DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

MARMARİS, YEŞİLOVA VE GÖKOVA DEPREMLERİ IŞIĞINDA GÜNEYDOĞU EGE DENİZİ'NİN NEOTEKTONİK İNCELEMESİ

Buse YILDIRIM

Eylül, 2016

İZMİR

MARMARİS, YEŞİLOVA VE GÖKOVA DEPREMLERİ IŞIĞINDA GÜNEYDOĞU EGE DENİZİ'NİN NEOTEKTONİK İNCELEMESİ

Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü

Yüksek Lisans Tezi

Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Anabilim Dalı, Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Programı

Buse YILDIRIM

Eylül, 2016

İZMİR

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

BUSE YILDIRIM, tarafından **YRD. DOÇ. DR. NİLHAN KIZILDAĞ** yönetiminde hazırlanan **"MARMARİS, YEŞİLOVA VE GÖKOVA DEPREMLERİ IŞIĞINDA GÜNEYDOĞU EGE DENİZİNİN NEOTEKTONİK İNCELEMESİ"** başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

Yrd. Doç. Dr. Nilhan KIZILDAĞ

Yönetici

Prof. Dr. Hülya Kurt

Jüri Üyesi

Prof. Dr. Muhammet Anıl

Jüri Üyesi

Prof.Dr. Ayşe OKUR

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Yüksek lisans tez çalışmamın planlanmasında ve yürütülmesinde, deneyim ve bilgilerini benimle paylaşan, her konuda yardımcı olan, kendisiyle çalışmaktan mutlu olduğum, karşılaştığım zor durumlarda pozitif düşünceleriyle beni motive eden, değerli danışman hocam Yrd.Doç.Dr. Nilhan KIZILDAĞ'a sonsuz teşekkür ederim.

Tez çalışmamda tecrübeleri ile bana yardımcı olan, bilgilerini benimle paylaşan Araş.Gör. Can EYTEMİZ'e teşekkür ederim.

Son olarak, her zaman yanımda olarak maddi ve manevi yardımlarını esirgemeyen, her anımda destek olan sevgili aileme ve bana yardımcı olan herkese teşekkür ederim.

Buse YILDIRIM

MARMARİS, YEŞİLOVA VE GÖKOVA DEPREMLERİ IŞIĞINDA GÜNEYDOĞU EGE DENİZİ'NİN NEOTEKTONİK İNCELEMESİ

ÖZ

Güneydoğu Ege Denizi, içinde bulunduğu aktif tektonizma açısından oldukça önemli bir bölgedir. Batıda, Hellenik Yay ve Pliny-Strabo Yayları ile doğuda Fethiye Burdur Fay Zonu'nun etkisinde olan bölgede, oldukça önemli tektonik yapılar gelişmiştir. Söz konusu bölgede, geçmişten günümüze çok sayıda yıkıcı deprem meydana gelmiştir. Bölgede son yıllarda görülen büyük depremler ise, Gökova, Yeşilova ve Marmaris Körfezlerinin tektonik yapılarının ortaya konulması amacıyla tez kapsamında incelenmiştir.

1920-2015 tarihleri arasında, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü tarafından verilen, Bütünleştirilmiş Homojen Türkiye Deprem Kataloğu (BHTDK), United States Geological Survey's (USGS) Kataloğu ve Northern California Deprem Kataloğu (NCSS) kullanılmıştır. Depremlerin sismisite haritaları oluşturularak, enlem ve boylam ile derinlik arasındaki ilişkileri incelenmiş ve derinliğin güneybatıdan kuzeydoğuya azalması, kabuk kalınlıklarıyla ilişkilendirilerek yorumlanmıştır. Aletsel büyüklüğü 4,0 ve daha büyük depremlerin yıllara göre dağılım grafiği çizilmiştir. Gökova, Yeşilova (Bozburun) ve Marmaris Körfezlerinde meydana gelen depremlerin yapılan odak mekanizma çözümlerine göre, Gökova Körfezi ve çevresi ile Yeşilova Körfezi'nde, fayların normal fay karakterinde olduğu görülmüştür. Marmaris Körfezi için, kara ve deniz deprem verisi kullanılmıştır. Kara deprem verisine göre, yapılan fay mekanizma çözümünde, depremi oluşturan fay normal fay olarak, deniz verisi ile yapılan çözüme göre, depremi oluşturan fay, sol yönlü doğrultu atımlı fay olarak yorumlanmıştır.

Yeşilova ve Marmaris Körfezleri'nden, 2008 ve 2010 tarihlerinde, Gökova Körfezi'nden ise, Ekim 2002 tarihinde yapılan çalışmalara bağlı olarak alınan 3,5 kHz yüksek ayrımlı sismik yansıma verilerine göre, körfezlerin aktif tektoniği incelenmek üzere sismik profiller elde edilmiştir.

1920-2015 yılları arasında magnitüdü M≥4 olan deprem verileriyle, gelecekte meydana gelebilecek depremlerin oluşma olasılıkları ve tekrarlanma periyotları istatistiksel çalışmalarla belirlenmeye çalışılmıştır. Bunun için; Gutenberg-Richter Yöntemi uygulanmış ve bölge için deprem tehlikesi incelenmiştir.

Sonuç olarak, elde edilen fay çözümleri ile merkezlerin yaptığı çözümlerin birbirine uygun olduğu görülmüştür. Buna bağlı olarak, Gökova ve Yeşilova Körfezleri'nin K-G, KB-GD yönlü açılma rejiminin etkisinde kalarak Marmaris Körfezi ise, onlardan farklı olarak KD-GB yönlü sıkışmanın etkisinde kalarak şekillendiği düşünülmektedir.

Anahtar kelimeler: Aktif tektonik, Gutenberg-Richter Yöntemi, Helenik Yay, odak mekanizma çözümü, Pliny-Strabo Yayı

NEOTECTONIC INVESTIGATION OF SOUTHEASTERN AEGEAN SEA BASED ON EARTHQUAKES AROUND MARMARİS, YEŞİLOVA AND GÖKOVA

ABSTRACT

Southeastern Aegean Sea, is a very important region in so far as active tectonic is concerned. The western part of this region tectonic structures are influenced by the Hellenic Arc and Pliny-Strabo Arc, whereas the eastern part is influenced by the Fethiye-Burdur Fault Zone. In this region, many destructive earthquakes have occurred from past to present, where in the recent years some of them have been examined, in the form of dissetation, in order to explain tectonic structures of Gökova, Yeşilova and Marmaris Gulfs.

The study period is 1920-2015, Observatory and Integrated Homogeneous Turkey Earthquake Catalogue (IHTEC) data provided by Earthquake Research Institute in Kandilli, United States Geological Survey's (USGS) data, and Northern California Earthquake (NCSS) data are used. The relationship between latitude, longitude, and depth is investigated by creating earthquake seismicity maps. The decrease in the depth from southwest to northeast as related to the crust thicknesses are investigated. Scatter graph of earthquakes with 4 and bigger instrumental magnitudes are plotted. Considering the focal mechanism solution of the earthquakes occured in the Gökova, Yeşilova (Bozburun) and Marmaris Gulfs, we have observed that in the Gökova Gulf and its surround and the Yeşilova Gulf, the faults are normal. For Marmaris Gulf, land and marine earthquake data is used. Considering the land earthquake data, earthquake fault is observed as being normal, whereas considering the marine earthquake data, the fault is observed as left-lateral strike-slip.

Based on the 3.5 kHz seismic reflection data, for Yeşilova and Marmaris Gulfs, 2008 and 2010 period, and Gökova Gulf for the year 2002, seismic profiles have been prepared and the the active tectonic of the gulfs are examined.

Following the statistical studies based upon the data of the earthquakes occured between 1920-2015 with the M≥4 magnitude, it was tried to conjecture the probablity and the recurrence distances of the possible earthquakes in the future. For this reason, the Gutenberg-Richter Method has been applied and earthquake hazard for the region has been examined.

As a result, our fault solutions and the focal mecanism solutions provided by the above mentioned centers were observed as being harmonious. Accordingly, Gökova and Yeşilova Gulfs are thought to be have been shaped under the effect of the N-S, NW-SE trending extensional regime, whereas the Marmaris Gulf is thought to be has been shaped by the NE-SW trending compression regime.

Keywords: Active tectonic, Gutenberg-Richter Method, Hellenic Arc, Focal Mechanism Solution, Pliny-Strabo Arc.

İÇİNDEKİLER

Sayfa

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU ii
TEŞEKKÜR iii
ÖZ iv
ABSTRACT vi
ŞEKİLLER LİSTESİ x
TABLOLAR LİSTESİ xiii

BÖLÜM BİR – GİRİŞ 1

1.1 Çalışmanın Amacı 2
1.2 Çalışma Alanı 3

BÖLÜM İKİ – BÖLGESEL TEKTONİK VE JEOLOJİK GEÇMİŞ 5

2.1 Ege Bölgesi'nin Neotektonik Dönemini Şekillendiren Yapılar 5
2.2 Güneybatı Anadolu'nun Tektoniği 8
2.3 Gökova Körfezi'nin Tektoniği 10
2.4 Marmaris Körfezi ve Çevresinin Tektoniği 12
2.5 Güneybatı Anadolu'nun Neotektonik Dönem Jeolojisi 15
2.6 Gökova Körfezi ve Çevresinin Jeolojisi 17

BÖLÜM ÜÇ – BÖLGENİN DEPREMSELLİĞİ 20

3.1 Güneybatı Anadolu'nun Depremselliği 20
3.2 Bölgedeki Aktif Fay Zonları 21
3.3 Güneybatı Anadolu'da Meydana Gelen Tarihsel ve Aletsel Depremler 23

BÖLÜM DÖRT – VERİ SETİ VE YÖNTEM 27

4.1 İnceleme Alanına İlişkin Veri Seti 27

4.2 Yöntem 31

BÖLÜM BEŞ – GÜNEYBATI ANADOLU'DA MEYDANA GELEN DEPREMLERİN FAY MEKANİZMA ÇÖZÜMLERİ 34

5.1 Gökova Körfezi Depremleri 35
5.2 Yeşilova Körfezi (Bozburun)Depremleri 40
5.3 Marmaris Körfezi Depremleri 44
5.4 Gökova, Yeşilova ve Marmaris Körfez Depremlerinin Odak Mekanizma Çözümlerinin Sonuçları 48

BÖLÜM ALTI – GÜNEYBATI ANADOLU'DA MEYDANA GELEN DEPREMLERİN İSTATİSTİKSEL ANALİZİ 51

6.1 Gutenberg-Richter Yöntemi 51
6.2 Gutenberg-Richter Yönteminin Uygulanması 52
6.3 Gökova ve Marmaris Körfezleri ile Yakın Çevrelerinde Meydana Gelen Deprem Verilerine Gutenberg-Richter Denkleminin Uygulanması 56

BÖLÜM YEDİ – SONUÇLAR 59

KAYNAKLAR 63

ŞEKİLLER LİSTESİ

Sayfa

Şekil 1.1 a) Güneydoğu Ege Denizi'nde 36.10º – 37.25º K enlemleri ile 27.10º – 28.55º D boylamları arasındaki alan. b) Çalışma alanı (Gökova, Yeşilova Körfezleri ile Marmaris Körfezi ve çevrelerini kapsamaktadır) 4

Şekil 2.1 Güneydoğu Ege Denizi'nin neotektonik yapılarını gösteren harita..... 6

Şekil 2.2 Anadolu'nun sabit olması halinde %95 doğruluk elipsleri ile GPS hız vektörleri gösterilmektedir 7

Şekil 2.3 Batı Anadolu 'da farklı yönlerde meydana gelen açılma ve sıkışma rejimleri gösterilmektedir. Mavi oklar levhaların hareket yönleridir..... 9

Şekil 2.4 (a) Kurt ve diğer., (1999)'nin (b) Uluğ ve diğer., (2005)'nin yapmış olduğu çalışmalar sonucu Gökova Köfezi'nin tektonik haritası. 11

Şekil 2.5 Levha sınırlarını, ofiyolitik kayaçları ve büyük tektonik unsurları gösteren, Batı Akdeniz ve çevresinin basitleştirilmiş tektonik haritası. FBFZ: Fethiye–Burdur fay zonu, IB: Isparta Büklümü, STEP: Kenar dalma batma transform zonu.*: Neojen-Kuvaterner volkanikleri. Yarım oklar doğrultu atımlı fayları,. Kırmızı bölüm: Rodos baseni ve çevresi 13

Şekil 2.6 Çalışma alanında iki farklı tektonik etki gösterilmektedir: (i) Rodos ve Anadolu kıta kenarı, (ii) Derin Rodos Baseni Kıyı şeridi (ss : düzgün deniz tabanı, rs: engebeli deniz tabanı).. 14

Şekil 2.7 Güneybatı Anadolu'nun jeolojik haritası..... 16

Şekil 2.8 Gökova körfezi ve çevresinin jeoloji haritası 18

Şekil 2.9 Bozburun Yarımadası'nın jeoloji haritası 19

Şekil 3.1 Güneydoğu Ege'de yer alan ve bölgeyi etkileyen tektonik hatlar..... 22

Şekil 3.2 Kırmızı noktalar tarihsel ve aletsel dönem depremlerini, sarı yıldızlar ise tez kapsamında odak mekanizma çözümü yapılan depremleri göstermektedir. 24

Şekil 4.1 1920-2015 yılları arasında büyüklüğü 1,5 ile 8,0 arasında değişen depremler 27

Şekil 4.2 Büyüklüğü 3,1-7,7 arasında değişen depremler..... 28

Şekil 4.3 (a) Enlem - derinlik grafiği (b) Boylam - derinlik grafiği 29

Şekil 4.4 1920'den günümüze çalışma alanında meydana gelmiş aletsel büyüklüğü 4,0 ve daha büyük olan depremlerin yıllara göre dağılımı 30
Şekil 4.5 zSacWin programı ile odak mekanizma çözümünün elde edilmesi (26.11.2012 tarihli M_L=4,8 büyüklüğünde Yeşilova Körfez Depremi)..... 33
Şekil 5.1 Gökova, Yeşilova (Bozburun) ve Marmaris depremlerinin odak mekanizma çözümleri. 34
Şekil 5.2 03.08.2004 ve 04.08.2004 tarihli depremlerin fay mekanizma çözümleri 36
Şekil 5.3 01.08.2004 - 08.08.2004 tarihleri arasındaki Gökova Körfezi deprem etkinliği 38
Şekil 5.4 Gökova Körfezi'nden alınan hava tabancası profili. İçteki şekil profilin konumunu göstermektedir. M: tekrarlı yansıma, twtt: gidişgeliş zamanı . 39
Şekil 5.5 20-25 Kasım 2012 tarihleri arasında gözlemlenen deprem aktivitesi..... 40
Şekil 5.6 24-26 Kasım 2012 tarihleri arasında büyüklüğü 4,0 ve üstü depremlerin odak mekanizma çözümleri 41
Şekil 5.7 2010 yılında Bozburun Yarımadası güneyinden alınan 3,5 kHz sismik kesit. Sismik hattın konumu haritada kalın çizgi ile gösterilmiştir.. 43
Şekil 5.8 04.06.2012 tarihli Marmaris depreminin odak mekanizma çözümü.(Kırmızı renkli çözüm NOA merkezinin yaptığı çözümdür. Sarı renkli çözüm ise BHTDK verisine göre yapılan odak mekanizma çözümüdür). 45
Şekil 5.9 Marmaris Körfezi açıklarında 20.10.2012 tarihinden sonra meydana gelen deprem aktivitesi..... 46
Şekil 5.10 2010 yılında Bozburun Yarımadası doğusundan alınan 3,5 kHz sismik kesit. Sismik hattın konumu haritada kalın çizgi ile gösterilmiştir 47
Şekil 5.11 26.11.2012 tarihli 4,8 büyüklüğünde meydana gelen Yeşilova Körfezi depreminin odak mekanizma bileşenleri 50
Şekil 6.1 Deprem aktivitesine ait, birim zaman gün alınarak elde edilmiş olan, M_L ve Log(N) arasındaki doğrusal ilişki. Kırmızı çizgi EKK ile belirlenen doğrusal ilişkiyi, mavi çizgiler ise %95 güvenlik sınırlarını ifade etmektedir 53
Şekil 6.2 Magnitüd-Tekrarlanma Periyodu ilişkisi 55

Şekil 6.3 Gökova Körfezi ve yakın çevresinin deprem aktivitesine ait, birim zaman gün alınarak elde edilmiş olan, M_L ve Log(N) arasındaki doğrusal ilişki. Kırmızı çizgi EKK ile belirlenen doğrusal ilişkiyi, mavi çizgiler ise %95 güvenlik sınırlarını ifade etmektedir..... 57
Şekil 6.4 Marmaris Körfezi ve yakın çevresinin deprem aktivitesine ait, birim zaman gün alınarak elde edilmiş olan, M_L ve Log(N) arasındaki doğrusal ilişki. Kırmızı çizgi EKK ile belirlenen doğrusal ilişkiyi, mavi çizgiler ise %95 güvenlik sınırlarını ifade etmektedir..... 57

TABLOLAR LİSTESİ

Sayfa

Tablo 5.1 İnceleme alanı için, odak mekanizma çözümü yapılan depremler 35
Tablo 5.2 Gökova Körfezi, Yeşilova Körfezi ve Marmaris Körfezi dolaylarında incelenen M>4.0 depremlere ait fay parametreleri 48
Tablo 6.1 M_L magnitüdüne göre, yıl bazında, magnitüdü M≥4 depremlerin olma olasılıkları..... 54
Tablo 6.2 Belirli bir M büyüklüğüne ait depremlerin tekrarlanma periyotları 55

BÖLÜM BİR

GİRİŞ

Güneydoğu Ege Denizi, günümüze kadar birçok depremin meydana geldiği aktif tektonik yapılardan biridir. Afrika levhası ve Arap levhası kuzeydeki Avrasya levhasına doğru ilerleyerek, Anadolu levhasını Avrasya levhasına doğru sıkıştırmaktadır. Anadolu levhası da saatin tersi yönünde rotasyonel bir hareketle güneybatıya, Helenik Yay'a doğru hareket etmektedir (Şekil 1.1). Bölgede, tarihsel ve aletsel dönemde meydana gelen depremlerin nedenleri tektonik ve volkanik kökenli olup, Gökova Körfezi ve çevresinde, Hisarönü Körfezi civarında ve Helenik Yay'da birçok deprem meydana gelmiştir.

Aletsel döneme ait depremler incelendiğinde, Gökova Körfezi ve çevresindeki diri fayların ürettiği deprem etkinliğinin yoğun olduğu söylenebilmektedir. Bu depremlerden 23.04.1933 Gökova-İstanköy Depremi (M=6,5), 13.12.1941 Muğla-Bodrum Depremi (M=6,5), 1948 Rodos Depremi (M=7,1), 1956 İstanköy Depremi (M=7,2) bazı önemli olanlarıdır (Şekil 3.2). Girit Adası'nın hemen güneyinden geçen ana fay sistemi (Helenik Ada Yayı) ile Rodos-Meis adaları yönünde sokulmuş fay hattı, tarihi çağlarda tüm Güneybatı Anadolu'yu sarsan şiddetli yıkıcı depremler üretmiştir.

Güneydoğu Ege Denizi'nde meydana gelen depremlerin fay mekanizmalarını incelemek amacıyla, yapılan odak mekanizma çözümleriyle bölgenin tektoniği yorumlanmıştır. Bu konuda, günümüze kadar pek çok çalışma yapılmıştır. Papazachos ve Kiratzi (1996); Taymaz ve diğer. (1991) Helenik Yay'ın sismik aktivitesi için araştırmalar yapmışlardır. Batı Anadolu'da; Kurt ve diğer. (1999); Hall ve diğer. (2014); Şengör (1980); Le Pichon ve Angelier, (1979); Barka ve diğer.(2000); Bozkurt (2001); Görür ve diğer. (1995); Uluğ ve diğer. (2005); Papazachos ve Comninakis (1971); Piper ve Perissoratis (2003) incelemeler yapmışlardır. Batı Anadolu'nun tektoniği üzerine, Dewey ve Şengör (1979); Jackson, Haines, ve Holt, (1992); McClusky ve diğer. (2000); McKenzie (1978) çalışmalar yapmışlardır. Hisarönü Körfezi'nin içinde bulunduğu Ege Denizi kıyılarında, McKenzie (1978); Perissoratis (1995); Perissoratis ve Conispoliatis, (2003); Piper ve

Perissoratis (1991); Taymaz, Jackson, ve McKenzie (1991) ve Kaşer (2010) çalışmalar yapmışlardır. Barka ve Reilinger (1997) GPS verilerine dayanarak, Ege Denizi ve çevresinin tektonik yapısını yorumlamıştır. Odak mekanizma çözümleri ve deprem derinliklerinin incelenmesi, McClusky ve diğer. (2000); Papazachos ve Kiratzi (1996); Kiratzi ve Louvari (2003) tarafından gerçekleştirilmiştir. Güneybatı Anadolu'nun neotektoniği için, sismik verilerle Kaşer, (2004) araştırmalar yapmıştır. Gökova Körfezi'nin sismik verilerle araştırılarak, körfezin aktif tektonik yapısının incelenmesi çalışmalarını, Ecevitoğlu ve diğer. (1996) ile Uluğ ve Kaşer (2006) gerçekleştirmiştir. Günümüze kadar yapılmış olan bu araştırmalardan yola çıkarak, Güneydoğu Ege Denizi'nde yer alan Gökova, Yeşilova ve Marmaris Körfezleri'nde, 1920-2015 yılları arasında meydana gelen magnitüdü 4,0'dan büyük deprem verileri kullanılarak odak mekanizma çözümleri yapılmıştır. Yine bu deprem verileriyle, gelecekte meydana gelebilecek depremlerin oluşma olasılıkları ve tekrarlanma periyotları istatistiksel çalışmalarla belirlenmeye çalışılmıştır.

1.1 Çalışmanın Amacı

Gökova, Yeşilova ve Marmaris Körfezleri'nde meydana gelen depremler ışığında, Güneydoğu Ege Denizi'nin neotektonik yapısını inceleyerek, söz konusu ortaya çıkarılması, bu çalışmada amaç ve kapsamı oluşturmaktadır.

Güneydoğu Ege Denizi'nde, 1920-2015 tarihleri arasında meydana gelen depremleri ile ilişkili faylar incelenmeye çalışılmıştır. Körfezlerde meydana gelmiş güncel depremlerin, odak mekanizma çözümleri yapılmış; bu depremlerin hangi yapıdaki faylarla geliştiği ortaya konulmaya çalışılmıştır. Buna bağlı olarak, körfezleri şekillendiren yapısal unsurların tespit edilmesi amaçlanmıştır.

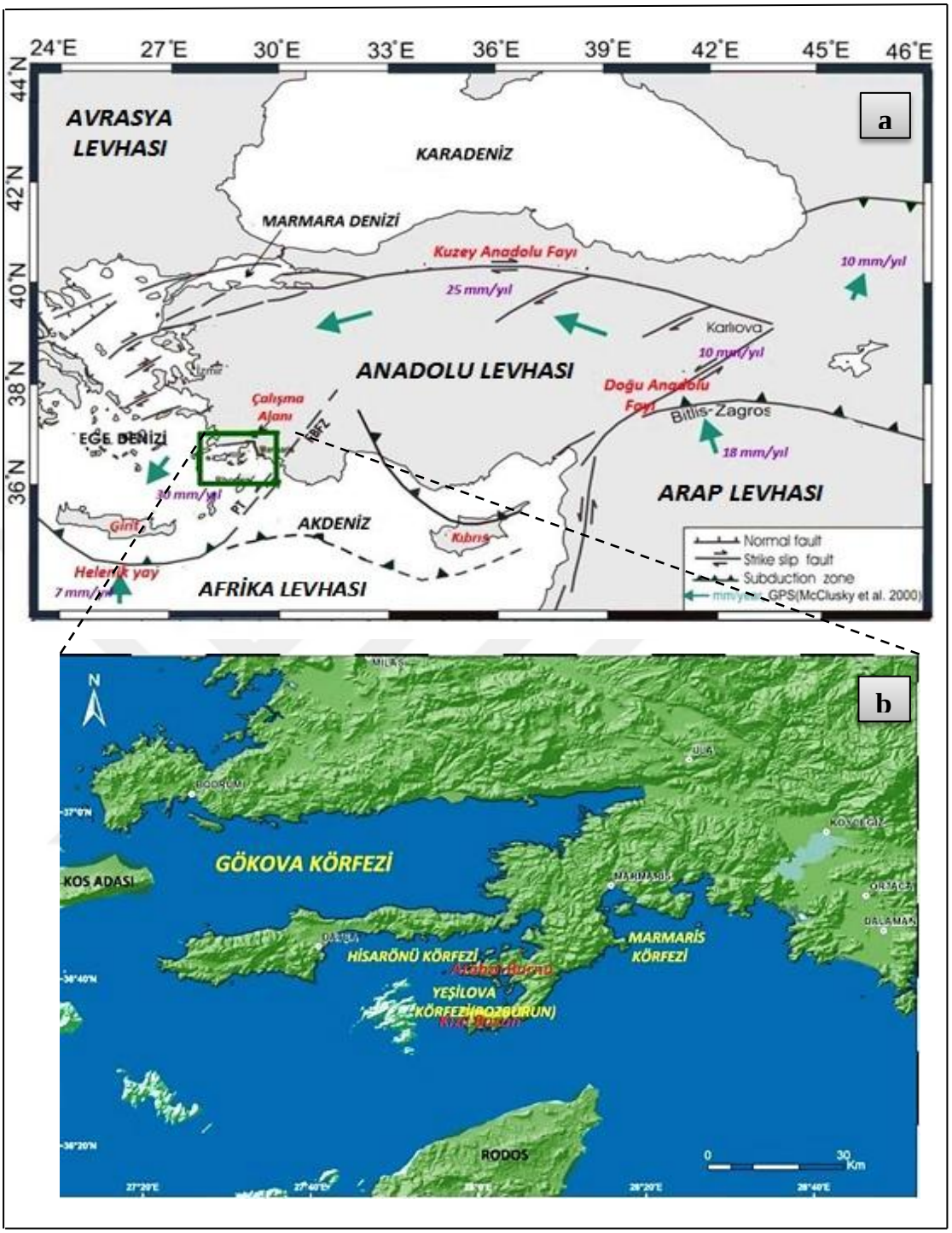
Deprem potansiyeli yüksek olan Güneydoğu Ege Denizi'nde, geçmişten günümüze kaydedilen sağlıklı deprem verileriyle, gelecekte meydana gelebilecek depremlerin oluşma olasılıkları ve tekrarlanma periyotları istatistiksel çalışmalarla belirlenmeye çalışılmıştır. Körfezlerin, ayrı ayrı depremsellikleri Gutenberg-Richter yöntemiyle incelenerek, depremleri meydana getiren fayın üretkenliği ortaya çıkarılmıştır.

1.2 Çalışma Alanı

Çalışma alanı, Güneydoğu Ege Denizi'nde 36.10º – 37.25º K enlemleri ile 27.10º – 28.55º D boylamları arasında yer alan Gökova, Yeşilova Körfezleri ile Marmaris Körfezi ve çevrelerini kapsamaktadır (Şekil 1.1).

Güneydoğu Ege Denizi'nde yer alan Gökova Körfezi, Batı Anadolu'nun açılma rejimi ile oluşan Gediz, Büyük Menderes, Acıgöl gibi rift ve grabenleri kapsayan sistemin bir parçasıdır. Kuzeyde Bodrum Yarımadası, güneyde Datça Yarımadası arasında dar ve uzun bir havza niteliğindedir. Körfez, yaklaşık 100 km D-B, 25 km K-G genişliğine sahiptir. Diğer bir inceleme alanı olan Yeşilova Körfezi ise, Ege Denizi'nin güneyinde bulunmaktadır. Körfez, Bozburun Yarımadası'nın batı ucundaki Atabol Burnu (36°40'27"N-27°57'64"E) ile güneydeki Kızıl Burun'a (36°36'60"N-27°57'38"E) kadar devam ederek doğudaki Söğüt Limanı'nı da içine almaktadır. Söz konusu körfezin şelf alanı oldukça dar olup sarp yamaçlı kayalardan oluşmaktadır.

Batı Akdeniz'de yer alan Marmaris Körfezi ise, kuzeyde Marmaris ilçesi, batıda Bozburun Yarımadası ve güneybatıda Rodos ile çevrilidir. Coğrafi konumu nedeniyle Akdeniz ve Ege Denizi'nin birleştiği yerde, önemli bir sahil ve liman kenti konumundadır. Bu sebeple, Ege ve Akdeniz arasında, günümüze kadar önemli bir geçiş noktası olmuştur. Fazla girintili çıkıntılı olan körfezin kıyı yapısı, limanlarının bulunması ve iyi korunmuş koylara sahip oluşu bu bölgenin; Asya, Avrupa ve Afrika arasında önemli bir bağlantı noktası olmasını sağlamıştır.



Şekil 1.1 a) Güneydoğu Ege Denizi'nde 36.10º – 37.25º K enlemleri ile 27.10º – 28.55º D boylamları arasındaki alan. b) Çalışma alanını (Gökova, Yeşilova Körfezleri ile Marmaris Körfezi ve çevrelerini kapsamaktadır) (Şengör ve Görür 1985; Taymaz ve diğer.'den, 1991 değiştirilerek alınmıştır).

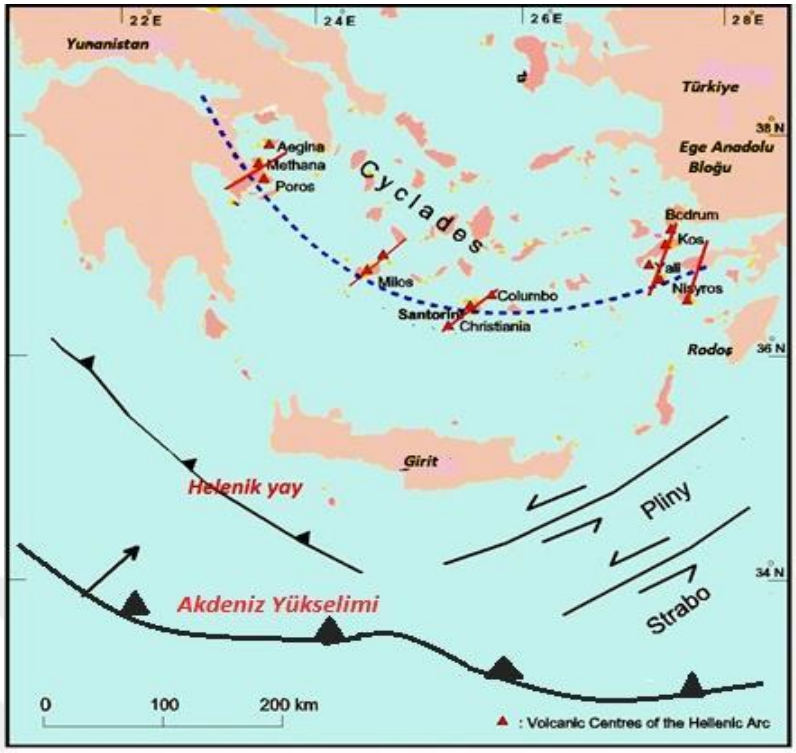
BÖLÜM İKİ
BÖLGESEL TEKTONİK VE JEOLOJİK GEÇMİŞ

2.1 Ege Bölgesi'nin Neotektonik Dönemini Şekillendiren Yapılar

Ege Bölgesi, Tetis okyanusunun kapanmasından sonra, Alp rejimini oluşturan sıkışma etkisi altında geçen ve gelişen bir bölgedir (Yazman ve diğer., 2000). Bunu izleyen evre ise, bölgesel bir K-G gerilme dönemidir. Birinci evre, dalma-batma tektoniğinin denetlediği ve geliştirdiği bir jeolojik evrim dönemidir. Arap ve Avrasya levhalarının çarpışması, Anadolu ve Ege Bölgeleri'nde jeolojik gelişimde önemli etkiler yaratmıştır. Ege Bölgesi'nde gerilme ve sıkışma dönemi yerini K-G gerilme rejimine bırakmış ve bu evrim süreci gerilme tektoniği etkisiyle günümüze kadar devam etmiştir (Bozkurt, 2001).

Afrika levhasının Anadolu levhası altına dalmasıyla meydana gelen 'Ege Dalma Batma Kuşağı' (EDBK) Ege Bölgesi'nin güneyi ile güneybatısının şekillenmesini kontrol etmektedir. Bu dalma batma zonuna ait tektonik yapılar, Ege volkanik yayı ve Helenik Yay olarak adlandırılmaktadır (Şekil 2.1). Doğu Akdeniz'de oluşan sıkışmalı kuvvetler, Akdeniz Yükselimi olarak adlandırılan sırt oluşumunu meydana getirmişlerdir. Helenik Yayın altında kalan Akdeniz Yükselimi ise, KD-GB yönlü sıkışmaktadır (Bozkurt, 2001). Kuşak, büyük depremlerin meydana geldiği aktif bir dalma-batma kuşağıdır.

Dünyada kıtasal açılmanın en hızlı geliştiği bölge olan Batı Anadolu 'da, Ege Bölgesi meydana gelen bu açılmadan etkilenmiştir. Kıtasal açılmaya bağlı olarak birçok graben sistemleri gelişmiştir

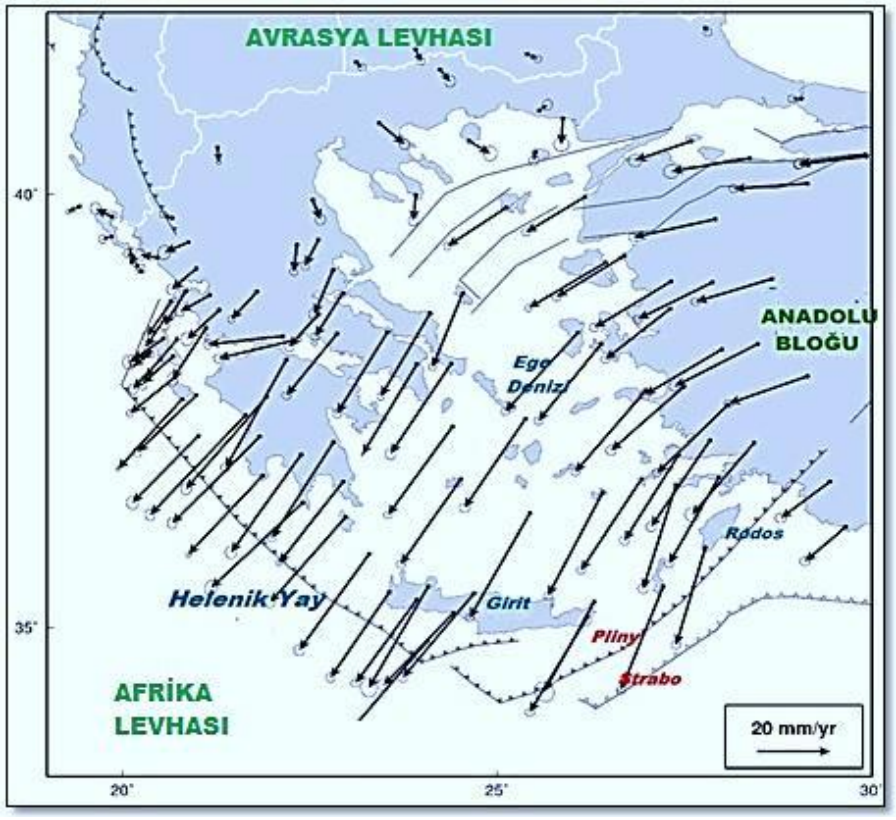


Şekil 2.1 Güneydoğu Ege Denizi'nin neotektonik yapılarını gösteren harita. (Fredick 1994'ten değiştirilerek alınmıştır).

Ege Bölgesi'ni şekillendiren K-G yönlü gerilmenin başlangıç yaşı ve nedeni önceki yıllarda araştırma konusu olmuştur. Jackson ve Mc Kenzie (1988)'ye göre K-G gerilme 5 my önce, Geç Miyosen döneminde başlamıştır. Geç Miyosen-Pliyosen boyunca K-G yönünde gelişen gerilme, Kuvaterner döneminde KD-GB yönünde dönme eğilimi göstermiştir. Meulenkamp ve Hilgen, (1986)'e göre gerilme 11-13 My önce başlamış, gerilmenin önemli kısmının da, son 5 My önce geliştiği ileri sürülmüştür.

Ege'de K-G gerilmenin gelişmesi konusunda bazı farklı görüşler vardır. Bunlar; Ege Hendeğine dalan levhanın gerilemesi, Anadolu levhasının batıya doğru kayması ve Ege termal domunun çökmesidir. Yay ardı gerilim ile Anadolu'nun batıya doğru kayması arasındaki etkileşimin sonucu, Ege'nin Neojen tektonik tarihi açıklanmıştır. Ege yay ardı gerilim levha tarafından dönme hareketi başlamış ve çukur yaklaşık 700 km çekilmiştir (Jolivet ve diğer., 2013). Kuzey Anadolu Fayı 'da Anadolu'da batıya doğru kayan transform bir faydır. Anadolu'nun yılda 2,1 cm yer değiştirmesi,

Helenik çukurun yılda 3.3 cm güneye çekilmesi, (McClusky ve diğer., 2000) bölgesel yer değişim modelini göstermektedir (Şekil 2.2).



Şekil 2.2 Anadolu'nun sabit olması halinde %95 doğruluk elipsleri ile GPS hız vektörleri gösterilmektedir (McClusky ve diğer. 2000'den değiştirilerek alınmıştır).

Anadolu'nun batıya doğru hareketi ile güneybatıya doğru saatin tersi yönünde dönme hareketi, Hellenik dalma-batma zonunun etkisi ile birleşerek bölgede gerilme alanı oluşturmuştur. Bu dalma batmanın belirgin olarak görüldüğü Helen dalma batma sistemine bağlı olarak gelişen volkanik merkezlerin dizilimi ile oluşan volkanik yay ile Girit Hendeği arasındaki mesafe 150-200 km arasında değişmektedir. Bu mesafe, batıya doğru artmaktadır (Şekil 2.1).

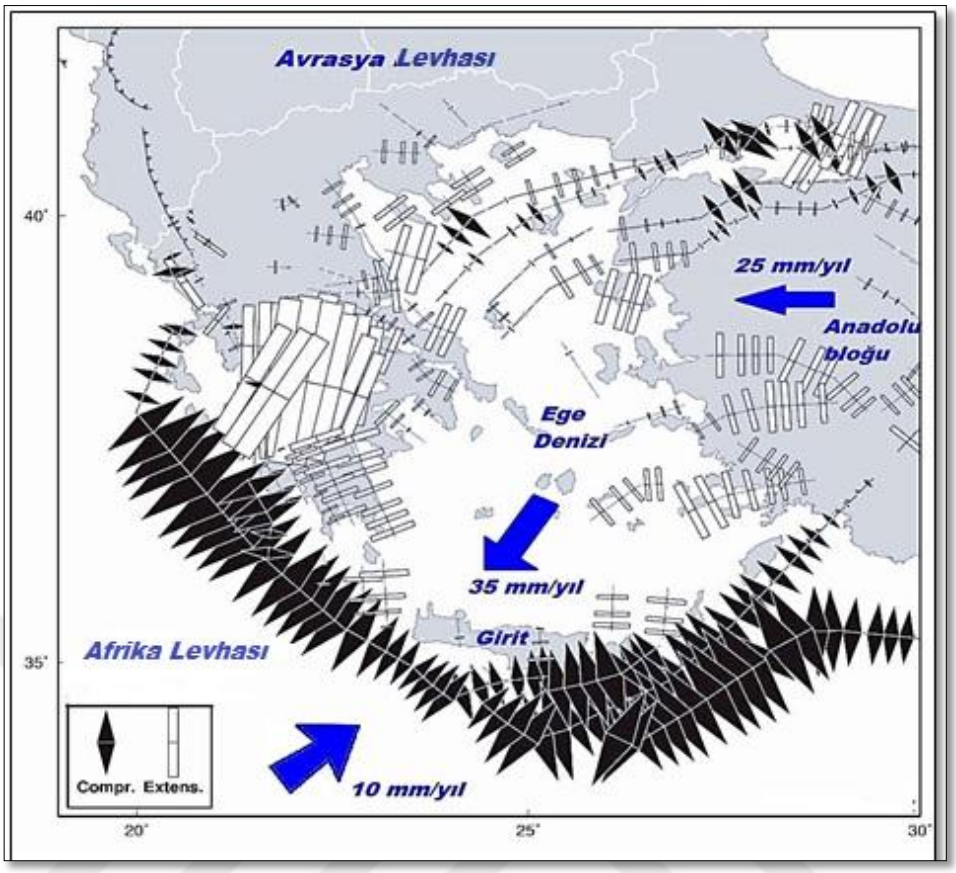
2.2 Güneybatı Anadolu'nun Tektoniği

Afrika, Arap ve Avrasya levhaları ile çok sayıda küçük levhaların hareketleri sonucunda, Güneybatı Anadolu Bölgesi şekillenmektedir. Anadolu bloğu, Arap ve Avrasya levhalarının birbirine yakınsama hareketi sonucunda, güneybatıya Helenik Yay'a doğru saatin tersi yönünde rotasyonel olarak hareket etmektedir (Jackson ve McKenzie 1984) (Şekil 2.3).

Batı Anadolu, günümüzde başlıca K-G ve KD-GB yönlü açılma tektoniğinin etkisi altında kalan ve bu açılmaya bağlı olarak gelişen D-B, KD ve KB gidişli faylardan oluşmaktadır (Koçyiğit ve diğer., 2002). Bölgede yapılmış GPS çalışmalarına göre, Anadolu'nun Helenik Yay üzerine olan hareket yönü ile KD-GB yönlü doğrultu atımlı fayların uzanımının uyumlu olduğu gözlenmektedir (Şekil 2.2).

Anadolu levhasının Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu faylarının kontrolünde batıya doğru hareketi sonucu, meydana gelen Ege Bölgesi'ndeki K-G yönlü açılma, yılda 30-60 mm' lik bir hızla gelişmektedir (Barka ve diğer., 2000). Güney Ege'de ise GB' ya doğru yıllık açılma hızının 30 mm' ye ulaştığı, son yıllarda yapılan GPS ölçümlerine bakılarak ifade edilmiştir (McClusky ve diğer., 2000). Böylelikle, batıya doğru meydana gelen hareket açıkça görülmektedir.

Arap levhası da, Avrasya levhasına doğru yılda, 18-25 mm'lik bir hızla hareket etmektedir. GPS verileri, Ege Hendeğine doğru yüksek bir hızla ilerleyen Anadolu-Ege Bloğu'nun, batıda saatin tersi yönünde, yılda yaklaşık 25 mm'lik bir hızla hareket ettiğini göstermektedir (Şekil 2.3).



Şekil 2.3 Batı Anadolu 'da farklı yönlerde meydana gelen açılma ve sıkışma rejimleri gösterilmektedir. Mavi oklar levhaların hareket yönleridir (Hollenstein ve diğer., 2004'den değiştirilerek alınmıştır).

Batı Anadolu' da farklı dönemlerde, farklı yönlerde oluşan açılma rejimlerinin etkisi altında KD, D-B ve KB gidişli grabenlerin geliştiği ifade edilmektedir (Zanchi ve diğer., 1990). Bu açılma tektoniği altında gelişen horst-graben yapılarının bir göstergesi olarak, Bodrum ile Datça Yarımadaları arasında "Gökova Grabeni" ve Datça ile Bozburun Yarımadaları arasında ise "Hisarönü Grabeni" bulunmaktadır. Ege Bölgesi'nin K-G gerilme içinde biçim değiştirmesine neden olan D-B doğrultulu bu grabenler, Ege jeolojisinde egemen yapılardır. Bölge, grabenleri sınırlayan faylar boyunca sismik yönden aktiflik göstermekte ve aktivite D-B kuşağı boyunca yoğunlaşmaktadır.

Güneybatı Anadolu'nun bugünkü tektonik yapısının oluşmasını sağlayan jeodinamik etkenler; Isparta açısının doğu kanadının saat yönünde, batı kanadının ise

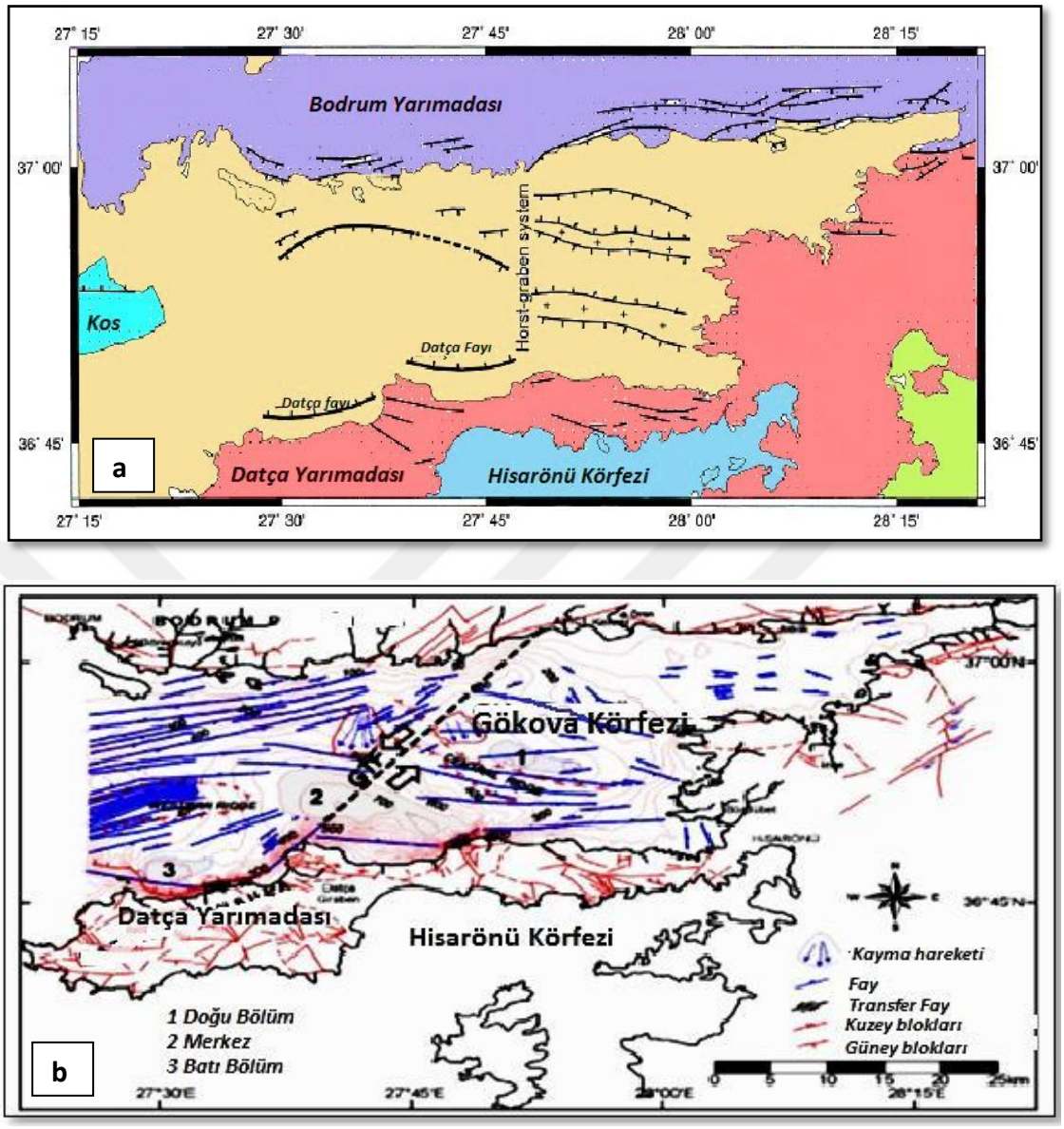
saatin tersi yönündeki rotasyonu, Fethiye-Burdur fay zonunun kuzey bölümünde Ege-Peloponnisos levhasının GB'ya doğru hareketi, Afrika levhasının Kıbrıs ve Helenik Yayları boyunca Ege-Peloponnisos ve Anadolu levhasının altına dalması, Anadolu levhasının, Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu faylarının kontrolünde GB'ya doğru hareketi olarak açıklanmaktadır (Yağmurlu ve Şentürk, 2005).

2.3 Gökova Körfezi'nin Tektoniği

Gökova Körfezi'nin genel tektonik yapısı günümüze kadar birçok jeofizik yöntem, mikrotektonik araştırmalar, paleomanyetik çalışmalar ve saha gözlemleriyle araştırılmıştır (Kurt ve diğer.,1999; Uluğ ve diğer., 2005). Körfez, Güneybatı Anadolu'nun en baskın yapısı olup, yaklaşık 25 km K-G genişliğinde, 100 km D-B uzunluğunda olup, D-B yönlü normal faylarla şekillenmektedir.

Kurt ve diğer. (1999) ile Uluğ ve diğer., (2005)'nin körfezden almış oldukları sismik yansıma verilerinden, körfezin kuzeyinin birçok normal fay ile güneyinin ise ana bir süreksizlik ile sınırlandırıldığı ifade edilmektedir. Normal fayların çoğunluğu, D-B ve KB-GD uzanımlı olup deniz tabanını ve taban dolgusunu kesmektedir. Körfezin iç kısmına doğru gidildiğinde ise, ana faylar ve onlarla ilişkili antitetik ve sintetik fayların daha az görüldüğü ifade edilmiştir. Körfezin doğusunda, KB-GD uzanımlı küçük ölçekli horst-graben sistemleri yer almaktadır. Deniz tabanına bakıldığında ise, nispeten sığ ve pürüzsüz bir yapı olduğu ifade edilmiştir. Daha önceden alınmış olan batimetri verilerinden elde edilen sonuç ise, körfezdeki yapısal unsurların, D-B uzanımlı olduğunu, körfezin ortasında ve doğusunda KB-GD yönelimli şevlerin bulunduğunu göstermektedir.

Gökova Körfezi'nin kuzeyi, deniz tabanına uzanan faylarla ilişkili uçurum ve şevlerle kesilmiştir. Güneyinde ise bu durumun aksine, kıyı şelfi bulunmamakta ve su derinliğinin kıyıda D-B yönelimli olarak birkaç yüz metreye düşüş gösterdiği görülmektedir. Havzanın ortası ise dar bir alan olup orta çukur olarak ifade edilmektedir. Bu bölgede su derinliği 700 m.yi aşmakta ve Gökova Körfezi'ni Ege Denizi'ne bağlamaktadır (Kurt ve diğer., 1999; Uluğ ve diğer., 2005).



Şekil 2.4 (a) Kurt ve diğer., (1999) (b) Uluğ ve diğer., (2005)'nin yapmış olduğu çalışmalar sonucu Gökova Körfezi'nin tektonik haritası.

Kurt ve diğer., (1999)'nin, Gökova Körfezi'nde yapmış oldukları çok kanallı sismik yansıma çalışması sonucunda körfezin güneyinden, D-B doğrultulu bir listrik normal fayın geçtiğini tespit etmiş, bu fayı Datça fayı olarak adlandırmışlardır (Şekil 2.4a). Körfezin kuzeybatı yamacını şekillendiren, Kurt ve diğer.'nin, (1999) sunulan önerilerinden farklı olarak ilk hakim yönelim BGB-DKD ve Bodrum Yarımadası'nın kuzey kıyısını takip eden yükseltilere karşılık gelmektedir. BGB-DKD yönelimli faylar batı bölümde basenin sedimenter örtüsü içerisindeki özelliklere benzer

kıvrımla birlikte bulunurlar. Bu fayların birkaçı tüm Güneybatı Anadolu'da görülen Likya Napları'nın oluşturduğu taban kayaçlara kadar ulaşırken, çoğu basen dolgusunu ve deniz tabanını keser. Datça fayının, Gökova grabeninin açılmasını sağlayan temel unsur olduğu sonucuna varılmıştır (Kurt ve diğer., 1999). Uluğ ve diğer., (2005) tarafından yapılan çalışmada ise, körfezde yer alan D-B uzanımlı fayları kesen KD-GB yönünde bir fayın olduğu ve bu fayın sol yönlü doğrultu atımlı fay karakterinde olduğunu ifade etmiştir (Şekil 2.4b).

2.4 Marmaris Körfezi ve Çevresinin Tektoniği

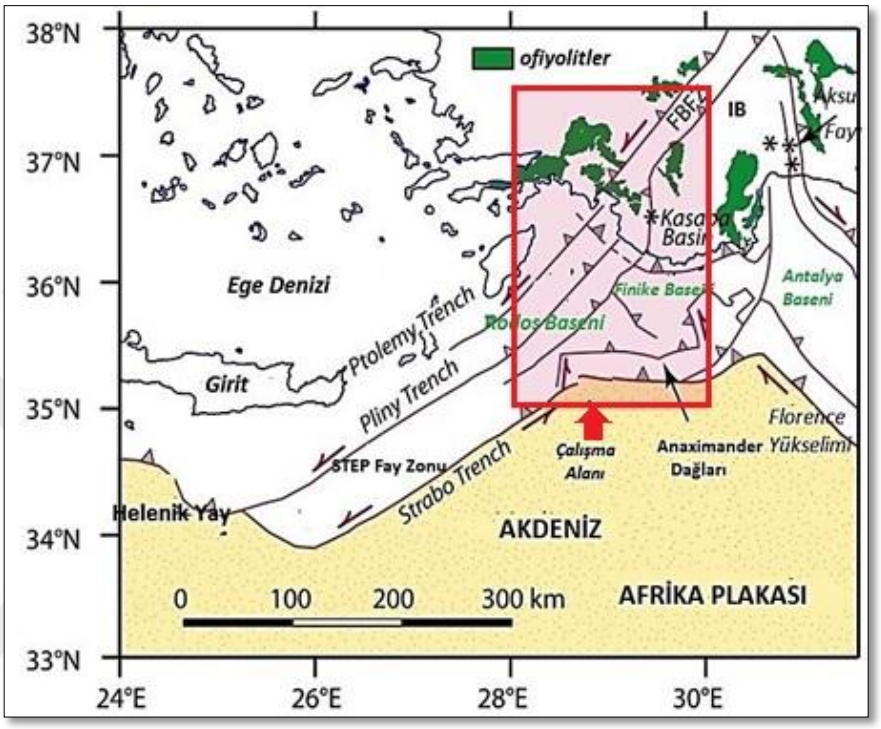
Afrika ve Arap levhalarının Avrasya levhası ile yakınlaşarak, Ege-Anadolu bloğunun sıkışması sonucu Doğu Akdeniz'in Neojen tektoniği ortaya çıkmaktadır (Le Pichon ve Kreemer, 2010). Afrika levhası ile Ege-Anadolu bloğu arasındaki yakınsama sınırı batıda Helenik Yay ile doğuda Kıbrıs Yayı olmak üzere iki dalma batma zonu ile karakterize edilmektedir.

Geç Eosenden sonra, Batı Anadolu'da Helenik Yayın altında yitim, devam etmektedir (Gautier ve diğer., 1999). Helenik ve Kıbrıs Yaylarının farklı hareketi yitim levhasında yırtılmaya neden olan iki yayı birleştiren Kenar Dalma Batma Transform zonu (STEP) ile ilişkilenmektedir (Govers ve Wortel, 2005). Ptolemy, Pliny ve Strabo çukurları, STEP fayı ile ilişkili en belirgin yüzey faylarıdır.

Deniz jeofiziği çalışmalarından, (Le Pichon ve Angelier, 1979), alana yakın kara çalışmalarından ve bölgedeki son depremlerin ilk hareketlerinden (Shaw ve Jackson, 2010), bu fay zonlarının en az 50 km genişlikte olduğu ve bu fayların KD-GB gidişli sol yönlü doğrultu atımlı fay karakterinde olduğu yorumlanmıştır. Yayınlanan deniz araştırmalarına göre, bu faylanmanın başlangıç yaşının net olmadığı ancak sol atımlı faylanmanın Rodos ve civarında 4-5 My önce başladığı öne sürülmüştür. Pliny Strabo hendekleri Rodos Havzası içine, KKD-GGB yönünde eğimlenmektedir (Hall ve diğer., 2009)

Ocakoğlu (2012), Fethiye-Burdur fayı ile Pliny-Strabo fayının olası fay bağlantılarını görmek amacıyla çok ışınlı batimetri verisi toplamış ve daha önce

alınan çok kanallı sismik yansıma verilerini tekrar yorumlamıştır KD-GB eğimli Pliny-Strabo fayları sol yönlü oblik faylanma mekanizmasına sahip olduğu görülmüş, ancak gerilmeyle doğrultu atımlı fay ve bindirmeler şeklinde bölündüğü ifade edilmiştir (Şekil 2.5).

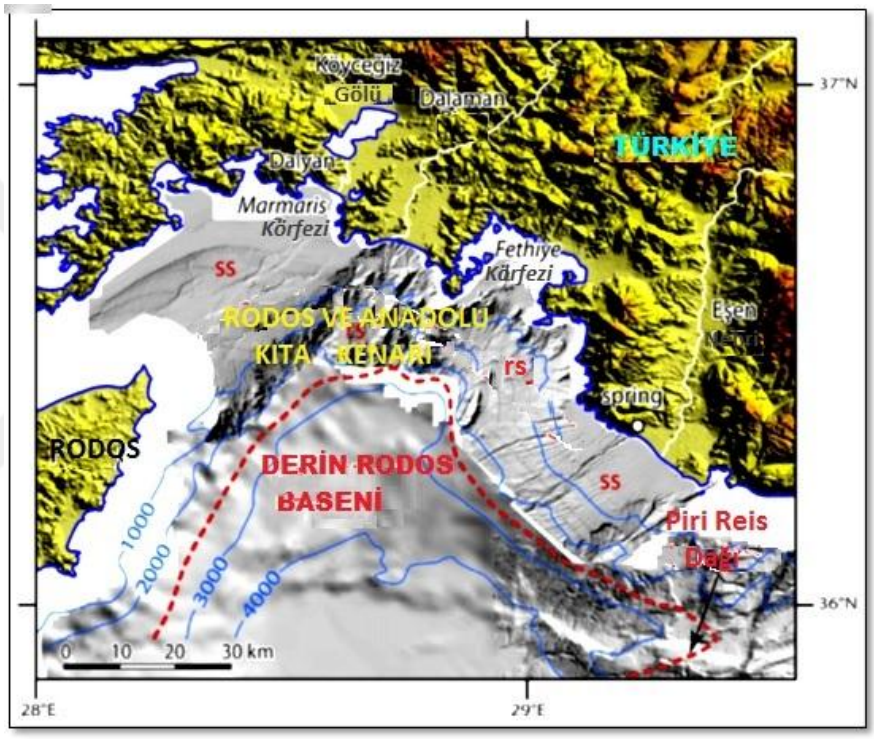


Şekil 2.5 Levha sınırlarını, ofiyolitik kayaçları ve büyük tektonik unsurları gösteren, Batı Akdeniz ve çevresinin basitleştirilmiş tektonik haritası., FBFZ: Fethiye–Burdur fay zonu, IB: Isparta Büklümü, STEP: Kenar dalma batma transform zonu (Govers ve Wortel, 2005), *: Neojen-Kuvaterner volkanikleri. Yarım oklar doğrultu atımlı fayları,. Kırmızı bölüm: Rodos baseni ve çevresi (Hall ve diğer., 2014).

Haritalar ve depremlerin ilk hareketlerine dayanarak Pliny- Strabo zonu boyunca sol yönlü doğrultu atımlı fayların olduğu yorumlanmış, sıkışmanın doğrultu atımlı faylanmadan ayrı olarak, bindirmeden ve katlanmadan meydana geldiği görülmüştür. Bu durum, Rodos havzasında ve kıyılarında bindirmelerin daha yaygın olduğunun göstergesidir (Hall ve diğer., 2009). Pliyosen-Kuvaterner dönemindeki daralmaya bağlı deformasyon, doğrultu atım hareketine bağlı olup, STEP fay zonunun sınırları sol yönlü hareket ile uyumludur. Rodos Havzası'nın güneybatısında Pliny-Strabo

çukurlukları, kuzeydoğusunda ise Fethiye-Burdur Fay Zonu doğrultu atım deformasyonunun yoğunlaştığı yerlerdir.

Anadolu kıta sınırı, iki farklı belirgin morfolojik ve tektonik bölgeyi göstermektedir. Birincisi, Fethiye Körfezi'nden denize doğru körfezin güneydoğusunda engebeli deniz tabanı, ikincisi ise, Rodos Adasının ve Marmaris Körfezi'nin kuzeydoğu uçları arasında uzanan geniş bölgede düz, engebeli olmayan deniz tabadır (Ocakoğlu, 2012) (Şekil 2.6).



Şekil 2.6 Çalışma alanında iki farklı tektonik etki gösterilmektedir: (i) Rodos ve Anadolu kıta kenarı (ii) Derin Rodos Baseni Kıyı şeridi (Intergovernmental Oceanographic Commission (IOC), 1981).(ss: düzgün deniz tabanı, rs: engebeli deniz tabanı) (Hall ve diğer., 2014).

Deniz tabanı morfolojik haritasında, birkaç küçük paralel doğrusal sırt ve onların arasına giren vadiler görülmektedir. Eğimli yüzeyin cephesi çok sayıda denizaltı kanyonları tarafından parçalara ayrılmaktadır (Şekil 2.6).

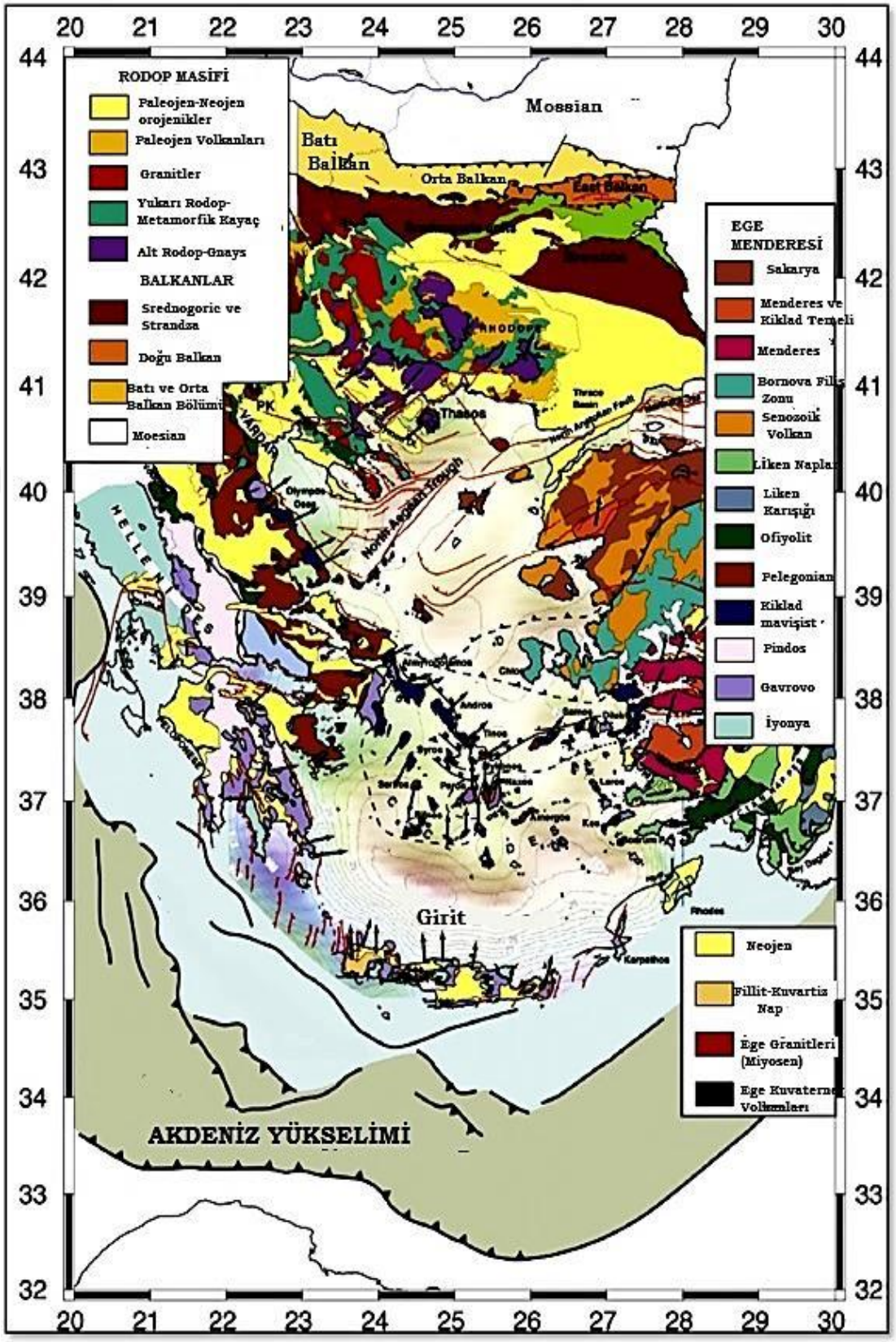
Ocakoğlu, (2012), Marmaris ve Fethiye Körfezleri'nde yaptığı araştırmalara göre, Marmaris Körfezi'nde sıkışmalı-genişlemeli normal faylar ile Fethiye Körfezi'nde

sıkışmalı- genişlemeli faylanmalar şeklinde gösterilebilecek KD-GB gidişli farklı fay sistemleri gözlemlenmiştir. Pliny-Strabo çukur yapıları ve onlarla birlikte gerilmeyle oluşan yapılar daha iyi görülmüştür (Shaw ve Jackson, 2010).

2.5 Güneybatı Anadolu'nun Neotektonik Dönem Jeolojisi

Güneybatı Anadolu jeolojik anlamda, kıta kabuğunun inceldiği yerde, uzun mesafeler taşınarak üst üste yığılmış ve kıta kabuğunun kalınlaşmasına neden olmuş alloktonlardan (Likya napları) meydana gelmektedir. Güneybatıya alloktonların yerleşiminden sonraki dönem ise, Üst Eosen'den sonraki dönemdir. Geç Eosen sonlarında Güneybatı 'da genel bir gerileme dönemi başlamıştır. Gerilemeyle birlikte bölgede karasal havzalar gelişmiştir. Allokton kayaçların, Menderes Masifi'nin üzerinden taşınmasından sonra, Batı Anadolu'nun yükselmeye başlayarak ve denizel alanlar gerilemeyle yerini karasal alanlara bırakmıştır. Denizel gerileme bazı yersel alanlar hariç günümüze kadar devam etmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981).

Çalışma alanı, genel olarak likya naplarından ve ofiyolitlerden oluşmaktadır. Blok faylanma sebebiyle oluşan karasal çökeller; akarsu yatağı, yanal-düşey geçişli fay sarplığı ve delta ile göl ortamında oluşmuş kil, marn, jips çakıltaşı, kumtası, ve kireçtaşlarıdır (Şekil 2.7).



Şekil 2.7 Güneybatı Anadolu'nun jeolojik haritası(Jolivet ve diğer., 2013'den değiştirilmiştir).

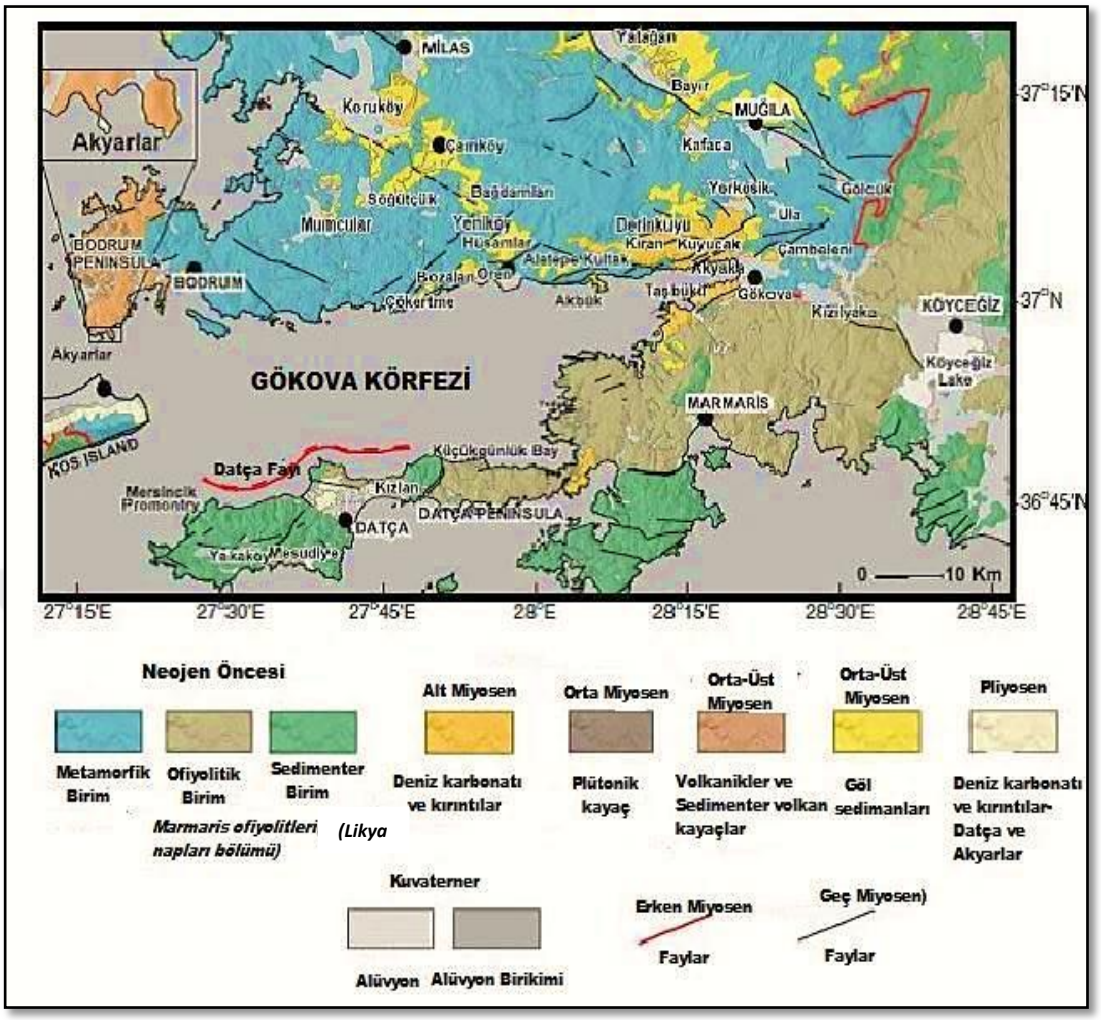
Güneybatı Anadolu'nun sıyrılma tektoniğinin başlangıcını gösteren, Gökova ve Denizli arasında GB-KD uzanımlı Üst Oligosen-Alt Miyosen yaşlı molas çökelleridir. Bu alandaki tektonik düzleme bakıldığında, sıyrılma doğrultusunun, Güneybatı Anadolu'da saatin tersi yönünde rotasyondan dolayı, günümüzde D-B konumlu havzalardan farklı olarak yaklaşık D-B 'ya yakın K-G yönünde gerilmeyle oluştuğu söylenmektedir. Normal faylanmayla gelişmiş sıyrılmanın bölgedeki kuzey ucu Akyaka dolaylarında izlenirken, güney ucu ise Datça'ya kadar uzanmaktadır. Datça Yarımadası'nın kuzey kıyısı boyunca uzanan dağlarda, tabanda yüzeylenen ultrabazik kayaçların üzerine, karbonat matriksli genellikle kireçtaşı klastlı konglomeralar gelmektedir. Koçyiğit, (1984)'e göre; neotektonik dönemi temsil eden jeolojik olay ve yapılar, Kuzey Anadolu Fay Zonundan çok güneydeki Ege Hendeğine bağlı olarak gelişen çekme tektoniği sonucu gelişmiştir.

2.6 Gökova Körfezi ve Çevresinin Jeolojisi

Gökova Bölgesi'nin rift sedimanlarının tabanı Batı Torosların allokton birimlerini şekillendiren Likya Napları'ndan oluşmaktadır (Ersoy, 1991). Bu dönemde, Menderes Masifi, Likya Napları tarafından gömülerek metamorfizmaya uğramıştır (Şekil 2.8).

Gökova Körfezi, tamamen farklı iki jeolojik üniteyi birbirinden ayıran derin bir tektonik sınırı ifade etmektedir. Kuzeyde metamorfik taşlardan (kalkerler ve mermerler) oluşan bir blok; güneyde ise kısmen serpantinleşmiş büyük bir peridotit kütlesi vardır.

Körfez çevresinde sınırlı alanlarda Neojen yaşlı kırıntılılar gözlenirken, karada yer alan en genç birimler Holosen yaşlı alüvyonlardan oluşmuştur (Şekil 2.8). Körfez çevresinde bu çökeller dışındaki yüzeylenmis söz konusu birimler, körfezin içerisindeki genç havza dolgusuna göre son derece yaşlı bir temel niteliğine sahip olup, körfezin Anadolu'nun neotektonik döneminde çökerek bir havza haline geldiğini göstermektedir.



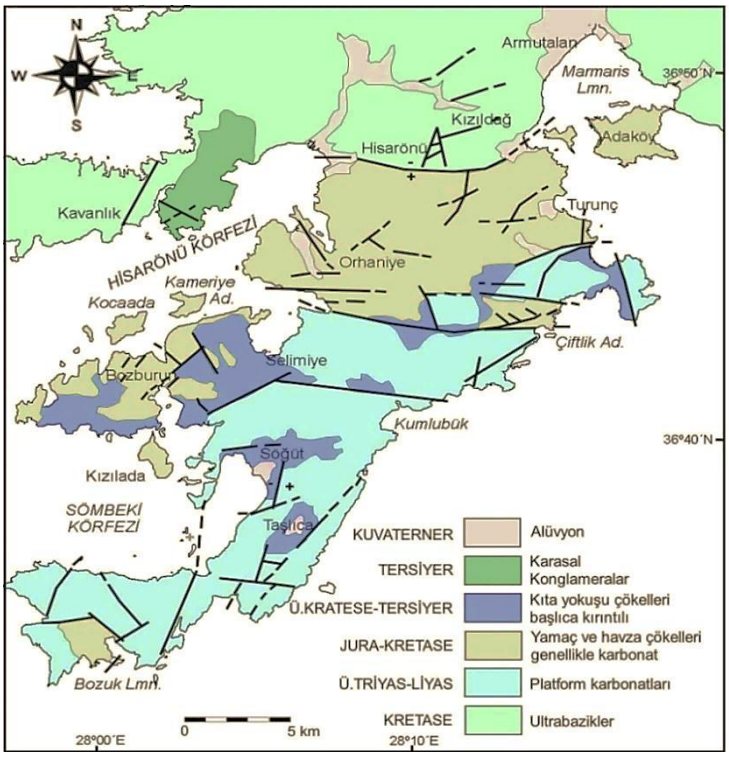
Şekil 2.8 Gökova körfezi ve çevresinin jeoloji haritası (Ersoy, 1991; Genç ve diğer., 2001'den değiştirilmiştir).

Körfezde yakın dönemde meydana gelmiş olan depremlerin, Datça Fayı üzerinde değil körfezin kuzey yarısında ve D-B yönünde uzanan faylarla uyumsuz bir dağılımda yer alması (Aktar ve diğer., 2006), Gökova Körfezi'nin aktif tektonizmasının bilinenden farklı olabileceği düşüncesini doğurmuştur.

Gökova Körfezi'nin güney kenarını kontrol eden Datça fayı, aynı zamanda D-B uzanımlı yarımadanın orta kesiminde çöküntü havzası olan Datça Grabeni'nin, Geç Pliyosen yaşlı dolgusunu kesmektedir. Arazi gözlemlerine göre Datça Grabeni, Pliyosende KB gidişli kenar faylarıyla kontrollü bir çöküntü havzası olarak gelişmeye başlamıştır. Ersoy (1991)'a göre; Datça grabeni, Datça Yarımadası'nın tam

merkezinde yer almakta ve grabenin Pliyosen dolgusu, karasal ve denizel fasiyeslerle ifade edilebilmektedir. Yaklaşık 150 m kalınlığında, güneye doğru ilerleyen graben çökelleri, sedimantasyon sırasında genç tektonizmadan etkilenerek deformasyona uğramıştır ve bu çökellerle eş yaşlı büyüme fayları meydana gelmiştir. Bir başka deyişle Datça Grabeninde sedimantasyon, büyüme fayları ile kontrol edilmektedir. Bunun sonucu da, Datça Grabeni'nin Geç Pliyosen yaşlı dolgusunu kesen Datça Fayının ve dolayısı ile Gökova Grabeni'nin Geç Pliyosen sonrası oluştuğunu göstermektedir.

Bozburun Yarımadası'nın jeolojisi ise, Üst Triyas-Alt Jura yaşlı platform karbonatlarından oluşmaktadır. (Ersoy, 1993) (Şekil 2.9). Bu karbonatlar, yukarı doğru derinleşen istiflerle temsil edilip, altta kırıntılı birimlerden oluşmaktadır. Deniz düzeyinin periyodik değişimlerini gösteren bu istifler, gelgit düzlüğü altından, gelgit düzlüğü üstüne kadar değişen fasiyesleri karakterize ederler. Bölgenin karadaki fay yönelimleri de, K-G ve KD-GB yönlüdür. İncelenen Yeşilova Körfez depremleri de KD-GB yönlü normal faylarla karakterize edilmektedir. Bu durum karadaki fayların denizde de uzantısının olabileceği düşüncesini oluşturmaktadır.



Şekil 2.9 Bozburun Yarımadası'nın jeoloji haritası (Kaşer, 2010).

BÖLÜM ÜÇ
BÖLGENİN DEPREMSELLİĞİ

3.1 Güneybatı Anadolu'nun Depremselliği

Depremler, kıtaların çarpıştığı yerlerde geniş kuşaklar içerisinde oluşurlar ve meydana gelen karmaşık deformasyonlara işaret ederler. Ege-Anadolu bloğunun batıya doğru hareketinin yanı sıra, güneybatıda oluşan depremler de, daha çok Girit ve Kıbrıs yitim zonlarıyla ilgilidir (Dewey ve Şengör, 1979).

Güneybatı Anadolu'da, değişik doğrultularda fakat aynı dönemde birbirini kesen normal faylar şeklinde gelişen, etkin olan blok faylanmalar söz konusudur (Koçyiğit ve diğer., 2002). Güneybatı Anadolu' da KD-GB, KB-GD, D-B ve K-G gidişli ve eş yaşlı normal fay sistemlerinin gelişmiş olması, bu alanın yeni tektonik dönemde çekme tektoniği denetiminde gelişen blok faylanma ile oluştuğunu göstermektedir (Koçyiğit, 1984).

Doğu Akdeniz'in günümüzdeki şekline gelmesinde, Afrika ve Avrasya levhalarının çarpışmasının son evresi ve Anadolu, Arap ve Ege levhalarının yer değiştirmesi etkendir. Ege-Anadolu levhası, Arap ve Avrasya levhalarının çarpışması nedeniyle batıya doğru sıkışmaktadır. Anadolu levha sınırlarındaki transform hareket batıya kaymayı göstermektedir. Ege levhası, K-G genişlemeli yapıyla oluşmuş bir grabendir. Ege-Anadolu levhasının güney kenarı ise Avrasya levhasına göre kuzeydoğuya hareket eden Afrika levhasıyla karşılaşmaktadır. Genel olarak bu sınırı, Helenik çukuru ve Doğu Anadolu transform fayını birleştiren Pliny-Strabo hendeği ile Kıbrıs yayını oluşturan Anaximender deniz dağları/ Florence yükselimi/Güney Kıbrıs bölgelerinin morfolojik yapısı meydana getirmektedir.

Kıbrıs ve Helenik yay, dalma batma zonu olmakla birlikte Afrika ve Anadolu levhalarının arasındaki harekete diktir. Doğu Anadolu transform fayı ile Pliny-Strabo hendeği, bu iki levhanın göreceli hareketine yarı paraleldir. Bu bölgelerin arasındaki alanın, dağınık ve düşük sismisite göstermesi, alanın levha sınırı olarak tam bir açıklığa erişmediğini göstermektedir.

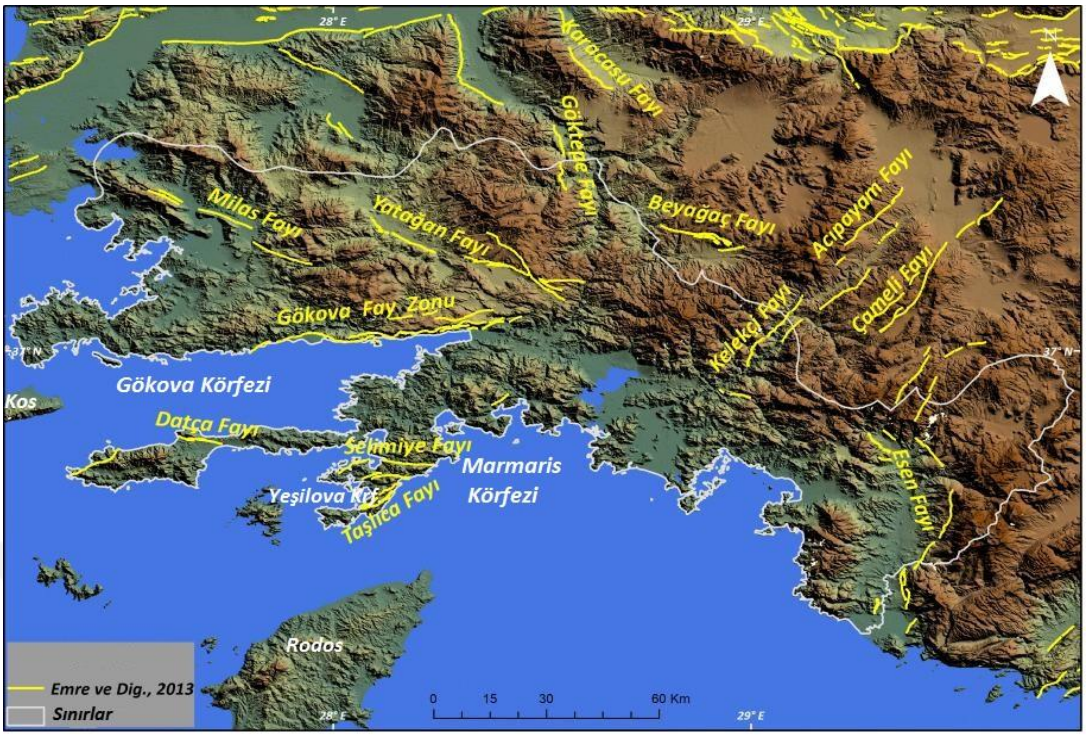
3.2 Bölgedeki Aktif Fay Zonları

Güneybatı Anadolu'da, tarihsel ve aletsel dönemlerde birçok deprem meydana geldiği bilinmektedir. Güneybatı Anadolu'da meydana gelen bu depremlerin nedenleri tektonik ve volkanik kökenlidir. Santorini ve Nisyros gibi bir dizi volkanik dağ, Girit'in güneyinde yer alan bir yitim zonuna bağlı olarak üst levhada gelişerek tarihsel dönemde büyük depremlere ve depreşim dalgalarının oluşmasına neden olmuştur. Kos adasında da, depremlerin olduğu araştırmacılar tarafından ortaya konulmuştur (Ambraseys, 1988).

Datça Yarımadası'nın en batı ucunda, Knidos antik şehrini kesen doğu-batı gidişli büyük depremler meydana getirmiş, normal faylar bulunmaktadır. Aktif graben yapısına sahip olan Hisarönü Körfezi, Datça Yarımadası ile Bozburun Yarımadası arasında denizaltında yer almaktadır. Meydana gelen depremler yaklaşık KD-GB, K-G uzanımlıdır. Genellikle körfezin iç kesimlerine doğru, güney kenarı boyunca meydana gelen depremler, K-G uzanımlı normal faylarla kontrol edilmektedir.

Batı Anadolu'nun kuzey kesimlerinde yer alan Gökova Körfezi'nin kuzey kenarı boyunca uzanan Gökova fay zonu, körfezin doğusundaki Ula Kasabası civarından başlayıp ve Kos adasının güneybatısına kadar devam etmektedir. Uzunluğu yaklaşık 180 km olan zon, birbirine paralel birkaç sıra yay şeklinde normal faylardan oluşmaktadır. Bu zon, örenin batısında deniz altında, körfez içinden devam etmektedir (Görür ve diğer., 1995). Körfez içindeki fay, tarihsel ve aletsel dönemde, birçok depremin oluşmasına neden olmuştur. Bunun yanında Muğla-Yatağan fay zonu KB-GD gidişli olup sağ yanal hareket gösterir. Muğla dolaylarında ise bu fay normal fay karakteri gösterir. Bu fay, uzun süreden beri aktif değildir.

Muğla'nın doğusunda, Muğla-Yatağan fay zonundan dar bir açı yapacak şekilde ayrılarak B-GB doğrultusunda uzanan Ula-Ören fay zonu listrik normal fay özelliğinde olup, karadaki uzunluğu 60 km civarındadır. Fay, Ören'in batısında denizde Kos adasının güneyini izleyerek batıya doğru devam etmektedir. Gökova Körfezi doğusunda, kireçtaşları ile alüvyonları yan yana getiren, morfolojik olarak çok belirgin bir faydır (Demirtaş, bt).



Şekil 3.1 Güneydoğu Ege'de yer alan ve bölgeyi etkileyen tektonik hatlar (Kartal, R. ve diğer.,2014)

Karaova-Milas fay zonu ise, Bodrum'un kuzeydoğusunun kara bölgesinde, yer almakta ve zon, Karaova - Milas arasında metamorfik kayaçlarda izlenebilen KB-GD doğrultulu birbirine paralel fay kümelerinden oluşmaktadır. Bu fay, diri fay olarak bilinmektedir (Şaroğlu ve diğer., 1987) (Şekil 3.1).

Anadolu bloğunun, güney ve güneybatısında ise sol yanal doğrultu atım bileşeni baskın olan normal ve ters faylar mevcuttur. Anadolu bloğunun batısının, Ege Denizi'ne kadar olan kısmı K-G yönlü açılırken, Afrika levhasının, Helenik Kıbrıs Yayı boyunca Anadolu levhası altına dalması nedeni ile bölge aynı zamanda KD-GB yönlü sıkışmaktadır. Söz konusu tektonik hareketler sonucunda Helenik Yayın doğusundan Fethiye Körfezine kadar uzanan ve Pliny Strabo adı verilen hendeklerin oluşumuna yol açan fay sistemleri, KD yönlü sol yanal doğrultu atımlı fay bileşenlerine sahiptir. Pliny hendeği, Fethiye Burdur Fay Zonunun deniz altında kalan bölümünü karşılamaktadır.

3.3 Güneybatı Anadolu'da Meydana Gelen Tarihsel Ve Aletsel Depremler

Güneybatı Anadolu; etkin fay kuşaklarından oluşan, sismik aktivitesi yüksek, tarihsel ve aletsel dönemde tektonik ve volkanik kökenli büyük ve yıkıcı depremlerin meydana geldiği bir bölgedir. Örneğin, Kos üzerinde grabeni sınırlayan faylarda büyük depremlerin meydana gelmesi, çeşitli araştırmalar sonucu ortaya konulmuştur (Ambraseys, 1988). Bunun yanında, Bozburun Yarımadası'nı kesen doğu-batı gidişli fayların aktif olduğu bilinmektedir. 1987 ve 1999 tarihlerinde yıkıcı olmayan depremlerin merkez üsleri bu bölgedir. Gökova Körfezi'ni kuzeyden sınırlayan faylar da, hem tarihsel hem de aletsel dönemlerde depremler meydana getirmişlerdir. M.Ö 227, M.Ö 199-198, 142-144, 1741,1851, 1863, 1869 tarihlerinde yıkıcı, çok sayıda deprem meydana gelmiştir. Örneğin; 1493 Bodrum depremi, kasabanın tamamen yıkılmasına sebep olmuştur (McKenzie, 1972) . Bölgeyi etkilemiş olan diğer önemli depremler ise 1741, 1851, 1863, 1869 depremleridir.

Güneybatı Anadolu, deprem etkinliği fazla olan, genellikle büyüklükleri 5,0 'in altında olan depremlerin oluştuğu bir bölgedir. Burada, M.Ö. 2100-M.S.1900 yılları arasında meydana gelen depremlerin yarısı Fethiye, Rodos ve Kos adası civarında olduğu söylenmiştir (Soysal ve diğer., 1981). Güneyde, Helenik-Kıbrıs Yay bölgesinde bulunan Pliny-Strabo fayları ise birçok yıkıcı depremlerin sebebi olmuştur. Güneybatı Anadolu'da, 1900'den günümüze yani aletsel dönemde büyüklükleri M>5,5 olan depremlerin sayısı 20 civarındadır. Eyidoğan ve diğer., (1991), bu depremlerden bazıları hakkında bilgi vermişlerdir (Şekil 3.2).

18 Mart 1926 Finike Depremi M_S=6,8

Sisam, Girit ve Santorini'de hissedilen deprem, Oniki adalar bölgesinde meydana gelmiş ve Fethiye – Finike arasındaki sahil şeridinde hasara neden olmuştur.

23 Nisan 1933 Gökova Körfezi Depremi M_S=6,5

Körfez açıklarında meydana gelen deprem, Kos, Bodrum, Datça ve çevre köylerde hasara neden olmuştur.

26 Haziran 1926 Rodos-Girit Depremi M_s=7,7

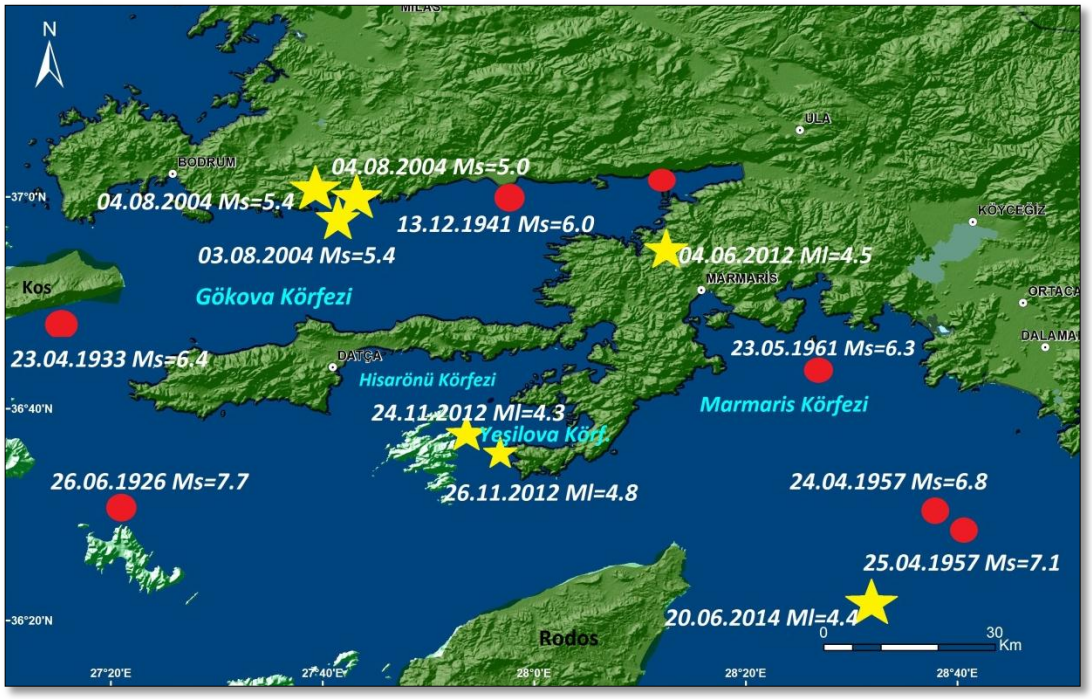
Rodos'ta hissedilen deprem Meis adasında hasar oluşturmuştur. Depremin dış merkezinin Fethiye ile Rodos arasında denizaltı çukurluğundan olabileceği söylenmiştir.

13 Aralık 1941 Muğla Depremi M_s=6,0

Muğla il merkezi ve ilçelerde birçok evde hasar yaratmıştır. Marmaris ve Milas'ta hasar olmakla birlikte en çok hasar Yatağan'dadır.

23 Mayıs 1941 Muğla Depremi M_s=5,9

23 Mayıs günü, öncü sarsıntılarla meydana gelen deprem Denizli'de hissedilmiştir. İl merkezinde bazı evler yıkılmıştır. 7 Haziran 1941 tarihinde olmak üzere, bu depremin hasar yapıcı artçıları olmuştur.



Şekil 3.2 Kırmızı noktalar tarihsel ve aletsel dönem depremlerini, sarı yıldızlar ise tez kapsamında, odak mekanizma çözümü yapılan depremleri göstermektedir.

9 Temmuz 1956 Amorgos, Güney Ege Depremi M_s=7,5

Amorgos açıklarında meydana gelen deprem; İzmir, Isparta, Bodrum, Uşak, Kütahya, Bolu, Antalya, Edirne ve Antalya'da hissedilmiştir. Deprem, büyüklükleri; M_s=7,5 ve M_s=7,2 olmak üzere iki şoktan oluşmuştur. Yapılan odak mekanizma çözümlerinde ise, depremi oluşturan fayların normal ve doğrultu atımlı fay bileşenlerine sahip olduğu görülmüştür.

25 Nisan 1957 Fethiye - Rodos Depremi M_s=7,1

Birbirini yedi saat arayla izleyen iki adet deprem meydana gelmiştir.24 Nisan 1957 tarihinde meydana gelen depremin büyüklüğü, daha az olup geniş bir alanda hissedilmiştir. Deprem, Isparta, Burdur, Adana, Çanakkale, Aydın, Manisa, Balıkesir'de hissedilmiştir. Depremden en fazla hasar gören yerler ise, Fethiye, Marmaris, Köyceğiz, Milas, Yatağan'dır (Ketin ve Erguvanlı, 1957).

24-25 Nisan 1957 tarihlerinde, meydana gelmiş olan depremlerin P dalgası, ilk hareket yönlerine göre bulunan odak mekanizması çözümlerinde, doğrultu atım ve ters atım bileşenleri hemen hemen birbirine eşittir.

25 Nisan 1959 Köyceğiz (Muğla) Depremi M_s=5,7

Depremin yapılmış olan odak mekanizma çözümüne göre, depremi oluşturan fayın normal bileşeni etkendir. Deprem, Köyceğiz ve çevresine önemli derecede hasar vermiştir.

23 Mayıs 1961 Rodos - Marmaris Depremi M_s=6,3

Depremi oluşturan fay, ters faylanma bileşeni olan faydır. Marmaris ve çevresinde evler yıkılmış ve büyük hasar meydana getirmiştir.

Bu depremlerin dışında, Gökova ve çevresinde meydana gelen tarihsel depremler, 27 ve 28 Nisan 1989 tarihlerinde moment büyüklükleri 5,1 ve 5,4 olan depremler ile 05 Ekim 1999'da büyüklüğü 5,2 olan Gökova depremleridir.

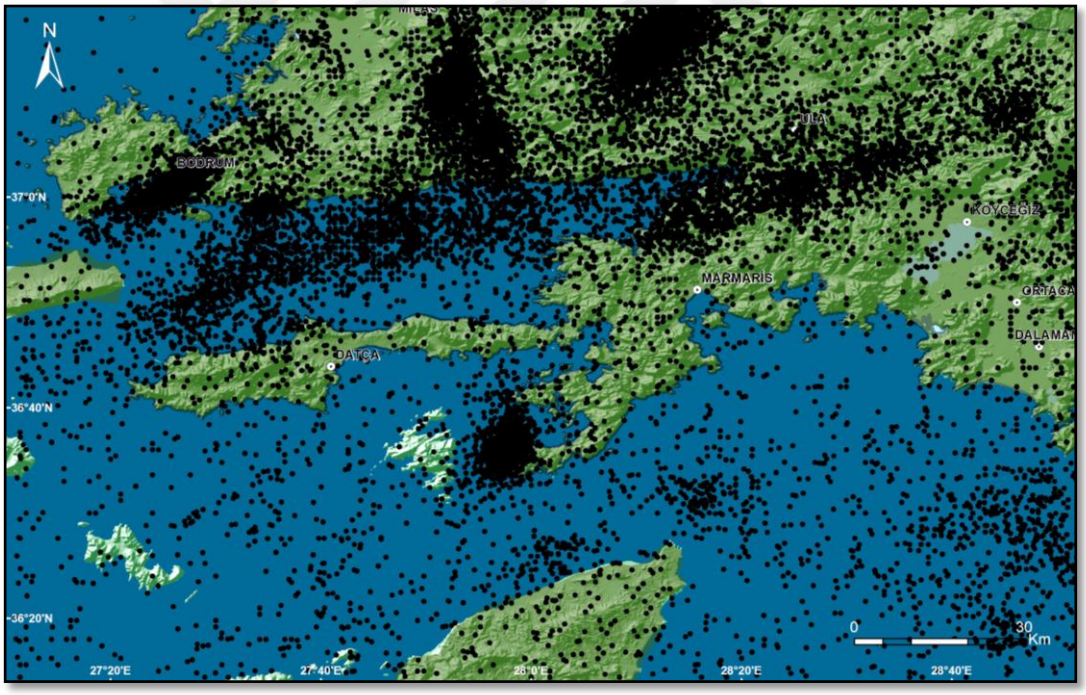
Bölgede son olarak, Ağustos 2004 ve Ocak 2005 aylarında yoğun deprem aktivitesi gözlenmiştir. Ayrıca Şekil 3.2'de, sarı yıldızlar Gökova Körfezi'nde, 3-4 Ağustos 2004 tarihinde, Yeşilova Körfezi'nde 24-26 Kasım 2012 tarihleri arasında ve Marmaris Körfezi açıklarında ve karada, 04.06.2012 ve 20.06.2014 tarihlerinde meydana gelmiş depremleri göstermektedir. Bu depremlerin odak mekanizma çözümleri yapılmış ve depremi oluşturan faylar hakkında ayrıntılı bilgi verilmiştir.

BÖLÜM DÖRT

VERİ SETİ VE YÖNTEM

4.1 İnceleme Alanına İlişkin Veri Seti

Çalışma kapsamında, 36.10º – 37.25º K enlemleri ile 27.10º – 28.55º D boylamları arasında kalan bölge incelenmiştir. Bu çalışmada, 1920-2015 yılları arasında, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü tarafından verilen, aletsel dönem verilerini içeren Bütünleştirilmiş Homojen Türkiye Deprem Kataloğu (BHTDK), United States Geological Survey's (USGS) Kataloğu ve Northern California Deprem Kataloğu (NCSS) kullanılmıştır. 1920-2015 yılları arasında büyüklüğü 1,5 ile 8,0 arasında değişen 17181 deprem meydana gelmiştir (Şekil 4.1).



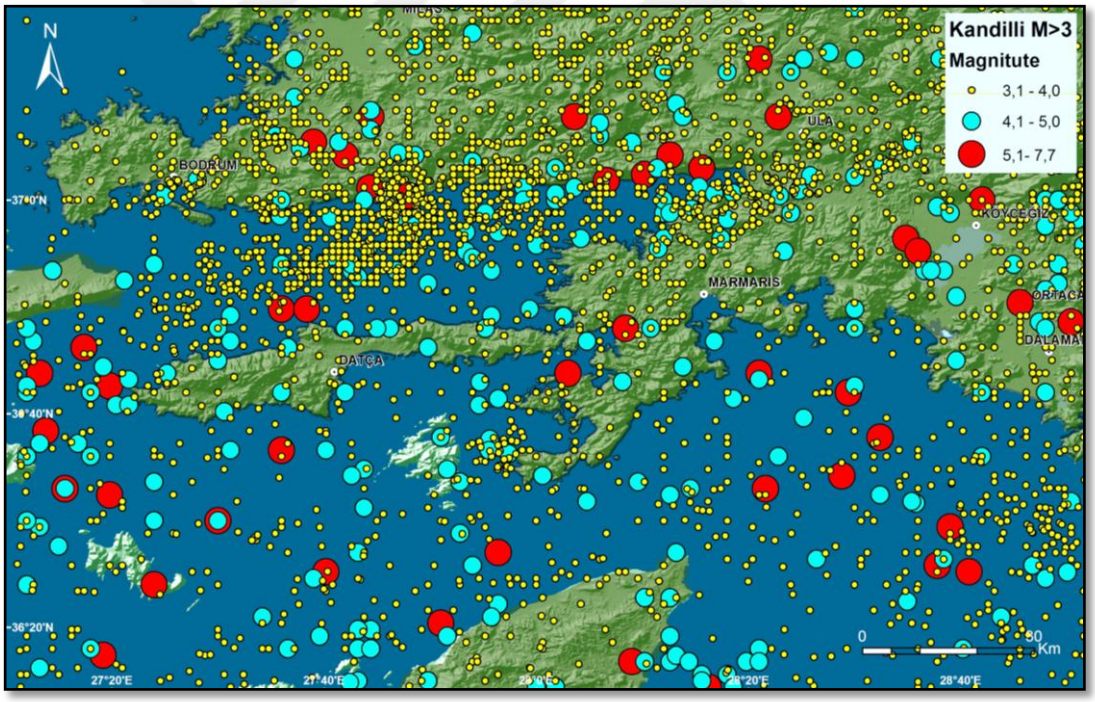
Şekil 4.1 1920 -2015 yılları arasında büyüklüğü 1,5 ile 8,0 arasında değişen depremler

1920-2015 yılları arasında meydana gelmiş, büyüklüğü 1,5 ile 8,0 arasında değişen deprem kümelenmeleri, Datça Yarımadasının kuzeyini oluşturan Gökova Körfezi'nde, yine körfezin kuzey kesimlerinde yer alan Muğla-Yatağan Fayı ve

Milas Fayı civarında, yoğunlaştığı görülmektedir. Körfezin kuzey sınırında yer alan Gökova Körfez Fayı üzerinde, doğuda ise Ula- Ören Fay Zonu üzerinde deprem kümelenmeleri belirgindir (Şekil 4.1). Kümelenmelerin, K-G ve KD-GB yönelimli olduğu görülmektedir.

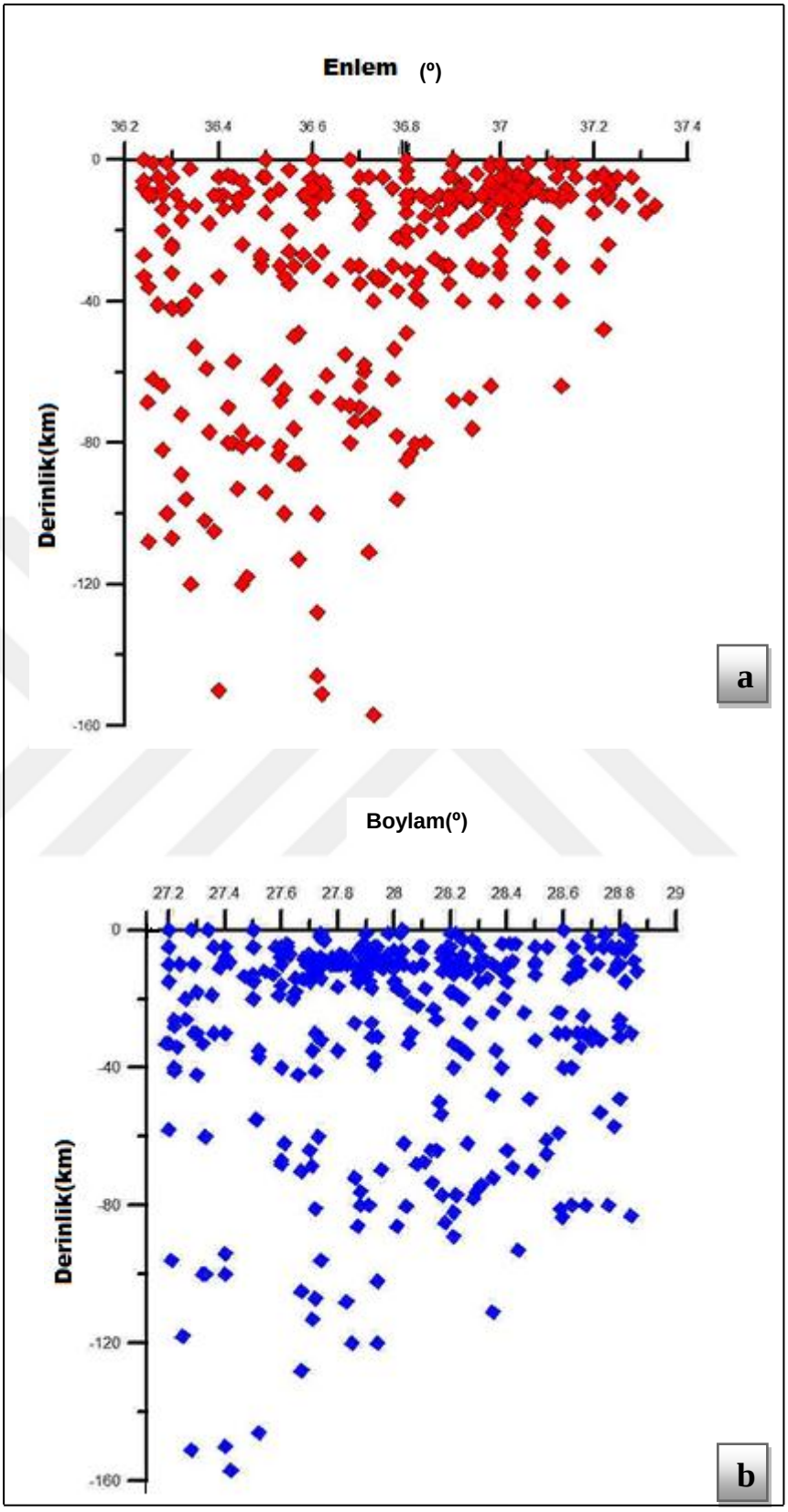
Datça ve Bodrum Yarımadası civarında tektonik olarak aktif olan bu bölgede yine çok sayıda deprem meydana gelmiştir. Çalışma alanının güneyine bakıldığında ise, kümelenmenin Hisarönü Körfezi'nin güneyinde, Simi adası ile Bozburun arasında kalan Yeşilova Körfezi'nde olduğu görülmektedir. Hisarönü Körfezi'nde yeterli deprem verisi görülmediği için o bölge incelemeye alınmamıştır.

1920-2015 yılları arasında, BHTDK'ya göre, 17181 deprem arasından aletsel büyüklüğü 4,0 ve daha büyük olan 338 adet deprem meydana gelmiştir (Şekil 4.2).



Şekil 4.2 Büyüklüğü 3,1-7,7 arasında değişen depremler

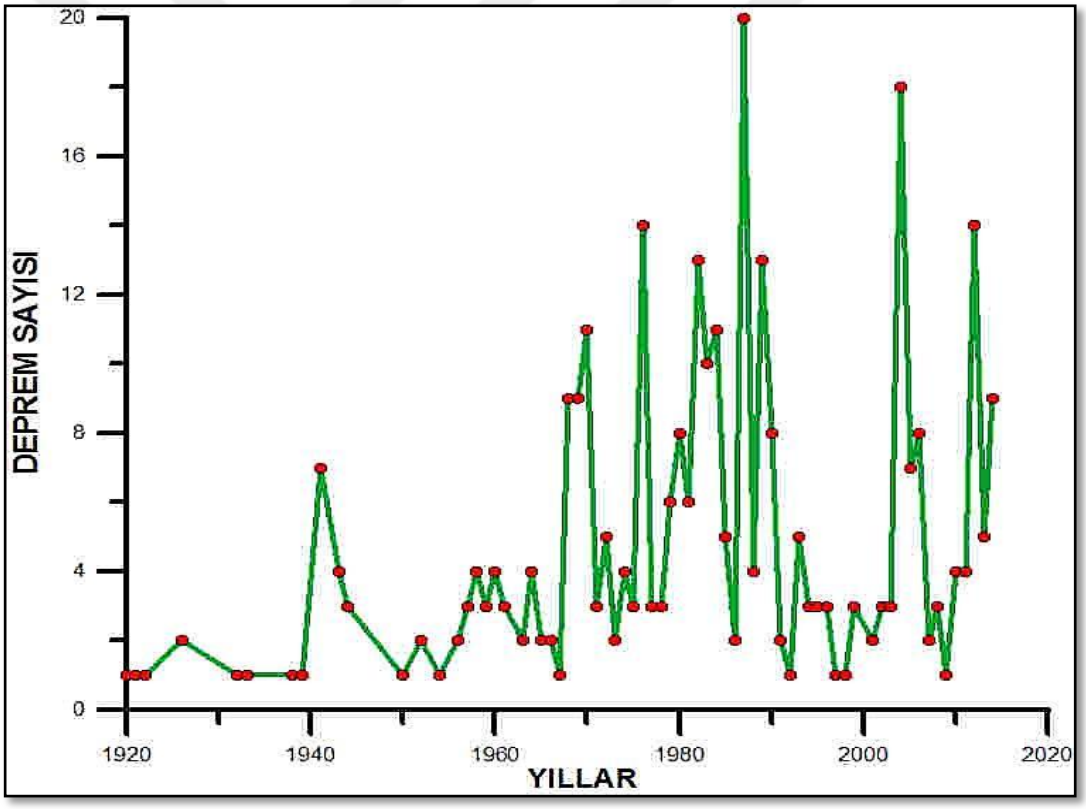
Bu depremlerin, enlem ve boylam ile derinlik arasındaki ilişkileri incelenmiştir. İncelenen depremlerin odak derinlikleri 1 km ile 157 km arasında değişmektedir.



Şekil 4.3 (a) Enlem - derinlik grafiği (b) Boylam - derinlik grafiği.

Derinlik, GB'den KD'ye doğru azalmaktadır. Derinliğin enlem ve boylama göre değişiklik gösterdiği grafiklere bakıldığında, G'den K'ye ve GB'den KD'ye doğru azalan derinlik, GB kısmındaki kabuk kalınlığının KD'ye göre daha kalın olduğunun bir göstergesidir. Bu durum, Afrika levhasının alta dalan kısmının kuzeye doğru ilerlemesiyle açıklanabilmektedir (Şekil 4.3).

1920 ile 2015 yılları arasında, aletsel büyüklüğü 4,0 ve daha büyük depremlerin yıllara göre dağılımı Şekil 4.4'te verilmektedir.1970 yılları ve sonrasında büyüklüğü 4,0 ve daha büyük depremlerin oluş sayılarında hemen hemen her 10 yılda artış gözlenmektedir (Şekil 4.4).



Şekil 4.4 1920'den günümüze çalışma alanında meydana gelmiş aletsel büyüklüğü 4,0 ve daha büyük olan depremlerin yıllara göre dağılımı

Gökova, Yeşilova ve Marmaris Körfezleri'nde meydana gelen depremlerin genellikle sığ odak derinliklerinde meydana geldiği anlaşılmıştır. Bu durum, depremlerin meydana geldikleri bölgedeki kabuk kalınlığı ile ilgilidir. Girit Adası ve çevresinde, Ege volkanik yay civarında kabuk kalınlığının belirlenmesi için yapılan çalışmalarda Girit Adası ve civarının, sismik açıdan 20-40 km derinlikler arasında aktif bir alan olduğu görülmüştür (Meier ve diğer., 2004).

Girit Adası ve civarı, dalma-batma bölgesi olarak güneyden kuzeye doğru Ege Denizi'nin içine kadar uzanmaktadır. Bu sistem dahilinde, güneybatı yönlü Ege Bölgesi'nin hareketine karşılık, güneyden kuzeye doğru Afrika levhasının dalma batma hareketiyle, bölge genelinde gerçekleşen depremlerin odak derinlikleri 80-100 km olarak ortaya konulmuştur. (Papazachos ve Comninakis, 1971; Gönenç, 2008) Yapılan gravite modellerinin sonuçlarına göre; Girit Adasından kuzeye doğru gidildikçe kabuk kalınlığının azaldığı, daha ince bir kabuk yapısının olduğu ifade edilmiştir. Girit ve çevresinde kabuk kalınlığı 35 km civarındayken, volkanik yay üzerinde 15-20 km'ye düşmektedir. Buradan anlaşılacağı üzere, çalışma alanında meydana gelen depremlerin çoğu, kabuk içinde oluşmuştur. Buna bağlı olarak sismotektonik açıdan aktif olan çalışma bölgesinde meydana gelen depremlerin sığ ve aynı zamanda (daha şiddetli hissedilen) depremler olduğu görülmektedir.

4.2 Yöntem

36.10º – 37.25º K enlemleri ile 27.10º – 28.55º D boylamları arasında kalan bölgenin incelenmesi için, 1920-2015 yılları arasında Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü tarafından verilen, aletsel dönem verilerini içeren BHTDK, USGS ve NCSS katalogları kullanılmıştır. Bu depremlerin oluşturduğu kümelenmeyi görebilmek için, ArcGIS Coğrafi Bilgi Sistemi yazılımı kullanılarak sayısal deprem veri girişleri yapılmış ve sismisite haritası oluşturulmuştur.

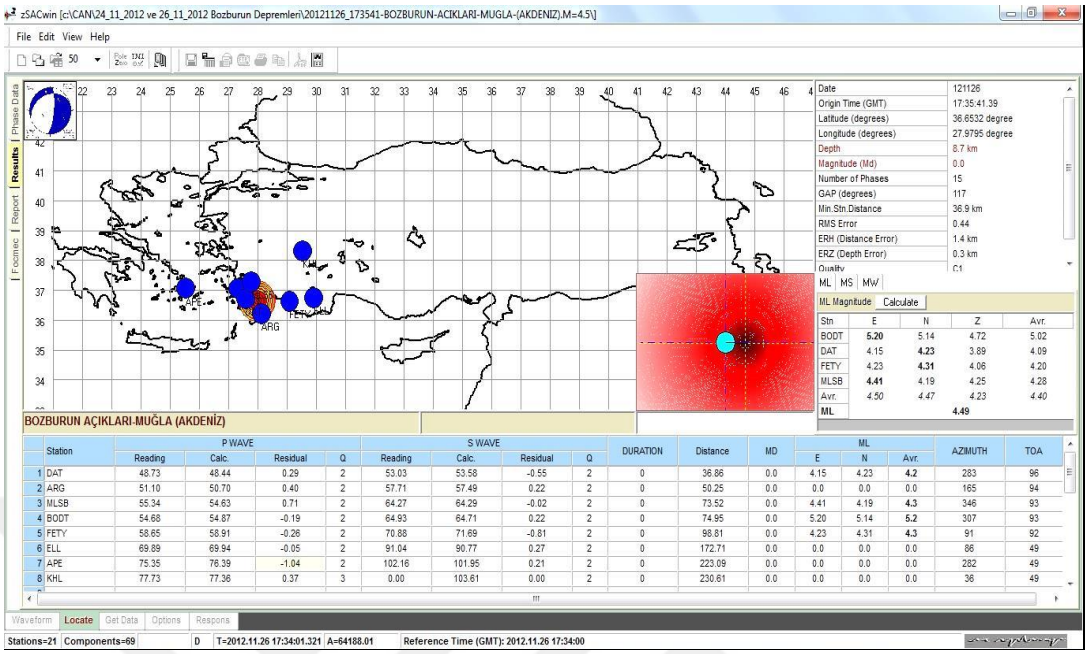
Depremlerin enlem ve boylam ile derinlik arasındaki ilişkileri incelenerek enlem-derinlik ve boylam-derinlik grafikleri oluşturulmuştur. Aletsel büyüklüğü 4,0

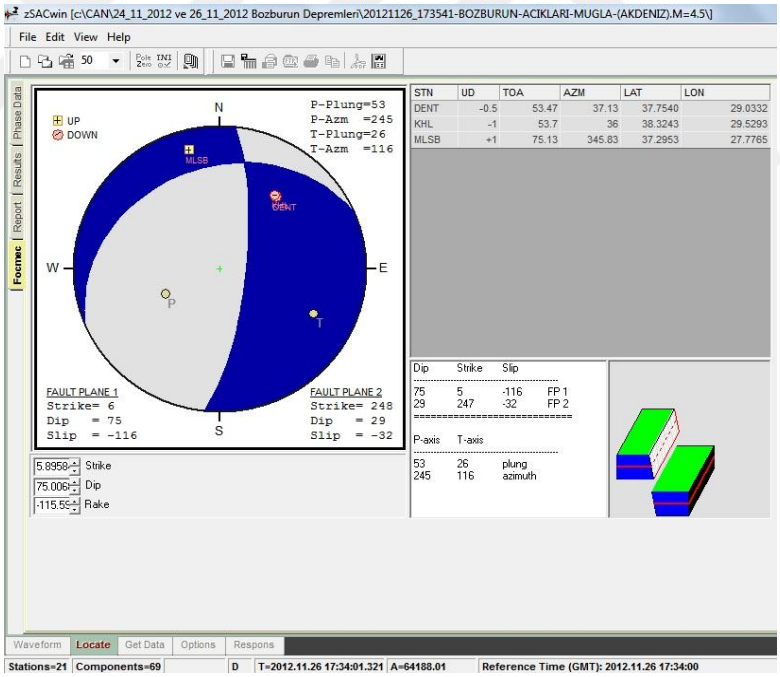
ve daha büyük depremlerin yıllara göre dağılımı ile M_L-Log(N) grafikleri Grapher yazılımıyla çizilmiştir.

Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü tarafından verilen ve aletsel dönem verilerini içeren BHTDK kullanılarak, magnitüdü 4'den büyük depremler araştırılmıştır. Bu depremleri oluşturan fay yapısını incelemek amacıyla, zSacWin programı ile odak mekanizma çözümü yapılmıştır (Şekil 4.5).

Yeşilova ve Marmaris Körfezleri'nde meydana gelen son depremlerin lokasyonlarına bağlı olarak, bölgede 2010 yılında toplanmış yüksek ayrımlı sismik veriler incelenmiştir. "Hisarönü Körfezi'ndeki Deniz Seviyesi Değişimi, Sedimantasyonu ve Bölgedeki Eski Çağ Kıyı Yerleşimleri Üzerindeki Etkileri" isimli (Proje No: 2009.KB. FEN.005) Dokuz Eylül Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projesi kapsamında, Hisarönü, Yeşilova ve Marmaris Körfezleri'nde 3,5 kHz sismik yansıma verileri toplanmıştır. Söz konusu verilerden, Yeşilova ve Marmaris Körfezleri'nde meydana gelen son depremlerle örtüşenler bu çalışma kapsamında incelenmiştir.

Bölgesel sismik olayların ve yakın çevrelerinin kaynak parametrelerini belirlemeye yönelik geliştirilen moment tensör ters çözüm yönteminde, (Dreger, 2002) deprem istasyonlarından kaydedilen üç bileşen sayısal verileri kullanılmaktadır. Tensör bileşenleri kullanılarak fay parametreleri (doğrultu, atım, kayma) ve sismik moment hesaplanabilmektedir. Tez kapsamında, zSacWin programıyla elde edilen fay mekanizma çözümünün parametreleri Tablo 5.2 'de gösterilmektedir.



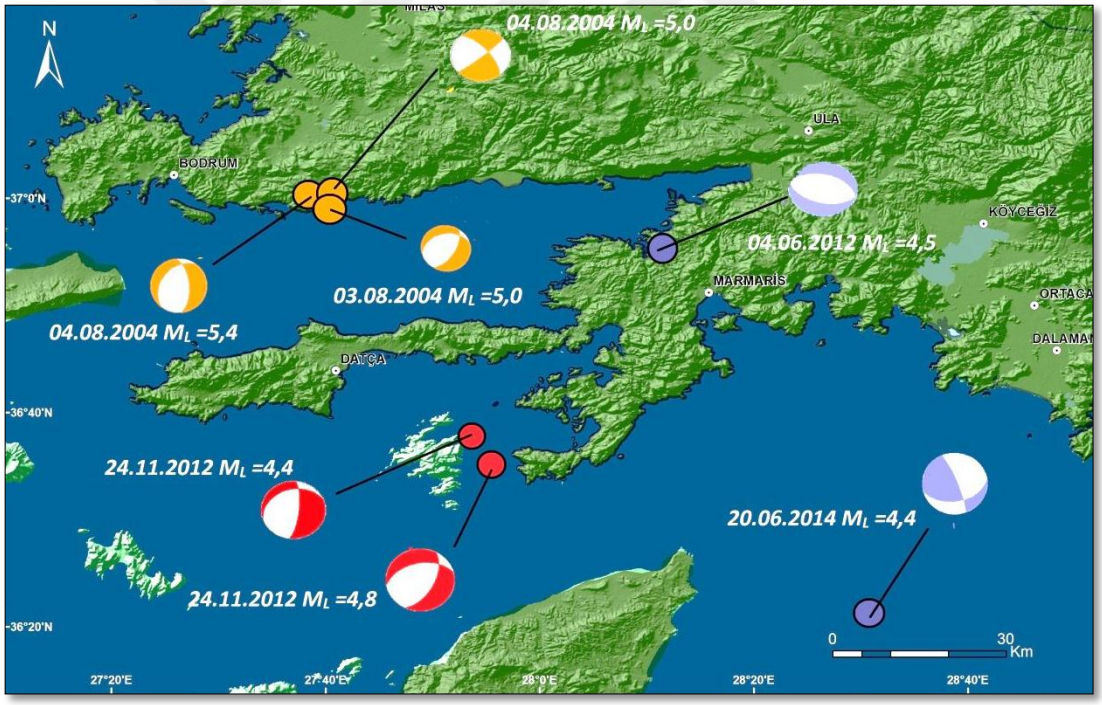


Şekil 4.5 zSacWin programı ile odak mekanizma çözümünün elde edilmesi (26.11.2012 tarihli M_L=4,8 büyüklüğünde Yeşilova Körfez Depremi)

BÖLÜM BEŞ
GÜNEYBATI ANADOLU'DA MEYDANA GELEN DEPREMLERİN FAY MEKANİZMA ÇÖZÜMLERİ

Güneydoğu Ege Denizi'nde yer alan Gökova, Yeşilova ve Marmaris Körfezleri'nde, magnitüdü 4'den büyük güncel depremlerin odak mekanizma çözümü yapılarak, depremi oluşturan fay mekanizmasının türü belirlenmeye ve körfezlerin oluşum şekilleri ile ilişkilendirilmeye çalışılmıştır. Bunun için, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü tarafından verilen ve aletsel dönem verilerini içeren, BHTDK kullanılmıştır.

Depremlerin odak mekanizma çözümleri Şekil 5.1'de gösterilmektedir. Tablo 5.1'de ise, odak mekanizma çözümü yapılan deprem bilgileri verilmektedir.



Şekil 5.1 Gökova, Yeşilova (Bozburun) ve Marmaris depremlerinin odak mekanizma çözümleri.

Tablo 5. 1 İnceleme alanı için, odak mekanizma çözümü yapılan depremler.

Oluş Tarihi	Oluş Zamanı	Enlem	Boylam	Derinlik(km)	M_L
03.08.2004	16:11:32.20	37,04 º	27,41 º	7	5,0
04.08.2004	07:19:48.60	37,07 º	27,44 º	2	5,0
04.08.2004	06:01:08.90	37,05 º	27,38 º	18	5,4
04.06.2012	14:19:53.17	36,55 º	28,11 º	7	4,5
20.06.2014	13:59:44.33	36,21 º	28,30 º	59	4,4
24.11.2012	23:04:17.02	36,37 º	27,55 º	8,1	4,4
26.11.2012	19:35:41.17	36,36 º	27,57 º	11,3	4,8

5.1 Gökova Körfezi Depremleri

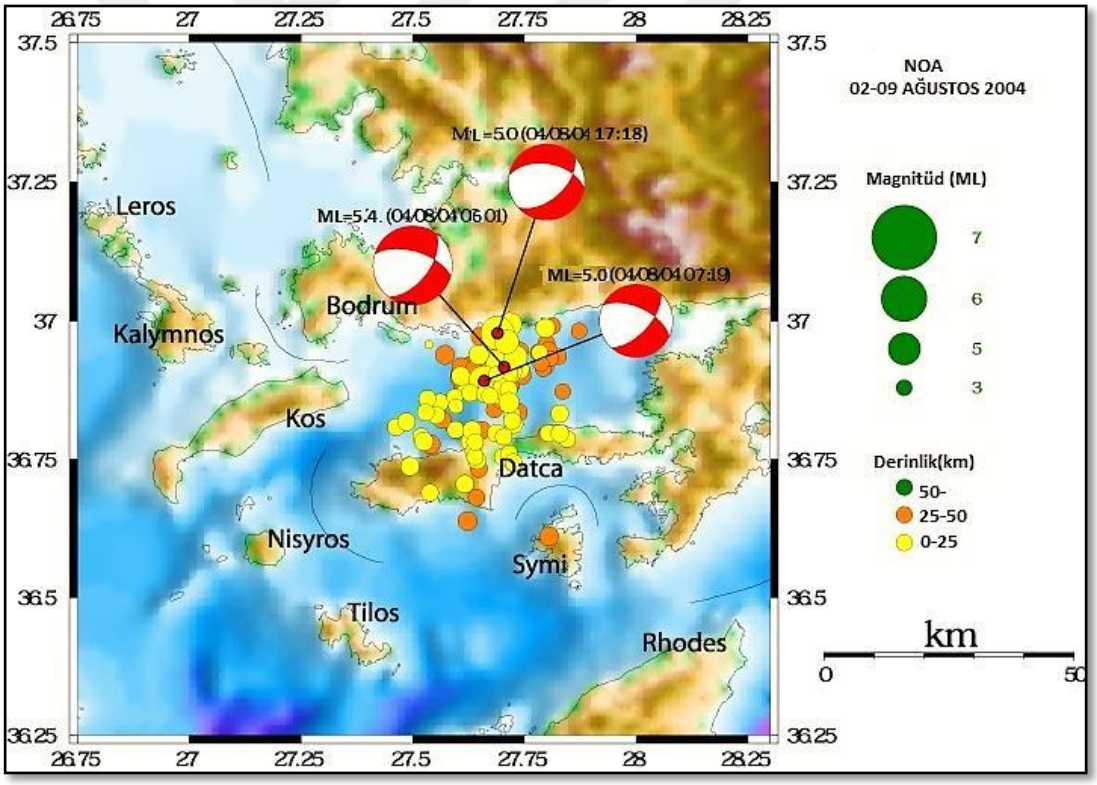
Gökova Körfezi'nde depremleri meydana getiren fayların, odak mekanizma çözümü yapılmıştır. Bölgede, daha önce meydana gelmiş magnitüdü 4,0' dan büyük depremler araştırılarak, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü tarafından verilen ve aletsel dönem verilerini içeren, BHTDK kullanılmıştır.

Gökova Körfezi'nde 3-4 Ağustos 2004 tarihlerinde yerel saat ile 16:11 (M_L=5,0), 06:01 (M_L =5,4), 07:19'da (M_L =5,0) meydana gelen depremler odak mekanizma çözümü için kullanılmıştır.

Gökova Körfezi'nde meydana gelen depremler, genel olarak körfeze paralel uzanan normal faylar tarafından denetlenmektedir. Körfezde karaya doğru, KD-GB ve KB-GD yönlü faylar mevcuttur. Kurt ve diğer. (1999), Uluğ ve diğer. (2005), Gökova Körfez'i için yaptıkları çalışmalarda, körfezin kuzey kenarının D-B ve KB-GD yönlü ve çoğunluğu deniz tabanına kadar uzanan faylarla ilişkili uçurum ve şevler tarafından kesildiğini ifade etmişlerdir. Bununla birlikte, Uluğ ve diğer. (2005)'nin Gökova Körfezi'nde yaptığı çalışmalara göre, körfezi KD- GB yönünde kesen yaklaşık 50 km uzunluğunda yeni bir fay hattı olduğunu ifade etmişlerdir. Gökova Körfezi'nin doğusu ile batısının farklı hareket ettiği vurgulanarak, körfezi KD-GB yönünde ortadan ikiye ayıran, sol yönlü yeni bir fayın mevcut olduğunu ifade ederek fayı, Gökova Transfer Fayı olarak adlandırmışlardır (Şekil 2.4b). 03.04.2004 tarihinde başlayan sismik aktivitenin daha önce önerilen fay zonları

üzerinde olmadığı, KD-GB uzantılı kırık sistemlerinden oluşabileceği belirtilmiştir (Uluğ ve diğer. 2005).

3 - 4 Ağustos 2004 tarihlerinde meydana gelen depremler için, yapılan odak mekanizma çözümlerine göre, deprem etkinliğine neden olan kaynakların KD-GB uzantılı kırıklar olduğu gözlenmiştir. Bu nedenle depremi oluşturan fayın sol yönlü Gökova Transfer Fay olduğu düşünülmektedir. Bu yoruma, depremi oluşturan fayın hesaplanan kayma(rake) açısı parametresiyle ulaşılmıştır. 04.08.2004 tarihinde meydana gelen büyüklükleri 5,0 5,0 ve 5,4 olan üç farklı depremin odak mekanizma çözümü, National Observatory of Athens (NOA) merkezi tarafından yapılmıştır. Elde ettikleri fay mekanizma çözümüne göre, depremi oluşturan fayın, KD-GB uzantılı sol yönlü bir fay olduğu tespit edilmiştir (Şekil 5.2).

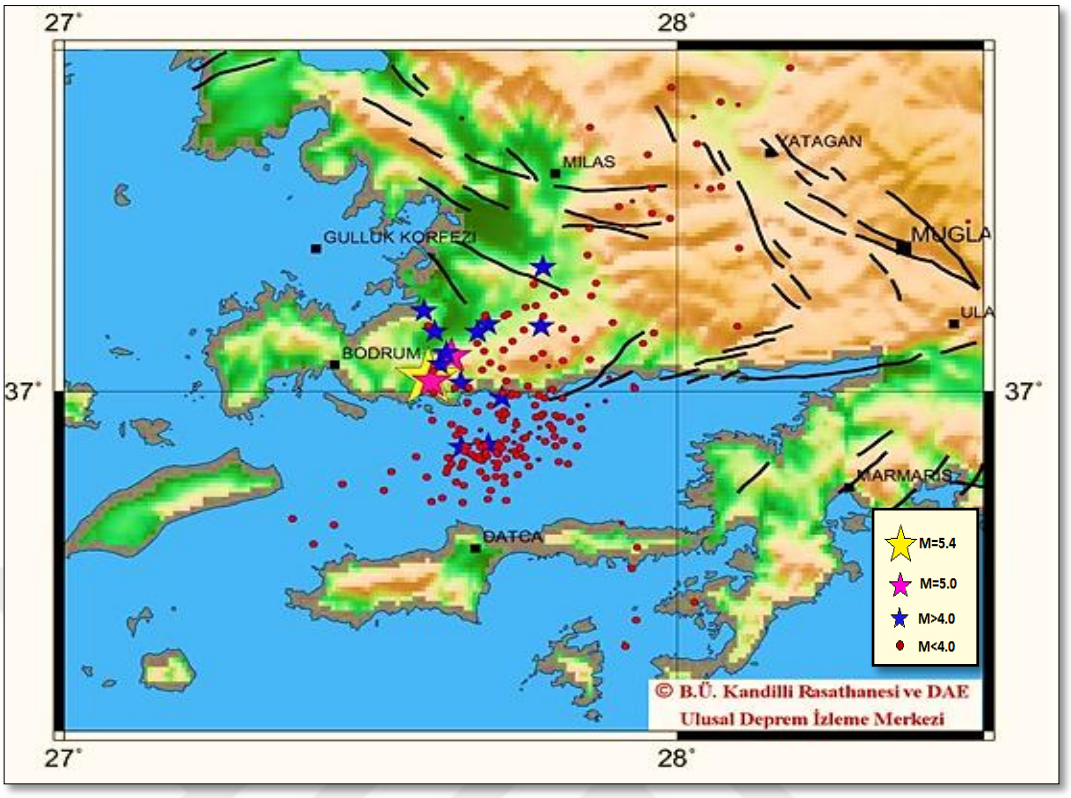


Şekil 5.2 03.08.2004 ve 04.08.2004 tarihli depremlerin fay mekanizma çözümleri (National Observatory of Athens, 2004).

Gökova Körfezi için, NAO gözlem merkezi ile tez kapsamında yapılan odak mekanizma çözümlerine göre, depremin sol yönlü doğrultu atımlı bir fay ile geliştiği ifade edilerek sonuçların uyumlu olduğu söylenebilir.

Batı Anadolu'da genel olarak hakim olan açılma rejiminin etkisi ile Gökova Körfezi'nde deprem etkinliğine neden olan birçok diri fay parçası, normal fay karakterindedir Son yapılan çalışmalara göre, körfezin doğusundaki faylar ile batısındaki faylar arasında bir doğrultu farklılığı olduğu ifade edilmiştir. Bölgede 3 - 4 Ağustos 2004 tarihinde başlayan sismik etkinliğin, daha önce var olan fay zonlarında meydana gelmediği belirtilmiştir. Aletsel dönemde ve yakın geçmişinde bu etkinliği oluşturan kaynağın çok büyük deprem üretmediği bilinmektedir. Şekil 5.3'e bakıldığında, 01.08.2004 – 08.08.2004 tarihleri arasında Gökova Körfezi - Bodrum ve civarı deprem etkinliği görülmektedir. Bölgede görülen deprem etkinliği, genel olarak deprem dizileri biçiminde sürmekte olup büyük depremler meydana gelmemektedir. Ancak bölgenin batısının, özellikle Anadolu kara şelf bölgesinin ve Ege Denizi - Oniki Adalar Bölgesi'nin önemli büyüklükte depremler ürettiği bilinmektedir. 26.06.1926 tarihinde, Oniki Adalar'da 7,7 büyüklüğünde bir deprem meydana gelmiştir (Kandilli Rasathanesi,1920-2015) .

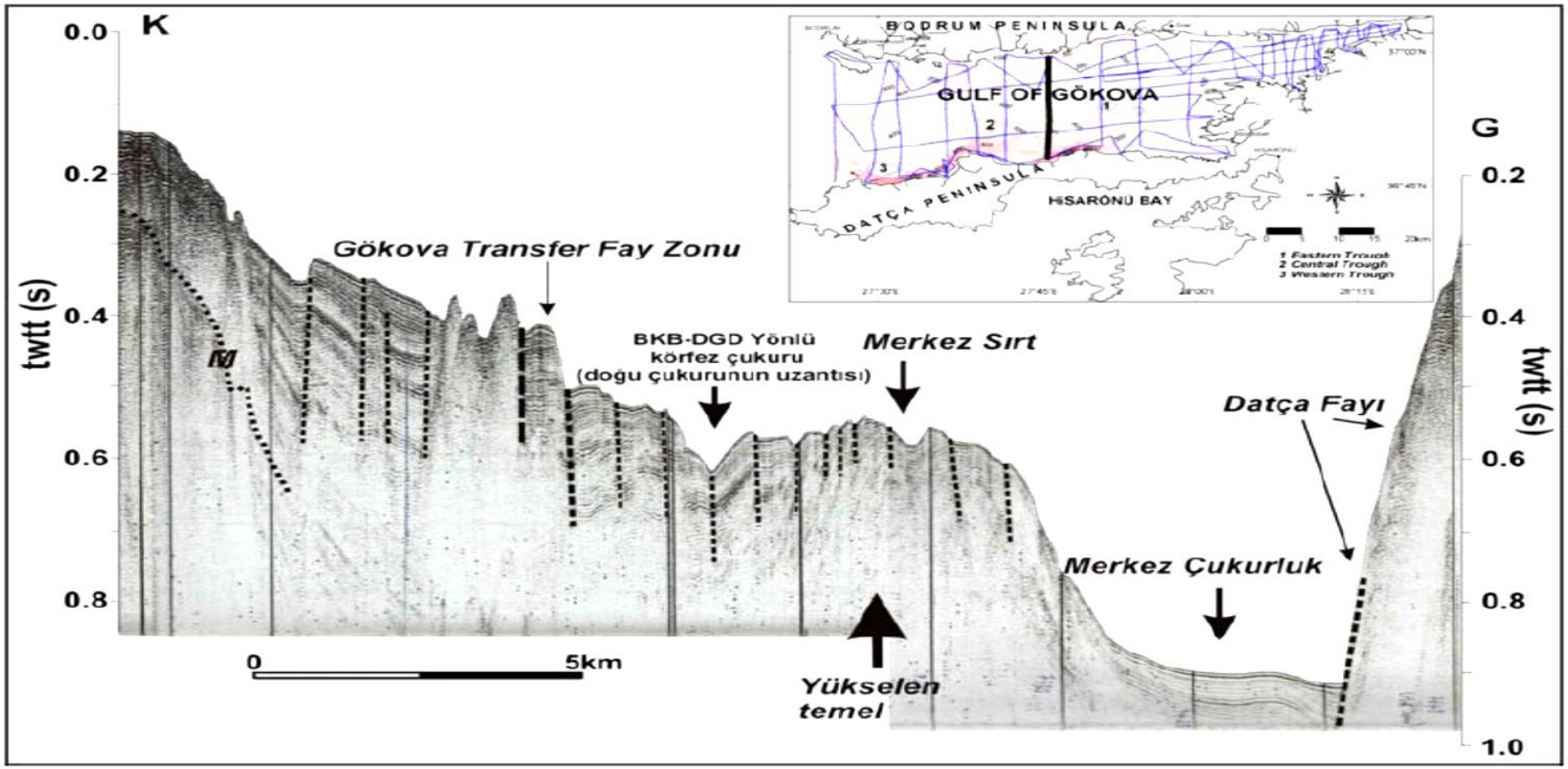
Gökova Körfezi Batı Anadolu'daki diğer grabenlerden farklı olarak, Anadolu ve Ege levhası altına dalan Afrika levhası nedeniyle de değişime maruz kalmaktadır. Körfez, rotasyonel bir hareket göstermekte olup, bu depremlerin doğrultusu tamamen Gökova Transfer Fayı'nın doğrultusuyla uyumlu görülmektedir. Körfezin ortasından, kuzeydoğu güneybatı yönlü bir açılma hareketi olması, pek çok düşey atımlı fayları meydana getirebilir. Bu da, küçük büyüklükte depremler oluşturabilir. Bu anlamda, karada da araştırma yapılması önerilmektedir.



Şekil 5.3 01.08.2004 - 08.08.2004 tarihleri arasındaki Gökova Körfezi deprem etkinliği (Kandilli Rasathanesi, 2004).

Gökova Körfezi'nin denizaltı aktif tektonizmasını incelemek amacıyla, Ekim 2002'de yapılan bir çalışma üzerine, körfezden sismik yansıma profilleri elde edilmiştir. Körfezin iç kısımlarında asıl fay ile fayın antitetik ve sintetik fayları daha az belirgin olup, doğuya doğru KB-GD yönelimli horst-graben yapıları görülebilmektedir (Şekil 2.4a).

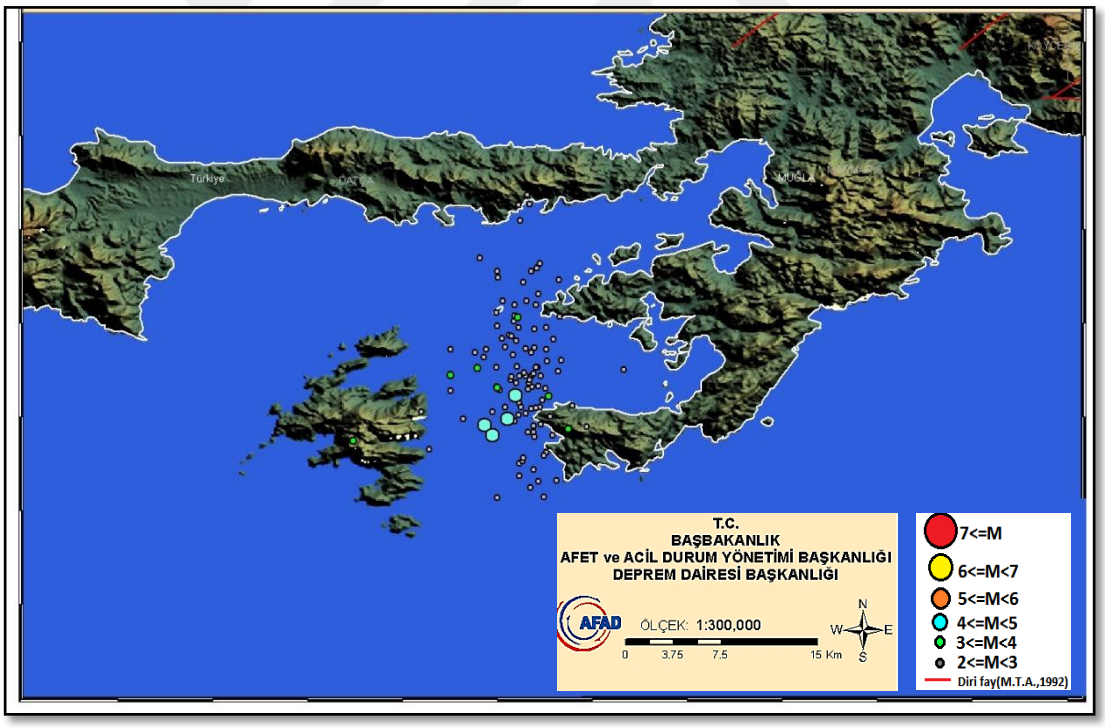
Kurt ve diğer. (1999), Gökova ve Hisarönü Körfezleri arasında yükselen bir horst olan Datça Yarımadası ile derinleşen körfez arasında büyük bir fay düzlemi olabileceğini belirtmişlerdir. Şekil 5.4'de verilen sismik kesitin kuzey bölümü, Datça Fayı'nın antitetik ve sintetik faylarını göstermektedir. Sismik kesit incelendiğinde, fay düzlem geometrisi basamaklı bir yapı göstermektedir. Yükseltiden düzlüğe dönüşüm gösterdiği kısım ve antitetik fay profilde belirgin olarak görülmektedir (Şekil 5.4).



Şekil 5. 4 Gökova Körfezi'nden alınan hava tabancası profili. İçteki şekil profilin konumunu göstermektedir. M: tekrarlı yansıma, twtt: gidişgeliş zamanı (Kaşer, 2004)

5.2 Yeşilova Körfezi (Bozburun)Depremleri

Muğla-Bozburun bölgesinde fay mekanizmasını incelemek amacıyla, odak mekanizma çözümü yapılmıştır. Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü tarafından verilen ve aletsel dönem verilerini içeren BHTDK kullanılmıştır. 36,34 º- 36,37 ºK enlemleri ile 27,55 º- 27,57 º D boylamları arasında kalan bölgede bir deprem aktivitesi olduğu görülmektedir. 24 Kasım 2012 tarihinde yerel saat ile 23:04'de Bozburun Açıkları-Muğla'da (Akdeniz) 8,1 km derinlikte M_L = 4,4 büyüklüğünde bir depremle başlayan etkinlik 26 Kasım 2012 tarihinde yerel saat ile 19:35'te büyüklüğü M_L = 4,8 derinliği 11,3 km olan depremle devam etmiştir. Bölgede, 20.11.2012-25.11.2012 tarihleri arasında toplam 88 deprem meydana gelmiş olup 24.11.2012 tarihinden itibaren deprem aktivitesinde artış gözlemlenmiştir (Şekil 5.5).

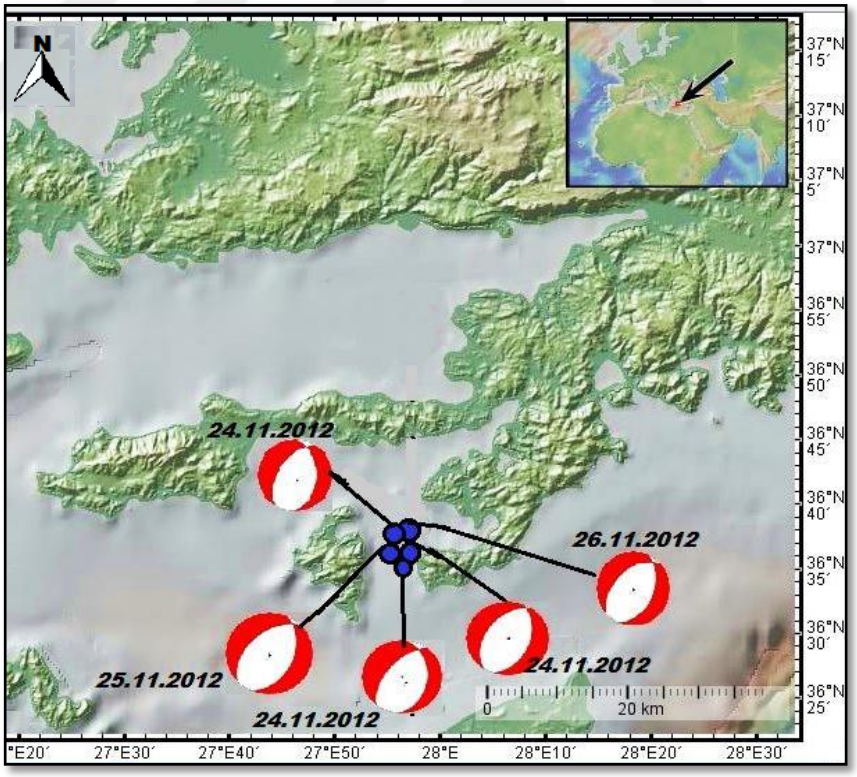


Şekil 5.5 20-25 Kasım 2012 tarihleri arasında gözlemlenen deprem aktivitesi (Acil ve Afet Durum Müdürlüğü, 2012).

.

Deprem sayısının 24 ve 25 Kasım 2012 tarihlerinde yoğunlaştığı gözlenirken, deprem büyüklüğü, 2,0' dan küçük 13 adet, 2,0-3,0 arasında 67 adet, 3,0-4,0 arasında 4 adet ve 4,0-5,0 aralığında ise, 4 adet depremin meydana geldiği saptanmıştır. Son bir haftada ise, bölgede 164 deprem kaydı gözlenmiştir (AFAD, 2012).

Depremlerin meydana geldiği bölge olan Yeşilova Körfezi, Türkiye'nin güneybatısında yer alan, deprem aktivitesinin yoğun olduğu bir bölgedir. Yeşilova ve çevresinde, tarihsel ve aletsel dönemde birçok deprem meydana gelmiştir. Körfezin içerisindeki depremler yaklaşık KD-GB, K-G uzanımlıdır (AFAD, 2012) (Şekil 5.6). 24 ve 26 Kasım 2012 tarihlerinde meydana gelen deprem verileriyle yaptığımız odak mekanizma çözümüne göre, depremi meydana getiren fayın, sağ yönlü doğrultu atımlı normal oblik fay olduğu görülmüştür. Fayın doğrultu atım bileşeni, ihmal edilebilir düzeydedir. 24 Kasım'dan itibaren, Bozburun Yarımadası'nın ucundaki Sömbeki Adası'na bakan aralıkta sürekli bir deprem kümelenmesi görülmektedir.

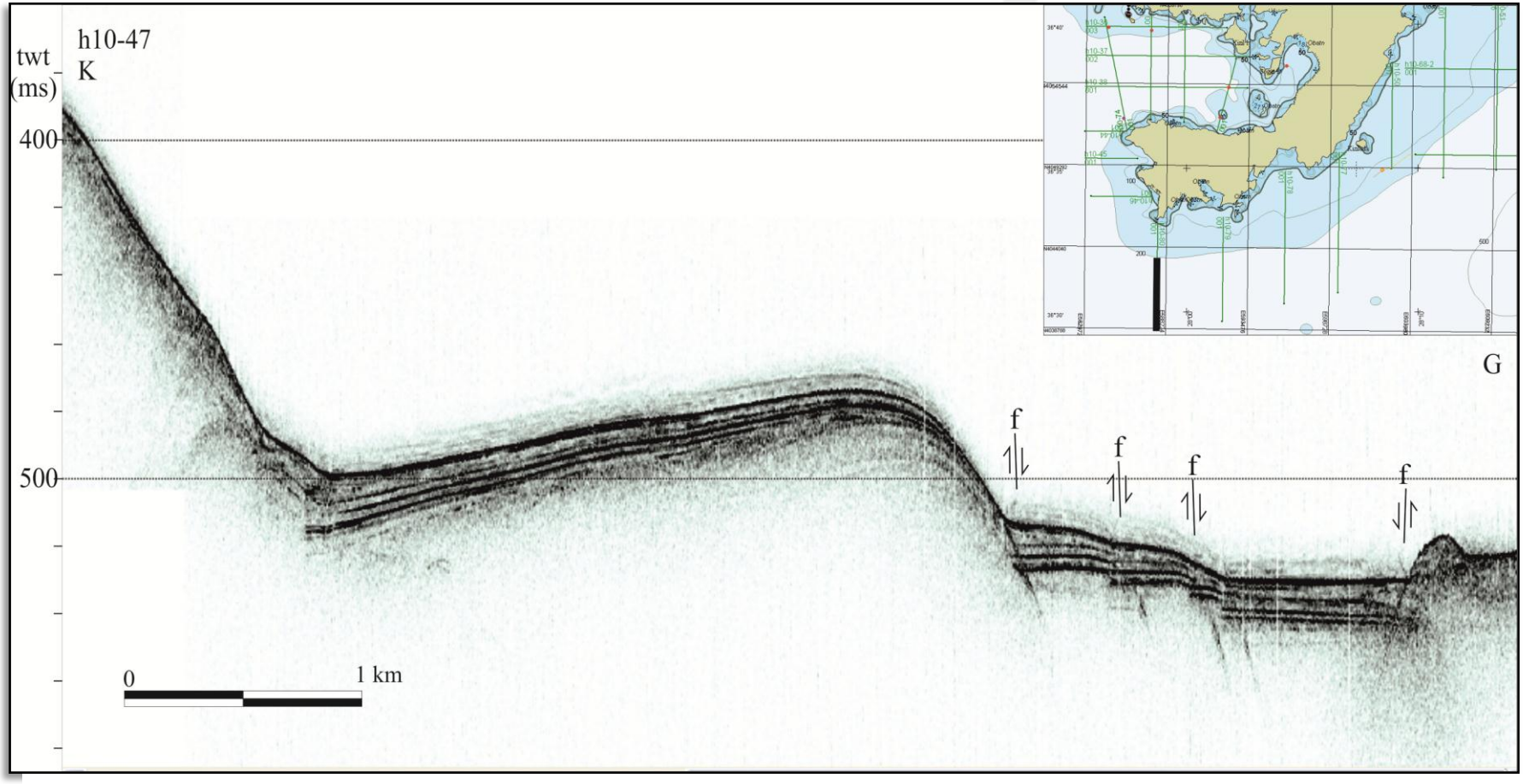


Şekil 5.6 24-26 Kasım 2012 tarihleri arasında büyüklüğü 4,0 ve üstü depremlerin odak mekanizma çözümleri. (AFAD, 2012'den değiştirilmiştir.)

26 Kasım 2012 tarihinde meydana gelen deprem için yapılan odak mekanizma çözümüne göre, depreme neden olan fayın doğrultu atım bileşenine sahip normal faylanmaya bağlı olarak geliştiği ifade edilmiştir (AFAD, 2012) (Şekil 5.6). Bu çözüm ile yapılan odak mekanizma çözümü fay sistemi açısından paralellik göstermektedir.

Yeşilova Körfezi deprem aktivitesinin gerçekleştiği bölge civarından, 2008 ve 2010 yıllarında alınan sismik verilerden bazıları, bu çalışma kapsamında tekrar incelenmiştir. Yeşilova Körfezi ile Sömbeki adası arasında D-B yönünde alınan 3,5 kHz yüksek ayrımlı sismik yansıma verilerinde, herhangi bir aktif faya rastlanmamıştır. Bozburun Yarımadası'nın güneyinden alınan, K-G yönlü yüksek ayrımlı sismik yansıma verileri incelendiğinde, basene doğru çok sayıda aktif fay olduğu gözlenmiştir (Şekil 5.7). Bu fayların bulunduğu lokasyon, deprem aktivitesinin gerçekleştiği bölgenin doğusunda kalmakta olup, bu aktiviteyle ilişkisinin olmadığı düşünülmektedir. Yeşilova Körfezi 'nin KD bölümünde karada meydana gelen depremler K-G yönlü fay sistemlerinden oluşmaktadır (McKenzie, 1972). Körfezde, 20-26 Kasım 2012 tarihinde meydana gelen deprem aktivitesinin de K-G doğrultuda normal fay sistemlerinden oluşmakta olduğu görülmektedir. Bu ilişki, karada olan fayların batıya doğru denizde de uzantısının olabileceği fikrini oluşturmaktadır. Son depremlerden önce alınan sismik kayıtlarda, denizde aktif bir faya rastlanmadığı ifade edilmiştir. Söz konusu veriler ışığında bu bölgenin, yeni bir sismik çalışma yapılarak mevcut verilerle karşılaştırılması önerilmektedir.

Bilindiği üzere Akdeniz'de özellikle Girit Adası, Oniki Adalar ve Güneybatı Anadolu kıyıları deprem aktivitesinin en yoğun gözlendiği alanlardır. Tarihsel ve aletsel dönem depremleri bölgede fazla sayıda deprem üreten aktif fayların varlığını göstermektedir. Son yıllarda, bölgede önemli sayıda deprem olmuştur. Bölge, bu tektonik yapısı itibarıyla yoğun deprem etkinliği gösteren aktif bir zon içerisinde yer almaktadır (AFAD, 2012).



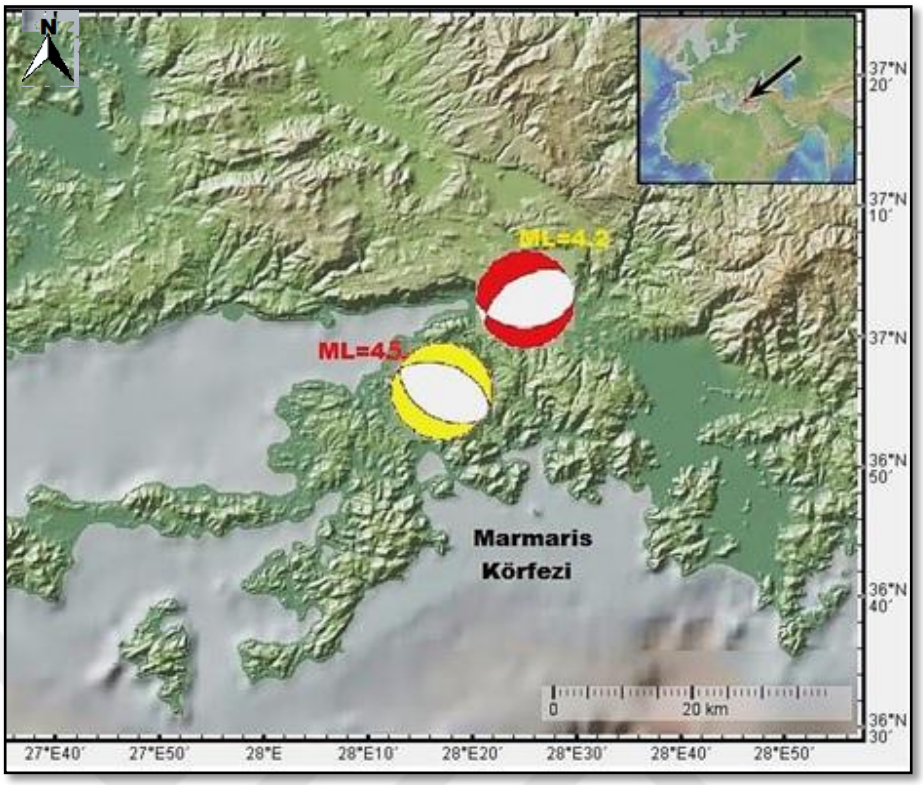
Şekil 5. 7 2010 yılında Bozburun Yarımadası güneyinden alınan 3,5 kHz sismik kesit. Sismik hattın konumu haritada kalın çizgi ile gösterilmiştir (Kaşer, 2010).

5.3 Marmaris Körfezi Depremleri

Marmaris Körfezi'nde, 4 Haziran 2012 ve 20 Haziran 2014 tarihlerine meydana gelen depremlerin odak mekanizma çözümleri yapılmıştır. Bu amaçla, 36,55 º enleminde 28,11 º boylamında meydana gelen, M_L büyüklüğü 4,5 olan deprem verisiyle, 36,22 º enleminde ve 27,34 º boylamında 20 Haziran 2014 tarihinde odak derinliği 59 km olan M_L büyüklüğü 4,4 olan deprem verisi kullanılmıştır. Depremin Kıbrıs'ın kuzeybatısında denizde olduğu saptanmıştır.

20 Haziran 2014 tarihli depremin, yapılan odak mekanizma çözümü sonucuna göre, depremi meydana getiren fayın, sol yönlü doğrultu atım bileşenine sahip ters fay olduğu görülmüştür. Bununla birlikte, 4 Haziran 2012 tarihinde 36,55 º enleminde 28,11 º boylamında meydana gelen, M_L büyüklüğü 4,5 olan kara deprem verisine göre, yapılan fay mekanizma çözümünde, depremi oluşturan fay normal fay olarak çözümlenmiştir. 4 Haziran 2012 tarihli depremin odak mekanizma çözümü, NOA merkezi tarafından yapılmıştır. Elde edilen fay mekanizma çözümünden fayın, depremin doğrultu atım bileşeni ihmal edilmek üzere olan normal fay olduğu görülmüştür. Bu sonuca göre, elde ettiğimiz fay çözümüyle merkezin yapmış olduğu fay çözümü örtüşmektedir (Şekil 5.8).

Anadolu bloğunun batısının, Ege Denizi'ne kadar olan kısmı K-G yönlü açılırken, Afrika levhasının, Helenik Kıbrıs Yayı boyunca Anadolu levhası altına dalması nedeni ile bölge, aynı zamanda KD-GB yönlü sıkışmaktadır. Helenik Yayın doğusundan Fethiye Körfezi'ne kadar uzanan ve Pliny - Strabo adı verilen sol yanal doğrultu atımlı faylanmalar bu tektonik hareketlerin sonucunda gelişmiştir. Bu faylar, aletsel dönemde büyük depremler meydana getirmişlerdir.

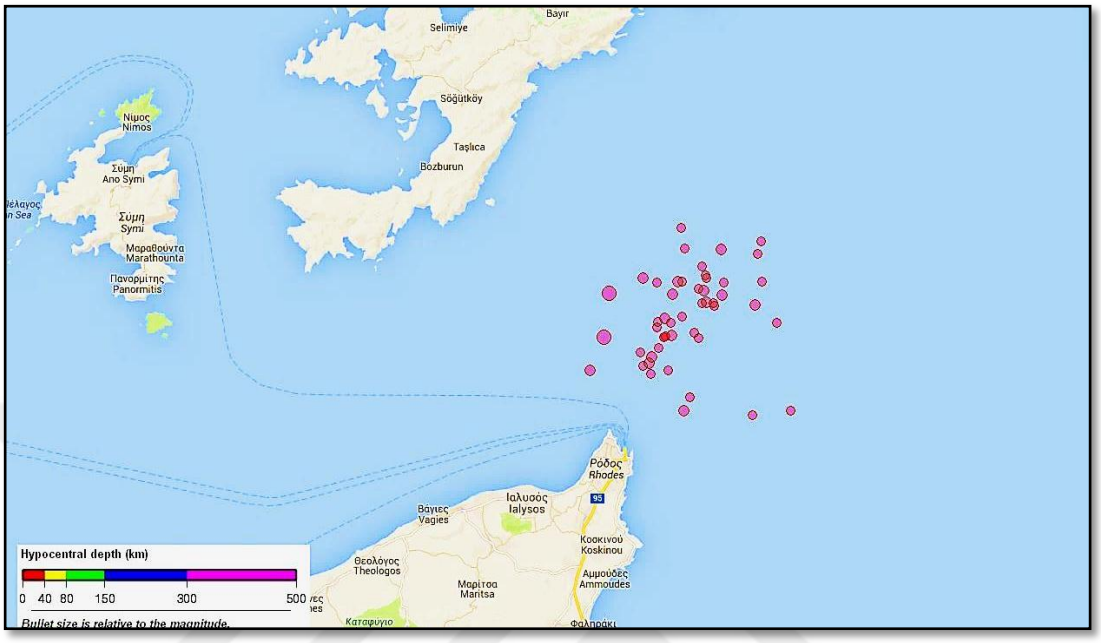


Şekil 5.8 04.06.2012 tarihli Marmaris depreminin odak mekanizma çözümü. (Kırmızı renkli çözüm NOA merkezinin yaptığı çözümdür (National Observatory of Athens, 2012). Sarı renkli çözüm ise BHTDK verisine göre yapılan odak mekanizma çözümüdür).

Körfezlerde meydana gelen depremlerin odak mekanizma çözümleri yapılmıştır (Şekil 5.1). AFAD, NOA ve Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü tarafından, aynı depremlerin yapılan fay çözümleri karşılaştırılarak incelenmiştir. Şekil 5.1 ile Şekil 5.2, 5.6 ve 5.8'de yapılan çözümlerin birbirini desteklediği görülmüştür.

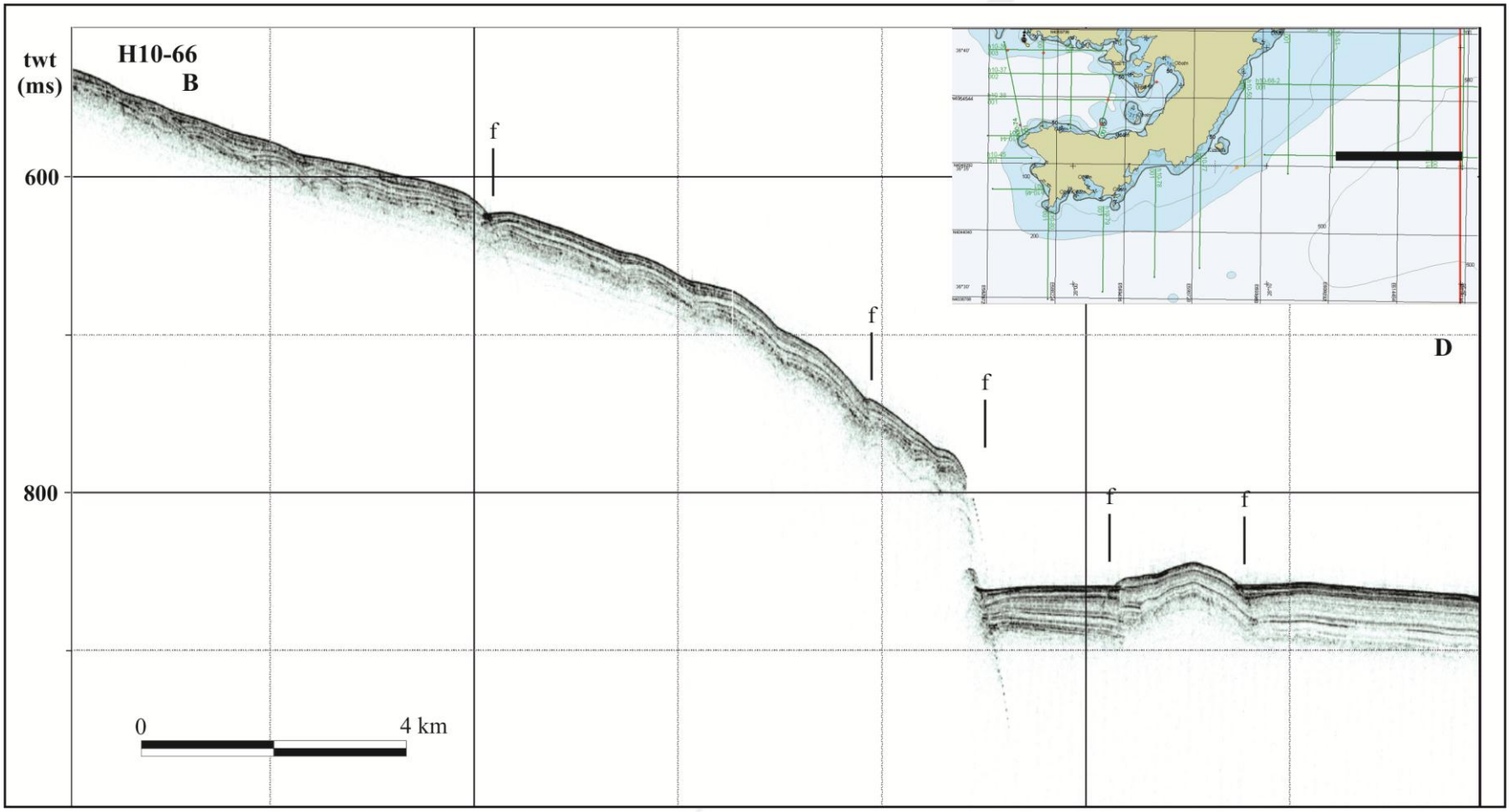
Marmaris Körfezi - Marmaris Geçidi'nde (Bozburun Yarımadası ile Rodos Adası arasında), 20 Ekim 2012 tarihinde, 4,1 büyüklüğünde bir deprem meydana gelmiştir. European Mediterranean Seismological Centre (EMSC,2012) kayıtlarına göre, 36,55 º enleminde, 28,22 º boylamında meydana gelen depremin odak derinliği 3 km'dir. Ana şok (M_L=4,1) sonrasında ise, odak derinliği 20 km'yi geçmeyen 50'ye yakın şokun meydana geldiği bir sismik etkinlik yaşanmıştır (Şekil 5.9). Söz konusu etkinliğin devam ettiği sırada, bölgenin yaklaşık 30 km batısında yine sığ odaklı yeni

bir deprem etkinliği başlamış olup (Bknz. Bölüm 5.2), bu etkinliklerin birbiri ile ilişkili olabileceği düşünülmektedir.



Şekil 5.9 Marmaris Körfezi açıklarında 20.10.2012 tarihinden sonra meydana gelen deprem aktivitesi

Marmaris Körfezi deprem aktivitesinin gerçekleştiği bölge civarından 2010 yılında alınan 3,5 kHz yüksek ayrımlı sismik verilerden bazıları, bu çalışma kapsamında tekrar incelenmiştir. Depremlerin odak dağılımına bakıldığında, KD-GB yöneliminde olduğu görülmüş ve en yakın bölgeden alınan D-B yönünde sismik yansıma verilerinde, bu doğrultunun KD uzantısında aktif faylara rastlanmıştır (Şekil 5.10). Söz konusu kayıtlar deprem aktivitesinden yaklaşık 2 yıl önce alınmış olup, fayların son depremlerle birlikte yeniden aktif olmuş olabileceği düşünülmektedir.



Şekil 5.10 2010 yılında Bozburun Yarımadası doğusundan alınan 3,5 kHz sismik kesit. Sismik hattın konumu haritadakalın çizgi ile gösterilmiştir (Kaşer, 2010).

5.4 Gökova, Yeşilova ve Marmaris Körfez Depremlerinin Odak Mekanizma Çözümlerinin Sonuçları

Gökova Körfezi, Yeşilova Körfezi, Marmaris Körfezi ve civarlarından alınan deprem verileriyle, odak mekanizma çözümü yapılan 4,0'dan büyük 7 adet depreme ait fay parametreleri elde edilmiştir. Fay parametreleri, birinci düzlem ve ikinci düzleme ait olmak üzere; depremi meydana getiren fayların doğrultu, dalım, eğim açıları Tablo 5.2'de gösterilmektedir.

Tablo 5.2 Gökova Körfezi, Yeşilova Körfezi ve Marmaris Körfezi dolaylarında incelenen M>4.0 depremlere ait fay parametreleri

			1.Düzlem			2.Düzlem		
Lokasyon	**Tarih**	**M_L**	**Doğrultu**	**Dalım**	**Eğim**	**Doğrultu**	**Dalım**	**Eğim**
Gökova K.	03.08.2004	5.0	50º	88º	-157º	319º	67º	-2º
Gökova K.	04.08.2004	5.0	54º	52º	-107º	257º	41º	-70º
Gökova K.	04.08.2004	5.4	85º	60º	-114º	306º	38º	-55º
Marmaris K.	04.06.2012	4.4	130º	47º	-89º	308º	43º	-91º
Marmaris K.	20.06.2014	4.4	80º	40º	21º	339º	81º	129º
Yeşilova K.	24.11.2012	4.3	26º	56º	-126º	258º	47º	-49º
Yeşilova K.	26.11.2012	4.8	6º	75º	-116º	245º	29º	-32º

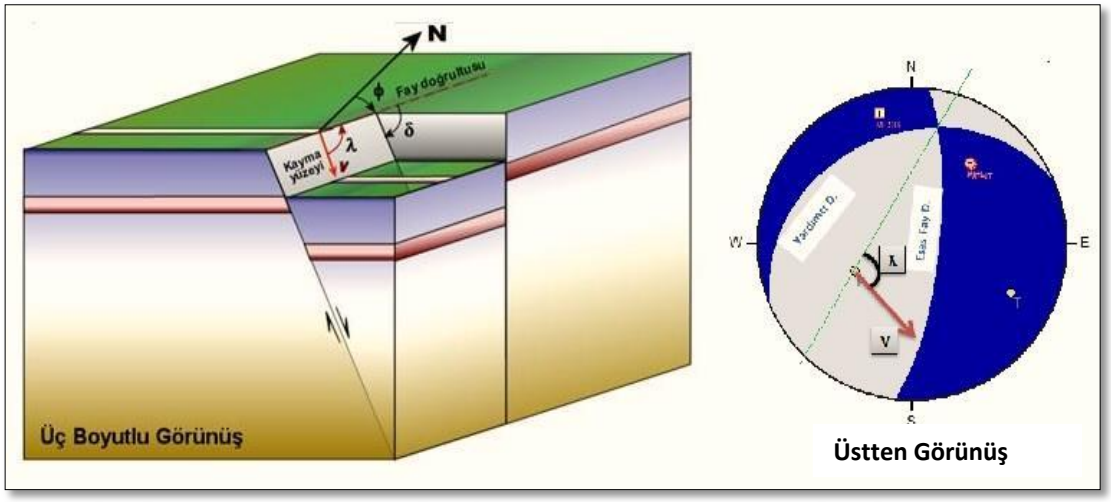
Fay düzlemi çözümü sonucunda elde edilen iki düzlemden, hangisinin esas fay düzlemi olduğu, normal şartlarda öncelikle arazide yapılacak yüzey kırığı çalışmalarından anlaşılır. Yüzey kırığının doğrultusu, fay düzlemi çözümü elde edilen iki düzlemden, birinin doğrultusu ile uyumludur. Esas fay düzleminin seçilmesine bağlı depremi oluşturan fayın türü hakkında yorum yapılabilmektedir. Faylanmanın türü, eğim açısından anlaşılmaktadır. Eğim açısı, -180º ile +180º arasında değişmektedir. Burada önemli olan, esas fay düzlemini doğru bir şekilde belirleyebilmektir.

Tablo 5.2'de, zSacWin programıyla yapılan fay düzlemi çözümünde elde edilen parametreler verilmektedir. İncelenen körfezlerin, tektonik yapılarının farklı olması, burada meydana gelen depremleri oluşturan, söz konusu fayların doğrultularının da farklı olabileceğini göstermektedir. Körfezlerde meydana gelen depremler için, esas fay düzlemi, daha önce bu alanlarda yapılmış olan çalışmalara ve meydana gelen depremlere bağlı olarak belirlenmiştir.

Gökova Körfezi depremlerini oluşturan faylanmanın türü, 2. düzlemin esas fay düzlemi olmasıyla yorumlanmıştır. Buna göre, Gökova Körfezi'nde meydana gelen 03.08.2004 tarihli depremin eğim açısı -2º 'dir ve faylanma türü sol yönlü doğrultu atımlı faydır. 04.08.2004 tarihli depremlerin sırasıyla eğim açıları -70 ve -55º olup faylanma türleri sol yönlü doğrultu atım bileşenine sahip normal oblik faydır.

Marmaris körfezi civarında meydana gelen depremlerin fay türleri de 1. düzlemin esas fay düzlemi olmasıyla yorumlanmıştır. 04.06.2012 tarihinde meydana gelen kara depremine ait eğim açısı -89º olup deprem normal faylanmaya sahiptir. Aynı bölgede körfezde, 20.06.2014 tarihinde meydana gelen depremin eğim açısı ise 21º olup depremi oluşturan fay sol yönlü doğrultu atım bileşenine sahip ters faydır. Son olarak Yeşilova Körfezi için, 1.düzlemin esas fay düzlemi olmasıyla yorumlanmıştır. 24.11.2012 tarihli depreme ait eğim açısı -126º ve faylanma türü sağ doğrultu atım bileşenine sahip normal faydır. 26.11.2012 tarihli depremin eğim açısı da -116 olup, fay mekanizmasının sağ doğrultu atım bileşeni ihmal edilebilir düzeyde normal faylanmaya bağlı olarak geliştiğini söyleyebiliriz.

26.11.2012 tarihli Yeşilova Körfez depremi için, Şekil 4.5'te ZsacWin programıyla elde edilen odak mekanizma çözümü verilmiştir. Şekil 5.11'de ise bu depremin odak mekanizma bileşenleri ayrıntılı olarak verilmektedir. Üç boyutlu görünüşe göre, ϕ; fay doğrultusunun kuzeyle yaptığı açıyı, ƛ; fay doğrultusu ile kayma yönü arasındaki açıyı, δ; fay düzlemi ile yeryüzü arasındaki açıyı göstermekte olup *v* ise, kayma vektörüdür.



Şekil 5.11 26.11.2012 tarihli 4,8 büyüklüğünde meydana gelen Yeşilova Körfezi depreminin odak mekanizma bileşenleri

Sonuç olarak yapılan odak mekanizma çözümü ve elde edilen fay parametrelerinden eğim açısı değerleri, depremleri meydana getiren faylanma türlerini göstermektedir. Elde ettiğimiz açılara göre, yorumladığımız fay türlerinin, merkezlerin yapmış oldukları odak mekanizma çözümlerinden ulaştıkları sonuçlar ile paralellik gösterdiği söylenebilir.

BÖLÜM ALTI
GÜNEYBATI ANADOLU'DA MEYDANA GELEN DEPREMLERİN İSTATİSTİKSEL ANALİZİ

6.1 Gutenberg-Richter Yöntemi

Geçmişten günümüze kadar kaydedilen sağlıklı deprem verileriyle, gelecekte meydana gelebilecek depremlerin oluşma olasılıkları ve tekrarlanma periyotları istatistiksel çalışmalarla belirlenebilmektedir. Depremlerin büyüklükleri, istatistiksel çalışmalarda, önemli faktör konumundadır. İstatistiksel risk analizinde belirleyici faktör deprem büyüklük dağılımlarıdır. Bu dağılımlar, belirli bir zaman diliminde hangi büyüklükte ve sıklıkta depremlerin beklenebileceğinin belirlenmesini sağlamaktadır. Deprem büyüklük dağılımı için bilinen en basit bağıntı, Gutenberg-Richter bağıntısıdır. Bağıntı;

$$LOG(N)=a - bM \tag{6.1}$$

şeklinde ifade edilmektedir (Gutenberg ve Richter, 1944). Bağıntıda, N, magnitüdü M'ye eşit veya daha büyük olan birim zamandaki deprem sayısını vermektedir. a ve b parametreleri ise sabit parametrelerdir. a parametresi, inceleme alanının genişliğine, gözlem sürecine ve deprem aktivitesine bağlıdır. b parametresi ise depremin oluşma fiziği ile ilgili bir parametre olup, bu konuda yapılmış bazı çalışmalar, farklı sonuçlar ortaya çıkarmaktadır. Mori ve Abercrombie, (1997), farklı tektonik bölgelerde bulunan b değerleri arasında küçük değişikliklerin olduğunu söylemiştir. Ayrıca, b değerinin sismotektonik zon ve jeolojik yaştan etkilendiği ifade edilmiştir (Miyamura, 1962). Genel bir ifade ile b parametresi, alanın tektonik karakteristiğini gösteren bir değer olarak kabul edilmiştir. (Manakou ve Tsapanos, 2000). Gutenberg ve Richter (1944), dünya ölçüsünde istatistik sonuçlara dayanarak, sığ depremler için b=0,9±0,02, orta ve derin depremler için b=1,2±0,2 değerlerini ifade etmiştir. Türkiye için ise b=0,9±0,2 olarak tanımlanmıştır. Sismotektonik bir değer olan 'b' istatistiksel çalışmalarda önemli bir parametredir.

Scholz, (1968), 1960'lı yıllarda gerilmeyle frekans - büyüklük bağıntısındaki (6.1) b parametresinin ilişkili olduğunu belirlemiştir. Kırılmalarda artan (düşük b) ve azalan (büyük b) gerilme alanlarının (6.1) bağıntısından belirlenebileceğini, yaptığı laboratuvar deneyleriyle ortaya koymuştur. Deprem sırasında açığa çıkan enerjinin, biriken gerilme miktarıyla ve kırılan malzeme ile ilişkili olduğu ifade edilmektedir. Burada gerilme konsantrasyonunun büyük olduğu (düşük b) yüksek dayanımlı alanlar fayın kitlendiği potansiyel deprem alanlarını, düşük dayanımlı alanlar (büyük a) ise kırılmanın daha sık gözlendiği zonları simgeler. Burada, b değeri gerilmeyi, a değeri ise deprem etkinliğini ifade etmektedir. Sismik bölgelerde, b katsayısının 1'den çok küçük değerler alması o fay sisteminin yüksek deprem üretkenliğini göstermektedir

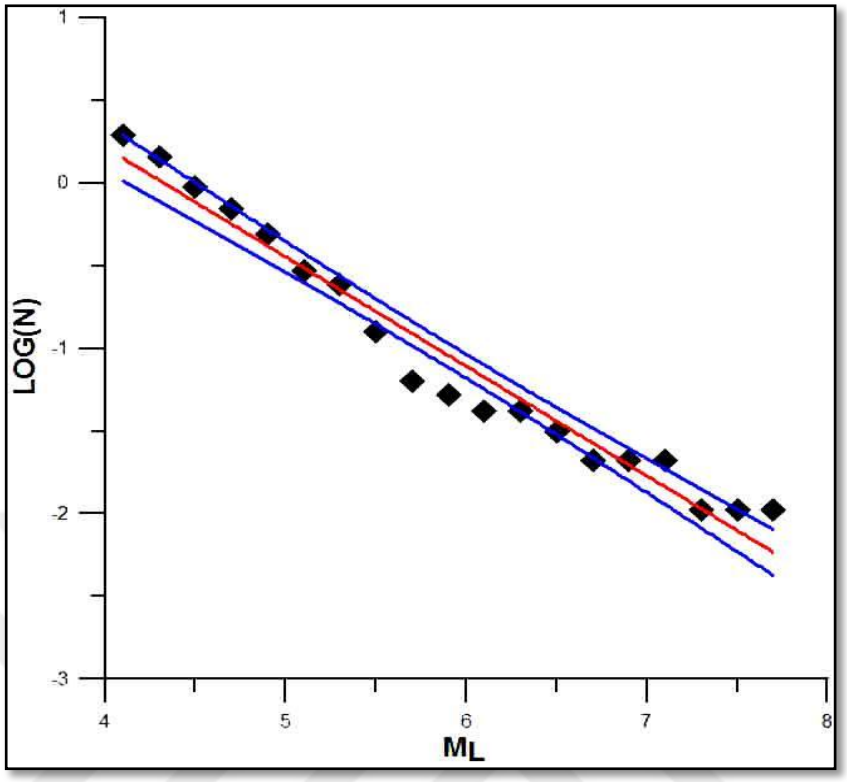
Çalışma alanının depremselliğinin incelenmesi ve deprem riskinin ortaya konulması amacıyla, istatistiksel çalışma yapılmıştır. Yapılan analizde ilk olarak, bölgeyi karakterize eden, magnitüd-frekans ilişkisine bakılmıştır. Bölgede meydana gelen depremlere ait büyüklüklerin oluş sıklıklarının geçmişe dayalı kuralını ortaya koyan bu ilişki, sismotektonik bölgenin risk analizini,

$$LOG(N)= 2,864 - 0,662M \qquad (6.2)$$

denklemiyle tanımlamaktadır.

6.2 Gutenberg-Richter Yönteminin Uygulanması

1920-2015 tarihleri arasında magnitüdü M≥4 olan depremler kullanılmıştır. N değerleri, gözlem sürecine bölünmüş ve LogN - M değerleri arasındaki en uygun doğru denklemine En Küçük Kareler (EKK) yaklaşımı ile ulaşılmıştır (Şekil 6.1). Elde ettiğimiz b parametresi (6.2) denklemindeki sonuçlara göre, 0,662 olup, 1'den küçük bir değerdir. Bu yüzden inceleme alanındaki fay sistemi, yüksek deprem üretme potansiyeline sahiptir. Bölgemizde orta büyüklükte çok fazla sayıda deprem meydana gelebilmektedir.



Şekil 6.1 Deprem aktivitesine ait, birim zaman gün alınarak elde edilmiş olan, M_L ve Log(N) arasındaki doğrusal ilişki. Kırmızı çizgi EKK ile belirlenen doğrusal ilişkiyi, mavi çizgiler ise %95 güvenlik sınırlarını ifade etmektedir.

Gutenberg-Richter denklemi kullanılarak elde edilen M_L – Log(N) grafiği, 1920-2015 yılları arasında 95 yıllık bir süre içinde meydana gelebilecek maksimum depremin magnitüdünü yaklaşık olarak M=7,7 olarak vermektedir. 1920-2015 deprem kataloğuna göre, incelenen sismotektonik bölgede, meydana gelmiş en büyük deprem, 26.06.1926 tarihinde Oniki Adalar'da büyüklüğü 7,7 olarak meydana gelmiştir. Buradan görüldüğü üzere, olasılık hesabı ile gerçek olay arasında büyük bir yaklaşım mevcuttur.

İstatistiksel risk analizinde yıl bazında, magnitüdü belli bir M değerine eşit veya daha büyük depremlerin olma olasılıkları hesaplanarak, o magnitüde ait 'Yıllık Risk' oluşturulmuştur. Yıllık risk R ile gösterilmektedir.

$$R(M) = 1 - e^{-n(M)T} \quad (6.3)$$

bağıntısı ile ifade edilmektedir. R(M)= Sismik tehlike (çekince), n(M)= yılda deprem olma sayısı; T= Gelecekte göz önüne alınacak periyodu ifade etmektedir.

Tablo 6. 1 M_L magnitüdüne göre, yıl bazında, magnitüdü M≥4 depremlerin olma olasılıkları

M_L	1 yılda	10 yılda	20 yılda	30 yılda	40 yılda	50 yılda	75 yılda	100 yılda
7,7	0,011	0,100	0,190	0,271	0,344	0,409	0,546	0,651
7,5	0,011	0,100	0,190	0,271	0,344	0,409	0,546	0,651
7,3	0,011	0,100	0,190	0,271	0,344	0,409	0,546	0,651
7,1	0,021	0,190	0,344	0,468	0,569	0,651	0,794	0,878
6,9	0,021	0,190	0,344	0,468	0,569	0,651	0,794	0,878
6,7	0,021	0,190	0,344	0,468	0,569	0,651	0,794	0,878
6,5	0,032	0,271	0,468	0,612	0,717	0,794	0,906	0,957
6,3	0,042	0,344	0,569	0,717	0,814	0,878	0,957	0,985
6,1	0,042	0,344	0,569	0,717	0,814	0,878	0,957	0,985
5,9	0,053	0,409	0,651	0,794	0,878	0,928	0,981	0,995
5,7	0,063	0,468	0,717	0,850	0,920	0,957	0,991	0,998
5,5	0,126	0,717	0,920	0,977	0,994	0,998	1	1
5,3	0,242	0,911	0,992	0,999	1	1	1	1
5,1	0,295	0,948	0,997	1	1	1	1	1
4,9	0,495	0,993	1	1	1	1	1	1
4,7	0,695	0,999	1	1	1	1	1	1
4,5	0,947	1	1	1	1	1	1	1
4,3	1,432	1	1	1	1	1	1	1
4,1	1,937	1	1	1	1	1	1	1

BHTDK verileri için belli bir M magnitüdüne eşit veya daha büyük depremlerin belirli süreçlerde olma olasılıkları (6.3) eşitliği kullanılarak hesaplanmıştır. Elde edilen Tablo 6.1'e göre, bölgede 4,1 ve daha küçük bir depremin 1 yıl içinde meydana gelme olasılığı % 193 tür. 5,5 büyüklüğünde bir depremin, 10 yılda olma olasılığı % 71 50 yılda olma olasılığı ise, %99'dur. 75 yıllık bir sürede 7,5 büyüklüğünde bir depremin meydana gelme olasılığı, %54 olmakla birlikte, tabloya göre, depremlerin uzun yıllarda olma olasılıklarının yüzde olarak arttığı görülmektedir.

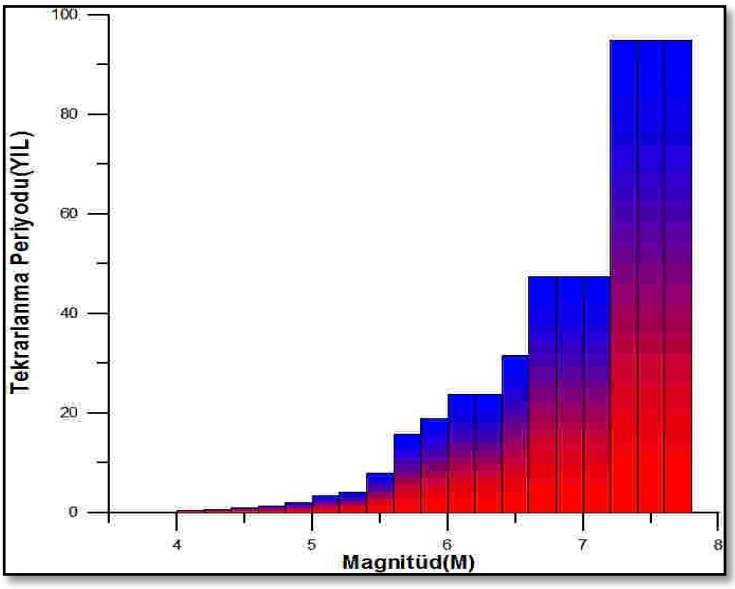
Sismotektonik inceleme alanında, meydana gelebilecek deprem büyüklüklerinin karakteristik çözümüne ait tekrarlanma(dönüş) periyotları,

$$Q(M) = 1 / n(M) \qquad (6.4)$$

bağıntısına göre hesaplanmıştır (Tablo 6.2). Buradan 4,5 büyüklüğünde bir depremin tekrarlanma periyodunun 1 yıl olduğu, büyüklüğü 7,3 ve daha büyük depremlerin periyodunun ise 95 yıl olduğu görülmektedir (Şekil 6.2).

Tablo 6.2 Belirli bir M büyüklüğüne ait depremlerin tekrarlanma periyotları

M_L	Periyot(T)	M_L	Periyot(T)
7,7	95	**5,7**	15,83
7,5	95	**5,5**	7,92
7,3	95	**5,3**	4,13
7,1	47,5	**5,1**	3,39
6,9	47,5	**4,9**	2,02
6,7	47,5	**4,7**	1,44
6,5	31,67	**4,5**	1,06
6,3	23,75	**4,3**	0,70
6,1	23,75	**4,1**	0,52
5,9	19		



Şekil 6.2 Magnitüd-Tekrarlanma Periyodu ilişkisi

Yapılan hesaplamalara göre, büyük depremlerin tekrarlanma periyotlarının uzun yıllar sonra görülebileceği Tablo 6.2 ve Şekil 6.2 ‘de görülmektedir.

6.3 Gökova ve Marmaris Körfezleri ile Yakın Çevrelerinde Meydana Gelen Deprem Verilerine Gutenberg-Richter Denkleminin Uygulanması

Gökova Körfezi’nin ve Marmaris Körfezi’nin depremselliğinin incelenmesi, körfezlerde var olan fay sistemlerinin deprem üretme potansiyelinin yorumlanabilmesi için, 1920-2015 tarihleri arasında magnitüdü M≥4 olan deprem verileri kullanılmıştır. N değerleri, gözlem sürecine bölünmüş ve LogN - M değerleri arasındaki en uygun doğru denklemine En Küçük Kareler (EKK) yaklaşımı ile ulaşılmıştır. Gökova Körfezi ve çevresinde meydana gelmiş deprem verileri kullanılarak b parametresi hesaplanmıştır.

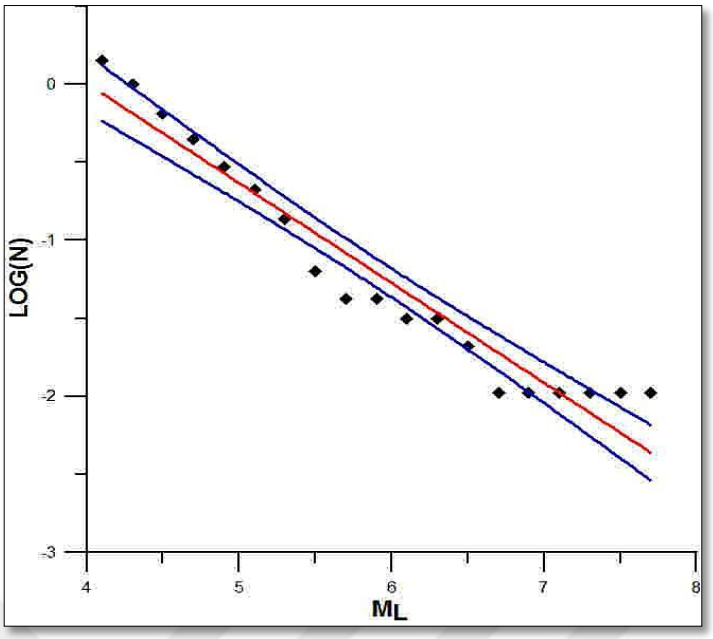
$$LOG(N) = 2{,}564 - 0{,}639M \tag{6.5}$$

denklemine göre elde edilen b parametresi 0,639 olup 1’den küçük bir değerdir. Gökova Körfezi’nin fay sistemi, buna bağlı olarak yüksek deprem üretme potansiyeline sahiptir. Körfez ve çevresinde genel olarak, orta büyüklükte depremler meydana gelmektedir (Şekil 6.3).

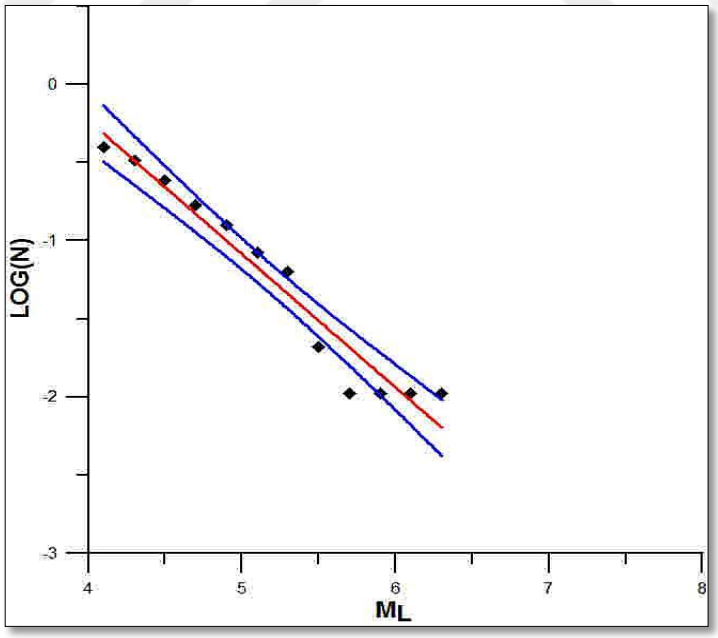
Aynı şekilde, Marmaris Körfezi için de, hesaplanan b parametresi (6.6) denklemiyle gösterilmektedir.

$$LOG(N) = 3{,}185 - 0{,}853M \tag{6.6}$$

denkleminde hesaplanan b parametresi, 0,853 olup 1’e yakın bir değerdir. b parametresinin 1’e yakın çıkması Marmaris Körfezi ve çevresinde meydana gelen depremleri oluşturan fay sistemlerinin, Gökova Körfezi fay sisteminden daha düşük deprem üretme potansiyeline sahip olduğunu göstermektedir. Aynı zamanda Marmaris Körfezi ve yakın çevresinde meydana gelen depremler orta derinlikte depremlerdir (Şekil 6.4).



Şekil 6.3 Gökova Körfezi ve yakın çevresinin deprem aktivitesine ait, birim zaman gün alınarak elde edilmiş olan, M_L ve Log(N) arasındaki doğrusal ilişki. Kırmızı çizgi EKK ile belirlenen doğrusal ilişkiyi, mavi çizgiler ise %95 güvenlik sınırlarını ifade etmektedir.



Şekil 6.4 Marmaris Körfezi ve yakın çevresinin deprem aktivitesine ait, birim zaman gün alınarak elde edilmiş olan, M_L ve Log(N) arasındaki doğrusal ilişki. Kırmızı çizgi EKK ile belirlenen doğrusal ilişkiyi, mavi çizgiler ise %95 güvenlik sınırlarını ifade etmektedir.

Gökova ve Marmaris Körfezleri ile çevrelerinde meydana gelen depremlere bağlı olarak, körfezlerin M_L-Log(N) grafiklerinden hesaplanan b parametresiyle, fay sistemlerinin deprem üretme potansiyelleri yorumlanmaya çalışılmıştır.

Yeşilova Körfezi'nden alınan D-B yönlü 3,5 kHz yüksek ayrımlı sismik yansıma verilerine göre, körfezde aktif bir fay olmadığı ifade edilmişti (Bknz. Bölüm 5.2). Körfezde meydana gelen deprem aktivitesi çok küçük bir alanda olduğu için verilere Gutenberg- Richter yöntemi uygulanmamıştır. Bu durum depremlerin birbirine yakın sayıda ve dar bir magnitüd aralığında olmasından kaynaklanmakta olup hatalı sonuç verebilmektedir.

Bu sonuçlar ışığında, hesaplanan b parametresinin, 1'e yakın olmaması o bölgedeki fay sisteminin, deprem üretme potansiyelinin yüksek olduğunu göstermektedir ki buna bağlı olarak Gökova Körfezi'nde bulunan fay sisteminin deprem üretme potansiyelinin, Marmaris Körfezi'ndeki sisteme göre daha yüksek olduğu yorumu yapılabilir.

Bölgede meydana gelebilecek önemli depremler öncesi sürecin, iyi takip edilmesi gerekmektedir. Deprem potansiyeli yüksek olan bölgelerde, sismik tehlike çalışmaları için, yalnızca istatistik çalışmalar yapılması yeterli olmamaktadır. Kaynak, ortam ve zemin koşulları ile ilgili fiziksel parametrelerin incelenmesi ve elde edilen sonuçlar ışığında, bölge için sismik tehlike haritalarının hazırlanması gerekmektedir.

BÖLÜM YEDİ
SONUÇLAR

Güneydoğu Ege Denizi'nin neotektonik yapısının ortaya çıkarılmasına yönelik olarak hazırlanan bu çalışma, Gökova, Yeşilova ve Marmaris Körfezi'nde meydana gelen güncel depremlerin incelenmesine dayanmaktadır. Derinlikleri, 1 ile 157 km arasında değişen bu depremlerin, enlem ve boylam ile derinlik arasındaki ilişkileri incelenerek derinliğin enlem ve boylama göre değişim gösterdiği grafikler çizilmiştir. Bu grafiklere göre; GB'den KD'ye doğru derinliğin azalması, GB kısmındaki kabuk kalınlığının KD'ye göre daha fazla olduğunun bir göstergesidir. Bu durum, Afrika levhasının alta dalan kısmının kuzeye doğru ilerlemesiyle açıklanabilmektedir.

Güneybatı Anadolu'da, Helenik Yay ve Ege volkanik yay olmak üzere iki tektonik yapıdan bahsedilmektedir. Tez kapsamında, incelenen depremlerin meydana geldiği bölge, Güney Ege volkanik yayının en doğu kanadını ve Helenik Yay'ın KKD yönündeki bölümünü kapsamaktadır.

İncelenen depremlerden, magnitüdü 4,0'dan büyük olanlar genellikle sığ derinlikte (0-60 km) meydana gelmiştir. Gökova Körfezi ve civarında meydana gelen depremler, sığ ve orta derinlikte depremlerdir. Yeşilova Körfezi - Bozburun açıklarında meydana gelen depremler ve Marmaris Körfezi ile Rodos'un kuzey bölümünde oluşan depremler sığ depremler olup yüzeye yakındır. Bu depremlerin odak mekanizma çözümlerine göre; Gökova Körfezi, körfezi oluşturan ve körfeze paralel uzanan normal faylar tarafından şekillenmektedir. Körfezin kuzeyini, doğu-batı yönlü doğrultu bileşenleri ihmal edilir düzeyde olan normal faylar oluşturmaktadır. Uluğ ve diğer., (2005)'nin Gökova Körfezi'nde yaptığı çalışmalara göre, körfezi KD- GB yönünde kesen yaklaşık 50 km uzunluğunda yeni bir fay hattı olduğunu ifade etmişlerdir. Gökova Körfezi'nin doğusu ile batısının farklı hareket ettiği vurgulanarak, körfezi KD-GB yönünde ortadan ikiye ayıran, sol yönlü yeni bir fayın mevcut olduğunu ifade ederek fayı, Gökova Transfer Fayı olarak adlandırmışlardır (Şekil 2.4b). Tez kapsamında incelenen 3-4 Ağustos 2004 Gökova depremleri için yapılan odak mekanizma çözümünde elde edilen kayma açısına bağlı

sonuçlara göre, fay sol yönlü doğrultu atım bileşenine sahip bir fay olarak çözümlenmiştir. Gökova Körfezi Batı Anadolu'daki diğer grabenlerden farklı olarak, Anadolu ve Ege levhaları altına dalan Afrika levhası nedeniyle, rotasyonel bir hareket göstermekte olup, bu depremlerin doğrultusu, Gökova Transfer Fayı'nın doğrultusuyla tamamen uyumlu olduğu görülmektedir. Körfezin ortasından, kuzeydoğu güneybatı yönlü bir açılma hareketi, pek çok düşey atımlı fayları meydana getirebilir. Bu da, küçük büyüklükte depremler oluşturabilir. Bu anlamda, karada da araştırma yapılması önerilmektedir.

Çalışma kapsamında incelenen diğer bir bölge ise, Gökova Körfezi'nin güney bölümünde yer alan Yeşilova Körfezi (Bozburun-Muğla)'dir. Yapılan çalışma sonucu, bu bölgede meydana gelen deprem, sağ yönlü doğrultu atımlı normal oblik faylanmaya işaret ettiği görülmüştür. Fayın doğrultu atım bileşeni, ihmal edilebilir düzeydedir. KB-GD yönünde açılma gösteren Yeşilova Körfezi'nin söz konusu, normal fayın etkisinde şekillenmekte olduğu düşünülmektedir. Marmaris Körfezi'nde, 20 Ekim 2012 tarihinden sonra meydana gelen sismik etkinliğin, yaklaşık 30 km batısındaki Bozburun açıklarında başlayan etkinlik ile ilişkili olabileceği düşünülmektedir. Bu ilişki, karada olan fayların batıya doğru denizde de uzantısının olabileceği fikrini oluşturmaktadır. Yeşilova Körfezi ile Sömbeki adası arasında alınan yüksek ayrımlı sismik yansıma verilerinde herhangi bir aktif faya rastlanmaması, son depremlerle birlikte, deniz tabanında yeni bir kırık sisteminin gelişebileceği düşüncesini oluşturmaktadır. Söz konusu veriler ışığında bu bölgede, yeni bir sismik çalışmanın yapılarak mevcut verilerle karşılaştırılması önerilmektedir.

Helenik Yayın doğu ucunda yer alan Marmaris Körfezi'nde, Helenik Yay ve Pliny - Strabo kolları dahil olmak üzere meydana gelen depremlerin derinlikleri 60 km'den küçüktür. Helenik Yayda meydana gelen sığ sismisite yayın dışbükey kısmında belirgin olup, yayın kuzeyinde, yani Ege volkanik yay gerisinde orta derinlikteki depremler (70-300 km) karakteristiktir. Kuzeye gidildikçe, depremlerin odak derinliğinin artması, kuzeye dalmakta olan Akdeniz litosferinden kaynaklanmaktadır. Doğu Akdeniz'de oluşan sıkışmalı kuvvetler, Akdeniz

Yükselimi olarak adlandırılan yapıyı meydana getirmiştir. Helenik Yayın altında kalan Akdeniz Sırtı, KD-GB yönlü sıkışmaktadır.

İnceleme alanında, Helenik Yayın doğu kenarında önemli bindirme bileşenleri ile doğrultu atım hareketi görülmüştür. Bölgede, normal fay ve doğrultu atımlı faylar mevcuttur. 20.06.2014 tarihinde, Marmaris Körfezi'nde meydana gelen depremin, sol yönlü doğrultu atım bileşenine sahip ters faya bağlı olarak geliştiği belirlenmiştir. 4 Haziran 2012 tarihli depremin fay mekanizması; doğrultu atım bileşeni ihmal edilebilir normal fay olarak çözümlenmiştir. Marmaris Körfezi, KD-GB yönlü sıkışma hareketinin etkisinde kalarak şekillendiği düşünülmektedir.

Marmaris Körfezi deprem aktivitesinin gerçekleştiği bölge civarından alınan yüksek ayrımlı sismik yansıma verilerinde, eğim atımı gözlenmeyen faylar ile basene doğru, aktif normal fay tespit edilmiştir. Söz konusu kayıtlar, deprem aktivitesinden yaklaşık 2 yıl önce alınmış olup, fayların son depremlerle birlikte yeniden hareket ettiği söylenebilir.

1920-2015 yılları arasında meydana gelen M≥4 deprem verileriyle, gelecekte meydana gelebilecek depremlerin oluşma olasılıkları ve tekrarlanma periyotları istatistiksel çalışmalarla belirlenmeye çalışılmıştır. N değerleri, gözlem sürecine bölünmüş ve LogN - M değerleri arasındaki en uygun doğru denklemine En Küçük Kareler yaklaşımı ile ulaşılmıştır. Bölge için, elde edilen b parametresi 0,662 olup, 1'den küçük bir değerdir. Bu yüzden inceleme alanındaki fay sisteminin, yüksek deprem üretme potansiyeline sahip olabileceği düşünülmektedir. Gutenberg- Richter denklemi, Gökova ve Marmaris Körfezleri'nde meydana gelen magnitüdü M≥4 olan depremler için de uygulanmıştır. Bunun sonucunda, Gökova Körfezi için b parametresi, 0,639; Marmaris Körfezi için ise b parametresi 0,853 olup 1'e yakın bir değerdir. Hesaplanan b parametresinin, 1'e yakın olmaması o bölgedeki fay sisteminin, deprem üretme potansiyelinin yüksek olduğunu göstermektedir ki buna bağlı olarak Gökova Körfezi'nde bulunan fay sisteminin deprem üretme potansiyelinin, Marmaris Körfezi'ndeki sisteme göre daha yüksek olduğu yorumu yapılabilir. Yeşilova Körfez'inde ise, meydana deprem aktivitesi çok küçük bir alanda meydana geldiği için verilere Gutenberg- Richter yöntemi uygulanmamıştır.

Bu durum depremlerin birbirine yakın sayıda ve dar bir magnitüd aralığında olmasından kaynaklanmakta olup hatalı sonuç verebilmektedir.

Son olarak, Güneydoğu Ege Denizi'nde meydana gelen güncel depremler için bu çalışma kapsamında yapılan odak mekanizma çözümlerinin, Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü ile Afet ve Acil Durum Müdürlüğü'nün deprem raporlarında yapmış oldukları çözümlerle uyumlu olduğu görülmüştür. Kiratzi ve diğer., (2003)'nin, Helenik Yay ve Ege volkanik yayda yaptığı araştırmaya göre, Ege volkanik yayının K-G yönlü açılma rejimiyle hareket ettiğini; Helenik yayın ise sıkışma hareketinin etkisinde kaldığını belirtmiştir. Tez kapsamında, elde edilen bulgulara göre; Gökova ve Yeşilova Körfezleri, Afrika levhasının Ege Denizi'nin altına dalmasıyla rejyonal açılma tektonik rejimine maruz kaldığı ve bu körfezlerin K-G, KB-GD yönünde açılma hareketinin etkisiyle şekillenmeye devam ettiği söylenebilir. Bunun yanında; Anadolu levhası, Ege levhasıyla çarpıştığı için batıya hareket ederek aslında güneybatıya doğru yönelmektedir. Buna bağlı olarak, ilk defa Gökova Körfezi'nde rotasyonel bir hareket söz konusu olup, körfezin K-G yönünde açılmasının yanında, aynı zamanda körfezin ortasından, KD-GB yönlü bir açılma hareketinden de bahsetmek mümkün olmaktadır. Söz konusu veriler ışığında bu bölgede, yeni çalışmalar yapılarak mevcut verilerle karşılaştırılması önerilmektedir.

Buna göre; Gökova ve Yeşilova Körfezleri, Ege volkanik yayının açılma tektoniği ile uyumlu bir sistemde olduğu, Marmaris Körfezi'nin ise; bu körfezlerden farklı olarak KD-GB yönlü sıkışmanın etkisinde kalarak şekillenmeye devam ettiği yorumu yapılabilir. Körfez, Helenik Yayın KD kanadını oluşturmakta olup, yayın sıkışma tektoniği ile uyumlu olduğu söylenebilir. İncelenen körfezlerin, bölgenin genel tektonik yapısıyla uyumlu hareket ettiği sonucuna varılabilir.

KAYNAKLAR

Acil ve Afet Durum Müdürlüğü, (2012). *24-26 Kasım 2012 deprem raporu*, 17 Mart 2016, http://www.deprem.gov.tr/depremdokumanlari/220

Aktar, M., Bulut, F. ve Yörük, A. (2006). *Gökova Körfezi (Muğla) aktif faylarında güncel sismik aktivitenin belirlenmesi*, Proje No: 104Y336.

Ambreaseys, N.N. (1988). Engineering seismology journal earthquake. *Engineer&Structure.Dynamic*., 17/1-105.

Barka, A. ve Reilinger, R. (1997). Active tectonics of the Eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data. *Annual Meeting of the Union Geofisica Mexicana., 3* (40), 587-610.

Barka, A., Reilinger, R. ve Emre, Ö. (2000). Active tectonics features of Western Anatolian: some results of GPS measurement, *International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region, Abstract, 9, İzmir.*

Bozkurt, E. (2001). Neotectonics of Turkey – a synthesis, *Geodinamica Acta.*, 3-30.

Demirtaş, R. (b.t.). *Ege Çöküntü Sistemi (Eçs) diri fayları, deprem etkinlikleri paleosismolojik çalışmalar ve gelecek deprem potansiyelleri*, 8 Temmuz 2015, http://www.academia.edu/8824008/EGE_ÇÖKÜNTÜ_SİSTEMİ_(EÇS)_DİRİ FAYLARI_DEPREM_ETKİNLİKLERİ_PALEOSİSMOLOJİK_ÇALIŞMALAR VE _GELECEK _DEPREM _POTANSİYELLERİ.

Dewey, J.F. ve Şengör, A.M.C. (1979). Aegean and surrounding regions: complex multiplate and continuous tectonics in a convergent zone. *Geological Society of America Bulletin, 90,* 84–92.

Dreger, D. (2002). Manual of the time-domain momet tensor inverse code release 1.1, *Berkeley Seismology Laboratory*, 18.

Ecevitoğlu, B., Demirbağ, E., Uluğ, A., Özel, E., Duman, M., Avcı, M. ve diğer. (1996). *Gökova Körfezi sığ deniz sismiği verilerine ait ön değerlendirmeler,* Ulusal Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Programı, Workshop-I, İ.Ü. Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü, 90-97.

Ersoy, S. (1991). Datça Yarımadasının stratigrafisi ve tektoniği. *Türkiye Jeoloji Bülteni. 34,* 1-14.

Ersoy, S. (1993). An example from Bozburun (Marmaris, Muğla) peninsula to transgressive carbonate platform sequence. *Geological Bulletin of Turkey*, (36), 171-177.

Eyidoğan, H., Utku, Z. ve Güçlü, U. (1991). *Türkiye Büyük Depremleri Makrosismik Rehberi 1900-1988.* İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, Jeofizik Bölümü, İstanbul.

European-Mediterranean Seismological Centre, (2012). *Son depremler*, 20 Ekim 2012 depremi, 17 Nisan 2016, http://www.emsc-csem.org/.

Friedrich, W.L. (1994). *Feuer im Meer*. Berlin, Heidelberg: Spektrum Akademischer Verlag,

Gautier, M., Moriceau, R., Brun, J.P. ve Jolivet, L. (1999). Timing,kinematics and cause of Aegean extension: a scenario based on a comparison with simple analogue experiments. *Tectonophysics, 315,* 31–72.

Genç, Ş. C., Yılmaz, Y. ve Karacık, Z. (2001). Geology of a magmatic complex in the Bodrum Peninsula, SW Turkey. In: Dora, Ö., Özgenç, I. ve Sözbilir, H. (Eds.), *Proceedings of the International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region*, 2000, 63–68.

Govers, R. ve Wortel, M.J.R. (2005). Lithosphere tearing at STEP faults: Response to edges of subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters 236,* 505–523.

Gönenç, T. (2008). *Doğu Akdeniz jeofizik verilerinin analizi ve yorumu*, Dokuz Eylül Üniversitesi. Doktora Tezi, İzmir.

Görür, N., Sengör, A.M.C., Sakınç, M., Tüysüz, O., Oktay, F. Y., Barka, A. ve diğer. (1995). Rift formation in the Gökova region, southwest Anatolia: implications for the opening of the Aegean Sea, *Geological Magazine, 132*, 637-650.

Gutenberg B. ve Richter C.F. (1944). Frequency of earthquakes in California, *Bulletin of the Seismological Society of America, 34*, 185-188.

Hall, J., Yaltırak, C. ve Aksu, A.E. (2009). Structural architecture of the Rhodes Basin: a deep depocentre that evolved since the Pliocene at the junction of Hellenic and Cyprus Arcs, eastern Mediterranean. *Marine Geology, 258,* 1–23.

Hall, J., Aksu, A.E., King, H., Gogacz, A., Yaltırak, C. ve Çifçi, G. (2014). Miocene-Recent evolution of the western Antalya Basin and its linkage with the Isparta Angle, Eastern Mediterranean. *Marine. Geology, 349,* 1–23.

Hall, J., Aksu, A.E., Elitez, I., Yaltırak, C. ve Çifçi, G. (2014). The Fethiye–Burdur Fault Zone: A component of upper plate extension of the subduction transform edge propagator fault linking Hellenic and Cyprus Arcs, Eastern Mediterranean. *Tectonophysics, 63*, 80-99.

Haslinger, F., Kissling, E., Ansorge, J. ve Peter, Y. (1999). 3D crustal structure from local earthquake to- mography around the Gulf of Arta (Ionian region, NW Greece). *Tectonophysics, 304*.

Hollenstein,C., Kahle, H. ve Geiger, A. (2004). Plate tectonıc framework and gpsderıved straın-rate fıeld wıthın the boundary zones of The Eurasıan and Afrıcan Plates, *Geodesy and Geodynamics Lab,* ETH Zürich, Switzerland.

Intergovernmental Oceanographic Commission (IOC), (1981). International Bathymetric Chart of the Mediterranean. *Published by the Head Department of Navigation and Oceanography, Russia under the authority of IOC, 10 sheets.*

Jackson, J., Haines, J. ve 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.

Jackson, J. ve Mckenzie, D. (1984). Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between Western Turkey and Pakistan, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, *77* 185- 264.

Jackson, J.A. ve Mckenzie D.P. (1988). Rates of active deformation in the Aegean Sea and surrounding regions. *Basin Research, 1*, 21–128.

Jolivet L., Philippon M., Paul A., Okay, A., Karabulut H., Burov E. ve diğer. (2013). Aegean tectonics: Strain localisation, slab tearing and trench retreat, *Tectonophysics,* 9-10.

Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, (1920-2015). *Bütünleştirilmiş Homojen Türkiye Deprem Kataloğu.*12 Ekim 2015, http://www.koeri.boun.edu.tr/.

Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü (2004). *Gökova Körfezi deprem etkinliği*, 24 Kasım 2015 http://www.koeri.boun.edu.tr/.

Kartal, R. F. Kadirioğlu, F. T. ve Kılıç T. (2014). Muğla bölgesinin sismik aktivitesi ve yapay sarsıntılar. *18. Aktif Tektonik Araştırma Grubu Çalıştayı, Muğla Sıtkı Koçman Üniversitesi, Atatürk Kültür Merkezi, Muğla.*

Kaşer, N. (2004). *Güneybatı Anadolu neotektoniğinin deniz sismik verileri ile araştırılması.* Yüksek Lisans Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, İzmir.

Kaşer, N. (2010). *Hisarönü Körfezi'ndeki deniz seviyesi değişimi, sedimantasyonu ve bölgedeki eski çağ kıyı yerleşimleri üzerindeki etkileri.* Doktora Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, İzmir.

Ketin, İ. ve Erguvanlı K. (1957). *Fethiye Zelzelesinin Makrosismik Etüdü Hakkında Rapor*, İstanbul Teknik Üniversitesi Yerbilimleri ve Yeraltı Kaynakları Uygulama ve Araştırma Merkezi Sismoloji ve Sismotektonik Alt Birimi Arşivi (Yayınlanmamış Rapor).

Kiratzi, A. ve Louvari, E. (2003). Focal mechanisms of shallow earthquakes in the Aegean Sea and the surrounding lands determined by waveform modelling: A new database. *Journal of Geodynamics. 36,* 251–274.

Koçyiğit, A. (1984). Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yeni tektonik gelişim, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, Şubat 1984, 27,* 1 -16.

Koçyiğit, A. (2000). Güneybatı Türkiye'nin Depremselliği, *Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu, 24-27 Mayıs 2000, İzmir,* 30-39.

Koçyiğit, A., Ünay, E., ve Saraç, G., (2002). Episodic graben formation and extensional neotectonic regime in west central Anatolia and the Isparta Angle: A case study in the Akşehir-Afyon graben, Turkey. In: E. Bozkurt, J. A. Winchester, J. D. A. Piper, (eds.), *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area, Geological Society,* London, Special Publication, *173*, 405–421.

Kurt, H., Demirbağ, E. ve Kuşçu, İ. (1999). Investigation of submarine active tectonism in the Gulf of Gökova, SW Anatolia - SE Aegean Sea, by multi-channel seismic reflection data, *Tectonophysics, 305,* 477-496.

Le Pichon, X. ve Angelier, J. (1979). The Hellenic Arc and trench system: A key to the evolution of the eastern Mediterranean area. *Tectonophysics, 60,* 1–42.

Le Pichon, X. ve Kreemer, C. (2010). The Miocene-to-present kinematic evolution of the easternMediterranean andMiddle East and its implications for dynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 38,* 323–351.

Manakou, M.V. ve Tsapanos, T.M. (2000). Seismicity and seismic hazard parameters evaluation in The Island of Crete and surrounding area ınferred from Mixed Data Files ,*Tectonophysics, 321,* 157-178.

Mcclusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Georgiev, I., Hamburg, M. ve diğer. (2000). Global positioning system constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal Geophysical Research*, (105), 5695–5720.

McKenzie, D. (1972). Active tectonics in the Mediterranean Region. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 30,* 109–185.

McKenzie, D. (1978). Active tectonics of the Alpine Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions (tectonics of the Aegean region). *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society,* (55), 217-254.

Meier, T., Dietrich, K. ve Harjes, P. (2004). One-dimensional models of shear wave velocity for the eastern Mediterranean obtained from the inversion of Rayleigh wave phase velocities and tectonic implications. *Geophysical Journal International,* 156, 45–58.

Meulenkamp J. ve Hilgen F J. (1986). Event stratigraphy, basin evolution and tectonics of the Hellenic and Calabro-Sicilian arcs. In: Wezel F-C (eds) The origin of arcs. *Elsevier,* Amsterdam, 327–350

Miyamura, S. (1962) Magnitude-Frequency Relations and Its Bearing to Geotectonics *Proceedings of the Japan Academy, 38,* 27-30.

Mori, J. ve Abercrombie, R.E. (1997) Depth dependence of earthquake frequency-magnitude distributions in California, *Journal Geophysical Research, 102,* 15081-15090.

National Observatory of Athens, (2004). 17 Mart 2016, http://www.gein.noa.gr/, 2004.

National Observatory of Athens, (2012). 13 Mart 2016, http://www.gein.noa.gr/, 2015.

Ocakoğlu, N. (2012). Investigation of Fethiye–Marmaris Bay (SW Anatolia): seismic and morphologic evidences from the missing link between the Pliny Trench and the Fethiye–Burdur Fault Zone. *Geo-Marine Letters 32,* 17–28.

Papazachos, B.C. ve Comninakis, P.E. (1971) Geophysical and tectonic features of the Hellenic arc, *Journal Geophysical Research. 76,* 8517– 8533

Papazachos, B., Kiratzi, A. ve Papadimitriou, E. (1991). Regional focal mechanism for earthquakes in the Aegean area. *Pure and Applied Geophysics 136,* 407–420.

Papazachos, C.B. ve Kiratzi, A.A.(1996). A detailed study of active crustal in the Aegean and surrounding region. *Tectonophysics, 253*, 129–153.

Perissoratis, C. (1995). The Santorini volcanic complex and its relation to the stratigraphy and structure of the Aegean arc, Greece. *Marine Geology,* (128), 37-58.

Perissoratis, C. ve Conispoliatis, N. (2003). The impacts of sea level changes during latest Pleistocene and Holocene times on the morphology of the Ionian and Aegean Seas (SE Alpine Europe). *Marine Geology*, (196), 145-156.

Piper, D.J.W. ve Perissoratis, C. (1991). Quaternary sedimentation on the north Aegean continental margin, Greece. *American Association Petroleum Geology,* (75/1), 46-61.

Piper, D.J.W. ve Perissoratis, C. (2003). Pleistocene neotectonics of the South Aegean arc. *Marine Geology*, (198), 259-288.

Scholz, C.H. (1968) The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and ıts relation to earthquake, *Bulletin of the Seismological Society of America,58,* 399-415.

Shaw, B. ve Jackson, J. (2010). Earthquake mechanisms and active tectonics of the Hellenic subduction zone. *Geophysical Journal International, 181,* 966–984.

Soysal, H., Kolçak, D., Sipahioğlu, S. ve Altınok, Y., (1981). *Türkiye Tarihsel Deprem Kataloğu,* Tübitak Project No*: TBAG 341,* 86.

Şaroğlu, F., Emre, Ö. ve Boray, A. (1987), *Türkiye'nin diri fayları ve depremselliği*. MTA, *Rapor No: 8174.*

Şengör, A.M.C. (1980). Türkiye'nin neotektoniğinin esasları, *Türkiye, Jeoloji Kurultayı. Konferanslar Serisi, 2,* 40.

Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y. (1981) Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach, *Tectonophysics, 75,* 181-241.

Şengör, A. ve Görür, N. (1985). Strike-Slip Faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study, in: Biddle K.T., Christie-Blick N. (Eds.), Strike-Slip Faulting And Basin Formation, *Society of Economic Paleontology Mineral Special Publication., 37,* 227–264.

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

Uluğ, A., Duman, M., Ersoy, S., Özel, E. ve Avcı, M. (2005). Late Quaternary sea-level change, sedimentation and neotectonics of the Gulf of Gökova: Southeastern Aegean Sea, *Marine Geology, 221,* 381–395.

Uluğ, A. ve Kaşer, N. (2006). Gökova Körfezi'nin güncel tektoniği, *Aktif Tektonik Araştırma Grubu 10. Toplantısı, Bildiri Özetleri Kitabı, 56.*

Yağmurlu, F. ve Şentürk, M. (2005). Güneybatı Anadolu'nun güncel tektonik yapısı. *Türkiye Kuvaterner Sempozyumu V, İTÜ Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü, 02-03 Haziran 2005,* 55-61, İstanbul.

Yazman, M., Batı, Z., İztan, Y. H., Yılmaz, M., Özdemir, İ. ve Sayılı, A. (2000). *Kuzey Ege offshore'unun jeolojisi ve prospektivitesi.* TPAO *Rapor no. 4109.*

Zanchi, A., Kissel, C. ve Tapırdamaz, C. (1990). Continental deformation in Western Turkey: A structural and paleomagnetic approach: *International Earth Science Colloquium*, 357-367, İzmir.