

**DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**KUZEY ANADOLU FAYI'NIN MARMARA
DENİZİ GÜNEY ŞELF'İNDEKİ FAY SİSTEMİNİN
SİSMİK YANSIMA VERİLERİ
İLE HARİTALANMASI**

Elif Meriç İLKİMEN

Kasım, 2014

İZMİR

**KUZEY ANADOLU FAYI'NIN MARMARA
DENİZİ GÜNEY ŞELF'İNDEKİ FAY SİSTEMİNİN
SİSMİK YANSIMA VERİLERİ
İLE HARİTALANMASI**

**Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü
Yüksek Lisans Tezi
Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Anabilim Dalı, Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği
Programı**

Elif Meriç İLKİMEN

Kasım, 2014

İZMİR

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

ELİF MERİÇ İLKİMEN, tarafından **PROF. DR. GÜNAY ÇİFÇİ** yönetiminde hazırlanan “**KUZEY ANADOLU FAYI’NIN MARMARA DENİZİ GÜNEY ŞELF’İNDEKİ FAY SİSTEMİNİN SİSMİK YANSIMA VERİLERİ İLE HARİTALANMASI**” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

Prof. Dr. Günay ÇİFÇİ

Yönetici

Jüri Üyesi

Jüri Üyesi

Prof. Dr. Ayşe OKUR
Müdür
Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Öncelikli olarak yüksek lisans çalışmam sırasında bana her türlü desteğini benden esirgemeyen tez danışmanın ve değerli hocam *Prof. Dr. Günay Çiğçi*'ye teşekkürü bir borç bilirim. Ayrıca çalışmalarım sırasında her türlü bilgi, imkan ve moral desteği ile bu süreç boyunca yanımda bulunup desteğini esirgemeyen hocam *Yrd. Doç. Dr. Seda Okay*'a ve veri işlem programını kullanmayı öğreten ve veri toplamada yardım eden değerli hocam *Prof. Dr. Derman Dondurur*'a, yorumlarım aşamasında desteklerini esirgemeyen *Prof. Dr. Talip Güngör*'e çok teşekkür ederim.

Çalışmada kullanılan TAMAM (Turkish American Marmara Multichannel) sismik verilerinin finansal desteğini sağladığı için 036851 nolu “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, personeline ve Seislab ekibine, veri toplama sırasında ve sonrasındaki yakın teknik desteklerinden dolayı Hydroscience Technologies Inc. Firmasına teşekkür ederiz. Veri toplama ve işleme sırasında kullanılan sistem, cihaz ve donanımlar, Devlet Planlama Teşkilatının 2003K120360 kodlu DPT projesi kapsamında ülkemize kazandırılmıştır. Fay haritasını çıkarımında fayların takibini yapabilmek adına TÜBİTAK 112Y026 no'lu “Marmara Denizi'ndeki Kuzey Anadolu Transform fay sistemi-çok kollu transform fayının Kuvaterner sonrası evriminin incelenmesi” adlı projeye teşekkür ederiz.

Son olarak hayatımın boyunca her zaman yanımda ve arkamda her türlü desteğini benden esirgemeyen babam *Salih Zeki İlkimen*, annem *Canan İlkimen*'e ve hayatımda olmalarından her zaman mutlu olduğum ve iyiki var dediğim dostlarıma, tez yazımı ve teslimi aşamasında bütün sorularıma rağmen güler yüzü ile her zaman yardım eden arkadaşım *Araş. Gör. Ebru Aktepe*' ye ve fen bilimlerinde bizimle ilgilenen öğrenci işlerine teşekkür ederim.

Elif Meriç İLKİMEN

KUZHEY ANADOLU FAYI'NIN MARMARA DENİZİ GÜNEY ŞELF'İNDEKİ FAY SİSTEMİNİN SİSMİK YANSIMA VERİLERİ İLE HARİTALANMASI

ÖZ

Özellikle 1999 Depreminden sonra yoğun bir şekilde araştırılan Marmara Denizi'nin aktif tektoniği, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun (KAFZ) etkisi altında şekillenmektedir. Marmara Denizi'nde 2008 ve 2010 yıllarında K. Piri Reis Araştırma gemisi ile TAMAM projesi kapsamında 3000 km yüksek ayrımlı çok kanallı sismik yansıması ile eşzamanlı CHIRP mühendislik verisi toplanmıştır. Ayrıca 2010 yılı Haziran ayı içerisinde AB 6. Çerçeve tarafından desteklenen, Avrupa Denizleri Gözlem Ağı Mükemmeliyet projesi (ESONET-Marmara DM) kapsamında 1500 m. uzunluğunda streamer ve 240 kanal sismik kayıtçı ile yaklaşık 800 km Yüksek ayrımlı çok kanallı sismik yansıma verisi toplanmıştır. Bu veriler de mevcut olan diğer çok kanallı sismik yansıma verilerine eklenerek SeisLab bünyesinde veri tabanı oluşturulmuştur. Bu veri tabanından, çalışma alanı olan güney şelfinde Gemlik Körfezi ile Kapıdağ Yarımadası arasında kalan bölgedeki çok kanallı sismik yansıma verileri işlenerek, Kuzey Anadolu Fayı'nın güney şelfi içerisindeki devamlığı ve fay yapısının nasıl olduğunun ortaya konması amaçlanmıştır.

Sonuç olarak oluşturulan fay haritasında gösterilen doğrultu atımlı fayların Kuzey Anadolu Fayı'nın etkisinde sağ yönlü olduğu düşünülmektedir. Fakat bu fayların Holosen birimine kadar uzanamadığını daha önceki yıllarda aktif olduğunu ama günümüzde aktivitesinin Holosen birimine kadar gelmediği gözlenmiştir. Armutlu Yarımadası'nın güneyi ile Mudanya'nın kuzeyi arasındaki bölgede Holosen de aktif faylar mevcuttur. Çalışma alanındaki hatlar yorumlandığında ve bütün çalışmalar incelendiğinde Güney Marmara'daki fay yapısının şeklinin sıçramalı (step-over) ve transtansiyon yapıya sahip oldukları sonucuna varılmıştır. Faylar eğim atım birleşene

sahip olan sağ yönlü doğrultu atımlı faylar ve bu fayların kuzeyinde oluşan normal faylar gözlenmiştir.

Diğer bir sonuç ise; çalışma alanındaki tektonik modelin bu fayların etkisi altında oluşan yarım graben yapısı olduğu düşünülmektedir. Graben yapısı içindeki tabakaların güneye doğru eğimlendiği ve kuzey yönüne doğru kama yapısı oluşturduğu bütün hatlarda gözlenmiştir. Tüm güney şelfin güney yönüne doğru saatin tersi yönünde rotasyon hareketi içerisinde olduğu sonucuna varılmıştır.

Anahtar kelimeler: Marmara Denizi Gney şelfi, Kuzey Anadolu Fayı, ok kanallı sismik yansımaya.

MAPPING OF THE FAULT SYSTEM OF NORTH ANATOLIAN FAULT IN THE SOUTH SHELF OF MARMARA SEA

ABSTRACT

Researched by many scientists active tectonics of the Marmara Sea which is formed under the effects of the North Anatolian Fault Zone (NAFZ). 3000km of high-resolution multi-channel seismic reflection data and the CHIRP data were collected onboard K.Piri Reis within the scope of the TAMAM project in the summer time of the years of 2008 and 2010 in the Marmara sea. In addition, 800km of high-resolution multi-channel seismic reflection data were acquired with 1500m of streamer and seismic records of 240 channels within the scoop of European Seas Observatory Network (ESONET-Marmara DM) project being supported by the EU's sixth framework program in June 2010. These data have been added to the other present multi-channel seismic reflection data to create a database. Multichannel seismic data in the study area which is between Gulf of Gemlik and the Kapidag Peninsula on the southern shelf of the Marmara Sea, are processed for the investigation of the continuity of the middle splay at the southern shelf of the NAF and its fault geometry.

The direction shown on the fault map, created as a result of step-over faults which are thought to affect the North Anatolian Fault dextrally. However these faults cannot be traced back to the Holocene unit which was active in previous years, but it was observed that their recent activity reached to the Holocene unit. There are active faults present in Holocene between the southern Armutlu Peninsula and northern Mudanya. It has been reached to the conclusion that when all the faults are reviewed and examined at the fault structure of South Marmara; it is punctuated (step-over) and has transition structure. It has been observed that faults with the right lateral step-over faults and normal faults occur on the north side of these faults.

Another result is; the tectonic model in the study area is considered to be the half-graben structure formed under the influence of these faults. The faults which were

formed in Graben structure were observed to be inclined towards the south direction and were formed as a wedge structure in a northerly direction in all fault lines. It has been reached to the conclusion that all southern shelves are in counter-clockwise rotation.

Keywords: South of Marmara Sea, North Anatolian Fault, multi-channel seismic reflection.



İÇİNDEKİLER

	Sayfa
TEZ SINAV SONUÇ FORMU	ii
TEŞEKKÜR.....	iii
ÖZ	iv
ABSTRACT.....	vii
ŞEKİLLER LİSTESİ	x
TABLolar LİSTESİ.....	xiv
BÖLÜM BİR – GİRİŞ	1
1.1 Çalışma Alanı ve Önemi	1
BÖLÜM İKİ – BÖLGENİN GENEL ÖZELLİKLERİ.....	3
2.1 Marmara Bölgesi'nin Genel Jeolojisi	3
2.1.1 Güney Marmara Bölgesi Jeolojisi	4
2.2 Marmara Bölgesi'nin Genel Tektoniği	5
2.2.1 Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Tektonik Yapısı	8
2.3 Marmara Denizi'nin Genel Özellikleri	9
2.3.1 Marmara Denizi Jeolojisi.....	9
2.3.2 Marmara Denizi Morfolojisi ve Batimetri si	13
2.3.3 Marmara Denizi Oşinografisi	14
2.4 Marmara Denizi Tektoniği ve Fay Modelleri.....	16
2.5 Marmara Bölgesi'nin Sismotektoniği	25
BÖLÜM ÜÇ –MATERYAL VE METHOD.....	31
3.1 Sismik Yansıma.....	31
3.2 Deniz Sismik Yansıma Yönteminde Veri Toplama ve Cihazlar.....	33

3.2.1 GI Hava Tabancası	35
3.2.2 Sismik Alıcı (Hidrofon) ve Kablosu (Streamer).....	35
3.2.3 Sayısallaştırıcı (Digitize)	36
3.2.4 Derinlik Düzenleyici (Bird).....	36
3.2.5 Sismik Kayıtçı (Recorder)	37
3.2.6 Kuyruk Şamandırası	37
3.2.7 Navigasyon Sistemi	38
3.3 Denizde Çok Kanallı Sismik Yansıma Yönteminde Veri İşlem	38
3.3.1 Ön İşlemler	40
3.3.1.1 Veri Yükleme.....	41
3.3.1.2 Tek Kanallı Kesit	41
3.3.1.3 Geometri Tanımlama	42
3.3.1.4 Bant Geçişli Süzgeç	43
3.3.1.5 İz Ayıklama.....	45
3.3.1.6 Frekans-Dalga Sayısı Eğim Süzgeci.....	46
3.3.1.7 Ortak Derinlik Noktası Sıralama (CDP Sort)	47
3.3.2 İleri Veri İşlem.....	48
3.3.2.1 Hız Analizi	48
3.3.2.2 Normal Kayma Zamanı Düzeltmesi	49
3.3.2.3 Yığılma.....	50
3.3.2.4 Göç	51
BÖLÜM DÖRT –BULGULAR	54
BÖLÜM BEŞ –TARTIŞMA VE SONUÇLAR	94
KAYNAKLAR	99

ŞEKİLLER LİSTESİ

	Sayfa
Şekil 1.1 Çalışma alanı ve hatlar.....	2
Şekil 2.1 Marmara Bölgesi'nin genel jeoloji haritası	4
Şekil 2.2 Güney Marmara Bölgesi'nin genel jeoloji haritası	5
Şekil 2.3 Türkiye'nin tektonik haritası	6
Şekil 2.4 Marmara Bölgesi'nin tektonik haritası	7
Şekil 2.5 Kuzey Anadolu Fay Zonu.....	9
Şekil 2.6 Marmara Denizi jeolojik oluşumu	12
Şekil 2.7 Marmara Denizi batimetri haritası.....	13
Şekil 2.8 Marmara Denizi içindeki basen ve sırtlar	14
Şekil 2.9 Son Akdeniz-Karadeniz su bağlantısının gelişim aşamaları.....	15
Şekil 2.10 Marmara Denizi'ndeki (A) Yüzeypden Ege'ye doğru giden Karadeniz suyu (B) Dipten Karadeniz'e doğru akan Akdeniz suyu.....	16
Şekil 2.11 Marmara Bölgesi'ndeki Kuzey Anadolu Fayı'nın kollarının gösterimi	17
Şekil 2.12 Marmara Bölgesi'ndeki Kuzey Anadolu Fayı'nın kollarının tektonik modelleri (A) Çek-ayır modeli. (B) Kademeli fay modeli. (C) Tek ana fay modelleri.	22
Şekil 2.13 Güney Marmara Bölgesi için Kurtuluş, 1985 fay modeli.....	23
Şekil 2.14 Güney Marmara Bölgesi için Yaltrarak ve Alpar, 2002 fay modeli.....	23
Şekil 2.15 Güney Marmara Bölgesi için Kurtuluş ve Canbay, 2007 fay modeli.....	24
Şekil 2.16 Güney Marmara Bölgesi için Vardar, Öztürk Yaltrarak, Alpar ve Tur, 2014 fay modeli.....	24
Şekil 2.17 Marmara Denizi içinde oluşan depremlerin fay segmentlerindeki dağılımı.....	25
Şekil 2.18 Güney Marmara Bölgesi'ndeki Kuzey Anadolu Fayı üzerinde oluşma olasılığı bulunan tarihsel depremlerin odak mekanizması çözümleri ve dış merkez dağılım haritası	30
Şekil 3.1 Sismik yansıma yönteminin şematik gösterimi	32
Şekil 3.2 Denizde uygulanan sismik yansıma yönteminin şematik gösterimi	32
Şekil 3.3 Çok kanallı sismik veri toplama ve veri işlem ekipmanlarına ait diyagram.	34

Şekil 3.4 R/V K. Piri Reis Araştırma Gemisi	34
Şekil 3.5 TAMAM Projesi kapsamında kullanılan GI hava tabancası	35
Şekil 3.6 TAMAM Projesi kapsamında kullanılan sismik alıcı kablo (Streamer).....	36
Şekil 3.7 TAMAM Projesi kapsamında kullanılan sayısallaştırıcı	36
Şekil 3.8 TAMAM Projesi kapsamında kullanılan derinlik düzenleyici (Bird)	37
Şekil 3.9 TAMAM Projesi kapsamında kullanılan sismik kayıtçı.....	37
Şekil 3.10 Kuyruk şamandırası	38
Şekil 3.11 Global DGPS alıcısı.....	38
Şekil 3.12 Tezde kullanılan veri işlem akış şeması.....	40
Şekil 3.13 Veri yükleme işleminin şematik gösterimi	41
Şekil 3.14 TAMAM 13 nolu hattın tek kanallı görüntüsü	42
Şekil 3.15 TAMAM 26 nolu hattın gözlem logu	43
Şekil 3.16 TAMAM 13 nolu hattın filtre sınır frekanslarının seçildiği spektral analiz penceresi.....	44
Şekil 3.17 TAMAM 13 nolu hattın (A) Hamveri, (B) Bant geçişli süzgeç uygulanmış hali.....	45
Şekil 3.18 TAMAM 13 nolu hattan bozuk olan 13. kanal atılmış hali	45
Şekil 3.19 TAMAM 13 nolu hattın içindeki gürültülerin F-K spektrumundaki görüntüsü	46
Şekil 3.20 TAMAM 13 nolu hattın içindeki veri alanının F-K spektrumundaki görüntüsü.....	47
Şekil 3.21 TAMAM 13 nolu hatta F-K süzgecinin uygulanmış hali	47
Şekil 3.22 Bir CDP gather örneğinin şematik gösterimi.....	48
Şekil 3.23 TAMAM 13 nolu hatta uygulanmış hız analizine ait hız analizi ve iki boyutlu kontrol penceresi.....	49
Şekil 3.24 TAMAM 13 nolu hatta doğru hızlar piklenerek elde edilen hız analizi sonrası normal kayma düzeltmesi sonucunun gösterimi.....	50
Şekil 3.25 TAMAM 13 nolu hatta yığma işlemi uygulanmış hali	51
Şekil 3.26 TAMAM 13 nolu hattın ham veri ve göç işlemi uygulanmış hali.....	53
Şekil 4.1 Tez alanı verilerinin lokasyon haritası.....	54
Şekil 4.2 G-K yönlü TAMAM-31 nolu sismik yansıma kesiti	55
Şekil 4.3 G-K yönlü TAMAM-31 nolu sismik yansıma kesitinin yorumlanmış hali.....	56

Şekil 4.4 G-K yönlü TAMAM-30 nolu sismik yansıma kesiti	58
Şekil 4.5 G-K yönlü TAMAM-30 nolu sismik yansıma kesitinin yorumlanmış hali	59
Şekil 4.6 G-K yönlü TAMAM-29c nolu sismik yansıma kesiti	60
Şekil 4.7 G-K yönlü TAMAM-29c nolu sismik yansıma kesitinin yorumlanmış hali.....	61
Şekil 4.8 G-K yönlü TAMAM-connect 3 nolu sismik yansıma kesiti.....	63
Şekil 4.9 G-K yönlü TAMAM-connect 3 sismik yansıma kesitinin yorumlanmış hali.....	64
Şekil 4.10 G-K yönlü TAMAM-28 nolu sismik yansıma kesiti	65
Şekil 4.11 G-K yönlü TAMAM-28 nolu sismik yansıma kesitinin yorumlanmış hali.....	66
Şekil 4.12 G-K yönlü TAMAM-26 nolu sismik yansıma kesiti	68
Şekil 4.13 G-K yönlü TAMAM-26 nolu sismik yansıma kesitinin yorumlanmış hali.....	69
Şekil 4.14 G-K yönlü TAMAM-25 nolu sismik yansıma kesiti	70
Şekil 4.15 G-K yönlü TAMAM-25 nolu sismik yansıma kesitinin yorumlanmış hali.....	71
Şekil 4.16 G-K yönlü TAMAM-24b nolu sismik yansıma kesiti	73
Şekil 4.17 G-K yönlü TAMAM-22 nolu sismik yansıma kesiti	74
Şekil 4.18 G-K yönlü TAMAM-22 nolu sismik yansıma kesitinin yorumlanmış hali.....	75
Şekil 4.19 G-K yönlü TAMAM-16 nolu sismik yansıma kesiti	77
Şekil 4.20 G-K yönlü TAMAM-16 nolu sismik yansıma kesitinin yorumlanmış hali.....	78
Şekil 4.21 G-K yönlü TAMAM-14 nolu sismik yansıma kesiti	79
Şekil 4.22 G-K yönlü TAMAM-14 nolu sismik yansıma kesitinin yorumlanmış hali.....	80
Şekil 4.23 G-K yönlü TAMAM-13 nolu sismik yansıma kesiti	81
Şekil 4.24 G-K yönlü TAMAM-13 nolu sismik yansıma kesitinin yorumlanmış hali.....	82
Şekil 4.25 G-K yönlü TAMAM-12 nolu sismik yansıma kesiti	84

Şekil 4.26 G-K yönlü TAMAM-12 nolu sismik yansıma kesitinin yorumlanmış hali.....	85
Şekil 4.27 G-K yönlü TAMAM-27 nolu sismik yansıma kesiti	86
Şekil 4.28 G-K yönlü TAMAM-27 nolu sismik yansıma kesitinin yorumlanmış hali.....	87
Şekil 4.29 KB-GD yönlü TAMAM-54a nolu sismik yansıma kesiti.....	88
Şekil 4.30 KD-GB yönlü TAMAM-transit 54 nolu sismik yansıma kesiti.....	90
Şekil 4.31 KD-GB yönlü TAMAM-transit 54 nolu sismik kesitinin yorumlanmış hali.....	91
Şekil 4.32 KB-GD yönlü TAMAM-59 nolu sismik yansıma kesiti	92
Şekil 4.33 KB-GD yönlü TAMAM-59 nolu sismik kesitinin yorumlanmış hali.....	93
Şekil 5.1 Tez kapsamında oluşturulan fay haritası.....	97
Şekil 5.2 Çalışma alanının tektonik yapısı ve bazı hatlar	98

TABLULAR LİSTESİ

	Sayfa
Tablo 2.1 Çalışma alanında oluşan 1905-2014 yılları oluşan $M_b \geq 4$ olan depremler..	28
Tablo 2.2 Güney Marmara Bölgesi'ndeki Kuzey Anadolu Fayı üzerinde oluşma olasılığı bulunan tarihsel depremler	29
Tablo 3.1 Geometrik ve fiziksel parametreler	33



BÖLÜM BİR

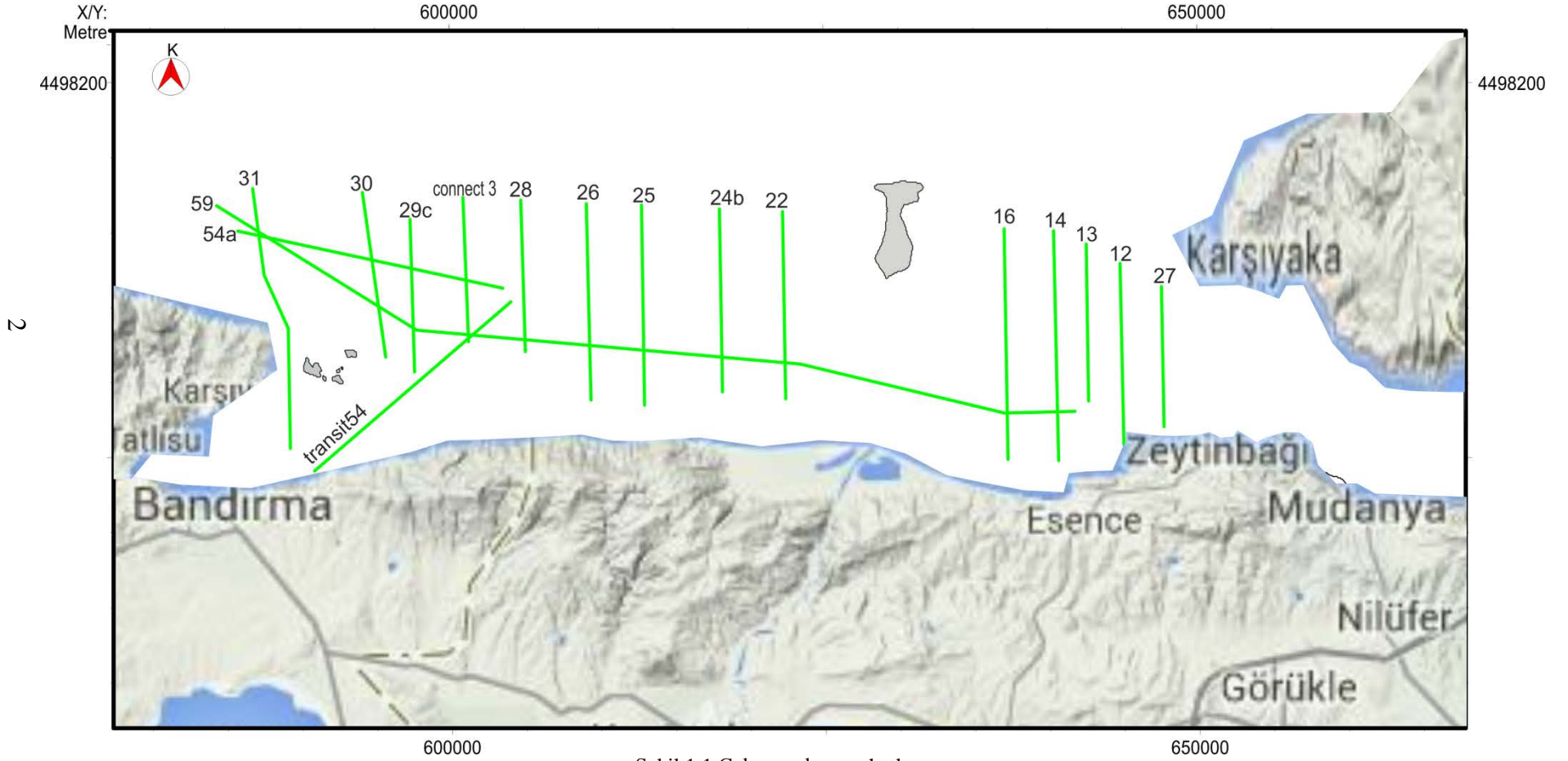
GİRİŞ

1.1 Çalışma Alanı ve Önemi

Türkiye'nin önemli deprem kuşaklarından olan ve Anadolu'yu doğu batı yönünden boydan boya uzanan, Kuzey Anadolu Fayı Sistemi'nin ana yapısal unsurlarından biri olan Marmara Bölgesi'ndeki kısmında birçok yıkıcı depremler meydana gelmiştir. Doğudan batıya doğru tek bir kol üzerinde ilerlerken Marmara Bölgesi'nde kuzey, orta ve güney kolu olmak üzere 3 kola ayrılarak Marmara Denizi içerisinde yapısı oldukça karmaşık bir tektonik yapı meydana gelmiştir. Kuzey kolu konumu ve aktif oluşu itibarı ile üzerinde İstanbul gibi kalabalık nüfusa sahip olduğu ve 17 Ağustos 1999 depremi ile birlikte birçok araştırmacının ilgi odağı olmuş, incelenmiş ve çalışmalarda bulunulmuştur. Ancak kuzey kol kadar aktif bir özelliğe sahip olmayan orta kolun güney kısmı ise daha az araştırma yapılmıştır.

Çalışma alanı olan güney şelfinde Gemlik Körfezi ile Kapıdağ Yarımadası arasında kalan bölgedeki (Şekil 1.1) orta kolun güney kısmının deprem aktivitesine bakıldığında geçmiş zamanlarda bu bölgede de yıkıcı depremler meydana geldiğini ancak uzun zamandır bir aktivitesinin olmadığından dolayı deprem riski bakımından dikkat çekici bir bölgedir. Bu yüzden çalışma alanının önemi deniz içerisindeki faylar ile karadaki fayların birleşimi ve deniz içerisindeki fayların tektonik yapısı ile devamlılığını inceleyerek Gemlik Körfezi ile Kapıdağ Yarımadası arasında kalan bölgedeki güncel fay haritasını oluşturarak oluşabilecek depremlerin hangi fay segmentinde meydana geldiğini ve hangi fayları ve bölgeleri etkileyebileceğini ortaya koyulmaktadır.

Çalışma alanında kullanılan veriler 2008 yıllarının yaz aylarında R/V K. Piri Reis gemisi ile TAMAM projesi kapsamında 3000 km yüksek ayrımlı çok kanallı sismik yansıma ve Chirp verisi toplanmış, tez kapsamında bu verilerin 17 tanesinin çalışma alanı içerisinde kapsayan bölümleri kullanılmıştır.



Şekil 1.1 Çalışma alanı ve hatlar.

BÖLÜM İKİ

BÖLGENİN GENEL ÖZELLİKLERİ

2.1 Marmara Bölgesi'nin Genel Jeolojisi

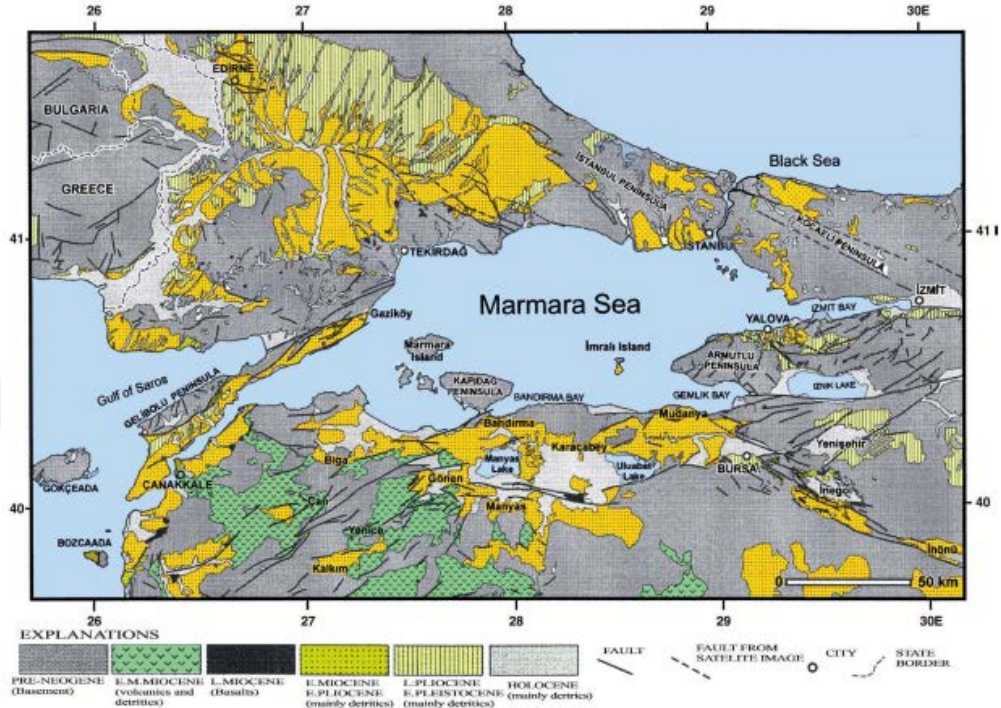
Marmara Bölgesi'nin jeolojik zamanlarda nasıl oluştuğuna sırayla değinirsek;

Paleozoyik (I. Jeolojik zaman): İstanbul Boğazı'nın her iki yakası, Trakya'da Yıldız Dağları ile Güney Marmara Bölümünde Biga Yarımadası ve Uludağ kütlesi Paleozoyik dönemde oluşmuştur. Biga Yarımadası'ndaki Kaz Dağları'nda çoğunlukla silisli şistler yaygındır. İstanbul Boğazı'nın her iki yakasında fillat gibi killi şistler, kuvarsit ve arkozlu kumtaşları, kristalize kireçtaşları bulunur. Uludağ çekirdeğinde granitlerin yer aldığı paleozoyik şistlerden (mikaşist ve gnays) oluşmuş bir kütledir. Aynı şekilde Marmara Denizi'ne sokulan Kapıdağ Yarımadası ve Marmara Adaları, mermer ve granitlerin yer aldığı paleozoyik zamanda oluşmuş birimlerdir. İstanbul Boğazı'nın çevresinde killi şistlerin yaygın olduğu paleozoyik dönemde oluşmuş birimler görülür (Şekil 1.1) (Yalçınlar, 1976; Ketin, 1983; Atalay, 2002).

Mesozoyik (II. Jeolojik Zaman): Samanlı Dağları ve Kapıdağ Yarımadası'nın doğusunda kumtaşı, çakıltası ve miltaşından oluşan araziler yaygındır (Şekil 2.1) (Atalay, 2002).

Tersiyer (III. Jeolojik Zaman): Bir alçalma (sübsidans) sahası olan Ergene Havzası'nda Tersiyer'e ait killi-kireçli araziler yaygındır. Karadeniz'den başlayarak İstanbul'un Avrupa Yakası üzerinden Güney Trakya'ya kadar uzanan alanda denizel ortamda çökelmiş marn ve killi kireç taşları görülür (Şekil 2.1) (Atalay, 2002). Güney Marmara bölümünde tektonik kökenli havzaların tabanlarında ise Neojen dönemine ait killi ve marnlı göl çökelleri yer alır. İç Batı Anadolu platolarında ise yine killi kireçtaşı ve marn tabakalarından oluşan tortullar geniş alan kaplar (Şekil 2.1) (Atalay, 2002).

Kuvaterner (IV. Jeolojik Zaman): Kuvaterner arazileri; Meriç, Kocaçay deltaları, Adapazarı Ovası ve iç kısımlardaki olukların tabanlarındaki alüvyonlardır (Şekil 2.1) (Atalay, 2002).



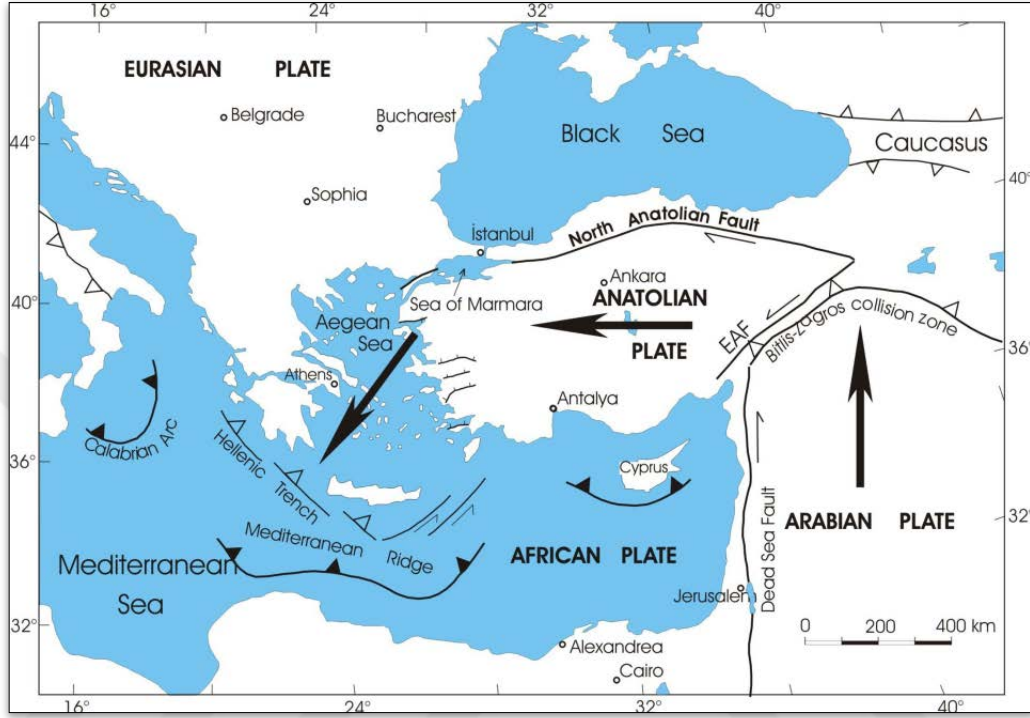
Şekil 2.1 Marmara Bölgesi'nin genel jeoloji haritası (Yaltrak, 2002).

Volkanizma: Bölge, iç ve dış volkanizmaya uğramıştır. Paleozoyik'te meydana gelen orojenik hareketler sonucu Uludağ, Kapıdağ Yarımadası ve Kaz Dağları'nda yer yer granitleri oluşturan asit karakterdeki magma enjeksiyonu meydana gelmiştir. Dış volkanizmalara ait örnekler ise Güney Marmara Bölümü'nde yaygındır. Özellikle Balıkesir çevresinde tortullarla birlikte bulunan ve yer yer onların içerisinde yer alan andezitlerden oluşan araziler görülür (Atalay, 2002).

2.1.1 Güney Marmara Bölgesi Jeolojisi

Bandırma ve Gemlik Körfezleri arasında Kapıdağ Yarımadası'nda başlayarak, Karadağ ve Kurşunlu'yu da içine alarak devam eden, hakim olarak Kretase ve daha yaşlı metamorfik kayalar ve Paleojen yaşlı sedimanter kayalardan oluşan Miyosen öncesi temel birimi Kocası Nehri tarafından kesilir. Temel, Kocası Nehri deltasından sonra tekrar belirerek Mudanya, Gemlik ve Armutlu Yarımadası kıyı

(EY), Kıbrıs yayı (KY) ve Bitlis-Zagros suture zone (BZSZ) boyunca Anadolu ve Avrasya levhalarının altına dalar (Şengör, 1979; Barka, 1999; Bozkurt, 2001a) (Şekil 2.3).



Şekil 2.3 Türkiye'nin tektonik haritası

Türkiye'deki neotektonik dönem, Geç Miyosen'de Arap Levhası ile Anadolu Levhası arasında yer alan Neo-Tetis Okyanusu'nun güney kolunun Bitlis-Zargos Suture Kuşağı boyunca kapanması ile başlamıştır. Arap Yarımadası, Anadolu Levhası ile çarpışmasının ardından, kuzeye doğru hareketine devam ederek Doğu Anadolu'nun sıkışmasına yol açmış, bu durum bölgede kıta kabuğunun sıkışarak yükselmesine ve kalınlaşmasına neden olmuştur. Anadolu levhası bu sıkışma rejimini başlangıçta kalınlaşma ile karşılaşmışsa da daha sonra, daha serbest olan batıdaki alanlara doğru Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu Doğrultu Atımlı Fayları boyunca kaçmaya başlamıştır (McKenzie, 1972; Şengör, 1980; Şengör ve diğer., 1985). Bu iki fay boyunca batıya kaçan Anadolu Levhası burada Helenik yayının da etkisi ile genişlemiş, böylece Ege Graben sistemi oluşturmuştur. Kuzey Anadolu Fay Hattı'nın batı ucunun tektonik aktivitesi ile Marmara Denizi oluşmuş ve tektonizmanın ilerleyen aşamalarında da çalışma alanında içinde bulunduğu

Marmara Denizi cek-ayır basenleri meydana gelmiştir. (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Ergün ve Özel, 1995)

Özetleyecek olursak; Türkiye ve Avrasya arasındaki hareket, hemen hemen tüm ülke boyunca Kuzey Anadolu Fayı tarafından karşılanmaktadır. Batıya doğru olan bu hareket doğu-batı sıkışma ve buna bağlı olarak kuzey-güney yönelimli bir genişleme oluşmaktadır. Burada oluşan bu genişlemenin tek yönlü olmadığı, buna ek olarak kuzeybatı-güneydoğu ve kuzeydoğu-güneybatı yönelimli genişleme yönlerinin de var olduğu belirlenmiştir (Şengör, 1982).

Marmara Bölgesi'nin tektonik birimleri, kuzeyde Istranca ve İstanbul zonları ve güneyde Sakarya zonu gibi karmaşık paleotektonik birimlerden meydana gelmiştir (Okay, 1989). Birbirinden çok farklı stratigrafik, magmatik, metamorfik ve yapısal özellikler taşıyan bu tektonik birlikler erken Eosen - erken Oligosen'de Neo-Tetis (İntra-Pontid) okyanusunun kapanması ile yan yana gelmiştir (Şekil 2.4).



Şekil 2.4 Marmara Bölgesi'nin tektonik haritası (Okay, 2000).

Bunun sonucu oluşan suture zonu günümüzde büyük ölçüde Kuzey Anadolu Fay Zonu ile temsil edilmektedir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay ve Tansel, 1992). Bölge, Türkiye'nin ana tektonik alt bölümlerinden biri olan Pontidlerin bir parçasıdır

(Şengör, 1979, Şengör ve diğer., 1984) ve günümüzdeki tektonik rejimden önce Karbonifer (Hersiniyen), Jura (Kimmeriyen) ve Kretase-erken Tersiyer (Alpin) orojenik epizodlardan etkilenmiştir.

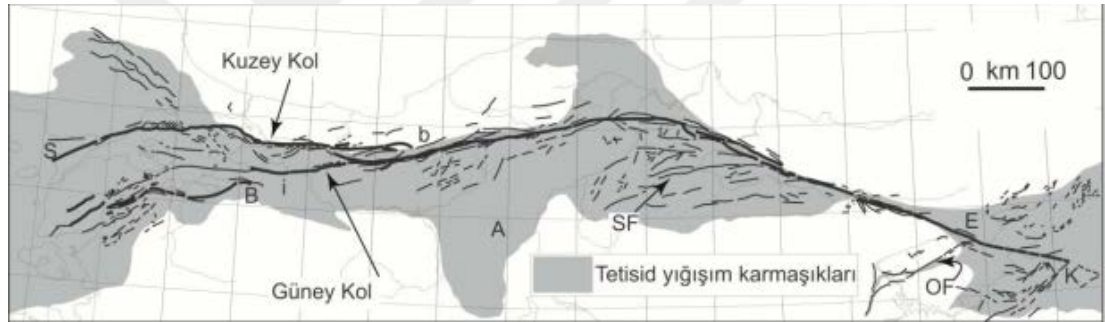
Çalışma alanı, tektonik birimlerden Sakarya Zonu kısmında yer almaktadır. Sakarya Zonu, kuzeyde İç-Pontid ve güneyde İzmir-Ankara kenet kuşakları arasında yer alan ve batıda Biga Yarımadası'ndan doğuda Doğu Karadeniz dağlarına doğru uzanan bir zon olarak tanımlanır. Sakarya Zonu'nun temeli karmaşık bir şekilde deforme olmuş, metamorfik ve metamorfik olmayan Paleozoyik yaşlı birimlerden oluşmaktadır. Bu temel Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı birimlerle örtülmektedir (Yılmaz, 1997; Yılmaz, 2006).

2.2.1 Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Tektonik Yapısı

Kuzey Anadolu Fayı 1200 km'lik bir güzergahta Karlıova üçlü bağlantı bölgesinden (Karlıova Triple Junction) Saroz Körfezine kadar uzanan ve Anadolu'nun saat hareketinin tersi yönündeki batıya doğru hareketini denetleyen sağ yönlü doğrultu atımlı bir kıtasal faydır (Reilinger ve diğer., 2000). 1939 Erzincan depreminden başlayarak, 1967 Adapazarı-Mudurnu Vadisi depreminde dahil olmak üzere, Kuzey Anadolu Fayı; batıda Biga Yarımadası'nda Yenice İlçesi' nin yakın batısından başlayarak Gönen yakın doğusuna kadar uzanmakta yaklaşık Manyas Gölü güney kıyısını takip ederek Mustafakemalpaşa doğrultusunda ilerlemektedir. Buradan Mudurnu Vadisi'nde Dokurcan yakınlarına kadar bir boşluk verdikten sonra, bu vadiyi yukarıya doğru takip etmekte, Abant Gölü kuzey kenarından, Abantayağı Deresi'nden, Bolu' nun 5 km güneyinden, Yeniçağ ve Gerece içerisinden, İsmetpaşa istasyonundan geçerek Soğanlı Vadisi'nde ilerlemekte Boyalı güneyinden Bayramören' den Ilgaz ve Tosya kuzeyinden Ilgaz masifi içerisinden geçerek Kargı güzergâhına uzanmaktadır (Ketin, 1969).

Kuzey Anadolu Fayı tek bir kayma düzlemi olmayıp, birçok parçalardan meydana gelmiştir ve yerine göre, 500-1000 m genişliği olan bir fay zonu durumundadır. Fayın bütün parçalarında sağ yönlü yatay kayma hareketleri etkin olmuş, aynı

zamanda fakat daha küçük ölçüde, düşey hareketlerde gözlemlenmiştir. Fayın kuzeyinde kalan arazi, güneyindekilere göre yaklaşık olarak sağa ve aşağıya doğru kaymıştır. Depremler esnasında ölçülen yatay kayma miktarları 1,5-4,3 m, düşey kaymalar ise 0,40- 1,00 m arasında değerler göstermişlerdir. Hareketin genellikle sağ yönlü oluşu fayın sağ yönlü doğrultu atımlı fay denilmiştir (Ketin, 1969). Kuzey Anadolu Fayı'nın toplam uzunluğu yaklaşık 1000 km civarında olup, toplam atım miktarı 25 km ila 85 km arasında değişmektedir. Doğuda fay 100 m ile birkaç yüz metre arasında değişen genişliklerde oldukça dar çizgisel görünüm ve ters bileşenli özellikler gösterirken, batıya doğru fay zonunun genişliği artarak 5 km'ye ulaşır ve normal atım bileşenli özellikler sunmaktadır. Fay orta kısmında Dış büyük bir yay yaparak fayın kilitlenmesine neden olacak şekilde Anadolu Bloğu'nun güneybatıya doğru dönmesine neden olmaktadır (Atabey, 2000) (Şekil 2.5).



Şekil 2.5 Kuzey Anadolu Fay Zonu (Şengör ve diğer., 2005)

2.3 Marmara Denizinin Genel Özellikleri

2.3.1 Marmara Denizi Jeolojisi

Marmara Bölgesi, Orta Eosen'den itibaren iki açılma döneminin etkisi altında kalmıştır. Bunlardan ilki Orta Eosen-Miyosen zaman aralığında Trakya Havzasının açılması, ikincisi ise Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun (Geç Miyosen?-Pliyo-Kuvaterner) gelişimine bağlı olarak meydana gelmiştir (Barka ve diğer., 1988, Tübitak Raporu, 2007). Geç Eosen döneminde Avrasya ve Afrika levhalarının kuzey-güney yönlü hareketleriyle Kuzeybatı Anadolu sıkışmaya başlamış ve bu sıkışma ve yükselme sebebiyle bölgede volkanizma etkin olmuştur. Geç Eosen-Erken Oligosen döneminde de devam eden sıkışma sonucunda masifler yükselmiş ve

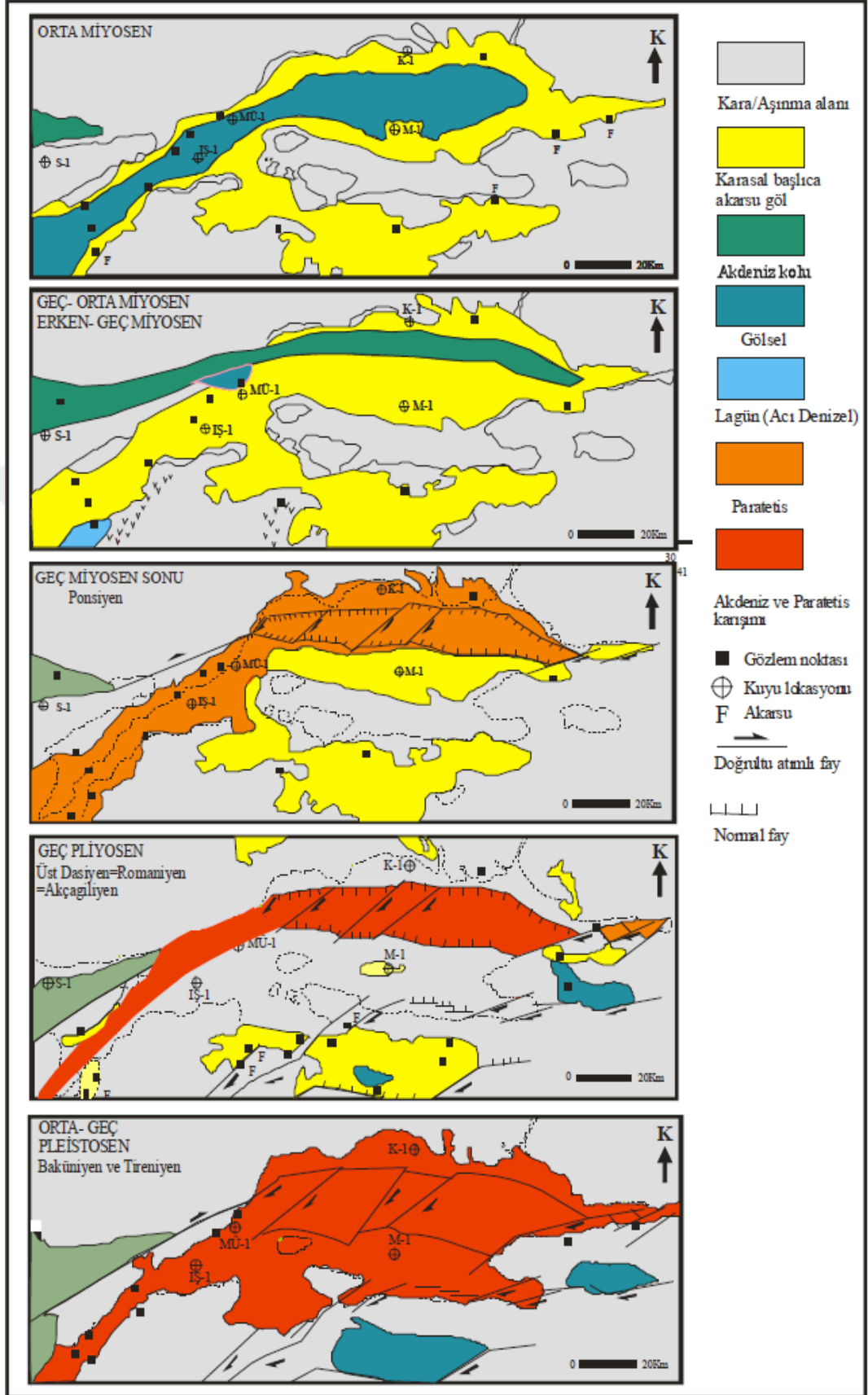
havzalar derinleşmiştir. Geç Oligosen-Erken Miyosen döneminde levha hareketlerinin sürmesi sonucunda bölgedeki Eosen-Oligosen kayalarında kıvrımlar oluşmuştur. Erken Miyosen'de bugünkü Marmara Denizi ve Karadeniz'in de içerisinde bulunduğu bölgenin okyanuslarla bağlantısı kesilmiş ve doğuda bugünkü Hazar Gölü'ne, batıda ise doğu Avrupa içlerine kadar uzanan alan sıg ve kapalı bir iç deniz haline gelmiştir (Paratetis Denizi).

Kuzey Anadolu Fay Zonu ile Ege Bölgesi'nin de içinde bulunduğu kuzey-güney açılma tektoniği rejimi etkisi altında oluşan Kuzeybatı Anadolu graben sisteminin su basan parçasını temsil eder (Görür ve diğer., 1997; Sarıtaş,2014) Oligosen sonunda Intra-Pontid Okyanusu kademeli olarak kapanmıştır (Okay ve Tansel, 1992; Görür ve Okay, 1996). Bunun sonucunda oluşan sütüner zonu Marmara Denizi'nin oluştuğu alanda geniş bir alan kaplamıştır. Civarındaki yükselmeler ve erozyonlar yüzünden Erken Miyosen'in büyük bir kısmında iç kıtasal kapanma devam etmiştir. Geç Erken Miyosen-Orta Miyosen zamanları arasında, Trakya havzası ve Biga Yarımadası içlerinde nehir-göl koşulları hüküm sürmüştür. Marmara Denizi alanının büyük bir kısmı bir göl tarafından örtülüdür. Geç Orta Miyosen zamanına kadar Marmara Bölgesi'nde Nehir-Göl koşulları hakim olmuştur (Görür ve diğer., 1997).

Geç Orta Miyosen-Erken Geç Miyosen zamanları arasında Saros Grabeni aracılığı ile Kuzey Ege'den gelen Akdeniz suları bir deniz dili ile Marmara Denizi kuzey kıyısı boyunca Marmara Denizi Havzasına akmıştır (Şengör ve diğer., 1985; Sarıtaş, 2014). Akdeniz tarafından su basması, Kuzey Anadolu Fayı'nın ortaya çıkması ile aynı zamana denk gelmiştir (Şengör ve diğer., 1985; Görür ve diğer., 1997; Okay, Demirbağ, Kurt, Okay ve Kuşçu, 1999). Marmara Denizi Havzası'na Geç Miyosene kadar su basması olmamıştır. Geç Miyosen zamanı sırasında Akdeniz Paratetis-Karadeniz ile yer değiştirir. Paratetis şartları, Akdeniz'den Çanakkale'ye doğru ikinci su basması gerçekleştiğinde En Geç Pliyosen'e kadar havzada yer alır. Pleistosen zamanı sırasında dünyadaki deniz seviyesi değiştiği için Paratetis ve Akdeniz durumları birbirini izler (Görür ve diğer., 1997)

Son buzul evresinde Marmara Denizi Havzası tamamen kapalı bir konumdadır. Pleistosen sedimanı ile altındaki Neojen dönemine ait çökel tabaka arasındaki açısal uyumsuzluk Kuzey Anadolu Fayı'nın bu zamanda aktivitesine devam ettirerek günümüzdeki şeklini oluşturduğunu gösterir. Son buzul evresinin devamında Akdeniz bir kez daha Marmara Denizi Havzası'nı tuzlu su ile doldurur. Yaklaşık 9-7.5 bin yıl önce havzadaki deniz seviyesi İstanbul Boğazı eşiği üstüne çıktığı zaman, şimdiki Akdeniz ve Karadeniz arasındaki çift akış rejimi ortaya çıkar (Görür ve diğer., 1997) (Şekil 2.6).



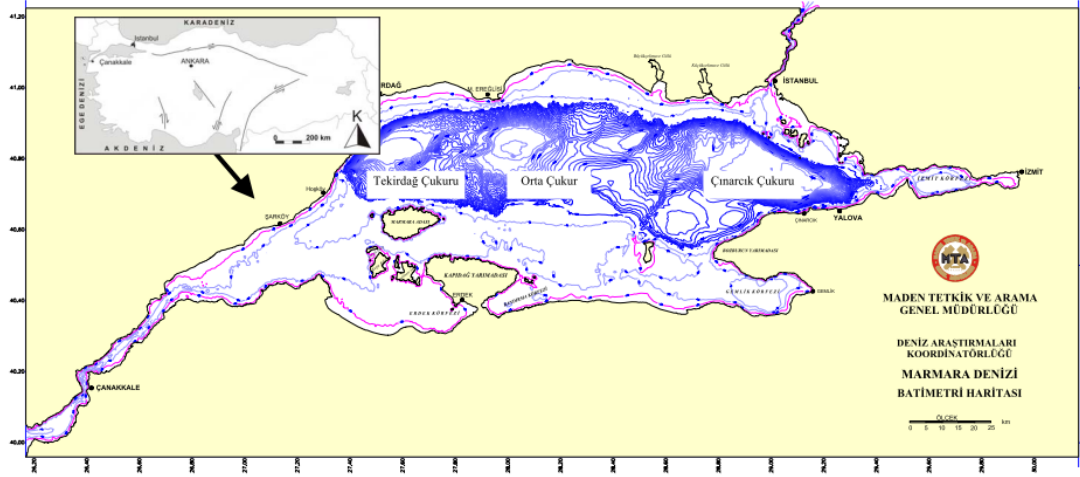


Şekil 2.6 Marmara Denizi jeolojik oluşumu (Görür ve diğer.,1997; Taner,1983)

2.3.2 Marmara Denizi Morfolojisi ve Batimetri

Marmara denizi alçak platolar ve yüksekliği az olan dağlarla çevrelenmiş olup 11,350 km² yüzölçümü ile küçük bir iç denizdir. İstanbul boğazı yoluyla Karadeniz'e, Çanakkale Boğazı ile Ege Denizine bağlanır. Doğu-batı yönünde uzanan basit bir elips görünümündedir (Özel, 1992). Marmara Denizi şelfler, kıtasal yamaçlar ve derinlikleri 1000 m'den fazla olan derin çukurları içeren çok karmaşık bir morfolojiye sahiptir (Adatepe ve diğer., 2002).

Yapısal olarak Marmara denizi, kuzey ve güney olmak üzere iki bölüme ayrılır. Güney bölümü geniş bir şelfe sahiptir. Kuzey bölümü KAFZ'nun kuzey kolunun etkinliği altında olup temelde Çınarcık, Orta ve Batı basenleri olmak üzere her biri 1100 m'den fazla derinliğe sahip olan üç baseni içermektedir (Barka, 1997; Le Pichon ve diğer., 2000; Okay ve diğer., 1999, 2000; İmren ve diğer., 2001) (Şekil 2.7) Bu basenlerin KAF'nun sağ atımı nedeniyle oluştuğu düşünülmektedir. Bu basenler KD-GB uzanımlı iki sırtla ayrılmaktadır. Bunlar Orta Marmara ve Batı Marmara Sırtı olarak adlandırılmıştır (Şekil 2.8).



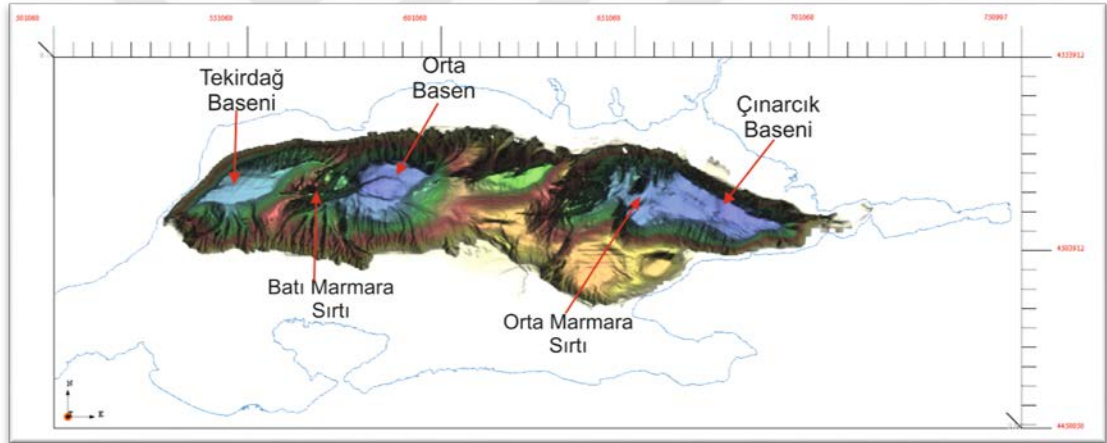
Şekil 2.7 Marmara Denizi batimetri haritası (MTA,2004)

Çınarcık Baseni; yaklaşık 50 km uzunlukta, batıda 20 km'lik genişlikteki boyutu ve 545 km²'lik yüzey alanıyla kama-şekilli bir çöküntü alanıdır. Basen tabanı düz ve sade bir yapı gösterir. Basenin büyük bölümü -1270 ve -1150 m derinlikte yer almaktadır (Seyir, Hidrografi ve Oşinografi Dairesi Başkanlığı, 1989). En derin

bölümü doğuda -1289m'dir. Basen tabanı 0,2°'lik bir eğimle batıya doğru yükselir (Okay ve diğer., 2000).

Orta Basen; 24,9 km uzunluğunda ve 13,8 km genişliğindedir. Basenin en derin kısmı 1268m maksimum derinlikle D-B yönlü bir çöküntü alanında yer almaktadır. Orta basen batı sırtı ile Tekirdağ Baseninden ayrılmaktadır (Gazioğlu ve diğer., 2002).

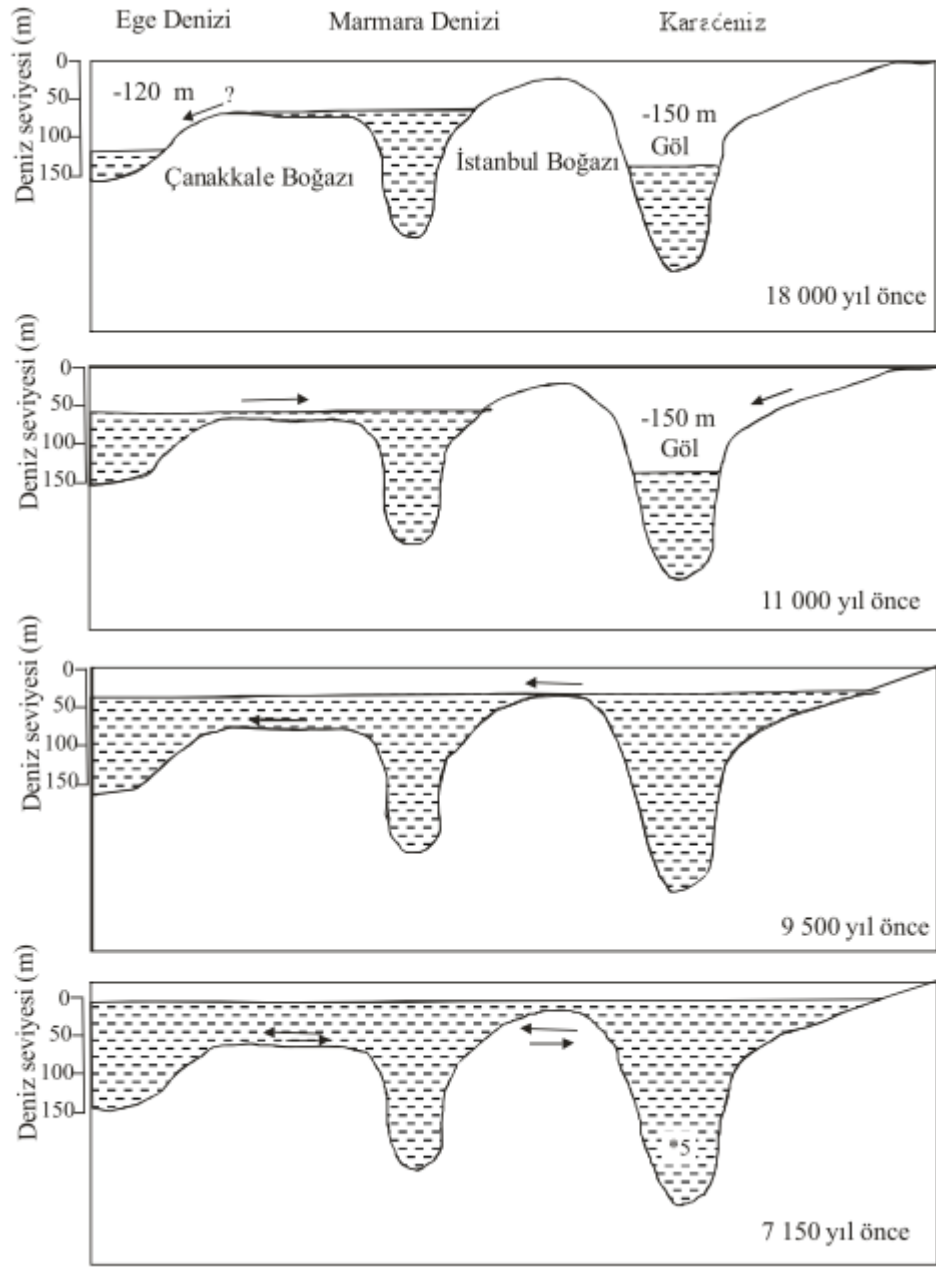
Tekirdağ Baseni; Marmara denizindeki üç büyük çukurdan en batıda olanıdır. Batıya doğru deniz seviyesinden 945m yükseklikteki Işıklar dağı ile sınırlanmıştır. Basen tabanının uzunluğu ve genişliği sırasıyla 20,7 km ve 5,7 km' dir. (Gazioğlu ve diğer., 2002).



Şekil 2.8 Marmara Denizi içindeki basen ve sırtlar

2.3.3 Marmara Denizi Oşinografisi

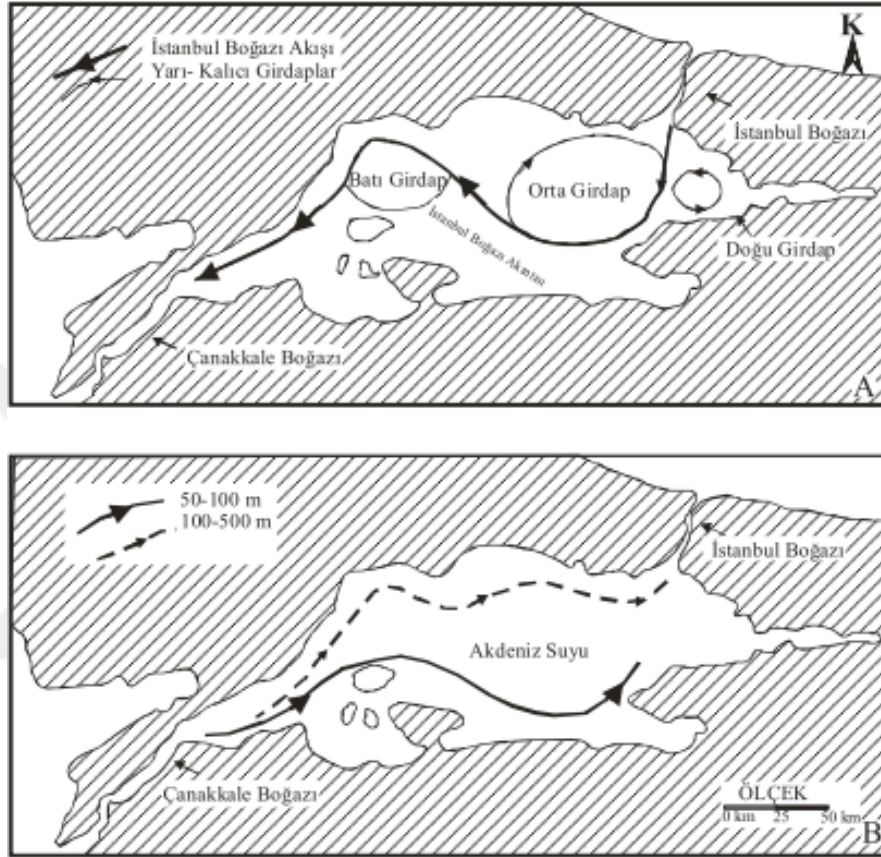
Günümüzden yaklaşık 7200 yıl önce gelişmiş olduğunu bilinen bu güçlü akıntının şiddetinin zaman içerisinde azalmış olduğunu ve böylece gelişen düşük enejili ortamın, geniş bir çamur örtüsünün yayılmasına imkan sağladığı ve yine bu dönemde Akdeniz ile Karadeniz bağlantısının tekrar kurulduğunu belirtmişlerdir (Aksu ve diğer., 1999) (Şekil 2.9).



Şekil 2.9 Son Akdeniz-Karadeniz su bağlantısının gelişim aşamaları (Aksu ve diğer., 1999).

Ege Denizi suyunun ortalama yıllık tuzluluk oranı 39 ppt'dir. Ortalama yıllık sıcaklık değişimi 13-25⁰C arasında değişir (Beşiktepe, 2003). Ege Denizi suyu Marmara Denizi suyundan her zaman daha yoğun olduğu için Çanakkale Boğazı'ndan Marmara Denizi'ne doğru giriş yaptığı sırada dibe doğru dalmaya başlar. Bu sırada sıcaklığı 8-24⁰C arası olan, tuzluluğu yaklaşık 17-20 ppt arası değişen ve bu yüzden Ege Denizi'ne göre daha düşük yoğunluğa sahip olan Karadeniz suyu İstanbul Boğazı'ndan Marmara Denizi'ne doğru girer (Beşiktepe, 2003; Hubarva, Svetlichny, Kideys ve İşbilir, 2008; Mudie ve diğer., 2002). Burada

Ege Denizi suyu, Marmara Denizi su kolununun alt katmanından Karadeniz'e doğru giderken, Karadeniz suları da üst su kolundan Ege Denizi'ne doğru ters olarak akar. Çift akış rejimi denilen bu olay suların yoğunluk farkından dolayı oluşmaktadır (Beşiktepe ve diğer., 1994) (Şekil 2.10).

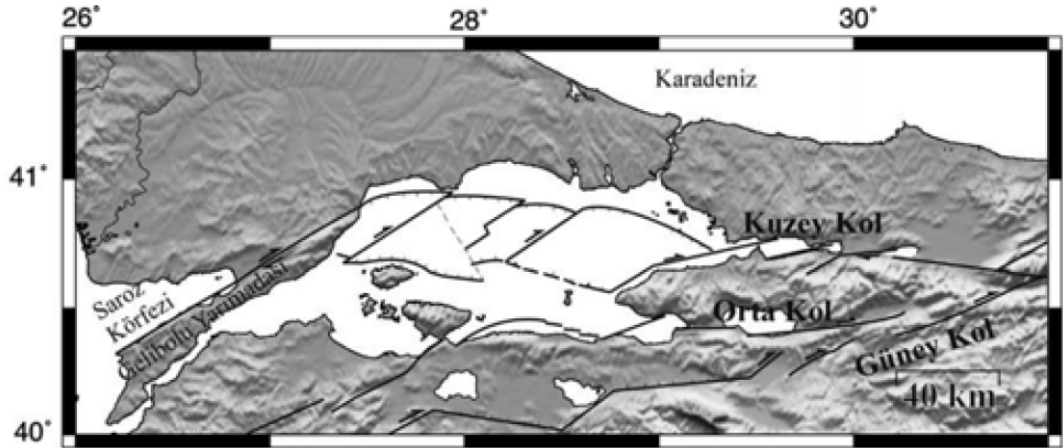


Şekil 2.10 Marmara Denizi'ndeki (a) yüzeyden Ege'ye doğru giden Karadeniz suyu (b) dipten Karadeniz'e doğru akan Akdeniz suyu (Beşiktepe ve diğer., 1994)

2.4 Marmara Denizi Tektoniği ve Fay Modelleri

Marmara Denizi içerisinde görülen faylar Kuzey Anadolu Fay sistemine aittir. Kuzey Anadolu Fayı, Marmara Bölgesi'ne ulaştığında üç kola ayrılır (McKenzie, 1978; Taymaz ve diğer., 1991; Bozkurt, 2001; Kurtuluş, 2002; Yaltrak, 2002). Kuzey kolu; İzmit Körfezi'nin güney ve kuzey kenarları ile batıda Saros Körfezi'nin güney ucundan derin Marmara baseninden sınırları geçer. Orta kolu, güneydoğu Marmara kıyı şeridinde İzmit'ten Gemlik ve Bandırma'dan sınırları geçer. Güney kolu; Yenişehir'in içinden geçerek, Manyas ve Bursa'ya uzanır. Bu üç kol benzer

geometrik profiller gösterir (Şekil 2.11). Ancak, tarihsel kayıtlar kuzey kolun, son iki bin yılda daha fazla sismik aktivite yaşadığını göstermektedir. Marmara Denizi'nde Kuzey Anadolu Fayı'nın toplam uzunluğu 225 km'dir.



Şekil 2.11 Marmara Bölgesi'ndeki Kuzey Anadolu Fayı'nın kollarının gösterimi (Wong ve diğer., 1995; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Utkucu, Budakoğlu ve Durmuş, 2011).

Marmara Denizi içerisinde Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun davranışı ve geometrisi karasal bölgelerde sağ yönlü doğrultu atımlı fay özellikleri gözlenirken, deniz içerisinde bu özelliği ile devam ettiği söylenemez. Bunun sebebi Anadolu Plakası'nın batıya doğru hareketi Marmara Denizi içerisinde bir takım kırık sistemleri boyunca karmaşık bir mekanizma ile Kuzey Ege'ye doğru hareket etmektedir. Birçok araştırmacı tarafından araştırılan Kuzey Anadolu Fayı'nın Marmara Denizi içerisindeki tektonik yapı ile ilgili üç tane fay modelleri ortaya konmuştur. Bu görüşler;

- Tek bir ana fay modeli (Master Fault Model)
- Çek-ayır (pull-apart) fay modeli
- Kademeli (En Echelon) fay modeli

Marmara Denizi'ne giren Kuzey Anadolu Fayı'nın bir ana kol ve birkaç tali koldan oluştuğunu, ana kolun Ganos, orta Marmara ve kuzey sınır faylarından oluştuğunu belirtmişlerdir. Pınar (1943), Marmara Denizi'nin kuzey bölümünde doğu-batı yönlü bir sırtta (Kuzey Marmara Sırtı) yer alan üç çukurluğun İzmit Körfezi ile Gelibolu Yarımadası'ndaki 1912 depremi fayının (Mihailoviç, 1923; 1927) izini birleştiren tek

bir fay tarafından oluşturulduğunu önermiştir (Şekil 2.12). Bu modelin ortaya konmasından sonra Şengör,1979; 1987a; Dewey ve Şengör, 1979; Şengör ve diğer., 1985 tarafından bu modele benzeyen farklı modeller ileri sürülmüştür. Ketin (1968a; 1968b) ve McKenzie (1970;1972;1978a) çalışmalarında, Marmara Çukuru'nun (ana çanağının) bir graben olduğunu ileri sürmüşlerdir.

Barka ve Kadinsky-Cade (1988) göre, büyük Marmara Çukurluğu içindeki derin çukurlar Kuzey Anadolu Fayı'nın kolları arasında çek-ayır yapısı olarak gelişmiştir. KD-GB doğrultulu, kademeli fay parçaları arasında, üç büyük Marmara Çukuru'nun oluştuğunu ifade etmektedirler. Bu modelde iki ana sistem mevcuttur. KD-GB yönelimli doğrultu atımlı faylar ve KKB-GGD ya da D-B yönelimli normal faylardır. Bu üç büyük derin çukurun, bu iki fay sistemi arasında çek ayır yapı olarak geliştikleri ileri sürülmektedir (Şekil 2.12).

Ambraseys ve Finkel (1991), son 2000 yıllık deprem kayıtlarına göre, Marmara Denizi'nde çok sayıda depremin meydana geldiğini, kuzey kol üzerinde olan tarihsel depremlerin diğer kollara nazaran çok fazla olduğunu belirtmişlerdir.

Taymaz ve diğer. (1991), Marmara Denizi ve çevresinde yıkımlara neden olan depremlerin yerlerinin, fay zonları ile ilişkilerini incelemişler ve fay düzlemi çözümlmelerini yapmışlardır. Marmara Bölgesi'nde 1,7–2,4 cm/yıl arasında değişen hızla sağ yönlü doğu–batı atımı belirlemişlerdir. KAF'nın Marmara Denizi yakınında birkaç kola ayrıldığını ve oluşan deformasyonun yaklaşık 120 km genişlikte bir zona yayıldığını ve bu zonun Ganos Fayı ile devam ederek Kuzey Ege'ye uzandığını belirtmişlerdir.

Smith ve diğer. (1995), toplam 100 m geçmeyen üç adet farklı birimin varlığını bulmuşlardır. En üstte 18 m kalınlığa sahip buzul sonrasına ait Holosen birimi, altında 45m kalınlığında buzul dönemine ait çökeller (25000-13000 yıl) ve onunda altında 15-35 m kalınlığa sahip yatay katmanlı Geç Pleyistosen'e (135000 yıl ya da daha genç) ait çökel istifini ortaya çıkarmışlardır. Elde ettikleri bu bulgular sonucu, Marmara Denizi'nin son buzul dönemi içerisinde Ege Denizi ile bir bağı olmayan

ayrı bir göl olduğu ileri sürmüşlerdir. Kuzey şelfi ile güney şelfi arasındaki genişlik farkının güneyde bulunan büyük drenaj sistemlerine bağlı olduğunu ileri sürmüşler ve güney şelf üzerinde gelişmiş olan BKB yönelimli normal fayların varlığını tespit ederek, Marmara Havzası'nın güney kısmında bir yarım graben olduğunu önermişlerdir.

Wong ve diğer. (1995) ve Ergün ve Özel (1995) çalışmalarında, farklı geometrik biçimli çeşitli bloklar tanımlanmıştır. Bu bloklardan, çukur olanları çek ayır havzalar ve aralarındaki yüksek blokları da basınç sırtı (push-up) olarak ifade etmişlerdir. Wong ve diğer. (1995)'e göre, çukurlukların kuzey ve güney sınırları ana normal faylarla sınırlı iken, KD-GB fayları ise ikincil faylardır (Şekil 2.12).

Armijo ve diğer. (1999), Marmara Çukurluklarının çek ayır mekanizması biçiminde çalıştığını öne sürmektedir.

Parke ve diğer. (1999), çalışmalarında, Anadolu'nun Avrasya'ya göre batıya hareketi ile Marmara Denizi'nde gözlenen dağıtılmış deformasyon ve gerilme arasındaki bağı incelenmiştir. Buna göre, KAF Alanı'nın doğrultu atımlı fay özelliğini Marmara Denizi İçinde yitirdiğini ve daha çok D-B uzanımlı normal faylarla Marmara'nın oluşumunu sağladığını önermektedirler. Marmara Denizi'nin doğrudan K-G gerilmenin sonucu oluştuğunu düşünmektedirler ve bu gerilmenin açıklamasını ise, KAF'ın doğrultu atımlı hareketi ile Helenik Yayı'nın etkilerinin karşılıklı etkileşimi yüzünden gelişmesine dayandırmaktadırlar (Şekil 2.12).

Le Pichon ve diğer. (1999), tek ana fay modelini tekrardan gündeme getirmiştir. Marmara Çanağı içerisindeki havza ve sırtları D-B yönünde boylu boyunca geçen tek bir fay olduğunu ortaya koymuştur (Şekil 2.12).

Okay ve diğer. (1999), yaklaşık 1150 m derinliğe sahip olan Tekirdağ çukurunun doğrultu atımlı bir fay sonucunda açıldığını ve Kuvaterner döneminde fazla sediman çökelişi olmaması sebebiyle derinleşen çukurun doldurulamadığını belirtmişlerdir.

Aksu ve diğ er. (2000), Marmara Denizi'ne, batıya doğru uzanan kenar faylarla sınırlı negatif çi çek yapısının hakim olduğunu ortaya koymuşlardır (Ş ekil 2.12).

Siyako ve diğ er. (2000), Marmara havzalarını kesen negatif çi çek yapısında kademeli 3 adet doğrultu atımlı fay belirlemişlerdir. Havzaların sınırlarında da sı ğ normal fayların geliştiğini ortaya koymuşlardır (Ş ekil 2.12).

Halbach ve diğ er. (2000)'nin yaptığı Batı Marmara Sırtı'nı kaplayan çalışma, sırtın güney bölümü boyunca D-B doğrultulu bir doğrultu atımlı fayın izinin varlığı, Ganos Fayı'nın doğudaki devamı olarak ortaya koymuşlardır.

Gürbüz ve diğ er. (2000), Marmara Denizi'nde yaptıkları mikro-sismik deneylerle, çek ayır (pull-apart) havzaların episantr dağılımlarını belirlemeye çalışmışlar ve sismik etkinliğin Kuzey Anadolu Fayı'nın kuzey kolu boyunca çizgisel olarak geliştiğini ortaya koymuşlardır.

Okay ve diğ er. (2000), Marmara Denizi'ne giren Kuzey Anadolu Fayı'nın bir ana kol ve birkaç tali koldan oluştuğunu, ana kolun Ganos, orta Marmara ve kuzey sınır faylarından oluştuğunu, kuzey sınır fayının simetrik kama şekilli bir havza (Çınarcık) oluşumunu sağladığını ve en derin yeri 1250 m olan Çınarcık havzasının, 3 km'den daha kalın Pliyo-Kuvaterner çökelleriyle kaplı kama şekilli bir derin deniz havzası olduğunu belirtmişlerdir. Marmara Denizi'nin oluşumunda Kuzey Anadolu Fayı'nın rolünü araştırmışlar ve Tekirdağ çukurunun Kuzey Anadolu Fayı boyunca oluşan eşkenar dörtgen şekilli, doğrultu atımlı bir havza olduğunu belirtmişlerdir. Çukurluğun 1000 m'yi geçen anormal derinliğinin ise senede 20 mm'yi bulan fay hareketlerine ve Kuvaterner'de bölgede sedimantasyonun az oluşuna bağlamışlardır (Ş ekil 2.12).

Öztürk ve diğ er. (2000), 17 Ağustos 1999 Gölcük depreminden sonra sismotektonik etkilerle oluşan deniz yükselmesinin kaynağını ve bölgede tsunami yaşanıp yaşanmadığını araştırmışlar ve su hareketlerinin bu çek-ayır havzadaki fay

bloklarının ani eğim–atımlı hareketlerine bağlı olarak meydana geldiğini belirtmişlerdir.

Yaltırak ve diğer. (2000), Çanakkale Boğazı'nın gelişim mekanizmasını araştırmışlar, üç ana deniz düzeyi değişimini ve Geç Pliyosen–Erken Pleyistosen'de Marmara–Akdeniz bağlantısının var olduğunu belirlemişlerdir.

Le Pichon ve diğer. (2001), Marmara Denizi içindeki aktif fay geometrisi açısından iki farklı geometride kendini gösterir. Sağ yanal doğrultu atım özelliğindeki ana fay, 1/4'lük batı kısmında Tekirdağ Havzası'nı güneyinden, batı sırt, orta havza ve orta sırtı hemen hemen ortalarından kesip geçerken, 1/4'lük doğu kesiminde ise, Çınarcık Havzası'nın kuzey sırtını takip eder. KAF'ın Marmara Denizi'ndeki bu tariflenen aktif fay yapısının oluşumunun yaklaşık 200.000 yıl öncesine dayandığı önerilmektedir.

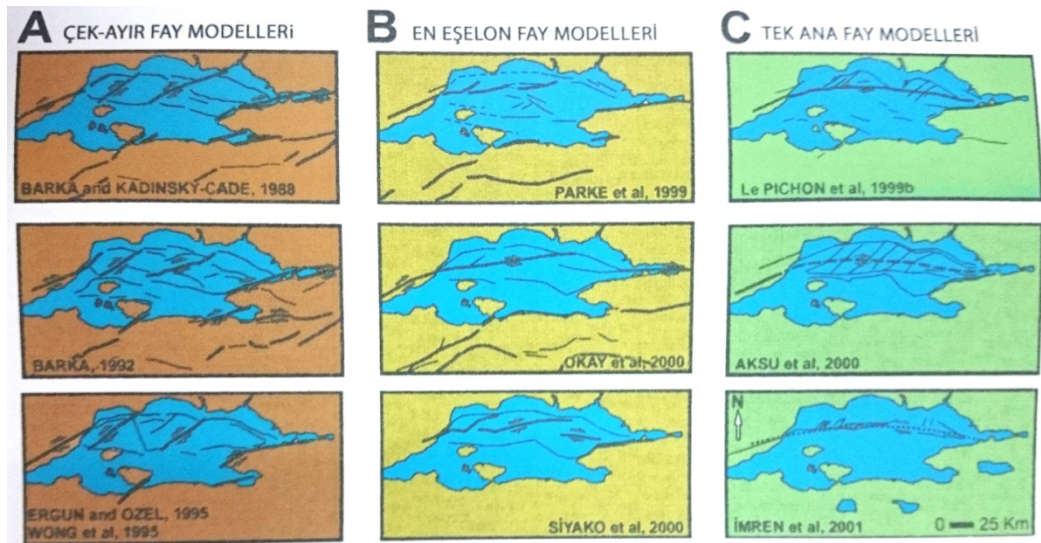
Görür ve diğer. (2001), Marmara havzasının kuzey kenarı boyunca uzanan aktif bir fay zonunun bulunduğunu ve bu zon içerisindeki en büyük fayın (Marmara Fayı) Tekirdağ ile Orta Marmara Sırtı arasında 110 km boyunca uzandığını; 65 km uzunluğundaki diğer bir fayın da Orta Marmara Sırtı'nda bir bükümle Çınarcık çukurunun içerisinde iki kola ayrıldığını belirtmişlerdir. Araştırmacılar, Marmara fay sisteminin Tekirdağ çukurunun güney kenarını oluşturduğunu bu kenar boyunca taze, sürekli ve sarp fay yamaçların gözlemlendiğini, bunların karadaki Ganos Fayı ile birleştiğini belirtmişlerdir. Ayrıca Tekirdağ çukurunun batı kenarının da faylı olduğunu ve kuzey kenara doğru çukur içerisinde güneye doğru eğim atımlı normal faylara da rastlandığını vurgulamışlardır.

Demirbağ ve diğer. (2003), Marmara Denizi'nin üst sedimanter tabakalarındaki aktif deformasyonu araştırmışlardır. Bu çalışmada ana deformasyon zonunun batıda Tekirdağ Havzası'nın güney yamaçlarında olduğu belirtilmektedir. Orta çukurda ana deformasyon zonunun tektonik bir çöküntünün güney yamacında dik bir uçurum boyunca devam ettiğini belirten araştırmacılara göre bu uçurum normal bileşeni de olan bir en–eşelon (en–echelon) fay sistemidir. Bu faylar birbirlerine

küçük ve paralel antiklinaller–senklinaller vasıtasıyla bağlanarak çöküntünün güney kesimi boyunca devam ederler. Uçurumun kuzey yamacı ise antiklinal ve senklinallerle bağlantılı normal ve ters fay bileşeni de olan faylardan oluşmuştur. Bu fayları düşey bileşeni de olan yanal atımlı faylar olarak nitelendiren araştırmacılar bu yeni tektonik yapının daha önce oluşmuş ve şu anda aktif olmaması gereken bir graben üzerinde geliştiğini ileri sürmektedirler.

Okay ve diğer. (2004), Marmara bölgesinde Kuzey Anadolu Fayı üzerindeki morfolojik ve yapısal değişiklikleri sayısal yükseklik modelleri, yapısal jeoloji ve çok kanallı sismik yansıma profillerini kullanarak incelemişlerdir. Çalışma sonucunda Marmara Denizi batısındaki Tekirdağ çukurunun asimetrik bir yarı–graben olarak geliştiğini ve Pleyistosen’den günümüze kadar bölgedeki yanal hareketlere bağlı olarak 2,5 km’den daha kalın bir çökelimin meydana geldiğini belirtmişlerdir.

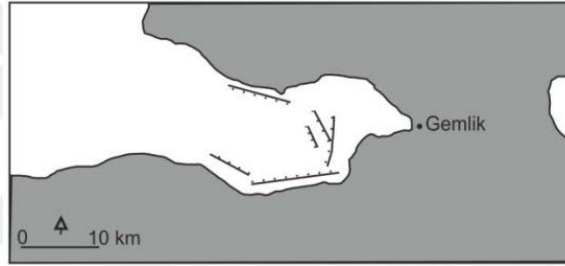
Le Pichon ve diğer. (2003), Marmara Denizi içinden geçen ana fayın, kinematik (hareketine yönelik) özelliklerini ortaya koymuşlardır. Araştırmacılar bu çalışmalarında, ana Marmara Fayı’nın her iki tarafında, elastik yamulma dağılımının asimetrik geliştiğinden bahsetmektedirler ve bunun sebebini de fayın her iki tarafında bulunan kayaçların farklı malzemelerden oluşması ile açıklanmaktadır.



Şekil 2.12 Marmara Bölgesi'ndeki Kuzey Anadolu Fayı'nın kollarının tektonik modelleri (A) Çek-ayır modeli. (B) Kademeli fay modeli. (C) Tek ana fay modelleri. (Sarıtaş,2014; Yaltrak, 2002).

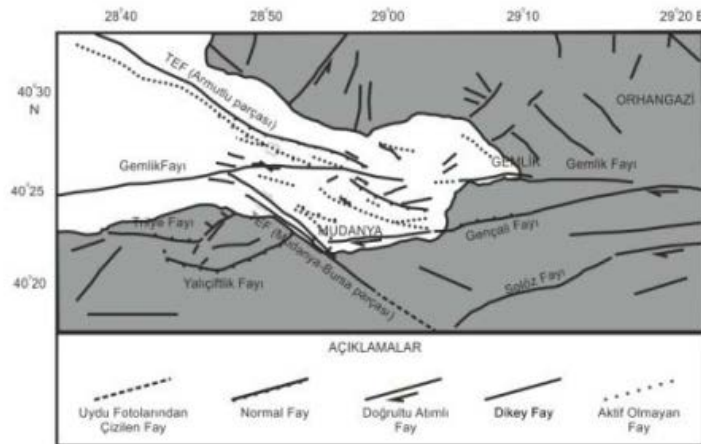
Çalışma alanı olan Güney Marmara Bölgesi'ndeki şelf alanı da Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun etkisi altındadır. Kuzey kol kadar çalışma yoksa da Kurtuluş, 1985; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Barka ve Kuşçu, 1996; Ergin ve diğer., 1997; Alpar ve Çizmeci, 1999; Aksu ve diğer., 1999; Yalıtırak ve Alpar, 2002a; Adatepe ve diğer., 2002; Kurtuluş ve Canbay, 2007; Kuşçu ve diğer., 2009; Gasperini ve diğer., 2011; Sorlien ve diğer., 2012 ve Vardar ve diğer., 2014 güney şelfin yapısını ortaya koymak için çalışmalarda bulunmuşlardır.

Kurtuluş (1985)'de, Gemlik Körfezi faylarını; sınır fayları, küçük atımlarla çökellerde yer değiştirme sağlayan aktif olmayan faylar, deniz tabanı çökellerini kesen aktif faylar olarak üç grupta sınıflandırılmıştır (Vardar, 2013) (Şekil 2.13).



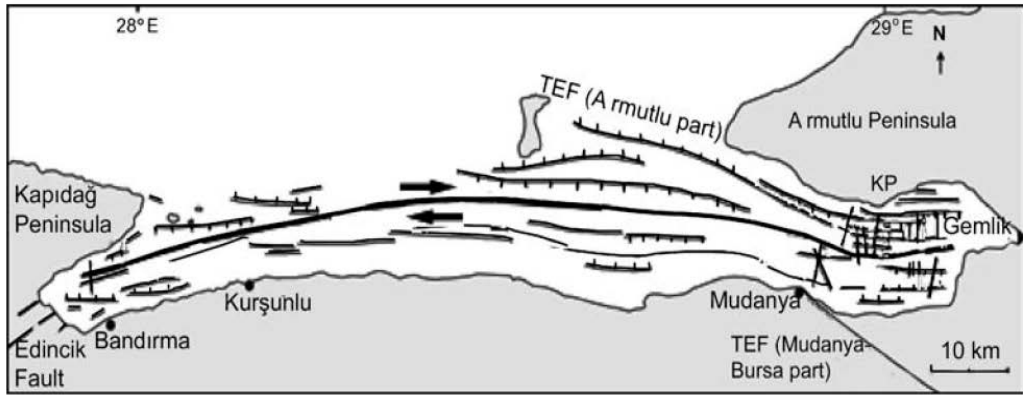
Şekil 2.13 Güney Marmara Bölgesi için Kurtuluş, 1985 fay modeli (Vardar, 2013).

Yalıtırak ve Alpar (2002)'de Kuzey Anadolu Fay (KAF) ile Trakya Eskişehir Fayı (TEF) arasında yapısal bir ilişki oluşturulmuş, Gemlik Körfezi'nin tektonik gelişiminin sağ yanal faylar kontrolünde olduğu ve körfezin, çek-ayır (pull-apart) havza şeklinde oluştuğu sonucuna varılmıştır (Şekil 2.14).



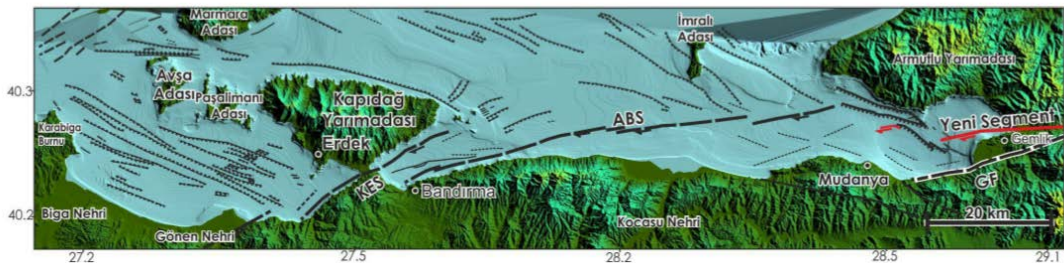
Şekil 2.14 Güney Marmara Bölgesi için Yalıtırak ve Alpar, 2002 fay modeli (Vardar, 2013).

Kurtuluş ve Canbay (2007), Kuzey Anadolu Fayı'nın orta kolu Gemlik Körfezi'nde bir zayıf-S şeklinde olan bir ana fay ve bir doğu-batı uzanımlı sağ yanal fay tek bir ana fay olarak, Bandırma içinden batıya doğru genişleyerek Gemlik ve Bandırma alt havzalarını fay zonu boyunca bölgeyi kontrol ettiğini ve küçük ölçekli faylar, sağ yanal makaslama rejimi ile uyumlu ve ana fay çevresinde mevcut bulunduğunu öne sürmüştür. Gemlik ve Bandırma arasındaki mevcut tektonik yapısı bir çek-ayır yapı olmadığı ileri sürülmüştür. Bu alandaki mikrosismik çalışmalar, fay düzlemlerinin ya doğrultu atımlı ya da sıkışma ve gerilme tensörü ile uyumlu D-B uzanımlı saf doğrultu atımlı olduğunu göstermiştir (Şekil 2.15).



Şekil 2.15 Güney Marmara Bölgesi için Kurtuluş ve Canbay, 2007 fay modeli

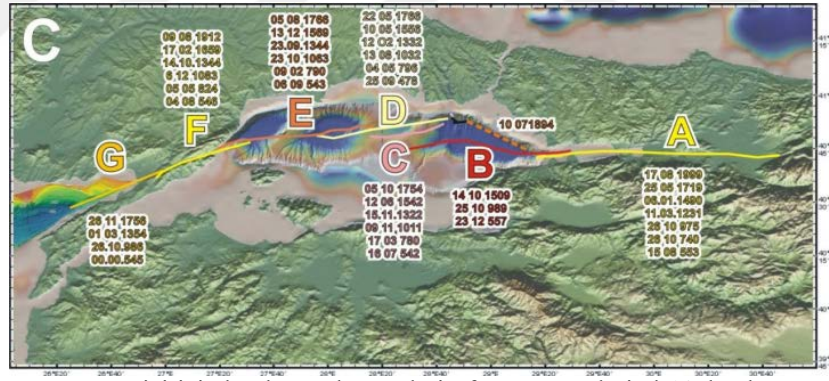
Vardar ve diğer. (2014), Kuzey Anadolu Fayı orta kolunun doğu batı yönlü sağ yönlü doğrultu atımlı fay olduğu ve step over yapan fay segmentlerinden oluştuğu ileri sürülmüştür (Şekil 2.16).



Şekil 2.16 Güney Marmara Bölgesi için Vardar, Öztürk Yaltrak, Alpar ve Tur, 2014 fay modeli (Vardar, 2013).

2.5 Marmara Bölgesi'nin Sismotektoniği

Türkiye dünyanın en aktif deprem kuşaklarından biri üzerinde bulunmaktadır. Yukarıda tanımlanan tektonik konumu nedeniyle Türkiye'nin hemen hemen tamamı deprem riski altında bulunmaktadır. Marmara Bölgesi önemli ölçüde I. ve II. derecede tehlikeli alanlar içerdiği 1997 yılında Afet İşleri Genel Müdürlüğü tarafından yapılan Türkiye Deprem Bölgeleri Haritası'nda belirtilmiştir. Marmara Denizi ve çevresinin tarih boyunca deprem üretme potansiyelinin yüksek olduğu bilim dünyasında tartışmasız olarak kabul edilmektedir (Reilinger ve diğer., 2000; Parsons ve diğer., 2000; Hubert-Ferrari ve diğer., 2000; Le Pichon ve diğer., 2001a, 2003; Armijo ve diğer., 2002). Bu potansiyel, 1509, 1719, 1754, 1766, 1894 yıllarında Marmara Denizi merkezli İstanbul'u etkileyen depremler tarihi belgelere kaydedilmiştir. Bu kayıtlardan Marmara Bölgesi'nde belirli büyüklükteki yıkıcı depremlerin ortalama olarak her 250 yılda bir geldiği anlaşılmıştır (Görür, 2003) (Şekil 2.17).



Şekil 2.17 Marmara Denizi içinde oluşan depremlerin fay segmentlerindeki dağılımı (Yaltrak, 2009; Vardar, 2013).

1999 Gölcük depremi ile kıyaslanabilecek deprem tarihlerini, 1063, 1323, 1509, 1766, ve 1999 şeklinde sıralayabiliriz. Faylar üzerinde uzaktan algılama yöntemleri (GPS) ile ölçülen kayma hızı ve büyük depremler sırasında meydana gelen yer değiştirmelerden (atımlardan) yapılmış olan hesaplamalar da Marmara Denizi'nde belirli faylar üzerindeki büyük deprem tekrarlanma periyodunun ortalama 250 yıl olduğunu göstermiştir (Şekil 2.17).

Marmara Denizi'nin batısındaki Ganos Fayı'nda 7.4 büyüklüğündeki deprem 1912 yılında meydana gelmiştir. Doğusundaki İzmit Fayı üzerinde ise aynı büyüklükteki deprem 1999 yılında meydana gelmiştir. İki arasındaki Marmara Fay Sistemi üzerindeki en son depremin 1766 yılında olduğu düşünülmektedir ve bu fay sisteminin önümüzdeki 30 yıl içinde tekrar büyük bir deprem üreteceği beklenmektedir (Görür, 2003). Ancak bir deprem, üzerinde olduğu faydaki gerilmeyi azaltırken, komşu faylar üzerindeki gerilmeleri değiştirir. Deprem sonrası yapılan çalışmalar, sismik aktivitenin gerilmenin arttığı alanlarda arttığını, gerilmenin azaldığı alanlarda ise azaldığını ortaya koymuştur.

Le Pichon ve diğer. (2003), Marmara Denizi'nin altındaki kabuğun asimetrik bir biçimde elastik olarak yüklendiğidir. Fay zonunun güney kesiminde, kabuk kuzeye göre 10 katı daha fazla yüklenmektedir. Bunun en basit anlamı olası Marmara depreminde Marmara Denizi'nin güney alanlarının kuzeydekilere oranla daha şiddetli etkileneceğidir. Kuzey Anadolu Fayı'nın Marmara Denizi içindeki bugünkü aktif fay sistemi çok genç bir oluşumdur. Bu genç sistem oluşmadan önce Marmara Denizi'nin bulunduğu yer kabuğu Anadolu Bloğu'nun bir parçası durumundaydı ve Kuzey Anadolu Fayı'nın gerilme tektoniği hüküm sürmekteydi (Görür,2003).

Kuzey Anadolu Fay Zonu'nundaki depremlerin zaman içerisindeki dağılımlarına baktığımızda, aktivitenin fayın orta kısımlarından başladığı ve daha sonra batı ve doğu uçlarına doğru ilerlediği görülmektedir. Kuzey Anadolu Fayı'nın orta kesimleri ile doğu ve batı uçları, paleosismolojik olarak belirgin farklılıklar göstermektedir. Fayın bu farklılıkları göstermesini denetleyen bir takım faktörler bulunmaktadır. Bu faktörler, fayın o kısımlarındaki jeolojik, yapısal, geometrik ve mekanik özellikleri ile ilgilidir. Ayrıca bu özellikler, fay segmentlerinin başlangıç ve bitiş noktalarını denetlemektedir. Bu noktaları denetleyen özellikler, fayın kabuk içerisinde sahip oldukları özelliklerin yüzey yansıması ile ilgilidir. Bu faktörler, üst kabuk-alt kabuk geçişi arasındaki pürüz (asperities) ve engel (barriers) modellenmesi ile açıklanmaktadır (Aki, 1984). Bu pürüz ve engellerin büyüklükleri, hem deprem büyüklüklerini hem de bu bölgedeki deprem tekrarlanmalarını kontrol etmektedir. Fayın doğu kesimlerinde artan gerilme yükselmesi sonucu kenarları doğrultu atımlı

faylar ile sınırlandırılan bir takım blokların çıkmasına neden olmaktadır. Fayın doğu kesimi bu şekilde özellikler gösterirken, batı kesiminde kollara ayrılır. Kuzey Anadolu Fayı'nın doğu bölümü, sıkışma etkisi altında kalırken batı bölümünde çekilmeye maruz kalmaktadır. Kuzey Anadolu Fayı boyunca şimdiye kadar oluşan depremlerin odak mekanizma sonuçları bu farklı gerilme rejimi altında bulduklarını kanıtlamaktadır (Şekil 2.18). Bu depremlerden elde edilen P ve T eksenlerinin yönleri, faydaki hakim olan ana sıkışma yönünün, kuzeybatı-güneydoğu olduğuna işaret etmiştir. Bu özelliklere bağlı olarak Marmara Bölgesi'nin depremlerinin tekrarlanma aralıkları değişmekte ve oluşabilecek depremler büyük etkiler oluşturabilmektedir. Çalışma alanındaki 1905-2014 yılları meydana gelen $M_b \geq 4$ depremleri inceleyecek olursak derinlikleri en fazla 25 km en az 1 km arasında değiştiğini görebiliriz (Tablo 2.1)

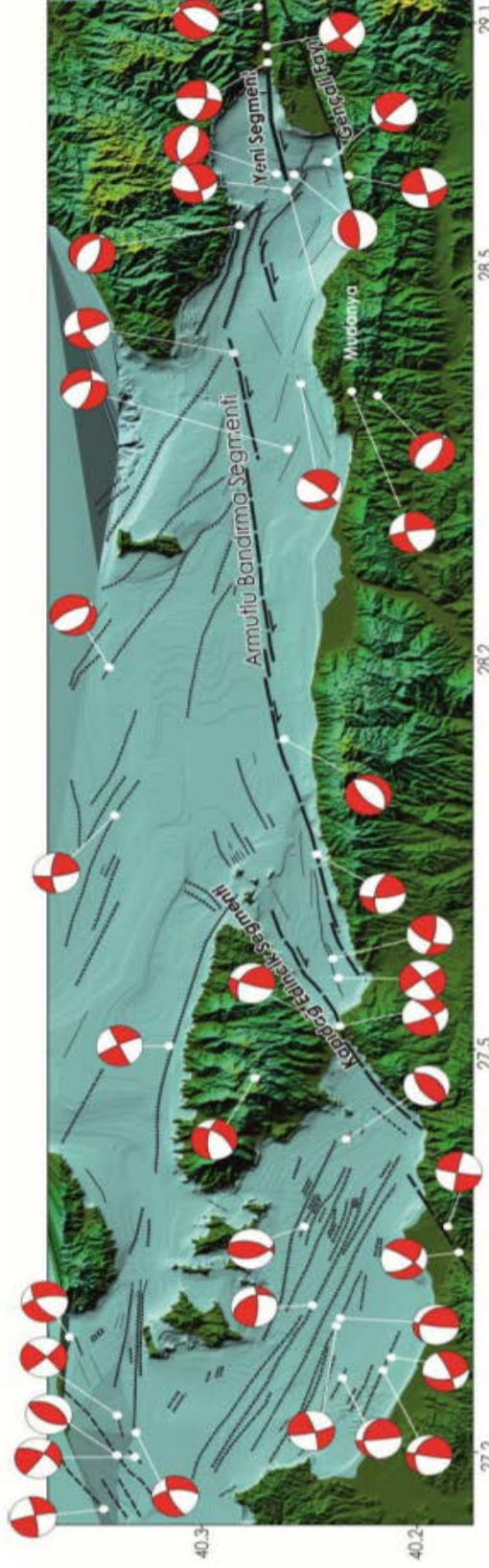
Çalışma alanı da olan Marmara Bölgesi' nin güneyinde etkili olan depremlerin içinde Kuzey Anadolu Fayı'na ait olduğu düşünülen tarihsel depremler Tablo 2.2'de verilmiştir (Vardar, 2013). Bu depremlerin odak mekanizma çözümleri ve dış merkez dağılım haritası incelendiğinde normal, ters ve doğrultu atımlı fayların oluştuğunu gözlemleyebiliriz (Şekil 2.18)

Tablo 2.1 Çalışma alanında oluşan 1905-2014 yılları oluşan Mb≥4 olan depremler

Tarih (Gün/Ay/Yıl)	Zaman (saat:dakika)	Enlem (Derece)	Boylam (Derece)	Derinlik (km)	Cisim Dalgası Büyüküğü (Mb)
15/04/1905	05:36	40,20	29,00	6	5,4
04/01/1935	16:20	40,30	27,45	20	5,9
02/07/1938	12:26	40,17	27,88	10	5,0
09/02/1941	09:28	40,13	28,27	30	4,7
13/11/1948	04:44	40,23	29,02	60	5,4
15/09/1951	22:52	40,15	28,02	40	5,0
19/03/1953	12:53	40,10	27,30	48	4,9
31/03/1953	18:24	40,10	27,30	15	4,6
03/06/1953	16:05	40,28	28,53	20	5,2
06/10/1964	14:29	40,24	28,16	23	5,4
06/10/1964	14:31	40,30	28,23	34	6,0
07/10/1964	23:07	40,19	28,36	31	4,4
20/11/1964	06:59	40,20	28,06	56	4,4
12/02/1967	23:23	40,14	28,10	36	4,2
09/11/1968	12:38	40,15	28,35	24	4,2
06/09/1970	17:39	40,20	28,50	10	4,0
02/13/1978	05:31	40,14	28,74	10	4,3
21/07/1981	09:43	40,23	28,86	1	4,1
22/07/1981	22:02	40,27	28,90	2	4,0
26/12/1981	17:53	40,15	28,74	7	4,9
30/12/1981	09:39	40,12	28,62	3	4,1
09/06/1982	04:13	40,14	28,89	10	4,4
01/02/1983	13:54	40,20	28,94	3	4,0
05/07/1983	17:30	40,26	27,16	4	4,1
08/07/1983	02:55	40,23	27,18	17	4,0
19/12/1985	14:34	40,20	27,26	10	4,1
12/09/1986	10:34	40,25	27,32	5	4,1
22/03/1992	16:52	40,20	28,35	24	4,8
02/09/1993	21:03	40,19	27,26	9	4,1
25/09/1998	16:20	40,20	28,88	10	4,0
01/02/2001	09:58	40,10	27,75	25	4,1
09/06/2003	17:44	40,21	27,94	17	4,7
03/07/2014	08:04	40,20	27,92	12	4,6
04/08/2014	01:22	40,60	29,16	10	4,0

Tablo 2.2 Güney Marmara Bölgesi'ndeki Kuzey Anadolu Fayı üzerinde oluşma olasılığı bulunan tarihsel depremler (Vardar, 2013).

Tarih	Meydana geldiği yer
M.S. 32	İznik Depremi
M.S. 121	İzmit Depremi
M.S. < 160	Çanakkale Boğazı Depremi
M.S. 368 Ekim 11	İznik Depremi
M.S. 460 Nisan 7	Erdek Depremi
M.S. 543 Eylül 6	Erdek Depremi
M.S.1065 Eylül	İznik Depremi
M.S. 1143 Kasım 26	Bursa Depremi
M.S. 1854 Aralık 29	İznik Depremi
M.S. 1855 Aralık 14	Gemlik Depremi
M.S. 1857 Eylül 17	Gemlik Depremi
M.S. 1858 Mart 7	Bandırma Depremi
M.S. 1859 Ocak 9	Bandırma Depremi
M.S. 1860 Haziran 7	Bursa Depremi
M.S. 1863 Kasım 6	Gemlik Depremi
M.S. 1866 Şubat 24	Bursa Depremi
M.S. 1877 Ekim 13	Marmara Adası Depremi
M.S. 1889 Mayıs 17	Marmara Depremi
M.S. 1890 Mayıs 17	Gemlik Depremi
M.S. 1893 Mart 3	İznik Depremi
M.S. 1893 Mayıs 25	Gemlik Depremi
M.S. 1894 Mayıs 5	Gemlik Depremi
M.S. 1895 Ocak 21	Marmara Depremi
M.S. 1896 Ocak 15	Marmara Denizi Depremi
M.S. 1896 Ekim 25	İznik Depremi
M.S. 1899 Ocak 4	Marmara Adaları Depremi
M.S. 1899 Mayıs 24	Gemlik Depremi



Şekil 2.18 Güney Marmara Bölgesi'ndeki Kuzey Anadolu Fayı üzerinde oluşma olasılığı bulunan tarihsel depremlerin odak mekanizması çözümleri ve dış merkez dağılım haritası (Vardar 2013)

BÖLÜM ÜÇ

MATERYAL VE METHOD

3.1 Sismik Yansıma

Yansıma sismiği, kaynaktan küresel olarak yerin içine doğru yayılan dalgaların, farklı litolojik ve elastik özelliklere sahip ortamların ara yüzeylerinden olan yansımalarının kaydedilmesini ve bu yansıma sinyallerinin analizi ile taşıdığı bilgileri ortaya çıkarılmasını temel alır.

Sismik yansıma yöntemi, yapay şekilde üretilen sismik enerjinin yer içinde sismik dalgalar şeklinde yayınması, tabaka ara yüzeylerinden yansıması ve kayıt edilen yansımaların sinyal analizi tekniklerine göre işlenip yer altını gösteren sismik kesitler haline getirilmesidir.

Sismik yansıma yönteminde sismik dalgalar, yerkürede dolaşan elastik dalgalardır. Dalga yayılımı olan herhangi bir yüzey akustik empedansa sahiptir. Akustik empedans Z sembolü ile ifade edilir ve sismik hız ile kayacın yoğunluğunun çarpımıyla elde edilir. Akustik empedans 3.1 denklemi ile açıklanır.

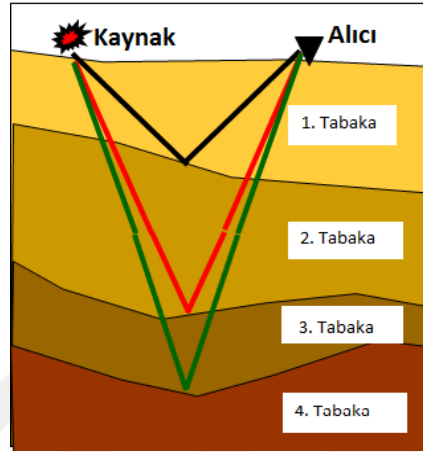
$$Z=V\rho \quad (3.1)$$

V : Sismik Hız

ρ : kayacın yoğunluğu

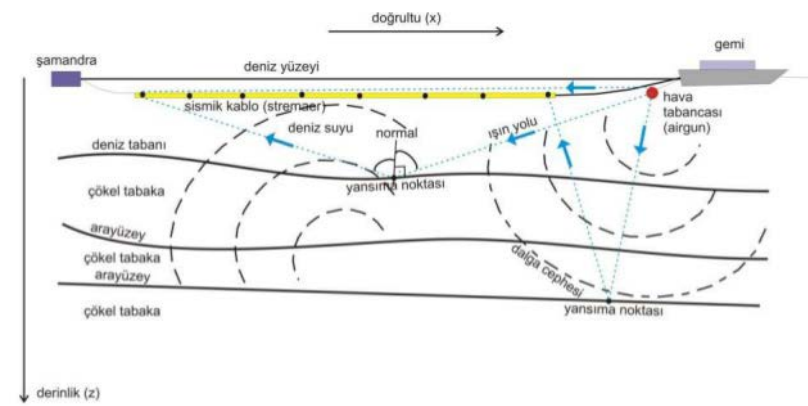
Sismik dalga, farklı akustik empedans değerleri olan birimlerin ara yüzeylerine geldiğinde; enerjinin bir kısmı bu ara yüzey üzerinden yansırken, diğer kısmı da bu ara yüzeyden iletilir. Yeraltında hız süreksizliklerine karşı gelen ara yüzeyler sismik dalgalara karşı ayna gibi davranırlar. Yansımanın geometrisi de bu prensipten hareket edilerek çıkarılır.

İki boyutlu sismik yansıma yöntemi, bir hat boyunca yerleştirilen bir kabloya bağlı alıcılar yoluyla gerçekleştirilir. Bir enerji kaynağının oluşturduğu sismik dalgalar yansıma yüzeyinden yansyarak alıcılara gelirler. Alıcılar da gelen sinyalleri sismik kayıt cihazına iletirler (Şekil 3.1).



Şekil 3.1 Sismik yansıma yönteminin şematik gösterimi.

Sismik yansıma yöntemi uygulama alanı olarak kara ve deniz olmak üzere ikiye ayrılır. Bu çalışmada denizde toplanan sismik yansıma verileri kullanılmıştır. Deniz sismiği, sismik dalga üretmek için deniz içinde enerji açığa çıkarılır. Bu enerji sismik dalgalar şeklinde yer altında yayınır ve tabaka ara yüzeylerinde akustik empedans farkı nedeniyle yansımalar meydana gelir. Yansıyan sismik dalgalar deniz yüzeyine doğru geri döner, hidrofon (alıcı) denilen basınç değişimine duyarlı alıcılar tarafından algılanır. Algılanan basınç değişimi elektrik sinyali şeklinde sismik kayıtçıda sayısal olarak kaydedilir (Şekil 3.2).



Şekil 3.2 Denizde uygulanan sismik yansıma yönteminin şematik gösterimi.

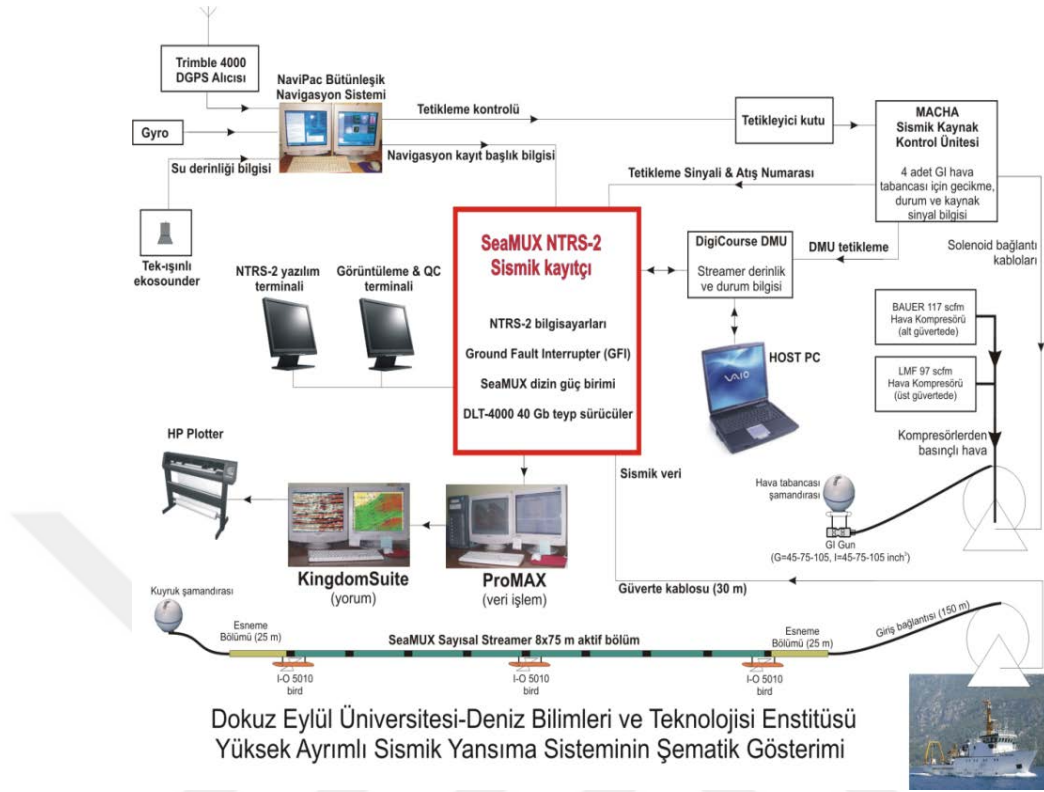
3.2 Denizde Sismik Yansıma Yönteminde Veri Toplama ve Cihazlar

2008 yılında gerçekleştirilen çok kanallı sismik yansıma verileri elde edilirken ekipman olarak "HydroScience-NTRS2" sismik kayıtçısı, 72 kanallı "SeaMUX" alıcı kablo (streamer), 4 tane derinlik düzenleyici (bird), bir adet 45+45 inç³ sismik kaynak (GI-gun), sismik kaynağın basınç üretmesi için kompresör, geminin konumunu ayarlayan ve verinin navigasyon bilgisini kaydetmek için ve hattın başlamasını ve bitişini sağlayan "Navipac" navigasyon sistemi ve bu sisteme bağlı olarak çalışan "GPS" sistemi kullanılarak veriler toplanmıştır. Sismik veriye ait geometrik ve fiziksel kayıt parametreleri Tablo 3.1'de verilmiştir.

Tablo 3.1 Geometrik ve fiziksel parametreler

Kanal Sayısı	72
Grup Aralığı	6,25 m
Atış Aralığı	12,5-18,75 m
Alıcı Kablo Uzunluğu	450 m
Alıcı Kablo Derinliği	4m
Minimum Ofset	50m
Kaynak Türü	GI-Gun hava tabancası
Kaynak Sayısı	1
Toplama Kaynak Hacmi	(45+45) inç ³
Kaynak Derinliği	3 m
Kaynak Basıncı	20000 psi
Kayıt Süresi	4 s
Örnekleme Aralığı	1 ms

Dokuz Eylül Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü SeisLab'ta uygulanan çok kanallı sismik yansıma verisinin toplanması, veri işleme aşamaları ve yorumlamasına kadar geçilen aşamalar Şekil 3.3'de şematik olarak gösterilmiştir.



Şekil 3.3 Çok kanallı sismik veri toplama ve veri işlem ekipmanlarına ait diyagram (Dondurur,2009).

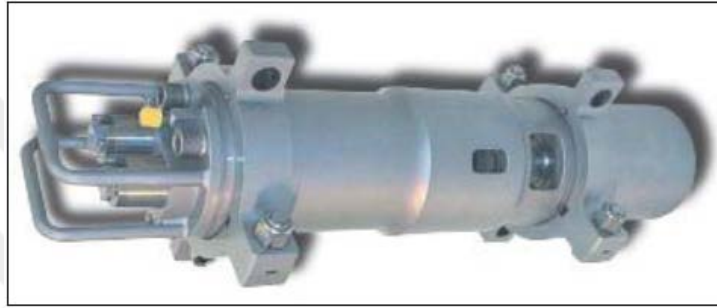
Çok kanallı sismik veriler, Dokuz Eylül Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsüne ait R/V K. Piri Reis gemisi tarafından toplanmıştır (Şekil 3.4). Veri toplama işleminde gemi genelde 3-5 knot ortalama hızında 24 saat kesintisiz bir şekilde çalışılarak veriler toplanır.



Şekil 3.4 R/V K. Piri Reis Araştırma Gemisi.

3.2.1 GI Hava Tabancası

Günümüzde en çok kullanılan enerji kaynaklarından biri olan hava tabancaları (air gun) olup, kompresörlerle üretilen yüksek basınçlı havanın su içerisinde ani olarak boşaltılması sonucu sismik enerji üreten sistemlerdir (Şekil 3.5). Tipik olarak 2000 psi basınç sıkıştırılmış hava, suyun 2-10 m altından çekilen hava tabancasına iletilir ve her atış noktasında verilen komutla ani olarak suyun içerisine boşaltılarak su içerisinde basınç değişimi meydana getirilir (Dondurur,2009).



Şekil 3.5 TAMAM projesi kapsamında kullanılan GI hava tabancası.

3.2.2 Sismik Alıcı (Hidrofon) ve Kablosu (Streamer)

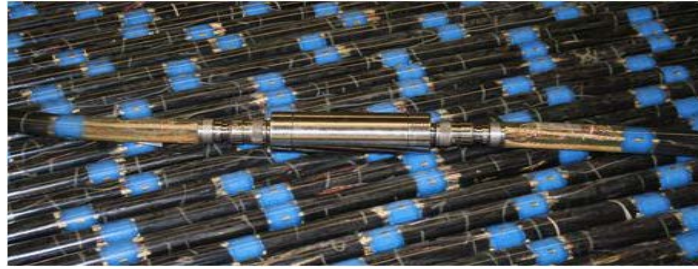
Sismik alıcılar (hidrofon), alıcı kabloların (streamer) içerisine belirli aralıklarla konumlandırılarak su içerisine indirilirler. Alıcılar seramik piezoelektrik maddelerinden yapılır. Bu maddeler büküldüğünde her iki yüzeyleri arasında bir voltaj farkı meydana gelir ve iletken yüzey elemanlarıyla bu voltaj farkı ölçülür. Sismik alıcılardan hidrofonlar basınç değişimlerine karşı duyarlıdır. Kaynaktan üretilen sinyalin su içerisinde meydana getirdiği basınç değişimlerini algırlar (Dondurur, 2009) (Şekil 3.6).



Şekil 3.6 TAMAM projesi kapsamında kullanılan sismik alıcı kablo (streamer).

3.2.3 Sayısallaştırıcı (Digitize)

Sismik alıcı kabloların aralarına belirli aralıklarla yerleştirilen sayısallaştırıcılar sismik alıcılarda toplanan bilgileri sayısallaştırarak sismik kayıtçının algılayabileceği formata dönüştürerek, kayıtçıya iletilir (Şekil 3.7).



Şekil 3.7 TAMAM projesi kapsamında kullanılan sayısallaştırıcı.

3.2.4 Derinlik Düzenleyici (Bird)

Veri toplama sırasında alıcı kablonun yanal hareketine müdahale etmek mümkün değildir. Ama kablonun düşey konumu istenildiği gibi değiştirilebilir. Alıcı kablonun deniz yüzeyi dalgalarından en az etkilenmesi için suyun birkaç metre altından çekilmesi gerekmektedir (Dondurur, 2009). Veri toplama sırasında üç metreden çekilen alıcı kablo acil bir durumda daha derine inmesini sağlar. Bu hareketlerin

yapılması için derinlik düzenleyicilerin alıcı kablo üzerinde belirli aralıklarla takılarak sağlanır (Şekil 3.8).



Şekil 3.8 TAMAM projesi kapsamında kullanılan derinlik düzenleyici (bird).

3.2.5 Sismik Kayıtçı (Recorder)

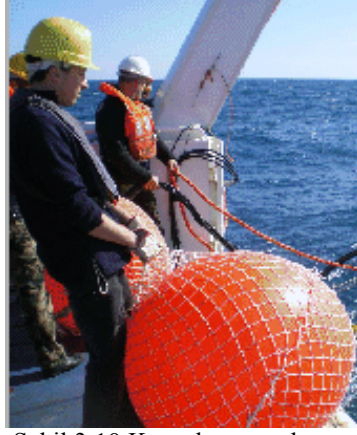
Sismik verinin toplandığı ve alıcı kablodan gelen tüm anlık sismik genlik bilgilerinin geldiği sistemdir (Şekil 3.9). Alıcı kablosu doğrudan sismik kayıtçıya bağlıdır. Kayıtçı, sayısallaştırıcı modüllerin başlatılmasını, modüllerin sıcaklık ve basınç bilgilerini, alıcı kabloda veri akışının başlatılıp durdurulmasını sağlar (Dondurur, 2009). Sismik izler SEG-Y yada SEG-D formatında kaydedilir.



Şekil 3.9 TAMAM projesi kapsamında kullanılan sismik kayıtçı.

3.2.6 Kuyruk Şamandırası

Alıcı kablonun ucuna eklenir, kablonun yerini belli eder ve üzerine yerleştirilen GPS ile alıcı kablonun sapma açısı hesaplanabilir (Şekil 3.10).



Şekil 3.10 Kuyruk şamandırası.

3.2.7 Navigasyon Sistemi

Navigasyon sistemine, alıcı kablosu üzerindeki pusulalı derinlik düzenleyicilerden, (varsa) kuyruk şamandırası ve hava tabancası şamandırası üzerine monte edilmiş GPS alıcılarının sinyalleri de girildiğinde, veri toplama sırasında kaynak ve alıcı kablonun konumlarını görmek mümkün olur. Veri toplanırken navigasyon sistemi, her atış noktası için bu konum bilgilerini, atış zamanını, geminin ve atış noktasının konumunu ve geminin hızını log dosyası denilen dosyalara kaydedilir (Dondurur, 2009). Bu bilgiler hem veri işlem sırasında hem de yorumlama sırasında kullanılır (Şekil 3.11).



Şekil 3.11 Global DGPS alıcısı.

3.3 Denizde Çok Kanallı Sismik Yansıma Yönteminde Veri İşlem

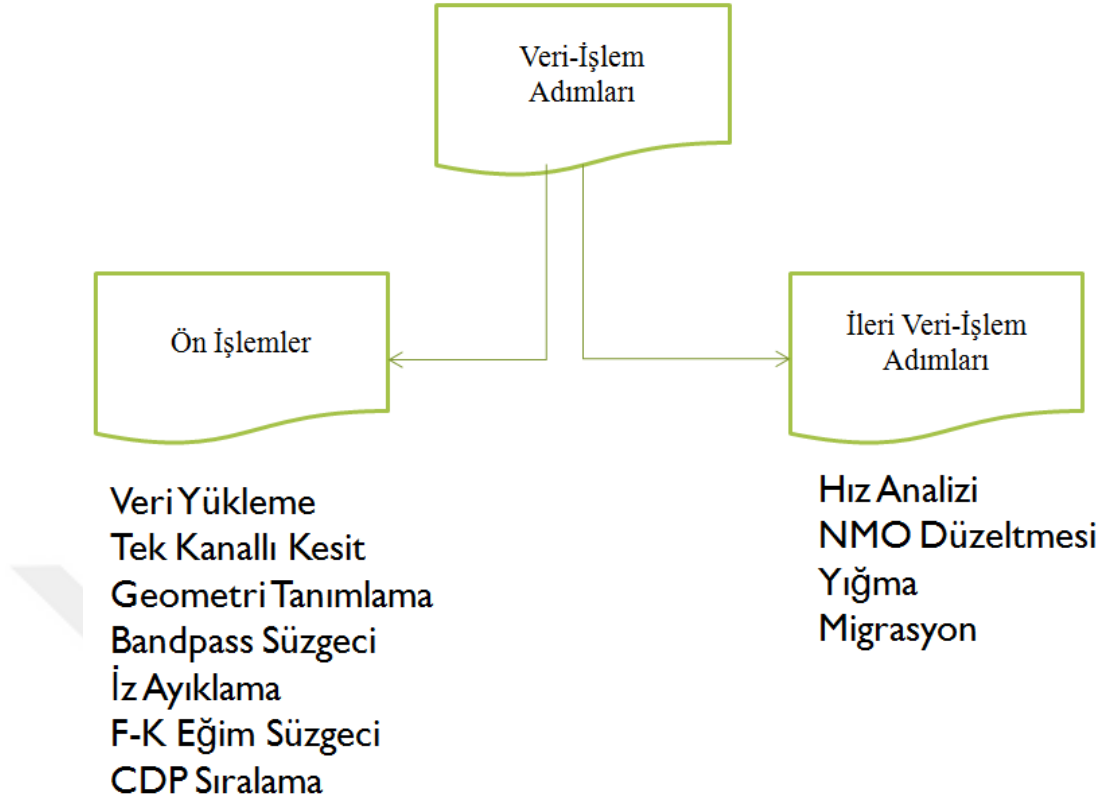
Bu tezde kullanılan veriler 2008 yılında, TAMAM projesi kapsamında toplanmıştır. Toplanan bu verilerden Güney Marmara Denizi'nin Gemlik Körfezi ile Kapıdağ Yarımadası'nın doğu tarafına kadar olan 21 tane sismik hat, birçok petrol

şirketinde de kullanılan LANDMARK'ın ProMAX veri işlem yazılımı kullanılmış ve bu kısımda alınan şekiller bu program kullanılarak elde edilmiştir. Bu bölümde TAMAM 13 numaralı hatta uygulanan veri işlem akışı sırasındaki görüntüler kullanılmıştır.

Sismik veriler toplandıktan sonra en önemli aşama olan veri işlemi gerçekleştirilir. Sismik veri işlem iki aşamadan oluşturulur. Ön işlem aşamaları; ham veriyi sisteme yükleme, sismik hattı tek kanallı kesit olarak yükleme eğer herhangi bir problem yoksa sismik verinin geometri bilgilerini sisteme girilir. Ardından bozuk olan kanalları sismik hattan atmak için iz ayıklama işlemi yapılır, gürültülerden arındırmak için bant geçişli süzgeç ve f-k eğim süzgeci uygulanır ve en son olarak ortak derinlik noktası (ODN) sıralama işlemi yapılarak ileri veri işlem aşamasına geçilir.

İleri veri işlem aşamaları; ODN sıralaması yapılmış veri üzerinden tabakaların kız değerlerini belirleyebilmek için hız analizi işlemi uygulanır, hız analizi işlemi uygulandıktan sonra alıcı ve kaynak mesafesinin sonucunda oluşan gecikme zamanını giderebilmek normal kayma düzeltmesi (NMO) işlemi yapılarak izler sıfır ofsete getirilir. NMO düzeltmesi yapılan veri yığma işlemi uygulanır ve son olarak en önemli işlem olan göç (migrasyon) işlemi yapılarak izler doğru yerlerine taşınır. Veri yoruma hazır hale getirilir. Şekil 3.12'de tez verilerini işlerken kullanılan veri işlem akış şeması verilmiştir.

Bu veri-işlem aşamalarının sonunda elde edilmek istenen S/N oranı yüksek (yani sinyal seviyesinin yüksek, gürültü seviyesinin düşük olması) bir sismik kesittir. Bu çalışmada, sismik veri-işlem aşamaları seçilirken, her aşama için sismik veri girdisi ve çıktısı arasındaki görsel farkın yapıcı ve fark edilebilir nitelikte olmasına önem verilmiştir.



Şekil 3.12 Tezde kullanılan veri işlem akış şeması

3.3.1 Ön İşlemler

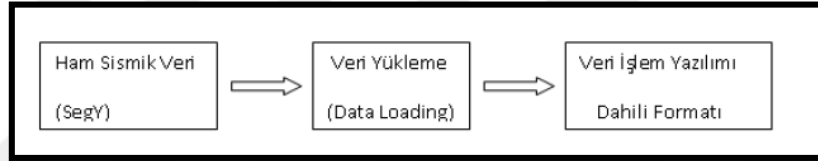
Ön işlemler kullanılarak mümkün olduğu kadar gürültüden arındırılmış veri hazırlanmaya çalışılır. Ön işlemler ham veri üzerinde gerçekleştirilir. Ön işlem aşamaları;

- Veri yükleme
- Tek kanallı kesit
- Geometri tanımlama
- Bant geçişli süzgeç (Bandpass filter)
- Kazanç uygulama (Gain recovery)
- İz ayıklama (Sot channel edit / trace kill)
- İstenmeyen alanların atılması (Muting)
- F-k eğim süzgeci (f-k dip filter)
- CDP sıralama

Bu adımların tamamının genellikle veriye uygulanmasına karşın, toplanan verinin kalitesine ve toplama şekline bağlı olarak, başlık bilgilerinin düzenleme, statik düzeltme, iz ayıklama, işlemlerinin uygulanması gerekemeyebilir. Bu adımların uygulanma sırası da veri işleyen kişiye bağlı olarak yukarıda yazılan sıradan farklı uygulanabilir.

3.3.1.1 Veri Yükleme

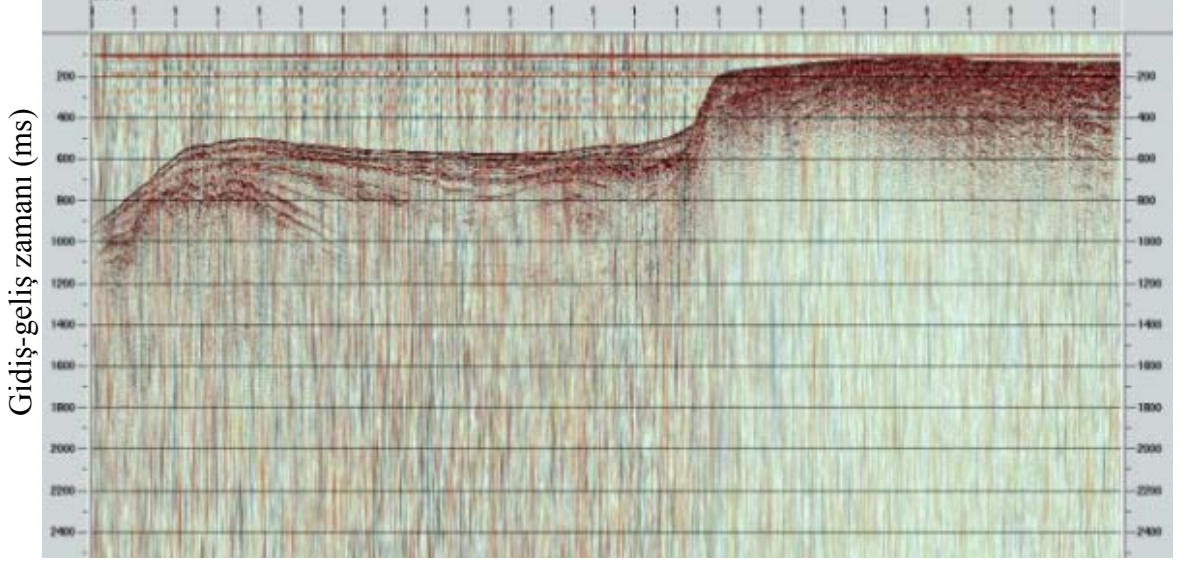
Arazide toplanmış olan ham sismik veriyi veri işleme başlamadan önce ProMAX programına yüklememiz gerekmektedir. Veri işlem aşamalarına başlamadan önce, SEG-Y formatındaki datamızı veri işlem aşamalarına hazırlamak için ProMAX programının formatına dönüştürmemiz gerekmektedir. Bu işlemin sonucunda sismik veri programa tanıtılmış olur ve program tarafından işlenebilir hale gelir (Şekil 3.13).



Şekil 3.13 Veri yükleme işleminin şematik gösterimi.

3.3.1.2 Tek Kanallı Kesit



Ham verinin her atışından herhangi bir kanalındaki sismik izlerin yan yana çizilmesiyle elde edilir. Ham verinin tek kanallı gösterilmesinin nedeni, veri alınan hat boyunca deniz tabanı ve taban altının yapısını hızlıca görebilmektir ve diğer ön veri işlem adımlarında parametre seçiminin sonuçlarını nasıl etkilediğini de hızlıca bakabiliriz (Şekil 3.14).



Şekil 3.14 TAMAM 13 nolu hattın tek kanallı görüntüsü.

3.3.1.3 Geometri Tanımlama

Veri toplama parametreleri çok çeşitli olup yapılan çalışmanın amacı doğrultusunda bilimsel ekip tarafından belirlenir ve ön veri işlem aşamasının en önemli aşamasıdır. Çünkü burada yapılacak en küçük bir hata çok büyük sorunlara yol açabileceğinden sisteme çok dikkatli girilmesi gerekmektedir. Bu parametreler her sismik hat için ayrı ayrı tutulan gözlem loglarına (Şekil 3.15) yazılır. Gözlem logunda sismik veri grubuna ait atış numaraları, kaynak-alıcı derinliği, enaz ofset, kanal sayısı, her atış noktasının başlangıç bitiş noktalarının koordinatları, grup aralığı, gemi rotasının azimut değeri, ilk atış değeri, kayıt boyunca atış değeri, kayıt uzunluğu, örnekleme aralığı ve o kayıt sırasındaki denizin durumu, oluşan diğer olaylar yazılır.

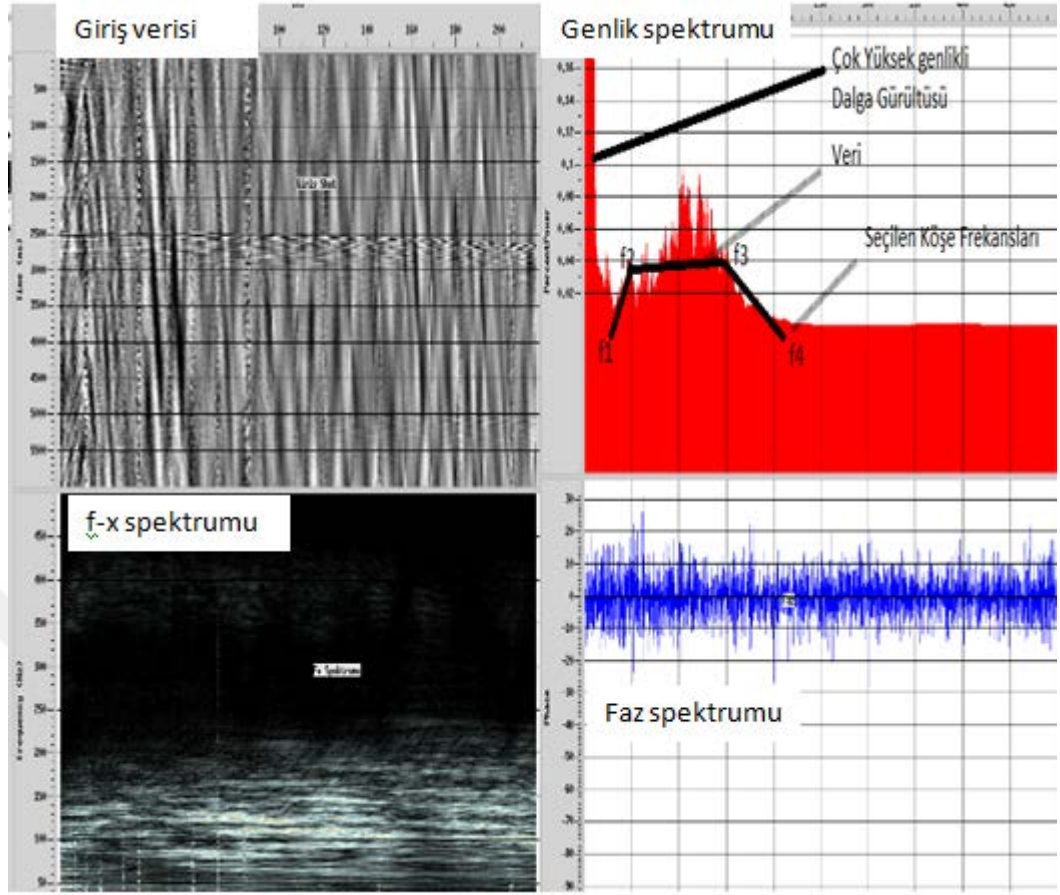
		DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ DENİZ BİLİMLERİ VE TEKNOLOJİSİ ENSTİTÜSÜ					
OBSERVER LOG FOR MULTICHANNEL SEISMIC SURVEYS							
AREA: MARMARA		LINE NAME: MAR08-26		CLIENT: SeisLab-LDL			
		DATE: 06.07.2008		SEA CONDITION: <input type="checkbox"/> SMOOTH <input type="checkbox"/> CHOPPY <input type="checkbox"/> ROUGH			
				RAIN?: <input type="checkbox"/> YES <input type="checkbox"/> NO			
STREAMER PARAMETERS		RECORD PARAMETERS		NAVIGATION PARAMETERS			
LENGTH (m)	500 m	RECORDER	0620080705 NTR5-2	FIRST NAVIPAC EVENT NO	101		
DEPTH (m)	3	DEVICE	400 8IN MFG437 T11	LAST NAVIPAC EVENT NO	3420		
GROUP INT. (m)	5.25 m	DATA FORMAT	S8Q10 (8Q, 1.0 / S8QX, IEEE C (08)	LINE LENGTH / BEARING (m / °)			
# OF MODULES	4	# OF CHANNELS	72	NOMINAL VESEL SPEED (knots)	5-7		
# OF SECTIONS	3	SHOT INTERVAL	<input type="checkbox"/> 18.75 (0.088) <input type="checkbox"/> 6.00	NAVIPAC CUSTOM LOG FILE NAME	MAR08-26.LOG		
I-O 5010 BIRD	3	REC. LENGTH (secs)	2000	NAVIPAC EVENTS LOG FILE NAME	N/A		
I-O 5011 BIRD	2	SAMPLE RATE (pps)	1	LINE START TIME	08:24		
		MIN. OFFSET (m)	100	LINE END TIME	11:23		
		FIRST SHOT (FFID)	101	COORDINATES	LATITUDE & LONGITUDE UTM (Zone: 35)		
GUN PARAMETERS		LAST SHOT (FFID)	3420		START	L:	E:
# OF GUN	1	FIRST SHOT FILE	0620080705-052403-0101.sj			L:	N:
TYPE OF GUN	CI	LAST SHOT FILE	0620080705-112338-3420.sj		END	L:	E:
PREASURE (psi)	2000	LOW-CUT / SLOPE	5 Hz / 12 dB / 0dB		L:	N:	
TOW DEPTH (m)	3	HIGH-CUT / SLOPE	412 Hz / 235 dB / 0dB	DATUM	<input type="checkbox"/> WGS84 <input type="checkbox"/> ED 50 <input type="checkbox"/> Other.....		
VOLUME (mohm ²)	45+45						
OPERATORS		DELAYS		SURVEY NOTES			
NAME(s)	SHIFT TIME	FFID to FFID	Delay (sec)				

Şekil 3.15 TAMAM 26 nolu hattın gözlem logu.

3.3.1.4 Bant Geçişli Süzgeç

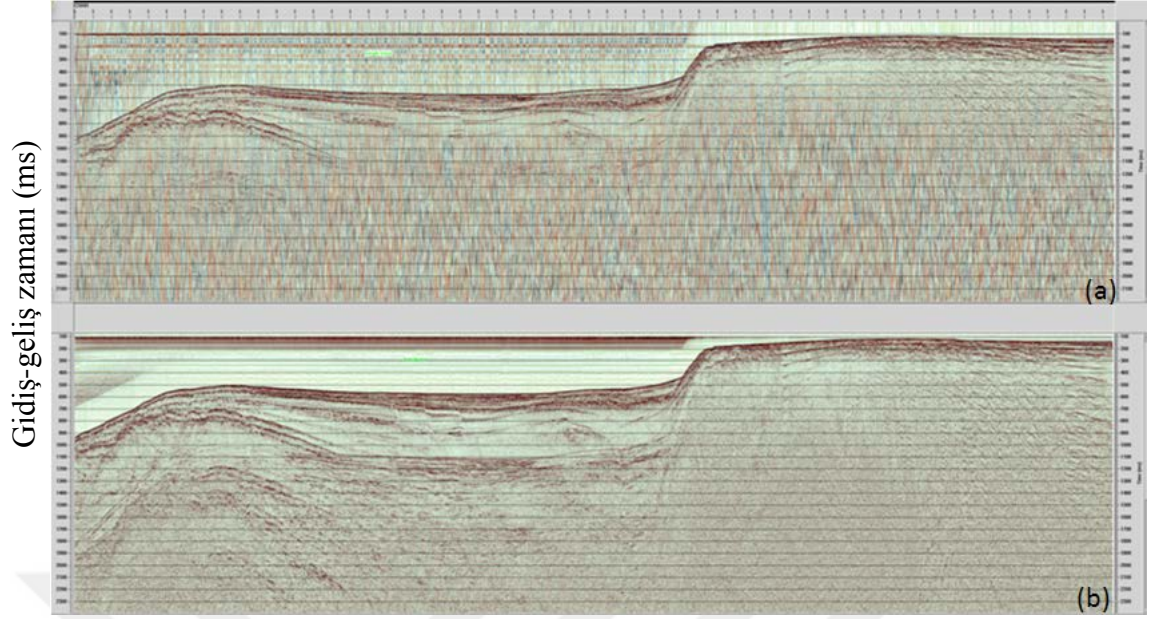
Ham veride hem bilgi içeren kısımlar hem de gürültüler mevcuttur. Bilgi içeren kısım çalışma alanının özelliklerine göre belli frekans bandındadır ve bu bandın dışında olan kısımlar gürültü olarak nitelendirilir. Yüksek ve düşük frekanslı gürültüler verideki sinyal/gürültü oranını azalttığı için sismik veriden atılması gerekir. Bant geçişli süzgeç yardımıyla bu gürültüler veriden atılır.

Bant geçişli süzgeç uygulamak için verideki uygun köşe frekanslarını belirlemek için ilk önce sismik hatta spektral analiz yapılır. Spektral analiz, her atış noktası için atış gruplarının frekans içeriğinin görülmesini ve veri ile gürültünün frekans bantlarını görmemizi sağlar. Spektral analiz penceresinde ilk etapta yüksek genlikli bir sinyalden başkası gözlemlenmez. Bunun sebebi deniz dalgası başta olmak üzere su kolonu içerisinde oluşan gürültülerdir. Marmara Denizi'nde deniz dalgası gürültüsü 8-12 Hz arasında değişmektedir. Spektral analiz penceresini yakınlştırarak verinin frekans bandını görebiliriz (Şekil 3.16).



Şekil 3.16 TAMAM 13nolu hattın filtre sınır frekanslarının seçildiği spektral analiz penceresi

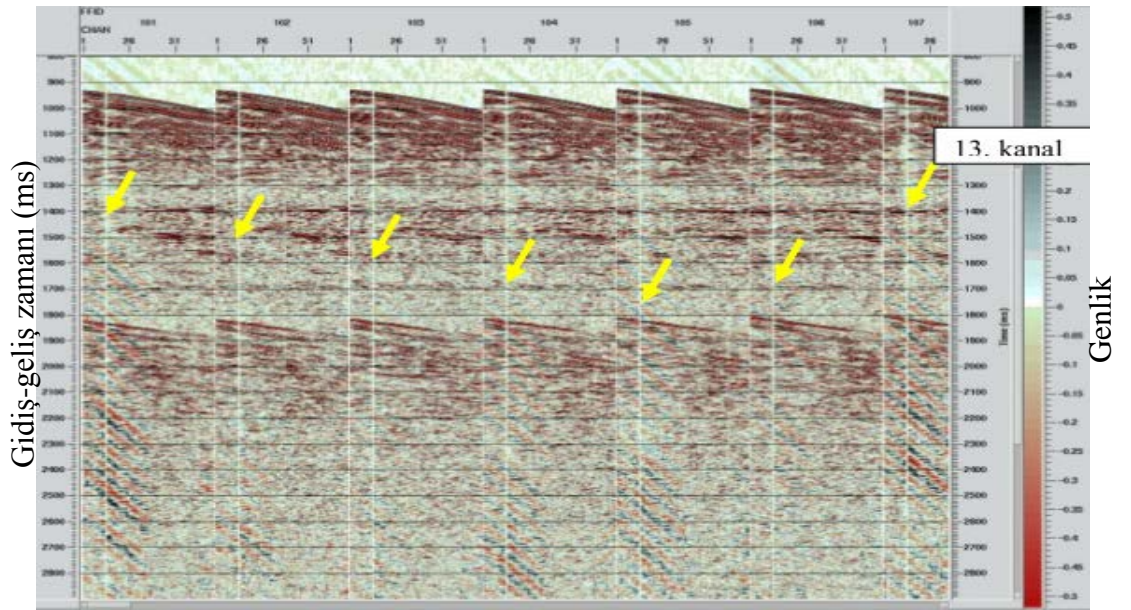
Spektral analiz sonucunda incelenen verinin bant geçişli süzgeç için köşe frekansları seçilir. Bant geçişli süzgeç için "Ormsby" süzgeç türü tercih edilir. Seçilen dört köşe frekansları belirlendikten sonra zaman ortamında uygulanan süzgeçte seçilmeyen kısımlar atılarak verideki yüksek ve düşük genlikli gürültüler veriden atılır (Şekil 3.17).



Şekil 3.17 TAMAM 13nolu hattın (a) hamveri, (b) bant geçişli süzgeç uygulanmış hali.

3.3.1.5 İz Ayıklama

Bu yöntemle veride sistematik hatalar varsa bu hataları veriden atamamızı sağlar. TAMAM projesinin toplandığı sırada alıcı kabloda 13.kanal bozuk olduğu için veriden atılmıştır (Şekil 3.18).

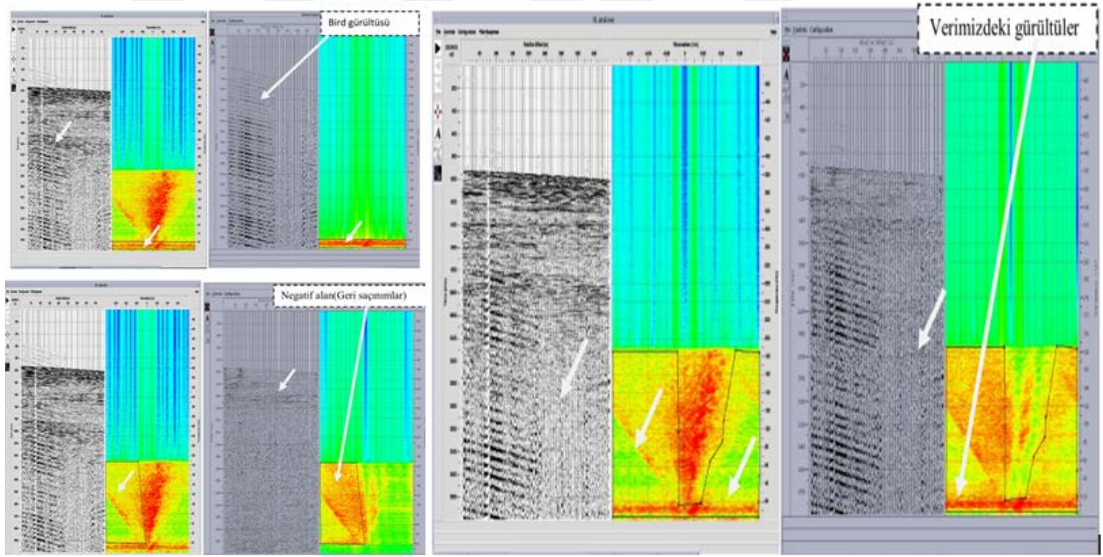


Şekil 3.18 TAMAM 13 nolu hattın bozuk olan 13. kanal atılmış hali.

3.3.1.6 Frekans-Dalga Sayısı Eğim Süzgeci

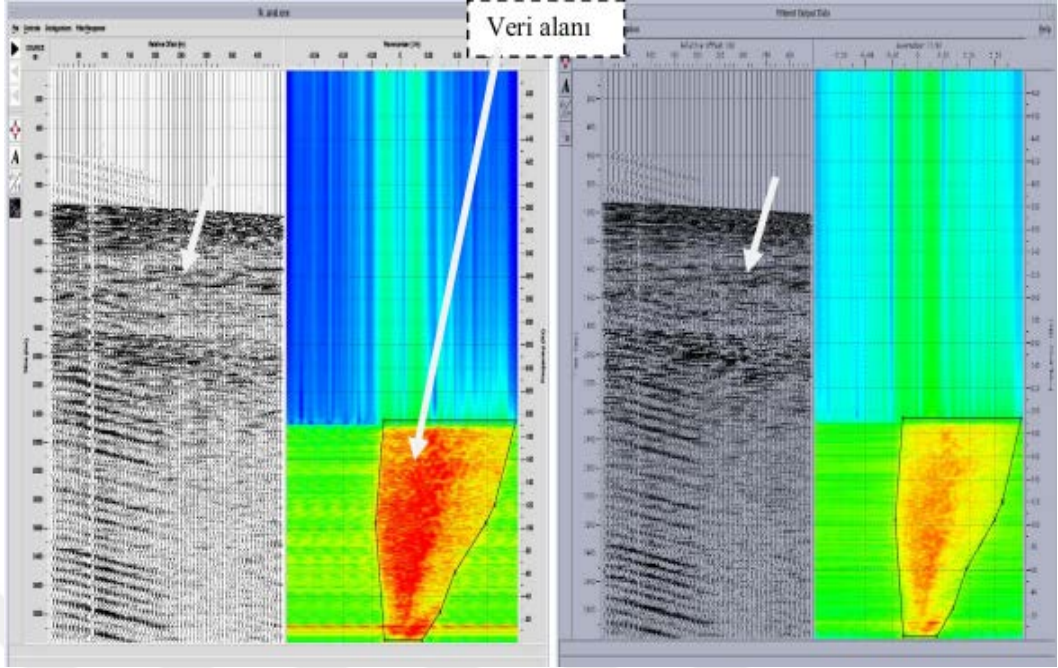
Frekans-dalga sayısı (f-k) süzgeci sismik verideki sinyal kalitesini artırmak ve zaman ortamında ayırt edilemeyen gürültülerin sismik veriden atılmasını sağlar. Farklı eğimlere sahip olan veri ve gürültüleri birbirinden ayırarak verinin gürültülerden arınmasını sağlar. Bu ayrımı iki boyutlu fourier dönüşümü yaparak zaman ortamındaki veriyi frekans ortamına geçirir. Zaman ortamında yatay olarak uzanan olaylar bu dönüşümden sonra frekans eksenine yakın kapanımlar olarak, düşey olarak uzanan olaylar ise frekans ekseninde yatay olarak gözlenir.

Frekans-dalga sayısı spektrumunda pozitif ve negatif panel vardır. Pozitif panelde veri alanı, doğrudan gelen dalgalar ve kırılma dalgaları gibi pozitif eğime sahip olaylar mevcutken, negatif panelde geri saçınımlar ve ters eğimli olaylar gözlemlenmektedir (Şekil 3.19).

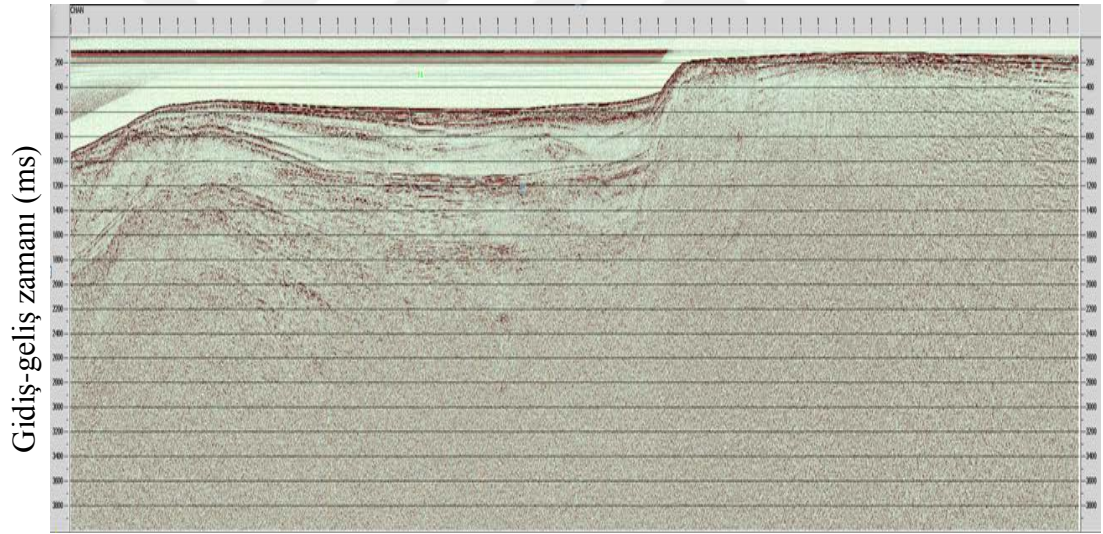


Şekil 3.19 TAMAM 13 nolu hattın içindeki gürültülerin f-k spektrumundaki görüntüsü.

Frekans-dalga sayısı spektrumundan bütün atışlar için veri alanı seçilerek verideki gürültüler atılarak sinyal/gürültü oranı artırılır (Şekil 3.20, 3.21).



Şekil 3.20 TAMAM 13 nolu hattın içindeki veri alanının f-k spektrumundaki görüntüsü.

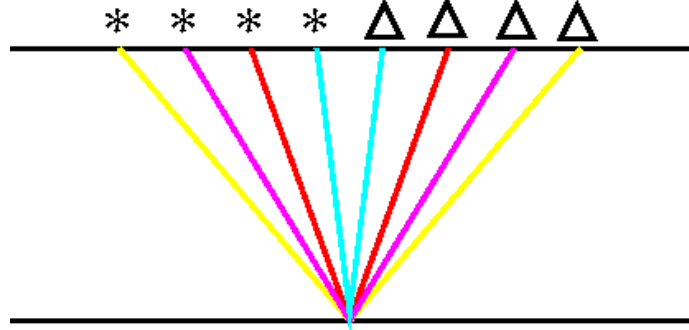


Şekil 3.21 TAMAM 13 nolu hatta f-k süzgecinin uygulanmış hali.

3.3.1.7 Ortak Derinlik Noktası Sıralama (CDP SORT)

Geometrik olarak ortak derinlik noktası sıralama işlemi, atış grupları olarak toplanan sismik veriden, ortak derinlik noktalarına geçilmesi işlemidir (Şekil 3.22).

CDP gather



Şekil 3.22 Bir CDP gather örneğinin şematik gösterimi.

Bu işlemden sonra ön veri işlem adımlarından ileri veri işlem adımlarına geçilerek veri işlem devam edilir.

3.3.2 İleri Veri İşlem

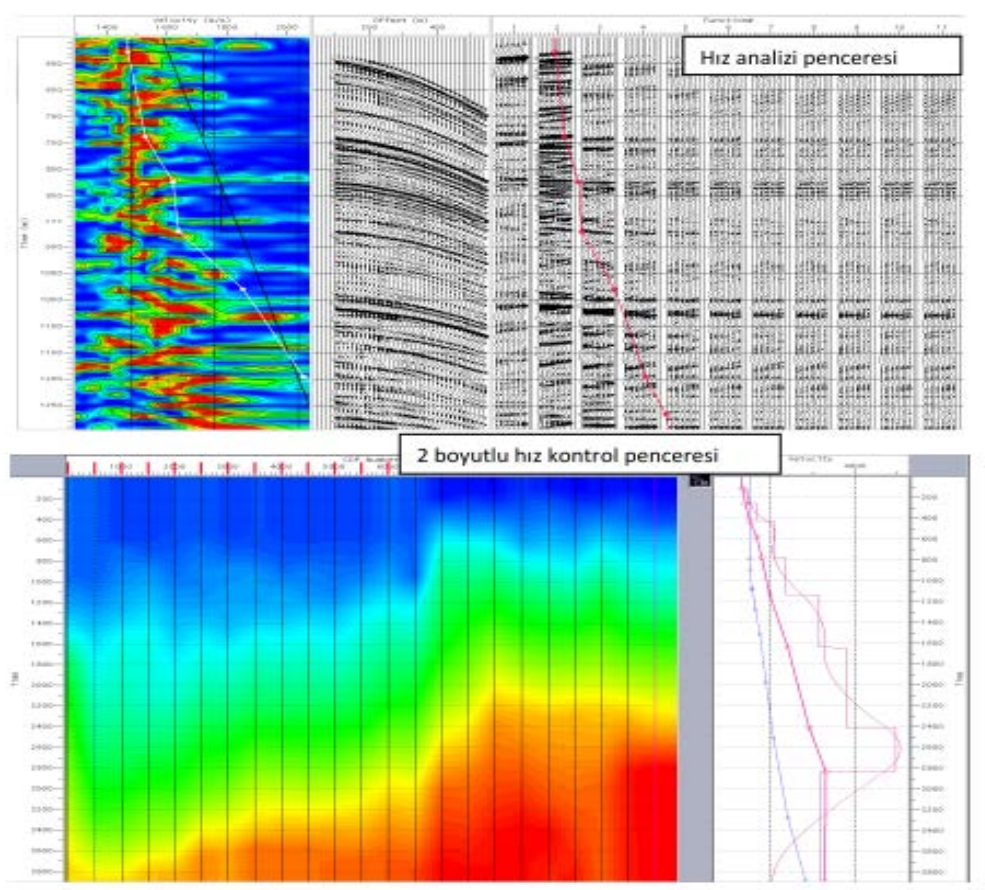
İleri veri işlem adımları veri işlem aşamasının en önemli kısmıdır. Bunun sebebi sismik hattın yoruma hazır hale bu aşamada getirilir. İleri veri işlem aşamaları ortak derinlik noktalarına uygulanır. İleri veri işlem aşamaları;

- Hız analizi
- Normal kayma zamanı düzeltmesi
- Yığılma
- Göç
- Kazanç uygulama
- SEG-Y çıkış dosyası

3.3.2.1 Hız Analizi

Hız analizinden elde edilen hız bilgisi derinlik, eğim ve yansıtıcıların morfolojik özelliklerinin ve konumlarının belirlenmesinde en önemli parametredir. Hız analizi ortak derinlik noktalarına uygulanır. ProMAX programında hız analizi penceresinde

hız (m/s)- zaman (s) grafiği elde edilir. Elde edilen bu grafikten ortak derinlik noktalarına ayrıntılı olarak hız seçimi yapılır (Şekil 3.23). Yapılan hız seçimlerinden sonra sismik kesit için hız modeli oluşturulur. Oluşturulan bu model ile hız analizi yapılmış olur.

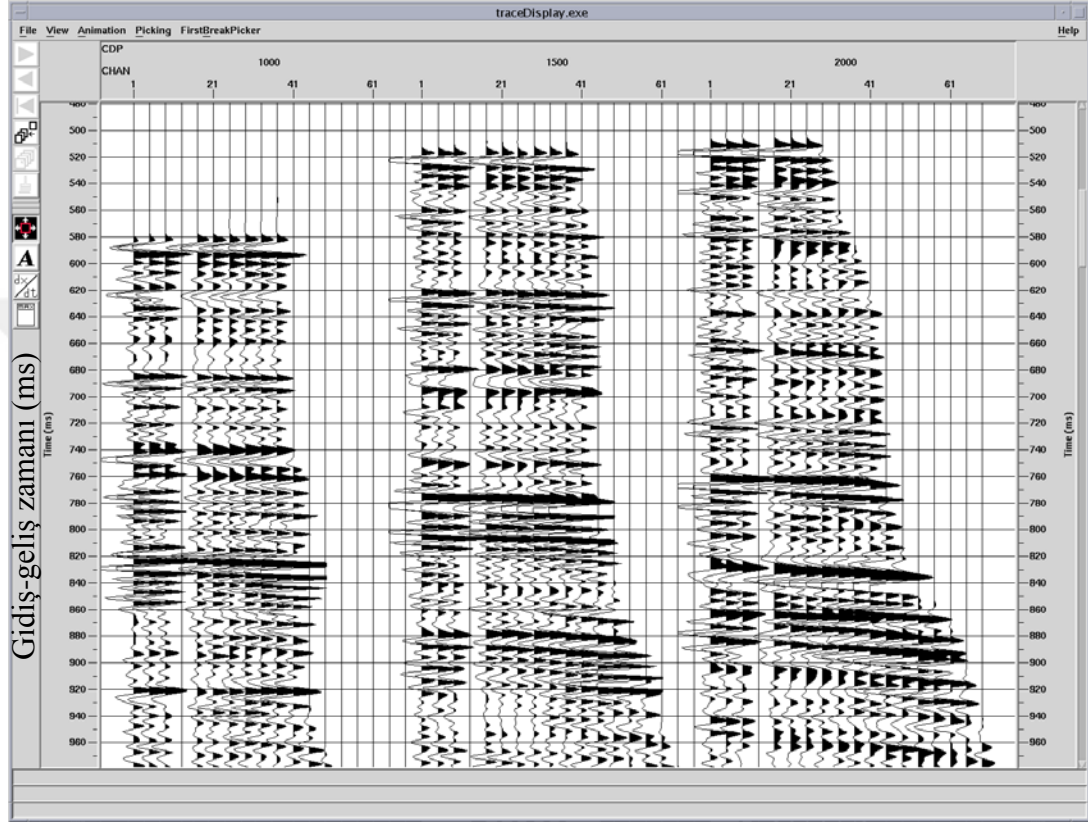


Şekil 3.23 TAMAM 13 nolu hatta uygulanmış hız analizine ait hız analizi ve iki boyutlu kontrol penceresi.

3.3.2.2. Normal Kayma Zamanı Düzeltmesi

Herhangi bir atış grubunda kaynak noktasına yakın olan alıcılara yansıma sinyalleri daha erken, kaynaktan uzakta konumlu olan alıcılara ise daha geç ulaşacaktır. Bir yansımanın herhangi bir alıcıdaki varış zamanının, yansımanın iki yol sıfır ofset varış zamanından olan farkına “normal kayma (normal moveout-NMO)” denilir. NMO her bir alıcı için farklıdır ve o alıcıdaki yansıma zamanı $t(x)$ 'in, $t(0)$ zamanından olan farkına eşittir. NMO düzeltmesi için hız analizinde elde

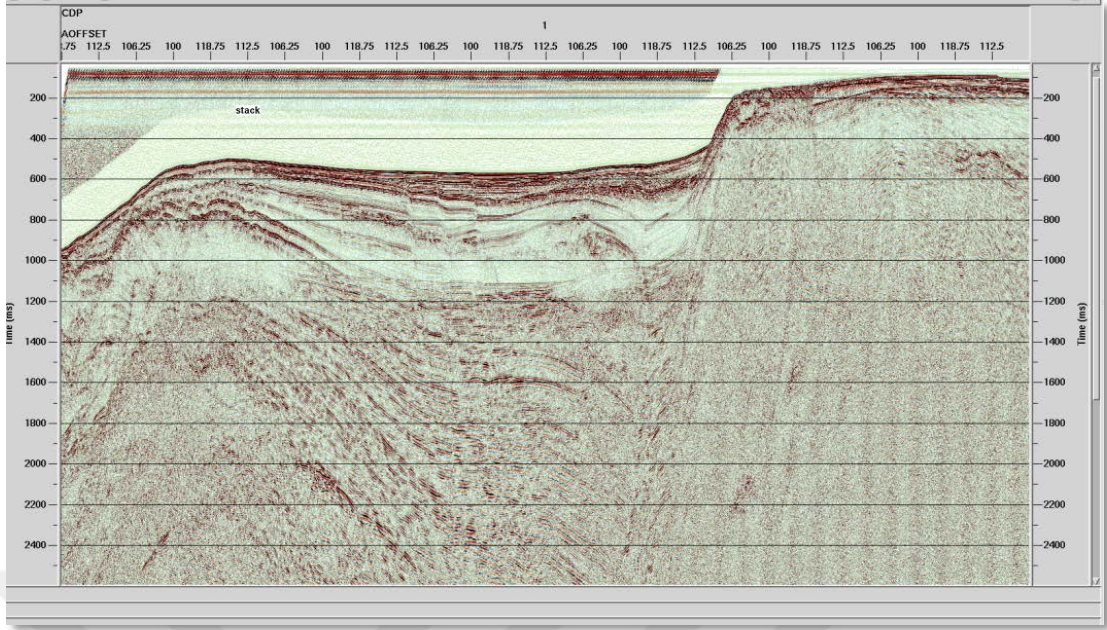
edilen sismik dalga hızları kullanılarak, her bir alıcıdaki hiperbolik görünüme neden olan normal kayma zamanları yok edilir. Doğru hızlar kullanılarak, NMO düzeltmesi sonrasında CDP gruplarındaki tüm birincil yansımalar yatay hale gelirler (Dondurur, 2009) (Şekil 3.24).



Şekil 3.24 TAMAM 13 nolu hatta doğru hızlar piklenerek elde edilen hız analizi sonrası normal kayma düzeltmesi sonucunun gösterimi.

3.3.2.3 Yığma

Yığma işlemi, normal kayma zamanı düzeltmesi yapılmış ortak derinlik noktasındaki izlerin toplanıp tek bir iz haline getirilmesine denir (Şekil 3.25).



Şekil 3.25 TAMAM 13 nolu hatta yığma işlemi uygulanmış hali.

3.3.2.4 Göç

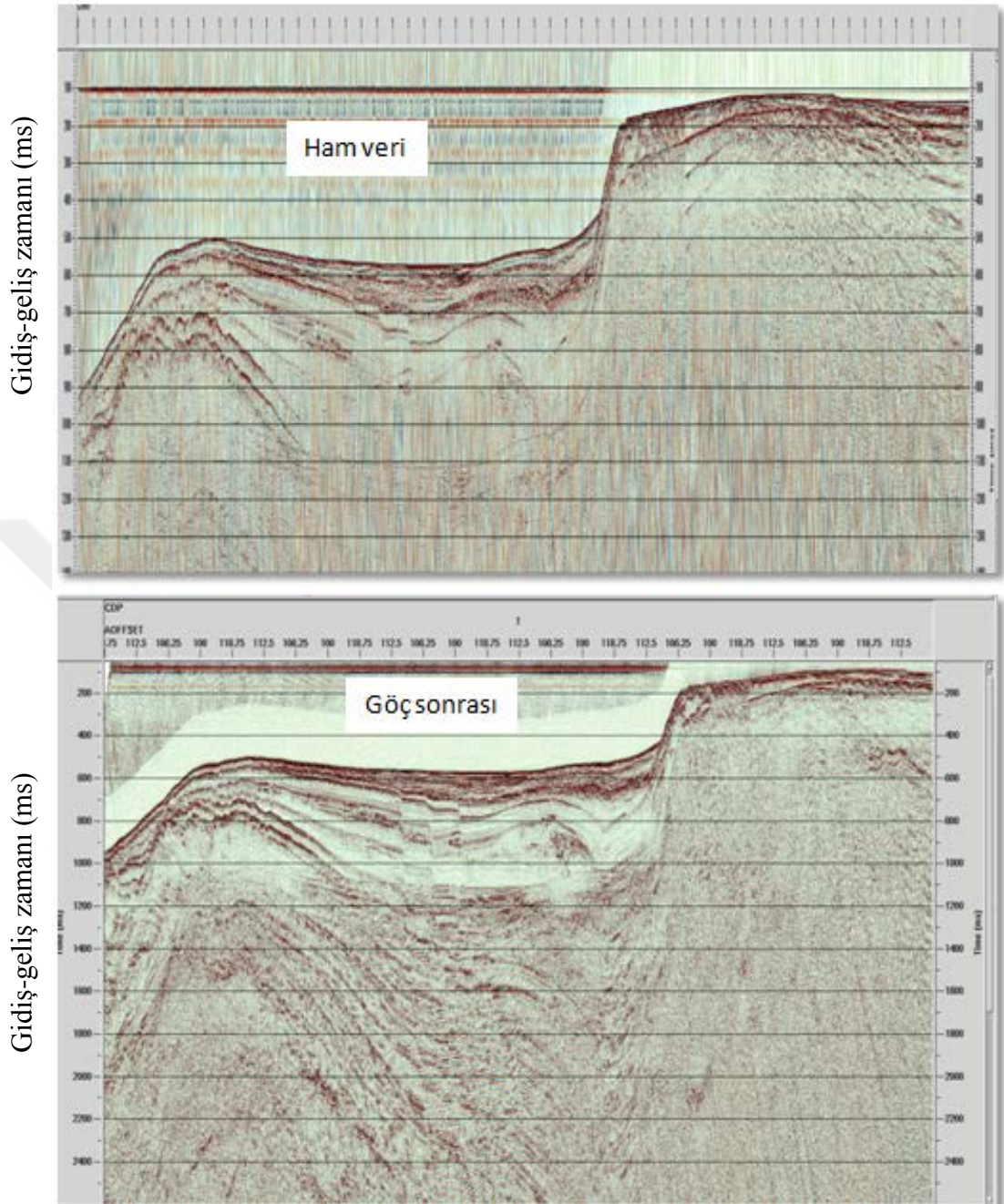
Sismik migrasyon ise işlemi ise, sismik kesitin yorumuna gitmeden önce, olayları gerçek derinlik ve yerlerine taşımak amacıyla yapılır. Migrasyonun diğer bir tanımı da, sismik enerjinin odaklanmasıdır. Yer modelindeki bir yansıtıcı nokta veya bir süreksizlik noktası, sismik kesitte bir hiperbol olarak görülür. Göç işlemi bu hiperbolü tek bir noktaya toplayacak, yani odaklayacaktır (Dondurur, 2009).

Göç işleminin sismik kesit üzerindeki etkileri;

- Sismik kesitte eğimli ara yüzeyler eğim yukarı taşınır, eğimini artırır ve boyunu kısaltır.
- Göç işlemi sonrası yığma kesitteki senklinal yapıları genişler, antiklinal yapıları ise daralır (bow-tie yapısını çözer).
- Yansıtıcıların ani kesilmelerden oluşan saçılımları yok eder ve fay düzlemleri daha belirgin hale gelir. Yatay tabakalar göç işleminden etkilenmez.
- Difraksiyonlar, difraksiyon hiperbolü boyunca onu oluşturan bozukluğun olduğu tepe noktasına taşınırlar.
- Göç işleminde kullanılan hızlar yapıların görünür büyüklüklerini etkiler. Yüksek hızlar daha fazla migrasyon anlamına gelir ve antiklinal benzeri

yapılar gerekenden yüksek hız kullanılan migrasyon sonrasında olduklarından daha küçük görünürler.

Bu tez kapsamında sismik göç işleminde "Kirchoff Zaman Migrasyonu" uygulanmıştır. Göç işleminden sonra sismik veri yoruma hazır hale getirilir (Şekil 3.26). Göç işleminden sonra veriye genlik kazancı uygulanır. Yeryüzü içerisinde hareket eden bir dalgacığın genliği küresel açılım, saçılma, soğurulma gibi nedenlerden dolayı zamanla azalma eğilimindedir (Yılmaz, 2001). Kaybedilen genliğinde sismik veride yerine konması verinin yorumlanabilirliği açısından önemlidir. Kazanç uygulama, sinyalin genliği ile ilgili bir işlemdir ve en basit haliyle; her zaman biriminde sinyalin genliğini olabildiğince eşitleme olarak açıklanabilir. Bu tez kapsamında genlik kontrolü için otomatik kazanç kontrolü (AGC) kullanılmıştır. Otomatik kazanç kontrolü, zaman ortamında kullanılır ve saçılım ya da küresel açılimdan kaynaklanan genlik düşüşlerinin sismik veride giderilmesinde kullanılır. Sismik hattaki derin yerlerde genliğin azalmasından dolayı, otomatik kazanç kontrolü uygulanarak sismik verinin genliğini bütün veriye dağıtır. Bu işlemden sonra sismik veri SEG-Y formatına dönüştürülerek yorum programına aktarılarak yorumlanır.

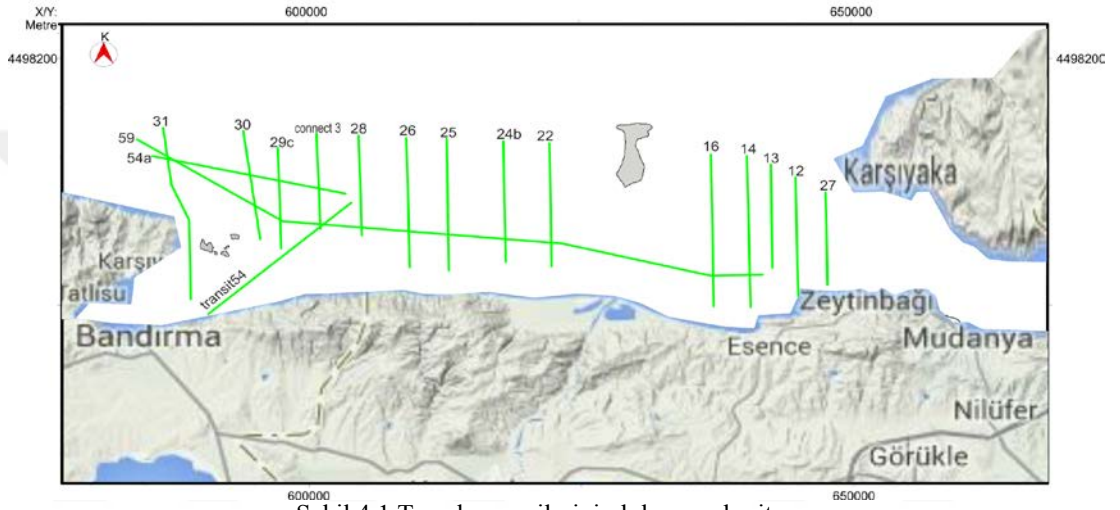


Şekil 3.26 TAMAM 13 nolu hattın ham veri ve göç işlemi uygulanmış hali.

BÖLÜM DÖRT

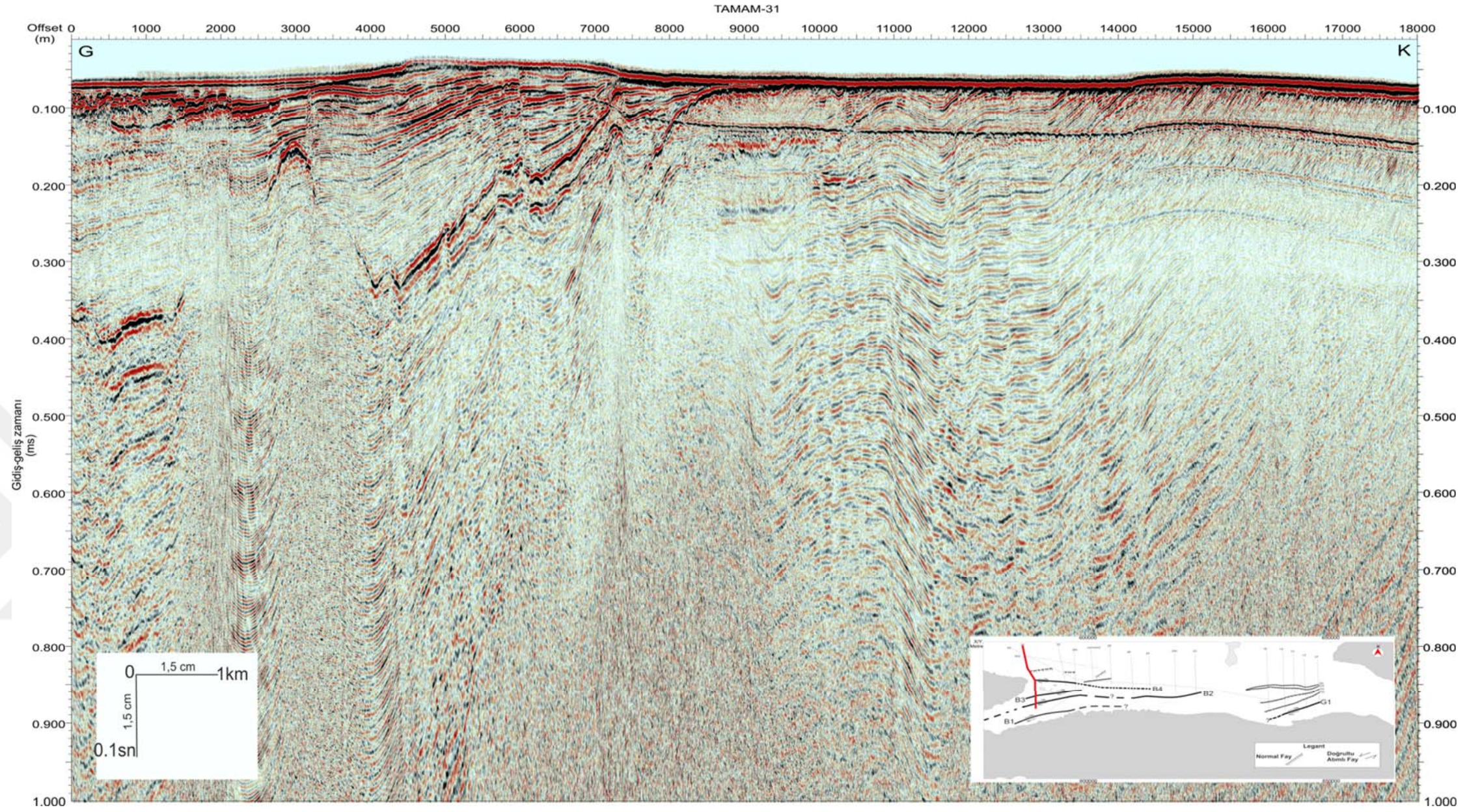
BULGULAR

Çalışma alanı Bandırma Körfezi ile Gemlik Körfezi arasında kalan İmralı Adası'nın altı olan güney şelfte TAMAM projesi ile toplanan 17 tane sismik yansıma verileri yorumlanmıştır (Şekil 4.1).

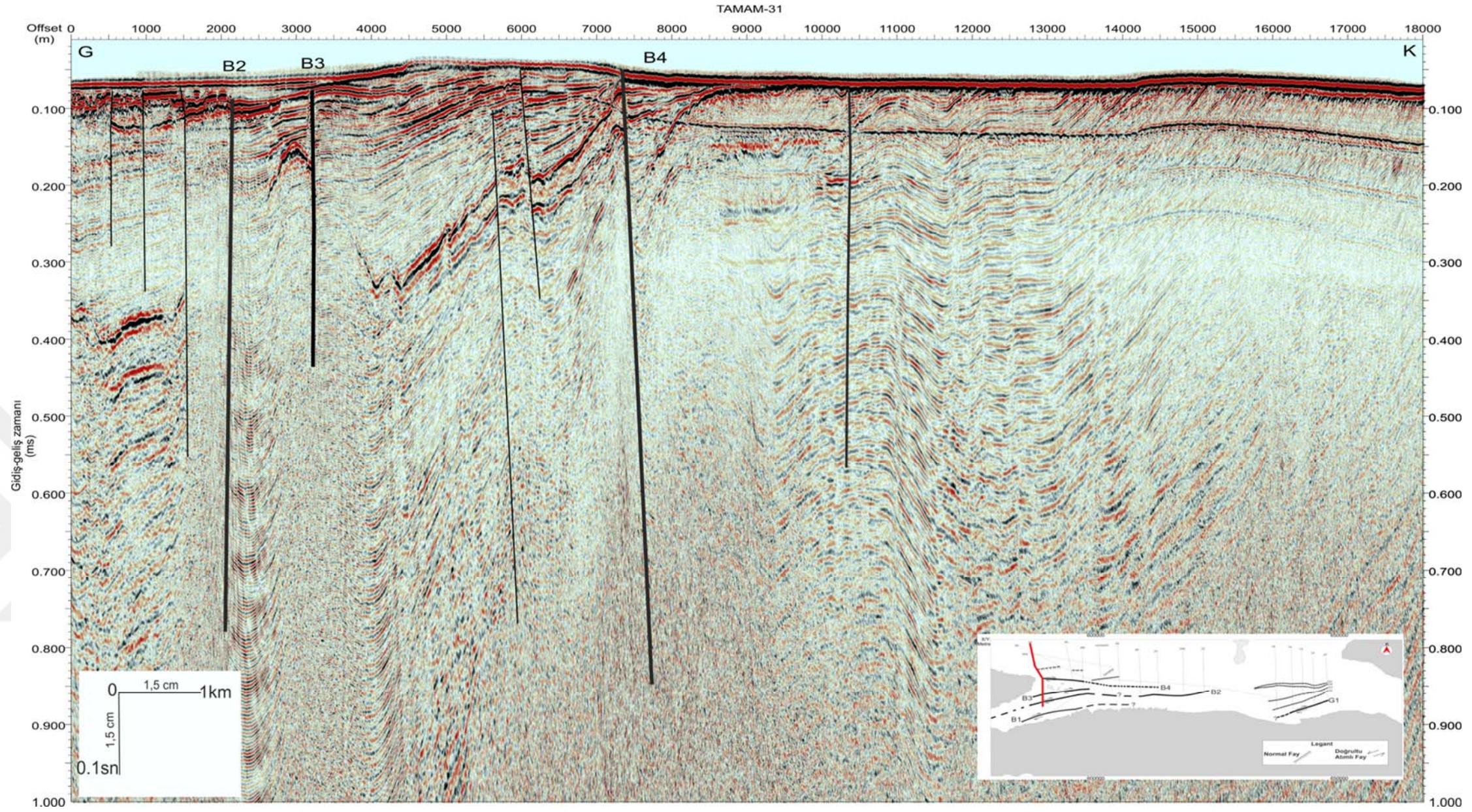


Şekil 4.1 Tez alanı verilerinin lokasyon haritası.

Çalışma alanının en batısında bulunan güney-kuzey yönlü TAMAM-31 nolu sismik kesitinde (Şekil 4.2) tüm tabakaların güney yönünde 7000 metreye kadar olan bölümünde şelfe doğru eğimlendiği gözlenmektedir. Kesitte güneyden kuzeye doğru bakıldığında hattın 7000 metreye kadar olan kısmında tabakaların kama yapısı oluşturarak akustik temele doğru sonlandığı gözlenirken, akustik temel, güney yönünde 400 ms, kuzeye doğru 150 ile 400 ms arasında gözlenmektedir. Akustik temelin faylarla deforme olduğu ve B2, B3 ve B4 ile gösterilen fayın doğrultu atımlı faylar ve diğer gösterilen siyah fayların normal faylar olduğu düşünülmektedir. Hattın 10000 ile 14000 metredeki kısmında ise tabakalarda kıvrımlaşma gözlenmektedir. Hattın 13000 ile 18000 metredeki kısmında ise dik eğimli kliniform yapıları mevcuttur (Şekil 4.3).



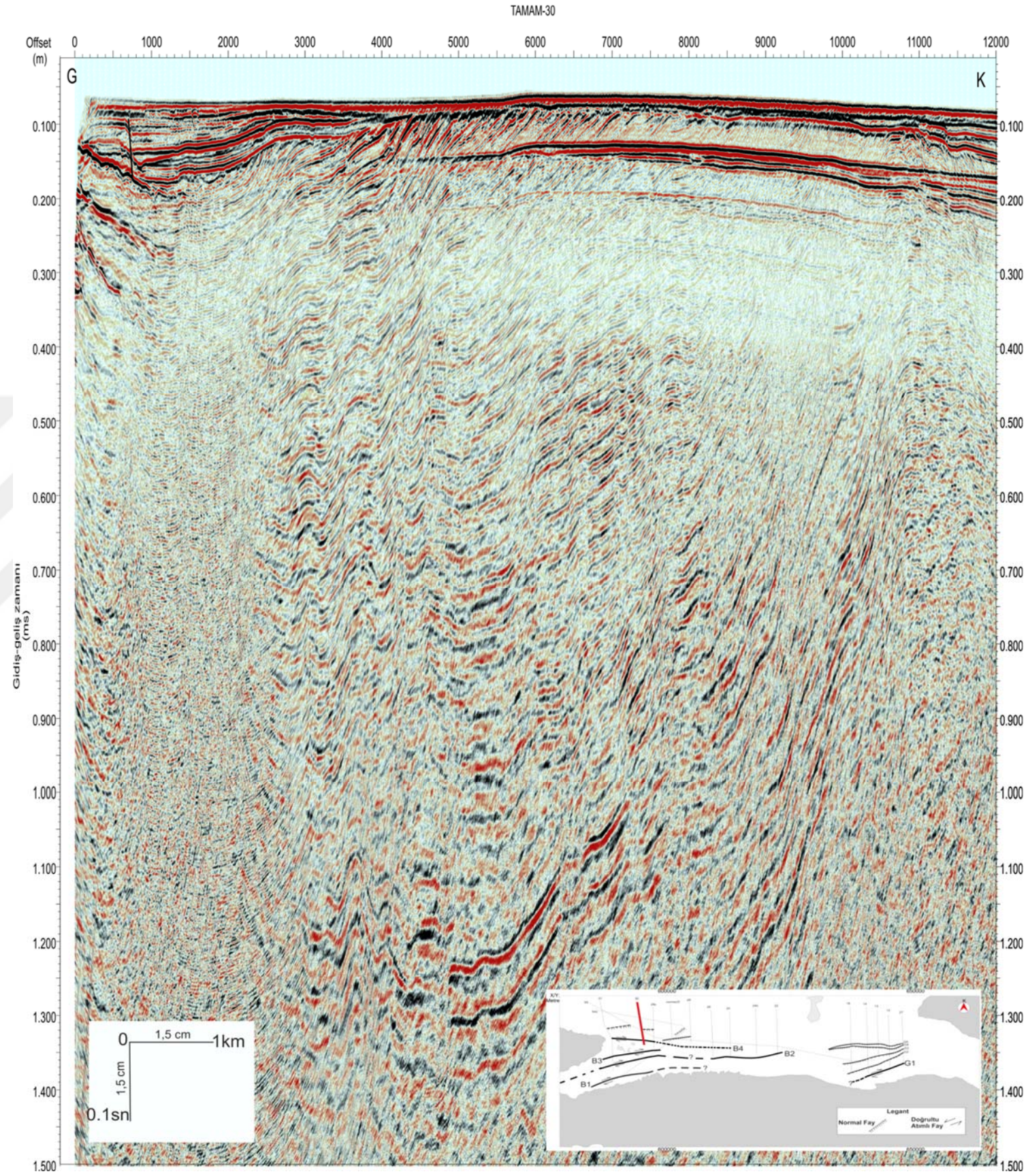
Şekil 4.2 G-K yönlü TAMAM-31 nolu sismik yansıma kesiti.



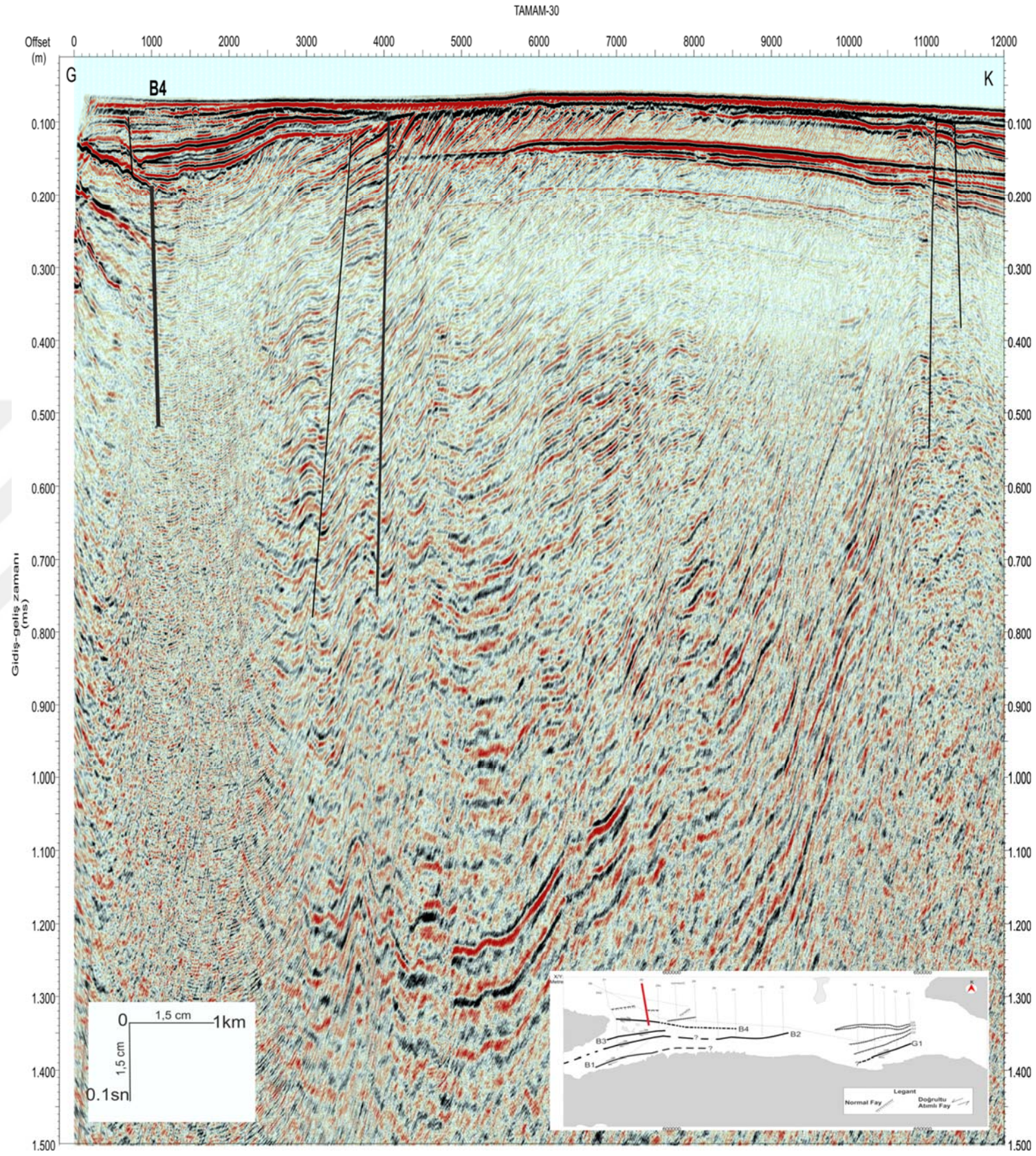
Şekil 4.3 G-K yönlü TAMAM-31 nolu sismik yansıma kesitinin yorumlanmış hali.

TAMAM-30 nolu sismik kesitine bakıldığında (Şekil 4.4), akustik temel 1100 ile 400 ms arasında gözlenmektedir. Hattın güneyden kuzeye doğru 4000 metreye kadar olan bölümünde tabakaların güney yönünde şelfe doğru eğimlendiği ve kama yapısı olduğu gözlenmektedir. Hattın 2000 ile 4000 metre arasındaki kısımda klinaformlar daha yatay bir eğime sahipken, 4000 ile 8000 metre arasındaki kısımda kalan klinaformlar daha dik eğime sahiptir. Kesitte B4 ile gösterilen fayın doğrultu atımlı fay ve diğer siyah renkle gösterilen fayların normal fay olduğu düşünülmektedir (Şekil 4.5).

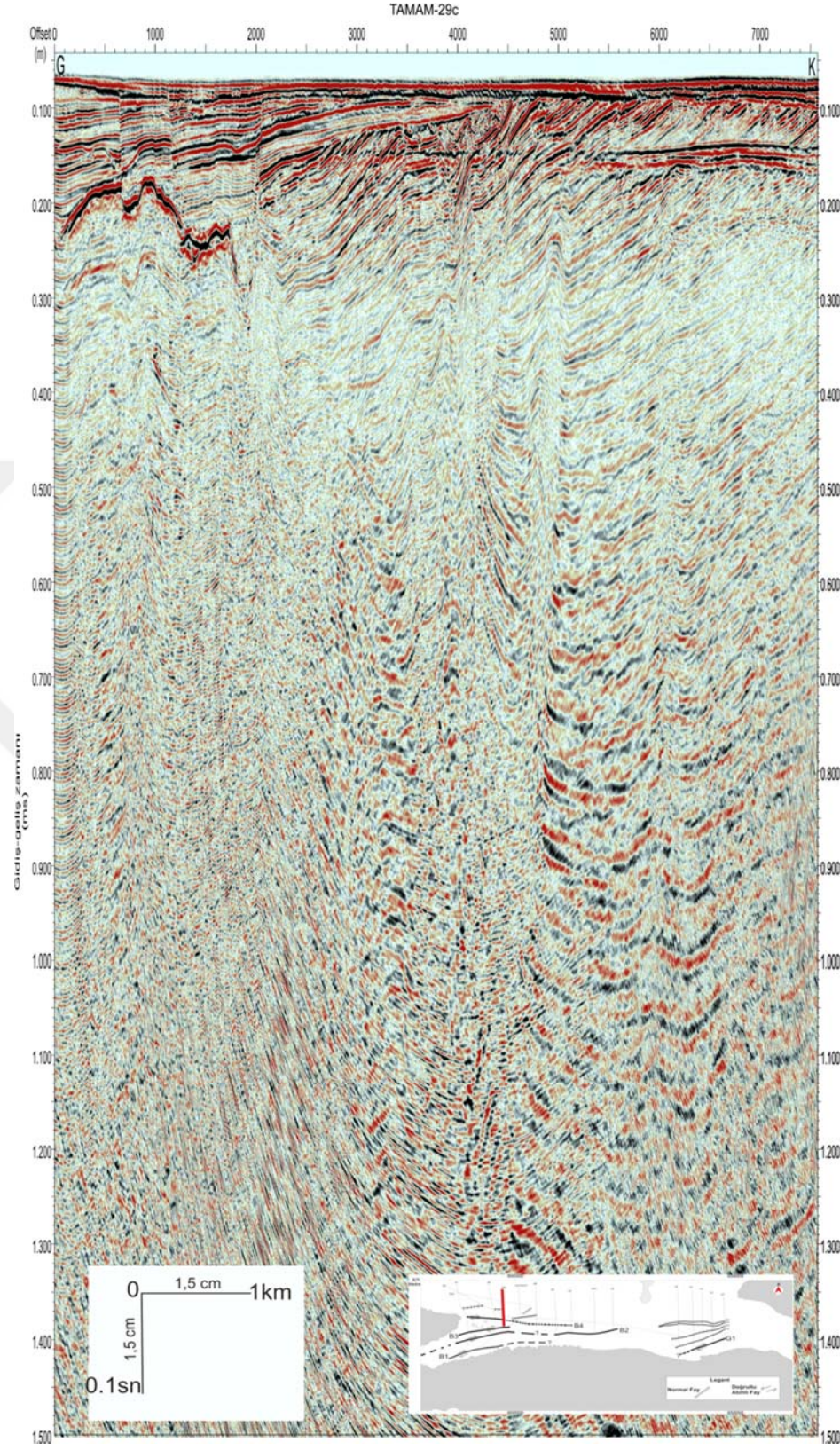
TAMAM-29c nolu sismik kesitine bakıldığında (Şekil 4.6) hattın güneyinden 4000 metreye kadar olan tabakalar güney yönünde orta şelfe doğru kama yapısı oluşturarak eğimlendiği gözlenmektedir. Hattın güneyden kuzeye doğru 4000 ile 5500 metre arasındaki klinofomlar yatay eğime sahipken 5500 metre ile hat sonuna kadar olan klinofomların daha dik eğime sahip olduğu gözlenmektedir. Akustik temel, hattın güneyinden 2000 metreye kadar olan kısmında 200 ile 300 ms arasında görülmektedir ve faylar ile deforme olduğu gözlemlenmiştir. Bu fayların bazıları deniz tabanına kadar ulaşmaktadır. Kesitte turuncu renkle gösterilen fayın doğrultu atımlı ve siyah renkle gösterilen fayların normal faylar olduğu düşünülmektedir (Şekil 4.7).



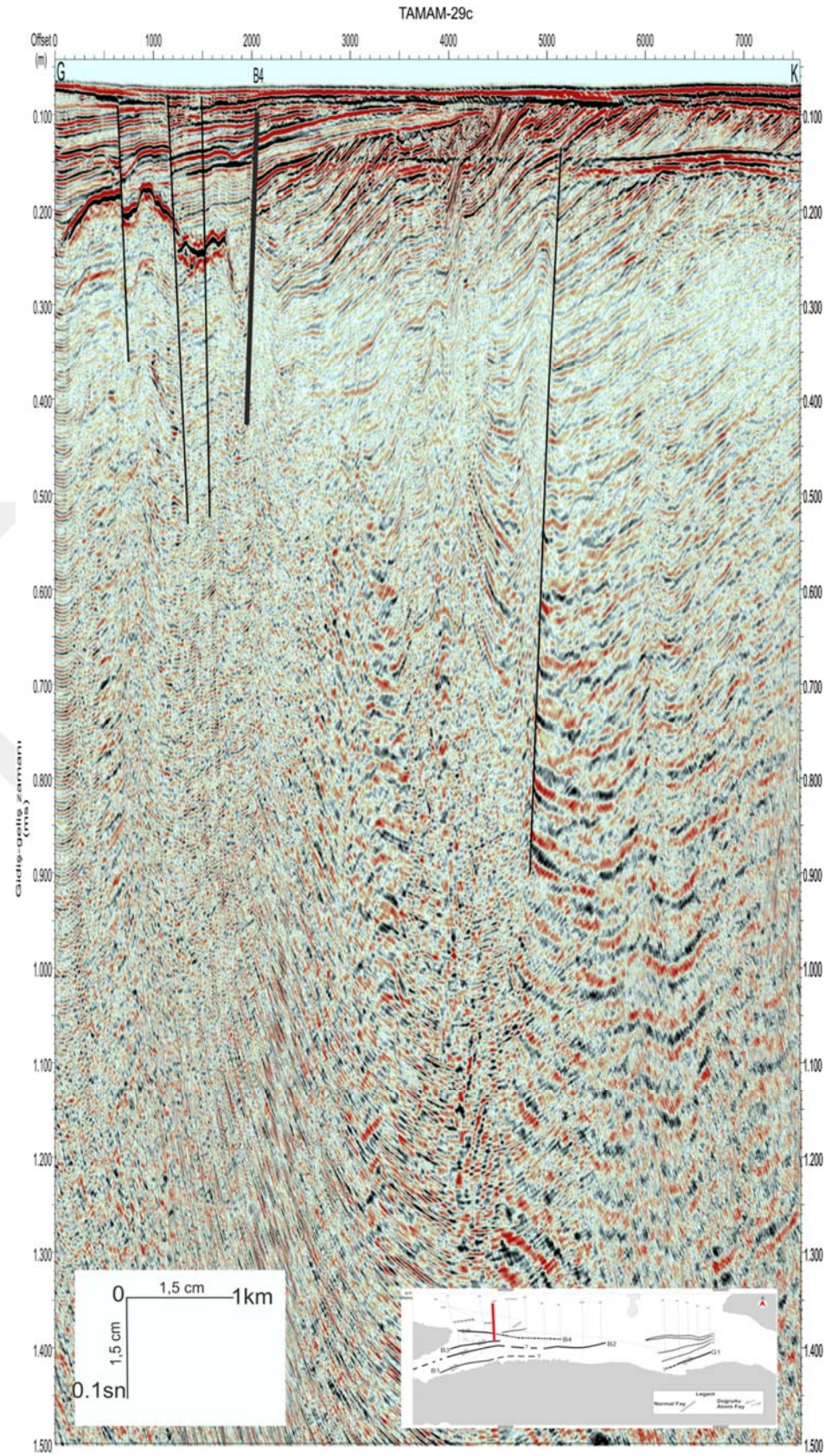
Şekil 4.4 G-K yönlü TAMAM-30 nolu sismik yansıma kesiti.



Şekil 4.5 G-K yönlü TAMAM-30 nolu sismik yansıma kesitinin yorumlanmış hali.



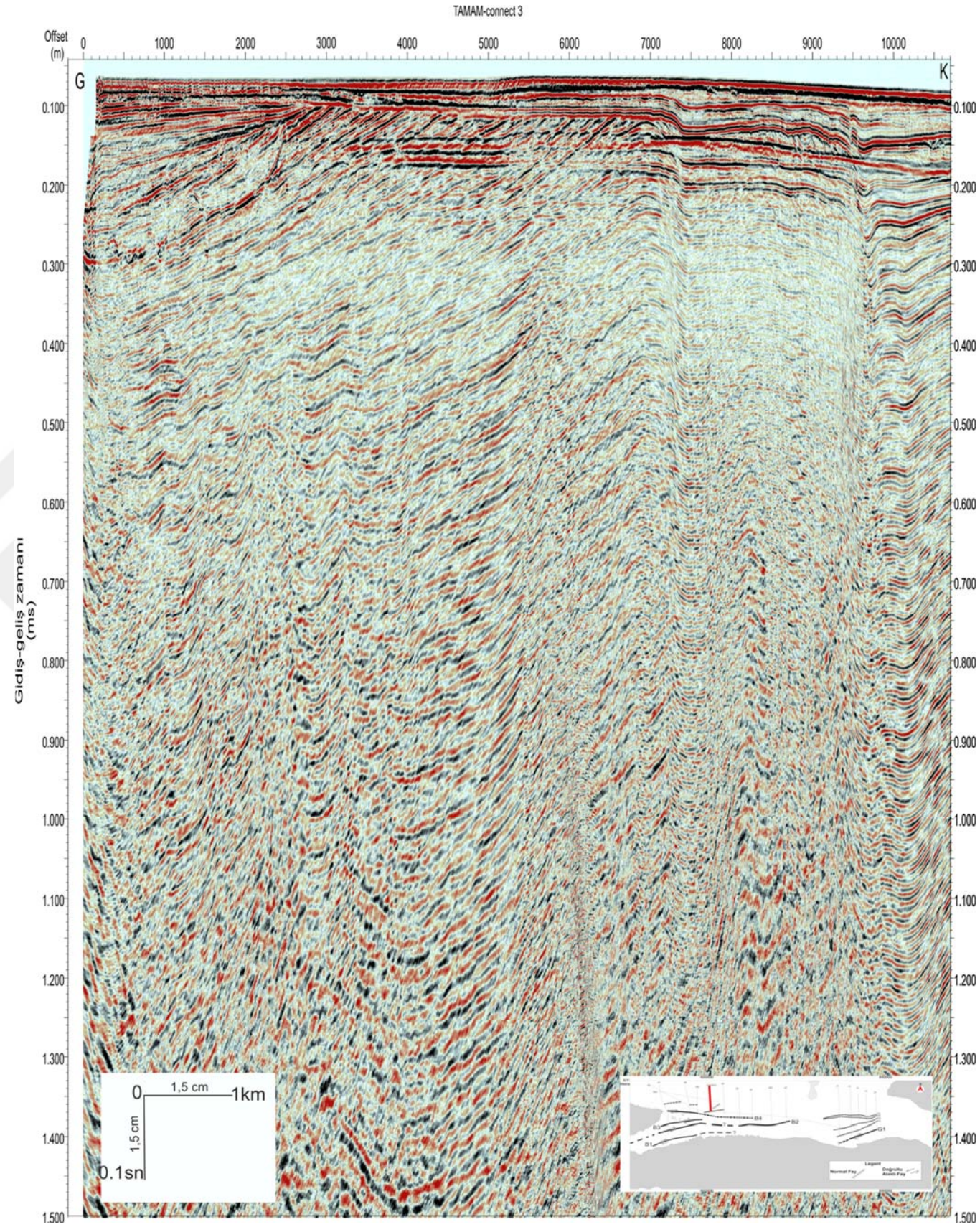
Şekil 4.6 G-K yönlü TAMAM-29c nolu sismik yansıma kesiti.



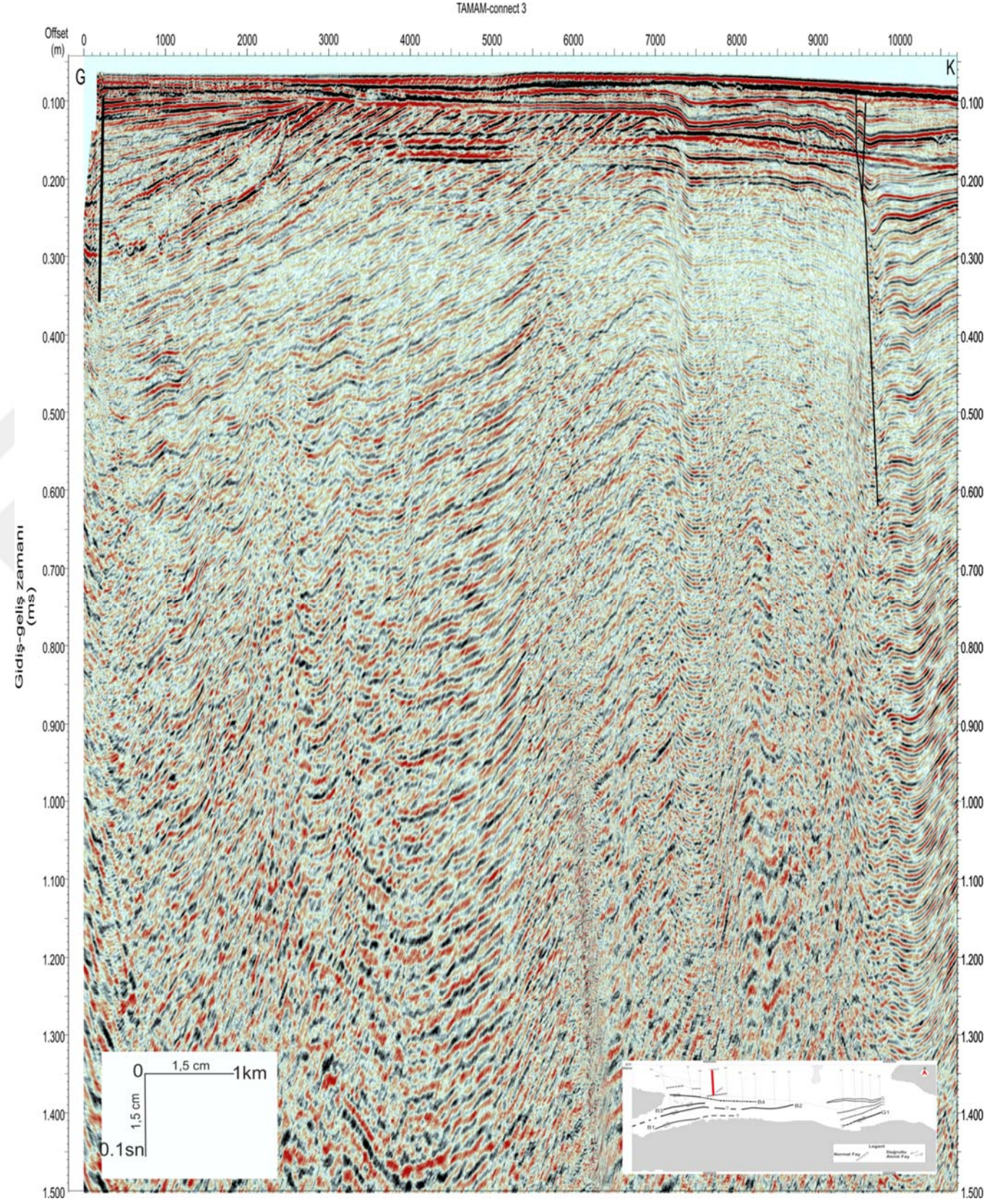
Şekil 4.7 G-K yönlü TAMAM-29c nolu sismik yansıma kesitinin yorumlanmış hali.

TAMAM-connect 3 nolu sismik kesitinde (Şekil 4.8) siyah renkle gösterilen fayların doğrultu atımlı fay olduğu düşünölmektedir. Hattın güneyinden kuzeye doğru 5000 metreye kadar olan kısmında tabakaların güneye doğru kara yönünde eğimlendiğini ve derinde 150 ile 400 ms arasında gözlenen tortulların eğimleri güncel tortullarda gözlenen eğime göre daha dik eğimli olarak gözlenmektedir. Dik eğimli tabakaların üzerindeki tortullar kuzeydeki eğimli tabakalara doğru kamalanma göstermektedirler. Hattın 7000 ile 8000 metre arasındaki kısmında tabakalarda kıvrımlanma gözlenmiştir (Şekil 4.9).

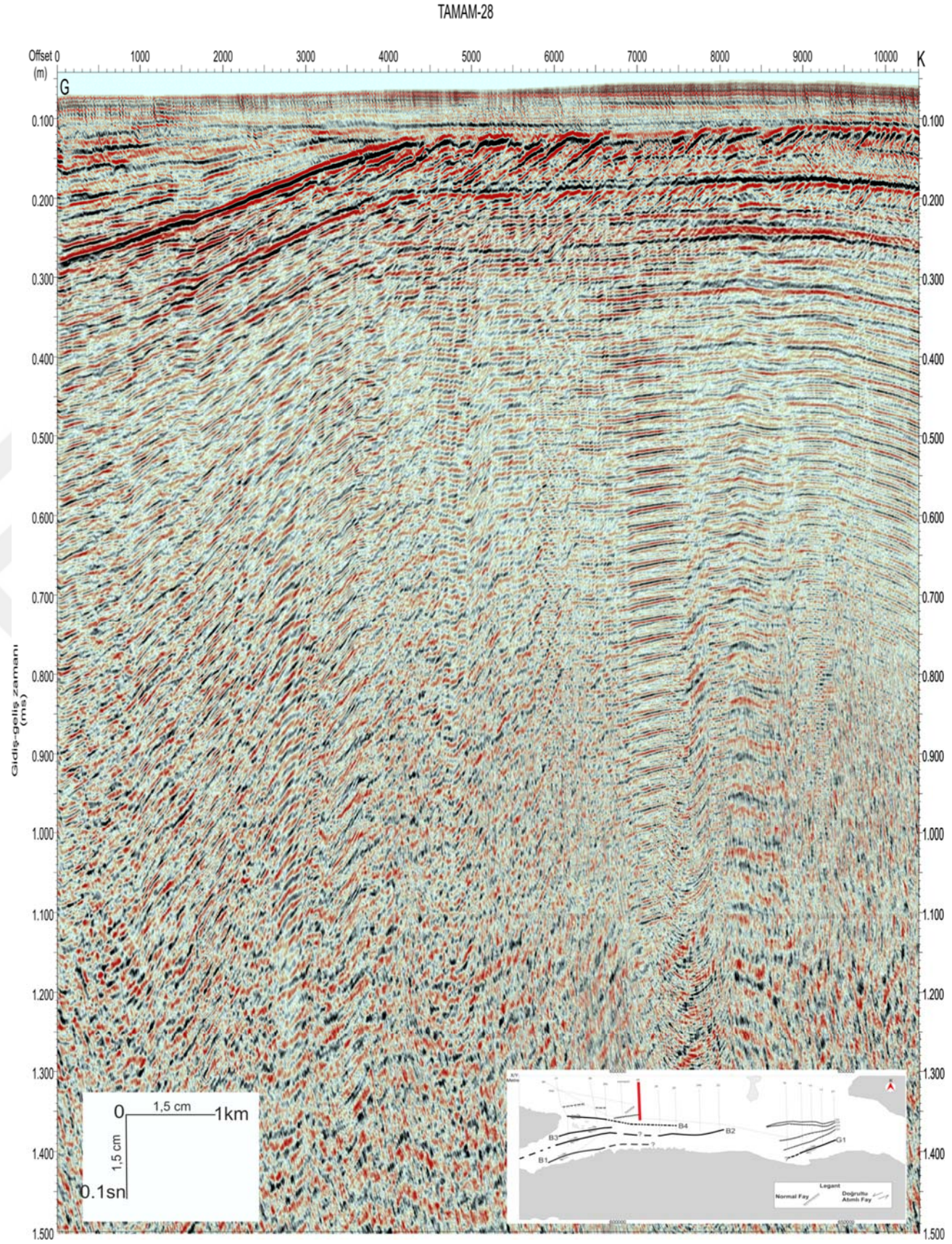
TAMAM-28 nolu sismik kesitinde (Şekil 4.10) gösterilen fayın normal fay olduğu düşünölmektedir. Diğer sismik kesitlerde de gözlendiği gibi bu hatta da güneyden 4500 metreye kadar olan tabakalarda güneye doğru şelf yönünde eğime sahip, kuzey yönünde kama yapısı oluşturdukları gözlenmiştir. Hattın 4500 metre ile hat sonuna kadar olan kısmında ise dik eğimli klinoformlar gözlemlenmiştir (Şekil 4.11).



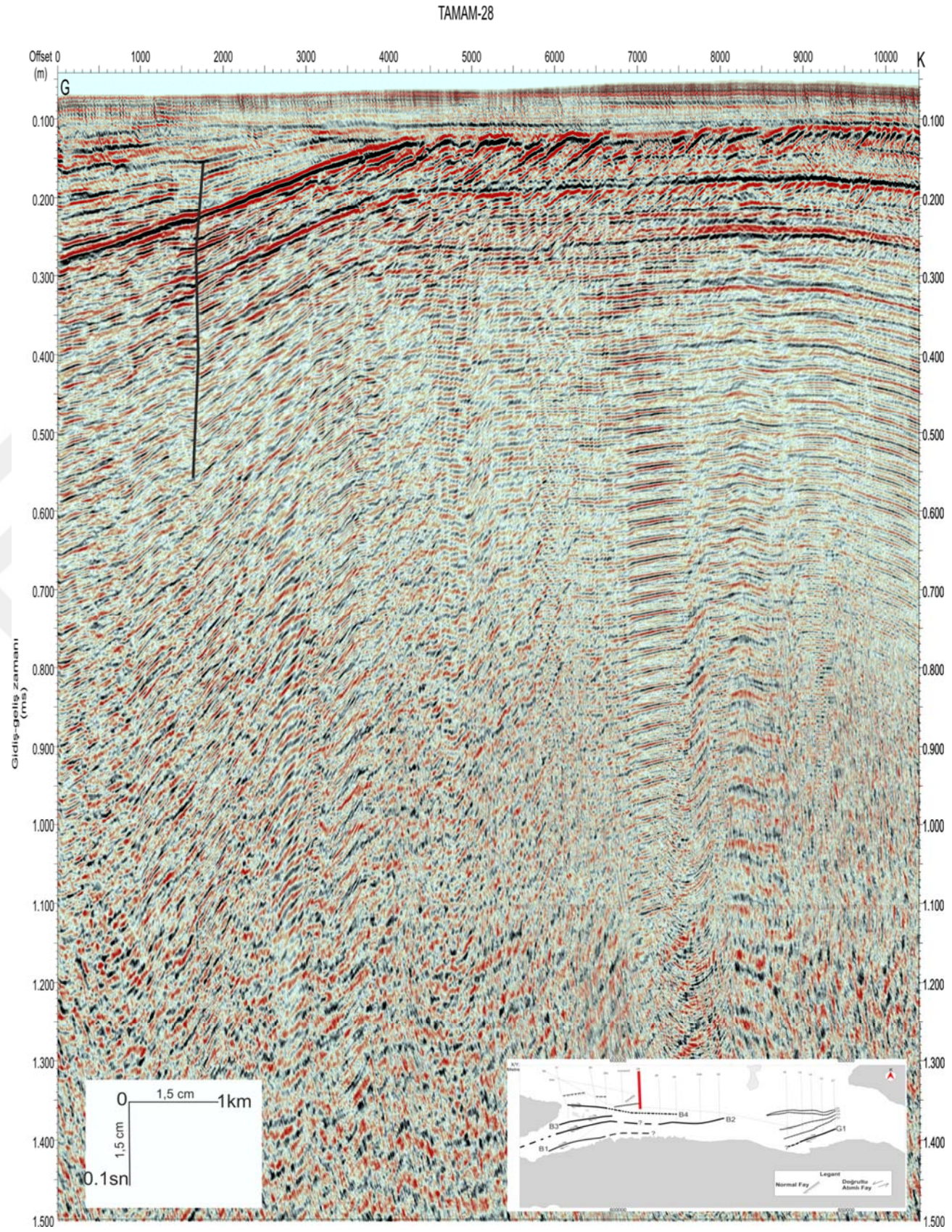
Şekil 4.8 G-K yönlü TAMAM-connect 3 nolu sismik yansıma kesiti.



Şekil 4.9 G-K yönlü TAMAM-connect 3 sismik yansıma kesitinin yorumlanmış hali.



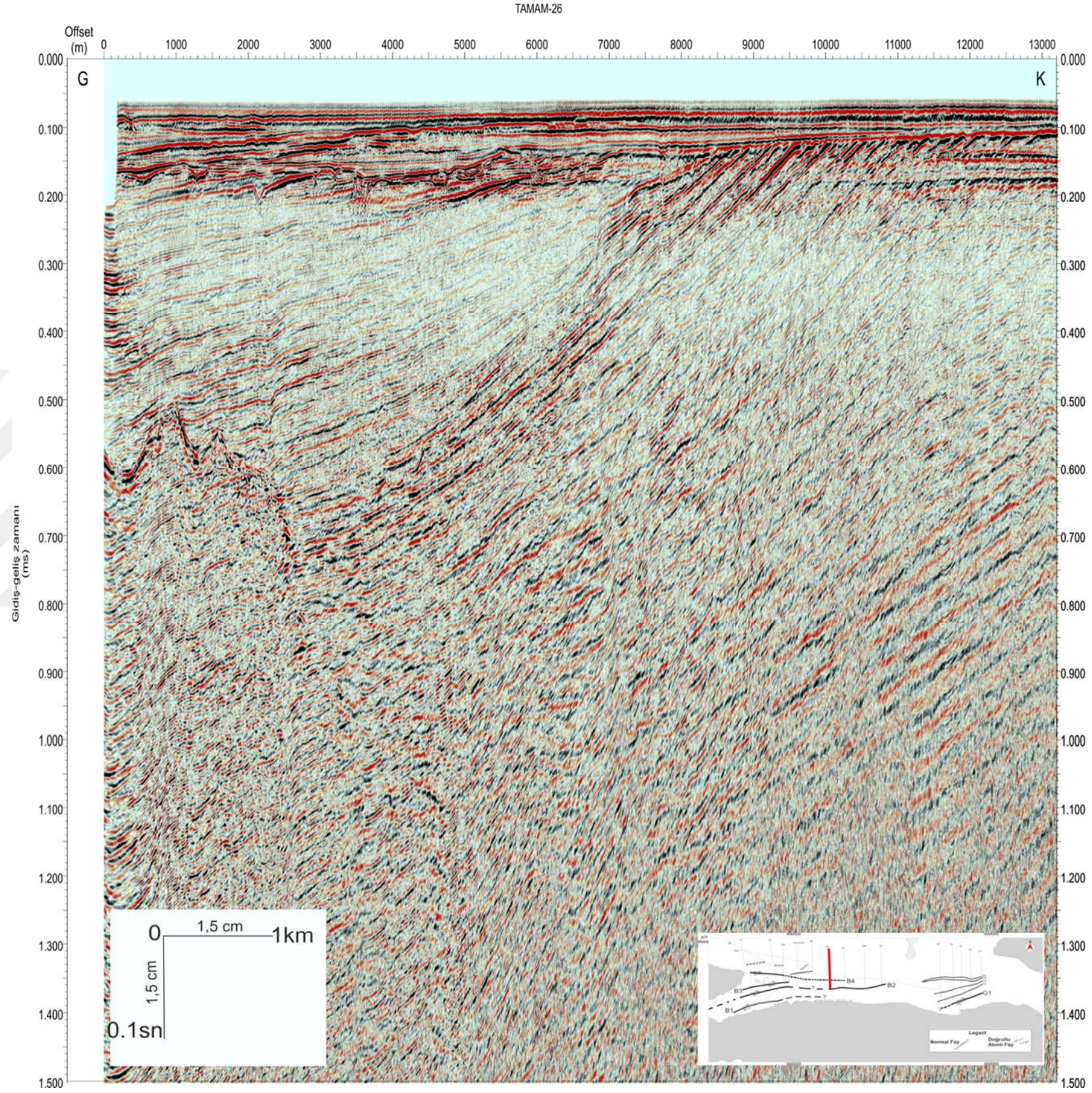
Şekil 4.10 G-K yönlü TAMAM-28 nolu sismik yansıma kesiti.



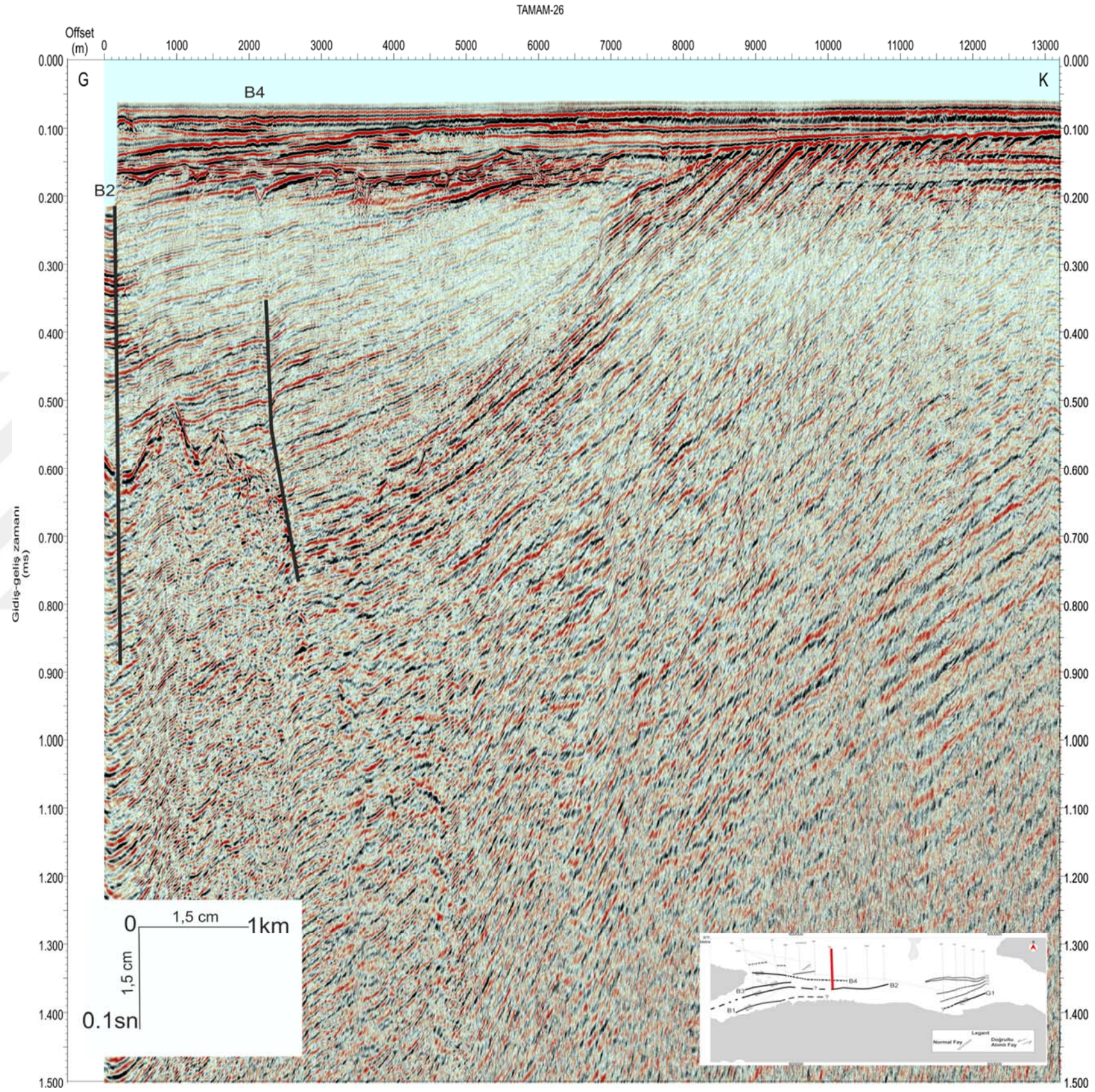
Şekil 4.11 G-K yönlü TAMAM-28 nolu sismik yansıma kesitinin yorumlanmış hali.

Çalışma alanındaki Kapıdağ Yarımadası'nın doğusundaki güney-kuzey yönlü TAMAM-26 nolu sismik kesitinde (Şekil 4.12) güneyden 2500 metreye kadar olan kısmında 650 ile 500 ms arasında akustik temel gözlenmiştir. Akustik temel B2 ve B4 ile gösterilen doğrultu atımlı fay ile deforme olmuş ve kıvrım yapıları gözlenmektedir. Diğer hatlarda da değinilen güneyden 8000 metre kısmındaki tabakalar güney yönünde eğimlenmiştir. Hattın 8000 ile 12000 metre arasındaki kısmında dik eğimli klinoform yapıları gözlemlenmiştir (Şekil 4.13).

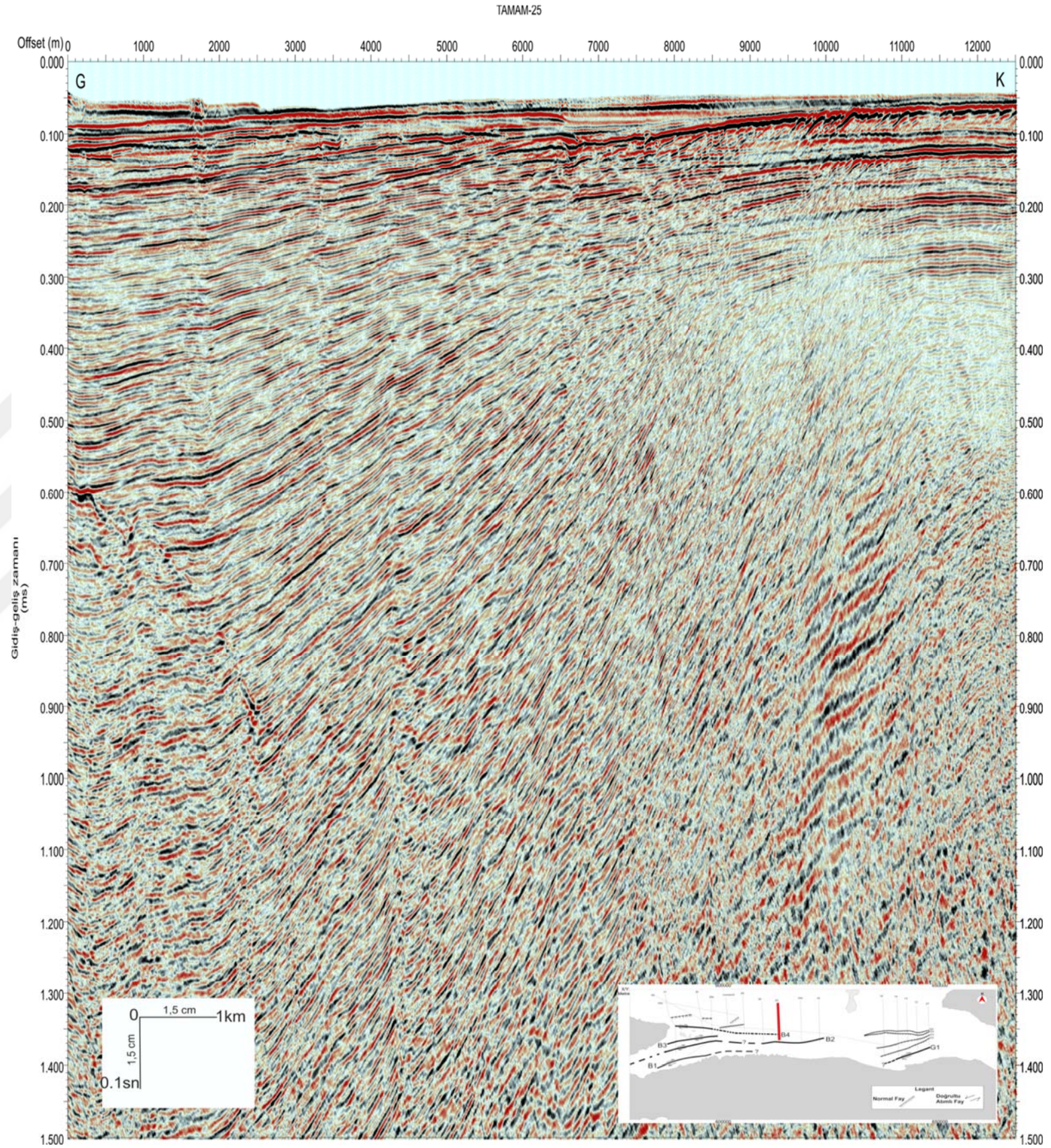
Güney-kuzey yönlü TAMAM-25 nolu sismik kesitinde (Şekil 4.14) akustik temel güneyinden 3000 metreye kadar olan kısmında 600 ile 1000 ms arasında gözlemlenmiştir. Akustik temelin üzerine doğru dalan eğimli tabakalar gözlenmekte, 600 ms üzerinde tabaka eğimleri azalarak gittikçe paralelleşen düşük eğimli tabakalar gözlenmektedir. Siyah renkli gösterilen fayın doğrultu atımlı fay olduğu düşünülmektedir. Kesitteki güneyden kuzeye doğru 7000 metreden sonrası tekrarlı yansımalarla dolay tabaka takibi yapılamamaktadır (Şekil 4.15).



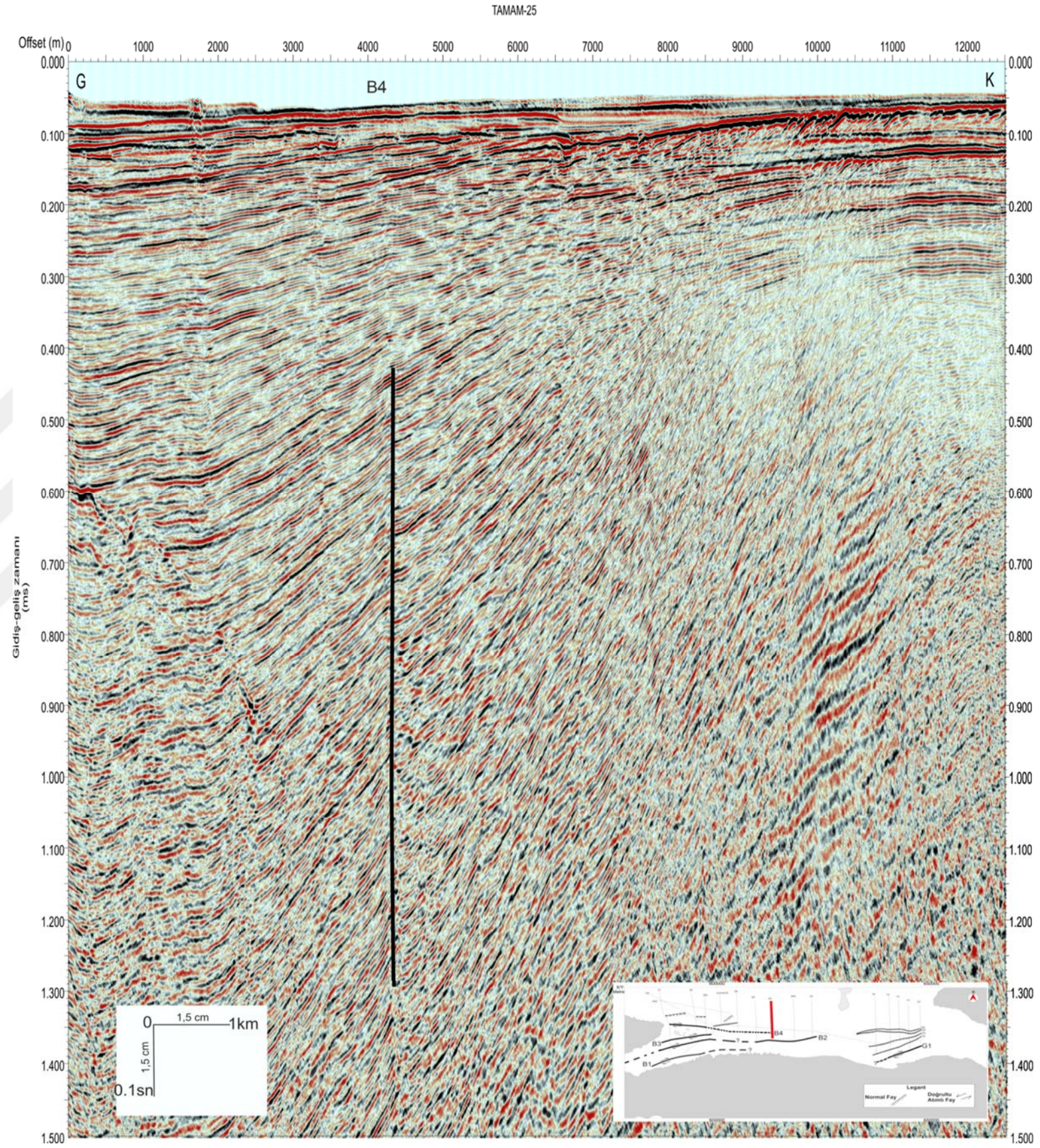
Şekil 4.12 G-K yönlü TAMAM-26 nolu sismik yansıma kesiti.



Şekil 4.13 G-K yönlü TAMAM-26 nolu sismik yansıma kesitinin yorumlanmış hali.



Şekil 4.14 G-K yönlü TAMAM-25 nolu sismik yansıma kesiti.

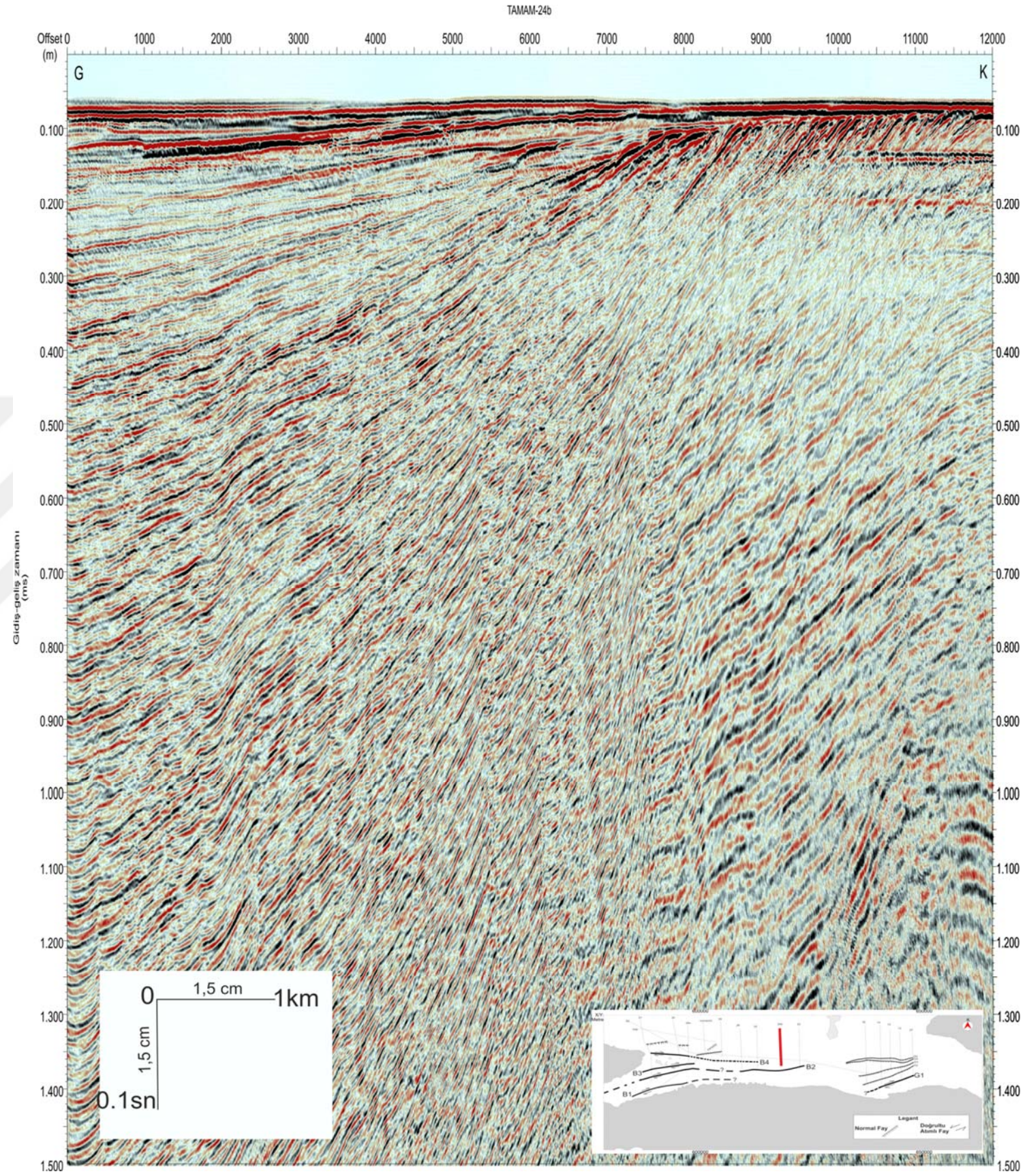


Şekil 4.15 G-K yönlü TAMAM-25 nolu sismik yansıma kesitinin yorumlanmış hali.

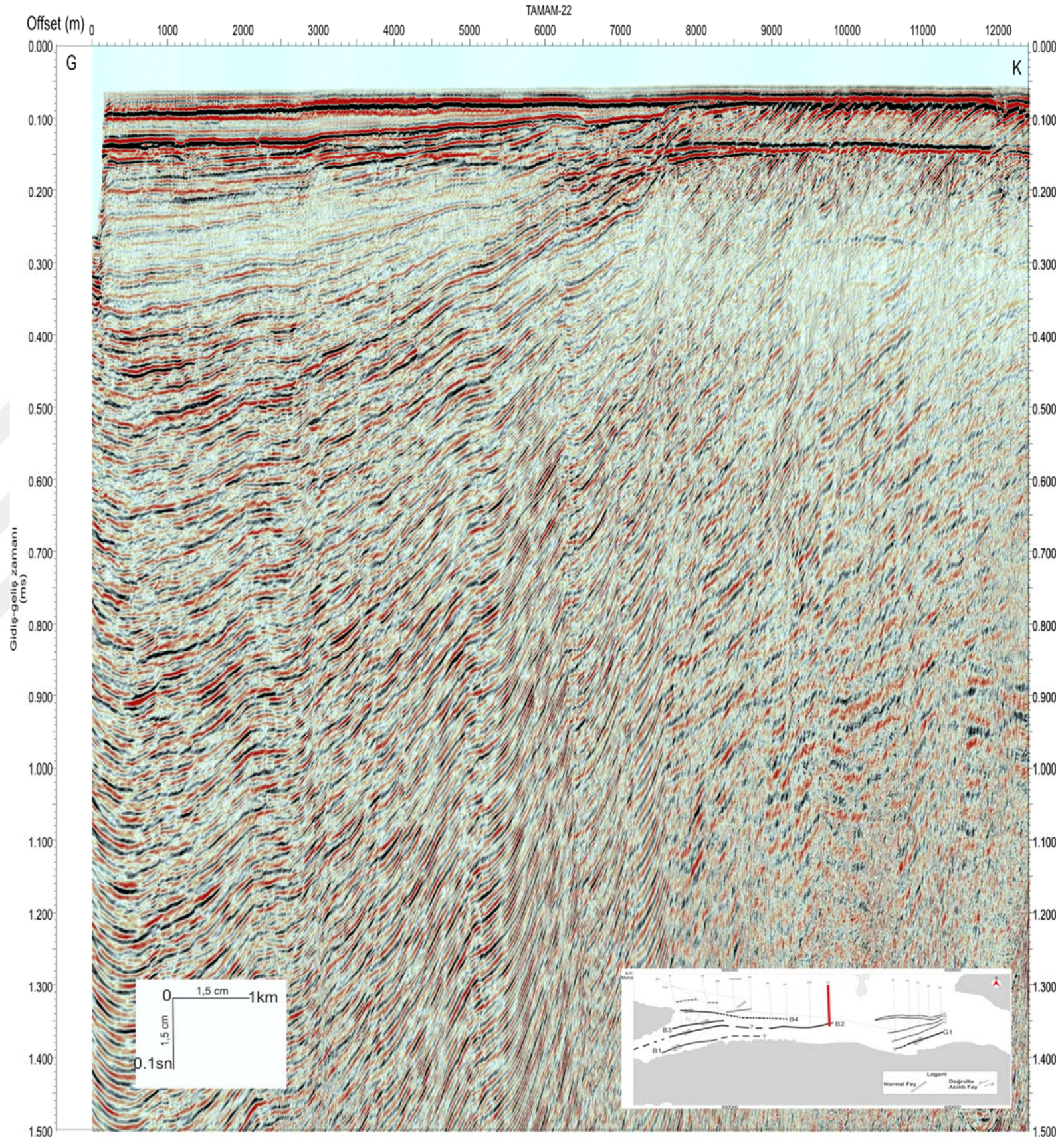
TAMAM-24b nolu sismik kesitinde (Şekil 4.16) güneyden 8000 metreye kadar olan kısmında tabakaların güney yönünde eğimlendiği gözlemlenmektedir. 8000 metreden hat sonuna kadar dik eğimli klinoform yapıları gözlemlenmiştir. Akustik temel hattın 7000 metreden hat sonuna kadar 900 ile 1500 ms arasında gözlemlenmiştir.

Güney-kuzey yönlü TAMAM-22 nolu sismik kesitinde (Şekil4.17) B2 ve diğer siyah renkle gösterilen fayların doğrultu atımlı fay olduğu düşünülmektedir. Güneyden 7500 metreye kadar olan kısmında tabakaların yine güney yönünde eğimlendiği gözlemlenmektedir. Hattın 9000 metre ile sonuna kadar dik eğimli klinoform yapıları gözlemlenmiştir (Şekil 4.18).

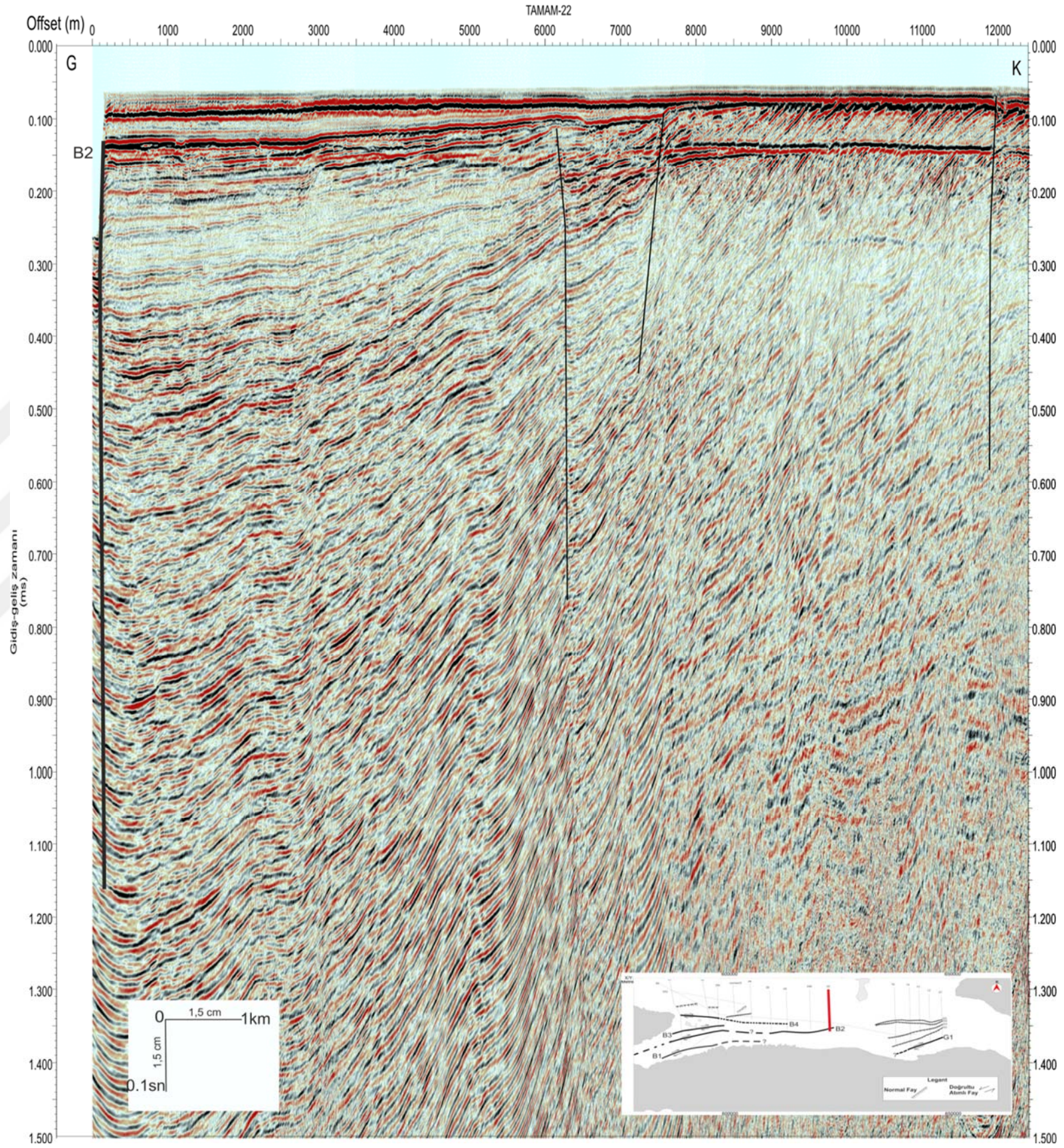




Şekil 4.16 G-K yönlü TAMAM-24b nolu sismik yansıma kesiti.



Şekil 4.17 G-K yönlü TAMAM-22 nolu sismik yansıma kesiti.

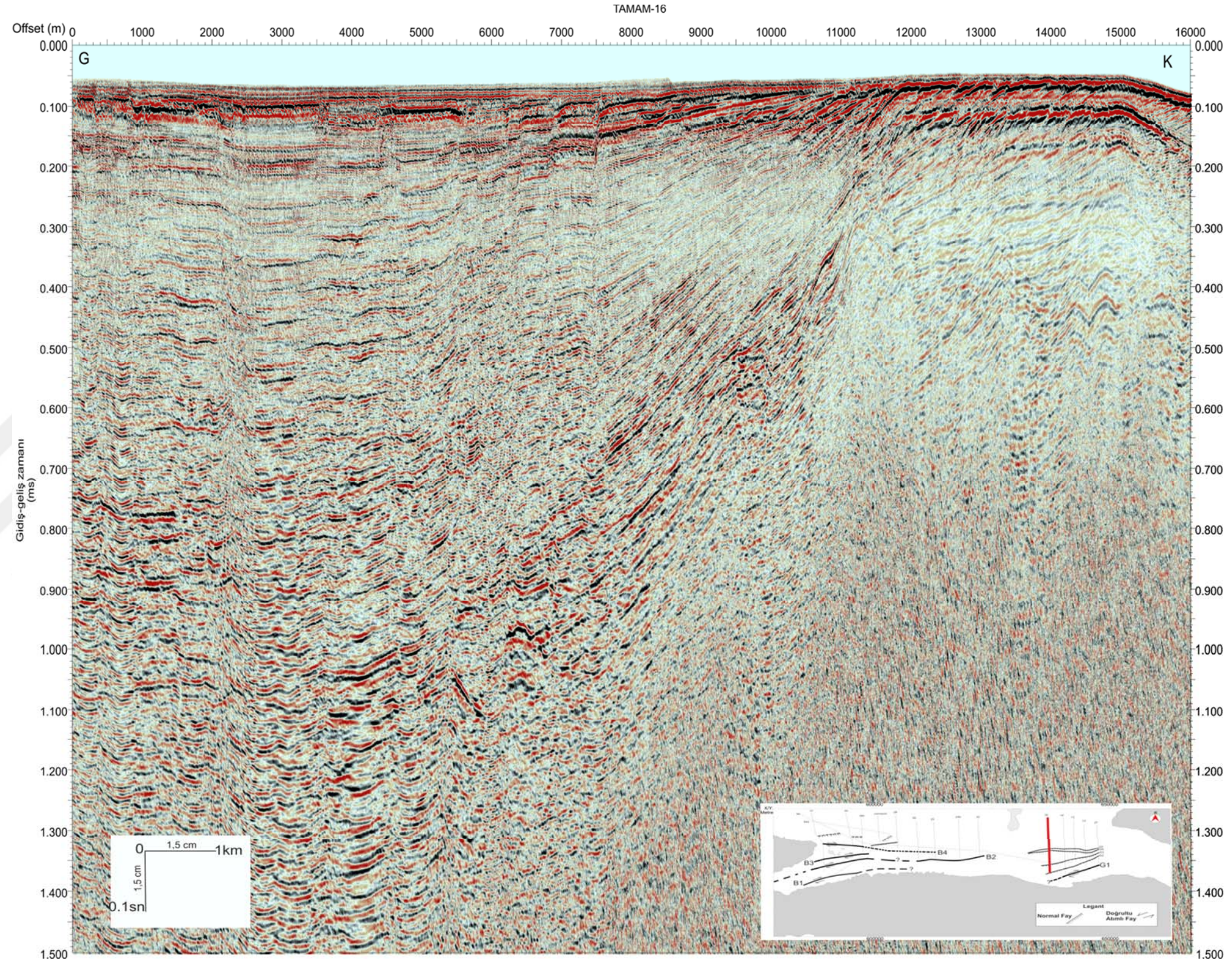


Şekil 4.18 G-K yönlü TAMAM-22 nolu sismik yansıma kesitinin yorumlanmış hali.

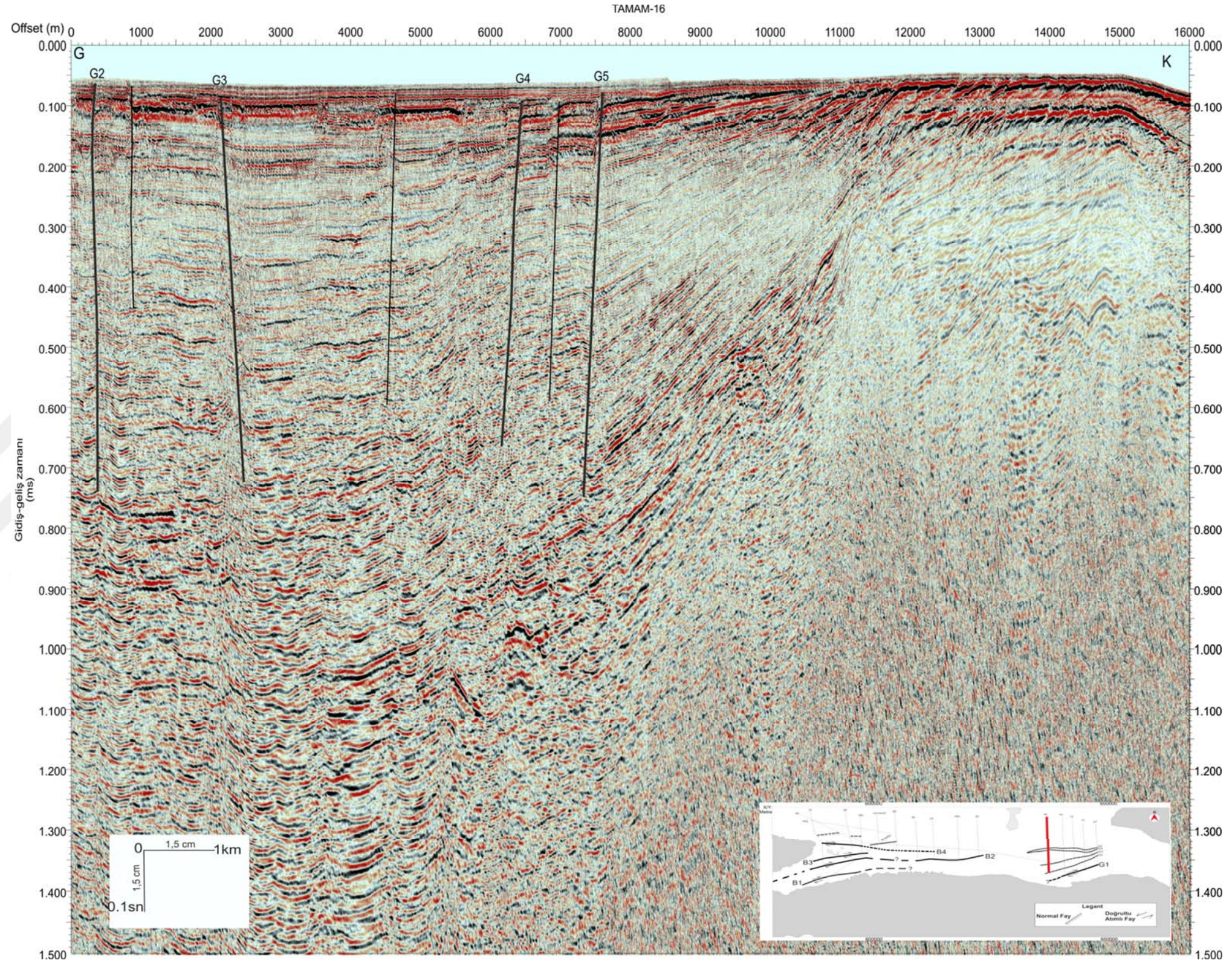
İmralı Adası'nın doğusundaki ilk hat olan güney-kuzey yönlü TAMAM-16 nolu sismik kesitinde (Şekil 4.19) güneyinden 11500 metreye kadar olan kısmında 400 ile 1200 ms arasında akustik temel gözlemlenmiştir. Akustik temel faylarla deforme olmuştur. G2, G3, G4 ve G5 ile gösterilen fayların normal fay olduğu düşünülmektedir. Diğer siyah renkli adlandırılmayan fayların ise normal faylar olduğu düşünülmektedir. Hattın güneyinden 10000 metreye kadar olan kısmında tabakalar şelf yönünde güneye doğru eğimlendiği gözlenmektedir. Gözlenen normal faylar paralel tortulların kırıklı yapıya sahip olmalarına neden olmuştur. 10000 ile 14000 metredeki kısmında dik eğimli klinoformlar gözlemlenmiştir (Şekil 4.20).

Güney-kuzey yönlü TAMAM-14 nolu sismik kesitinde (Şekil 4.21) güneyinden 2000 ile 9000 metreye kadar olan kısmındaki tabakaların güneye doğru eğimlendiği gözlemlenmektedir. Güneyden 10000 metreye kadar 300 ile 950 ms arasında akustik temel gözlemlenmiştir. Akustik temel faylarla deforme olmuştur. G1 ile gösterilen fayın doğrultu atımlı fay ve G2, G3, G4 ve G5 ile siyah renkle gösterilen faylarında normal faylar olduğunu akustik temeli ve tortulları deforme eden faylar olduğu düşünülmektedir (Şekil 4.22).

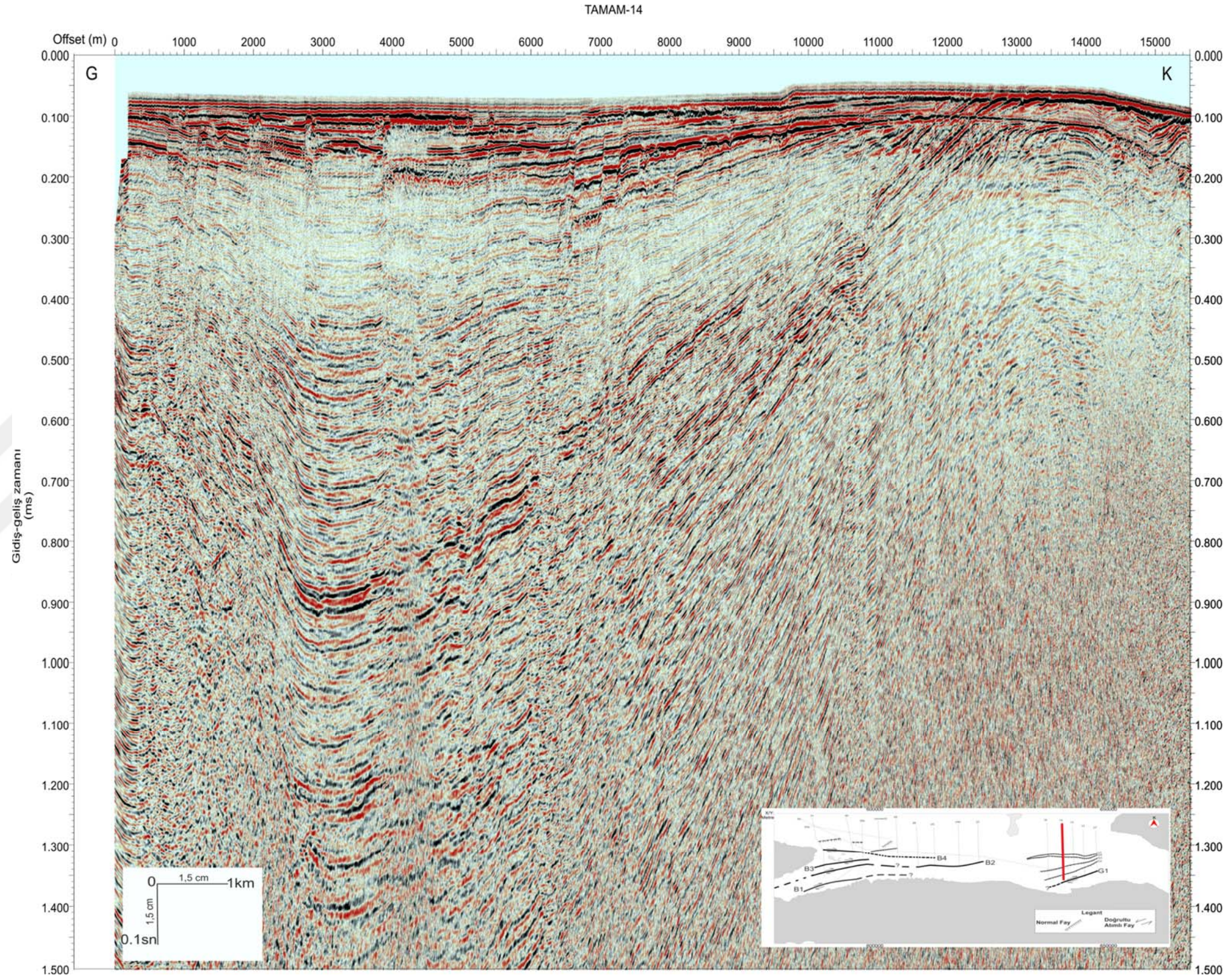
İmralı Adası'nın doğusundaki üçüncü güney-kuzey yönlü TAMAM-13 nolu sismik kesitinde (Şekil 4.23) güneyden 7000 metreye kadar olan kısmında 400 ile 800 ms arasında akustik temel gözlemlenmiştir. 8000 metreye kadar olan kısmındaki tabakalanmalar diğer hatlarda da değinildiği gibi güneye doğru eğimlendiği gözlemlenmektedir. Kesitte G4, G5 ve siyah renklerle gösterilen fayların normal fay olduğu düşünülmektedir (Şekil 4.24).



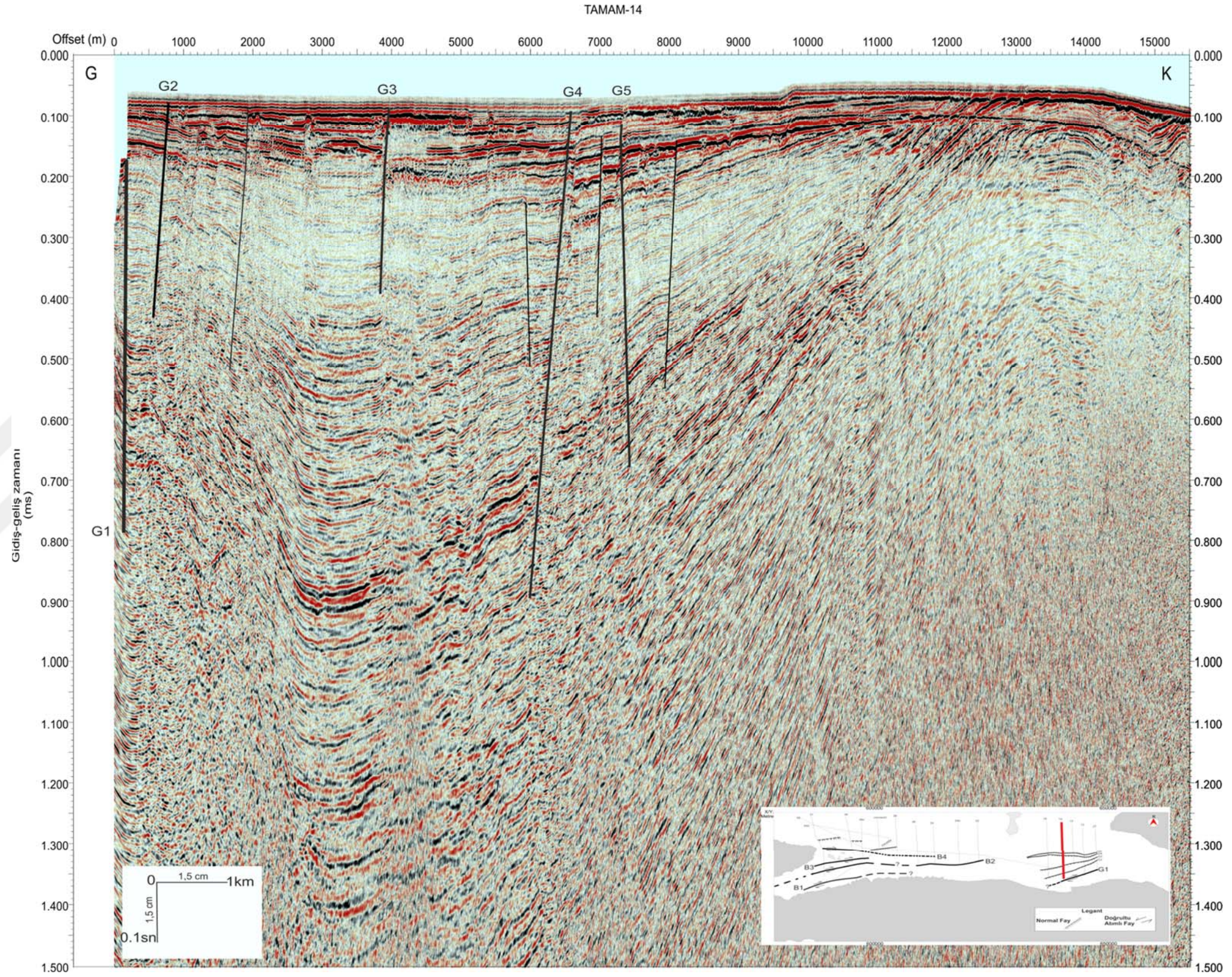
Şekil 4.19 G-K yönlü TAMAM-16 nolu sismik yansıma kesiti.



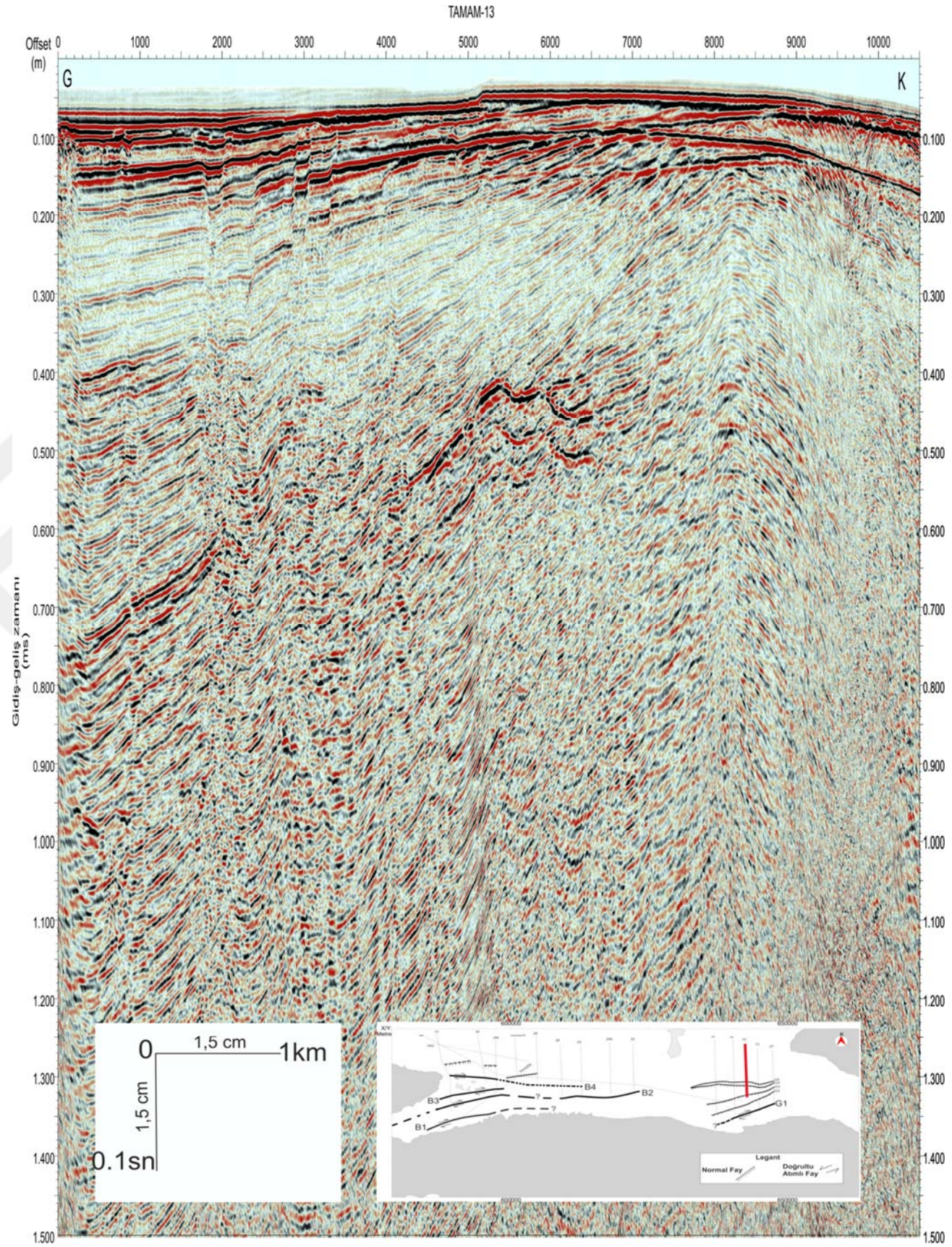
Şekil 4.20 G-K yönlü TAMAM-16 nolu sismik yansıma kesitinin yorumlanmış hali.



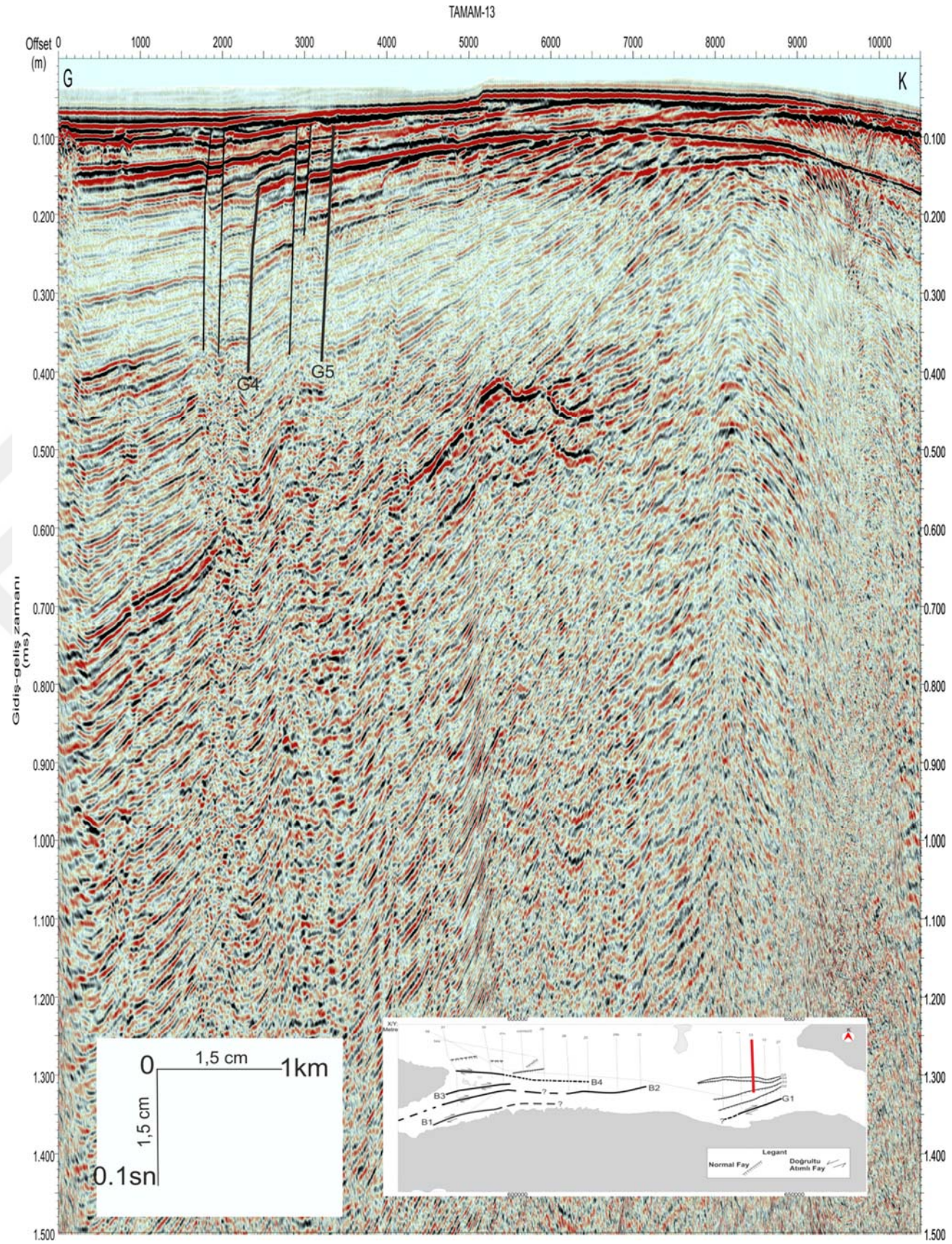
Şekil 4.21 G-K yönlü TAMAM-14 nolu sismik yansıma kesiti.



Şekil 4.22 G-K yönlü TAMAM-14 nolu sismik yansıma kesitinin yorumlanmış hali.



Şekil 4.23 G-K yönlü TAMAM-13 nolu sismik yansıma kesiti.

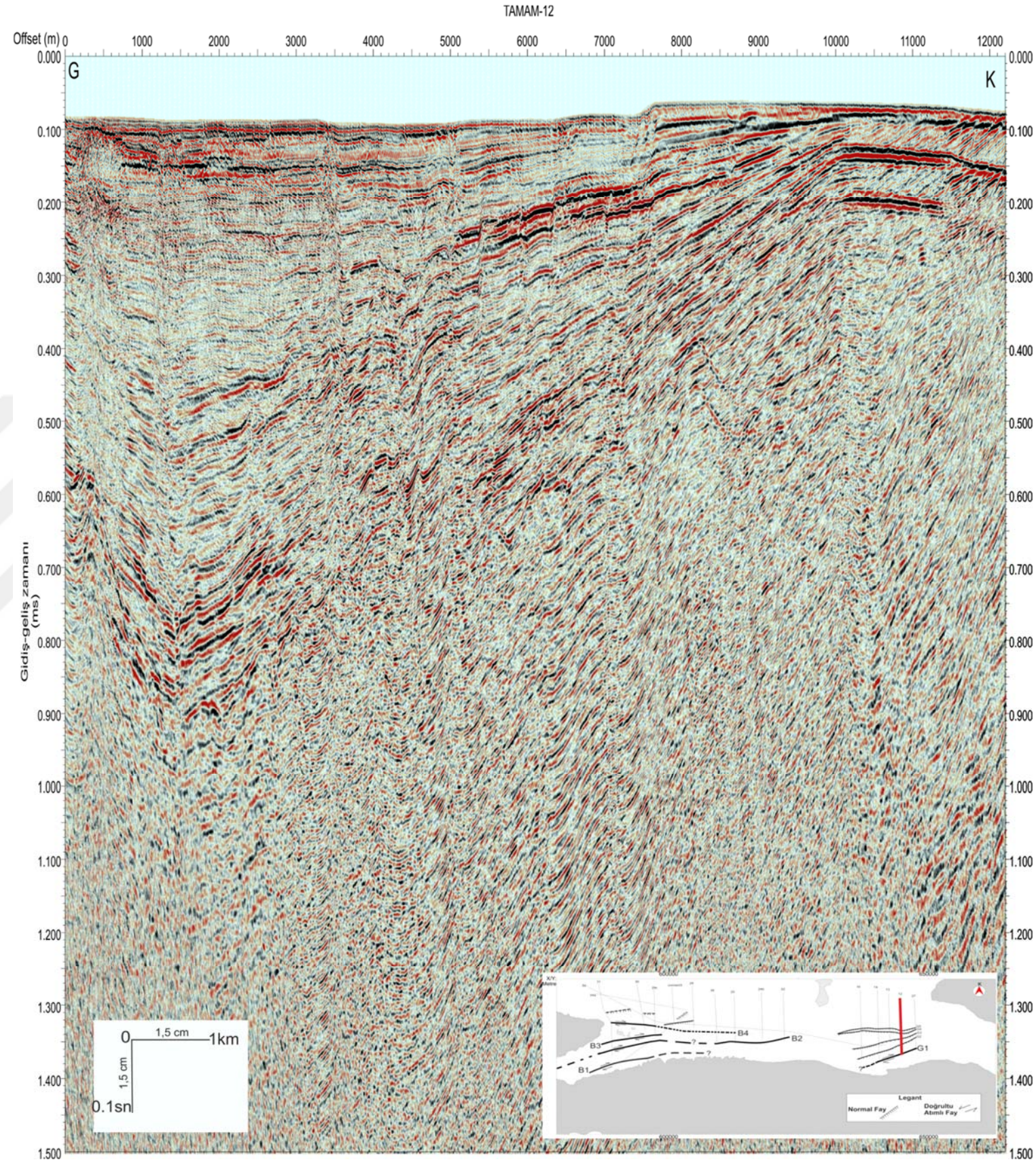


Şekil 4.24 G-K yönlü TAMAM-13 nolu sismik yansıma kesitinin yorumlanmış hali.

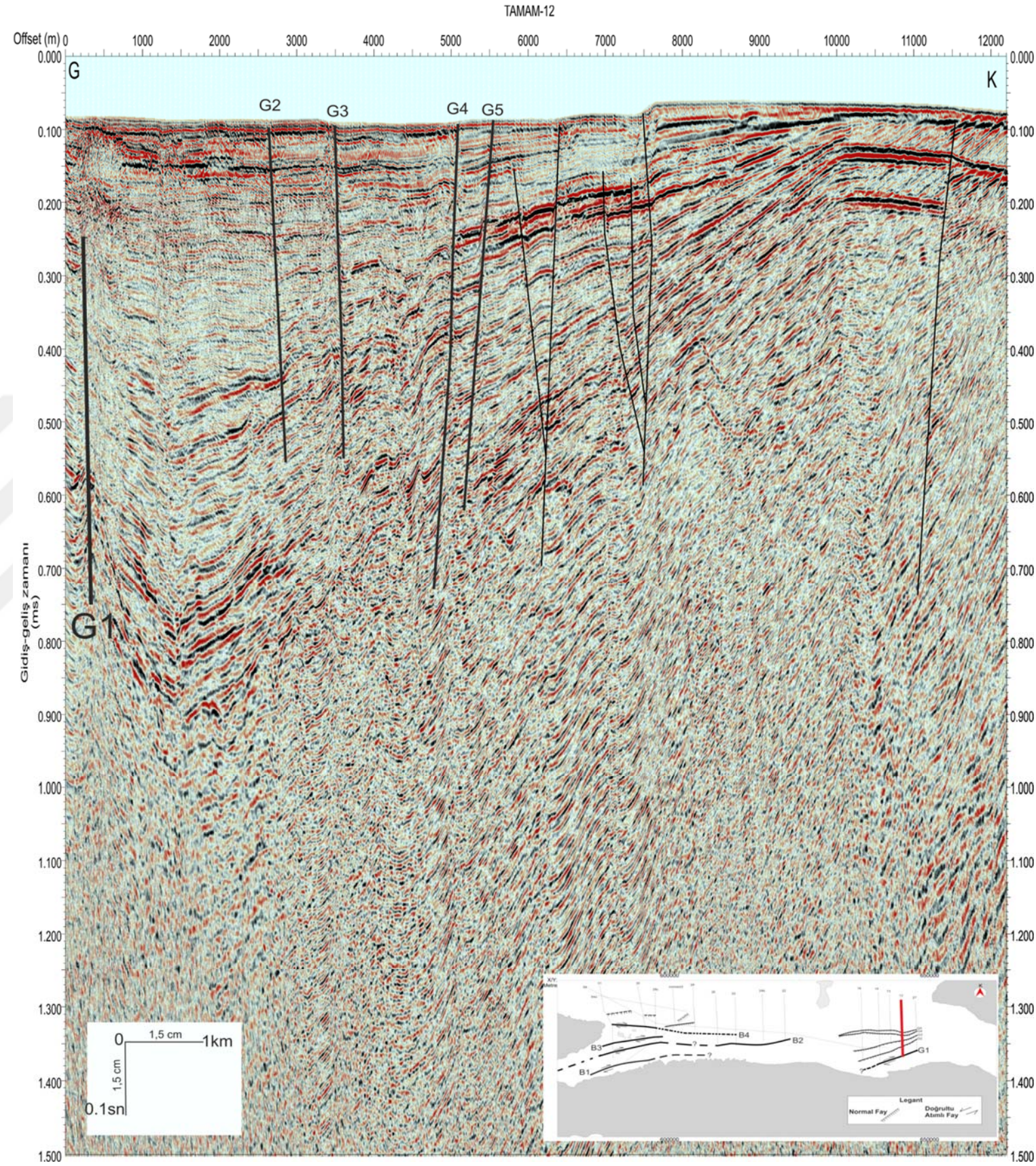
TAMAM-12 nolu sismik kesitinde (Şekil 4.25), akustik temel güneyden itibaren 7000 metreye kadar olan kısmında 450 ile 900 ms arasında gözlemlenmiştir. Akustik temel faylarla deforme olmuştur. Kesitte G1 ve siyah renk ile gösterilen fayların doğrultu atımlı ve G2, G3, G4 ve G5 ile gösterilen fayların normal fay olduğu düşünülmektedir. Normal fayların hepsinin deniz tabanına ulaştığı gözlenmektedir. Diğer kesitlerdeki gibi güneyden 10000 metreye kadar olan kısmındaki tabakaların güney yönünde eğimlendiği gözlemlenmektedir (Şekil 4.26).

Güney-kuzey yönlü TAMAM-27 nolu sismik kesitinde (Şekil 4.27) akustik temel güneyden itibaren 5000 metreye kadar olan kısmında 550 ile 900 ms arasında gözlemlenmiştir. Akustik temel faylarla deforme olmuştur. Kesitte G1 ile gösterilen fayın doğrultu atımlı ve G2, G3, G4, G5 ve diğer siyah renk ile gösterilen fayların normal fay olduğu düşünülmektedir. Hattın güneyden 8000 metreye kadar olan kısmındaki tabakaların şelfe doğru güney yönünde eğimlendiği gözlemlenmektedir. Hattın en güneyindeki tortullarda 650 ms üzerinde eğim gözlenmemiştir (Şekil 4.28).

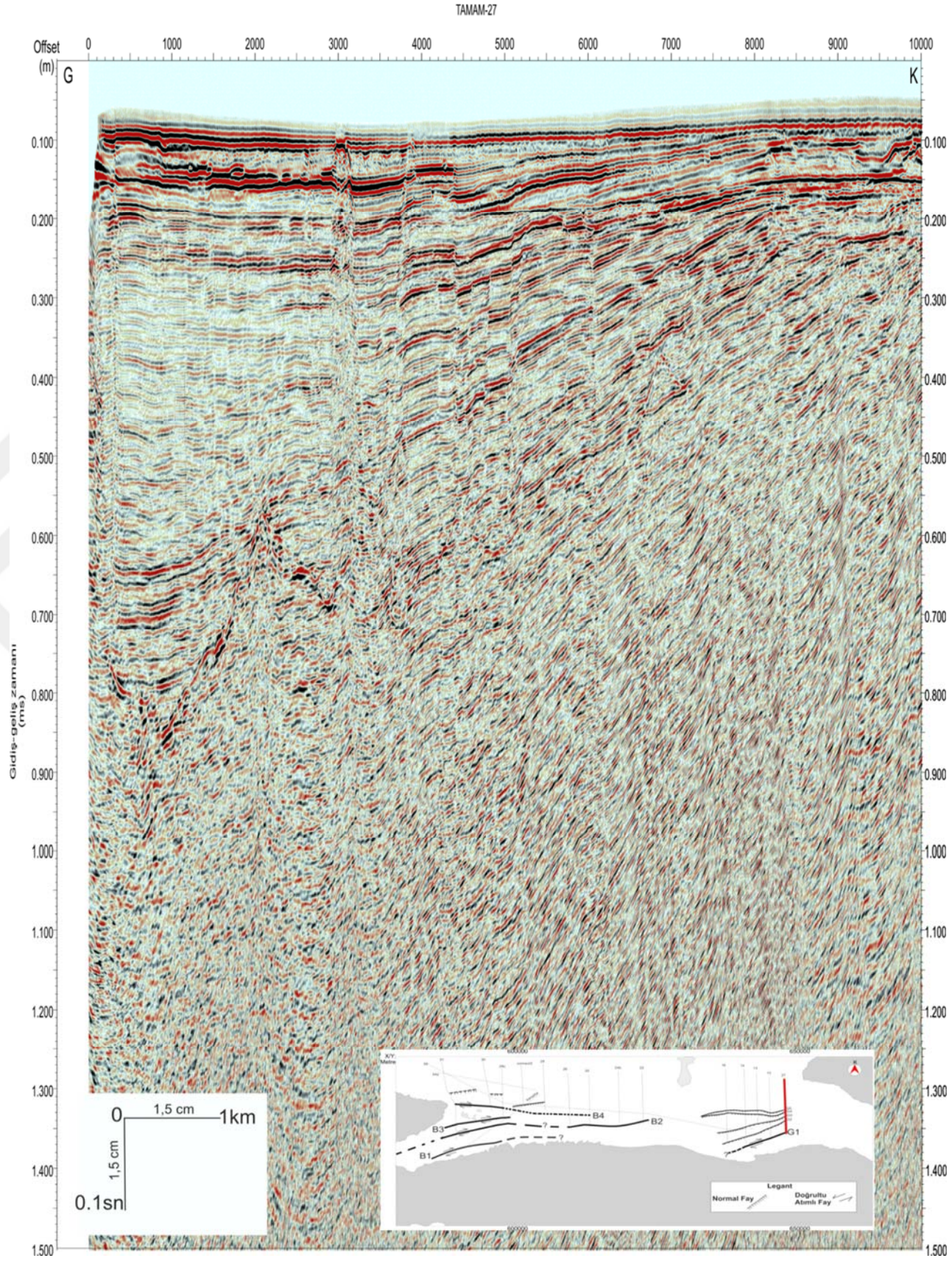
Çalışma alanında kuzeybatı-güneydoğu yönlü TAMAM-54a nolu sismik kesitinde (Şekil 4.29) Kuzeyden 4000 ile 11000 metre arasında dik eğimli klinoformlar gözlemlenmiştir.



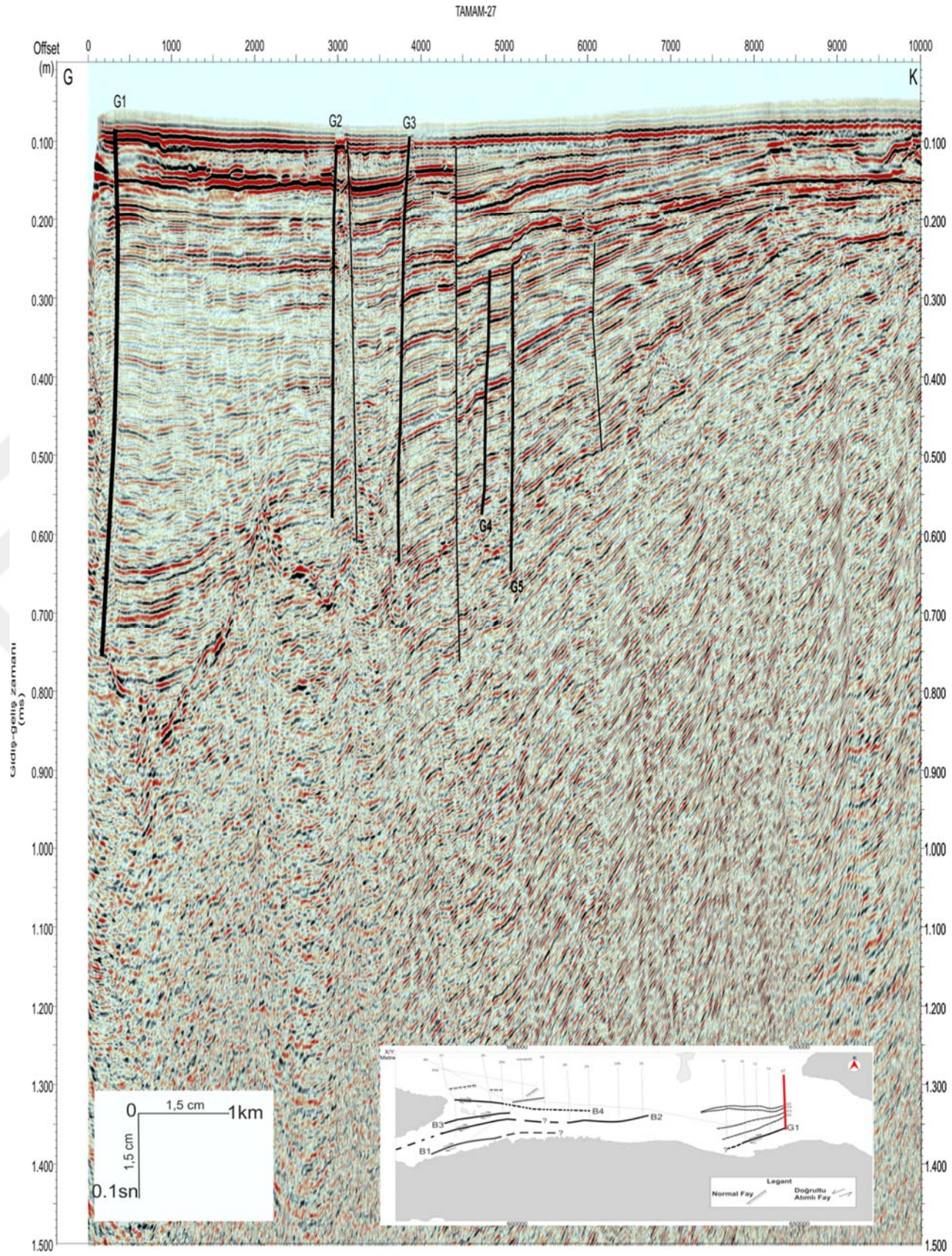
Şekil 4.25 G-K yönlü TAMAM-12 nolu sismik yansıma kesiti.



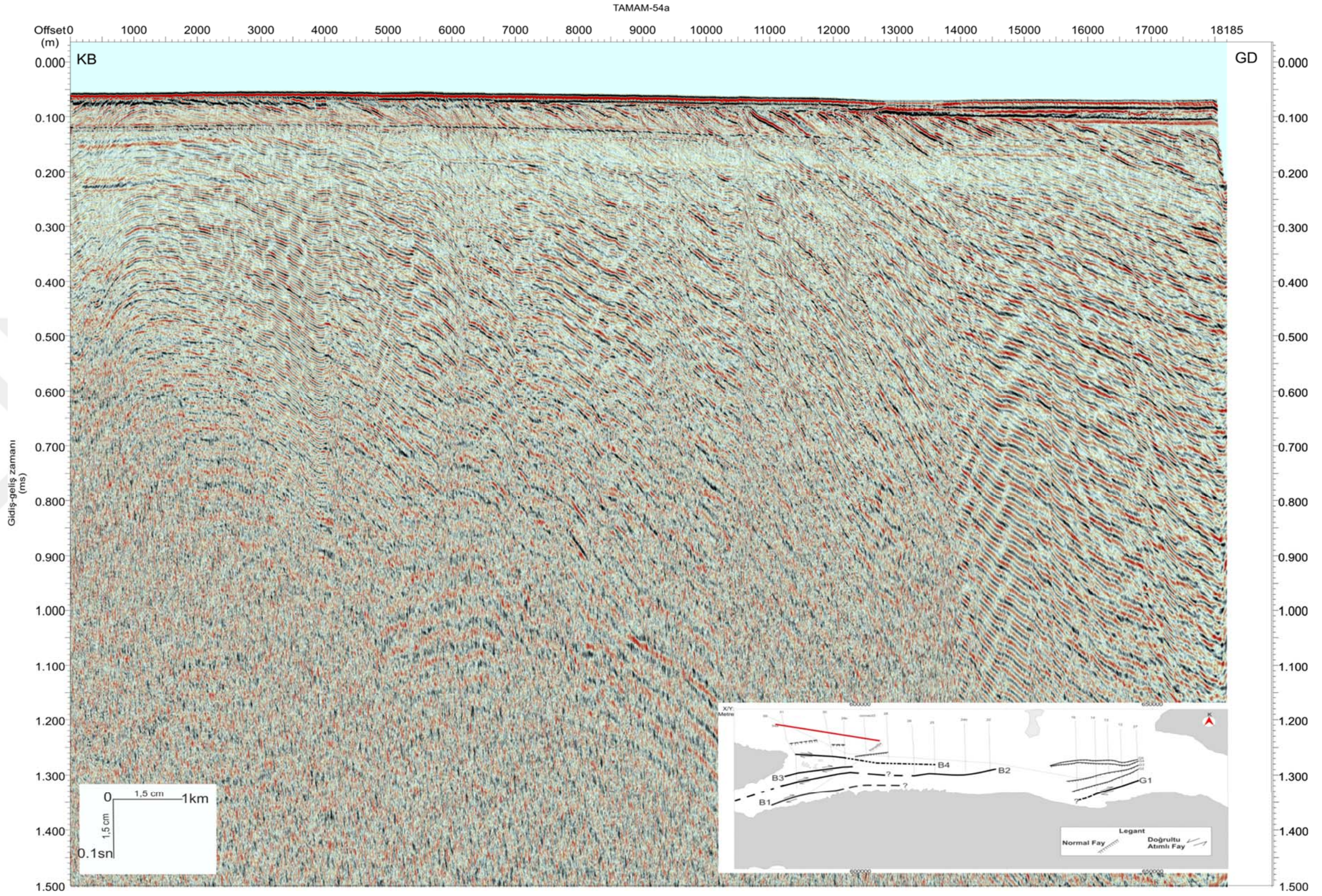
Şekil 4.26 G-K yönlü TAMAM-12 nolu sismik yansıma kesitinin yorumlanmış hali.



Şekil 4.27 G-K yönlü TAMAM-27 nolu sismik yansıma kesiti.



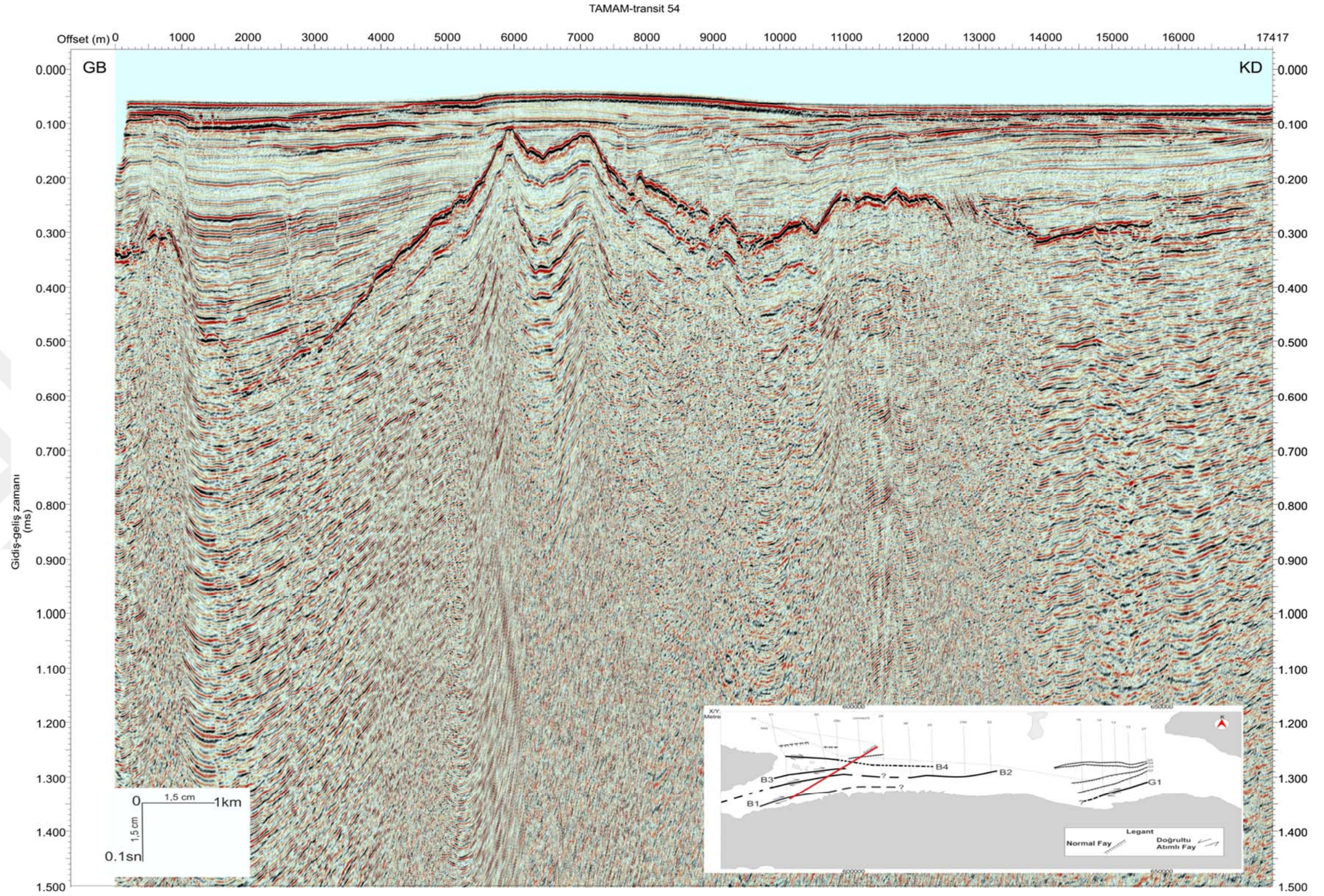
Şekil 4.28 G-K yönlü TAMAM-27 nolu sismik yansıma kesitinin yorumlanmış hali.



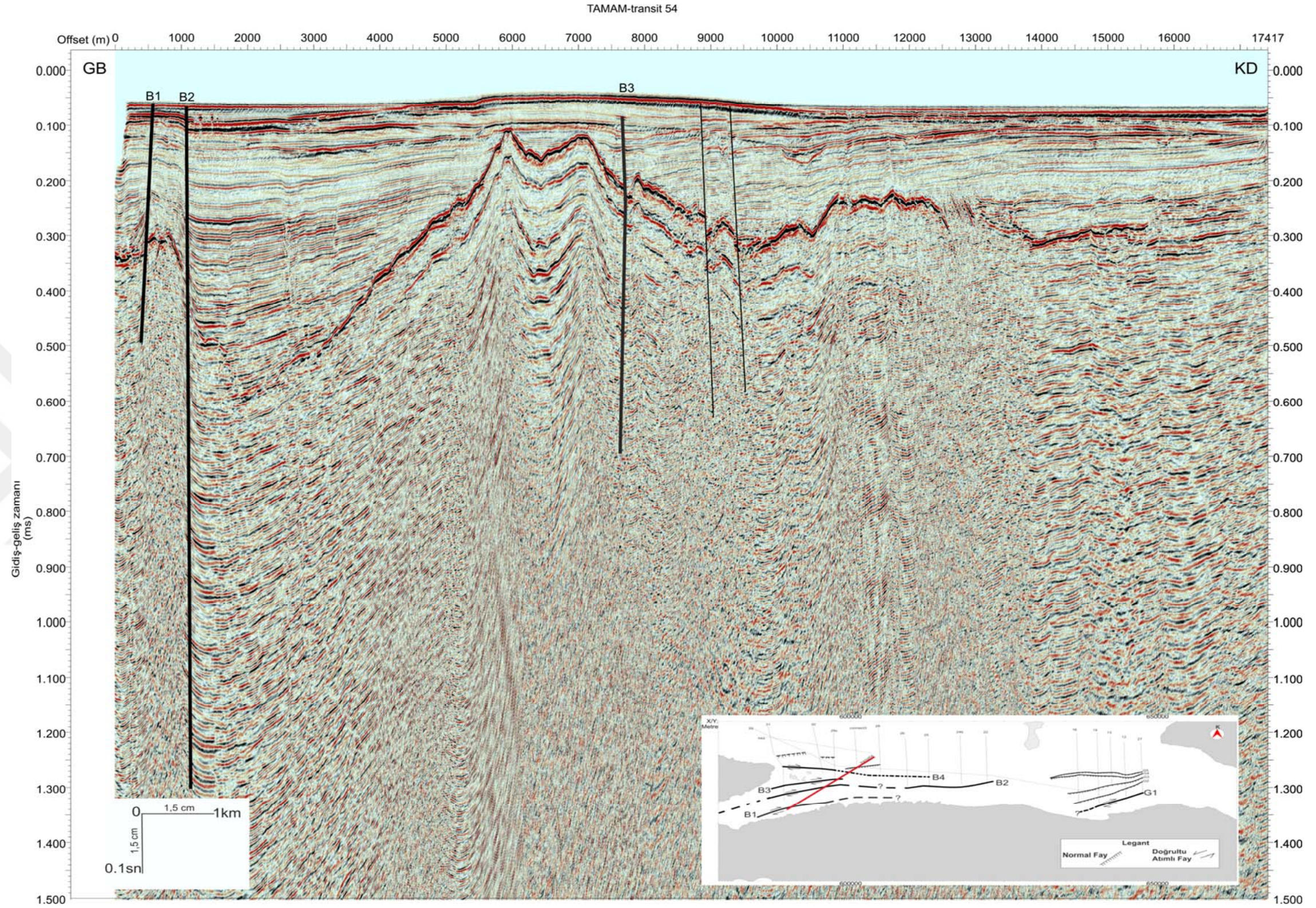
Şekil 4.29 KB-GD yönlü TAMAM-54a nolu sismik yansıma kesiti.

Çalışma alanında güneybatı-kuzeydoğu yönlü TAMAM- transit 54 nolu sismik kesitinde (Şekil 4.30) hat boyunca akustik temel 100 ile 600 ms arasında görülmektedir. Akustik temel faylarla deforme olmuştur ve akustik temel bu hatta deniz tabanına doğru en çok yaklaştığı konumundadır. Kesitteki B1, B2 ve B3 ile gösterilen fayların doğrultu atımlı faylar ve diğer siyah renkli fayların normal faylar olduğu düşünülmektedir. Güneybatı yönünden 1000 ile 6000 metredeki kısmında tabakaların güneybatıya doğru eğimli olduğu ve akustik temeli kestiği gözlenmektedir (Şekil 4.31).

Çalışma alanında kuzeybatı-güneydoğu yönlü TAMAM-59 nolu sismik kesitinde (Şekil 4.32) hat boyunca birçok fay gözlemlenmiştir. Siyah renklerle gösterilen fayların normal fay olduğu düşünülmektedir. Yalnızca kuzeybatı yönünden 11000 metrenin alt kısmına denk gelen siyah renkli fayın doğrultu atımlı fay olduğu düşünülmektedir. Kuzeybatı yönünden 9000 metreden başlayarak hat sonuna kadar uzanan tüm tabakaların güney yönünden şelfe doğru eğimlendiği gözlenmektedir. Hattın başından 9000 metreye kadar olan kısmına kadar tekrarlı yansımaların varlığından dolayı tabakaların takip edilememiştir (Şekil 4.33).



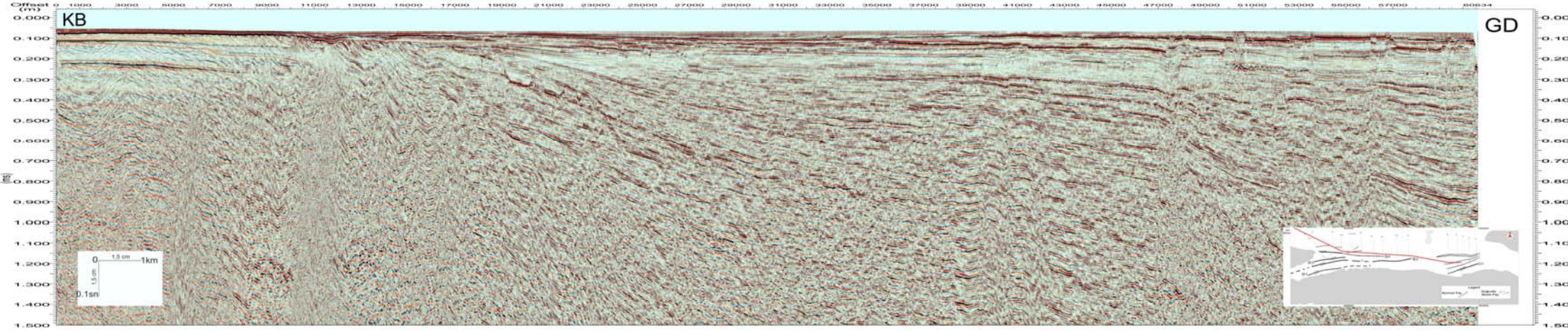
Şekil 4.30 KD-GB yönlü TAMAM-transit 54 nolu sismik yansıma kesiti.



Şekil 4.31 KD-GB yönlü TAMAM-transit 54 nolu sismik kesitinin yorumlanmış hali.



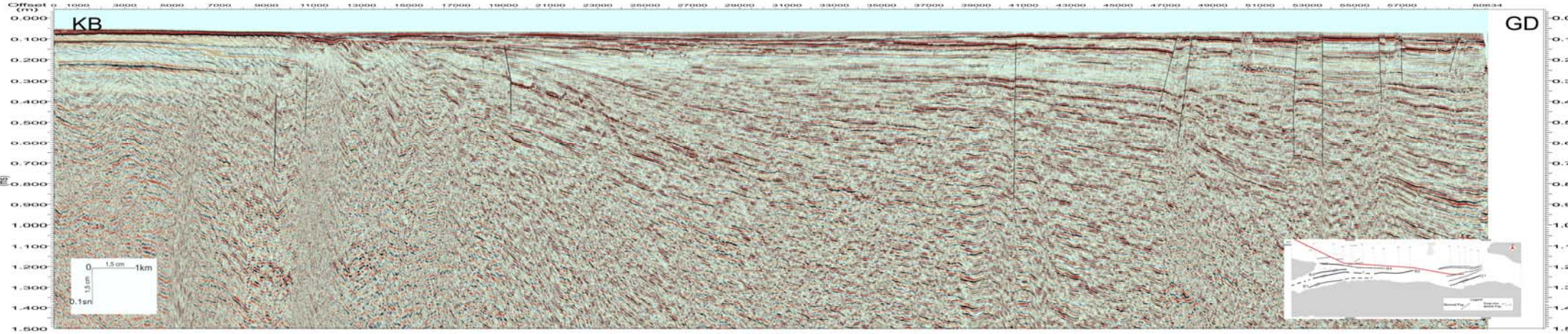
TAMAM-59



Şekil 4.32 KB-GD yitirli TAMAM-59 nolu sismik qatman kesiti



TAMAM-59



Selül 4.33 KB-GD v000 TAMAM-59 nolu atamk kesitinin görüntüsü budur

BÖLÜM BEŞ

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Daha önce yapılan çalışmalarla tez kapsamında oluşturulan fay haritasını karşılaştırdığımızda benzer ve benzer olmayan faylar gözlenmiştir. Yapılan çalışmalardan Wong ve diğer. (1995), yılında yaptığı fay modelinde güney sınırını ana normal fayların sınırladığını ve KD-GB fayları ise ikincil fay olarak yorumlamıştır. Fakat tez çalışmasında yapılan kesit incelemelerinde, güney sınırını fay haritasında B2 ile gösterilen sağ yönlü doğrultu atımlı faylar denetlerken, doğrultu atımlı fayların kuzey yönünde fay haritasında siyah renk ile gösterilen normal fayların varlığı gözlemlenmiştir.

Parke ve diğer. (1999), yılındaki çalışmalarında ise KAF Alanı'nın doğrultu atımlı fay özelliğini Marmara Denizi İçinde yitirdiğini ve daha çok D-B uzanımlı normal faylarla Marmara'nın oluşumunu sağladığını önermektedirler. Marmara Denizi'nin doğrudan K-G gerilmenin sonucu oluştuğunu düşünmektedirler ve bu gerilmenin açıklamasını ise, KAF'ın doğrultu atımlı hareketi ile Helenik Yayı'nın etkilerinin karşılıklı etkileşimi yüzünden gelişmesine dayandırmaktadırlar. Ancak tez kapsamındaki kesitlerdeki yorumlamalar sonucunda çıkan fay haritasında siyah renkle gösterilen ve bu görüşle de uyumlu olan D-B uzanımlı normal faylar gözlenirken, B4 ile gösterilen sağ yönlü doğrultu atımlı fay zonunun oluştuğu gözlenmektedir. Bu yüzden bu görüşteki Marmara Denizi'ni doğrudan K-G gerilmenin sonucu normal değil doğrultu atımlı fayların ve bunlarla gelişen normal fayların oluşturduğu düşünülmektedir.

Barka ve Kadinsky-Cade (1988) göre, Marmara Denizi'nin güney şelfindeki Kapıdağ Yarımadası'nın güneydoğusunda Bandırma ve Kurşunlu'dan geçirdiği fay modelini kesitlerden çıkarılan fay modelinde B2 ile gösterilen fay karadan değil denizin içerisinden ilerlediği sonucuna varılmıştır. Ancak Kapıdağ Yarımadası'nın kuzeyinde gözlemledikleri fay yapıların bu çalışmada yapılan fay haritasında siyah renkle gösterilen faylar olarak görülmektedir.

Yaltırak ve Alpar (2002) göre, Kuzey Anadolu Fay (KAF) ile Trakya Eskişehir Fayı (TEF) arasında yapısal bir ilişki oluşturulmuş, Gemlik Körfezi'nin tektonik gelişiminin sağ yanal faylar kontrolünde olduğu sonucuna varmıştır. Gemlik Fayı'nı kesitlerde ve fay haritasında G1 ile belirtilen fay olduğunu ve Mudanya'nın batısından karaya girerek deniz içerisinde devamlılığının olmadığı sonucuna varılmaktadır.

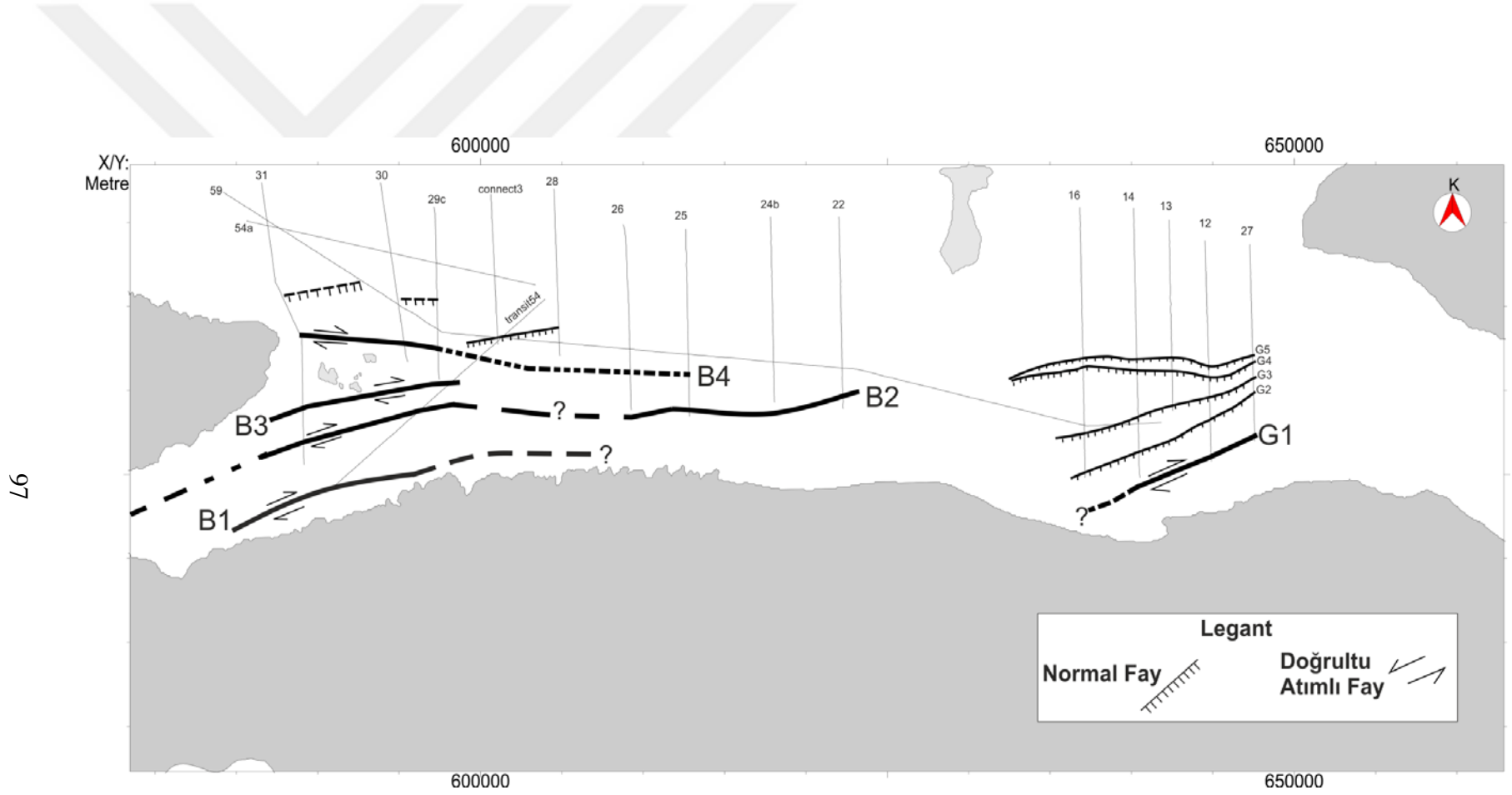
Kurtuluş ve Canbay (2007) yılında yaptıkları fay modelindeki Kuzey Anadolu Fayı'nın orta kolu Gemlik Körfezi'nde bir zayıf-S şeklinde olan bir ana fay ve bir doğu-batı uzanımlı sağ yanal fay tek bir ana fay olarak, Bandırma içinden batıya doğru genişleyerek Gemlik ve Bandırma alt havzalarını fay zonu boyunca bölgeyi kontrol ettiğini ve küçük ölçekli faylar, sağ yanal makaslama rejimi ile uyumlu ve ana fay çevresinde mevcut bulunduğunu öne sürmüştür. Bu alandaki mikrosismik çalışmalar, fay düzlemlerinin ya doğrultu atımlı ya da sıkışma ve gerilme tensörü ile uyumlu D-B uzanımlı saf doğrultu atımlı olduğunu göstermiştir demişlerdir ancak oluşturulan fay haritasında D-B uzanımlı saf doğrultu atımlı fay yapısına rastlanmamıştır. Fay haritasında Edincik Fayı'nın deniz içerisindeki uzanımının B2 ile gösterilen fay olduğu gösterilmiştir. Kapıdağ Yarımadası'nın kuzeydoğusunda Kurtuluş ve Canbay (2007)'in çalışmalarındaki normal fayları siyah renk ile gösterilmiş ancak B4 ile gösterilen doğrultu atımlı bir fay yapısı olduğu gösterilmiştir. İmralı Adası'nın güney kesiminde bulunan normal fayları mevcut fay haritasında G2, G3, G4 ve G5 ile gösterilmiştir.

Son olarak Vardar ve diğer. (2014) çalışmalarında Kuzey Anadolu Fayı orta kolunun doğu batı yönlü sağ yönlü doğrultu atımlı fay olduğu ve step over yapan fay segmentlerinden oluştuğu ileri sürülmüştür. Ancak elde edilen fay haritasında deniz içerisinde bu Armutlu Bandırma Fay Segmenti parçalı olarak gözlemlenmiş fay haritasındaki B4 ile gösterilen doğrultu atımlı fayın bu segmentin bir parçası olduğu düşünülmüştür. Vardar ve diğer.'in yaptığı haritada Yeni Segment olarak gösterilen fayın ise fay haritasında G1 ile gösterilen fay olduğunu ve Mudanya'nın batısından karaya girdiği ileri sürülmüştür. Ve o haritada Mudanya civarında gösterilen normal

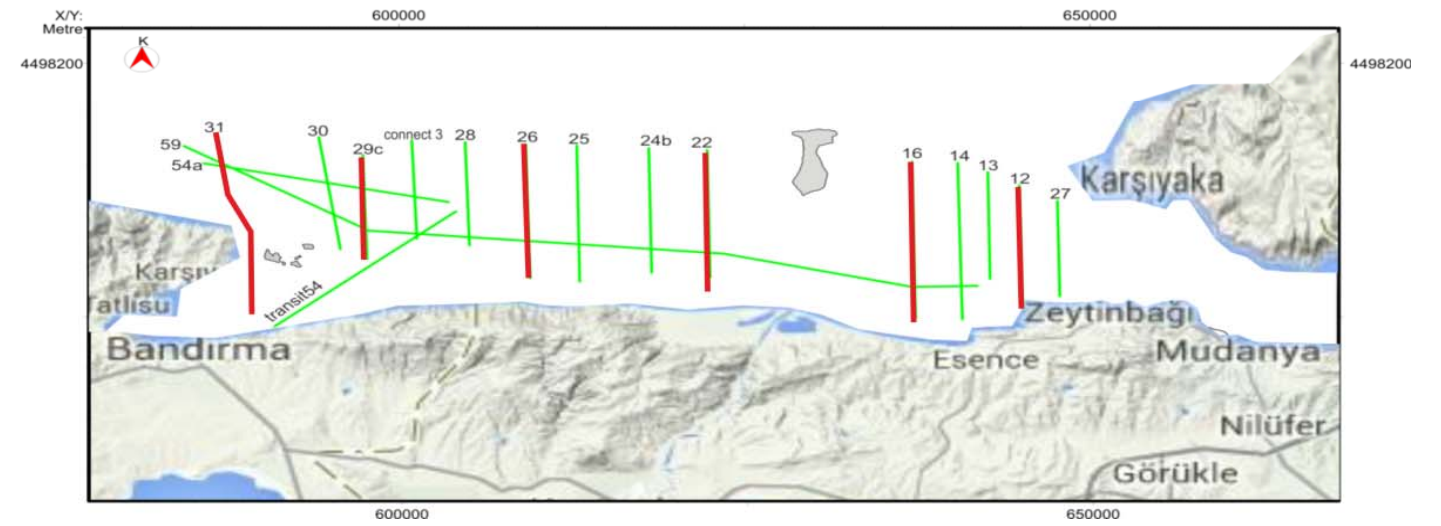
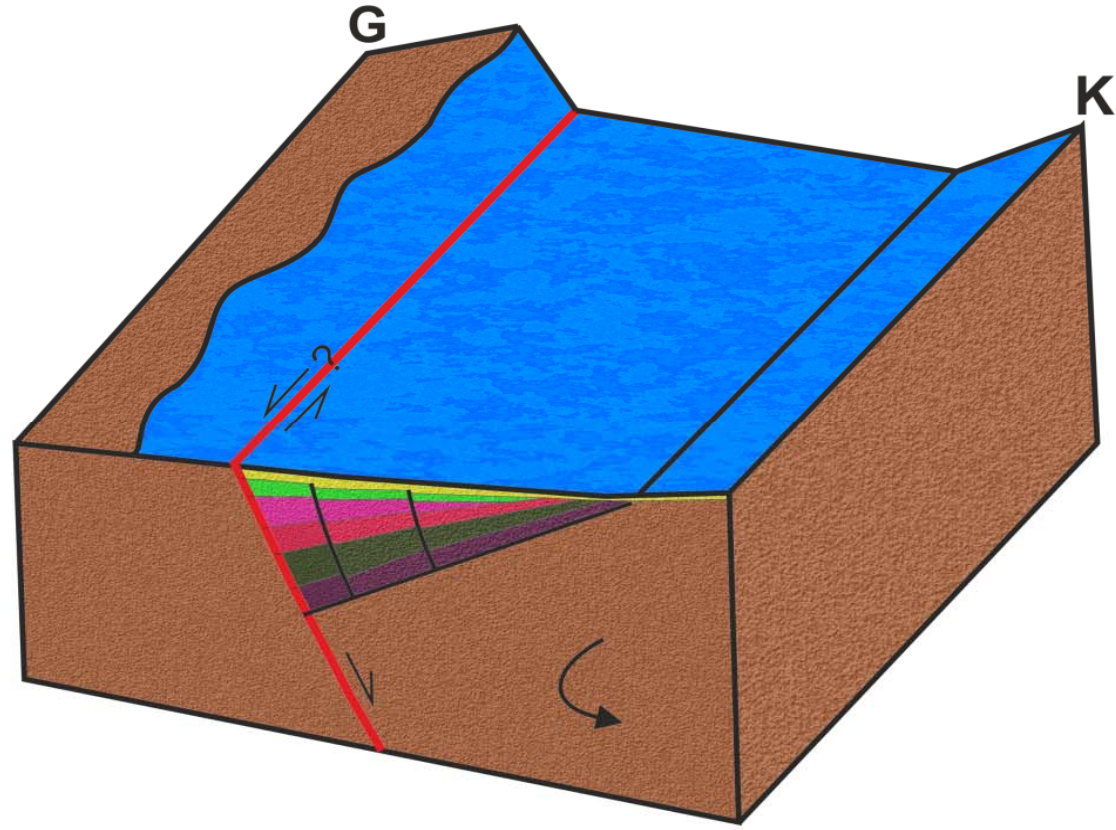
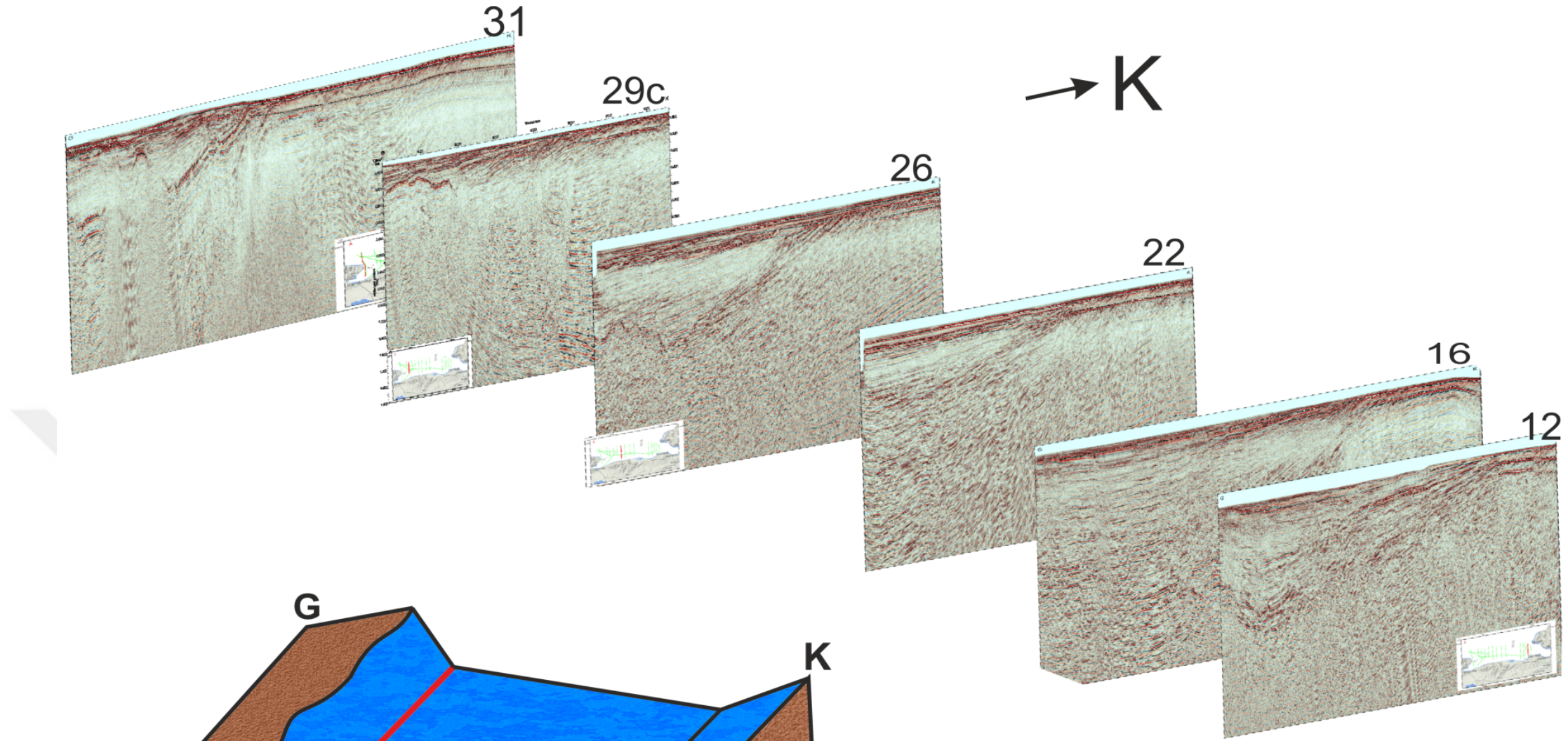
fayları, kesitlerden elde ettiğimiz fay haritasında bu Yeni Segmet'in kuzey kısmında gözlenmiştir.

Sonuç olarak oluşturulan fay haritasındaki B2 ile gösterilen fayın Edincik Fayı'nın deniz içerisindeki devamı olduğunu, B4 ile gösterilen fayın Armutlu Bandırma Segmenti'nin bir parçası olduğunu, G1 ile gösterilen fayın yeni segment olarak gösterilen fayın devamı olduğunu ve ayrıca bu fayın Gemlik Fayı olduğu düşünülmektedir. G2, G3, G4, G5 ve B4 fayının kuzeyindeki siyah renk ile gösterilen normal fayların ise doğrultu atımlı fayların etkisi ile doğrultu atımlı fayların arkalarında oluşan normal faylar olduğu gösterilmektedir. Fay haritasında gösterilen doğrultu atımlı fayların Kuzey Anadolu Fayı'nın etkisinde sağ yönlü olduğu düşünülmektedir. Fakat bu fayların Holosen birimine kadar uzanamadığını daha önceki yıllarda aktif olduğunu ama günümüzde aktivitesinin Holosen birimine kadar gelmediği gözlenmiştir. Armutlu Yarımadası'nın güneyi ile Mudanya'nın kuzeyi arasındaki bölgede Holosen de aktif faylar mevcuttur. Çalışma alanındaki hatlar yorumlandığında ve bütün çalışmalar incelendiğinde Güney Marmara'daki fay yapısının şeklinin **sıçramalı (step-over)** ve **transtansiyon** yapıya sahip oldukları sonucuna varılmıştır. Faylar **eğim atım birleşene sahip olan sağ yönlü doğrultu atımlı faylar** ve bu fayların kuzeyinde oluşan normal faylar gözlenmiştir. Önceki yıllardaki sismik etkinliklere ve deprem geçmişi incelendiğinde büyük ve yıkıcı depremler meydana getiren fay yapıları olduğu bu yüzden de yapılan bu fay haritasının oluşabilecek herhangi bir deprem tehlike analizinin yapılmasına yararlı olacağı düşünülmüştür (Şekil 5.1).

Diğer bir sonuç ise; çalışma alanındaki tektonik modelin bu fayların etkisi altında oluşan **yarım graben yapısı** olduğu düşünülmektedir. Graben yapısı içindeki tabakaların güneye doğru eğimlendiği ve kuzey yönüne doğru kama yapısı oluşturduğu bütün hatlarda gözlenmiştir. Tüm güney şelfin güney yönüne doğru saatin tersi yönünde rotasyon hareketi içerisinde olduğu sonucuna varılmıştır (Şekil 5.2).



Şekil 5.1 Tez kapsamında oluşturulan fay haritası.



Şekil 5.2 Çalışma alanının tektonik yapısı ve bazı sismik hatlar.

KAYNAKLAR

- Adatepe, F., Demirel, S. ve Alpar, B. (2002). Tectonic setting of the southern Marmara Sea region: based on seismic reflection data and gravity modelling. *Marine Geology*, 190, 383–395.
- Aki, K. (1984). Asperities, barriers, characteristic earthquakes and strong motion prediction. *Journal of Geophysical Research*, 89, 0148-0227.
- Aksu, A. E., Calon, T. J., Hiscott, R. N. ve Yaşar, D. (2000). Anatomy of the North Anatolian fault zone in the Marmara Sea. Western Turkey: Extensional basins above a continental transform. *Geological Society of America Today* 10, 122.
- Aksu, A.E., Hiscott, R.N. ve Yaşar, D. (1999). Oscillating Quaternary water levels of the Marmara Sea and vigorous outflow into the Aegean Sea from the Marmara Sea-Black Sea drainage corridor. *Marine Geology*, 153 (1-4), 275-302.
- Alpar, B. ve Çizmeçi, S. (1999). Seismic hazard assessment in the Gemlik Bay region following the 17 August Kocaeli Earthquake. *Turkish Journal of Marine Sciences*, 5, 149–166.
- 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., Barka, A. ve Hubert, A. (1999). Propagation of the North Anatolian fault into the Northern Aegean: timing and kinematics. *Geology*, 27, 267-270.
- Armijo, R., Meyer, B., Navarro, S., King, G. ve Barka, A. (2002). Asymmetric 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.

- Atalay, İ. (2002). *Türkiye'nin jeolojik bölgeleri* (1. Baskı). İzmir: Orman Bakanlığı Yayınları.
- Barka, A. A. ve Kuşçu, İ. (1996). Extents of the North Anatolian fault in the İzmit, Gemlik and Bandırma Bays. *Turkish Journal of Marine Sciences*, 2 (2), 93–106.
- Barka, A. (1999) The 17 August 1999 İzmit earthquake, *Science*, 285, 1858 –1859.
- Barka, A. A. ve Kadıncıoğlu, K. (1988). Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics*, 7, 663-684.
- 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.
- Beşiktepe, S.T. (2003). Density currents in the two-layer flow: An example of Dardanelles outflow. *Oceanologica Acta*, 26, 243–253.
- Beşiktepe, Ş., Sur, H.İ., Özsoy, E., Latif, M.A., Oğuz, T., ve Ünlüata, Ü. (1994). The Circulation and Hydrography of the Marmara Sea. *Progress in Oceanography*, 34, 285-334.
- Bozkurt E. (2001). Neotectonics of Turkey—a synthesis. *Geodinamica Acta*, 14, 3-30.
- Bozkurt, E. ve Oberhänsli, R. (2001a). Menderes Massif: structural, metamorphic and magnetic evolution. *International Journal of Earth Science*, 89, 679-882.
- Çifçi, G., Dondurur, D. ve Okay, S. (2005). *Yüksek ayrımlı deniz jeofiziği yöntemleri* (1.Baskı). Ankara: TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası.

- Demirbağ, E., Rangin, C., Le Pichon, X. ve Şengör, A. M. C. (2003). Investigation of the tectonics of the Main Marmara Fault by means of deep-towed seismic data. *Tectonophysics*, 361, 1-19.
- Dewey, J. F. ve Şengör, A.M.C. (1979). Aegean and surrounding regions: complex multi-plate and continuum tectonics in a convergent zone. *Geological Society of America Bulletin*, 1(90), 84-92.
- Dondurur, D. (2009). *Deniz sismiğinde veri işlem* (1. Baskı). Ankara: TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası.
- Ergin, M., Kazancı, N., Varol, B., İleri, Ö. ve Karadenizli, L. (1997). Sea-level changes and related depositional environments on the southern shelf. *Marine Geology*, 140, 391-403.
- Ergün, M. ve Özel, E. (1995). Structural relationship between the sea of Marmara Basin and the North Anatolian fault zone. *Terra Nova*, 7, 278-288.
- Gasperini, L., Polonia, A., Çağatay, M.N., Bortoluzzi, G. ve Ferrante, V. (2011). Geological slip rates along the North Anatolian Fault in the Marmara region. *Tectonics*, 30,6.
- Gazioğlu, C., Gökaşan, E., Algan, O., Yücel, Z.Y., Tok, B. ve Doğan, E. (2002). Morphologic features of the Marmara Sea from multibeam data. *Marine Geology*, 190, 397-420.
- Görür, N. (2003). *Marmara Denizi'nin deprem potansiyeli*. Ankara: Türkiye Bilimler Akademisi Yayınları.
- Görür, N. ve Okay, A.I. (1996). A fore-arc origin for the Thrace basin, NW Turkey. *Geology Rundsch*, 85, 662-668.

Görür, N., Çağatay, M.N., Emre, Ö, Alpar, B., Sakıncı, M., İslamoğlu, Y. ve diğer. (2001). Is the abrupt drowning of the Black Sea shelf at 7150 yr BP a myth?. *Marine Geology*, 176, 65–73.

Görür, N., Çağatay, N.M., Sümengen, M., Şentürk, K. ve Yaltrak, C. (1997). Origin of the Sea of Marmara as deduced from the Neogene to Quaternary paleogeographic evolution of its frame. *International Geology Review*, 39, 342-352.

Gürbüz, C., Aktar, M., Eyidoğan, H., Cisternas, A., Haessler, H., Barka, A. A., ve diğer. (2000). The seismotectonics of the Marmara region (Turkey): Results from a microseismic experiment. *Tectonophysics*, 316, 1-17.

Halbach, P., Kuşçu, İ., Kuhn, T., Pekdeğer, A. ve Seifert, R. (2000). Methane in sediments of the deep Marmara Sea and its relation to local tectonic structures. *NATO Advanced Research Seminar: Integration of earth sciences research on the 1999 Turkish and Greek earthquakes and needs for future cooperative research seminar abstract book*, 74-75, 14-17 May 2000, İstanbul.

Hubareva, E.S., Svetlichny, L., Kideys, A.E. ve Isinibilir M. (2008) Fate of the Black Sea *Acartia clausi* and *Acartia tonsa* (Copepoda) penetrating into the Marmara Sea through the Bosphorus. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 76, 131-140.

Hubert-Ferrari, A., Barka A., Jacques, A., Nalbant, S., Meyer, B., Armijo, R., ve diğer. (2000). Seismic hazard in the Marmara Sea following the 17 August 1999 Izmit earthquake, *Nature*, 404, 269-272.

İmren, C., Le Pichon, X., Rangin, C., Demirbağ, E., Ecevitoğlu, 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 Science Letters*, 186, 143-158

- Ketin, İ. (1968a-b). Türkiye'nin genel tektonik durumu ile başlıca deprem bölgeleri arasındaki ilişkiler, *M.T.A. Enstitüsü Dergisi*, 71, 129-154.
- Ketin, İ. (1969). Kuzey Anadolu Fayı hakkında, *M.T.A. Enstitüsü Dergisi*, 72, 1-27.
- Ketin, İ. (1983). Türkiye Jeolojisine Genel Bir Bakış. *İTÜ Kütüphanesi*, 1259, 595.
- Kurtuluş, C. (1985). Report on high resolution seismic study in the Gemlik Bay. *MTA Department of Geophysical Research*, 735, 5.
- Kurtuluş, C. (2002). Determination of geology, seismic stratigraphy and tectonism of the Izmit Gulf by a seismic reflection study. *Journal Applied Earth Science Kocaeli University*, 2(1), 47-57
- Kurtuluş, C. ve Canbay, M.M. (2007). Tracing the middle strand of the North Anatolian Fault Zone through the southern Sea of Marmara based on seismic reflection studies. *Geo-Marine Letters*, 27, 27-40.
- Kuşçu, İ., Okamura, M., Matsuoka, H., Yamamori, K., Awata, Y. ve Özalp, S. (2009). Recognition of active faults and stepover geometry in Gemlik Bay, Sea of Marmara, NW Turkey. *Marine Geology*, 260, 90-91.
- Le Pichon, X., Taymaz, T. ve Şengör, A.M.C. (1999). The Marmara Fault and the future Istanbul earthquake. *International Conference on the Kocaeli Earthquake, 17 August 1999 Proceeding*, 41-54.
- Le Pichon, X., Taymaz, T. ve Şengör, A.M.C. (2000). Important problems to be solved in the Sea of Marmara. *NATO Advanced Research Seminar: Integration of Earth Sciences Research on the 1999 Turkish and Greek Earthquakes and Needs for Future Cooperative Research*, 66-67.

- Le Pichon, X., Chamot Rooke, G.C.P., Rangin, C. ve Şengör, A.M.C. (2003). The North Anatolian Fault in the Sea of Marmara. *Journal of Geophysical Research*, 108(B4), 2179.
- 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 of the National Academy of Sciences*, 1-3.
- Le Pichon, X., Şengör, A.M.C., Demirbağ, E., Rangin, C., İmren, C., Armijo, R., ve diğer.(2001). The active Main Marmara Fault. *Earth and Planetary Science Letters*, 192, 595-616.
- Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü Deniz Araştırmaları Koordinatörlüğü. (2004). *Marmara Denizi Batimetri Haritası*, Ankara.
- McKenzie, D. (1978). Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions. *Geophysical. Journal Astronomy Society*, 55, 217-254.
- McKenzie, D. P. (1970). The plate tectonics of the Mediterranean region. *Nature*, 226, 239.
- McKenzie, D. P. (1972). Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophysical. Journal Astronomy Society*, 30, 109–185.
- Mihailovic, J. (1927). Trusne katastrofe na Mramornome moru. Posebno Izdan. *Srpse Akad Nauka (Belgrade)*, 65,16.
- Mudie, P.J., Rochon, A., Aksu, A.E. ve Gillespie, H. (2002). Dinoflagellate cysts, freshwater algae and fungal spores as salinity indicators in Late Quaternary cores from Marmara and Black Seas. *Marine Geology*, 190 (1–2), 203.

- Okay A.İ., (1989). Tectonic units and sutures in the Pontides, northern Turkey. In Şengör AMC (ed) *Tectonic evolution of the Tethyan region*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers.
- Okay, A.İ. ve Tansel, İ. (1992). New data on the upper age of the Intra-Pontide Ocean from north of Şarköy (Thrace). *Mineral Research and Exploration Bullten Turkey*, 114, 23-26.
- 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, A.İ. (2000). *Marmara Bölgesi'nin tektonik haritası*, 15 Eylül 2014. http://web.iti.edu.tr/~okay/geology_turkey_notes/marmara_sea.pdf,
- Özel, E. (1992). *Marmara Denizi'nin neotektonik yapısının jeofizik yöntemlerle incelenmesi*. Doktora Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, İzmir.
- Öztürk, B., Kadioğlu, M. ve Öztürk, H. (2000). Marmara Sea. *2000 Symposium Report. TÜDAV Yayın*, 5.
- Parke, J.R., Minshull, T.A., Anderson, G., White, R.S., McKenzie, D., Kuşçu, İ., ve diğer. (1999). Active Faults in the Sea of Marmara, Western Turkey, imaged by seismic reflection profiles. *Terra Nova*, 11 (5), 223-227.

- Parsons, T., Toda, S., Stein, R.S., Barka, A. ve Dieterich, J.H. (2000). Heightened odds of large earthquakes near Istanbul: An interaction-based probability calculation. *Science*, 288, 661 – 665.
- Pınar, N. (1943). Marmara Denizi Basenlerinin jeolojisi, sismisitesi ve meteorolojisi. *İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Monografileri*, 7, 314.
- Reilinger, R. E., McClusky, S., Bürgmann, R., Ergintav, S., Barka, A., Meteris, H., ve diğer. (2000). Coseismic and postseismic fault slip for the 17 August 1999, M = 7.5, İzmit, Turkey earthquake. *Science*, 289, 1519-1524.
- Sarıtaş, H. (2014). *Türkiye denizlerindeki gaz hidrat alanlarının CBS ile analizi*, Doktora Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, İzmir.
- Seyir, Hidrografi ve Oşinografi Dairesi Başkanlığı. (1989). *Bathymetric map of the Marmara Sea south of Istanbul, scale 1:50 000* (INT 3754).
- Siyako, M., Tanış, T. ve Şaroğlu, F. (2000). TPAO, fay haritasının yeniden yorumu; Marmara Denizi'nin aktif fay geometrisi. *Bilim Teknik Dergisi*.
- Smith, A. D., Taymaz, T., Oktay, F., Yüce, H., Alpar, B., Başaran, H., ve diğer. (1995). High resolution seismic profiling in the Sea of Marmara (northwest Turkey): Late Quaternary sedimentation and sea-level changes. *Geological Society of America Bulletin*, 107 (8), 923-936.
- Sorlien, C.C., Akhun, S.D., Seeber, L., Steckler, M., Shillington, D., Kurt, H., ve diğer. (2012). Uniform basin growth from a low-stand deltas seismic stratigraphic model, North Anatolian Fault system, Marmara Sea, Turkey. *Tectonophysics*, 518–521(0), 1–16.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181–241.

- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. ve Ketin, İ. (1980). Remnants of pre-late Jurassic ocean in northern Turkey: Fragments of Permian - Triassic Paleo-Tethys. *Geological Society of America Bulletin.*, 91, 599 - 609.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. ve Ketin, İ. (1982). Remnants of a pre-late Jurassic ocean in northern Turkey: Fragments of Permian - Triassic Paleo - Tethys? Reply. *Geological Society of America Bulletin*, 93,932 - 936.
- Şengör, A.M.C., Tüysüz, O., İmren, C., Sakıncı, M., Eyidoğan, H., Görür, N. ve diğer. (2005). The North Anatolian Fault: A new look. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 33(1), 37-112.
- Şengör, A. M. C. (1979). The North Anatolian Transform Fault. its age offset and tectonic significance. *Journal of Geological Society London*, 136, 269-282.
- Şengör, A. M. C. (1984). The cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia. *Geological Society of America Special Paper*, 195, 82.
- 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, In Strike-slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation, *Society of Economic Paleontology and Mineralogy Special Publication*, 37 (in honor of J. C. Crowell), 227 – 264.
- Şengör, A.M.C. (1987a). Cross-faulting and differential stretching of hanging walls in regions of low angle normal faulting: example from Western Turkey. *Geological. Society London Special Publication*, 28, 575–589.
- Taner, G. (1983). Hamzaköy formasyonunun cavda (Bakuniyen) Bivalvleri; Gelibolu Yarımadası. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 26, 59-64.

Taymaz, T., Jackson, J. ve McKenzie, D., (1991). Active tectonics of the north and central Aegean Sea. *Geophysical Journal International-Oxford*, 106, 433-490.

TÜBİTAK Raporu. (2007). *Marmara Denizi Güney Şelfi Batı Kesiminin Yapısal Unsurları ve Sedimantolojik Özelliklerinin Araştırılması Projesi*. ÇAYDAG-102Y107, Ankara, 10 Ekim 2014, http://uvt.ulakbim.gov.tr/uvt/index.php?cwid=9&vtadi=TPRJ&ano=96793_4dc1b7274930a3c8409ea7863ef35a0d.

Utkucu, M., Budakoğlu, E. ve Durmuş, H. (2011). Marmara Bölgesinde (KB Türkiye) depremsellik ve deprem tehlikesi üzerine bir tartışma. *Yerbilimleri*, 32(3), 187-212.

Vardar, D. (2013). *Güney Marmara (Karabiga-Gemlik arası) Yakın kıyı alanları pliyokuvaterner yapılarının sismik yansımaya verileriyle incelenmesi*. Yayınlanmamış Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi, İstanbul.

Vardar, D., Öztürk, K., Yalıtırak, C., Alpar, B. ve Tur, H. (2014). Late Pleistocene-Holocene evolution of the southern Marmara shelf and sub-basins: Middle strand of the North Anatolian Fault, southern Marmara Sea, Turkey. *Marine Geophysics Research.*, 35, 69-85.

Wong, H.K., Lüddmann, T., Uluğ A. ve Görür, N. (1995). The Sea of Marmara: a plate boundary sea in a tectonic escape regime. *Tectonophysics*, 244, 231-250.

Yalçınlar, İ. (1976). Türkiye jeolojisine giriş. *İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Coğrafya Enstitüsü Yayını*.

Yalıtırak, C. (2000). Marmara Problemi. *I. Ulusal Deniz Bilimleri Konferansı*, 60-61.

Yalıtırak, C. (2002). Tectonic evolution of the Marmara Sea and its surroundings. *Marine Geology*, 190, 493-529.

Yaltrak, C. (2009). The Marmara Fault patterns based on historical earthquakes. *International Symposium on Historical Earthquakes and Conservation of Monuments and Sites in the East*, 181-185.

Yaltrak, C. ve Alpar, B. (2002a). Evolution of the middle strand of North Anatolian Fault and shallow seismic investigation of the southeastern Marmara Sea (Gemlik Bay). *Marine Geology*, 190, 307–327.

Yılmaz, M. (2006). *Structural features and geological development of the Yenişehir (Bursa) basin in the Neotectonic period*. Yayınlanmamış Yüksek Lisans Tezi. İstanbul Üniversitesi, İstanbul.

Yılmaz, Y. (1997). Geology of western Anatolia. Active tectonics of northwestern Anatolia. *The Marmara Poly-Project, a Multidisciplinary Approach by Space-Geodesy, Geology, Hydrogeology, Geothermic and Seismology*, 31-53.