Chirp sismik kesit



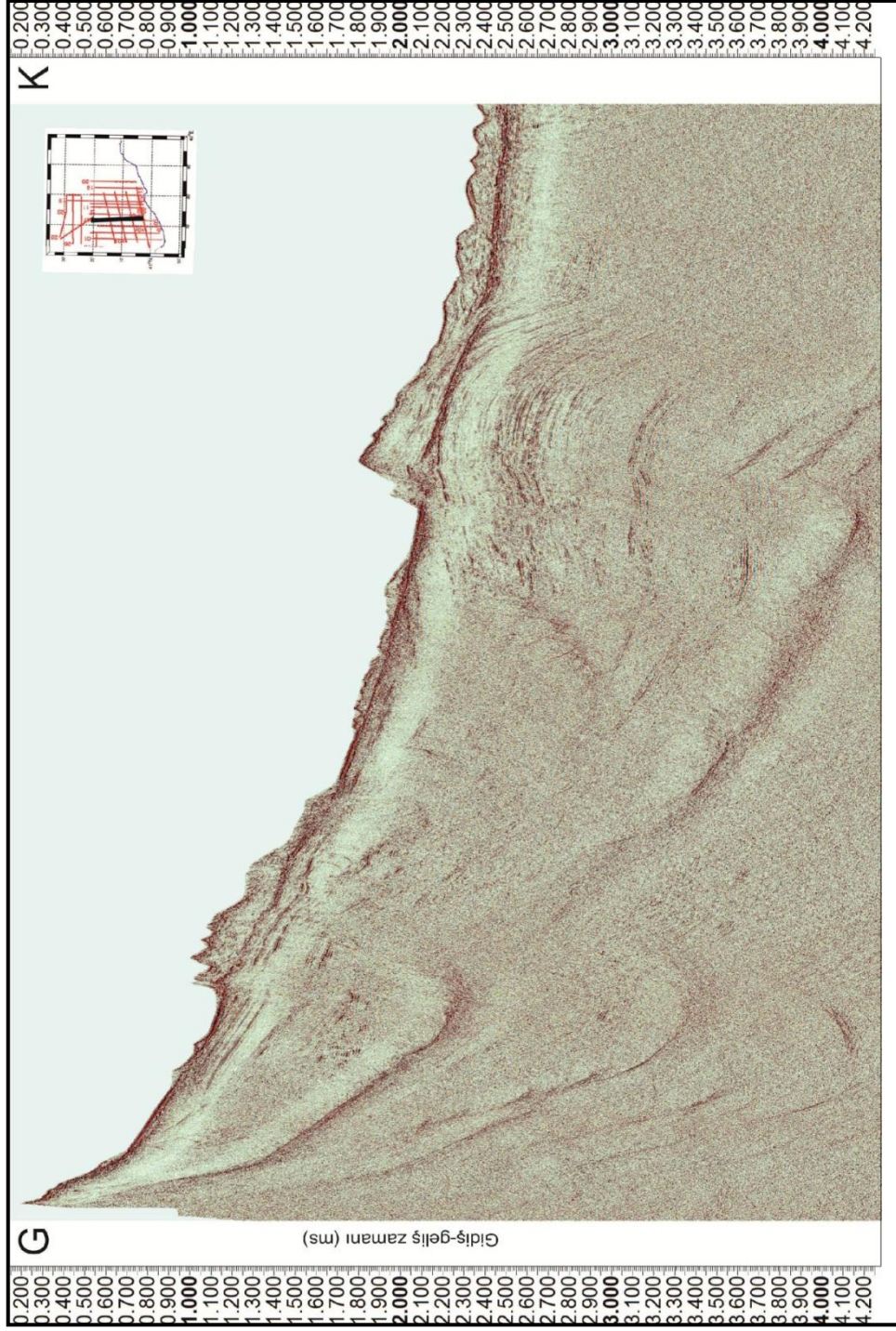
Şekil 3.24 DK10-09-2 nolu sismik yansıma hattı



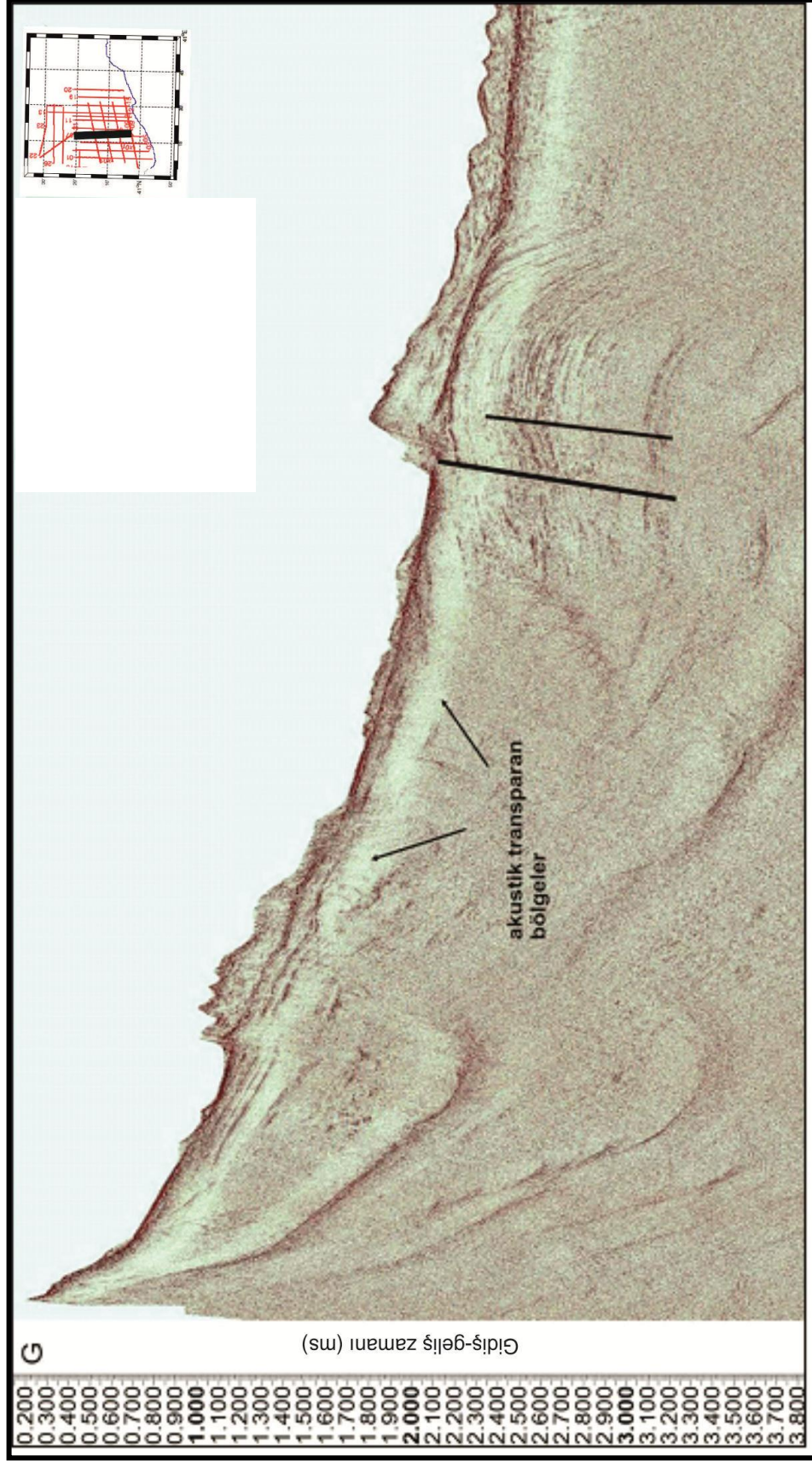
Şekil 3.25 DK10-09-2 nolu sismik yansımata hattının yorumlanmış hali



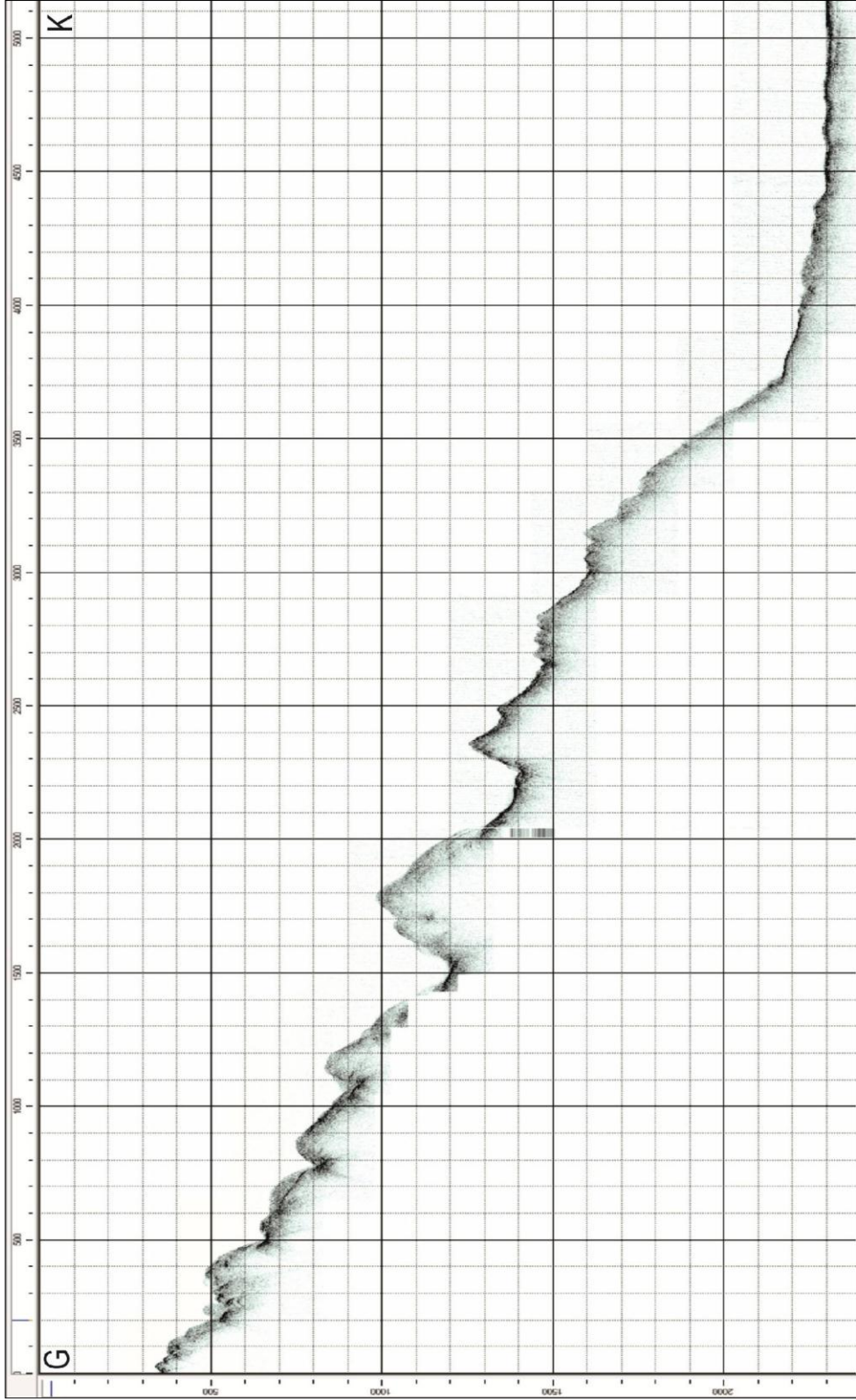
Sekil 3.26 DK10-05 nolu Chirp sismik kesiti



Şekil 3.27 DK10-05 nolu sismik yansıma hattı.



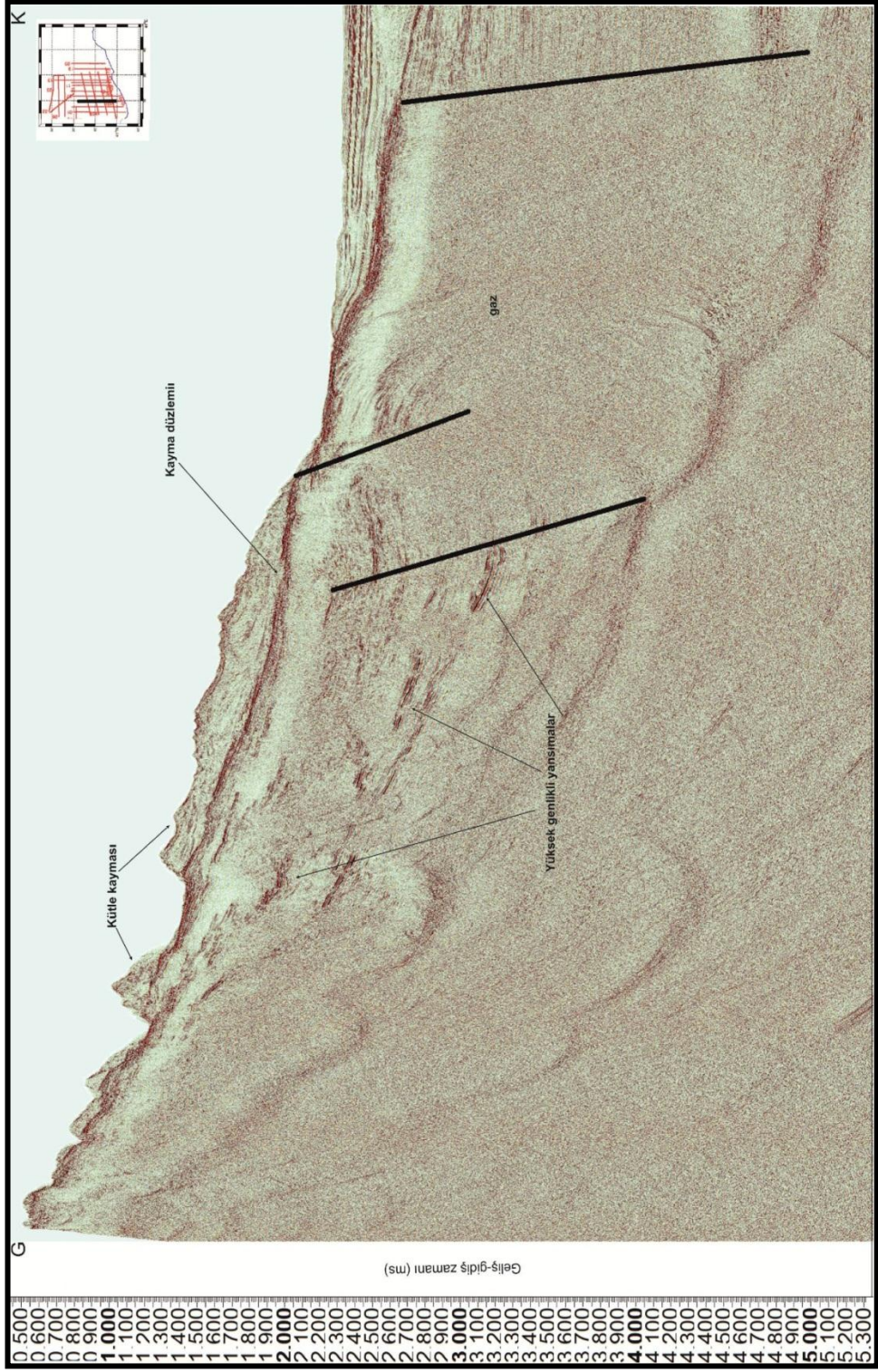
Şekil 3.28 DK10-05 nolu sismik yansıma hattı. Akustik saydam bölgeyle birlikte kırım yapısı ile birlikte faylanmalar ve yansımaların maskeleyesi mevcuttur.



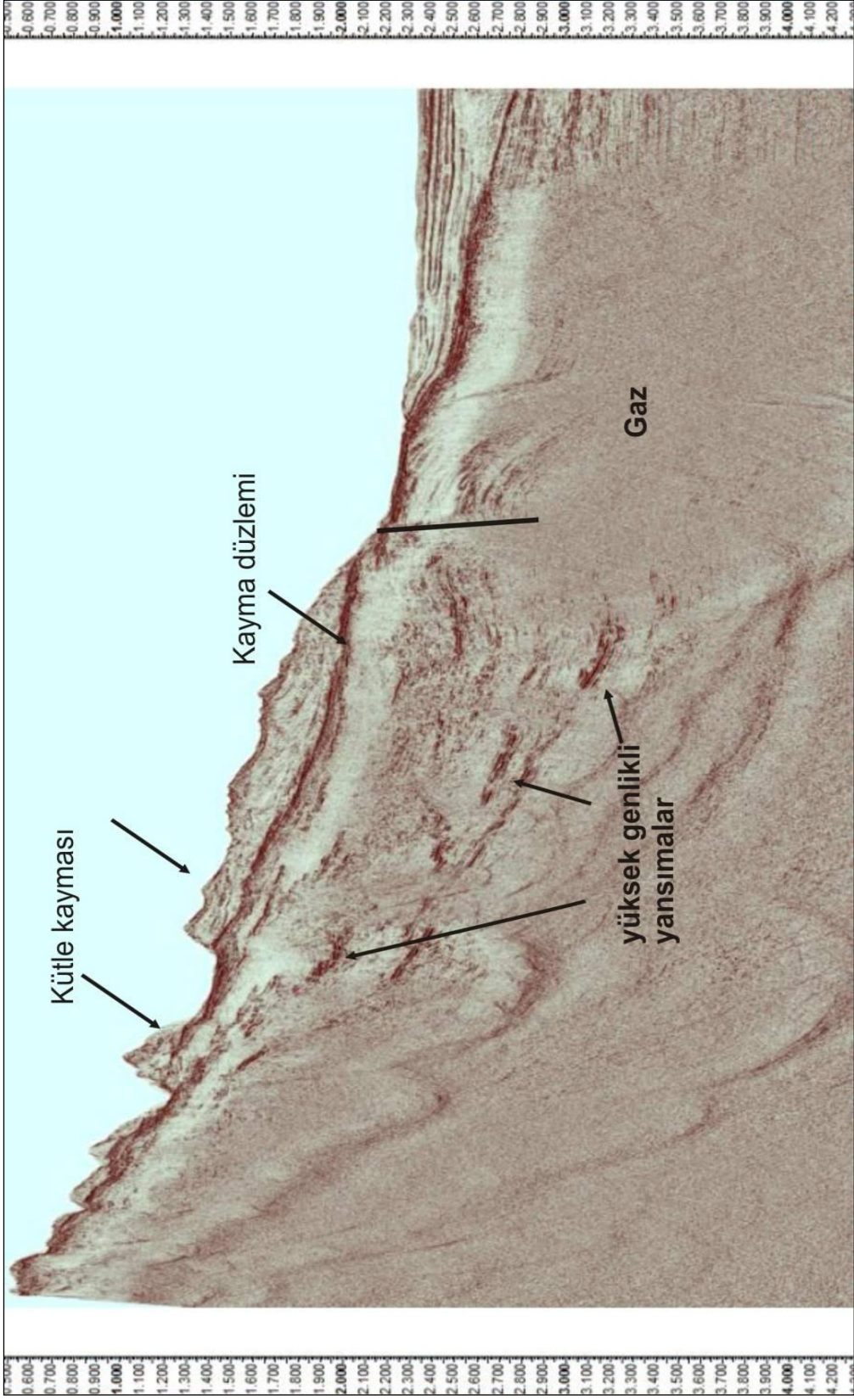
Şekil 3.29 DK10-03 nolu Chirp sismik kesiti.



Şekil 3.30 DK10-03 nolu sismik yansım hattı.



Şekil 3.31 DK10-03 nolu sismik yansıma hattı.



Şekil 3.32 DK 10-03 no'lu hatda gözlenen kütle kaymalarının büyük ölçekteki görünümü.

Kıvrım yapısı şekil 3.35’de hatlara paralel olan DK-01 hattında da gözlenmekte fakat bu sefer kıvrımlanmanın olduğu yerde deniz tabanında da sırt yapısı gözlenmiştir. Sırtın derinlerinde, Kuzey tarafında kısmen yansımalar zayıflamış ve parlak noktalar belirgin hale gelmiştir. Yaklaşık 2100ms civarında yansımalar çok kuvvetli hale gelmiş ve bunun altında da gaz birikiminden dolayı yansımalar maskelenmiş olup, büyük olasılıkla fay boyunca yukarıya doğru gaz birikimi oluşmuştur. Güney tarafında akustik türbidite türü gaz maskeleymesi gözlenmiştir.

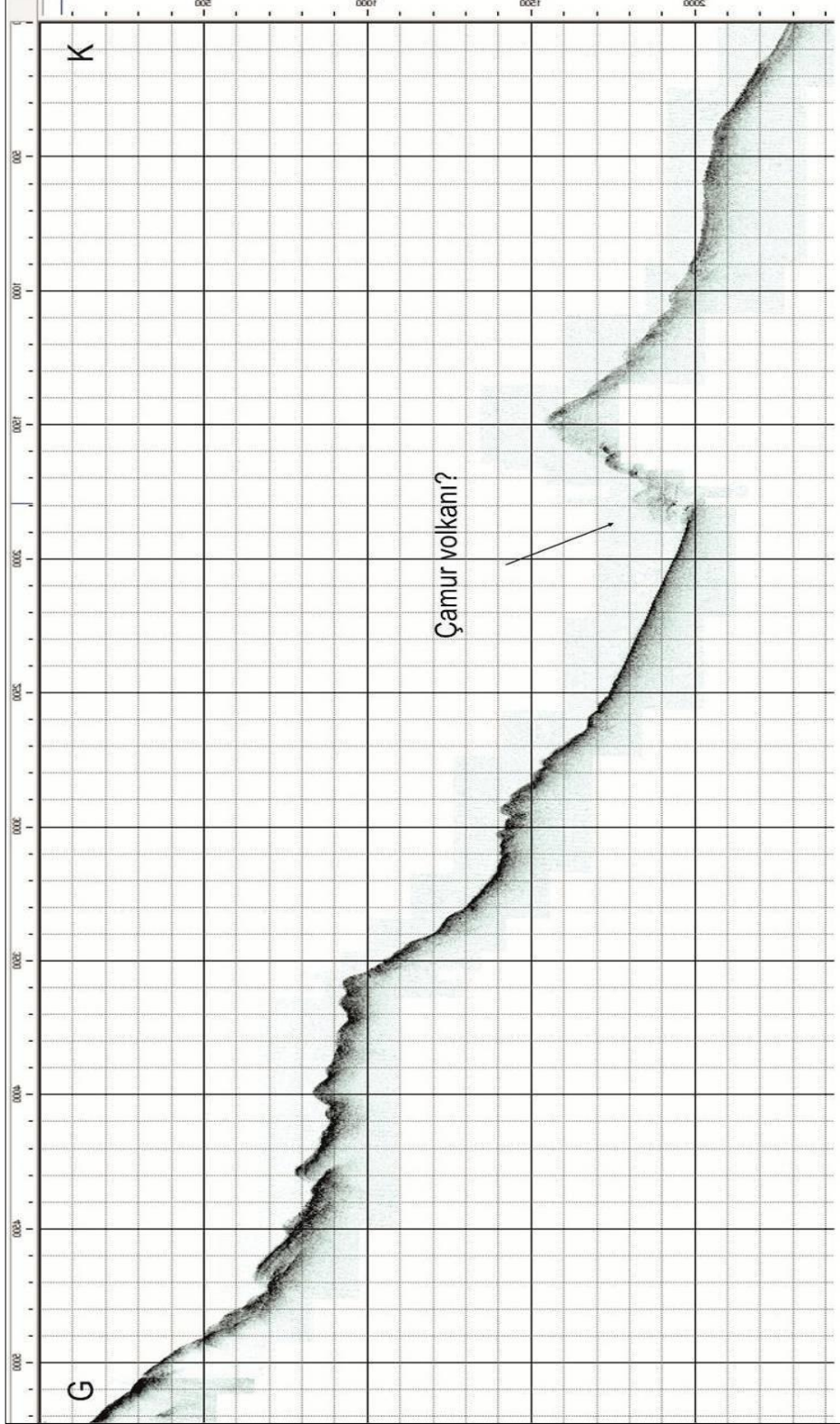
Şekil 3.36’da diğer hatlardan farklı olarak deniz tabanında difraksiyonu belirten hiperbollerin varlığı deniz tabanından olası gaz çıkışlarının varlığını ifade edebilir. Şekil 3.37’de şelfe paralel hat boyunca kanyon sistemlerinin sırtlarının başlangıcı gözlenmekte olup iki sırt arasında gözlenen faylarla birlikte çamur volkanlarının varlığı da olasıdır.

Şekil 3.39’de DK 10-X02 nolu hattında sırt yapılarının arasında deniz tabanında kaotik yükselimler şeklinde gözlenen yapıların çamur volkanları oldukları düşünülmektedir. Çamur volkanlarının genellikle sıkışma bölgelerinde, aktif pasif marjinlerde ve hızlı tortullaşma olan bölgelerde oluştukları bilinmektedir. Hazar Denizi ve Azerbaycan da petrol alanlarında çamur volkanları yaygın olarak bulunduğu gibi Karadeniz de organik maddece zengin tortullar içerdiğinden çamur volkanı gelişimi için uygun bölge olup Karadenizin hemen hemen her alanında çamur volkanları saptanmaya devam edilmektedir.

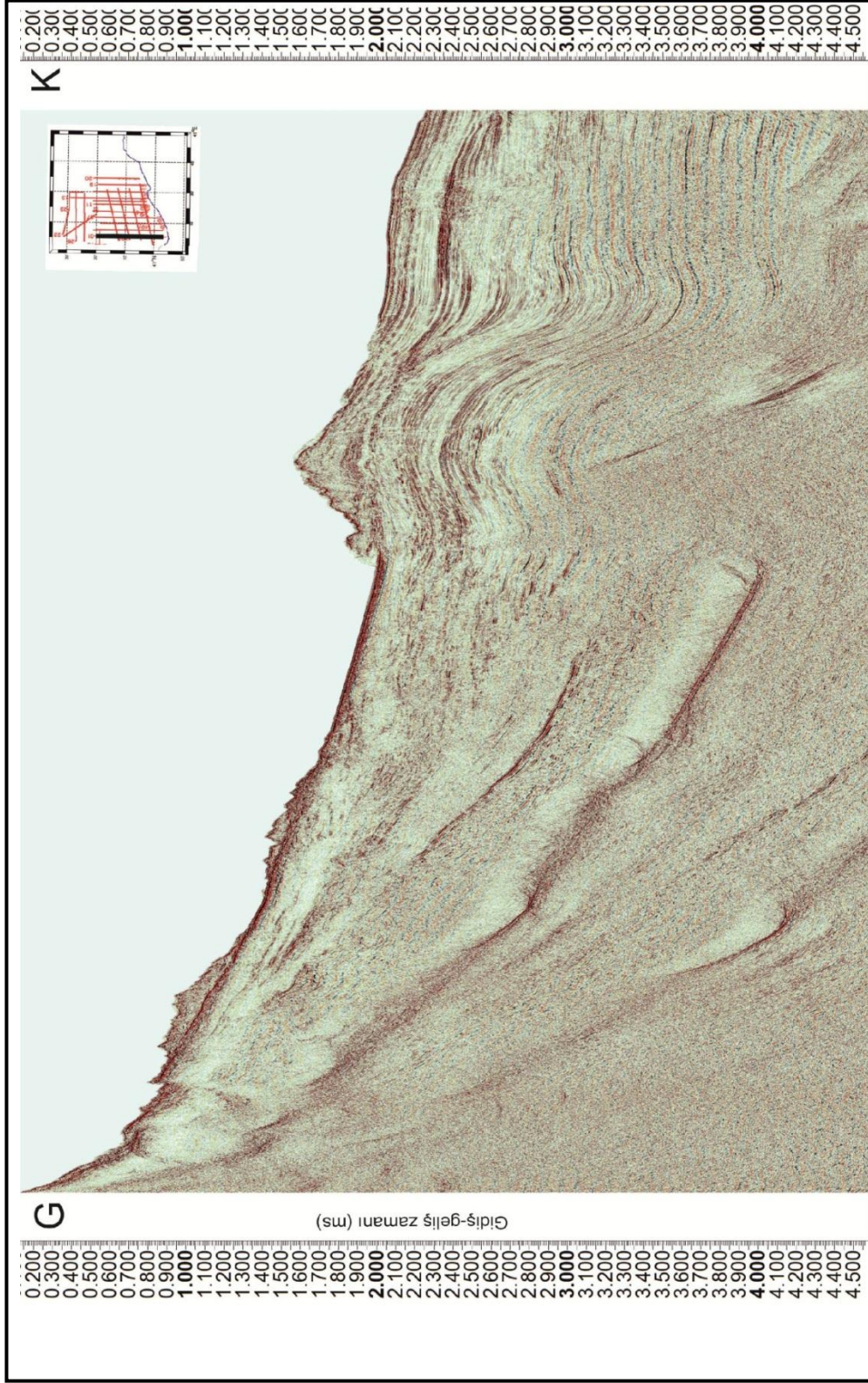
Şekil 3.40 ve 3.41’de yine Doğu Karadeniz yamacı kanyon sisteminin sırt ve kanalları gözlenmektedir. Kanal yapıları genellikle U şeklindedir. Bazı sırt tepelerinde paralel yansımalar bazılarında ise saydam ve kaotik içsel yansımalar mevcuttur. Burada üç temel seviye gözlenmektedir.

Şekil 3.42, Şekil 3.43 ve Şekil 3.44’de DK10-X04 nolu sismik hatta, alanda ilk kez saptanan çamur volkanına İzmir Çamur Volkanı olarak isimlendirilmiştir. Çamur volkanının beslenme kanalı akustik maskelenme olarak gözlenmekte ve ortasında hız düşmesi ve püskürme sonrası çökme nedeni ile tabakalar aşağıya doğru dalmaktadır.

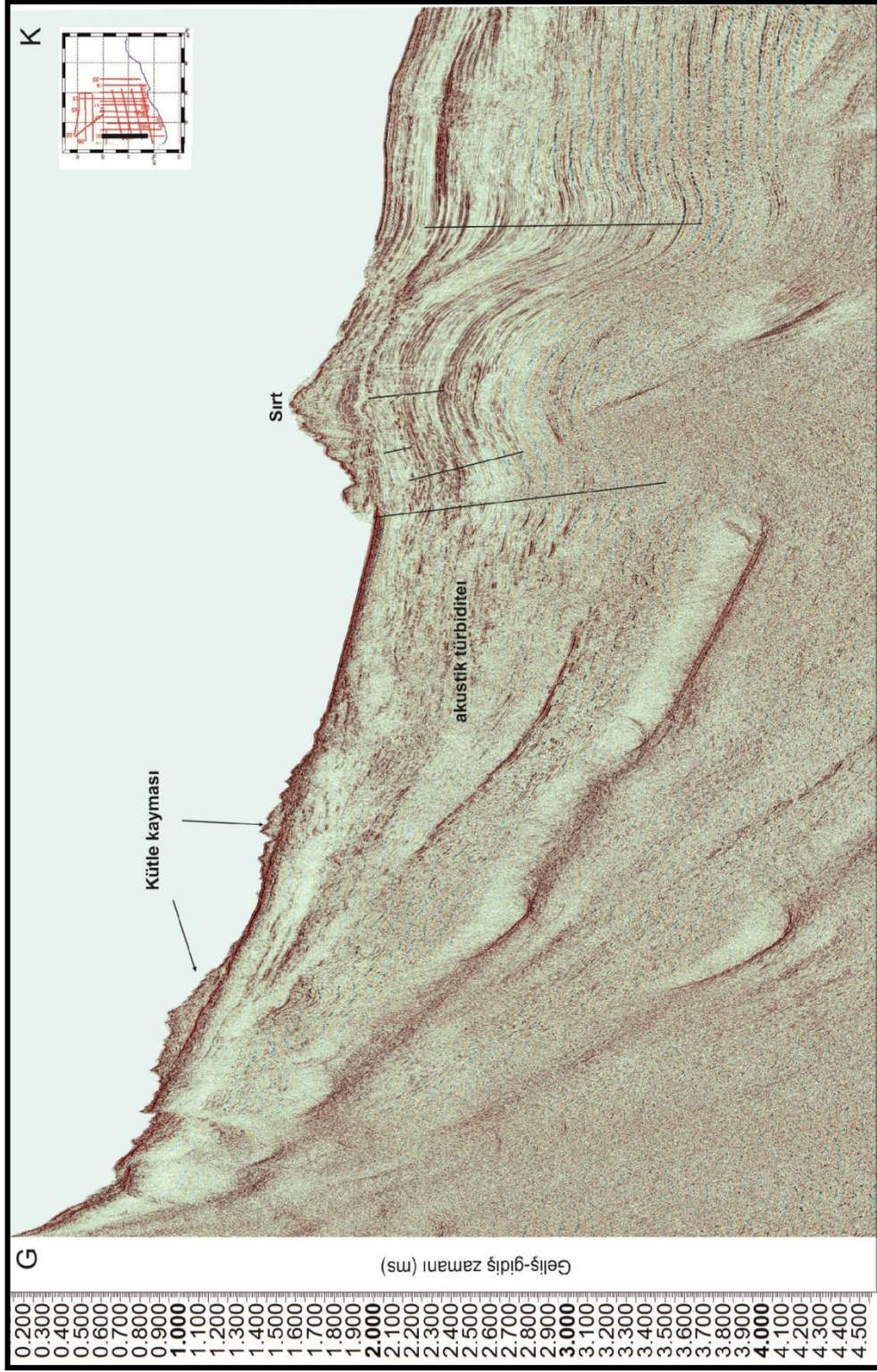
Tepe noktasında gözlenen yüksek genlikli yansımaların BSR olduğu yorumu getirilmiştir.



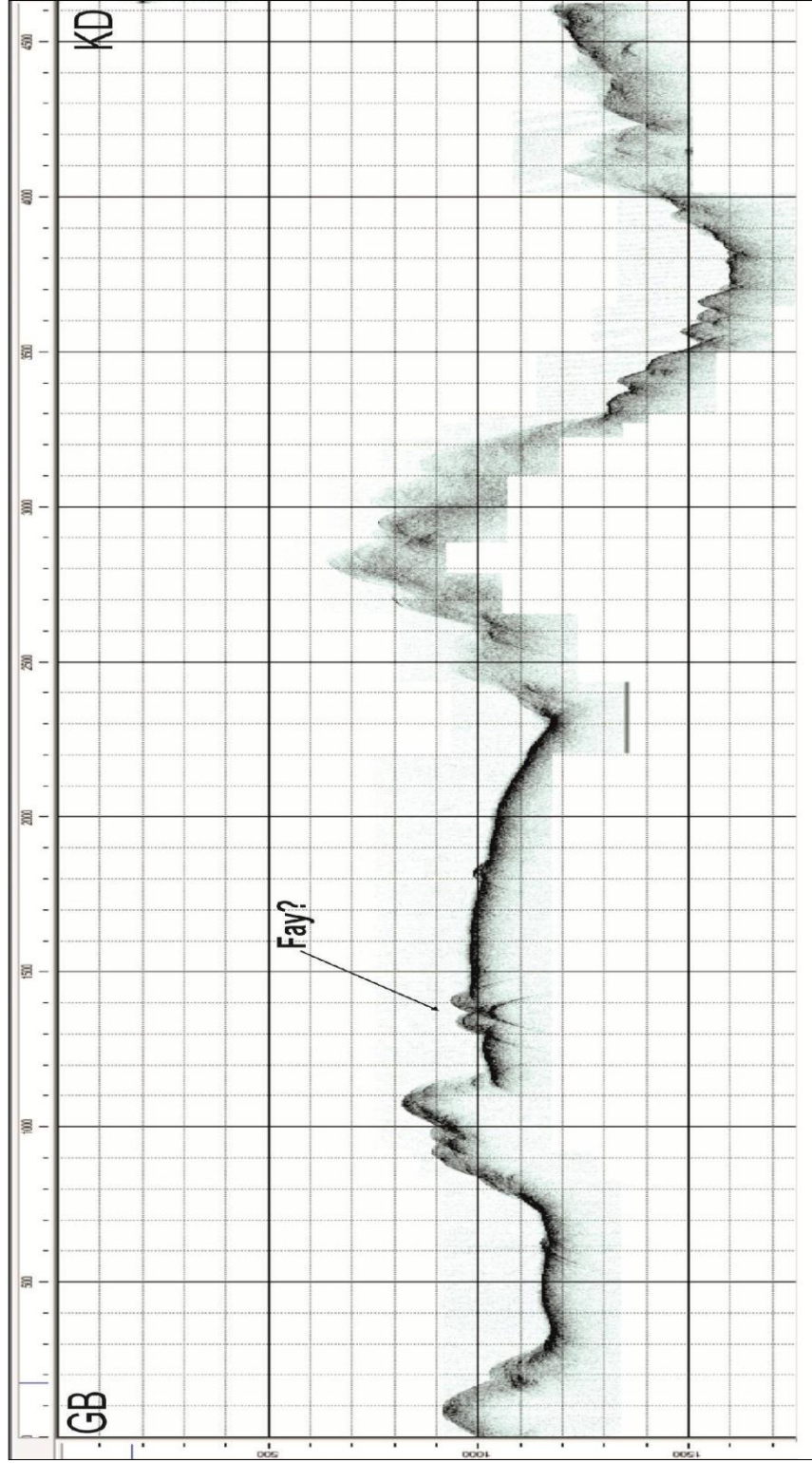
Şekil 3.33 DK10-01 nolu chirp sismik kesiti.



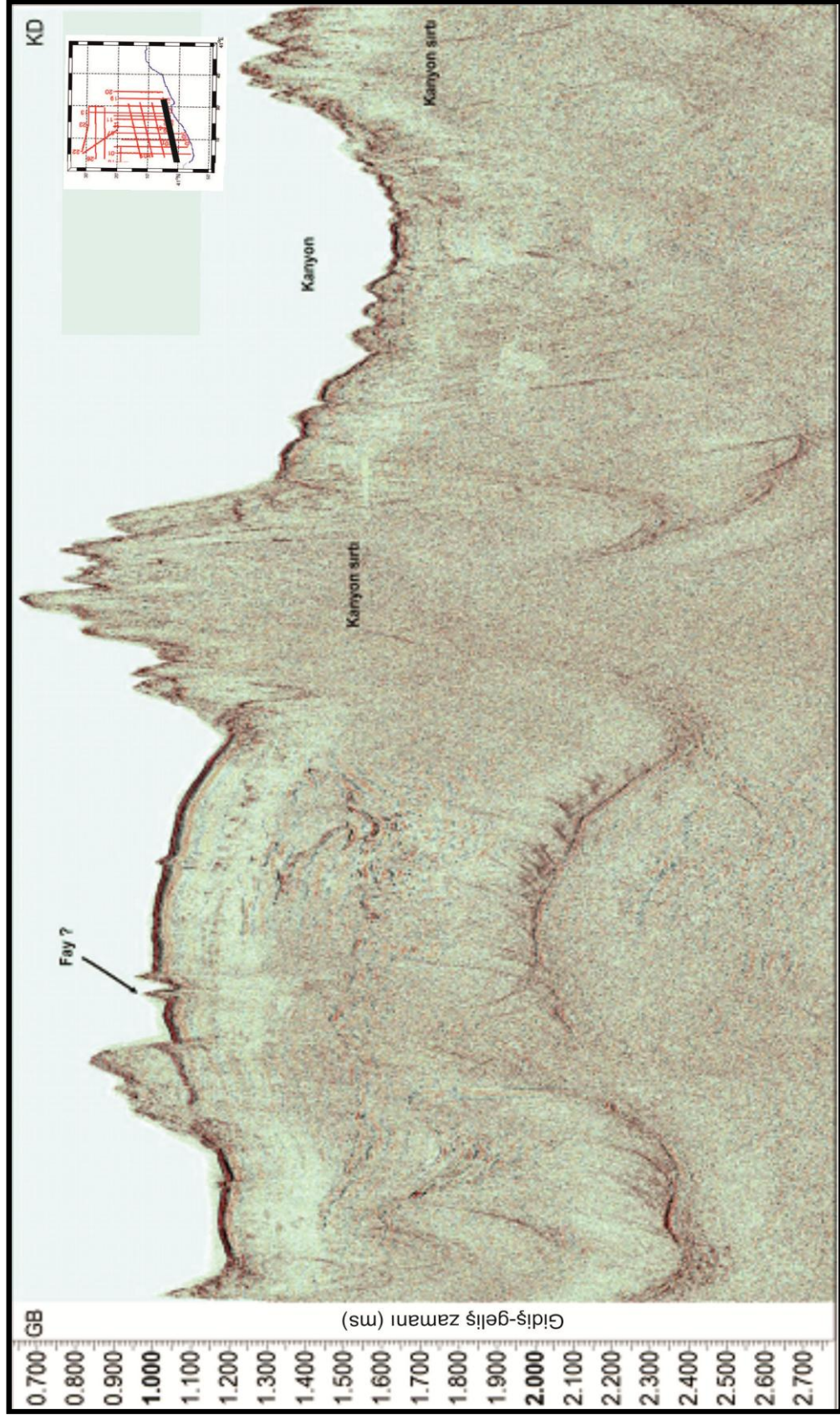
Şekil 3.34 DK10-01 nolu sismik yansımada hattı.



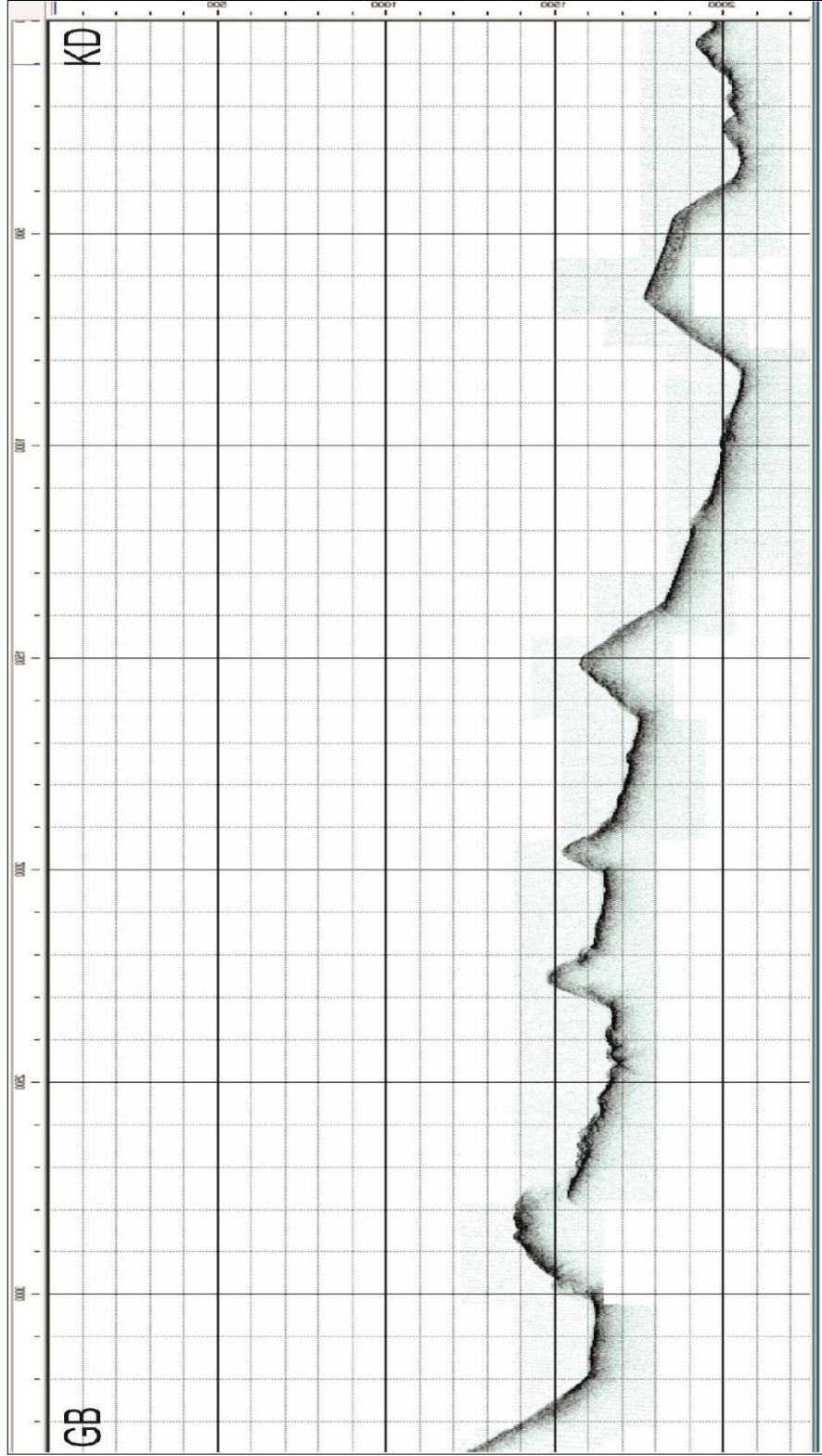
Şekil 3.35 DK10-01 nolu sismik yansıma hattı.



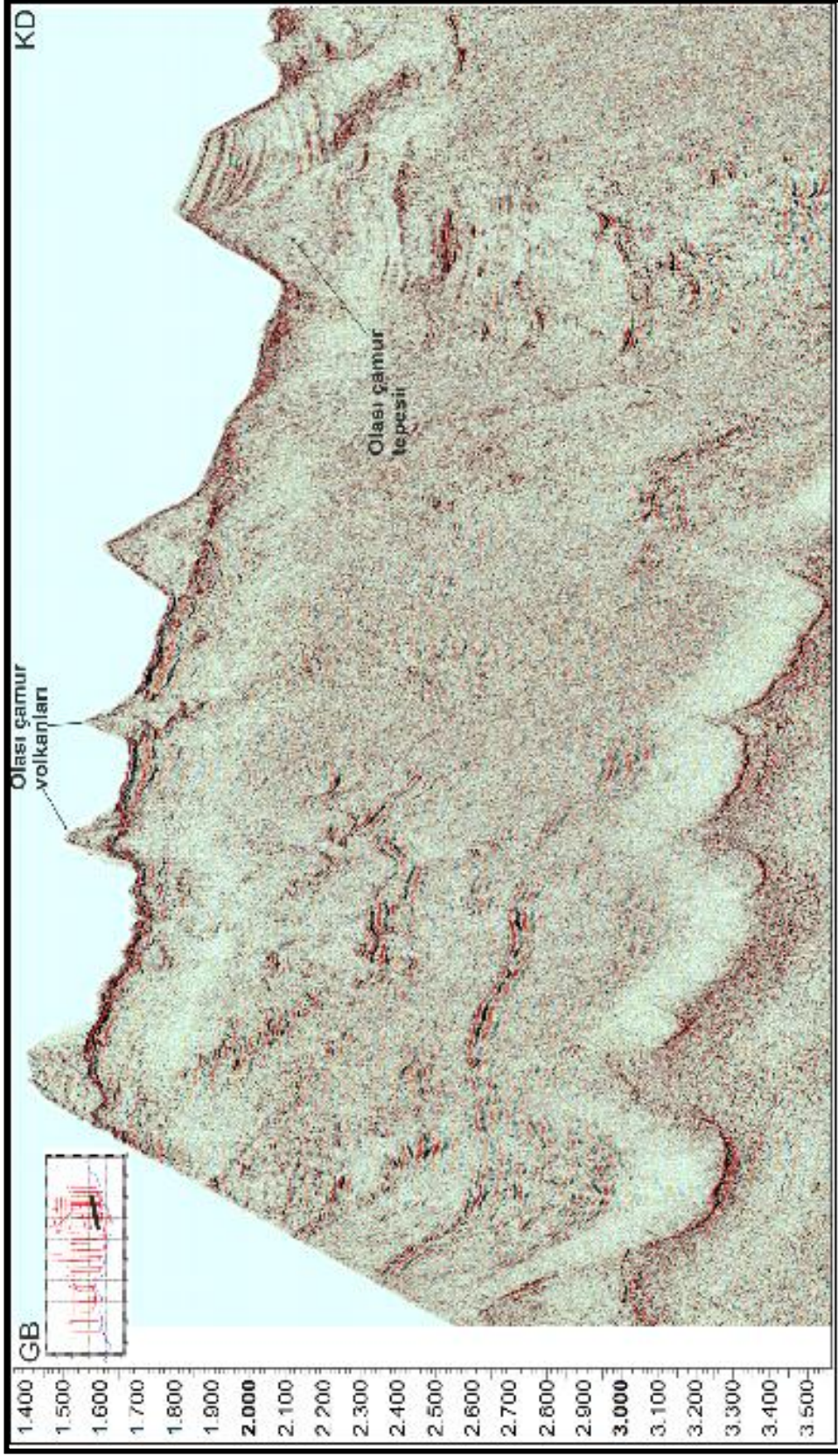
Şekil 3.36 DK10-X01 nolu chirp sismik kesiti.



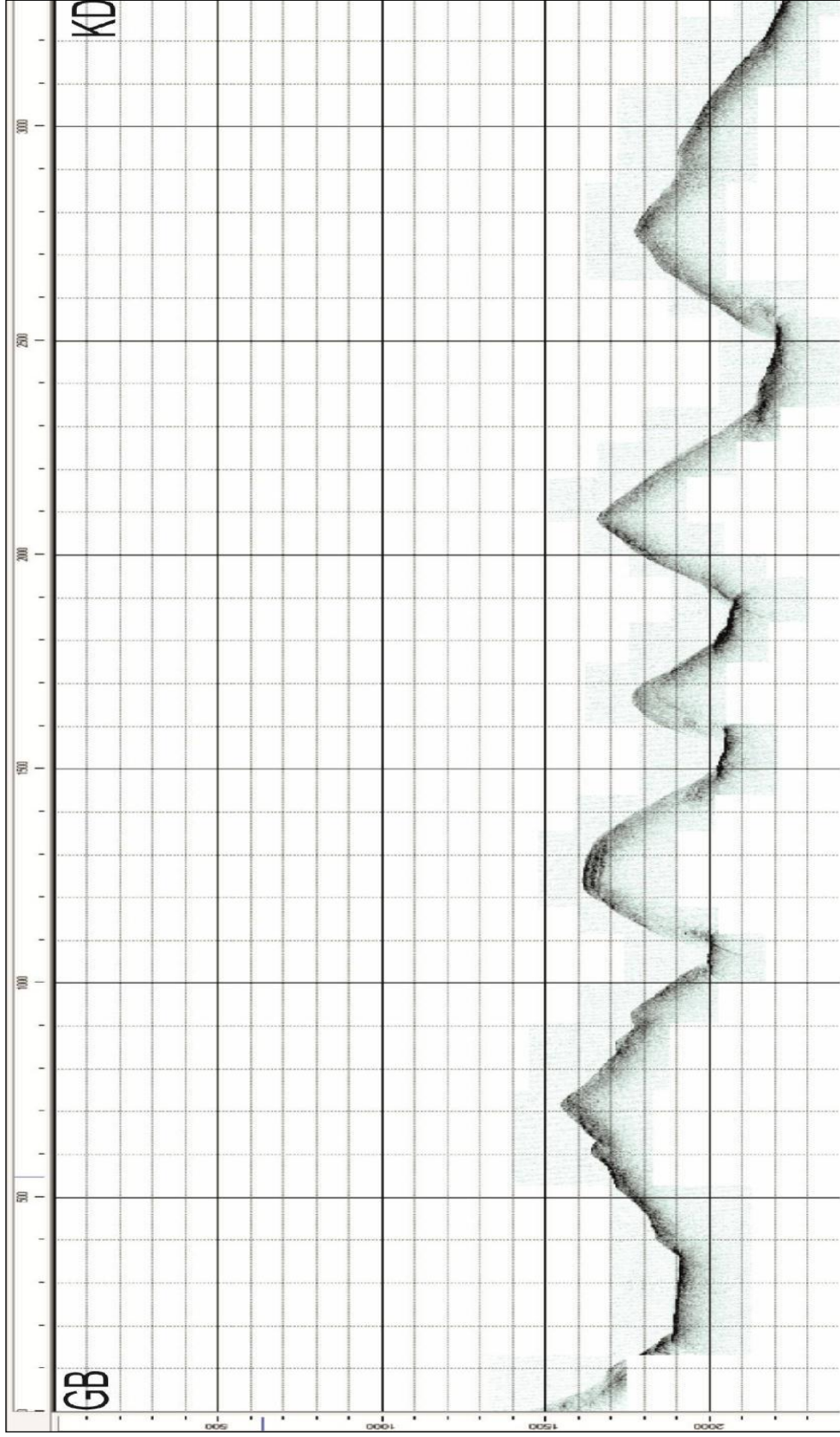
Şekil 3.37 DK10- X01 nolu sismik yansıma kesiti.



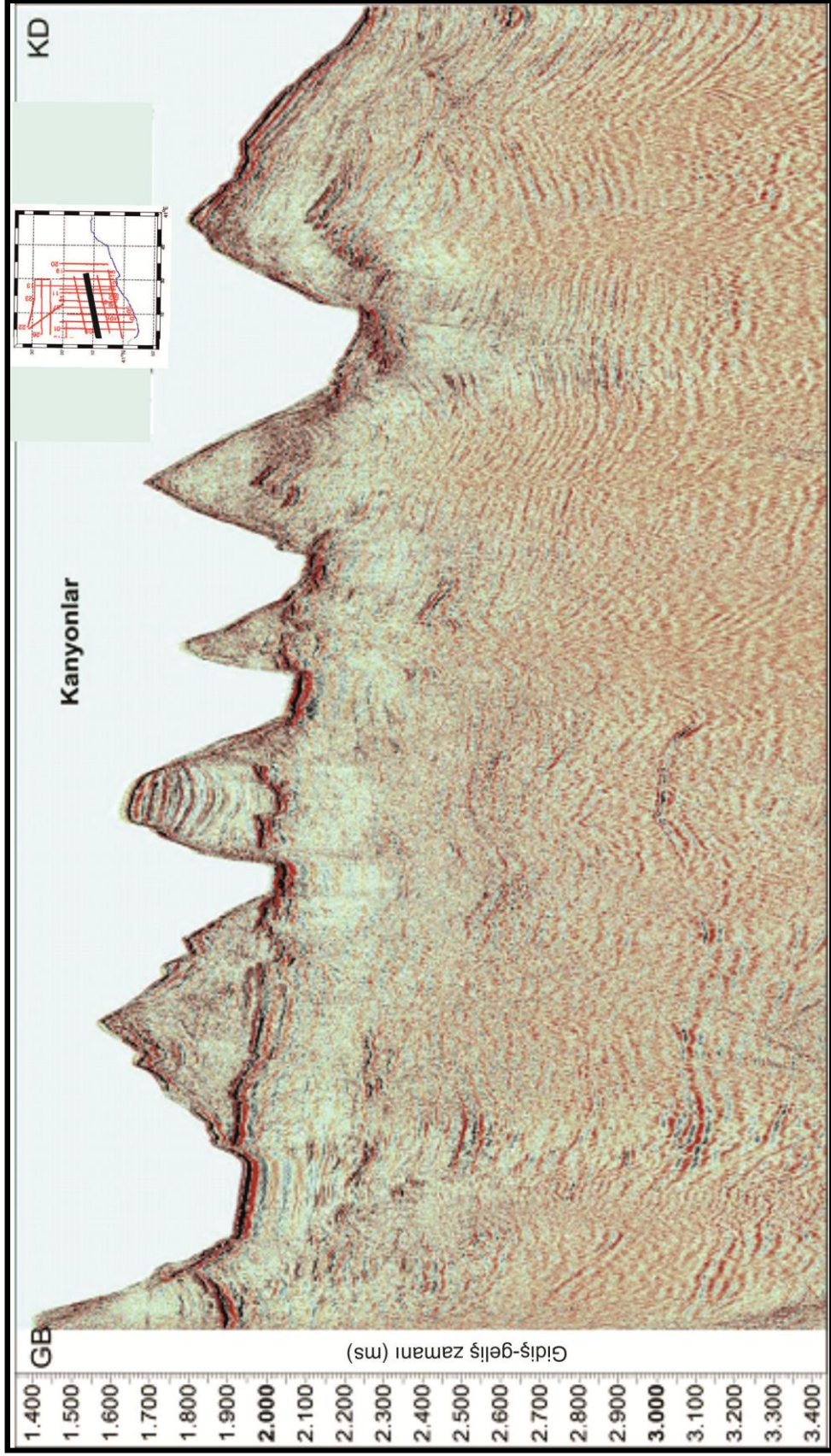
Şekil 3.38 DK10-X02 nolu Chirp sismik kesiti.



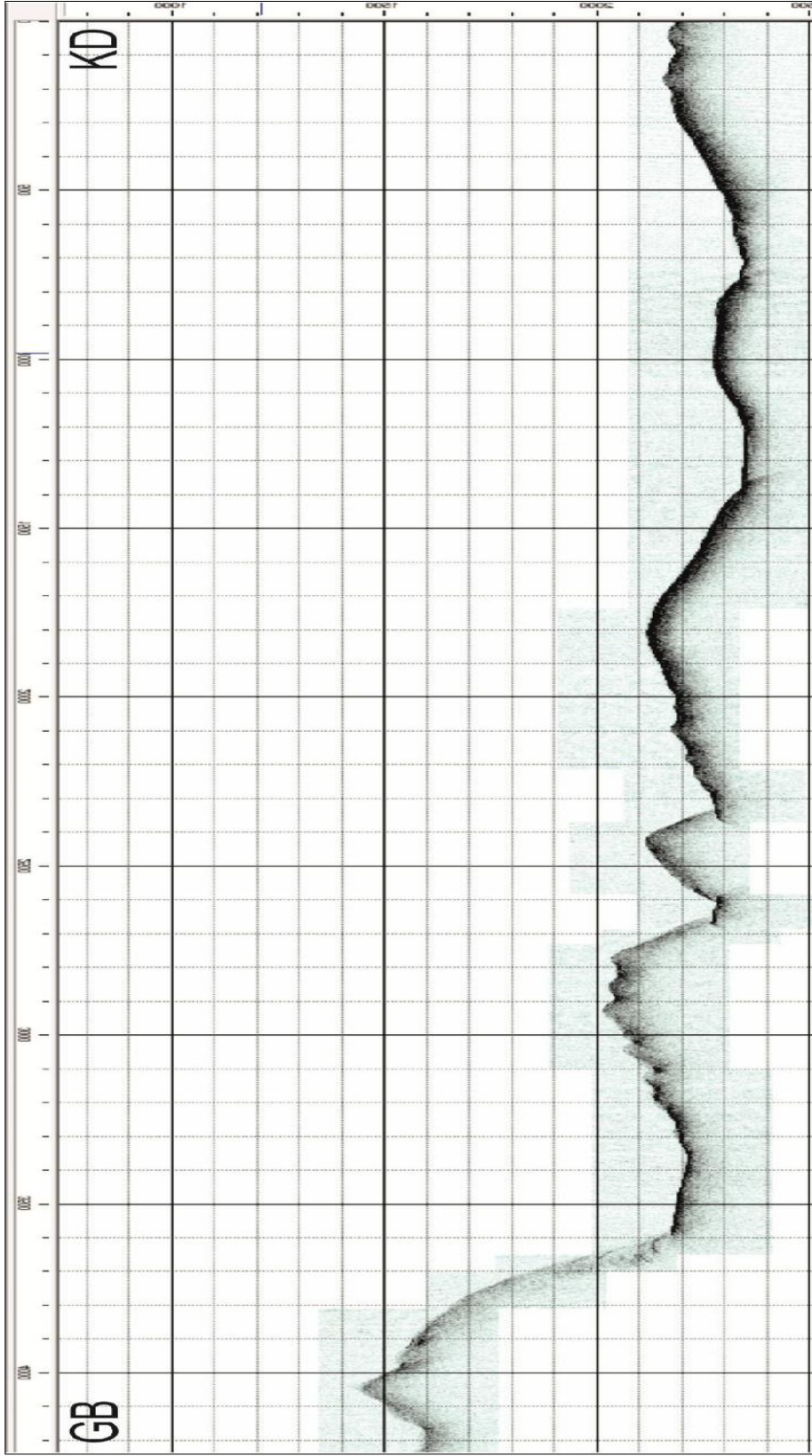
Şekil 3.39 DK10-X02nolu sismik yansıma kesiti.



Şekil 3.40 DK10- X03 nolu Chirp sismik kesiti.



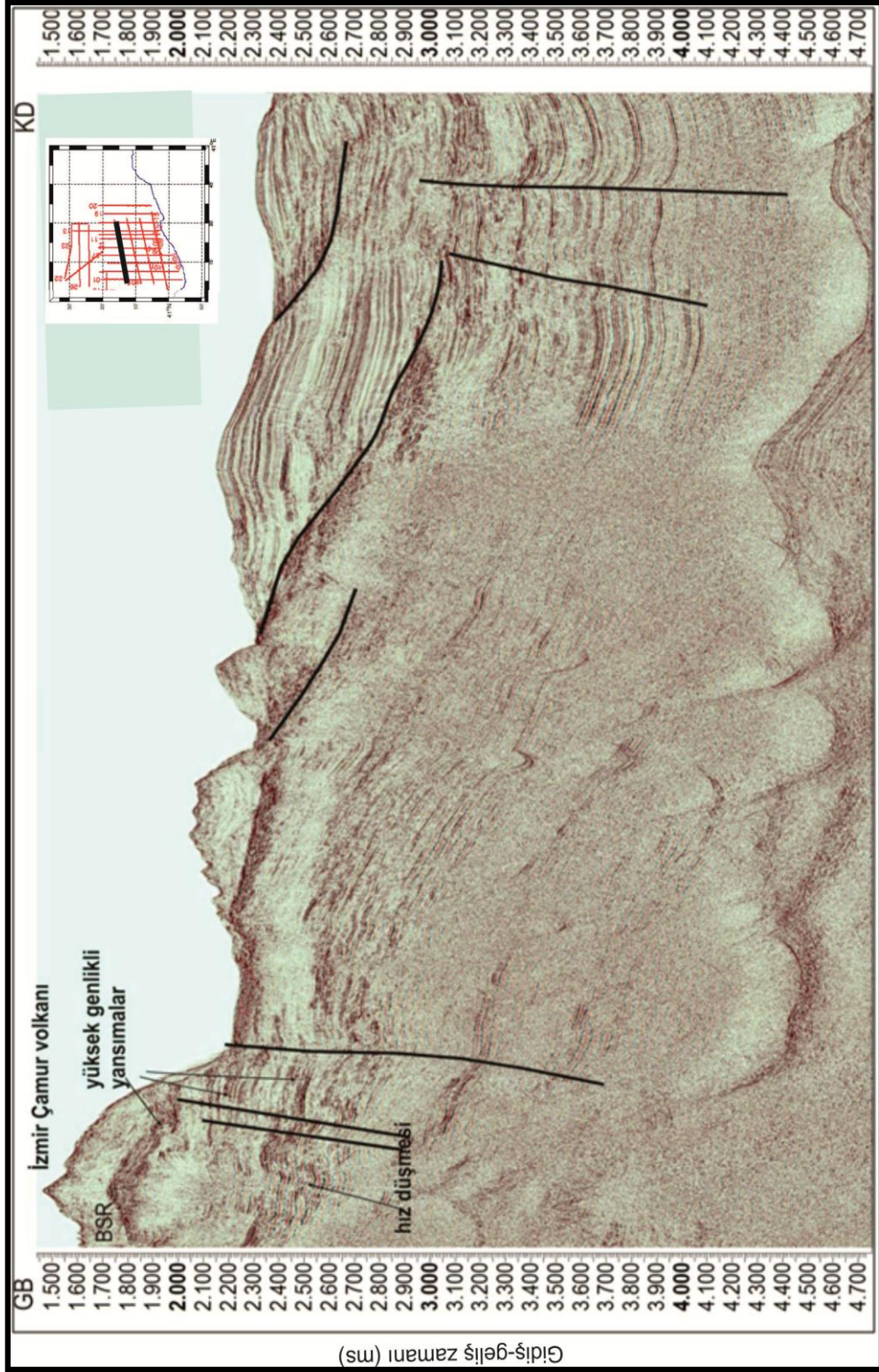
Şekil 3.41 K-G yönlü DK 10-X03 no'lu sismik yansıma kesiti.



Şekil 3.42 DK10- X04 nolu Chirp sismik kesiti.



Şekil 3.43 DK10- X04nolu sismik yansımaya kesiti.



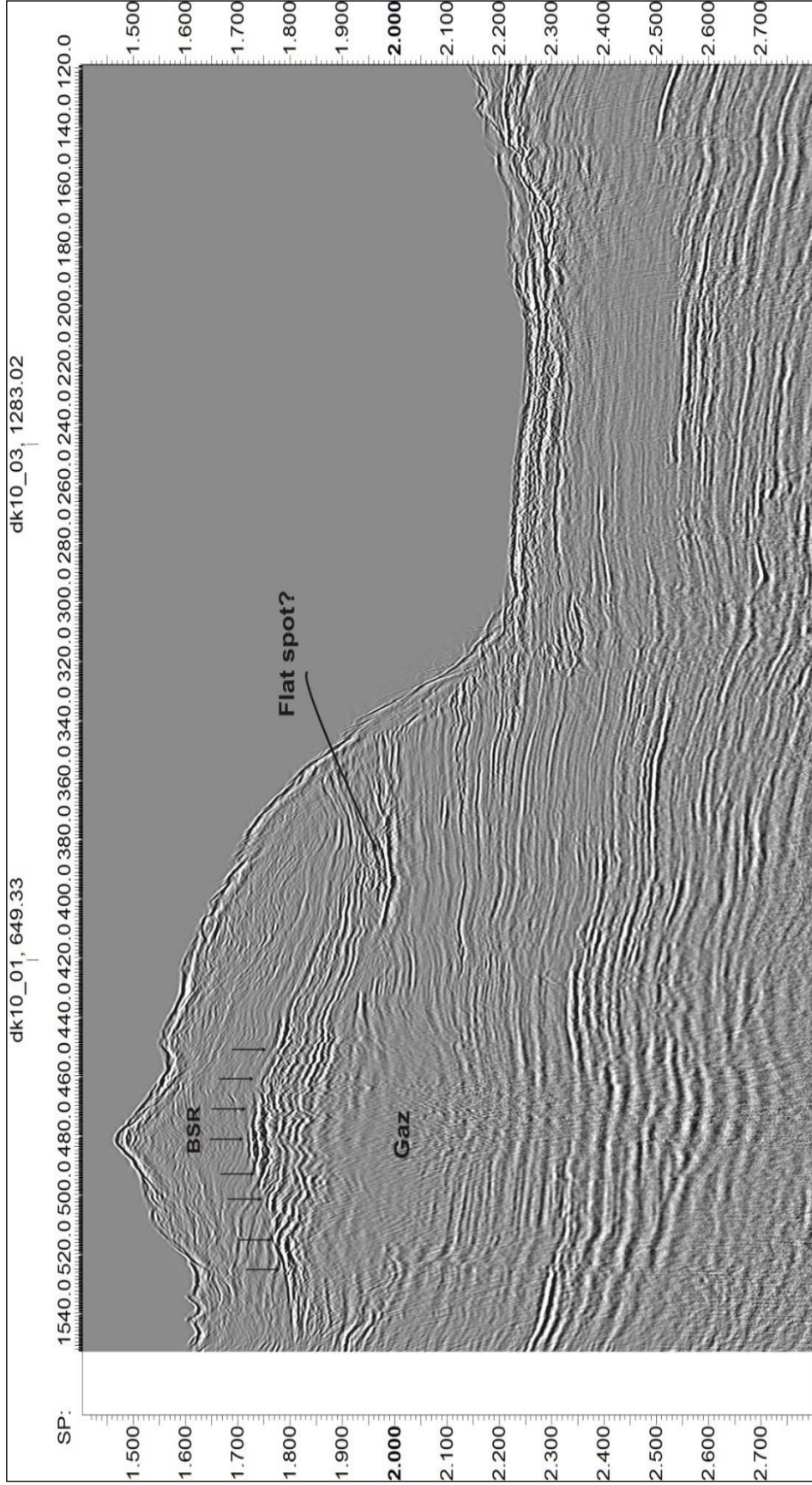
Şekil 3.44 DK10- X04nolu sismik yansıma kesiti.

Daha önce yapılan çalışmalarda çamur volkanlarında gaz hidratların örneklenmesi yaygın olarak rastlanmıştır. Bu yansımaların BSR olup olmadığını anlamak için AVO analizi uygulanmıştır. Çamur volkanının sağ tarafında 1900-2500 ms'ler arasında yüksek genlikli paralel yansımalar gözlenmekte ve gazın varlığını işaret etmektedir. Bu paralel yansımalar içerisinde gözlenen kaotik yansımalar Gürcistan tarafından gelen nehrin Lowstand (düşük suseviyesi) zamanında taşıdığı tortullar olarak yorumlanabilir. Sismik kesitin ortasında ise aksutik maskelenmeler ise gazın varlığını işaret etmektedir. Sismik kesitin KD'sunda kayma düzlemi gibi gözlenen yansımalar iki farklı seviyedeki olası kanal varlığını işaret etmektedir.

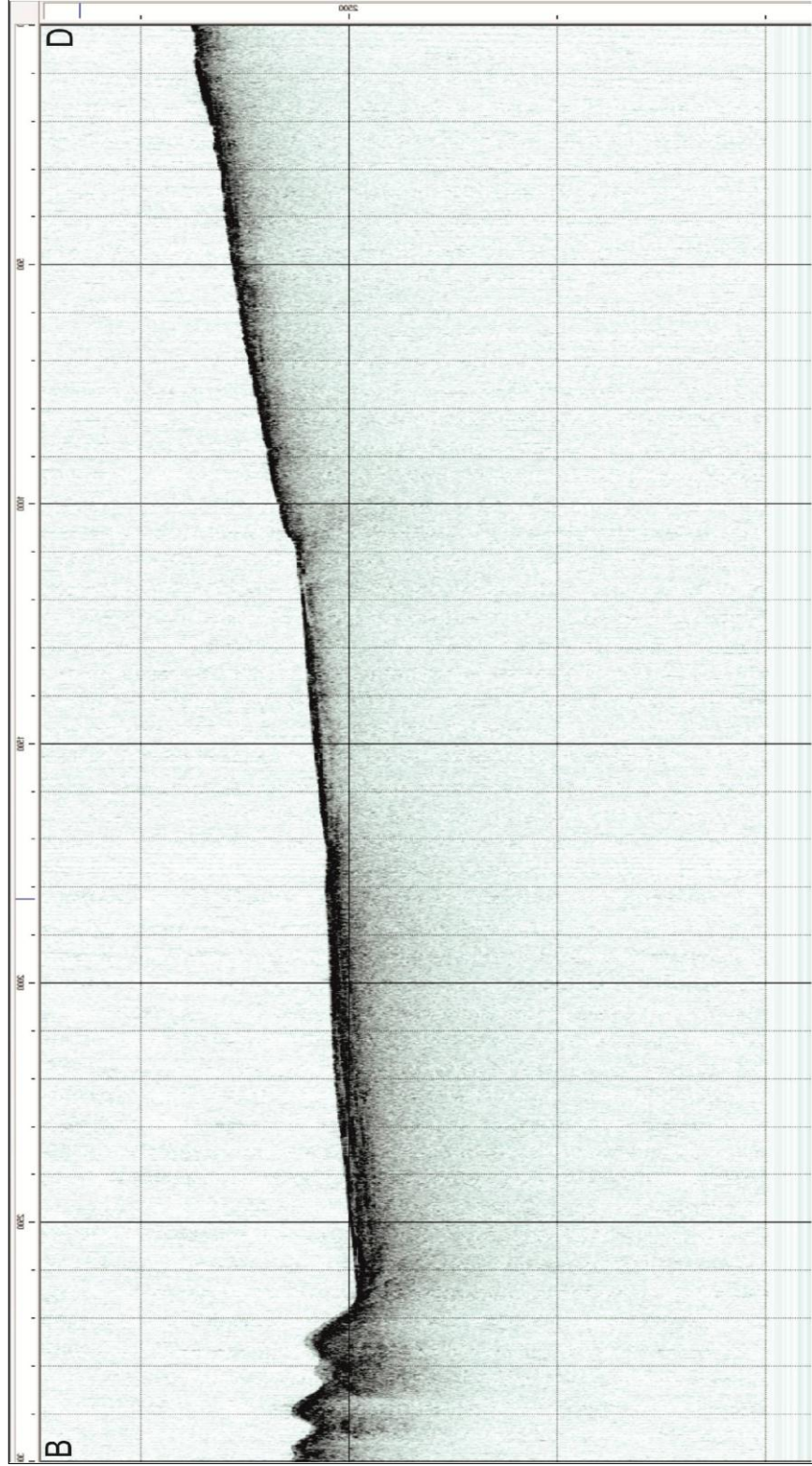
Şekil 3.45'de Sismik kesitin gri ölçekteki sunumunda, tabana benzeyen yansıma yüzeyi (BSR) daha belirgin olarak gözlenmektedir. Gaz Hidratların varlığının belirteçidir. Ayrıca düz yansıma (flat spot) olarak isimlendirilen yansımalar da sıvı varlığını işaret etmektedir. Çamur volkanının beslenme kanalı da gri ölçekte daha belirgindir.

Şekil 3.46'da DK10-25 nolu Sismik hattın Chirp verisi gösterilmektedir. Kesitin batısında tümsek şekilli yapılar Şekil 3.47'da verilen Sismik hatta daha belirgin olarak gözlenen tortul dalgaları olarak yorumlanmıştır. D-B uzanımlı olan bu sismik hattın batısında düzgün tabakalanma gözlenirken orta kısmında gazın varlığını belirten akustik boşluk zonları gözlenmektedir.

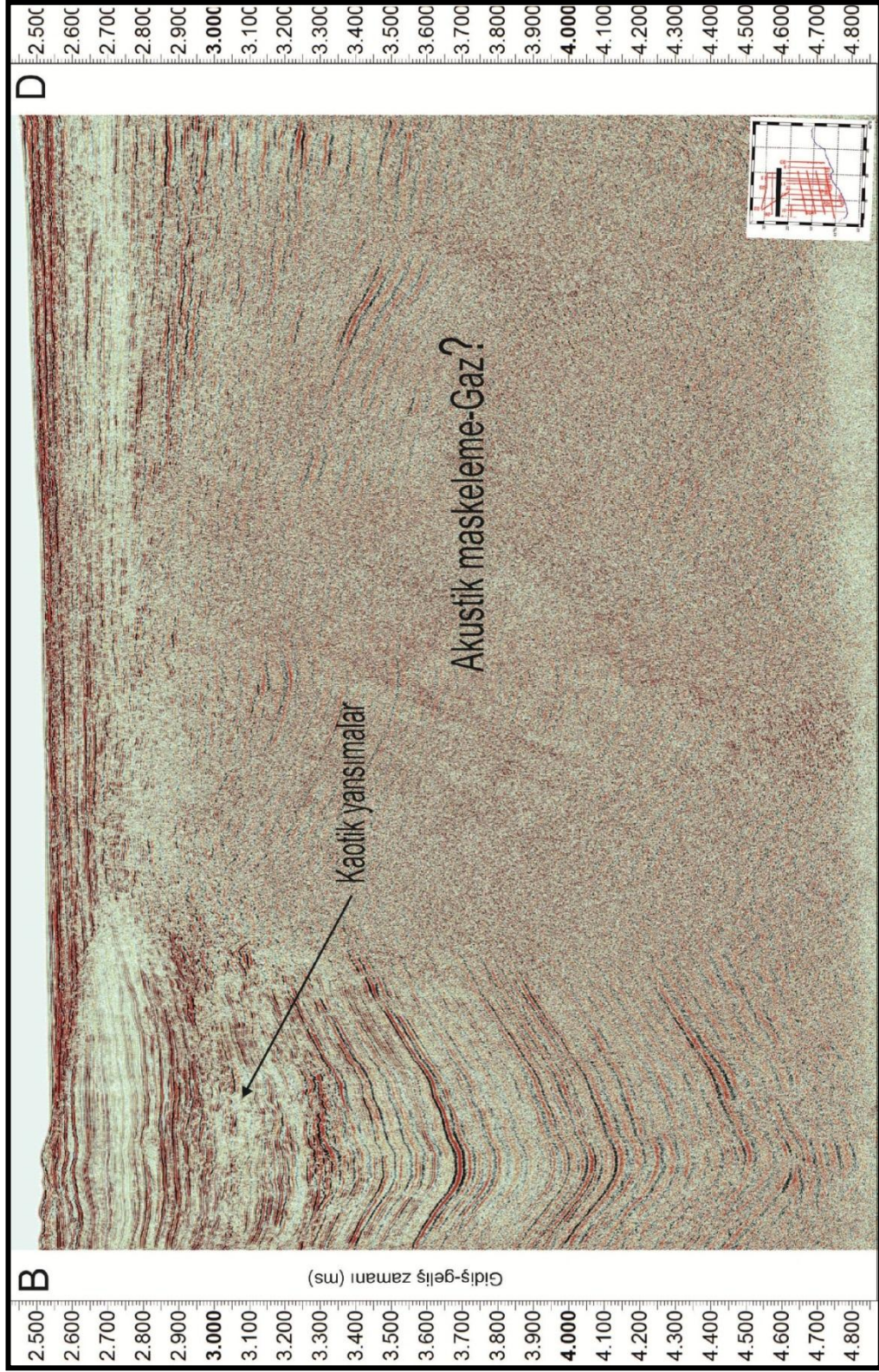
Şekil 3.52'deki DK 10-26 nolu hattın sismik kesitinde Doğu Karadeniz baseni için tipik olan kontruitler gözlenmektedir. Kontruitlerin altında yüksek genlikli yansıma yüzeyi çok belirgindir. Kesitin derinlerinde gazın varlığını işaret eden akustik maskelenmeler de yer almaktadır. Şekil 3.56 ve Şekil 3.57 DK10-22 ve Şekil 3.154 DK10-23 nolu sismik hatlar çok kısa hatlar olup diğer hatlardaki seviyeleri ilişkilendirmek için toplanmış olup bu DK-22 nolu hatta gözlenen kaotik yansımalar Gürcistan'dan Doğu Karadeniz'e doğru giriş yapan fan deltasının low stand çökelleri ile ilişkili olabileceği düşünülmektedir.



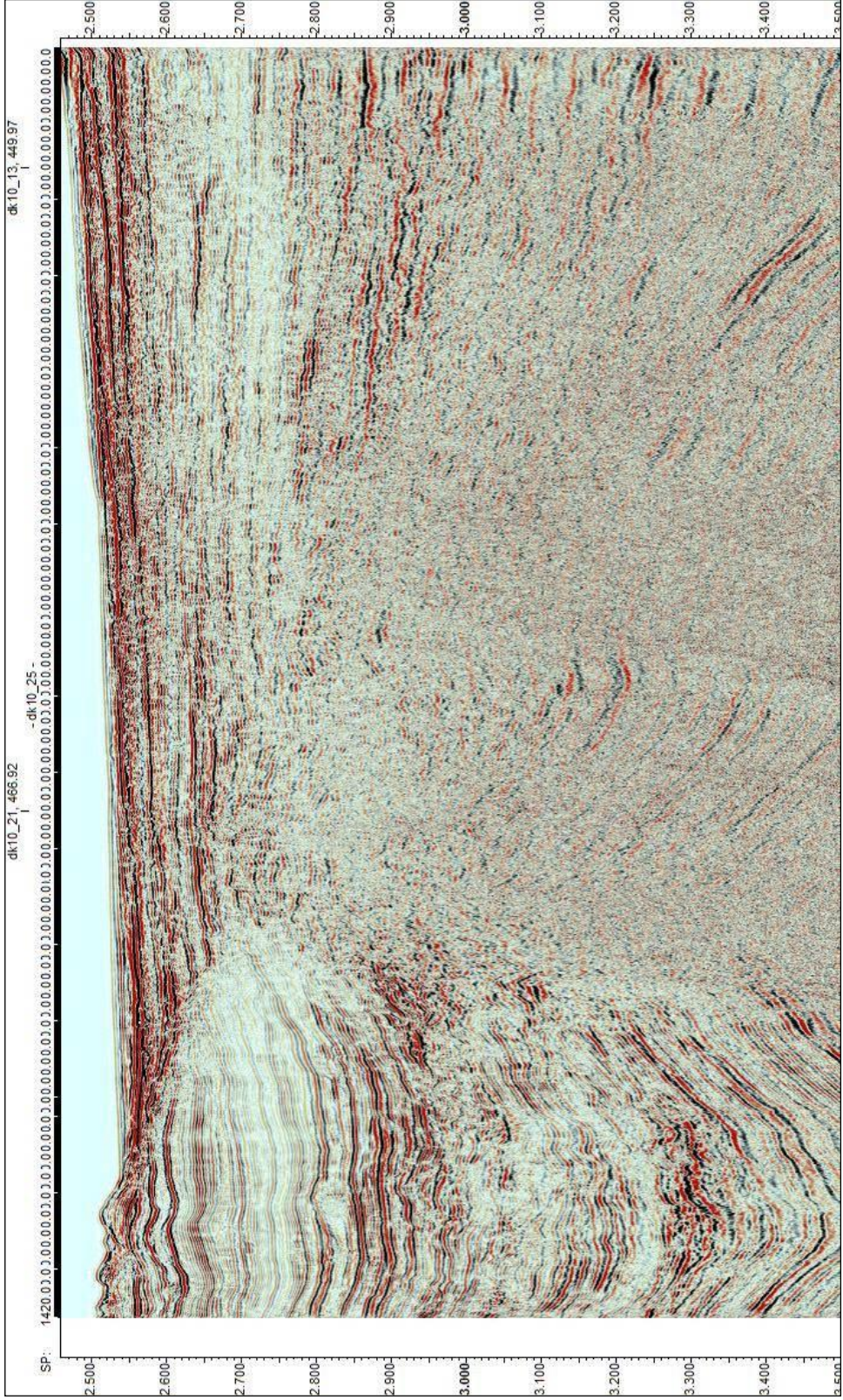
Şekil 3.45 DK10- X04nolu sismik yansım kesitindeki İzmir çamur volkanının büyütülmüş görüntüsü.



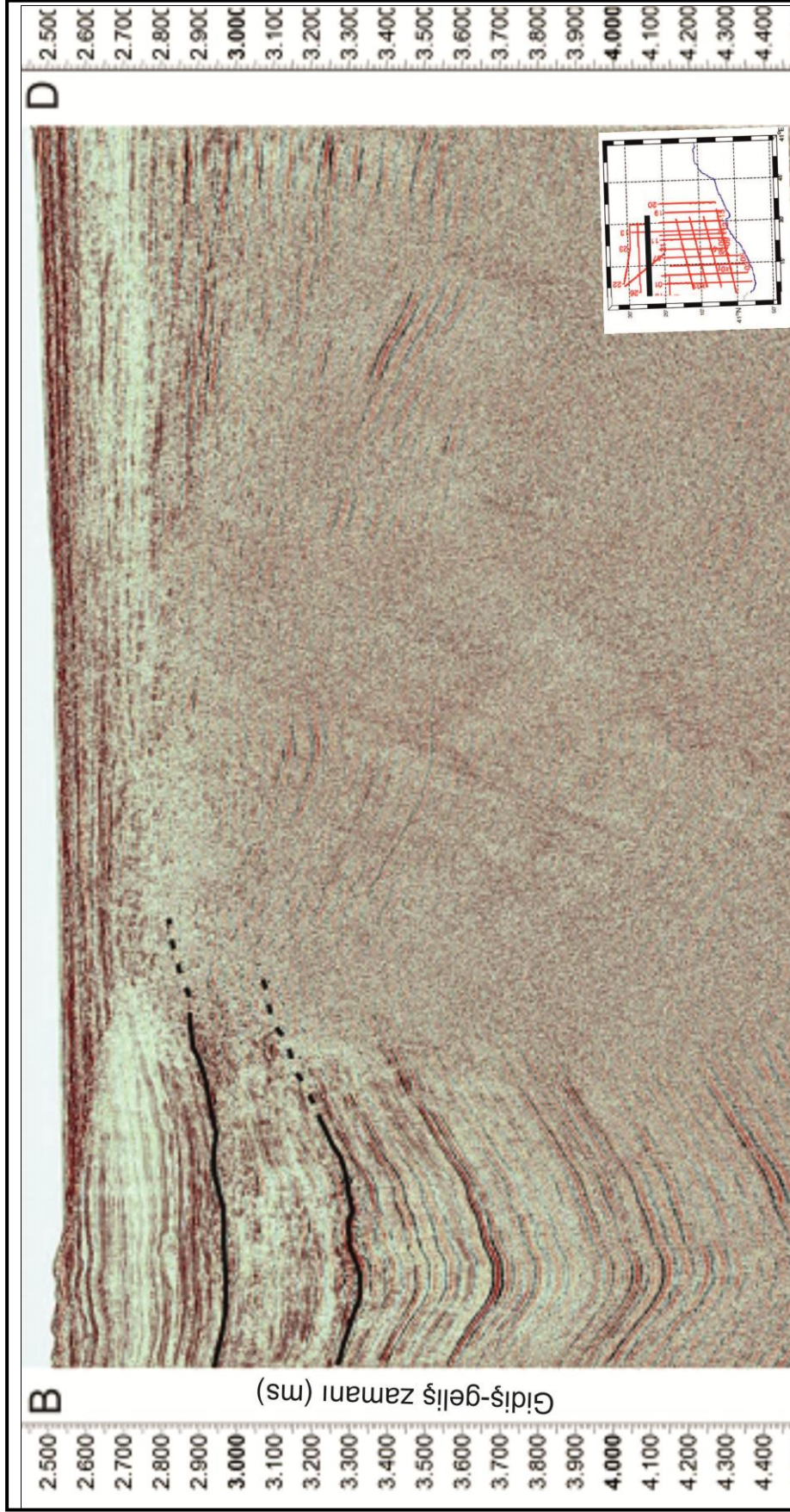
Şekil 3.46 DK10-25 nolu Chirp sismik kesiti.



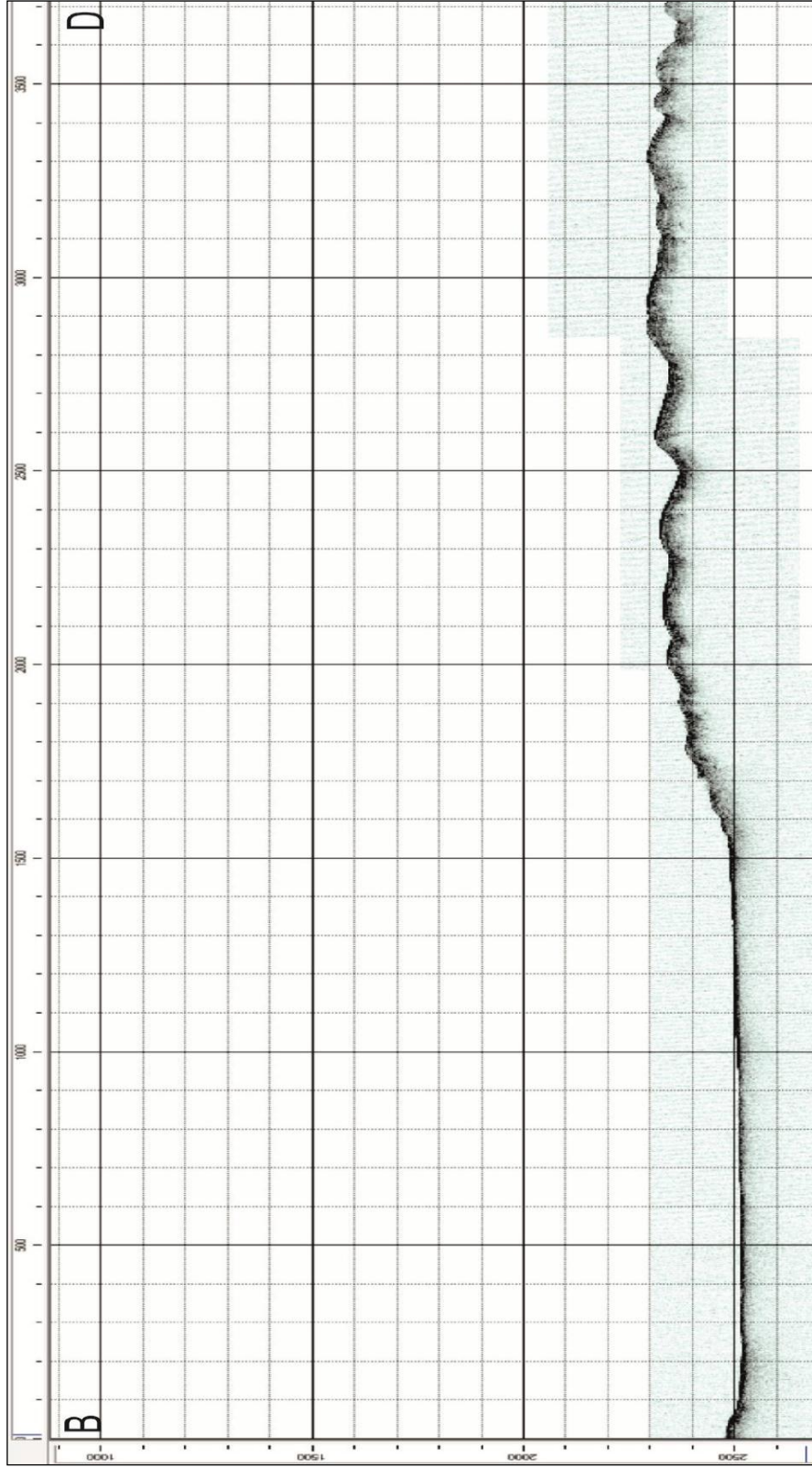
Şekil 3.47 DK10-25 nolu sismik yansıma kesiti.



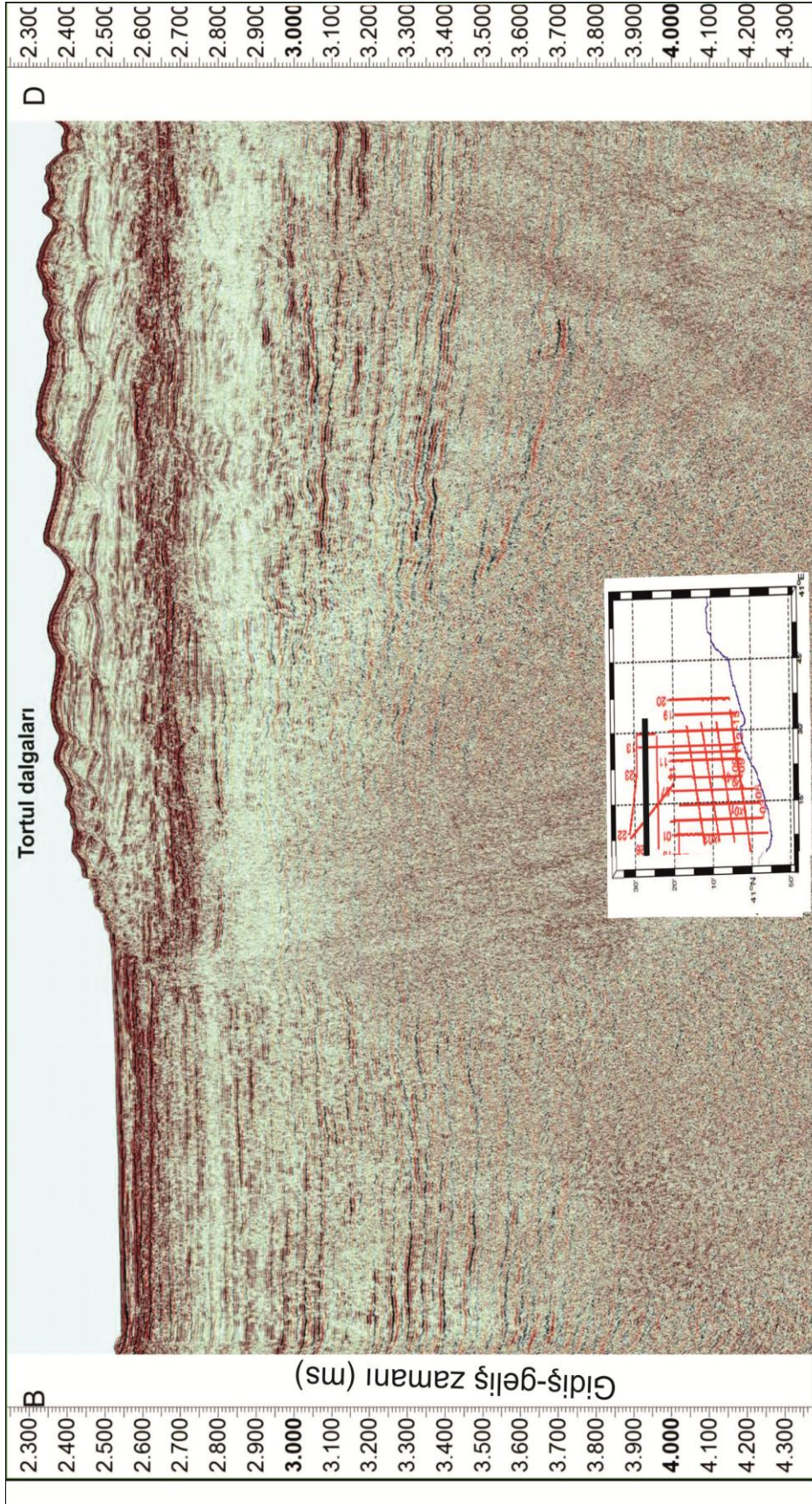
Şekil 3.48 Dk10-25 nolu sismik kesitin yakınlaştırılmış görüntüsü.



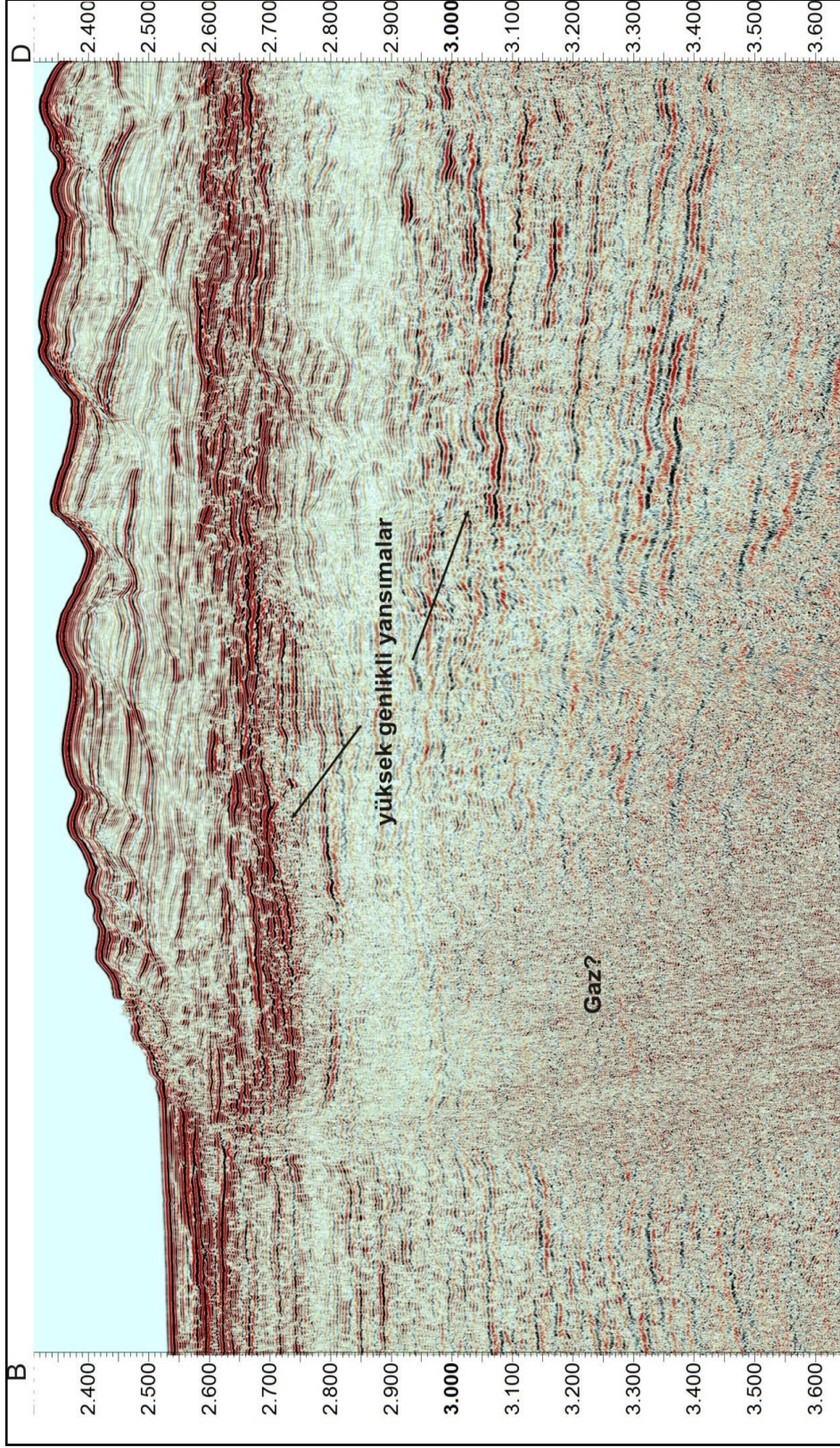
Şekil 3.49 Dk10-25 nolu sismik kesitin yorumlanmış görüntüsü. Dk10-25 nolu sismik kesitin yorumlanmış kesitinin batı kısmında üstte paralel tabakalanmalar gözlenirken, 2900-3300 ms derinlikleri arasında kaotik yansıma paketi gözlenmektedir.



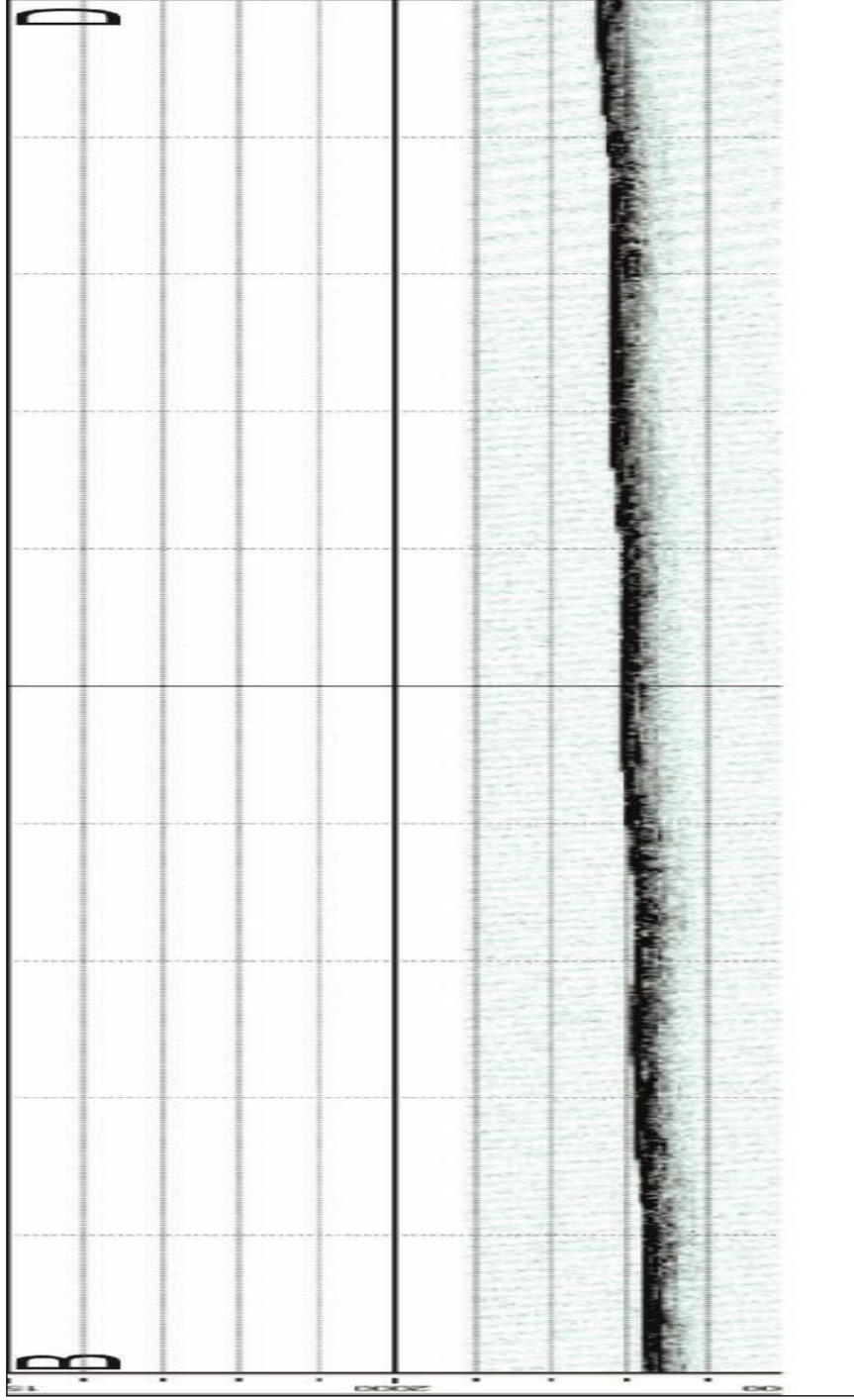
Şekil 3.50 DK10-26 nolu Chirp sismik kesiti



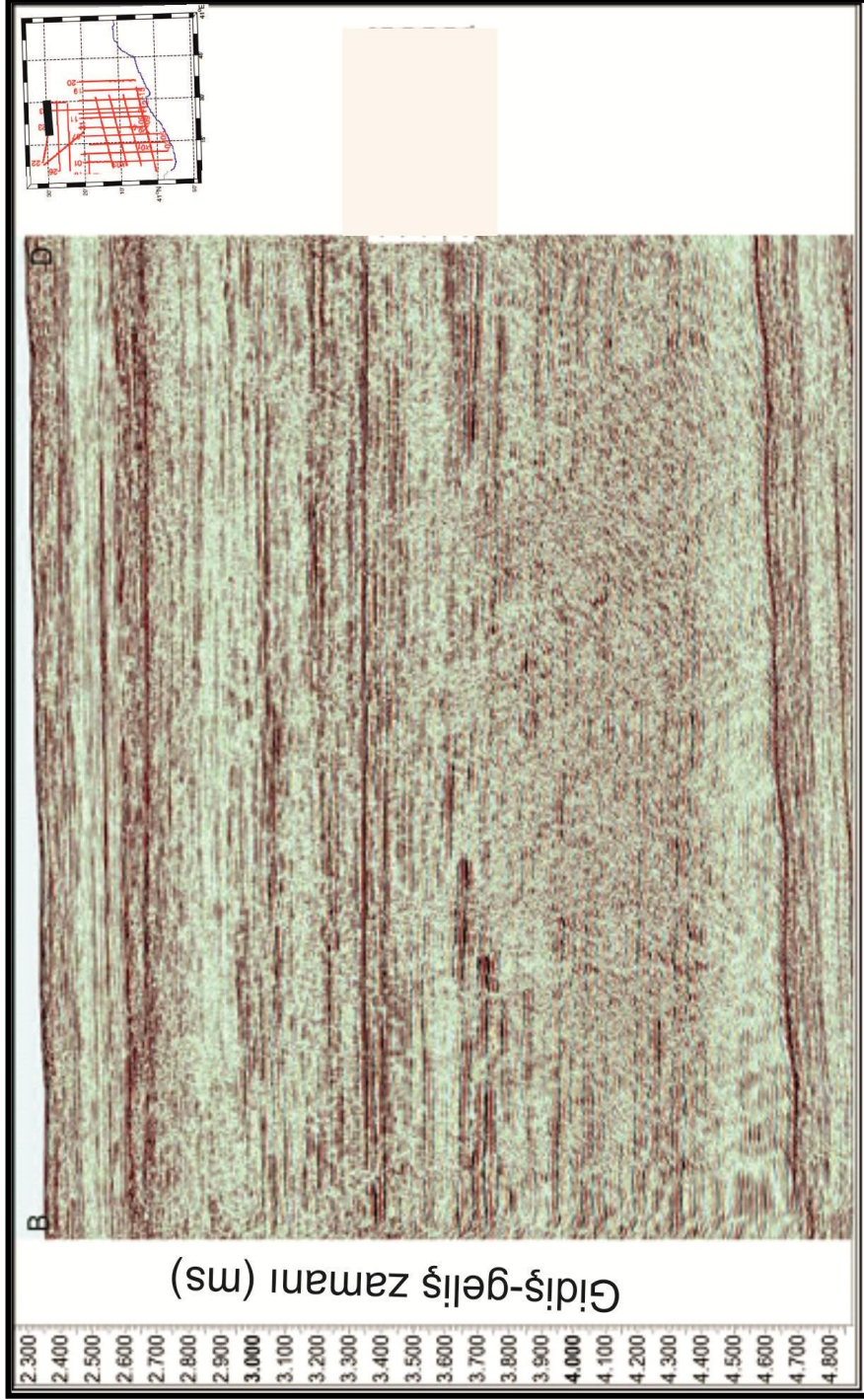
Şekil 3.51 DK10-26nolu sismik yansımada hattı.



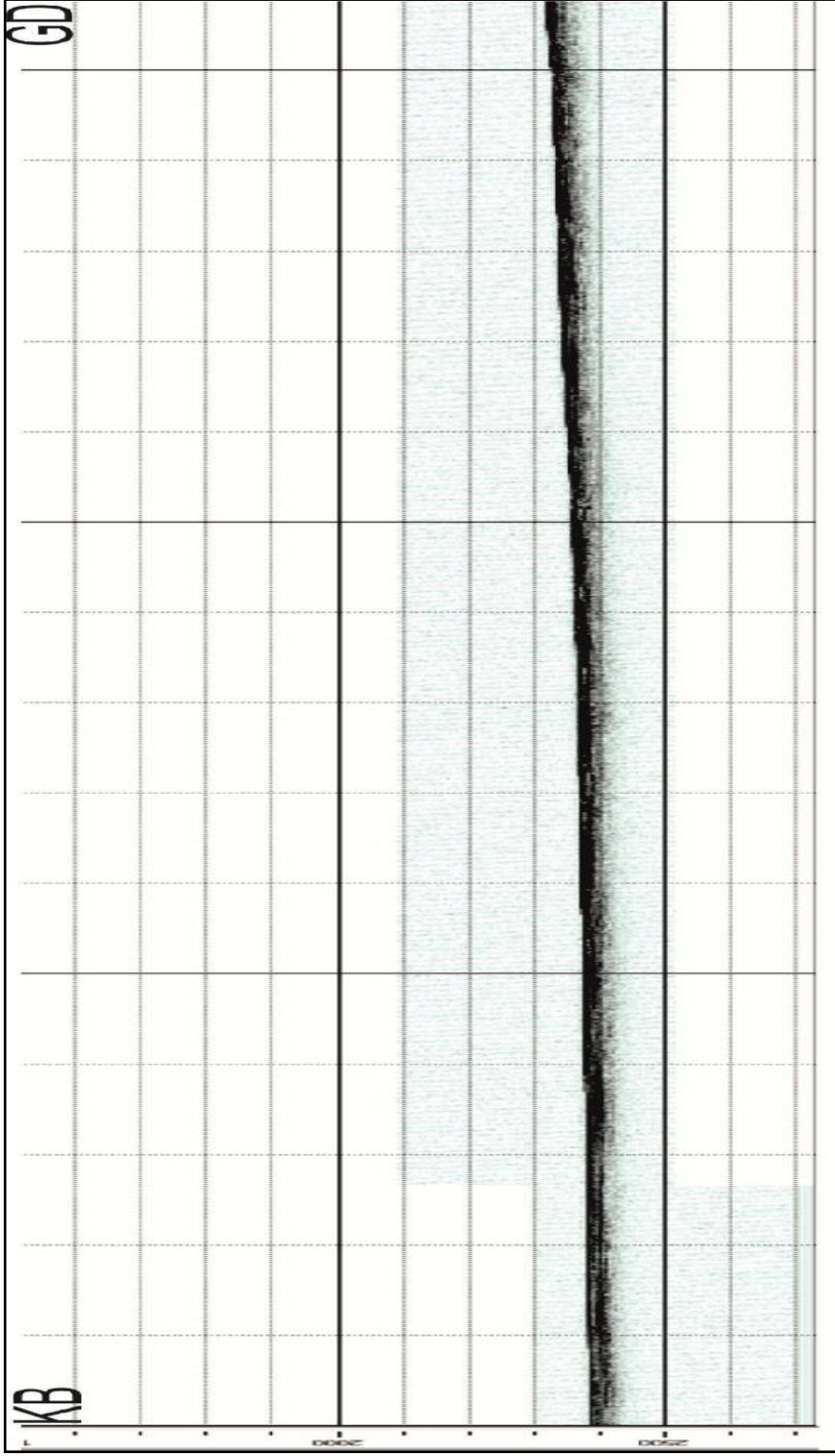
Şekil 3.52 DK 10-26 nolu sismik kesitte gözlenen tortul dalgaları.



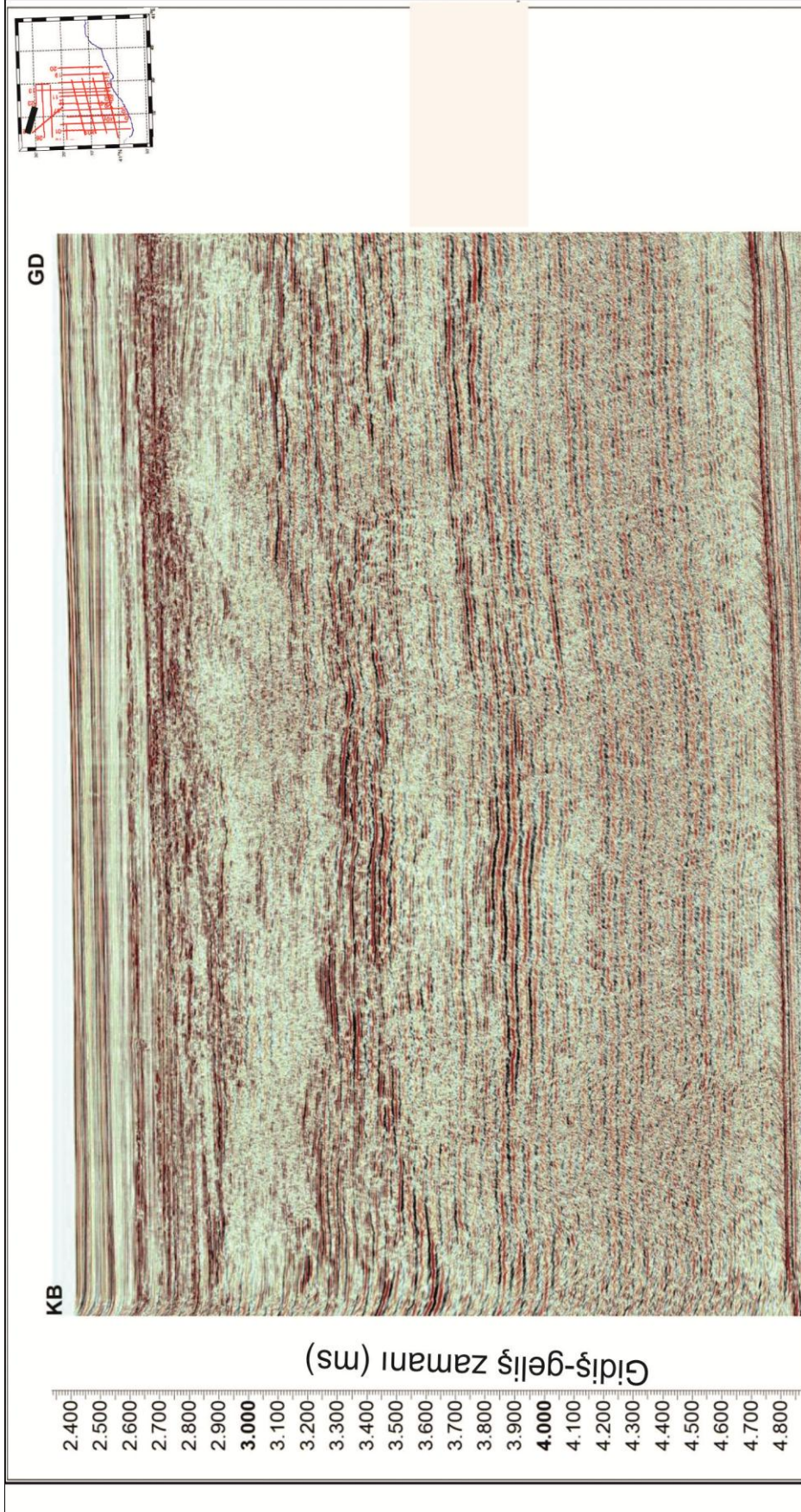
Şekil 3.53 DK10-23 nolu Chirp sismik kesiti.



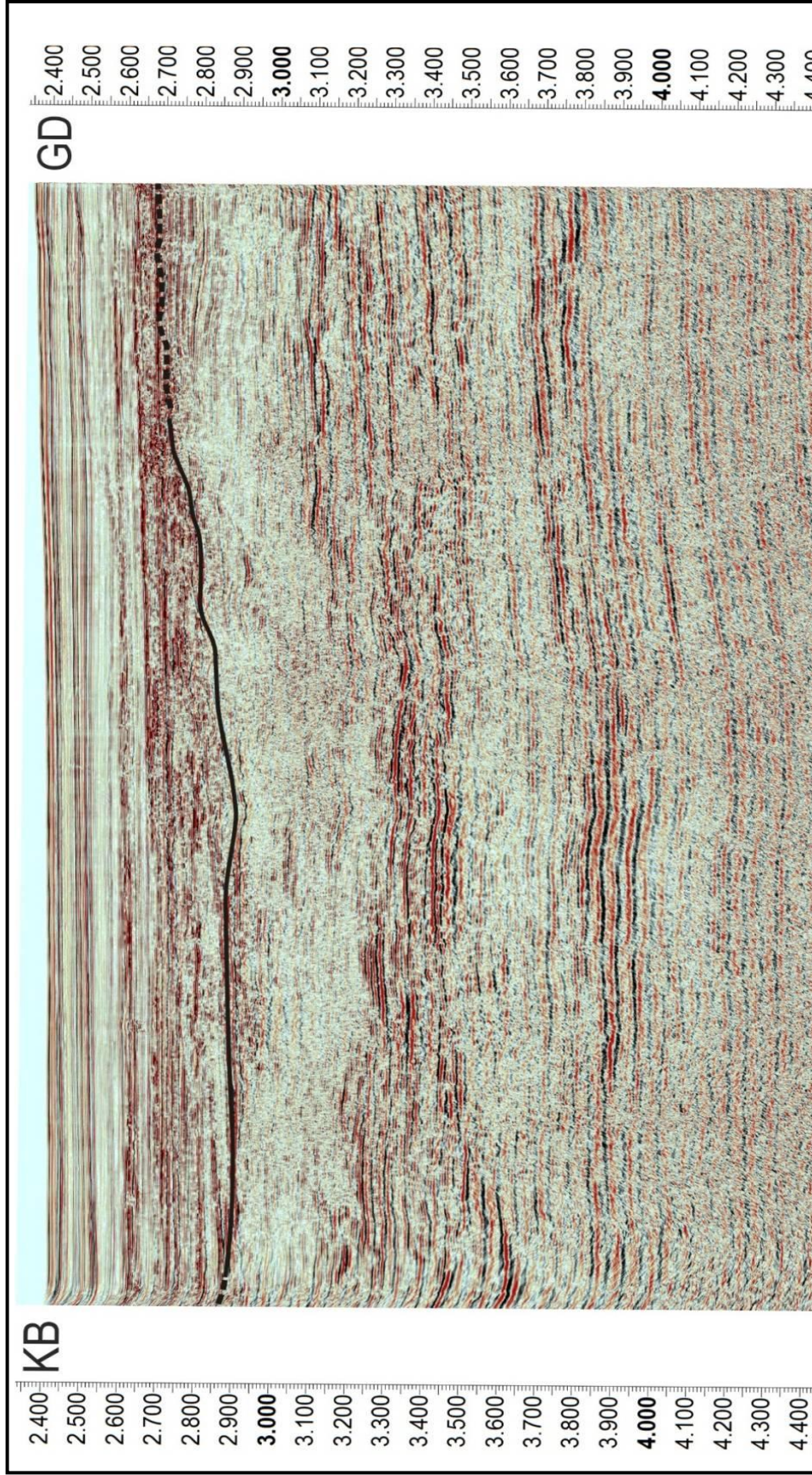
Şekil 3.54 DK10-23 nolu sismik yansıma hattı. Karadenizdeki abisal düzlükte yaygın olarak gözlenen paralel yansıma derinlerde yer yer yamalı olarak gözlenmektedir.



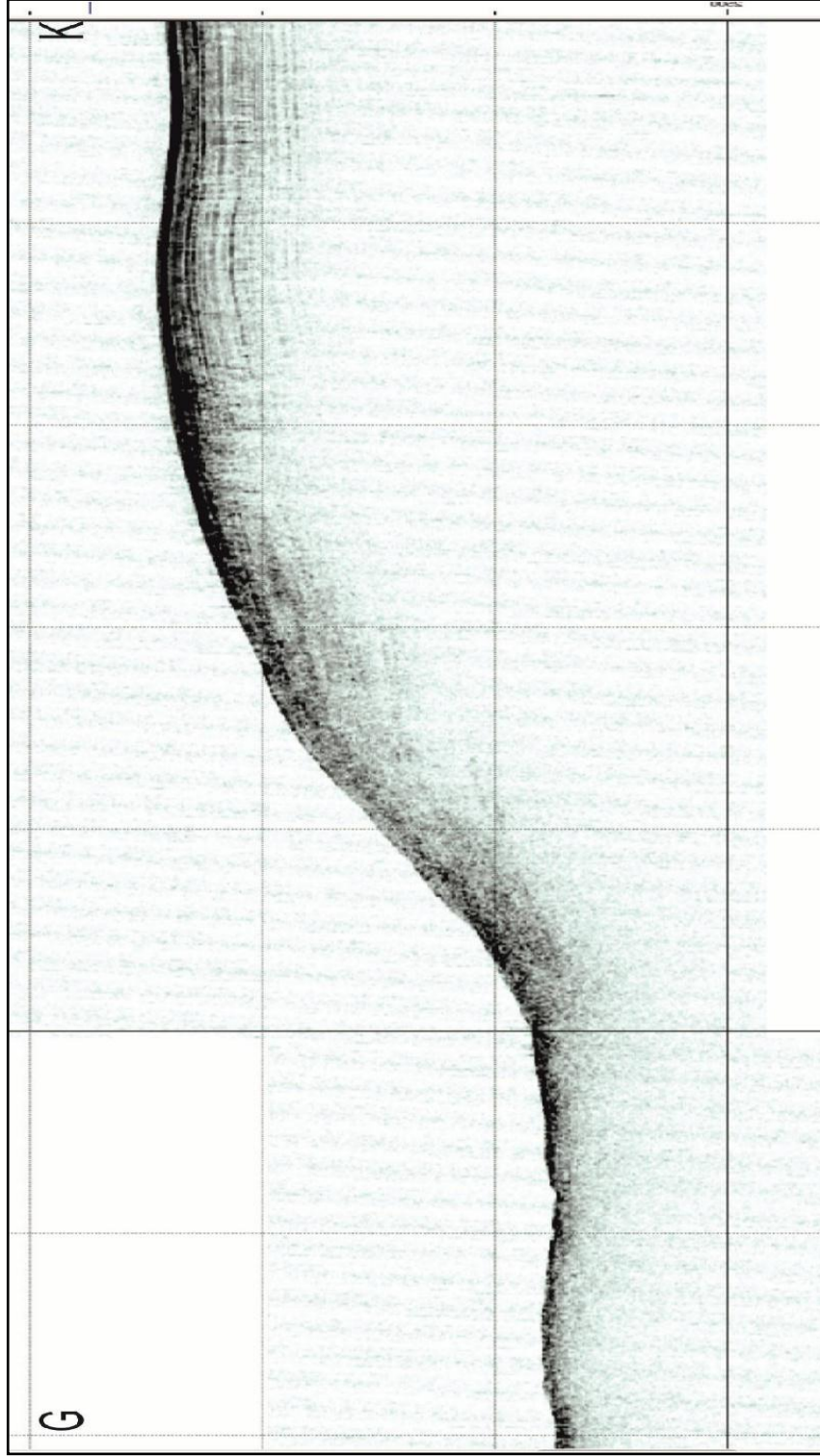
Şekil 3.55 DK10-22 nolu Chirp sismik kesiti.



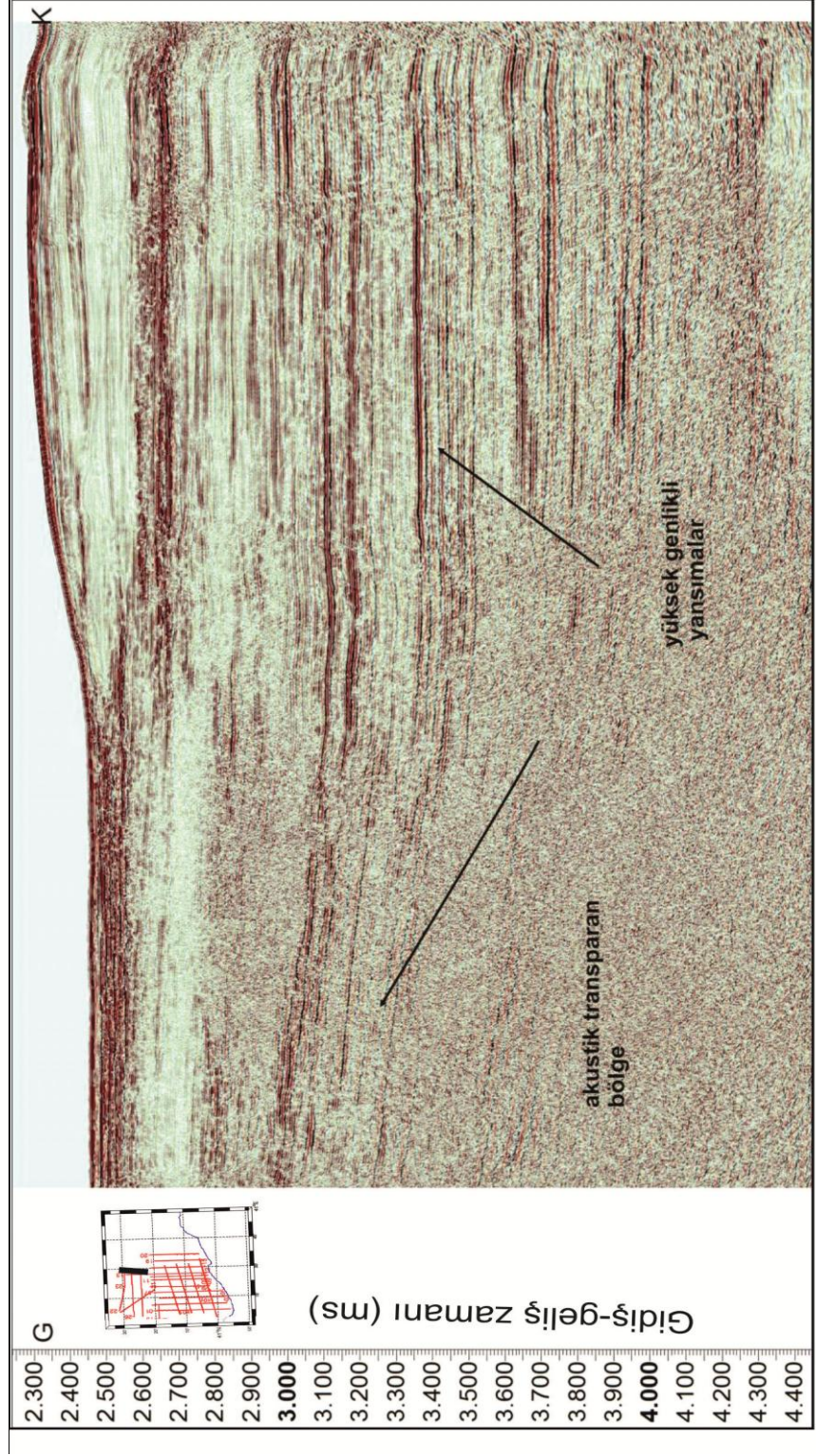
Şekil 3.56 DK10-22 nolu sismik yansıma hattı.



Şekil 3.57 DK 10-22 nolu sismik yansımaya hattının yorumlanmış görünümü.



Şekil 3.58 DK10-24 nolu Chirp sismik kesiti.



Şekil 3.59 DK10-24 nolu sismik yansıma kesiti.

BÖLÜM DÖRT

GAZ İÇEREN SİSMİK HATLARIN SİSMİK NİTELİKLERİ (SEISMIC ATTRIBUTE)

Sismik nitelikler, verinin yorumuna yardımcı olması bakımından seçkin bir yol olarak ortaya çıkarılmıştır. Sismik veriler elde edilen, ölçülen, hesaplanan veya bulunan tüm özellikler sismik nitelik olarak tanımlanır, yani sismik verinin analizlerinden elde edilen bütün bilgilere “sismik nitelik” denir. Sismik niteliklerin zamana bağlı olarak hesaplanan türlerine ise karmaşık iz nitelikleri denir. Karmaşık iz nitelikleri yığma sonrası kesitlerden belirli hesaplamalar ile üretilirler. Sismik nitelikler, sismik verinin yorumlanmasında farklı bir bakış açısı getirirler. Sismik kesitlerdeki hedeflenen yapıları ve özellikle hidrokarbon aramacılığında doğrudan göstergeler olarak bilinen (bright-spot, dim-spot, flat-spot vb.) belirteçleri ortaya koyarlar. Sırasıyla zarf, görünür polarite ve anlık frekans kesitlerinden elde edilebilecek bazı bilgiler maddeler halinde aşağıda verilmiştir.

Zarf Kesitleri (Şekil 4.1);

- Akustik empedans farklılıkları ve buna bağlı yansıma karakterleri,
- Bright-spot (Parlak Nokta), Dim-spot (Bulanık Nokta) ve Flat-spot (Yatay Nokta) gibi yapıların tespit edilmesini,
- Gaz birikimi olan yerdeki genlik değişimlerini,
- Uyumsuzlukların tespit edilmesi gibi önemli bilgilerin ortaya çıkarılmasını sağlarlar.

Görünür Polarite Kesitleri (Şekil 4.2);

- Bright-spot, Dim-spot ve Flat-spot gibi yapıların sınıflandırılmasında kullanılır,
- Gaz birikimlerinin olduğu bölgelerde ve klastik çökelerde genellikle düşük empedans ile negatif polarite bölgeleri belirlenir.

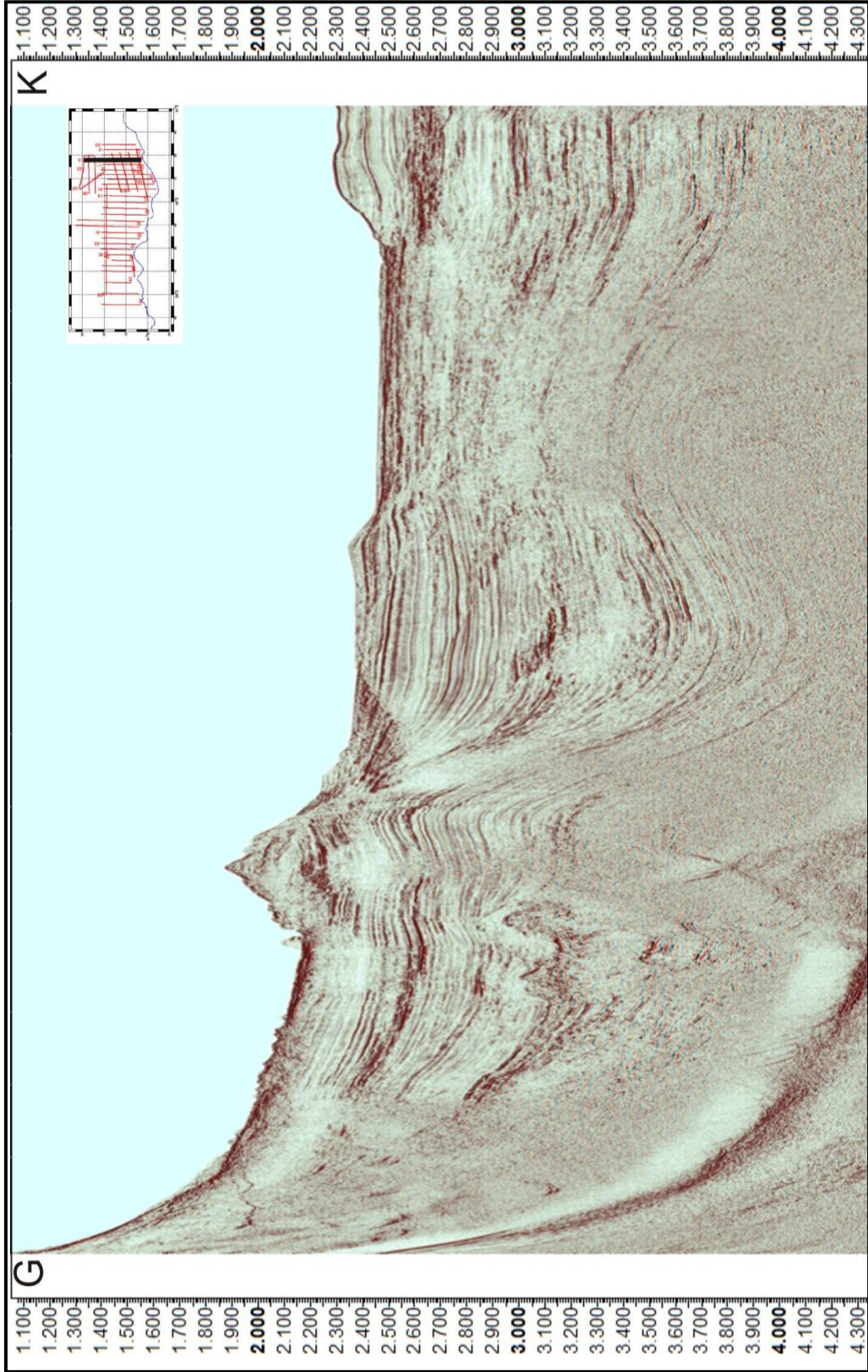
Anlık Frekans Kesitleri (Şekil 4.3);

- Sismik kesitteki faz değişimini temsil eder,

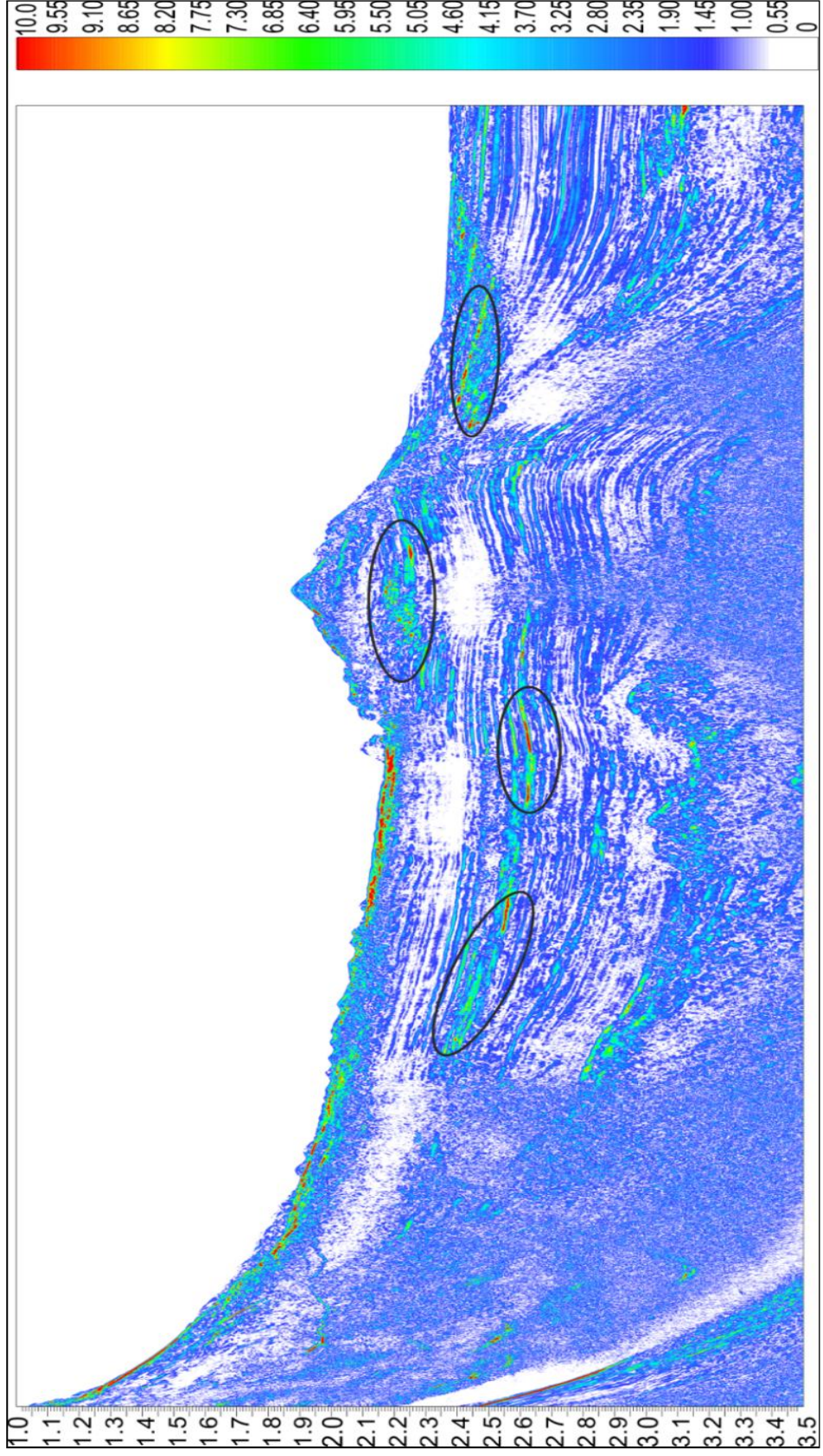
- Sismik fasiyes değişiklerini gösterirler,
- Düşük frekans anomalisi hidrokarbon göstergesi olabilir.

Bu amaçla proje kapsamında toplanan **DK10-13** profiline sismik nitelik analizleri yapılmıştır. Zarf kesitleri, anlık polarite kesitleri ve anlık frekans kesitleri üretilmiş, anomali veren bölgeler belirlenmiştir. Üretilen zarf kesitinde yüksek genlikli bölgeler kırmızı renk ile gösterilmiştir. Migrasyonlara ait genlik kesitlerinde, deniz tabanı polaritesi SEG Avrupa polaritesine göre pozitif yani siyah renk ile başlamaktadır. Görünür polarite kesitlerinde deniz tabanına göre ters polarite yani negatif polariteli yansımalar kırmızı renk ile simgelenmektedir. Gaz ve gaz ile ilişkili yapılar negatif yansımalar şeklinde anomali vermektedir. Anlık frekans kesitlerinde düşük frekans içeren bölgeler yine ortamda gazın varlığına işaret etmektedir. Çünkü ortamdaki gaz, üretilen sismik sinyalin yüksek genliklerini soğurmaktadır.

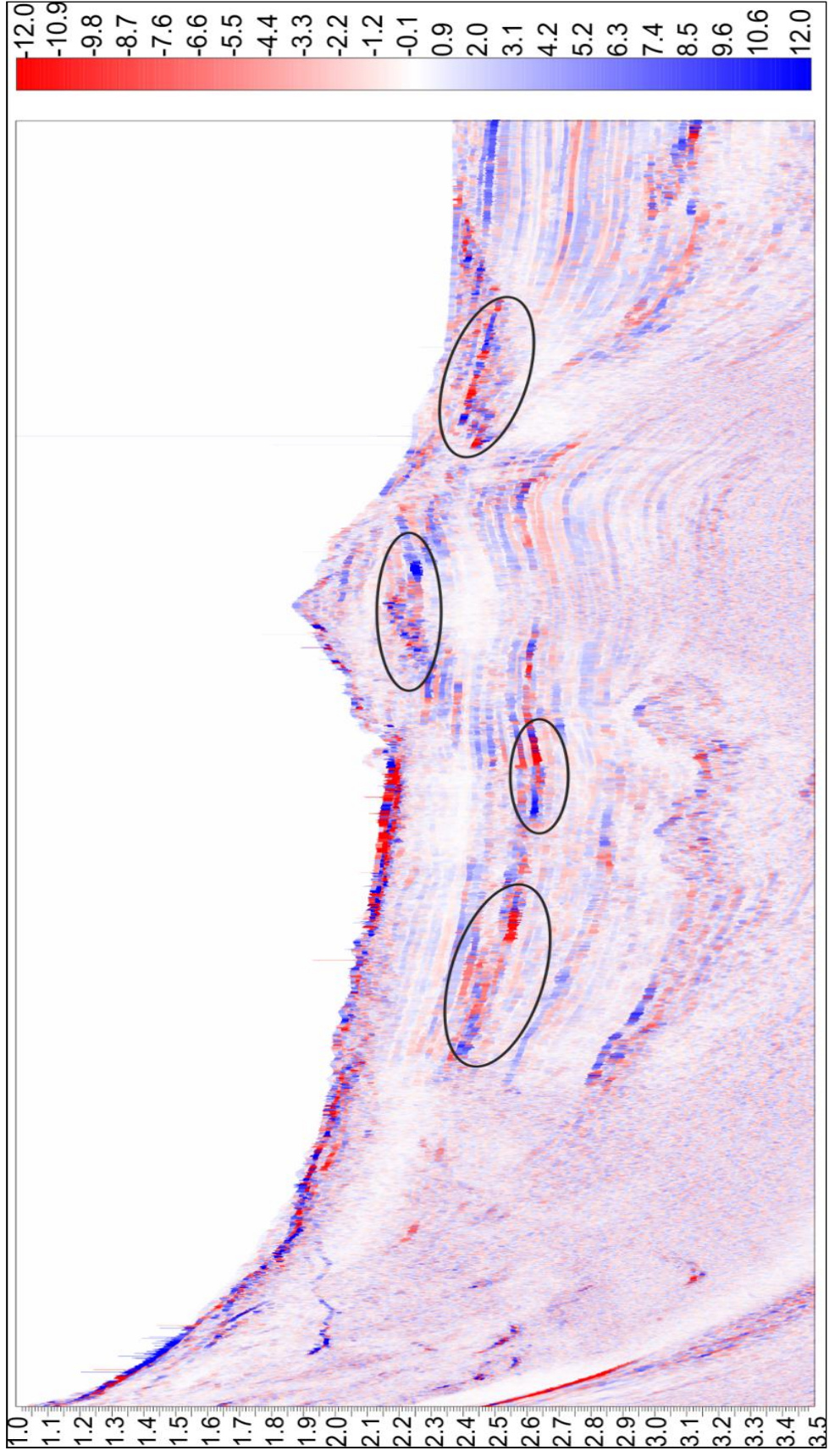
DK 10-13 hattına ait anlık frekans, zarf ve görünür polarite kesitlerinde sürekli çizgili daire ile gösterilmiş negatif polarite içeren güçlü yansımaların görüldüğü alanlar, anlık frekans kesitinde de aynı bölgede düşük frekans içeriği ile kendini göstermektedir. Bu durum da ortamda olası gaz birikiminin olduğu fikrini desteklemektedir.



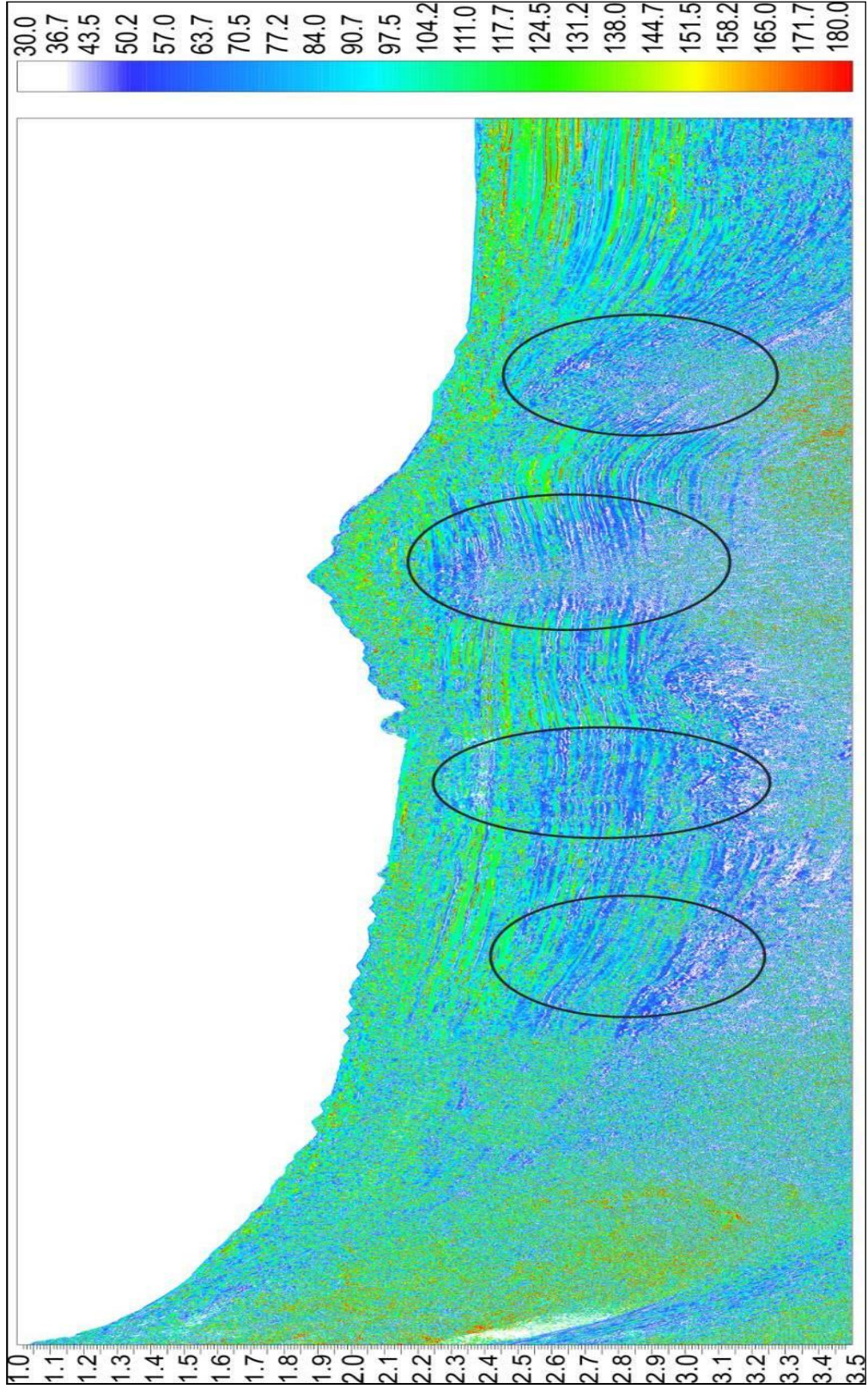
Şekil 3.21 DK 10-13 hattına ait migrasyon kesiti.



Sekil 4.1 DK 10-13 hattına ait zarf kesiti. Bu kesite. deniz tabanının hemen altında güçlü vansimalar sürekli çizgili daire ile



Şekil 4.2 DK 10-13 hattına ait görünür polarite kesiti. Bu hatta ait görünür polarite kesitinde negatif polarite içeren yansımalar sürekli çizgili daire ile gösterilir.



Şekil 4.3 DK 10-13 hattına ait anlık frekans kesiti.

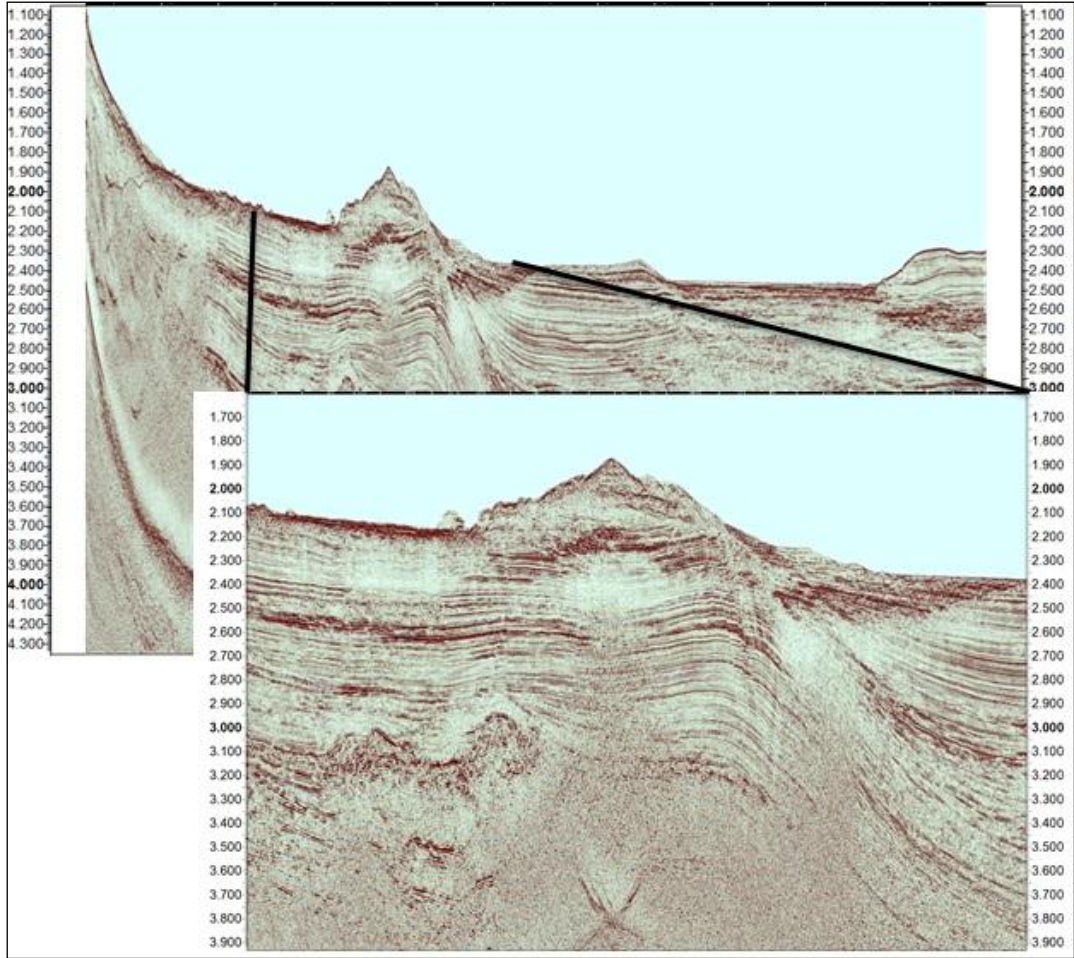
BÖLÜM BEŞ

GAZ İÇEREN BAZI SİSMİK HATLARIN UZAKLIĞA BAĞLI GENLİK DEĞİŞİMLERİ (AVO) ANALİZİ

Genliğin ofsete bağlı değişim analizi (AVO) son yıllarda sıg gaz ve gaz birikimleri tespitinde yoğun şekilde kullanılmaktadır. AVO anomalilerinin genel tanımı genliğin ofsete bağlı olarak artması ya da azalması sonucunda gerçekleşmektedir. Bu tür değişimler sismik kesitlerde parlak nokta (bright spots) veya sönük kısımlar (sönük kısım) olarak karşımıza çıkmaktadır ve parlak noktalar deniz tabanı polaritesine göre ters polariteye sahip olur. Parlak noktalar ve sönük kısımlar sismik kesitlerde genellikle hidrokarbon birikimine işaret etmektedir. Bu alanların hemen altında gaz birikiminden dolayı sismik sinyal soğrulmaktadır ve sismik kesitte soğrulmanın olduğu bölgelerde genlikler etrafındaki genliklere göre çok düşük çıkmakta veya gözükmemektedir. AVO analizleri anomalinin olduğu kısımlara daha detaylı veri işlem yapılarak gerçekleştirilmektedir. AVO analizlerini uygulanabilmesi için normal kayma zamanı düzeltilmesi (NMO) yapılmış olan ortak derinlik noktası grupları elde edilmesi gerekmektedir (Şekil 7.2.2). Ortak derinlik noktası grupları üzerinden AVO analizleri gerçekleştirilerek sırasıyla AVO nitelikleri, Gradyent analizleri ve Çapraz çizdirim grafiğine (crossplot) geçilmektedir. Analiz sonunda ortamda gaz birikimi olup olmadığı, ortak derinlik noktaları üzerinde AVO etkisini gözlemlemek, anomalinin hangi AVO sınıfına girdiğini bulmak mümkündür.

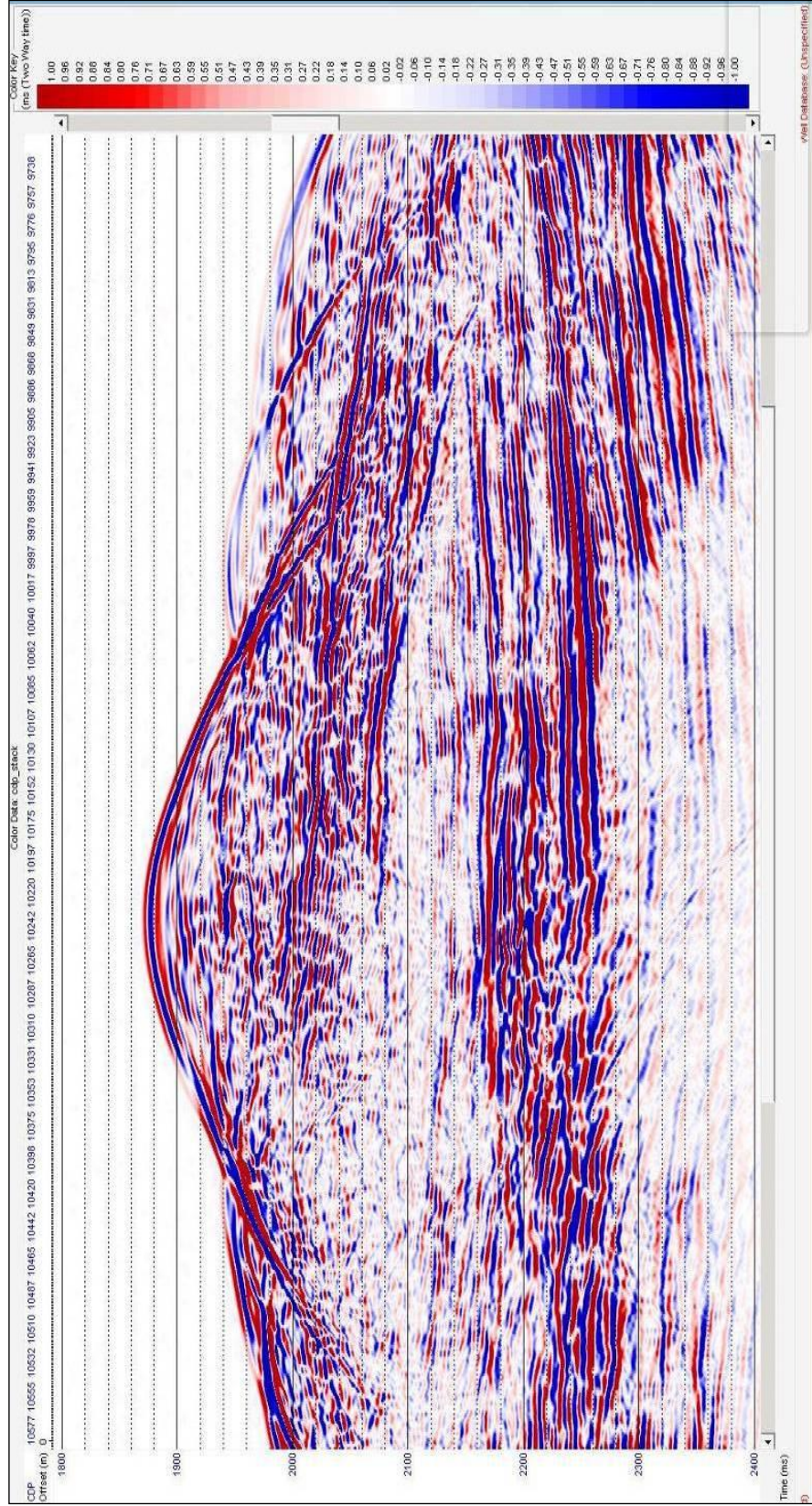
5.1 Doğu Karadeniz DK-13 verisinin AVO analizi

Şekil 5.1’de DK-13 isimli sismik kesit üzerinde antiklinale benzeyen Çamur Volkanı yapısında parlak noktalar ve sismik sinyalde soğrulma gözlenmektedir. Anomali olduğu düşünülen bölgeye yakınlaştırma yapılarak gösterilmiştir.



Şekil 5.1 DK-13 hattında gözlenen olası gaz anomalisi.

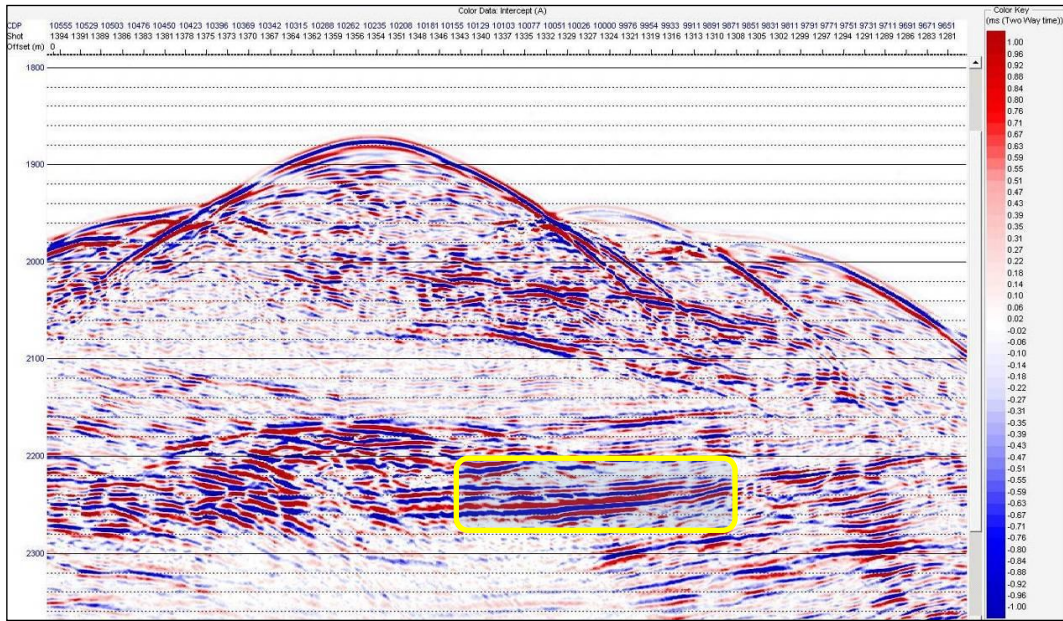
Anomalinin olduğu bölge için Yığma kesiti (Şekil 5.2) ve Kesişim (Intercept) (Şekil 5.3) ve Gradyent (Gradient-Şekil 5.4) nitelik kesitleri çizdirilmiştir. Yığma kesitindeki genlik değerleri ile Kesişim kesitindeki değerlerin polaritesi aynıdır ancak Kesişim ve Gradyent kesitlerinde gaz veya sıvı bulunduran alanlardaki genlik değerleri daha belirgin bir şekilde görülmektedir. Kesişim ve Gradyent kesitlerindeki en belirgin fark polaritelerinin ters olmasıdır. İki nitelik kesitide yığma kesitidir, migrasyon yani göç işlemi uygulanmamıştır.



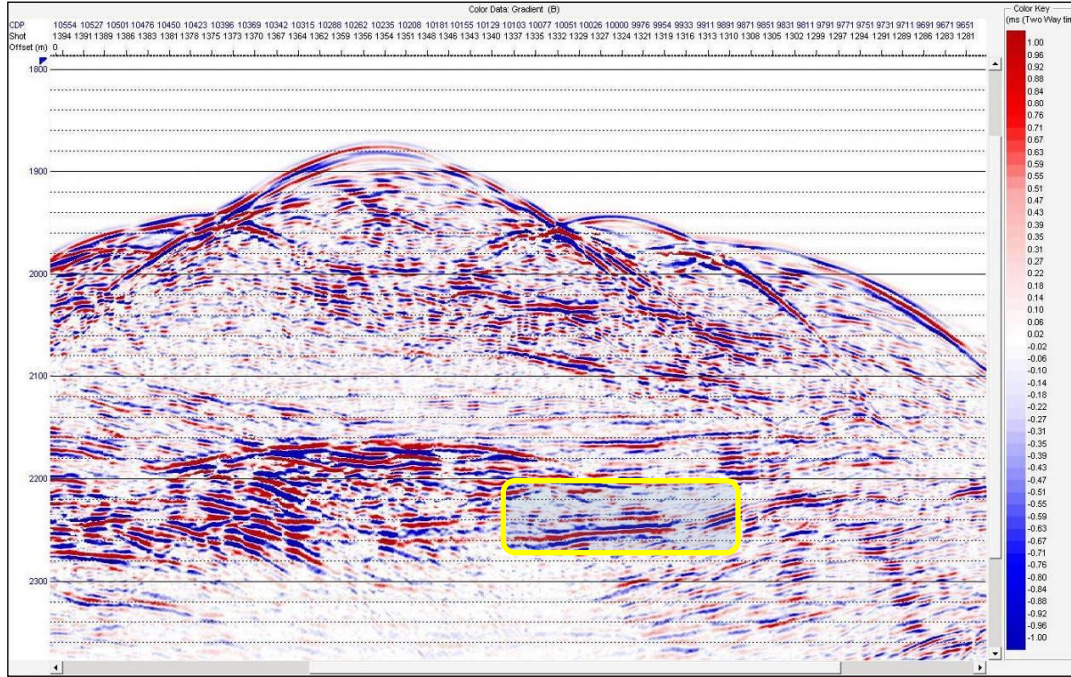
Şekil 5.2 DK-13 Anomali bölgesinin yığma kesiti.

Kesişim ve Gradyent kesitlerinde 2200 ms ve altındaki kısımlarda anomalinin var olduğu kısımlar daha belirgin şekilde tespit edilmektedir. Çapraz çizdirim uygulanan kısım Kesişim ve Gradyent kesitleri üzerinde gösterilmiştir. Gradyent nitelik kesitinde anomali daha belirgin şekilde gözükmemektedir. Bunun sebebi AVO anomalisi veren kısımlarda genlikler uzaklığa bağlı olarak değiştiğinden ve gradyent değerleride bu değişimlerin artış veya azalış eğrisinin eğimi olduğundan etrafındaki diğer genliklere göre daha baskın kalmasıdır.

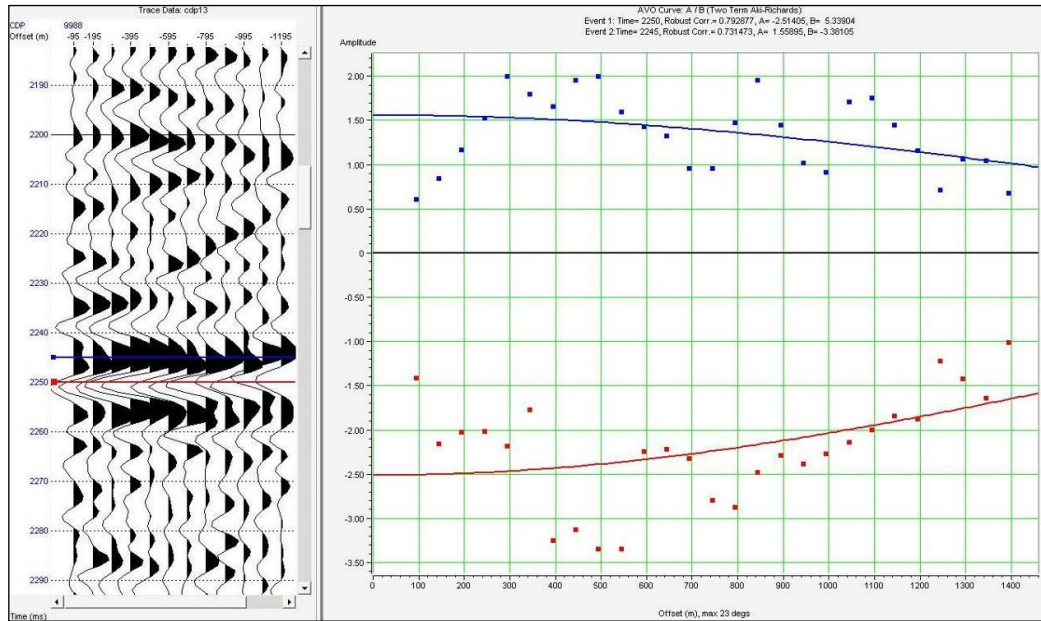
Anomalinin olduğu kısımda iki bölgede AVO analizi uygulanmıştır; 2000 ms ve 2300 ms civarında yer alan parlak noktalar üzerinde analizler uygulanmıştır. Öncelikli olarak anomaliyi içeren bir ortak derinlik noktası seçilmiştir ve gradyent analizine bakılmıştır. Şekil 5.5’de görüldüğü üzere 9988. Ortak derinlik noktasında 2240 ms de başlayan anomali üzerinde genlik analizi uygulanmıştır. Gradyent analizinden çıkan sonuca göre anomali Sınıf 1 AVO anomalisi olarak görünmektedir.



Şekil 5.3 Kesişim (Intercept) nitelik kesiti.



Şekil 5.4 Gradyent (Gradient) nitelik kesiti.

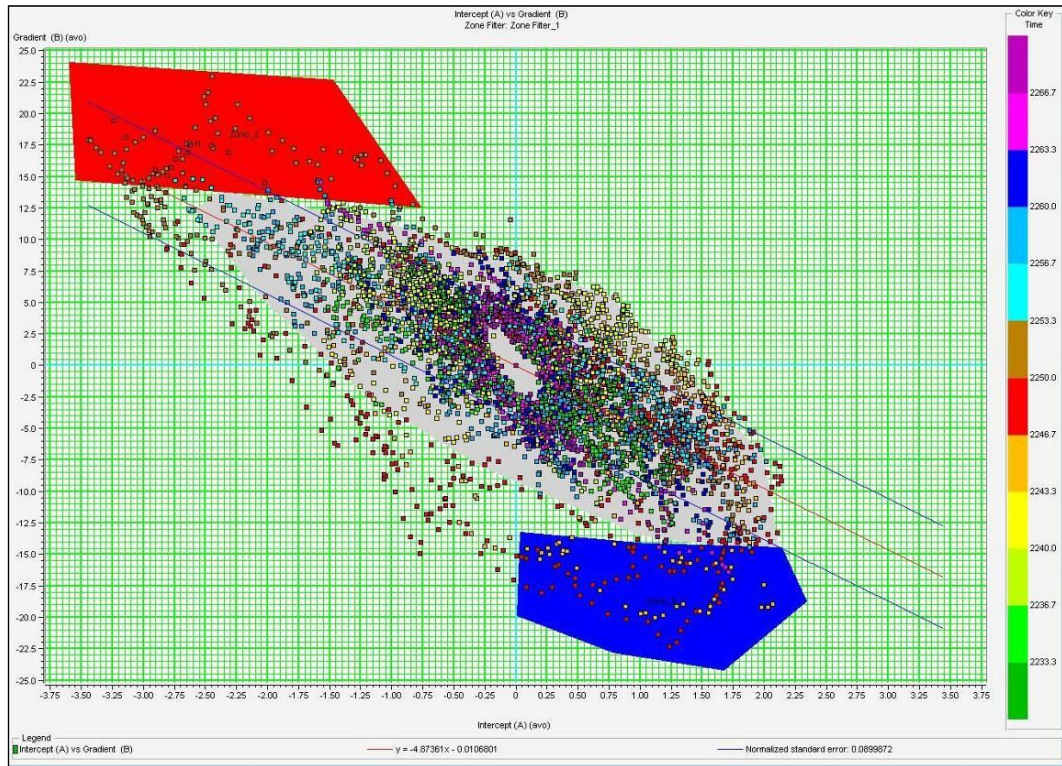


Şekil 5.5 CDP-9988. Ortak Derinlik Noktasında uygulanan gradient analizi.

Anomalinin olduğu kısımdaki genliklerden hesaplanan Kesişim ve Gradyent AVO nitelikleri için çapraz çizdirim grafiği çizdirildiğinde genel trendin (ıslak trend) dışında yer alan genlik değerleri seçildiğinde anomaliye neden olan sedimanın alt ve üst sınırlarını göstermelidir. Bunun sebebi anomaliye neden olan

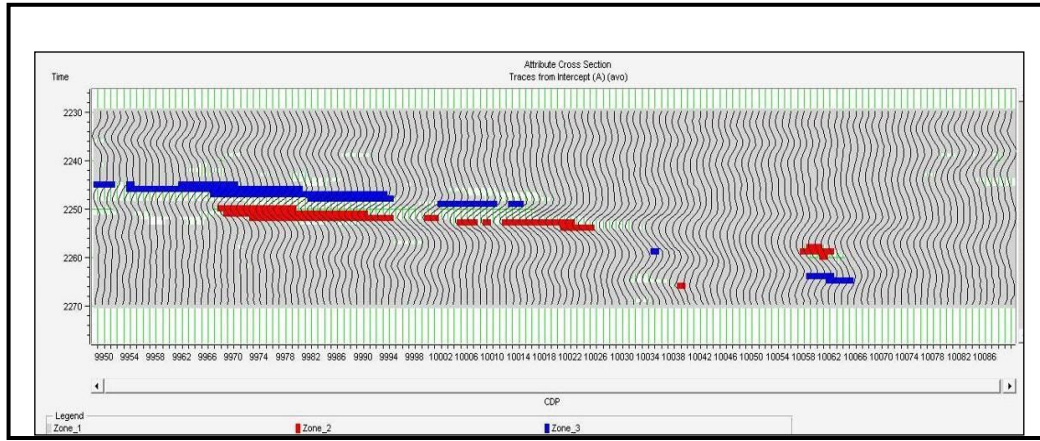
kısımdaki genlik değerlerinde büyük pozitif genlik değeri ile başlayıp, büyük negatif genlik değeri göstermesidir. Bu etki de çapraz çizdirim grafiğinde birbirinin hemen hemen simetrisi olan ve genel trend'ten uzak yerde çıkan genlik değerlerine sebep olacaktır.

Şekil 5.6'de 9940. ve 10045. ortak derinlik noktaları arasında AVO çapraz çizdirim analizi (crossplot) uygulanmıştır. Yatay eksen kesişim (intercept) ve dikey eksen gradyent (gradient) olmak üzere her analiz uygulanan kısımdaki her intercept ve gradyent değeri grafik üzerinde gösterilmiştir. Grafik üzerindeki ince kırmızı çizgi genel trendi (ıslak trend) temsil etmektedir. Genel trend en küçük kareler yöntemi ile hesaplanmış ve anomalinin olduğu yer dışındaki diğer yansılardan hesaplanan genlik değerlerinin ortasından geçmektedir. Bu trendin dışında kalan mavi ve kırmızı alandaki değerler anomalinin sahip olduğu yansımaları içermektedir.



Şekil 5.6 CDP-9940. ve 10045. Ortak Derinlik Noktaları arasında bulunan Kesişim ve Gradyent değerlerinin çapraz çizdirimi.

Çapraz çizdirim grafiğinin sağ tarafında yer alan lejant grafik içerisindeki değerlerin sismik kesitte hangi zaman değerinde yer aldığını göstermektedir. Kırmızı alan içerisindeki değerlerin, skaladan bakılacak olursa, 2240 ms ve altında yer almaktadır. Çapraz çizdirim grafiği analizinde geniş bir bölge alındığından dolayı grafikte mavi bölgenin içerisinde diğer genlik değerleride girmektedir. Ancak gözlemlenen anomalinin olduğu kısımda ilgili genlik değerleri kırmızı olarak gözlenmektedir. Çapraz çizdirim grafiği üzerinde seçilen alanlar; mavi, kırmızı ve gri alanlar sismik kesit üzerine renk skalası olarak konulmuştur. Bununla birlikte genel trende sahip alanları ve çapraz çizdirim grafiğinde anomaliye neden olan genlik değerleri açık şekilde gözlenebilmektedir.



Şekil 5.7 Çapraz Çizdirim Sonrası Nitelik Kesiti.

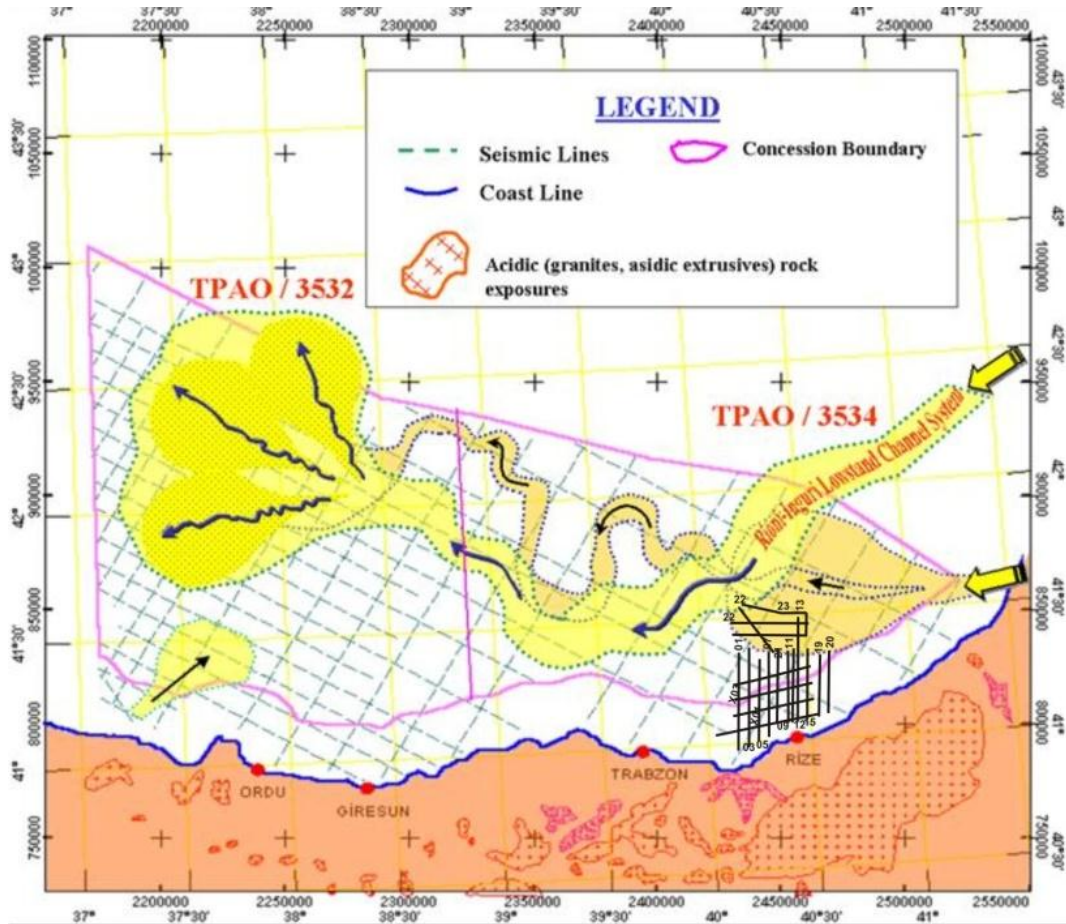
Çapraz çizdirim ve gradyent analizine bakılacak olursa anomalinin AVO sınıflamasındaki yeri Sınıf 1 'dir. Anomaliye sebep olan tortulun üst sınırı çapraz çizdirim grafiğinde her iki eksen için negatif bölgede çıkmıştır. Alt sınırı ise tam simetriğinde her iki eksen için pozitif olan bölgede çıkmıştır.

Çapraz çizdirim analizi uygulandıktan sonra seçilen bölgeler ele alınarak bir nitelik kesiti çizdirilmiştir (Şekil 5.7). Kesitteki gri alanlar çapraz çizdirim grafiğindeki genel trendi temsil etmektedir. Mavi bölge çapraz çizdirimde her iki eksen için negatif bölgedeki değerleri kapsamaktadır, kesit'de anomalinin üst sınırı olarak görülmektedir. Kırmızı bölge anomalinin alt sınırı olarak görülmektedir. DK-13 verisinde buradaki anomalinin olduğu kısımda Sınıf 1 AVO anomalisi gözlenmektedir ve ortamda gaz birikimine işaret etmektedir.

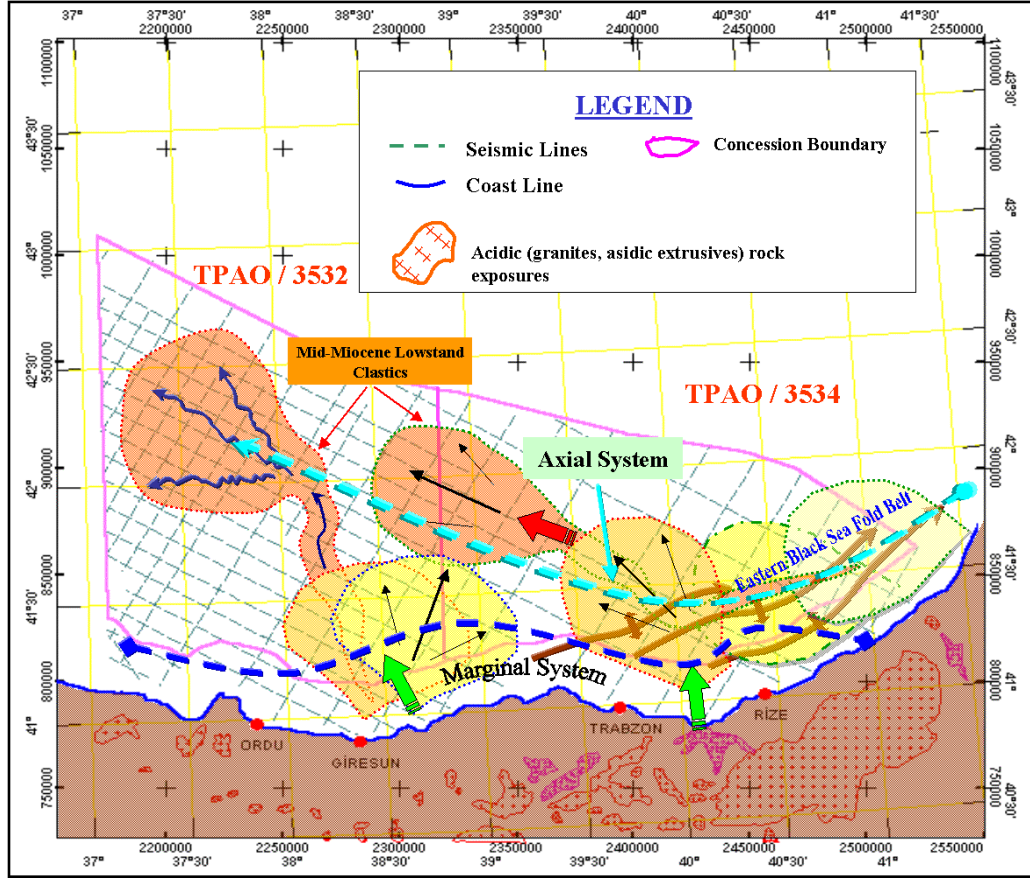
5. 2 Sismik Kesitlerin Fan Yapısı ile İlişkilendirilmesi

Çalışma alanının kuzeyinde hatlarda 3300ms civarında gözlenen kanal yapısı Gürcistan tarafından Karadeniz'e giriş yapan Rioni düşük su seviyesi kanal sistemi ile bağlantılı olduğu düşünülmektedir. Gürcistanın en büyük nehri olan Rioni Nehri 327 km uzunluğunda olup, deniz seviyesinden 2960 m yükseklikten Kafkasların güney yamacından başlayıp Poti şehrinden Doğu Karadeniz basenine dökülen bir nehirdir. Aynı kanal yapısı DK10-22 nolu hatta da 2900ms civarında gözlenmektedir.

TPAO'ya ait Orta Miyosen ve Pliyosen kalınlık haritaları Doğu Karadeniz Baseni çökel eksenini, yani düz uzanan eksen sistemi boyunca, doğu ve kuzeydoğudan büyük miktarda tortul girdisi olduğunu göstermektedir (Şekil 5.8).



Şekil 5.8 Doğu Karadeniz Baseni Pliyosen tortulları temel dağılımı. TPAO haritası üzerine çalışma alanındaki hatların konumu gösteren harita.



Şekil 5.9 Doğu Karadeniz Baseni Miyosen tortulları temel dağılımı.

Haritadan da görüldüğü gibi kesitlerde gözlenen kanal yapısı buradaki düşük su seviyesi tortulları ile birebir örtüşmektedir. Bilindiği gibi düşük su seviyesi dönemlerindeki tortul girdileri gaz oluşumu için uygun koşullar oluşturmaktadır. Üst Miyosen-Alt Pliyosen dönemi kaba klastik tortulların çökeldiği düşük su seviyesi dönemi idi. Sığ derinliklerde asıl hedefleri oluşturabilecek düşük su seviyesi delta çökelleri olarak işaret edilmektedir (Şekil 5.9).

Doğu Karadeniz basenin tüm güney marjinleri ilerleyen tektonizmanın kontrolü altında olduğundan, yüksek enerjili nehir delataları ve sığ denizel çökellerin egemenliğinde, bununla birlikte basen bölgeleri ise fan kompleksleri ve pelajik ve hemipelajik çökellerin bulunduğu bölgelerdir.

BÖLÜM ALTI

GWANYANG KÖRFEZİ'NDEKİ GAZ BİRİKİMLERİNİN AKUSTİK VE FİZİKSEL ÖZELLİKLERİ

Güney Kore Deniz'inde Yüksek ayrımlı sismik çalışmalar ve karot örnekleme çalışmaları alanındaki tortullarının fiziksel ve akustik özelliklerini incelemek için yapılmıştır. Bu alanda yapılan pek çok çalışmada yaklaşık 1000km chirp ve 34 adet karot örnekleme yapılmıştır. Çalışma alanındaki tortulların çoğunluğu homojen çamurdur. Tortulların çoğunluğu Seomjin nehrinden taşınmıştır. Tortullar Yesou Boğazı ve Gwangyang Körfezi aracılığıyla taşınmaktadır. Karot örnekleri tortul içeriklerini analiz etmek için toplanmıştır (tane boyu, kum, silt ve kil oranları), fiziksel özellikleri (porosite, su içeriği, bulk yoğunluğu, tane yoğunluğu ve kesme kuvveti) ve akustik özellikleri (sıkışma dalga hızları ve atenüasyon). Ortalama tane boyutları genelde Yeosu nehri ağzından denize doğru azalmaktadır. Ses hızı 1505 den 1485 m/s azalmakta ve güneye doğru Pleistosen kum sırtlarından dolayı 1520 m/s kadar artmakta olup gözeneklilik hızla ters orantılıdır. Çalışma alanının jeoakustik özellikleri Hamilton (1970) nun Kuzey Pasifik kıtasal teras tortullarına genelde benzemektedir.

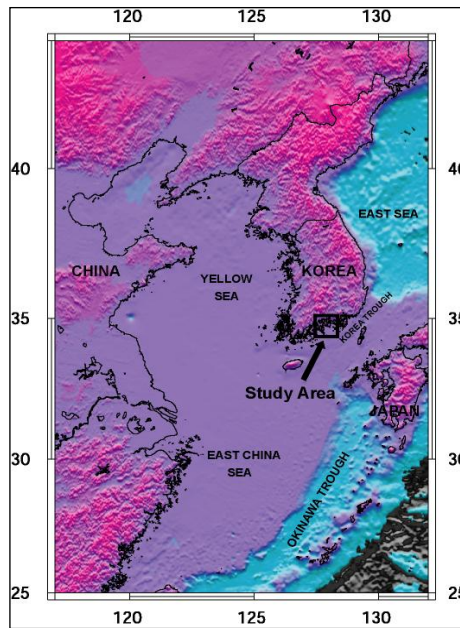
Kore'nin Güney Denizi pek çok ada ve ria-tip sahille oluşan körfezlerden oluşmuştur. Çalışma alanı yarı-kapalı Gwangyang Körfezi'nde yer almaktadır (Şekil 6.1). Kore'nin güney sahilindeki Omjin nehri Gwangyang Körfezine yıllık yaklaşık 7.2×10^8 ton tatlı su boşaltmaktadır.

Kuaterner çamur iç şelfte baskın olup çamur kuşağı olarak adlandırılmaktadır (Park, 1983) ve 20-30 m kalınlığa ulaşmaktadır (Park, 1983; Park ve Yoo, 1988). İnce taneli tortullar Seomjin, Nakdong, and Youngsan gibi Kore nehirlerinden gelmektedir. Deniz seviyesi değişimlerinden beri yaklaşık 5000 yıllık günümüze ulaşmaktadır (Min, 1994; Park ve diğ., 1996). İç şelfteki taban farklı akustik ve fiziksel özelliklere sahip konsolide olmamış tortullarla kaplıdır. Denizel tortulların fiziksel özellikler bilgisi için denizel tortulların jeolojik belirttilerini anlamak gereklidir. İlave olarak, fiziksel özellikler tortulların jeoteknik tanımlarını ve

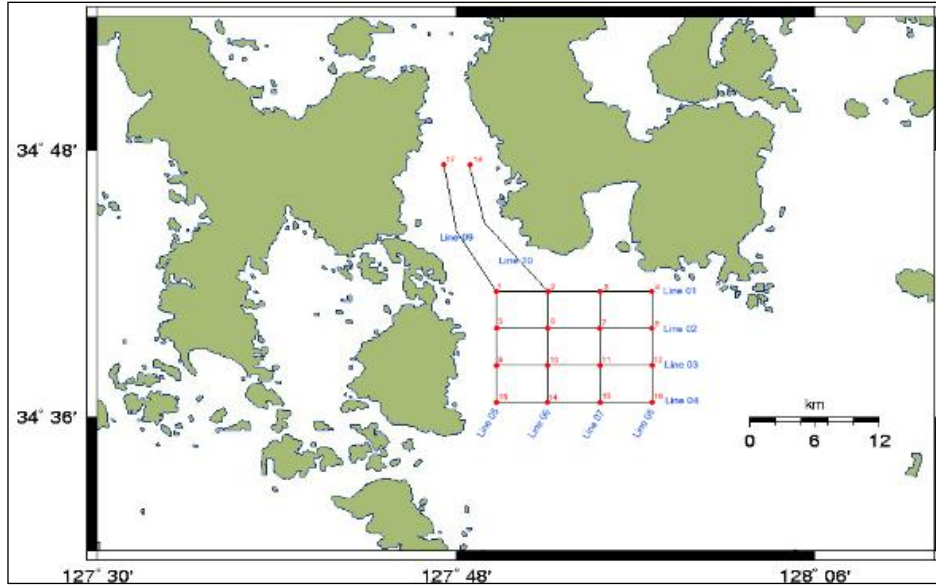
litolojisini sağlar. Böylece birikim ortamlarının analizi 1960 yıllarındaki çalışmalardaki fiziksel ve akustik özelliklerine dayanmaktadır (Nafe ve Drake, 1963). Pek çok araştırmacı fiziksel , değişik tortul ortamlarının akustik ve dokusal özellikleri arasındaki ilişkilere dayanmıştır (Hamilton ve Bachman, 1982; Orsi ve Dunn, 1990, 1991; Webber ve diğ., 1997). Bu çalışmalara göre tortulların fiziksel özellikleri litoloji, tane boyu ve tortulların içeriğine büyük oranda bağlıdır (Hamilton ve diğ., 1982; Nobes ve diğ., 1991).

Islak-bulk yoğunluğu gözeneklilik, tane yoğunluğu, kısmen tane boyuyla kontrol edilmektedir (Johnson ve Olhoeft, 1984). Akustik hız gözeneklilik, karbonat ve kil içeriği ile kontrol edilmektedir (Hamilton ve diğ., 1982; Mienert, 1984; Nobes ve diğ., 1986).

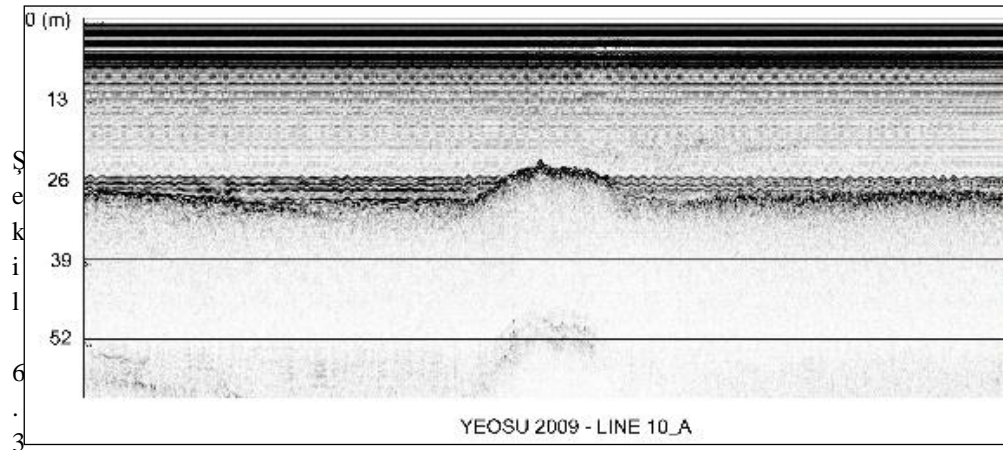
Çalışma alanında fiziksel ve akustik özelliklerin doğrudan ölçümü göreceli olarak azdır (Kim ve diğ., 2001; Kim ve diğ., 1992; Kim ve diğ., 2001). Kim ve diğ., (1992) çalışmasında bölgesel sınırlama ve onsolte tekniği sıkışma dalga hızını ölçmek için kullanılmıştır. Böylece fiziksel ve akustik özellikler deniz tabanından toplanan örneklerde doğrudan ölçerek yeni veriler kullanılmıştır.



Şekil 6.1 Kore Güney Denizi lokasyon haritası

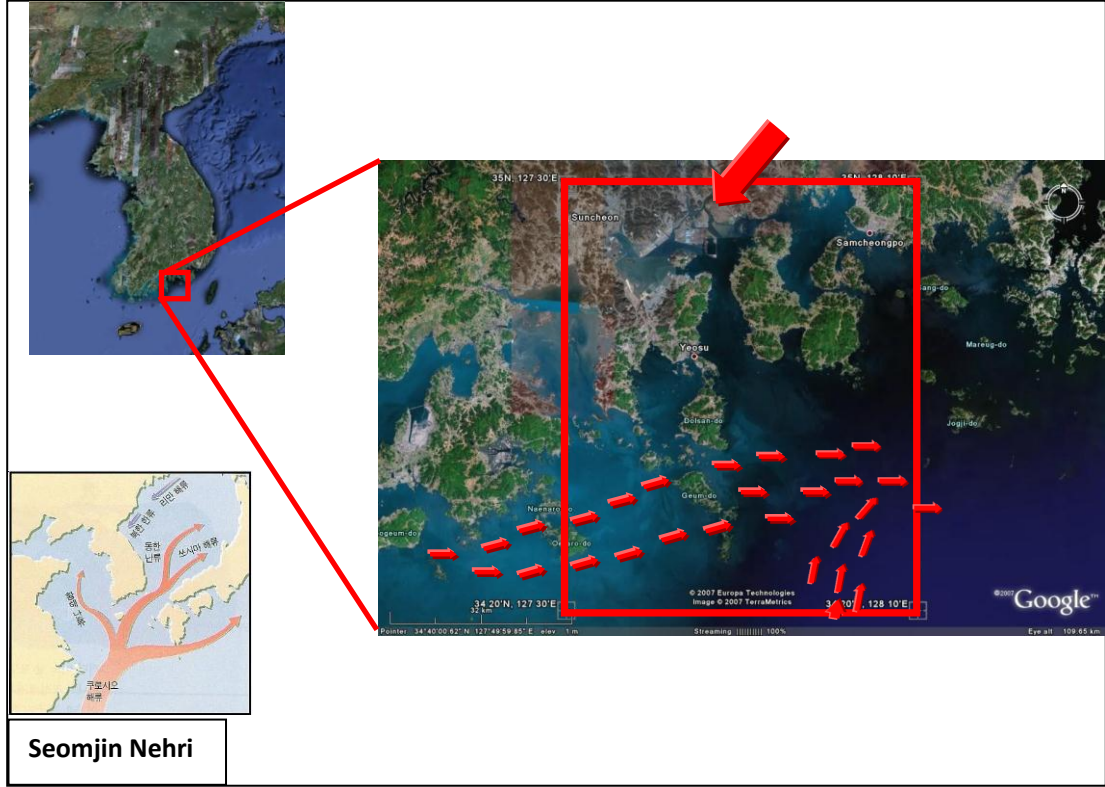


Şekil 6.2 Türk ve Koreli, araştırmacıların birlikte katıldığı seferdeki çalışma alanı ve çalışma alanından toplanan sismik hatlar.



Şekil 6.3 Yüksek ayrımlı Chirp sismik sistemi ile elde edilen kesitte gözlenen çamur diyapiri.

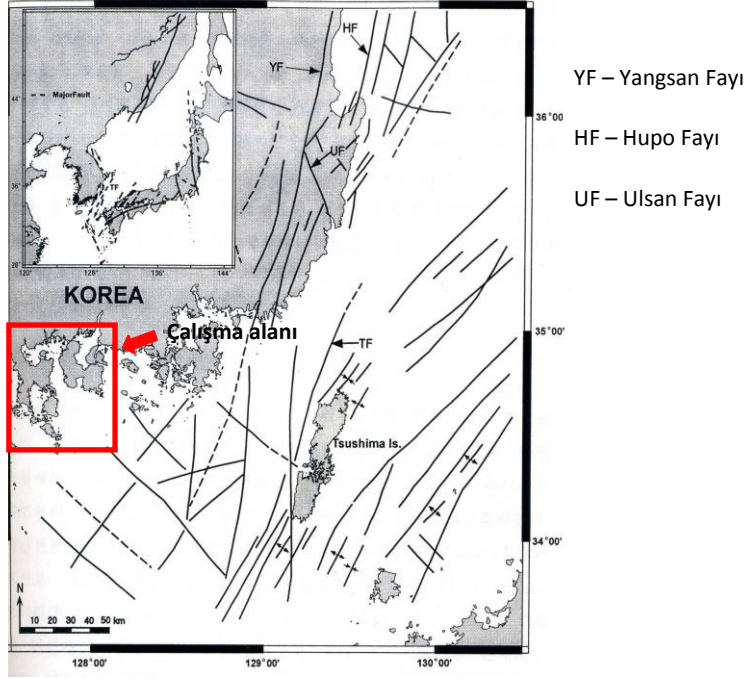
Cheju ve Tsushima adaları arasındaki Kore Yarımadasının Koreliler tarafından Güney Denizi olarak adlandırılmaktadır. Güney Denizi göreceli olarak oldukça düz olup, dar ve dik çukurluklar olarak sahile paralel olarak uzanmaktadır. Çalışma alanı tektoniği faylar ve kıvrımlarla kontrol edilmekte olup, Yangsan ve Thushima Fayları deformasyon yapıları üzerinde etkilidir (Şekil 6.5).



Şekil 6.4 Piston karot örnekleme yapılan bölgenin uydu görüntüsü ve lokasyon haritası.

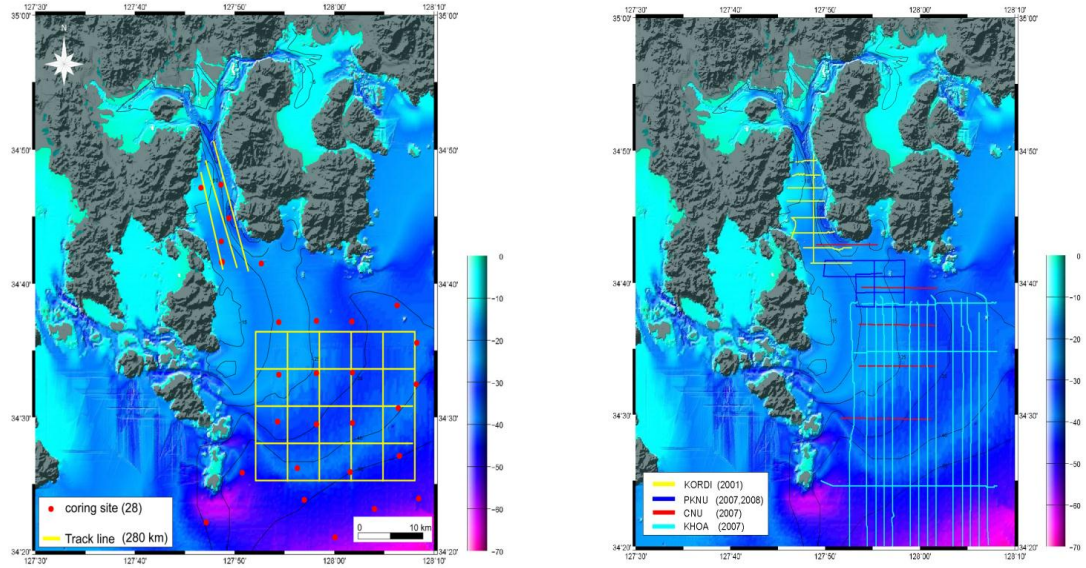
Gwangyang Körfezi Kore'nin en güney sahilinde yarı kapalı coğrafya ile yer almaktadır. Seomjin Nehri şeklin sol alt köşesinde gösterilmektedir. Kırmızı çizgiler Gwangyang Körfezinin akan başlıca nehir akıntısını yönünü göstermektedir. Yıllık boşalım miktarı 72 milyon ton tatlı su ve 800.000 ton da askı yükünü göstermektedir. Bu tortullar daha güneye doğru hareket etmektedir ve tortullar güneye doğru Kuroshio okyanus akıntısı ile yayılmaktadır.

Gwangyang Körfezi Kore'nin en güney sahilinde yarı kapalı coğrafya ile yer almaktadır. Seomjin Nehri şeklin sol alt köşesinde gösterilmektedir. Kırmızı çizgiler Gwangyang Körfezinin akan başlıca nehir akıntısını yönünü göstermektedir. Yıllık boşalım miktarı 72 milyon ton tatlı su ve 800.000 ton da askı yükünü göstermektedir. Bu tortullar daha güneye doğru hareket etmektedir ve tortullar güneye doğru Kuroshio okyanus akıntısı ile yayılmaktadır.



Şekil 6.5 Çalışma alanı etrafındaki bölgenin belli başlı doğrultu atımlı fayları.

Çalışmanın Amacı: Sığ Gaz Birikimlerinin kökeni ve çalışma alanında akustik yapıların incelenmesidir. Yüksek ayrımlı sismik veri, karot verisi ve dağılım haritası çalışma alanındaki akustik yapıların incelenmesi ve sığ gaz birikimlerinin kökenini araştırmak için kullanılmıştır (Şekil 6.6).



Şekil 6.6 Korenin Güney Denizi'nde gösterilen piston karot noktaları ve chirp hatları.

6.1 Materyal ve Yöntem

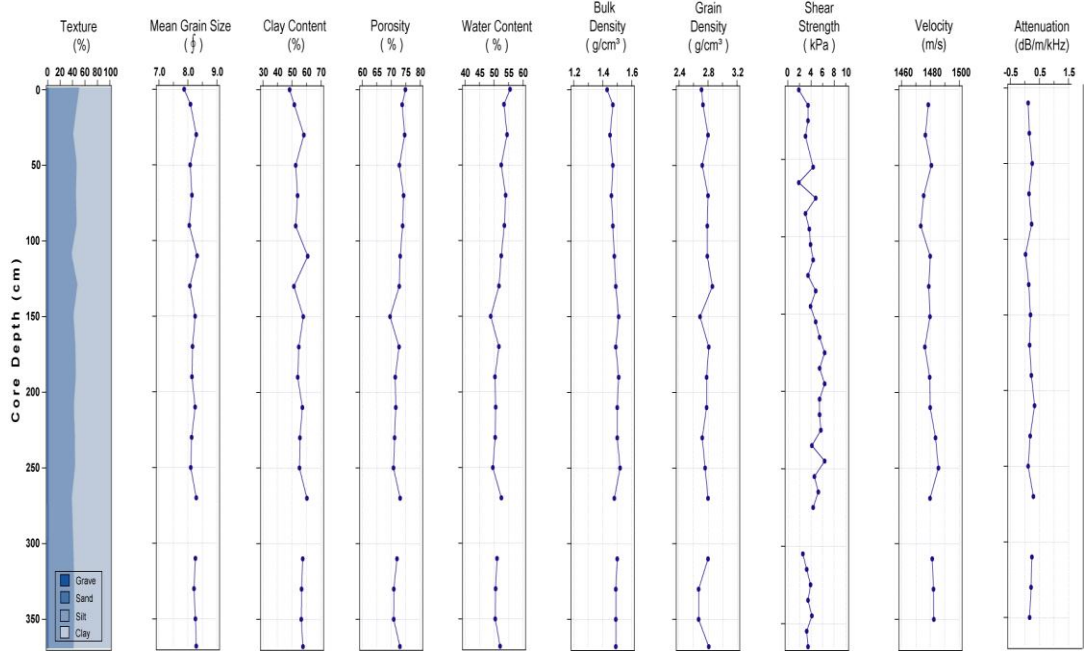
KORDI- Kore Okyanus Araştırma & Geliştirme Enstitüsü, CNU- Chungnam Ulusal Üniversitesi, PKNU- Pukyong ulusal Üniversitesi ve KHOA- Korea Hydrografik ve Oşinografik Yönetimi nin topladığı pek çok Yüksek ayrımlı sismik veri seti ile karot örnekleri bu çalışmada kullanılmıştır. Mühendislik sismiği (sub-bottom profil verisi 2001, Chirp II, Datasonics; 2005-2010, Chirp III, Benthos) kullanılmıştır. 2001 ve 2010 yılları arasında 1000 km den fazla veri Pukyong Ulusal Üniversitesi ve Kore Hidrografi ve Oşinografi tarafından toplanmıştır (Pukyong National University (PKNU) ve the, Korea Hydrographic and Oceanographic Administration (KHOA)).

Sismik hatlar boyunca 36 piston karot örnekleme üniversiteye ait R/V Tamyang Araştırma Gemisi ile toplanmıştır. Karot boyutları 2-4 m arasında değişmektedir (Şekil 6.7). Korat kesici kullanılarak ikiye ayrılmıştır. Her karot örneği görsel ve resimler çekilerek işlenmiştir. Akustik, fiziksel ve dokusal özellikler tortul tipine bağlı olarak her yarı kısım 10 cm ve 20 cm sabit aralıklarla ölçülmüştür.

Fiziksel özellikler (gözeneklilik, su içeriği ve yoğunluğu) ağırlıklı-hacim yöntemi kullanılarak belirlenmiştir. Fiziksel ve akustik özelliklerin ölçümünde aynı karot derinliğinden elde edilen numuneler için Dane boyu dağılımı belirlenmiştir. Dokusal parametreler ve göreceli kum, silt ve kil miktarları Folk and Ward (1957) ve Folk (1968) sınıflaması kullanılarak hesaplanmıştır.

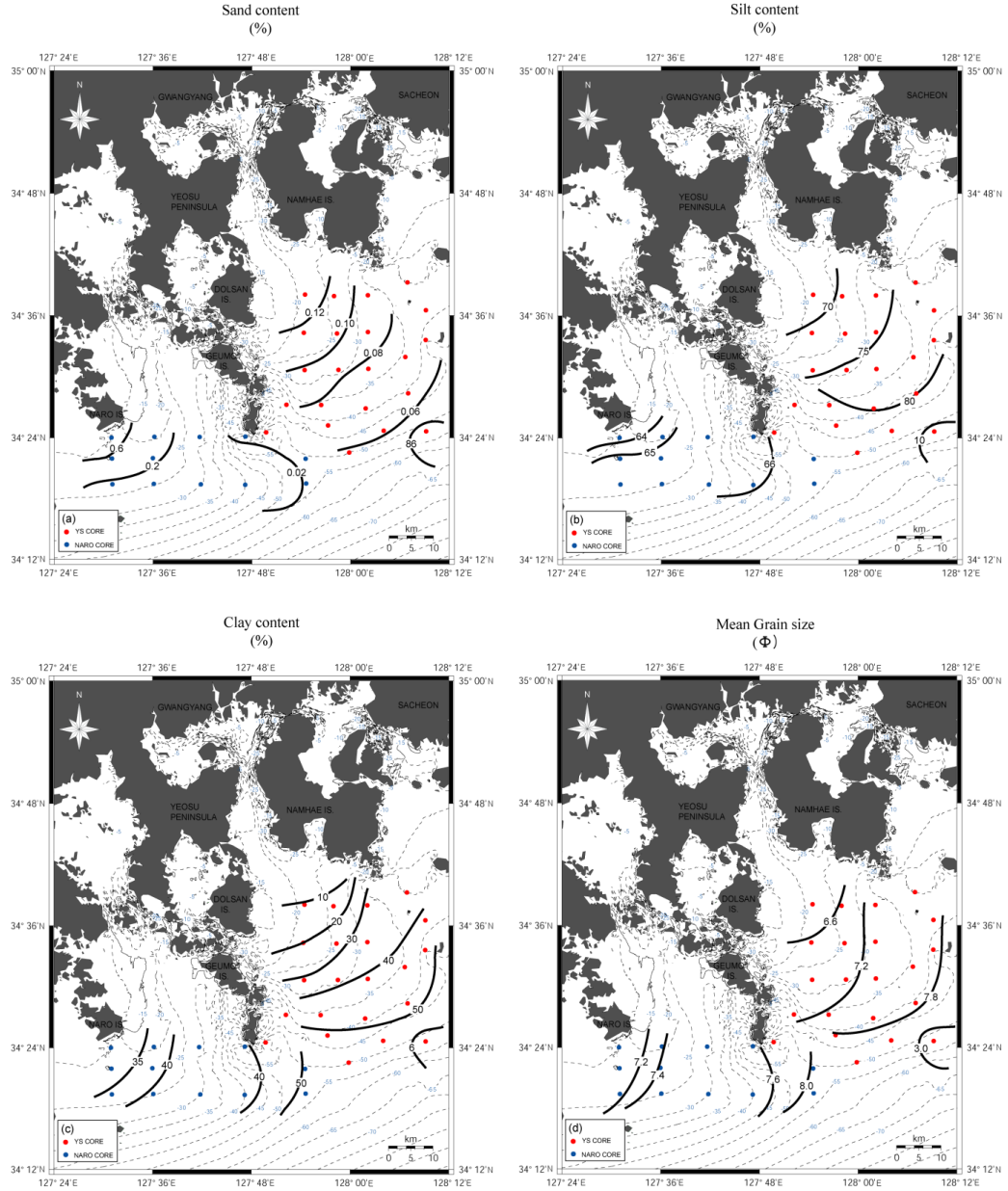
Genel olarak, tortulların fiziksel ve akustik özellikleri, yapı (tane boyutu) tarafından etkilenir (Kim ve diğ., 2001). İnce taneli sedimentler, yüksek su içeriği ve porozite, düşük ıslak bulk (kütle) yoğunluklu ve sıkışma dalga hızı ile ilişkilendirilir. Buna ek olarak, tortullar tane boyu, su derinliğinin ve kaynak alandan uzaklığının bir fonksiyonu olarak değişir (Kim ve diğ., 2011). Sediment yapısı ve fiziksel özellikleri için 36 piston karot örneği toplanmış ve analiz edilmiştir.

NR13 karotu ince kum ve kil içeriği yaklaşık %99.5'dir (Şekil 8.30). 300 cm boşluk vardır.



Şekil 6.7 NR13 karotunda dokusal, fiziksel ve akustik parametreler gösteren hatlar.

Şekil 6.8’de, 34 karottan elde edilen yüzey tortullarının veri analizine bağlı olarak kum, ince kum, kil ve ortalama tane boyutu dağılım haritasını gösterir. Tortul özelliklerini gösteren veri, karot alma dağılım etkisinin minimum olduğu en üst katmanın 10cm’lik tortul derinlikleri için seçilmiştir. Çalışma alanının yüzey ve yakın yüzey tortulları, çoğunlukla Güney-Doğu’da ufak kum ve Kuzey-Batı’da ince taneli materyaller ile beraber ince kum-kil birleşiminden oluşur. Namhae Adası Güneyindeki kum içeriği Kuzey-Batı’dan Güney-Doğu’ya doğru ve Naro Adasının Güney-Doğu’sunda Batı’dan Doğu’ya doğru azalır. Bunun tersi olarak, ince kum ve kil içerikleri zıt örnek gösterir. Ortalama tane boyu dağılımı, harita üzerinde ince kum ve kil ile uyumludur (Şekil 6.8). Bu dağılım örnekleri, hemen yanındaki nehirler (Örneğin Seomjin Nehri) ve geç Kuaterner zamanı sırasındaki deniz seviyesi dalgalanması ile alakalıdır.



Şekil 6.8 Kum, silt, kil ve ortalama dane boyunu gösteren dağılım haritası (örnekler su derinliği ile paraleldir).

Bundan dolayı, Namhae Adasının Güney-Doğusu, Seomjin Nehrinin dolup boşalmasından kaynaklanan ince taneli tortulun kaynaklandığı düşünülür. Bununla beraber, Naro Adasının Güney-Doğusundaki ince taneli tortul çalışma alanının batı yakasından çıkarılır. Park ve diğ. (1999)'a göre; sadece %30'luk kısmı nehirden elde edilir, askı tortullar var olan nehir ağzının kenar kıyı alanı içinde birikirken, kalan %65 kısım deniz tabanının diğer bölümlerine etkili bir şekilde taşınır. Ek olarak ince taneli tortul iç şelf üzerinde birikir. Han (2005)'a göre, muhtemelen çalışma alanında depolanmış tortullar Naro Adasının Güney-Doğu alanındaki Kore kıyı akıntıları

nedeniyle etkilenirken, uzak kıyı Tsushima sıcak akıntıları nedeniyle iç şelfden taşınarak çökeler. Lim ve diğ. (2007) Doğu Çin Denizi'ndeki askı maddeleri, Kore iç şelfi üzerinde çamurlu kıyı sularına bağlandığı fikrindedir. Bu askı maddesi güçlü kıyı akıntıları ile kaçamazlar ve Güney-Doğu Sarı Denizi çamur kuşağı (SEYSM) ve CSSM 'den Güney Kore Denizi boyunca Doğu yönünde taşınırlar (Park ve Choi, 1989; Lee ve Chu, 2001) (Şekil 11). Tortul yapı ve dokusal verisi çalışma alanındaki dağılım örnekleri ve hareket yönü hakkında önemli bilgiler verir (Kim ve diğ., 2011).

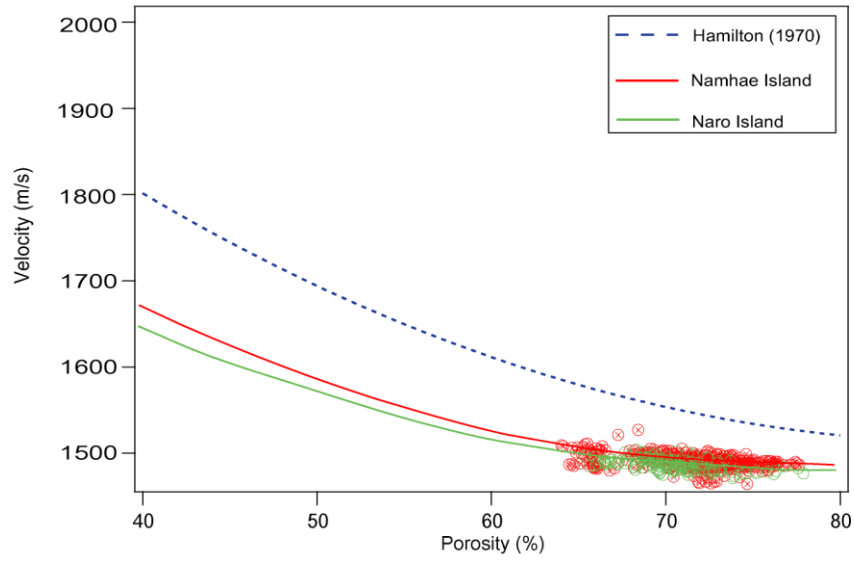
6.2 Fiziksel ve Akustik Özellikler Arasındaki İlişkiler

Denizel Tortulların dokusal, akustik ve fiziksel özellikleri arasındaki ilişkiler önceki pek çok çalışmalarla iyi bir şekilde ortaya konmuştur (Nafe ve Drake, 1957; Hamilton, 1970; Kim ve diğ., 1992, 2001). Hamilton (1970) Kuzey Pasifikteki Kıtasal teras tortullarında bir jeoakustik model kurmuştur. Bir jeoakustik model ses iletimini gereksinim duyarak su altı akustik özelliklerine dayalı olarak kestirebilir değerler, ekstrapole edilen değerler ve ölçülen değerlerle vurgulanarak gerçek deniz tabanının bir modeli olarak tanımlanır. Genelde bir jeoakustik model deniz tabanındaki kaya tabakaların ve tortulların diğer özellikleri ve gerçek kalınlığını ayrıntılı bir şekilde verendir (Hamilton, 1980). Hamilton (1970)'un jeoakustik modeli Dünyadaki herhangi bir yerdeki benzer dokudaki ve içerikteki karasal şelf tortullarına uygulanabilir.

6.2.1 Hız ve Gözeneklilik

Hız-gözeneklilik ve hız-yoğunluk ilişkileri denizel tortullar için karakteristik olup içerik, derinlik ve birikim ortamlarına göre daha iyi çalışılmıştır (Kim ve diğ., 2001). Gözeneklilik göreceli karşıt ilişki hatalarından dolayı tortullarda tahmini hız kullanılmasından dolayı değişkendir (Anderson, 1974). Gözeneklilik bir birim tortulun içindeki suyla dolu gözenek boşluğun hacmidir. Elastik tortul sisteminde sıkışma dalga hızı katı minerallerin sıkışmazlığından daha çok gözenek suyunun sıkışmazlık baskın eskisinden belirlenen sıkışma dalga hızıdır (Hamilton, 1970). Gözeneklilik tane boyundan etkilenir. Özel olarak gözeneklilik tane boyu azalırken artar. Killer emilen su ve parçacık hareketlerinden tortul yapısını etkiler (Hamilton, 1970). Şekil 6.9 bu alanda ve Hamilton (1970) Kuzey Pasifik verisi arasındaki hız-

gözeneklilik karşıt ilişkisini göstermektedir. Bununla birlikte, Mutlak değerler ölçüm cihazı farklılığından dolayı çok az farklıdır. Genelde gözenekliliğin artmasıyla hız azalır. Bununla birlikte gözenekliliğin 75% arasında 90% artmasına rağmen hız eğrisi düz kalır veya hafifçe artar (Şekil 6.9). Bazı ortamlar için bu aralıkta az bir miktarda gözeneklilikle birlikte hız azalır (Hamilton, 1970). Bunun ötesinde gözenekliliğin düşük değerlerinde hız aniden artar (Laughton, 1957; Sutton ve Nafe, 1957; Nafe ve Drake, 1963; Horn ve diğl., 1968; Hamilton, 1970; Orsi ve Dune, 1990). Her eğri veriye uyan polinomu belirtmektedir.



Şekil 6.9 Bütün örnekler için Gözenekliliğe (%) karşı hız (m/s) eğrisi.

6.2.2 Hız ve Islak Bulk Yoğunluğu

Sıkışma dalga hızı ile tortullardaki yoğunluk, kayalar ve mineraller arasındaki ilişki sualtı akustiği, jeofizik ve jeolojide yaklaşık 20 yıldır çalışmalarda kullanılmaktadır (Hamilton, 1980). Islak bulk yoğunluğu, bulk ve shear modülü yükseldiği zaman artan bir sıkışma dalga hızı parametresidir (Hamilton, 1970). Ses hızı ile ıslak bulk yoğunluğu arasındaki gözleme dayalı ilişki, yoğunluk ve gözeneklilik arasındaki doğrusal ilişkiden dolayı ses hızı ile gözeneklilik arasındakine benzerdir.

6.2.3 Hız ve Ortalama Tane Boyutu

Hız üzerinde tane boyu etkisi özellikle deneyseldir çünkü hız üzerindeki en yüksek etkisi birkaç önemli faktörden sadece bir tanesinin olduğu kesin elastik özellikler, gözeneklilik ve yoğunluk vasıtasıyla (Hamilton, 1970). Özellikle hız ve yapı parametreleri akustik veri olmadığı için Güney Kore Deniz'i çevresi için değerli bir çalışma olabilir (Kim ve diğ., 1992). Tane boyu, gözeneklilik, yoğunluk ve diğer faktörler üzerindeki etkisi ile hızı değiştirir.

Örneklerdeki kum, ince kum ve kil kısımları ortalama tane boyu için önemlidir. Bu gözeneklilik ve yoğunluktan çok daha fazla önem kazanabilir (Hamilton, 1970). Buna dayanarak, gözeneklilik artması ve hızın düşmesi ile ortalama tane boyu düşer (Hardin ve Richart, 1963; Schon, 1963, Horn ve diğ., 1968). Bu, Hamilton (1970) 'nun modelinin genel eğilimini takip eder. Mevcut çalışmadaki veriler ortalama tane boyu ile hız arasında belirgin bir doğrusal uyumluluk gösterir. Bunun sebebi ince kum ve kil kısımların Hamilton'un verileri için olandan daha yüksek olmasıdır (Kim ve diğ., 2001). Naro Adasının Güney-Doğusu'ndan alınan veriler Namhae Adası Güneyi'nden alınanlardan daha düşük olarak gözlemlenir çünkü kil içeriği Namhae Adasının Güneyi'ndekinden daha fazladır.

6.3 Gwangyang Körfezi Yorumu

Çalışma alanındaki Holosen çamurlarının Fiziksel ve Akustik özellikleri batimetri ile uyumludur. Güney Denizinin orta kısmı (CSSM) fiziksel ve akustik parametrelere dolayısıyla yüksek ayrımlı sismik verilere dayalı olarak iki gruba ayrılır (Namae adasının Güneyi ve Naro adasının Güneydoğusu). Kaynak ile uzaklığa bağlı olarak Tortul dokusu fiziksel ve akustik özelliklerini kapsamaktadır. Sıkışma dalgası hızı Kuzeyden Güneydoğuya (Namhae adasının güneyi) veya Batıdan Doğuya (Naro adasının Güneyi) artmıştır. Naro adasının Güneyindeki çamur birikimleri SEYM ve Doğu Çin Denizi askıdaki tortulları ile etkilendiği düşünülmektedir. Ek olarak Namhae adasının Güneyindeki çamur birikimleri Seomjin nehrinden gelmiştir.

BÖLÜM YEDİ

SONUÇLAR

Karadeniz deniz tabanına gözlenen gaz çıkışları ve bu çıkışlarla ilgili yapılar bakımından zengin bir denizdir (örneğin; orta ve kuzeydoğu bölgeleri ile güney doğu bölgeleri). Karadeniz'deki kalın tortul örtü ve Karadeniz kıta yamaçlarındaki neo-tettonik sıkışma aşırı basınca uğramış sıvıların faylar boyunca üst bölgelere göçünün en önemli etmenleridir. Günümüzde Karadeniz kıta sınırları gaz içeriği açısından son yıllarda önem kazanmış ve araştırılmaktadır. Fakat Rize açıkları çalışma bölgesinde petrol şirketleri hariç daha önce bilimsel bir çalışma mevcut değildir. Kanyon sistemi boyunca yer alan diyapirik sırt yapısı sıkışma etkisi altında faylanmalarla (ters fay) kontrol edilmektedir. Bu sırt yapısı bazen basende bazen de kanyon sitemindeki sırtların altında gözlenmektedir. Diyapirik yükselimler sırasında yanlarda faylar gelişmektedir. Ayrıca diyapirik sırtın üzerindeki tortullarda yükselimin tortullarda yarattığı deformasyon ile mikro faylanmalar mevcuttur. Kanyon yamaçlarında gelişen faylar yamaç duraylılığını etkileyerek kayma kütleleri meydana getirmektedir.

Büyük bir olasılıkla bölgede sıkışma tektonik rejimi altında Maykop kilinin diyapirleşmesi ile diyapirik yapıların üzerinde çok miktarda sıvı içeren tortulların yüzeye doğru yükselmesi ile çamur volkanları meydana gelmiştir. Diyapirlerin kanatlarında ve üstünde gelişen faylar ve yükselimle eğimlenen tortullar potansiyel sıvı göçü yollarını oluşturmaktadır. Diyapirik sırt yapısının üzerinde gelişen katlanma yapısı ve ters faylanma çalışma alanı boyunca D-B uzanımlı gözlenmektedir. Sonuç haritasında, tüm kesitlerden yararlanılarak oluşturulan modellerden elde edilen olası gaz birikimleri, BSR'lar ve çamur volkanları yaklaşık batimetri haritası üzerinde gösterilmiştir.

Çalışma alanında sırt yapılarının altında diyapirik yapılarla gelişen bu çalışmayla saptanan 2 çamur volkanı gözlenmiş ve Busan (Pusan) ve İzmir çamur volkanları isimleri verilmiştir. Bu yapıların tepelerinde gözlenen tabana benzeyen yansıtıcıların (BSR) varlığı literatür de birçok çamur volkanında örneklenen gaz hidratların çamur

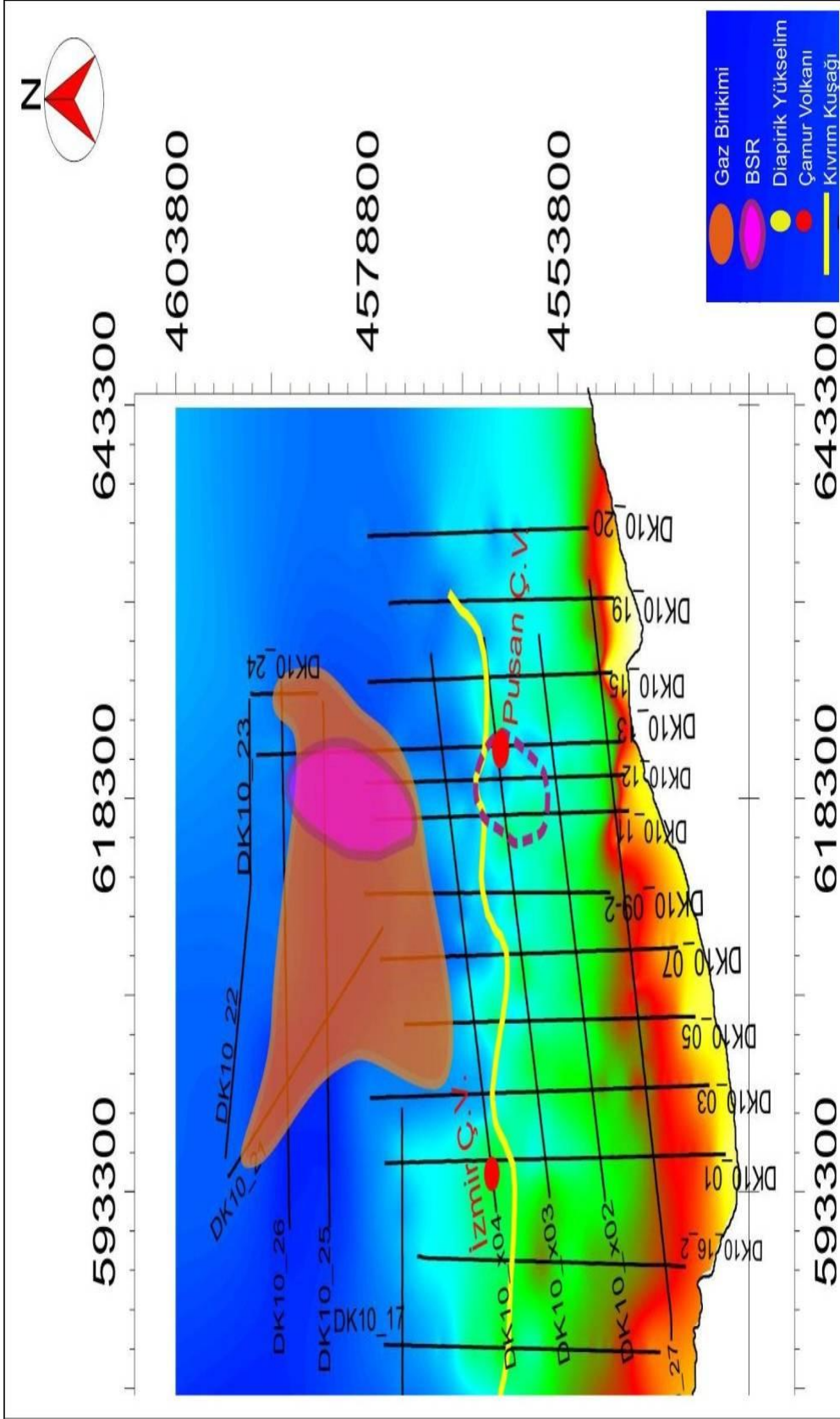
volkanları ile birlikte yer almasına bir örnek daha teşkil etmektedir. Ayrıca bu yapıları içerisinde yer alan hız düşmeleri ve yapılan sismik nitelik analizleri ve AVO modelleme çalışmaları gazın varlığını ortaya koymaktadır. Standart basınç ve sıcaklık koşullarında, **1 m³ gaz hidrat, 164 m³ e kadar gaz** (genellikle metan) içermektedir. Gaz hidratlar çok iyi geçirimsiz bir seviye oluşturduklarından genelde hemen alt katmanlarında serbest halde bulunan doğal gazı kapanlama ve bu şekilde rezervuar oluşturabilme özelliğine sahiptirler. Derin denizlerde tespit edilmiş bazı gaz hidrat oluşumları doğal gaz rezervlerinin üzerinde bulunmaktadır. Araştırmalar özellikle **hidrokarbon aramalarında başlıca belirteç olabilen gaz ve petrol sızıntısına** ve bunlara neden olan deniz tabanındaki yoğun gaz çıkış kanallarının tanımlanması ekonomik olarak çok büyük önem taşımaktadır. Bu tür deniz araştırma çalışmaları tüm dünyada büyük bütçeler ayrılarak yapılan çalışmalardır. Sondaj yapmadan önce, hidrokarbon saptanmasında deniz sondajların tek bir tanesi 100 milyon dolarlarla ifade edilirken gaz hidratların varlığı en önemli parametrelerden birisidir. Bu tür çalışmalar da Petrol şirketleriyle birlikte üniversiteler birlikte çalışmaktadırlar ülkemizde bunun eksikliği büyük oranda duyulmaktadır.

Gözlenen akustik saydam bölgeler tortullardaki olası gazın varlığını işaret ederken bu maskelenmelerin etrafında gözlenen yüksek genlikli ve ters polariteli yansımaların da bunu doğruladığı düşünülmektedir. Çok kanallı sismik yansıma çalışmalarında deniz tabandaki gaz sızıntılarını görmek mümkün olmadığından su kolununda gaz sızıntılarının varlığı konusunda yorum yapılamamıştır. Gaz/sıvı varlığı tortulların fiziksel özelliklerini (örn., gözeneklilik ve P- dalga hızı) değiştirdiğinden sismik niteliklerdeki değişikliklerden gaz/sıvı varlığı ortaya konmaktadır. Serbest gaz kabarcıkları nedeniyle sismik enerjideki saçılma sismik genliklerin sönümlenmesine neden olmakta ve sismik veride serbest gazın varlığını belirtmektedir. Gaz ve BSR alanı olarak haritalanan sismik kesite uygulanan nitelik analizlerle de anlık frekans ve zarf kesitindeki güçlü yansıma bölgeleri ile görünür polarite kesitindeki güçlü negatif polarite içeren bölgelerde düşük frekans bölgeleri tespit edilmiştir. Bu durum ortamda olası gaz varlığına işaret etmektedir. Çünkü düşük frekans bölgeleri gaz için hedef bölgeleri oluşturmaktadır. AVO analizleriyle Kırmızı alan içerisinde yer alan beyaz renkteki değerler anomalinin alt sınırını işaret ederken, mavi alan içerisinde

yer alan ve sarı renkte olan değerler anomalinin üst sınırını göstermektedir. Ortak derinlik noktaları arası çapraz çizdirim analizi sonrası nitelik kesiti üzerinde mavi ve kırmızı alanların kesit üzerinde hangi genlik değerlerine karşılık geldiği gösterilmiştir. Çapraz çizdirim ve Gradyent analizlerinden ortaya çıkan sonuçlar ışığında anomalinin Sınıf 1 AVO anomalisi gözlenmektedir ve ortamda gaz birikiminin varlığına işaret etmektedir.

Fan sisteminin güneyinde yer alan sırt yapısı Kıvrım kuşağı olarak bilinmektedir. Sırtların altında diyapirik zonlar gözlenmektedir. Akustik olarak maskelenmiş bölgeler olup genellikle yanlarında yukarıya doğru bükülen yansımalar ile karakterize edilmektedir. Sırtın altında gözlenen diyapirik yapı deniz tabanına kadar ulaşmakta ve güney yamacındaki yansımaları yukarıya doğru kaldırmaktadır. Diyapirik yapıları üzerindeki tortullar kırılmakta ve deforme olmaktadır.

Veri işlemleri bitmiş sismik kesitlerin özellikle de çalışma alanının en doğusundaki kesitlerde BSR, parlak nokta (bright spot) ve gaz kolonlarına rastlanmıştır. Ayrıca bölgede çamur volkanlarının varlığı da söz konusu olup bunlara da ad verilmiştir. Kıtasal yamacının hemen bitiminde kayma çökelleri de yoğun olarak gözlenmiştir. Gaz/sıvı varlığı tortulların fiziksel özelliklerini (örn., prozite ve P- dalga hızı) değiştirdiğinden sismik niteliklerdeki değişikliklerden gaz/sıvı varlığı ortaya konmaktadır. Serbest gaz kabarcıkları nedeniyle sismik enerjideki saçılma sismik genliklerin sönümlenmesine neden olmakta ve sismik veride serbest gazın varlığını belirtmektedir. Sıvı göçleri, düşey dar akustik kolanlar olarak gözlenmekte ve bu bölgelerde deforme olan sismik genlikler ve yansımalar derinlerdeki olası rezervuarların belirteci olmaktadır. Parlak noktalar, gaz içeren ve gaz içermeyen tortullar arasındaki yüksek empedans farkından kaynaklanan yüksek genlikli yansımalar sismik kesitlerde genellikle serbest gazın varlığını işaret etmektedir. Faylar ve kırıklar sıvı göçleri için uygun bölgelerdir. Kapan yapıları gaz birikimleri için potansiyel oluşturmaktadır. Sıvı göçleri sonucunda deniz tabanından sıvı çıkışları gözlenebilmektedir. Sıvılar su kolonuna ya çözünmüş ya da gaz fazında olabilmektedir. Bu çıkışların olduğu bölgelerde çamur volkanları ve çopurlar (pockmark) gibi başka morfolojik yapılar da birlikte oluşmaktadır.



Şekil 7.3 Çalışma alanında gözlenen yapıların tümünün konumlarını gösteren sonuç haritası.

Gwangyang Körfezindeki Holosen çamurlarının Fiziksel ve Akustik özellikleri batimetri ile uyumludur. Güney Denizinin orta kısmı (CSSM) fiziksel ve akustik parametrelere dolayısıyla yüksek ayrımlı sismik verilere dayalı olarak iki gruba ayrılır (Namae adasının Güneyi ve Naro adasının Güneydoğusu). Kaynak ile uzaklığa bağlı olarak Tortul dokusu fiziksel ve akustik özelliklerini kapsamaktadır. Sıkışma dalgası hızı Kuzeyden Güneydoğuya (Namhae adasının güneyi) veya Batıdan Doğuya (Naro adasının Güneyi) artmıştır. Naro adasının Güneyindeki çamur birikimleri SEYM ve Doğu Çin Denizi askıdaki tortulları ile etkilendiği şeklinde düşünülmüştür.

Böylelikle dünyanın iki farklı alandaki çalışmalarda her iki bölgede bir yerdeki yöntem ve bilgi birikimi diğer alana uygulanması gerekmekte olup böylelikle bu iki farklı alanda bu tez sayesinde bu gerçekleştirilmiştir. Sığ alandaki her yapının derinlerle bağlantılı olduğu ve yüzeyde deniz tabanındaki tortullarda derinlerin imzasını taşıdığı görülmektedir.

KAYNAKLAR

- Anderson, A. L. (1992). Remote acoustic characterization of the seafloor including gassy and hydrated sediment regions, in 2nd international offshore and polar engineering conference proceedings, v. 1: International Society of Offshore and Polar Engineering. Golden Colorado, 674-683.
- Anderson, R. S. (1974). Statistical correlation of physical properties and sound velocity in sediments. *Phys. Sound Mar. Sedim.*, 481-517.
- Andrussov, N., (1893). Bemerkungen über die Familie der Dreissensiden. *Zapiski Novorossiiskago Obshchestva Estestvoispytateler*, 18, 69-94.
- Bocealetti, M., Manetti, P., ve Pecoerillo, A. (1974). The Balkanide instance of Back-Are thrust belt possible relation with the Hellenides: *Geol. Soc. Amer. Bull*, 1077-1084
- Bohrmann, G., Ivanov, M, Foucher, J.P., Spiess, V., Bialas, J., Greinert, J., Weinrebe, W., Abegg, F., Aloisi, G., Artemov, Y., Blinova, V., Drews, M., Heidersdorf, F., Krabbenhöft, A., Klauke, I., Krastel, S., Leder, T., Polikarpov, I., Saburova, M., Schmale, O., Seifert, R., Volkonskaya, A., & Zillmer, M., (2003). Mud volcanoes and gas hydrates in the Black Sea: new data from Dvurechenskii and Odessa mud volcanoes, *Geo-Marine Letters*, 23, 239-249.
- Boyce, R. E. (1976). Definitions and laboratory techniques of compressional sound velocity parameters and wet-water content, wet-bulk density, and porosity parameters by gravimetric and gamma ray attenuation techniques. Schlanger, S.O., Jackson, E. (Eds.). *Init. Rep. DSDP 33*, 931-958.
- Çifci, G., Dondurur, D., Okay, S., Çopur, S., Sahling, H. and Klauke, I. (2005). Preliminary Results From High Resolution Geophysical Study on the Kozlu High, Offshore Zonguldak, Western Black Sea, *International Earth Sciences Colloquim*

On the Aegean Regions (IESCA), İzmir, Türkiye.

Dai, Y., Moriyama, T., Higashi, T., Togashi, K., Kobayashi, K., Yamanaka, H., Tominaga, M., Noguchi, K. (2004). Proteinase-activated receptor 2-mediated potentiation of transient receptor potential vanilloid subfamily 1 activity reveals a mechanism for proteinase-induced inflammatory pain. *J Neurosci.* 24, 4293–4299.

Dobrynın, B. F. (1922). Geomorphology of the Crimea. *Zemlevedeniye*, 1-2, 78–92 (in Russian).

Dondurur, D., Ergün, M. & Çifçi, G. (2007). High Resolution Acoustic Structure and Sediment Erosion on the Yeşilırmak River Continental Slope, Eastern Black Sea, 2nd Annual Meeting of Hermes Project, 24-30 March 2007, Faro, Portugal.

Dunbar, J. A. (2007). Electrical resistivity investigation of gas hydrate distribution in Mississippi Canyon Block 118, Gulf of Mexico.

Fınetti, 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.

Friedrich M.G., Strohm O, Schulz, M.J., Marciniak, H., Luft, F.C, Dietz, R., Noninvasive diagnosis of acute myocarditis by contrast-enhanced magnetic resonance imaging—response to the author *Circulation*, 99,459-460, (1999).

Garcia-Gil, S., Vilas, F., and 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.

Ginzburg, G. D., Kremlev, A. N., Grigoriev, M. N., Larkin, G. N., Pavlenkin, A. D., & Saltykova, N. A. (1990). Filtrogenic gas hydrates in the Black Sea, 21th Cruise of R/V *evpatoria*. *Geologiya i Geofizika*, 3, 10-19 (in Russian).

- Görür, N. (1988). Timing of opening of the Black Sea Basin: *Tectonophysics*, 147, 247-262.
- Hamilton, E. L. (1970). Sound velocity and related properties of marine sediments. North Pacific, *J. Geophys. Res.* 75, 4423-4446.
- Hamilton, E. L. (1980). Geoacoustic modeling of the sea floor. *J. Acoust. Soc. Am.*, 68, 1313-1340.
- Hamilton, E. L., Bachman, R. T. (1982). Sound velocity and related properties of marine sediments. *J. Acoust. Soc. Am.*, 72, 1891-1904.
- Han, H. S. (2005). Sequence stratigraphy and depositional environment of the Quaternary deposits on the southern continental shelf of Korea. (PhD. Thesis). Chungnam National University, Taejon, Korea, 121.
- Hardin, B. O., Richart, F. E. (1963). JR. Elastic wave velocities in granular soils. *J. Soil Mech. Found., Div. Amer. Soc. Civil Eng.* 89 (SM-5), 103-118.
- Horn, D. R., Horn, B. M., Delach, M. N. (1968). Correlation between acoustical and other physical properties of deep-sea cores. *J. Geophys. Res.* 73.
- Hsü, K. J., Nacev, I.K., & Vuchev, V. T. (1977). Geologic evolution of Bulgaria in the light of plate tectonics. *Tectonophysics*, 40, 245-256.
- Hyndman, G. D., Spence, R., Chapman, M. R., & Edwards, R. N. (2007). Gas Hydrates Geophysical studies of marine gas hydrate in Northern Cascadia.
- Hyndman, R. D., & Dallimore, S. R., (2001). Natural Gas Hydrate Studies in Canada, *Canadian Society of Exploration Geophysicists, Recorder*, 26, 11-20.

- Ivanov, M. K., Koniukhov, A. I., Kulnitskii L. M., & Musatov, A. A. (1989). Mud volcanism in the deep Black sea basin, *Vestnik MGU, geologicheskaya seriya*, N3.
- Johnson, G. R., Olhoeft, G. R. (1984). Density of rocks and minerals. pp. 1–38 in R. S. Carmichael (ed.), *CRC Handbook of Physical Properties of Rocks (Vol. 3)*, Boca Raton, FL: CRC Press, Inc.
- Judd, A. G., Hovland, M., Dimitrov, L. I. Garciaigil, S., & Jukes, V. (2002). The geological methane budget at continental margins and its influence on climate change, *Geofluids*, 2, 109 – 126.
- Kang, H. J., Chough, S. K. (1982). Gamagyang Bay, southern coast of Korea: Sedimentation on a tide-dominated rocky embayment. *Mar. Geol.* 48, 197-214.
- 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: Bozkurt, E., Winchester, J. A., & Piper, J. D. A., (eds) *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*. Geological Society, London, Special Publications, 173, 235-249.
- Kim, D. C., Kang, H. J. (1991). Suspended sediment budget in Kwangyang Bay through the Yeosu Sound. *Bull. Korean Fish. Soc.* 24, 31-38.
- Kim, D. C., Kim, G. Y., Seo, Y. K., Ha, D. H., Ha, I. C., Yoon, Y.S., Kim, J.C. (1999). Automated velocity measurement technique for unconsolidated marine sediment. *J. Oceanological. Soc. Korea.* 4, 400-404.
- Kim, D. C., Park, Y. A., Lee, C. B., Kang, H. J., Choi, J. H. (1992). Sedimentation and physical properties of inner shelf sediment, South Sea of Korea. *J. Geol. Soc.*

Korea 28, 604-614.

Kim, D. C., Sung, J. Y., Park, S. C., Lee, G. H., Choi, J. H., Kim, G. Y., Seo, Y. K., Kim, J. C. (2001). Physical and acoustic properties of shelf sediments, the South Sea of Korea. *Mar. Geol.*, 179, 39-50.

Kim, G. Y., (1998). Geotechnical property and paleoceanographic characteristics of the late Quaternary Ulleung Basin sediment, the East Sea, Korea. (PhD. Thesis). Pukyong National University, Busan, Korea, 117.

Kim, G. Y., Kim, D. C. (2001). Comparison and correlation of physical properties from the plain and slope sediments in the Ulleung Basin, East Sea (Sea of Japan). *J. Asian Earth-Sci.* 19, 669-681.

Kim, G. Y., Kim, D. C., Shin, I. C., Park, S. C., Yi, H. I., ve Kim, J. C. (1998). Late Quaternary paleoceanography as recorded by planktonic foraminifera in the Ulleung Basin, *East Sea. J. Korean Soc. Oceanogr.* 33, 8-17.

Kim, G. Y., Kim, D. C., Yoo, D. G., Shin, B. G. (2011). Physical and geoacoustic properties of surface sediments off eastern Geoje Island, South Sea of Korea. *Quaternary Int.* 230, 21-33.

Kim, M. S., Chu, K. S., Kim, O. S. (1986). Investigation of some influence of the Nakdong River water on marine environment in the estuarine area using Landsat imagery. *Rep. Korea Ministry Sci. Technol.*, 93-147.

Kim, S. Y., Suk, B. C. (1985). The sound velocity and attenuation coefficient of the marine surface sediments in the nearshore area, Korea. *J. Oceanogr. Soc. Korea* 20, 10-21.

- Krastel, S., Spiess, V., Ivanov, M., Weinrebe, W., Bohrmann, G., Shashkin, P., Heidersdorf, F. (2003). Acoustic investigations of mud volcanoes in the Sorokin Trough, Black Sea, *Geo-Mar Letter*, 23, 230-238.
- Kropotkin, P. N. (1967). Mechanism of the Earth's crust movements. *Geotectonika*, 5, pp. 25–40, (in Russian).
- Kruglyakova, R. P., Byakov, Y. A., Kruglyakova, M. V., Chalenko, L. A. & Shevtsova, N. T. (2004). Natural oil and gas seeps on the Black Sea floor, *Geo-Marine Letters*, 24, 150-162.
- Kvenvolden, K. A., Ginsburg, G. D., & Soloviev, V. A. (1993). Worldwide distribution of subaquatic gas hydrates. *Geo-Marine Letters*, 13, 32-40.
- Laughton, A. S. (1957). Laboratory measurements of seismic velocities in ocean sediment. *Proc. Roy. Soc. London, A*, 222, 336-341.
- Lee, K. W. (1992). Seismic characteristics and depositional process of sediments in Jinhae Bay, southeastern coast of Korea (MS Thesis), Chungnam National University, Taejon. Korea, 49.
- Lerche, I., & Bagirov, E. (1998). Guide to gas hydrate stability in various geological settings, *Marine and Petroleum Geology*, 15, 427-437.
- Letouzey, J., Bijou-Duval, B., Dorkel, A., Gonnard, R., Kristchev, K., Montadert, L., & Sungurlu, O. (1977). The Black Sea: a marginal basin; geophysical and geological data. In: Bijou-Duval, B., & Montadert, L., (eds) *International Symposium on the Structural History of the Mediterranean Basins*, Editions Technip, Paris, 363-376.
- Lim, D. I., Choi, J. Y., Jung, H. S., Rho, K. C., Ahn, K. S. (2007). Recent sediment accumulation and origin of shelf mud deposits in the Yellow and East China Seas,

Oceanogr, 73, 145-159.

Lichkov, B. L. (1933). The last pages of the geological history of the Black Sea. Prob. Sov. Geol., 1, pp. 15–28 (in Russian).

Makogon, Y. F. (1974). Hydrate of Natural Gas, Nedra, Moscow, (237 pp.) 1974 Penn. Well Tulsa, USA.

Makogon, Y. F., Holditch, S. A., Makogon, T. Y. (2007). Natural gas-hydrates-A potential energy source for the 21st Century, Journal of Petroleum Science and Engineering, 56, 14-31.

Mienert, J. (1984). The importance of carbonate content in the acoustic stratigraphy of Panama Basin. Mar. Geol. 54, 237–247.

Min, G. H. (1994). Seismic stratigraphy and depositional history of Pliocene-Holocene deposits in the southeastern shelf, Korean Peninsula, (Phd Thesis), Seoul National University, Seoul, Korea, 196.

Mosher, D. C., Morgan, K., Hiscott, R. H. (1994). Late Quaternary sediment, sediment mass flow processes and slope stability on the Scotian Slope, Canada. Sedimentology, 41, 1039-1061.

Muratov, M. V. (1955). History of tectonic development of deep Black Sea basin and its possible origin. Bull. Mojp. Otd. Geol, 30, 27–50 (in Russian).

Nafe, J. E. & Drake, C. L. (1957). Variation with depth in shallow and deep water marine sediments of porosity, density and the velocities of compressional and shear waves. Geophysics, 22, 523.

Nafe, J. E., Drake, C. L. (1963). Physical properties of marine sediments. In: Hill, M.N. (Ed.). The Sea. Interscience, New York, 794-815.

- Nobes, D. C., Mienert, J., Dirksen, G. J. (1991). Lithologic control of physical-property interrelations. pp. 657-669 in P. F. Ciesielski, Y. Kristoffersen, et al. (eds), Proc. ODP, Int. Repts. 114 College Station, TX: Ocean Drilling Program.
- Nobes, D. C., Villinger, H., Davis, E. E., Law, L. K. (1986). Estimation of marine sediments bulk physical properties at depth from seafloor geophysical measurements. *J. Geophys. Res.*, 91, 14033–14043.
- Obruchev, V. A. (1926). New tendencies in tectonics. *Izv. Geol. Komisii*, 45, 117–140 (in Russian).
- Okay, A. Ü., 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.
- Okay, S., Çifçi G., Lericolais G., Bohrmann G., Ivanov, M. (2006). A tributary canyon system, shallow gas accumulations and an unnamed mud volcano at Bosphorus outlet in Black Sea, European Geosciences Union, Geophysical Research Abstracts, Vol. 8, 08072, Vienna, 02-07 April 2006.
- Okyar, M., Ediger, V. (1999). Seismic evidence of shallow gas in the sediment on the shelf of Trabzon, southeastern Black Sea, *Continental Shelf Research*, 19, 575-587.
- Orsi, T. H., Dunn, D. A. (1990). Sound velocity and related physical properties of fine-grained abyssal sediments from the Brazil Basin (South Atlantic Ocean). *J. Acoust. Soc. Am.*, 88, 1536-1542.
- Orsi, T. H., Dunn, D. A. (1991). Correlations between sound velocity and related properties of glacio-marine sediments, Barents Sea. *Geo-Mar. Lett.* 11, 79-83.
- Park, S. C., Hong, S. K., Kim, D. C. (1996). Evolution of late Quaternary deposits on the inner shelf of the South Sea of Korea, *Mar. Geol.*, 131, 219-232.

- Park, S. C., Yoo, D. G. (1988). Depositional history of Quaternary sediments on the continental shelf off the southeastern coast of Korea (Korea Strait), *Mar. Geol.*, 79, 65-75.
- Park, S. C., Yoo, D. G., Lee, K. W., Lee, H. H. (1999). Accumulation of recent mud associated with coastal circulations, southeastern Korea Sea (Korea Strait). *Cont. Shelf. Res.* 19, 589-608.
- Park, Y. A. (1983). Late Quaternary sedimentation on the continental shelf off the southeast coasts of Korea., Reports RIBS-ED-82-507. Research Institute of Basic Science, Seoul National University, Seoul, pp. 163-186.
- Park, Y. A. (1985). Late Quaternary sedimentation of the continental shelf off the southeast coast of Korea, a further evidence of relict sediments. *J. Oceanogr. Soc. Korea*, 20, 55-61.
- Park, Y. A., Khim, B. K. (1990). Clay minerals of the recent fine-grained sediments on the Korean continental shelves. *Cont. Shelf. Res.* 10, 1179-1191.
- Park, Y. A., Kim, K. R., Park, S. C., Bak, S. Y. (1987). Characteristics of the bottom sediments from the continental shelf of the Korea Strait and some geotechnical aspects of the shelf fine grained sediments, *J. Oceanogr. Soc. Korea*, 22, 43-56.
- Popescu, I., Lericolais, G., Panin, N., De Batist, M., Gillet, H. (2007). Seismic expression of gas and gas hydrates across the western Black Sea, *Geo-Mar Letter*, 27, 173-183.
- Prensky, S. E. (1995). A review of gas hydrates and formation evaluation of hydrate-bearing reservoirs, 1995 meeting of the Society of Professional Well Log Analysts, June 26-29, Paris, France.

- Rice, D.D., & Claypool, G.E. (1981). Generation, accumulation and resource potential of biogenic gas, AAPG Bulletin, 65, 5-25.
- Robertson, A. H. F., & Dixon, J. E. (1984). Introduction: aspects of the geological evolution of the eastern Mediterranean. Geological Society, London, Special publications, 17, 1-74.
- 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.
- 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.
- Rutherford, S.R., & Williams, R.H. (1989). Amplitude-versus-offset variations in gas sand, Geophys. 54, 6880-688.
- Schon, J. (1963). Modelle seismische Untersuchungen im Hinblick auf die Schallgeschwindigkeit in Lockergesteinen, Monatsber. Deut. Akad. Wiss. Berlin. 5, 262-273.
- Shin, I. C., Yi, H. I. (1998). Study of environmental stability of the East Sea by foraminiferal distribution, The Sea. J. Korean Soc. Oceanogr., 3, 234-248.
- Sloan, E. D. (1990). Clathrate hydrates of natural gases, Marcel Dekker, New York.
- 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.

- Suk, B. C. (1989). Quaternary sedimentation processes, structures and sea level changes in the East China Sea, the Yellow Sea and the Korea-Tsushima Strait Regions, (PhD Thesis), University of Tokyo, Tokyo, Japan, 246.
- Sutton, G. H., Berchheimer, H., Nafe, J. E. (1957). Physical analysis of deep-sea sediments. *Geophysics*, 22, 779-812.
- Tinivella, U., & Carcione, J. M. (2001). Estimation of gas-hydrate concentration and free-gas saturation from log and seismic data. *Leading Edge* 20, 2, 200-203.
- Toksoz, M. N., Johnston, D. H., Timur, A. (1979). Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks: I. Laboratory measurements, *Geophysics*, 44, 681-690.
- Tugolesov, D. A., Gorshkov, A. S., Meysner, L. B., Solovyev, V. V. & Khakhalev, Y. M. (1985). The tectonics of the Black sea through, *Geotectonics*, 19, 435-445.
- Vanneste, M., Poort, J., Batist, M.D., Klerkx, J. (2002). A typical heat-flow near gas hydrate irregularities and cold seeps in the Baikal Rift Zone. *Marine and Petroleum Geology*, 19, 10, 1257-1274.
- Weber, M. E., Niessen, F., Kuhn, G., Wiedicke, M. (1997). Calibration and application of marine sedimentary physical properties using a multi-sensor core logger, *Mar. Geol.* 136, 151-172.
- Weitemeyer, K., Constable, S., Key, K. (2006). Marine EM techniques for gas hydrate detection and hazard mitigation. *The Leading Edge*, May, 629-632.
- Yamano, M., Uyeda, S., Aoki, Y., and Shipley, T. H. (1982). Estimates of heat flow derived from gas hydrates. *Geology* , 10 , 339-343.
- Yoo, D. G., Park, S. C. (2000). High-resolution seismic study as a tool for sequence stratigraphic evidence of high-frequency sea-level changes: latest Pleistocene-Holocene example from the Korea Strait. *J. Sediment. Res.* 70, 296-309.

Yuan, T., Hyndman, R. D., Spence, G.D., & Desmons, B. (1996). Seismic velocity increase and deep-sea gas hydrate concentration above a bottom-simulating reflector on the northern Cascadia continental.

Zonenshan, L. P., Lepichon, X. (1986). Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back-arc basins. *Tectonophysics*, 123, pp. 181–211.