

**ANKARA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

DOKTORA TEZİ

MARMARA DENİZİ GÜNEY ŞELFİNİN YAPISAL UNSURLARI

Aslı Zeynep CAN

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**ANKARA
2017**

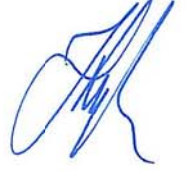
Her hakkı saklıdır

TEZ ONAYI

Aslı Zeynep CAN tarafından hazırlanan “**Marmara Denizi Güney Şelfinin Yapısal Unsurları**” adlı tez çalışması 14/06/2017 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından oy birliği ile Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı’nda **DOKTORA TEZİ** olarak kabul edilmiştir.

Danışman : Doç.Dr. Bülent KAYPAK

Ankara Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı



Jüri Üyeleri :

Başkan : Prof. Dr. Emin DEMİRBAĞ

İstanbul Teknik Üniversitesi Maden Fakültesi
Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı



Üye : Prof.Dr.G.Berkan ECEVİTOĞLU

Anadolu Üniversitesi Uydur ve Uzay Bilimleri Enstitüsü
Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı



Üye : Prof.Dr. Abdullah ATEŞ

Ankara Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı



Üye : Prof.Dr.Selma KADIOĞLU

Ankara Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı



Üye : Doç.Dr. Bülent KAYPAK

Ankara Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı



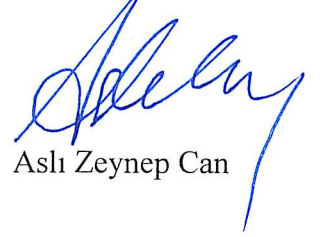
Yukarıdaki sonucu onaylarım.

Prof.Dr.Atila YETİŞEMİYEN
Enstitü Müdürü

ETİK

Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü tez yazım kurallarına uygun olarak hazırladığım bu tez içindeki bütün bilgilerin doğru ve tam olduğunu, bilgilerin üretilmesi aşamasında bilimsel etiğe uygun davrandığımı, yararlandığım bütün kaynakları atıf yaparak belirttiğimi beyan ederim.

14/06/2017



Aslı Zeynep Can

ÖZET

Doktora Tezi

MARMARA DENİZİ GÜNEY ŞELFİNİN YAPISAL UNSURLARI

Aslı Zeynep CAN

Ankara Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Doç. Dr. Bülent KAYPAK

Kuzey Anadolu Fayı'nın (KAF) Marmara Bölgesi; Kuzey, Orta ve Güney Kol olmak üzere üç ana kola ayrılmaktadır. $M \leq 7.4$ büyüklüğündeki 1999 yılı Kocaeli depreminden bu yana yapılmakta olan sismik yansıma çalışmaları genelde Kuzey Kol üzerine odaklanmış olup, buna karşın Güney Marmara şelfi boyunca uzanan Orta Kol'un karakteristiği özellikle kıyıya yakın faylar hakkında sınırlı verilerle çalışma bulunmaktadır.

Bu doktora çalışmasında; hakkında Kuzey kola göre az bilgi bulunan KAF'nın Orta Kol'u üzerindeki fay geometrilerine ve aktif tektonik özelliklerine odaklanılarak, Orta Kol boyunca elde edilen yeni çok – kanallı sismik veriler ve batimetrik veriler sunulmaktadır. Bu amaçla, 151 km sismik yansıma ve 540 km² batimetri verisi toplanmış ve incelenmiştir. Bu çalışma için 2005 – 2016 yılları arasında meydana gelmiş depremler ilksel konumlarına getirilmiştir. Çalışma kapsamında, deprem lokasyonlarının yüksek çözünürlükle elde edilebilmesi için “Deprem Çifti Algoritması” kullanılmaktadır. “Deprem Çifti Algoritması”, P ve S dalgası zaman farklarını minimize ederek depremleri gerçek yerine taşımaktadır. Bu algoritma, deprem konumlarını göreceli olarak doğru yerlerine taşımaktadır. Sonuçlar harita oluşturularak karşılaştırılmıştır.

Bandırma Körfezi ve İmralı Adası arasında elde edilen yeni jeofizik ve jeolojik veriler, Marmara Denizi güney şelfi üzerindeki havzanın bir transtansiyonel havza olduğunu göstermektedir. Sismik verilerin tektonik analizleri, bu transtansiyonel havzanın KAF'nın Orta Kolu'nun parçaları olan bir seri fayın aktivitesine bağlı olarak açıldığını göstermektedir.

Haziran 2017, 182 sayfa

Anahtar Kelimeler: Kuzey Anadolu Fayı (KAF), Orta Kol, Güney Marmara Şelfi, sismik yansıma, ilksel konumlandırma

ABSTRACT

Ph.D. Thesis

STRUCTURAL ELEMENTS OF SOUTHERN MARMARA SEA SHELF

Aslı Zeynep CAN

Ankara University
Graduate School of Natural and Applied Sciences
Geophysical Engineering

Supervisor: Assoc. Prof. Dr. Bülent KAYPAK

The North Anatolian Fault (NAF) is split into three major branches as Northern, Central and Southern in the Marmara region. Most of the seismic reflection studies concentrated on the Northern Branch after the 1999 Kocaeli earthquake ($M_w=7.4$) whereas there are a few limited studies and data about characteristics of the Central Branch of the North Anatolian Fault extending along the Southern Marmara shelf.

In this thesis, a new multi – channel seismic and bathymetric data are represented by focusing on fault geometries and active tectonic features on the Central Branch where there is less knowledge about it than the Northern Branch. For this purpose, 540 km² the multibeam bathymetry and 151 km – line of seismic reflection data were acquired and interpreted. Furthermore in this study 1532 earthquakes occurred in the region between 2005 to 2016 years were relocated. In the scope of this study double difference algorithm were used to accurate defining of earthquake locations. The Double Difference algorithm was used to relocate earthquake while minimizing P and S waves time differences. This algorithm transport earthquakes relatively their true locations. Results were compared by maps of relocation.

Geophysical and geological data collected between Bandırma Bay and Imralı Island indicate that basin on the Southern shelf in the Marmara Sea is a transtensional basin. Tectonic analyses of the seismic data suggests that this transtensional basin extends by depending on the activities of a series of faults which are segments of the Central Branch of NAF.

June 2017, 182 pages

Key Words: North Anatolian Fault (NAF), Middle Branch, Southern Marmara Shelf, seismic reflection, relocation

ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR

Tez çalışmasının ortaya konulmasında ve lisansüstü çalışmalarım süresince desteğini ve emeğini hiçbir zaman esirgememiş olan, her daim çalışmalarımın bir adım öteye taşınmasına katkıda bulunan, hayatıma farklı bir bilimsel bakış açısı kazandıran, yanlarında büyüdüğüm, danışmanım olmalarından büyük bir gurur duyduğum ve AİLEM dediğim tez danışmanlarım Sayın Doç. Dr. Bülent KAYPAK (Ankara Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı) ve Prof. Dr. G. Berkan ECEVİTOĞLU'na (Anadolu Üniversitesi Uydu ve Uzay Bilimleri Enstitüsü) teşekkürü bir borç bilirim.

Doktora çalışmamın ilk yıllarında tanıştığım ve aynı kurumda çalışma fırsatı yakalayarakengin bilgi ve tecrübelerinden sürekli olarak yaralandığım, doktora tez konumun şekillenmesine ciddi bir katkısı bulunan, çalışmamın sonuna geldikçe ve elde ettiğim sonuçları gördükçe ona olan saygı ve hayranlığımın katbekat arttığı Sayın Dr. Ömer EMRE'ye sonsuz teşekkürlerimi sunuyorum. “O gün” fikirlerini benimle paylaşmamış olsalardı, bugün bu çalışma olmazdı.

Doktora araştırmasının başlangıcından itibaren tezin gelişimi için bilgi, katkı ve desteklerini esirgemeyen Prof. Dr. Gürol SEYİTOĞLU'na (Ankara Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı) ve Doç. Dr. Güzin Gülsev UYAR'a (Hacettepe Üniversitesi Maden Mühendisliği Anabilim Dalı) en içten teşekkürlerimi sunuyorum.

Tezde kullanılan deprem katalogları; Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü tarafından temin edilmiş olup, verilerin temin edilmesi aşamasındaki yardım ve desteklerinden dolayı Yük.Müh. Mehveş AKKOYUNLU'ya teşekkür ederim. Ankara'ya kadar gelip yardımlarını esirgemeyen Jeofizik Yük. Müh. Elif Meriç İLKMEN'e teşekkür ederim.

Jeofizik ve batimetri verilerin toplanması aşamasında MTA SELEN Araştırma Botu'nda özveri ile çalışan MTA Deniz Araştırmaları Dairesi Jeofizik ve Oşinografi Birimi arkadaşlarım Murat Burak AYDIN, Bahri Serkan AYDEMİR, Barbaros ŞİMŞEK, Eyyüb ÖZBEK, Murat CENK ve Jeofizik ve Oşinografi Birim Yöneticisi Oktar KURTULUŞ'a teşekkür ederim. Sismik verilerin işlenmesinde bana sundukları yardımlardan dolayı Bahri Serkan AYDEMİR, Dr. Hakan SARITAŞ, Alican PEKİYİ ve Fatma Betül KARCI ve Mert GÜLEŞ'e teşekkür ederim.

Doktora tezi için kullanılan veriler, MTA Genel Müdürlüğü Deniz Araştırmaları Dairesi Başkanlığı kapsamında 2015-37-14-01 Kod'lu “Bandırma Körfezi ve Doğusunun Yapısal Sedimentolojik ve Oşinografik Özelliklerinin Araştırılması Projesi” ve İstanbul Teknik Üniversitesi Maden Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü (İTÜ) tarafından yürütülen Ortak Araştırma Projesi YDABAG-101Y073 Kod numaralı “Marmara Denizi Güney Şelfi'nin Yapısal Unsurları ve Sedimentolojik Özelliklerinin Araştırılması Projesi” kapsamında elde edilmiştir. Tez verilerinin sağlandığı 2015-37-

14-01 Kod'lu Proje'nin Başkanı Jeoloji Yük. Müh. Fatoş KURTULUŞ'a bana gösterdiği destekten ve yardımlarından dolayı ne kadar teşekkür etsem azdır ve Dr. Kenan AKBAYRAM'a doktora tezime ilgili fikir ve desteklerini esirgemeyerek çalışmama farklı bir bakış açısı kattığı için teşekkür ederim.

Veri toplama aşamasında büyük bir özveri ile çalışan tüm R/V MTA SELEN kaptan ve personeline teknik desteklerinden dolayı teşekkür ederim.

Ne çok şey var aslında AİLEME söylemek istediğim, ne çok şey var teşekkür borçlu olduğum... Kelimeler kifayetsiz kalıyor ANNEM'e ve BABAM'a teşekkür ederken. Karanlıkta "aydınlık" durabilmeyi bana siz öğrettiniz ve ben de öğretmeye devam edeceğim. Varlığınız en büyük gücüm Güzel Annem, Aslan Babam....

Ve en son dostlarım Berna GÜL, Suat GÜL ve Barbaros ŞİMŞEK'e teşekkür etmek istiyorum ve Tabii ki Ayhan YAVUZOĞLU'na teşekkür etmek istiyorum. Bu çalışmanın her aşamasında yanımda durup, bana destek ve yardımcı olduğu için. Kısacası benim birikimim sağlam! Hep yanımda olan dostlarım, her an varlıkları ile beni güçlü kılan kardeşlerim, yoldaşlarım, canlarım var. Mevlana'nın dediği gibi; "Ben dostumu ne aklımla, ne kalbimle severim. Ben dostumu ruhumla severim."

Aslı Zeynep CAN

Ankara, Haziran 2017

İÇİNDEKİLER

TEZ ONAY SAYFASI

ETİK	i
ÖZET	ii
ABSTRACT	iii
TEŞEKKÜR	iv
KISALTMALAR DİZİNİ	viii
ŞEKİLLER DİZİNİ	ix
ÇİZELGELER DİZİNİ	xiii
1. GİRİŞ.....	1
1.1 Çalışma Alanı, Morfolojisi, Oşinografisi, Gravite ve Manyetik Özellikleri	3
1.1.1 Çalışma alanı	3
1.1.2 Çalışma alanının morfolojisi	4
1.1.3 Marmara Denizi'nin oşinografisi	6
1.1.4 Marmara Denizi'nin gravite ve manyetik özellikleri.....	8
1.3 Tez Sahası ve Dolayındaki Önceki Çalışmalar.....	17
2. MATERYAL ve YÖNTEM.....	22
2.1Çalışma Alanı Sismik Yansıma Verilerin Toplanması.....	23
2.2 Batimetri Verileri.....	38
2.3 Deprem Çifti Yöntemiyle Depremlerin Gerçek Konumlarına Getirilmesi	41
3. BULGULAR.....	49
3.1 Sismik Kesitlerin Yorumu	49
3.1.1 Sismik kesitlerde gözlenen yapılar	107
3.1.1.1 Faylar	107
3.1.1.2 Deltalar.....	108
3.1.1.3 Gaz ve akustik cevapları.....	109
3.1.1.3.1 Güçlü yansımalar (Enhanced reflection)	110
3.1.1.3.2 Hız sarkması (pull down)	111
3.1.1.3.3 Akustik örtü.....	112
3.1.1.3.4 Çopur(Pockmark)	113
3.2 Batimetri	114
3.3 Sismolojik Bulgular.....	117
4. TARTIŞMA ve SONUÇLAR.....	127
KAYNAKLAR	136
EKLER.....	146

EK 1 Sismik Kesitler	147
EK 2 Sismik Veri-İşlem Adımları.....	162
EK 3 Sismik Verilerin Hız Kesitleri	178
ÖZGEÇMİŞ.....	181



KISALTMALAR DİZİNİ

CDP	Common Depth Point
ODN	Ortak Derinlik Noktası
NMO	Normal Move Out
CMP	Common Mid Point
S/G	Sinyal/Gürültü
AGC	Automatic Gain Control
CTD	Conductivity Tempature Density
KAF	Kuzey Anadolu Fayı
TEFZ	Trakya Eskisehir Fay Zonu
GFZ	Ganos Fay zonu



ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1 Çalışma alanının Türkiye’deki konumu.....	4
Şekil 1.2 Güney Marmara derinlik ve topografya haritası. KS: Kapıdağ Sırtı, KY: Kapıdağ Yükselimi, BÇ: Bandırma Çukuru, MY: Mudanya Yükselimi, İS: İmralı Sırtı, İK:İmralı Kanyonu, GÇ: Gemlik Çukuru, AY: Armutlu Yükselimi	5
Şekil 1.3 Marmara Denizi’ndeki yüzey (A) ve derin (B) su döngüsü	6
Şekil 1.4 Manyetik alanının toplam bileşeninin düşey türevi haritası. NBF: Northern Boundary Fault (Kuzey Sınır Fayı), MFZ: Main Fault Zone (Ana Fay Zonu)	9
Şekil 1.5 Marmara Bölgesi’nin manyetik haritası.....	10
Şekil 1.6 Marmara Bölgesi’nin genel jeoloji haritası	12
Şekil 1.7 Çalışma alanının tektonik konum haritası GFZ: Ganos Fay Sistemi, TEFZ: Trakya – Eskişehir Fay Zonu BFFZ: Burdur Fethiye Fay Zonu, KAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu.....	15
Şekil 1.8 Marmara – 1 kuyusu lokasyonu ve stratigrafisi Vardar 2014’den derlenerek alınmıştır	17
Şekil 1.9 Önceki çalışmaların fay modelleri. A-B-C sırasıyla KAF üzerindeki, Tek Bir Ana Fay Modeli”, “Çek – Ayrık Fay Modeli” ve “Kademeli Fay Modeli” , D) D-B uzanımlı tek sağ yönlü fay modeli, E) Gemlik-Bandırma arasında uzanan fay modeli, F) Tek bir olamduğuna dayanan fay modeli	21
Şekil 2.1 R/V MTA SELEN araştırma botu.....	22
Şekil 2.2 MTA 2014-37-14-01 Özel Proje Kod’lu Ön Etüt Projesi kapsamında.....	24
gerçekleştirilen deniz etütleri sırasında toplanan hatlar	24
Şekil 2.3 Kaynak ve alıcı kablo düzeni.....	25
Şekil 2.4 R/V MTA Sismik – 1.....	30
Şekil 2.5 R/V MTA Sismik – 1 araştırma gemisi ile YDABAG–101Y073 kod numaralı proje ile toplanan GNM-01-02-03 nolu hatların diğer hatlarla beraber lokasyonları	32
Şekil 2.6 Araştırma kapsamında toplanan sismik hatlara uygulan veri işlem akış Şeması.....	37
Şekil 2.7 Çalışma sahasında toplanan batimetri verileri(A ve B alanı TCG Çubuklu ve TCG Çeşme Araştırma Gemileri ile SHODtarafından toplanmıştır)	39
Şekil 2.8 50 kHz ve 180 kHz çalışabilen SeaBeam 1050D çok ışınlı iskandil sisteminin su derinliği ve frekansa bağlı olarak tarama alanının değişimi.....	40
Şekil 2.9 Marmara Bölgesi’nin aktif fayları ve son iki bin yılda meydana gelmiş büyük depremlerin ($M_s > 6.8$) dış merkez (episantr) dağılım. 20. yüzyılda kırılmış faylar kalın kırmızı çizgi ile gösterilmiştir.	41

Şekil 2.10 HypoDD için önemli parametrelerin şematik gösterimi	47
Şekil 3.1 Sismik hatların lokasyonları	49
Şekil 3.2 Çizelge 3.2’de belirtilen depremlerin dış merkez dağılım ve odak mekanizması çözümleri haritası	50
Şekil 3.3 GNM-E hattının yığma (stack) kesiti.....	52
Şekil 3.4 GNM-E migrasyon kesitinin yorumlanmış hali.....	53
Şekil 3.5 GNM-E migrasyon kesitinin yorumlanmamış hali.....	54
Şekil 3.6 GNM-F hattının yığma (stack) kesiti.....	55
Şekil 3.7 GNM-F migrasyon kesitinin yorumlanmış hali.....	56
Şekil 3.8 GNM-F migrasyon kesitinin yorumlanmamış hali	57
Şekil 3.9 GNM-C hattının yığma (stack) kesiti	58
Şekil 3.10 GNM-C migrasyon kesitinin yorumlanmış hali	59
Şekil 3.11 GNM-C migrasyon kesitinin yorumlanmamış hali	60
Şekil 3.12 GNM-A kesitinin güney kısmında görülen F1 fayı	63
Şekil 3.13 a ve b sırasıyla; İmralı Adası ve batısının batimetri verisinin alındığı bölge ve batimetri haritası	65
Şekil 3.14 GNM-N hattının yığma (stack) kesiti	66
Şekil 3.15 GNM-N migrasyon kesitinin yorumlanmış hali	67
Şekil 3.16 GNM-N migrasyon kesitinin yorumlanmamış hali	68
Şekil 3.17 GNM-A hattının yığma (stack) kesiti	69
Şekil 3.18 GNM-A migrasyon kesitinin yorumlanmış hali	70
Şekil 3.19 GNM-A migrasyon kesitinin yorumlanmamış hali	71
Şekil 3.20 GNM-B hattının yığma (stack) kesiti	72
Şekil 3.21 GNM-B migrasyon kesitinin yorumlanmış hali	73
Şekil 3.22 GNM-B migrasyon kesitinin yorumlanmamış hali	74
Şekil 3.23 GNM-M hattının (yığma) kesiti.....	75
Şekil 3.24 GNM-M migrasyon kesitinin yorumlanmış hali.....	76
Şekil 3.25 GNM-M migrasyon kesitinin yorumlanmamış hali.....	77
Şekil 3.26 GNM-L hattının yığma (stack) kesiti.....	80
Şekil 3.27 GNM-L migrasyon kesitinin yorumlanmış hali M: Multiple	81
Şekil 3.28 GNM-L migrasyon kesitinin yorumlanmamış hali.....	82
Şekil 3.29 GNM-G hattının yığma (stack) kesiti	83
Şekil 3.30 GNM-G migrasyon kesitinin yorumlanmış hali M:Multiple.....	84
Şekil 3.31 GNM-G migrasyon kesitinin yorumlanmamış hali	85
Şekil 3.32 GNM-H hattının yığma(stack) kesiti	86
Şekil 3.33 GNM- H migrasyon kesitinin yorumlanmış hali	87

Şekil 3.34 GNM-H migrasyon kesitinin yorumlanmamış hali	88
Şekil 3.35 GNM-I hattının yığma(stack) kesiti.....	92
Şekil 3.36 GNM-I migrasyon yorumlanmış hali	93
Şekil 3.37 GNM-I migrasyon kesitinin yorumlanmamış hali.....	94
Şekil 3.38 GNM-K hattının yığma (stack) kesiti	95
Şekil 3.39 B-D uzanımlı alınmış GNM-K Migrasyon kesitinin yorumu.....	96
Şekil 3.40 B-D uzanımlı GNM-K migrasyon kesit yorumlanmamış hali.....	97
Şekil 3.41 GNM-01 hattının yığma (stack) kesiti	98
Şekil 3.42 GNM-01 migrasyon kesitinin yorumlanmış hali	99
Şekil 3.43 GNM-01 migrasyon kesitinin yorumlanmamış hali	100
Şekil 3.44 GNM-02 hattının yığma (stack) kesiti	101
Şekil 3.45 GNM-02 migrasyon kesitinin yorumlanmış hali	102
Şekil 3.46 GNM-02 migrasyon kesitinin yorumlanmamış hali	103
Şekil 3.47 GNM-03 hattının yığma(stack) kesiti	104
Şekil 3.48 GNM-03 migrasyon kesitinin yorumlanmış hali	105
Şekil 3.49 GNM-03 migrasyon kesitinin yorumlanmamış hali	106
Şekil 3.50 GNM-A kesitinde görülen önemli bir fay örneği	107
Şekil 3.51 Kocasu Nehri önünden alınan sismik kesitte görülen delta örneği.....	108
Şekil 3.52 GNM-C kesitinin kuzey kısmından alınmış bir örnek.....	110
Şekil 3.53 GNM-02 kesitinin güney ucunda belirgin olarak görülen hız çekmesi	112
Şekil 3.54 GNM-N kesitinde görülen akustik örtü örnekleri.....	113
Şekil 3.55 Gömülü porckmark yapılarına örnek olan GNM-M kesiti	114
Şekil 3.56 Bandırma Körfezi batimetri haritası	116
Şekil 3.57 Bandırma Körfezi ve doğusunun batimetri haritasının Oasis Montage programı ile çizimi (Kontur aralığı 5 m)	117
Şekil 3.58 ph2dt.inp parametre giriş dosyası olarak okutulan Ph2dt.inp dosyasının ekran görüntüsü	119
Şekil 3.59 Ph2dt.inp sonuçlarının ekran görüntüsü	120
Şekil 3.60 2005 – 2014 yılları arasındaki depremlerin dağılımı (Mw = 1.5) a. yeniden konumlandırma öncesi, b. yeniden konumlandırma sonrası)	122
Şekil 3.61 2004 – 2005 yılları arası çalışma bölgesinde gerçekleşmiş olan depremlerin ilksel (mavi noktalar) ve gerçek komumları mor noktalar) bölgelerinin gösterimi.....	123
Şekil 3.62 Araştırma bölgesinde depremlerin a. boylam (K) –Derinlik (km) ve b. enlem (D)- Derinlik (km) grafikleri.....	124
Şekil 3.63 çizelge 3.2’de belirtilen depremlerin dış merkez dağılım ve odak mekanizması çözümleri haritası	126

Şekil 4.1 Tez çalışması kapsamında tespit edilen faylar. Siyah renk ile gösterilen faylar deniz tabanında gözlenen fayları, sarı renk ile gösterilen faylar ise eski fayları göstermektedir.	134
Şekil 4.2 2532 adet depremin İlkse konumların gösterilmesi ve bu depremlerin fay haritası üzerindeki konumaları	135



ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge 2.1 R/V Selen araştırma gemisi teknik özellikleri	21
Çizelge 2.2 MTA 201437-14-01 özel proje kodlu ön etüt projesi kapsamında gerçekleştirilem deniz etüdleri sırasında toplanan hatların koordinatları ...	22
Çizelge 2.3 a, b, c, d, e, f, g, h; R/V MTA SELEN ile sismik veri toplama esnasında kullanılan sistem parçalarının sistem özellikleri	26
Çizelge 2.4 R/V MTA Sismik – 1 teknik özellikleri.....	30
Çizelge 2.5 R/V MTA Sismik 1 araştırma gemisi ile YDABAG–101Y073 kod numaralı proje ile toplanan hatların başlangıç ve bitiş koordinatları	31
Çizelge 2.6 ELAC – SeaBeam 1050 D Multibeam Echosounder sistemin özellikleri.....	38
Çizelge 2.7 KAF’ın güney kolu üzerinde meydana gelen büyük tarihsel depremler.....	42
Çizelge 2.8 Çalışma alanında oluşan aletsel dönem $M_b \geq 4$ depremleri	44
Çizelge 3.1 Depremlerin ilksel konumlandırmalarında kullanılan 1B P dalga hızı modeli.....	118
Çizelge 3.2 Aletsel deprem kayıtları ve dış merkez dağılımları	125

1. GİRİŞ

Marmara Denizi, 280 km uzunlukta ve 80 km genişlikte bir iç denizdir. Marmara Denizi'nin yüzey alanı yaklaşık 11500 km² ve toplam hacmi ise, hemen hemen 3378 km³'dür (Barka ve Kadinsky-Cade 1988). Çanakkale ve İstanbul Boğazları'nı da içine alacak şekilde, 40° – 41° 30' kuzey enlemleri ve 26° – 30° doğu boylamları arasında bulunmaktadır.

İlk kez Pınar (1942) tarafından Marmara Denizi içinde çizgisel bir hat boyunca meydana gelen depremlere dayanarak, D-B doğrultulu muhtemel bir fayın varlığından bahsedilmiştir. Ketin (1948) ve onu çalışmalarının hemen arkasından birçok araştırmacı (İlhan 1971, Şengör 1984, Barka ve Kadinsky – Cade 1988), KAF'ın Marmara Denizi içinde nasıl uzandığını tartışmışlardır. Deniz içerisinde fayın uzanımı söz konusu olduğundan, tek ve/veya çok kanallı sismik yansıma çalışmalarının yapılmaya başlanması ile elde edilen veri gruplarından birbirinden farklı görüşler ortaya atılmıştır (Crampin ve Evans 1986, Barka ve Kadinsky – Cade 1988, Ergun ve Özel 1995, Wong vd. 1995, Görür vd. 1997, Okay vd. 1999, 2000, Parke vd. 1999, Aksu vd. 2000, Siyako vd. 2000, Le Pichon vd. 2001, Yaltırak vd. 2000, İmren vd. 2001, Yaltırak 2002, Yaltırak ve Alpar 2002a, b).

Bu çalışmalar üç grupta toplanabilir;

- 1) Çek – Ayır ve birleşik Modeller (Barka ve Kadinsky – Cade 1988, Wong vd. 1995, Ergun ve Özel 1995, Barka 1992, Armijo vd. 2002, Carton vd. 2007);
- 2) Sıralı aşmalı Fay Modelleri (Parke vd.1999, Siyako vd. 2000, Okay vd. 2000) ve
- 3) Tek ana Fay Modeli (Pınar 1942, Ketin 1948, Aksu vd. 2000, Le Pichon vd. 2001, İmren vd. 2001, Demirbağ vd. 2003).

KAF'ın kuzey kolunun farklı bölümlerinde de ayrıntılı çalışmalar yapılmıştır (Göktaşan 2001, Kuşçu vd. 2002, Alpar ve Yaltırak 2002, Yaltırak ve Alpar 2002b, Laigle vd. 2008).

KAF hattı, Marmara Denizi doğusunda üç kola ayrılmaktadır (Barka ve Kadinsky – Cade 1988). Bu kollar; Anadolu levhasının sağ yanal batıya kaçışının, Kuzey Ege Denizi'nde saat yönünün tersi rotasyonel kamaların normal faylarla birleşmesiyle sona ermektedir (Yaltırak vd. 2012). İlk olarak KAF 30° 50' doğu enleminin batısında ikiye ayrılmaktadır. Kuzey Kol Bolu'dan İzmit'e kadar uzanmaktayken (Şengör 1979), güneydeki kol Pamukova Platosu'nda bir kere daha iki kola ayrılmaktadır (Koçyiğit 1989). Bu ayrılmanın kuzey kolu, "KAF Orta Kolu" olarak isimlendirilmektedir. Bu fayın, diri fay haritasında KD-GB doğrultulu Edincik Fayı'nın ve yaklaşık D-B doğrultulu Bandırma Fayı'nın Körfez'de de devam ettiği öngörülmektedir.

Marmara Denizi'nin % 57'lik bölümü şelf alanı, % 37'si kıtasal yamaç, % 6'sı 1000 m'yi aşan derin çukurlardır (Adatepe 1988, Görür vd. 1997, Okay vd. 1999, Le Pichon vd. 2001, Yaltırak 2002). Bununla birlikte Marmara Denizi, tektonik, morfolojik ve oşinografik özellikleri bakımından dünya genelinde birçok araştırmacının dikkatini çeken bir denizdir. Özellikle 17 Ağustos 1999 Kocaeli Depremi'nden sonra Marmara Denizi'nin karmaşık tektonik yapısını anlamak ve ortaya koymak için bölgede birçok yerli ve yabancı araştırmacı tarafından çalışma yapılmıştır. Bu çalışmalar, çoğunlukla KAF'ın daha aktif olan kuzey kolu üzerine yoğunlaştırılmıştır.

Bu çalışmada, daha önce bölgede çalışan araştırma gemilerinin su kesimin yüksekliğinden dolayı yeterli sığ derinlikte ayrıntılı çalışılmamış bir bölge olan Marmara Denizi güney şelfinin Bandırma – Gemlik Körfezi arasında kalan alanın yapısal özelliklerini belirlemek ve aktif tektonizmayı araştırmak için yapılmıştır. Çalışma boyunca Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA) tarafından yürütülmüş olan 2015-37-14-01 Kod'lu "Bandırma Körfezi ve Doğusunun Yapısal Sedimentolojik ve Oşinografik Özelliklerinin Araştırılması Projesi", 2014-37-14-04 Kod'lu Ön Etüd Projesi ve Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu (TÜBİTAK) Başkanlığı tarafından desteklenerek MTA ile İstanbul Teknik Üniversitesi (İTÜ) Maden Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü tarafından yürütülen Ortak Araştırma Projesi YDABAG-101Y073 Kod numaralı "Marmara Denizi Güney Şelfi'nin Yapısal Unsurları ve Sedimentolojik Özelliklerinin Araştırılması Projesi" verileri kullanılmıştır. Araştırmada kullanılan batimetri verilerin bir kısmı, T.C. Deniz

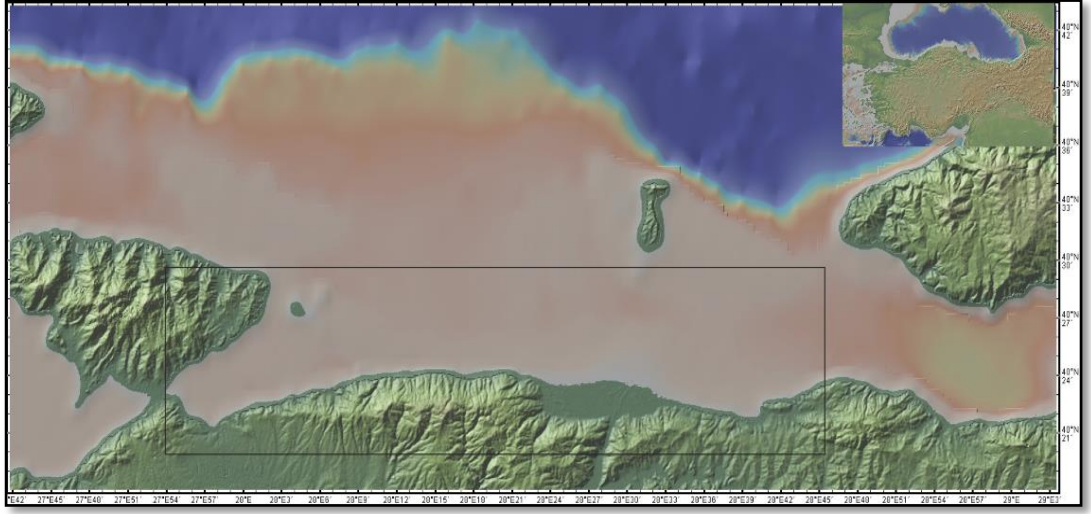
Kuvvetleri Komutanlığı Seyir Hidrografi ve Oşinografi Dairesi Başkanlığı'ndan (SHOD) temin edilmiştir.

MTA projeleri kapsamında toplanan verilerin Marmara Denizi güney şelfi üzerinde bulunan kısımları ayrıntılı veri işlem uygulamasına tabi tutularak ve yorumlanarak, bölgedeki aktif tektonizma ile ilgili unsurlara netlik kazandırılması amaçlanmıştır. Oluşturulan fay haritası ile, yapısal unsurların devamlılığı ve birbirleriyle olan ilişkileri belirlenmiştir. Araştırma kapsamında kullanılan çok kanallı sismik yansıma verileri, MTA Deniz Araştırmaları Daire Başkanlığı Veri – İşlem Laboratuvarı'nda “Seisspace PROMAX Sismik Veri İşlem Programı”nda ve batimetri verileri “HYPACK HYSWEEP Multibeam Veri İşlem Programı”nda işlenmiştir. Araştırma sırasında depremler, gerçek konumlarına HypoDD Programı (Wauldhauser, F.,2000) ile getirilmiştir. Araştırma MTA-015-37-14-01 Proje Kod Numarası ile MTA Deniz Araştırmaları Daire Başkanlığı tarafından projelendirilmiştir.

1.1 Çalışma Alanı, Morfolojisi, Oşinografisi, Gravite ve Manyetik Özellikleri

1.1.1 Çalışma alanı

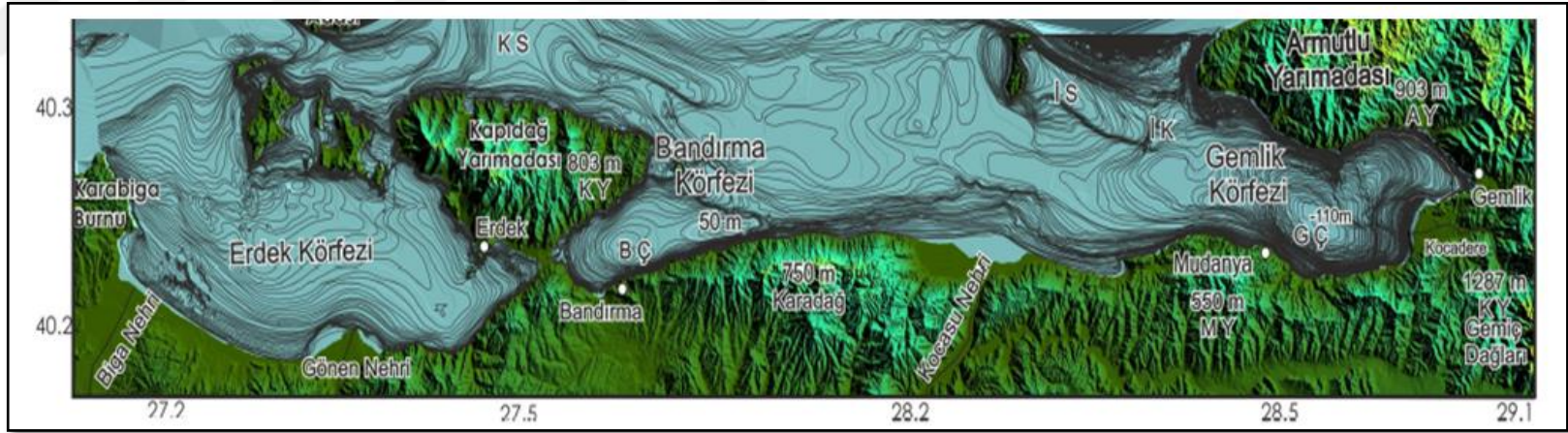
Çalışma alanı, şekil 1.1'de dikdörtgenle işaretli bölgedir ve Türkiye'nin kuzey batısında, Marmara Denizi güney şelfindedir. Güney şelf, yaklaşık olarak 20 km genişlikte düz bir yayılım gösteren ve su derinliğinin 110 m'den fazla olmadığı bir şelf alanıdır. İmralı Adası, Gemlik ve Bandırma Körfezi bu alanda bulunmaktadır. Güney şelfin yaklaşık olarak eni 155 km ve kıyı çizgisi uzunluğu ise yaklaşık 290 km'dir (Gazioğlu vd. 2002). Şelf alanının güneyinde de KAF'ın orta kolu yer almaktadır. Bu kol, Gemlik Körfezi ile Kapıdağ Yarımadası arasında uzanmaktadır ve sismolojik olarak kuzey kola nazaran daha az hareketlidir.



Şekil 1.1 Çalışma alanının Türkiye’deki konumu

1.1.2 Çalışma alanının morfolojisi

Bölgeyle ilgili var olan batimetri haritalarına göre; Güney Marmara şelfi (Şekil 1.2), Marmara Denizi’nin en geniş morfolojik özelliğine sahip 4194 km²’lik bir alana sahiptir. Şelf topografyasına bakıldığında; Kapıdağ Yarımadası, Marmara Adaları ve İmralı Adası dışında, şelfin genellikle geniş düz – yatan (flat – lying) şeklinde olduğu görülmektedir (Vardar vd. 2014). Marmara Denizi’nin güney şelfi ani bir uçurumla bitmektedir ve kanyon yapılı yamaçları ise, derin basenlerde görülmektedir. Marmara Denizi’nin güney şelfindeki yamaç eğimi ortalama 7⁰ – 90 iken, şelf kenar yanlarında eğim 15⁰ – 20⁰’dir (Aksu vd. 1999). Güney şelfinden doğu basenine devam eden yamaç inişi, 400 m’den az merkezi çöküntüye sahip bir yerleşik basenle (perched basin) kesilmektedir (Vardar vd. 2014). Güney şelfin genişliği, güneyden Marmara Denizi’ne boşalan Biga, Gönen ve Simav/Nilüfer Çayları ile ilişkilendirilmiştir (Şekil 1.2).

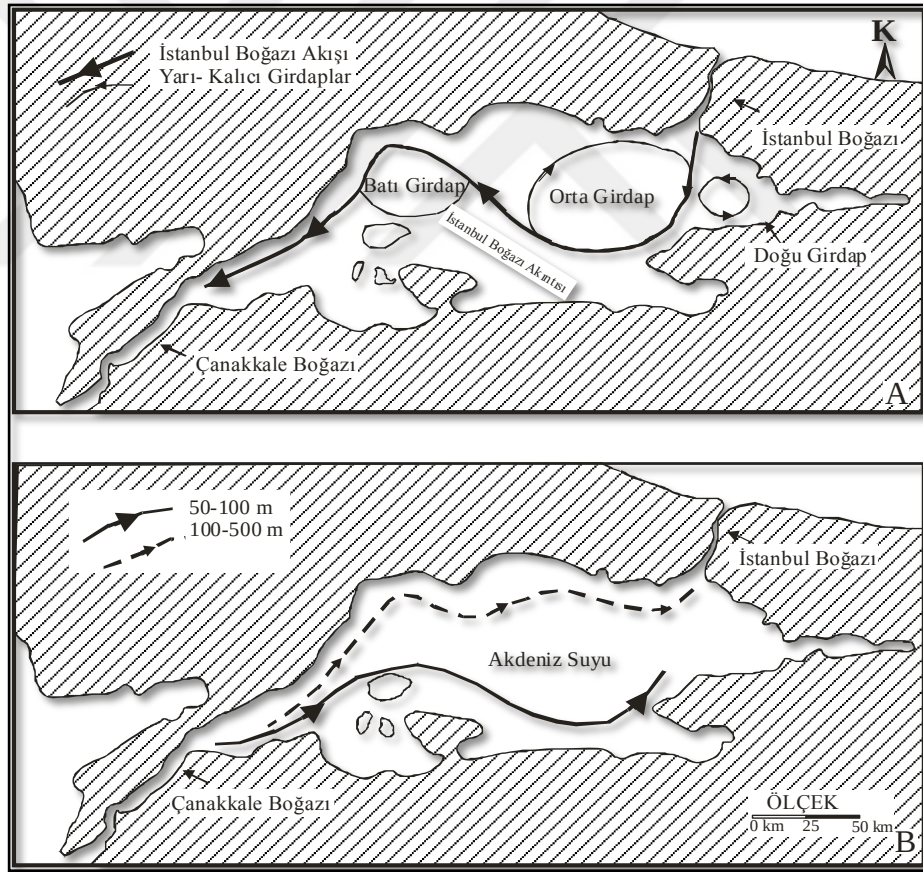


Şekil 1.2 Güney Marmara derinlik ve topografya haritası (Vardar vd. 2014)

KS: Kapıdağ Sırtı, KY: Kapıdağ Yükselimi, BÇ: Bandırma Çukuru, MY: Mudanya Yükselimi, İS: İmralı Sırtı, İK:İmralı Kanyonu, GÇ: Gemlik Çukuru, AY: Armutlu Yükselimi

1.1.3 Marmara Denizi'nin oşinografisi

Marmara Denizi, 30 km uzunluğundaki İstanbul Boğazı ile acı Karadeniz sularına, 60 km uzunluğundaki Çanakkale Boğazı ile Ege – Akdeniz sularına bağlanmaktadır. Kuzeyinde İstanbul Boğazı ve güneyinde de Çanakkale Boğazı bulunmaktadır. Marmara Denizi ve boğazlardan oluşan bu sisteme “Türk Boğazlar Sistemi (TBS)” denilmektedir. Çanakkale ve İstanbul Boğazı bağlantısından dolayı, Marmara Denizi'nde bir çift yönlü akıntının var olduğu bilinmektedir; Ege – Akdeniz'in tuzlu suları (tuzluluk ‰ 36) dip akıntıları ile kuzeye doğru ve Karadeniz'in acı suları (tuzluluk ‰ 18) ise kuvvetli yüzey akıntıları ile güneye doğru ilerlemektedir (Şekil 1.3), (Beşiktepe vd. 1994, Aksu vd. 2002).



Şekil 1.3 Marmara Denizi'ndeki yüzey a. derin, b. su döngüsü (Beşiktepe vd. 1994)

Bol yağış, az buharlaşma ve karasal tatlı su girdilerinin fazlalığı sebebiyle, Karadeniz’de yüzey sularında su her zaman fazlalık göstermekte ve tüm bu özelliklerden dolayı yüzey suları, İstanbul Boğazı yoluyla Marmara Denizi’ne doğru akmaktadır. Boğazdaki ters akıntı sisteminin varlığı ise, Akdeniz’in tuzlu sularını Karadeniz’in dip havzalarına doğru taşımaktadır. Karadeniz’den yılda 548 km³ suyun Marmara’ya geçtiği, buna karşılık Marmara’dan Karadeniz’e dip akıntısıyla 249 km³ su geçişi olduğu öngörülmektedir. Bitişik ya da birbiriyle bağlantılı denizler; meteorolojik şartlar, yüzey ve dip akıntıları vasıtasıyla birbirlerinin hidrolojik özelliklerinin etkisi altındadır (Sarıtaş 2015). Dolayısıyla denizlerin herhangi birinde meydana gelen fiziksel ve kimyasal değişim diğer denizlere de yansımaktadır.

Marmara Bölgesi’nde kuzey rüzgârlarının (KB–KD) % 60 sıklıkta ve güney rüzgârlarının (GB–GD) % 20 sıklıkta olduğu bilinmektedir (De Filippi vd. 1986). Kuzey rüzgârları boğazdaki üst akıntının hızını artırırken, güney lodos rüzgârları ise üst akıntının hızını yavaşlatmakta ve hatta bazen ters yönde bir su hareketine neden olmaktadır.

Karadeniz’de yüzey sularına bakıldığında, deniz suyu tuzluluğunun çok düşük olduğu görülmektedir (ortalama 18 ppt). Marmara Denizi’nde ise yüzey suları tuzluluğu ortalama 22 ppt iken, Çanakkale Boğazı’nda oldukça yüksektir (33 ppt). Daha güneye inildiğinde ise, deniz suyu tuzluluğu 38 ppt’ye ulaşmaktadır (DMIGM 1989). Bu durum ise Müller (1986), Ünlüata vd. (1990), Beşiktepe vd. (1994), Aksu vd. (2002) tarafından yapılan çalışmalarda bahsi geçen; Karadeniz’in düşük tuzluluktaki (18 – 22 ppt) yüzey suları, Akdeniz ve Ege Denizi’nin yüksek tuzluluktaki (38,5 ppt) yarı yüzey sularından olan iki tabakalı (tuzluluk ara yüzeyi) akış modeli ile karakterize edilmektedir.

Özet olarak; Marmara Denizi yaklaşık 25 m derinlikteki bir yoğunluk (tuzluluk) ara yüzeyi (haloklin) ile birbirinden ayrılan ve biri Karadeniz, diğeri ise Akdeniz kaynaklı iki su kütesini barındırmaktadır (Beşiktepe vd. 1994, Stanley ve Blanpied 1980). Haloklindeki keskin yoğunluk tabakalaşmasının yüzeyden alt tabakaya oksijen girdisini engellediği bir ortamda, biyogenik kaynaklı partikül maddenin yüzeyden alt tabakaya

çökelerek yarattığı oksijen tüketimi ile Çanakkale Boğazı'ndan giren oksijence zengin Akdeniz suları arasında bir denge bulunmaktadır. Çanakkale Boğazı'ndan sürekli su girişleriyle tazelenen Marmara haloklin altı sularında oksijence yetersiz (suboksik) koşullar bulunurken, Karadeniz'e benzer anoksik koşullar gelişmemiştir (Ünlüata ve Özsoy 1986, Özsoy vd. 1986, Özsoy vd. 1988). Tüm ayların ortalamaları sonucunda; gözlenmiş olan sıcaklık, tuzluluk ve yoğunluk değerleri sırasıyla 14,5 °C, 38,5 ppt ve 28,8 olarak belirlenmiştir (Özsoy vd. 1988).

1.1.4 Marmara Denizi'nin gravite ve manyetik özellikleri

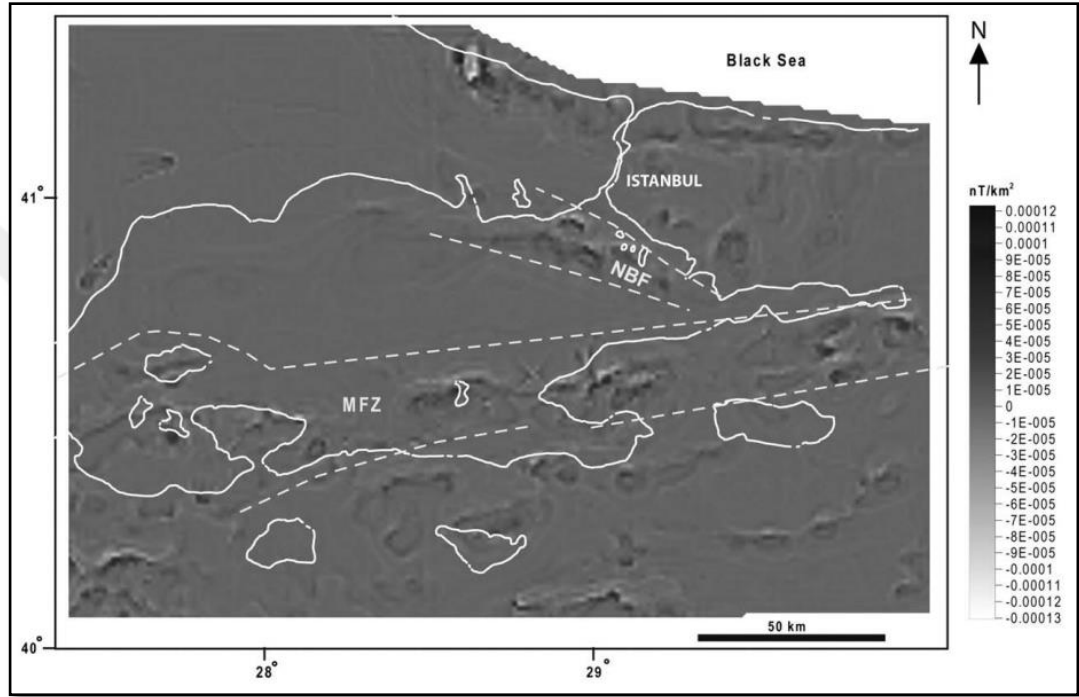
Araştırmanın Marmara Denizi'nin gravite ve manyetik özellikleri başlığını taşıyan bu bölümü; bölgede daha önce yapılan çalışmaları, gravite – manyetik haritaların değerlendirilmesini ve bunlardan elde edilen sonuçları içermektedir.

MTA tarafından hazırlanan gravite ve manyetik anomali haritalarında, Marmara Denizi'nin hakim unsurları olan çukurlar ve doğu – batı uzanımlı KAF kolları arasında yükselen ya da çöken alanlar açıkça görülmektedir.

Üzerinde KAF'ın orta kolunu barındıran Güney Marmara sahanlığı, Marmara Denizi'nin en geniş şelfidir. MTA tarafından yapılmış manyetik ve gravite ölçümlere göre, bölgede D-B uzanımlı kaynağı 3 – 3.5 km derinde olan bir anomalinin varlığını söz konusudur. Bouguer değerleri kuzeye doğru azalmakta, kabuk ise Marmara ortasına doğru uzayarak incelmektedir. Kapıdağ Yarımadası, İmralı Adası güneyi ve Gemlik Körfezi civarında gözlenen yüksek anomaliler ise, magmatik kökenli kayalarla ilişkilidir (Ergün ve Özel 1995, Adatepe 2002).

Ateş vd. (2009), Güney Marmara Bölgesi'ne ait havadan manyetik verilerin manyetik alanının (Şekil 1.5) ve manyetik alanın toplam bileşeninin düşey türevinin bölgedeki aktif faylarla (İmralı Fayı, Edincik Fayı ve Yalova Fayı) uyumlu olduğunu, bu fayların birbirini takip eden bir çizgisellik sağladığını ve İmralı ve Yalova Fayları'nın, Edincik Fayı'nın bir doğu uzantısı olduğunu belirlemişlerdir (Şekil 1.4). İmralı ve Edincik

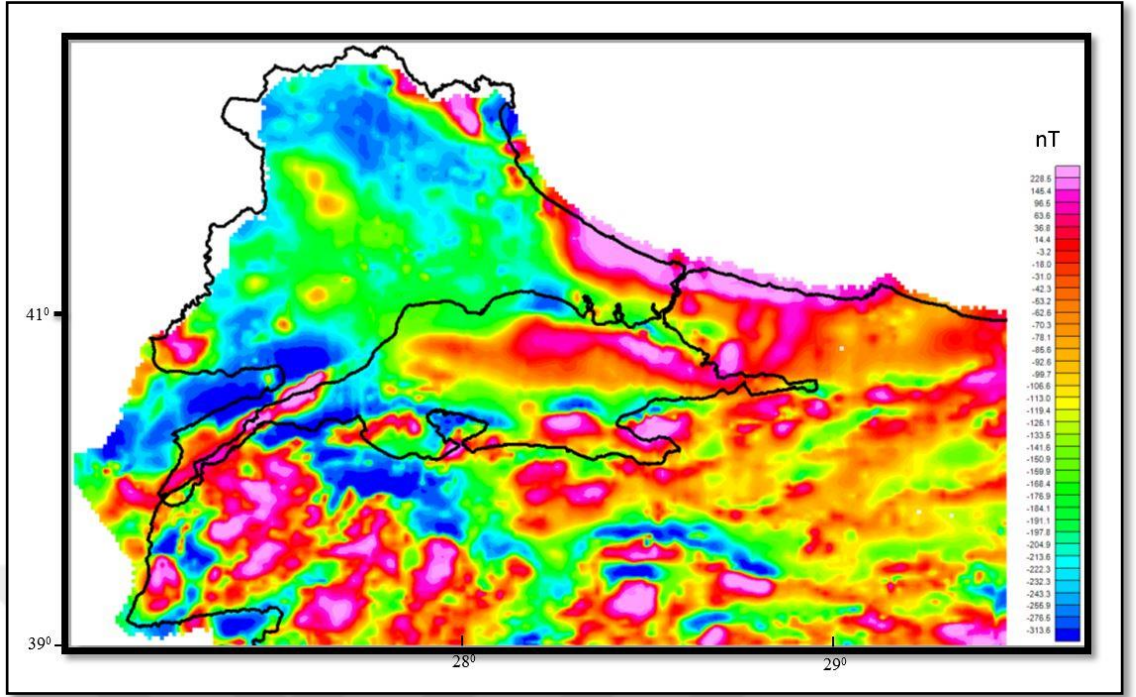
Fayları arasındaki bölgenin deprem dağılımları incelendiğinde, bir sismik boşluk olduğu belirtilmiştir. Bu sismik boşlukların kuvvetli deprem oluşumları için yüksek potansiyele sahip olduğu ve havadan manyetik alanının toplam bileşeninin düşey türevi ile de uyumlu olduğu belirtilmiştir. Araştırma kapsamında arazi çalışması öncesi yapılan manyetik çalışmalarda benzer sonuçlara rastlanmıştır.



Şekil 1.4 Manyetik alanının toplam bileşeninin düşey türevi haritası (Ateş vd. 2003)

NBF: Northern Boundary Fault (Kuzey Sınır Fayı), MFZ: Main Fault Zone (Ana Fay Zonu)

Ateş vd. (2003) araştırmalarında; manyetik, sismik ve gravite verileri yardımıyla Marmara Denizi içine uzanan fayları ve özelliklerini tanımlamışlardır. Araştırmacılar, jeofizik verilerinin birleştirilmesi ile Kuzey Marmara Denizi'nde çökmenin ve izostatik bir dengenin varlığını ileri sürmüşlerdir.



Şekil 1.5 Marmara Bölgesi'nin manyetik haritası (Ateş 2009)

Hökelekli (1981) araştırmasında, Kapıdağ Yarımadası civarında var olan anomalilerin genellikle dayk kaynaklı olduğunu vurgulamış ve manyetik verilerin anomalilerinin genellikle güneye doğru olduğu saptanmıştır. Güneydeki anomalilerin neden olan kütlelerin yorumunda, bunların genellikle volkanik kayalardan kaynaklandığı belirtilmiştir. Özellikle bölgenin en büyük anomalisi görünümündeki İmralı Adası civarındaki anomali, burada yüzeylenen batolitler ile birlikte yorumlanmıştır.

Adatepe vd. (2002) tarafından yapılan çalışmalarda; Marmara Denizi güney şelfinde küçük dalga boylu manyetik anomalilere rastlanmıştır, bunun çevrede yer alan granitik ve volkanik kayalardan kaynaklandığı ifade edilmiştir. Ayrıca intra pontid kenet kuşağına ait ofiyotik kayaların da, bu anomalilerin bir kısmını oluşturabileceği düşünülmüştür.

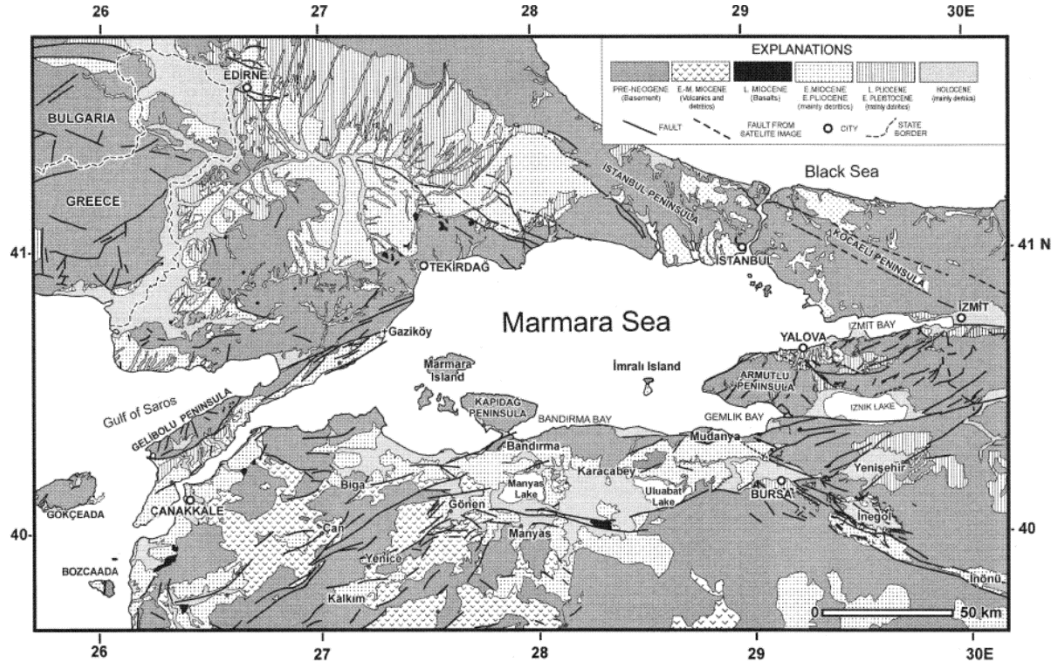
Bölgede yapılan tüm manyetik ve gravite çalışmaları sonucunda, Marmara Denizi'nin gravite ve manyetik anomalileri açısından çeşitlilik gösterdiği belirlenmiştir. Özellikle Tekirdağ – Kapıdağ, Kapıdağ – Armutlu ve Silivri – Adalar arasında kalan anomalilerin

tek düzeliği bozduğu görülmüştür. Söz konusu anomaliler, doğrultu ve normal atımlı faylarla ilişkilendirilebilmektedir.

1.2 Marmara Bölgesinin jeolojisi ve tektoniği

Marmara Denizi'nin kıyı alanları ile basen tabanında; kuzeyde Istranca, İstanbul Zonu ve Trakya Baseni Birimleri ile güneyde Sakarya Kıtası'na ait birimler bulunmaktadır (Okay 1989). Istranca Zonu, tabanda Istranca masifi ile başlamaktadır. Bunun üzerini Alt triyas – Orta Jura yaşlı granitik ve gnaysik kayalardan oluşan metamorfik birim uyumsuzlukla örtmektedir. Bunun da üzerine Geç Kretase yaşlı volkanik ve sedimanter açısız uyumsuzlukla gelmektedir. Marmara Denizi'nin kuzey – kuzey batısında bütün yaşlı kayaların üzeri, Eosen – Miyosen yaşlı Trakya Baseni'nin çökelleri tarafından örtülüdür (Sungurlu 1974, Şengör vd. 1984, Turgut vd. 1991) (Şekil 1.6)

İstanbul Zonu istifi ise, tabanda Triyas yaşlı kireçtaşları ve bunun üzerine uyumsuz olarak gelen Ordovizyen – Karbonifer yaşlı kırıntılı ve karbonatlı kayalardan oluşmaktadır. Bu istifin en üst kısmında ise, Üst Kretase – Alt Tersiyer yaşlı karbonatlı kayalar bulunmaktadır (Abdüsselamoğlu 1977, Sarıbudak vd. 1989). Sakarya Zonu istifinde ise, tabanda Metamorfik temel ve bu temeli örten Jura – Kretase yaşlı kırıntılı ve karbonatlı kayalar bulunmaktadır (Şengör vd. 1984).



Şekil 1.6 Marmara Bölgesi'nin genel jeoloji haritası (Yaltırak 2002)

Marmara Bölgesi; ilki Orta Eosen – Miyosen'de Trakya Havzası'nın açılması, diğeri ise Kuzey Anadolu Fayı'nın oluşmasına (Geç Miyosen – Pliyo – Kuvaterner) bağlı gelişen iki açılma evresinin etkisinde kalmıştır (Barka ve Kadinsky – Cade 1988).

Anadolu'nun batıya hareketini karşılayan KAF'ın bir parçası olan Marmara Denizi içerisindeki birtakım faylar, bu hareketin Kuzey Ege'ye iletilmesini sağlamaktadır (Öztürk 2007). KAF'ın Marmara Denizi içerisindeki tektonik yapısı tartışmalıdır. Bu konuda “Tek Bir Ana Fay Modeli”, “Çek – Ayır Fay Modeli” ve “Kademeli Fay Modeli” olmak üzere üç görüş mevcuttur (Şekil 1.8 a.b.c).

Barka ve Kadinsky – Cade (1988), Marmara Denizi'nde KD-GB yönlü doğrultu atımlı KKB-GGD ya da D-B yönlü normal fayların, Marmara Denizi'ndeki üç büyük çukurluğu oluşturan çek – ayır havzalarını oluşturduklarını ileri sürmektedirler.

Armijo vd. (1999), Barka ve Kadinsky – Cade (1988) gibi Marmara Çukurlukları'nın çek – ayır mekanizması biçiminde çalıştığını öne sürmektedirler.

Wong vd. (1995) ile Ergün ve Özel (1995), Marmara Denizi'ndeki çukur alanları çek – ayır havzalar, yüksek alanları ise basınç sırtı olarak tanımlamışlardır. Wong vd. (1995); çukurluk alanların kuzey ve güney yamaçlarının normal faylar tarafından kontrol edildiğini ve KD-GB yönlü fayların ikincil faylar olduğunu savunmuşlardır.

Parke vd. (1999) çalışmalarında; KAF'ın doğrultu atım karakteri ile Helenik Yayı'nın karşılıklı hareketlerinin Marmara Denizi'nde K-G yönlü açılmaya neden olduğunu ve bu açılmaya bağlı olarak D-B doğrultulu normal faylar oluştuğunu belirtmişlerdir. Bu nedenlerden dolayı da, KAF'ın Marmara Denizi'nin içindeki kısımlarının doğrultu atım mekanizmasından ziyade normal fay karakterinde olduğunu savunmuşlardır.

Le Pichon vd. (1999) çalışmaları doğrultusunda, Marmara çanağı içerisinde oluşan basenlerin ve sırtların D-B doğrultulu tek bir ana fay tarafından kontrol edildiğini ileri sürmüşlerdir.

Aksu vd. (2000) çalışmaları doğrultusunda, Marmara Denizi'nde kenar faylar ile sınırlı negatif çiçek yapısının etkin olduğunu savunmuşlardır.

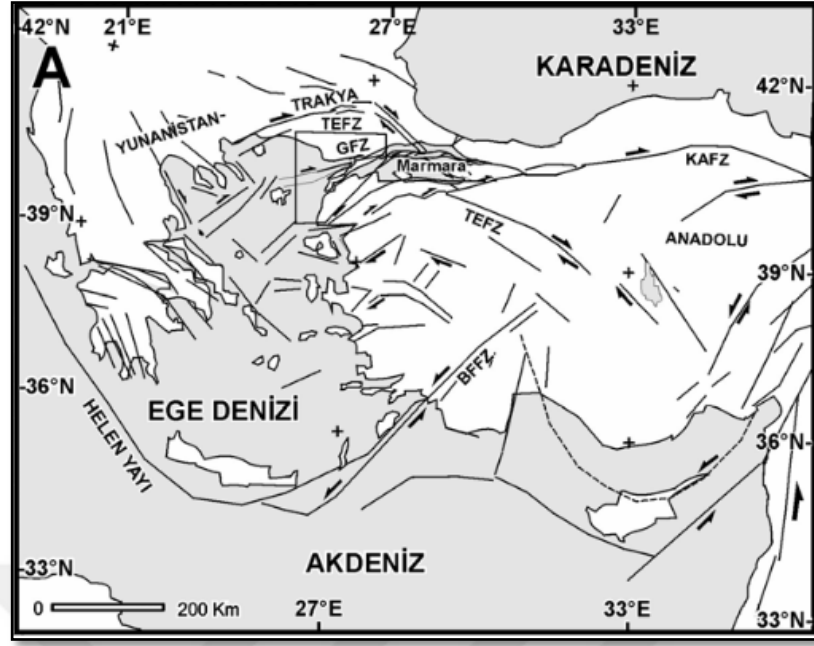
Gürbüz vd. (2000), Marmara Denizi'ndeki çek – ayır havzalarda meydana gelen depremlerin merkez noktalarını belirlemek amacı ile mikro – sismik çalışmalar yapmışlar ve KAF'ın kuzey kolu üzerinde gerçekleşen depremlerin merkezlerinin çizgisel bir davranış gösterdiğini ileri sürmüşlerdir.

Siyako vd. (2000), Marmara Denizi havzalarını kesen negatif çiçek yapısında olan kademeli 3 adet doğrultu atımlı fay belirlemişlerdir. Havzaların sınırlarında da sık normal fayların geliştiğini ortaya koymuşlardır.

Okay vd. (2000), KAF'ın Marmara Denizi içerisinde bir ana kol ve birkaç yan koldan oluştuğunu, ana kolun Ganos, Orta Marmara ve simetrik kama şekilli Çınarcık Baseni'ni oluşturan ve kuzey sınırlayan faylar olduğunu ifade etmişlerdir. Okay vd. (2000), Çınarcık Baseni'nin 3 km'den daha kalın Pliyo – Kuvaterner Çökelleri ile kaplı

kama şekilli bir deniz baseni olduğunu kabul etmişlerdir. Okay vd. (2000), Tekirdağ Çukuru'nun; KAF'ın doğrultu atımlı yapısına uygun olarak gelişmiş eşkenar dörtgen şekilli ve 1000 m. derinliğinde bir havza olduğunu ve bu derinliğin fayın 20 mm'ye varan yıllık kayma miktarı ile oluşabileceğini belirlemişlerdir. Kuvaterner çökel kalınlığının az olmasını ise, bu alanda sedimantasyon hızının düşük olmasına bağlamışlardır.

Marmara Denizi'nde Triyasik metamorfik temel üzerine, çökelen Jurasik – Kretase klastikleri ve karbonatları gelmiştir. Miyosen sonrası bölgede çökelen birimler, Marmara Denizi'nin gelişimi hakkında bilgiler sağlamaktadır (Şengör vd. 1984). Trakya Havzası'nın ve Erken – Orta Miyosen'de doğrultu atımlı Trakya – Eskişehir Fay Zonu (TEF)'na bağlı gelişen dağlar, Neojen bir havza oluşturmaktadır (Sakıncı vd. 1999). KAF'ın Geç Miyosen – Erken Pliyosen güneye doğru gelişimi ile oluşan göl ortamı, TEFZ'un aktifliğini yitirmesine neden olmuştur. Bu zamanda bölgede “Ganos Fay Sistemi (GFS)” yeniden aktivite kazanmıştır (Yaltırak 2000). Bölgedeki KAF öncesi tektonik rejimin Erken Miyosen – Erken Pliyosen'de başladığı ve sağ yanal GFS ve TEFZ tarafından kontrol edildiği savunulmaktadır (Yaltırak 1996, Tapdırmaz ve Yaltırak 1997, Yaltırak vd. 1998, Sakıncı vd.1999, Yaltırak vd. 2000, Yaltırak 2002) (Şekil 1.7).



Şekil 1.7 Çalışma alanının tektonik konum haritası(Yaltırak vd. 1998)

GFZ: Ganos Fay Sistemi, TEFZ: Trakya – Eskişehir Fay Zonu BFFZ: Burdur Fethiye Fay Zonu, KAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu

KAF'ın bölgedeki aktivitesine 5.7 milyon önce başladığına (Armijo vd. 1999) değinilmiş olmakla beraber; Yaltırak vd. (2000) tarafından, Gelibolu Yarımadası'nda elde edilen saha verilerine dayanarak bu yaştan 3.7 milyon yıldan fazla olamayacağını savunulmuştur. Gelibolu ve Armutlu Yarımadası'ndaki çökellerin stratigrafisine dayanarak Emre ve Awata (2003), Erken ve Geç Pliyosen'de tektonik rejimde önemli bir değişimin olduğunu ileri sürmüşlerdir.

Güney Marmara'da Geç Miyosen – Erken Pliyosen arasında oluşan tektonik yükselmenin sediman çökelimini kısıtladığı, Geç Pliyosen'de ise bölgede baskın bir erozyonel ortam olduğunu ileri sürülmüştür (Vardar 2014). Geç Miyosen'de göl niteliğinde olan Marmara Çukurluğu Akdeniz'in tuzlu suları tarafından doldurulurken, Marmara'nın güncel güney şelf kesimleri kara olarak kalmışlardır (Görür vd. 1997). Miyosen sonunda Marmara Çukurluğu Akdeniz ile kesilmiş ve bu alan Paratetis Denizi'nin suları ile dolmuştur.

KAF, bölgede Üst Pliyosen ve Pleistosen süresince çok etkili olmuştur (Şengör 1979). Pliyosen’de Marmara Havzası Akdeniz bağlantısı sağlanmış ve Havza’da Paratetis ile Akdeniz’in suları birbiri ile karışmıştır. Orta Üst Pliyosen’de, Marmara Havzası bugünkü halini almıştır. Fakat Üst Pliyosen’de, Marmara Denizi’nin güney kesimi KAF’a bağlı oluşan Marmara tektonik havzasının paleocoğrafik olarak üstünde kalmış ve bu alandaki su seviyesi değişimi, tamamıyla tektonik ve iklimsel değişikliklere bağlı olarak gelişmiştir. Bölgede İznik Gölü, Gemlik ve Bandırma Körfezleri ve Marmara Denizi gibi depresyon alanları, fay segmentlerinin arasında oluşan transtensiyonal alanlarda bulunmaktadır (Emre vd. 1998). Günümüz itibariyle bölgede hüküm süren çevresel ve oşinografik koşullar Holosen’de başlamıştır.

Bölgede Martahon Petrol Şirketi tarafından 1976 yılında kazılan “Marmara – 1 Sondaj Kuyusu”, İmralı Adası’nın kuzeybatısında yer almaktadır (Şekil 1.8). Kuyunun kazıldığı noktadaki su derinliği 126 m’dir ve birbirilerini uyumsuzlukla örten 4 farklı birim kesilmiştir. Kesitin en üstünde yer alan en genç birim *Congeriasp.* Ve *Dreisseniasp.* fosillerini içeren çamurtaşı, siltli çamurtaşı ve karbonat çimentolu kumtaşılarından oluşan 112 metre kalınlığındadır. Bu birim, Miyosen temelin üzerine uyumsuzlukla gelen Erken Pleyistosen’den günümüze kadar çökelen istifini içermektedir. Bunun altında yer alan 1026 m kalınlığındaki istif taban da konglomera ve kumtaşıyla başlamaktadır. Bunların hemen üzerinde, yer yer kırmızı kumtaşı tabakaları içeren gölsel kömürler ve en üst kısımda ise karbonat çimentolu kumtaşları bulunmaktadır. Bunun altında yer alan 3. Birim, 910 m kalınlığı olan volkanik kül ara katkılı kömür tabakalarından oluşmaktadır. En alt kesim 101 m kalınlığında olmakla birlikte, metamorfik temele ait kayaları içermektedir.

GB uzantılı Edincik Fayı'nın ve D-B uzantılı olduğu varsayılan Bandırma Fayı'nın Körfez'deki devamlılığına yönelik yapılan detaylı ve sığ derinlikte çalışma sayısı çok azdır çünkü çoğu araştırma gemilerinin su kesimi sığ derinlikte çalışmaya müsait olmamıştır. KAF'ın denizdeki konumu çok iyi anlaşılmış olmasına rağmen; kuzey kola göre aktifliği daha az olan orta kolunun deniz içindeki konumu ve KAF orta kolunun etkisi altında olan Marmara Denizi güney şelfinin yapısal evrimi, depremselliği, paleocoğrafik gelişimi ve sismik – batimetrik çalışmalar ile ilgili birçok farklı görüş bulunmaktadır (Barka ve Kadinsky – Cade 1988, Barka ve Kuşçu, 1996; Ergin vd. 1997, Alpar ve Çizmeci 1999, Aksu vd. 1999, Yaltrak ve Alpar 2002a, Adatepe vd. 2002, Kurtuluş ve Canbay 2007, Kuşçu vd. 2009, Vardar vd. 2014, Ateş vd. 2003, 2009, Emre vd. 1998, Le Pichon vd. 2014).

Smith vd. (1995), KAF'ın Marmara Denizi içinde birçok kola ayrıldığını ve Marmara Denizi'nin derin kısımlarında süreklilik göstermediğini belirtmişlerdir. Smith vd. (1995), birbirinden bağımsız çok sayıda etkin normal fayların yüksek ayrımlı sismik profiller ve batimetri haritalarında gözlenmesiyle bu süreksizliğin varlığını belirlemişlerdir. Güney şelfin ortasında gözlenen bu aktif normal fayların da, yaklaşık BKB–DKD doğrultulu olduğunu ifade etmişlerdir.

Wong vd. (1995) çalışmalarında, Marmara Denizi'ndeki faylarını kuzey ve güney sınır fayı olarak ikiye ayırmış ve kuzey sınır fayını, bölgesel “çek – ayır” sisteminin parçası olan bir normal fay segmenti olarak tanımlamışlardır. Bu fayın deniz içerisinde sağ yönlü doğrultu – atım segmentlerinin arasında transtansiyonel özellik gösterdiğini belirlemişlerdir.

Barka ve Kadinsky – Cade (1988), Marmara Denizi'nde KD-GB yönlü doğrultu atımlı KKB-GGD ya da D-B yönlü normal fayların, Marmara Denizi'ndeki üç büyük çukurluğu oluşturan çek – ayır havzalarını oluşturduklarını ileri sürmektedirler (Şekil 1.9. a.b.c).

Adatepe vd. (2002), çok kanallı sismik yansıma verileri ve Marmara Denizi güney şelfi için oluşturdukları gravite modelini kullanarak, bölgenin tektonik durumunu ve Trakya

– Eskişehir Fay Zonu’nun Marmara Denizi içerisinde bulunan KAF’ın orta kolunun ilişkisini incelemişlerdir. Araştırmalarına göre; Marmara Denizi’nin güney şelfi Geç Pliyosen’de tektonik olarak yükselmiş ve Geç Pliyosen – Erken Pleyistosen Dönem’de KAF’ın orta kolunun sağ yönlü doğrultu atımı boyunca kontrol edilen Gemlik Körfezi oluşmuştur (Şekil 1.9.f).

Ateş vd. (2003)’de manyetik, sismik ve gravite verileri yardımıyla, Marmara Denizi içine uzanan fayları ve özelliklerini tanımlamışlardır. Araştırmacılar, üç ayrı jeofizik verilerinin birleştirilmesi ile Marmara Denizi’ndeki sırtların ve havzaların varlığını açıklamışlardır.

Kurtuluş ve Canbay (2007)’da araştırmalarında, Gemlik ve Bandırma Körfezleri arasında kalan alan için aktif tektonizma çalışmışlardır. KAF’ın orta kolunun Gemlik Körfezi’ne girdiği yerde ana fayın; Körfez’in içinde zayıf S şekilli bir fay olarak yer aldığını ve Bandırma’ya kadar olan kısmının ise tekrar ana fay şeklinde uzandığını belirtmişlerdir. Bahsettikleri bu fayın Gemlik – Bandırma alt basenlerini kontrol eden D-B uzanımlı tek sağ yönlü fay olduğu öne sürülmüştür (Şekil 1.9D). Kurtuluş ve Canbay (2007), Gemlik ve Bandırma arasındaki mevcut tektonik yapının bir çek – ayır yapı olmadığı belirtmişlerdir.

Ergin vd. (1997)’de Güney Marmara şelfindeki deniz seviyesi değişimlerini ve ilgili depolanma unsurlarını incelemiş, şelfin üzerinde üç tane siliklastik aşınımca zengin iri taneli çökellerce karakterize edilen kemerler tanımlamışlardır. Bu kemerlerin 45 km uzunlukta, 15 km genişlikte ve topografik yükseliminin göreceli olarak deniz tabanından 20 m olduğu belirtilmiştir. Kemerlerin günümüz kıyı çizgisinden uzakta, 40 – 80 m derinlikte olduğu ve bu derinliklerin son küresel düşük deniz seviyesi ile ilişkisi ortaya konulmuştur.

Aksu vd. (1999)’de tek kanallı sismik yansıma profilleri kullanarak, Marmara Denizi’ni etkileyen Kuvaterner deniz seviyesi değişimlerini incelenmişlerdir. Marmara Denizi’nin güney şelfindeki alçalma (subsiding) oranının ~20 cm/1000 yıl olduğu ve Kuvaterner

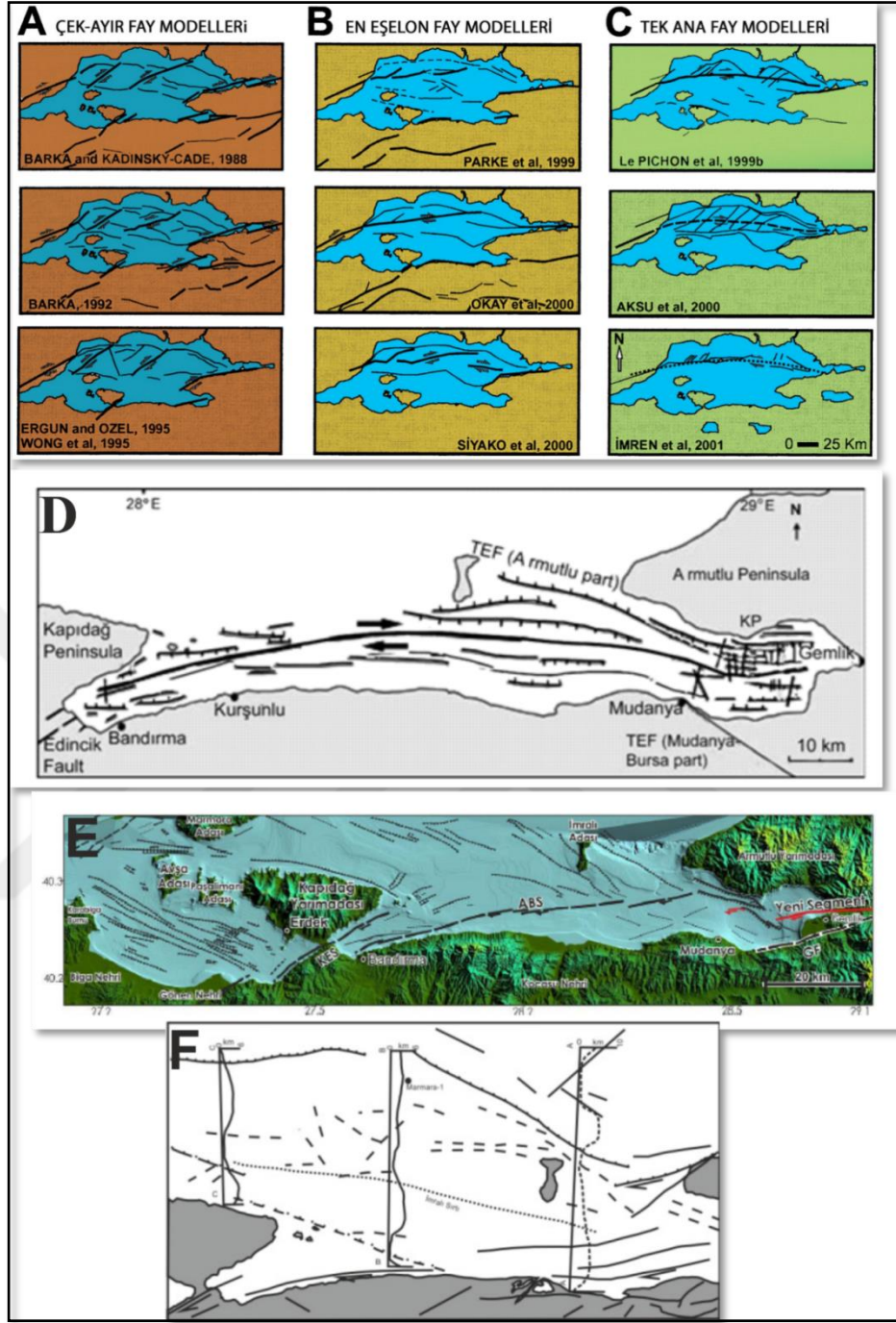
glacio – izostazik deniz seviyesi değişimlerinin, büyük uyumsuzluk yüzeyleriyle ayrımlanan istif delta serilerini oluşturduğu belirtilmiştir.

Gürer vd. (2003, 2005)'de Güney Marmara Bölgesi'nin, KAF'ın orta ve güney kolları tarafından etkilendiğini savunmuşlardır. Güney Marmara Bölgesi'nin temelde D-B doğrultulu doğrultu atımlı fayın normal bileşenleriyle sınırlandığı, yaklaşık D-B doğrultulu eşkenar dörtgene benzeyen horst ve graben karmaşığıyla karakterize edildiği ve normal ve sağ yanal hareketin Geç Pliyosen – Kuvaterner'de başladığı ifade edilmiştir. Aktif faylanmanın temelinin KD-GB yönelimli doğrultu atımlı faylar olduğu sonucuna varılmıştır. Fay izlerinin ayrıca, komşu bloklar arasındaki farklı hareketi gösterdiği iddia edilmiştir. Benzer bir çalışmayla Ateş vd. (2008) de, Marmara Denizi'nde horst benzeri yapıların modelini oluşturmuşlardır.

Uçarkuş (2010), Gemlik Körfezi'nden batıya deniz içinden devam eden orta kolun, Bandırma – Biga Yarımadası boyunca karadan ilerleyerek Ege Denizi'ne uzandığını ve güneydeki kolun ise Yenişehir, Bursa, Manyas, Gönen ve Pazarköy hattını takip ederek Edremit Körfezi'ne kadar uzandığını belirtmişlerdir.

Le Pichon vd. (2014), Güney Marmara Fayı'nın Gemlik Körfezi'nden başlayıp Marmara Adası'nın kuzeyinden devam ederek, Çanakkale Boğazı'nın girişine kadar tek bir fay olduğunu belirtmişlerdir. Ancak çalışmalarında dikkat çeken nokta, Bandırma Kröfezi'nde herhangi bir batimetri ve sismik çalışma olmamasıdır.

Vardar vd. (2014), Gençali Fayı ile Armutlu – Bandırma segmenti arasında bir çek – ayır havza açıldığını, Gemlik Körfezi kuzeyinden Bandırma Körfezi güneyine uzanan Armutlu – Bandırma segmentinin 75 km uzunluğunda olduğunu ve ayrıca Bandırma Körfezi'nde Kapıdağ güneyine seken orta kolun, Körfez Çukuru'nun kuzeyinden Edincik Fayı ile birleştğini belirtmiştir (Şekil 1.9.e).



Şekil 1.9 Önceki çalışmaların fay modelleri

A.B.C sırasıyla KAF üzerindeki, Tek Bir Ana Fay Modeli”, “Çek – Ayır Fay Modeli” ve “Kademeli Fay Modeli”, D. D-B uzanımlı tek sağ yönlü fay modeli, E. Gemlik-Bandırma arasında uzanan fay modeli, F. Tek bir olamdığına dayanan fay modeli

2. MATERYAL ve YÖNTEM

Tez kapsamında; MTA2015-37-14-01 Kod’lu “Bandırma Körfezi ve Doğusunun Yapısal Sedimentolojik ve Oşinografik Özelliklerinin Araştırılması Projesi” ve MTA 2014-37-14-04 Kod’lu Ön Etüd Projesiyle R/V MTA SELEN Araştırma Gemisi (Şekil 2.1, Çizelge 2.1) ile toplanan sismik ve batimetri verileri ve İTÜ Maden Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü tarafından yürütülen Ortak Araştırma Projesi YDABAG–101Y073 Kod numaralı “Marmara Denizi Güney Şelfi’nin Yapısal Unsurları ve Sedimentolojik Özelliklerinin Araştırılması Projesi” kapsamında, MTA SİSMİK – 1 Araştırma Gemisi’yle toplanan verilerden bir kısmı kullanılmıştır (Şekil 2.2)



Şekil 2.1 R/V MTA SELEN araştırma botu

Çizelge 2.1 R/V SELEN araştırma gemisi teknik özellikleri

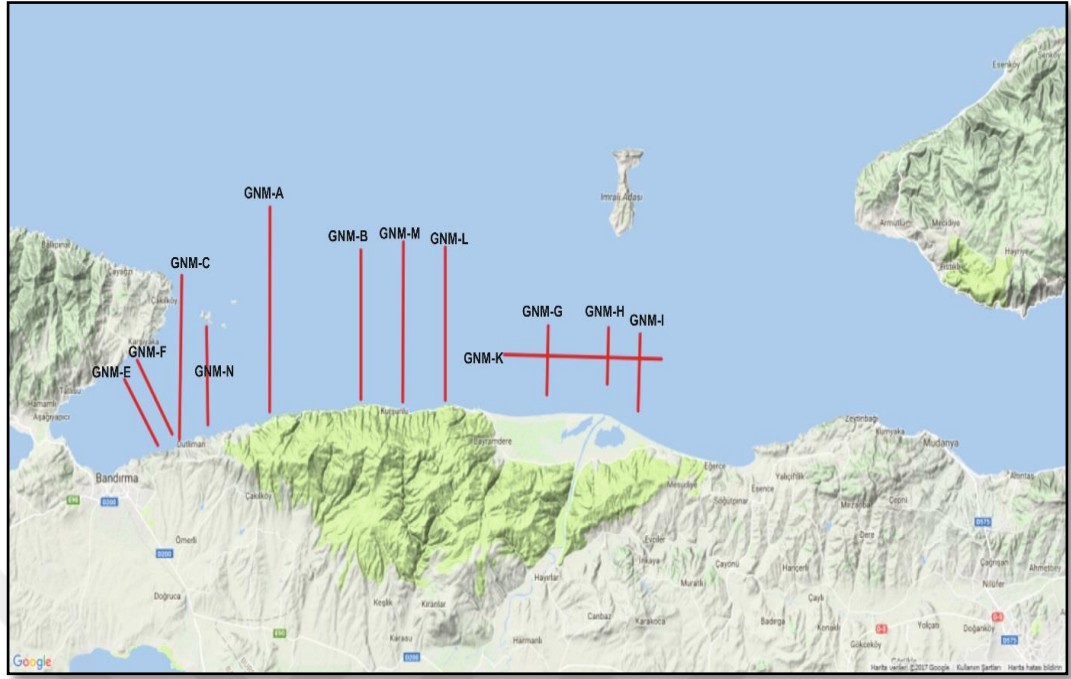
Genel Özellikler	
Geminin Adı	R/V MTA SELEN
Tam Boy	21 m
Genişlik	5.60 m
Yükseklik	3.3 m
Su Kesimi	1.85 m

2.1 Çalışma Alanı Sismik Yansıma Verilerin Toplanması

Araştırma kapsamında; 11 – 30 Mayıs 2014 tarihleri arasında MTA 2014-37-14-01 Özel Proje Kod’lu Ön Etüt Projesi kapsamında gerçekleştirilen deniz etütleri sırasında, yerleri daha önceden öngörülen hatlar üzerinde 16 adet toplam 151 km uzunluğunda sismik yansıma verisi toplanmıştır. Sismik yansıma profillerine ilişkin hat bilgileri çizelge 2.2’de ve lokasyon yerleri şekil 2.2’de verilmiştir. Sismik yansıma profilleri ile araştırma sahasının sığ – orta derinlikteki kısmının yapısal olarak incelenmesi ve yapısal gelişim modelinin tanımlanması hedeflenmiştir. Alınan 16 adet sismik yansıma profilinin amaca yönelik olarak veri – işlemi yapılmıştır.

Çizelge 2.2 MTA 2014-37-14-01 Özel Proje Kod’lu Ön Etüt Projesi kapsamında gerçekleştirilen deniz etütleri sırasında toplanan hatların koordinatları

Hat No	Hat Başı Koordinatları		Hat Sonu Koordinatları		Hat Boyu (km)
	Kuzey	Doğu	Kuzey	Doğu	
K	4476786	618363	4476565	633430	14.676
I	4478498	631245	4478996	631438	5.410
H	4478858	628111	4477852	628464	3.755
G	4478897	622123	4471365	622847	4.760
B	4484575	605321	4477820	4473420	10.689
C	4484565	588789	4474563	588334	11.699
F	4477965	587899	4477845	584252	6.226
E	4471235	583111	4469879	586229	5.664
D	4473515	586444	4472121	583287	6.325
A	4482505	596558	4475631	596779	14.674
L	4484631	613789	4477852	613215	10.831
M	4484371	609325	4477785	609218	11.399
N	4471251	590257	4473132	590746	6.986

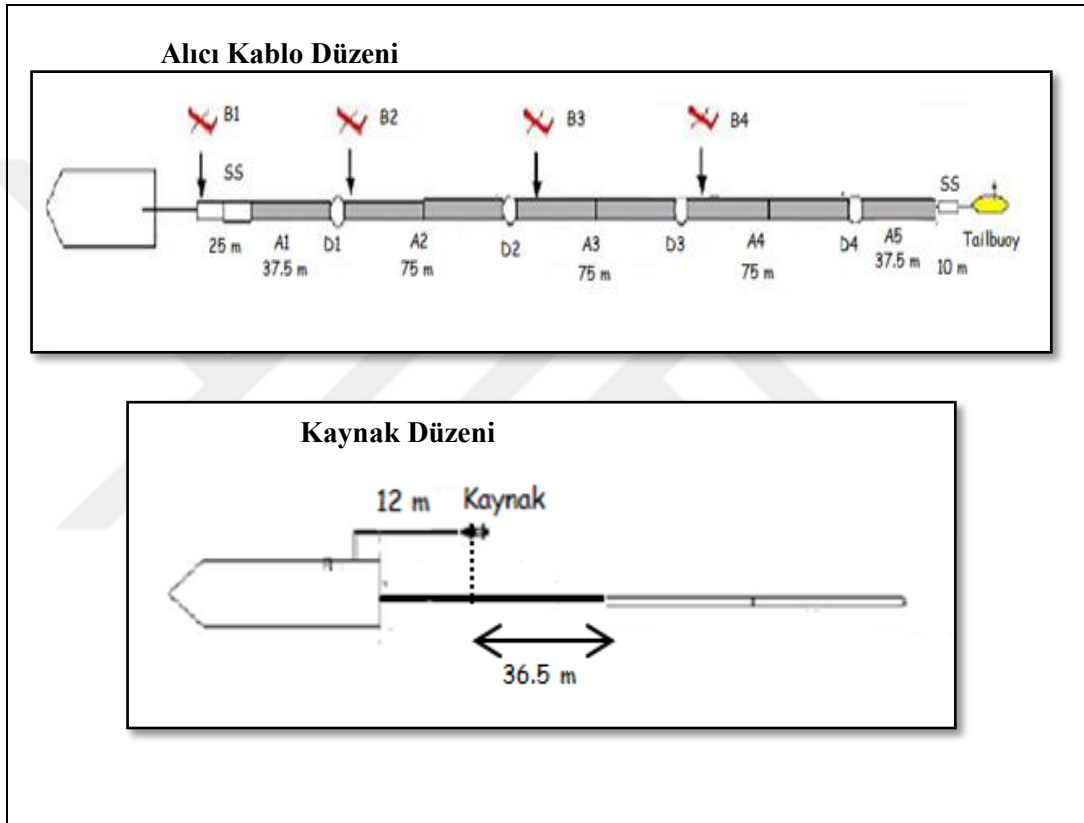


Şekil 2.2 MTA 2014-37-14-01 Özel Proje Kod'lu Ön Etüt Projesi kapsamında gerçekleştirilen deniz etütleri sırasında toplanan hatlar

R/V MTA SELEN Araştırma Gemisi'nde sismik enerji kaynağı olarak “air gun (hava tabancası)” kullanılmıştır. Araştırma kapsamında hedeflenen derinliklerde optimum çözünürlüğü sağlamak amacıyla, toplam 2 adet 30 inç³ hacimli hava tabancaları kullanılmıştır. Kompresör ile hava tabancalarında sağlanan 2000 psi basınçlı havanın sismik hat boyunca her 12,5 m'de bir aniden salıverilmesiyle oluşturulan akustik dalganın etkin frekansı 90–140 Hz'dir . Yapılan çalışmada grup aralığı 3,125 m olarak seçilmiştir.

Buna göre off – set (kaynak – ilk alıcı grubu mesafesi) 36.5 m olarak belirlenmiştir. Streamer'ın 3 tane 75'er m. ve 2 tane 37.5 m'lik uzunluğundaki aktif bölümlerinden (300 m) kullanılarak, toplam 96 kanalda veri toplanmıştır. Streamer'ın deniz yüzeyinin yaklaşık 5 – 7 m altından çekilmesini sağlamak amacıyla, sensorları vasıtasıyla kanat açılarının uzaktan kontrollü olarak değiştirilebilmesine olanak tanıyan 4 adet Oyo Geospace Bird Cihazı kullanılmıştır.

Kaynak ve alıcı kablo düzeni şekil 2.3’de gösterilmektedir. Toplanan veriler Streamer’ın aktif bölümleri arasına yerleştirilen dijital modüller aracılığı ile sismik kayıt ünitesine gönderilmektedir. Bu veriler, R/V MTA SELEN Araştırma Gemisi’nin jeofizik laboratuvarında bulunan NTRS Sismik Kayıt Cihazı’na ve teyp ünitesinde 3590 magnetik kartuşlara SEG–D ve SEG-Y formatında depolanmaktadır. Tez çalışmasında, kayıt uzunluğu 1-2 sn ve örnekleme aralığı 0,25 msn olarak uygulanmıştır.

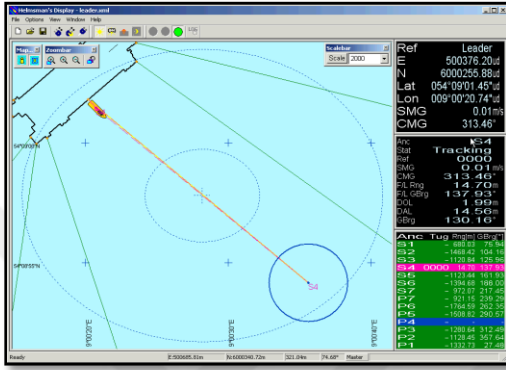
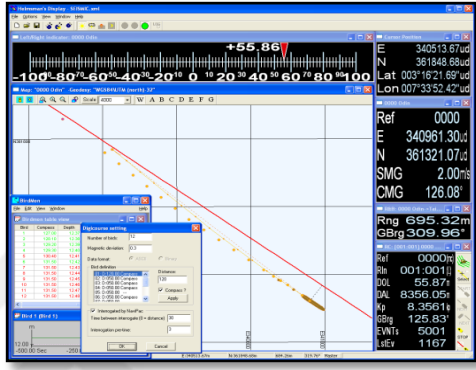
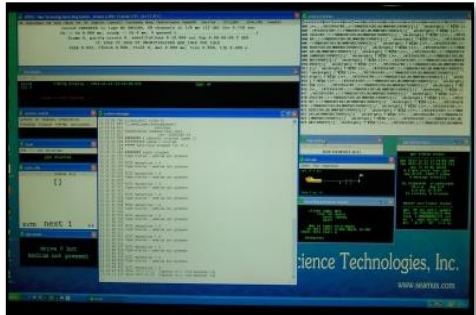


Şekil 2.3 Kaynak ve alıcı kablo düzeni

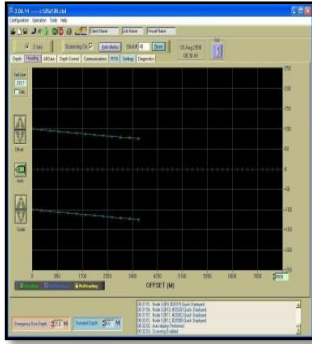
R/V MTA SELEN Araştırma Gemisi ile yapılan çalışmalarda; Hemisphere VS101/111 kullanmak suretiyle, sismik etütler süresince kayıt alınan hatlarda lokasyonun hassasiyeti sağlanmaktadır. Jeofizik laboratuvarında kurulu EIVA NaviPac Entegre Navigasyon Sistemi ile sismik kayıt ünitesi ve gün kontrol ünitesi sistemlerine ait arabirimlerin bağlantıları sayesinde, istenilen mesafe ya da zaman aralıklarında yapılan atışların numaraları, gün konumu, geminin pozisyonu, hızı ve sisteme entegre edilmiş olan birdlerin kuzeyle yaptıkları açı değerleri yardımıyla streamer konumu

kaydedilmektedir. Çizelge 2.3, sismik veri toplama esnasında kullanılan sistem parçalarının sistem özelliklerini göstermektedir.

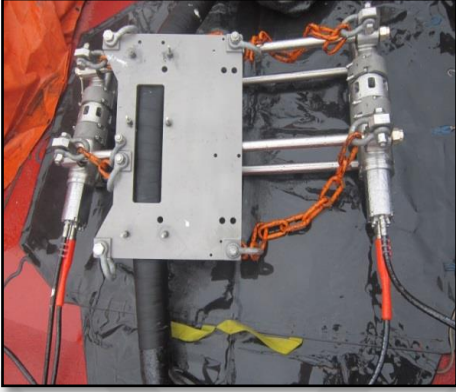
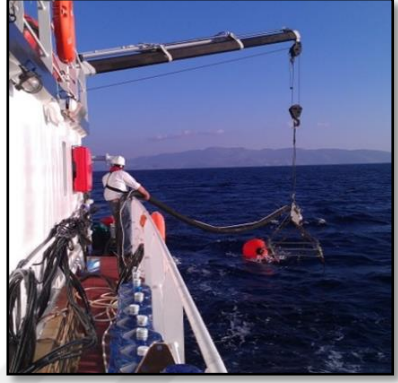
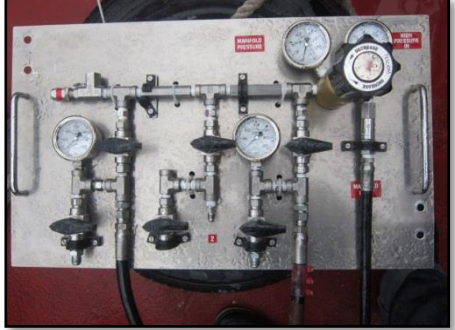
Çizelge 2.3 a, b, c, d, e, f, g, h; R/V MTA SELEN ile sismik veri toplama esnasında kullanılan sistem parçalarının sistem özellikleri (www.mta.gov.tr)

a) NAVİGASYON	
	
Yazılım	EIVA NaviPac
Yazılım	EIVA NaviPac
b) SİSMİK KAYIT ÜNİTESİ	
	
Kayıtçı	NTRS3C Sistem
Kanal Sayısı	96 @ 3.125 m için
Örnekleme Aralığı	1/4, 1/2, 1.0, 2.0, ms
Bitişik İz Toplama	2:1 (6.25 m), 4:1 (12.5 m)
Teyp Sürücü	Mirage Data Recorder (MDR)
Format Türü	SEG-Y IEEE (32 bit)

Çizelge 2.3 a, b, c, d, e, f, g, h; R/V MTA SELEN ile sismik veri toplama esnasında kullanılan sistem parçalarının sistem özellikleri (devam)

<u>c) DİJİTAL SİSMİK STREAMER</u>	
	
Streamer Uzunluğu	300 m aktif bölüm
Streamer Grup Aralığı	3.125 m
Streamer Sayısı	2 x 37.5 m, 3 x 75 m
Kanal Sayısı	2 x 12 & 3 x 24 = 96
Sayısallaştırıcı Sayısı	4
Hidrofon Sayısı	8 adet / kanal
<u>d) STREAMER DERİNLİK KONTROLÜ (BİRD)</u>	
 	
Model	Oyo Geospace
Adedi	4
Yazılımı	Navigator Bird

Çizelge 2.3 a, b, c, d, e, f, g, h; R/V MTA SELEN ile sismik veri toplama esnasında kullanılan sistem parçalarının sistem özellikleri (devam)

<u>e) SİSMİK KAYNAK</u>	
	
Kaynak Türü	Airgun – Bolt Technologies Corp.
Model	Bolt Long Air Gun 2800-LLX
Kaynak Adedi	2 x 10 inç ³ , 2 x 30 inç ³
<u>f) SİSMİK HAVA KONTROLU</u>	
	
Model	Junkers
Kapasite	2 m ³ /dk
Uygulama Basıncı	2000 psi
Yakıt	Dizel

Çizelge 2.3 a, b, c, d, e, f, g, h; R/V MTA SELEN ile sismik veri toplama esnasında kullanılan sistem parçalarının sistem özellikleri (devam)

g) HAVA TABANCA LARI KONTROL SİSTEMİ



Model	HOTSHOTS – Gun System
Kapasite	4 airgun

h) GPS ALICI



Model	Hemisphere VS101/111
Yatay Doğruluk	< 0.02 m 95 % doğruluk (RTK1,4) < 0.6 m 95 % doğruluk (DGPS1) < 2.5 m 95 % doğruluk (No SA2)
Heading	< 0.30° rms @ 0.5 m anten mesafesi < 0.15° rms @ 1.0 m anten mesafesi < 0.10° rms @ 2.0 m anten mesafesi
Frekans	283.5 to 325 kHz

R/V MTA Sismik – 1 Araştırma Gemisiyle (şekil 2.4, izelge 2.4) toplanan verilerde, sismik enerji kaynağı olarak toplam dört adet 90 in³ hacimli hava tabancaları kullanılmıştır. Atış aralığı 25 m. ve akustik dalganın etkin frekansı 90 – 140 Hz, grup aralığı 6,25 m, off – set 62,5 m’dir. Streamer’ın 75’er m uzunluğundaki aktif bölümlerinden üç tanesi (225 m) kullanılarak toplam 24 kanalda veri toplanmıştır. Alıcı kablounun deniz yüzeyinin yaklaşık 5 – 7 m altından çekilmesini sağlamak amacıyla, manyetik sensorları vasıtasıyla kanat açılarının uzaktan kontrollü olarak değiştirilebilmesine olanak tanıyan 3 adet RCL–5 Bird Cihazı kullanılmıştır. Toplanan veriler Syntrak 480 Sismik Kayıt Cihazı’ndaki teyp ünitesinde 3480 magnetik kartuşlarda SEG–D formatında depolanmıştır. Verilerin kayıt uzunluğu 3 sn, örnekleme aralığı 1 msn’dir.



şekil 2.4 R/V MTA Sismik – 1

Çizelge 2.4 R/V MTA Sismik – 1 teknik zellikleri

Genel zellikler	
Geminin Adı	R/V MTA SİSMİK – 1
Tam Boy	67 m
Genişlik	23 m
Yükseklik	2.4
Su Kesimi	3.90 m

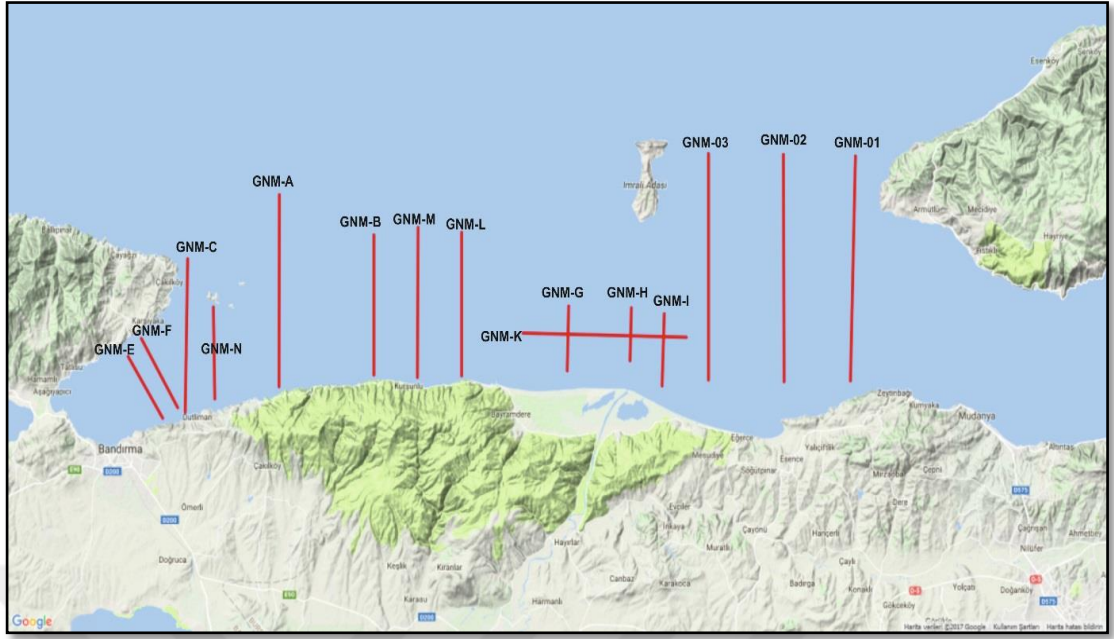
R/V MTA Sismik – 1 Araştırma Gemisi ile yapılan çalışmalarda; “DGPS (Differential Global Positioning System)” kullanmak suretiyle, jeofizik etütler süresince kayıt alınan hatlarda seyrin ve jeolojik örnekleme lokasyonlarına yapılan intikallerin hassasiyeti sağlanmıştır. Kara navigasyon ekibinin kıyıda kurduğu baz istasyonundaki GPS anteninden alınan koordinatların düzeltme değerleri, radyo anteni aracılığı ile real – time olarak gemideki 300 km kapsama alanına sahip GPS anteninin aldığı değerlere işlenerek, geminin konumunun belirlenmesindeki hata payı 1 – 2 m ile sınırlanabilmektedir.

Jeofizik laboratuvarında kurulu “Ashtech DGPS Entegre Navigasyon Sistemi” ile sismik kayıt ünitesi, gün kontrol ünitesi, Streamer ünitesi, gyro pusula, echo – sounder ve manyetometre sistemlerine ait arabirimlerin bağlantıları sayesinde, istenilen mesafe ve zaman aralıklarındaki sismik atış numaraları, Streamer konumu, geminin pozisyonu, hızı ve deniz dibi derinlik değerleri ile manyetik alan değerleri kaydedilebilmiştir.

Sismik yansıma profillerine ilişkin hat bilgileri çizelge 2.5’de ve lokasyonları şekil 2.5’te mavi kare içinde gösterilmiştir.

Çizelge 2.5 R/V MTA Sismik – 1 araştırma gemisi ile YDABAG–101Y073 kod numaralı proje ile toplanan hatların başlangıç ve bitiş koordinatları

Hat No	Hat Başı Koordinatları		Hat Sonu Koordinatları		Hat Boyu (km)
	Kuzey	Doğu	Kuzey	Doğu	
GNM-01	40 43.380	27 46.740	40 32.880	27 46.740	48,7
GNM-02	40 42.240	27 52.440	40 32.280	27 52.440	50,0
GNM-03	40 48.960	28 00.960	40 31.740	28 00.960	50,3



Şekil 2.5 R/V MTA Sismik – 1 araştırma gemisi ile YDABAG–101Y073 kod numaralı proje ile toplanan GNM-01-02-03 nolu hatların diğer hatlarla beraber lokasyonları

Araştırma kapsamında kullanılan çok kanallı sismik yansıma verileri, MTA Deniz Araştırmaları Dairesi Başkanlığı'nda Veri İşlem Laboratuvarı'nda Promax Veri – İşlem Yazılım Programı'nda yapılmıştır. Sismik hatların veri – işlem sırası Şekil 2.6'daki sırayla uygulanmıştır ve uygulama adımları EK-2'de detayları ile açıklanmıştır.

Verinin o anki durumuna bağlı olarak uygulama sırası değişmiştir. Koyu renkli ok ile gösterilen adımlar tüm verilere uygulanırken, noktalı ok ile gösterilen adımlar ihtiyaca göre uygulanmıştır.

Araştırmada kullanılan verilerin kaydı; kayıtçı ünitesinden doğrudan diske SEG-Y formatında kaydedildiğinden, kayıtlar teypten değil diskten sisteme girilmiştir. Fakat yükleme öncesinde Promax Veri İşlem Programı'nda işlenen veriler için kayıtlar atış atış olarak ayrı dosyalarda bulunduğundan, ilk iş olarak tüm atışlar tek bir dosya haline getirilmiş ve Promax Veri İşlem Programı'nın dâhili veri formatına dönüştürülmüştür.

Verilerin atış (shot) düzeninden atış – alıcı geometri tanımlanması, veri işlem basamaklarının en önemli temel adımlarından biridir. Aksi durumda ilerleyen veri işlem basamaklarında her bir Ortak Derinlik Noktası'na (ODN, Common Depth Point – CDP) ait izler doğru lokasyonlara oturtulmazsa, migrasyon kesit oluştuğunda üzerinde görülen her yapı yanlış koordinatlarla görülür. Atış alıcı geometrisine geçilmediği takdirde, kesit üzerinde aynı zamanda ciddi bir geometri hatasının etkisi ile yanlış anomaliler oluşacaktır. Böylece sismik çalışmalar yapılırken (yapısal analizlerin yapılması, hidrokarbon kapanlarının bulunması, kabuk çalışmaları vs.), araziden elde edilen veriler veri işlemi henüz başlamadan hatalı bir veri işlem temeli üzerine oturmuş olacaktır. İşte bu hataları engellemek için geometri yükleme aşamasında; atış aralığı, kanal sayısı, ofset aralığı, grup aralığı ve toplam atış sayısı parametreleri ile geometri düzeni kurulmuştur.

Deniz sismiğinde; verilerin toplanması esnasında kötü hava ve deniz koşullarından ya da aletsel donanımdan kaynaklanabilecek aksaklıklar, kaydedilen dalgada bozuk sinyallerin yer almasına neden olmaktadır (Dondurur 2009). Bu sebeple veri işleme başlamadan önce, veriden bu bozuk izlerin atılarak verinin kalitesi artırılmıştır.

Sismik verinin gürültü içeren frekans içeriğinin belirlenmesi ve sinyal oranını artırmak için, bu veriden bozuk frekans içeriğini atmaya yönelik Promax Veri İşlem Programı'nda band geçişli filtre uygulayarak verideki sinyal/gürültü oranını artırılmıştır.

Veri toplanırken yansıma dalgalarıyla beraber doğrudan dalgalar ve bazen de ofsete bağlı olarak kırılma dalgaları gelmektedir. Araştırma esnasında su derinliği artıyorsa, doğrudan gelen ve kırılan dalgaların kayıtçıya geliş zamanı ile yansıma dalgalarının kayıtçıya geliş zamanı arasında fark gittikçe büyür. Bahsi geçen doğrudan dalga ve kırılma dalgalarının veriden atılması gerekmektedir. Çünkü bu dalgalar deniz tabanı yansıması üzerinde bozukluklar oluşturabilmektedir ve dalgaların atılmasıyla bu sorun engellenmiştir.

Aynı zamanda hız analizi yaparken bu dalgalar hız semblans konturlarında görünür bir kapanım yaparlar. Bu dalgaların atılması, bu problemin de ortadan kalkmasını da

sağlamıştır. Bu dalgaların veriden atılması işleminin, NMO düzeltmesinden önce yapılması gerekmektedir. Eğer atılma işlemi önce yapılmazsa, NMO düzeltmesi yapıldıktan sonra bu düzeltmeyi uygulamak zor olacaktır. Bunun nedeni ise; NMO düzeltmesiyle uzak ofsetlerde kaydedilen direkt gelen ve yansıma dalgası üst üste gelecektir ve bu iki olayı ayırt etmek çok zorlaşacaktır.

Sismik verilerin toplama düzeni, atış düzenindedir (Common Shot Gather). Yani sismik veri atış – alıcı koordinatlarında toplanır. Atış – alıcı düzeninde, her atış için bu düzen kaydırılır ve farklı kanallar aynı yansıma noktasından gelen bilgiyi kaydeder. Bu yansıma noktasına, “Ortak Derinlik Noktası (Common Depth – Point / CDP)” ve bu yansıma noktasının yeryüzündeki izdüşümüne de, “Ortak – Orta Nokta (Common – Mid Point / CMP)” adı verilir (İmren 2003). Atış düzeninde her bir yansıma noktasından gelen sinyalin farklı kanallarca kaydedilen izleri düzenlenerek, tek bir yansıma noktasına indirgenir. Böylece tek bir yansıma noktasına ait tüm izler bir araya getirilerek, litolojik yüzeye ait izler ortak derinlik noktasında toplanmaktadır. ODN ortamına geçiş işlemiyle, aynı noktaya ait olan izler bir araya toplanmıştır (Dondurur 2009).

Sismik verilere, o anki ihtiyaca göre ve isteğe bağlı olarak F-K eğim süzgeci uygulanmıştır. F-K, zaman ortamında iki boyutlu Fourier dönüşümüdür. F frekans ve K ise dalga sayısıdır. F-K eğim süzgeci, sismik verideki sinyal kalitesini artırmaktır. Bununla birlikte öncelikli olarak zaman ortamında ayırt edilemeyen farklı eğimleri olan gürültüleri sismik veriden atılmasını sağlamaktadır. Verinin kaydedilmesi esnasında gürültü olarak veriye giren kırılma dalgası, doğrudan gelen dalga (direkt dalga), geminin pervane gürültüsü ve derinlik düzenleyici gürültüsü, deniz tabanı topografyasının düzensiz olmasından dolayı geri saçılmış olan sinyaller ve en önemlisi tekrarlı yansımaların eğimleri birbirinden farklıdır. Bu gürültüler f-k ortamında, x-t ortamındaki halinden daha çok ayırt edilebilir. İşte bu eğim farklılıklarından dolayı, bu gürültülerin istenmeyen etkilerin atılmasında daha F-K yöntemi etkili bir yöntem olmaktadır. F-K analizi, araştırma kapsamında hem gürültülerin sismik izden atılması, hem de tekrarlı yansımaların giderilmesi amacı ile uygulanmıştır.

Araştırma kapsamında, tüm kesitlerde hız analizinden önce brüt yığma işlemi yapılmıştır. Tüm kesitlerin hız analizi yapılmadan önce, sabit bir hız ile her bir atışın 1. Kanalında kaydedilen bütün izlerin yan yana getirilmesiyle brüt yığma kesiti oluşturulmuştur. Bunun yapılmasındaki amaç, sabit bir hız değeri (1500 m/sn – 1600 m/sn) ile bir yığma kesiti elde etmek ve veri işlemi yapılmakta olan hat hakkında bir ön değerlendirme ve kestirim yapmaktır. Bu kesiti oluşturarak sismik kesit içinde önemli ve veri işlem için oldukça kritik olabilecek noktaları belirlenir. Hız analizinin çok dikkatli yapılacağı yerler tespit edilir. Yani hız analizinin daha dikkatli yapılmasını sağlamak amacıyla, o noktalara ait CDP noktaları belirlenmiştir. Brüt yığma, hem veri işlemini yaptığımız profile ait kesit ile ilgili bir ön bilgiye sahip olmamızı, hem de hız analizinde dikkat etmemiz gereken kısımları önceden tespit ederek, yanlış hız seçimi yapmamızı engellemektedir (Dondurur 2009).

Veri işlemin bir sonraki basamağı olan hız analizinde oluşturulan brüt yığma kesit göz önüne alınarak hız analizi yapılmaktadır. Hız analizi aşamasında, ortak derinlik noktasında olan yansıma noktaları aynı hızı temsil etmektedir. Fakat her yansıma noktasının yansıma açısı değiştiğinden dolayı, tüm yansıma noktaları bir hiperbol eğrisi oluştururlar. Hız analizi uygulaması ile yansıma noktalarının oluşturduğu hiperbol eğrilerine aynı hızlar atanır. Böylece yansıtıcıya ait gerçek geometri biçimlerinin ortaya çıkması için en önemli basamak tamamlanmış olur. Veri işlem için kullanılan Promax Veri İşlem Programı'nda, hız analizi yapılırken yansıma hiperbolleri ile çakışacak en doğru hız değerini veren hiperbol eğrilerinin çakıştırılması sağlanır. Hız analizi esnasında en doğru hız değerini veren hiperbol eğrisi seçildiğinde, yansıma hiperbol eğrileri yatay hale gelir.

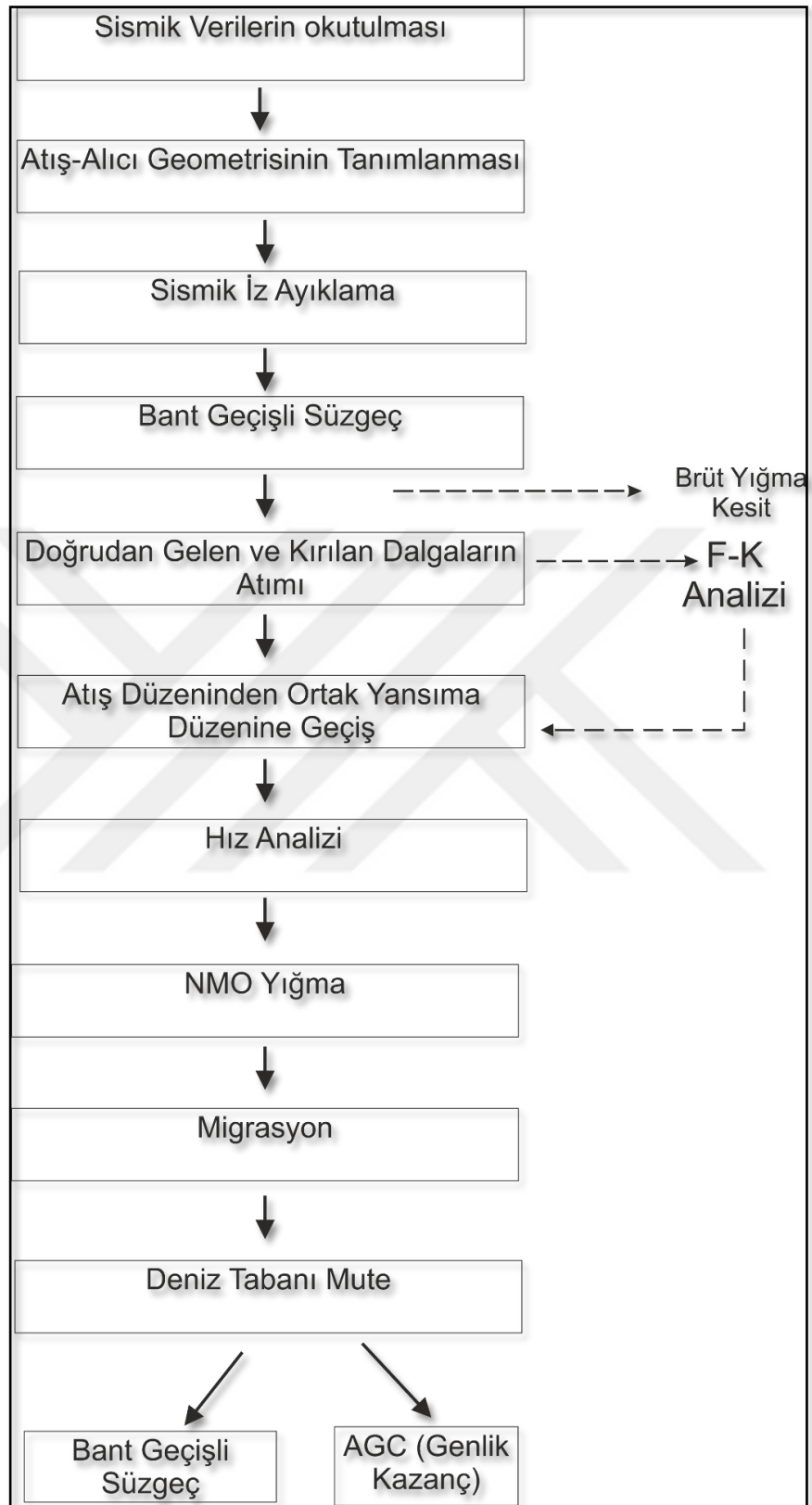
Hız analizi yapıldıktan sonra veri üzerinde “Normal Kayma Zamanı (Normal Move Out – NMO)” düzeltmesi yapılması gerekir. Verilerin kaydedilmesi sırasında herhangi bir atış grubu kaynak noktasına yakın olan alıcılara yansıma sinyalleri daha erken, kaynak noktasına uzakta olan alıcılara ise daha geç gelecektir. Bir yansımanın herhangi bir alıcıdaki varış zamanının, yansımanın iki yol sıfır ofset varış zamanından olan farkına NMO denilir (İmren 2003). NMO, her alıcı için farklıdır ve $t(x)$ 'in, $t(0)$ zamanından olan farkına eşittir. NMO düzeltmesini yapmak için hız analizinde elde edilen hız

değerleri kullanılır ve her bir alıcıdaki hiperbolik görünüme neden olan normal kayma zamanları yok edilir. Hız analizindeki hızlar kullanılarak, NMO düzeltmesi sonrasında tüm yansımalar yatay hale gelir. Tez kapsamında veri işlemi yapılan tüm sismik verilerin 2B hız modelleri EK 3’de gösterilmiştir.

Sismik verilere NMO düzeltmesi uygulamasından sonra, tüm yansıma izlerinin tek iz haline gelme işlemi yapılmıştır. NMO düzeltmesi yapılmış CDP grubundaki izlerin toplanıp tek bir iz haline gelmesine “brüt yığma” denir. Bu işlem neticesinde sinyal/gürültü (S/G) oranı artar ve sismik kesit üzerinde görülen tekrarlanmalar büyük oranda söndürülmektedir.

Sismik migrasyon işlemi veri işlem basamakları içinde en önemlisidir. Bir sismik kesiti yorumlamadan önce, sismik kesit üzerinde görülen olayları gerçek derinlik ve yerlerine taşımak için yapılır. Kısacası migrasyon, yansımaları gerçek yerlerine taşır. Migrasyon ile saçılmalar hiperbolün apeks noktasına taşınır ve hepsi bir noktada toplanır, eğimli olaylar eğim yönüne taşınır, eğimler artar, eğimli olayların boyu kısalır, antiklinaller daralır ve senklinaller genişler. Ayrıca Fresnel Zonu’nun yarıçapını küçülterek yanal sürekliliğin artmasını sağlar (Yılmaz 1987). Araştırma kapsamında sismik migrasyon işleminde “Kirchoff Zaman Migrasyonu” uygulanmıştır. Migrasyon işleminden sonra sismik veriler yoruma hazır hale getirilmiştir.

Migrasyon işleminden sonra, veriye genlik kazancı uygulanır. Çünkü enerjinin bir nokta kaynaktan küresel olarak yayıldığı düşünülürse, genlikler uzaklığın karekökü ile orantılı olarak azalma olacaktır (Can vd. 2008). Araştırma kapsamında migrasyon ile elde edilen sismik kesitlere, küresel açılamdan kaynaklanan genlik düşüşlerinin sismik veriden gidermek için “Otomatik Kazanç Kontrolü (AGC)” uygulanmıştır. Sismik hattaki derin yerlerde genliğin azalmasından dolayı, AGC uygulanarak sismik verinin genliğini bütün veriye dağıtılmıştır. Benzer biçimde migrasyondan sonra veri işlem akışı içinde gerek duyulan kesitlere bant geçişli süzgeç uygulanmıştır.

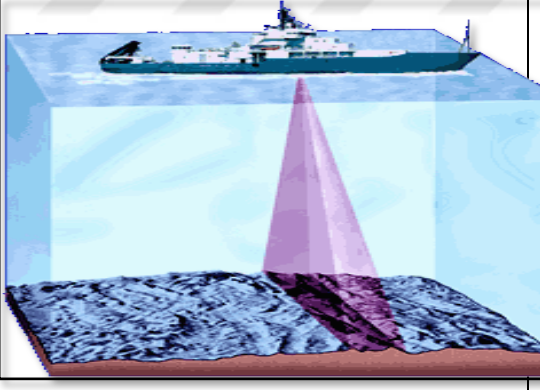
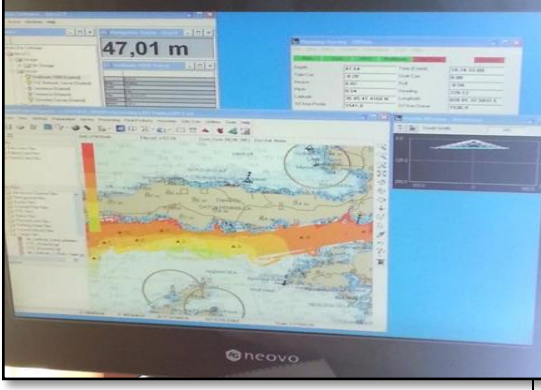


Şekil 2.6 Araştırma kapsamında toplanan sismik hatlara uygulanan veri – işlem akış şeması

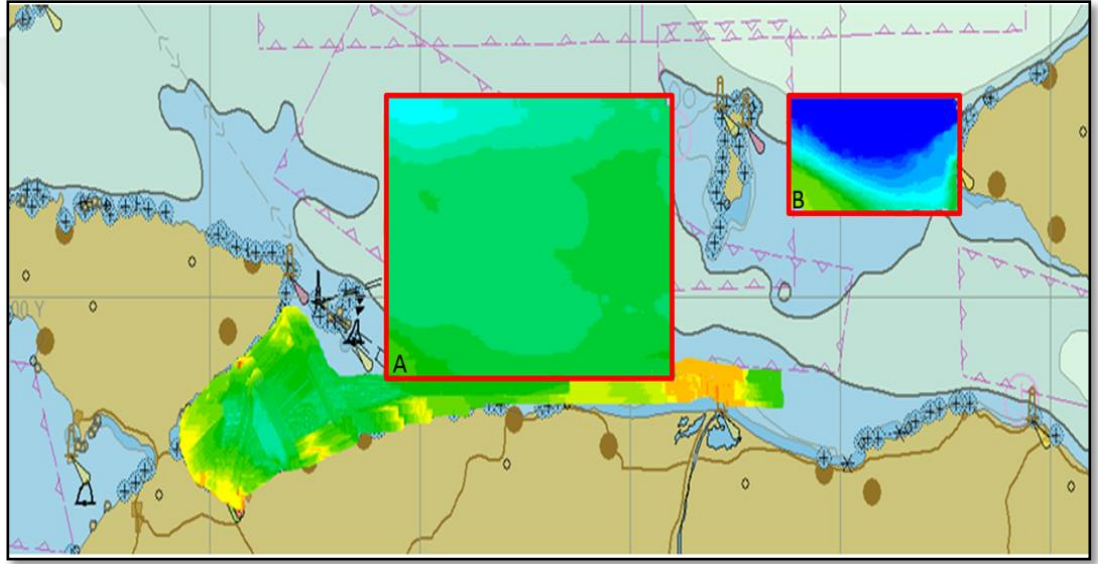
2.2 Batimetri Verileri

Araştırmada kullanılan batimetri verilerinin bir kısmı, 2002 yılında TCG Çubuklu ve TCG Çeşme Araştırma Gemileri ile Seyir ve Hidrografi Oşinografi Daire Başkanlığı tarafından toplanmıştır (Şekil 2.7). Bu veriler, ELAC – SeaBeam 1050D Multibeam Echosounder Çok Işınlı İskandil Sistemi kullanılarak elde edilmiştir. Bir kısmı, MTA 2014-37-14-01 Özel Proje Kod’lu Ön Etüt Projesi kapsamında gerçekleştirilen deniz etütleri sırasında ELAC – SeaBeam 1050D Multibeam Echosounder kullanılarak elde edilmiştir. Bir kısmı da MTA’nın daha önce elde ettiği verilerle tamamlanmıştır (Çizelge 2.6). Multibeam Echosounder yardımı ile su tabanı yüksek çözünürlükle ve sürekli bir biçimde görüntülenebilmektedir. Çok ışınlı iskandil birden fazla ışın huzmesi ile geminin altındaki ve geminin her iki yanında uzanan deniz tabanını tarayarak, bu alandan yansıyan ses dalgalarını kaydetmekte ve tek bir profil boyunca 2-B batimetrisinin elde edilmesini sağlamaktadır.

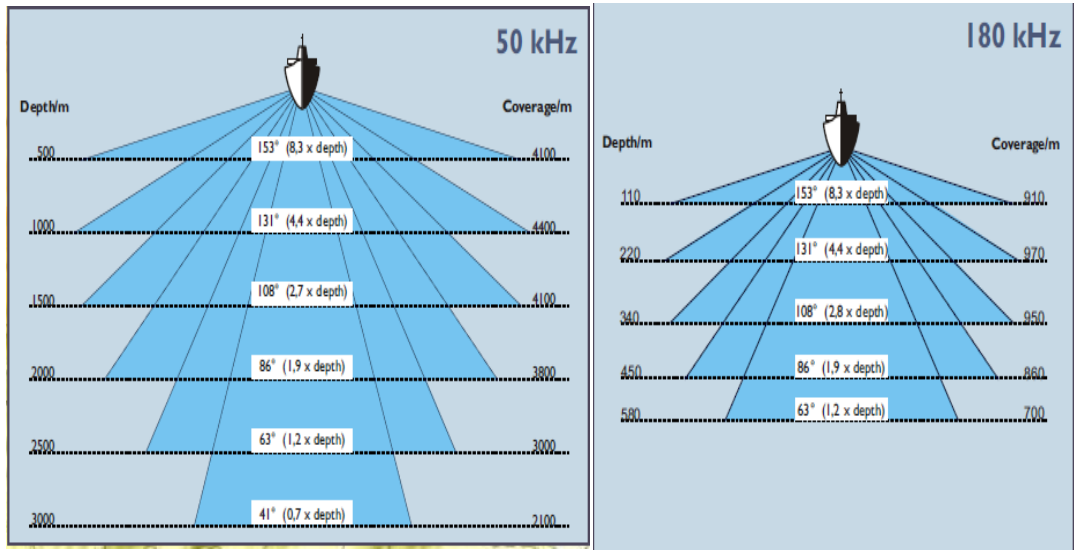
Çizelge 2.6 ELAC – SeaBeam 1050 D Multibeam Echosounder sistemin özellikleri

 	
Çok Işınlı Derinlik Ölçer	ELAC – SeaBeam 1050D
Frekans	50 kHz / 180 kHz
Işın Sayısı	126
Çözünürlük	1.5° x 1.5°
Çalışma Derinliği (50 kHz / 180 kHz)	Max 3000 m / Max 580 m
Navigasyon / Veri Toplama – İşleme Yazılımı	Hypack/Hysweep
MRU/GPS	CodaOctopus F-180

Çalışmada kullanılan ELAC – SeaBeam 1050 D Multibeam Echosounder Sistemi'ne ait transdüserler, birbirlerine göre yatayla 30°'lik bir açıyla geminin alt kısmına monte edilmiştir. Genel olarak sığ su çok bimli iskandil sistemleri'nde iletilen akustik enerji, geminin gidiş yönü doğrultusunda 1° ile 5°, gidiş doğrultusuna dik doğrultuda ise 100° ile 180° arasındaki açılarla ışın şekilli lob olarak iletilmektedir. Yansıyan ışınları algılayan dizin, geminin ön kısmına doğru 1.5° ile 3°'lik açılarla, arka kısmına doğru ise 3.3° ile 30° arasındaki açılarla dönen ışınları algılamaktadır. Kesişen ışınlar, açıları 0.9° ile 2.5° arasında değişen dar açılara sahip ışınlar oluşturmaktadır (Vardar vd. 2014)



Şekil 2.7 Çalışma sahasında toplanan batimetri verileri(A ve B alanı TCG Çubuklu ve TCG Çeşme Araştırma Gemileri ile SHODtarafından toplanmıştır)



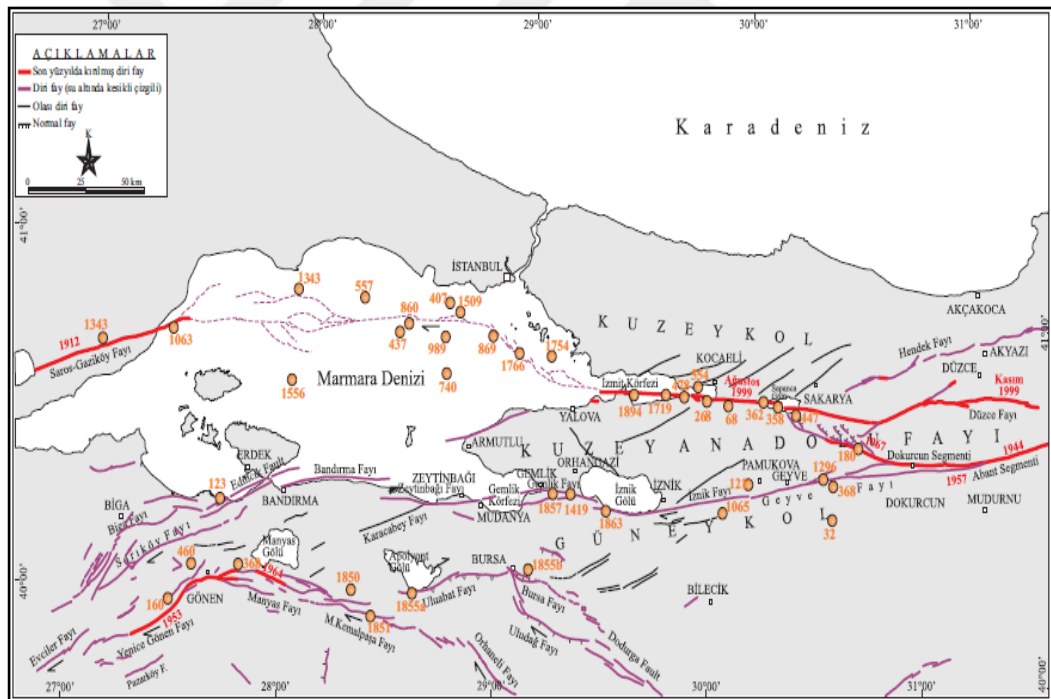
Şekil 2.8 50 kHz ve 180 kHz çalışabilen SeaBeam 1050D çok ışınlı iskandil sisteminin su derinliği ve frekansa bağlı olarak tarama alanının değişimi (Dondurur 2005)

Çok ışınlı sistemlerin toplam tarama alanları, deniz tabanı derinliği ve kullanılan ışın açısı ile değişmektedir. Sığ sularda daha büyük ışın açıları, daha derin sularda ise daha küçük ışın açıları kullanılmaktadır. İskandil Sistemleri'nin kullandığı frekans da, sistemin tarayabileceği en büyük su derinliği açısından önemli bir parametredir ve elde edilen tarama genişliği tüm parametrelerin seçimine göre değişmektedir. Araştırmada kullanılan SeaBeam 1050D Sistemi 180kHz sinyal frekansı ile 580 m ve 50 kHz sinyal frekansı ile 3000 m derinliğe kadar hızlı ve sürekli derinlik araştırması olanağı sağlamaktadır. Şekil 2.8, bu sistemin her iki frekans için toplam tarama alanının, toplam ışın açısı ve su derinliği ile değişimini göstermektedir (Dondurur 2005).

Batimetri verilerinin sağlıklı toplanabilmesi için bazı ek sistemler yardımıyla düzeltme yapılmalıdır. Bunlardan biri gemi hareket algılayıcısıdır (motion sensor). Derinlik ölçümlerini etkileyen bir başka faktör de derinliğe bağlı sudaki ses hızının değişmesidir. SeaBeam 1050D Sistemi'ne ses hızı verileri ise, SeaSun M60 CTD portatif cihazından sağlanmaktadır. Portatif CTD cihazı derinliğe bağlı hız değişimini 1 m aralıklarla 1 m/sn duyarlılıkta ölçmektedir. Ölçülen ses hızı profili kullanılarak yapılan ses hızı düzeltmesi derinliğin doğru hesaplanmasına yardımcı olmaktadır.

2.3 Deprem Çifti Yöntemiyle Depremlerin Gerçek Konumlarına Getirilmesi

Tarihsel ve aletsel dönemde Marmara Bölgesi'nde meydana gelen yıkıcı depremler, KAF'ın her iki kolu üzerine dağılmış bir şekilde bulunmaktadır. Marmara Denizi ve yakın çevresinde, 19 adet tarihsel deprem meydana gelmiştir (Çizelge 2.7). Son 2000 yılda güney kol üzerinde de yıkıcı depremlerin meydana geldiği bilinmektedir (Ambraseys ve Finkel 1991, Ambraseys ve Jackson 2000, Ambraseys 2002). Şekil 2.9'da sınırlı sayıda paleosismolojik çalışmada, güney kol üzerinde yüzey kırığı oluşturmuş büyük depremler tanımlanmaktadır. Ancak bu veriler (Ikeda vd. 1991, Barka 1992, Yoshioka ve Kuşcu 1994, Uçarkuş 2002, Özalp vd. 2003), güney koldaki büyük depremlerin tekrarlanma aralığını ve deprem davranışını ortaya koyacak yeterlilikte değildir (Özalp vd. 2013).



Şekil 2.9 Marmara Bölgesi'nin aktif fayları ve son iki bin yılda meydana gelmiş büyük depremlerin ($M_s > 6.8$) dış merkez (episantr) dağılımı 20. yüzyılda kırılmış faylar kalın kırmızı çizgi ile gösterilmiştir (Özalp 2013)

Çizelge 2.7 KAF’ın güney kolu üzerinde meydana gelen büyük tarihsel depremler (Pınar ve Lahn 1952, Ergin vd. 1967, Soysal vd. 1981, Ambraseys ve Finkel 1991, Guidoboni vd. 1994, Ambraseys ve Jackson 1998, Ambraseys 2002, Özalp vd. 2013)

N o	Tarih	Koordinat	Yer	Büyüklik (Ms)	Şiddet (I ₀)	Kaynaklar
1	???.?. 29 veya 24.11.29 (e)	40.50K – 28.90D	İznik. İzmit İznik (e)	?	IX IX ≤ I ₀ ≤ XI e	a. b. e
2	???.?. 32	40.50K - 30.50D	İznik	7.0 (g)	?	d.g
3	???.?. 68 (g) veya ???.?. 69	40.60K – 29.90D 40.70K – 30.00D	İznik. İzmit	7.2 (g)	VII VIII ≤ I ₀ ≤ X (e)	a. b. e. g
4	???.?. 121/122 veya ???.?. 120/128 (e)	40.60K – 29.90D	İzmit. İznik	?	VII IX ≤ I ₀ ≤ XI (e)	a. b. d. e
5	03.05.170 veya 03.05.181 (e)	40.10K – 28.00D	Bandırma. Erdek Gemlik İzmit €	?	IX VIII ≤ I ₀ ≤ X	a. c. e
6	02.12.362	?	İznik	?	VIII – IX	e
7	11.10.368	40.40K – 29.70D (c) 40.50K – 29.50D (f) 40.50K – 30.50D	İznik Persis (Geyve) (g)	7.0 < Ms < 7.8 (f) 6.8 (g)	VII (c) IX ≤ I ₀ ≤ XI (e)	c. d. e. f. g

Çizelge 2.7 KAF'ın güney kolu üzerinde meydana gelen büyük tarihsel depremler (devam)

8	???.?. 715	40.40K – 28.90D 40.40K – 29.70D (c)	İznik. Gemlik	?	IX	a. b. c
9	26.10.740	?	İzmit	?	$IX \leq I_0 \leq XI$	e
10	23.09.985	40.40K – 28.90D	İznik. Bandırma Erdek	?	VIII	a. c
11	23.09.1064 veya ???. 09.1065 (g)	40.40K – 28.90D 40.40K – 30.00D	İznik. Bandırma Erdek	6.8 (g)	IX VIII (b)	IX VIII (b) a. b. c. g
12	01.06.1296	40.50K – 30.50D (g)	Bithynia *	7	VIII (c)	c. g
13	15.03.1419	40.50K – 30.50D 40.40K – 29.30D (g)	Geyve ? Bursa (g)	$7.0 < M_s < 7.8$ 7.2 (g)	?	f. g
14	11.04.1855	40.20K – 29.10D (c) 40.30K – 29.10D (f)	Bursa Gemlik. Mudanya (d)	6.6 (f)	X (c)	c. d. f
15	17.09.1857	?	Gemlik	?	?	d
16	04.06.1860	40.20K – 29.10D	Bursa. Gemlik Umurbey	?	VII	c
17	06.11.1863	?	Bursa. İznik (d)	?	IX (c)	c.d
18	16.01.1895 veya 21.01.1895 (c)	40.44K – 29.70D 40.40K – 29.70D(c)	İznik	?	V	b.c
19	14.03.1897	40.40K – 29.10D	Gemlik	?	V	c

Çizelge 2.8 Şekil 1.1 alanında oluşan aletsel dönem $M_b \geq 4$ depremleri (Vardar vd. 2014)

No	Tarih	Zaman	Enlem	Boylam	Derinlik (km)	Mb
1	04.15.1905	05:36:00.0	40.2	29	6	5.4
2	01.04.1935	16:20:04.6	40.3	27.45	20	5.9
3	07.02.1938	12:26:45.5	40.17	27.88	10	5
4	02.09.1941	09:28:19.3	40.13	28.27	30	4.7
5	11.13.1948	04:44:50.4	40.23	29.02	60	5.4
6	09.15.1951	22:52:12.7	40.15	28.02	40	5
7	03.19.1953	12:53:04.2	40.1	27.3	48	4.9
8	03.31.1953	18:24:05.1	40.1	27.3	15	4.6
9	06.03.1953	16:05:31.3	40.28	28.53	20	5.2
10	10.06.1964	14:29:57.9	40.24	28.16	23	5.4
11	10.06.1964	14:31:23.0	40.3	28.23	34	6
12	10.07.1964	23:07:05.3	40.19	28.36	31	4.4
13	11.20.1964	06:59:18.7	40.2	28.06	56	4.4
14	02.12.1967	23:23:55.0	40.14	28.1	36	4.2
15	11.09.1968	12:38:58.0	40.15	28.35	24	4.2
16	09.06.1970	17:39:10.0	40.2	28.5	10	4
17	02.13.1978	05:31:24.5	40.14	28.74	10	4.3
18	07.21.1981	09:43:37.2	40.23	28.86	1	4.1
19	07.22.1981	22:02:45.9	40.27	28.9	2	4
20	12.26.1981	17:53:35.0	40.15	28.74	7	4.9
21	12.30.1981	09:39:08.2	40.12	28.62	3	4.1
22	06.09.1982	04:13:36.6	40.14	28.89	10	4.4
23	02.01.1983	13:54:11.2	40.2	28.94	3	4
24	07.05.1983	17:30:43.1	40.26	27.16	4	4.1
25	07.08.1983	02:55:01.1	40.23	27.18	17	4
26	12.19.1985	14:34:56.5	40.2	27.26	10	4.1
27	09.12.1986	10:34:50.5	40.25	27.32	5	4.1
28	03.22.1992	16:52:25.0	40.2	28.35	24	4.8
29	09.02.1993	21:03:41.1	40.19	27.26	9	4.1
30	09.25.1998	16:20:08.6	40.2	28.88	10	4
31	02.01.2001	09:58:50.0	40.1	27.75	25	4.1
32	06.09.2003	17:44:03.1	40.21	27.94	17	4.7

Çalışma alanı (Şekil 1.1), Aletsel Dönem’de mb (cisim dalgası magnitudü) 4.0 ve büyük olan 32 adet deprem ve 2 adet güncel olmak üzere toplam 34 yıkıcı deprem olmuştur (Çizelge 2.8).

Gözlemsel sismolojinin en önemli konularından biri, depremlerin odak parametrelerinin (konum, oluş zamanı) belirlenmesidir. Bu işlem, deprem odağının koordinatlarını ve kaynak oluş zamanını belirlemeyi içermektedir. Kaynak konumunun belirlenmesi için; odak ile sismik istasyon arasındaki hız yapısının bilinmesi, dalga fazlarının kayıtlardan okunması ve varış zamanlarının hesaplanması gerekmektedir. Deprem kaynağının konumu bilindikten sonra, herhangi bir hız modeli içindeki ve herhangi bir sismik istasyonda kaydedilen bütün fazların seyahat zamanları hesaplanabilmektedir. Bu bir düz çözüm problemidir. Varış zamanları parametreleştirilmiş bir modelden hesaplanmaktadır. Diğer taraftan deprem konumunun bulunması bir ters çözüm problemidir; kaynak konumu ve oluş zamanı fazların varış zamanlarından çözülmektedir.

Deprem odak parametrelerinin belirlenmesinde; İstasyon ağının geometrisi, dalga fazlarının iyi okunamaması ve kabuk hız yapısındaki belirsizlik gibi bazı faktörler, konum parametrelerindeki hatayı en aza indirmeye yönelik çalışmaları sınırlamaktadır. Günümüzde uygulanan birçok doğrusal ve ters çözüm yöntemleri mevcuttur ve bu deprem lokasyon metotları ise, hata payını en aza indirerek gerçekçi merkez (hiposantr) noktasının bulunmasını sağlamaktadır. Araştırmada da, benzer bir yaklaşım olan ve günümüzde en çok kullanılan Waldhauser ve Ellsworth (2000) tarafından geliştirilen “Deprem Çifti Algoritması (HypoDD) Yöntemi” ve sonuçların görselleştirilmesi için güçlü bir grafik yazılımı olan “GMT (Generic Mapping Tool) yazılımı” (Wessel ve Smith 2004) kullanılmıştır.

2.3.1 Deprem çifti farkı yöntemi

İlk olarak Waldhauser ve Ellsworth (2000) tarafından uygulanmış olan Deprem Çifti Farkı Yöntemi’nde; deprem çiftleri için gözlenen ve kuramsal seyahat zamanı farkları arasındaki artık zamanların en küçüklenmesi ile deprem odak parametreleri

belirlenmektedir. Yöntem'in esası; 'iki deprem arasındaki uzaklık belirli bir istasyona olan uzaklıklarından küçükse, kaynaktan istasyona ışın yolları benzerdir ve iki depremin seyahat zamanları farkı depremlerle istasyon arasındaki uzaklıkların farkını tanımlar kabulüne dayanmaktadır (Waldhauser ve Ellsworth 2000).

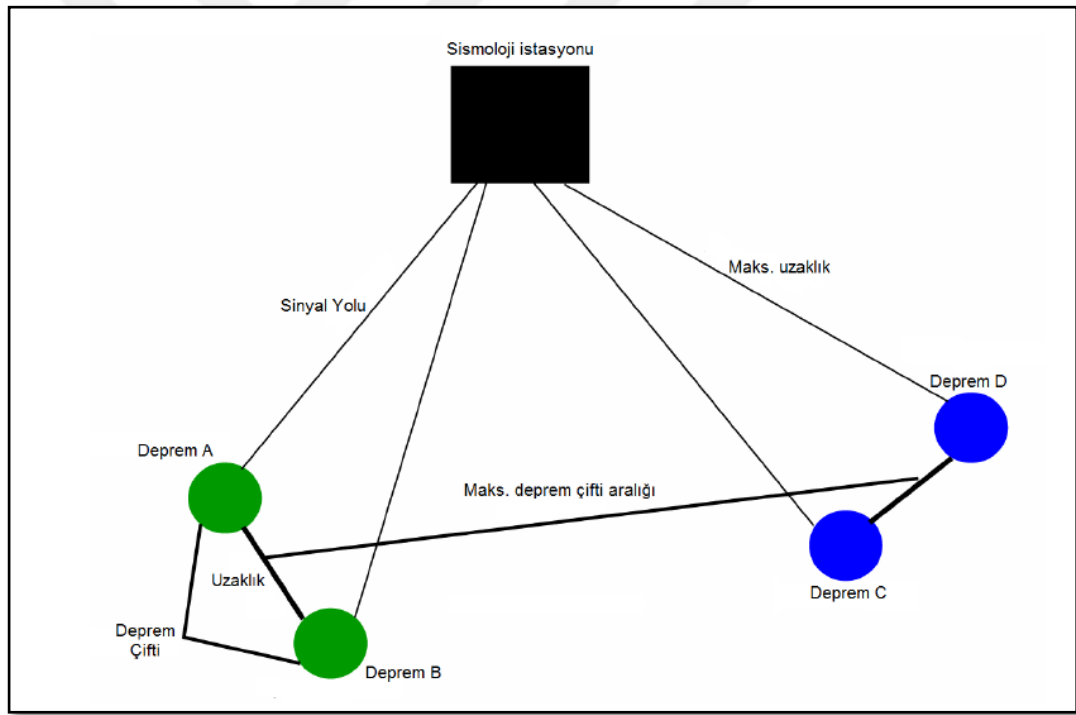
Mutlak konum hesabında parametrelerdeki hatalar azaltılmaya çalışılmasına rağmen; istasyon ağ geometrisi, faz okuma kalitesi ve kabuk hız yapısındaki belirsizlikler gibi bazı faktörler nedeniyle hatalar belirli bir sınırın altına indirilememektedir. Birbirine çok yakın depremlerin birbirlerine göre göreceli yerleri, mutlak odak konumlarını iyileştirmektedir. Bu amaçla Waldhauser ve Ellsworth (2000) tarafından geliştirilen çift – fark (double – difference) algoritması (HypoDD) kullanılmaktadır. HypoDD Programı, depremleri tanımlamak ve kümeleri gruplamak için kullanılmaktadır (Waldhauser 2001). Bu program, daha sonra bu kümelerin göreceli lokasyonlarını ters çözüm algoritması ile hesaplamaktadır. HypoDD algoritması; ortak istasyonda kaydedilmiş depremlerin birbiri arasındaki uzaklığın, istasyona olan uzaklıktan çok daha küçük olması koşuluna dayanmaktadır. Bu durumda; bir istasyonda gözlenen iki depremin dalga fazlarının (P ve S) seyahat süreleri arasındaki fark, yüksek hassasiyetle olayların aralarındaki mekânsal sapmaya dayandırılabilir (Fréchet 1985, Got vd. 1994, Waldhauser ve Ellsworth 2000).

HypoDD'nin verimli olması için, mutlak lokasyondaki hataların olabildiğince minimize edilmesi gerekmektedir. Algoritma içinde, P ve S dalgası seyahat süreleri verisi birlikte ya da ayrı olarak kullanılabilir. Ancak kaliteli veri miktarı ne kadar çok ise, çözüm o kadar kaliteli olmaktadır. P ve S faz süreleri operatör okuma hatalarını içerdiğinden, istenilen hassasiyette lokasyon tayini yapamayacaktır. Çözümün gücünü artırmak için, ortak istasyonda kaydedilmiş depremlerin dalga şekillerinin benzerliği çok önemli bir veri grubudur ve HypoDD bu verinin de kullanılmasını desteklemektedir. HypoDD, küçük magnitüdü depremlerin tekrar konumlandırılması için faydalıdır. Örneğin, artçı şoklar gibi (Dunn 2004). Genellikle HypoDD Yöntemi, bir ya da birkaç büyük deprem ve onun artçılarının kaydedildiği alanlarda uygulanmakta ve başarılı sonuçlar elde edilmektedir.

Depremlerin HypoDD ile tekrar konumlandırılması yapılırken üç adım izlenmektedir:

- 1) Olay çiftlerinin oluşturulması ve komşularının belirlenmesi;
- 2) Kümelerin oluşturulması ve
- 3) Çift – fark Yöntemi ile ters çözümün yapılması (Walshauser ve Ellsworth 2000, Waldhauser 2001, Dunn 2004).

HypoDD'nin olay çiftlerini sıralamada ve kümeleri oluşturmada kullandığı parametreler şekli şekil 2.10'da görülmektedir.



Şekil 2.10 HypoDD için önemli parametrelerin şematik gösterimi (Dunn 2004)

HypoDD, en temel noktada deprem çiftlerini kullanmaktadır. Yani birbirlerine göre lokasyonu bulunacak iki çok yakın deprem, bir deprem çiftidir. Bu deprem çiftlerini seçerken, belirli bir aralık içinde iki depremin ortak kaydedildiği istasyonlardaki durumuna bakılmaktadır. Şekil 2.10'da da görüldüğü gibi; hem olay çiftleri arasındaki

uzaklık, hem de diğer depremlerle olan uzaklık ile ortak istasyona olan uzaklık ve deprem dalgası ışının izlediği yol dikkate alınmaktadır.

İlk adım, ph2dt programı çalıştırılarak hiposantrların ortak istasyonlarda kaydedildiği deprem çiftlerini bulmakla başlamaktadır. Ph2dt Programı'nın işlevi; tanımlanan bir yarıçap içinde, bir depremi komşu depremlerle ilişkilendirerek deprem çiftlerini oluşturmaktır. Ph2dt Programı deprem çiftlerini belirlemek için çalıştırıldığında, bazı sınır parametrelerinin önceden tanımlanması gerekmektedir. Bu parametreler; MAXSEP: Deprem çiftleri arasındaki maksimum mesafeyi; MAXNGH: Tanımlanan bu mesafe içinde maksimum kaç adet deprem ile komşu olacağını, yani maksimum kaç adet deprem çifti oluşturacağını; MINLNK: Bir depremin minimum sayıda oluşturacağı deprem çifti sayısını; MINOBS ve MAXOBS: Bir deprem çiftini oluşturan minimum ve maksimum gözlem sayılarını ve MAXDIST: Deprem çiftleri ile istasyon arasında olabilecek maksimum mesafeyi göstermektedir.

Deprem çifti oluştururken en önemli parametrelerden biri minimum komşu sayısıdır. Bu sayının üstünde deprem çifti oluşturuluyorsa; deprem çiftleri arasındaki komşuluk ilişkisinin kuvvetli olduğu, altında ise komşuluk ilişkisinin zayıf olduğu varsayılmaktadır. Ph2dt Programı çalıştırıldığında, veriler HypoDD Programı kapsamında deprem çifti farkı kullanılarak yapılacak olan relokasyon işlemine girdi olarak sunulmaya hazır hale gelmektedir.

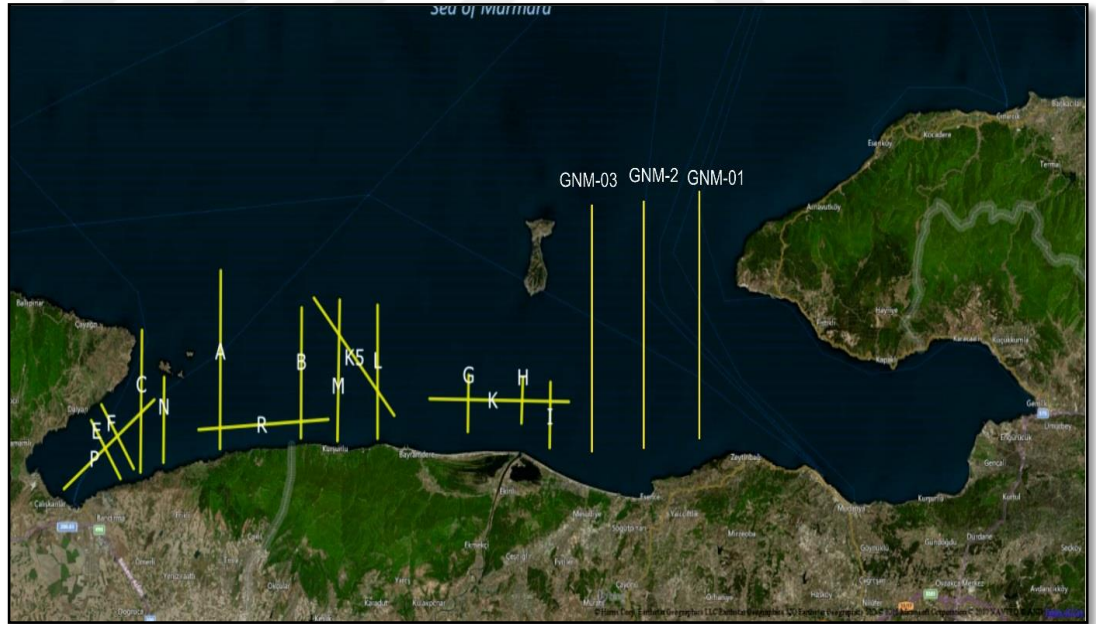
Standart HypoDD analizinde iki ters çözüm yaklaşımı söz konusudur. “Tekil Değer Analizi (SVD = Singular Value Decomposition) Yöntemi”, iyi koşullu matris sistemine sahip küçük deprem grupları (~100 deprem) için çok verimlidir. Fakat verinin daha büyük boyutlarda olması durumunda oluşturulacak matris boyutları çok büyük olacağından, SVD algoritması bilgisayar kapasitesindeki sınırlamalar nedeniyle çalışmamaktadır. Bu durumlarda, çok daha etkin olan sönümlü en küçük kareler problemi çözümü olan “Eşlenik Gradyan Algoritması (LSQR)” kullanılabilmektedir (Waldhauser ve Ellsworth 2000). Son olarak HypoDD'ye girdi olarak verilmesi gereken model ise bir hız modelidir. Bu hız modeli maksimum olarak 20 tabakalı olabilmekle birlikte, sabit bir VP/VS oranı ile programa sunulmaktadır.

3. BULGULAR

3.1 Sismik Kesitlerin Yorumu

Toplam 15 adet çok kanallı yüksek ayrımlı sığ sismik kesit (Şekil 3.1), yapısal ve ortamsal olarak yorumlanmıştır. Bu kesitlerde belirlenen fay yapılarının devamlılığını araştırmak için ise, çalışma alanından toplanan daha önce MTA SİSMİK – 1 Araştırma Gemisi ile toplanan verilerden yararlanılmıştır. Çalışma alanı genelinde 15 adet sismik kesitin büyük bir kısmı kullanılmaya çalışılmıştır. Kesitleri içerisinde GNM-P, GNM-R ve GNM-K5 hatlarının verileri, hava koşullarından dolayı kötü olduğundan kullanılması mümkün olmamıştır.

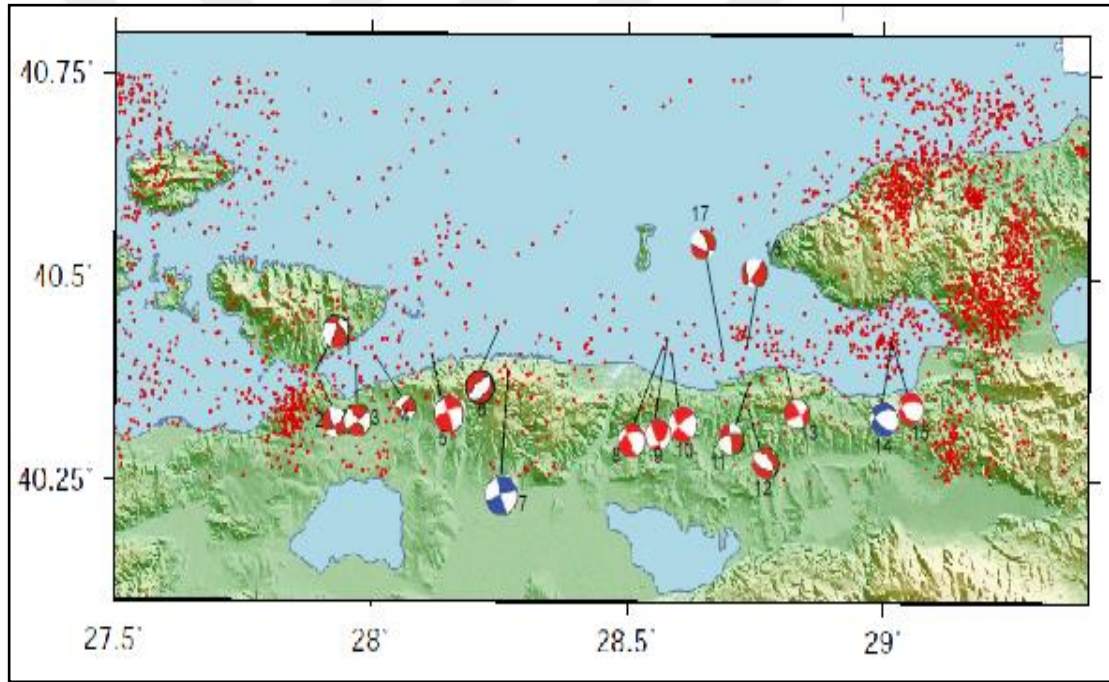
Bu bölümde, toplanan sismik yansıma kesitlerinde gözlenen yapılara ayrıntılı olarak yer verilmektedir. Fay yapıları için ise diğer kesitlerle ilişki kurulmaktadır. Çalışma alanı içerisindeki hatlar incelenirken, önce Bandırma Körfezi'ndeki hatlar ele alınacaktır. Ardından da GNM-A hattı ve onun doğusundaki hatlar incelenecektir.



Şekil 3.1 Sismik hatların lokasyonları

GNM-E numaralı hat Bandırma Körfezi sismik verilerinden biridir. (Şekil 3.1) KB-GB yönlü olup, Körfez'in iç kısımlarında yer almaktadır. GNM-E hattının yığma (stack)

kesiti Şekil 3.3’de görülmektedir. Şekil 3.3’deki GNM-E migrasyon kesitine baktığımızda KB kısmında yer alan yüzeydeki birimlerin, günümüz deniz tabanı ile uyumlu olduğu gözlenmektedir. Ancak güçlü tekrarlı yansımadan dolayı, alttaki birimlerin tabaka yönü ve temel kaya görülmemektedir. Kesitin güney ucu incelendiğinde, birimlerin eğim yönünün KB doğrultusunda olduğu görülmektedir. Kesitin 3201 No’lu CDP’lerde, Marmara Denizi’nin güney şelfini şekillendiren normal bileşenli doğrultu atımlı F1 Fayı’nın varlığı görülmektedir. Körfez içindeki deprem odak mekanizması çözümleri de bu fayı doğrulamaktadır (Şekil 3.2) 3201 – 2101 No’lu CPD aralığında, yaklaşık 150 ms civarında bir kanal yapısı ve 2101 No’lu CDP’de eski bir fay gözlenmektedir. Aynı CDP aralığında, arasında fay sistemiyle ilişkilendirebilecek akustik örtü yansıma karakterinde gaz belirlenmiştir.

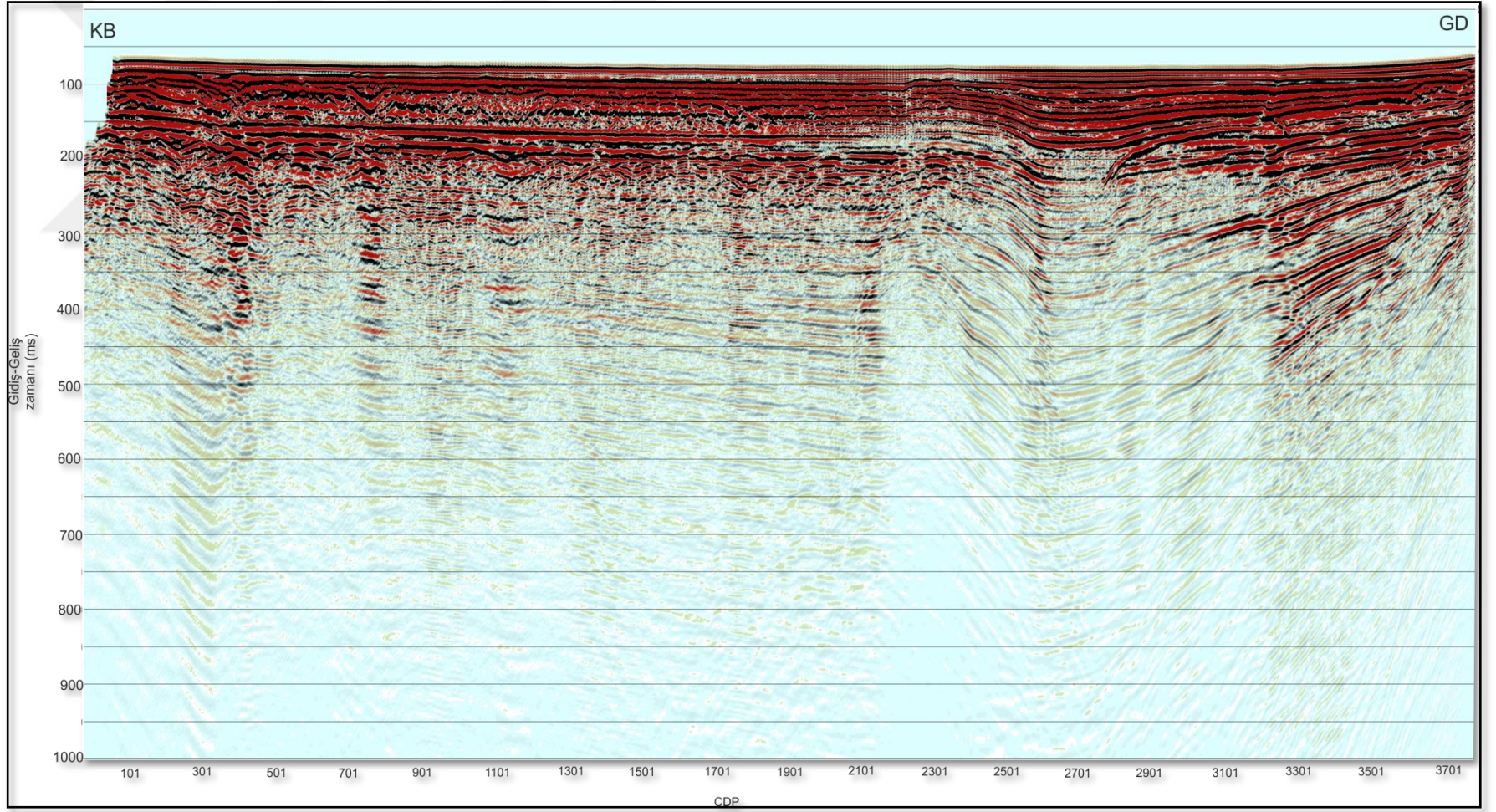


Şekil 3.2 Çizelge 3.2’de belirtilen depremlerin dış merkez dağılım ve odak mekanizması çözümleri haritası

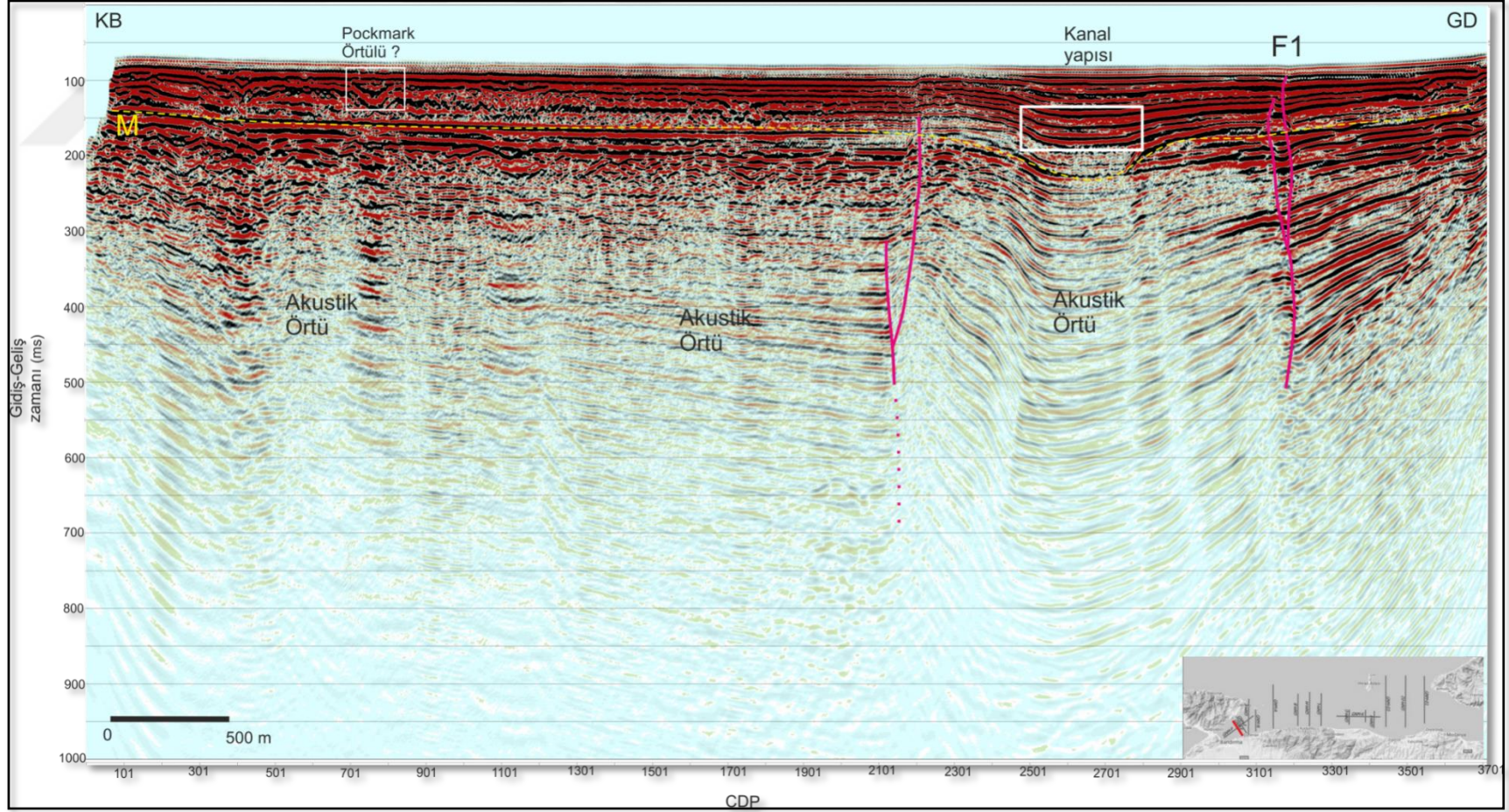
GNM-F numaralı kesit GNM-E hattına paralel hat olan (Şekil 3.1) GB-KB yönlü bir kesit olup yığma (stack) kesiti şekil 3.6’de gösterilmektedir. Migrasyon kesit (Şekil 3.7) üzerinde tespit edilen fay yapısı 101 No’lu CDP’de gözlenmektedir ve bu fay GNM-E migrasyon kesitinin (Şekil 3.4) güney kısmında belirlenen F1 Fayı’nın devamı

şeklindedir. Kesitin KB kısmında yer alan yüzeydeki birimlerin, günümüz deniz tabanı ile uyumlu olduğu gözlenmektedir. Ancak güçlü tekrarlı yansımadan dolayı alttaki birimlerin tabaka yönü, olası bir fayın varlığı ve temel kaya görülmemektedir. Kesitin geneline bakıldığında, akustik örtü olarak nitelendirebilecek gaz yapılarının mevcut olduğu görülmektedir. Bunun yanı sıra, 1401 – 1501 CDP'leri arasında güçlü yansıma (enhanced reflection) mevcuttur. 3262 No'lu CDP'de, F3 Fayı olarak adlandırılacak bir fay gözlenmektedir. Güçlü yansılarda üstte bulunan katman, alttakine göre daha yüksek yoğunlukta olduğunu ifade etmektedir. Bu da alttaki birimin daha yumuşak bir sediman içerdiğine ya da gaz varlığını işaret etmektedir.

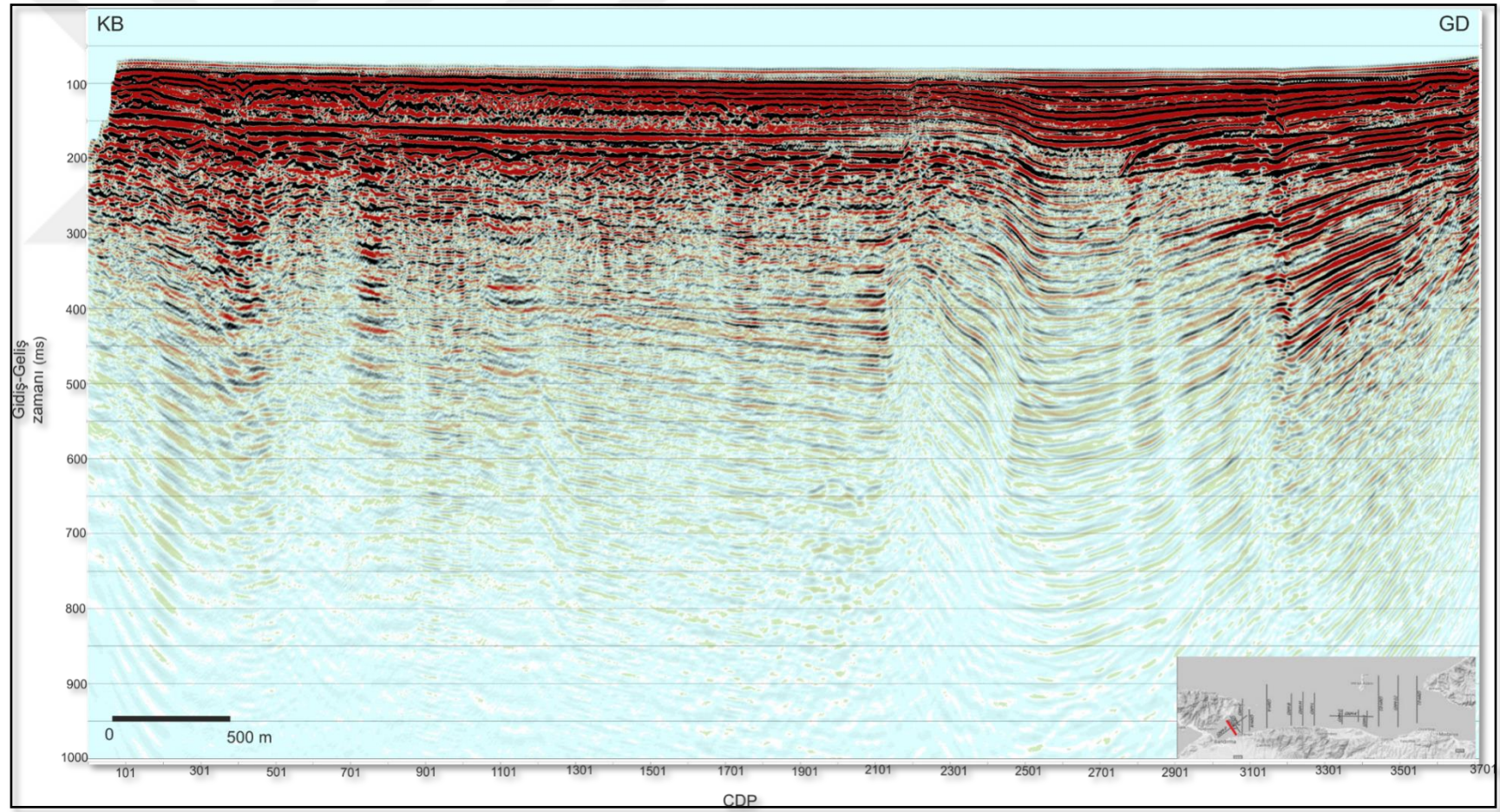
GNM-C numaralı hat K-G yönlü bir kesittir (Şekil 3.1) ve Kapıdağ Yarımadası'nın doğu ucundan geçmektedir, hatta ait yığma kesit şekil 3.9'de gösterilmektedir. Migrasyon kesitin (Şekil 3.10) güney kısımda 6373 No'lu CDP'de, diğer kesitlerde de olduğu gibi Marmara Denizi'nin güney şelfini sınırlandıran normal bileşenli doğrultu atımlı F1 Fayı'nın devamı bulunmaktadır. 3023 No'lu CPD'de ise, temel kayayı kesen normal bileşenli bir fay görülmektedir ve bu Fay'ın GNM-F'de 3262 No'lu F3 Fayı'nın devamı olduğu varsayılmaktadır. Kesitin kuzey kesimlerinde ise; Kapıdağ Yarımadası'nı oluşturan yeşil renkle gösterilmiş olan temel kaya yükselimi, sismik kesitte gözlenmektedir.



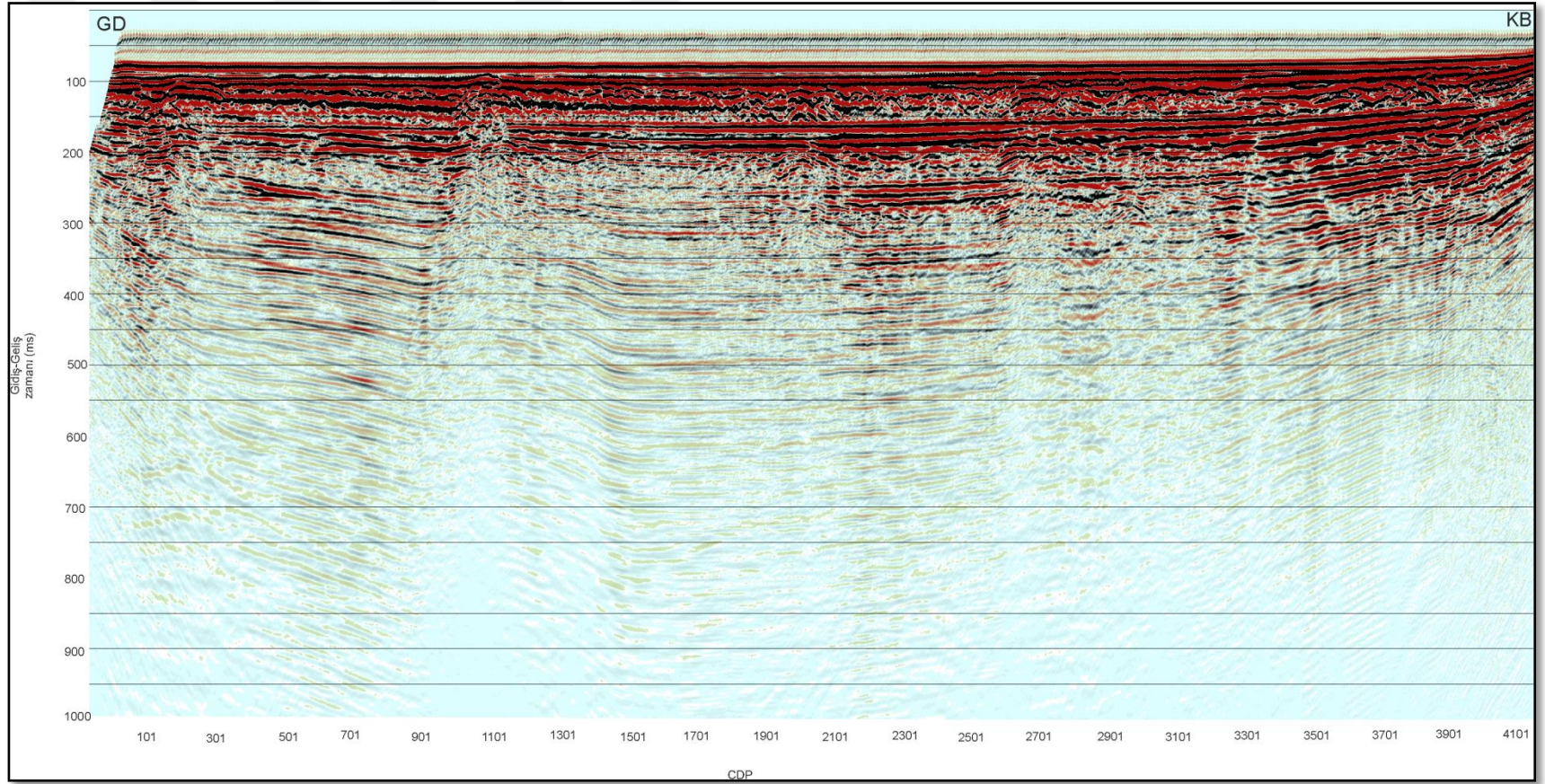
Şekil 3.3 GNM-E hattının yığma (stack) kesiti



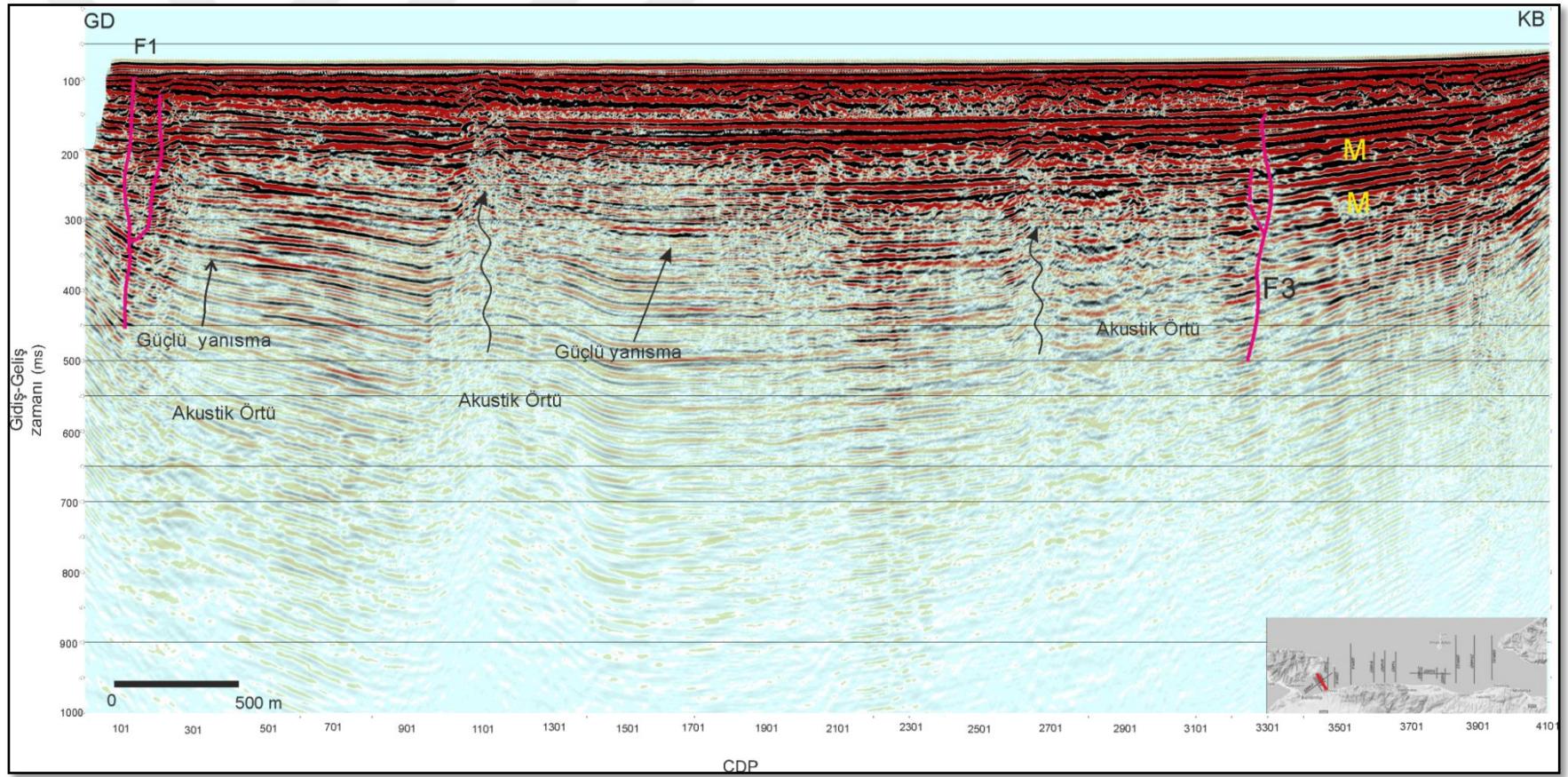
Şekil 3.4 GNM-E sismik yansıma kesitinin yorumlanmış hali



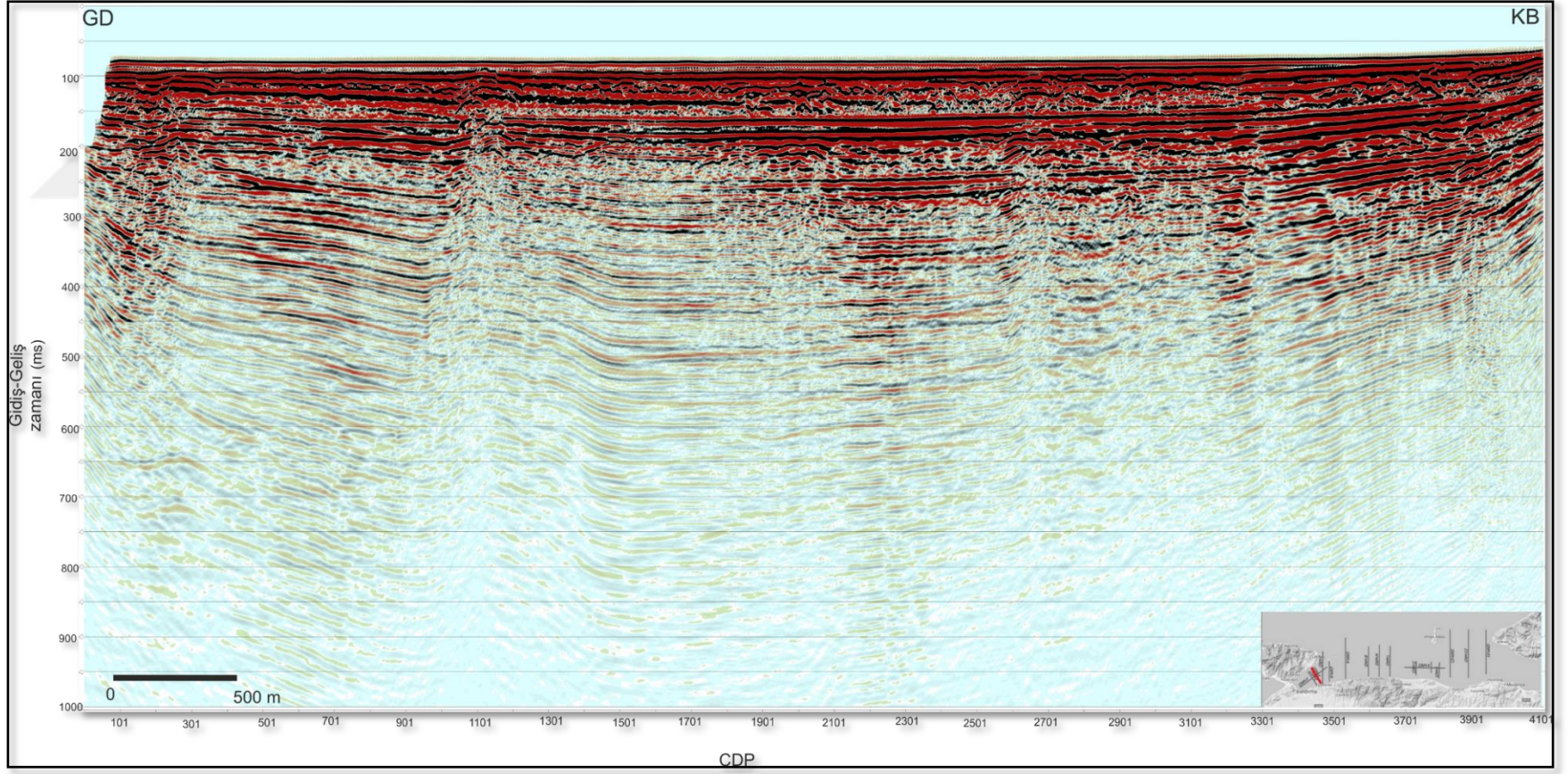
Şekil 3.5 GNM-E sismik yansıma kesitinin yorumlanmamış hali



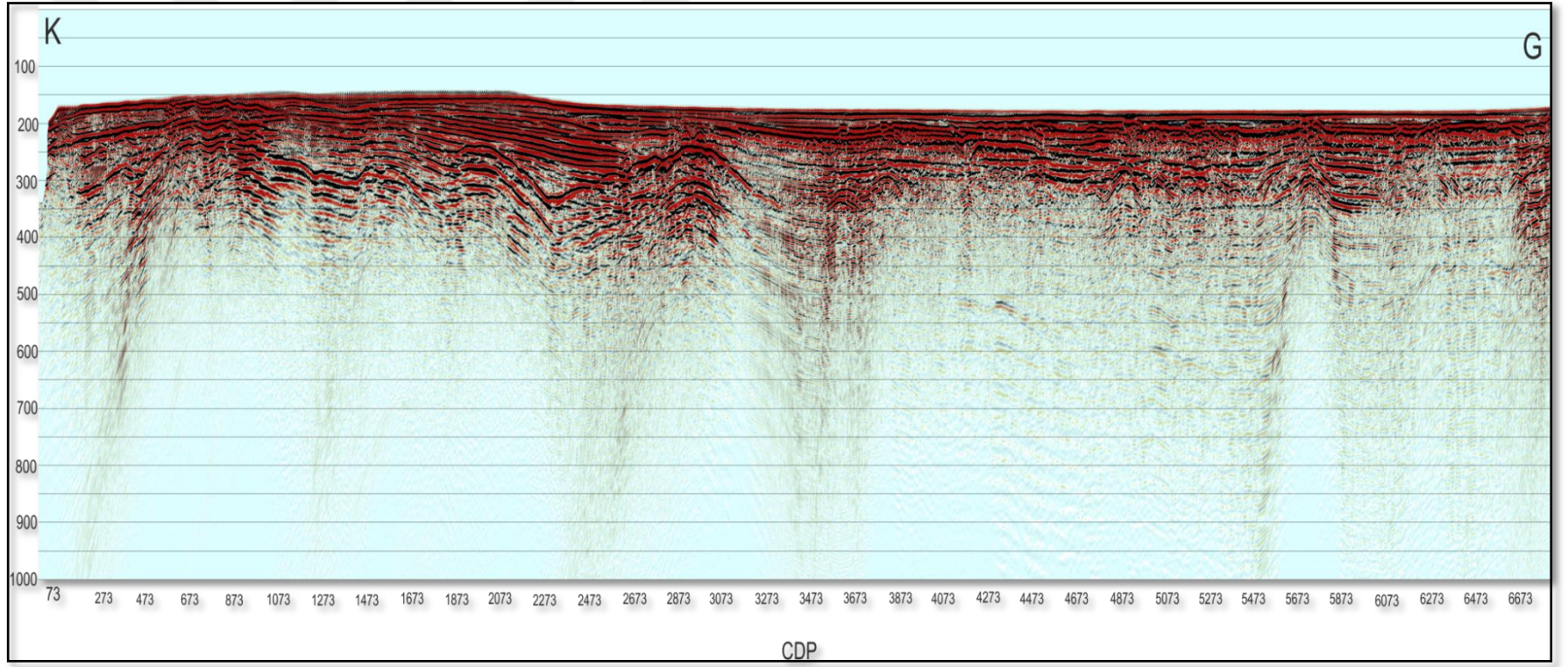
Şekil 3.6 GNM-F hattının yığma (stack) kesiti



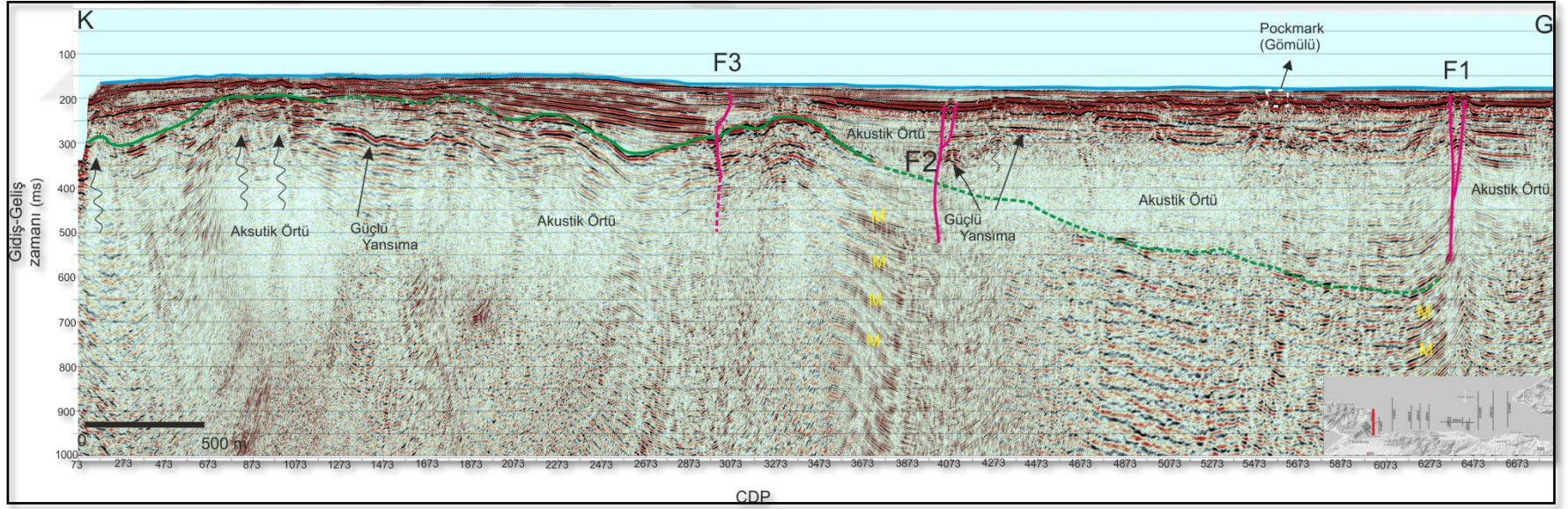
Şekil 3.7 GNM-F migrasyon kesitinin yorumlanmış hali



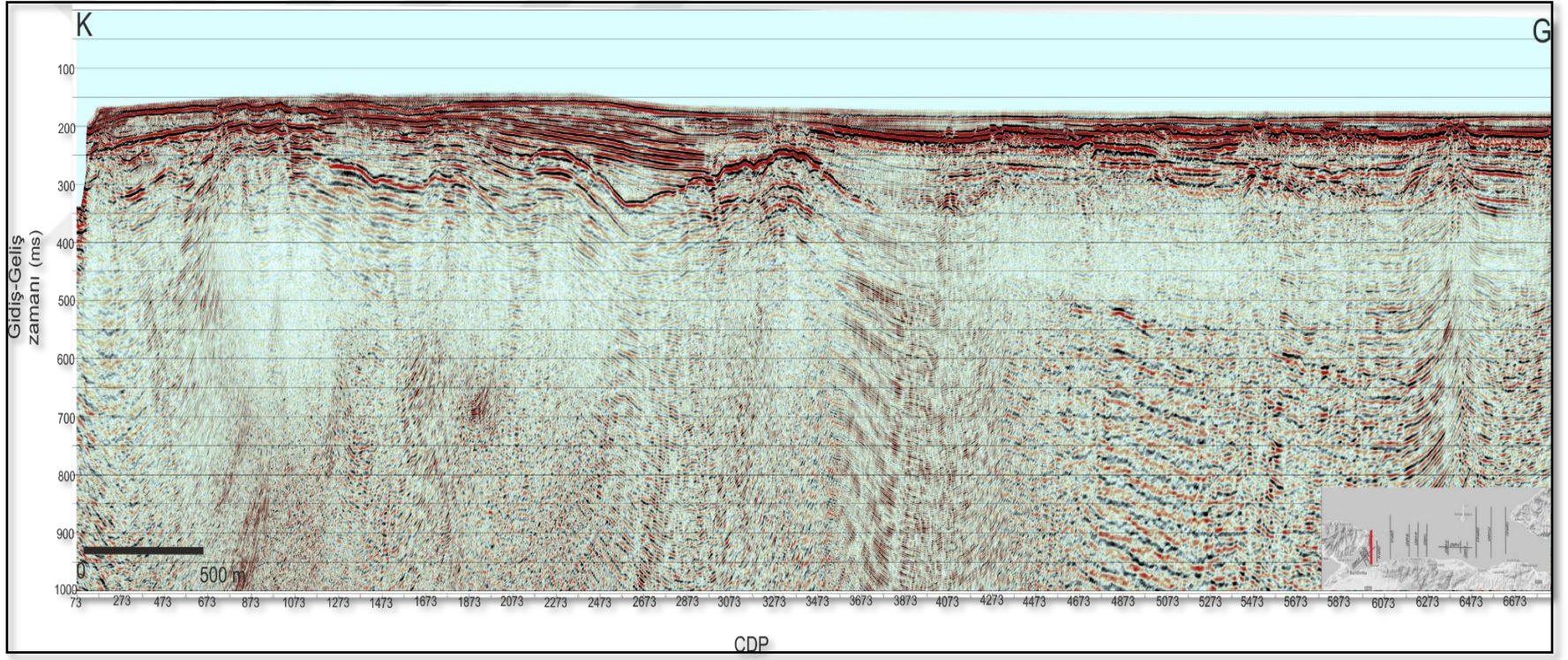
Şekil 3.8 GNM-F migrasyon kesitinin yorumlanmamış halı



Şekil 3.9 GNM-C hattının yığma (stack) kesiti



Şekil 3.10 GNM-C migrasyon kesitinin yorumlanmış hali



Şekil 3.11 GNM-C migrasyon kesitinin yorumlanmamış hali

Bu yükselimin gerisinde kalan havzanın güney kısmı ile Marmara Denizi arasındaki bağlantıyı bu paleotopografya belirlemektedir. Bu yükselimin daha kuzeyinde yeniden temel kayanın alçaldığına dair göstergeler, kesitin en kuzeyinde mevcuttur. Kesit üzerinde güçlü yansıma gözlenmektedir ve bir de gömülü bir pockmark (çopur) olduğu düşünülmektedir. Bununla birlikte GNM-E ve GNM- F kesitlerinde olduğu gibi akustik örtü mevcuttur. Kesit üzerinde devamlı sediman yığılması ve tektonik sıkışma nedeniyle, yakın yüzey sedimanlarında oluşan gaz ve boşluk sıvılarının aşırı basınca maruz kalıp ve geçirgen yollar boyunca deniz tabanına doğru göç etmesiyle, deniz tabanında krater şekilli çöküntü olan pockmark gözlenmektedir. Ancak bu pockmarkın sediman birikim hızının yüksek olmasından dolayı üzeri sedimanla örtülmüştür.

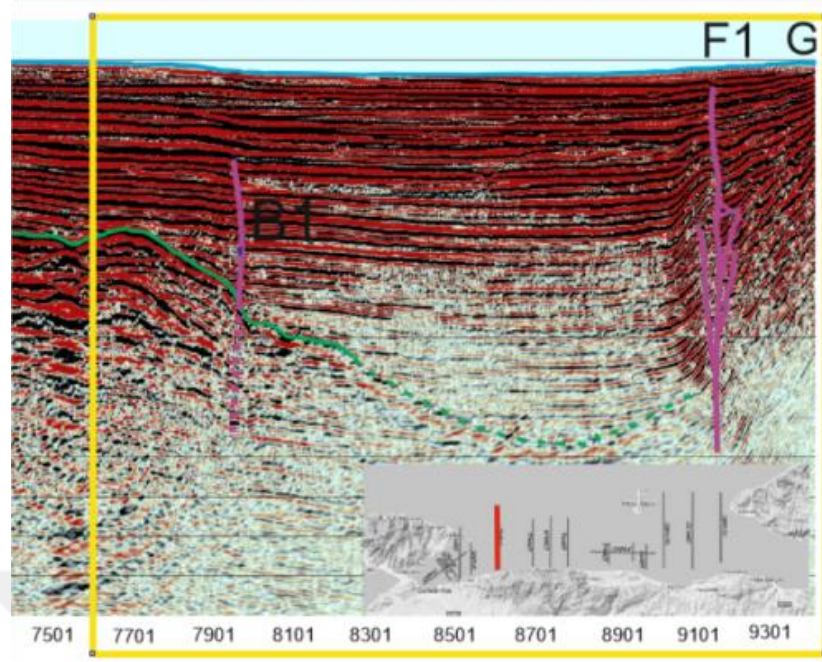
GNM-N kesiti G-K yönlü bir kesittir (Şekil 3.1). Migrasyon kesitin (Şekil 3.14) güney kısmında 116 No'lu CDP'de, diğer kesitlerde de olduğu gibi Marmara Denizi'nin güney şelfini sınırlandıran, normal bileşenli ve doğrultu atımlı F1 Fayı'nın devam ettiği görülmektedir. 3226 No'lu CDP'deki fayın, GNM-C kesitinde gözlemlenen F2 Fayı'nın devamı olduğu düşünülmektedir. GNM-F kesitinde görülen F2 Fayı'nın devamı bu kesitte görülmektedir. B-1 Fayı olarak adlandırılan fay ise, yeşil renk ile gösterilen temel kayayı kesmektedir. Temel kayanın altındaki birimin daha yumuşak bir sediman içerdiğini ya da gaz varlığını işaret eden güçlü yansımalar, akustik örtüler kesit üzerinde görülen yapılardır.

GNM-A kesiti K-G yönlüdür (Şekil 3.1). GNM-A migrasyon kesit (Şekil 3.17) üzerinde temel kaya yeşil renkle gösterilmiştir. Temel kayanın ve deniz tabanının tekrarlı yansıması kesit üzerinde baskın olarak gözlenmektedir. GNM-N hattında gözlenen B-1 Fayı, bu kesitte de temel kayayı keserek devamı etmektedir. Bu Fay'ın genel doğrultusu, hemen güneyinde bulunan aktif olan F-1 Fayı'nın doğrultusundan farklı olarak DKD-BGB doğrultusundadır. Kesitte mavi çizgi ile gösterilen birim ile alttaki sarı çizgiler ile gösterilen birim arasında açısal uyumsuzluk vardır. Bu açısal uyumsuzluğun sebebi ise, yeşil çizgi ile gösterilen temel kayanın erozyonel aşınmaya uğramasıdır.

Oluşan bu erozyonel topografyanın üzerine aşma ile gelen deniz ya da göl seviyesi, erozyonel yüzeye topografik uygunlukla yanal yönde gelişen eğimli çökelme yüzeyi olan klinoformlar sarı renkle gösterilmiştir. Bu klinoformlar regressive bir seri olarak çökelmiştir. Bu lokal alanda paleodatumun güneye doğru yöneldiği söylenilebilir. Sözü edilen klinoformin çökeldiği zaman aralığı, Marmara Denizi'nin su miktarının azaldığı alanlarda yüzey topografyasına bağlı olarak oluşan yerel gölcüklerin varlığına işarettir. Küresel deniz seviyesinin düşük olduğu Pleistosen – Holosen süresince, Akdeniz ile Karadeniz arasındaki bağlantıyı da bu eşikler engellemişler (Stanley ve Blanpied 1980, Smith vd. 1995) ve Marmara Denizi'ni Marmara Gölü'ne (Stanley ve Blanpied 1980, Smith vd. 1995, Aksu vd. 1999, Çağatay vd. 2000, Aksu vd. 2002, Kaminski vd. 2002) dönüştürmüşlerdir.

Referanslara dayanarak bu kliniformların üzerine gelen mavi çizgi ile tabanı belirlenen birim, Marmara Denizi'ne su girişinin arttığı bu minik gölcüklerin birbirleri ile birleştiği zamanın başlangıcını belirten seviyedir. Bu seviye Vardar vd. (2014) tarafından yapılan çalışmalarda, bahsi geçen alana denizel basma zamanının göreceli olarak günümüzden 11.5 bin yıl önce olduğu gösterilmektedir. Son düşük deniz seviyesi maksimumdan (~ 30 bin yıl) itibaren, deniz seviyesinin Güney Marmara eşiğini aştığı süreç arasında oluşan uyumsuzluk ve göreceli uyumluluk seviyelerine uymaktadır.

Bundan önceki hatların boyunun kısa olması ve anakaraya yakın olması sebebiyle, sadece kesitlerin kuzey kısımlarında güneye eğimli birimlerin varlığı görülmüştü ve temel kaya görülmendiğinden dolayı tabakaların neden güneye eğimli olduğu anlaşılamamıştı. GNM-A kesitinin uzun olmasıyla, güneye eğimli birimlerin temel kayanın yükselmesi ve deniz seviyesinin yükselerek havzanın kuzeyden beslenmesiyle oluştuğu düşünülmektedir. GNM-A hattının güney ucunda ise; GNM-E, GNM-F, GNM-C ve GNM-N kesitlerinde Marmara Denizi'nin güney şelfini sınırlandıran normal bileşenli doğrultu atımlı F1 Fayı'nın devam ettiği görülmektedir (Şekil 3.12). Kesitte aynı şekilde GNM-C ve GNM-N kesitlerinde görülen F2 Fayı'nın devam ettiği görülmektedir. Bandırma Yarımadası'nın doğusunda yer alan ve kesitte görülen F5 Fayı ise, DGD-BKB doğrultusundadır.



Şekil 3.12 GNM-A kesitinin güney kısmında görülen F1 fayı

GNM-B kesiti (Şekil 3.1) K-G yönlüdür ve Kapıdağ Yarımadası'nın batısında anakara ile Kapıdağ Yarımadası'nın doğu ucu kısmına denk gelecek noktalar arasında bulunmaktadır. Şekil 3.20'de yığma(stack) ve Şekil 3.21'de migrasyon kesit görülmektedir. Migrasyon kesitin güneyinde 6401 No'lu CDP'de GNM-M ve GNM-L kesitlerinde de gözleendiği gibi, Marmara Denizi güney şelfini sınırlandıran normal bileşenli doğrultu atımlı F1 Fayı yer almaktadır ve diğer kesitlerde olduğu gibi negatif çiçek yapıları gözlenmektedir.

3401 No'lu CDP'de GNM-A hattında gözlenen F2 Fayı'nın devamı görülmektedir. Yeşil renkle gösterilen temel kayayı B2 Fayı kesmektedir. B2 Fayı, F1 doğrultusuna paralel olacak şekilde D-B doğrultusunda uzanmaktadır. GNM-A kesitinde görülen F5 Fayı'nın devamlılığı görülmektedir ve DGD-BKB doğrultusundadır. Kesitin güney kesimlerinde yeşil renkle gösterilen temel kayanın, deniz tabanına yakın bir alanda bulunduğu gözlenmiştir. Kesitin güneyinde temel kaya üzerine çökelen birimin eğimi kuzeye doğrudur. Güney kısımlarda ise, deniz topografyasına uygun çökelen birimlerin eğim yönü diğer kesitlerde olduğu gibi güneye doğrudur. Birimlerin eğimlerinin güneye doğru olması, GNM-A Kesiti'nin yorumunda açıklandığı üzere, son düşük deniz

seviyesi maksimumdan itibaren deniz seviyesinin Güney Marmara eşiğini aştığı süreç arasında oluşan sedimantasyondan kaynaklandığı düşünülmektedir. Bu kesitte yoğun gaz birikimine bağlı olarak gömülü porcmark, akustik örtü gözlenmektedir.

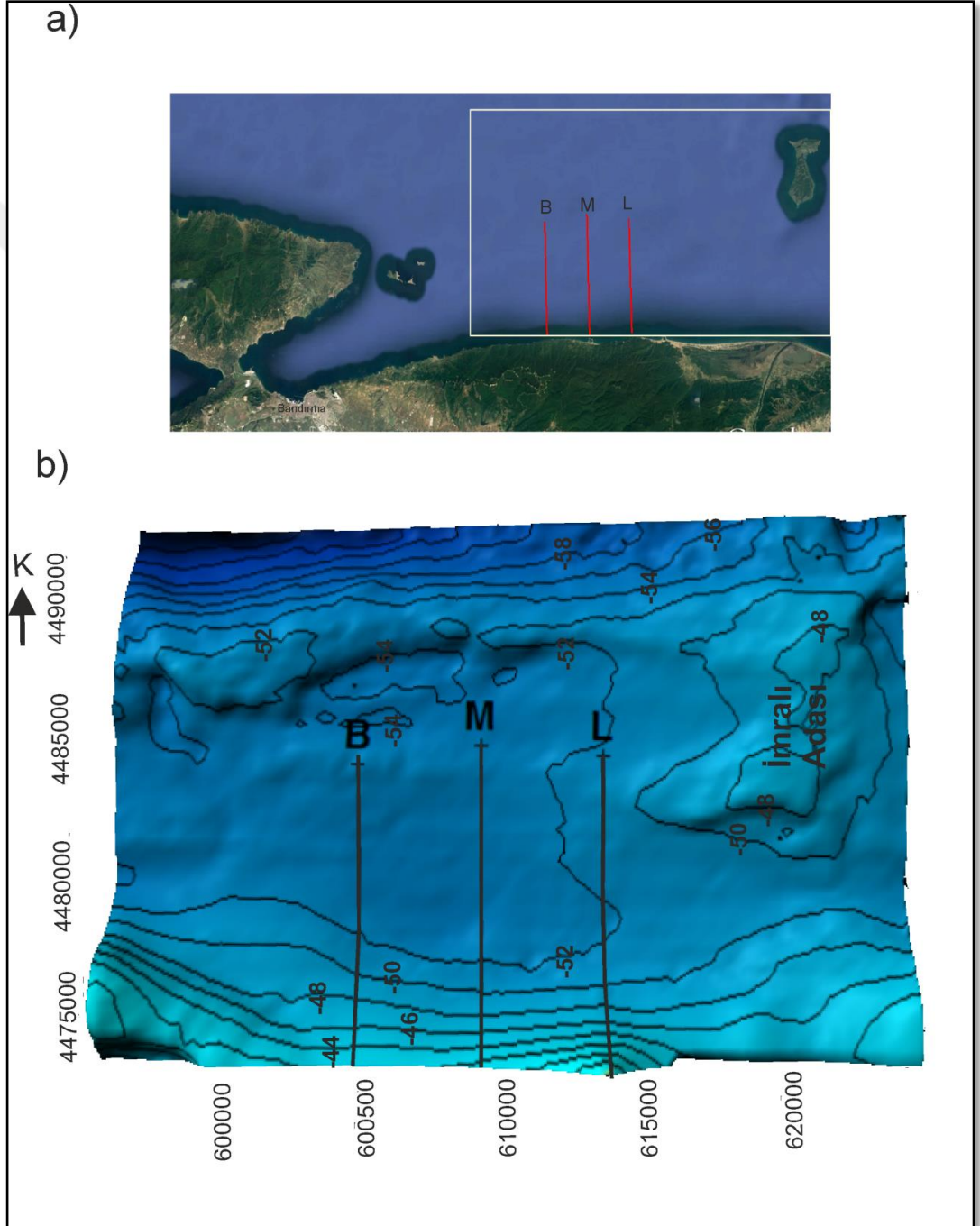
GNM-M kesiti (Şekil 3.22) K-G yönlüdür ve kesitin güney kesimlerinde 6901 ve 7101 No'lu CDP'lerde, diğer kesitlerde de olduğu gibi Marmara Denizi'nin güney şelfini sınırlandıran normal bileşenli doğrultu atımlı F1 Fayı'nın devam ettiği görülmektedir. F1 Fayı, batıda ki başlangıç noktasından GNM-M kesitine kadar yaklaşık D-B doğrultusunda ilerlemektedir. Ancak bu noktadan itibaren DKD-BGB doğrultusuna sahiptir.

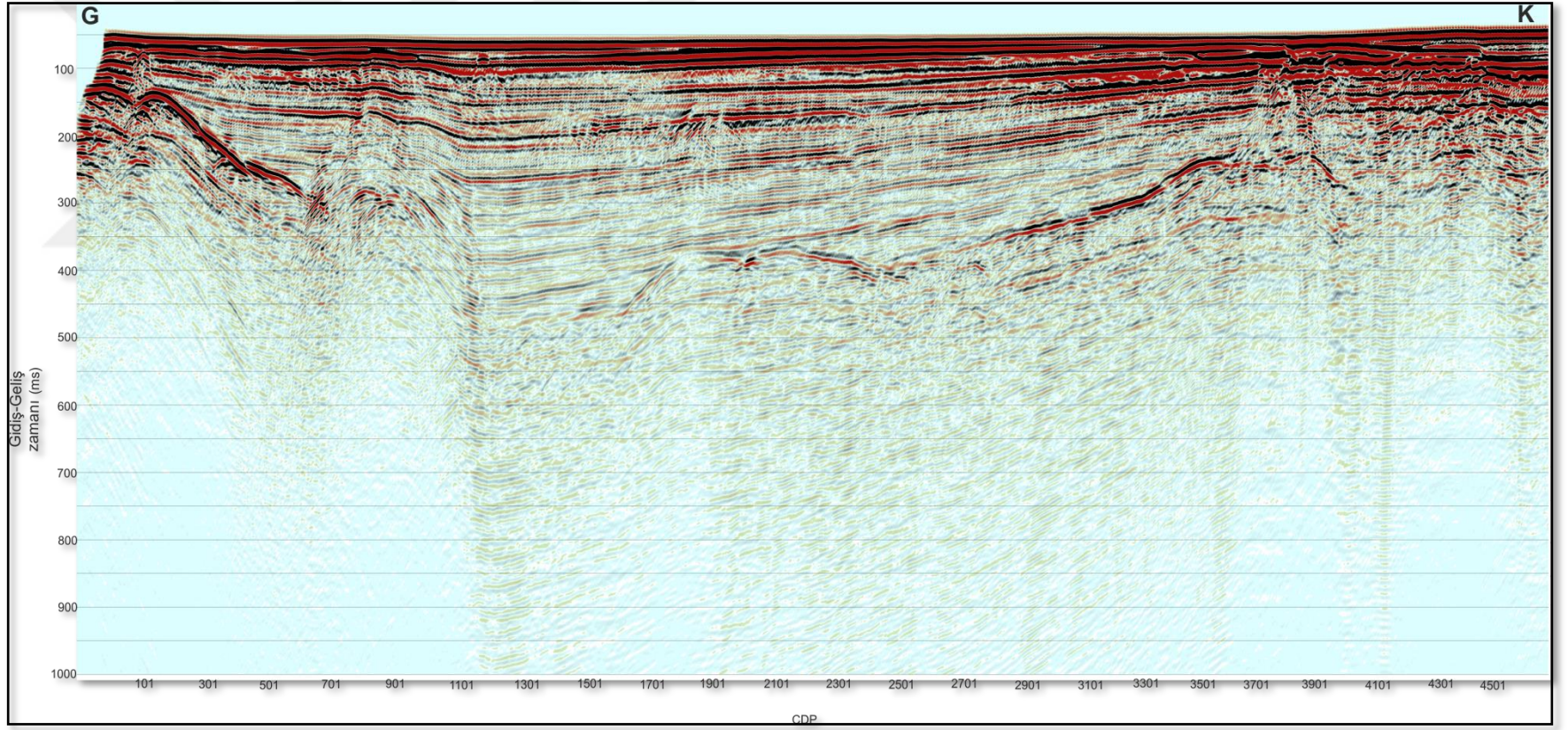
GNM-B kesitinde görülen D-B uzanımlı B2 Fayı'nın bu kesitte de devam ettiği görülmektedir. Benzer biçimde B6 fayı olarak adlandırılan fay, temel kayayı ve olası kuvaterner yaşlı birimi deforme etmektedir. B6 Fayı, B2 Fayı gibi bu noktadan itibaren F1 Fayı'na paralel olacak şekilde DKD-BGB doğrultusuna sahiptir. GNM-A ve GNM-B kesitlerinde görülen F5 Fayı'nın devamlılığı görülmektedir ve DGD-BKB doğrultusundadır. Kesitin kuzey kısımlarında GNM-B ve GNM- L kesitinde olduğu gibi, günümüz deniz tabanına morfolojik olarak uyumlu çökelen birimlerin (mavi renkle belirtilen) hemen altında yer alan birimlerin (sarı renk ile belirtilen) tabaka eğimlerinin güneye doğru olduğu gözlenmektedir.

Bu olası sarı renkle gösterilen birimler ile deniz tabanına topografik olarak uygun çökelen birimler arasında açısal uyumsuzluk bulunmaktadır. Buna rağmen elimizdeki kesitlerde, bu iki birim arasında net olarak gözlenebilen bir erozyonel bir yüzey yoktur. Ancak günümüz deniz tabanı batimetri verilerinde de gözlenebilir şekilde kuzeyde bir yükselimin varlığı tespit edilmiştir (Şekil 3.13). Var olan bu yükselim GNM-A, GNM-B, GNM-C ve GNM-N kesitlerinde de görülmektedir.

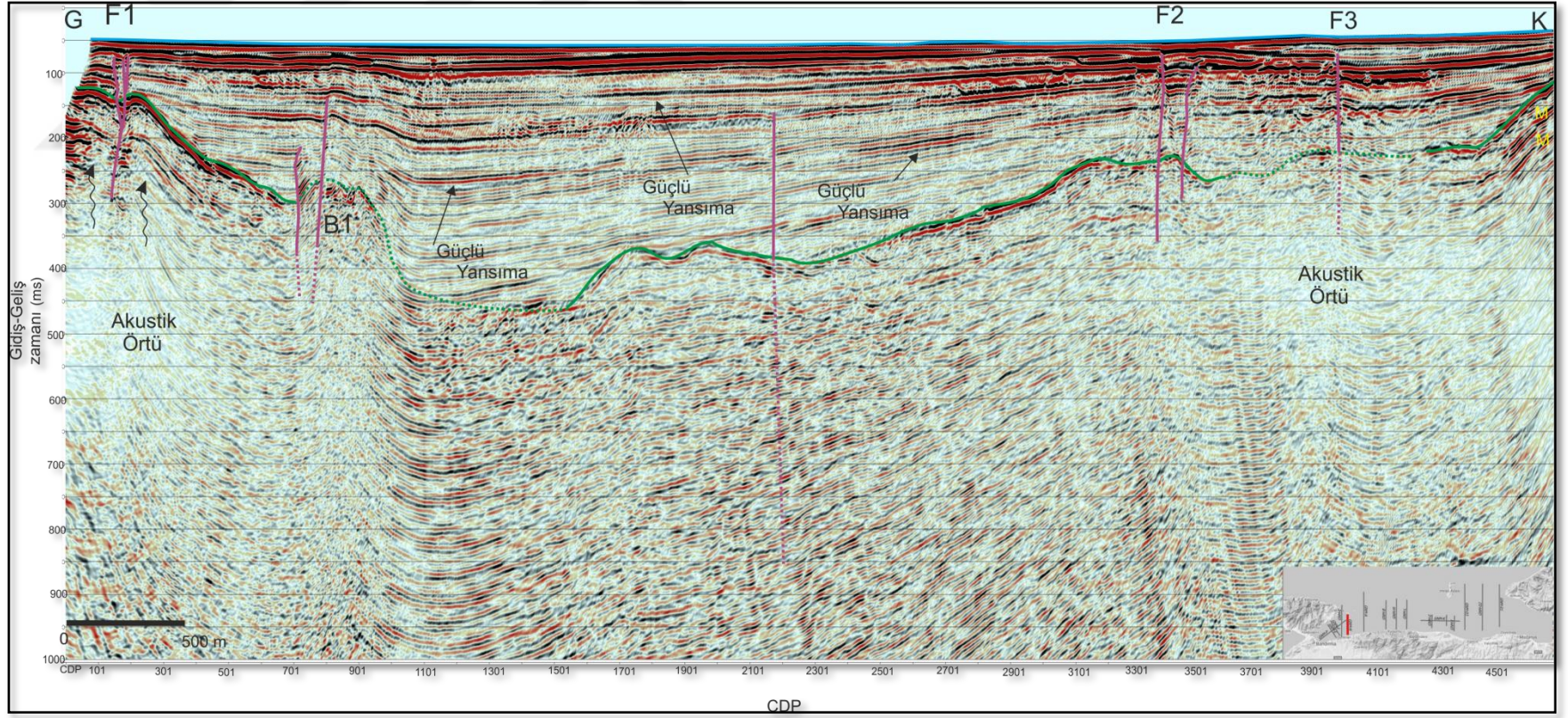
Bu açısal uyumsuzluğun sebebinin, Şekil 3.13'deki batimetri haritası göz önünde bulundurularak ve kuzeye doğru olan yükselim varlığıyla GNM-A kesitinin yorumunda bahsedildiği üzere; temel kayanın erozyonel aşınmaya uğraması ve oluşan bu erozyonel

topografyanın üzerine aşma ile gelen deniz ya da göl seviyesi erozyonel yüzeye topografik uygunlukla çökelmiş birimlerden kaynaklandığı düşünülebilir. Kesitin kuzey bölgesinde birçok akustik örtü ve güçlü yansımalar mevcuttur. Bu alanda bulunun gömülü pockmark yapılarının güneye eğimli tabakaların üzerinde deniz tabanı ile topografik olarak uyumlu tabakalarının içerisinde yer aldığı gözlenmiştir.

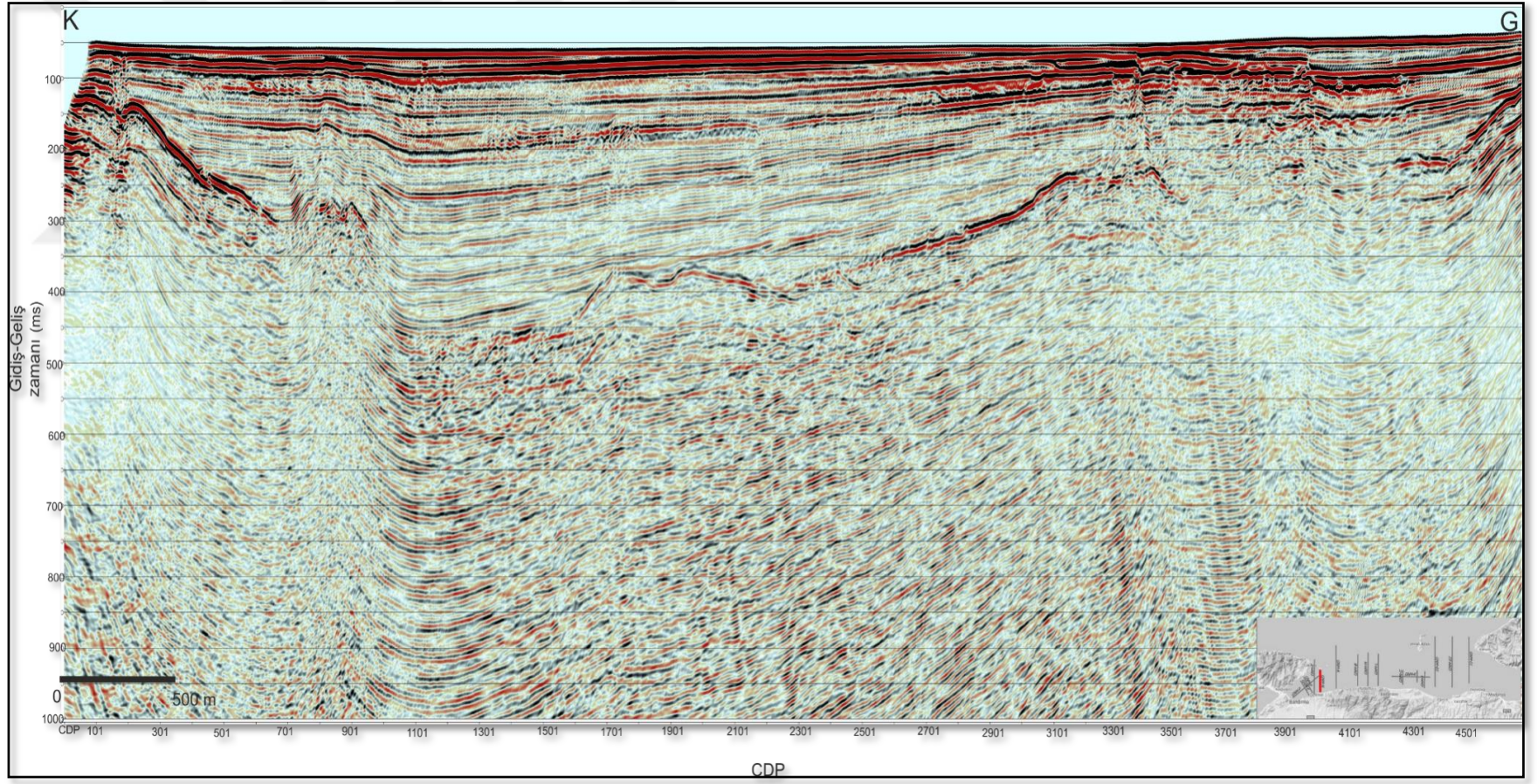




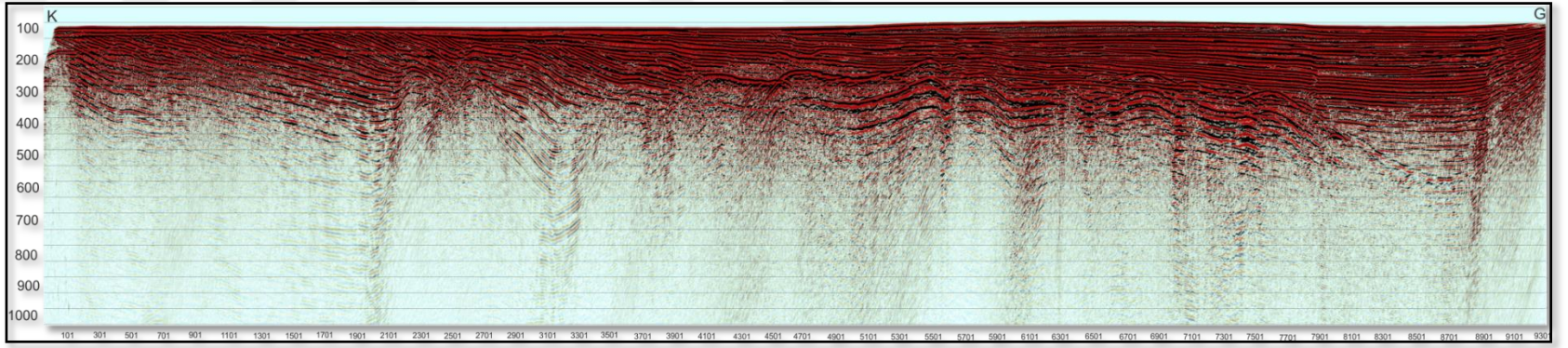
Şekil 3.14 GNM-N hattının yığma (stack) kesiti



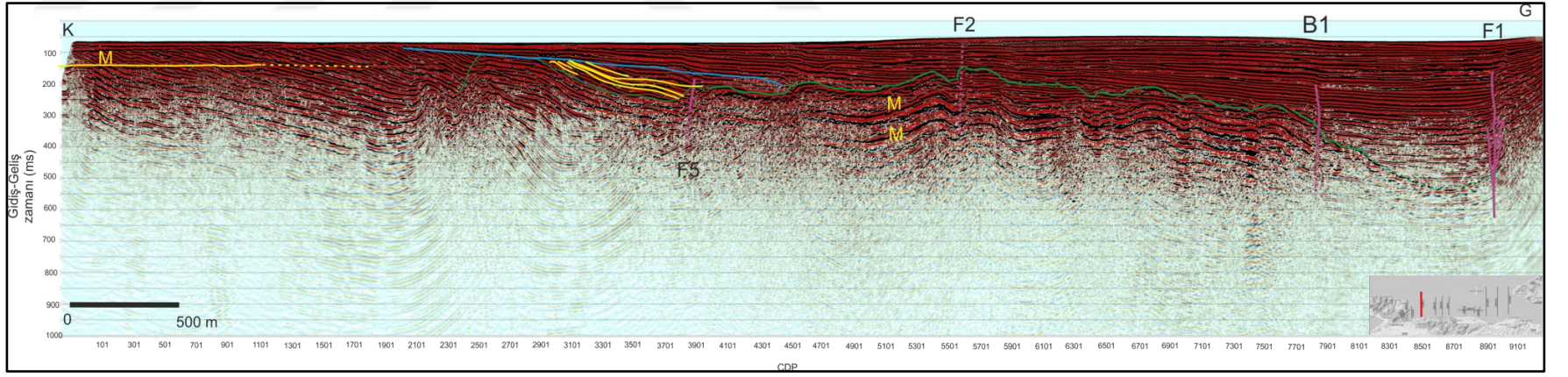
Şekil 3.15 GNM-N Migrasyon kesitinin yorumlanmış hali



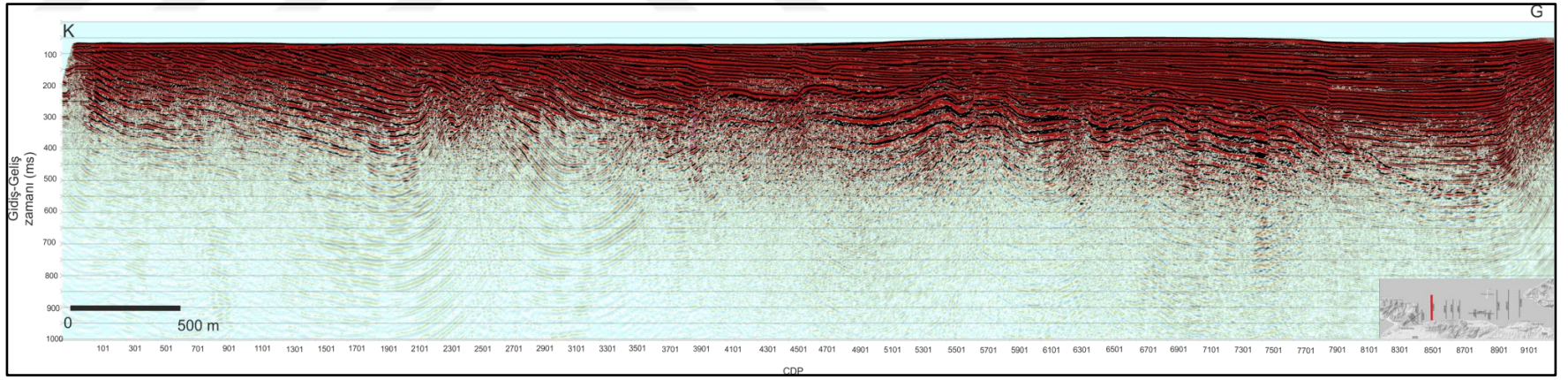
Şekil 3.16 GNM-N Migrasyon kesitinin yorumlanmamış hali



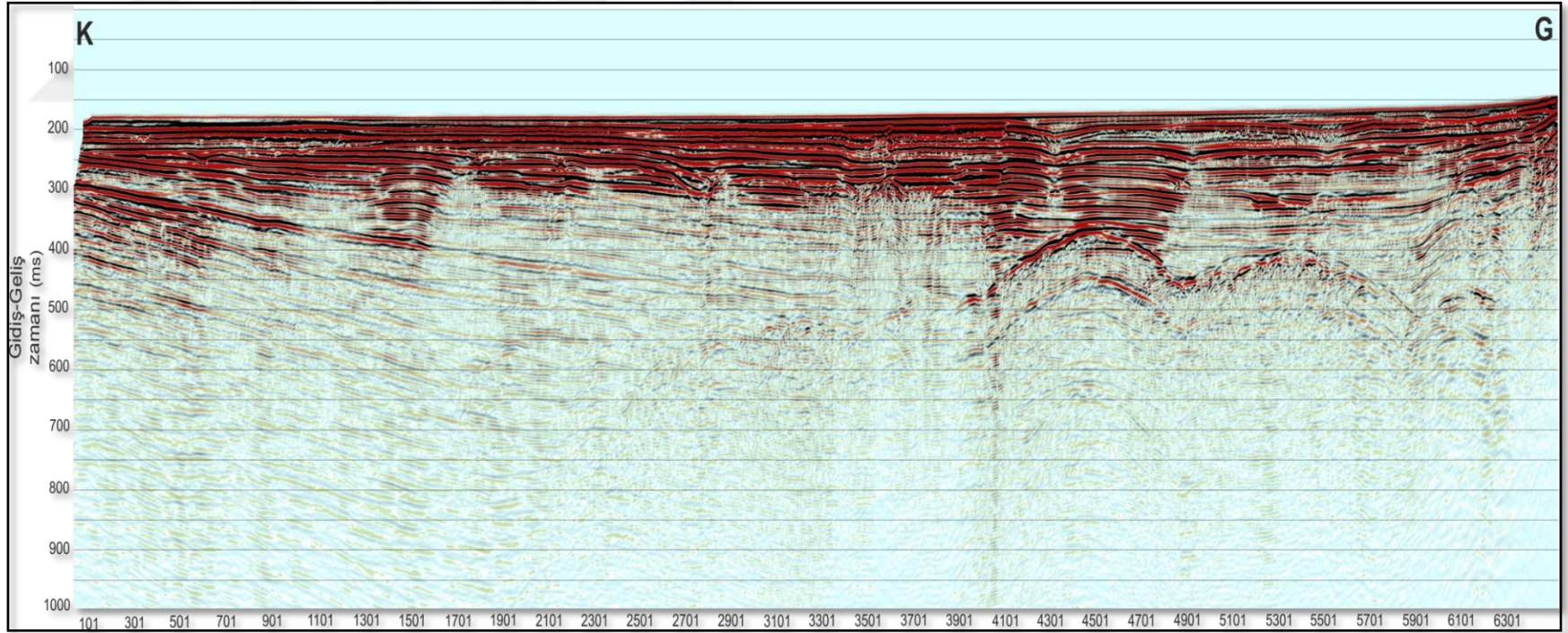
Şekil 3.17 GNM-A hattının yığma (stack) kesiti



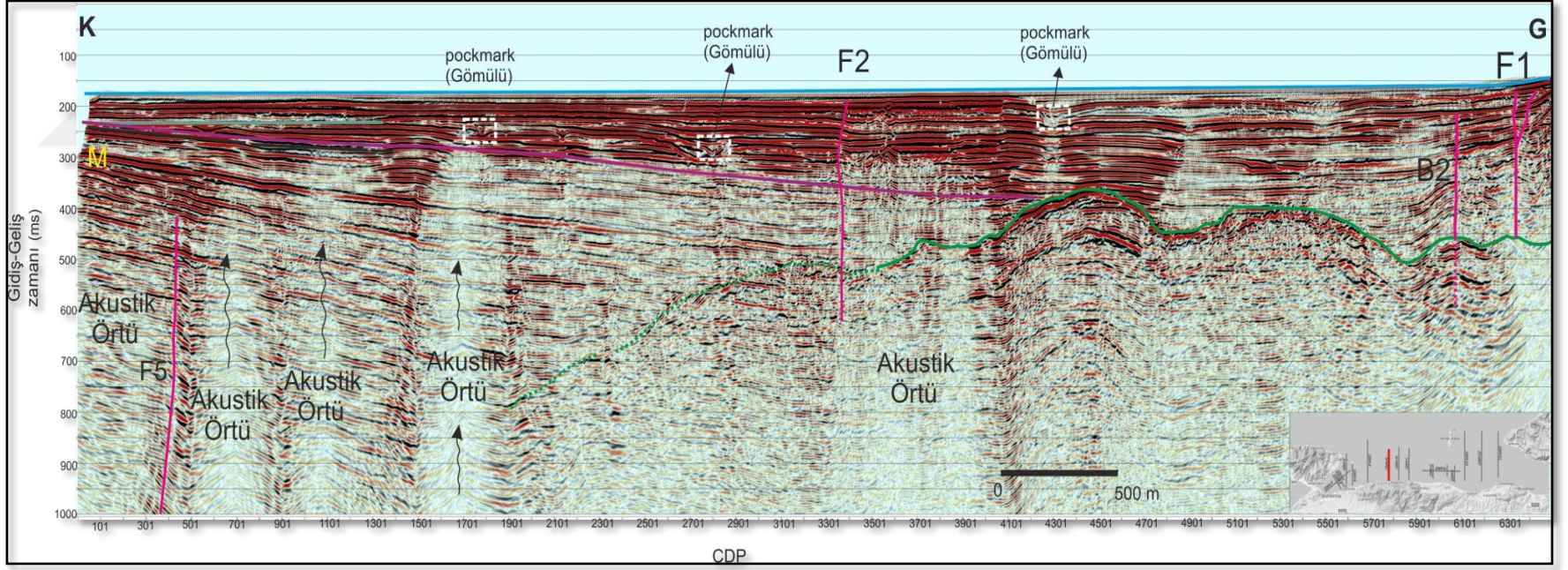
Şekil 3.18 GNM-A Migrasyon kesitinin yorumlanmış hali



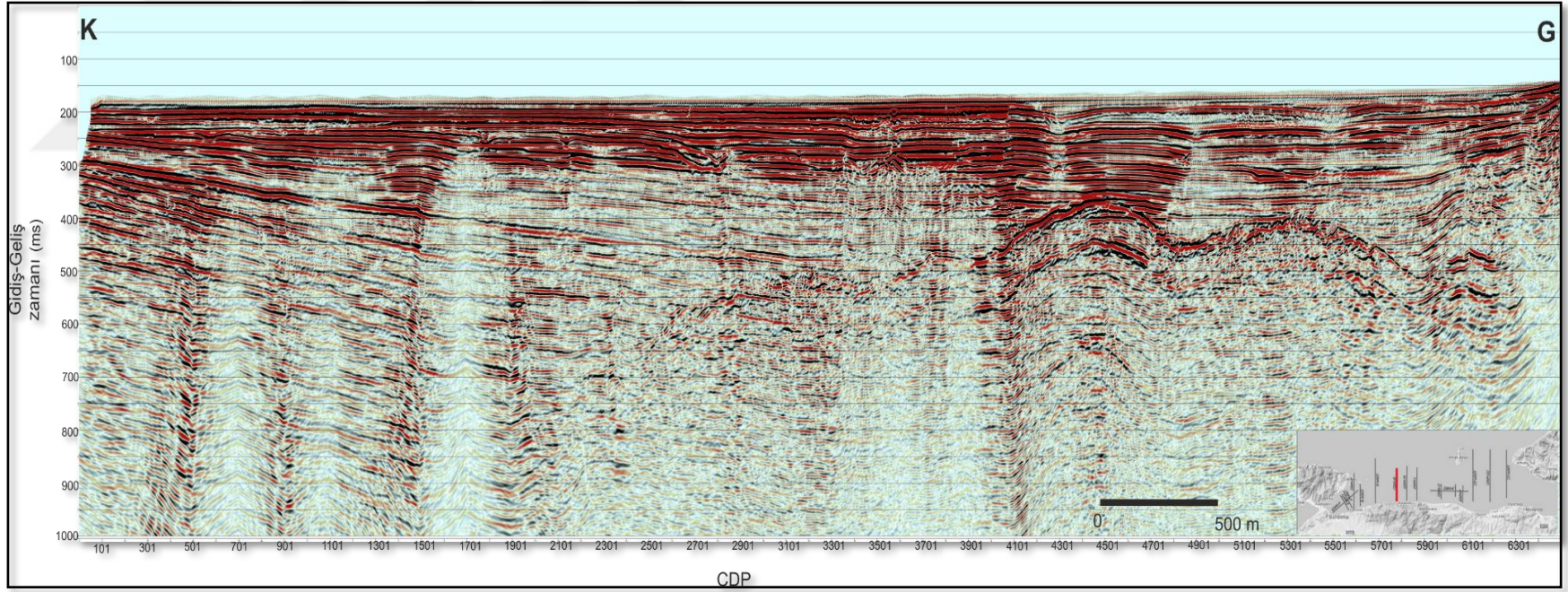
Şekil 3.19 GNM-A Migrasyon kesitinin yorumlanmamış hali



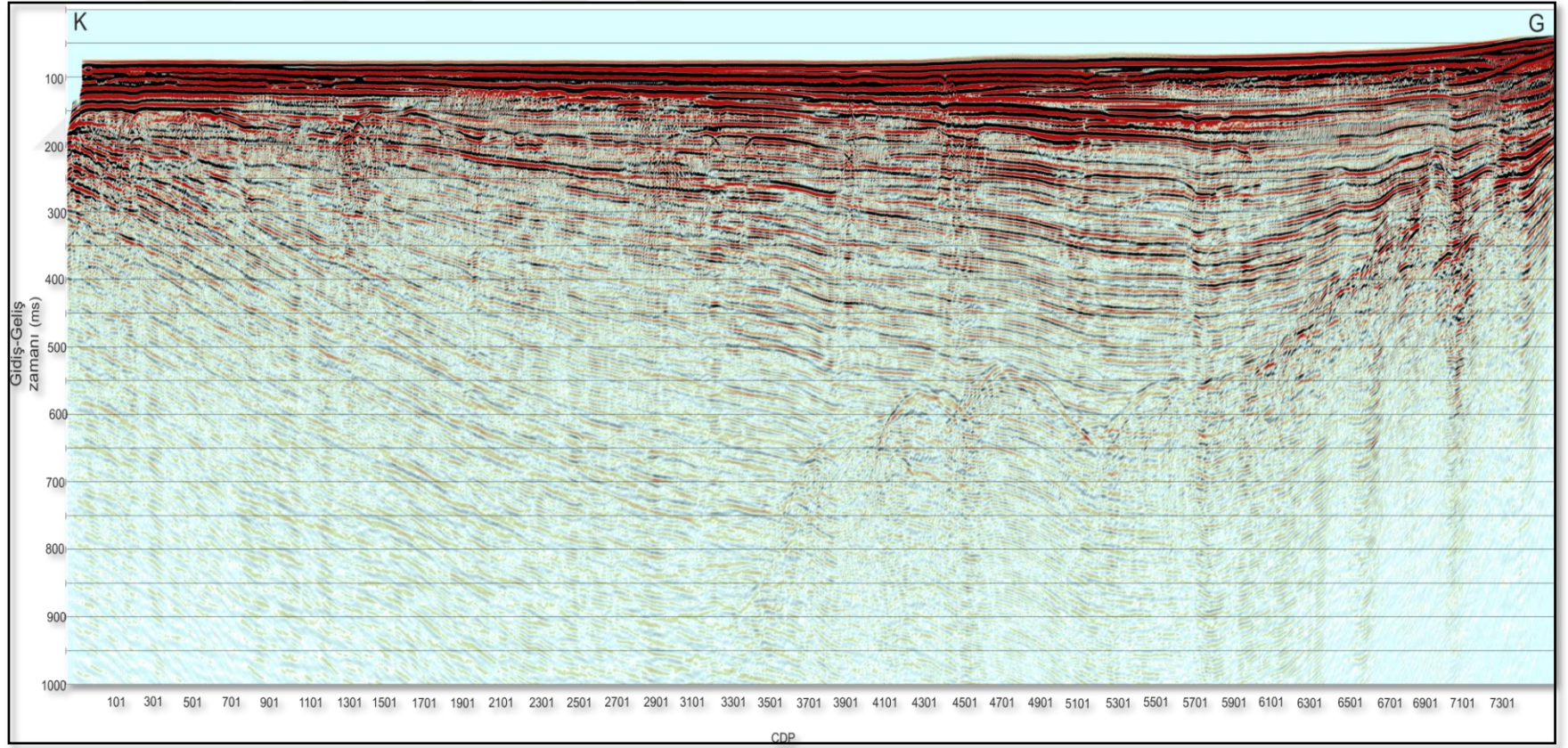
Şekil 3.20 GNM-B hattının yığma (stack) kesiti



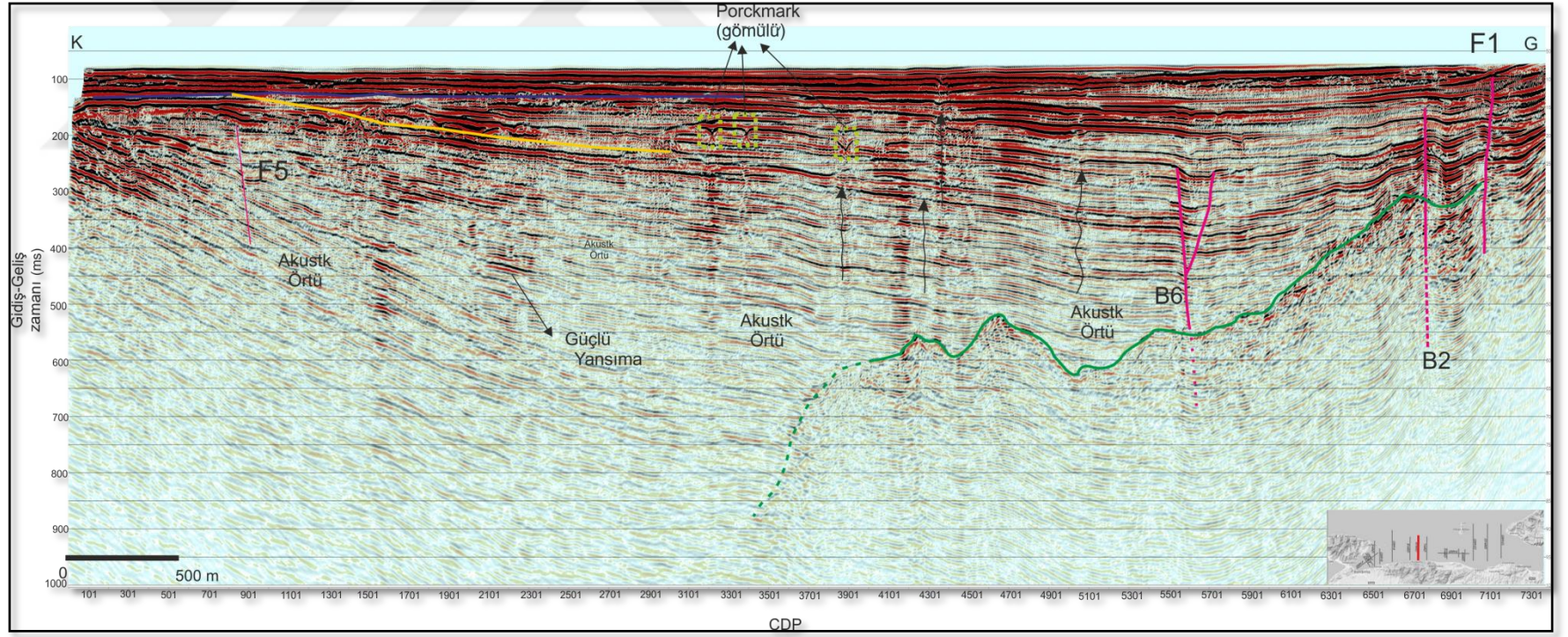
Şekil 3.21 GNM-B Migrasyon kesitinin yorumlanmış hali



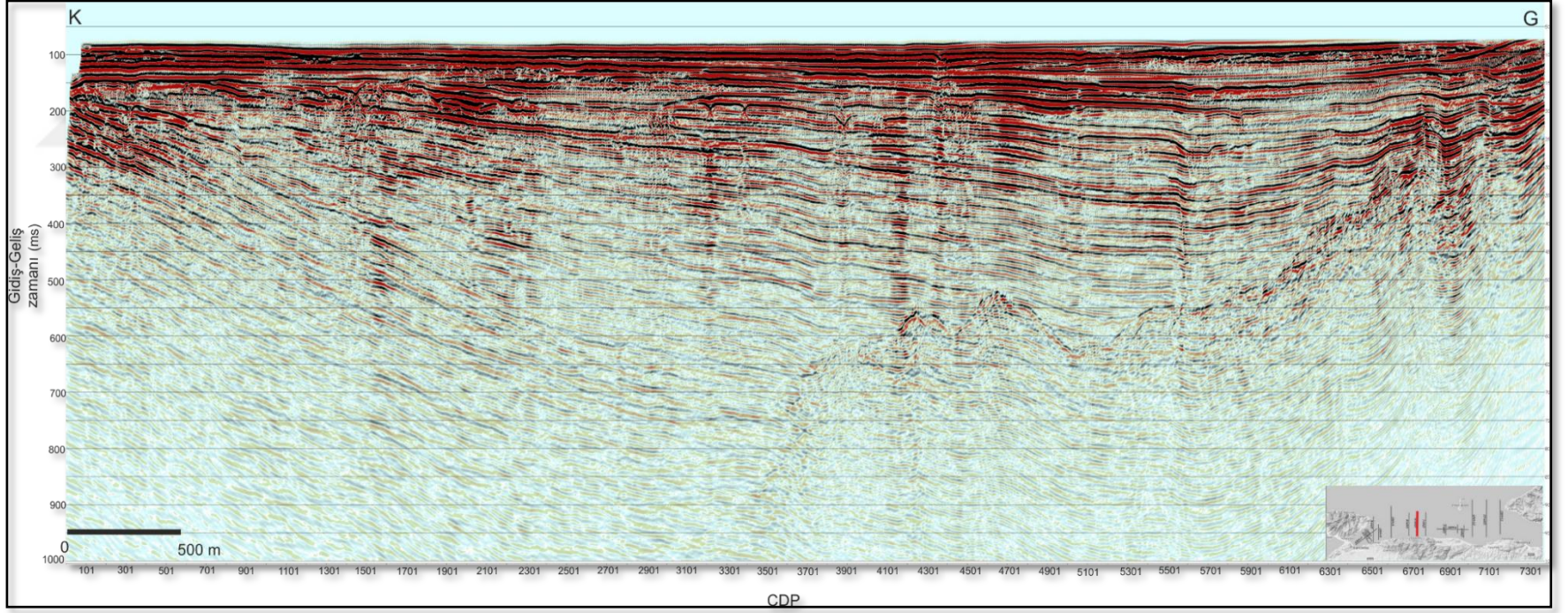
Şekil 3.22 GNM-B Migrasyon kesitinin yorumlanmamış hali



Şekil 3.23 GNM-M hattının (yığma) kesiti



Şekil 3.24 GNM-M Migrasyon kesitinin yorumlanmış hali



Şekil 3.25 GNM-M Migrasyon kesitinin yorumlanmamış hali

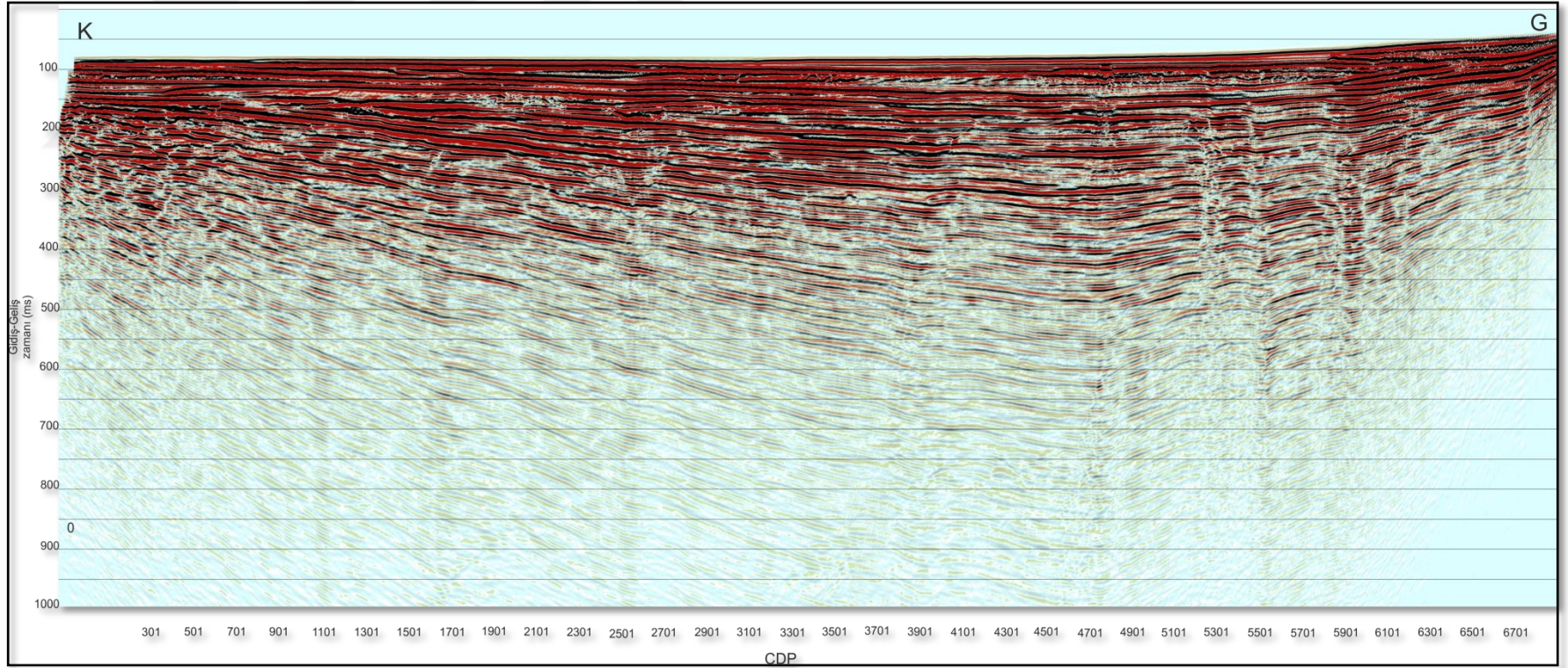
GNM-L kesiti (Şekil 3.1) K-G yönlüdür. Şekil 3.26'da yığma kesit ve şekil 3.27'de migrasyon kesiti görülmektedir. GNM-M migrasyon kesitinde (Şekil-3.27) olduğu gibi, günümüz deniz tabanına morfolojik olarak uyumlu çökelen birimlerin (mavi renkle belirtilen) hemen altında yer alan birimlerin (sarı renk ile belirtilen) tabaka eğimlerinin güneye doğru olduğu gözlenmektedir. Tabaka eğim yönlerini bu şekilde yönlendirebilecek büyüklükte bir tektonik yapı kesitte gözlenmemektedir. Bundan dolayı güneye eğimli birimlerin tabaka yönünün, ilk çökelim anında havzanın beslenmesinin kuzeyden olması gereklidir. Bu birimlerin çökeldiği zamanda, kesitin kuzey kesiminin paleotopografyasının daha yüksek olması olasıdır.

Batimetri haritasına bakıldığında (Şekil 3.13), GNM-L hattının kuzeyinde bulunan yükselimin bu görüşü desteklediği düşünülmektedir. Kesitin güney ucunda 6801 No'lu CDP'de, diğer kesitlerde de olduğu gibi, Marmara Denizi'nin güney şelfini sınırlandıran normal bileşenli doğrultu atımlı F1 Fayı'nın devam ettiği görülmektedir. Başlangıç noktasından GNM-M kesitine kadar D-B doğrultusuna sahip olan F1 Fayı, bu noktadan sonra büküm yaparak DKD-BGB doğrultusuna sahip olmaktadır. Sağ yanal doğrultu atımlı bir karaktere sahip Kuzey Anadolu Sistemi'nin içerisinde yer alan bu alanda bulunan F1 Fayı'nın doğrultusundaki bu değişim, bölgede transtansiyonal rejimin hüküm sürdüğünün işareti olarak kabul edilebilir.

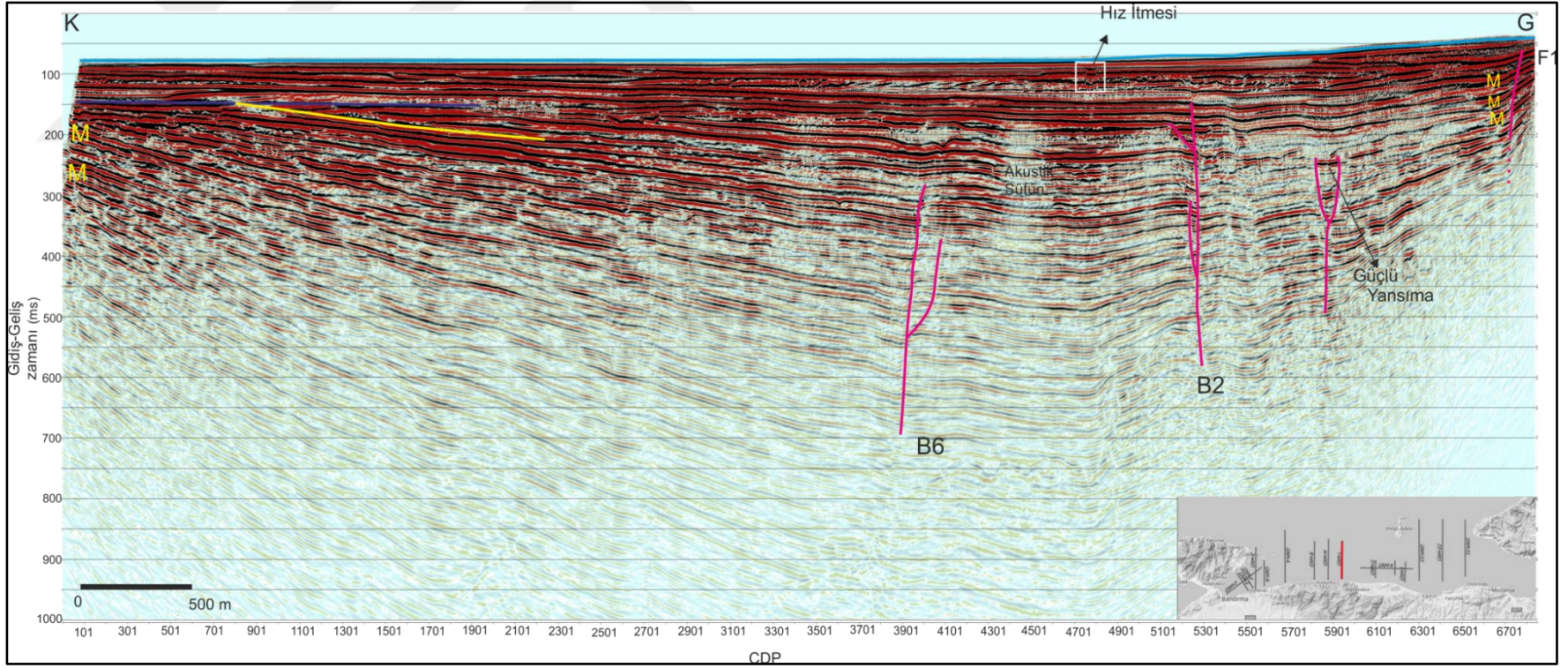
GNM- B ve GNM-M kesitlerinde gözlenen B2 Fayı bu kesitte de devam etmektedir. B2 Fayı, GNM-M ve bu kesitten itibaren F1 Fayı'na paralel olacak şekilde kuzeye yönlendirilerek DKD-BGB doğrultusu kazanmaktadır. Fay'ın genel doğrultusundaki bu değişim, bölgede lokal bir açılma (extension) yaratmaktadır. Bu açılmaya bağlı olarak, Fay'ın normal bileşenini karakterize eden negatif çiçek yapısı GNM-L kesitinde gözlenmektedir. Bu alandaki neotektonik yapı içerisinde yer alan faylar (Şekil 3.2), odak mekanizma çözümlerine uygun olarak normal bileşenli ve doğrultu atımlıdır. Normal bileşene bağlı olarak negatif çiçek yapıları gözlenmektedir. Bu kesitte de diğer kesitlerin genelinde gözlenen güçlü yansıma ve akustik örtüler mevcuttur. Aynı zamanda kesitte sık alanlarda olası, Kuvaterner yaşlı çökellerin hemen üstünde gazlı birimler olduğu gözlenmiştir.

GNM-G Kesiti (Şekil 3.29 Yığılma (stack)), diğer kesitler gibi K-G yönlüdür ve İmralı Adası'nın güneybatısı ile anakara arasında delta istifinin sonlandığı alanda yer almaktadır. Şekil 3.30 Migrasyon kesiti üzerinde temel kaya gözükmemektedir. Kesitin güneyindeki delta istifi, kesitin kuzeyinde yerini düşük enerjili sığ deniz çökellerine bırakmıştır. Delta istifinin aktif olduğu alanda 1401 No'lu CDP'de diğer kesitlerde de olduğu gibi F1 – A Fayı gözlenmektedir. Bu Fay, F1 Fayı'nın sola sekme yaparak devam eden parçasıdır. Bu alandaki transtansiyonal ortama bağlı olarak sağ yanal doğrultu atım sistemine dâhil olan bu fayların sola sekme yapısı ile birbirinden ayrılması doğaldır. Bu faylar, aynı zamanda Marmara Denizi'nin güney şelfinin sınırlarını kontrol etmektedirler. Kesit üzerinde görülen D-B uzanımlı F1 – A Fayı'na paralel olan B7 Fayı bulunmaktadır ve çökelleri deforme ettiği görülmektedir. Kesitin güney kısmında deniz seviyesinin düşük olmasından kaynaklanan tekrarlı yansımalar mevcuttur.

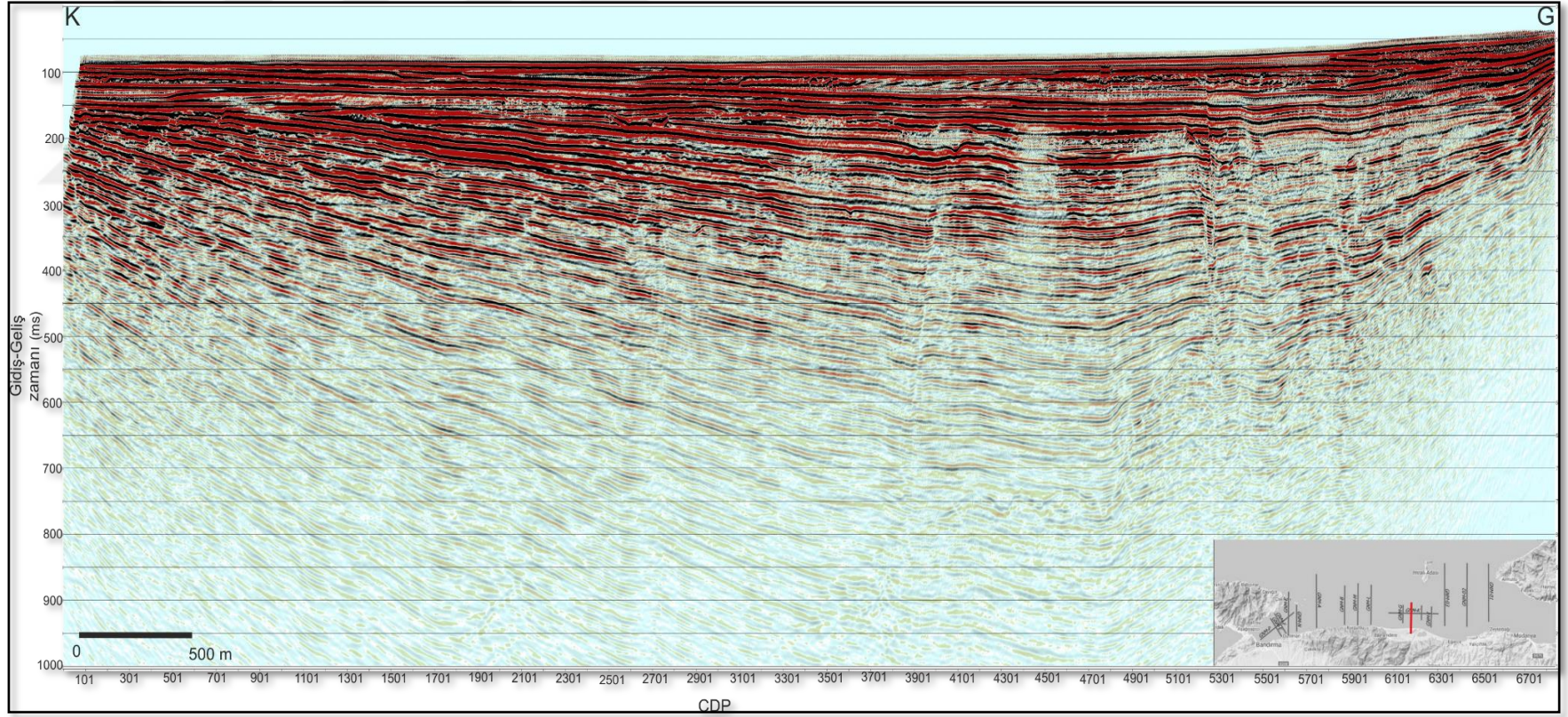
GNM-H kesiti (Şekil 3.1) K-G yönlü ve Kocasu Nehri'nin denize döküldüğü kısımda deltasının önünden alınmış bir kesittir. Bu alandaki güncel çökeller incelendiğinde, delta istifine dair veriler bulunmaktadır. Şekil 3.33'de gösterilen migrasyon kesitinde hemen bu delta istifinin altında izleri gözlenebilen ve GNM-G kesitinde görülen B7 Fayı, varlığını olası kuvaterner çökelleri deforme ederek burada da göstermektedir. B7 Fayı, D-B doğrultusunu bu kesitte korumaktadır. Kesitin güney kısmında 2426 No'lu CDP'de, GNM-G kesitinde olduğu gibi, F1 – A Fayı'nın varlığı devam etmektedir. Delta istifi içerisinde bu fayların devamlılığını izlemekte güçlük çekilmektedir.



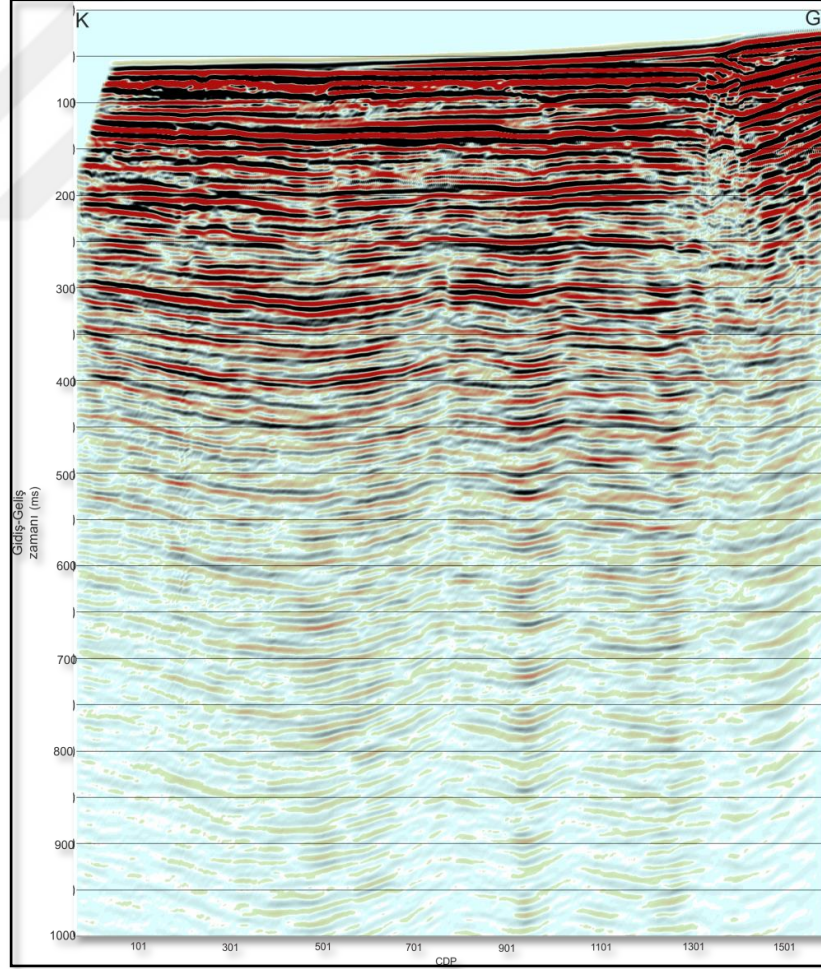
Şekil 3.26 GNM-L hattının yığma (stack) kesiti



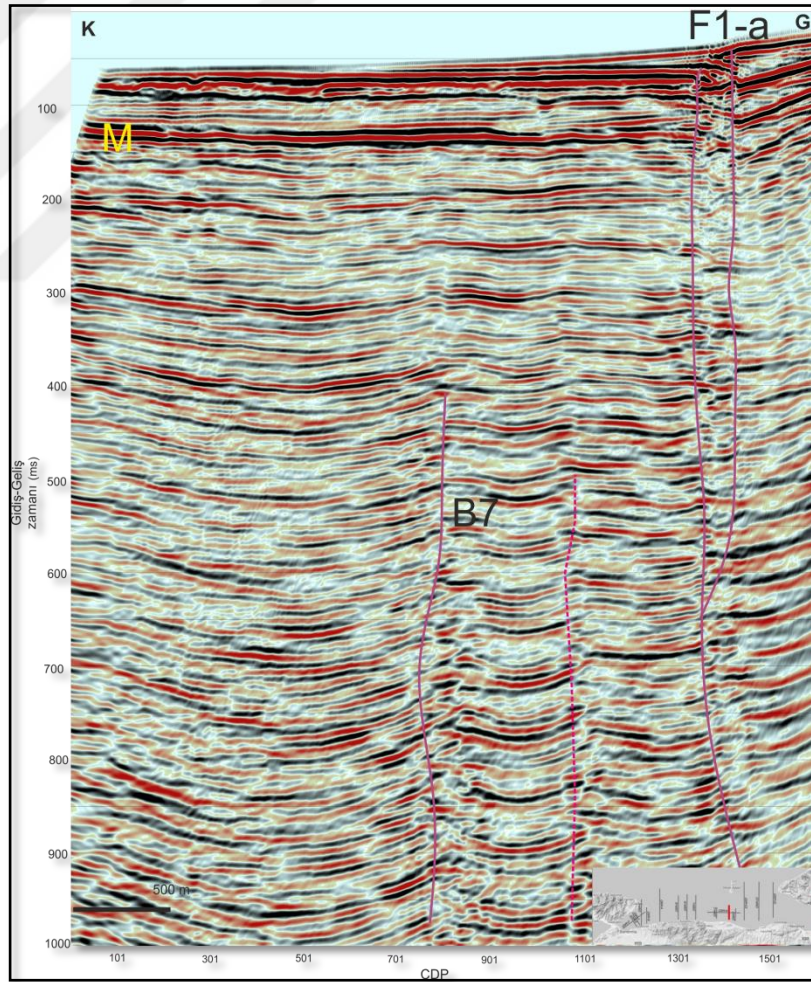
Şekil 3.27 GNM-L migrasyon kesitinin yorumlanmış hali M: tekrarlı yansıma (Multiple)



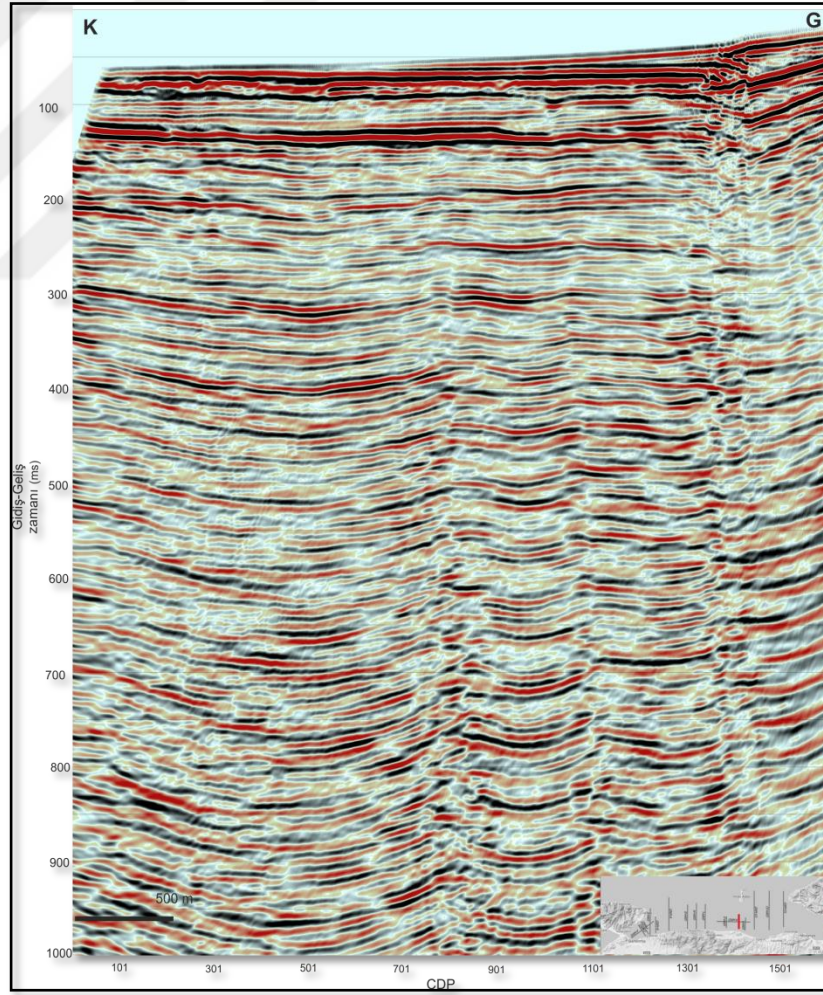
Şekil 3.28 GNM-L Migrasyon kesitinin yorumlanmamış hali



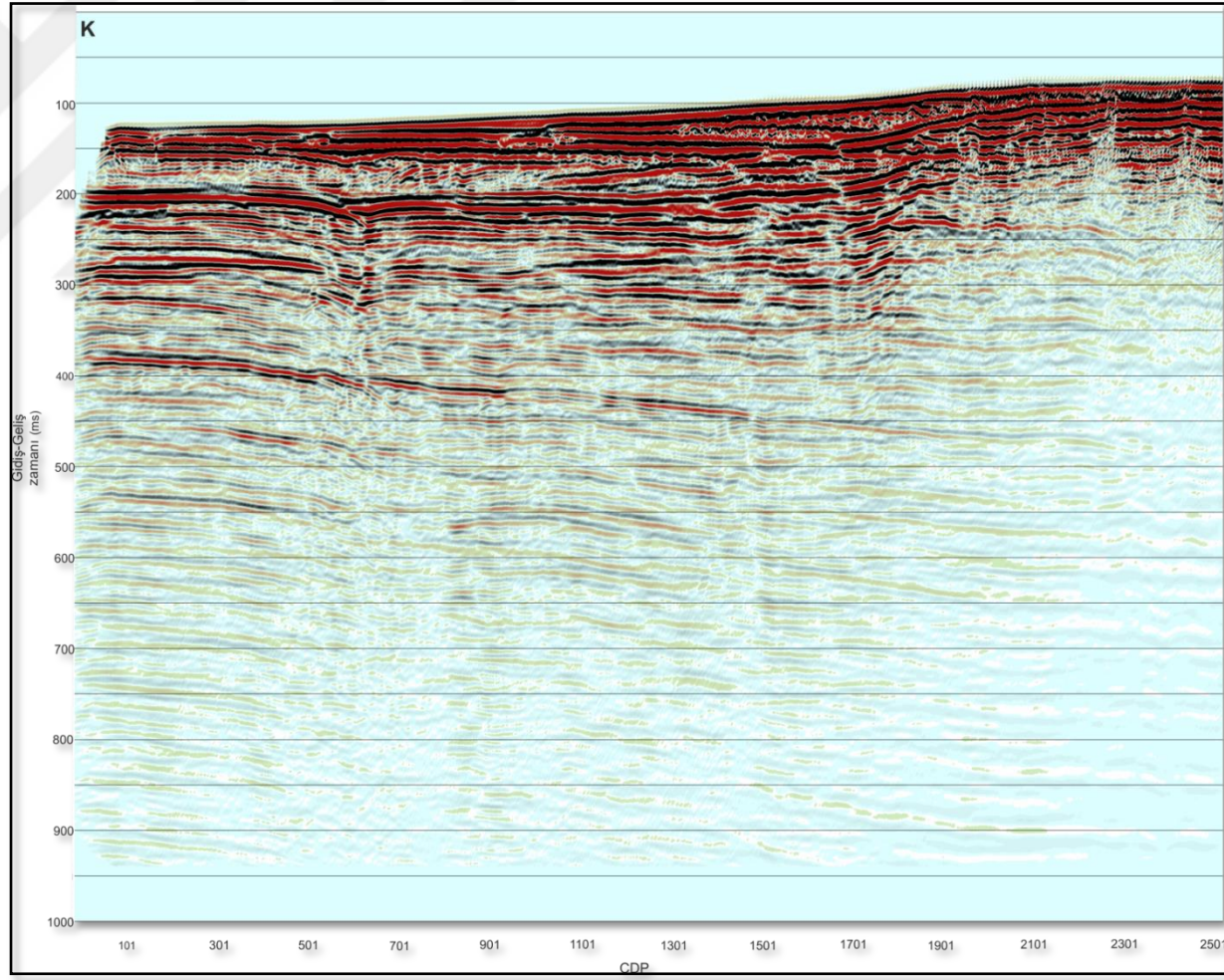
Şekil 3.29 GNM-G hattının yığma (stack) kesiti



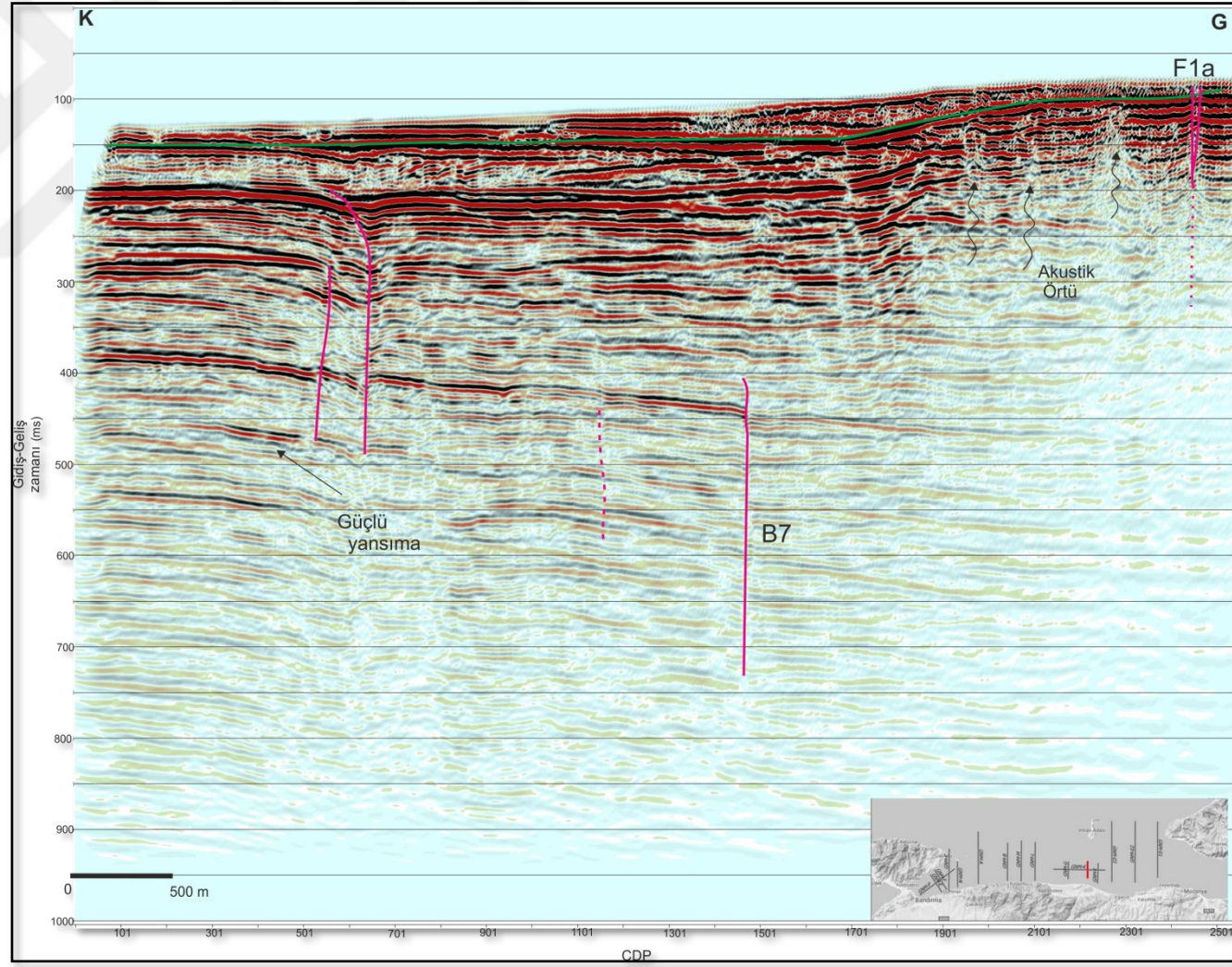
Şekil 3.30 GNM-G Migrasyon kesitinin yorumlanmış hali M: tekrarlı yansıma (Multiple)



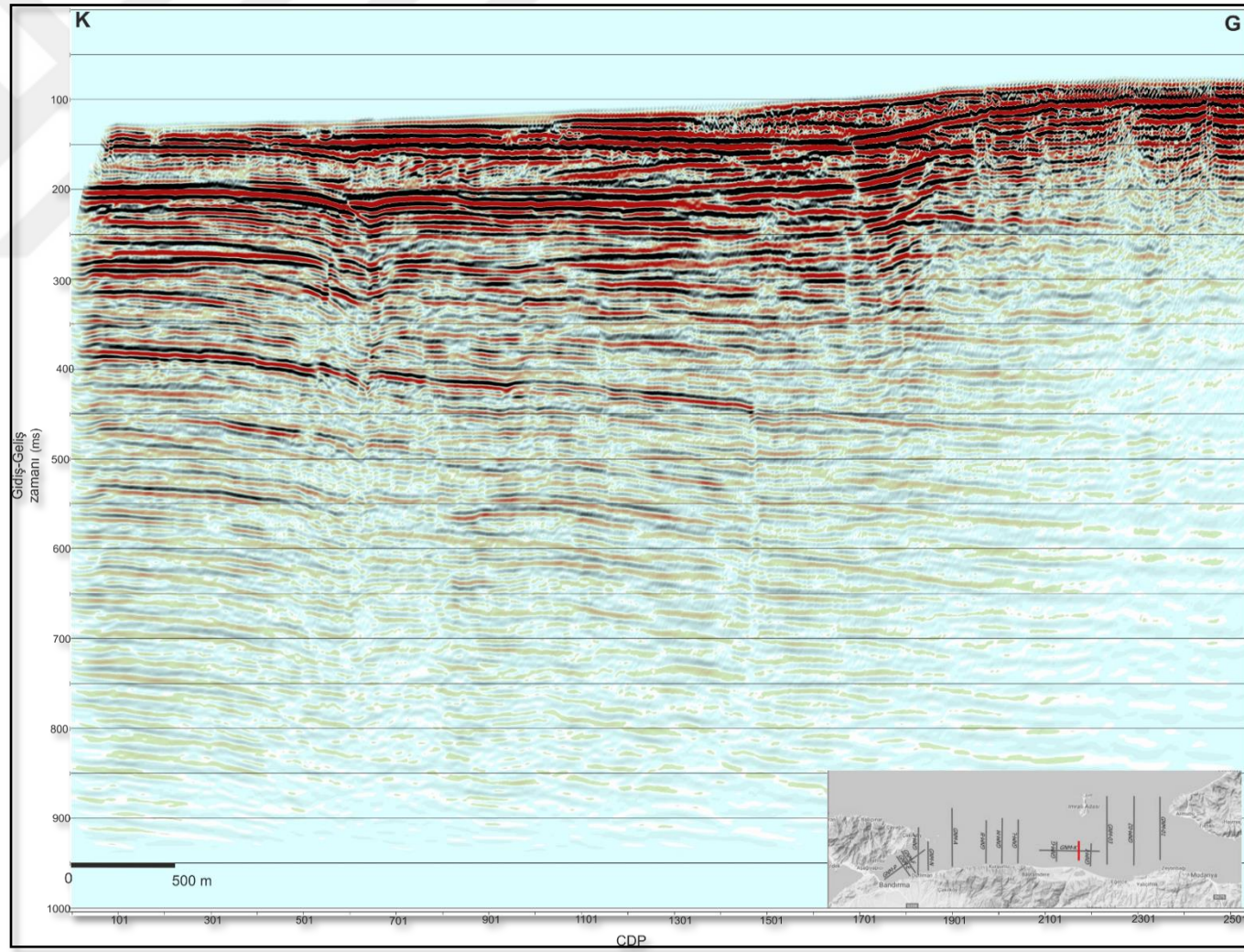
Şekil 3.31 GNM-G Migrasyon kesitinin yorumlanmamış hali



Şekil 3.32 GNM-H hattının yığma(stack) kesiti



Şekil 3.33 GNM- H Migrasyon kesitinin yorumlanmış hali



Şekil 3.34 GNM-H Migrasyon kesitinin yorumlanmamış hali

Bu güçlüğün ana nedeni, yüksek enerjili ve aktif çökelmenin olduğu alanlarda yüzey deformasyonlarının çökelim ile örtülmesidir. Bu fayların ana karakteri doğrultu atımdır. Kesit üzerinde güçlü yansıma ve akustik örtüler bulunması ortamda sıg gazların olduğunu işaret etmektedir.

GNM-I kesiti (Şekil 3.1) K-G yönlü ve İmralı Adası ile anakara arasında bulunan alanda alınmış kısa bir kesittir Şekil 3.35’de yığma kesiti görülmektedir. Şekil 3.36’da gösterilen migrasyon kesitinde güney kısmında yeşil renk ile temel kaya görülmektedir. Bu kesitte güncel çökellerin düşük enerjili bir ortamda çökeldiği söylenebilir. Bu kesit, stratigrafik açıdan düşük enerjili bir ortama işaret etmektedir. Kesitte birçok yerde gaz emaresi olarak yorumlanabilecek akustik örtü ve güçlü yansıma bulunmaktadır. Kesitin kuzey kısmında ise B3 Fayı bulunmaktadır ve bu Fay’ın deniz tabanına doğru devamlılığı tekrarlı yansılardan dolayı takip edilmemektedir. GNM-I kesitinde, diğer kesitlerden farklı olarak Marmara Denizi’nin güney şelfini sınırlandıran fayın varlığı gözükmemektedir.

GNM-K kesiti (Şekil 3.1); B-D yönünde GNM-G, GNM-H ve GNM-I kesitlerini dik kesen bir kesittir. Şekil 3.38’de gösterilen migrasyon kesitinde 501 – 1101 No’lu CDP’ler arasında güçlü yansımalar belirgin olarak kesit üzerinde görülmektedir. Bu yansıma genlikleri, çevre sediman genliklerinden birkaç kat yüksektir. Alt ve üstte bulunan sedimanların içinde sıg gaz birikimi olduğu düşünülmektedir. Kesitin doğusuna gidildiğinde, akustik örtü şekilli gaz biriminin olduğu gözlenmiştir ve bu akustik örtü gaz biriminin içerisinde yer yer gaz yükselimleri görülmektedir. Kesitin en doğusunda akustik örtü ve onun üzerinde hemen üzerinde güçlü yansıma görülmektedir.

GNM-01 Kesiti’ne ait hat (Şekil 3.1) MTA Sismik – 1 Araştırma Gemisi ile toplanmıştır. Kesit G-K yönlüdür ve Şekil 3.42’de gösterilen migrasyon kesit üzerinde yeşil renkle gösterilmiş olan temel kaya 600 ms’den itibaren tespit edilmiştir. Kesitin güneyindeki normal bileşenli doğrultu atımlı fay, çalışmada F4 Fayı olarak adlandırılmıştır. Fay’ın etkili olduğu ve yüzeylendiği görülmektedir. Bu kesitte de, diğer kesitlerde olduğu gibi, tabakaların şelfe doğru güney yönünde eğimlendiği

gözlemlenmektedir. Tabakaların bu şekilde eğimli ve temel kayanın eğimli tabakların olduğu alanda yükseliyor olmasının; GNM-A kesitinde bahsedildiği gibi, temel kayanın yükselmesinden ve deniz seviyesinin yükselerek Güney Marmara eşiğini aştığı süreçte havzanın kuzeyden beslenmesinden oluştuğu düşünülebilir.

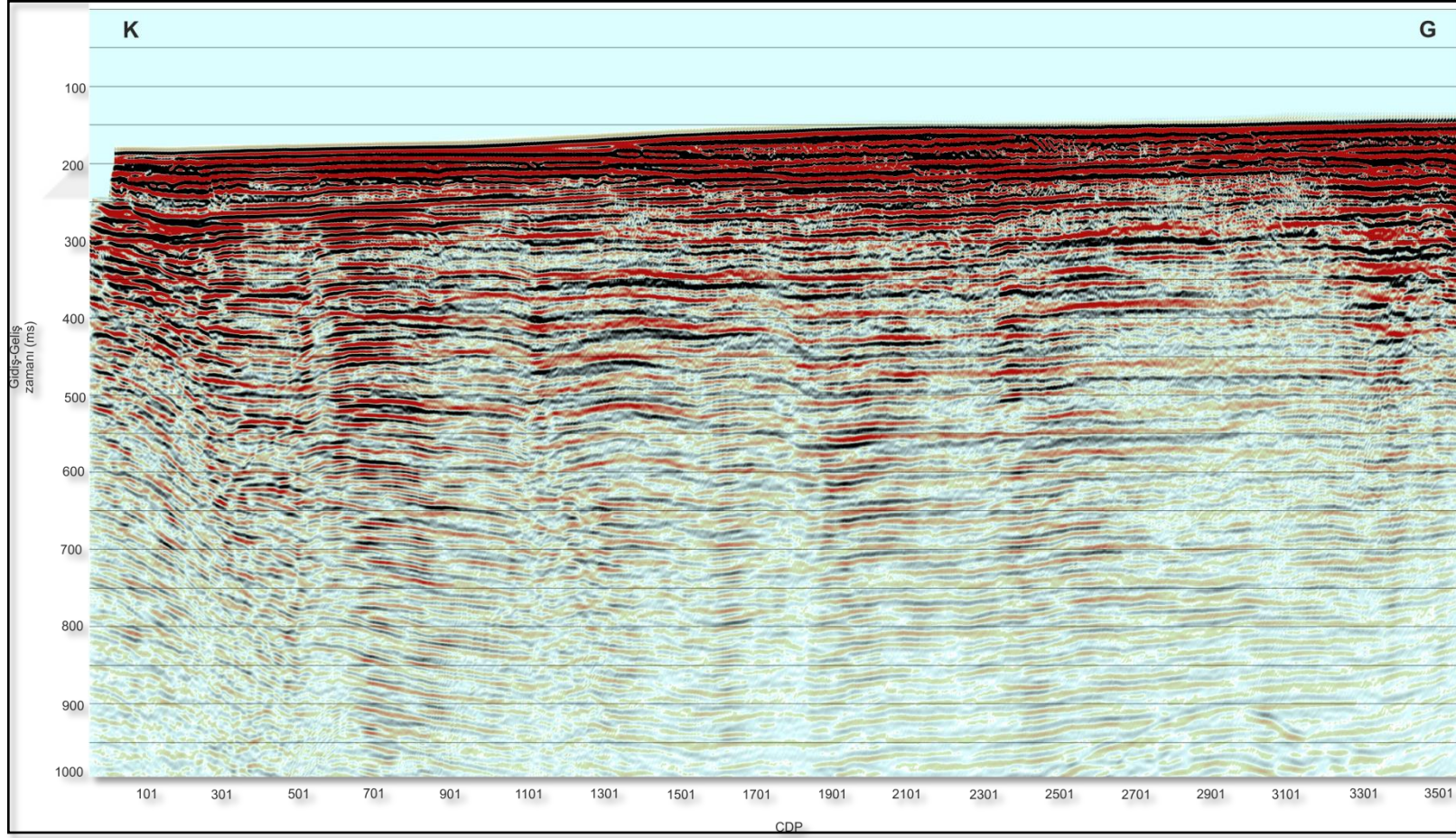
Beslenmenin gözlemlendiği alanlar, Armutlu Yarımadası ve çevresine denk gelmektedir. Kesit üzerinde mavi renkle gösterilen en az 2 erozyonel yüzey tespit edilebilmiştir ve bu yüzey Marmara Denizi'nde bu zaman içerisinde su seviyesinin düştüğünü göstermektedir. Kesit üzerinde yüzeyde bir pockmark gözlenmiştir. Bunun yanı sıra, kesitin güney kısmında akustik örtü mevcuttur.

GNM-02 kesiti K-G yönlüdür (Şekil 3.1). Şekil 3.45'deki migrasyon kesitinde görüldüğü üzere Armutlu Yarımadası ile İmralı Adası arasında kesitin en kuzeyinde yamaçta kuzeye eğimli normal bir fay bulunmaktadır. Bu normal fay deniz yüzey morfolojisinde de belirgindir. Bu fayın güney bloğunda anakaya deniz tabanına yakın bir noktada gözlenmiştir. Anakaya'nın bu yükselimini bölgede hüküm süren ve bu normal fayı oluşturan tektonik rejimden daha önceki tektonik rejimle açıklamak daha olasıdır.

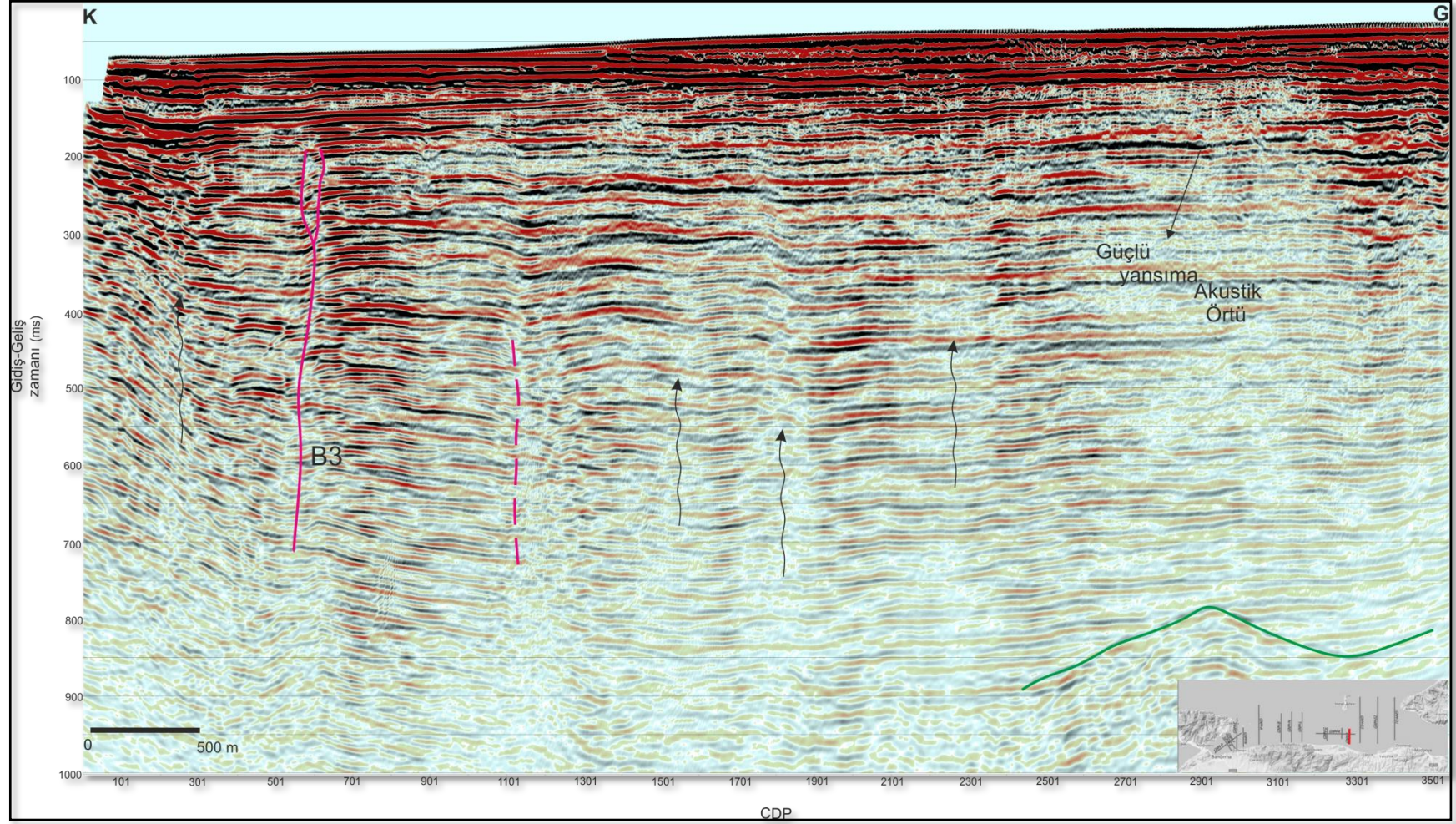
Hemen bu normal fayın daha güneyinde ise, bir depolanma alanı (havza) gözlenmektedir. Bu havzanın kuzey yamacındaki çökeller güneye, kuzey yamacındakiler ise güneye eğimlidir. Kesitte genel doğrultusu DKD-BGB yönünde olan B3, B4 ve B5 Fayları gözlenmektedir. Bahsi geçen Faylar, olası Kuvaterner çökelleri deforme etmektedir. Kesitin güneyinde F4 Fayı gözlenmektedir. Derinliğe bağlı olarak bu alandaki istifin kalınlığı GNM-01 ve GNM-03 kesitinde yer alan istiflerden daha kalın olarak gözlenmektedir. Buna bağlı olarak GNM-01 ve GNM-03 gözlenen erozyonel yüzeyler (truncation) bu kesitlerde gözlenmemiştir. Kesitin güney ucunda belirgin olarak hız sarkması (pull down) gözlenmektedirler. Hız sarkması, gaz yüklü sediman birimlerinin altında bulunan uyumlu yansıtıcılar üzerinde görünen etkisidir ve bu hız sarkması bölgenin sık gaz açısından zengin bir alan olduğu şeklinde yorumlanmıştır.

GNM-03, K-G yönlü bir kesittir (Şekil 3.1) ve MTA Sismik – 1 Araştırma Gemisi ile toplanmıştır. Şekil 3.48'deki migrasyon kesitinin güney kısımlarında Armutlu Yarımadası ve İmralı Adası arasında kalan alanın güneyinde, GNM-02 kesitlerinde de bulunan kuzeye eğimli normal fay bulunmaktadır. Bu fayın güney ve kuzey bloğunda anakaya deniz tabanına yakın bir alanda bulunmaktadır (GNM-01 ve GNM-02'deki gibi). GNM-01'de olduğu gibi, bu kesitte de diğer kesitlerde olduğu gibi güneydeki tabakaların şelfe doğru güney yönünde eğimlendiği gözlemlenmektedir.

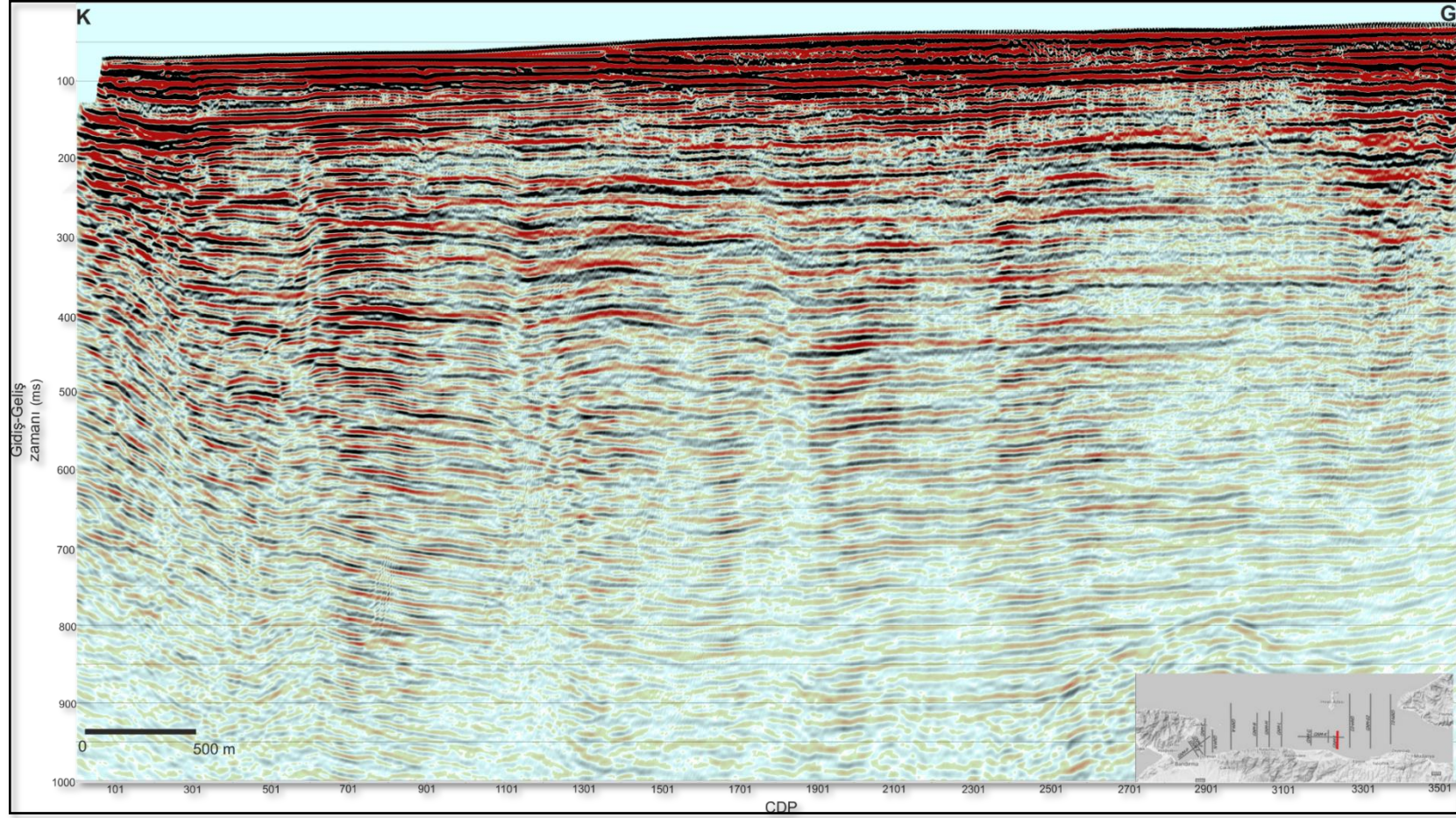
Tabakaların bu şekilde eğimli ve temel kayanın eğimli tabakların olduğu alanda yükseliyor olması ve GNM-A kesitinde bahsedildiği gibi temel kayanın yükselmesi ve deniz seviyesinin yükselerek Güney Marmara eşiğini aştığı süreçte havzanın kuzeyden beslenmesiyle oluştuğu düşünülebilir. Beslenmenin gözlemlendiği alanlar, Armutlu Yarımadası ve çevresine denk gelmektedir. Bu alanın orta kısımlarında, yine normal bileşeni olan doğrultu atımlı F4 Fayı gözlenmektedir. Kesitte genel doğrultusu DKD-BGB yönünde olan B3, B4, B5 Fayları gözlenmektedir. Bahsi geçen Faylar, olası kuvaterner çökelleri deforme etmektedir.



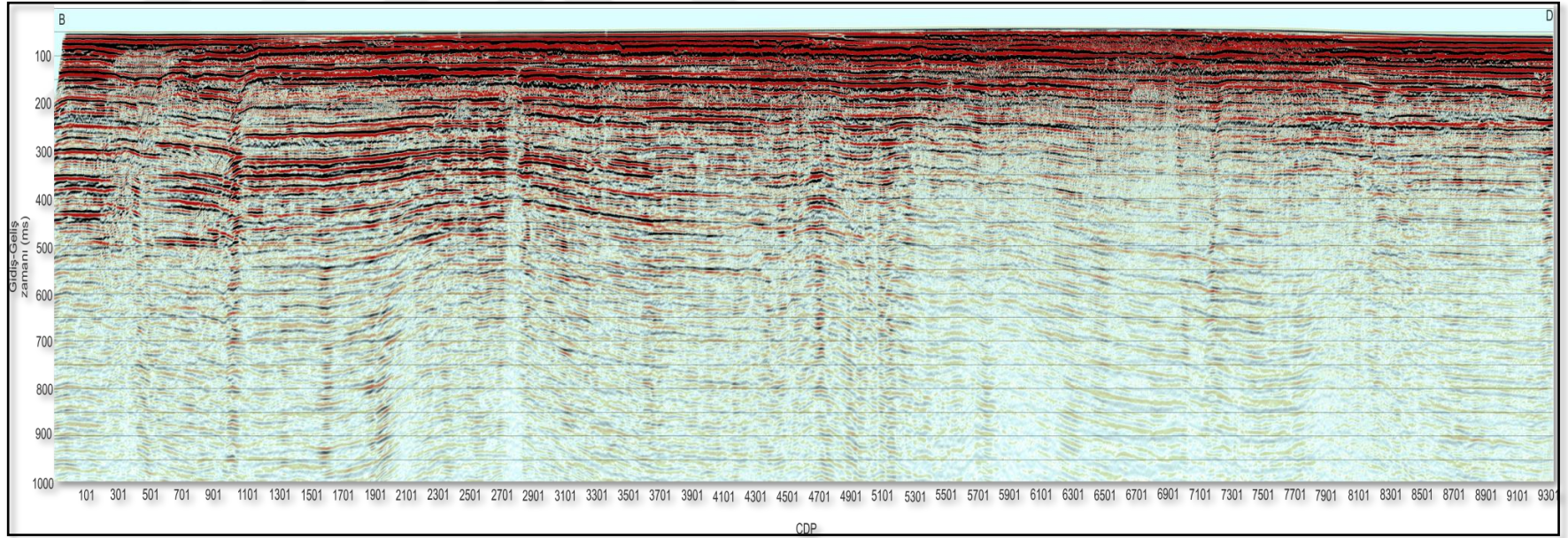
Şekil 3.35 GNM-I hattının yığma(stack) kesiti



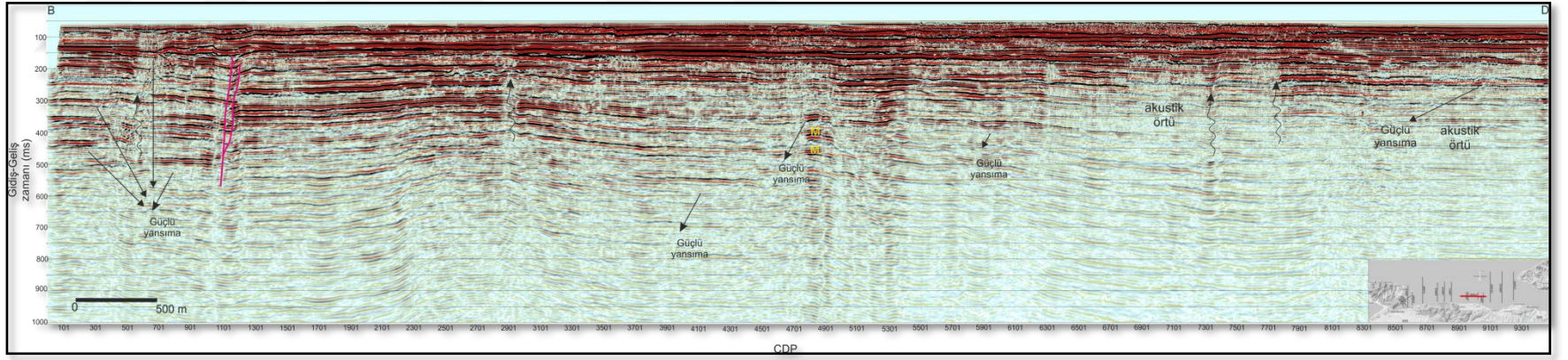
Şekil 3.36 GNM-I Migrasyon yorumlanmış hali



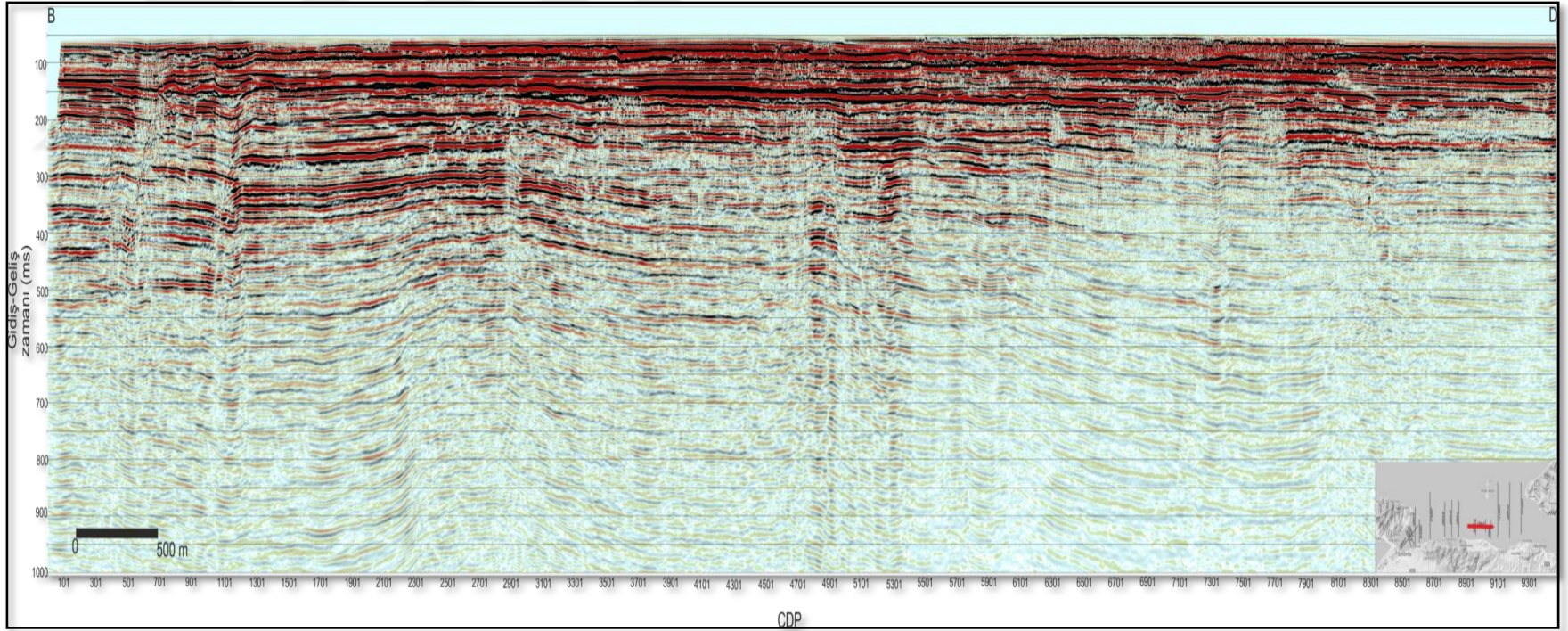
Şekil 3.37 GNM-I Migrasyon kesitinin yorumlanmamış hali



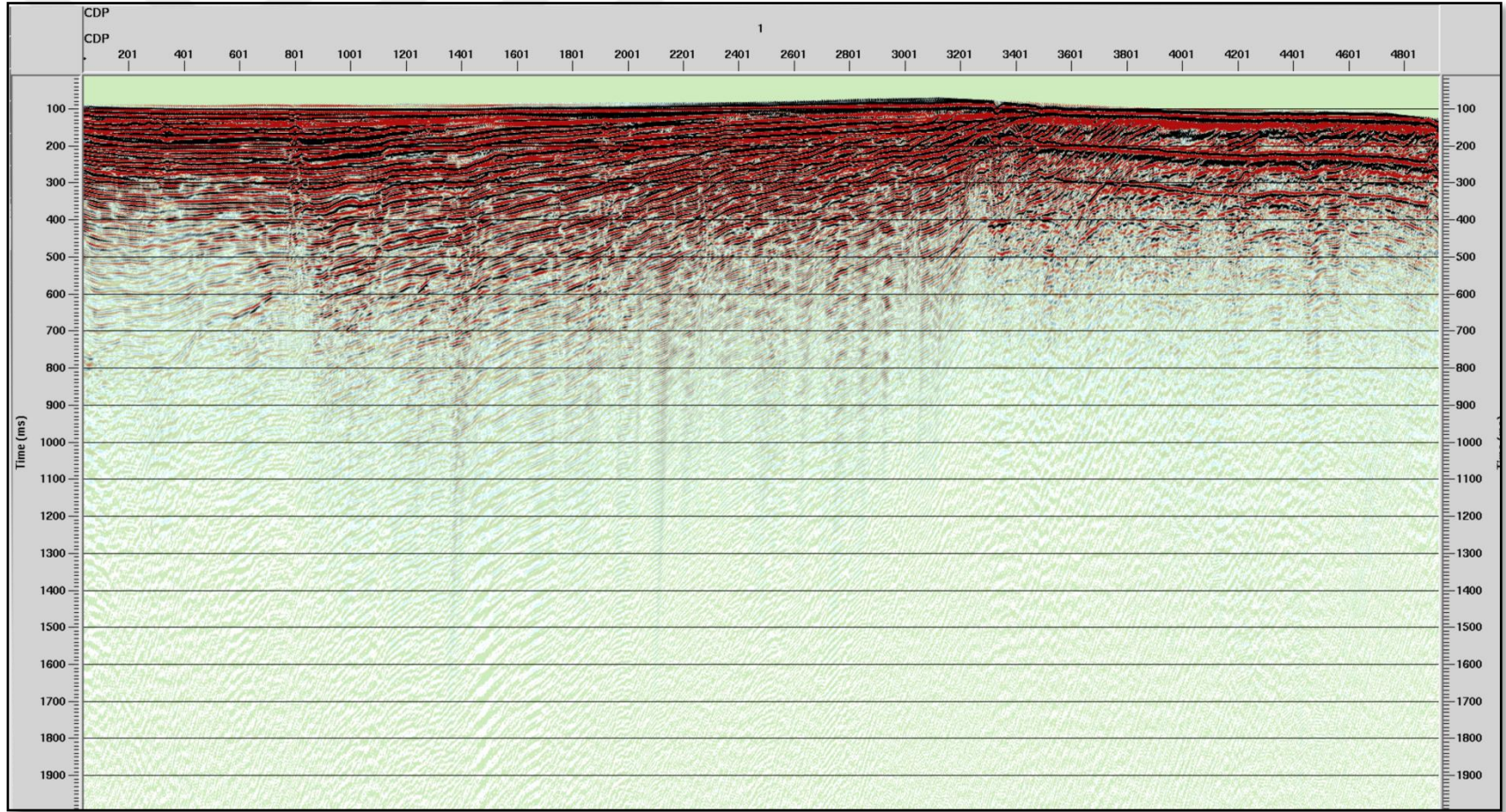
Şekil 3.38 GNM-K hattının yığma (stack) kesiti



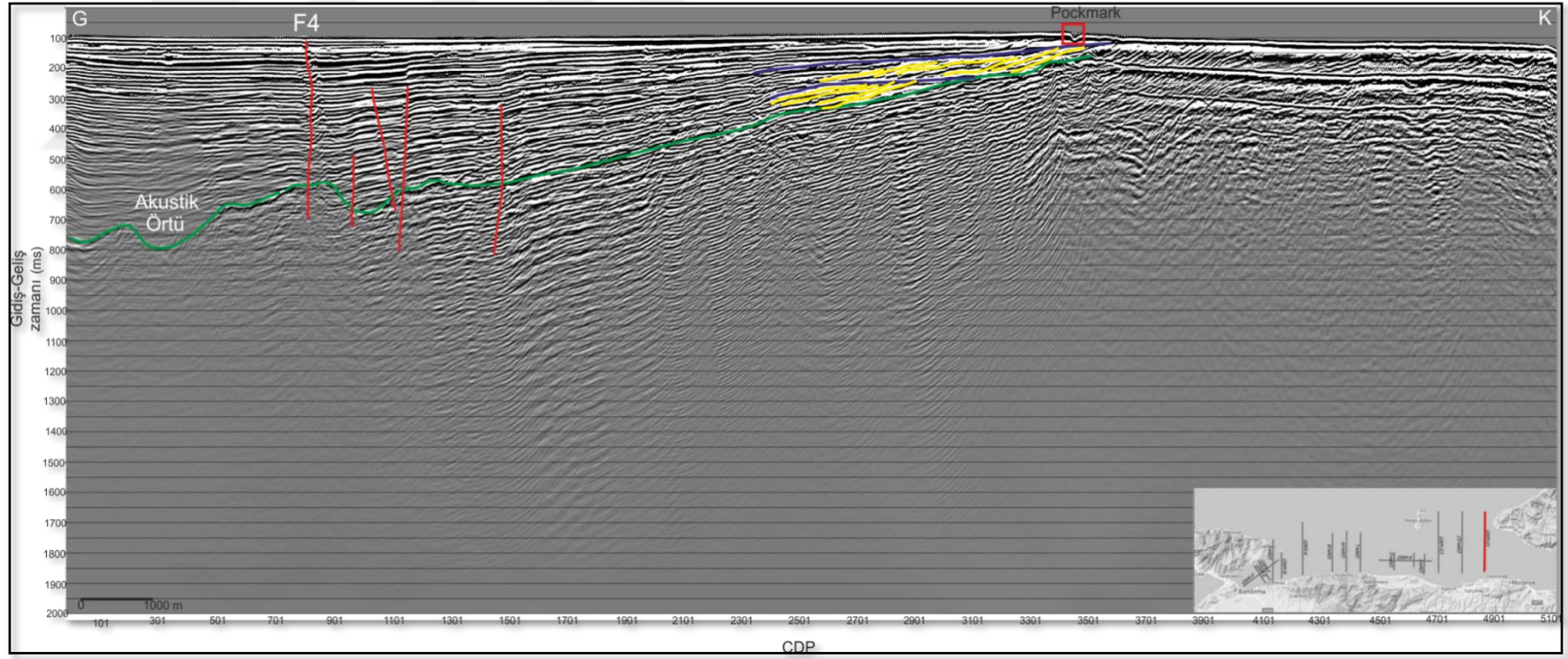
Şekil 3.39 B-D uzanımlı alınmış GNM-K Migrasyon kesitinin yorumu



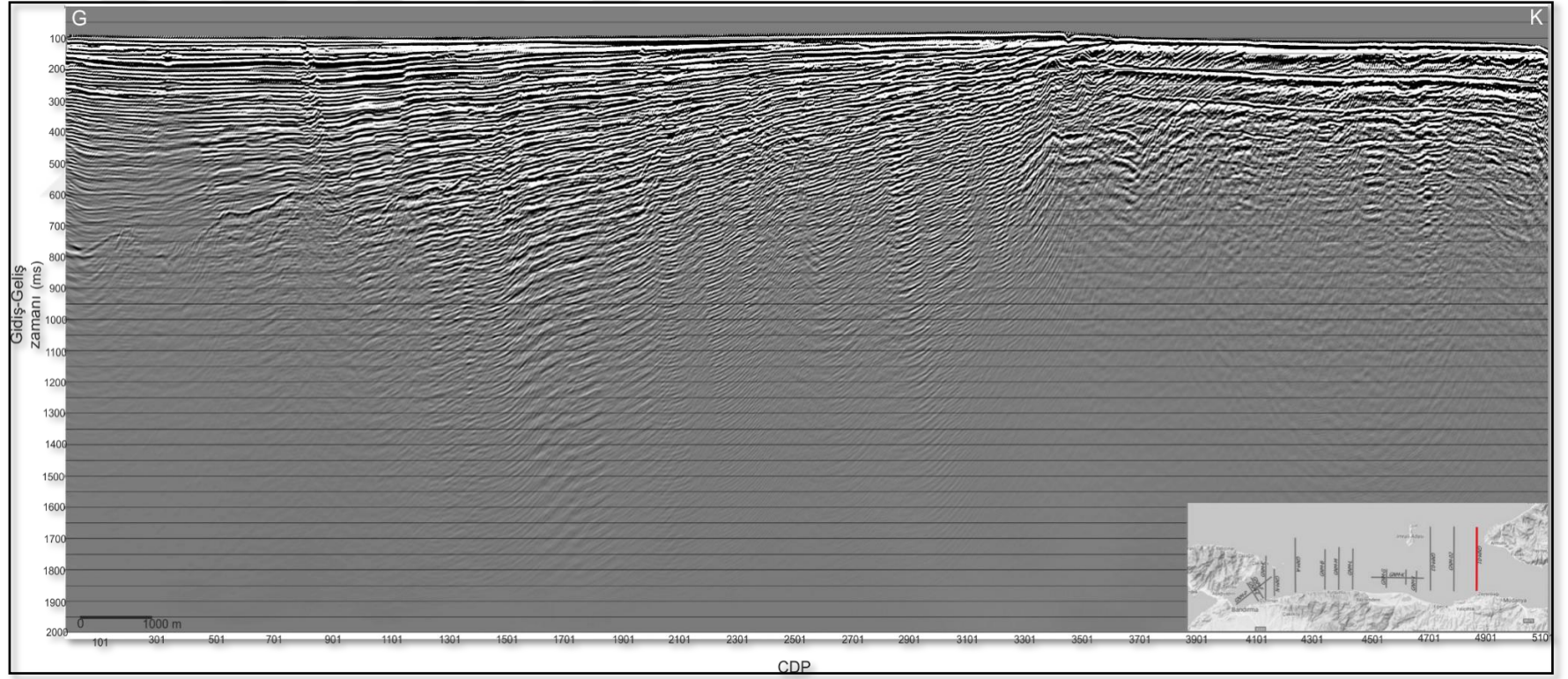
Şekil 3.40 B-D uzanımli GNM-K migrasyon kesit yorumlanmamış hali



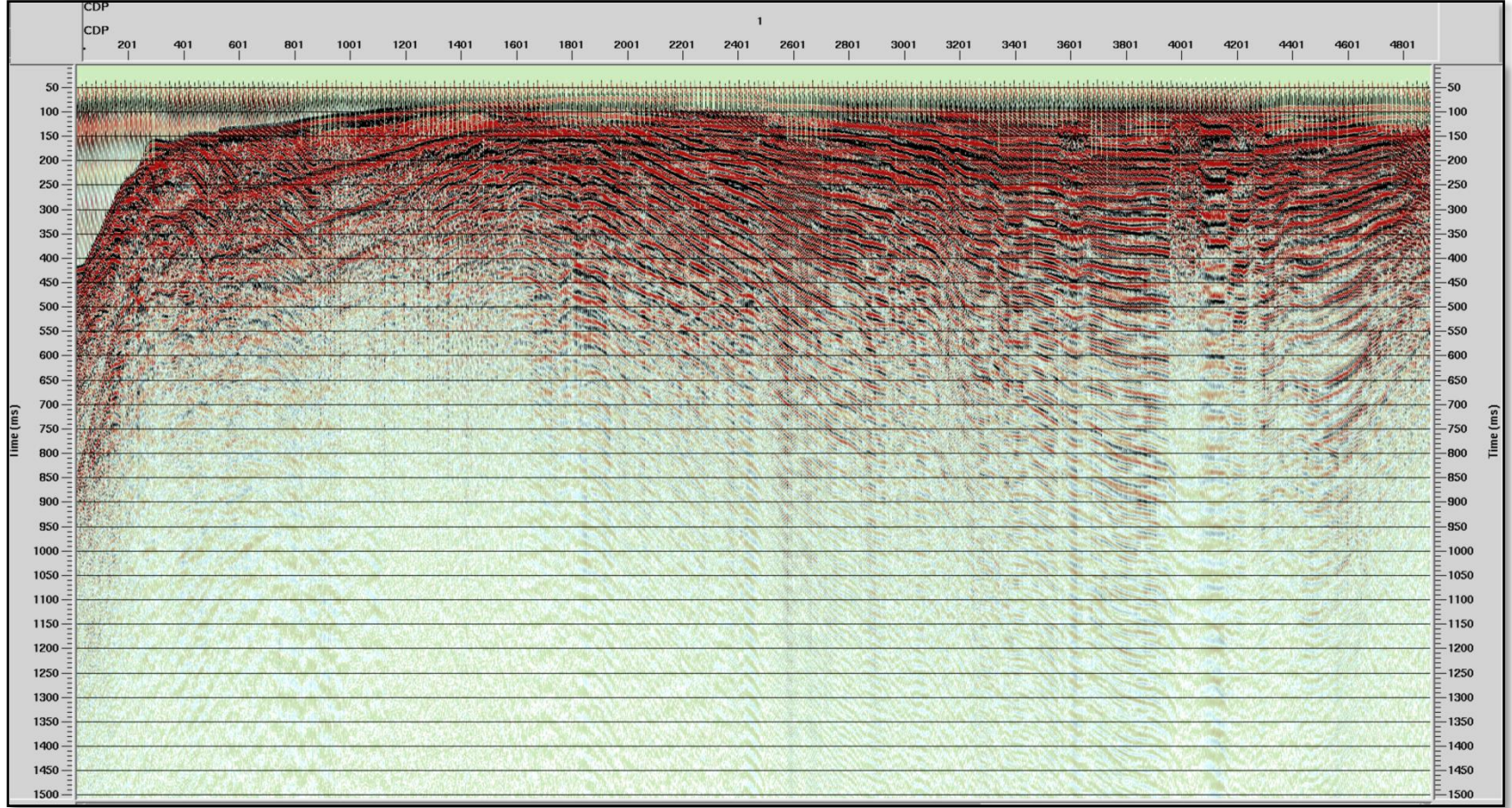
Şekil 3.41 GNM-01 hattının yığma (stack) kesiti



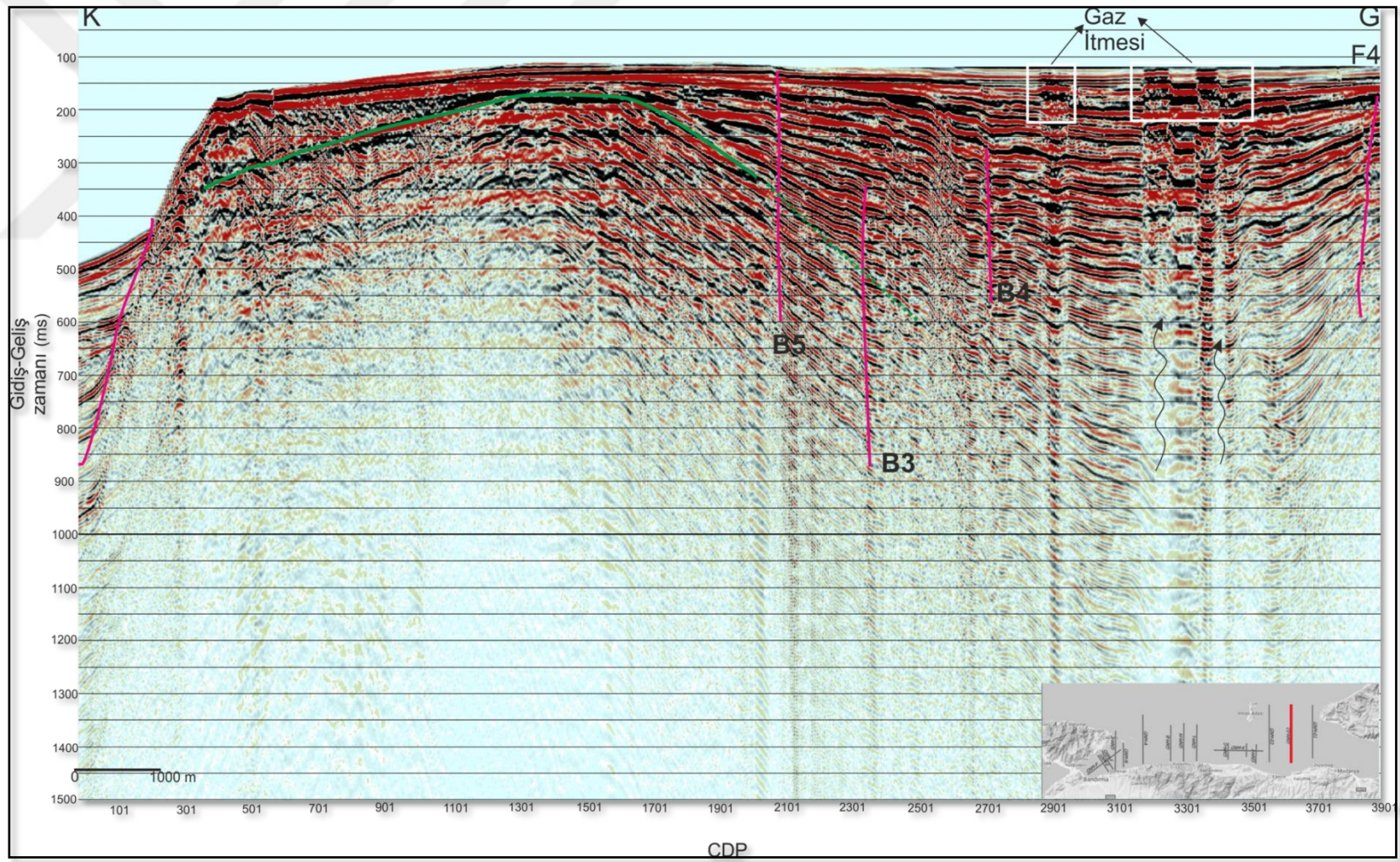
Şekil 3.42 GNM-01 migrasyon kesitinin yorumlanmış hali



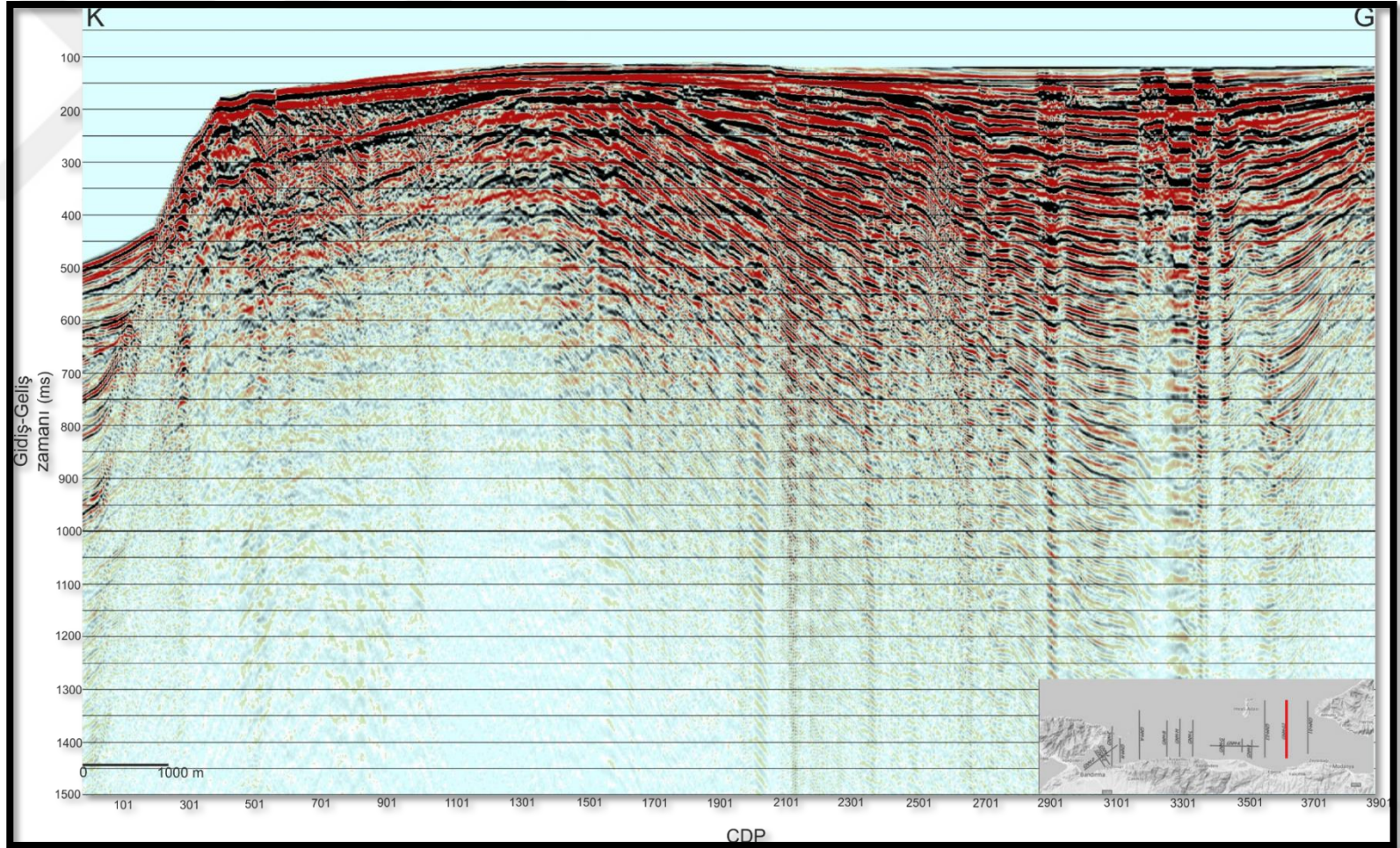
Şekil 3.43 GNM-01 migrasyon kesitinin yorumlanmamış hali



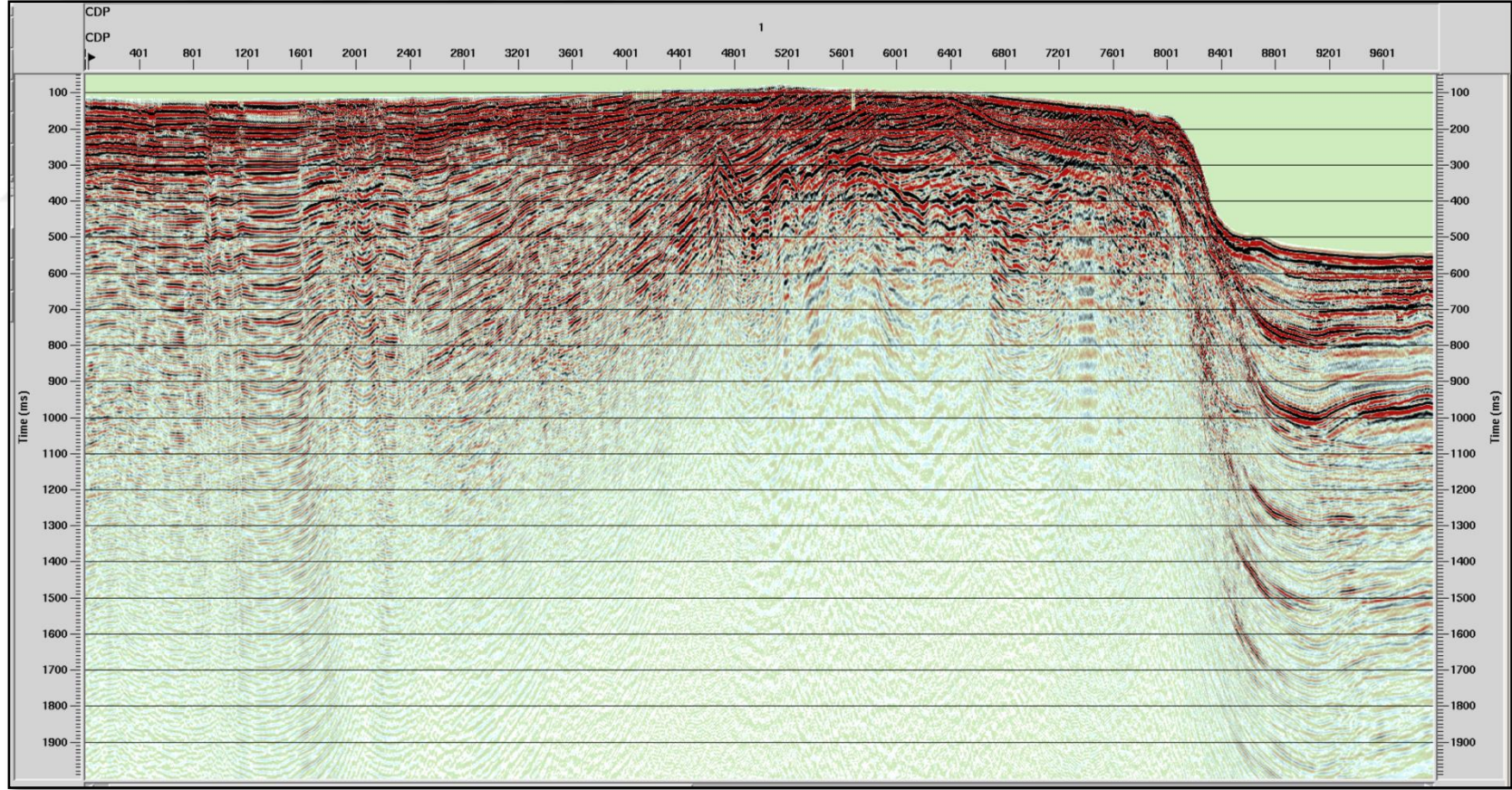
Şekil 3.44 GNM-02 hattının yığma (stack) kesiti



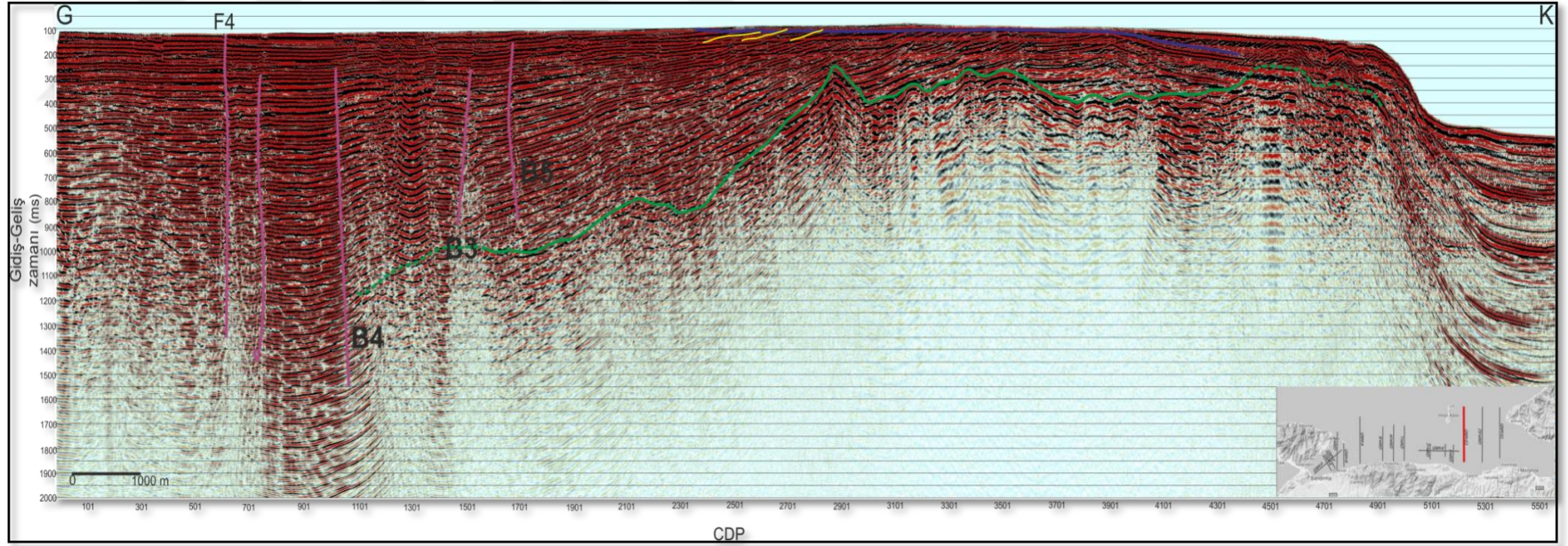
Şekil 3.45 GFM-02 migrasyon kesitinin yorumlanmış hali



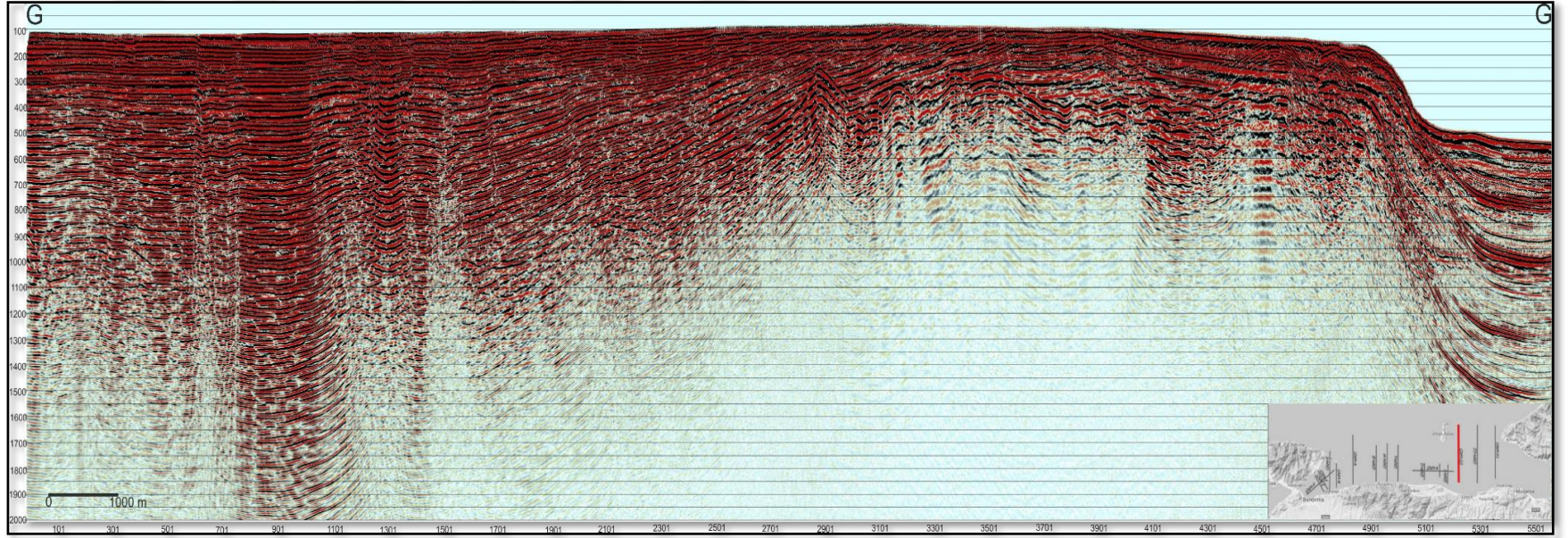
Şekil 3.46 GNM-02 migrasyon kesitinin yorumlanmamış hali



Şekil 3.47 GNM-03 hattının yığma(stack) kesiti



Şekil 3.48 GNM-03 migrasyon kesitinin yorumlanmış hali



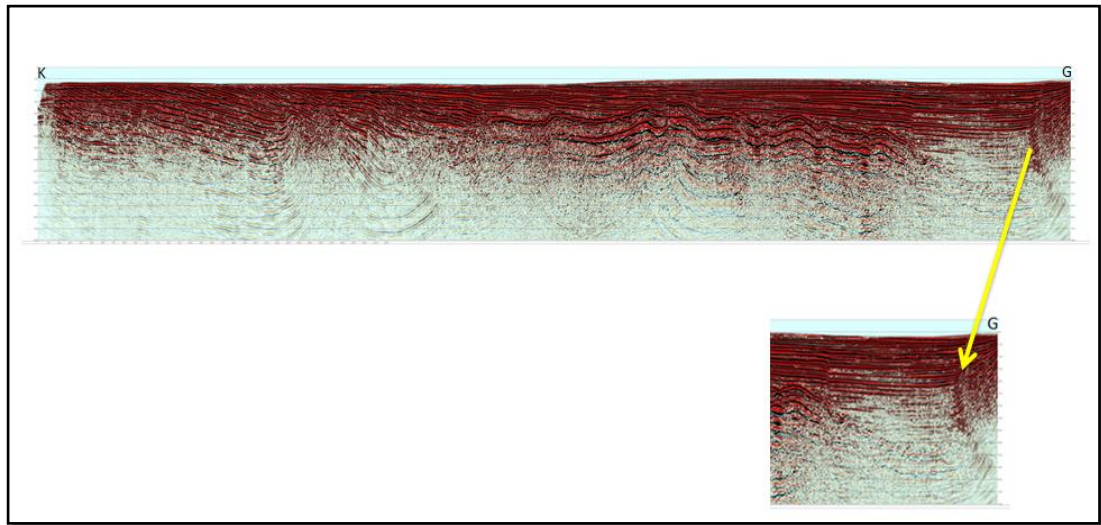
Şekil 3.49 GNM-03 migrasyon kesitinin yorumlanmamış hali

3.1.1 Sismik kesitlerde gözlenen yapılar

Bu bölümde, çalışma alanındaki sismik kesitlerde gözlemlenen yapılar tanımlanarak, kesitlerden bu yapılar hakkında örnekleri sunulacaktır. Yüksek ayırmalı sismik yansıma kesitlerinin penterasyonunun ve çözünürlüğünün elverdiği ölçüde, belli başlı beş yapı gözlenmiştir. Bu yapılar; sismik kesitlerde çizgisel ve yapısal bir uyumsuzluk yaratan faylar, sigmoid ve ilerleyen yansıma karakteri gösteren deltalar, yansımaları maskeleyen gazlar ve pockmarklardır.

3.1.1.1 Faylar

Araştırma kapsamında değerlendirilen çok kanallı yüksek ayırmalı sığ sismik kesitlerinde önemli fay (Şekil 3.50) unsurları belirlenmiştir. Bu faylardan bazılarının çökel istiflerinde oluşturduğu deformasyon deniz tabanına kadar ulaşmakta, bir kısmının ise ulaşmamaktadır. Literatürde deniz tabanını kesen fayların genelde deprem potansiyeli yaratan en yüksek kaynaklar olduğu yer almaktaysa da; üst birimleri etkilemiş ve/veya az etkilemiş fayların da diri faylar olabileceği göz ardı edilmemelidir (Kuvaterner periyodu süresince hareket eden faylar potansiyel aktif olarak kabul edilmektedir) (Demirel vd. 2011).

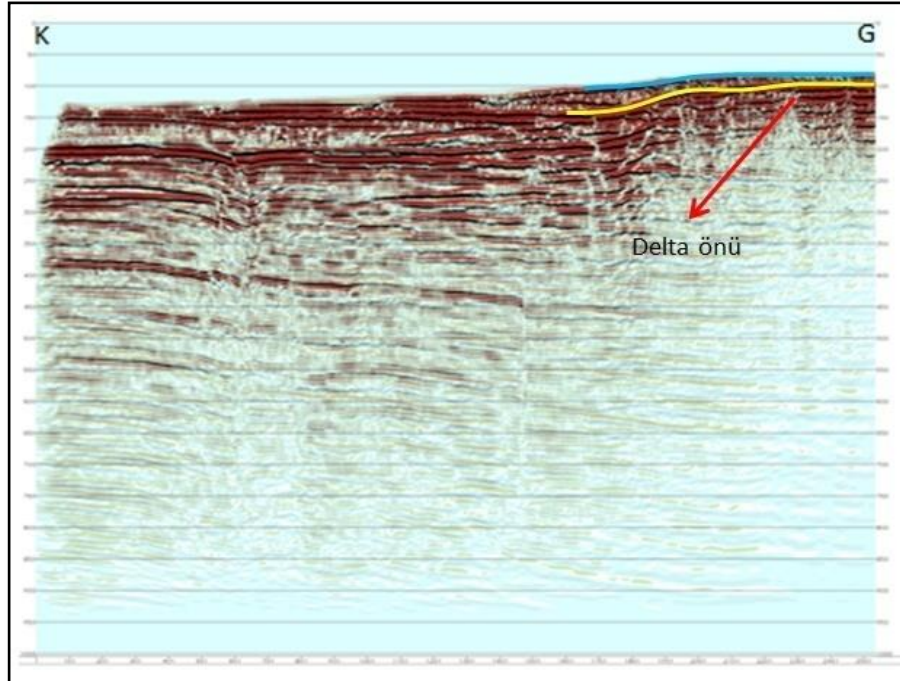


Şekil 3.50 GNM-A kesitinde görülen önemli bir fay örneği

3.1.1.2 Deltalar

Deltalar; akarsu, deniz ve kıyı ile kıyı gerisindeki aşınma – taşınma olaylarının dengesinin kurulduğu birikim sistemleridir. Tortul sağlayan drenaj alanının boyutları, iklimi, morfoloji ve tektonizması ile birlikte sualtı morfolojisi – batimetri ve buradaki akıntı ve dalga enerjisine göre çeşitli tiplerde delta sistemleri gelişebilmektedir. Dolayısıyla, yaşlı ya da güncel deltalar oluşum dönemindeki kıyı ve kıyı gerisi şartlar hakkında bilgi vermektedirler. Güncel deltalar; bir kısım delta yapıcı etkenlerin gözlenebilir ya da izlenebilir oluşu nedeniyle, hem yakın geçmişteki jeolojik durumu sergilemekte ve hem de yaşlı delta fasiyeslerinin daha kolay yorumlanmasına yardım etmektedirler.

Geçiş ortamları arasında, aşağıda belirtilen iki nedenden ötürü en önemlisi ve en çok incelenmiş olanıdır. Bunlardan birincisi; kömür, petrol ve doğal gaz gibi doğal kaynakların birikim ortamıdır. İkincisi ise; tarım faaliyetleri açısından verimli alanlar oldukları için, insanlık tarihi boyunca ileri medeniyetlerin kurulduğu yerlere karşılık gelmektedir.



Şekil 3.51 Kocasu Nehri önünden alınan sismik kesitte görülen delta örneği

Deltalar, nehrin denize ve iç şelfe denizel süreçler ile götürülmesinden daha fazla sediman getirdiği kıyılarda oluşan bir çökme ortamıdır. Yüksek sediman getirimi ve düşük – orta dereceli kıyı boyu akıntılarının varlığı, nehir ağzında delta oluşumunu desteklemektedir. Morfoloji ve sedimanlar; serilere, boşalım rejimine, nehrin sediman yüküne ve gel – gite, dalga ve akıntının gücüne bağlıdır. Deltadaki sediman tane boyu, depolanma yerindeki su derinliği, iklim ve çökme (subsidence) hızı delta tipi depolanmanın önemli parametreleridir. Günümüzdeki deltaların çoğu nispeten gençtir. Son buzullaşma sonrası deniz seviyesinin yükselmesinden sonra inşa edilmişlerdir. Ancak depolanma hızları değişken ve çok yüksektir (Özşahin 2009). Çalışma alanında sismik yansıma profillerinde ilerleyen yansıma karakterinde güncel depoları belirlenmiştir (Şekil 3.51).

3.1.1.3 Gaz ve akustik cevapları

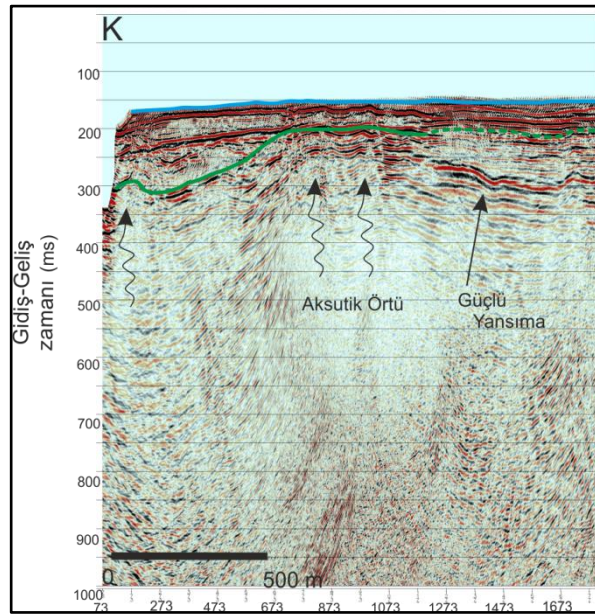
Dünya üzerindeki birçok kaynaktan atmosfere farklı gaz yayılımı olmaktadır. Bunlara jeolojik birimlerden örnek verilecek olursa; volkanlardan SO_2 , H_2O (su buharı), HCl ve CO_2 ; hidrotermal sızıntılardan H_2 , NO_2 , CO_2 ve CO ; magmatik kaynaklardan He ve Rn gibi (Dondurur 2005). Bu yayınımlar içerisinde metan en genel gazdır, sedimanların oluşumu ve yığılması sırasında gömülen organik malzemenin doğal bir şekilde bozulması sonucu bu sedimanlar içerisinde üretilmektedir (Judd vd. 2002). Denizsel ortamlarda metan gazı, derin kısımlarda “termojenik” sığ kısımlarda ise mikrobiyal ve bakteriyolojik hareket sonucu “biyojenik” olarak ortaya çıkar (Rice ve Claypool 1981).

Deniz tabanı tortullarında sığ gaz varlığı, taban tortullarının bir özelliği olarak uzun sürelerden biri bilinmekte olup, 1950’lerden beri ekosounder ve sonar kayıtlarındaki farklı anomaliler deniz tabanından gaz çıkışının göstergeleri olarak yorumlanmıştır (Garcia vd. 2002). Sismik ve subbottom profiller istemlerinin kullanılmaya başlanmasıyla birlikte, sığ deniz tabanı tortullarındaki gaz birikimi üzerinde önemli kanıtlar temin edilmiştir.

Deniz tabanından itibaren 100 m içerisinde oluşan birikim “sığ gaz birikimi” olarak adlandırılır (Judd vd. 2002). Sığ gaz birikimi; körfezler ve şelfler, kıtasal yamaçlar, delta alanları ve HK basenleri gibi birçok jeolojik ortamda meydana gelebilmektedir (Vilas vd. 1995, Okyar ve Ediger 1999, Ivanov vd. 1998, Yun vd. 1999). Sığ ve denizsel tortullarda gaz birikimi birkaç nedenden dolayı önem taşımaktadır. Sığ gaz birikimleri, tortullar içerisinde daha derin kısımlarda ve çok daha geniş çaplı hidrokarbon oluşumlarının sinyallerini verebilmektedir (Kvenvolden vd. 1981, Okyar ve Ediger 1999).

3.1.1.3.1 Güçlü yansımalar (Enhanced reflection)

Güçlü yansımalar; sismik kesitlerde akustik direşim zıtlığına neden olan ters yansıma polariteleri şeklinde gözükmesine neden olmaktadır. Bu durum da, yüksek genlik ve faz dönüşümü yansımaları olarak gözlenmektedir (sığ kısımlarda “bright spot – parlak nokta”ya karşılık gelir) (Şekil 3.52). Güçlü yansımalar genellikle gaz anomalisi sayılmasına rağmen her güçlü yansımanın altında gaz olacak diye bir kaide yoktur. Çalışma alanında en yaygın olarak görülen anomalilerden olup güney şelf boyunca görülmüşlerdir.



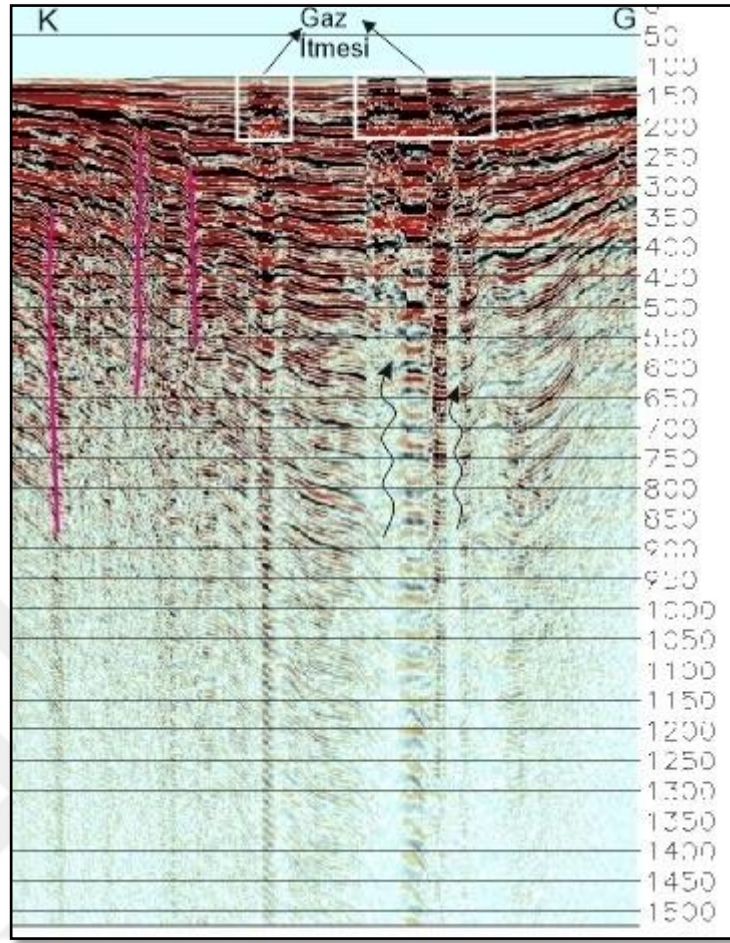
Şekil 3.52 GNM-C kesitinin kuzey kısmından alınmış bir örnek

Güçlü yansılarda, üzerinde bulunan katman altındakine göre daha yüksek yoğunluktadır. Bu da altındaki birimin daha yumuşak bir sediman içerdiğine ya da gaz varlığına işaret etmektedir. Bunun yanında “tunning etkisi” olarak adlandırılan ve iki ince katmanın birbiriyle birleşmesi sonucunda, bu birleşmiş katmana gelen sismik dalganın yapıcı girişim üretmesi güçlü yansımalar ile ilişkilendirilir (Rollet vd. 2009).

Bazen bu güçlü yansımalar, gaz birikim alanlarından dışarı çıkmaktadır ve bu da gazın göç ettiğini göstermektedir. Bu olay, ince daneli sedimanlardaki iri ve/veya daha geçirgen sediman katmanları içinde olmaktadır. İri daneli sedimanların içine doğru göç eden gaz, muhtemelen sesi saçan ve güçlü yansılara neden olan rezervuar tipi birikimleri oluşturmaktadır.

3.1.1.3.2 Hız sarkması (pull down)

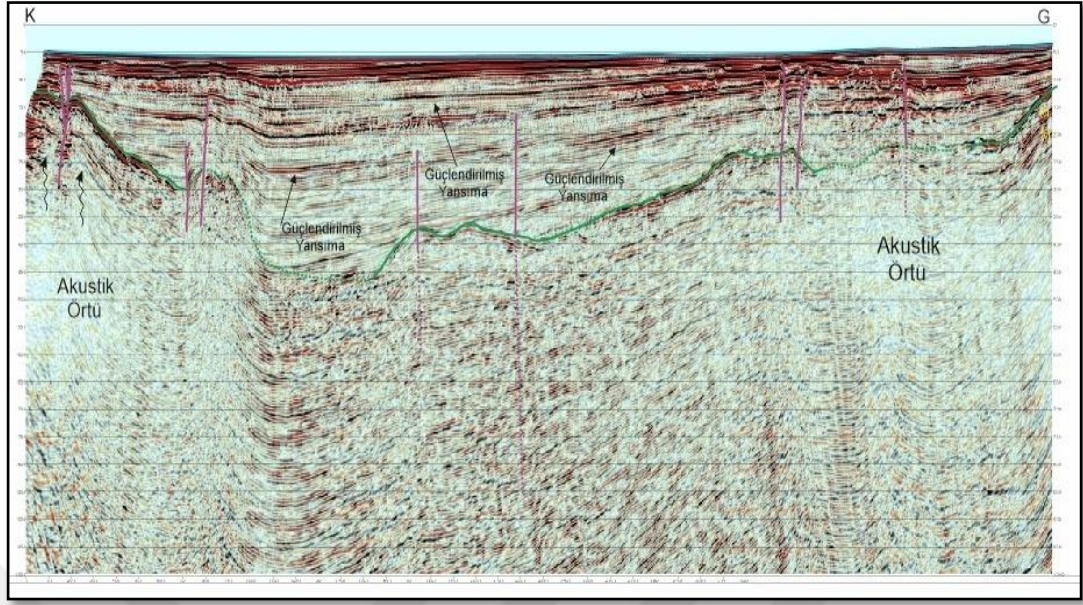
Hız sarkması, gaz yüklü sediman birimlerinin altında bulunan uyumlu yansıtıcılar üzerinde görünen etkidir. Eğer gaz bulunduran bölge büyük bir farklılık yaratacak kadar kalınsa, bu etki sedimanların aşağı doğru çekilmesi izlenimini vermektedir. Fakat bu yalnızca sismik kayıtlar üzerinde görünen bozulmadır (artefact) (Şekil 3.53). Sedimanlar üzerindeki gazın varlığı akustik hızı düşürmektedir. Bunun tam tersi olan yukarı çekme (pull up) etkisi yüksek hızlı bölgenin varlığını göstermektedir.



Şekil 3.53 GNM-02 kesitinin güney ucunda belirgin olarak görülen hız çekmesi

3.1.1.3.3 Akustik örtü

Altında bulunan sismik veriyi tamamen görünmez hale getiren akustik örtüler, üstündeki güçlü yansımalar tarafından tanımlanmaktadır. Bu tip gaz birikimlerinin üst sınırı hafif eğimli görünüme sahip parçalı yansılardan oluşmaktadır ve yan sınırları keskin ya da yumuşak bir şekilde diğer ortamdan ayrılmaktadır (Şekil 3.54). Hovland ve Judd (1988), bu tür yapıları “akustik maskeleme” olarak da adlandırmaktadırlar. Bu zonlar yüksek oranda gaz içermektedir.

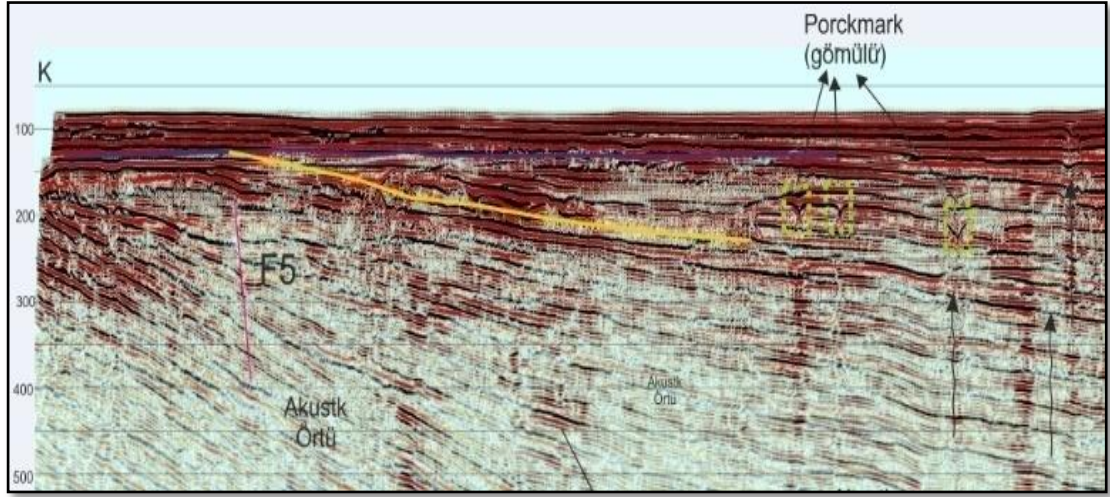


Şekil 3.54 GNM-N kesitinde görülen akustik örtü örnekleri

3.1.1.3.4 Çopur (Pockmark)

Pockmark, çamurlu deniz tabanlarında gaz – sıvı çıkışının deniz tabanında oluşturduğu morfolojik belirtilerdir. Sürekli tortul yığılması ve tektonik sıkışma nedeniyle, yakın yüzey tortullarında oluşan gaz ve boşluk sıvıları aşırı basınç altında kalmakta ve geçirgen yollar boyunca deniz tabanına göç etmektedirler. Aşırı basınç altında kalan bu gaz – sıvıların aniden ve patlama şeklinde deniz tabanına çıkışları sonucunda, deniz tabanında krater şekilli çöküntüler (pockmark) oluşmaktadır (Vardar vd. 2014).

Gömülü pockmarklar (Şekil 3.55) ise, gaz – sıvı göçünün sürekli olmadığını ve bu göçün jeolojik zamanlar içinde belli aralıklarla tekrarladığını gösteren kanıtlardır. Denizel tortullarda gaz püskürmesinin belli aralıklarla kesilip yeniden başlamasının sebebi, deniz seviyesindeki değişimler değişimleri olabilmektedir.



Şekil 3.55 Gömülü porckmark yapılarına örnek olan GNM-M kesiti

3.2 Batimetri

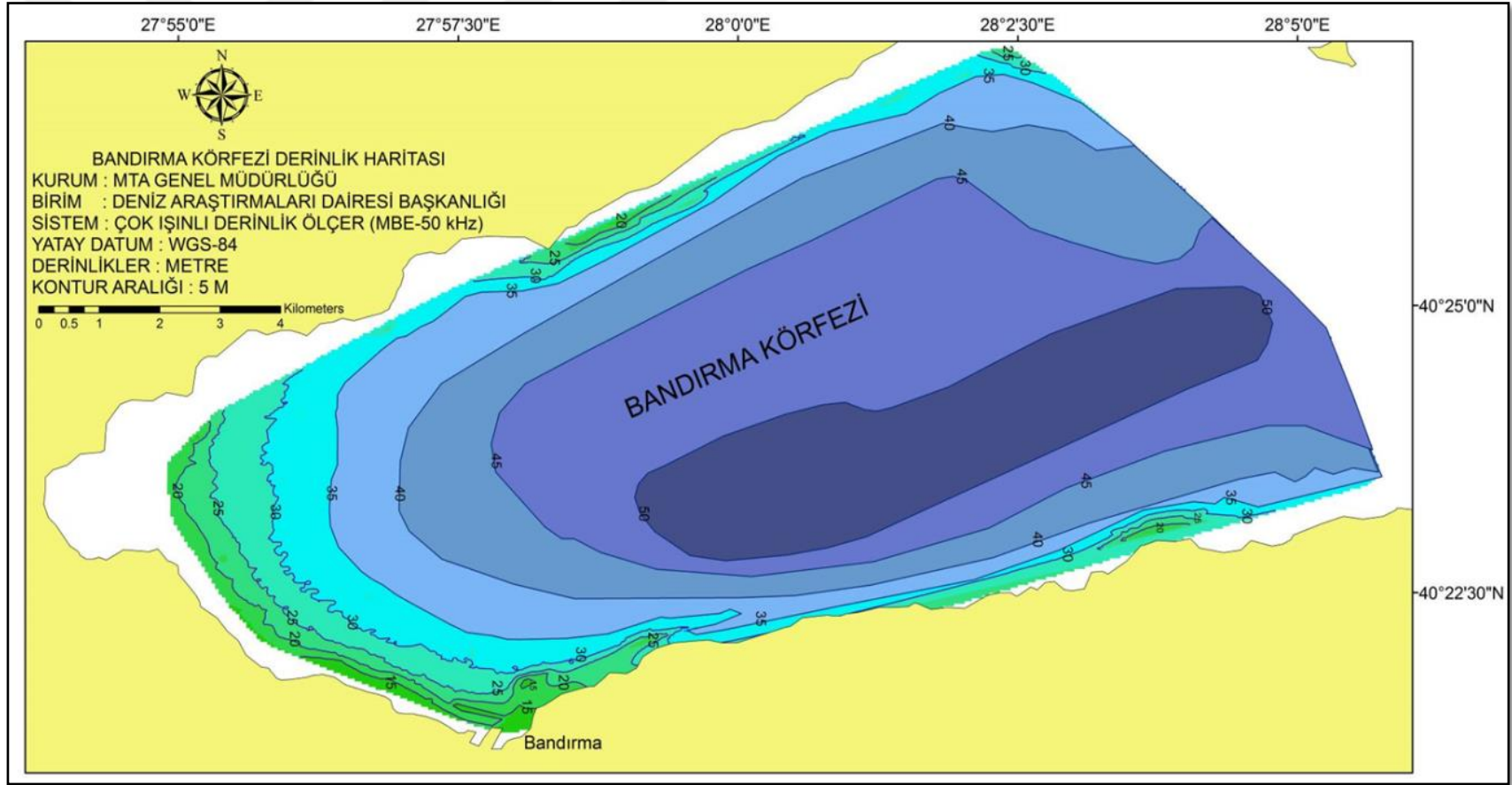
Batimetri verileri, T.C. Deniz Kuvvetleri Komutanlığı Seyir Hidrografi ve Oşinografi Dairesi Başkanlığı'ndan (SHOD) ve MTA2015-37-14-01 Kod'lu “Bandırma Körfezi ve Doğusunun Yapısal Sedimentolojik ve Oşinografik Özelliklerinin Araştırılması Projesi’nde ELAC SeaBeam 1050D Multibeam Echosounder (Çok Işınlı İskandil) Sistemi kullanılarak elde edilen veriler birleştirilerek batimetri haritası oluşturulmuştur.

Elde edilen batimetri verileri; HYPACK HYSWEEP Multibeam Veri İşlem ve Oasis Montage Veri Analizi ve veri – işlem programları kullanılarak, veride saçılmalardan dolayı hatalar giderilmiştir. Eksik olan bölgeler, daha önceki çalışmalar yardımıyla düzenlenmiştir. Bu verilerle Oasis Montage ve GMT Programları yardımıyla, çalışma alanının batimetri haritası hassasiyetle oluşturulmuştur.

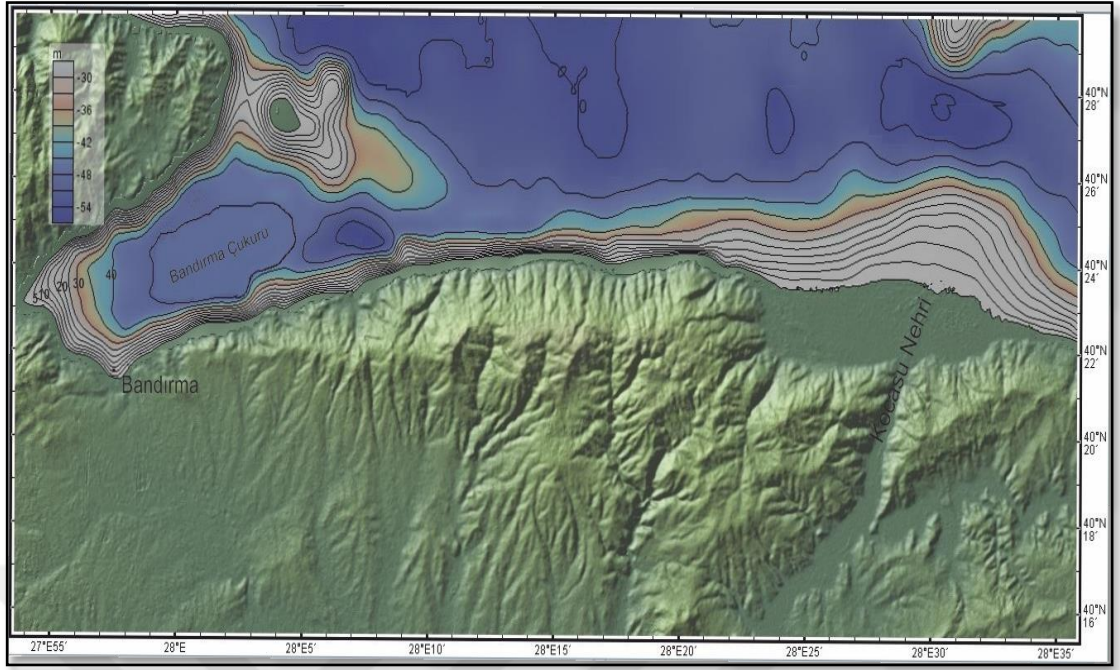
Çalışma alanının batimetrisine bakıldığında; İmralı Adası dışında, genellikle geniş düz şeklinde olduğu görülmektedir. Marmara Denizi’nin güney kısmındaki bu şelf, ani bir uçurumla bitmektedir. Baskın kanyon yapıları yamaçların ise, derin basenlere doğru devam ettiği görülmektedir.

Marmara Denizi'nin güney kısmında, şelf kenar yanlarında eğim $15^0 - 20^0$ 'dir. Güney şelfinden doğu basenine devam eden yamaç inişi, 400 m'den az merkezi çöküntüye sahip bir yerleşik basenle (perched basin) kesilmektedir (Vardar vd. 2014).

Çalışmaya konu olan araştırma alanı, Güney Marmara şelf sahası içinde kalmaktadır. Batimetri haritası, çalışma sahasındaki şelf eğiminin ortalama $3^0 - 4^0$ 'den az olduğunu göstermektedir. Daha batıda Bandırma'nın doğusunda şelf alanının genişliği yaklaşık 42 km olmaktadır ve eğimi $0,14^0$ 'ye azalmaktadır. Bandırma Körfezi'nde genel olarak güney şelfin düz yapısına uygun olmayan bir derinlik gözlenmektedir, Bandırma Körfezi'nde en derin kısmı yaklaşık - 55 m olan Bandırma Çukuru'dur (Şekil 3.56). Bu çukur, muhtemelen bölgeyi etkileyen KAF'nın Orta Kolu'na ait fay sistemlerinin kontrolünde gelişmiştir.



Şekil 3.56 Bandırma Körfezi batimetri haritası



Şekil 3.57 Bandırma Körfezi ve doğusunun batimetri haritasının Oasis Montage programı ile çizimi (Kontur aralığı 5 m)

3.3 Sismolojik Bulgular

Bu çalışma kapsamında, Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi Ve Deprem Araştırma Enstitüsü (KRDAE) deprem katalogu'ndan temin edilen ve Bandırma ve Gemlik civarında 2005 – 2014 yılları arasında meydana gelen 2532 deprem ($M \geq 1.5$) HypoDD Programı sayesinde yeniden değerlendirilmiştir. Program; birbirine yakın depremleri kümelerle ayırarak, kümelenmiş bu depremler arasındaki süre farklılıklarını giderip lokasyonlardaki saçılmaları engellemektedir. Böylece depremleri fay düzlemi boyunca toplayarak, daha doğru bir tektonik yorumun yapılmasına yardımcı olmaktadır. HypoDD Programı'nda, toplam 476.936 tane P dalgası fazı ve 121.848 tane S dalga fazı okunmuştur.

İlksel odak parametrelerinin hesaplanmasında kullanılan “P – Dalga Hızı Modeli”, çizelge 3.1'de verilen Tary vd. (2011) tarafından yayınlanmış olan Marmara için üretilmiş P – Dalga Hızı Modeli'dir. Araştırma bölgesi için $V_p/V_s = 1.73$ kabulü yapılmıştır. Program'da sönümlü en küçük kareler metodu seçilmiş ve RMS hata oranı

en küçük veren iterasyon sonucu ile konum parametrelerindeki hata en aza indirgenmeye çalışılarak depremlerin gerçek konumları belirlenmiştir.

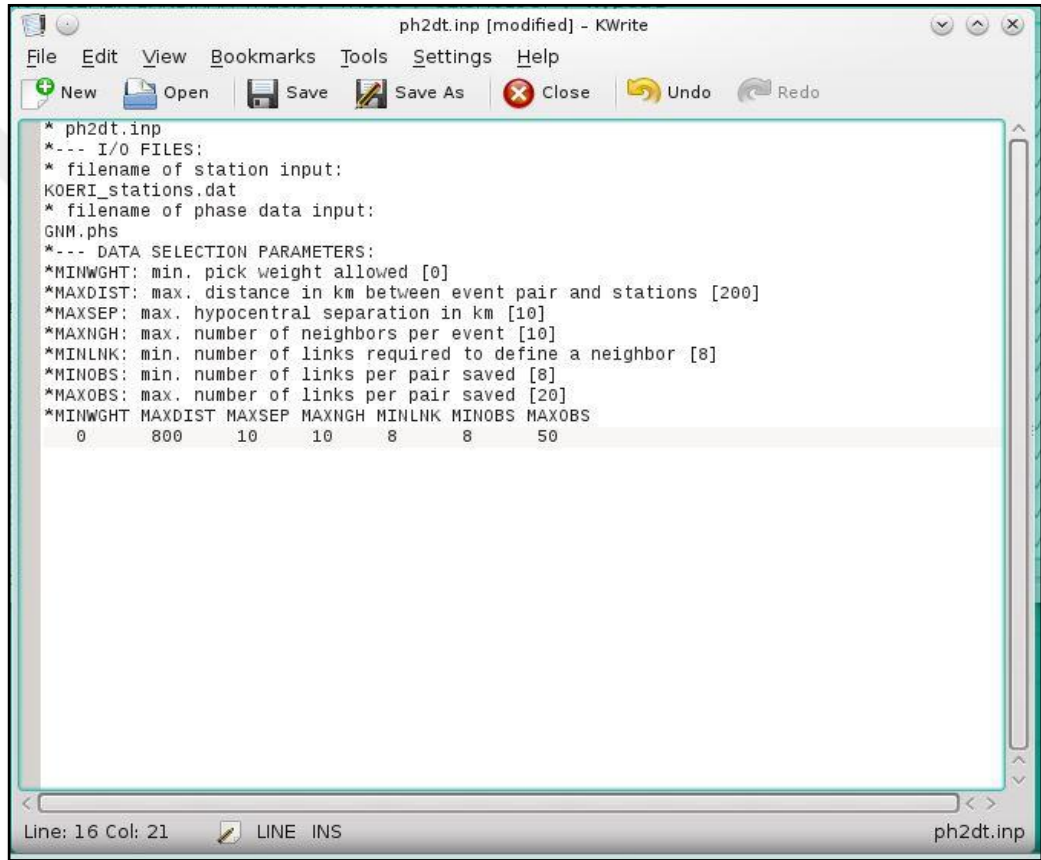
Çizelge 3.1 Depremlerin ilksel konumlandırmalarında kullanılan 1B P dalga hızı modeli ($V_p/V_s = 1.73$ kabulü yapılmıştır. h ve V_p sırasıyla tabaka kalınlığını ve hızını göstermektedir) (Tary vd. 2011)

1B HIZ MODELİ	
h (km)	V_p (km/s)
0.0	3.5
0.5	5.6
5.0	5.8
9.0	6.05
14.0	6.3
18.0	6.8
30.0	8.05

Araştırmada kullanılan Deprem ÇiftiYöntemi'nde, katalog verisi seti kullanılmaktadır. Bu veri setini oluşturmak için araştırma alanına ait depremlerin lokasyon bilgilerini içeren katalog verisi KRDAE tarafından sağlanmıştır. Bu kurumdan alınan katalog verisi kullanılarak, birbirine yakın deprem çiftleri belirlenmiştir.

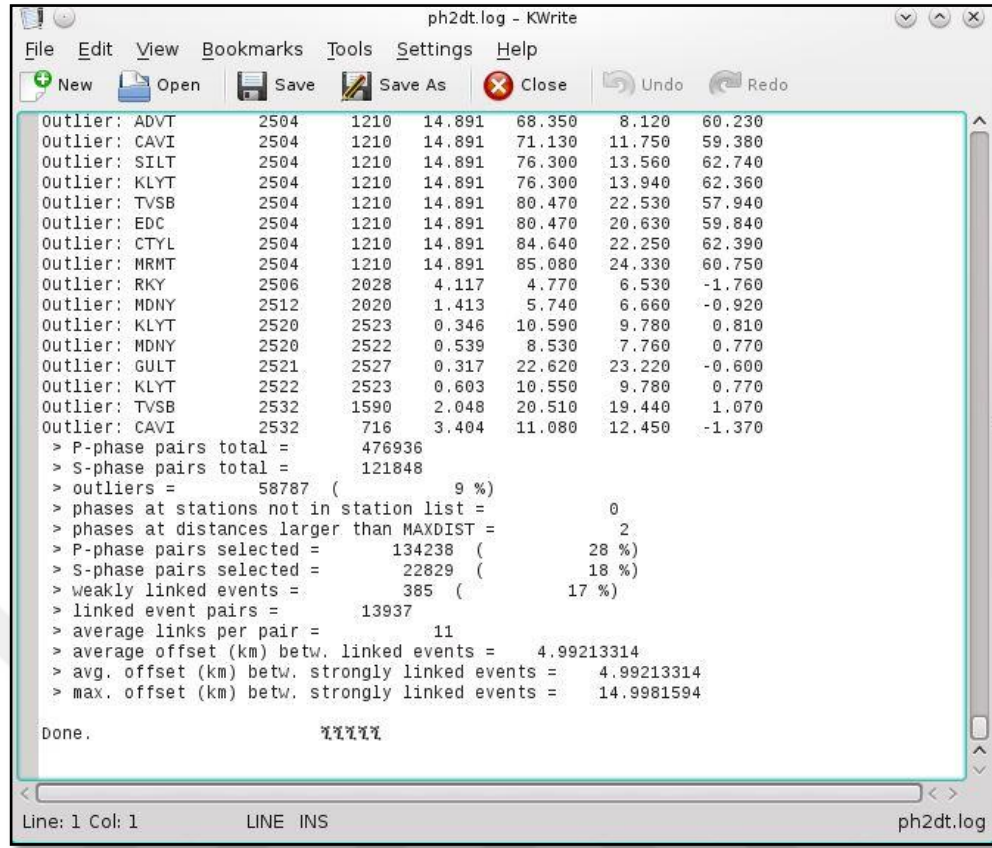
HypoDD Programı'nı çalıştırmadan önce, parametrelerinin önceden tanımlanması yapılmıştır. Bunun için; çalışılan bölge büyük alana sahip olduğundan ve depremler geniş bir dağılım sergilediklerinden, deprem çifti araması için verilen yarıçap MAXSEP başlangıçta 10 km olarak seçilmiştir. Zayıf bağlı deprem çiftlerinin sayısının azalması için ise MINLNK değeri küçük tutulmuş ve 8 seçilmiştir. Deprem çiftlerinin komşularını belirlemek için kullanılan diğer parametreler olan, deprem çiftleri ile istasyon arasında olabilecek maksimum mesafe MAXDIST 800 km olarak kabul edilmiştir.

Her bir deprem çifti için MAXNGH MAXOBS'dan düşük olması gerekmektedir. Çünkü çalışılan bölgede depremler hem az hem de yoğun bir biçimde kümelenmemişlerdir. Araştırmada MAXOBS 50 iken, MAXNGH sayısı ise küçük alana sahip olan bölgelerde daha fazla komşu oluşturabileceğinden dolayı büyük seçilmiştir. Büyük alanlara sahip olan bölgelerde ise, uzak depremleri çift olarak oluşturmaması adına küçük seçilmiştir. HypoDD Programı'nda parametrelerin girildiği ph2dt.inp dosyasının ekran görüntüsü şekil 3.58'de verilmiştir.



```
* ph2dt.inp
*--- I/O FILES:
* filename of station input:
KOERI_stations.dat
* filename of phase data input:
GNM.phs
*--- DATA SELECTION PARAMETERS:
*MINWGHT: min. pick weight allowed [0]
*MAXDIST: max. distance in km between event pair and stations [200]
*MAXSEP: max. hypocentral separation in km [10]
*MAXNGH: max. number of neighbors per event [10]
*MINLNK: min. number of links required to define a neighbor [8]
*MINOBS: min. number of links per pair saved [8]
*MAXOBS: max. number of links per pair saved [20]
*MINWGHT MAXDIST MAXSEP MAXNGH MINLNK MINOBS MAXOBS
0 800 10 10 8 8 50
```

Şekil 3.58 ph2dt.inp parametre giriş dosyası olarak okutulan Ph2dt.inp dosyasının ekran görüntüsü



```
ph2dt.log - KWrite
File Edit View Bookmarks Tools Settings Help
New Open Save Save As Close Undo Redo

Outlier: ADVT 2504 1210 14.891 68.350 8.120 60.230
Outlier: CAVI 2504 1210 14.891 71.130 11.750 59.380
Outlier: SILT 2504 1210 14.891 76.300 13.560 62.740
Outlier: KLYT 2504 1210 14.891 76.300 13.940 62.360
Outlier: TVSB 2504 1210 14.891 80.470 22.530 57.940
Outlier: EDC 2504 1210 14.891 80.470 20.630 59.840
Outlier: CTYL 2504 1210 14.891 84.640 22.250 62.390
Outlier: MRMT 2504 1210 14.891 85.080 24.330 60.750
Outlier: RKY 2506 2028 4.117 4.770 6.530 -1.760
Outlier: MDNY 2512 2020 1.413 5.740 6.660 -0.920
Outlier: KLYT 2520 2523 0.346 10.590 9.780 0.810
Outlier: MDNY 2520 2522 0.539 8.530 7.760 0.770
Outlier: GULT 2521 2527 0.317 22.620 23.220 -0.600
Outlier: KLYT 2522 2523 0.603 10.550 9.780 0.770
Outlier: TVSB 2532 1590 2.048 20.510 19.440 1.070
Outlier: CAVI 2532 716 3.404 11.080 12.450 -1.370

> P-phase pairs total = 476936
> S-phase pairs total = 121848
> outliers = 58787 ( 9 %)
> phases at stations not in station list = 0
> phases at distances larger than MAXDIST = 2
> P-phase pairs selected = 134238 ( 28 %)
> S-phase pairs selected = 22829 ( 18 %)
> weakly linked events = 385 ( 17 %)
> linked event pairs = 13937
> average links per pair = 11
> average offset (km) betw. linked events = 4.99213314
> avg. offset (km) betw. strongly linked events = 4.99213314
> max. offset (km) betw. strongly linked events = 14.9981594

Done.
LINE INS
ph2dt.log
```

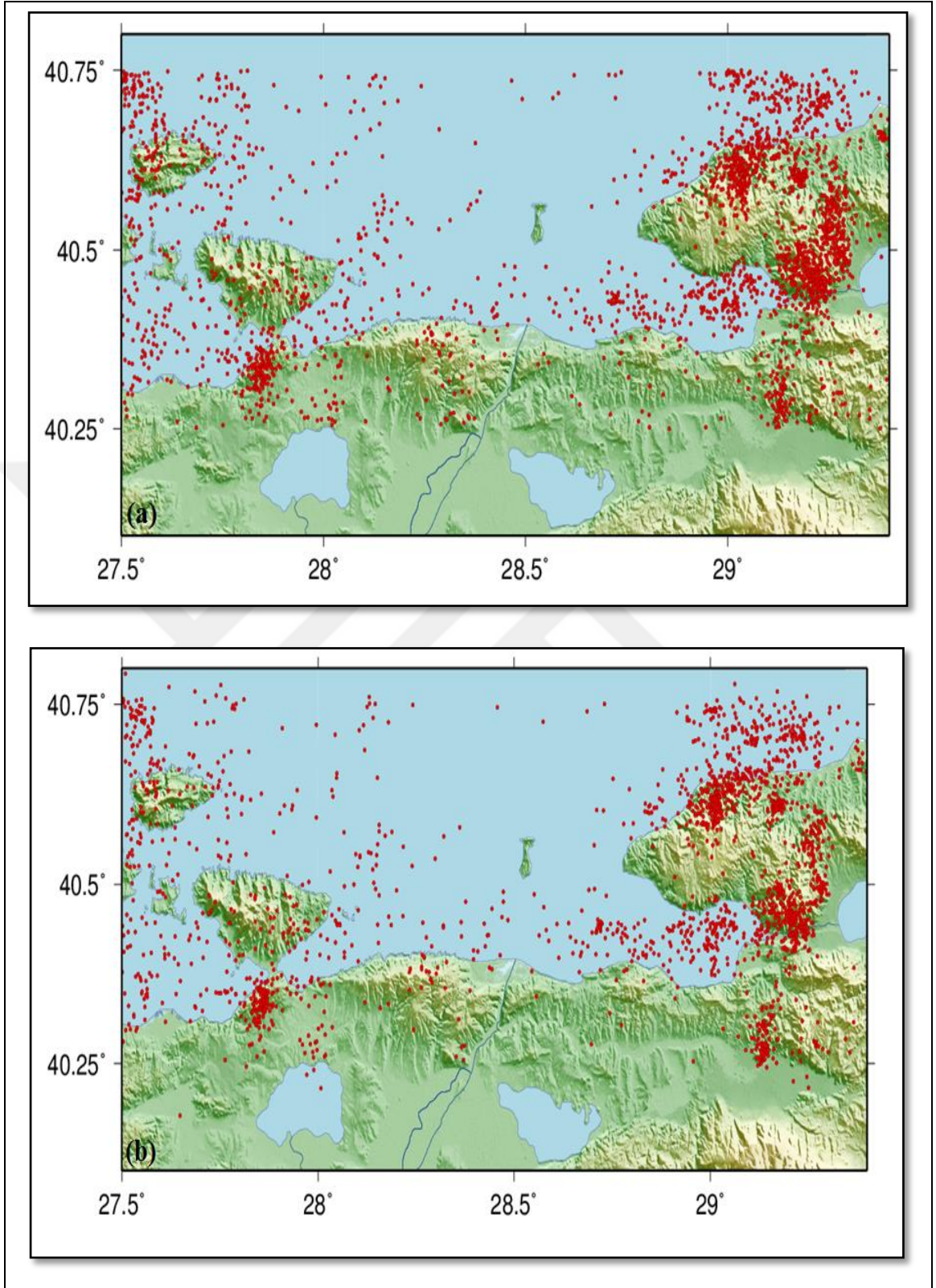
Şekil 3.59 Ph2dt.inp sonuçlarının ekran görüntüsü

Ph2dt Programı kullanılarak yapılan analizlerde güçlü bağlı deprem çiftleri bulunurken, aynı zamanda zayıf bağlı deprem çiftlerinin sayısının da oldukça fazla olduğu gözlemlenmiştir (Şekil 3.59). Oluşturulan ph2dt.inp Dosyası ph2dt Programı'nda çalıştırıldığında, veriler HypoDD Programı kapsamında Deprem ÇiftiYöntemi kullanılarak yapılacak olan relokasyon işlemine girdi olarak sunulmaya hazır hale gelmiştir. HYPODD Programı yardımıyla yeniden değerlendirilmiş olan depremler Şekil 3.60.a. b - 3.61'de verilmiştir.

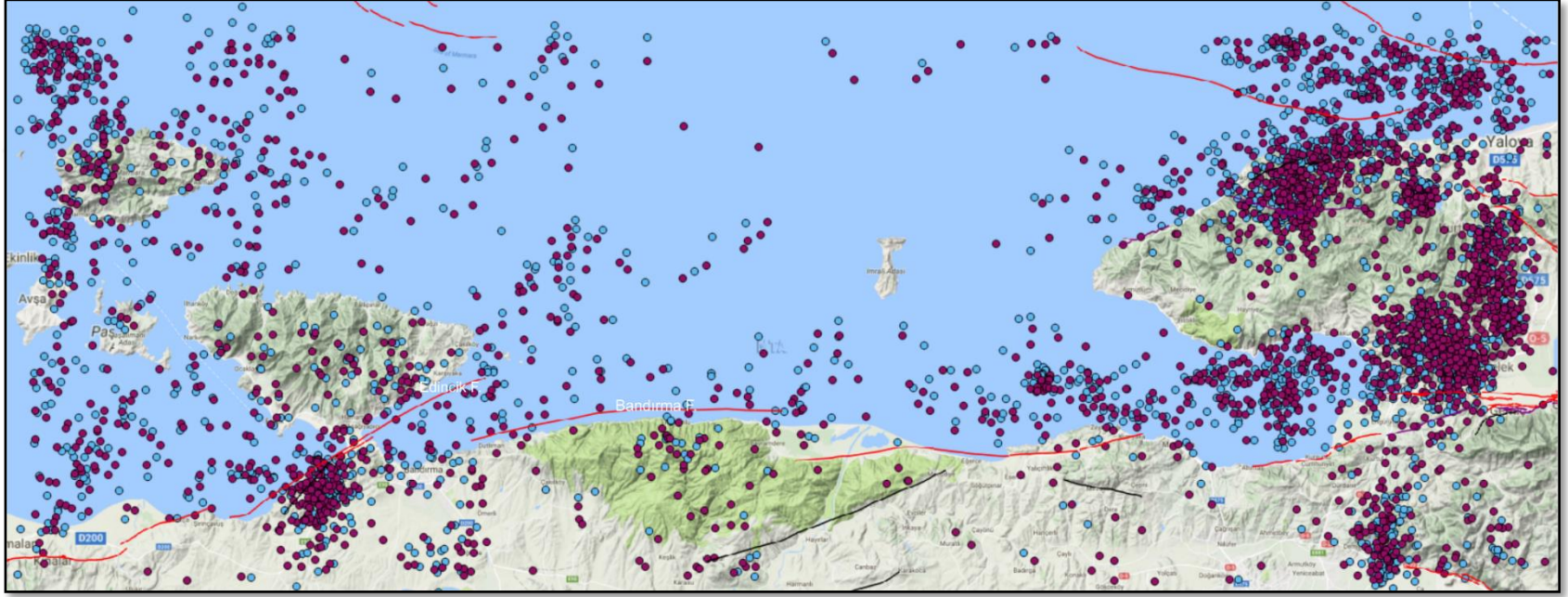
Relokasyon işlemi yapılırken; yakın depremler çift oluşturabileceklerinden dolayı, lokasyon haritasında gözlemlenemeyecek uzak olan depremler, relokasyon haritasında da gözlemlenememektedir ve relokasyon haritasında görüntülenen deprem sayısı daha az olmaktadır (Şekil 3.60 - 3.61). Görüldüğü üzere deprem konumları, HypoDD Programı'yla değerlendirilmeden önce saçılmış biçimde görülmekteyken, relokasyon sonucu depremlerde kümelenmeler meydana gelmiştir.

Relokasyonu yapılmış depremler değerlendirildiğinde, iki ayrı bölgede depremlerin yoğunlaştığı görülmektedir (Şekil 3.60b). Araştırma alanının güneyinde bulunan sağ yönlü ve doğrultu atımlı (Şen 2010, Emre vd. 2011) aktif Edincik Fayı üzerinde çok fazla deprem konumlanmaktadır. Bir diğer yoğunlaşma ise, KKB-GGB ve KB-GD doğrultulu ve yüksek açılı eğim atımına sahip fayların (Gasperini vd. 2011) olduğu Gemlik Körfezi'nde görülmektedir.





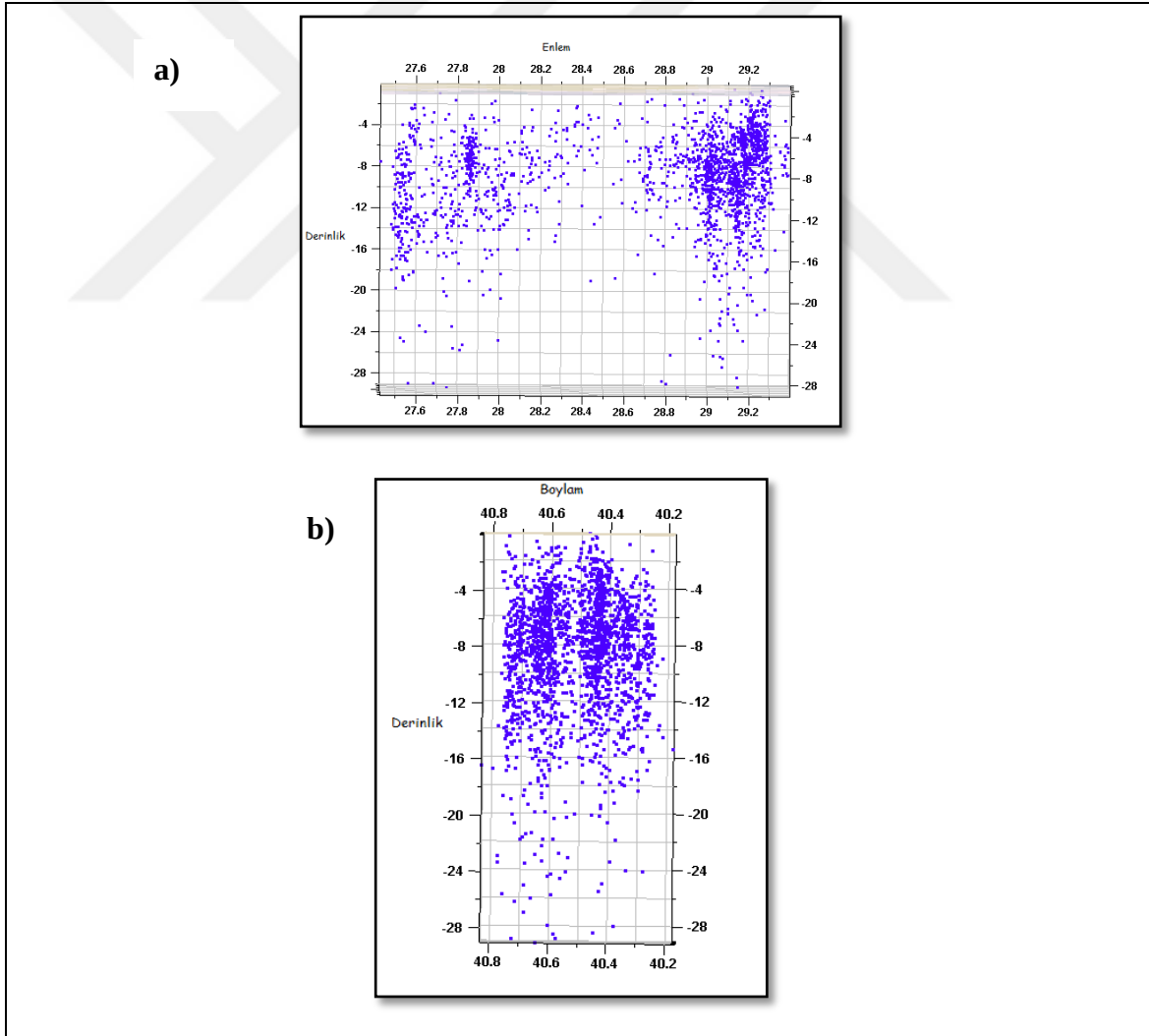
Şekil 3.60 2005 – 2014 yılları arasındaki depremlerin dağılımı
(Mw = 1.5) a. yeniden konumlandırma öncesi, b. yeniden konumlandırma sonrası)



Şekil 3.61 2004 – 2005 yılları arası çalışma bölgesinde gerçekleşmiş olan depremlerin ilksel (mavi noktalar) ve gerçek komumları mor noktalar) bölgelerinin gösterimi

ilksel ve gerçek sonuçları birlikte değerlendirildiğinde; gerçek konum sonuçlarının daha iyi sonuçlar ürettiği ve sismik aktivitenin görüldüğü alanın daralıp, çözünürlüğünün arttığı gözlemlenmektedir. Bandırma Körfezi – İmralı Adası arasındaki depremlerin dağılımı geniş bir alanda yayılmıştır, relokasyon sonuçları çok net olmamakla beraber KD-GB doğrultulu bir aktivite göstermektedir (Şekil 3.60.b).

Depremlerin derinde olması ile altta sismojenik bir zonun varlığı göstermektedir. Sığ depremlerin varlığı da, alt ve üst kabuğun birbirinden bağımsız olarak davrandığını düşündürmektedir. Şekil 3.62’deki kesitler değerlendirildiğinde, 15 km derinlikten itibaren depremlerin dağınık halde bulunduğu rahatlıkla görülebilmektedir.

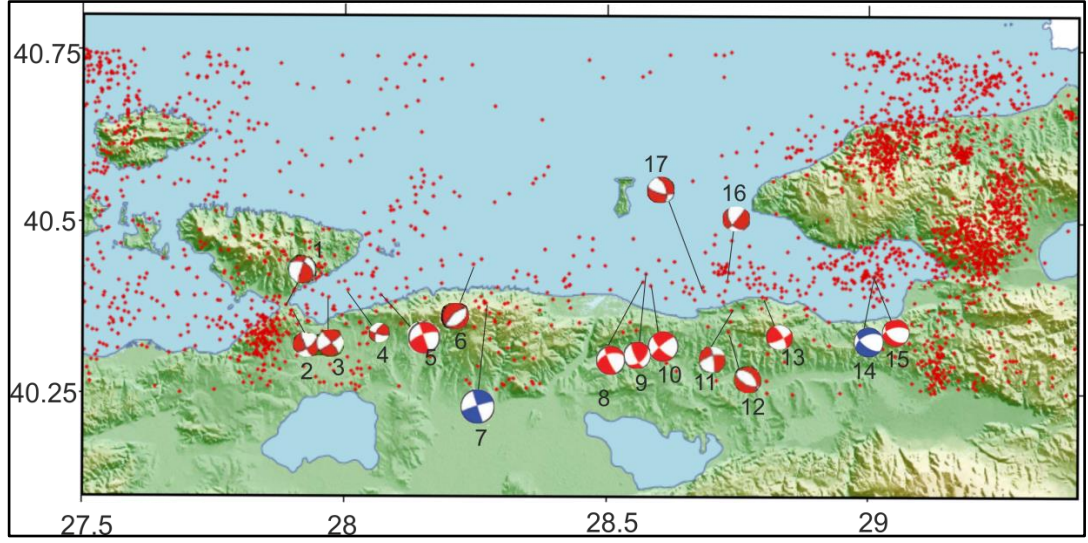


Şekil 3.62 Araştırma bölgesinde depremlerin a. boylam (K) –Derinlik (km) ve b. enlem (D)- Derinlik (km) grafikleri

Tarihsel (Çizelge 2.7) ile aletsel deprem kayıtları (Çizelge 2.8) ve Çizelge 3.2'deki odak mekanizmaları çözümleriyle GMT'de çizdirilen dış merkez dağılım haritası (Şekil 3.63) değerlendirildiğinde, bölgede bulunan fayların çok sayıda deprem ürettiği gözlemlenmektedir. Ancak tarihsel ve aletsel kayıtlarda dikkati çeken husus, bu fayların genellikle büyük çapta deprem üretmediğidir. Bu sonuçlar da dolaylı olarak KAF Orta Kolu'nun atımının, diğer kollara göre daha az olduğu düşüncesini desteklemektedir.

Çizelge 3.2 Aletsel deprem kayıtları ve bu depremilerin odak mekanizması çözümleri (Örgülü 2011)

Deprem No	Tarih	Enlem	Boylam	Derinlik	Büyükölç	Doğrultu	Eğim	Kayma
1	25.01.2007	40.39	27.89	3.7	3.3	198	80	56
2	19.05.2007	40.36	27.91	6	3.0	155	74	- 32
5	19.08.2005	40.41	28.11	3.1	3.3	250	70	180
7	19.12.2006	40.38	28.32	7.5	4.8	168	80	- 10
8	22.05.2005	40.42	28.51	2.9	3.1	253	51	- 167
9	27.11.2003	40.42	28.53	5.9	2.8	153	75	42
10	02.11.2003	40.41	28.54	5.9	3.5	136	70	- 11
11	17.08.1999	40.76	29.11	15	3.7	95	79	- 177
12	30.11.1995	40.02	28.15	6.2	2.5	254	16	- 130
13	05.12.2005	40.38	28.81	10.4	2.8	330	71	164
14	24.10.2006	40.41	28.99	5.7	5.0	260	57	- 123
15	15.01.2007	40.41	28.99	7.9	3.3	142	58	- 46
16	09.07.2008	40.41	28.73	10.1	3.7	145	34	- 18
17	30.10.1995	40.41	28.65	10	2.1	343	47	- 138



Şekil 3.63 Çizelge 3.2’de belirtilen depremlerin dış merkez dağılım ve odak mekanizması çözümleri haritası

Şekil 3.63’de gösterilen dış merkez dağılımları ve odak mekanizması çözümleri incelendiğinde, bölgede çoğunlukla doğrultu atımlı ve normal fay mekanizmasının hâkim olduğu görülmektedir. Doğrultu atımlı olaylar, çoğunlukla güney şelfin kıyı çizgisi boyunca gözlenmektedir (10, 8, 7 ve 5 numaralı depremler). Gemlik Körfezi’ndeki depremler incelendiğinde, kuzey – güney yönlü normal fay rejimi görülmektedir. Gemlik Bölgesi’ndeki fay düzlemi (14,15) çözümleri incelendiğinde, normal faylanma ya da doğrultu bileşenli normal faylanma çözümlerinin ağırlıklı olduğu gözlenmektedir. Gerilme yapısı kuzeybatı – güneydoğu yönlü şekilde normal faylanma şeklinde olup, bölgenin genelinde doğrultu atım rejiminin de bulunduğu işaret etmektedir.

4. TARTIŞMA ve SONUÇLAR

Marmara Deniz'inin Güney Şelfi, Bandırma Körfezi ve İmralı Adası doğusuna kadar yakın kıyı alanları Pliyo – Kuvaterner yapılarını yapısal anlamda incelemek amacıyla, 153 km'si yeni veri seti olmak üzere, toplam 430 km'lik sismik veri incelenmiştir. Batimetri verileri; T.C. Deniz Kuvvetleri Komutanlığı Seyir Hidrografi ve Oşinografi Dairesi Başkanlığı'ndan (SHOD) ve MTA "Bandırma Projesi"nde ELAC SeaBeam 1050D Multibeam Echosounder (Çok Işınlı İskandil) Sistemi kullanılarak elde edilmiştir. Veriler hassasiyetle birleştirilerek, çalışma alanının yeni veri setinden batimetri haritası hazırlanmıştır.

Çok kanallı yüksek ayrımlı sığ sismik kesitler, içsel yansıma şekillenmeleri, sonlanmalar, uyumsuzluk ve uyumluluk yüzeyleri açısından incelenmiştir. GNM-B, M, A, C, N kesitlerinin kuzey kısmında temel kayanın yükseldiği ve günümüz deniz tabanına morfolojik olarak uyumlu çökelen birimlerin (mavi renkle belirtilen) hemen altında yer alan birimlerin (sarı renk ile belirtilen) tabaka eğimlerinin güneye doğru olduğu gözlenmektedir. Bu iki birim arasındaki açısal bir uyumsuzluk bulunmaktadır.

Bahsi geçen kesitlerde deniz tabanıyla morfolojik olarak çökelen birim zayıf içsel yansıma karakteri şeklinde gözlenmektedir. Bu birim Wong vd. (1995) ve Smith vd. (1995) tarafından yapılan çalışmalarda unit A; Aksu vd. (1999) tarafından yapılan çalışmalarda unit 1; Yaltırak ve Alpar (2002a) ve Kuşçu vd. (2009) tarafından yapılan çalışmalarda unit 3; Vardar vd. (2014) tarafından yapılan çalışmalarda C3 olarak belirlenmiştir. Açısal uyumsuzluğun sebebi ise; temel kayanın erozyonel aşınmaya uğraması ve oluşan bu erozyonel topografyanın üzerine aşma ile gelen deniz ya da göl seviyesi sayesinde erozyonel yüzeye topografik uygunlukla çökelmiş kliniformlardır. Kliniformlar, regressive bir seri olarak çökelmiştir. Bu kliniformlar, Kuşçu vd. (2009) tarafından yapılan çalışmalarda bahsi geçen açısal birimlerle uyum göstermektedir. Aynı zamanda Aksu vd. (1999) tarafından yapılan çalışmalarda; hava tabancası kaynaklı tek kanallı ve derinden çekilen boomer kaynaklı sismik yansıma profilleri kullanılarak, Marmara Denizi'ni etkileyen Kuvaterner deniz seviyesi değişimleri incelenmiştir. Marmara Denizi'nin güney şelfindeki alçalma (subsiding) oranının ~20

cm/1000 yıl olduğu ve Kuvaterner glacio – izostazik deniz seviyesi değişimlerinin, büyük uyumsuzluk yüzeyleriyle ayrımlanan istif delta serilerini oluşturduğu belirtilmiştir.

Araştırma sırasında sismik kesitlerin büyük bir çoğunluğunda görülen uyumsuzluk bunu doğrular niteliktedir. Klinofor birimlerin çökeldiği zaman aralığı, Marmara Denizi'nin su miktarının azaldığı alanlarda yüzey topografyasına bağlı olarak oluşan yerel gölcüklerin varlığına işaret eder. Referanslara bakıldığında da, küresel deniz seviyesinin düşük olduğu Pleistosen – Holosen süresince Akdeniz ile Karadeniz arasındaki bağlantıyı da bu eşikler engellemişler (Stanley ve Blampied 1980, Smith vd. 1995) ve Marmara Denizi'ni Marmara Gölü'ne (Stanley ve Blampied 1980, Smith vd. 1995, Aksu vd. 1999, Çağatay vd. 2000, Aksu vd. 2002, Kaminski vd. 2002) dönüştürmüşlerdir.

Referanslara dayanarak, bu kliniformların üzerine günümüz deniz tabanı ile uyumlu şekilde çökelen birimin Marmara Denizi'ne su girişinin arttığı bu minik gölcüklerin birbirleri ile birleştiği zamanın başlangıcını belirten seviyedir. Bahsedilen seviye, Vardar vd. (2014) tarafından yapılan çalışmalarda belirtilen denizel basma zamanı göreceli olarak günümüzden 11.5 bin yıl öncedir ve son düşük deniz seviyesi maksimumdan (~ 30 bin yıl) itibaren deniz seviyesinin Güney Marmara eşiğini aştığı süreç arasında oluşan uyumsuzluk ve göreceli uyumluluk seviyelerine de uygundur.

GNM-B, M, A, C ve N kesitlerinin kuzey kısımlarında temel kayanın yükselmesi ve erozyonel yüzey oluşturması bölgede küçük gölcüklerin oluşmasını sağlamıştır. Bu göl yapısı Yaltırak ve Alpar (2002a) ve Vardar vd. (2014) ile büyük benzerlik göstermesine karşın, yeterli çözünürlükte batimetri verisi olmamasından dolayı göl sınırları belirlenmemiştir.

Akustik örtü ve güçlü yansımalar, sismik kesitlerde çalışma alanı boyunca en yoğun olarak gözlemlenen yapılar olup, fay zonları boyunca gözlemlenmiştir. Bazı güçlü yansımalar, deltatik sedimanların içerisinde gözlemlenmiştir ve Okay vd. (2016), Vardar vd. (2014) ve Aydemir (2015) tarafından yapılan çalışmalarda bahsedildiği üzere, bu sedimanların sık gaz birikimi için bir kapan oluşturduğu ve bu gazların

kökeninin biyojenik olduğu düşünülmektedir. Güney Marmara Şelfi'nde son buzul çağını göz önüne alındığında, taşınan malzeme nehirsel ve gölsel malzeme olmuştur ve delta ilerlemesi gerçekleşmiştir. Bazı kesitlerde örtülü pockmarkların olması sıg gazların yer değiştirmesi ile ilişkilendirilebilir. Gazın, yer değiştirmesi ise, sıg sedimanlarda küçük fayların sebep olduğu bozulma zonlarının geçirgenliğinin tektonik rejimle çok kolay değişmesi ile ilişkilendirilmiştir.

Araştırma kapsamında gözlemlenen sıg gazların içeriği ve gazın kökeni tam olarak bilinmemektedir. Ancak deltaik sedimanlardan dolayı oluşan gazın biyojenik gaz olduğu ve aynı şekilde çalışılan bölgenin KAF Orta Kolu'nun etkisi altında bulunduğu göz önünde bulundurulduğunda, fay boyunca derinden yukarıya doğru hareket eden termojenik kökenli olabileceği şüphesi doğmaktadır.

Araştırmada, Bandırma ve Gemlik civarında 2005 – 2014 yılları arasında meydana gelen 2532 deprem ($M \geq 1.5$) HypoDD Programı sayesinde yeniden değerlendirilmiştir. Elde edilen sonuçlarda, Bandırma Körfezi – İmralı Adası arasındaki depremlerin dağılımı geniş bir alanda yayıldığı görülmüştür ve bölgede KD-GB doğrultulu bir aktivite görülmektedir. Bölgede çoğunlukla doğrultu atımlı ve normal fay mekanizmasının hâkim olduğu görülmektedir. Doğrultu atımlı olaylar, çoğunlukla güney şelfin kıyı çizgisi boyunca gözlenmektedir (GNM-E-F-C-N-A-M-B-L) Tarihsel ve aletsel dönem deprem kayıtları, modeldeki fayların çok sayıda deprem ürettiğini göstermektedir. Ancak kayıtlarda dikkati çeken bir diğer husus da, bu fayların genellikle büyük çapta deprem üretmediğidir. Bu sonuçlar da, dolaylı olarak orta kolun atımının diğer kollara göre daha az olduğunu desteklemektedir.

Daha önce yapılan çalışmalarla araştırma kapsamında oluşturulan fay haritası karşılaştırıldığında benzer ve benzer olmayan faylar gözlenmiştir. Bütün veri setleriyle oluşturulan yapısal modelde, çalışma alanını etkileyen ve günümüzde hala aktif olanı KAF'ın orta koludur. Bütün bulgular, KAF Orta Kolu'nun D-B yönlü sağ yanal doğrultu atımlı fay olduğu genel görüşünü desteklemektedir. Buna karşın KAF Orta Kolu'nun denizel alandaki karakteri, Kurtuluş ve Canbay (2007) tarafından yapılan

Çalışmalarda iddia edilen tek fay sisteminden daha çok, step over yapan fay segmentlerinden oluşmaktadır.

Çalışma alanında gözlenen faylar, bu çatıya uygun olarak sağ yönlü doğrultu atımlı fay sistemi ve bu sistemin oluşturduğu genellikle açılmalı (transtensional) ortamda gelişmiş faylardır. Doğrultu atımlı fayların bileşeni bu ortama bağlı olarak normal bileşenlidir. Fayların genel uzanımı D-B yönündedir. Bandırma açıklarından ilk olarak gözlenen F1 Fayı'nın bu alandaki yönü DKD-BGB doğrultusundadır. F1 Fayı; sola sekme yaparak devam eden parçası F1 – a Fayı'dır ve bu Fay, Kuşunlu ve çevresine geldiği bu bölgede D-B doğrultusunu kazanmaktadır. Bu alandaki transtansiyonal ortama bağlı olarak sağ yanal doğrultu atım sistemine dâhil olan bu fayların sola sekme yapısı ile birbirinden ayrılması doğaldır. Bu faylar, aynı zamanda Marmara Denizi'nin güney Şelfinin sınırlarını kontrol etmektedirler.

Parke vd. (1999) tarafından yapılan çalışmalarda ise, KAF'ın doğrultu atımlı fay özelliğini Marmara Denizi içerisinde kaybettiği ve daha ziyade uzanımı D-B olan normal faylarla Marmara'nın oluşumunu sağladığı düşünülmektedir. Bu düşünce doğrultusunda, Marmara Denizi'nin doğrudan K-G gerilmenin sonucu oluştuğunu düşünülmektedir ve bu gerilmenin varlığını açıklarken de, KAF'ın doğrultu atımlı hareketi ile Ege Yayı'nın etkilerinin karşılıklı etkileşimi yüzünden gelişmesine dayandırılmaktadır.

Araştırma kapsamında elde edilen kesitlerdeki yorumlamalar sonucunda, Marmara Denizi'ni doğrudan K-G gerilmenin sonucunda normal değil, doğrultu atımlı fayların ve bunlarla gelişen normal fayların oluşturduğu düşünülmektedir. Fay haritasında gösterilen doğrultusu DGD-BKB olan normal bileşenli olduğu düşünülen F5 Fayı'nın ise, K-G Gerilmenin sonucu normal değil doğrultu atımlı faylarla gelişen normal fayların olduğu düşünülmektedir.

Yaltırak ve Alpar (2002a) alışmalarında, KAF ve Trakya – Eskişehir Fayı arasında yapısal anlamada bir ilişki oluşturmuş ve Gemlik Körfezi'nin sağ yanal faylar tarafından kontrol edildiğinin soncuna varmışlardır. alışmalarında bahsettikleri

Gemlik Fayı'nın, araştırma kapsamında F4 Fayı olduğu sonucuna varılmıştır. Bahsi geçen Fay, İlkmen (2015) tarafından yapılan çalışmalarda G1 Fayı olarak belirtilmiş ve Mudanya – Zeytinbağ'nın batısından karaya girdiğini belirtilmiştir. Vardar vd. (2014) çalışmasında ise yeni bir fay segmenti olarak gösterilmiştir.

Kurtuluş ve Canbay (2007) tarafından yapılan çalışmalarda, fay modelindeki KAF'ın Orta Kolu'nun Gemlik Körfezi'nde bir zayıf – S şeklinde olan ana fay olduğunu belirtmişlerdir. Doğu – batı uzanımlı sağ yanal tek bir ana fay, Bandırma içinden batıya doğru genişleyerek, Gemlik ve Bandırma Havzaları'nı kontrol etmiştir. Sağ yanal makaslama rejimi ile uyumlu ve ana fay çevresinde küçük faylar, mevcut bulunduğu öne sürülmüştür. Kurtuluş ve Canbay (2007) bu bölgede yaptıkları mikrosismik çalışmalar sonucunda, fay düzlemlerinin ya doğrultu atımlı ya da sıkışma ve gerilme tensörü ile uyumlu D-B uzanımlı saf doğrultu atımlı olduğunu belirtmişlerdir. Ancak araştırma kapsamında yapılan sismolojik çalışmalar sonucunda, D-B uzanımlı saf doğrultu atımlı fay yapısına rastlanmamıştır. Fay haritasında Edincik Fayı'nın deniz içerisindeki uzanımının F3 ile gösterilen fay olduğu düşünülmüştür. Benzer biçimde Barka ve Kadinsky – Cade (1988) tarafından yapılan çalışmalara göre; Marmara Denizi'nin güney şelfindeki Kapıdağ Yarımadası'nın güneydoğusunda, Bandırma ve Kurşunlu'dan geçirdiği fay modelinde olduğu gibi F2 ile gösterilen fayın karadan deniz içerisine uzandığı düşünülmektedir.

Sonuç olarak çalışma alanındaki hatlar yorumlandığında ve bütün çalışmalar incelendiğinde;

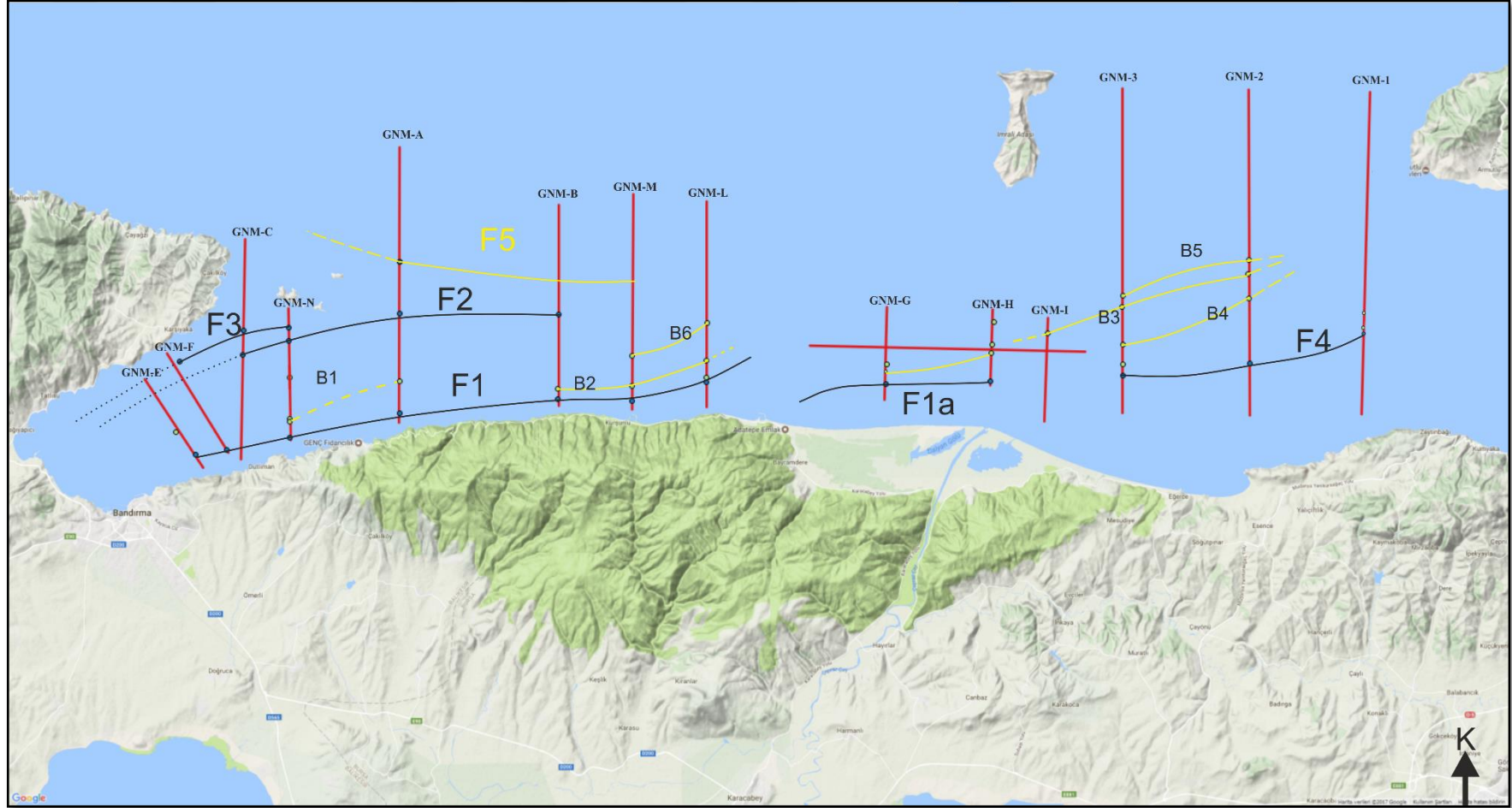
- Güney Marmara'daki fay yapısının şeklinin sıçramalı (step – over) ve transtansiyonel yapıya sahip oldukları sonucuna varılmıştır.
- Faylar, eğim atım bileşene sahip olan sağ yönlü doğrultu atımlı faylardır. Fay haritasında görülen B3, B4 ve B5 fayları normal faylardır (normal fayların ise, doğrultu atımlı fayların etkisi ile doğrultu atımlı fayların arkalarında oluşan normal faylar olduğu gösterilmektedir). Bu faylar Holosen birimine kadar uzanmamaktadır. Dolayısıyla daha önceki yıllarda aktif olduğu, ama günümüzde aktivitesinin Holosen birimine kadar gelmediği gözlenmiştir.

- Bölgede çoğunlukla doğrultu atımlı ve normal fay mekanizmasının hâkim olduğu görülmektedir.
- Fay haritasında Edincik Fayı'nın deniz içerisindeki uzanımının F3 ile gösterilen fay olduğu düşünülmüştür aynı şekilde F2 ile gösterilen fayın karadan deniz içerisine uzandığı düşünülmektedir.
- Sağ yönlü doğrultu atımlı fay sistemi ve bu sistemin oluşturduğu genellikle açılmalı ortamda gelişmiş F1 fayının bileşeni bu ortama bağlı olarak normal bileşenlidir.
- Bandırma açıklarından ilk olarak gözlenen F1 fayının sola sekme yaparak devam eden parçası F1-a Fayı'dır.
- F5 Fayı'nın ise, doğrultu atımlı faylarla gelişen normal fayların olduğu düşünülmektedir.
- B3, B4 ve B5 fayları doğrultu atımlı faylara bağlı gelişen normal bileşenli faylardır.
- Normal bileşenli doğrultu atımlı F4 fayı Gemlik Körfezinin morfolojisini kontrol eden aktif bir faydır.
- B1, B2 ve B6 fayları doğrultu atımlı faylara bağlı gelişen normal bileşenli faylardır.
- Batimetri haritasına bakıldığında İmralı Adası dışında, genellikle geniş düz şeklinde olduğu görülmektedir. Bandırma Körfezi'nde en derin kısım ; yaklaşık – 55 m olan Bandırma Çukuru'dur Bandırma çukuru, muhtemelen bölgeyi etkileyen KAF'ın Orta Kolu'na ait fay sistemlerinin kontrolünde gelişmiştir.
- Relokasyon (ilksel konumlandırma) haritasına bakıldığında Gemlik Körfezi ve Edincik'te depremlerin yoğunlaştığı görülmektedir. Bu bölgelerde Relokasyon sonuçlarının daha iyi sonuçlar ürettiği ve sismik aktivitenin görüldüğü alanın daralıp, çözünürlüğünün arttığı gözlemlenmektedir

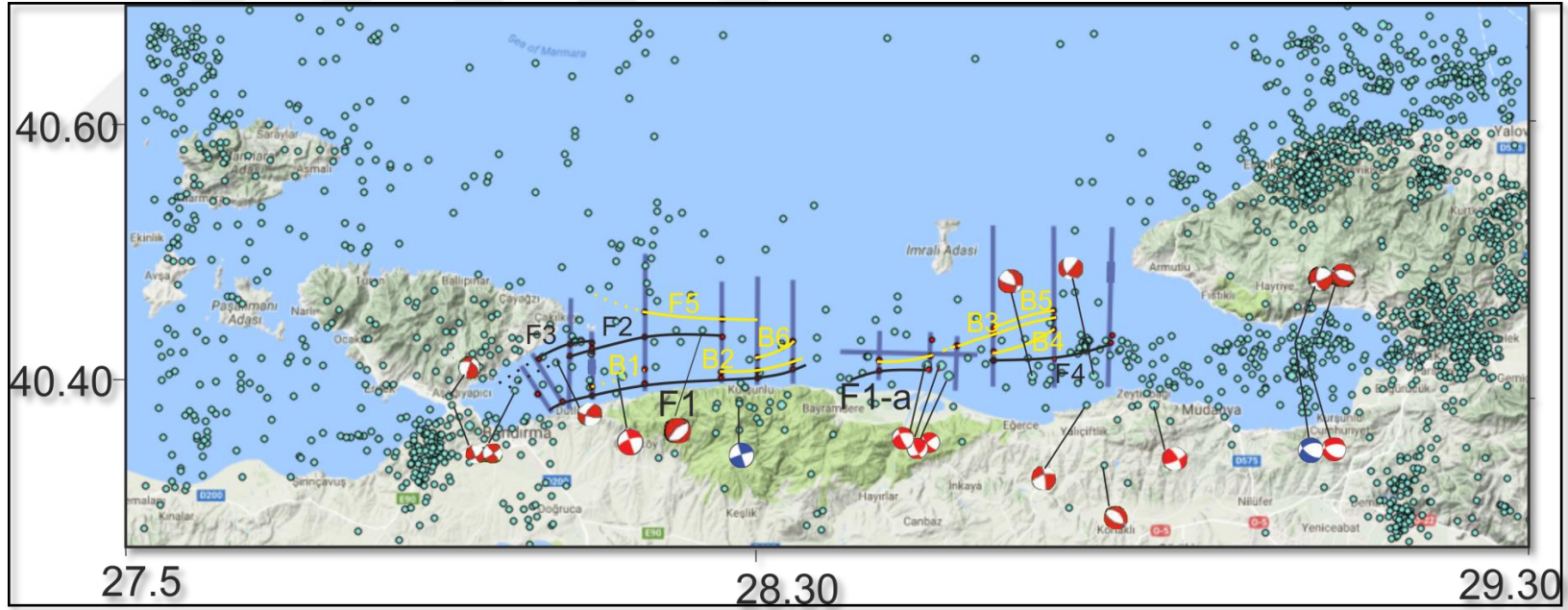
Sonuçlar göz önünde bulundurlursa önceki yıllardaki sismik etkinlikler ve deprem geçmişi incelendiğinde, büyük ve yıkıcı depremler meydana getiren fay yapıları olduğu, bu yüzden de yapılan bu fay haritasının oluşabilecek herhangi bir deprem tehlike analizinde kullanılmasında yararlı olacağı açıktır (Şekil 4.1 - 4.2). Bununla birlikte çalışma sahasında oldukça sık görülen sığ denizel sedimanlarda gaz birikimi daha derin

kisimlarda, çok daha geniş çaplı hidrokarbon oluşumlarının sinyallerini verebildiklerinden ötürü çalışma sahasındaki varlıkları önem taşımaktadır.





Şekil 4.1 Tez çalışması kapsamında tespit edilen faylar. Siyah renk ile gösterilen faylar deniz tabanında gözlenen fayları, sarı renk ile gösterilen faylar ise eski fayları göstermektedir



Şekil 4.2 2532 adet depremin İlkse konumların gösterilmesi ve bu depremlerin fay haritası üzerindeki konumları

KAYNAKLAR

- Abdüsselamoğlu, Ş. 1977. The Paleozoic and Mesozoic in the Gebze region. Explanatory text and excursion guidebook. IVth Colloquium on Geology of the Aegean Region, Excursion – 4: Western Anatolia and Thrace, 1 – 15.
- Adatepe, F. 1988. Marmara Denizi jeofizik verilerinin değerlendirilmesi. Doktora Tezi. İstanbul Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü, İstanbul.
- Adatepe, F., Demirel, S. and Alpar, B. 2002. Tectonic setting of the southern Marmara Sea region: based on seismic reflection data and gravity modelling. *Marine Geology*, 190(1): 383 – 395.
- Aksu, A.E., Hiscott, R.N. and 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*, January, 153(1 – 4): 275 – 302.
- Aksu, A.E., Calon, T.J., Hiscott, R.N. and Yaşar, D. 2000. Anatomy of the North Anatolian fault zone in the Marmara Sea. Western Turkey: Extensional basins above a continental transform. *GSA Today*, 10: 122.
- Aksu, A.E., Hiscott, R.N., Kaminski, M.A., Mudie, P.J., Gillespie, H., Abrajano, T. and Yaşar, D. 2002. Last glacial – Holocene paleoceanograph of the Black Sea and Marmara Sea: stable isotopic, foraminiferal and coccolith evidence. *Marine Geology*, 190: 119 – 149.
- Alpar, B. ve Çizmeci, S. 1999. Seismic hazard assessment in the Gemlik Bay region following the 17 August Kocaeli Earthquake. *Turkish Journal of Marine Sciences*, 5: 149 – 166.
- Alpar, B. and Yaltırak, C. 2002. Characteristic features of the North Anatolian Fault in the Eastern Marmara Region and its tectonic evolution. *Marine Geology*, 190(1 – 2): 329 – 350.
- Anomin. 1989. DMİGM. Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü aylık meteoroloji bültenleri. 90 – 101, Ankara.
- Ambraseys, N.N. 2002. The seismic activity of the Marmara Sea Region over the last 2000 years. *Bulletin of The Seismological Society of America*, 92(1): 1 – 18.
- Ambraseys, N.N. and Finkel, C. 1991. Long – term seismicity of Istanbul and of the Marmara Searegion. *Terra Nova*, 3(5): 527 – 539.
- Ambraseys, N.N. and Jackson, J.A. 1998. Fault in gas sociated with historical and recent earthquakes in the Eastern Mediterranean region. *Geophysical Journal International*, 133: 390 – 406.

- Ambraseys, N.N. and Jackson, J.A. 2000. Seismicity of the Sea of Marmara (Turkey) since 1500. *Geophysical Journal International*, 141: 1 – 6.
- Armijo, R., Meyer, B., Barka, A. and 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. and 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.
- Ateş, A., Kayıran, T. and Sincer, İ. 2003. Structural interpretation of the Marmara region from aeromagnetic, seismic and gravity data, *Tectonophysics*, 367: 41 – 99.
- Ateş, A., Bilim, F., Büyüksaraç, A. and Bektaş, Ö. 2008. A tectonic interpretation of the Marmara Sea, NW Turkey from geophysical data, *Earth Planets and Space*, 60: 169 – 177.
- Ateş, A., Büyüksaraç, A., Bilim, F., Bektaş, Ö., Şendur, Ç. and Komanovalı, G. 2009. Spatial correlation of the aeromagnetic anomalies and Seismogenic faults in the Marmara region, NW Turkey. *Tectonophysics*, 478: 135 – 142.
- Aydemir, S. 2015, Güney Marmara Denizi'ndeki sıg gaz birikimlerinin dağılımları ve nitelik analizleri, *Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü* p:104
- Barka, A.A. 1992. The North Anatolian fault zone. *Annales Tectonicae*, 6: 164 – 195.
- Barka, A.A. and Kadinsky – Cade, K. 1988. Strike – slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics*, 7: 663 – 684.
- Barka, A.A. and 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.
- Beşiktepe, Ş., Sur, H.I., Özsoy, E., Latif, M.A., Oğuz, T. and Ünlüata, Ü. 1994. The circulation and hydrography of the Marmara Sea. *Progress in Oceanography*, 34: 285 – 334.
- Can, A.Z., Ecevitoglu, B. and Aldaş, G.G.U. 2008. 3 – D Modelling of site amplification induced by surface waves / base rock interaction, *The 21st International Mining Congress and Exhibition of Turkey*, Antalya.
- Carton, H., Singh, S.C., Hirn, A., Bazin, S., De Voogd, B., Vigner, A., Ricolleau, A., Cetin, S., Ocakoğlu, N., Karakoç, F. and Sevilgen, V. 2007. Seismic imaging of the three – dimensional architecture of the Çınarcık Basin along the North Anatolian Fault. *Journal of Geophysical Research*, 112: 101 – 119.

- Crampin, S. and Evans, R. 1986. Neotectonics of the Marmara Sea region of Turkey. Geological Society of London, 143: 343 – 348.
- Çağatay, M.N., Görür, N., Algan, O., Eastoe, C.J., Tchapylya, A., Ongan, D., Kuhn, T. and Kuşçu, I. 2000. Late Glacial – Holocene paleoceanography of the Sea of Marmara: timing connections with the Mediterranean and the Black Seas. Marine Geology, 167: 191 – 206.
- De Filippi, G.L., Lovenitti, L. and Akyarlı, A. 1986. Current analysis in the Marmara – Bosphorus Junction – I, AIOM Associazione di Ingegneria Offshore a Marina Congress), Venice.
- Demirbağ, E., Rangin, C., Le Pichon, X. and 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.
- Demirel, S., Adatepe, F. and Vardar, D. 2011. An Approach on Classification of Active Faults. National Geographic Congress with International Participation, 07 – 10 September 2011.
- Dondurur, D. 2005. Doğu Karadeniz’de gaza doymuş tortullar ve bunların sismik ve sonar verileri ile araştırılması. Doktora Tezi. Dokuz Eylül Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İzmir.
- Dondurur, D. 2009. Deniz sismiğinde veri işlem. TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası eğitim yayınları, Ankara.
- Dunn, M.M. 2004. Relocation of Eastern Tennessee earthquakes using hypoDD. MScThesis, Virginia Polytechnic Institute and State University, Blacksburg, Virginia.
- Emre, Ö., Erkal, T., Tchepalyga, A., Kazancı, N., Keçer, M. and Ünay, E. 1998. Neogene – Quaternary evolution of the eastern Marmara Region (in Turkish). General Directorate of Mineral Research and Exploration Special Publication, 120: 223 – 258.
- Emre, Ö. and Awata, Y. 2003. Neotectonic characteristics of the North Anatolian Fault System in the eastern Marmara region. In: Emre, Ö., Awata, Y. and Duman, T.Y. (Ed.). Surface rupture associated with the 17 August 1999 İzmit Earthquake. General Directorate of Mineral Research and Exploration Special Publication, 1: 31 – 39.
- Ergin, M., Kazancı, N., Varol, B., İleri, Ö. and Karadenizli, L. 1997. Sealevel changes and related depositional environments on the southern shelf. Marine Geology, 140: 391 – 403.
- Emre, Ö., Doğan, A., Özalp, S. ve Yıldırım, C. 2011. 1:250.000 Ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası Bandırma (NK 35 – 11b) Paftası. MTA 1:250.000 Ölçekli Diri Fay Haritaları Serisi, Seri No: 3, Ankara.

- Ergun, M. and Özel, E. 1995. Structural relationship between the sea of Marmara Basin and North Anatolian Fault Zone. *Terra Nova*, 7: 278 – 288.
- Fréchet, J. 1985. Sismogenèse et doubletssismiques. Thèsed’Etat. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, Grenoble.
- Garcia, S., Vilas, F. and Garcia – Garcia, A. 2002. Shallow gas features in incisedvalley fills (Ria de Vigo, NW Spain): a case study. *Continental Shelf Research*, 22: 2303 – 2315.
- Gasperini, L., Polonia, L., Çağatay, M.N., Bortoluzzi, G. and Valentina – Ferrante, V. 2011. Geological slip rates along the North Anatolian Fault in the Marmara region. *Tectonics*, 30(14): 29 – 36.
- Gazioğlu, C., Gökaşan, E., Algan, O., Yücel, Z.Y., Tok, B. and Doğan, E. 2002. Morphologic features of the Marmara Sea from Multibeam data. *Marine Geology*, 190: 397 – 420.
- Got, J.L., Fréchet, J. and Klein, F. W. 1994. Deep fault plane geometry inferred from multiplet relative relocation beneath the South flank of Kilauea, *Journal of Geophysics Research*, 99(15): 375 – 386.
- Gökaşan, E., Alpar, B., Gazioğlu, C., Yücel, Z.Y., Tok, B., Doğan, E. and Güneysu, C. 2001. Active tectonics of the İzmit Gulf (NE Marmara Sea): from high resolution seismic and multibeam bathymetry data. *Marine Geology*, 175: 273 – 288.
- Görür, N., Çağatay, N.M., Sümengen, M., Şentürk, K. and Yaltırak, 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.
- Guidoboni, E., Comastri, A. and Triana, G. 1994. Catalogue of Ancient Earthquakes in the Mediterranean Area upto the 10th Century. Italy: Istituto Nazionale di Geofisica
- Gürbüz, C., Aktar, M., Eyidoğan, H., Cisternas, A., Haessler, H., Barka, A., Ergin, M., Türkelli, N., Polat, O., Üçer, S.B., Kuleli, S., Barış, S., Kaypak, B., Bekler, T., Zor, E., Bicmen, F. and Yörük, A. 2000. The Seismotectonics of the Marmara region (Turkey): results from a microseismic experiment *Tectonophysics*, January, 316(1–2): 1 – 17.
- Gürer, Ö.F., Kaymakçı, N., Çakır, Ş. and Özburan, M. 2003. Neotectonics of the southeast Marmara Region, NW Anatolia Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, July, 21(9): 1041 – 1051.
- Gürer, Ö.F., Sangu, E. and Özburan, M. 2005. Neotectonics of the South west Marmara Region, NW Anatolia. *Geology Magazine*, 18: 1 – 13.

- Hovland, M. and Judd, A.G. 1988. Seabed pockmarks and seepages, impact on geology, biology and marine environment. Graham and Trotman, London.
- Hökelekli, E. 1981. Sonsuz uzunluklu daykların manyetik anomalilerinin doğrudan yorumlanmaları için iki yöntem. Yüksek Lisans Tezi. İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Ikeda, Y., Suzuki, Y., Herece, E., Şaroğlu, F., Işıkkara, A.M. and Honkura, Y. 1991. Geological evidence for the last two faulting events on the North Anatolian fault zone in the Mudurnu Valley, Western Turkey. *Tectonophysics*, 193: 335 – 345.
- Ivanov, M.K., Limonov, A.F. and Woodside, J.M. 1998. Extensive deep fluid flux through the sea floor on the Crimean continental margin (Black Sea). Geological Society London Special Publish, 137pp., London.
- İlhan, E. 1971. Earthquakes in Turkey, *Proceedings, Petroleum Exploration Society of Libya*, 431 – 442pp., Tripoli.
- İmren, C. 2003. Marmara Denizi faal tektonizmasının sismik yansıma ve derinlik verileri ile incelenmesi. Doktora Tezi. İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- İmren, C., Pichon, L., Rangin, C., Demirbağ, E., Ecevitoglu, B. and Görür, N. 2001. The North Anatolian Fault within the Sea of Marmara: a new interpretation based on multi – channel seismic and multi – beam bathymetry data. *Earth and Planetary Science Letters*, 186: 143 – 158.
- Judd, A.G., Hovland, M., Dimitrov, L.I., Garcia – Gill, S. and Jukes, V. 2002. The geological methane budget at Continental Margins and its influence on climate change. *Geofluids*, 2: 109 – 126.
- Kaminski, M.A., Aksu, A.E., Box, M., Hiscott, R.N., Filipescu, S. and Alsalamien, M. 2002. Late glacial to Holocene benthic foraminifera in the Marmara Sea: implications for Black Sea Mediterranean Sea connections following the last deglaciation. *Marine Geology*, 190: 322 – 347.
- Ketin, İ. 1948. Über die Tektonisch-Mechanischen Folgerungen aus der gassen Anatolischen Erdbeben des letzten Dezenniums. *Geologische Rundschau*, 36: 77 – 83.
- Koçyiğit, A. 1989. Suşehri Basin; an active fault wedge basin. *Tectonophysics*, October, 167(1): 13 – 29.
- Kurtuluş, C. and 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. and Awata, Y. 2002. Active Faults in the Gulf of İzmit on the North Anatolian Fault, NW Turkey: a high – resolution shallow seismic study. *Marine Geology*, 190(1 – 2): 421 – 443.
- Kuşçu, İ., Okamura, M., Matsuoka, H., Yamamori, K., Awata, Y. and Özalp, S. 2009. Recognition of active faults and stepover geometry in Gemlik Bay, Sea of Marmara, NW Turkey. *Marine Geology*, 260: 90 – 91.
- Kvenvolden, K. A., Vogel, T.M. and Gardner, J.V. 1981. Geochemical prospecting for hydrocarbons in the outer continental shelf, southern Bering Sea, Alaska. *Journal of Geochemical Exploration*, 14: 209 – 219.
- Laigle, M., Becel, A., Vood, B., Hirn, A., Taymaz, T. and Özalaybey, S. 2008. A first deep seismic survey in the sea of Marmara: deep basins and whole crust architecture and evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 270: 168 – 179.
- Le Pichon, X., Şengör, A.M.C., Demirbağ, E., Rangin, C., İmren, C., Armijo, R., Görür, N., Çağatay, N., De Lepinay, B.M., Meyer, B., Saatçiler, R. and Tok, B. 2001. The active main Marmara fault: comprative anatomy of a continental transform fault in marine setting. *Earth Planet Science Letters*, 192: 595 – 616.
- Le Pichon, X., Taymaz, T. and Şengör, A.M.C. 1999. The Marmara Fault and the future Istanbul Earthquake. *Proc. ITU – IAHS Uluslararası Kocaeli depremi sempozyumu*. S. 41 – 54., İstanbul.
- Le Pichon, X., İmren, C., Rangin, C., Şengör, A.M.C. and Siyako, M. 2014. The South Marmara Fault. *International Journal of Earth Sciences*, 103: 219 – 231.
- İlkimen, E.M., 2014, Kuzey Anadolu Fayı'nın Marmara Denizi Güney Şelf'indeki fay sisteminin sismik yansıma verileri ile haritalanması,
- Müller, G.J. 1986. Review of the hitherto recorded species of Crustacea Decapoda from the Bosphorus, the Sea of Marmara and the Dardanelles. *Cercetari Marine (Institutul Roman de Cercetari Marine Constanta)*, 19, 109-130 pp
- Okay, A.I. 1989 Tectonic units and sutures in the Pontides, northern Turkey. In: *Tectonic Evolution of the Tethyan Region* (Ed. Şengör, A.M.C.), NATO Advanced ASI Series, Kluwer Academic Publications, 109 – 116pp., Dordrecht.
- Okay, A.I., Demirbağ, E., Kurt, H., Okay, N. and Kuşçu, İ. 1999. An active deep marine strike slip basin along the North Anatolian fault in Turkey. *Tectonics*, 18: 128 – 147.
- Okay, A.I., Özcan, A.K., İmren, C., Güney, A.B., Demirbağ, E. and Kuşçu, İ. 2000. Active faults and evolving strike slip basin in the Marmara Sea, northwest Turkey: a multichannel seismic reflection study. *Tectonophysics*, 321: 189 – 218.

- Okyar, M. and Ediger, V. 1999. Seismic evidence of shallow gas in the sediments on the shelf off Trabzon, Southeastern Black Sea. *Continental Shelf Research*, 19: 575 – 587.
- Örgülü, G. 2011. Seismicity and source parameters for small – scale earthquakes along the splays of the North Anatolian Fault (NAF) in the Marmara Sea. *Geophysical Journal International*, 184: 385 – 404.
- Özalp, S., Doğan, A. and Emre, Ö. 2003. The last two fault ingeents on the southern strand of the North Anatolian Fault Zone, NW Turkey. *Eos Transactions*, August, 84(46): Fall Meet. Suppl., F1003.
- Özsoy, E., Oğuz, T., Latif, M.A. and Ünlüata, Ü. 1986. Oceanography of the Turkish Straits – First Annual Report, Volume – I, Physical Oceanography of the Turkish Straits, Institute of Marine Sciences, METU, 223p., Erdemli, İçel, Turkey.
- Özsoy, E., Oğuz, T., Latif, M.A., Ünlüata Ü., Sur, H.İ. and Beşiktepe, Ş. 1988. Oceanography of the Turkish Straits – Second Annual Report, Volume – I, Physical Oceanography of the Turkish Straits, Institute of Marine Sciences, METU, Erdemli, İçel, Turkey.
- Özşahin, E. 2009. Marmara Denizi Havzası deltaları. Yüksek Lisans Tezi. İstanbul Üniversitesi, Sosyal Bilimler Enstitüsü, İstanbul.
- Öztürk, E. 2007. Marmara bölgesi için önerilen tektonik modellerin sonlu elemanlar yöntemiyle irdelenmesi. Doktora Tezi. Hacettepe Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara.
- Parke, J.R., Minshull, T.A., Anderson, G., White, R.S., McKenzie, D., Kuşçu, İ., Bull, J.M., Görür, N. and Şengör, C. 1999. Active Faults in the Sea of Marmara, Western Turkey, imaged by seismic reflection profiles. *Terra Nova*, 11(5): 223 – 227.
- Pınar, N. 1942. Marmara Denizi Havzası'nın sismik jeoloji ve meteorolojisi. İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Monografileri, 119s., İstanbul.
- Pınar, N. ve Lahn, E. 1952. Türkiye Depremleri İzahlı Kataloğu. Bayındırlık Bakanlığı Yapı ve İmar İşleri Reisliği Yayınları, Yayın No: 6, Ankara.
- Rice, D.D. and Claypool, G.E. 1981. Generation, accumulation and resource potential of biogenic gas. *AAPG Bulletin*, 65: 5 – 25.
- Rollet, N., Logan, G.A., Ryan, G., Judd, A.G., Totterdell, J.M., Glenn, K., Jones, A.T., Kroh, F., Struckmeyer, H.I.M., Kennard, J.M. and Earl, K.L. 2009. Shallow gas and fluid migration in the northern Arafura Sea (offshore Northern Australia). *Marine and Petroleum Geology*, 26(1): 129 – 147.

- Sakıncı, M., Yaltırak, C. and Oktay, F.Y. 1999. Palaeogeographical evolution of the Thrace Neogene Basin and the Tethys – Paratethys relations at Northwestern Turkey (Thrace). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 153(1 – 4): 17 – 40.
- Sarıbudak, M., Sanver, M., Şengör A.M.C. ve Görür, N. 1990. Palaeomagnetic evidence for substantial rotation of the Almacık Flake within the North Anatolian Fault Zone, northwest Turkey. *Geophysical Journal of International*, 102: 563 – 568.
- Sarıtaş, H. 2015. Marmara Denizi, Batı Sırtı'nda gaz ve olası gaz hidrat birikimlerinin 2B ve 3B sismik veriler ışığı altında araştırılması ve haritalanması. Doktora Tezi. Dokuz Eylül Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İzmir.
- Siyako, M., Tanış, T. and Şaroğlu, F. 2000. TPAO, Fay Haritasının yeniden yorumu; Marmara Denizi'nin aktif fay geometrisi. *Bilim Teknik Dergisi*, Mart.
- Smith, A.D., Taymaz, T., Oktay, F., Yüce, H., Alpar, B., Başaran, H., Jackson, J.A., Kara, S. and Şimşek, M. 1995. High resolution seismic profiling in the Sea of Marmara (northwest Turkey): Late Quaternary sedimentation and sea – level changes. *GSA Bulletin*, 107(8): 923 – 936.
- Soysal, H., Sipahioğlu, S., Kolçak, D. ve Altınok, Y. 1981. Türkiye ve Çevresinin Tarihsel Deprem Katalogu (2100 B.C.–1900 A.D.). TÜBİTAK Raporu. Rapor No: TBAG-341.
- Stanley, D.J. and Blanpied, C. 1980. Late Quaternary water exchange between the eastern Mediterranean and the Black Sea. *Nature*, 266: 537 – 541.
- Sungurlu, O. 1974. Marmara Bölgesi'nin jeolojisi. TPAO Arşivi, Arşiv No: 802.
- Şen, T. 2010. Deprem mekanizma çözümleri ve gerileme tensörü analizi ile Marmara Bölgesi'nin sismotektonik özelliklerinin incelenmesi. Yüksek Lisans Tezi. İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- 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. and Şaroğlu, F. 1985. Strike – slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In: Biddle KD, (Ed. Christie – Blick, N.). *Strike – slip deformation, basin formation and sedimentation. Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ.*, 17: 227 – 264.
- Tan, O., Tapırdamaz, M.C. and Yörük, A. 2008. The earthquake catalogues for Turkey. *Turkish Journal of Earth Science*, 17: 405 – 418.

- Tapdırmaz, C. ve Yaltırak, C. 1997. Trakya’da Senozoyik volkaniklerinin paleomanyetik özellikleri ve bölgenin tektonik evrimi. MTA Dergisi, 119: 27 – 42.
- Tary, J.B. Géli, L. Henry, H., Natalin, B., Gasperini, B., Çomoğlu, M., Çağatay, N. and Bardainne, T. 2011. Sea bottom observations from the western escarpment of the Sea of Marmara. Bulletin of the Seismological Society of America, 101: 775 – 791.
- Turgut, S., Türkaslan, M. ve Perinçek, D. 1991. Evolution of the Thrace sedimentary basin and its hydrocarbon prospectivity. In: Spencer, A.M. (Ed.), Generation, Accumulation, and Production of Europe’s Hydrocarbons. Spec. Publ. Euro. Ass. Petrol. Geoscient., 1: 415 – 437.
- Uçarkuş, G. 2002. Gemlik Fay Zonu’nun aktif tektoniği. Yüksek Lisans Tezi. İstanbul Teknik Üniversitesi, Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Uçarkuş, G. 2010. Marmara Denizi’nde Kuzey Anadolu Fayı boyunca aktif faylanma ve deprem sarplıkları. Doktora Tezi. İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Ünlüata, Ü. and Özsoy, E. 1986. Oceanography of the Turkish Straits – First Annual Report, Volume – II, Health of the Turkish Straits, I. Oxygen Deficiency of the Sea of Marmara, Institute of Marine Sciences, METU, 81p., Erdemli, İçel, Turkey.
- Ünlüata, Ü., Oğuz, T., Latif, M.A. and Özsoy, E. 1990. On the physical oceanography of the Turkish Straits, Ed: Pratt, L.J., The physical oceanography of seastraits. Kluwer Academic Publication, London, NATO Advanced study institutes series. Series C. Mathematical and physical series, 318: 25 – 60.
- Vardar, D., Kurultay O., Yaltırak, C., Alpar, B. and Tur, H. 2014. Late Pleistocene – Holocene evolution of the southern Marmara shelf and sub – basins: Middlestrand of the North Anatolian fault, southern Marmara Sea, Turkey. Marine Geophysical Researches, 35(1): 69 – 85.
- Vilas, F., Nombela, M.A., Garcia – Gil, E., Garcia – Gil, S., Alejo, I., Rubio, B. and Pazos, O. 1995. Cartografía de sedimentos submarinos, Ria de Vigo. E: 1:50.000. Xunta de Galicia.
- Wauldhauser, F. and Ellsworth, W.L. 2000. A double – difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward fault. Bulletin of the Seismological Society of America, 90: 1353 – 1368.
- Waldhauser, F. 2001. HypoDD – A program to compute double – difference hypo center locations. Open File Report: 01-113, U.S. Geology Survey, Menlo Park.

- Wessel, P. and Smith, W. H. F. 2004. The Generic Mapping Tools (GMT) version 4 Technical Reference & Cookbook.
- Wong, H.K., Lüdman, T., Uluğ, A. and Görür, N. 1995. The Sea of Marmara: a plate boundary sea in an escape tectonic regime. *Tectonophysics*, 244: 231 – 250.
- Yaltırak, C. 1996. Ganos Fay Sisteminin tektonik tarihi. *TPJD Bülteni*, 8: 137 – 156.
- Yaltırak, C. 2000. Marmara problemi. I. Ulusal Deniz Bilimleri Konferansı: 30 Mayıs – 2 Haziran 2000, 60 – 61s., Ankara.
- Yaltırak, C. 2002. Tectonic evolution of the Marmara Sea and its surroundings. *Marine Geology*, 190: 493 – 529.
- Yaltırak, C. and 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.
- Yaltırak, C. and Alpar, B. 2002b. Kinematics and evolution of the northern branch of the North Anatolian Fault (Ganos Fault) between the Sea of Marmara and Gulf of Saros. *Marine Geology*, 190(1 – 2): 351 – 366.
- Yaltırak, C., Alpar, B. and Yüce, H. 1998. Tectonic elements controlling the evolution of the Gulf of Saros (Northeastern Aegean Sea). *Tectonophysics*, 300: 227 – 248.
- Yaltırak, C., Alpar, B., Sakıncı, M. ve Yüce, H. 2000. Origin of the Strait of Çanakkale (Dardanelles): Regional tectonics and the Mediterranean – Marmara incursion. *Marine Geology*, 164: 139 – 156.
- Yaltırak, C., İşler, E.B., Aksu, A.E. and Hiscott, R.N. 2012. Evolution of the Bababurnu Basin and shelf of the Biga Peninsula Western extension of the middle strand of the North Anatolian Fault Zone, Northeast Aegean Sea, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 57: 103 – 119.
- Yılmaz, Ö. 1987. Seismic data processing. Pb: Society of Exploration Geophysicists.
- Yoshioka, T. and Kuşçu, İ. 1994. Late Holocene faulting events on the İznik – Mekece fault in the western part of the North Anatolian fault zone, Turkey. *Bulletin Geology Survey Japan*, 45: 677 – 685.
- Yun, J.W., Orange, D.L. and Field, M.E. 1999. Subsurface gas offshore of northern California and its link to submarine geomorphology. *Marine Geology*, 154: 357 – 368.

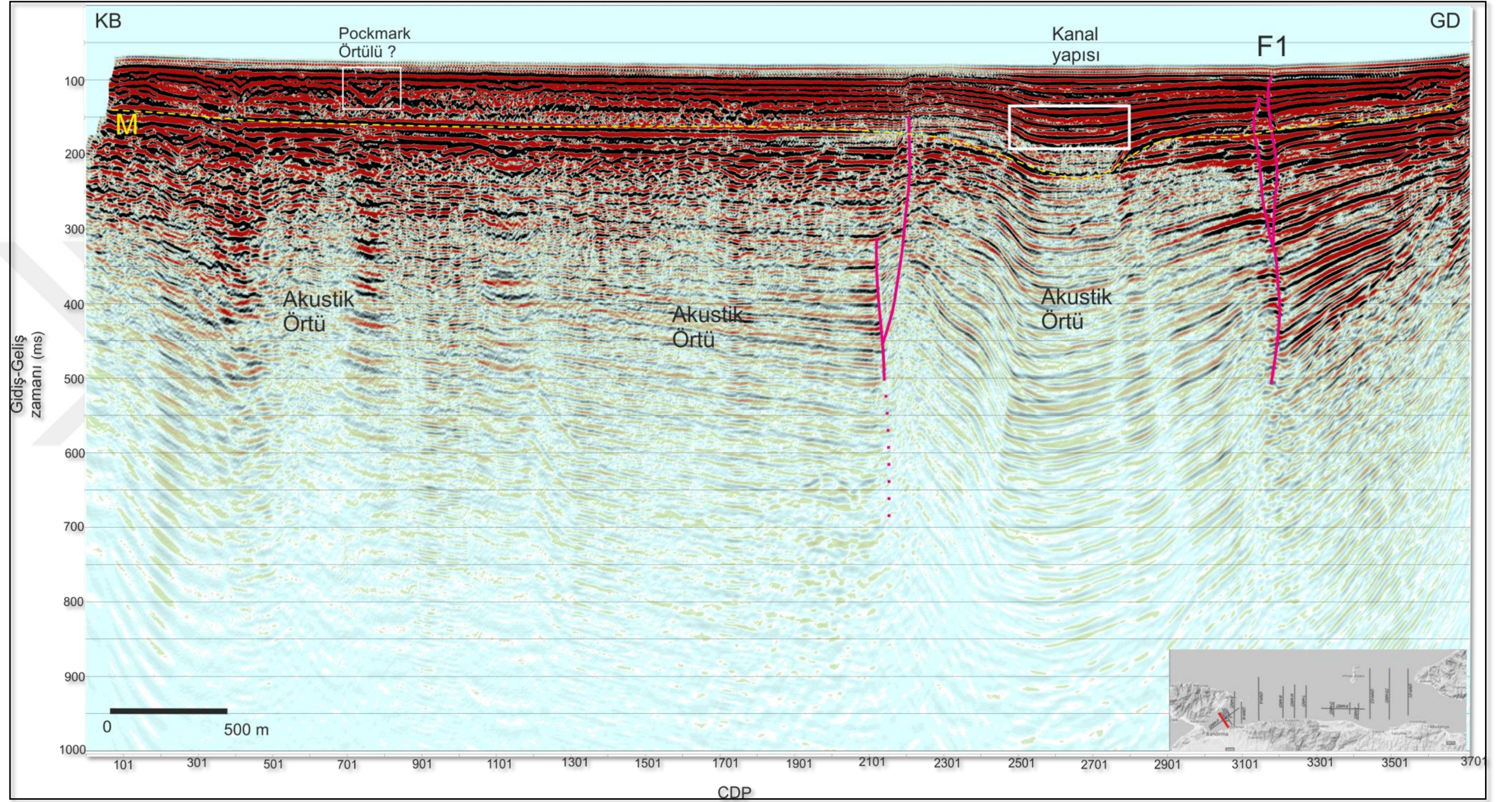
EKLER

EK 1 1 GNM-E Sismik Kesiti

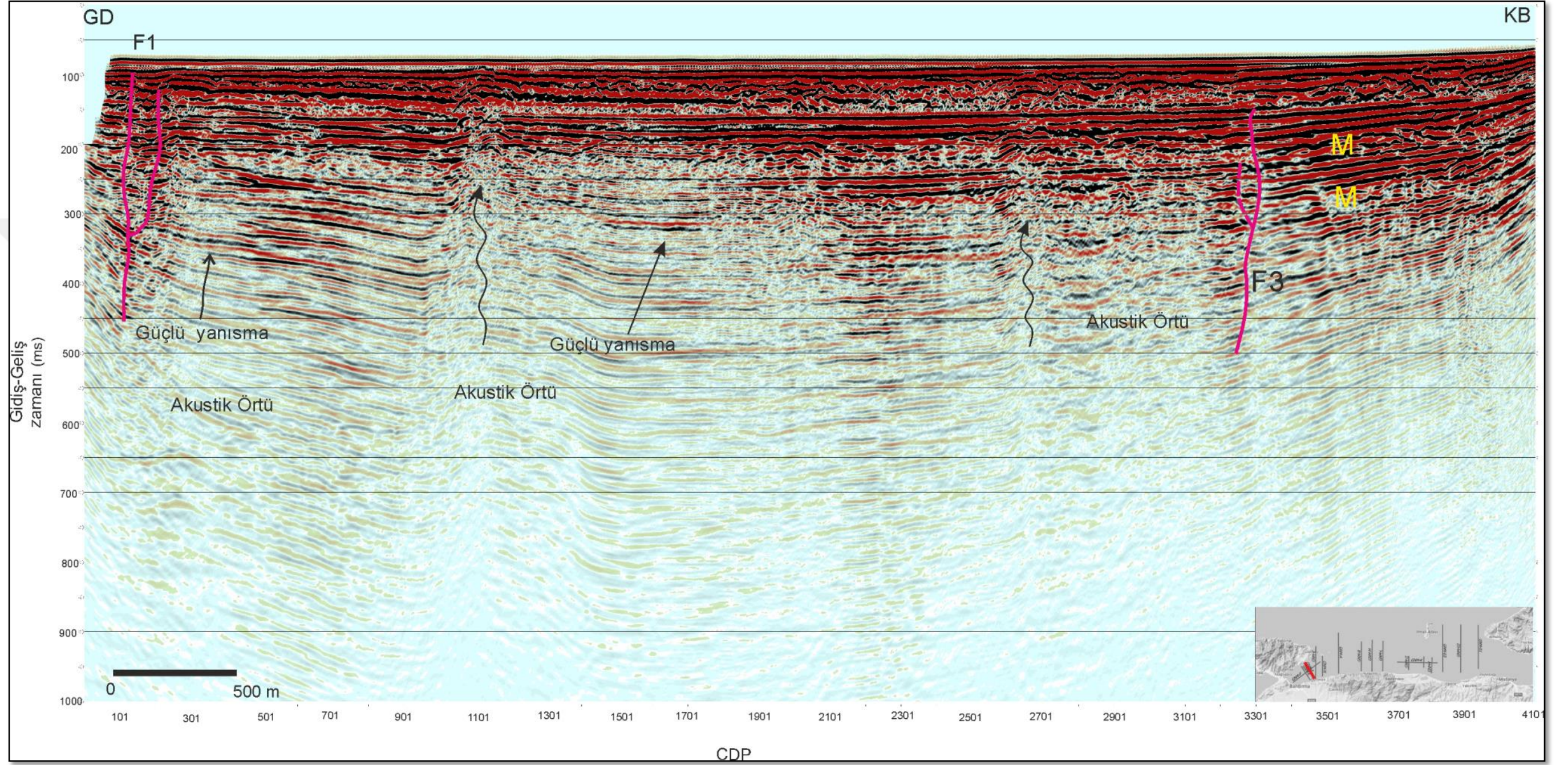
EK 2 Sismik Veri İşlem Adımları

EK 3 Sismik Verilerin Hız Kesitleri

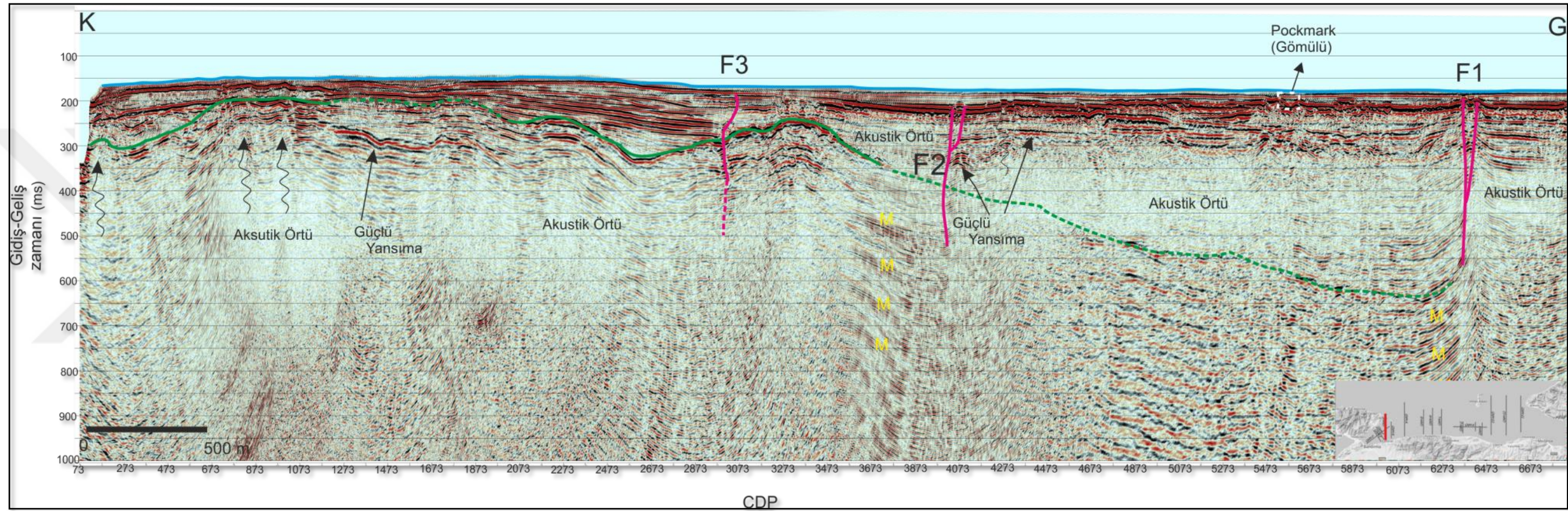
1 1 GNM-E Sismik Kesiti



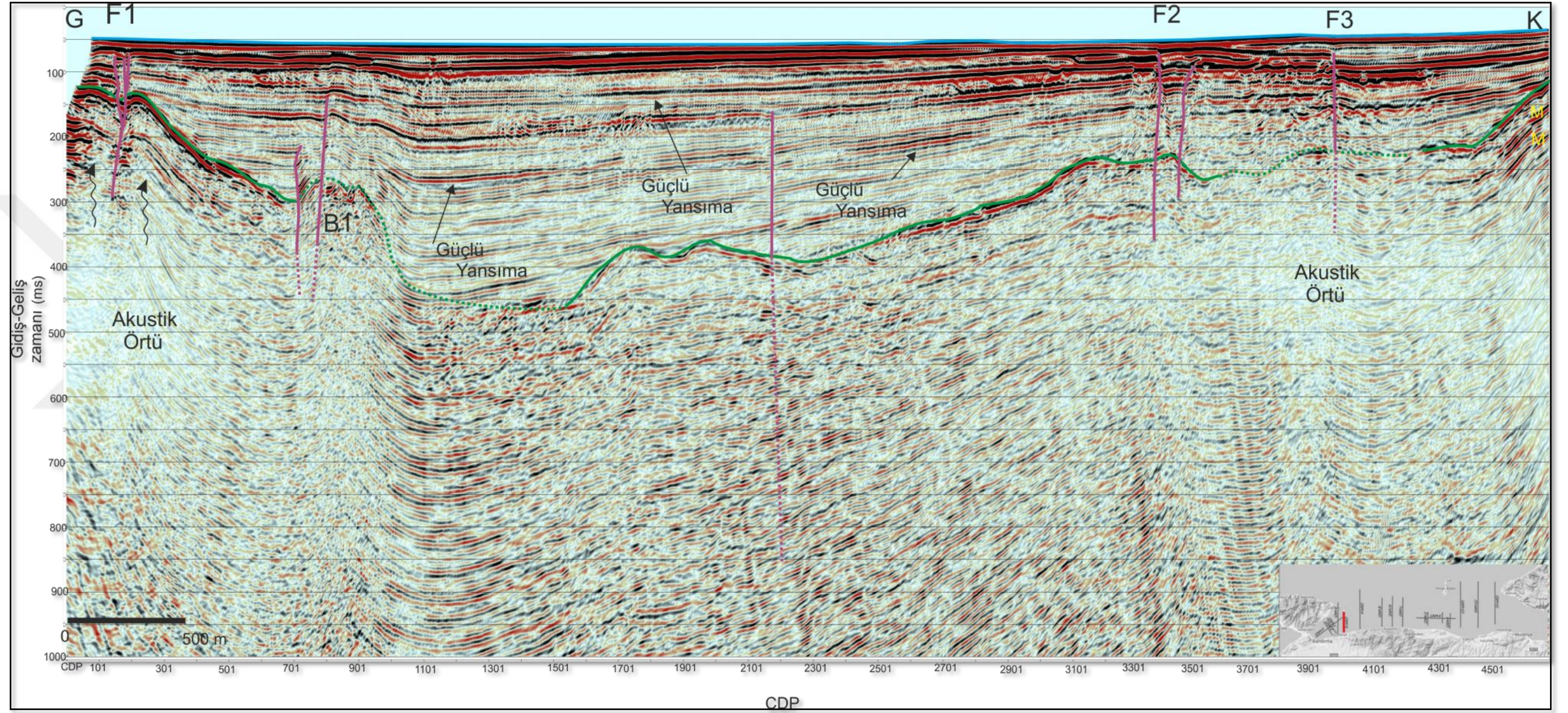
EK 1 2 GNM-F Sismik Kesiti



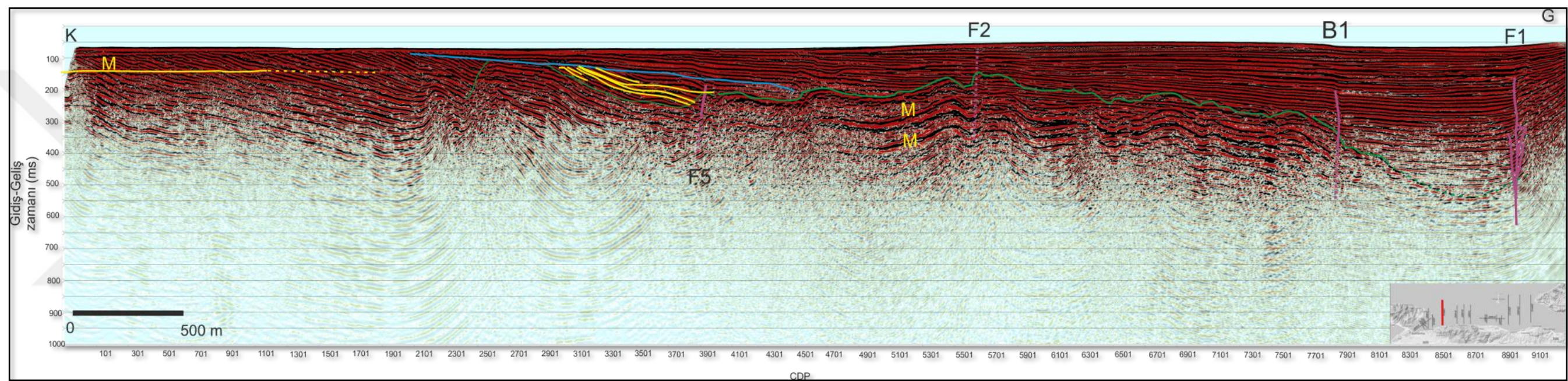
EK 1 3 GNM-C Sismik Kesiti



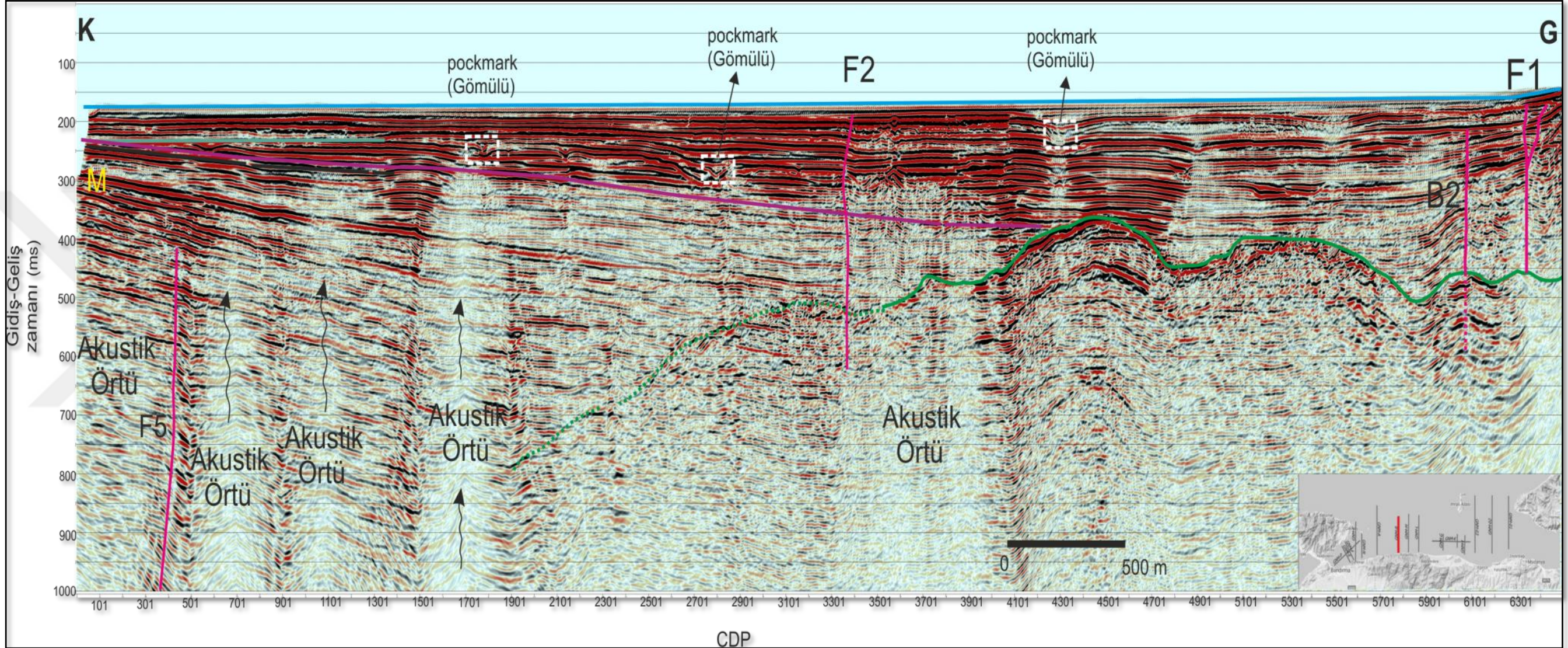
EK 1 4 GNM-N Sismik Kesiti



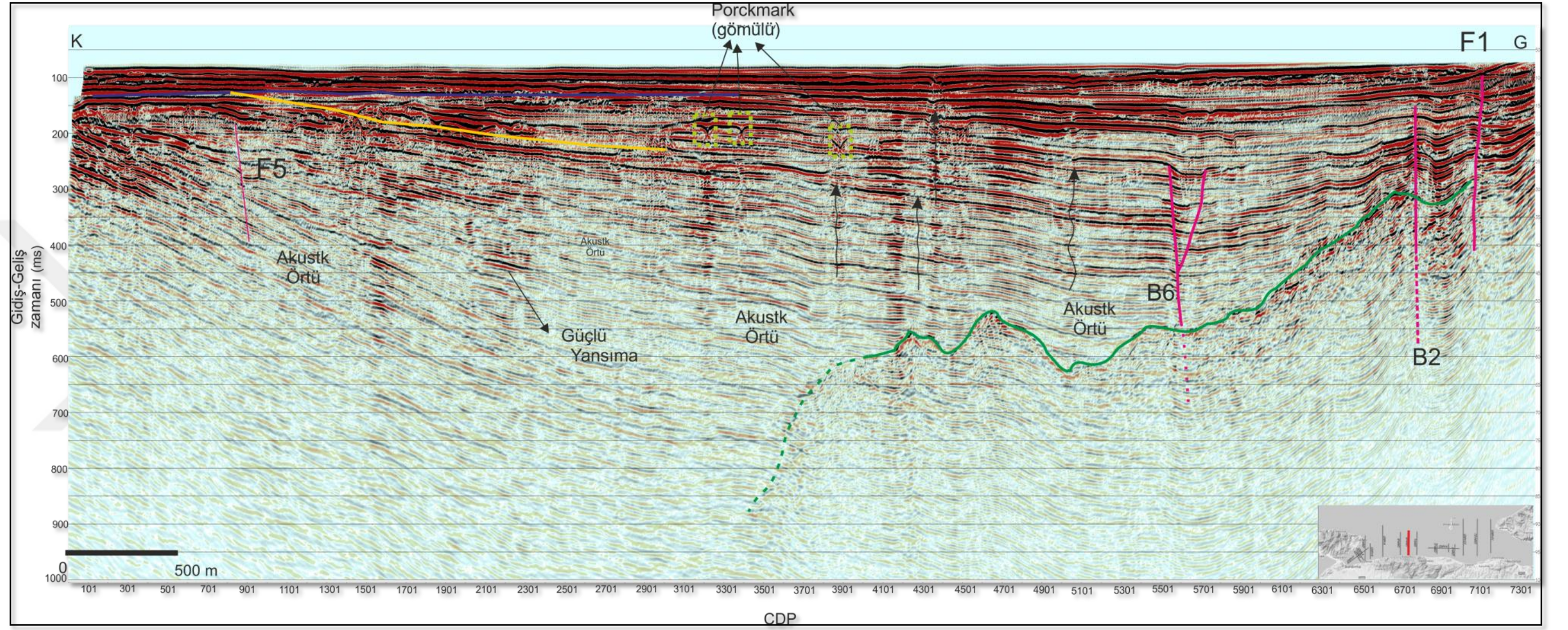
EK 1 5 GNM-A Sismik Kesiti



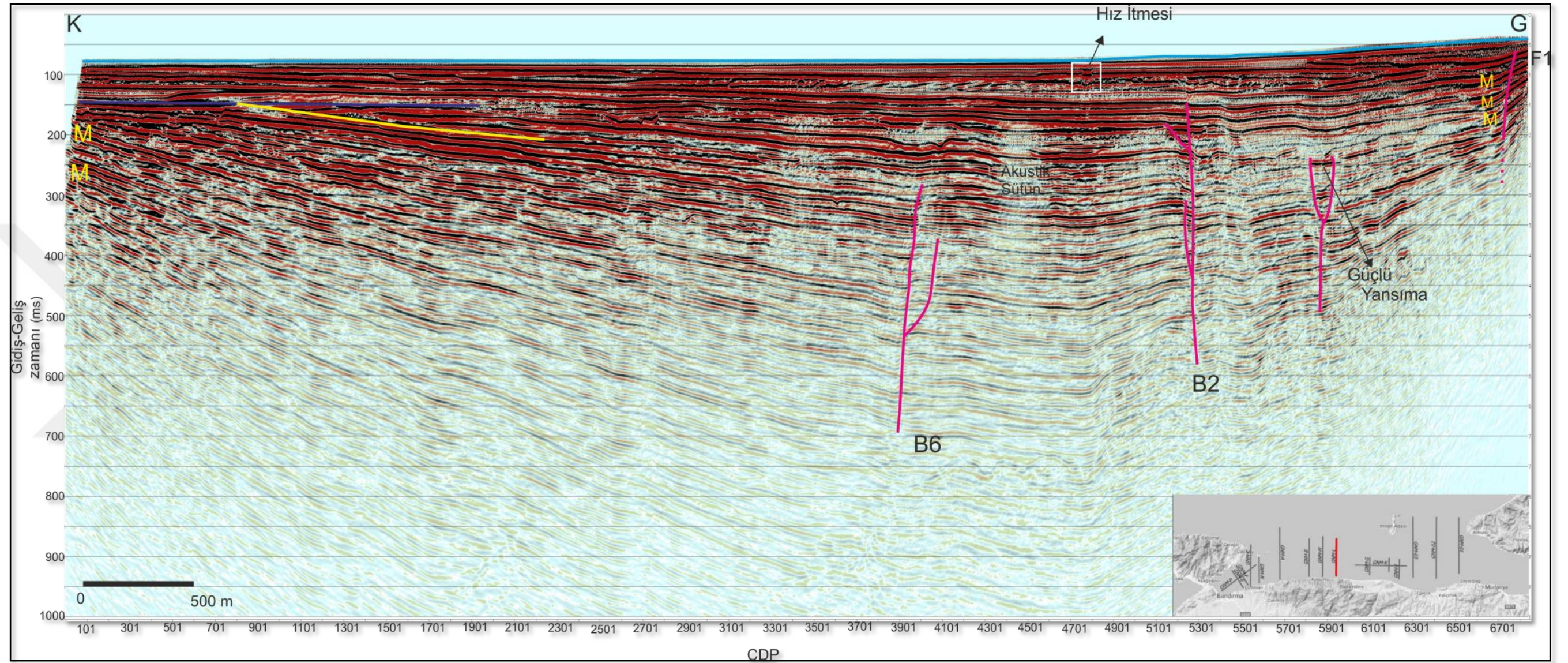
EK 1 6 GNM-B Sismik Kesiti



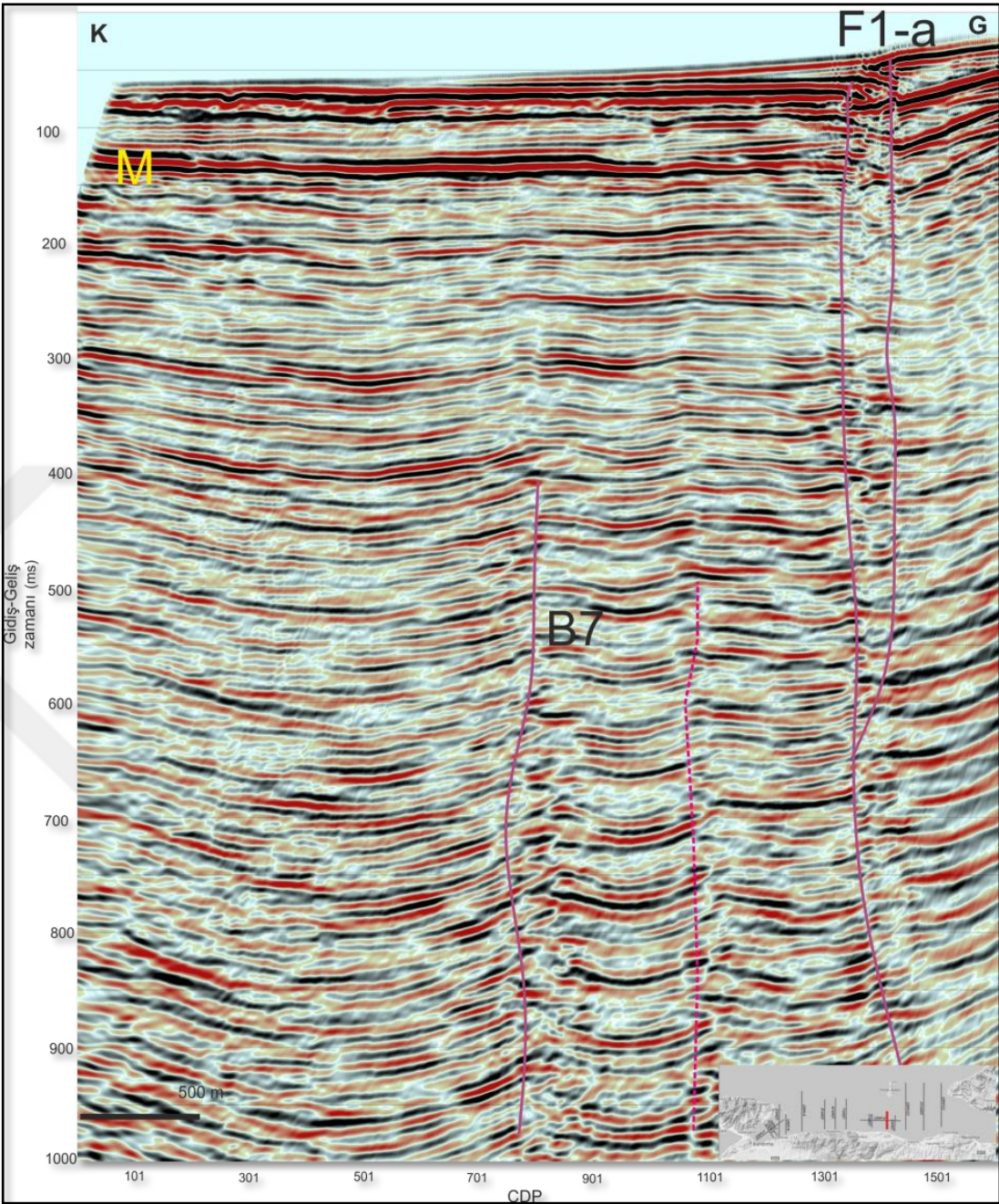
EK 1 7 GNM-M Sismik Kesiti



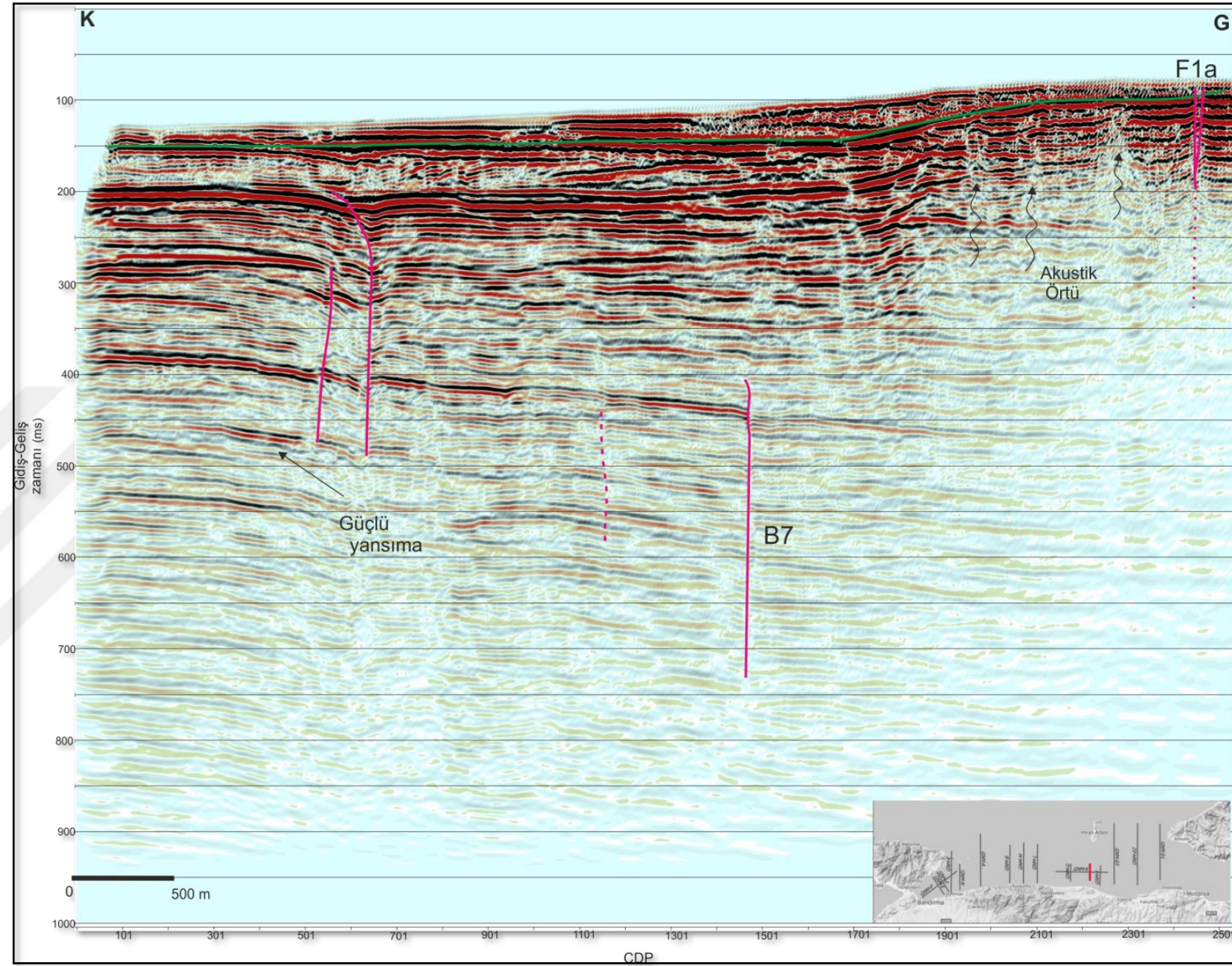
EK 1 8 GNM-L Sismik Kesiti



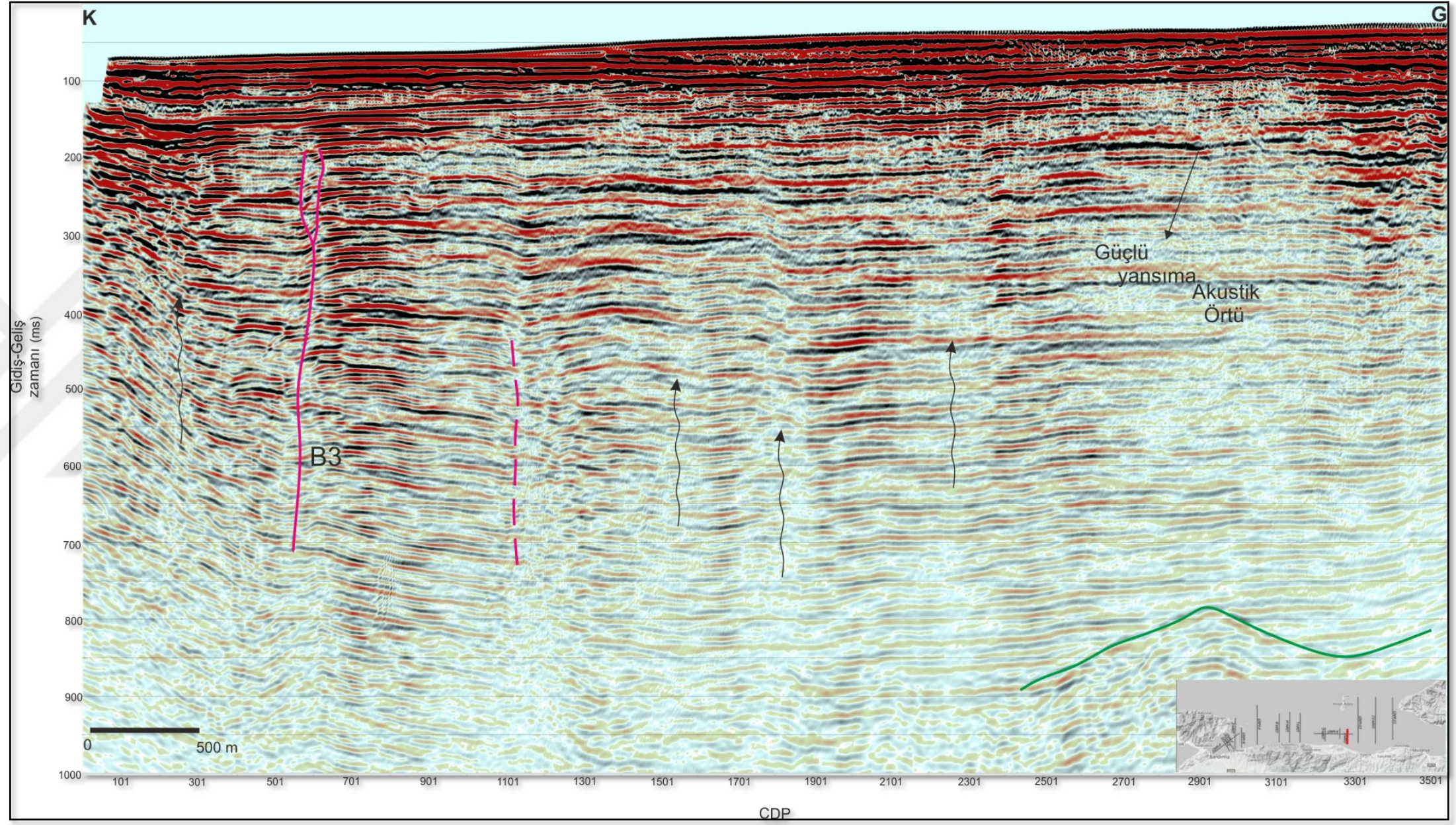
EK 1 9 GNM-G Sismik Kesiti



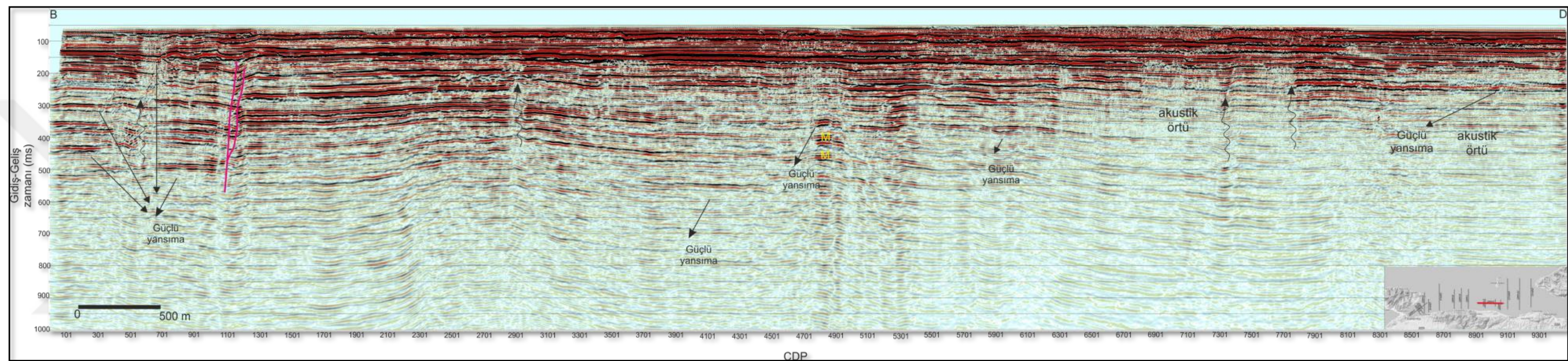
EK 1 10 GNM-H Sismik Kesiti



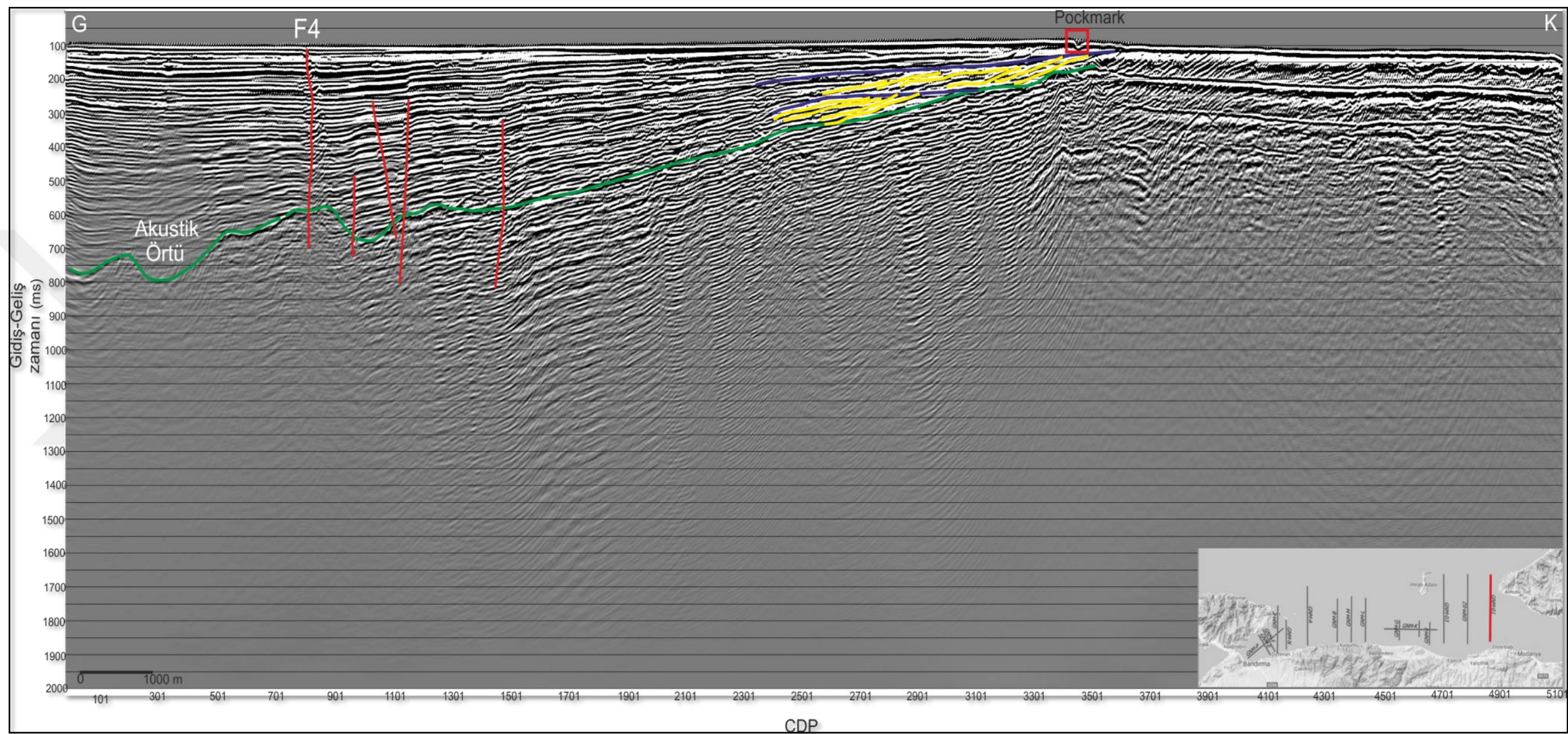
EK 1 11 GNM-I Sismik Kesit



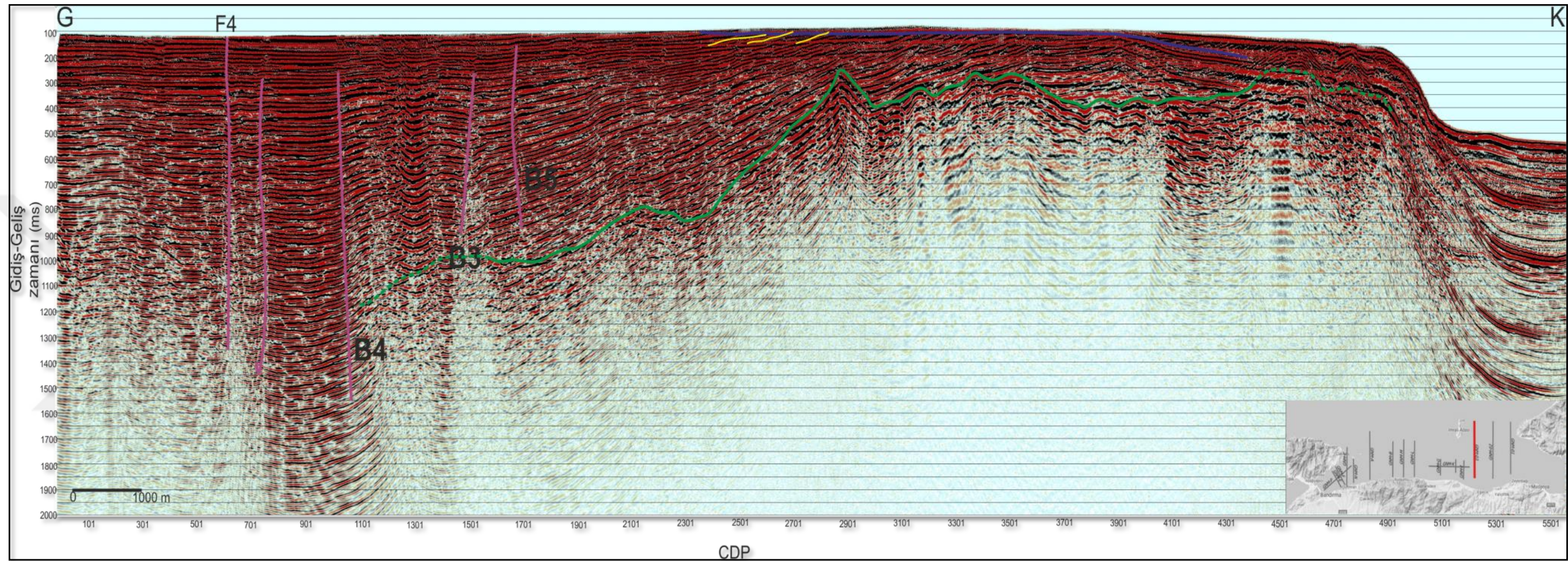
EK 1 12 GNM- K Sismik Kesiti



EK 1 13 GNM-01 Sismik Kesiti



EK 1 15 GNM-03 Sismik Kesiti

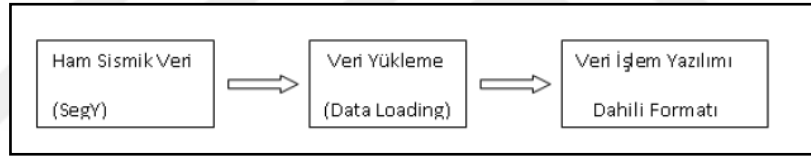


EK 2 Sismik Veri İşlem Adımları

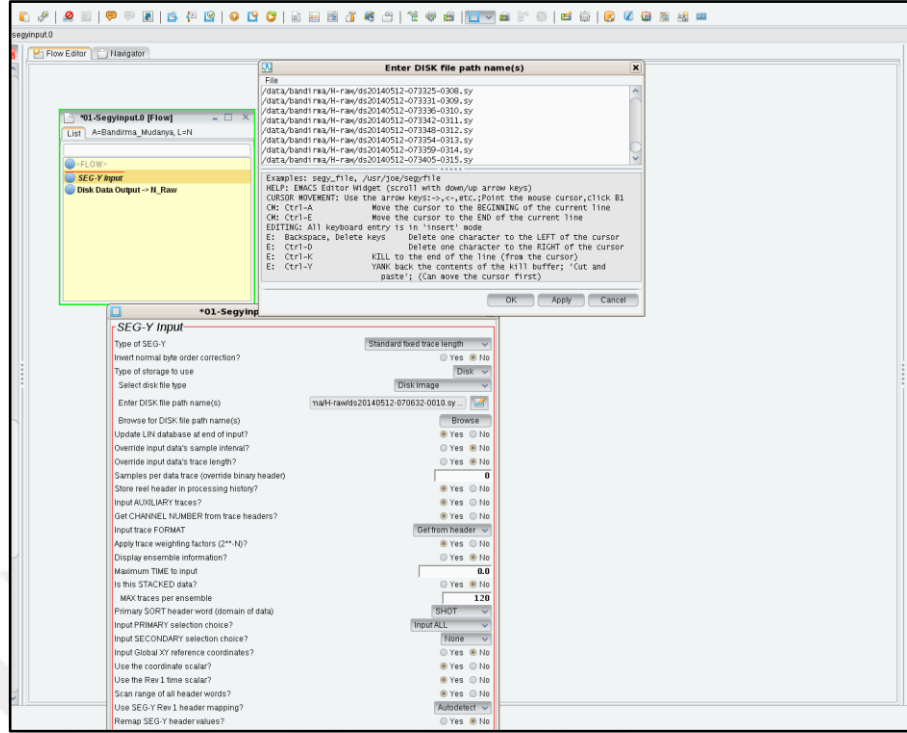
Tez kapsamında toplanan sismik verilere Bölüm 2’de uygulanan veri işlem basamakları GNM-N verisi için adım adım gösterilerek açıklanmıştır.

Veri Yükleme

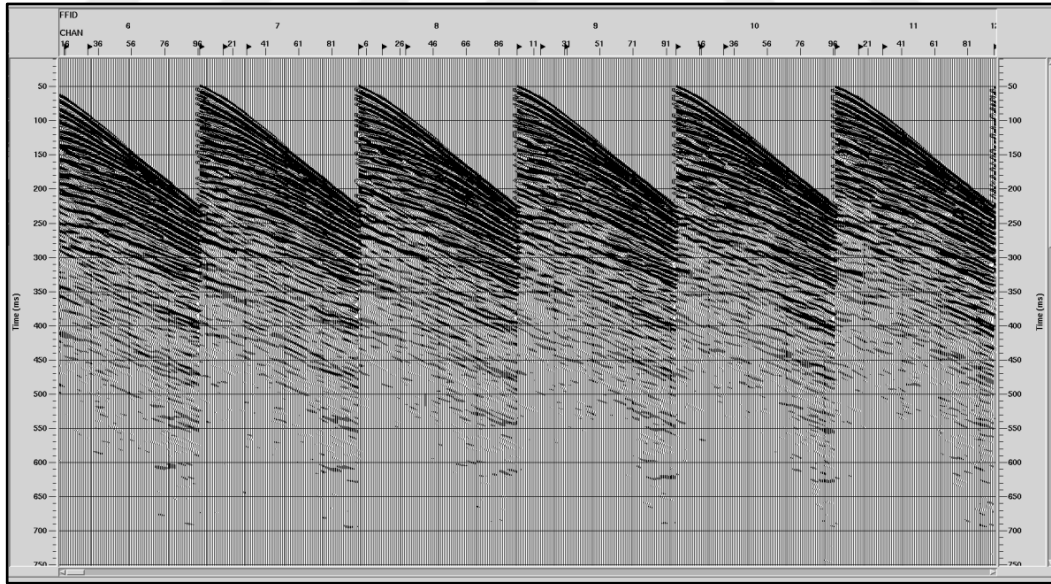
Veri İşlem aşamasının ilk adımı olup, Arazide toplanmış olan ham sismik verinin veri işlem yapılacak yazılıma yüklenmesi anlamına gelir. Bu tez kapsamında toplanan veriler ‘SegY’ formatında toplanmış olup, veri yükleme işlemi LANDMARK’ın ProMAX veri işlem yazılım programını dahili formatına dönüştürmemiz gerekmektedir. Bu işlem her bir hat için ayrı ayrı yapılır. Böylece sismik veri programa tanıtılmış olur ve program tarafından işlenebilir hale gelir (Şekil 1, Şekil 2).



Şekil 1 Veri yükleme işleminin şematik gösterimi



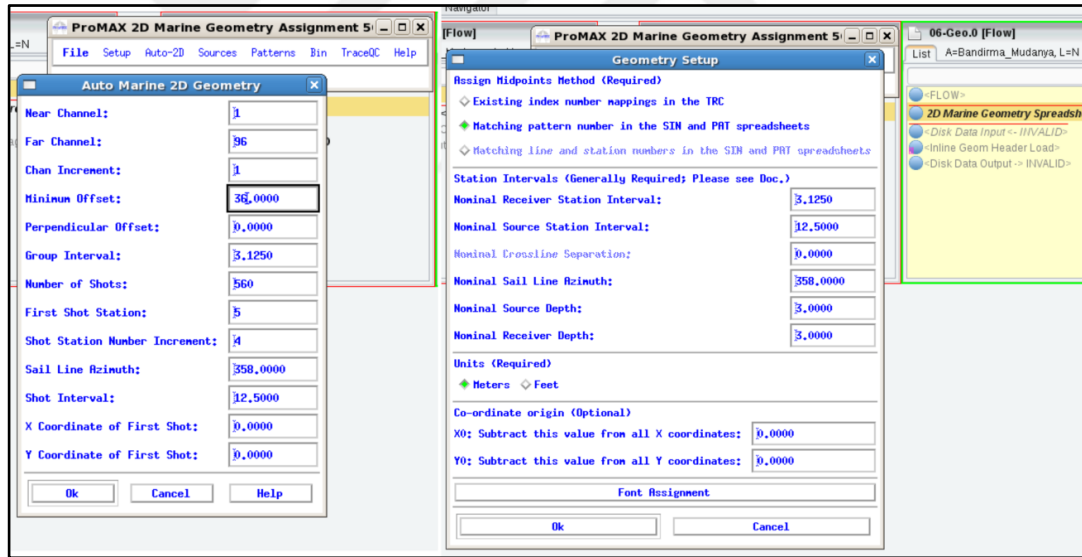
Şekil 2 Veri işlem programında SEG-Y dosyasının okutulması



Şekil 3 Ham veri atış grupları

Geometri Tanımlama

Her sismik hat için ayrı ayrı tutulan gözlem loglarındaki bilgiler (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 vb.) girilerek, verinin geometrisi tanımlanır. Atış aralığının düzgün şekilde arttığı ve streamer 'in geminin tam arkasında bir hat üzerinde geldiği kabulü yapılır. Bu durumda sismik hattın dünya üzerinde nereden toplandığı, hattın doğrultusu vs gibi koordinat bilgileri önemli değildir ve sismik verinin header'ına bu bilgiler yazılmaz. Bu tür geometri tanımının ardından, verinin katlama (fold) bilgisi oldukça düzgün şekilde elde edilir. Sismik verinin işlenmesi için bu tür bir tanımlama yeterlidir (Şekil 4)

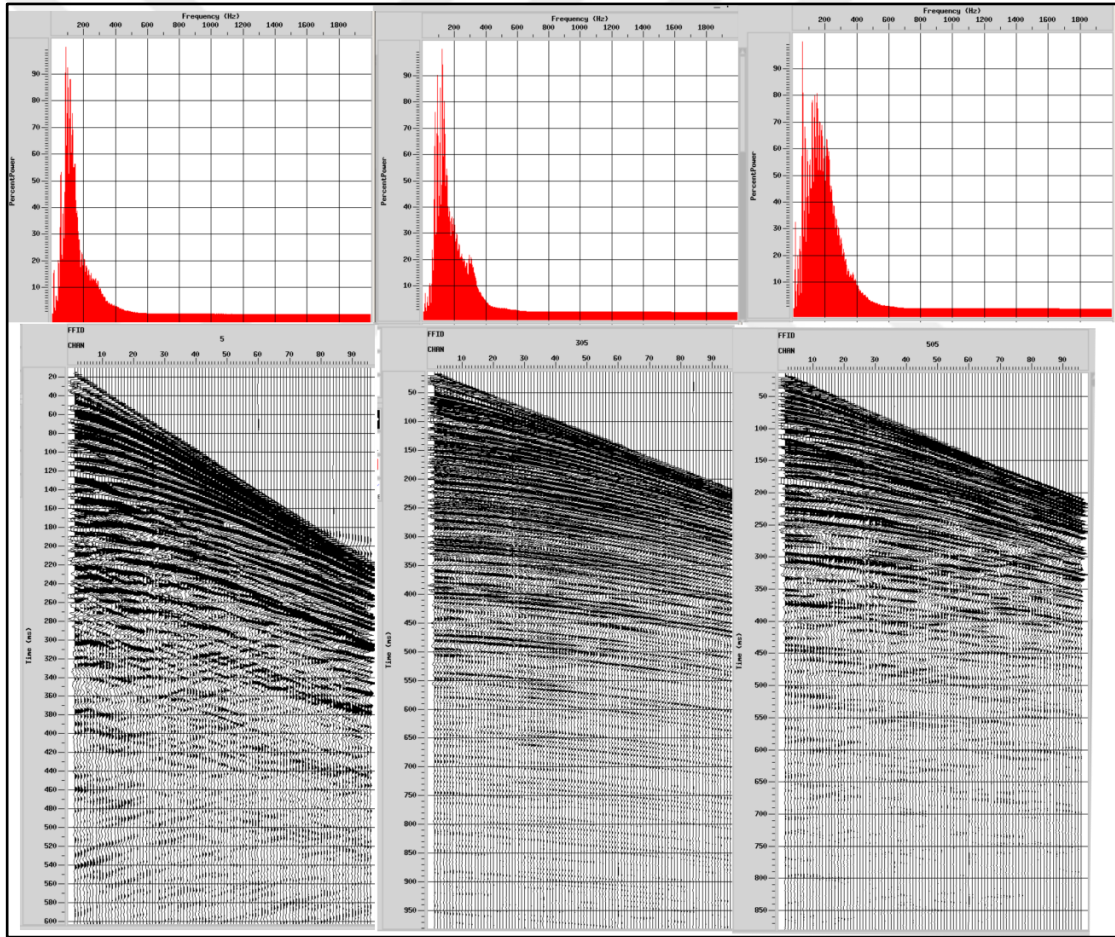


Şekil 4 Veri işlem programında geometri tanımlama

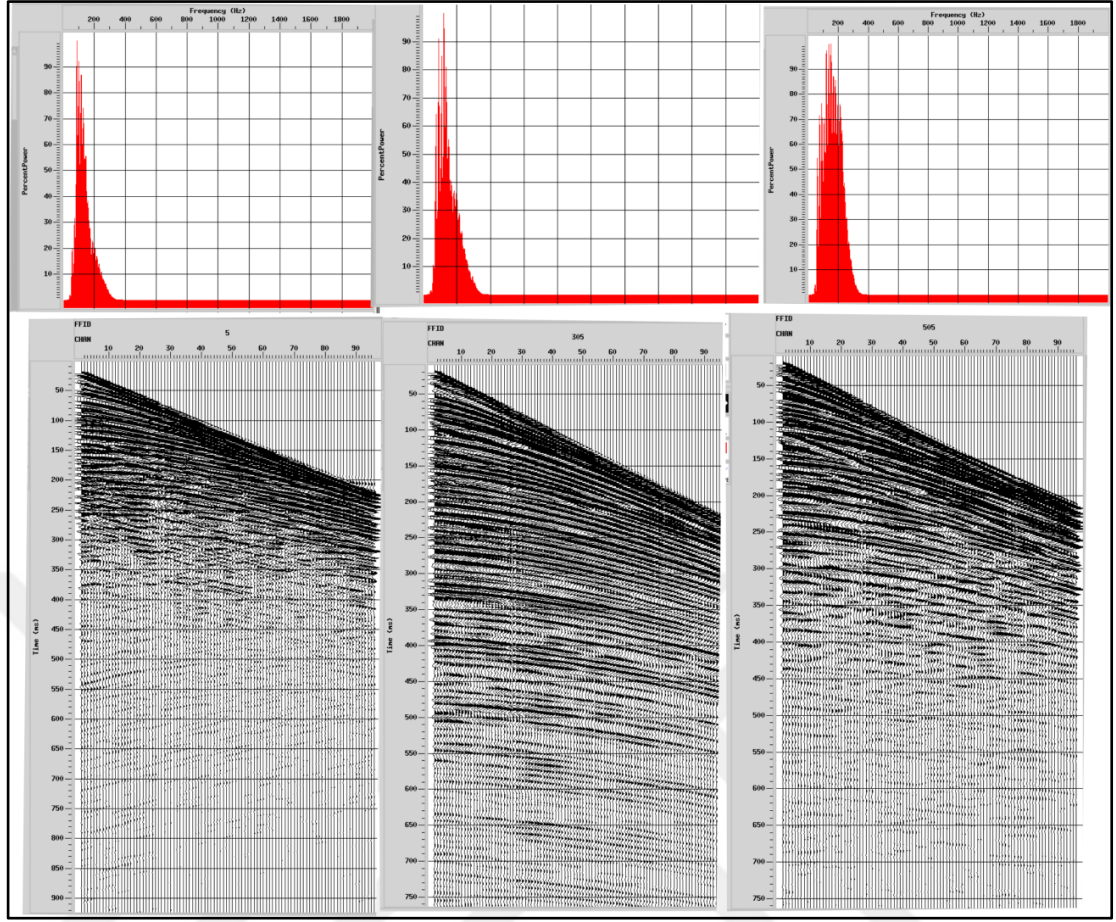
Bant Geçişli Süzgeç İşlemi

Süzgeçleme işlemi, belirli bir frekans aralığında (10-200 Hz) toplanan sismik veriden deniz dalgası gibi düşük frekanslı yüksek genlikli gürültülerin atılması işlemidir. Süzgeçleme işlemi ile verinin istenilen frekans bileşenleri korunup istenilmeyen frekanslar veriden atılabilir. Veri spektral analiz ile 50 atışta bir açılarak verinin frekans

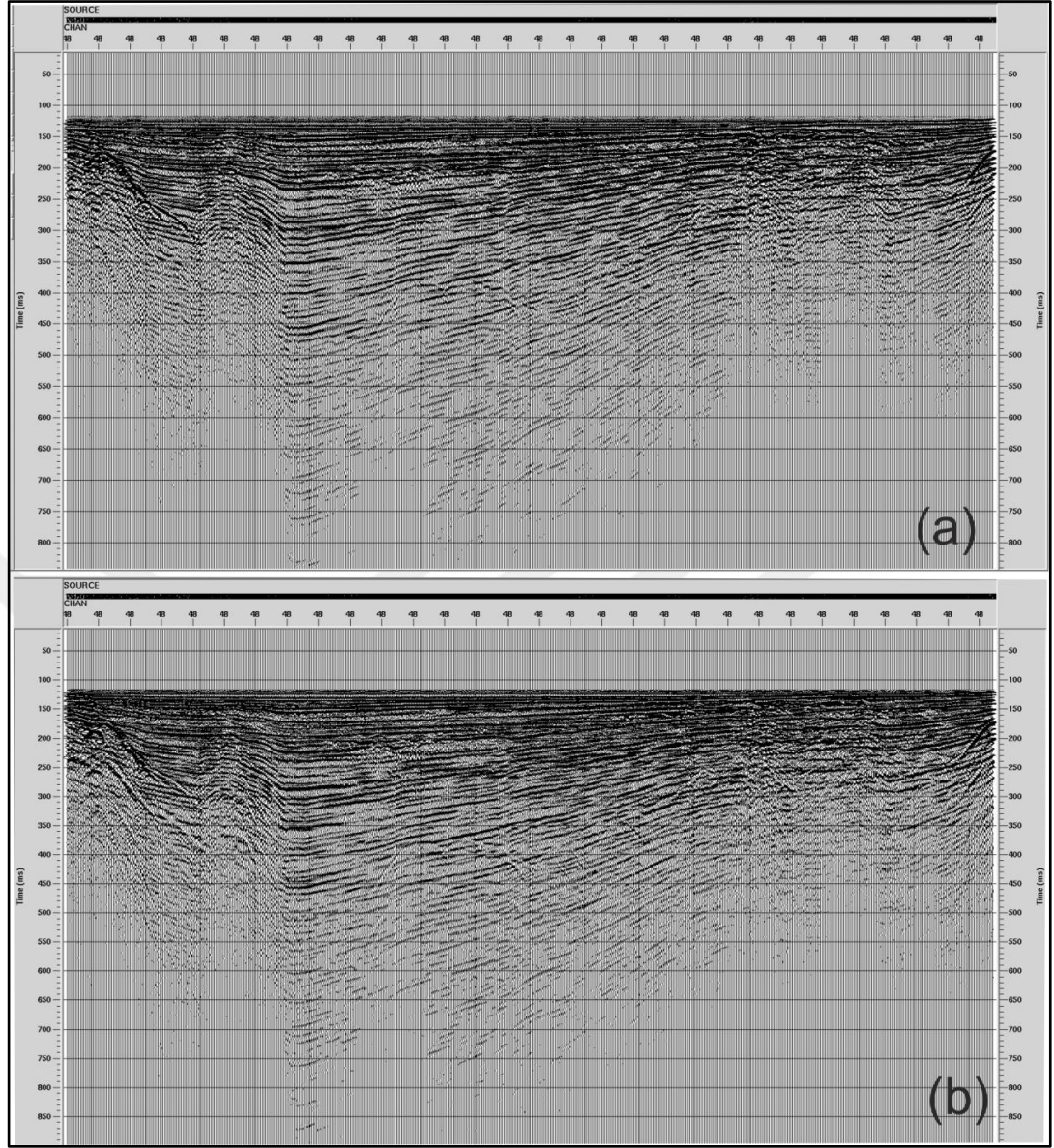
içeriğine bakılır ancak Şekil 5’de 5-305- 505 nolu atışların spektral analizi yapılmıştır ve Ormsby süzgeç operatörü için 4 adet köşe frekansları (15-77-192-407 Hz) belirlenir. Pratikte trapezoidin yüksek frekans tarafındaki kanadının daha az eğimli olması istenir. Filtre uzunluğu (Tapered filter length) 400 veya 500 ms seçilerek filtrenin etkinliği artırılır. Bu parametreler seçildikten sonra bunun dışında kalan alanlar veriden atılır (Şekil 6). Spektral analiz penceresinde düşey ekseninde ilk 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 5 Hat başından (FFID 5), ortasından (FFID 305), ve sonundan (FFID 505) bant geçişli filtre öncesi üç atış grubunun görünümü (altta) ve genlik spektrumları (üstte)



Şekil 6 Hat başından (FFID 5), ortasından (FFID 305), ve sonundan (FFID 505) bant geçişli filtre uygulandıktan sonraki üç atış grubunun görünümü (altta) ve genlik spektrumları (üstte)

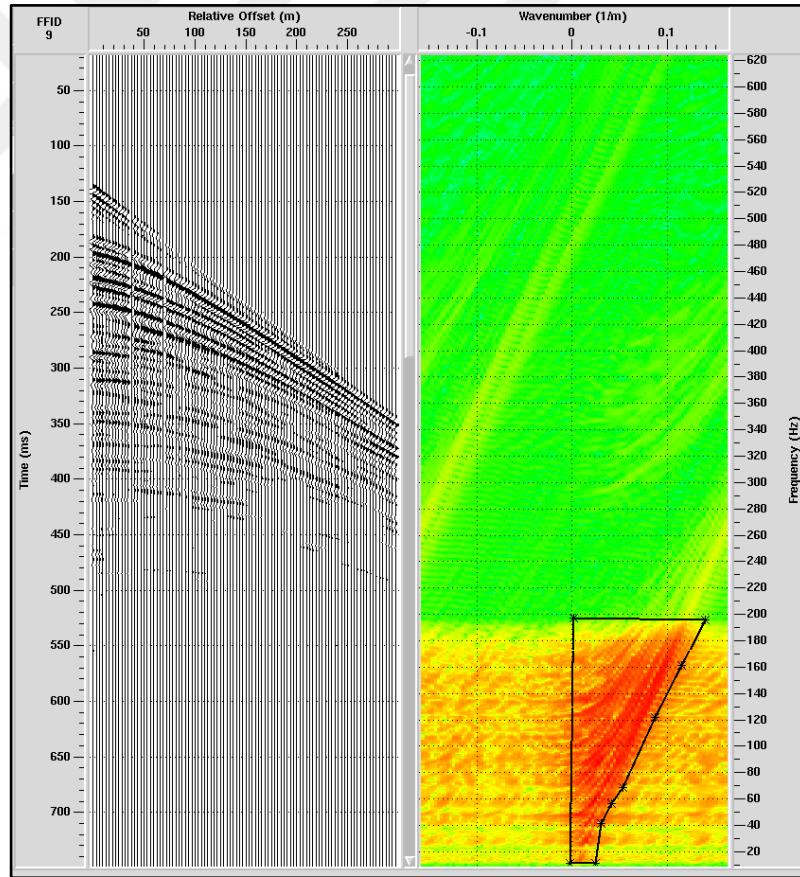


Şekil 7 GNM-N ön kodlu hattın (a) hamveri, (b) bant geçişli süzgeç uygulanmış hali

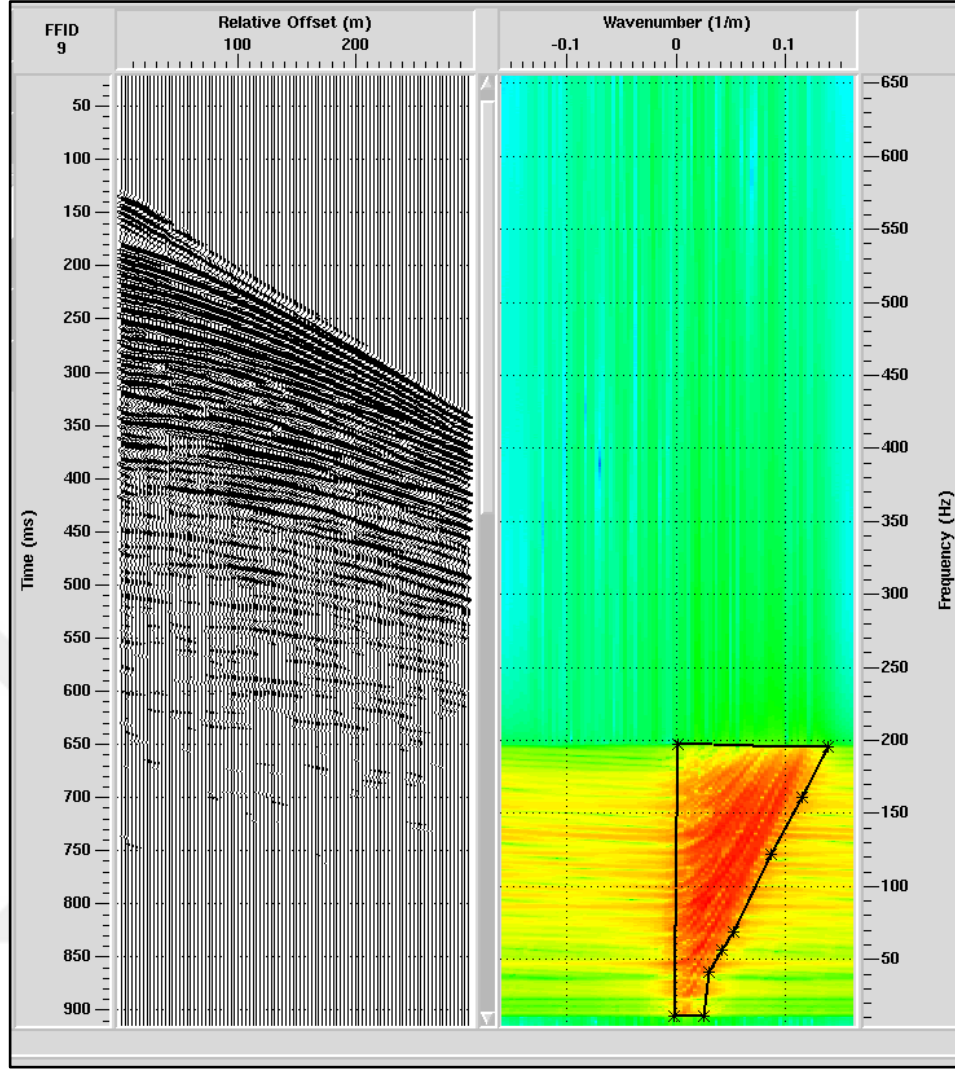
Frekans-Dalga Sayısı Eğim Süzgeci

Bölüm 2.1’de detaylı anlatıldığı üzere Zaman-uzaklık ortamında birbiri içerisine geçmiş olarak görünen olaylar 2B Fourier Dönüşümü ile frekans-dalga sayısı ortamına taşınır. Böylece farklı eğimlerdeki olaylar birbirinden ayrılmış olur. Zaman ortamında görülen kuyruk şamandırması, elektrik şebekesi, derinlik düzenleyici vb. gürültüler F-k eğim süzgeci sayesinde veriden atılır. Zaman ortamında yatay olarak uzanan olaylar bu dönüşümden sonra frekans eksenine yakın kapanımlar olarak, dikey olarak uzanan olaylar ise frekans ekseninde yatay olarak gözlenir.

Frekans-dalga sayısı spektrumundan bütün atışlar için veri alanı seçilerek verideki gürültüler atılarak sinyal/gürültü oranı artırılır (Şekil 8- 9).



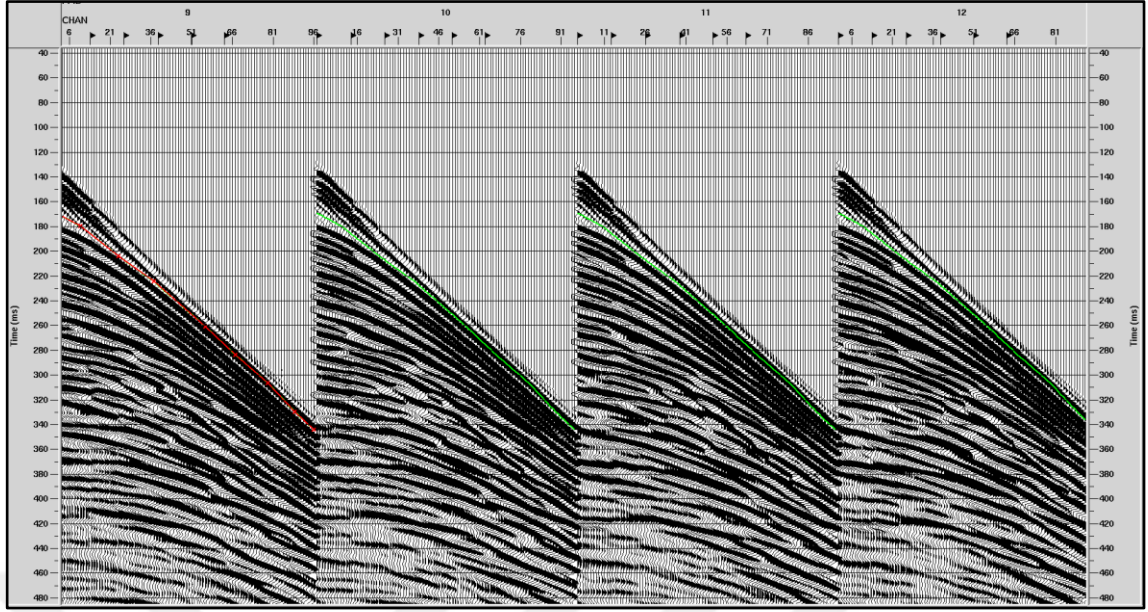
Şekil 8.a. f-k eğim süzgeci uygulanmamış bir atış grubu b. Frekans-Dalga sayısı ortamında aynı eğimli olan olayları içine alan polygon



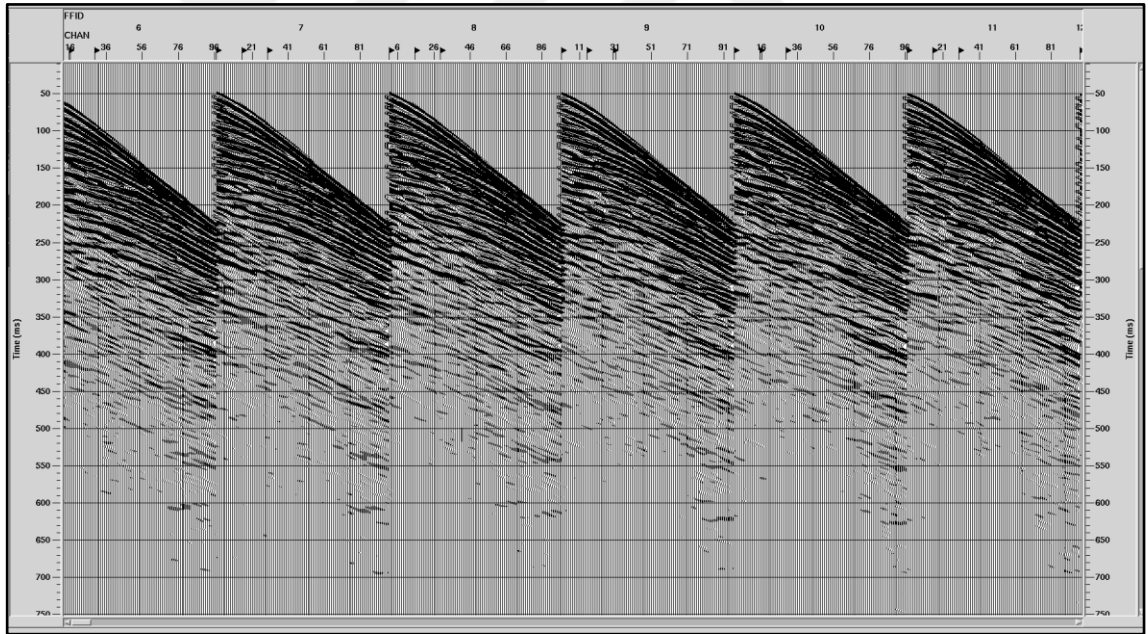
Şekil 9.a. f-k eğim süzgeci uygulanmış bir atış grubu b. Frekans-dalga sayısı ortamında seçilen poligon dışında kalan gürültülerin veriden atılmış hali

İstenmeyen Alanların Atılması (Top Mute)

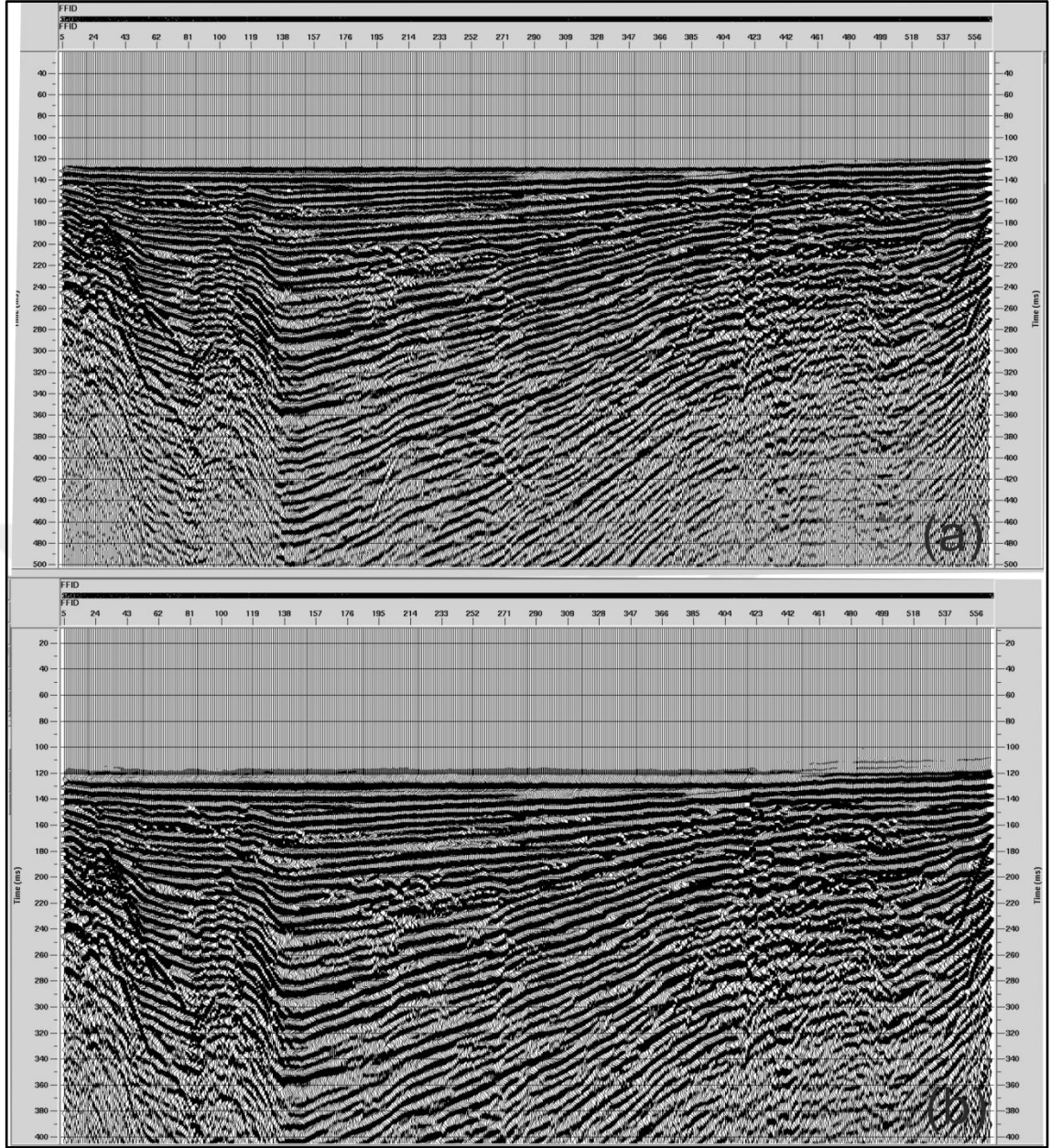
Birincil yansılardan önce alıcıya ulaşan doğrudan gelen dalgalar ve veri işlem zamanını kısaltmak için su kolonunun atılması işlemidir. Atış gruplarına uygulanır (Şekil 10-11). Şekil 12’de ortak ofset (common offset) kesit için istenmeyen kesimlerin atılmış hali görülmektedir.



Şekil 10 Atış grupları üzerinde istenmeyen alanların seçilmesi işlemi (kırmızı ve yeşil çizgilerin üst kısmı atılması istenen bölgedir)



Şekil 11 Atış grupları üzerinde istenmeyen alanların atılmış hali

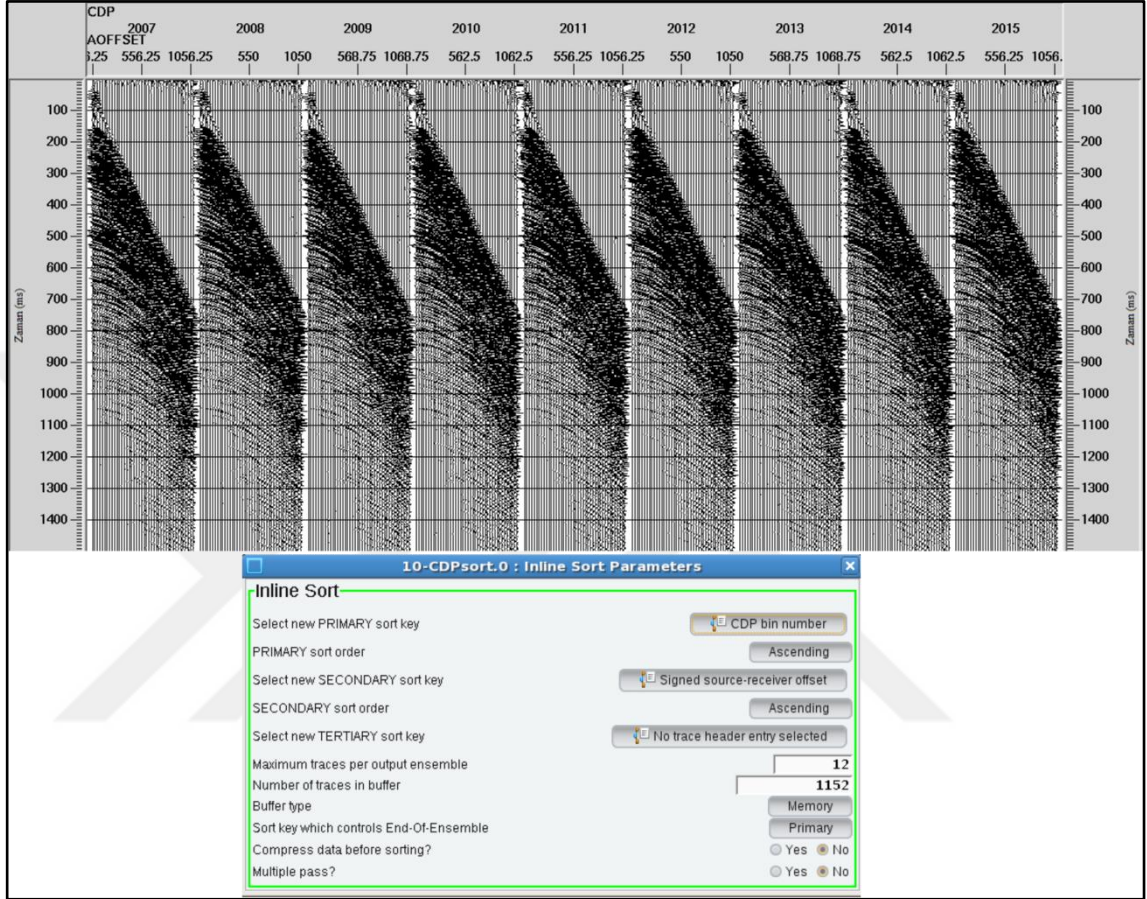


Şekil 12 Ortak ofset kesit üzerinde a. “mute” işlemi öncesi b. “mute” işlemi sonrası

İz Sıralama

İz sıralama, sismik verinin atış gruplarından CDP gruplarına dönüştürülme işlemidir. Yer altında aynı noktadan yansıyan sinyaller ile bir CDP grubu oluşturulur. Bu tez kapsamında işlenen verilerin maximum katlanması 12’dir (Şekil 13). Katlanmanın büyük olması sinyal/gürültü oranının artmasını sağlar ve böylece verinin ayrımlılığı

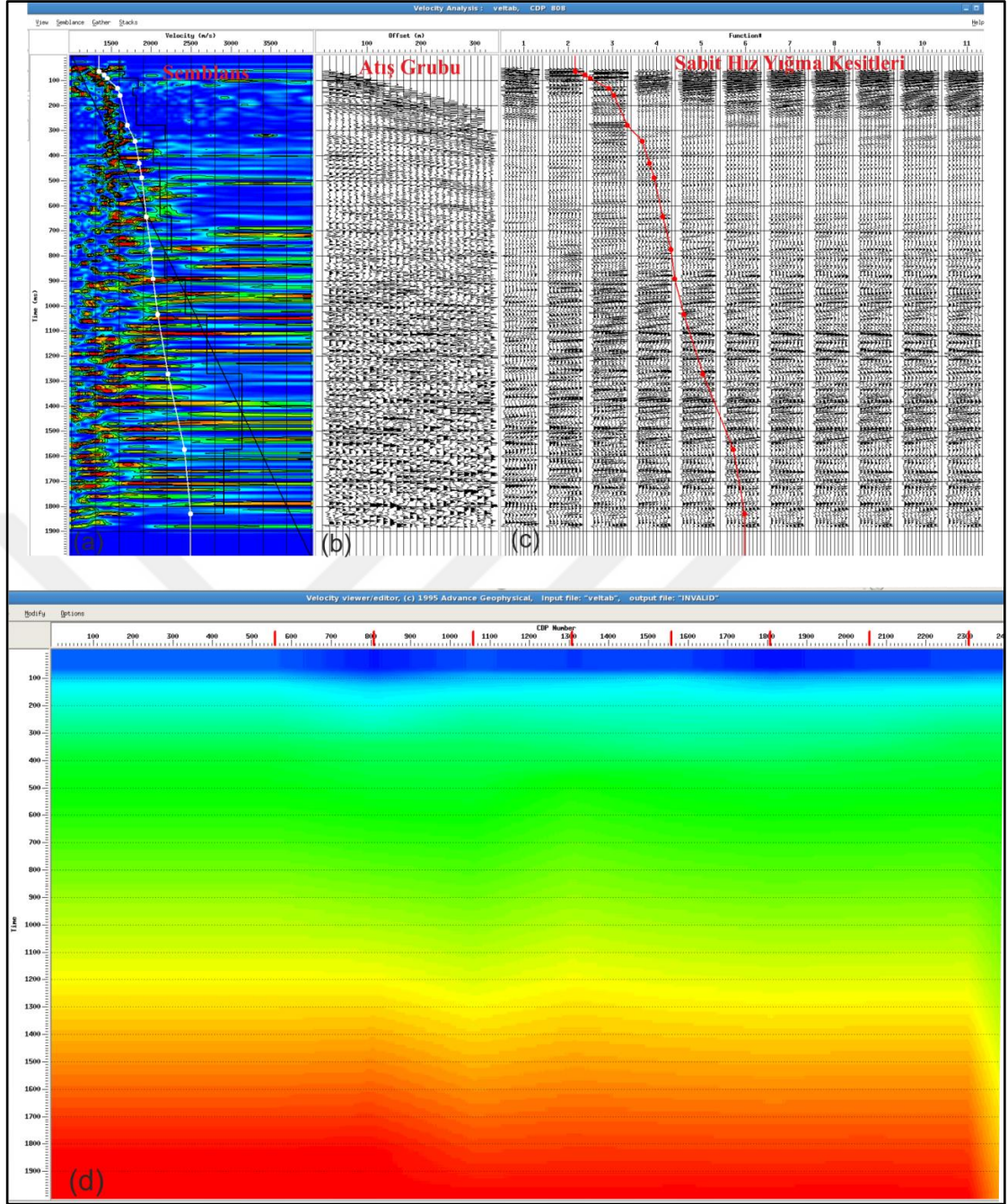
artar. Sort için giriş verisinin geometrisi yüklenmiş ve gerekli görülen ön işlemlerden geçirilmiş (bandpass filtrelenmiş, gerekiyorsa genlik kazancı/mute/fk filtresi uygulanmış) olmalıdır.



Şekil 13 CDP sıralama işlemi sonrası ardışık 9 CDP grubu

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 14). Yapılan hız seçimlerinden sonra sismik kesit için hız modeli oluşturulur. Oluşturulan bu model ile hız analizi yapılmış olur.



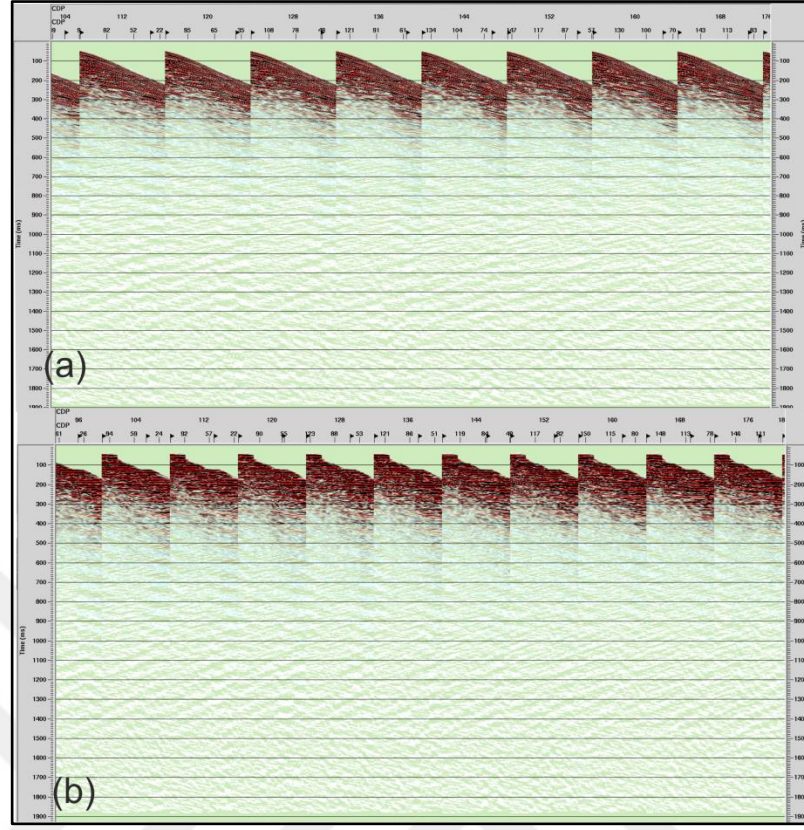
Şekil 14 GNM-N ön kod adlı sismik kesite ait Hız analizi penceresi

a. Semblans çizimi, b. çoklu CDP grubu (supergather) ve c. sabit hız yığılma kesitleri (constant velocity stacks), d). iki boyutlu hız modeli

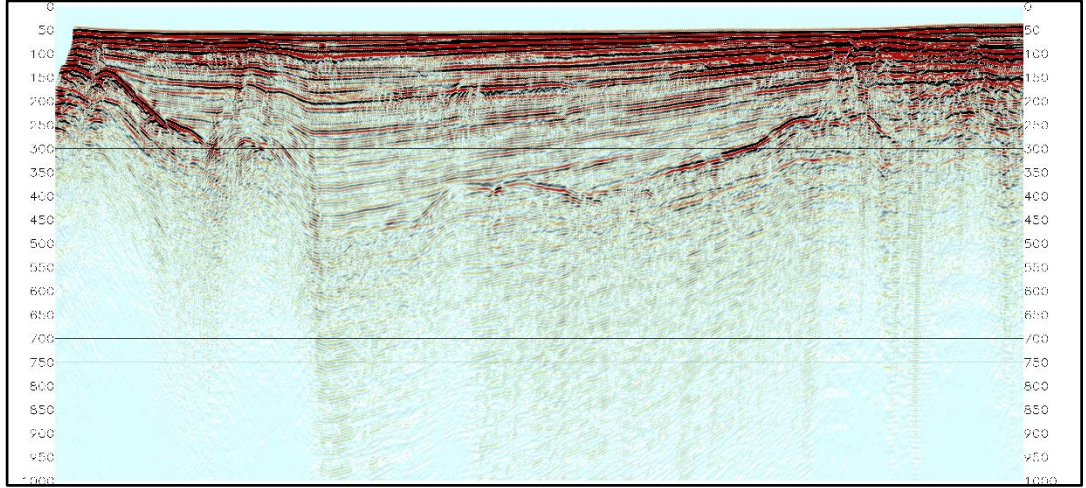
Hızlar seçilirken dikkat edilmesi gereken birkaç nokta vardır, bunlardan bazıları; Tekrarlı yansımaların varış zamanı kontrol edilerek tekrarlı yansımalara ait semblans kapanımlarından hız seçimi yapılmamalıdır, yanal yönde çok hızlı değişimler oluşturacak şekilde hız seçimi yapılmamalıdır, Pratikte, her pick eğrisinin son hız değerinin birbirine çok yakın değerlere sahip olması istenir, Hız genellikle derinlikle artar ve buna uygun hız seçimleri yapılmalıdır.

Normal Kayma Düzeltmesi (NMO) ve Yığma

Bölüm 2’de çok daha detaylı anlatılan veri işlemin bu basamağında anlatılan düzeltmede; 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 15). CDP grupları üzerinde aynı zamana çekilen hiperboller toplanarak daha yüksek genlikli tek bir sinyal haline getirilirken gelişigüzel gürültüler de birbirini sönmeler (Şekil 16). Bu işleme yığma denir.



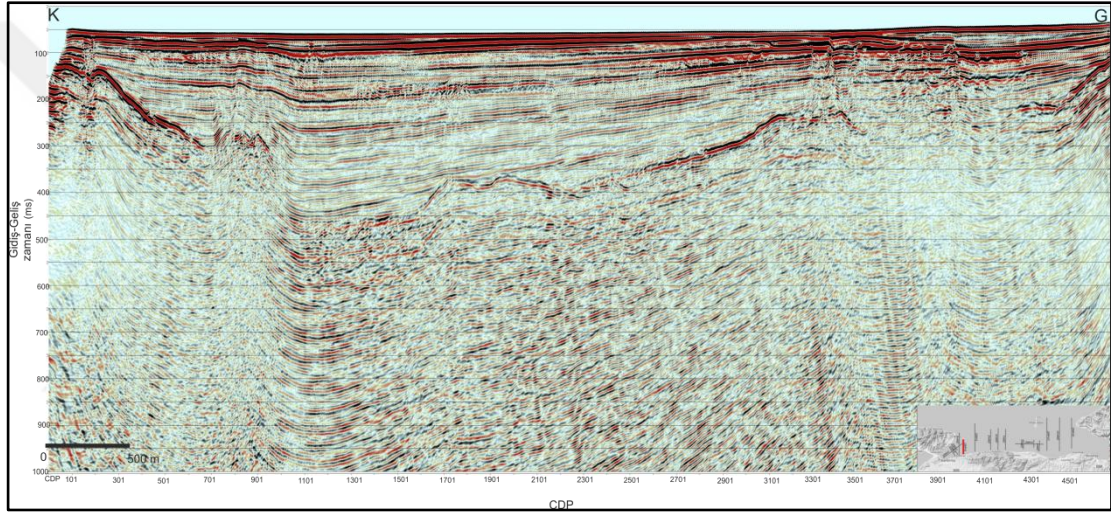
Şekil 15.a. CDP grubu, b. aynı CDP gruplarının NMO düzeltmesi uygulanmış hali



Şekil 16 GMM-N kesitinin NMO sonrası yığma kesiti

Migrasyon

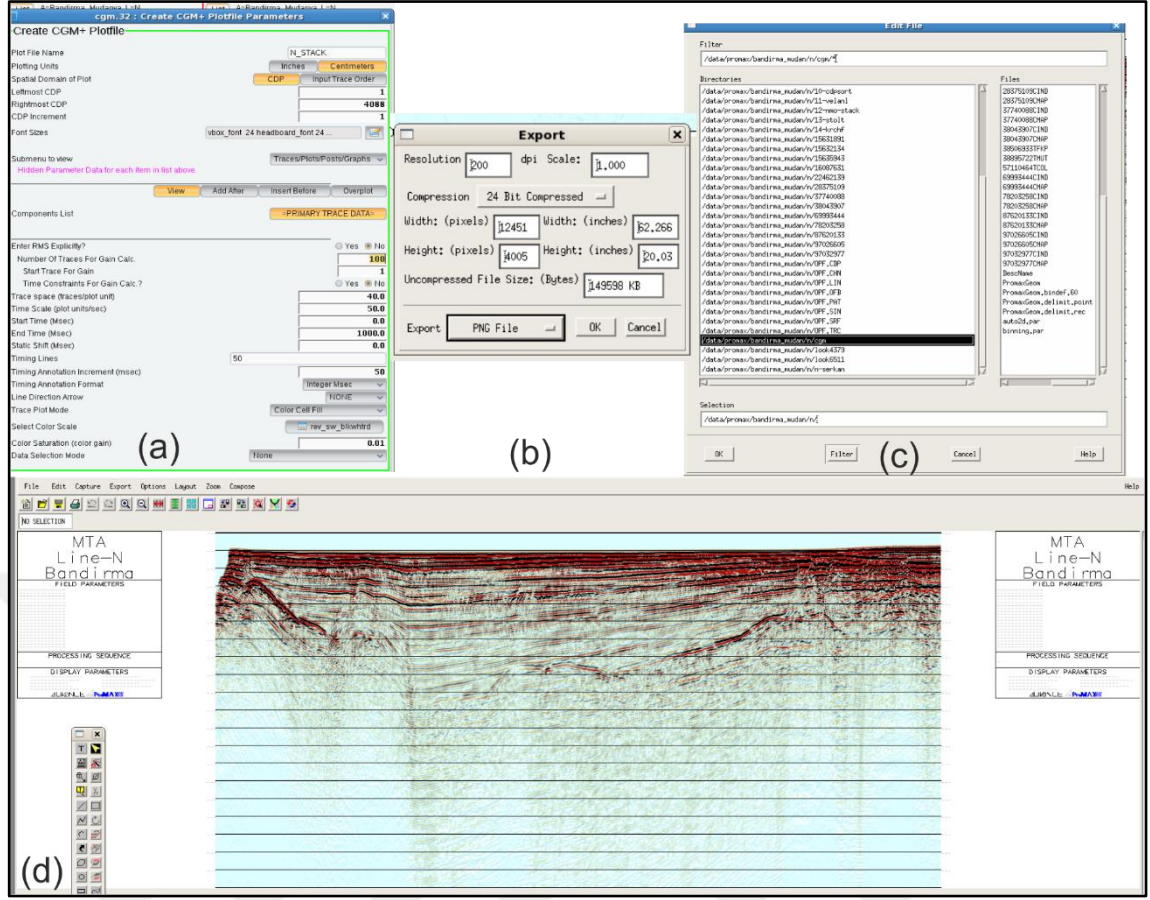
Detayları bölüm 2’de anlatılan Migrasyon ileri veri işlem adımlarının son adımı olup, sismik yığma kesiti jeolojik kesite benzetmeye yarayan bir işlemdir. Migrasyon eğim bazlı bir işlemdir ve yatay tabakalar migrasyondan etkilenmezler. Bu tez kapsamında kullanılan bütün sismik kesitlere Kirchhoff zaman migrasyonu uygulanmıştır. Elde edilen kesitlerde tabakalar gerçek yerlerine taşınmış ve papyon-kravat etkileri giderilmiştir. Şekil 17’de GNM-N ön kod adlı kesite ait migrasyon kesit gösterilmektedir.



Şekil 17 GNM-N ön kod adlı verinin migrasyon kesiti

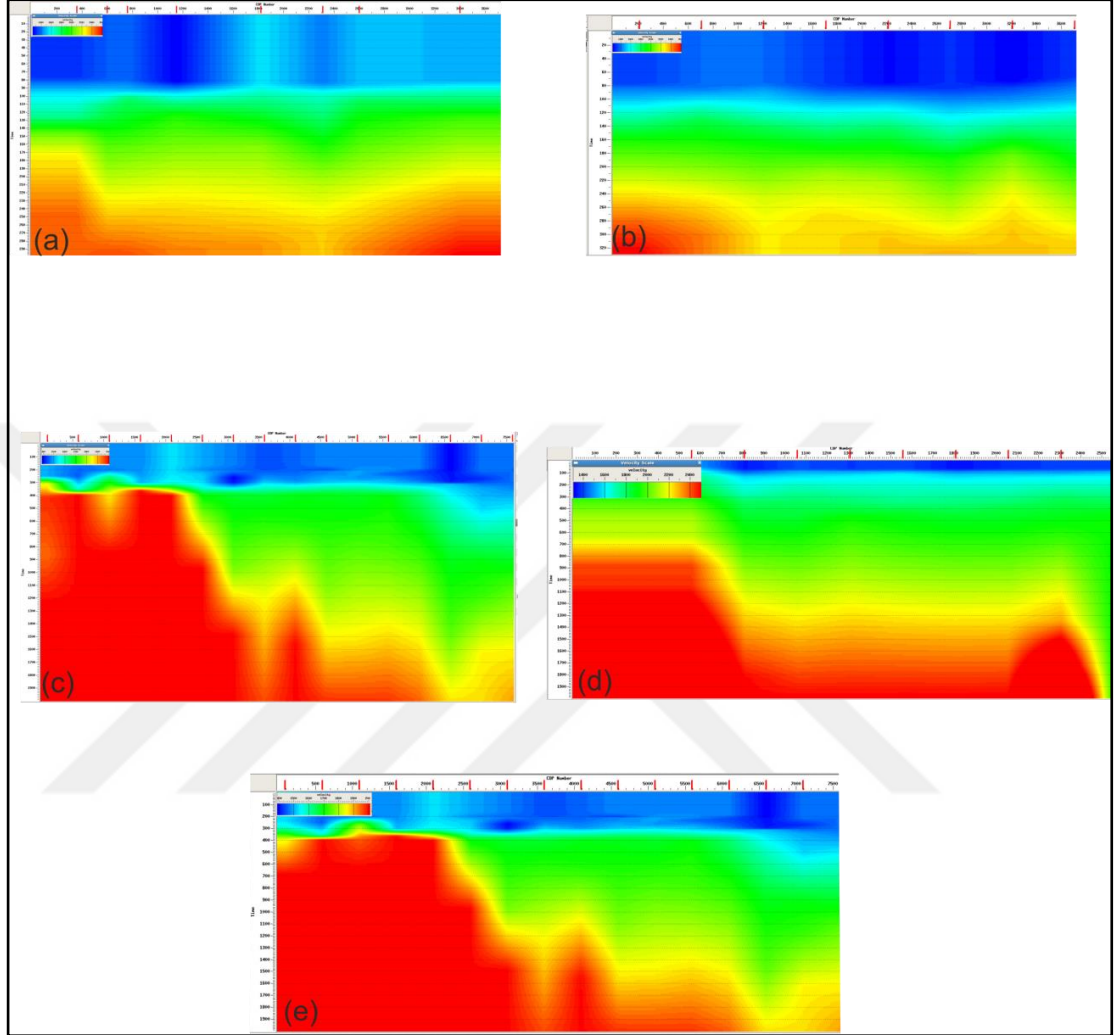
SEG-Y Dosyasından Çıktı Oluşturma

İşlenen veriyi ProMax dahili formatından ve SEG-Y formatından standart görüntüleme formatlarına (cgm, postscript, png, tiff, bmp, pdf, jpeg, vb.) dönüştürmek için MTA Deniz Araştırmaları Dairesi Veri İşlem merkezinde bulunan SDI firmasına ait SDI MONTAGE programı kullanılmıştır. Migrasyon kesitler elde edildikten sonra işlenen SEG-Y verisi SDI MONTAGE programına yüklenir, yüklenen kesite ait çıktı için parametreler veriler ölçek değeri verilir (Şekil 18). Tez çalışması için kullanılan tüm sismik kesitlerde ölçek değeri 1 olarak verilmiştir (Şekil 18.b).

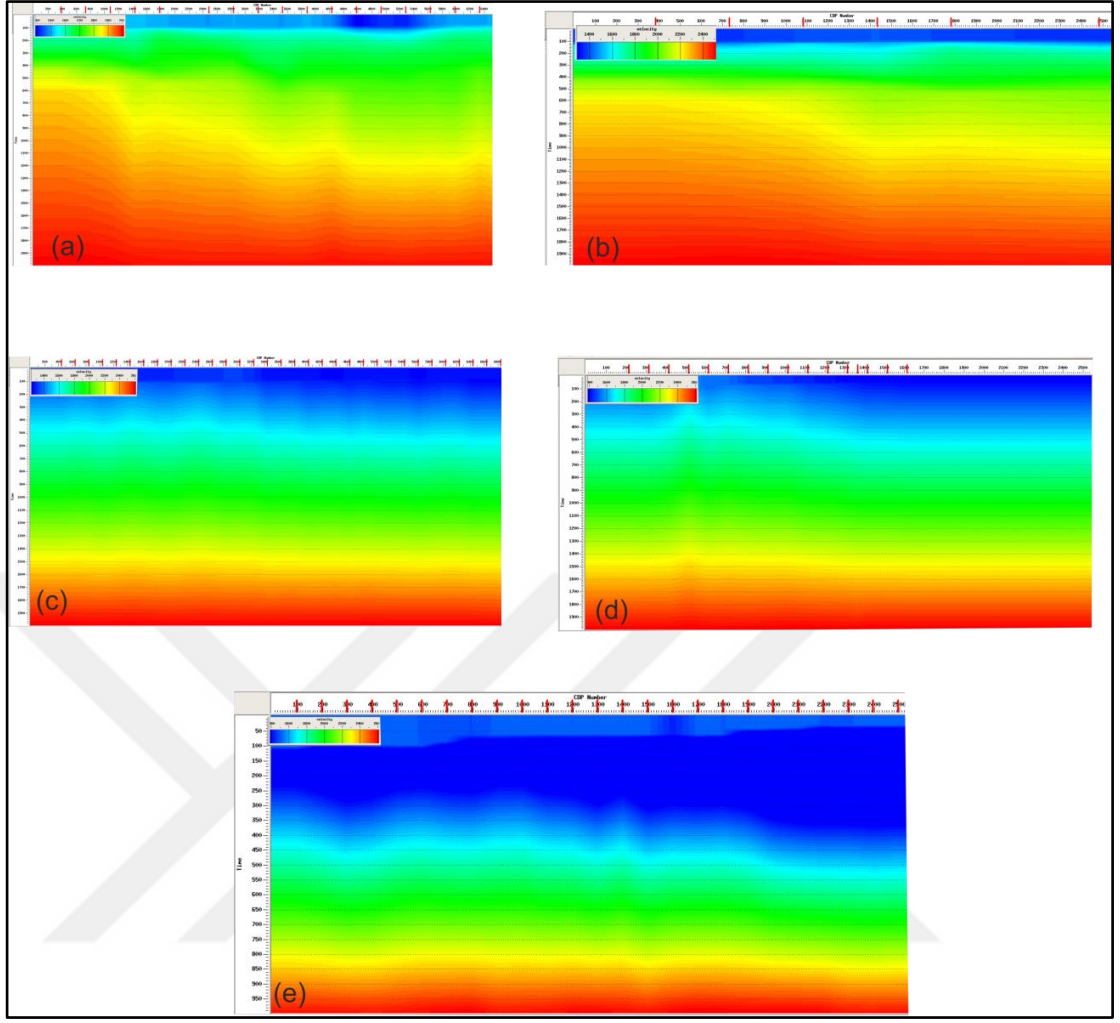


Şekil 18 SEG-Y Dosyasından Çıktı Oluşturma

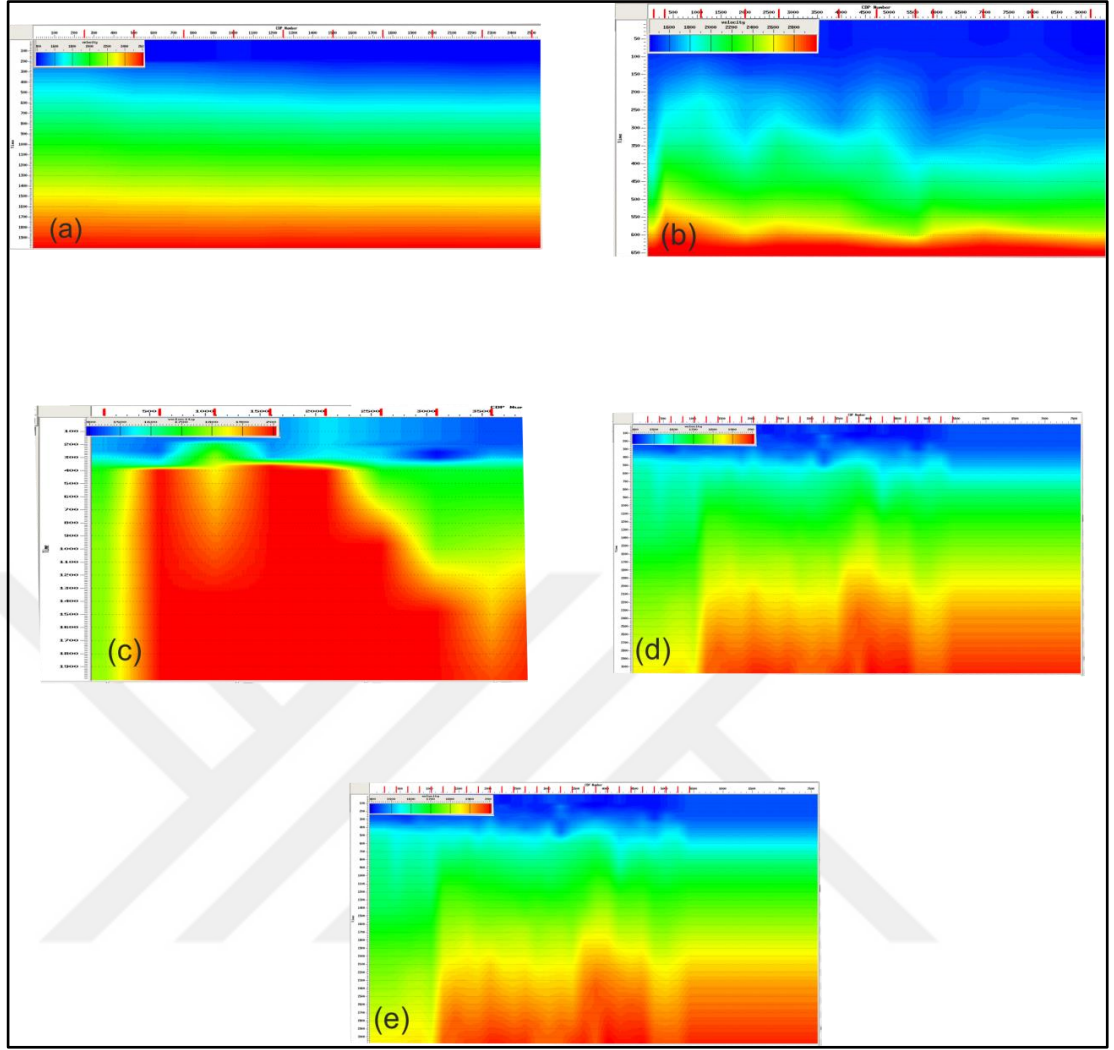
EK 3 Sismik Verilerin Hız Kesitleri



Şekil 1 Sismik Kesit: a. GNM-E, b. GNM-F, c. GNM-C, d. GNM-N ve e. GNM-A 2B hız modeli



Şekil 2 Sismik Kesit (a) GNM-B, (b) GNM-M, (c) GNM-L, (d) GNM-G ve (e) GNM-H 2B hız modeli



Şekil 3 Sismik Kesit: a. GNM-I, b. GNM-K, c. GNM-01, d. GNM-2, e. GNM-03 2B hız modeli

ÖZGEÇMİŞ

Adı – Soyadı : Aslı Zeynep CAN

Doğum Yeri : İstanbul

Doğum Tarihi : 04/07/1981

Medeni Hali : Bekar

Yabancı Dili : İngilizce

Eğitim Durumu

Lisans : Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü (2004)

Yüksek Lisans : Ankara Üniversitesi Fenbilimleri Enstitü Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı (Ocak 2004- Ocak 2007)

Doktora : Ankara Üniversitesi Fenbilimleri Enstitü Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı (Haziran 2017)

Çalıştığı Kurum/Kurumlar ve Yıl

Ankara Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği (2006-2009)

MTA Genel Müdürlüğü Deniz Araştırmaları Dairesi (2009-...)

Hakemli Dergiler

Kaya, S., Esat, K., Ecevitoglu, B., Işık, V., Kaypak, B., Aldaş, G. G. U., **Can, A. Z.**, Ekincioğlu, E. E., Akkaya, İ., Seyitoğlux G. 2013. Geological and Geophysical Observations on the Tectonic Features of Western Part of the Afyon-Akşehir Graben: A Contribution to the Arguments on the Two-stage Extension Model, Bulletin of the Earth Sciences Application and Research Centre of Hacettepe University vol. 35,p.1-16., Ankara

Aldaş, G. G. U., Ecevitoglu, G. B., Kaypak. B., **Can, A. Z.**, Babayiğit, E. 2011 Modelling of Non-Linear behavior of rock blasts, 22nd World Mining Congress & Expo, Proceeding Book Vol. II., p. 449-456, 11-16 September, 2011.

Aldaş, G. G. U., Ecevitoglu, G. B., Kaypak. B., **Can, A. Z.**, Toprak, B., Babayiğit, E., Ergüder, İ., Kaçan M., Partition of Plastic/Elastic Energy in Mine Blasts, Proceedings of the 22nd International Mining Congress of Turkey, p. 117-126, 11-13 May, 2011.

Uyar, G.G., Ecevitoglu, B., **Can, A.Z.** 2010 Application of Surface Wave Mitigation Method in Minimizing Blast-Induced Vibration: A Practice at TKI YLI Milas Enterprise, Ankara University, environmental science journal, p.82-93

Can, A.Z., Ecevitoglu, B., Uyar, G.G. 2010 Dipping-Datum static correction: 2D seismic reflection study, İstanbul Earth Science Journal

Ecevitoglu, B., Aldaş, G.G., Kaypak, B., **Can A.Z.**, Çiçek, I. 2010, Geological Evolution of Sal Caunitis, 19. International Geophysical Congress and Exhibition of Turkey, Sheraton, Ankara

Aldaş, G.G.U., Kaypak, B., Ecevitoglu, B., **Can, A** 2010, Predetermination of the Fault Crossing the Underground Coal Mine Galleries by Seismic Reflection Method: An Application at a Longwall Coal Mine in Turkey, 27th Annual International Pittsburgh Coal Conference, p. 31, Istanbul, Turkey, November 2010.

Aldaş, G. G. U., Ecevitoglu, B., **Can, A.**, Toprak, B., Kaypak, B., Babayiğit, E., Ergüder, İ., Boztaş, S. 2010, "Synchronizing use of high speed video camera and seismometers", 6th Drilling and Blasting Congress, Ankara, Türkiye, p.169-180 (in Turkish).

Kaya, S., **Can, A. Z.**, Esat, K., Ekincioğlu, E. E., Akkaya, İ., Işık, V., Kaypak, B., Aldaş, G. G. U., Ecevitoglu, B., Seyitoğlu G. 2009. "Geologic and geophysical observations at Yakasenek reverse fault in Afyon-Akşehir graben." 62th Geology Congress, Ankara, Turkey, April 13-17,

Can, A.Z., Ecevitoglu, B., Uyar, G.G. 2008, Dip Datum Static Correction, 18. International Geophysical Congress and Exhibition of Turkey, 14-17 October, MTA, Ankara

Can, A.Z., Ecevitoglu, B., Aldaş, G.G.U. 2008, 3-D Modelling Of Site Amplification Induced by Surface Waves/ Base Rock Interaction, The 21st International Mining Congress And Exhibition Of Turkey , Antalya

Can, A.Z. 2007. Yüzey dalgaları/ temel kaya etkileşimi ve 3-B sismik ışın izleme yöntemiyle zemin büyütmesi haritalarının oluşturulması, Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, p.114, Ankara