

151570

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**ORTA MARMARA HAVZASI'NIN AKTİF
TEKTONİK YAPISININ DENİZ JEOFİZİĞİ
AKUSTİK YÖNTEMLERİYLE ARAŞTIRILMASI**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Müh. Doğa DÜŞÜNÜR

505000505

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 20 Aralık 2003

Tezin Savunulduğu Tarih : 12 Ocak 2004

Tez Danışmanı :

Prof.Dr. Emin DEMİRBAĞ

Diğer Jüri Üyeleri :

Doç.Dr. Aysun GÜNEY (İ.T.Ü.)

Doç.Dr. Erkan GÖKAŞAN (İ.Ü.)

OCAK 2004

ÖNSÖZ

Tez çalışmamın her aşamasında, yoğun akademik çalışmaları arasında, bilgi ve deneyimleriyle bana yol gösteren, sabrını ve hoşgörüsünü benden esirgemeyen değerli hocam Prof. Dr. Emin Demirbağ'a teşekkürlerimi sunarım.

Yol göstericiliği ve yardımlarıyla tezime önemli katkılarda bulunan Arş. Gör. Dr. Caner İmren'e çok teşekkür ederim. Karşılaştığım sorunların çözümü için bana vakit ayıran, sorduğum tüm sorulara içtenlikle cevap bulmaya çalışan, Arş. Gör. Onur Tan, Arş. Gör. Ebru Bozdağ ve Arş. Gör. Ahmet Ökeler'e sonsuz teşekkürler.

Üniversite hayatım boyunca bilgi ve deneyimlerini benimle paylaşan, mesleki gelişime katkıda bulunan tüm öğretim görevlilerine ve araştırma görevlilerine çok teşekkür ederim. Projeye verdiği destekten dolayı, TÜBİTAK-MAM Yer ve Deniz Bilimleri Araştırma Enstitüsü'ne teşekkürler.

Tez çalışmamda kullanılan veri gruplarının toplanmasında emeği geçen MTA Sismik-1 araştırma gemisi ve Le Suroit araştırma gemisi çalışanlarına teşekkürü bir borç bilirim.

Her zaman yanımda olan sevgili arkadaşlarıma sonsuz teşekkürler. Tüm hayatım boyunca destek ve güvenlerinden her zaman emin olduğum sevgili aileme, özellikle, Şükriye Ocaklı, Mustafa Ocaklı, Gül Ocaklı ve Nihat Öztürk'e, sevgilerle...

Aralık 2003

Doğa Düşünür

İÇİNDEKİLER

KISALTMALAR	vi
TABLO LİSTESİ	vii
ŞEKİL LİSTESİ	viii
SEMBOL LİSTESİ	xiv
ÖZET	xvi
SUMMARY	xviii
1. GİRİŞ	1
1.1. Çalışmanın amacı	1
1.2. Bölgenin genel tektonik özelliklerinin tanıtılması	2
1.3. Marmara Denizi'nin oluşumu ve yapısal özellikleri	5
1.3.1. Marmara Denizi'nin oluşumu	5
1.3.2. Marmara Denizi'nin genel özellikleri ve önemli yapısal unsurları	6
1.3.3. Marmara Denizi'nde öne sürülen yapısal modeller	8
1.3.3.1. Çek-ayır havza modeli ve bununla ilişkili modeller	9
1.3.3.2. Aşmalı (en-echelon) fay sistemi	9
1.3.3.3. Tek fay modeli	10
1.3.4. Depremsellikle ilişkili çalışmalar ve GPS	10
1.3.5. Orta Marmara Havzası	11
1.3.5.1. Giriş ve genel özellikler	11
1.3.5.2. Önceki çalışmalar ve genel sonuçları	13
2. KULLANILAN VERİ GRUPLARI VE ÖZELLİKLERİ	14
2.1. Sismik verilerde çözünürlük (resolution)	14
2.1.1. Giriş	14
2.1.2. Düşey çözünürlük	14
2.1.3. Yanal çözünürlük	16
2.2. Veri gruplarının özellikleri	17
2.2.1. Giriş	17
2.2.2. Dipten çekmeli (pasisar) sığ sismik veriler	20
2.2.3. Sığ sismik veriler	22
2.2.4. Çok kanallı sismik veriler	24
2.2.5. Multi-beam (çok ışınlı) verileri	25
3. SİSMİK VERİLERE UYGULANAN VERİ-İŞLEM YÖNTEMLERİ	28
3.1. Giriş	28

3.2. Sismik veri-işlem yöntemlerinin temel ilkeleri	28
3.2.2. Verilerin kontrol edilmesi ve okutulması	
3.2.3. Süzgeç uygulaması	28
3.2.4. Genlik kazanımı	28
3.2.4.1. Genliğe etki eden faktörler	28
3.2.4.2. Genlik kazanımı uygulaması	29
3.2.5. Otomatik genlik kazanımı	30
3.2.6. Bozuk verilerin ayıklanması (Editing)	31
3.2.7. Atış-alıcı statik düzeltmesi (Datum Düzeltmesi)	32
3.2.8. Geometri düzeninin oluşturulması	32
3.2.9. Atış düzeninden ortak yansıma noktası düzenine geçilmesi (Sort)	33
3.2.10. Dinamik düzeltme (NMO)	34
3.2.11. Kaba (Brute) yığma işlemi	35
3.2.12. Hız analizi	35
3.2.13. Yığma işlemi (Stack)	36
3.2.14. Ters evrişim (Deconvolution)	37
3.2.15. Önkestirmeli ters evrişim (Predictive Deconvolution) ile tekrarlı Yansımaların bastırılması	38
3.2.15.1. Tekrarlı yansımalar (Multiple)	38
3.2.15.2. Tekrarlı yansımaların türleri	39
3.2.15.3. Önkestirmeli ters evrişim süzgeci ve Wiener katsayılarının hesaplanması	40
3.2.15.4. En küçük kareler anlamında hata fonksiyonun hesaplanması	41
3.2.16. Sismik göç işlemi (Migration)	42
3.2.16.1. Genel özellikleri	42
3.2.16.2. Göç işleminin problemlili bazı yapılar üzerindeki etkileri	43
3.2.16.3. Sonlu farklar yöntemi ile zaman ortamında göç işlem	46
3.2.16.4. Yığma öncesi kısmi göç işlemi (Dip Moveout)	46
3.3. Çok-Kanallı verilerin işlenmesi	48
3.3.1. Giriş	48
3.3.1.1. Verilerin kontrol edilmesi ve okutulması	50
3.3.1.2. Bozuk verilerin ayıklanması	50
3.3.1.3. Yüksek geçişli süzgeç uygulaması	51
3.3.1.4. Genlik kazancı ve otomatik genlik düzeltmesi uygulaması	53
3.3.1.5. Statik düzeltme	55
3.3.1.6. Geometrinin oluşturulması ve sort işlemi	55
3.3.1.7. Hız analizinin yapılması, NMO, DMO düzeltmesi ve yığma işlemi	56
3.3.1.8. Deniz tabanı üzerindeki sinyallerin ve direk dalgaların atılması	59
3.3.1.9. Göç işleminin veriler üzerindeki etkileri	60
3.3.1.10.Önkestirmeli ters evrişim uygulamaları	65
3.4. Tek-kanallı verilerin işlenmesi	69
3.4.1. Giriş	69
3.4.2. Verilerin okutulması ve süzgeç uygulaması	70
3.4.3. Genlik kazanımı uygulaması ve otomatik genlik kazanımı	71
3.4.4. Sismik göç işlemi	72
3.4.5. Band geçişli süzgeç uygulaması	74
3.4.6. Deniz tabanı üstünde kalan gürültülerin temizlenmesi	74

4. SİSMİK KESİTLERİN YORUMLANMASI	75
4.1. Giriş	75
4.2. Tek-kanallı sismik kesitlerin yorumlanması	75
4.3. Çok-kanallı sismik kesitlerin yorumlanması	80
5. TARTIŞMA VE SONUÇLAR	87
6. REFERANSLAR	96
7. EKLER	101
8. ÖZGEÇMİŞ	127



KISALTMALAR

BS	: Batı Sirt
CDP	: Common Depth Point
CMP	: Common Mid Point
ÇH	: Çınarcık Havzası
DAF	: Doğu Anadolu Fayı
DS	: Doğu Sirt
GI	: Generator Injector
GMT	: Generic Mapping Tools
KAF	: Kuzey Anadolu Fayı
KH	: Kumburgaz Havzası
MTA	: Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü
NMO	: Normal Move Out
OH	: Orta Havza
Psi	: Per Square Inch
RMS	: Root Mean Square
TH	: Tekirdağ Havzası
TÜBİTAK	: Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu
VDS	: Vector Data Storage Format

TABLO LİSTESİ

	<u>Sayfa No</u>
Tablo 2.1 Kullanılan veri gruplarına ait baskın frekans, Fresnel zonu yarıçapı ve düşey çözünürlük değerleri.....	17
Tablo 2.2 Dipten çekmeli sismik verilerine ait bilgiler.....	23
Tablo 2.3 Pasisar hatlarıyla birlikte toplanan yüzey sığ sismik verilerine ait bilgiler.....	23
Tablo 2.4 Yüzey sığ sismik verilerine ait bilgiler.	24
Tablo 2.5 Çok-kanallı sismik verilerine ait bilgiler.....	24
Tablo 2.6 Çok-kanallı sismik verilerinin toplanma parametreleri.....	25

ŞEKİL LİSTESİ

	<u>Sayfa No</u>
Şekil 1.1 Türkiye ve çevresinin basitleştirilmiş tektonik haritası.....	3
Şekil 1.2 Türkiye ve çevresine ait GPS hızlarının dağılımı	4
Şekil 1.3 Marmara Denizi'nin çok ışınlı batimetri haritası	7
Şekil 1.4 Marmara Denizi aktif tektoniği için önerilen modeller ve ana fikirleri itibariyle sınıflandırılması.....	9
Şekil 1.5 Marmara Denizi ve çevresinin deprenselliği	10
Şekil 1.6 Marmara ve çevresine ait GPS vektörleri dağılımı	11
Şekil 1.7 Orta Marmara Havzası'nın çok ışınlı batimetri görüntüsü.....	12
Şekil 2.1 Düşey çözünürlük ve nüfuz derinliğinin frekansa bağlı olarak değişimi	16
Şekil 2.2 Veri gruplarının aydınlatılabileceği yapısal unsurlar ve nüfuz derinlikleri	18
Şekil 2.3 Orta Marmara Havzası'na ait deniz tabanı batimetri haritası ve harita üzerine işaretlenen tek-kanallı sismik kesitlere ait hat haritası	19
Şekil 2.4 Orta Marmara Havzası'na ait deniz tabanı batimetri haritası ve harita üzerine işaretlenen çok-kanallı sismik kesitlere ait hat haritası	20
Şekil 2.5 Geleneksel yolla toplanan sismik veri ve dipten çekmeli SAR aracıyla toplanan sismik verinin geometrisi.....	21
Şekil 2.6 Geleneksel yolla toplanan ve dipten çekmeli SAR aracıyla toplanan sismik verilerin Fresnel Zonu yarıçapı	22
Şekil 3.1 Sismik dalganın genliğine etki eden faktörler.....	29
Şekil 3.2 Deniz yüzeyine göre farklı derinliklerden çekilen atış-alıcı düzenekleri	32
Şekil 3.3 Atış- alıcı düzeninden, ortak yansıma noktası düzenine geçiş.....	33
Şekil 3.4 Yatay tabakalı bir ortamda sismik ışının izlediği yol.....	34

Şekil 3.5	Sismik dalganın, deniz tabanı ve deniz yüzeyi arasında tekrarlı yansıması.....	39
Şekil 3.6	Tekrarlı yansımaların türleri	39
Şekil 3.7	Yer altındaki bir P noktasından yansıyan sinyalin yüzeyde kaydedildiği yer	43
Şekil 3.8	Yeryüzünde X ve Y noktalarında kaydedilen AB yansıtıcısı ve bu yansıtıcıya ait CD görüntü yansıma yüzeyi.....	44
Şekil 3.9	Yeraltında yer alan antiklinal bir yapının sismik kesitte göç işlemi öncesi ve sonrasındaki görünümü	44
Şekil 3.10	Yeraltında yer alan senklinal bir yapının, sismik kesitte görünümü.....	45
Şekil 3.11	Yeraltında yer alan 30° eğimli bir fayın sismik kesitte neden olduğu saçılmaların görüntüsü.....	45
Şekil 3.12	Deniz yüzeyinde olduğu varsayılan alıcının belirli aralıklarla deniz yüzeyinden aşağıya doğru iletilmesi.....	46
Şekil 3.13	Eğimli bir yansıtıcıdan yansıyan sismik dalganın izlediği yol.....	47
Şekil 3.14	Çok-kanallı verilere uygulanan veri-işlem yöntemlerini gösteren akış şeması.	48
Şekil 3.15	Çok-kanallı verilere uygulanan veri-işlem yöntemlerini gösteren akış şeması (devamı)	49
Şekil 3.16	18 numaralı hattın, 5. atışında izlenen direkt gelen dalga, deniz tabanı ve tekrarlı yansıma sinyallerinin görüntüsü.....	50
Şekil 3.17	Ayıklama işlemi öncesi (a) ve sonrası (b) 19 ve 20 numaralı kanallarda sismik izin görünümü	51
Şekil 3.18	Ayıklama işlemi öncesi (a) ve sonrası (b) 37 numaralı kanalda izlenen yüksek genlikli sinyalin sismik izdeki görünümü	52
Şekil 3.19	60 Hz’de gürültü bileşenine sahip verinin frekans spektrumu	52
Şekil 3.20	60 Hz’de veriye uygulanan çentik süzgeçin sonucunda verinin frekans spektrumu.....	53
Şekil 3.21	Veriye uygulanan band geçirir süzgeç uygulamasının sonucunda verinin frekans spektrumu.....	53

Şekil 3.22	14 numaralı kesitin bir bölümüne ait genlik spektrumu (a), eksponansiyel genlik düzeltmesi uygulandıktan sonraki görünümü (b).....	54
Şekil 3.23	Veriye 400 ms pencere uzunluğuna sahip otomatik genlik dengelenmesi uygulandıktan sonra çizdirilen genlik spektrumu.....	54
Şekil 3.24	M2S-14 hattına uygulanan atış alıcı statik düzeltmesi öncesi (a), sonrası (b).....	55
Şekil 3.25	DMS-14 hattına uygulanan kaba yığma işleminin sonucu	57
Şekil 3.26	M2S-13 hattının 250-350 CDP' leri arasındaki yığma analizi aşaması (a) ve benzerlik fonksiyonu (b).....	57
Şekil 3.27	DMS02 hattı boyunca yapılan hız analizine bir örnek (a), benzerlik fonksiyonu (b).....	58
Şekil 3.28	Dik yola kaydırma için kullanılan farklı hızlardan elde edilen sonuçlar.....	58
Şekil 3.29	Dik yola kaydırma işlemi için uygun hız seçildiğinde elde edilen görüntü.....	59
Şekil 3.30	Deniz tabanı üzerindeki direkt gelen dalgaların ve gürültülerin kesilerek atılması, işlemden önce (a) ve sonra (b).....	60
Şekil 3.31	Farklı hız fonksiyonu kullanılarak uygulanan sismik göç işleminin veri üzerindeki etkileri	61
Şekil 3.32	M2S-15 numaralı hatta ait yığma kesiti	63
Şekil 3.33	M2S-15 hattına sismik göç işleminin uygulanmasının ardından elde edilen görünüm.....	63
Şekil 3.34	M2S-19 numaralı hatta ait yığma kesiti	64
Şekil 3.35	M2S-19 hattına sismik göç işleminin uygulanmasının ardından elde edilen görünüm.....	64
Şekil 3.36	M2S-15 hattının, sonlu farklar zaman ortamı göç işlemi uygulamasının ardından görünümü.....	65
Şekil 3.37	M2S-14 hattının, ters evrişim uygulaması öncesindeki görüntüsü.....	66
Şekil 3.38	M2S-14 hattının, ters evrişim uygulaması ardından görünümü	67
Şekil 3.39	M2S-14 hattının, 243-1371 CDP aralığının, ters evrişim uygulaması öncesi (a) ve sonrası (b) görünümü	67
Şekil 3.40	M2S-15 hattının ters evrişim uygulaması öncesi görünümü izlenmektedir	68

Şekil 3.41	M2S-15 hattının ters evrişim uygulaması sonrası görüntüsü.....	68
Şekil 3.42	M2S-15 hattına ait ters evrişim işlemi uygulanmamış sismik göç kesiti (a), ters evrişim uygulamasının ardından elde edilmiş sismik göç kesiti.....	69
Şekil 3.43	Tek kanallı verilere uygulanan veri-işlem yöntemlerini gösteren akış şeması.....	70
Şekil 3.44	S77 hattına uygulanan genlik düzeltmesi öncesi (a)ve sonrasındaki (b) zamana bağlı olarak izlenen genlik düşüşü.....	71
Şekil 3.45	S77 hattına uygulanan otomatik genlik dengelenmesi işleminin ardından, kesitin bir bölümüne ait zamana bağlı olarak izlenen genlik düşüşü.....	71
Şekil 3.46	S79 hattının sismik göç işlemi uygulamasından önceki hali	72
Şekil 3.47	S79 hattının sismik göç işlemi uygulamasından ardından görünümü.....	73
Şekil 3.48	Deniz tabanı üzerindeki direk gelen dalgaların ve gürültülerin kesilerek atılması, işlemden önce (a) ve sonra (b).....	74
Şekil 4.1	S79 numaralı hattın sismik göç kesiti (a) yorumlanmış hali (b).....	76
Şekil 4.2	Dipten çekmeli yöntemle toplanmış 79 numaralı hatta ait migrasyon kesiti (a) ve yorumlanmış hali (b) de görülmektedir	78
Şekil 4.3	Dipten çekmeli yöntemle toplanmış 74 numaralı hattın doğu kısmına ait migrasyon kesiti (a) ve yorumlanmış hali (b) de görülmektedir.....	79
Şekil 4.4	R55 kesitinin gemide alınmış kaydı (a) ve yorumlanmış hali (b) de verilmiştir.....	80
Şekil 4.5	M2S-19 kesitinin sismik göç kesiti (a) ve yorumlanmış hali (b)'de verilmiştir. Kırmızı kesikli çizgiyle işaretlenen alan deniz tabanı tekrarlı yansımasıdır.....	82
Şekil 4.6	M2S-14 kesitinin sismik göç kesiti (a) ve yorumlanmış hali (b)'de verilmiştir . Kırmızı kesikli çizgiyle işaretlenen alan deniz tabanı tekrarlı yansımasıdır.....	83
Şekil 4.7	M2S-15 kesitinin sismik göç kesiti (a) ve yorumlanmış hali (b)'de verilmiştir.....	84

Şekil 4.8	DMS-02 kesitinin sismik göç kesiti (a) ve yorumlanmış hali (b) de verilmiştir	85
Şekil 5.1	Orta Marmara Havzası'na ait batimetri görüntüsü ve fay haritası	88
Şekil 5.2	Orta Marmara Havzası'na ait eş derinlik haritası ve fay haritası.....	91
Şekil 5.3	Orta Marmara Havzası'nın güncel tektoniği ile ilişkili faylar ve bu fayların, sağ yanal doğrultu atımlı bir sistemde teorik olarak beklenen yapılarla (deformasyon elipsi) olan uyumu.....	93
Şekil A.1	DMS02 numaralı hatta ait yığma kesiti (a), sismik göç kesiti (b).....	102
Şekil A.2	DMS03 numaralı hatta ait yığma kesiti (a), sismik göç kesiti (b).....	103
Şekil A.3	DMS04 numaralı hatta ait yığma kesiti (a), sismik göç kesiti (b).....	104
Şekil A.4	DMS05 numaralı hatta ait yığma kesiti (a), sismik göç kesiti (b).....	105
Şekil A.5	M2S-13 numaralı hatta ait yığma kesiti (a), sismik göç kesiti (b).....	106
Şekil A.6	M2S-14 numaralı hatta ait yığma kesiti (a), sismik göç kesiti (b).....	107
Şekil A.7	M2S-15 numaralı hatta ait yığma kesiti (a), sismik göç kesiti (b).....	108
Şekil A.8	M2S-18 numaralı hatta ait yığma kesiti (a), sismik göç kesiti (b).....	109
Şekil A.9	M2S-19 numaralı hatta ait yığma kesiti (a), sismik göç kesiti (b).....	110
Şekil A.10	R50 numaralı kesitin monitör kaydı	111
Şekil A.11	R51 numaralı kesitin monitör kaydı	111
Şekil A.12	R52 numaralı kesitin monitör kaydı	112
Şekil A.13	R53 numaralı kesitin monitör kaydı	112
Şekil A.14	R54 numaralı kesitin monitör kaydı	113
Şekil A.15	R55 numaralı kesitin monitör kaydı	113
Şekil A.16	R56 numaralı kesitin monitör kaydı	114
Şekil A.17	R57 numaralı kesitin monitör kaydı	114
Şekil A.18	R58 numaralı kesitin monitör kaydı	115

Şekil A.19	R59 numaralı kesitin monitör kaydı	115
Şekil A.20	S74 numaralı kesitin monitör kaydı.....	116
Şekil A.21	S75 numaralı kesitin monitör kaydı.....	117
Şekil A.22	S76 numaralı kesitin monitör kaydı.....	117
Şekil A.23	S77 numaralı hatta ait sismik göç kesiti	118
Şekil A.24	S78 numaralı hatta ait sismik göç kesiti.	119
Şekil A.25	S79 numaralı hatta ait sismik göç kesiti	119
Şekil A.26	S80 numaralı hatta ait sismik göç kesiti	120
Şekil A.27	S81 numaralı hatta ait sismik göç kesiti	121
Şekil A.28	S82 numaralı hatta ait sismik göç kesiti	121
Şekil A.29	P74 numaralı hatta ait sismik göç kesiti	122
Şekil A.30	P75 numaralı hatta ait sismik göç kesiti	123
Şekil A.31	P76 numaralı hatta ait sismik göç kesiti	123
Şekil A.32	P77 numaralı hatta ait sismik göç kesiti	124
Şekil A.33	P78 numaralı hatta ait sismik göç kesiti	125
Şekil A.34	P79 numaralı hatta ait sismik göç kesiti	125
Şekil A.35	P80 numaralı hatta ait sismik göç kesiti	126

SEMBOL LİSTESİ

λ	: Dalga boyu
V	: Ortamın P-dalgası yayılım hızı
f	: Baskın frekans
r	: Fresnel Zonu'nun yarıçapı
t	: Zaman
t_{at}	: Atış noktasının deniz yüzeyine olan uzaklığı
t_{al}	: Alıcının deniz yüzeyine olan uzaklığı
E	: Enerji yoğunluğu
A	: Genlik
A_{ort}	: Ortalama genlik değeri
d	: Mesafe
X	: Sismik iz
L	: Pencere uzunluğu
N	: Pencere içerisindeki sıfırdan farklı örnek sayısı
$S_{faktör}$	: Çıkış genliğini denetleyen faktör
F	: Genlik faktörü
O	: Otomatik genlik düzeltmesi sonrası elde edilen sismik iz
h	: Derinlik
h_{at}	: Atış noktasının deniz yüzeyinden olan derinliği
h_{al}	: Alıcı noktasının deniz yüzeyinden olan derinliği
k_s	: Katlama sayısı
k	: Kanal sayısı
g	: Grup aralığı
a	: Atış aralığı
x	: Atış-alıcı arası mesafe
Δt_{NMO}	: Dik yola kaydırma düzeltmesi
ρ	: Yoğunluk
I_k	: k. tabakaya ait akustik empedans
c_k	: k. tabakaya ait yansıma katsayısı
Δt	: Örnekleme aralığı
a_i	: Süzgeç katsayısı
y_i	: Çıkış sinyali
x_i	: Giriş sinyali
ε_i	: Hata fonksiyonu
$\varepsilon(z)$	: Hata fonksiyonunun z dönüşümü
f_i	: Wiener süzgeç katsayıları
z_i	: İstenen çıkış sinyali

- r_i : Giriş sinyalinin özilişki fonksiyonu
 g_i : İstenen çıkış sinyali ile giriş sinyalinin ilişki fonksiyonu
 θ : Gerçek yansıma yüzeyinin eğim açısı
 ϕ : Görünür yansıma yüzeyinin eğim açısı
 B : Toplam atım miktarı
 j : İki fay arası mesafe
 φ : Radyan cinsinden dönme açısı



ORTA MARMARA HAVZASI'NIN AKTİF TEKTONİK YAPISININ DENİZ JEOFİZİĞİ AKUSTİK YÖNTEMLERİYLE ARAŞTIRILMASI

ÖZET

Özellikle 17 Ağustos 1999 Gölcük ve 12 Kasım 1999 Düzce depremlerinin ardından, KAF'ın Marmara Denizi içerisindeki devamlılığının araştırılması giderek önemli bir hale gelmiştir. Gerek Marmara Denizi çevresindeki yerleşim ve endüstri yoğunluğunun olası büyük bir depremle risk altında bulunması, gerekse bölgenin tektonik yapısının yerbilimleri açısından gizemini hala koruması nedeniyle pekçok ülkeden birçok yerbilimcinin gözleri bu alana çevrilmiştir. Farklı bilimsel gruplar tarafından, farklı veri grupları değerlendirilerek yapılan çalışmalarla, bölgenin tektoniğini açıklamaya yönelik olarak çeşitli tektonik modeller öne sürülmüştür. Orta Marmara Havzası var olan modellerin sınanması için bir kilit noktası konumundadır.

Bu tez kapsamında, Türkiye'nin en önemli aktif fay zonlarından birini oluşturan Kuzey Anadolu Fay (KAF) zonunun detaylarının belirlenebilmesi hedeflenmiştir ve söz konusu alan Marmara Denizi içerisinde yer aldığından, denizde yapılacak sismik çalışmaların önemi büyüktür. Bu amaçla farklı derinliklerden bilgi toplayan çeşitli batimetrik ve sismik veri grupları bir araya getirilmiştir. Bu çalışma kapsamında kullanılan veriler şöyle sınıflandırılabilir; çok ışınlı deniz tabanı batimetri verileri, tek-kanallı sığ sismik veriler, Pasisar verileri, çok-kanallı sismik veriler. Tek-kanallı sığ sismik veriler, pasisar ve deniz tabanı batimetri verileri Le Suroit gemisi tarafından Eylül 2000'de toplanmışlardır. DMS olarak adlandırılan ilk grup çok-kanallı veri 1997 yılında, M2S olarak adlandırılan ikinci grup çok-kanallı veri ise 2000 yılında Maden Tetkik Arama (MTA) Genel Müdürlüğü'ne ait Sismik-1 gemisi tarafından toplanmıştır. M2S çok-kanallı veri grubu ilk kez bu tez kapsamında işlenip yorumlanmıştır. Yüzey, sığ ve orta derinlikten bilgi taşıyan bu verilerin işlenip değerlendirilmesi ve ardından gözlenen yapısal unsurların birbirleriyle ve aktif tektonikle ilişkilendirilmesini amaçlanmıştır.

Batimetri görüntüsü ve kesitlerden elde edilen bilgiler değerlendirildiğinde, havzanın ortasında yer alan ve her iki yamacıda faylarla sınırlandırılmış olan çöküntü alanı Orta Marmara Havza'sı içerisinde görülen en belirgin ve aktif sistemi oluşturmaktadır. KAF'ı Orta Marmara Havzası'nda temsil eden fay, havzanın ortasında yer alan çöküntü alanının güney yamacı boyunca ilerlemekte ve havzanın batı ucunda yaklaşık olarak 700 m güneye sıçrayarak havzayı terketmektedir. Çöküntü alanının kuzey yamacı boyunca yüzeyde izlenen ve derinlerdeki bir doğrultu atımlı fayın Riedel yapıları olarak gözlenen aşmalı faylarının doğrultularındaki değişim, çöküntü alanının saat yönünde dönüyor olmasının bir göstergesidir. Aynı şekilde güneydeki ana fay kolunun batısında gözlenen horsetail yapılarında bu dönüşle ilişkilendirilebilir.

Havzanın güncel deformasyonunun bu bahsedilen faylarla ilgili olduğu kesindir. Tüm bu güncel sistem içerisinde çalışan yapılar değerlendirildiğinde, havzanın merkezinde yeralan çöküntü alanı, doğrultu atımlı fay zonunun morfolojik izidir. Havza içinde aktif olarak gözlenen fayların tamamı, doğrultu atımlı sistemlerde izlenen faylarla iyi bir uyum içerisindedir.



INVESTIGATION OF THE ACTIVE TECTONISM IN THE CENTRAL MARMARA BASIN BY ACOUSTICAL MEANS

SUMMARY

Determination of the continuation of the North Anatolian Fault Zone (NAFZ) in the Marmara Sea after the 17 August 1999 Gölcük and 12 November 1999 Düzce earthquakes became a very important task. Due to the potential of occurrence of destructive earthquakes in the Marmara Sea along the NAFZ, geophysical and geological research efforts have been undertaken to better understand the seismic hazard in the future in this area which is very close to the large urban and industrial center, Istanbul. Scientific groups from several countries used different kinds of geophysical data to investigate the active tectonic structures in the sub bottom and proposed some active tectonic models in the Sea of Marmara. Among the other basins, the Central Marmara Basin is a key area in the Marmara Sea to understand the validity of the proposed tectonic models.

The objective of this thesis is to investigate the NAFZ in the Central Marmara Basin. Because the study area is in the Marmara Sea, it is essential to use bathymetric and marine seismic data in the research. Therefore, bathymetric and seismic data sets with different resolution and depth penetration were compiled, processed and interpreted all together. The data sets used in this study can be classified as follows: multibeam bathymetric data, single-channel seismic data, deep-towed (Pasisar) data all collected by Le Suroit research vessel in September, 2000; Multi-channel seismic reflection data collected by General Directorate of Mineral Research and Exploration (MTA) research vessel Sismik-1 in 1997 (DMS lines) and 2000 (M2S lines). The second group of multi-channel data (M2S lines) are processed and interpreted in this study for the first time. In this study the surface and shallow-to-mid depth active structures were mapped from the interpreted bathymetric maps and processed seismic data, and finally the surface structures were compared to the shallow-to-mid depth structures to investigate the relationship between all these structures in terms of active tectonism.

Bathymetric maps and seismic sections show that a depression zone in the middle of the Central Marmara Basin is deliniated by active faults in the north and south and this depression zone constitute the most active and significant active tectonic feature of the area. The main fault follows the southern slope of the central depression zone and continuous to the west and leave from the basin by a jump of about 700 m to the south at the western edge of the basin. The change in the directions of the en-echelon faults observed on the sea floor along the northern slope of the central depression are possibly Riedel structures of a strike-slip fault that is located in the deeper part of the basin. This en-echelon faults possibly indicate that the central depression rotates in a clockwise

direction. The horsetail structures located in the southern slope of the central depression zone can be also related to this rotation. It is certain that active deformation of the Central Marmara Basin is shaped by these faults.

When all these active structures are considered, it is shown that the central depression zone in the middle of the Central Marmara Basin is a morphological response of the strike-slip tectonism occurring in the Marmara Sea. Active faults observed in the Central Marmara Basin are consistent with the faults that can be seen in strike-slip zones as modeled by some scientist.



1. GİRİŞ

1.1 Çalışmanın amacı

Çalışma bölgesinde, Türkiye'nin en önemli aktif fay zonlarından birini oluşturan Kuzey Anadolu Fay (KAF) zonunun detaylarının belirlenebilmesi, özellikle 17 Ağustos 1999 Kocaeli ($M_w=7,4$) ve 12 Kasım 1999 Düzce ($M_w=7,2$) depremlerinin ardından giderek önemli hale gelmiştir. Gerek Marmara Denizi çevresindeki yerleşim ve endüstri yoğunluğunun olası büyük bir depremle risk altında bulunması, gerekse bölgenin tektonik yapısının yerbilimleri açısından gizemini hala koruması nedeniyle pekçok ülkeden birçok yerbilimcinin gözleri bu alana çevirilmiştir.

KAF'ın Marmara Denizi içerisindeki devamlılığının araştırılması söz konusu olduğunda, denizde yapılacak sismik çalışmaların önemi gündeme gelmiştir. Farklı araştırma grupları tarafından toplanan ve yorumlanan verilerin bir sonucu olarak, bölgenin aktif tektoniğini açıklamaya yönelik farklı tektonik modeller öne sürülmüştür. Bu modellere, bu bölüm içinde yer alan bir diğer altbölümde ayrıntılı olarak yer verilecektir. Modellere genel anlamda bakıldığında ise hepsinin ortak çıkış noktası, Marmara Denizi içerisinde morfolojik anlamda en önemli unsurlar olarak görülen, havza ve sırt yapılarının açıklanabilmesi ve olası faylarla ilişkilendirilebilmesi gereğidir. İşte bu noktada, konumu ve yapısallığı dikkate alındığında Orta Marmara Havzası var olan modellerin sınanması için bir kilit noktası konumundadır.

Orta Havza'nın, bölgedeki aktif tektonik yapının netlik kazanabilmesi amacıyla önemli konuma gelmesinin ardından, havza sınırları içerisinde yapılmış sismik çalışmaların bir kısmının yeniden değerlendirilip yorumlanması, bir kısmında ilk kez işlenerek değerlendirilmesi amacıyla 2002 Haziran ayında bir TÜBİTAK projesi başlatılmıştır. Projenin esas amacı, farklı derinliklere ait verilerin birleştirilerek 3 boyutlu bir fay zonu görüntüsü elde edilebilmesidir. Bu sayede yapısal unsurların

devamlılığı ve birbirleriyle olan ilişkileri ortaya konulabilecektir. Bu yüksek lisans tezi de, TÜBİTAK projesi kapsamında, yüzey, sığ ve orta derinlikten bilgi taşıyan verilerin işlenip değerlendirilmesini ve aktif tektonikle ilişkilendirilmesini amaçlamaktadır. Derin yapısal unsurların ortaya konmasını sağlayacak derin sismik verilerin işlenmesi ve değerlendirilmesi ile ilgili çalışmalar yine proje kapsamında ileri aşamalarda yapılacaktır.

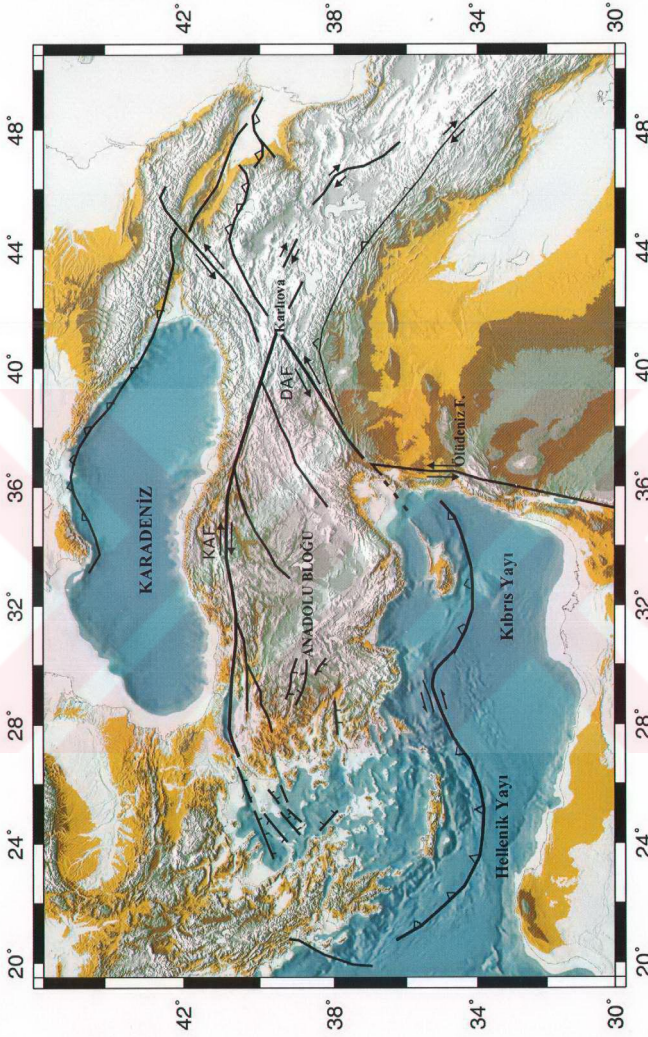
Bu çalışma kapsamında kullanılan veriler şöyle sınıflandırılabilir; çok ışınlı deniz tabanı batimetri verileri (Multibeam), tek-kanallı sığ sismik veriler, dipten çekmeli (Pasisar) verileri, çok-kanallı sismik veriler. İki grup halinde toplanan tek- kanallı sığ sismik veriler, pasisar ve deniz tabanı batimetri verileri Le Suroit araştırma gemisi tarafından Eylül 2000’de toplanmışlardır. Çok-kanallı veriler ise orta derinliklerde penetrasyona sahiptirler. DMS olarak adlandırılan ilk grup veri Maden Tetkik Arama (MTA) Genel Müdürlüğü’ne ait Sismik-1 araştırma gemisi tarafından 1997 yılında toplanmıştır. İkinci grup veri ise yine MTA Sismik-1 tarafından 2000 yılında toplanmış ve ilk kez bu tez kapsamında işlenip yorumlanmıştır.

Sözedilen bu veri gruplarının bir kısmı yeniden amaca uygun olarak işlenmiş ve değerlendirilmiş, bir kısmı ilk kez işlenerek tez kapsamına dahil edilmiş, bir kısmıysa bu çalışmaya yorumlama aşamasında katkıda bulunmuştur.

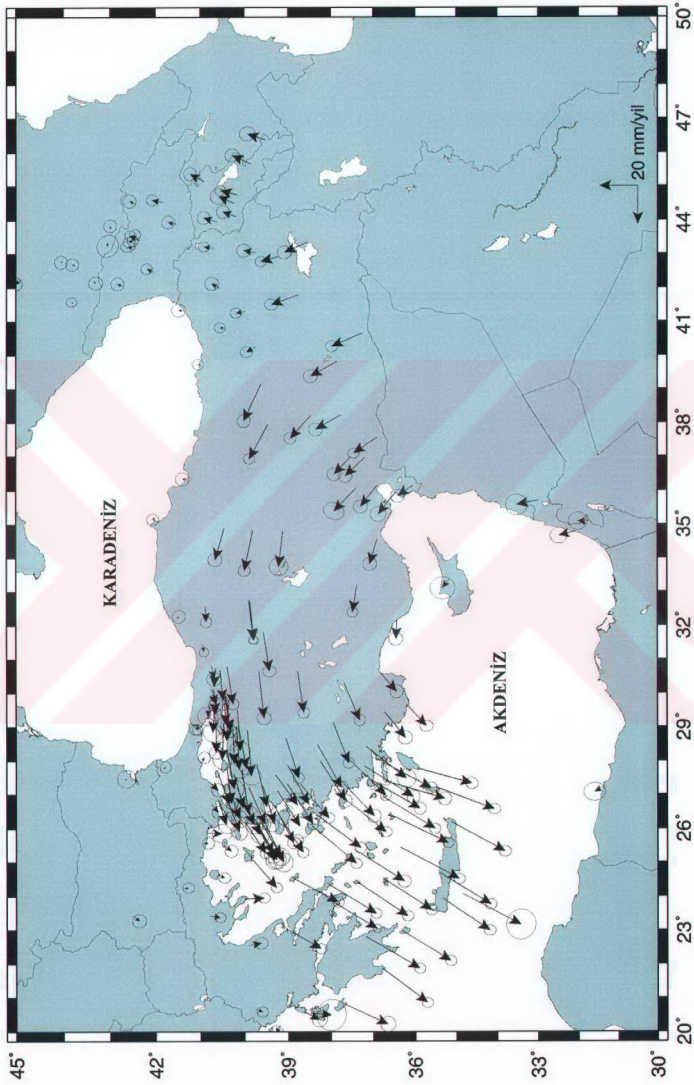
1.2 Bölgenin genel tektonik özelliklerinin tanıtılması

Çalışma bölgesinde genel tektonik yapının büyük ölçüde belirleyicisi olan Kuzey Anadolu Fayı (KAF) , yaklaşık 1500 km uzunluğuyla Anadolu Levhası’nın kuzey sınırını çizer. Doğuda Karlıova’dan başlayarak, batıda Marmara Denizi’ne uzanan ve sağ yanal doğrultu atımlı fay özelliği gösteren KAF dünyanın en aktif fay zonlarından biridir.

Birbirinden farklı hızlara sahip Arap (~25 mm/yıl) ve Afrika (~10 mm/yıl) blokları arasında, bu hız farkının yarattığı stres ve deformasyonun karşılanabilmesi için sol yanal doğrultu atımlı fay özelliği gösteren Ölüdeniz Fayı oluşmuştur. Arap levhasının K-KB doğrultusundaki hareketinin bir sonucu olarak, Avrasya ve Arap Levhaları arasında Bitlis-Zagros kenet kuşağı oluşmuştur.



Şekil 1.1 Türkiye ve çevresinin basitleştirilmiş tektonik haritası (Şengör ve diğ., 1985'den sadeleştirilerek yeniden çizilmiştir). Deniz tabanı batimetri verileri Smith ve Sandwell, 1997'den, topografya verileri ise USGS'den alınmıştır.



Şekil 1.2 Türkiye ve çevresine ait GPS hızlarının dağılımı (McClusky ve diğ., 2000), elipsler %95 hata aralığı için çizdirilmişlerdir.

Kalınlaşan kabuğun deformasyonu karşılayamadığı noktada ise, Anadolu Levhası KAF'ı ve sol yanal doğrultu atımlı fay özelliği gösteren Doğu Anadolu Fayı'nı (DAF) kullanarak batıya kaçmaya başlamıştır (Şekil 1.1).

Bu batıya kaçma sonucu Doğu Anadolu'da sıkışmayla ilişkili olarak kabukta kalınlaşma, kıvrımlar, ters faylar ve doğrultu atımlı faylar oluşurken, Orta ve Batı Anadolu'da açılma havzaları ve ovalar, Batı Anadolu'da ise K-G açılmaya ile ilişkili D –B uzanımlı graben sistemleri gelişmiştir (Şengör ve diğ., 1985).

Ege'deki K-G gerilme'nin kaynağı konusunda farklı görüşler vardır. Daha öncede bahsedilen Anadolu Levhası'nın KAF ve DAF boyunca batıya kaçışının bir sonucu olarak bu gerilme sisteminin oluştuğunu düşünen görüşün (Dewey ve Şengör, 1979; Şengör ve Kidd, 1979; Şengör, 1979) yanısıra bir başka önemli görüş de Akdeniz litosferinin Ege litosferi altına dalması ve Hellenik yayın güneye doğru çekilmesi sonucunda Egede'ki K-G gerilme sisteminin oluştuğunu savunmaktadır (Hsü ve diğ., 1977; Bijou-Duval ve diğ., 1978; Le Pichon ve Angelier, 1979; Le Pichon ve Angelier, 1981; McKenzie ve Yılmaz, 1991).

KAF için kayma hızı $30 \pm \text{mm/yıl}$, DAF içinse $15 \pm 3 \text{ mm/yıl}$ olarak verilmektedir (Reilinger ve diğ., 1997). Jackson ve McKenzie 1988b'de ise Doğu ve İç Anadolu'da, KAF için kayma hızı $\sim 39 \text{ mm/yıl}$ olarak hesaplanmıştır. Bölgede yapılmış en güncel GPS ölçümü çalışmasına bakıldığında da, Anadolu Levhası'nın batıya kaçışı çok net bir şekilde görülmektedir. Şekil 1.2'de McClusky ve diğ., 2000 çalışmasına ait sonuçlar verilmiştir. GPS vektörlerinin hata elipsi %95 hata aralığı için çizdirilmiştir. Kayma hızı KAF için yaklaşık $23 \pm 1 \text{ mm/yıl}$ ve DAF için $9 \pm 1 \text{ mm/yıl}$ olarak ölçülmüştür. Hellenik Yay'a doğru GPS hızlarındaki artış dikkat çekici boyutlara ulaşmıştır.

1.3 Marmara Denizi'nin oluşumu ve yapısal özellikleri

1.3.1 Marmara Denizi'nin oluşumu

Intra-Pontid okyanusunun kapanmasının ardından, Marmara Denizi'nin bulunduğu alanlar, bir kenet kuşağı haline gelerek yükselmeye başlamış ardından da, Erken Miyosen'de aşınmaya başlamıştır. Orta Miyosen'de ise, bölgenin bulunduğu kısımlar göl veya göller tarafından kaplanmıştır. Geç Miyosen başlarına kadar bölgede paleocoğrafik açıdan bir değişiklik izlenmemektedir. Miyosen sonlarında ise

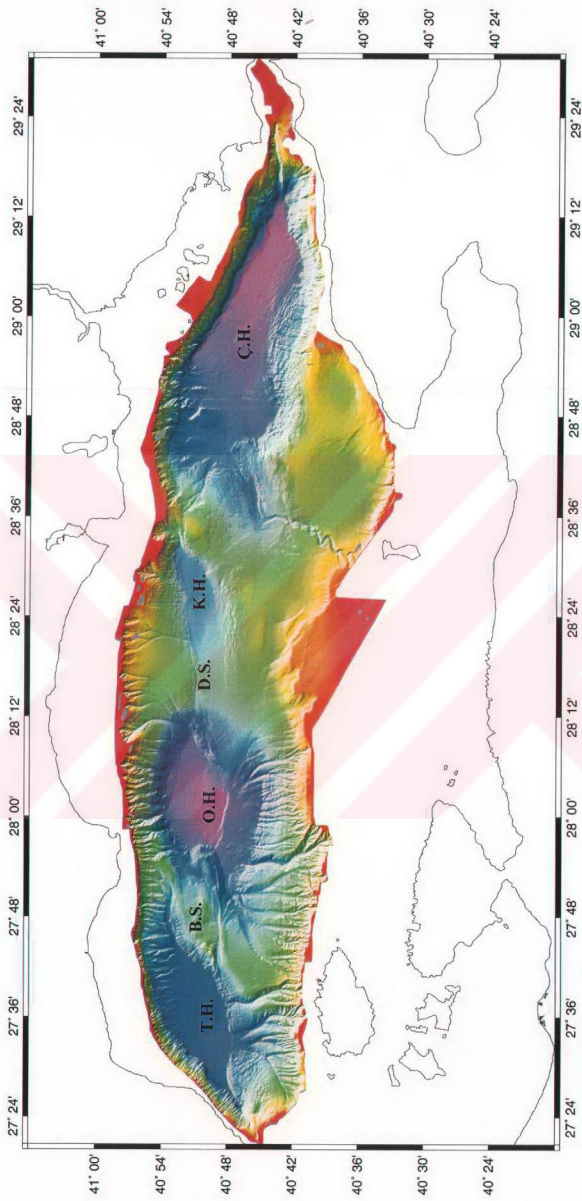
Marmara Havzası'nın kuzey kesimleri, Akdeniz olması muhtemel olan, büyük bir deniz kolu tarafından işgal edilmiştir. Deniz kolunun, henüz oluşmakta olan Kuzey Anadolu Fay Zonu'nu kullanarak bölgeye ulaştığı düşünülmektedir (Barka ve diğ. 1988).

Marmara Denizi'nin ilk kez Orta Miyosen sonlarında KAF Zonu'nun batı ucunun, sular altında kalmasıyla şekillendiği düşünülmektedir. Başlangıçta dar ve uzun bir çukurluk halinde oluşan havza, bugünkü alanının sadece Saroz ile İstanbul arasında kalan kuzey kısmını kaplamaktaydı. Güney kısımlar, yerel bazaltik volkanizma etkilerinin görüldüğü karasal alan içinde kalmaktaydılar. 6 milyon yıl öncesinde ise bu bölgelerinde su altında kalmaya başladıkları görülmektedir. Bu geçişin ana nedeninin, havzayı KD-GB kesen graben ve çek-ayır havzalarının gittikçe büyüüp derinleşmesi olduğu düşünülmektedir. Bu kez bölgeyi kaplayan deniz kolunun Akdeniz değil, Paratetis olduğu, çökel istiflerin yorumlanması sonucu ortaya çıkmıştır. 1.64 - 0.01 milyon yıl öncesi dönemin bir buzul çağı olmasından dolayı, buzul arası evrelerde, Marmara Denizi Havzası'na, Akdeniz ve Karadeniz'in suyu birlikte dolmuş, diğer evrelerde ise bölgede Karadeniz'in suyu egemen olduğundan, havza oksijen fakir bir göl halini almıştır. Çökeller arasındaki uyumsuzluk, bu dönemde KAF'ın çalışmakta olduğunun bir göstergesidir (Barka ve diğ. 1988).

Bu evrenin ardından, yaklaşık 9-7 bin sene önce, Akdeniz'in etkisi yeniden gözlenmeye başlamış, bugünkü oşinografik koşulların oluşmasına olanak sağlamıştır. Marmara Denizi içerisinde yer alan genç denizel çökeller, bu denizin taban topografyasının önemli ölçüde KAF'la ilişkili olarak şekillendiğini göstermektedir (Barka ve diğ. 1988).

1.3.2 Marmara Denizi'nin genel özellikleri ve önemli yapısal unsurları

Yaklaşık 275 km uzunluğunda ve 80 km genişliğinde bir iç deniz olan Marmara Denizi'nin güney yamaçları, kuzeyine göre daha az eğime sahiptir. Bölge morfolojik olarak incelendiğinde, ilk dikkati çeken unsur, birbirlerinden sırtlarla ayrılmış olan üç çukurluk alanıdır (Şekil 1.3). Bunlara ek olarak, yer yer gözlenen heyelanlı alanlar, kanyonlar ve özellikle kuzey ve güney yamaçlarına yerleşmiş çamur akıntısı kanalları yer alır. Bu morfolojik unsurların özelliklerinin bilinmesi demek aslında KAF tarafından şekillendirilen bölgede, bir anlamda KAF'ın davranışı hakkında bilgi sahibi olmak demektir.



Şekil 1.3 Marmara Denizi'nin çok ışnlı batimetri haritası (Rangin ve diğ. 2001, Le Pichon ve diğ. 2001). TH: Tekirdağ Havzası; BS: Batı Sırt; OH: Orta Marmara Havzası; DS: Doğu Sırt; KH: Kumburgaz Havzası; ÇH: Çınarcık Havzası'nı simgelmektedir.

Morfolojik unsurların genel özelliklerinin anlaşılabilmesi amacıyla, sırasıyla Tekirdağ Havzası, Çınarcık Havzası, Doğu Sirt ve Batı Sirtı hakkında bilgi verilecektir. Tezin konu olan esas bölge Orta Marmara Havzası olduğu için, bu çukurluk hakkındaki ayrıntılı bilgi diğer alt bölümde yer almaktadır.

Marmara Denizi içerisinde, en batıda yeralan Tekirdağ Havzası'nın, en derin yeri yaklaşık 1120 m civarında, 85 km²'lik bir düzlüktür. Çukurluğun güneybatısında, önemli bir heyalan kütlesi yer almaktadır.

Batı Sirtı, D-B uzanımlı yaklaşık 20 km ve K-G yönünde ise 12 km uzunluğundadır. Ortalama derinliği, 630 -700 m arasında olan hafif eğimli bir geçiş alanının üzerinde D-B uzanımlı iki yükselti bulunmaktadır. Bu yükseltilerden doğuda olanının en tepe noktası yaklaşık 560 m iken, diğerininki 430 m'ler civarındadır. Batı Sirt'ın batı yamacında muhtemel bir heyelanın izleri görülmektedir.

Doğu Marmara Sirtı D-B doğrultusunda 55 km, K-G doğrultusunda ise 30 km uzunluğa sahip olan sırtın üzerinde Kumburgaz Havzası olarak adlandırılan küçük bir havza yer almaktadır. Sırtın ortalama derinliği yaklaşık 570-630 m'ler civarındadır.

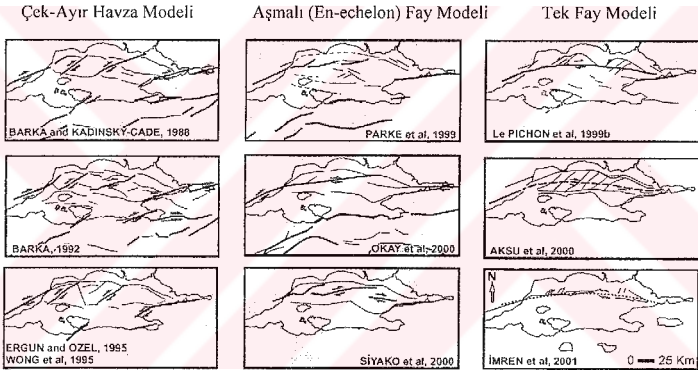
En doğuda yer alan Çınarcık Havzası ise, Marmara Denizi içerisindeki en büyük havzadır. Havzanın en derin yeri yaklaşık 1270 m olmasına karşın, genelde çukurluğa hakim olan derinlik 450 km²'lik bir alan kaplayan 1200 m'deki seviyedir. Çukurluğun tabanında, kuzeybatı kesimlerde pek çok yükselti ve çöküntü alanları gözlenmektedir (İmren, 2003).

1.3.3 Marmara Denizi'nde öne sürülen yapısal modeller

Farklı veri gruplarının işlenmesi ve ayrıca bu verilerin farklı bilimsel ekipler tarafından yorumlanması ile ortaya çıkan ve bölgenin tektoniğini açıklamaya yönelik öne sürülen modeller Yaltırak (2002) tarafından üç ana grup altında toplanmıştır (Şekil 1.4). Dikkat edilmesi gereken önemli noktalardan biri bu sınıflandırmanın Marmara Denizi içerisinde toplanmış verilere dayalı ve güncel çalışmaları içermiştir. Aşağıda bu modellere ilişkin ayrıntılı açıklamalar yer almaktadır.

1.3.3.1 Çek-ayır havza modeli ve bununla ilişkili modeller

Bu model kuzeydoğu-güneybatı uzanımlı aşmalı (en-echelon) fay sistemleri tarafından oluşturulan bir çek-ayır havza modelini öngörmekte ve mevcut basenler ve sırtların oluşumu bu fay sistemleriyle ilişkilendirilmektedir (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988). Daha sonra yapılan yüzey sismikliği çalışmalarının ardından bu model üç ana baseni açıklayacak şekilde geliştirilmiş ve sıkışmalı-gerilmeli rombohedral şekilli bir blok modeli geliştirilmiştir (Wong ve diğ., 1995). Son yıllarda yapılan çalışmalarda (Armijo ve diğ., 2002), Marmara Denizi'ni doğuda İzmit fayı ile batıda Ganos fayı arasında gelişen büyük bir çek-ayır (pull-apart) sistem olarak tanımlar. Bu büyük çek-ayır sistem içinde ayrıca daha küçük ölçekte çek-ayır havzalar geliştiğini savunur.



Şekil 1.4 Marmara Denizi aktif tektoniği için önerilen modeller ve ana fikirleri itibarıyla sınıflandırılması (Yaltırak, 2002).

1.3.3.2 Aşmalı (en-echelon) fay sistemi

Bu model KAF'ın Marmara Denizi içerisinde uzanan kolunun dört ayrı parçadan (segment) oluştuğunu öne sürer. Bu fay kolları, en batı uçta 15 km boyunca uzanan Ganos segmenti, 105 km boyunca uzanan Orta Marmara segmenti, 45 km uzunluğundaki Kuzey Sınır segmenti ve Kocaeli Körfezi girişinde bu segmentle birleşen İzmit segmenti olarak adlandırılırlar. Çınarcık Baseninde İzmit segmenti iki fay ayrılarak biri basenin kuzey yamacını, diğeri ise basenin güney yamacını takip edecek şekilde batıya doğru bir uzanım göstermektedir. Kuzeydeki segment

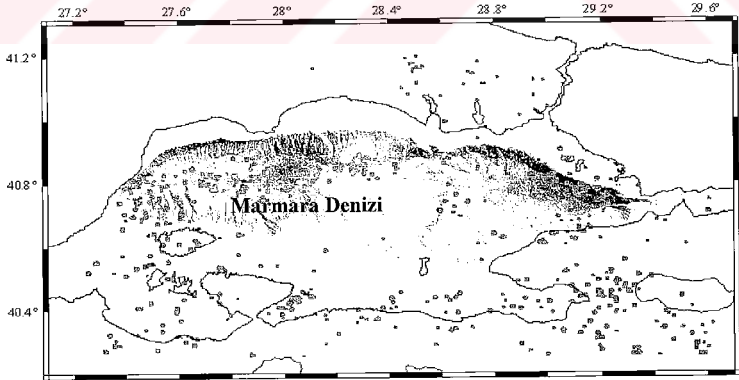
İstanbul - Yeşilköy açıklarında KB doğrultusundan D-KD doğrultusuna dönerek batıya doğru ilerlemekte, mevcut basen ve sırtları kesmektedir (Okay ve diğ., 2000).

1.3.3.3 Tek fay modeli

Bu modelde daha önceden oluşmuş yapısal unsurları, basen ve sırtları kesen tek ana fay kolu yer alır. Fayın bugünkü hareketinin Marmara'da deniz tabanında görülen karmaşık morfolojik yapıları oluşturamayacağı, tamamen farklı bir mekanizma altında oluşan bu yapıların günümüzde bir ana fay kolu tarafından kesilmiş olduğu belirtilir. 17 Ağustos 1999 büyük depreminin ardından yapılan çalışmalarda İmren ve diğ. (2001), Le Pichon ve diğ. (2001) ve Demirbağ ve diğ. (2003) derinlerde yeralan ana fay kolu ve bunun sorumlu olduğu yüzey deformasyonunu içeren modeli öngörmüşlerdir.

1.3.4 Depremsellik ile ilişkili çalışmalar ve GPS (Global Positioning System)

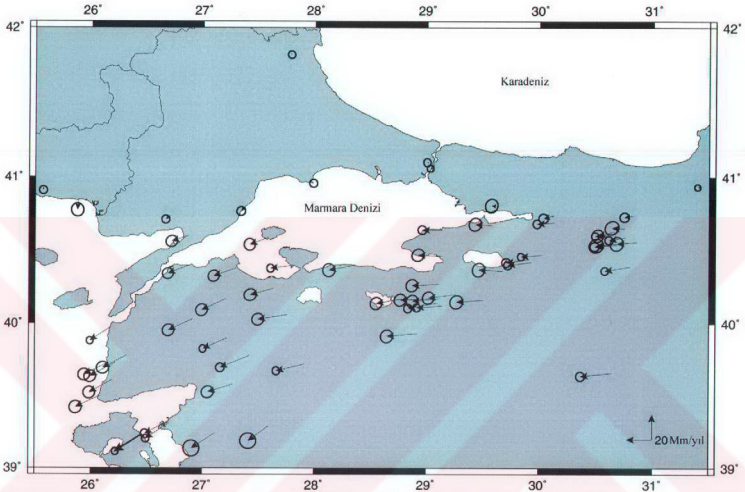
Marmara Denizi ve civarında Gürbüz ve diğ. (2000) tarafından yapılan depremsellik çalışmasının sonucu Şekil 1.5'de verilmiştir. 1986 ile 1996 yılları arasında, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü'ne ait sismik ağ ile kaydedilmiş, büyüklükleri $M=2-5$ arasında değişen 929 mikrodremin yerleri yeniden belirlenmiştir. Ayrıca kaydedilen 137 adet depremden derinlik için standart sapması 2.5 km'den daha düşük olarak belirlenen 100 tanesi çalışma için kullanılmıştır (Gürbüz ve diğ., 2000).



Şekil 1.5 Gürbüz ve diğ., 2000 çalışmasının sonuçları, Marmara Denizi ve çevresinde büyüklüğü $M=2-5$ arasındaki depremler (İmren, 2003).

Marmara Denizi içerisinde daha öncede bahsedilen sırtlar, havzalar ve süreksizlikler boyunca yoğunlaştığı izlenen deprem dağılımları, bu yapılarla uyumludur.

Şekil 1.6’ da, Marmara civarındaki GPS hızları gösterilmektedir. Hata elipsleri hata sınırı %95 kabul edilerek çizdirilmiştir. Marmara’da GPS ölçümleri sonucu hesaplanan kayma vektörü hızları 24.3 ± 1.6 mm/yıl, küçük bir açılma bileşenine sahip sağ yanal hareket olarak hesaplanmıştır (McClusky ve diğ., 2000).



Şekil 1.6 Marmara ve çevresine ait GPS vektörleri dağılımı McClusky ve diğ., 2000 verileri kullanılarak çizilmiştir. Hata elipsleri %95 hata oranına göre çizdirilmiştir.

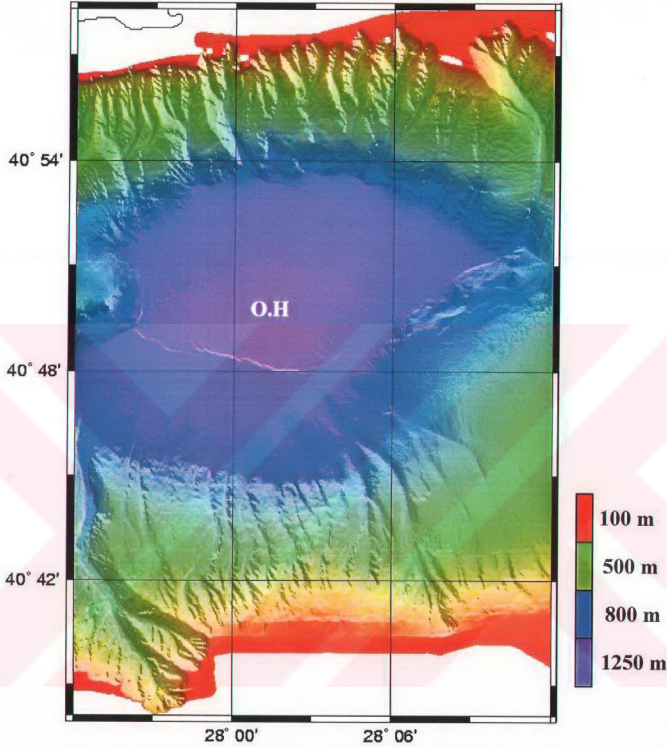
1.3.5 Orta Marmara Havzası

1.3.5.1 Giriş ve genel özellikler

Genel tektonik yapının belirlenmesi ve mevcut yapılarla ilişkilendirilmesi amaçlandığında, konumu açısından Orta Marmara Havzası’nın yapısının açıklanabilmesi bir kilit noktası oluşturur.

Yukarıda bahsedilen amaç doğrultusunda yapılmış, sonuçlandırılmış çalışmaların, sağladığı bilgiyi de değerlendirmek ve yorum aşamasında farklı modellerin kıyaslanabilmesi için kullanmak önemlidir. Basenin genel özellikleriyle birlikte bölgede yapılmış çalışmalar, kullanılan veri grupları ve elde edilen sonuçlar aşağıda verilmiştir.

Yaklaşık 25 km uzunluğunda ve 14 km genişliğindeki havzanın en derin kısmı yaklaşık 1250 m civarındadır (Şekil 1.7). Tekirdağ Havzası ile arasında Batı Sırt yeralırken, Doğu Sırtı da, Çınarcık Havzası'nı Orta Marmara Havzası'ndan ayırır.



Şekil 1.7 Orta Marmara Havzası'nın çok ışınli batimetri görüntüsü. Batimetri verisi Rangin ve diğ. (2001) ve Le Pichon ve diğ. (2001)'den alınmıştır.

Şekil 1.7'de Orta Marmara Havzası'nın çok ışınli batimetri verileri kullanılarak, Generic Mapping Tools (GMT) programı yardımıyla oluşturulmuş görüntüsü yeralmaktadır. Kırmızıyla gösterilen şelf alanları yaklaşık 100 m'lerden başlar. Havzanın en derin yeri ise yaklaşık 1250 m civarındadır. Orta Havza'nın kenarları morfolojik olarak sert bir yapı göstermektedir. Morfolojideki bu sertlik kuzey yamaçta güneyden daha fazla belirgindir. Havzaya sediman taşıyan taşıma kanallarından güney yamaç boyunca gözlenenler kuzey yamaçtakilere göre daha uzundurlar.

Havzanın ortasında, batimetri haritasından da net bir şekilde izlenebilen bir çöküntü alanı bulunmaktadır. Bu çöküntü alanının her iki yamacı da, deniz tabanında basamaklanmaya neden olan faylarla sınırlandırılmış gözükmektedir.

1.3.5.2 Önceki çalışmalar ve genel sonuçları

Kullanılan veri grupları ve özellikleri bölümünde ayrıntılı olarak anlatılacak olan, Le Suroit gemisinin topladığı yüksek rezolüsyonlu veri grubunun (deniz tabanı batimetri verileri, pasisar verileri ve tek-kanallı veriler) değişik araştırma grupları tarafından çalışılmasıyla elde edilen ve yayınlarda değinilen Orta Marmara Havzası için genel sonuçlar aşağıda verilmiştir (Le Pichon ve diğ., 2001; Armijo ve diğ., 2002; Demirbağ ve diğ., 2003).

Le Pichon ve diğ. (2001) çalışmasına göre Orta Marmara Havzası tek bir ana fay tarafından kesilmektedir. Orta Havza içinde bu ana fayın geçiş yaptığı bölgede bir çöküntü alanı oluşmuştur. Ana fay kolu bu çöküntü alanının güney kanadını takip ederek doğu sırtına devam etmektedir. Multi-beam batimetrik haritaları esas alınarak, ana fay kolu nedeniyle Orta Havza'da sağ yanal şekilde yaklaşık 4 ± 1 km gibi bir atım tahmin edilmiştir (İmren ve diğ., 2001; Le Pichon ve diğ. 2001).

Armijo ve diğ., (2002)'de, yukarıda Le Pichon ve diğ., (2001) tarafından ifade edilen görüşe karşı olarak Orta Havza'da çek-ayır havza modelini savunmaktadır. Buna göre Orta Marmara Havzası ve merkezinde yeralan çöküntü alanı içiçe geçmiş birer çek-ayır havza özelliği taşımaktadır. Bu havzalardan dışarıda olanı Orta Havza'yi, içte olanı ise merkezdeki çöküntü alanını oluşturmaktadır.

Orta Havza'nın batı ucunda gözlenen sıkışmalı ve gerilmeli tektonik yapı aktif yanal atımlı bir tektonizmanın göstergesidir. Merkezdeki çöküntü alanını, yanal kuvvetler etkisinde dönerek açılan yeni bir basen olduğu izlenimini verir. Marmara Fayı olarak adlandırılan ana fay kolu, Orta Havza'daki bu çöküntü alanının güney yamacını takip eder (Demirbağ ve diğ., 2003).

2. KULLANILAN VERİ GRUPLARI VE ÖZELLİKLERİ

Araştırmada kullanılan veri gruplarının genel özelliklerini, kaynak ve kayıt parametreleri ile atış-alıcı geometrisi oluşturur. Bu özelliklerin yanısıra çözüm gücü ve derinlik erişimi gibi özelliklerde büyük önem taşımaktadır. Bu bölümde öncelikle, sismik verilerde çözünürlük kavramı anlatılacak, ardından da veri gruplarının özelliklerine değinilecektir.

2.1 Sismik verilerde çözünürlük (resolution)

2.1.1 Giriş

Jeofiziğin diğer tüm yöntemlerinde olduğu gibi, sismik yöntemlerde de verinin çözünürlük anlamında sınırlarının bilinmesi büyük önem taşır. Yeryüzü ile ilgili sağlıklı bilgi edinebilme ve yorum yapabilme aşamasında, verinin sahip olduğu ayrımlılık özelliğinin göz önünde bulundurulması, doğru jeolojik yaklaşımların sağlanabilmesinin ön koşulunu oluşturur.

Düşey ve yanal çözünürlük olarak iki kısım altında incelenebilecek ayrımlılık parametresi her iki durumda da spektral bant genişliğine bağlıdır ve yer altında iki noktanın birbirinden ayırt edilebileceğinin bir ölçüsüdür.

Bu bölümde, düşey ve yanal çözünürlükler ve hesaplanmaları hakkında bilgi verilecektir. Tez kapsamında kullanılan verilere ait ayrımlılık değerleri ise verilerin özelliklerinin anlatıldığı bölümde yer almaktadır.

2.1.2 Düşey çözünürlük

Düşey çözünürlük, mevcut veri yardımıyla ayırt edilebilecek en ince tabaka kalınlığını tarifler. Bu kavram tabaka kalınlığı ve sismik dalgacığın dalga boyu ile ilişkili olarak tanımlanabilir.

Sismik dalganın baskın dalga boyu λ , ortamın P- dalgası yayının hızı V ve baskın frekans f olmak üzere,

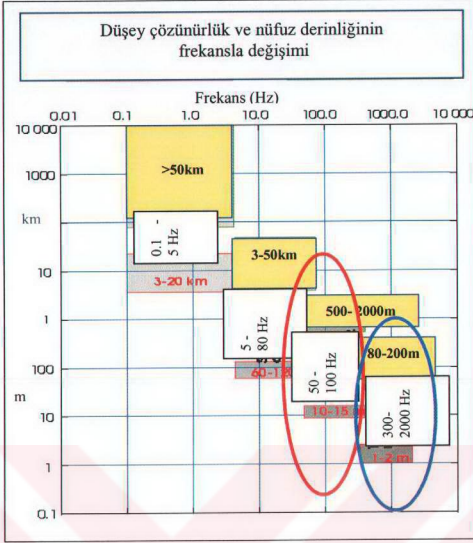
$$\lambda = \frac{V}{f} \quad (2.1)$$

eşitliği söz konusudur (Yılmaz, 1987).

Derinlere inildikçe, yüksek frekansların hızlı soğurulması nedeniyle, düşey çözünürlük derinlikle birlikte azalır. Sismik dalga boyu $\lambda/2$ 'den daha ince tabakaların ayrırlılığı güçleşirken, $\lambda/4$ 'ten daha ince olanların ise ayrımı ise olası değildir.

Şekil 2.1'de düşey çözünürlüğün ve nüfuz derinliğinin frekansa karşı değişimi gösterilmektedir. Sarı kutulardaki rakamlar, bulundukları frekans aralığına ait nüfuz derinliğini gösterirken, kırmızı kutu içerisinde yer alan rakamlar, düşey çözünürlüğü belirtmektedir. Örneğin, 0,1-5 Hz arasında sismik sinyal üreten bir kaynak ile, 50 km'den daha fazla nüfuz derinliğine ve yaklaşık olarak 3-20 km düşey ayrırlılığa sahip bir veri grubu toplanabilir. Şekil 2.1'de, kırmızı elipsle gösterilen aralık, tez kapsamında çok-kanallı verilerin sınırlarını, mavi elipsle gösterilen aralık ise tek-kanallı verilerin sınırlarını göstermektedir.

Düşey çözünürlüğün artırılması, yığma kesitindeki baskın frekansın artırılmasıyla ve frekans bandının genişlemesiyle gerçekleştirilebilir. Tabakaların sismik özellikleri, uygulanan veri-işlem teknikleri ve kayıt parametreleri, baskın frekansı etkileyen faktörlerdir. Tabakaların fiziksel özelliklerine müdahale edilmesi mümkün olmadığından, düşey ayrırlılığın artırılması, ancak sismik veri işlem kalitesinin ve veri toplama özelliklerinin kalitesinin artırılmasıyla sağlanabilir. Ters evrişim uygulaması, sismik veri işlem aşamasında düşey çözünürlüğün iyileştirilebilmesi için kullanılacak yöntemlere örnek olarak gösterilebilir. Ayrıca, veri toplanmasında kullanılacak kaynağın oluşturacağı sinyalin, amaca uygun frekans bandında olması da istenen unsurlardan biridir.



Şekil 2.1 Düşey çözünürlük ve nüfuz derinliğinin frekansa bağlı olarak değişimi (Ifremer Web sitesi'nden değiştirilerek alınmıştır.)

2.1.3 Yanal çözünürlük

Yeraltında yatay konumda yanyana durmakta olan iki noktanın, birbirlerinden ayırt edilebilme ölçüsüdür. Küresel dalga cephesinin yatay bir düzleme çarpması sonucu kapladığı dairesel alanın yarıçapıyla ilişkili olan Fresnel Zonu, yatay çözünürlüğün bir ölçütüdür.

Fresnel Zonu'nun yarıçapı ' r ', aşağıda verilen 2.2 eşitliğiyle hesaplanabilir (Yılmaz, 1987). Denklemden, V ara yüzeye kadar olan P-dalgası yayılım hızını, f baskın frekansı ve t_0 'da düşey gidiş-geliş zamanını göstermektedir.

$$r = \frac{V}{2} \sqrt{\frac{t_0}{f}} \quad (2.2)$$

Eşitlikten de açıkça görüldüğü üzere, Fresnel Zonu'nun yarıçapı, tabakadaki dalga yayılım hızı ve düşey gidiş geliş zamanının karekökü ile doğru orantılı iken, baskın frekansının karekökü ile ters orantılıdır. Üretilen sinyalin baskın frekans değeri arttıkça Fresnel Zonu'nun yarıçapı azalacak ve bu sayede yatay ayrırlılık artmış olacaktır.

Tablo 2.1’de, bu çalışmada kullanılan verilere ait, 1500 m/sn su hızı ve 1250 m derinlik için hesaplanan, düşey ve yatay ayrımlılık değerleri verilmiştir. Bu değerler deniz tabanı için hesaplanmış olup, derinlere doğru arttığı dikkate alınmalıdır.

Tablo 2.1 Kullanılan veri gruplarına ait baskın frekans, Fresnel zonu yarıçapı ve düşey çözünürlük değerleri.

Veri Grubu	Baskın Frekans (Hz)	I. Fresnel Zonu (m)	Düşey Çözünürlük (m)
Sığ sismik veriler	~ 400	~ 50	~ 1
Pasisar verileri	~ 500	~ 50	~ 1
Çok kanallı sismik veriler	~ 25	~ 200	~ 15

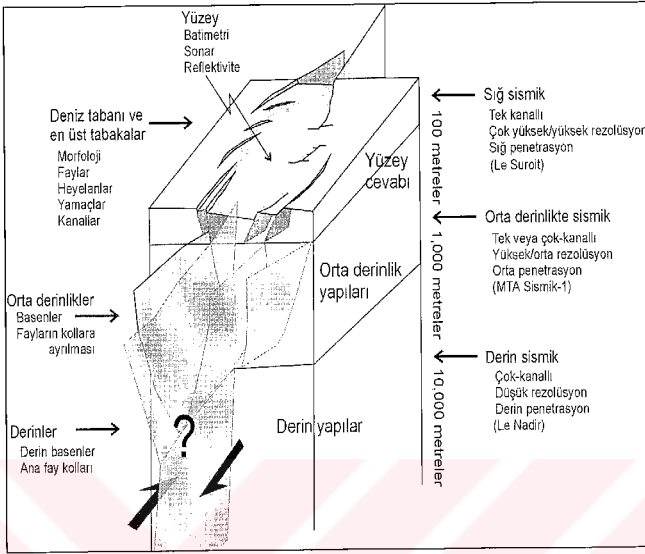
2.2 Veri gruplarının özellikleri

2.2.1 Giriş

Marmara Denizi’nde daha önce de değinilen konumundan ötürü yapılan çalışmaların toplamına bakıldığında sığ penetrasyonlu/yüksek çözünürlüklü ve derin penetrasyonlu/düşük çözünürlüklü deniz sismği çalışmaları ön plana çıkar. Yer kabuğunun farklı derinliklerine ait bilgiler taşıyabilen bu veri grupları ince tabakalanmalardan, derinlerdeki ana fay sistemlerine kadar uzanabilecek geniş bir aralıktan bilgi taşırlar. Toplanan batimetrik ve sismik verilerin özellikleri dikkate alınarak, bu veri gruplarının aydınlatılabileceği yapısal unsurlar ve nüfuz derinlikleri şematik olarak Şekil 2.2’de gösterilmektedir.

Tez kapsamında, kullanılan veri gruplarının ve özelliklerinin anlatılacağı bu bölümde, ilk olarak veri gruplarından bahsedilecektir. Daha sonra verilerin özellikleri, tek-kanallı ve çok-kanallı sismik veriler olarak iki ana grup altında toplanarak anlatılacaktır. Bunların yanı sıra, özellikle yorumlama aşamasında önemli hale gelen çok ışınlı (multibeam) verilerin özelliklerinden de bahsedilecektir.

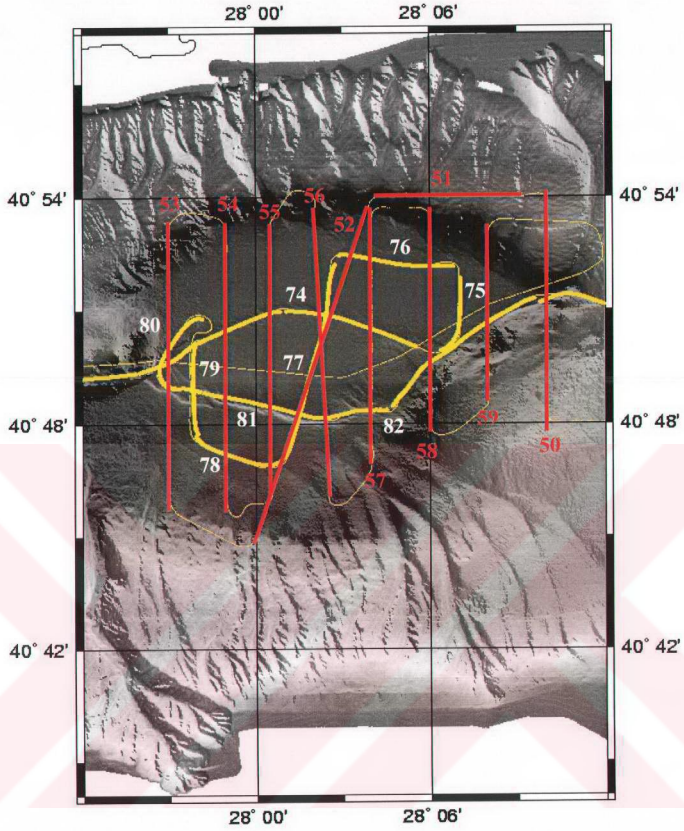
Deniz tabanı ve üst tabakaların aydınlatılması amacıyla, düşük nüfuz derinliğine karşın yüksek rezolüsyonlu veriler Le Suroit araştırma gemisi tarafından 2000 yılı Eylül ayında toplanmıştır.



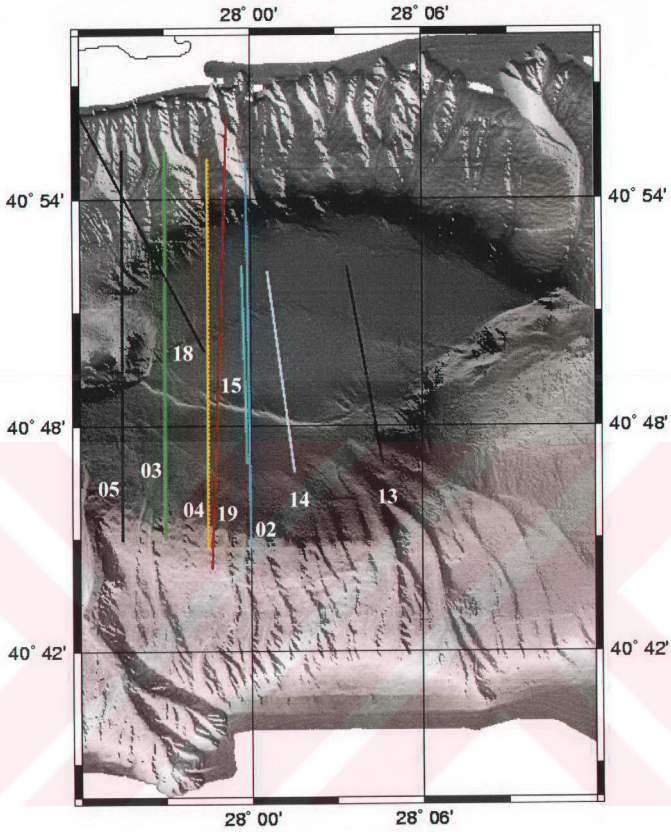
Şekil 2.2 Veri gruplarının aydınlatılabileceği yapısal unsurlar ve nüfuz derinlikleri (Demirbağ, 2002'den alınmıştır).

Le Suroit tarafından toplanan ve bu proje kapsamında kullanılmak üzere derlenen veriler şöyle sıralanabilir: yüzey sismik verileri (sparker), dipten çekilen sistemle elde edilen sismik veriler (pasisar), çok ışınlı batimetrik veriler. Bu veriler deniz tabanı morfolojisinin incelenmesinin yanı sıra sığ derinliklerdeki yapısal unsurların ve tabakalanma özelliklerinin incelenmesinde kullanılmıştır. Kullanılan veri gruplarının toplandığı hatların lokasyonları Şekil 2.3'de gösterilmektedir.

Orta derinliklerde yer alan yapılar söz konusu olduğunda ise hedef yapılar havzalar ve yüzeyde izlenen fayların daha derinlerdeki faylar ile ilişkileridir. Bu probleme yönelik olarak değerlendirilebilecek veri grubu ise M.T.A Sismik-1 araştırma gemisi tarafından 1997 ve 2000 yılında toplanan ve nüfuz derinliği bir kaç bin metreler civarında olan, orta-yüksek çözünürlüğe sahip, çok kanallı sismik verilerdir. Şekil 2.4 'te çok- kanallı hatlara ait lokasyon haritası verilmiştir. Bunlardan DMS-02, DMS-03, DMS-04 ve DMS-05, 1997 yılında toplanan verileri göstermekteyken, 2000 yılına ait veriler ise M2S-13, M2S-14, M2S-15, M2S-18, M2S-19 olarak gösterilmişlerdir. Lokasyon haritasında, yerleri gösterilen bu hatlar sadece numaralarıyla temsil edilmektedir (Şekil 2.4).



Şekil 2.3 Orta Marmara Havzası'na ait deniz tabanı batimetri görüntüsü ve görüntü üzerine işaretlenen tek-kanallı sismik kesitlere ait hat haritası. Sarı çizgiler ile gösterilen hatlar, pasisar hatlarını ve bununla birlikte toplanan tek-kanallı sığ sismik verilerin hatlarını temsil etmektedir. Kırmızı çizgilerle işaretlenen hatlar ise diğer tek-kanallı sığ sismik veri grubuna ait hatların lokasyonunu göstermektedir.



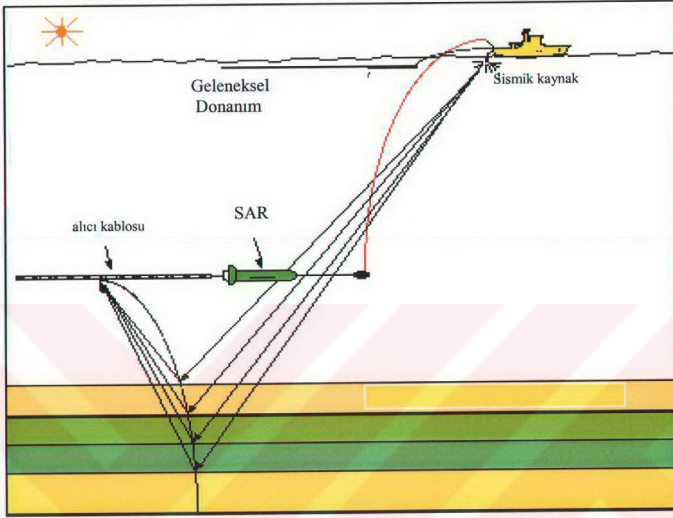
Şekil 2.4 Orta Marmara Havzasına ait deniz tabanı batimetri görüntüsü ve görüntü üzerine işaretlenen çok-kanallı sismik kesitlere ait hat haritası.

2.2.2 Dipten çekmeli sıg sismik veriler

Le Suroit araştırma gemisi tarafından, dipten çekmeli sistemle elde edilen, tek-kanal sıg sismik verilerdir. Veri toplama özelliği bakımından geleneksel yöntemlerin dışında kaldığından, bu grup veri hakkında daha ayrıntılı bilgi verilecektir.

Şekil 2.5'de geleneksel yolla toplanan sismik verinin ve dipten çekmeli SAR aracıyla toplanan sismik verinin toplama geometrisi şematik olarak gösterilmiştir.

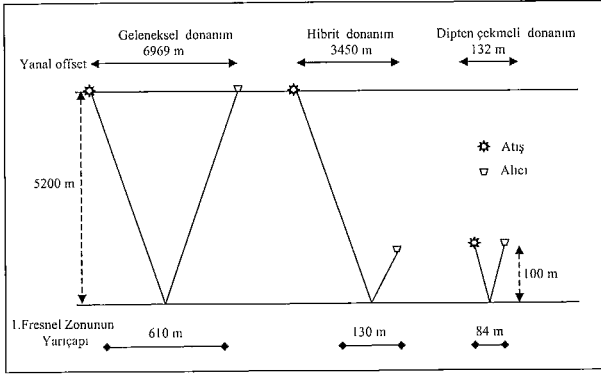
Geleneksel yöntemlerle toplanan veride, atış ve alıcı düzenekleri deniz yüzeyine yakın bir konumda çekilmekteyken, pasisar yönteminde, alıcı veya hem kaynak hemde alıcı deniz tabanına yakın konumdan çekilerek veri toplanır.



Şekil 2.5 Geleneksel yolla toplanan sismik veri ve dipten çekmeli SAR aracıyla toplanan sismik verinin geometrisi, Sibuet J.C.,2000'den değiştirilerek alınmıştır.

Bu sayede yüksek frekansların soğurulması kaynaklı olan çözünürlük kaybının azaltılması sağlanır. Ayrıca Fresnel zonunun küçülmesiyle birlikte veri kalitesinde iyileşme olur. Şekil 2.6'da geleneksel ve dipten çekmeli donanımlar için hesaplanan Fresnel zonu yarıçapı değerleri gösterilmektedir (Sibuet, 2000).

Atış-alıcı geometrisi nedeniyle, geleneksel sismik veri-işlem yöntemlerinden farklı olarak, bazı düzeltmeler veriye uygulanmaktadır. Ortak yansıma noktasının derinlere doğru geometrik yeri, geleneksel yöntemlerde bir doğru boyunca olmaktadır, pasisar yönteminde yansımaların geometrik yeri bir hiperbol üzerindedir. Bu etkinin giderilebilmesi için veriye bir çeşit göç işlemi uygulanmalıdır. Bu verilerin veri-işlem aşamaları, Demirbağ (2003) tarafından yapılan bir çalışma kapsamında tamamlanmış olduğundan, veri grubu bu tez çalışmasının yorumlama aşamasında kullanılmıştır.



Şekil 2.6 Geleneksel yolla toplanan ve dipten çekmeli SAR aracıyla toplanan sismik verilerin Fresnel Zonu yarıçapı, Sibuet (2002)'den yeniden çizilmiştir.

Verilerin toplanması sırasında sadece alıcı dipten çekildiği için bu donanım hibrit donanım olarak adlandırılır. Alıcı deniz tabanının yaklaşık olarak 75 m yukarısından çekilmiştir. Yüksek çözünürlüğe sahip verilerin toplanması esnasında kullanılan enerji kaynağı 3 kJ'dur. Örnekleme aralığı 0,5 ms olan verilerin baskın frekansı yaklaşık 500 Hz civarındadır. Orta Marmara Havzası'nda toplam 9 hat boyunca pasisar sismik verisi toplanmıştır (Şekil 2.3). Hatlara ait özellikler Tablo 2.2'de verilmiştir.

2.2.3 Sığ sismik veriler

İlk grup sığ sismik veriler, dipten çekmeli veriler toplanırken, deniz yüzeyine yakın konumda çekilen alıcı grubu yardımıyla, sayısal olarak toplanmışlardır. Verinin örnekleme aralığı 0,5 ms, kayıt uzunluğu 2-3 sn'dir. Veriler toplanırken geminin seyir hızı yaklaşık 2 knot olarak sabit tutulduğundan her 5 saniyede bir yapılan atışlarla yaklaşık her 4,5-5,5 metrede bir sismik iz olacak şekilde sığ nüfuz derinliğine sahip, yüksek çözünürlüğe sahip yansıma sismik kayıtları elde edilmiştir (Şekil 2.3). Enerji kaynağının gücü 3 kJ, kayıtlardaki baskın frekans yaklaşık 400 kHz'dir. Bu hatların genel özellikleri Tablo 2.3'de 'S' kodu kullanılarak verilmiştir.

İkinci grup sığ sismik veriler ise, yüksek çözünürlüğe sahiptirler ve 0,5 ms örnekleme aralığı ile tek-kanallı olarak toplanmışlardır. Baskın frekansı 400 kHz

civarında olan verilerde kayıt süresi 2-3 sn tutulmuştur. Veriler toplanırken geminin seyir hızı 5 knot'tur.

Tablo 2.2 Dipten çekmeli sismik verilerine ait bilgiler.

Hat Adı	Kanal Sayısı	Doğrultusu	Atış Sayısı	Hat Uzunluğu (~ km)
P74	1	D - B	9271	46,3
P75	1	K - G	631	3,16
P76	1	D - B	846	4,23
P77	1	KD -GB	1887	9,44
P78	1	GD – KB	620	3,1
P79	1	K -G	830	4,15
P80	1	KD -GB	449	2,25
P81 (batı)	1	D - B	1807	9,04

Her 5 sn'de bir atış yapıldığından yaklaşık olarak her 13 m bir sismik kayıt alınmıştır. Orta Marmara Havzası içerisinde toplam 10 hat boyunca veri toplanmıştır (Şekil 2.3). Bu hatların genel özellikleri Tablo 2.4'de 'R' kodu kullanılarak verilmiştir.

Tablo 2.3 Pasisar hatlarıyla birlikte toplanan yüzey sığ sismik verilerine ait bilgiler.

Hat Adı	Kanal Sayısı	Kayıt Süresi (sn)	Doğrultusu	Atış Sayısı	Hat Uzunluğu (~ km)
S74	1	2	D - B	9271	46,3
S75	1	2	K - G	631	3,16
S76	1	2	D - B	846	4,23
S77	1	2	KD -GB	1887	9,44
S78	1	2	GD – KB	620	3,1
S79	1	2	K - G	830	4,15
S80	1	2	KD -GB	449	2,25
S81	1	2	D - B	1807	9,04

Tablo 2.4 Yüzey sığ sismik verilerine ait bilgiler.

Hat Adı	Kanal Sayısı	Kayıt Süresi (sn)	Doğrultusu	Atış Sayısı	Hat Uzunluğu (~ km)
R54	1	2	K - G	1005	13
R55	1	2	K - G	934	12
R56	1	2	K - G	1110	14,4
R57	1	2	K - G	868	11,3
R58	1	2	K - G	707	9,1
R59	1	2	K - G	671	8,7
R60-67	1	2	K - G	5025	65,3

2.2.4 Çok-kanallı sismik veriler

Bu grupta kullanılan iki tür veriden ilki, Orta Marmara Havzası'nın orta derinliklerdeki yapısal unsurlarının belirlenebilmesini sağlayacak nitelikte olup, MTA Sismik-1 araştırma gemisi tarafından 2000 yılında toplanmıştır. Nüfuz derinliği bir kaç bin metreler civarında olan, orta-yüksek çözünürlüğe sahip veriler çok-kanallıdır. Diğer çok-kanallı veri grubu ise yine MTA Sismik-1 araştırma gemisi tarafından 1997 yılında toplanan, tez kapsamında DMS kodu ile gösterilecek olan verilerdir.

Tablo 2.5 Çok-kanallı sismik verilerine ait bilgiler.

Hat Adı	Kanal Sayısı	Kayıt Süresi (sn)	Doğrultusu	Atış Sayısı	Hat Uzunluğu (km)
M2S-13	48	6	K - G	185	9,5
M2S-14	48	6	K - G	183	9,4
M2S-15	48	6	K - G	181	9,3
M2S-18	48	6	KB - GD	267	13,5
M2S-19	48	6	K - G	430	21,8
DMS-02	72	6	K - G	368	18,4
DMS-03	72	6	K - G	372	18,6
DMS-04	72	6	K - G	372	18,6
DMS-05	72	6	K - G	372	18,6

48 kanallı olarak toplanan M2S kodlu verilerde kayıt uzunluğu 6 sn, örnekleme aralığı ise 2 ms'dir. Offset uzunluğu 150 m olarak alınmış ve atış aralıkları yaklaşık 50 m olarak seçilmiştir (Tablo 2.6). 72 kanallı olarak toplanan DMS kodlu veriler için ise kayıt uzunluğu 6 sn, örnekleme aralığı 2 ms'dir. Offset uzunluğu 125 m olarak alınmış ve atış aralıkları 50 m olarak seçilmiştir (Tablo 2.6).

Tablo 2.6 Çok-kanallı sismik verilerinin toplanma parametreleri. DMS hatları 1997 M2S hatları ise 2000 yılında toplanan verileri göstermektedir.

M2S Hatları		DMS Hatları	
Örnekleme Aralığı	2 ms	Örnekleme Aralığı	2 ms
Atış Aralığı	50 m	Atış Aralığı	50 m
Offset	150 m	Offset	125 m
Katlama Sayısı	6	Katlama Sayısı	9
İstasyon Grup Aralığı	12.5 m	İstasyon Grup Aralığı	12.5 m
CDP İz Aralığı	6.25 m	CDP İz Aralığı	6.25 m

Her iki grup çok-kanallı veri MTA Sismik-1 araştırma gemisi tarafından toplandığı için, gemide yer alan sismik enerji kaynakları hakkında bilgi vermekte yarar vardır. Gemide 10 tane GI (gencrator-injector) tipi hava tabancası bulunmaktadır. Herbirinin yaklaşık ağırlığı 74 kg olup, en yüksek hacim kullanma imkanları 2100 inç³ 'tür. 1000-3000 per square inch (psi) basınç aralığında çalışma imkanına sahiptirler.

İlk grup (M2S) çok-kanallı verinin toplanmasında kullanılan toplam hava tabancası sayısı 9' dur ve verilerin toplanması için üretilen toplam basınç 1500 psi'dir. İkinci grup (DMS) veride ise toplam hacimleri 2100 inç³ olan 10 adet hava tabancası kullanılmış, toplam 2100 psi basınç üretilmiştir.

2.2.5 Çok ışınlı deniz tabanı batimetri verileri

Çok ışınlı verilerin toplanması için, Le Suroit gemisine ait Simrad EM 300 tipi donanım kullanılmıştır. Cihazın frekansı 30 kHz, ışın sayısı 137, ışın genişliği 1° x 2°, açılal örtüşümü (tarayabildiği alan) 150 °, derinlik menzili ise 10-6000 m'dir. Sinyal uzunluğu 10 ms 'ye kadar arttırılabilmektedir.

Bu veriler sadece yorumlama aşamasında kullanılmış, tez kapsamında herhangi bir veri-işlem yöntemi uygulanmamıştır. Tüm Marmara boyunca toplanmış olan verinin Orta Marmara Havzası'na ait olan kısmı GMT programı kullanılarak, 25, 50 ve 100 m'ler için yeniden gridlenmiş ve farklı ölçeklerde çizdirilmiştir.

3. SİSMİK VERİLERE UYGULANAN VERİ-İŞLEM YÖNTEMLERİ

3.1 Giriş

Kesitlerin yorumlama aşamasına hazırlanması için, çeşitli veri-işlem yöntemleri kullanılır ve Sinyal/Gürültü (S/G) oranının artırılmasının ardından veri jeolojik ve jeofizik yorumlamaya uygun hale getirilir. Bu yöntemler, verinin kalitesi, toplanma parametreleri ve diğer özelliklere bağlı olarak doğru bir şekilde seçilmeli ve uygun sırayla kullanılmalıdır. Bu yüzden her bir yöntemin dayandığı temel ilkeleri ve hata sınırlarını bilmek büyük önem taşır.

Bu bölümde, sismik verilerin yoruma hazırlanması aşamasında kullanılan sismik veri-işlem yöntemleri yer almaktadır. Yöntemlerin dayandığı temel ilkeler açıklandıktan sonra, tez kapsamında bu yöntemlerin kullanılma amaç ve sınırlarına değinilecektir. Yöntemlerin, tek ve çok-kanallı veriler için uygulanış sıralaması ve kullanılan parametreler ile ilgili bilgiler de ayrı ayrı açıklanacaktır.

3.2 Sismik veri-işlem yöntemlerinin temel ilkeleri

3.2.2 Verilerin kontrol edilmesi ve okutulması

Teypten okunan verilere ait atış sayısı, kanal sayısı, örnekleme aralığı gibi parametrelerin, geminin hat boyunca yaptığı seyahati süresince tutulan kayıtlı logu ile olan uyumuna bakılmıştır. Bu kayıtlarda herhangi bir eksiklik ve/veya hata olup olmadığı kontrol edilmiştir.

Elics formatındaki tek-kanallı veriler, önce SEG-Y formatına dönüştürülmüş ardından Disco/Focus (V.5.0) sismik veri-işlem yazılımı ile kullanılabilmesi amacıyla, yazılımın dahili formatına VDS (Vector Data Storage) çevrilmiştir. Çok-kanallı verilerde ise, kontrolün ardından, teypte SEG-D formatında kayıtlı olan veri,

Disco/Focus 'da kullanılabilmesi için, yazılımın dahili formatına dönüştürülmüştür.

3.2.3 Süzgeç uygulaması

Verinin frekans içeriği, sismik izler üzerinde, belirli aralıklar boyunca Fourier Analizi yapılarak incelenir. Ardından sinyali oluşturan baskın frakanslara ve gürültü içeren kısımlara bakılarak, uygun süzgeç tipi, kesme frekansı, süzgeç boyu gibi parametrelere karar verilir.

Gürültü içeriğine bağlı olarak veriyi, alçak geçişli, yüksek geçişli, band geçişli veya çentik (notch) süzgeçler uygulanabilir. Çok-kanallı verilerin işlenmesi bölümünde, tez kapsamındaki verilere uygulanan süzgeç işlemlerinden örnekler yer verilecektir.

3.2.4 Genlik kazanımı

3.2.4.1 Genliğe etki eden faktörler

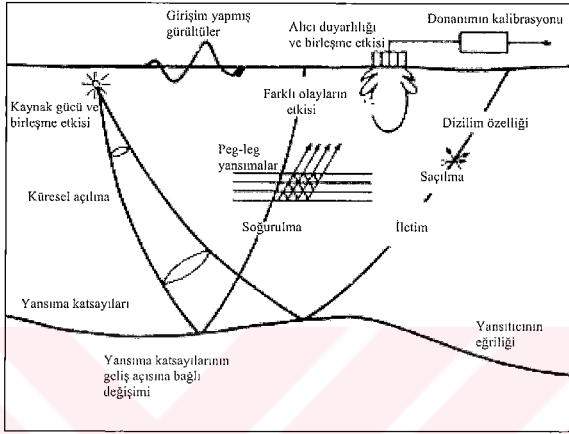
Yansıma sinyalinin genliğine pek çok faktör etki eder. Bu etkiler söz konusu olduğunda, genlik azalmasının asıl nedenleri olan küresel dalga yayılımı ile soğurulma etkisi daha ayrıntılı olarak açıklanacaktır.

Yansıma sinyaline etki eden faktörler, kullanılan sismik kaynağın gücü ve birleşme etkisi (coupling), küresel yayılma ve açılma, ara yüzeylere ait yansıma katsayıları, kritik açıya bağlı olarak yansıma katsayılarının değişimi, soğurulma, ince yansıtıcılardan kaynaklanan peg-leg yansımaları, yansıtıcı yüzeyin özellikleri örneğin eğriligi, saçılma, dizilim özelliği, donanımın kalibrasyon özellikleri, alıcı duyarlılığı ve birleşme etkisi, farklı olayların girişiminden oluşan faktörler ve ortamda yayman gürültülerin girişiminden (superimposed) oluşan etkiler olarak sıralanabilir. Şekil 3.1'de bu etmenler gösterilmektedir (Sheriff, 1975).

Homojen bir ortam söz konusu olduğunda, enerji yoğunluğu, dalga cephesinin yarıçapının karesiyle ters orantılıdır (3.1). Benzer şekilde, sismik dalganın genliği de, enerji yoğunluğunun kareköküyle doğru orantılıdır (3.2).

Derinlere inildikçe hız parametresindeki artışa rağmen, bağıntılarında gösterilen ilişki kaynaklı olarak sismik dalgaların genliğinde önemli ölçüde düşüş gözlenmektedir (Yılmaz, 1987). Bağlıntıda, farklı derinliklerdeki enerji yoğunluğu E_1

ve E_2 , bu derinliklerde dalga cephesinin yol alış mesafesi d_1 ve d_2 ile gösterilirken, A_1 ve A_2 genliği simgelemektedir (Sheriff, 1975).



Şekil 3.1 Sismik dalganın genliğine etki eden faktörler (Sheriff, 1975'den değiştirilerek alınmıştır).

$$\frac{E_1}{E_2} \approx \left(\frac{d_2}{d_1} \right)^2 \quad (3.1)$$

$$\frac{A_1}{A_2} = \frac{d_2}{d_1} \quad (3.2)$$

3.2.4.2 Genlik kazanımı uygulaması

Tez kapsamındaki uygulamada, seçilen sismik izler için genlik analizleri yapılmış ve optimum genlik değeri seçilerek üstel genlik düzeltmesi kesitlere uygulanmıştır. Bu uygulamada amaç küresel açılma kaynaklı genlik kaybının giderilebilmesi ve genliklerin dengelenilmesidir. Uygulanan genlik düzeltmelerinin ayrıntıları, tek ve çok-kanallı verilerin analizinin anlatıldığı, alt bölümlerde verilecektir.

3.2.5 Otomatik genlik kazanımı

Otomatik genlik kazanımı sismik verilere çok sıklıkla uygulanan bir genlik düzeltmesidir. Belirli bir fonksiyonun veriye uygulanmasıyla birlikte, genlik kazanımı uygulamasında da anlatıldığı gibi, küresel yayılma kaynaklı genlik azalmalarının en aza indirilmesi hedeflenmektedir. Disco/Focus yazılım paketinde bu uygulama kayan pencere yöntemiyle gerçekleştirilmektedir. Bu uygulamanın ayrıntıları aşağıdaki denklem sistemleriyle verilmektedir (Focus, 2001).

$$A(t) = \sum_{t-t/2}^{t+t/2} |X(t)| \quad (3.3)$$

(3.3) eşitliğinde, A(t) pencere içerisindeki mutlak genlik değerlerinin toplamını, X(t), sismik izi ve t'de pencere uzunluğunu simgelemektedir. Pencere içerisinde yeralan ve değeri sıfırdan farklı olan örnekler toplanarak (3.4), ortalama genlik değerleri her bir pencere için hesaplanır.

$$N(t) = \sum_{t-t/2}^{t+t/2} \begin{cases} 0, x(t) = 0 \\ 1, x(t) \neq 0 \end{cases} \quad (3.4)$$

$$A_{ort}(t) = \frac{A(t)}{N(t)} \quad (3.5)$$

N(t) pencere içerisindeki sıfırdan farklı örneklerin sayısını gösterirken, A_{ort}(t) ise ortalama genlik değerini vermektedir (3.5). Genlik değerlerinin ortalamasının bulunmasının ardından, çıkış genliğini denetleyen bir parametre yardımıyla ($S_{faktör}$), genlik faktörü $F(t)$ hesaplanır (3.6).

$$F(t) = \frac{S_{faktör}}{A_{ort}(t)} \quad (3.6)$$

Uygulama sonucunda elde edilen sismik iz, hesaplanan genlik faktörü $F(t)$ ile

işleme giren sismik izin çarpımına eşittir (3.7).

$$O(t) = F(t) * X(t) \quad (3.7)$$

Otomatik genlik düzeltmeleri uygulamalarında dikkat edilmesi gereken en önemli nokta, seçilecek olan pencerenin boyudur. Önceki bağıntılarda '1' sembolü ile gösterilen pencere boyunun, çok küçük seçilmesi durumunda sismik izdeki sinyal karakteri bozulmaya uğrar. Eğer veriye uygulanacak pencerenin boyutu çok büyük seçilecek olursa, uygulamanın etkisi çok aza indirgenmiş olunacağından sismik izlerde beklenen yönde bir iyileşme gözlenemez (Yılmaz, 1987). Pratikte, pencere uzunluğunun 256 – 1024 ms seçilmesi uygundur (Yılmaz, 1987).

3.2.6 Bozuk verilerin ayıklanması (Editing)

Sismik verilerin toplanması esnasındaki, kötü hava koşullarının etkisiyle ve/veya altsel donanımdaki arızalardan kaynaklanan, bazı yüksek yada düşük genlikli gürültüler veriye bozucu etki olarak katılırlar. Bunlara ek olarak, alıcılardaki bağlantı hatasından kaynaklanan, sismik izin ters polariteli olarak kayıt edilmiş olması da veriye bozucu bir etki olarak katılabilir.

Yukarıda bahsedilen nedenlerle, veriye karışmış bozuk sinyallerin, verideki konumlarına göre sınıflandırılarak, bir bölümünün ya da tamamının veriden ayıklanması gereklidir. Tüm veri gözden geçirildikten sonra, sorunlu kısımlarda ayıklama yapılır. Tez kapsamında işlenen, tek ve çok-kanallı kesitler için, bu işlem ayrıntılarıyla birlikte ilgili alt bölümlerde açıklanacaktır.

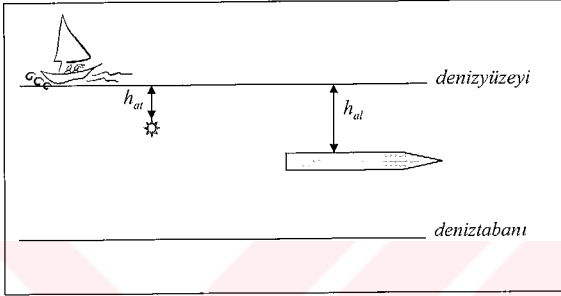
3.2.7 Atış-alıcı statik düzeltmesi (Datum Düzeltmesi)

Statik düzeltmenin amacı, deniz yüzeyine göre farklı derinliklerde bulunan atış-alıcı düzeneklerinin, belirlenen bir referans düzlemine indirgenbilmesidir. Özellikle kara sismiği çalışmalarında kullanılan bu düzeltme türünün, deniz sismiğinde kullanılmasının amacı, deniz yüzeyine göre farklı derinliklerde çekilen, atış ve alıcı gruplarını deniz yüzeyine indirgemektir. Bu sayede, atış-alıcı düzeneklerinin, referans düzlemi olan deniz yüzeyine uzaklıklarının yarattığı zaman farkı giderilir.

Şekil 3.2'de deniz yüzeyinden farklı derinliklerde çekilen atış alıcı düzenekleri görülmektedir. Geometri bilgisi yardımıyla elde edilen bağıntılarda uygulanması

gerçek statik düzeltme miktarının nasıl hesaplanması gerektiği aşağıda verilmektedir.

$$t_s = t_{at} + t_{al} \quad (3.8)$$



Şekil 3.2 Deniz yüzeyine göre farklı derinliklerden çekilen atış-alıcı düzenekleri.

$$t_s = \frac{h_{at}}{V_d} + \frac{h_{al}}{V_d} \quad (3.9)$$

t_s statik düzeltme miktarını gösterirken, t_{at} ve t_{al} sırasıyla atış ve alıcının deniz yüzeyine olan uzaklıklarını göstermektedir (3.8). 3.9 bağıntısında ise, h_{at} ve h_{al} sırasıyla atış ve alıcının deniz yüzeyinden olan derinlikleri, V_d , deniz suyunda P-dalgasının yayılım hızıdır.

3.2.8 Geometri düzeninin oluşturulması

Atış düzeninden, CDP düzenine geçilirken, her atışın doğru yerinde tariflenebilmesi büyük önem kazanır. Bu nedenle atış-alıcı geometrisinin doğru bir şekilde yerleştirilip tanımlanması gerekmektedir.

Verilerin toplanması sırasında tutulmuş olan, gözlemci çizelgelerinin (observer log) dikkatli bir biçimde incelenmesi, varsa kaçan atışların, alınamayan kayıtların ve geminin navigasyon dosyasından kaynaklanabilecek hataların kontrol edilmesinin

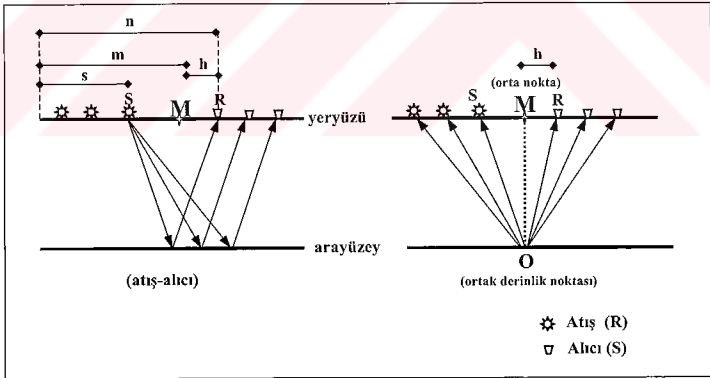
ardından gerekli olan geometri bilgisine geçilebilir.

Disco/Focus yazılımı yardımıyla, yapılan atışlar ve alıcıların yerleri bir istasyon referans sistemi kurularak tanımlanabilmektedir. Atış ve alıcıların yerlerinin belirlenmesiyle birlikte, ortak yansıma noktasına geçiş için gerekli ön bilgi sağlanmış olur.

3.2.9 Atış düzeninden ortak yansıma noktası düzenine geçilmesi (Sort)

Her bir sismik izin, atış-alıcı aralığının orta noktasına atanmasını ve böylece aynı noktadan yansıyan izlerin bir araya toplanarak gruplanmasını sağlar. Yeryüzünde süreksizlik üzerinde bulunan bir noktadan, farklı atış-alıcı çiftleri kullanılarak, birden fazla yansıma alınması ve yığma işlemi sayesinde bu yansımaların tek bir yansımaya indirgenmesiyle birlikte, S/G oranının, yani veri kalitesinin artması sağlanır. Şekil 3.3 'te h atış-alıcı mesafesini göstermektedir. Atış-alıcı koordinatlarını (s,n) gösterirken, ortanokta–offset koordinatları (m,h) ile gösterilmektedir.

Gruplanan veriler orta nokta topluluğunu oluştururlar. Eğer yeraltındaki tabakalar yatıysa ve tabakalar içerisinde yanal hız değişimleri yoksa, ortak nokta topluluğu, ortak derinlik noktası topluluğuna eşdeğer hale gelir.



Şekil 3.3 Atış- alıcı düzeninden, ortak yansıma noktası düzenine geçiş.

Yeraltındaki tek bir noktadan elde edilebilen yansımanın sayısı, sismikte katlama sayısı olarak isimlendirilir. Katlama sayısını hesaplamayı sağlayan bağıntı aşağıda

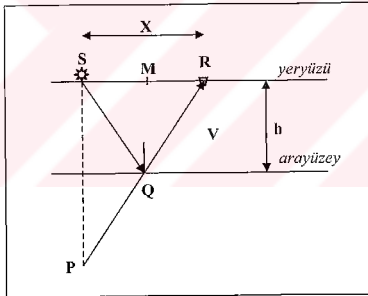
verilmiştir (3.10). Bağintıda k_s katlama sayısını, k kanal sayısını, g grup aralığını ve a atış aralığını göstermektedir.

$$k_s = \frac{kg}{2a} \quad (3.10)$$

Katlama sayısının artması, veri kalitesinin artması anlamına gelmektedir. Bunun yanı sıra, sismik verinin toplanması sırasındaki maliyet de katlama sayısının artmasıyla birlikte büyümektedir. Yapılacak çalışmanın amacına bağlı olarak, optimum düzeyde katlama sayısının belirlenmesi gerekmektedir.

3.2.10 Dinamik düzeltme (NMO)

Bilindiği üzere NMO düzeltmesinin uygulanma amacı, geometrik yerleri bir hiperbol olan sismik yansımaların, gecikme zamanlarının giderilip, geometrik yerlerinin bir doğru boyunca tanımlanması ve böylece offset kaynaklı zaman gecikmesinin giderilmesidir. Yansıma sinyali ve tekrarlı yansımaların, birbirinden farklı olduğu bilinen, zaman-uzaklık ilişkilerinden faydalanılarak, gürültülerin bastırılması ve sinyal/gürültü oranının artırılması dinamik düzeltme ile sağlanabilir.



Şekil 3.4 Yatay tabakalı bir ortamda sismik ışının izlediği yol (McQuillin ve diğ., 1984'den değiştirilerek yeniden çizilmiştir).

Şekil (3.4) 'te yatay tabakalı bir ortamda sismik ışının izlediği yolun geometrisi görülmektedir. Şekilde de izlendiği üzere, PQ, RQ va SQ yolları birbirine eşittir ve M ortanokta koordinatını göstermektedir (McQuillin ve diğ., 1984). Bu geometri bilgisi yardımıyla, atış noktasında alıcıya geliş zamanı, x uzaklığının fonksiyonu olarak ifade edilebilir (3.11). Bu denklem sistemi, geometrik anlamda bir hiperbolü

tanımlamaktadır.

$$t^2(x) = t_0^2 + x^2 / v^2 \quad (3.11)$$

Denklemden, t_0 dalganın arayüzeye dik gidiş-geliş süresini, x , atış-alıcı arasındaki mesafeyi, V ise tabakadaki P-dalgası yayının hızını göstermektedir.

Offset ekisinin giderilerek, sismik izlerin tümünün sıfır açılımına düzeltilmesi için gerekli NMO düzeltme miktarı, bağıntı (3.12)'de verilmiştir. Bu uygulamanın en iyi biçimde yapılabilmesi, aslında, tabakaya ait P-dalga yayının hızının en iyi biçimde kestirilebilmesi ile mümkündür.

$$\Delta t_{NMO} = \frac{x^2}{2V^2 t_0} \quad (3.12)$$

3.2.11 Kaba (Brute) yığma işlemi

Genellikle, yığma öncesi hız analizi yapılması uygun olan alanların belirlenebilmesi için, kaba bir kesit elde edilmesi amacıyla kullanılmaktadır. Bir hız fonksiyonuna ihtiyaç duyulmadan, sabit bir hız kullanılarak veriye uygulanır. Bu sabit hız değeri için su hızı yada farklı hız değerleri kullanılabilir.

3.2.12 Hız analizi

Yeraltındaki tabakaların yerinin doğru olarak saptanması için, doğru hızların belirlenebilmesi büyük önem taşır. Kayaç içerisinde ilerleyen sismik dalganın hızı, yerel jeoloji ve kayaç bileşimiyle ilişkilidir. Yer içindeki kayaçların ortalama hızı yaklaşık olarak 350 m/sn – 6400 m/sn, arasında değişirken (Fitch, 1976), genel olarak derinlere inildikçe hız değeri artmaktadır.

Hız analizi aşamasında, CMP hiperbollerine, model hiperboller karşılaştırılmaya çalışılarak, doğru hızın kestrimi hedeflenmiştir. Bu aşamada, gerek tekrarlı yansımaların etkisi gerekse diğer sismik olaylar, gerçek yansımaların hızlarının seçilmesinde problem yaratabilmektedirler. Tamda bu noktada benzerlik (coherency) fonksiyonundan söz etmekte yarar vardır.

Benzerlik fonksiyonu, belirli zaman aralıkları boyunca, sismik izdeki benzerliklerin hesaplanması sonucu oluşturulur. Neidell ve Taner (1971), tarafından tarif edilen

yöntemde, çıkış/giriş dalgasının enerjisi normalize edilir. Hesaplanan benzerlik katsayıları 0-1 değerleri arasında değişir. Değer 1'e eşit olduğunda bu iki sinyalin birbirinin aynısı olduğu anlamına gelir.

Benzerlik fonksiyonun çizdirilip, dikkate alınarak yapılan hız kestriminden daha doğru sonuçlar elde edileceği kesindir. Her bir kesitin hız kestriminin yapılması aşamasında, benzerlik fonksiyonu dikkate alınmıştır.

Verilere hız analizinin yapılmasının bir diğer kazancı da, yığma verilerinden elde edilecek kaliteyi yani S/N oranının artırılmasıdır. Verinin daha önceden belirlenmiş uygun kısımlarına, Disco/Focus yazılımı yardımıyla, etkileşimli şekilde hız analizi yapılmıştır. Hız analiziyle ilgili daha ayrıntılı bilgi, çok-kanallı verilerin analizi kısmında yeracaktır.

3.2.13 Yığma işlemi (Stack)

Yığma işlemi, CMP verisinde aynı noktadan yansıdığı bilinen sismik izlerin üst üste toplanması anlamına gelir. Yığma kesitleri sinyal/gürültü oranının artırılması ve yanal sürekliliğin belirginleşmesi açısından büyük önem taşır.

Veride gözlenecek iyileşmenin miktarı bir başka deyişle S/G oranının ne kadar artacağı tartışılacak olursa, iyileştirme faktörü belirleyecek parametreden söz etmek gerekir. k_s parametresi, burada katlama sayısını göstermektedir. S/N oranındaki artış miktarı teorik olarak $\sqrt{k_s}$ ile tariflenir (McQuillin ve diğ., 1984).

Veri kalitesinin artırılması, yığma kesitinde temel olarak iki yolla mümkün olmaktadır. Bunlardan ilki, üst üste toplanan sismik izlerde, yeraltı yapısı kaynaklı sinyalin kuvvetlenmesidir. Diğeri ise, veride yer alan rastgele gürültülerin bastırılması ve tekrarlı yansımaların zayıflamasıdır.

İşlem sonucu elde edilen yığma kesitinde, yeraltındaki süreksizlikler ve devamlılıkları, yapısal unsurlar (faylar, kıvrımlanmalar.v.s.), yansıma sinyallerinin oluşturduğu seviyeler izlenebilir. Toplandığı hat boyunca, yeraltındaki yapının iki boyutlu görüntüsünü tanımlayan bu kesitte derinlik eksenini zamandır.

3.2.14 Ters evrişim (Deconvolution)

Sismik dalgacığı sıkıştırarak, verinin çözünürlüğünü arttıran bir işlem olmasının yanısıra, ileride de açıklanacağı gibi tekrarlı yansımaların bastırılmasında da kullanılmaktadır. Matematiksel olarak düşünüldüğünde, frekans ortamında veriye uygulanan bir germe işlemi, zaman ortamında sıkışma ile karşılanacak bu şekilde verinin çözünürlüğünde bir artma sağlanacaktır. Bu yöntem yığıma öncesi veya sonrası veriye uygulanabilir.

Farklı hızlara ve yoğunluklara sahip tabakaların birbirlerinden sismik yöntemlerle ayırt edebilmesinin koşulu sismik empedanslarının farklı olmasıdır. Kaydedilen sinyal, yerin tepki fonksiyonu ile sismik dalgacığın evrişimden oluşmakta, dalgacık ise kaynak ve kayıt özellikleri, kayıtçı tepkisi v.b. gibi etkenleri içerisinde barındırmaktadır. En ideal durumda, dalgacık eğer bir iğnecik fonksiyonu (spike) ise, yer tepkisi kaydettiğimiz sinyalin kendisi olur (Yılmaz, 1987).

Homojen yatay tabakalı bir ortamda, k . tabakaya ait akustik empedans (3.13) bağıntısı ile verilir.

$$I_k = \rho_k \times V_k \quad (3.13)$$

Bu eşitlikte, ρ yoğunluk, V ise ortamın P-dalgası yayınım hızını göstermektedir. Yer içine doğru ilerlemekte olan sismik dalganın, tabaka ara yüzeyindeki yansıma katsayısı aşağıdaki bağıntıyla verilmektedir (3.14).

$$c_k = (I_{k+1} - I_k) / (I_{k+1} + I_k) \quad (3.14)$$

Yoğunluktaki değişim, hızı oranla ihmal edilebilir olduğundan bağıntı (3.15), şeklinde yazılabilir.

$$c_k = (V_{k+1} - V_k) / (V_{k+1} + V_k) \quad (3.15)$$

Arayüzeye gelen dalganın genliği birim genlik ise, arayüzeyden yansıyan dalganın genliği, yansıma katsayısına bağlı olacaktır. Yansıma katsayılarının bilinmesiyle

birlikte, yatay tabakalı bir ortam için yer tepkisi hesaplanabilir. Kaynak dalgacığıyla, yer tepkisinin evrişiminden oluşan sentetik sismik iz ters evrişim süzgeci hazırlanması aşamasında model olarak kullanılabilir. Bu modelde, yer içine doğru ilerleyen dalgacığın şeklinde bir değişiklik olmadığı kabul edilir. Bu yaklaşımın, içsel soğurulmayı ihmal ettiği açıktır. Ters evrişim yönteminin iyi çalışabilmesi yukarıda model oturtulurken yapılan kabullerden dolayı, fazlaca jeolojik ortam bağımlıdır (Yılmaz, 1987).

3.2.15 Önkestirmeli ters evrişim (Predictive Deconvolution) ile tekrarlı yansımaların bastırılması

Deniz sismliği uygulamalarında, en sık karşılaşılan problemler arasında yer alan deniz tabanı tekrarlı yansımalarının oluşum nedenleri ve çeşitleri hakkında genel bir bilgi verilecek ardından tekrarlı yansımaların bastırılabilmesi için kullanılan yöntemlerden bahsedilecektir. Pek çok deniz sismliği çalışmasında, gerçek sinyalin üstünü örterek, bilgi elde etme imkanını sınırlandıran bu probleme, tez kapsamında kesitler anlamında nasıl yaklaşıldığına ise çok-kanallı verilerin işlenmesi kısmında yer verilecektir.

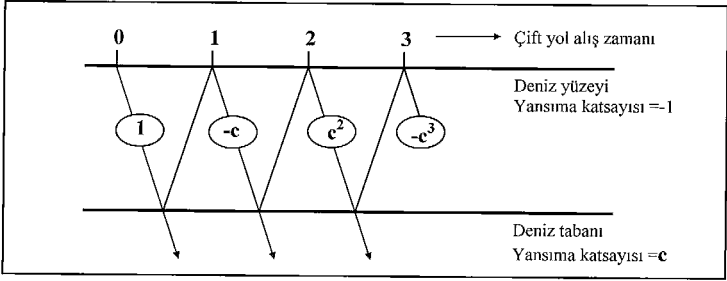
Deniz tabanı tekrarlı yansımaların bastırılabilmesi amacıyla kullanılan yöntemlerinden en yaygın kullanım alanı bulanı, önkestirmeli ters evrişimdir. Bu yöntemin genel özellikleri ve uygulanma şekli anlatılacaktır.

3.2.15.1 Tekrarlı yansımalar (Multiple)

Yansıma katsayısı neredeyse -1 değerine eşit olan, su-hava ara yüzeyinin güçlü bir yansıtıcı olması ayrıca çoğu bölgede su-deniz tabanı geçişinin de yüksek yansıtıcılık özelliğine sahip olması, bu iki yüzey arasında bir enerji kapanı yaratmaktadır. Sismik kaynaktan yaratılan dalgacık, bu iki yüzey arasında, genlik düşüşü yansıma katsayılarına bağlı ve zaman aralığı çift yol alışı zamanına eşit olarak, tekrarlı bir biçimde yansımaktadır (Robinson, 1980).

Şekil 3.5' de görüldüğü gibi, birim genliğe sahip dalgacık, deniz tabanından ilk kez yansıdığı anda, deniz tabanının yansıma katsayısıyla genliği çarpılacak ve değeri $+c$ olacaktır. Aynı dalga cephesi su yüzeyine çarptığında ise, -1 olan yansıma katsayısı nedeniyle geriye $-c$ katsayısıyla yansıyacak ve bu şekilde devam edecektir. Sismik

izlerde izlenen tekrarlı yansımaların nedeni bu fiziksel olayla açıklanabilir.

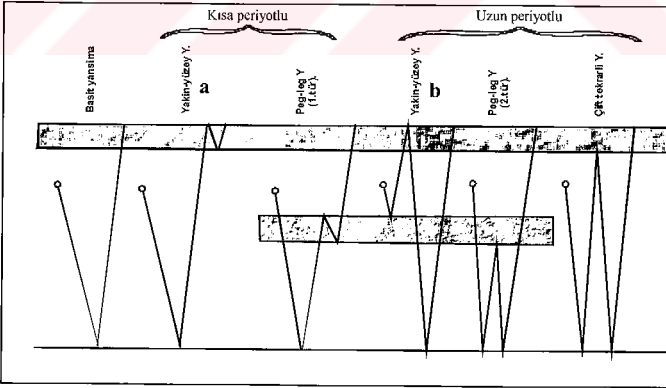


Şekil 3.5 Sismik dalganın, deniz tabanı ve deniz yüzeyi arasında tekrarlı yansımaları Robinson (1980)'den yeniden çizilmiştir.

3.2.15.2 Tekrarlı yansımaların türleri

Tekrarlı yansımalar uzun ve kısa periyotlu olarak iki gruba ayrılabilirler. Bu iki ana grubun altında da, yansımaya yerlerine ve tekrarlanma sayılarına göre farklı özellikler gösteren yansımalar, Şekil 3.6 'da özetlenerek gösterilmiştir.

Bazı tür yakın yüzey yansımaları (a tipi) ve ince aratabakalardan yansıyan 1.tür peg-leg yansımaları kısa periyotlu tekrarlı yansımalar sınıfına dahildirler. Şekilde b tipi olarak gösterilen yakın yüzey yansımaları, 2. tür peg-leg ve çift tekrarlı yansımalar ise uzun periyotlu olarak sınıflandırılırlar.



Şekil 3.6 Tekrarlı yansımaların türleri, Backus 1959 'dan yeniden çizilmiştir.

3.2.15.3 Öncestirmeli ters evrişim süzgeci ve Wiener katsayılarının hesaplanması

Formül 3.16, ayrık zaman fonksiyonu için kullanılabilecek evrişim eşitliğini vermektedir. x_t , giriş sinyali, a_t süzgeci gösterirken, y_t çıkış sinyalini ve Δt , örnekleme aralığını vermektedir. Δt birim değere sahip olarak kabul edildiğinde, eşitlikte bir bozulma olmayacaktır (Peacock ve Treitel, 1969).

$$y_t = \Delta t \sum_i x_i a_{t-i} \quad (3.16)$$

t ve τ , ayrık zaman değişkenleridir, aksi belirtilmediği sürece $\Delta t = 1$ olarak kabul edilir. Eğer a_t , α öncestirme uzaklığına sahip bir öncestirme operatörü ise, giriş sinyali olan x_t 'nin, $t + \alpha$ zaman sonraki kestirimi eşitlik 3.17'deki gibi yazılabilir.

$$t \ y_t = \Delta t \sum_i x_i a_{t-i} = x'_{t+\alpha} \quad (3.17)$$

3.17 eşitliğinde verilen $x'_{t+\alpha}$, $x_{t+\alpha}$ 'nin kestirimidir.

Hata fonksiyonu, $x_{t+\alpha}$ gerçek değeri ile $x'_{t+\alpha}$ tahmin edilen değerinin farkı alınarak hesaplanabilir (3.18).

$$\mathcal{E}_{t+\alpha} = x_{t+\alpha} - x'_{t+\alpha} \quad (3.18)$$

Eşiklikteki $\mathcal{E}_t$ hata fonksiyonu, x_t 'nin tahmin edilemeyen kısmını göstermektedir.

3.17 eşitliği, 3.18'de yerine yazılırsa,

$$\mathcal{E}_{t+\alpha} = x_{t+\alpha} - \sum_i x_i a_{t-i} \quad (3.19)$$

3.19 eşitliğinin z-dönüşümü yapıldıktan sonra her iki yanı z^α ile çarpılırsa,

$$\mathcal{E}(z) = X(z) [1 - z^\alpha A(z)] \quad (3.20)$$

bulunur.

$[1 - z^\alpha A(z)]$ değeri, kestirim hata operatörünü verir. Bu değer bir α kestirim zamanındaki, sıfır gecikmeli birim iğnecik (unit spike) fonksiyonu ile tahmin operatörü $A(z)$ arasındaki farka eşittir. Bu da hata fonksiyonunun, tahmin operatörü kullanılarak hesaplanabileceğini göstermektedir (Peacock ve Treitel, 1969).

Sismik izin, yansıma katsayıları serisi ile, oluşturulan sismik dalgacığın evrişimi sonucu olduğu düşünüldüğünde, hata fonksiyonu kestirim operatörünün kullanılması, tekrarlanan yansımaların giderilebilmesi için iyi bir yaklaşım olacaktır.

Kestirim operatörü aşağıdaki gibi n uzunluğuna sahip bir seri olarak verildiğinde (3.21),

$$a_i = a_0, a_1, \dots, a_{n-1}, \quad (3.21)$$

hata fonksiyonu operatörde 3.22 şeklinde ifade edilebilir.

$$f_i = 1, 0, 0, \dots, 0, -a_0, -a_1, \dots, -a_{n-1} \quad (3.22)$$

3.2.15.4 En küçük kareler anlamında hata fonksiyonun hesaplanması

Wiener Süzgeci uygulamasındaki temel prensip, istenen dalga çıkışı ile gerçek dalga çıkışı arasındaki yanılğı enerjisini, en küçük yapmaktır. Bu noktadan hareketle aşağıda açıklanacak olan denklem sistemleri kullanılmaktadır.

$x(t)$ giriş sinyali, z_i istenen çıkış sinyali ve y_i gerçek çıkış sinyali olmak üzere, istenen çıkışla , gerçek çıkış sinyali enerjisini en küçüğe indirgeyen eşitlik aşağıda verilmiştir (3.23).

$$x(t) x(t) I = \sum_i (z_i - y_i)^2 \quad (3.23)$$

Uzunluğu n olan Wiener süzgecine ait, matris eşitliği (3.24) şeklinde yazılabilir (Peacock ve Treitel, 1969).

$$\begin{bmatrix} r_0 & r_1 & \dots & r_{n-1} \\ r_1 & r_0 & \dots & r_{n-2} \\ & & \ddots & \\ r_{n-1} & r_{n-2} & \dots & r_0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} f_0 \\ f_1 \\ \vdots \\ f_{n-1} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} g_0 \\ g_1 \\ \vdots \\ g_{n-1} \end{bmatrix} \quad (3.24)$$

r_i giriş sinyalinin özilişki fonksiyonu, g_i , istenen çıkış sinyali ile giriş sinyalinin ilişki fonksiyonu ve f_i ise Wiener süzgeç katsayılarıdır.

Süzgeç katsayılarının hesaplanabilmesi için denklem sistemi çözülür ve elde edilen katsayılar sismik izle evriştirilir. Böylece istenen çıkışa en yakın çıkış dalgacığı elde edilmiş olur. Bu işlem sayesinde sismik dalgacık sıkıştırılmış, düşey ayrımlılık artırılmış olur.

Aynı denklem sisteminin, belirli bir zaman sonrasını tahmin etmeye yönelik olarak dönüştürülmesi sonucunda da, tekrarlı yansımaların bastırılmasında kullanılabilecek önkestirmeli ters süzgecin katsayıları hesaplanabilir.

3.2.16 Sismik göç işlemi (Migration)

3.2.16.1 Genel özellikleri

Göç işlemi, yansımaların ve saçılmaların gerçek yerlerine taşınabilmesini sağlayan bir tür ters çözüm yöntemi olarak değerlendirilebilir. Yer içerisindeki eğimli yapıların gerçek yerlerinde görüntülenebilmesi, saçılmaların yok edilebilmesi ve jeolojik yapının ortaya çıkmasının sağlanabilmesi, yansıtıcı yüzeylerin devamlılığının ve eğiminin doğru olarak saptanabilmesinin yanısıra Fresnel Zonu'nun yarıçapının küçülmesiyle birlikte, yanal çözünürlüğün artırılmasında sismik göç işleminin hedefleri arasındadır (Yılmaz, 1987). Bütün bunlar göz önüne alındığında, sismik veri-işlem yöntemleri arasında, sismik göç işlemi bu denli önemli bir yer tutmasının nedeni açıklanmış olur.

Tüm bu hedeflerden yola çıkılarak, göç işleminin gerçekleştirilmesi için pek çok teknik geliştirilmiştir. Bu teknikler kullanılarak, veriye yığma işlemi yapılmadan önce veya sonra uygulanabilir. Göç işlemi uygulamalarının sınıflandırılmasında esas olarak iki ana bölüm kullanılabilir. Bunlardan ilki, veriye analitik yaklaşımda bulunan, RMS (Root-mean square) hızlarının kullanıldığı ve tabaka yüzeyleri arasındaki ışın eğriligi ihmal edildiği zaman ortamında göç işlemidir. Diğer ise, tabaka ara hızları (interval) kullanarak, ışın eğrilikliğini algoritmaya katarak çalışan derinlik göçtür.

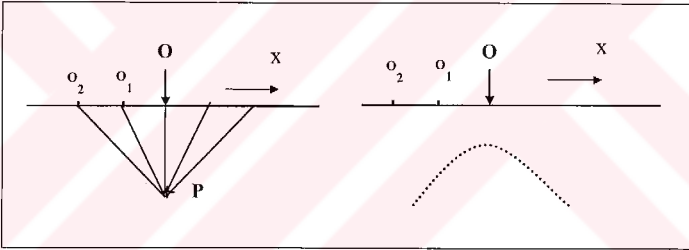
Yukarıda değinilen ana sınıflandırmanın dışında, sismik göç işlemi teknikleri, probleme matematiksel yaklaşımlarının farklılıklarına göre sınıflandırılabileceği gibi,

veriye uygulandıkları ortam (domain) çeşitlerine göre de sınıflandırılabilirler. Veriye frekans-dalga sayısı ($f-k$) ortamında uygulanan Stolt Migration, $\tau - p$ ortamında uygulanan Sland-stack Migration bunlara örnek olarak verilebilir.

Bu tez kapsamında işlenen verilere sonlu farklar yöntemiyle zaman ortamında göç işlemi ve yığma öncesi zaman ortamı göç işlemi uygulanmıştır. Bu uygulamaların genel özellikleri sonraki alt bölümlerde ayrıntılı olarak açıklanacaktır.

3.2.16.2 Göç işleminin problemli bazı yapılar üzerindeki etkileri

Sismik kesitlerde göç işlemine neden gerek duyulduğu temelde geometrik şekiller kullanılarak açıklanabilir. Şekil 3.7’de görüldüğü üzere yansıtıcı bir P noktasından yansıyan dalga, ‘O’ noktasında kaydedilebileceği gibi, O_1 veya O_2 ile temsil edilen başka noktalarda da kaydedilebilir. Benzer şekilde, yer altından bilgi taşıyan nokta hiperbolün üzerinde herhangi bir yerde bulunuyor olabilir (Fitch, 1976).

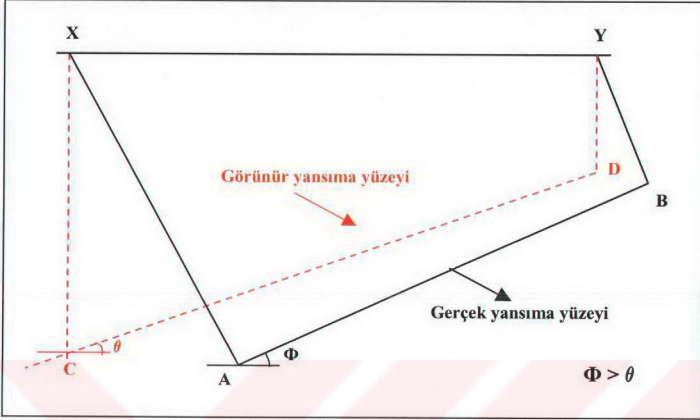


Şekil 3.7 Yer altındaki bir P noktasından yansıyan sinyalin yüzeyde kaydedildiği yer.

Şekil 3.8’de yeryüzünde X ve Y noktalarında kaydedilen AB gerçek yansıma yüzeyi ve bunun CD görünür yansıma yüzeyi izlenmektedir. Φ eğimine sahip bir yansıtıcı yüzeyin, zaman kesitinde görülen eğimi ise θ olmaktadır. θ açısının değeri daima Φ açısından küçüktür. Kırmızı çizgiyle gösterilen yansıtıcı yüzey ise, gerçek yüzeyin zaman kesitindeki konumudur. Gerçek yansıtıcı yüzeyle, sismik kesitte görülen iz arasındaki farklılığı açık şekilde ifade eden şekil, aynı zamanda göç işleminin önemini de bir kez daha ortaya koymaktadır.

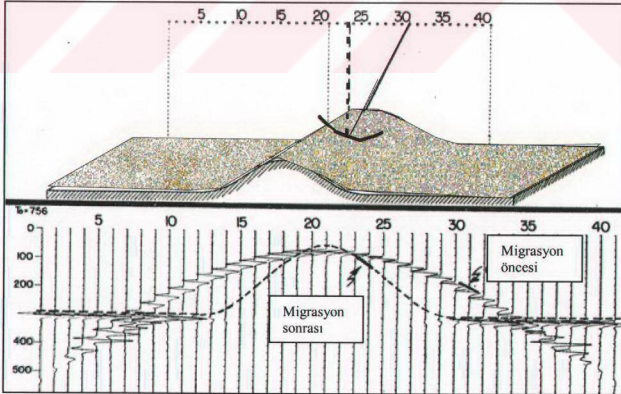
Yeraltında karşılaşılabilecek yapısal unsurlara bakıldığında, antiklinal, senklinal ya

da fay etkisiyle oluşan görünür eğim değişimleri, saçılmaların kaldırılması, doğru jeolojik sonuçlara ulaşabilmek için önemlidir.



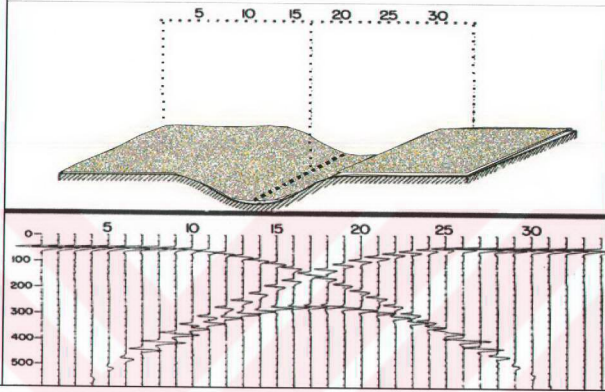
Şekil 3.8 Yeryüzünde X ve Y noktalarında kaydedilen AB yansıtıcısı ve bu yansıtıcıya ait CD görünür yansımaya yüzeyi, McQuillim ve diğ. (1984)'den yeniden çizilmiştir.

Aşağıdaki şekillerde, bazı problemli yapılarda karşılaşılabilecek, sismik ize karışan yanlış sinyallerin etkileri gösterilmektedir. Şekil 3.9'da, antiklinal bir yapının, göç işlemi öncesi ve sonrasında, bir sismik kesitteki görünümü verilmiştir.

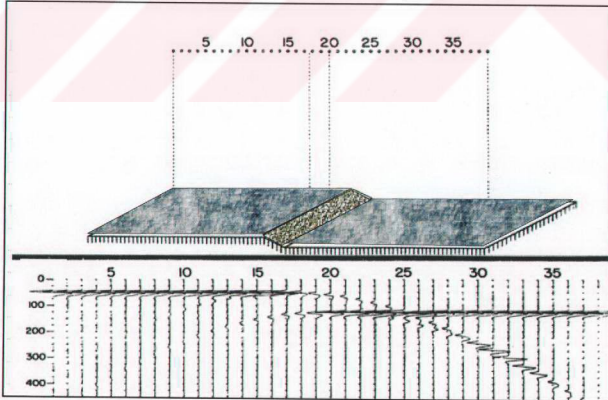


Şekil 3.9 Yeryüzünde yer alan antiklinal bir yapının, sismik kesitte göç işlemi öncesi ve sonrasındaki görünümü Hiltermann (1970)'den değiştirilerek çizilmiştir.

Migrasyonun sonucu olarak, yapının sismik izdeki yansımaları sıkıştırılmış gerçek görüntü elde edilmiştir. Şekil 3.10'da ise senklinal bir yapı ve bunun sismik yansımayla elde edilen yanıtıcı görüntüsü verilmiştir. Şekil 3.11 'de 30° eğime sahip bir fayın sismik izde neden olduğu saçılmalar net bir şekilde izlenebilmektedir. Veride bozucu, yanıtıcı etkiye sahip bu sinyallerin ayıklanabilmesi, göç işlemiyle mümkün olacaktır.



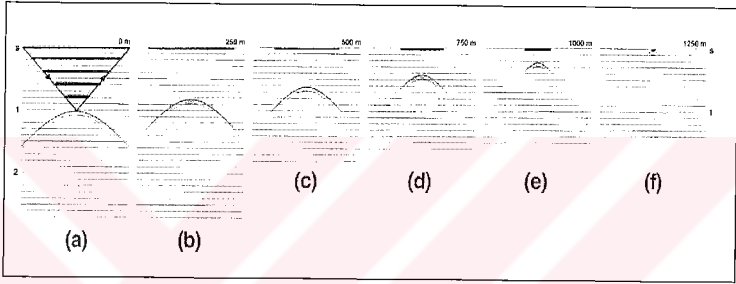
Şekil 3.10 Yeraltında yer alan senklinal bir yapının, sismik kesitte görünümü Hiltermann (1970)'den değiştirilerek çizilmiştir.



Şekil 3.11 Yeraltında yer alan 30° eğimli bir fayın , sismik kesitte neden olduğu saçılmaların görüntüsü Hiltermann (1970)'den değiştirilerek çizilmiştir.

3.2.16.3 Sonlu farklar yöntemi ile zaman ortamında göç işlemi

Teknik temel olarak skalar dalga denklemine sonlu farklar yöntemiyle bir yaklaşımdır. Deniz tabanının belirli bir mesafesinde kaydedilmiş bir hiperbol eğrisi, deniz yüzeyindeki alıcıya yaklaştırılarak, saçılmaların hiperbolun tepe noktasına toplanabilmesini sağlar (Yılmaz, 1987). Bu yaklaşım, uygulamada aşağı doğru uzanım (downward continuation) olarak bilinmektedir. Şekil 3.12’de bu yaklaşım şematik olarak gösterilmiştir.



Şekil 3.12 Deniz yüzeyinde olduğu varsayılan alıcının, belirli aralıklarla deniz yüzeyinden aşağıya doğru ilerletilmesi (Yılmaz, 1987).

Göç gürtültüsünün diğer yöntemlere göre az olması, düşük S/G oranına sahip verilerde de etkin olarak kullanılabilmesi tekniğin avantajları olarak sayılabilir. Yöntem 60°'ye kadar eğimli yapılar için çalışmaktadır.

3.2.16.4 Yığma öncesi kısmi göç işlemi (Dip Moveout)

Daha iyi bir yığma kesitinin oluşturulabilmesini sağlayarak, bu sayede geleneksel göç işlemi tekniklerine bir alternatif oluşturmaktadır. Aşağıdaki paragraflarda, bu yöntemin teorik altyapısı anlatılacaktır.

Eğimli bir yansıtıcı için NMO eşitliği düşünüldüğünde,

$$t^2(x) = t^2(0) + \frac{x^2 \cos^2 \alpha}{V^2} \quad (3.25)$$

Formülde, α yansıtıcının eğimini göstermektedir. Eğer eşitlik 3.25 iki parçaya

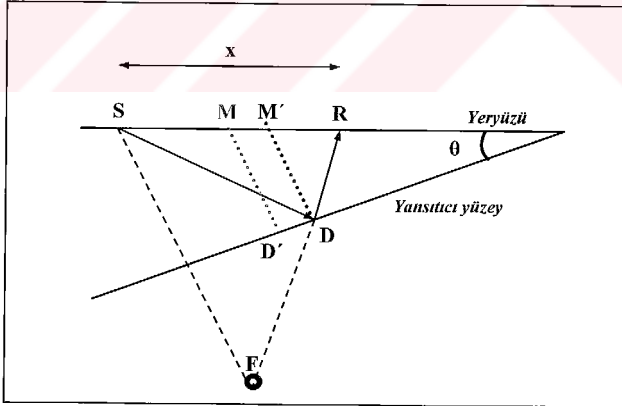
ayrılırsa,

$$t^2(x) = t^2(0) + \frac{x^2}{V^2} - \frac{x^2 \sin^2 \alpha}{V^2} \quad (3.26)$$

eşitliğin ilk kısmı yatay tabakalı bir yansıtıcı için dik yola kaydırma iken, ikinci kısım eğimli bir yansıtıcı için sözkonusu olan düzeltmeyi içermektedir (Yılmaz, 1987).

Sıfır ofsete sahip bir noktanın eğim kaldırma (DMO, dip-moveout) düzeltmesine bir etkisinin olmadığı formülden anlaşılabilir. Aynı zamanda, yansıtıcı yüzeyin eğimi arttıkça ve malzemenin hızı azaldıkça uygulanması gereken eğim kaldırma düzeltmesinin miktarı artacaktır. Bu düzeltmenin yapılmasıyla birlikte aslında, yansıtıcı eğimli yüzeyleri kaydırılarak, ortak yansıma noktası ve ortak derinlik noktası kavramları birbirine eşdeğer hale gelir (Yılmaz, 1987).

Şekil 3.13’de yansıtıcı bir yüzeyden yansıyan ışının geometrisi izlenmektedir. Yeryüzüyle bir θ açısı yapan yüzeyden yansıyan ışın, S ve R atış alıcı çiftinin orta noktası olan D noktasından değil, aslında D’ noktasından yansıyacaktır. DD’ farkından kaynaklanan hata sismik kesite MM’ farkı olarak yansıyacaktır. Hatanın giderilebilmesi için veriye eğim düzeltmesi işleminin uygulanması gerekir.



Şekil 3.13 Eğimli bir yansıtıcıdan yansıyan sismik dalganın izlediği yol Yılmaz, (1987)’den yeniden çizilmiştir.

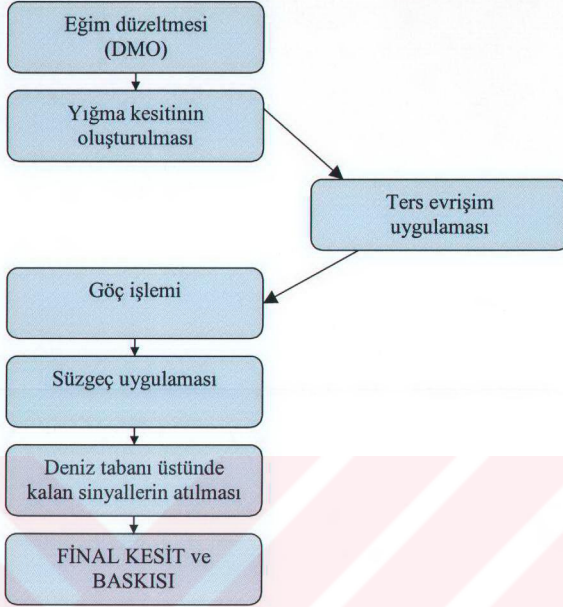
3.3 Çok-kanallı verilerin işlenmesi

3.3.1 Giriş

Bu bölümde, önceki bölümlerde teorik altyapısı verilen sismik veri-işlem tekniklerinin, çok-kanallı verilerin özellikleri dikkate alınarak yapılan uygulamalarından bahsedilecektir. Şekil 3.14 ve Şekil 3.15’de kullanılan tekniklerin veri üzerine uygulanış sırasının şematik bir gösterimidir.



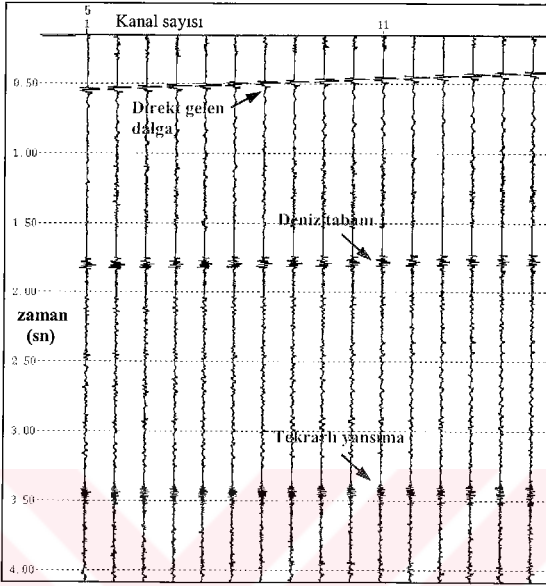
Şekil 3.14 Çok-kanallı verilere uygulanan veri-işlem yöntemlerini gösteren akış şeması.



Şekil 3.15 Çok-kanallı verilere uygulanan veri-işlem yöntemlerini gösteren akış şeması (devamı).

Akış şemasında gösterilen tüm veri-işlem aşamalarına ait örnekler bölüm içerisinde verilecektir. Fakat, bundan önce, bir sismik kesite bakıldığında ilk anda görülen unsurlara, örneğin, direk gelen dalga, deniz tabanı, tekrarlı yansımalara veri üzerinden örnekler verilecektir.

Şekil 3.16'da , 18 numaralı hattın 5.atışında kaydedilen sismik izler görülmektedir. 1-16 kanalları arasına ait sismik izler, zamana bağlı olarak görüntülenmişlerdir. Ok işaretleriyle gösterilen kısımlar, direkt gelen dalgayı, deniz tabanını ve deniz tabanı birinci tekrarlı yansımalarını işaret etmektedirler.



Şekil 3.16 18 numaralı hattın, 5. atışında izlenen direkt gelen dalga, deniz tabanı ve tekrarlı yansıma sinyallerinin görüntüsü.

3.3.1.1 Verilerin kontrol edilmesi ve okutulması

Teypte yer alan verilere ait kayıt sayısı, kanal sayısı, örnekleme aralığı gibi parametrelerin, geminin seyahati süresince tutulan kayıtçı logu ile olan uyumuna bakılmış ve kayıtlarda herhangi bir eksiklik ve/veya hata olup olmadığı denetlenmiştir.

Denetlemenin ardından, teypte SEG-D formatında yer alan veri, Disco/Focus (V.5.0) 'da kullanılabilmesi amacıyla, SEG-D modülü kullanılarak, programın dahili formatına dönüştürülmüştür. Disco/Focus programı VDS (Vector Data Storage) formatlı verilerle çalışabildiğinden tüm veriler bu formata çevrilmiştir.

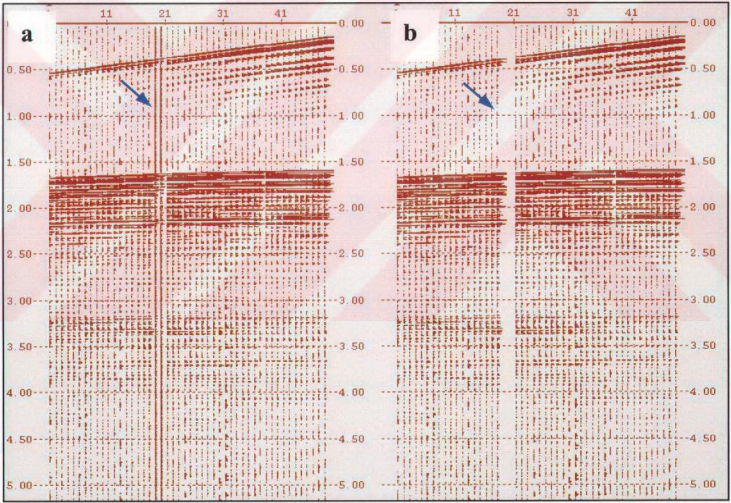
3.3.1.2 Bozuk verilerin ayıklanması

Bozuk verilerin ayıklanması aşamasında, verinin geneline bakıldığında, ilk grup çok-kanallı veri (M2S hatları) için tüm hatlarda ortak olarak gözlenen bazı sorunlar dikkati çekmektedir. Ayıklanma gerektiren veriler iki ana grup altında toplanabilir.

Bunlardan ilki, 19 ve 20 no'lu kanallara karışmış olan gürültünün bozucu etkisidir (Şekil 3.17a). Her bir hat boyunca tüm atışlara bakılmış ve gürültülü olan bu iki kanal veriden tamamen ayıklanmıştır (Şekil 3.17b). Bazı atışlarda 20 no'lu kanal sinyali gürültüsüz olarak kaydedebildiğinden, atışlar not edilmiş ve bu kanalın veriye dahil edilmesi sağlanmıştır.

İkinci grup sorunlu veri ise, tüm hatların 37 numaralı kanalında, bazı atışlar sırasında, farklı çift yol alış zamanlarında ortaya çıkmış olan yüksek genlikli gürültülerdir (Şekil 3.18a). Bunların izlendiği atışların numaraları kayıt edilmiş, bu atışlar da 37 numaralı kanal veriden ayıklanmıştır (Şekil 3.18b).

Diğer çok-kanallı veri grubunda ise, yukarıda bahsedildiği gibi bir sınıflandırma söz konusu olmamakla birlikte, bazı kanallar boyunca artan gürültü seviyesi nedeniyle ayıklama işlemleri uygulanmıştır.

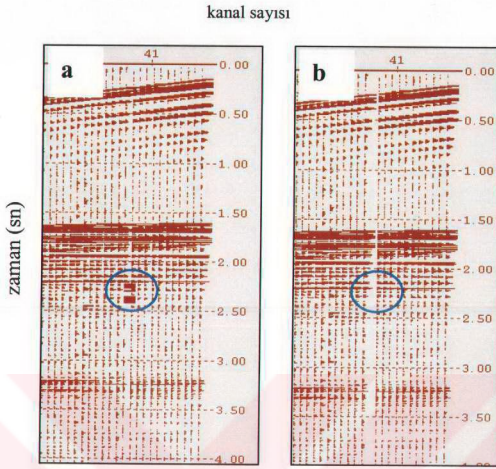


Şekil 3.17 Ayıklama işlemi öncesi (a) ve sonrası (b) 19 ve 20 numaralı kanallarda sismik izin görünümü.

3.3.1.3 Yüksek geçişli süzgeç uygulaması

Verinin gürültü analizi yapılmış ve 10 Hz kesme frekansına sahip ve 5-10 Hz frekans arası da cosinüs penceresiyle yuvarlatılmış olarak düzenlenen yüksek geçirimli bir

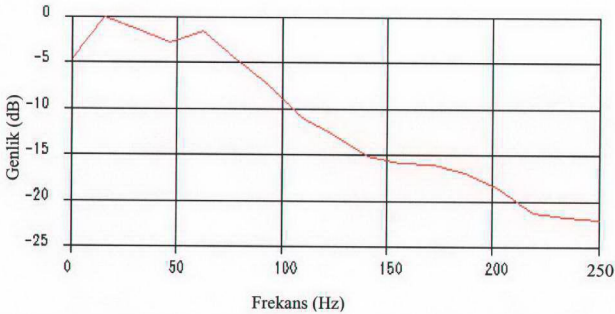
süzgeç uygulanmıştır. Bazı hatlar boyunca, gerekli görünen hallerde veriye çentik şüzgeç (Notch) uygulaması da yapılmıştır.



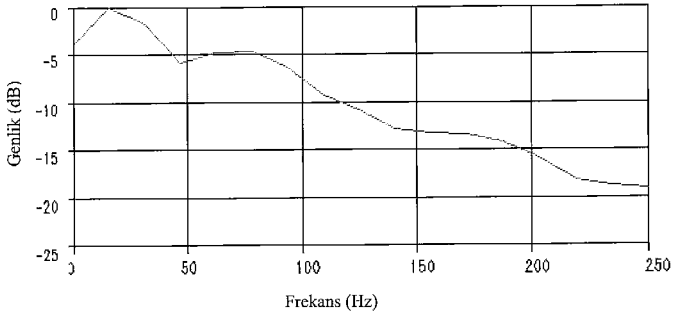
Şekil 3.18 Ayıklama işlemi öncesi (a) ve sonrası (b) 37 numaralı kanalda izlenen yüksek genlikli sinyalin sismik izdeki görünümü.

Şekil 3.19'da, 60 Hz gürültü bileşenine sahip verinin, bu kesme frekanslı çentik süzgeçleme öncesi ve Şekil 3.20'de ise süzgeçleme sonrası frekans spektrumu görülmektedir. Gürültü bileşeninin, veriden bir ölçüde ayıklandığı gözlenmektedir.

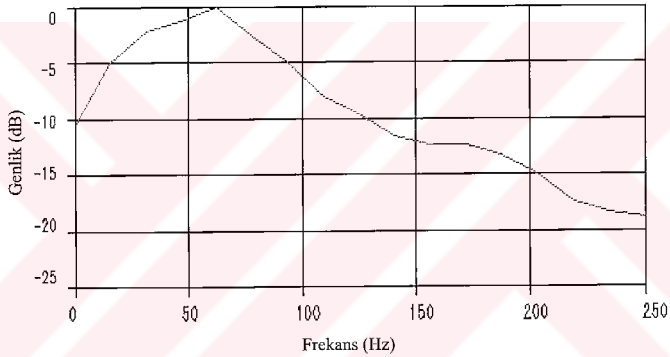
Şekil 3.21'de, aynı veriye filtre uzunluğu 201 (number of filter points) olan, kosinüs penceresiyle yuvarlatılmış 10-25 ve 150-180 Hz kesme frekansına sahip band geçirimli süzgeç uygulaması yapılmıştır.



Şekil 3.19 60 Hz'de gürültü bileşenine sahip verinin, frekans spektrumu.



Şekil 3.20 60 Hz’de veriye uygulanan çentik filtrenin sonucunda verinin frekans spektrumu.



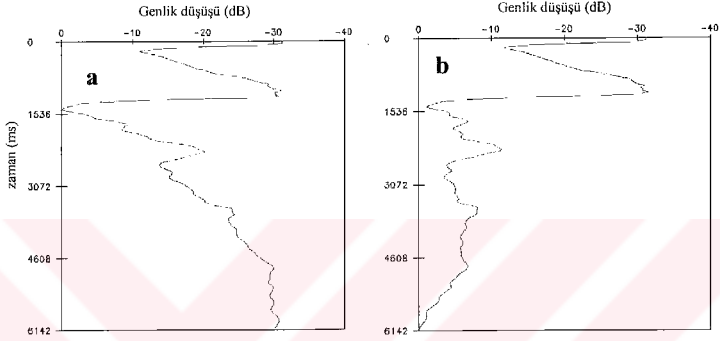
Şekil 3.21 Veriye uygulanan band geçirir süzgeç uygulamasının sonucunda verinin frekans spektrumu.

3.3.1.4 Genlik kazancı ve otomatik genlik düzeltmesi uygulaması

Uygulamada, belirli aralıklarla seçilen sismik izler için genlik analizleri yapılmış ve optimum genlik değişimi değerleri seçilerek eksponansiyel genlik düzeltmesi kesitlere uygulanmıştır.

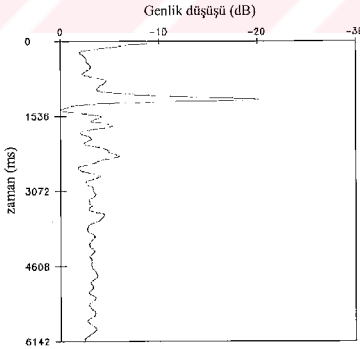
Kesitin genel özellikleri de dikkate alınarak, genlik analizi yaklaşık her 100 atışta bir yapılmış ve genlik salınımlarının yaklaşık 10 dB değerinin içerisinde kalmasına dikkat edilmiştir. Şekil 3.22a’da kesitin bir bölümüne ait genlik değişimi izlenmektedir. Uygulanan genlik düzeltmesinin ardından, değişimler 0-10 dB arasında salınım göstermektedir (Şekil 3.22b).

Otomatik genlik düzeltmeleri uygulamalarında dikkat edilmesi gereken en önemli noktanın, seçilecek olan pencerenin boyutu olduğu ve pratikte, pencere uzunluğunun 256 – 1024 ms seçilmesinin uygun daha önceki bölümde belirtilmişti. (Yılmaz, 1987). İşlenen sismik kesitlerde bu değer 400 ms’de sabit tutulmuştur. Ayrıca genlik düzeltmesi yansıma seviyelerinin bağıl genliklerini korumaktayken, AGC uygulaması bağıl genliklerin kaybolmasına neden olmaktadır.



Şekil 3.22 14 numaralı kesitin bir bölümüne ait genlik spektrumu (a), eksponansiyel genlik düzeltmesi uygulandıktan sonraki görünümü (b).

Genlik düzeltmesi uygulanan kesite (Şekil 3.22 (b)), 400 ms pencere uzunluğuna sahip, otomatik genlik dengelenmesi uygulandığında ise, Şekil 3.23’de görüldüğü üzere, genlik değişiminin zamana bağlı salınımları azaltılabilmektedir.

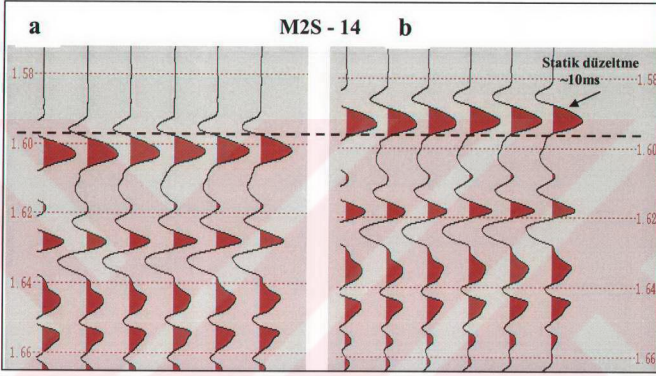


Şekil 3.23 Veriye 400 ms pencere uzunluğuna sahip otomatik genlik dengelenmesi uygulandıktan sonra çizdirilen genlik spektrumu.

3.3.1.5 Statik düzeltme

Önceki alt bölümde verilen (3.9) bağıntısı kullanılarak veriye uygulanması gereken datum düzeltmesi hesaplanmıştır. Bu düzeltme değeri tüm kesitlere uygulanmıştır.

Sismik kaynak 5 m derinden çekilmiş ve alıcıların derinliği gemi seyahati süresince 10 m olarak verilmiştir. Verilerin referans düzlemi olan deniz yüzeyine indirgenebilmesi için, her iki veri grubunda, 1500 m/sn alınan su hızı sonucu olarak, 10 ms'lik datum düzeltmesi uygulanmıştır. Şekil 3.24 a ve b'de bu düzeltmenin öncesi ve sonrası gösterilmektedir.



Şekil 3.24 M2S-14 hattına uygulanan atış alıcı statik düzeltmesi öncesi (a), sonrası (b).

3.3.1.6 Geometrinin oluşturulması ve sort işlemi

Verilerin shot düzeninden, Ortak-orta nokta (CDP) düzenine geçirilebilmeleri için gerekli olan düzenin kurulabilmesi amacıyla, tüm atışlar kontrol edilmiş, varsa kaçan atışlar ve geminin navigasyon dosyasında yer alan bazı hatalar belirlenerek CDP oluşturulabilmesi amacıyla geometri düzeni tanımlanmıştır. Disco/Focus programı yardımıyla, yapılan atışlar ve alıcıların yerleri bir istasyon referans sistemi kurularak tanımlanmıştır. Programda atış-alıcı düzeneğinin tanımlanması sağlayan üç ana modül kullanılmıştır.

Bunlardan ilki, istasyon yapısını oluşturan ve hesaplanan sayıdaki istasyonları numaralandıran 'LINE' modülüdür. Bu modül kullanılarak oluşturulan istasyon

yapısında, istasyonlar arası mesafe, CDP'lerin oluşma aralığı dikkate alınarak 6.25 m olarak belirlenmiştir.

Bunun ardından offset, alıcılar arası mesafe ve verinin kanal sayısı ile ilişkili olarak tanımlanan 'PATTERN' modülü koşturulur ve son olarak atışların yapıldığı istasyonları belirleyen 'SOURCE' modülü kullanılır. Bu üç modülün ardından, veritabanına yazılan bilgi, sismik izlerin başlıklarına 'PROFILE' modülü ile yazdırılır.

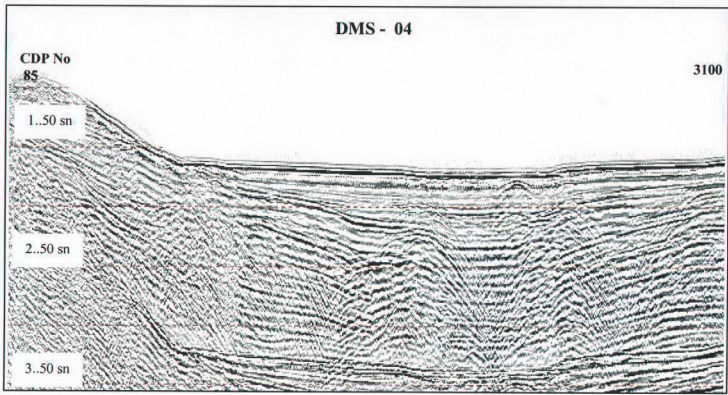
Atış verilerini, CDP verilerine dönüştüren sort işlemi uygulanmıştır. (3.10) bağıntısı kullanılarak verinin katlama sayısı hesaplanmış ve ilk veri grubu için en çok 6, ikinci çok-kanallı veri grubu için 9 olarak bulunmuştur. Sort işleminin ardından, veriler artık ortak derinlik noktası düzenine geçirilmiş olurlar.

3.3.1.7 Hız analizinin yapılması, NMO, DMO düzeltmesi ve yığma işlemi

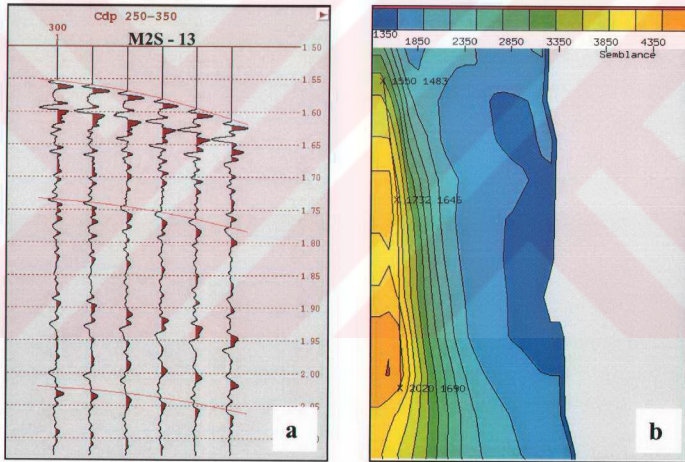
CDP'leri elde edilmiş kesitlere sabit bir hız kullanılarak, kaba yığma uygulaması yapılmıştır. Şekil 3.25'de DMS-04 numaralı hata için 1700 m/sn ile oluşturulan optik yığma kesiti görülmektedir. Bu sayede kabaca bir görüntü elde edilen verinin, detaylı hız analizine uygun kısımları belirlenmektedir. Orta Marmara Havzası boyunca genelde deniz tabanının eğimli olmadığı alanlarda, bu uygulama iyi sonuçlar vermiştir ve yaklaşık 100-150 CDP'de bir hız analizi yapılmıştır. Faylanmaların olduğu ve bazı yapısal özellikler gösteren alanlarda ise, 75 CDP'de bir hız analizi yapılmıştır.

Disco /Focus programı kullanılarak, seçilen bölgeler boyunca yığma hızı analizi yapılmış, ardından seçilen yığma hızları kullanılarak Dik Yola Kaydırma (NMO) uygulanmıştır. Şekil 3.26'da 13 numaralı kesitin 300 numaralı CDP'sindeki hız analizi işlemi ve benzerlik fonksiyonu görülmektedir. Model hiperboller sismik izlere çakıştırılmış bu sayede yığma işlemi için uygun yığma hızları belirlenmiştir.

Şekil 3.27a'da ise 02 numaralı hattın 800-900 numaralı CDP'lerine ait hız analizinin bir aşaması izlenmektedir. Seçilen uygun hızlar için ilk aşamada bir yığma işlemi veriyeye uygulanmış ve bu hızların belirli ölçüde değişimiyle oluşabilecek yığma işlemi sonuçları da görülmektedir. En net görüntüyü oluşturan hızlar yığma işlemi için kullanılacaktır. Şekil 3.27b'de aynı kesite ait benzerlik fonksiyonu yeralmaktadır.

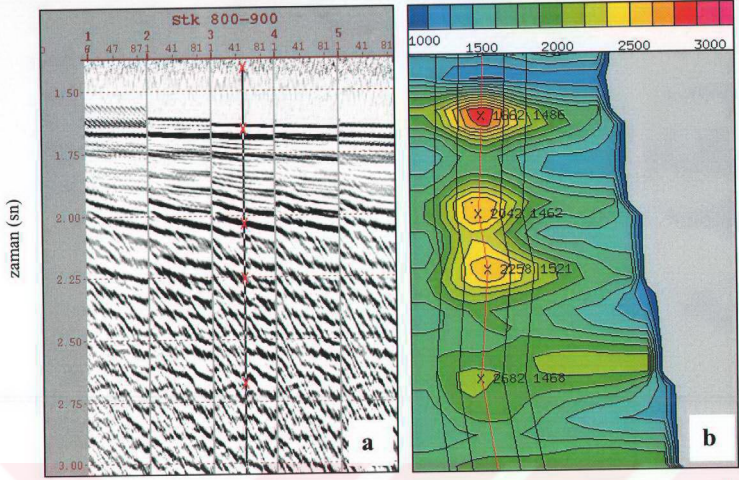


Şekil 3.25 DMS-04 hattına uygulanan kaba yığma işleminin sonucu.

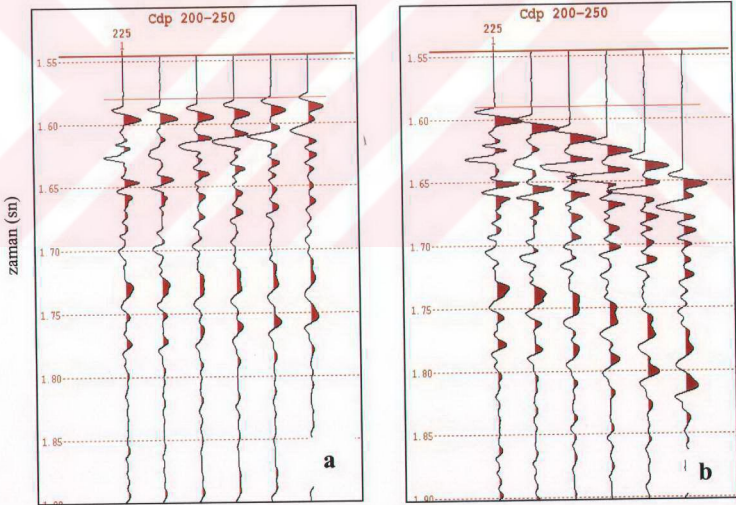


Şekil 3.26 M2S-13 hattının 250-350 CDP' leri arasındaki yığma analizi aşaması (a) ve benzerlik fonksiyonu (b).

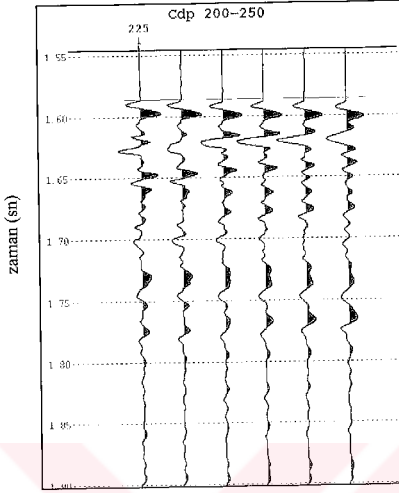
Şekil 3.28a, dik yola kaydırma (NMO) işleminde kullanılan hızın uygun hızdan fazla seçilmesi sonucu oluşan görüntüyü vermektedir. Aynı şekilde ortamın gerçek hızından düşük bir hızla NMO düzeltmesi yapılırsa, sismik izler Şekil 3.28b de ki gibi gözüktür. Ortam hızına uygun seçilen hızda ise, Şekil 3.29 da ki görüntü elde edilir.



Şekil 3.27 DMS02 hattı boyunca yapılan hız analizine bir örnek (a), benzerlik fonksiyonu (b).



Şekil 3.28 Dik yola kaydırma için kullanılan hızın gereğinden fazla olması durumunda (a), gereğinden az olması durumunda (b) yansımalar bir doğru üzerinde sıralanmamaktadır.



Şekil 3.29 Dik yola kaydırma işlemi için uygun hız seçildiğinde elde edilen görüntü.

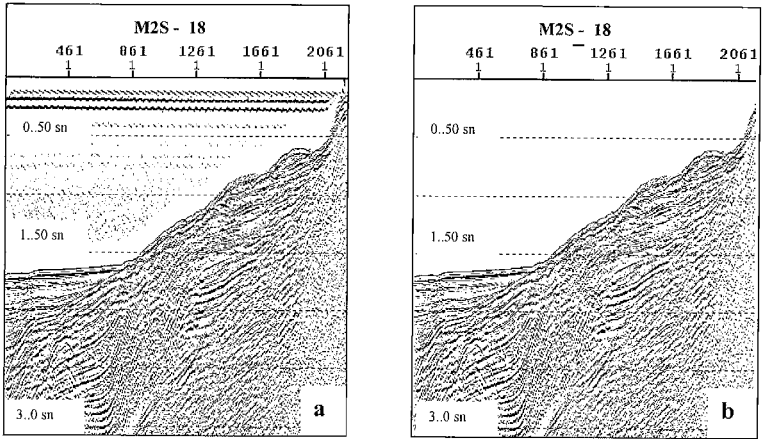
Bilindiği üzere, yığma kesitleri S/G oranının artırılması ve yanal sürekliliğin belirginleşmesi açısından büyük önem taşır.

3.3.1.8 Deniz tabanı üzerindeki sinyallerin ve direkt dalgaların atılması

Deniz tabanı yansımından önce gelen direkt gelen dalganın ve gürültülerin atılabilmesi için Disco/Focus programının etkileşimli modülü kullanılmıştır. EDIT modülüyle çalışan program yardımıyla, deniz tabanı ayrıntılı bir biçimde seçilmiş ve ardından üzerinde kalan kısımlar veriden kesilerek atılmıştır.

Bu ayıklama işlemi, veri işlem yöntemleri boyunca gerek görüldüğü her aşamada yapılmıştır. Veriye uygulanan yığma işlemi sonrası, sismik göç işlemi öncesi ve sonrası bu aşamalara örnek olarak verilebilir.

Şekil 3.30 a ve b’de sırasıyla 18 numaralı hatta ait kesitin, işlemin uygulanmasından önceki ve sonraki görünümleri verilmektedir. Deniz tabanı üzerinde yer alan gürültüler ve direkt gelen dalga kesilerek veriden uzaklaştırılmıştır.



Şekil 3.30 Deniz tabanı üzerindeki direkt gelen dalgaların ve gürültülerin kesilerek atılması, işlemden önce (a) ve sonra (b).

3.3.1.9 Göç işleminin veriler üzerindeki etkileri

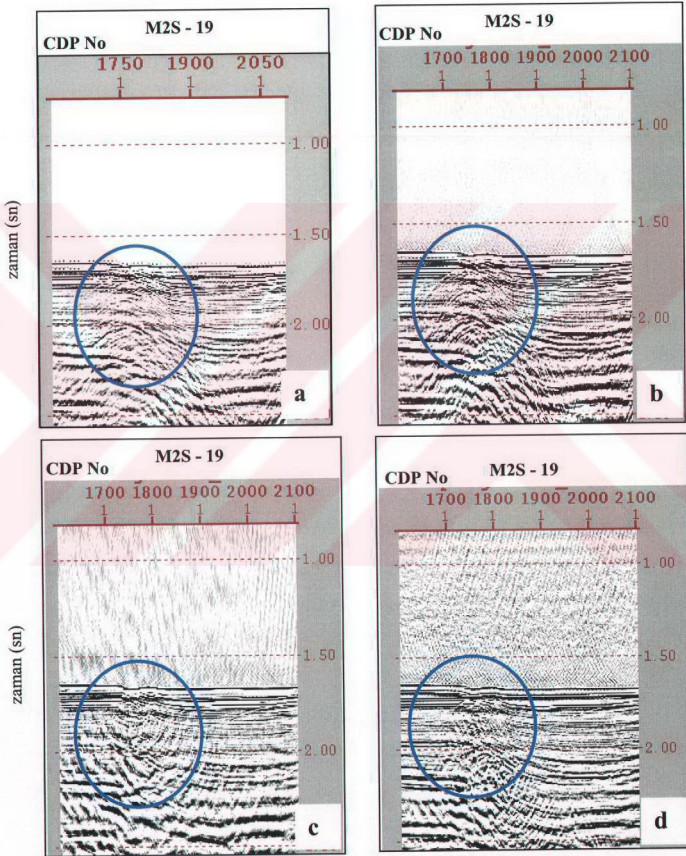
Sismik veri-işlem tekniklerinin anlatıldığı bölümde de bahsedildiği üzere, tez kapsamındaki verilere sonlu farklar zaman ortamı göçü ve kısmi yığma öncesi zaman ortamı göç işlemleri uygulanmıştır. Sonlu farklar zaman ortamı göçü veriye yığma sonrasında uygulanmıştır. Bunun yanı sıra, diğer teknikte, veriye yığma öncesi eğim düzeltmesi (DMO Sort) işlemi uygulanmakta, ardından yığma yapıldıktan sonra ise zaman ortamı migrasyon tekniği kullanılmaktadır.

Göç işleminin yapılabilmesi için gerekli parametreler, kesitte en büyük eğime sahip yapının eğimi, işlemin uygulanacağı derinlik adım aralığı (depth step size interval) ve tabiki hız fonksiyonudur. Sismik kesitte en büyük eğime sahip yapının eğimi belirlendikten sonra, ki bu saçılma hiperbollerine de ait olabilir, migrasyon derinlik adım aralığına karar verme aşamasına gelinmiştir.

Migrasyon derinlik adım aralığının seçimi, göç işleminin başarısı için en az hız fonksiyonu kadar önem taşır. Yanlış seçilmesi halinde sismik kesitte bazı yanıltıcı, yapay görüntülere yol açabilir. Gereğinden büyük seçilmesi durumunda, göç işleminden istenen sonuç alınamıyacak ve hiperboller tepe noktasına toparlanamayacaktır, gereğinden çok küçük seçilmesi durumunda ise fazla bir

iyileşme görülmeyen veri için işlem zamanı çok uzamış olacaktır. Tez kapsamındaki tüm kesitlerde bu değer 10 ms olarak seçilmiştir.

Bahsedilen son parametre olan hız fonksiyonunun etkisi kesitlerde açık bir biçimde görülebilmektedir. Şekil 3.31’de 19 numaralı hatta ait sismik kesitin, 1600-2100 nolu CDP aralığı gösterilmektedir. Her bir şekil, farklı hızlar kullanılarak uygulanmış, kısmi yığma öncesi zaman ortamı göç işlemi sonrasını göstermektedir.



Şekil 3.31 Farklı hız fonksiyonu kullanılarak uygulanan sismik göç işleminin veri üzerindeki etkileri, yığma kesiti (a), gereğinden düşük hız kullanılması durumunda hiperbollerin toparlanamaması (b), hız fonksiyonunun ortamın hızından çok fazla hızlarla oluşturulması durumunda aşırı göçme uğramış veri (c), uygun hızların tanımlanmış olması sonucunda verinin netleşen görüntüsü (d).

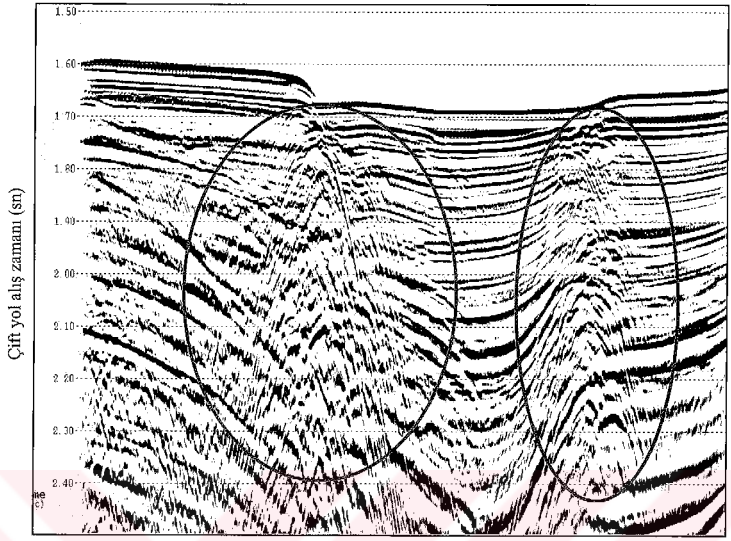
Şekil 3.31 a'da yığma kesiti verilmiştir. Şekil 3.31 b seçilen hız fonksiyonu, ortamın hızından çok daha düşük seçildiği için, hiperboller toparlanmamıştır (undermigration). Şekil 3.31 c'de sözkonusu olan durum, seçilen tabaka hızlarının çok yüksek oluşu kaynaklıdır. Veri aşırı migrasyona (overmigration) uğramış hiperboller ters dönmüştür. Uygun seçilen hız sonucu, netleşen görüntü ve saçılma hiperbollerinin toparlanması Şekil 3.31 d'de açıkça görülmektedir.

Şekil 3.32'de M2S-15 numaralı hatta ait yığma kesiti görülmektedir. Mavi elipslerle gösterilen alandaki sinyallerin büyük ölçüde saçılma hiperbollerleriyle kesintiye uğradığı, gerçek yapının örtüldüğü görülmektedir. Şekil 3.33'de ise aynı hattın sismik göç işlemi uygulandıktan sonraki görüntüsü yer almaktadır. İşaret edilen bölgelerde, fay kaynaklı oluşan saçılma hiperbollerinin toparlanabildiği açık bir şekilde görülmektedir.

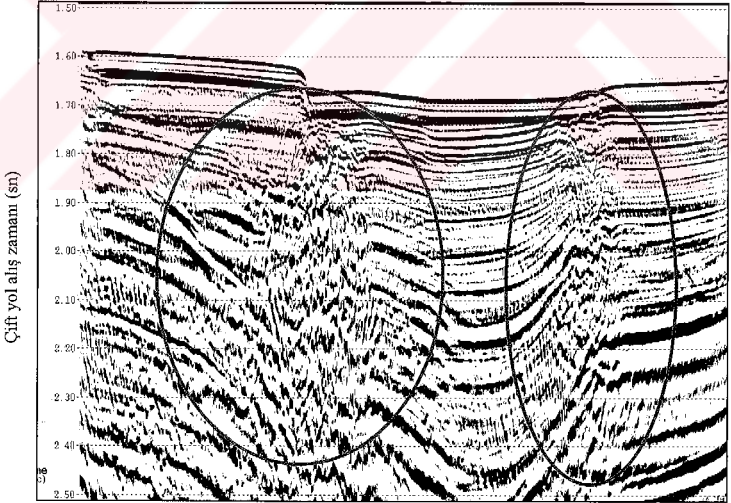
Bir başka örnekte, Şekil 3.34 'de M2S-19 numaralı hattın 1064-3164 numaralı CDP aralığına ait yığma kesiti görülmektedir. Şekil 3.35'de verilen ve aynı hattın, aynı bölümüne ait göç işlemi sonrası kesitte ise, diğer örneğe benzer şekilde yapısal unsurlar kaynaklı saçılmaların bir ölçüde giderildiği izlenebilmektedir. Şimdiye kadar verilen M2S-15 ve M2S-19 hatlarına ait örneklerde, yığma öncesi kısmi zaman ortamı göç işlemi uygulaması yer almaktadır, yani veriye yığma işlemi öncesinde, eğim düzeltmesi uygulanmıştır.

Yığma öncesi kısmi zaman göç işlemi uygulanan örneklerin ardından, yine MS-15 numaralı kesit için, sonlu farklar zaman ortamı göç işlemi uygulanmasıyla elde edilen sonuç, Şekil 3.36 'da gösterilmektedir. Saçılmaların bir ölçüde giderilebildiği örnekten takip edilebilmektedir.

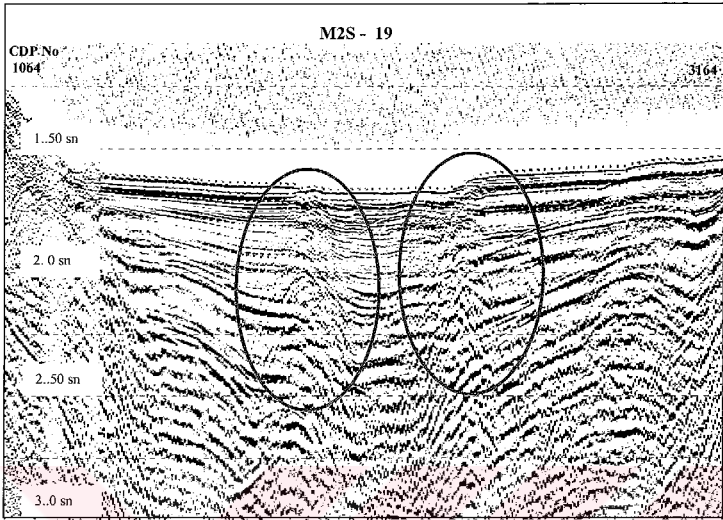
Genel olarak bakıldığında, kullanılan veriler için, yığma öncesi kısmi zaman göç işlemi daha iyi sonuç vermiştir. Ancak, veri üzerinden tartışılarak hangi alanlarda daha iyi sonuç vereceğine ilişkin bir genellemeye varılamamaktadır. Literatürde de, göç teknikleri arasında böyle kesin hatlarıyla ayrımlanabilecek genellemeler yer almamaktadır.



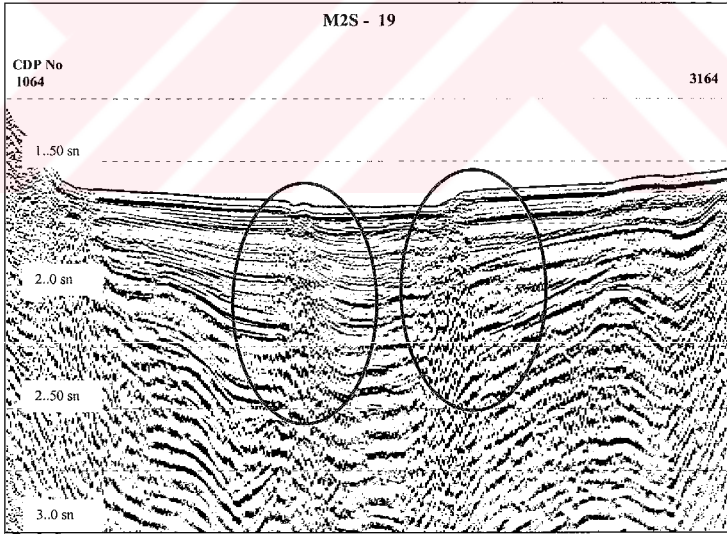
Şekil 3.32 M2S-15 numaralı hatta ait yığma kesiti, saçılma hiperbollerleri mavi elipsler içinde görülmektedir.



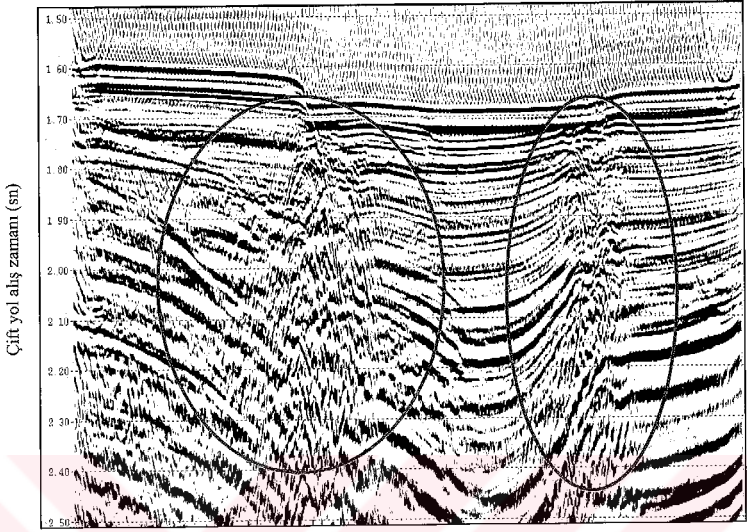
Şekil 3.33 M2S-15 hattına sismik göç işleminin uygulanmasının ardından elde edilen görüntüm.



Şekil 3.34 M2S-19 numaralı hatta ait yığma kesiti, saçılma hiperbollerleri mavi elipsler içinde görülmektedir.



Şekil 3.35 M2S-19 hattına sismik göç işleminin uygulanmasının ardından elde edilen görünüm. Saçılma hiperbollerlerinin toplandığı ve yapıların sürekliliğinin belirginleştiği izlenmektedir.



Şekil 3.36 M2S-15 hatının, sonlu farklar zaman ortamı göç işlemi uygulamasının ardından görünümü.

3.3.1.10 Önkestirmeli ters evrişim uygulamaları

Tez kapsamındaki sismik kesitlerden bazılarına, önkestirmeli ters evrişim uygulaması yapılmıştır. Disco/ Focus programının etkileşimli modülü kullanarak, kesitler boyunca, deniz tabanının fonksiyonu çıkarılmıştır. Daha sonra bu fonksiyonla birlikte, uygulamada kullanılacak operatörün uzunluğu (operator length) ve beyaz gürültü oranı program girdisi olarak kullanılmış, DECONA modülü yardımıyla, sismik kesitlere, önkestirmeli ters evrişim uygulanmıştır.

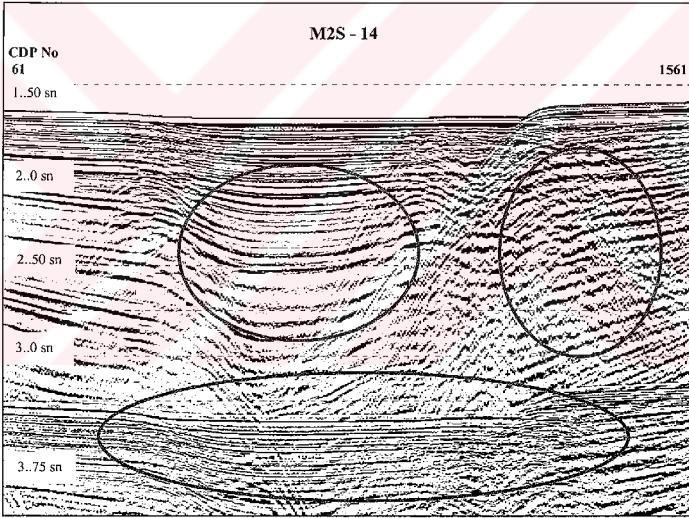
Programda etkileşimli şekilde işaretlenerek hesaplanan deniz tabanı derinlikleri, DECONA modülüne WDEPTH parametresi olarak girilmiştir. Bu sayede deniz tabanının fonksiyonu her bir kesit için tanımlanmış olup, tekrarlı yansımaların bastırılabilmesi amacıyla kullanılmıştır.

Operator uzunluğu olarak söz edilen kavramın seçiminde dikkatli davranılmalıdır. Eğer gereğinden çok büyük seçilirse, uygulamanın süresi çok uzun olabilir diğer yandan operator uzunluğunun çok küçük seçilmesi durumunda ise yanıltıcı bazı görüntüler veriye dahil olabilir. Bunun için optimum değeri seçebilmek gereklidir. Beyaz gürültü oranı, çıkış dalgacığının genlik spektrumunu etkilemekte ve oran

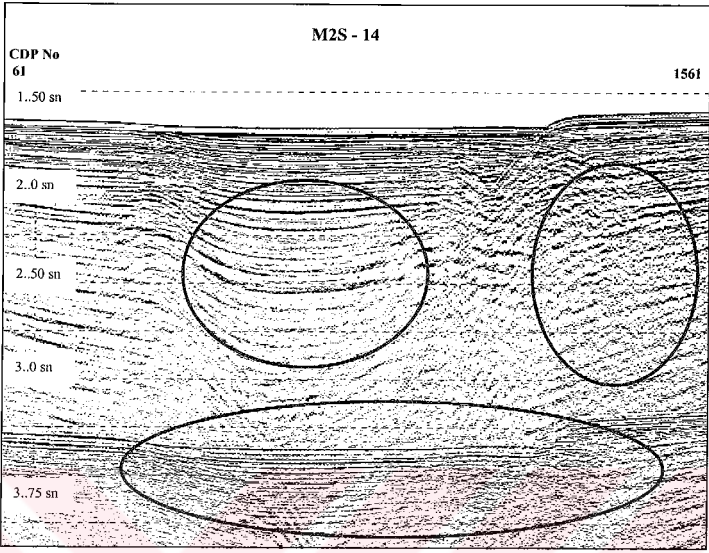
artıkça, çıkışın genlik spektrumu bant limitli hale gelmektedir. Pratikte bu değerin %0,1-1 arasında seçilmesi uygundur. Bu çalışmada oran %0,1 olarak seçilmiştir.

Şekil 3.37’de M2S-14 hattına ait yığma kesiti görülmektedir. Tekrarlı yansımalar gerçek sinyalin üstünü örtmektedir. Aynı kesit, ters evrişim uygulamasının ardından Şekil 3.38’de verilmektedir. Uygulamanın tekrarlı yansımalarda bir ölçüde başarılı olduğu gözlenmektedir. Uygulamanın iyi çalıştığı alanlar elipslerle işaretlenmiştir. Fakat gerçek sinyalde de yarattığı değişiklik nedeniyle, ters evrişime işleme tabi tutulmuş kesitler yorumlama aşamasında dikkatli bir şekilde incelenmelidirler.

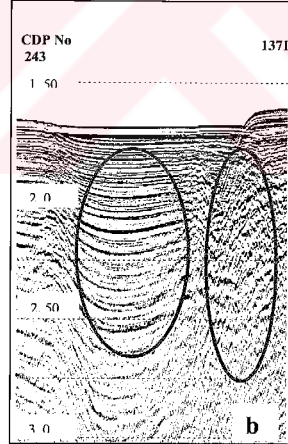
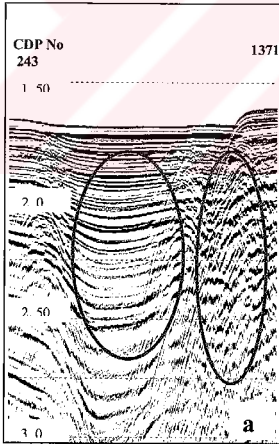
Şekil 3.38 deki örnekte verilen M2S-14 hattına ait kesitin, 243-1371 numaralı CDP aralığı Şekil 3.39 a ve b’de büyütülerek verilmiştir. Mavi elipslerle işaretli kısımlar yine uygulamanın etkisinin en iyi izlendiği kısımlardır.



Şekil 3.37 M2S-14 hattının, ters evrişim uygulaması öncesindeki hali, tekrarlı yansımalar gerçek sinyalin üstünü örtmektedirler.

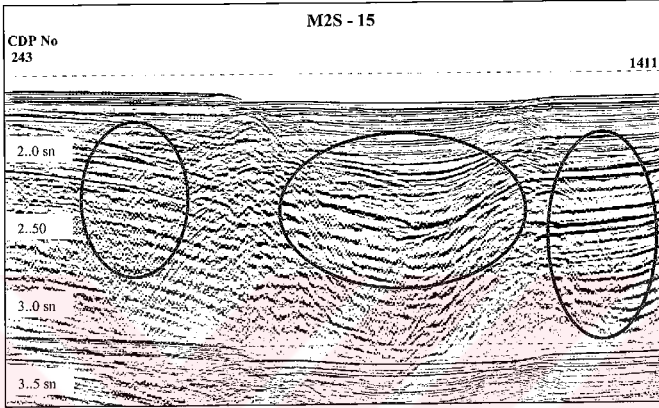


Şekil 3.38 M2S-14 hatının, ters evrişim uygulaması ardından görünümü. Tekrarlı yansımalar bir ölçüde bastırılabilmiştir.

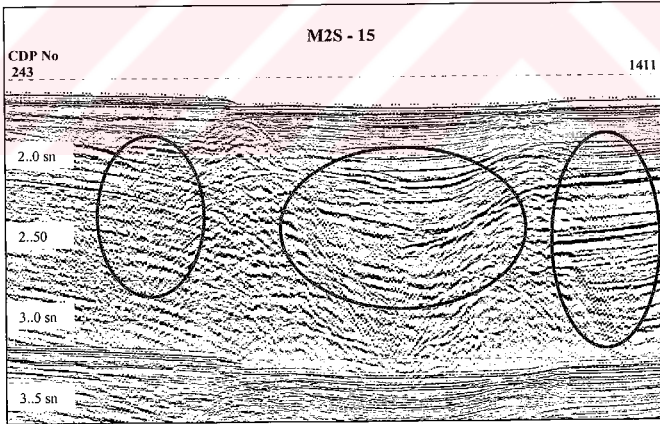


Şekil 3.39 M2S-14 hatının, 243-1371 CDP aralığının, ters evrişim uygulaması öncesi (a) ve sonrası (b) görünümü. Ters evrişim işleminin en iyi izlendiği kısımlar elipsler içinde işaretlenmiştir.

Şekil 3.40 ve 3.41’de, başka bir hatta ait yığma ve ters evrişim uygulaması öncesi ve sonrası kesitler görülmektedir. M2S-15 numaralı hatta ait kesitte bu uygulama, M2S-14 hattına göre daha az başarılı olmuştur. Mavi elipslerle gösterilen alanlar, yine uygulamanın daha net görüldüğü alanları simgelemektedir.

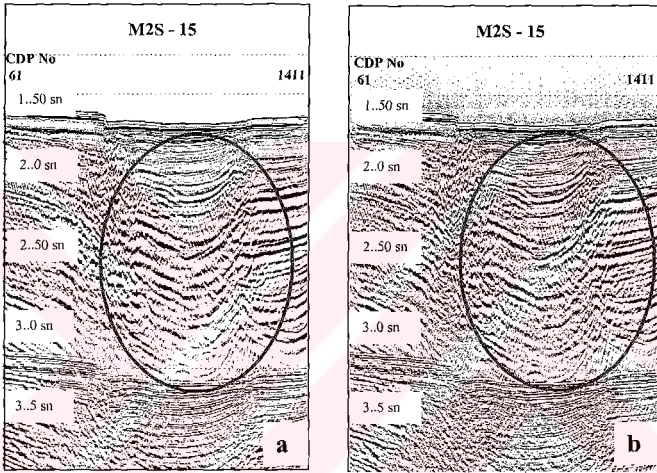


Şekil 3.40 M2S-15 hatının ters evrişim uygulaması öncesi görünümü izlenmektedir.



Şekil 3.41 M2S-15 hatının ters evrişim uygulaması sonrası görüntüsü. Ters evrişim işleminin en iyi izlendiği kısımlar elipsler içinde işaretlenmiştir.

Yine M2S-15 hattına ait bir diğer örnek Şekil 3.42’de verilmiştir. Bu kez örnekte yer alan kesitlerden ilki, ters evrişim işlemi uygulanmamış sismik göç kesitidir. Diğeri ise ters evrişim uygulamasının ardından oluşturulmuş göç kesitidir. Tekrarlı yansımaların, ters evrişim süzgeciyle başarılı bir şekilde bastırılabilmesinin koşullarından biri, dalgacık (sinyal) tipinin derinlere doğru değişmemesi veya az değişmesi kabulüdür. Tez kapsamındaki kesitlerde dalgacık tipinin derine doğru önemli ölçüde değişmesi nedeniyle yöntem etkin bir şekilde çalışmamıştır.



Şekil 3.42 M2S-15 hattına ait ters evrişim işlemi uygulanmamış sismik göç kesiti (a), ters evrişim uygulamasının ardından elde edilmiş sismik göç kesiti.

3.4 Tek-kanallı verilerin işlenmesi

3.4.1 Giriş

Şekil 3.43’ de verilen, veri-işlem tekniklerinin teorik altyapısı önceki altbölümlerde verilmiştir. Bu bölümde ise işlenen tek-kanallı verilerin özellikleri dikkate alınarak uygulanan tekniklerin, özellikleri ve kullanılan parametrelerden bahsedilecektir. Şekil 3.43 kullanılan tekniklerin veri üzerine uygulaması sırasının şematik bir gösterimidir.



Şekil 3.43 Tek-kanallı verilere uygulanan veri-işlem yöntemlerini gösteren akış şeması.

3.4.2 Verilerin okutulması ve süzgeç uygulaması

Disco/Focus programında kullanabilmek amacıyla, Elics formatındaki ham veriler, önce SEG Y formatına daha sonrada, yazılımın dahili formatı olan VDS 'ye dönüştürülmüştür.

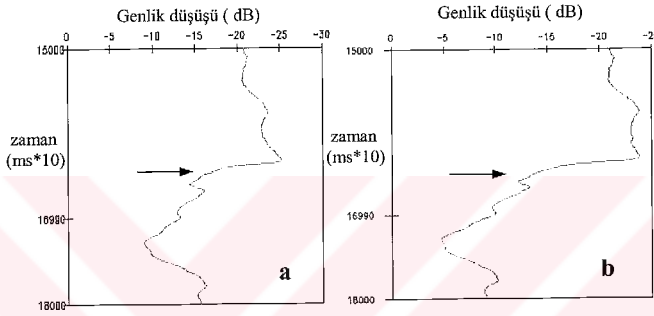
Okutulan verilere Fourier analizi yapılmış ve genlik spektrumu incelenmiştir. Gürültü içeren frekansların bastırılabilmesi amacıyla veriye 80-90 Hz kesme frekanslarına sahip, kosinüs penceresiyle yuvarlatılmış, yüksek geçişli süzgeç uygulaması yapılmıştır. Ayrıca, bazı sismik izlerde izlenen yüksek genlikli gürültünün giderilebilmesi amacıyla, gerekli görülen durumlarda veriye 50 ve 100 Hz kesme frekanslarına sahip çentik (Notch) süzgeç uygulanmıştır.

3.4.3 Genlik kazanımı uygulaması ve otomatik genlik kazanımı

Sismik iz genliklerinin dengelenebilmesi amacıyla veriye genlik kazancı uygulamadan önce, seçilen sismik izler boyunca genlik analizi yapılmıştır. Optimum genlik değişim eğrisini elde edebilmek amacıyla, Disco/Focus yazılım paketinin

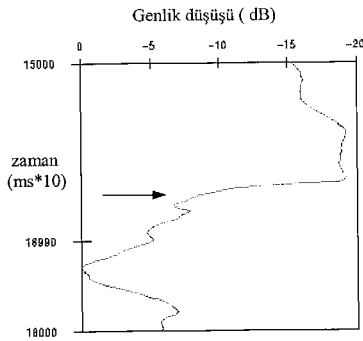
etkileşimli seçeneği kullanılarak, farklı zaman aralıkları için uygulanacak farklı genlik düşüm katsayıları denenmiştir.

Şekil 3.44 a ve b’de sırasıyla, S77 nolu hattın, genlik düzeltmesi yapılmadan önceki ve sonraki genlik analizi sonucunu gösterilmektedir. Genlik düşüşü zamanın fonksiyonu olarak çizdirilmiştir. Siyah ok işaretleriyle gösterilen kısım deniz tabanının bulunduğu derinliktir. Genlik değişim değerinin 0 -10 dB aralığında kalmasına dikkat edilerek düzeltme uygulanmıştır.



Şekil 3.44 S77 hattına uygulanan genlik düzeltmesi öncesi (a) ve sonrasındaki (b) zamana bağlı olarak izlenen genlik düşüşü.

Küresel açılma kaynaklı etkinin giderilmesi çalışmasının ardından tüm veriye, pencere boyutu 500 ms seçilerek, otomatik genlik düzeltmesi uygulanmıştır. Şekil 3.45’de yine S77 nolu hatta ait otomatik genlik kazancı uygulamasının sonucu görülmektedir.



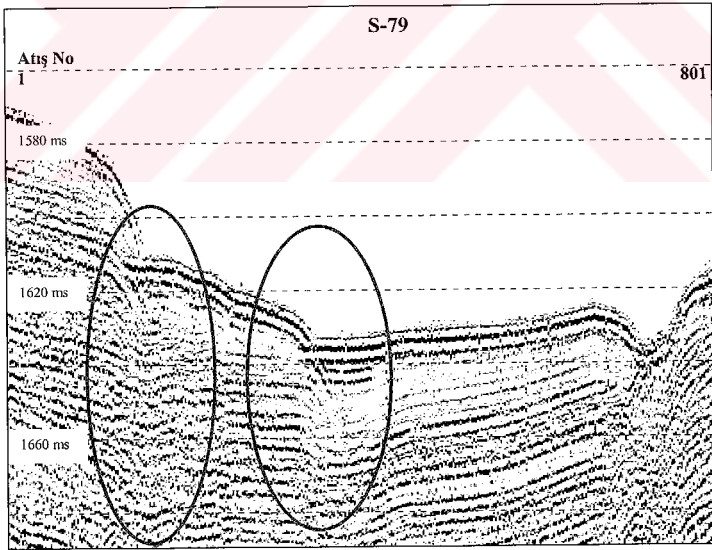
Şekil 3.45 S77 hattına, pencere boyu 500 ms seçilerek uygulanan otomatik genlik dengelenmesi işleminin ardından, kesitin bir bölümüne ait zamana bağlı olarak izlenen genlik düşüşü.

3.4.4 Sismik göç işlemi

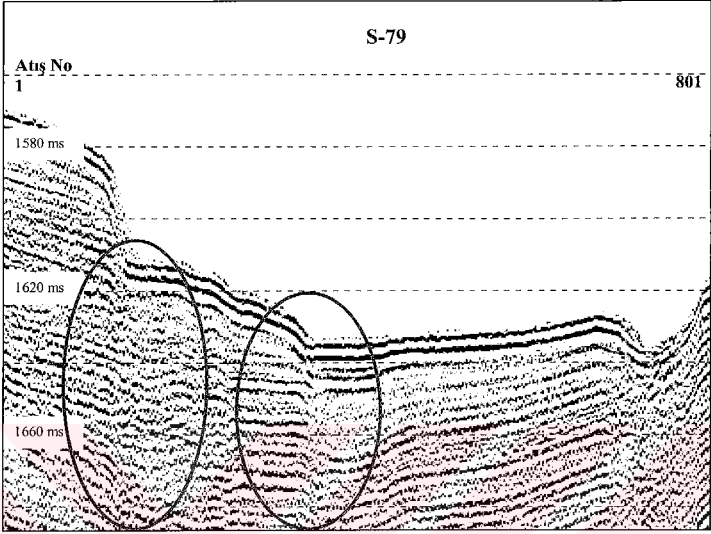
Saçımların giderilmesi, tabaka eğimlerinin doğru bir şekilde belirlenebilmesi amacıyla veriye sonlu farklar yöntemiyle, zaman ortamında göç işlemi uygulaması yapılmıştır. Her bir kesit için kesitin, en yüksek açılı yapı belirlenmeye çalışılmıştır. Yapının eğimi saniyede atış sayısı cinsinden, kesitlerden hesaplanmış ve bu değer göç işleminde kullanılmıştır.

Göç işleminde kullanılacak hız modelinin belirlenebilmesi aşamasında ise, kesitlerin sığ derinliklerden bilgi taşıdığı göz önünde bulundurulmuş ve sabit hız modeli seçilmesi uygun görülmüştür. Bu model için farklı hızlar denenmiş (1550 m/sn, 1650 m/sn, 1700 m/sn), fakat çok farklı bir sonuca ulaşılmadığı için, tüm verilerde sabit hız olarak 1550 m/sn seçilmiştir.

Şekil 3.46'da S-79 numaralı hatta ait, göç işlemi öncesi ve Şekil 3.47'de sonrasına ait görüntü verilmiştir. Göç işleminin belirgin bir şekilde iyileştirme sağladığı kısım mavi elipsler içinde gösterilmektedir. Bu alanlar boyunca izlenen saçımların, göç işleminin ardından temizlendiği açıkça görülmektedir.



Şekil 3.46 S79 hattının sismik göç işlemi uygulamasından önceki hal. Elipsler içerisinde saçımlar işaretlenmiştir.



Şekil 3.47 S79 hattının sismik göç işlemi uygulamasından ardından görüntüsü.

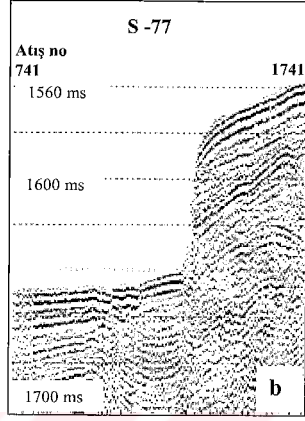
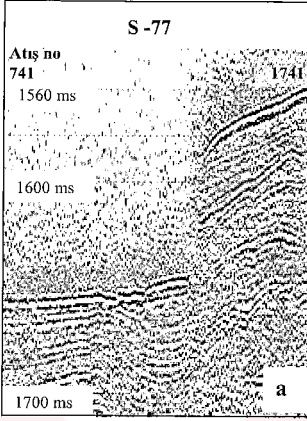
3.4.5 Band geçişli süzgeç uygulaması

Göç işleminin ardından, hem migrasyon işleminden meydana gelen gürültünün giderilebilmesi hemde verinin frekans bandında yer alabilecek gürültülerin bastırılabilmesi amacıyla, frekans spektrumuna bir kez daha bakılmış ve band geçirir süzgeç uygulamasına karar verilmiştir.

Süzgecin kesme frekansları 150 –175 Hz ve 800-825 Hz olarak seçilmiş ve kosinüs penceresiyle yuvarlatılmıştır. En küçük gecikmeli olarak oluşturulan süzgecin pencere boyu 101 ms olarak alınmıştır.

3.4.6 Deniz tabanı üstünde kalan gürültülerin temizlenmesi (Mute)

Direkt gelen dalgaların ayıklanması ya da deniz tabanının üzerinde yer alan gürültülerin ayıklanabilmesi amacıyla veriye mute işlemi uygulanmıştır. Deniz tabanı, Disco/Focus'un etkileşimli modülü kullanılarak seçilmiştir ardından EDIT modülü yardımıyla deniz tabanı üzerindeki sinyaller atılmıştır. Şekil 3.48'de 77 numaralı hatta ait kesit üzerinde bu uygulamanın örneği görülmektedir.



Şekil 3.48 Deniz tabanı üzerindeki direkt gelen dalgaların ve gürültülerin kesilerek atılması, işlemden önce (a) ve sonra (b).

4. SİSMİK KESİTLERİN YORUMLANMASI

4.1 Giriş

Bu bölümde, daha önce özellikleri anlatılan ve çeşitli veri-işlem yöntemlerinin ardından yorumlamaya hazır hale getirilen, tek ve çok-kanallı sismik kesitler üzerinde yapılan gözlemlere ve yorumlara örnekler verilecektir. Tez kapsamında yorumlanan kesitlerden, genel sonuçları etkileyecek şekilde önemli karakteristik yapılar gösteren bazıları, jeolojik yorumlarıyla birlikte verilecektir. Ayrıca işlenen ve yorumlanan tüm kesitler, tezin ekler kısmında sunulacaktır.

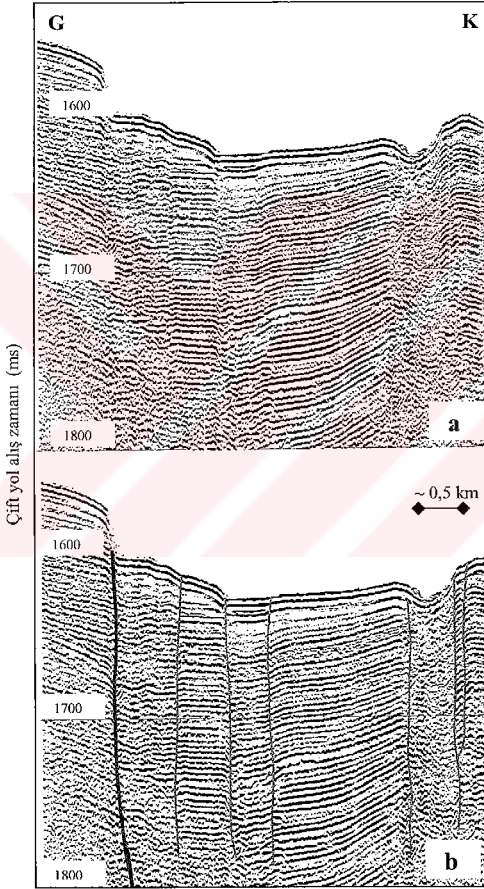
Sismik kesitlerde izlenen yapıların doğru bir biçimde yorumlanıp değerlendirilebilmesi için, kesit üzerinde dikkat edilmesi gereken en önemli faktörlerden biri abartmadır. Genelde düşey eksen bir katsayıyla çarpılarak, sismik kesitin kağıt üzerine taşınabilmesi ve yorumlanabilmesi sağlanır. Burada bilinmesi ve dikkat edilmesi gereken nokta, abartma oranının artmasının, kesitteki yapıların görünür eğiminin artması ile sonuçlanmasıdır. Sismik kesitteki yapısallığın bir fay olması durumu düşünüldüğünde, fayın jeolojik karakterini tanımlamada önemli bir parametre olan fayın eğim açısının doğru olarak kestirilebilmesi büyük önem kazanır.

Tez kapsamındaki kesitlerin yorumlanma aşamasında, sismik abartmanın yapılar üzerindeki olası etkisi de değerlendirilmiştir. Bu bölümde yer alacak olan tek-kanallı yüzey sismik kesitler için yaklaşık 20 kat, pasisar kesitleri için yaklaşık 15 kat ve çok-kanallı kesitler içinse yaklaşık 1,5 kat abartma değeri tüm kesitlerde sabit tutulmuştur.

4.2 Tek-kanallı sismik kesitlerin yorumlanması

Şekil 2.3’de tek-kanallı kesitlerin yerleri, multibeam haritası üzerinde izlenmektedir. İlk olarak 79 numaralı tek-kanallı hat Şekil 4.1 a ve b de görülmektedir. Düşey eksen çift yol alış zamanı (ms) cinsindendir. K-G doğrultulu hattın yorumlamadan önceki ve sonraki halleri aynı şekil üzerinde verilmiştir.

Multibeam haritalarında da kolaylıkla izlenebilen ve Orta Havza'nın ortasında yer alan çöküntü alanının, güney yamacını takip eden faylanma kırmızı renk ile gösterilirken, ikincil faylanmalar mavi renkle belirtilmiştir. Bu faylar yaklaşık 1800 ms'lere kadar takip edilebilmektedir. Güney yamacı izleyen faylanmanın, kuzeye göre çok daha büyük bir düşey atıma sahip olduğu açıktır. Deniz tabanı batimetri haritalarında da görülen bu özellik, sismik kesitte de net bir şekilde izlenmektedir.



Şekil 4.1 S79 numaralı hattın sismik göç kesiti (a), yorumlanmış hali (b).

Bu kesitten deniz tabanı morfolojisinin faylarla nasıl denetlendiği açık bir şekilde izlenebilmektedir. Ayrıca bazı ikincil fayların deniz tabanının belirli derinliklerinde birleştiği görülmektedir.

Aynı lokasyonda fakat bu kez dipten çekmeli yöntemle toplanan veri ve yorumlanmış hali ise Şekil 4.2’de izlenmektedir. Çözünürlük bakımından daha iyi olan bu veri grubunda yapıların daha ayrıntılı bir şekilde izlendiği açıktır. Düşey eksen bu veri grubunda metre cinsinden derinlik olmakla birlikte bu kesitte yaklaşık 250 - 300 m derinlik görülebilmektedir. Deniz tabanına neredeyse paralel olarak izlenen sediman birikimi faylarla kesilerek denetlenmiştir.

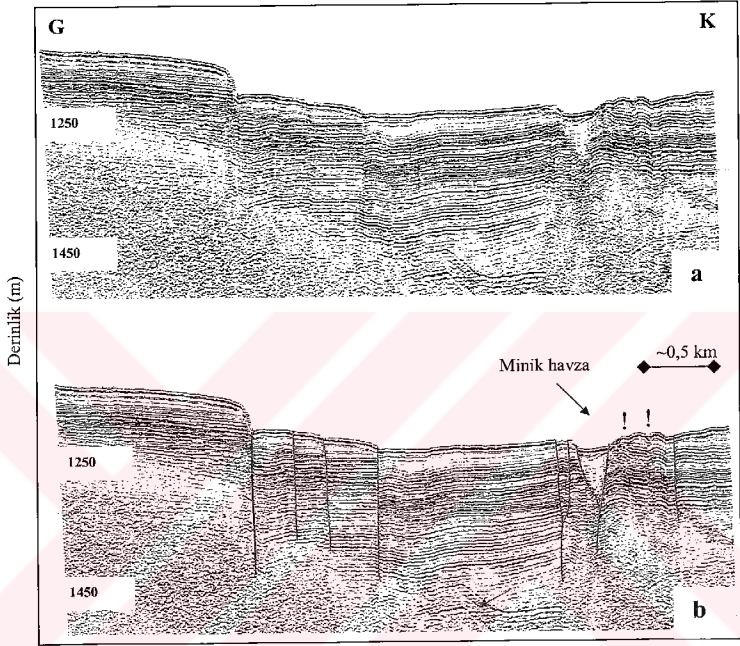
Kesitte kırmızı ok işaretiyle gösterilen sinyal, bu verilerle aynı anda toplanan multibeam verilerinin kaynak sinyalidir ve veriye bozucu etki olarak karışmıştır. Bunun dışında ünlem işaretiyle gösterilen yapılar, uygulanan veri işlem yöntemiyle ilişkili olarak kesitte oluşan yapay görüntülerdir, bu yapıların gerçekte var olup olmadığı anlaşılmak istendiğinde, multibeam deniz tabanı verileri incelenecek yapının görüntüsü denetlenebilir.

Şekilde 4.2’de yaklaşık 1400 m derinliğine kadar güncü sınır boyunca gözlenen fay izlenmektedir. Ayrıca ikincil faylanmalar ve bunların deniz tabanında oluşturduğu yapılarda dikkat çekmektedir. Bazı tabakaların kesit boyunca devamlılığının çok iyi bir şekilde izlenebilmesi, yapısal yorumu ve fay izlerinin belirlenebilmesini oldukça kolaylaştırmıştır. Kesitin kuzey kısmında, deniz tabanının yaklaşık 75 m aşağısında birleşen iki fayın oluşturduğu minik bir havza görülmektedir.

Şekil 4.3’de ise çöküntü alanının kuzey yamacını verev olarak yaklaşık D-B doğrultusunda kesen 74 numaralı pasisar hattının bir kısmı yer almaktadır. Hat boyunca izlenen faylanmanın yoğunluğu dikkat çekicidir. Deniz tabanı batimetri haritalarında, çöküntü alanın kuzey yamacı boyunca dizilen aşmalı fay yapılarının yaklaşık 1400 m’lere kadar devamlılığı izlenebilmekteyken, fayların daha derinlere doğru ilerleyip ilerlemediği sorusunun cevabı çok-kanallı kesitlerden alınabilecektir. Fayların birbirlerine göre yaklaştığı ve uzaklaştığı alanlar boyunca bazı sıkışma ve gerilme yapıları oluşmuştur.

Yorumu verilecek son tek-kanallı kesit ise yüzey sismik kesitlerinden 55 numaralı kesittir (Şekil 4.4). Tek-kanallı verilere ait lokasyon haritasından da izlendiği üzere, K-G doğrultuya sahip kesitte düşey eksen ms cinsinden çift yol alış zamanıdır. Bu

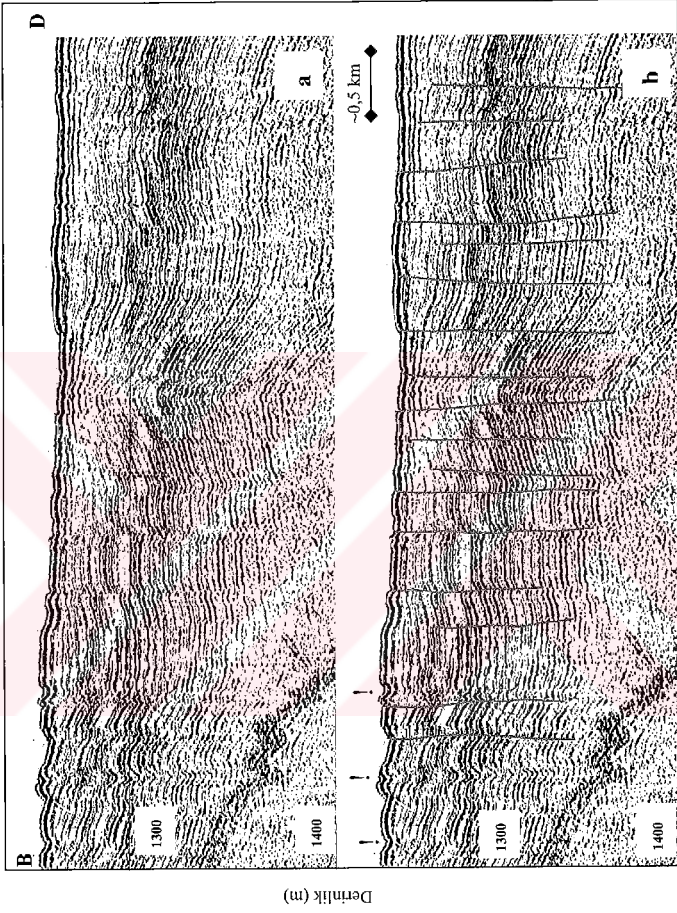
kesite, tez kapsamında veri işlem yöntemleri uygulanmış fakat gemide verinin çoğaltılması esnasında veriye karışan gürültü nedeniyle iyi bir sonuç alınamamıştır. Bu nedenle gemide alınan monitör kaydı üzerinden yorumlama yapılmıştır.



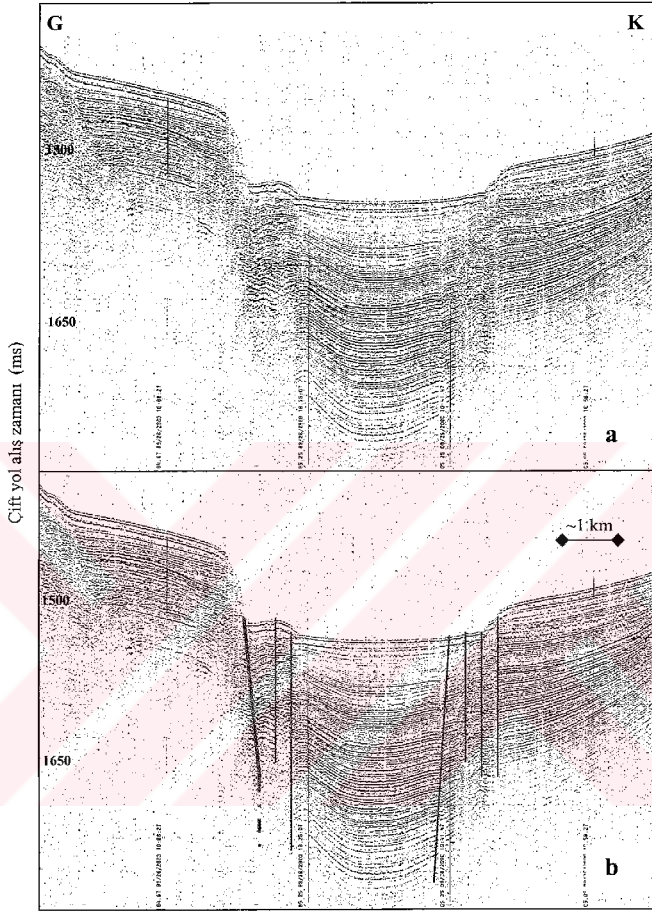
Şekil 4.2 Dipten çekmeli yöntemle toplanmış 79 numaralı hatta ait migrasyon kesiti (a) ve yorumlanmış hali (b)'de görülmektedir.

Yine kırmızı çizgiyle gösterilen güneydeki fay net bir şekilde izlenmekteyken, ikincil yapılarda deniz taban morfolojisini belirleyici bir özellik göstermektedirler.

Veri kalitesinin çok iyi olmamasından dolayı, 1700 ms'lerden daha alt seviyeler, çok iyi takip edilememektedir. Fakat bu seviyenin üzerindeki yapılarda, fayların yarattığı deformasyon ve tabaka süreksizlikleri etkin bir şekilde seçilebilmiştir.



Şekil 4.3 Dipten çekmeli yöntemle toplanmış 74 numaralı hattın doğu kısmına ait migrasyon kesiti (a) ve yorumlanmış hali (b)'de görülmektedir.



Şekil 4.4 R55 kesitinin gemide alınmış kaydı (a) ve yorumlanmış hali (b) de verilmiştir.

4.3 Çok-kanallı sismik kesitlerin yorumlanması

Çok-kanallı sismik kesitlerden, MTA Sismik-1 araştırma gemisi tarafından 2000 yılında toplanan M2S-14, M2S-15, M2S-19 hatlarına ve 1997 yılında toplanan DMS-02 hattına ait yorumlar verilecektir. Çok-kanallı kesitlerde, tek-kanallılardan farklı olarak, tabakalar yansıma karakterleri ve birbirlerine göre olan konumları değerlendirilerek ayrılmışlardır.

İlk olarak M2S- 19 hattı Şekil 4.5'de görülmektedir. Çok- kanallı verilere ait hat lokasyon haritasında yeri izlenebilen kesit K-G doğrultuludur (Şekil 2.4) . Havzanın dış sınırıyla birlikte içteki çöküntü alanının sınırları da açıkça izlenebilmektedir. Tüm havzayı iyi bir şekilde kapsamamasından dolayı önemli ve yorumlamaya çok katkıda bulunacak bir kesittir.

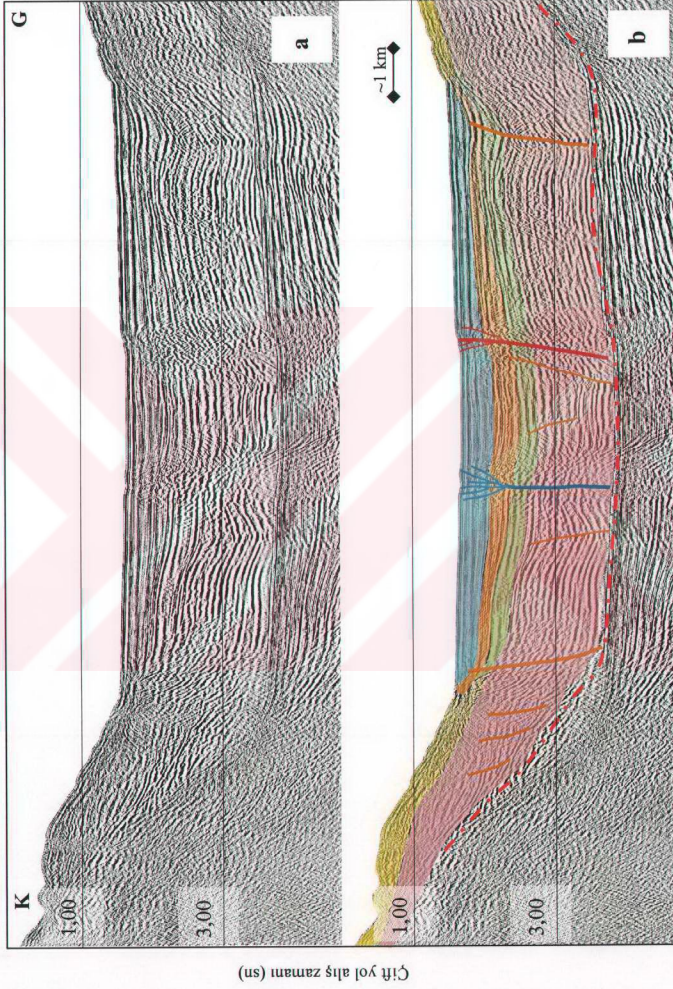
Kırmızı kesikli çizgiyle belirtilen kısım deniz tabanı tekrarlı yansımaları göstermektedir. Her ne kadar veri-işlem yöntemleriyle bir ölçüde tekrarlı yansımaların bastırılması sağlanabilmişse de, yorumların doğru yapılabilmesi amacıyla bu seviyenin üstünde kalan kısım değerlendirilmiştir.

Yansıma paketlerinin farklılığına göre ayrılan tabakalar farklı renklerle gösterilmişlerdir. Bunlardan sarı ile işaretlenen, deniz tabanı üzerinde karmaşık ve tutturulmamış olarak duran heyelanlı yapıları göstermektedir. Kuzey yamaç boyunca daha çok olarak izlenen heyalan yapıları, kuzey şelfin eğiminin güneye göre fazla olması kaynaklıdır.

Deniz tabanını kesmeyen faylar turuncu çizgi ile gösterilmişlerdir. Bunlardan kesitin kuzey ve güneyinde yer alan ve ana havzayı sınırlayan fayların, bu havzanın oluşumundan sorumlu olabileceği düşünülmektedir. Güneydeki fayın eğimi yaklaşık 77°-80° iken kuzeydeki fayın eğimi yaklaşık 76°-81° olarak ölçülmüştür. Ayrıca havzanın ortasına doğru, yine deniz tabanına ulaşmayan fakat havza ortasındaki deformasyona önemli ölçüde katkıda bulunan faylarda izlenmektedir.

Merkezdeki çöküntü alanının sınırlarına bakıldığında ise, deniz tabanı batimetri verilerinde yaklaşık 40 m atım ile kendini gösteren ve sığ sismik verilerle de devamlılığı izlenen güney fayın eğimi 85°-87° arasındadır ve sebep olduğu deformasyon alanı yaklaşık olarak 3-3,5 sn'lere kadar etkin bir şekilde izlenebilmektedir. Ayrıca bu faya sığ derinliklerde bağlanan bir kaç ikincil fayın varlığında saptanmıştır. Kuzeyde ise, batimetri verilerinde ve tek-kanallı kesitlerde izlenen aşmalı fay yapılarının derinlere doğru birleşip tek bir fay halinde uzandığı takip edilebilmektedir. Bu fayın yarattığı deformasyon da kesitten yine 3-3,5 sn'lere kadar izlenmiştir.

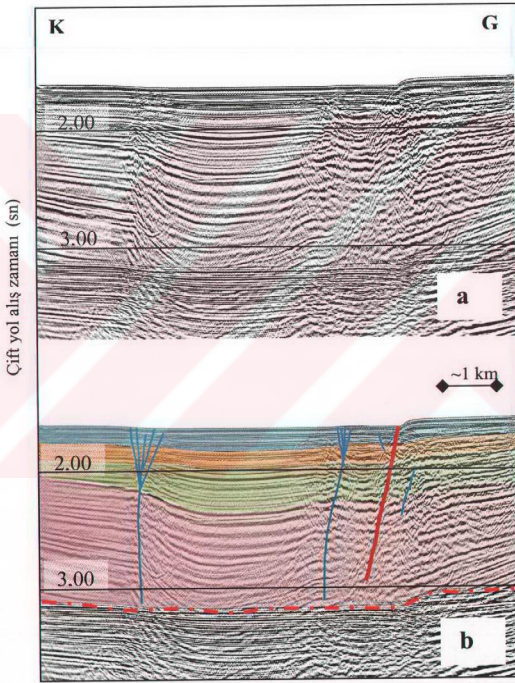
Bir diğer sismik kesit M2S-14 Şekil 4.6'da verilmiştir. Kesit K-G doğrultuludur ve havzanın içinde yer alan çöküntü alanını kapsayan bir görüntüye sahiptir.



Şekil 4.5 M2S-19 kesitinin sismik göç kesiti (a) ve yorumlanmış hali (b)'de verilmiştir. Kırmızı kesikli çizgiyle işaretlenen alan deniz tabanı tekrarlı yansımasıdır.

Deniz tabanı tekrarlı yansıma seviyesi kırmızı kesikli çizgiyle işaretlenmiştir. Yansımalara bakıldığında herhangi bir heyelanlı yansıma paketi kesit boyunca izlenmemiştir.

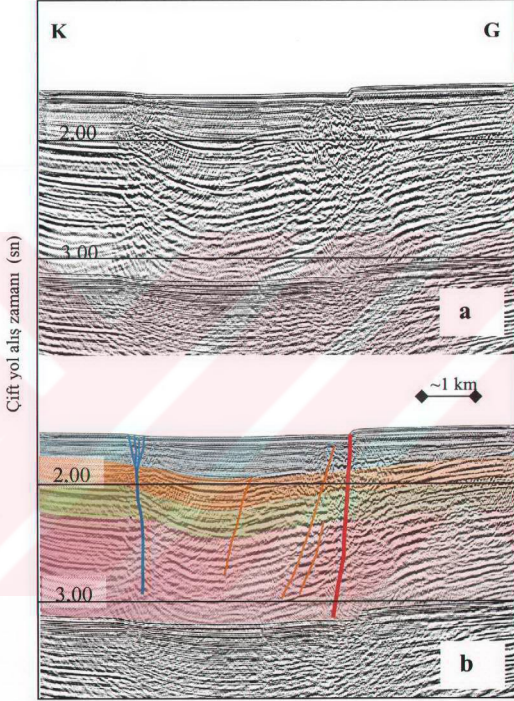
Güneyde izlenen fay ve bu fayın yarattığı deformasyon alanı kesitte yaklaşık 3 -3,5 sn'lere kadar izlenmektedir. Ayrıca kesitin kuzeyinde yüzeyde yer alan faylar ve bu fayların derinlere doğru birleşerek tek bir fay halinde devam ettiği gözlenmektedir. Bu aşmalı fayların, derinlerdeki fayın Riedel yapıları olduğu düşünülmektedir.



Şekil 4.6 M2S-14 kesitinin sismik göç kesiti (a) ve yorumlanmış hali (b)'de verilmiştir . Kırmızı kesikli çizgiyle işaretlenen alan deniz tabanı tekrarlı yansımasıdır.

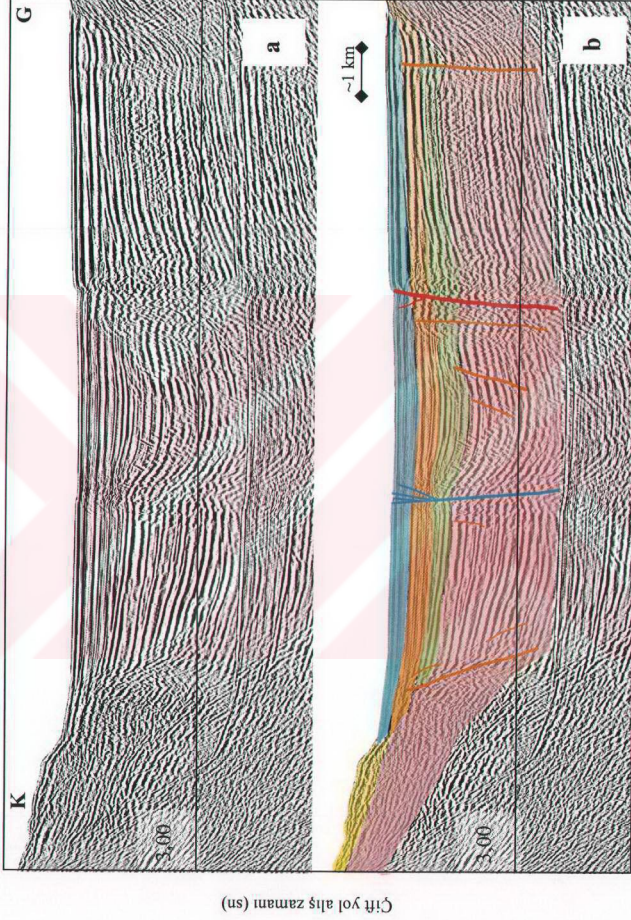
2000 yılına ait bir diğer kesit ise K-G doğrultulu M2S-15 Şekil 4.7'de verilmiştir. Çöktüntü alanının kuzey ve güneyinde diğer kesitlerde izlenen yapılar yine açıkça görülmektedir. M2S-14 hattının batısında kalan bu hatta, güney sınır fayı ile

kuzeydeki fayın arasındaki mesafenin azaldığı izlenmektedir. Ayrıca bu iki fay grubunun arasında yer alan bölgede deformasyon yaratmış olan faylar görülmektedir. Deniz tabanını kesmeyen bu faylar, turuncu renk ile gösterilmişlerdir. Bunlardan bazıları bindirme fayı özelliği gösterirken, orta kısımda yer alan fay eğim atım bileşenine sahiptir.



Şekil 4.7 M2S-15 kesitinin sismik göç kesiti (a) ve yorumlanmış hali (b)'de verilmiştir .

Son olarak DMS-02 hattının yorumu verilecektir. K- G doğrultuya sahip bu hat tıpkı M2S-19 hattında olduğu gibi ana havzanında dış sınırlarını da göstermektedir. Kuzey kısımda yine sarı renkle belirtilmiş olan heyelan yapıları görülmektedir. Bunun dışında ana havzayı sınırlayan fayların deniz tabanına ulaşmadığı, ve çöküntü alanının iç kısmında havzayı deforme etmiş olan fayların varlığı izlenmektedir.



Şekil 4.8 DMS-02 kesitinin sismik göç kesiti (a) ve yorumlanmış hali (b)'de verilmiştir .

Güneyde yer alan ana faya sığ derinliklerde birleşen fayın varlığı tesbit edilmiştir. Tüm kesitlerde ortak olarak izlenebilen kuzey ve güney yapılarının yanı sıra, kuzeydeki fay grubunun güneydekine göre daha az eğime sahip olduğu görülmektedir. Bu gözleme göre bu fay üzerindeki eğim atım bileşeninin diğerine göre daha fazla olduğundan kaynaklanıyor olabilir. Tüm yorumlanan kesitlerin harita düzlemine işlenmesinin ardından, genel tektonik yapıya ilişkin daha net bilgiye ulaşılabileceği kesindir. Tek ve çok-kanallı kesitlerde ve deniz tabanı batimetri haritalarında birbirine uyumlu olarak izlenen yapısal unsurlar, harita düzlemine taşındıklarında, birbirleriyle ilişkilerinin anlaşılması açısından daha net bir görüntü oluşturacaklardır.

Tez kapsamında işlenen veya yoruma katkısı bulunan tüm kesitler Ek-A'da verilmektedir. Çok-kanallı kesitler için yaklaşık 1,5 kat abartma değeri kullanılarak oluşturulmuş, yığma kesitleri ve göç kesitleri birlikte verilmiştir. Tek-kanallı kesitlerde ise, bazı kesitlerin kağıt düzleminde gösterilebilmesi için farklı abartma değerleri kullanılmıştır.

Daha net bir görüntüye sahip oldukları için S55, S56, S57, S58, S59, R75, R76 numaralı tek-kanal kesitlerinin gemide alınan monitör kaydı eklerde verilmiştir. Bunun dışında, R77, R78, R79, R80, R81 ve R82 hatlarının tez kapsamında işlenip, sismik göç kesiti oluşturulmuş halleri eklerde verilmiştir. Dipten çekmeli yöntemle toplanan, sismik veri grubuna ait verilerin yine sismik göç kesitleri EkA'da yer almaktadır.

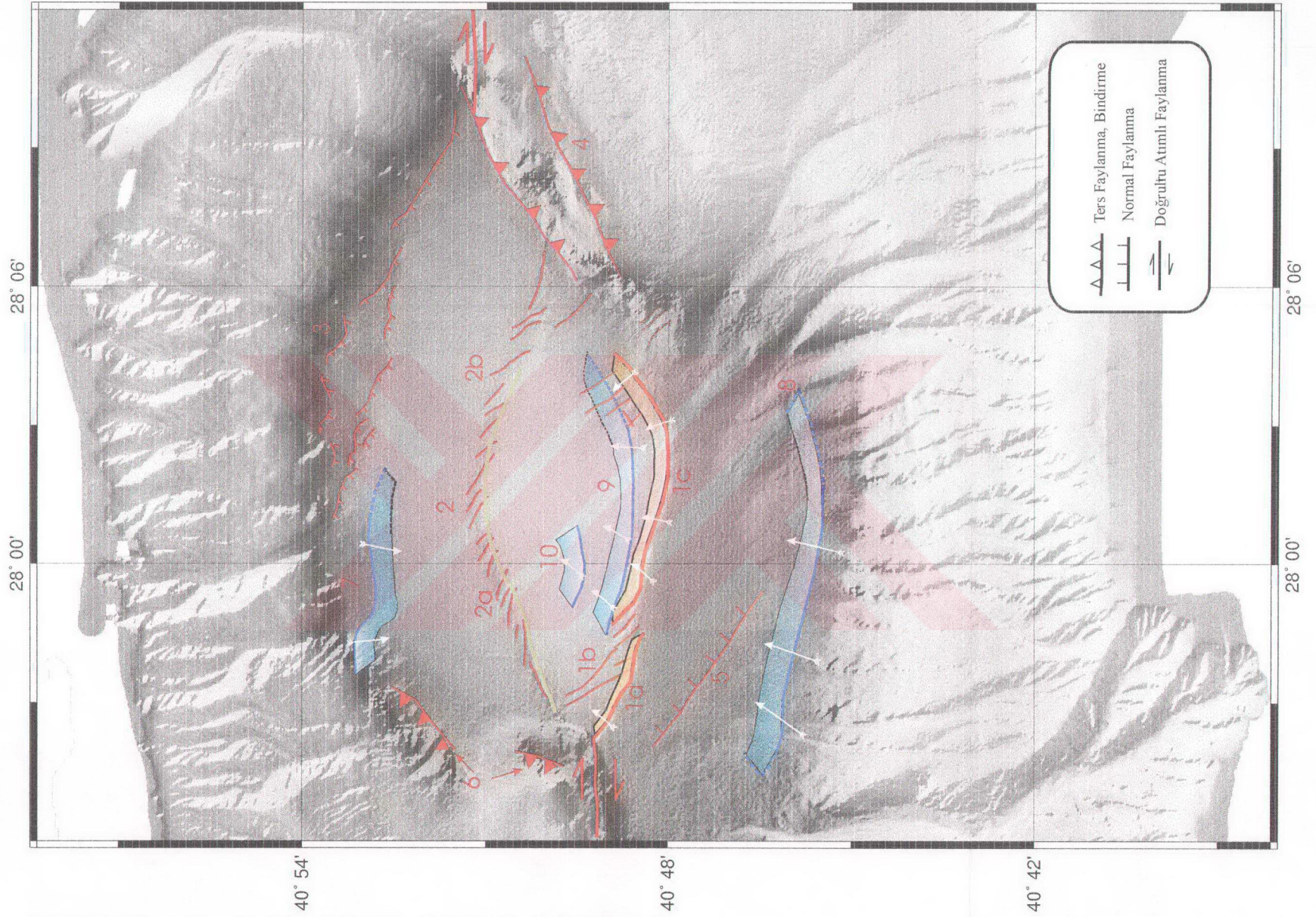
5. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Bu tez kapsamında Orta Marmara Havzası'nın, farklı derinliklerinde yeralan yapısal unsurlarının belirlenebilmesi ve bunların güncel tektonikle olan ilişkilerinin ortaya koyulabilmesi amacıyla, batimetri ve sığ-orta derinliklere ait sismik veri grupları işlenmiş ve yorumlanmıştır. Yorumlanan kesitlerde izlenen fayların, harita düzleminde ve derinlere doğru olan devamlılığının anlaşılabilmesi için, kesitlerde izlenen yapılar önce kat haritalarına işlenmiş sonra tek bir haritada birleştirilmiştir.

Batimetri verileri ve sığ sismik verilerle elde edilen bilgiler birlikte birinci derinlik seviyesine (deniz tabanına) ait fay haritasını oluştururken, çok-kanallı sismik yansıma verilerinden takip edilen fayların 2,0, 2,5 ve 3,0 sn derinliklerde harita düzlemiyle olan kesitleri de sırasıyla ikinci, üçüncü ve dördüncü aşama yapısal kat haritalarını oluşturmaktadırlar. Çok-kanallı sismik yansıma verileri kullanılarak elde edilen 2,0, 2,5 ve 3,0 sn yapısal kat haritalarında görülen yapıların eğimi, birbirleriyle ve yüzey sismik verileriyle ilişkilendirildiğinde açık bir şekilde izlenebilmektedir.

Şekil 5.1'de 1:150.000 ölçekli deniz tabanı batimetri görüntüsü üzerinde yapısal unsurlar işaretlenmiştir. Kesitlerde net bir şekilde takip edilebilir olanları düz çizgilerle gösterilmektedir. Yapıların devamlılığının açık bir şekilde izlenemediği durumlarda ise kesikli çizgi sembolü kullanılmıştır. Ayrıca bazı alanlarda fayların neden olduğu atım çizdirilen eşderinlik eğrileri üzerinden daha iyi bir şekilde takip edilebilmiştir. Şekil 5.2'de havzaya ait, 12 m kontur aralığı ile çizdirilen eşderinlik haritası verilmektedir. Yüzey yapılarının yorumlanmasında bu haritadan da yararlanılmıştır.

Le Suroit araştırma gemisi tarafından 2000 yılında toplanan deniz tabanı batimetri verilerinin, Orta Marmara Havzası'na ait olan kısmı, GMT programı yardımıyla yeniden gridlenmiş ve farklı ölçeklerde çizdirilmiştir. Bu deniz tabanı görüntüsünde takip edilebilen ve basamaklanmalara neden olan faylar ile tek-kanallı sığ sismik verilerde



Şekil 5.1 Orta Marmara Havzası'nın batimetri görüntüsü ve fay haritası. Sarı fay düzlemleri deniz tabanını kesmekte fakat mavi fay düzlemleri deniz tabanına ulaşmamaktadır.

izlenen faylar birbirleriyle örtüşmekte olduğundan bunlar faylanmaların işaretleneceği ilk seviyeyi oluşturmaktadırlar. Bu deniz tabanındaki faylanmaları belirten ilk seviye, Şekil 5.1, 5.2 ve 5.3’de kırmızı çizgi ile temsil edilmektedir.

Havzanın kuzey yamacında yer yer izlenen normal faylanmaların yanısıra (Şekil 5.1 ve 5.2’de 3 numaralı fay grubu), havzanın doğusunda yer yer sıkışma yapıları oluşturan ters faylar (Şekil 5.1 ve 5.2’de 4 numaralı fay) gözlenmektedir (İmren ve diğ., 2001, Demirbağ ve diğ., 2003). Kuzeydeki normal faylanmaların, derinlere doğru devamlılığı konusunda bilgi sağlayabilecek, daha fazla nüfuz derinliğine sahip veri bulunmamakla birlikte, bu yapıların yerel yapılar olduğu ve sığ derinliklerde etkin oldukları düşünülmektedir.

Havzanın güneyinde yer alan KB-GD doğrultulu çizgiselliğin (Şekil 5.1 ve 5.2’de 5 numaralı fay) ise derinlere doğru devamlılığı çok-kanallı sismik yansıma kesitlerinde izlenmemektedir. Bu sebeple, bu yapının çok sığ derinliklerde çalışan bir normal fay olabileceği düşünülmektedir. Bu yapı, aynı zamanda, yüzeydeki sedimanların ağırlık ve havza içine doğru eğim etkisiyle bir kütle transferi (mass transport) yapması nedeniyle oluşan bir doğrusal basınç sırtı da olabilir.

Batimetri görüntüsünden ve kesitlerden elde edilen bilgiler değerlendirildiğinde, havzanın ortasında yer alan ve her iki yamacıda faylanmalarla sınırlandırılmış olan çöküntü alanı Orta Marmara Havza’sı içerisinde görülen, tektonik olarak en belirgin ve aktif sistemi oluşturmaktadır. Bu sistemin gelişiminin ve yapısının bilinmesi güncel tektonikle ilgili önemli bilgiler elde edilmesine olanak sağlar.

Çöküntü alanının kuzey yamacını takip eden aşmalı fay yapılarının (Şekil 5.1, 5.2 ve 5.3’de 2 numaralı fay grubu) yüzeyde izlenen bölümü yine kırmızı çizgilerle gösterilmiştir. Doğu’dan batıya doğru fay doğrultularında belirgin bir şekilde izlenebilen değişim çöküntü alanının dönüyor olabileceğinin bir işaretidir. Doğu ve batı uçlarda yaklaşık olarak genel doğrultuyu temsil eden ve batimetri haritasında iyi takip edilebilen iki aşmalı fayın (Şekil 5.1, 5.2 ve 5.3’de 2a ve 2b ile temsil edilen faylar) doğrultu açıları ölçülmüş ve yaklaşık 30° ’lik bir fark elde edilmiştir. McKenzie ve Jackson (1983) de ve Sarıbudak ve diğ. (1990) da iki doğrultu atımlı fay kolu arasında bulunan bloğun dönme hareketi, fayın atım miktarı, fay kolları arası mesafe ve dönme açısına

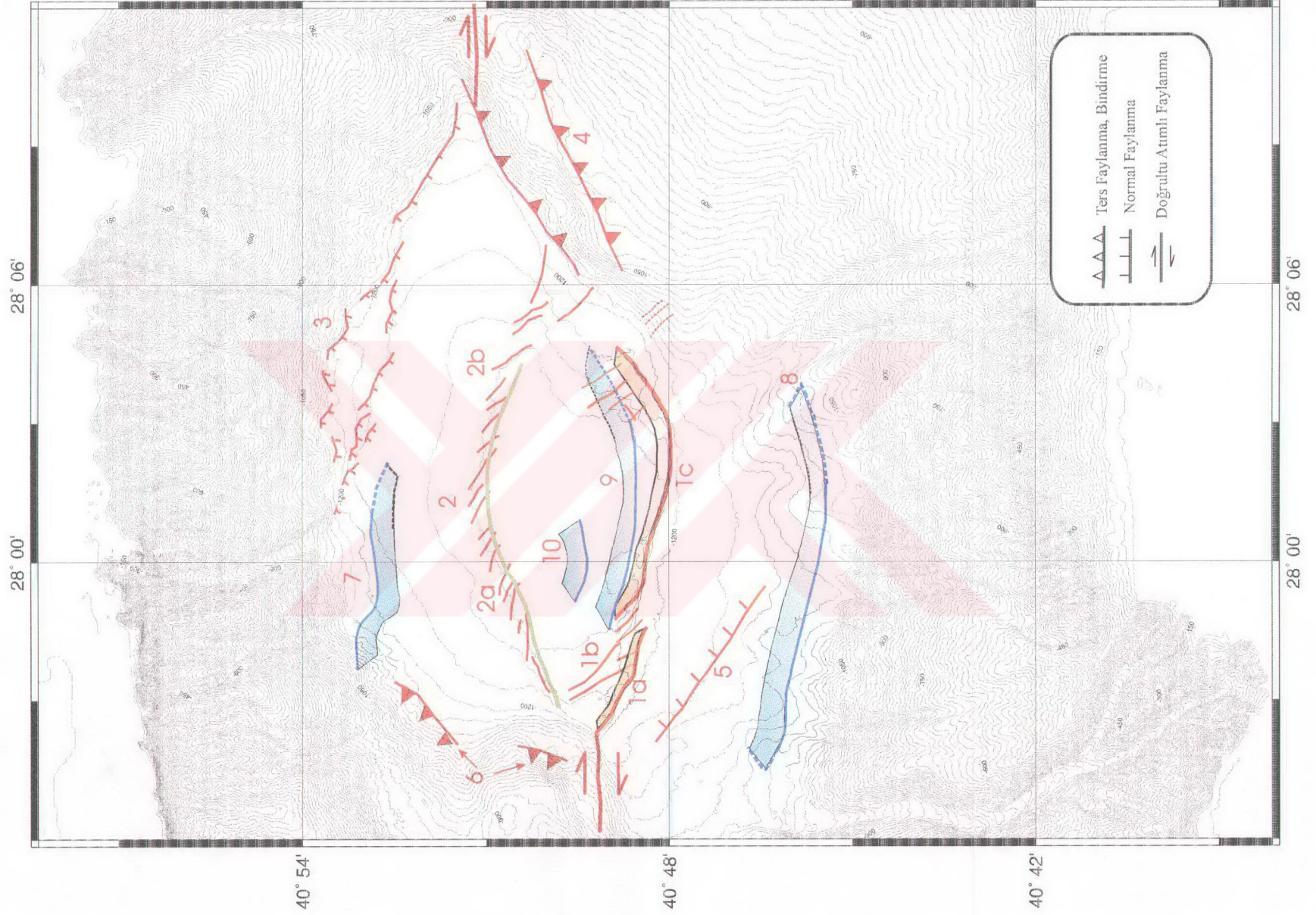
bağı olarak tariflenmiştir. Bu bağıntı kullanılarak, çöküntü alanının dönme miktarının tahmin etmeye yönelik bir deneme yapılmıştır.

$$B = 2j\varphi \quad (6.1)$$

Bağıntıda, B toplam atım miktarını, j iki fay arası mesafeyi, φ ise radyan cinsinden dönme açısını tariflemektedir. İmren ve diğ. (2001), Le Pichon ve diğ. (2001) ve tarafından Orta Marmara Havzası'nda tahmin edilen atımın yaklaşık 4 km olması, ve iki fay arası en büyük mesafenin haritadan ~ 5,5 km olarak ölçülmesinin ardından, olması beklenen dönüş miktarı, yaklaşık 21° olarak hesaplanmaktadır. Hesaplanan ve ölçülen değerler arasındaki bu fark iki nedenden kaynaklanıyor olabilir. Bunlardan ilki, kullanılan bağıntıda dönme hareketinin katı (rijit) bir blok üzerinde eşit dağılmış olduğu kabulüdür. Bu durum Orta Havza'da özellikle yüzeyde ve sığ derinliklerde izlenen, kolay deforme olabilir sediman tabakası üzerinden ölçülen dönme açısının neden beklenenden büyük çıktığını açıklayabilir. Dönme hareketinin yaratacağı deformasyonun önemli bir kısmı bu sedimanların sıkışma ve gerilmesine bağlı hareket tarafından karşılanmıştır. Diğer bir deyişle, blok kenarı daha fazla deforme olarak dönüş hareketinin önemli bir kısmını karşılamakta fakat blok merkezi daha az bir dönme yapmaktadır. İkinci olası neden ise fay kolları arası mesafenin bahsedilen formülde sabit tutulmasıdır. Oysa çöküntü alanı boyunca kuzey ve güneyde yer alan iki fayın birbirlerine olan mesafeleri değişmektedir.

Havzanın merkezinde yer alan çöküntü alanının güney yamacında ana fay, özellikle deniz tabanında yarattığı yaklaşık 40 m'lik düşey atım etkisiyle diğer ikincil faylanmalara göre çok daha belirgin bir yapı sergilemektedir. Batıya doğru, güneydeki ana fayda sıçrama açıkça takip edilebilmektedir (Şekil 5.3'de 1a ve 1c ile temsil edilen faylar). Sıçrama miktarı K-G doğrultusunda yaklaşık 700 m olarak ölçülmüştür. Yine aynı kısımda takip edilebilen atkuyruğu (horsetail) (Şekil 5.1, 5.2 ve 5.3'de 1b numaralı fay) yapıları havzanın dönmesiyle ilişkilendirilebilir.

Çöküntü alanının ortalarında ise sınırların aksine yüzeyde çok belirgin bir deformasyon izine rastlanmamıştır. Gerek eşderinlik haritası gerekse deniz tabanı batimetri görüntüsünde faylanmaların izleri görülmemiştir. Ancak Demirbağ ve diğ. (2003)'te bu



Şekil 5.2 Orta Marmara Havzası'nın eşderinlik ve fay haritası. Sarı ile gösterilen fay düzlemleri deniz tabanını kesmekteyken, mavi fay düzlemleri deniz tabanına ulaşmamaktadır.

tez kapsamında yer almayan bir sismik hattın değerlendirilmesi sonucu havza ortasında da deformasyonun devam ettiği belirtilmektedir.

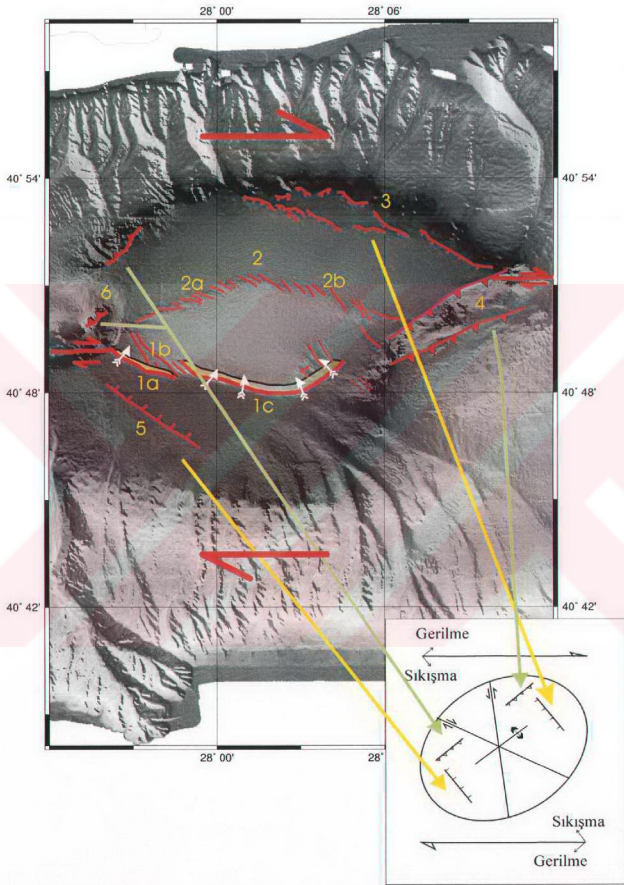
Orta Marmara Havzası'nın güncel tektoniği ile ilişkili faylara bakıldığında (Şekil 5.3), bu fayların, sağ yanal doğrultu atımlı bir sistemde teorik olarak beklenen yapılarla olan uyumu dikkat çekicidir. Harding (1974)'de öne sürülen ve böyle bir sistemde izlenen deformasyonu tarifleyen deformasyon elipsi ile Orta Marmara Havzası'nda izlenen yapılar, Şekil 5.3'de karşılaştırılmıştır. Sıkışma eksenine dik olması beklenen bindirmeler ve ters faylar, sismik kesitlerde açık bir şekilde izlenmiştir (Şekil 5.1 ve 5.3'de 4 numaralı fay ve 6 numaralı fay grubu). Ayrıca gerilme yapılarının doğrultuları ve yerleri de (Şekil 5.1 ve 5.3'de 3 numaralı fay grubu ve 5 nolu fay) deformasyon elipsi ile uyumludur. Daha önceden de belirtildiği gibi 5 rakamı ile temsil edilen yapının normal faylanma olup olmadığı tartışmalıdır.

Havza ortasındaki çöküntü alanında, deniz tabanında görülen yapıların, yanal atımlı fayın bükümünü nedeniyle oluşması da olası modellerden biridir. Ana fay kolunun doğuda ve batıda yaptığı büküm dolayısıyla faylanma türlerinde gerilme ve sıkışmaya bağlı olarak bir değişim gözlenmektedir. Havzanın batı ucunda bu fayda sıçramaya ve atkuyruğu (horsetail) yapısına neden olmaktadır, doğuda ise bindirme ve yükselme (pop-up) yapılarına neden olmaktadır.

Şekil 5.1 ve 5.2 'de mavi yüzeyler halinde gösterilen yapılar, deniz tabanını kesmeyen ve kesitlerde yaklaşık 1,0 –1,5 sn derinliklerden sonra takip edilen yapılardır. Fay düzlemleri boyunca, açıktan koyuya doğru geçişli renkler, derinlik etkisi verilebilmesi amacıyla kullanılmıştır. Fay düzlemlerinin eğim yönleri ok ile gösterilmektedir. Kesitlerde birbirlerine benzer özellikler gösteren faylar haritada birleştirilmiş ve bu fay düzlemleriyle simgelenmiştir.

Ana havzayı sınırlayan ve bu havzanın oluşumundan sorumlu olabilecek normal faylar kuzey ve güney sınırlar boyunca, bir çok kesitte izlenebilmektedir (Şekil 5.1'de sırasıyla 7 ve 8 numaralı faylar). Üzerlerine yerleşmiş ve deforme olmamış kalın bir sediman tabakasıyla birlikte değerlendirildiklerinde, bu faylar aktif gözükmemektedirler. Dolayısıyla bugün çalışan sistemin bir parçası değildirler. Mavi fay düzlemleriyle

gösterilen bu yapıların doğuya ve batıya doğru devamlılığının belirlenemediği yerlerde fay düzlemlerinin muhtemel devamlılığı noktalı çizgilerle temsil edilmiştir.



Şekil 5.3 Orta Marmara Havzası'nın güncel tektoniği ile ilişkili faylar ve bu fayların, sağ yanal doğrultu atımlı bir sistemde teorik olarak beklenen (deformasyon elipsi üzerinde gösterilen) yapılarla olan uyumu (Harding, 1974).

Güneyde ana havzayı sınırlayan ve eğimi yaklaşık 77° - 80° olan fay, kuzeyde eğimi yaklaşık 76° - 81° olan faya göre daha büyük bir alanda takip edilebilmiş ve haritada daha büyük bir fay düzlemiyle gösterilmiştir. Ayrıca yine mavi ile gösterilen, yani deniz tabanını kesmeyen ve havzanın ortasında derinlerdeki deformasyonundan sorumlu gözüken normal faylar da haritada izlenmektedir. Bu fayların açıları da yaklaşık 77° - 80° arasındadır (Şekil 5.1'de 9 ve 10 numaralı faylar). Bunlardan özellikle güney fayına yakın konumda olanı neredeyse çöküntü alanının doğu ve batıda her iki kanadına doğru uzanmaktadır (Şekil 5.1'de 9 numaralı fay). Güneydeki bu fayın (Şekil 5.1'de 9 numaralı fay), Dooley ve McClay, (1997)'de tüm çek-ayır havzalar için ortak olarak tariflenen ve havzayı kesen (cross-basin) faya olan benzerliği düşündürücüdür. Bu fay, harita düzlemindeki konumu, sismik kesitlerdeki yeri ve karakteri itibarıyla bahsedilen fayla benzerlik göstermektedir.

Çöküntü alanının kuzeyinde aşmalı olarak izlenen faylardan, yüzey ve sığ sismik verilerinin yorumlanmasında bahsedilmiştir. Bu yapılar çok-kanallı kesitlerde de takip edilebilmektedirler. Bunlar derinlere doğru birleşmekte ve bir doğrultu atımlı faya kavuşmaktadırlar. Bu fayın sismik kesitlerde 3 sn derinlikte izlenen yeri haritada yeşil renk ile gösterilmektedir. Deniz tabanında izlenen sıralanmalarına ve açılarına bakılarak bu aşmalı fay gruplarının derinlerdeki doğrultu atımlı fayın yüzeydeki Riedel (Riedel, 1929) yapıları olduğu öngörülmektedir. Mevcut tektonik yapının devam etmesi halinde, büyük olasılıkla, zaman içerisinde, yüzeydeki bu aşmalı faylar birleşecek ve güneyde yer alan ana fay koluna benzer şekilde tek bir fay halinde deniz tabanını kesecektir. Bu öngöründen hareketle, doğrultu atımlı tektonizmanın görüldüğü alanlar boyunca, aşama aşama oluşması beklenen ve farklı evrelere ait olan faylanmalar da dikkate alındığında (Tchalenko, 1970), kuzeydeki ve güneydeki fayların, gelişim evrelerinin farklı aşamalarında olduğu söylenebilir.

Güneyde izlenen ana fay düzlemi sarı renk ile gösterilmiştir. Fay düzleminin eğim açısı 85° - 87° arasında değişmektedir. Tez kapsamında değerlendirilen çok-kanallı sismik yansıma kesitlerinde, yaklaşık 4,5 km derinlere kadar etkin bir şekilde takip edilebilen fay, bu derinlik sınırları içerisinde, çöküntü alanının kuzeyindeki doğrultu atımlı fayla birleşmemektedir. Ancak derinlere doğru bu fayların birbirlerine göre konumlarının ne olacağının tahminine yönelik bir test yapılmıştır. Her iki fayın da kesitte izlendikleri

açıyı koruyarak derinlere doğru ilerlediği varsayımından yola çıkılarak, kabuğun kırılma sınırları içerisinde birleşip birleşmeyeceklerine bakılmıştır. Çöküntü alanının yaklaşık ortasından geçen M2S-14 ve bu hattın batısında kalan M2S-19 hatları boyunca her iki fayında eğimleri hesaplanmıştır. Güney fay için eğim değeri ortalama 86° alınırken kuzey fay için yaklaşık 89° eğim ölçülmüştür ve aynı açıyla derinlere doğru devam ederlerse birleşmeyecekleri sonucuna varılmıştır. Kuzeyde yer alan fayın ana fayın bir kolu mu olduğu sorusunun cevabı olabilecek bu durumun kesin sonucuna ulaşabilmek için proje kapsamında daha sonra işlenecek olan Le Nadir araştırma gemisi tarafından toplanan yüksek nüfuz derinliğine sahip çok-kanallı sismik yansıma veri grubundan elde edilecek sonuçlar büyük önem taşımaktadır.

KAF'ı Orta Marmara Havzası'nda temsil eden fay, havzanın ortasında yer alan çöküntü alanının güney yamacı boyunca ilerlemekte ve havzanın batı ucunda yaklaşık olarak 700 m güneye sıçrayarak havzayı terketmektedir. Daha öncede bahsedildiği üzere, bu fayın neden olduğu deformasyon, gerek yüzeyde 40 m'lere varan düşey atımı sayesinde, gerekse doğrultu atımlı fay karakterinin net bir şekilde izlendiği sismik kesitlerde açık bir şekilde izlenmektedir. Çöküntü alanının kuzey yamacı boyunca yüzeyde izlenen ve derinlerdeki bir doğrultu atımlı fayın Riedel yapıları olarak gözlenen aşmalı faylarının doğrultularındaki değişim, çöküntü alanının saat yönünde dönüyor olmasının bir göstergesidir. Aynı şekilde güneydeki ana fay kolunun batısında gözlenen horsetail yapılarında bu dönüşle ilişkilendirilebilir. Havzanın güncel deformasyonunun bu bahsedilen faylarla ilişkili olduğu kesindir. Tüm bu güncel sistem içerisinde çalışan yapılar değerlendirildiğinde, havzanın merkezinde yer alan çöküntü alanı, doğrultu atımlı fay zonunun morfolojideki bir izidir. Havza içinde aktif olarak gözlenen fayların tamamı, doğrultu atımlı sistemlerde izlenen faylarla iyi bir uyum içerisinde.

Deniz tabanını kesmeyen ve ana havzayı sınırladığı görülen faylar, havzanın oluşumuyla ilişkili olabilirler. Bu faylar şu an etkin olan doğrultu atımlı sistemin bir parçası değildirler. Ayrıca, havza ortasında çöküntü alanı içinde izlenen fayın daha öncede bahsedilen cross-basin fayıyla olan benzerliğinin araştırılması bu alanda yapılacak başka çalışmalar için önerilebilecek bir hedef olabilir.

6. REFERANSLAR

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*, **June**, 3-7.

Armijo, R., Meyer, B., Navarro, S., King, G., Barka, A., 2002. Asymmetric slip partitioning in the Sea of Marmara pull-apart: a clue to propagation process of the North Anatolian Fault, *Terra Nova*, **14**, 80-86.

Backus, M.M., 1959. Water reverberations - Their nature and elimination, *Geophysics*, **24**, 233-261.

Barka, A.A., Kadinsky-Cade, K., 1988. Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity, *Tectonics*, **7**, 663-684.

Barka, A.A., 1992. The North Anatolian Fault Zone, *Ann. Tecton.*, **6**, 164-195.

Barka, A.A., Sakıncı, M., Yalıtırak, C., 1998. Marmara Denizi'nin jeolojisi ve jeofiziği, *Türkiye Denizleri'nin ve yakın çevresinin jeolojisi*, İstanbul.

Biju-Duval, B., Letouzey, J. and Montadert, L., 1978. Structure and evolution of the Mediterranean basins, *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **XLII**, 951-984, Washington, ABD.

Demirbağ, E., 2002. Marmara Denizi aktif faylarının araştırılmasında kullanılan sismik, batimetrik ve sonar çalışmaları: yöntemlerin ve yeni yaklaşımların genel bir değerlendirmesi. *ATAG-6 Toplantısı*, MTA, Ankara, s.1-2.

Demirbağ, E., Rangin, C., Le Pichon, X., Şengör, A.M.C., 2003. Investigation of the tectonics of the Main Marmara Fault by means of deep-towed seismic data. *Tectonophysics*, **361**, 1-19.

Dewey, J.F. and Şengör, A.M.C., 1979. Aegean and surroundings regions: Complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone, *Geological Society of America Bulletin*, **90**, 84-92.

Dooley, T., McClay, K., 1997. Analog modeling of pull-apart basins. *AAPG Bulletin*, **81**, 1804-1826.

Ergun, M., Özel, E., 1995. Structural relationship between the Sea of Marmara basin and the North Anatolian Fault, *Terra Nova*, **7**, 278-288.

Fitch, A.A., 1976. Seismic reflection interpretation, Geopublication Associates, London.

Focus 5.0, 2001. Electronic help manual, Paradigm Geophysical, NewYork.

Gürbüz, C., Aktar, M., Eyidoğan, H., Cisternas, A., Haessler, H., Barka, A., Ergün, M., Türkelli, N., Polat, O., Üçer, S.B., Kuleli, S., Barış, S., Kaypak, B., Bekler, T., Zor, E., Biçmen, F. and Yörük, A., 2000. The seismotectonics of the Marmara region (Turkey): results from a microseismic experiment, *Tectonophysics*, **316**, 1-17.

Harding, T.P., 1974. Petroleum traps associated with wrench faults, *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, **58**, 1290-1304.

Hilterman, J.F., 1970. Three-Dimensional seismic modelling, *Geophysics*, **35**, 1020-1037.

Hsü, K.J., Montadert, L., Bernoulli, D., Cita, M.B., Erickson, A., Garisson, R.E., Kidd, R.B., Melieres, F., Müller, C. And Wright, R., 1977. History of the Mediterranean salinity crisis, *Nature*, **267**, 399-403.

IFREMER internet sitesi: <http://www.ifremer.fr/>

İmren, C., Le Pichon, X., Rangin, C., Demirbağ, E., Ecevitöğlu, B., Görür, N., 2001. The North Anatolian fault within the Sea of Marmara: a new interpretation based on multichannel seismic and multi-beam bathymetry data. *Earth Planet. Sci. Lett.* **186**, 43-158.

İmren, C., 2003. Marmara Denizi'nin aktif tektonizmasının sismik yansıma verileriyle incelenmesi, *Doktora tezi*, İstanbul Teknik Üniversitesi, İstanbul.

Jackson, J.A., McKenzie, D.P., 1988. The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East, *Geophys. J.*, **97**, 17567-17684.

Le Pichon, X. and Angelier, J., 1979. The Hellenic Arc and trench system: a key to the tectonic evolution of the Eastern Mediterranean area, *Tectonophysics*, **60**, 1-42.

Le Pichon, X. and Angelier, J., 1981. The Aegean Sea, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **300**, 357-372.

Le Pichon, X., Taymaz, T., Şengör, A.M.C., 1999. The Marmara Fault and the future İstanbul earthquake, *İTÜ-İAHS International conference on the Kocaeli Earthquake*, İTÜ, İstanbul, 2-5 Aralık, 41-54.

Le Pichon, X., Şengör, A.M.C., Demirbağ, E., Rangin, C., İmren, C., Armijo, R., Görür, N., Çağatay, N., Mercier de Lepinay, B., Meyer, B., Saatçılar, R., Tok, B., 2001. The Active Main Marmara Fault, *Earth and Planetary Science Letters*, **192**, 596-616.

McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gürkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, K., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanlı, I., Seeger, H., Tealeh, A., Toksöz, M.N., Veis, G., 2000. Global positioning system constraints on plate kinematics and dynamics in the Eastern Mediterranean and Caucasus, *J. Geophys. Res.*, **105**, 5695-5719.

McKenzie, D.P., and Jackson, J., 1983. The relationship between strain rates, crustal thickening, paleomagnetism, finite strain and fault movements within a deforming zone, *Earth and Planetary Science Letters*, **65**, 182-202.

McKenzie, D.P., Yılmaz, Y., 1991. Deformation and volcanism in Western Turkey and Aegean, *Bull. Tech. Univ. Istanbul*, **44**, 345-373.

McQuillin, R., Bacon, M., Barclay, W., 1984. An introduction to seismic interpretation, Gulf Publishing Company, Houston.

Meade, B.J., Hager, B.H., McClusky, S.C., Reilinger, E.R., Ergintav, S., Lenk, O., Barka, A., Özener, H., 2002. Estimates of Seismic Potential in the Marmara Sea Region from Block Models of Secular Deformation Constrained by Global Positioning System Measurements, *Bulletin of Seismological Society of America*, **92**, 1, 208-215.

Morley, L., Clearbout, J., 1983. Predictive deconvolution in shot-receiver space, *Geophysics*, **48**, 515-531.

Neidell, J., Taner, M.T., 1971. Semblance and other coherency measures for multichannel data, *Geophysics*, **36**, 482-497.

O'Doherty, R.F., Anstey, N.A., Reflections on amplitudes, 1971. *Geophysical Prospecting*, **19**, 430-458.

Okay, A., Demirbağ, E., Kurt, H., Okay, N., Kuşçu, I., 1999. An active, deep marine strike-slip basin along the North Anatolian fault in Turkey. *Tectonics*, **18**, 129-147.

Okay, A., Kashişlar-Özcan, A., Imren, C., Boztepe-Güney, A., Demirbağ, E., Kuşçu, I., 2000. Active faults and evolving strike-slip basins in the Marmara Sea, northwest Turkey: a multichannel seismic reflection study. *Tectonophysics*, **321**, 189-218.

Parke, J.R., Minshull, T.A., Anderson, G., White, R.S., McKenzie, D., Kuşçu, I., Bull, J.M., Görür, N., Şengör, C., 1999. Active faults in the Sea of Marmara, Western Turkey, imaged by seismic reflection profiles. *Terra Nova*, **11**, 223-227.

Peacock, K.L., Treitel, S., 1969. Predictive deconvolution: Theory and practice, *Geophysics*, **34**, 155-169.

Rangin, C., Demirbağ, E., İmren, C., Crussion, A., Normand, A., Le Drezen, E., Le Bot, A., 2001. *Marine Atlas of the Sea of Marmara (Turkey)*. 11 plates and 1 booklet. Special publication (ISBN 2-84433-068-1) by IFREMER Technology Center, Brest, France.

Reilinger, R.E., McClusky, S.C., Oral, M.B., King, R.W., Toksöz, M.N., Barka, A., Kınık, İ., Lenk, O., and Şanlı, İ., 1997. Global Positioning System measurements of present day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone, *Journal of Geophysical Research*, **102**, 9983-9999.

Riedel, W., 1929. Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen, *Centralbl. F. Mineral. Geol. Pal.*, 354-368.

Robinson, A.E., 1980. Geophysical signal analysis, Prentice-Hall signal processing series, 22.

Sarıbudak, M., Sanver, M., Şengör, A.M.C. and Görür, N., 1990. Paleomagnetic evidence for substantial rotation of the Almacık flake within the North Anatolian Fault Zone, NW Turkey, *Geophysical Journal International*, **102**, 563-568.

Sheriff, R.E., 1975. Factors Effecting Seismic Amplitudes, *Geophysical Prospecting*, **23**, 125-138.

Sibuet, J.C., Needham, H.D., 2000. Marine seismic investigations: A perspective from Franca and Europe, Ifremer Centre de Brest, Plouzané, France.

Siyako, M., Tanış, T., Şaroğlu, F., 2000. Marmara Denizi'nin aktif fay geometrisi, *TÜBİTAK Bilim ve Teknik*, **388**, 66-71.

Smith, W. H. F., and D. T. Sandwell, 1997. Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings, *Science*, **277**, 1957-1962.

Şengör, A.M.C., 1979. The North Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance, *J. Geol. Soc. London*, **136**, 269-282.

Şengör, A.M.C. and Kidd, W.S.F., 1979. Post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian Plateau and comparison with Tibet, *Tectonophysics*, **55**, 181-241.

Şengör, A.M.C., Görür, N., Şaroğlu, F., 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study, *The Society of Economic Paleontologist and Mineralogists*, **37**, 227-264, Biddle, K.T. and Christie-Blick, N., Society of Economic Paleontologist and Mineralogists Special Publications.

Tchalenko, J.S., 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes, *Geological Society of America Bulletin*, **81**, 1625-1640.

USGS internet sayfası: Topografya verisi,
<http://edcdaac.usgs.gov/gtopo30/gtopo30.html>

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

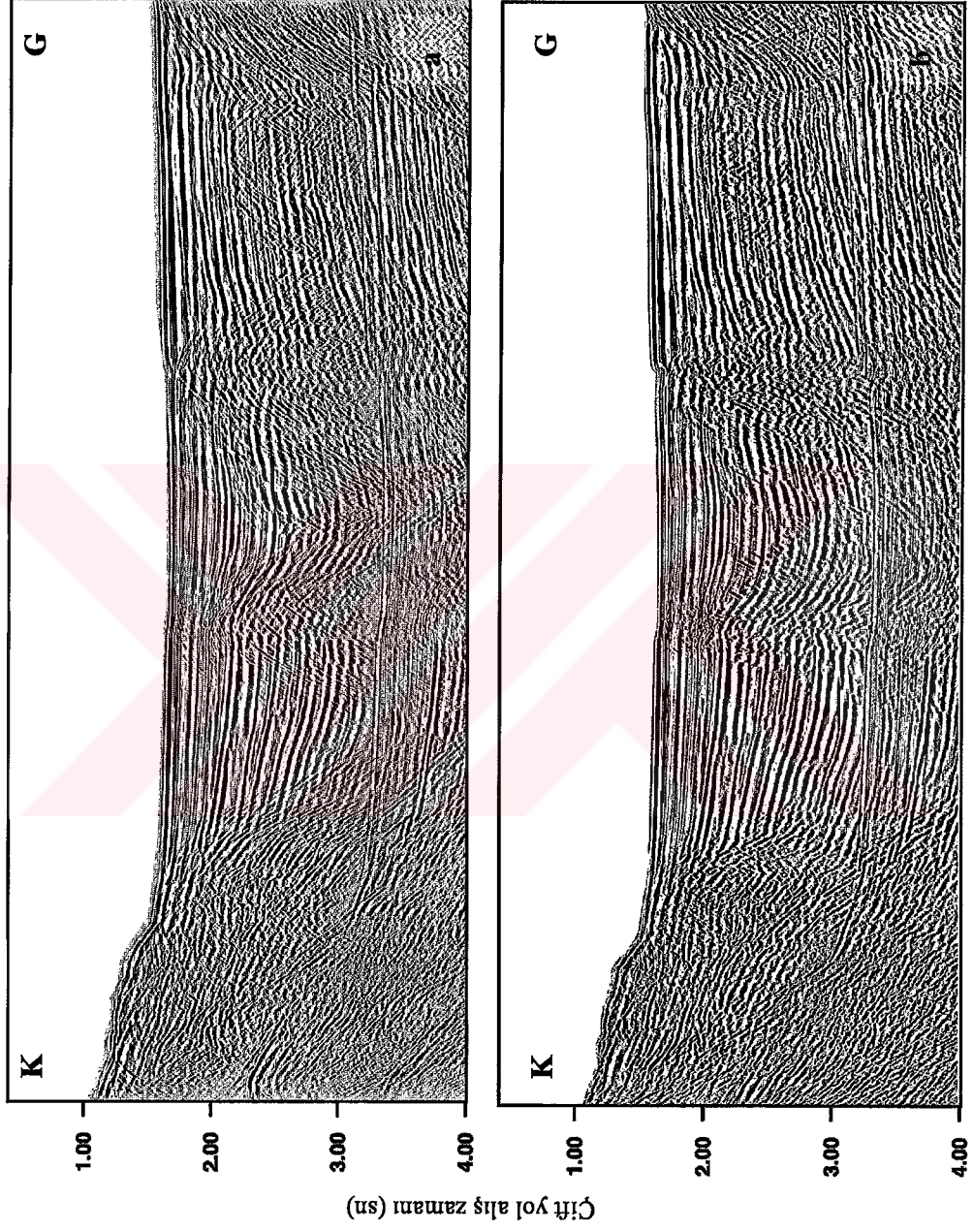
Yaltırak, C., 2002. Tectonic evolution of the Marmara Sea and its surroundings. *Marine Geology*, **190**, 493-529.

Yılmaz, Ö., 1987. Seismic Data Processing. Investigations in Geophysics vol. no: 2. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa.

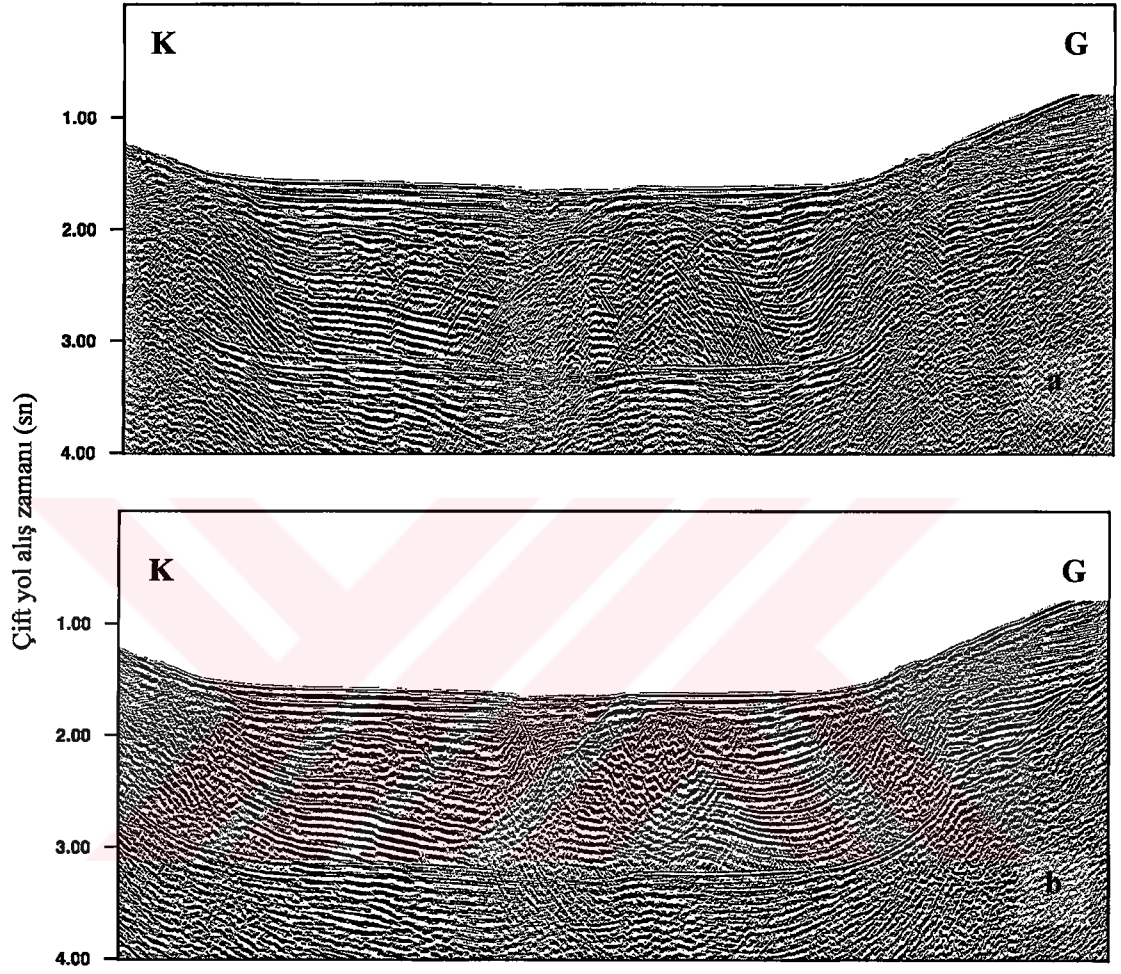
EK A

TEZ KAPSAMINDA İŞLENEN VE YORUMLANAN TM KESİTLER

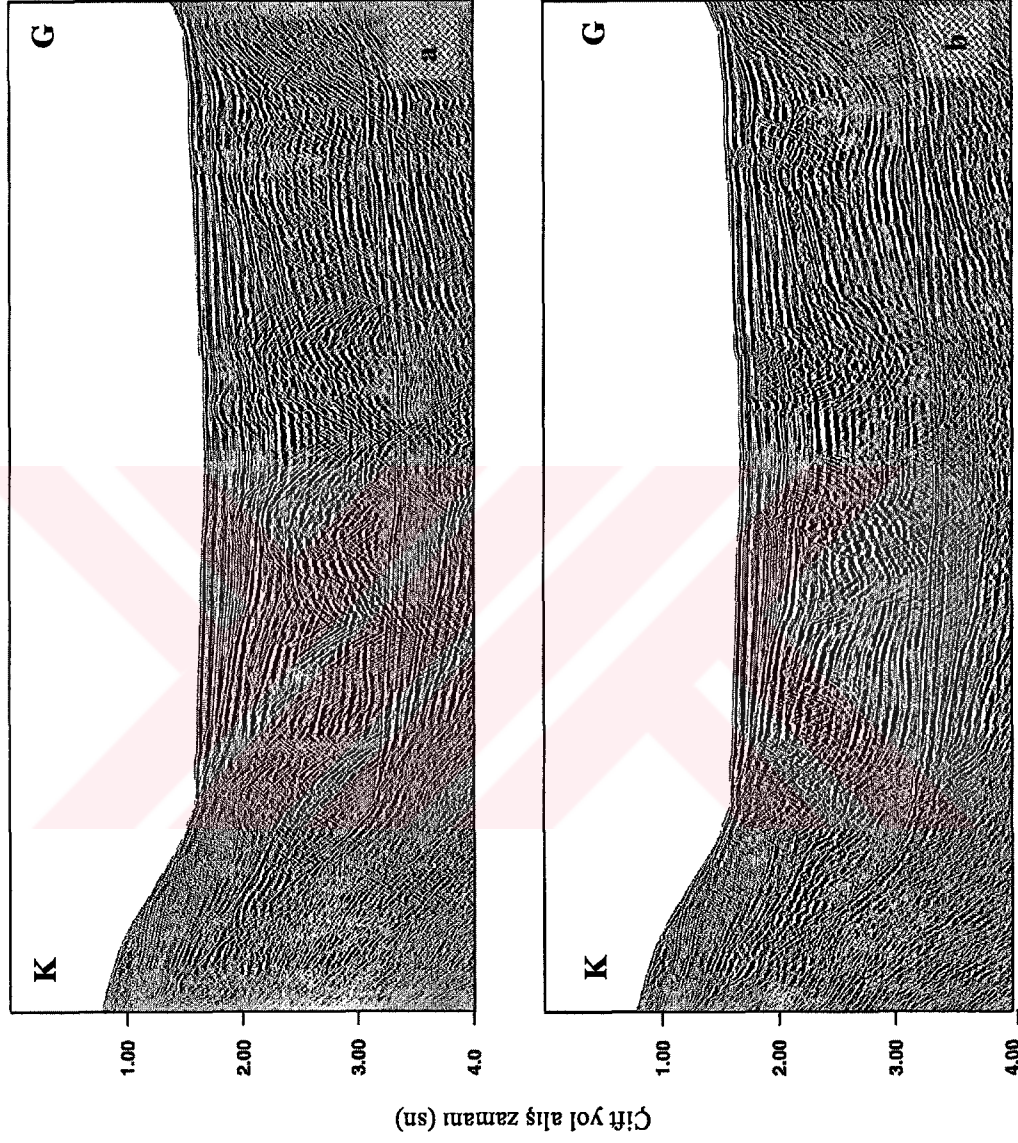




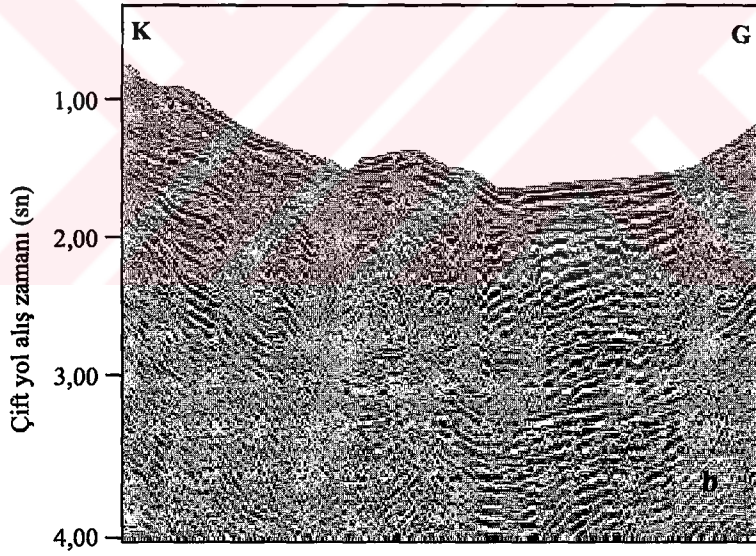
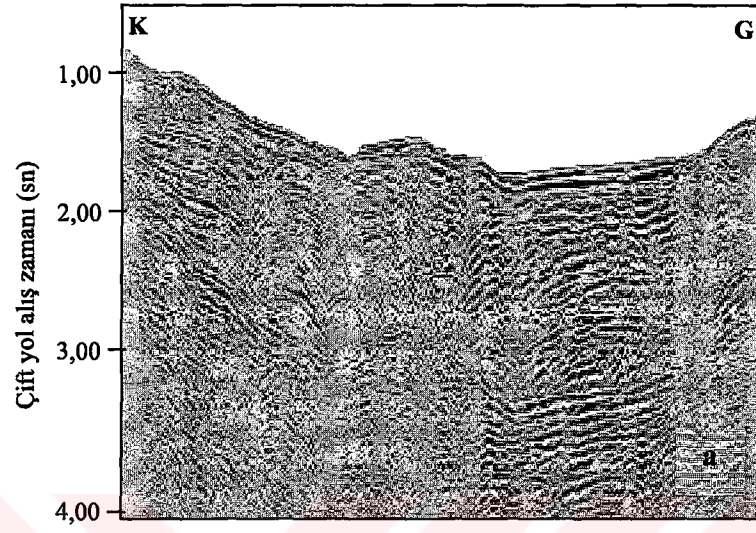
Şekil A.1 DMS02 numaralı hatta ait yığma kesiti (a), sismik göç kesiti (b).



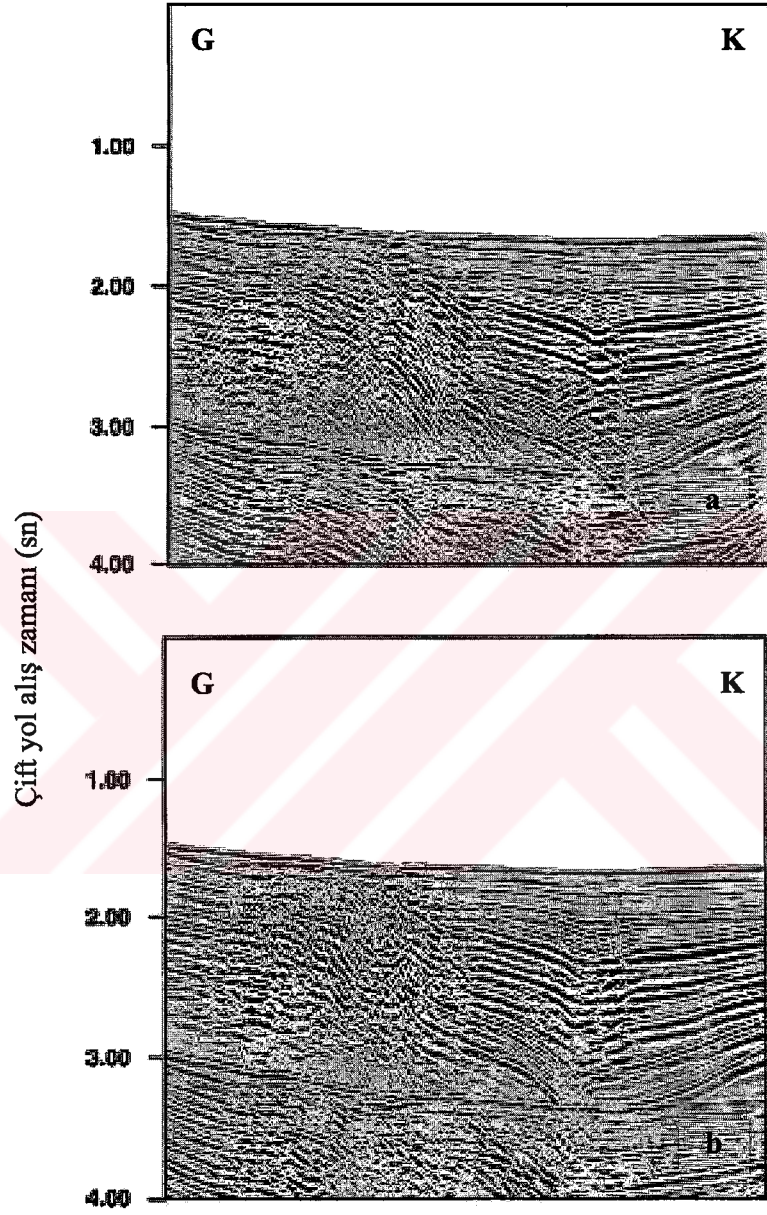
Şekil A.2 DMS03 numaralı hatta ait yığma kesiti (a), sismik göç kesiti (b).



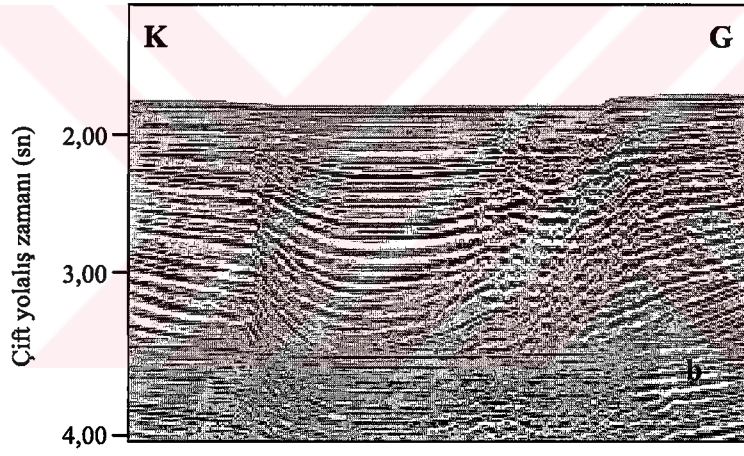
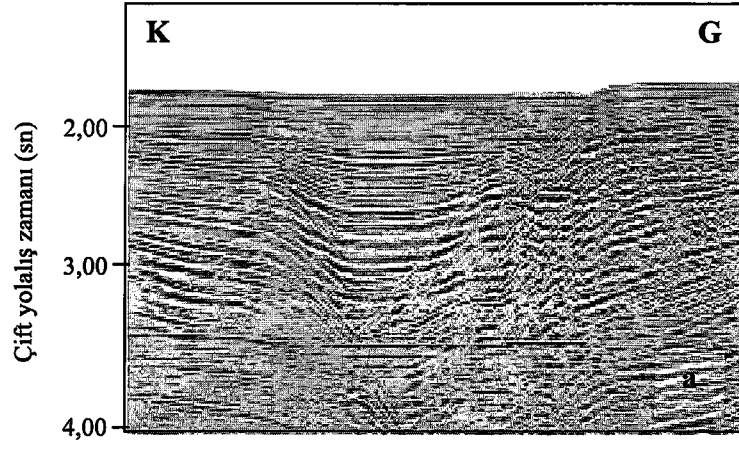
Şekil A.3 DMS04 numaralı hatta ait yağma kesiti (a), sismik göç kesiti (b).



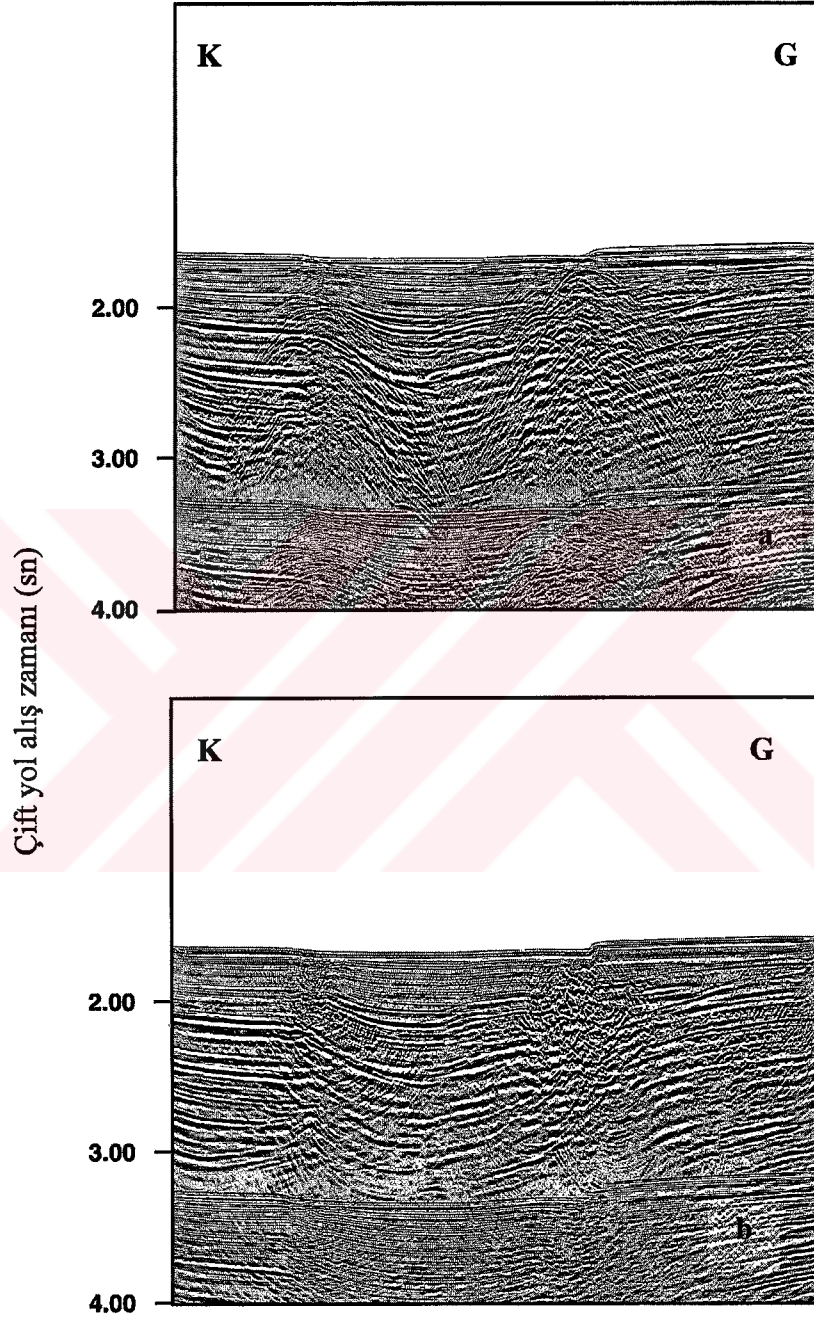
Şekil A.4 DMS05 numaralı hatta ait yığma kesiti (a), sismik göç kesiti (b).



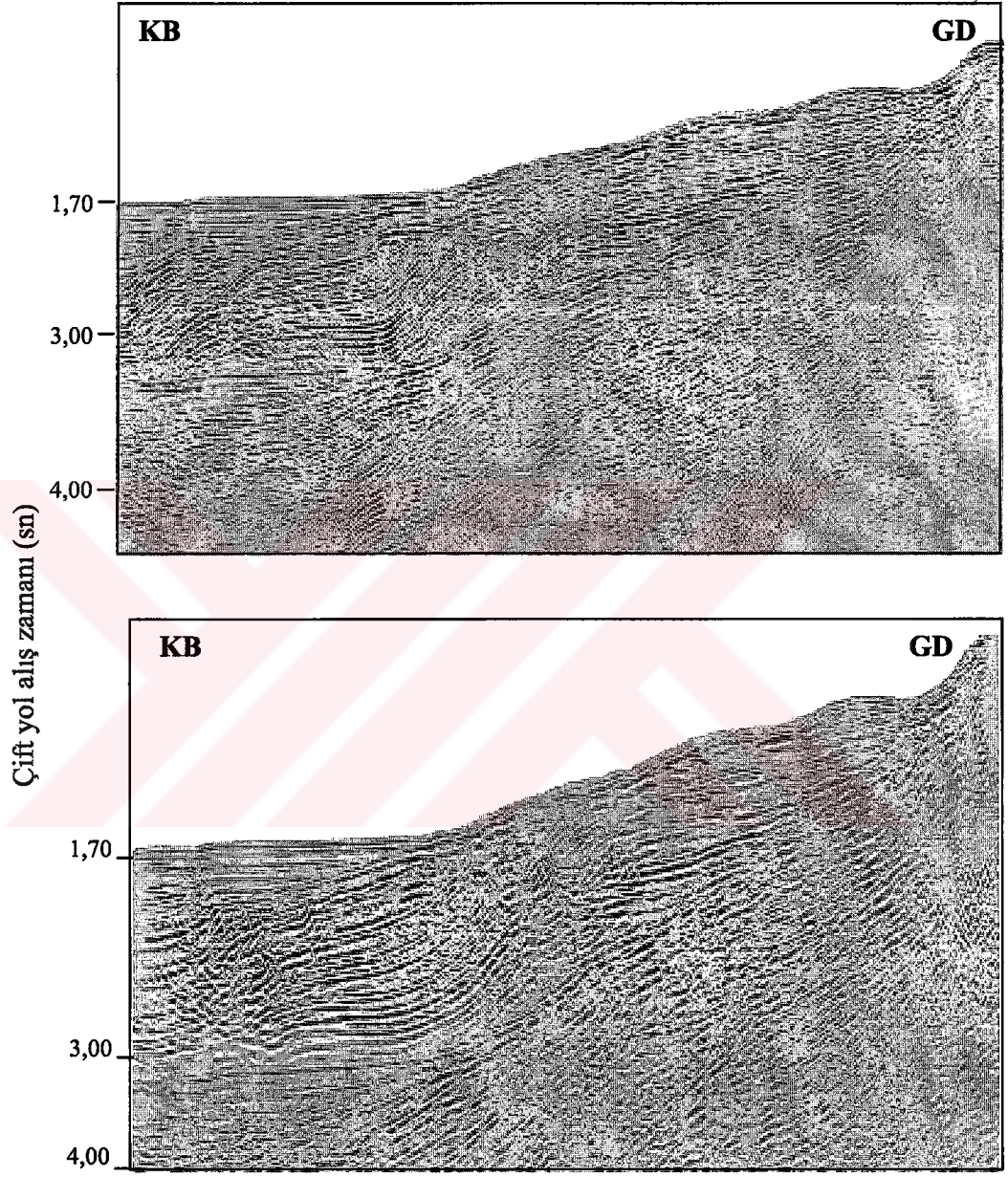
Şekil A.6 M2S-13 numaralı hatta ait yığma kesiti (a), sismik göç kesiti (b).



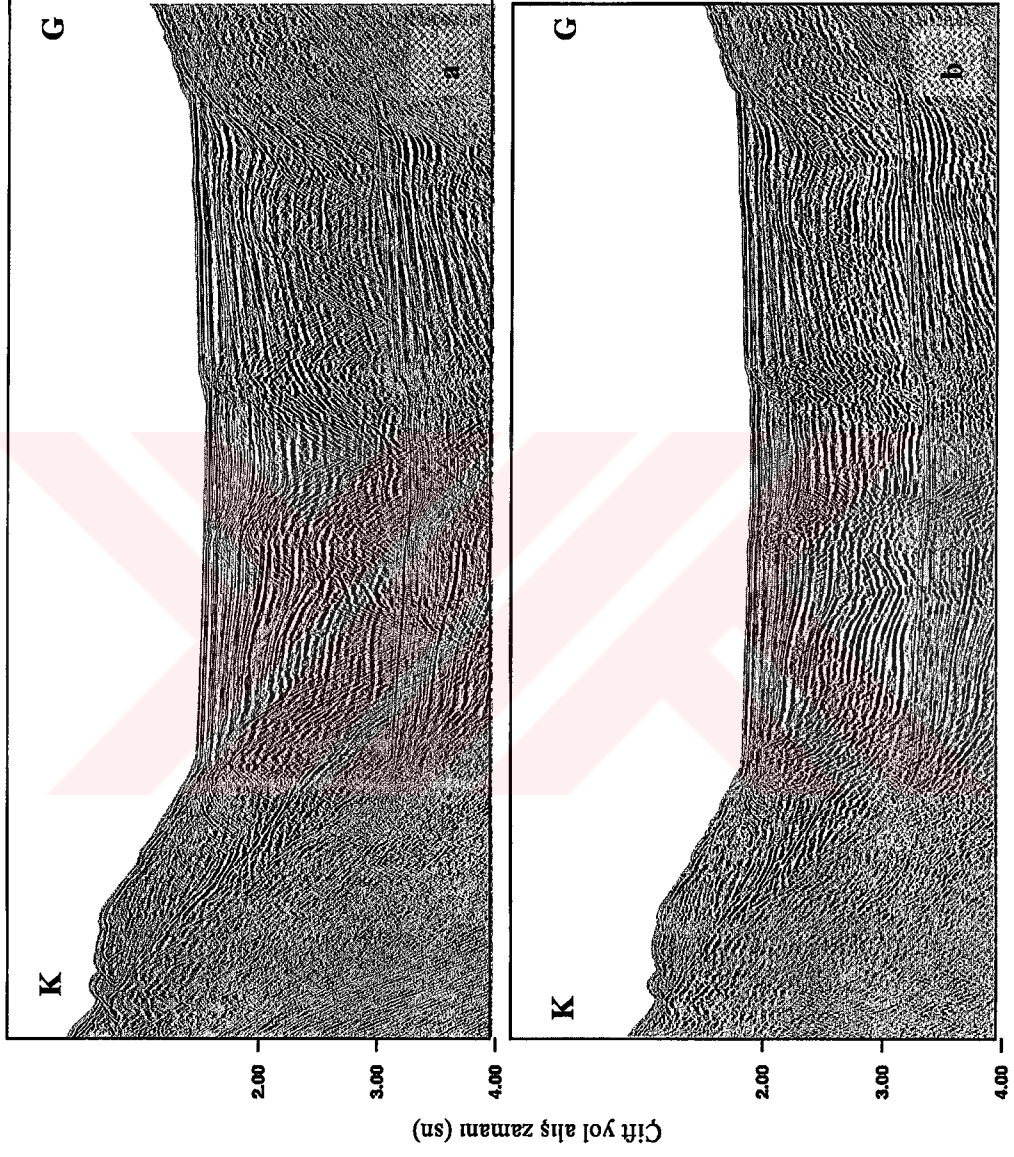
Şekil A.6 M2S-14 numaralı hatta ait yığma kesiti (a), sismik göç kesiti (b).



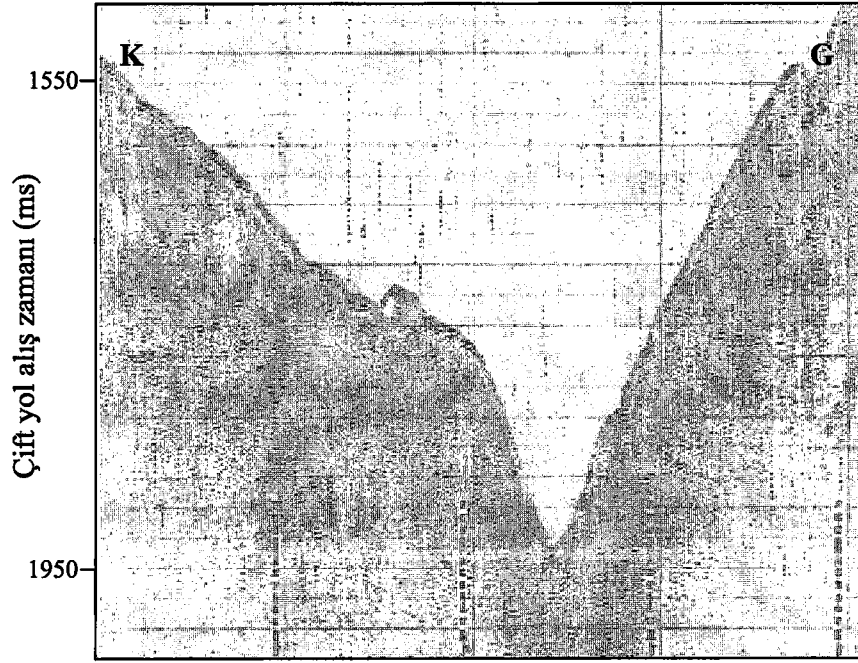
Şekil A.7 M2S-15 numaralı hatta ait yığma kesiti (a), sismik göç kesiti (b).



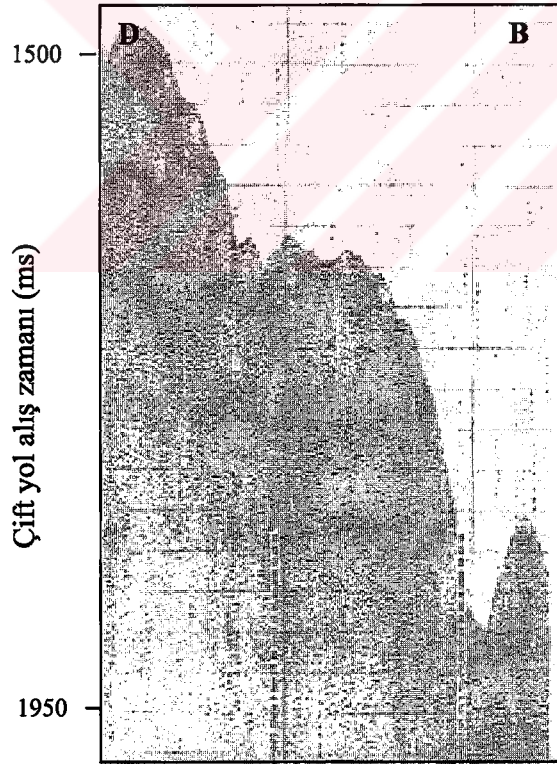
Şekil A.8 M2S-18 numaralı hatta ait yığma kesiti (a), sismik göç kesiti (b).



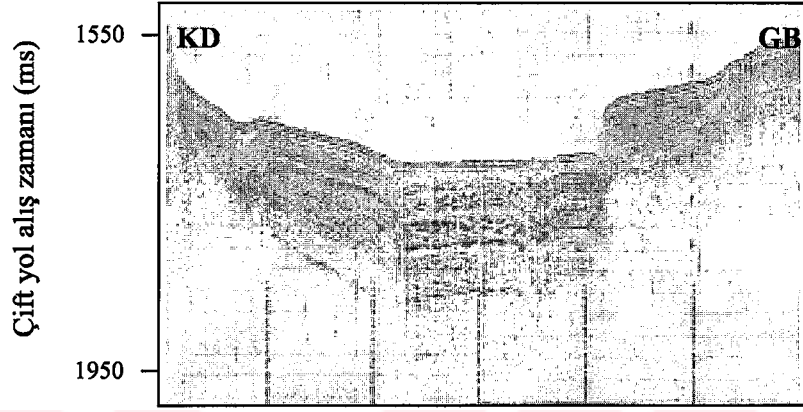
Şekil A.9 M2S-19 numaralı hatta ait yığma kesiti (a), sismik göç kesiti (b).



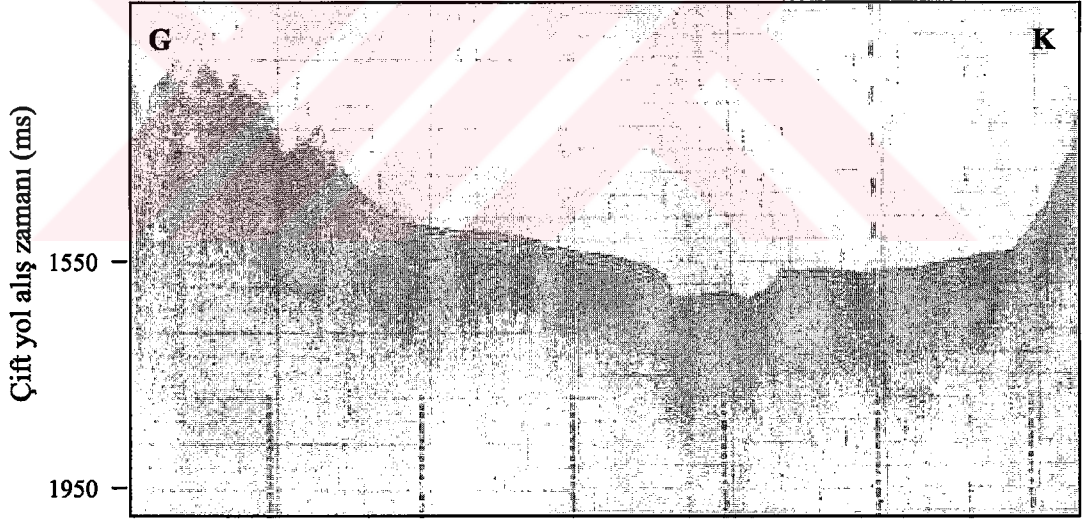
Şekil A.10 R50 numaralı kesitin monitör kaydı.



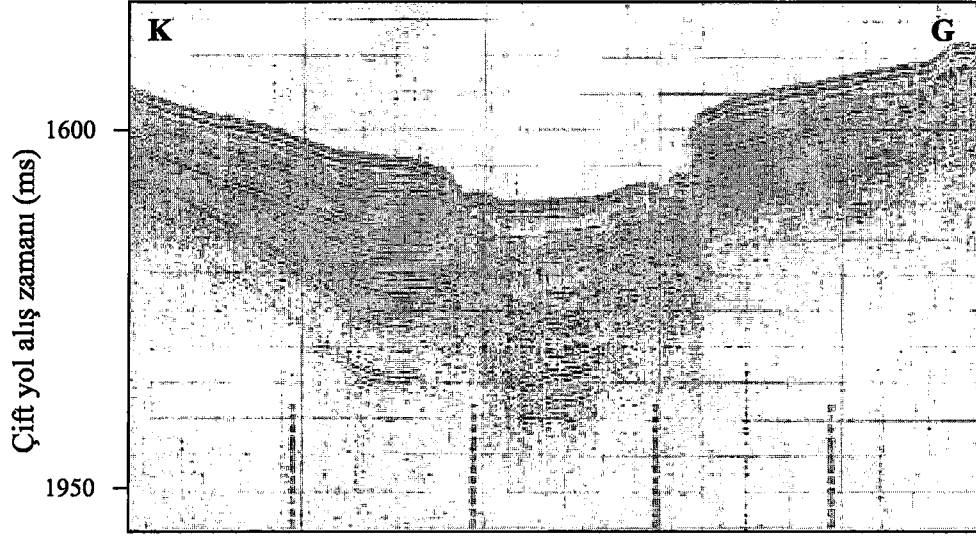
Şekil A.11 R51 numaralı kesitin monitör kaydı.



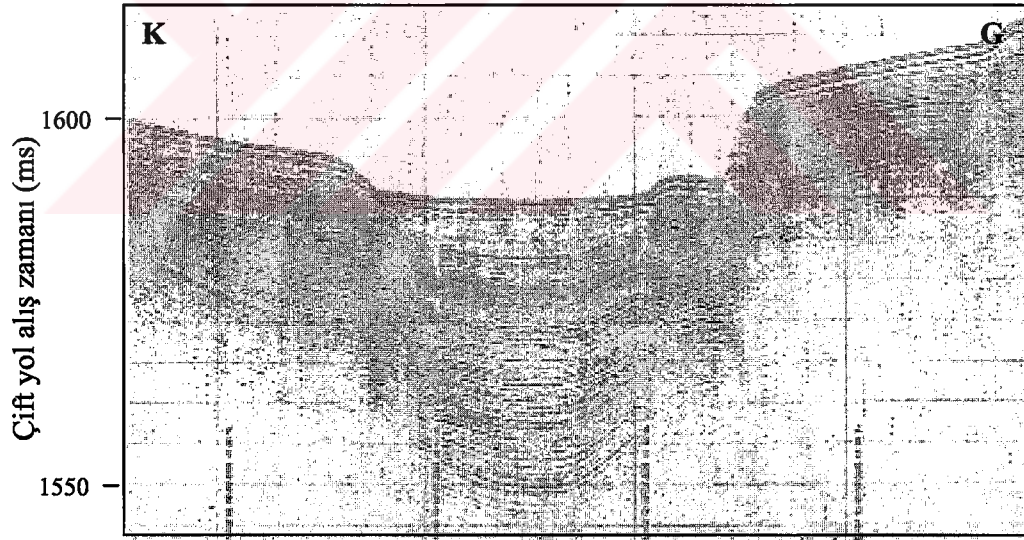
Şekil A.12 R52 numaralı kesitin monitör kaydı.



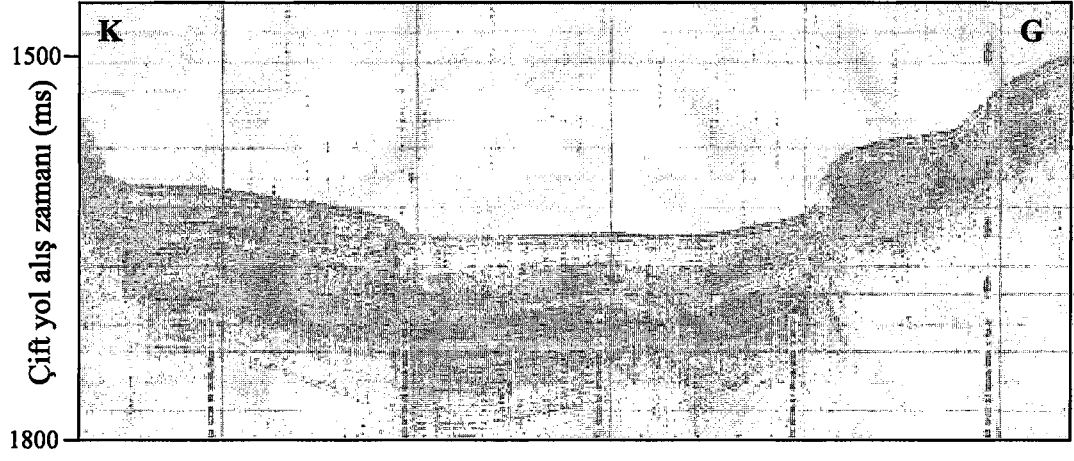
Şekil A.13 R53 numaralı kesitin monitör kaydı.



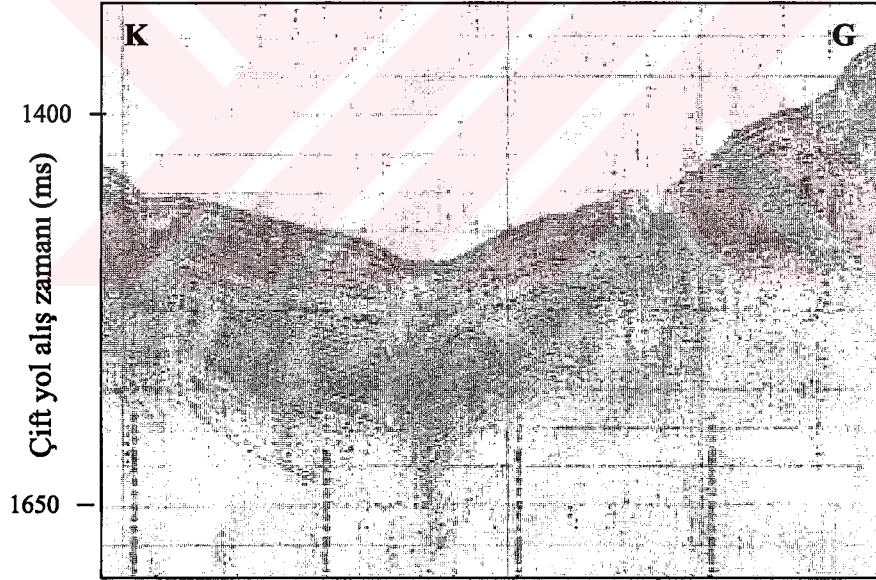
Şekil A.14 R54 numaralı kesitin monitör kaydı.



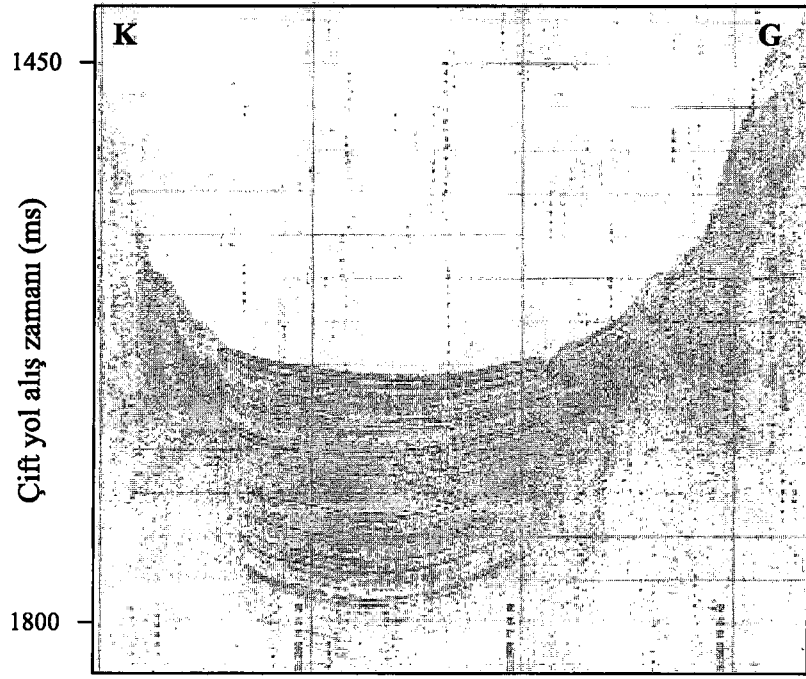
Şekil A.15 R55 numaralı kesitin monitör kaydı.



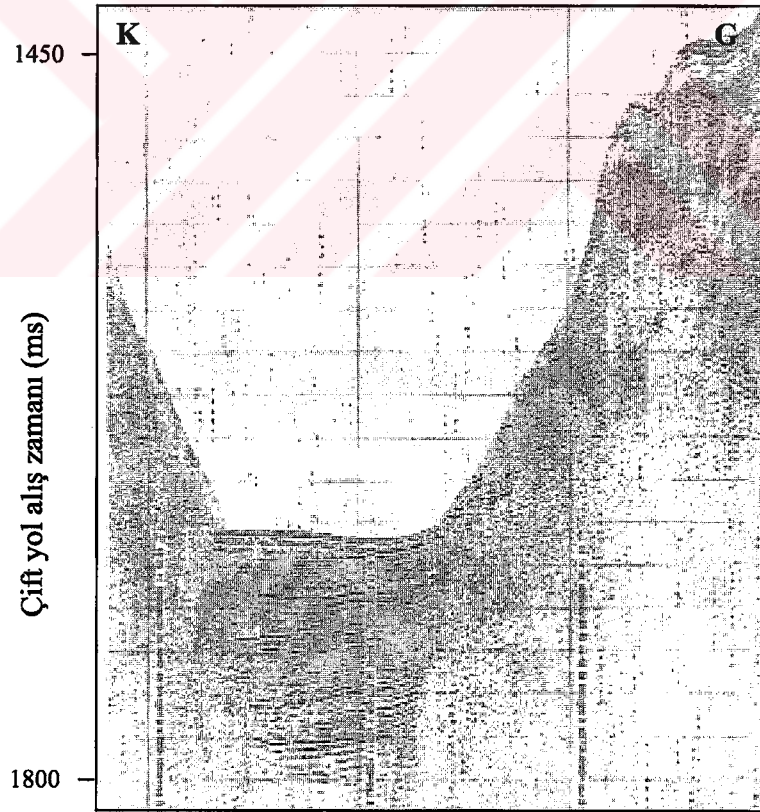
Şekil A.16 R56 numaralı kesitin monitör kaydı.



Şekil A.17 R57 numaralı kesitin monitör kaydı.



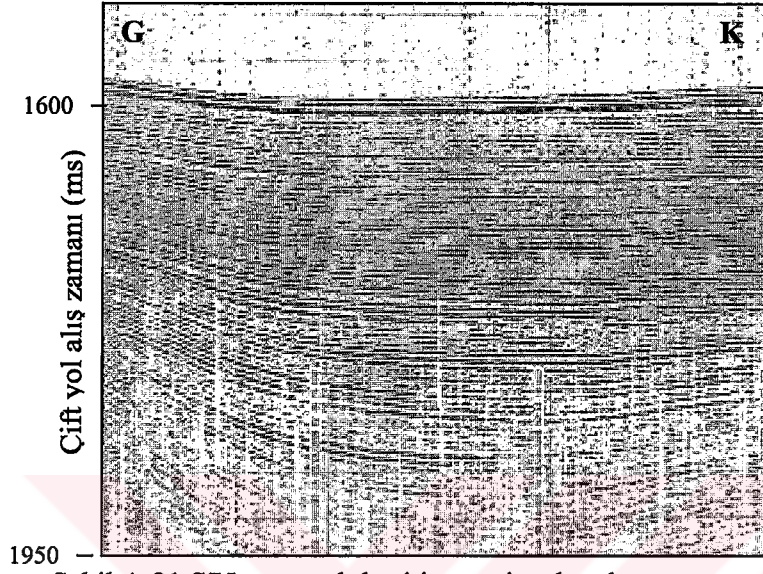
Şekil A.18 R58 numaralı kesitin monitör kaydı.



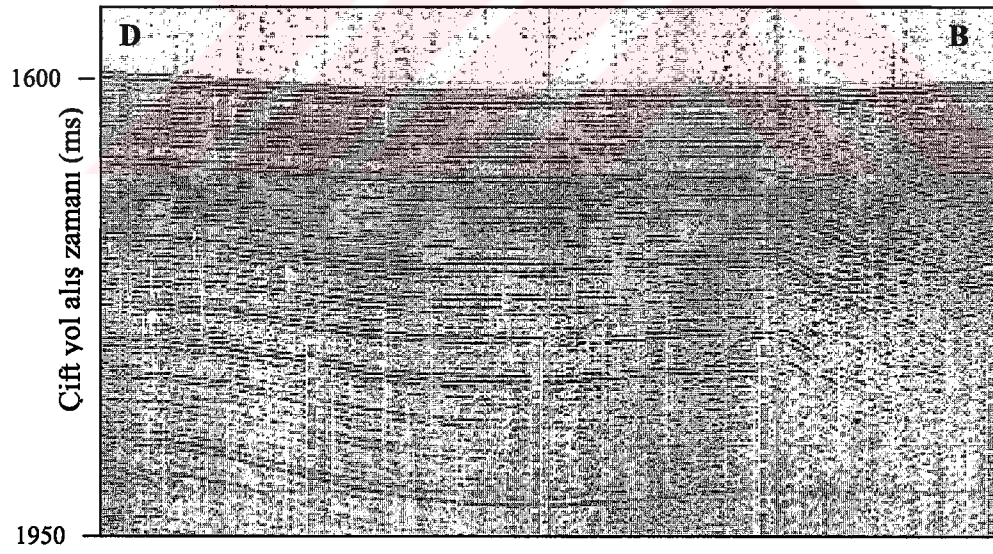
Şekil A.19 R59 numaralı kesitin monitör kaydı.



Şekil A.20 S74 numaralı kesite ait monitör kaydı.



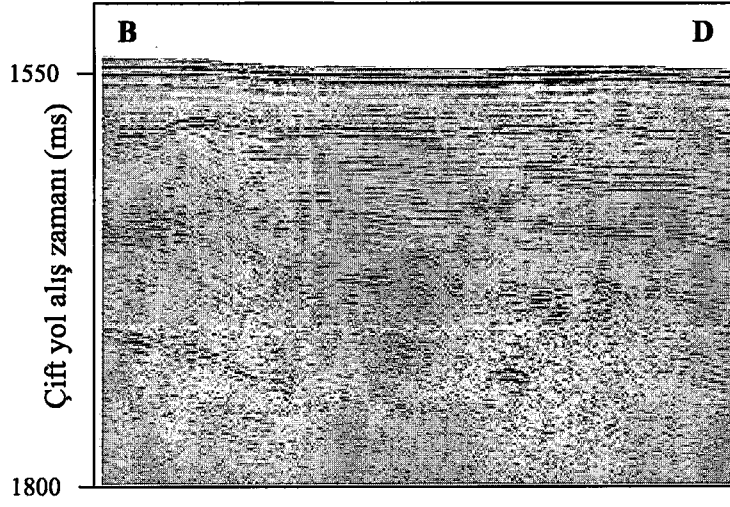
Şekil A.21 S75 numaralı kesitin monitör kaydı.



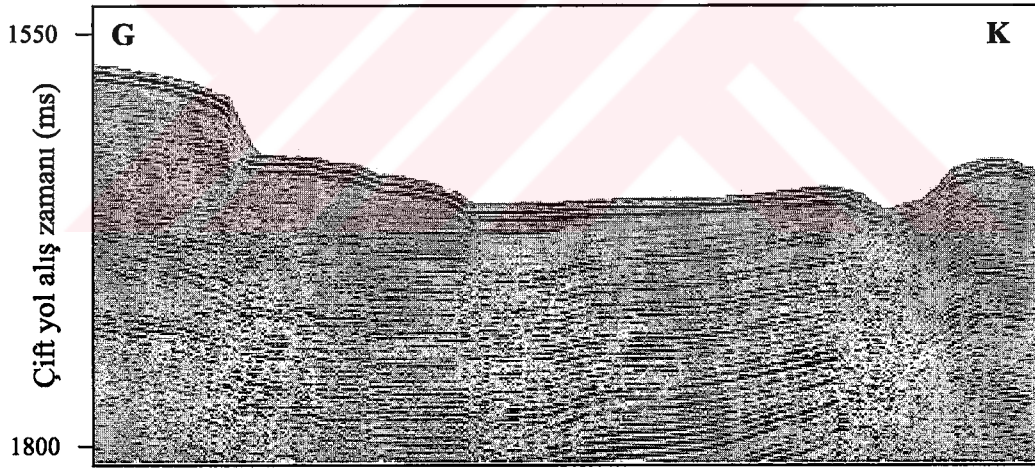
Şekil A.22 S76 numaralı kesitin monitör kaydı.



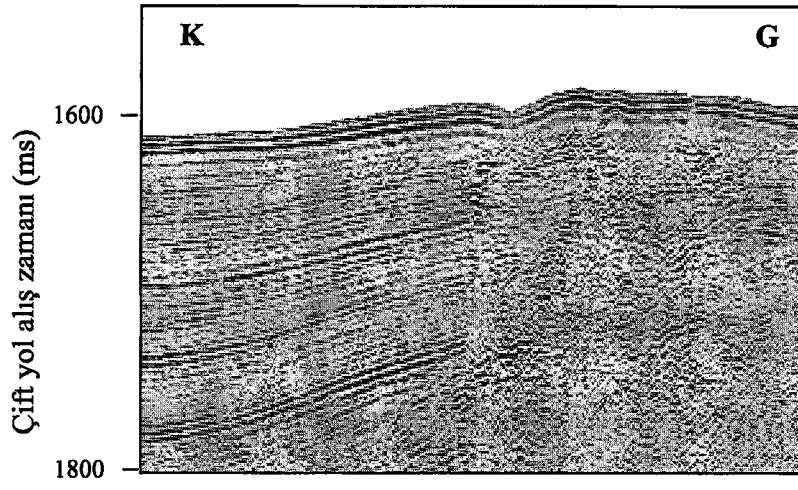
Şekil A.23 S77 numaralı hatta ait sismik göç kesiti .



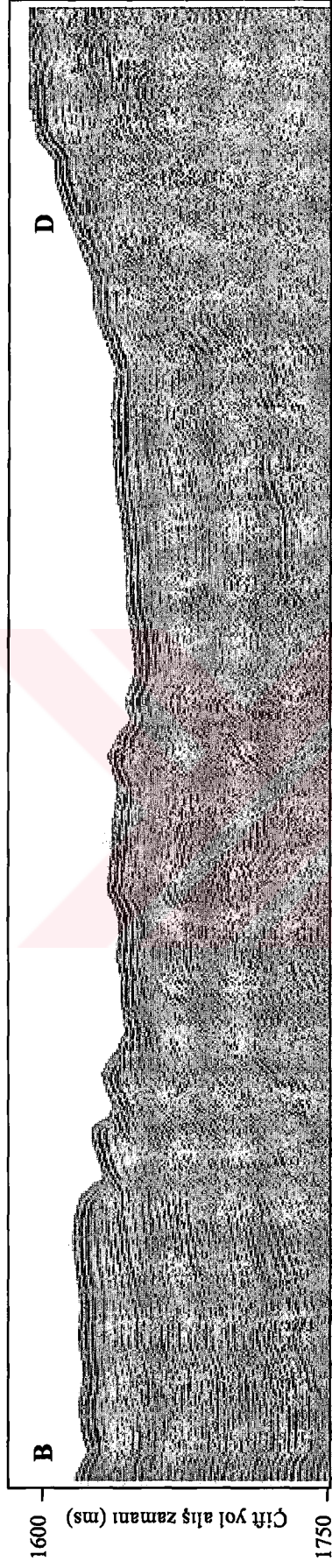
Şekil A.24 S78 numaralı hattın sismik göç kesiti .



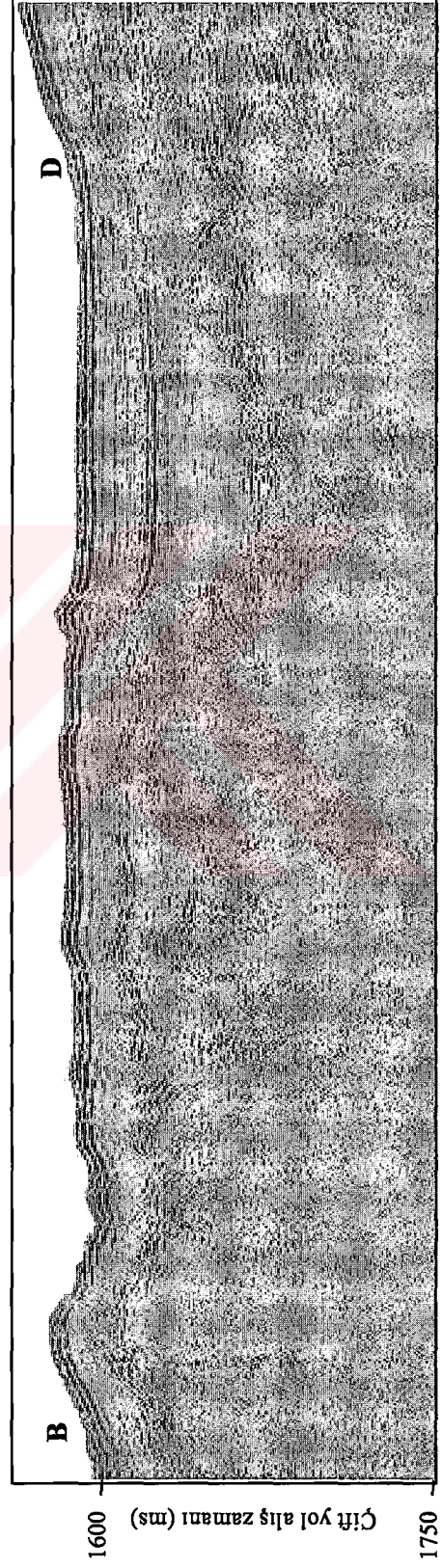
Şekil A.25 S79 numaralı hattın sismik göç kesiti .



Şekil A.26 S80 numaralı hattın sismik göç kesiti .



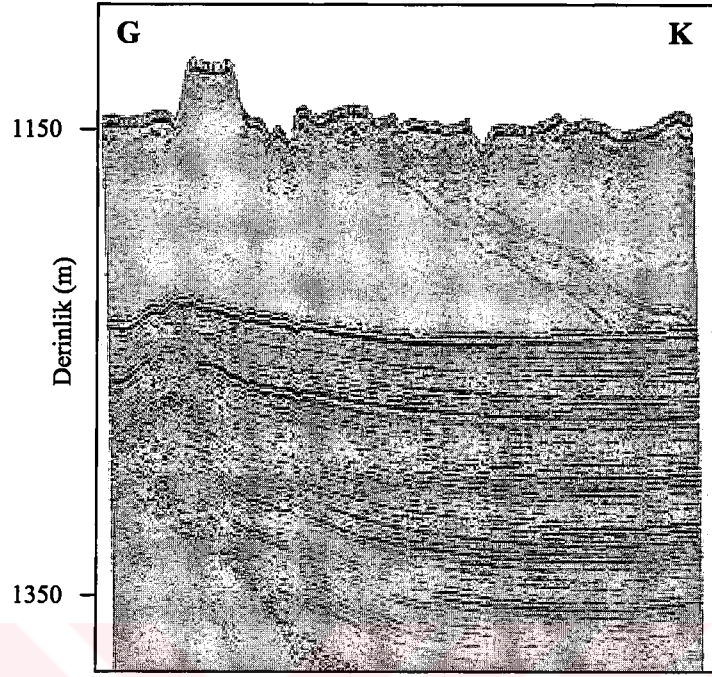
Şekil A.27 S81 numaralı hatta ait sismik göç kesiti .



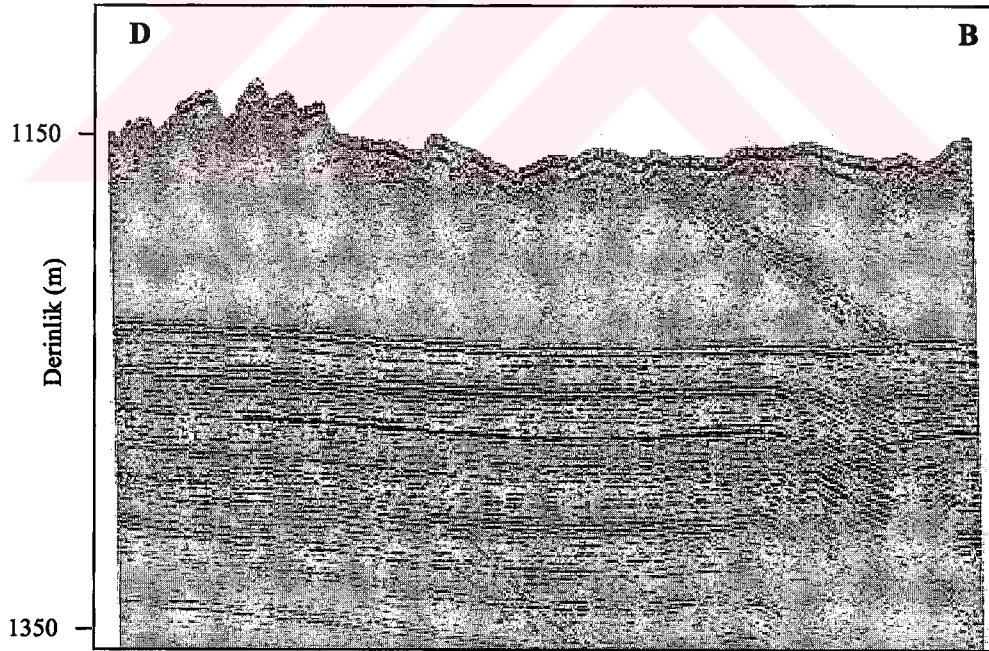
Şekil A.28 S82 numaralı hatta ait sismik göç kesiti .



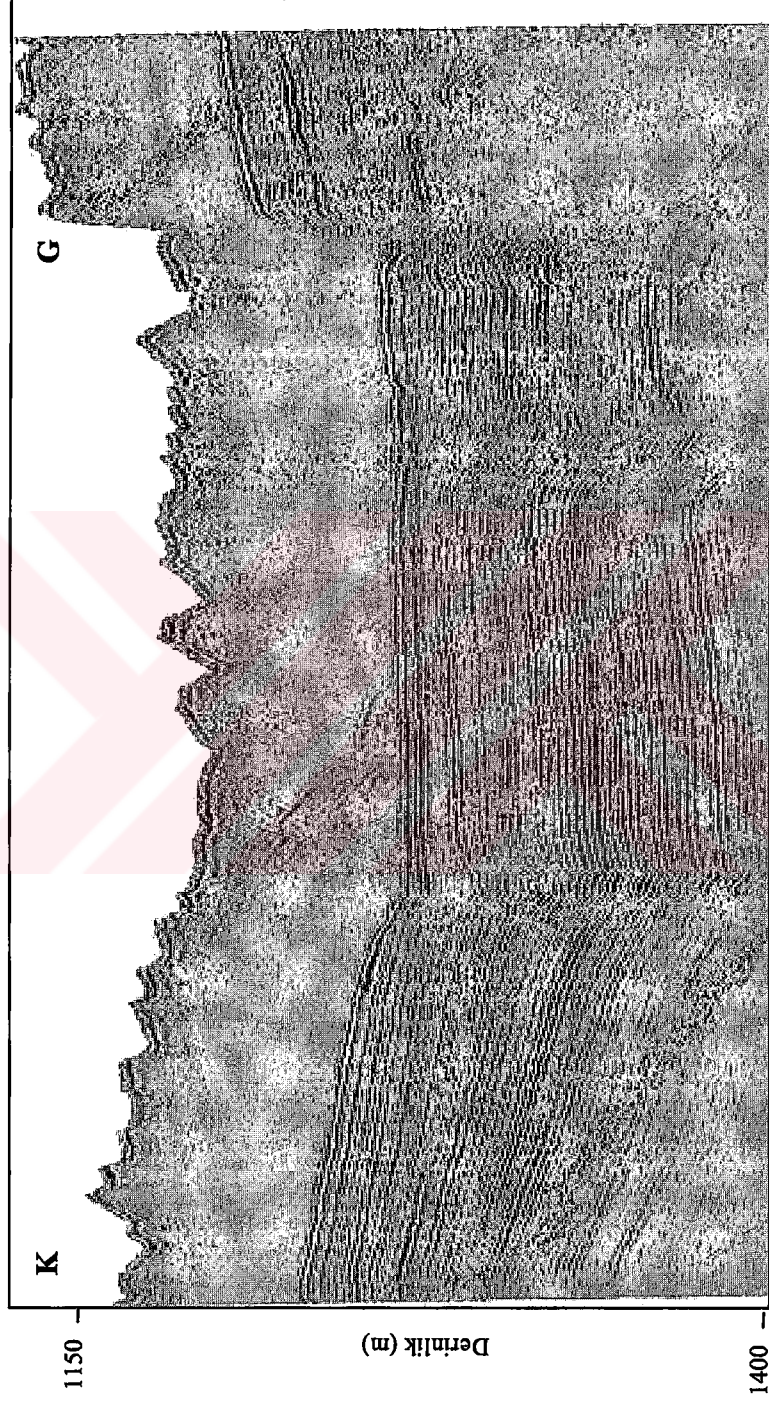
Şekil A.29 P74 numaralı hattı ait sismik göç kesiti .



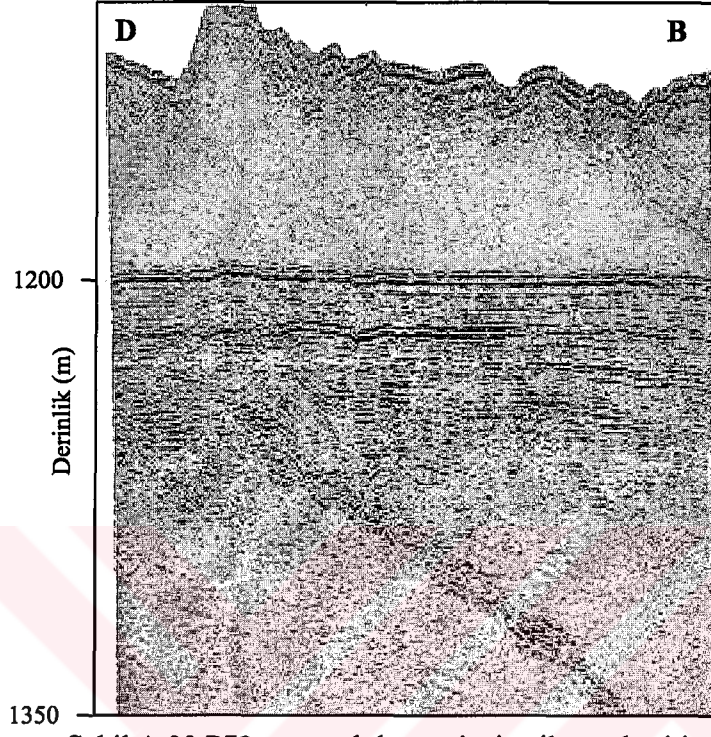
Şekil A.30 P75 numaralı hatta ait sismik göç kesiti.



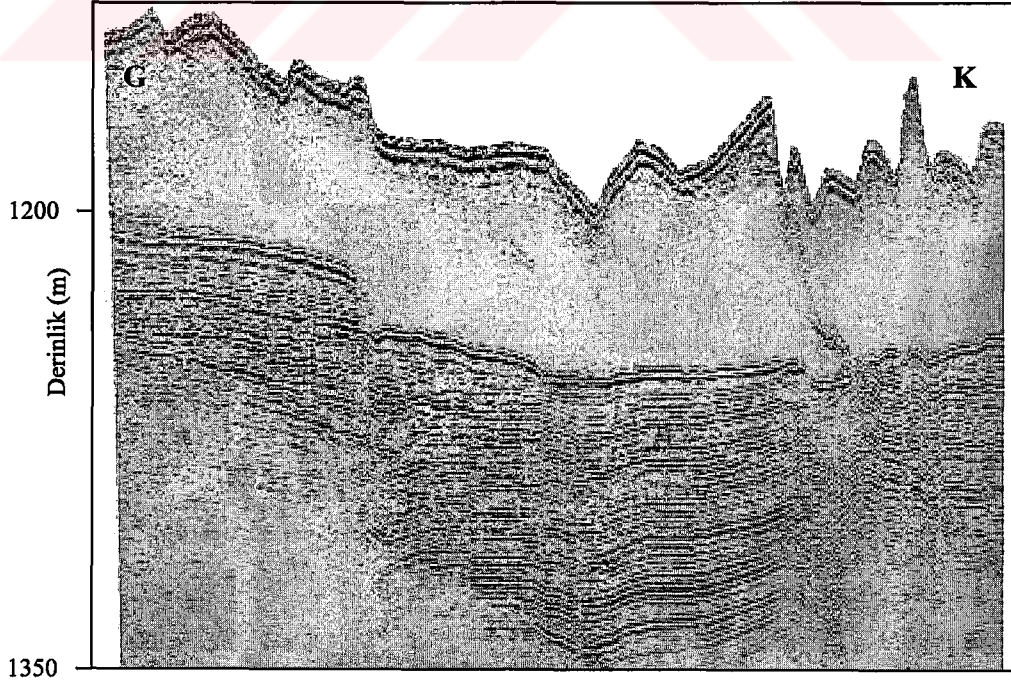
Şekil A.31 P76 numaralı hatta ait sismik göç kesiti.



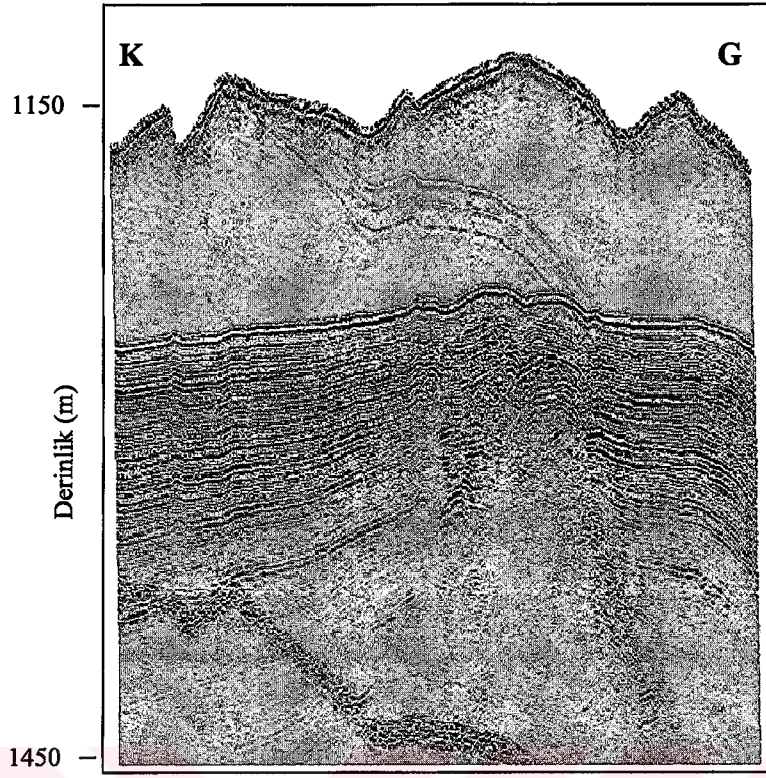
Şekil A32 P77 numaralı hatta ait sismik göç kesiti .



Şekil A.33 P78 numaralı hatta ait sismik göç kesiti.



Şekil A.34 P79 numaralı hatta ait sismik göç kesiti.



Şekil A.35 P80 numaralı hatta ait sismik göç kesiti.

ÖZGEÇMİŞ

Doğa Düşünür, 1979 yılında İstanbul'da doğdu. İlkokula, 1984-1989 yılları arasında Paşabahçe İlkokulu'nda devam ettikten sonra, 1992 yılında Bebek Ortaokulu'ndan mezun oldu. 1995 yılında Paşabahçe Ferit İnal Lisesi'nden mezun olmasının ardından, 1996 yılında İstanbul Teknik Üniversitesi Maden Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nde lisans öğrenimine başladı. 2000 yılında Jeofizik Mühendisi olarak mezun olduktan sonra yine aynı bölümde, yüksek lisans öğrenimine başladı. Halen aynı bölümde araştırma görevlisi olarak çalışmakta olup, yüksek lisans öğrenimine devam etmektedir.

