

Dayım Arslan ESKİN'in anısına...



HC 17/10/2020
Doküman No: 17/10/2020

**GÖKOVA VE SAROS KÖRFEZLERİNİN AKTİF
TEKTONİZMALARININ SİSMİK YANSIMA VERİLERİ İLE
İNCELENMESİ**

**DOKTORA TEZİ
Y. Müh. Hülya KURT
505940005012**

100823

100823

**Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 18 Ağustos 2000
Tezin Savunulduğu Tarih : 16 Ekim 2000**

Tez Danışmanı:

Doç. Dr. Emin DEMİRBAĞ (İ.T.Ü.)

Diğer Jüri Üyeleri:

Prof. Dr. Haluk EYİDOĞAN (İ.T.Ü.)

Prof. Dr. Tuncay TAYMAZ (İ.T.Ü.)

Prof. Dr. Naci ORBAY (İ.Ü.)

Doç. Dr. Ruhi SAATÇILAR (TÜBİTAK-MAM)

EKİM 2000

ÖNSÖZ

Gökova ve Saros körfezlerinin neotektoniğinin çok kanallı yansıma sismiği verileri ile incelenmesini oluşturan bu tez çalışmasında körfezlerin aktif fayları belirlenmiş, karadaki jeolojik yapıların denizdeki devamı araştırılmış; körfezlerin açılma nedenlerine ve nasıl açıldıklarına dair yaklaşımlar yapılmıştır.

Tüm lisans üstü öğrenim hayatım boyunca tez danışmanlığımı yapan, her konuda yardımlarını gördüğüm tez hocam Doç. Dr. Emin Demirbağ'a teşekkürlerimi sunuyorum. Batimetri ve topoğrafya haritalarının bilgisayar ortamında hazırlanması sırasında ve her türlü problemim için bilimsel ve felsefi yaklaşımlarından yararlandığım, Y. Doç. Dr. Tuğrul Genç'e teşekkürlerimi sunuyorum. Tez çalışmalarında, yazım aşamasında, maddi ve manevi her konuda yakın ilgi ve desteğini gördüğüm, fikir alışverişi yaptığım, meslektaşım ve yakın arkadaşım Dr. Ayşe Kaşlılar-Özcan'a teşekkürlerimi sunuyorum. Yine tezimi hazırladığım her aşamada maddi ve manevi desteklerini gördüğüm arkadaşlarım Erdem Özcan'a, Yük. Müh. Rengin Gök'e ve Yük. Müh. Meliha Yazıcı'ya teşekkürlerimi sunuyorum.

Bu tez çalışmasında kullanılan çok kanallı yansıma sismiği verileri Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu (TÜBİTAK) Ulusal Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Programı (Koordinatör: Prof. Dr. Naci Görür) kapsamında İTÜ ve Maden Tetkik ve Arama (MTA) Genel Müdürlüğü işbirliği ile Ege denizinde MTA Sismik-1 araştırma gemisi ile 1996 yılında toplanmıştır. MTA Sismik-1 teknik ve gemi personeline teşekkürlerimi sunuyorum. Ayrıca batimetrik verilerini kullandığım Dz.K.K.Seyir Hidrografi ve Oşinografi (SHOD) Dairesi Başkanlığına teşekkür ediyorum.

Kaynak taramada ofisindeki kütüphanesinden yararlandığım ve tez yazım aşamasında yapıcı eleştirileriyle katkılarını gördüğüm Prof. Dr. Tuncay Taymaz'a, sismik verilerin arşivlenmesi konusunda Doç.Dr. Berkan Ecevitoglu'na ve bölümümüzün diğer öğretim ve araştırma görevlilerine teşekkürlerimi sunuyorum. Jeoloji bilgilerinden yararlandığım Prof. Dr. Aral Okay'a, Prof. Dr. Aykut Barka'ya, Yük. Müh. Cenk Yaltırak'a, Doç. Dr. Mehmet Sakınc'a, Doç.Dr. Okan Tüysüz'e teşekkürlerimi sunuyorum. Dr. Rahmi Eyüboğlu'na tez yazımı ile ilgili verdiği bilgiler için teşekkür ediyorum.

Öğrenim hayatım boyunca maddi ve manevi desteklerini gördüğüm aileme teşekkürlerimi sunuyorum.

Ağustos 2000

Hülya Kurt

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa No</u>
KISALTMALAR	vi
TABLO LİSTESİ	vii
ŞEKİL LİSTESİ	viii
SEMBOL LİSTESİ	xix
ÖZET	xxi
SUMMARY	xxiv
1 GİRİŞ	1
2 TÜRKİYE VE ÇEVRESİNİN NEOTEKTONİĞİNE GENEL	
BAKIŞ	7
2.1 Türkiye'nin Neotektonik Birlikleri	9
2.2 Ege Bölgesi'nin Neotektoniğine Genel Bir Bakış	10
2.2.1 Ege Bölgesi'nin Batimetrik ve Topoğrafik Yapısı	13
2.2.2 Ege Bölgesi'nin Aktif Faylarının Jeofizik ve Jeolojik Özellikleri	15
2.2.3 Ege Bölgesi'nde Kabuksal Hareket Hızları	20
2.2.4 Ege Bölgesi'nde Kabuk Kalınlığı ve Bazı Jeofizik Değişimler	24
2.3 Hellenik Ark'ın Açılma Tektoniği ve Kabuksal Hareket Hızları	26
2.4 Kuzey Anadolu Fay Zonu ve Ege Bölgesinin Tektoniğindeki Yeri	27
2.5 Kuzey Ege Çukurluğu'nun Jeolojik ve Jeofiziksel Özellikleri	31
2.6 Gökova ve Saros Körfezleri'nin Batı Anadolu Neotektoniği İçindeki Yerleri	33
3 SİSMİK YANSIMA VERİLERİNİN TOPLANMASI VE	
UYGULANAN SİSMİK VERİ İŞLEM AŞAMALARI	35
3.1 Sismik Yansımaya Verisi Toplama	35
3.1.1 Sismik kaynak	36
3.1.2 Sismik Alıcılar ve Kayıtcı Sistemi	38
3.2 Sismik Veri İşlem	39
3.2.1 Sismik Verilerin Okunması	41

3.2.2 Sismik Hat-İçi Atış-Alıcı Düzeni Geometrisi	41
3.2.3 İstenmeyen Kalitedeki Sismik İzlerin Ayıklanması (Data Editing)	42
3.2.4 Atış Düzeninden Ortak Yansıma Düzenine Geçilmesi (Sort)	44
3.2.5 Statik Düzeltme (Static Correction)	45
3.2.6 Genlik Kazancı Uygulaması (Gain)	47
3.2.7 Frekans Süzgeçlemesi (Filtering)	49
3.2.8 Ters Evrişim (Deconvolution)	49
3.2.9 Normal Kayma Zamanı Düzeltmesi (Normal Move Out, NMO Correction)	54
3.2.9.1 Hız Analizi (Velocity Analysis)	57
3.2.10 NMO Bozucu Etkilerinin Giderilmesi (Mute)	57
3.2.11 Sismik Yığılma (Stacking)	59
3.2.12 Sismik Göç (Migrasyon)	60
3.2.13 Derinlik Ortamında Sismik Göç İşlemi (Depth Migration)	61
3.2.14 Otomatik Genlik Kazanç (AGC)	63
3.3 Sismik Verilerde Ayrırlılık (Seismic Resolution)	63
3.3.1 Düşey Ayrırlılık (Vertical Resolution)	63
3.3.2 Yatay Ayrırlılık (Horizontal Resolution)	64
4 GÖKOVA KÖRFEZİNİN AKTİF TEKTONİZMASININ SİSMİK YANSIMA VERİLERİ İLE İNCELENMESİ	65
4.1 Gökova Körfezi Çevresinin Jeolojisi	65
4.2 Topoğrafya-Batimetri Haritasının Yorumu ve Jeolojik Bağlantısı	72
4.3 Gökova Körfezi Sismik Yansıma Verilerinin Yapısal ve Stratigrafik Yorumu	75
4.4 Gökova Körfezinin Açılması ile İlgili Tartışma ve Sonuçlar	101
5 SAROS KÖRFEZİNİN AKTİF TEKTONİZMASININ SİSMİK YANSIMA VERİLERİ İLE İNCELENMESİ	108
5.1 Saros Körfezi Çevresinin Kara Kısmının Yapısal Jeolojisi	108
5.2 Topoğrafya-Batimetri Haritasının Yorumu ve Jeolojik Bağlantısı	113
5.3 Saros Körfezi Sismik Yansıma Verilerinin Yapısal ve Stratigrafik Yorumu	116
5.4 Saros Körfezinin Açılması ile İlgili Tartışma ve Sonuçlar	132

6 TARTIŞMALAR VE SONUÇLAR	136
KAYNAKLAR	143
EK A. GÖKOVA KÖRFEZİ SİSMİK YIĞMA KESİTLERİ ve 12	
No'lu HATTIN SİSMİK GÖÇ KESİTİ	161
EK B. SAROS KÖRFEZİ SİSMİK YIĞMA KESİTLERİ	175
ÖZGEÇMİŞ	180



KISALTMALAR LİSTESİ

A/D	: Analog/Digital
AVO	: Amplitude Versus Offset
CDP	: Common Depth Point
CMP	: Common Mid Point
DAF	: Doğu Anadolu Fayı
DGPS	: Differential Global Positioning System
GLOBE	: Global Land One-km Base Elevation
GMT	: Generic Mapping Tool
GPS	: Global Positioning System
GWT	: Ton
Hz	: Hertz
IOC	: International Oceanographic Commission
KAF	: Kuzey Anadolu Fayı
KEÇ	: Kuzey Ege Çukurluğu
KNT	: mil/saat
ms	: milisaniye
MTA	: Maden Tetkik ve Arama
NGDC	: National Geophysical Data Center (Amerika Birleşik Devletleri)
NMO	: Normal Move Out
PSI	: Pascal per inch ²
SEG-D	: Society of Exploration Geophysicists-D
SLR	: Satellite Laser Ranging
T.C.Dz.K.K	: Türkiye Cumhuriyeti Deniz Kuvvetleri Komutanlığı
TPAO	: Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı
TÜBİTAK-MAM	: Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu Marmara Araştırma Merkezi
USGS	: United States Geological Survey

TABLO LİSTESİ

	<u>Sayfa No</u>
Tablo 3.1 Gökova ve Saros körfezlerine ait sismik hatların başlangıç, bitiş koordinatları ve uzunlukları.	37
Tablo 4.1 Gökova civarında olan depremlerin odak mekanizma çözüm parametreleri.....	98
Tablo 5.1 Saros civarında olan depremlerin odak mekanizma çözüm parametreleri.....	131



ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa No

- Şekil 1.1** Sismik yansıma hatlarının konumlarını gösteren harita. Gökova körfezinde 12 adet, Saros körfezinde 7 adet, Marmara denizinde de bir adet (mar-5) sismik hat yorumlamalarda kullanılmıştır. 3
- Şekil 2.1** Doğu Akdeniz bölgesinin basitleştirilmiş tektonik haritası. Arap ve Anadolu levhalarının Afrika levhasına göre göreceli hareket doğrultuları siyah renkli büyük oklarla verilmiştir (Haritadaki fayların alındığı kaynaklar: Lybérís, 1984; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Suzanne ve diğ., 1990; Barka, 1992; Reilenger ve diğ., 1997; Barka ve Reilenger, 1997; Okay ve diğ., 1999; Kurt ve diğ., 1999; Kurt ve diğ., 2000; Okay ve diğ., 2000)..... 8
- Şekil 2.2** Ege bölgesinin batimetrik ve topoğrafik yapısını gösteren harita. Batimetrik veriler Intergovernmental Oceanographic Commission (IOC) tarafından hazırlanan International Bathymetric Chart of the Mediterranean'dan alınmıştır. Topoğrafik veriler Amerika Birleşik Devletleri, National Geophysical Data Center (NGDC)'nin hazırladığı bir model olan Global Land One-km Base Elevation (GLOBE)'den alınmıştır. Generic Mapping Tool (GMT) (Wessel ve Smith, 1995) yazılım programı, bu haritanın bilgisayar ortamında hazırlanmasında kullanılmıştır. Ege denizindeki çukurluklar numaralandırılmıştır (1, Saros; 2, Soporades; 1-2; Saros ve Soporades çukurluklarının her ikisine verilen ortak isim olan Kuzey Ege Çukurluğu; 3, Doğu Skyros; 4, Güney Skyros; 5, Psara; 6, Nikarya-Sisam; 7, Güney Nikarya; 8, Amorgos; 9, Karpatos; 10, Kamilonisi; 11, Iraklion; 12, Güney Milos; 13, Kuzeybatı Girit; 14, Argolikos). Çukurluk isimleri Görür ve Genç (1997) ve Dewey ve Şengör (1979)'dan alınmıştır. Haritada ayrıca, GD, Girit Denizi; R, Rodos Adası; K, Keffalina Adası'nı gösterir. Marmara Denizi'nde T, Tekirdağ; O, Orta Marmara; Ç, Çınarcık çukurluklarını gösterir. .. 14
- Şekil 2.3** Ege bölgesindeki başlıca aktif yapıları gösteren tektonik harita (Lyberis, 1984; Le Pichon ve diğ., 1984; Şengör ve diğ., 1985; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Mercier ve diğ., 1989; Taymaz ve diğ., 1991a; Paton, 1992; Taymaz ve Price, 1992; Jackson, 1994; Price ve Scott, 1994; Kurt ve diğ., 1999; Kurt ve diğ., 2000). Büyük ok Akdeniz'deki deniz tabanının Ege denizi altına daldığı hareket doğrultusunu gösterir (Taymaz ve diğ., 1990). Haritada ayrıca metin içinde geçen lokasyonların yerleri belirtilmiştir (Adalar: Ta, Taşoz; Se, Semadirek; Gö, Gökçeada; Li, Limni; Mi, Midilli; Sa, Sakız; İs, İstanköy; Ro, Rodos. Graben ve faylar: Ka, Kavala; Gn, Ganos; Ed,

Edremit; Ba, Bakırçay; Si, Simav; Es, Eskişehir; Ge, Gediz; KM, Küçük Menderes; BM, Büyük Menderes; De, Denizli; Bk, Baklan; Ac, Acıgöl; Gk, Gökova. Yarımada: Ay, Aynaroz; Eğ, Eğriboz, Ha, Halkidikya. Sp, Sr Soporades ve Saros çukurlukları; Sp ve Sr'nin her ikisine verilen ortak isim olan KEÇ, Kuzey Ege Çukurluğu; KK, Korint Körfezi; M, Mürefte; Ş, Şarköy)..... 16

Şekil 2.4 Ege bölgesinde M⁵ olan depremlerin odak mekanizma çözümlerinin batimetrik/topoğrafik görünüm üzerinde verilmesi ile oluşturulan harita. Deprem odak mekanizma çözümlerinin alındığı kaynaklar: Taymaz ve diğ. (1990); Taymaz ve diğ. (1991a); Taymaz ve Price (1992); Taymaz (1993); Louvari ve diğ. (1999); Papazachos ve diğ. (1999) ve <http://www.iris.washington.edu> adlı internet sayfasının 1977-1999 yılları arası için verdiği çözümlerdir. Topoğrafya ve batimetri değerleri Şekil 2.2'deki verilerdir. Harita, GMT (Wessel ve Smith, 1995) yazılım programı kullanılarak hazırlanmıştır..... 18

Şekil 2.5 Ege bölgesinde 1963-2000 yılları arasında, $m_b \geq 2.5$ olan depremlerin episantır dağılımlarının batimetrik/topoğrafik görünüm üzerine yerleştirilmesi ile oluşturulan harita. Deprem episantır koordinatları <http://www.usgs.gov> adlı internet sayfasından alınmıştır. Topoğrafya ve batimetri değerleri Şekil 2.2'deki verilerdir. Harita GMT (Wessel ve Smith, 1995), yazılım programı kullanılarak hazırlanmıştır. 19

Şekil 2.6 Şekil 2.6 Kırılmış paralel dilimlerin dönmesini gösteren şematik şekil. (a) Başlangıçta dilimler paralel dizilmiştir. (b) Dilimlerin sağ kenarı soluna göre daha fazla dönmüştür. Bu durum dilimlerin kırılması ve dönmesi ile karşılanacak şekilde dilimlere paralel doğrultuda bir kısalma yaratır. Bu arada dilimler arasında boşluklar oluşur (siyahla dolu yerler). (c) Tahta parçaları ve çivilerle oluşturulmuş basit bir kırılmış- dönen dilimler modeli. İçi dolu daireler, dilimlerin levhalara tutturulduğu çivileri gösterir. İçi boş daireler ise kırık dilim takımlarını birbirine tutturucu çivilerdir. Levha kenarları farklı oranlarda dönmektedirler. Şekillerde (b ve c), Ω_1 ve Ω_2 sırasıyla 1 ve 2. levha kenarının açılma dönme hızını gösterir. (c) Şeklinde (a_1/a_2) oranı kırılma noktalarının konumu, ϕ_1 ve ϕ_2 , tahta dilimlerinin yönelim değiştirme (orientation) miktarını ve $-V_2$, sağ kenardaki en üst noktanın (D) göreceli hızını gösterir. Şekil, Taymaz ve diğ. (1991a)'dan Türkçe'ye çevrilmiştir..... 23

Şekil 2.7 Kuzey Anadolu Fay'ının (KAF) batıya uzanımını gösteren şekil (Lybérís, 1984; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Taymaz ve diğ., 1991a; Smith ve diğ., 1995; Okay ve diğ., 1999; Kurt ve diğ., 2000; Okay ve diğ., 2000)..... 29

Şekil 3.1 Sismik veri işlem aşamalarını gösteren akış diyagramı 40

Şekil 3.2 Sismik hat-ıç atış-alıcı düzeni geometrisini gösteren şekil. 42

- Şekil 3.3** Saros körfezine ait 1 numaralı sismik hattın 655 numaralı atış kaydı (0.1-2.5 sn arası). Yatay eksen sismik iz sıra numarasını gösterir. Bazı sismik izlerin veri toplama aşamasında bozuk kaydedildiği bu atış kaydında 96 adet sismik iz vardır. Gözle 1, 25, 26, 29, 30, 31 numaralı kanallardaki sismik izlerin veri işleminde bozucu etki yapacağına karar verilmiş ve bu izler sıfırlanmıştır. Tüm sismik hatlarda atışların hepsi bu şekilde incelenerek bozucu etki içeren izler sıfırlanmıştır. 43
- Şekil 3.4** Atış-alıcı koordinatlarından orta nokta-ofset koordinatlarına dönüşümü gösteren şekil. Bu dönüşüm sonucu her sismik iz bu ize eşlik eden atış ve alıcının orta noktasındaki koordinata atanır. Aynı orta noktaya sahip izler birlikte gruplanarak bir CMP topluluğu oluştururlar. Şekilde s, m ve r sırasıyla atış, orta nokta ve alıcının referans seviyesine olan uzaklığını verir. 44
- Şekil 3.5** Saros körfezinin 1 numaralı sismik hattına ait 4264 numaralı CMP örneği (0.1-2.2 sn'ler arasında). 46
- Şekil 3.6** Gökova körfezinin 8 numaralı sismik hattına ait 805 numaralı CMP verisinin genlikleri üzerinde kazanç uygulaması. Başlangıçta genlikler zamanla azalmakta (A), kazanç uygulamasından sonra genlikler zamana bağlı olarak dengelenmektedir (B). 48
- Şekil 3.7** Saros körfezine ait 1 numaralı sismik hattın 4200 numaralı CMP verisinin kullanılan veri işlem program paketinde etkileşimli yolla yapılan genlik spektrumu analizi. Yansıma zamanının fonksiyonu olarak çizilmiş genlik spektrumu kontur haritasından deniz tabanına yakın yerlerde (A şeklinde beyaz yıldız ile işaretli kısım) baskın frekansın 50 Hz civarında olduğu gözlenir. Daha aşağı seviyelerde baskın frekansın 35 Hz, gürültü frekansının 100 Hz'den sonrası olduğuna karar verilmiştir. Şeklin (B) kısmında kesme frekansları 10-15 ve 70-80 Hz olan band geçişli tropozoidal süzgeç uygulaması sonucu verinin yüksek frekanslı gürültü bileşenlerinden büyük oranda ayıklandığı gözlenir. 50
- Şekil 3.8** Saros körfezinin 1 numaralı sismik hattına ait 4200 numaralı CMP verisinde band geçişli frekans süzgeçlemesi uygulamasını gösteren şekil. (A) şeklinde sismik veri yüksek frekanslı gürültü bileşeni içermektedir. (B) şeklinde uygulanan band geçişli frekans süzgeci ile özellikle yüksek frekanslı gürültü bileşenlerinin ayıklandığı gözlenir. 51
- Şekil 3.9** Gökova körfezinin 8 numaralı sismik hattına ait 505 numaralı CMP verisinin ters evrişim uygulaması öncesi (A) ve sonrasını (B) gösteren şekil. 53
- Şekil 3.10** Yatay tek tabakalı bir ortamda sismik ışın yollarının geometrisi. Bu geometride $PQ=RQ=SQ$ geçerlidir, M ortak orta nokta koordinatı, V tabaka hızını gösterir. 54

- Şekil 3.11** Gökova körfezinin 8 numaralı sismik hattına ait 777 numaralı CMP verisine uygulanan NMO düzeltmesini gösteren şekil. (A) NMO düzeltmesi öncesi CMP verisi. (B) Olduğundan daha düşük hız ile yapılan NMO düzeltmesi. (C) Doğru hız kullanılarak yapılan NMO düzeltmesi. (D) Olduğundan fazla hız ile yapılan NMO düzeltmesi.56
- Şekil 3.12** Gökova körfezine ait 8 numaralı sismik hattın 781 numaralı CMP verisinin kullanılan veri-işlem program paketinde etkileşimli yolla yapılan hız analizi uygulaması. (A) Şeklinde hız analizi yapılacak CMP verisi ve tabaka hızları için seçilmiş model hiperboller sarı renkte verilmiştir. (B) Şeklinde yatay eksen hızı, düşey eksen gidiş-geliş zamanını gösterirken yığma genlik değerleri konturlanır. Konturların kapanım gösterdiği noktadaki hız değerleri doğru hız değerini seçmekte yardımcı olmaktadır. 58
- Şekil 3.13** NMO bozucu etkilerinin giderilmesine bir örnek olarak Saros körfezine ait 1 numaralı sismik hattın 5957 numaralı CMP verisini gösteren şekil. Sığ derinliğe sahip bu CMP verisinde NMO işlemi uzak ofsetlerdeki izlerinin periyodunu uzatmıştır (A). NMO sonucu bozulan bu izler gözle karar verilerek veriden çıkarılmıştır (B). 59
- Şekil 3.14** Kaynak ve alıcının aynı noktada olduğu ve kaydedilen sinyalin yeryüzüne dik açıyla geldiği esasına dayalı sismik yığma kesitinde tabaka arayüzeyleri olduğundan daha az eğimli ve uzun görünürler. Halbuki sismik ışınlar yansdıkları arayüzeylerde oluşan dalga cephelerine diktirler..... 60
- Şekil 3.15** Gökova körfezinin 11 numaralı sismik hattının güney kısmındaki listrik karakterli yapıyı gösteren sismik yığma kesiti. Yığma kesitinde ve zaman ortamındaki göç kesitinde listrik görünen bu yapının derinlik göç kesitini elde etmek için belirli tabaka arayüzeyleri işaretlenmiştir (H1, H2, H3, H4, H5, H6, H7). Bu tabaka arayüzeylerine ait sismik hızlar derinlik göç kesiti için çok detaylı hız analizi ile tesbit edilmiştir. 62
- Şekil 4.1** Gökova bölgesinin kara jeolojisini ve sismik hatları gösteren harita, Görür ve diğ. (1995)'den deniz içindeki fayları ilave etmeden alınmıştır. 66
- Şekil 4.2** Gökova bölgesinin önemli paleotektonik birliklerini gösteren tektonik yapı haritası (Görür ve diğ. 1995'den türkçeleştirilmiştir). Alttan üste doğru Orta kompleks (Intermediate Complex) ve Peridotit napı olmak üzere iki kısımdan oluşan Likya napları Gökova bölgesinde temel kayayı oluşturur ve GB Anadolu'da yaygın olarak mostra verir. Orta Eosen'de güneyde Menderes-Toros Platformu ile kuzeydeki Sakarya zonunun çarpışması sonucu Neotetis okyanusunun kuzey kolunun kapanmasıyla oluşan İzmir-Ankara suture zonu Batı Anadolu'nun önemli bir paleotektonik birliğidir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör, 1982; Okay, 1989; Okay ve Tüysüz, 1999). 67

- Şekil 4.3** Gökova körfezi civarında D-B ve K-G uzanımlı havzalarda yer alan istifleri gösteren stratigrafi kesitleri (Görür ve diğ. 1995'den Türkçe'ye çevrilmiştir)..... 69
- Şekil 4.4** Gökova bölgesinin batimetrik ve topoğrafik değişimini ve sismik yansıma hatlarının konumlarını gösteren harita. Detaylı batimetrik veriler sığ ve derin sismik yansıma kesitlerinden, Seyir Hidrografi ve Oşinografi Dairesi'nden (SHOD) ve Intergovernmental Oceanographic Commission (IOC) tarafından hazırlanan International Bathymetric Chart of the Mediterranean'dan oluşturulmuştur. Topoğrafik veriler National Geophysical Data Center'in (NGDC) hazırladığı bir model olan Global Land One-km Base Elevation'dan (GLOBE) alınmıştır. Harita üzerindeki küçük beyaz daireler bölgede 1963-2000 yılları arasındaki deprem episantır dağılımını gösterir (<http://neic.usgs.gov/neis/epic/epic/epic.html>). $m_b \geq 4.5$ olan depremlere ait odak mekanizma çözümleri <http://www.seismology.harvard.edu/CMTsearch.html> ve <http://www.iris.washington.edu> isimli internet adreslerinden alınmıştır. 73
- Şekil 4.5** Gökova körfezine ait sismik göç uygulanmış yorumlanmamış (A) ve yorumlanmış (B) 11 No'lu sismik hat. T, deniz tabanı tekrarlı yansımaları göstermektedir. Düşey abartma yaklaşık 1.6 kattır..... 76
- Şekil 4.6** Gökova körfezine ait sismik göç uygulanmış yorumlanmamış (A) ve yorumlanmış (B) 10 No'lu sismik hat. T, deniz tabanı tekrarlı yansımaları; TT, temel kayaya ait tekrarlı yansımayı gösterir. Düşey abartma yaklaşık 1.6 kattır. 78
- Şekil 4.7** Gökova körfezine ait sismik göç uygulanmış yorumlanmamış (A) ve yorumlanmış (B) 9 No'lu sismik hat. T, deniz tabanı tekrarlı yansımaları; TT, temel kayaya ait tekrarlı yansımayı gösterir. Düşey abartma yaklaşık 1.6 kattır. 79
- Şekil 4.8** Sismik yansıma kesitlerinin yorumlanmasından oluşturulan fay haritası. Körfezdeki ana faylar kalın çizgi ile çizilmiştir. Karadaki faylar Görür ve diğ. (1995) ve Barka ve Akyüz (1995)'den alınmıştır. 81
- Şekil 4.9** Gökova körfezine ait sismik göç uygulanmış yorumlanmamış (A) ve yorumlanmış (B) 8 No'lu sismik hat. T, deniz tabanı tekrarlı yansımaları gösterir. Düşey abartma yaklaşık 1.6 kattır..... 82
- Şekil 4.10** Gökova körfezine ait sismik göç uygulanmış yorumlanmamış (A) ve yorumlanmış (B) 7 No'lu hat. T, deniz tabanı tekrarlı yansımaları; TT, temel kayaya ait tekrarlı yansımayı gösterir. Düşey abartma yaklaşık 1.6 kattır. 84

- Şekil 4.11** Gökova körfezine ait sismik göç uygulanmış yorumlanmamış (A) ve yorumlanmış (B) 6 No'lu sismik hat. T, deniz tabanı tekrarlı yansımasını gösterir. Düşey abartma yaklaşık 1.6 kattır..... 85
- Şekil 4.12** 11 No'lu sismik kesitin güney parçasının yığma sonrası Sonlu Farklar Derinlik Migrasyon yöntemi kullanılarak derinlik kesitine dönüştürülmüş şekli. Kesitte yatay ve düşey ölçek yaklaşık eşittir. Derinlik kesitinde Datça fayının eğriselliği derinlere indikçe hala gözlenmektedir. Kesitte ayrıca fayın eğim açısının derinlere gittikçe azaldığı dikkat çekmektedir. 87
- Şekil 4.13** Şekil 4.5'deki 11 No'lu sismik hattın güney parçasının detaydaki görünümü. Kuzeye eğimli listrik karakterli Datça fayının üzerine yaslanan diverjan tabakalar faylanma ile eş yaşlı çökellerden oluşur. 1.5 ve 2.0 sn'ler arasında faya yaslanan tabaka uçları hızla süpürülmeyi ifade edecek şekilde yukarı doğru kıvrılmıştır. 1.2 sn'lerdeki ve deniz tabanı yansımaları arasındaki yatay tabakalanma ve onlap yapısı faylanma hızındaki azalmaya işaret eder. Sismik kesitte düşey eksen yatay eksene göre yaklaşık 1.4 kat abartılmıştır.88
- Şekil 4.14** Şekil 4.5'de verilen 11 No'lu sismik hattın orta kısımlarına ait büyütülmüş detay görüntü. Datça fayının antitetik fayı olan bu yapı deniz tabanında yaklaşık 120 m'lik düşey atıma sahip güneye dalımlı aktif bir faydır. Fay üzerindeki çökel dizisini ve temeli keser. Fay düzlemi düşeyde küresel görünümündedir bu da bir rotasyona uğradığını gösterir. Sismik kesitte düşey eksen yataya göre yaklaşık 1.4 kat abartılıdır. 90
- Şekil 4.15** Şekil 4.11'deki 6 No'lu sismik hattın orta kısmının büyütülerek detayda verilmiş görünümü. Temel kayanın o bölgedeki yükselimi ile deniz tabanı da yükselmiştir. Yükselimin yarattığı lokal açılma tepenin her iki yanında birbirine bakan normal fayalar geliştirmiştir. Sismik kesitte düşey eksen yatay eksene göre yaklaşık 1.4 kat abartılmıştır. 91
- Şekil 4.16** Taban bloğu üzerinde düzlük ve yokuş içeren listrik fay şekli. Bu durum tavan bloğunun antiklinal ve senklinal yapmasına yol açar (Gibbs, 1984)..... 92
- Şekil 4.17** Gökova körfezine ait sismik göç uygulanmış yorumlanmamış (A) ve yorumlanmış (B) 5 No'lu sismik hat. T, deniz tabanı tekrarlı yansımasını; TT, temel kayaya ait tekrarlı yansımayı gösterir. Düşey abartma yaklaşık 1.6 kattır. 93
- Şekil 4.18** Gökova körfezine ait sismik göç uygulanmış yorumlanmamış (A) ve yorumlanmış (B) 4 No'lu sismik hat. Kesitin kuzeyde karaya devamı kesikli çizgilerle yorumlanmıştır. T deniz tabanına; TT temel kayaya ait tekrarlı yansımayı gösterir. Düşey abartma yaklaşık 1.6 kattır... 94

- Şekil 4.19** Gökova körfezine ait sismik göç uygulanmış yorumlanmamış (A) ve yorumlanmış (B) 3 No'lu sismik hat. T, deniz tabanı tekrarlı yansımaları; TT, temel kayaya ait tekrarlı yansımayı gösterir. Düşey abartma yaklaşık 1.6 kattır. 96
- Şekil 4.20** Gökova körfezine ait sismik göç uygulanmış yorumlanmamış (A) ve yorumlanmış (B) 2 No'lu sismik hat. T, deniz tabanı tekrarlı yansımaları; TT, temel kayaya ait tekrarlı yansımayı gösterir. Düşey abartma yaklaşık 1.6 kattır. 97
- Şekil 4. 21** Gökova körfezine ait sismik göç uygulanmış yorumlanmamış (A) ve yorumlanmış (B) 1 No'lu sismik hat. T, deniz tabanı tekrarlı yansımaları; TT, temel kayaya ait tekrarlı yansımayı gösterir. Düşey abartma yaklaşık 1.6 kattır. 99
- Şekil 4.22** Yorumlanmış sismik yansıma kesitlerinin sayısallaştırılması ile oluşturulmuş Gökova körfezine ait üç boyutlu yapısal görünüm. Şekilde mavi çizgiler deniz tabanını, yeşil çizgiler temel kaya üst yüzeyini, kırmızı çizgiler Datça fayını, siyah çizgiler de çökel tabakaları ve fayları göstermektedir. Çökel dolgu körfez ağzında ve orta kısımlarında kalın, körfezin iç kısmında incedir. Datça fayının 8 ve 9 No'lu sismik hatlar arasında kuzeye doğru bir sıçrama yaptığı dikkat çekmektedir. Temel kaya batıdan körfezin iç kısımlarına gittikçe ve güneyden kuzeye gittikçe daha sık derinliklerdedir. Şekilde düşey ve yatay ölçek 11 No'lu hat üzerinde kesikli çizgilerle yaklaşık olarak gösterilmiştir. 100
- Şekil 4.23** Şekil 4.7'deki 9 No'lu hattın güneyine ait büyütülmüş detay görüntü. Datça fayının sentetik fayları kuzeye dalımlı, listrik karakterde gözlenir. Çökel tabakalar da bir dönme hareketi geçirmiş olmalıdır.105
- Şekil 4.24** Gökova körfezi civarında açılma faktörü (b)'nın hesabını 11 numaralı sismik kesit üzerinde gösteren şekil. (A) şeklinde açılma sonrasındaki yapı verilirken, (B) şeklinde açılma öncesi jeolojik yapı geriye dönüş yöntemi (reconstruction) ile oluşturulmuştur. Temel kaya üst yüzeyine ait yansımalar çeşitli renklerle işaretlenerek anlama kolaylığı sağlanmıştır. L_1 ve L_0 sırasıyla kesitin açılma sonrası ve öncesi K-G doğrultulu boyunu gösterir. Açılma faktörü L_1/L_0 oranından yaklaşık 1.4 olarak hesaplanmıştır. Y ve X değerleri sırasıyla Datça fayı ve onun başlıca antitetik fayının yer değiştirmesi mesafesini verir. 106
- Şekil 5.1** Saros bölgesinin jeolojisini (Tüysüz ve diğ.1998'den oluşturulmuştur) ve sismik hatları gösteren harita. Eosen yaşlı sedimanter ve volkanik birimler kuzeydeki Hisarlıdağ-Korudağ yükselimini oluştururken güneydeki eski Enez grabenini Miyosen ve daha genç yaşlı birimler oluşturur. Sağ yanal atımlı Ganos fayı KD-GB doğrultusunda uzanarak körfezin içine devam eder. Gelibolu yarımadasının kuzeyinde Eosen, güneyinde de Miyosen, Pliyosen ve Kuvaterner birimleri hakimdir. KD-GB doğrultulu kör bir bindirme

(Anafartalar bindirmesi) ile ikiye ayrılan yarımada'nın kuzeyinde yine aynı doğrultuda kıvrımlar güneyinde de bir sinklinoryum yer alır..... 109

Şekil 5.2 Saros bölgesinin batimetrik ve topoğrafik değişimini ve sismik yansıma hatlarının konumlarını gösteren harita. Batimetrik veriler T.C. Seyir Hidrografi ve Oşinografi Dairesi'nden, Intergovernmental Oceanographic Commision'un hazırladığı International Bathymetric Chart of the Mediterranean'dan, Geophysical Data System Worldwide Marine Geophysical Data'dan ve bu çalışmadaki sismik hatlar boyunca alınan echo-sounder derinlik değerlerinden elde edilmiştir. Topoğrafik veriler, Amerika Birleşik Devletleri, National Geophysical Data Center (NGDC)'in bir modeli olan 'Global Land One-km Base Elevation' (GLOBE)'den sağlanmıştır. Beyaz küçük daireler, 1963-2000 yılları arasında bölgedeki deprem episantır dağılımını gösterir (http://neic.usgs.gov/neis/epic/epic_rect.html). Deprem odak mekanizma çözümleri: (A), (B), (C), Taymaz ve diğ., 1991a; (D), Eyidoğan, 1988; (E), Kalafat, 1996 ve (F), <http://www.seismology.harvard.edu/CMTsearch.html>'den alınmıştır. 114

Şekil 5.3 Saros körfezine ait sismik göç uygulanmış, yorumlanmamış (A) ve yorumlanmış (B) 1 No'lu sismik kesit. Yanal atımlı fayın bize doğru gelen bloğu (⊙), bizden uzaklaşan bloğu (⊗) işareti ile gösterilmiştir. Düşey abartma yaklaşık 3.8 kadardır. T deniz tabanı tekrarlı yansımasını gösterir..... 117

Şekil 5.4 Saros körfezine ait sismik göç uygulanmış, yorumlanmamış (A) ve yorumlanmış (B) 2 No'lu sismik kesit. Kuzey şelfinin altındaki kıvrımlı ve kırıklı yapı eski Enez grabeni olarak yorumlanmıştır. Bu birimler Saros çukurluğunu oluşturan normal ve yanal bileşen içeren faylarla kesilmiştir. Yanal atımlı fayın bize doğru gelen bloğu (⊙), bizden uzaklaşan bloğu (⊗) işareti ile gösterilmiştir. Saros çukurluğunu dolduran yatay tabakalaşma muhtemelen Pliyo-Kuvaterner yaşlıdır. Temeli oluşturan birimler kara jeolojisinden hareketle Eosen yaşlı sedimanter ve volkanik birimlerdir. Deniz tabanı tekrarlı yansıması T ile işaretlenmiştir. Sismik kesitte düşey abartma 3.8 kadardır..... 118

Şekil 5.5 Saros körfezine ait sismik göç uygulanmış, yorumlanmamış (A) ve yorumlanmış (B), 3 No'lu sismik kesit. Körfezin içine doğru olan bu kesitte Saros çukurluğu oldukça sığdır. Çukurluğu dolduran Pliyo-Kuvaterner tabakalar normal faylarla kırılmıştır. Kuzey şelfinin altı kıvrımlı ve kırıklı bir yapıdadır. Temeli oluşturan birimler kara jeolojisinden hareketle Eosen yaşlı sedimanter ve volkanik birimlerdir. Sismik kesitte düşey abartma 3.8 kadardır. 120

Şekil 5.6 Saros körfezine ait sismik göç uygulanmış, yorumlanmamış (A) ve yorumlanmış (B) 4 No'lu sismik kesit. Körfezin en ucundaki bu kesitte Saros çukurluğu artık belli belirsizdir. Kuzeydeki geniş şelfin altındaki kırıklı ve kıvrımlı yapı kara jeolojisine dayanarak Enez

grabenini olarak yorumlanmıştır. Temeli oluşturan birimler yine kara jeolojisinden hareketle Eosen yaşlı sedimanter ve volkanik birimlerdir. Sismik kesitte düşey abartma 3.8 kadardır. 121

Şekil 5.7 Saros körfezine ait sismik göç uygulanmış, yorumlanmamış (A) ve yorumlanmış (B) 5 No'lu sismik kesit. Kara jeolojisinden hareketle kuzeydeki geniş şelfin altındaki kıvrımlı ve kırıklı yapının Enez grabeni olduğu sonucuna varılabilir. Saros çukurluğunu kuzeyden sınırlayan normal fay deniz tabanında yaklaşık 150 m basamak yapmıştır. Çukurluğu dolduran Pliyo-Kuvaterner çökeller deniz tabanına paralel yatay tabakalar oluşturur. Temeli oluşturan birimler kara jeolojisinden hareketle Eosen yaşlı Trakya formasyonu'nun sedimanter ve volkanik birimleridir. Sismik kesitte düşey abartma 3.8 kadardır..... 123

Şekil 5.8 Saros körfezine ait sismik göç uygulanmış, yorumlanmamış (A) ve yorumlanmış (B) 6 No'lu sismik kesit. Kara jeolojisinden hareketle kuzeydeki geniş şelfin altındaki kıvrımlı ve kırıklı yapının Enez grabeni olduğu söylenebilir. Saros çukurluğunu kuzeyden sınırlayan normal faylar deniz tabanında basamaklı yapılar oluşturur. Çukurluğu dolduran Pliyo-Kuvaterner tabakaları kesen ve deniz tabanında etkili olup yaklaşık 45 m'lik bir basamak yapan genç fay temeli de kesmektedir. Temeli oluşturan birimler kara jeolojisinden hareketle Eosen yaşlı Trakya formasyonunun sedimanter ve volkanik birimleridir. Deniz tabanı tekrarlı yansıması T ile gösterilmiştir. Sismik kesitte düşey abartma 3.8 kadardır. 124

Şekil 5.9 Saros körfezine ait sismik göç uygulanmış, yorumlanmamış (A) ve yorumlanmış (B) 7 No'lu sismik kesit. Hattın güneyinde Gelibolu şelfinin altında deniz tabanı tekrarlı yansımaları yapıyı örtmekle birlikte daha alttaki kıvrımlı yapılar seçilebilmektedir. Kara jeolojisinde bu bölgede Miyosen yaşlı kıvrımlı yapılar olduğundan deniz içindeki bu kıvrımların yaşı Miyosen olmalıdır. Kıvrım eğimlerinin arttığı yer güneye dalımlı ve dike yakın bir kesilme zonu oluşturur. Bu yapı karada gözlenen Anafartalar bindirmesinin devamı olarak yorumlanabilir. Saros çukurluğunu güneyden sınırlayan Ganos fayı bir kayma düzlemi gibi davranmış ve üzerinde tutunamayan malzemeler tali faylanmalar veya denizaltı heyelanları ile ana faya bağlanmıştır. Saros çukurluğunu dolduran Pliyo-Kuvaterner sedimanlar körfezin iç kısımlarına oranla daha iyi gelişmiştir. Temeli oluşturan birimler kara jeolojisinden hareketle Eosen yaşlı Trakya formasyonunun sedimanter ve volkanik birimleridir. Sismik kesitte düşey abartma 3.8 kadardır. 126

Şekil 5.10 Saros körfezinin bu çalışmada kullanılan sismik yansıma kesitlerinden ve Saatçılar ve diğ. (1996 ve 1999)'den oluşturulan aktif fay haritası. Açılma kuvvetlerinin olduğu kadar kesme kuvvetlerinin etkisiyle oluşmuş, körfezin oluşumunda esas olan başlıca faylar doğrultu ve düşey atım bileşene sahiptir ve koyu çizgilerle gösterilmiştir. Batı Anadolu-Ege açılma tektoniğinin

etkisinde gelişen, ince çizgilerle verilen faylar deniz tabanını ve genç sedimanları keserler. Saros çukurluğunu güneyden sınırlayan ana fayın karada gözlenen sağ yanal atımlı Ganos fayının denize devamı olduğu gözlenmektedir. Kuzeyde kalan ana faylar ise bu fay çizgisine yaklaşmaktadır. Karada gözlenen yapısal özellikler Tüysüz ve diğ. (1998)'den alınmıştır..... 127

Şekil 5.11 Marmara denizinden sismik göç uygulanmış bir sismik yansıma kesiti; (A) yorumlanmamış, (B) yorumlanmış hali. Sağ yanal atımlı Ganos fayının yanal atım özelliği bu kesitte açıkça gözlenebilir (Açıklamalar metin içinde verilmiştir). Düşey abartma 4.3 olarak hesaplanmıştır. Jeolojik birimlerin yaşlandırılması Okay ve diğ. (1999)'den alınmıştır..... 129

Şekil 5.12 Batı Anadolu'da hakim gerilme tektoniğinin Saros çukurluğunu dolduran çökeltilerde gelişen normal faylardaki dönme (rotate) hareketini gösteren sismik kesit (Şekil 5.3'deki 1 No'lu hattın büyütülerek alınmıştır)..... 130

Şekil 5.13 Saros körfezinin gelişimi ile ilgili blok diyagram. Birinci aşamada (A), Pliyosen-Kuvaternerde, KAF'ın GB ya bükülmesi düşey düzlemde Ganos fayına yaklaşan, fakat birbirinden uzaklaşan fay kolları yaratmıştır. Körfezin açılmasının temel taşı oluşturulan bu yapı negatif çiçek yapısıdır. İkinci aşamada (B), Geç Pliyosen-Kuvaternerde, KAF'ın etkisi halen devam ederken, Batı Anadolu-Ege denizindeki açılma hızının artması ile genişlemeli bir çiçek yapısı haline dönüşmüş, ve çukurluğu dolduran sedimanları kesen normal atımlı faylar gelişmiştir..... 134

Şekil A.1 Gökova körfezine ait 1 No'lu sismik yığma kesiti. Düşey abartma yaklaşık 1.6 kattır..... 162

Şekil A.2 Gökova körfezine ait 2 No'lu sismik yığma kesiti. Düşey abartma yaklaşık 1.6 kattır..... 163

Şekil A.3 Gökova körfezine ait 3 No'lu sismik yığma kesiti. Düşey abartma yaklaşık 1.6 kattır..... 164

Şekil A.4 Gökova körfezine ait 4 No'lu sismik yığma kesiti. Düşey abartma yaklaşık 1.6 kattır..... 165

Şekil A.5 Gökova körfezine ait 5 No'lu sismik yığma kesiti. Düşey abartma yaklaşık 1.6 kattır..... 166

Şekil A.6 Gökova körfezine ait 6 No'lu sismik yığma kesiti. Düşey abartma yaklaşık 1.6 kattır..... 167

Şekil A.7 Gökova körfezine ait 7 No'lu sismik yığma kesiti. Düşey abartma yaklaşık 1.6 kattır..... 168

Şekil A.8	Gökova körfezine ait 8 No'lu sismik yığma kesiti. Düşey abartma yaklaşık 1.6 kattır.	169
Şekil A.9	Gökova körfezine ait 9 No'lu sismik yığma kesiti. Düşey abartma yaklaşık 1.6 kattır.	170
Şekil A.10	Gökova körfezine ait 10 No'lu sismik yığma kesiti. Düşey abartma yaklaşık 1.6 kattır.	171
Şekil A.11	Gökova körfezine ait 11 No'lu sismik yığma kesiti. Düşey abartma yaklaşık 1.6 kattır.	172
Şekil A.12	Gökova körfezine ait 12 No'lu sismik yığma kesiti. Düşey abartma yaklaşık 1.6 kattır.	173
Şekil A.13	Gökova körfezine ait sismik göç uygulanmış yorumlanmamış (A) ve yorumlanmış (B) 12 No'lu hat. Şekilde T deniz tabanı tekrarlı yansımasını, TT ise temel kayaya ait tekrarlı yansımayı gösterir. Düşey abartma yaklaşık 1.6 kattır.	174
Şekil B.1	Saros körfezine ait 1 No'lu sismik yığma kesiti. Düşey abartma yaklaşık 3.8 kadardır.	176
Şekil B.2	Saros körfezine ait 2 No'lu sismik yığma kesiti. Düşey abartma yaklaşık 3.8 kattır.	177
Şekil B.3	Saros körfezine ait 3 No'lu sismik yığma kesiti. Düşey abartma yaklaşık 3.8 kattır.	177
Şekil B.4	Saros körfezine ait 4 No'lu sismik yığma kesiti. Düşey abartma yaklaşık 3.8 kattır.	178
Şekil B.5	Saros körfezine ait 5 No'lu sismik yığma kesiti. Düşey abartma yaklaşık 3.8 kattır.	178
Şekil B.6	Saros körfezine ait 6 No'lu sismik yığma kesiti. Düşey abartma yaklaşık 3.8 kattır.	179
Şekil B.7	Saros körfezine ait 7 No'lu sismik yığma kesiti. Düşey abartma yaklaşık 3.8 kattır.	179

SEMBOL LİSTESİ

a_1, a_2	: Tahta dilimlerin sabit uçlarının kırılma noktalarına uzaklıkları
d	: Tabaka kalınlığı
f	: Hakim frekans
f_t	: Wiener süzgeç katsayısı
$f_i, t(i)$	: i. izdeki, t(i). gidiş-geliş zamanındaki sismik genlik değeri
g_t	: İstenen çıkış
h	: Ofset
h_{at}	: Atış noktasının deniz yüzeyine olan uzaklığı
h_{al}	: Alıcı noktasının deniz yüzeyine olan uzaklığı
$H1$	: 1. sismik ara yüzey
in^3	: inch ³
$K-A$	: Kaynak-Alıcı noktası
L_1	: Açılma sonrası sismik hat boyu
L_0	: Açılma öncesi sismik hat boyu
m	: Ortak yansıma noktası koordinatı
M	: Ortak yansıma noktasının yeryüzündeki izdüşümü (Bölüm 3)
M	: Deprem büyüklüğü (Bölüm 2)
m_b	: Deprem cisim dalga büyüklüğü
M_0	: Deprem sismik momenti
M_w	: Deprem sismik moment büyüklüğü
M_s	: Deprem yüzey dalga büyüklüğü
N	: CMP topluluğundaki iz sayısı
P	: Birincil dalga (Primer wave)
Q	: Soğurulma katsayısı (Bölüm 2)
Q	: Ortak yansıma noktası (Bölüm 3)
R	: Alıcı
R_{TP}	: Teopltz Matrisi
r	: Alıcı koordinatı
r_{fr}	: Fresnel zonu yarıçapı
s	: Atış koordinatı
S	: Atış
SH	: Yatay kesme dalgası (Horizontal shear wave)
s_t	: Yığılmış yansıma genliği
t_0	: Sismik dalganın arayüzeyden dik açı ile yansıma süresi
t_s	: Statik düzeltme miktarı
t_{at}	: Atış noktasının deniz yüzeyine olan zamansal uzaklığı
t_{al}	: Alıcı noktasının deniz yüzeyine olan zamansal uzaklığı
$t(x)$	: Sismik dalganın arayüzeyden yansıyıp gelme süresi
V_d	: Deniz suyu sismik hızı
x_t	: Giriş verisi
y_t	: Ters evrişim uygulanmış veri
T	: Hakim peryot; Deniz tabanı tekrarlı yansıması

V	: Tabaka sismik hızı
V	: Levhaların göreceli hızı
X	: Atış-alıcı arası uzaklık
X1	: Datça fayının yanal yerdeğiştirme miktarı
X2	: Datça fayının oluşturduğu ana antitetik fayın yanal yerdeğiştirme miktarı
β	: Açılma faktörü
Δt_{NMO}	: NMO düzeltme miktarı
$\odot$	: Görünür tabaka eğimi
ϕ	: Gerçek tabaka eğimi
ϕ_1, ϕ_2	: Sırasıyla soldaki ve sağdaki dilimlerin yönelim değıştirme (orientation) miktarı.
λ	: Hakim dalga boyu
$\otimes$	: Uzaklaşan blok
$\odot$	: Yaklaşan blok
Ω_1, Ω_2	: Sırasıyla 1. ve 2. levha kenarının açısal dönme hızı



GÖKOVA VE SAROS KÖRFEZLERİNİN AKTİF TEKTONİZMALARININ SİSMİK YANSIMA VERİLERİ İLE İNCELENMESİ

ÖZET

Batı Anadolu ve Ege denizindeki K-G gerilme rejimi bir kısmı karada, önemli bir kısmı da Ege denizi içinde devam eden D-B doğrultulu rift ve graben yapılarını geliştirmiştir. Bölgede jeofizik ve jeoloji çalışmaları karada yoğun olarak yapılmakla beraber denizlerde kısıtlı kalmaktadır. Karadaki yapıların denize devamının incelenmesinin yanısıra sadece deniz içinde gelişen yapılara ait jeofizik ve jeolojik bilgiler, Ege'de hakim K-G gerilme rejiminin araştırılmasına bütünlük kazandıracaktır.

Sismik aktivitenin fazla olduğu ülkemizde aktif fayların doğrultu, atım ve kapladıkları alanların belirlenmesi günümüzde bilimsel olduğu kadar toplumsal, ekonomik ve siyasal anlamda da önem taşır. Gökova ve Saros körfezlerinde toplanan çok kanallı sismik yansımaya verileri bu körfezlerin aktif faylarının belirlenmesi ve karadaki yapıların denizdeki devamlarının araştırılması amacıyla taşımaktadır. Körfezler Ege bölgesindeki K-G gerilme sistemde gelişen önemli yapılar olmakla beraber Saros körfezinin oluşumunda Kuzey Anadolu Fayı (KAF)'ın makaslama kuvvetlerinin etkisi önemli rol oynar. Ayrıntılı jeofizik ve jeolojik araştırmalar gerilme rejiminin neden, nasıl, hangi jeolojik zamanda başladığına dair yaklaşımlar sağlayacaktır. Türkiye'nin GB'sında yer alan D-B doğrultuda 110 km uzunluktaki Gökova körfezini oluşturan grabenin büyük bir kesimi Ege denizi içinde uzanır. D-B doğrultuda 60 km uzunluktaki Saros körfezinin dahil olduğu Kuzey Ege Çukurluğu (KEÇ) ise Ege denizi içinde gelişmiş bir yapıdır. Körfezlerde deniz tabanından itibaren derinlerdeki tabaka ve fayların yerlerinin ve geometrilerinin belirlenmesinde çok kanallı sismik yansımaya yönteminin kullanılması en uygun yaklaşımlardan biri olacaktır.

Bu tez çalışmasında kullanılan veriler, koordinasyonunu Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu (TÜBİTAK)'ın yaptığı, İstanbul Teknik Üniversitesi (İTÜ) ve Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA) işbirliğinde gerçekleştirilen Ulusal Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Programı'ndan sağlanmıştır. Ege denizinde, 1996 yılında, MTA Sismik-1 araştırma gemisi ile toplanan çok kanallı sismik yansımaya verileri, Gökova körfezinde toplam 245 km uzunluğunda 12 adet, Saros körfezinde toplam 159 km uzunluğunda 7 adet hat üzerinde alınmıştır. Veri toplama parametreleri şunlardır: Enerji kaynağı olarak hava tabancası kullanılmış, 96 ve 48 kanallı veriler alınmış, atış aralığı 50 m, alıcı grubu aralığı 12.5 m, ofset mesafesi 237.5 m, kayıt uzunluğu 5 sn, örnekleme aralığı 2 milisaniye seçilmiştir. Sismik veri işlem aşamaları İTÜ Maden Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Nezihi Canitez Veri İşlem

Laboratuvarında uygulanmıştır. Sismik veri işlem basamakları sırasıyla aşağıda listelenmiştir:

- Verilerin SEG-D formatından dahili formata çevrilmesi
- Sismik hat içi atış-alıcı düzeni geometrisi tanımı
- İstenmeyen kalitedeki sismik izlerin ayıklanması
- Atış düzeninden ortak yansıma noktası düzenine geçilmesi
- Statik düzeltme
- Genlik kazancı uygulaması
- Frekans süzgeçlemesi
- Ters evrişim
- Yığma hızı analizi ve NMO düzeltmesi
- NMO bozucu etkilerinin giderilmesi
- Yığma işlemi
- Zaman ortamında sismik göç
- Derinlik ortamında sismik migrasyon
- Otomatik genlik kazancı

Körfezlere ait çok kanallı yansıma sismiği verilerinin jeofizik ve jeolojik yorumları sismik göç kesitleri kullanılarak yapılmıştır. Sismik kesitlerin yorumlanmasında kara jeolojisi, sismoloji, GPS (Global Positioning System), sığ yansıma sismiği çalışmalarından da faydalanılmıştır. Bunlara ek olarak körfezlerde ve civarlarındaki batimetrik ve topoğrafik değişimler haritalanarak sismik kesitlerle ilişkilendirilmiştir. Körfezler oluşumlarında Batı Anadolu'nun güncel tektoniğinden etkilenmelerinin yanı sıra civarlarındaki farklı jeolojik etkileri de içerirler. Örneğin Saros körfezinin oluşumunda sağ yanal atımlı KAF'ın makaslama kuvvetlerinin ve Ege'deki K-G gerilme rejiminin birlikte etkileşimi söz konusudur. Bunun yanı sıra Ege'nin güneyindeki Hellen dalma-batma zonunun etkisi ile Batı Anadolu ve Ege'deki gerilme kuvvetlerinin GB'ya gittikçe artması Gökova bölgesinde Saros'dakinden daha etkili açılma kuvvetlerinin olmasına sebep olur.

GB Anadolu'da yer alan Gökova körfezi başlıca D-B uzanmasına rağmen deniz altı tektonik yapısı batıdan doğuya değişiklikler gösterir. Körfezin batısında, yaklaşık D-B uzanımlı ve kuzeye dalımlı listrik karakterli Datça fayı sismik kesitlerde oldukça belirgin bir yapı olarak gözlenir. Körfezin orta kısımlarındaki BKB-DGD doğrultulu orta-körfez çukurluğu ve doğusundaki BKB-DGD doğrultulu horst-graben yapısı sismik kesitlerde ve batimetri haritasında dikkat çeken yapısal unsurlardır. Gökova körfezinin açılması güneybatısındaki Datça fayı ve kuzeydeki antitetik faylarla muhtemelen Geç Miyosen-Pliyosen zamanında oluşmuştur. Datça fayının taban bloğunu oluşturan temel kaya karada yapılan jeoloji çalışmalarına dayanarak Eosen yaşlı Likya napları olmalıdır. Zaman ortamındaki sismik kesitlerde listrik karakterde gözlenen Datça fayı derinlik ortamındaki sismik kesitinde yine listrik yapıdadır. Derinlik kesitinde fayın eğiminin 40° ile başlayıp 2.5 km derinlikte 20°'ye düştüğü dikkat çeker. Fay düzleminde yaklaşık 1.2 sn ve deniz tabanını gösteren seviyeler arasındaki yansımaların paralel tabakalanma göstermesi ve alttaki tabakaların üzerine üzerlemesi (onlap) bu seviyelerde faylanma hızında belli bir zamanda (muhtemelen Pleistosen) azalma olduğunu gösterir. Bölgedeki deprem

episantr dağılımı körfezin kuzey sınırındaki aktif normal faylar ile ilişkili olarak bu bölgede yoğunluk gösterir.

Sismik kesitlerle körfez içindeki ortalama (overall) açılma hızı en az 1.1 mm/yıl olarak belirlenmiştir. Bu rakamın hesabında körfezin açılma yaşı geç Miyosen-Pliyosen (5.2 My), Datça fayı ve onun başlıca antitetik fayının toplamda yatay yer değiştirmesi, sismik kesitlerden yaklaşık 5.5 km hesaplanmıştır. Bu hesaplama körfezdeki diğer küçük antitetik fayların katılmasıyla ve/veya körfezin açılma yaşının geç Miyosen-Pliyosen'den daha genç olması durumunda açılma hızı 1.1 mm/yıl'dan daha büyük olacaktır. Açılma faktörü β , 11 No'lu sismik kesitin toplam boyunu (Datça fayının deniz seviyesine ulaştığı yerden) tavan bloğundaki temel kayaya ait rollover yapısının uzunluğuna bölerek en az 1.4 olmalıdır.

Saros körfezi Batı Anadolu'nun K-G gerilme rejimi ve KAF'ın sağ yanal atımlı makaslama etkilerinin girdiği bir alanda, KEÇ'in KD ucunu oluşturur. Çok kanallı yansıma sismiği verilerinin bölgenin jeolojisi, batimetrisi, topoğrafyası, deprem mekanizma çözümleri ve GPS çalışmaları ışığında yorumlanması sonucu körfezde iki tür fay sistemi gözlenmiştir. Birinci tür faylar Saros çukurluğunu kuzey ve güneyden sınırlarlar, sağ yanal ve normal atım bileşenine sahiptirler. İkinci tür faylar çukurluk içindeki genç çökelleri ve deniz tabanını kesen normal atımlı faylardır. Saros çukurluğunu kuzey ve güneyden sınırlayan birinci tür faylar açılma kuvvetlerinin olduğu kadar makaslama kuvvetlerinin etkisi sonucu oluşmuştur. Bu faylardan özellikle kuzeyde olanları, KAF'ın GB'ya doğru kıvrımlandığı bu bölgede harita düzleminde KD'ya gittikçe Ganos fayına yaklaşarak negatif çiçek yapısı gösterirler. KAF'ın makaslama kuvveti ve Batı Anadolu-Ege denizinin açılma kuvvetlerinin her ikisinin birlikte etkileşimi bu tür fayları geliştirmiştir. Saros çukurluğunu dolduran genç sedimanları ve deniz tabanını kesen ikinci tür faylar temeli etkilemeyen yapılardır ve fay blokları dönme (rotasyon) hareketi geçirmişlerdir. Muhtemelen sadece normal atım bileşenine sahip bu faylar Batı Anadolu-Ege açılmasının bir ürünü olmalıdır.

Saros körfezinin açılma evrimi iki aşamada izlenebilir. Birinci aşamada KAF zonunun Saros bölgesinde GB'ya büküm yapması ile harita düzleminde Ganos fayından GB'ya gittikçe uzaklaşan, düşey düzlemde yakınsayan ana fay kolları gelişmiştir. Bu bir negatif çiçek yapısıdır ve körfezin oluşumunun temel taşı oluşturur. İkinci aşamada, muhtemelen geç Pliyosen-Kuvaterner'de, artan K-G açılma hızı Saros çukurluğunu dolduran gevşek sedimanlar içinde yeni bir fay sistemi yaratmıştır. Sonuç olarak Saros körfezi ilk olarak negatif çiçek yapısı ile oluşmuş daha sonra artan K-G açılma etkisinde, makaslama kuvvetlerinin de hala aktif olarak çalıştığı Geç Pliyo-Kuvaterner'de yayvanlaşmış bir negatif çiçek yapısı ile evrimini devam ettirmiştir.

INVESTIGATION OF THE ACTIVE TECTONISM IN THE GULFS of GÖKOVA AND SAROS BY MEANS OF MULTI-CHANNEL SEISMIC REFLECTION DATA

SUMMARY

N-S extension in the Western Anatolia and Aegean Sea causes E-W trending rift and graben systems, partly on land but mainly in the Aegean Sea. Although various geophysical and geological studies have been carried out in the region, they are usually concentrated on land part of the region, i.e, the Western Anatolia and Greece. The investigations of the geological features developed only on marine areas as well as continuation of the land structures towards to the sea will provide an important geological and geophysical information in understanding of N-S extensional regime in the Aegean Sea.

In our country, where an intense seismic activity occurs, determining the directions, slips and zones of the active faults is an important task from scientifically as well as sociological, economical and political point of view. The multi-channel seismic reflection data from gulfs of Gökova and Saros were collected in order to investigate the active faults of the gulfs and their continuation from land to the open sea. These two gulfs evolved in the N-S extensional regime of Western Anatolia-Aegean Sea, but a shear regime due to NAF is also plays an important factor in the evolution of the Gulf of Saros. Detailed geophysical and geological studies may provide answers to the questions what caused the extension, how the region was extended and when the opening began. The 110 km long Gulf of Gökova located in the SW of Turkey is a part of a major E-W trending graben on Western Turkey. The most part of the graben lies in the Aegean Sea. The Gulf of Saros with 60 km length in E-W is a part of the North Aegean Trough (NAT) in the northern Aegean Sea. The multi-channel seismic reflection method is one of the most useful ways to investigate the subbottom layers and fault geometry.

The data used in this thesis is provided from the Turkish National Marine Geology and Geophysics Program (Coordinator: Prof. Dr. Naci Görür) coordinated by Turkish Scientific and Technical Research Council and mainly carried out by the İstanbul Technical University (İTÜ) and Mineral Research and Exploration Directorate of Turkey (MTA). A total of 245 km multi-channel seismic reflection data from the Gulf of Gökova and 159 km from the Gulf of Saros used in this study were collected by MTA Sismik-1 research vessel in 1996. Data collection parameters are as follows: airgun source array, 96 or 48 channels, 50 m shot interval, 12.5 m receiver group interval, 237.5 m offset, 5 s

record length and 2 ms sampling interval. The data were processed in the Nezihi Canitez Data Processing Laboratory of the Department of Geophysics, İTÜ. Data processing stream is as follows:

- Transferring data from SEG-D to the internal format.
- In-line geometry definition
- Trace editing
- CDP sorting
- Static correction
- Gain correction
- Band-pass frequency filtering
- Deconvolution
- Velocity analysis and normal-move-out (NMO) correction
- Muting
- Stacking
- Time migration
- Depth migration
- Automatic Gain Control (AGC)

Geophysical and geological interpretations were carried out by using the migrated seismic sections. Independent data from land geology, seismology, Global Positioning System (GPS) and shallow reflection studies were also utilized in the interpretations. In addition, topographic and bathymetric relief maps of the gulfs and their surroundings were generated and integrated into the interpretation of the seismic sections. Although the gulfs have been influenced by the Western Anatolia-Aegean Sea extensional regime, they are also affected by other tectonic regimes: interaction of the shear forces of the North Anatolian Fault (NAF) zone as well as the N-S Aegean extension play an important role in forming the Gulf of Saros. Hellenic subduction zone applies more extensional forces to Gökova province than to the northern part of the Aegean Sea, so to the Saros province.

The submarine structure of the gulf of Gökova differs in direction from west to east in spite of its elongated E-W direction. Along the south-western coast of the gulf, a nearly E-W oriented north dipping, listric fault is observed as a major structural feature and named as Datça Fault. The WNW-ESE oriented mid-gulf trough in the center of the gulf and WNW-ESE-oriented horst-graben system in the east are the other important features visible on the seismic sections and on the bathymetric map. The opening of the Gulf of Gökova must have been essentially initiated by the Datça Fault and its associated antithetic faults. The onset time of this opening is possibly in the latest Miocene-Pliocene. The basement rocks forming the footwall of the Datça Fault must be formations of the Lykian Nappes according to the land geology studies. The listric character of the Datça Fault seen in the time migrated sections is also conserved in the depth migrated sections. In the depth section, the dip angle of the fault begins at the angle of 40° and decreases to 20° at a depth of 2.5 km. The horizontal bedding and onlapping between the seabed reflections and reflection level at 1.2 s above the fault plane imply that faulting decelerated, possibly in the Pleistocene. Earthquake epicenter distribution in the Gökova area shows high activity in the

northern shoulders of the gulf which is possibly related to the active normal faults located in that area.

The overall rate of extension within the Gulf of Gökova is estimated as at least 1.1 mm per year from the seismic sections. In estimating this value, it was assumed that the gulf began to open in the latest Miocene-Pliocene (5.2 m.y) and that the total horizontal separation of the Datça Fault and its major antithetic fault is 5.5 km. The actual rate must be larger than 1.1 mm per year when the minor antithetic faults are considered and/or if the onset of the gulf is younger than the latest Miocene-Pliocene. An extension factor (β) of 1.4 was calculated for the gulf by taking ratio of the length of the section-11 (extrapolating the Datça Fault to the sea level) and the length of the reconstructed section-11.

The gulf of Saros is the easternmost part of the NAT and it is located in an area where two regional regimes interacts; the N-S extension in the Western Anatolia-Aegean Sea and shear in the NAF zone. Two set of fault systems were interpreted in the seismic sections from the Gulf of Saros in light of field geology, bathymetry, topography, earthquake mechanism solutions and GPS studies. The first set of faults bound the gulf from north and south and have strike-slip as well as dip-slip components. The second set of faults are the normal faults located within the trough and cut the recent sediments as well as the seabed and they have dip-slip components. The faults that bound the Saros trough from north and south have been possibly formed by interacting forces of the NAF as well as the extensional forces of the Western Anatolia-Aegean Sea. In map view, these faults particularly those in the north, converge to the main fault, Ganos fault, towards east where NAF has a SW bending and form a negative flower structure. Interaction of the shear forces of the NAF and extensional forces of the Western Anatolia-Aegean Sea extension possibly formed these types of the faults. The second fault set within the trough and cut through the young deposits only, show rotated fault blocks and they do not affect the basement. They have been possibly created within the unconsolidated sediments in response to the Aegean extension.

The Gulf of Saros was evolved in two phases: in the first stage, southward bending of the NAF had led to the development of divergent and convergent faults to the main fault, the Ganos Fault, in map view and in vertical section, respectively. This first stage constituted a negative flower structure that is the kernel of the gulf. In the second stage, possibly in the late Pliocene-Quaternary, increasing Western Anatolia-Aegean extension might have caused development of the second set of faults within the young deposits. This shows the Gulf of Saros was initially formed as a negative flower structure, and then it was possibly evolved as dilated negative flower structure in the late Pliocene-Quaternary during increasing extension while the shear forces were still active.

1 GİRİŞ

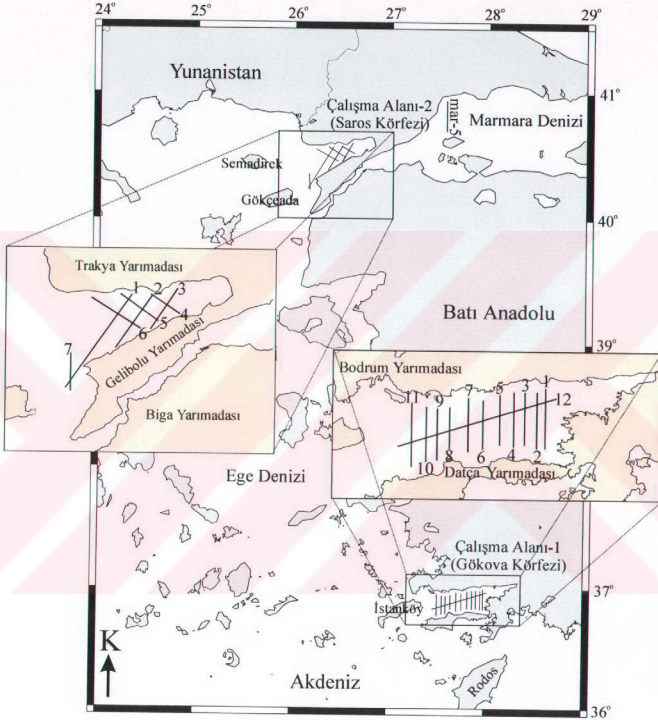
Ege denizi ve çevresi dünyanın oldukça aktif ve hızlı deformasyona uğrayan başlıca alanlarından biridir. Yunanistan'ın güney kara parçası, Ege denizi ve Batı Anadolu'yu kapsayan Ege bölgesi halen sürmekte olan K-G gerilme rejimi altındadır. Ege'deki K-G gerilme rejimine bağlı aktif deformasyonu etkileyen iki unsur, Anadolu bloğunun Avrasya'ya göre batıya bağlı hareketi ve Ege'nin Avrasya'ya göre Hellenik hendek boyunca GB'ya olan bağlı hareketidir (McKenzie, 1972; McKenzie 1978a; Le Pichon ve Angelier 1979, 1981; Şengör ve diğ., 1985). Bu gerilme rejimi Batı Anadolu'da D-B doğrultulu graben yapılarını, Yunanistan ana karasında KB-GD ve BKB-DGD doğrultulu gerilme tabiatında normal fayları geliştirmiştir. Batı Anadolu'nun ve Ege denizinin kuzey kesimlerinde Kuzey Anadolu Fayı'nın (KAF) etkisi ile sağ yanal atımlı oblik faylanmalar hakimdir (Lalechos ve Savoya, 1979; Brocks ve Ferentinos, 1980; Lybérís, 1984; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Taymaz ve diğ., 1991a; Kurt ve diğ., 2000). Bölüm 2'de Türkiye'nin genel tektoniği ve özelde Ege bölgesinin tektoniği ile ilgili çalışmalar ayrıntılı olarak tartışılmıştır. Batı Anadolu ve Ege denizinde D-B doğrultulu başlıca graben yapıları kuzeyden güneye Saros, Edremit, Bakırçay, Gediz, Küçük Menderes, Büyük Menderes ve Gökova'dır. Bu grabenlerin bir kısmı Batı Anadolu'da sadece kara alanlarında olup denize doğru devamları izlenemezken (Küçük Menderes, Bakırçay) bazıları Ege denizi içine devam ederler (Gökova, Büyük Menderes, Edremit). Gökova grabeninin büyük bir kesimi Ege denizi içinde uzanır. Ege bölgesinde Saros körfezinin dahil olduğu Kuzey Ege Çukurluğu (KEÇ) ise sadece deniz içinde gelişmiş grabenlere örnektir. Bu grabenlerin karadaki jeolojik gözlemlerinin yanı sıra denizdeki devamlarının da çok iyi bilinmesi ve kara ile bağdaştırılması Ege'deki K-G gerilme sisteminin anlaşılmasında önemlidir.

Bu çalışmada Saros ve Gökova körfezlerinde toplanan çok kanallı sismik yansıma verileri körfezlerin aktif faylarının belirlenmesi, karadaki yapıların

denize devamının araştırılması amacıyla sismik veri işlem aşamalarından geçirilerek yorumlanmıştır. Sismik yansıma verilerinin batimetri, topoğrafya, sismoloji, jeoloji, GPS (Global Positioning System) ve sıg yansıma sismiği çalışmalarının ışığında yorumlanması ile körfezlerin Ege bölgesinde mevcut gerilme sistemi içindeki gelişimleri, açılmaya katkısı incelenmiştir. Bunlara ilaveten körfezlerin neden, nasıl, hangi jeolojik zamanda açıldığına dair yaklaşımlar yapılmıştır.

Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu (TÜBİTAK) Ulusal Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Programı (Koordinatör: Prof. Dr. Naci Görür) kapsamında İstanbul Teknik Üniversitesi (İTÜ) ve Maden Tetkik ve Arama (MTA) Genel Müdürlüğü işbirliği ile Ege denizinde MTA Sismik-1 araştırma gemisi ile 1996 yılında Gökova körfezinde toplam 245 km uzunluğunda 12 adet, Saros körfezinde toplam 159 km uzunluğunda 7 adet sismik hat üzerinde çok kanallı sismik yansıma verileri toplanmıştır (Şekil 1.1). Sismik veriler toplanırken enerji kaynağı olarak hava tabancası kullanılmış, atış aralığı 50 m, alıcı grubu aralığı 12.5 m, kayıt uzunluğu 5 sn, örnekleme aralığı 2 milisaniye ve ofset uzaklığı 237.5 m seçilmiştir. Veriler İTÜ Maden Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Prof. Dr. Nezihi Canitez Veri İşlem Laboratuvarında işlenmiştir. Veri işlem basamakları sırasıyla: Sismik verilerin SEG-D formatından dahili formata çevrilmesi, sismik hat-ıçi atış-alıcı düzeni geometrisi tanımı, istenmeyen kalitedeki sismik izlerin ayıklanması, atış düzeninden ortak yansıma noktası düzenine geçilmesi, statik düzeltme, genlik kazancı uygulaması, frekans süzgeçlemesi, ters evrişim, yığma hızı analizi ve NMO düzeltmesi, NMO bozucu etkilerinin giderilmesi, yığma işlemi, zaman ortamında sismik göç, derinlik ortamında sismik göç, otomatik genlik kazancı uygulamalarıdır. Bölüm 3’de sismik yansıma verilerinin toplanması ve uygulanan veri işlem basamaklarından ayrıntılı olarak bahsedilmiştir.

İlk kez bu çalışma ile bilim dünyasına sunulan Gökova ve Saros körfezleri sismik yansıma verilerinin jeolojik ve jeofizik yorumları veri işlem sonrasında oluşturulan zaman ortamındaki sismik göç kesitlerinden yapılmıştır. Sismik kesitlerin bölgedeki topoğrafya-batimetri, jeoloji, sismoloji, GPS çalışmalarından yararlanarak yorumlanması ile tektonik açılıma ilişkin sonuçlara



Şekil 1.1 Sismik yansıma hatlarının konumlarını gösteren harita. Gökova körfezinde 12 adet, Saros körfezinde 7 adet, Marmara denizinde de bir adet (mar-5) sismik hat yorumlamalarda kullanılmıştır.

varılmıştır. Körfezler tektonik açılma mekanizmaları ile olduğu kadar, jeolojik ve jeofiziksel özellikleri ile de karşılaştırılmış ayrıca Batı Anadolu ve Ege'deki genel tektonik rejim içindeki yerleri ve katkıları incelenmiştir. Batı Anadolu'dan Ege denizine uzanan körfezlerden en kuzeydeki Saros en güneydeki ise Gökova körfezidir. Körfezlerin her ikisi de Batı Anadolu'nun güncel tektoniğinden etkilenmekle beraber bulundukları yerlerin jeolojik etkilerini içerirler ve bu yönleriyle birbirlerinden farklılıklar gösterirler. Gökova körfezini içine alan Gökova grabeninde K-G gerilme kuzeydeki alanlara göre nispeten artarak GB doğrultusunu alır. Saros körfezinin oluşumunda KAF'ın etkisi ve Ege'nin K-G gerilme rejiminin birlikte etkileşimi söz konusudur. Bunun yanı sıra bazı araştırmacılar Saros körfezini Batı Anadolu'daki graben yapılarından ayrı tutarak oluşumunda KAF'ın etkili olduğunu belirtmişlerdir (Tüysüz ve diğ., 1998).

Gökova körfezi Batı Anadolu'da yer alan D-B gidişli grabenlerin en güneyde olanıdır ve büyük kısmı Ege denizi içinde kalır. Görür ve diğ. (1995)'de Gökova bölgesindeki rift yapıları kara jeolojisi ve körfezin batimetrik verileri ışığında ayrıntılı incelenmiştir. Uluğ ve diğ. (1996), körfeze ait tek kanallı sığ yansıma sismiği verilerini kullanarak denizaltı jeolojisi ve jeofiziğinin sığ derinliklerini incelemişlerdir. Paton (1992), körfezin kuzeyinde karada drenaj sistemlerini ve faylanmayı incelemiştir. Paton (1992), basit bir domino modeli varsayımı ile yukarı doğru eğimlenen (tilt) fay bloklarının başlangıç ve bitiş eğimlerini kullanarak bir açılma faktörü ($\beta=1.1$) hesaplamıştır. Çağlar ve Duvarcı (2000), Gökova grabeninin kara kısmında elektrik özdirenç verilerine dayanarak körfezin kuzey ve güneyde aktif faylarla sınırlı olduğunu, Muğla-Yatağan rifti ve Gökova riftinin bir çapraz-graben çifti oluşturduğunu belirtmişlerdir. Barka ve Akyüz (1995)'de körfezin kuzey kıyılarında ve güneyde Datça yarımadasında yapılan paleosismoloji çalışmalarından kuzeydeki fayın Kuvaternerde çalıştığı belirtilmiştir. Gökova bölgesinde K-G gerilmenin sebep olduğu aktif tektonizmaya ilişkin tarihsel ve aletsel döneme ait depremler genelde normal atım bileşeni vermektedir (McKenzie, 1972; McKenzie, 1978a; Ambraseys, 1981; Eyidoğan, 1988; Ambraseys, 1990). GPS verileri ışığında bölgede güncel K-G açılma oranının Ege'nin kuzeyine göre daha büyük olduğu ve GPS hareket

vektörlerinin kuzey alanlardaki batıya olan yönünün GB ya doğru olduğu belirtilmiştir (Relinger ve diğ., 1997; Kahle ve diğ., 1999). Depremleri kullanarak kıtasal kabuğun hareket vektörlerinin hesaplandığı diğer çalışmalarda da benzer sonuçlara varılmıştır (Eyidoğan, 1988; Taymaz ve diğ., 1991a; Jackson ve diğ., 1992). Körfezin güneyindeki kuzeye eğimli, D-B doğrultulu listrik normal faylanma Gökova grabeninin açılmasında etkili yapılardan biridir (Kurt ve diğ., 1999). Gökova körfezinin sismik verilerden oluşturulan aktif yapıları ve ayrıntılı açıklamalar Bölüm 4'te tartışılmıştır.

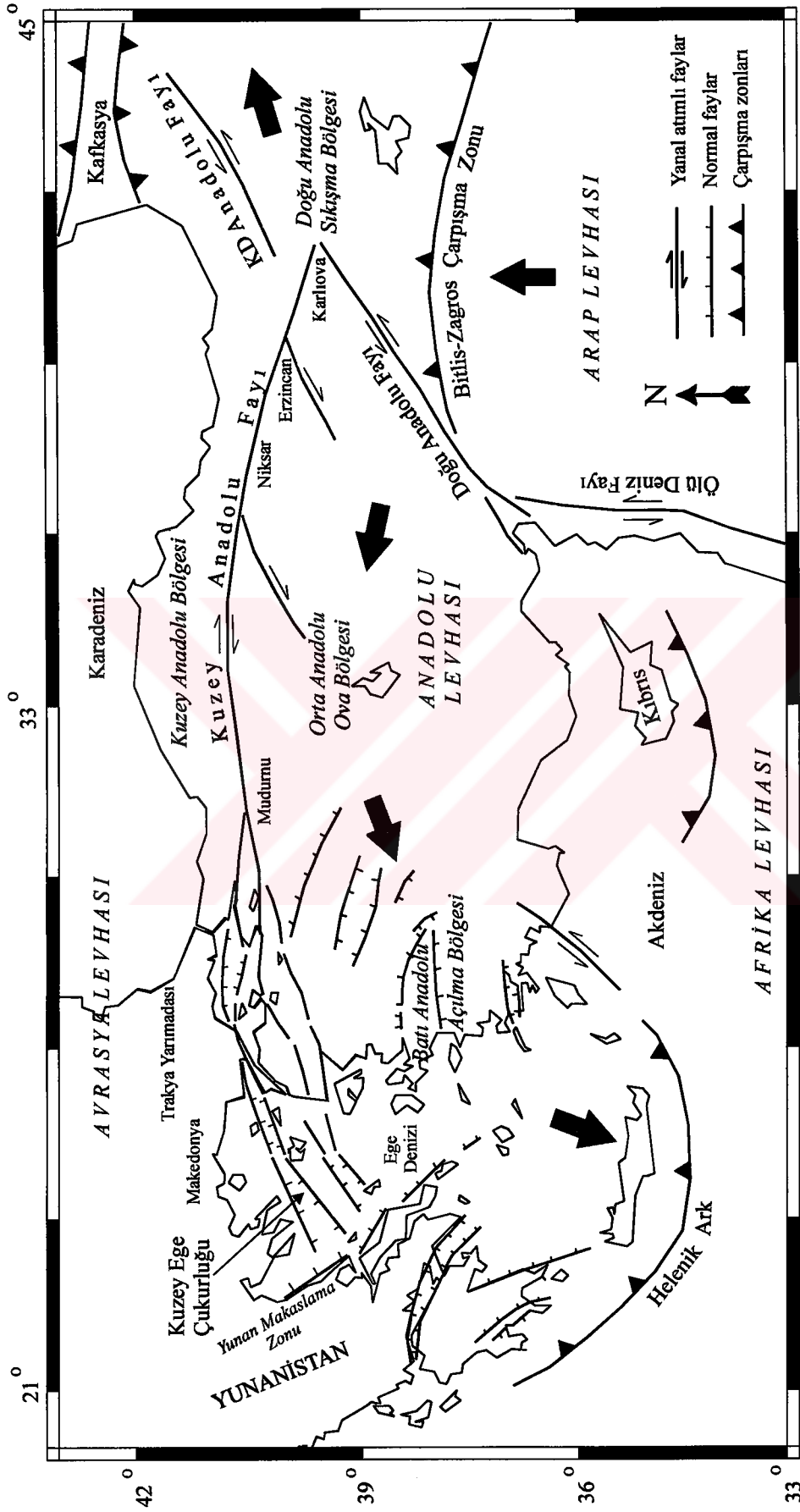
Saros körfezi Batı Anadolu'nun K-G gerilme rejimi ve KAF'ın sağ yanal atımlı fay hareketinin etkilerinin giriştiği bir bölgededir. KAF'ın kuzey kolunun (branch) başlıca üyelerinden (segment) biri olan Ganos fayı, Saros körfezinin oluşumunda etkili yapılardan biridir. Körfez, Kuzey Ege Çukurluğu'nun KD ucunu oluşturur. Saner (1985), körfezde ve civarındaki kara kesiminde çok kanallı sismik yansıma verilerini kullanarak körfezin açılımını bu bölgedeki kıvrımların oluşturduğu senklinal yapısının Miyosen'den bu yana çökerek graben oluşturması şeklinde açıklamıştır. Ege'de açılma rejiminin varlığı KAF'ın bu bölgede GB'ya bükülmesine ve güneye doğru yeni kollar oluşturmaya sebep olmuştur (Şengör ve diğ., 1985). Çağatay ve diğ. (1998), tek kanallı sığ yansıma sismiği verilerini ve kara jeolojisini kullanarak, Şengör ve diğ. (1985)'in yaklaşımı ışığında Saros körfezinin oluşumunu KAF'ın yanal hareketleri ve Ege'nin açılma kuvvetlerinin karşılıklı etkileşimi sonucu olduğunu belirtmişlerdir. Tüysüz ve diğ. (1998), körfezin iki aşamada geliştiğini; ilk aşamada yanal sıkışmalı bir rejimde (Pliyosen boyunca) Gelibolu yarımadasının yükseldiğini, ikinci aşamada ise (geç Pliyosen-Kuvaterner) KAF boyunca oluşan yanal-genişlemeli bir rejimle çek-ayır havza şeklinde oluştuğunu açıklamışlardır. Yaltırak ve diğ. (1999), Saros körfezinin kuzeyde sağ yanal atımlı, güneyde sol yanal atımlı iki fayın arasındaki bloğun batıya kaçışı ile açıklamışlardır. Saatçılar ve diğ. (1996 ve 1999), çok kanallı sismik yansıma verilerini kullanarak körfez içinde haritaladıkları aktif fayların batı Anadolu'daki açılma rejiminin etkisini taşıdığına dikkat çekmişlerdir. Muhtemelen Pliyo-Kuvaterner'de KAF'ın bu bölgede GB'ya bükülmesi ile düşey düzlemde Ganos fayına yaklaşan, harita düzleminde uzaklaşan fayların tipik bir negatif çiçek yapısı geliştirmesi körfezin oluşumunun temelini teşkil

eder (Kurt ve diğ., 2000). Batı Anadolu ve Ege’de artarak devam eden gerilme kuvvetlerinin yanısıra KAF’ın yanal genişlemeli etkisi mevcut negatif çiçek yapısını yayvanlaştırarak körfeze günümüzdeki şeklini kazandırmıştır. Saros körfezinin sismik verilerden oluşturulan aktif yapıları ve körfezin açılma mekanizması ile ilgili ayrıntılı açıklamalar Bölüm 5’de tartışılmıştır.



2 TÜRKİYE VE ÇEVRESİNİN NEOTEKTONİĞİNE GENEL BAKIŞ

Türkiye'nin neotektoniği Afrika, Arabistan ve Avrasya levhalarının birbiriyle etkileşimlerinin ve Anadolu levhasının batıya hareketinin sonuçları ile açıklanabilir (McKenzie, 1970; McKenzie, 1972; Dewey, 1976; Şengör, 1979; Şengör ve Kidd, 1979; Şengör, 1980). Şekil 2.1'de sözü geçen levhalar hareket yönleri ile gösterilmiştir. Geç-Orta Miyosen (Seravaliyen: 10.4 My) süresinde, Bitlis kenet kuşağı boyunca Bitlis okyanusunun kapanmasıyla sonuçlanan Avrasya ve Arap-Afrika kıtalarının çarpışması Türkiye'de son tektonik evreyi temsil eder ve neotektonik devrenin başlangıcını oluşturur (Şengör, 1980; Şengör ve Yılmaz 1981). Bölgesel okyanusal yayılma, transform fay sistemleri ve deprem slip vektörlerine dayanan levha tektoniği modelleri Arap levhasının K-KB doğrultusunda Avrasya levhasına doğru ~25 mm/yıl'lık bir ortalama hızla hareket ettiğini göstermektedir (De Mets ve diğ., 1990 ve 1994). Arap levhasının kuzey yönlü hareketi Bitlis-Zagros kıvrım ve bindirme kuşağı boyunca bir kıtasal çarpışmayı sonuçlar (Şengör ve Yılmaz, 1981). Bu hareket Doğu Anadolu bölgesinde yoğun deprem aktivitesine, yüksek topoğrafyaya ve Anadolu levhasının batıya kaçmasına sebep olur. Afrika levhası da kuzeye doğru 10 mm/yıl'lık bir hızla hareket etmektedir (Chase, 1978; Argus ve diğ., 1989). Afrika ve Arap levhalarının kuzeye hareketindeki hız farklılığı (~15 mm/yıl) sol yanal atımlı Ölüdeniz fayı tarafından karşılanır (McKenzie ve diğ., 1970). Çarpışmadan sonra hala devam eden Arabistan ve Avrasya levhalarındaki yaklaşma okyanusal litosfer gibi dalmaya olanak bulamadığından kıta kabuğunun yamulması ile karşılanmış ve çevre birimlerinden bağıl olarak daha yumuşak ve dayanımsız olan Doğu Anadolu yığılma karmaşığının kuzey-güney yönde kısalıp kalınlaşmasına sebep olmuştur (Şengör ve Yılmaz, 1981). Doğu Anadolu'da sıkışmaya bağlı olarak yükselme ve kalınlaşma bir zaman sonra yana doğru itilerek uzaklaşmaya neden olmuş ve sonuçta sadece Orta ve Batı Anadolu'yu içeren bir Anadolu levhası, meydana gelen Kuzey ve Doğu Anadolu transform fayları (KAF ve DAF) boyunca Doğu



Şekil 2.1 Doğu Akdeniz bölgesinin basitleştirilmiş tektonik haritası. Arap ve Anadolu levhalarının göre göreceli hareket doğrultuları siyah renkli büyük oklarla verilmiştir (Haritadaki fayların alındığı kaynaklar: Lybérís, 1984; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Suzanne ve diğ., 1990; Barka, 1992; Jackson, 1994; Reilinger ve diğ., 1997; Barka ve Reilinger, 1997; Okay ve diğ., 1999-2000; Kurt ve diğ., 1999-2000).

Anadolu sıkışma bölgesinden batıya, kolaylıkla dalıp bataabilen Doğu Akdeniz litosferinin üzerine yanal olarak itilmeye başlamıştır (McKenzie, 1972; Şengör, 1979; Şengör, 1980). Kuzey ve Doğu Anadolu fay zonları ve Anadolu levhası bu jeolojik olay sonucunda ortaya çıkmıştır (Şengör, 1979).

Anadolu levhasının batıya hareketi batıdaki Yunan makaslama zonu tarafından engellendiğinden tüm Ege ve Batı Anadolu'da doğu-batı yönlü bir sıkışma rejimine bağlı kuzey-güney yönlü gerilme rejimi egemen olmuştur (Dewey ve Şengör, 1979; Şengör ve Dewey, 1979). Tortoniyen'den bu yana gelişmiş kuzey-güney gerilmenin etkisi doğuya gittikçe azalarak KAF ve DAF'ın birleşim yeri olan Karlıova eklemine kadar devam eder (Şekil 2.1). Batı Anadolu ve Ege'nin bir noktadan sonra GB'ya yönelen hareketi güneydeki Ege dalma-batma zonu tarafından da karşılanmakta ve Doğu Akdeniz okyanus tabanı kuzey yönde Ege'nin altına dalıp batarak yok olmaktadır (Hsü ve diğ., 1977; Bijou-Duval ve diğ., 1978; Le Pichon ve Angelier, 1979; Le Pichon ve Angelier, 1981; McKenzie ve Yılmaz, 1991).

2.1 Türkiye'nin Neotektonik Birlikleri

Paleotektonik dönemlerde okyanusların yok olması ve bu okyanusları sınırlayan kıtaların birbiri ile çarpışması sonucu Türkiye'de birçok tektonik birlik bir arada toplanmakla beraber neotektonik dönemde genel olarak dört alana ayrılabilir (Şengör ve diğ., 1985). Bunlar Doğu Anadolu sıkışma bölgesi (KAF ve DAF'ın birleşim noktası olan Karlıova'nın daha doğusundaki alanlar), Kuzey Anadolu bölgesi (KAF'ın kuzeyinde kalan alanlar), Orta Anadolu ova bölgesi ve Batı Anadolu açılma bölgesidir (Şekil 2.1). Doğu Anadolu sıkışma bölgesi Arabistan-Avrasya yaklaşması ile Tortoniyen'den bu yana K-G doğrultulu bir kısalmaya bağlı güney ve kuzey sınırlarında kıvrımlanmanın ve ters faylanmanın, merkezinde ise yanal atımlı faylanmanın hakim olduğu bir bölgedir. Kuzey Anadolu bölgesinde zayıf bir aktif tektonizma vardır ve eldeki çok kesin olmayan deliller D-B doğrultusunda bir kısalma olduğunu göstermektedir (Şengör ve diğ., 1983). Orta Anadolu ova bölgesi sismisite ve yapısal aktivite olarak Kuzey Anadolu bölgesinden sonra en sakin bölgedir

(McKenzie, 1972). Aşağıda verilen Orta Anadolu'nun tektonizması ile ilgili bilgiler Şengör ve diğ. (1985)'den alınmıştır. Bölgedeki çoğu neotektonik özellikler geniş bir alana yayılı gölsel sedimanlar altında gömülmüştür. Orta Anadolu'da doğrusal gerilme hızının Batı Anadolu ve Ege'ye oranla daha düşük olması burada yanal atımlı fay sistemleri doğurmuştur. İki'den fazla sayıda oblik atımlı faylarla sınırlı geniş açılma havzaları, yani ovalar, bu bölgenin belirgin yapısal unsurlarıdır. Bunlar dar bir geçiş zonu üzerinden geçişli olarak Batı Anadolu grabenlerine bağlanırlar. KB-GD açılmasının kontrol ettiği sınırlı bir miktarda KD-GB kısalma bu bölgenin yapısal evrimini kontrol etmekle birlikte gömülü yapılarda detaylı bilgi edinilememesi bir analiz yapmayı güçleştirmektedir. Batı Anadolu açılma bölgesi ise bölgesel ölçekteki K-G açılma rejimine bağlı gelişen D-B grabenlerle temsil edilir. Batı Anadolu, Ege denizi, Yunanistan ve Makedonya ve güneyde Hellenik ark ile sınırlı alan K-G gerilme rejimi altında deforme olur ve jeolojide Ege Bölgesi olarak isimlendirilir (Şekil 2.1).

2.2 Ege Bölgesi'nin Neotektoniğine Genel Bir Bakış

Ege bölgesinde Geç Mesozoyik ve Erken Tersiyer'de bir seri çarpışmanın yarattığı sıkışma rejiminin ardından Alp sistemi içinde kıvrımlar, bindirmeler ve Yunanistan'da KB-GD doğrultulu, Ege'den Batı Anadolu'ya doğru D-B ve DKD-BGB doğrultularına dönüşen çarpışma kuşakları (sütur zonları) oluşmuştur (Smith ve Moores, 1974; Şengör ve diğ., 1984; Okay ve Tüysüz, 1999). Batı Anadolu ve Ege bölgesinde Orta Miyosen'i de içeren istifler az çok K-G bir sıkışma sistemi içinde, geniş dalga boylu kıvrımlarla kıvrılmıştır. Bu dönemdeki K-G sıkışmanın en yaygın ürünü, az çok K-G, çoğunlukla da KKD gidişli bir çift kademeli (en-echelon), yanal atımlı fay sistemidir. Bunların Alt-Orta Miyosen çökellerinin oluşumu döneminde geliştiklerine dair jeolojik veriler vardır (Yılmaz, 1997 ve Yılmaz ve diğ., 1997). Geç Miyosen yeni bir tektonik dönemin, K-G sıkışma rejimi altında kısalıp kalınlaşmış ve topoğrafik olarak yükselmiş durumdaki Ege bölgesinde K-G gerilmenin başladığı dönemdir. Bölgedeki K-G gerilme rejiminin varlığı Philipson (1910-1915)'dan beri bilinmekte ve günümüzde birçok araştırmacı tarafından kabul görmektedir

(McKenzie, 1972; McKenzie, 1978a; Dewey ve Şengör, 1979; LePichon ve Angelier, 1981; McKenzie ve Yılmaz, 1991). Bu açılma rejiminin etkili olduğu alanlar yaklaşık 21°-30° boylamlar arasında ve 35°-41° enlemleri arasında yer alır. Batı Anadolu ve Ege'deki gerilmenin ne zaman ve neden başladığı konusu aşağıdaki paragraflarda belli başlı üç görüşle açıklanmakla beraber hala tartışmalıdır:

a) Arabistan ve Avrasya levhalarının Bitlis suture boyunca çarpışma hareketinin devamı Doğu Anadolu'daki kabuğun sıkışıp kısalarak ve kalınlaşması ile Anadolu levhasının KAF ve DAF boyunca batıya kaçışı Batı Anadolu-Ege'deki K-G gerilmeyi başlatan nedendir (Dewey ve Şengör, 1979; Şengör ve Kidd, 1979; Şengör, 1979; 1980; 1982; 1987; Şengör ve diğ., 1985). Tapponier (1977), Ege bloğundaki K-G açılma nedenini mekanik bir yaklaşımla bloğun D-B sıkışmasına bağlamakla birlikte McKenzie (1970 ve 1972) ve Dewey ve Şengör (1979), Anadolu'nun batıya göreceli hareketi modeli ile Tapponier (1977)'nin bu modelini Anadolu'nun batıya gidişinin Yunan makaslama zonu tarafından frenlenmesi ile açıklar. Ege'deki gerilme Geç Miyosen'den (Tortoniyen: 11 My) bu yana gelişmektedir (Şengör, 1982; Şengör ve diğ., 1985).

b) Okyanusal Akdeniz levhasının kuzeye doğru Ege'deki kıtasal levhanın altına dalıp yok olması ve dalan Hellenik ark sisteminin zaman içinde güneye ve GB'ya doğru olan geriye hareketi üstteki yay ardı (back-arc) levhada yani Ege'de bir K-G gerilme yaratmaktadır (Hsü ve diğ., 1977; Biju-Duval ve diğ., 1978; Le Pichon ve Angelier, 1979; Le Pichon ve Angelier, 1981; McKenzie ve Yılmaz, 1991). Ege'de volkanik yaşların kuzeyden güneye doğru gençleşmekte olması Akdeniz levhasının güneye doğru gerilemesine ve üst levhada bir gerilme olduğuna işarettir (Le Pichon ve Angelier, 1979; McKenzie ve Yılmaz, 1991). Dalma-batmanın başlangıç zamanı Ege'deki gerilme yaşının anlaşılmasında bir anahtar olarak kullanılabilir. Bu durumda gerilmenin başlangıç yaşını bir kısım araştırmacı 5 My (McKenzie, 1978a; Kissel ve diğ., 1984; Jackson ve McKenzie, 1988a) bazıları volkanizma yaşlarına bakarak 13 My olarak verirler (LePichon ve Angelier, 1979; LePichon ve Angelier, 1981). Meulenkamp ve diğ. (1988), dalma batmanın 26 My önce başladığını ancak

Ege'de bu etkiye bağı bir açılmanın başlangıç zamanını Geç Serravaliyen-Erken Tortoniyen (12-11 My) olarak vermektedir. Spakman ve diğ. (1988), Ege'de üst mantodaki sismik tomografi çalışmasında toplam dalma-batmanın çok daha derin (600 km'den fazla) olduğunu bu nedenle başlangıç yaşının 26 My'dan erken olmaması gerektiğini savunmuştur. Meulenkamp ve diğ. (1988), Girit adasının jeolojisinden ve sismik tomografi çalışmalarından dalma-batma'nın en erken 26 My önce başladığını ancak Girit'de yapılan jeolojik çalışmalardan açılma ile ilişkili havzaların yaşlarının 12 My civarında olmasına dayanarak roll-back işleminin yaşını 12 My olarak vermiştir.

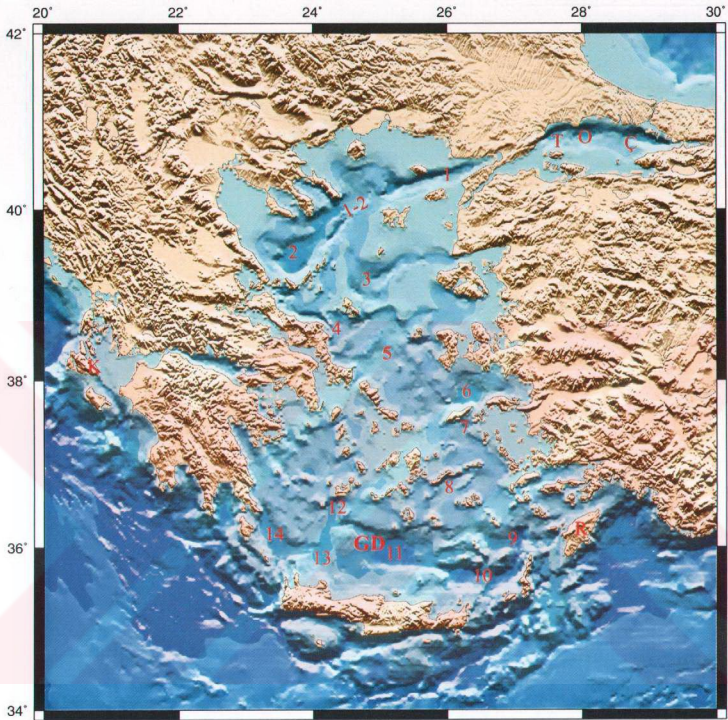
c) Paleotektonik dönemlerde (Paleojen~65-22 My) sıkışma rejimi sonucu kalınlaşan kabuğun orojenik çökme ile yayılarak incelmesinin Batı Anadolu'da K-G gerilmeye neden olduğu bir diğer görüştür (Dewey, 1988; Seyitoğlu ve Scott, 1996). Le Pichon ve Angelier (1979), Akdeniz'e nazaran yüksek duran Ege'nin astenosfer yükselimi olmaksızın gravitasyonal yayılma nedeniyle gerildiğinden söz eder. Seyitoğlu ve Scott (1991), Ege'de kabuğun gravitasyonal yayılımının nedeni olarak Neo-Tetis okyanusunun Eosen'de kapanmasıyla kabuğun kalınlaşmasını göstermiştir. Açılmanın yaşı için litosferin yüksek ısı profilini inceleyerek Seyitoğlu ve Scott (1991 ve 1992a) Geç Oligosen-Erken Miyosen (23.8 My); Dewey (1988) ise Orta Miyosen (~15 My) zamanlarını vermiştir. Batı Anadolu'daki D-B doğrultulu graben yapılarının tektonik gelişiminin incelendiği çalışmalarda gerilmenin başlama yaşı yine Erken Miyosen olarak verilmiştir (Seyitoğlu ve Scott, 1992a; 1992b; 1996; Hetzel ve diğ., 1995).

Zanchi ve Angelier (1993)'in arazide faylar üzerindeki atımların stres tensörü analizlerinden ve deprem odak mekanizmaları çözümünden Ege bölgesinde gerilmenin Geç Miyosen'de başladığını Geç Miyosen-Pliyosen boyunca K-G yönde geliştiğini, Kuvaternerde ise KD-GB yönüne döndüğünü belirtmiştir. Gerilmenin önemli bir kısmının son 5 My içinde geliştiğini vurgulayan çalışmalar da bulunmaktadır (McKenzie, 1978a; Dewey ve Şengör, 1979; Mercier ve diğ., 1987; Jackson ve McKenzie, 1988b; Kastens, 1991; Westaway, 1994).

2.2.1 Ege Bölgesinin Batimetrik ve Topoğrafik Yapısı

Ege denizinde batimetri oldukça düzensiz ve karmaşıktır, farklı doğrultulardaki çukurluklarla karakterize edilir (Şekil 2.2). Değişik boyut, geometri ve derinliklerdeki bu çukurluklar Şekil 2.2 de isimlendirilmiştir. Bu çanaklar genellikle Ege bölgesinde hakim K-G gerilme rejimi altında gelişen KD-GB, KB-GD ve D-B uzanımlı faylarla oluşmuştur. Deniz derinliği genelde 0-500 m arasında değişir ancak bazı bölgeler çok daha derindir. Örneğin Saros körfezinden başlayıp batıya gittikçe açılıp genişleyen ve Magnesya'ya kadar uzanan derin denizel çukurlukta derinlik 1000-1500 m değerlerini alır. Bu çukurluk doğuda Marmara denizinin kuzey sınırı boyunca uzanan D-B doğrultulu çukurluğun daha batıya devam eden doğal bir uzantısıdır ve KAF ile ilişkilidir. Kuzey Ege çukurluğu (KEÇ) olarak da bilinen çukurluk, çevresine göre oldukça derin ve uzundur. KEÇ, Şekil 2.2 de görüldüğü gibi doğuda Saros batıda da Soporades çukurluğu olarak iki kısma ayrılır, (Lyberis, 1984). Ege denizinde güneye doğru ikinci çukurluk Skyros çukurluğudur. Skyros çukurluğu doğu ve güney olmak üzere iki kısma ayrılır (Şekil 2.2). Doğu Skyros çukurluğu Edremit körfezinden batıya doğru D-B doğrultulu iken daha batıda KD-GB doğrultusunu kazanır. Skyros çukurluğunun hemen güneyinde Psara çukurluğu da yine KD-GB doğrultusunda uzanır daha küçük bir alan kaplar ve daha güneyde Nikarya-Sisam çukurluğu Menderes grabeninin yaklaşık olarak devamında yer alır. Bunlardan başka Girit adasının kuzeyinde yer alan Girit denizinde birçok çukur vardır. Bu çukurluklar bir arada kabaca D-B doğrultuludur ve kuzeydeki çukurluklara oranla daha geniş bir alan kaplarlar (Şekil 2.2).

Ege'nin doğu Akdeniz sistemine kavuştuğu alan olan Hellen dalma-batma zonu Keffalina ve Rodos arasında birçok derin çukur oluşturur. Bu çukurluklar batı Pasifikteki hendeklerle karşılaştırıldığında çok daha sık olup, Girit'in batısı ve doğusu itibarıyla simetrik değildir (McKenzie, 1978b). Yaklaşık 20° D ve 28° D boylamları arasında yer alan Ege dalma-batma zonunda okyanusal Doğu Akdeniz okyanus tabanı KD yönde dalıp batarak yok olurken derin denizel hendekler yaratmaktadır (Şekil 2.1, Şekil 2.2).



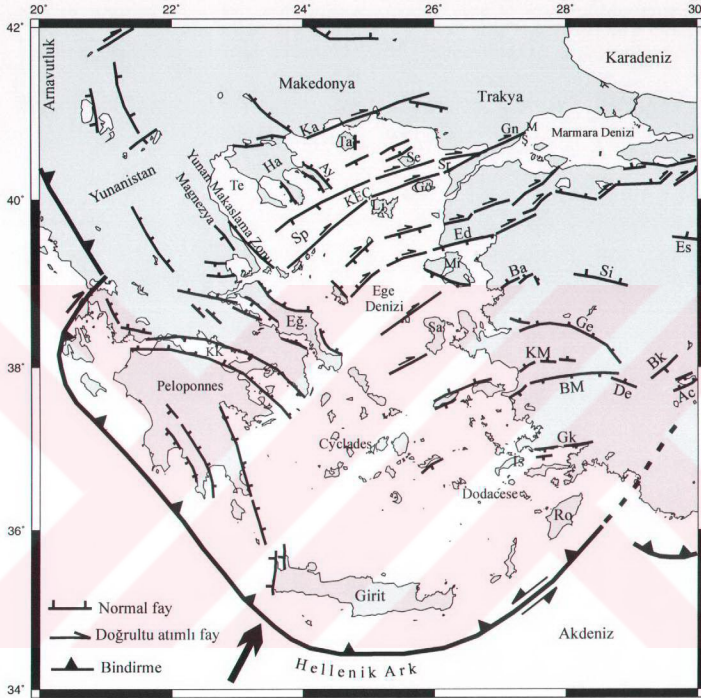
Şekil 2.2 Ege bölgesinin batimetrik ve topoğrafik yapısını gösteren harita. Batimetrik veriler Intergovernmental Oceanographic Commission (IOC) tarafından hazırlanan International Bathymetric Chart of the Mediterranean'dan alınmıştır. Topoğrafik veriler Amerika Birleşik Devletleri, National Geophysical Data Center (NGDC)'nin hazırladığı bir model olan Global Land One-km Base Elevation (GLOBE)'den alınmıştır. Generic Mapping Tool (GMT) (Wessel ve Smith, 1995) yazılım programı, bu haritanın bilgisayar ortamında hazırlanmasında kullanılmıştır. Ege denizindeki çukurluklar numaralandırılmıştır (1, Saros; 2, Soporades; 1-2; Saros ve Soporades çukurluklarının her ikisine verilen ortak isim olan Kuzey Ege Çukurluğu; 3, Doğu Skyros; 4, Güney Skyros; 5, Psara; 6, Nikarya-Sisam; 7, Güney Nikarya; 8, Amorgos; 9, Karpatos; 10, Kamilonisi; 11, Iraklion; 12, Güney Milos; 13, Kuzeybatı Girit; 14, Argolikos). Çukurluk isimleri Görür ve Genç (1997) ve Dewey ve Şengör (1979)'dan alınmıştır. Haritada ayrıca, GD, Girit Denizi; R, Rodos Adası; K, Keffalina Adası'nı gösterir. Marmara Denizi'nde T, Tekirdağ; O, Orta Marmara; Ç, Çınarcık çukurluklarını gösterir.

Batı Anadolu’da yer alan başlıca graben ve rift yapıları topoğrafyada belirgindir. Edremit körfezinin kuzey sınırındaki D-B gidişli yükselti, Büyük ve Küçük Menderes grabenleri ve Gediz grabeninin topoğrafik izleri Batı Anadolu’daki belirgin topoğrafik yapılarıdır (Şekil 2.2, Şekil 2.3). Yunanistan anakarasında KB doğrultulu topoğrafik gidişler o bölgedeki aktif faylarla ilişkili olarak uzanır. BKB doğrultulu faylarla oluşan Korint körfezi çukurluğu anakarada dikkat çeken yapıdır. Korint körfezinin hemen güneyinde yer alan Peloponnes yarımadasının GD doğrultulu aktif faylarla ilişkili topoğrafyası bir elin parmaklarına benzer (Şekil 2.2, Şekil 2.3). Magnezya’nın güneybatısındaki geniş düzlükler gerilme rejiminde fayların önünde gelişmiştir.

Ege denizi batimetri ve çevresine ait topoğrafya verileri gerilmenin en çok Ege denizi içinde olduğu ve oradan batıya ve doğuya doğru azaldığını gösterir (Şekil 2.2).

2.2.2 Ege Bölgesi’nin Aktif Faylarının Jeofizik ve Jeolojik Özellikleri

Ege bölgesinde nedeni ve ne zaman başladığı tartışmalı olan K-G gerilme rejimi Batı Anadolu’da D-B ve BKB-DGD doğrultulu grabenleri ve normal fayları geliştirmiştir (Dewey ve Şengör, 1979; Jackson ve McKenzie, 1984; Şengör ve diğ., 1985). Saros, Edremit, Bakırçay, Simav, Eskişehir, Gediz, Küçük Menderes, Büyük Menderes, Denizli, Baklan, Acıgöl ve Gökova batı Anadolu’daki başlıca rift ve graben yapılarıdır (Şekil 2.3). Bu grabenlerin içlerinde büyük akarsular batı Anadolu’nun iç kesimlerine kadar uzanan geniş bir alanı Ege denizine drene etmektedir. Westaway (1994), Batı Anadolu’dan Ege denizine taşınan çökel hızının yaklaşık 1.1mm/yıl olduğunu ve bu çökmeyi karşılamak için aynı oranda bir rejyonal erozyonun varlığını belirtmektedir. Sismisite çalışmaları Ege’deki gerilmenin ana faylarda ($m_b > 6$) olan büyük depremlerle karşılandığına işaret eder (Eyidoğan ve Jackson, 1985). Ege’de sismojenik katman genelde ilk 10 km’lik derinlikte yoğunlaşır daha derinler sünek davranır (King ve diğ., 1985; Hatzfeld ve diğ., 1987; Papazachos ve diğ., 1991). Braunmiller ve Nábélek (1996), telesismik cisim dalgaları modellemesi ve istatistiksel test uygulaması sonucu Ege’de üst kabuğun tabanında düşük açılı sismojenik bir sıyrılma (detachment) fayı olmadığını ve



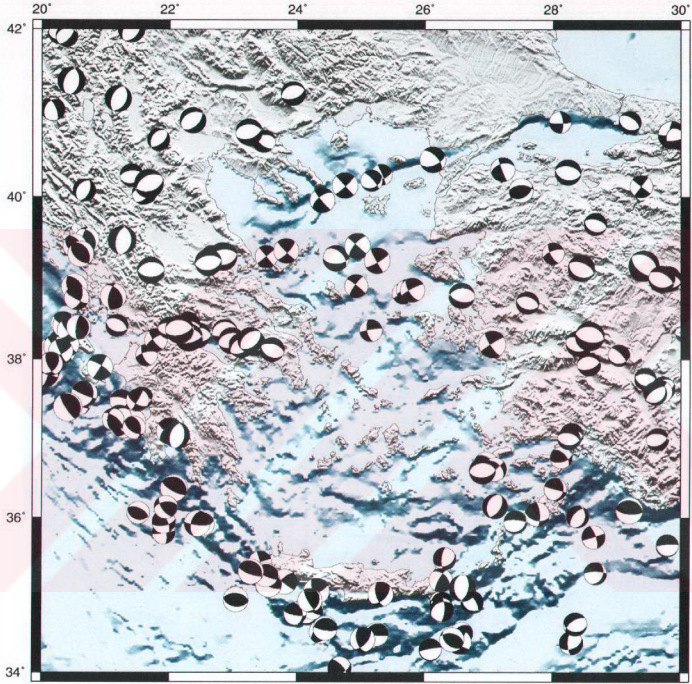
Şekil 2.3 Ege bölgesindeki başlıca aktif yapıları gösteren tektonik harita (Lyberis, 1984; Le Pichon ve diğ., 1984; Şengör ve diğ., 1985; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Mercier ve diğ., 1989; Taymaz ve diğ., 1991a; Paton, 1992; Taymaz ve Price, 1992; Jackson, 1994; Price ve Scott, 1994; Kurt ve diğ., 1999; Kurt ve diğ., 2000). Büyük ok Akdeniz'deki deniz tabanının Ege denizi altına daldığı hareket doğrultusunu gösterir (Taymaz ve diğ., 1990). Haritada ayrıca metin içinde geçen lokasyonların yerleri belirtilmiştir (Adalar: Ta, Taşoz; Se, Semadirek; Gö, Gökçeada; Li, Limni; Mi, Midilli; Sa, Sakız; İs, İstanköy; Ro, Rodos. Graben ve faylar: Ka, Kavala; Gn, Ganos; Ed, Edremit; Ba, Bakırçay; Si, Simav; Es, Eskişehir; Ge, Gediz; KM, Küçük Menderes; BM, Büyük Menderes; De, Denizli; Bk, Baklan; Ac, Acıgöl; Gk, Gökova. Yarımadalar: Ay, Aynaroz; Eğ, Eğriboz, Ha, Halkidikiya. Sp, Sr Soporades ve Saros çukurlukları; Sp ve Sr'nin her ikisine verilen ortak isim olan KEÇ, Kuzey Ege Çukurluğu; KK, Korint Körfezi; M, Mürefte; Ş, Şarköy).

kırılmaların kırılğan üst kabuktaki düzlemsel faylarla karşılandığını ifade ederler. Ege bölgesinde $M \geq 5$ olan depremlerin odak mekanizma çözümleri Şekil 2.4 de ve 1963-2000 yılları arasında $m_b \geq 2.5$ olan depremlerin episantır dağılımları Şekil 2.5 de verilmektedir.

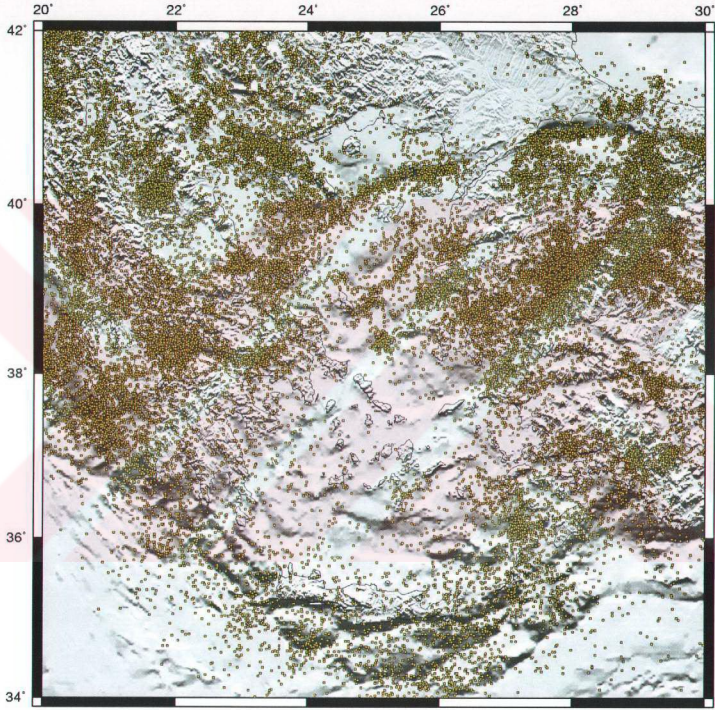
Ege denizinin batı kesimini oluşturan Yunanistan'da, gerilme karakterli normal faylanmalar KB ve BKB doğrultusunda uzanır, kayma vektörleri KKB ve KKD yönlüdür (Lyberis, 1984; Roberts ve Jackson, 1991; Taymaz ve diğ., 1991a; Armijo ve diğ., 1996). Bu bölgelerde ana faylar doğrultusunda uzanan deprem odak mekanizma çözümleri genelde normal faylanmaya işaret eder (Şekil 2.3, Şekil 2.4). Özellikle Korint körfezini oluşturan BKB gidişli graben yapısına ait normal faylanma karakterli, birçok deprem kaydedilmiştir. O bölgedeki deprem ($m_b \geq 2.5$) episantır dağılımı bir küme oluşturur (Şekil 2.5).

Batı Anadolu ve Ege denizinin kuzey kesimlerinde sağ yanal atımlı KAF'ın batıya uzanan kollarıyla ilişkili olarak aktif, yanal atımlı oblik faylanmalar egemendir (Brocks ve Ferentinos, 1980; Lyberis, 1984; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Taymaz ve diğ., 1991a; Kurt ve diğ., 2000). Bu faylar KD ve DKD doğrultulu olup kayma vektörleri KD yönlüdür, odak mekanizma çözümleri yine doğrultu atım özelliği gösterir (Şekil 2.3, Şekil 2.4). Ege denizinin batimetrisinde KD ve DKD gidişli çukurluklar aktif fay zonları boyunca gelişen yapısal çanaklardır (Şekil 2.2). Bu çukurluklara en iyi örnek olan KEÇ, KAF'ın kuzey kolu ve Ege bölgesindeki K-G gerilme rejiminin etkileşimi ile oluşmuş fay sınırlı bir çukurluktur ve doğrultu atımlı fay çözümü veren birçok deprem içerir (Şekil 2.2, Şekil 2.3, Şekil 2.4). Deprem episantır dağılımı Marmara denizinin kuzeyi ve KEÇ boyunca yoğun bir deprem aktivitesi çizgiselliği gösterir. Bu yoğunluk Marmara denizi ve Saros körfezi arasında kalan kısımlarında bir sismik boşluk (seismic gap) oluşturacak şekilde gözden kaybolur.

Şekil 2.2 de görüldüğü gibi sağ yanal atımlı KAF'ın batıya uzanan kolları Ege denizinin kuzeyinden Yunanistan'a ulaştığında bu bölgedeki KB ve BKB doğrultulu normal fay sistemleri (Yunan makaslama zone) tarafından frenlenir (Dewey ve Şengör, 1979). Yunanistan ana karasındaki faylarla sınırlı bloklar,



Şekil 2.4 Ege bölgesinde $M \geq 5$ olan depremlerin odak mekanizma çözümlerinin batimetrik/topoğrafik görünüm üzerinde verilmesi ile oluşturulan harita. Deprem odak mekanizma çözümlerinin alındığı kaynaklar: Taymaz ve diğ. (1990); Taymaz ve diğ. (1991a); Taymaz ve Price (1992); Taymaz (1993); Louvari ve diğ. (1999); Papazachos ve diğ. (1999) ve <http://www.iris.washington.edu> adlı internet sayfasının 1977-1999 yılları arası için verdiği çözümlerdir. Topoğrafya ve batimetri değerleri Şekil 2.2'deki verilerdir. Harita, GMT (Wessel ve Smith, 1995) yazılım programı kullanılarak hazırlanmıştır.



Şekil 2.5 Ege bölgesinde 1963-2000 yılları arasında, $m_b \geq 2.5$ olan depremlerin episantr dağılımlarının batimetrik/topografik görünüm üzerine yerleştirilmesi ile oluşturulan harita. Deprem episantr koordinatları <http://www.usgs.gov> adlı internet sayfasından alınmıştır. Topoğrafya ve batimetri değerleri Şekil 2.2'deki verilerdir. Harita GMT (Wessel ve Smith, 1995), yazılım programı kullanılarak hazırlanmıştır.

KAF zonunun sağ yönlü bu hareketini saat ibresi yönünde bir dönme hareketi yaparak karşılımaaya çalışır (McKenzie ve Jackson 1983 ve 1986). Paleomanyetik çalışmalar (Kissel ve Laj, 1988), GPS (Global Positioning System) ve SLR (Satellite laser Ranging) çalışmaları da (Oral ve diğ., 1993; Noomen ve diğ., 1995; Le Pichon ve diğ., 1995; Straub ve diğ., 1997; Reilinger ve diğ., 1997; Kahle ve diğ., 1999) bu sonucu desteklemektedir.

Okyanusal Akdeniz levhasının kıtasal Ege levhası altına dalması ile oluşan Hellenik ark Keffaline ve Rodos adası arasında KD'ya eğimli bir bindirme oluşturur (Şekil 2.1, Şekil 2.3). Göreceli olarak dar bir aktif kısalma zonu (~100 km) olan hendek boyunca kıvrımlanma ve bindirme türü yapılar hakimdir, deprem odak mekanizma çözümleri genelde ters fay özelliği göstermektedir (Şekil 2.4). Ark boyunca dizilen deprem episantır dağılım yoğunluğu tüm Ege ile kıyaslandığında nisbeten düşüktür (Şekil 2.5). Bu durum Hellenik arkta dalma-batma hareketinin ancak %10'unun sismik aktivite ile karşılandığı sonucu ile uygunluk göstermektedir (North 1974; McKenzie 1978b; Le Pichon ve Angelier, 1979; Jackson ve McKenzie 1988a ve 1988b). Hendek boyunca sismisite batıdan doğuya doğru tekdüze dağılmamakta ve Hellenik arkın batı ve doğu uçlarında yüksek, arkın orta kısmındaki Girit denizinde düşük gözlenmektedir (Şekil 2.5). Ege dalma-batma zonunun kuzeye doğru dalıp batması hendeğin kuzeyinde birbirine paralel bir çift volkanik yay kuşağı geliştirmiştir. Bunlardan kuzeyde olanının volkanik etkinliği sönmüş, güneydeki ise aktif volkanizma kuşağını temsil etmektedir (Le Pichon ve Angelier, 1979; McKenzie ve Yılmaz, 1991). Ege ve çevresindeki bölgeler için sığ ve orta derinlikteki (<40 km) depremlerin odak mekanizması çözümlerinin dağılımlarından yararlanarak Papazachos ve diğ. (1991), Makedonya, Arnavutluk, ve Yunanistan'ın batı sahilleri boyunca ters faylanma yaratan sıkışma bölgesi ile Hellenik ark boyunca olan sıkışma bölgesinin Keffalina Adası civarında bir yanıl atımlı fayla birbirine bağlandığını belirtir (Şekil 2.3).

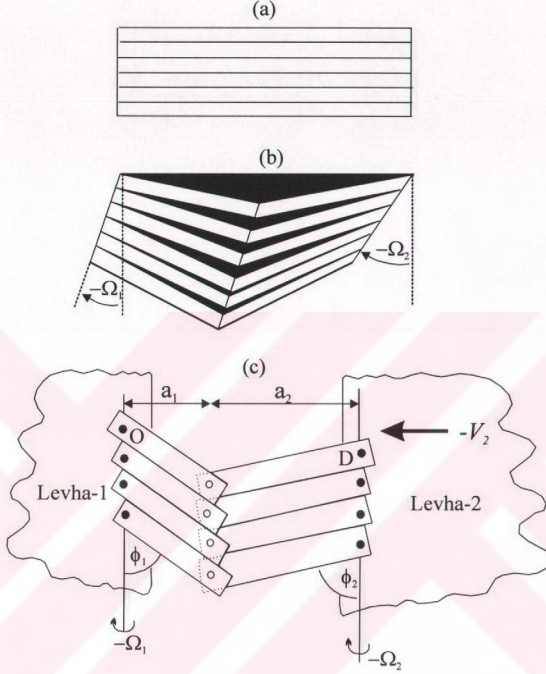
2.2.3 Ege Bölgesi'nde Kabuksal Hareket Hızları

Ege'de güncel kabuksal hareket hızlarının hesabı ile ilgili çalışmalar McKenzie (1972) ile başlamıştır. McKenzie (1972), kinematik bir yaklaşımla, Arap-

Avrasya ve Anadolu levhaları arasındaki bağıl hareket hızlarını 41° boylamına yerleştirdiği bir hız üçgeni ile açıklamıştır. Ege'deki K-G gerilme miktarı, kinematik verilerle (McKenzie 1978b, Le Pichon ve Angelier, 1979), sismik moment tensörleri ile (Eyidoğan, 1988; Jackson ve McKenzie, 1988a; Ekstrom ve England, 1989; Main ve Burton, 1989; Jackson ve diğ., 1992) yılda ortalama 40-60 mm lik K-G genişleme değeri vermektedir. Jackson ve McKenzie (1988a), Ege bölgesindeki K-G açılma oranının 20-60 mm/yıl arasında değiştiğini, güneydeki Ege dalma-batma zonunda bu değer 15 mm/yıl dan daha küçük olduğunu ve Ege'deki yüksek gerilmenin çoğunun Pliyosen ve Kuvaterner'de yani son 5 milyon yılda gerçekleştiğini belirtmişlerdir. Jackson (1993), Türkiye-Avrasya hareketleri (Taymaz ve diğ., 1991b) ve Kuzey Ege'deki iyileştirilmiş ortalama slip vektörlerini (Taymaz ve diğ., 1991a) kullanarak yeniden oluşturduğu hız üçgeninde Ege bloğunun Avrasya'ya göre 52 mm/yıl lık bir hızla 227° lik bir doğrultuda hareket ettiğini saptamıştır. Ekström ve England (1989), Ege bölgesinde 1909-1981 yılları arasındaki ($M_s \geq 6$) olan depremlerin sismik moment (M_0) ve yüzey dalga büyüklükleri (M_s) arasındaki ampirik ilişkiye dayanarak Ege'deki gerilme hızını 29 mm/yıl olarak hesaplayarak Ege ve Avrasya levhalarındaki hareketin çoğunun sismisite ile karşılandığını belirtmişlerdir. Le Pichon ve Angelier (1979), Ege için sonlu farklar yöntemine dayanarak yaklaşık 13 my üzerinden ortalama 35 mm/yıl lık bir açılma hızı hesaplamıştır. Eyidoğan (1988), 1943-1983 yılları arasındaki 25 depremin moment tensörlerini kullanarak Batı Anadolu'daki K-G açılma hızının kuzeyden güneye doğru arttığını, kuzeyde 1.1 mm/yıl olan değer GB Anadolu'da 13.5 mm/yıl olduğunu belirtmiştir. Jackson ve diğ. (1992), 1909-1983 yılları arasına ait deprem moment tensörlerinin uzaysal dağılımını kullanarak Anadolu ve Ege'nin Avrupa'ya göre güneydeki dalma-batma zonuna doğru hareketinin 30 mm/yıl olduğunu ve yatay hız alanının GB'ya doğru bir artma gözlemlendiğini vurgulamıştır. Tselentis ve diğ. (1988), Ege'deki dalma-batma zonunun batısı için açılma hızını 1.1 mm/yıl verirken bu değer kuzeye göre nisbeten düşük olmasını dalma-batma zonunda yakınlaşmanın asismik davranmasına bağlamıştır (North 1974; McKenzie 1978b; Le Pichon ve Angelier, 1979; Jackson ve McKenzie 1988a ve 1988b).

Taymaz ve diğ. (1991a), Kuzey Ege'deki fay kinematikiğini dönen iki çift fay çitallerından oluşan blok modeliyle açıkladığı çalışmasında Orta Ege'de GB'ya doğru 38 mm/yıl'lık bir hareket göstermektedir. Çalışmanın girdileri KAF üzerindeki slip oranları, Yunanistan'ın batı kenarındaki dönme oranları, gözlenen fay doğrultuları ve çalışma alanının boyutlarıdır. Taymaz ve diğ. (1991a)'ya göre Ege denizinin iki yakasındaki yanal atımlı ve normal fay sistemlerinin oluşum modelinde birbirlerine göre hareket eden faylarla sınırlı blokları temsil eden bir çift levha doğu ve batı ucundan hareketli çivilerle tutturulmuştur (şekil 2.6). Bu levhalar ayrıca orta kısımlarından da birbirine göre hareket edebilecek şekilde tutturulmuştur. Doğru kısım saat ibresinin tersi yönünde dönerken KAF'ı temsil eden doğrultu atımlı fay sistemleri oluşmaktadır. Batı kısım doğruya göre daha hızlı bir şekilde saat ibresi yönünde dönmeye zorlanırken burada açılma türü faylar oluşturur. Taymaz ve diğ. (1991a)'nın bu modeli Kuzey Ege'deki faylanma, paleomanyetik, jeodetik ve jeolojik gözlemlerle oldukça uyumludur. Ancak batı Anadolu'da hakim jeolojik yapı olan D-B grabenlerini oluşturan K-G açılmayı içermemektedir (Jackson, 1994).

Ege bölgesinde kabuksal hareket hızları ile ilgili yapılan tüm bu çalışmalar güney Ege'de Avrasya'ya göre göreceli, GB'ya doğru ortalama 40-50 mm/yıl'lık bir açılma oranı vermektedir. Son yıllarda yürütölen GPS ve SLR çalışmaları açılma miktarları ve doğrultuları ile ilgili benzer sonuçları desteklemektedir. Oral ve diğ. (1993), 1988-1990 yıllarına ait GPS verilerinden Türkiye'nin batısının Avrasya'ya göre göreceli olarak 50 ± 20 mm/yıl'lık bir hızla hareket ettiğini belirtir. Armijo ve diğ. (1992), Yunanistan'daki SLR çalışmalarının ilk sonuçlarından Ege denizinde en az 20-50 mm/yıl'lık bir açılma hızı hesaplamıştır. Le Pichon ve diğ. (1995), Türkiye ve Yunanistan'daki SLR (Noomen ve diğ., 1995) ve GPS (Oral ve diğ., 1993) verilerini yorumlayarak Anadolu ve Ege'nin KAF boyunca güneye doğru saat ibresinin tersine Avrasya'ya göre yaklaşık 40 mm/yıl lık bir hareketi olduğuına değinir. Bu çalışmada ayrıca Anadolu-Ege bloğunun saat ibrelerinin tersine, Kuzey Yunanistan'ın ise kuzeye doğru saat ibresi yönünde dönmemesinin Korint körfezi civarında bir açılma zonu oluşturduğu ve Anadolu-Ege'deki saat ibresinin



Şekil 2.6 Kırılmış paralel dilimlerin dönmesini gösteren şematik şekil. (a) Başlangıçta dilimler paralel dizilmiştir. (b) Dilimlerin sağ kenarı soluna göre daha fazla dönmüştür. Bu durum dilimlerin kırılması ve dönmesi ile karşılanacak şekilde dilimlere paralel doğrultuda bir kısalma yaratır. Bu arada dilimler arasında boşluklar oluşur (siyahla dolu yerler). (c) Tahta parçaları ve çivilerle oluşturulmuş basit bir kırılmış- dönen dilimler modeli. İçi dolu daireler, dilimlerin levhalara tutturulduğu çivileri gösterir. İçi boş daireler ise kırık dilim takımlarını birbirine tutturan çivilerdir. Levha kenarları farklı oranlarda dönmektedirler. Şekillerde (b ve c), Ω_1 ve Ω_2 sırasıyla 1 ve 2. levha kenarının açısal dönme hızını gösterir. (c) Şeklinde (a_1/a_2) oranı kırılma noktalarının konumunu; ϕ_1 ve ϕ_2 , tahta dilimlerinin yönelim değişirme (orientation) miktarını ve $-V_2$, sağ kenardaki en üst noktanın (D) göreceli hızını gösterir. Şekil, Taymaz ve diğ. (1991a)'dan Türkçe'ye çevrilmiştir.

tersine olan hareketin GB'ya doğru arttığından bahsedilir. Reilinger ve diğ. (1997), 1988-1994 yılları arasına ait 54 noktada toplanan GPS gözlemlerinden Ege'nin 14 ± 5 mm/yıl'lık bir hızla K-G doğrultulu açıldığını ortaya koymuştur. Bu çalışmada ayrıca Ege'nin kuzey kesimlerinde Avrupa'daki sabit bir noktaya göre 20-22 mm/yıl olan hareketin güneye doğru 40 mm/yıl'a arttığı belirtilmiştir. Kahle ve diğ. (1999), 1988-1996 yılları arasındaki GPS verilerinden Batı Anadolu'nun aktif grabenlerle ilişkili olarak K-G doğrultulu açıldığına, Ege denizinin GB'sının hemen hemen gerilmesiz bir ortam olduğuna değinmişlerdir. Taymaz ve diğ. (1991a), Kırılmış Kalas Modeli'nde Ege'nin her iki yakasında kayma vektörlerini (slip vektor) hesaplayarak doğudaki vektör değerlerinin (Batı Anadolu) batıdakilerden (Yunanistan) daha büyük olduğunu ve doğuda KAF'a bağlı yanal atımlı hareketlerin baskın iken batıda açılma türü faylanma yapılarının hakim olduğunu belirtmiştir (bkz. Taymaz ve diğ., 1991a, Şekil 16). Aynı çalışmada batı ve doğuya ait levha dilimlerinin farklı yön ve büyüklüklerde dönme hareketi (rotation) geçirdiği ve batıda saat ibreleri yönündeki hareketin doğuda saat ibrelerinin tersine olan hareketten daha kuvvetli olduğu belirtilmiştir. Bu sonuç Eğriboz ve Skyros'da sırasıyla 40° ve 20° lik saat yönündeki blok dönmelerin verildiği paleomanyetik çalışmalarla da desteklenmektedir (Kissel ve Laj, 1988).

2.2.4 Ege Bölgesi'nde Kabuk Kalınlığı ve Bazı Jeofizik Değişimler

Erken Miyosen'de Batı Anadolu'da kabuk kalınlığının Paleojen sıkışmasının bir sonucu olarak 50-55 km olduğu öne sürülmektedir (Şengör ve diğ., 1985). Ege'de kabuk kalınlığı günümüzde ortalama 40 km dir; Anadolu'nun batı sahillerine gidildikçe azalmakta (30-34 km), iç kesimlerine doğru artmakta (38-44 km), Ege denizi ortalarında nisbeten ince (26 km), Girit çukurluğu civarında en ince (20 km) ve Yunanistan anakarasında da (40 km den fazla) değerlerini almaktadır (Makris, 1978; Makris ve Stobbe, 1984; Mindevalli ve Mitchell, 1989; Saunders ve diğ., 1998). Taymaz (1996), Ege ve Hellenik trençde 29 adet depremin S-P dalga geliş zamanı farklılıklarını inceleyerek bu bölgelerde kabuk kalınlığında yanal değişimler olduğunu gözlemiştir. Ege Bölgesi'nin gravite ve manyetik anomalilerinin incelendiği çalışmada Genç ve diğ. (1996), kabuğun

ince olduğu yerlerin batimetrideki derin yerlerle çakışan uyumluluğunu gözlemiştir. Ayrıca gravite değerlerinin düşük olduğu Ege denizinin kuzeyinde kabuğun nisbeten kalın olduğunu (30 km) ve güneyde yüksek gravite değerlerinin olduğu yerdeki kabuğun ince olduğunu (25 km ye yakın) belirtmiştir. Ege denizinin altında bir izostati gözlenmemesi sünek kabuğun üzerindeki kırılğan kabuğun Ege denizinin merkezinde incelmeyeine bağlı olarak açıklanabilir (Genç ve diğ., 1996). Finetti ve Morelli (1973)'ün kabuğun nisbeten kalın olduğu Kuzey Ege çukurluğunda yüksek manyetik anomali değerleri, ince olduğu Ege denizinin orta kesimlerinde sıfır konturları oluşturan manyetik değerler vermesi mantonun kabuğun incelendiği alanlara yaklaştığına işaret eder. Ege'de K-G gerilmeye ve kabuk incelmeyeine bağlı olarak Moho derinliğinin sığda olması ısı akısının yüksek olmasını sonuçlar, graben alanlarını jeotermal enerji açısından önemli kılar. İlkışık (1995), Batı Anadolu'da ortalama ısı akısını 105 watt.m^2 ile Türkiye ortalamasının üzerinde verirken bazı graben alanlarında örneğin Denizli ve Büyük Menderes grabenlerinin kesiştiği yörelerde çok daha yüksek değerlere ulaşıldığını belirtir.

Son yıllarda Ege'de yapılan sismik tomografi çalışmalarından Avrasya ve Afrika plakalarının çarpışma tektoniğinin ve geometrisinin anlaşılmasında yeni bilgiler elde edilmiştir (Hashida ve diğ., 1988; Drakatos ve Drakopoulos, 1991; Alessandrini ve diğ., 1997). Hashida ve diğ. (1988), deprem verilerinin ters çözümlerinden bölgenin üç boyutlu soğurulma yapısını inceleyerek Ege denizi altında 0-40 km'lik üst tabakada düşük Q değerleri, GB Anadolu hariç çevresindeki kara alanlarında ise yüksek Q değerleri bulmuştur. Spakman ve diğ. (1988), yerel ve telesismik dalga varışlarının her ikisini de kullanarak Ege'deki dalma-batma zonunun deprem odak derinlikleri ile sınırlı olmayıp daha derine (600 km'den daha derine) daldığı sonucuna varmıştır. Spakman ve diğ. (1993) ve Kuleli ve diğ. (1997), Hellenik ark boyunca dalan levha üzerindeki 100 km lik manto kısmında bir düşük hız alanı tesbit etmişlerdir. Alessandrini ve diğ. (1997), 1964-1992 yılları arasındaki 280 km derinliğe kadar olan depremlerin P dalga varışlarını kullanarak yaptıkları tomografi çalışmasında Hellenik arkın altında 25 km derinde bir düşük hız zonunun yanı sıra ark gerisi havzanın altında derinliği 40 km ye varan düşük hız anomali bölgesi gözlemiştirler.

Ege’de yapılan paleomanyetik çalışmalardan çıkan genel sonuç Yunanistan ana karasının bulunduğu batı kesimlerin saat ibreleri yönünde, doğuda kalan Batı Anadolu bloğunun da saat ibrelerinin tersi yönde döndüğü şeklindedir (Kissel ve Laj, 1984; Kissel ve Laj, 1988). Bu sonuç Taymaz ve diğ. (1991a)’da kullanılan Ege’de blok hareketlerini açıklayan kinematik modele ait sonuçlar ile uyum içindedir.

2.3 Hellenik Ark’ın Açılma tektoniği ve Kabuksal Hareket Hızları

Ege denizindeki açılma Hellenik ark sisteminde bir kısalma ile karşılanmaktadır, bu kısalmanın miktarını Jackson (1993), kinematik verilerle ortalama 60 mm/yıl vermekte ve bu değerin Avrasya ve Afrika. arasındaki 10 mm/yıl’lık yakınlıktan çok daha fazla olmasını Ege’deki açılmaya bağlı kılmaktadır. Jackson ve McKenzie (1988a ve 1988b) Hellenik ark içindeki 15 mm/yıl’lık kısalma hızının Ege denizi için olan 20-60 mm/yıl’lık K-G açılmadan çok daha az olmasını arkın asismik davranmasına ve Hellenik arktaki deformasyonun ancak %10’unun sismisite ile karşılanmasına bağlamıştır. Afrika-Arap ve Avrasya levhalarının çarpışmasının bir sonucu olarak son 70 My’dan bu yana Hellenik hendek boyunca yaklaşık 1000 km’lik bir K-G kısalma vardır (Biju-Duval ve diğ., 1977). Hatzfeld ve diğ. (1993), Ege’nin güneyindeki sismisiteden ($M_1 < 3.5$) Korint körfezi, Cyclades ve Dodacese’de K-G açılma; güney Peloponnese ve batı Girit’de KB-GD açılma ve doğu Girit’de D-B açılma olduğunu, sonuçta bölgenin sadece K-G açılmadığını aynı zamanda Hellenik arka birlikte Avrasya levhasına göre GB’ya doğru bir hareketinin olduğunu açıklamıştır (Şekil 2.3).

Hellenik arkta dalan levha sabit bir eğimde değildir; eğim batıda 250 km’ye doğuda ise 150 km’ye kadar olan kısımda düşük, orta parçasında ise daha yüksektir. Dalan levhanın geometrisi Ege-Afrika levhalarının sınırındaki hareket iletimine uygun olarak GGB doğrultusundadır. Papazachos (1990), deprem verilerine göre dalma-batmayı en fazla 150 km derinliğe kadar gözleyebilmiştir. Richter ve Strobach (1978), bu bölgede 180 km derinliğe kadar orta ölçekte bir sismisiteyi haritalamışlar ve dalan levhanın koni şeklinde olduğunu, bunun

yaklaşık %25 inin gerilerek Girit'in altında bir yırtılmaya uğradığını öne sürmüşlerdir.

Le Pichon ve Angelier (1979), kinematik bir yaklaşımla orta ölçekteki sismisite zonunun uzunluğunu esas alarak Hellenik arktaki dalma-batma miktarının buradaki deformasyondan çok daha fazla olduğunu gözlemiştir. Aynı araştırmacılar Afrika-Hellenik ark arasındaki yakınlaşmayı 40°K ve 18°D'daki (Keffalina adasının batısı) kutupta 30° lik bir dönme ile açıklamaktadırlar. Çalışmada dalan levhanın boyu batı ve doğu ucunda farklı olduğundan slip vektör doğrultuları da batı için 2 cm/yıl, doğu için 4.5 cm/yıl olarak hesaplamalar yapılmış ve buradan dalma-batma ve Ege'deki açılmanın etkileşimli bir çift oluşturduğu sonucuna varılmıştır.

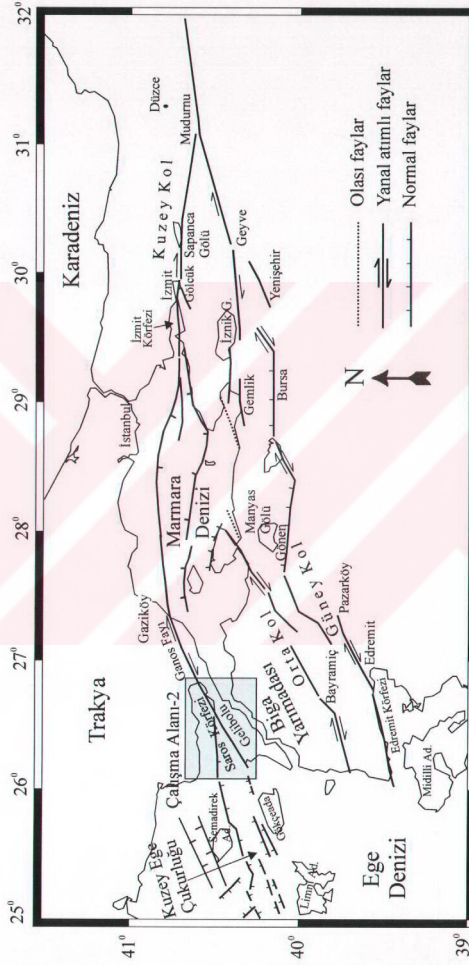
Tselentis ve diğ. (1988), $M_s \geq 5.2$ olan 45 depremin sismik momentlerinden yararlanarak Hellenik arkın batısı için ancak 80-100 yılda bir 7 büyüklüğünde bir deprem olabileceğini göstermiştir. De Breckmacker ve diğ. (1982), sonlu farklar yöntemi ile Ege'de açılmanın en fazla Girit ve Cyclades arasında olduğunu belirtmiş ve bölgedeki anlık ve toplam açılma katsayılarını haritalamıştır. Papazachos (1990), odak derinliği 40-100 km olan sığ derinlikli depremleri inceleyerek Hellenik arkın sedimanter ark kısmının altındaki Beniof zonunun eğmini yaklaşık 23° olarak vermiş ve bu zonda 8 büyüklüğünde depremlerin olduğunu ve olmaya devam edeceğini belirtmiştir. Aynı çalışmada volkanik arkın altında kalan Beniof zonun 100-180 km lik daha derinlerdeki eğimi yaklaşık 38° verilmiştir. Papazachos ve diğ. (1991), Girit adasının KD kenarına kadar olan dıştaki bindirme zonu ve içteki normal faylanma zonu arasında D-B doğrultulu bir açılmanın varlığına işaret eder.

2.4 Kuzey Anadolu Fay Zonu ve Ege Bölgesi'nin Tektoniğindeki Yeri

Anadolu levhasının Avrasya'ya göre batıya göreceli hareketini sağlayan sismikçe aktif KAF, dünyadaki önemli sağ yanal atımlı faylardan biri olup yaklaşık 1500 km lik uzunluğuyla doğuda Karlıova üçlü eklem sınırından başlayıp bütün Kuzey Anadolu'yu D-B doğrultulu geçerek, Marmara denizi ve Kuzey Ege bölgesi üzerinden Yunanistan ana karasına kadar uzanır (Ketin 1948;

Ambraseys, 1970; McKenzie, 1972; Şengör, 1979; Woodcock ve Fischer, 1986; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Taymaz ve diğ., 1991a; Barka, 1992; Smith ve diğ., 1995) (Şekil 2.1, Şekil 2.7). KAF'ın Karlıova'dan Sapanca gölüne kadarlık 900 km uzunluğundaki yüzey kırığı tek bir iz şeklinde uzanır (Ketin, 1948; Ketin, 1969; Ambraseys, 1970; Barka, 1992). Barka (1996), 900 km'lik bu sürekli kırık zonunda 1939'dan 1967 yılına kadar olan altı büyük depremin fayda yarattığı yanal atım miktarlarını 100 ölçü noktasında değerlendirerek maksimum atımın 7.5 m ile 1939 Erzincan depremine ait olduğunu ve atım miktarlarının batıya doğru azaldığını, depremlerin doğudan batıya doğru göç ettiğini belirtmiştir. KAF'ın batıya uzantısı üzerinde 17/08/1999 tarihinde Gölcük'te $M_s=7.4$ lik ve 12/10/1999 tarihinde Düzce'de olan $M_w=7.1$ lik iki depreme ait odak mekanizma çözümü sağ yanal atım vermiş ve arazide 4-5 metrelik sağ yanal kaymalar ölçülmüştür (Emre ve diğ., 1999; Taymaz, 1999a; Taymaz 1999b). Taymaz (2000), telesismik uzun peryot P ve SH dalga formlarını kullanarak çözdüğü deprem parametrelerine göre bu iki büyük depremin çok büyük bir oranda sağ yanal atımlı, D-B doğrultulu olduğunu; yine aynı civarda 13.09.1999 tarihli $M_w=5.9$ ve 11.11.1999 tarihli $M_w=5.6$ büyüklüğündeki diğer iki depremin çözümlerinin sağ yanal ve normal atım bileşenlerinin her ikisini de içerdiğini belirtmiştir. Le Pichon ve diğ. (1999-2000), Marmara denizinin doğuda 17/08/1999 tarihli Gölcük depremi ve batıda 9/08/1912 Ganos depremleri arasında bir sismik boşluk oluşturduğunu ve burada yakın bir gelecekte büyük bir deprem beklendiğini belirtmişlerdir.

GPS ölçümlerinden KAF'ın yaklaşık 15 ± 4 mm/yıl lık bir kayma hızına (slip rate) sahip olduğu görülür (Straub ve Kahle, 1995). Reilinger ve diğ. (1997)'de yine GPS verilerini kullanarak KAF için 30 ± 2 mm/yıl, DAF için ise 15 ± 3 mm/yıl lık hareket miktarları elde etmiştir. Jestin ve diğ. (1994)'ün Avrasya-Arabistan arasındaki güncelleştirilmiş kabuk hareket hızlarını kullanarak Jackson (1994), yeniden oluşturduğu bu hız üçgeninden KAF ve DAF boyunca kayma hızlarını sırasıyla ~ 36 mm/yıl ve ~ 33 mm/yıl vermiştir. Bu değer Jackson ve McKenzie (1988b)'nin 1909-1981 yılları arasındaki sismisiteyi kullanarak KAF için bulduğu ~ 39 mm/yıl değeriyle uyumludur. Barka (1992)'ya göre KAF'ın oluşumu iki aşamada gerçekleşmiştir. Birinci



Şekil 2.7 Kuzey Anadolu Fay'ının (KAF) batıya uzanımını gösteren şekil (Lybénis, 1984; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Taymaz ve diğ., 1991a; Smith ve diğ., 1995; Okay ve diğ., 1999-2000; Kurt ve diğ., 2000).

aşamada Geç Miyosen'de KAF ilk olarak Avrasya-Afrika yakınlaşmasının yarattığı K-G sıkışmanın sonucu geniş bir kesme zonu olarak oluşmuştur.

Yerdeğiştirmenin en fazla olduğu ikinci aşamada dar bir fay zonu olarak ana izin oluşumu Erken Pliyosen'de oluşmuştur. Bu çalışmada Geç Miyosen sedimanlarında gözlenen ofset ve fay zonu boyunca çek-ayır havzaların boyutlarından toplam yerdeğiştirme miktarları doğuda 40 ± 5 km den batıya doğru 25 ± 5 km değerine düşmektedir. 1939-1967 yılları arasındaki depremlere ait atım miktarları 7.5 m'den 2.5 m'ye düşer. Doğudan batıya bu düşüşün nedeni Anadolu bloğunun iç deformasyonu olabilir. KAF'daki slip oranları doğudan batıya doğru 1 cm/yıl'dan 0.5 cm/yıl'a azalan değerler almaktadır.

Mudurnu vadisinden batıya doğru KAF, Ege bölgesi ve Marmara'da üç kola ayrılır (Şekil 2.7). Kuzey kol Sapanca gölünden, İzmit körfezi, Marmara denizi çukurlukları, Gaziköy, Saros körfezi üzerinden Kuzey Ege çukurluğuna bağlanır. Orta kol Mudurnu vadisinden başlayıp Geyve havzasını oluşturur, İzmit gölünün güneyinden Gemlik, Bandırma, Biga, Çan, Bayramiç, Ezine üzerinden Ege denizindeki Skyros havzasının kuzey sınırını oluşturur (Şekil 2.2). Güney kol Yenişehir ovasından Bursa, Kemalpaşa, Manyas, Gönen, Pazarköy ve Edremit körfezini izleyerek Ege denizine girer ve Skyros havzasının güney sınırını oluşturur. Sismik aktivite ve GPS çalışmaları KAF'ın kuzey kolunun diğer iki koldan daha aktif olduğunu gösterir (Oral ve diğ., 1995; Straub ve Kahle, 1995).

KAF'ın kuzey ve orta kollarının Marmara denizinin oluşumu ile doğrudan ilgili olduğu düşünülür. Barka ve Kadinsky-Cade (1988), Marmara denizi içinde KAF'ın kollarının dinamiği ve deformasyonunu bir çek-ayır modeliyle açıklar. Ancak 1999 yılında İzmit ve Düzce'de cisim dalga büyüklüğü 7'den büyük olan iki depremin etkilerinin bölgedeki tarihsel depremler ışığında incelenmesi ile Marmara denizi altında KAF'ın kuzey kolunun tek bir çizgi halinde geçtiğine dair bir görüş gelişmiştir (Şengör ve diğ., 1999; LePichon ve diğ., 1999; Okay ve diğ., 2000). Marmara denizi içinde yanal atımlı hareketlerin ve gerilme kuvvetlerinin etkisiyle gelişen üç adet depresyonal çukurlukta (Tekirdağ, Orta Marmara ve Çınarcık) derinlikler bin metreden daha fazladır (Smith ve diğ.,

1995; Wong ve diğ., 1995; Ergün ve Özel, 1995; Okay ve diğ., 1999; Okay ve diğ., 2000) (Şekil 2.3). Barka (1992), KAF'ın Marmara denizinden daha batıya Kuzey Ege bölgesine uzanan kollarının da yine benzer geometrik şekillere sahip olduğunu açıklamıştır. Bu bölgedeki 2000 yıllık tarihsel depremlerin dağılımı kuzey kolun güneydeki iki koldan daha aktif olduğunu göstermektedir (Ambraseys ve Finkel, 1991). Bu sonuç KAF'ın hareketinin en az %60'ının kuzey kolla karşılandığından bahseden GPS gözlemleriyle uyumludur (Straub ve Kahle, 1995).

Marmara ve Ege denizleri arasında 45 km uzunlukta KD-GB doğrultulu uzanan sağ yanal atımlı Ganos fayı sismolojik ve morfotektonik özellikleriyle belirgindir ve KAF'ın batıya uzanan kolunu temsil eder (Ambraseys ve Finkel, 1987; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Hancock ve Erkal, 1990; Yalıtırak, 1996, Okay ve diğ. 1999). Ganos fayı uydu görüntüleri ve hava fotoğraflarında da belirgindir (Allen, 1975; Ambraseys ve Finkel, 1987). Orta Miyosen'den sonra oluşmuş Ganos fayı doğrultu atımın yanı sıra oblik bileşene de sahiptir. Şarköy'ün kuzeybatısında yanal-sıkışmalı bir yapıdayken daha doğuda Marmara denizi içinde yanal-genişlemeli yapı gösterir (Okay ve diğ., 1999). KAF'ın kuzey kolu Marmara denizi, Ganos fayı ile daha batıya Ege denizinin kuzeyine girerek D-B doğrultusunu kaybederek KD-GB doğrultusunda KEÇ'e bağlanır (Şengör ve diğ., 1985; Tüysüz ve diğ., 1998; Kurt ve diğ., 2000).

2.5 Kuzey Ege Çukurluğu'nun Jeolojik ve Jeofiziksel Özellikleri

Kuzey Ege denizinin en belirgin yapısal unsuru olan Kuzey Ege çukurluğu (KEÇ), 1000-1500 m derinliklerde, Saros çukurluğundan başlayıp batıda Magnesia'ya kadar uzanan, faylarla sınırlı birçok derin havzadan oluşmuştur (Lybérís 1984; Le Pichon ve diğ. 1984; Ginzburg ve diğ. 1987). KEÇ, Saros ve Soporades olmak üzere iki belirgin çukurluktan oluşur. Saros çukurluğunun içinde bulunduğu doğudaki havza DKD doğrultulu iken batıdaki Soporades havzası KD doğrultusundadır. Yaklaşık 100 km genişlikteki Soporades havzası Limni ve Semadirek adaları arasındaki 20 km genişlikli Saros çukurluğundan daha iyi gelişmiştir. Sismik yansıma profilleri Makedonya-Trakya kıtasal şelfi ve KEÇ arasındaki geçişin önemli miktarda düşey atımlı basamaklı faylarla

gerçekleştirdiğini göstermektedir (Biju-Duval ve diğ., 1972; Lalechos ve Savoyat, 1979). Soporades havzası simetrik değildir, KB'sına doğru 60-70 km lik bir geçiş zonunda havza eksenine göre tedrici bir düşümle sınırlı olduğu halde, havzanın güneybatı kenarı 10 km lik bir geçiş zonunda hızla çökmeyi sağlayan bir fayın oluşturduğu ani bir düşüş ile sınırlıdır (Lalechos ve Savoyat, 1979; Brooks ve Ferentinos, 1980). Soporades havzasının batı kenarı da oldukça diktir ve Magnesia dağları boyunca normal atımlı bir fayla sınırlanmıştır (Lybérís, 1984). KEÇ batimetrik çukuru kalınlığı 6 km olan dar bir sediman havzasının üzerindedir ve KKB-GGD doğrultulu Kavala ve Thermaikos sediman havzalarıyla bağlıdır (Şekil 2.3). Thermaikos havzasında çok kanallı yansıma sismiği kayıtları yaklaşık K 100° D doğrultulu normal fayların KAF'ın batı uzantısını kestiğini gösterir (Laigle ve diğ., 2000). KEÇ'de hakim tektonik rejim yanal atımın eşlik ettiği açılma rejimidir ve sismotektonik gözlemlerin öne sürdüğü sıkışma rejiminin etkisine rastlanmamıştır (Lybérís, 1984).

Le Pichon ve diğ. (1984), Saros çukurluğunun daha batısında Semadirek adasının güney bölgeleri için batimetri ve gravite verilerine bakarak burasının kuzey sınırı boyunca büyük bir normal fayla sınırlanmış yarım graben olduğunu söyler. Gravite ve manyetik verilerinin değerlendirilmesiyle Soporades havzasında çökmenin isostatik denge ile olduğunu, Semadirek ve İmroz adaları arasındaki Saros çukurluğuna ait hatta ise izostatik denge olmadığını belirtir. Le Pichon ve diğ. (1984), 20 km genişliğinde V şekilli dar Saros çukurunda göreceli olarak küçük çökmelerin (1 km'si sedimaller olmak üzere 2 km'lik bir çökme) kütle azlığına bağlı geliştiğinden ve Saros çukurluğunun oluşum aşamasında olduğundan bahseder. Ginzburg ve diğ. (1987), Soporades çukurluğunda yapılan sismik yansıma, kırılma ve manyetik ölçümlerden KEÇ'in altında kabuğun kıtasal olduğunu ve kalınlığının ortalama kalınlıktan biraz az, yaklaşık 28 km olduğunu belirtmiştir. Çukurluktaki sedimanlar Eosen, Miyosen ve Pliyo-Pleyistosen ve çukurluğun en derin kısmındaki en kalın sediman istif ise Pliyosen yaşlıdır. Çukurluktaki sediman kalınlığı en fazla 5.0 ile 5.5 km arasında değişir.

2.6 Gökova ve Saros Körfezlerinin Batı Anadolu Neotektoniği İçindeki Yerleri

KAF'ın sağ yanal makaslama kuvvetleri ve Batı Anadolu'nun K-G gerilme rejiminin bir arada görüldüğü Batı Anadolu'nun kuzey alanlarında gelişen fay yapılarının hem yanal hem de düşey bileşene sahip olacağı kaçınılmazdır. KAF'ın Mudurnu yakınlarından Batı Anadolu'ya girişiyle 3 kola ayrılması farklı bir tektonik rejim içine girmesi sonucu olmalıdır. KAF'ın kuzey kolu Ege denizinin kuzeyindeki önemli bir jeolojik yapıyı oluşturan KEÇ'e kadar uzanırken en güneydeki kolu da Geyve'den GB'ya doğru ilerleyerek KEÇ'in güneyindeki Skyros çukurluklarına bağlanır (Şekil 2.2, Şekil 2.3, Şekil 2.7). Deprem odak mekanizma çözümleri her iki çukurluk üzerinde de normal atım bileşenli doğrultu atımlı fay çözümleri verirken, deprem episantır dağılımları yapı boyunca çizgisellik gösterir (Şekil 2.4, Şekil 2.5). GPS çözümleri ile KAF için Straub ve Kahle (1995), KAF'ın yaklaşık 15 ± 4 mm/yıl'lık bir kayma hızına (slip rate) sahip olduğunu söylerken; Reilinger ve diğ. (1997), 30 ± 2 mm/yıl'lık bir değer vermektedir. Deprem verilerini kullanarak Jackson (1994), KAF için yaklaşık 36 mm/yıl'lık bir batıya göç hareket hızı verir. Saros körfezi KAF'ın etkili olduğu bir alanda gerilme kuvvetlerinin de hakim olduğu Batı Anadolu'nun kuzey alanlarında üçgen şekilli yapısıyla yer alır. Böylesi bir tektonizma Saros'da fay yapılarının normal ve yanal bileşene sahip olmasını gerektirir. Zaten bu bölgede yapılan birçok jeoloji ve jeofizik çalışması da temelde aynı sonuca varır (Saner, 1985; Çağatay ve diğ., 1998; Yaltırak ve diğ., 1999; Saatçılar ve diğ., 1999; Kurt ve diğ., 2000). Saros çukurluğunda $m_b=5.5$ büyüklükteki 27/03/1975 Saros depremine ait odak mekanizma çözümü sağ yanal doğrultu atım ve normal atım bileşenlerinin her ikisini de içermektedir (Taymaz ve diğ., 1991a). Saros bölgesinde yanal atım ve gerilme kuvvetlerinin birlikte çalışması ile gelişen negatif çiçek yapılarını beklemek mümkündür (Tüysüz ve diğ., 1998; Kurt ve diğ., 2000).

Ege'deki K-G gerilme miktarı, depremleri kullanarak hesaplanan sismik moment tensörleri ile (Jackson ve McKenzie, 1988a; Ekstrom ve England, 1989; Main ve Burton, 1989; Jackson ve diğ., 1992) yılda ortalama 40-60 mm'lik K-G genişleme değerini verirken; Eyidoğan (1988), Batı Anadolu'daki K-G açılma

hızının kuzeyden güneye doğru arttığını belirtir. Reilinger ve diğ. (1997), GPS gözlemlerine dayanarak Ege'nin 14 ± 5 mm/yıl lık bir hızla K-G doğrultulu açıldığını, kuzey kesimlerinde 20-22 mm/yıl olan hareketin güneye doğru 40 mm/yıl'a arttığını belirtilmiştir. Batı Anadolu'da gerilme kuvvetlerinin GB'ya gittikçe artması güneydeki Hellen dalma-batma zonu ile ilişkili olmalıdır. Bu durumda Batı Anadolu'nun GB ucunda gözlenen Gökova körfezi için K-G yönlü gerilme rejimi karakterli yapılar beklemek kaçınılmazdır. Birçok araştırmacının Gökova körfezi ve civarına ait yaptığı jeofizik ve jeoloji çalışmasında buradaki fay yapılarının normal bileşen içerdiğini ortaya çıkarmıştır (Roberts ve Jackson, 1991; Paton, 1992; Görür ve diğ., 1995; Kurt ve diğ., 2000). Deprem odak mekanizma çözümleri de bu durumu desteklemektedir (Şekil 2.4).



3 SİSMİK YANSIMA VERİLERİNİN TOPLANMASI ve UYGULANAN SİSMİK VERİ İŞLEM AŞAMALARI

Sismik yansımaya yöntemi, bir enerji kaynağı kullanılarak yaratılan ses dalgalarının yer içindeki tabaka sınırlarından yansıyarak getirdiği bilgileri ölçme esasına dayanır. Sismik (seismic), köken olarak Yunanca'da şok anlamına gelen 'seismos' kelimesinden türetilmiştir. Sismik yansımaya yönteminde incelenen parametreler ve bunlardan türetilen bilgiler aşağıdaki gibidir.

A-Sismik seyahat süreleri (yeraltı sismik yapısı ve hız bilgisi)

B-Sismik dalgacık karakterleri (sismik stratigrafi)

C-Sismik yansımaya genlikleri (sismik litoloji)

Bu çalışmada sismik seyahat süreleri ve dalgacık karakterleri incelenerek yeraltının sismik yapısı ve stratigrafisi incelenmiştir. Yer içi geometrik yapısını belirlemede oldukça kullanışlı jeofizik uygulamalardan biri olan sismik yansımaya yöntemine dayanarak jeolojik yapı ile ilişkili sismik özellikleri farklı tabaka, kıvrım ve kırıklar belirlenmiştir.

Sismik yöntemler kara ve denizde uygulanabilir, her iki grupta da bir enerji kaynağı kullanılarak sismik dalgalar oluşturulur. Oluşturulan bir enerji kaynağından çıkan sismik dalgalar yer içinde yayılırken tabakalardan yansıyarak yeryüzüne gelir ve alıcılar tarafından algılanarak kayıt aletinde kaydedilir. Sismik yansımaya yöntemi bu çalışmada veri toplama, işleme ve yorumlama olmak üzere üç aşamada gerçekleştirilmiştir.

3.1 Sismik Yansımaya Verisi Toplama

Kara ve denizde yapılan sismik yansımaya çalışmalarında kullanılan alet ve teçhizat farklıdır. Denizdeki sismik çalışmalar iki ya da üç boyutlu sismik çalışma olmasına göre bir ya da birkaç gemi kullanılarak yapılır. Bu çalışmada MTA Genel Müdürlü'ne bağlı MTA Sismik-1 araştırma gemisi kullanılmıştır.

MTA Sismik-1 gemisi ile sığ ve derin sismik veri toplama, manyetik, gravite, batimetri ölçümü ve jeolojik örnekleme çalışmaları yapılabilmektedir. Geminin bazı özellikleri aşağıda listelenmiştir.

Boy: 55.75 m

Genişliği: 8.87 m

Draft (geminin su içindeki derinliği):

baş kısmı: 3.85m

kıç kısmı: 4.0 m

ortalama: 3.92 m

Tonajı: 750.44 GWT (ton)

Ortalama sismik ölçüm hızı: 4.5 KNT (8.3 km/saat)

MTA Sismik-1 araştırma gemisinde sismik veriler “Syntrak-480 Marine System” isimli sistem ile SEG-D formatında toplanır. Gemi pozisyonunu belirlemede GPS (Global Positioning System) ve DGPS (Differential Global Positioning System) kullanılır. Bu çalışmada DGPS’de oluşabilen teknik arızalar nedeniyle zaman zaman GPS, zaman zaman da DGPS kullanılarak koordinat belirlenmiştir. Gökova körfezinde 12, Saros körfezinde ise 7 adet sismik hat üzerinde sismik yansıma verileri toplanmıştır (Şekil 1.1). Bu hatların başlangıç, bitiş koordinatları ve uzunlukları Tablo 3.1’de listelenmiştir.

3.1.1 Sismik kaynak

Deniz sismiğinde kaynak olarak hava tabancası (air-gun), ateşleyici (sparker), buhar şoku (vaporchoc), su tabancası (water gun) kullanılır. Kara sismiğinde ise dinamit, ağırlık düşürme, dinoseis, vibroseis, geofleks kullanılır. Sıkıştırılmış havanın su içinde ani olarak serbest bırakılması yöntemi ile çalışan hava tabancası deniz sismiğinde en sık kullanılan sismik kaynaktır. Temel prensip kompresörlerden hava tabancasına gönderilen sıkışmış havanın deniz içinde hava kabarcıkları yaratmasıdır (Giles, 1968; Schulze-Gattermann, 1972). Deniz yüzeyinin bir miktar altında çekilen hava tabancasında patlatma zamanı kontrollüdür. Birden fazla hava tabancasının aynı anda kullanılması ile yaratılan enerji miktarı ve kaynak dalgacığının şekli kontrol edilir. Suda yaratılan hava balonunun sıkışma ve genişleme hareketine istenmeyen biçimde devam etmesi

(buble oscilation) bu kaynağın kullanımında bir dezavantajdır ancak hava tabancasının uygun serim ve derinliklerde konumlandırılmaları ile bu etkiden kurtulmak mümkündür. MTA Sismik-1 gemisinde GI (Generator-Injector) tipinde hava tabancaları kullanılır. Bu tip hava tabancalarında oluşan kabarcık etkisi (buble oscilation) injectör kısmından çıkan hava ile karşılanarak bastırılmakta böylece hayalet yansımaların (ghost) etkisi azalmaktadır.

Tablo 3.1 Gökova ve Saros körfezlerine ait sismik hatların başlangıç, bitiş koordinatları ve uzunlukları.

	Hat-no	Başlangıç koordinatı	Bitiş Koordinatı	Hat uzunluğu (m)
G Ö K O V A	GOK-001	27.982 D 37.003 K	27.982 D 36.827 K	19838
	GOK-002	27.950 D 36.828 K	27.950 D 36.990 K	18152
	GOK-003	27.910 D 36.992 K	27.910 D 36.838 K	17217
	GOK-004	27.870 D 36.833 K	27.870 D 36.992 K	17778
	GOK-005	27.280 D 36.983 K	27.820 D 36.838 K	16281
	GOK-006	27.760 D 36.825 K	27.760 D 36.967 K	15903
	GOK-007	27.710 D 36.973 K	27.710 D 36.817 K	17587
	GOK-008	27.650 D 36.832 K	27.650 D 36.952 K	13470
	GOK-009	27.600 D 36.942 K	27.600 D 36.793 K	16646
	GOK-010	27.560 D 36.789 K	27.560 D 36.948 K	17955
	GOK-011	27.510 D 36.960 K	27.510 D 36.775 K	20760
	GOK-012	27.462 D 36.833 K	28.021 D 36.973 K	52810
S A R O S	SAR-001	26.133 D 40.242 K	26.400 D 40.577 K	44439
	SAR-002	26.492 D 40.580 K	26.343 D 40.390 K	25000
	SAR-003	26.600 D 40.608 K	26.490 D 40.463 K	19000
	SAR-004	26.483 D 40.583 K	26.617 D 40.523 K	13410
	SAR-005	26.347 D 40.575 K	26.525 D 40.492 K	18115
	SAR-006	26.448 D 40.463 K	26.221 D 40.550 K	24000
	SAR-007	26.147 D 40.363 K	26.158 D 40.233 K	15000

MTA Sismik-1 gemisi toplam 12 adet hava tabancasına sahiptir ancak veri toplama çalışmaları sırasında çeşitli arızalanmalar sebebiyle genellikle daha az sayıda kullanılabilir. Gökova ve Saros körfezi verilerini toplarken kullanılan hava tabancalarına ait parametreler aşağıda sıralanmıştır:

Hava tabancası sayısı: 8 veya 9 (Gökova); 7 (Saros)

Basınç: 1600 PSI (Pascal Square Inch²)

Toplam büyüklük: 750 in³, 870 in³, 1080 in³

Derinlik: 7 m

3.1.2 Sismik Alıcılar ve Kayıtcı Sistemi

Alıcılar sismik enerjiyi elektrik enerjisine dönüştürerek bir kablo yoluyla kayıt sistemine gönderir. Sismik alıcı olarak karada yer içindeki parçacık hızını ölçen jeofon, denizde basıncı ölçen hidrofon kullanılır. Hidrofon içinde kuvars veya piezoelektrik özelliğe sahip seramikden oluşan piezoelektrik alıcılar mevcuttur. Sismik enerjinin denizde yarattığı basınç dalgası hidrofonun piezoelektrik maddesini etkileyerek bir elektrik voltaj oluşturur. Oluşan voltaj kayıtcıda çeşitli işlemlerden geçirilerek kaydedilir. Hidrofonlar streamer denilen bir hortum içinde belli sayılarda bir araya gelip hidrofon grupları oluşturarak belirli aralıklarda sıralanır ve geminin arkasından ofset uzaklığı kadar bir mesafeden çekilirler. Streamerin boyu çalışmanın ölçeğine bağlı olarak birkaç km'ye ulaşabilir, içine doldurulan kerosen maddesi sayesinde suda batmazlar, su geçirmez malzemeden yapılmıştır, kullanılmadığı zamanlarda geminin arkasındaki büyük bir makaraya sarılırlar. Hidrofon aralarına yerleştirilen modüllerde sismik sinyal güçlendirilir (amplifier), anti-alias süzgeci ve diğer süzgeçlerden geçirilerek hangi kanaldan hangi sinyalin geldiğini ayıran çoklu üniteye (multiplexer) gelir. Bu çalışmada kullanılan streamere ve süzgeçlere ait özellikler aşağıda sıralanmıştır:

Streamer boyu	: 1187.5 m
Derinlik	: 10 m
Hidrofon grup aralığı	: 12.5 m
Modül sayısı	: 8
Hidrofon/grup	: 16
Alçak geçişli süzgeç	: 8 Hz
Yüksek geçişli süzgeç	: 218 Hz

Çoklu üniteden kanallara ayrılmış olarak çıkan analog sinyal (A/D dönüştürücüler yardımıyla) sayısal sinyale dönüştürülür. Sayısallaştırılmış sinyal ikili (binary) düzende manyetik banta yazılır. Arazide manyetik bantlara kaydedilen sismik veri çoklu (multiplexed) şekilde toplanır, matris tranpozisini gerçekleştiren demultiplexed işlemi ile veri ayırık kanallar halinde yazılır. Bununla beraber, bu çalışmada kullanılan kayıtcı sisteminin demultiplex

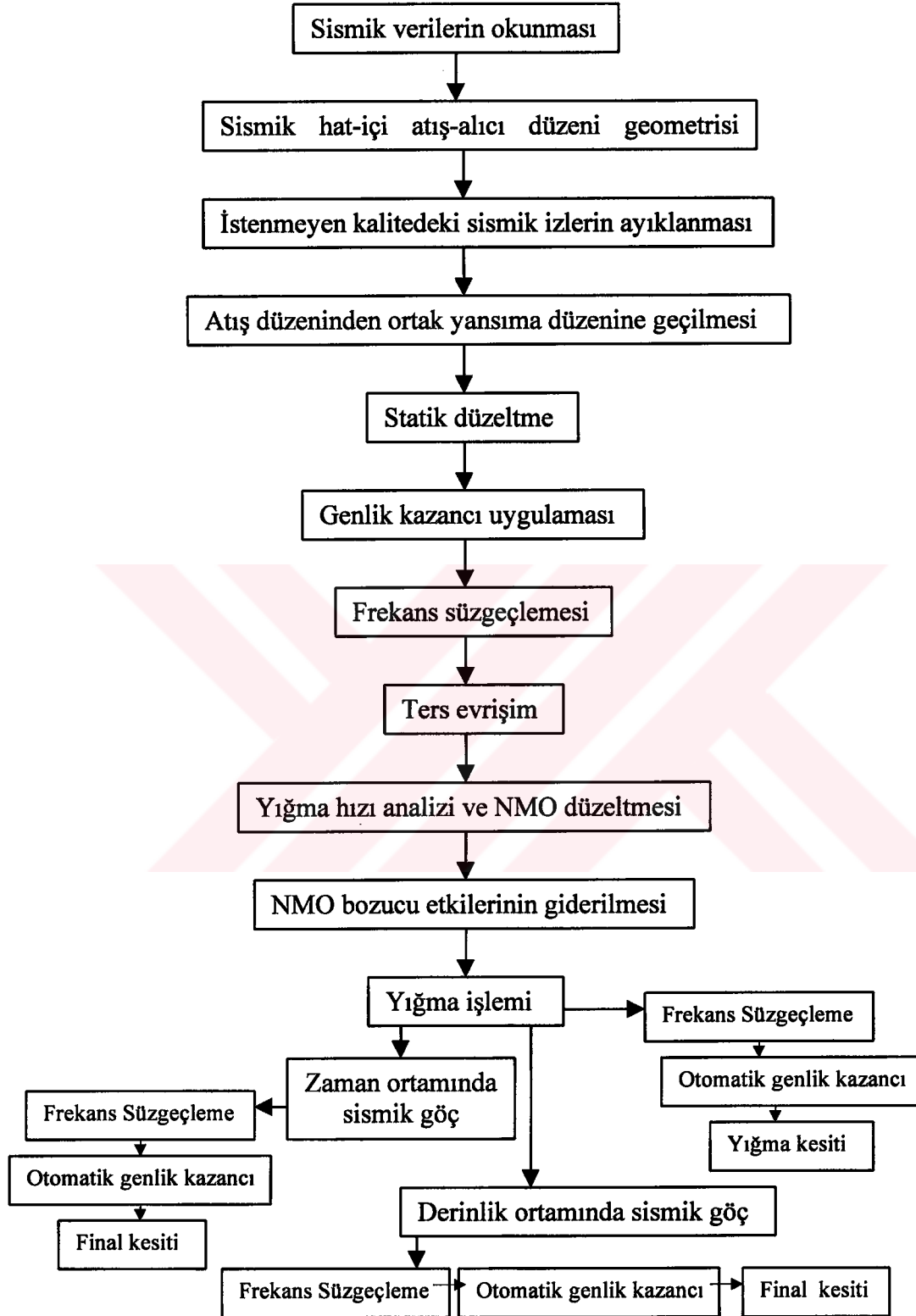
işlemini yapabilmesi nedeniyle, kayıtlar ayrı kanallar halinde saha teyplerine yazılmıştır. Demultiplexed işleminden sonra sismik veri diğer işlemlere hazır hale gelir.

3.2 Sismik Veri İşlem

Sismik veri işleminde temel amaç verinin sinyal/gürültü oranını artırmak ve ilk toplandığı halleri ile jeolojik bir anlam ifade etmeyen verileri, jeolojik yorum yapılabilecek yeraltı kesitleri haline getirmektir. Bu amaçları başarmak için araziden gelen ham sismik veriler (atış verileri) matematik ve fizik prensiplerine dayalı işlemlerden geçirilerek jeolojik kesitle ilişkili sismik kesitlere dönüştürülür. Bu çalışmada sismik veri işlem dünyada özellikle petrol/doğal gaz endüstrisinde yaygın olarak kullanılan Disco/Focus (Versiyon: 4.2) yazılım programı kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Bu sistem Türkiye’de dört kurumda; TPAO, TÜBİTAK-MAM, MTA Genel Müdürlüğü’nde ve İTÜ Jeofizik Mühendisliği bölümünde lisanslı olarak kullanılmaktadır. Sismik veri işlem aşamasına gelen verilerin atış ve alıcı ile ilgili parametreleri yukarıdaki paragraflarda verilmiştir. Bunların dışında sismik veri işlem aşamalarında bilinmesi gereken veri toplama parametreleri aşağıda sıralanmıştır:

Kanal sayısı	: 96 veya 48 (Gökova körfezinde 10 ve 11 No’lu sismik hatlar)
Kayıt uzunluğu	: 5120 ms (milisaniye)
Örnekleme aralığı	: 2 ms
Atış aralığı	: 50 m
Ofset	: 237.5 m

Bu çalışmada izlenen temel sismik veri işlem aşamaları Şekil 3.1’deki akış şemasında verilmiştir. Bu akış şeması genel bir yaklaşımdır, verilerde gerek görülmediği durumlarda bazı aşamalar atlanmıştır. Bunun yanı sıra akış şemasında olmayan bazı veri işlem teknikleri verilerin problemlili davranan özel hallerinde uygulanmıştır.



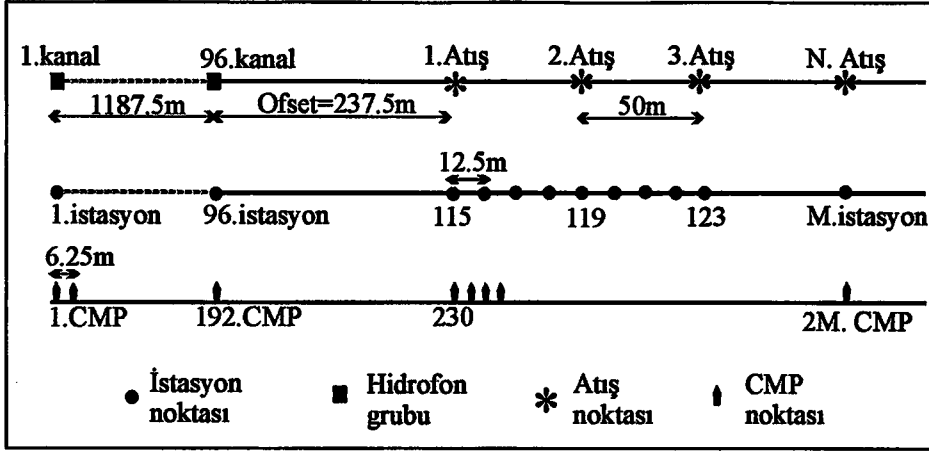
Şekil 3.1 Sismik veri işlem aşamalarını gösteren akış diyagramı

3.2.1 Sismik Verilerin Okunması

Veriler toplanırken SEGD formatında manyetik teyplere yazdırılır. Sismik veri işleminde kullanılan Disco/Focus yazılım programı ise kendine özgü dahili formatında işlem görür. O nedenle bir dönüştürme işlemi ile sismik veriler SEGD formatından Disco/Focus dahili formatına aktarılır. Sismik veri işlem aşamasının başında veri, her atış için ayrı kanallarda kaydedilen sismik izlerden oluşur. Bu çalışmada 50 m aralıklarla yapılan her atış için 96/48 kanalda toplanan sismik izler veri işleme giriş verilerini oluşturur.

3.2.2 Sismik Hat-İçi Atış-Alıcı Düzeni Geometrisi

Denizde veri toplama ile ilgili tutulan gözlemci çizelgelerinden (observer log) elde edilen bilgiler sismik veri işleminde doğru bir şekilde kullanılmalıdır. Veriler toplanırken her sismik izin başına o izin ait olduğu atış ve alıcı koordinatları, eğer kara verisi ise topoğrafik değerleri, atış numarası ve dosya numarası gibi bilgiler yazılır. Bu açıklama kısmına iz başlığı (trace header) bilgileri denir. Veri toplama ile ilgili diğer bilgileri örneğin hava durumunu veya denizin dalgalı olup olmadığını bildiren gözlemci çizelgeleri, atış ve alıcılarla ilgili o hatta ait arıza veya açıklamaların olduğu atış ve alıcı çizelgeleri veri işlem öncesi dikkatle incelenmelidir. Her atışın gerçek koordinatlarının bilinmesi sondaj yeri tariflemesi için önemlidir ancak yapısal jeoloji amaçlı sismik kesitlerde bağıl koordinatlar kullanılarak çalışılabilir. Bu çalışmada bağıl koordinatlar kullanılmış, atış ve alıcılar sanal olarak oluşturulan istasyon numaralarına yerleştirilmiştir. İstasyonlar arası mesafe olarak ofset ve grup aralığı değerlerinin en küçük bölünebilen 12.5 m değeri seçilmiştir. Buna göre gemiye en uzak olan 1. kanalın istasyon numarası 1, 96. kanalın 96, 1. atışın istasyon numarası ofset mesafesinin içine 19 istasyon düştüğünü hesaba katarak 115 olmalıdır (Şekil 3.2). Her atış arasında 50 m olduğu için istasyonlar her atış için 4 istasyon atlayarak devam eder. Bu durumda ikinci atışın istasyon numarası 119, üçüncüsü 123, dördüncüsü 127 olmak üzere devam eder.

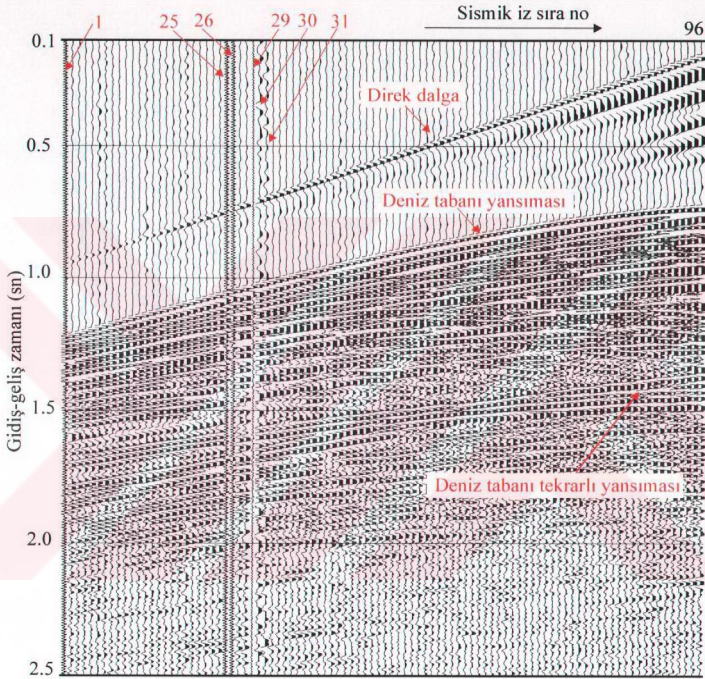


Şekil 3.2 Sismik hat-içi atış-alıcı düzeni geometrisini gösteren şekil.

Atış ve kayıtçı çizelgelerinde atış kaçıp kaçmadığına dair bilgiler dikkatle gözden geçirilmiştir. En sık karşılaşılan problemlerden biri olan atış yapıldığı halde kayıtçı tarafından yazılmama durumu veya atış yapılması gereken yerde atış yapılmamış olması istasyon numaralandırmasında göz önünde bulundurulmalıdır. Örneğin 3. atış yapıldığı halde kayıt edilemedi ise bir sonraki kayıt aslında 4. olduğu halde teyplerde 3. olarak gözükecek bu da sismik kesitte yanlış görüntülere sebep olabilecektir. Bu durumda kayıttaki 3. atışın istasyon numarası 123 değil 127 olarak işlenmelidir. Bundan sonraki atışlarda bu düzeltme hesaba katılarak numaralandırılmalıdır.

3.2.3 İstenmeyen Kalitedeki Sismik İzlerin Ayıklanması (Data Editing)

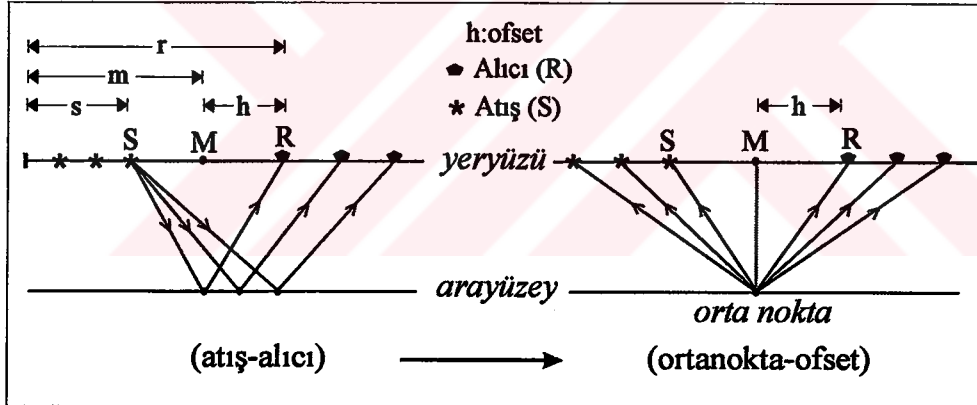
Sismik çalışmanın yapıldığı alanda kötü saha koşulları nedeniyle sismik izin bir parçası, tamamı ya da bütün atış kaydı anormal biçimde ya çok zayıf ya da çok yüksek enerjili bir şekilde olabilir. Bundan başka alıcılardaki bağlantı hatası nedeniyle sismik izler ters polariteli olarak kaydedilebilirler. Bunlar sismik veri işleminde bozucu etkiler yaratırlar. Sismik veri işlemci bu tür etkileri gözle karar verdikten sonra atış verilerinden ayıklamalıdır. Ayıklama işleminde gürültülü atışın veya izin tamamı veriden atılabileceği gibi, gürültü izin sadece bir bölümünde ise o bölge sıfırlanabilir. Ters polariteli izlerin polaritesi değiştirilir. Şekil 3.3'de Saros körfezine ait 1 numaralı sismik hatta bozuk izler içeren 655 numaralı atış verisi görülmektedir. Bu atışta 1, 25, 26, 29, 30 ve 31 numaralı sismik izler sıfırlandırılmıştır.



Şekil 3.3 Saros körfezine ait 1 numaralı sismik hattın 655 numaralı atış kaydı (0.1-2.5 sn arası). Yatay eksen sismik iz sıra numarasını gösterir. Bazı sismik izlerin veri toplama aşamasında bozuk kaydedildiği bu atış kaydında 96 adet sismik iz vardır. Gözle 1, 25, 26, 29, 30, 31 numaralı kanallardaki sismik izlerin veri işleminde bozucu etki yapacağına karar verilmiş ve bu izler sıfırlanmıştır. Tüm sismik hatlarda atışların hepsi bu şekilde incelenerek bozucu etki içeren izler sıfırlanmıştır.

3.2.4 Atış Düzeninden Ortak Yansıma Düzenine Geçilmesi (Sort)

Sismik veri atış-alıcı koordinatlarında toplanır. Ancak sıfır açılımlı sismik kesit (yığılma) elde edecek temel sismik veri işlem aşamaları verinin “Ortak Yansıma Noktası-Ofset” koordinatlarında olmasını gerektirir (Mayne, 1962). Sort işlemi ile veri, atış-alıcı (shot-receiver) koordinatlarından ortak yansıma noktası-ofset (midpoint-offset) koordinatlarına atanır (Şekil 3.4). Şekil 3.4’de görüldüğü gibi her sismik iz bu ize eşlik eden atış ve alıcının orta noktasına (midpoint) aittir. Aynı orta noktadan yansıyan birçok sismik iz olabilir. Bunlar gruplanarak ortak orta-nokta topluluğu (common-midpoint-gather, CMP) oluştururlar. Eğer tabakalar paralel ise ve sismik hızlar tabakalar içinde yanal olarak değişmiyorsa CMP, ortak derinlik-noktası topluluğu (common-depth-point-gather, CDP) topluluğuna eşittir. Ancak hız ve/veya tabaka eğimi değişirse bu iki veri topluluğu eşit olmayacak ve nokta etrafında saçılmış atış-alıcı çiftlerine ait sismik iz topluluğu (CMP) geçerli olacaktır.



Şekil 3.4 Atış-alıcı koordinatlarından orta nokta-ofset koordinatlarına dönüşümü gösteren şekil. Bu dönüşüm sonucu her sismik iz bu ize eşlik eden atış ve alıcının orta noktasındaki koordinata atanır. Aynı orta noktaya sahip izler birlikte gruplanarak bir CMP topluluğu oluştururlar. Şekilde s, m ve r sırasıyla atış, orta nokta ve alıcının referans seviyesine olan uzaklığını verir.

Şekil 3.4’deki geometriye dayanarak atış-alıcı koordinatlarından (s,r) ortanokta-ofset (m,h) koordinatlarına dönüşümü sağlayan ifadeler 3.1 denklemleri ile verilir.

$$m = \left(\frac{r+s}{2} \right), \quad h = \left(\frac{r-s}{2} \right) \quad (3.1)$$

Bu çalışmada atış ve alıcı koordinatları 3.1 denklemlerine uygun olarak ortak orta nokta ve ofset koordinatlarına dönüştürülürken belli bir referans noktasına göre göreceli değerler kullanılmıştır. CMP topluluğunun içerebileceği en fazla iz sayısına “katlama sayısı (folding)” denir ve (3.2) denklemi ile ifade edilir.

$$\text{katlama sayısı} = \frac{\text{kanal sayısı} \times \text{grup aralığı}}{2 \times \text{atış aralığı}} \quad (3.2)$$

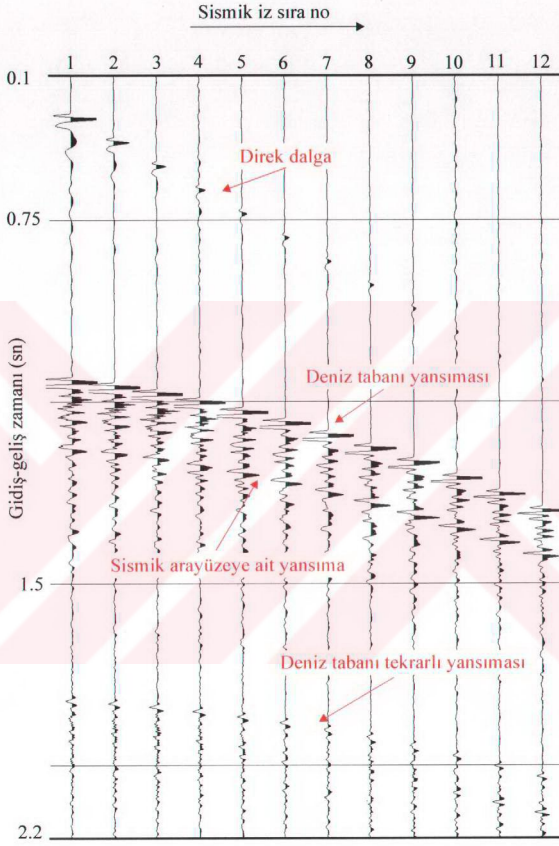
Bu çalışmada katlama sayısı 96 kanallı veriler için en çok 12, 48 kanallı veriler için (Gökova körfezinde 10 ve 11 No’lu hatlar) en çok 6 olarak hesaplanmıştır. Şekil 3.5’de verilen Saros körfezine ait 1 numaralı sismik hattın 4264 numaralı CMP verisi 12 katlamalıdır. Ancak atış verilerinde istenmeyen kalitedeki izlerin ayıklanması aşamasında, bozuk sismik izlerin atılması ile bazı CMP gruplarındaki katlama sayısı daha da düşebilir.

3.2.5 Statik Düzeltme (Static Correction)

Karada yapılan sismik yansıma çalışmalarında atış-alıcı istasyonlarının farklı kotlarda olması nedeniyle atış ve alıcıları ortak bir referans düzlemine (datum) indirgeyen ve ayrıca yeryüzüne yakın yerlerde gevşek topraktan ve kayaçların ayrışmasından oluşan düşük hız tabakasının etkisini gideren düzeltmedir. Denizlerde yapılan sismik yansıma çalışmalarında genellikle statik düzeltmeye gerek yoktur, ancak atış ve alıcıların deniz seviyesinin belli miktarda altında çekilmesinden kaynaklanan bir düzeltme uygulanabilir. Bu çalışmada sismik veriler toplanırken atışın yapıldığı hava tabancaları yaklaşık 7 m, alıcı olarak kullanılan streamer 10 m derinden çekilmektedir. Atış ve alıcı koordinatlarının indirgendiği referans düzlemi olan deniz yüzeyine uzaklıklarının yarattığı zaman farkı (3.3) denkleminde hesaplanır. Bu değer sismik izlerin zamanlarına eklenerek statik düzeltme yapılmıştır.

$$t_s = t_{at} + t_{al} \quad (3.3)$$

$$t_s = \frac{h_{at}}{V_d} + \frac{h_{al}}{V_d}$$

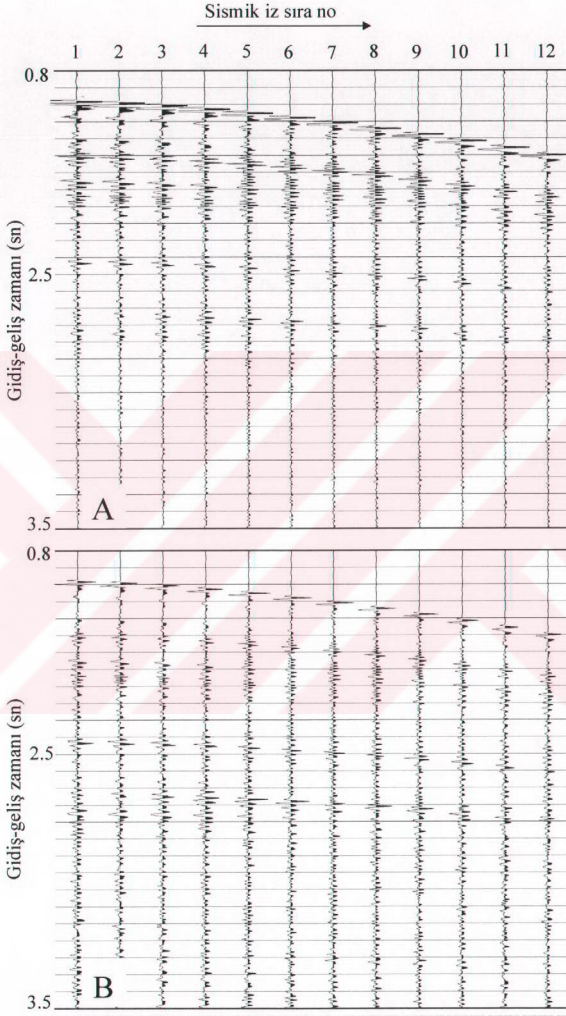


Şekil 3.5 Saros körfezinin 1 numaralı sismik hattına ait 4264 numaralı CMP örneği (0.1-2.2 sn'ler arasında).

Statik düzeltmenin yapıldığı (3.3) denkleminde t_s statik düzeltme miktarını; t_{at} ve t_{al} sırasıyla atış ve alıcının deniz yüzeyinden olan zamansal uzaklıklarını; h_{at} ve h_{al} sırasıyla atış ve alıcının deniz yüzeyinden olan derinliklerini; V_d ise deniz suyu hızını gösterir. Deniz suyunun sismik hızı 1500 m/sn kabul edilmiştir.

3.2.6 Genlik Kazancı Uygulaması (Gain)

Bir nokta kaynaktan küresel olarak yayılan dalga cephesinin kaynaktan uzaklaşması ile sismik dalga genliklerinde azalma olur. Küresel açılım (geometrical spreading) denilen bu olayın sebebi kaynaktan uzaklaştıkça genişleyen dalga cephesi üzerinde birim alana düşen sismik enerjinin azalmasıdır. Veri işlem yaklaşımları ile sismik dalgacıkta küresel açılım nedeniyle olan genlik azalımı da yine bir kazanç (gain) işlemi ile geri getirilebilir. Bu durumda genliklere ortamın sismik hızı ile ilişkili üstel bir fonksiyon uygulanır. Sismik genlik değerlerinin önemli olduğu çalışmalarda, örneğin AVO analizinde (Amplitude-Versus-Offset), ortamın sismik hızlarının çok iyi tayin edilerek kazanç düzeltmesi yapılmalıdır. Bu çalışmada amaç yapısal ve stratigrafik jeoloji yorumları yapılacak kesitler oluşturmak olduğundan sismik izlerdeki zamanla azalan yansıma genliklerini karşılayacak şekilde kullanılan veri-işlem program paketinde etkileşimli (interaktif) olarak kazanç analizi, iz genliklerini üstel bir sayı ile çarparak uygulanmıştır. Etkileşimli kazanç analizinde belirlenen zaman aralıklarında genlik değişimlerini sabit yapacak rakamlar seçilmiştir. Bu çalışmada genelde her 100 CDP noktasında bir genlik kazanç operatörü uygulanarak sismik genlikler artan zamanla dengelenmiştir. Bunun yanısıra elde edilen kaba sismik kesitte düşey ve yatay yönde jeolojik yapının değişim gösterdiği yerlerde kazanç analizi daha sık yapılmıştır. Şekil 3.6'da Gökova körfezinin 8 numaralı hattındaki 805 nolu CMP verisindeki genlik kazancı düzeltmesi uygulaması gösterilmiştir. Şekilde dikkat edilirse genlik düzeltmesi ile sismik izler artan zamanla dengelenmiş ve düşey belirginlik artmıştır.



Şekil 3.6 Gökova körfezinin 8 numaralı sismik hattına ait 805 numaralı CMP verisinin genlikleri üzerinde kazanç uygulaması. Başlangıçta genlikler zamanla azalmakta (A), kazanç uygulamasından sonra genlikler zamana bağlı olarak dengelenmektedir (B).

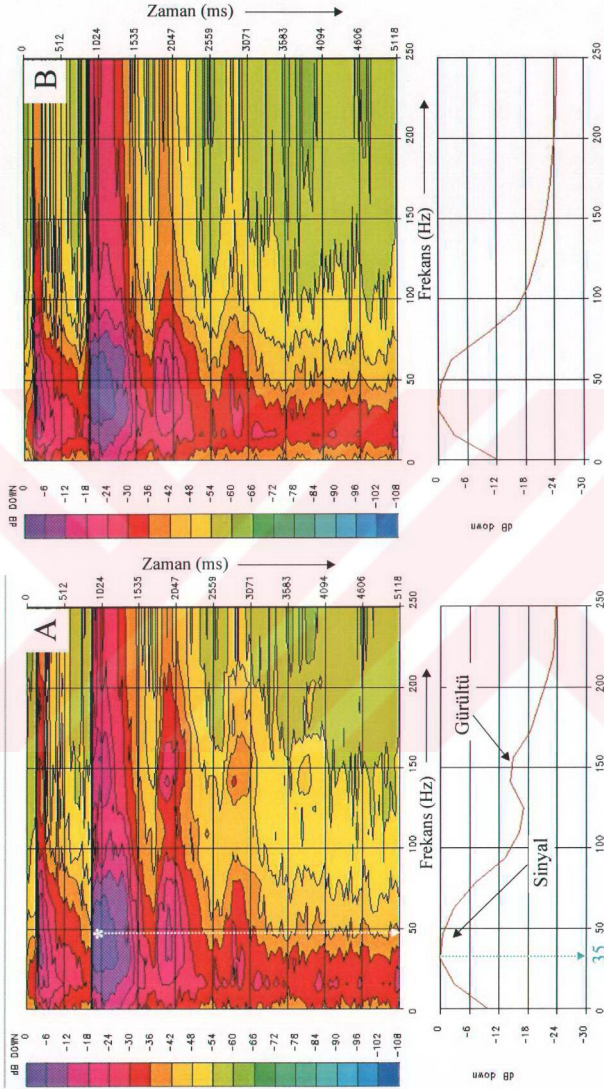
3.2.7 Frekans Süzgeçlemesi (Filtering)

Bu aşamada CMP kayıtlarına zamanla değişen frekans süzgeçleri (time variant filter) uygulanarak verinin gürültü içeren frekans bandları bastırılır ve sinyal/gürültü oranının artırılması sağlanır. Bu amaçla CMP verilerinin frekans spektrumu incelenir ve baskın frekans, gürültülü frekans bandları etkileşimli olarak belirlenir. Sismik veriler daha toplanırken belli bir frekans bandında kayıt edildiğinden (8-218 Hz) frekans süzgeçlemesinde bu frekanslar arasında değerler seçilir. Uygulanan band geçişli (band-pass) süzgeçlemede kosinüs penceresi kullanılmıştır. Kosinüs penceresinin boyu kaynak sinyalinin boyu kadar seçilmiştir. Kaynak sinyali olarak atış kaydında gemiye en yakın alıcı kanalı olan 96. kanalda kaydedilen 200 ms uzunluğundaki direk gelen dalga seçilmiştir. Buna göre kosinüs pencere boyu 201 ms saptanarak band geçişli trapozoidal süzgecin kesme frekansları genelde 10-15 ve 70-80 Hz olarak seçilmiştir. Şekil 3.7'de Focus programında etkileşimli olarak Saros körfezinde, 1 numaralı sismik hattın 4200 numaralı CMP verisinin frekans özelliklerinin incelenmesi ile ilgili görüntü verilmiştir. Şekil 3.8'de ise bu CMP verisinin süzgeçlenmemiş (A) ve süzgeçlenmiş (B) halleri birlikte verilmektedir. Dikkat edilirse süzgeçlenmiş veride yüksek frekanslı gürültü bileşenler ortadan kalkmıştır.

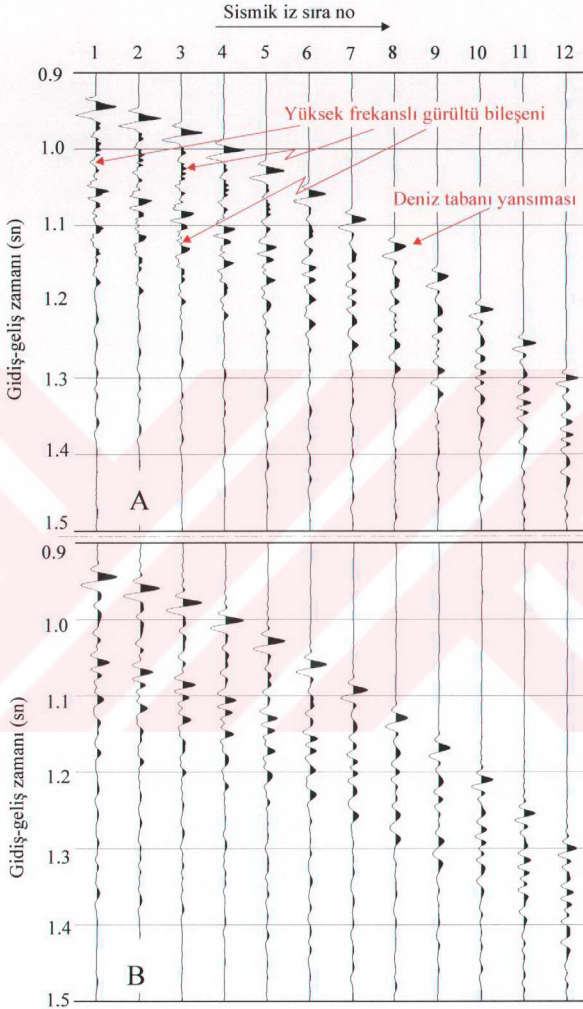
3.2.8 Ters Evrişim (Deconvolution)

Ters evrişimde amaç sismik dalgacığı sıkıştırarak düşey ayrırlılığı iyileştirmektir. Sismik yığma öncesi veya sonrasında kullanılabilir. Sismik verideki tekrarlı yansımaları yok etmek ters evrişimin bir diğer işlevidir. Ters evrişimde sismik olayları belirginleştirmek ve frekans bandını genişletmek için Wiener-Levinson algoritması kullanılır. Wiener süzgeçlemesinde temel ilke beklenen çıkış ile gerçek çıkış arasındaki yanlış enerjisini en küçük kareler anlamında en küçük yapmaktır (Robinson ve Treitel, 1980). Buradan hareketle varılan denklem takımı aşağıda verilmiştir.

$$R_{TP}.f_t = g_t \quad (3.4)$$



Şekil 3.7 Saros körfezine ait 1 numaralı sisinik hattın 4200 numaralı CMP verisinin kullanılan veri işlem program paletinde etkileşimli yolla yapılan genlik spektrumu analizi. Yansıma zamanının fonksiyonu olarak çizilmiş genlik spektrumu kontur haritasından deniz tabanına yakın yerlerde (A) şeklinde beyaz yıldız ile işaretli kısım) baskın frekansın 50 Hz civarında olduğu gözlenir. Daha aşağı seviyelerde baskın frekansın 35 Hz, gürültü frekansının 100 Hz'den sonrası olduğuna karar verilmiştir. Şeklin (B) kısmında kesme frekansları 10-15 ve 70-80 Hz olan band geçişli tropezoidal süzgeç uygulaması sonucu verinin yüksek frekanslı gürültü bileşenlerinden büyük oranda ayıklandığı gözlenmektedir.



Şekil 3.8 Saros körfezinin 1 numaralı sismik hattına ait 4200 numaralı CMP verisinde band geçişli frekans süzgeçlemesi uygulamasını gösteren şekil. (A) şeklinde sismik veri yüksek frekanslı gürültü bileşeni içermektedir. (B) şeklinde uygulanan band geçişli frekans süzgeci ile özellikle yüksek frekanslı gürültü bileşenlerinin ayıklandığı gözlenir.

(3.4) denkleminde R_{TP} verinin özilişki değerlerinden oluşan Teopltz matrisinin köşegeni sıfır kayma için özilişki değerlerinden oluşan bakışumlu bir kare matristir; g_t istenen çıkış ile verinin çapraz ilişkisi, f_t ise Wiener süzgeç katsayılarıdır. İstenen çıkış jeolojik kesitin benzeşimi olan iğnecikler dizisidir ancak temelde istenen sismik izin ayrımlılığını artırmak olduğundan süzgeç çıktısını iğnecik yapmak yerine sıkıştırılmış (boyu kısaltılmış) bir dalgacık dizisini elde etmek yeterli olmaktadır. (3.4) denkleminde kare matrisin tersi alınarak g_t ile çarpıldığında f_t süzgeç katsayıları hesaplanabilir.

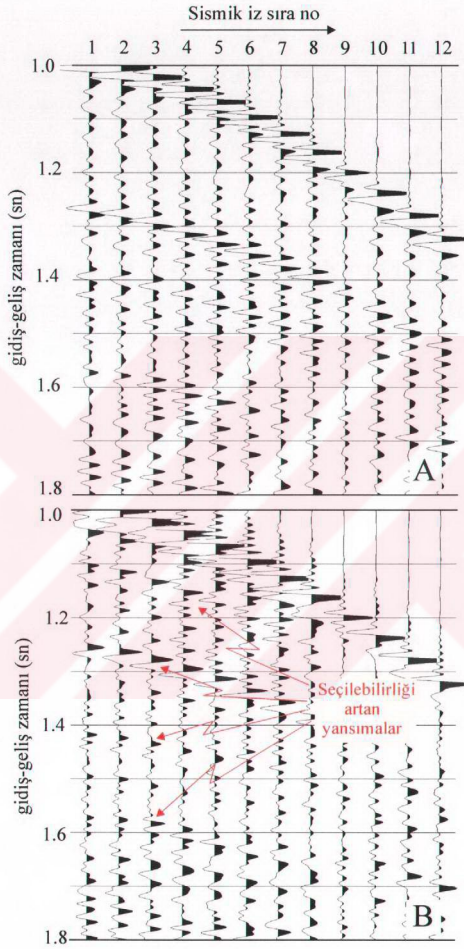
$$f_t = R_{TP}^{-1} \cdot g_t \quad (3.5)$$

Daha sonra yapılacak işlem sismik verinin (x_t) süzgeç katsayıları ile evrişmesinden ibarettir.

$$y_t = f_t * x_t \quad (3.6)$$

Böylece süzgeçleme ile istenen çıkışa en yakın çıkış elde edilir. Şekil 3.9'da Gökova körfezine ait 8 numaralı sismik hattın 505 numaralı CMP verisine ait yığma öncesi ters evrişim uygulanmamış (A) ve uygulanmış (B) şekli görülmektedir. Ters evrişim yöntemi tek izli önkestirme (single-trace predictive deconvolution) ile operatör boyu 300 ms, özilişki fonksiyonundan hesaplanan gap büyüklüğü 8 ms seçilerek uygulanmıştır. Şekil 3.9A'da dikkat edilirse özellikle 1.4 ve 1.6 saniyeler arasında dalga katarı oluşturan yansıma hiperbolünde ters evrişim sonucu seçilebilirlik artmış, dalgacıklar birbirinden ayırd edilebilmiştir.

Ters evrişimin bir diğer işlevi olan tekrarlı yansıma (multiple) bastırması işlemi için önkestirme tersevrşimi (Predictivite Deconvolution) kullanılır. Bilindiği gibi bir arayüzeyden bir kez yansıyıp gelen dalganın yanı sıra bu arayüzeyden birden fazla sayıda yansıma alınır. Özellikle deniz tabanından olan bu istenmeyen periyodik olaylara tekrarlı yansıma denir (Şekil 3.3 ve Şekil 3.5). Tekrarlı yansımalar özellikle deniz sismiğinde önemli bir problemdir, gerçek yansımaları örter ve sanki bir tabaka sınırını gösteriyormuş gibi yanıltıcıdır. Tekrarlı yansımaları kaldırmak için önkestirme tersevrşimi ile oluşturulan

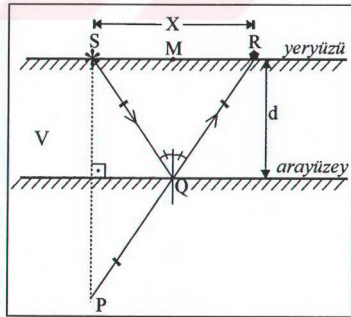


Şekil 3.9 Gökova körfezinin 8 numaralı sismik hattına ait 505 numaralı CMP verisinin ters evrişim uygulaması öncesi (A) ve sonrasını (B) gösteren şekil.

süzgeç de yine bir Wiener süzgecidir. Ancak süzgeçte bu kez bulunması istenen verinin belli bir zaman sonrasını kestirmeye çalışır. Bu çalışmada özellikle deniz tabanı tekrarlı yansımaları sismik kesitleri bozucu etki yapmıştır. Ancak kullanılan Disco/Focus veri işlem paketinde kullanılan ökestirme tersevirşim yöntemlerinden tatmin edici sonuçlar alınamamıştır. Özellikle sığ derinliklerde ve yapının eğimli olduğu yerlerde tekrarlı yansımalar giderilememiştir. Bu durum sadece bu çalışmaya özgü olmayıp çoğu sismik çalışmalarda problem yaratır. Tekrarlı yansılardan kurtulabilmek için bir yaklaşım ileriki paragraflarda anlatılacak hız analizi aşamasında uygulanmıştır. Hız analizi tekrarlı yansılara ait yansıma hiperbollerini hesaba almadan yapıldığında tekrarlı yansımaları bir ölçüde bastırmıştır. Ayrıca sismik kesitlerin yorumunda tekrarlı yansımaların yerleri belirlenerek yanılgıya düşülmemiştir.

3.2.9 Normal Kayma Zamanı Düzeltmesi (Normal Move Out, NMO Correction)

Şekil 3.10'da verildiği gibi yatay tek tabakalı bir ortamda kaynaktan çıkıp tabaka arayüzeyinden yansıyarak alıcıda kaydedilen sismik dalga SQR yolunu izler. Bu ışın yollarının oluşturduğu geometriden yararlanarak sismik dalganın atış noktasından alıcıya geliş zamanı x uzaklığının fonksiyonu olarak (3.7) denklemi ile ifade edilir.



Şekil 3.10 Yatay tek tabakalı bir ortamda sismik ışın yollarının geometrisi. Bu geometride $PQ=RQ=SQ$ geçerlidir, M ortak orta nokta koordinatı, V tabaka hızını gösterir.

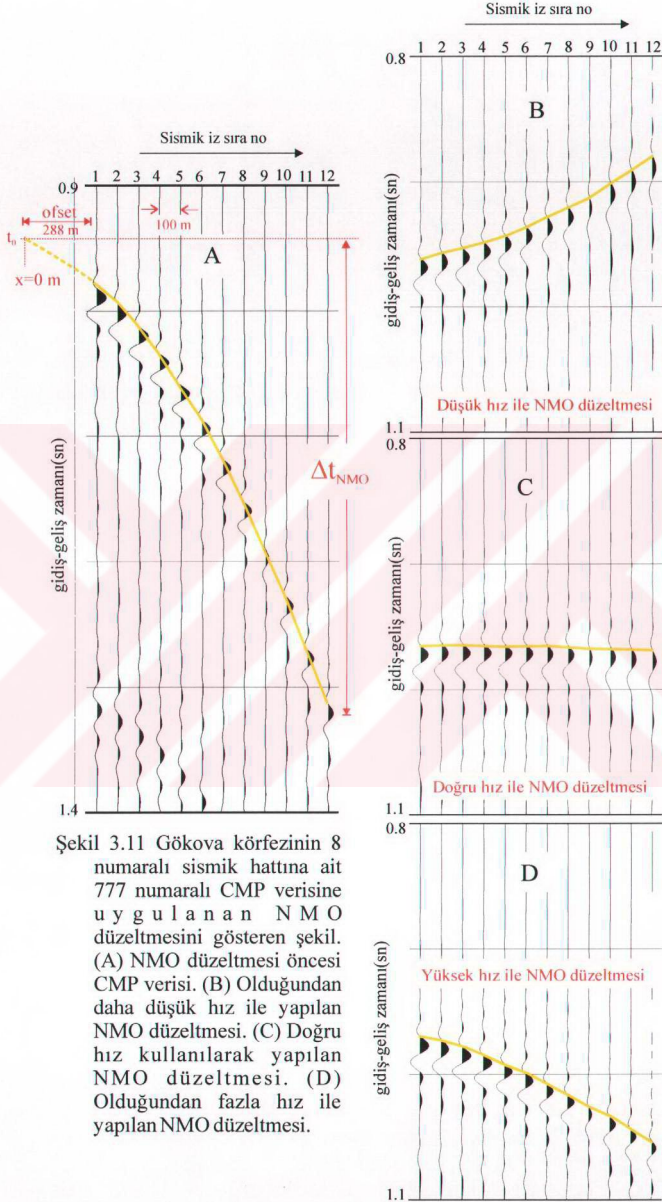
$$t^2(x) = t_0^2 + \frac{x^2}{V^2} \quad (3.7)$$

Denklemden V , tabakanın hızı; x , atış ve alıcı arasındaki mesafe; d , tabaka kalınlığı; t_0 dalganın arayüzeye dik gidiş-geliş süresini gösterir. Sort işlemi sonucu CMP veri topluluğu haline dönüştürülen sismik dalgaların varış zamanlarını temsil eden bu ifade geometrik olarak bir hiperbolü tanımlar (Şekil 3.11A).

Sismik veri işlemin temel amaçlarından biri sinyal/gürültü oranını artırmak olduğundan, Şekil 3.10'da Q noktasından yansıyan ve zaman-uzaklık ($t-x$) ekseninde bir hiperbol oluşturan bu izlerin genlikleri bir hizaya getirilerek toplandığında görüntü kalitesi artacaktır. NMO (normal moveout) düzeltmesi hiperbol üzerindeki x açılımlı sismik izleri sıfır açılımlı ize dönüştürme işlemini gerçekleştirir. (3.7) denkleminin oluşturduğu hiperbolü yatay eksene paralel olacak şekilde bir hizaya tutmak için gerekli NMO düzeltme miktarı (3.8) denkleminde verilmiştir.

$$\Delta t_{NMO} = \frac{x^2}{2V^2 t_0^2} \quad (3.8)$$

Yaklaşık olarak bir parabolü tanımlayan NMO düzeltme değeri x uzaklığının fonksiyonu olarak CDP zamanlarına eklendiğinde sismik izlerin tümü sıfır açılıma dönüştür (Şekil 3.11A ve C). (3.7) denkleminde x , CMP'yi oluşturan atış-alıcı çifti arasındaki mesafe olan ofset değerine eşittir. NMO düzeltmesinde hipotetik t_0 gidiş-geliş zamanı ile ilişkili $x=0$ m ile 1. sismik iz sıra numarası arasındaki ofset değeri de hesaba katılarak yapılır. Buna göre Şekil 3.11A'daki CMP verisinde ofset değeri 288 m, sismik iz sıra numaraları arasındaki mesafe 100 m'dir. Bunlara ilaveten bu çalışmada CMP verileri arasındaki mesafe 6.25 m'dir (Şekil 3.2). NMO düzeltmesinde NMO düzeltmesinin başarılı olabilmesi için ortamın sismik hızının (V), hız analizi aşamasında doğru bir şekilde kestirilmeye çalışılmıştır. NMO düzeltmesinde kullanılan sismik hız doğru değerden daha düşük ise fazla düzeltme (overcorrected), daha yüksek ise az düzeltme (undercorrected) gerçekleşir (Şekil 3.11B ve Şekil 3.11D).



3.2.9.1 Hız Analizi (Velocity Analysis)

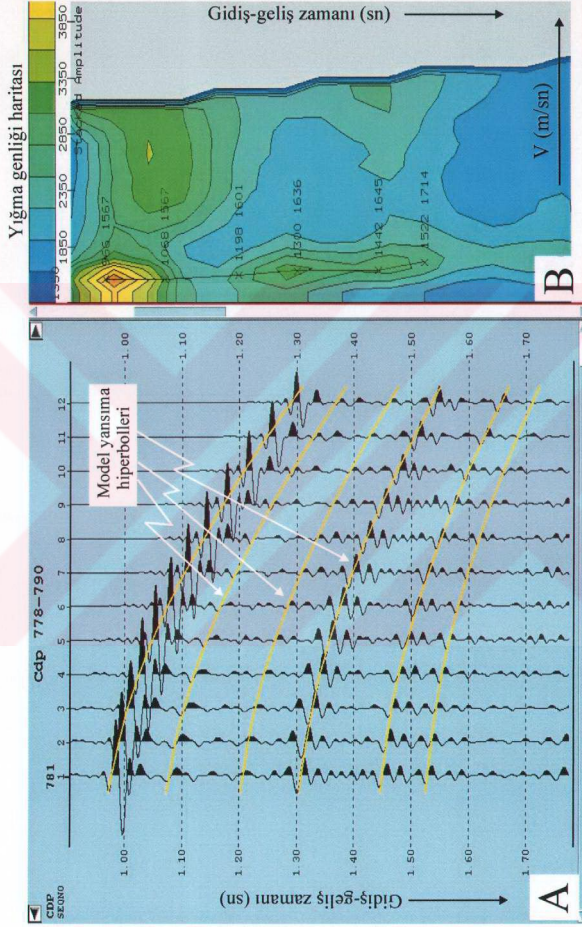
CMP verilerinin NMO düzeltmesini yapabilmek için gerekli hız değerleri veri-işlem program paketinin hız analizi (velocity analysis) kısmında etkileşimli yolla belirlenmiştir (Şekil 3.12). Etkileşimli hız analizi aşamasında, CMP hiperbollerine belli hızlarla oluşturulan model hiperboller karşılaştırılarak doğru hız kestirimi yapılmıştır (Şekil 3.12A). Hiperboller gözle karşılaştırmanın yanı sıra yığma genliği (stacked amplitude) kesitlerinden de yararlanılmıştır. Yığılmış genlik (stacked amplitude) hesabı (3.9) denklemi ile verilir (Taner ve Koehler, 1969).

$$S_t = \sum_{i=1}^N f_{i,t(i)} \quad (3.9)$$

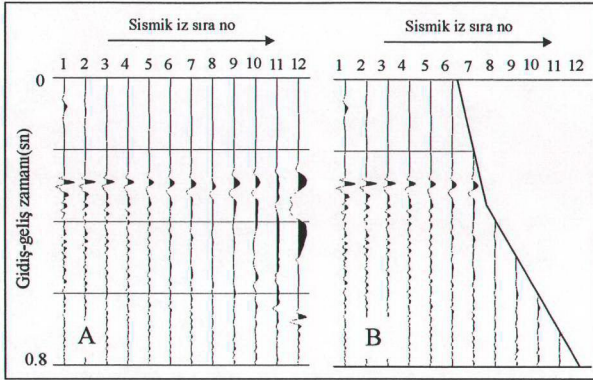
Denklemde N, CMP topluluğundaki iz sayısı; f_i , $t(i)$, i. izdeki ve $t(i)$. gidiş-geliş zamanındaki genlik değeridir. Dalgacığın gidiş-geliş zamanı olan $t(i)$, (3.7) denkleminden hesaplanır. En uygun sismik hız ile oluşturulan hiperbol boyunca f_i , $t(i)$ genlikleri toplanarak yığma genlik değerleri bulunur. Yığma genlik değerleri hız ve zamanın fonksiyonu olarak haritalanarak konturlanır. Konturların içiçe kapandığı noktalar yansıma hiperbolüne ait hız değerlerini verir (Şekil 3.12B).

3.2.10 NMO Bozucu Etkilerinin Giderilmesi (Mute)

NMO düzeltmesi sonrasında özellikle sığ derinlikte ve uzak ofsetlerdeki yansılarda yansıma dalgacığının genişlemesi sebebiyle bir bozulma oluşur. Bu olaya NMO gerilmesi (NMO stretching) denir. Belli bir ofset değerinden sonraki sismik izlerin NMO düzeltmesi sonrası periyodunun büyümesi bu etkiye sebep olur. Bu bozucu olayın etkisi sığ derinliklerde ve uzak ofset değerlerinde gözlenir. Derinlere gittikçe azalır NMO gerilmesinin bozucu etkisi azalır. NMO düzeltmesi yapıldıktan sonra sismik izler toplandığında bu gerilme etkisi görüntüyü bozacağından temizlenmesi yani sıfırlanması gerekir. Bu işlem mute olarak adlandırılır. Şekil 3.13'de bu çalışmada Saros körfezinde, 1 nolu hatta ait 5957 nolu CMP verisinde NMO'nun bozucu etkisi görülmektedir.



Şekil 3.12 Gökova körfezine ait 8 numaralı sismik hattın 781 numaralı CMP verisinin kullanılan veri-işlem program paketinde etkileşimli yolla yapılan hız analizi uygulaması. (A) Şekilde hız analizi yapılacak CMP verisi ve tabaka hızları için seçilmiş model hiperboller sarı renkte verilmiştir. (B) Şekilde yatay eksen hızı, düşey eksen gidiş-geliş zamanını gösterirken yığma genlik değerleri konturlanır. Konturların kapanım gösterdiği noktadaki hız değerleri doğru hız değerini seçmekte yardımcı olmaktadır.



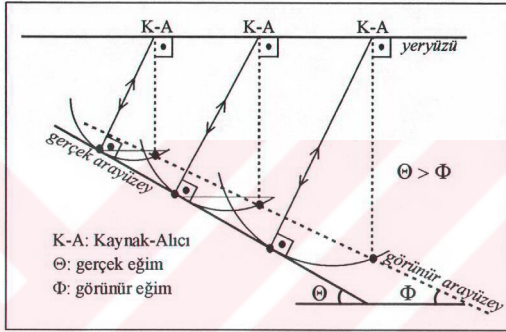
Şekil 3.13 NMO bozucu etkilerinin giderilmesine bir örnek olarak Saros körfezine ait 1 numaralı sismik hattın 5957 numaralı CMP verisini gösteren şekil. Sığ derinliğe sahip bu CMP verisinde NMO işlemi uzak ofsetlerdeki izlerinin periyodunu uzatmıştır (A). NMO sonucu bozulan bu izler gözle karar verilerek veriden çıkarılmıştır (B).

3.2.11 Sismik Yığma (Stacking)

CMP verisinde aynı noktadan yansıyan sismik izlerin NMO düzeltmesi sonrası sıfır açılımlı hale getirilip toplanarak tek bir iz haline getirilmesine yığma (stack) denir. Yığma işlemi tüm CMP gruplarında yapıldığında yığma kesiti elde edilir. Gökova ve Saros körfezlerine ait tüm yığma kesitleri Şekil A.1 ve A.12 arasında ve Şekil B.1 ve Şekil B.7 arasındaki şekillerde verilmiştir. Yığma sonrası jeolojik yapı ile ilişkili sismik yapı ortaya çıkar. Yığma işleminde sinyal/gürültü oranı iki durumdan dolayı oldukça artar. Birincisi, sismik izlerin üstüste toplanarak kuvvetlenmesi yani sinyalin güçlenmesidir. İkincisi ise verideki tekrarlı yansıma (multiple), ground-roll gibi yapışık (coherent) gürültülerin zayıflaması ve rastgele (random) gürültünün hemen hemen yok olmasıdır. Yığma işleminde eğimli tabakalar olduğundan daha az eğimli gözlenmektedir. Göç (migrasyon) işlemi ile bu durumun üstesinden gelinir.

3.2.12 Sismik Göç (Migrasyon)

Sismik göç (migration) yığma kesitindeki olayların gerçek yerlerine taşınarak jeolojik kesite yaklaşımını amaçlar. Yığma kesitleri atış-alıcı çiftleri aynı noktada olan sismik izlerin yanyana dizilmesinden oluşur. Bu durumda sismik ize sebep olan yansıma noktasının düşey düzlemde olduğunu varsayar. Halbuki eğimli tabakaların oluşturduğu izler dikey altında değil sağa sola kayabilir (Şekil 3.14).



Şekil 3.14 Kaynak ve alıcının aynı noktada olduğu ve kaydedilen sinyalin yeryüzüne dik açıyla geldiği esasına dayalı sismik yığma kesitinde tabaka arayüzeyleri olduğundan daha az eğimli ve uzun görünürler. Halbuki sismik ışınlar yansındıkları arayüzeylerde oluşan dalga cephelerine diktirler.

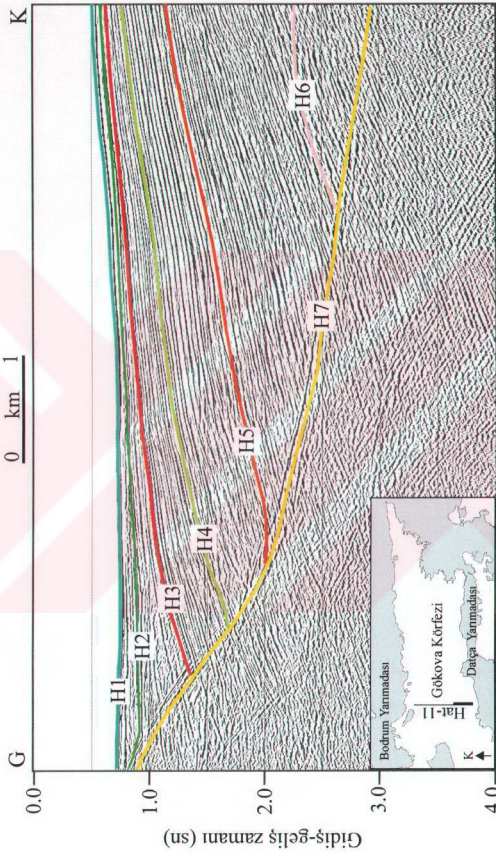
Yığma kesitinde zahiri görünen bu yapıları doğru yerine taşımayı amaçlayan sismik göç işlemi zaman ve derinlik ortamında olmak üzere iki yoldan yapılır. Zaman göç işlemi Kirchhoff, Sonlu Farklar (Finite Difference) ve f-k olmak üzere üçe ayrılır. Bu çalışmada akustik dalga denkleminin sonlu farklar yöntemi ile çözülmesinden elde edilen göç kesitleri zaman ortamında verilmiş ve sismik yorumlamalar bu kesitlerle yapılmıştır. Göç işlemi yığma kesitindeki difraksiyonları, difraksiyon hiperbollerinin tepe noktasına (apeks) taşıyarak topladığından sismik kesitlerde yanal çözüm gücünü artırır. Sismik göç işlemi sonrasında eğimli olayların boyları kısalır, eğimler artar; antiklinal yapılar daralır, senklinaller genişler. Bölüm 4 ve Bölüm 5’de Gökova ve Saros körfezlerinin sismik kesitlerinin yorumlanması ile ilgili kısımda göç kesitlerinin

tamamı verilmiştir. Sismik yığmadan kaynaklanan yanıltıcı etkiler olabileceği düşüncesi ile jeolojik yorum yığma ve göç kesitlerinin birlikte kullanılması ile yapıldığından bu çalışmada körfezlerin sismik yığma ve göç kesitleri birlikte verilmiştir.

3.2.13 Derinlik Ortamında Sismik Göç İşlemi (Depth Migration)

Göç kesitinin derinlik ortamında olması arzu edilse de sismik hız bilgisinin yeterli hassasiyette bilinmemesi nedeniyle sismik kesitler genelde zaman ortamında verilir. Ancak bu çalışmada zaman ortamında göç kesitlerinin sismik yorumlamada yetersiz kaldığı durumlarda yığma kesitinden çok dikkatli ve ayrıntılı bir hız analizi sonucu derinlik göç kesiti de elde edilmiştir. Gökova körfezinin güney sınırında zaman ortamındaki göç kesitinde listrik şekilli fay derinlik ortamına aktarılmıştır. Sismik hızın derinlere gittikçe artması nedeniyle zaman ortamındaki kesitlerde derinlerdeki yapılar yukarı doğru taşınabilirler. Çünkü dalgacık sismik hızı yüksek olan bölgeden çok çabuk yansıyıp dönecek, sinyalin varış zamanı buna bağlı olarak azalacak dolayısıyla o arayüzey olduğundan daha yukarıda imiş gibi gözükecektir (velocity pull-up). Şekil 3.15’de görülen H7 ile gösterilen listrik şekilli arayüzeyin derinlikle kavis yapması bu sebepten olabileceği için zaman ortamındaki sismik yığma kesiti derinlik ortamına aktarılmıştır.

Zaman kesitlerinden derinlik kesitine geçmek için yerin hız yapısının çok iyi bilinmesi gerekir, ancak bu durumda derinlik kesitinin gerçek jeolojik yapıyı temsil ettiğine inanılabilir. Bu nedenle listrik fay ve üzerindeki çökel tabakaların hızları çok detaylı bir hız analizi ile tesbit edilmiştir. Şekil 3.15’de görüldüğü gibi her bir tabaka arayüzeyi (horizon) boyunca çeşitli zamanlardaki hızlar üç ayrı CMP noktasında hesaplanmış, ve o arayüzeye ait ortalama bir hız bulunmuştur. Derinlik göç işlemi sonrası oluşturulan derinlik kesiti Gökova körfezinin sismik kesitlerinin yorumlandığı Bölüm 4’de Şekil 4.12’de verilmiştir.



Şekil 3.15 Gökova körfezinin 11 numaralı sismik hatının güney kısmındaki listrik karakterli yapıyı gösteren sismik yığma kesiti. Yığma kesitinde ve zaman ortamındaki göç kesitinde listrik görünen bu yapının derinlik göç kesitini elde etmek için belirli tabaka arayüzlerini işaretlenmiştir (H1, H2, H3, H4, H5, H6, H7). Bu tabaka arayüzlerine ait sismik hızlar derinlik göç kesiti için çok detaylı hız analizi ile tesbit edilmiştir.

3.2.14 Otomatik Genlik Kazanç (AGC)

AGC, sismik iz genliklerinin sabit veya zamanla değişen bir pencere boyu içinde ortalamalarını hesaplar. Ortalama genlikleri ve bir skala faktörünü kullanarak verinin zamanla değişen genliklerinin dengelenmesini sağlar. AGC hesaplamasında kullanılan pencere boyu genelde 500 ms seçilmiştir. AGC işlemi yığma ve göç kesitlerinin gösteriminde sismik olayların belirginliğini artırmakta kullanılmıştır.

3.3 Sismik Verilerde Ayrımlılık (Seismic Resolution)

İki noktanın birbirinden ayırd edilebilmek şartı ile birbirlerine ne kadar yakın olabileceklerinin limitteki değeri ayrımlılık (resolution) miktarını verir. Sismik kesitlerde düşey ve yatay olmak üzere iki tür ayrımlılıktan söz edilebilir. Her iki ayrımlılık da sismik verinin spektral band genişliği tarafından kontrol edilir.

3.3.1 Düşey Ayrımlılık (Vertical Resolution)

Yer içindeki tabaka kalınlıklarına yani dalgacığın gidiş-geliş zamanına ve kullanılan sismik dalgacığın dalga boyuna bağlı değişim gösterir. Sismik dalganın hakim (dominant) dalga boyu λ , ortamın hızı V , dalganın hakim frekansı f , periyodu T olması durumunda 3.10 denklemi geçerlidir.

$$\lambda = \frac{V}{f} = VT \quad (3.10)$$

Yer içinde derinlere indikçe sismik hız artar, sismik dalgacığın frekansı azalır dalga boyu artar. Sismik dalgacığın derinlere indikçe yüksek frekansların kaybetmesi nedeniyle düşey ayrımlılık yer içinde artan derinlikle azalır. Sismik dalga boyu $\lambda/2$ 'den daha ince tabakalar çok güç ayrılabilmeyle beraber $\lambda/4$ 'den daha ince tabakaları birbirinden ayırd etmek imkansızdır (Sheriff, 1976). Sismik yansıma yönteminde düşey çözüm gücü ters evrişim yöntemleri kullanarak artırılabilir.

Bu çalışma için düşey ayrımlılığın değeri için Şekil 3.15'deki yığma kesitinde H4-H5 yansıma seviyeleri arasındaki sismik tabakada 18 m'dir. Bu rakamın

hesabında tabakanın sismik hızı 2569 m/sn, yansıyan sismik dalganın hakim frekansı 35 Hz olarak belirlenmiştir. Dalga boyu (λ)'ın yarısı ve dörtte biri sırasıyla 37 ve 18 m olduğuna göre; bu derinliklerde olan bir sismik tabakanın kalınlığı 37 m'den küçük zor farkedilebilecek, kalınlığı 18 m'den daha küçük tabakalar ise hiçbir şekilde farkedilemeyecektir. Düşey ayrımlılık deniz tabanı civarında hızın daha küçük olması ve baskın frekansın daha büyük olması sebebiyle daha fazladır. Örneğin, sismik hızın 1500 m/sn ve baskın frekansın 50 Hz olduğu H1 yansıma seviyesi civarında farkedilebilecek en ince kalınlık $\lambda/4$ değerinden 7.5 m'dir. Bu durumda H4 seviyesi civarındaki kalınlığı 18 m'den daha ince olan tabakalar ayırd edilemezlerken deniz tabanının hemen altında bu değer azalmakta, kalınlığı 7.5 m'den daha ince tabakalar farkedilememektedir.

3.3.2 Yatay Ayrımlılık (Horizontal Resolution)

Yeraltında yatay durumda duran iki noktanın iki ayrı nokta olarak farkedilebilecek şekilde ne kadar yakın durabileceklerinin ölçüsüdür. Küresel dalga cephesinin yatay düzlemsel bir arayüzeye çarptığında kapladığı dairesel alanın yarıçapını gösteren Fresnel zonu sismik kesitlerde yatay ayrımlılığın bir belirteçidir.

$$r_{fr} = \frac{V}{2} \sqrt{\frac{t_0}{f}} \quad (3.11)$$

Fresnel zonu hızı, frekansa ve arayüzey derinliğine bağlı değişim gösterir ve derinlere indikçe artış gösterir. Şekil 3.15'deki yığma kesidinde H4 yansıma seviyesindeki yanal ayrımlılık hızın 2569 m/sn, t_0 değerinin 1.5 sn ve baskın frekansın 35 Hz alınması ile yaklaşık ($2r_{fr}=532m$) kadardır. Deniz tabanı civarında yanal ayrımlılık sismik hızın 1500 m/sn, t_0 değerinin yaklaşık 0.75 sn ve baskın frekansın 50 Hz belirlenmesi ile 184 m hesaplanmıştır. Bu durumda Şekil 3.15'deki sismik yığma kesitinde deniz tabanı civarında yanal olarak birbirine en çok 184 m'lik yakın olan yapılar seçilebilirken daha derinlerdeki H4 seviyesi civarında bu değer artmakta yaklaşık 532 m olmaktadır.

4 GÖKOVA KÖRFEZİNİN AKTİF TEKTONİZMASININ SİSMİK YANSIMA VERİLERİ İLE İNCELENMESİ

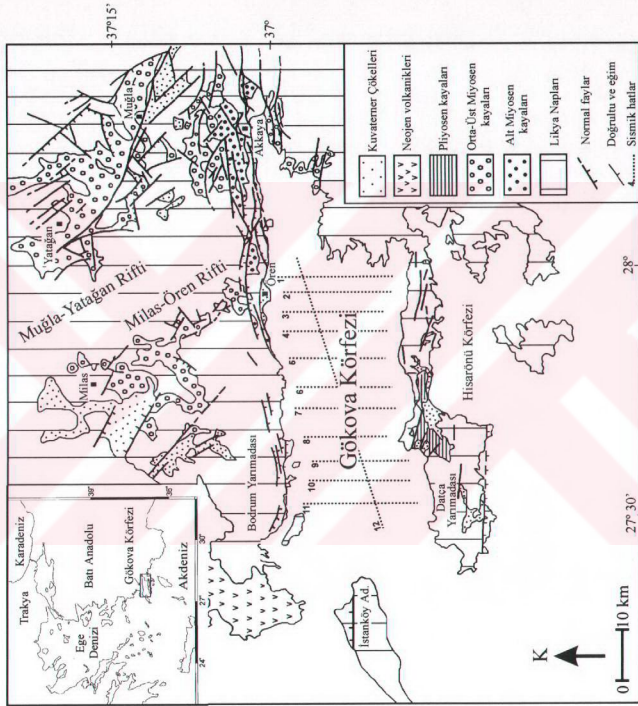
Gökova körfezi Ege denizinin GD'sunda, Anadolu'nun GB'sında yer alır; uzunluğu D-B doğrultusunda 110 km, genişliği K-G doğrultusunda en batı ucunda 30 km en doğu ucunda 5 km'dir. Körfez kuzeyde Bodrum yarımadası, güneyde Datça yarımadası ve batıda İstanköy adası ile sınırlıdır (Şekil 4.1).

Toplam 245 km uzunluklu 12 hattan oluşan sismik yansima kesitlerinin incelenmesi ile Gökova körfezinde deniz altı morfolojisi ve daha alttaki yapısal unsurlar belirlenmeye çalışılırken karada gözlenen jeolojik unsurların denizde devamının olup olmadığı araştırılmış ve denize devam eden yapıların geometrieleri belirlenmeye çalışılmıştır (Şekil 4.1).

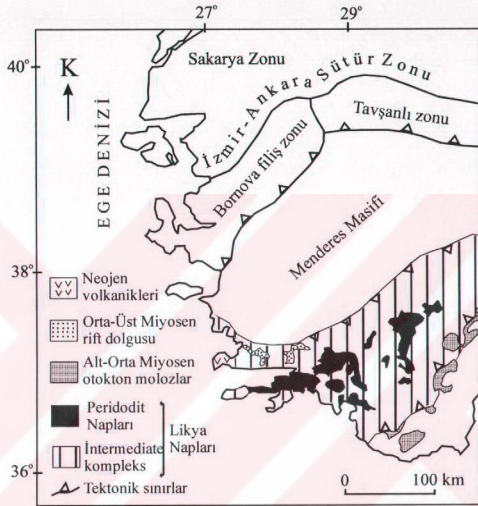
4.1 Gökova Körfezi Çevresinin Jeolojisi

Gökova körfezi güneybatı Anadolu'nun Gediz, Büyük Menderes, Burdur, Acıgöl ve Baklan gibi önemli rift ve grabenlerinden biri olan D-B doğrultulu Gökova grabeninin Ege denizi içinde kalan kısmını oluşturur (Şekil 2.3, Şekil 4.1). Batı Anadolu'da K-G gerilme rejimi altında gelişen D-B grabenlerin en güneydeki elemanı olan Gökova grabeninin sadece küçük bir kısmı kara kesimindedir. Gökova grabeni ve çevresinin jeolojisi ile ilgili detaylı çalışmalar yapılmıştır (De Graciansky ve diğ., 1967; De Graciansky, 1972; Atalay, 1980; Ersoy, 1991; Görür ve diğ., 1995). Gökova körfezi çevresinin jeolojisi ile ilgili bu bölümde verilen bilgiler daha çok Görür ve diğ. (1995)'den derlenmiştir.

Gökova körfezi çevresinde temel kayayı Likya (Elmalı) napları oluşturur. Kuzeyde Menderes masifi ile sınırlanan Likya napları GB Anadolu'da geniş bir alanı kaplar (Şekil 4.2). Orta Eosen'den önce, güneydeki Menderes-Toros platformu ile kuzeydeki Sakarya zonunun çarpışması sonucu İzmir-Ankara süturu boyunca Neotetis okyanusunun kuzey kolu kapanmıştır (Şengör ve



Şekil 4.1 Gökova bölgesinin kara jeolojisini ve sismik hatları gösteren harita. Görür ve diğ. (1995)'den deniz içindeki fayları ilave etmeden alınmıştır.

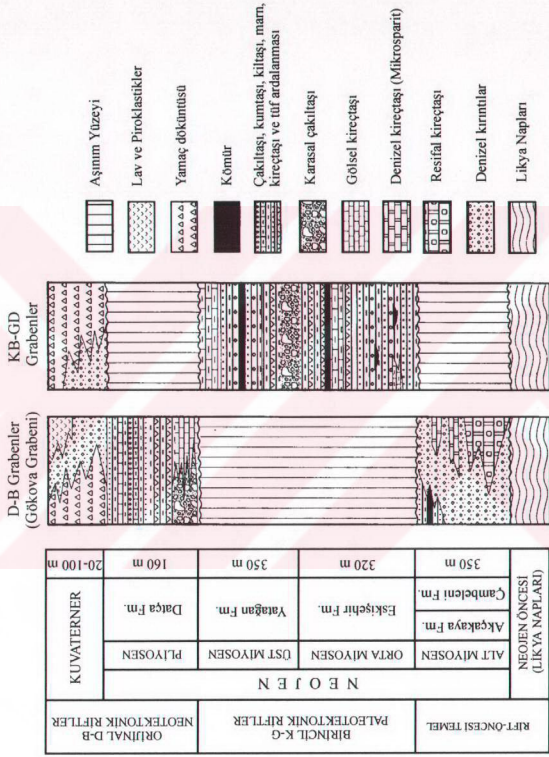


Şekil 4.2 Gökova bölgesinin önemli paleotektonik birliklerini gösteren tektonik yapı haritası (Görür ve diğ. 1995'den türkçeleştirilmiştir). Alttan üste doğru Orta kompleks (Intermediate Complex) ve Peridotit napı olmak üzere iki kısımdan oluşan Likya napları Gökova bölgesinde temel kayayı oluşturur ve GB Anadolu'da yaygın olarak mostra verir. Orta Eosen'de güneyde Menderes-Toros Platformu ile kuzeydeki Sakarya zonunun çarpışması sonucu Neotetis okyanusunun kuzey kolunun kapanmasıyla oluşan İzmir-Ankara suture zonu Batı Anadolu'nun önemli bir paleotektonik birliğidir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör, 1982; Okay, 1989; Okay ve Tüysüz, 1999).

Yılmaz, 1981; Şengör, 1982; Okay, 1989; Okay ve Tüysüz, 1999). Çarpışma sonrası kıta-ıçi yakınlaşmasının geç Miyosen'e kadar sürmesi ile Likya napları progresif bir yerdeğiştirme ile KB'dan GD'daki bugünkü coğrafik konumuna taşınmıştır (Brunn ve diğ., 1970; Besang ve diğ., 1977; Şengör ve Yılmaz, 1981; Hayward, 1984).

Likya napları alttan üste doğru Şekil 4.2'de görüldüğü gibi Orta kompleks (Intermediate Complex) ve Peridotit napı olmak üzere iki ana birimden oluşur (De Graciansky ve diğ., 1967; Brunn ve diğ., 1971; De Graciansky, 1972; Gutnic ve diğ., 1979). Peridotit napı ofiyolitler ancak mostra verdiği alanlar süreksizlikler içerir. Geniş alanlar kaplamasına rağmen yapısal kalınlığı ancak 2 km kadardır. Peridotit napı homojen bir peridotit ile onu kesen mafik ve ultramafik dayk kayalarından oluşur (De Graciansky, 1972). Orta kompleks farklı stratigrafilere sahip birçok dilimden oluşur. Mesozoyik yaşlı platform karbonat istifi ve Üst Kretase yaşlı fliš ve yabancı fliši gibi tektonik dilimler en belirginleridir. Dilimlerin büyüklüğü kuzeyden güneye ve GD'ya doğru azalır. Batı Toroslar'daki ana dilim Köyceğiz, Diabase, Karadağ ve Innice'dir (De Graciansky ve diğ., 1967; De Graciansky, 1972). Gökova bölgesinde Köyceğiz dilimi mostra vermiştir. Bu dilim Permiyen'den Üst Kretase'ye kadar değişen yaşlarda bir sedimanter seri ile temsil edilir.

Görür ve diğ. (1995)'e göre Gökova bölgesinde temeli oluşturan Likya naplarının üzerinde gelişen Neojen örtü değişik yaş ve doğrultuda iki ayrı rift sistemini içerir (Şekil 4.1). Birinci sistem KB-GD doğrultuludur ve yaşları Orta Miyosen'den Üst Miyosen'e (15-5 My) değişen sedimanları ve lokal olarak volkanik kayalarla dolu rift ve küçük grabenleri içerir (Backer-Platen, 1970; Atalay, 1980). KB-GD doğrultulu Milas-Ören ve Yatağan-Muğla riftleri bu sistemin en belirgin örnekleridir (Şekil 4.1). Görür ve diğ. (1995)'de rift terimi litosferi etkileyen, graben ise litosferi etkilemeyen tür açılma faylarını belirtmektedir. Stratigrafik olarak KB-GD doğrultulu riftlerin dolgusu bölgesel bir süreksizlikle ayrılmış üç farklı depozisyonel seri ile temsil edilir (Şekil 4.3). Bu serilerin yaş aralığı Orta Miyosen ve Kuvaterner arasında değişir. İlk seviye Orta Miyosen yaşlı olan Eskişehir Formasyonu alt ve üst kısımda sırasıyla Turgut ve Sekköy üyeleri olmak üzere ikiye ayrılır (Atalay, 1980). Turgut üyesi



Şekil 4.3 Gökova körfezi civarında D-B ve K-G uzanımı havzalarda yer alan istifleri gösteren stratigrafi kesitleri (Görür ve diğ. 1995'den Türkiye'ye çevrilmiştir).

Milas-Ören bölgesinde kilitaşı, kumtaşı ve konglomera ardalanmasından oluşur. Bunun üzerinde yer alan Sekköy üyesi killi kireçtaşı ve kireçtaşı ardalanmasından oluşur içinde tüf ara katkıları ve linyit düzeyleri tanınır. İkinci seviye Üst Miyosen yaşlı Yatağan formasyonudur (Atalay, 1980). Bu seviye 350 m kalınlığındaki konglomera, kumtaşı, kilitaşı, kireçtaşı ardalanmasından oluşur. İçinde omurgalı, gastropod ve bitki fosilleri vardır. Çakıllar genelde metamorfik kökenlidir. Üçüncü seviye 20-100 m'ler arasında değişen Kuvaterner yaşlı ince taneli çökellerden oluşur. Kara alanlarında çoğunlukla gevşek çimentolanmış konglomera, kumtaşı, silttaşından oluşan altıvyon, sığ denizel çökeller ise denizel fosillerce zengin konglomera ve kumtaşı ihtiva eden kıyı çökellerinden oluşur. Bu sedimanlar daha çok Milas bölgesinde görülür (Becker-Platen ve diğ., 1975; Atalay, 1980).

KB-GD doğrultu Yatağan-Muğla ve Milas-Ören Neojen havzaları aralarındaki bir horst ile birbirinden ayrılır (Şekil 4.1). Bu havzalar yaklaşık 30 km eninde, 80 km boyundadır. KB-GD gidişli bu yapılar doğrultuları KD-GB olan daha kısa faylarla kesilerek karmaşık bir görünüm sunarlar. Rift ve grabenlerin her ikisi içinde tam veya yarım dolu çökel istifler havzaları sınırlayan faylara doğru 5-30° tilt olmuşlardır (Şekil 4.1). Sınırlayan fay eşit boyutta, yerdeğiştirmede ve eğimde olmadığında riftler asimetrik bir görünüm kazanırlar. Ana yapıyı oluşturan tek bir rift içinde çöken birçok graben ve horst mevcuttur. Muğla ve Yatağan arasında uzanan kama şekilli rift bu çeşit karmaşık yapılara iyi bir örnektir. Gökova bölgesindeki birinci tür bu sistemin Miyosen sonundan önce (muhtemelen orta Miyosen), saat ibrelerinin tersi yönünde 30° dönmesi ile başlangıçtaki K-G doğrultusundan bugünkü konumuna ulaştığı yapısal jeoloji ve paleomanyetik verilerden bilinir (Kissel ve diğ., 1993; Görtür ve diğ., 1995).

Gökova bölgesindeki ikinci sistem ilkin keser ve D-B doğrultulu Pliyo-Kuvaterner çökel ve volkanik kayaçları içeren Gökova rifti ile karakterize edilir (Şengör ve diğ., 1985; Şengör, 1987; Görtür ve diğ., 1995). Bu rift stratigrafik olarak Pliyosen'den Kuvaterner'e değişen yaşlarda sedimanter kayaçlarla doludur (Şekil 4.3). Pliyosen sedimanter kayaçları D-B doğrultulu küçük bir rift sistemi olan Datça grabeninde mostra veren Datça formasyonunda gruplanır (Şekil 4.3). Pliyosen çökelleri 160 m kalınlığındadır ve alttan itibaren kalın

katmanlı ve beyaz, gölsel, onkolit ve pizolitli kireçtaşları ile başlarlar. Bu çökeller üste doğru yerini konglomera, kumtaşı, kiltası, marn, kireçtaşı, dolomit ve tuf ardalanmasından oluşan bir birime bırakır (Philipson, 1910-1915; Chaput, 1936; Orombelli ve diğ., 1967; Kapan ve Taner, 1994). Bu akarsu-göl çökellerini, içlerinde bol gastropod ve lamellibrans fosilleri bulunan yeşil kiltası-kumtaşı ve marndan oluşan çok ince bir denizel sedimanter birim izler (Orombelli ve diğ., 1967; Ersoy, 1991). Kuvaterner çökeller fay öntü yelpazeleri ve denizel çökellerden oluşan kırıntılı karbonat istifidir. Bunların yaşları Ören civarında 15.000 ve 10.000 yıl arasında değişmektedir (Barka ve Akyüz, 1995).

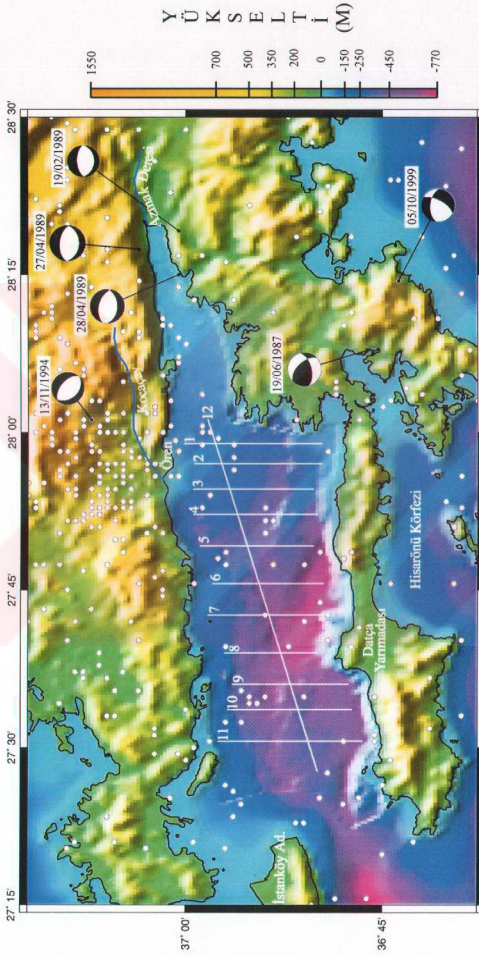
Gökova rifti bu bölgede 120 km'lik D-B doğrultulu uzunluğu ve 6 km'den 30 km'ye varan K-G doğrultulu genişliği ile en büyük rifttir. Riftin büyük bir bölümü Ege denizi suları altında, küçük bir kısmı karadadır ve Şekil 4.1'de görüldüğü gibi rift olma özelliği Akkaya'nın doğusunda sona erer (Görür ve diğ., 1995). D-B doğrultulu değişik boylarda, atımlarda ve eğimlere sahip normal faylar Gökova bölgesini en iyi karakterize eden yapılardır. Bunlar körfezin kuzey sınırı boyunca güneye dalımlı, oldukça sürekli. Yılmaz ve diğ. (2000)'e göre D-B doğrultulu faylarla, K60-80°D gidişli oblik faylar körfezin kuzey sınırını karakterize eder. D-B doğrultulu faylar oblik olanlarını keserler ve ofset yaratırlar. Bu iki tür fayın giriştiği bölgelerde denize doğru alüvyon fanlar gelişmiştir. Bunun en tipik örneği Ören alüvyon fanıdır (Şekil 4.1). Körfezin güney kenarında sadece birkaç kuzeye dalımlı fay vardır. Kuzey kenardaki fayların harita düzlemindeki görüntüsü bu yapıların listrik karakterde olduğuna işaret eder (Görür ve diğ., 1995). Körfezin kuzey sınırı boyunca D-B doğrultulu, güneye eğimli yaklaşık 180 km uzunluklu aktif normal fay körfezin doğusundan itibaren İstanköy adasının GB'sına kadar uzanarak Gökova havzasının bir yarım graben olarak açılmasını sağlar (Barka ve Akyüz, 1995). Ancak Kurt ve diğ. (1999), Gökova grabeninin açılmasının ilk olarak GB'sındaki Datça fayı ile gerçekleştiğini, günümüzde devam eden açılma hareketini KD'sundaki aktif faylarla gerçekleştirdiğini belirtmişlerdir. Grabenin KD'sındaki bu fay zonu genelde birbirine paralel birkaç sıra ark şeklinde normal faylardan oluşur ve Ören'in batısında tamamen deniz altında devam eder (Barka ve Akyüz, 1995). Fay üzerindeki atım miktarları kuzeyden güneye doğru artarak 1000 m'yi aşan değerlere ulaşır (Görür ve diğ., 1995). Ersoy (1991), bu fay

zonunun temelde batı Toros napları ve ofiyolitler içinde yer aldığını ve faylanma yaşının geç Miyosen sonrası olduğunu ifade eder.

Becker-Platen (1970), Gökova riftini dolduran çökellerin Orta Pliyosen'e ait olduklarını ve bu çökellerin riftle yaşıtlı olduğunu belirtir. Ancak körfezin hemen ağzındaki İstanköy adasındaki listrik faylanma olasılı olarak Üst Miyosen (Mesiniyen, 5.3 My) yaşlıdır (Böger, 1978). Bu durum grabenin, Kurt ve diğ. (1999)'un da ifade ettiği gibi, batıdan doğuya doğru genişlemiş olabileceğini gösterir. Körfez önce batıda açılmış günümüzde de KD'sunda açılmasını devam ettirmektedir (Kurt ve diğ., 1999). Gökova bölgesinde birbirini kesen D-B ve KB-GD doğrultulu bu rift sistemleri bölgede ardarda gelişen iki farklı tektonik rejimin sonucu oluşmuştur (Görür ve diğ., 1995). Eski sistem K-G sıkışma rejimi ile karakterize edilirken, GB Anadolu'nun paleotektonik evrimi ile ilişkilidir. Yeni sistem ise güncel K-G gerilme rejimi ile karakterize edilir ve bu bölgenin neotektonik evrimi ile ilişkilidir. İlk sistemin rift ve grabenleri kıtasal sedimantasyona sahip iken ikinci sistem buna ilaveten geç Pliyosen'den bu yana biriken denizel sedimantasyona sahiptir (Görür ve diğ., 1995).

4.2 Topoğrafya-Batimetri Haritasının Yorumu ve Jeolojik Bağlantısı

Bölgenin morfolojik görüntü haritası (Şekil 4.4) değişik veri setlerinden oluşturulmuştur. Batimetrik veriler T.C.Dz.K.K. Seyir Hidrografi ve Oşinografi Dairesi'nden, 'Intergovernmental Oceanographic Commision (IOC)'nin hazırladığı 'International Bathymetric Chart of the Mediterranean' veri setinden ve bu çalışmadaki sismik hatlar boyunca alınan echo-sounder derinliklerden elde edilmiştir. Topoğrafik veriler ise Amerika Birleşik Devletleri, 'National Geophysical Data Center' (NGDC)'in bir modeli olan 'Global Land One-km Base Elevation' (GLOBE)'den sağlanmıştır. Harita bilgisayarda Linux ortamında çalışan, Wessel ve Smith (1995) tarafından geliştirilen GMT yazılım programı kullanılarak hazırlanmıştır. Farklı örnekleme aralıklarına sahip batimetri ve topoğrafya verileri aynı örnekleme aralığında (0.5 dakika) gridlenmiştir.



Şekil 4.4 Gökova bölgesinin batimetrik ve topoğrafik değişimini ve sismik yansımaya hatlarının konumlarını gösteren harita. Detaylı batimetrik veriler siğ ve derin sismik yansımaya kesitlerinden, Seyir Hidrografi ve Oşinografi Dairesi'nden (SHOD) ve Intergovernmental Oceanographic Commission (IOC) tarafından hazırlanan International Bathymetric Chart of the Mediterranean'dan oluşturulmuştur. Topoğrafik veriler National Geophysical Data Center'in (NGDC) hazırladığı bir model olan Global Land One-km Base Elevation'dan (GLOBE) alınmıştır. Harita üzerindeki küçük beyaz daireler bölgede 1963-2000 yılları arasındaki deprem episantır dağılımını gösterir (<http://neic.usgs.gov/neis/epic/epic.html>). $m_b \geq 4.5$ olan depremlere ait odak mekanizma çözümleri <http://www.seismology.harvard.edu/CMTSearch.html> ve <http://www.iris.washington.edu> isimli internet adreslerinden alınmıştır.

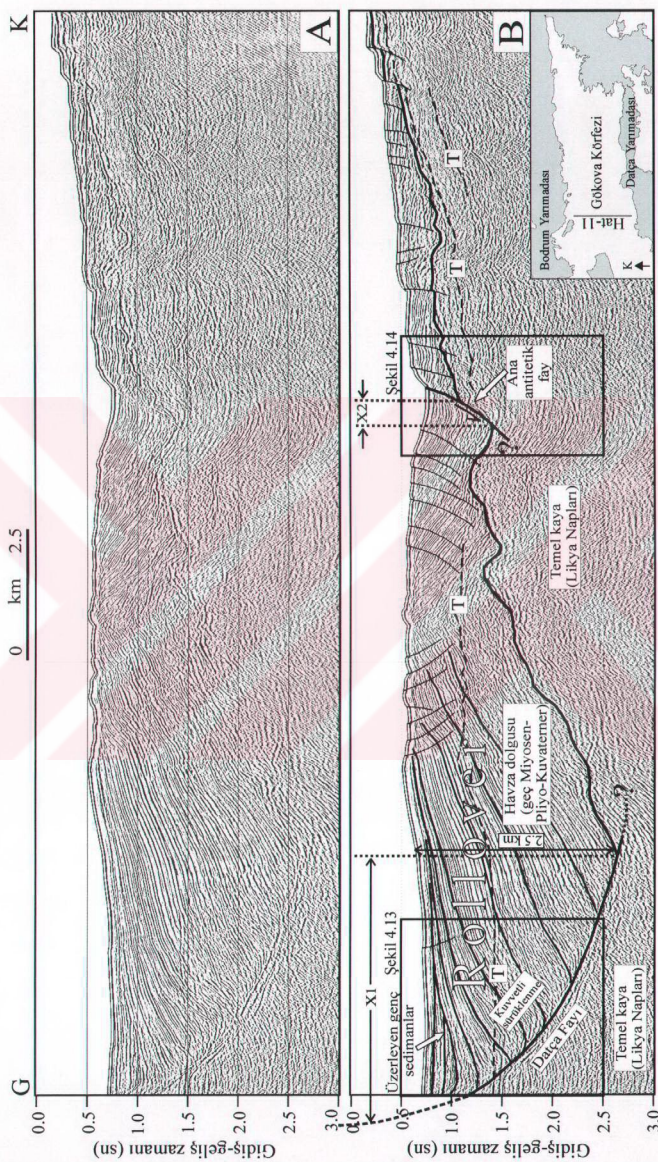
Körfezde hakim morfolojik değişim körfeze D-B gidişli şeklini veren yükseltiler özellikle kuzey sınır boyunca Ören'e kadar 1000 m'lerde uzanır. Körfezin orta ve doğu kısmında BKB-DGD ve D-B gidişli batimetrik yapılar kuzeydeki şelfin sınırlarını oluşturur, bunların birçoğu deniz tabanında etkili faylarla ilişkilidir. Güneyde kuzeydekinin tersine bir şelf alanı yoktur, batimetri kıyı çizgisinden itibaren hızla yüzlerce metre derinliklere iner. Körfezin güneyi boyunca D-B doğrultusunda uzanan yüksek eğimli bu batimetrik değişim sığ sismik yansıma verilerinden oldukça iyi gözlenir (Uluğ ve diğ., 1996). Deniz tabanının en derin olduğu bölge olan yaklaşık -770 m'lerdeki körfezin orta kısmı BKB-DGD ve D-B doğrultulu batimetrik düşüşlerle sınırlanır. Körfezin doğu kısmının batimetrisi BKB-DGD doğrultulu ve küçük ölçekli bir horst-graben sistemine işaret eden yükseltiler ve düşüşlerle karakterize edilir. Körfeze KD'sundan dökmülen akarsuların taşıdığı malzemeler batimetriyi yumuşatmıştır. KD sınırı boyunca uzanan aktif faylarla ilişkili yükseltiler körfezin bu kısımlarında drenaj sistemini oldukça etkiler. Karada körfezin KD'sunda güneye doğru akan akarsuların çoğu kuzeydeki bu dik inişli yapıyı aşamamakta ancak batıya doğru fay atımları azaldıkça K-G doğrultulu drenaj sistemleri geliştirmektedir. Şekil 4.4'de görüldüğü gibi körfezin KD sınırındaki aktif fayın arkasında faya paralel olarak 10-20 km daha kuzeyinden batıya doğru akan Kocaçay nehri yaklaşık 50 km'lik bir yolu katettikten sonra Ören'de denize ulaşarak geniş bir alüvyon yelpazesi geliştirir (Paton, 1992).

Şekil 4.4'de körfezin kuzeyine doğru karada gözlenen KB-GD doğrultulu paleotektonik rift ve grabenlerin (Milas-Ören, Muğla-Yatağan) topoğrafik izlerine rastlanır. Şekil 4.4'deki morfolojik haritaya ve Şekil 4.1'deki jeoloji haritasına karşılaştırmalı olarak bakıldığında Milas-Ören ve Muğla-Yatağan riftleri ve aralarında yükselen temelin oluşturduğu horstun topoğrafik izlerinin jeoloji ile uyumlu olduğu gözlenir. Körfezin kuzey ve güney sınırlarında kara topoğrafyası başlıca D-B doğrultuludur. Topoğrafyadaki KB-GD ve D-B doğrultulu gidişli yapıların ilişkisi ile körfez içinde harita düzleminde baklava dilimi görünümündeki, D-B ve BKB-DGD gidişli batimetrik düşüşlerin birbirlerini kesen ilişkisi benzerlik gösterir. Gökova körfezinin karada kuzey kenarı 750 ile 1000 m arasında değişen D-B yükseltilerle sınırlanırken güneyi

yine D-B gidişli en fazla 300 m yükseltilerde, nisbeten düşük bir topoğrafyaya sahiptir, küçük koylar ve adalar güney kıyılarının karakteristik özellikleridir. Körfezin KD'sunun yüksek ve dik inişli sahip topoğrafyası bir önceki bölümde bölgenin jeolojisinde bahsedilen güneye dalımlı, D-B doğrultulu aktif faylanmaya işaret etmektedir (Paton, 1992; Barka ve Akyüz, 1995; Görür ve diğ., 1995). Koçyiğit (1984) ve Westaway (1990), kuzeydoğudan Ören'e kadar çok belirgin bu yükseltinin batıya doğru daha az yükseltide uzanarak İstanköy adasında yeniden belirip aynı doğrultuda devam etmesinin doğal bir uzanımına işaret ettiğini belirtmişlerdir (Şekil 4.4).

4.3 Gökova Körfezi Sismik Yansıma Verilerinin Yapısal ve Stratigrafik Yorumu

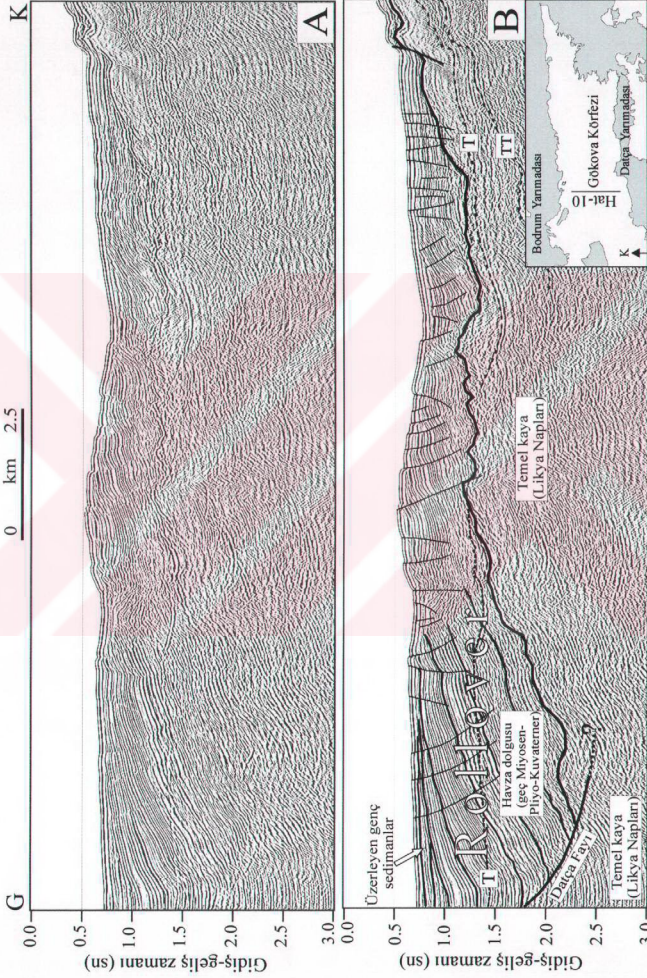
Gökova körfezinde bu çalışma haricinde Uluğ ve diğ. (1996)'a ait tek kanallı sığ sismik yansıma verileri (en fazla 500 m derinliğe kadar bilgi taşır) dışında sismik veri toplanmamıştır. İlk defa bu çalışmada kullanılan çok kanallı derin sismik yansıma verileri daha derinlere (yaklaşık 3 km derinlikler) ait bilgiler vermektedir. Körfezde 11 adet K-G, bir adet (12 No'lu hat) DKD-BGB doğrultusunda toplanan çok kanallı sismik yansıma hatlarının veri toplama ve işleme aşamaları ile ilgili detayları Bölüm 3'de verilmiştir. K-G doğrultusundaki sismik hatlar arasındaki ortalama mesafe 5 km'dir. K-G doğrultulu sismik hatların tümünü kesen, DKD-BGB doğrultulu kontrol hattı olan 12 No'lu sismik hattın boyu 53 km'dir (Tablo 3.1). K-G sismik hatların en uzununu yaklaşık 21 km ile 11 No'lu hat, en kısası yaklaşık 13.5 km ile 8 No'lu hattır. Bu bölümde veri işlem aşamalarından geçirildikten sonra elde edilen sismik göç (seismic migration) kesitlerine dayanarak jeolojik ve jeofiziksel yorumlar yapılacaktır. Pek çoğu K-G doğrultulu sismik kesitlerin sunumunda yönler verilirken belirli bir uyum sağlamak için sayfada şeklin sol tarafı güneyi sağ tarafı kuzeyi göstermektedir (Şekil 4.5). Kesitlerin sunumunda K-G doğrultulu en uzun hattın boyu (Hat-11) A4 sayfa boyutunda, diğerleri de bu en uzun hattın boyu ile orantılı verilmiştir. Yapısal yorumlar sismik göç uygulanmış kesitlerden verilmiş, kesitlerin sunumunda sayfanın üst tarafında yorumlanmamış alta da yorumlanmış halleri kullanılmıştır. Kayıt süresi 5 sn olmasına karşılık daha



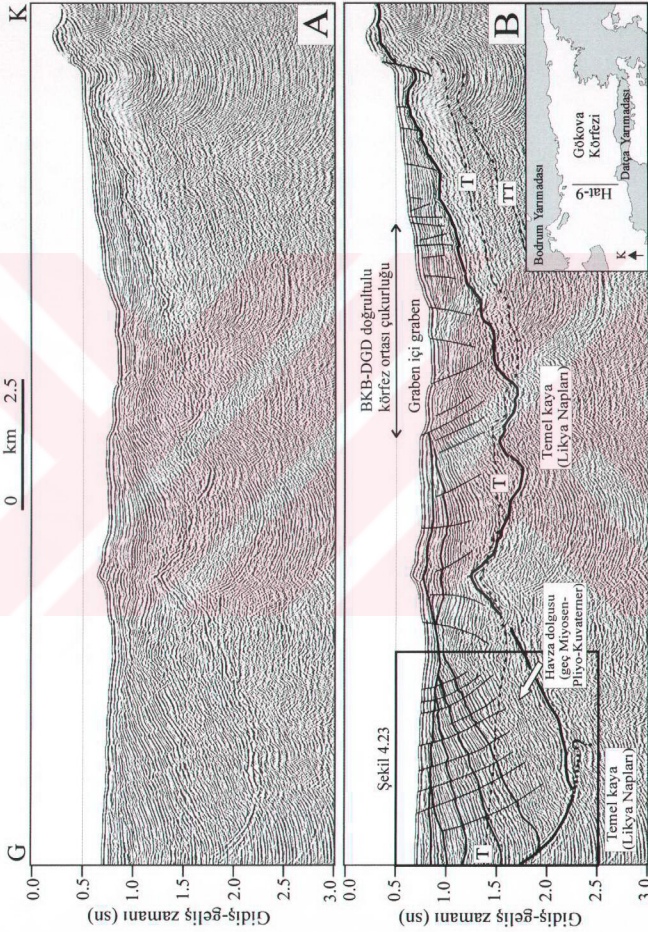
derinlerde bir yapı görünmediğinden kesitlerin boyu 3 sn'ye kadar verilmiştir. Sismik yığma kesitleri de göç kesitleri ile aynı yatay ve düşey ölçekte, Ek A'da verilmiştir (Şekil A.1 ve Şekil A.11 arasındaki tüm kesitler). Sismik kesitlerde düşey abartma yaklaşık 1.6 kattır. DKD-BGB doğrultulu en uzun kontrol hattına (Hat-12) ait sismik kesitin sunumunda sol taraf BGB, sağ taraf DKD'yu gösterir. Bu hattın sismik yığma ve göç kesitlerinin boyu da K-G hatlarla orantılı verilirken düşey abartma diğerlerinde olduğu gibi 1.6 kattır (Şekil A.12, Şekil A.13).

Sismik yansıma kesitleri körfezin batı kısmı için güneyde önemli bir normal fayla kuzeyde de bu fayın antitetik ve sintetik faylarıyla sınırlandığını göstermektedir. Körfezin iç kısmına doğru bu ana fay ve onun antitetik ve sintetik fayları küçük ölçekli BKB-DGD doğrultulu horst-graben sistemi ile yer değiştirirler. Körfez içindeki fayların genel doğrultusu D-B ve BKB-DGD'dur, pek çoğu deniz tabanını ve genç çökelleri keserken, birkaçı temel kayayı belirgin atımlar yaparak keserler. Temel kayanın GB Anadolu'da geniş bir alanı kaplayan Likya naplarından oluşması muhtemeldir.

Körfezin güneyindeki önemli süreksizlik 11 No'lu sismik hattın en güney ucunda oldukça belirgindir (Şekil 4.5). Datça fayı olarak isimlendirilen ve sismik kesitteki düşey görünümüyle kürek şekilli ve kuzeye eğimli bu yapı 11 No'lu sismik kesitteki tipik özelliklerini körfezin içine doğru olan 10 ve 9 No'lu kesitlerde de gösterir (Şekil 4.6 ve Şekil 4.7). Sismik veriler toplanırken geminin teknik nedenlerle kıyıya yeteri kadar yaklaşamaması sebebiyle bu fayın daha güneye doğru kıyıya yakın alanlardaki devamı kesitlerde gözlenemez. Bununla birlikte bu fay, veriler alınırken geminin arkasından çekilen ekipmanın daha kısa olması sebebiyle kıyılardan daha çok bilgi alabilen tek kanallı sığ yansıma sismiği kesitlerinden kıyıya yakın alanlarda da izlenebilmiştir (Uluğ ve diğ., 1996). Sığ sismik kesitlerden bu fayın Datça yarımadasının körfeze bakan kuzey kenarındaki dik inişinin devamı olduğu sonucuna varılabilir. Şekil 4.4'deki morfoloji haritasında Datça yarımadasının kuzeyindeki D-B doğrultulu denize dik iniş belirgindir. Bu nedenle Datça fayının güneye doğru kıyılardaki devamı 11 No'lu kesitte kesikli çizgilerle yorumlanmıştır (Şekil 4.5). Datça fayının güneye devamı sismik kesitlerde en iyi 11 No'lu hatta gözlenmektedir. Fayın



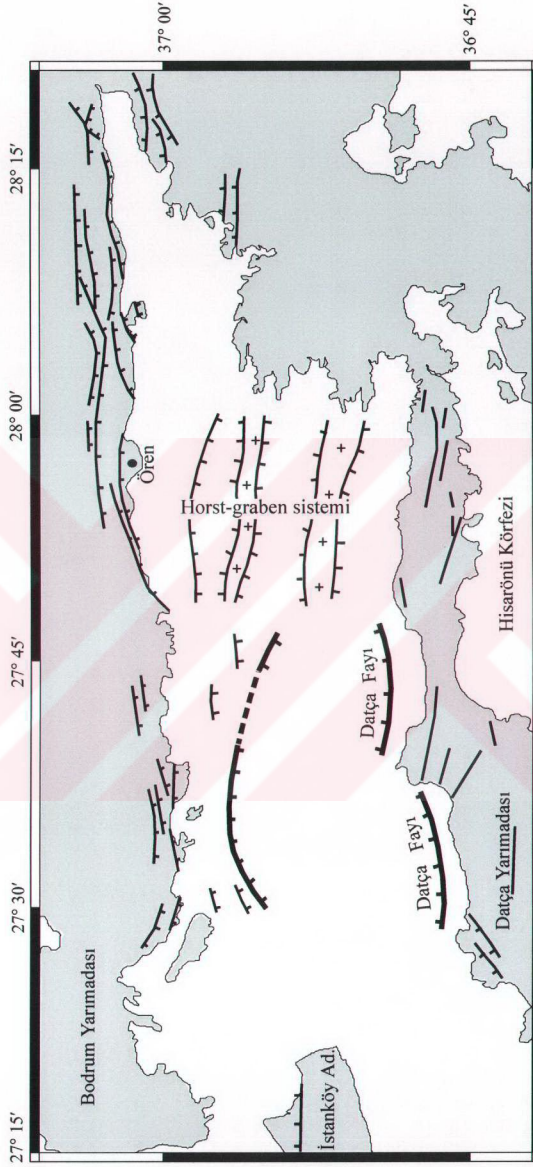
Şekil 4.6 Gökova körfezine ait sismik göç uygulanmış yorumlanmış (A) ve yorumlanmış (B) 10 No'lu sismik hat. T, deniz tabanı tekrarlı yansımaları; TT, temel kayaya ait tekrarlı yansımaları gösterir. Düşey abartma yaklaşık 1.6 kattır.



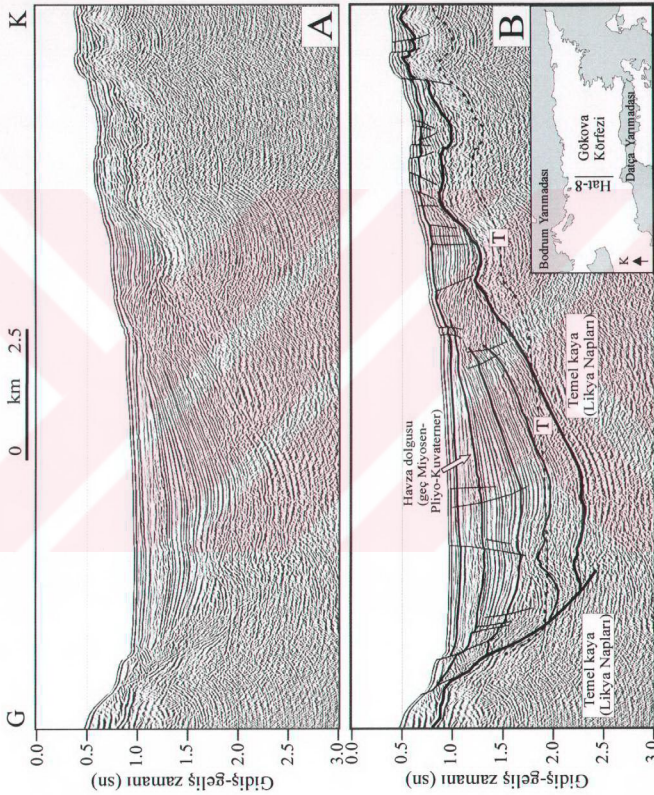
Şekil 4.7 Gökova körfezine ait sismik göç uygulanmış yorumlanmış (A) ve yorumlanmış (B) 9 No'lu sismik hat. T, deniz tabanı tekrarlı yansıması; TT, temel kayaya ait tekrarlı yansımayı gösterir. Düşey abartma yaklaşık 1.6 kattır.

kıyılardaki devamını körfezin içine doğru olan kesitlerde sismik ölçümler alınırken geminin kıyıya yaklaşmaması nedeniyle görmek zorlaşır (Şekil 4.6, Şekil 4.7). Çok kanallı sismik yansıma kesitlerinin yorumlanmasından oluşturulan yapısal unsur haritasında bu fay harita düzleminde kıyı şekline hemen hemen paralel eğrisel bir görünüm sunar (Şekil 4.8). Ayrıca 11-9 No'lu kesitler arasındaki yaklaşık D-B doğrultulu sürekliliği daha doğuda kesilir ve kuzeye bir sıçrama yaparak 6-8 No'lu kesitler arasında yine eğrisel biçimde kuzeye dalımlı yaklaşık D-B doğrultulu bir fay olarak devam eder (Şekil 4.9, Şekil 4.10 ve Şekil 4.11). Özellikle Hat-8'de kıyıda karadaki fayların Datça fayının çökellerini etkileyen kuzeye dalımlı basamaklar oluşturduğu gözlenebilir (Şekil 4.9). Daha doğuda kuzeye sıçrayan Datça fayına paralel faylar karada Datça yarımadasındaki yükseltinin eteklerinde gözlenir (Şekil 4.4, Şekil 4.8). Sismik kesitlerde Datça fayının güneyine doğru olan kısımlardaki bu yükseltiler 6, 7 ve 8 No'lu sismik hatlarda gözlenir (Şekil 4.9, Şekil 4.10 ve Şekil 4.11).

Datça fayı zaman ortamında verilen sismik göç kesitlerinde kürek şekilli (listrik) izlenmekte, deniz tabanından göreceli olarak dik bir inişle başlayan fayın eğimi derinlere doğru azalmaktadır. Zaman ortamında sismik göç kesitinde gözlenen bu eğrisellik gerçekten var olabileceği gibi sismik hızın yer içinde derinlikle artmasının zaman kesitlerinde yarattığı yalancı bir görüntü de olabilir. Fayın listrik veya düzlemsel bir fay olduğunun tesbiti için 11 No'lu sismik kesitin güneydeki parçasına çok detaylı bir hız analizi yapılmış ve sismik göç kesiti sonlu farklar derinlik göç (Finite Difference Depth Migration) yöntemiyle zamandan derinlik ortamına taşınmıştır (Şekil 4.12). Kesitin zaman ortamından derinlik ortamına geçişi ile ilgili teorik açıklamalar Bölüm 3'de detaylı anlatılmıştır. Yatay ve düşey ölçeğin hemen hemen aynı olduğu derinlik kesitinde fayın eğriselliği hala izlenebilmekte, eğim deniz tabanında yaklaşık 40°'lerden derinlere indikçe 20°'lere düşmektedir. Zaman ortamındaki sismik kesitlerden derinlik kesiti elde ederken kullanılan sismik hız değerleri hız analizinde yansıma hiperbollerinden seçilir (Şekil 3.12). Hız analizinde yapılabilecek yoruma bağlı hataların derinlik kesitinde etkisini görebilmek için hızların %25 azı ve fazlası ile sismik göç işleminden elde edilen derinlik kesitlerinde sonucun yine değişmediği, Datça fayının eğriselliğini koruduğu



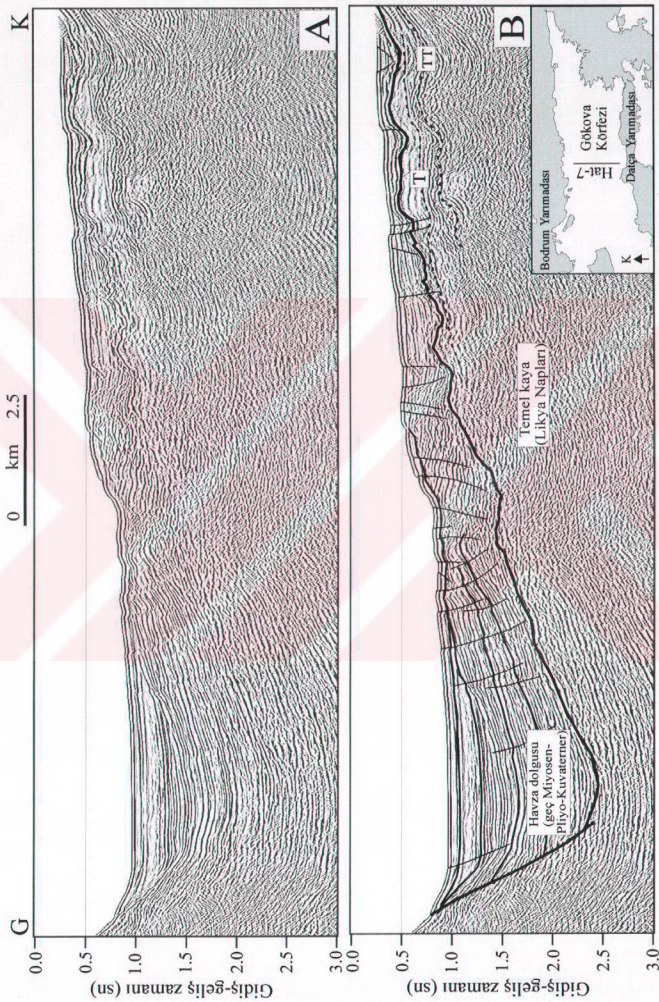
Şekil 4.8 Sismik yansıma kesitlerinin yorumlanmasından oluşturulan fay haritası. Körfezdeki ana faylar kalın çizgi ile çizilmiştir. Karadaki faylar Görür ve diğ. (1995) ve Barka ve Akyüz (1995)'den alınmıştır.



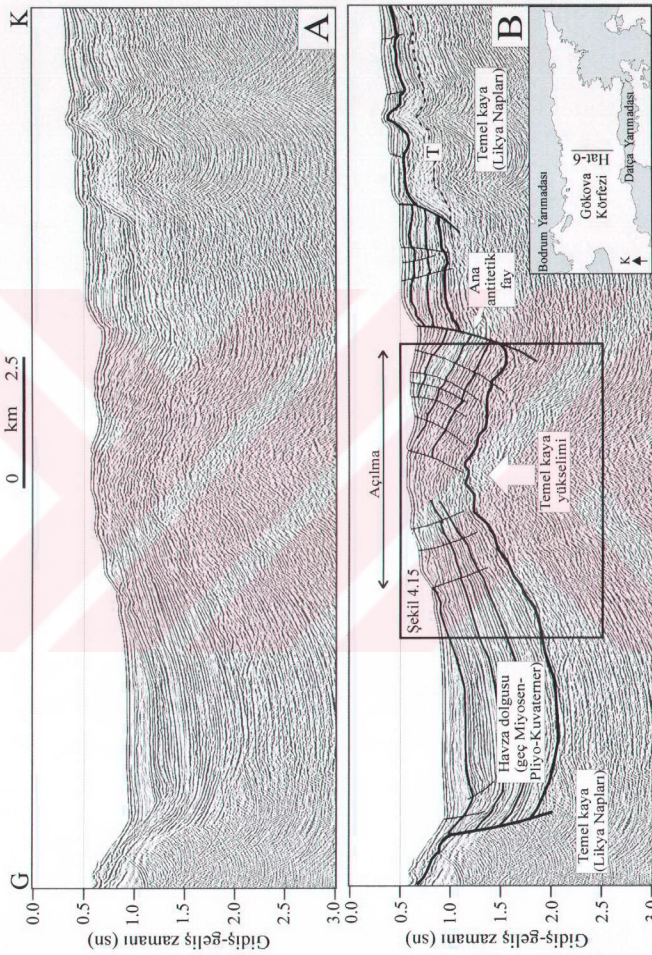
Şekil 4.9 Gökova körfezine ait sismik göç uygulanmış yorumlanmış (A) ve yorumlanmış (B) 8 No'lu sismik hat. T, deniz tabanı tekrarı yansımasını gösterir. Düşey abartma yaklaşık 1.6 kattır.

gözlenmiştir. Deniz yüzeyinden itibaren yaklaşık 4 km derinliğe kadar izlenebilen fayın daha derinlere gidişi ileriki paragraflarda anlatılacak olası sebeplerden dolayı gözlenemediğinden kesikli çizgi ile verilmiştir (Şekil 4.5, Şekil 4.6, Şekil 4.7, Şekil 4.12). Yaklaşık 5 km'lik oldukça büyük bir yerdeğiştirmeye (displacement) sahip olmasına rağmen (Şekil 4.5'de X1 uzunluğu) bu fayın varlığına Ege ve Batı Anadolu'nun açılması ile ilgili hiçbir çalışmada rastlanamamıştır. Yalnızca Görür ve diğ. (1995), Datça yarımadasında mostra veren Pliyosen yaşlı denizel sedimanlara bakarak yarımadaının Hisarönü ve Gökova körfezleri arasında yükselen bir horst olduğunu belirtmiştir. Buradan hareketle bu süreksizliğin, yükselen bir horst olan Datça yarımadası ile derinleşen Gökova körfezi arasındaki bir ana fay düzlemi olduğu sonucuna varılabilir.

Datça fayının taban bloğu Görür ve diğ. (1995)'e dayanarak Datça yarımadasında yaygın olarak mostra veren ve Gökova bölgesinde temeli oluşturan Likya naplarının formasyonları olmalıdır. Fayın tavan bloğu da alta yine Likya napları ve üstte kalın sintektonik çökel tabakalardan oluşmaktadır. Bu çökellerin kalınlığı 2.5 km'ye varmaktadır, Görür ve diğ. (1995)'e dayanarak Pliyo-Kuvaterner yaşlı olduğu düşünülen bu çökeller sismik kesitlerde tipik bir rollover yapısı göstermektedir (Şekil 4.5, Şekil 4.6, Şekil 4.7). Datça fayı ile eş zamanlı çökel istifte belirgin sismik arayüzeyler kesitlerde işaretlenmiştir. Bu çökeller fay düzlemine doğru eğimlenerek diverjan tabakalanma gösterirler. Bu durum çökelme ile faylanmanın eş zamanlı olduğuna işaret etmektedir. Ayrıca çökel tabakaların fay düzlemi üzerine yaslanmalarının sismik kesitlerdeki izlerine bakılarak çökelleşme hızına dair bilgiler alınabilir. Örneğin 11 No'lu sismik kesitin güneydeki kısmının büyütülmesi ile oluşturulan detay görüntüde özellikle 1.5 ve 2.0 sn'ler arasında çökel tabakaların fay düzlemine sürtünerek aşağıya hareket ederken tabaka uçlarının yukarı doğru büküldükleri gözlenmektedir (Şekil 4.13). Bu büküm ne kadar kuvvetli ise faylanma hızı da o oranda hızlı olacağına göre 1.5 ve 2.0 sn'ler arasındaki çökeller daha üst ve altındakilere göre nisbeten daha hızlı çökelleşmiş/faylanmıştır. Westaway (1994), batı Anadolu kıyıları boyunca Pliyosen'de çökelleşme hızında artış olduğunu ifade etmiştir. Bu bilgiye dayanarak Datça fayı üzerinde Pliyosen



Şekil 4.10 Gökova körfezine ait sismik göç uygulanmış yorumlanmış (A) ve yorumlanmamış (B) 7 No'lu hat. T, deniz tabanı; TT, tekrarlı yansıması; K, temel kayaya ait tekrarlı yansımayı gösterir. Düşey abartma yaklaşık 1.6 kattır.

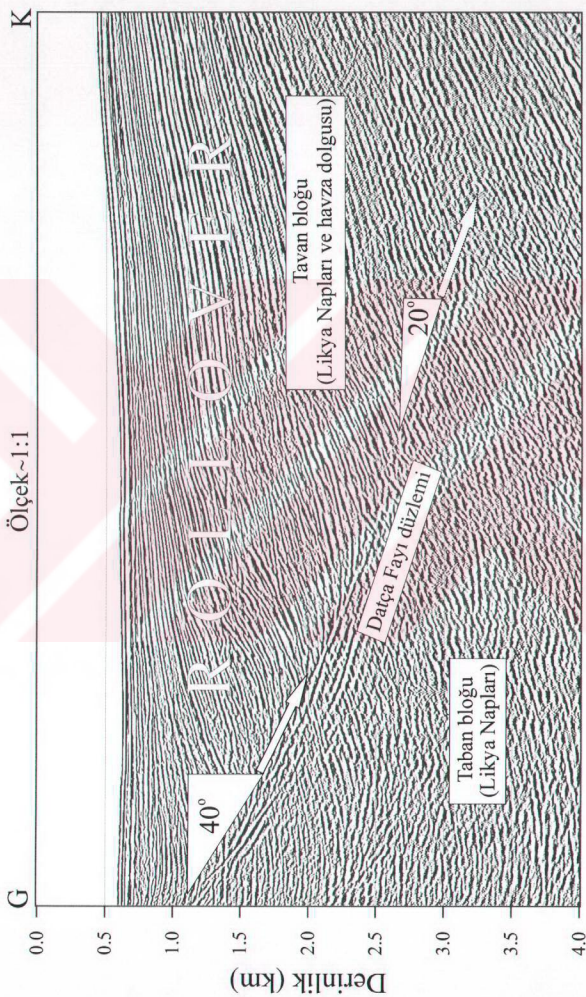


Şekil 4.11 Gökova körfezine ait sismik göç uygulanmış yorumlanmış (A) ve yorumlanmamış (B) 6 No'lu sismik hat. T, deniz tabanı tekrarlı yansımaları gösterir. Düşey abartma yaklaşık 1.6 kattır.

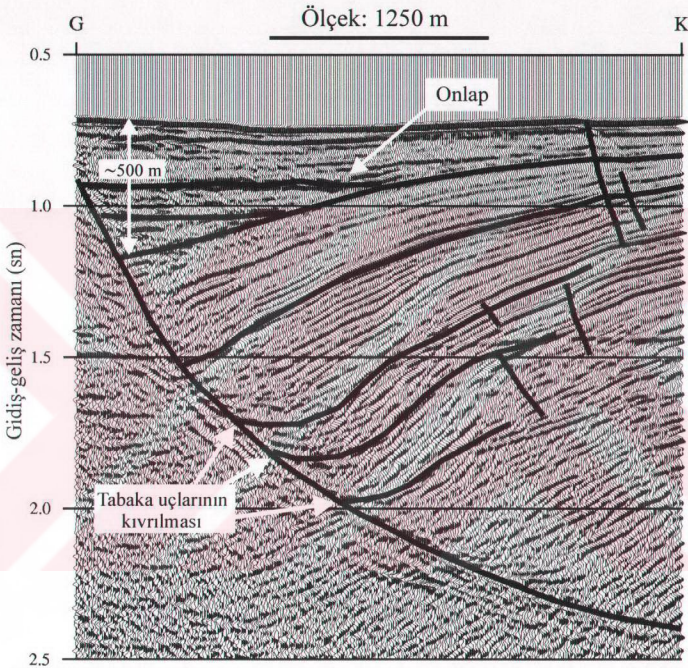
zamanında sismik kesitlerdeki 1.5-2.0 sn zaman aralığında daha hızlı çökelleşme olduğu söylenebilir. Fay üzerinde 2.0 sn'lerin altında da tabakalar olduğuna ve bunların oluşumu için de belli bir zaman geçmesi gerektiğine göre Datça fayının yaşı muhtemelen geç Miyosen'e kadar uzanabilir. Benzer bir yaklaşımla, yine 11 No'lu sismik kesitin en güneyinde, 0.75 snlerdeki yatay deniz tabanı ve 1.2 sn'ler arasındaki yansımalar yatay tabakalaşma göstermekte ve rollover yapısının üzerine onlap yapmaktadırlar (Şekil 4.13). Çökelleşme/faylanma anlamında sakin bir döneme işaret eden bu seviye ile ilgili tartışmalar kısmında daha detaylı bilgiler verilecektir.

Dünyada ve Türkiye'nin çeşitli yerlerinde Gökova körfezini güneyden sınırlayan kuzeye dalımlı, listrik karakterdeki Datça fayına benzer yapılarla rastlanmaktadır (Wernicke ve Burchfield, 1982; Badley, 1985; Smith ve diğ., 1989; Roberts ve Jackson, 1991). Batı Anadolu'da açılma rejimi altında gelişen KD-GB doğrultulu Burdur, Acıgöl ve Baklan havzalarını sınırlayan aktif fayların sismolojik ve jeolojik gözlemleri bu fayların listrik geometriye sahip olduğunu gösterir (Taymaz ve Price, 1992). Ege'de açılma karakterli normal fayların derinlere doğru düzlemsel mi yoksa kürek şekilli mi devam ettiği birçok araştırmaya konu olmuştur. Örneğin Braunmiller ve Nábélek (1996), büyük depremlerin telesismik kayıtlarını kullanarak Ege'de üst kabuğun tabanının Eyidoğan ve Jackson (1985)'te önerildiği gibi kürek şekilli bir sıyrılma fayı (detachment) olduğunun sismolojik izlerine rastlanmadığını belirtmiştir. Jackson ve McKenzie (1983), birçok durumlarda listrik fayların ters fayların yeniden aktifleşerek normal fay gibi davranmasıyla açıklanabileceğini tartışmışlardır. Bu fikri izleyerek Gökova bölgesinde neotektonik dönemi ifade eden K-G gerilme rejimini buradaki bazı eski ters fay düzlemlerinin yeniden hareketlenmesi ile açıklamak mümkün olabilir. Gerçekten de Şekil 4.2'de görüldüğü gibi GB Anadolu'da çok geniş alanlarda yayılan ve Gökova bölgesinde temeli oluşturan Likya napları paleotektonik rejim boyunca otokton Mезезойк ve Tersiyer seviyelerin üzerine itilerek ters faylanma yapısı geliştirmiştir (Bremer, 1971; Brunn ve diğ., 1971; Bernoulli ve diğ., 1974; Brunn ve diğ., 1976).

Sismik kesitlerde Datça fayının antitetik ve sintetik fayları olarak yorumlanan yapılar da gözlenmektedir. Özellikle 6, 9, 10 ve 11 No'lu kesitlerde körfezin



Şekil 4.12 11 No'lu sismik kesitin güney parçasının yığma sonrası Sonlu Farklar Derinlik Migrasyon yöntemi kullanılarak derinlik kesitine dönüştürülmüş şekli. Kesitte yatay ve düşey ölçek yaklaşık eşittir. Derinlik kesitinde Datça fayının eğriselliği derinlere indikçe hala gözlenmektedir. Kesitte ayrıca fayın eğim açısının derinlere gittikçe azaldığı dikkat çekmektedir.

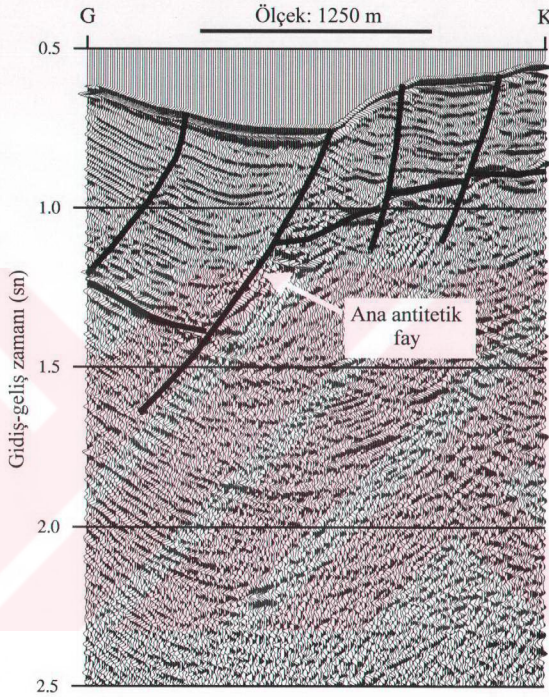


Şekil 4.13 Şekil 4.5'deki 11 No'lu sismik hattın güney parçasının detaydaki görünümü. Kuzeye eğimli listrik karakterli Datça fayının üzerine yaslanan diverjan tabakalar faylanma ile eş yaşlı çökellerden oluşur. 1.5 ve 2.0 sn'ler arasında faya yaslanan tabaka uçları hızla süpürülmeyi ifade edecek şekilde yukarı doğru kıvrılmıştır. 1.2 sn'lerdeki ve deniz tabanı yansımaları arasındaki yatay tabakalanma ve onlap yapısı faylanma hızındaki azalmaya işaret eder. Sismik kesitte düşey eksen yatay eksene göre yaklaşık 1.4 kat abartılmıştır.

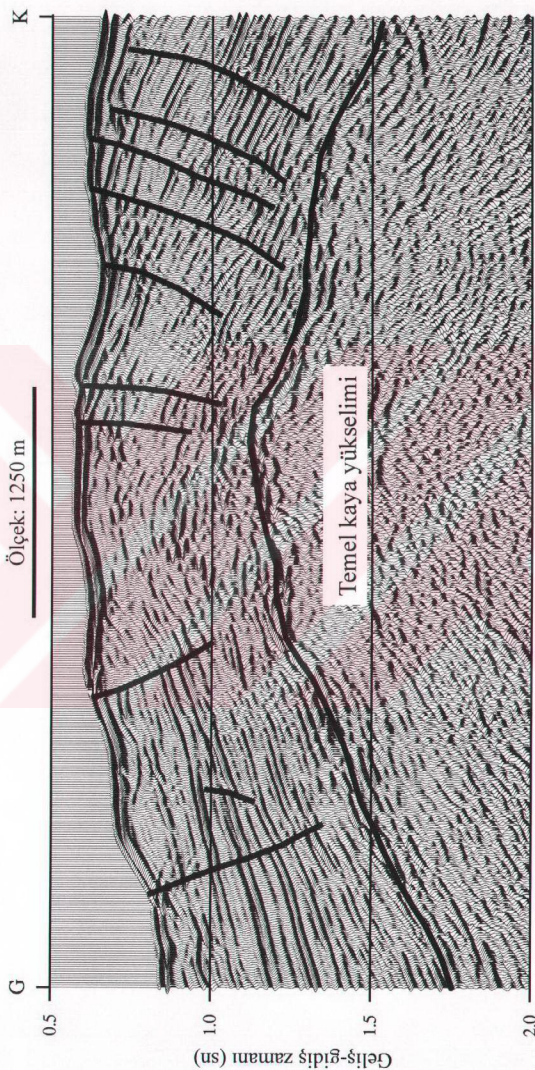
kuzeyindeki antitetik faylar güneye dalımlıdır (Şekil 4.5, Şekil 4.6, Şekil 4.7 ve Şekil 4.11). Normal fay karakterindeki bu fayların fay düzlemleri rotasyonal veya düzlemseldir, batimetri ile ilişkilendirilebilir biçimde deniz tabanında dik inişler yaratırlar ve temel kayayı keserler (Şekil 4.4). Datça fayının antitetik fayları sismik kesitlerden yorumlanarak oluşturulan yapısal unsur haritasında kuzeyde yaklaşık D-B ve BKB-DGD doğrultulu, güneye eğimli bir normal faya işaret eder (Şekil 4.8). Rotasyonal normal faylanma karakteri gösteren bu fayın deniz tabanında yaptığı atım miktarları sırasıyla 6 ve 11 No'lu sismik kesitlerde yaklaşık 120 metredir (Şekil 4.5 ve Şekil 4.11). Şekil 4.14'de bu fayın 11 No'lu kesitten büyütülerek detayda görünümü verilmiştir. Dikkat edilirse bu fay deniz tabanında yüzlerce metrelik atım yaptığı gibi temel kayayı da kırmıştır. Rotasyonal bir hareket geçirmiş fay harita düzleminde olduğu gibi sismik kesitteki düşey düzlemde de yaklaşık küreseldir. Üzerindeki çökeller de fayla birlikte kırılarak rotasyon hareketi geçirmiş olmalıdır. Benzer şekilde bu bölgede karada Yılmaz ve diğ. (2000), kuzeydeki D-B doğrultulu fayın rotasyonu ile bu fayın çökellerinin de 5-10°'ye kadar kuzeye dönme hareketi yaptığını belirtir.

Datça fayının antitetik fayının daha da kuzeyinde güneye dalımlı, deniz tabanını kesen, aktif normal faylar gelişmiştir ancak bunlar harita düzleminde belirgin bir süreklilik göstermezler (Şekil 4.8). Bu fayların atımları Datça fayının ana antitetik fayı kadar büyük değildir, bir kısmı üzerinde bulunan çökellerle birlikte bu bölgelerde nispeten sığ derinliklerdeki temel kayayı da kırmıştır (Şekil 4.5, Şekil 4.10 ve Şekil 4.11). Bu fayların yanısıra körfezde deniz tabanında etkili temele kadar inmeyen yüzey kırıkları mevcuttur. Bu tür kırıklar kesitlerde işaretlenmekle birlikte sismik hatlar arasındaki devamlılığının izlenememesi nedeniyle harita düzlemine aktarılamamıştır. Körfezin kuzeyindeki kara kesiminde Datça fayının antitetik faylarıyla hemen hemen aynı doğrultularda güneye dalımlı genç faylar vardır (Şekil 4.1).

Körfezin orta kısımlarında gözlenen bir diğer fay çeşidi sismik kesitlerde genelde düzlemsel normal faylanma karakterlidir. Şekil 4.11'deki 6 No'lu sismik kesitte temel kaya ile birlikte deniz tabanının kubbe şeklinde yükseldiği gözlenir. Şekil 4.15'de, 6 No'lu sismik kesitteki yükselen temel kaya kısmını

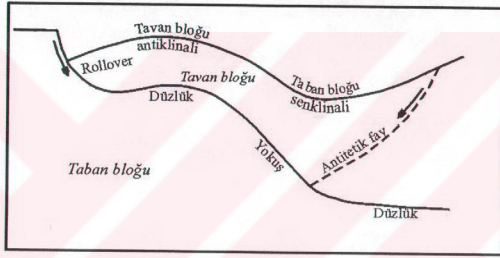


Şekil 4.14 Şekil 4.5’de verilen 11 No’lu sismik hattın orta kısımlarına ait büyütülmüş detay görüntü. Datça fayının antitetik fayı olan bu yapı deniz tabanında yaklaşık 120 m’lik düşey atıma sahip güneye dalımlı aktif bir faydır. Fay üzerindeki çökel dizisini ve temeli keser. Fay düzlemi düşeyde küresel görünümündedir bu da bir rotasyona uğradığını gösterir. Sismik kesitte düşey eksen yataya göre yaklaşık 1.4 kat abartılıdır.



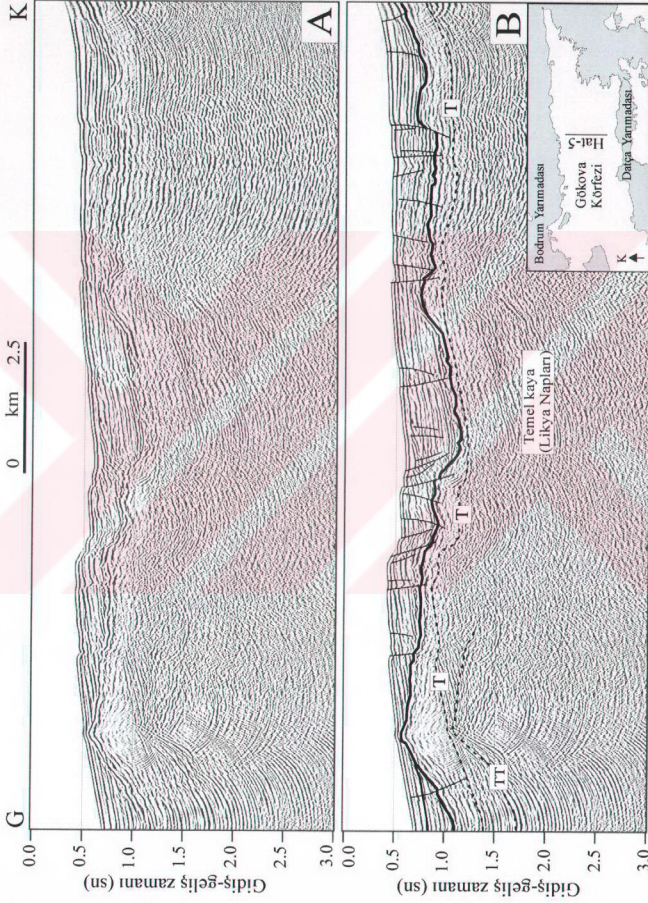
Şekil 4.15 Şekil 4.11'deki 6 No'lu sismik hatın orta kısmının büyütülerek detayda verilmiş görüntüsü. Temel kayanın o bölgedeki yükselimi ile deniz tabanı da yükselmiştir. Yükselinin yarattığı lokal açılma tepenin her iki yanında birbirine bakan normal fayalar geliştirmiştir. Sismik kesitte düşey eksen yatay eksene göre yaklaşık 1.4 kat abartılmıştır.

detayda gösteren büyütülmüş sismik görüntüden, bu faylanmaların bölgede yükselen temel kayanın sebep olduğu lokal açılmanın türünü olduğu sonucuna varılabilir. Bu nedenle bu faylar temelin yükselen tepesinin her iki yanında eğim yönleri birbirine bakacak şekilde yerleşmiştir. Lokal alanlardaki temel kaya yükseliminin sebeplerine ilişkin farklı açıklamalar Gibbs (1984)'de detaylı verilmiştir. Açılma rejiminde gelişen yokuş-düzlük-yokuş (ramp-flat-ramp) fay düzlemi geometrisi düzlükten yokuşa geçişin olduğu yerde eğer fayın tavan bloğu karşı taraftan bir antitetik fayla karşılanıyorsa fayın tavan bloğunun yükselmesine sebep olur (Şekil 4.16). Bu durumda tavan bloğu taban bloğunun düzlük ve yokuş kısmının etkisiyle antiklinal ve senklinal yapısı oluşturur.

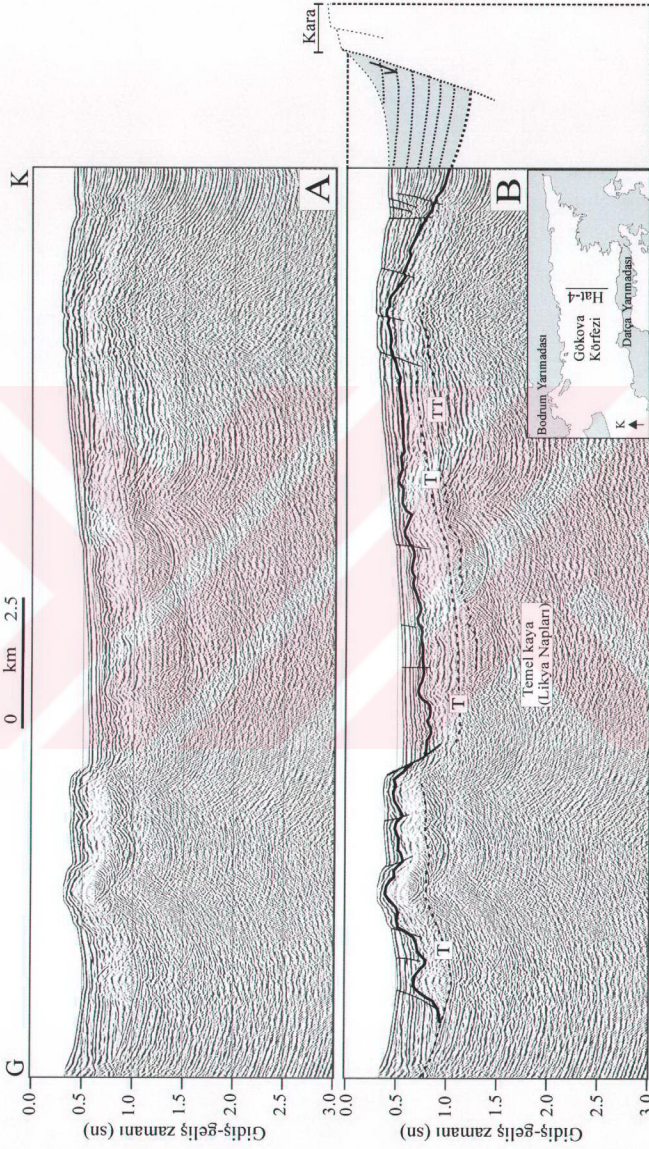


Şekil 4.16 Taban bloğu üzerinde düzlük ve yokuş içeren listrik fay şekli. Bu durum tavan bloğunun antiklinal ve senklinal yapmasına yol açar (Gibbs, 1984)

Yokuş-düzlük-yokuş fay düzlemi geometrisinin yokuş-düzlük kısmı ve antitetik fay Şekil 4.11'de verilen 6 No'lu sismik kesitte gözlenmektedir. Bununla birlikte yokuş-düzlük-yokuş geometrisinin son kısmındaki düzlükten yokuşa geçiş kısmı, fayın tavan ve taban blokları arasındaki akustik empedans farklılığının olmaması nedeniyle sismik kesitte gözlenememektedir. Temel kayanın lokal yükselimi ile ilgili bir diğer yaklaşım yükselen temelin iki graben arasındaki bir horst olabileceği görüşüdür. Ancak bu durum yükselen temelin her iki yanında ters yöne eğimli fay takımlarının olmasını gerektirir. Halbuki Şekil 4.11'deki 6 No'lu sismik kesitte kubbe şeklinde yükselen temelin her iki yakasında eğim yönleri birbirine bakan normal faylar gelişmiştir. Bu nedenle temel yükselimi ile ilgili bu son görüş sismik verilerle tutarlı davranmamaktadır.

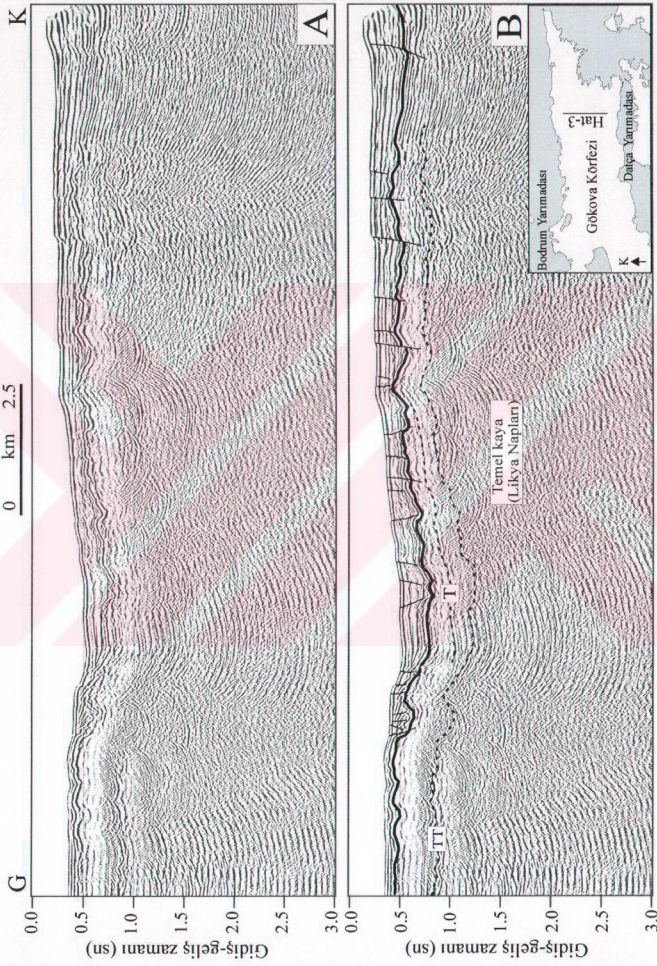


Şekil 4.17 Gökova körfezine ait sismik göç uygulanmış yorumlanmamış (A) ve yorumlanmış (B) 5 No'lu sismik hat. T, deniz tabanı tekrarlı yansımasını; TT, temel kayaya ait tekrarlı yansımayı gösterir. Düşey abartma yaklaşık 1.6 kuttur.

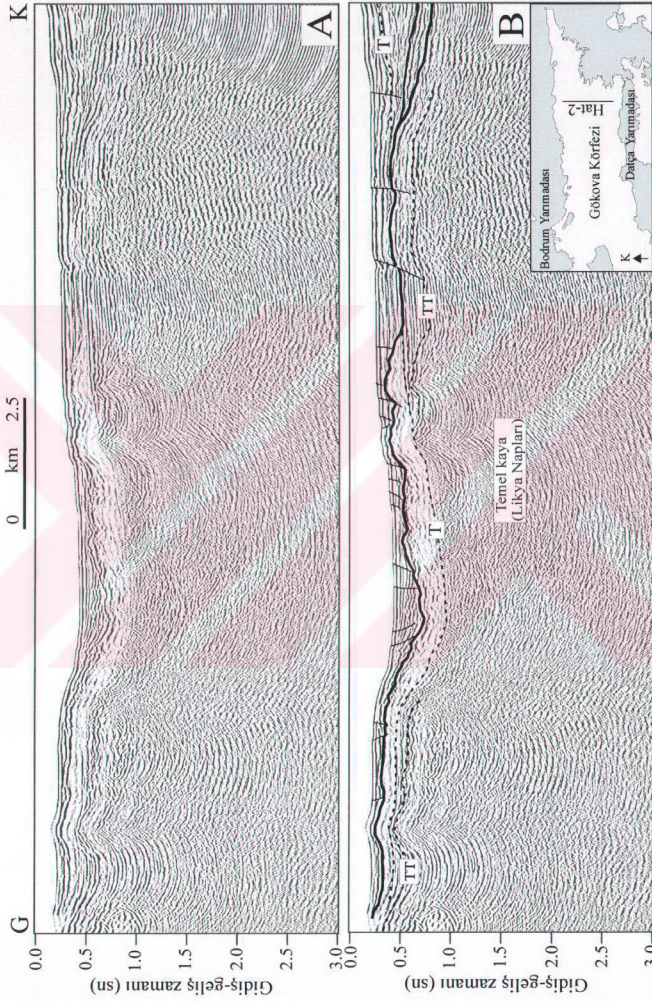


Şekil 4.18 Gökova körfezine ait sismik göç uygulanmış yorumlanmış (A) ve yorumlanmış (B) 4 No'lu sismik hat. Kesin kuzeyde karaya devamı kesikli çizgilerle yorumlanmıştır. T deniz tabanına; TT temel kayaya ait tekrarlı yansımayı gösterir. Düşey abartma yaklaşık 1.6 kuttur.

Körfezin doğu kısmındaki BKB-DGD doğrultulu horst-graben sistemi sismik kesitlerde gözlenen bir diğer belirgin yapıdır. Bu sistem 1 ve 5 No'lu sismik kesitler arasında gözleendiği gibi batimetride de belirgindir (Şekil 4.4, 4.17, 4.18, 4.19, 4.20, 4.21). Şekil 4.8'deki sismik kesitlerden oluşturulan aktif fay haritasında bu horst-graben sisteminin BKB-DGD doğrultusundaki uzanımıyla körfezin kuzeydoğu kıyı şekillerinin ilişkili olduğu gözlenir. Bu ilişki denizdeki fay sisteminin karaya doğru uzandığını göstermektedir. Körfezin en doğu ucuna ait sismik hatlarda dikkat edilirse temel topoğrafyası kuzeye doğru derinleşmektedir (Şekil 4.18, Şekil 4.19, Şekil 4.20 ve Şekil 4.21). Şekil 4.22'de sismik kesitlerin yorumlarının sayısallaştırılmasından elde edilen körfezin üç boyutlu yapısal görünümünde temel kayanın kuzeye doğru derinleştiği, 1 ve 4 No'lu sismik hatlar arasında oldukça belirgindir. Bu durum körfezin kuzey sınırında karada gözlenen ana faylara doğru temel kayanın eğimlenmesi ile açıklanabilir. Bu nedenle körfezin doğusundaki bu horst-graben yapıları körfezin kuzey kenarındaki aktif normal fayların antitetik ve sintetik fayları olmalıdır. Şekil 4.18'de 4 No'lu sismik kesitte temel kayanın kuzeye doğru derinleştiği kesitin kuzey ucu karadaki fay sistemine kesikli çizgilerle yorumlanarak birleştirilmiştir. Dikkat edilirse karada körfezin kuzey sınırındaki güneye dalımlı normal faylanmanın taban bloğunu oluşturan körfezin temel kaya birimleri fayın önünde rotasyonel hareket göstermektedir. Karada körfezin kuzey sınırında 1000 m'lik atımlara ulaşabilen güneye dalımlı normal fay aktiftir. Ören'in batısındaki en az iki depremi içeren hendek çalışması bu fayın Geç Kuvaterner'deki aktivitesini göstermektedir (Barka ve Akyüz, 1995). Buralardaki faylara ilişkin depremlemlerin odak mekanizma çözümleri Şekil 4.4'de gösterildiği gibi çoğunlukla güneye dalımlı normal fay karakterindedir. Gökova bölgesindeki cisim dalgaları büyüklüğü 4.5'dan büyük depremlere ait parametrelerin verildiği Tablo 4.1'de m_b ile verilen kolonda depremlerin cisim dalgaları büyüklükleri, Ref. ile verilen son kolonda ise deprem bilgilerinin alındığı kaynaklar belirtilmiştir. Burada kayıt istasyonlarının yetersiz olması nedeniyle depremlerin lokasyonları hatalar içerebilir ancak bunlar genelde normal fayların oluşturduğu depremlerdir.



Şekil 4.19 Gökova körfezine ait sismik göç uygulanmış yorumlanmış (A) ve yorumlanmış (B) 3 No'lu sismik hat. T, deniz tabanı tekrarlı yansımasını; TT, temel kayaya ait tekrarlı yansımayı gösterir. Dişey abartma yaklaşık 1.6 kattır.



Şekil 4.20 Gökova körfezine ait sismik göç uygulanmış yorumlanmış (A) ve yorumlanmış (B) 2 No'lu sismik hat. T, deniz tabanı tekrarlı yansımaları; TT, temel kayaya ait tekrarlı yansımaları gösterir. Düşey abartma yaklaşık 1.6 kattır.

Bunların yanı sıra körfezde lokasyonlarına çok güvenilememekle beraber tarihsel deprem kayıtları mevcuttur. Bunlar 1933 yılına ait 6.5 büyüklüğünde, IX şiddetindeki ve 1941 yılına ait 5.9 büyüklüğünde, VIII şiddetindeki iki büyük depremdir (Ambraseys, 1981; Ambraseys, 1990; Ambraseys ve Jackson, 1998). Bu depremlerin pek çoğu körfezin KD'sundaki aktif normal faylarla ilişkili olmalıdır. Ayrıca 24/4/1959 ($M_s=6.1$) olan, lokasyonu körfezin KD'sunda verilen depremin odak mekanizma çözümü küçük bir miktar yanal atımın yanı sıra normal fay çözümü vermektedir (Mc Kenzie, 1972; McKenzie, 1978a).

Tablo 4.1 Gökova civarında olan depremlerin odak mekanizma çözüm parametreleri.

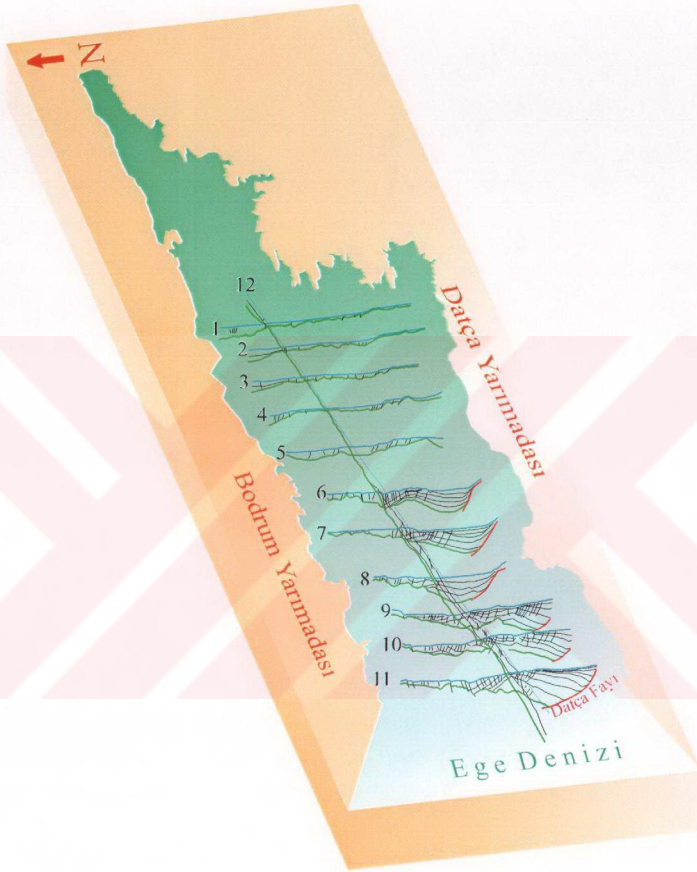
Tarih	Enlem	Boylam	m_b	Doğrultu	Eğim	Slip	Ref.
10/05/1999	36.73	28.24	4.9	28	64	-137	H
13/11/1994	37.12	28.02	4.8	310	54	-95	H
04/28/1989	37.01	28.25	5.1	285	50	-80	I
04/27/1989	37.06	28.29	5.3	276	54	-87	I
02/19/1989	37.01	28.32	4.7	267	58	-93	H
06/19/1987	36.77	28.13	5.0	75	56	44	I
H= http://www.seismology.harvard.edu/CMTsearch.html							
I= http://www.iris.washington.edu							

Körfezin doğusundaki bu horst-graben sistemi körfeze kuzeydoğusundan gelen ırmakların denizde malzeme biriktirmesi ile kısmen örtülmüştür. Horst-graben sisteminin kısmen gömülü olması Gökova körfezinin KD'sunda erozyonel faktörlerin baskın olduğunu gösterir. Karada yapılan çalışmalarda da bu erozyonun varlığı dikkati çekmektedir (Paton, 1992; Görür ve diğ., 1995; Uluğ ve diğ., 1996). Bu akarsuların en belirginini körfeze doğu ucundan dökülen Azmak deresidir (Şekil 4.4). Körfezin bu kısmında grabenleri dolduran sedimanlar kara jeolojisi rehber alınarak muhtemelen Pliyo-Kuvaterner yaşlıdır ve kalınlığı 500 m'lere varmaktadır.

Doğudaki horst-graben sistemi körfezin batı kesiminden körfezin orta kısmında bulunan bir batimetrik düşüş ile kademeli olarak ayrılır. Körfezin doğu ve batı kısımlarının derinliği en fazla -770 m olan körfez ortasındaki bu batimetrik düşüş 6 ve 9 numaralı hatlar arasındaki sismik kesitlerde gözlenir (Şekil 4.4,



Şekil 4. 21 Gökova kõrfesine ait sismik göç uygulanmış yorumlanmış (A) ve yorumlanmış (B) 1 No'lu sismik hat. T, deniz tabanı tekrarlı yansımaları; TT, temel kayaya ait tekrarlı yansımaları gösterir. Düşey abartma yaklaşık 1.6 katdır.



Şekil 4.22 Yorumlanmış sismik yansıma kesitlerinin sayısallaştırılması ile oluşturulmuş Gökova körfezine ait üç boyutlu yapısal görünüm. Şekilde mavi çizgiler deniz tabanını, yeşil çizgiler temel kaya üst yüzeyini, kırmızı çizgiler Datça fayını, siyah çizgiler de çökel tabakaları ve fayları göstermektedir. Çökel dolgu körfez ağzında ve orta kısımlarında kalın, körfezin iç kısmında incedir. Datça fayının 8 ve 9 No'lu sismik hatlar arasında kuzeye doğru bir sıçrama yaptığı dikkat çekmektedir. Temel kaya batıdan körfezin iç kısımlarına gittikçe ve güneyden kuzeye gittikçe daha sığ derinliklerdedir.

Şekil 4.9, Şekil 4.10, Şekil 4.11). Bu yapı başlıca BKB-DGD doğrultusunda uzanırken güneyde Datça fayının doğuya doğru uzanımı ve kuzeydeki şelf ile sınırlanır. Bir batimetrik düşüşle birbirinden ayrılan körfezin batı ve doğru kısımlarının yapısı birbirinden farklılıklar gösterir. Uluğ ve diğ. (1996), tek kanallı sığ sismik yansıma kesitlerine dayanarak bu iki farklı ortamın muhtemelen bir transfer fayla ayrıldığından bahseder. Ancak bu fay hipotetiktir ve varlığının kesin olarak tesbit edilebilmesi için daha fazla sayıda D-B doğrultulu sismik yansıma kesitine ihtiyaç vardır.

Körfezin ortasındaki çukurluktan geçen 9 No'lu sismik kesitin kuzeyinde normal faylar yeni bir havza açmaktadırlar. Bu normal faylar graben içi graben yapısı geliştirirler ve muhtemelen GPS çalışmalarında GB Anadolu'daki farklılaşma hareketleriyle ilişkilidirler (LePichon ve diğ., 1995; Oral ve diğ., 1995; Barka ve Reilinger, 1997; Reilinger ve diğ., 1997; Kahle ve diğ., 1999). Gerçekten de Reilinger ve diğ. (1997), GPS verilerine dayanarak Gediz, Büyük Menderes ve Gökova grabenlerinde Anadolu bloğunun saat ibrelerinin tersine GB'ya olan hareket hızlarında kuzeye oranla bir artma olduğunu belirtmişlerdir. Taymaz ve diğ. (1991a), oluşturduğu kinematik modelde Ege'nin doğu ve batı yakaları (Batı Anadolu ve Yunanistan) için olan levha dönme hızlarının kuzeyden güneye gittikçe arttığını belirtir. McClusky ve diğ. (2000), Bodrum ve Datça yarımada ve Marmaris GPS istasyonları sonuçlarından bu bölgelerdeki kabuksal hareketin Avrasya levhasına göre GB'ya doğru olduğunu ve hareket miktarlarının kuzey Ege bölgesine nazaran daha büyük olduğunu belirtmiştir.

4.4 Gökova Körfezinin Açılması ile İlgili Tartışma ve Sonuçlar

Gökova körfezi başlıca D-B uzanmasına rağmen deniz altı tektonik yapısı batıdan doğuya değişiklikler gösterir. Batıda, körfezin ağzında, şimdiye kadar yapılan hiçbir çalışmada varlığına rastlanmamış, yaklaşık D-B uzanımlı ve kuzeye dalımlı listrik karakterli Datça fayı oldukça belirgin bir yapıdadır. Bunun yanı sıra körfezin orta kısımlarında BKB-DGD doğrultulu orta-körfez çukurluğu, doğusunda BKB-DGD doğrultulu horst-graben yapısı ve kuzeydoğu kenarında normal faylar dikkat çeken diğer yapısal unsurlardır. Şekil 4.22'de tüm sismik

kesitlerin yorumlarının bir arada verildiği üç boyutlu sismik yapıyı gösteren şekilde körfezin iç yapısının tüm özellikleri gözlenmektedir.

Gökova körfezinin açılması muhtemelen güneydeki Datça fayı ve bununla ilişkili kuzeydeki antitetik faylarla gerçekleşmiştir. Açılmanın başlangıç yaşı aşağıda açıklanacak sebeplere bağlı olarak Geç Miyosen-Pliyosen olmalıdır. Gökova bölgesinde açılmanın yaşı ile ilgili kestirimler birkaç çalışmada belirtilmiştir. Böger (1978)'in İstanköy adasındaki kuzeye dalımlı normal faylanmaya verilen Geç Miyosen yaşı ile uyumlu olarak Gökova körfezinin açılımı için de aynı yaş verilebilir (Şekil 4.1). Görür ve diğ. (1995), D-B doğrultulu Gökova riftinin KB-GD doğrultulu paleotektonik riftle olan diskordant ilişkisine ve çökellerin yaşlarına bakarak açılma yaşını Pliyosen vermektedirler. Bunların yanısıra batı Anadolu'daki K-G gerilme hızının Pliyosen'de (5 My) arttığını belirten çalışmalar vardır (McKenzie, 1978a; Dewey ve Şengör, 1979; Mercier ve diğ., 1987; Jackson ve McKenzie, 1988b; Kastens, 1991; Westaway, 1994). Bu durum Gökova körfezi sismik yansıma verileri ile tutarlı davranmaktadır. Şekil 4.13'de dikkat edilirse tabakaların 1.5 ve 2.0 sn'ler arasında fay düzlemine yaslanan uçları faydan hızla sürüklenmeye işaret etmektedir. Tabakaların faydan hızla süpürülmeleri bu tabakaların oluşumları sırasında mevcut neotektonik rejimdeki K-G açılma oranının yüksek olduğunu göstermektedir. Bu durumda tabakaların oluşum yaşları Pliyosen'e denk gelmelidir. Faydan hızla süpürülen ve muhtemelen Pliyosen yaşlı olan tabakaların altında aynı havzayı dolduran çökel dizisi olduğuna ve bu birimlerin de oluşumu için belli bir sürenin geçmiş olması gerektiğine göre Datça fayının başlangıç yaşı Geç Miyosen'e kadar uzanabilir.

Datça fay düzlemi üzerinde yaklaşık 1.2 sn'ler ve 0.75 sn'lerdeki deniz tabanını gösteren seviyeler arasındaki yansımaların paralel tabakalanma göstermesi ve alttaki tabakaların üzerine üzerlemesi (onlap) bu seviyelerde faylanma hızında belli bir zamanda azalmaya işaret eder (Şekil 4.13). Bu zaman Westaway (1994)'ün çalışmasına dayanarak muhtemelen Pleistosen olmalıdır. Westaway (1994), Batı Anadolu ve Ege denizi kıyılarındaki sedimantasyon hızını yaklaşık 1.1 mm/yıl vermektedir. Buradan hareketle 11 No'lu sismik kesitte yatay tabakalanma gösteren en üstteki 500 m'lik toplam kalınlığı biriktirebilmek için

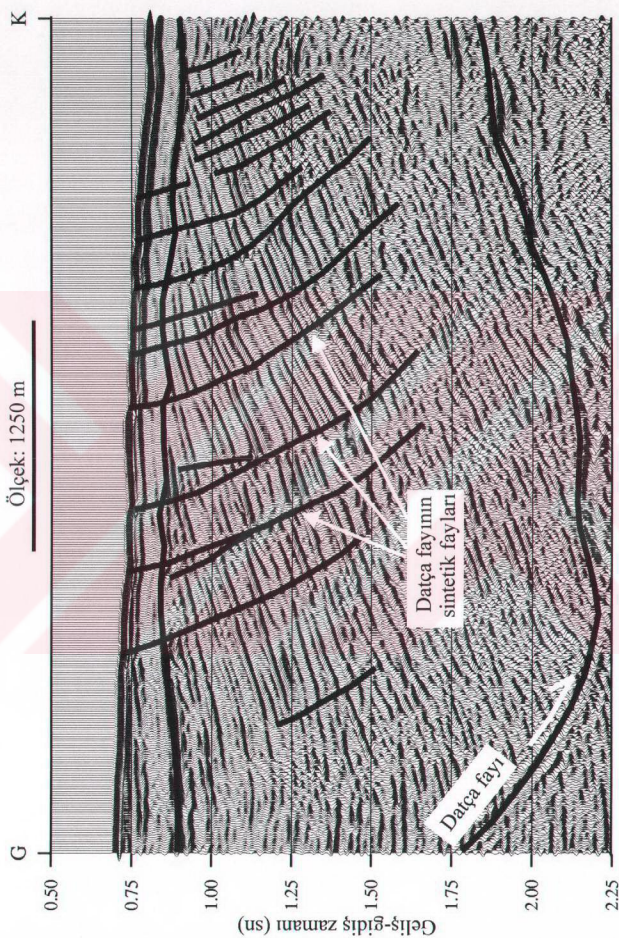
geçen süre bu sabit sedimanlaşma hızı varsayımı ile yaklaşık 500 bin yıl olmalıdır. Bu durumda Datça fayının aktivitesinin Pleistosen'den bu yana azaldığı söylenebilir.

Açılma rejimi altındaki deformasyon gelişiminde normal faylar düzlemsel başlamış bile olsalar artan derinlikle eğriselleşebilirler. Bunun yanı sıra birçok durumda listrik fayların ters fay yapılarının yeniden aktifleşerek normal faylar gibi davranması ile geliştiği bilinir (Jackson ve McKenzie, 1983). Datça fayının aktivitesini kaybetmesi deformasyon ilerledikçe düşük açılı fay düzlemi geliştirmesi ile açıklanabilir. Bu tip faylardaki düşük açı, gravite kuvvetinin fayın tavan bloğunun düşmesine yardım etmek bir yana engellemeye çalışmasına sebep olmaktadır (Jackson, 1987). Bu görüşün benimsenmesi ile Datça fayındaki aktivitenin azalmaya başladığı erken Pleistosen'de bölgede devam eden açılma bazı diğer faylarla, örneğin körfezin KD kenarında gözlenen faylarla karşılanmaya çalışılır (Şekil 4.1 ve Şekil 4.8). Buna ilaveten Uluğ ve diğ. (1996), Gökova körfezinde iki farklı stildeki açılma alanları arasında bir transform fayı (Gibbs, 1984) önermiştir ancak bu öneri D-B doğrultulu derin sismik kesitlerin yeterli miktarda olmaması nedeniyle test edilememektedir. Şekil 4.4'deki batimetri haritasında körfezin ortasında gözlenen derin çukurluğun körfezin batı ve doğu kısmındaki farklı açılma karakterli yapıları ayıran bir sınır olduğu düşünülebilir.

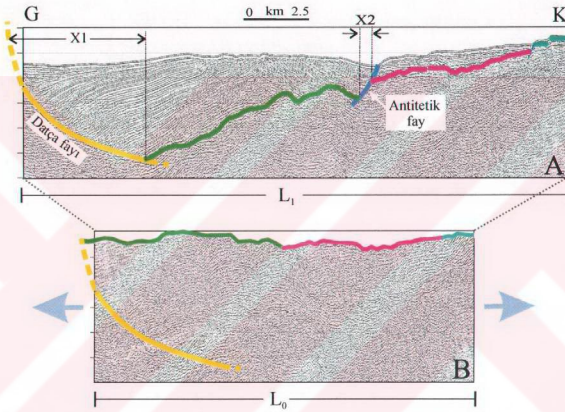
Sismik kesitlerde Datça fay düzleminin derinlere indikçe kuzeye doğru dalımının devamı gözlenememektedir (Şekil 4.5, Şekil 4.6, Şekil 4.7). Fayın tavan ve taban bloğu bu bölgelerde Likya naplarının birimleridir. Fay düzlemi ve havza içindeki çökellerin aynı malzeme olması sebebiyle fay düzlemini oluşturan arayüzey ya hiç yansıma katsayısı yaratmamakta veya yansıma katsayısı çok düşük olmaktadır. Şekil 4.5'de Datça fayının devamının kesikli çizgi ve soru işareti ile gösterildiği kısımda fayın alt ve üst yüzü aynı malzeme olan Likya naplarından oluşmuştur. Fay düzlemi bir zayıflık düzlemi oluşturup farklı bir arayüzey gibi davranabilir ancak yine de bu yüzey yansıma katsayısı yansıma verecek büyüklükte olmadığından fay çizgisi daha derinlerde gözlenememektedir.

McKenzie (1972) ve McKenzie (1978a), İstanköy adasının güneyinde cisim dalgaları büyüklüğü 5.5 olan 5.12.1968 tarihli depremin odak mekanizması çözümü için iki alternatif fay düzlemi tanımlamaktadır. Bu çözümlerden GD'ya eğimli (46 derece eğim ve 57 derece doğrultu) olanı kabul edilebilir çözüm olmalıdır zira kuzeye eğimli Datça fayı Pleistosen'den bu yana aktif değildir. Gerçi fayın üzerinde gelişen sintektonik çökellerde ve deniz tabanında etkili aktif normal faylar vardır (Şekil 4.23). Ancak bu faylar büyük olasılıkla Datça fayının etkisinden ziyade Ege'de hüküm süren K-G gerilme nedeniyle gelişmiştir. Bu nedenle bu deprem şu an körfezin KD'sunda gözlenen açılma karakterli fayların bir üyesine ait olmalıdır. Gökova bölgesinde 1963-2000 yılları arasında olan depremlerin (United States Geological Service, USGS) episantır dağılımları körfezin kuzey kenarındaki nisbi aktiviteye işaret etmektedir (Şekil 4.4). Körfezin kuzey sınırındaki bu aktivite bölgede karada ve deniz içinde yer alan güneye dalımlı aktif normal faylar ile ilişkilidir (Şekil 4.1). Ağustos 1995 yılında Gökova bölgesinde İstanbul Teknik Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü tarafından kurulan deprem izleme ağıının sonuçları, Gökova körfezinde KD kısımların deprem aktivitesinin Datça fayının yer aldığı güney kısımlardan daha yüksek olduğunu göstermektedir (Eyidoğan ve diğ., 1996). Sonuç olarak günümüzde Datça fayının körfezin KD kısmındaki yapılarla karşılaştırıldığında daha az aktif olduğu ortaya çıkar. Bu doğrultuda bakıldığında körfezdeki açılma stiline Pleistosen'den bu yana değişmiş olduğu söylenebilir.

GPS ve SLR ölçümlerinin ve deprem modellemelerinin kullanıldığı son zamanlardaki çalışmalarda GB Anadolu'da levha hareketinde güneye doğru bir artma olduğu belirtilir (Eyidoğan, 1988; Jackson ve diğ., 1992; Le Pichon ve diğ., 1995; Barka ve Reilinger, 1997; Reilinger ve diğ., 1997). GB Anadolu'da yoğunlaşan reziduel kabuk hızları (Reilinger ve diğ., 1997) ve Batı Anadolu-Ege denizi bölgesindeki yatay kabuksal hız modelleri (Jackson ve diğ., 1992) GB Anadolu'nun KD-GB'dan KKD-GGB'ya değişen doğrultularda bir gerilme altında olduğuna işaret etmektedir. Körfezde gözlenen genç BKB-DGD yapıları muhtemelen bu gerilme altında oluşmuştur. Gerçekten de Jackson ve diğ. (1992) ve Reilinger ve diğ. (1997)'de beklenen yapıların BKB-DGD doğrultulu olacağını bildirmeleri körfezdeki gözlemlerimizle uyum sağlamaktadır.



Şekil 4.23 Şekil 4.7'deki 9 No'lu hatın güneyine ait büyütülmüş detay görüntü. Datça fayının sintetik fayları kuzeye dalmış, listrik karakterde gözlenir. Çökel tabakalar da bir dönme hareketi geçirmiştir olmalıdır.



Şekil 4.24 Gökova körfezi civarında açılma faktörü (β)'nın hesabını 11 numaralı sismik kesit üzerinde gösteren şekil. (A) şeklinde açılma sonrasındaki yapı verilirken, (B) şeklinde açılma öncesi jeolojik yapı geriye dönüş yöntemi (reconstruction) ile oluşturulmuştur. Temel kaya üst yüzeyine ait yansımalar çeşitli renklerle işaretlenerek anlama kolaylığı sağlanmıştır. L_1 ve L_0 sırasıyla kesitin açılma sonrası ve öncesi K-G doğrultulu boyunu gösterir. Açılma faktörü L_1/L_0 oranından yaklaşık 1.4 olarak hesaplanmıştır. Y ve X değerleri sırasıyla Dağa fayı ve onun başlıca antitetik fayının yerdeğiştirme mesafesini verir.

Datça fayı Gökova körfezinin açılmasında en önemli yapıyı oluşturur ve Batı Anadolu ve Ege denizindeki açılmanın hesabında da aynı öneme sahiptir. Fakat birçok araştırmacı tüm Batı Anadolu ve Ege denizindeki ortalama açılma miktarı hesabını sadece iyi bilinen başlıca yapıları göz önünde bulundurarak yapmaktadır. Ancak şu çok iyi bilinmelidir ki Datça fayı ve benzer gömülü yapılar bu bölgedeki açılma hızları hesabında etkili oldukları muhakkaktır. Bu çalışmada körfez içindeki ortalama (overall) açılma hızı 11 No'lu sismik kesiti kullanarak en az 1.1 mm/yıl olarak hesaplanmıştır (Şekil 4.5, Şekil 4.24). Açılma hızı hesabında körfezin açılma yaşı geç Miyosen-Pliyosen (5.2 My) varsayılmış, Datça fayı ve onun başlıca antitetik fayının toplamda yatay yer değiştirmesi (X1+X2) yaklaşık 5.5 km alınmıştır (Şekil 4.5). Hesaplamalara daha küçük antitetik fayların katılmasıyla ve/veya körfezin açılma yaşının Geç Miyosen-Pliyosen'den daha genç olması durumunda gerçek açılma oranı 1.1 mm/yıl'dan daha büyük olacaktır ve muhtemelen doğrusu da budur. Açılma miktarının ölçüsünü veren bir başka büyüklük olan "açılma faktörü, β " Şekil 4.5'de 11 No'lu sismik kesitin yatay eksen boyunca uzunluğunu (Datça fayının deniz seviyesindeki dışdeğeri hesaplanarak) tavan bloğunun üst sınırı olan temel kayaya ait rollover yapısının uzunluğuna oranlayarak en az 1.4 olarak hesaplanmıştır (Şekil 4.24). Paton (1992), basit bir domino modeli varsayımı ile ve körfezin KD'sundaki fay bloklarının başlangıç ve bitim noktalarındaki eğimlerini kullanarak $\beta=1.1$ 'lik bir açılma katsayısı hesaplamıştır. Bu değer bir şekilde tüm körfez için az sayılabilir çünkü açılmanın büyük kısmı daha önce daha batıda gerçekleşmiştir. McKenzie ve Yılmaz (1991), Ege'de çökme modelinin temel özelliklerini açılma katsayısı (β), litosfer kalınlığı ve zamanın fonksiyonu olarak incelemişlerdir. Buna göre, termal olarak dengede bulunan kıtasal litosferin aniden belli bir açılma katsayısı oranında gerilerek incilmesi izostatik dengeyi korumak için daha alttaki sıcak astenosferin yukarı yükselmesini doğrudur. Bu yükselen sıcak malzemenin zaman içinde soğuması çökme yaratmaktadır. Bu bağlamda Ege kabuksal kalınlığının 40 km'den 25 km'ye kadar incilmesi ile günümüze dek 1.6 lık bir açılma katsayısı ile gerilmiştir (Le Pichon ve Angelier 1981; Makris ve Stobbe 1984; Spakman, 1990; Güleç, 1991; McKenzie ve Yılmaz, 1991).

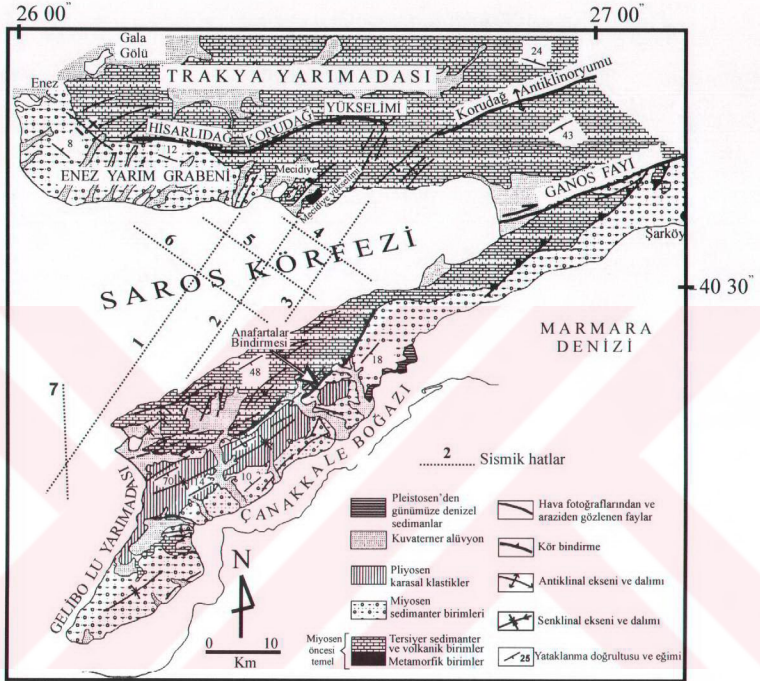
5 SAROS KÖRFEZİNİN AKTİF TEKTONİZMASININ SİSMİK YANSIMA VERİLERİ İLE İNCELENMESİ

Saros körfezi Ege denizinin KD'sunda, Anadolu'nun KB'sında yer alır; uzunluğu D-B doğrultusunda 60 km, genişliği K-G doğrultusunda en batı ucunda 30 km dir. Batıya gittikçe genişleyerek üçgen şeklini alan körfez, kuzeyde Trakya yarımadası, güneyde Gelibolu yarımadası batıda Semadirek adası ve Gökçeada ile sınırlıdır (Şekil 5.1).

Toplam 159 km uzunluğunda 7 hattın oluşan sismik yansıma kesitlerinin incelenmesi ile Saros körfezinde deniz altı morfolojisi ve daha alttaki yapısal unsurlar belirlenmeye çalışılırken karada gözlenen jeolojik unsurların denizde devamının olup olmadığı araştırılmış ve denize devam eden yapıların geometrileri belirlenmeye çalışılmıştır (Şekil 5.1).

5. 1 Saros Körfezi Çevresinin Kara Kısımının Yapısal Jeolojisi

Bölgede üç havza; Trakya, Enez ve Saros havzaları birbiriyle etkileşimlidir (Şekil 5.1). Saros körfezinin kuzey kısmı Trakya havzasının güney şelfini oluşturur (Turgut ve diğ., 1991). Trakya yarımadasının orta ve güneyini kaplayan büyük bir sinklinoryum içinde yer alan Tersiyer sedimanlardan oluşan Trakya havzası Orta Eosen yaşlıdır ve kıtasal Istranca masifi üzerinde güneydeki İntra-Pontid okyanusunun kapanmasıyla oluşmuş fay kontrollü bir açılma havzasıdır (Saner, 1980; Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay ve Tansel, 1994). Trakya havzasının güney kenarında Orta Miyosen boyunca açılan Enez grabeni D-B doğrultulu bir yarım grabendir. Grabenin stratigrafisi, açılma yaşı, geometrisi Ege graben sisteminin en kuzeydeki elemanı olduğunu göstermektedir (Dewey ve Şengör, 1979; Şengör ve diğ., 1985; Şengör, 1987). GB'ya doğru derinleşen bir çukurluğun oluşturduğu Saros körfezi jeolojik ve morfolojik olarak kuzey ve güney olmak üzere iki ana bölüme incelenebilir.



Şekil 5.1 Saros bölgesinin jeolojisini (Tüysüz ve diğ.1998'den oluşturulmuştur) ve sismik hatları gösteren harita. Eosen yaşlı sedimanter ve volkanik birimler kuzeydeki Hisarlıdağ-Korudağ yükselimini oluştururken güneydeki eski Enez grabenini Miyosen ve daha genç yaşlı birimler oluşturur. Sağ yanal atımlı Ganos fayı KD-GB doğrultusunda uzanarak körfezin içine devam eder. Gelibolu yarımadasının kuzeyinde Eosen, güneyinde de Miyosen, Pliyosen ve Kuvaterner birimleri hakimdir. KD-GB doğrultulu kör bir bindirme (Anafartalar bindirmesi) ile ikiye ayrılan yarımada'nın kuzeyinde yine aynı doğrultuda kıvrımlar güneyinde de bir sinklinoryum yer alır.

Şekil 5.1 de de görüldüğü gibi, Saros körfezinin kuzeyinde karada, KD-GB uzanımlı yumuşak kıvrımlar hakimdir ancak Hisarlıdağ çevresinde volkanik kayaların heterojen özelliğinden dolayı kıvrımlı yapılarda kesilmeler vardır (Tüysüz ve diğ., 1998; Yaltrak ve diğ., 1999). Kıvrımlar KB uzanımlı, atımları birkaç metreyi geçmeyen normal faylarla kesilir. Bu fayların en tipik olanı Hisarlıdağ tepesinin GB eteklerinde yer alır (Yaltrak ve diğ., 1999). Bu bölgedeki kıvrım eksenleri kuvaterner alüvyonal vadilere paraleldir. Yaltrak ve diğ. (1999), genlikleri 5-10 km arasında değişen bu kıvrımların denizdeki varlığını kuzeydeki şelfde açılan Saros-1 kuyusundan ve KB-GD doğrultulu sığ sismik yansıma verilerinden gözlemiştir. Denizde bu bölgedeki normal, ters fay ve kıvrım eksenlerinin göreceli konumlarının oluşturduğu yamulma elipsoidinden yararlanarak şelfin eteklerinde yanal atımlı bir hareket olduğuna dikkat çekmiştir. Kıvrımların daha belirgin izlendiği Korudağ yükselimi bir antiklinoryumdur (Saner, 1985; Tüysüz ve diğ., 1998). K30-40D uzanımlı bu antiklinoryumun kanatlarında eğimleri 10° ile 40° arasında değişen birçok antiform ve sinform, Korudağ yükselimini güneyde sınırlayan Ganos fayına yaklaştıkça daha da eğimlenmekte ve 80° ye ulaşmaktadır (Tüysüz ve diğ., 1998). Kuzeydeki Mecidiye yükseliminde KD-GB doğrultulu kıvrımlar hakimdir. Saner (1985), Mecidiye yükseliminden güneybatıya devam eden temel yükseliminin (Semadirek-Mecidiye yükseliminin) antiklinoryum özelliği gösterdiğine dikkat çeker. Saner (1985), ayrıca, çok kanallı derin sismik yansıma kesitlerinden, bu antiformun yüksek atımlı normal faylarla sınırlandığını belirtir. Semadirek-Mecidiye yükseliminin kuzey ve güneyinin Miyosen öncesi stratigrafisinin farklı olması bu yükselimin Trakya havzasının güney sınırını temsil ettiğini, Geç Eosende Trakya havzasının açılması boyunca geliştiğini ve Enez grabeninin Miyosen sedimanlarının sedimantasyonundan önce çıktığına işaret eder (Tüysüz ve diğ., 1998).

Saros çukurluğunun kuzey şelfini oluşturan eski Enez grabeni Miyosen ve Kuvaterner çökelleri ile dolmuştur. Enez grabeninin bir kısmı Enez-Mecidiye arasındaki kara kesiminde Neojen çökelleri altında devam eder. Enez grabeni güneyde Saros çukurluğundan Semadirek paleotopoğrafya yükselimi ile ayrılırken kuzeyde Hisarlıdağ yükselimi ile sınırlanır. Hisarlıdağ volkanik

kayaçaları ve Miyosen sedimanları arasında sadece normal bileşene sahip, K50D uzanımlı ve 70° GB ya eğimli olan fay morfolojide de belirginlik gösterdiğinden genç bir faydır (Tüysüz ve diğ., 1998). Karadaki sismik yansıma kesitlerinde de çok belirgin gözlenen bu fay Oligosen kayalarını kestiğine ve Miyosen çökelleri ile örtülmüş olduğuna göre Üst Oligosen-Alt Miyosen yaşında olmalıdır (Saner, 1985). Bu ana fayın güneyinde Miyosen çökellerini de etkilemiş, güney blokları alçalan birtakım tali normal faylar ve KD-GB uzanımlı küçük kıvrımlar bulunmaktadır. Enez grabenini Hisarlıdağ-Korudağ silsilesinden ve Mecidiye yükseliminden ayıran bir diğer fay birbirine çok yakın paralel uzanımlı kademeli (en-echolon) faylarla temsil edilir (Tüysüz ve diğ., 1998). Mecidiye yükseliminin KD-GB doğrultulu kıvrımlarını kesen bu fayların morfolojide izlerine rastlanmadığı gibi düşen bloğun topoğrafik olarak daha üstte yer almasına bakarak bu fayın diğer fay kadar genç olmadığı ve muhtemelen Miyosen boyunca Enez grabenini sınırlayan fayın bir parçası olduğu söylenebilir (Tüysüz ve diğ., 1998). Enez grabeninin doğu ucunda yer alan Mecidiye yükselimi Trakya sinklinoryumunun güney kanatlarına ait Tersiyer öncesi temelin gözleendiği tek yerdir ve Enez grabeninden normal faylarla ayrılırken, doğusunda küçük ölçekteki KD-GB doğrultulu sol yanal atımlı bir fay bulunur (Saner, 1985; Tüysüz ve diğ., 1998).

Saros körfezi güneyde DKD-BGB doğrultulu Gelibolu yarımadası ile sınırlıdır. Yarımadaının kuzeyinde Eosen-Oligosen, güneyinde ise Miyosen, Pliyosen ve Kuvaterner çökelleri hakim birimlerdir. Güney kısımdaki Miyosen ve üzerini kaplayan Pliyosen yaşlı yatakların eğimleri kuzeye doğru artmakta, dikleşmekte ve bazen güneye doğru ters dönmektedir. Yapısal ve sismik veriler bu değişimin KD-GB uzanımlı, KB dalımlı kör bir bindirme olduğuna işaret eder (Saner, 1985; Yalıtırak, 1995; Tüysüz ve diğ., 1998). Bahsi geçen kör bindirme KAF'ın eğrileşmiş eski kollarından biri olarak düşünülür (Tüysüz ve diğ., 1998; Saatçılar ve diğ., 1999).

Yarımadayı ikiye bölen kör bindirmenin kuzeyinde KD-GB doğrultulu kıvrımlar ve yaklaşık K-G doğrultulu faylar, güneyinde KD-GB doğrultulu bir sinklinoryum gözlenir (Tüysüz ve diğ., 1998). Sinklinoryumun güney kanadında sinklinoryuma paralel birçok sinform ve antiform vardır ve yukarıda da

bahsedildiği gibi gömülü kör bindirmeye doğru bunların genlikleri büyür ve faya temas ettiği yerde kıvrımlar asimetrik ve sıkı bir görünüm alır (Tüysüz ve diğ., 1998). Doğuya doğru, Mürefte ve Şarköy arasında Gelibolu yarımadasındakine benzer şekilde birçok KD-GB doğrultulu kıvrım ve ters faylar vardır (Yaltırak, 1996). Bu veriler Gelibolu yarımadasının Pliyosen başlarından bu yana en az 2000 m yükseldiğine işaret eder (Sümengen ve Terlemez, 1991).

KAF'ın kuzey kolunun batıya uzantısı olarak kabul edilen oblik bileşenli sağ yanal atımlı Ganos fayı Saros körfezi civarındaki önemli bir yapısal özelliktir ve körfezin oluşumunda etkilidir (Şekil 5.1). Şekil 2.1'de görüldüğü gibi KAF, doğuda Karlıova'dan başlayıp bütün Kuzey Anadolu'yu, Marmara denizi ve Kuzey Ege'yi geçerek Yunanistan'a kadar uzanan yaklaşık 1500 km uzunluğunda sağ yanal atımlı bir fay zonudur (Ketin 1948; Ambraseys, 1970; McKenzie, 1972; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Barka, 1992). Marmara ve Ege denizleri arasında yaklaşık 45 km uzunlukta KD-GB doğrultulu uzanan sağ yanal atımlı Ganos fayı sismolojik ve morfotektonik olarak birçok araştırmacı tarafından çalışılmıştır (Ambraseys ve Finkel, 1987; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Hancock ve Erkal, 1990; Yaltırak, 1996, Okay ve diğ., 1999). Ganos fayı uydu görüntüleri ve hava fotoğraflarında da belirgindir (Allen, 1975; Ambraseys ve Finkel, 1987). Orta Miyosen'den sonra oluşmuş Ganos fayı doğrultu atımın yanı sıra oblik bileşene de sahiptir, Şarköy'ün KB sında sıkışmalı yapıdayken daha doğuda Marmara denizi içinde yanal açılmalı yapı gösterir (Okay ve diğ., 1999).

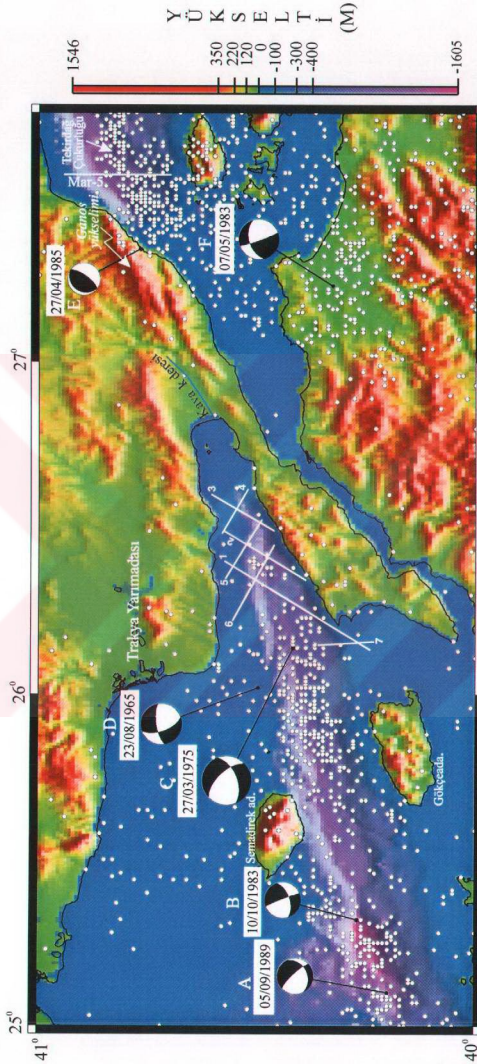
Armijo ve diğ. (1999), Ganos antiklinalinin 924 m ile o bölgedeki en yüksek ve aşınmamış antiklinal olarak KAF'ın hemen güneyinden geçtiğini, GB'ya doğru kıvrımların yaşlarının arttığını, aşındığını ve aktivitenin azaldığını belirtmiştir. Ganos ve Gelibolu'daki antiklinal yapılarının KAF ile kesilerek zaman içinde 70 km'lik bir yanal ofset kazandığını ve KAF'ın sağ yanal hareketinin devam etmesiyle fayın hemen güneyinde daha genç kıvrımların oluşmaya devam ettiğini belirtmiştir. Yaltırak ve diğ. (2000), bu çalışma ile ilgili görüş makalesinde (comment) arazi gözlemlerine dayanarak Ganos'da bir antiklinal yapısı değil bir senklinal yapısının olduğunu, Gelibolu'daki yapının ise yarım

bir antiklinal olduğunu belirtirken KAF'ın Marmara bölgesine ulaşma yaşının Armijo ve diğ. (1999)'da belirtildiği gibi 5-7 My önce değil daha geç bir zamana, 3.4-3.7 My, zaman aralığına denk geldiğini belirtmişlerdir. Armijo ve diğ. (2000), bu görüş yazısına karşı sunduğu makalede (reply), Çanakkale'de gözlenen kıvrımın büyük bir kısmının, kısa bir zaman periyodu içinde Geç Miyosen'de (5.3 My), KAF'ın bu bölgedeki yayılımının doğal bir sonucu olarak geliştiğini belirtmişlerdir.

5.2 Topoğrafya-Batimetri Haritasının Yorumu ve Jeolojik Bağlantısı

Bölgenin morfolojik görüntü haritası (Şekil 5.2) değişik veri setlerinden oluşturulmuştur. Batimetrik veriler T.C.Dz.K.K. Seyir Hidrografi ve Oşinografi Dairesi'nden, 'Intergovernmental Oceanographic Commision (IOC)'nin hazırladığı 'International Bathymetric Chart of the Mediterranean' veri setinden ve bu çalışmadaki sismik hatlar boyunca alınan echo-sounder derinliklerden elde edilmiştir. Topoğrafik veriler ise 'Amerika Birleşik Devletleri, National Geophysical Data Center (NGDC)'nin bir modeli olan 'Global Land One-km Base Elevation' (GLOBE)'den sağlanmıştır. Harita bilgisayarda Linux ortamında çalışan ve Wessel ve Wessel (1995) tarafından geliştirilen GMT yazılım programı kullanılarak hazırlanmıştır. Farklı örnekleme aralıklarına sahip batimetri ve topoğrafya verileri aynı örnekleme aralığında (0.5 dakika) gridlenmiştir.

Topoğrafik ve batimetrik görünümü itibari ile Saros körfezi batıya gittikçe genişleyen üçgen şekilli bir graben yapısındadır (Şekil 5.2). Körfezin içinde kıyı şekline kabaca paralel uzanan kama şekilli çukurluk Semadirek adası ve Gökçeada arasından GB ya doğru derinleşerek uzanır ve Kuzey Ege Çukurluğu'nun (KEÇ) KB ucunu oluşturur (Şekil 2.7). Körfezin içindeki bu çukurluğun kuzeyinde yaklaşık 10 km genişlikteki bir şelf alanında su derinliği 100 m'yi aşmaz ve şelfin bitiminde deniz tabanı basamaklı olarak derinleşir, güneyde ise Gelibolu yarımadasının kuzey kıyıları boyunca, bir şelf alanı bulunmaz ve su aniden derinleşir (-671 m).



Şekil 5.2 Saros bölgesinin batimetrik ve topoğrafik değişimini ve sismik yansımaya hatlarının konumlarını gösteren harita. Batimetrik veriler T.C. Seyir Hidrografi ve Oşinografi Dairesi'nden, Intergovernmental Oceanographic Commission'un hazırladığı International Bathymetric Chart of the Mediterranean'dan, Geophysical Data System Worldwide Marine Geophysical Data'dan ve bu çalışmadaki sismik hatlar boyunca alınan echo-sounder derinlik değerlerinden elde edilmiştir. Topoğrafik veriler, Amerika Birleşik Devletleri, National Geophysical Data Center (NGDC)'in bir modeli olan 'Global Land One-km Base Elevation' (GLOBE'den sağlanmıştır. Beyaz küçük daireler, 1963-2000 yılları arasında bölgedeki deprem episantur dağılımını gösterir (http://neic.usgs.gov/neis/epic/epic_rect.html). Deprem odak mekanizma çözümleri: (A), (B), (C), Taymaz ve diğ., 1991a; (D), Eyidoğan, 1988; (E), Kalafat, 1996 ve (F), <http://www.seismology.harvard.edu/CMF/search.html>'den alınmıştır.

Ganos yükselimi körfezin KD'sunda karada önemli bir topoğrafik yükselimdir ve Gelibolu yarımadası boyunca yükseklik GB ya gittikçe azalarak uzanır (Şekil 5.2). Saros çukurluğunun güneyinde batimetrideki ani düşüşün KAF'ın kuzey kolunun batıya uzantısı olan ve sağ yanal atımlı Ganos fayı ile ilişkili olduğu birçok çalışmada belirtilmiştir (Saner, 1985; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Barka, 1992; Çağatay ve diğ., 1998; Tüysüz ve diğ., 1998; Armijo ve diğ., 1999; Okay ve diğ., 1999; Yaltrak ve diğ., 1999). Gerçekten de Gelibolu yarımadasının sarp kuzey kıyılarından denize dik iniş Marmara kıyılarından körfezin KD ucuna gelen topoğrafik yükselimin doğal bir uzantısıdır (Şekil 5.2). Ganos yükseliminin ve Saros körfezinin oluşumunda etkili Ganos fayı topoğrafyadaki çizgiselliği ile körfezin daha doğusunda karada belirgindir ancak körfezin hemen KD'sunda buradaki dandritik drenaj sisteminden gelen Kavak nehrinin alüvyonlarının topoğrafyayı yumuşatması sebebiyle gözlenemez. Batimetride de körfezin içinde karadaki doğrultusunda Gelibolu yarımadasının sarp kıyılarından GB'ya doğru KEÇ'e bağlanır (Şekil 2.2).

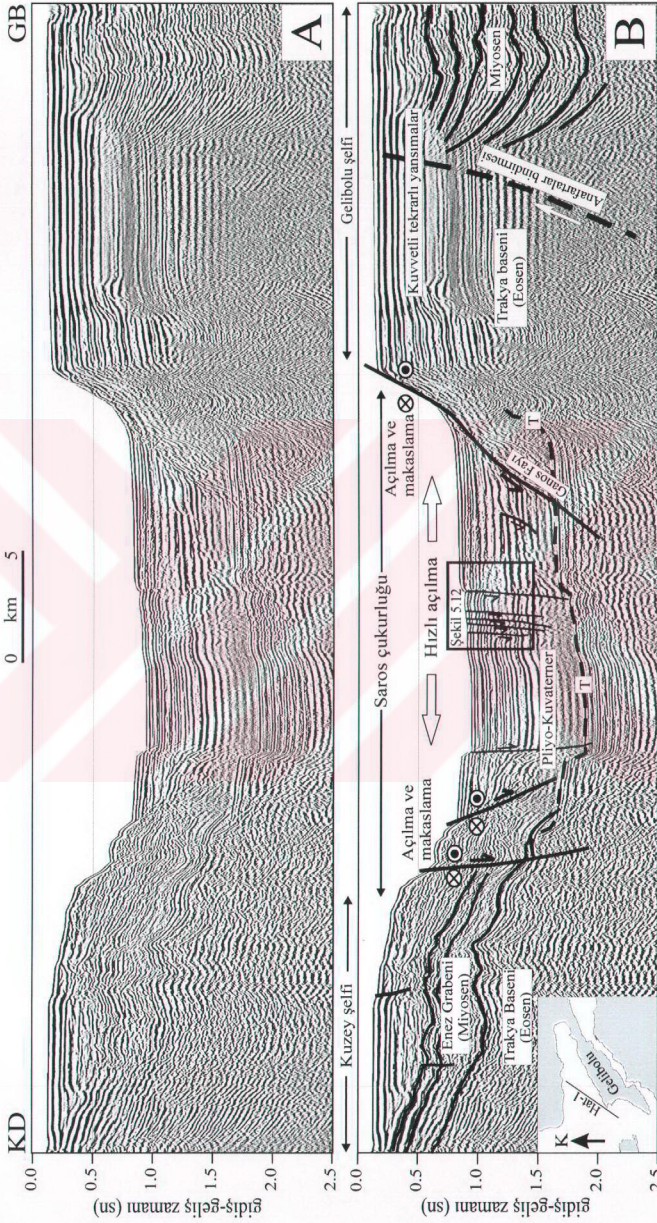
Saros körfezinin kuzeyinde kara kısmında yaklaşık D-B doğrultulu Hisarlıdağ-Korudağ yükselimi belirgin bir topoğrafik yükselimdir ve güneye dalımlı normal bir fay özelliği gösterir (Sümengen ve diğ., 1987; Tüysüz ve diğ., 1998). Bu yükselimin batıdaki parçası olan Hisarlıdağ DGD-BGB gidişlidir ve güneyden daha düşük ve yumuşak bir topoğrafyaya sahip eski Enez grabeni ile sınırlanır (Şekil 5.1 ve Şekil 5.2). Graben üzerinde akarsu vadileri yaklaşık KD-GB doğrultusunda denize ulaşır.

Gelibolu yarımadasında asimetric bir topoğrafya mevcut olup yarımadaının kuzey kıyısına yakın bir yerde KD-GB doğrultulu bir su bölüm hattına sahiptir ki bu durum yarımadaının kuzey tarafının güneyine göre yükseldiğine işaret eder (Sümengen ve Terlemez, 1991). Nitekim bu bölgede Şekil 5.1'de gözlemlendiği gibi Tersiyer ve Miyosen birimlerini ayıran ve daha önce de bahsedilen KD-GB doğrultulu kör bir ters bindirmenin varlığı bilinir (Saner, 1985; Önal, 1986; Yaltrak, 1995; Çağatay ve diğ., 1998; Tüysüz ve diğ., 1998; Yaltrak ve diğ., 1999).

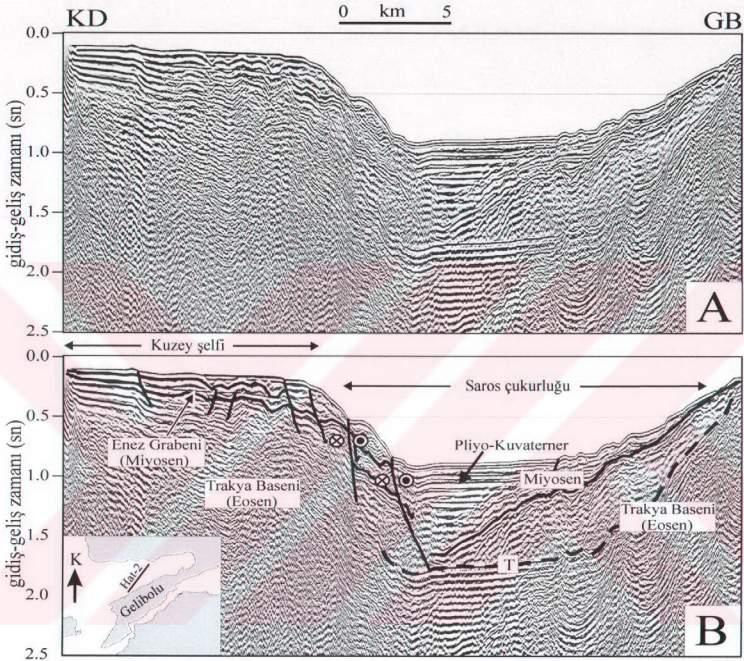
5.3 Saros Körfezi Sismik Yansıma Verilerinin Yapısal ve Stratigrafik Yorumu

Saros körfezinde bundan önce yapılan sığ ve derin amaçlı sismik yansıma verileri genelde körfez içindeki ana yapılara dik doğrultudadır (Saner, 1985; Saatçılar ve diğ., 1996 ve 1999; Yaltrak ve diğ., 1999). Bu çalışmadaki yeni sismik veriler kıyıdan daha çok bilgi alabilmek için yapıyı açılı kestiklerinden yapısal unsurlar daha yumuşak bir eğim kazanarak zahiri bir görünüm vermekle birlikte körfezin kuzey şelfininde yer alan KD-GB doğrultulu kıvrımlar daha iyi seçilebilmektedir. Sismik kesitlerde yönler verilirken belirli bir uyum sağlamak için KD-GB doğrultulu sismik hatlarda KD yönü kesit şeklinde sol tarafta GB sağ tarafta (Şekil 5.3, Şekil 5.4, Şekil 5.5), KB-GD doğrultulu sismik hatlarda ise KB ucu kesit şeklin sol tarafında GD kısmı ise şeklin sağ tarafındadır (Şekil 5.6, Şekil 5.7, Şekil 5.8). Yaklaşık K-G doğrultulu en kısa hattın (Hat-7) kuzeyi şeklin solunda güneyi ise sağda verilmiştir (Şekil 5.9). Kesitlerin sunumunda en uzun hattın boyu (Hat-1) A4 sayfa boyutunda, diğer kesitler de bu en uzun kesitin boyu ile orantılı verilmiştir. Yapısal yorumlar sismik göç uygulanmış kesitlerden yararlanılarak verilmiş, kesitlerin sunumunda sayfanın üstünde yorumlanmamış, altında da yorumlanmış halleri kullanılmıştır. Sismik veriler 5 sn ye kadar toplanmasına rağmen daha derinlerde bir yapı görünmediğinden kesitlerin boyu 2.5 sn'ye kadar verilmiştir. Sismik yığma kesitleri de aynı yatay ve düşey ölçekle yorumlanmadan verilmiştir (Şekil B.1-B.7 arasındaki bütün şekiller). Şekillerdeki tüm yansıma kesitlerinde düşey abartma yaklaşık 3.8 kadardır.

Sismik kesitlerde ilk göze çarpan yapı Saros çukurluğunun kuzey ve güney kenarlarındaki ani düşüşleri yaratan faylardır (Şekil 5.3, Şekil 5.4 ve Şekil 5.8). Bu faylar batimetride de oldukça belirgin olduklarından aktif olmalıdırlar (Şekil 5.2). Çukurluğu güneyden sınırlayan fay Gelibolu yarımadasının DKD-BGB doğrultulu topoğrafik sarp inişine paralel uzanır (Şekil 5.2). Hat-1'de bu fay ile oluşmuş yamaç 13°'lik bir açı ile deniz tabanında yaklaşık 470 m lik basamak yaparak en az 2 sn ye kadar gözlenmekte, fayın daha derine inişi deniz tabanının kuvvetli tekrarlı yansıması nedeniyle izlenememektedir (Şekil 5.3). Gelibolu yarımadasının batısından geçen 7 No'lu sismik kesitte bu ana fay kademeli bir



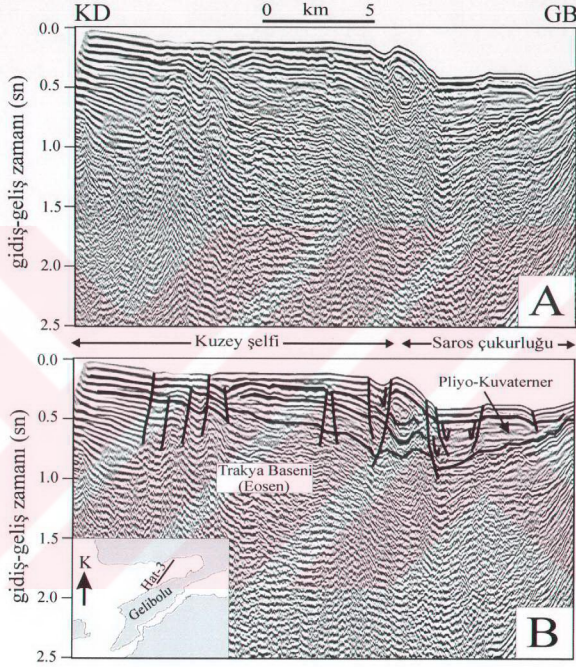
Şekil 5.3 Saros körfezine ait sismik göç uygulanmış, yorumlanmış (A) ve yorumlanmış (B) 1 No'lu sismik kesit. Yanal atımlı fayın bize doğru gelen bloğu (⊗), bizden uzaklaşan bloğu (⊙) işareti ile gösterilmiştir. Düşey abartma yaklaşık 3.8 kadrardır. T deniz tabanitekrarlı yansımaları gösterir.



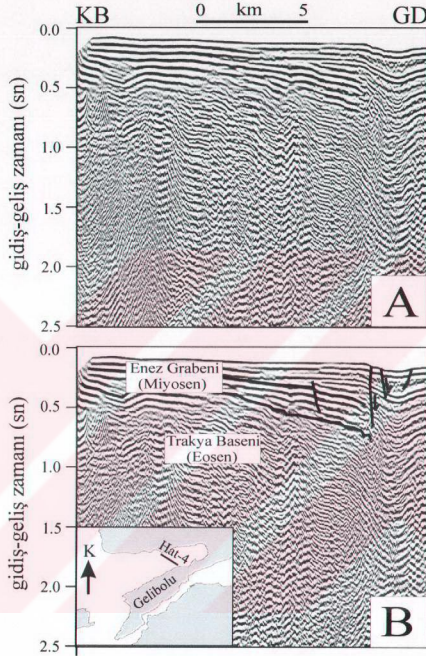
Şekil 5.4 Saros körfezine ait sismik göç uygulanmış, yorumlanmamış (A) ve yorumlanmış (B) 2 No'lu sismik kesit. Kuzey şelfinin altındaki kıvrımlı ve kırıklı yapı eski Enez grabeni olarak yorumlanmıştır. Bu birimler Saros çukurluğunu oluşturan normal ve yanal bileşen içeren faylarla kesilmiştir. Yanal atımlı fayın bize doğru gelen bloğu (⊙), bizden uzaklaşan bloğu (⊗) işareti ile gösterilmiştir. Saros çukurluğunu dolduran yatay tabakalaşma muhtemelen Pliyo-Kuvaterner yaşlıdır. Temeli oluşturan birimler kara jeolojisinden hareketle Eosen yaşlı sedimanter ve volkanik birimlerdir. Deniz tabanı tekrarlı yansıması T ile işaretlenmiştir. Sismik kesitte dikey abartma 3.8 kaddardır.

düşüşle bir kökte birleşir (Şekil 5.9). Kesitte dikkat edilirse, ana fayın üzerinde kayma düzlemleri gelişmiş ve bunun üzerindeki bloklar aşağı doğru sürüklenmiştir. Faya doğru diverjant tabakalı yatay birimler Saros çukurluğunu doldurmaktadır. Saros çukurluğu kuzeydeki geniş şelfin önünde deniz tabanında yaklaşık 375 ve 150 m'lik basamaklar yapan ve batimetriyi etkileyen basamaklı faylarla sınırlıdır (Şekil 5.3, Şekil 5.4 ve Şekil 5.8). Çukurluğun kuzey ve güneyindeki bu fayların atımları körfezin içine doğru yani KD'ya doğru azalır (Şekil 5.5, Şekil 5.6, Şekil 5.7). Bu durum körfezin gelişim yönünün iç kesimlerden GB ya doğru olduğunun işareti olmalıdır.

Körfezi KD-GB doğrultusunda baştan başa kesen Hat-1'e ait sismik kesitte körfezin temel yapısal özellikleri gözlenmektedir (Şekil 5.3). Kesitte görüldüğü gibi, temel kayanın körfez civarı kara jeolojisi bilgilerine dayanarak Eosen yaşlı Trakya havzasının birimlerinden oluşması muhtemeldir. Deniz tabanı tekrarlı yansımalarının T harfi ile belirtildiği kesitte kuzey şelfin altındaki kıvrımlı-kırıklı birimlerin yine kara jeoloji bilgisinden hareketle Miyosen yaşlı, eski Enez grabeni olduğu düşünülür. Güneyde, Gelibolu şelfinin altında deniz tabanının kuvvetli tekrarlı yansımaları yapıyı örtmekle birlikte kesitin en GB ucunda yayvan kıvrımlı birimler göze çarpar. Bu birimler muhtemelen bu bölgede karada, Gelibolu yarımadasının güney kısmında yer alan kıvrımların denize uzanımıdır. Bu kıvrımlı birimler karada kuzeye doğru GB ya dalan Anafartalar bindirmesi ile sınırlanır, aynı durum sismik kesitte de kendini gösterir ve kıvrımlı Miyosen birimlerinin kuzeyden sınırlayan süreksizliğin Anafartalar bindirmesi olduğu sonucuna varılabilir. Kesitin ortasındaki büyük çukurluğu dolduran malzemenin Pliyo-Kuvaterner yaşlı güncel çökellerden oluşması muhtemeldir. Çukurluğun ortasında paralel tabakalanan genç çökelleri kesen normal atımlı faylar gelişmiştir. Bu fayların oluşum özellikleri ileriki paragraflarda daha ayrıntılı tartışılacaktır. Saros çukurluğunu kuzey ve güneyde sınırlayan önemli düşey atımın yanı sıra yanal atıma sahip fayların kağıt düzlemine yaklaşan blokları (⊙) işareti ile gösterilirken uzaklaşan blokları ise (⊗) işareti ile gösterilmektedir. Bu fayların yanal atım bileşen içermelerinin delilleri ileriki paragraflarda ayrıntılı olarak tartışılacaktır.



Şekil 5.5 Saros körfezine ait sismik göç uygulanmış, yorumlanmamış (A) ve yorumlanmış (B), 3 No'lu sismik kesit. Körfezin içine doğru olan bu kesitte Saros çukurluğu oldukça sığdır. Çukurluğu dolduran Pliyo-Kuvaterner tabakalar normal faylarla kırılmıştır. Kuzey şelfinin altı kıvrımlı ve kırıklı bir yapıdadır. Temeli oluşturan birimler kara jeolojisinden hareketle Eosen yaşlı sedimanter ve volkanik birimlerdir. Sismik kesitte düşey abartma 3.8 kadardır.

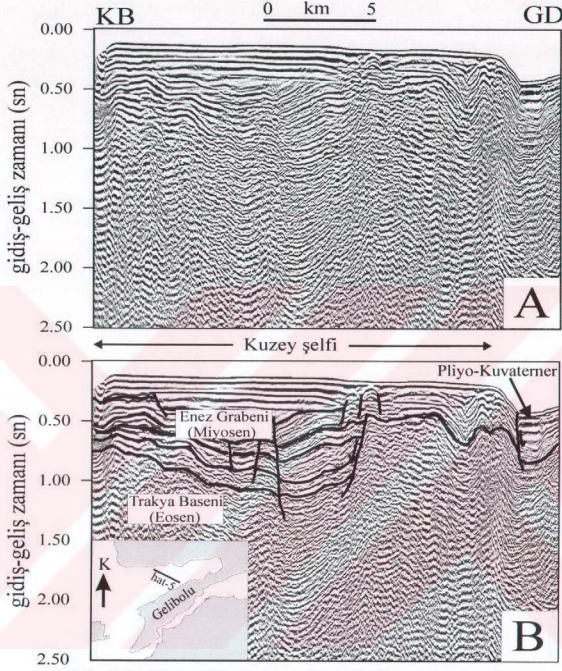


Şekil 5.6 Saros körfezine ait sismik göç uygulanmış, yorumlanmamış (A) ve yorumlanmış (B) 4 No'lu sismik kesit. Körfezin en ucundaki bu kesitte Saros çukurluğu artık belli belirsizdir. Kuzeydeki geniş şelfin altındaki kırıklı ve kıvrımlı yapı kara jeolojisine dayanarak Enez grabeni olarak yorumlanmıştır. Temeli oluşturan birimler yine kara jeolojisinden hareketle Eosen yaşlı sedimanter ve volkanik birimlerdir. Sismik kesitte düşey abartma 3.8 kadardır.

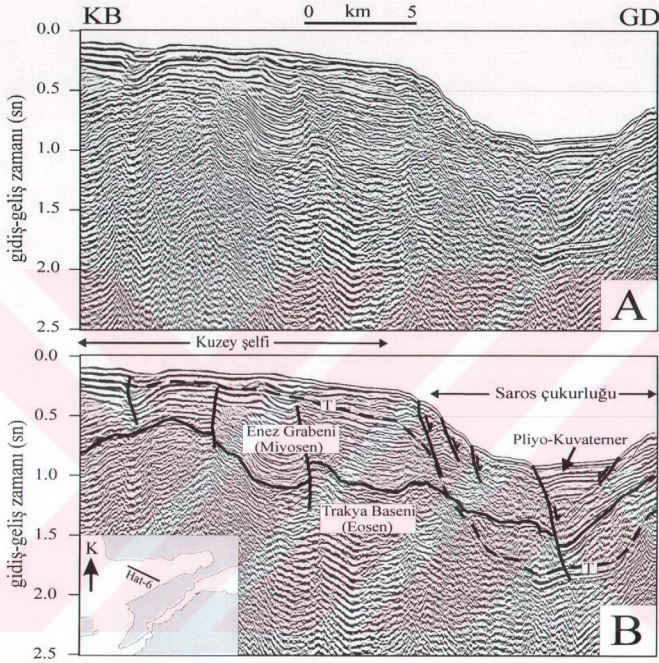
Saros çukurluğunu kuzey ve güneyden sınırlayan bu fayların harita düzlemindeki uzanımları sismik kesitlerden elde edilen yapısal unsur haritasında kalın çizgilerle işaretlenmiştir (Şekil 5.10). Gerek batimetrik görünüm ve gerekse kesitlerden oluşturulan fay haritası bu yapının Ganos fayının batıya doğru olan doğal uzanımı olduğunu göstermektedir.

Ganos fayı KAF'ın kuzey kolunun batıya uzanımıdır ve oblik bileşenli sağ yanal atımlı bir faydır (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Tüysüz ve diğ., 1998; Okay ve diğ., 1999). Bu durumda körfezin güneyindeki bu fay önemli ölçüde düşey bileşene sahip olduğu gibi yanal bileşene de sahip olmalıdır. İki boyutlu sismik yansıma kesitlerinden fayların yanal bileşenleri hakkında karar vermek düşey bileşenleri kadar kolay değildir. Ancak fayın Marmara denizi içindeki devamı üzerindeki bir sismik yansıma kesitinde (mar-5) Ganos fayının yanal atım özellikleri gözlenebilir (Şekil 5.11). Kesitte görüldüğü gibi Tekirdağ çukurluğu içindeki dikey süreksizlik Ganos fayını göstermektedir. Bu yapının güneyindeki kıvrımlı Miyosen tabakaları sıkışmanın bir ürünü iken kuzeyindeki Pliyo-Kuvaterner sedimanlardaki diverjan tabakalanmalar ve normal faylanmalar açılmanın ürünüdürler (Okay ve diğ., 1999). Fayın hemen üzerinde nisbeten yatay deniz tabanı düşey hareket olmadığını gösterir. Tekirdağ çukurluğunun kuzey ve güney sınırını oluşturan faylar 3.5 sn'lerde Ganos fayı ile birleşerek negatif bir çiçek yapısı oluşturur. Ayrıca daha yukarılarda Ganos fayına doğru yaklaşan birtakım normal faylanmaların ikincil bir negatif çiçek yapısı oluşturduğu şeklin sağ alt köşesindeki büyütülmüş görüntüde daha iyi gözlenebilmektedir.

Sağ yanal atımlı Ganos fayı yine bu civarda karada sağ-yanal sıkışmalı özellikler gösterir (Yaltırak, 1996; Okay ve diğ., 1999). Şarköy'ün KB'sında karada devam eden Ganos fay zonunda Eosen-Oligosen sıralanması Miyosen yatakları üzerine bir ters fay olarak yerleşmiş ve pozitif bir çiçek yapısı oluşturmuştur (Okay ve diğ., 1999). Kalafat (1996), Marmara denizi kıyısında Ganos fayının uzandığı kısımda 27.04.1985 yılına ait 4.4 büyüklüğündeki depreme ait odak mekanizma çözümünün ters fay özelliği gösterdiğini belirtmiştir (Şekil 5.2).



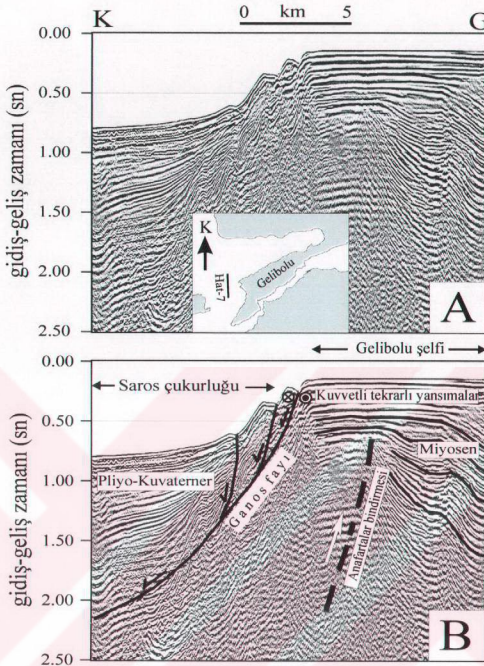
Şekil 5.7 Saros körfezine ait sismik göç uygulanmış, yorumlanmamış (A) ve yorumlanmış (B) 5 No'lu sismik kesit. Kara jeolojisinden hareketle kuzeydeki geniş şelfin altındaki kıvrımlı ve kırıklı yapının Enez grabeni olduğu sonucuna varılabilir. Saros çukurluğunu kuzeyden sınırlayan normal fay deniz tabanında yaklaşık 150 m basamak yapmıştır. Çukurluğu dolduran Pliyo-Kuvaterner çökeller deniz tabanına paralel yatay tabakalar oluşturur. Temeli oluşturan birimler kara jeolojisinden hareketle Eosen yaşlı Trakya formasyonu'nun sedimanter ve volkanik birimleridir. Sismik kesitte düşey abartma 3.8 kadardır.



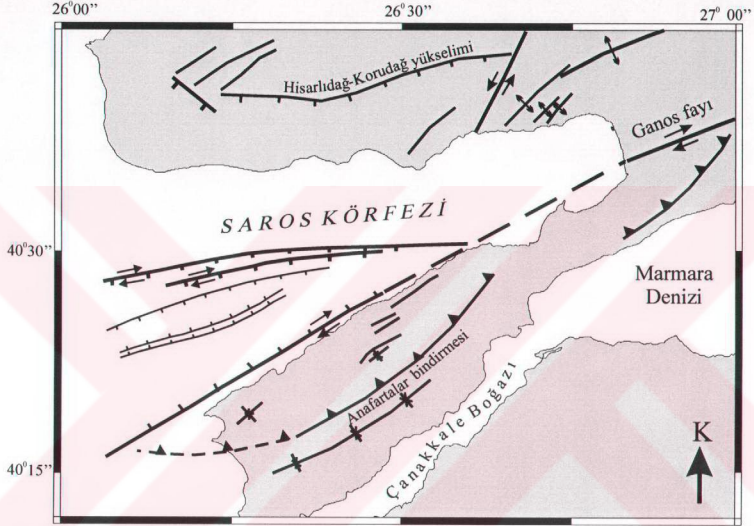
Şekil 5.8 Saros körfezine ait sismik göç uygulanmış, yorumlanmamış (A) ve yorumlanmış (B) 6 No'lu sismik kesit. Kara jeolojisinden hareketle kuzeydeki geniş şelfin altındaki kıvrımlı ve kırıklı yapının Enez grabeni olduğu söylenebilir. Saros çukurluğunu kuzeyden sınırlayan normal faylar deniz tabanında basamaklı yapılar oluşturur. Çukurluğu dolduran Pliyo-Kuvaterner tabakaları kesen ve deniz tabanında etkili olup yaklaşık 45 m'lik bir basamak yapan genç fay temeli de kesmektedir. Temeli oluşturan birimler kara jeolojisinden hareketle Eosen yaşlı Trakya formasyonunun sedimanter ve volkanik birimleridir. Deniz tabanı tekrarlı yansımaları T ile gösterilmiştir. Sismik kesitte düşey abartma 3.8 kadardır.

Karada oblik bileşenli sağ yanal atımlı gözlenen Ganos fayının körfezin içindeki muhtemel uzanımı yaklaşık BGB-DKD doğrultusundadır. Gerçekten de Marmara denizi içinde genelde D-B doğrultulu devam eden KAF daha batıya doğru doğrultu atım bileşenli olarak DKD uzanımını kazanır (Dewey ve Şengör 1979; Barka ve Kadinsky-Cade 1988; Okay ve diğ., 1999). GPS çalışmalarıyla elde edilen yer hareket vektörlerinin doğrultuları da benzer sonuçları verir (Oral ve diğ., 1995; Barka ve Reilinger, 1997; Reilinger ve diğ., 1997). Straub ve diğ. (1997), GPS çalışmasında özelde Saros körfezinin KD ucunda Ganos yükselimi üzerindeki hız alanı sonuçlarına dayanarak burada hareket vektörlerinin güneybatıya doğru olduğundan bahseder. Ayrıca en şiddetli sağ yanal gerilme kuvvetlerinin Mudurnu vadisinden başlayıp Marmara denizinin kuzeyinden Saros çukurluğu ve oradan da KEÇ'e ulaştığı hat boyunca olduğunu belirtir (Şekil 2.1 ve Şekil 2.7). Ganos fay zonunda, Saros çukurunun kuzey ve güney sınırlarında, kesme gerilme oranları (shear strain rates) güneyindeki Biga yarımadasına göre belirgin biçimde büyüktür. Düşey gerilme oranları (normal strain rates) yine Ganos fay zonunun doğusunda büyük değerler vermektedir. Pavlides ve diğ. (1990), KEÇ'e ait beş ayrı yerdeki yapısal jeoloji çalışmasında bu bölgede hakim kuvvetlerin yanal-açılmalı özellik gösterdiğini belirtmiştir.

Körfez içinde kuzeydeki basamaklı faylar da aynı şekilde yanal bileşene sahip olmalıdır. Yaltırak ve diğ. (1999), körfez içinde alınan sık aralıklı sığ yansımada sismik verilerinden kuzeydeki geniş şelfde KB-GD doğrultulu kıvrımların ve ters fayların göreceli konumlarından bu fayın sağ yanal atımlı bir fay olduğunu belirtmiştir. Ayrıca Şekil 4.2'de de görüldüğü gibi körfezin içinde iki büyük depremin (23.08.1965 ve 27.03.1975) odak mekanizma çözümü sağ yanal atım özelliği göstermektedir (Eyidoğan, 1988; Taymaz ve diğ., 1991a). Daha batıya gittikçe iki ayrı depremin (10.10.1983 ve 5.9.1989) odak mekanizması çözümleri yine yanal atımlı fay özelliği göstermektedir (Taymaz ve diğ., 1991a). Şekil 5.2'deki batimetrik/topoğrafik yapı haritasında sunulan Saros körfezi ve civarındaki depremlere ait deprem odak mekanizma çözüm parametreleri ile ilgili bilgiler Tablo 5.1'de listelenmiştir. Tabloda m_b ile verilen kolonda depremlerin cisim dalgaları büyüklükleri, Ref. ile verilen son kolonda ise deprem bilgilerinin alındığı kaynaklar belirtilmiştir. Bölgede USGS'den (United



Şekil 5.9 Saros körfezine ait sismik göç uygulanmış, yorumlanmamış (A) ve yorumlanmış (B) 7 No'lu sismik kesit. Hattın güneyinde Gelibolu şelfinin altında deniz tabanı tekrarlı yansımaları yapıyı örtmekle birlikte daha alttaki kıvrımlı yapılar seçilebilmektedir. Kara jeolojisinde bu bölgede Miyosen yaşlı kıvrımlı yapılar olduğundan deniz içindeki bu kıvrımların yaşı Miyosen olmalıdır. Kıvrım eğimlerinin arttığı yer güneye dalımlı ve dike yakın bir kesilme zonu oluşturur. Bu yapı karada gözlenen Anafartalar bindirmesinin devamı olarak yorumlanabilir. Saros çukurluğunu güneyden sınırlayan Ganos fayı bir kayma düzlemi gibi davranmış ve üzerinde tutunamayan malzemeler tali faylanmalar veya denizaltı heyelanları ile ana faya bağlanmıştır. Saros çukurluğunu dolduran Pliyo-Kuvaterner sedimanlar körfezin iç kısımlarına oranla daha iyi gelişmiştir. Temeli oluşturan birimler kara jeolojisinden hareketle Eosen yaşlı Trakya formasyonunun sedimanter ve volkanik birimleridir. Sismik kesitte düşey abartma 3.8 kadardır.



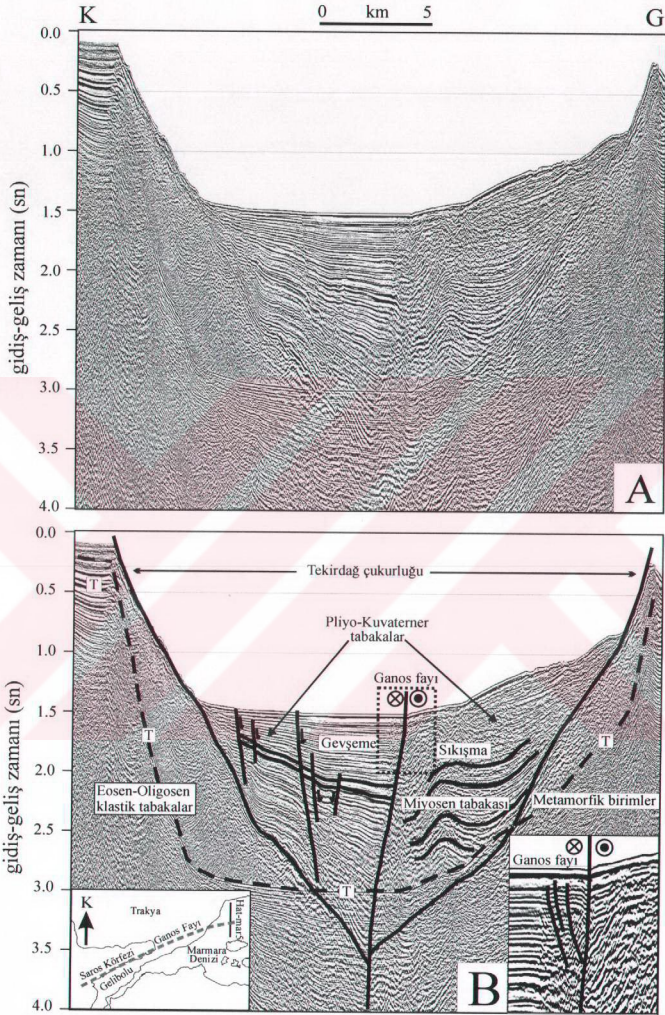
Şekil 5.10 Saros körfezinin bu çalışmada kullanılan sismik yansıma kesitlerinden ve Saatçılar ve diğ. (1996 ve 1999)'den oluşturulan aktif fay haritası. Açılma kuvvetlerinin olduğu kadar kesme kuvvetlerinin etkisiyle oluşmuş, körfezin oluşumunda esas olan başlıca faylar doğrultu ve düşey atım bileşene sahiptir ve koyu çizgilerle gösterilmiştir. Batı Anadolu-Ege açılma tektoniğinin etkisinde gelişen, ince çizgilerle verilen faylar deniz tabanını ve genç sedimanları keserler. Saros çukurluğunu güneyden sınırlayan ana fayın karada gözlenen sağ yanal atımlı Ganos fayının denize devamı olduğu gözlenmektedir. Kuzeyde kalan ana faylar ise bu fay çizgisine yaklaşımaktadır. Karada gözlenen yapısal özellikler Tüysüz ve diğ. (1998)'den alınmıştır.

States Geological Service) alınan 1963-2000 yılları arasına ait depremlerin bölgedeki episantr dağılımı Saros çukurluğu içinde ve civarındaki yüksek deprem aktivitesini göstermektedir (Şekil 5.2). Ayrıca karada, muhtemelen Saros körfezi ve Marmara denizi arasında, tarihi kayıtlardan bilinen 7.4 manyitüdü ve 2000'den fazla insanın öldüğü 9 Ağustos 1912 Saros-Marmara depreminin oluşturduğu 50 km uzunluklu yüzey kırığının yaklaşık 3 m lik sağ yanal atım bileşeni vardır (Ambraseys ve Finkel, 1987; Ambraseys ve Jackson, 1998).

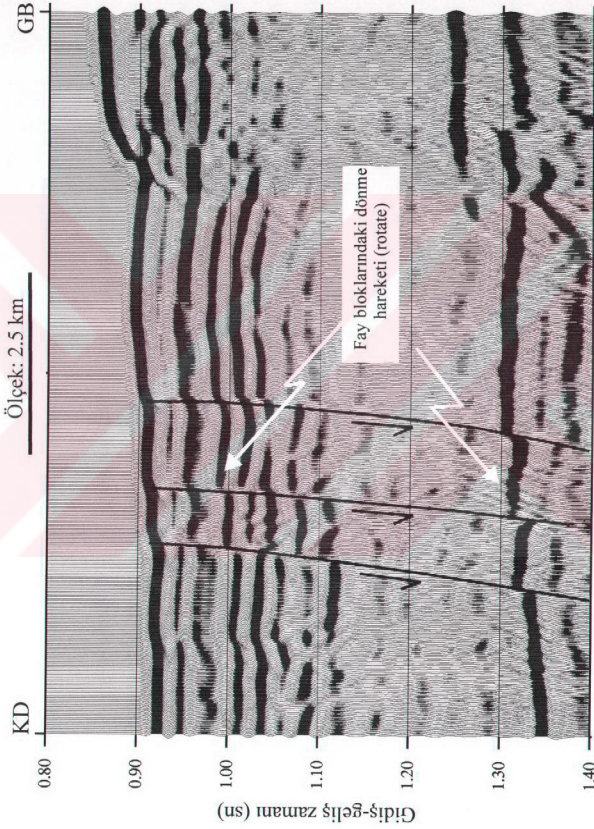
Saros çukurluğunun içinde deniz tabanı yaklaşık 1 saniyeler civarında geniş bir düzlükle KD-GB doğrultusunda uzanır. Çukurluğu dolduran muhtemelen Pliyo-Kuvaterner yaşlı çökeller yatay tabakalanma oluşturur. Deniz tabanından itibaren yaklaşık 500 m kalınlıktaki paralel tabakalanma gösteren sismik istifin altında ikinci bir sismik istif ayırd edilmiştir.

Saros çukurluğu içinde, deniz tabanını ve çukurluğu dolduran yatay sedimanları etkileyen aktif normal faylar mevcuttur (Şekil 5.3). Bu tür normal fayların deniz tabanında en fazla atım yaptığı yer çukurluğu kuzeyden sınırlar ve düşey atım yaklaşık 75 m kadardır (Şekil 5.3 ve Şekil 5.8). Bu fay bloklarına daha büyük ölçekte bakıldığında faylanmış tabaka uçlarının yukarıya doğru meyilli oldukları gözlenir (Şekil 5.12). Ayrıca normal faylar arasında kalan blokların bir ucunun diğer ucuna göre daha yüksekte olması, blokların bir rotasyon (dönme) hareketine maruz kaldığına işaret eder. Bu faylar normal karakterdedir ve oluşumları sediman yatakları ve fay düzlemlerinin dönme hareketi ile ilgili olmalıdır. Çukurluk içindeki eğimli fay blokları açılma mekanizmasının tipik elemanlarıdır (Wernicke ve Burchfield, 1982; Jackson, 1987). Bu özelliklere dayanarak çukurluk içindeki bu fayların muhtemelen Batı Anadolu ve Ege'de etkili kuzey-güney açılma tektoniği ile bağlantılı olduğu söylenebilir.

Saros körfezine ait sismik yansıma kesitlerinin değerlendirilmesiyle körfezde iki tür faylanma çeşidi gözlenmiştir (Şekil 5.10). Birincisi yanal ve açılma kuvvetlerinin özelliklerini taşıyan faylardır. Bunlar Saros çukurluğunu kuzey ve güneyden sınırlarlar ve önemli miktarda düşey bileşenin yanında yanal bileşen



Şekil 5.11 Marmara denizinden sismik göç uygulanmış bir sismik yansıma kesiti; (A) yorumlanmamış, (B) yorumlanmış hali. Sağ yanal atımlı Ganos fayının yanal atım özelliği bu kesitte açıkça gözlenebilir (Açıklamalar metin içinde verilmiştir). Düşey abartma 4.3 olarak hesaplanmıştır. Jeolojik birimlerin yaşlandırılması Okay ve diğ. (1999)'den alınmıştır.



Şekil 5.12 Batı Anadolu'da hakim gerilme tektoniğinin Saros çukurluğunu dolduran çökellerde gelişen normal faylardaki dönme (rotate) hareketini gösteren sismik kesit (Şekil 5.3'deki 1 No'lu hatları büyütülerek alınmıştır).

de içerirler ve Saros çukurluğunun oluşumunda etkilidirler. İkinci tür faylar sadece düşey bileşene sahiptir ve muhtemelen açılma tektoniğinin bir sonucu olarak çukurluğun ortasında yer alırlar. Sismik kesitlerden yararlanılarak bu fayların harita düzlemine taşınmış hallerini gösteren Şekil 5.10'da birinci tür faylar kalın, ikinci tür faylar daha ince çizgilerle işaretlenmiştir. Çukurluğu güneyden sınırlayan önemli düşey atıma sahip yanal atımlı fay karada Ganos fayının denize uzanan devamı olarak haritaya işlenmiştir. Çukurluğu kuzeyden sınırlayan faylar doğuya doğru Ganos fayına birleşmektedir. Çukurluğun ortasındaki ikincil faylardan kuzeyde olanının eğim yönü GD ya doğru iken güneydekiler KB ya doğrudur ve harita düzleminde bir graben görüntüsü vermektedirler.

Tablo 5.1 Saros civarında olan depremlerin odak mekanizma çözüm parametreleri.

Tarih	Enlem	Boylam	m_b	Doğrultu	Eğim	Slip	Ref.
05/09/1989	40.20	25.10	4.9	64	34	-159	T
27/04/1985	40.77	27.34	4.4	217	20	092	K
10/10/1983	40.27	25.32	4.9	71	58	-175	T
07/05/1983	40.33	27.23	5.5	160	85	-41	U
27/03/1975	40.42	26.14	6.7	068	55	145	T
23/08/1965	40.50	26.02	5.6	261	70	-150	E
E= Eyidoğan, 1988							
T= Taymaz ve diğ., 1991a							
K= Kalafat, 1996							
U= http://neic.usgs.gov/neis/epic/epic_rect.html							

Sismik kesitlerde aktif yapıların yanında paleotektonik özellikler de göze çarpar. Enez grabeni karada, körfezin kuzeyinde kıvrımlı, kırıklı bir yapıda gözlenir (Şekil 5.1). Bu birimler karada olduğu kadar denizde daha önceki çalışmalarda da çok kanallı sismik yansıma verilerinden gözlenmiştir (Biju-Duval ve diğ., 1972; Saner, 1985; Tüysüz ve diğ., 1998). Enez grabeni Trakya havzasının güney kenarında Orta Miyosen boyunca açılmış D-B doğrultulu bir yarım grabendir ve altta karasal sedimanlar ile üstte ise transgresif denizel sedimanlarla kaplıdır (Tüysüz ve diğ., 1998). Bu çalışmadaki sismik kesitlerde

geniş şelfin altındaki yapılar kıvrımlı ve kırıklı olmasına rağmen deniz tabanı nisbeten sakin bir düzlüğe sahiptir. Ancak yine de zaman zaman deniz tabanını etkileyen, güneye eğimli normal faylar şelf üzerinde mevcuttur. Enez havzasının açılma yaşı ve geometrisi güneydeki Ege graben sisteminin en kuzeydeki elemanı olduğunu göstermektedir (Şengör, 1979; Tüysüz ve diğ., 1998). Bu graben sismik kesitlerde en iyi 5 ve 6 nolu sismik hatlarda belirgin olmakla birlikte (Şekil 5.7 ve Şekil 5.8), 1 ve 2 numaralı hatlarda da (Şekil 5.3 ve Şekil 5.4) gözlenir. Bu birimlerin altında temeli kara jeolojisinden yararlanılarak Trakya havzasına ait Eosen yaşlı sedimanter ve volkanik birimlerin olduğu söylenebilir.

Saros çukurluğunun güneyindeki Gelibolu şelfinin altındaki kıvrımlı yansımalar muhtemelen Gelibolu yarımadasında gözlenen KD-GB doğrultulu, Miyosen yaşlı kıvrımların denizdeki uzanımlarıdır (Şekil 5.3, 5.9). Deniz tabanının sığ olduğu yerlerde sık karşılaşılan ve giderilmesi zor olan deniz tabanı tekrarlı yansımalarının şelfin denizaltı yapısını kapatması bu bölgede yorumu zorlaştırmakla beraber kıvrımlı yapılar seçilebilmiştir. Şekil 5.1 de görüldüğü gibi yarımadaının kuzeyindeki Eosen yaşlı volkanoklastik ve sedimanter birimler güneydeki Miyosen sedimanlarının üzerine bindirerek KD-GB doğrultulu ve KB dalımlı Anafartalar bindirmesini oluşturmuştur (Saner, 1985; Tüysüz ve diğ., 1998, Yaltrak, 1996; Yaltrak ve diğ., 1999). Sismik kesitlerde Anafartalar bindirmesinin denizdeki devamı kıvrımlı Miyosen birimlerinin sınırında muhtemel olarak işlenmiştir (Şekil 5.3, 5.9). Kıvrım kanatlarının dikleştiği sınır olası eski bir bindirme yapısının burada olduğuna işaret etmektedir. Saatçılar ve diğ. (1999), körfez içindeki derin sismik kesitlerde bu bölgede bir bindirme yapısının varlığına işaret etmiş ancak bindirmenin dalım yönünü karada ve bu çalışmada gözlenen dalım yönü olan GD yönünden farklı işaretlenmiştir.

5.4 Saros Körfezinin Açılması ile İlgili Tartışma ve Sonuçlar

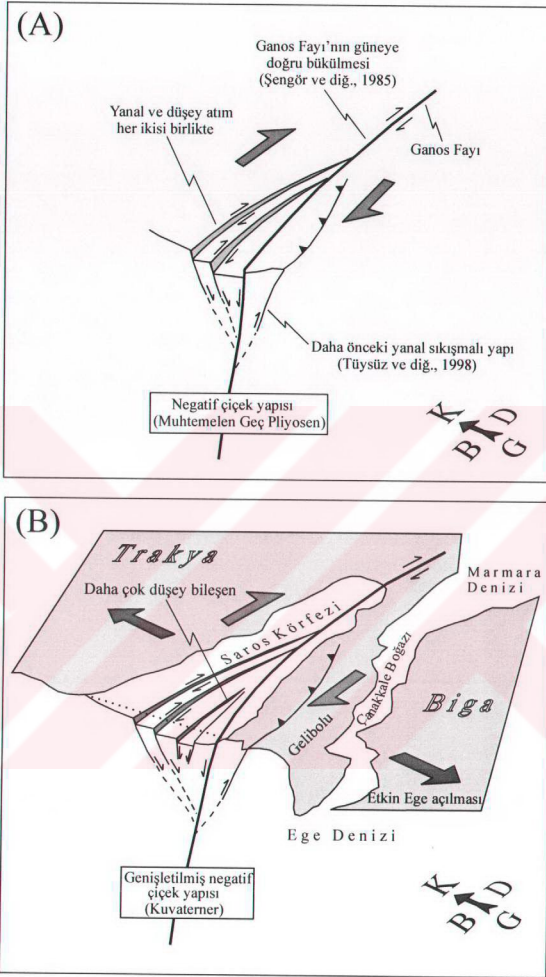
Yanal atımlı faylar geçtikleri yollar boyunca sıçramalar (step) ve bükümlerle (bend) birtakım ana faylar oluşturarak önemli jeomorfolojik ve jeolojik yapıları oluşturur (Wilcox ve diğ., 1973; Mann ve diğ., 1983, Woodcock ve Fisher, 1986; Sylvester, 1988). Bu konuda teorik yaklaşımların yanında değişik

bölgelerden sayısız arazi gözlemleri yine konuya ışık tutmuştur (Sylvester ve Smith, 1976; Ben-Avraham ve diğ., 1979; Crowell, 1979; Aydın ve Page, 1984). Sağ yanal atımlı KAF zonu boyunca da benzer şekilde çalışmalar yapılmış ve bu zon boyunca birçok yanal-açılmalı ve yanal-sıkışmalı özellikler gözlenmiştir (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Suzanne ve diğ., 1990; Barka, 1992; Ergün ve Özel, 1995; Wong ve diğ., 1995; Okay ve diğ., 1999).

Saros körfezi KAF'da gözlenen başlıca yanal açılmalı yapılardan biridir ve Ganos fayı ile ilişkilidir (Şekil 2.3 ve Şekil 5.1). Körfeze ait çok kanallı sismik yansıma verilerinin bölgenin jeolojisi, morfolojisi, deprem mekanizması çözümleri ve GPS çalışmaları ışığında yorumlanması sonucu iki tür fay gözlenmiştir: (i) Saros çukurluğunu kuzey ve güneyden sınırlayan, hem yanal atım hem de normal atım bileşene sahip olan faylar körfezin oluşumunda esas rolü oynarlar (ii) çukurluk içindeki genç çökelleri ve deniz tabanını kesen ve normal atıma sahip olan faylar körfezin oluşumunda ikincil öneme sahiptirler (Şekil 5.2, Şekil 5.3, Şekil 5.10, Şekil 5.13).

Saros çukurluğunu kuzey ve güneyden sınırlayan birinci tür faylar esas olarak makaslama kuvvetlerinin etkisi sonucu oluşmuştur. Bölgedeki deprem odak mekanizmaları sonuçları oblik bileşen yanında sağ yanal atım bileşeni vermektedir (McKenzie, 1978a; Eyidoğan, 1988; Taymaz ve diğ., 1991a). Körfez içindeki bu faylar harita düzleminde doğuya gittikçe sağ yanal atımlı Ganos fayına doğru yaklaşırlar (Şekil 5.10, Şekil 5.13). Bu faylar düşey düzlemde de Ganos fayına birleşerek bir negatif çiçek yapısı geliştirirler (Şekil 5.13). Negatif çiçek yapısı yanal atımlı fay zonlarının tipik bir ürünüdür ve uzaklaşan yanal atımlı fay sistemlerinde gelişen bir yanal-açılmalı özellik arzederler (Woodcock ve Fisher, 1986). Bu değerlendirmeler ışığında KAF'ın yanal kuvvetleri ve Batı Anadolu-Ege denizinin açılma kuvvetlerinin bu tür fayların gelişmesine sebep olduğu söylenebilir.

Şekil 5.10'da ince çizgilerle gösterilen, Saros çukurluğu içinde gelişen ikinci tür faylar çukurluğu dolduran genç sedimanları ve deniz tabanını kesmiştir. Sismik kesitlerden bunların sadece çukurluğun içindeki sedimanları etkilediği ve temele



Şekil 5.13 Saros körfezinin gelişimi ile ilgili blok diyagram. Birinci aşamada (A), Pliyosen-Kuvaternerde, KAF'ın GB ya bükülmesi düşey düzlemde Ganos fayına yaklaşan, fakat birbirinden uzaklaşan fay kolları yaratmıştır. Körfezin açılmasının temel taşı olan bu yapı negatif çiçek yapısıdır. İkinci aşamada (B), Geç Pliyosen-Kuvaternerde, KAF'ın etkisi halen devam ederken, Batı Anadolu-Ege denizindeki açılma hızının artması ile genişlemeli bir çiçek yapısı haline dönüşmüş, ve çukurluğu dolduran sedimanları kesen normal atımlı faylar gelişmiştir.

ait bir yapı olmadığı sonucuna varılabilir. Sadece normal atım bileşenine sahip bu faylar Batı Anadolu-Ege açılmasının bir ürünü olmalıdır.

Tüm bu bilgiler ışığında Saros körfezinin KB Anadolu-Ege denizindeki kesme ve açılma rejimlerinin karşılıklı etkileşimi ile oluştuğu söylenebilir. Dewey ve Şengör (1979) ve Şengör ve diğ. (1985)'in Batı Anadolu-Ege denizi için önerilen açılma modeli Ege ve Anadolu levhasının sağ yanal atımlı KAF ve sol yanal atımlı DAF ile Geç Miyosen-Pliyosen'den bu yana batıya kaçtığını öngörür. Batı Anadolu-Ege denizindeki bu açılma hızı Pliyo-Kuvaterner'de Helenik arkdaki dalma-batma nedeniyle artmıştır (Jackson ve McKenzie, 1988a). Bu durumda Saros körfezinin açılma evrimi iki aşamada izlenebilir. Birinci aşamada KAF zonunun güneye büküm yapmasıyla (Şengör ve diğ., 1985) ıraksayan fay kolları ana yapı olan Ganos fayına doğru birleşmiştir (Şekil 5.10, Şekil 5.13A). Bu yapı negatif çiçek yapısıdır ve körfezin oluşumunun temel taşı oluşturur. İkinci aşamada, muhtemelen Geç Pliyo-Kuvaternerde artan açılma hızı Saros çukurluğunu dolduran sıkılaşmamış sedimanlar içinde yeni bir fay sistemi yaratmıştır (Şekil 5.13B). Sonuç olarak Saros körfezi ilk olarak bir negatif çiçek yapısı ile oluşmuş daha sonra artan açılma hızı nedeniyle kesme kuvvetlerinin de hala aktif olarak çalıştığı Geç Pliyo-Kuvaterner'de genişlemiş bir negatif çiçek yapısı görünümü ile evrimini devam ettirmiştir.

6 TARTIŖMALAR ve SONUÇLAR

Bu alışmada Gökova ve Saros körfezlerinin jeofizik ve jeolojik özellikleri çok kanallı sismik yansıma verileri kullanılarak incelenmiştir. Sismik veriler Gökova körfezinde 12 hat üzerinde toplam 245 km uzunluğunda, Saros körfezinde 7 hat üzerinde toplam 159 km uzunluğunda, 1996 yılının ağustos ayında toplanmış ve ilk olarak bu çalışmada incelenmiştir (Kurt ve diğ., 1999-2000). Körfezin jeofizik ve jeolojik özellikleri jeolojik kesitle ilişkili zaman ortamındaki sismik göç kesitleri kullanılarak yorumlanmıştır. Bunun yanısıra körfezlerin ve yakın civarlarındaki alanların batimetrik, topoğrafik yapılarını, deprem episantır dağılımlarını ve fay mekanizmalarını gösteren haritalar hazırlanarak sismik yorumlara katkı sağlanmıştır.

Batı Anadolu ve Ege denizinde neotektonik devre başlıca K-G gerilme rejimi ile temsil edilir. Aynı bölgeler K-G gerilme rejiminin yanısıra kuzey ve güneyinde başka tektonik kuvvetlerin de etkisini içerir. Örneğin, kuzey alanlarında Karlıova'dan başlayıp KEÇ'e kadar devam eden KAF'ın makaslama kuvvetinin etkileri gözlenir. Karlıova'dan başlayıp genel olarak D-B doğrultulu devam eden KAF Batı Anadolu gerilme rejiminin bulunduğu alanlara ulaştığında GB'ya doğru doğrultu değiştirir (Şengör ve diğ., 1985). Bunun yanısıra, Ege'nin güneyinde yer alan Hellen dalma-batma zonunun yaklaşık K-G doğrultulu dalma-batma hareketi K-G gerilme tektoniğinin hüküm sürdüğü Batı Anadolu-Ege denizinin güney alanlarında gerilme kuvvetlerinin şiddetini artırmaktadır. Nitekim kinematik ve paleomanyetik alışmalar Ege'nin batısındaki Yunanistan'ın bulunduğu bloğun saat ibresi yönünde, doğu yakasındaki Batı Anadolu'nun da saat ibresinin tersi yönde döndüğünü ve kuzeyden güneye gittikçe blok dönme hızlarında artış olduğunu göstermektedir (Kissel ve Laj, 1988; Taymaz ve diğ., 1991a).

Gökova ve Saros körfezleri K-G rejiminin hüküm sürdüğü Batı Anadolu ve Ege denizinde yer almakla beraber yukarıda sözü geçen etkileri içerirler. Gökova

körfezi GB Anadolu'da yer almakta ve Hellen dalma-batma zonunun GB Anadolu'daki gerilmeyi artırıcı etkisine maruz kalmaktadır. Gökova körfezi sismik kesitlerinde bu gerilme rejiminde oluşmuş çok sayıda normal faylar gözlenir. Bunların en tipik örneği körfezinin batısında, D-B uzanımlı, kuzeye dalımlı ve listrik karakterli Datça fayıdır. Sismik kesitlerde deniz tabanından itibaren yaklaşık 2.5 km derinlere giden Datça fayının varlığı ilk olarak bu çalışmada ortaya çıkarılmıştır. Zaman kesitinde listrik şeklin sismik hızın derinlikle artmasının yarattığı zahiri bir görüntü olabileceği endişesiyle oluşturulan derinlik göç kesitinde fay yine listrik şeklini korumaktadır. Körfezin KD sınırında kara kesiminde de düşey atımı yer yer 1000 m'yi bulan güneye dalımlı aktif faylanma da listrik karakter özelliği gösterir (Paton, 1992; Görür ve diğ., 1995). Bunun yanı sıra Datça fayının antitetik ve sentetik fayları da genelde listrik karakterdedir. Datça fayı ve bunun başlıca antitetik fayı harita düzleminde de düşey düzlemde olduğu gibi kavislidir. Batı Anadolu graben yapılarının en güneyindeki elemanı olan Gökova, listrik fayların egemen olduğu bir ortam özelliği göstermektedir. Batı Anadolu'nun daha kuzeydeki grabenlerini oluşturan normal fayların pekçoğunun düzlemsel olması GB Anadolu'da daha fazla olan gerilme kuvvetlerinin listrik yapılar geliştiriyor olmasına bağlanabilir. Nitekim güneybatı Anadolu'da açılma rejimi altında gelişen KD-GB doğrultulu Burdur, Acıgöl ve Baklan havzalarını sınırlayan aktif fayların sismolojik ve jeolojik gözlemleri bu fayların listrik geometriye sahip olduğunu gösterir (Taymaz ve Price, 1992).

Öte yandan Saros körfezini oluşturan üçgen şekilli çukurluğun her iki yanını oluşturan faylarda bu özellik gözlenmez. Bu körfezi oluşturan fayların gelişiminde KAF'ın makaslama hareketleri esas olarak etkili olmuştur. Batı Anadolu'nun kuzey kesimlerinde etkili olan KAF'ın kuzey kolu, Saros körfezinin oluşmasında oldukça etkilidir. Saros çukurluğunda kaydedilen sağ yanal atım bileşenli depremler de açıkça bunu göstermektedir (Eyidoğan, 1988; Taymaz ve diğ., 1991a). Ayrıca çukurluk boyunca dizilen deprem episantır dağılımları burada çukurluk eksenine paralel aktif bir fay hareketinin göstergesidirler. Sismik kesitlerde doğrultu atımlı faylar normal faylar kadar açıkça gözlenemezler. Ancak Şekil 5.11'de verilen KAF'ın Marmara denizi içine devamında yer alan Mar-5 isimli sismik kesitte yanal fay özellikleri

gözlenir (Okay ve diğ., 1999). Nisbeten düz bir deniz tabanına sahip Tekirdağ çukurluğunda ortadaki düşey süreksizlik sıkışma ve gevşeme alanlarını birbirinden ayırmaktadır. Bu düşey süreksizlik KAF'ın kuzey kolunun Marmara denizi ile Saros körfezi arasında uzanan Ganos fayının denize uzanan kısmıdır. Ganos fayının harita düzleminde denizin içinden Saros körfezine devamı topoğrafik-batimetrik yapı haritasında da belirgindir. Körfez içinde çukurluğu oluşturan ve önemli miktarda düşey atıma da sahip faylar harita düzleminde Ganos fayının doğrultusunda devam ederler. Sismik kesitlerden çukurluğu güney ve kuzeyden sınırlayan bu faylardan kuzeyde olanının deniz tabanında basamaklar yaptığı gözlenir. Güneyden geçen ve KAF'ın kuzey kolunun KEÇ'e giren devamında yer alan fay doğrultu atım bileşeninin yanısıra düşey bileşen de içerir. Çukurluğun kuzey sınırını oluşturan, yanal ve düşey bileşene sahip fay harita düzleminde doğuya gittikçe; düşey düzlemde ise güneye gittikçe Ganos fayının körfez içindeki devamı olan güneydeki faya birleşmektedir. Sismik kesitlerde bu birleşmenin izleri deniz tabanı tekrarlı yansımalarının gerçek yansımaları örtmesi nedeniyle maalesef gözlenememiştir ancak Şekil 5.13'de bu birleşme şematik olarak yorumlanmıştır. Saros körfezinin oluşumu bu şekilden de görüldüğü Saros çukurluğunun kuzey ve güneyindeki normal ve yanal bışene sahip aktif fayların eşlik ettiği negatif çiçek yapısı ile gerçekleşmiştir. Sismik kesitlerle bu yapılaşmanın jeolojik yaşına ilişkin birşey söylemek mümkün olamadığından kara jeoloji çalışmaları referans alınarak yaş hakkında yaklaşımlar yapılabilmektedir. Dewey ve Şengör (1979) ve Şengör ve diğ. (1985)'in Batı Anadolu-Ege denizi için önerilen açılma modelinde Ege ve Anadolu levhası sağ yanal atımlı KAF ve sol yanal atımlı DAF ile Geç Miyosen-Pliyosen'den bu yana batıya kaçmaktadır (Şekil 2.1). Buna dayanarak Saros körfezine ilk şeklini veren yapının Geç Miyosen-Pliyosen'de oluştuğu söylenebilir.

Gökova körfezinin açılması Saros'dan farklı bir şekilde genel olarak sadece gerilme kuvvetleri etkisi altında gelişen normal atımlı Datça fayı ve bu fayın antitetik fayları ile ilişkili olmalıdır. Açılmanın başlangıç yaşı Görür ve diğ. (1995)'e göre, D-B doğrultulu Gökova riftinin KB-GD doğrultulu paleotektonik riftle olan diskordant ilişkisine ve çökellerin yaşlarına bakarak Pliyosen (5 My) olmalıdır. Bunun yanısıra Batı Anadolu'daki gerilme hızının Pliyosen'de arttığı

belirtilir (McKenzie, 1978b; Dewey ve Şengör, 1979; Mercier ve diğ., 1987; Jackson ve McKenzie, 1988b, Kastens, 1991; Westaway, 1994). Sismik kesitlerde jeolojik yaşlandırmaya dair direkt birşey söylenemese de yansıma karakterlerine dayanarak yaşa dair göreceli bilgiler verilebilmektedir. Örneğin Ege’de gerilme hızının belli bir dönemde arttığına dair delillere Gökova körfezi sismik kesitlerinde rastlanmaktadır. Kesitlerde 1.5 ve 2.0 sn zaman aralığında Datça fay düzlemine yaslanan tabakaların uçlarının fay yüzeyinden hızla aşağıya süpürülmeye işaret edecek şekilde bükülmesi, mevcut tektonik rejimdeki K-G açılmanın hızlılığına işaret ediyor olmalıdır (Şekil 4.5, Şekil 4.13). Bu durumda Datça fayına diverjan tabakalanma yapan faylanma ile eş zamanlı (sintektonik) çökel tabakaların oluşum yaşları Pliyosen’e karşılık gelmelidir. Hızlı çökelme dönemine ait bu çökel tabakaların altında hala aynı havzayı dolduran çökel dizisi olduğuna ve bu birimlerin oluşumu için de belli bir sürenin geçmiş olması gerektiğine göre Datça fayının başlangıç yaşı geç Miyosen’e kadar uzanabilir.

Datça fayı sismik kesitlerde tabakaların yatay dizildiği belli bir dönemde yavaş hareket etmiş olmalıdır. Yaklaşık 1.2 sn ve deniz tabanını gösteren seviyeler arasında paralel tabakalanma gösteren yansıma seviyelerinin alttaki tabakaların üzerine üzerlemesi (onlap) bu seviyelerde faylanma hızında belli bir zamanda azalma olduğunu gösterir. Bu zaman muhtemelen Pleistosen’dir. Bunun delillerine şöyle varılabilir. Westaway (1994), batı Anadolu kıyılarındaki sedimantasyon hızını yaklaşık 1.1 mm/yıl vermiştir. Buradan hareketle Şekil 4.5’deki 11 No’lu sismik kesitte yatay tabakalanma gösteren en üstteki yaklaşık 500 m’lik toplam kalınlığı biriktirebilmek için geçen süre bu sabit sedimanlaşma hızı varsayımı ile yaklaşık 500 bin yıl (Pleistosen) olmalıdır. Bu durumda Datça fayının aktivitesinin Pleistosen’den bu yana azaldığı söylenebilir.

Sismik kesitlerden Gökova körfezindeki ortalama (overall) açılma hızı, körfezin açılma yaşını Datça fayı ve başlıca antitetik fayının toplam yerdeğiştirmelerine oranlayarak en az 1.1 mm/yıl olarak hesaplanmıştır. Datça fayının diğer küçük ölçekli birçok antitetik faylarının yerdeğiştirmeleri hesaba katıldığında ve/veya körfezin açılma yaşının daha genç olması durumunda bu değer daha da büyük olacaktır ve doğrusu da budur. Körfezdeki açılma faktörü β , sismik kesitin toplam boyunu (Datça fayının deniz seviyesindeki dışdeğeri hesaplanarak) tavan

bloğundaki temel kayaya ait rollover yapısının uzunluğuna bölerek en az 1.4 hesaplanmıştır (Şekil 4.24). Daha derin ölçekli çalışmalarla Ege'de kabuksal kalınlığın 40 km'den 25 km'ye kadar incelmeye bağlı olarak 1.6 lık bir açılma katsayısı ile gerildiği hesap edilmiştir (Le Pichon ve Angelier 1981; Makris ve Stobbe 1984; Spakman, 1990; McKenzie ve Yılmaz, 1991). Paton (1992), Saros körfezinin KD sınırındaki aktif fayların tilt olma açılarını ölçerek 1.1'lik bir açılma faktörü değeri hesaplamıştır. Bu değer tüm körfez için az sayılacağı muhakkaktır çünkü körfezde açılmayı gerçekleştiren asıl yapı daha batıdaki Datça fayıdır. Ancak körfezin açılmaya devam etmesi KD'daki bu aktif faylarla gerçekleşiyor olmalıdır. Çünkü Datça fayı günümüzde aktivitesini yitirmiştir. Listrik karakterdeki fay düzlemi deniz tabanında yaklaşık 40 dereceden başlayıp derinlere doğru 20 derecelere düşer. Datça fayının aktivitesini kaybetmesi deformasyon ilerledikçe düşük açılı fay düzlemi ile açıklanabilir. Şöyle ki, bu tip faylardaki düşük açı gravite kuvvetinin fayın tavan bloğunun düşmesine yardım etmek bir yana engellemeye çalışmasına sebep olmaktadır (Jackson, 1987). Faylanma aktivitesinin azalmaya başladığı erken Pleistosen'de bölgede devam eden açılma bazı diğer faylarla, örneğin körfezin KD kenarlarında gözlenen faylarla karşılaşmaya çalışılır. Körfezin doğusunda sismik kesitlerden oluşturulan fay haritasında küçük ölçekli bir horst-graben sistemi belki de karadaki bu fayların antitetik ve sentetik faylarıdır. Bu faylar batimetri de de belirgindirler. Şekil 4.18'deki 4 numaralı sismik kesitte denizdeki yapıların karaya doğru devamı yorumlanarak uzatıldığında karadaki fayın önünde Datça fayında olduğu gibi kendine doğru diverjan çökel tabakalanma yarattığı gözlenir. Bu durumda Datça fayının günümüzde aktivitesini kaybettiği yorumunun ışığında körfezin açılmasının artık KD sınırındaki bu faylarla devam ettirdiği söylenebilir. Gerçekten de burada odak çözümü normal atımlı faylanma veren, cisim dalga büyüklüğü 5'den büyük depremler kaydedilmiştir (Şekil 4.4, Tablo 4.1).

Gökova körfezine ait sismik yansıma kesitlerinden çökelleşme/faylanma hızına dair yapılan yaklaşımlarda veya açılma hızı ve açılma faktörü hesabında körfezin sadece gerilme tektoniği altında oluşan normal faylar altında geliştiğinden hareket edilmektedir. Saros körfezi için bu şekilde bir açılma oranı hesaplanması pek doğru bir yaklaşım olmamalıdır. Çünkü Saros körfezinin

oluşumunda özellikle makaslama ve nisbeten de gerilme kuvvetlerinin birlikte etkileşimi söz konusudur. Körfez çukurluğunu dolduran nisbeten genç çökelleri, deniz tabanını kesen bir diğer tür faylanma sistemi temele inmeyen normal faylanma karakteri gösterirler. Bu faylar Batı Anadolu'nun gerilme kuvvetleri etkisinde gelişmiş olmalıdır. Çünkü bu faylara ait yansımaların detaydaki görüntülerinde fay bloklarının tilt olması bunların gerilme rejimine eşlik eden dönme (rotasyonel) hareketi ile ilişkili yapılar olabileceğini gösterir. Batı Anadolu-Ege denizindeki açılma hızı Pliyo-Kuvaterner'de artmıştır (Jackson ve McKenzie, 1988a). Bu durumda Saros körfezinin açılma evrimi iki aşamada önerilebilir. Birinci aşamada KAF zonunun güneye bükülüm yapmasıyla (Şengör ve diğ., 1985) ıraksayan fay kolları ana yapı olan Ganos fayına doğru düşey düzlemde birleşmiştir. Bu yapı düşey düzlemde, bir negatif çiçek yapısıdır ve körfezin oluşumunun temel taşıını oluşturur. İkinci aşamada, muhtemelen Geç Pliyo-Kuvaternerde artan açılma hızı Saros çukurluğunu dolduran sıkışmamış sedimanlar içinde yeni bir fay sistemi geliştirmiştir. Sonuç olarak Saros körfezi ilk olarak bir negatif çiçek yapısı ile oluşmuş daha sonra artan açılma hızı nedeniyle kesme kuvvetlerinin de hala aktif olarak çalıştığı Geç Pliyo-Kuvaternerde genişlemiş bir negatif çiçek yapısı olarak evrimini devam ettirmiştir (Şekil 5.13). Saros körfezinde temel kayayı Eosen yaşlı Trakya formasyonu oluşturur. Çukurluğu dolduran çökeller ise Pliyo-Kuvaterner yaşlıdır. Körfezin KB'sında karada gözlenen Miyosen yaşlı eski Enez grabeninin izlerine sismik kesitlerde kırıklı ve kıvrımlı özelliklerde rastlanır. Saros körfezinde ayrıca Gelibolu yarımadasında gözlenen kör bindirmenin denize muhtemel uzanımına sismik kestilerde rastlanmış ve harita düzleminde işaretlenmiştir.

Gökova körfezinde temel kayayı kara jeolojisi çalışmalarından yararlanarak Likya naplarının oluşturduğu söylenebilir. Birçok durumda listrik fayların ters fay yapılarının yeniden aktifleşerek normal faylar gibi davranması ile geliştiği bilinir (Jackson ve McKenzie, 1983). Bu durumda Datça fayının Likya nap dilimlerinden birinde oluşan zayıflık düzleminde geliştiği söylenebilir. Datça fayının taban bloğunu Likya napları oluştururken tavan bloğunun da geç Miyosen-Pliyo-Kuvaterner yaşlı çökel birimlerden oluştuğu söylenebilir. Yaklaşık D-B gidişli körfezin batimetrik yapısı orta kısmında BKB-DGD

doğrultulu baklava dilimli nisbeten derin (-770 m) bir çukurluk ile temsil edilir. Bu çukurluk körfezin batı ve doğusunda açılmaya farklı zamanlarda önderlik eden yapıları ayırmaktadır. Körfezin batı ve doğusu belki de Uluğ ve diğ. (1996)'da önerildiği gibi bir transfer fay ile birbirinden ayrılmaktadır. Ancak bu hipotetik fayın varlığını kesin ortaya koyacak D-B sismik hat sayısı yetersizdir. Bu bölgede yapılacak bundan sonraki çalışmalarda bu doğrultuda sismik hatların atılması konuya ışık tutacaktır.



KAYNAKLAR

- Alessandrini, B., Beranzoli, L., Drakatos, G., Falcone, C., Karantonis, G., Mele, F.M. and Stavrakakis, G., 1997. Back arcs basins and P-wave crustal velocity in the Ionian and Aegean regions, *Geophysical Research Letters*, **24**, 527-530.
- Allen, C.R., 1975. Geological criteria for evaluating seismicity, *Geological Society of America Bulletin*, **86**, 1041-1057.
- Ambraseys, N.N., 1970. Some characteristics features of the North Anatolian fault zone, *Tectonophysics*, **9**, 143-165.
- Ambraseys, N.N., 1981. On the long term seismicity of the Hellenic Arc, *Boll. Geof. Teor. Appl.*, **XXIII**, 355-361.
- Ambraseys, N.N., 1990. Engineering seismology, *Earthq. Engin. Struct.Dyn.*, **17**, 1-105.
- Ambraseys, N.N. and Finkel, C.F., 1987. Seismicity of Turkey and neighboring regions, 1899-1915, *Annales Geophysicae*, **87**, 701-725.
- Ambraseys, N.N. and Finkel, C.F., 1991. Long term seismicity of İstanbul and the Marmara Sea region, *Terra Nova*, **3**, 527-539.
- Ambraseys, N.N. and Jackson, J.A., 1998. Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Eastern Mediterranean region, *Geophys. J. Int.*, **133**, 390-406.
- Argus, D.F., Gordon, R.G., De Mets, C. and Stein, S., 1989. Closure of the Africa-Euroasia-North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria Fault, *J. Geophys. Res.*, **94**, 5585-5602.
- Armijo, R., Lyon-Cean, H. and Papanastassiou, D., 1992. E-W extension and Holocene normal fault scarps in the Hellenic Arc, *Geology*, **20**, 491-494.
- Armijo, R., Meyer, B., King, G.C.P., Rigo, A. and Papanastassiou, D., 1996. Quaternary evolution of the Corinth rift and its implications for the Late Cenezoic evolution of the Aegean, *Geophy. J. Int.*, **128**, 11-53.
- Armijo, R., Meyer, B., Hubert, A. and Barka, A., 1999. Westward propagation of the North Anatolian fault into the northern Aegean: timing and kinematics, *Geology*, **27**, 267-270.

- Armijo, R., Meyer, B., Hubert, A. and Barka, A., 2000.** Westward propagation of North Anatolian fault into the northern Aegean: Timing and kinematics: Reply, *Geology*, **28**, 188.
- Atalay, Z. 1980.** Muğla-Yatağan ve yakın dolay karasal Neojenin stratigrafi araştırması, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, **23**, 93-99.
- Aydın, A. and Page, B.M., 1984.** Diverse Pliocene-Quaternary tectonics in a transform environment, San Francisco Bay region, *California Bull. Geol. Soc. Am.*, **95**, 1303-1317.
- Backer Platen, J. D. 1970.** Lithostratigraphische Untersuchungen im Känozoikum Südwest-Anatoliens (Türkei), *Beihefte zum geologischen Jahrbuch*, **97**, 244.
- Backer-Platen, J.D., Sickenberg, D.Q. and Tobien, H., 1975.** Die Gliederung der känozoischen Sedimente der Türkei nach Vertebraten-Faunengruppen, *Geologisches Jahrbuch*, **B15**, 47-101.
- Badley, M.E., 1985.** Practical seismic Interpretations. International Human Resources Development Corporation, Boston.
- Barka, A., 1992.** The North Anatolian fault zone, *Annales Tectonicae*, **6**, 164-195.
- Barka, A., 1996.** Slip Distribution along the North Anatolian Fault Associated with the Large Earthquakes of the Period 1939 to 1967, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **86**, 1238-1254.
- Barka, A. and Kadinsky-Cade, K., 1988.** Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity, *Tectonics*, **7**, 663-684.
- Barka, A. ve Akyüz, S., 1995.** Batı Anadoluda'ki Bazı Kireçtaşı Fay şevlerinin Paleosismik Yöntemlerle Yaşlandırılması, *Dışişleri Bakanlığı Batı Anadolu-Ege Proje Önerisi*, İTÜ Maden Fakültesi Jeoloji Müh. Bölümü, İstanbul, Türkiye.
- Barka, A. and Reilinger, R., 1997.** Active tectonics of the Eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data, *Annali Di Geofisica*, **15**, 587-610.
- Ben-Avraham, Z., Almagar, C. and Garfunkel, Z., 1979.** Sediments and structure of the Gulf of Elat (Aqaba)-Northern Red Sea, *Sediment Geol.*, **23**, 239-267.
- Bernoulli, D., De Graciansky, P.C. and Monod, O., 1974.** The extension of the Lycian Nappes (SW Turkey) into the southeastern Aegean islands, *Eclogae. Geol. Helv.*, **67**, 39-90.

- Besang, C., Eckhard, F.J., Harre, W., Kreuzer, H. and Muller. P., 1977.** Radiometrische Altersbestimmungen an Neogenen Eruptivgesteinen der Türkei, *Geologisches Jahrbuch*, **B25**, 3-36.
- Biju-Duval, B., Letouzey, J. and Sancho, J., 1972.** Nouvelles données de sismique réflexion précisant la structure du bassin Méditerranéen oriental et du Nord de la Mer Egée (abstract). 4th Aegean Symposium, Hannover (in French).
- Biju-Duval, B., Dercourt, J. and Le Pichon, X., 1977.** From the Tethys Ocean to the Mediterranean seas: A plate tectonic model of the evolution of the western Alpine system, *Structural History of the Mediterranean Basins de: Editions Technip*, p.143-164, Eds. B. Biju-Duval, B. and Montadert, D., Paris.
- 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.
- Böger, H., 1978.** Sedimentary history and tectonic movements during the late Neogene. Eds. Closs, H., Roeder, D., and Schmidt, K., *Alps, Appenines, Hellenides: Stuttgart, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung*, 510-512.
- Braunmiller, J., and Nábêlek, J., 1996.** Geometry of continental normal faults: Seismological constraints, *Journal of Geophysical Research*, **101**, 3045-3052.
- Bremer, H., 1971.** Geology of the coastal regions of southwestern Turkey, *Geology and History of Turkey*, p.225-255, Ed. Campwell, A.S., Petroleum Exploration Society of Libya, Tripoli.
- Brocks, M. and Ferentinos, G., 1980.** Structure and evolution of the Sporadhes basin of the north Aegean trough, Northern Aegean sea, *Tectonophysics*, **68**, 15-30.
- Brunn, J. H., De Graciansky, P. C., Gutnic, M., Juteau, T.H., Lefevre, R., Marcoux, J., Monod, O. and Poisson, A., 1970.** Structures majeurs et correlations stratigraphiques dans les Taurides occidentales, *Bulletin de la Societe geologique de France*, **12**, 515-556 (in French).
- Brunn, J. H., Dumont, J. F., De Graciansky, P. C., Gutnic, M., Juteau, T., Marcoux, J., Monod, O. and Poisson, A., 1971.** Outline of the geology of the Western Taurids, *Geology and History of Turkey*, p. 225-257, Ed. Campwell, A.S., Petroleum Exploration Society of Libya, Tripoli.

- Brunn, J.H., Argyriadis, I., Ricou, L.E., Poisson, A., Marcoux, J., De and Graciansky, P.C., 1976.** Éléments majeurs de liaison entre Taurides et Hellénides, *Bull. Soc. Géol. France*, **XVIII**, 481-497 (in French).
- Chaput, E., 1936.** Voyages d'Etudes géologiques et geomorphogeniques en Turquie: *Memoires de l'Institut français d'Archeologie de Stamboul, E., De Boccard*, **2**, p. 312, Paris (in French).
- Chase, C.G., 1978.** Plate kinematics:the Americas, East Africa, and the rest of the world, *Earth planet. Sci.Lett.*, **37**, 355-368.
- Crowell, J., 1979.** The San Andreas fault systems through time, *Journal of Geological Society of London*, **136**, 293-302.
- Çağatay, M.N., Görür, N., Alpar, B., Saatçılar, R., Akkök, R., Sakıncı, M., Yüce, H., Yaltırak, C. and Kuşçu, İ., 1998.** Geological evolution of the Gulf of Saros, NE Aegean, *Geo-Marine Letters*, **18**, 1-9.
- Çağlar, İ. and Duvarcı, E., 2000.** Geoelectric structure of inland area of the Gökova rift, southwest Anatolia and its tectonic implications, *Journal of Geodynamics*, **31**, 15-30.
- De Breckmacker, J.C., Huchon, P. and Le Pichon, X., 1982.** The deformation of Aegea: A Finite element study, *Tectonophysics*, **86**, 197-211.
- De Graciansky, P.C., 1972.** Reserches géologiques dans le Taurus Lycien occidental, *Thèse Doctorat d'Etat (inedite)*, Univ. Paris-Sud Orsay, France (in French).
- De Graciansky, P.C., Lemoine, M., Lys, M. and Sigal, J., 1967.** Une coupe stratigraphique dans le Paleozoique Superieur et le Mesozoique a l'extremite occidentale de la chaine sud-anatolienne, *Bulletin of Mineral Research and Exploration Institute of Turkey*, **69**, 10-33.
- De Mets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. and Stein, S., 1990.** Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, **101**, 425-478.
- De Mets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. and Stein, S., 1994.** Effects of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2191-2194.
- Dewey, J.F., 1976.** Ancient plate margins: some observations, *Tectonophysics*, **40**, 53-67.
- Dewey, J.F., 1988.** Extensional collapse of orogens, *Tectonics*, **7**, 1123-1139.
- Dewey, J.F. and Şengör, A.M.C., 1979.** Aegean and surrounding regions: Complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone, *Geological Society of America Bulletin*, **90**, 84-92.

- Drakatos, G. and Drakopoulos, J., 1991.** 3-D Velocity structure beneath the crust and upper mantle of Aegean Sea region, *Pure Appl. Geophys.*, **135**, 401-420.
- Ekström, G.A. and England, P.C., 1989.** Seismic strain rates in regions of distributed continental deformation, *J. geophys. Res.*, **94**, 10231-10257.
- Emre, Ö., Taymaz, T., Duman, T.Y. ve Doğan, A., 1999.** 17 Ağustos ve 12 Kasım depremlerinin yüzey kırıkları ve sismolojik özellikleri, *İTÜ Vakıf Dergisi*, **30**, 42-48.
- Ergün, M. and Özel, E., 1995.** Structural relationship between the Sea of Marmara Basin and the North Anatolian Fault zone, *Terra Nova*, **7**, 278-288.
- Ersoy, Ş., 1991.** Datça (Muğla) yarımadasının stratigrafisi ve tektoniği, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, **34**, 1-14.
- Eyidoğan, H., 1988.** Rates of crustal deformation in western Turkey as deduced from major earthquakes, *Tectonophysics*, **148**, 83-92.
- Eyidoğan, H. and Jackson, J.A., 1985.** A sismological study of normal faulting in the Demirci, Alaşehir and Gediz earthquakes of 1960-70 in western Turkey: implications for the nature and geometry of deformation in the continental crust, *Geophys. J. Astr. Soc.*, **81**, 569-607.
- Eyidoğan, H., Akıncı, A., Gündoğdu, O., Polat, O. and Kaypak, B., 1996.** Gökova havzasının güncel depremselliğinin incelenmesi, *Ulusal Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Programı, Workshop-1, İÜ Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enst., Vefa, İstanbul*, 8-9 Şubat.
- Finetti, I. and Morelli, C., 1973.** Geophysical exploration of the Mediterranean Sea, *Bolletino Di Geofisica ED Applicata*, **XII**, 60.
- Genç, T., Aydın, İ., Demirel, S., Aygül, H., Akdoğan, N., Kanat, H., Tufan, S. ve Konak, N., 1996.** Ege denizi ve Çevresinin Gravite ve Manyetik Yöntemlerle Araştırılması, *TÜBİTAK Proje Sonuç Raporu, YDABÇAG 237/G, İstanbul, Türkiye*.
- Gibbs, A. D., 1984.** Structural evolution of extensional basin margins, *J. Geol. Soc. London*, **141**, 609-620.
- Giles, B.F., 1968.** Pneumatic Acoustic Energy Source, *Geophys. Prospect.*, **16**, 21-53.
- Ginzburg, A., Makris, J. and Hirschleber, H., 1987.** Geophysical investigations in the North Aegean Trough, *Annales Geophysicae*, **5B**, 167-174.

- Görür, N., Şengör, A.M.C., Sakıncı, M., Tüysüz, O., Akkök, R., Yiğitbaş, E., Oktay, F. Y., Barka, A., Sarıca, N., Ecevitoglu, B., Demirbağ, E., Ersoy, Ş., Algan, O., Güneysu, C. and Aykol, A., 1995. Rift formation in the Gökova region, southwest Anatolia: implications for the opening of the Aegean Sea, *Geological Magazine*, **132**, 637-650.
- Görür, N. ve Genç, T., 1997. Ege Denizi Jeolojik ve Jeopolitik Sorunları, *İTÜ Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü*, İstanbul, Türkiye.
- Gutnic, M., Monod, O., Poisson, A., Dumont, J.F., 1979. Géologie des Taurides occidentales (Turquie), *Memoires de la Societe geologique de France*, **137**, p.112.
- Güleç, N., 1991. Crust-mantle interaction in western Turkey: implications from Sr and Nd isotope geochemistry of Tertiary and Quaternary volcanics, *Geol. Mag.*, **5**, 417-435.
- Hancock, L. and Erkal, T., 1990. Enigmatic normal faults within the European sector of the North Anatolian transform fault zone, *Ann. Tectonicae*, **4**, 1-11.
- Hashida, R., Stavrakakis, G. and Shimazaki, K., 1988. Three-dimensional seismic attenuation structure beneath the Aegean region and its tectonic implication, *Tectonophysics*, **145**, 43-44.
- Hatzfeld, D., Chirstodoulou, A., Scordilis, E., Panagiotopoulos, D. and Hatzidimitriou, P., 1987. Microearthquake study of the Mygdonian graben (N. Greece), *Earth Planet. Sci. Lett.*, **81**, 379-396.
- Hatzfeld, D., Besnard M., Makropoulos, K. and Hatzimitriou, P., 1993. Microearthquake seismicity and fault plane solutions in the southern Aegean and its tectonic implications, *Geophys. J. Int.*, **115**, 799-818.
- Hayward, A.B., 1984. Miocene elastic sedimentation related to the emplacement of the Lycian nappes and the Antalya complex. SW Turkey, in *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*, Geol. Soc. London. Spec. Publ., **17**, p.287-300, Eds. Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F.
- Hetzl, R., Ring, U., Akal, C. and Troesch, M., 1995. Miocene NNE-directed extensional unroofing in the Menderes Massif, southwestern Turkey, *Journal of the Geological Society, London*, **152**, 639-654.
- 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.

- İlkışık, O.M.**, 1995. Regional heat flow in western Anatolia, using silica temperature estimates from termal springs, *Tectonophysics*, **244**, 175-184.
- Jackson, J.A.**, 1987. Active normal faulting and crustal extension, *Continental Extensional Tectonics, Geological Society Special Publication*, **28**, 3-17, Eds. Coward, M. P., Dewey, J. F. and Hancock, P. L.
- Jackson, J.A.**, 1993. Rates of active deformation in the eastern Mediterranean, *Recent Evolution and seismicity of the Mediterranean Region*, p.53-64, Eds. Boschi, E., et al., Kluwer Academic Publishers, Netherlands.
- Jackson J.A.**, 1994. Active tectonics of the Aegean Region, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **22**, 239-271.
- Jackson, J.A. and McKenzie, D.P.**, 1983. The geometrical evolution of normal fault sytems, *Journal of Structural Geology*, **5**, 471-482.
- Jackson, J.A. and McKenzie, D.P.**, 1984. Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **77**, 185-264.
- Jackson, J.A. and McKenzie, D.P.**, 1988a. Rates of active deformation in the Aegean Sea and surrounding regions, *Basin Research*, **1**, 121-128.
- Jackson, J.A. and McKenzie, D.P.**, 1988b. The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East, *Geophys. J.*, **93**, 45-73.
- Jackson, J.A., Haines, J. and Holt, W.**, 1992. The horizontal velocity field in the deforming Aegean sea region determined from the moment tensors of earthquakes, *Journal of Geophysical Research*, **97**, 17657-17684.
- Jestin, F., Huchon, P. and Gaulier, J.M**, 1994. The Somalia plate and the East African rift system: present kinematics, *Geophys. J. Int.*, **116**, 637-654.
- Kahle, H.G., Cocard, M., Peter, Y., Geiger, A., Reiliger, R., Clusky, S.M., King, R., Barka, A. and Veis, G.**, 1999. The GPS strain rate field in the Aegean Sea and Western Anatolia, *Geophysical Research Letters*, **26**, 2513-2516.
- Kalafat, D.**, 1996. Anadolu'nun tektonik yapılarının deprem mekanizmaları açısından irdelenmesi, *Doktora Tezi*, İstanbul Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve İşletmesi Enstitüsü, İstanbul.

- Kapan, S. ve Taner, G., 1994.** Datça yarımadası (Muğla) Neojen Mollusk faunası ve stratigrafisi, *47. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri*, s.15, Ankara.
- Kastens, K.A., 1991.** Rate of outward growth of the Mediterranean Ridge accretionary complex, *Tectonophysics*, **199**, 25-50.
- Ketin, İ., 1948.** Über die tektonisch-mechanischen Folgerungen aus den grossen anadoluischen Erdbeben des letzten Dezenniums, *Geologischen Rundschau*, **36**, 77-83.
- Ketin, İ., 1969.** Über die nordanatolische Horizontalverschiebung, *Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey*, **72**, 1-28.
- King, G.C.H., Ouyang, Z.X., Papadimitriou, P., Deschamps, A., Gagnepain, J., Houseman, G., Jackson, J.A., Soufledis, C. and Virieux, J., 1985.** The evolution of the gulf of Corint (Grece): an aftershock study of the 1981 earthquakes, *Geophy. Jr. Astr. Soc.*, **80**, 677-683.
- Kissel, C., Jamet, M. and Laj, C., 1984.** Paleomagnetic evidence of Miocene and Pliocene rotational deformations of the Aegean area, *The geological evolution of the eastern Mediterranean*, Geol. Soc. Spec. Publ., **17**, 669-680, Eds. Dixon, J. E., Robertson, A.H.F.
- Kissel, C. and Laj, C., 1988.** The Tertiary geodynamical evolution of the Aegean arc: a paleomagnetic reconstruction, *Tectonophys.*, **146**, 183-201.
- Kissel, C., Averbuch, O., De Lamotte, D.F., Monod, O. and Allerton, S. 1993.** Preliminary paleomagnetic evidence of a post-Eocene clockwise rotation of the Western Taurides thrust belt. East of Isparta reentrant (Southwestern Turkey), *Earth and Planetary Science Letters*, **117**, 1-14.
- Koçyiğit, A., 1984.** Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yeni tektonik gelişim, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, **27**, 1-16.
- Kuleli H.S., Gürbüz, C. and Toksöz, M.N., 1997.** Seismic velocity distribution in the Aegean region, in *Proceedings of International Earth Sciences Colloquium on the Aegean region*, **1**, Eds. Pişkin, O., Ergun, M., Savaşçı, M.Y., Tarcan, G., İzmir.
- Kurt, H., Demirbağ, E. and Kuşçu, İ., 1999.** Investigation of the submarine active tectonism in the Gulf of Gökova, southwest Anatolia-southeast Aegean Sea, by multi-channel seismic reflection data, *Tectonophysics*, **305**, 477-496.
- Kurt, H., Demirbağ, E., and Kuşçu, İ., 2000.** Active submarine tectonism and formation of the Gulf of Saros, Northeast Aegean Sea, inferred

from multi-channel seismic reflection data, *Marine Geology*, **165**, 13-26.

Laigle ve diğ., Hirn, A., Sachpazi, M. and Roussos, N., 2000. North Aegean crustal deformation: An active fault imaged to 10 km depth by reflection seismic data, *Geology*, **28**, 71-74.

Lalechos, N. and Savoyat , E., 1979. La sedimentation Neogene dans le fosse Nord Egeen, *6th Colloquium on the Geology of the Aegan region*, **2**, 591-603.

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., Lybérís, N. and Alvarez, F., 1984. Subsidence history of the North Aegean trough, *Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, Spec. Publ. Geol. Soc. Lond.*, **17**, 27-741.

Le Pichon, X., Chamot-Rooke, N., Lallemand, S., Noomen, R., and Veis, G., 1995. Geodetic determination of the kinematics of central Greece with respect to Europe: Implications for eastern Mediterranean tectonics, *Journal of Geophysical Research*, **100**, 12675-12690.

Le Pichon, X., Taymaz, T. and Şengör, A.M.C., 1999. The Marmara fault and the future İstanbul earthquake, *İTÜ-IAHS International Conference on the Kocaeli Earthquake 17 August 1999, İstanbul*, 2-5 Aralık 1999, 41-54.

Le Pichon, X., Taymaz, T. and Şengör, A.M.C., 2000. Important Problems to be Solved in the Sea of Marmara. *NATO Advanced Research Seminar: Integration of Earth Sciences Research on the 1999 Turkish and Greek Earthquakes and Needs for Future Cooperative Research*, İstanbul, 14-17 Mayıs, 2000, 66-67.

Louvari, E., Kiratzi, A.A. and Papazachos, B.C., 1999. The Cephalonia Transform Fault and its extension to western Lefkada Island (Greece), *Tectonophysics*, **308**, 223-236.

Lybérís, N., 1984. Tectonic evolution of the North Aegean trough, in *Geological Evolution of Eastern Mediterranean*, Spec. Pub. Geol. Soc. Lond, **17**, p.709-725, Eds. Dixon, J.E. ve Robertson, A.H.F., Blackwell Scientific Publications, Oxford.

- Main, I.G., and Burton, P.W., 1989.** Seismotectonics and the earthquake frequency-magnitude distribution in the Aegean area, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **98**, 575-586.
- Makris, J., 1978.** The Crust and Upper Mantle of the Aegean Region from Deep Seismic Soundings, *Tectonophysics*, **46**, 269-284.
- Makris, J. and Stobbe C. 1984.** Physical properties and state of the crust and upper mantle of the eastern Mediterranean Sea deduced from geophysical data, *Marine Geology*, **55**, 347-363.
- Mann, P., Hempton, M.R., Bradley, D.C. and Burke, K., 1983.** Development of pull-apart basins, *Journal of Geology*, **91**, 529-554.
- Mayne, W.H., 1962.** Common reflection point horizontal data stacking technique, *Geophysics*, **27**, 927-938.
- McClusky, S. ve diğ., 2000.** Global Positioning System constrains on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus, *J. Geophys. Res.*, **105**, 5695-5719.
- McKenzie, D.P., 1970.** Plate tectonics of the Mediterranean region, *Nature*, **226**, 239-243.
- McKenzie, D.P., 1972.** Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **30**, 109-185.
- McKenzie, D.P., 1978a.** Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **55**, 217-254.
- McKenzie, D.P., 1978b.** Some remarks on the development of sedimentary basins, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **40**, 25-32.
- McKenzie, D.P., Molnar, P. ve Davies, D., 1970.** Plate tectonics of the Red Sea and East Africa, *Nature*, **226**, 243.
- McKenzie, D.P and Jackson, J.A., 1983.** The relationship between strain rates, crustal thickening, paleomagnetism, finite strain and fault movements within a deforming zone, *Earth planet. Sci. Lett.*, **65**, 182-202.
- McKenzie, D.P and Jackson, J.A., 1986.** A block model of distributed deformation by faulting, *J. Geol. Soc. Lond.*, **143**, 249-253.
- McKenzie, D.P and Yılmaz Y., 1991.** Deformation and volcanism in Western Turkey and the Aegean, *Bull. Tech. Univ. İstanbul*, **44**, 345-373.

- Mercier, J.L., Sorel, D. and Simeakis, K., 1987.** Changes in the state of stress in the overriding plate of a subduction zone, the Aegean Arc from the Pliocene to the present, *Annales Tectonicae*, **1**, 20-39.
- Mercier, J.L., Sorel, D., Vergeley, P. and Simeakis, K., 1989.** Extensional tectonic regimes in the Aegean basins during the Cenozoic, *Basin Research*, **2**, 49-71.
- Meulenkamp J.E., Wortel W.J.R., Van Wamel W.A., Spakman W. and Hoogerduyn Strating E., 1988.** On the Hellenic subduction zone and geodynamic evolution of Crete since the late Middle Miocene, *Tectonophysics*, **146**, 203-215.
- Mindevalli, O.Y. and Mitchell, B.J., 1989.** Crustal structure and possible anisotropy in Turkey from seismic wave dispersion, *Geophys. Jour. Inter.*, **98**, 93-106.
- Noomen, R., Springer, T., Ambrosius, B., Herzberger, K., Kuijper, D., Mets, G., Overgaauw, B. and Wakker, K., 1995.** Crustal deformations in the Mediterranean area computed from SLR and GPS observations, *J. Geodyn.*, **21**, 73-96.
- North, R.G., 1974.** Seismic slip rates in the Mediterranean and Middle East, *Nature*, **252**, 560-563.
- Okay, A.İ., 1989.** Tectonic units and sutures in the Pontides, Northern Turkey, in *Tectonic Evolution of the Tethyan Region*, p. 109-105, Ed. Şengör, A.M.C., Kluwer Academic Publications, Dordrecht
- Okay, A.İ. and Tansel, I., 1994.** New data on the upper age of the Intra-Pontide Ocean from the north of Şarköy (Thrace), *Mineral. Res. Explor. Bull.*, **114**, 23-26.
- Okay, A.İ. and Tüysüz, O., 1999.** Tethyan sutures of northern Turkey. In *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*, **156**, 475-515, Eds. Durand, B., Jolivet, L., Horvath, F. and Seranne, M., Geological Society, London, Special Publications,
- Okay, A.İ., Demirbağ, E., Kurt, H., Okay, N. and Kuşçu, İ., 1999.** An active, deep marine strike-slip basin along the North Anatolian fault in Turkey, *Tectonics*, **18**, 129-147.
- Okay, A.İ., Kaşlılar-Özcan, A., İmren, C., Boztepe-Güney, A., Demirbağ, E. and Kuşçu, İ., 2000.** Active faults and evolving strike-slip basins in the Marmara Sea, northwest Turkey: a multichannel seismic reflection study, *Tectonophysics*, **321**, 189-218.

- Oral, B., Reilinger, R., Toksöz, M., Barka, A. and Kınık, İ., 1993.** Preliminary results of 1988 and 1990 GPS measurements in western Turkey and their tectonic implications, *Crustal Dynamics Project, AGU monograph*, p.407-416.
- Oral, B., Reilinger, R., Toksöz, N., King, R., Barka, A. and Kınık, İ., 1995.** Coherent plate motions in the eastern Mediterranean continental collision zone, *EOS, Trans. AGU*, 76, 9-11.
- Orombelli, G., Lozei, G.P. and Rossi, L.A. 1967.** Preliminary notes on the Datça peninsula (SW Turkey), *Accademia Lincei-Rendiconti Scienze Fisiche, Matematiche e Naturali*, XLII, 830-41.
- Önal, M., 1986.** Gelibolu Yarımadası'nın orta bölümünün, çökelme istifleri ve tektoniği, kuzeybatı Anadolu ve Türkiye, *İÜ Mühendislik Fakültesi Yerbilimleri Dergisi*, 5, 21-38.
- Papazachos, B.C., 1990.** Seismicity of the Aegean and surrounding area, *Tectonophysics*, 178, 287-308.
- Papazachos, B.C., Kiratzi, A. and Papadimitriou, E., 1991.** Regional Focal Mechanisms for Earthquakes in the Aegean Area, *Pageoph.*, 136, 405-420.
- Papazachos, B.C., Papaioannou, C.A., Papazachos, C.B. and Savvaidis, A.S., 1999.** Rupture zones in the Aegean region, *Tectonophysics*, 308, 205-221.
- Paton, S., 1992.** Active normal faulting, drainage patterns and sedimentation in southwestern Turkey, *Journal of the Geological Society, London*, 149, 1031-1044.
- Pavlidis, S., Mountrakis, D., Kiliyas, A. and Tranos, M., 1990.** The role of strike-slip movements in the extensional area of Northern Aegean (Greece). A case of transtensional tectonics, *Annales Tectonicae*, IV, 197-211.
- Philippon, A., 1910-1915.** Reisen und Forschungen im westlichen Kleinasien: Ergänzungshefte, 167, 172, 177, 180, 183 der Petermanns Mitteilungen, Gotha, Justus Perthes (in German).
- Price, S. P. and Scott, B., 1994.** Fault-block rotations at the edge of a zone of continental extension; southwest Turkey, *Journal of Structural Geology*, 16, 381-392.
- 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-Euroasia plate collision zone, *Journal of Geophysical Research*, **102**, 9983-9999.
- Richter, I. and Strobach, K.**, 1978. Benioff zones of the Aegean arc, in *Alps, Apennines, Helandines*, **38**, p. 410-441, Eds. Closs, H., et al., I.C.G. Sci. Rep., Schweizerbart, Stuttgart.
- Roberts, S. and Jackson, J.A.**, 1991. Active normal faulting in central Greece: An overview, in *The Geometry of Normal Faults, Spec. Publ. Geol. Soc. Lond.*, Ed. Roberts, A.M., Yielding, G. and Freeman, G., Blackwell, Oxford, **56**, 125-142,
- Robinson, E.A. and Treitel, S.**, 1980. Geophysical signal analysis: Prentice-Hall, Inc.
- Saatçılar, R., Ergintav, S., Yalçın, M.N., Demirbağ, E., Çoruh, C., Selvi, O. and Türkaslan, M.**, 1996. Reorganization and interpretation of the Aegean Sea seismic reflection data, *Dışişleri Bakanlığı Ege Denizi Gündümlü Projeleri, Final Raporu* (İngilizce), TÜBİTAK-MAM, Gebze.
- Saatçılar, R., Ergintav, S., Demirbağ, E. and İnan, S.**, 1999. Character of active faulting in the North Aegean Sea, *Marine Geology*, **160**, 339-353.
- Saner, S.**, 1980. Batı Pontidlerin ve komşu havzaların oluşumlarının levha tektoniği kuramı ile açıklanması, Kuzeybatı Türkiye, *MTA Dergisi*, **93**, 1-19.
- Saner, S.**, 1985. Saros Körfezi dolayının çökelme istifleri ve tektonik yerleşimi, Kuzeydoğu Ege Denizi, Türkiye, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, **20**, 1-10.
- Saunders, P., Priestley, K. and Taymaz, T.**, 1998. Variations in the crustal structure beneath western Turkey, *Geophys. J. Int.*, **134**, 373-389.
- Schulze-Gattermann, R.**, 1972. Physical Aspects of the Air Pulser as a Seismic Energy Source, *Geophys. Prospect.*, **20**, 155-192.
- Seyitoğlu, G. and Scott, B.**, 1991. Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey, *Geological Magazine*, **128**, 155-166.
- Seyitoğlu, G. and Scott, B.C.**, 1992a. The age of the Büyük Menderes graben (west Turkey) and its tectonic implications, *Geol. Mag.* **29**, 239-242.
- Seyitoğlu, G. and Scott, B.C.**, 1992b. Late Cenozoic volcanic evolution of the NE Aegean region, *J. Volc. Geotherm. Res.*, **54**, 157-176.

- Seyitoğlu, G. and Scott, B.C., 1996.** The cause of N-S extensional tectonics in Western Turkey: Tectonic escape vs back-arc spreading vs orogenic collapse, *J. Geodynamics*, **22**, 145-153.
- Sheriff, R.E., 1976.** Inferring stratigraphy from seismic data, *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, **60**, 528-542.
- Smith A.G. and Moores E.M., 1974.** The Hellenides. In *Mesozoic and Cenozoic Orogenic Belts*, **4**, p.159-186, Ed., Spencer, A.M., Geol. Soc. London Spec. Publ.
- Smith, R.B., Nagy, W.C., Julander, K.A., Viveiros, J.J., Barker, C.A. and Gants, D.G., 1989.** Geophysical and tectonic framework of the eastern Basin and Range-Colorado Plateau-Rocky Mountain transition, *The Geological Society of America, Memoir*, **172**, p. 205-233, Eds. Pakiser, L.C. and Mooney, W.D.
- Smith A.D., Taymaz, T., Oktay, F., Yüce, H., Alpar, B., Başaran, H., Jackson, J.A., Kara, S. and Şimşek, M., 1995.** High-resolution seismic profiling in the Sea of Marmara (northwest Turkey): Late Quaternary sedimentation and sea-level changes, *Bulletin of Geological Society of America*, **107**, 923-936.
- Spakman, W., 1990.** Tomographic images of the upper mantle below central Europe and Mediterranean, Alpine-Mediterranean structure: special issue, *Terra Nova*, **2**, 542-533.
- Spakman, W., Wortel, M. and Vlaar, N., 1988.** The Hellenic subduction zone: a tomographic image and its geodynamical implications, *Geophys. Res. Lett.*, **15**, 60-63.
- Spakman, W., Van Der Lee, S. and Van Der Hilst, R., 1993.** Travel-time tomography of the European-Mediterranean mantle down to 1400 km, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **79**, 3-74.
- Straub, C. and Kahle, H.G., 1995.** Active crustal deformation in the Marmara Sea region, NW Anatolia, inferred from GPS measurements, *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 2533-2536.
- Straub, C., Kahle, H.G. and Schindler, C., 1997.** GPS and geologic estimates of the tectonic activity in the Marmara Sea region, NW Anatolia, *Journal of Geophysical Research*, **102**, 27587-27601.
- Suzanne, P.P., Lybérís, N., Chorowicz, J., Nurlu, M., Yürür, T. and Kasapoğlu, E., 1990.** La géométrie de la faille nord anatolienne à partir d'images Landsat-MSS, *Bull. Soc. Géol. France*, **4**, 589-599 (in French).

- Sümengen, M., Terlemez, I., Şentürk, K., Karasöse, C., Erkan, E.N., Ünay, E., Gürbüz, M. ve Atalay, Z., 1987.** Gelibolu Yarımadası ve Güneybatı Tersiyer havzasının stratigrafisi, sedimentolojisi ve Tektoniği, *MTA Jeoloji Etüdları Dairesi Raporu*, p.213.
- Sümengen, M. ve Terlemez, I., 1991.** Güneybatı Trakya yöresi Eosen çökelleri stratigrafisi, *MTA Dergisi*, **113**, 17-30.
- Sylvester, A.G., 1988.** Strike-slip faults, *Geological Society of America Bulletin*, **100**, 1666-1703.
- Sylvester, A.G. and Smith, R.R., 1976.** Tectonic transpression and basement-controlled deformation in San Andreas Fault zone, Salton Trough, California, *Bull. Geol. Soc. Am*, **81**, 1625-1640.
- 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., 1980.** Türkiye'nin neotektoniğinin esasları, *Türk, Jeol. Kur. Konferanslar Serisi*, **2**, s.40.
- Şengör, A.M.C., 1982.** Ege'nin neotektoniğini yöneten etkenler, *Batı Anadolu'nun Geç Tektoniği ve Volkanizması*, p.59-71, Editörler: Erol, E. ve Oygür, V., Türkiye Jeoloji Kurumu.
- Şengör A.M.C., 1987.** Cross-faults and differential stretching of hanging walls in regions of low angle normal faulting: example from western Turkey. In *Continental Extensional Tectonics*, **28**, 575-589, Eds. Coward, M.P., Dewey, J.F., Hancock, P.L., Geol. Soc. London, Spec. Publ.
- Şengör, A.M.C. and Dewey, J.F., 1979.** Post-Oligocene tectonic evolution of the Aegean and neighbouring regions: relations to the North Anatolian Transform Fault, *5th Congr. On Geology of the Aegean and Surrounding Regions*, İzmir.
- Şengör, A.M.C. and Kidd, W.S.F., 1979.** Post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian Plateau and a comparison with Tibet, *Tectonophysics*, **55**, 361-376.
- Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y., 1981.** Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach, *Tectonophysics*, **75**, 181-241.
- Şengör, A.M.C., Büyükaşıkoglu, S. and Canitez, N., 1983.** Neotectonics of the Pontides: implications for 'incompatible' structures along the North Anatolian fault, *Journal of structural Geology*, **5**, 211-216.
- Şengör, A.M.C., Satır, M. and Akkök, R., 1984.** Timing of tectonics events in the Menderes Massif, Western Turkey: Implications for tectonic

evolution and evidence for Pan-African Basement in Turkey, *Tectonics*, **3**, 693-707.

- Şengör, A.M.C., Görür, N., and Şaroğlu, F., 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study, *Strike-Slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation*, Eds. Biddle, K.T. and Christie-Blick, N., Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, **37**, 227-264.
- Şengör, A.M.C., Demirbağ, E., Tüysüz, O., Kurt, H., Görür, N. and Kuşçu, İ., 1999. A Preliminary Note on the Structure of the Gulf of İzmit: Implications for the Westerly Prolongation of the North Anatolian Fault, *İTÜ-IAHS International Conference on the Kocaeli Earthquake 17 August 1999*, İstanbul, December 2-5, p.25-37.
- Taner, M.T. and Koehler, F., 1969. Velocity spectra digital computer derivation and applications of velocity functions, *Geophysics*, **39**, 859-881.
- Tapponier, P., 1977. Evolution tecttonique du système Alpin en Méditerranée: poinçonnements et éeasement rigid-plastique, *Bull. Soc. Géol. France*, **XIX**, 437-460 (in French).
- Taymaz, T., 1993. The source parameters of the Çubukdağ (W. Turkey) earthquake of 1986 October 11, *Geophys. J. Int.*, **113**, 260-267.
- Taymaz, T., 1996. S-P-wave traveltime residuals from earthquakes and lateral inhomogeneity in the upper mantle beneath the Aegean and the Hellenic Trench near Crete, *Geophys. J. Int.*, **127**, 545-558.
- Taymaz, T., 1999a. Seismotectonics of the Marmara Region: Source Characteristics of 1999 Gölcük-Sapanca-Düzce Earthquakes, *Proceedings of İTÜ-IAHS, International Conference On The Kocaeli Earthquake 17 August 1999*, İstanbul, 2-5 Aralık 1999, 55-78.
- Taymaz, T. 1999b. On the Seismotectonics of the Marmara Region and 17 August 1999 Gölcük Earthquake, *American Geophysical Union (AGU) Fall Meeting*, 13-17 Aralık 1999, San Francisco, California, A.B.D., S12D-10, EOS. Vol. 80, No.46, s.F664.
- Taymaz, T., 2000. Seismotectonics of the Marmara Region: Source Parameters of 1999 Gölcük-Sapanca-Düzce Earthquakes, *NATO Advanced Research Seminar: Integration of Earth Sciences Research on the 1999 Turkish and Greek Earthquakes and Needs for Future Cooperative Research*, 14-17 Mayıs, 2000, İstanbul, 26-30.

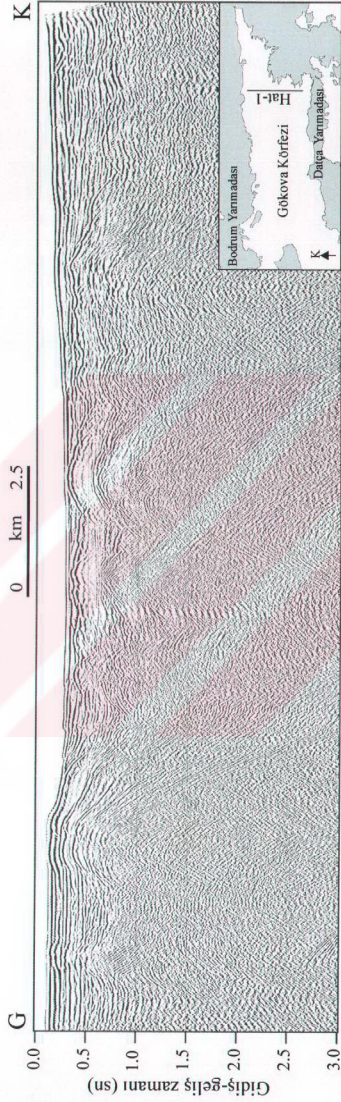
- Taymaz, T. and Price, S., 1992.** The 1971 May 12 Burdur earthquake sequence, SW Turkey: a synthesis of seismological and geological observations, *Geophys. J. Int.*, **108**, 589-603.
- Taymaz, T., Jackson, J. A. and Westaway, R., 1990.** Earthquake mechanisms in the Hellenic Trench near Crete, *Geophys. J. Int.*, **102**, 695-731.
- Taymaz, T., Jackson, J. and McKenzie, D., 1991a.** Active tectonics of the north and central Aegean Sea, *Geophys. J. Int.*, **106**, 433-490.
- Taymaz, T., Eyidoğan, H. and Jackson, J.A., 1991b.** Source parameters of large earthquakes in the East Anatolian fault zone (Turkey), *Geophys. J. Int.*, **106**, 537-550.
- Tselentis, G.A., Stravarakakis, G., Makropoulos, K., Latousakis, J. and Drakopoulos, J., 1988.** Seismic moments of earthquakes at the western Hellenic arc and their application to the seismic hazard of the area, *Tectonophysics*, **148**, 73-82.
- Turgut, S., Türkaslan, M. and Perinçek, D., 1991.** Evolution of the Thrace Sedimentary Basin and its Hydrocarbon Prospectivity, in *Generation, Accumulation and Production of Europe's Hydrocarbons*, 1, p.415-437, Ed. Spencer, A.M. Spec. Publ. Eur. Assoc. Pet. Geosci.
- Tüysüz, O., Barka, A. and Yiğitbaş, E., 1998.** Geology of the Saros graben and its implications for the evolution of the North Anatolian fault in the Ganos-Saros region, northwestern Turkey, *Tectonophysics*, **293**, 105-126.
- Uluğ, A., Duman, M., Avcı, M., Özel, E., Ecevitoglu, B., Demirbağ, E., Algan, O. ve Gökaşan, E., 1996.** Güneydoğu Ege Denizi; Gökova Körfezi'nin geç kuvarterener tarihçesi: Delta sedimantasyonu ve deniz seviyesi değişimleri, *Türkiye 11. Petrol Kongresi ve Sergisi, Jeofizik Dergisi Bildiriler Kitabı*, s.59-72, 15-17 Nisan, Ankara.
- Wernicke, B. and Burchfiel, B.C., 1982.** Modes of extensional tectonics, *Journal of Structural Geology*, **4**, 105-115.
- Wessel, P., and Smith, W.H.F., 1995.** New version of the Generic Mapping Tools released, *EOS, Trans., AGU*, **76**, 329.
- Westaway, R., 1990.** Block rotation in western Turkey 1, Observational evidence, *J. Geophys. Res.*, **95**, 19857-19883.
- Westaway, R., 1994.** Evidence for dynamic coupling of surface processes with isostatic compensation in the lower crust during active extension of western Turkey, *Journal of Geophysical Research*, **99**, 20203-20223.

- Wilcox, R.E., Harding, T.P. and Seely, D.R., 1973.** Basic wrench tectonics, *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, **57**, 74-96.
- Wong, H.K., Lüdmann, T., Uluğ, A. and Görür, N., 1995.** The Sea of Marmara: a plate boundary sea in an escape tectonic regime, *Tectonophysics*, **244**, 231-250.
- Woodcock, N.H. and Fischer, M., 1986.** Strike-slip duplexes, *Journal of Structural Geology*, **8**, 725-735.
- Yaltırak, C., 1995.** Gelibolu Tarımadası'nda Pliyo-Kuvaterner sedimantasyonunu denetleyen tektonik mekanizma, *Jeofizik, Nezihi Canitez Semp, Özel Sayı*, **9**, 103-106.
- Yaltırak, C., 1996.** The tectonic history of the Ganos fault system, *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, **8**, 137-150.
- Yaltırak, C., Alpar, B. and Yüce, H., 1999.** Tectonic elements controlling the evolution of the Gulf of Saros (northeastern Aegean Sea, Turkey), *Tectonophysics*, **300**, 227-248.
- Yaltırak, C., Sakıncı, M. and Oktay, F.Y., 2000.** Westward propagation of North Anatolian fault into the northern Aegean: Timing and kinematics: Comment, *Geology*, **28**, 187-188.
- Yılmaz, Y., 1997.** Geology of Western Anatolia. Active Tectonics of northwestern Anatolia-The Marmara Poly-Project, A multi disciplinary Approach by space-geodesy, *Geology, Hydrogeology, Geothermics and seismology*, vdf Hochschulverlag AG an der ETH Zurich, p.31-53.
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç, Ş.C. and Şengör, A.M.C., 1997.** Evolution of The Pontides, in *Regional and petroleum geology of the Black Sea and Surrounding Region AAPG Memoir*, Ed. Robinson, A.G., **8**, 183-226.
- Yılmaz, Y., Genç, Ş.C., Gürer, F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş. and Elmas, A., 2000.** When did the western Anatolian grabens begin to develop?, *The geological Society of London*, **173**, 353-384.
- Zanchi, A. and Angelier, J., 1993.** Seismotectonics of western Anatolia: regional stress orientation from geophysical and geological data, *Tectonophysics*, **222**, 259-274.

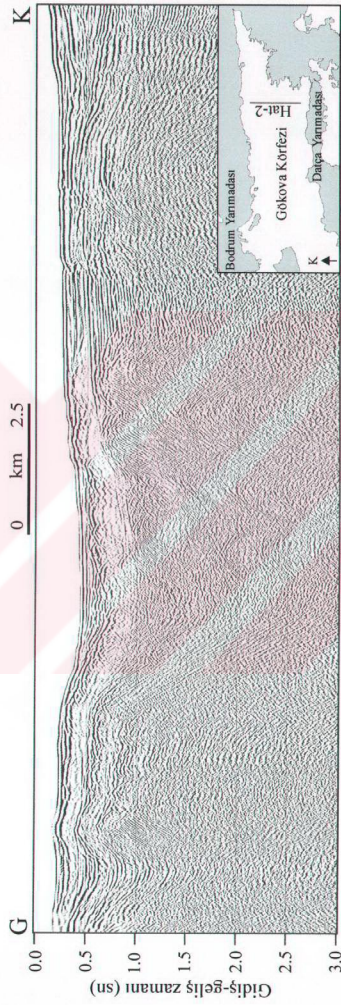
EK A

**GÖKOVA KÖRFEZİ SİSMİK YIĞMA KESİTLERİ ve 12 No'lu HATTIN
SİSMİK GÖÇ KESİTİ**

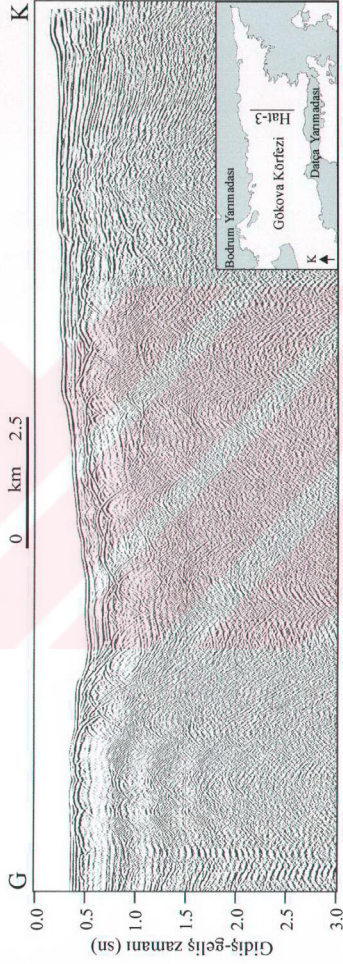




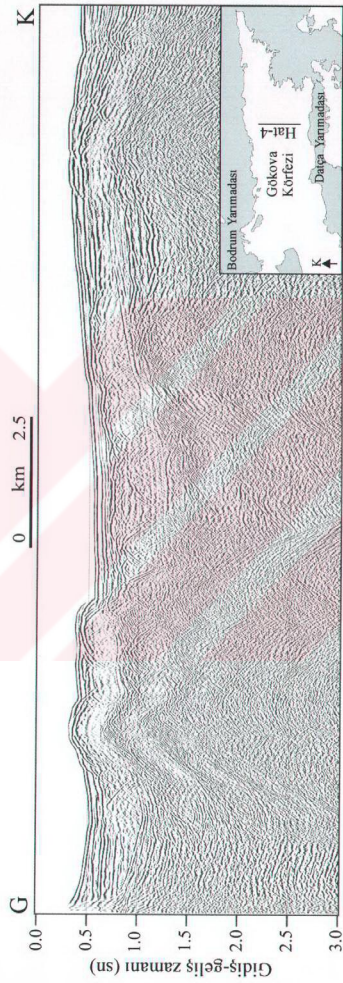
Şekil A.1 Gökova körfezine ait 1 No'lu sismik yığıma kesiti. Düşey abartma yaklaşık 1.6 kattır.



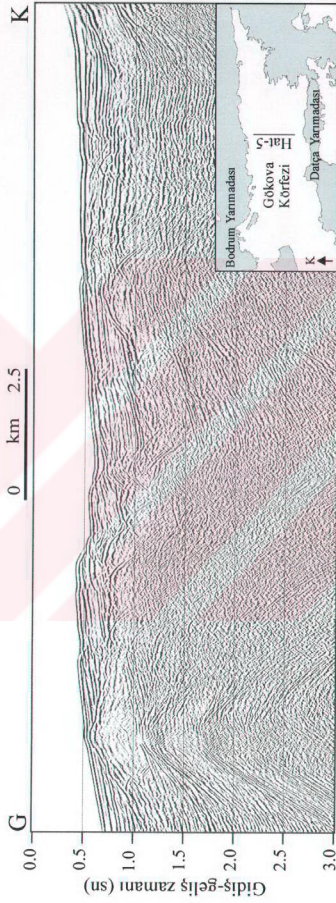
Şekil A.2 Gökova körfezine ait 2 No'lu sismik yığma kesiti. Düşey abartma yaklaşık 1.6 kattır.



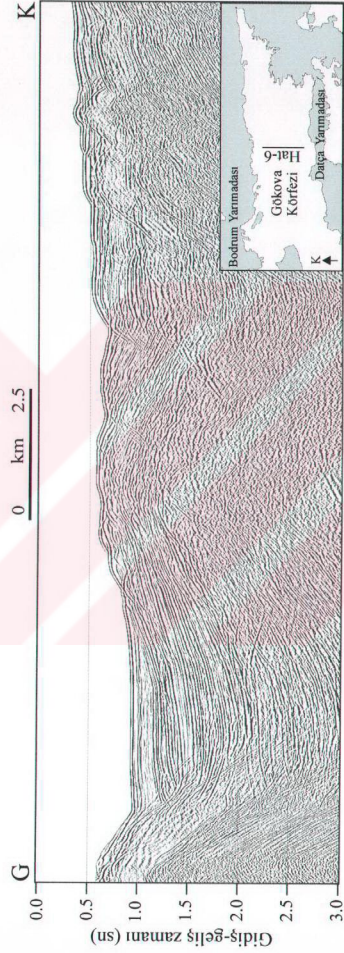
Şekil A.3 Gökova körfezine ait 3 No'lu sismik yığıma kesiti. Düşey abartma yaklaşık 1.6 kattır.



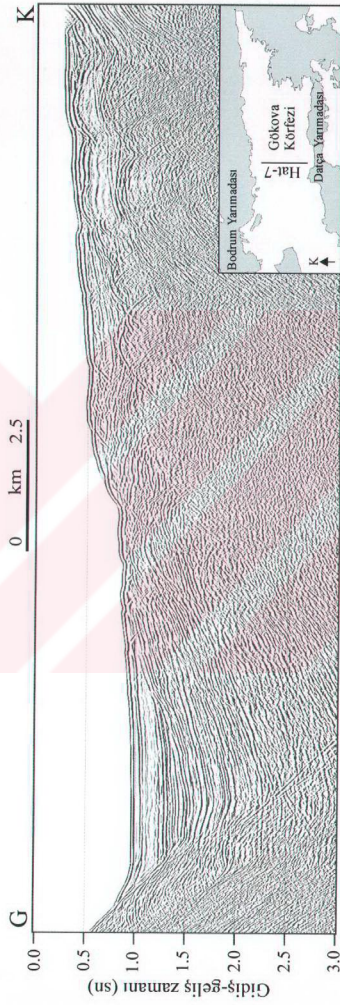
Şekil A.4 Gökova körfezine ait 4 No'lu sismik yığma kesiti. Düşey abartıma yaklaşık 1.6 kattır.



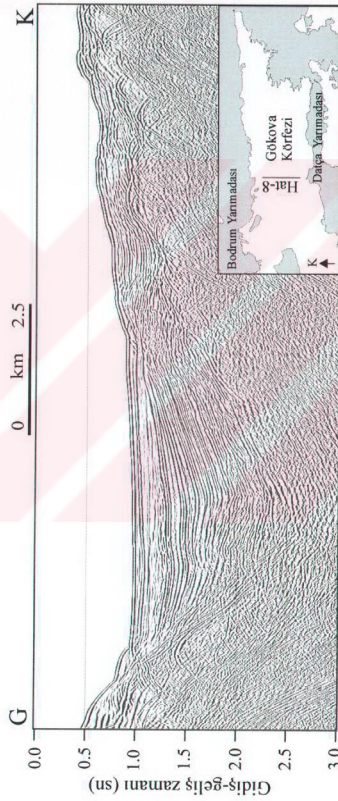
Şekil A.5 Gökova körfezine ait 5 No'lu sismik yağma kesiti. Düşey abartma yaklaşık 1.6 kattır.



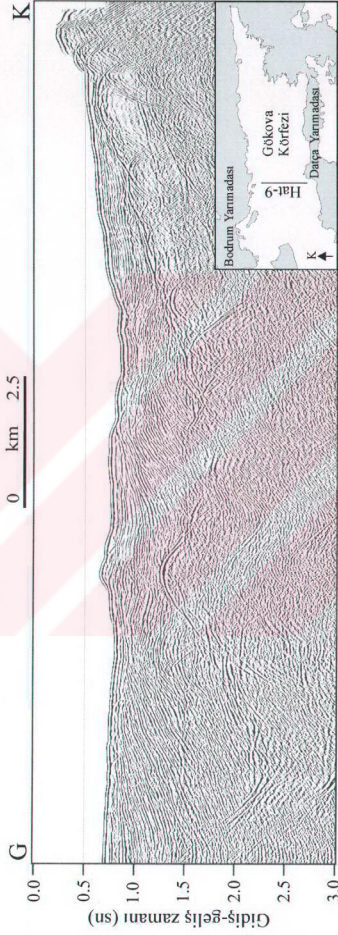
Şekil A.6 Gökova kırfezine ait 6 No'lu sismik yığma kesiti. Düşey abartma yaklaşık 1.6 kattır.



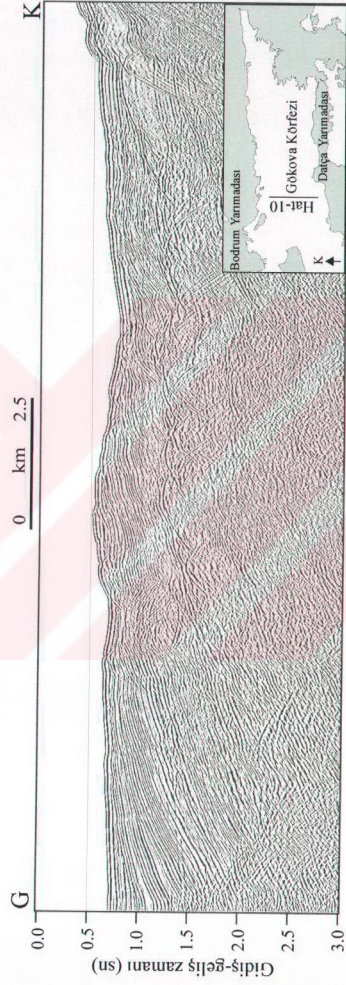
Şekil A.7 Gökova körfezine ait 7 No'lu sismik yığma kesiti. Düşey abartma yaklaşık 1.6 kattır.



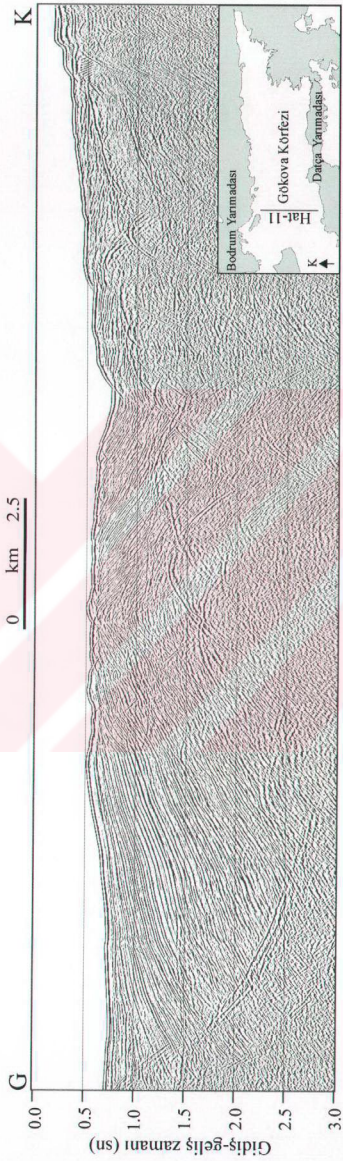
Şekil A.8 Gökova körfezine ait 8 No'lu sismik yığıma kesiti. Düşey abartıma yaklaşık 1.6 kattır.



Şekil A.9 Gökova körfezine ait 9 No'lu sismik yığma kesiti. Düşey abartma yaklaşık 1.6 kattır.



Şekil A.10 Gökova körfezine ait 10 No'lu sismik yığma kesiti. Düşey abartma yaklaşık 1.6 kattır.

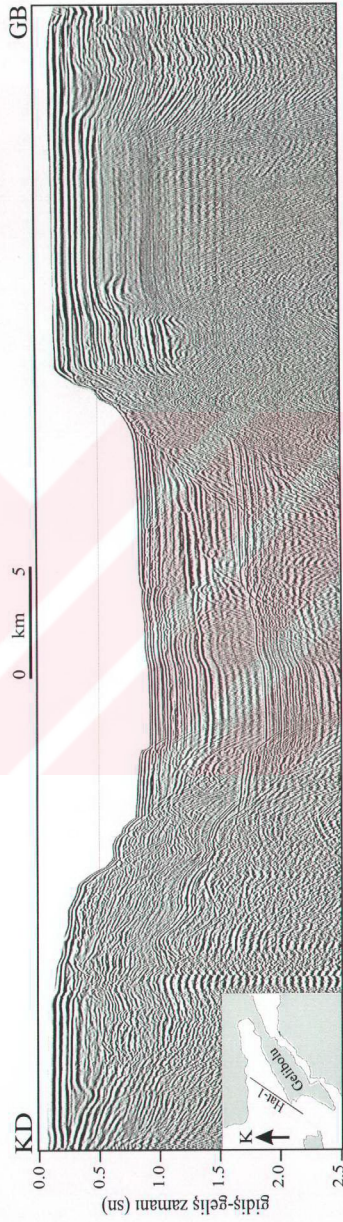


Şekil A.11 Gökova körfezine ait 11 No'lu sismik yığma kesiti. Düşey abartıma yaklaşık 1.6 kattır.

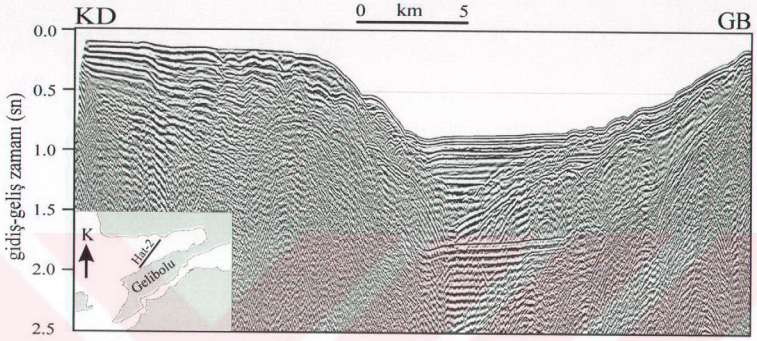
EK B

SAROS KÖRFEZİ SİSMİK YIĞMA KESİTLERİ

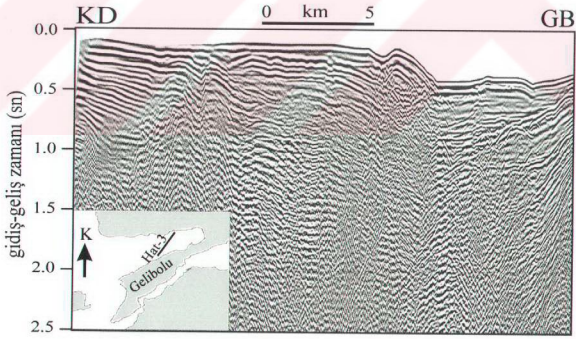




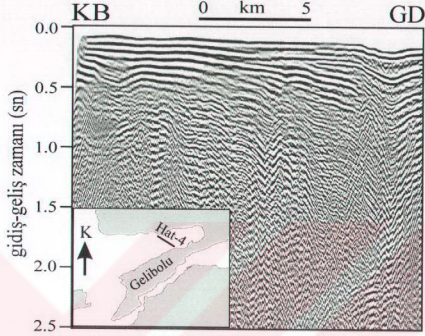
Şekil B.1 Saros körfezine ait 1 No'lu sismik yığma kesiti. Düşey abartma yaklaşık 3.8 kadardır.



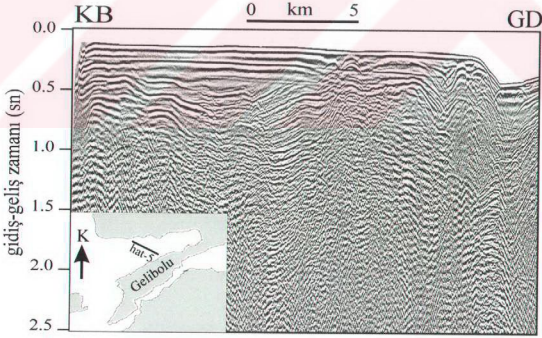
Şekil B.2 Saros körfezine ait 2 No'lu sismik yığıma kesiti. Düşey abartma yaklaşık 3.8 kattır.



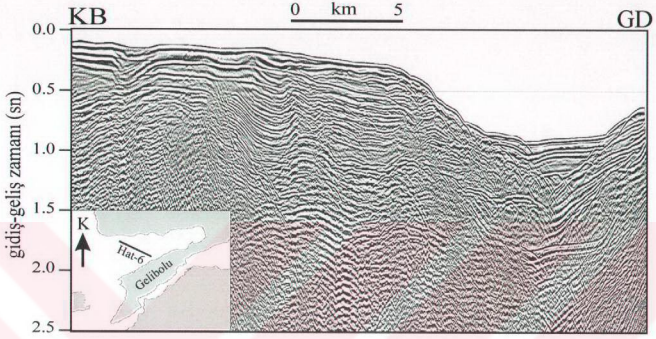
Şekil B.3 Saros körfezine ait 3 No'lu sismik yığıma kesiti. Düşey abartma yaklaşık 3.8 kattır.



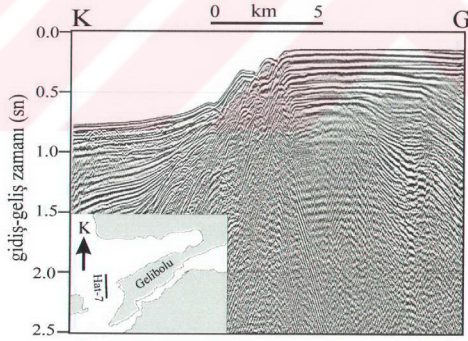
Şekil B.4 Saros körfezine ait 4 No'lu sismik yığma kesiti. Düşey abartma yaklaşık 3.8 kattır.



Şekil B.5 Saros körfezine ait 5 No'lu sismik yığma kesiti. Düşey abartma yaklaşık 3.8 kattır.



Şekil B.6 Saros körfezine ait 6 No'lu sismik yığılma kesiti. Düşey abartma yaklaşık 3.8 kattır.



Şekil B.7 Saros körfezine ait 7 No'lu sismik yığılma kesiti. Düşey abartma yaklaşık 3.8 kattır.

