

DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**BATI KARADENİZ KITASAL YAMACINDA GAZ
VE GAZ HİDRAT BİRİKİMLERİNİN
ARAŞTIRILMASI**

Özkan ÖZEL

Ağustos, 2012

İZMİR

**BATI KARADENİZ KITASAL YAMACINDA GAZ
VE GAZ HİDRAT BİRİKİMLERİNİN
ARAŞTIRILMASI**

Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü

Yüksek Lisans Tezi

Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Bölümü, Deniz Bilimleri Anabilim Dalı

Özkan ÖZEL

Ağustos, 2012

İZMİR

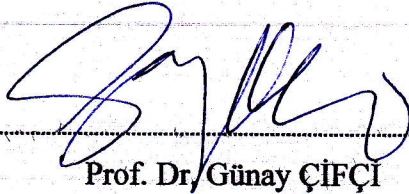
YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

Özkan ÖZEL, tarafından Doç. Dr. Derman DONDURUR yönetiminde hazırlanan “BATI KARADENİZ KITASAL YAMACINDA GAZ VE GAZ HİDRAT BİRİKİMLERİNİN ARAŞTIRILMASI” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamıve niteliği açısından bir Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.



Doç. Dr. Derman DONDURUR

Danışman



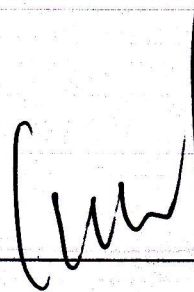
Prof. Dr. Günay ÇİFÇİ

Juri Üyesi



Prof. Dr. Mahmut G. DRAHOR

Juri Üyesi



Prof. Dr. Mustafa SABUNCU

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Tez çalışmalarım süresince bilgi ve tecrübesiyle bana her zaman yol gösteren, yapmış olduğu katkılar sayesinde mesleğime olan ilgimi ve merakımı hep canlı tutan, engin bilgi ve tecrübesini esirgmeden paylaşan tez danışmanım, değerli hocam sayın Doç. Dr. Derman Dondurur' a sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Veri işlem çalışmalarımı yürütebilme şansını bulduğum Seislab jeofizik laboratuvarının kurulması için emek harcayan ve bilgi ve tecrübesini bizlerle paylaşan değerli hocam sayın Prof. Dr. Günay Çifçi' ye ve bu laboratuvarın kurulması için maddi katkı sağlayan Devlet Planlama Teşkilatı (proje kodu: 2003K120360) – DPT' ye laboratuvardaki sistemlerin kurulumunu gerçekleştiren, TPAO uzman sistem operatörü sayın Erdal Özcan' a teşekkür ederim.

Birbirimize her zaman destek olmaya çalıştığımız Seislab ekibindeki arkadaşlarıma, yüksek lisans eğitimimiz süresince karşılaştığımız zorlukları birlikte aştığımız Yük. Jeof. Müh. Mert Küçük ve Jeof. Müh. Murat Er' e ayrıca teşekkür ederim.

Hayatım boyunca benden desteklerini hiçbir zaman esirgemeyen, varlıklarını hep yanımda hissettiğim ve motivasyon kaynağım olan sevgili aileme, çalışmalarına fikirleriyle katkı veren, bugünlere gelmemde emeği çok olan Jeof. Müh. Melek Korkmaz' a sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Çalışma alanında toplanan veriler Tübitak (proje kodu: 105Y156) ve Dokuz Eylül Üniversitesi Bilimsel Araştırma Fonu tarafından (proje kodu: 2005.KB.FEN.062) maddi olarak iki farklı proje ile desteklenmiştir.

Verilerin işlenmesi LANDMARK' a ait ProMAX yazılımı ile gerçekleştirilmiştir. Verilerin yorumlanmasında ise Seismic Micro Technology, Inc.' a ait Kingdom Suite yazılımından yararlanılmıştır.

Özkan ÖZEL

BATI KARADENİZ KITASAL YAMACINDA GAZ VE GAZ HİDRAT BİRİKİMLERİNİN ARAŞTIRILMASI

ÖZ

Batı Karadeniz kıtasal yamacı üzerinde sığ gaz ve gaz hidrat araştırmaları amacıyla, 2008 yılında şelf ve kıtasal yamaçta yaklaşık 355 kilometre çok kanallı yüksek ayrımlı sismik yansıma verisi toplanmıştır. Toplanan veri sığ gaz ve gaz hidrat birikimleri açısından yorumlanmak üzere standart veri işlem adımları kullanılarak işlenmiştir. Migrasyon sonrası final kesitlere uygulanan sismik nitelik analizleri (anlık frekans, anlık faz, anlık polarite, yansıma gücü, ortalama enerji) ile bölgede gaz içeren yapılara ait anomali yansımalar belirlenmiştir. Sığ gaz birikimlerinin çalışma alanındaki dağılımı haritalanmıştır. Yapılan analizler sonucunda, gaz birikimlerinin genellikle kıtasal yamaç üzerinde, antiklinal benzeri yapılar oluşturan sırt yapıların altında oluştuğu gözlenmiştir. Bu sırt yapılarının altında genellikle normal faylar mevcuttur. Gazın, derinlerden bu faylar boyunca yukarıya taşındığı düşünölmekte olup, buna dair kavramsal bir model üretilmiştir. Sığ gaz birikimlerinin derinlikleri deniz tabanından itibaren genellikle 40-510 mili saniye arasında olup, gaz birikimlerinin üst sınırları oldukça belirgin ters polariteli parlak noktalar (bright spots) şeklinde ayırt edilmektedir.

Ayrıca bölgede sınırlı bir alanda, olası gaz hidrat birikimlerinin belirlenmesini sağlayan BSR yansımaları gözlenmiştir. Ayrıca bölgede sığ bir resif yapısının varlığına da rastlanmıştır. Sismik verilerin analizi yardımıyla, resif yapısının oluşumu ve taban altındaki tortullarda gerçekleşen sıvı göçünü ortaya koyan bir model de çalışma kapsamında ortaya konulmuştur. Ek olarak, çalışma alanının genel stratigrafisini ortaya koymak için, final kesitleri üzerinde Miyosen, Pliyosen ve Kuvaterner dönemleri tanımlanmış ve Pliyosen ile Miyosen dönemlerine ait derinlik ve kalınlık haritaları oluşturulmuştur.

Anahtar Kelimeler: Batı Karadeniz, sismik yansıma, nitelik analizi, gaz hidrat, sığ gaz birikimleri, parlak nokta, resif.

INVESTIGATION OF GAS AND GAS HYDRATE ACCUMULATIONS IN THE WESTERN BLACK SEA CONTINENTAL SLOPE

ABSTRACT

In order to investigate gas and gas hydrate accumulations in the Western Black Sea continental slope, approximately 355 kilometer of high resolution multichannel seismic data was collected in 2008. The data was processed using conventional processing flows. Anomalous reflections of gas accumulations were determined on the final migrated sections using seismic attribute analysis (instantaneous polarity, phase and frequency as well as reflection strength). Distribution of shallow gas accumulations was mapped along the study area. Shallow gas accumulations have generally been determined under the ridge structures forming anticline-type formations. Normal faults were generally observed below these structures. It is concluded that the gas produced from deeper sediments migrates into the shallower sediments along these fault planes. A conceptual model indicating this fault-related gas migration and trapping were produced. Shallow gas accumulations are generally 40-510 millisecond below the seabed, and the high amplitude reflections from top of these reservoirs are distinguished by their distinctive negative polarity.

A Bottom Simulating Reflection (BSR) indicating gas hydrate formations was also observed in a limited area. A shallow reef structure was also observed in the area with gas related structures. A new model for the formation of this reef structure and fluid migration in the sediments below the reef was introduced. Furthermore, in order to define the general stratigraphic framework of the study area, Miocene, Pliocene and Quaternary interfaces were picked on the final seismic sections, and depth and thickness maps for Pliocene and Miocene times were computed.

Keywords: Western Black Sea, seismic reflection, attribute analysis, gas hydrate, shallow gas accumulations, bright spot, reef.

İÇİNDEKİLER

Sayfa

TEZ SINAVI SONUÇ FORMU	ii
TEŞEKKÜR.....	iii
ÖZ.....	iv
ABSTRACT.....	v

BÖLÜM BİR – GİRİŞ.....1

1.1 Tezin Amacı ve Problemler.....	1
1.2 Karadenizin Doğal Kaynakları	2
1.3 Denizel Sedimentlerde Gaz Gaz Hidrat ve Resif Oluşumları	5
1.3.1 Gaz Birikimleri.....	5
1.3.2 Gaz Hidrat Birikimleri ve Sismik Belirtileri.....	8
1.3.3 Sismik Kesitlerde Doğrudan Hidrokarbon Göstergeleri (DHI)	10
1.3.4 Resif Yapıları	12
1.4 Kullanılan Yöntem Veri ve Veri İşlem	14
1.4.1 Veri Toplama.....	14
1.4.2 Veri İşlem.....	15
1.4.2.1 Süzgeçleme İşlemleri	17
1.4.2.2 Kazanç İşlemleri	19
1.4.2.3 Dekonvolüsyon	19
1.4.2.4 İz Sıralama (CDP).....	19
1.4.2.5 Hız Analizi.....	20
1.4.2.6 NMO Düzeltmesi ve Yığıma	22
1.4.2.7 Migrasyon (Göç) İşlemleri	24
1.4.3 Karmaşık Nitelik Analizleri	24
1.4.3.1 Hilbert Dönüşümü.....	26
1.4.3.2 Zarf (Anlık Genlik) Kesitleri	29
1.4.3.3 Görünür Polarite.....	30

1.4.3.4 Anlık Frekans.....	31
1.4.3.5 Anlık Faz	31
1.4.3.6 Ortalama Enerji.....	33
BÖLÜM İKİ – KARADENİZ’İN GENEL JEOLJİSİ ve TEKTONİK EVTİMİ	34
2.1 Karadenizin Genel Jeolojisi.....	34
2.2 Karadenizin Tektonik Evrimi	34
2.3 Karadenizin Güncel Kinematığı ve Sismolojisi	39
BÖLÜM ÜÇ – BULGULAR.....	41
3.1 Sığ Gaz Birikimleri	41
3.2 Olası Resif Yapısının Sismik Analizi	87
3.2.1 Yığma Öncesi Veri Analizi.....	89
3.2.2 Hız Anomalileri.....	90
3.2.3 Karmaşık Nitelik Analizleri	92
3.3 BSR Yansımaları ve Olası Gaz Hidrat Yapıları	96
3.4 Miyosen Sonrası Stratigrafi.....	100
BÖLÜM DÖRT – TARTIŞMA.....	114
4.1 Sismik Nitelik Analizleri.....	114
4.2 Gaz Hidrat Birikimleri	118
4.3 Sığ Gaz Birikimleri	119
4.4 Resif Yapısı	122
BÖLÜM BEŞ – SONUÇLAR.....	125
KAYNAKLAR	127

BÖLÜM BİR

GİRİŞ

Karadeniz morfolojik olarak 2 farklı basenden oluşan bir yay ardı basenidir. Bu iki baseni Orta Karadeniz Sırtı ikiye bölmektedir. Batı Karadeniz' in Türkiye kıtasal kenarı morfolojik anlamda geniş bir şelf ve düşük eğimli bir kıtasal yamaca sahiptir. Bu durumun tam aksine orta Karadeniz' den başlayarak doğuya doğru şelf alanı çok dar kıtasal yamaç ve çok yüksek eğimlere sahiptir. Bu durum özellikle çalışma alanının da yer aldığı Batı Karadeniz kıtasal yamacında kalın bir sediment birikiminin varlığını da işaret etmektedir.

Batı Karadeniz kıtasal yamacı üzerinde sığ gaz ve gaz hidrat araştırmaları amacıyla, 2008 yılında, Tübitak (proje kodu: 105Y156) ve Dokuz Eylül Üniversitesi Bilimsel Araştırmalar Projesi (proje kodu: 2005.KB.FEN.062) tarafından desteklenen iki farklı proje kapsamında, şelf ve kıtasal yamaçta yaklaşık 355 km çok kanallı yüksek ayrımlı sismik yansıma verisi toplanmıştır. Toplanan veri sığ gaz ve gaz hidrat birikimleri açısından yorumlanmak üzere standart veri işlem adımları kullanılarak işlenmiştir. Bu standart veri işlem uygulamalarına ek olarak, kesitlerin tümüne sismik nitelik analizi uygulanmış ve sığ gaz alanlarının daha belirgin şekilde görüntülenmesi sağlanmıştır. Ayrıca çalışma alanına çok yakın olan İğneada-1 kuyu stratigrafi verisi tüm çalışma alanına yayılarak, bölgenin genel stratigrafisi de ortaya konulmaya çalışılmıştır.

1.1. Tezin Amacı ve Problemler

Bu çalışmanın amacı Batı Karadeniz kıtasal yamacında, var olduğu düşünülen olası sığ gaz ve gaz hidrat yapılarına dair sismik anomalilerin ortaya konmasıdır. Bu amaçla 2008 yılında Dokuz Eylül Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü araştırma gemisi R/V K.Piri Reis ile İğneada civarında toplanmış ve toplam uzunluğu 355 km olan yüksek ayrımlı çok kanallı sismik yansıma verileri incelenmiştir. Ayrıca standart veri-işlem adımlarından geçirilerek elde edilmiş final migrasyon kesitlerine karmaşık sismik nitelik analizleri uygulanmıştır. Tez çalışması

Çalışma alanının, kıtasal yamaç üstünde yer almasına karşılık önceden de belirtildiği gibi Batı Karadeniz kıtasal yamacının çok düşük eğimlere sahip olması bölgeyi sedimanter süreçler açısından önemli kılmaktadır. İncelenen sismik veriler ışığında kıtasal yamaç üzerinde olası sıg gaz yapıları ile ilişkili olduğu düşünülen sedimanter sırtlar, gömülü kanal yapıları ve çalışma alanının güney kesimlerinde yer alan olası bir resif yapısı gözlenmiştir. Ayrıca gaz hidratların sismik verilerdeki imzası niteliğinde olan BSR yansımalarına ait bir örnek de çalışma alanının kuzey kesimlerinde gözlenmiştir. Bütün bu bilgiler ışığında ve Karadeniz' in genel hidrokarbon potansiyeli göz önünde bulundurularak Batı Karadeniz kıtasal kenarının da büyük önem arz ettiği düşünülmektedir. Çalışma alanı yakınları ve Karadeniz' in genel hidrokarbon potansiyeline ise ilerleyen konularda değinilecektir.

Bütün bu durumlara karşılık, hidrokarbon potansiyelinin ortaya konulması açısından sismik veriler gösterge niteliğinde olup bu çalışma kapsamında bu göstergeleri ve anomalileri daha iyi görüntüleyebilmek ve yorumlayabilmek adına sadece standart sismik yorumlama yapılmamış, sismik verilerin nitelik analizleri ile bu anomaliler ve yorumlamaya bağlı sonuçlar kuvvetlendirilmeye çalışılmıştır. Bununla birlikte olası gaz ve gaz hidrat varlığının sismik verileri üzerinde saptanmasına yönelik ikincil yöntemlerden AVO (Genliğin ofset ile değişimi) ve doğrudan saptanmasına yönelik sondaj, deniz tabanı örnekleme ve deniz tabanı örnekleme çalışmalarına istinaden gerçekleştirilen kromatografi testleri gerçekleştirilememiştir.

Batı Karadeniz kıtasal yamacında deniz jeolojisi-jeofiziği çalışmaları literatürde çok sınırlıdır. Dolayısıyla bölgenin akustik yapısı hakkında çok fazla bilgi bulunmamaktadır. Bu anlamda yapılan bu çalışma bölgedeki yüksek ayrımlı deniz sismiği çalışmaları konusunda literatürdeki ilk çalışma niteliğindedir.

1.2. Karadenizin Doğal Kaynakları

Denizel ortamlarda yüksek tortullaşma oranı nedeniyle organik malzemenin oksidasyondan korunumu, hidrokarbon bileşiklerinin (petrol ve/veya ağır

hidrokarbon gazları) oluşumu için uygun ortamları hazırlar. Denizel sıg gaz birikimleri anlamında metan gazı en çok rastlanan hidrokarbon gazıdır ve derin tortullarda termojenik olarak, sıg kısımlarda ise biyojenik ve mikrobiyal aktivite sonucu son ürün olarak oluşur. Termojenik metan ve diğer petrol bileşiklerinin üretimi, karmaşık ve uzun zincirli organik moleküllerin tipik olarak 1000' den daha derinlerde yüksek basınç ve sıcaklık koşulları altında, uzun zaman dilimi boyunca kalmasıyla oluşmaktadır.

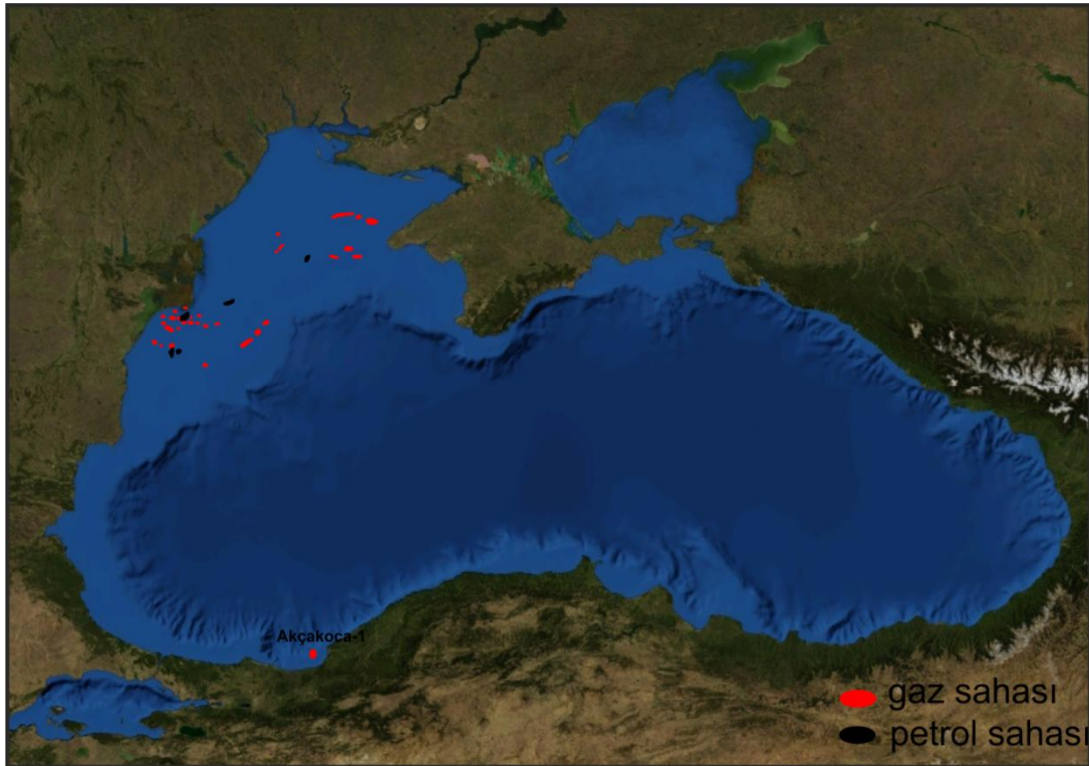
Karadeniz çevresinde organik karbonca zengin tortul taşıyan çok sayıda nehir bulunmaktadır. Güneybatı bölgesindeki nehirlerin başlıcaları, Pabuç, Kazan, Çilingos Kuzulu, Riva, Göksu ve Sakarya nehirleridir. Bu nehirler yıllık ortalama 100000 tonluk tortul girişi sağlamaktadırlar. Karadeniz tortulları organik karbon ve kalsitce zengindir. Karadeniz'in oşinografik özelliğinden dolayı 100-150 m su derinliğinden sonra oksijensiz yaşam koşulları hakimdir. Bu durum Karadeniz içerisindeki organik karbonun oksidasyona uğramadan deniz tabanında birikmesine, delta ortamındaki yüksek tortullaşma oranı sayesinde hızla gömülerek, gaz ve gaz hidrat oluşumuna olanak sağlamaktadır (Çifçi ve diğ., 2002; Dondurur ve Çifçi 2009). Akustik yöntemler kullanılarak Yeşilirmak deltası civarındaki sıg gaz birikimleri haritalanmıştır (Çifçi ve diğ., 2002). Karadeniz baseni etrafında metan çıkışları oldukça sık görülmektedir (Limonov ve diğ., 1997; Okyar ve Ediger, 1999; Amouroux ve diğ., 2002; Dimitrov, 2002). Doğu Karadeniz şelf alanında sıg sulardaki gaz birikimleri üzerine çalışılmış ve akustik veri üzerinde metan üretim zonuunun tabanı gösterilmiştir (Okyar ve Ediger, 1999). Yüksek tortullaşma oranına sahip şelf ve yamaç bölgeleri, metan kaynakları olarak dikkate alınmakta olup (Reeburgh ve diğ., 1991), derin basende de çamur volkanları ile birlikte parlak noktalar şeklinde metan birikim alanları gözlenmektedir (Çifçi, Dondurur, Krylov ve Ergün, 2003; Limonov, Woodside ve Ivanov, 1994; Limonov ve diğ., 1997; Ivanov, Limonov ve Van Weering., 1996).

Derin deniz sondajı şirketleri, Karadeniz'in doğal kaynaklarının araştırılması konusunda teşvik edilmelerine karşın, bu durumun yüksek maliyet ve risk içermesi sebebiyle çok davetkâr olamamıştır. Karadeniz önemli derecede araştırma

potansiyeline sahip olmasına rağmen, Batı Karadeniz’de birkaç adet kuyu delinmiş ancak basen tabanı yeterince araştırılmamıştır. Ama günümüzde bu durum değişmeye başlamıştır. Eğer başarı sağlanırsa araştırmalar sonucunda Karadeniz en son keşif edilen ana petrol sağlayıcı derin deniz baseni olmaya adaydır.

Dünyanın en eski petrol havzalarından biri olan Karadeniz’in çevresinde önemli gaz ve petrol sahaları bulunmaktadır. Bunların başında Karadeniz’in kuzeybatı köşesinde yer alan Romanya açık denizindeki (off-shore) petrol üretim sahası gelmektedir. Bu alan petrol üretimi kesinleşen ilk ve tek sahadır. Üretim yaklaşık 20 yıl önce başlamış ve günlük 30000 varile denk petrol üretimi Oligosen öncesi (Kretase-Eosen) rezervuarından yapılmaktadır. Karadeniz’in kuzeybatısında yer alan Odessa Shelfi’inde 40 yıla yakın araştırmalar sonucunda, 8 adet gaz sahası keşif edilmiştir (Khriachtchevskaia ve Stovba, 2007). Rusya’nın Golitsyno sahasında 1975 yılında ilk ticari gaz üretimi Maykopian kumtaşları içerisinde üretilmeye başlamıştır. Yapılan araştırmalar ile keşif edilen 8 sahada kalan rezervuar 1500 milyar kübik feet hacmine sahiptir. Odessa körfezi, Bulgaristan açık denizi ve Türkiye açık denizi Oligosen öncesi rezervuarlarda sadece birkaç üretim sahası bulunmaktadır. Karadeniz yamaç ve kıtasal yükselim alanlarında 2004 yılından bu yana TPAO tarafından 2 ve 3 boyutlu sismik çalışmalarla araştırılmakta olup, bu bilgiler ışığında açılan sığ ve derin su alanlarındaki kuyulardan Ereğli açıklarındaki Ayazlı-1 kuyusundan ticari anlamda gaz üretimi yapılabilmektedir. 2007 yılında delinen Akçakoca-1 kuyusundan yıllık ortalama 115 milyon m³ doğal gaz üretimi yapılmaktadır (Menlikli ve diğ., 2009). Karadeniz’in çevresinde üretim yapılan gaz ve petrol sahaları Şekil 1.1’de gösterilmiştir.

Günümüzde araştırmalar shelf bölgelerindeki terslenmiş yükselime (inverted structural highs) odaklanmıştır. Üretim yapılan seviyeler, Üst Kretase, Paloesen, Eosen, Oligosen-Alt Miyosen (Maykopian) ile ilişkilidir. Bu seviyelerin derinlikleri 480-3000 m arasında değişmektedir.



Şekil 1.1 Karadeniz çevresinde üretim yapılan gaz ve petrol sahaları, (Khriachtchevskaia ve Stovba, 2007, Naudts ve diğ., 2009, Menlikli ve diğ., 2009'dan düzenlenerek.)

1.3 Denizel Sedimentlerde Gaz, Gaz Hidrat ve Resif Oluşumları

1.3.1 Gaz Birikimleri

Deniz tabanı tortullarında sığ gazın varlığı, taban tortullarının özelliklerinden biri olarak uzun zamandan beri bilinmektedir. Jeolojik faaliyetler atmosfere birçok farklı gazın girişine sebep olabilirler: volkan patlamalarından SO_2 , H_2O (su buharı), HCl ve CO_2 ; hidrotermal sızıntılardan H_2 , NO_2 , CO_2 ve CO ; magmatik kaynaklardan He ve Rn gibi. Bunların yanında, tortulların depolanması sırasında gömülen organik malzemenin doğal olarak bozuşması sonucu en genel jeolojik gaz olarak adlandırılan metan (CH_4), tortulların içerisinde üretilmektedir.

Denizel ortamlarda metan gazı, derin tortullarda “termojenik” olarak, ya da sığ kısımlarda “biyojenik” olarak üretilmektedir. Derin tortullarda meydana gelen termojenik metan ile diğer petrol bileşiklerinin meydana gelişi, karmaşık ve uzun zincirli organik moleküllerin, tipik olarak 1000 m'den daha büyük derinlik seviyelerinde çok uzun zaman periyotları boyunca yüksek sıcaklık ve basınç şartları

altında kalması ile oluşmaktadır. Biyojenik metan gazı oluşumunun kaynağını ise planktonlar, balıklar, bitkiler ve katı atıklardan türeyen organik malzemeler oluşturmaktadır. Yüksek tortul birikimine sahip, organik malzemenin hızla gömülmesiyle malzemenin oksidasyonunu önleyerek tortullar içinde daha sonraki bakteriyel bozulma için korunma şartlarını sağlayan deltalar, denizel ortamlarda biyojenik metan oluşumu ve üretimi için ideal alanlardır (Baraza ve Ercilla, 1996).

Metan üreten bakteriler (methanogenic archaea) tarafından, organik malzemenin bozunmasının bir son ürünü olarak, biyojenik (mikrobiyal) metan üretilir. Bu işlem organik malzemenin depolanmasından kısa bir süre sonra başlar ve “sülfat indirgeyen bakterilerin (sulphate reducing bacteria)” faaliyet göstermesi sonucu sülfat seviyesinin yok olduğu sığ derinliklerdeki tortullarda meydana gelir (Rice ve Claypool, 1981).

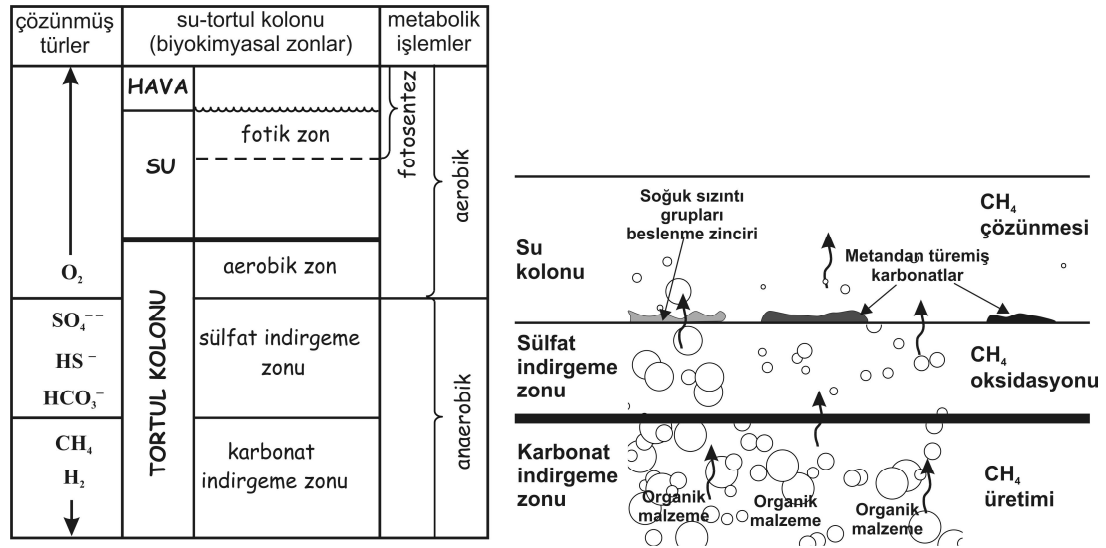
Biyojenik gaz üretiminde, tortullar içerisinde meydana gelen biyokimyasal işlemleri ifade eden farklı derinliklere sahip 3 farklı zon bulunmaktadır (Şekil 1.2). Bunlar aerobik zon, sülfat indirgeme zonu ve karbonat indirgeme (veya metan üretim) zonu olarak isimlendirilir. Aerobik zon, genel olarak 0.2-0.5 m kalınlığındadır. Bu zonda gerçekleşen aerobik solunum nedeniyle ortamda oksijen tükenir ve bölgede sülfat indirgenmesi baskın solunum haline gelir. Sülfatın bakteriyel indirgenmesi sonucu, sülfat indirgeme zonu içerisinde H_2S üretimi meydana gelir. Çözünmüş halde bulunan H_2S , reaktif halde bulunan demir ile tepkimeye girerek ortamda pirit (FeS_2) oluşmasına neden olur. Özetle, sülfat indirgeme zonu içerisinde bulunan H_2S çeşitli tepkimeler sonucu FeS olarak çökelmektedir. Sülfat indirgenmesi ortamdaki sülfatın tamamen yok edilmesiyle sona erer. Bu aşamada, sülfat indirgeme zonunun tabanından itibaren bu zonun altındaki CO_2 indirgemesi yoluyla, organik malzemenin oksidasyonu ile üretilen hidrojenin kullanılması sonucu metan üretimi başlar. Sığ denizel tortullarda biyojenik metan üretiminin ana mekanizmasını CO_2 indirgemesi oluşturmaktadır. Denizel ortamlarda biyojenik metan üretimi için, genel olarak yüksek tortulaşma (sedimentasyon) oranları (30 m/My) ve en az %0.5 oranında toplam organik karbon (TOC) gerekmektedir (Rice ve Claypool, 1981).

Metan, düşük moleküler ağırlığı ve suda çözünebilme özelliği sebebiyle tortullar içerisinde çözünmesinin ardından yüzeye doğru (yeryüzü veya deniz tabanı) göç etme eğilimi gösterir. Üretilen metanın bir kısmı, üretildiği ortamdaki boşluk suyu içerisinde çözünür. Metan üretimi çözünebilirlik seviyesini aştığında, tortul gözeneklerinde serbest (kabarık fazında) metan birikmeye ve yükselmeye başlar (Şekil 1.2). Yükselen metan kabarcıkları sülfat indirgeme zonu içerisine girer ve bu zon içerisinde hızla oksidize olarak büyük kısmı yok edilir. Oksidize edilemeyecek kadar hızlı yükselen metan kabarcıkları bu zonu geçerek deniz tabanına ulaşırlar. Deniz tabanına ulaşan metanca zengin sıvılar (boşluk suyu) içerisindeki bikarbonat deniz tabanında çökerek “metandan türemiş karbonat birikimlerini (methane-derived authigenic carbonates)” meydana getirir. Ayrıca deniz tabanındaki bu metanla beslenen “soğuk sızıntı birliktelikleri (cold seep communities)” bakteriyel beslenme zincirleri meydana gelir. Bu nedenle deniz tabanında gözlenen bu tür karbonat birikimleri ve bakteriyel oluşumlar, tabana metan sızıntısının jeokimyasal kanıtı olarak görülmektedir. Deniz tabanına kadar yükselen metan, su kolonu içerisine girer ve su kolonunda yükselirken hızla çözünerek yok edilir (Şekil 1.2). Bu nedenle, özellikle derin sularda deniz yüzeyine kadar yükselebilen gaz kabarcıklarını gözleyebilmek neredeyse mümkün değildir.

Tortullar içerisinde üretilen metan yükselirken, gazın bir kısmı üstte uzanan ince daneli ve daha az gözenekli yapılar tarafından durdurulur ve metan bu geçirimsiz birimlerin altında kapanılarak gaz rezervuarlarını meydana getirir. Metanın bir kısmı da düşük sıcaklık ve yüksek basınç koşulları altında su ile birleşerek, tortullar içerisinde buz kristaline benzeyen gaz hidrat birikimlerini oluşturur. Sığ gaz ceplerine yanlışlıkla yapılan sondajlarda meydana gelen patlamalar, büyük miktarlarda gaz birikimi olabileceğini göstermektedir. Ticari olarak işletilebilir gaz rezervuarları, tortullar içerisinde derin kısımlarda oluşma eğilimindedir, ancak birikim her derinlikte oluşabilir (Judd ve Sim, 1998).

Geçirimsiz bir tabakanın altında biriken gaz sondaj esnasında patlamalara yol açabilmektedir. Kabarık fazındaki gaz birikimi sebebiyle oluşan boşluk basıncındaki artış, tortulların kayma dayanımını azaltarak duraysızlaşmasına ve

denizel mühendislik yapılarında hasar oluşumuna neden olmaktadır. Sismik, gel-git ya da dalga etkisi nedeniyle, kabarcık fazındaki gazda oluşan dönemsel genişleme ve daralmalar tortul dayanımını daha da azaltmakta ve kıtasal yamaçlarda potansiyel heyelanlar oluşmasına neden olmaktadır.



Şekil 1.2 Denizel tortullarda biyojenik metan üretiminde, tortullar içerisindeki 3 farklı biyokimyasal zon (solda, Rice ve Claypool, 1981) ve bu zonlar içerisindeki farklı kimyasal işlemler (sağda, Çiççi, Dondurur ve Okay, 2005).

Metan gazının sera etkisi, CO₂' den yaklaşık 20 kat daha büyüktür. Bu sebeple deniz tabanından atmosfere doğru olan metan gazı akışı, küresel karbon içeriği ve iklim üzerinde de önemli etkilere yol açabilmektedir. Lowe ve Walker (1997), özellikle CO₂ ve metanın atmosferik yoğunlaşmaları ile iklim değişimi arasındaki görünür ilişkiyi inceleyerek, bu gazların yoğunluklarındaki değişimi, Kuvaterner iklim kaymalarındaki değişimlerde önemli rol oynayabilecek faktörlerden biri olarak dikkate almışlardır. Judd ve diğer. (2002), atmosfere tüm jeolojik kaynaklardan yılda 16-40 Tg metan girişi olduğunu, bunun büyük kısmını ise fosil kaynakların oluşturduğunu ileri sürmüşlerdir.

1.3.2. Gaz Hidrat Birikimleri ve Sismik Belirtileri

Binlerce yıl boyunca deniz tabanı altındaki derin tortullar içinde bakteriler, organik malzemece zengin katmanlar aracılığıyla birikirler ve bu ortamlarda bol

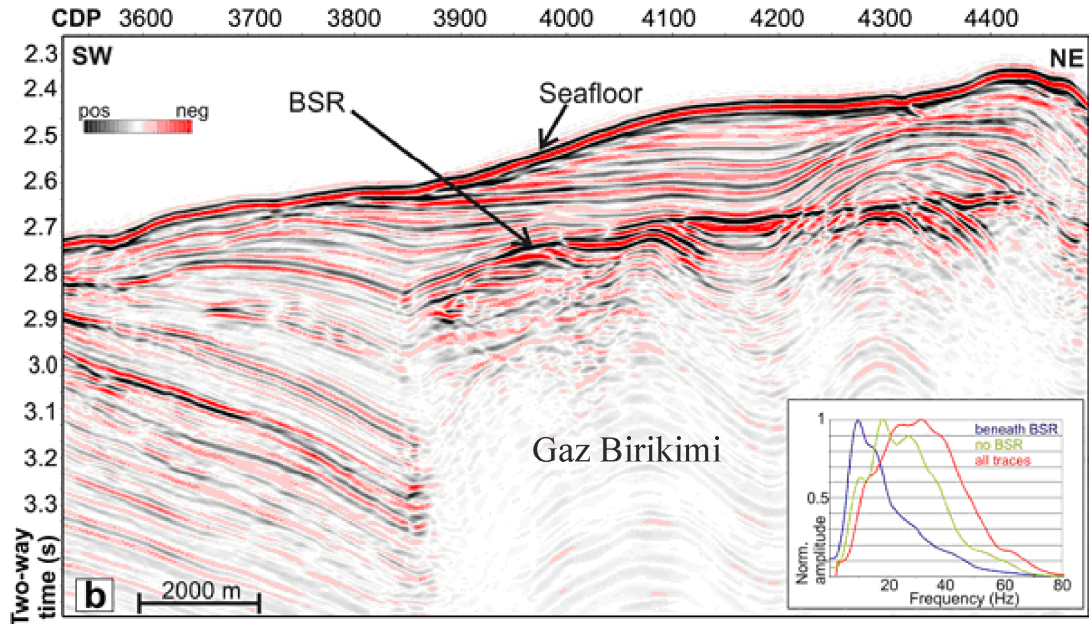
miktarda metan gazı oluşumuna neden olurlar. Gaz kabarcıkları yukarıya doğru çıkarken tortulların gözeneklerinde birikmeye başlarlar. Metan gazı düşük sıcaklıkta sadece birkaç santigrat derecede ve yüksek basınç altında hidrat oluşumunu sağlar. Gaz hidrat; doğal gaz ve suyun karışımından şekillenen, buz benzeri kristalleri olan katı bir maddedir. Uygun basınç ve sıcaklık koşulları altında, metan gazı su moleküllerince hapsedilir ve ortaya buz görünümlü katı maddeler (gaz hidrat) çıkar. Yapı içerisinde farklı türden gazlar bulunabilmesine karşın, en temel gaz metandır. Bunlar sediment boşluklarında ve çimentolanmayla düğüm (yumru) veya tabakalar şeklinde meydana gelir (Şekil 1.3). Gaz hidrat, kutup bölgelerinde sığ sularda ve donmuş alanlarda (permafrost) ve basınç ile sıcaklık koşulları uygun olduğu kıtasal yamaç bölgelerindeki sedimentlerde bulunmaktadır. Gaz hidratlar sadece düşük sıcaklık ve yüksek basınç koşulları altında (termobarik koşullar) durağandır. Sıcaklık artar ve/veya basınç azalırsa yapı çözünür ve gaz hidrat, gaz ve su olarak iki faz yapısına geçer.



Şekil 1.3 Sediment içerisinde bulunan katı kristalin yapıdaki gaz hidrat örneği (Matsumoto ve diğ., 2011).

Gaz hidrat birikimlerinin sismik kesitlerde tanınması, tabana benzeyen yansımalar (Bottom Simulating Reflectors - BSR) ile mümkündür. Gaz hidrat birikimlerinin tabanından alınan bu yansıma, deniz tabanının altında uygun termobarik koşulların bulunduğu derinliği takip eder ve bu derinlik genellikle deniz tabanına paralel uzanır. Bu nedenle BSR yansımaları genellikle deniz tabanını takip ederler ve normal stratigrafik tabakaları keserler. Gaz hidrat birikimlerinin ve dolayısıyla BSR yansımalarının altında genellikle serbest gaz birikimleri de bulunmaktadır. BSR yansımaları 3 temel özelliği ile sismik kesitlerde kendini gösterir. Bunlardan ilki

deniz tabanına göre ters polariteye sahip olmasıdır. Bir diğeri çok güçlü bir yansıma verirler bunun sebebi gözenekli sediment içerisinde bulunan gaz hidrat molekülleri çimento görevi görerek sedimenti pekleştirir ve sismik sinyal için yüksek hızlı bir zon oluşturur. BSR birikiminin hemen altında ise çoğu zaman serbest gaz olması, yüksek hızlı zondan hemen sonra ani bir düşük hız zonuna giren sismik sinyalde akustik empedans farkından dolayı polarite terslenmesi gözlenir. Uygun sıcaklık-basınç (termobarik) koşullarını takip eden BSR yansımaları bu sebeple deniz tabanının belli derinliklerinde oluşur. Bu sebeple deniz tabanını taklit eder. BSR yansımaları stratigrafik bir ara yüzey değildir ve genellikle stratigrafik ara yüzeyleri keserler. BSR yansımasının sismik kesitte görülen bir örneği Şekil 1.4' te verilmiştir.



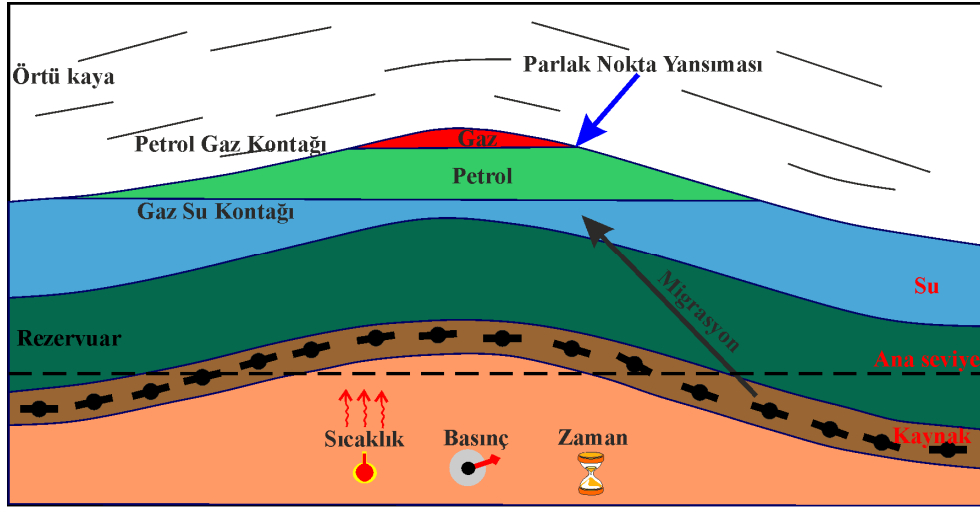
Şekil 1.4 Sismik kesitte gaz hidrat birikiminin belirteci olan BSR yansıması görülmektedir. (Riedel ve Rohr, 2012).

1.3.3 Sismik Kesitlerde Doğrudan Hidrokarbon Göstergeleri (DHI)

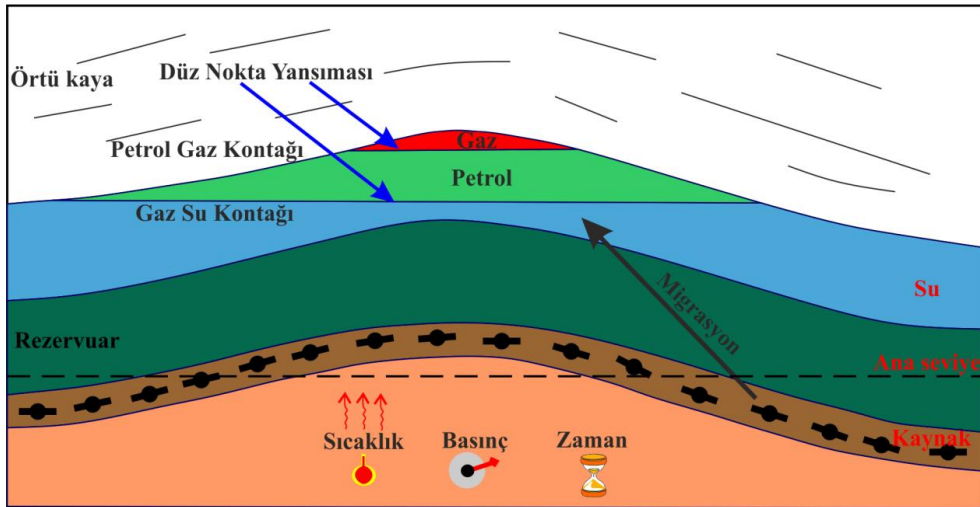
(a) *Parlak Nokta*: Suyu doymun tortullar ile gaza doymun tortul ara yüzeylerinden alınan yansımalarıdır (Şekil 1.5). Bu yansımalar altlarında gaz olduğunu işaret ederler. Genellikle yanal yönde küçük mesafeler boyunca devam ederler ve kaybolurlar. Çevre yansımalarına oranla genlikleri birkaç kat daha yüksektir bu sebeple parlak nokta (bright-spot) olarak isimlendirilirler.

(b) *Düz Nokta*: Gaz/petrol ara yüzeylerinden veya petrol/suya doymun tortul ara yüzeylerinden alınan yansımalar (Şekil 1.6). Neredeyse yatay uzanırlar ve bu yüzden düz nokta (flat-spot) adını alırlar. Bu yansımaların genlik değerleri de çevre yansımalarına oranla birkaç kat daha büyüktür.

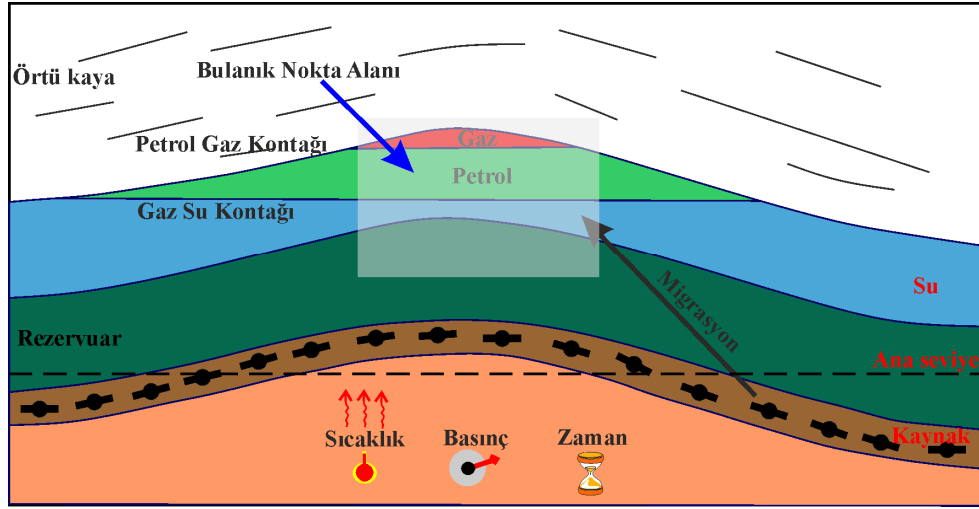
(c) *Bulanık Nokta*: Gaz birikimleri sismik sinyali soğururlar ve sinyalin derinlere penetre etmesine engel olurlar. Kolon şekilli gaz yükselimleri veya gaz rezervuarları, sismik kesitlerde yansımaz veya çok düşük genlikli bozulma bölgeleri oluştururlar (Şekil 1.7). Bu bölgeler gaz birikimi göstergesi olabilir.



Şekil 1.5 Hidrokarbon birikimlerinin jeolojik koşulları ve Parlak nokta yansıması (Parker, 2005' den değiştirilerek).



Şekil 1.6 Düz nokta (flat-spot) yansıması (Parker, 2005' den değiştirilerek).

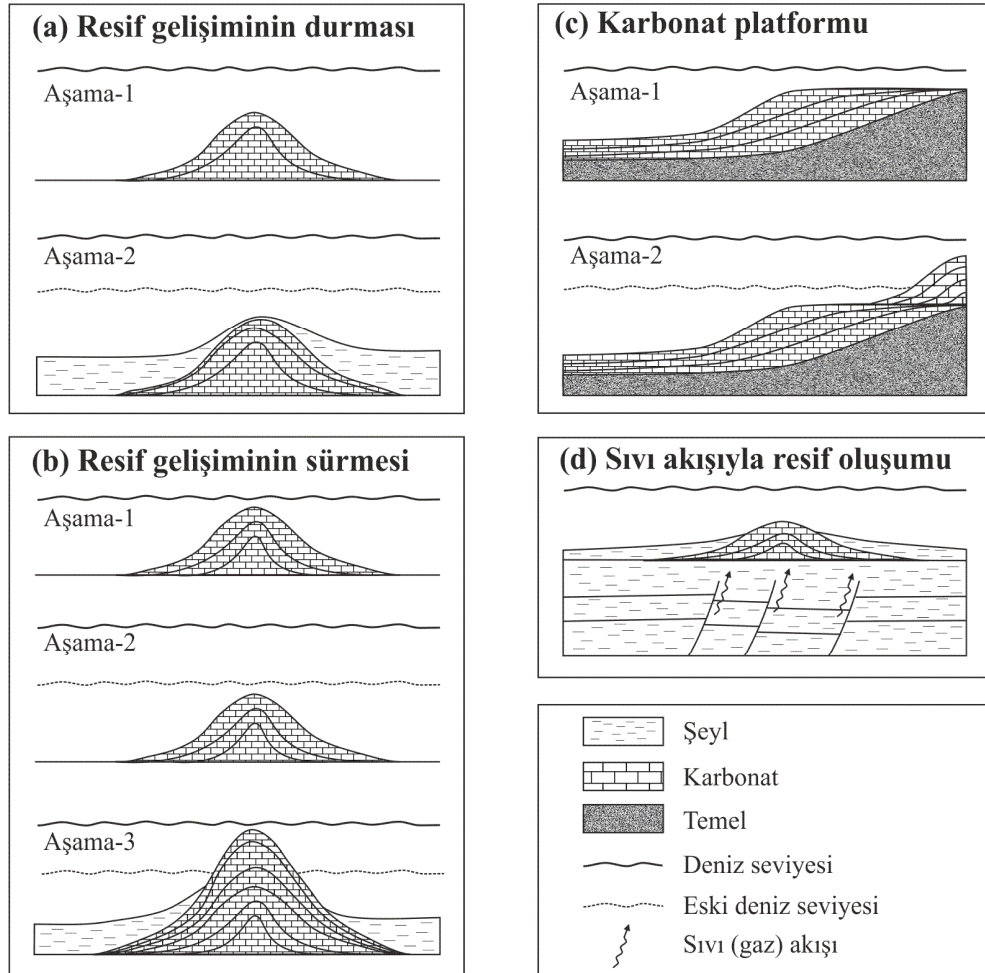


Şekil 1.7 Bulanık nokta (dim-spot) bölgesi (Parker, 2005' den değiştirilerek).

1.3.4. Resif Yapıları

Karbonat resifi, “canlı kolonileri ve birikmiş iskelet parçaları, karbonat/silikat kumu ve organik/inorganik kalsiyum karbonattan oluşan ve koloni ile tortulların taşlaşmasına neden olan kireçtaşından meydana gelen tepe, yükselim veya sırt yapısı” olarak tanımlanmaktadır (Hovland, 1990). Resifleri, tropik adaların etrafında görülen saçak türü resifler (fringing reefs), çöken okyanus adaların çevresindeki bariyer resifleri (barrier reefs), bunların gerisinde çok sığ sularda oluşan dairesel/izole yama resifleri (patch reefs), neredeyse tamamen silindirik şekilli ve düşey kanatlara sahip tepe resifleri (pinnacle reefs) ve okyanusal adanın tamamen çökmesi sonucu yüzeyde kalan dairesel şekilli atol türü resifler olarak sınıflandırmak mümkündür (Dominguez ve diğ., 1992). Resiflerin oluşumu küresel deniz seviyesi değişimleri ile ilintilidir (Woodroffe ve diğ., 2000; Yubo ve diğ., 2011) ve genellikle tropik ve ekvatora yakın bölgelerde sıcak sularda oluşurlar. Bunun yanı sıra, Hovland ve Thomsen (1997) ve Hovland ve Risk (2003) Kuzey Denizi sularında deniz tabanı resifleri üzerinde yaptıkları çalışmalarda, bu bölgedeki resiflerin, taban altında sığ derinliklerdeki gaz (genellikle metan) birikimi ve deniz tabanına gaz sızıntılarının bulunduğu alanlarda yoğunlaştıklarını ortaya koymuşlardır. Hovland (1990) ise, resiflerin sürekli şekilde devam eden deniz tabanı metan sızıntıları (cold seeps) sonucu oluşabileceğini ileri sürmüş ve Kuzey Denizinde bu tür resif yapılarının

ayrıntılı özelliklerini incelemiştir. Şekil 1.8, deniz seviyesi değişimlerine bağlı olarak resif yapılarının gelişimlerini şematik olarak vermektedir. Gerçekte metan gazı, denizel tortullarda üretilmesinin hemen ardından deniz tabanına göç etme eğilimi gösterir. Metan üretimi çözünübilirlik seviyesini aştığında, tortul gözeneklerinde kabarcık fazında metan birikmeye ve yükselmeye başlar. Sülfat indirgemesi ile oksidize edilemeyecek kadar hızlı yükselen metan kabarcıkları deniz tabanına ulaşırlar. Bu metanca zengin sıvılar (boşluk suyu) içerisindeki bikarbonat deniz tabanında çökerek “metandan türemiş karbonat birikimlerini (methane-derived authigenic carbonates)” meydana getirir. Bu tür kayaçlar genellikle aragonite/kalsit çökelişi ile oluşmaktadır ve yükseklikleri 4 m’ ye ulaşabilir. Karadeniz’de bu türden karbonat yapıları geniş çapta gözlenmektedir (örn. Mazzini ve diğ., 2004).



Şekil 1.8 (a) Deniz seviyesi yükselimi ile resif oluşumunun durması ve (b) sürmesi, (c) şelf karbonat platformlarının oluşumu ve (d) deniz seviyesi değişimleri ile ilişkiz olarak soğuk sızıntılara bağlı resif gelişiminin şematik gösterimi.

Ortadoğu ve Kuzey Afrika üretim alanları dahil olmak üzere, dünya üzerindeki pek çok büyük petrol ve doğal gaz üretim alanı, resif türü karbonat yapılarından meydana gelmektedir. Organik karbonat yığılımları veya resifler, en önemli hidrokarbon birikim alanlarından birini oluştururlar. Kıtasal şelflerde genellikle şelf kırılma alanlarında veya kıtasal yamaçlarda gözlenirler (Dominguez ve diğ., 1992). Resifler stratigrafik kapan türü içerisinde değerlendirilirler ve sismik kesitlerde oldukça belirgin, gömülü, uzunlamasına tepecikler şeklinde gözlenirler.

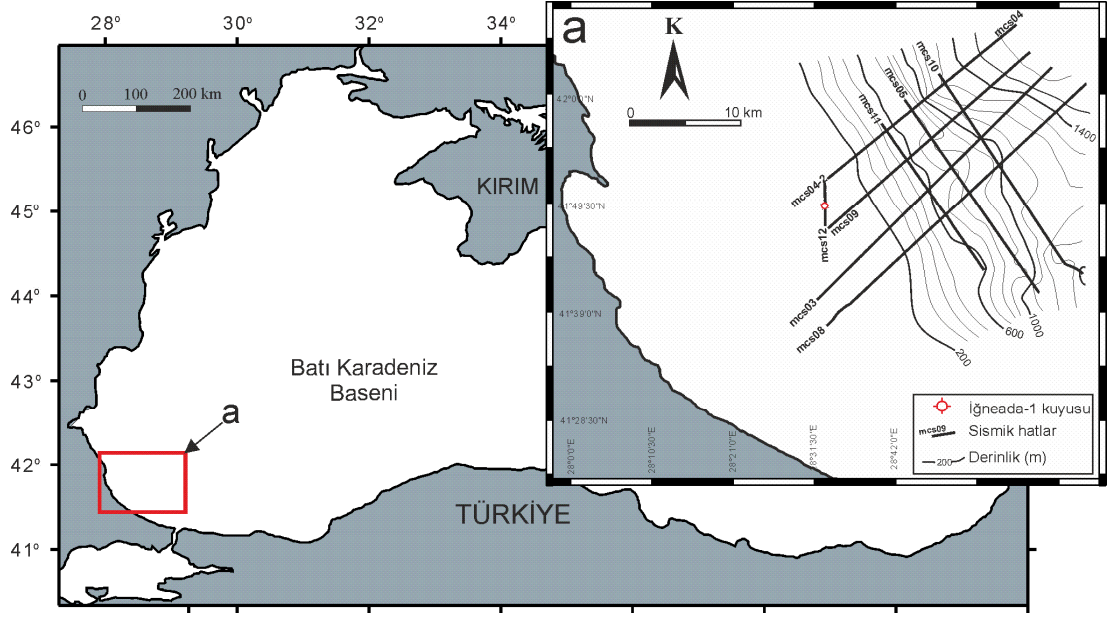
1.4. Kullanılan Yöntem, Veri ve Veri İşlem

Tez çalışmasına ait yöntemler, arazi çalışması niteliğinde olan veri toplama, laboratuvar çalışması niteliğinde olan veri-işlem ve bu verilerin yorumlanmasını kapsamaktadır. Veri işlem adımları sadece standart veri işlem süreçleri ile sınırlı kalmamış sismik verilerin nitelik analizlerine de yoğun olarak yer verilmiştir.

1.4.1. Veri Toplama

2008 yılında Dokuz Eylül Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü'ne bağlı olan R/V Koca Piri Reis araştırma gemisi ve jeofizik laboratuvarının veri toplama ekipmanları kullanılarak, proje kapsamında Batı Karadeniz kıtasal yamacı üzerinde sıg gaz ve gaz hidrat araştırmaları amacıyla, kıtasal yamaçta 8 adet profil üzerinde yaklaşık 355 km çok kanallı yüksek ayrımlı sismik yansıma verisi toplanmıştır. Çalışma alanı yakınlarındaki İğneada-1 kuyu lokasyonu ve toplanan sismik hatların yer bulduru haritası Şekil 1.9' da verilmiştir.

Toplanan veriler yine Dokuz Eylül Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü'ne ait sismik laboratuvarı yazılım ve donanım altyapısı kullanarak işlenmiştir. Sismik veri toplama ve sistemlerini gösteren blok diyagram Şekil 1.10' da verilmiştir. Sismik veri toplama parametreleri Tablo 1.1' de verilmiştir. Ayrıca çok kanallı sismik veriye uygulanan standart veri işlem adımları ve ileri veri işlem adımları sırasıyla Tablo 1.2 ve Tablo 1.3' de verilmiştir.



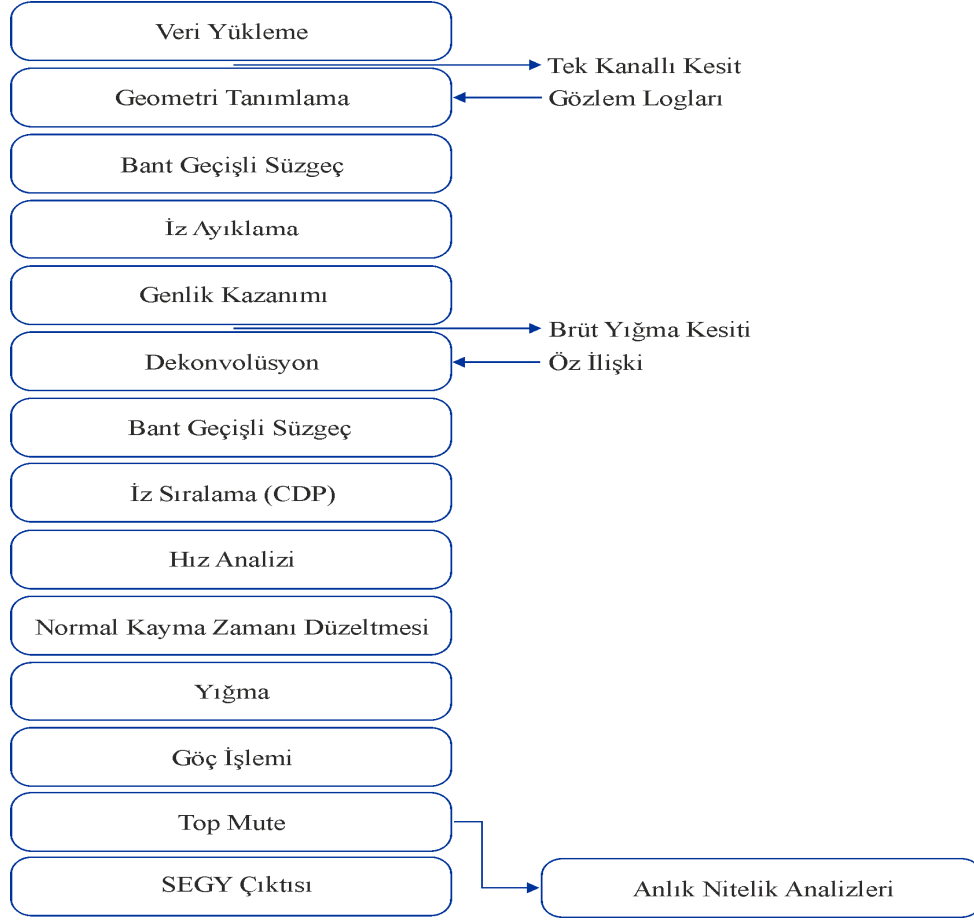
Şekil 1.9 a) Kıyı boyunca toplanan sismik hatlar ve Iğneada-1 kuyusunun yer bulduru haritası.

Tablo 1.1 Çok kanallı sismik veri toplama parametreleri

Kanal sayısı	96
Streamer uzunluğu	600 m
Kayıt uzunluğu	4000 ms
Grup aralığı	6.25 m
Örnekleme aralığı	1 ms
Streamer derinliği	3-4 m
Atış aralığı	12.5 m
Kaynak	GI gun (75+75 inç ³)
Kaynak derinliği	3 m
Kaynak basıncı	2000 psi (160 bar)
Minimum Ofset	100 m
Veri formatı	Standart SegY

1.4.2. Veri İşlem

Veri işlem adımları standart veri işlem uygulamalarını kapsamaktadır. Bu standart veri işlem adımları tez kapsamında ön veri işlem ve ileri seviye veri işlem olmak üzere iki farklı süreçte tamamlanmıştır. Sismik yansıma verilerinin işlenmesi, karmaşık bir dizi veri işlem adımlarının ardışık olarak toplanan sismik veriye uygulanmasını içermektedir. Sismik veriye sırasıyla uygulanan veri işlem adımlarını gösteren veri işlem akışı Şekil 1.11' de gösterilmiştir.



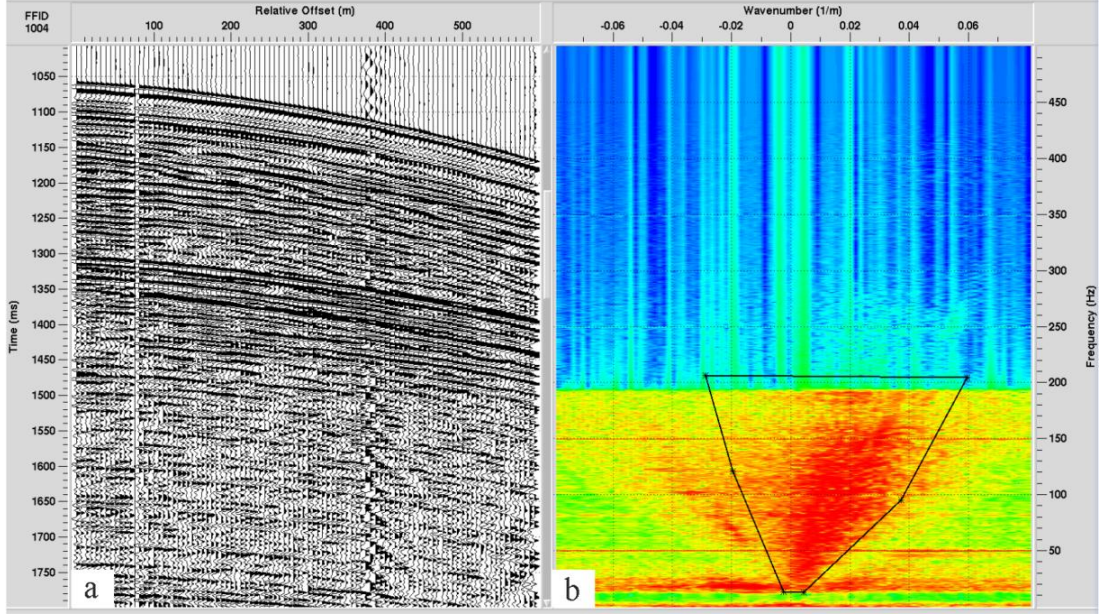
Şekil 1.11 Toplanan sismik verilere uygulanan veri işlem akış şeması

1.4.2.1. Süzgeçleme İşlemleri

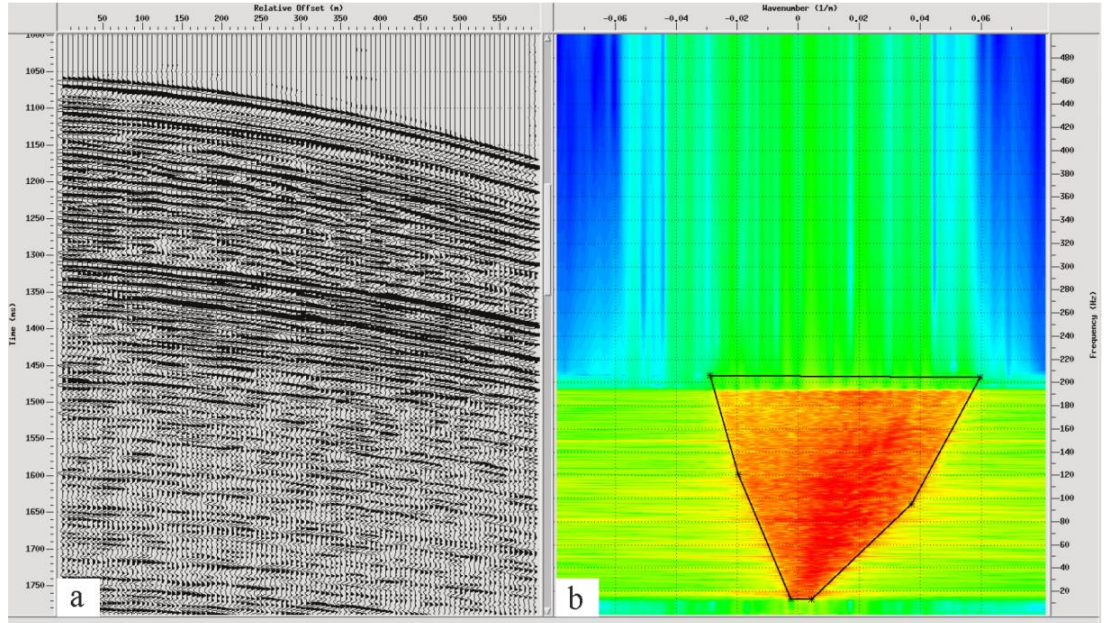
Süzgeçleme işlemleri çok kanallı sismik veriden çeşitli gürültülerin (çok düşük frekans içeriğine sahip deniz dalgası gürültüsü ve geminin ana makinesinin yarattığı titreşim sebebiyle oluşan çok yüksek frekans içeriğine sahip gürültüler) atılmasını kapsamaktadır. Çok kanallı yüksek ayrımlı sistemler ile toplanan veri setinin spektral bant genişliği oldukça yüksek olup 10-200 Hz aralığında sinyal içerdiği spektral analiz yöntemleri ile görülmüştür. Spektral analiz yöntemleri ile bant geçişli süzgeç için uygun köşe frekanslar 11-16-185-196 Hz olarak belirlenmiştir.

Sismik veriye ayrıca f-k eğim süzgeci de uygulanmıştır. F-K eğim süzgeci ile aynı frekans içeriğine sahip farklı eğimli bazı gürültülerin (kuyruk şamandırası gürültüsü, derinlik kontrol birimi gürültüsü, elektrik şebekesi girişimi gibi) veriden atılması işlemidir ve atış gruplarına uygulanmıştır. F-K eğim süzgeci için veriye iki boyutlu

Fourier dönüşümü uygulanır. Veri zaman ortamından frekans ortamına taşınır. Bu durum sonucunda frekansa karşılık gelen dalga sayısının çizdirilmesiyle, verinin toplandığı alan ve farklı eğimlere sahip olan gürültüler kolayca birbirinden ayrılırlar (Şekil 1.12 ve Şekil 1.13).



Şekil 1.12 a) F-K analizi uygulanmamış atış grubu, b) frekans dalga sayısı ortamında verinin bulunduğu alanı içine alan poligon



Şekil 1.13 a) F-K Şekil 1.12' de verilen atış grubunun F-K süzgeci sonrası görünümü, b) frekans dalga sayısı ortamında poligon dışındaki gürültülerin veriden atıldığı F-K gösterimi.

1.4.2.2. Kazanç İşlemleri

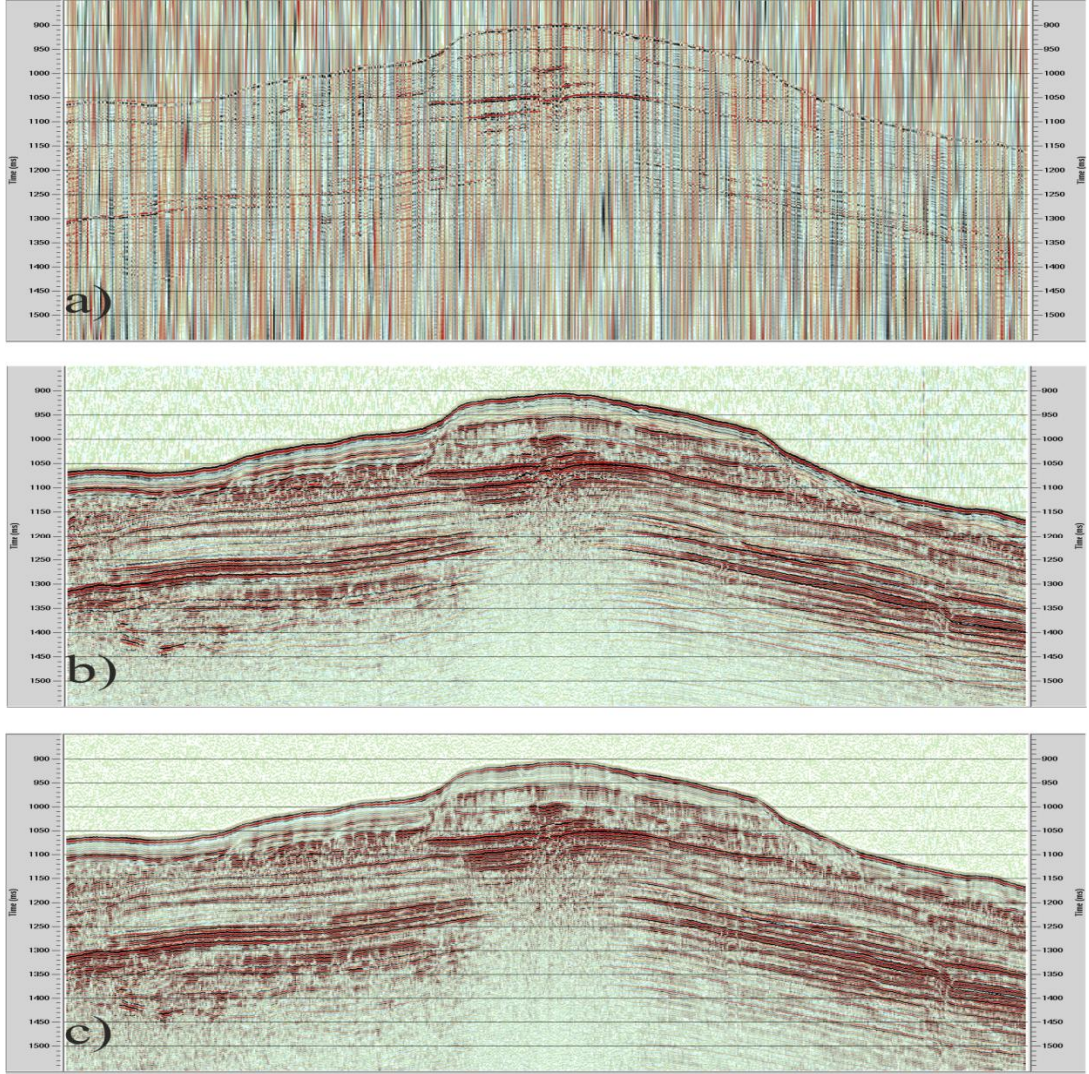
Küresel açılım ve sinyalin yer içerisinde derinlere doğru gittikçe soğurulması sebebiyle oluşan enerji kayıplarını gidererek, sismik kesitte homojen bir genlik dağılımı sağlama işlemidir. Bu anlamda gaz anomalisi içeren bölgelerde çok önemli genlik bilgilerini kaybetmemek adına Gerçek Genlik Kurtarımı (TAR) ve yapısal olayların ortaya konmasında daha dengeli bir genlik dağılımı veren Otomatik Kazanç Kontrol (AGC) modülleri amaca uygun olarak ayrı ayrı kullanılmıştır. Şekil 1.14' de ham verinin tek kanallı olarak gösterilmesi, bant-geçişli süzgeç ve AGC işlemi ile f-k eğim süzgeci sonrası görünümü verilmiştir.

1.4.2.3. Dekonvolüsyon

Sismik veride zamansal ayrımlılık ve tekrar eden olayları bastırmak için uygulanan bir yöntemdir. Bu aşamada öncelikle verinin öz ilişkisi hesaplanır ve tekrar eden olaylar görüntülenir. Daha sonra özilişki izinin zaman eksenini ikinci kesiş zamanı kestirim uzaklığı (prediction lag) olarak ve özilişki penceresinde baskın genliklerin toplandığı zaman aralığı ise dekonvolüsyon operatör uzunluğu olarak belirlenir. Bu çalışmada dekonvolüsyon operatör uzunluğu 80 ms, kestirim uzaklığı ise 7 ms olarak belirlenmiştir. Dekonvolüsyon işlemi sunucunda verinin frekans bandının genişlediği ve ayrımlılığın arttığı gözlenmiştir (Şekil 1.15).

1.4.2.4. İz Sıralama (CDP)

Bu işlem, atış gruplarından yola çıkarak aynı noktadan yansımış sinyallerin bir araya getirildiği ortak derinlik noktasına sıralama işlemidir. Bu işlem sonunda yaklaşık olarak aynı noktadan yansımış sinyaller aynı atış grubu içerisinde yer alarak ilerleyen veri işlem adımlarının yapılmasına imkan sağlamaktadır. Toplanan verinin maksimum katlanma sayısı 24' tür. Maksimum katlanma sayısının fazla olması yığma işleminde Sinyal/Gürültü oranını artırmakta dolayısıyla verinin ayrımlılığı artmaktadır.

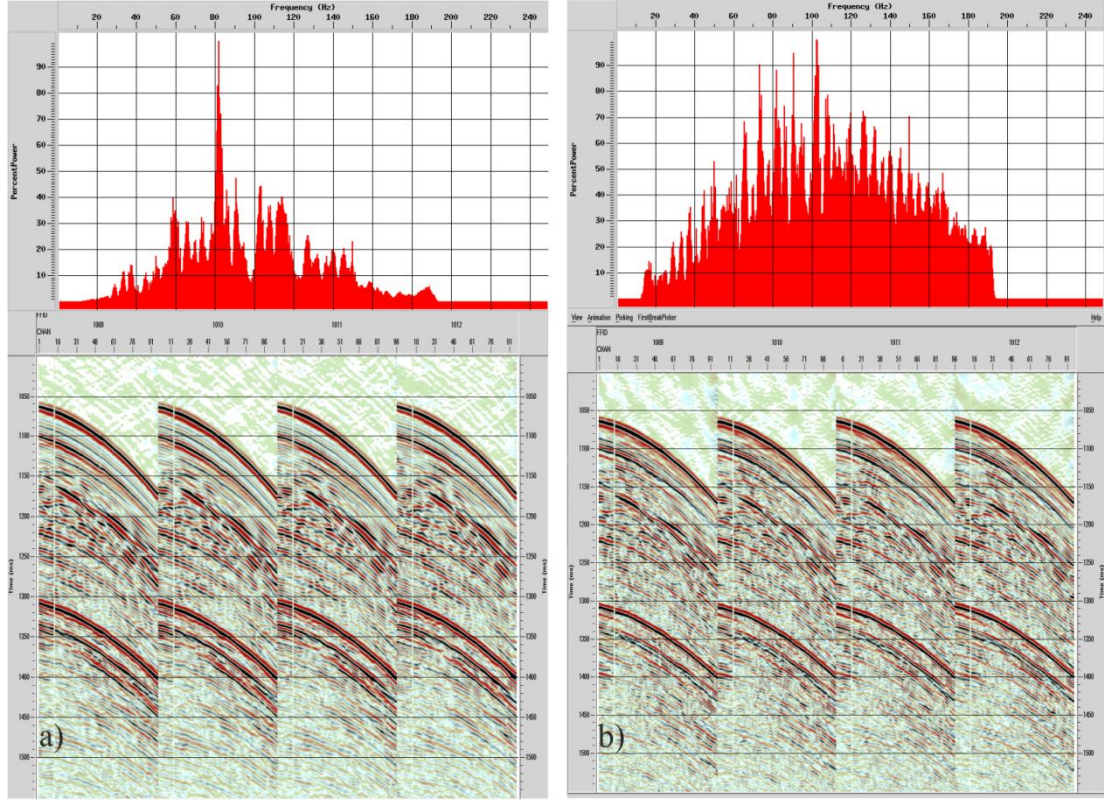


Şekil 1.14. (a) mcs05 hattı ham ortak ofset kesitinin bir kısmı, (b) bant geçişli süzgeç ve AGC ölçekleme sonrası ve (c) F-K süzgeci sonrası görünümü.

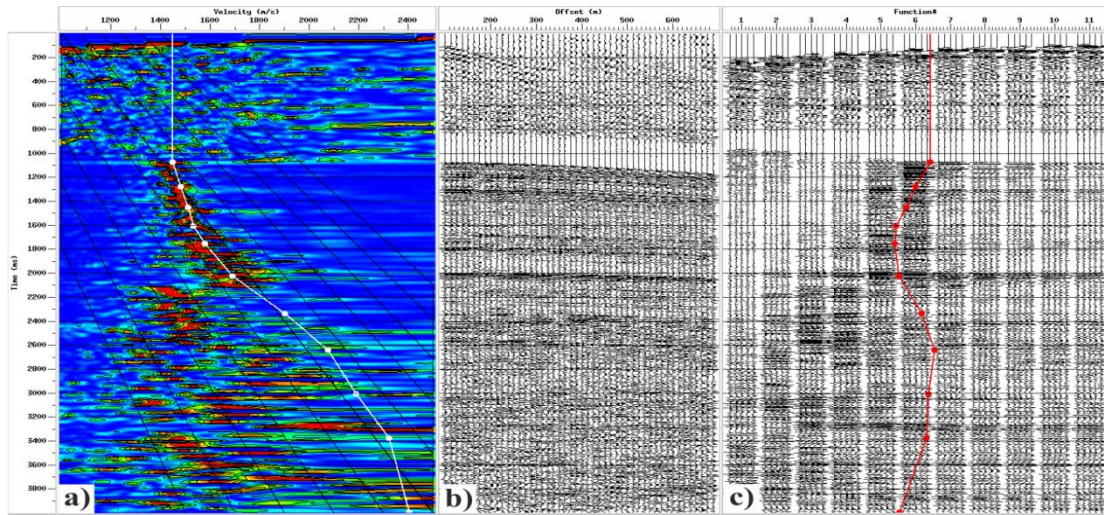
1.4.2.5. Hız Analizi

Bu aşamada, sismik hat boyunca belirli aralıklarla seçilen CDP' lere hız spektrumu yöntemi ile hız analizi uygulanır ve seçilen her CDP için sismik hızın değişimi belirlenir. Farklı CDP' ler için elde edilen bu hız fonksiyonları bir araya getirilerek, hat boyunca 2B hız değişimi elde edilir. Hızların uygun bir şekilde seçilmesi, ortak derinlik noktasının içerdiği izlerin aynı zaman seviyesine getirilmesi (NMO) ve migrasyon işlemleri için önem taşımaktadır. Sismik verilere ortalama her 500 ortak derinlik noktasında (yaklaşık 1500 m) bir hız analizi uygulanmıştır. Hız

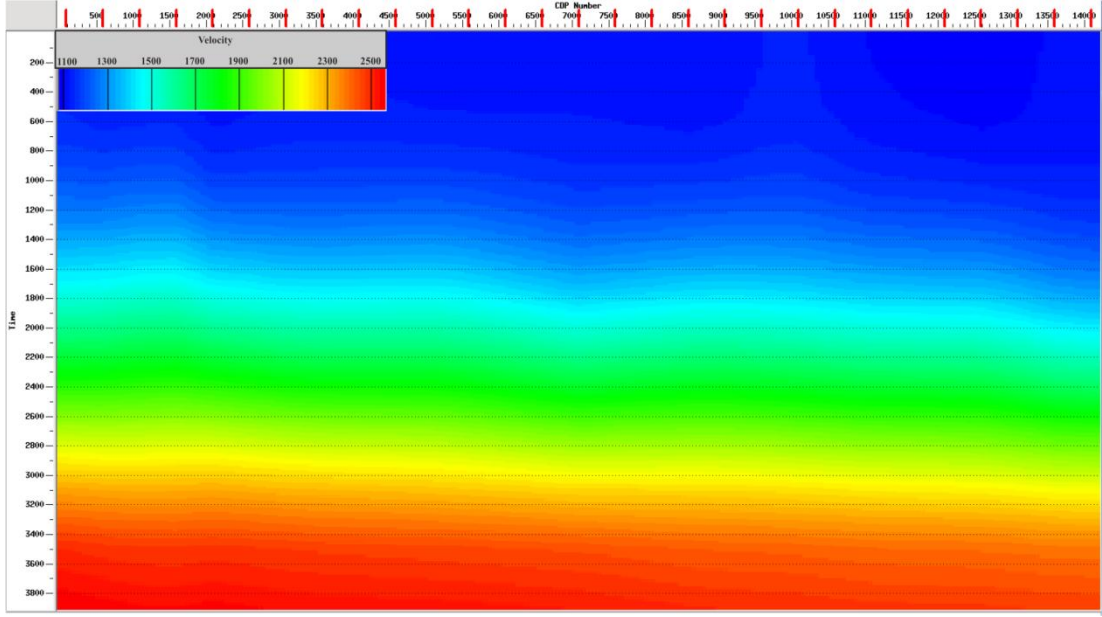
analizini uygulamalarına ait örnek Şekil 1.16’ da gösterilmiştir. Aynı zamanda mcs05 hattına ait iki boyutlu hız alanı modeli de Şekil 1.17’ de gösterilmiştir.



Şekil 1.15 (a) Dekonvolüsyon uygulanmamış atış grupları (altta), ve ortalama genlik spektrumları (üstte) (b) dekonvolüsyon uygulanmış atış grupları (altta) ve ortalama genlik spektrumları (üstte).



Şekil 1.16. Hız seçimlerini gösteren hız analizi penceresi. (a) Semblans çizimi, (b) çoklu CDP grubu (supergather) ve (c) sabit hız yığımsı kesitleri (constant velocity stacks). Seçilen hız eğrisi semblans üzerinde beyaz çizgi ile verilmiştir.

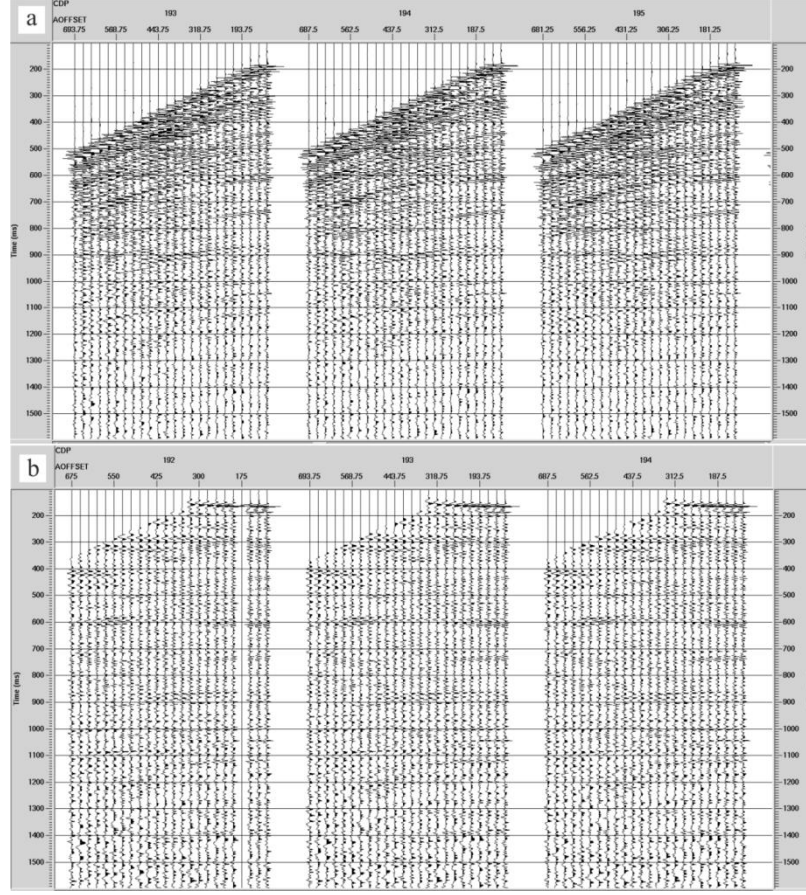


Şekil 1.17 mcs05 hattı için, ortalama her 500 CDP’de bir uygulanan hız analizi sonucu oluşturulmuş iki boyutlu hız modeli.

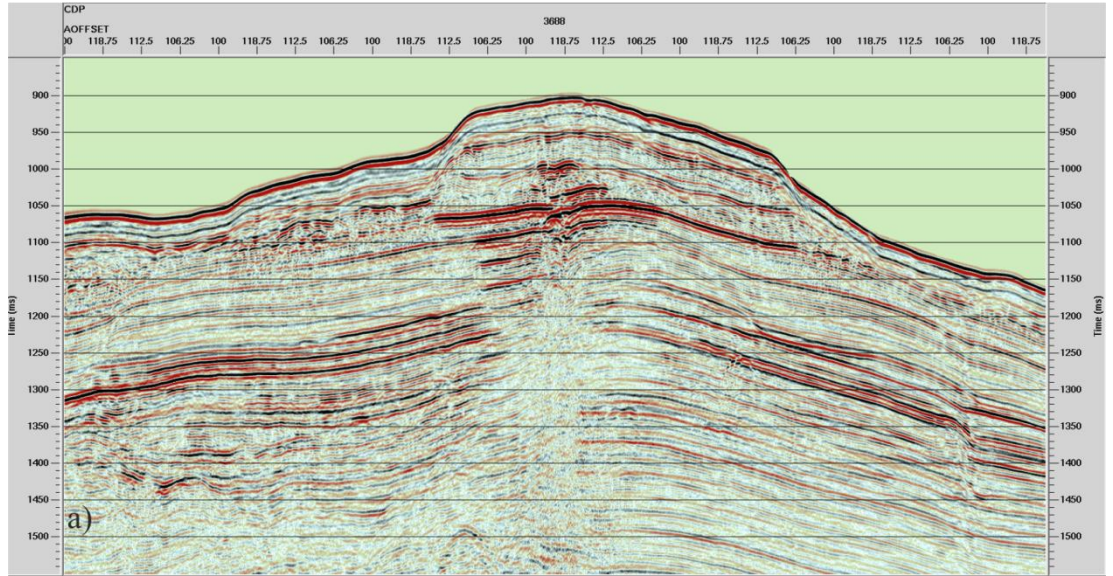
1.4.2.6. NMO Düzeltmesi ve Yığılma

Atış gruplarında uzak ofsetlerdeki sinyalin geç gelmesine bağlı olarak oluşan hiperbolik yansıma sinyalleri, uygun hız seçimleri ile ortadan kaldırılarak normal kayma zamanı etkisi giderilir. Yani NMO düzeltmesi, bir önceki aşamada seçilen hız değerleri kullanılarak ortak derinlik noktasından yansıyan sinyallerin aynı zaman seviyesine getirilmesi işlemidir. NMO düzeltmesi öncesi ve sonrasına ait örnek CDP grupları Şekil 1.18’ de verilmiştir.

NMO düzeltmesi sonrası, ortak derinlik noktalarının içerdiği izler yani aynı noktadan yansıyarak farklı alıcılar tarafından kaydedilen tüm yansıma izleri aynı zaman seviyesine getirilir ve bunlar yığılma işlemi ile toplandığında sinyalin genliği artarken gürültünün genliği azalır. Yığılma işlemi sonucunda elde edilen yığılma kesiti Şekil 1.19’ da gösterilmiştir.



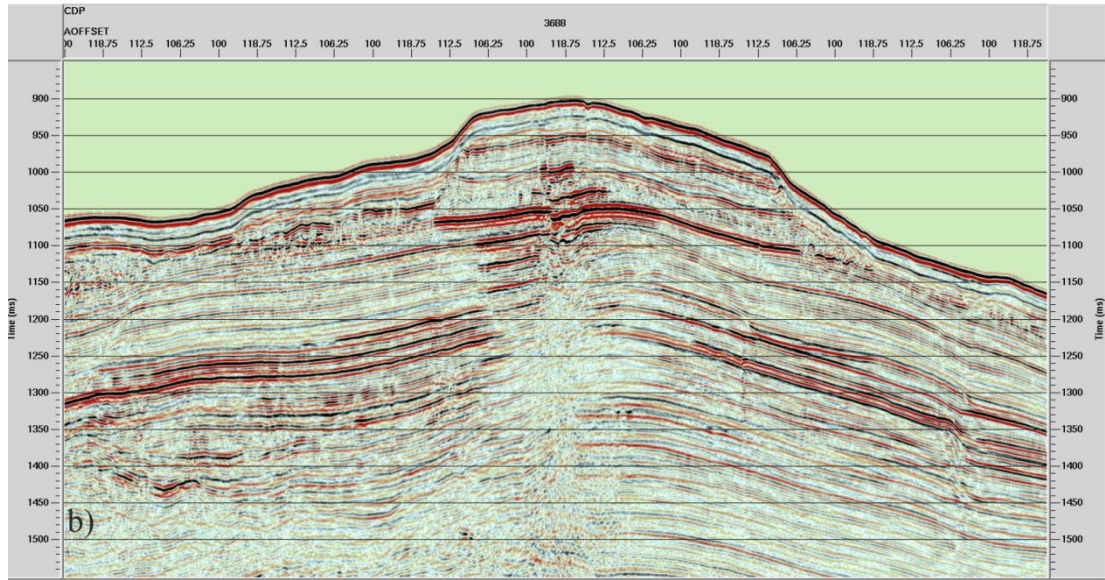
Şekil 1.18 (a) 3 CDP grubu, (b) aynı CDP gruplarına NMO düzeltmesi uygulanmış hali. NMO düzeltmesi sonrası tüm birincil yansımalar yatay hale gelmiştir.



Şekil 1.19 Yığıma işlemi ve üst kısımları silme (top mute) sonrası elde edilen mcs05 hattının bir kısmının yığıma kesiti.

1.4.2.7. Migrasyon (Göç) İşlemi

Bu adım standart sismik veri işlemin son aşamasını oluşturmaktadır olup bu adımda yığılma kesitindeki yansımalar gerçek yerlerine taşınarak jeolojik yapıların gerçek geometrisine getirilmesi amaçlanmaktadır. Bu bağlamda veri setlerine yığılma sonrası Kirchhoff zaman migrasyonu uygulanmıştır. İşlem süresinin uzun olmasına rağmen çok iyi sonuç vermesinden dolayı bu algoritma tercih edilmiştir. Migrasyon işlemi sonucunda saçılma hiperbollerleri, papyon-kravat (bow-tie) yansımaları gibi gerçek olmayan yansımalar bastırılır. Antiklinal şeklindeki yapılar daralırken, senklinal şeklindeki yapılar genişler. Mcs05 hattına ait migrasyon kesitinin bir bölümü örnek olarak verilmiştir (Şekil 1.20).



Şekil 1.20 Migrasyon sonrası mcs05 hattının bir kısmının final sismik kesiti.

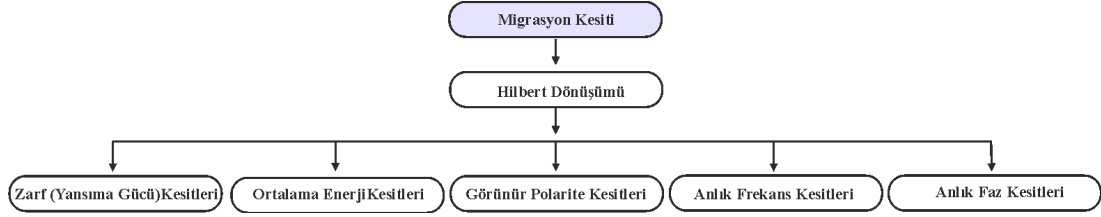
1.4.3. Karmaşık Nitelik Analizleri

Sismik verilerden elde edilen, ölçülen, hesaplanan veya bulunan tüm özellikler sismik nitelik (attribute) olarak tanımlanır ve sismik verinin yorumuna yardımcı bazı ek parametreler sismik nitelik analizlerinden elde edilebilir. En çok kullanılan sismik nitelikler Karmaşık Sismik Nitelikler (Complex Trace Attributes) olup, sismik verinin analitik sinyal olarak dikkate alınması ile hesaplanır (Taner 1978) ve

“Karmaşık İz Analizi” olarak bilinirler. Karmaşık iz analizi, sismik veriden temel olarak genlik, faz ve frekans bilgilerinin birbirinden bağımsız olarak çıkarılması ile yapılmaktadır. Sismik sinyal analitik olarak düşünüldüğünde, yoruma yardımcı bazı ek parametreler elde edilebilir. Bir sinyalin analitik tanımı, sinyalin kendisi ve Hilbert dönüşümü ile yapılmaktadır. Kaydedilen sismik iz analitik sinyalin gerçel bileşeni, bunun Hilbert dönüşümü ise analitik sinyalin sanal bileşenidir ve gerçel bileşenin 90° faz kaydırılmış halidir. Bu iki temel bileşen kullanılarak başta anlık genlik veya zarf, anlık frekans, anlık faz ve anlık polarite olmak üzere birçok nitelik hesaplanabilir (Dondurur, 2009).

Karmaşık sismik izle ilgili parametreler, sismik sinyalin anlık özelliklerini verirler ve belirli bir zaman penceresi içindeki ortalama değişimleri temsil etmezler. Örneğin anlık genlik veya zarf, yansıma gücünü ifade eder ve temel litolojik değişimlerin, parlak noktalar gibi anomali genliklerin analizinde kullanılır. Anlık faz sismik olayların sürekliliğinin izlenmesinde kullanılır ve zaman kesitlerinde sürekliliğin kaybolduğu yerlerde, izler arasındaki yansıma sürekliliğinin izlenmesini kolaylaştırır. Anlık frekans sinyalin fazının zamana göre değişim oranı olarak ifade edilir ve yüksek soğurma etkisine sahip gazlı kumların analizinde kullanılabilir. Görünür polarite zarf izinin tepe noktalarının polaritelerini verir ve ters polariteye sahip parlak noktaları belirlemek için kullanılır.

Sismik verilerin karmaşık nitelik analizleri tez kapsamında kullanılan verilere ön ve ileri veri işlem adımları uygulandıktan sonra sismik migrasyon (göç) kesitlerine, yorumlamada yeni anlamlar kazandırması amacı ile uygulanmaktadırlar. Sismik nitelik hesaplamaları, veri işlem ve yorumlama yazılımlarının nitelik hesaplama modülleri kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Karmaşık iz nitelikleri (complex trace attributes) sismik niteliklerin özel bir türüdür. Genellikle zamana göre türetilirler. Sismik veriden Hilbert dönüşümü yardımıyla elde edilebilen ve gaz birikimlerine yönelik ek bilgiler sağlayan işlemler bütünüdür. Uygulamada pek çok nitelik hesabı olmasına karşılık olası gaz ve gaz hidrat yapılarının tanımlanmasına yönelik temel uygulamalar Şekil 1.21’ de gösterilmiştir. Sismik nitelik hesaplamaları sayesinde, veri setleri gaz içeren yapılar yönünden daha detaylı bir şekilde incelenmiş ve yorumlanmıştır.



Şekil 1.21 Migrasyon sonrası kesitlere uygulanan Hilbert dönüşümü yardımıyla hesaplanan sismik nitelik kesitlerini gösteren veri işlem adımları

1.4.3.1. Hilbert Dönüşümü

Sismik yöntemde ölçülen sinyal, aslında toplam enerjinin, kinetik enerji bileşenidir. Dinamik bir sistemde toplam enerji, kinetik ve potansiyel enerjinin toplamından oluşmaktadır. Burada toplam enerji analitik sinyal $u(t)$ (Şekil 1.22), arazide kaydettiğimiz sinyal yani kinetik enerji $x(t)$ ile sismik sinyalin karmaşık eşleniği $y(t)$ yani potansiyel enerjinin toplamına eşittir. Yani, $u(t) = x(t) + iy(t)$ yazılabilir. Potansiyel enerji bileşeni $y(t)$ ' yi, arazide kayıt ettiğimiz kinetik enerjinin $x(t)$, Hilbert dönüşümü yardımıyla hesaplayabiliriz. Hilbert dönüşümü, kaydedilen $x(t)$ sismik sinyalin fazını 90° kaydırarak sanal bileşeni elde etmemizi sağlar (Şekil 1.23). $y(t) = H\{x(t)\}$ ' dir. Hilbert dönüşümü sinyalin genlik spektrumunda herhangi bir değişime neden olmamaktadır.

$$u(t) = x(t) + iy(t) \quad (6.1)$$

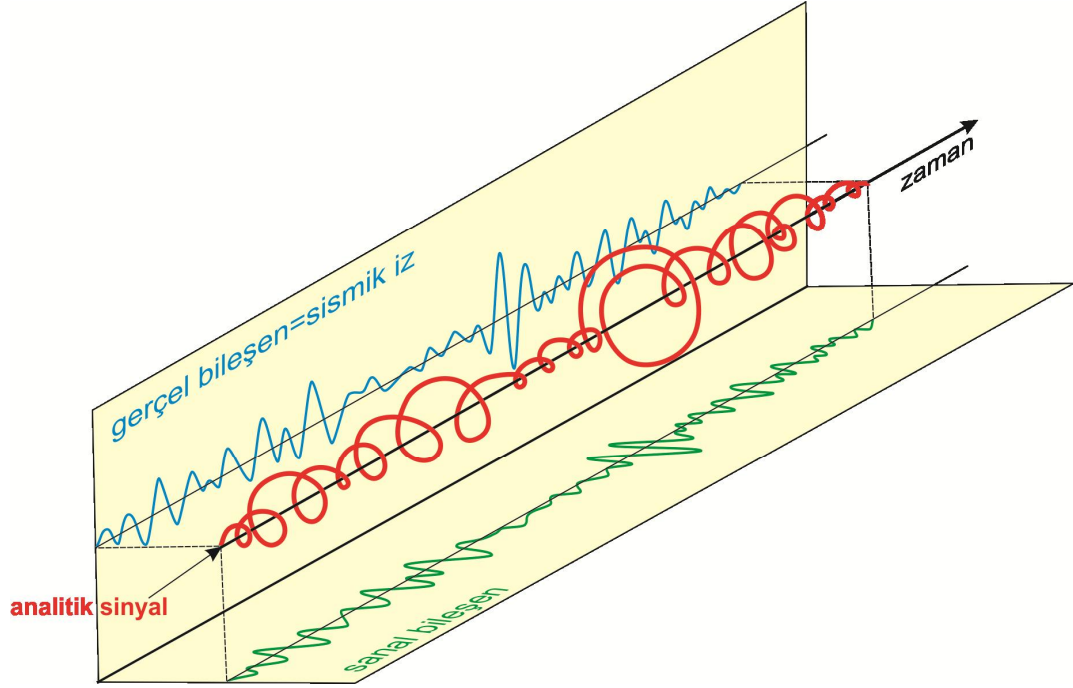
$$x(t) = \text{Ger} \{u(t)\} \quad (6.2)$$

$$y(t) = \text{San} \{u(t)\} \quad (6.3)$$

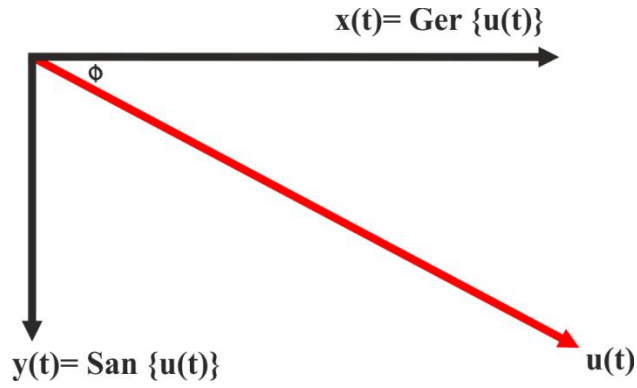
$$y(t) = H\{x(t)\} \quad (6.4)$$

$$x(t) \leftrightarrow y(t) \quad (6.5)$$

Burada $u(t)$ analitik sinyal, $x(t)$ sinyalin gerçel bileşeni, $y(t)$ sinyalin sanal bileşeni, H Hilbert dönüşümünü ifade etmektedir.



Şekil 1.22 Analitik sinyalin gerçel ve sanal bileşenlerinin gösterimi (Taner ve diğ., 1979).



Şekil 1.23 Gerçel bileşen ile sanal bileşenin toplamından oluşan analitik sinyalin vektörel gösterimi.

Sanal ve gerçel bileşenler kullanılarak “karmaşık iz nitelikleri (complex trace attributes) veya anlık nitelikler (instantaneous attributes) adı verilen bazı özel parametreler aşağıdaki gibi hesaplanabilir (Taner, 1978).

$$g(t) = \sqrt{x(t)^2 + y(t)^2} \quad (6.6)$$

$$\varphi(t) = \text{atan}\left(\frac{y(t)}{x(t)}\right) \quad (6.7)$$

$$\omega(t) = \frac{\partial\varphi(t)}{\partial t} \quad (6.8)$$

Burada $u(t)$ analitik sinyal, $x(t)$ analitik sinyalin gerçel bileşeni (sismik iz), $y(t)$ sanal bileşeni, $g(t)$ anlık genlik veya zarf (instantaneous amplitude), $\varphi(t)$ anlık faz (instantaneous phase) ve $\omega(t)$ ise anlık frekans (instantaneous frequency), olarak tanımlanmaktadır. Anlık genlik, kaydedilen sinyalin şiddetinin ifadesidir ve sinyalin toplama enerjisinin kareköküne eşittir. Anlık frekans ise anlık fazın zamanla değişimini ifade eder ve

$$\frac{\partial\varphi(t)}{\partial t} = \text{Imag}\left[\frac{1}{u(t)} \frac{\partial u(t)}{\partial t}\right] \quad (6.9)$$

Şeklinde tanımlanır.

Görünür polarite ise yansıma gücü $g(t)$ ' nin maksimum olduğu yerdeki $x(t)$ 'nin işaretini ifade eder ve aşağıdaki gibi tanımlanır.

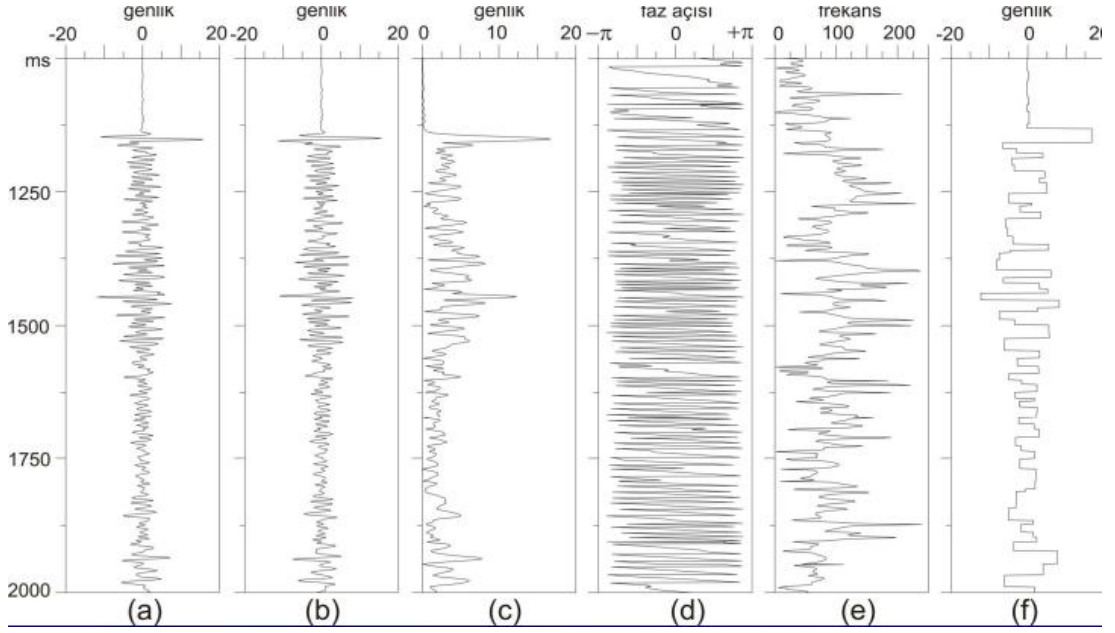
$$p(t) = \text{sgn}[x(t)] \quad (6.10)$$

Ortalama enerji ise zarfın karesine eşittir.

$$e(t) = x(t)^2 + y(t)^2 \quad (6.11)$$

Şeklinde ifade edilir. Gerçek bir sismik izin, hesaplanan anlık nitelikleri, örnek olarak Şekil 1.24' de verilmiştir.

Yorumlamada en çok kullanılan sismik niteliklerin (anlık frekans, zarf, görünür polarite, anlık faz, ortalama enerji) kullanım alanları ve sismik kesitlerdeki özellikleri aşağıda özetlenmiştir.



Şekil 1.24 (a) Kaydedilen sismik iz (analitik sinyalin gerçel bileşeni), (b) bundan Hilbert dönüşümü ile hesaplanan analitik sinyalin sanal bileşeni, (c) anlık genlik (zarf) izi, (d) anlık faz izi, (e) anlık frekans izi ve (f) görünür polarite (Dondurur, D. (2009)).

1.4.3.2. Zarf (Anlık Genlik) Kesitleri

Sismik stratigrafik yorumda rol oynayan önemli bilgilerden biri de sismik genliktir. Genlik, sismik verinin yorumunda diğer niteliklerle yakın ilişkilidir. Yansıma gücü genliğin zarfı olarak hesaplanır ve fazdan bağımsızdır. Sinyalin zarf kesitlerinde üretilen değerler daima pozitifdir. Maksimum yansıma gücü temel litolojik değişmelerin göstergesidir. Uyumsuzluklar, deniz seviyelerinde oluşmuş ani değişmeler ve tortulların çökme-depolanma koşulları gibi bu litolojik değişimler maksimum yansıma gücü ile birebir ilişkilidir.

Gaz birikimleri yüksek yansımalar verebilir. Ani lokal değişiklikler faylanmaları oluşturur ve kapanma koşullarına uygun olan petrol birikimleri ve özellikle gazlı seviyeler hakkında bilgi verebilir. Bu bakımdan petrol birikimleri veya gaz hedefleri, anlık genlik kesitlerinde yüksek genliklerdeki parlak nokta ve düz noktalar şeklinde görülebilir. Kısaca özetlemek gerekirse sismik zarf kesitleri,

- Esas olarak akustik empedans farklılıkları ve buna bağlı yansıma karakterleri,
- Parlak noktaların tespit edilmesi,

- Gaz birikimi olan yerlerdeki genlik değişimleri,
- Sekans sınırlarındaki büyük değişiklikler veya çökme ortamlarının tariflenmesi,
- İnce tabakalanma, olan yerlerdeki yansıma karakterlerindeki farklılıklar,
- Uyumsuzlukların tespit edilmesi,
- Litolojideki büyük değişimler,
- Fayları gösteren küçük değişimler,
- Porozitenin korelasyonu ve diğer litolojik değişimler,

1.4.3.3. Görünür Polarite

Yansıma sinyalinin ilk hareketinin işareti olarak ifade edilebilir. Sismik dalgalarının birbirlerine olan girişim etkileri polaritede değişikliğine yol açabilir. Özellikle kamalanma yapıları (tunning-effect) ve ince tabakalı (thin-bed) jeolojik yapılardan alınan yansılarda, sinyaller üzerindeki girişim etkisi nedeniyle polaritelerde bozulmalar gözlenebilmektedir. Görünür polarite analizinde yapılan varsayım, ortamda tek bir yansıtıcı olduğu, dalgacığın sıfır fazlı olduğu, faz terslenmesinden kaynaklanan belirsizliklerin bulunmadığıdır. Belirtildiği gibi yansımaların girişime uğradığı durumlarda polaritenin yansıma katsayıları ile ilişkisi yapılamaz ve polarite bu yüzden “Görünür Polarite” olarak adlandırılır.

Görünür polarite değişik türden olan parlak noktaları (bright-spot) gruplandırmak için kullanılır. Gaz birikimlerinin bulunduğu klastik çökellerde genellikle düşük akustik empedans ile negatif polarite belirlenir. Polarite bazı zamanlar değişik türden olan parlak-nokta’ ları ayırmak için kullanılır. Parlak-noktalar gaz birikimleri ile ilgili olup klastik selimanlarda genellikle düşük akustik empedansa sahiptir. Böylelikle negatif polarite gösterir. Gaz-petrol veya gaz-su kontağı pozitif polarite gösterir.

1.4.3.4. Anlık Frekans

Anlık frekans, faz değişimi oranı olarak tanımlanır. Anlık faz fonksiyonunun zamana göre türevi anlık frekans olarak nitelenir. Sismik izin frekansını ölçmenin doğru ve güvenilir yolu olan bu yöntemin sınırlaması kısa aralıklarla sonuç vermemesidir. Buna karşılık karmaşık sismik iz, gerçel izin her noktasında frekans ölçülmesini sağlar. Anlık fazda olduğu gibi anlık frekans zaman içinde bir nokta ile ilişkisi olan bir değerdir. Yani bir olayın saniyedeki değişimidir. Anlık frekans nitelikleri, tabaka kalınlıkları veya litolojideki değişikliklerin tariflenmesinde kullanıldığından kısaca aşağıdaki bilgileri kapsar.

- Sismik dalgacığın genlik spektrumunun ortalama frekansına karşılık gelir.
- Sismik fasiyes değişikliklerinin tarifleyicisidir.
- Düşük empedanslı ince tabakalarının kenarlarını gösterir.
- Düşük frekans anomalisi hidrokarbon göstergesi olabilir. Bu etki boşluklardaki petrol içeriğinden dolayı konsolide olmamış kumlar tarafından da yaratılabilir.
- Çatlaklı zonların göstergesi olabilir. Bunlar daha düşük frekanslı zonlar olarak gözükürler.
- Tabaka kalınlık göstergesidir. Yüksek frekanslar keskin ara yüzeyleri veya ince şeyl tabakalanmalarını, düşük frekanslar kumca zengin tabakalanmaları gösterirler.
- Kum/Şeyl oranı göstergesidir.

1.4.3.5. Anlık Faz

Anlık faz, sismik olayların sürekliliğini göstermede büyük kolaylıklar sağlar ve zaman içerisinde bir nokta ile ilişkilidir. İzden ize fazı izleyebilmek için genlik veya sıfır geçitler anlık veya faz kesitleri ile benzer renkte olmalıdır. Anlık faz kesitleri açısız süreksizlikleri, fayları, ilerleyen (progrational) çökel seviyeleri, onlap-offlap tabakalanma ve sismik sekans sınırlarını gösterir.

Sismik stratigrafi yorumu yapılırken, komşu izler arasındaki faz ilişkisi geniş ölçüde kullanılır. Anlık faz sismik olayların sürekliliğini göstermede yorumcuya büyük avantaj sağlar. Genliklerin yüksek veya düşük olmasına bakılmaksızın sismik izin her noktasında doğru faz hesaplamalarına yardımcı olur. Faz, yansıma gücünden bağımsız olduğundan çoğu zaman zayıf olayları belirginleştirir. Benzer özellikteki fazlar kullanılarak (maksimumlarla maksimumlar, minimumlarla minimumlar birleştirilerek) izden izle süreklilik bilgisi sağlanır. Bu kısımlar sismik kesitlerde renkli olarak gösterilir. Bu hesaplamalar karmaşık izin her noktasında teker teker yapılır ve faz açısının sürekli bir zaman ölçümü elde edilir.

Faz kesitlerinde hem düşük genlik bölgesinde hem de yüksek genlik bölgesinde faz davranışı kolaylıkla gözlenir. Bu bakımdan sürekliliğin kaybolduğu yerlerde anlık faz kesitlerine bakıldığında karmaşık izler arasında sürekliliği kolaylaştırır. Bu bakımdan faz grafikleri, özellikle kamalanmalar, uyumsuzluklar, faylar, tabakalarının sürekliliğinin tespiti ve düşük genlik durumunda yorumcuya oldukça kolaylıklar sağlar. İlerleyen çökel seviyeler ve onlap-offlap tabakalanma çoğu zaman sismik sekans sınırları gösterir. Anlık fazların kosünüsü siyah – beyaz renkte gösterilir ve arka plan renkleri olarak kullanılır. Sismik kesitlerdeki zayıf olayların belirginleşmesini sağlayan anlık faz aşağıdaki özelliklere sahiptir.

- Yanal süreksizliğin en iyi göstergesidir.
- Dalga yayınının faz bileşenine bağlıdır.
- Faz hızının hesaplanmasında kullanılabilir.
- Genlik bilgileri taşımaz, zayıf ve kuvvetli olayları aynı anda gösterir.
- Süreksizlikleri gösterir, ancak bu çok iyi olmayabilir, süreklilikleri daha iyi temsil ederler.
- Tabaka sınırlarının net görüntülenmesini sağlar.
- Anlık frekans ve ivme hesaplanmasında kullanılır.

1.4.3.6. Ortalama Enerji

Ortalama enerji, anlık genlik (zarf veya yansıma şiddetinin) karesidir. Anlık genlik kesitinin karesini almak, yüksek genlikli değerleri, küçük genlikli değerlere oranla daha da yükseltmek, yani daha belirgin hale getirmek amacıyla üretilirler. Ortalama enerji kesitleri, anlık genlik kesitlerine benzerdir. Ancak anlık genlik kesitlerindeki yüksek genlikler, ortalama enerji kesitinde çok daha belirgindir.

BÖLÜM İKİ

KARADENİZ'İN GENEL JEOLJİSİ VE TEKTONİK EVRİMİ

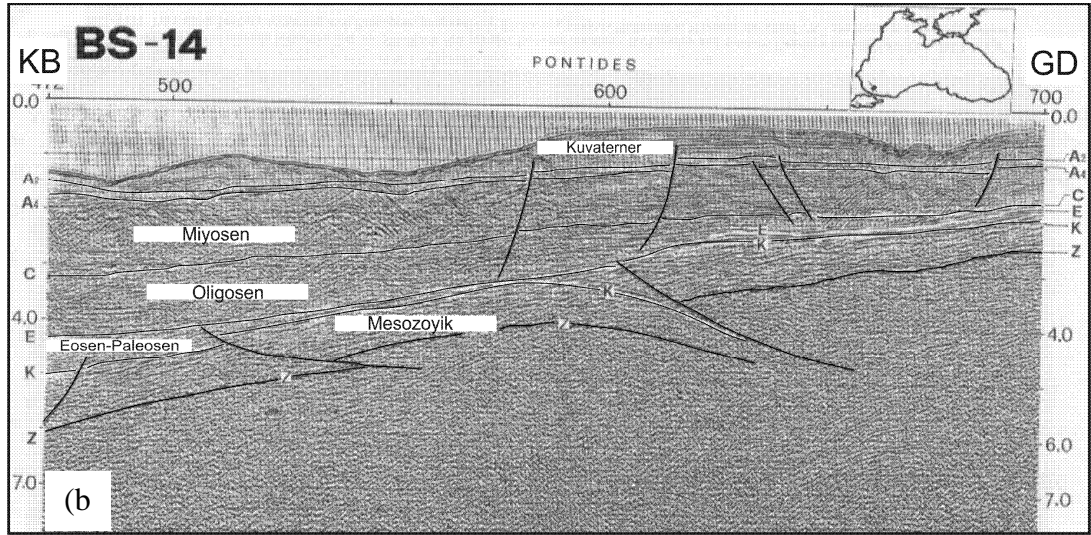
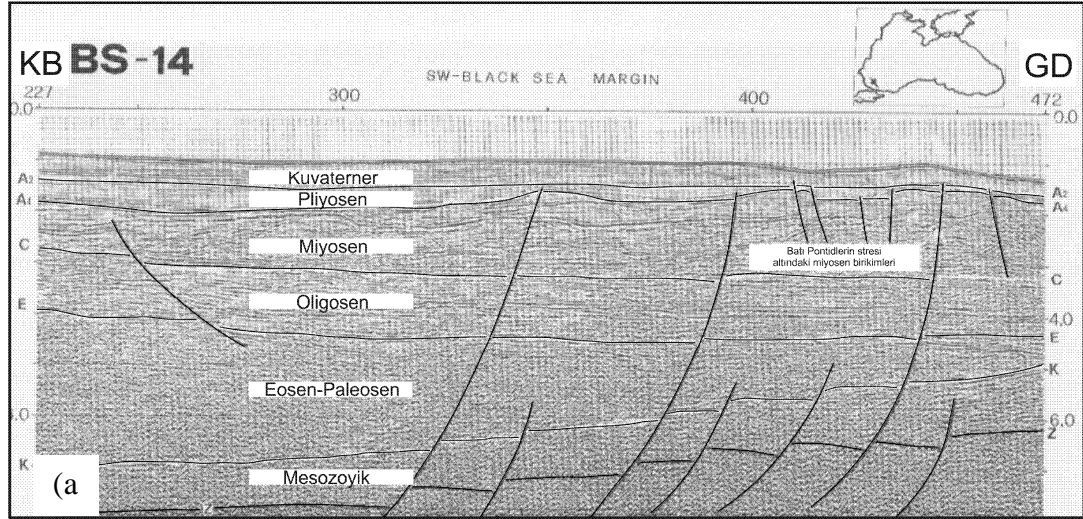
2.1. Karadeniz' in Genel Jeolojisi

Karadeniz, maksimum su derinliği 2206 metreyi bulan 423 000 km² yüz ölçümüne ve 534 000 km³ su hacmine sahip, elips şeklindeki dünyanın en büyük içdenizlerinden biridir (Ross ve diğ., 1977). Karadeniz, Ukrayna, Rusya, Gürcistan, Türkiye, Bulgaristan ve Romanya ile çevrelenmiştir.

Karadeniz, batimetrik olarak tek bir havza olmasına karşın, tektonik olarak Batı (BKB) ve Doğu (DKB) Karadeniz Basenleri olarak isimlendirilen iki havzadan oluşmakta olup, bu iki havzayı Orta Karadeniz Sırtı adı verilen 5-6 km tortul örtüsüyle kaplı kıtasal kabuktan oluşan Andrusov ve Archengelsky sırtları ayırmaktadır (Tugolesov ve diğ., 1985; Finetti ve diğ.,1988; Belousov ve Volvovsky, 1989; Robinson, 1997) (Şekil 2.1). Bu sırt, Oligosen-Erken Miyosen zamanına dek bir çökme bariyeri olarak kalmış, ancak bundan sonra tortullar tarafından kaplanmış (Kazmin, Schreider ve Bulychev, 2000) ve her iki havza batimetrik olarak 2200 m derinlikte tek bir havzaya birleşmiştir. 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 göstermektedir (örn., Letouzey ve diğ.,1977; Tugolosev ve diğ., Finetti ve diğ.,1988). Doğu havzada tortul kalınlığı 12 km iken, Batı havzada tortul kalınlığı 15 km' dir.

2.2. Karadeniz' in Tektonik Evrimi

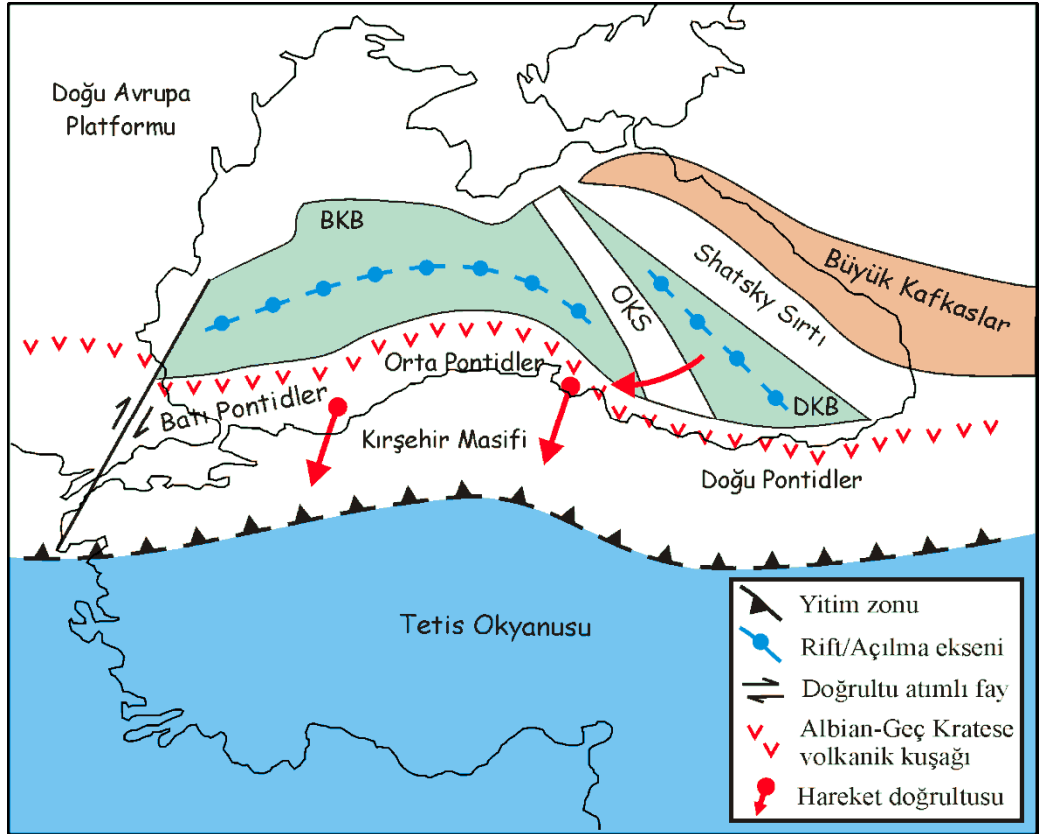
Obruchev (1926) ve Lichkov (1993), Karadeniz' in modern bir jeosenklinal olduğunu öne sürmüşlerdir. 1950' li yıllarda Karadeniz' de jeofizik çalışmalar başlamış ve orta basende “granitik” tabakanın bulunmadığı ve kabuğun okyanusal olduğu ortaya konulmuştur (Muratov, 1955). Granit tabakanın yokluğu, yeni oluşmuş ve sıkışmamış kabuk kavramı ile açıklanmıştır. Kropotkin (1967), ilk defa Karadeniz' in yatay açılma ile oluştuğu fikrini ortaya atmıştır. Buna göre Karadeniz'



Şekil 2.2 Batı Karadeniz yamacından alınmış rejyonal bir sismik hattın (a) Kuzey, (b) Güney kısmı. Kesitte, Karadeniz'in açılmasıyla yaşıt listrik normal faylar ile Pontid'lerin Eosen bindirmeleri nedeniyle üst sediment birikimlerindeki sıkışma deformasyonu açıkça görülmektedir (Finetti ve diğ., 1988'den alınmıştır).

Okyanusu tarafından üretilen Mesozoyik-Erken Senozoyik yay-ardı havzası (back-arc basin) olduğu düşünülmektedir (Finetti ve diğ., 1988; Okay ve diğ., 1994; Robinson ve diğ., 1996; Spadini ve diğ., 1996; Nikishin ve diğ., 2003). BKB ve DKB farklı kinematik yapıya ve farklı açılma geçmişine sahiptir (Okay ve diğ. 1994; Spadini ve diğ. 1996). Karadeniz' in tektonik olarak açıldığını öne süren ilk modellerde, Pontid yayının güneye sürüklenmesi ve Andrussov Sırtı'nın saatin tersi yönde dönmesi sonucu, BKB ve DKB' nin eş zamanlı olarak geç Kratase' de açıldığı

düşünülmüştür (Zonenshain ve Le Pichon, 1986; Finetti ve diğer., 1988; Kazmin, 1997). Okay ve Şahintürk (1994) tarafından geliştirilen bu fikir geliştirilmiş ve Albian-Senomanyen zamanında İstanbul Zonu adlı bir bloğun, yay ardı genişlemesi sonucu Karadeniz'in kuzey pasif kıyısından açıldığı ileri sürülmüştür (Şekil 2.3, Nikishin ve diğer., 2003).



Şekil 2.3 Senomanyen dönemi Karadeniz paleotektonizması (Nikishin ve diğ., 2003'den değiştirilerek).

BKB ve DKB'nin farklı kinematik yapıya ve farklı açılma geçmişine sahip olduğunu savunan araştırmalar da mevcuttur (Okay ve diğ., 1994; Spadini ve diğ., 1996). Okay, Şengör ve Görür (1994), DKB'nin, BKB ile eşzamanlı olarak OKS ve Shatsky Sırtı'nın riftleşmesi sonucu açıldığını ileri sürmüşlerdir. Buna göre Shatsky Sırtı'nın riftleşmesi sonucu açıldığını ileri sürmüşlerdir. Buna göre Shatsky Sırtı saatın ters yönünde dönmüştür. Kinematik açıdan bu modelin zayıf noktası, Büyük Kafkaslar'da bu döneme ait sıkışma deformasyonuna ait bir kanıt yoktur ve Shatsky Sırtı'nın saatın ters yönde dönmesine hangi tektonik rejimin neden olduğu belirsizdir (Kopp ve Shcherba, 1998). Buna göre, DKB'nin Eosen açılmasını,

Shatsky Sırtı' nın saatin tersi yönde dönmesi ile açıklamak güçtür. Basit bir alternatif model, Andrussov Sırtı' nın saat yönünde dönmüş olmasıdır. Batı ve Orta Pontidler' i içeren bir parçanın Moezyan Platformu' ndan ayrılarak, iki ana transform fayı boyunca güneye sürüklenmesi sonucu BKB' nin açılmış olması görüşü, birçok araştırmacı tarafından kabul görmüştür (Robinson ve diğer., 1995; Robinson ve diğer., 1996; Spadini, Robinson ve Cloetingh, 1996). Doğuda bu blok Batı Kırım Fayı ile sınırlıdır. Güneybatı sınırdaki transform, sıkışma yapıları tarafından örtüldüğü için belirsizdir (Robinson ve diğer., 1996). Riftleşme orta Barremiyen' de başlamış, ana rift sonrası çökeltme ve olası okyanusal kabuk oluşumu Senomanyen' de (Geç Kratese) olmuştur (Finetti ve diğer., 1988).

BKB okyanusal bir kabuğa sahiptir ve Üst Kretase'den itibaren açılma sonrası tortul kalınlığı havza merkezinde 13 km'ye ulaşmaktadır (Finetti ve diğ., 1988; Robinson ve diğ., 1996). Buna karşın DKB daha gençtir ve Paleosen-Eosen döneminde OKS'nin Shatsky Sırtı'ndan ayrılarak Kırım'ın batısındaki bir kutup noktasından saat yönünde dönmesi sonucu açılmıştır (Finetti ve diğ., 1988; Spadini ve diğ., 1996; Robinson ve diğ., 1996). Spadini, Robinson ve Cloetingh (1996) ve Robinson ve diğ., (1995, 1996)' ya göre, Moezyan platformunun riftleştiği BKB' den farklı olarak; DKB' deki riftleşme, erken Jurasik' den beri zaten bir yay-arkası baseni olan bir bölgede, genç (Paleosen) bir açılmanın, bu basenin üzerine binmesiyle oluşmuştur. Aynı araştırmacılar, en derin bölgelerdeki riftleşme sonrası dolgunun yaşından yola çıkılarak, DKB' deki açılmanın orta Eosen' de tamamlandığını öne sürmüşlerdir. Her iki basenin Senozoyik tortulları, geç Eosen' den daha yaşlı bir sıkışma deformasyonu tarafından etkilenmemiştir (Kazmin, 1997). Model, günümüz rift yapıları ile benzerlikler gösterdiği için çekici görünmektedir. Bu modelde sürücü kuvvet, geriye dönme (roll-back) veya benzer işlemlerce sürülen, Pontid yayının güneye, okyanus tarafına doğru hareketidir (Kazmin, Schreider ve Bulychev, 2000; Robinson ve diğer., 1995; Spadini, Robinson ve Cloetingh, 1996). 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 şelfde bindirme faylarına neden olmuştur (Robinson ve diğer., 1996).

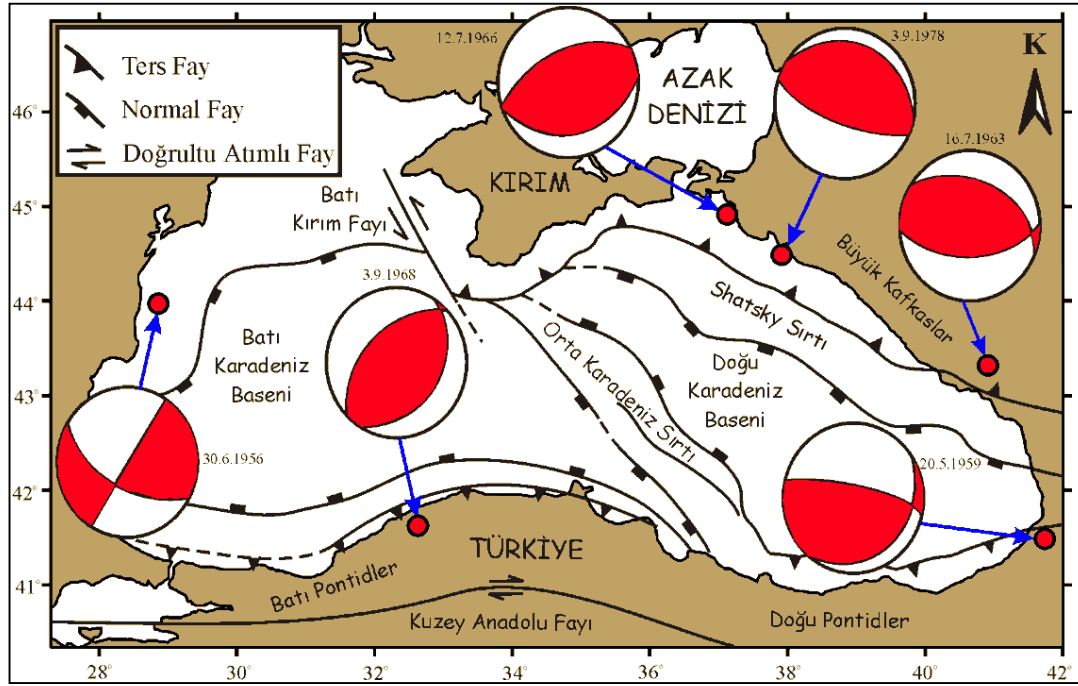
2.3. Karadeniz'in Güncel Kinematığı ve Sismolojisi

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

Karadeniz ve çevresi, düşük deprenselliğe sahip bir bölge olarak tanımlanmakta olup (Eva, Ruscetti ve Slejko, 1988), en önemli deprensellik Karadeniz ile ilintili değil, KAF gibi geniş çaplı bölgesel kırıklar ile ilişkilidir. Karadeniz' in deprenselliği oldukça düşük ve kabuksaldır. Sıkışma tektoniğinin oldukça belirgin olduğu kuzeydoğu kıyıda bindirme mekanizmasına sahip depremler oluşmaktadır. Güney kıyı ise neredeyse tamamen asismik olup bir pasif kıyı olarak tanımlanabilir. Güneyden kuzeye olan tüm sıkışma gerilmesi, KAF' ın geniş çaplı sismik aktivitesi tarafından boşaltılır. GPS çalışmalarından elde edilen hızlara göre (Tarı ve diğer., 2000), doğu Karadeniz' in doğu kıyısında az miktarda kuzey-güney kısalması gözlenmektedir. Doğu basende sıkışma tektoniği rejimi halen aktiftir. Bu bölgedeki depremlerin fay düzlemi çözümleri de sıkışma rejimini işaret etmektedir (Şekil 2.4).

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

mevcut aktiviteyi göstermektedir; bu durum, Kırım'ın hemen güneyinde toplanan deprem episantrları ile de doğrulanmaktadır. Batı Kırım Fayı, BKB'nin orta kısımlarına kadar sismik çalışmalarla haritalanmış olmasına karşın (Finetti ve diğer., 1988), fayın güneye olan devamı bilinmemektedir. Kuzey Anadolu Fayı ile birleştiği Sinop civarına kadar kısmen izlenebilir.



Şekil 2.4 Karadeniz civarındaki bazı depremlerin odak mekanizması çözümleri (Tarı ve diğer., 2000).

Karadeniz her ne kadar açılma ile oluşmuş olsa da, Eosen döneminden itibaren kinematik durum değişmiş olup, sınırlarındaki güncel tektonizma, sıkışma tektoniği ile ifade edilmektedir (Robinson ve diğer., 1996; Spadini ve diğer., 1996; Tarı ve diğer., 2000). Karadeniz depremselliği oldukça düşük bir alan olarak tanımlanmakla birlikte (Tarı ve diğer., 2000), Pontidler boyunca güncel sıkışma tektoniğinin izleri gözlenmektedir (Barka ve Reilinger., 1997). Batı havza sınırında 1968 Bartın depremi, aletsel olarak kaydedilmiş en güçlü depremdir (Alptekin ve diğer., 1986) ve kaynak mekanizması bindirme türü faylanmayı işaret etmektedir (Şekil 2.4).

BÖLÜM ÜÇ

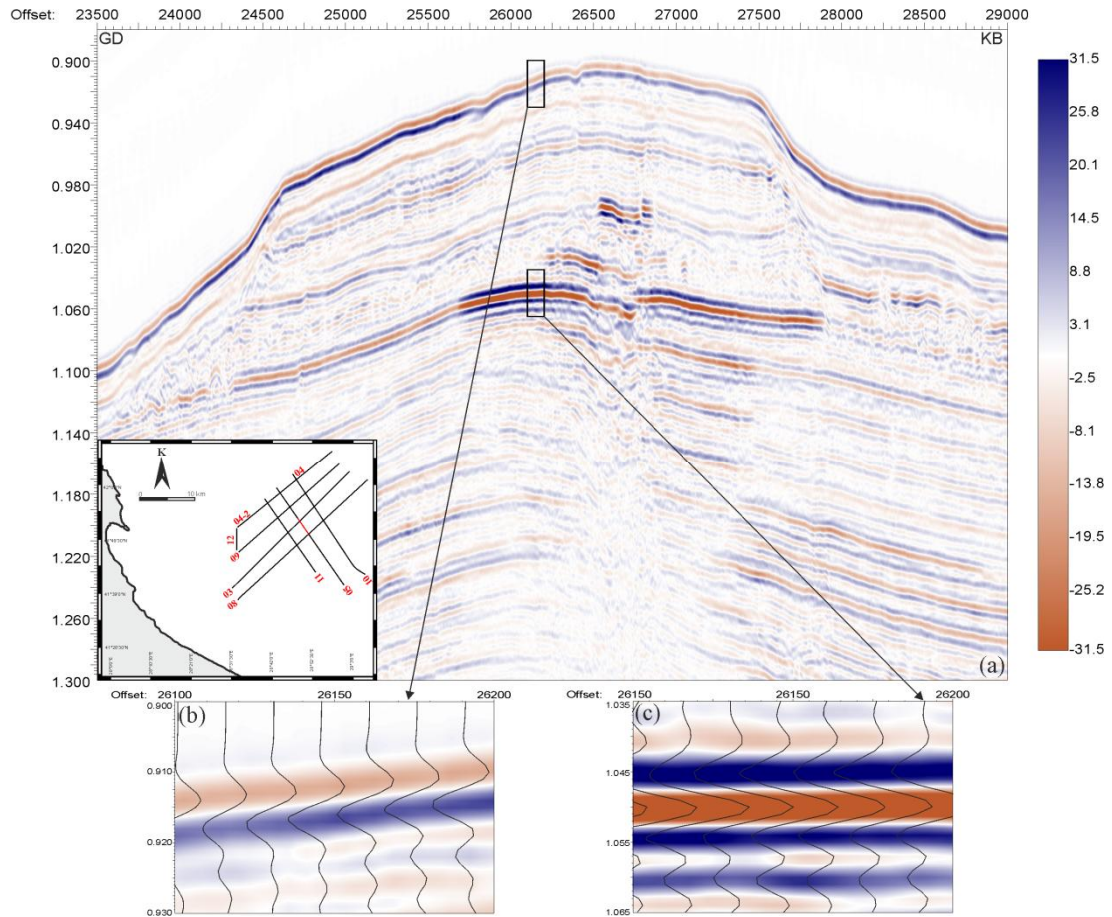
BULGULAR

3.1. Sığ Gaz Birikimleri

Olası sığ gaz yapılarının belirlenmesinde, son yıllarda etkin olarak kullanılan ve Taner ve diğ. (1978) tarafından geliştirilen özel yöntemlerden biri olan sismik nitelik analizlerinden etkin bir şekilde yararlanılmıştır. İçerisinde gaz barındıran seviyeler, sismik kesitlerde farklı derecede bozulmalar gözlenir ve genellikle bu bozulmalar boyunca yansıtıcıları az çok takip etmek mümkündür. Böyle birikimler, sismik kayıtlarda koyu bir zon oluşturan gaz kabarcıklarının, akustik enerjide saçınım oluşturmasıyla açıklanır (Judd ve Hovland, 1992). Tortullarda % 1 oranında gaz bulunması bile sismik kesitler üzerinde akustik boşluğa neden olmaktadır (Fannin, 1980). Gaz içeren seviyelerin altından veya üstünden alınan yansımalarda genlik değerleri büyük olmaktadır. Bu bilgiler ışığında sismik migrasyon kesitlerinde çevre genliklere oranla büyük olan genlikler hedef olarak seçilmiş ve bu bölgeler olası gaz anomalisi olarak değerlendirilmiştir. Sismik kesitlerdeki genlik değerleri gerçek genlik kurtarımı yapılarak dengelenmiştir. Dolayısıyla hidrokarbon aramacılığında çok büyük öneme sahip olan genlik bilgisi korunmuştur. Sığ gaz açısından hedef olarak seçilen bölgelerin, çevre genlikler ile karşılaştırmasını veren örnek sismik kesitler Şekil 3.1, Şekil 3.2 ve Şekil 3.3' de verilmiştir. Bu yüksek genlik bölgeleri için temel anlık nitelik kesitlerinden zarf kesitleri, ortalama enerji kesitleri, görünür polarite kesitleri, anlık frekans kesitleri ve anlık faz kesitleri üretilmiştir. Üretilen anlık nitelik kesitleri ile olası gaz anomalileri veren bölgeler belirlenmiş ve bu alanlar haritalanarak çalışma alanındaki dağılımları ortaya konmuştur.

Şekil 3.1a' da görüldüğü üzere, çevre genliklere oranla ortalama 4-5 kat büyük olan anomalilerin, çevre genlikler ile karşılaştırılması gösterilmiştir. Şekil 3.1b' de yüksek genlik anomalisi içeren bölgenin hemen üzerinden alınan deniz tabanı yansıması büyütülerek ve wiggle-iz eklenerek gösterilmiştir. Burada dikkati çeken, Şekil 3.1b' de gösterilen deniz tabanının wiggle-iz gösterimi ile Şekil 3.1c' de gösterilen deniz tabanının hemen altından alınan yüksek genlik anomalisinin

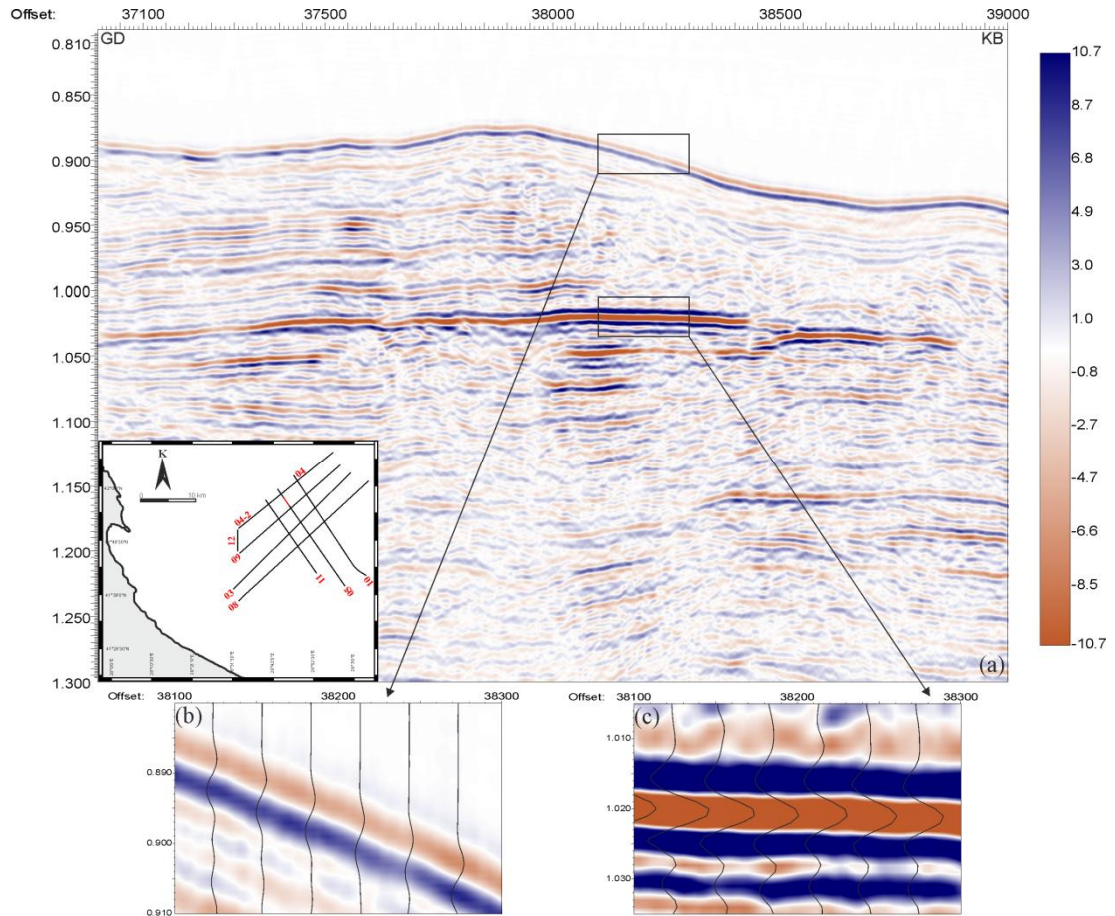
birbirlerine göre ters polariteye sahip olmalarıdır. Deniz tabanında wiggle-iz ‘e bakıldığında ilk salınım sağa doğru iken, yüksek genlik anomalisi içeren bölümde ilk salınım sola doğrudur. Bu durum, ortamda düşük hız bölgesi varlığı ile açıklanabilmektedir. Bu düşük hız bölgesinde akustik empedans oranı büyük miktarda artmış ters polarite ve güçlü yansıma anomalisi meydana gelmiştir.



Şekil 3.1. a) Mcs05 kesitinde gerçek genlik değerleri üzerinde gözlenen ve çevre genliklere oranla yüksek genlik anomalisi veren bölgenin gösterimi b) yüksek genlik anomalisinin hemen üzerinden alınan deniz tabanı yansımasının wiggle-iz eklenerek büyütülmüş gösterimi c) yüksek genlik anomalisinin wiggle-iz eklenerek gösterimi.

Şekil 3.2a’ da mcs05 hattına ait yüksek genlik anomalisi veren diğer bir bölgenin deniz tabanı yansıması ile karşılaştırılması gösterilmektedir. Şekil 3.2b incelendiğinde deniz tabanında ilk salınım sağa doğru iken, Şekil 3.2c’ de yüksek genlik anomalisi veren bölgenin ilk salınımı sola doğrudur. Bu durumun oluşumu ortamda bulunan düşük hız bölgesi varlığı ile açıklanabilmektedir. Sinyalde polarite

dönmesi ve çevre genliklere oranla yüksek genlik içeriği bu düşüncüyü destekler niteliktedir.

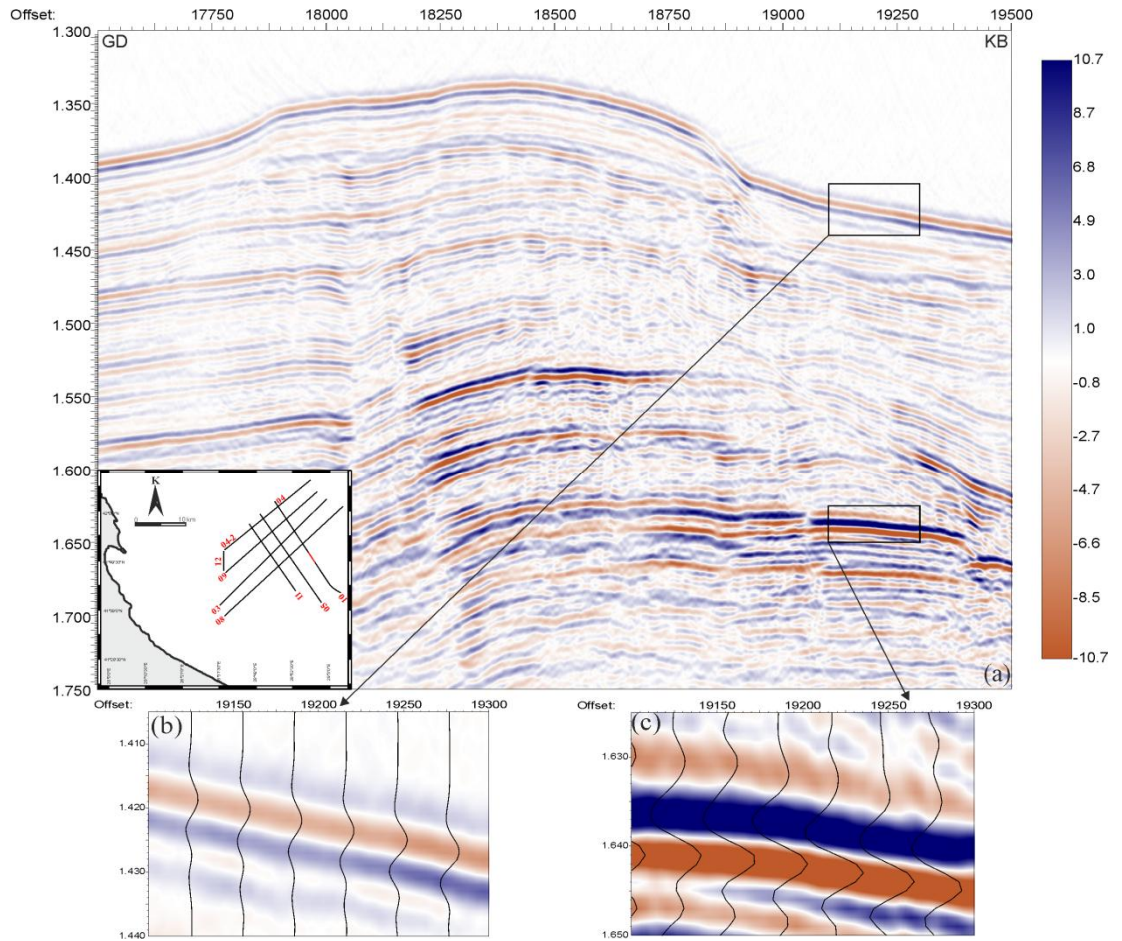


Şekil 3.2 a) Mcs05 kesitinin diğer bir bölümündeki gerçek genlik değerleri üzerinde gözlenen ve çevre genliklere oranla yüksek genlik anomalisi veren bölgenin gösterimi b) yüksek genlik anomalisinin hemen üzerinden alınan deniz tabanı yansımasının wiggle-iz eklenerek büyütülmüş gösterimi c) yüksek genlik anomalisinin wiggle-iz eklenerek gösterimi.

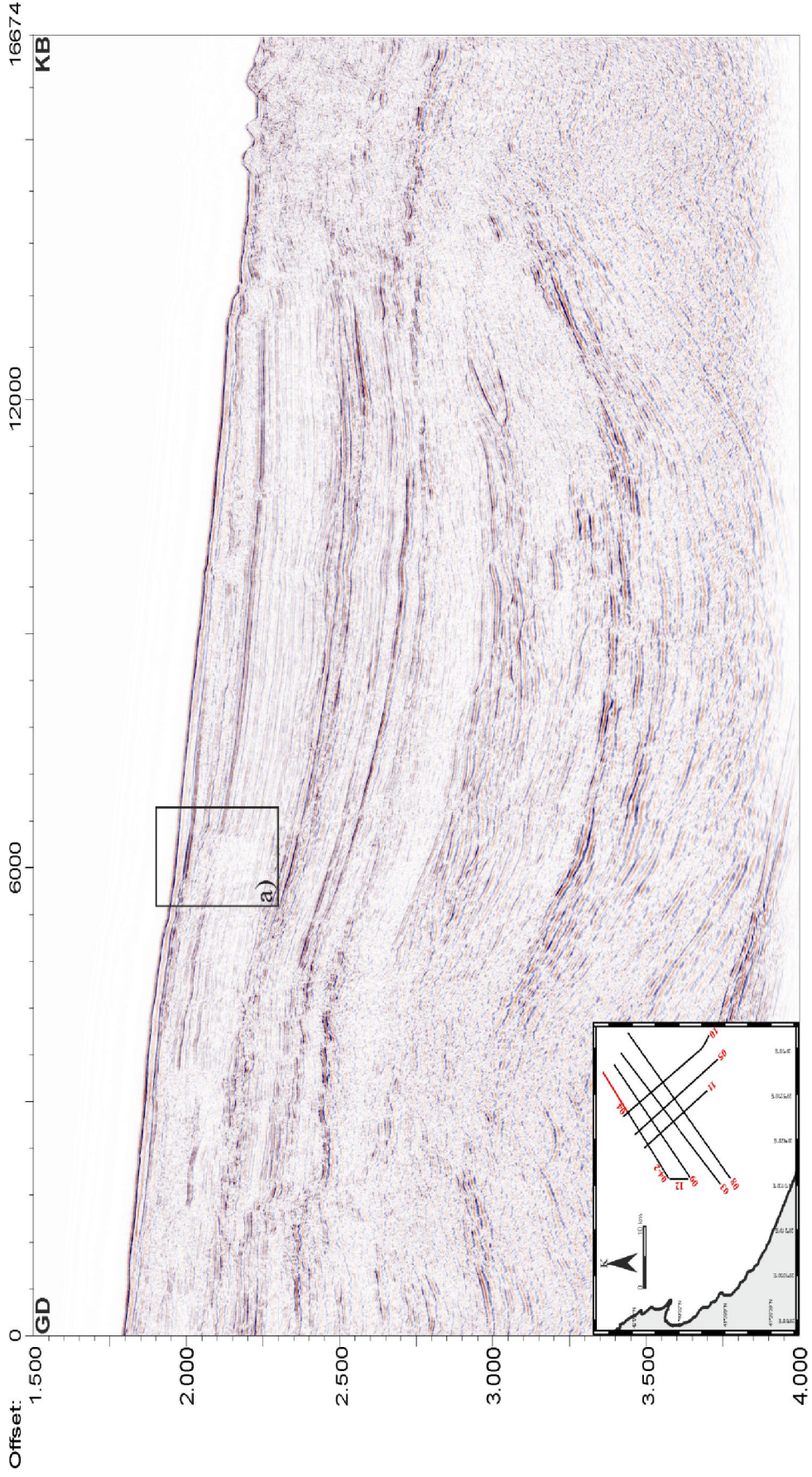
Mcs10 hattında gözlenen bir başka yüksek genlik anomalisi Şekil 3.3a' da gösterilmiştir. Şekil 3.3b' de deniz tabanı yansımasına bakıldığında ilk salınım sola doğru iken Şekil 3.3c' de gösterilen yüksek genlik anomalisinde ilk salınım sağa doğru olduğu görülmektedir. Anomali bölgesindeki genliklerin, çevre genliklere oranla 4-5 kat büyük olduğu görülmektedir.

Bu incelemeler ışığında birçok yüksek genlik içeren hedef bölgeler belirlenerek, bu bölgelerin sığ gaz birikimleri açısından detaylı nitelik analizleri

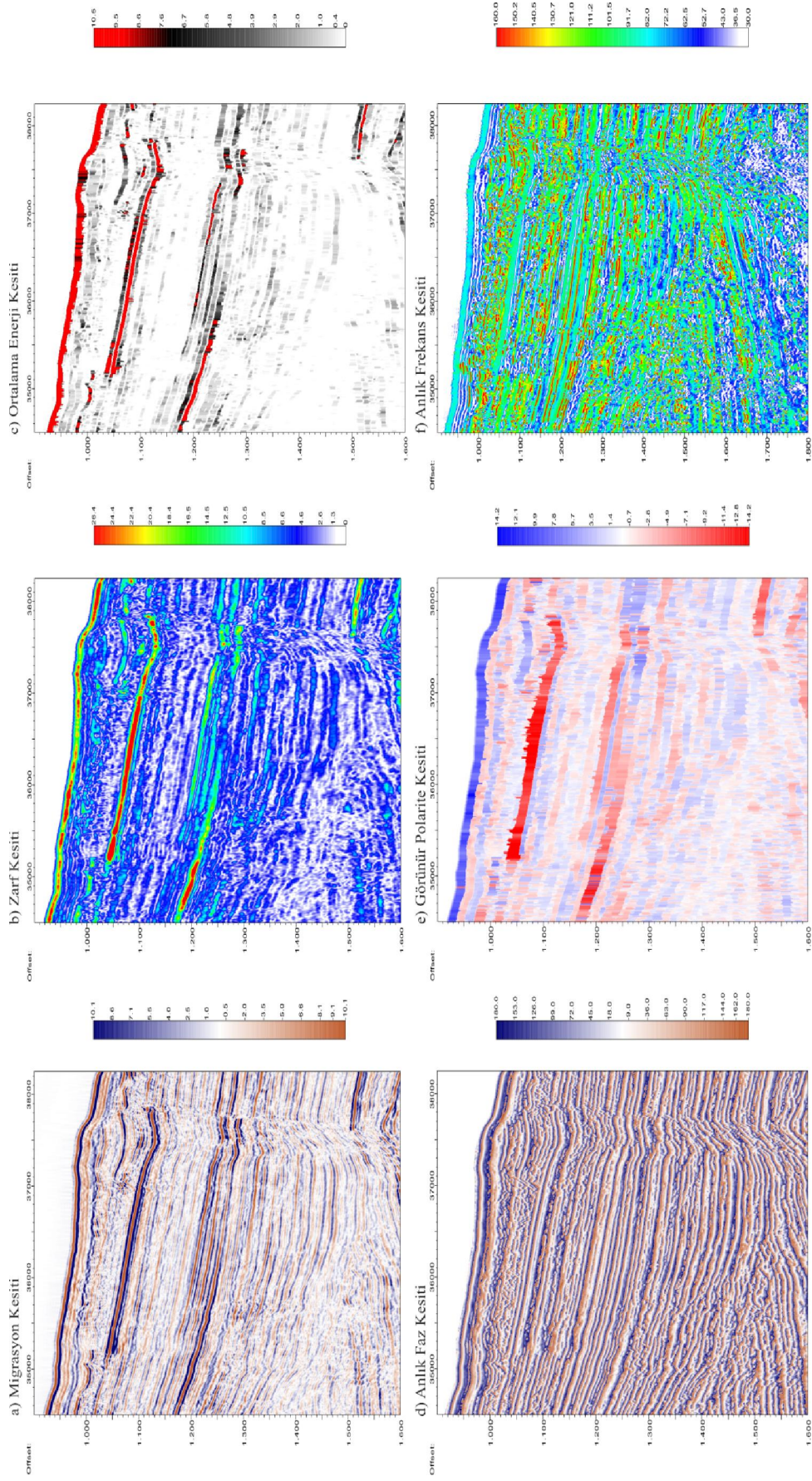
gerçekleştirilmiştir. Aşağıda hedef bölgelere ait anlık nitelikler gösterilmiştir. Şekil 3.4 – Şekil 3.37 arasında çalışma alanındaki tüm sismik veride gözlenen bu tür sığ gaz anomali zonlarının ayrı ayrı sismik nitelik analizi verilmiştir. Her bir anomali zon için ayrı ayrı olmak üzere zarf, ortalama enerji, anlık faz, görünür polarite ve anlık frekans nitelikleri hesaplanarak yorumlanmıştır.



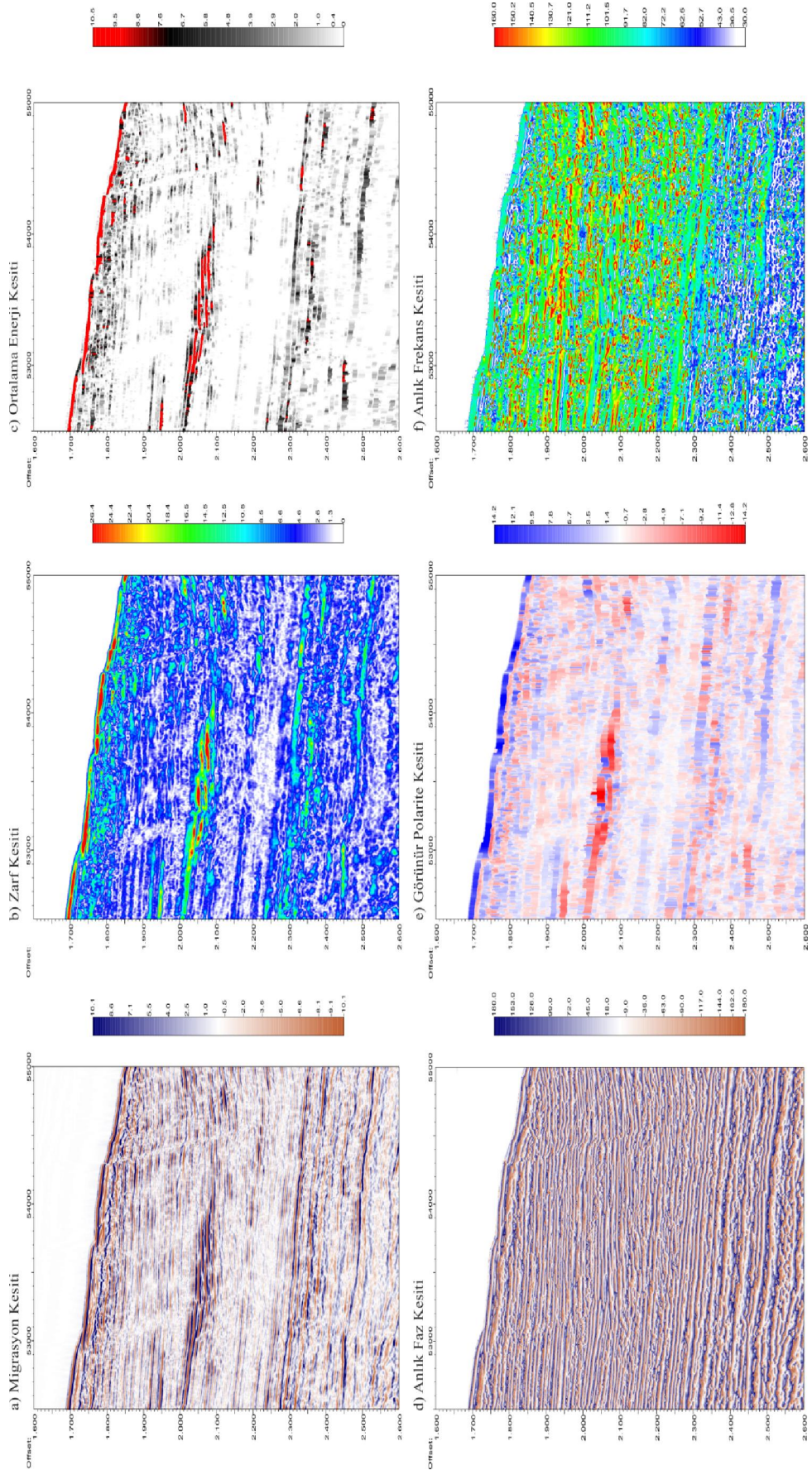
Şekil 3.3 a) Mcs10 kesitinde gerçek genlik değerleri üzerinde gözlenen ve çevre genliklere oranla yüksek genlik anomalisi veren bölgenin gösterimi b) yüksek genlik anomalisinin hemen üzerinden alınan deniz tabanı yansımasının wiggle-iz ekelererek büyütülmüş gösterimi c) yüksek genlik anomalisinin wiggle-iz eklenerek gösterimi.



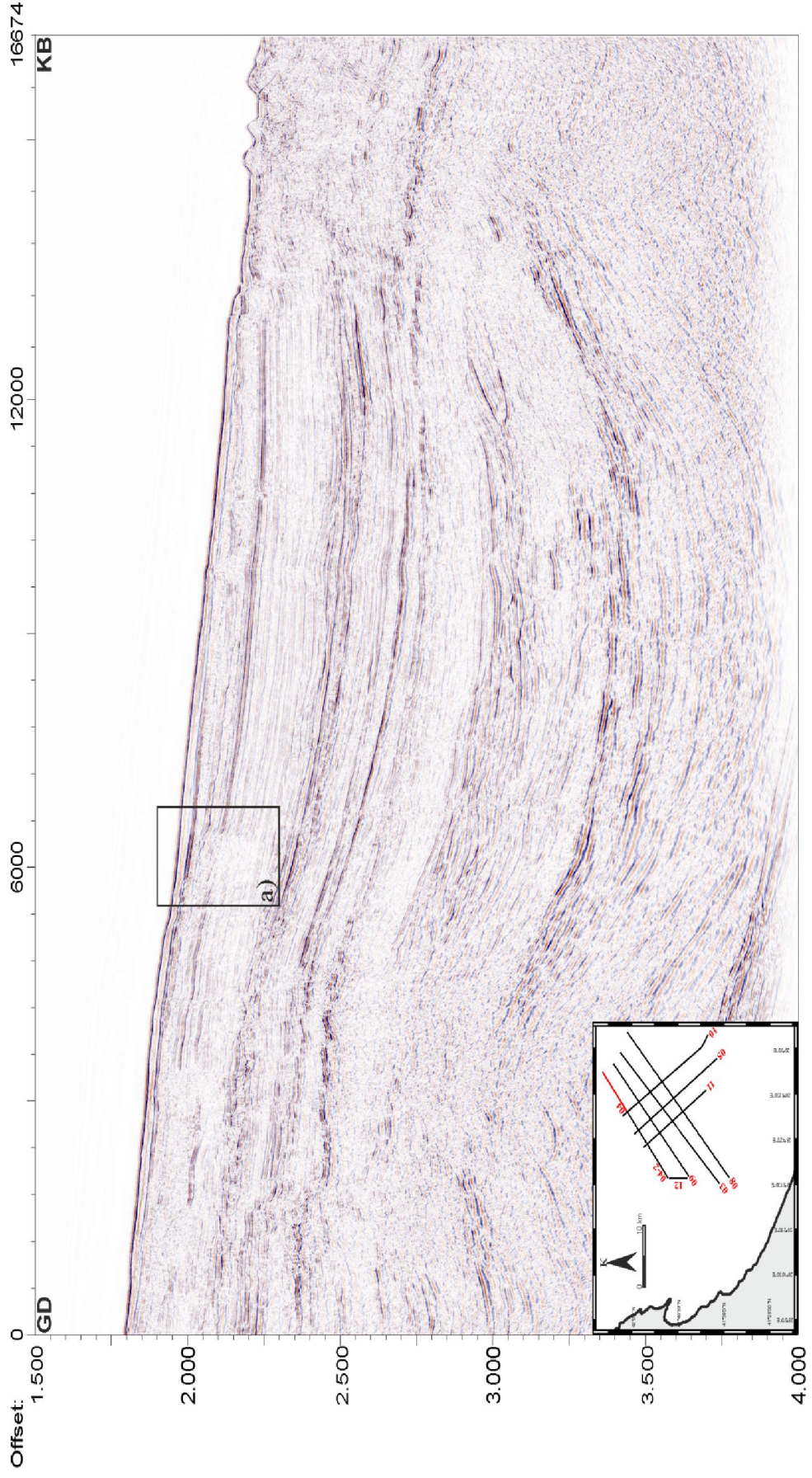
Şekil 3.4 mcs03 hattında gözlenen yüksek genlik anomalileri dikdörtgen içine alınarak gösterilmektedir. Anomalilere ait anlık nitelik analizleri sırası ile a ve b dikdörtgen alanlarında ayrı ayrı verilecektir.



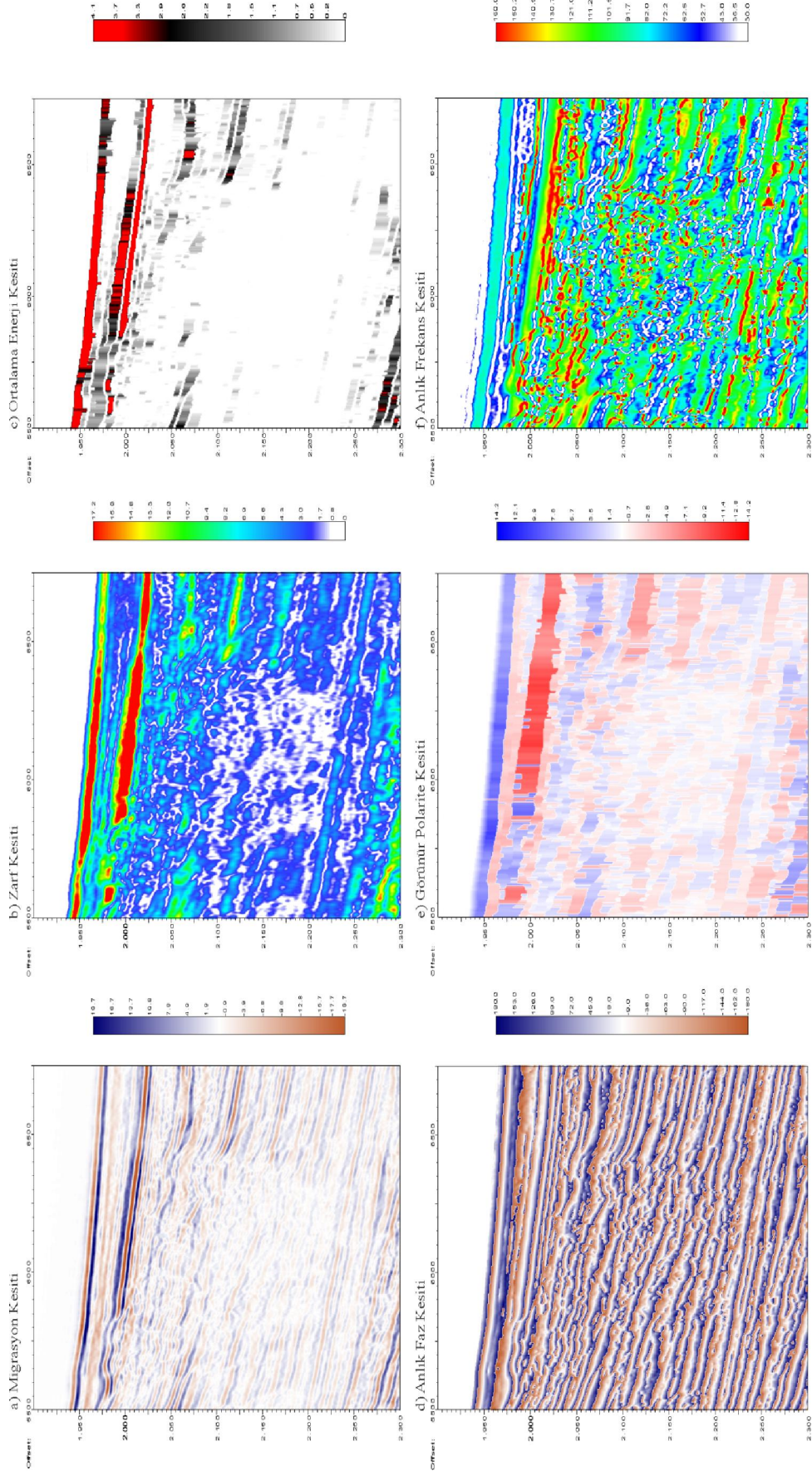
Şekil 3.5 Şekil 3.4' te a ile gösterilen alanın anlık nitelik analizleri. (a) Migrasyon kesiti, (b) zarf (anlık genlik) kesiti, (c) ortalama enerji kesiti, (d) anlık faz kesiti, (e) görünür polarite kesiti, (f) anlık frekans kesiti



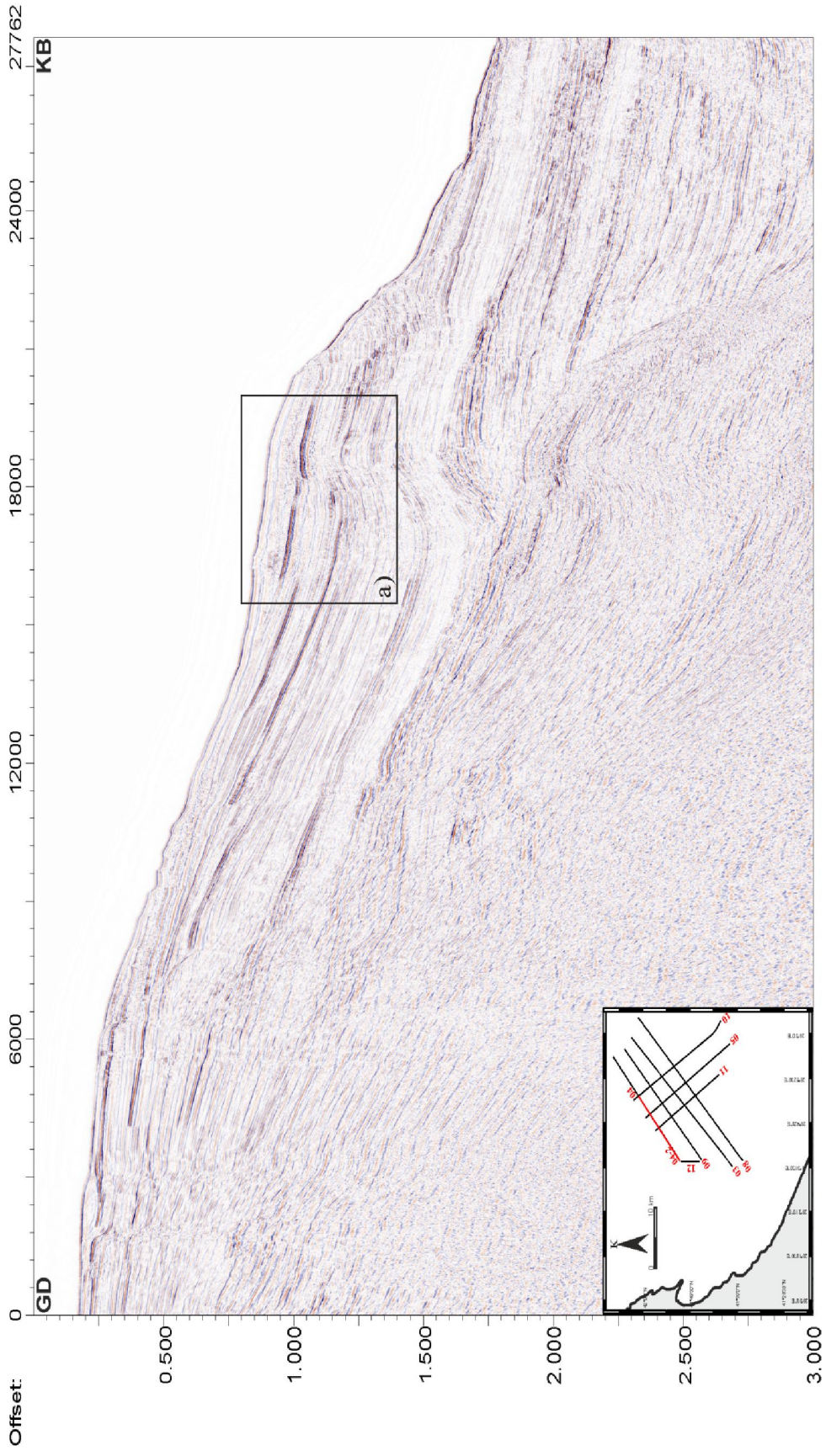
Şekil 3.6 Şekil 3.4' da b ile gösterilen alanın anlık nitelik analizleri. (a) Migrasyon kesiti, (b) zarf (anlık genlik) kesiti, (c) ortalama enerji kesiti, (d) anlık faz kesiti, (e) görünür polarite kesiti, (f) anlık frekans kesiti



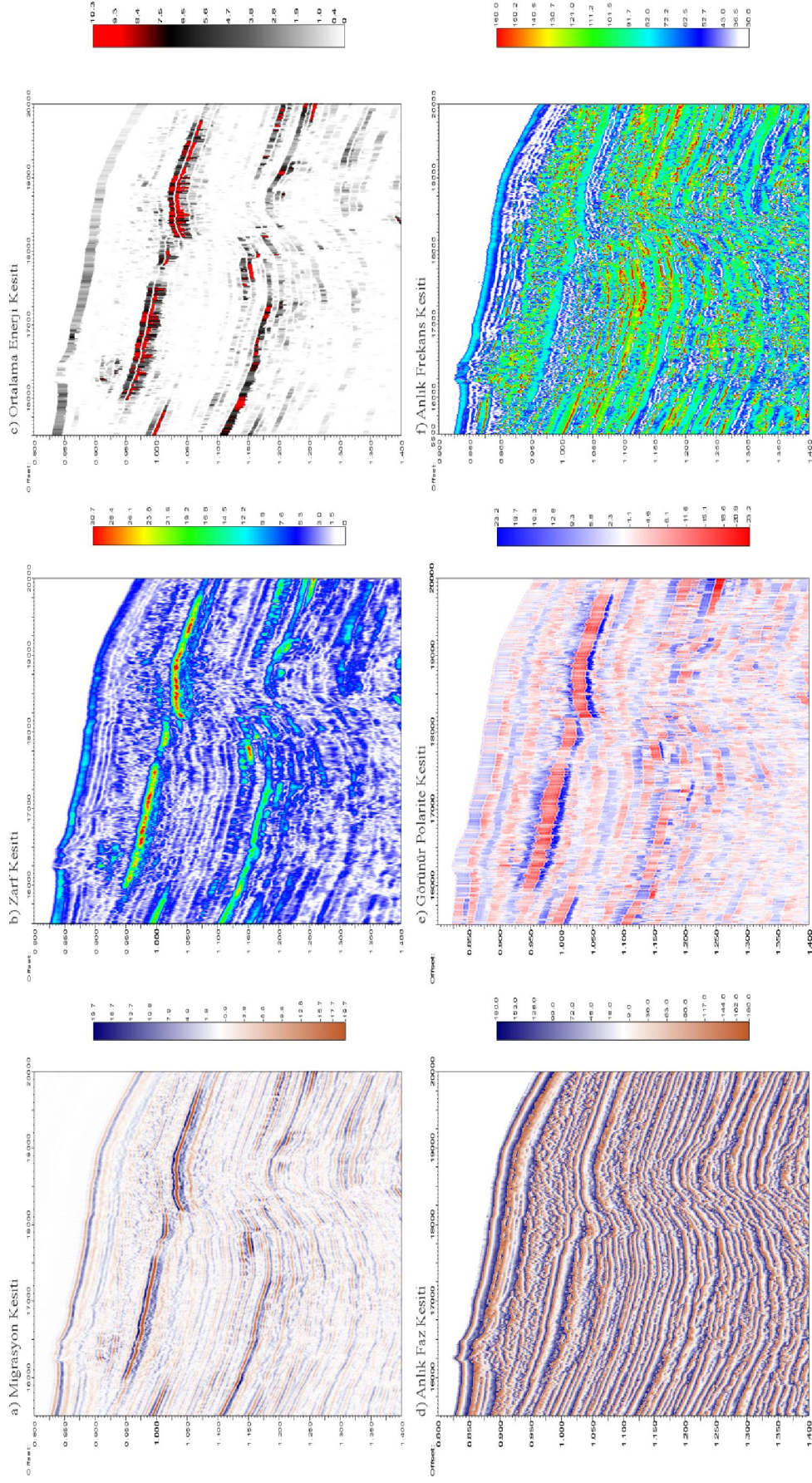
Şekil 3.7 mcs04 hattında gözlenen yüksek genlik anomali dikdörtgen içine alınarak gösterilmektedir. Anomaliye ait anlık nitelik analizleri a dikdörtgen alanında verilecektir.



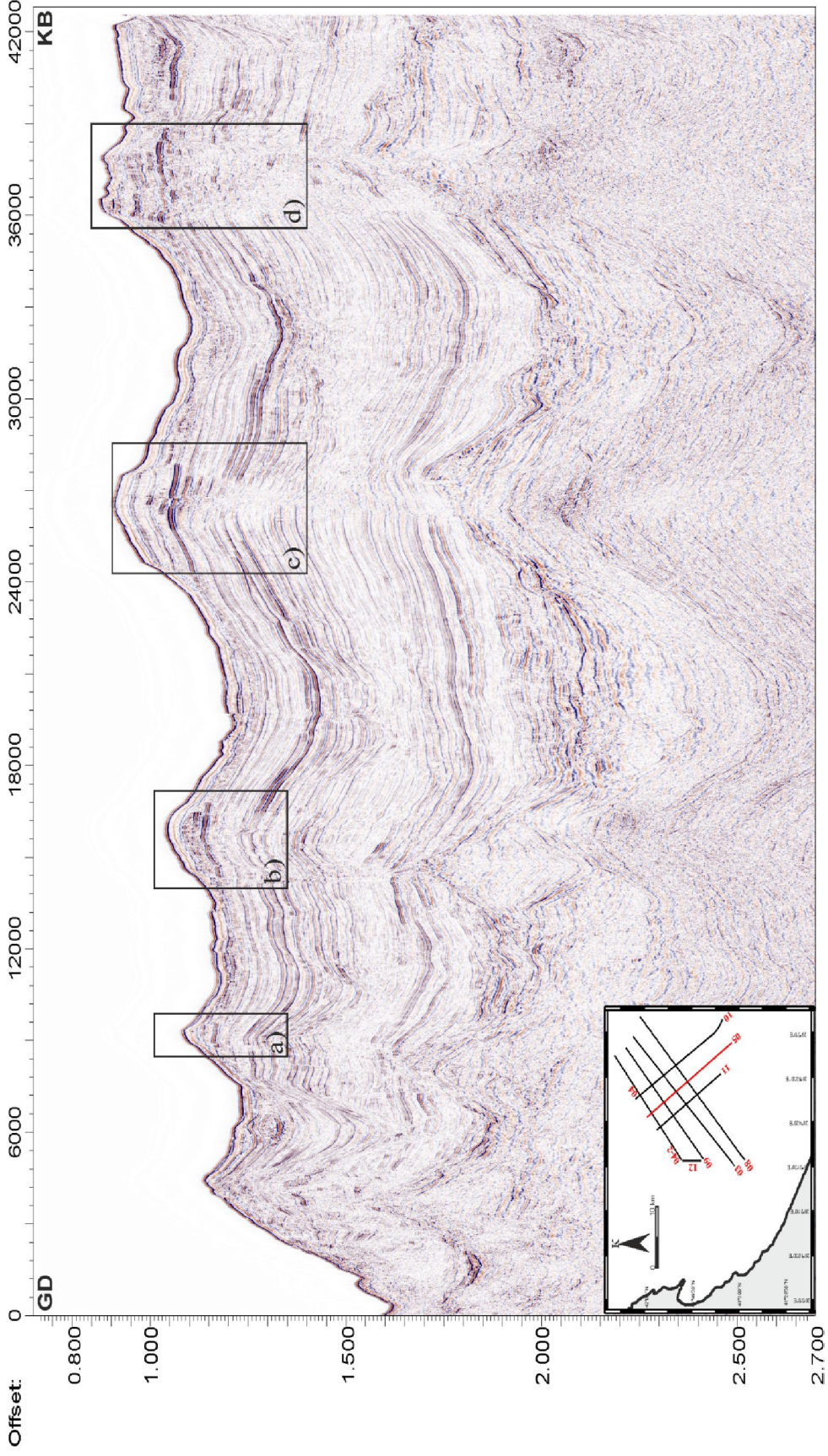
Şekil 3.8 Şekil 3.7' de a ile gösterilen alanın anlık nitelik analizleri. (a) Migrasyon kesiti, (b) zarf (anlık genlik) kesiti, (c) ortalama enerji kesiti, (d) anlık faz kesiti, (e) görünür polarite kesiti, (f) anlık frekans kesiti



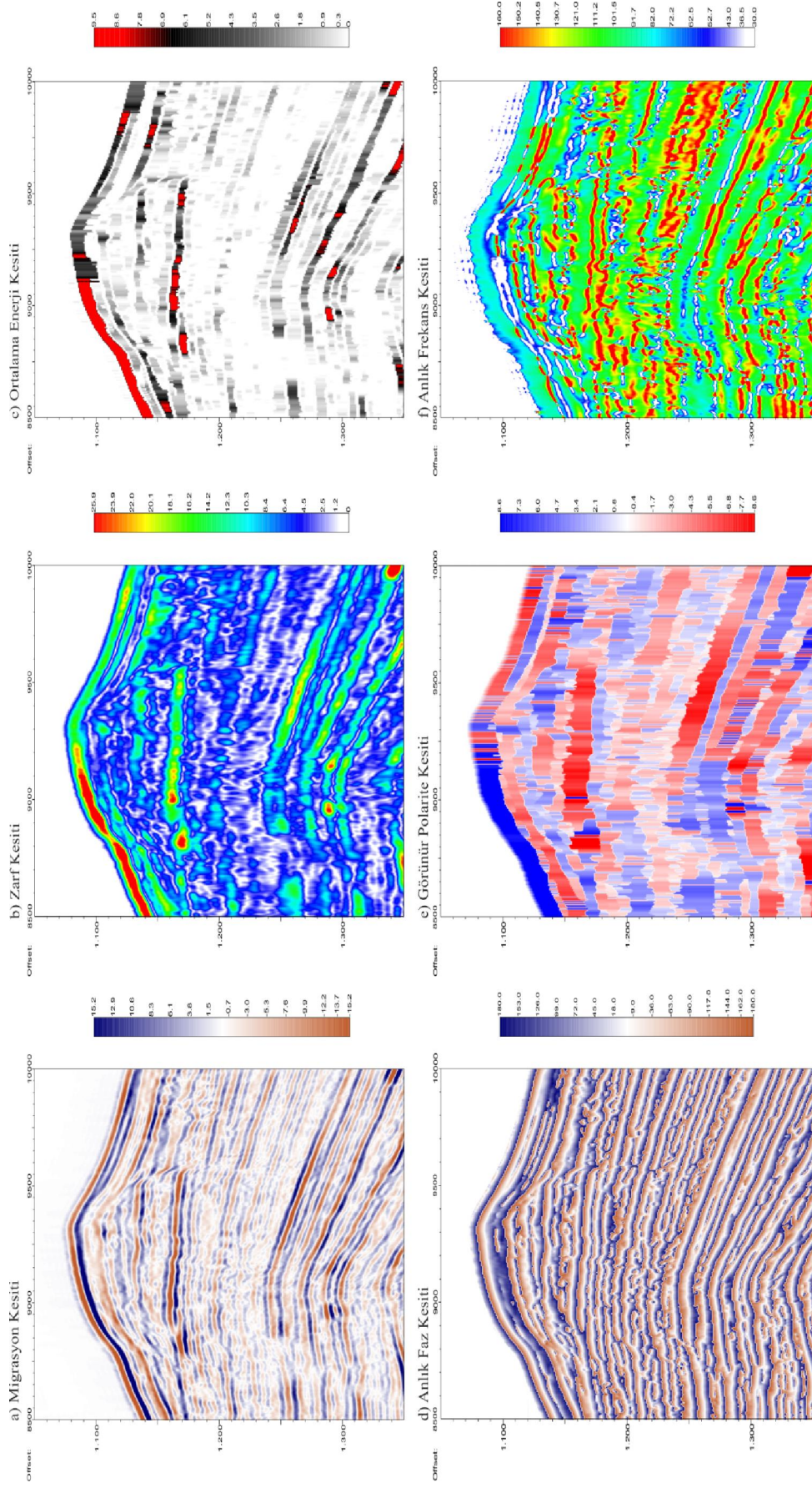
Şekil 3.9 mcs04-2 hattında gözlenen yüksek genlik anomaliyi dikdörtgen içine alınarak gösterilmektedir. Anomaliye ait anlık nitelik analizleri a dikdörtgen alanında verilecektir.



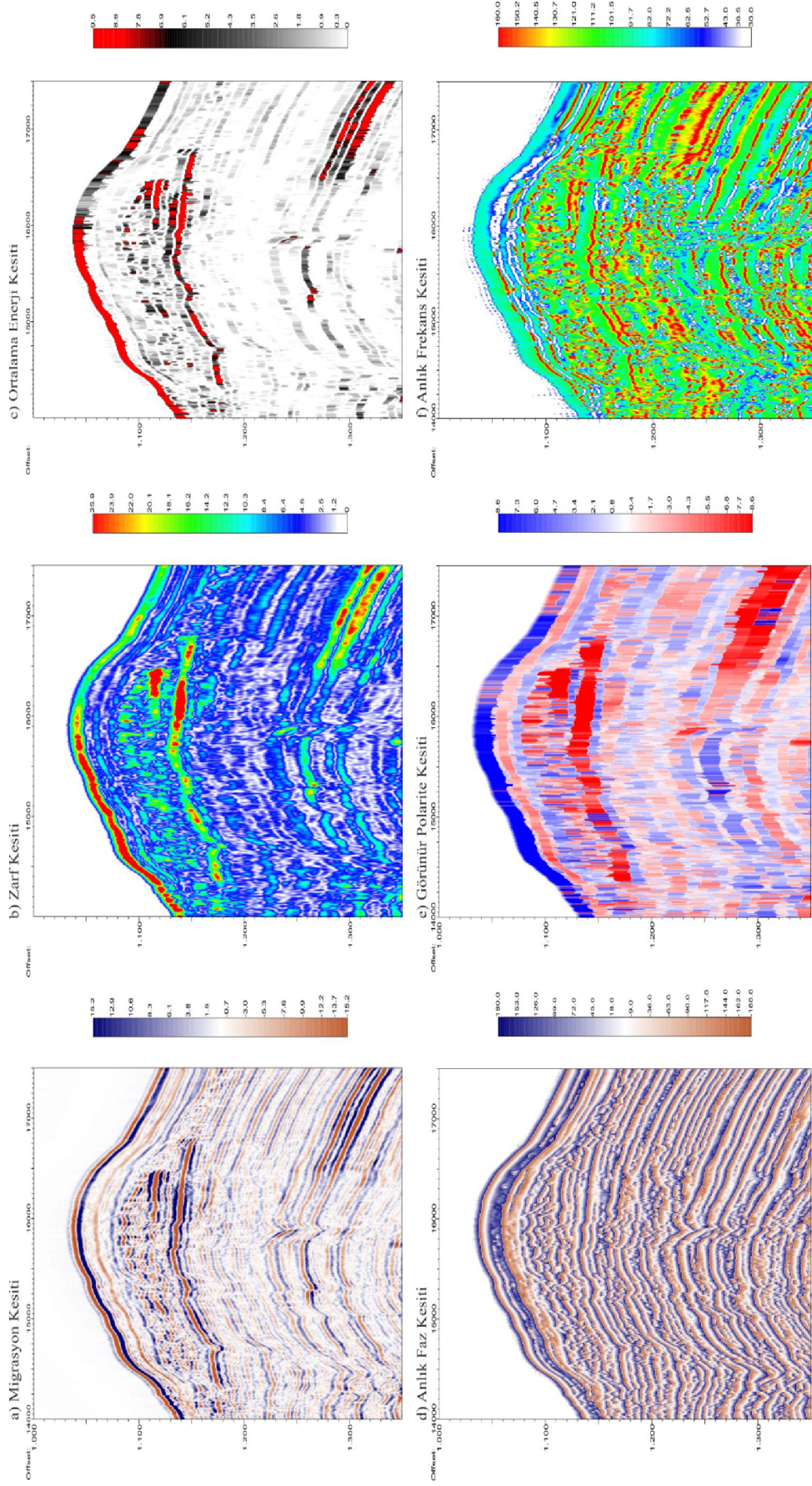
Şekil 3.10 Şekil 3.9' da a ile gösterilen alanın anlık nitelik analizleri. (a) Migrasyon kesiti, (b) zarf (anlık genlik) kesiti, (c) ortalama enerji kesiti, (d) anlık faz kesiti, (e) görünür polarite kesiti, (f) anlık frekans kesiti



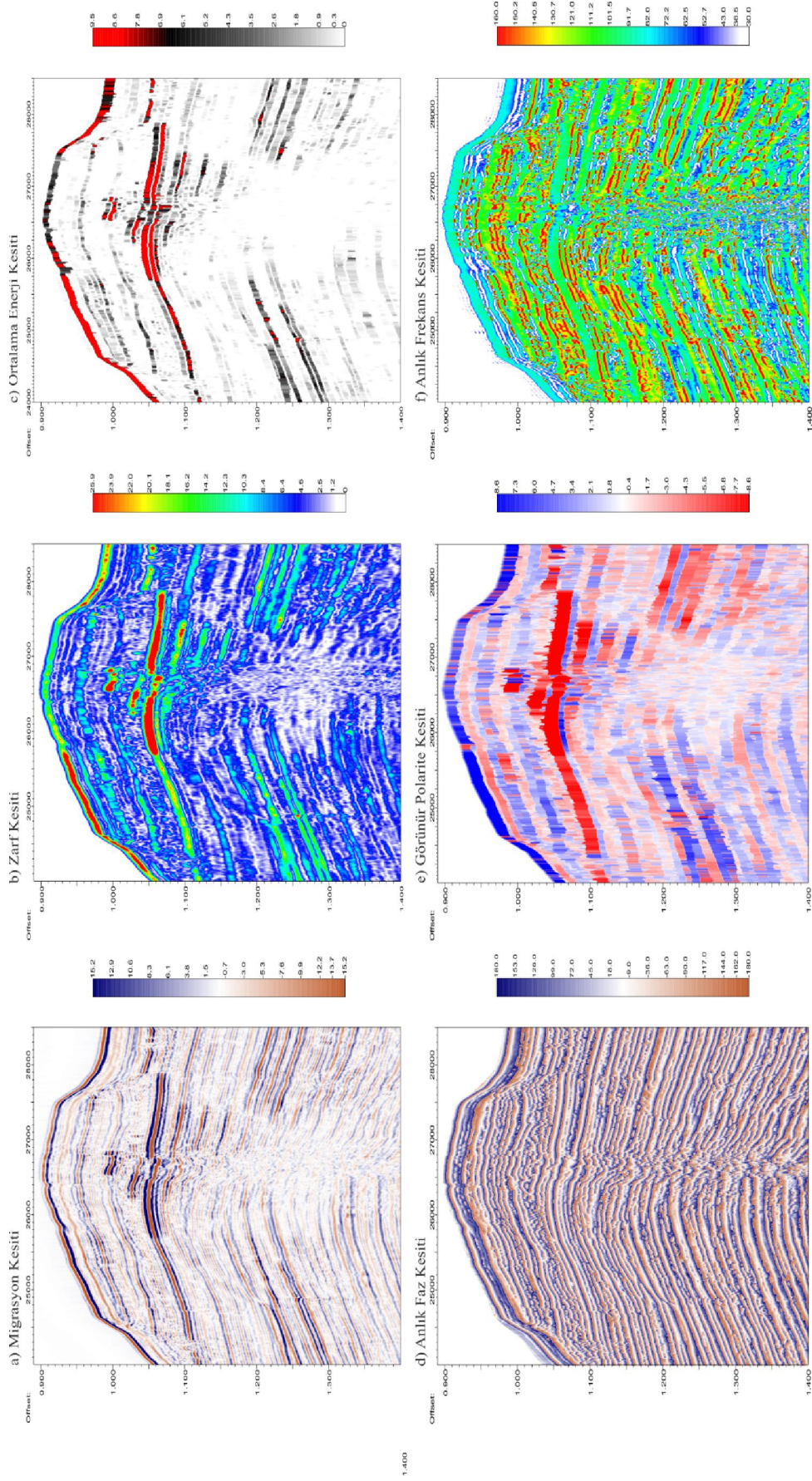
Şekil 3.11 mcs05 hattında gözlenen yüksek genlik anomalileri a, b, c ve d dikdörtgen alanları içine alınarak gösterilmektedir. Anomalilere ait anlık nitelik analizleri a, b, c ve d dikdörtgen alanları olarak verilecektir.



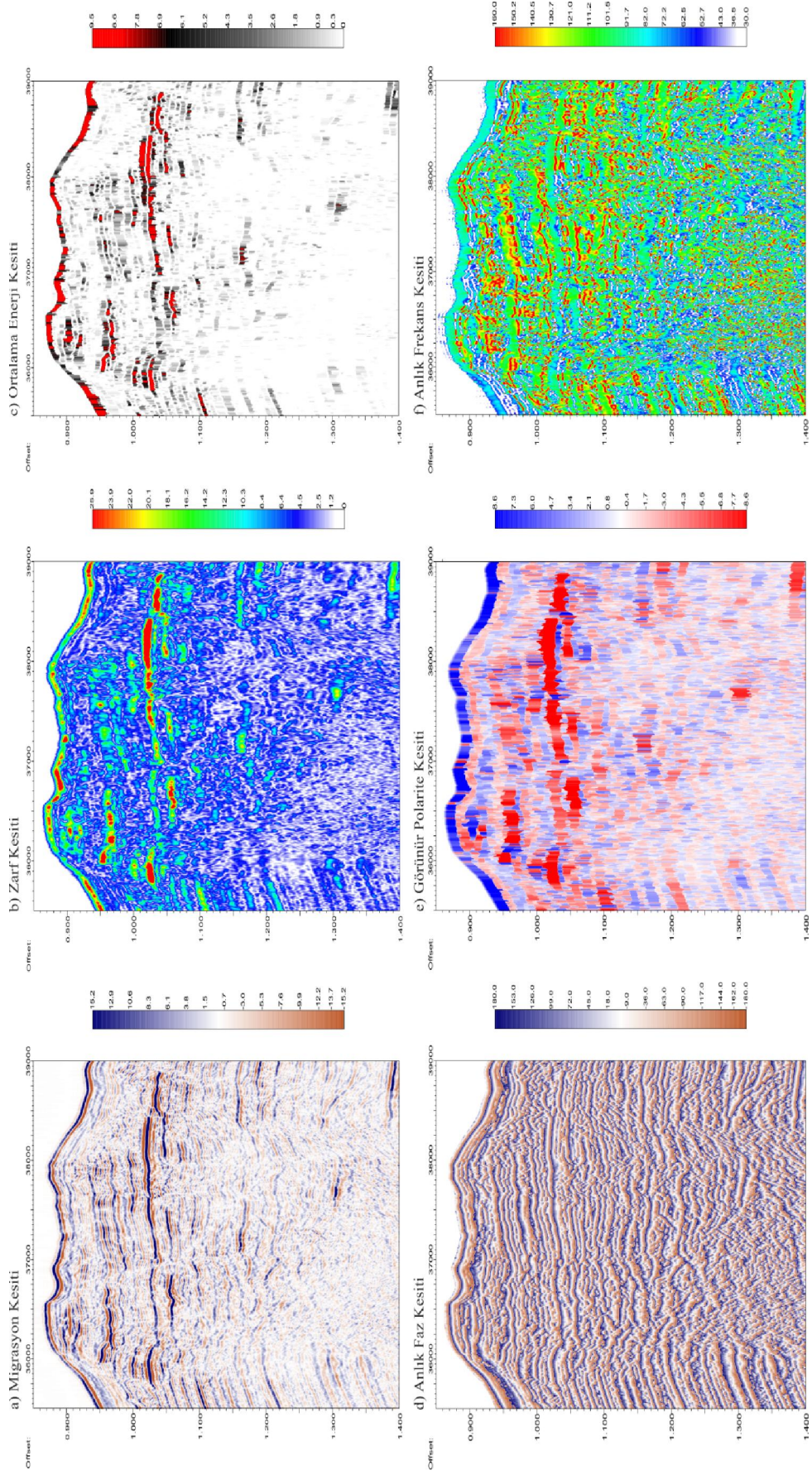
Şekil 3.12 Şekil 3.11' de a ile gösterilen alanın anlık nitelik analizleri. (a) Migrasyon kesiti, (b) zarf (anlık genlik) kesiti, (c) ortalama enerji kesiti, (d) anlık faz kesiti, (e) görünür polarite kesiti, (f) anlık frekans kesiti



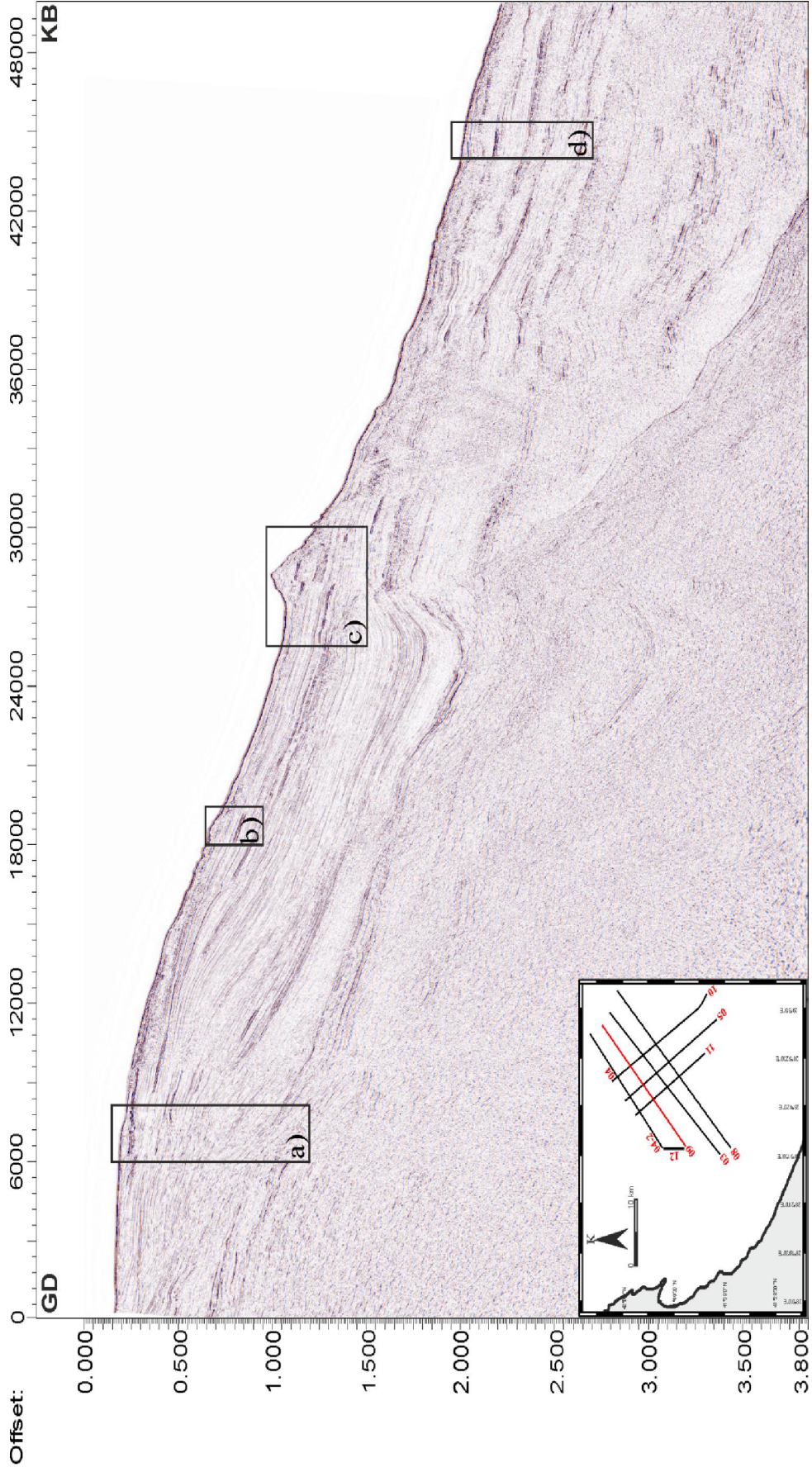
Şekil 3.13 Şekil 3.11' de b ile gösterilen alanın anlık nitelik analizleri. (a) Migrasyon kesiti, (b) zarf (anlık genlik) kesiti, (c) ortalama enerji kesiti, (d) anlık faz kesiti, (e) görünür polarite kesiti, (f) anlık frekans kesiti



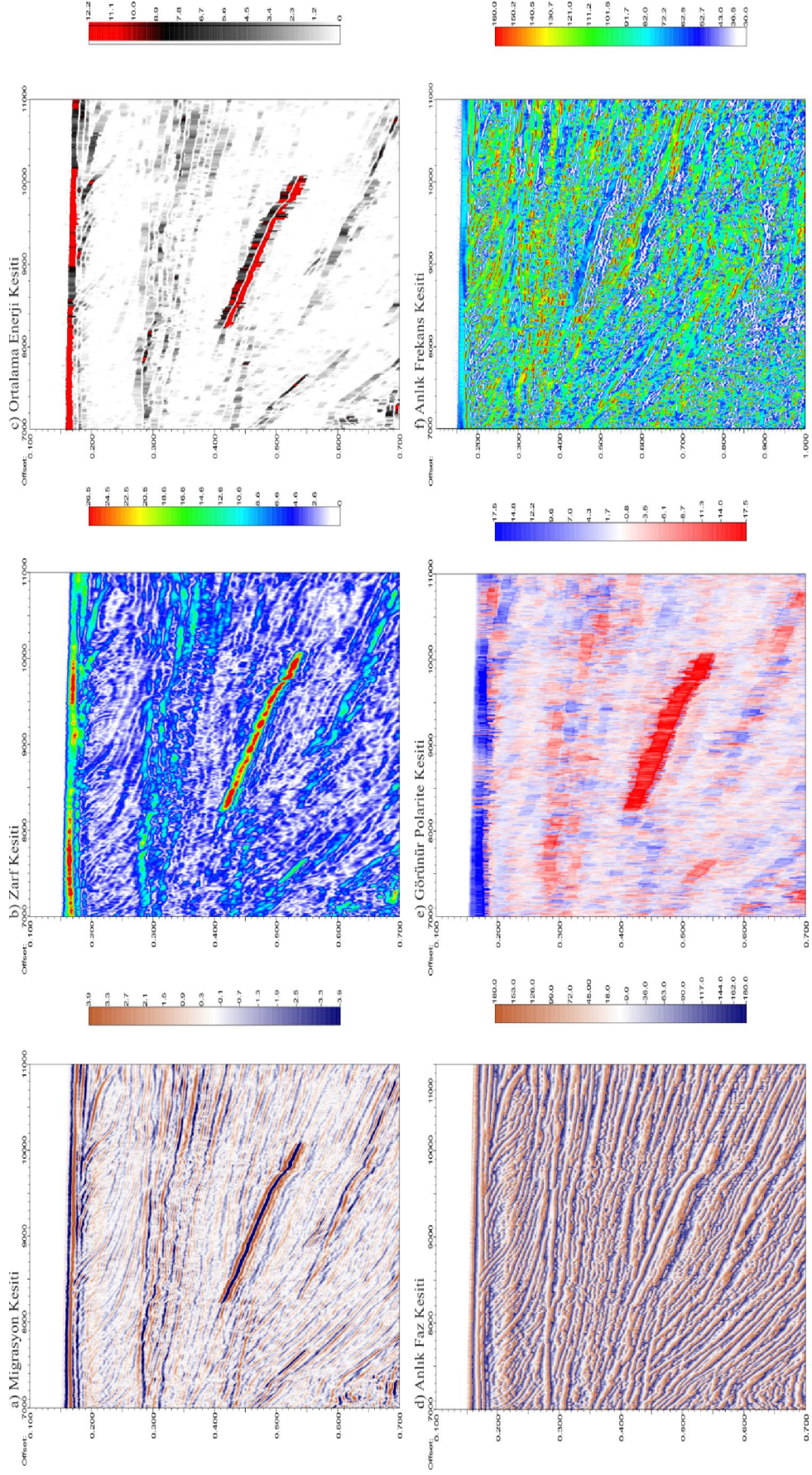
Şekil 3.14 Şekil 3.11' de c ile gösterilen alanın anlık nitelik analizleri. (a) Migrasyon kesiti, (b) zarf (anlık genlik) kesiti, (c) ortalama enerji kesiti, (d) anlık faz kesiti, (e) görünür polarite kesiti, (f) anlık frekans kesiti



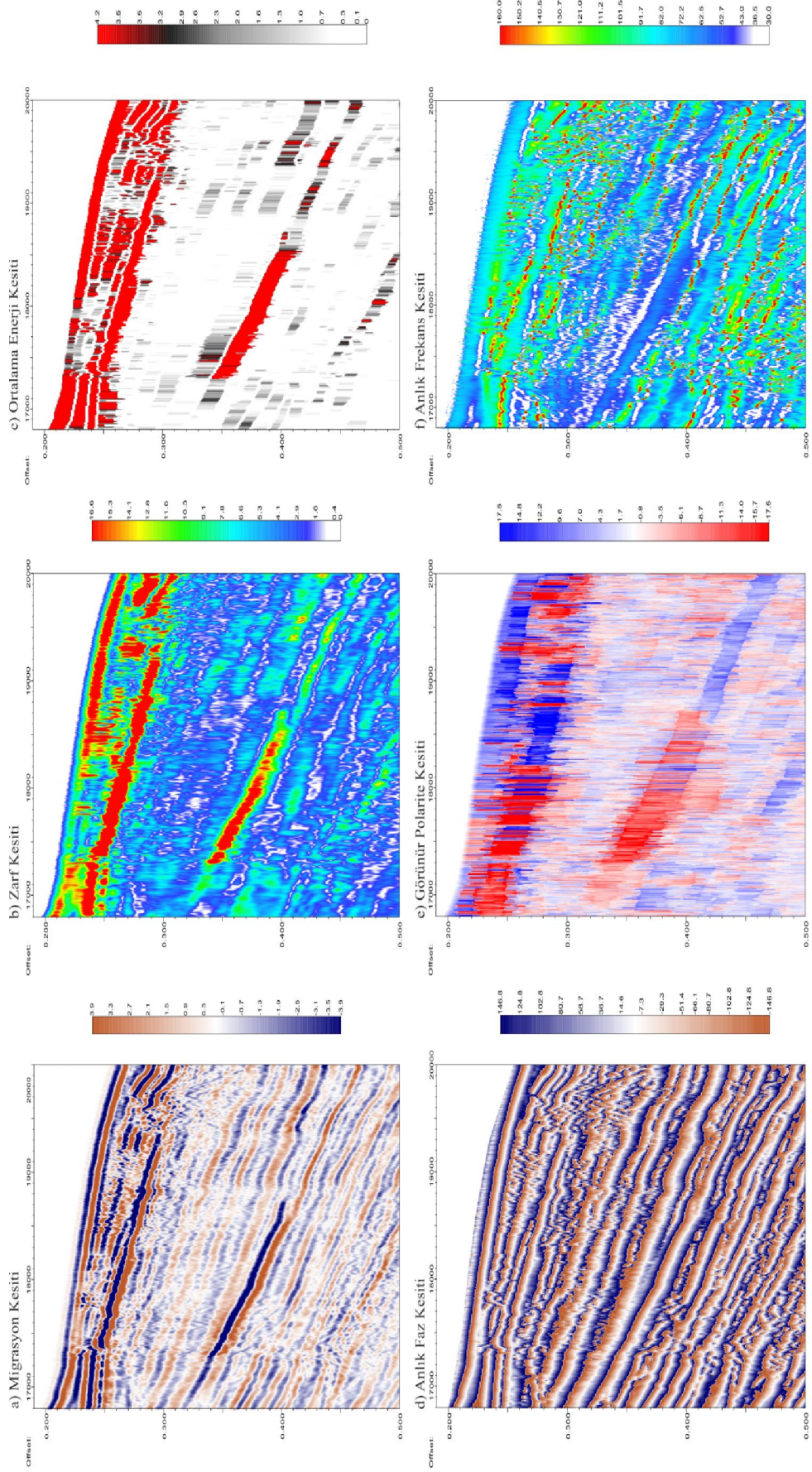
Şekil 3.15 Şekil 3.11' de d ile gösterilen alanın anlık nitelik analizleri. (a) Migrasyon kesiti, (b) zarf (anlık genlik) kesiti, (c) ortalama enerji kesiti, (d) anlık faz kesiti, (e) görünür polarite kesiti, (f) anlık frekans kesiti



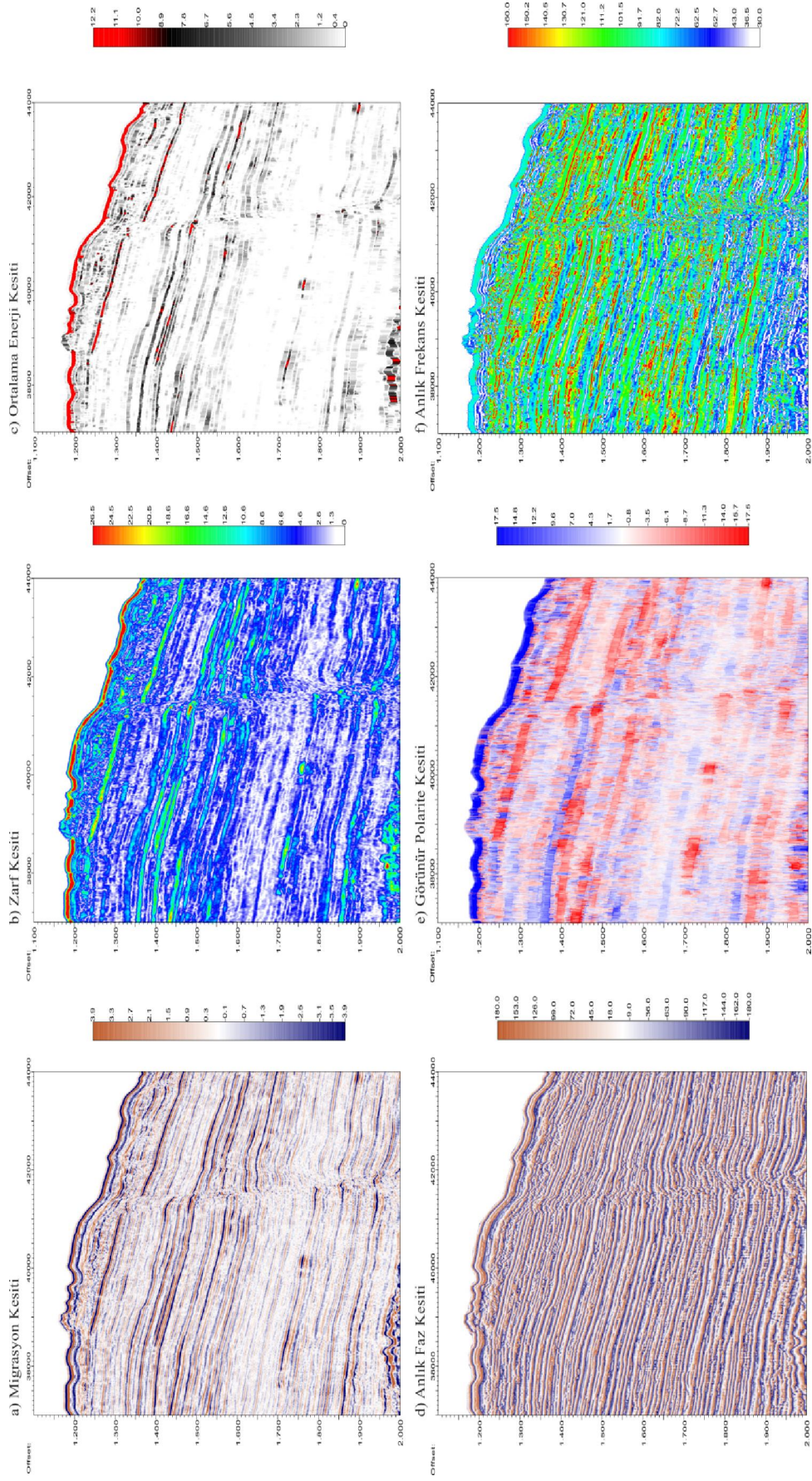
Şekil 3.16 mcs08 hattında gözlenen yüksek genlik anomalileri a, b, c, d, e ve f dikdörtgen alanları içine alınarak gösterilmektedir. Anomalilere ait anlık nitelik analizleri a, b, c ve d dikdörtgen alanları olarak verilecektir.



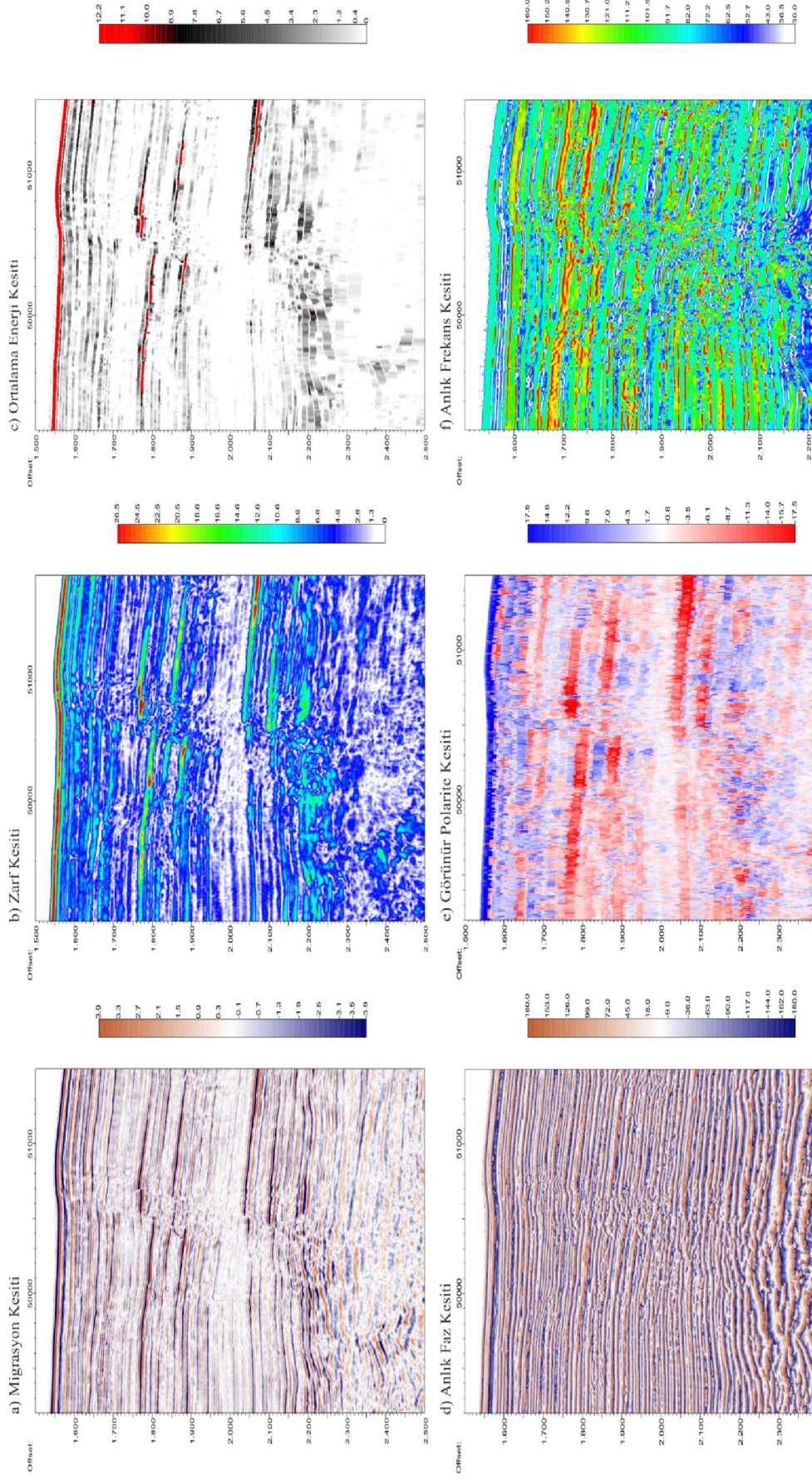
Şekil 3.17 Şekil 3.16' da a ile gösterilen alanın anlık nitelik analizleri. (a) Migrasyon kesiti, (b) zarf (anlık genlik) kesiti, (c) ortalama enerji kesiti, (d) anlık faz kesiti, (e) görünür polarite kesiti, (f) anlık frekans kesiti



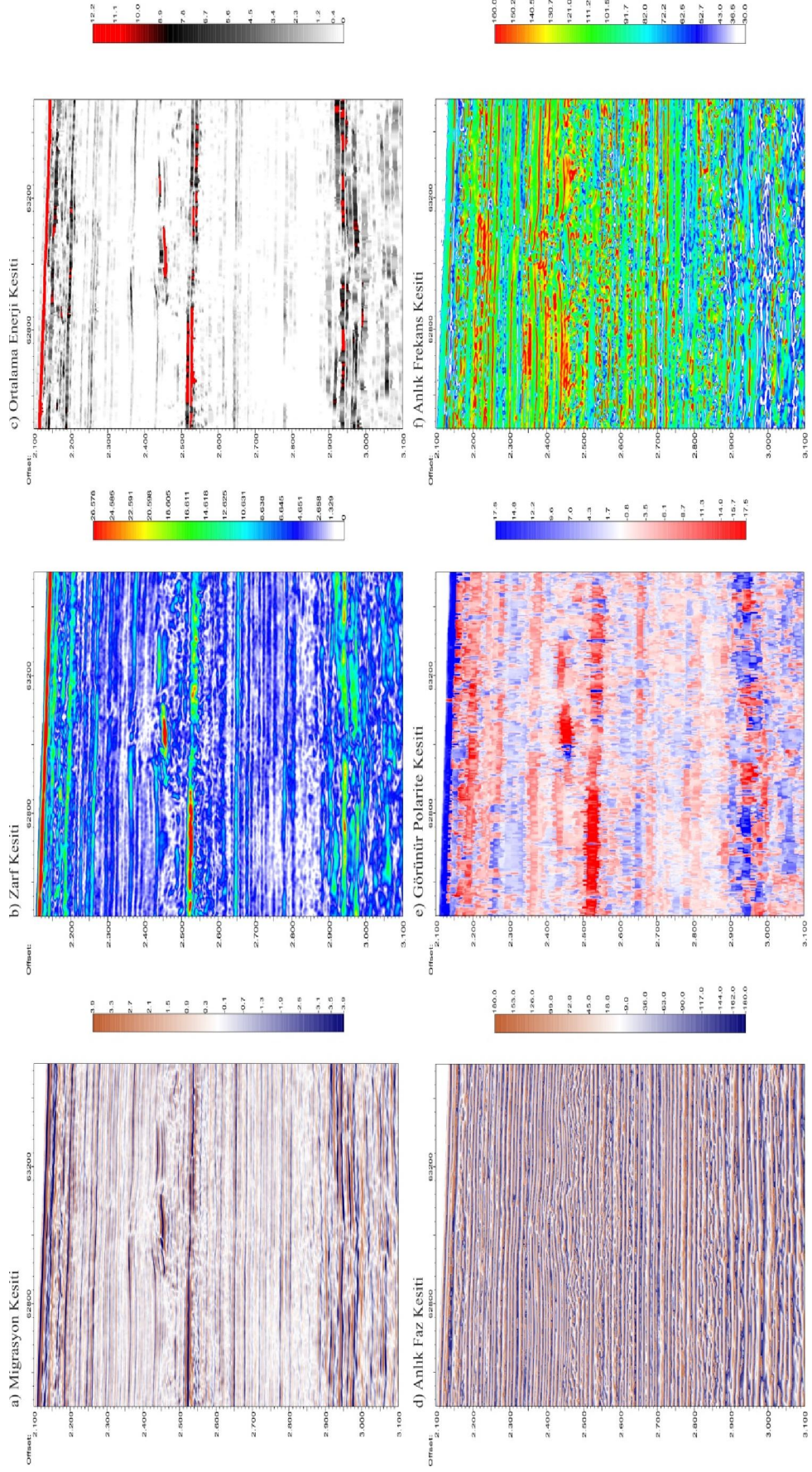
Şekil 3.18 Şekil 3.16' da b ile gösterilen alanın anlık nitelik analizleri. (a) Migrasyon kesiti, (b) zarf (anlık genlik) kesiti, (c) ortalama enerji kesiti, (d) anlık faz kesiti, (e) görünür polarite kesiti, (f) anlık frekans kesiti



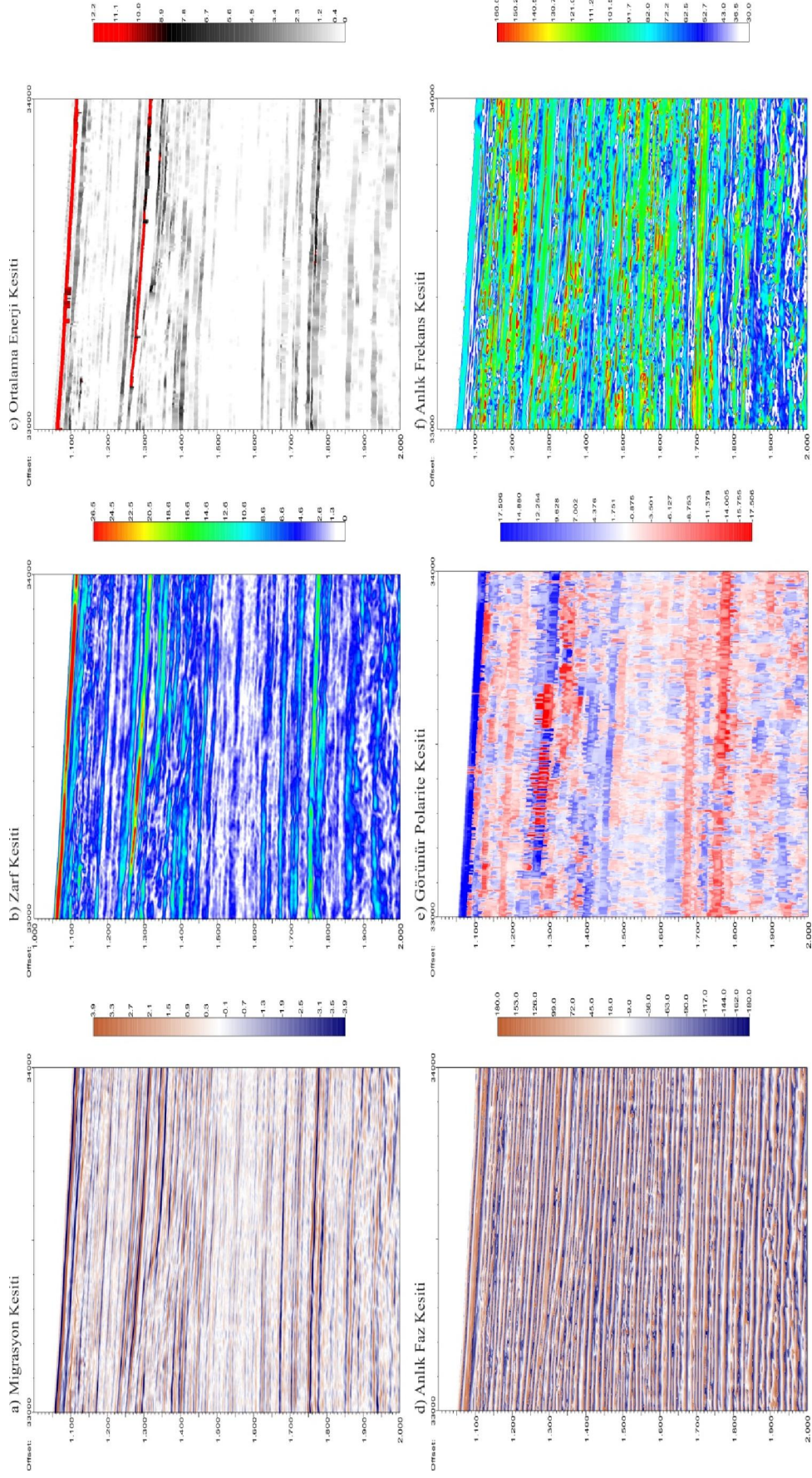
Şekil 3.19 Şekil 3.16' da c ile gösterilen alanın anlık nitelik analizleri. (a) Migrasyon kesiti, (b) zarf (anlık genlik) kesiti, (c) ortalama enerji kesiti, (d) anlık faz kesiti, (e) görünür polarite kesiti, (f) anlık frekans kesiti



Şekil 3.20 Şekil 3.16' da ile gösterilen alanın anlık nitelik analizleri. (a) Migrasyon kesiti, (b) zarf (anlık genlik) kesiti, (c) ortalama enerji kesiti, (d) anlık faz kesiti, (e) görünür polarite kesiti, (f) anlık frekans kesiti



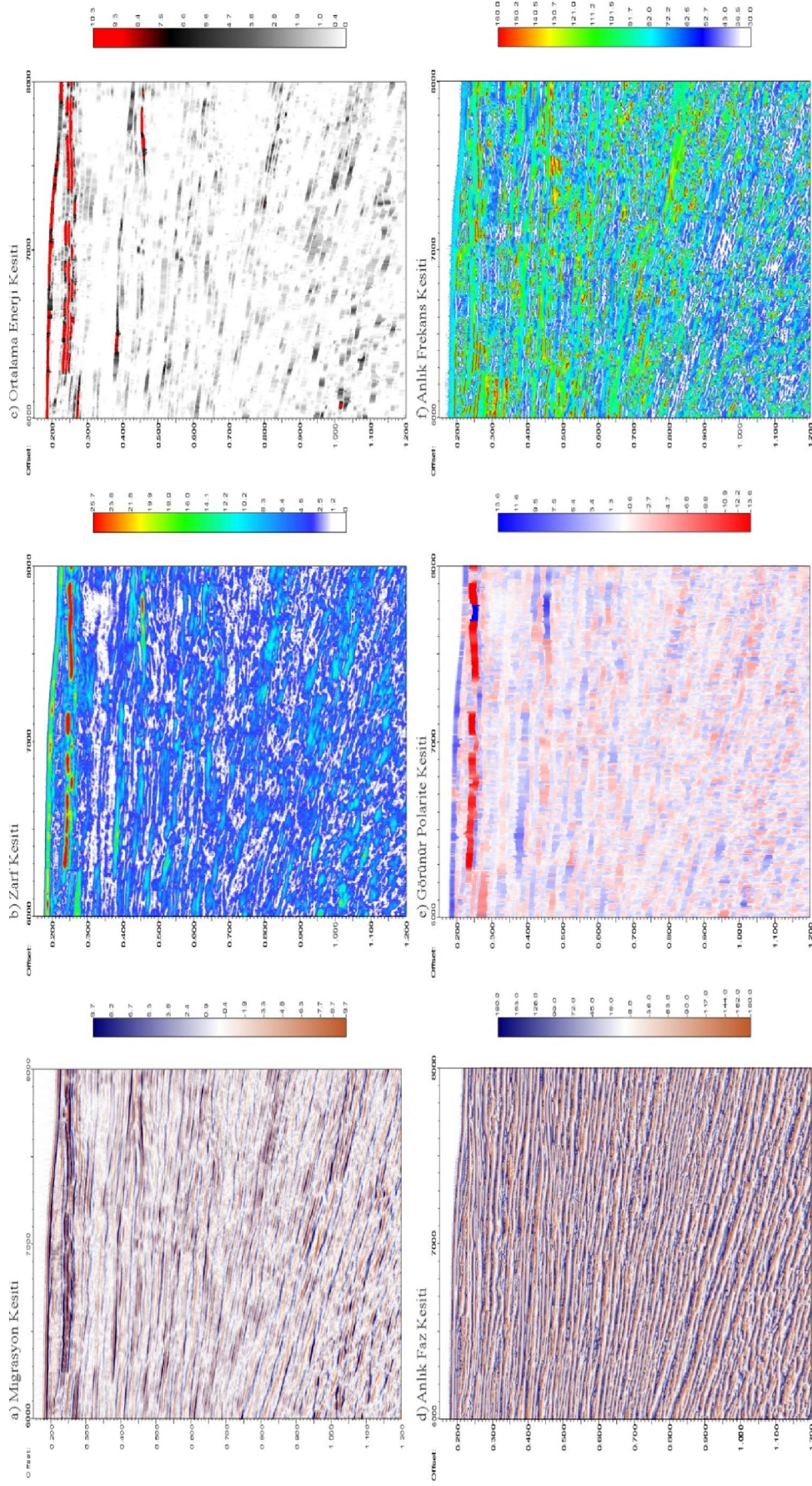
Şekil 3.21 Şekil 3.16' da e ile gösterilen alanın anlık nitelik analizleri. (a) Migrasyon kesiti, (b) zarf (anlık genlik) kesiti, (c) ortalama enerji kesiti, (d) anlık faz kesiti, (e) görünür polarite kesiti, (f) anlık frekans kesiti



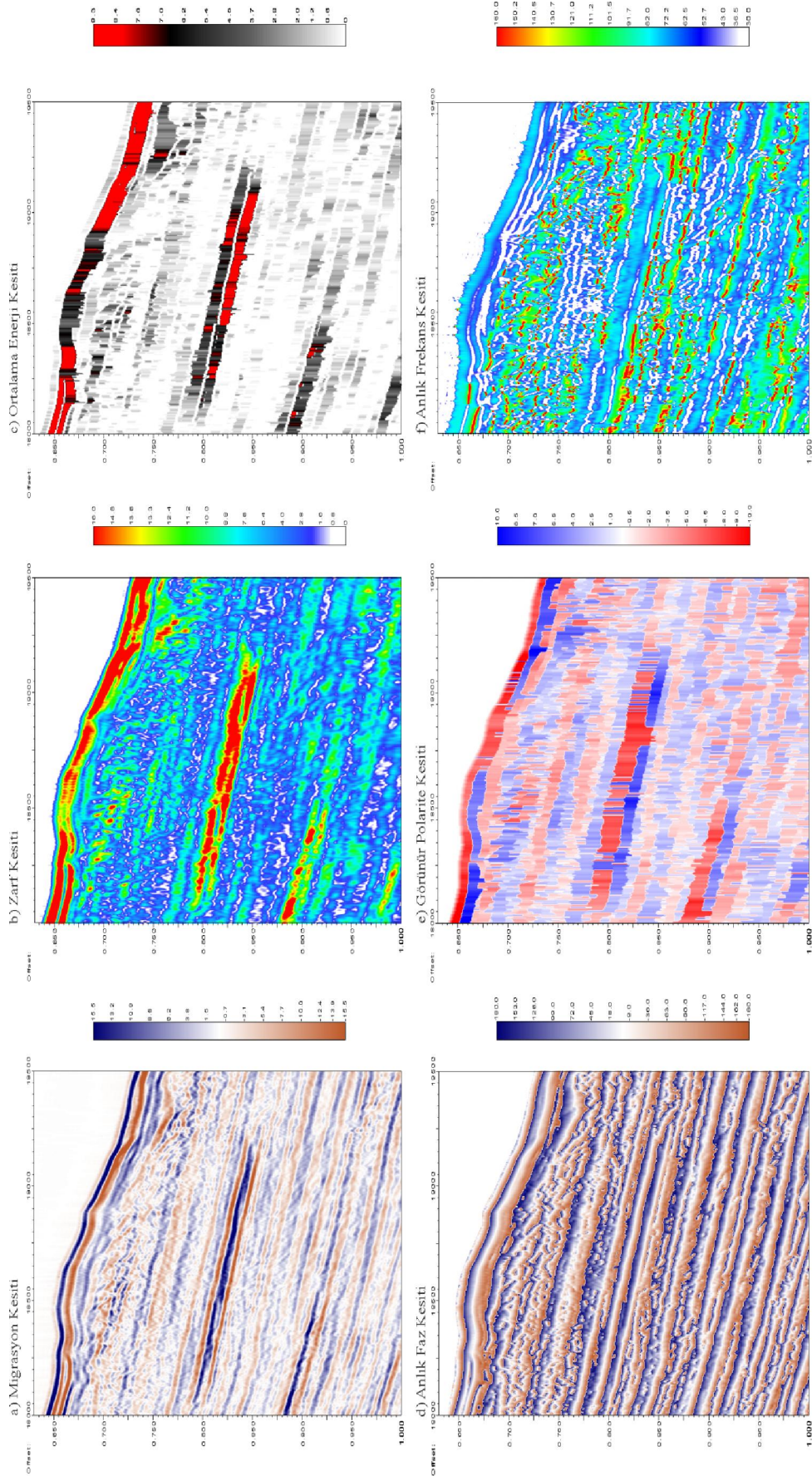
Şekil 3.22 Şekil 3.16' da f ile gösterilen alanın anlık nitelik analizleri. (a) Migrasyon kesiti, (b) zarf (anlık genlik) kesiti, (c) ortalama enerji kesiti, (d) anlık faz kesiti, (e) görünür polarite kesiti, (f) anlık frekans kesiti



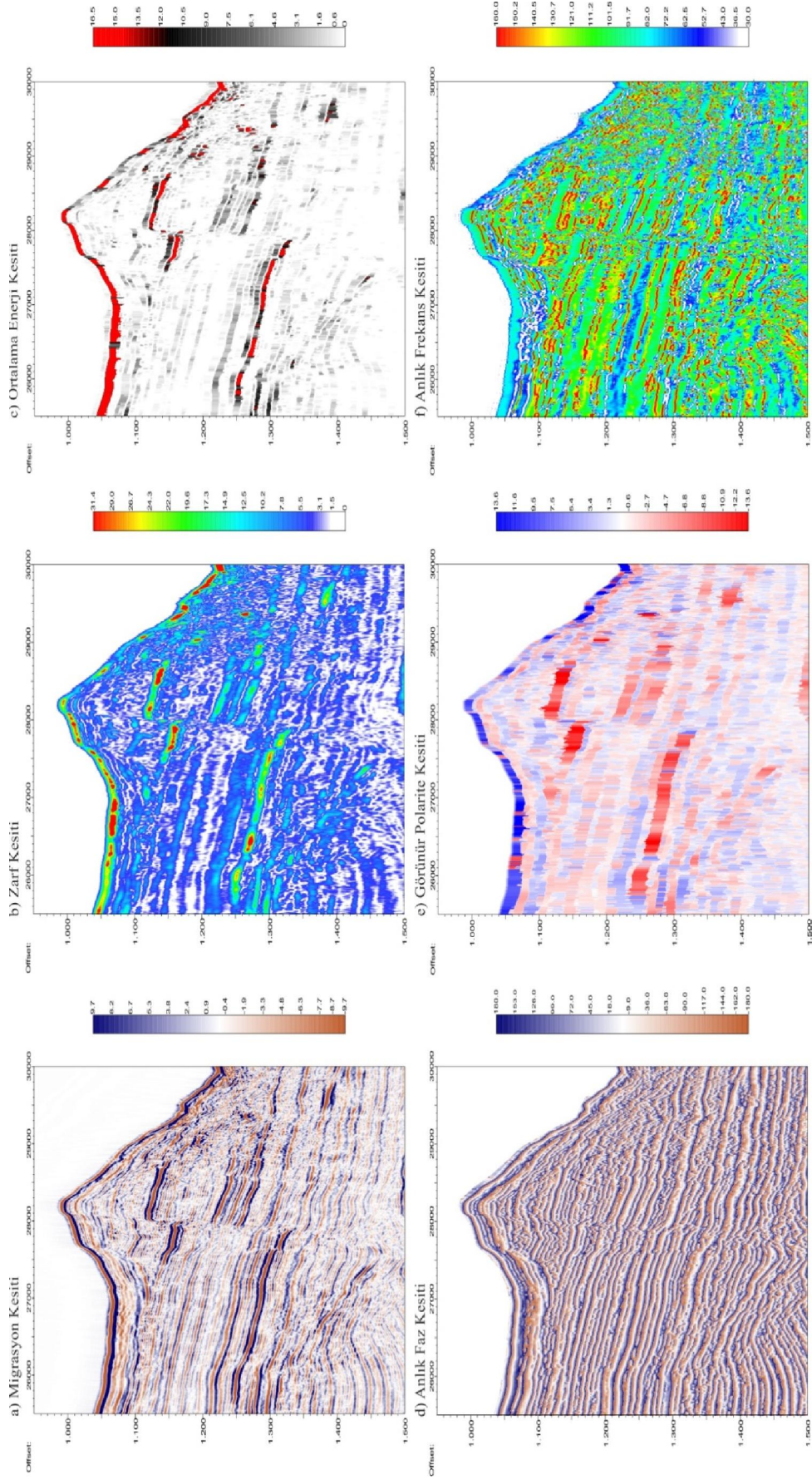
Şekil 3.23 mcs09 hatında gözlenen yüksek genlik anomallileri a, b, c ve d dikdörtgen alanları içine alınarak gösterilmektedir. Anomallilere ait anlık nitelik analizleri a, b, c ve d dikdörtgen alanları olarak verilecektir.



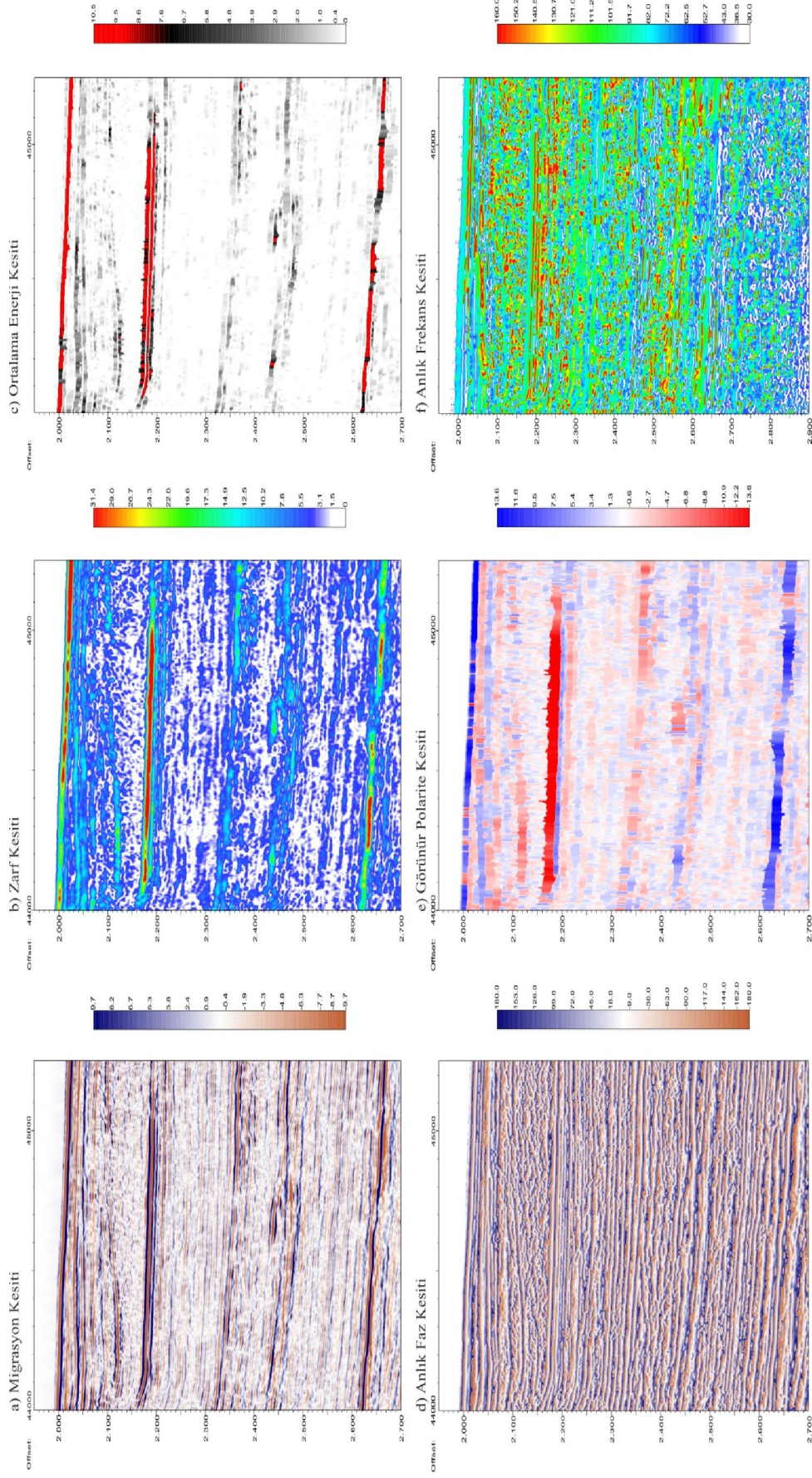
Şekil 3.24 Şekil 3.23' de a ile gösterilen alanın anlık nitelik analizleri. (a) Migrasyon kesiti, (b) zarf (anlık genlik) kesiti, (c) ortalama enerji kesiti, (d) anlık faz kesiti, (e) görünür polarite kesiti, (f) anlık frekans kesiti



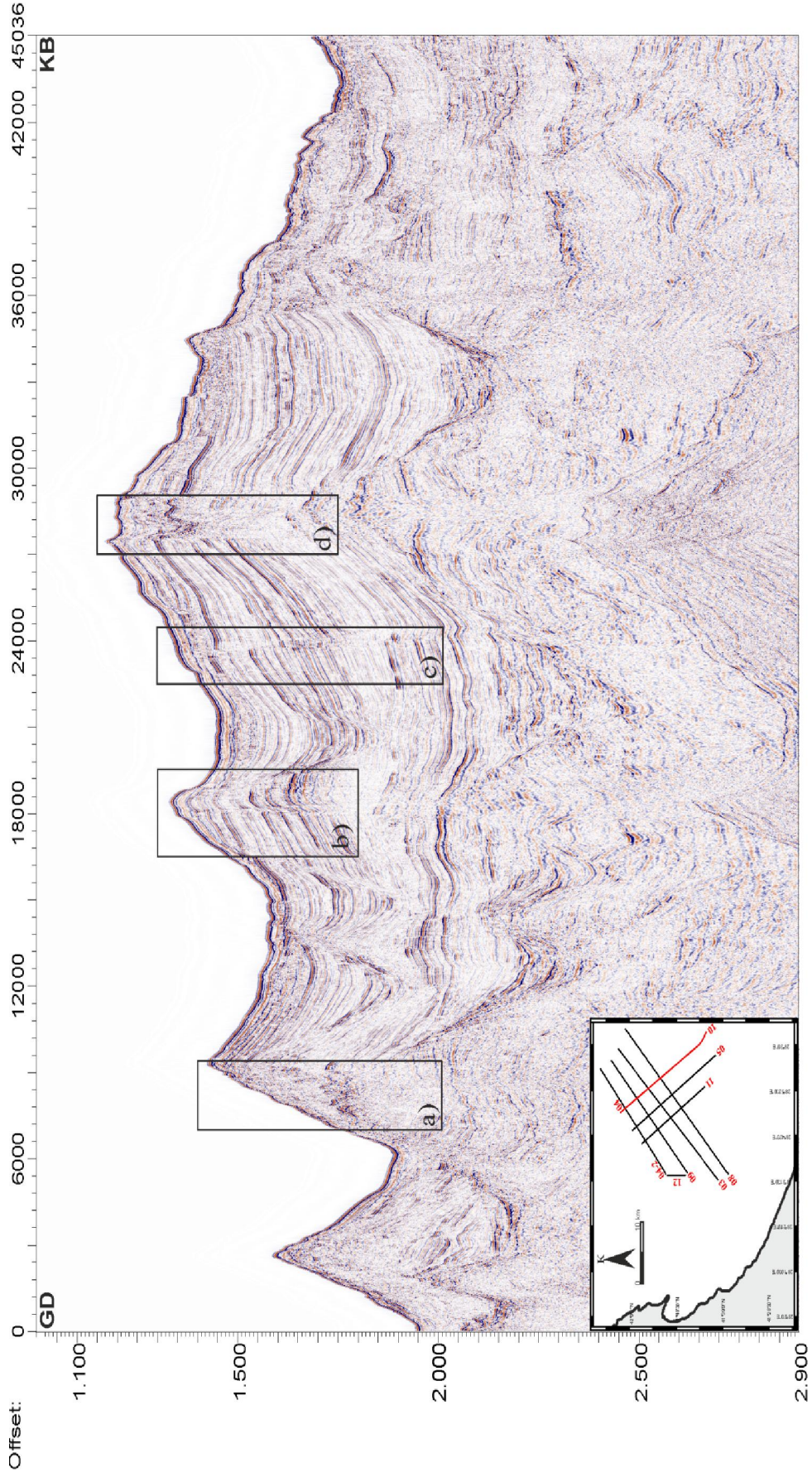
Şekil 3.25 Şekil 3.23' de b ile gösterilen alanın anlık nitelik analizleri. (a) Migrasyon kesiti, (b) zarf (anlık genlik) kesiti, (c) ortalama enerji kesiti, (d) anlık faz kesiti, (e) görünür polarite kesiti, (f) anlık frekans kesiti



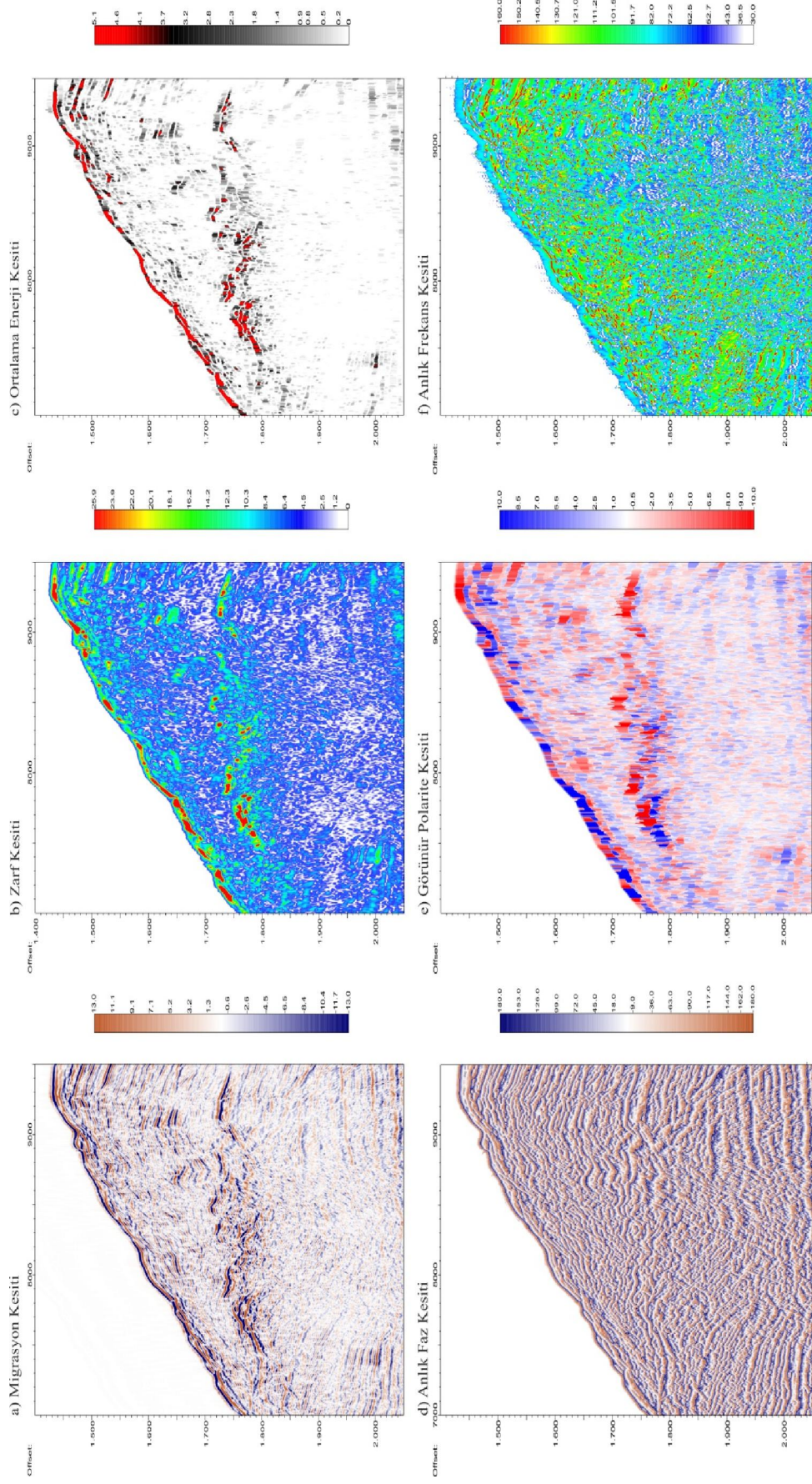
Şekil 3.26 Şekil 3.23' de c ile gösterilen alanın anlık nitelik analizleri. (a) Migrasyon kesiti, (b) zarf (anlık genlik) kesiti, (c) ortalama enerji kesiti, (d) anlık faz kesiti, (e) görünür polarite kesiti, (f) anlık frekans kesiti



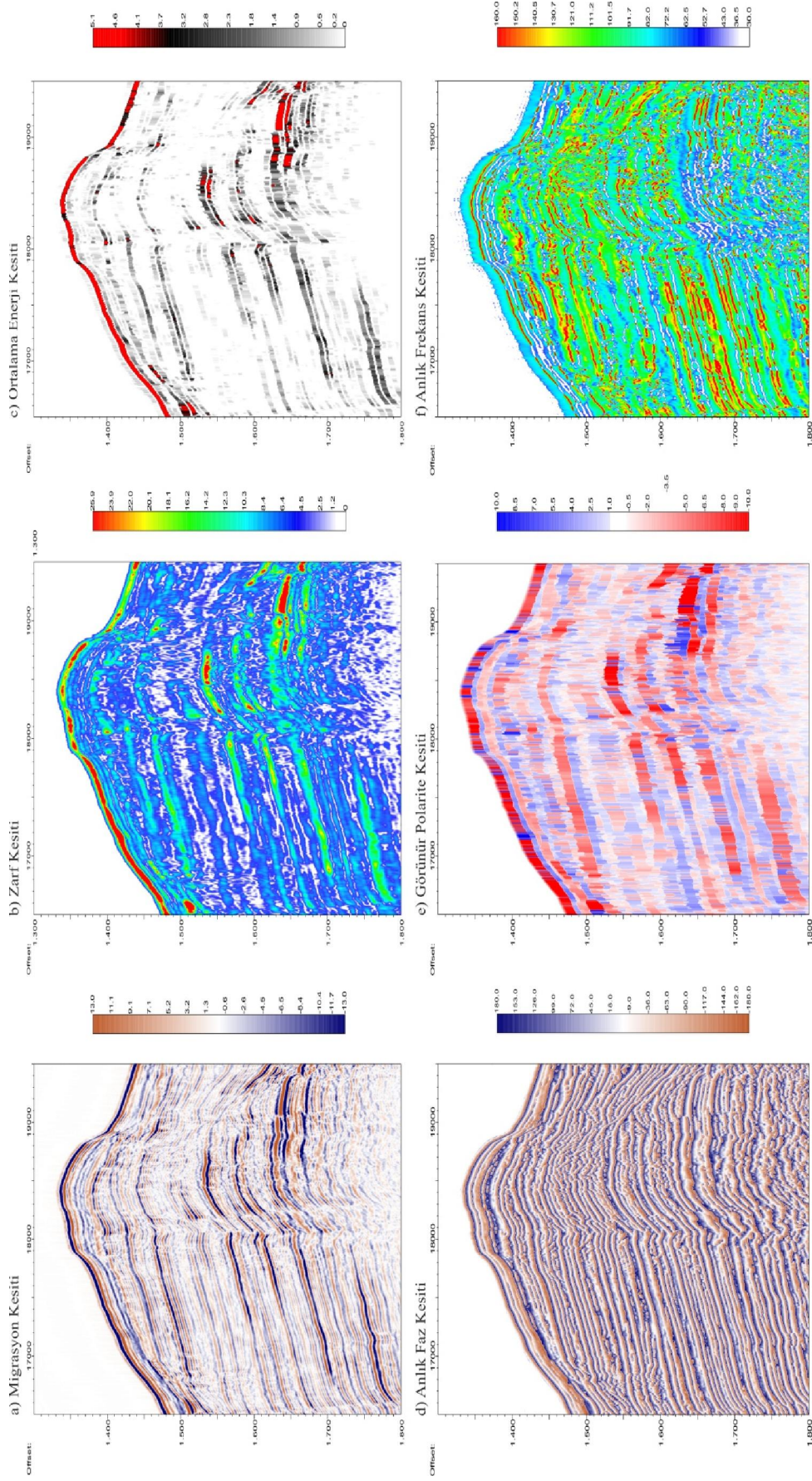
Şekil 3.27 Şekil 3.23' de d ile gösterilen alanın anlık nitelik analizleri. (a) Migrasyon kesiti, (b) zarf (anlık genlik) kesiti, (c) ortalama enerji kesiti, (d) anlık faz kesiti, (e) görünür polarite kesiti, (f) anlık frekans kesiti



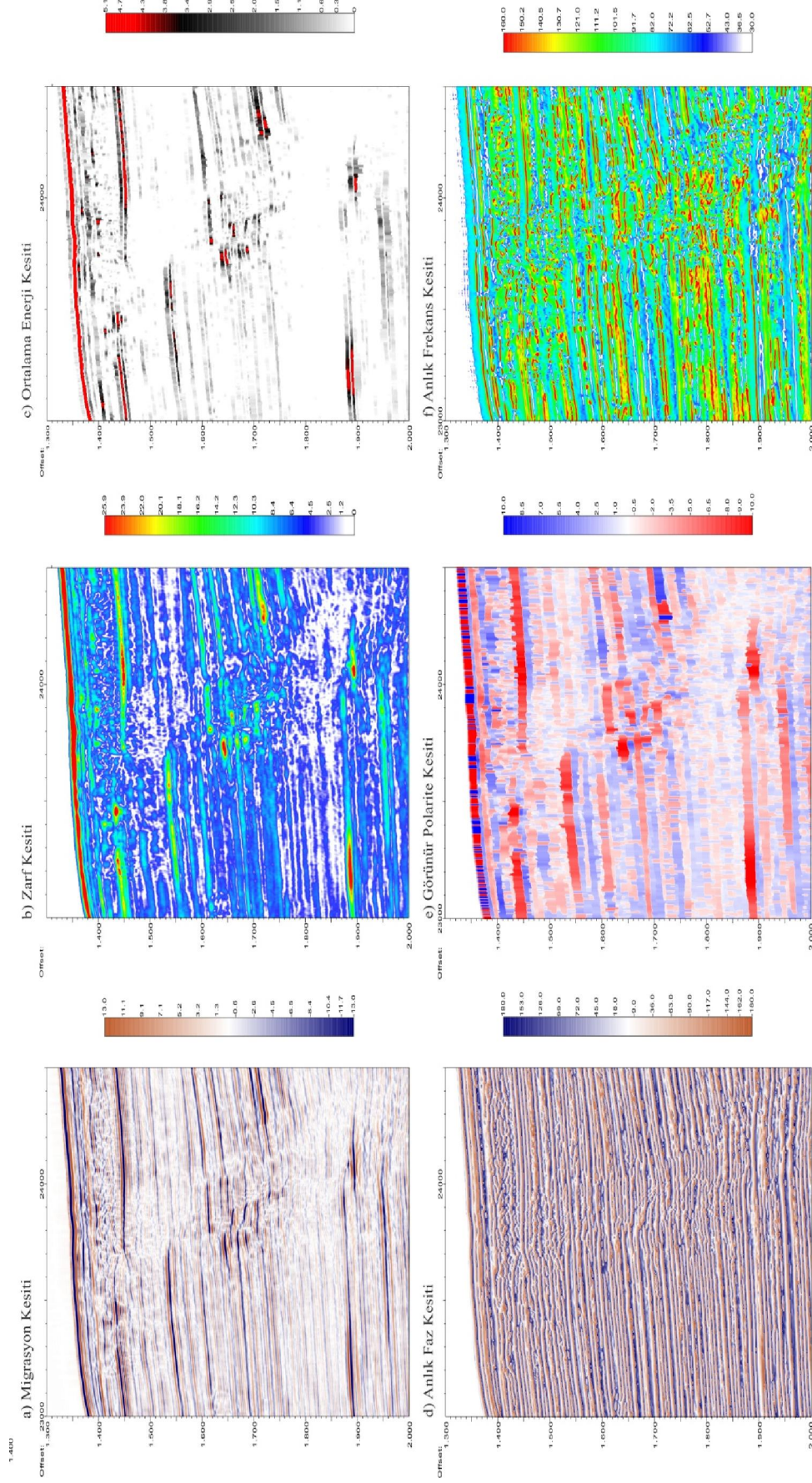
Şekil 3.28 mcs10 hattında gözlenen yüksek genlik anomalileri a, b, c, d ve e dikdörtgen alanları içine alınarak gösterilmektedir. Anomalilere ait anlık nitelik analizleri a, b, c, d ve e dikdörtgen alanları olarak verilecektir.



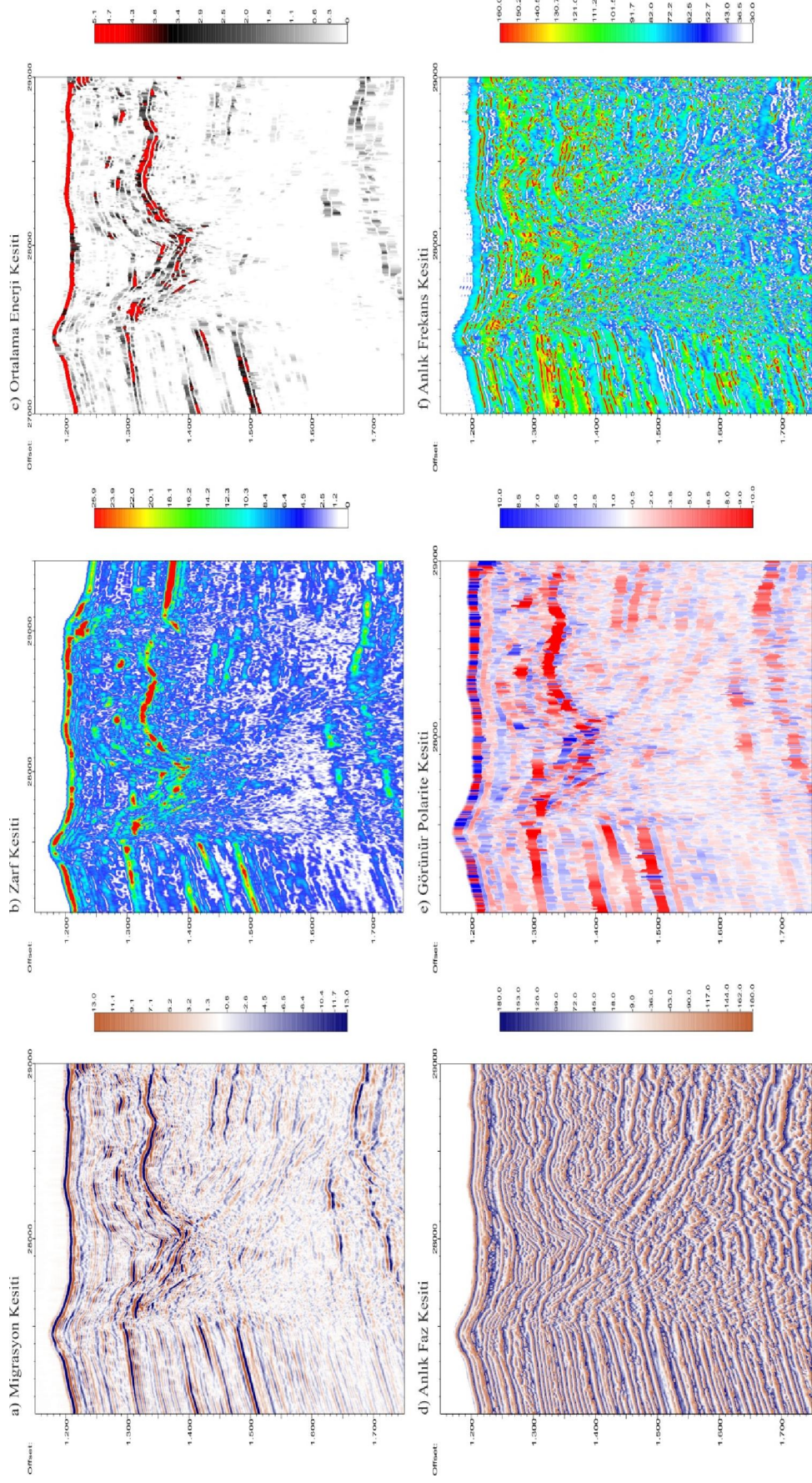
Şekil 3.29 Şekil 3.28' de a ile gösterilen alanın anlık nitelik analizleri. (a) Migrasyon kesiti, (b) zarf (anlık genlik) kesiti, (c) ortalama enerji kesiti, (d) anlık faz kesiti, (e) görünür polarite kesiti, (f) anlık frekans kesiti



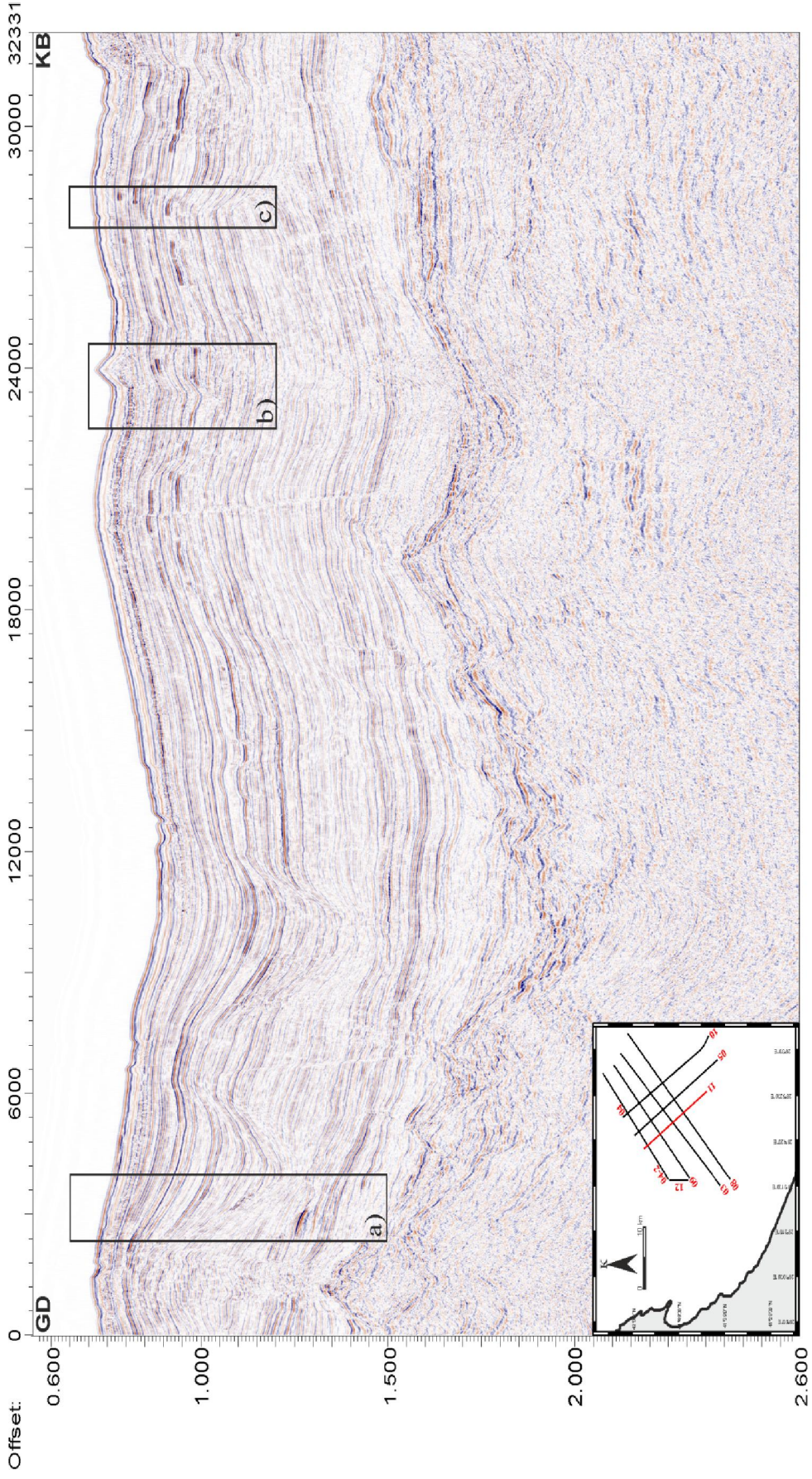
Şekil 3.30 Şekil 3.28' de b ile gösterilen alanın anlık nitelik analizleri. (a) Migrasyon kesiti, (b) zarf (anlık genlik) kesiti, (c) ortalama enerji kesiti, (d) anlık faz kesiti, (e) görünür polarite kesiti, (f) anlık frekans kesiti



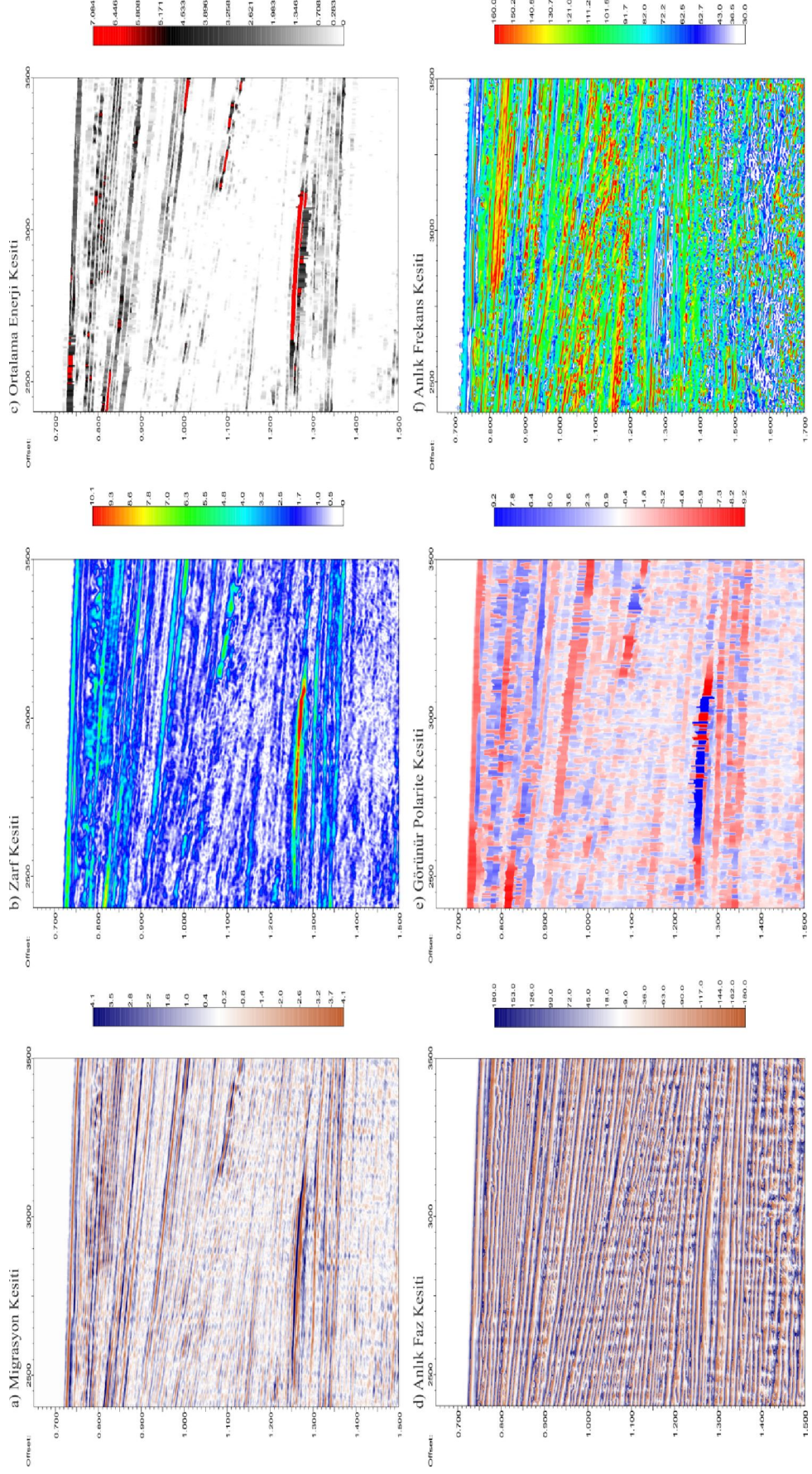
Şekil 3.31 Şekil 3.28' de c ile gösterilen alanın anlık nitelik analizleri. (a) Migrasyon kesiti, (b) zarf (anlık genlik) kesiti, (c) ortalama enerji kesiti, (d) anlık faz kesiti, (e) görünür polarite kesiti, (f) anlık frekans kesiti



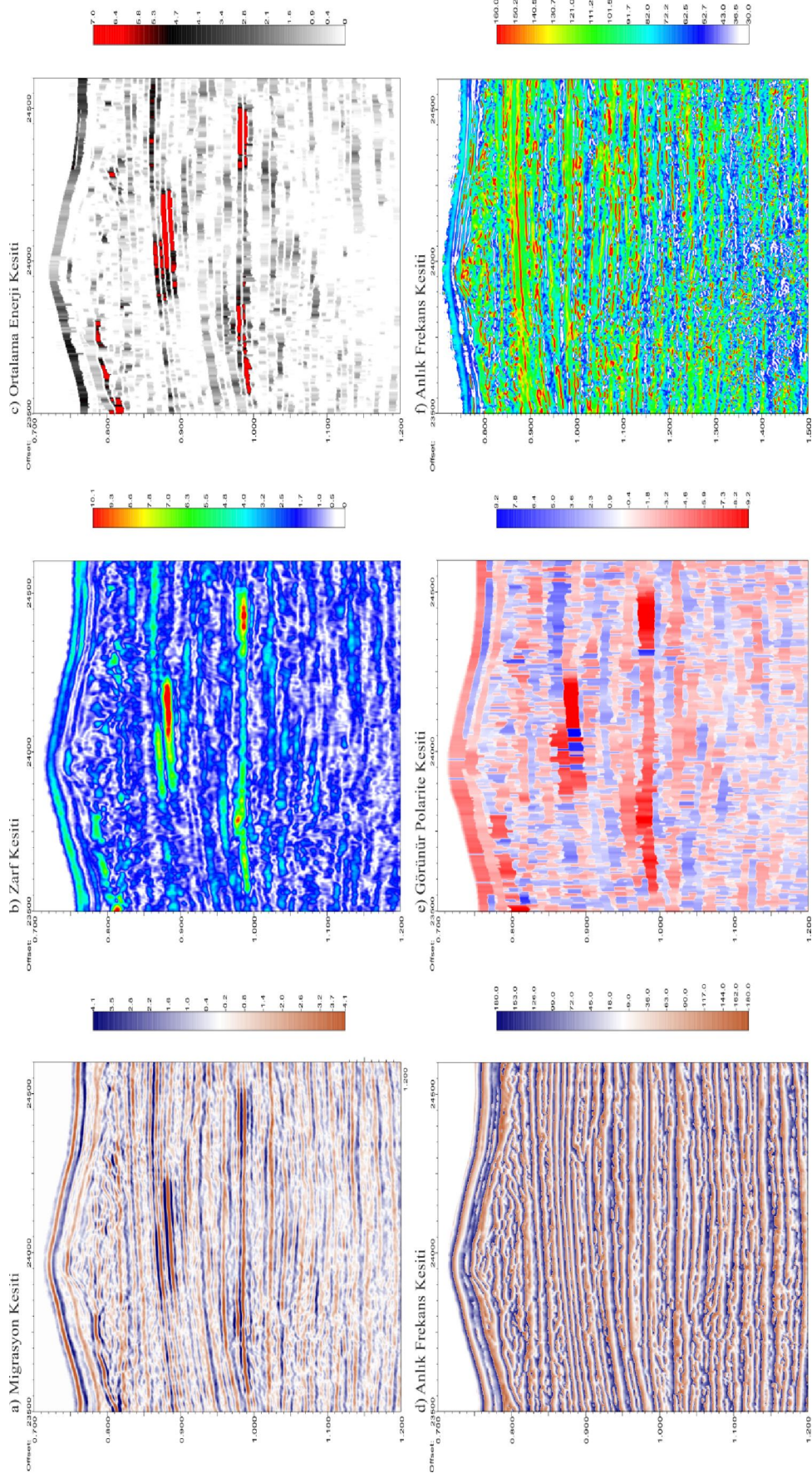
Şekil 3.32 Şekil 3.28' de ile gösterilen alanın anlık nitelik analizleri. (a) Migrasyon kesiti, (b) zarf (anlık genlik) kesiti, (c) ortalama enerji kesiti, (d) anlık faz kesiti, (e) görünür polarite kesiti, (f) anlık frekans kesiti



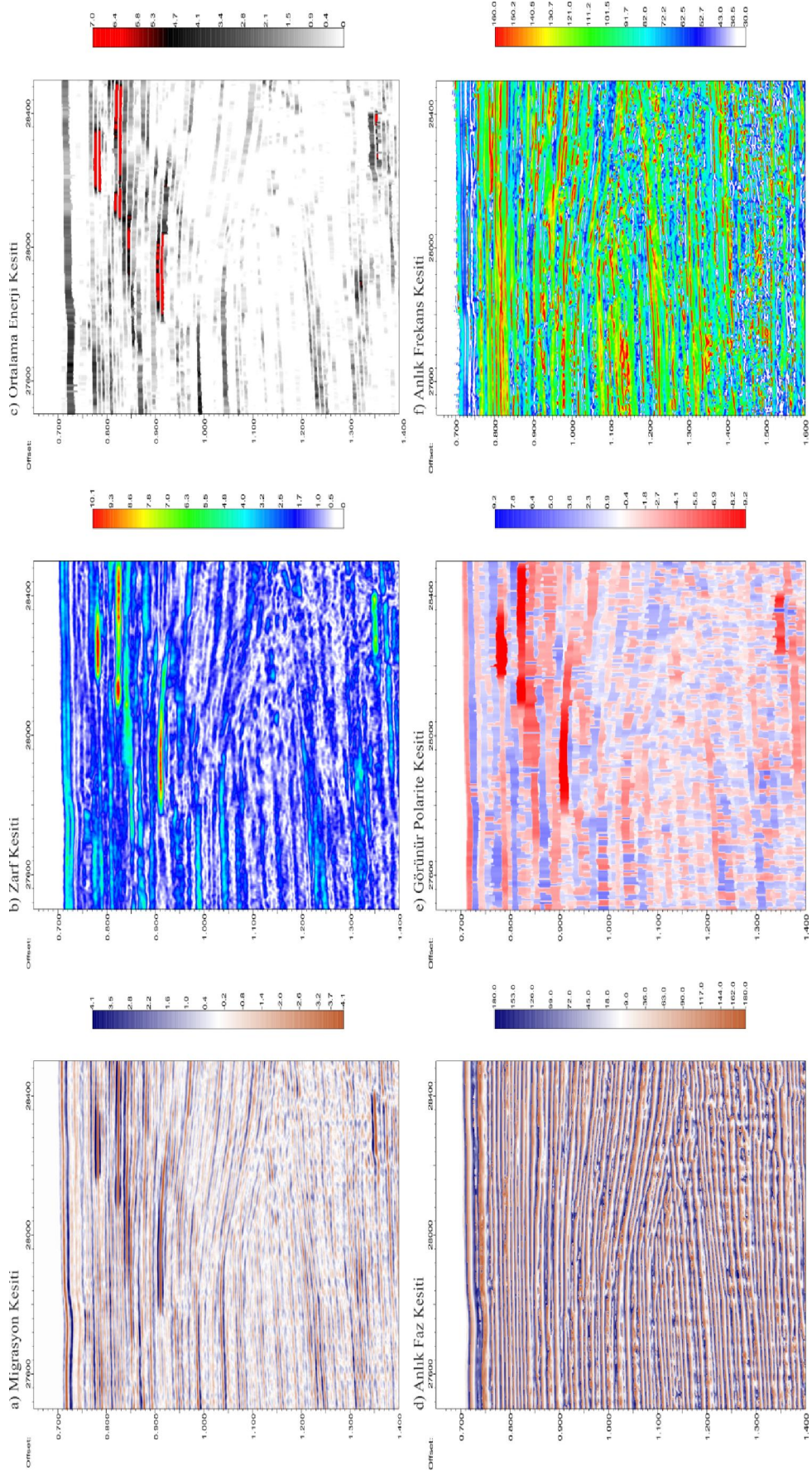
Şekil 3.33 mcs11 hattında gözlenen yüksek genlik anomalileri a, b ve c dikdörtgen alanları içine alınarak gösterilmektedir. Anomalilere ait anlık nitelik analizleri a, b ve c dikdörtgen alanları olarak verilecektir.



Şekil 3.34 Şekil 3.33' te a ile gösterilen alanın anlık nitelik analizleri. (a) Migrasyon kesiti, (b) zarf (anlık genlik) kesiti, (c) ortalama enerji kesiti, (d) anlık faz kesiti, (e) görünür polarite kesiti, (f) anlık frekans kesiti



Şekil 3.35 Şekil 3.33' te b ile gösterilen alanın anlık nitelik analizleri. (a) Migrasyon kesiti, (b) zarf (anlık genlik) kesiti, (c) ortalama enerji kesiti, (d) anlık faz kesiti, (e) görünür polarite kesiti, (f) anlık frekans kesiti



Şekil 3.36 Şekil 3.34' te c ile gösterilen alanın anlık nitelik analizleri. (a) Migrasyon kesiti, (b) zarf (anlık genlik) kesiti, (c) ortalama enerji kesiti, (d) anlık faz kesiti, (e) görünür polarite kesiti, (f) anlık frekans kesiti

Mcs03 hattı incelendiğinde iki adet yüksek genlik anomalisi belirlenmiştir. Bu iki anomaliye ait nitelik analizinden elde edilen bulgular ayrı ayrı açıklanacaktır. Şekil 3.4' te (a) dikdörtgen alanı içersinde gösterilmiş olan yüksek genlik anomalisi için hesaplatılan anlık nitelik analizi kesitleri Şekil 3.5' de gösterilmiştir. Şekil 3.5 (a)' daki migrasyon kesitinde sırt tipi bir yapının varlığı görülmektedir. Çevre genliklere oranla güçlü yansımaların 1-1.3 s arasında olduğu görülmektedir. Güçlü yansımaların çevre genliklere oranla çok daha iyi gözlemlenebildiği anlık nitelik analizi kesitlerinden zarf kesiti ve ortalama enerji kesitleri sırsıyla şekil 3.5b ve c alanları ile tanımlanmıştır. Zarf kesiti incelendiğine çevre genlik değerleri mavi tonlarda iken, yüksek genlik anomalisi kırmızı renk ile belirgin şekilde kendini göstermektedir. Çevre genliklere oranla ortalama 4-5 kat büyük olan bu güçlü yansımalar, ortalama enerji kesitinde de kolayca ayırt edilebilmektedir. Sismik ara yüzeylerin daha rahat görülebildiği ve sürekliliklerinin kesintiye uğramadan takip edilebildikleri anlık nitelik analizlerinden anlık faz kesiti şekil 3.5d' de gösterilmiştir. Şekil 3.5e' de verilen görünür polarite kesitine bakıldığında yüksek genlik anomalisi içeren bölge deniz tabanına göre ters polariteye sahiptir. Şekil 3.5f' de verilen anlık frekans kesitinde anomali bölgesinin hemen altında sismik sinyalin yüksek frekanslarının soğurularak yaklaşık 20-40 Hz aralığına indiği gözlenmektedir.

Şekil 3.4' teki mcs03 hattına ait (b) dikdörtgen alanı ile gösterilen yüksek genlik anomalisine ait hesaplatılan sismik nitelik analizleri Şekil 3.6' da verilmiştir. Şekil 3.6b ile gösterilen zarf kesitinde parlak noktalar kesitin 2-2.1 s arasında saçılmış halde görülmektedir. Şekil 3.6c dikdörtgen alanı içersinde, zarf kesitinde gösterilen parlak noktalar benzer şekilde çevre genliklerden net bir şekilde ayrılmaktadırlar. Şekil 3.6e' deki görünür polarite kesitinde bu yüksek genlik anomalilerinin deniz tabanı yansımasına göre ters polariteli oldukları görülmektedir. Anlık frekans kesitini gösteren Şekil 3.6f dikdörtgen alanında ise güçlü yansımaların ve deniz tabanına göre ters polarite içeren anomalinin altında çevre frekanslara oranla düşük frekans içeriği gözlenmiştir. Faz kesitleri genlik bilgisini içermediklerinden, migrasyon kesitindeki göreceli genlik değişimlerine bağlı olarak gözlenen sismik ara yüzeylerdeki genlik değişimi sebebiyle oluşan seviyelerin sürekliliklerinin kaybolduğu durumlardan etkilenmezler ve seviye takibi, fayın ara yüzeylerde

izlenmesi gibi durumlarda oldukça başarılı sonuçlar vermektedirler. Şekil 3.6d' deki anlık faz kesitinde, seviyelerin takibi migrasyon kesitine oranla daha kolay yapılabilmektedir.

Şekil 3.7' deki mcs04 hattında gözlenen yüksek genlik anomalisi (a) dikdörtgen alanı içerisinde gösterilmiştir. Bu anomalinin anlık nitelik analizleri Şekil 3.8' de verilmiştir. Şekil 3.8b ve c' de gösterilen zarf ve ortalama enerji kesitlerinde deniz tabanının 100 ms altında görülen parlak nokta yansıması belirgindir. Parlak nokta yansımasının hemen altında bulanık nokta (dim-spot) anomalisi görülmektedir. Yine aynı şekilde Şekil 3.8e' de gösterilen görünür polarite kesitinde ise deniz tabanına göre ters polarite içeriği göze çarpmaktadır. Şekil 3.8f' de verilen anlık frekans kesitinde ise anomali zonun hemen altında çevre frekanslara oranla düşük frekans içeriği (~20-40 Hz) göze çarpmaktadır.

Şekil 3.9' daki mcs04-2 hattında gözlenen yüksek genlik anomalisi (a) dikdörtgen alanı içerisinde gösterilmiştir. Anomali bölgesinin yakınlaştırılmış gösterimi Şekil 3.10a migrasyon kesitinde verilmiştir. Bu kesite bakıldığında sırt tipi bir yapının varlığı görülmektedir. Sırt yapısının altındaki yüksek genlik anomalisinin tam ortasından bir fayın geçtiği ve bu fayın yüksek genlik anomalisini ikiye böldüğü görülmektedir. Şekil 3.10b' deki zarf ve Şekil 3.10c' deki ortalama enerji kesitlerine bakıldığında parlak nokta yansıması 0.95-1.05 s arasında belirgin bir şekilde ayırt edilmektedir. Çevre genliklere oranla 5-6 kat yüksek olan bu anomalinin Şekil 3.10e' deki görünür polarite kesitinde ters polariteli olduğu görülmektedir. Parlak-nokta yansımalarının hemen altında ve fayın bulunduğu bölgede bulanık-nokta (dim-spot) anomalisi görülmektedir. Şekil 3.10f' deki anlık frekans kesitinde ise anomali veren bölgenin altında ve fayın geçtiği bölgede düşük frekans içeriği (~20-40 Hz) belirgindir.

Şekil 3.11' deki mcs05 hattında a, b, c ve d dikdörtgen içine alınan bölgelerde gözlenen sırt tipi yapıların altında yüksek genlik anomalileri gözlenmektedir. Şekil 3.11' de (a) dikdörtgen alanı ile gösterilen bölgeye ait nitelik hesaplamaları Şekil 3.12' de verilmiştir. Şekil 3.12a' da gösterilen migrasyon kesitine bakıldığında küçük

bir antiklinal yapısı görülmektedir. Şekil 3.12b' deki zarf kesitinde ve Şekil 3.12c' deki ortalama enerji kesitinde yaklaşık 1.60 s' de yatay uzanan bir parlak nokta yansıması görülmektedir. Şekil 3.12e' de gösterilen görünür polarite kesitinde ise deniz tabanında hem pozitif hem de negatif polariteye sahip alanlar gözlenmektedir ve bu durum görünür polarite kesitinde polarite belirlenmesinde çözümsüzlüğe sebep olmaktadır. Bu durum tartışma bölümünde incelenmiştir. Şekil 3.12f' deki anlık frekans kesiti incelendiğinde çok yüksek frekans içeriği (~120-160 Hz) göze çarpmaktadır. Ancak yüksek genlik anomalisinin hemen altında yüksek frekanslarda bölgesel düşmeler olduğu gözlenmektedir.

Şekil 3.11' de verilen mcs05 hattına ait (b) dikdörtgen alanı ile gösterilen bölgeye ait nitelik hesaplamaları Şekil 3.13' de verilmiştir. Şekil 3.13a'daki dikdörtgen migrasyon kesitine bakıldığında antiklinal bir yapının varlığı gözlenmektedir. Ayrıca (a) migrasyon ve (d) anlık faz kesitinde antiklinal yapıyı oluşturan sedimenter ara yüzeyleri düşey yönde kesen birden çok fay belirgin şekilde gözlenmektedir. Migrasyon kesitinde antiklinal yapının 1-1.2 s arasına bakıldığında çevre genliklere oranla güçlü yansımalar belirgindir. Şekil 3.13b zarf ve Şekil 3.13c ortalama enerji kesitlerinde bu güçlü yansımalar parlak nokta yansımaları şeklinde kesitler üzerinde kolayca ayrılmaktadırlar. Parlak nokta yansımalarının hemen altında ve fayların bulunduğu bölgelerde bulanık nokta (dim-spot) anomalisi görülmektedir. Şekil 3.13e ' deki görünür polarite kesitinde bu güçlü yansımaların negatif polarite içeriği belirgindir. Şekil 3.13f' deki anlık frekans kesitinde yüksek genlik anomalisi ve ters polarite içeriğine sahip bölgelerin frekans içeriği çevre frekanslara oranla belirgin şekilde düşüktür (~20-40 Hz).

Şekil 3.11' de c dikdörtgen alanı ile gösterilen bölgeye ait nitelik hesaplamaları Şekil 3.14' de verilmiştir. Kesitin bu kısmındaki yüksek genlik anomalisi son derece belirgindir. Şekil 3.14a' daki migrasyon kesitine bakıldığında antiklinal bir yapı gözlenmektedir. Şekil 3.14d' deki anlık faz kesitinde antiklinali oluşturan sediment tabakalarının düşey bir fay ile kesildiği görülmektedir. Çevre genliklere oranla güçlü yansımalar Şekil 3.14b ve Şekil 3.14c' deki zarf ve ortalama enerji kesitlerinde net bir şekilde ayrılmaktadır. Ayrıca parlak nokta yansımalarının hemen altında bulanık

nokta (dim-spot) anomalisi fay düzlemi boyunca açıkça görülmektedir. Şekil 3.14e’deki görünür polarite kesitine bakıldığında yüksek genlik anomalisi ters polarite içeriğine sahiptir. Şekil 3.14f’deki anlık frekans kesiti incelendiğinde yüksek genlik anomalisinin altında, anlık faz kesitinde gözlenen fay boyunca gözlenen düşük frekans (~20-40 Hz) içeriği belirgin bir şekilde kendini göstermektedir.

Şekil 3.11’de (d) dikdörtgen alanı ile gösterilen bölgeye ait nitelik hesaplamaları Şekil 3.15’de verilmiştir. Şekil 3.15a’deki migrasyon kesitinde çevre genliklere oranla güçlü yansımalar belirgindir. Parlak noktalar şeklinde gözlenen bu süreksiz yüksek genlik anomalileri (Şekil 3.15b ve c) zarf ve ortalama enerji kesitlerinde çevre genliklerden net bir şekilde ayrılmaktadırlar. Görünür polarite kesitinde ise parlak noktaların ters polariteye sahip oldukları görülmektedir. Şekil 3.15d’deki anlık faz kesiti incelendiğinde yataya yakın olarak görülen sedimanter ara yüzeylerin düşey yönlü faylarla kesildiği görülmektedir. Anlık frekans kesitinde ise parlak noktaların altında sinyalin yüksek frekanslarının sönmüldüğü ve yaklaşık 10-40 Hz civarına kadar düştüğü gözlenmektedir. Parlak-nokta yansımalarının hemen altında ve fay düzlemi boyunca bulanık nokta (dim-spot) anomalisi görülmektedir.

Şekil 3.16’da verilen mcs08 hattında a, b, c, d ve f dikdörtgenleri ile gösterilen bölgelerde yüksek genlik anomalileri gözlenmektedir. Şekil 3.16 (a) dikdörtgen alanı ile gösterilen yüksek genlik anomalisine ait anlık nitelik analizleri Şekil 3.17’de verilmiştir. Şekil 3.17a’deki migrasyon kesitinde şelf alanında yüksek genlik anomalisi gözlenmiştir. Zarf ve ortalama enerji kesitlerinde parlak nokta şeklinde kendini gösteren ve çevre genliklere oranla 5-6 kat büyük olan genlik değerleri gözlenmektedir. (Şekil 3.17b ve c) Parlak nokta yansımalarının hemen altında bulanık nokta (dim-spot) anomalisi görülmektedir. Görünür polarite kesitinde parlak nokta yansımalarının deniz tabanına göre ters polariteye sahip olduğu tespit edilmiştir. Anlık frekans kesitinde anomali bölgesinin hemen altında frekans içeriği çevre frekanslara oranla oldukça düşüktür (~20-40 Hz).

Şekil 3.16’da (b) dikdörtgen alanı ile gösterilen bölgeye ait anlık nitelik kesitleri Şekil 3.18’de verilmiştir. Şekil 3.18a’deki migrasyon kesitinde 330-400 ms arasında

güçlü genlik anomalisi kendini göstermektedir. Zarf kesiti ve ortalama enerji kesitlerinde bu anomali çevre genliklerden net bir şekilde ayrılarak güçlü genlik anomalisi olarak kendini göstermektedir (Şekil 3.18b ve c). Bu genlik anomalisi ince tabaka etkisiyle meydana gelen tuning-effect olarak yorumlanmıştır ve tartışma bölümünde incelenmiştir. Görünür polarite kesiti incelendiğinde ise bu kesitin ayrımlılığı anomali içeren bölgenin deniz tabanına göre ters polariteye sahip olup olmadığı hakkında net bir bilgi sağlamamaktadır. Şekil 3.18f' deki anlık frekans kesitinde genellikle küçük frekanslar hakimdir ve anomali yansıma civarında bu frekans değerleri daha da düşmektedir.

Şekil 3.16' da (c) dikdörtgen alanı ile gösterilen bölgeye ait anlık nitelik kesitleri Şekil 3.19' da verilmiştir. Şekil 3.19a' daki migrasyon kesitinde, 41500 m civarında düşey bir fayın ara yüzeyleri kestiği görülmektedir. Bu fay yüzeyi, anlık faz kesitinde migrasyon kesitine göre çok daha belirgindir (Şekil 3.19d). Faz kesitinin genlik bilgisi içermemesi nedeniyle, sismik sinyalin genliklerinin sönmüldüğü bazı durumlara göre yapısal yorumlamada kolaylıklar sağlamaktadır. Gaz varlığı ya da sinyalin genliğini bozan ortamlarda, stratigrafik ara yüzeylerin takip edilemediği migrasyon kesitlerinden üretilen anlık faz kesitlerinde, bu örnekte olduğu gibi ara yüzeylerin takibi çok daha kolaydır. Zarf ve ortalama enerji kesitlerine bakıldığında fayın iki kanadı boyunca güçlü yansımaların varlığı gözlenmektedir (Şekil 3.19e). (e) görünür polarite kesitinde bu güçlü yansımaların deniz tabanına göre ters polariteye sahip olduğu gözlenmektedir. Şekil 3.19f' deki anlık frekans kesitinde de yüksek genlik anomalilerinin altlarında ve fay zonu boyunca çevre frekanslara oranla daha düşük frekans içeriği (~20-40 Hz) göze çarpmaktadır.

Şekil 3.16' da (d) dikdörtgen alanı ile gösterilen bölgeye ait anlık nitelik kesitleri Şekil 3.20' de verilmiştir. Şekil 3.20a' daki migrasyon kesitinde deniz tabanına kadar uzanan düşey bir fayın varlığı görülmektedir. Zarf kesiti ve ortalama enerji kesitinde fayın her iki tarafında gözlenen parlak nokta anomalileri gözlenmektedir. (Şekil 3.20b ve c) Görünür polarite kesitinde parlak nokta anomalisi veren bölgelerin deniz tabanına göre ters polariteye sahip olduğu görülmektedir. Şekil 3.20f' deki anlık frekans kesitinde parlak nokta anomalisi veren bölgelerin altlarında çevre genliklere

oranla düşük frekansa (~20-40 Hz) sahip oldukları tespit edilmiştir. Parlak nokta anomalisinin hemen altında fay düzlemleri boyunca bulanık nokta (dim spot) anomalisi görülmektedir.

Şekil 3.16' da (e) dikdörtgen alanı ile gösterilen bölgeye ait anlık nitelik kesitleri Şekil 3.21' de verilmiştir. Şekil 3.21a' daki migrasyon kesitine bakıldığında 2,4-2,6 s arasında yatay uzanan güçlü genlik anomalileri tespit edilmiştir. Zarf ve ortalama enerji kesitlerinde bu güçlü yansımalar belirgin parlak noktalar şeklinde çevre genliklerden ayrılmaktadırlar (Şekil 3.21b ve c). Görünür polarite kesiti incelendiğinde parlak nokta anomalisi veren bölgelerin ters polarite içeriğine sahip oldukları görülmekte, anlık frekans kesitinde ise çevre frekanslara oranla düşük frekans içeriği ve sismik sinyaldeki bozulma göze çarpmaktadır.

Şekil 3.16' da (f) dikdörtgen alanı ile gösterilen bölgeye ait anlık nitelik kesitleri Şekil 3.22' de verilmiştir. Şekil 3.22a'daki migrasyon kesitinde tam olarak ayrılamayan ancak zarf ve ortalama enerji kesitlerinde kendisini gösteren parlak nokta anomalisi tespit edilmiştir (Şekil 3.22b ve c). Görünür polarite kesiti incelendiğinde zaman zaman polarite dönmeleri görülsede, parlak nokta anomalisi veren bölgenin deniz tabanına göre ters polarite verdiği gözlenmektedir. Çok belirgin olmamakla birlikte, Şekil 3.22f' deki anlık frekans kesitinde parlak nokta anomalisi veren bölgelerin frekans içeriğinde çevre frekanslara oranla düşme olduğu görülmektedir (~20-40 Hz).

Şekil 3.23' de mcs09 hattında a, b, c ve d dikdörtgen içine alınan bölgelerde yüksek genlik anomalileri gözlenmiştir. Şekil 3.23' de (a) dikdörtgen alanı ile gösterilen yüksek genlik anomalisinin anlık nitelik analizleri Şekil 3.24' de verilmiştir. Şekil 3.24a' daki migrasyon kesitine bakıldığında 200-250 ms arasında deniz tabanına paralel şekilde uzanan süreksiz yüksek genlik anomalileri ayrıtılmaktadır. Aynı anomalinin, Şekil 3.24b ve c' deki zarf ve ortalama enerji kesiti incelendiğinde bu güçlü yansımalar parlak nokta yansıması şeklinde çevre genliklerden ayrılmaktadırlar. Görünür polarite kesitinde bu yansımaların deniz tabanına göre ters polariteye sahip olduğu belirgin şekilde görülmektedir. Şekil

3.24f' deki anlık frekans kesitinde ise parlak nokta anomalisi içeren bölgenin altında yatay uzanan dar bir zon boyunca sinyalin frekans içeriğinde belirgin bir bozulma ve düşme olduğu görülmektedir.

Şekil 3.23' de (b) dikdörtgen alanı ile gösterilen yüksek genlik anomalisinin anlık nitelik analizleri Şekil 3.25' de verilmiştir. Şekil 3.25a' daki migrasyon kesiti incelendiğinde çevre genliklere oranla yaklaşık 4-5 kat büyük olan, 750 - 850 ms ve 875 – 925 ms arasında uzanan yüksek genlikli yansımalar tespit edilmiştir. Zarf ve ortalama enerji kesitlerinde bu güçlü yansımalar çevre genliklerden parlak noktalar şeklinde ayrılmaktadır. (Şekil 3.25b ve c) Parlak nokta yansımalarının hemen altında bulanık nokta (dim-spot) anomalisi görülmektedir. Görünür polarite kesitinin ayrırlılığı düşüktür. Anomali bölgesinin ayrırlılığı çok iyi olmamakla birlikte deniz tabanından itibaren 3' lü bir paket halinde bakıldığında gözlenen kırmızı, mavi ve kırmızı ile görülen genlik değerleri, anomali oluşturan bölgede mavi, kırmızı ve mavi genlik değerlerine dönüşmektedir. Şekil 3.25f' deki anlık frekans kesiti incelendiğinde ise anomali bölgesinin çevre frekanslara oranla oldukça düşük bir frekans aralığında olması (~20-40 Hz) ayırt edicidir.

Şekil 3.23' de (c) dikdörtgen alanı ile gösterilen yüksek genlik anomalisinin anlık nitelik analizleri Şekil 3.26' da verilmiştir. Şekil 3.26a' da migrasyon kesiti incelendiğinde küçük bir sırt yapısı gözlenmektedir. Bu sırt yapısını oluşturan düşey bir fayın varlığı hem migrasyon kesitinde hem de anlık faz kesitinde belirgin şekilde gözlenmektedir. Zarf ve ortalama enerji kesitlerine bakıldığında gözlenen fayın iki tarafı boyunca parlak noktalar şeklinde kendini gösteren yüksek genlik anomalileri gözlenmektedir. (Şekil 3.26b ve c) Parlak nokta yansımalarının hemen altında bulanık nokta (dim-spot) anomalisi fay düzlemi boyunca görülmektedir. Şekil 3.26e' deki görünür polarite kesiti parlak nokta anomalisi veren bölgelerin deniz tabanına göre belirgin şekilde ters polariteye sahip oldukları görülmektedir. Anlık frekans kesitine bakıldığında ise fayın ve parlak nokta anomalilerinin bulunduğu bölgelerde çevre frekanslara oranla düşük frekans içeriği göze çarpmaktadır (~20-40 Hz).

Şekil 3.23' de (d) dikdörtgen alanı ile gösterilen yüksek genlik anomalisinin anlık nitelik analizleri Şekil 3.27' de verilmiştir. Şekil 3.27a' daki migrasyon kesiti incelendiğinde 2.15 – 2.2 s arasında deniz tabanına paralel uzanan güçlü yansıma anomalisi görülmektedir. Zarf ve ortalama enerji kesitleri incelendiğinde bu güçlü yansımalar çevre genliklerden belirgin olarak ayrılmışlardır (Şekil 3.27b ve c). Parlak noktalar şeklinde gözlenen yansımanın olduğu görünür polarite kesitlerinde deniz tabanına göre ters polarite içeriğine sahip olduğu tespit edilmiştir.

Şekil 3.28' de verilen mcs10 hattında a, b, c ve d dikdörtgen içine alınan bölgelerde sırt tipi yapıların altında yüksek genlik anomalileri gözlenmiştir. Şekil 3.28' de (a) dikdörtgen alanı ile gösterilen yüksek genlik anomalilerinin anlık nitelik analizleri Şekil 3.29a' da verilmiştir. Şekil 3.29a' daki migrasyon kesitinde saçılmış halde yüksek genlik anomalileri görülmektedir. Şekil 3.29b ve c' deki zarf ve ortalama enerji kesitlerinde bu güçlü yansımalar saçılmış halde parlak noktalar şeklinde kendini göstermektedir. Parlak nokta yansımalarının hemen altında bulanık nokta (dim-spot) anomalisi görülmektedir. Görünür polarite kesitinde ise deniz tabanı yansımasının polaritesi değişken olmasına karşın, parlak nokta yansımaları veren bölgelerde deniz tabanına göre ters polarite içeriği gözlenmektedir. Şekil 3.29f' deki anlık frekans kesitinde ise bu parlak nokta yansımalarının altlarında çevre frekanslara oranla düşük frekans içeriği belirgindir.

Şekil 3.28' de (b) dikdörtgen alanı ile gösterilen yüksek genlik anomalisinin anlık nitelik analizleri Şekil 3.30' da verilmiştir. Şekil 3.30a' daki migrasyon kesiti incelendiğinde düşey fayların bulunduğu küçük bir sırt yapısı görülmektedir. Şekil 3.30b zarf ve Şekil 3.30c' deki ortalama enerji kesitlerinde kırmızı parlak noktalar fayların bulunduğu bölgelerin sağında ve solunda kendini göstermektedir. Parlak nokta yansımalarının hemen altında bulanık nokta (dim-spot) anomalisi fay düzlemleri boyunca görülmektedir. Görünür polarite kesiti ise düşük çözünürlüğü ile bize sağlıklı sonuçlar vermemektedir. Anlık frekans kesiti incelendiğinde ise parlak nokta yansımalarının bulunduğu bölgelerde çevre genliklere oranla düşük frekans içeriği belirgindir (Şekil 3.30f).

Şekil 3.28' de (c) dikdörtgen alanı ile gösterilen yüksek genlik anomalisinin anlık nitelik analizleri Şekil 3.31' de verilmiştir. Şekil 3.31a' daki migrasyon kesiti incelendiğinde kesitin ortasından geçen eğimli normal bir fayın varlığı görülmektedir. Zarf ve ortalama enerji kesitinde fayın iki tarafında yanal yönde uzanan parlak nokta yansımaları ayırt edilmektedir (Şekil 3.31b ve c). Görünür polarite kesitinde ise deniz tabanında görülen polarite dönmeleri bize sağlıklı polarite bilgisi verememektedir. Şekil 3.31f' deki anlık frekans kesitinde ise fay boyunca ve parlak noktaların hemen altında çevre frekanslara oranla düşük frekans içeriği belirgindir.

Şekil 3.28' de (d) dikdörtgen alanı ile gösterilen yüksek genlik anomalisinin anlık nitelik analizleri Şekil 3.32' de verilmiştir. Şekil 3.32a' da verilen migrasyon kesitine bakıldığında kesitin ortasında birbirine uzanan faylar boyunca oluşan deformasyon belirgindir. Zarf ve ortalama enerji kesitleri incelendiğinde fay zonu boyunca ve zonun her iki kanadında çevre genliklere oranla yüksek genlikler parlak noktalar şeklinde kendini göstermektedir. Parlak nokta yansımalarının hemen altında bulanık nokta (dim-spot) anomalisi görülmektedir. Görünür polarite kesitinde deniz tabanında yine çok fazla polarite dönmesinden söz etmek mümkündür ve deniz tabanının ve anomalilerin göreceli polariteleri sağlıklı belirlenememiştir. Bu durum parlak noktaların polaritesinin de belirlenememesine neden olmaktadır. Şekil 3.32f' deki anlık frekans kesiti incelendiğinde parlak noktaların bulunduğu bölgelerin hemen altında belirgin düşük frekans bölgeleri görülmektedir.

Şekil 3.33' de verilen mcs11 hattında a, b ve c ile gösterilen dikdörtgen bölgelerde yüksek genlik anomalileri gözlenmiştir. Şekil 3.33' de (a) dikdörtgen alanı ile gösterilen yüksek genlik anomalilerinin anlık nitelik analizleri şekil 3.34d' de verilmiştir. Şekil 3.34a' daki migrasyon kesitine bakıldığında 1,2-1,3 s arasında çevre genliklere oranla güçlü bir yansıma görülmektedir. Şekil 3.34b ve c'deki zarf ve ortalama enerji kesitlerinde bu güçlü yansıma çevre genliklere oranla çok daha belirgin parlak nokta şeklinde kendini göstermektedir. Görünür polarite kesiti incelendiğinde deniz tabanına göre ters polarite içeriği oldukça belirgindir. Anlık

frekans kesitinde ise parlak yansıma noktasının hemen altında çevre yansımalarının frekanslarına oranla düşük frekans içeriği belirgindir (Şekil 3.34f).

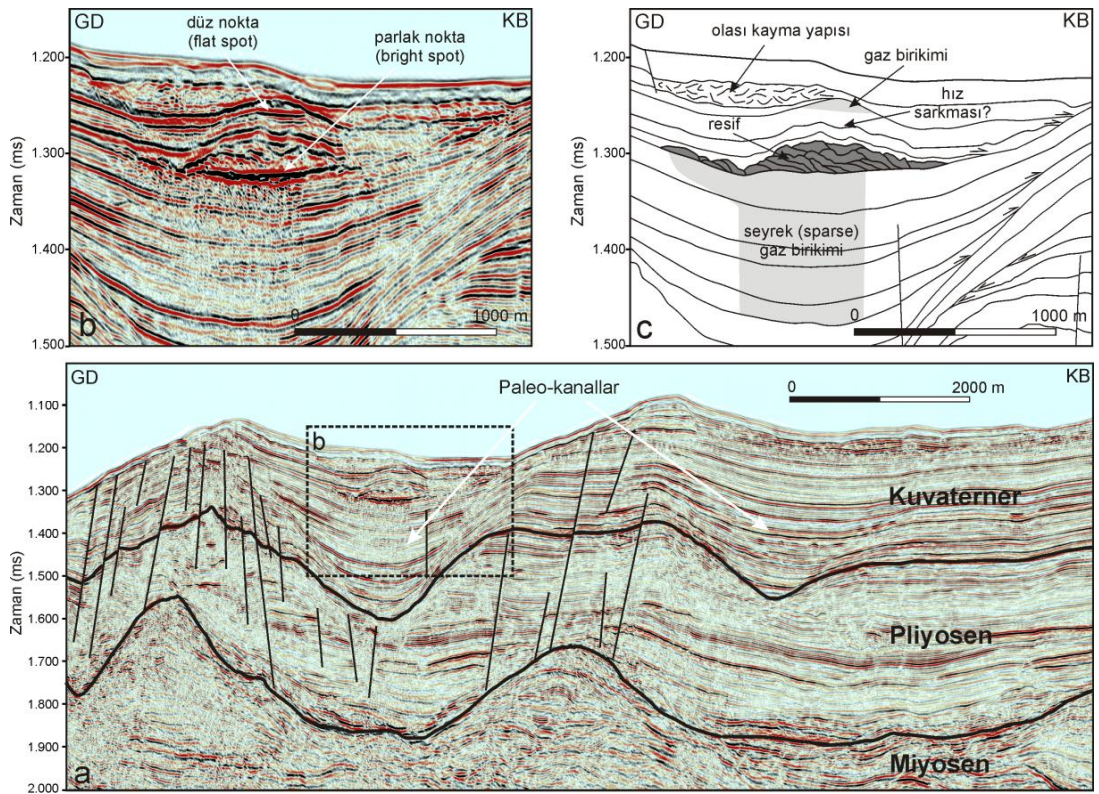
Şekil 3.33' de (b) dikdörtgen alanı ile gösterilen yüksek genlik anomalilerinin anlık nitelik analizleri Şekil 3.35' de verilmiştir. Şekil 3.35a' daki migrasyon kesitine bakıldığında küçük bir sırt yapısı görülmektedir. Zarf ve ortalama enerji kesitleri incelendiğinde bu sırtın altında uzanan parlak nokta yansımaları belirgin şekilde ayırt edilmektedir. Şekil 3.35e' deki görünür polarite kesitinde küçük bir alanda ters polarite içeriği gözlenmektedir. Anlık frekans kesitinde genellikle düşük frekanslar hakim olmakla birlikte parlak nokta yansımalarının çevre frekanslara oranla daha düşük frekans içeriği göze çarpmaktadır.

Şekil 3.33' de (c) dikdörtgen alanı ile gösterilen yüksek genlik anomalilerinin anlık nitelik analizleri Şekil 3.36' da verilmiştir. Şekil 3.36a' da verilen migrasyon kesitine bakıldığında 0,75 – 0,95 s arasında güçlü yansımalar tespit edilmiştir. Şekil 3.36b' deki zarf ve Şekil 3.36c' deki ortalama enerji kesitlerinde parlak noktalar şeklinde gözlenen bu anomalilerin polariteleri, Şekil 3.36e' deki görünür polarite kesitindeki düşük ayrımlılık sebebiyle deniz tabanına göre ters polariteye sahip olup, olmadıkları tam olarak tespit edilememiştir. Şekil 3.36f' deki anlık frekans kesitinde ise yüksek genlik anomalilerinin altında çevre frekanslara oranla düşük frekans içeriği gözlenmiştir.

3.2. Olası Resif Yapısının Sismik Analizi

Çalışma alanındaki sismik yansıma kesitlerinden mcs05 hattında, resif yapısı olarak yorumlanmış olan tepe şeklinde gömülü bir yapı gözlenmiştir (Şekil 3.37a). Resif yapısı, mcs05 hattında kesitin GD kısmında ortalama 900 m su derinliklerinde, bir paleo-kanal yapısını dolduran tortulların içerisinde bulunmaktadır (Şekil 3.37b). Yapı, Kuvaterner birimler içerisinde deniz tabanından itibaren yaklaşık 40 m derinlikte gömülüdür. Genişliği yaklaşık olarak 1400 m olup, orta kısmındaki yüksekliği ise (yapılan hız analizi sonuçlarına göre) 50 m civarındadır (Şekil 3.37c).

Resifin üst sınırındaki derinliklerde sismik sinyalin dalga boyu 10 m olup (1500 m/s hız ve 150 Hz baskın frekans kabulüyle), bu derinliklerde sismik verinin ayrımlılığı 2.5 m civarındadır. Resifin iç yapısının ince karbonat tabakalarından meydana geldiği düşünülmektedir. Bu ince tabakalar genellikle kuzeybatıya eğimli olup, üst üste yığılmış bir yapı sunmaktadır. Resif yapısı Geç Kuvaterner tortular içerisinde bulunmaktadır. Resifin üzerinde, Holosen yaşlı ve oldukça kaotik bir içsel yapıya sahip küçük ölçekli bir kayma yapısı da mevcuttur. Resifin hemen altında bir kolon halinde ve hemen üzerinde küçük bir zon içerisinde gaz birikiminin olduğu görülmektedir. Bu zonlar Şekil 3.37c' de gri taralı alanlar olarak gösterilmiştir. Her iki gaz birikiminin üst yüzeyinden alınan yansımalarda da polarite terslenmesi gözlenmektedir. Üstteki birikimin tabanı bir düz nokta (flat-spot) oluşturmuş olup gaz birikimi nedeniyle oluşan düşük hız, düz noktanın hemen altındaki yansımalarda hız sarkması (velocity sag/pull-down) meydana getirmiştir.



Şekil 3.37. (a) mcs05 çok kanallı sismik yansıma hattının GD kısmının migrasyon kesiti ve yorumu. Hattın Konumu için Şekil 2c'ye bakınız. (b) Kesitte gözlenen resif yapısının yakından görünümü ve (c) resif yapısının yorumu.

Alt kısımda gözlenen daha geniş ölçekli gaz birikimi nedeniyle, resifin hemen altındaki tortullardan alınan yansıma karakterinde bozulmalar ve yansımaların genliklerinde belirgin bir düşüş gözlenmektedir.

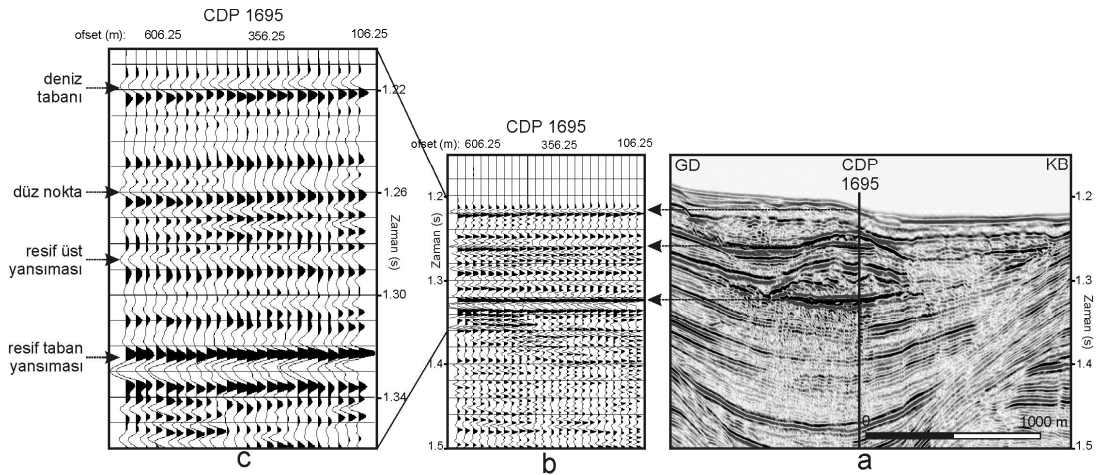
3.2.1. Yığma Öncesi Veri Analizi

Resif yapısının üzerinden alınan ve düz noktayı, resifin üst ve alt sınırlarını kesen NMO düzeltmesi uygulanmış bir CDP grubu (CDP no. 1695) Şekil 3.38a' da verilmiştir. Özellikle Şekil 3.38c' deki yakından gösterim, söz konusu ara yüzeylerden alınan yansımaların deniz tabanı yansımasına göre polarite ve genlik özelliklerini ortaya koymaktadır. Resifin üst kısmındaki küçük çaplı gaz birikiminin üzerinden alınan yansıma deniz tabanı yansımasına göre ters polaritede, buna karşın bu birikimin tabanından (düz nokta) alınan yansıma ise deniz tabanı ile aynı polaritededir. Bu durum, küçük çaplı gaz birikiminin üst sınırında, alttaki gaz birikimi nedeniyle oluşan hız düşüşünü ifade etmektedir. Birikimin tabanındaki düz noktada ise gaz birikiminden suya doymuş tortullara geçişte oluşan hız artışı, pozitif polariteli yansıma üretmektedir.

Şekil 3.38 c' de, resif üst yansımasının da pozitif polariteli olduğu, ancak resif taban yansımasının ters polariteye sahip olduğu görülmektedir. Resifi oluşturan karbonat yapısı içerisindeki hız artışı, resif üst yansımasının pozitif polariteli olmasına neden olmaktadır. Resif taban yansıması ise, hem yüksek hızlı karbonat yapısından tortul birime geçişte oluşan hız düşüşü ve hem de resifin altındaki gaz birikimi nedeniyle deniz tabanına göre ters polaritelidir. Resif yapısının göreceli olarak derin sularda bulunması ve sismik alıcı kablonun kısa olması nedeniyle uzak ofsetli ve büyük geliş açılara sahip sismik veri toplanamadığı için, CDP grubundaki söz konusu anomali yansımalar, belirgin bir AVO etkisi göstermemektedir.

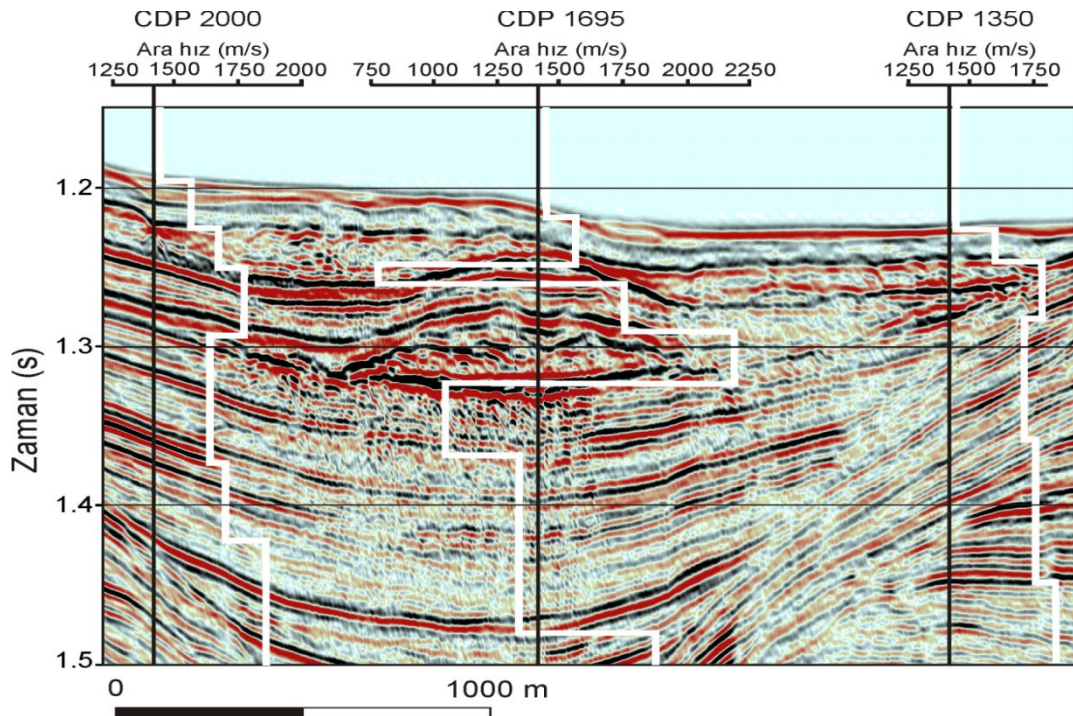
3.2.2. Hız Anomalileri

Sismik verinin resif yapısını içeren kısmının ayrıntılı hız analizi yapılarak, resif civarında sismik hızdaki değişim incelenmiştir. Şekil 3.39, 1350, 1695 ve 2000 numaralı CDP noktalarında yapılan hız analizinden elde edilen ara hız profillerini vermektedir. Hız analizi ile elde edilen RMS hızlar, Dix denklemi ile şekilde gösterilen ara hızlara dönüştürülmüştür. 1350 ve 2000 numaralı CDP grupları resif yapısının dışında kalırken, 1695 numaralı CDP resif yapısının üzerine denk gelmekte ve resifin üzerindeki küçük çaplı gaz birikiminin, resifin kendisinin ve altının ara hız değişimini göstermektedir. 1350 numaralı CDP konumunda elde edilen ara hız, derinlikle tekdüze şekilde artmaktadır. Taban altında gaz birikimi, aşırı basınçlı tortular, ters faylanma gibi oluşumlar bulunmadığı sürece, bunun gibi derinlikle düzgün şekilde gözlenen hız artımı oldukça olağandır. Benzer bir ara hız profili 2000 numaralı CDP konumunda da elde edilmiştir. Farklı olarak, yaklaşık 1290 ms civarında yer alan resifin taban yansımasının altında kalan zon içerisinde ara hızda bir düşüş gözlenmektedir. Bu düşüşün, resifin altında bulunan gaz birikiminden meydana gelen seyrek (sparse) gaz etkisi nedeniyle olduğu düşünülmektedir. Nitekim 2000 numaralı CDP konumunda derinlerde hızdaki artış olağan şekilde devam etmektedir.



Şekil 3.38 (a) Resif yapısını içeren sismik kesitin bir kısmı, (b) sismik veride resifin üzerinde bulunan NMO düzeltmesi uygulanmış 1695. CDP'nin görünümü, (c) 1695. CDP'nin resif yapısını içeren kısmının yakından görünümü.

1695 numaralı CDP konumunda elde edilen ara hız profili ise, bu iki profilden oldukça farklıdır. Resifin üzerindeki küçük çaplı gaz birikiminin üst kısmında ara hız hafifçe artış göstermekte, ancak gaz birikimi içerisinde aniden yaklaşık 750 m/s civarına kadar düşmektedir. Tortullar içerisinde gaz bulunmasının, sismik hızı sudaki P dalgası hızının da (ortalama 1500 m/s) altına düşürdüğü bilinmektedir. Bu durum yalnız başına, polarite düşüşü, ani ve büyük akustik empedans değişimi gibi sismik kesitlerdeki doğrudan hidrokarbon göstergelerinin (direct hydrocarbon indicators-DHI) elde edilmesine neden olmaktadır. Bu gaz birikiminin tabanını oluşturan düz noktanın (flat spot) altında hız tekrar yükselmekte ve 1750 m/s civarına ulaşmaktadır. Bu seviyenin hemen altında resif yapısı bulunmaktadır. 1695 numaralı CDP konumunda, yaklaşık 1280-1330 ms arasında bulunan resif yapısında ara hızın oldukça yükseldiği ve 2250 m/s'ye ulaştığı görülmektedir. Karadeniz'de, bu denli sığ derinliklerdeki tortul birimler için bu hız değeri çok yüksek olup, bu yüksek hızlı birim, resif yapısını oluşturan karbonat birimin yüksek hızına karşılık gelmektedir. Resifin tabanından itibaren seyrek gaz birikimi nedeniyle ara hızda tekrar ani bir düşüş gözlenmekte, 1475 ms derinliklerden sonra ise hız tekrar artış göstermektedir.



Şekil 3.39 Üç ayrı CDP noktasında (CDP 1350, 1695 ve 2000) yapılan hız analizinden elde edilen ara hız profillerinin sismik veri üzerinde gösterimi. CDP 1695 resif yapısının üzerine denk gelmektedir.

Sismik veriden elde edilen bu hız analizi bilgisi, resif yapısını içeren tüm sismik veri üzerine yayılarak resif ve civarının 2B ara hız kesiti elde edilmiştir. Bu işlem için her 50 CDP'de bir (ortalama her 150 m'de bir) hız analizi yapılmış, elde edilen RMS hızlar ara hızlara dönüştürülmüştür. Ara hız kesitinin sismik veri ile birlikte gösterimi Şekil 3.40a' da verilmektedir. Ara hız kesitinde, kesitteki normal tortul birimlerin hızlarının genellikle 1600-1800 m/s arasında değiştiği görülmektedir. Resif yapısı içerisinde, beklendiği gibi yüksek hızlı karbonat birim nedeniyle ara hız oldukça yükselmekte ve 2250 m/s civarında seyretmektedir. Ara hız kesitinde, hem resifin üzerinde ve hem de altında bulunan her iki gaz birikiminin anomali hız dağılımları da açıkça görülmektedir. Her iki gaz birikim yapısı için de hız değerleri 800 m/s civarında olup, gaz içeren tortulların sınırları hız alanında açıkça ayırt edilebilmektedir.

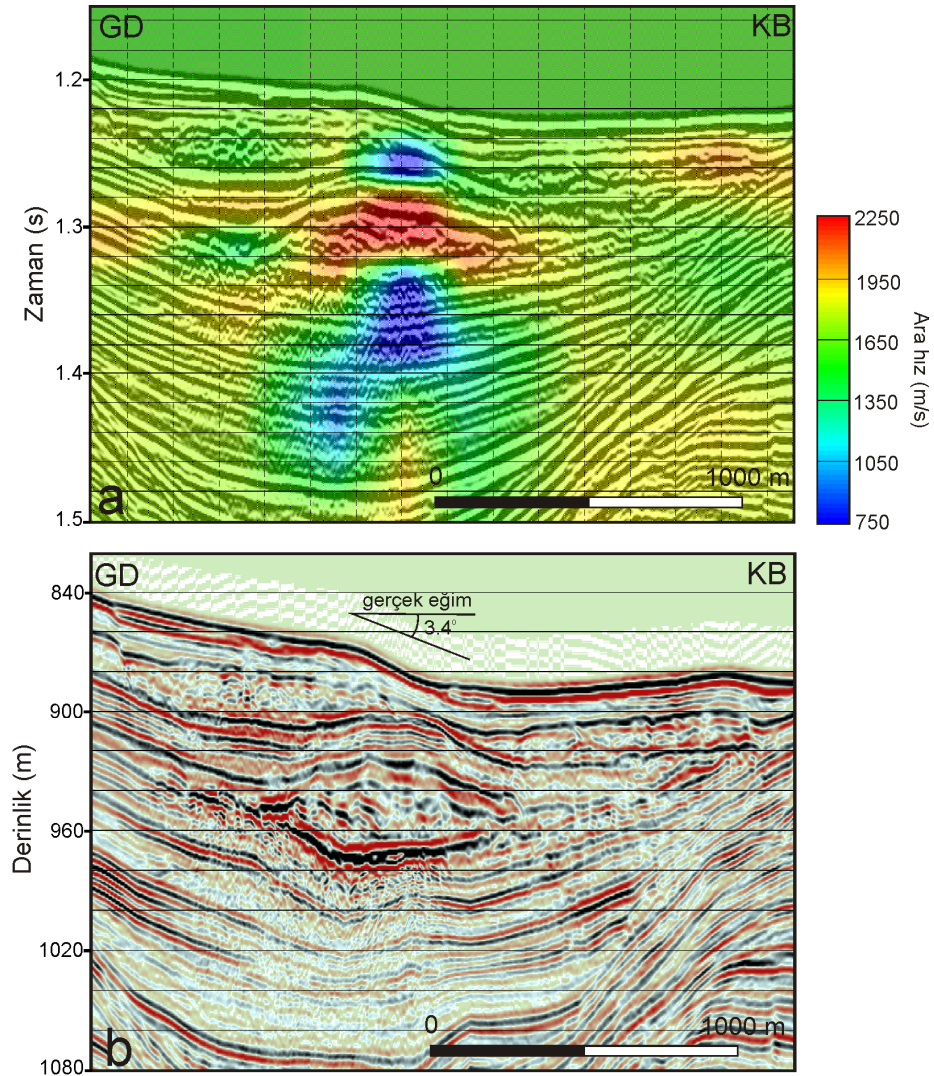
Tüm bu hız analizlerine ek olarak, elde edilen ara hızlar kullanılarak ortalama hızlar da hesaplanmış ve sismik veri zaman ortamından derinlik ortamına aktarılmıştır. Elde edilen derinlik kesiti Şekil 3.40b' de verilmiştir. Resifin yapısı, sahip olduğu yüksek sismik hız değerinden dolayı, zaman kesitinde, normalde olması gerektiğinden daha ince görülmektedir.

Ayrıca resifin üzerindeki sığ gaz birikiminin düşük hızlı anomalisi de derinlik kesitinde yok olduğundan, düz nokta ve düşük hız nedeniyle bunun altında oluşan hız sarkması da yok olmuştur.

3.2.3. Karmaşık Nitelik Analizi

Sismik verinin resif yapısını içeren kısmına bir dizi karmaşık iz analizi uygulanmıştır. Sonuçlar Şekil 3.41' de verilmiştir. Şekil 3.41a ve Şekil 3.41b, sırasıyla migrasyon kesitini ve bunun Hilbert dönüşümünü vermektedir. Analiz sonucu elde edilen anlık faz kesiti ise Şekil 3.41c' de verilmiştir. Anlık faz kesitleri genlik bilgisi içermezler ve hem düşük hem de yüksek genlikleri aynı büyüklükte gösterirler. Bu anlamda anlık faz kesiti resif yapısının sınırlarının çok daha belirgin şekilde görülmesini sağlamaktadır. Resifin altındaki gaz birikimi nedeniyle düşük

genlikli olarak görülen yansımaların genlikleri yükselmiş, bu bölgelerdeki izden iz süreklilik belirgin şekilde artmıştır. Ayrıca anlık faz kesitinde resifin iç yapısı çok daha belirgin şekilde görünür hale gelmiştir. Gömülü kanalın KB kanadında gözlenen onlap ve toplap kesilmeleri çok daha açık şekilde görülmektedir. Anlık genlik kesiti faz bilgisi taşımamakta, göreceli olarak yüksek genliğe sahip yansımaları belirgin hale getirmektedir (Şekil 3.41d). Buna göre, kesitin daha derin kısımlarındaki birkaç küçük çaplı yansıma dışında, resifin üst sınırından, düz noktadan ve resifin alt sınırından alınan yansımaların belirgin şekilde yüksek olduğu görülmektedir.



Şekil 3.40 (a) Resif yapısı boyunca elde edilen ara hız kesitinin sismik veri ile birlikte gösterimi, (b) ortalama hızlar kullanılarak sismik verinin derinlik ortamına dönüştürülmüş hali.

Ayrıca resifin iç kısmından da küçük çaplı yüksek genlikli yansımalar alınmıştır. Bu durum, resifin hem üst sınırının ve hem de alt sınırının oldukça yüksek akustik empedans farkına sahip birimleri ayırdığını işaret etmektedir. Pelajik/yarı-pelajik tortullar ve karbonat yapısı arasındaki yüksek hız farkı, bu yüksek akustik empedans farkını oluşturmaktadır. Bunlara ek olarak, resifin altındaki yerel gaz birikimi nedeniyle meydana gelen düşük akustik empedans farkı, anlık genlik kesitinde de açıkça görülmektedir. Resifin altındaki birimlerden alınan yansımaların sürekliliği anlık genlik kesitinde neredeyse tamamen yok olmuştur.

Şekil 3.41e' de verilen görünür polarite kesitinin ayrımlılığı oldukça düşüktür. Kesitteki en önemli anomali, resifin alt sınırından alınan yansımada görülmektedir. Yüksek hızlı karbonat yapısından düşük hızlı ve gaz içeren bölgeye geçişte oluşan hız terslenmesi, görünür polarite kesitinde deniz tabanı yansımalarına göre belirgin bir ters polariteye neden olmuştur. Resifin üst sınırı tamamen kaotik ve yanal yönde hızla değişen karmaşık polarite tepkisi vermiştir. Bu durum olasılıkla ince karbonat-tortul birikimleri arasında sinyalin girişime uğraması nedeniyle oluşmaktadır. Aynı nedenle, resifin üzerinde yer alan küçük ölçekli gaz birikiminin ve düz noktanın görünür polarite kesitindeki tepkisini ayırt etmek mümkün olamamıştır. Kesitin daha derin kısımlarında, özellikle gömülü kanal yapısının kanatlarına yakın kısımlarda tabakaların incelmesi ve onlap veya toplap yaparak yok olduğu bölgelerde de, ince tabaka girişimi (thin bed tuning) etkisi nedeniyle yine ters polariteli yansımalar görülmektedir. Bunlar, incelen tabakalar nedeniyle sismik veride meydana gelen girişim etkisi sonucu oluşan yapay anomalilerdir ve hidrokarbon araştırmalarında dikkate alınmamaları gerekir.

Şekil 3.41f' de ise resif yapısının anlık frekans kesiti görülmektedir. Yapılan çalışma yüksek ayrımlı bir çalışmadır ve daha önce değinildiği üzere, sismik verinin frekans bandı yaklaşık 8-220 Hz aralığındadır. Resif yapısı da sığ tortullar içerisinde bulunduğu için, anlık frekans kesitinde yoğun olarak 110-200 Hz aralığındaki yüksek frekanslar hâkimdir. Hidrokarbon araştırmalarında, özellikle bu tür sıvıların sismik verinin yüksek frekanslarını soğurmaları sonucu, düşük frekans içeriğine sahip alanlar hedef bölgelerdir ve bunlar genellikle anlık frekans kesitlerinde belirgin

şekilde görülebilirler. Yüksek ayrımlı sismik yansıma çalışmalarında ise, özellikle sığ derinliklerdeki düşük frekanslı bölgeler (genellikle 60 Hz ve altı) anomali alanlar olarak değerlendirilebilir. Bundan yola çıkarak anlık frekans kesitini incelediğimizde, resif yapısının üst ve alt sınırından alınan yansımanın oldukça düşük frekans içeriğine sahip olduğu görülmektedir. Ayrıca resifin altındaki yansılarda oluşan bozulmalar oldukça belirgindir. Ancak resifin üstündeki küçük gaz birikiminin, verinin anlık frekans içeriği üzerindeki etkisi belirgin değildir. Bu, olasılıkla yapının fiziksel boyutlarının küçüklüğünden ileri gelmektedir.

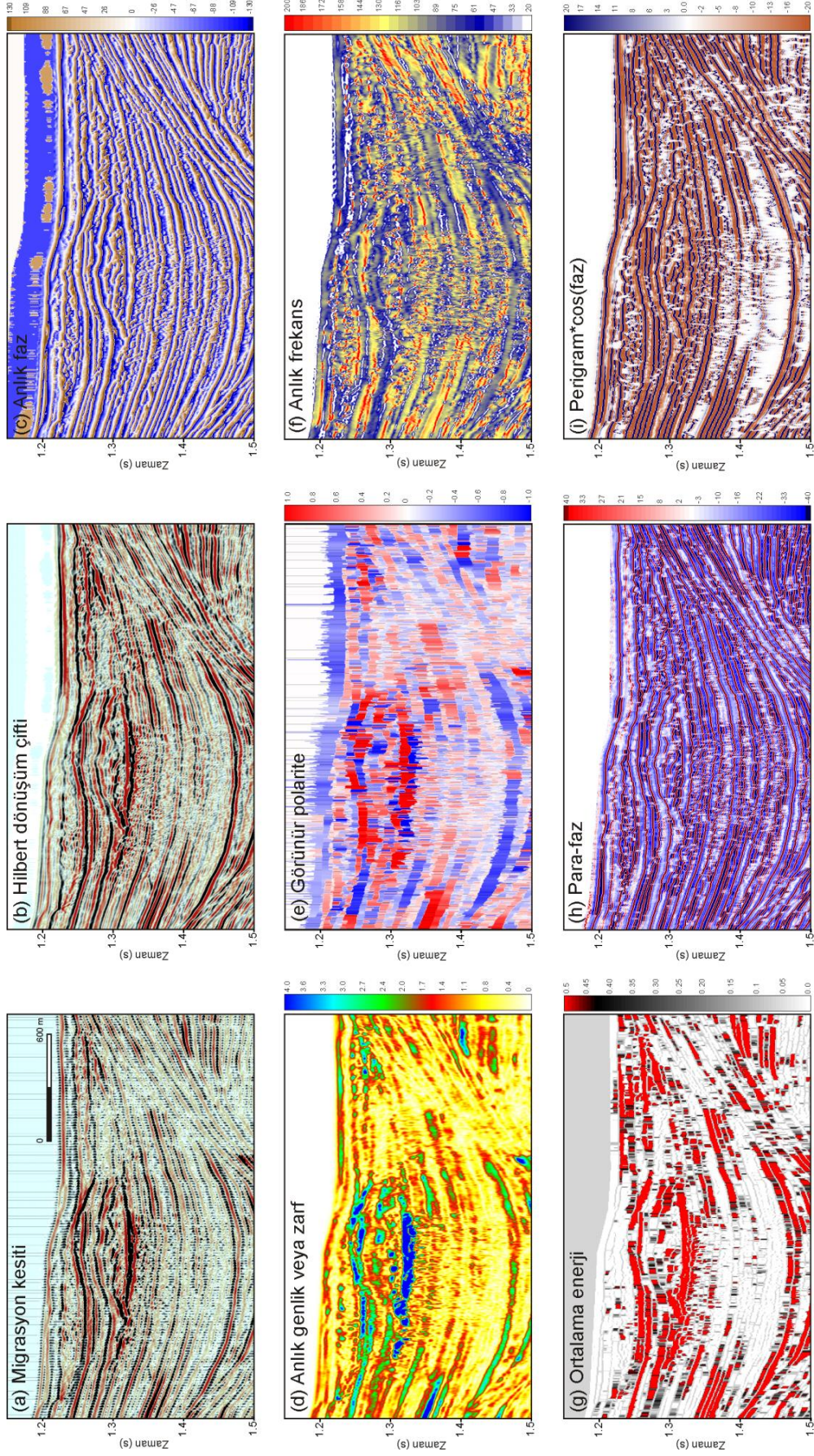
Ortalama enerji, anlık genliğin (veya yansıma şiddetinin) karesidir (Şekil 3.41g). Anlık genlik kesitinin karesini almak, yüksek genlikli değerleri, küçük genlikli değerlere oranla daha da yükseltmek, yani daha belirgin hale getirmek anlamına gelir. Yani ortalama enerji kesitleri, anlık genlik kesitlerine benzerdir, ancak anlık genlik kesitlerindeki yüksek genlikler, ortalama enerji kesitlerinde çok daha belirgindir. Bu durum, hesaplanan ortalama kesitinde de belirgindir. Yine resifin üst ve alt sınır yansımaları oldukça yüksek genlikli (yüksek enerjili) olarak görülmektedir. Ayrıca resifin üzerinde düz nokta çok daha belirgin şekilde görülmektedir. Buna karşın resifin altındaki yansımalar, gaz birikimi nedeniyle yine neredeyse tamamen yok olmuştur.

Para-faz, oldukça yeni bir sismik nitelik türüdür ve yığışım ortamlarının (depositional settings) yorumunda oldukça etkin bilgiler sunmaktadır. Kesitteki yapısal veya stratigrafik bilgilerin görüntülenmesinde oldukça etkilidir (Şekil 3.42h). Para-faz, yatay yönde yansımaları izler ve kesitteki yansımaların izlenmesinde (event picking) kullanılabilir. Para-faz kesitinde yansımalar çok daha belirgin şekilde görülmektedir. Özellikle resif yapısının üst ve alt sınırları, resifin içsel yapısı ve hatta resifin üst kısmında bulunan kayma yapısının kaotik iç yansımaları bile oldukça belirgin şekilde görünür hale gelmiştir. Kesitteki onlap ve toplap yapıları çok daha belirgin hale gelmiştir. Ancak dikkat edilirse göreceli genlik bilgileri de, aynen anlık faz kesitinde olduğu gibi yok olmuştur.

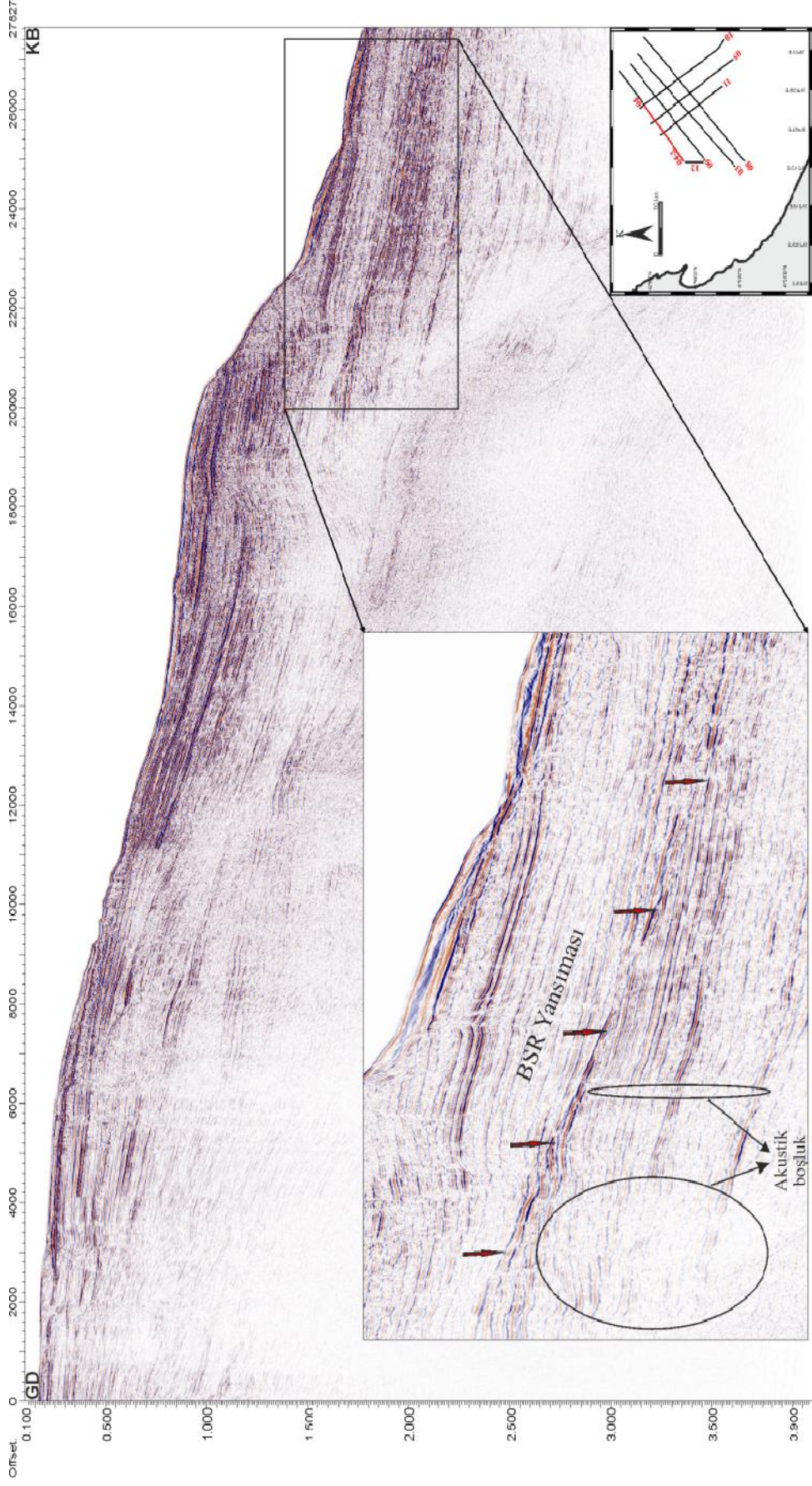
Daha az kullanılan bir diğer karmaşık nitelik ise perigram veya perigramın, fazın kosinüsü (normalize faz) ile çarpımıdır (Şekil 3.41i). Perigram, anlık genlik kesitindeki her bir değerin, anlık genlik izinin kayan ortalama değerinden çıkarılmasıyla elde edilir. Bu işlem, tamamen pozitif değerlerden oluşan anlık genlik izlerini, pozitif ve negatif değerlerden oluşan izler haline getirir. Sonuç olarak perigram, anlık genlik kesitinde ortalama değerden daha büyük olan değerleri verir ve izlerdeki maksimum enerji değerleri daha belirgin hale gelir. Perigramın normalize faz ile çarpımı, sismik verideki yüksek enerjili yansımaların daha iyi takibini sağlayabilir. Resif verisinin perigram kesitinde de izden ize sürekliliğin arttığı görülmektedir. Perigramın maksimum değerinin takip edilmesiyle, verinin yapısal yorumu daha doğru ve kolay yapılabilir.

3.3. BSR Yansımaları ve Olası Gaz Hidrat Yapıları

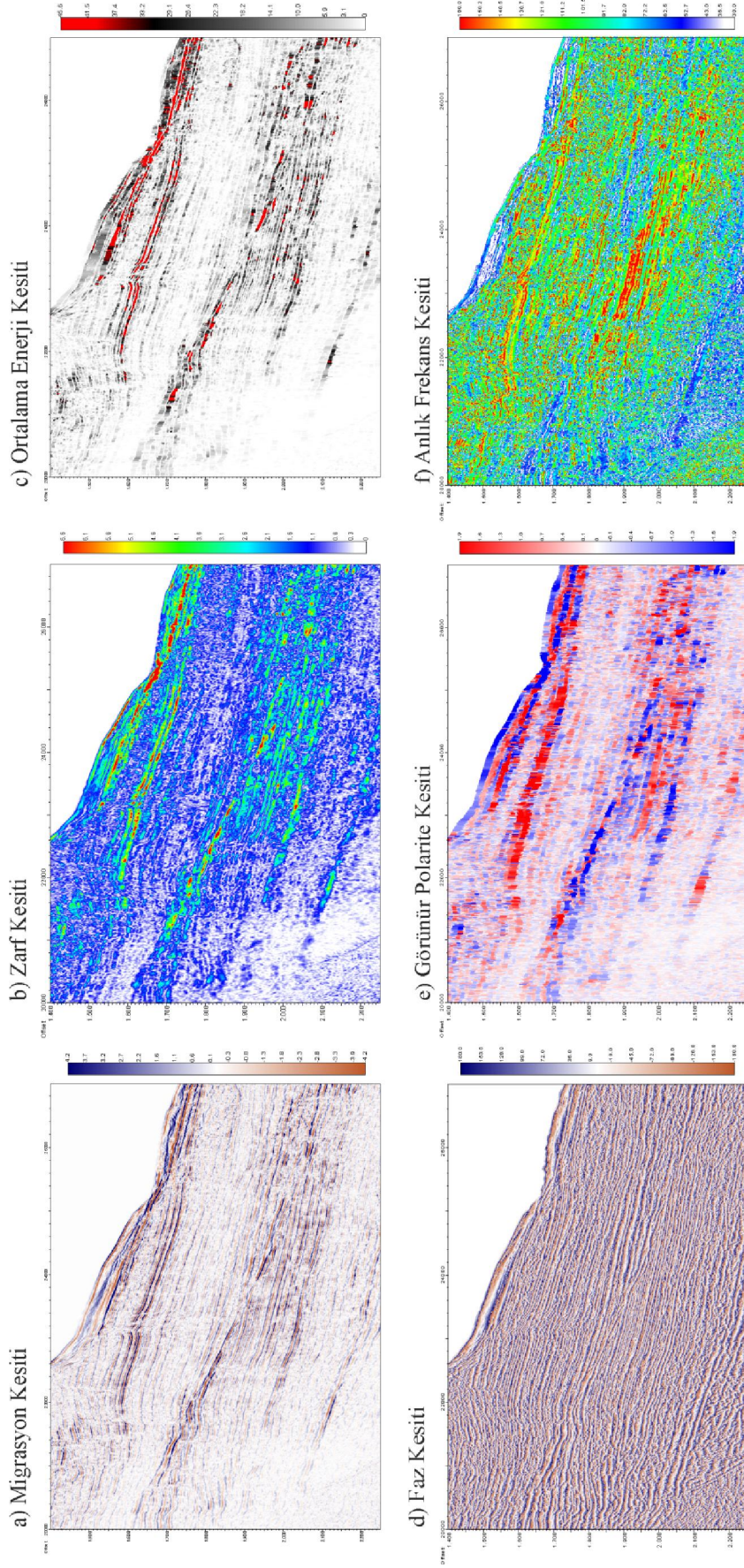
Gaz hidrat varlığının sismik kesitteki en önemli belirteçlerinden olan BSR yansıması, Mcs04-2 hattında gözlenmiştir. Şekil 3.42' de gözlenen BSR yansıması incelendiğinde kırmızı oklar ile gösterilen BSR yansıması deniz tabanına paralel bir şekilde sediment tabakalarını kesmektedir. BSR yansımasının GD kısmının hemen altında iki bölgede akustik boşluk gözlenmektedir. BSR yansımasının bulunduğu bölgeye anlık nitelik analizleri uygulanmıştır (Şekil 3.43). Şekil 3.43a' daki migrasyon kesitinde BSR yansımasının sol tarafında gözlenen akustik boşluklar sebebiyle takip edilemeyen stratigrafik ara yüzeyler, Şekil 3.43'deki anlık faz kesitinde kolaylıkla takip edilebilmektedir. Şekil 3.43b ve c zarf ve ortalama enerji kesitlerinde BSR yansıması parlak noktalar şeklinde kendini göstermektedir. Şekil 3.43e' deki görünür polarite kesitinde BSR yansımasında polarite dönmeleri sebebiyle, yansımanın polaritesi ayırt edilememiştir. Şekil 3.43f' deki anlık frekans kesitinde ise akustik boşlukların bulunduğu bölgelerde çok düşük frekans içeriği dikkat çekmektedir (~20-40 Hz).



Şekil 3.41 Resif yapısı için hesaplanan farklı karmışık iz nitelikleri. (a) Girişin Hilbert dönüşüm çifti, (b) girişin Hilbert dönüşüm çifti, (c) anlık faz, (d) anlık genlik veya zarf, (e) görünür polarite, (f) anlık frekans, (g) ortalama enerji, (h) para-faz ve (i) perigramın, fazın kosinüsü ile çarpımı.



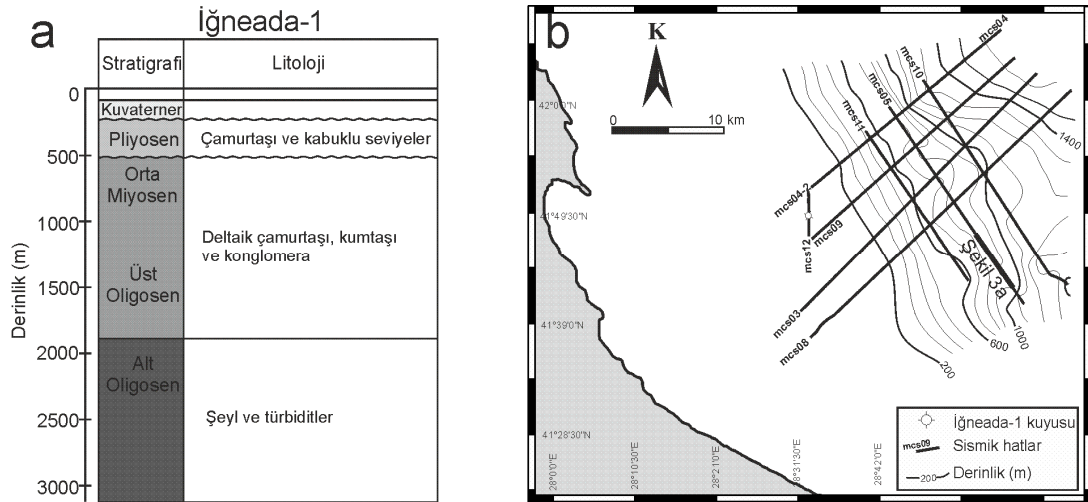
Şekil 3.43. mes04-2 kesitine ait BSR yansıması



Şekil 3.43 mcs04-2 kesitinde gözlenen BSR yansımalarına ait a) migrasyon kesiti, (b) zarf (anlık genlik) kesiti, (c) ortalama enerji kesiti, (d) anlık faz kesiti, (e) görünür polarite kesiti, (f) anlık frekans kesiti

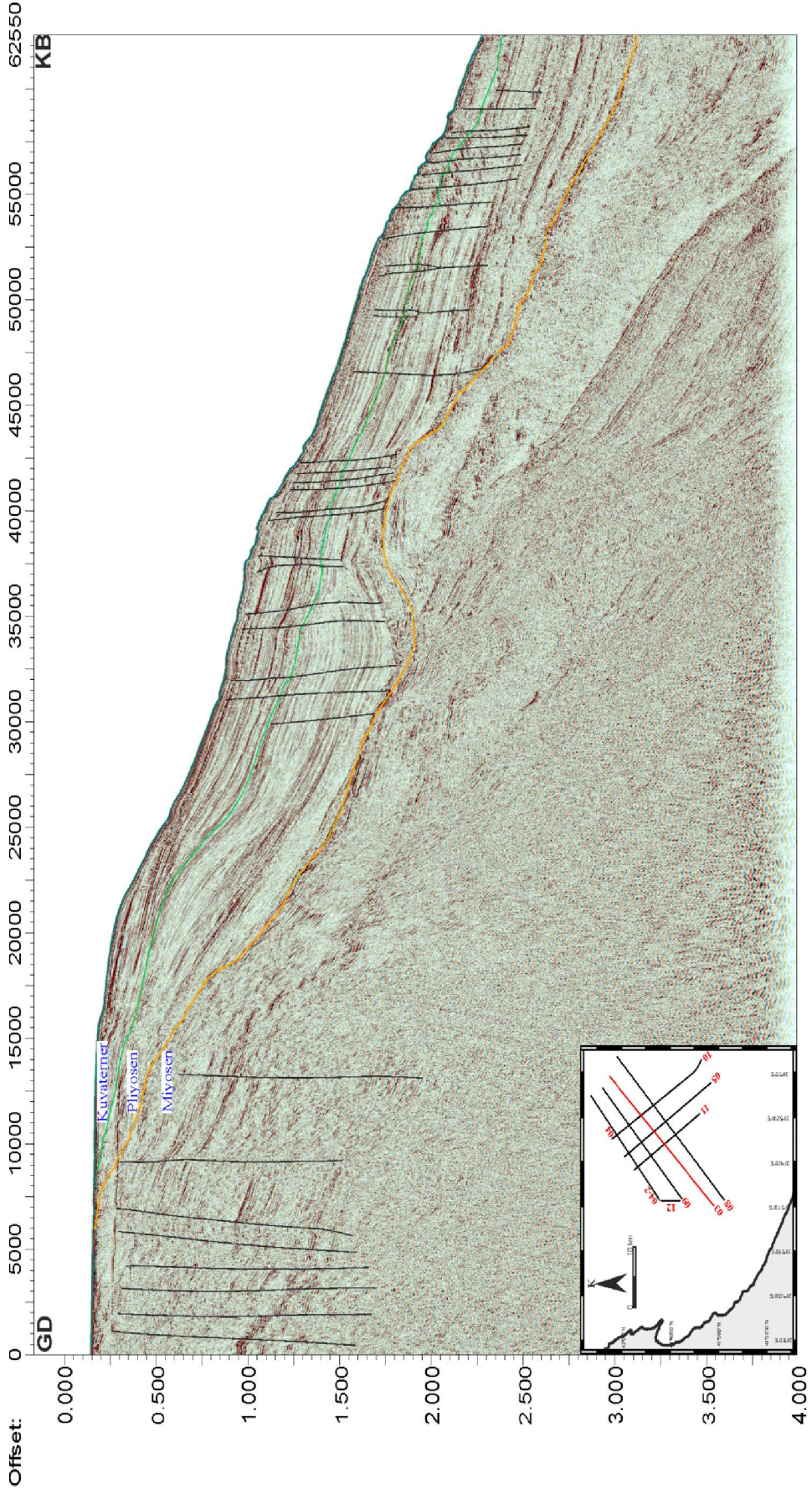
3.4. Miyosen Sonrası Stratigrafisi

Çalışma alanında yapılan stratigrafik değerlendirmeler sonucunda sismik veriden üç ayrı stratigrafik birim ayırt edilmiştir. Bu üç birim çalışma alanı yakınlarındaki TPOA' ya ait İğneada-1 kuyusundan yararlanılarak sismik veri üzerinde işaretlenmiştir. Kuyu, kıtasal shelf üzerinde yaklaşık 80m su derinliğinde bulunmakta olup, 3118 m penetresyona sahiptir. Kuyuda kesilen Pliyosen birimi çamur taşından, Miyosen ve Üst Oligosen birimleri ise çamurtaşı, kumtaşı ve konglomeradan oluşmaktadır (Şekil 3.49a). Yaklaşık 2000 m derinliklerden itibaren Alt Oligosen birimi içerisinde şeyl ve türbidit ardalanmaları gözlenmiş ve kuyunun bu kısmında petrol emarelerine rastlanmıştır (Menlikli ve diğ., 2009).

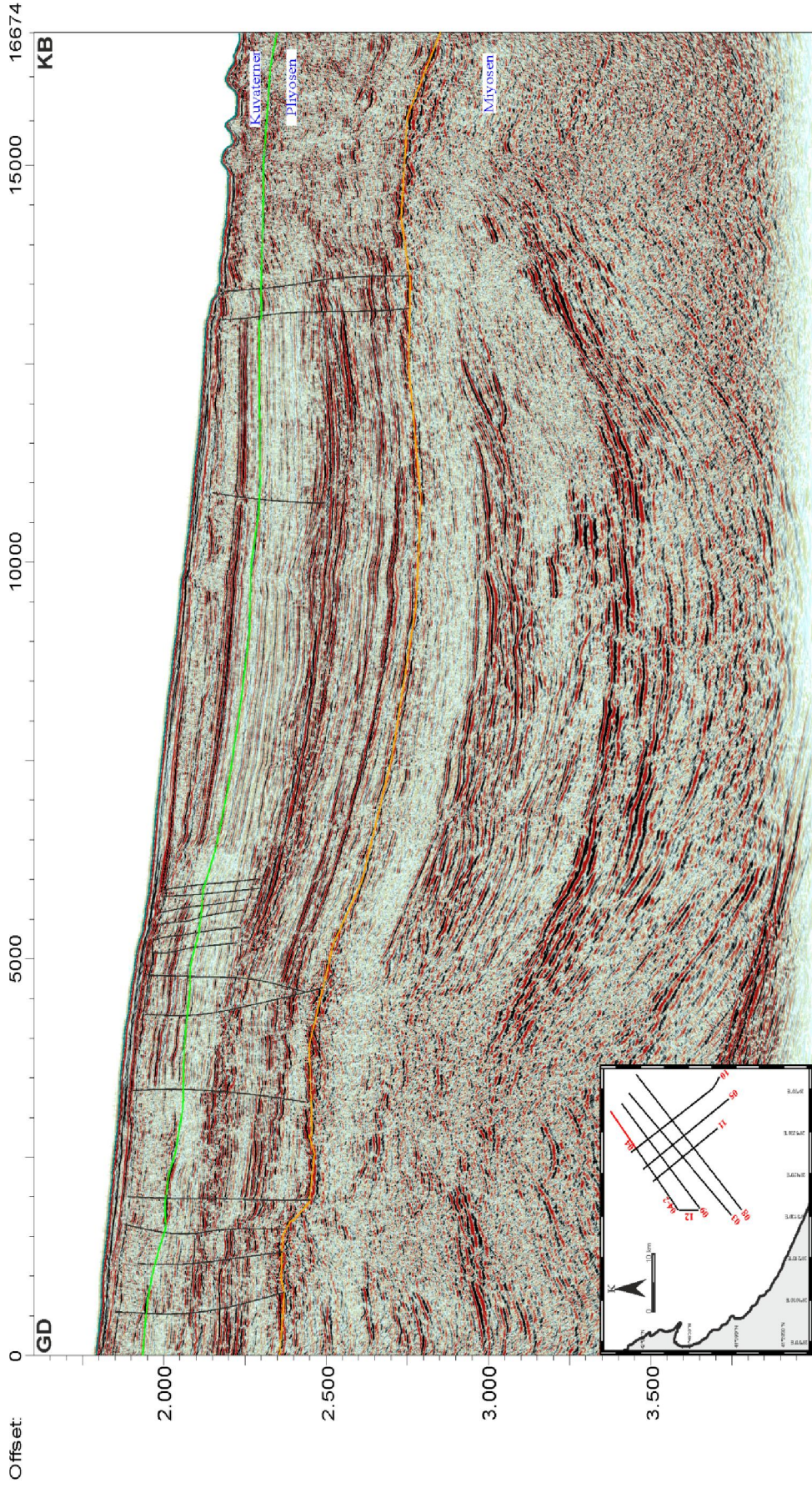


Şekil 3.44 a) Çalışma alanı yakınında bulunan İğneada-1 kuyu stratigrafisi ve b) çalışma alanındaki konumu

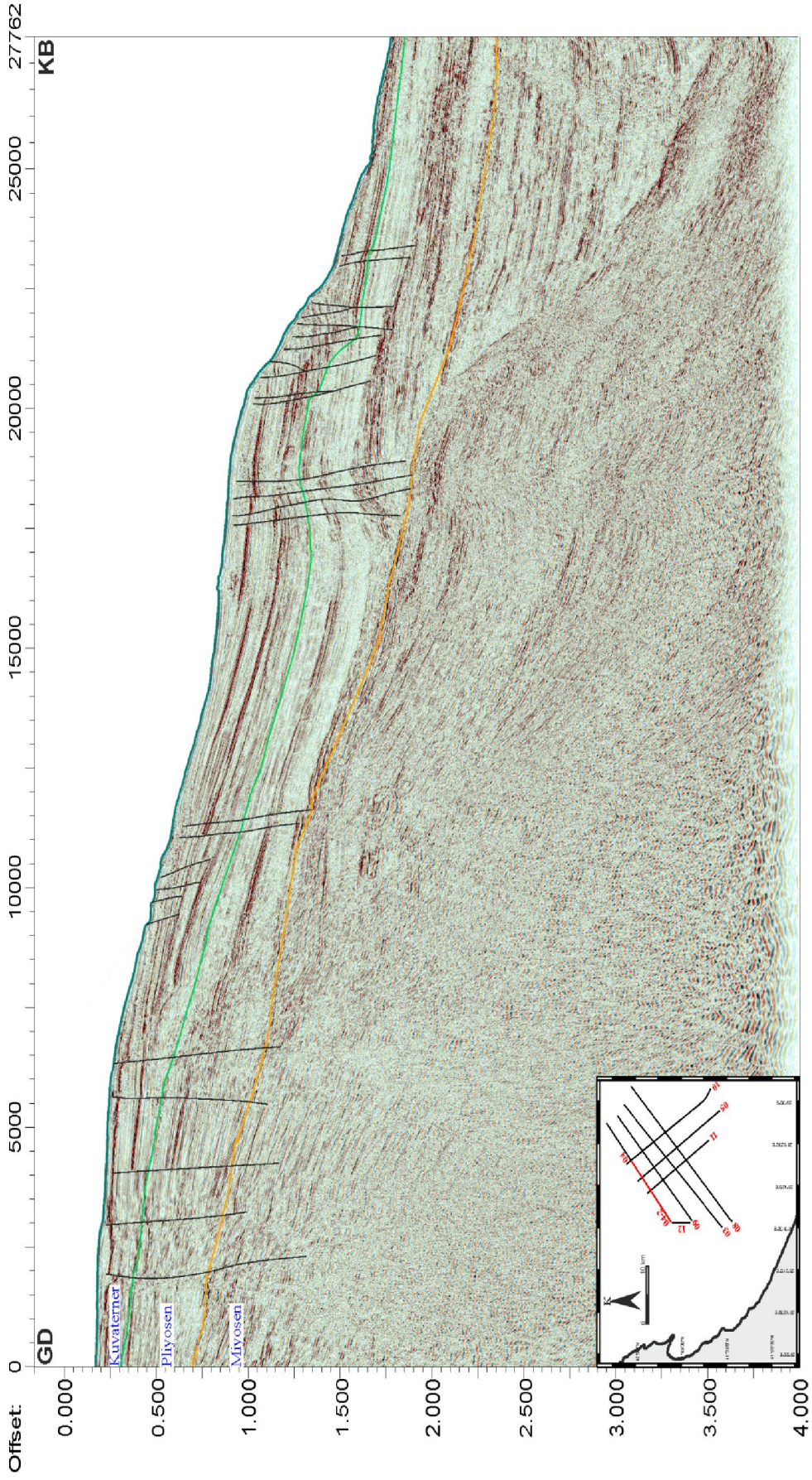
Bu bölümde, kesitler üzerinde Kuvaterner, Pliyosen ve Miyosen birimlerine ait ara yüzeyler gösterilmiştir. Kuvaterner-Pliyosen birimi ayıran ara yüzey yeşil renk ile Pliyosen-Miyosen birimini ayıran ara yüzey ise turuncu renk ile tanımlanmıştır. Çalışma alanındaki tüm sismik kesitler üzerinde işaretlenen bu stratigrafik birimler, Şekil 3.45- Şekil 3.53 arasındaki şekillerde verilmiştir. Ayrıca kesitler üzerinde gözlenen birçok fayda gösterilmiştir.



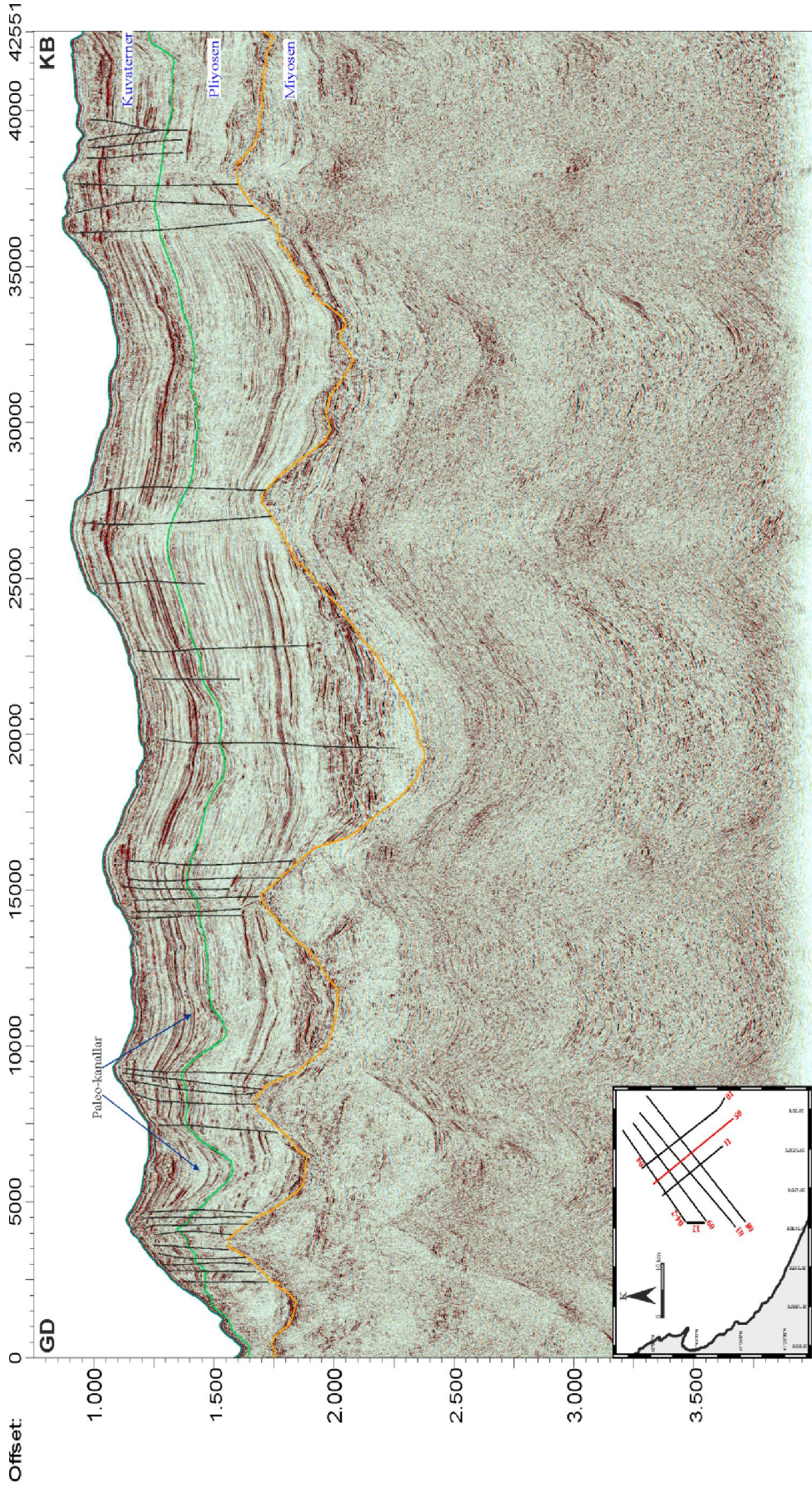
Şekil 3.45 mcs03 hattına ait Kuvaterner, Pliyosen ve Miyosen birimlerinin ve düşeyeye yakın küçük ofsetli fayların görünümü



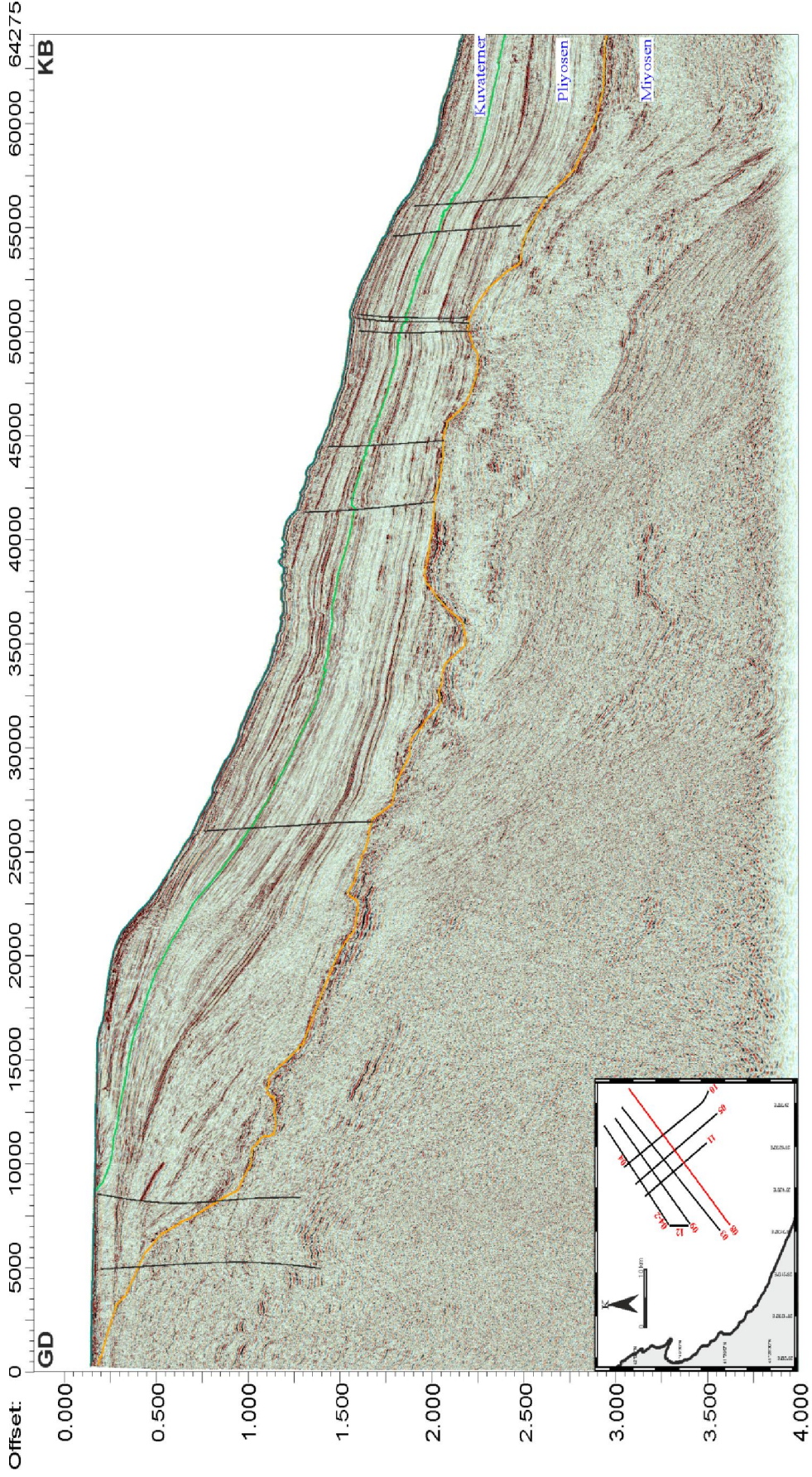
Şekil 3.46 mcs04 hattına ait Kuvaterner, Pliyosen ve Miyosen birimlerinin ve düşeyeye yakın küçük ofsetli fayların gösterimi.



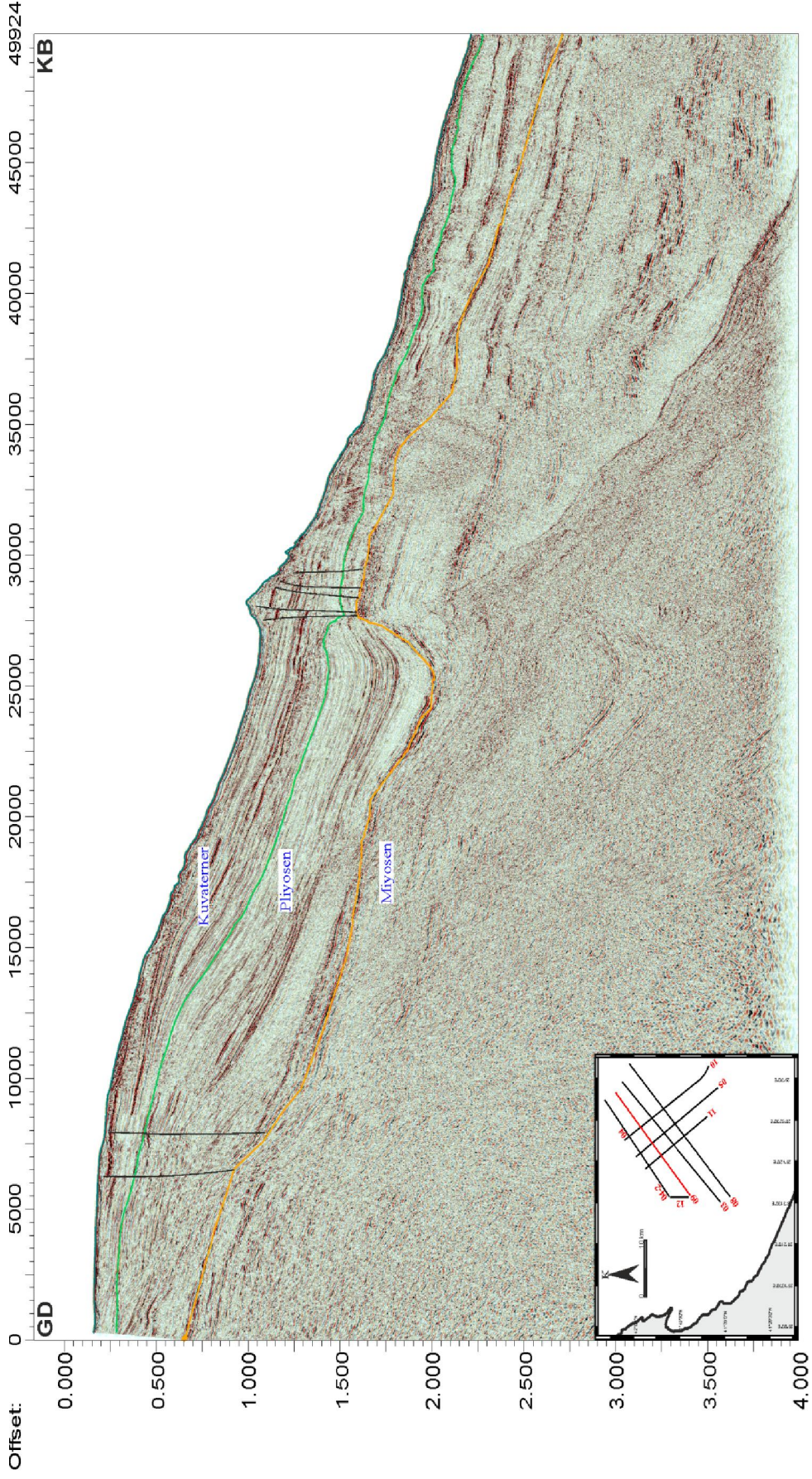
Şekil 3.47mcs04-2 hattına ait Kuvaterner, Pliyosen ve Miyosen birimlerinin ve düşeyeye yakın küçük ofsetli fayların görünümü



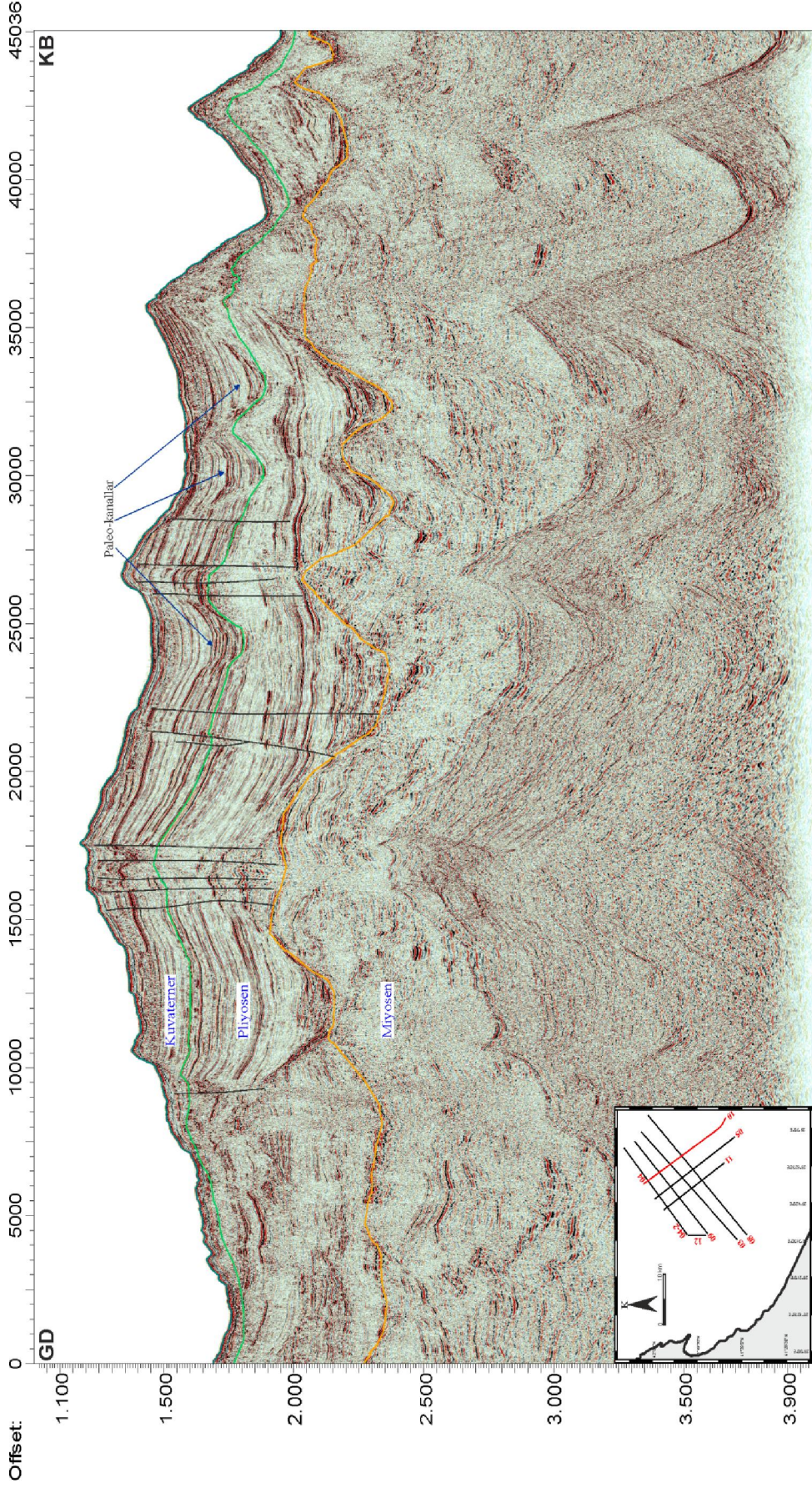
Şekil 3.48 mcs05 hattına ait Kuvarterer, Pliyosen ve Miyosen birimlerinin ve düşey yakın küçük ofsetli fayların gösterimi



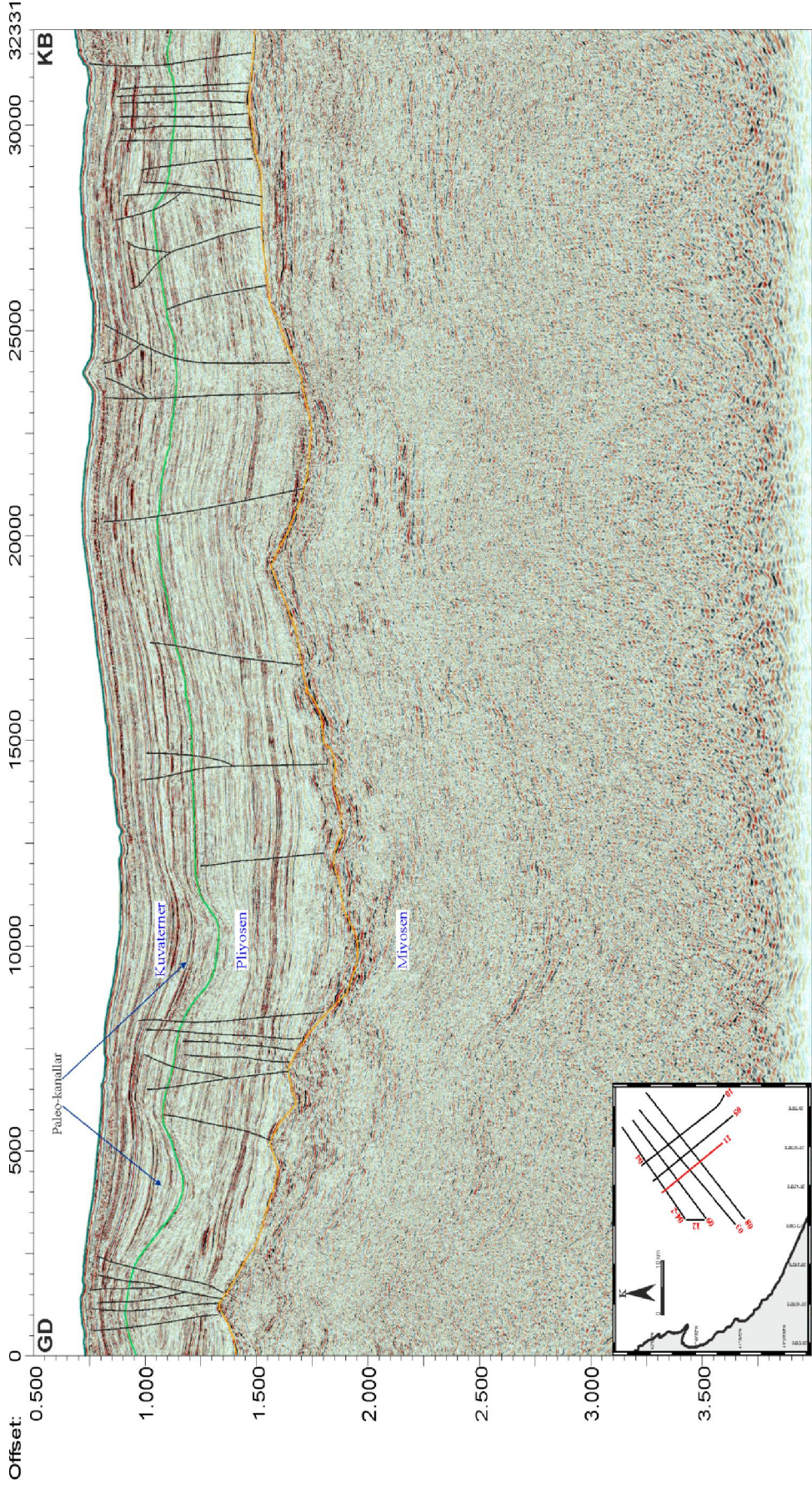
Şekil 3.49 mcs08 hattına ait Kuvaterner, Pliyosen ve Miyosen birimlerinin ve düşeye yakın küçük ofsetli fayların gösterimi.



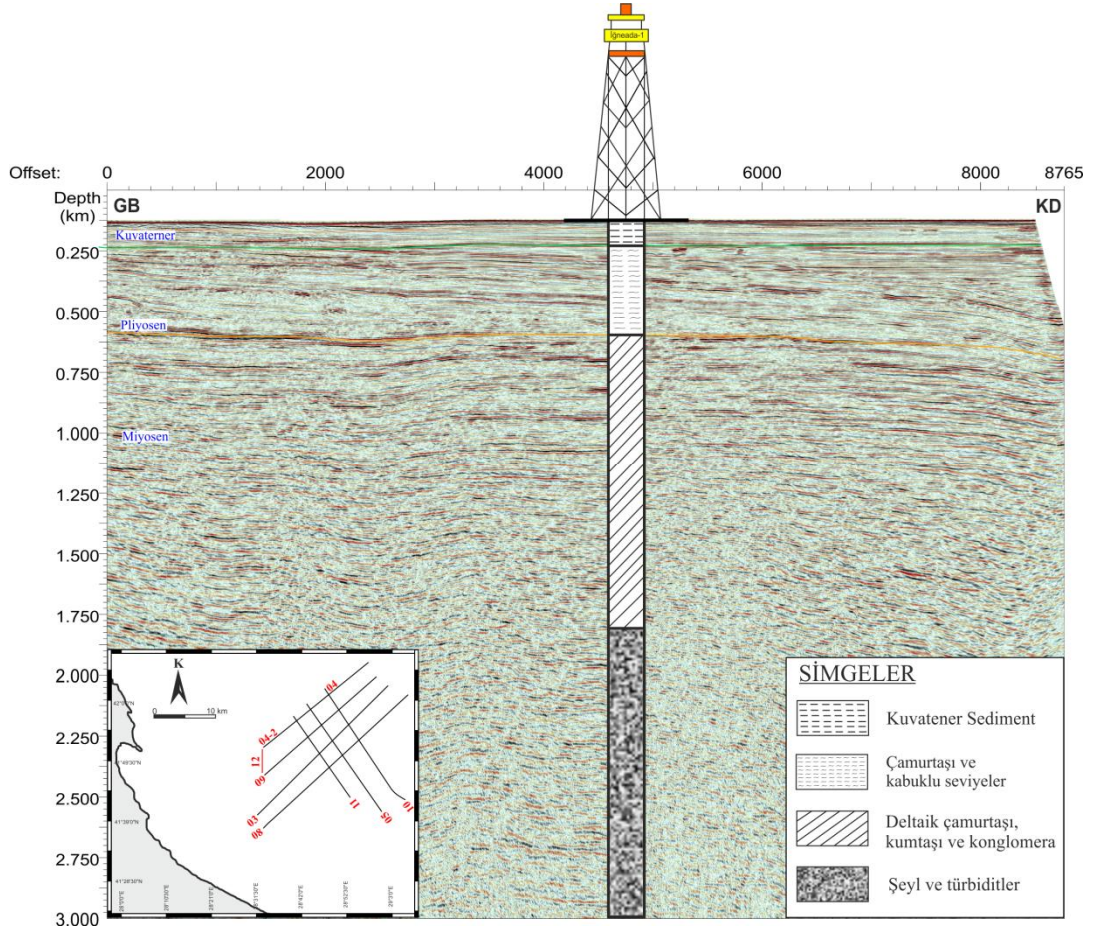
Şekil 3.50 mcs09 hattına ait Kuvaterner, Pliyosen ve Miyosen birimlerinin ve düşeye yakın küçük ofsetli fayların gösterimi. i



Şekil 3.51 mcs10 hattına ait Kuvaterner, Pliyosen ve Miyosen birimlerinin, gözlenen paleo-kanalların ve düşey yakın küçük ofsetli fayların gösterimi



Şekil 3.52 mes11 hattına ait Kuvaterner, Pliyosen ve Miyosen birimlerinin, gözlenen paleo-kanalları ve düşeyeye yakın küçük ofsetli fayların gösterimi



Şekil 3.53 mcs12 hattına ait Kuvaterner, Pliyosen ve Miyosen birimlerinin gösterimi.

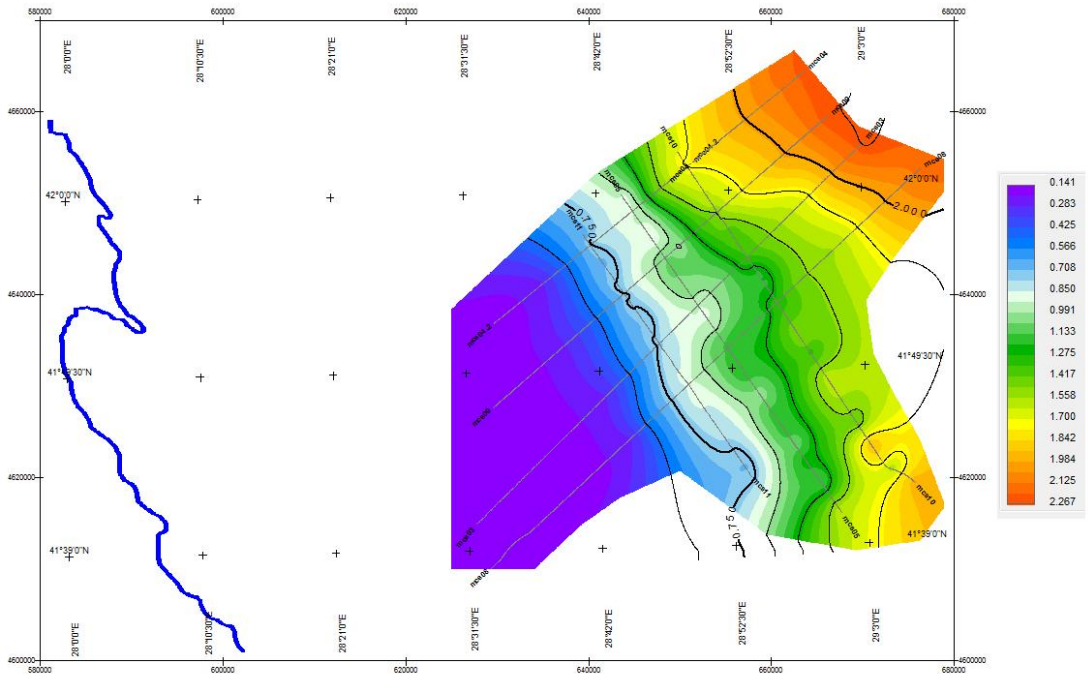
Şekil 3.53’ de mcs12 hattına ait seviyeler İğneada-1 kuyu stratigrafisi ile ilişkilendirilerek seviyelere ait birimler tanımlanmıştır.

Miyosen-Pliyosen ara yüzeyi tüm sismik kesitlerde oldukça belirgin bir uyumsuzluk yüzeyi olarak ayırt edilebilmektedir. Pliyosen birimi şelf alanında zaman zaman deniz tabanında toplap yaparak kaybolmaktadır. Pliyosen birimi çok fazla içsel yansıma içermemekte, bazı bölgelerde yarı şeffaf bir görünüm sunmaktadır. Pliyosen birimi tortullarının, derin kısımlarda Miyosen biriminin ondülasyon gösterdiği bölgelerde bu birime onlap yaptığı görülmektedir.

Kuvaterner birimi ise oldukça iyi yansıma veren, genellikle paralel tabakalardan oluşmaktadır. Kuvaterner birimi içerisinde, özellikle sığ kısımlarda çok sayıda sığ gaz birikiminin varlığı gözlenmiştir. Ayrıca yine Kuvaterner birimleri içerisinde KB-GD yönlü mcs05 (Şekil 3.48), mcs10 (Şekil 3.51) ve mcs11 (Şekil 3.52) hattında

paleo-kanal yapıları ayırt edilmiştir. Bu kanalları dolduran tortullar, kanalların her iki kanadına onlap yapmaktadır. Ayrıca, gömülü kanalların kanatlarının altındaki tortulların da, yer yer bu kanatlara toplap yaparak sona erdikleri görülmektedir. Bu durum, kanal dolgusunda hem karasal ve hem de pelajik ve/veya yarı-pelajik tortulaşmanın etkin olduğunu işaret etmektedir.

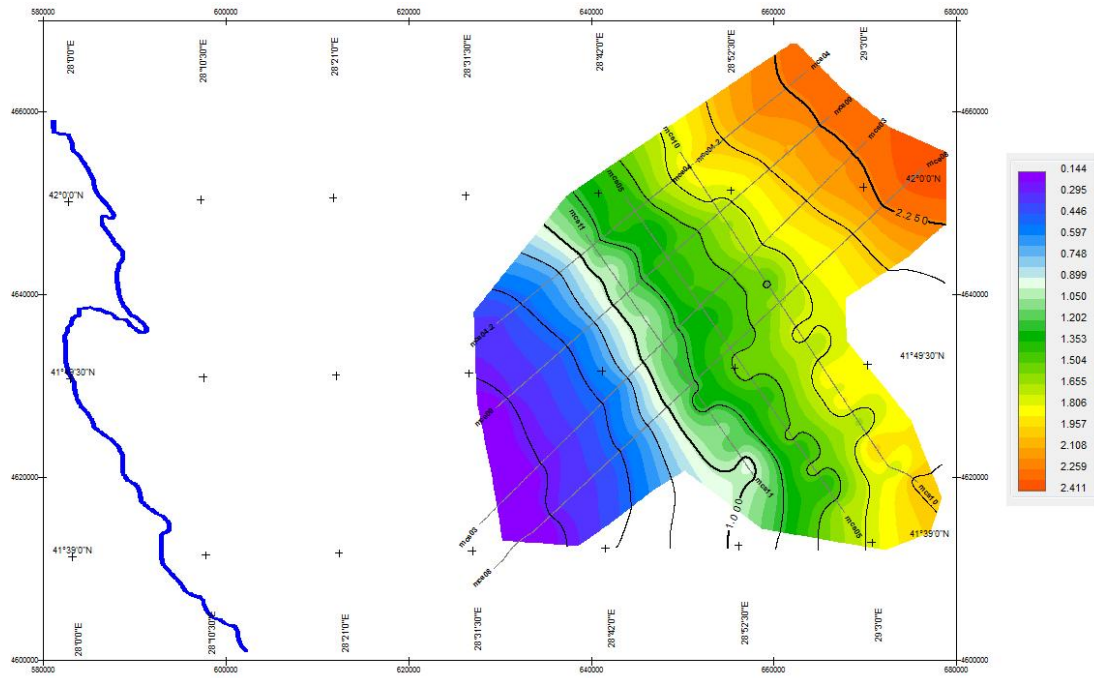
Kesitlerde çok sayıda düşeye yakın küçük ofsetli fayların varlığı oldukça belirgindir. Genellikle yükselim veya sırt yapılarının üzerindeki tortullar, bu kısımlarda tortul kalınlığının az olması nedeniyle daha fazla sıkışırken, sırtların her iki yanındaki tortullar daha az sıkışır. Bu nedenle bu tür yükselimlerin üzerindeki tortul birimlerde, bu farklı sıkışabilme özelliklerinden dolayı küçük ofsetli normal faylar meydana gelir ve bunlar farklı sıkışma (differential compaction) fayları olarak nitelendirilirler. Bu tür fayların oluşumunun ortamın tektonik özellikleriyle ilişkisi yoktur. Kesitler bu bilgiler ışığında incelendiğinde, Miyosen döneminin yükselim gösterdiği bölgelerde, Pliyo-Kuvaterner birimlerinde bu şekilde farklı sıkışmaya bağlı olarak deniz tabanına kadar uzanan fayların geliştiği söylenebilir.



Şekil 3.54 Deniz tabanı yüzeyine ait zaman cinsinden üretilen güncel taban haritası.

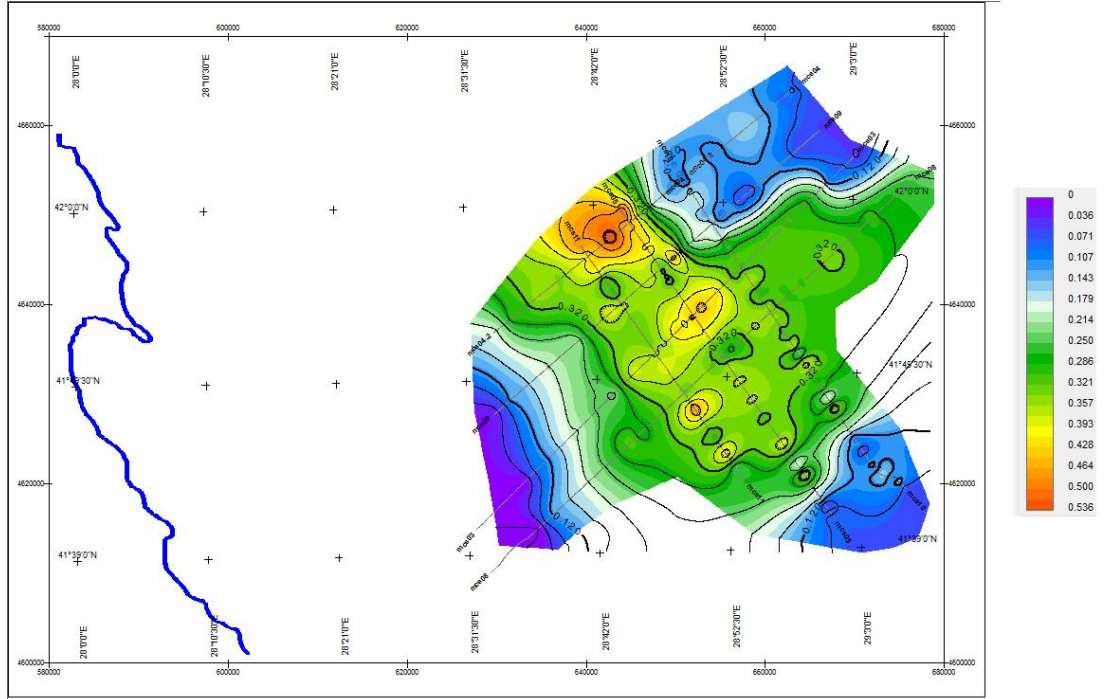
Çalışmalar sonunda belirlenen Pliyosen ve Miyosen dönemlerine ait bölgeler ayrı ayrı poligon içerisine alınarak bu birimlere ait zaman ortamı paleo-taban derinlik haritaları hesaplanmıştır. Ayrıca yine Kuvaterner ve Pliyosen kalınlık haritaları da zaman cinsinden üretilmiştir (Şekil 3.56 ve Şekil 3.57). Güncel deniz tabanı haritası, Pliyosen ve Miyosen dönemlerine ait zaman cinsinden hesaplanan derinlik haritaları sırasıyla Şekil 3.54, Şekil 3.55 ve Şekil 3.58’ de verilmiştir. Hesaplatılan derinlik ve kalınlık haritaları ve bu haritalara ait bulgular aşağıda verilmiştir

Şekil 3.55’ de görüldüğü gibi Pliyosen dönemine ait zaman cinsinden hesaplanan paleo-taban haritasında derinlikler 0.1-2.4 s arasında değişmektedir. Bu döneme ait deniz tabanı morfolojisine bakıldığında günümüze oranla daha dar bir şelfe sahip olduğu görülmektedir. Ayrıca KD’ ya ait derinlikler günümüz deniz tabanı ile kıyaslandığında ortalama 0.14 saniye daha derindir.

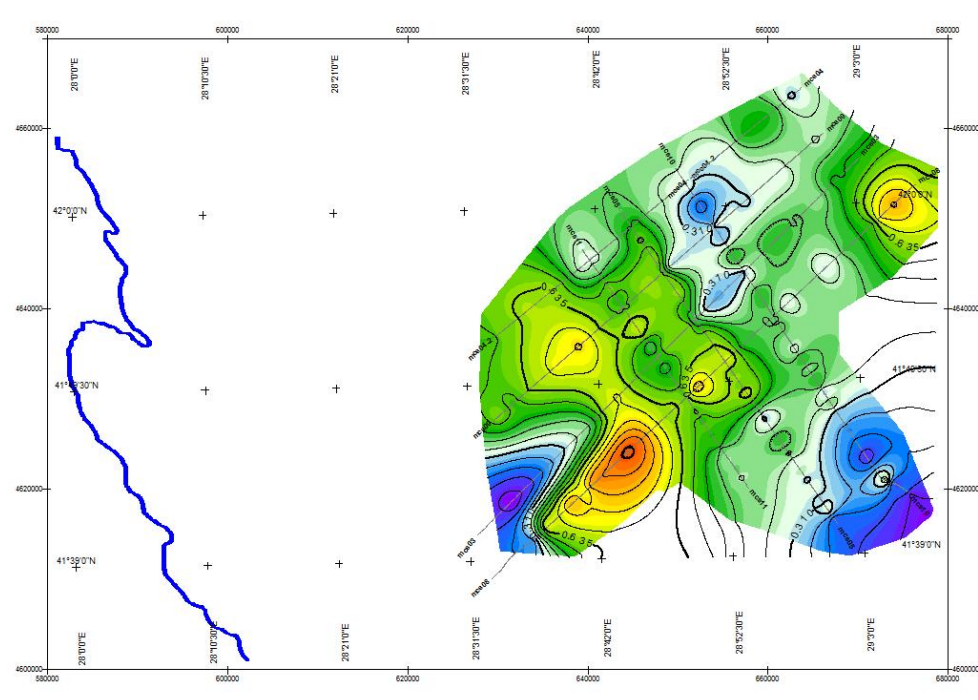


Şekil 3.55 Pliyosen ara yüzeyine ait zaman cinsinden üretilen paleo-taban haritası.

Kuvaterner birimine ait kalınlık haritası Şekil 3.56’ da verilmiştir ve kalınlıklar 0.0 - 0.53 s arasında değişim göstermektedir. Şekil 3.55’ de güncel deniz tabanına göre kıtasal yamaç bölgesinde kalınlıkların 0.5 s’ ye kadar arttığı gözlenmektedir.



Şekil 3.56 Kuvaterner ara yüzüne ait zaman cinsinden üretilen kalınlık haritası.

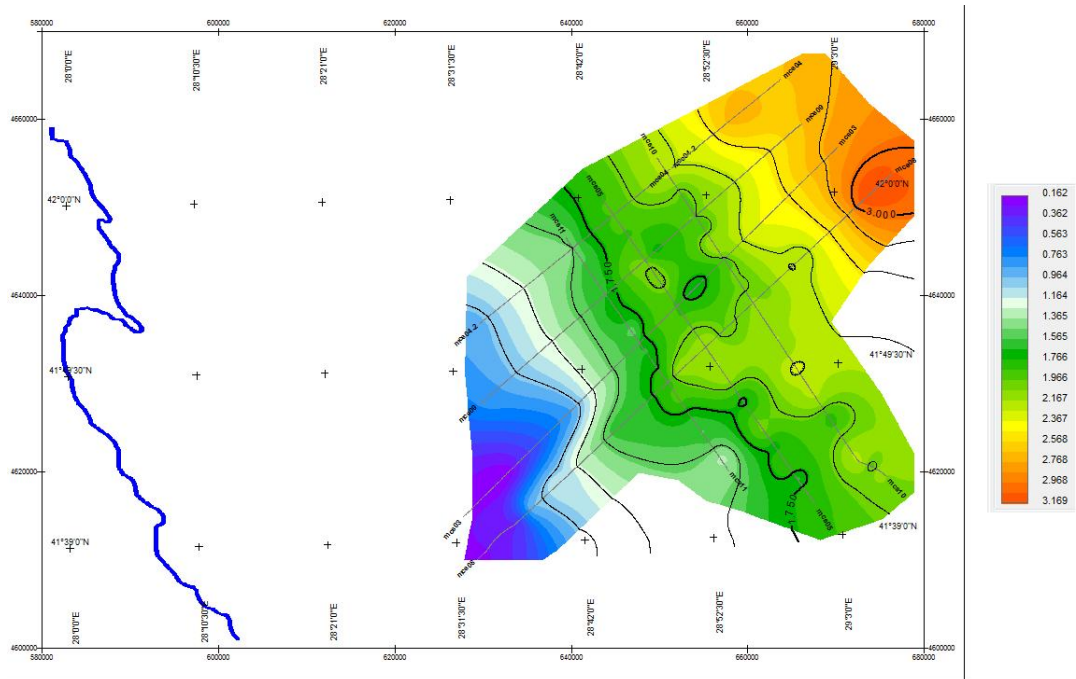


Şekil 3.57 Pliyosen ara yüzüne ait zaman cinsinden üretilen kalınlık haritası

Pliyosen dönemine ait kalınlık haritası zaman cinsinden Şekil 3.57' de verilmiştir. Pliyosen kalınlık haritasına bakıldığında (Şekil 3.57), kalınlıklar ortalama 0.0-0.97 s arasında değişmektedir ancak bu döneme ait kalınlıklar genellikle 0.4-0.7 s arasında

geniş dağılım göstermektedir. Kanyon yapılarını dik kesen mcs11, mcs10 ve mcs05 hatlarında gözlenen antiklinal benzeri sırt yapılarında Pliyosen dönemine ait birimlerin incelendiği ve sırt yapılarının iki kanadında ise Pliyosen birimi kalınlığının arttığı kalınlık haritasında net bir şekilde gözlenmektedir.

Miyosen dönemi derinlik haritası da zaman ortamında hazırlanmıştır ve Şekil 3.58’ de verilmiştir. Miyosen dönemine ait zaman cinsinden üretilen paleo-taban haritasında (Şekil 3.58) derinlikler ortalama 0.16-3.2 s arasında değişmektedir. Bu döneme ait derinlikler 1.3-2.1 s arasında geniş dağılım göstermektedir.



Şekil 3.58 Miyosen ara yüzeyine ait zaman cinsinden üretilen paleo-taban haritası

BÖLÜM DÖRT

TARTIŞMA

4.1 Sismik Nitelik Analizleri

Hidrokarbon birikimleri bazen sismik veride belirgin anomaliler meydana getirirler ve bu sayede bu birikimler sismik veriden kolayca belirlenebilirler. Bunlara Doğrudan Hidrokarbon Göstergeleri (DHI) adı verilir. Hidrokarbon birikimlerinin sismik veri üzerindeki en önemli etkileri genlikteki ani artımlar veya azalımlardır. Bazı durumlarda ise, olası hidrokarbon birikimlerinin sismik veriden belirlenebilmesi için bazı ek işlemlere başvurulması gerekebilir. Sismik veriden mümkün olan en çok bilgiyi elde edebilmek için, veriden elde edilebilecek bütün özelliklerin incelenmesi, sismik nitelik analizlerinin temelini oluşturmaktadır (Özer ve Kayıran, 2002).

Karmaşık iz nitelikleri, bu analizlerden birini oluşturur. İlk kez Taner, Koehler ve Sheriff (1979) tarafından ortaya atılan karmaşık iz analizi, günümüzde sismik veriden hidrokarbon birikimlerinin ipuçlarının elde edilmesinde kullanılan ana yöntemlerden biri haline gelmiştir. Günümüzde birçok araştırmacı tarafından başarılı şekilde kullanılan analizler, özellikle sıg gaz ve gaz hidrat birikimlerinin belirlenmesinde başarılı sonuçlar sunmaktadır (Örn.: Sun ve diğer, 2012; Coren, Volpi ve Tinivella, 2001; Satyavani ve diğer., 2005; Hustoft ve diğer., 2007; Taylor, Dillon ve Pecher, 2000; Berndt ve diğer., 2004; Raeesi ve diğer., 2012). Karadeniz’de ise bu türden tek çalışma, orta Karadeniz çamur volkanları alanında yapılmıştır (Gaynanov, Bouriak ve Ivanov, 1998). Bu çalışmada çamur volkanları, çamur volkanları yakınında gözlenen faylar ve bu faylara bağlı olarak göç eden gaz birikimi belirlenirken, anlık nitelik analizlerinden sıkça yararlanılarak; anlık genlik, anlık frekans, görünür polarite kesitleri üretilerek birbirleri ile ilişkisi ortaya konulmuştur.

Birçok farklı türde sismik nitelik mevcut olmakla birlikte (Taner, 2001), sismik veriden elde edilen en temel karmaşık nitelikler anlık genlik (zarf), anlık frekans, anlık faz ve görünür polarite olarak sıralanabilir. Bu niteliklerden yola çıkılarak,

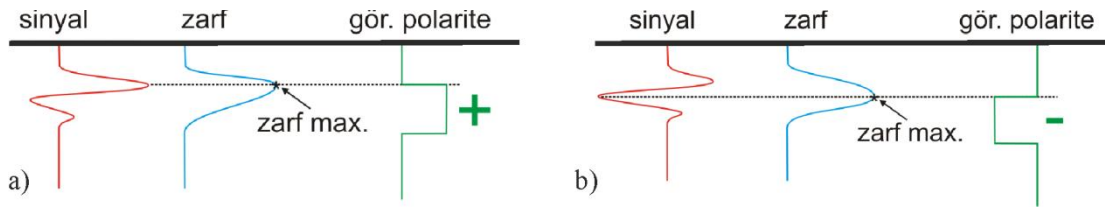
taban altı sedimentlerindeki gaz birikimlerinin göstergesi olarak aşağıda belirtilen özelliklerin anlık nitelik kesitlerinde aynı anda gözlenmesi gerekir (Dondurur, 2009). Tüm bu belirtilerin aynı anda gözlemlendiği bölgeler gaz birikimi açısından anomali bölgelerdir.

- (i) Anlık genlik kesitlerinde çok yüksek genlikli yansımalar,
- (ii) Bu yansımanın altında, anlık frekans kesitlerinde çok düşük frekanslı bölgeler,
- (iii) Görünür polarite kesitinde negatif polariteli üst sınır yansıması,
- (iv) Anlık zarf kesitinde süreksizlikler veya düzensiz yansımalar.

Çalışma alanında, akustik veriler ışığında sıg gaz birikimleri ve gaz hidratların araştırılması hedeflenmiştir. Bir çok araştırmacı, nitelik analizlerini kullanarak; gaz birikimleri, BSR yansımaları ve petrol içeren yapıların belirlenmesinde, doğrudan hidrakerbon belirteçlerini (DHI) net bir şekilde ortaya koyan sismik nitelik analizlerini yaygın şekilde kullanmıştır. Bu amaçla sismik veri setlerine uygulanan birçok nitelik analizi sonucunda, sıg gaz birikimlerine yönelik önemli bulgular elde edilmiştir. Sismik kesitlerde gözlenen ve doğrudan hidrakerbon belirteçleri (DHI) olarak bilinen; parlak-nokta, düz-nokta, bulanık-nokta olarak adlandırılan yansımalar, söz konusu çalışma alanında da hemen hemen tüm hatlarda gözlemlenmiştir.

Çalışma kapsamında hesaplanan görünür polarite kesitlerinde parlak nokta anomalisi veren bazı bölgelerde, polarite dönmeleri gözlenmiştir (Şekil 3.12e, Şekil 3.22e, Şekil 3.25e, Şekil 3.25e, Şekil 3.29e, Şekil 3.30e, Şekil 3.31e, Şekil 3.32e, Şekil 3.36e). Ancak görünür polarite kesitleri bazen aldatıcı olabilmekte veya yansımanın doğru polaritesini belirlemek bazen mümkün olmamaktadır. Bunun nedeni şu şekilde özetlenebilir: Deniz tabanından gelen sinyalin ilk salınımı her zaman su hızından yüksek olan deniz tabanı yansıması (amerikan polarite öngörüsüne göre) sağa doğru ve pozitif genlik değerine, ikinci salınım sola doğru ve negatif genlik değerine karşılık gelir. Görünür polarite kesiti hesaplanırken, zarf genliği, maksimum genliğin işareti ile çarpılır. Deniz tabanından ilk salınımın genlik değeri, ikinci salınımın genlik değerinden büyük ise görünür polarite kesitinde pozitif

genlik değerini simgeleyen mavi renk ile çizdirilir (Şekil 4.1a). Ancak deniz tabanından ilk salınımın genliği, ikinci salınımın genliğinden küçük ise, genlik değeri büyük olan negatif genliğin katsayısı ile çarpılır ve ilk hareket pozitif olmasına rağmen, negatif olan kırmızı renk ile çizdirilir (Şekil 4.1b). Bu durum görünür polarite kesitlerinde, bir hat boyunca deniz tabanındaki sinyalin birinci salınım ve ikinci salınımın genlik değerlerinin değişimine bağlı olarak deniz tabanında polarite dönmelerine sebep olmaktadır. Bu istenmeyen durum, görünür polarite kesitlerinde çözümsüzlüğe neden olmaktadır. Örneğin, Şekil 4.1a ve b'deki her iki sinyalin de polaritesi gerçekte aynı olmasına karşın, görünür polarite izleri bu sinyalleri birbirine göre ters polariteli olarak göstermektedir.



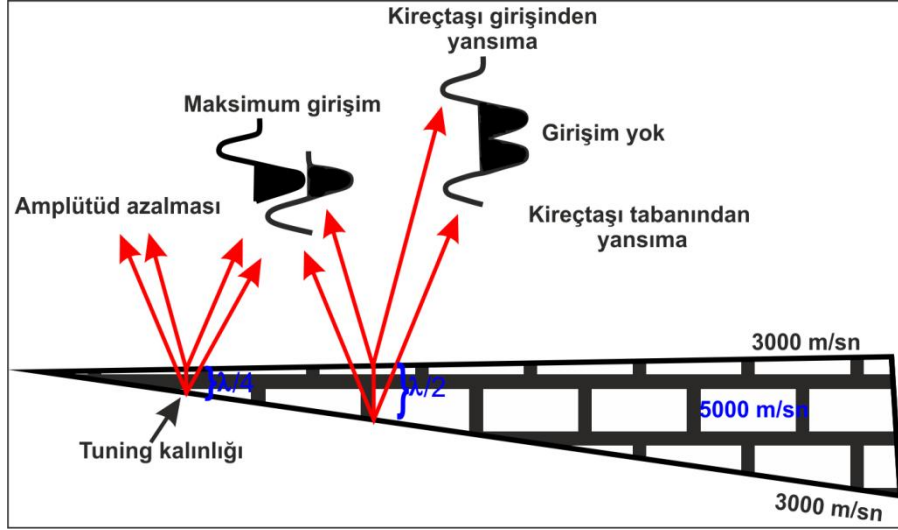
Şekil 4.1 a) deniz tabanı yansımada ilk salınımın genlik değerinin büyük olması ve b) deniz tabanı yansımada ikinci salınımın genlik değerinin büyük olması durumlarındaki görünür polarite kesitinde gözlenen polarite değişimini gösteren modeller.

Bu gibi görünür polarite kesitinde gözlenen polarite sorunları incelenirken sinyalin ilk salınımının wiggle-iz olarak incelenmesi, anomali içeren bölgenin polaritesini belirlemede daha kesin sonuç vermektedir. Kesitler bu gözle incelendiğinde parlak nokta anomalisi veren (Şekil 3.12, Şekil 3.22, Şekil 3.25, Şekil 3.25, Şekil 3.29, Şekil 3.30, Şekil 3.31, Şekil 3.32, Şekil 3.36, Şekil 3.43) bu bölgelerin deniz tabanına göre ters polarite içeriğine sahip olduğu görülmüştür. Altlarında düşük frekans zonu da bulunan bu alanlar, sıg gaz birikimi içeren bölgeler olarak yorumlanmıştır.

Yansıma katsayısı yüksek olan her ara yüzey yansıma vermez. Bunun bir sebebi ince tabaka etkisi sebebiyle meydana gelen girişim (interference) etkisidir. Düşey çözünürlük kaynak dalgacığının frekansı ile doğru orantılı olarak artar.

$$\lambda = V_i / f_d \quad (6.12)$$

Formülde λ sismik sinyalin dalga boyunu, V_i tabakanın ara hızını ve f_d ise ortamın baskın frekansını temsil etmektedir. Dalga boyunun yarısından ($\lambda/2$) küçük olan birimler maksimum girişim etkisi veriler ve bu kalınlıktaki birimleri ayırmak çok güçtür. Dalga boyunun dörtte biri ($\lambda/4$) kalınlığındaki (tuning-kalınlığı) birimler ise sismik sinyallerin birbirlerini sönmlemesi sebebiyle sismik kesitlerde ayrılamazlar.



Şekil 4.2 Sınır çözünürlüğü kaynak dalgacığı ile doğru orantılı olarak artar (Us. E., 2005).

Tuning-effect olarak bilinen olgu, birbirine çok yakın iki tabakadan alınan sinyallerin yapıcı girişim ile üst üste binerek birbirini güçlendirmesi sonucu çok yüksek genlikli bir görünür yansıma elde edilmesi olayıdır (Şekil 4.2).

Şekil 3.16' da (b) dikdörtgen alanı ile gösterilen bölgeye ait anlık nitelik analizi kesitleri Şekil 3.18' de verilmiştir. Bu kesitlerde gözlenen güçlü genlik anomalisi tuning-effect olarak yorumlanmıştır. Şekil 3.18' de gözlenen güçlü yansımaların gözleendiği anomali bölgesinde, stratigrafik seviyeler kıtasal yamaçtan şelfe doğru incelenerek deniz tabanına toplam yaparak sonlanmaktadır. Bu durum sebebiyle Şekil 3.18' de gözlenen güçlü genlik anomalisinin oluşum nedeni, kıtasal yamaçtan şelfe doğru incelen seviyelerin kalınlığı, sismik sinyalin dalga boyunun yarısı ($\lambda/2$) kadar azaldığında, maksimum girişim etkisi sebebiyle birden fazla ara yüzey girişim etkisi sebebiyle tek bir ara yüzey şeklinde görülmektedir. Bu gibi durumlar ortamda gaz varlığı olmasa da parlak nokta anomalisi verebilmektedir. Burada gözlenen bu güçlü

yansımalar ince tabakaların kamalanarak sonlandığı ortamlarda gözlenen tuning-effect olarak yorumlanmıştır. Güçlü yansımanın altında düşük frekanslı bir zonun bulunmaması bu yorumu desteklemektedir.

4.2 Gaz Hidrat Birikimleri

Gaz hidrat oluşumu, yüksek oranda metan gazı üretimi ve uygun termobarik koşulların sağlanması durumunda gerçekleşir. Gaz hidratların durağanlık koşulu temelde yüksek basınç ve düşük sıcaklık ile ifade edilir ve bu koşullara “termobarik koşullar” adı verilir. Gaz hidrat durağanlık zonunun taban derinliği, jeotermal gradyent tarafından belirlenir ve bu zonun tabanından itibaren sıcaklık koşullarının gaz hidrat durağanlık koşullarını aşması nedeniyle, daha derinlerde gaz hidrat oluşmaz (Lerche and Bagirov, 1998). Sismik kesitlerde gaz hidrat birikiminin tabanı belirgin bir yansıma üretir ve deniz tabanını takip eden bu yansıma Tabana Benzeyen Yansıma (Bottom Simulating Reflector-BSR) adı verilir. 1970’lerin başında, Blake Sırtı üzerinde BSR altına ilk denizel sondaj yapılmış ve bu yansımanın gaz hidrat durağanlık zonunun tabanına karşılık geldiği anlaşılmıştır. Ayrıca bu zonun hemen altında serbest gaz birikiminin olduğu görülmüş, ardından tüm dünyada kıtasal yamaçlar üzerinde BSR varlığı, gaz hidrat oluşumunun kanıtı olarak değerlendirilmeye başlanmıştır. BSR yansıması stratigrafik bir ara yüzeyden çok, termobarik koşulların uygun olduğu seviyeyi (genellikle eş-basınç seviyesi) takip ettiğinden, normal stratigrafik birimlerin eğimli olması durumunda BSR bu birimleri keser.

Karadeniz baseninde gaz hidratlarla ilişkili yapılan çalışmalar sınırlıdır. Orta Karadeniz’ in derin sularında (Limonov ve diğer., 1994) ve Sorokhin Çukurunda (Woodside ve diğer., 1997) bulunan bazı çamur volkanları üzerinde yapılan deniz tabanı örneklemelerinde gaz hidratlar gözlenmiştir. Karadeniz’ de, Tuna deltasında sınırlı bir alanda (Lüdmann ve diğer., 2004) BSR gözlendiği kaydedilmiştir. Ayrıca, MTA-Sismik-1 gemisi ile 1998 yılında Zonguldak açıklarında alınan (Damcı ve diğ., 2004) sismik kesitler üzerinde de BSR’ lar ve bunların altında serbest gaz birikimleri gözlenmiştir. Son dönemde ise, Batı Karadeniz’de Zonguldak açıklarında geniş çaplı

BSR yansımaları gözlenmiş ve gaz hidrat birikimleri ile ilişkilendirilmiştir (Dondurur, Küçük ve Çifçi, baskıda; Küçük, Dondurur ve Çifçi, 2012; Küçük ve diğer., 2011).

Bu çalışmada sadece bir sismik hat üzerinde (mcs4-2) BSR yansıması gözlenmiştir. BSR yansıması belirgin şekilde sedimanter tabakaları kesmekte ve deniz tabanından yaklaşık 1.650-2200 ms derinliklerde tabana paralel uzanmaktadır (Şekil 3.42). Çalışma alanının en kuzeyinde yer alan bu hatta gözlenen BSR yansıması gaz hidrat birikimlerinin çalışma alanının daha kuzeyinde devam edebileceğini düşündürmektedir. Gözlenen BSR yansımasının altında çok bariz bir bulanık nokta zonu gözlenmemiştir. Anlık nitelik kesitinde ise (Şekil 3.44), BSR'ın altında çok küçük bir alanda düşük frekans anomalisi görülmektedir. Bu durum, gaz hidrat birikiminin altında serbest gaz birikiminin olmadığı veya konsantrasyonun çok küçük miktarlarda olduğu sonucunu doğurmaktadır.

Bölgedeki gazın kaynağı açık olarak bilinmediğinden, gaz hidrat oluşturan gazın bileşimi hakkında da bir bilgi bulunmamaktadır. Ayrıca, bölgedeki jeotermal gradyent bilinmediğinden, gözlenen BSR yansımasının ifade ettiği kesin termobarik duraylılık eğrisini de çıkarmak mümkün olmamıştır.

4.3 Sığ Gaz Birikimleri

Karadeniz baseni etrafında ve sığ şelf alanlarında sığ gaz birikimleri oldukça yaygındır (Limonov ve diğer., 1997; Okyar ve Ediger, 1999; Amouroux ve diğer., 2002; Dimitrov, 2002). Yüksek tortulaşma oranına sahip şelf ve yamaç bölgeleri metan kaynakları olarak dikkate alınmakta olup (Reeburgh ve diğer., 1991), derin basende de çamur volkanları ile birlikte parlak noktalar şeklinde metan birikim alanları gözlenmektedir (Çifçi, Dondurur ve Ergün, 2003; Ergün, Dondurur ve Çifçi, 2002; Çifçi, Dondurur ve Ergün, 2002; Limonov, Woodside ve Ivanov, 1994; Limonov ve diğer., 1997; Ivanov, Limonov ve vanWeering, 1996).

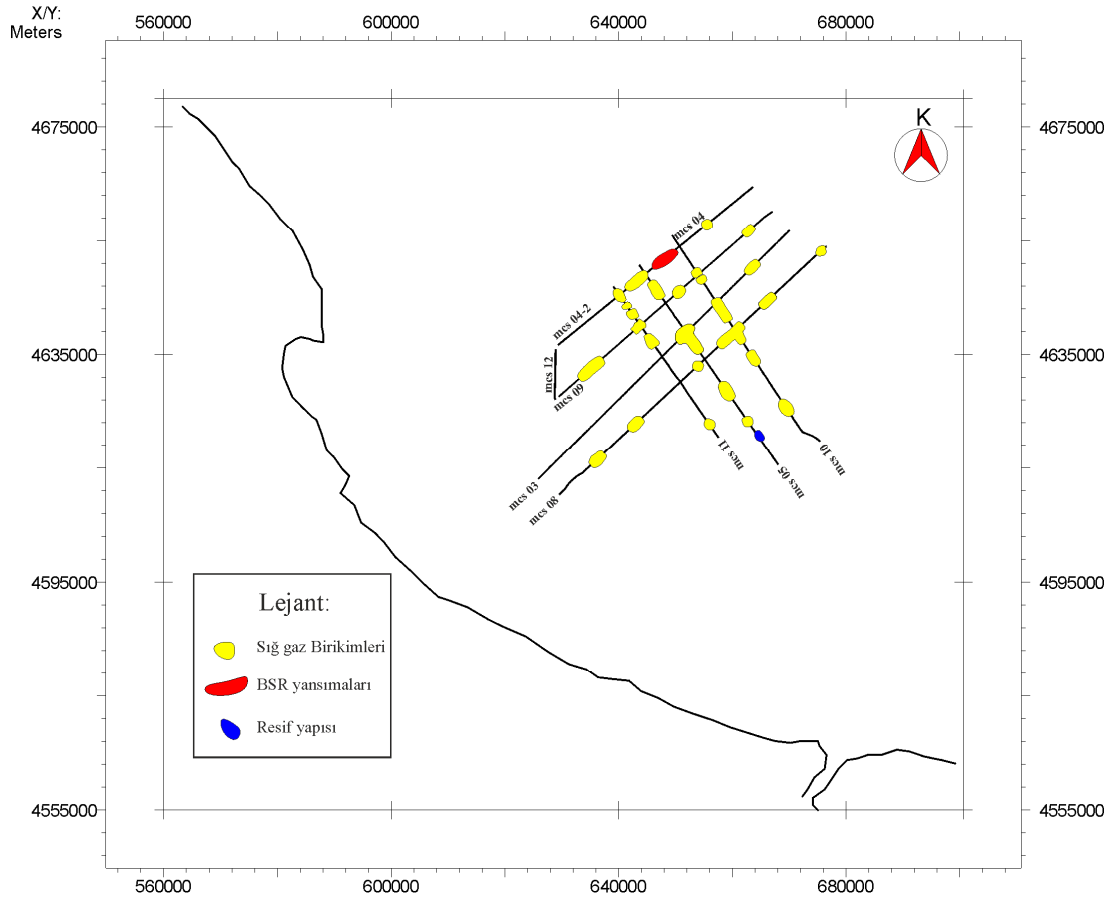
Bu çalışmada, sığ gaz birikimlerinin belirlenmesi için sismik nitelik analizleri kullanılmıştır. Sismik veride özellikle yüksek genliklerin bulunduğu alanlar anomali zonlar olarak dikkate alınmış ve bu zonların detaylı karmaşık nitelik analizi

yapılmıştır. Zarf ve ortalama enerji kesitlerinde çok belirgin yüksek genlikler sunan bölgelerin görünür polarite kesitleri incelenmiştir. Deniz tabanı yansımasının daima pozitif polariteye sahip olması gerektiği düşüncesinden yola çıkılarak, bu yüksek genlik anomalilerinin deniz tabanına göre ters polarite gösterip göstermediği incelenmiştir. Son olarak bu yüksek genlikli ve ters polariteli yansımaların hemen altında, anlık frekans kesitlerinde düşük frekanslı zonların bulunması durumunda, sözkonusu yansımaların bir sığ gaz birikiminden kaynaklandığı sonucuna ulaşılmıştır. Bu yorum, literatürde verilen anlık nitelik verilerinin yorumu ile uyumludur (Örn.: Gaynanov, Bouriak ve Ivanov, 1998; Halliday ve diğ., 2007; Taylor, Dillon ve Pecher, 2000; Berndt ve diğ., 2004). Gerçekleştirilen nitelik analizleri ile belirlenen sığ gaz birikimleri, BSR yansıması ve gözlenen resif yapısı, Şekil 4.3'de verilen haritada gösterilmiştir. Yapılan analizler sonucunda, olası gaz birikimlerinin genellikle kıtasal yamaç üzerinde, antiklinal benzeri sırt yapılarının altında olduğu gözlenmiştir. Bunların derinlikleri deniz tabanından itibaren yaklaşık 40-510 ms arasında değişmektedir.

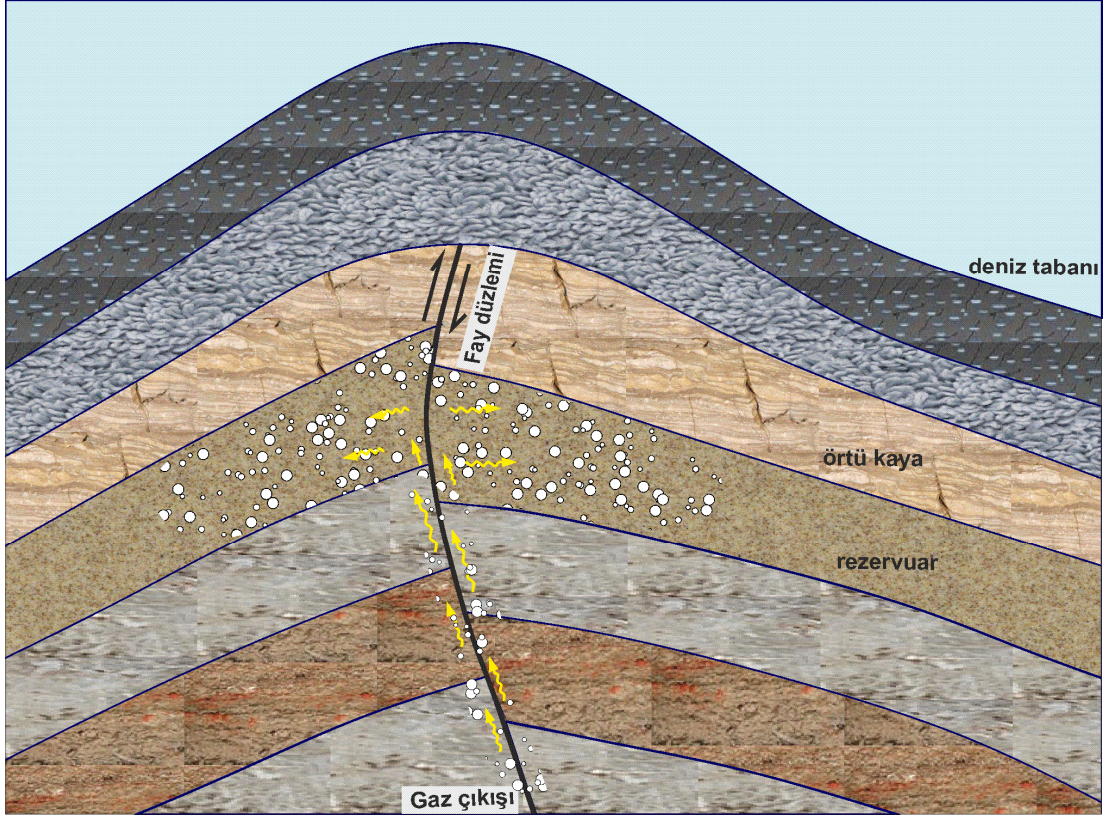
Gaz içeren seviyelerdeki CDP' ler üzerinde yapılan genliğin ofsete bağlı değişimi (Amplitude Versus Ofset-AVO) incelemeleri, bu anomali yansımaların belirgin bir AVO anomalisi üretmediklerini göstermektedir. Bunun nedeni olasılıkla alıcı kablunun boyunun (600 m), belirgin bir AVO anomalisi elde etmek için yeterli uzunlukta olmamasıdır.

Çalışma alanında gözlenen birçok sığ gaz birikimi, bölgede bulunan düşeye yakın normal faylar ile ilişkilidir. Bu durum, sığ gaz birikimlerinin gözlendiği bölgede oluşmadığı, daha derinlerden bir fay düzlemi boyunca porozitesi yüksek sığ sedimentler içerisine doğru göç ettiği fikrini desteklemektedir. Benzer bir model Orta Karadeniz için Gaynanov, Bouriak ve Ivanov (1998) tarafından da önerilmiştir. Analizlerden yola çıkılarak, çalışma alanındaki sığ gaz birikimleri ile bölgede bulunan fayların birbiriyle olan ilişkisini ortaya koyan bir stratigrafik model oluşturulmuştur (Şekil 4.4). Bu modele göre çalışma alanında gözlenen sırt tipi yapılar (Şekil 3.5, Şekil 3.9, Şekil 3.12, Şekil 13, Şekil 3.14, Şekil 3.15, Şekil 3.20, Şekil 3.23, Şekil 3.28, Şekil 3.33), Miyosen biriminin yükselmesi sonucu oluşan ve

deniz tabanına kadar ulaşabilen normal faylar, Miyosen veya daha alt birimlerde üretilmiş gazın fay düzlemi boyunca yukarıya göç ettiği düşüncesiyle oluşturulmuştur. Buna göre, olasılıkla derinlerde üretilen gaz, uygun göç yollarını meydana getiren fay düzlemleri boyunca sığ kısımlara göç etmektedir. Yükselen gaz, sığ kısımlarda özellikle antiklinal türü yapıların veya sırtların altında, geçirimsiz birimlerce durdurulmakta ve bu alanlarda birikmektedir. Birikim, gazı taşıyan fay düzleminin her iki yanında küçük mesafelere uzanmaktadır. Gaz birikiminin sismik sinyali soğurması sonucu fay düzlemleri boyunca bulanık zonlar meydana gelmekte, fay düzlemlerinden oldukça düşük frekanslı yansımalar alınmaktadır. Bu durum, gazın faylar boyunca düşey yönde taşındığı fikrini desteklemektedir.



Şekil 4.3 Çalışma alanında gözlenen sığ gaz birikimlerinin, BSR yansımalarının ve resif yapısının gösterimi.

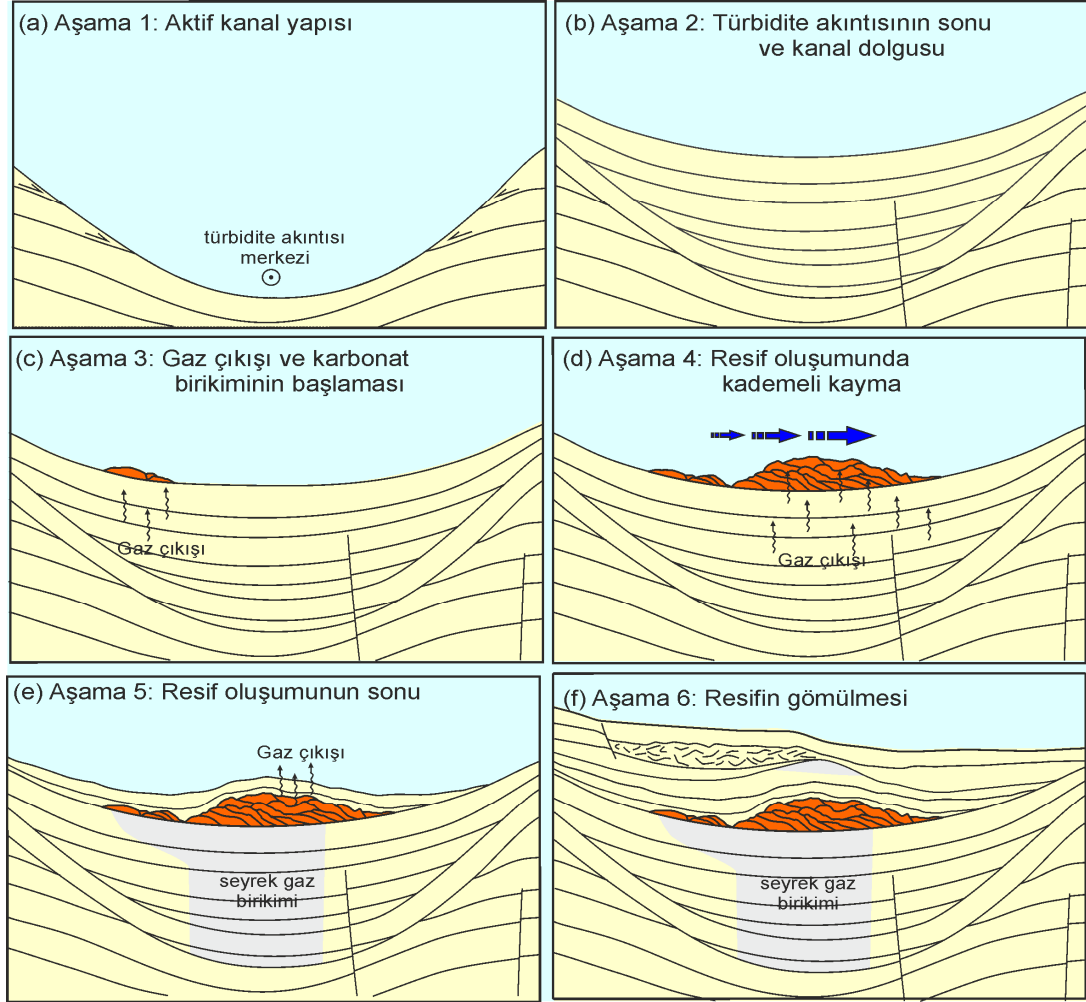


Şekil 4.4 Fay düzlemi boyunca gazın sıg tabakalara taşındığı stratigrafik model.

4.4 Resif Yapısı

Mevcut sismik verinin yorumundan ve yapılan ek analizlerden yola çıkılarak, gözlenen resif yapısının ve yapının bulunduğu sedimanter ortamın oluşumu ile ilgili kavramsal bir model geliştirilmiştir. Altı aşamadan oluşan model Şekil 4.5' de verilmiştir. Pliyosen'in sonunda, bugün tamamen tortullarla dolu bulunan ve resif yapısının da içerisinde bulunduğu aktif bir kanal yapısı mevcuttur (Şekil 4.5a). Yarı simetrik olan bu kanal yapısının her iki duvarı, yamaç aşağı akan türbidite akıntıları nedeniyle erozyonel tıraşlamaya maruz kalmakta, her iki kanadın altındaki tortul birimler, kanal duvarlarında toplam kesilmeleri ile son bulmaktadır. Erken Kuvaterner döneminde bu kanal aktivitesini yitirir ve kanalın içerisi tortullarla dolmaya başlar (Şekil 4.5b). Bu aşamada oluşan farklı sıkışma fayları, kanal dolgusuna kadar ilerler. Kanal içerisindeki bu tortul birimlerin kesilme ve birikim özellikleri, kanalın pelajik (veya yarı-pelajik) ve karasal tortulların birlikte birikimi ile dolmaya başlar. Pelajik tortullar kanal tabanını ve kanal duvarlarını aynı anda, ince bir örtü şeklinde

doldururken, karasal tortullar daha çok kanal içerisini doldurmakta ve kanal duvarlarına onlap yaparak sona ermektedir.



Şekil 4.5 Resif ve çevre tortul ortamının oluşumunu açıklayan şematik model. (a) Pliyosen'in sonundaki aktif bir kanal yapısı, (b) kanalın terk edilmesi ve içerisinin tortullarla dolmaya başlaması, (c) paleo-kanal içerisinde resif oluşumunun başlaması, (d) resifin KB yönünde gelişmesi, (e) resif oluşumunun sona ermesi ve üzerinin tortullarla örtülmeye başlaması, (f) resifin Geç Kuvaterner sonrası tortulların içine gömülmesi.

Bir sonraki aşamada kanalın neredeyse tamamı tortullarla dolmuştur ve oluşan bu paleo-kanalın GB kısmında resif oluşumu başlar (Şekil 4.5c). Ancak resif oluşumu, kademeli olarak KB'ya doğru kayarak devam edecektir (Şekil 4.5d). Resifin içyapısındaki ince karbonat birimlerin dizilimi, resif oluşumundaki bu kaymayı açıkça ortaya koymaktadır: KB'daki karbonat birimleri, GB'da bulunan birimleri üzerlemektedir. Yani GB'daki her bir ince karbonat birimi, kendisinin hemen

KB’ında bulunan birimden daha önce oluşmuş olmalıdır. KB’ya doğru bu kaymanın nedeninin, bu aşamada eşzamanlı olarak resifin altındaki tortullarda oluşan (olasılıkla biyojenik kökenli) gazın etkili olduğu düşünülmektedir. Resif yapısı Geç Kuvaterner tortullar içerisinde gelişmiştir. Günümüzde anoksik olan ve yaşam barındırmayan Karadeniz’in derin suları, Geç Kuvaterner döneminde tamamen aerobik bir yapıya sahiptir ve bu dönemde Karadeniz her türlü dip yaşamına izin veren bir tatlı su gölüdür.

Beşinci aşamada artık resif oluşumu sona ermiştir (Şekil 4.5e). Oluşumun sona ermesinin nedenini sadece sismik veriden yola çıkılarak açıklamak olası değildir. Ancak son buzul çağı sonrasındaki boğazlar yoluyla Karadeniz-Akdeniz su geçişinin sağlanması sonucu, Karadeniz’in bir yarı kapalı tuzlu su denizi olmasının bununla ilişkili olabileceği düşünülmektedir. Boğazlar suyolunun açılmasının (bundan yaklaşık 7000 yıl önce), Karadeniz’deki biyolojik çeşitliliği oldukça değiştirdiği açıktır. Ancak bu dönemden sonra, resifin üzerinde biriken tortul kalınlığının oldukça fazla olması (yaklaşık 40 m), bu yaklaşımın doğruluğuna gölge düşürmektedir. Çalışma alanındaki tortulaşma oranı hakkında bilgi bulunmadığından, bu yaklaşımın doğruluğu tartışmaya açıktır.

Son aşamada artık resif yapısının üzeri güncel tortullarla tamamen kaplanmıştır (Şekil 4.5f). Yapının üzerinde oluşan küçük çaplı antiklinal, bu güncel tortullar içerisinde oluşan küçük çaplı gaz birikimi ile dolmuş, birikimin alt yüzeyinde bir düz nokta meydana gelmiştir. Holosen tortullar içerisinde, olasılıkla bir deprem etkinliği veya daha başka nedenlerle tetiklenen bir kayma yapısı da oluşmuştur. Bu aşamada artık resif yapısının tabanı, altında biriken seyrek gaz için bir örtü görevi yapmaktadır.

BÖLÜM BEŞ

SONUÇLAR

Bu çalışmada 2008 yılında, Batı Karadeniz kıtasal yamacından toplanan yüksek ayrımlı sismik yansıma verileri incelenerek bölgedeki sığ gaz ve gaz hidrat birikimlerine yönelik tespitler yapılmıştır. Sismik veriler, sismik veri işlemin son ürünü olarak elde edilen migrasyon işleminden sonra, sığ gaz birikimlerinin belirlenmesini kolaylaştıran sismik nitelik analizleri ile desteklenmiştir. Elde edilen sonuçlar ışığında, birçok antiklinal benzeri sırt yapısının altında, deniz tabanından 40-500 ms altında, genellikle düşey bir fay tarafından daha derinlerden taşınarak kapanlandığı düşünülen sığ gaz birikimlerinin olduğu alanlar haritalanmıştır. Ayrıca sırt tipi yapıların altlarında gözlenen düşey faylar tarafından derinlerden göçen sığ gaz birikimlerinin modeli oluşturulmuştur.

Gaz hidratın sismik kesitlerdeki imzası olarak bilinen BSR yansımaları ise sadece mcs04 hattında gözlenmiştir. BSR yansıması deniz tabanından 1,650-2200 ms derinde ve tabana paralel uzanmaktadır. Nitelik analizleri bu yansımanın altında geniş çaplı bir gaz varlığına işaret etmemektedir. Çalışma alanının sadece kuzey sınırında BSR gözlenmiş olması, bölgenin daha kuzeyinde de gaz hidrat birikimlerinin olabileceğini işaret etmektedir.

Yapılan analizler sonucunda sığ gaz birikimi olarak yorumlanan bölgelerde kromatografi çalışması yapılamadığından, gazın bileşimi (termojenik ve/veya biyojenik) ile ilgili herhangi bir tespit yapılamamıştır. Ancak bölgedeki derin fayların varlığı ve gözlenen sığ gaz birikimlerinin büyük kısmının bu faylarla ilişkili olması, olası bir derin termojenik gaz kaynağının varlığını işaret etmektedir.

Çalışma alanında mcs05 hattının GD kısmında yapılan detaylı sismik analizler sonucunda bir resif yapısı sismik analizler ile ortaya konmuştur. Resif yapısı 1400 m genişliğinde ve 50 yüksekliğinde olup, deniz tabanından yaklaşık 40 m (su hızı 1480 m/s kabulüyle) derinlikte bir paleo-kanal yapısı içerisinde gömülü olarak bulunduğu sonucuna ulaşılmıştır. Ayrıca resifin içsel yapısının ince karbonat birimlerinden

oluştuğu ve oluşumun zaman içerisinde GD' dan KB' ya doğru devam ettiği sonucuna ulaşılmıştır.

Çalışma alanındaki sismik hatlar arası ~ 7-9 km gibi çok büyük olmasına rağmen, çalışma alanında gözlenen, Kuvaterner, Pliyosen ve Miyosen jeolojik dönemlerine ait paleo-taban ve kalınlık haritaları belirlenmiştir. Batı Karadeniz kıtasal yamacında bu anlamda gerçekleştirilen ilk stratigrafik tanımlamalar yapılmıştır. Şekil 3.55' de görüldüğü gibi Pliyosen paleo-taban haritasındaki derinlikler 0.1-2.4 s, Şekil 3.57' de gösterilen Pliyosen kalınlık haritasındaki kalınlıklar ise ortalama 0-0.97 s arasında değişim göstermektedir. Ayrıca Kuvaterner kalınlık haritasında kalınlıklar 0-0.53 s arasında değişim göstermektedir. Miyosen dönemine ait paleo-taban haritasında (Şekil 3.58) derinlikler ortalama 0.16-3.2 s arasında değişim göstermektedir.

KAYNAKLAR

- Alptekin, Ö., Nabelek, J.L. ve Toksöz, M.N. (1986). Source mechanism of the Bartın earthquake of September 3, 1968 in northwestern Turkey: Evidence for active thrust faulting at the southern Black Sea margin. *Tectonophysics*, 122, 73–88.
- Amouroux, D., Roberts, G., Rapsomanikis, S., ve Andreae, M.O. (2002). Biogenic gas (CH₄, N₂O, DMS) emission to the atmosphere from near-shore and shelf waters of the north-western Black Sea. *Coastal and Shelf Science*, 54, 575-587.
- Baraza, J., ve Ercilla, G. (1996). Gas-charged sediments and large pockmark-like features on the Gulf of Cadiz slope (SW Spain). *Marine and Petroleum Geology*, 13, 253-261.
- Barka, A., ve Reilinger, R. (1997). Active tectonics of the Eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data. *Annali di Geofisica*, XL, 587-610.
- Belousov, V.V. ve Volvovsky, B.S. (1989). Structure and Evolution of the Earth Crust and Upper Mantle of the Black Sea. Nauka, Moscow, 207 pp. (in Russian, with English abstract and contents).
- Berndt, C., Bünz, S., Clayton, T., Mienert, J., Saunders, M. (2004). Seismic character of bottom simulating reflectors: examples from the mid-Norwegian margin *Marine and Petroleum Geology*, 21- 6, 723-733.
- Coren, F., Volpi, V. ve Tinivella, U. (2001). Gas hydrate physical properties imaging by multi-attribute analysis — Blake Ridge BSR case history. *Marine Geology*, 178, 197-210.

- Çifçi, G., Dondurur, D. ve Ergün, M. (2002b). Dzubga-Samsun (Rusya-Türkiye) Mavi Akım doğal gaz boru hattı güzergah seçiminde jeofizik ve jeoteknik çalışmalar. 4. *Kıyı Mühendisliği Ulusal Sempozyumu*, Antalya.
- Çifçi, G., Dondurur, D. ve Ergün, M. (2002). Sonar and High Resolution Seismic Studies in the Eastern Black Sea Basin, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 11, 61-81.
- Çifçi, G., Dondurur, D. ve Ergün, M., (2003). Deep and Shallow Structures of Large Pockmarks in the Turkish Shelf, Eastern Black Sea, *Geo-Marine Letters*, 23, 311-322 .
- Çifçi, G., Dondurur, D., Krylov, O., ve Ergün, M. (2003). Application of the complex trace attribute analysis to the seismic data from Sorokhin Trough (Northern Black Sea). 14 th International Petroleum and Natural Gas Congress and Exhibition of Turkey, Ankara, Turkey.
- Damcı, E., Demirbağ, E. ve Sarıkavak, K. (2004). Bartın-Amasra açıklarında deniz sismliği verilerinin değerlendirilmesi, 16. *Türkiye Uluslararası Jeofizik Kongre ve Sergisi*, Ankara.
- Dimitrov, L.I. (2002). Contribution to atmospheric methane by natural seepages on the Bulgarian continental shelf. *Continental Shelf Research*, 22, 2429-2442.
- Dondurur, D. ve Çifçi, G. (2009). Anomalous Strong Reflections on High Resolution Seismic Data from the Turkish Shelf of the Eastern Black Sea: Possible Indicators of Shallow Hydrogen Sulfide-Rich Gas Hydrate Layers, *Turkish Jour. of Earth Sci.* 18, 299-313.
- Dondurur, D. (2009). Özel Yöntemler. *Deniz Sismliğinde Veri İşlem* (1.Baskı), içinde (254). Ankara: Korza Basım.

- Dondurur, D., Küçük, H.M. ve Çifçi, G. (Baskıda). Quaternary Mass Wasting on the Western Black Sea Margin, offshore of Amasra, *Global and Planetary Change*.
- Ergün, M., Dondurur, D. ve Çifçi, G. (2002). Acoustic Evidence for Shallow Gas Accumulations in the Sediments of the Eastern Black Sea, *Terra Nova*, 14, 313-320.
- Eva, C., Ruscetti, M., ve Slejko, D. (1988). Seismicity of the Black Sea region. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 30, 53-65.
- Fannin, N.G.T. (1980). The use of regional geological surveys in the North Sea and adjacent areas in the recognition of offshore hazards. In D.A. Arduş (Ed.). *Offshore Site Investigations* (5-21). London: Graham and Trotman.
- Finetti, I., Bricchi, G., Del Ben, A., Pipan, M., ve Xuan, Z. (1988). Geophysical study of the Black Sea. *Bollettino Di Geofisica Teorika Ed Applicata*, 30, 197-324.
- Gaynanov, V. G., Bouriak, S. V., Ivanov, M. K. (1998). Seismic evidence for gas accumulation related to the area of mud volcanism in the deep Black Sea. *Geo-Marine Letters*, 18: 139-145.
- Hovland, M. ve Thomsen, E. (1997). Cold-water corals-are they hydrocarbon seep related?, *Mar. Geol.* 137, 159-164.
- Hovland, M. (1990). Do carbonate reefs form due to fluid seepage?, *Terra Nova* 2, 8-18.
- Hovland, M. ve Risk, M. (2003). Do Norwegian deep-water coral reefs rely on seeping fluids?, *Mar. Geol.* 198, 83-96.

- Hustoft, S., Mienert, J., Bünz, S., Nouzé, H. (2007). High-resolution 3D-seismic data indicate focussed fluid migration pathways above polygonal fault systems of the mid-Norwegian margin. *Marine Geology*, 245, Issues 1–4, Pages 89-106.
- Ivanov, M.K., Limonov, A.F., ve vanWeering, T.C.E. (1996). Comparative characteristics of the Black Sea and Mediterranean Ridge Mud Volcanoes. *Marine Geology*, 132, 253-271.
- Judd, A.G., ve Sim, R. (1998). Shallow gas migration mechanisms in deep water sediments. In D.A. Ardur, R. Hobbs, M. Horsnell, R. Jardine, D. Long, ve J. Sommerville (Eds.). *Offshore Site Investigation and Foundation Behaviour: New Frontiers* (163-174). Society of Underwater Technology, London.
- Judd, A.G., Hovland, M., Dimitrov, L.I., Garcia-Gill, S., ve Jukes, V. (2002). The geological methane budget at Continental Margins and its influence on climate change. *Geofluids*, 2, 109-126.
- Kazmin, V. (1997). Mesozoic to Cenozoic history of the back-arc basins in the Black Sea -Caucasus region. *Cambridge Arctic Shelf Program (CASP), Report*, N656. Cambridge.
- Kazmin, V.G., Schreider, A.A., ve Bulychev, A.A. (2000). Early stages of evolution of the Black Sea. In E. Bozkurt, J.A. Winchester, ve J.D.A. Piper (Eds.). *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area* (235-249). Geological Society, London, Special Publications, 173.
- Khriachtchevskaia, O. I., Stovba, S. N. ve Stephenson, R.A. (2007). One-dimensional modelling of tectonic subsidence history of the Black (north-western shelf) and the Azov Seas in Cretaceous-Neogene. *Geophysical Journal*, 29, 28-49 (in Russian).

- Kopp, M.L., ve Shcherba, I.G. (1998). Caucasian basin in the Paleocene. *Geotektonika*, 2, 29-50.
- Kropotkin, P.N. (1967). Mechanism of the earth's crust movements. *Geotektonika*, 5, 25-40.
- Küçük, H.M., Dondurur, D. ve Çifçi, G. (2012). Gas Accumulations and Wide-Spread BSRs Observed on Central Black Sea, *European Geosciences Union*, 22 – 27 April 2012, Vienna, Austria.
- Küçük, H.M., Dondurur, D., Çifçi, G. ve Ergün, M. (2011). Distribution of BSRs and gas accumulations offshore of Zonguldak Region, Central Black Sea, *European Geosciences Union*, 03 – 08 April 2011, Vienna, Austria.
- Lerche, I., Bagirov, E. (1998). Guide to gas hydrate stability in various geological settings, *Marine and Petroleum Geology*, 15, 427-437.
- Letouzey, J., Biju-Duval, B., Dorkel, A., Gonnard, R., Kristchev, K., Montadert, L., ve diğ., (1977). The Black Sea: a marginal basin; geophysical and geological data. In: Biju-Duval, B. ve Montadert, L. (Eds.). *International Symposium on the Structural History of the Mediterranean Basins* (363-376). Editions Technip, Paris.
- Limonov, A.F., Woodside, J.M., ve Ivanov, M.K. (1994). Mud volcanism in the Mediterranean and the Black Seas and shallow structure of the Eratosthenes Seamount, *UNESCO Reports in Marine Science*, 64.
- Limonov, A.F., van Weering, C.E., Kenyon, N.H., Ivanov, M.K. , ve Meisner, L. B. (1997). Seabed morphology and gas venting in the Black Sea mudvolcano area: Observations with the MAK-1 deep-tow sidescan sonar and bottom profiler. *Marine Geology*, 137, 121-136.

- Lüdmann, T., Wong, H.K., Konerding, P., Zillmer, M., Petersen, J., Flüh, E. Heat. (2004). flow and quantity of methane deduced from a gas hydrate field in the vicinity of the Dnieper Canyon, northwestern Black Sea, *Geo-Marine Letters*, 24, 182-193.
- Massumoto, R., Ryu, B., Lee, S., Lin, S., Wu, S., Sain, K., Pecher, I ve Riedel, M. (2011). Occurence and exploration of gas hydrate in the marginal seas and continental magrin of the Asia and Ocenia region. *Marine and Petroleum Geology*, 28, 1751-1767.
- Mazzini, A., Ivanov, M.K., Parnell, J., Stadnitskaia, A., Cronin, B.T., Poludetkina, E. ve diğ., (2004). Methane-related authigenic carbonates from the Black Sea: geochemical characterisation and relation to seeping fluids. *Mar. Geol.*, 212, 153-181.
- Menlikli, C., Demirer, A., Sipahioğlu, O., Korpe, L. ve Aydemir, V. (2009). Exploration plays in the Turkish Black Sea, *The Leading Edge, Special section: The Black Sea Region*, 28, 1066–1075.
- Muratov, M.Y. (1955). History of tectonic development of deep Black Sea basin and its possible origin. *Bull. Moip. Otd. Geol.*, 30, 27-50.
- Nikishin, A.M., Korotaev, M.V., Ershov, A.V. ve Brunet, M. (2003). The Black Sea basin: tectonic history and Neogene-Quaternary rapid subsidence modeling. *Sedimentary Geology*, 156, 149-168.
- Okay, A.I. ve Şahintürk, Ö. (1997). Geology of the eastern Pontides. In: Robinson, A.G. (Ed.). *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region (291-311)*, 68. *AAPG Memoir*.

- Okay, A.I., Şengör, A.M.C. ve Görür, N. (1994). Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions. *Marine Geology*, 22, 267-270.
- Okyar, M., ve Ediger, V. (1999). Seismic evidence of shallow gas in the sediment on the shelf off Trabzon, Southeastern Black Sea. *Con.l Shelf Res.*, 19, 575-587.
- Özer, Z. ve Kayıran, T. (2002). Yığma Sonrası Sismik Niteleyici Analizi. *MTA Dergisi* (123-124), 99-105.
- Parker, J.R. (2005). Exploration. *Petroleum Geology*. 296
- Raeesi, M., Moradzadeh, A., Ardejani, D.F., Rahimi, M. (2012). Classification and identification of hydrocarbon reservoir lithofacies and their heterogeneity using seismic attributes, logs data and artificial neural networks Original Research Article *Journal of Petroleum Science and Engineering* (82–83), 151-165.
- Reeburgh, W.S., Ward, B.B., Whalen, S.C., Sandbeck, K.A., Kilpatrick, K.A., ve Kerkhof, L.J. (1991). Black Sea methane geochemistry. *Deep Sea Research*, 38, 1189-1210.
- Rice, D.D., ve Claypool, G.E. (1981). Generation, accumulation and resource potential of biogenic gas. *AAPG Bulletin*, 65, 5-25.
- Riedel, M. ve Rohr, K.M.M. (2012). Gas hydrate within the Winona Basin, offshore western canada. *Marine and Petroleum Geology*, 30, 66-90.
- Robinson, A.G., Rudat, J.H., Banks, C.J., ve Wiles, R.L.F. (1996). Petroleum geology of the Black Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 13, 195-223.

- Robinson, A., Spadini, G., Cloetingh, S., ve Rudat, J. (1995). Stratigraphic evolution of the Black Sea: inferences from basin modeling. *Marine and Petroleum Geology*, 12, 821-835.
- Robinson, A.G. (Ed.). (1997). Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region. *American Association of Petroleum Geologists*, Memoir.
- Sarg, J.F. ve Schuelke, J.S. (2003). Integrated seismic analysis of carbonate reservoirs: From the framework to the volume attributes, *The Leading Edge* 22, 640-645.
- Satyavani, N., Thakur, N.K., Aravind Kumar, N., Reddi, S.I. (2005). Migration of methane at the diapiric structure of the western continental margin of India — insights from seismic data. *Marine Geology*, 219, 19-25.
- Spadini, G., Robinson, A.G. ve Cloetingh, S.A.P.L. (1996). Western versus eastern Black Sea tectonic evolution: pre-rift lithospheric controls on basin formation. *Tectonophysics*, 266, 139-154.
- Sun, Y., Wu, S., Dong, D., Lüdmann, T. ve Gong, Y. (2012). Gas hydrates associated with gas chimneys in fine-grained sediments of the northern South China Sea. *Marine Geology*, 311–314, 32-40.
- Taner, T., Koehler, F., ve Sheriff, R., (1979). Complex seismic trace analysis: *Geophysics*, 44, 1041-1063.
- Taner, T., 2001, Seismic Attributes, *CSEG*, 49-56.
- Tarı, E., Şahin, M., Barka, A., Reilinger, R., King, R.W., McClusky, S., ve Prilepin, M. (2000). Active tectonics of the Black Sea with GPS. *Earth Planets Space*, 52, 747-751.

- Taylor, M.H., Dillon, W.P., Pecher, I.A. (2000). Trapping and migration of methane associated with the gas hydrate stability zone at the Blake Ridge Diapir: new insights from seismic data. *Marine Geology*, 164, 79-89
- Tugolesov, D.A., Gorshkov, A.S., Meisner, L.B., Soloveyev, V.V., Khakhalev, E.M. (Eds.), (1985). Mesozoic and Cenozoic Tectonics of the Sediments of the Abyssal Black Sea Nedra, Moscow (215pp.).
- Us, E., (2005). Ayrımlılık. *Sismik Yöntemler ve Yorumlamaya Giriş*, içinde (11.2.1.B.). Jeofizik Mühendisleri Odası Eğitim Yayınları
- Woodroffe, C.D., Kennedy, D.M., Hopley, D., Rasmussen, C.E. ve Smithers, S.G. (2000). Holocene reef growth in Torres Strait, *Mar. Geol.* 170, 331-346.
- Woodside, J.M., Ivanov, M.K., Limonov, A.F. (1997). Neotectonics and fluid flow through sea floor sediments in the Eastern Mediterranean and Black Seas-Parts I and II, IOC Tech. Ser., 48.
- Yubo, M., Shiguo, W., Fuliang, L., Dongdong, D., Qiliang, S., Yintao, L. ve Mingfeng, G. (2011). Seismic characteristics and development of the Xisha carbonate platforms, northern margin of the South China Sea. *Jour. of Asian Earth Sci.* 40, 770–783.
- Zonenshain, L.P. ve Le Pichon, X. (1986). Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back-arc basins. *Tectonophysics*, 123, 181-211.