

DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

ÇINARCIK HAVZASI'NIN VE KUZEY
ANADOLU FAYI'NIN MARMARA DENİZİ
İÇERİSİNDEKİ DEVAMININ ÇOK KANALLI
SİSMİK YANSIMA VERİLERİ İLE
İNCELENMESİ

Orhan ATGIN

Ocak, 2013
İZMİR

**ÇINARCIK HAVZASI'NIN VE KUZEY
ANADOLU FAYI'NIN MARMARA DENİZİ
İÇERİSİNDEKİ DEVAMININ ÇOK KANALLI
SİSMİK YANSIMA VERİLERİ İLE
İNCELENMESİ**

Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü

Yüksek Lisans Tezi

Deniz Bilimleri ve Teknoloji Enstitüsü, Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Anabilim

Dalı

Orhan ATGIN

Ocak, 2013

İZMİR

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

Orhan ATGIN, tarafından PROF. DR. GÜNAY ÇİFÇİ yönetiminde hazırlanan “ÇINARCIK HAVZASININ VE KUZEY ANADOLU FAYI’NIN MARMARA DENİZİ İÇERİSİNDEKİ DEVAMININ ÇOK KANALLI SİSMİK YANSIMA VERİLERİ İLE İNCELENMESİ” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.



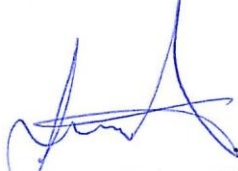
Prof. Dr. Günay ÇİFÇİ

Yönetici



Doç. Dr. Derman DONDURUR

Jüri Üyesi



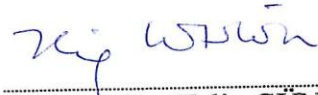
Doç. Dr. Hülya KURT

Jüri Üyesi



Prof. Dr. Erdeniz ÖZEL

Jüri Üyesi



Doç. Dr. Talip GÜNGÖR

Jüri Üyesi



Prof. Dr. Mustafa SABUNCU

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Tezimin gerçekleşmesinde, gerekli tüm yardım ve yönlendirmeleri sağlayan, tez süresi boyunca severek çalışmamı sağlayan, eğitimim süresince gerekli desteği hiçbir zaman esirgemeyen, birlikte çalışmaktan gurur duyduğum danışman hocam Prof. Dr. Günay ÇİFÇİ'ye teşekkürlerimi sunarım.

Tezin her aşamasında bilgi ve tecrübesini benimle paylaşan ve eğitimim süresince bana her konuda yardımcı olan severek çalıştığım hocam Doç. Dr. Derman DONDURUR'a teşekkürü bir borç bilirim.

Yorumlama aşamasında yardım ve desteğini her zaman hissettiğim, Columbia Üniversitesi Missouride bulduğum 1 ay süresince ve tüm zorlandığım anlarda tezime sabırla yardım eden "Earth Research Institute, Santa Barbara" Kaliforniya Üniversitesi'nde öğretim üyesi olan Dr. Christopher SORLIEN'e çok teşekkür ederim.

Laboratuarda ve gemide bulduğum süre içerisinde çalışmaktan keyif aldığım tüm SeisLab ekibine ve özellikle yardımlarını esirgemeyen Jeof. Müh. H. Mert KüÇÜK'e, Jeof. Müh. Özkan ÖZEL'e, Jeof. Müh. Burcu BARIN'a, Jeof. Müh. Murat ER'e ve Araş. Gör. Hakan SARITAŞ'a en içten teşekkürlerimi sunarım.

Özellikle tez yazım süresi boyunca ve seferlerde yardımını hiçbir zaman esirgemeyen hocalarım Dr. Seda OKAY'a ve Araş. Gör. Savaş GÜRÇAY'a teşekkür ederim.

Sismik laboratuarda bulunan sistemlerin kurulmasında emeği geçen Erdal ÖZCAN'a, çalışmada kullanılan TAMAM (Turkish American Marmara Multichannel) sismik verilerinin finansal desteğini sağladığı için 036851 no'lu "National Science Foundation ve The European Seafloor Observatory NETwork" (ESONET) Projesine teşekkür ederiz. Veri toplama aşamasında büyük bir özveri ile çalışan tüm R/V K. Piri Reis kaptan ve personeline, teknik desteklerinden dolayı

Fransada bulunduğum süre boyunca yardımlarını esirgemeyen IFREMER' de çalışan Louis GELI, Yannick THOMAS ve Bruno MARSSET' e, yorumlama aşamasında her konuda yardımcı olan Doç. Dr. Hülya KURT'a, veri toplama sırasında ve sonrasındaki yakın teknik desteklerinden dolayı Hydrosience Technologies Inc. Firmasına, sismik veri işlem programı ProMax'ın kullanılmasını sağlayan Landmark Firması'na ve yorumlama programı Kingdom Suite'in kullanılmasını sağlayan IHS Firmasına teşekkür ederiz. Ayrıca Lamont - Doherty Earth Observatory - Columbia Üniversitesi'ndeki araştırmacılar; Dr. Leonardo SEEBER, Prof. Dr. Michael S. STECKLER ve Dr. Donna J. SHILLINGTON' a tez çalışmamdaki katkılarından ötürü teşekkür ederim. Veri toplama ve işleme sırasında kullanılan sistem, cihaz ve donanımlar, Devlet Planlama Teşkilatı'nın 2003K120360 kodlu DPT projesi kapsamında ülkemize kazandırılmıştır.

Son olarak kararlarımı her zaman saygı duyan ve sevgisini benden esirgemeyen, varlığını her zaman hissettiğim, maddi ve manevi desteklerini hiçbir zaman eksik etmeyen aileme teşekkür ederim.

Orhan ATGIN

ÇINARCIK HAVZASININ VE KUZEY ANADOLU FAYI'NIN MARMARA DENİZİ İÇERİSİNDEKİ DEVAMININ ÇOK KANALLI SİSMİK YANSIMA VERİLERİ İLE İNCELENMESİ

ÖZ

Marmara Denizi, aktif tektonik yapısı ve Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun (KAFZ) yaratmış olduğu aktif depremsellik nedeniyle birçok araştırmacı tarafından odak konusu haline gelmiştir. KAFZ Marmara Denizi içerisinde 3 kola ayrılıp devam etmesi nedeni ile tartışma konularına açık hale gelen karmaşık bir tektonik yapıya sahip olmuştur.

Tez kapsamında İstanbul'a yakınlığı ile de bilinen aktif bakımdan oldukça önemli olan Çınarcık Havzası incelenmiştir. Havza için yapılan bu çalışmada 2008 yılında gerçekleştirilen TAMAM (Turkish American Multichannel Project) ve 2010 yılında gerçekleştirilen TAMAM-2 (PirMarmara) seferlerinde R/V K. Piri Reis gemisi tarafından toplanan çok kanallı sismik yansımaya verileri ve Fransız deniz araştırma enstitüsü olan Ifremer kurumunun hazırladığı yüksek ayrımlı batimetri haritası kullanılmıştır. TAMAM projesi ile birlikte yaklaşık 3000 km yüksek çözünürlüklü çok kanallı sismik yansımaya verisi toplanmıştır.

Çalışma kapsamında havzanın fay haritası ayrıntılı bir şekilde ortaya konmuştur ve birçok çalışmada bahsedilen havzanın güney yamacında konumlanan büyük ölçekli bir fayın varlığı araştırılmış, böyle bir fayın varlığına rastlanmamıştır. Çok kanallı sismik yansımaya verileri sayesinde havza çökellerinin sismik stratigrafik yorumlamaları yapılmıştır. Havza içerisinde oluşan faylanmanın en aktif olduğu yerde yapılan hesaplama işlemi ile havzanın kuzey-güney yönlü yıllık kümülatif açılması hesaplanmıştır. Ayrıca havza içerisinde paralel şekilde çökelen tabakaların eğimlerinden yararlanılarak ve bu hesaplanan eğimlerin küresel deniz seviyesi değişimleri ile eşleştirilmesinden tabaka yaşları hesaplanmaya çalışılmıştır.

Anahtar sözcükler: KAFZ, çok kanallı sismik yansımaya, Çınarcık Havzası

INVESTIGATION OF ÇINARCIK BASIN AND THE CONTINUATION OF NORTH ANATOLIAN FAULT IN MARMARA SEA WITH MULTI CHANNEL SEISMIC DATA

ABSTRACT

Marmara Sea is an important area for investigations due to its tectonic structure and remarkable seismic activity of North Anatolian Fault Zone (NAFZ). As NAFZ separates into 3 branches in the Marmara Sea, it has a complicated tectonic structure which gives rise to debates among researchers.

Çınarcık Basin, which is close to İstanbul and very important for its tectonic activity, is studied in this thesis. Two different multichannel seismic reflection data were used in this thesis. First data were acquired in 2008 in the frame of TAMAM (Turkish American Multichannel Project) and second data were in 2010 in the frame of TAMAM-2 (PirMarmara) onboard R/V K.Piri Reis. Also high resolution multibeam data were used which is provided by French Marine Institute IFREMER. In the scope of TAMAM project total 3000 km high resolution multi channel data were collected.

In this study, a detailed fault map of the basin is created and the fault on the southern slope of the basin which is interpreted by many researchers in many publications was investigated. Tnd there is no evidence that such a fault exists on the southern part of the basin. With the multichannel seismic reflection data seismic stratigrafic interpretations of the basin deposits were done. The yearly cumulative north-south extension of the basin was calculated by making some calculations on the most active part of the faulting in the basin.

In addition, the tilt angles of parallel tilted sediments were calculated and correlated with global sea level changes to calculate ages of the deposits in the basin.

Keywords: NAFZ, multi channel seismic reflection, Çınarcık Basin

İÇİNDEKİLER

Sayfa

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

BÖLÜM BİR – GİRİŞ1

1.1 Çalışmanın Amacı ve Önemi	2
1.2 Çalışma Alanının Genel Özellikleri	3
1.3 Tezde Kullanılan Yöntemler	6
1.3.1 Sismik Yansıma Metodu	6
1.3.2 Sismik Veri Toplama	7
1.3.3 Sismik Veri Toplama Cihazları	10
1.3.4 Çok Kanallı Sismik Veri İşlem.....	14
1.3.4.1 Veri İşlem Adımları.....	16
1.4 Marmara Denizi'nin Jeolojik Oluşumu	23
1.5 Marmara Denizi'nin Tektonik Durumu	26
1.5.1 Marmara Denizi İçin Önerilen Fay Modelleri	29
1.5.1.1 Çek-Ayr (pull-apart) ve birleştirilmiş modeller	29
1.5.1.2 En eşelon (en echelon) fay segmentleri ile birleşen modeller.....	30
1.5.1.3 Marmara Denizi altından geçen tek bir ana fay modeli.....	31
1.6 Marmara Denizi'nin Sismik Etkinliği ve Depremselliği	34

BÖLÜM İKİ – ÇINARCIK HAVZASI.....37

2.1 Çınarcık Havzası'nda Toplanan Çok Kanallı Sismik Yansıma Hatları	39
2.2 Çınarcık Havzası'nın Sismik Stratigrafisi	41
2.3 Çınarcık Havzası'nın Kuzey-Güney Yönlü Kümülatif Açılımı.....	87
2.4 Havza Çökellerinin Yaş Modellemesi ve Tabakaların Belirlenmesi	93

BÖLÜM ÜÇ – TARTIŞMA ve SONUÇLAR	104
--	------------

BÖLÜM DÖRT – KAYNAKLAR.....	108
------------------------------------	------------

BÖLÜM BİR

GİRİŞ

17 Ağustos 1999 depremi ile birlikte, Marmara Denizi ve Marmara Bölgesi birçok araştırmacı tarafından araştırmacıların odak noktası haline gelmiştir. Marmara Denizi konumu ve deprem konusu itibarı ile de oldukça önemli bir yere sahiptir. Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun (KAFZ) devamının Marmara Denizi içerisinde tartışma konusu olan 3 kola ayrılıp ayrılmaması, Marmara Denizi'nin oldukça karmaşık bir tektonik yapıya sahip olduğunun bir göstergesidir. Bu karmaşık yapı nedeniyle birçok araştırmacı hala süregelen farklı birçok görüş ortaya koymuştur. Bu görüşler, daha önceleri sadece fay zonunun karadaki gözlemlerine dayanarak ve Marmara Denizi'nin çok ışınli batimetri verisine bakarak ortaya konmuştur. Ancak, bu yöntemler Kuzey Anadolu Fayı'nın Marmara Denizi içerisinde nasıl bir yapıya sahip olduğunu anlamak için yeterli değildi.

Teknolojinin ve Marmara Denizi'ne olan önemin artmasıyla beraber Kuzey Anadolu Fay Zonu, Marmara Denizi içerisinde yapısal olarak daha ayrıntılı incelenmeye başlanmıştır. 1999 depreminden sonra Marmara Denizi içindeki fayları ve karakteristik özelliklerini anlamak için birçok sismik yansıma verisi ve batimetri verisi toplanmıştır. Marmara Denizi'nde deprem sonrası ilk araştırmalar K. Piri Reis, MTA Sismik-1 ve Deniz Kuvvetleri Komutanlığı Çubuklu-1 gemileri tarafından yapılmıştır. Daha sonra IFREMER (French Research Institute for Exploitation of the Sea) enstitüsüne ait Le- Suroit gemisiyle Seismarmara adı verilen seferlerde 2 ayakta gerçekleştirilen çok kanallı sismik yansıma verileri ve yüksek çözünürlüklü batimetri verisi toplanmıştır. Bunun yanı sıra Odin Finder, Uria ve Marion Dufraigne gibi son derece gelişmiş araştırma gemileri tarafından Marmara Denizi'nin depremselliği, çökel dolgunun yaşı, stratigrafisi ve fay geometrisine yönelik çalışmalar yapılmıştır.

Marmara Denizi'nde toplanan birçok sismik yansıma verisi olmasına rağmen sığ ve orta derinlikte, yüksek çözünürlüklü çok kanallı sismik yansıma verisi mevcut değildi. Bu nedenle 2008 yılında başlatılan, mali desteği NSF (National Science

Foundation; Amerika) tarafından ve Dokuz Eylül Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü bünyesinde bulunan Jeofizik Laboratuvarı (SeisLab), İstanbul Teknik Üniversitesi, Lamont Doherty Earth Observatory Columbia Üniversitesi'nin içinde bulunduğu araştırmacılar tarafından bir proje gerçekleştirilmiştir. Bu projenin adı TAMAM (Turkish American Marmara Multichannel) Projesidir ve veriler Dokuz Eylül Üniversitesi'ne ait R/V Koca Piri Reis tarafından toplanmıştır. 2008 yılında ilk ayağı gerçekleştirilen bu proje, 2010 yılında ESONET (European Sea Observatory NETwork) projesi için düzenlenen çok kanallı sismik yansıma verilerinin toplanması sırasında 3 farklı bölgenin daha buna ilave edilmesiyle beraber sona ermiştir. 2010 yılında gerçekleştirilen TAMAM-2 olarak bilinen bu seferin adı da PirMarmara'dır ve yine R/V Koca Piri Reis gemisi ile toplanmıştır. TAMAM projesi ile birlikte Marmara Denizi'nin hemen her bölgesinde ilk ayakta 2700 km ve ikinci ayakta 298 km olmak üzere toplamda 3000 km'nin üzerinde yüksek çözünürlüklü çok kanallı sismik yansıma verisi toplanmıştır.

1.1 Çalışmanın Amacı ve Önemi

2008 ve 2010 yıllarında toplanan 3000 km'nin üzerindeki yüksek çözünürlüklü çok kanallı sismik yansıma verisi ve Chirp verisi sayesinde Marmara Denizi'nin stratigrafisinin ve fay geometrisinin incelenmesi amaçlanmıştır. TAMAM-1 ve TAMAM-2 (PirMarmara) verileri tüm Marmara Denizi'ni kapsamaktadır fakat tez kapsamında Çınarcık Havzası'nın Marmara Denizi içerisindeki karakteristiği ve yarattığı etkiler araştırılmıştır. Çınarcık Havzası, İstanbul'a yakınlığı ile de bilinen aktif bir fay zone olan Kuzey Anadolu Fay Zone ile doğrudan ilişkili önemli bir havzadır.

Çınarcık Havzası karmaşık bir yapıya sahip olması nedeniyle ve Kuzey Anadolu Fay Zone ile doğrudan ilişkili olması nedeni ile farklı görüşlerin ortaya atılmasına neden olmuştur. TAMAM projesi kapsamında toplanan veriler ve IFREMER'in Seismarmara adıyla toplamış olduğu çok kanallı sismik yansıma verilerinin beraber değerlendirilerek yorumlandığı bu çalışmada aşağıdaki hedefler belirlenmiştir;

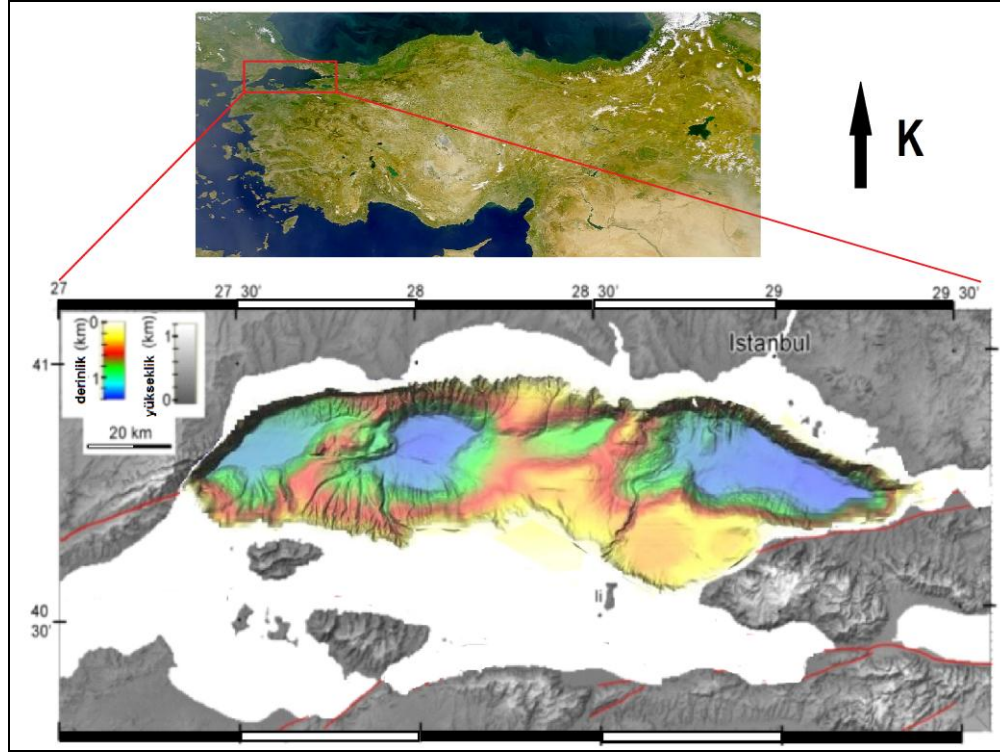
- Çınarcık Havzası'na ait ayrıntılı fay haritasını çıkarmak ve fay modelini oluşturmak. Fayın karakteristiğini ortaya koymak ve dolayısıyla Kuzey Anadolu Fayı'nın Çınarcık Havzası içerisindeki davranışını inceleyerek güneye doğru olan açılmaya bağlı etkilerini değerlendirmek,
- Birçok farklı yayında tartışma konusu olan Çınarcık Havzası'nın güney sınırını belirleyen bölgede büyük ölçekli bir fayın olup olmadığını araştırmak,
- Anadolu Levhası'nın saat yönünün tersi yönüne hareketinden dolayı meydana gelen Marmara Denizi'nin güneye doğru açılmasının Çınarcık Havzası'na etkisi ve yıllık açılma miktarının hesaplanması,
- Çınarcık Havzası içerisinde biriken tortulların eğimlenmesine ve deniz seviyesi değişimleri ile ilişkilendirilmesine dayanarak bu tabakaların yaşlarının hesaplanması.

Tez kapsamında, yukarıda belirtilen hedeflere ulaşmak amacı ile 2008 ve 2010 yılında toplanan çok kanallı sismik yansıma verileri, Landmark firmasının bir ürünü olan ProMAX çok kanallı sismik yansıma veri işlem programı ile veri işlem aşamalarına tabi tutulmuştur ve daha sonra stratigrafik ve tektonik yorumları Columbia Üniversitesi, Lamont Doherty Earth Observatory ve Dokuz Eylül Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü bünyesinde bulunan Jeofizik Laboratuvarı'nda (SeisLab- <http://web.deu.edu.tr/seislab/>) IMS firmasının bir ürünü olan The Kingdom Suite programı sayesinde gerçekleştirilmiştir.

1.2 Çalışma Alanının Genel Özellikleri

Marmara Denizi 40°20', 41°10'N ile 26°15', 29°55'E boylam ve enlemleri arasında yer almaktadır (Şekil 1.1). 11500 km² lik yüzey alanına ve 3378 km³ lük toplam hacme sahiptir. İstanbul Boğazı ile Karadeniz'e ve Çanakkale Boğazı ile Ege Denizi'ne bağlanan Marmara Denizi yarı kapalı, küçük bir iç deniz konumundadır (Özsoy, 1986, 1988). Kuzey kesimleri derin, güney kesimleri ise sığ olan bu iç deniz paralel kenarlı veya kama şeklinde çukurluklardan oluşmuştur. Bu çukurluklar

genellikle KD-GB uzanımlı bazı yerlerde 600 metre yüksekliğinde setlerle birbirlerinden ayrılmışlardır (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Wong ve diğer., 1995).



Şekil 1.1 Marmara Denizi ve Ifremer tarafından toplanan veri ile hazırlanmış batimetri haritası

Marmara Denizi içerisindeki havzaları sıralayacak olursak batıdan doğuya doğru; Tekirdağ Havzası (1152 m), Orta Marmara Havzası (1265 m), Kumburgaz Havzası (830 m) ve Çınarcık Havzası (1276 m)'dir (Şekil 1.2).

Tekirdağ Havzası 43 km uzunluk, 15 km genişlik ve yaklaşık 220 km²'lik yüzey alanıyla KAFZ boyunca gelişen eşkenar dörtgen şeklinde bir çukurdur.

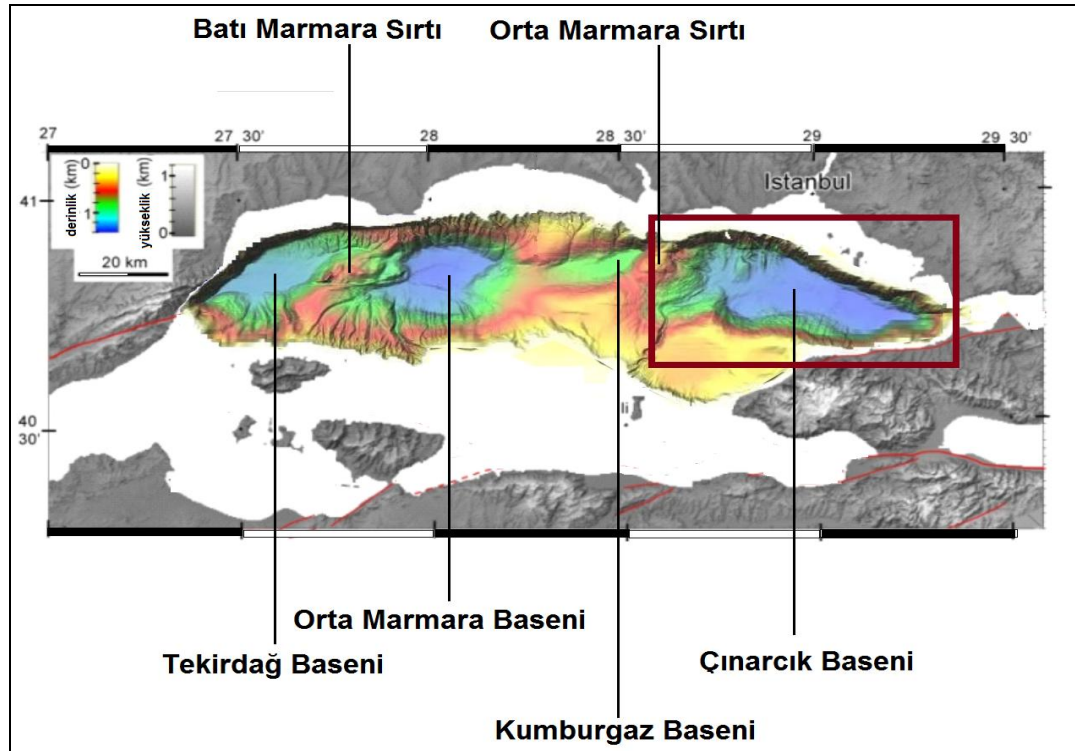
Batı Marmara Sırtı kuzeydoğu-güneybatı yönünde uzanır ve Tekirdağ Havzası'nı doğudan sınırlar. En geniş yeri yaklaşık olarak 23 km'dir. 35 km uzunlukta olan sırt doğu-batı yönünde fay vadileri tarafından kesilmiştir. En yüksek kısmı yaklaşık olarak -600 m derinliktedir.

Orta Marmara Havzası, kenar uzunlukları 25 km olan bir eşkenar dörtgen şeklindedir. Havza, kalın bir çökel istifile doludur ve tabanı oldukça düzdür. Havzaya malzeme taşıyan derin türbidit kanyonlarına kuzey ve güney yamaçlarda rastlanır (Le Pichon, 2001a).

Orta Marmara Sırtı, üzerinde su derinliğinin birçok yerde -400 m'den az olduğu bir bölgedir. Kuzey-güney doğrultulu olan bu sırt, Orta Marmara Havzası ve Çınarcık Havzası'ni birbirinden ayırır.

Kumburgaz Havzası kuzeydoğu-güneybatı uzanımlıdır. Yaklaşık olarak 30 km uzunlukta ve 10 km genişliktedir. Çukur batıdan doğuya doğru derinleşmektedir.

Çınarcık Havzası yaklaşık olarak kuzeybatı-güneydoğu doğrultulu uzanan bir havzadır. Batıda daha geniş ve doğuda daha dardır. Havzasın uzunluğu 65 km kadar ve kuzey yamacı oldukça dik olup, çok sayıda denizaltı kanyonu içermektedir (Le Pichon, 2001a).



Şekil 1.2 Marmara Denizini oluşturan havza ve sırtlar.

1.3 Tezde Kullanılan Yöntemler

1.3.1 *Sismik Yansıma Yöntemi*

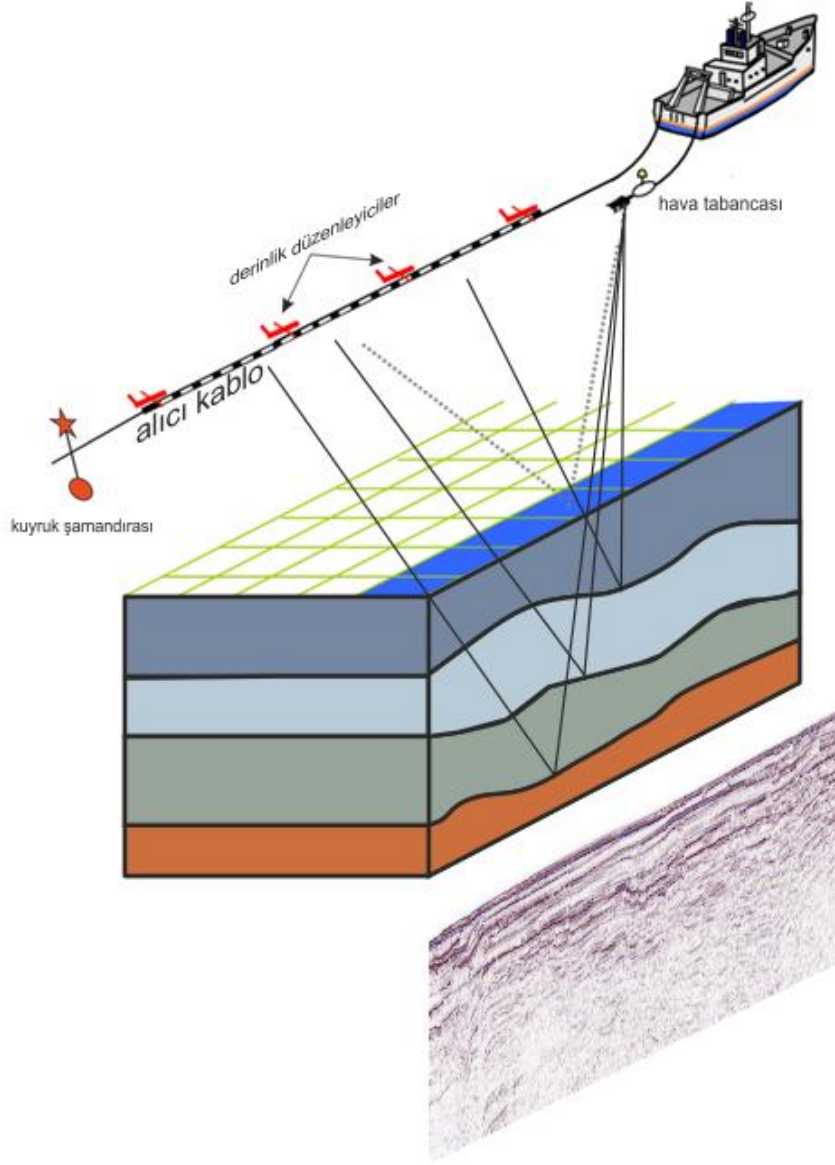
Bir sismik kaynak ile üretilen akustik dalgaların atış noktasından belirli bir uzaklıklarda yerleştirilmiş olan jeofon veya hidrofonlar ile ölçülmesi sismik yöntem olarak bilinir. Herhangi bir kaynaktan yayılan dalgalar saçılmaya uğrayan dalgalar (diffractions), doğrudan gelen dalgalar (direct), kırılan dalgalar (refractions) ve yansıyan dalgalar (reflections) olmak üzere 4 guruba ayrılırlar.

Sismik kaynaktan küresel olarak yayınan dalga cephesi yerin içine doğru ilerlerken, doğrultusu boyunca farklı litolojik ve akustik özelliklere sahip ortamlardan geçer. Bu geçiş sırasında dalgaların bir kısmı süreksizlik yüzeylerinde kırılarak yoluna devam eder, diğer bir kısmı ise yansıyarak yüzeye geri döner. İşte yüzeye gelen bu dalgalar alıcılar tarafından kaydedilirler ve bir dizi işlemlerden geçirilerek sismik yorumcu tarafından okunabilir hale getirilirler.

Yorum yapılırken genellikle yüksek hızlı tabaka girişleri, yani pozitif polariteli süreksizlik yüzeyleri, sismik kesitlerde koyu boyalı (peak) yansıtıcılar olarak düşünülürler. Sismik dalgacık polariteleri yorum aşamasında çok önemlidir.

Deniz sismiği çalışmalarında alıcı olarak içerisinde hidrofonlar bulunan alıcı kablo (streamer) kullanılır. Hidrofonlar basınç değişime karşı duyarlı alıcılardır ve kaynağın ürettiği sinyalin su içinde yarattığı değişimleri algırlarlar (Dondurur, 2009).

Derinlik düzenleyiciler (bird) sayesinde belirli bir derinlikten çekilen alıcı kablo ve yüksek genlikli akustik sinyalin oluşmasını sağlayan hava tabancası (gun) sayesinde deniz tabanından ve tabakalar arasından yansıyan akustik sinyaller kaydedilerek yerin altı bir fotoğraf gibi oluşturulur.



Şekil 1.3 Sismik yansıma çalışmasında kullanılan kaynak, alıcı kablo ve diğer gerekli ekipmanlar.

1.3.2 Sismik Veri Toplama

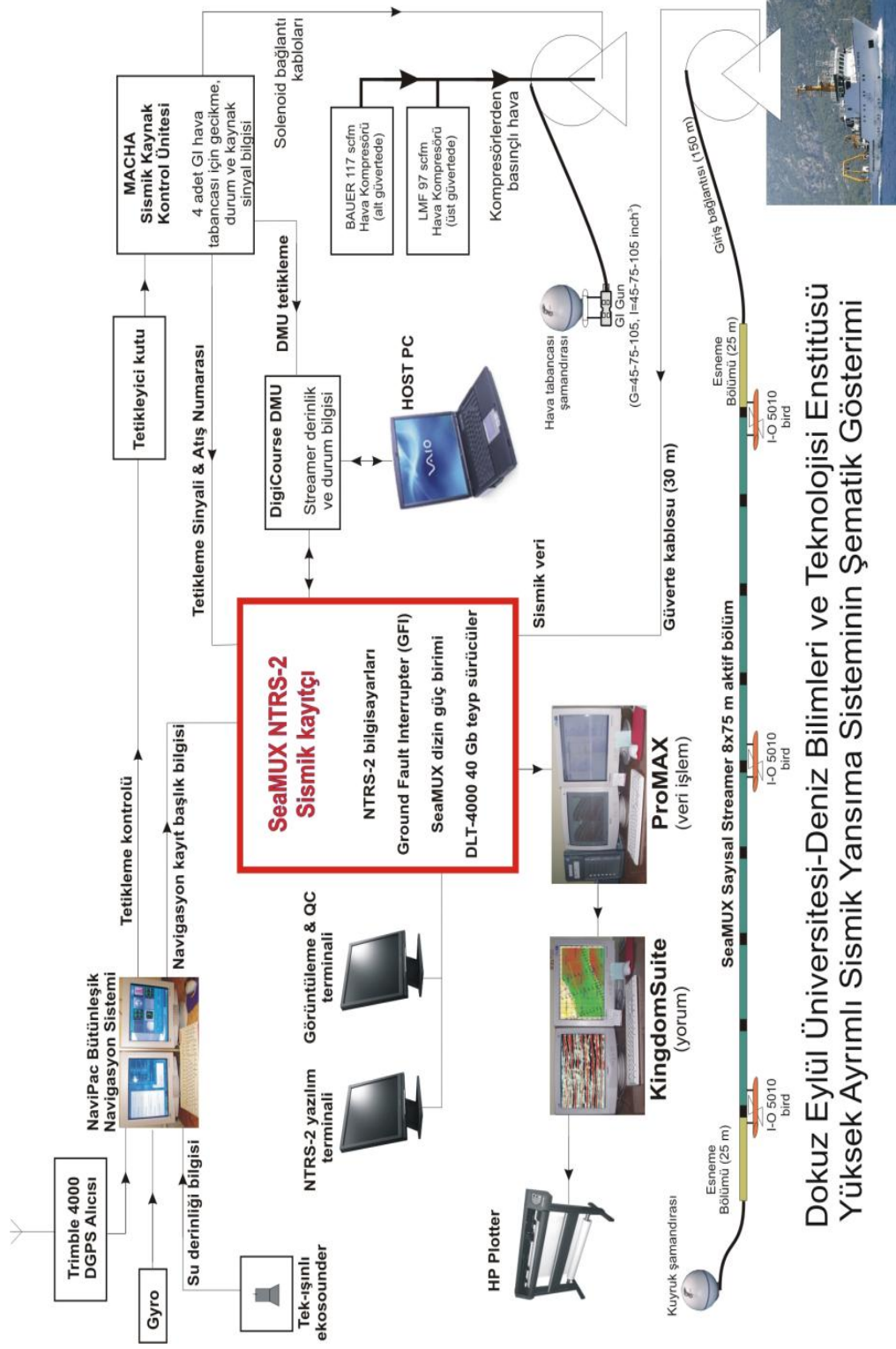
2008 ve 2010 yılında gerçekleştirilen çok kanallı sismik yansıma verisi toplaması aşamasında cihazlar olarak “HydroScience – NTRS2” sismik kayıtçı, 2008 yılında 72 kanallı ve 2010 yılında deniz trafiğine bağlı olarak değişen 114 ve 210 kanallı olmak üzere “SeaMUX” alıcı kablo (streamer), 2008 yılında 4 ve 2010 yılında 7 ve 13 adet derinlik düzenleyici (bird) ve bu derinlik düzenleyicileri kontrol eden derinlik kontrol ünitesi, sismik kaynak olarak 2008 yılında 1 adet, 2010 yılında 2 adet olmak

üzere 45+45 inç³ GI-gun ve GI-gun için gerekli olan yüksek basınçlı havayı sağlayan kompresör, geminin konumlandırmasını sağlayan ve kaydın kimliğini tutan, başlayan ve bitiren “Navipac” navigasyon sistemi ve bu sisteme bağlı olarak çalışan “GPS” sistemi kullanılmıştır. Sismik veriye ait fiziksel ve geometrik kayıt parametreleri Tablo 1.1’de verilmiştir.

Tablo 1.1 Sismik veri toplama parametreleri

	2008 yılı	2010 yılı
Kanal sayısı	72	114 - 240
Grup aralığı	6,25 m	6,25 m
Atış aralığı	12,5 m	18,75m
Alıcı kablo uzunluğu	450 m	712,5 – 1500 m
Alıcı kablo derinliği	4 m	3-4 m
Minimum ofset	70 m	100
Kaynak türü	GI-Gun hava tabancası	GI-Gun hava tabancası
Kaynak sayısı	1	2
Toplam kaynak hacmi	(45+45) inç ³	2x(45+45) inç ³
Kaynak derinliği	3 m	3 m
Kaynak basıncı	2000 psi	2000 psi
Max. Katlanma	9	19 - 40
Kayıt süresi	4 s	4 s
Örnekleme aralığı	1 ms	1 ms

Çok kanallı sismik yansıma verisinin toplanmasından veri işlemine ve yorumlanmasına kadar süregelen aşamalar Şekil 1.4’te diyagram üzerinde gösterilmiştir.



Dokuz Eylül Üniversitesi-Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü Yüksek Ayrımlı Sismik Yansımaya Sisteminin Şematik Gösterimi

Şekil 1.4 Çok kanallı sismik veri toplama ve veri işlem ekipmanlarına ait diyagram.

1.3.3 Sismik Veri Toplama Cihazları

Proje kapsamında toplanan çok kanallı sismik yansıma verileri ve Chirp mühendislik sismiği verileri Dokuz Eylül Üniversitesi – Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsüne ait R/V K. Piri Reis gemisi tarafından toplanmıştır (Şekil 1.5). Veri toplama işlemi genelde 3-5 knot ortalama hızında 24 saat kesintisiz olarak gerçekleştirilir.



Şekil 1.5 DEU K. Piri Reis araştırma gemisi.

a) *GI Hava Tabancası (GI Gun)*

Çok kanallı sismik yansıma verilerini toplamak için en çok kullanılan enerji tipi hava tabancalarıdır. Proje kapsamında 2008 de bir 2010 da iki adet GI tipi hava tabancaları kullanılmıştır (Şekil 1.6). Adını “generator, injector”den alan hava tabancası, salınan havanın su içinde oluşturduğu kabarcığın maksimum genliğe ulaştığı anda ikinci bir hava kabarcığının enjekte edilmesi ilkesine dayanır.



Şekil 1.6 Proje kapsamında kullanılan G1 tipi hava tabancası

b) Sismik Alıcı Kablo (Streamer)

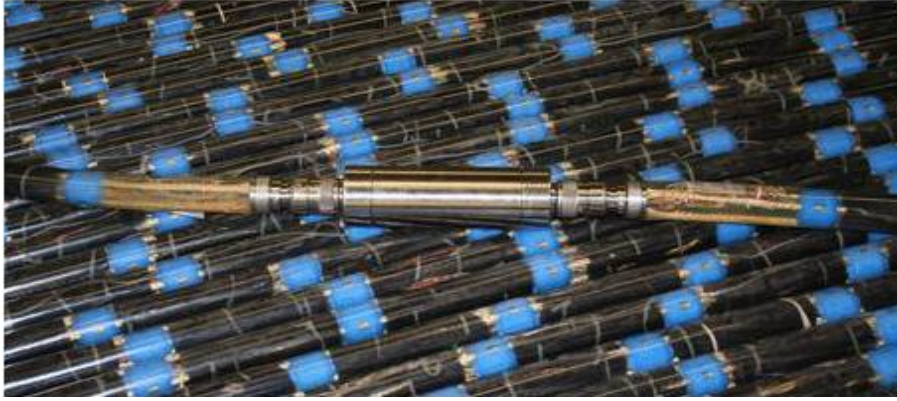
Deniz sismiğinde yansıyan sinyallerin kayıtçı birime iletimi alıcı kablo (streamer) ve içerisindeki hidrofonlar yardımıyla gerçekleştirilmektedir. Bu kablo birbirine eklenebilen bölümler halinde alıcı grupları genelde 6,25 ve 12,5 metre olacak şekilde üretilir (Şekil 1.7).



Şekil 1.7 Dijital sismik alıcı kablo (streamer).

c) Sayısallaştırıcı (Digitizer)

Alıcı kablo üzerine belirli aralıklarla takılan bu cihaz sayesinde algılanan sinyaller sayısal hale dönüştürülerek kayıtçının kaydedebileceği duruma getirilir (Şekil 1.8).



Şekil 1.8 Sismik sinyalin sayılaştırılmasını sağlayan cihaz

d) Derinlik Düzenleyici (Bird)

İletişimi alıcı kablo üzerindeki bobin sistemi yardımıyla sağlanan ve alıcı kabloyu belirli bir derinlikte tutmayı sağlayan cihazdır (Şekil 1.9). Acil bir durumda ise 60 metre derinliğe kadar indirilebilen bu düzenleyiciler genellikle veri toplama aşamasında hava koşullarına bağlı olarak 3-4 m derinlikten çekilirler.



Şekil 1.9 Alıcı kablo üzerine yerleştirilen bir derinlik düzenleyicisi (bird)

e) Kompresör

GI hava tabancasının yaratmak istediği sıkıştırılmış havayı sağlayan kompresör sayesinde kesintisiz bir şekilde atışlar yapılır (Şekil 1.10). Proje kapsamında genellikle 2000-2200 psi basınç kullanılarak patlatmalar gerçekleştirilmiştir.



Şekil 1.10 Akustik sinyalin oluşmasını sağlayan kompresör.

f) Sismik Kayıtcı (Recorder)

Alıcı kablodan gelen sayısallaştırılmış veriyi kaydeden birimdir (Şekil 1.11). Tüm atışları “segY” ve “segD” formatında kaydederek atış gruplarını oluşturur.



Şekil1.11 Çok kanallı sismik yansıma sistemine ait kayıtcı birimi.

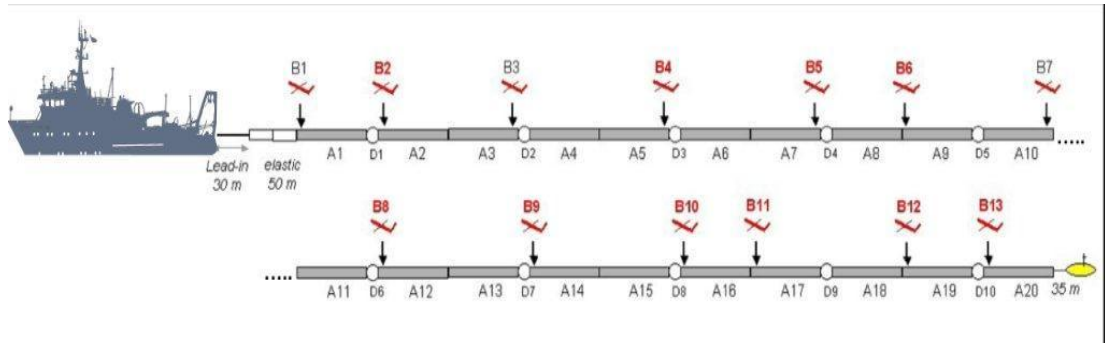
g) Kuyruk Şamandırası (Tailbuoy)

Alıcı kablounun uç kısmına üzerinde radar yansıtıcısı ve fener olan bir şamandıra bağlanır. Bunun yanı sıra 2010 yılında gerçekleştirilen “PirMarmara” seferinde IFREMER’e ait olan üzerinde RGPS (rölatif gps sistemi) kuyruk şamandırası kullanılmıştır (Şekil 1.12). Bu sayede alıcı kablounun sapma açısı hesaplanabilmektedir.



Şekil 1.12 “PirMarmara” seferinde kullanılan kuyruk şamandırası.

PirMarmara-2010 seferinde kullanılan 1500 metrelik sismik alıcı kablo üzerinde bu sistem Şekil 1.13’teki gibidir.

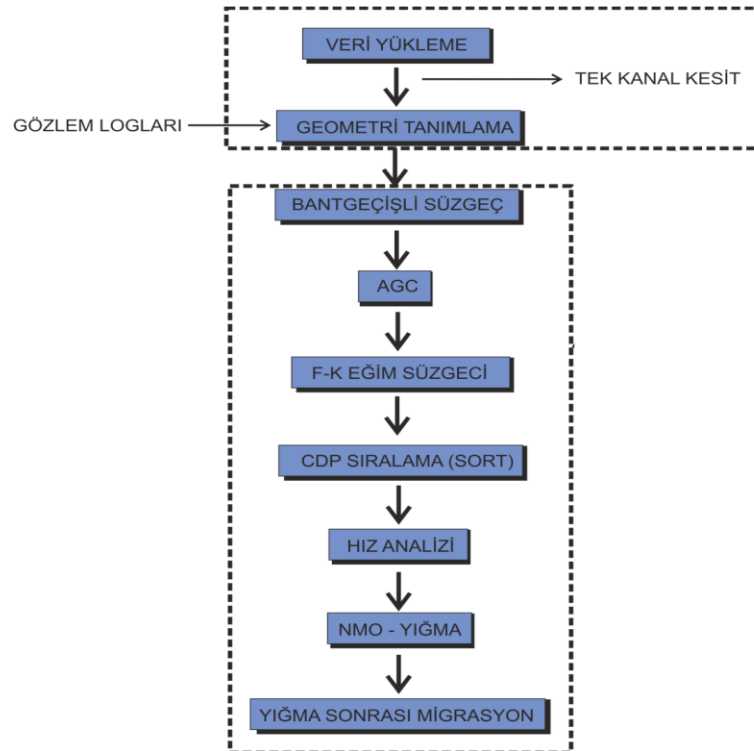


Şekil1.13 PirMarmara-2010 seferinde kullanılan derinlik düzenleyici, sayısallaştırıcı ve sismik alıcı kablo sisteminin geometrisi.

1.3.4 Çok Kanallı Sismik Veri İşlem

Sismik verinin işlenmesi için, günümüzde birçok petrol şirketi ve enstitülerin kullandığı LANDMARK’ın ProMAX veri işlem yazılımı kullanılmıştır. Veri işlem aşaması ön ve ileri veri işlem olarak iki kısımda gerçekleştirilmiştir. Ön veri işlem aşamaları ham veriyi işlenmek üzere sisteme yükleme, sismik kesitleri tek kanallı

olarak görüntüleme ve kontrol etme ve son olarak geometrik bilgilerini yükleme olarak gerçekleştirilir. İleri veri işlem aşamalarında ise geometrisi yüklenmiş veri çeşitli süzgeçlerden geçirilerek gürültü denilen istenmeyen kısımlar veriden atılır, sismik sinyalin küresel açılımından dolayı zayıflayan genliklerin geri kazandırılması ve ayrımlılığın artırılması için otomatik kazanç kontrolü (AGC) veya gerçek genlik düzeltmesi (TAR) uygulanır, atış gruplarındaki katlanmaların engellenmesi, derinlik düzenleyicisi gürültülerinin veriden atılması gibi işlemleri sağlayan frekans-dalga sayısı süzgeci uygulanır, verinin atış gruplarından ortak derinlik noktası gruplarına dönüştürülmesi (CDP sort) işleminin uygulanır, en önemli aşamalardan biri olan tabakaların gerçek hızlarının belirlenmesi için hız analizi işlemi gerçekleştirilir, kaynak ve alıcı mesafesinden dolayı oluşan gecikme zamanının yarattığı kayma zamanlarının düzeltilmesi için normal kayma zamanı düzeltmesi (NMO) işlemi uygulanır, kayma zamanı düzeltilen veriye yığma işlemi uygulanır ve son olarak yığma izleri gerçek yerlerine taşınarak göç (migrasyon) işlemi gerçekleştirilir ve veri yorumlamaya hazır hale getirilir. Ön ve ileri veri işlem aşamaları Şekil 1.14'te akış diyagramı olarak verilmiştir.



Şekil 1.14 Tezde kullanılan veri işlem adımlarına ait blok diyagram

1.3.4.1. Veri İşlem Adımları

Çok kanallı sismik yansıma verileri belirli veri işlem adımlarından geçirilip yorumlanabilir hale getirilir. Bu adımlar sırasıyla;

a) Sismik Verinin Yüklenmesi

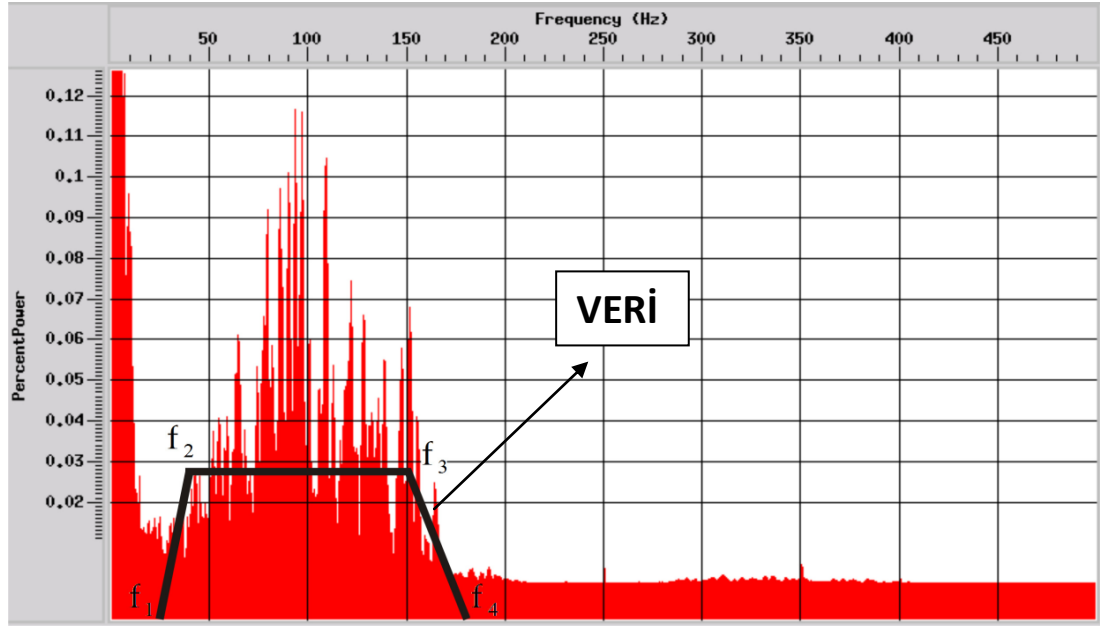
Toplanan sismik veriler “SegY” formatında kaydedilir, veri işlem yazılımının formatına dönüştürülerek sonraki veri işlem adımlarının uygulanabilmesi için bilgisayara kaydedilir. İlk veri işlem adımı olup bu adım her hat için ayrı ayrı yapılır.

b) Sismik Verinin Tek Kanallı Gösterimi

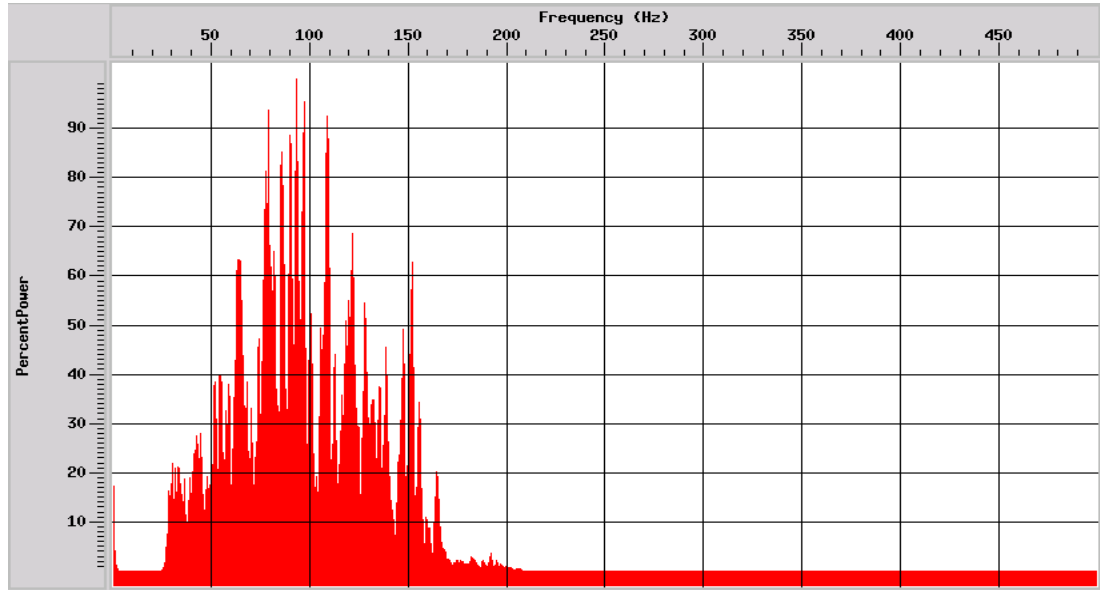
Her atışın tek bir izinin alınıp yan yana getirilmesi ile oluşturulan kesittir ve kesitin görünümünün neye benzediğini hızlı bir şekilde gösterir. Tüm veri işlem aşamalarından önce ve sonra uygulanabilir. Uygulanmak istenen veri işlem aşamasının hızlı bir şekilde görüntülenmesini sağlayan ve parametre seçimini kolaylaştırmak için kullanılan bu gösterim, veri işlem için oldukça önemli bir adımdır.

c) Geometri Tanımlama

Çalışmanın amacına göre belirlenen bu parametreler, veri işlem aşamasının en önemli kısımlarından biridir. Çünkü başlık bilgisinin girildiği bu kısımda yapılacak olan hata tüm veri işlem adımlarını etkileyeceği için veri işlemin en başa dönmesine neden olabilir. Bu parametreler önceden belirlenerek kayıt sırasında gözlem loglarına girilir ve hata yapma şansı en aza indirilir. Kayıt sırasında parametrelerin değiştirilmesi mümkündür bu nedenle loglar her bir hat için teker teker el ile doldurulur. Bu aşamada alıcı aralığı, atış aralığı, kanal sayısı, başlangıç bitiş koordinatları, derinlik düzenleyicisi sayısı ve derinliği, alıcı kablo derinliği, kaynak sayısı hacmi ve derinliği, gemi rotasının azimut değeri gibi parametreler log kağıdına kaydedilir ve veri işlem sırasında geometri bilgisinin yüklenmesinde bu loglar



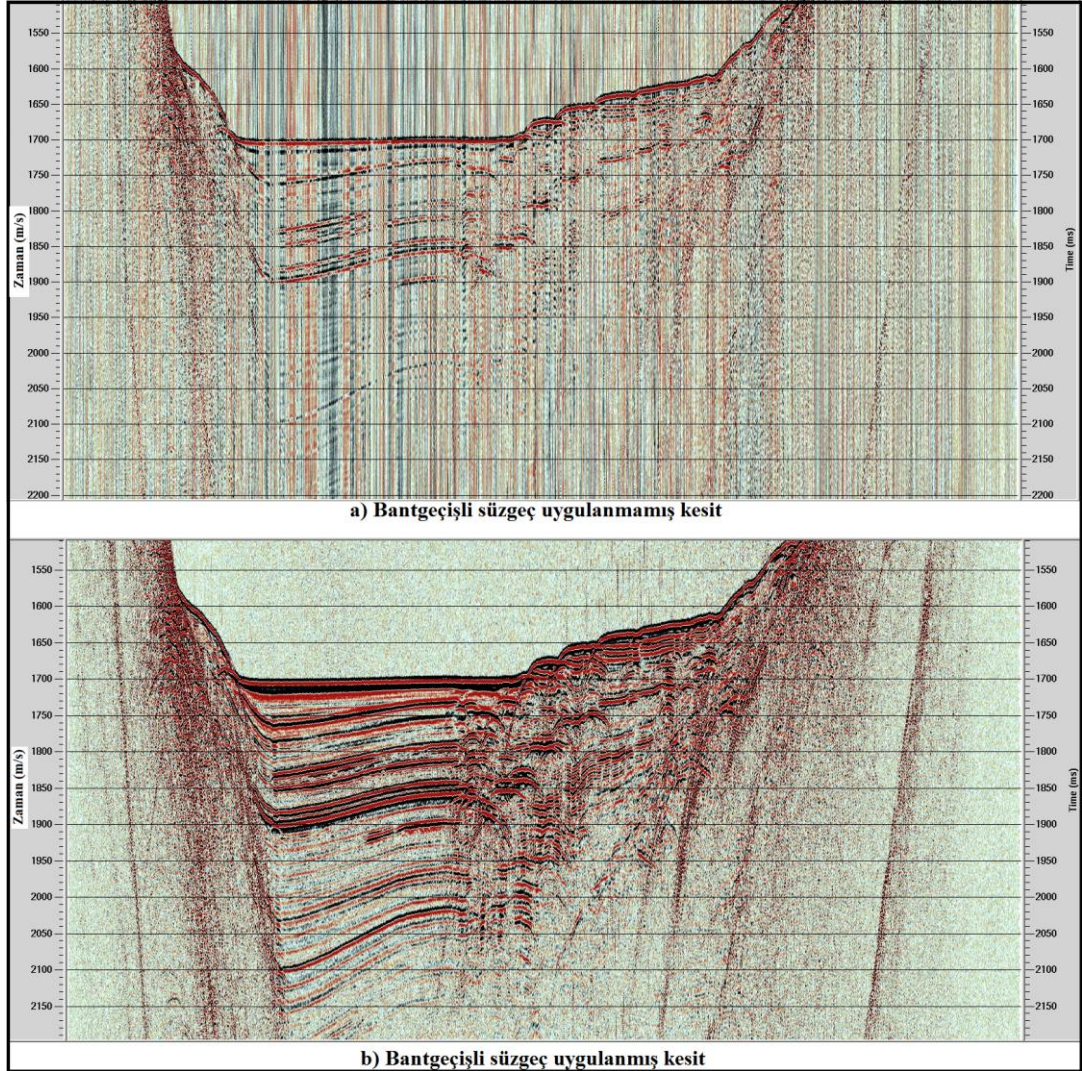
Şekil 1.16 Köşe frekanslarının seçimini gösteren frekans spektrumu



Şekil 1.17 Bant geçişli süzgeç uygulandıktan sonraki frekans spektrumu

“Fourier” dönüşümü sayesinde frekans ortamına aktarılan verinin köşe frekansları belirlendikten sonra istenmeyen kısımlar veriden çıkarılarak “Ters Fourier” dönüşümü sayesinde tekrar zaman ortamında görülmesi sağlanır. Şekil 1.18’de

görüldüğü gibi zaman ortamında verinin kalitesini azaltan gürültülerin büyük bir kısmı atılarak gerçek kesit ortaya çıkmıştır.



Şekil 1.18 TAMAM-69 sismik kesitinin tek kanallı gösteriminin band geçişli süzgeç uygulanmamış ve uygulanmış gösterimi.

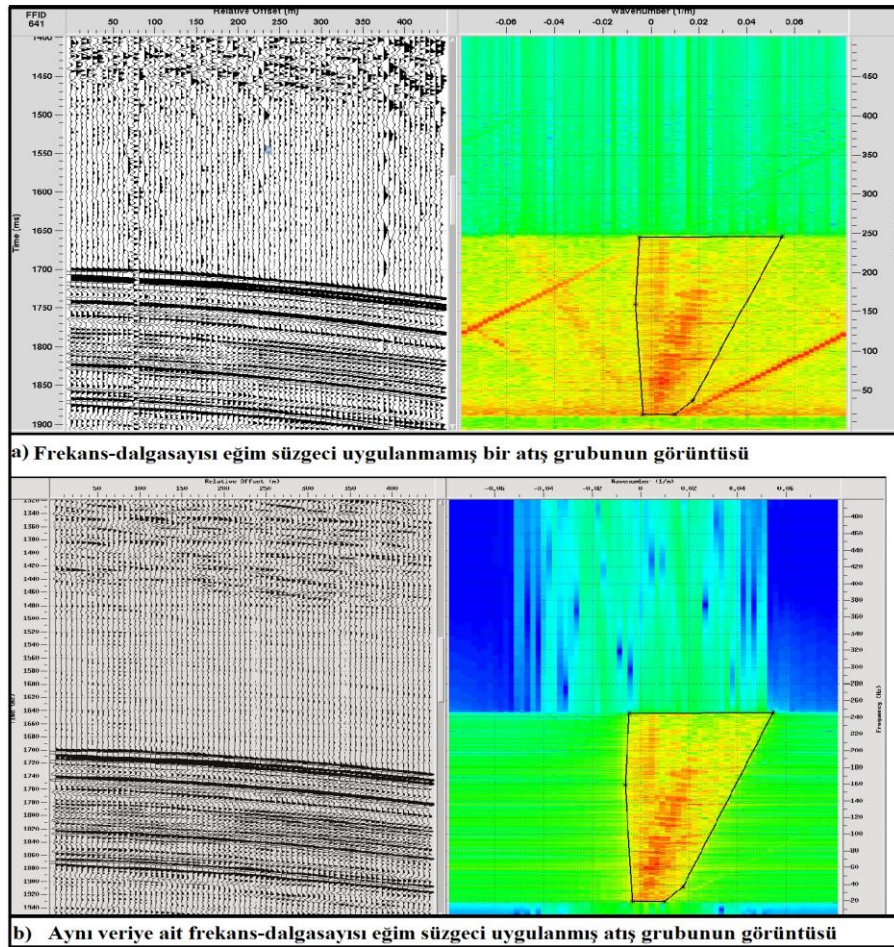
e) Otomatik Kazanç Kontrolü (AGC)

Sismik sinyalin soğurulması ve küresel saçılması sonucunda zayıflayan sinyallerin enerji kaybını engellemek amacı ile kullanılan veri işlem aşamasıdır. Tez için kullanılan veri setinde otomatik kazanç kontrolü ile beraber gerçek genlik düzeltmesi de kullanılmıştır fakat otomatik kazanç kontrolü bu veri seti için daha iyi sonuçlar

verdiği için tüm hatların veri işleminde bu kazanç kontrolü kullanılmıştır. Otomatik kazanç kontrolü bant geçişli süzgecin yanı sıra migrasyondan sonra da kullanılmıştır.

f) F-K (frekans-dalga sayısı) Eğim Süzgeci

Adından da anlaşılacağı üzere frekans- dalga sayısı ortamına aktarılan her bir atıştaki farklı sinyaller, farklı eğimlerde görülür ve bu eğimlenme sayesinde katlanma, derinlik düzenleyici, doğrudan gelen dalga gürültüsü gibi gürültüleri veriden atmak bu süzgeç ile mümkündür. Frekans ortamında gürültülerden arındırılmış veri tekrar zaman ortamına çevrilerek veri işlem aşamalarına devam edilir (Şekil 1.19). Hem veriyi incelemek hem de zaman açısından önemli bir kolaylık sağlar.



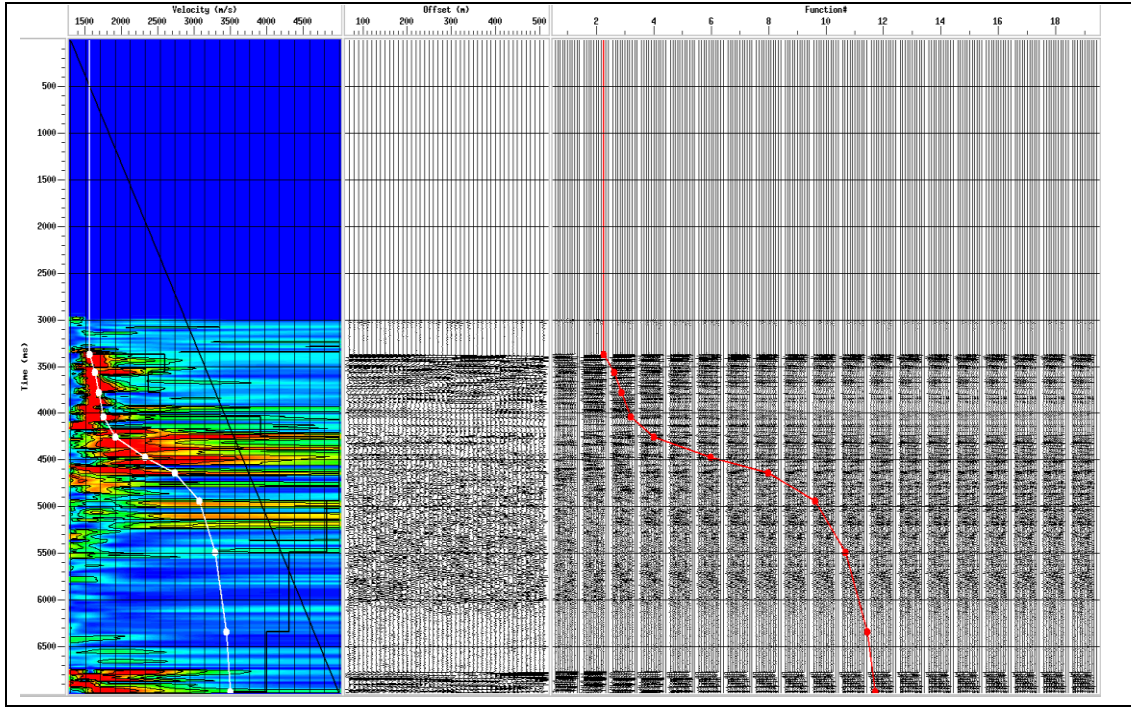
Şekil 1.19 TAMAM verilerinden bir atış grubuna uygulanmış f-k eğim süzgecinin bir atış grubu üzerinde uygulanmamış ve uygulanmış gösterimi.

g) Ortak Derinlik Noktasına Geçiş (CDP Sort)

Bu veri işlem aşamasında veri seti atış gruplarından ortak derinlik noktası gruplarına dönüştürülür.

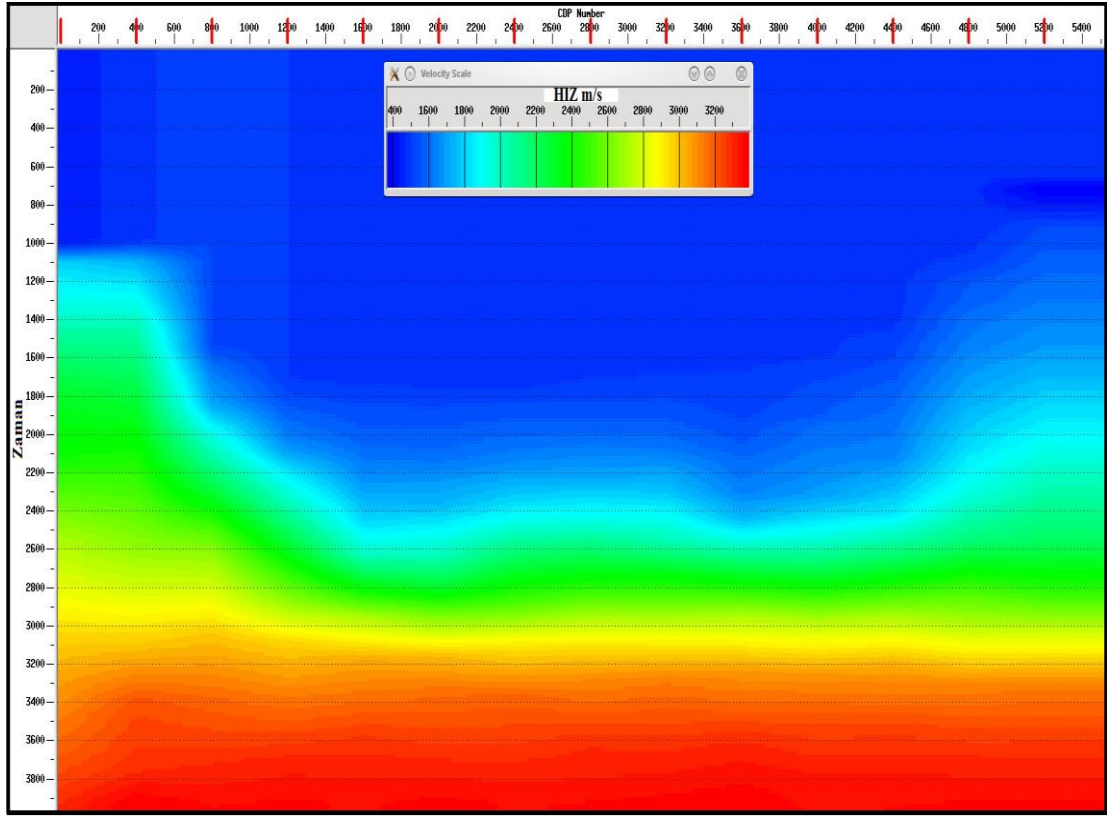
h) Hız Analizi

Veri işlemin en önemli aşamalarından biri olup oldukça zahmetli bir bölümdür. Ortak derinlik noktalarından oluşturulan gruplara uygulanır ve düşeyde zaman, yatayda hız olmak üzere gösterilen arayüzde tabakaların hızları ayrıntılı olarak belirlenir (Şekil 1.20).



Şekil 1.20 Hız analizine ait arayüz.

Belirli ortak derinlik noktası gruplarına uygulanan hız analizi ile birlikte bir hız modeli oluşturulmaktadır (Şekil 1.21). Böylece bu model ile tüm veriye hız analizi uygulanmış olur ve normal kayma zamanı için gerekli olan hızlar belirlenerek hiperbollerin tamamı sıfır zamanına çekilmiş olur. Her hat için ayrı olarak yapılan hız modelleri sayesinde tüm ortak derinlik noktası gruplarına teker teker hız analizi uygulamak yerine belirli gruplara uygulamak mümkün kılınmıştır.



Şekil 1.21 TAMAM-69 hattına ait hız modeli

i) *Normal Kayma Zamanı Düzeltmesi (NMO) ve Yığma (Stack)*

Hız analizi işleminden sonra belirlenen hızlar sayesinde normal kayma zamanları sıfır zamanına getirilerek yığma için gerekli veri seti hazırlanmış olur. Doğru yapılmış hız analizi bu aşama için oldukça önemlidir. Kayma zamanının düzeltilmesi doğrudan hız analizi işlemi ile bağlantılı olduğu için hızlar doğru bir şekilde seçilmelidir. Tüm hiperboller yatayda aynı zamana getirildikten sonra her bir ortak derinlik noktası grupları için bu sinyaller toplanır ve genliği yüksek tek bir sinyal haline getirilir. Bu veri işlem aşamasına da adından da anlaşılacağı üzere yığma işlemi denir.

j) *Göç (Migrasyon)*

Veri işlem uygulamalarının son aşaması olan migrasyon iki farklı şekilde uygulanmıştır. Hemen hemen tüm hatlarda “Kirchoff Zaman Migrasyonu”

kullanılmıştır ve bazı hatlarda karmaşık yapılar nedeni ile “Yığma Öncesi Zaman Migrasyonu” kullanılmıştır. Bu veri işlem aşaması ile birlikte verinin su kolonunda kalan gürültüler de atılarak veri yorumlamaya hazır hale getirilmiştir.

1.4 Marmara Denizi’nin Jeolojik Oluşumu

Günümüzde, Marmara Denizi’nin bulunduğu coğrafik alan, oluşumları ve jeolojik gelişimleri açısından birbirinden farklı olan bölgelerden oluşan bir mozaik şeklindedir. Bu mozaik birbiriyle tektonik sınırlarla birleşmiş durumdadır (Şengör ve Yılmaz, 1981).

Marmara Havzası’nın gelişimi ve evrimi hakkında birçok araştırmacı çeşitli yayınlar ve çalışmalar ortaya koymuştur. Bunlardan bazıları; Hsü (1972,1974); Saltık, 1974; Brinkmann (1976); Lutrig and Steffens (1976); Hsü ve diğer. (1977); Hsü ve Bernoulli (1978); Ryan ve Cita (1978); Stanley ve Blanpied (1980); Ketin (1983); Turgut ve diğer. (1983); Şengör ve diğer. (1985); Şentürk ve Karaköse (1987); Ternek ve diğer. (1987); Yaltrak (1995); Görür ve diğer. (1997); Ryan ve diğer. (1997); Tüysüz ve diğer. (1998)’dir.

Orta Miyosenden, Orta-Geç Pleistosen’e kadar olan dönemler aşağıda açıklanmış ve Şekil 1.22’de gösterilmiştir.

Geç Eosen Döneminde Avrasya ve Afrika levhalarının K-G yönlü hareket etmesi nedeni ile Kuzeybatı Anadolu’da sıkışma başlamış ve bu sıkışma yükselme sayesinde bölgede volkanizma etkin olmuştur. Geç Eosen-Erken Oligosen döneminde devam eden bu sıkışma sonucunda masifler yükselmiş ve havzalar daha derin hale gelmiştir. Geç Oligosen- Erken Miyosen döneminde levhaların hareketlerinin sürmesi ile birlikte bölgede Eosen- Oligosen kayaçlarında kıvrımlar oluşmuştur. Erken Miyosen’den günümüze Marmara Denizi ve Karadeniz’i de kapsayan bölgenin okyanuslarla bağlantısı kesilmiştir ve Hazar Gölü’ne kadar uzanan alan sık ve kapalı bir deniz haline gelmiştir (Paratetis). Deniz seviyesi

değişimleri, iklim ve tektonik etkiler nedeniyle Paratetis birbirine su yolları ile bağlanan havzalara ayrılmıştır (Barka ve diğer., 1988).

Orta Miyosen: Oligosen sonunda İntrapontid Okyanusu'nun kapanmasının (Okay ve Tansel, 1992) ardından gelişen sutur zonunun bu alanda olması nedeniyle Görür ve diğer. (1997), Marmara Denizi'nin bu alanda gelişmesine neden olduğunu öne sürmüşlerdir. Ayrıca Trakya Havzası ve Biga Yarımadası'nda akarsu- göl koşullarının hakim olduğunu ve konglomera, kumtaşı ve çamurtaşı ile lokal kalış, kömür ve kalkalin volkanik aratabakalı bir istifin çökeldiğini, bu alanın önemli bir bölümünün bir göl tarafından kaplandığını belirtmişlerdir. Orta Miyosen sonlarına doğru Akdeniz suları Saroz Körfezi yoluyla Marmara Denizi'nden önce bölgede mevcut olan gölü işgal etmiştir. Bu dar deniz dili o zamanlarda daha yeni şekillenmekte olan KAF zonunu kullanarak bölgeye gelmiştir (Görür ve diğer., 1997).

Orta ve Geç Miyosen: Görür ve diğer. (1997)'ye göre Geç Miyosen'de Marmara Denizi'ne ilk acı su-deniz girişi gerçekleşmiştir ve bu gelişim bu defa Akdeniz kökenli değil Paratetis kökenlidir. Bunun nedeni de Akdeniz'in Messiniyen döneminde kuruması ya da Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Marmara Denizi'nin Akdeniz ile olan bağlantısını engellemiş olmasıdır.

Orta ve Geç Miyosen'de Avrasya ve Arabistan levhalarının çarpışması sonucu Anadolu levhası yanal hareketine başlamıştır. Anadolu'nun batıya doğru hareket etmesi sonucu KAFZ gelişmiş ve Batı Anadolu'da doğu-batı daralmalardan kaynaklanan gerilmeli bir rejim başlamıştır (Dewey ve Şengör, 1979). Bu rejim sonucunda KAF batı kesiminde kollara ayrılmış ve bu kollar boyunca içinde bugünkü Marmara Denizi'nin de olduğu çöküntü alanları gelişmiştir. Yine bu dönemde yanal atımlı Kırklareli Fayı'nın (Trakya-Eskişehir Fayı) harekete geçmesiyle kuzeyde Istranca Masifi yükselmeye başlamış ve kuzeyde meydana gelen sıkışma Ganos Fayı'nı harekete geçirmiştir. Ganos Fayı'nın harekete geçmesi doğuda Biga tarafında sıkışmaya ve Gelibolu'nun yükselmesine sebep olmuş ve bölgede zaman zaman Ganos Dağı ile Biga arasında kalan alanlarda kuzeydoğu-

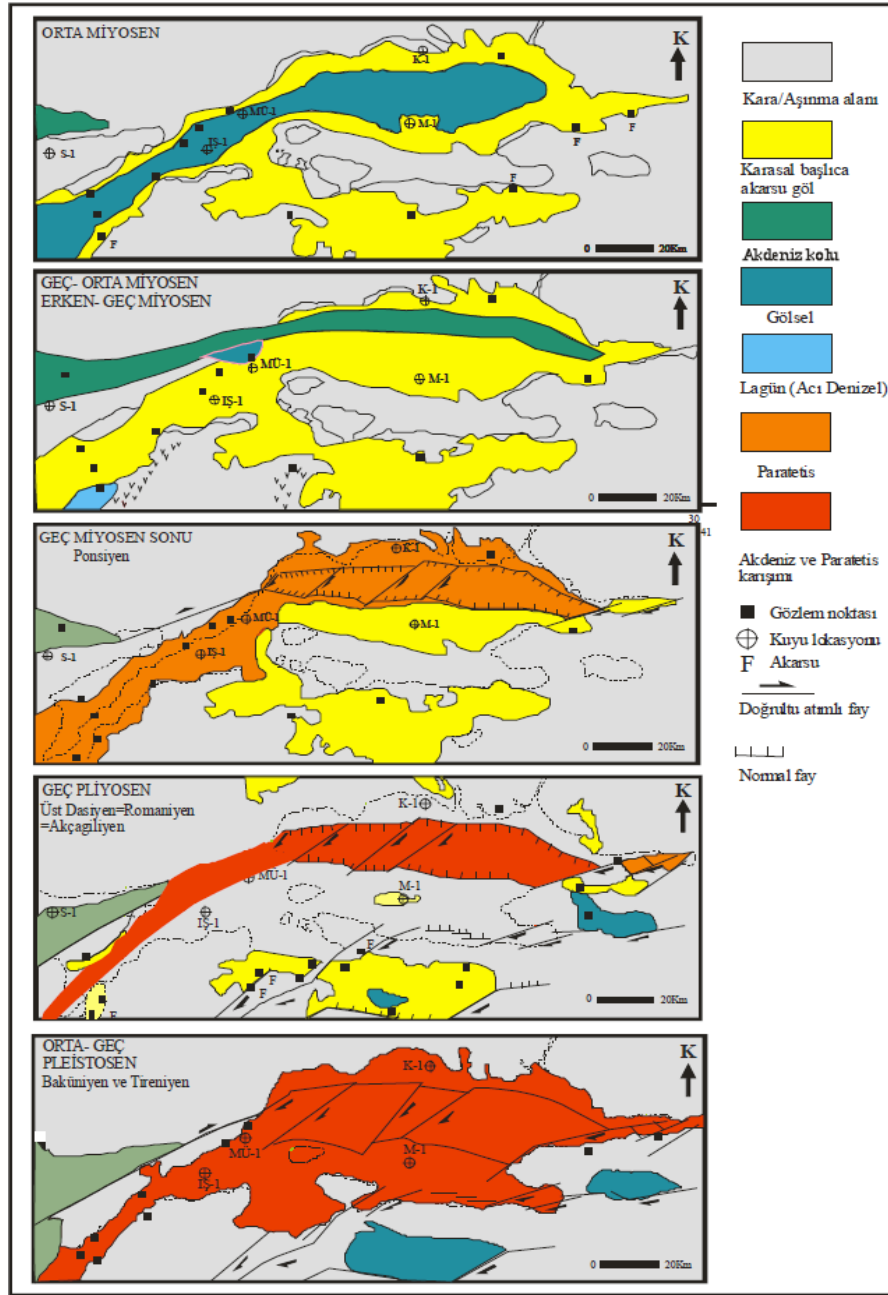
güneybatı eksenli akarsular hakim olmuştur (Sakinç ve Yaltırak, 1997; Sakinç ve diğer., 2000).

Geç Miyosen Sonu: Sakinç ve diğer. (1999)'a göre bu dönemde KAFZ, Ganos Fay'ı ile birleşerek Marmara Havzası'nın çekirdeğinin bir negatif çiçek yapısını şeklinde gelişmesine neden olmuştur.

Geç Miyosen sonlarına doğru (Ponsiyen, 6 myö) yeni oluşmakta olan Marmara Denizi'nin Akdeniz kökenli suları yerini Karadeniz'in acı sularına terk etmiştir (Görür ve diğer., 1997). Geç Miyosen'de (Tortoniyen) Ganos Fayı'nın tekrar harekete geçmesi ile Gelibolu'nun yükselmesi sonucunda oluşan eşğin doğusunda Ganos Fayı ile Kırklareli Fayı arasında kalan alan bir makaslama zonuna dönüşmüş ve Marmara havzası açılmaya başlamıştır. Yine bu dönemde kuzeyde KAF'nı oluşturacak makaslamanın da başlaması ile İstanbul ve Çanakkale arasında kalan alan, aktif İstanbul ve Gelibolu eşikleri tarafından denetlenmiştir (Sakinç ve Yaltırak, 1997; Sakinç ve diğer., 2000).

Geç Pliyosen: Bu dönemde Marmara Denizi'nin kuzeyi önemli bir ölçüde yükselerek aşınmış, Marmara'nın güneyi ise karasal bir alan haline gelmiştir (Görür ve diğer., 1997). Görür ve diğer. (1997)'ye göre Miyosen sonrası Akdeniz'de gelişen trangresyona rağmen Akdeniz suları ancak Geç Pliyosen'de Marmara Denizi'ni, Akdeniz ve Paratetis arasında bir su yolu haline getirmiştir.

Pliyosen Sonu: Bu dönemde Marmara Denizi hem Akdeniz hem de Karadeniz ile birleşmiştir. 10000 yıl önce Marmara Denizi'nin bugünkü oşinografik koşulları gelişmiştir (Görür ve diğer., 1997). Akdeniz ve Paratetis bağlantılarının Marmara Denizi'nde gerçekleştiği konusundaki anahtar bölge, Gelibolu'dur (Taner, 1980, 1982, 1997).



Şekil 1.22 Marmara Denizi ve çevresinin jeolojik oluşumu (Görür ve diğer., 1997; Taner, 1983)

1.5 Marmara Denizi'nin Tektonik Durumu

Türkiye'deki neotektonik dönem, Geç Miyosen'de Arap Levhası ile Anadolu Levhası arasında yer alan Neo-Tetis Okyanusu'nun güney kolunun Bitlis-Zagros Sütur Kuşağı boyunca kapanmasıyla başlamıştır (Sengör, 1979; Görür, 1992).

Arap Yarımadası, Anadolu Levhası ile çarpışması ile birlikte kuzeye doğru hareketine devam ederek Doğu Anadolu'nun sıkışmasına yol açmıştır. Bu sıkışma nedeni ile Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu fayları oluşmuş, Bu iki fay boyunca batıya kaçan Anadolu Levhası da burada Helenik yayının da etkisi ile genişlemiştir.

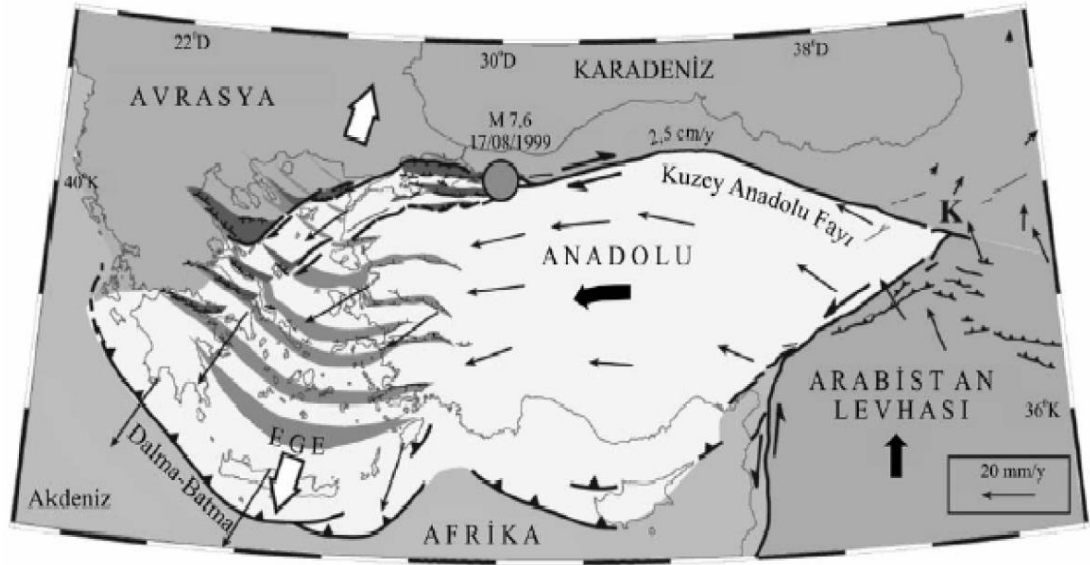
Avrasya levhasının güney kesimi Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ve Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) olmak üzere iki büyük kırık boyunca parçalanarak Anadolu plakasının oluşmasına neden olmuştur. Anadolu levhası, yaklaşık 4 milyon yıldır KAFZ ve DAFZ boyunca 1-3 cm/yıl'lık bir hızla batı-güneybatı hareketini sürdürmektedir. Bu nedenle iki fay zonu, günümüze kadar ülkemizde meydana gelen pek çok deprem için birer deprem kuşağı olarak rol oynamıştır (Kasapoglu ve diğer., 1999).

Doğuda KAF 100 m ile birkaç yüz metre arasında değişen genişliklerde oldukça dar, çizgisel görünüm ve ters bileşenli özellikler gösterirken, batıya doğru fay zonu genişliği artarak 10 km ye ulaşır ve normal atım bileşenli özellikler sunar. Fay orta kısımda dış bükey bir kavis yaparak fayın kilitlenmesine neden olacak şekilde Anadolu Bloğu'nun güneybatıya doğru dönmesine neden olmaktadır (Demirtas ve Erkmen, 2000).

Marmara Bölgesinde, KAFZ'nun aktif anafayları kuzey ve güney olmak üzere iki ana kola ayrılır (Koçyiğit ve diğer., 1999b; Emre ve diğer., 2000). Kuzey Anadolu Fay Sistemi, yaklaşık 1600 km uzunlukta sağ yönlü doğrultu atımlı transform nitelikli aktif bir levha sınırıdır (Sengör, 1979). Farklı çalışmalarda bu aktif kollar üç kola ayrılmış şekilde de gösterilmiştir.

Marmara Bölgesi'nde, KAFZ'nun karasal alandaki bölümü değişik araştırmacılar tarafından çalışılmıştır. KAFZ'nun Marmara Denizi içerisindeki davranışı ve geometrisi karada gözlemlendiği gibi açık değildir. Bir başka deyişle, Anadolu levhasının batıya doğru hareketi Marmara Denizi içerisinde bir takım kırık sistemleri boyunca Kuzey Ege'ye iletilir (Şekil 1.23).

Kuzey Anadolu Fay Zonu, çok sayıda segment ile bu segmentleri oluşturan kademeli ve sağ yanal atımlı faylar tarafından temsil edilmektedir. KAFZ'nun Doğu Marmara Depremi'nde rol oynayan kuzey kolu, biri Sapanca-Gölcük segmenti, diğeri ise Karamürsel segmenti veya fayı olmak üzere iki segmentten oluşmaktadır (Koral ve Eryılmaz, 1995; Barka, 1997).



Şekil 1.23 Anadolu levhası ve genel tektoniği (Okay ve diğer., 1999).

Kuzey Anadolu Fayı'nın karada ve denizdeki konumu üzerine çok değişik görüşler vardır. En önemli tartışmalar KAF'ın Marmara Denizi içerisindeki konumu üzerine olmaktadır (Crampin ve Evans, 1986; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Ergün ve Özel, 1995; Wong ve diğer., 1995; Okay ve diğer., 1999; Le Pichon ve diğer., 1999; Parkeve diğer., 1999; Okay ve diğer., 2000; Aksu ve diğer., 2000; Siyako ve diğer., 2000; İmren ve diğer., 2001).

Kuzey Anadolu Fay Zonu Marmara Bölgesinde 3 kola ayrılır. Marmara'nın kuzey bölgesi kuzey kolu ile kontrol edilir ve Marmara'yı bir uçtan diğeri uca keserek Ganos Fayı olarak adlandırılan fay olarak Marmara Denizi'ni terk eder. Güney Marmara Bölgesi ise orta ve güney kollarla kontrol edilir. Orta kol, İmralı deltasının güneyinden geçerek bir yay şeklinde Orta Marmara Havzası'na doğru uzanır.

Marmara'nın Güney bölgesi, D-B doğrultulu yanal atımlı fayın normal bileşenleri ile sınırlandırılmış yine D-B doğrultulu eşkenar dörtgen şeklinde horst-graben yapısı ile karakterize edilir (Gürer ve diğer., 2003).

1.5.1 Marmara Denizi İçin Önerilen Fay Modelleri

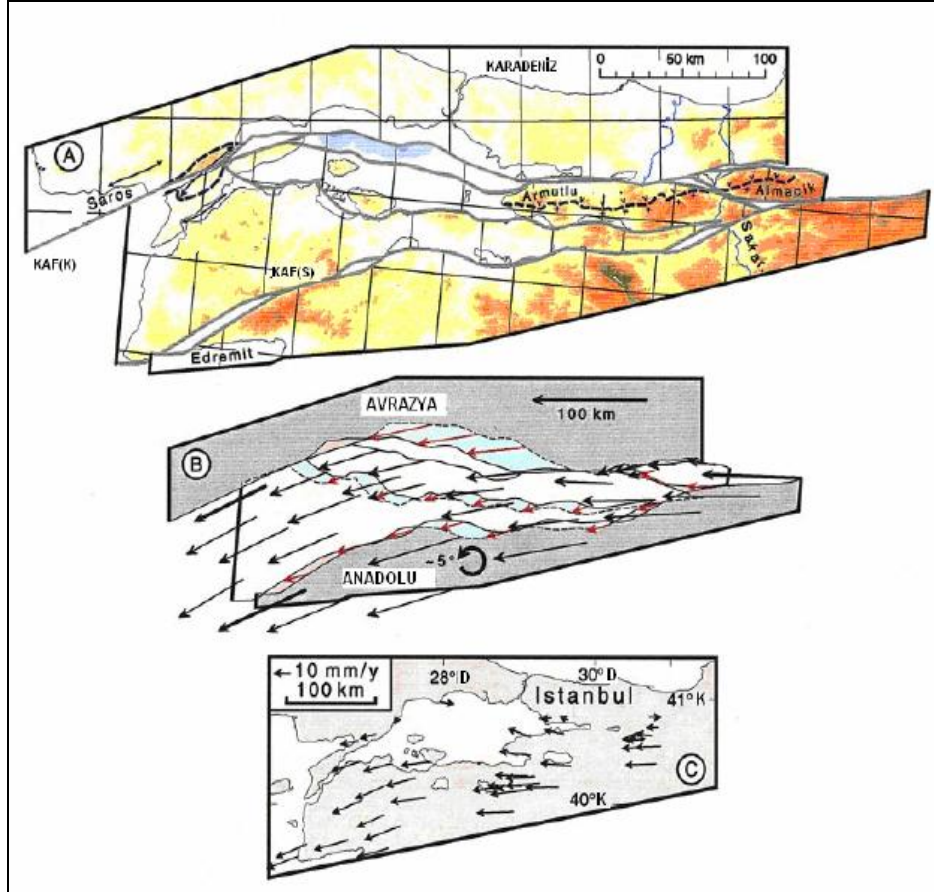
Kuzey Anadolu Fay Zonu karasal ortamda iyi tanımlanabilen sağ yanal doğrultu atımlı fay sistemidir, fakat bu zon Marmara Denizi içerisinde toplanan çok çeşitli verilere rağmen bilinmezliğini kısmen korumaktadır. Çeşitli araştırmacılar Marmara Denizi'nin oluşumu üzerine farklı modeller öne sürmüşlerdir. Bu modeller ilk olarak Seigber (1932)'nin yaptığı çalışma ile başlayarak günümüze kadar gelmiştir. Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Marmara Denizi içerisindeki sistemi hakkında birçok araştırma yapılmasına rağmen genel olarak bu fay modellerini 3 ana grupta toplamak mümkündür. Bunlar;

1. Çek-ayır (pull-apart) ve birleştirilmiş modeller
2. En-eşelon (en-echelon) fay segmentleri ile birleşen modeller
3. Marmara Denizi altından geçen tek bir ana fay (master fault) modeli

1.5.1.1 Çek-ayır (pull-apart) ve Birleştirilmiş Modeller

İki sırt ile birbirinden ayrılan üç derin Marmara çukurunu oluşturan doğrultu atımlı sistem içindeki çek-ayır havza sistemi, ilk kez 1980'li yılların sonlarında ortaya atılmıştır (Barka, 1988). Çukurların, KD – GB yönlü doğrultu atımlı faylar tarafından kontrol edilen normal fay mekanizmalarıyla oluştuğu önerilmiştir. Bu görüş genel anlamda batimetrik verilere dayandırılmıştır ve uzun yıllar kabul görmüştür. Daha sonraları toplanan sığ ve derin sismik yansıma verilerine dayanarak bu model birçok araştırmacı tarafından geliştirilmiştir. Günümüze en yakın ve en son toplanan yüksek çözünürlüklü verilere dayanan Armijo (2002) tarafından önerilen bu

model, çek-ayır havza modelleri arasında en çok tercih edilendir. Armijo, 2000'den bu yana bu görüşü savunmaktadır (Armijo, 2000). Özet olarak bu modelde Kuzey Anadolu Fayı ilerlemesi sırasında karşılaştığı geometrik/mekanik bir engel olarak görülen büyük bir çek-ayır yapıdır. Son 5 M yıl boyunca çek-ayır bir davranışla açılma gösterdiği görüşüne inanarak bu görüşü yer değiştirme alanı ve jeodetik vektörlerle desteklemek istemiştir (Şekil 1.24).



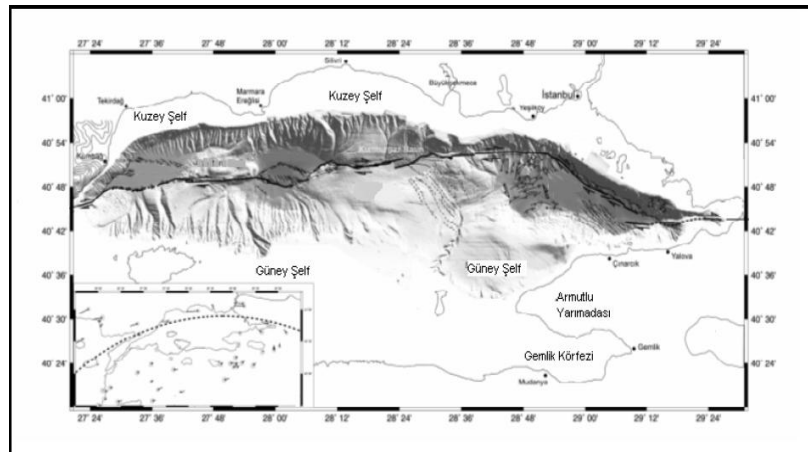
Şekil 1.24 A: Marmara Denizi'nin oluşumunu sağlayan kinematik model. B: Komşu yer değiştirme alanı. C: Jeodetik vektörler (Armijo , 1999).

1.5.1.2 En eşelon (en echelon) Fay Segmentleri İle Birleşen Modeller

Ulusal Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Programı kapsamında MTA tarafından toplanan veriler ışığında Okay ve diğer. (1999), çukurların kuzey ve güney sınırlarını kesen iki fay fikrini öne sürmüştür (Şekil 1.25). Ana kolun Ganos, Orta Marmara ve

1.5.1.3. Marmara Denizi Altından Geçen Tek Bir Ana Fay (master fault) Modeli

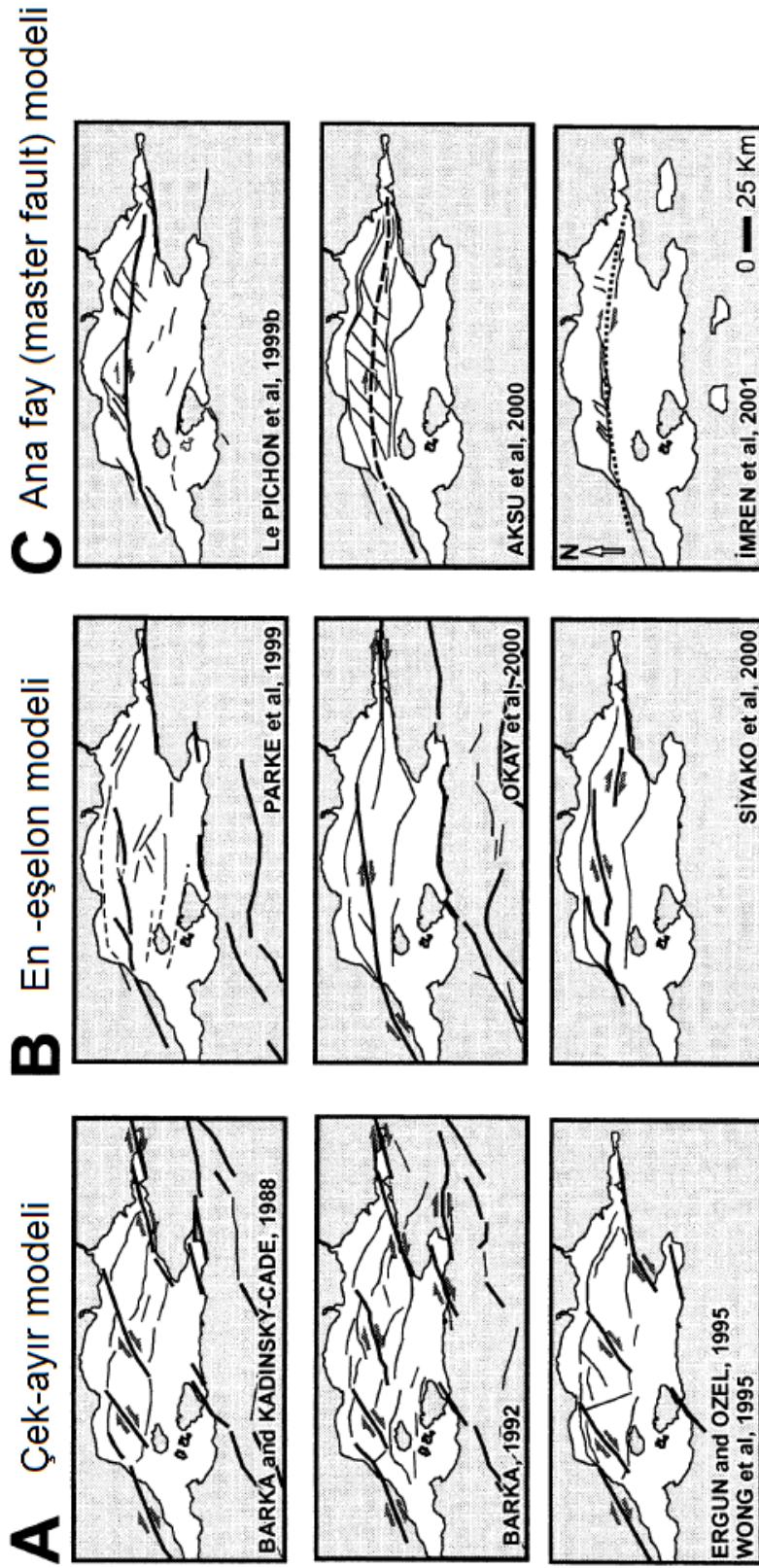
Fransız Ifremer R/V Le Suroit gemisinin Marmara seferinde toplanan yüksek çözünürlüklü sismik yansıma verilerinin yorumlanmasına dayanarak Le Pichon (1999), Marmara Denizi içerisinde fayın hareket yönünün doğudan batıya doğru değişmekte olduğunu ve denizin sınırlarına paralel olduğunu öne sürmüştür. Bu durumda, günümüzde aktif bir çek-ayır sisteminin oluşumuna gerek yoktur. Marmara Denizi boyunca tek bir fay ile İzmir segmentinin Ganos segmenti ile birleşebilmesinin mümkün olabileceğini savunmuştur (Şekil 1.27). Savundukları modelde artık çek-ayır yapı aktif değildir. Daha önce oluşmuş havzaları kesen yeni bir fay sistemi 200.000 yıl önce batı sırt topoğrafyasının 4 km'lik sağ yanal atımına bağlı olarak oluşmuş ve kayma hızı da 18 mm/yıl olarak hesaplanmıştır.



Şekil 1.27 Marmara Bölgesi'nin aktif tektonik haritası (Le Pichon, 2001).

Marmara Denizi'ni boydan boya kesen bu fay, iki ana segment içermektedir. Batı segmenti, Ganos fayı ile birleşmektedir ve 120 km uzunluğundadır. Kısa olan segment ise yaklaşık 40 km uzunluğundadır ve Çınarcık Havzası'nın kuzey şelfini 295°'lik eğimle ve en eşelon yapı ile izlemesine rağmen havzanın güneyinde normal faylanma ve çökme bölgeleri bulunmaktadır.

Tez kapsamında sadece bu 3 fay haritası örnek olarak gösterilmiştir. Bunun nedeni günümüzde birçok araştırması tarafından en çok bilinen modellerin bu 3 model olmasıdır. Bunun yanı sıra farklı araştırmacıların ortaya koyduğu bazı modeller, Yaltırak (2002)'de Şekil 1.28'deki gibi gösterilmiştir.



Şekil 1.28 Marmara Denizi üzerine yapılmış tektonik modelleri A1. Barka ve Kadinsky-Cade (1988), A2. Barka (1992), A3. Ergun ve Özel (1995), Wong ve diğer. (1995). B1. Parke ve diğer. (1999), B2. Okay ve diğer. (2000), B3. Siyako ve diğer. (2000), C1. Le Pichon ve diğer. (1999), C2. Aksu ve diğer. (2000), C3. İmren ve diğer. (2001)

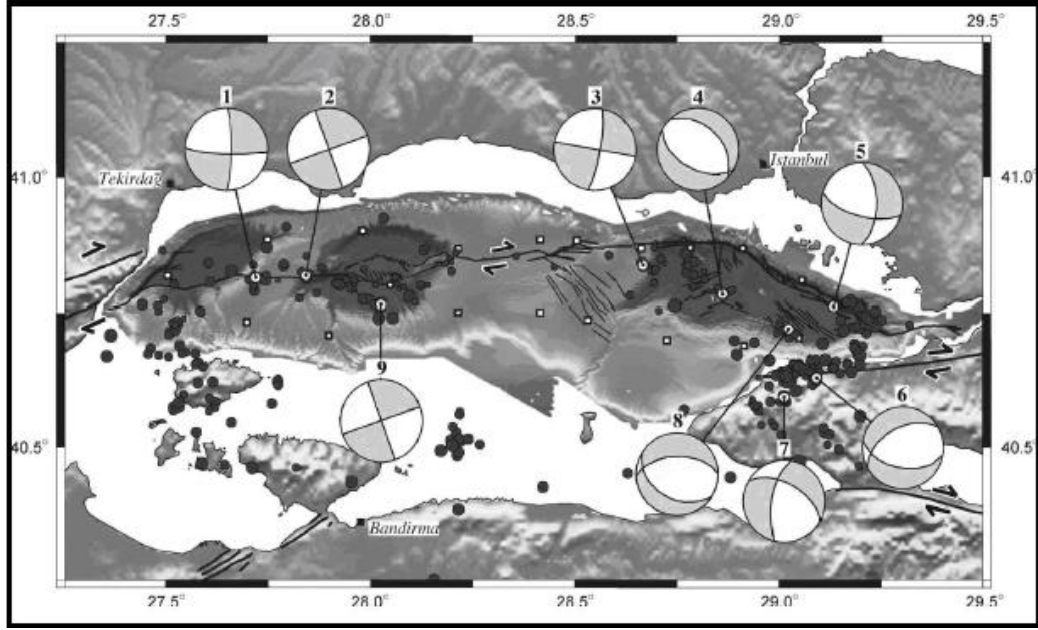
1.6 Marmara Denizi'nin Sismik Etkinliği ve Depremselliği

Birçok araştırmacı tarafından yapılan çalışmalar sayesinde Marmara Denizi'nin sürekli bir sismik aktiviteye sahip olduğu anlaşılmıştır. Trakya Bölgesi'nin merkezi dışında hemen her yerde deprem etkinliği vardır. Marmara Denizi ve Tekirdağ Havzası'nda yapılan çalışmalar bölgede aktif bir tektonizmanın olduğunu göstermektedir (Smith ve diğer.,1995; Wong ve diğer., 1995; Okay ve diğer., 2000; Le Pichon ve diğer., 2001a; Gazioğlu ve diğer., 2002; Yaltırak, 2002; Demirbağ ve diğer., 2003; Okay ve diğer., 2004).

Ambraseys ve Finkel (1991), son 2000 yıllık deprem kayıtlarını inceleyerek Marmara Denizi'nde birçok depremin meydana geldiğini ve kuzey kol üzerinde olan tarihsel depremlerin diğer kollara oranla daha fazla olduğunu ortaya koymuşlardır. Gürbüz ve diğer. (2000), mikrosismik çalışmalar ile Marmara Bölgesinin sismotektoniğini yorumlamışlardır ve Marmara Fay'ı boyunca iyi gelişmiş mikrosismik bir etkinlik kaydetmişlerdir. Sismik etkinliğin Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun kuzey kolu boyunca çizgisel olarak geliştiğini ortaya koymuşlardır. Mikrodeprem dağılımı Merkez Marmara Fayı'nın ımarcık Havzası'nda güneye doğru yaklaşık 45°'lik açıyla eğimli olduğunu göstermektedir. Bu bölgedeki birleşik odak mekanizmaları, ortalama gerilme alanının eğimli açılmayı içerdiğini önermektedir.

Marmara Bölgesi'nin deprem potansiyeli oldukça yüksektir. Tarihsel depremler olarak, MS 11 ile MS 1894 yılları arasında bölgede kayıtlara gemis en az 145 deprem bilinmektedir. Bunlardan en önemli olanlar; 29 (İzmit), 363 (Marmara), 434 (Marmara), 446 (Marmara), 477 (Marmara), 15 Ağustos 553 (Marmara ve İzmit), Ekim-Kasım 557 (Marmara), Ocak 1010 (Marmara), İlkbahar 1034 (Marmara), 18 Aralık 1037, 10 Eylül 1509 (Kıyamet-i Suga), 12 Haziran 1542 (Marmara), 10 Mayıs 1556, 11 Temmuz 1690, Yaz 1718 (İstanbul ve İzmit), 25 Mayıs 1719 (İzmit-Yalova), 2 Eylül 1754 (İzmit Körfezi), 3 Eylül 1763 (Marmara), 22 Mayıs 1766 ve 10 Temmuz 1894 depremleridir (Ambraseys ve Finkel, 1995).

Sato ve diğ. (2004) Marmara Denizi'ndeki mikrodprem etkinliği ve bunların birleşik odak mekanizmaları ile ilgili yeni çalışmalar yapmıştır. Şekil 1.31, tez alanı olan Çınarcık Havzası'nda oluşan normal ve yanal atımlı fayların odak mekanizma çözümlerini de göstermektedir.



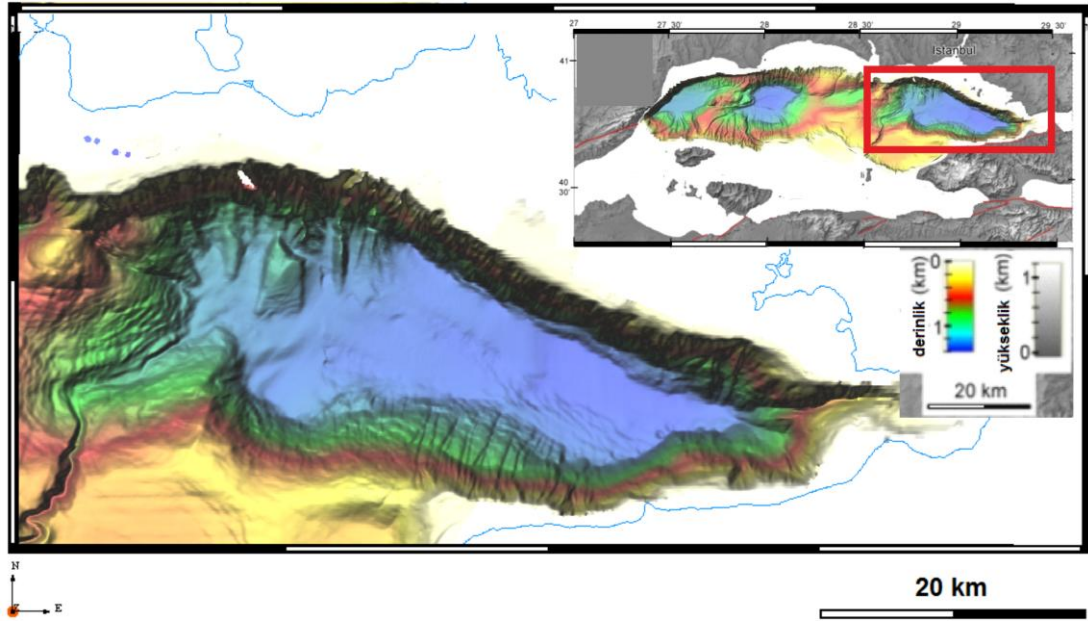
Şekil 1.31 Marmara Denizi'nde meydana gelmiş mikrodpremlerin birleşik odak mekanizması çözümlerleri (Sato ve diğ., 2004).

BÖLÜM İKİ

ÇINARCİK HAVZASI

Tez kapsamında çalışma alanı Marmara Denizi'nin en doğusunda yer alan Çınarcık Havzası seçilmiştir. Çınarcık Havzası karmaşık bir yapıya sahip üçgen şeklinde bir basendir ve Kuzey Anadolu Fay Zonu ile doğrudan ilişkili olduğu için önemli bir yere sahiptir.

Havzanın özelliklerinden bahsedecek olursak, Tuzla Burnu'na kadar BKB-DGD doğrultusu ile uzanan bu çukurun uzunluğu 50 km kadardır. Batıda genişliği 20 km olan bu çukur doğuya doğru sıfır genişlikte olmaktadır (Şekil 2.1). Oldukça düz görümlü çukurdaki derinlikler 1150 ve 1270 metre arasında değişmektedir. En derin yeri ise basenin doğusundadır ve 1289 metredir. Havza içerisindeki derinlik trendi ise 0.2° ortalama eğimle batıdan doğuya doğru yükselmektedir (Okay ve diğer., 2000).



Şekil 2.1 Çınarcık Havzası'nın Le Suroit gemisi tarafından toplanan batimetri verileri ile oluşturulmuş derinlik haritası.

Çınarcık Havzası Orta Marmara Havzasından Orta Marmara Sırtı ile ayrılmaktadır. Marmara Adaları uzantısı olarak metamorfik çekirdek konumunda

olan Orta Marmara Sırtı batıda Orta Marmara Havzası'nın ince Tersiyer çökelleri ile doğuda ise Çınarcık Havzası'nın batıya doğru incelen çökelleri ile örtülüdür (Alpar ve Yaltırak, 2000).

Okay ve diğer. (2000) tarafından yapılan bir yorumda, listrik olarak aşağıya doğru çökel istifi keserek sona eren kuzey güney kenar faylarının Kuzey Anadolu Fayı'nın kuzey kolunu ikiye ayırdığını öne sürmüşlerdir. Tez kapsamında yorumlanan çok kanallı sismik yansıma verilerinde böyle bir fayın varlığına rastlanmamıştır. Bu durum izleyen bölümlerde irdelenecektir.

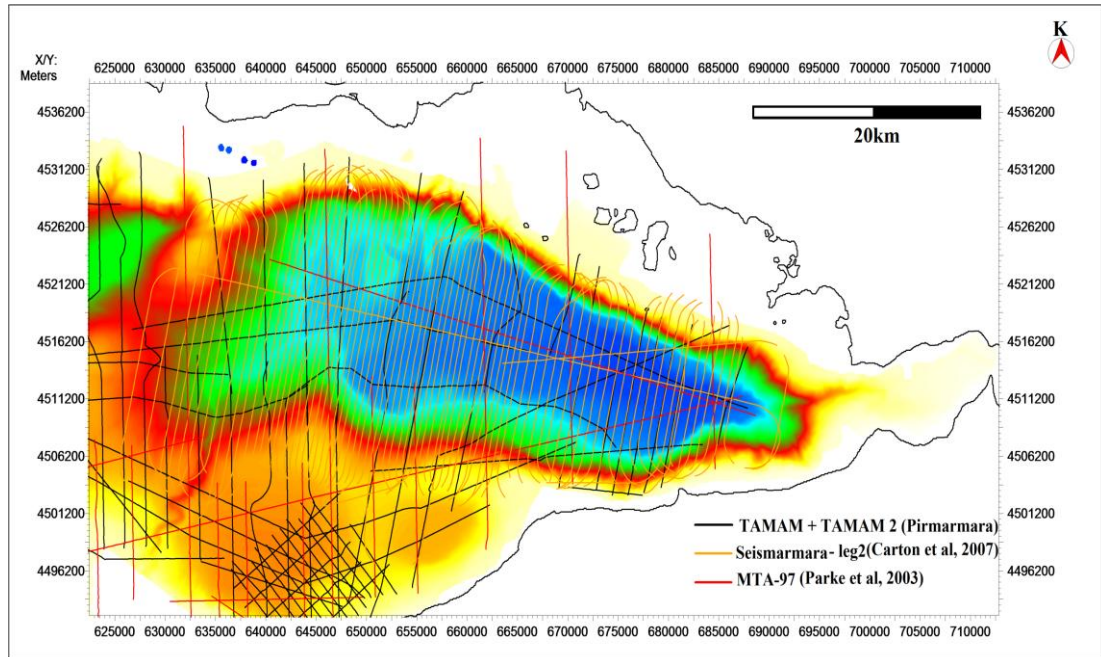
Ecevitoglu (2000) tarafından yapılan bir çalışmada 50 kHz'lik çok ışınli derinlik verilerine dayanarak Kuzey Anadolu Fayı'nın Marmara Denizi içerisindeki yaşının 365 bin yıl olduğu öne sürülmüştür. Sapanca, Gölcük gibi bölgelerde yapılan sondajlarda rastlanan 20-25 m kalınlığındaki tektonikle eş zamanlı (syn-tectonic) çökellerin 350 bin yıl olan yaşı bu görüşü doğrular niteliktedir.

Marmara Denizi'nde şelf bölgelerinde ortalama çökelme hızı 40 cm/binyıl kadardır. Gerilme bölgelerinde 10 cm/binyıl'a kadar düşebilen bu oran çukurluklarda değişir ve 100-200 cm/binyıl arasına kadar çıkar (Çağatay ve diğer., 2000). Bunun muhtemel nedeni dik kıta yamaçlarında oluşan sualtı heyelanlarıdır.

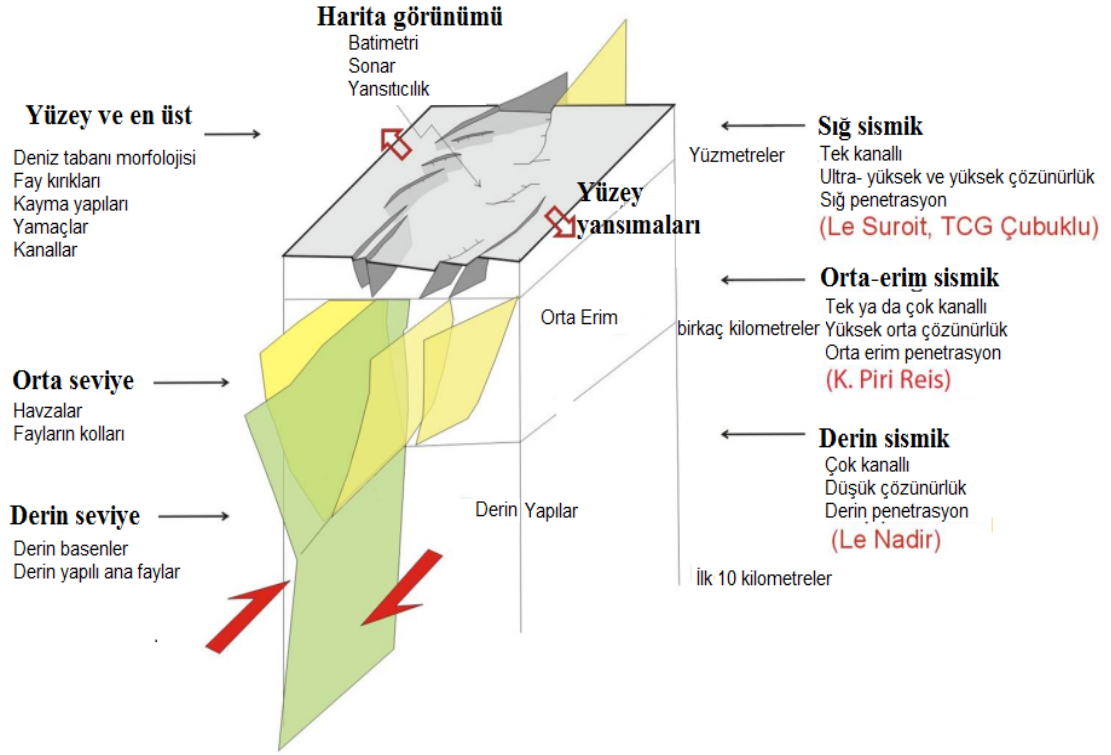
Çınarcık Havzası'nın güney ve kuzey şelfleri morfolojik olarak birbirlerinden farklıdır. İzmit Körfezi'nin girişine doğru daralan kuzey şelfinin genişliği 7-13 km arasında değişmektedir. Yalova'ya yakın şelf eğimi ortalama $3,5 \pm 0,5^\circ$ iken, geniş olan kuzey şelfinin ortalama eğimi $1,5^\circ \pm$ olarak hesaplanmıştır. Kuzey şelf kenarı güneydekine göre daha derindedir. Bu durum, kuzey ve güney şelflerinin farklı tektonik hızlarda yükseldiğinin kanıtıdır. Marmara'nın güney ve kuzeybatı kıyılarında, Çanakkale Boğazı'na yakın yerlerde geç Pleistosen yaşlı Marmara Formasyonu'na ait denizel tortullar mevcuttur ve bunlar denizin bugünkü seviyesinden 40-50 metre kadar yukarıya tektonik etkilerle yükselmiştir (Erol ve Nuttal, 1973; Sakıncı ve Yaltırak, 1997).

verileri de kullanılmıştır ve dolayısıyla tabakaların yorumlanabilmesi ve fay geometrisinin iyi bir şekilde ortaya konabilmesi için yeterli veri setine sahip olunmuştur (Şekil 2.5). Farklı sistemlerle toplanan veri setleri farklı parametrelere sahip olacağından veri setleri arasındaki derinlik ve çözünürlük de farklı olacaktır. Buna dayanarak orta erim ve derin erime sahip olan iki farklı veri seti sayesinde stratigrafi ve fay geometrisi hakkında daha sağlıklı sonuçlar ortaya koymak mümkündür (Şekil 2.6).

Tez kapsamında gösterilecek olan sismik kesitlerin hemen hemen tamamı TAMAM projesine ait verilerdir. Seismarmara verileri tabakaların gridlenmesi, fay geometrisinin düzgün bir şekilde ortaya konabilmesi ve derinlik migrasyonu sayesinde tabakaların eğimlenmesini daha doğru bir şekilde göstermek için kullanılmıştır.



Şekil 2.5 Çınarcık Havzası'nda toplanmış çok kanallı sismik yansıma verileri. Tez kapsamında TAMAM ve Seismarmara verileri kullanılmıştır.



Şekil 2.6 Çınarcık Havzası'nda toplanan farklı erimlere sahip veri setleri ve seferde kullanılan araştırma gemileri.

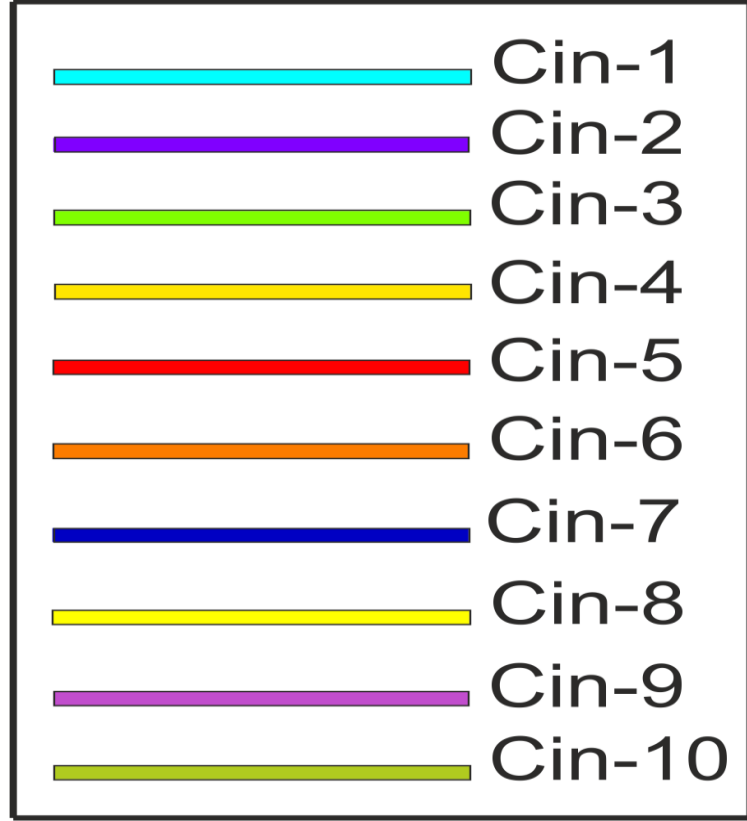
Veri işleme tabi tutulmuş ve yorumlanmış TAMAM verileri Le Suroit araştırma gemisinin toplamış olduğu çok ışınlı batimetri verisi ile beraber değerlendirilmiştir ve bu batimetri haritası fay geometrisinin yorumlanmasında oldukça büyük kolaylıklar sağlamıştır.

2.2 Çınarcık Havzası'nın Sismik Stratigrafisi

Bu bölümde tez kapsamında işlenmiş migrasyon kesitler üzerinden Çınarcık Havzası'nın sismik stratigrafisinden bahsedilecektir, kesitlerin yorumlanmış ve yorumlanmamış halleri gösterilecektir.

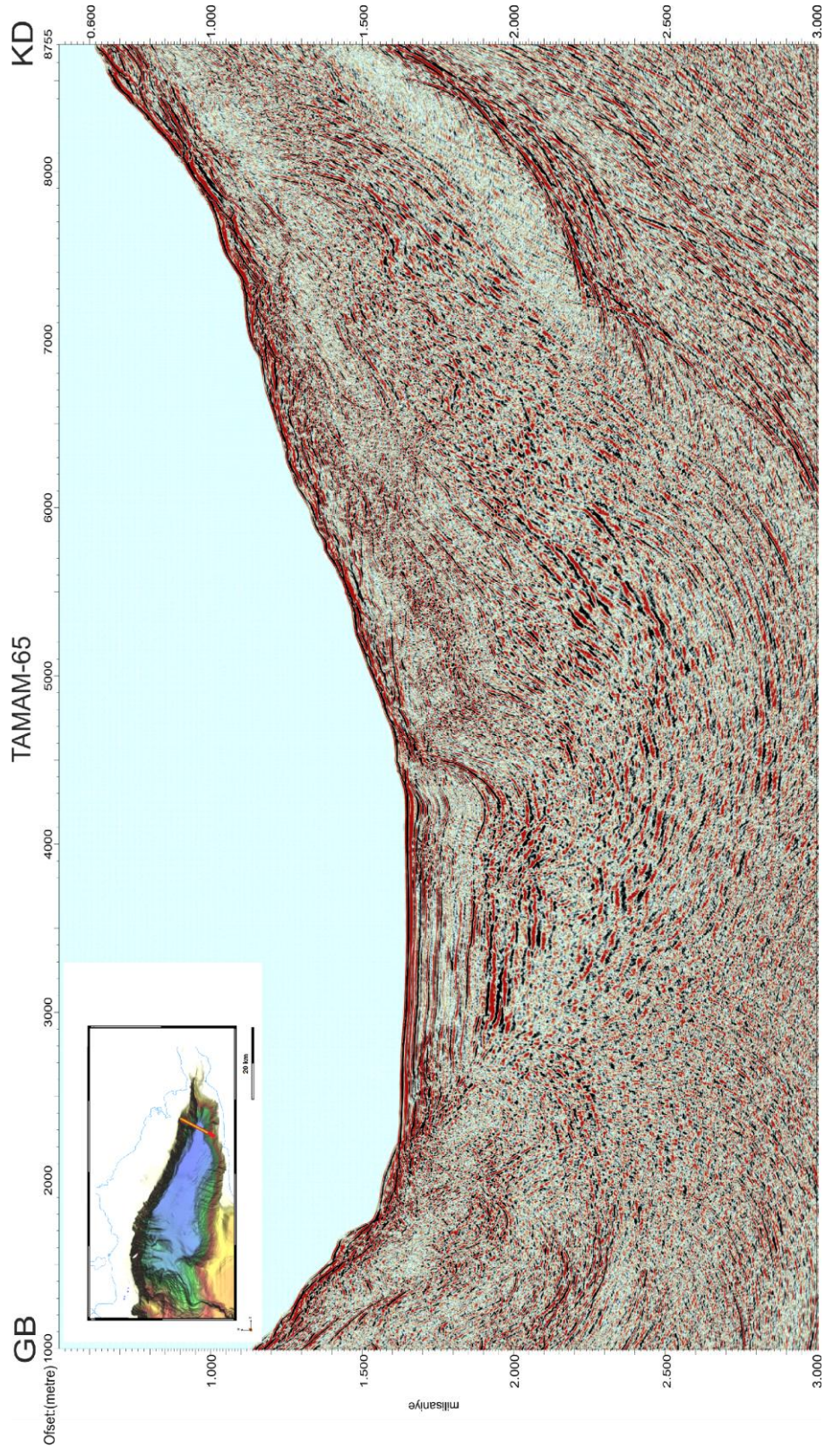
Ayrıca Seismarmara projesi kapsamında veri işleme tabi tutulmuş SM-123 ve SM-146 isimli hatların derinlik kesitleri de yorumlanarak Çınarcık Havzası'nın güney yamacından geçtiği düşünülen büyük ölçekli bir fayın olup olmadığı araştırılmıştır. Yine Seismarmara ve TAMAM sismik yansıma verileri kullanarak

Çınarcık Havzası'ndaki biriken tortul tabakaların iki yol seyahat zamanları gridlenerek eğimleri saniye cinsinden gösterilmiştir.

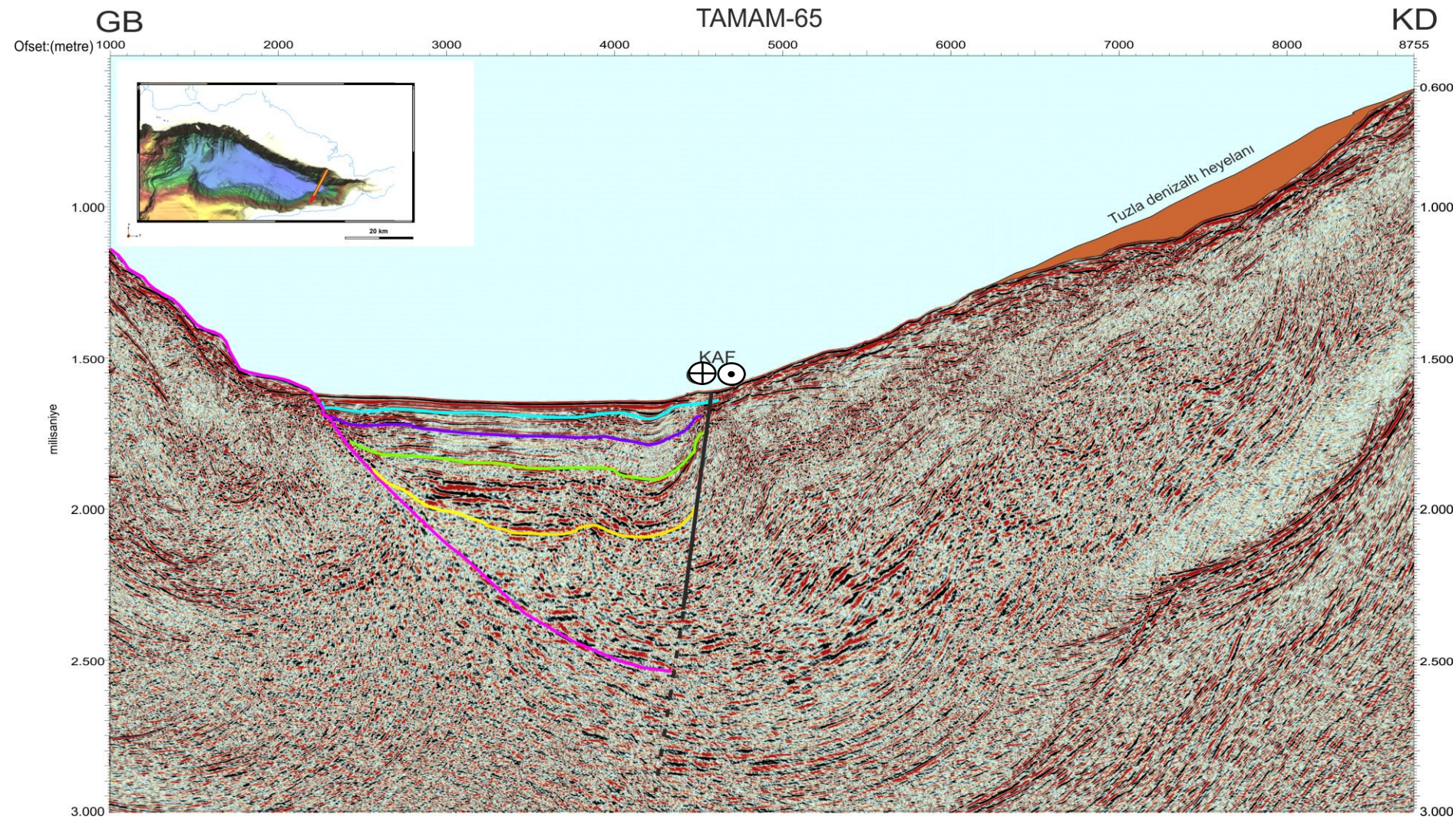


Şekil 2.10 Tez kapsamında sismik hatlardaki tabakalara verilen renk ve isimler.

Tez kapsamında sismik kesitlerde görülen tabakalara verilen isim ve renkler Şekil 2.10'da gösterilmiştir. Verilen bu renkler (Sorlien ve diğer., 2012) makalesinde yapılan çalışmadaki renklerle uyumlu olarak seçilmiştir. Stratigrafik yorumlamada tüm tabakaların isimleri "Cin" olarak adlandırılmıştır ve 1'den 10'a kadar numaralandırılarak farklı renklerle ifade edilmiştir. Tabakaların yaşlandırılması, yıllık açılma ve tortul birimlerin kalınlıkları ifade edilirken bu isimlendirme ve renkler kullanılmıştır.



Sekil 2.8 TAMAM-65 sismik vansıma kesitinin yorumlanmamış görüntüsü.

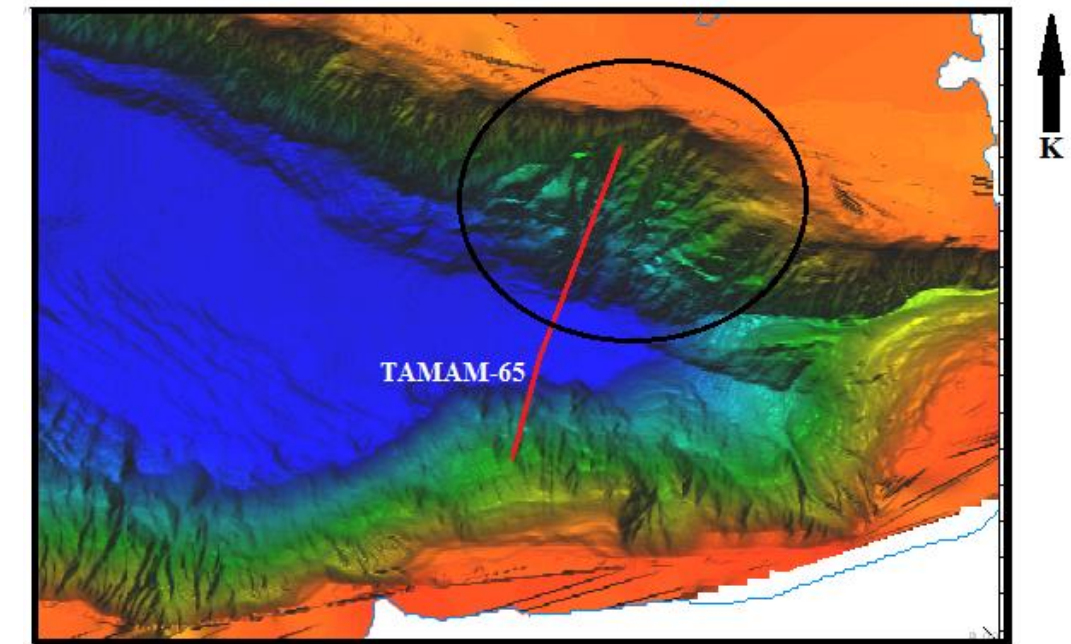


Şekil 2.9 TAMAM-65 sismik yansıma kesitinin yorumlanmış görüntüsü.

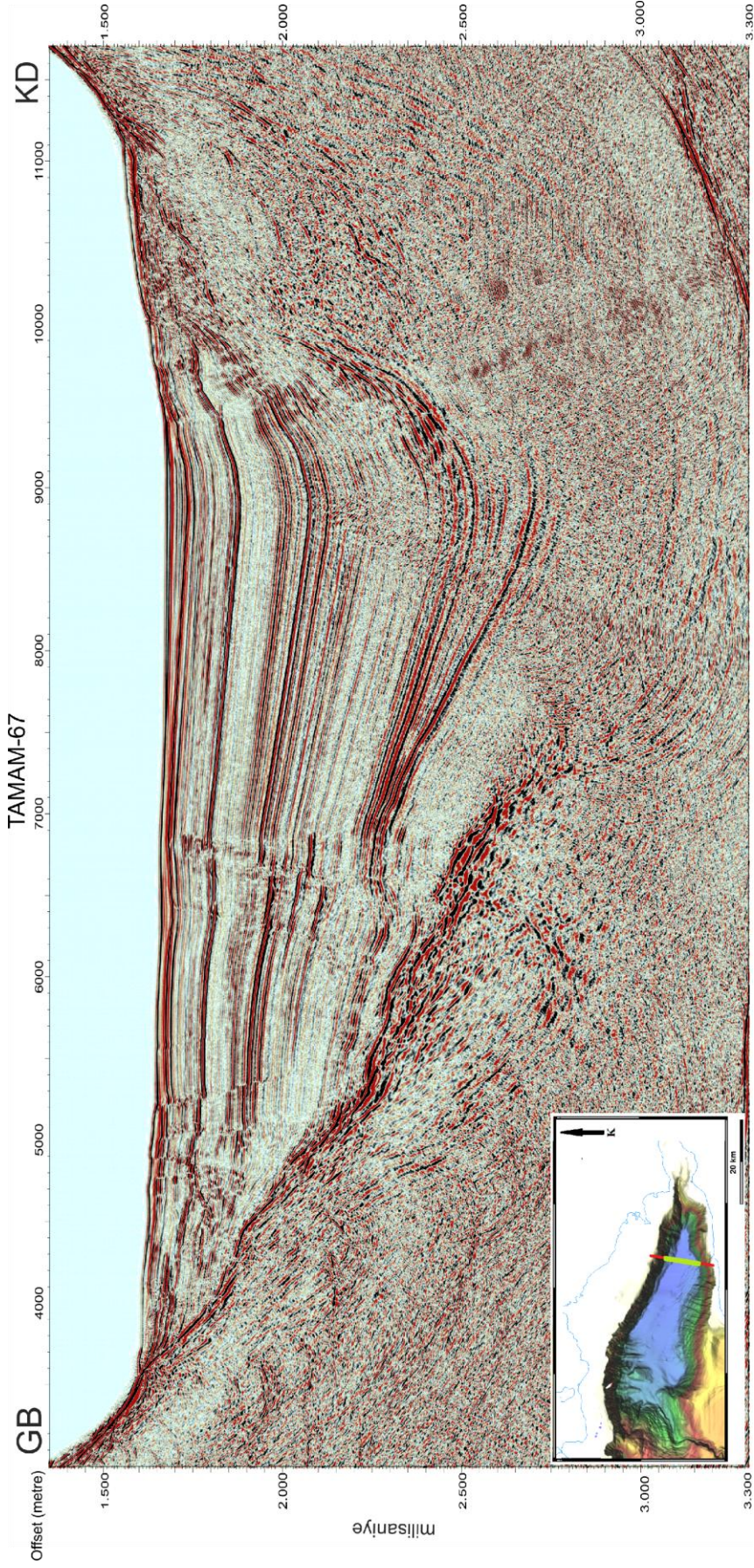
Şekil 2.9’da gösterilen sismik kesitin güneybatısında yer alan yamaç, Çınarcık Havzası içerisinde bir “akustik temel” oluşturmuştur. Tüm kesitlerde görülemese de muhtemel olarak Kuzey Anadolu Fayı ile birleşmektedir. Kuzey İmralı delta alanının deniz tabanı, bir yamaç ile Çınarcık Havzası’na bağlanmaktadır ve bu taban Kuzey Anadolu Fayı ile birleşerek oldukça büyük bir Plio-Kuvaterner tortul alanın olduğu Çınarcık Havzası’nın akustik temelini oluşturmuştur. Tez kapsamında kesitlerde gözlemlenen bu akustik temel, şekildeki gibi pembe ile gösterilmiştir. Ayrıca sismik kesitin kuzeybatısında yer alan Tuzla denizaltı heyelanı da bu kesitte açık bir şekilde görülmektedir. KAFZ aktivitesi tarafından tetiklenen bu heyelanın rotasyonel bir heyelan olduğu düşünülmektedir (Şekil 2.11). Tuzla Heyelanı kuzey yamacının dinamiğinin anlaşılması için önemli bir etkinliktir ve bu alanlar gelecekte potansiyel heyelan alanı olarak düşünülebilir.

Şekil 2.8 ve Şekil 2.9’daki TAMAM-65 isimli hat Çınarcık Havzası’nın en doğusunda toplanan hattır. Şekilde de görüldüğü gibi kuzey ve güney yamaçlarının havzadaki sınırlarının birbirine en yakın olduğu yerlerden biridir. Dolayısı ile tortul birimlerin kalınlığı bu bölgede diğer bölgelerde olduğu kadar çok değildir.

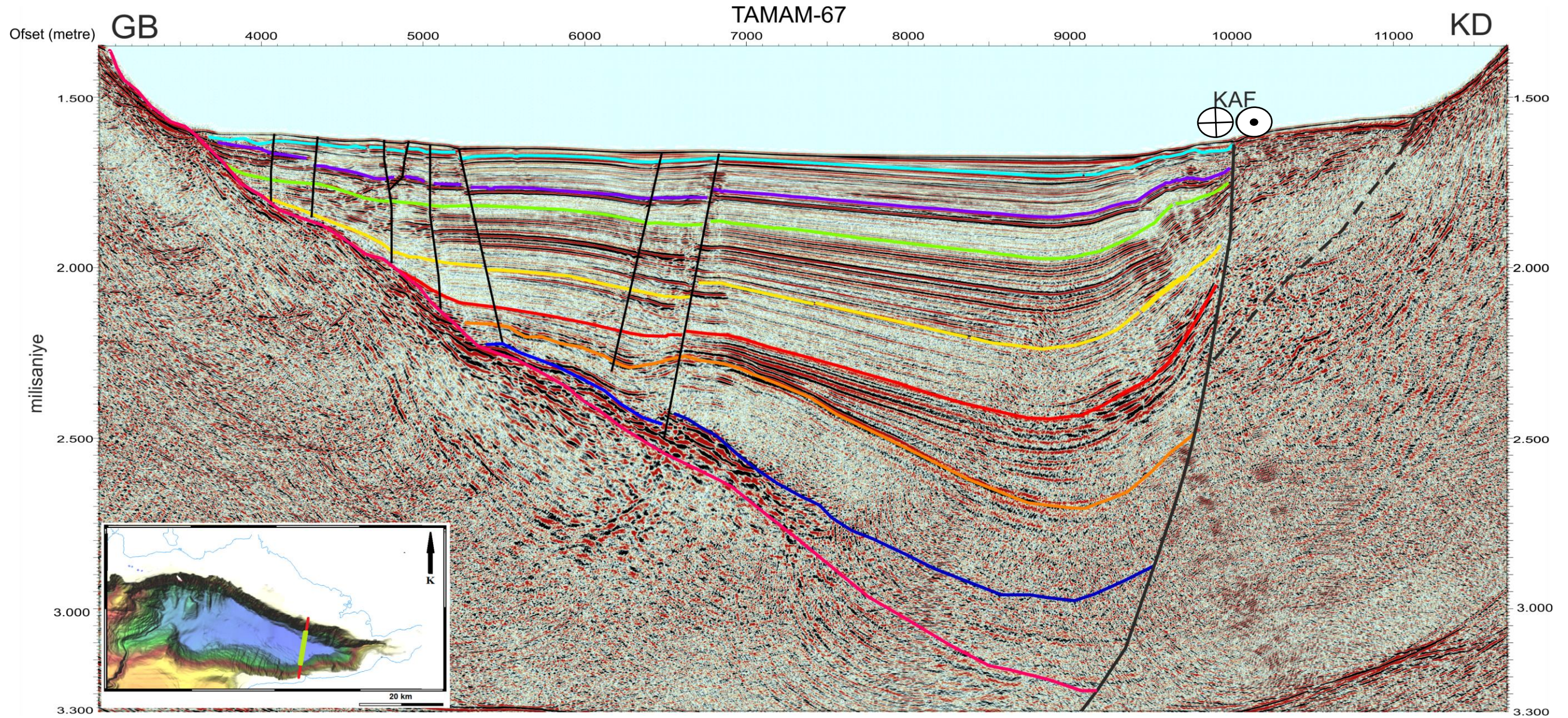
TAMAM projesi çerçevesinde toplanan çok kanallı sismik yansıma verilerinde Kuzey Anadolu Fayı’nın ilk gözlemlendiği hat TAMAM-65 hattıdır. Havzanın kuzeyinden geçen fay sismik kesitlerde siyah çizgi ile gösterilmiştir. Havzanın ortasında biriken tortulların Kuzey Anadolu Fayı ile birleştiği noktada tabakalar tamamen kesilmiştir. Havzada toplanan tüm hatlarda ortak olan ve kırmızı ile gösterilen “Cin-5” tabakası bu hatta gözlemlenememiştir.



Şekil 2.11 Tuzla denizaltı heyelanının batimetri haritasındaki görüntüsü.

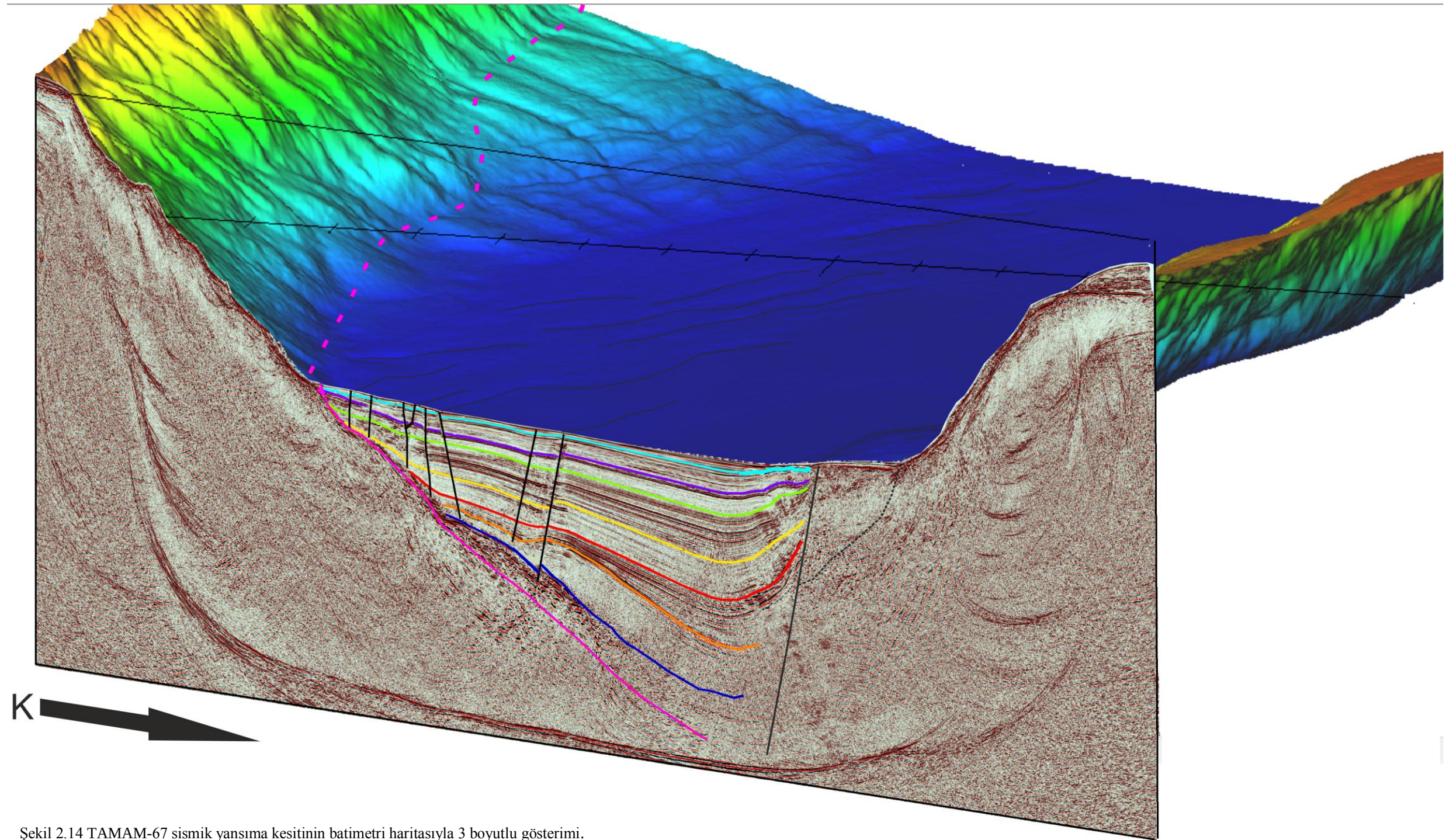


Şekil 2.12 TAMAM-67 sismik yansıma kesitinin yorumlanmamış görüntüsü.



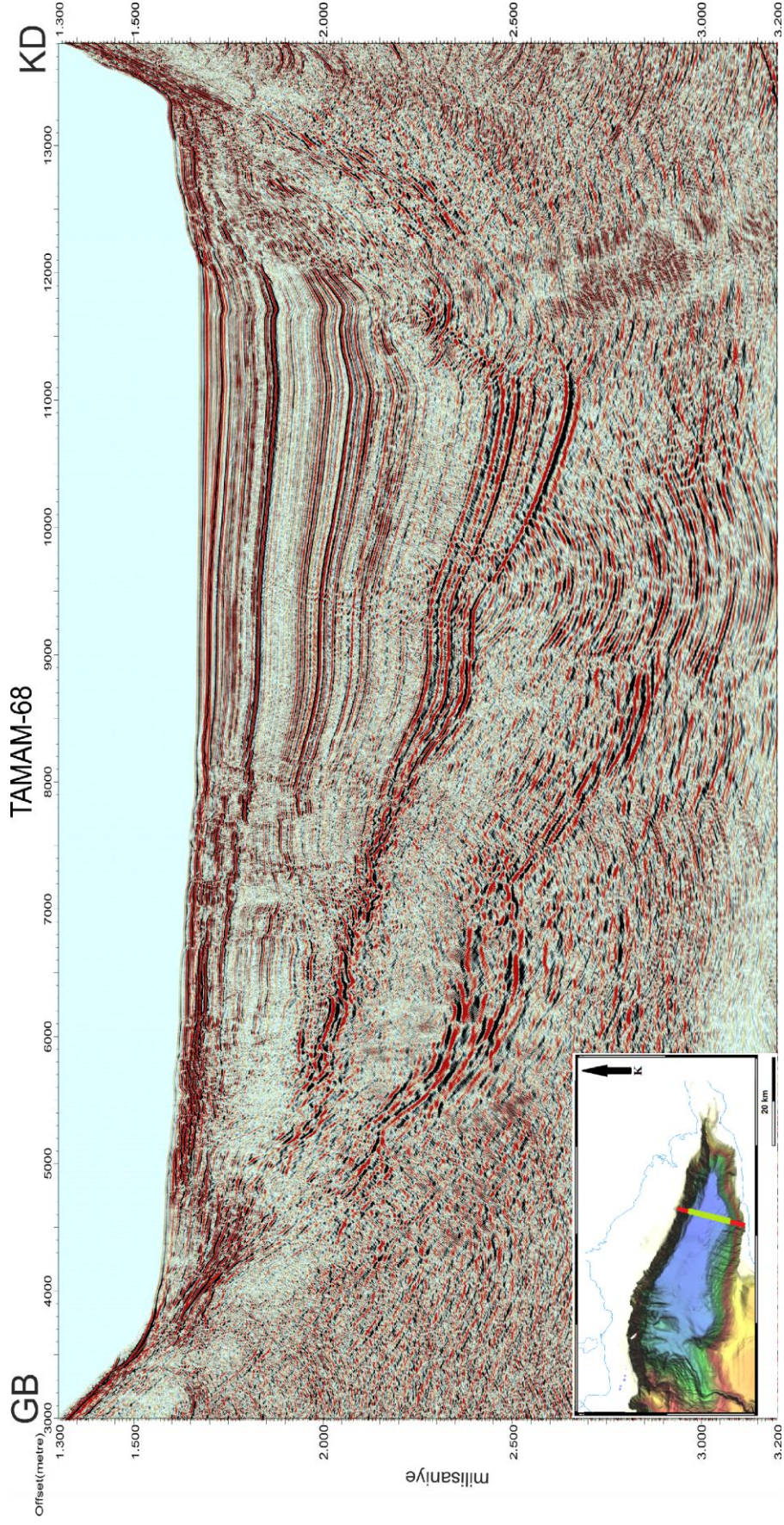
Şekil 2.13 Tamam-67 sismik yansıma kesitinin yorumlanmış görüntüsü.

TAMAM-67 isimli hat Çınarcık Havzası'nın doğusunda yer alır ve TAMAM-65 hattının batısındadır (Şekil 2.12, Şekil 2.13). Havzada biriken tortullar bu bölgede daha ayrıntılı bir şekilde görülmeye başlamıştır. Bir önceki hatta görülemeyen "Cin-5" tabakası bu kesitte kendini göstermiştir. Havzanın doğusuna daha yakın olan orta kısımlarında, açılmaya bağlı olarak normal faylanmalar gözlemlenmiştir. Küçük ölçekli bu faylar havzanın ortasına doğru uzanmaktadır birçok hatta görülmektedir. Kesitlerde akustik temelin altı görülemediği için var olan bilgilerle bu fayların derinlere inip inmediği hakkında kaniya varmak doğru değildir. İleriki adımlarda bu faylar arasındaki açılmanın hesaplanması ve havzadaki kümülatif açılmanın yıllık miktarı gösterilmektedir. Farklı renkler ile paketler halinde gösterilen tabakaların sürekliliği KAF ile birleştiği anda aniden kesilmiştir. Kesitin güneybatısında görülen ve pembe çizgi ile gösterilen "akustik temel" bu hatta daha açık bir şekilde görülmektedir. "Cin-1"den "Cin-7" ye kadar görülen tabakalar akustik temel ile birleşerek bir "on-lap" yüzeyi oluşturmuştur. Kesitte gösterilen "akustik temel" birçok çalışmada Çınarcık Havzası'nın güneyinden geçtiği düşünülen büyük ölçekli bir "listrik" fay olarak yorumlanmıştır. Tez kapsamında yorumlanan sismik kesitlerde böyle bir fayın varlığına rastlanmamıştır. Bu fayın var olup olmadığına dair yorumlamalar diğer kesitlerde ayrıntılı olarak işlenmiştir.

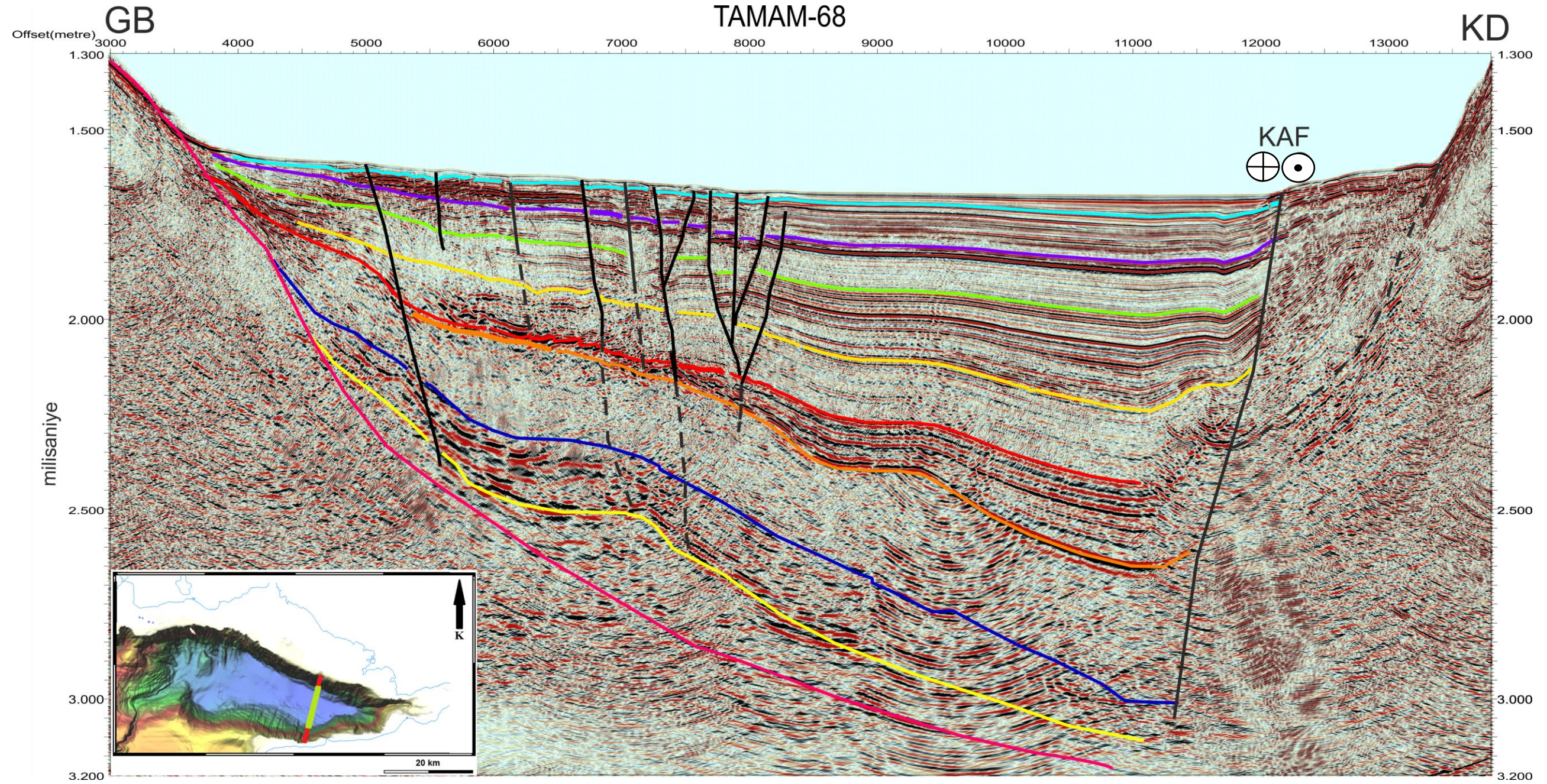


Şekil 2.14 TAMAM-67 sismik yansıma kesitinin batimetri haritasıyla 3 boyutlu gösterimi.

TAMAM-67 hattı Şekil 2.14'te batimetri haritası ile birlikte verilmiştir. Havzanın ortasında bulunan normal faylar ve yüzeyde bırakmış olduğu izler bu bölgenin oldukça aktif olduğunun bir kanıtıdır. Birçok çalışmada havzanın güneyinde var olduğu düşünülen büyük ölçekli fayın aslında İmrallı delta alanından gelen bir "akustik temel" olduğu bu kesitte görülmektedir. Ayrıca havzanın ortasında ve güneye yakın kısmında yer alan fayların, açılmaya bağlı küçük ölçekli faylar olduğu da Şekil 2.14'te gösterilmiştir. Kesitin içerisinde pembe çizgi ile gösterilen "akustik temelin uzanımı", batimetri verisi üzerinde kesikli çizgilerle ifade edilmiştir. Kesikli çizgi ile ifade edilen bu bölge "akustik temel" in havza içerisinde biriken tortullarla birleştiği sınırı ifade etmektedir ve havzanın güney yamacı boyunca uzanmaktadır. Bir başka deyişle tortulların birikme sınırı olarak da söylemek mümkündür. Bu sınır şekilde de görülen ve havzanın güney yamacında yer alan çökme yapıları alanının üzerinden devam ederek havzanın sonunda sona ermektedir. Aynı özelliğe sahip olan kuzey yamacındaki "akustik temel" ise KAF ile birleşmektedir ve kesikli çizgi ile ifade edilmiştir.

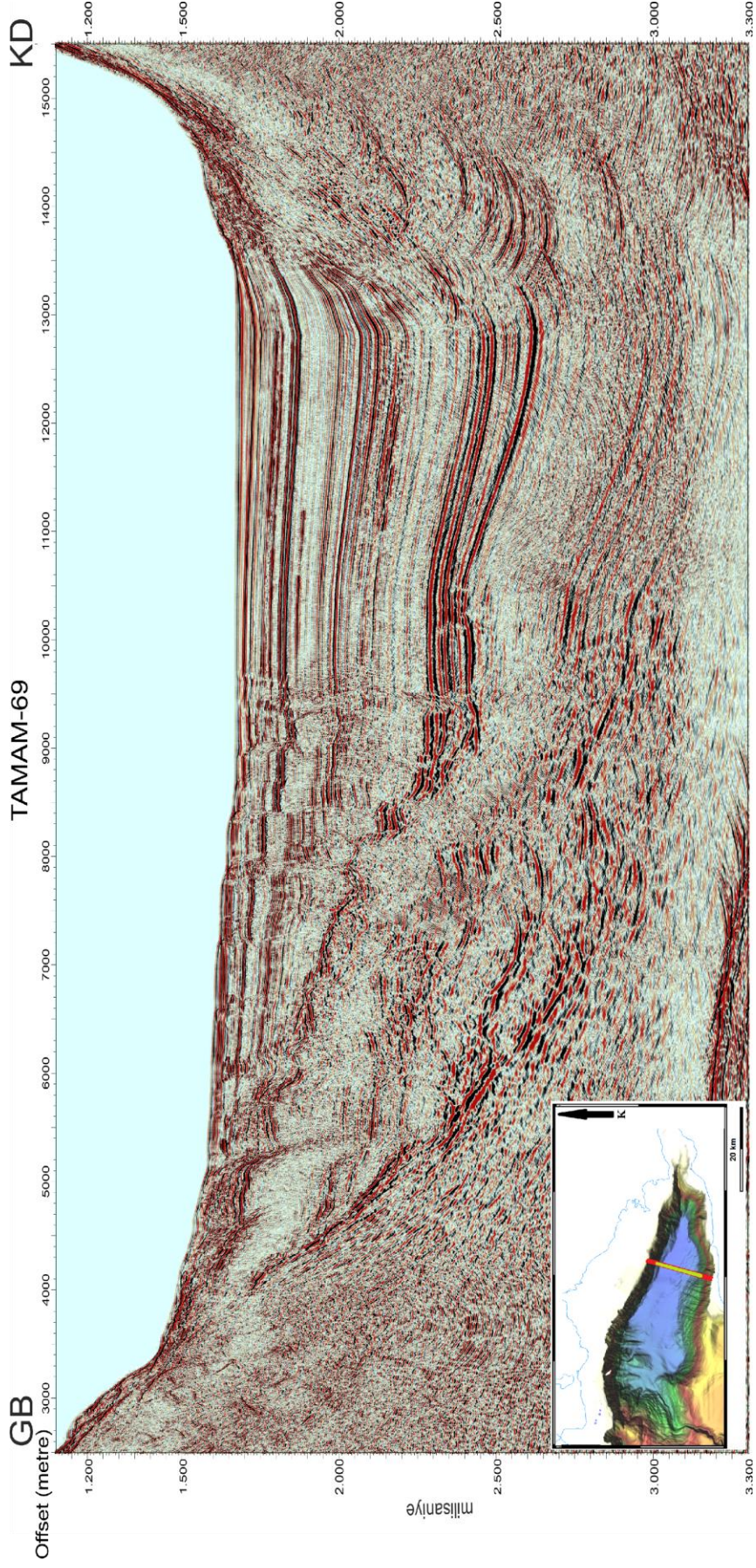


Şekil 2.15 TAMAM-68 sismik yansım kesitinin yorumlanmamış görüntüsü.

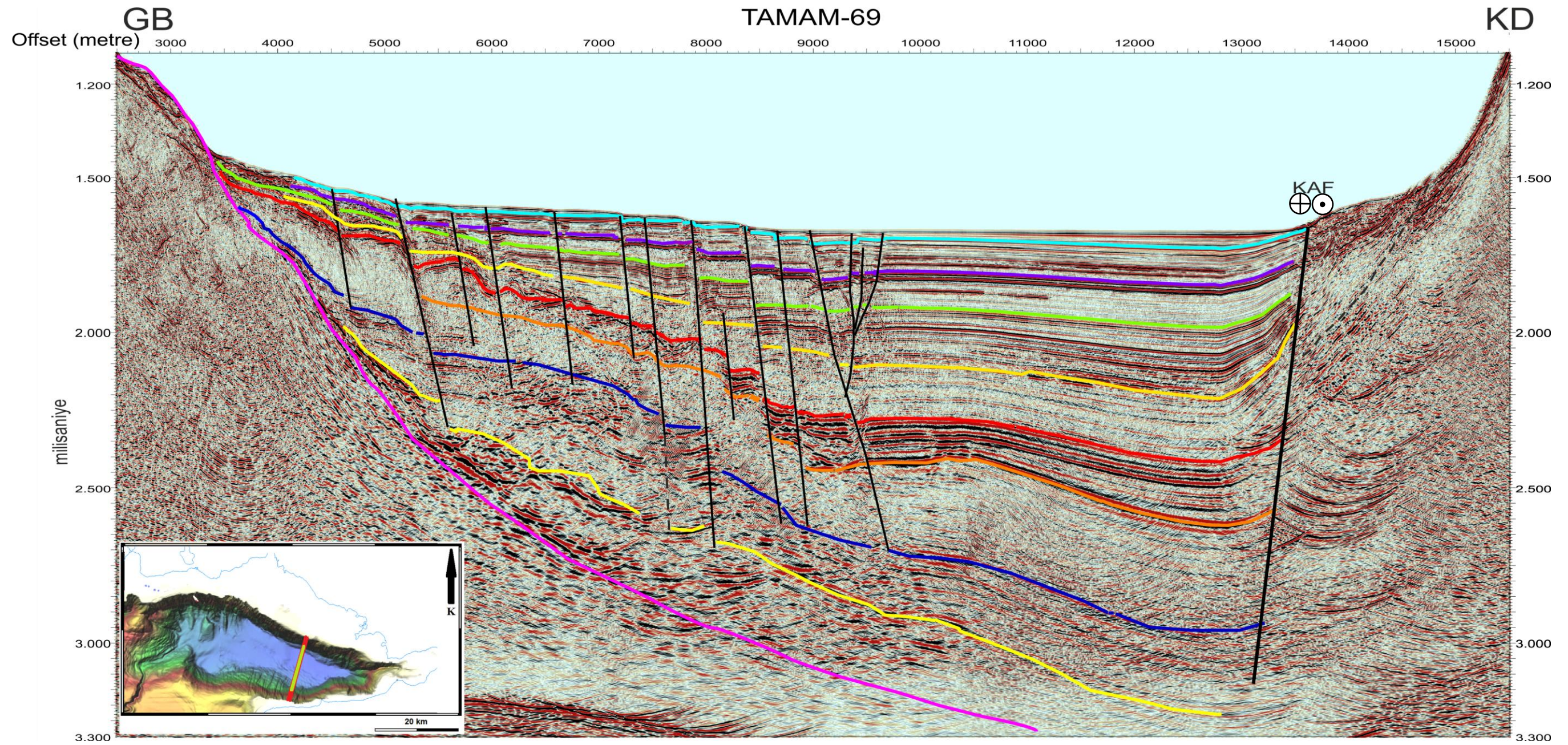


Şekil 2.16 TAMAM-68 sismik yansıma kesitinin yorumlanmış görüntüsü.

TAMAM-67 hattının hemen batısındaki TAMAM-68 hattında havzanın güneydoğusunda yer alan normal faylanmaların arttığı görülmüştür (Şekil 2.15, Şekil 2.16). Küçük ölçekli bu faylar birçok yerde negatif çiçek yapısı oluşturmuşlardır. Yüzeyde de rahatlıkla görülebilen normal fayların bazıları derinlere indikçe tek bir fay olarak devam etmektedir. Havzanın dik yamaçları nedeniyle veri işlem sırasında bazı bölgelerde migrasyon hataları oluşmuştur. Bunun nedeni yamaçtan yansıyan sinyallerin düzgün bir hiperbol oluşturamaması ve dolayısıyla hız analizi işleminde karşılaşılan sorunlardır. Havzanın orta kısmında açıkça görülen katmanlar fayın olduğu bölüme geldiğinde fay nedeni ile bazı saçılmalara uğramıştır. TAMAM-68 hattı tortul kalınlığının en fazla olduğu bölgelerden biridir ve “Cin-5” tabakasının en derinde görüldüğü bölgelerden biridir. Tabakaların bazılarını kesen küçük ölçekli normal fayların devamı düşey olarak kesitlerde net bir şekilde görülemese de tabakalardaki atımları görmek mümkün olduğu için fayların devamları kesikli çizgilerle gösterilmiştir. Diğer hatlarda da olduğu gibi “akustik temel” bu hatta da pembe çizgi ile gösterilmiştir ve 3.2 saniye derinliklerde yok olmaktadır.

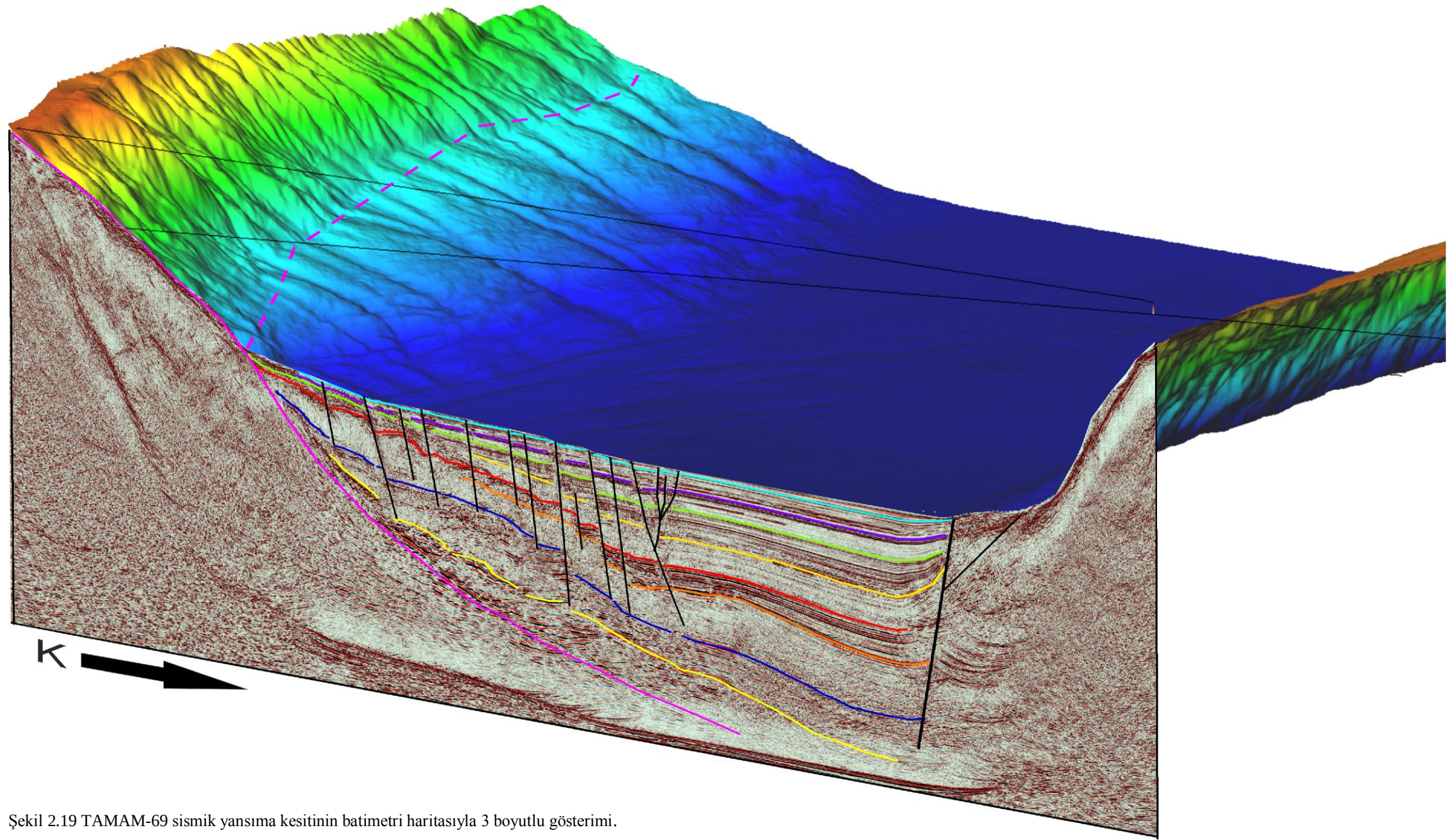


Şekil 2.17 TAMAM-69 sismik yansıma kesitinin yorumlanmamış görüntüsü.



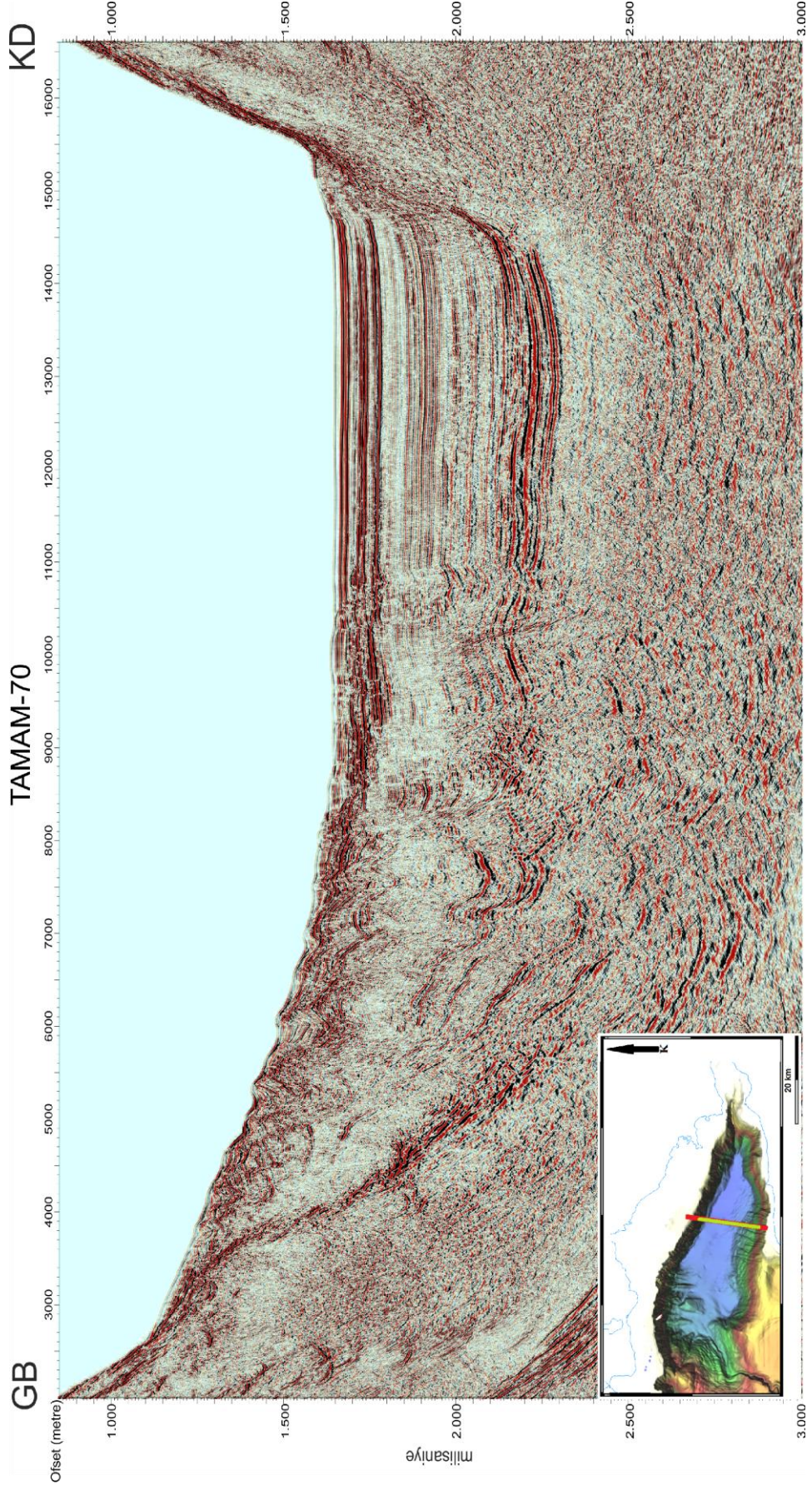
Şekil 2.18 TAMAM-69 sismik yansıma kesitinin yorumlanmış görüntüsü.

TAMAM-69 hattı Çınarcık Havzası'nın güneydoğusunda yer alan normal faylanmanın en yoğun olduğu bölgeden geçen hat olması nedeniyle önemlidir (Şekil 2.17, Şekil2.18). Diğer aşamalarda havza içerisindeki kümülatif açılmanın hesaplanabilmesi açısından bu hattın önemi daha ayrıntılı olarak açıklanmıştır. Normal faylanmanın en aktif olduğu bu bölge batimetri haritasında da açık bir şekilde görülmektedir. TAMAM-65 (Şekil 2.8) hattının aksine bu hatta toplamda 7 tabaka görülmektedir ve birim sınırlarındaki kıvrımlar (drag folds) faya yakın bölümlerde kendini göstermektedir. Migrasyon işleminde oluşan hatalardan dolayı yine fayın olduğu bölgede bazı saçılmalar meydana gelse de tortul tabakaların sürekliliklerinin keskin bir şekilde kesilmesi sonucu bu bölgeden Kuzey Anadolu Fayı'nın geçtiğini söylemek mümkündür. Özellikle havzanın doğu bölgesinde tabaka kalınlıkları kuzeyden güneye doğru azalmaktadır. Aynı tabakaların kalınlıklarının havzanın batısına doğru azaldığı da diğer hatlarda açık bir şekilde görülmektedir. "Cin-5" (kırmızı) tabaka üzerinde yer alan tortullar havzanın batısına doğru gidildikçe yavaş bir şekilde kaybolacak ve "Cin-5" tabakasının altında kalan tabakalar kesitlerde görülmeye başlayacaktır.

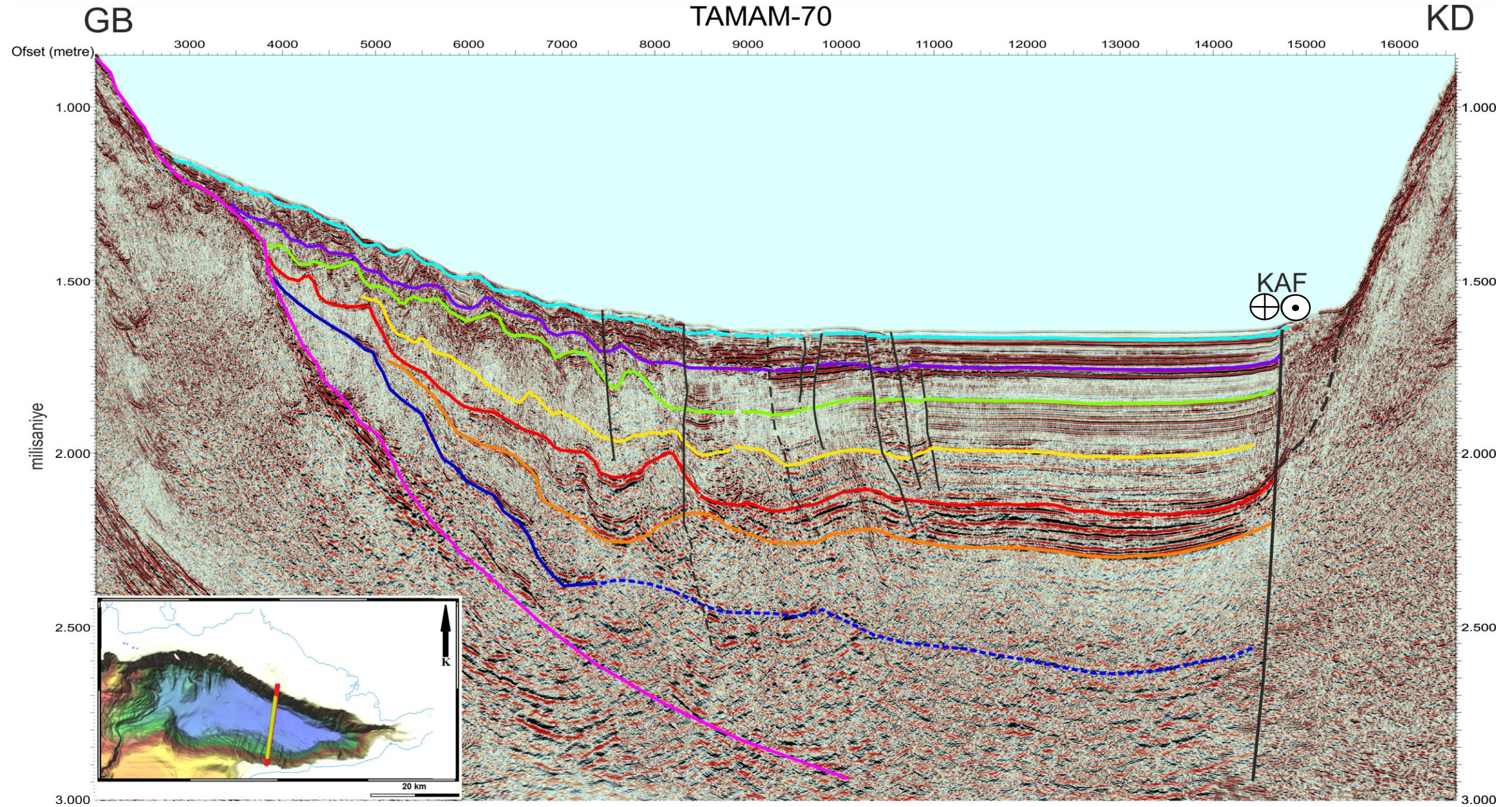


Şekil 2.19 TAMAM-69 sismik yansıma kesitinin batimetri haritasıyla 3 boyutlu gösterimi.

Şekil 2.19 TAMAM-69 hattının batimetri haritasıyla birleştirilmiş yorumlanmış halidir. Kesit üzerinde pembe ile gösterilen “akustik temel”, bu hatta da açık bir şekilde görülmektedir ve batimetri haritası üzerinde görülen havzanın ortasında ve güney yamacında yer alan “çökme yapıları alanı” ilk kez TAMAM-69 hattı ile kesilmeye başlamıştır. Pembe kesikli çizgi ile gösterilen “akustik temel”in sınırları bu “çökme yapıları alanı”nın (collapse) üst kısmından geçerek havzanın batısına doğru ilerlemektedir. TAMAM-67 hattının batimetri verisi ile gösteriminde de olduğu gibi (Şekil 2.14) bu hatta da normal faylanmalar deniz tabanında açıkça görülmektedir ve bu faylanmaların en yoğun olduğu bölge bu bölgedir. TAMAM-65-67-68 hatlarında görülen “akustik temel”in giderek daha yatay hale geldiği Şekil 2.19’da görülmektedir. Diğer yorumlanmış hatlarda bu temelin daha da yatay hale geldiği görülecektir. Gittikçe yatay hale gelen “akustik temel” düşey abartının çok olduğu sismik kesitlerde fay olarak yorumlanabilse de, kesite bir de abartısız şekilde düşünmek gerekir. Diğer adımlarda Seismarmara hatlarının derinlik migrasyonlarının abartısız sismik kesitlerinde buna değinilecektir.

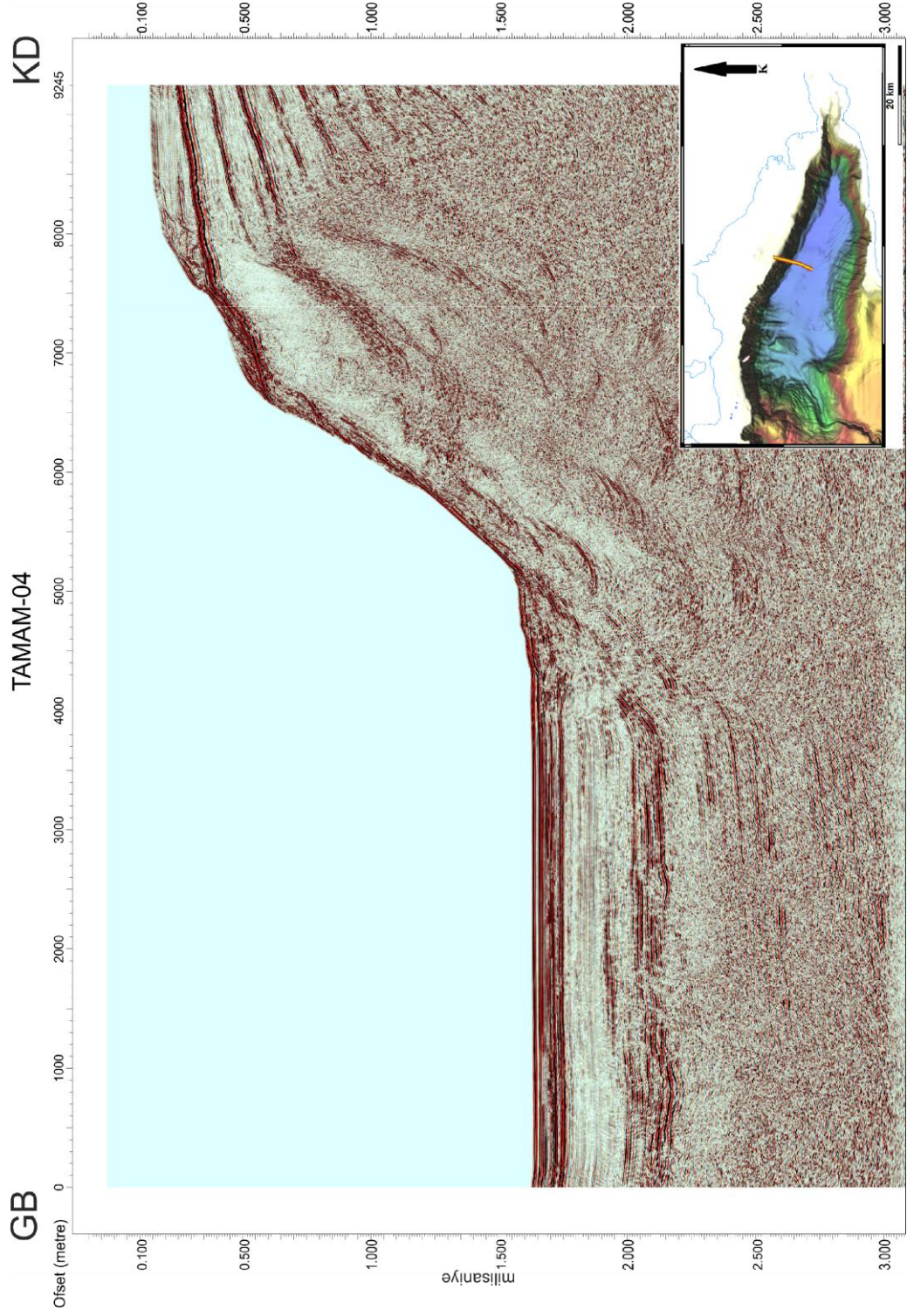


Şekil 2.20 TAMAM-70 sismik yansım kesitinin yorumlanmamış görüntüsü.

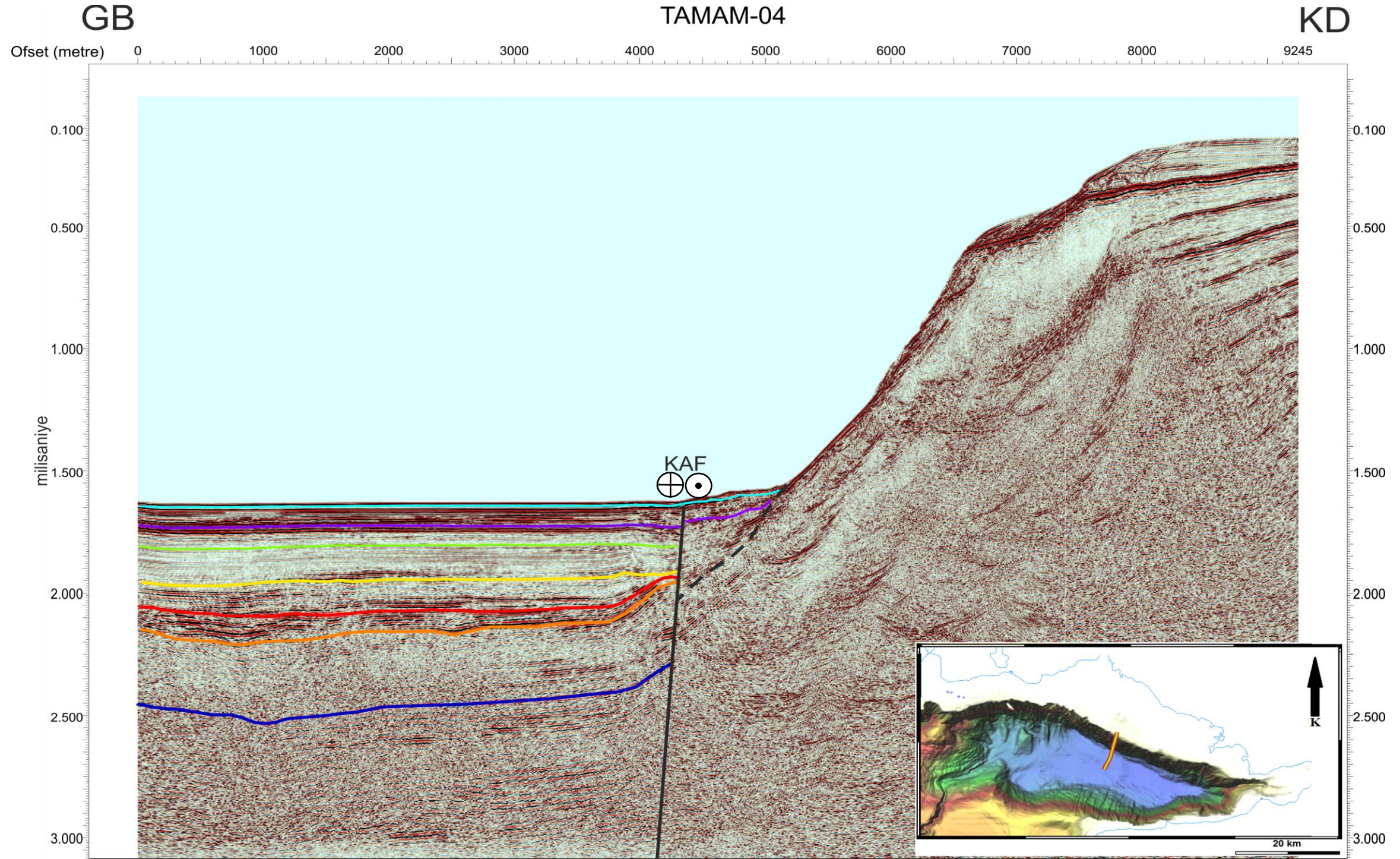


Şekil 2.21 TAMAM-70 sismik yansıma kesitinin yorumlanmış görüntüsü.

TAMAM-70 hattı “çökme yapıları alanı”nın doğusundan geçen bir hattır ve sismik kesitin güneybatı yönüne doğru olan bölümlerde bu alandan kaynaklanan kıvrımları görmek mümkündür. Hattın yaklaşık 8. kilometresinde bu kıvrımlar yerini tortulların düzgün bir şekilde istiflendiği havzaya bırakmaktadır. Havza içerisindeki küçük ölçekli normal fayların kuzeybatı yönüne doğru kırılması nedeniyle bu faylar TAMAM-69 hattında gözlemlendiği kadar sık değildir. Tortul özelliklerine ve kaynak gücüne bağlı olarak çok derine inemeyen sinyaller nedeni ile “Cin-7” (mavi) tabakası açık bir şekilde gözlemlenmemektedir fakat olası şekli kesit üzerinde kesikli çizgi ile gösterilmiştir. Yine aynı nedenden dolayı, pembe ile gösterilen “akustik temel” yaklaşık 3. saniyeden sonra gözlemlenmesi zor hale gelmektedir. TAMAM-65-67-68 ve 69 hatlarında yaklaşık 2.5 saniyede gözlenen Cin-5 tabakası daha batıdaki TAMAM-70 hattında en derin yeri yaklaşık 2 saniyede görülmektedir.

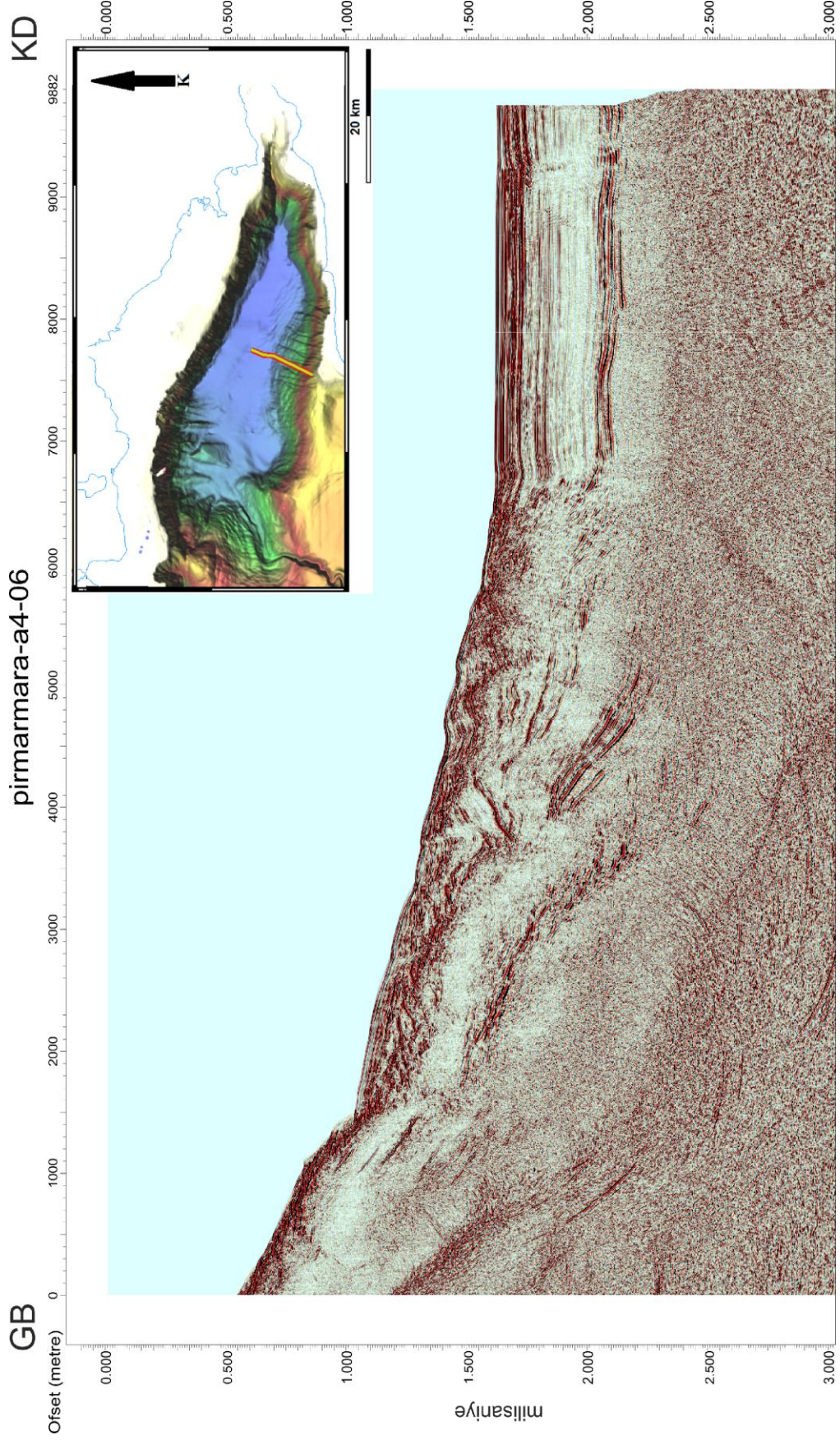


Şekil 2.22 TAMAM-04 sismik yansıma kesitinin yorumlanmamış görüntüsü.

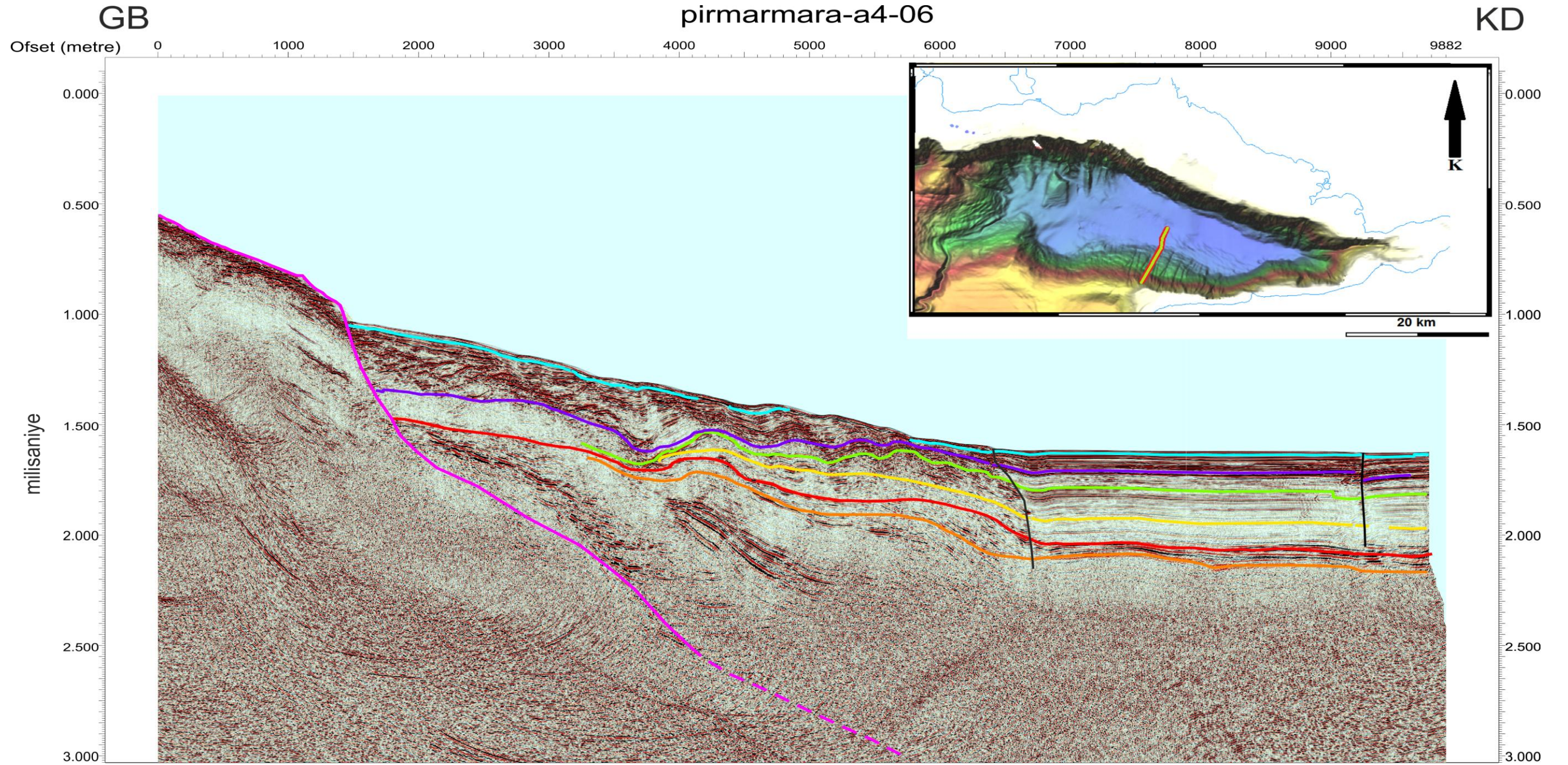


Şekil 2.23 TAMAM-04 sismik yansıma kesitinin yorumlanmış görüntüsü.

TAMAM-04 hattı havzanın güney yamacını kesmeyen kısa bir hattır (Şekil 2.22, Şekil 2.23). Güney yamacına kadar ulaşmadığı için ve havzanın orta kısmında yer alan normal faylanmaların bu bölgeye kadar ulaşmamasından dolayı oldukça düzgün bir şekilde biriken tortul birimleri görmek mümkündür. Bu birimler yine KAF ile kesilmiştir ve tabakaların süreklilikleri fay ile beraber sona ermiştir. Cin-5 tabakasının üzerinde kalan birimler gitgide daha da birbirine yaklaşmışlardır ve batıya doğru gidildikçe bu kalınlık giderek azalacaktır. Cin-1’den Cin-7ye kadar olan tabakaları incelemek mümkündür fakat doğuda yer alan diğer TAMAM hatlarında görüldüğü gibi Cin-7 tabakası altında kalan tabakaları görmek bu hatta pek mümkün değildir.

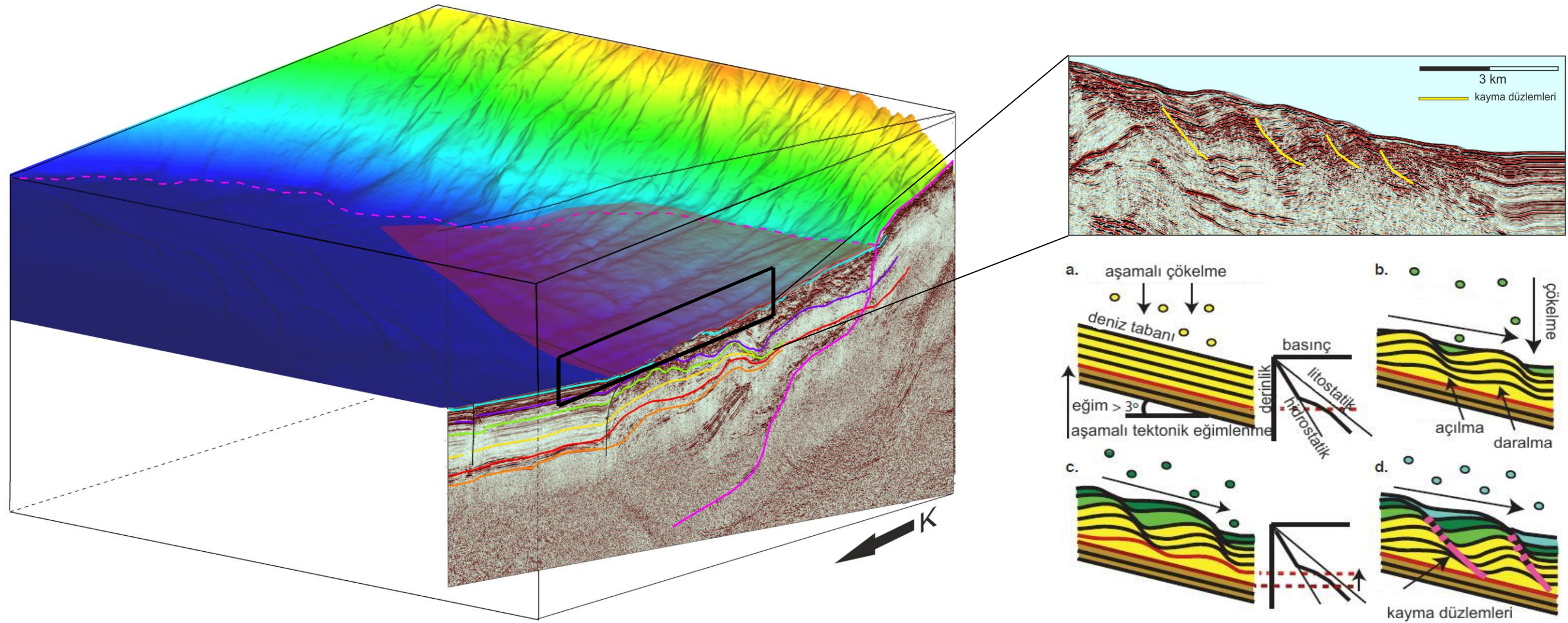


Şekil 2.24 Pirmamara-a4-06 sismik yansıma kesitinin yorumlanmamış görüntüsü.



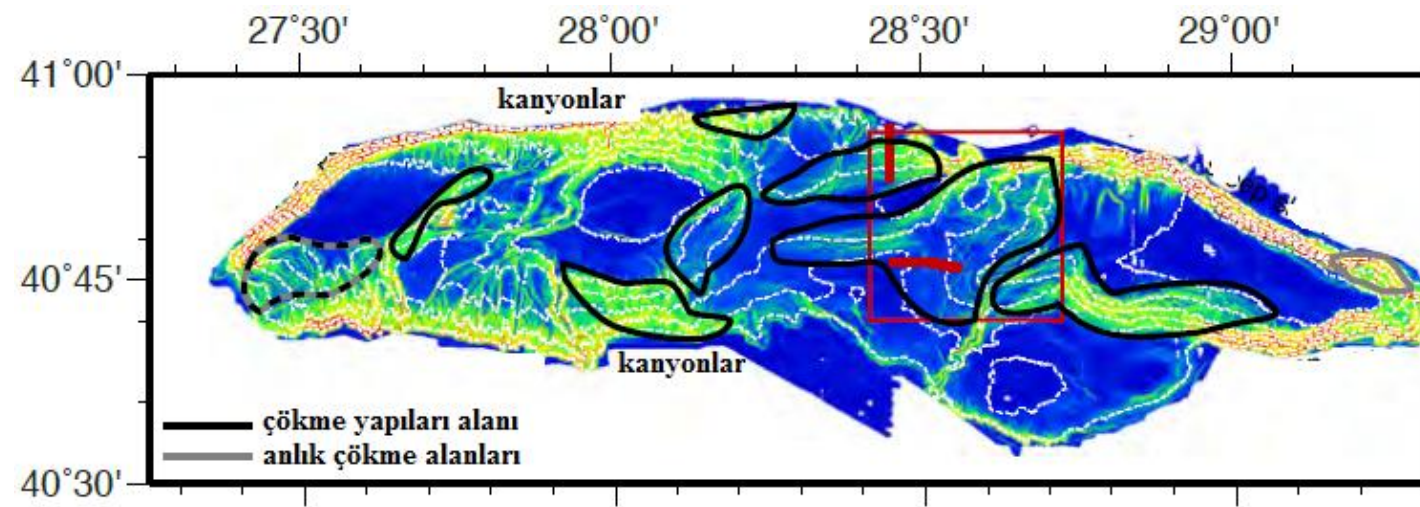
Şekil 2.25 Pirmarmara-a4-06 sismik yansıma kesitinin yorumlanmış görüntüsü.

Pirmarmara-04-06 hattı bu bölgedeki yoğun trafik yüzünden Kuzey Anadolu Fayı'nı kesebilecek bölgeye kadar ulaşamamıştır (Şekil 2.24, Şekil 2.25). Yerbulduru haritasında da görüldüğü üzere bu hat “çökme yapıları alanı”nın tam ortasından geçen hattır ve havzanın ortasında sona ermektedir. 1500. metreden 6500. metreye kadar sismik kesitte görülen bölge “çökme yapıları alanı”nın olduğu bölgedir ve bu nedenle kesitte de görüldüğü gibi kıvrımlanmalar oluşturmuştur. Bu alanın yamaçla buluştuğu noktada yine küçük ölçekli bir faya rastlamak mümkündür ve doğudaki hatlara göre bu hatta Cin-6 (turuncu) tabakasının altında kalan tabakalar görülememektedir. Havzanın orta bölümünde oluşan normal faylardan sadece bir tanesi bu hattın en kuzeyinde görülmektedir. Bunun nedeni hem bu faylanma bölgesinin sona ermesi hem de kuzeye doğru bir yönelimi olmasıdır.



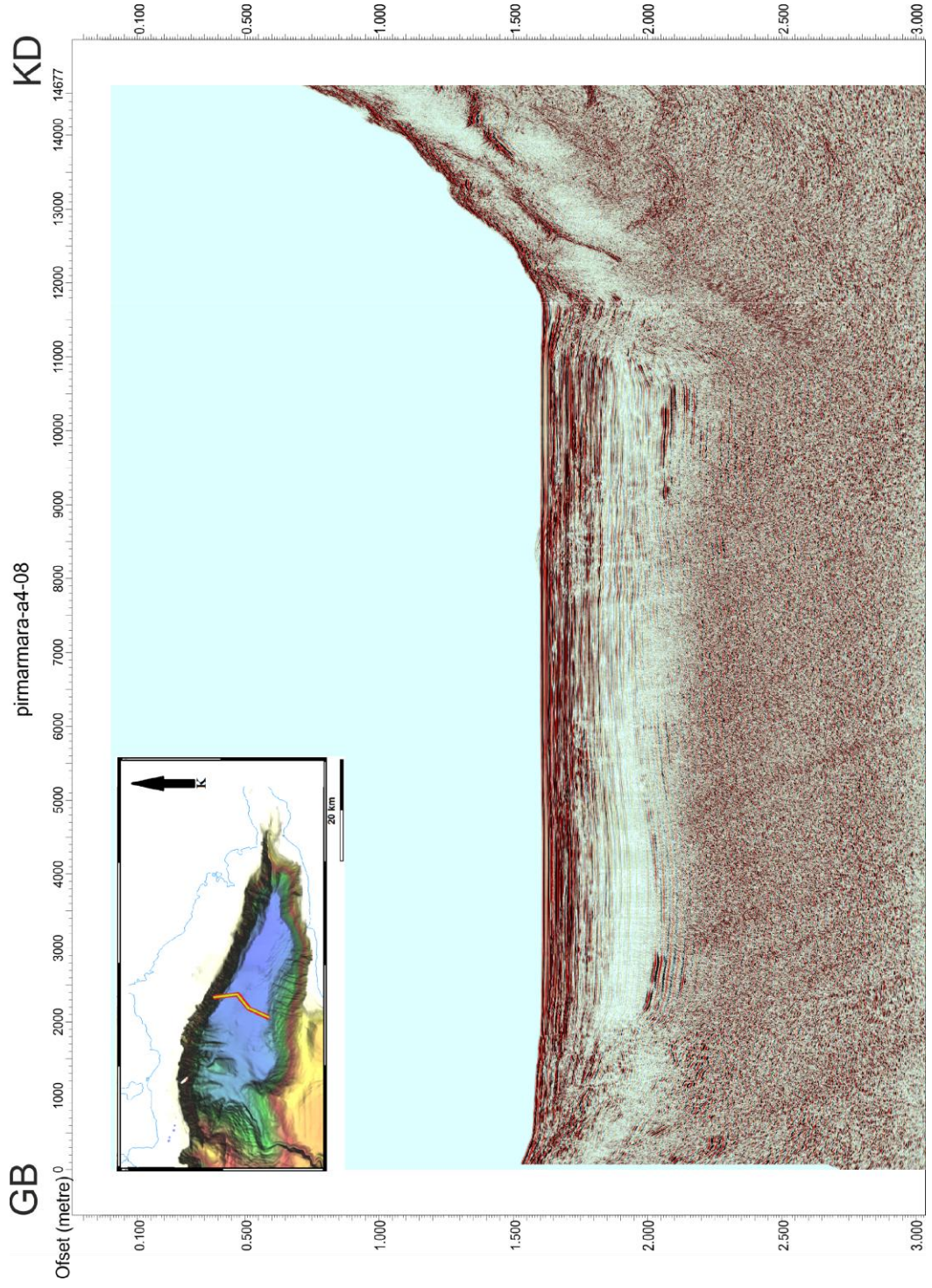
Şekil 2.26 Pirmarmara-a4-06 yansıma kesitinin batimetri haritasıyla 3 boyutlu gösterimi.

Şekil 2.27. Çökme yapılarının oluşumu (Shillington ve diğer., 2012).

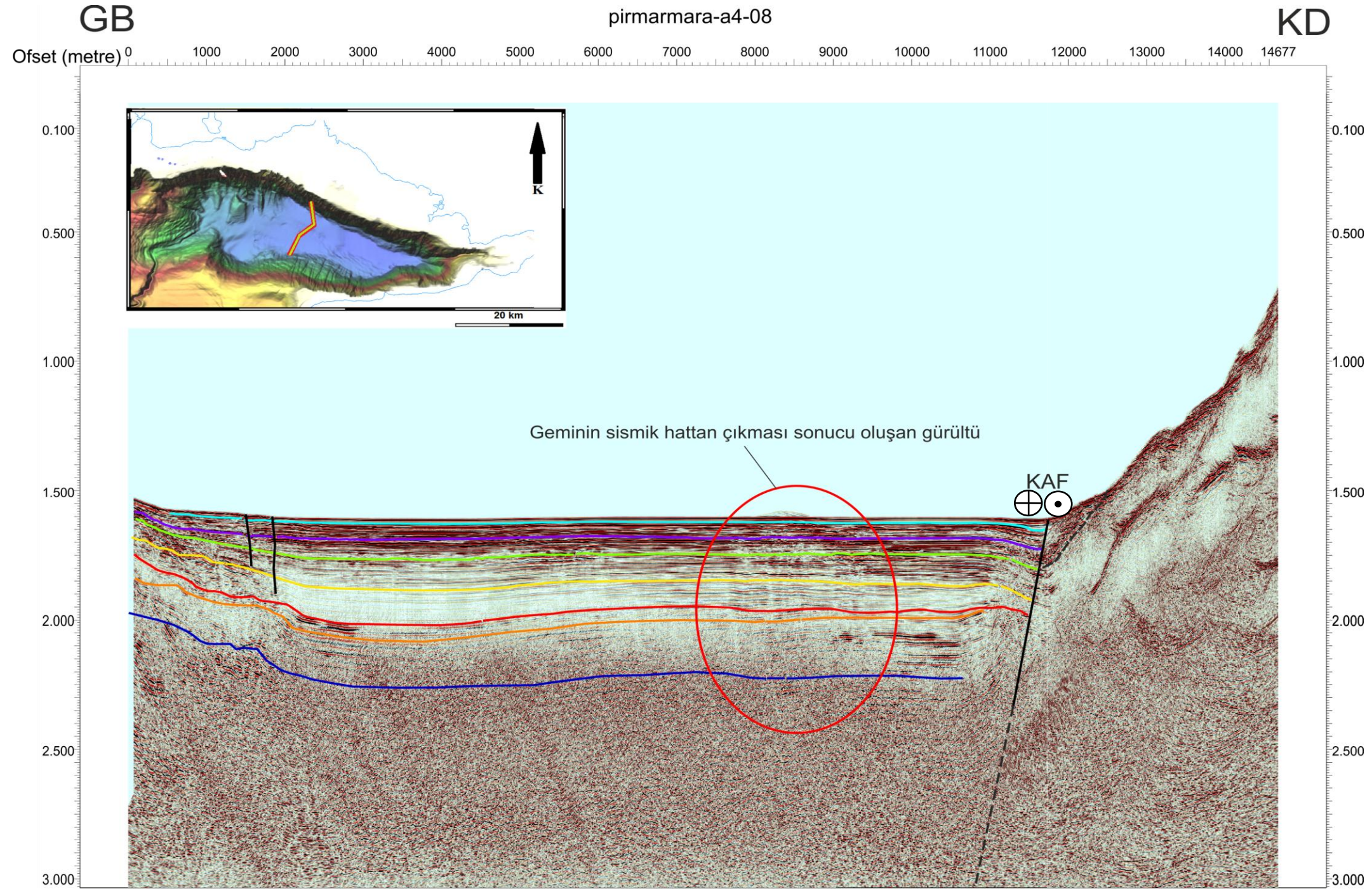


Şekil 2.28 Marmara Denizi içerisindeki çökme yapıları ve heyelan alanları. (Shillington ve diğer., 2012).

Şekil 2.26’da Pirmarmara-a4-06 hattının batimetri verisi ile birlikte görüntüsü verilmiştir ve bu şekilde “çökme yapıları alanı” şeffaf pembe boyalı alanın kapsadığı bölgededir. Litostatik ve hidrostatik basınç nedeniyle zamanla bu bölgede yamaç aşağı olan bölgeler kıvrımlı yapılar oluşturmuştur. Bunun devamında eğimin etkisiyle yavaş ve sürekli olarak devam eden bu basınç sayesinde Şekil 2.27’de gösterilen kayma düzlemi yapıları oluşmuştur. Bu düzlemlerden bazıları belli bir dönemini tamamlayarak faylanma oluştursa da bazı yapılar hala hareketini devam ettirmektedir ve henüz kayma düzlemi yapılarını oluşturamamış kıvrımlar halinde görülmektedir. Marmara Denizi içerisinde birçok bölgede gözlenen bu “çökme yapıları

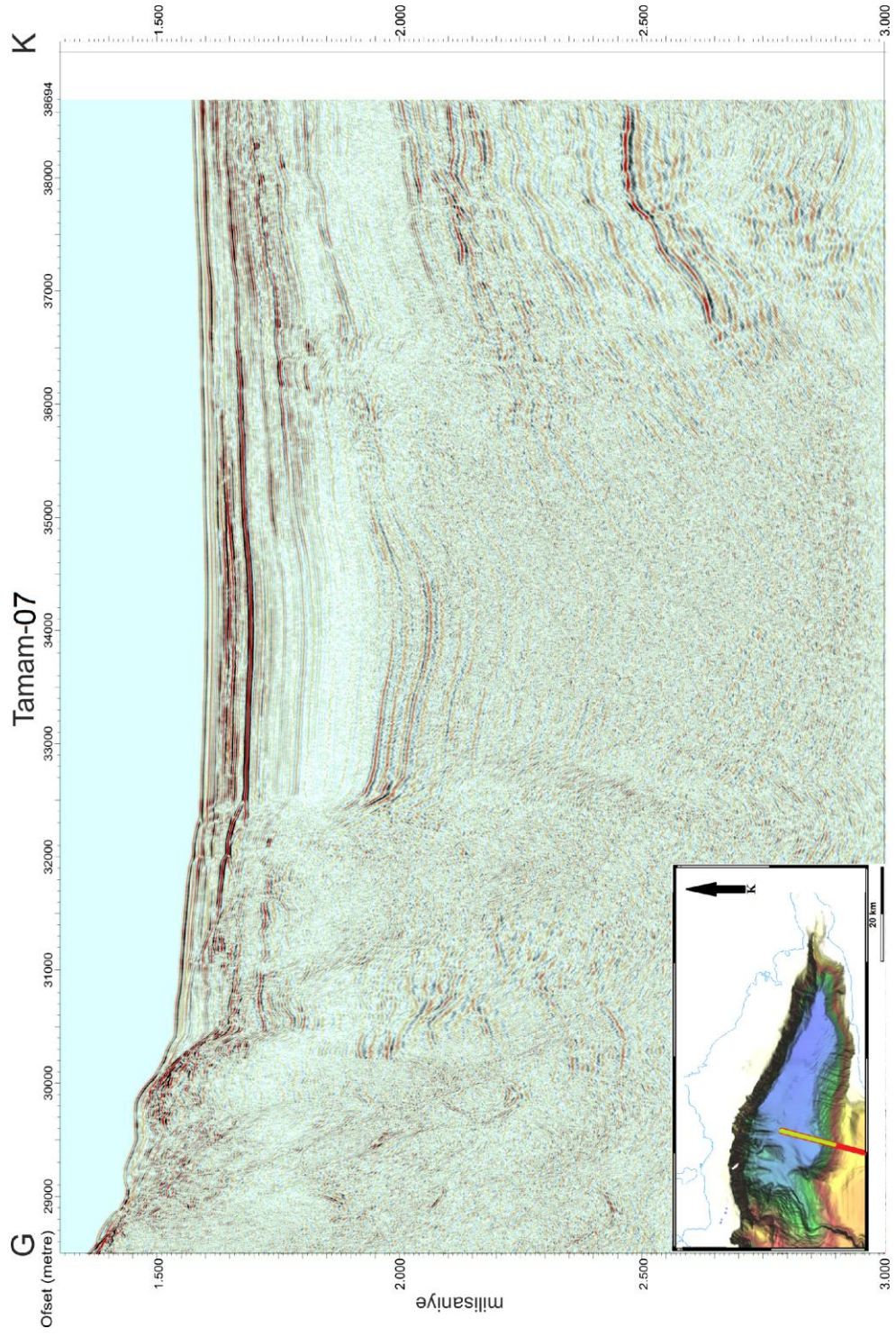


Şekil 2.29 Pirmarmara-a4-08 sismik yansıma kesitiin yorumlanmamış görüntüsü.

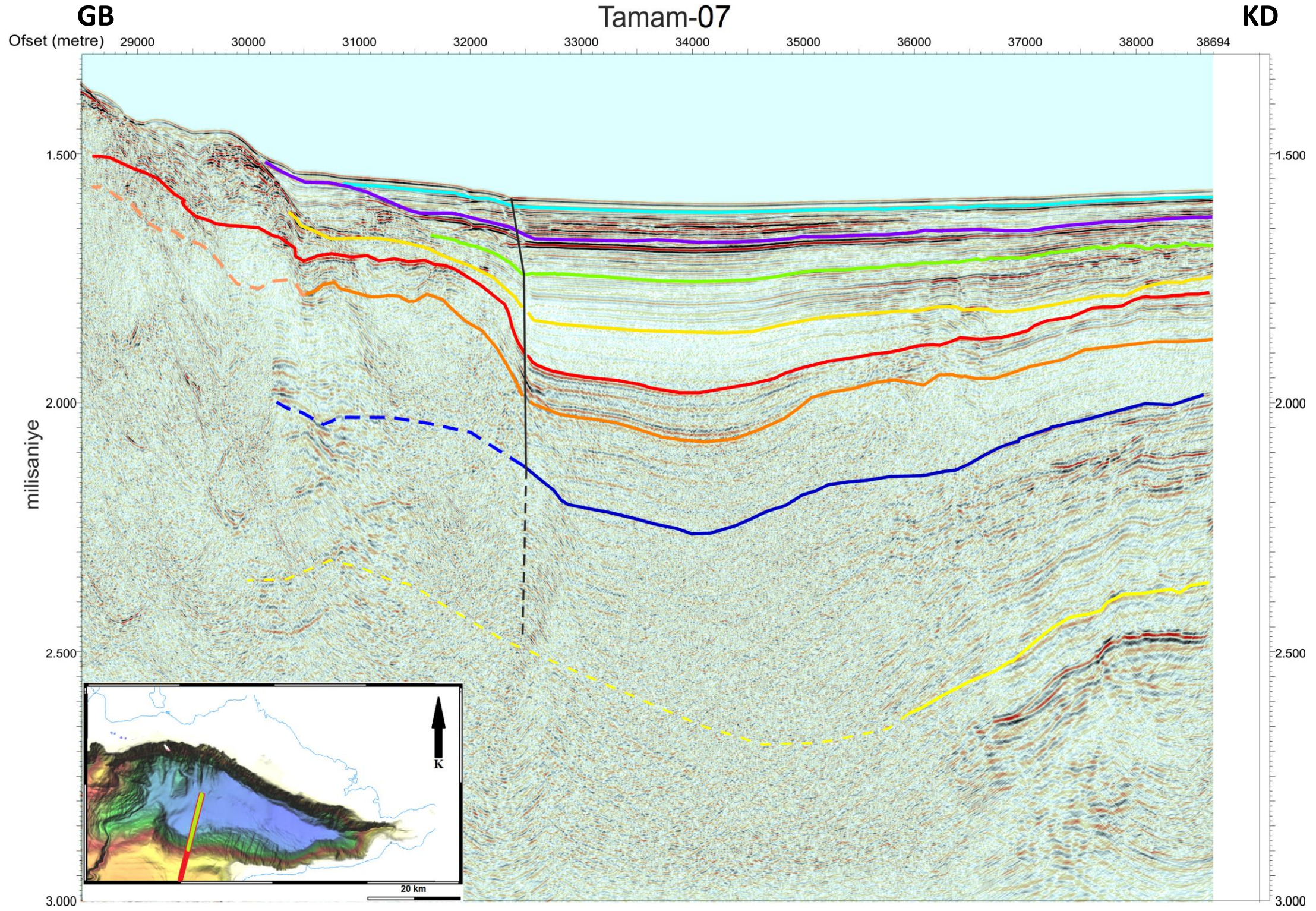


Şekil 2.30 Pirmarmara-a4-08 sismik yansıma kesitinin yorumlanmış görüntüsü.

Yerbulduru haritasında da görüldüğü gibi Pirmarmara-a4-08 hattının yaklaşık 7. ve 10. kilometreleri arasında hattın doğrultusundan çıkılmıştır (Şekil 2.29, Şekil 2.30). Bunun nedeni bu bölgedeki yoğun gemi trafiğinden dolayı araştırma gemisinin zorunlu manevra yapmasıdır. Bu zorunlu manevra yüzünden sismik alıcı kablunun doğrultusunda oluşan sapmanın etkileri kesitin orta bölümünde görünmektedir. Tabakalar arasında oluşan farklı bir yapı gibi görünse de aslında gürültüden ibarettir. Doğudaki TAMAM sismik kesitlerinin aksine bu kesitteki tabakalar oldukça yatay bir şekilde istiflenmiştir ve hattın güney ucunda yer alan faylar büyük olasılıkla bir önceki kesitte verilen Pirmarmara-a4-06 hattında bulunan “çökme yapıları alanı”nın bittiği bölgede bulunan fayın bir uzantısı şeklinde devam etmektedir. Kesitte de görüldüğü üzere fayların bulunduğu bölgenin güneyine doğru devam ettikçe çökmelerin yer aldığı kıvrımların etkileri görülmeye başlanmıştır ve tabakalardaki yatay istiflenme de bu bölgede bozulmaya

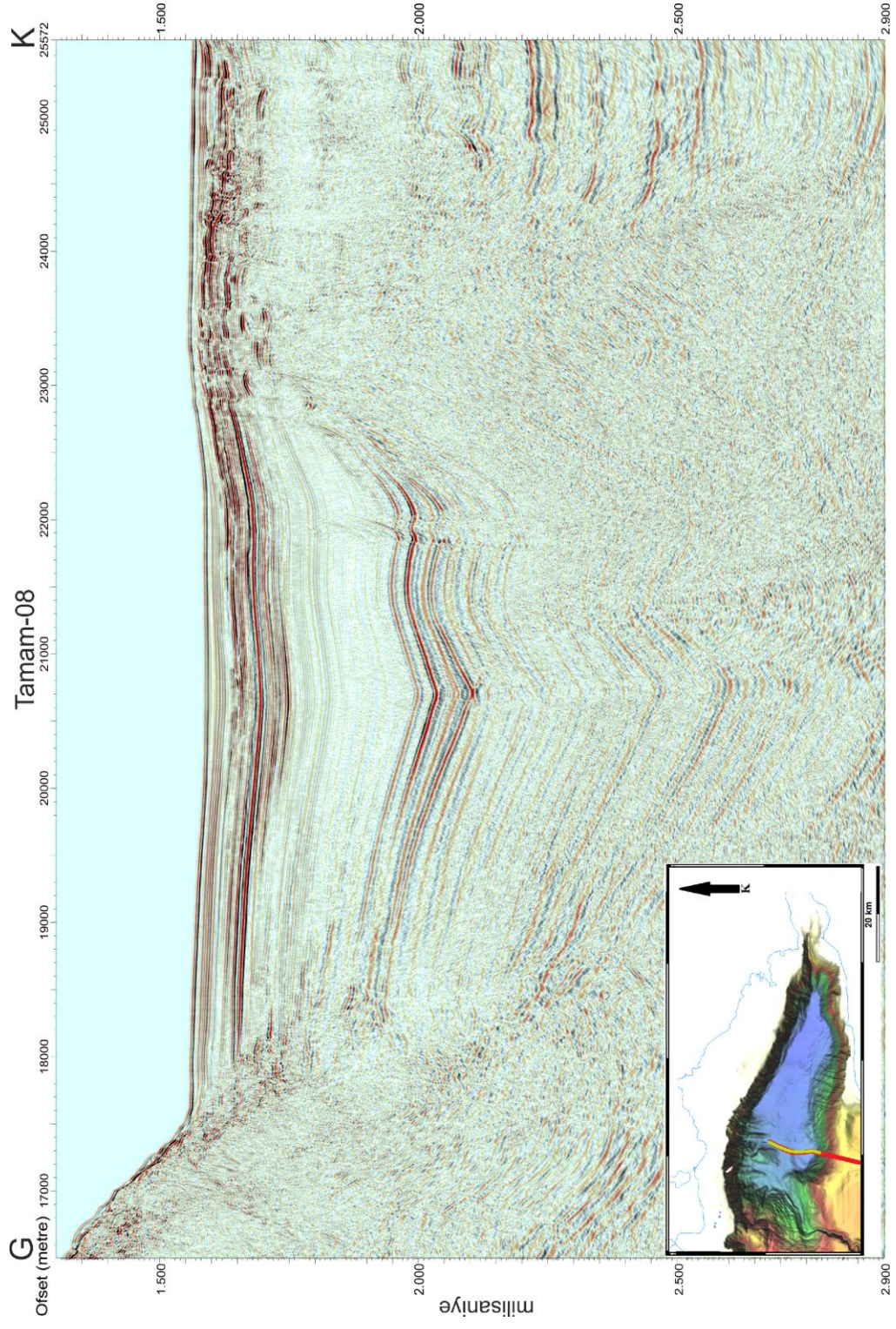


Şekil 2.31 TAMAM-07 sismik yansıma kesitinin yorumlanmış görüntüsü.

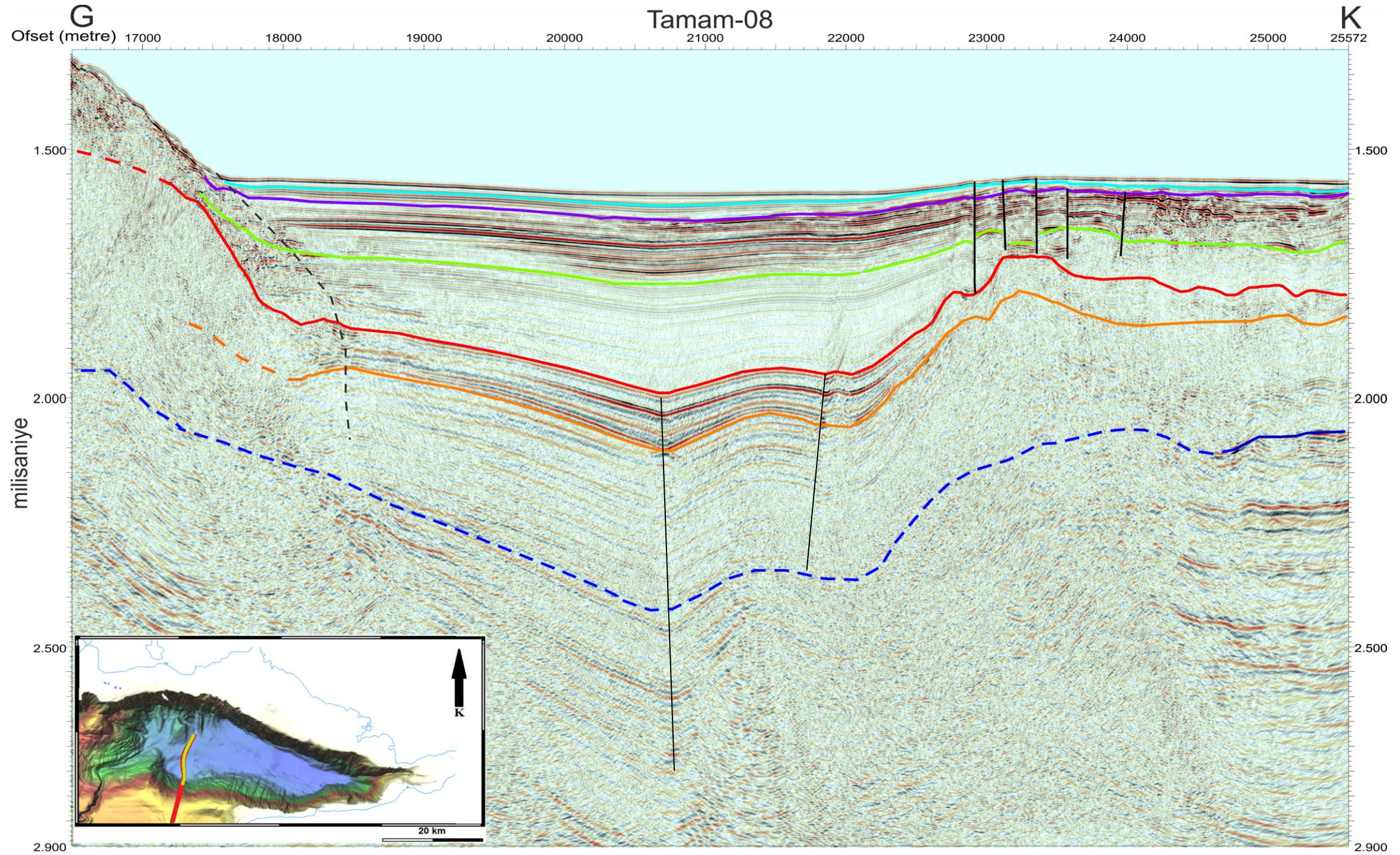


Şekil 2.32 TAMAM-07 sismik yansıma kesitinin yorumlanmış görüntüsü.

Yaklaşık 40 km uzunluğunda olan TAMAM-07 hattı Kuzey İmrallı deltasından Çınarcık Havzası'na doğru uzanmakta ve havzanın ortasında sona ermektedir. Dolayısıyla Kuzey Anadolu Fayı'nı kesmemektedir. Doğudaki hatlarda daha derinlerde gözlenen Cin-5 tabakası bu hat ile beraber 2 saniyenin üzerinde çıkmıştır ve Cin-5 tabakası üzerinde kalan tabakaların birbirlerine göre kalınlıkları azalmaya devam etmiştir. Havzanın güneyinde yer alan "çökme yapıları alanı"na ait yapılar bu hat ile beraber sona ermiştir. Bu alanın yamaç ile buluştuğu noktada gözlenen fay bu kesitte de kendini göstermiştir.

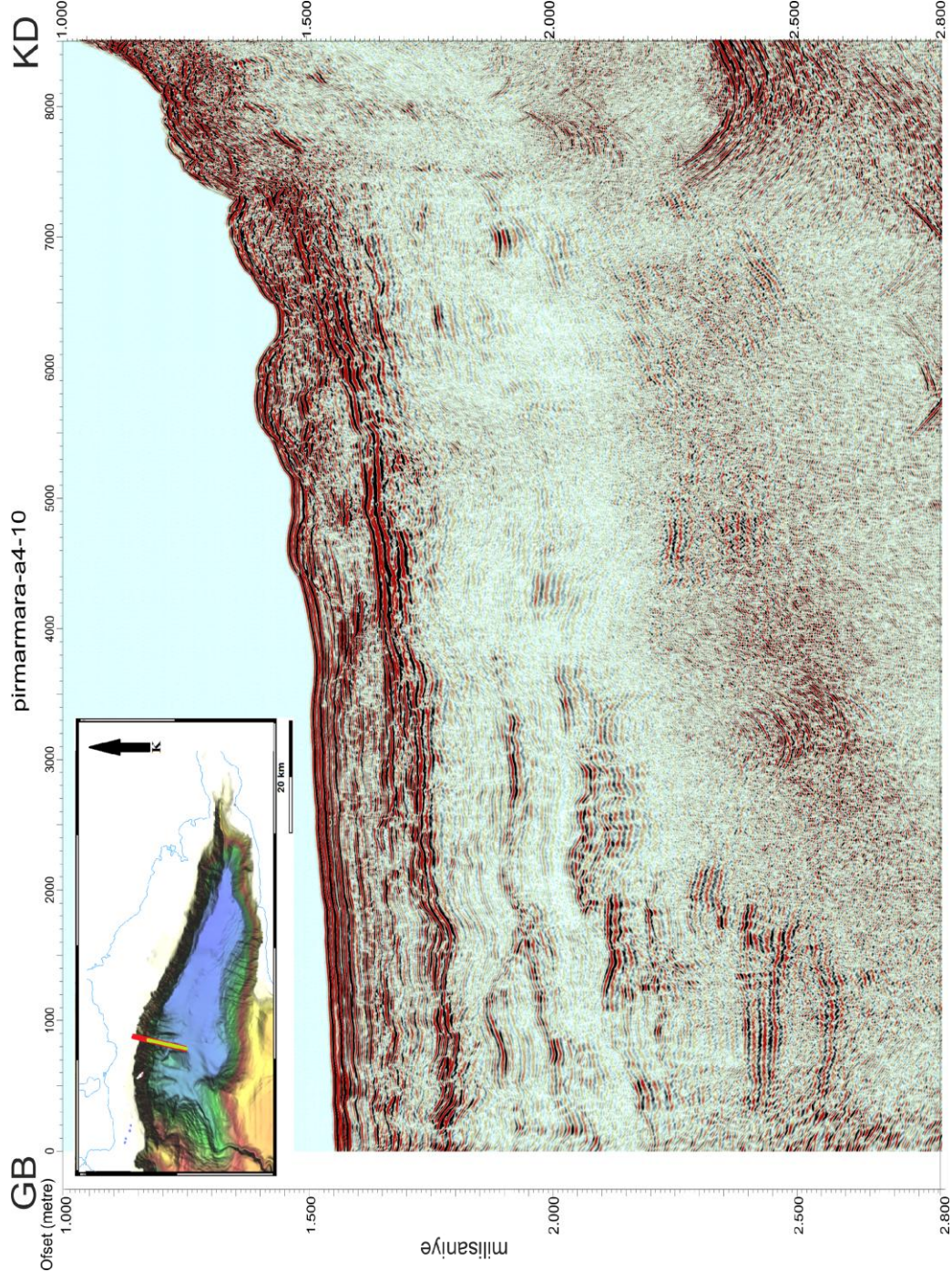


Şekil 2.33 TAMAM-08 sismik yansımaya kesitin yorulanmamış görüntüsü.

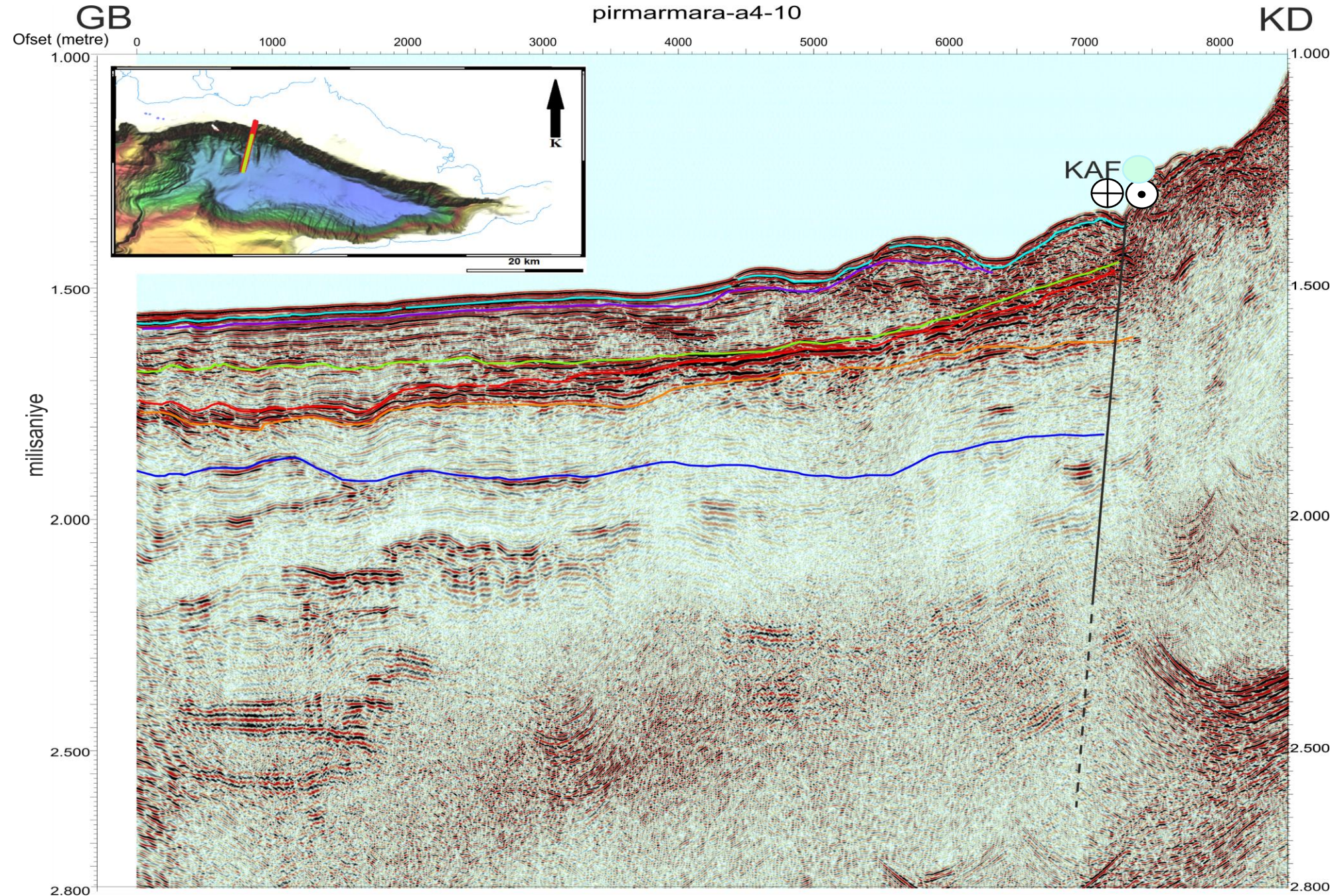


Şekil 2.34 TAMAM-08 sismik yansıma kesitinin yorumlanmış görüntüsü.

Kesitin orta kısmında düzgün bir şekilde istiflenen tortullar hattın kuzeyine doğru paralelliliğini kaybetmiştir (Şekil 2.33, Şekil 2.34). Batimetri haritasında da görüldüğü gibi bu bölgedeki yükselimler tortulların düzgün bir şekilde istiflenmesini engellemiştir ve aynı bölgede bazı küçük faylanmalara sebebiyet vermiştir. Hattın güneyinde kalan bölgede ise kesikli çizgilerle olası fay yapısı gösterilmiştir ve yine Cin-5 tabakasının derinliği gittikçe azalmaktadır. Kesikli çizgi ile gösterilen Cin-7 tabakası ise bazı yerlerde açık bir şekilde görülürken tortulların özellikleri ve kaynağın gücüne bağlı olarak bazı yerlerde sürekliliğini kaybetmiştir.

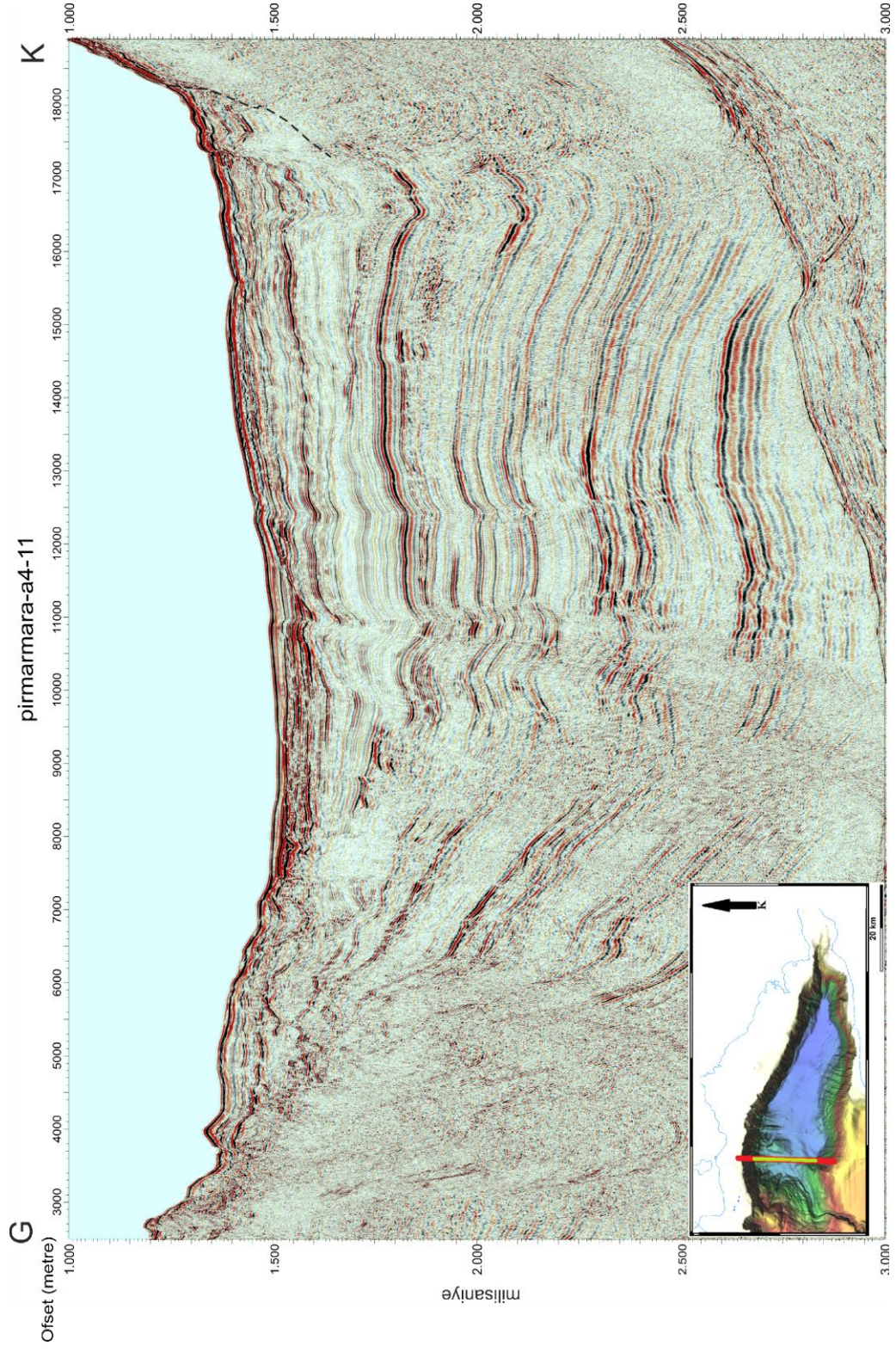


Şekil 2.35 Pirmamara-a4-10 sismik yansıma kesitinin yorumlanmış görüntüsü.

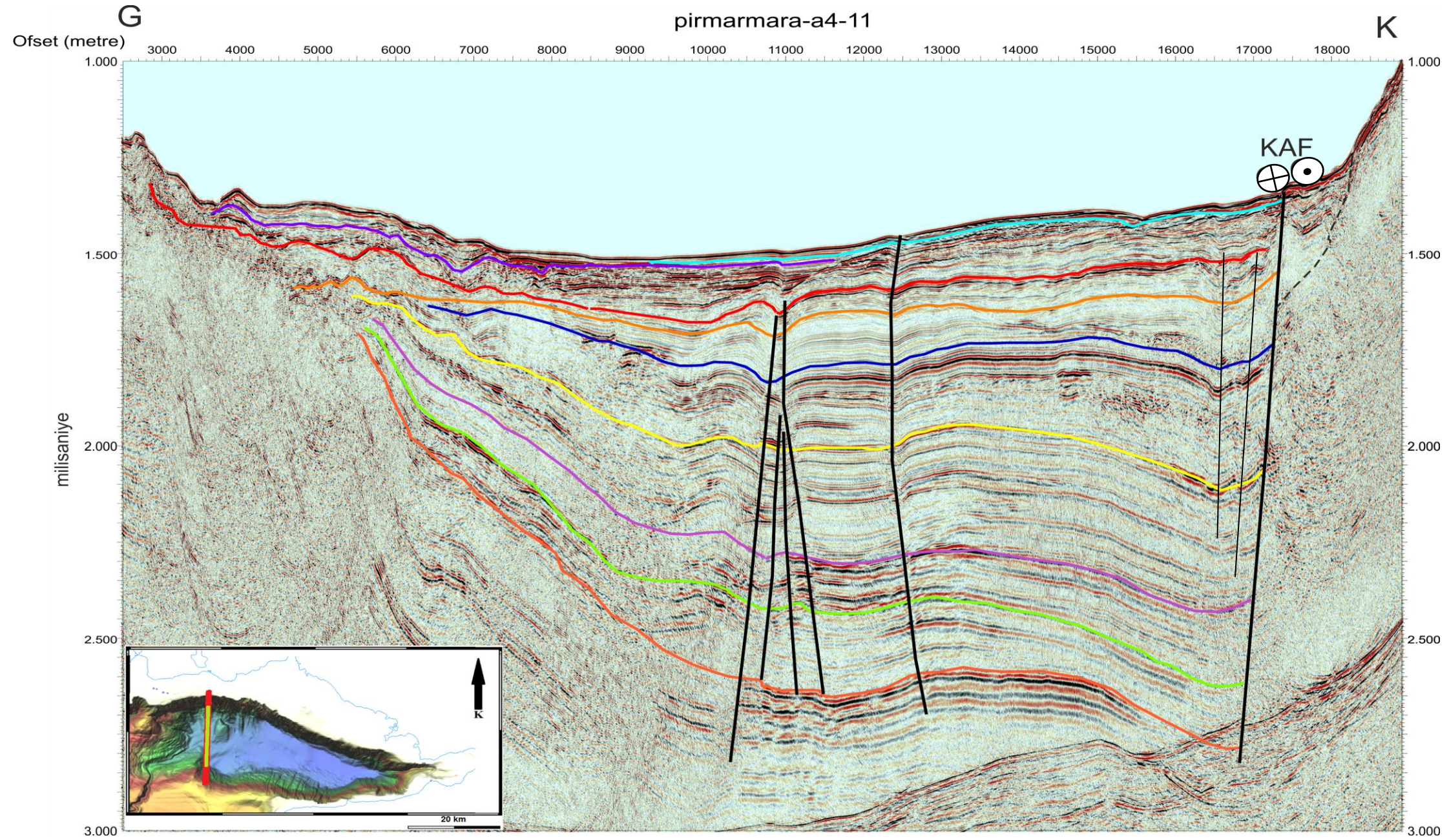


Şekil 2.36 Pirmarmara-a4-10 sismik yansıma kesitinin yorumlanmış görüntüsü.

Pirmarmara-a4-10 hattı ile beraber Cin-5 tabakası üzerinde kalan tabakaların ayrımlılıkları iyice azalacaktır ve bu hattın sonra Cin-5 tabakasının üzerinde kalan tortul birimler birbirlerinden ayrı gözlemlenemez hale gelecektir (Şekil 2.35, Şekil 2.36). Cin-5 ten Cin-1 e kadar olan tabakaların kalınlıkları birbirlerine çok yaklaşmıştır ve bununla beraber Pirmarmara-a4-10 hattından sonraki hatlarda batıya gittikçe Cin-5 tabakasının altında kalan birimler daha açık bir şekilde gözlemlenecektir. Bunun nedeni kalınlığın azalmasıyla beraber alttaki birimlerin de batıya doğru sismik kesitlerde görülebilir hale gelmesidir. Kuzey Anadolu Fayı bu hatta diğer doğudaki hatlardaki kadar açık bir şekilde görülememektedir fakat hem fayın doğrultusunu hem de tabakaların sürekliliklerinin bitmesini göz önüne aldığımızda KAF'ı Şekil 2.36'daki gibi göstermek doğru olacaktır.

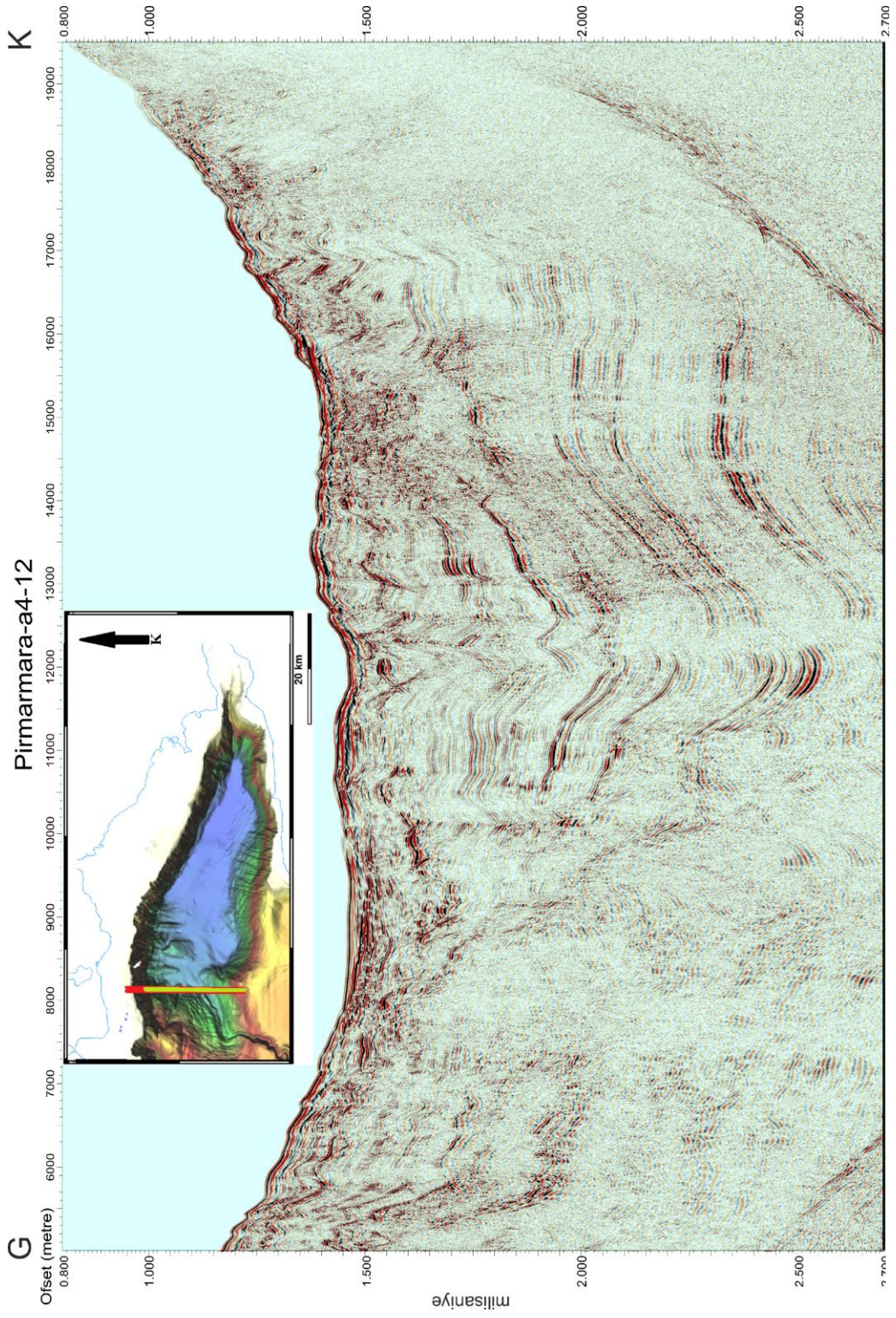


Şekil 2.37 Pirmarmara-a4-11 sismik yansıma kesitinin yorumlanmamış görüntüsü.

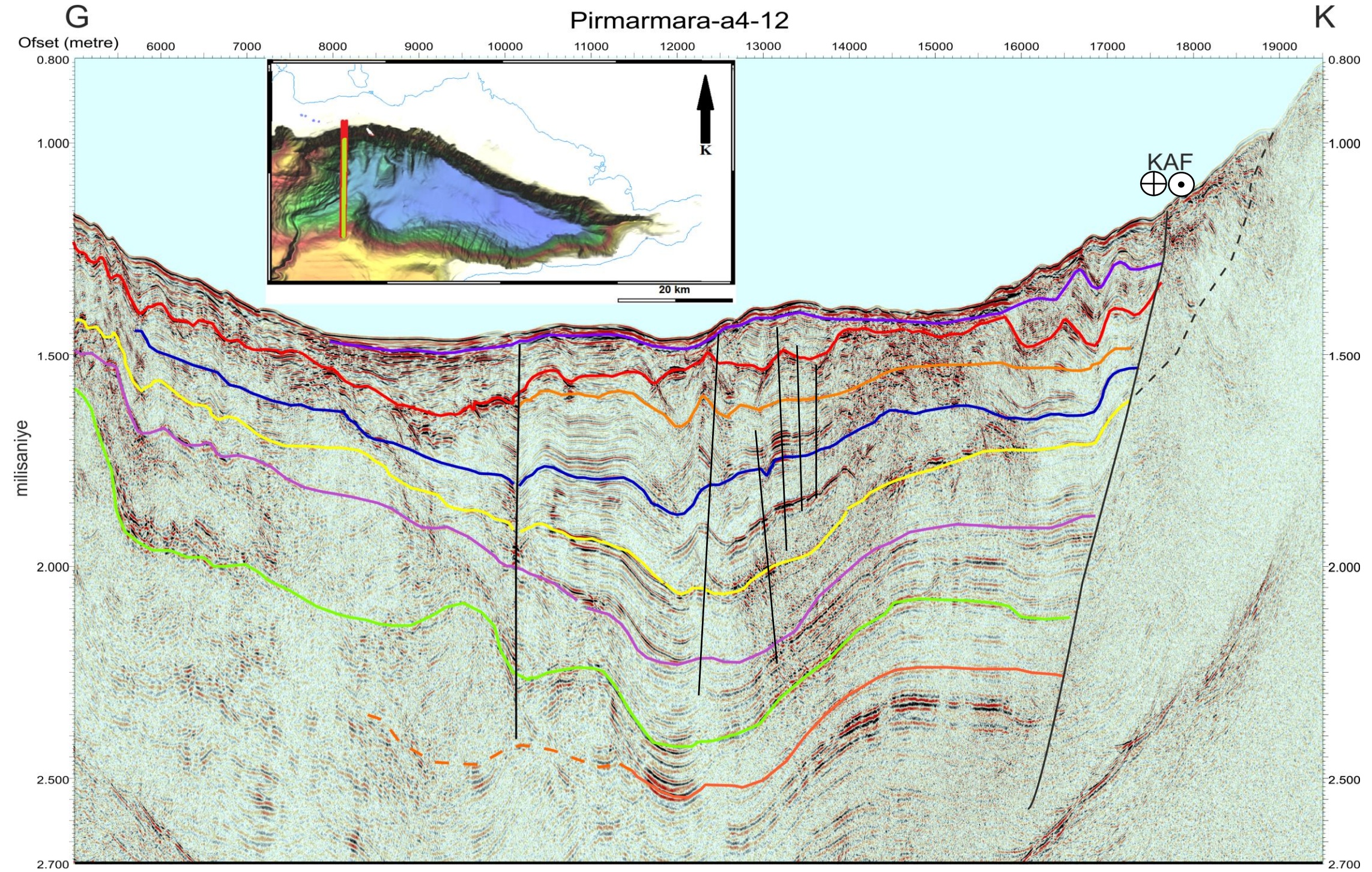


Şekil 2.38 Pirmarmara-a4-11 sismik yansıma kesitinin yorumlanmış görüntüsü.

Pirmarmara-a4-11 hattı ile beraber Cin-5 üzerinde kalan tabakaların ayrımlılıkları iyice azalmıştır ve kesitte göstermesi oldukça güç hale gelmiştir (Şekil 2.37, Şekil 2.38). Bunun aksine Cin-5 tabakası altında kalan tabakalar ise Cin-11'e kadar görünür hale gelmiştir. Pirmarmara-a4-10 hattının aksine bu kesitte Kuzey Anadolu Fayı oldukça rahat bir şekilde gözlemlenmiştir. Cin-11'e kadar tüm tabakaların süreklilikleri keskin bir şekilde fay ile beraber sona ermiştir. Hattın ortalarında ise çoğu yüzeyde gözlemlenemeyen gömülü faylar mevcuttur. Özellikle 11 ve 12. kilometreler arasında yer alan ve bir arada görülen faylanmaların deniz tabanında izleri görülmemektedir fakat 12 ve 13. kilometreler arasında görülen derin ölçekli sayılabilecek fayın deniz tabanında izi oldukça rahat gözlemlenebilmektedir. Cin-1'den Cin-11'e kadar olan tüm tabakalar güney yamacına yaklaştıkça kalınlıkları azalarak birbirine yaklaşmıştır ve delta alanına doğru ayrımlılıkları iyice azalmıştır.

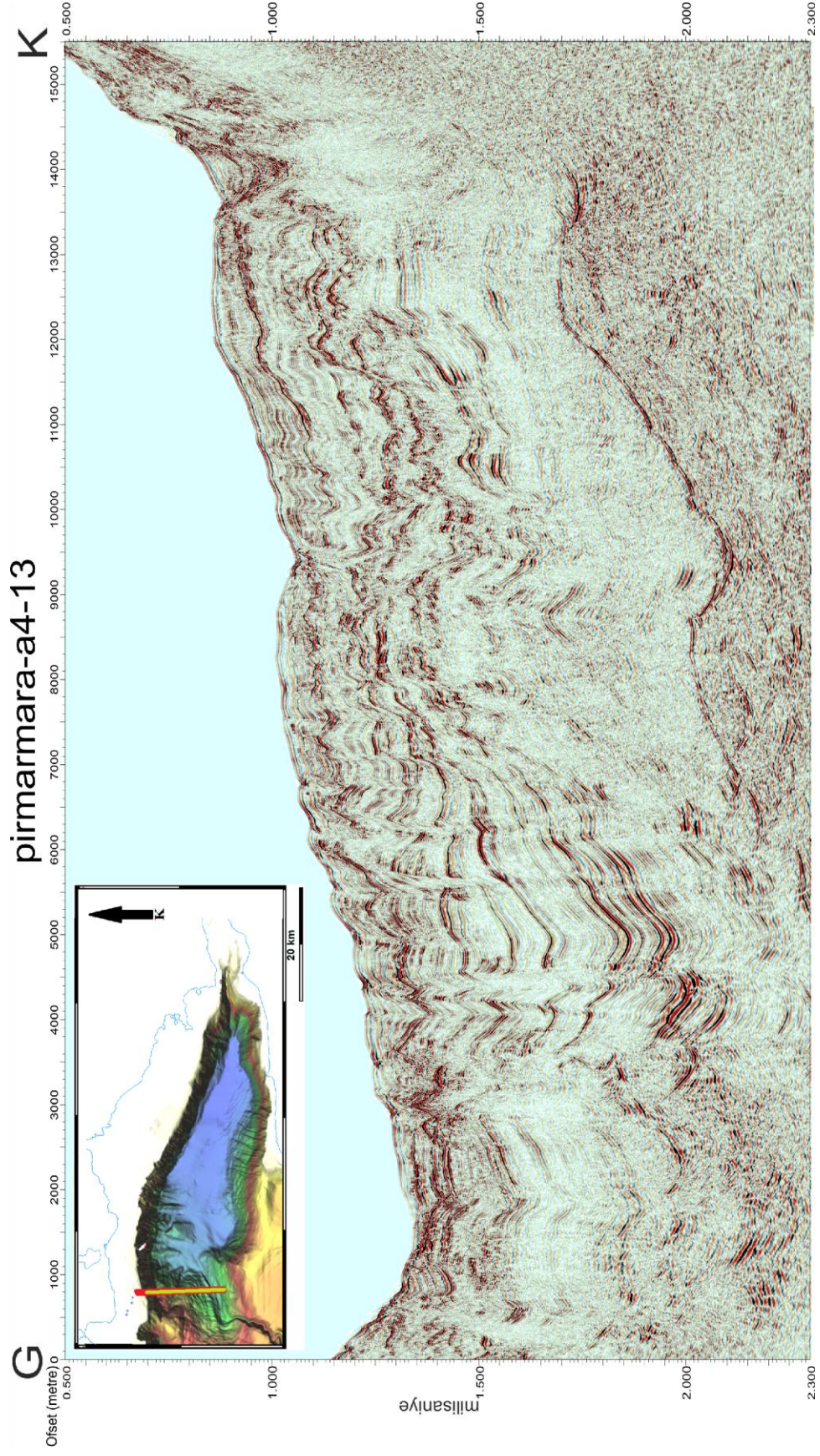


Şekil 2.39 Pirmamara-a4-12 sismik yansımaya yorumlanmamış görüntüsü.

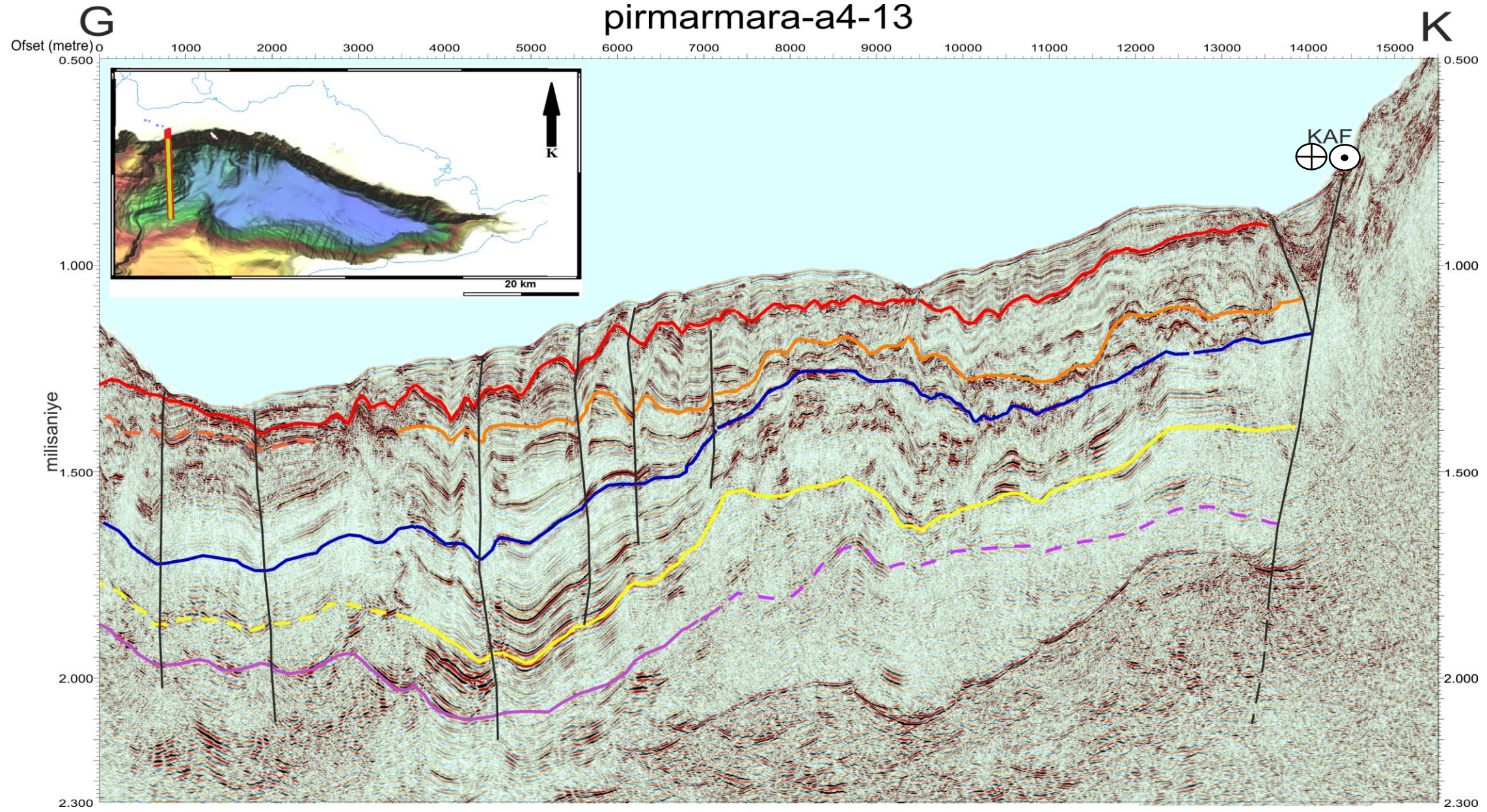


Şekil 2.40 Pirmarmara-a4-12 sismik yansıma kesitinin yorumlanmış görüntüsü.

Yapı olarak Pirmarmara-a4-11 kesitine oldukça benzer bir yapıda olan Pirmarmara-a4-12 kesitinde de hattın ortalarına doğru gömülü fayları gözlemlemek mümkündür (Şekil 2.39, Şekil 2.40). Bir önceki hattın aksine bu bölgede yüzeye ulaşan ve deniz tabanında gözlemlenen bir fayın varlığına rastlanmamıştır. Bu hatla beraber havzanın sonuna iyice yaklaşmıştır ve tortul birimlerin paralel olarak biriktiği alandan uzaklaştığı için önceki hatlarda gözlemlenen paralel istiflenmeyi bu kesitte görmek mümkün olmamıştır. Güney yamacına doğru ilerledikçe tabakaların süreklilikleri orta bölümlerdeki kadar kolay takip edilememektedir bu yüzden de son tabakanın muhtemel yapısı kesikli çizgi ile ifade edilmiştir.

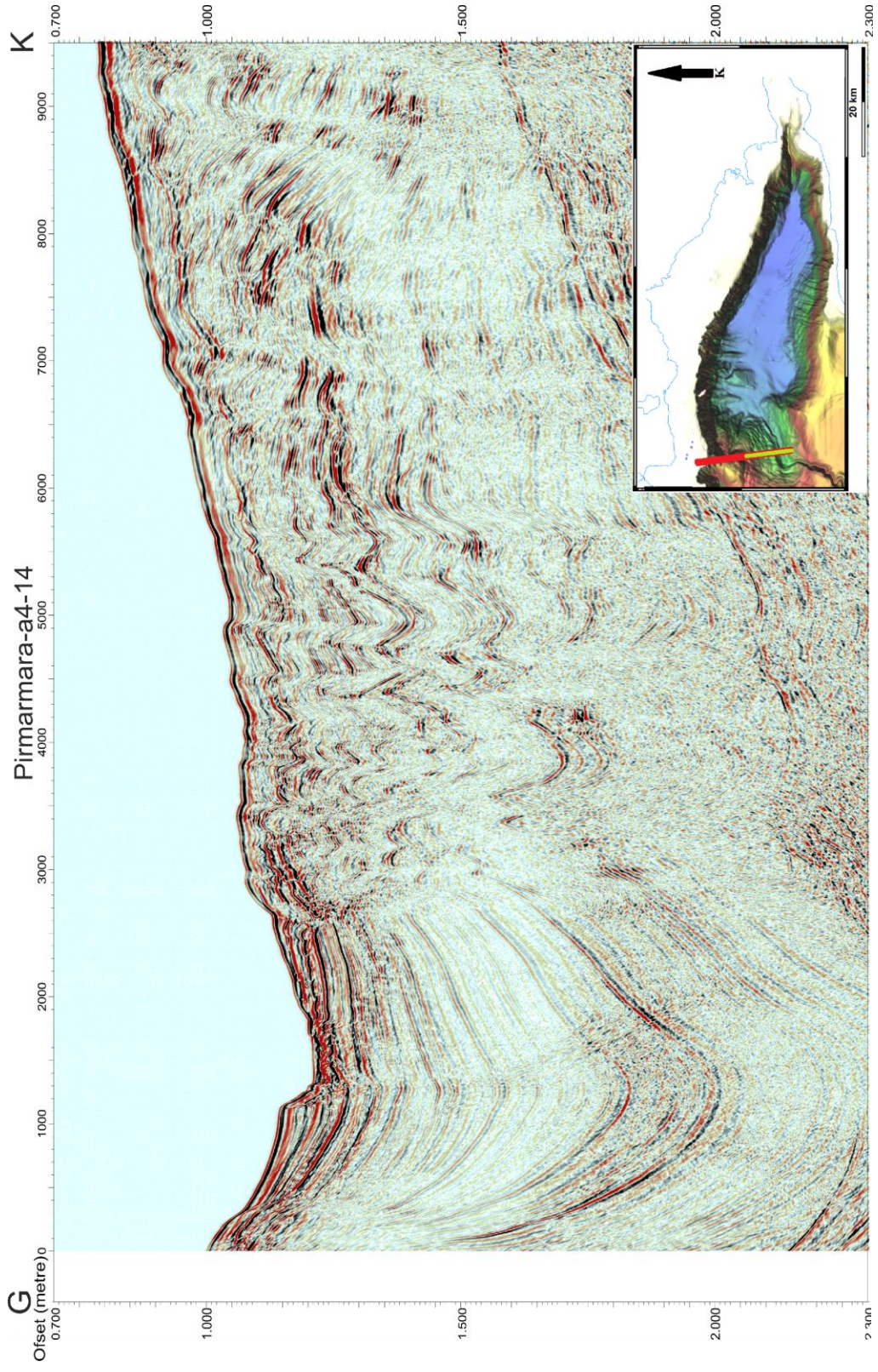


Şekil 2.41 Pirmarmara-a4-13 sismik yansıma kesitinin yorumlanmamış görüntüsü.

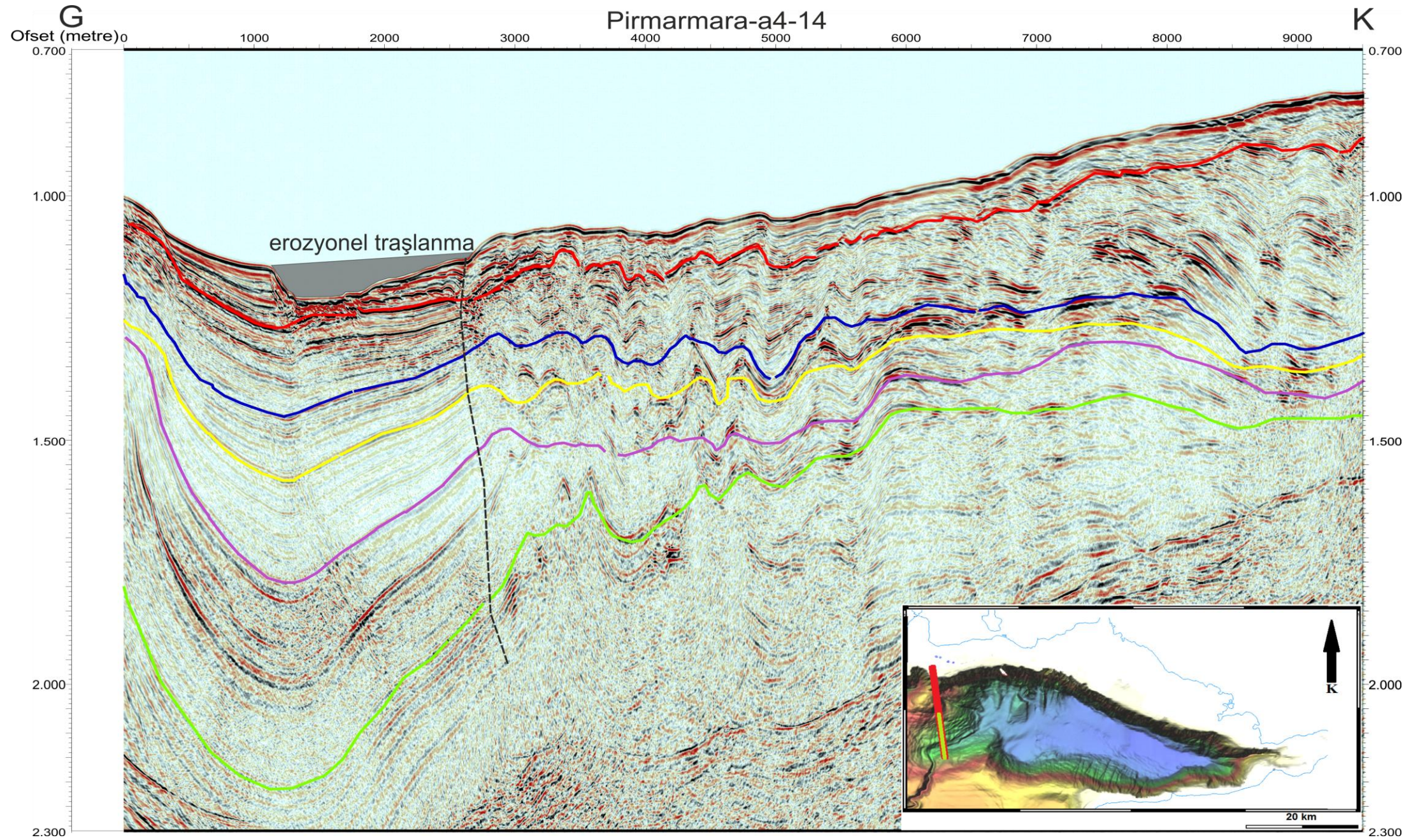


Şekil 2.42 Pirmarmara-a4-13 sismik yansıma kesitinin yorumlanmış görüntüsü.

Pirmarmara-a4-13 hattı ile birlikte havza içerisinde biriken tortulların bulunduğu alandan çıkmıştır ve batıda bulunan yamaca gelinmiştir (Şekil 2.41, Şekil 2.42). Kuzey İmrallı deltasının bulunduğu alandan gelen ve havzanın ortasına doğru menderes yaparak ilerleyen kanalın etkileri kesitin güney kısmında kendini göstermiştir. Havza güneye doğru bir açılma gösterse de havzanın batısında yer alan sırtın olduğu bölgede kuzey-güney yönlü bir sıkışmadan bahsedebiliriz. Kesitte görülen kıvrımlı yapılar da bu sıkışmanın bir kanıtıdır. Kıvrımlanmaların sonucunda kesitin kanala yakın bölgesinde ve sırtın yer aldığı bölgelerde birçok fay meydana gelmiştir. Kuzeyde ise henüz faya dönüşmemiş kıvrımlı yapıları görmek mümkündür. Kuzey Anadolu Fayı'nın bulunduğu bölgede ise fay, iki kola ayrılarak Orta Marmara Sırtı'na doğru ilerlemiştir ve daha sonra tekrar tek bir kol ile ilerlemesine devam edecektir. Diğer batıda yer alan sismik verilerde de olduğu gibi Cin-5 tabakası altında kalan tabakalar açık bir şekilde gözlemlenebilmektedir ve Cin-9 tabakasına kadar yorumlanabilmektedir. Bu hat ile birlikte Cin-5 tabakası üzerinde yer alan tabakaların ayırt edilmesi artık mümkün olmamıştır ve en üstteki tabaka sanki Cin-5 tabakası gibi görünmektedir. Hattın güneyinde çok açık bir şekilde belli olmasa da kanalın yarattığı erozyonel traşlanmanın etkisi yavaş yavaş görülmeye başlamıştır ve kanalın iki yanında da faylanmalardan bahsetmek mümkündür.

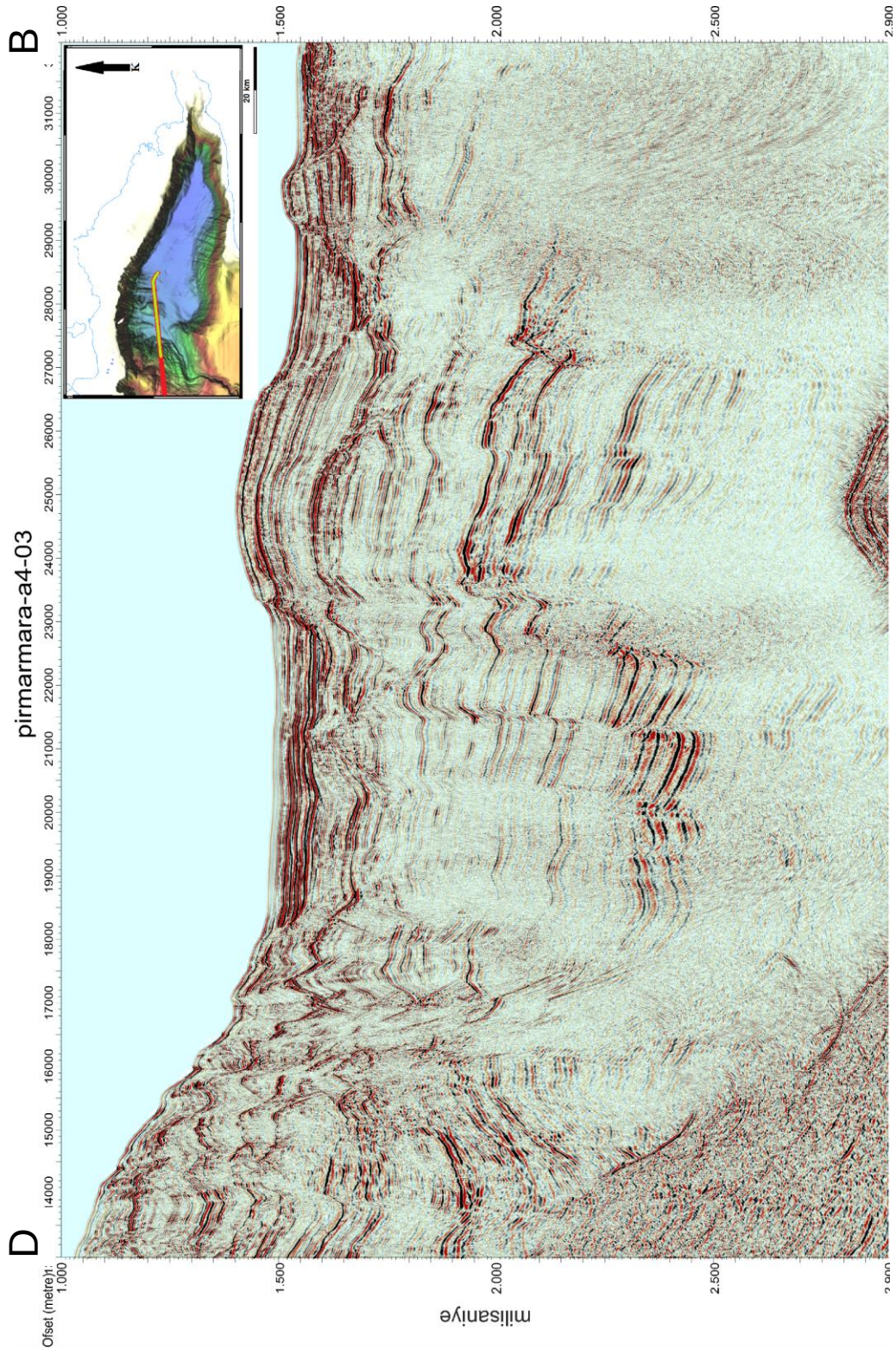


Şekil 2.43 Pirmamara-a4-14 sismik yansıma kesitinin yorumlanmamış görüntüsü.

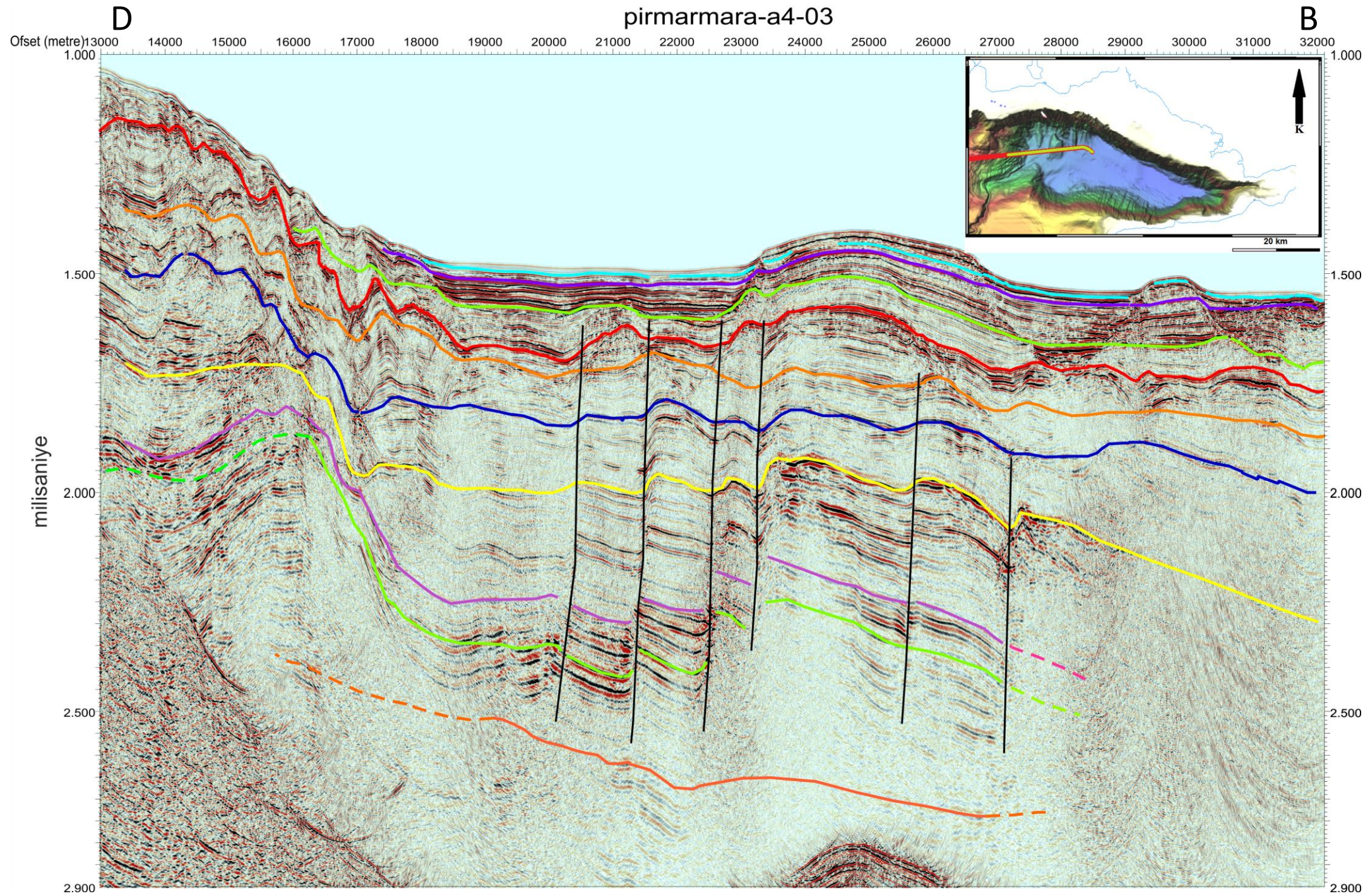


Şekil 2.44 Pirmarmara-a4-14 sismik yansıma kesitinin yorumlanmış görüntüsü.

Çınarcık Havzası'nın batıdaki yamacı ile birlikte havza içinden çıkan sismik hatlarda kuzey-güney yönlü sıkışmayı sismik kesitlerde görmek mümkündür (Şekil 2.43, Şekil 2.44). Menderes yaparak havza içerisine doğru ilerleyen kanalın etkisinin en güzel şekilde görüldüğü sismik kesit Pirmarmara-a4-14 kesitidir. Kanalın bulunduğu bölgenin altında kalan tabakalarda da sıkışmanın etkisiyle senklinal yapılar gözlemlenmektedir. Kanaldan havza içine bir akıntının olduğu gösteren en büyük kanıt kesitin güneyinde deniz tabanında gözlenen erozyonel tıraşlanmadır. Tıraşlanmanın olduğu bölgede iki tarafta da süreklilikleri devam eden tabakalar tıraşlanma etkisiyle beraber kesilmiştir. Bir önceki sismik kesitte de görüldüğü gibi Cin-5 tabakası üzerinde kalan tabakaların ayırt edilmesi mümkün olmamaktadır ve erozyonel tıraşlanmanın olduğu bölgede Cin-5 tabakası neredeyse deniz tabanına kadar gelmiştir. Fay haritasında da ayrıntılı bir şekilde gösterileceği gibi kanal ve çevresinde faylanmalar mevcuttur. Diğer hatlardan farklı olarak Cin-6 (turuncu) tabakasının ayrımlılığı Cin-5 tabakasına çok fazla yaklaştığı için bu kesitte görülememektedir. Bu yüzden kesitte Cin-5 tabakasından sonra Cin-7 tabakası geliyormuş gibi algılamamakta fayda vardır.

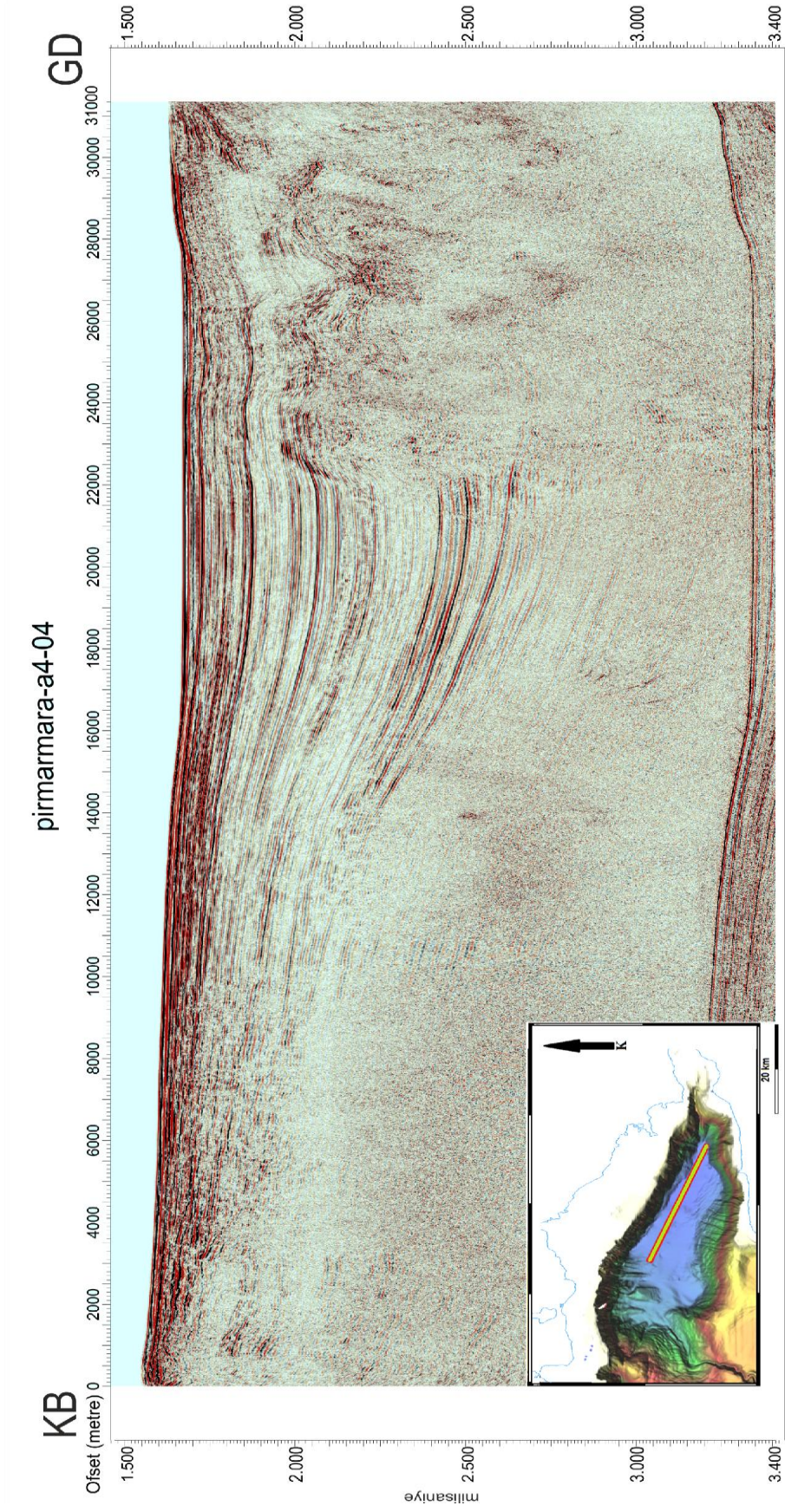


Şekil 2.45 Pirmarmara-a4-03 sismik yansıma kesitinin yorumlanmamış görüntüsü.

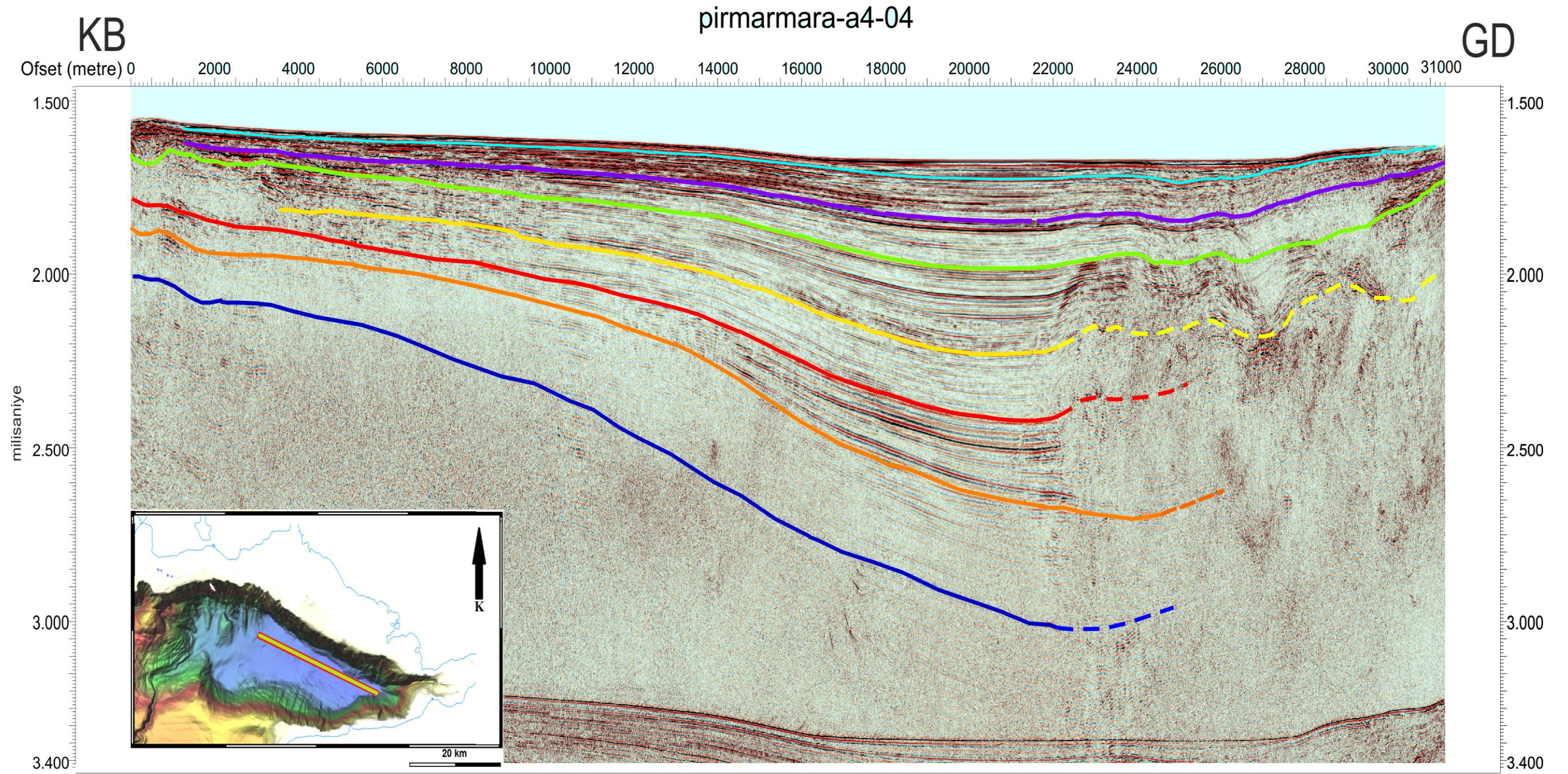


Şekil 2.46 Pirmarmara-a4-03 sismik yansıma kesitinin yorumlanmış görüntüsü.

Pirmarmara-a4-03 hattı batıdan başlayarak doğuya doğru Çınarcık Havzası'nın orta bölümlerine doğru uzanmaktadır (Şekil 2.45, Şekil 2.46). Böylece hem tortul birimlerin olduğu alanı hem de havzanın batısında yer alan yamacı incelemek mümkündür. Yamaçta görülen kıvrımlı yapılar havzanın ortalarına doğru paralel bir istiflenme göstermiştir ve yamaç üzerinde birbirine çok yakın olan ve ayrımlılığının az olduğu tabakalar havza ortalarına doğru birbirinden ayrılmaya başlamıştır. 23-27. kilometreler arası ve 29-31. kilometreler arası batimetri haritasında da görülen yükselimler sismik kesitte de görülmektedir. Bu iki yükselimin arasında istiflenen tortul birimleri kesitte görmek mümkündür. Cin-10 a kadar tabakalar açık bir şekilde görülse de Cin-11 tabakasını yorumlamak çok da mümkün olmamaktadır. Kesitin orta bölümlerinde yüzeye kadar ulaşmayan normal fay denebilecek faylar gözlemlenmiştir. Havzanın ortalarına doğru Cin-5 üzerinde kalan tabakalar da kalınlığının artmasıyla beraber kendini göstermeye başlamıştır.

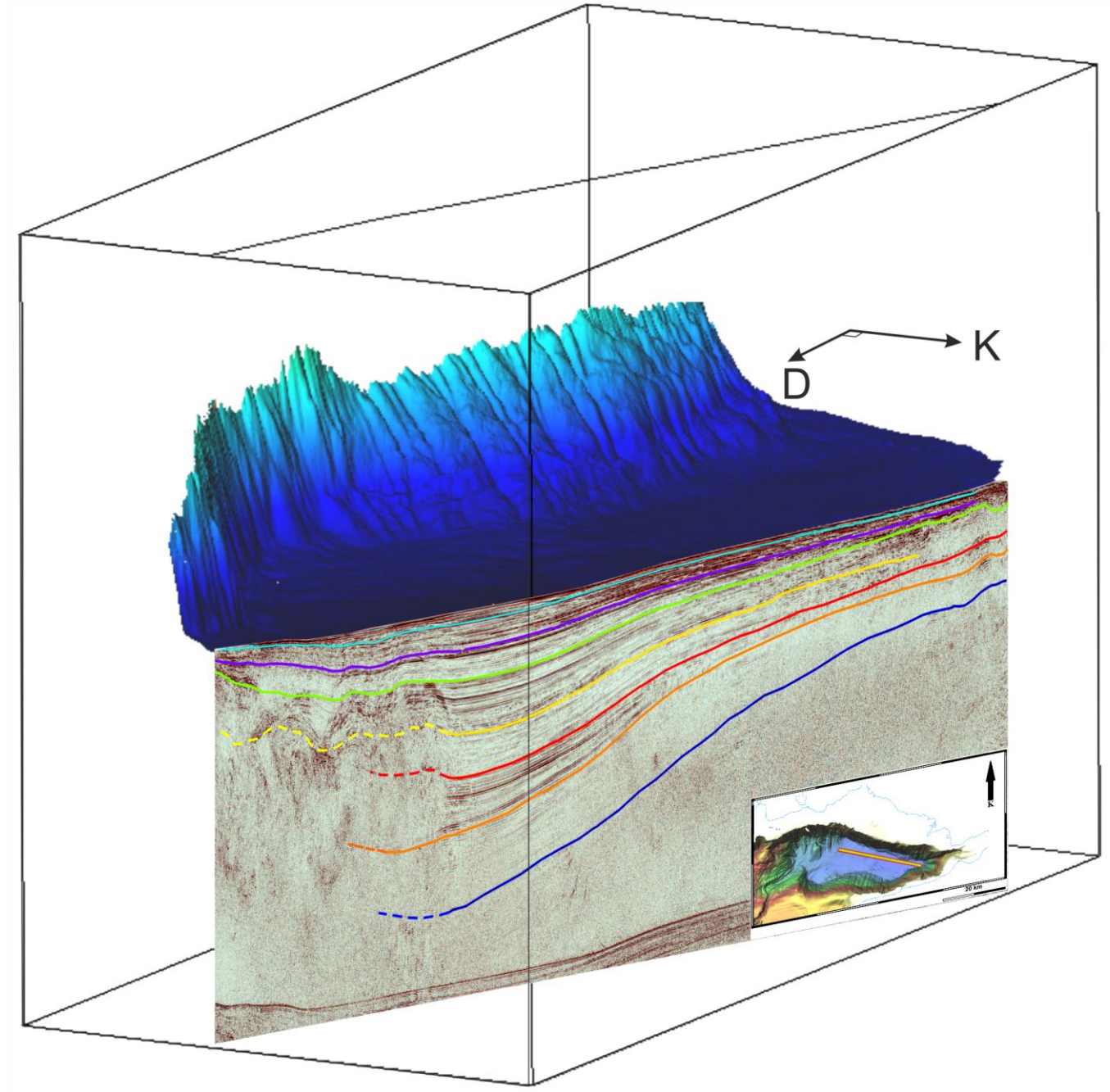


Şekil 2.47 Pirmarmara-a4-04 sismik yansıma kesitinin yorumlanmamış görüntüsü.



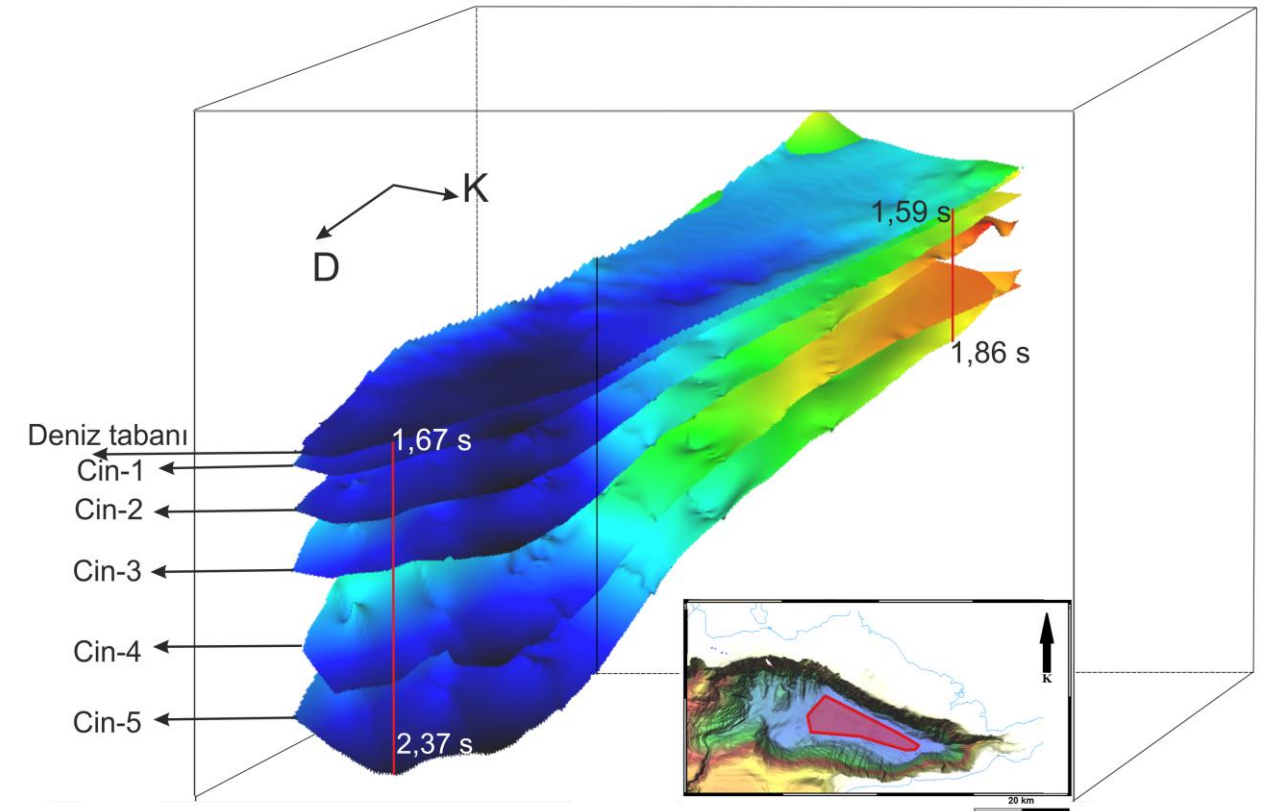
Şekil 2.48 Pirmarmara-a4-04 sismik yansıma kesitinin yorumlanmış görüntüsü.

Havza içerisinde biriken tortul birimler arasındaki kalınlık değişimlerini görebilmek açısından en önemli hat Pirmarmara-a4-04 hattıdır (Şekil 2.47, Şekil 2.48). 31 kilometre boyunca hiçbir yamacı kesmeden sadece havza çökelleri üzerinde toplanan bu hattın sismik kesitinde, Cin-7 tabakasına kadar olan tabakaların kuzeybatıdan güneybatıya doğru kalınlık artışları görülmektedir. Yaklaşık 22. kilometreden sonra tortul birimlerde olan değişimlerden dolayı tabakaların süreklilikleri net bir şekilde görülemediği için kesikli çizgiler ile yorumlanmıştır. Havzanın batısında 2 saniyede görülen Cin-7 tabakası doğuya doğru ilerledikçe 3 saniyelere kadar inmiştir. Bu hat ile beraber proje kapsamında Çınarcık Havzası'nda toplanan çok kanallı sismik yansıma verilerinin yorumlama aşaması sona ermiştir.



Şekil 2.49 Pirmarmara-a4-04 yorumlanmış sismik yansıma kesitinin ve tabakaların eğimlerinin 3 boyutlu batimetri haritası ile gösterimi.

Şekil 2.49’da Pirmarmaraa4-04 hattının batimetri verisi ile birleştirilmiş görüntüsü verilmektedir. Hattın doğusuna yakın bölümlerde tabakalar arasındaki kalınlıklar maksimumdur ve bu kalınlıklar havzanın güneyine doğru gidildikçe “akustik temel” üzerinde “on-lap” yüzey oluşturmuşlardır. Tabakaların maksimum olduğu yerin hemen kuzeyinde ise Kuzey Anadolu Fayı yer almaktadır ve Şekil 2.49’da görülen ve sürekliliği açık bir şekilde gözlemlenen tabakalar ani bir şekilde kesilecektir. Tez kapsamında tabakaların yaşı hesaplanmaya çalışılmıştır ve bu hesaplama sırasında yine bu tortulların eğimli bir şekilde istiflenmesinden yararlanılmıştır. Bu işlem diğer adımlarda ayrıntılı bir şekilde incelenecektir.

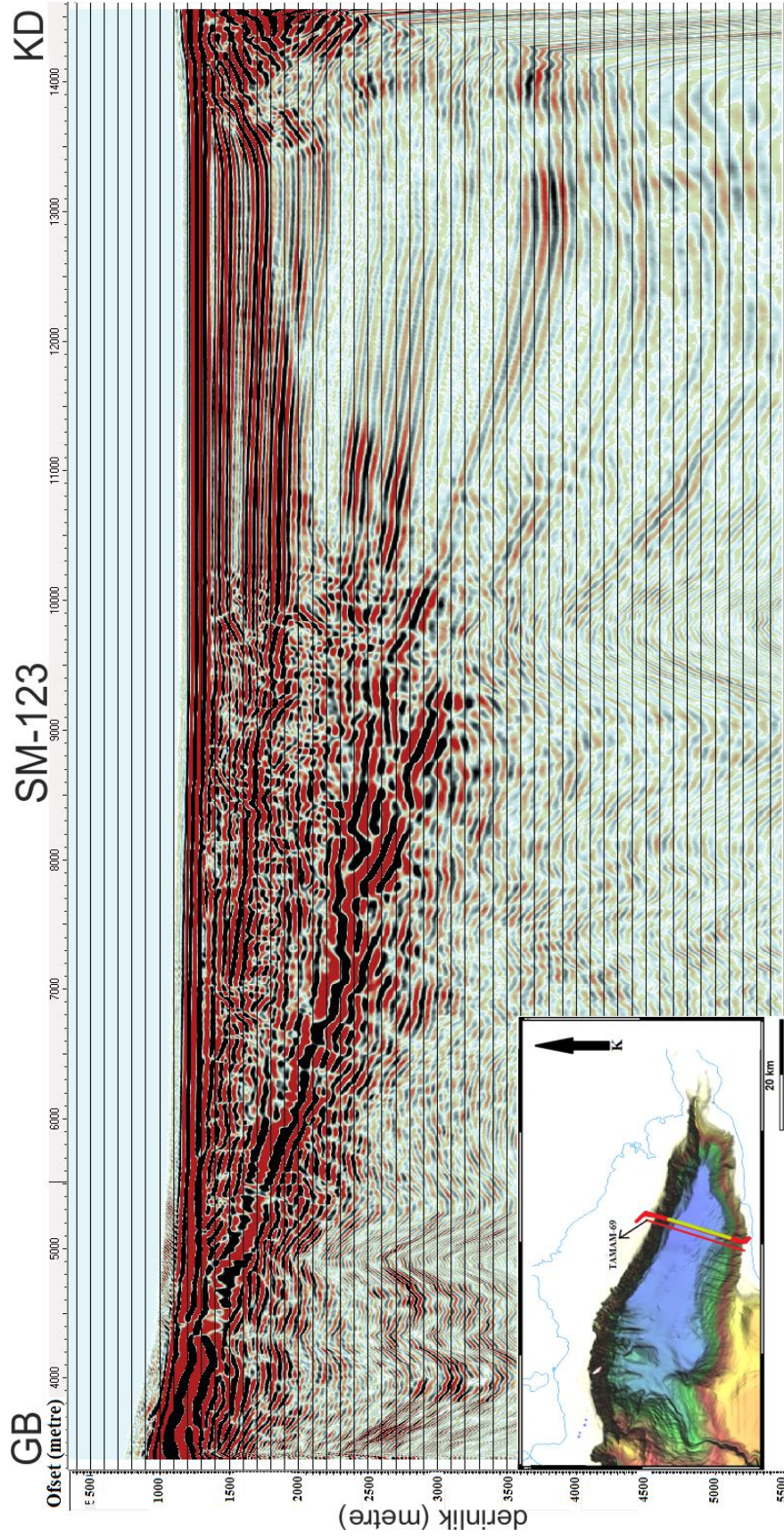


Şekil 2.50 TAMAM ve Seismarmara verileri sayesinde gridlenen tabakaların eğimlerinin saniye cinsinden gösterimi.

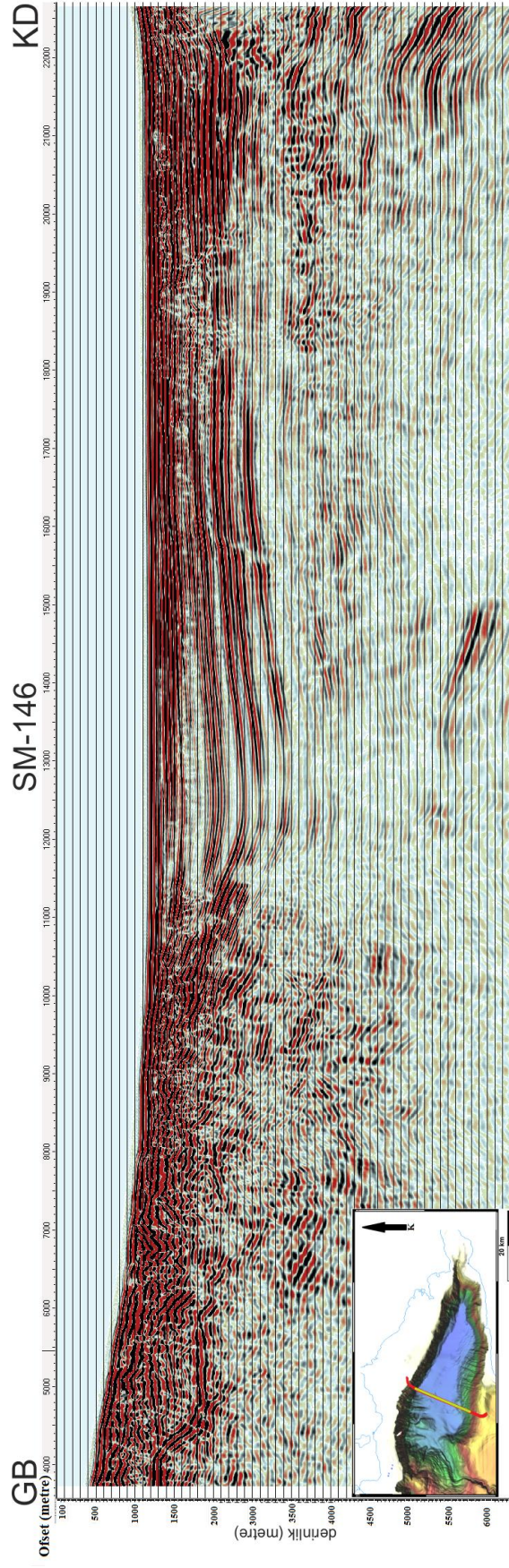
Şekil 2.50’de yerbulduru haritasında pembe boyalı gösterilen alandaki tortul birimlerin tabakaların saniye cinsinden kalınlıkları hesaplanmıştır. Bu hesaplama yapılırken her bir yorumlanmış tabaka gridlenmiştir ve bu gridleme işleminde Seismarmara ve TAMAM verileri kullanılmıştır. Kuzeydoğuda hem derinlikleri hem de tabakalar arası kalınlıkları maksimum olan tabakalar, güneye ve batıya doğru gidildikçe birbirlerine yaklaşmışlardır hatta birçok yerde bu tabakalar arası ayrımı görmek oldukça zorlaşmıştır. En derin yerinde 2.37 saniyede görülen Cin-5 tabakası batıda 1.86 saniyelere kadar inmiştir. Daha batıya gidildikçe bu derinlik daha da azalmıştır.

Şekil 2.51 ve Şekil 2.52’de Seismarmara projesi çerçevesinde toplanan ve veri işleme tabi tutulan kesitler görünmektedir. Tez kapsamında gösterilen bu kesitler ise derinlik kesitleridir ve aynı zamanda düşey ve yatay ölçeği eşit olan kesitlerdir. Kısacası gerçekte nasılsa o şekilde gösterilmişlerdir, düzey ve ya yatay abartısı yoktur. Çözünürlüğü yüksek olmayan Seismarmara verileri TAMAM verilerine oranla daha derin penetrasyona sahip verilerdir. Sismik yansıma kesitlerinin yorumlanmasında yapılan en büyük hatalardan biri de kesitlerin abartısını dikkate almamaktır. Aslında oldukça yatay görünen bir yapı, kesit yatay yönde sıkıştırıldığı zaman eğimi çok dik bir şekilde görülebilir. Tez kapsamında bahsedilen ve havzanın güneyinden geçtiği düşünülen bir fayın olmadığına dair önemli kanıtlardan biri de abartısız olarak yorumlanan Seismarmara verileridir. Şekil 2.53’te görülen SM-123 hattında pembe ile gösterilen “akustik temel” diğer TAMAM hatlarında abartıdan dolayı daha dik gösterilmiştir ve listrik bir fay olarak yorumlanabilir duruma gelmiştir.

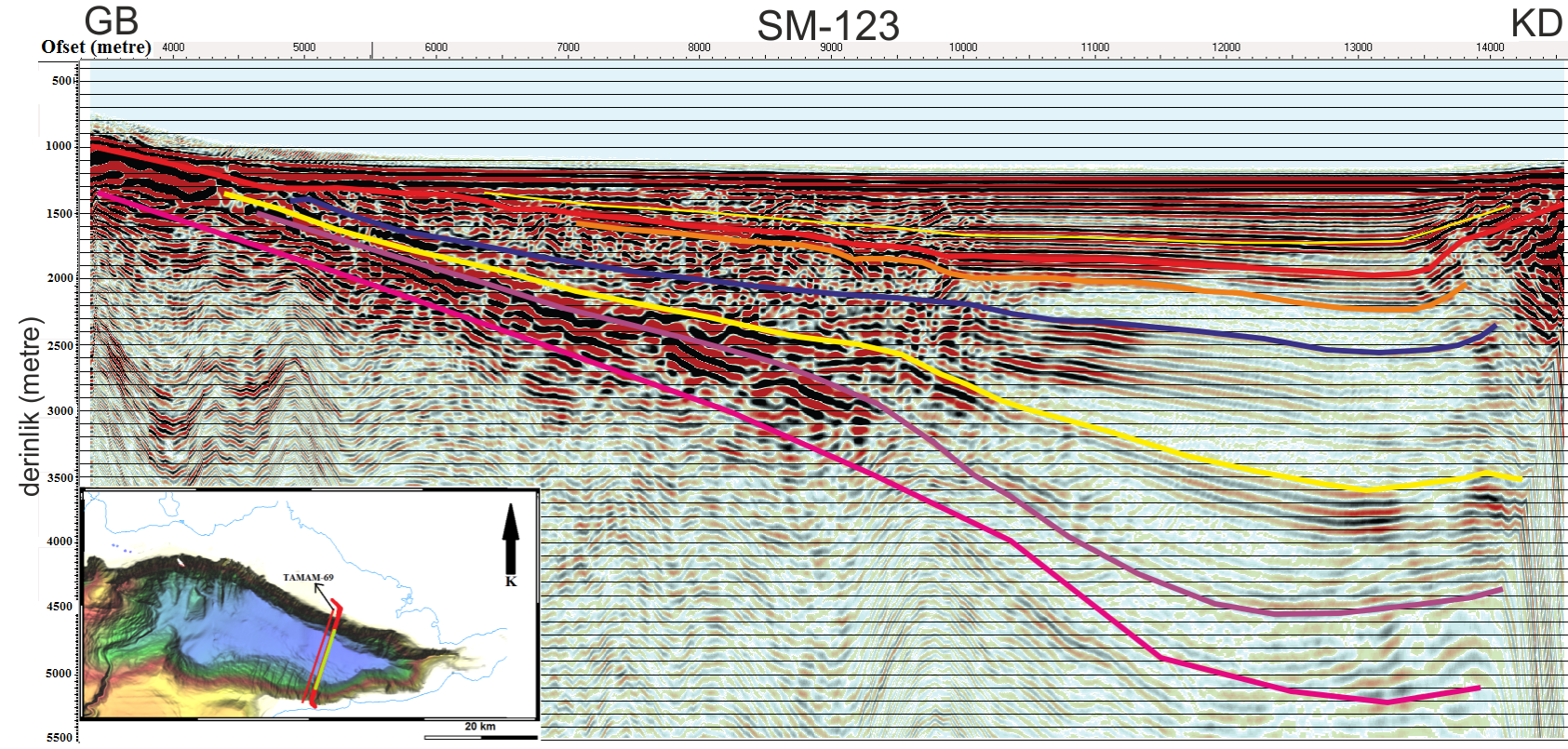
SM-146 hattı ise havzanın batısında yer alan bir hattır. Daha önce bahsedilen ve tabaka kalınlıklarının giderek birbirine yaklaştığından bahsedilen yorumlar bu kesitte de görülmektedir. Pembe ile gösterilen ve bazı çalışmalarda fay olduğu düşünülen “akustik temel” bu hatta iyice yatay hale gelmiştir ve KAF ile birleşmiştir. Diğer TAMAM verilerine bakarak yorumlandığı takdirde aslında SM-146 hattında görülen pembe tabakaya fay demiş oluyoruz (Şekil 2.54). O yüzden tez kapsamında böyle bir fayın varlığından bahsedilmemektedir. Tez kapsamına kullanılan veri setlerine dayanarak oluşturulan fay haritasında da bu fayın varlığı gösterilmemiştir (Şekil 2.55).



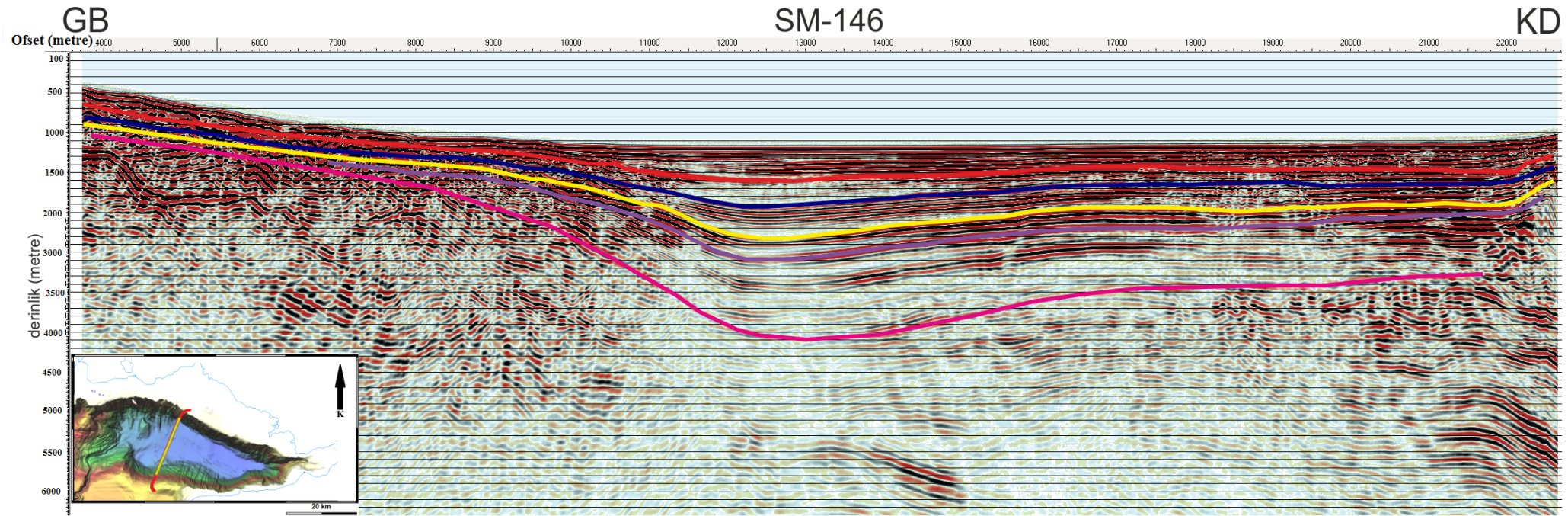
Şekil 2.51 Seismamara SM-123 sismik yansıma kesitinin derinlik ortamında yorumlanmamış görüntüsü.



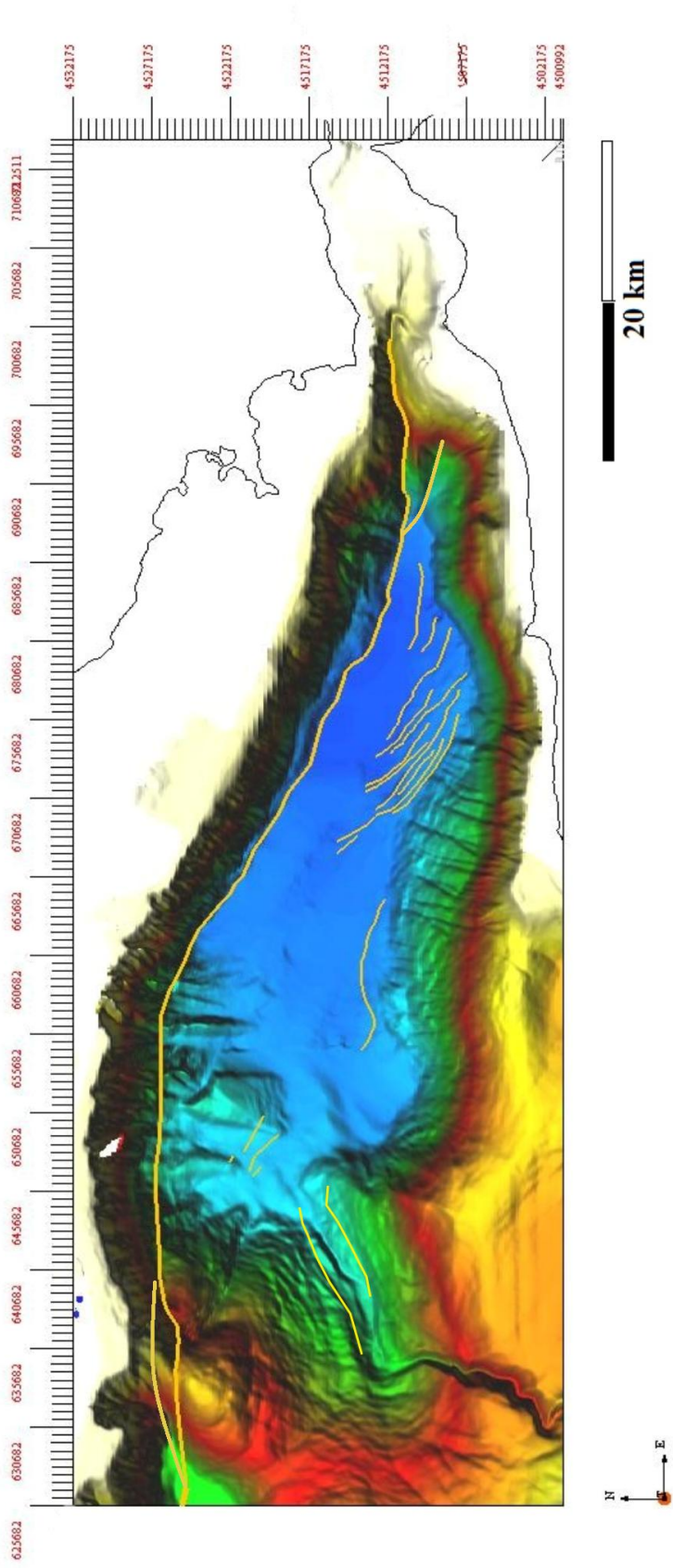
Şekil 2.52 Seismamara SM-146 sismik yansıma kesitinin derinlik ortamında yorumlanmamış görüntüsü.



Şekil 2.53 Seismarmara SM-123 isimli sismik yansıma kesitinin derinlik cinsinden yorumlanmış görüntüsü.



Şekil 2.54 Seismarmara SM-146 isimli sismik yansıma kesitinin derinlik cinsinden yorumlanmış görüntüsü.

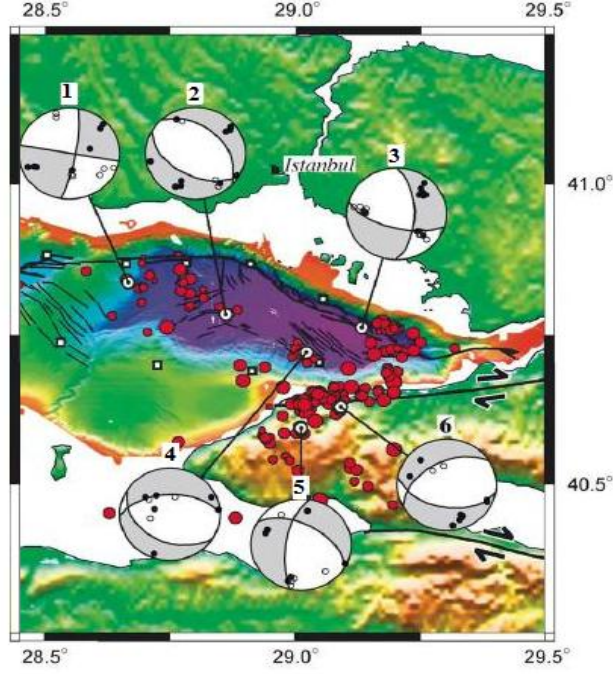


Şekil 2.55 TAMAM-1, TAMAM-2 (PirMarmara) ve Seismarmara sismik yansıma kesitlerinin yorumlanmasıyla oluşturulan Çınarcık Havzası'nın aktif fay haritası

Çınarcık Havzası'nda yer alan tüm TAMAM ve Seismarmara çok kanallı sismik yansıma verileri birlikte yorumlanarak Şekil 2.55'te gösterilen fay haritası elde edilmiştir. İzmit körfezinden gelerek Çınarcık Havzası'nın kuzey yamacı boyunca devam eden KAF, havzayı terk ederken Orta Marmara Sırtı'nda iki kola ayrılıp Kumburgaz Havzası'nda tekrar tek bir kol olarak devam etmektedir. Tuzla ve İstanbul bükümlerinde iki defa yönü değişen KAF bu bükümler sayesinde Anadolu Levhası'nın batıya doğru kaçması ve GPS verilerinde de görülen kuzey-güney yönlü açılmanın etkisiyle bir "gevşemeli büküm" (releasing bend-segment) olarak davranmaktadır. Bu hareketin etkisiyle oluşan normal faylanmalar ayrıntılı bir şekilde batimetri verisinden de faydalanarak haritada havzanın güneydoğusunda yer alan ince sarı çizgiler olarak gösterilmiştir. Bu faylar, havzanın orta kısmının saatin hareketi yönünde bir dönme hareketi yapmasından dolayı kuzeybatı-güneydoğu yönlü kıvrımlı bir şekilde uzanmışlardır. "Çökme yapıları alanı"nın tortul birimlerle birleştiği noktada yamacın bittiği bölgede de faylar görmek mümkündür. Ayrıca Kuzey İmralı delta alanından gelen ve menderes yaparak Çınarcık Havzası içerisine doğru ilerleyerek havzanın güneybatısından havza içerisine giren kanal yapısının da iki kenarında fay olduğu sismik kesitlerde gözlenmiştir.

Şekil 2.56'da Çınarcık Havzası'nın deprem odak mekanizma çözümleri gösterilmiştir. Özellikle 3 ve 4 numaralı çözümlere dikkat edilmelidir. 3 numaralı odak mekanizma çözümünde, birçok çalışmada sadece yanal bileşeni olduğu düşünülen fayın aslında bir düşey bileşene sahip olduğu ortaya çıkmıştır. Sismik kesitlerde de birim sınırlarındaki kıvrımlar (drag folds) bunun bir kanıtıdır. Kuzey Anadolu Fayı karada sadece yanal bileşene sahip olsa da Marmara Denizi içerisinde kuzey-güney yönlü açılmaya bağlı olarak bir düşey bileşene de sahiptir. Özellikle doğuda bulunan TAMAM sismik kesitlerinde görülen birim sınırlarındaki kıvrımlar 3 numaralı odak mekanizma çözümünün olduğu bölgededir. 4 numaralı odak mekanizma çözümü ise yine doğuda yer alan TAMAM sismik kesitlerinde görülen normal faylanmaların olduğu bölgede yer almaktadır. Neredeyse tamamen normal fay olarak davranan küçük ölçekli bu fayların da 4 numaralı odak mekanizması çözümüne bakarak küçük bir yanal bileşene sahip olduğunu söylemek mümkündür. Bunun nedeni de kuzey-güney yönlü bir açılma gösteren Çınarcık Havzası'nın aynı

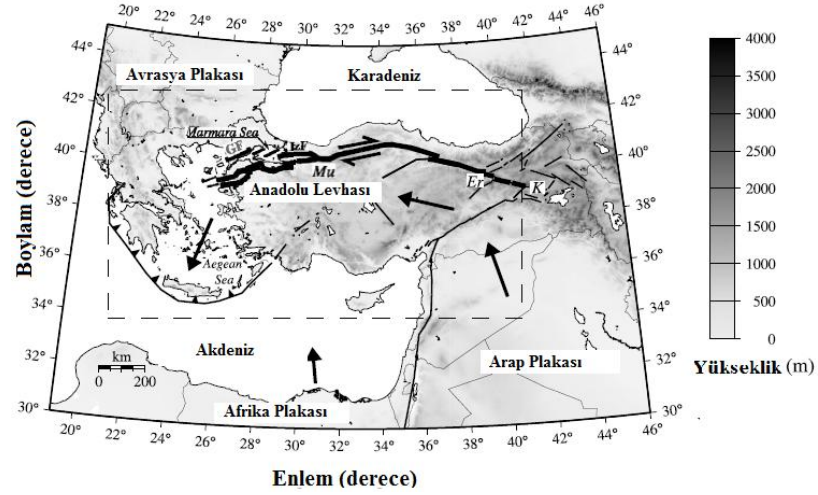
anda saat yönüne doğru olan hareketinden dolayı yanal yönde bir hareket meydana getirmiştir ve basamaklı bir şekilde oluşan normal faylanmaları oluşturmuştur.



Şekil 2.56 Çınarcık Havzası'nın deprem odak mekanizma çözümleri. (Sato ve diğer., 2004'ten değiştirilerek alınmıştır.)

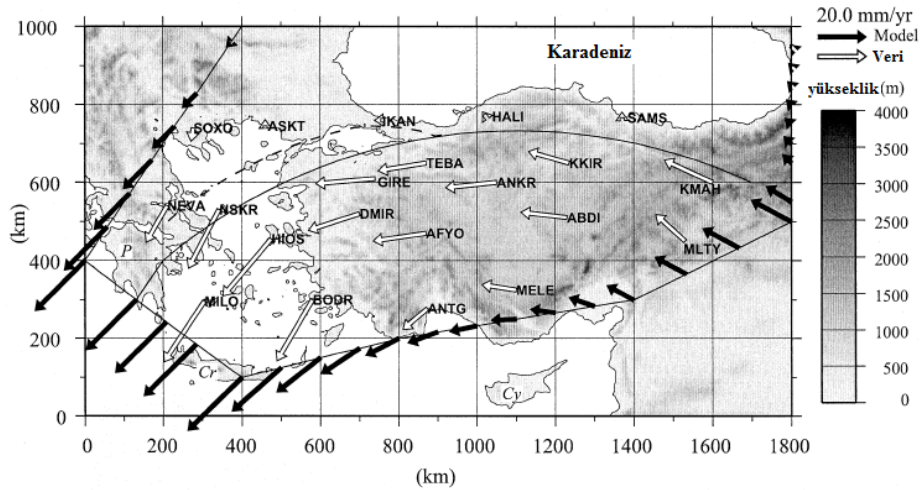
2.3 Çınarcık Havzası'nın Kuzey-Güney Yönlü Kümülatif Açılımı

Bilindiği üzere Anadolu Levhası Arabistan Levhası'nın bindirmesi ile beraber KAF boyunca batıya doğru yıllık hareketini 1-3 cm olarak devam ettirmektedir. KAFZ ve DAFZ boyunca hareket eden Anadolu Levhası'nın aynı zamanda kuzey güney yönlü bir açılma bileşeni de vardır. Bu bileşen de göz önüne alındığında Anadolu Levhası'nın hareketinin saatin ters yönüne doğru bir hareket olduğunu söylemek mümkündür (Şekil 2.57). KAFZ boyunca hareket eden levha, hareketi sırasında birçok yerde farklı tektonik olaylara neden olmaktadır. Bunların en önemlilerinden biri de sağ yönlü doğrultu atımlı olarak bilinen Kuzey Anadolu Fayı'nın Marmara Denizi içerisinde düşey bileşene de sahip olan karmaşık yapısıdır. Marmara Denizi saatin ters yönüne doğru gerçekleşen bu hareketin en uzağında kalan bölgede yer almaktadır ve GPS verilerinde de görüldüğü gibi kuzey-güney yönlü bileşen Ege Bölgesi'nde olduğu kadar büyük ölçekli değildir.



Şekil 2.57 Anadolu Levhası'nın tektonik yapısını etkileyen faktörler (Provost ve diğer., 2003)

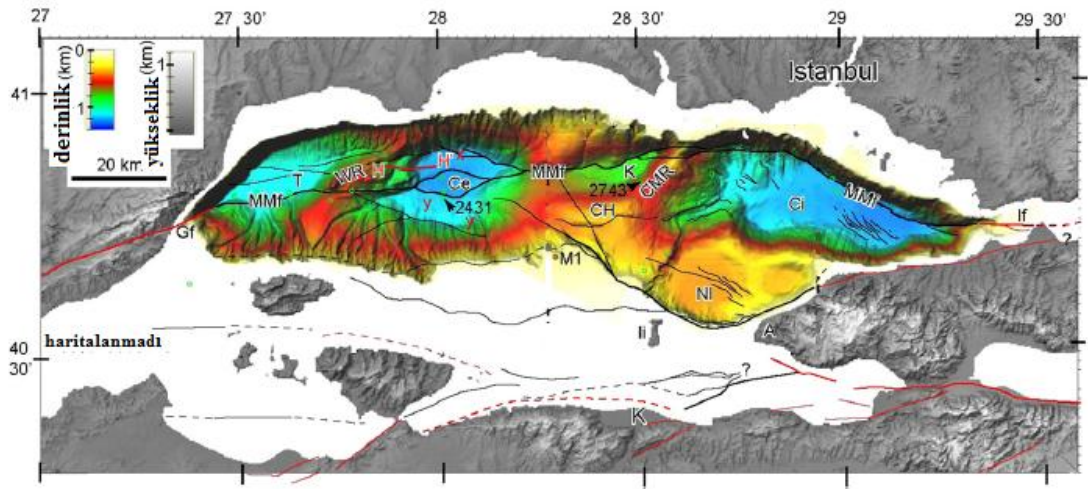
Şekil 2.57'de de görüldüğü gibi oklarla ifade edilen hareket yönleri Anadolu Levhası'nın hala devam etmekte olan hareketini göstermektedir. Kuzey-güney yönlü açılma bileşeni Ege Bölgesine doğru etkisini daha fazla göstermiştir ve bu etki Marmara Denizi'ni doğrudan etkilemektedir. Bu tektonik aktiviteyi incelemek için birçok GPS ölçümü yapılmıştır. Şekil 2.58'de Anadolu'nun farklı bölgelerine yerleştirilen GPS istasyonları sayesinde yapılan Anadolu Levhası'nın yıllık hareketinin hesaplanmasına yönelik bir çalışma yer almaktadır.



Şekil 2.58 Anadolu Levhası'nın yıllık yer değiştirme hızı ve hareket yönü (Provost ve diğer., 2003).

Bu çalışmada veriler gösteriyor ki Anadolu Levhası yıllık 20 mm’lik bir yer değiştirmeye sahiptir.

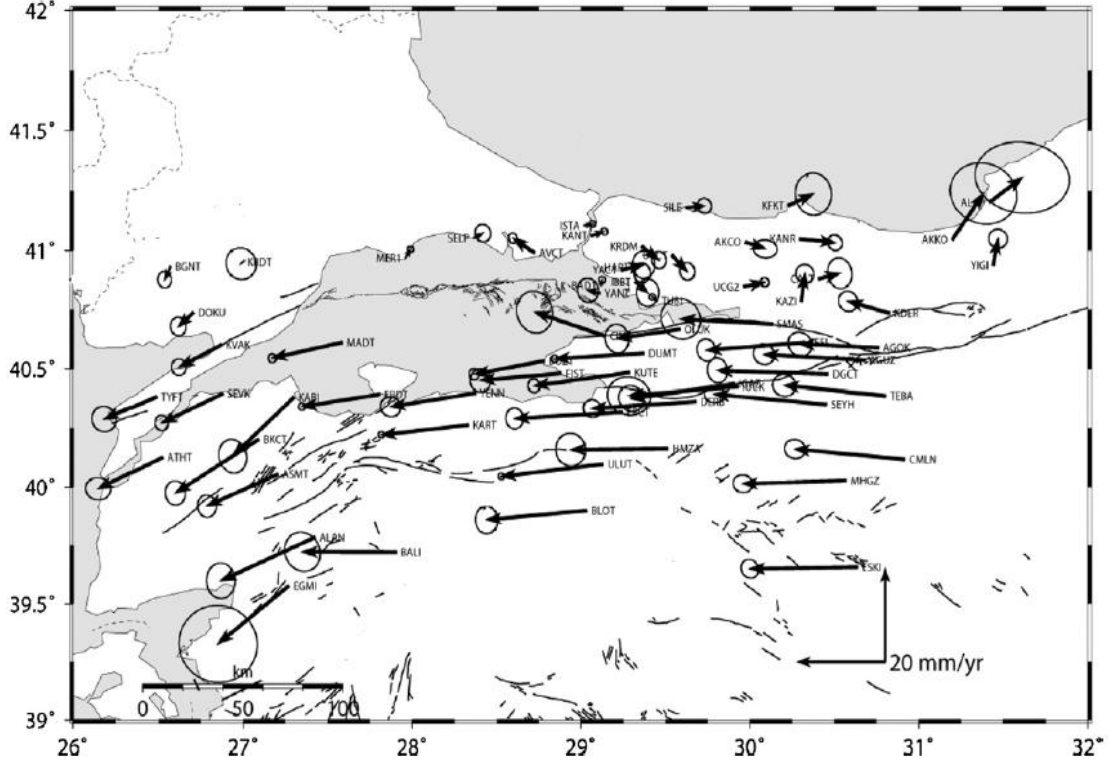
Marmara Denizi kendi içerisinde oldukça karmaşık bir tektonik yapıya sahiptir. Anadolu Levhası ile tetiklenen bu tektonik aktivite kendi içerisinde birçok mekanizma oluşturur ve birçok araştırmacı tarafından hala yakından incelenmeye devam edilmektedir.



Şekil 2.59 Marmara Denizi fay haritası (MMf: Ana Marmara Fayı, WR: Batı Sırtı, K: Kumburgaz, CMR : Orta Marmara Sırtı, M1: Marathon kuyusu, CH: Orta Marmara Yükselimi, Ci: Çınarcık Havzası (Sorlien ve diğer., 2012).

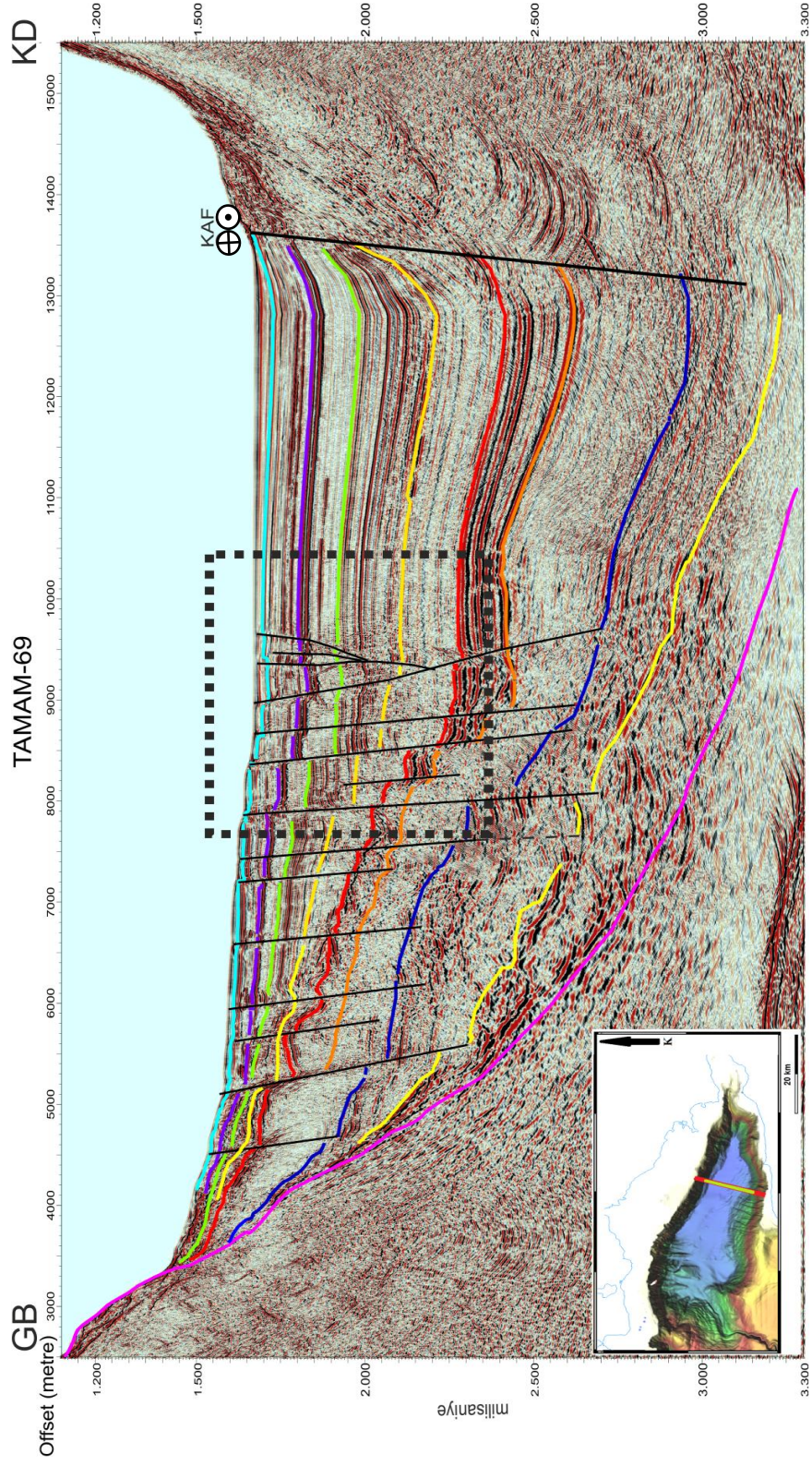
Şekil 2.59'daki fay haritasında hala aktif olan faylar görülmektedir ve sadece haritaya bakılarak bile bu bölgenin karmaşık yapıya sahip olduğunu söylemek mümkündür. Çınarcık Havzası'nda oluşan kuzey-güney yönlü açılmayı sadece Kuzey Anadolu Fayı boyunca hareket eden Anadolu Levhası'nın güneye doğru olan açılma bileşenine bağlamak yanlış olur. Marmara Denizi içerisinde Kuzey Anadolu Fayı'nın 3 kolu yer almaktadır, birçok basen ve sırtı etkileyen bu kollar farklı mekanizmaları da beraberinde getirmiştir. Bu yüzden Çınarcık Havzası'nda oluşan kuzey-güney yönlü açılma, tez kapsamında kümülatif açılma olarak hesaplanmıştır. Bu da demek oluyor ki, bu açılma sadece havza içerisindeki açılmayı ifade etmektedir ve diğer mekanizmalarla ilişkisi göz önüne alınmamıştır.

Şekil 2.60'ta sadece Marmara Bölgesi için ve 2003-2005 yılları arasında yapılmış olan sürekli GPS ölçümlerinin kaydetmiş olduğu vektörler görülmektedir. Vektörlerde de görüldüğü üzere tez kapsamında örnek olarak kullanılan iki GPS çalışmasında da yıllık yer değiştirme 20 milimetre olup vektörler, kuzey-güney yönlü bir bileşene sahiptir.



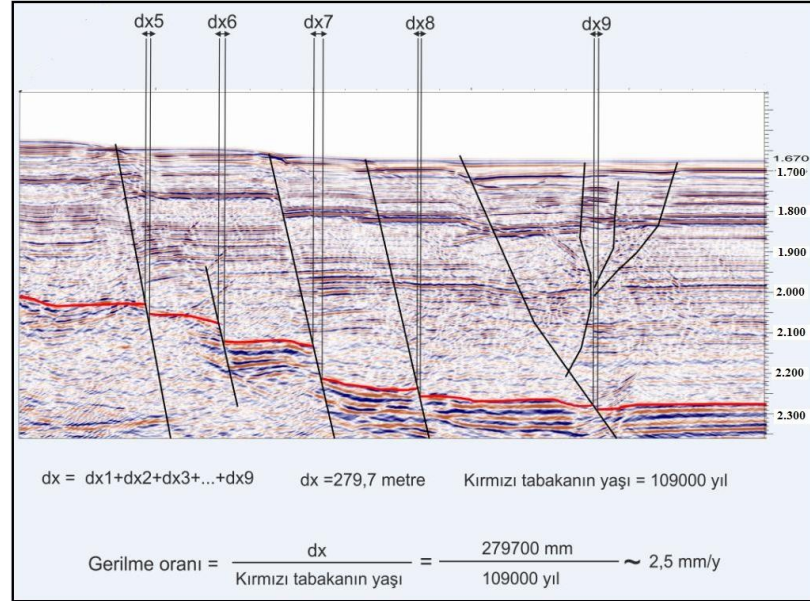
Şekil 2.60 2003-2005 yılları arası Marmara Bölgesi GPS ölçümleri (Ergintav ve diğer., 2006).

Çınarcık Havzası'nın kümülatif açılımını hesaplamak için havzanın faylanma bakımından en yoğun bölgesini kesen ve normal fayların en çok görüldüğü TAMAM-69 çok kanallı sismik yansıma verisi kullanılmıştır. Bu hesaplama işleminde Şekil 2.61'de görülen TAMAM-69 hattına ait Cin-5 tabakası (kırmızı) kullanılmıştır. Bunun nedeni daha önce yapılan bir çalışmada Cin-5 tabakasının yaşı 109 binyıl olarak hesaplanmıştır (Sorlien ve diğer., 2012). Marmara Denizi için yapılan bu çalışmada, tez kapsamında değerlendirilen TAMAM verileri kullanılmıştır. Dolayısı ile birçok yönden ortak özelliklere sahiptir. Bu özellikler ileriki adımlarda daha ayrıntılı olarak anlatılacaktır.



Şekil 2.61 TAMAM-69 hattının yorumlanmış görüntüsü.

Şekil 2.62’de bu hesaplama işlemi anlatılmaktadır. Örnek olarak alınan bu şekil, Şekil 2.61’deki sismik kesit üzerinde kesikli çizgi ile gösterilen kutucuğu kapsayan alana aittir. Kesikli çizgi ile gösterilen bu kutucukta sadece beş noktada yapılan hesaplama gösterilmiş olsa da aslında hattın içerisinde yer alan tüm faylar için ayrıntılı olarak yapılmıştır.



Şekil 2.62 TAMAM-69 çok kanallı sismik yansıma verisi üzerinde yapılan yıllık açılma miktarının hesaplanması işlemi.

Şekil 2.61’de gösterilen normal fayların tavan ve taban bloklarının uç noktalarından deniz tabanına doğru alınan izdüşümleri sayesinde bu iki uç nokta arasında kalan miktarı hesaplamak mümkündür. Çünkü izdüşümün ait olduğu skala sismik kesitler üzerinde ofseti ifade etmektedir. Yorumlama aşamasında tüm kesitler bir düşey abartıya sahip olarak hesaplanmıştır. Dolayısı ile Şekil 2.62’de gösterilen hesaplama işlemine ait kesit de bir abartıya sahiptir. Normalde çok küçük ölçekli görülen “dx” açılma miktarları, abartı ortadan kaldırıldığı zaman deniz tabanında önemli bir açılmayı ifade eder.

Basamaklı bir şekilde açılan normal fayların deniz tabanına doğru alınan izdüşümleri toplandıktan sonra 279.7 metre olarak hesaplanmıştır. Kesit üzerinde küçük ölçekli olarak görülen bu açılma miktarları normalde yaklaşık 300 metreye karşılık gelen önemli bir açılmadır.

Cin-5 tabakasının yaşı ve faylarda oluşan açılma miktarları bilindiğine göre basit bir bölme işlemiyle yılda ne kadar açıldığını hesaplamak da mümkündür. Açılma miktarı yıl mertebesinde düşünüldüğü zaman milimetre olarak hesaplanması daha doğru olduğundan 297.7 metreyi 279700 milimetre alarak 109000'e böldüğümüzde yaklaşık 2.5 milimetrelilik bir kümülatif açılmadan bahsetmek mümkündür. Küresel deniz seviyesi değişimleri Marmara Denizi'nin çökelleri üzerinde doğrudan etkili olacağı için her tabakanın yaşı birbirinden farklıdır ve bu 2.5 mm/y olarak hesaplanan açılma miktarı son 109000 yıla ait açılma miktarıdır.

2.4 Havza Çökellerinin Yaş Modellemesi ve Tabakaların Belirlenmesi

Marmara Denizi oluşumu sırasında boğazların açılıp kapanmasından dolayı hem göl hem de deniz formunu almıştır. Birçok bölgede sığ bir deniz tabanına sahip olsa da Marmara Denizi'nde oldukça kalın bir tortullaşmadan bahsetmek mümkündür. Marmara Denizi'nde aktif gelişim gösteren Tekirdağ, Orta Marmara, Çınarcık ve Kuzey İmralı havzalarındaki çökellerin fasiyesleri hakkında bilgi alabileceğimiz tek bir kuyu vardır. Kuzey İmralı havzasının batı ucunda kazılan Marathon-1 (M-1) petrol kuyusu 40 m kalın Kuvaterner denizel killeri ve altında 2100 metre Üst Miyosen(?) -Pliyosen karasal çökelleri kesmiştir (Ergün ve Özel, 1995).

Karasal çökeller iki formasyona ayrılmıştır. Üstteki formasyon 80 m kalınlıktadır ve Alt Pliyosen yaşta acısu ve tatlısu marnlarından oluşur. Alttaki formasyon ise en az 2022 m kalınlıktadır ve Üst Miyosen(?) - Pliyosen yaşta, akarsu-delta ortamında çökelmiş kumtaşı, çamurtaşı ve az oranda kireçtaşıdan meydana gelmiştir. Marathon-1 kuyusunda gözlenen alt istif İmralı adasında pelajik Üst Kretase kireçtaşları üzerinde uyumsuzlukla oturur (Erguvanlı, 1949).

Marmara Denizi içerisindeki tortul birimlerin yaşlandırılmasının yapılabilmesi için derin ve fazla kuyu olmamasına rağmen sismik stratigrafi sayesinde yaklaşık bir yaş hesabı yapmak mümkündür. Seeber ve diğer. (2006) ve Sorlien ve diğer. (2012) bu yapılan çalışmalara birer örnektir. Tez kapsamında da bu iki çalışma baz alınarak tabakaların yaşları hesaplanmaya çalışılmıştır.

Sismik stratigrafide tabakaların belirlenmesinde en temel özelliklerden biri genliklerin değişimlerinin paketler halinde yorumlanmasıdır. Bir sismik kesitte belki de yüzlerce paralel tabaka görebiliriz ve her birinin yaşlandırılması imkansızdır. Tabakaların yorumlanması sekanslar halinde yapılmalıdır ve her bir paket küresel deniz seviyesi değişimlerini dikkate alarak yorumlanmalıdır. Çınarcık Havzası'nın sismik stratigrafik yorumlarında da görüldüğü gibi onlarca paralel tabakalanma görülmesine rağmen tabakalar, Cin-1'den Cin-11 e kadar yorumlanan paketler halinde kesitler üzerinde ifade edilmiştir. Bu genlik farklılıklarından oluşan paketlerin nedeni küresel deniz seviyesi değişimleri ile doğrudan ilişkilidir. Buzul dönemden ısınmaya birikmesi yavaş ve düzenli olarak devam edecektir. Her bir ısınma soğuma evresinde farklı zamanlarda gerçekleşen bu tortullaşma oluşumu, beraberinde sismik kesitler üzerinde görülen farklı genlikteki paketleri getirecektir. Özellikle havzanın doğusunda yer alan TAMAM sismik yansıma kesitlerinde Cin-1'den Cin-7'ye kadar olan tabakalarda bu düzgün tortullaşma ve paketleri görmek mümkündür.

Sorlien ve diğer. (2012)'nin yapmış olduğu çalışmada Kuzey İmrallı Havzası'ndan başlayarak Marmara Denizi içerisindeki tortul birimlerin yaşları 540000 yıla kadar hesaplanmıştır. Bu geçildiği her zaman aralığında deniz seviyesi de değişecektir ve uzun dönemli ısınma evrelerinde tortulların hesaplama işleminde Kuzey İmrallı Havzası'nın batısında bulunan M-1 kuyusu ile stratigrafik olarak eşleştirilmiştir ve derin olmayan bu kuyu sayesinde sığ tabakaların eşleştirilmesi yapılmıştır. Küresel deniz seviyesi değişimleri ve tabakaların düzgün bir şekilde çökmesinden kaynaklanan düzgün eğimlenme sayesinde Sorlien ve diğer. (2012)'de görülen kırmızı tabakanın yaşı 109000 yıl olarak hesaplanmıştır. Kırmızı ile gösterilen bu tabaka tez kapsamında yorumlanan kırmızı tabaka ile aynıdır (Cin-5). Bu yüzden Cin-5 tabakasının yaşı tez açısından ve Çınarcık Havzası açısından oldukça önemlidir. Çünkü Cin-5 tabakası sismik stratigrafik yorumlamada tüm Marmara Denizi içerisindeki sismik hatlarda ortak olarak görülebilen tek tabakadır. Havza ve sırtlarda biriken çökeller zaman zaman oldukça açık bir şekilde seçilebilirken özellikle sırtların olduğu bölgelerde tortullar arası kalınlıkların çok fazla incelenmesi nedeniyle ayrımlılıklarını yitirmişlerdir. Fakat Cin-5 tabakası tüm havza ve sırtlarda

görülebilen bir tabakadır. Örneğin Kuzey İmralı Havzası'nda ve birçok bölgede en üstteki tabaka Cin-5 tabakası olarak görülse de tortul birimlerin oldukça fazla olmasından dolayı Çınarcık Havzası içerisinde bu tabakanın üzerinde birçok tabaka daha gayet açık bir şekilde gözlemlenebilmektedir.

Çınarcık Havzası'nda özellikle havzanın doğu kesimlerinde tortul birimler doğuya oranla çok daha düzgün bir şekilde istiflenmiştir ve doğuda sismik kesitlerde Cin-8 e kadar görülen tabakalar batıdaki kesitlerde Cin-11 e kadar görülmeye başlamıştır. Tez kapsamında özellikle düzgün biriken tortullar üzerinden yaşlandırma hesabı yapılmıştır ve bu yaşlandırma hesabı yapılırken Cin-5 tabakasının yaşı 109000 yıl olarak baz alınmıştır. Holosen olarak çizilen Cin-1 tabakası ise Seeber ve diğer. (2006)'nin yapmış olduğu çalışmadaki gibi 14000 yıl olarak baz alınmıştır.

Tez kapsamında sismik kesitler, Sorlien ve diğer. (2012) yapmış olduğu çalışmadaki tabakalar ile birleştirilirken, sismik hatlar ucuca eklenerek yorumlanmıştır ve havzadaki tüm sismik kesitler dikkate alınmıştır. Yapılan çalışmada Şekil 2.63'te de görüldüğü üzere Kuzey İmralı Havzası'ndan başlayan sismik kesit Orta Marmara Sırtı'nda yer alan sismik kesitler ile birleştirilmiştir ve daha sonra Çınarcık Havzası'nın içerisine doğru uzanan doğu-batı uzanımlı sismik kesit ile birleştirilerek bir yorumlama yapılmıştır. Şekilde de görüldüğü gibi kesitlerde en üstte yer alan tabaka Cin-5 tabakasıdır ve Çınarcık Havzası'nın sadece batı kısmında yer almaktadır. Fakat tez kapsamında, Cin-5 tabakasının üzerinde de oldukça büyük bir tortul birikimi yer almaktadır.

Sorlien ve diğer. (2012)'nin yapmış olduğu bu çalışmada Cin-5 tabakası ve bunun altında kalan tabakalar sırası ile Tablo 2.1'deki gibi verilmiştir.

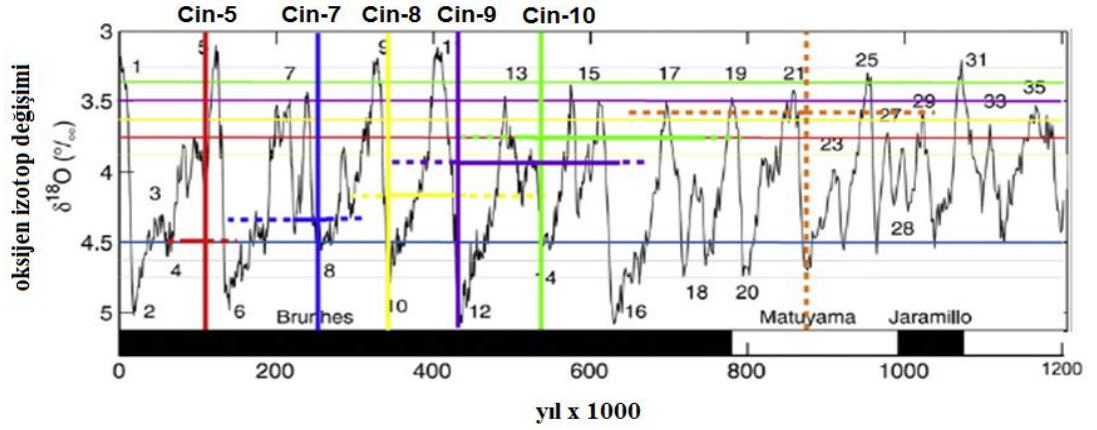
Tablo 2.1 Sorlien ve diğer.(2012) tarafından hesaplanan tabakaların yaşları

Tabakalar	Yaşları
Cin-5	109000
Cin-7	252000
Cin-8	341000
Cin-9	433000
Cin-10	536000

Tablo 2.1'de de görüldüğü gibi Cin-6 tabakasının yaşı hesaplanmamıştır. Bunun nedeni daha önce de belirtildiği gibi sismik stratigrafik yorumlama sırasında havza ve sırtlarda oluşan çökelmenin farklı olması nedeniyle bazı tabakaların görülememesidir. Tez kapsamında ise Cin-6 tabakasının yaşı ve Cin-5 tabakasının üzerinde kalan tabakaların yaşları hesaplanmaya çalışılmıştır.

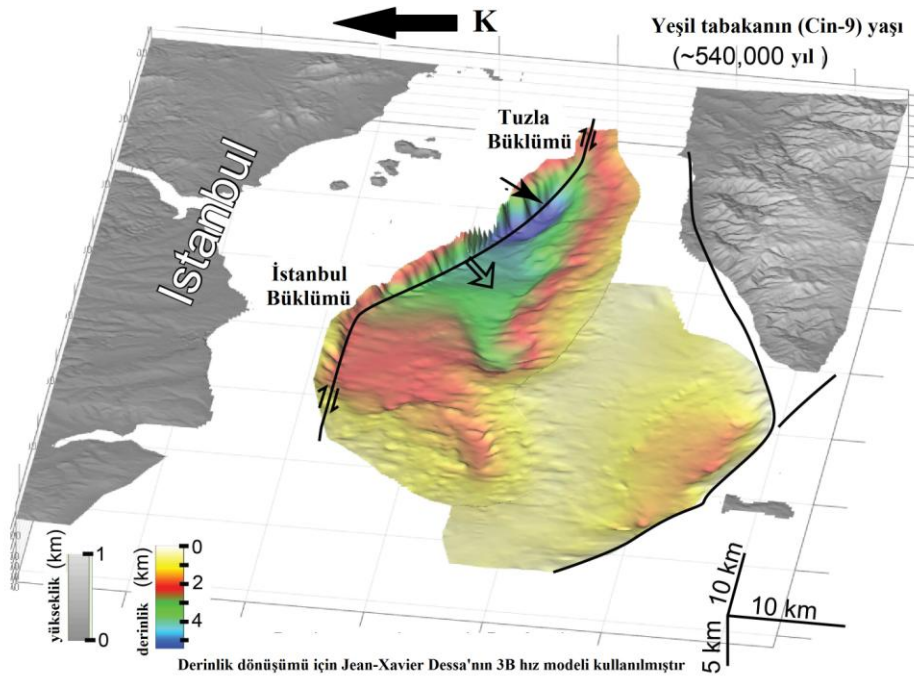
Tabakaların yaşları hesaplanırken düzgün bir şekilde paralel olarak istiflenen tortulların eğimlerinden ve bu eğimlerin küresel deniz seviyesi ile eşleştirilmesinden faydalanılmıştır. Deniz seviyesi değişimlerinin hesaplanan eğimler ile eşleştirilmesi sırasında Lisiecki ve Raymo (2006) tarafından hazırlanan oksijen izotop değerlerinin küresel deniz seviyesi ile değişimini gösteren değerler kullanılmıştır.

Sorlien ve diğer. (2012)'nin yapmış olduğu yaş modelinde de bu değerler kullanılarak hesaplama işlemine gidilmiştir ve Cin-10 tabakasına kadar olan yaşlar oksijen izotop- yıl x1000 grafiği çizdirilerek gösterilmiştir (Şekil 2.64). Önemli oksijen izotop değişimlerinin hangi yıllara denk geldiği araştırılarak tabakaların yaşları hesaplanmıştır.



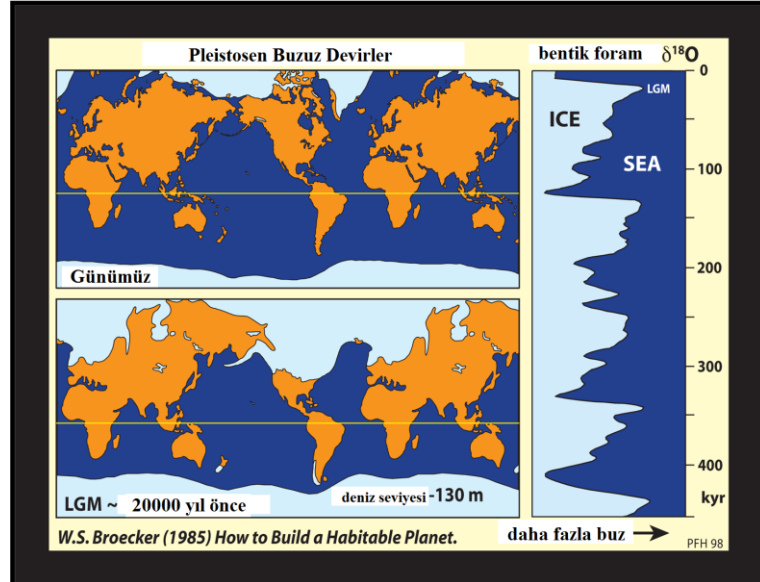
Şekil 2.64 Oksijen izotop değişimlerinin bin yıllara göre değişimi (Lisiecki ve Raymo, 2006).

Şekil 2.64'te renkli çizgilerle gösterilen çizgiler Cin-5-7-8-9 ve 10'u ifade etmektedir. Görüldüğü gibi önemli değişimlere denk gelen bu tabakalar sayesinde 540000 yıllık geçmişe kadar gidilebilmiştir. Bu dönem içerisinde oluşan ve 540000 yıllık tabakanın üzerinde çökelen tortullar Seismarmara ve TAMAM verileri sayesinde değerlendirilerek yorumlanmıştır. Şekil 2.65'te bu verilerde görülebilen maksimum derinlik olan 540000 yaşındaki tabakanın zaman cinsinden gridlenmiş hali görülmektedir.



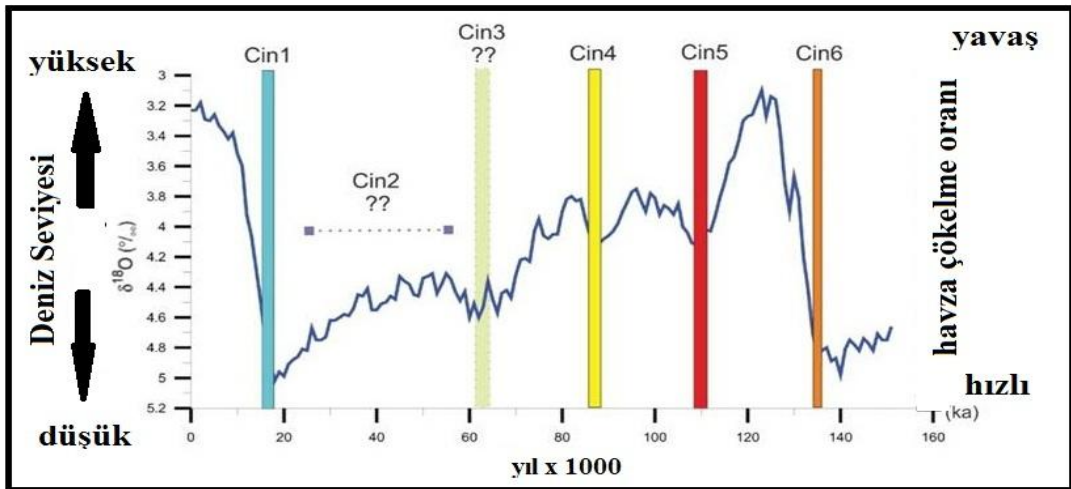
Şekil 2.65 540000 yaşındaki tabakanın zaman cinsinden gridlenmiş Çınarcık ve Kuzey İmrallı Havzası'ndaki görüntüsü (Sorlien ve diğer., 2012, IESCA 2012)

Şekil 2.66'daki oksijen izotop değişimlerine bakacak olursak 150000 yıldan günümüze olan bölümde oldukça önemli deniz seviyesi değişimleri meydana gelmiştir ve bu bölge sismik kesitler üzerinde yorumlanan Cin-5 tabakasını ve bu tabaka üzerinde kalan tortulları doğrudan etkilemektedir.



Şekil 2.66 Son 400000 yıllık oksijen izotop değerlerinin değişimi (W.S. Broecker 1985).

Şekil 2.67'de 150000 yıllık süre içerisindeki oksijen izotop değişimleri incelenmiştir ve önemli değişimler dikkate alınarak tabakaların yaşları hesaplanmaya çalışılmıştır.



Şekil 2.67 Son 160000 yıldaki oksijen izotop değişimlerinin binyıllara göre değişimi (sayısal değerler Lisiecki ve Raymo (2006)'dan alınmıştır.).

Bu değişimler incelenirken Sorlien ve diğer. (2012)'nin yaşılandırma modelinde de kullanılan Lisiecki ve Raymo (2006)'nın oksijen izotop değişimi değerleri (şekil 2.64) kullanılmıştır ve oksijen izotop değişimi- yıl grafiği çizilmiştir.

şekil 2.67'de de görüldüğü gibi önemli oksijen izotop değişimlerinin olduğu yerler dikkate alınmıştır ve bu değişimlerin yaşları tabakaların eğimlerinden hesaplanan yaşlar ile eşleştirilmeye çalışılmıştır. Oksijen izotop değerlerinin azalması buzul dönemden ısınmaya geçtiğini işaret etmektedir ve bu dönemde deniz seviyesi giderek yükselmektedir. Artan deniz seviyesi ile beraber havzalardaki çökeller yavaş ve uzun süreçlerde istiflenmiştir. Bu nedenle tortul birimler arasındaki sekans farkı daha rahat şekilde yorumlanmıştır ve tabakalar birbirlerine göre paralel bir şekilde eğimlenerek birikmişlerdir. Buzul döneminde ise oksijen izotrop değerleri artış gösterir ve bu da deniz seviyesinin düştüğü anlamına gelmektedir. Bu dönemlerde çökeller hızlı bir şekilde birikir ya da birikme olmaz. Dolayısı ile düşük deniz seviyesi değişimlerinde tabakalar arasındaki sekans farkını görmek pek de kolay değildir ve bu tabakaların yaşlarını hesaplamak, büyük deniz seviyesi ile oluşan tabakaların yaşlarının hesaplanmasına oranla daha zordur.

Cin-1 tabakasının yaşı Seeber ve diğer. (2006)'ya göre 14000 yıl olarak hesaplanmıştır. Son maksimum deniz seviyesi değişimleri bazı çalışmalarda 20000 bazı çalışmalarda ise 18000 gibi farklı değerlerle ifade edilmiştir. Seeber ve diğer. (2006)'nın yapmış olduğu bu çalışmada tabakaların eğimlerindeki göreceli deformasyon hesabı ile son buzul dönemin sona ermesiyle başlayan Holosen çökellerin yaşını yaklaşık 14000 yıl olarak hesaplamıştır. şekil 2.67'de gösterilen Cin-1 tabakasının yaşı da oksijen izotop-yıl grafiğinde yaklaşık 15000-16000 yıla denk gelmektedir ve tez kapsamında da bu tabakanın yaşı 14000 olarak kabul edilmiştir.

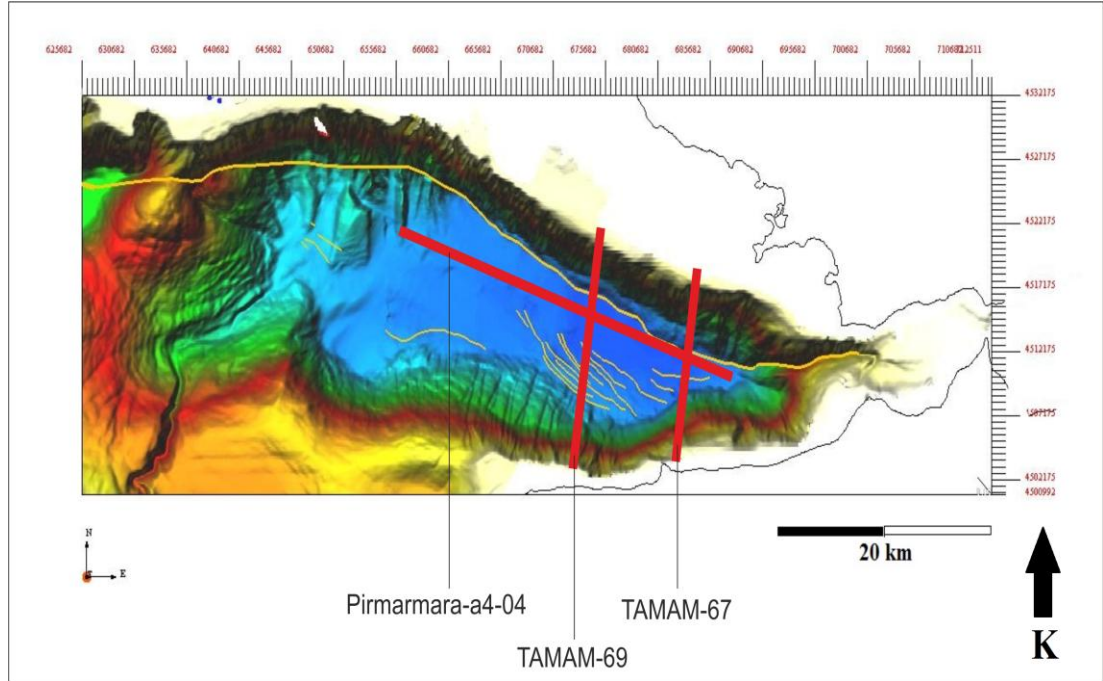
Yaklaşık 18000 yıl önce buzul dönemin başlamasıyla beraber düşük seyreden oksijen izotop değişimleri çok fazla fark yaratmamıştır. Bu nedenle düşük deniz seviyesinin olduğu yıllarda istiflenen Cin-2 tabakasının ayrımlılığını şekil 2.67'de görmek pek de mümkün değildir.

Cin-4 tabakası Şekil 2.67’de görüldüğü üzere yaklaşık 80000-90000 yılları arasına denk gelmektedir. Tabakaların eğimli bir şekilde istiflenmesinden hesaplanan sonuç da TAMAM-69 hattı için yaklaşık 87000 yaşına denk gelmektedir. Fakat aynı tabakanın yaşı diğer hatlarda net olarak 87000 yıl olarak bulunamamıştır. Bunun nedeni tabakaların birbirlerine yakın olmasına rağmen tektonik bakımdan çok aktif bir bölgede yer almasından dolayı gözle görülen paralel istiflenme, yan yana olan hatlarda bile aslında önemli değişikliklere yol açabilmektedir.

Cin-5 tabakası Şekil 2.67’de de görüldüğü gibi önemli bir oksijen izotop değişimi göstermiştir. Bu değişimle beraber Marmara Denizi’nde her bölgede yer alan sismik kesitler üzerinde belirgin bir şekilde görülen Cin-5 tabakasının yaşı Sorlien ve diğer. (2012)’nin yaptığı çalışmadaki gibi 109000 yıl olarak alınmıştır. Oksijen izotop-yıl grafiğinde de görüldüğü üzere Cin-5 tabakası yataydaki eksende 109000-110000 değerleri arasında yer almaktadır. Sismik kesitlerde oluşan sekansların en ayrıntılı görüldüğü tabakalardan biri olan Cin-5 tabakasının bu ayrımlılığa sahip olmasının nedeni de Şekil 2.67’deki grafikte görülmektedir. Oldukça önemli bir oksijen izotop değişimi sayesinde tortul birimler uzun dönemde düzgün bir şekilde istiflenerek bu paketi oluşturmuşlardır.

Bir diğer önemli oksijen izotop değişimi de Cin-6 tabakasında gözlemlenmiştir. Sorlien ve diğer. (2012)’nin yapmış olduğu çalışmada yer almayan bu tabaka kendini Çınarcık Havzası’nda göstermiştir ve önemli bir kalınlığa sahiptir. Cin-5 gibi önemli bir oksijen izotop değişimine sahip olan bu tabaka da uzun bir istiflenme döneminde düzgün bir şekilde çökelmiştir ve Şekil 2.67’deki grafikte ve tabakaların eğimlerinden yapılan hesaplamayla yaklaşık olarak 130000 yıl olarak hesaplanmıştır. Cin-6 tabakasının altında kalan tabakaların yaşları ise Tablo 2.1’de belirtilmiştir. Daha önce de bahsedildiği gibi tabakaların yaşlandırma modeli yapılırken sismik kesitler üzerindeki sekans farklarından yararlanarak belirlenen tabakaların düzgün bir şekilde istiflenmesinden ve bu eğimlerin orantısından faydalanılmıştır ve bu hesaplanan eğimlerle bulunan yaşlar, küresel deniz seviyesi değişimlerinin neden olduğu oksijen izotop değişimlerine bağlı olarak ortaya çıkan yaşlarla eşleştirilmeye çalışılmıştır. Bunun için havzanın doğusunda yer alan ve gözle görülür düzgün bir

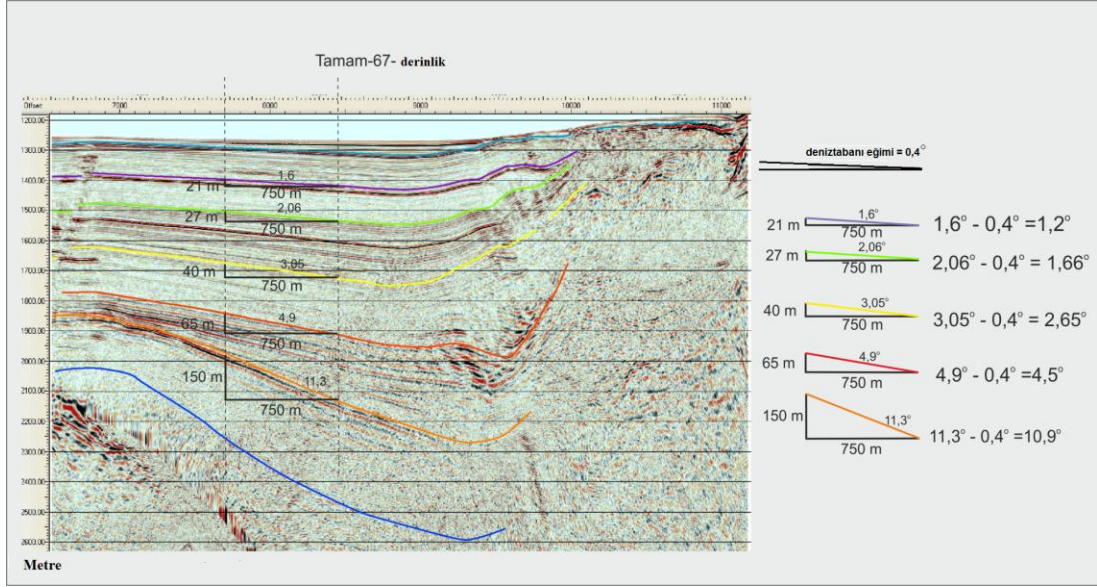
istiflenmenin olduğu TAMAM-67, TAMAM-69 ve Pirmarmara-a4-04 sismik kesitleri incelenmiştir.



Şekil 2.68 Tabakaların eğimlerinden yaşlandırma modeli yapılması için seçilen sismik hatlar.

Tabakaların eğimlerinin hesaplanabilmesi için düzgün şekilde istiflenmenin olduğu bölgeden sismik hatlar seçilmiştir ve bu hatlardan Pirmarmara-a4-04 hattı da paralel olan hatları kesen bir hattır ve kesitin doğusuna yakın olan bölge hesaplama işlemi için kullanılmıştır. Tez kapsamında örnek olarak TAMAM-69 hattı için hesaplanan eğimlerin olduğu bölge gösterilmiştir.

Şekil 2.69’da gösterilen TAMAM-69 derinlik kesitinin kuzeye yakın bölgesi bu işlem için seçilmiştir ve tabakaların eğimleri şekildeki gibi basit bir eğim hesaplama işlemi ile hesaplanmıştır. Daha sonra Cin-5 ve Cin-1 tabakalarının yaşlarının bilinmesi baz alınarak hesaplanan diğer tabakaların yaşları yine basit bir orantı işlemiyle hesaplanmıştır ve bu yaşlar yaklaşık olarak Cin-6 tabakası için 130000 yıl, Cin-4 için 80000-90000 yıl arasında, Cin-3 için yaklaşık 60000-65000 yıl arasındadır.



Şekil 2.69 TAMAM-69 derinlik kesiti üzerinde tabakaların eğimlerinin hesaplanması işlemi.

Cin-2 tabakasının yaşı daha önce de bahsedildiği gibi hızlı çökelmenin olduğu düşük deniz seviyesi zamanında gerçekleşmiştir ve bu değişimlerden oksijen izotop değerlerinin hesaplanması oldukça güç hale gelmiştir.

Düzgün bir şekilde istiflenmenin olduğu Havza'nın doğu bölgesinde yapılan bu hesaplama işlemleri üç farklı sismik kesitte bazı değişikliklere yol açmıştır. Bunun nedeni de önceden belirtildiği gibi bölgede bulunan aktif tektonik hareketlerdir. Seçilen sismik hatlar birbirlerine çok yakın olsalar da yaşları arasında bazı farklılıklar oluşmuştur. Kısacası çok az mesafelerde bile gözle görülen paralel istiflenme aslında kendi içerisinde önemli değişiklikler göstermektedir. Sonuç olarak sadece Cin-5 tabakasının üzerinde yapılan bu hesaplama işlemine dayanarak bu bölgenin son 109000 yıldır durağan bir bölge olmadığını söylemek mümkündür.

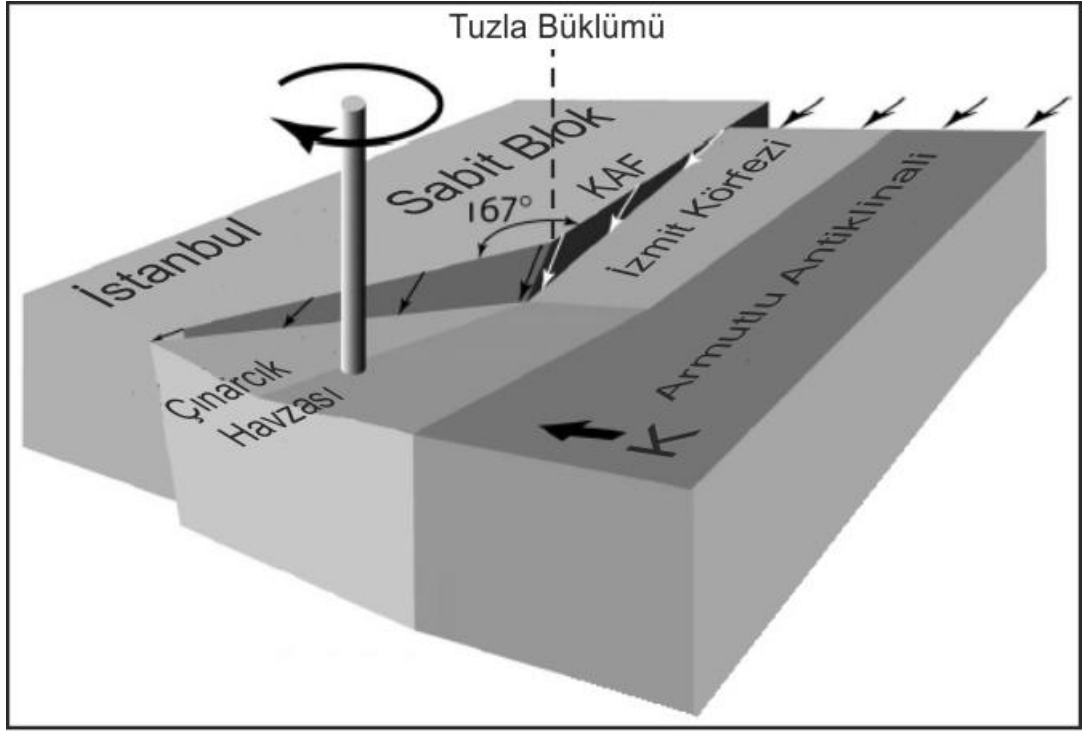
BÖLÜM ÜÇ

TARTIŞMA ve SONUÇLAR

2008 yılında toplanan TAMAM yüksek çözünürlüklü ve 2010 yılında toplanan TAMAM-2 (PirMarmara) verilerinin Çınarcık Havzası'nda yer alan tüm hatları veri işleme tabi tutulmuştur ve tamamı yorumlanarak tez kapsamında gösterilmiştir. Ayrıca fay haritasının oluşturulması ve tabakaların zaman cinsinden derinliklerinin gridlenebilmesi için daha önce veri işleme tabi tutulmuş Seismarmara çok kanallı derin sismik yansıma verileri de tez kapsamında yorumlanmıştır.

Sismik stratigrafik yorumlamalar yapılırken tabakalar, Sorlien ve diğer. (2012)'nin yapmış olduğu çalışmadaki tabakalarla eşleştirilmiş ve bu çalışmada görülemeyen fakat Çınarcık Havzası içerisinde kalan çökellerin de sismik stratigrafik yorumlamaları yapılmıştır. Havza çökelleri doğuda batıya oranla daha düzgün bir şekilde istiflenmiştir ve tabakaların kalınlıkları doğudan batıya doğru gittikçe azalmaktadır. Havzanın doğusunda sismik kesitlerde Cin-8 tabakasına kadar görülürken, batıya doğru Cin-11 tabakasına kadar görünür hale gelmiştir fakat tabakaların incelmesinden dolayı Cin-5 üzerinde kalan tabakaların ayrırlılığı oldukça azalmıştır ve birçok kesitte görünmez hale gelmiştir. Tabakalar belirlenirken kesitler üzerinde görülen yansımaların oluşturduğu sekanslar dikkate alınarak tabakalar belirlenmiştir.

Her bir kesit üzerinde görülen faylar Kingdom Suite programı yardımıyla haritalanmıştır ve Çınarcık Havzası içerisinde yer alan faylar ayrıntılı olarak incelenmiştir. Kuzey Anadolu Fayı'nın sağ yanal doğrultu atımlı fay olduğu bilinse de bu fay Çınarcık Havzası içerisinde önemli bir düşey bileşene de sahiptir. Bu nedenle Kuzey Anadolu Fayı'nı Çınarcık Havzası içerisinde oblik fay olarak yorumlamakta fayda vardır. Marmara Denizi'nin kuzey-güney yönlü açılma bileşeninden ve Anadolu Levhası'nın batıya doğru olan hareketi sayesinde Çınarcık Havzası saatin yönüne doğru hareket ederek havzanın güneydoğusunda birçok basamaklı ve çok küçük ölçekli yanal bileşenlere sahip normal faylanmaları meydana getirmiştir.

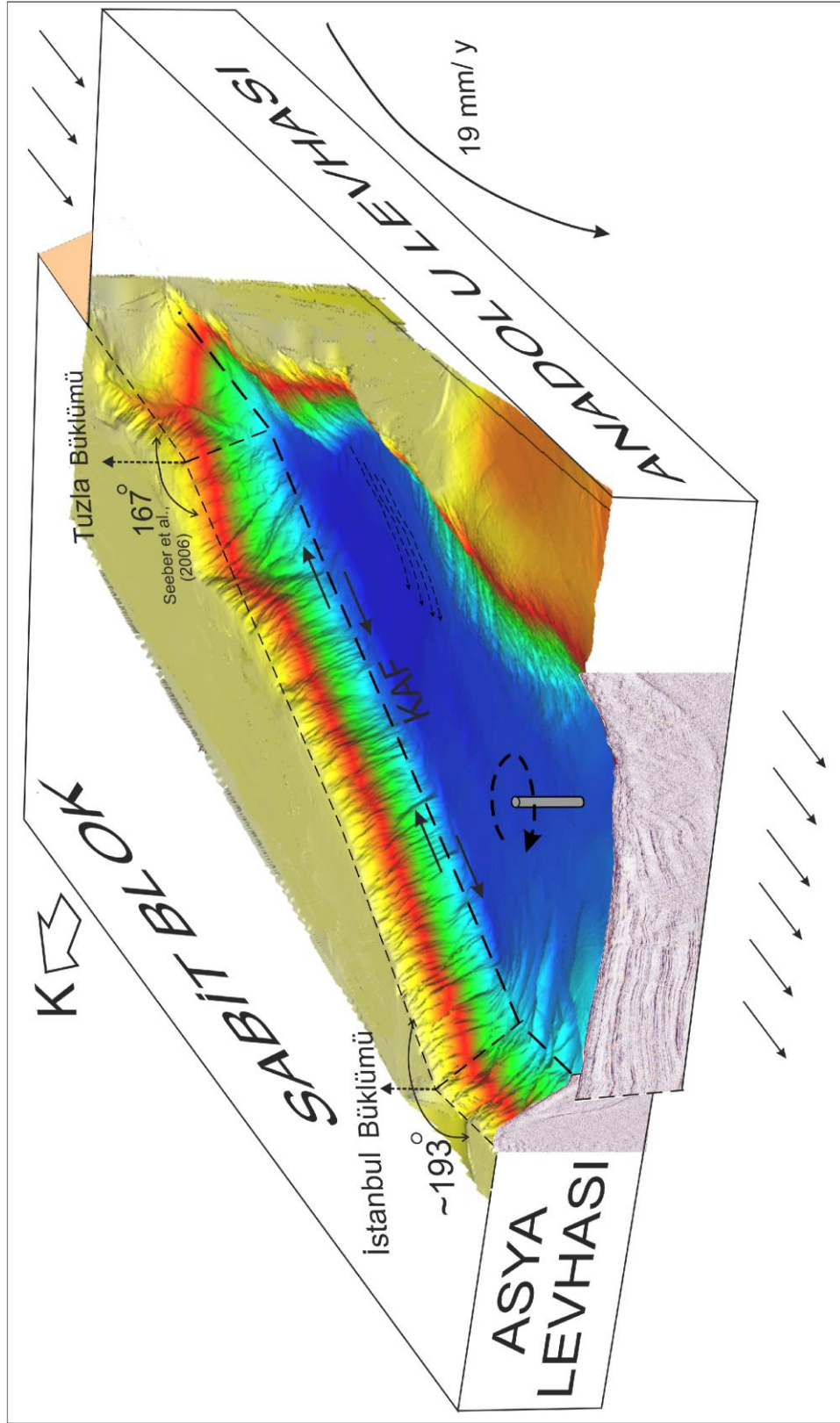


Şekil 3.1 Çınarcık Havzası'nın blok diyagram modeli (Seeber ve diğer., 2006).

Ayrıca Okay ve diğer. (2000)'nin yapmış olduğu çalışmada Çınarcık Havzası'nın güney yamacının havza ile buluştuğu sınırdan geçtiği düşünülen büyük ölçekli bir faya rastlanmamıştır. Listrik fay olarak görülen ve tabakaların üzerinde “onlap” oluşturduğu tabaka aslında Kuzey İmrallı Havzası'ndan gelen akustik temelin oluşturduğu yansıma olarak yorumlanmıştır.

Çınarcık Havzası'nın oluşumunda rol oynayan iki önemli büküm vardır. Bunlar “Tuzla bükümü” ve “İstanbul bükümü”dür. Bu iki bükümün bulunduğu noktalardan açılmaya başlayan Çınarcık Havzası “gevşemeli büküm” (releasing bend-releasing segment) olarak yorumlanabilir. Bu bükümlerle beraber oluşan havza saat yönüne bir dönme hareketi göstermektedir (Şekil3.1, Şekil 3.2).

Tez kapsamında oluşturulan fay modeli Okay ve diğer. (1999)'a yakın olmakla birlikte Le Pichon ve diğer. (2001)'in havza içi faylandırma modeline de uymaktadır. Le Pichon (2001)'den ayrıldığı en önemli özelliklerden biri de Kuzey Anadolu Fayı'nın Çınarcık Havzası içerisinde sadece yanal atımlı fay olarak davranmamasıdır.



Şekil 3.2 Çınarcık Havzası'nın batimetri haritası ile birleştirilmiş blok diyagram modeli.

Marmara Denizi'nin kuzey güney yönlü açılma bileşenine bağlı olarak gelişen havzanın güneydoğusunda yer alan normal fayların geliştiği bölgede yapılan açılma son 109000 yıl için yıllık 2,5 mm olarak hesaplanmıştır. Bu açılma tüm Marmara Denizi için yapılmış bir yıllık açılma hesabı değil, Çınarcık Havzası'nı kapsayan kümülatif bir açılma hesabıdır.

Seeber ve diğer. (2006) ve Sorlien ve diğer. (2012)'nin yapmış olduğu çalışmada baz alınan yaşlandırma hesabı ile Çınarcık Havzası içerisindeki tabakaların yaş tayinleri yapılmaya çalışılmıştır. Bunu yaparken paralel istiflenen çökellerin eğimlerinden faydalanılarak hesaplanan değerler küresel deniz seviyeleri eşleştirilerek yaş tayinine gidilmiştir.

Cin-5 tabakasının üzerinde kalan tabakaların yaşları hesaplanırken, Cin-2 tabakasının yaşı hesaplanamamıştır bunun nedeni de küresel deniz seviyesi değişiminde önemli bir fark olmadığı düşük seviyelerde, oksijen izotop- yıl grafiğinde bu değişimin gözlemlenememesidir. Ayrıca Cin-6 tabakasının yaşı da Sorlien ve diğer (2012)'nin yapmış olduğu çalışmada hesaplanmazken tez kapsamında bu tabakanın yaşı da hesaplanmaya çalışılmıştır.

Bir sonraki adımda hat sayısı artırılarak tabakaların yaşlarındaki hata payı daha aza indirilebilir ve daha doğru bir yaş modeli oluşturulabilir.

KAYNAKLAR

- Aksu, A., Calon, T. ve Hiscott, R. (2000). Anatomy of the North Anatolian Fault Zone in the Marmara Sea, Western Turkey: extensional basins above a continental transform. *GSA Today* 10, 6, 3–7.
- Alpar, B. ve Yaltırak, C. (2000). *Tectonic setting of the Marmara Sea, NATO Advanced Research Seminar, Integration of Earth Sciences on the 1999 Turkish and Greek Earthquakes and Needs for Future Cooperative Research*. Abstracts, 14-17 May 2000, Istanbul, 9-10.
- Ambraseys, N.N. ve Finkel, C.F. (1991). Long-term seismicity of İstanbul and of the Marmara Sea region. *Terra Nova*, 3, 527-539.
- Armijo, R., Meyer, B., Navarro, S., King, G. ve Barka, A. (2002). Asymmetric slip partitioning in the Sea of Marmara pull-apart: A clue to propagation processes of the North Anatolian Fault. *Terra Nova*, 14(2), 80–86.
- Barka, A. ve Kadinsky-Cade, K. (1988). Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics*, 7, 663–684.
- Barka, A.A. (1992). The North Anatolian fault zone. *Annales Tectonicae*, Special Issue to Volume 6: 164-195.
- Barka, A.A. (1997). Neotectonics of the Marmara Region, The MARMARA Poly Project: A multidisciplinary approach by Space Geodesy, Geology, Hydrogeology, Geothermics and Seismology. 55-87.
- Brinkmann, R. (1976). Geology of Turkey. *Elsevier*, Amsterdam, 158p.
- Crampin, S. ve Evans, R. (1986). Neotectonics of the Marmara Sea region of Turkey. *Journal of the Geological Society*, 143(2), 343-348.

- Çağatay, M.N., Görür, N., Algan, O., Easoe, C., Tchapylyga, A., Ongan, D., Kuhn, T., Kuşçu, İ. (2000). Late-Glacial-Holocene palaeoceanography of the Sea of Marmara: timing of connections with the Mediterranean and the Black Seas. *Marine Geology*, 167, 191-206.
- Demirbağ, E., Rangin, C., Le Pichon, X. ve Şengör, A. M. C. (2003). Investigation of the tectonics of the Main Marmara Fault by means of deep-towed seismic data. *Tectonophysics*, 361, 1-19.
- Demirtaş, R. ve Erkmen, C. (2000). *Deprem ve Jeoloji, Jeoloji Mühendisleri Odası Yayınları*, 52, Ankara.
- Dewey, J. F. ve Şengör, A.M.C. (1979). Aegean and surrounding regions: complex multi-plate and continuum tectonics in a convergent zone. *Geol. Soc. America Bull*, 1(90), 84-92.
- Dondurur, D. (2009). *Data Processing in Marine Seismics, Turkish Chamber of Engineers and Architects (TMMOB)*.
- Ecevitoglu, B. (2000). *Marmara denizi jeofizik görüntüleri, Marmara'da Deprem ve Jeofizik Toplantısı Bildiri Kitabı*, İstanbul, 20-23.
- Eİİİ (1993). Türkiye Akarsularında Sediment Gözlemleri ve Sediment Taşınımı
- Emre, Ö., Duman, T.Y., Doğan, A. ve Özalp, S. (2000). *Orta (Çankırı) Depremi Değerlendirme Raporu*. MTA Rapor, No:10323.
- Ergün, M., Özel, E. (1995). Structural relationship between the sea of marmara Basin and the North Anatolian fault zone. *Terra Nova*, 7, 278-288.

- Erguvanlı, K. (1949). Hereke pudingleri ile Gebze taşlan-inşaat bakımından etüdü ve civarlarının jeolojisi. *İTÜ, Doktora tezi*, 89.
- Erol, O. ve Nuttal, C.P. (1973). Çanakkale bazı denizel Kuvaterner depoları. *Coğrafya Araş. Derg.*, 5-6, 27-91.
- Gazioğlu, C., Gökaşan, E., Algan, O., Yücel, Z.Y., Tok, B. ve Doğan, E. (2002). Morphologic features of the Marmara Sea from multi-beam data. *Marine Geology*, 190, 397-420.
- Görür, N. (1992). A tectonically controlled alluvial fan which developed into a marine fan-delta at a complex triplejunction: Miocene Gildirli Formation of the Adana Basin, Turkey. *Sedimentary Geology*, 81, 243-252.
- Görür, N. ve Okay, A.I. (1996). A fore-arc origin for the Thrace basin, NW Turkey. *Geol. Rundsch*, 85, 662-668.
- Görür, N., Çağatay, N.M., Sümengen, M., Şentürk, K., Yaltırak, C. ve Tchepalyga, A. (1997). Origin of the Sea of Marmara as deduced from the Neogene to Ouaternary Paleogeographic evolution of its frame. *Intern. Geology Review*, 39, 342-352.
- Gürbüz, C., Aktar, M., Eyidoğan, H., Cisternas, A., Haessler, H., Barka, A. A., Ergin, M., Türkelli, N., Polat, O., Üçer, S. B., Kuleli, S., Barış, S., Kaypak, B., Bekler, T., Zor, E., Biçmen, F. ve Yörük, A. (2000). The seismotectonics of the Marmara region (Turkey): Results from a microseismic experiment. *Tectonophysics*, 316, 1-17.
- Gürer, Ö.F., Kaymakçı, N., Çakır, Ş. ve Özburan, M. (2003). Neotectonics of the southeast Marmara Region, NW Anatolia, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21, 1041-1051.

- Hsü, K.J. (1972). When the Mediterranean driep up. *Scientific American*, 227, 26-36.
- Hsü, K.J. (1974). Melanges and their distinction from olistostromes: Dott, R.H., and Shaver, R.H., eds., in *Moderti and ancient Geosynclinal sedimentation*, 321-334.
- Hsü., K.J., Nacev, I.K. ve Vuchev, V.T. (1977). Geologic evolution of Bulgaria in the light of plate tectonics. *Tectonophysics*, 40, 245-256.
- Hsü, K. J. ve Bernoulli, D. (1978). Genesis of the Tethys and the Mediterranean. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, XLII(1), 943-950.
- İmren C., Le Pichon X., Rangin C., Demirbag E., Ecevitoglu B. ve Görür N. (2001). The North Anatolian Fault within the Sea of marmara: a new interpretation based on multi-channel seismic and multibeam bathymetry data. *Earth and Planetary Sc.Letters*, 186, 143-158.
- Kasapoğlu, E., Ulusay, R., Gökçeoglu, C., Sönmez, H., Binal, A. ve Tuncay, E. (1999). *17 Ağustos 1999 Doğu Marmara Depreminin Jeoteknik Saha inceleme Raporu*. Hacettepe Üni.
- Ketin, İ. (1983). Türkiye Jeolojisine Genel Bir Bakış. *İTÜ Kütüphanesi*, 1259, 595.
- Koçyiğit, A., Bozkurt, E., Cihan, M., Özacar, A. And Toksöz, B. (1999a). *Neotectonic frame of Turkey: A special emphasis on the 17 August 1999 Gölcük-Arifiye earthquake (NE Marmara-Turkey)*. Int. Conference on Earthquake Hazard and Risk in the Mediterranean Region, Proc. 1-11, NE Univ.
- Koral, H. ve Eryılmaz, M. (1995). *İzmit Körfezi 'nin tektonigi. İzmit Körfezi'nin Kuvaterner istifi, E. Meriç (ed.)*, 277-283.

- Le Pichon, X., Taymaz, T. ve Şengör, A.M.C. (1999). *The Marmara Fault and the future Istanbul earthquake*, in: International Conference on the Kocaeli Earthquake, 17 August 1999. Proc., 41-54.
- Le Pichon, X., Şengör, A.M.C., Demirbağ, E., Rangin, C., İmren, C., Armijo, R., Görür, N., Çagatay, N., Mercier De Lepinay, B., Meyer, B., Saatçılar, R., ve Tok, B., (2001). The active Main Marmara Fault. *Earth and Planetary Science Letters*, 192, 595-616.
- Le Pichon, X., Şengör, A.M.C., Demirbağ, E., Rangin, C. ve İmren C. (2001a). Problems posed by active fault system across the sea of Marmara. *Symposia on Seismotectonics of the North-Western Anatolia–Aegean and Recent Turkish Earthquakes*, Proceedings, 1-3.
- Lisiecki, L. E., ve Raymo, M. E. (2006). *Quantifying the effects of changes in ocean circulation and endmember composition on variability in Late Pleistocene carbon isotope records*. *Eos Trans. AGU*, 87(52), Fall Meet. Suppl., Abstract PP31A-1733.
- Luttig, G. ve Steffens, P. (1976). *Explanatory notes for the Paleogeographic Atlas of Turkey from the Oligocene to the Pleistocene*, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover.
- Okay, A., Tansel, İ. (1992). New data on the upper age of the Intra-pontide Ocean from north of Şarköy (Thrace). *Bull. of the Mineral and Exploration Institute*, 114, 23-27.
- Okay, A.İ., Demirbağ, E., Kurt, H., Okay, N. ve Kuşçu, İ. (1999). An active, deep marine strike-slip basin along the North Anatolian Fault in Turkey. *Tectonics*, 18, 129-148.

- Okay, A.İ., Kaslılar-Özcan, A., İmren, C., Boztepe-Güney, A., Demirbağ, E. ve Kuşçu, İ. (2000). Active faults and evolving strike-slip basins in the Marmara sea, Northwest Turkey: a multichannel seismic reflection study. *Tectonophysics*, 321, 189-218.
- Okay, N. ve diğ. (2004). Current Status of women in Geosciences: A case study from Turkey. *32nd Int'l Geol. Cong.*, 226(6), 1030.
- Özsoy, E., Oğuz, T., Latif, M.A., ve Ünlüata, Ü. (1986). *Oceanography of the Turkish Straits - First Annual Report*, Volume I, Physical Oceanography of the Turkish Straits, Institute of Marine Sciences, 223pp.
- Özsoy, E., Oğuz, T., Latif, M.A., Ünlüata Ü., Sur, H.İ. ve Beşiktepe, Ş. (1988). *Oceanography of the Turkish Straits - Second Annual Report*, Volume I. Physical Oceanography of the Turkish Straits, Institute of Marine Sciences.
- Parke, J.R., Minshull, T.A., Anderson, G. ve diğ. (1999). Active faults in the Sea of Marmara, western Turkey, imaged by seismic reflection profiles, *Terra Nova*, 11, 223–227.
- Provost, A.-S., Chéry, J. ve Hassani R. (2003). 3D mechanical modeling of the GPS velocity field along the North Anatolian fault. *Earth and Planetary Science Letters*, 209 (3–4), 361–377
- Ryan, W. B. F., ve Cita, M.B. (1978). The nature and distribution of Messinian erosional surface-indication of a several kilometer-deep Mediterranean in the Miocene. *Marine Geol.*, 27, 193-230.
- Ryan, W.B.F., Pitman, III, W.C., Major, C.O., Shimkus, K., Maskalenko, V., Jones, G.A., Dimitrov, P., Gorur, N., Sakıncı, M., ve Yüce, H. (1997). An abrupt drowning of the Black Sea shelf. *Marine Geology*, 138, 119–126.

- Ergintav, S., McClusky, S., Reilinger, R. ve Hearn, E. (2006). *Postseismic deformation following the 1999 Izmit, Turkey earthquake: The first seven years.* AGU Fall Meeting, 11-15.
- Sakıncı, M. ve Yaltırak, C. (1997). Güney Trakya sahillerinin denizel Pleyistosen çökelleri ve paleocoğrafyası. *Bull. Mineral Res. and Exp.*, 119, 43-62.
- Sakıncı, M., Yaltırak, C. ve Oktay, F.Y. (1999). Palaeogeographical evolution of the Thrace Neogene Basin and the Tethian-Paratethian relations at northwest Turkey (Thrace). *Palaeo3*. 153, 17-40.
- Sakıncı, M., Yaltırak, C., Alpar, B. ve Yüce, H. (2000). Origin of the Strait of Çanakkale (Dardanelles): regional tectonics and the Mediterranean – Marmara incursion. *Marine Geology*, 164, 139-156.
- Saltık, O. (1974). *Şarköy-Mürefte Sahalarının Jeolojisi ve Petrol Olanakları*. TPAO Rap. No. 879, 30.
- Sato, H., Fehler, M. ve Saito, T. (2004). Hybrid synthesis of scalar wave envelopesv in two dimensional random media having rich short-wavelength spectra. *Journal Geophys. Res.*, 109.
- Seeber, L., Cormier, M.-H., McHugh, C., Emre, O., Polonia, A., ve Sorlien, C. (2006). Rapid subsidence and sedimentation from oblique slip near a bend on the North Anatolian fault in the Marmara Sea, Turkey. *Geology*, 34, 933-936
- Sieberg, A. (1932). Untersuchungen über Erdbeden und Bruchschollenbau im östlichen Mittelmeer. *Denkschr. Med. Naturw. Ges.*, Jena.
- Şengör, A.M.C. (1979). The North Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic signifiante, *Jour. Geol. Soc. Lond.*, 136, 269-282.

- Shillington, D., Seeber, L., Sorlien, C.C., Steckler, M.S., Kurt, H., Dondurur, D., Çifçi, G., İmren, C., Cormier, M.H., McHugh, C.M.G., Gürçay, S., Poyraz, D.T., Okay, S., Atgın, O. ve Diebold, J.B. (2012). Evidence for Widespread Creep on the Flanks of the Sea of Marmara Transform Basin from Marine Geophysical Data. *Geology*, 40, 439-442
- Siyako, M., Tanış, T. ve Şaroğlu, F. (2000). Marmara Denizi aktif fay geometrisi. *TÜBİTAK Bilim ve Teknik Dergisi*, 388, 66-71.
- Smith, A.D., Taymaz, T. ve diğ. (1995). High-resolution seismic profiling in the Sea of Marmara (northwest): Late Quaternary sedimentation and sea-level changes. *Bulletin of Geological Society of America*, 107 (8), 923-936.
- Sorlien, C.C., Akhun, S.D., Seeber, L., Steckler, M., Shillington, D.J., Kurt, H., Çifçi, G., Poyraz, D.T., Gürçay, S., Dondurur, D., İmren, C., Perinçek, E., Okay, S., Küçük, H.M., ve Diebold, J.B. (2012). Uniform basin growth over the last 500ka, North Anatolian Fault, Marmara Sea, Turkey. *Tectonophysics*, 518-521, 1-16.
- Taymaz, T. ve diğ. (1991). Active tectonics of the north and central Aegean Sea. *Geophysical Journal International-Oxford*, 106, 433-490.
- Taymaz, T. (1999). Türkiye'nin gerçeği: Deprem, Marmara Bölgesi'nin Aktif Tektoniği ve Ulusal Deprem Ağı ! *Cumhuriyet-Bilim Teknik*, 650.
- Stanley, D.J. ve Blampied, C. (1980). Late Quaternary water exchange between the eastern Mediterranean and the Black Sea. *Nature*, 285, 537-541.
- Şengör, A. M. C., Görür, N. ve Şaroğlu, F.(1985). Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. *Strike-slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation*.

- Şengör, A. M. C. ve Yılmaz, Y.(1981). Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach, *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Şentürk, K. ve Karaköse, C. (1987). *Çanakkale Boğazı ve Dolayının Jeolojisi*, MTA Rapor No:9333. (yayınlanmamış).
- Taner, G. (1980). Das Neogen in der Umgebung Yalova. Comm. Fac. Sci. Univ. Ankara. Cl. *Geol.* 23, 19.
- Taner, G. (1982). Die Molluskenfauna und Pliozane Stratigraphie der Halbinsel-Gelibolu. Comm. Fac. Sci. Üniv. Ankara. Cl *Geol.* 25, 27.
- Taner, G. (1983). Hamzaköy Formasyonu'nun Çavda (Baküniyen) Bivalvleri, Gelibolu Yarımadası. *TJK. Bült.* 26, 1,59-64.
- Taner, G. (1997). Das Pliozan des Östlichen Dardanelle-Beckens, Türkei. Molluskenfauna un Stratigraphie, Ann. Naturhist. Mus. Wien., 98/A, 35-67.
- Ternek Z, Erentoz C, Pamir HN (1987). Explanatory text of the geological map of Turkey- Istanbul Sheet. *Mineral Research and Exploration*.
- Turgut, S., Sıyako, M. ve Dilkı, A. (1983). The geology and the petroleum prospects of the Thrace Basin. *Proc. Geol. Congr. of Turkey*, 4, .35-46.
- Tüysüz, O., Barka, AA., Yiğitbaş, E. (1998). Geology of the Saros Graben: its implications on the evolution of the North Anatolian Fault in the Ganos-Saros Region, NW Turkey. *Tectonophysics* 293:105–126.
- Wong, H.K., Lüdmann, T., Uluğ, A., Görür, N.(1995). The Sea of Marmara: a plate boundary sea in an escape tectonic regime, *Tectonophysics*, 244 (1995), pp. 231–250.

Yaltırak, C.(1995). Gelibolu Yarımadası'nda PliyoKuvaterner Sedimentasyonunu Denetleyen

(b.t)Tektonik Mekanizma. *Nezihi Canitez Sempozyumu*, 10, 103-106.

Yaltırak, C. ve Alpar, B. (2002). Characteristic features of the North Anatolian Fault in the Eastern Marmara region and its tectonic evolution. *Marine Geology*, 190, 329-350.