İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

KLİKYA BÖLGESİ'NİN GÜNCEL DEPREMSELLİĞİ VE GERİLME ANALİZİ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Müh. Ahmet ÖKELER

Anabilim Dalı : JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ

Programı : JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ

OCAK 2003

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

KLİKYA BÖLGESİ'NİN GÜNCEL DEPREMSELLİĞİ VE GERİLME ANALİZİ

YÜKSEK LİSANS TEZİ
Müh. Ahmet ÖKELER
Enstitü No : 505001500

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 24 Ocak 2003
Tezin Savunulduğu Tarih : 16 Ocak 2003

Tez Danışmanı : Prof. Dr. Haluk EYİDOĞAN

Diğer Jüri Üyeleri : Doç. Dr. Argun KOCAOĞLU

Prof. Dr. Niyazi TÜRKELLİ (B. Ü.)

OCAK 2003

ÖNSÖZ

Bu çalışma, İstanbul Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Ana Bilim Dalı' ndaki Jeofizik Mühendisliği Programı için Yüksek Lisans Tezi olarak hazırlanmıştır.

Bu tez çalışması sırasında ve öncesinde, bilgi ve birikimleri ile her zaman bana yol göseren ve yorumlarıyla her konuda bana yardımcı olan danışman hocam sayın Prof. Dr. Haluk Eyidoğan'a sonsuz teşekkürü bir borç bilirim.

Doç.Dr. Argun Kocaoğlu ve Prof.Dr.Niyazi Türkelli'ye hazırlamış olduğum bu tezin eksiklerini gösterdikleri ve bu eksikleri düzeltmeme yardımcı oldukları için sonsuz teşekkür ederim.

Ayrıca bu tez çalışmasında kullanılan verileri sağlayan TÜBİTAK-MAM YDBAE'ne teşekkür ederim. Bu verilerin işlenmesi sırasında gösterdikleri sonsuz yardımlardan dolayı Doç.Dr. Serdar Özalaybey, Dr. Mehmet Ergin, Cengiz Tapıdamaz, Ahmet Yörük başta olmak üzere tüm YDBAE çalışanlarına teşekkür ederim.

Özellikle LINUX ve GMT konularındaki yardımlarından dolayı Ar.Gör. Onur Tan ve Ar.Gör.Dr.Bülent Kaypak ile beni her zaman destekleyen Yrd.Doç.Dr. Turgay İşseven başta olmak üzere tüm İ.T.Ü. Jeofizik Mühendisliği Bölümü'ne teşekkür ederim.

Volkan Tuncer başta olmak üzere beni destekleyen tüm İ.T.Ü Jeofizik Müh Bölümü yüksek lisans öğrencilerine ve sevgili dostum H.Tevfik Gültaş'a sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Beni tüm hayatım boyunca maddi ve manevi olarak destekleyen, emeklerini ve yardımlarını benden esirgemeyen sevgili aileme minnettarım.

Ocak, 2003 Ahmet ÖKELER

İÇİNDEKİLER

KISALTMALAR **v**
TABLO LİSTESİ **vi**
ŞEKİL LİSTESİ **viii**
SEMBOL LİSTESİ **xii**
ÖZET **xiii**
SUMMARY **xv**

1. GİRİŞ **1**

2. DOĞU AKDENİZ BÖLGESİNİN TEKTONİK ÖZELLİKLERİ **4**
2.1. Klikya Bölgesinin Jeolojik ve Yapısal Özellikleri 10
2.1.1. Doğrultu Atımlı Faylar 12
2.1.1.a. Doğu Anadolu Fayı (DAF) 12
2.1.1.b. Ölü Deniz Fayı (ÖDF) 13
2.1.1.c. Ecemiş Fayı 14
2.1.1.d. Göksu Fay Zonu 15
2.1.1.e. Yumurtalık-Karataş Fayı 16
2.1.1.f.. Kozan Fayı 16
2.1.2. Sıkışmalı ve Gerilmeli Yapılar 16
2.2. Klikya Bölgesi ve Civarının Depremselliği 17
2.2.1. Tarihsel Döneme Ait Depremsellik (1900 Öncesi) 17
2.2.2. Aletsel Döneme Ait Depremsellik (1900 Sonrası) 20

3. KLİKYA DEPREM İSTASYONU AĞI **26**
3.1. Klikya Deprem İstasyonu Ağınında Kullanılan Kayıtçıların Özellikleri 29
3.1.1. Midas Kayıtçı Sistemi 29
3.1.2. Sismometre 31
3.1.3. Reftek Kayıtçı Sistemi 31
3.2. Çalışma Dönemi Boyunca İstasyonların Performansı 32

4. ÇALIŞMA DÖNEMİNDE KLİKYA DEPREM İSTASYONU AĞINDA KAYDEDİLEN DEPREMLER VE ÖZELLİKLERİ **35**
4.1. SEISAN Veri Tabanı 35
4.2. Depremlerin Yerlerinin ve Oluş Zamanlarının Hesaplanması 37
4.3. Deprem Büyüklüklerinin Hesaplanması 40
4.4. Çalışma Döneminde Meydana Gelen Depremlerin Özellikleri ve Dağılımları 41
4.5. Çalışma Döneminde Meydana Gelmiş Depremlerin Derinlik Kesitleri 62

5. ODAK MEKANİZMASI ÇÖZÜMLERİ **67**
5.1. Klikya Deprem İstasyonu Ağında Çalışma Döneminde Kaydedilen Depremlerin Odak Mekanizması Çözümleri 70

5.1.1. Odak Mekanizması Çözümlerinin Belirlenmesinde Kullanılan Programlar 70
5.1.1.a. FOCMEC Programı 71
5.1.1.b. FPFIT Programı 72
5.1.2. Çalışma Döneminde Meydana Gelen Depremlerin Odak Mekanizması Çözümleri 76

6. BÖLGEDE ETKİN GERİLME TENSÖRÜNÜN BELİRLENMESİ 82
6.1. Gerilme Tensörü 83
6.2. Tüm Bölgeye Ait Gerilme Tensörünün Bulunması 88
6.3. Düziçi-Andırın Bölgesine Ait Gerilme Tensörünün Bulunması 92

7. SONUÇLAR 94

KAYNAKLAR 100

ÖZGEÇMİŞ 110

KISALTMALAR

CMT	**:** Centroid Moment Tensor
DAF	**:** Doğu Anadolu Fayı
GPS	**:** Küresel Yer Belirleme Sistemi (Global Positioning System)
ISC	**:** International Seismological Centre
NEIC	**:** USGS National Earthquake Information Center
NOAA	**:** Nationa Oceanic and Atmospheric Administration
ÖDF	**:** Ölü Deniz Fayı
RMS	**:** Karekök Ortalama (Root Mean Square)
USGS	**:**U.S. Geological Survey

TABLO LİSTESİ

		Sayfa No
Tablo 2.1.	**:** Anadolu, Afrika, Avrasya ve Anadolu levhaları için bugüne kadar önerilmiş bazı Euler kutup pozisyonları, kayma oranları ve çalışmanın kimin tarafından yapıldığı.....	8
Tablo 2.2.	: Klikya Bölgesi ve çevresinde meydana gelmiş tarihsel depremler hakkındaki bilgiler gösterilmektedir. Bu bilgilerin alındığı kaynaklar gösterilirken kullanılan kısaltmalar şunlardır; AB: Ambraseys ve Barazangi, 1989; AJ: Ambraseys ve Jackson, 1998; AAT: Amiran ve diğ.,1994; BM79: Ben-Menahem, 1979; CP: Comninakis ve Papazachos, 1978; G: Guidobani, 1989; ISC: International Seismological Center; K: Karnık, 1969, 1970; N: NEIC; NO: National Oceanic and Atmospheric Administration. (Ergin, 1999'dan geliştirilerek alınmıştır).....	19
Tablo 2.2.a.	: Şekil 2.6.'da gösterilen depremlerin (1976 öncesi) yeri, oluş zamanı, belirlenmiş ise büyüklüğü, derinliği, doğrulu, dalım ve kayma açıları ile çözümün alındığı kaynak belirtilmiştir. Tabloda kullanılan kısaltmalar; 1: Büyükaşıkoğlu (1979,1980); Ben-Menahem (1976); Jackson ve McKenzie (1984); 4: Canıtez ve Üçer (1967); 5: Osmanşahin ve diğ. (1986).....	24
Tablo 2.2.b.	**:** Şekil 2.6.'da gösterilen depremlerin (1976 sonrası) yeri, oluş zamanı, belirlenmiş ise büyüklüğü, derinliği, doğrulu, dalım ve kayma açıları ile çözümün alındığı kaynak belirtilmiştir. Tabloda kullanılan kısaltmalar; HRV: Harvard; PDE: Preliminary Determined Epicenter, MAM: TÜBİTAK Marmara Araştırma Merkezi Yer ve Deniz Bilimleri Enstitüsü. Koyu yazılan büyüklük değerleri Mw cinsindendir.....	25
Tablo 3.1.	: Klikya Bölgesi'nde TÜBİTAK-MAM Yer ve Deniz Bilimleri Araştırma Enstitüsü Sismoloji Grubu tarafından işletilmekte olan deprem istasyonları, coğrafik konumları ve özellikleri.....	28

Tablo 3.2. : Çalışma dönemi boyunca (1999 – 2001'in ilk 6 ayı) istasyonların kaydettiği deprem sayılarının ve deprem türlerinin dağılımı..... 33

Tablo 5.1. **:** Çalışma döneminde meydana gelmiş ve odak mekanizması çözümü ise P dalgasının ilk hareket yönünden yararlanılarak FPFIT programı ile çözülmüş olan depremlerin listesi. Bu listede X:Boylam, Y:Enlem, Z: Derinlik, U:Uzanım (doğrultu), D: Dalım, E: Eğim, M: Büyüklük, GAP: Azimutal Boşluk, GS: Gözlem Sayısı'nı göstermektedir..... 80

Tablo 6.1. **:** Bölgenin etkisi altında kaldığı tektonizmanın özelliğine bağlı olarak, o bölgede hesaplanması gereken R değeri..... 88

ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa No

Şekil 2.1. **:** Doğu Akdeniz Bölgesi'nin basitleştirilmiş şematik tektonik haritası. Üzerinde üçgen olan çizgiler ters fayları, Üzerinde ok olan çizgiler ise doğrultu atımlı fayları göstermektedir. Siyah oklar levhaların hareket yönünü göstermektedir (McClusky ve diğ., 2000). (McKenzie, 1970; Eyidoğan, 1983; Taymaz ve diğ., 1990; Perinçek ve Çemen, 1990; Rojay ve diğ., 2001'den değiştirilerek alınmıştır)..... 5

Şekil 2.2. **:** Maraş Üçlü eklemi ve çevresinin genelleştirilmiş jeoloji haritası (Gülen ve diğ., 1987). Haritadaki tarama; 1-Geç Kuvaterner alüvyonları, 2- Pli-Pleyistosen taraçalar ve kaliş çökeller, 3- Geç Miosen çökeller, 4- Orta Miosen çökelleri, 5- Alt Miyosen çökelleri, 6- Temel, 7 ve 8- Pliyo-Kuvaterner volkanikleri, 9- Doğrultu Atımlı faylar, 10-Bindirmeler..... 10

Şekil 2.3. **:** Klikya Bölgesi'nde görülen ana aktif yapısal unsurlar. Bu haritada kullanılan kısaltmalar; AB: Adana Baseni, AN: Andırın, DAF: Doğu Anadolu Fayı, EF: Ecemiş Fayı, GFZ: Göksu Fay Zonu, GS: Girne Sırtı, HF: Hatay Fayı, İB: İskenderun Baseni, KB: Klikya Baseni, KF: Karasu Fayı, LB: Latakia Baseni, MS: Misis Sırtı, ÖDF: Ölü Deniz Fayı, YF: Yumurtalık Fayı. Kempler ve Garfunkel, 1994 ve Ergin, 1999'dan değiştirilerek alınmıştır..... 11

Şekil 2.4. **:** Klikya Bölgesi ve çevresinde tarihsel dönemde (1972 öncesinde) meydana gelmiş depremlerin dağılım haritası. Deprem verilerinin kaynakları Tablo 2.2'de verilmiştir..... 18

Şekil 2.5. **:** Klikya Bölgesi ve yakın civarının 1972 – 2002 yılları arasındaki depremselliği. Harita üzerinde gösteriler depremlerin yer ve derinlik bilgileri USGS deprem veri bankasından alınmıştır (USGS Earthquake Data Base)..... 21

Şekil 2.6. **:** 1963 ve 1997 yılları arasında Klikya Bölgesi'nde ve yakın çevresinde meydana gelen depremlerin ISC tarafından verilen lokasyonlarının dağılımı..... 22

Şekil 2.7. **:** Klikya Bölgesi ve civarında meydana gelmiş bazı depremlerin odak mekanizması çözümleri. Şekildeki kırmızı yıldızlar depremlerin yerini gösterir. Odak küreleri çizilirken alt yarı küre projeksiyonu kullanılmıştır ve odak küreleri depremin büyüklüğü ile orantılı çizilmiştir. Kaynaklar Tablo 2.2.a. ve 2.2.b.'da verilmiştir. Gri olarak

gösterilen odak mekanizması çözümleri TÜBİTAK-MAM YDBAE tarafından yapılmıştır..... 24

Şekil 3.1. **:** TÜBİTAK-MAM YDBAE tarafından Klikya deprem istasyonu ağında bugüne kadar işletilmiş yada işletilmekte olan istasyonların ve bölgedeki başlıca süreksizlik zonlarının bölgedeki dağılımını simgesel olarak gösterimi. Haritada üçgen ile gösterilenler Midas türü kayıtçı sistemleri olup sabit istasyonları göstermektedir ve daire ile gösterilenler ise Reftek kayıtçı sistemleridir ve geçici istasyonları göstermektedir. Haritada doğrultu atımlı faylar D.A.F ile normal faylar ise N.F. ile gösterilmiştir. Harita üzerinde rakamlar ile gösterilen süreksizlikler; 1: Doğu Anadolu Fay Zonu, 2: Amanos Normal Fay Zonu, 3: Ölü Deniz Fay Zonu, 4: Antakya Fay Zonu, 5: Göksu Fay Zonu, 6: Tarsus Fay Zonu, 7: Ecemiş Fay Zonu, 8: Yumurtalık-Karataş Fay Zonu' dur 28

Şekil 3.2. : Midas kayıtçı sistemi ve L4-C üç bileşenli sismometrenin görüntüsü..... 30

Şekil 3.3 : Reftek Kayıtçı Sisteminin görüntüsü..... 32

Şekil 3.4. : Çalışma döneminde istasyonların kaydettiği olay sayısı histogramı. İçi dolu olan barlar uzak olay sayısını, içi boş olan barlar ise yakın olay sayısını göstermektedir. 34

Şekil 4.1. **:** Seisan yazılımının klasör yapısının basitleştirilmiş şematik gösterimi (Havskov, 1997). 37

Şekil 4.2. : Homojen yarı sonsuz ortamda deprem lokasyonu yaparken kullanılan geometri. Bu şekilde ; V: Yarısonsuz ortamın hızı; x_0, y_0 ve z_0: Depremin enlem, boylam ve derinliği; t_0: Depremin oluş zamanı; x_i, y_i ve z_i : Depremi kaydeden i.istasyonun enlem, boylam ve yüksekliği; t_i: Depremin i.istasyonda kaydedilmeye başlandığı zamanı göstermektedir..... 38

Şekil 4.3. : HYPOCENTER adlı deprem lokasyonu programının akış diagramı (Lienert ve diğ., 1986)..... 39

Şekil 4.4. : Klikya Bölgesi'nin (bölgesel) ve Adana Baseni'nin (yerel) bir boyutlu hız yapısı. (Ergin, 1999; Aktar ve diğ., 2000). Şekilde mavi çizgi Adana Baseni'nin, kırmızı çizgi ise Klikya Bölgesi'nin hız yapısını göstermektedir..... 41

Şekil 4.5. **:** Çalışma döneminde bölgede meydana gelen depremlerin dağılım haritası. Haritada depremlerin çapları büyüklükleri ile renkleri ise derinlikleriyle orantılı olarak verilmiştir. Beyaz üçgenler MİDAS Kayıtçıları, beyaz daireler REFTEK Kayıtçıları gösterir. Mavi yıldızlar derinlik kesitlerinin alındığı doğrultuları göstermektedir..... 42

Şekil 4.6. : Şekil 4.5'deki episantır haritasında gösterilen depremlerin derinliklerinin dağılımı..... 43

Şekil 4.7. **:** Çalışma bölgesinde parametreleri hesaplanmış olan depremlerin büyüklüklerinin dağılımını gösteren histogram. Burada gösterilen deprem büyüklükleri en az 3 istasyonda kaydedilmiş depremlere aittir..... 44

Şekil 4.8. : Çalışma döneminde Klikya bölgesinde meydana gelen parametreleri hesaplanmış olan depremlerin aylara göre dağılımını gösteren histogram..... 45
Şekil 4.9. **:** Çalışma döneminde meydana gelen ve parametreleri hesaplanmış olan depremlerin aylara göre yığınsal toplamı... 46
Şekil 4.10. **:** Çalışma döneminde meydana gelen parametreleri hesaplanmış olan depremlerin oluş saatinin dağılımı histogramı..... 46
Şekil 4.11. **:** Çalışma döneminde Klikya Bölgesi'nde meydana gelmiş depremlerin a) istasyonlara göre episantır uzaklığı ve b) derinlik dağılımı, histogramları..... 47
Şekil 4.12. **:** Çalışma Döneminde Klikya Bölgesi'nde meydana gelen depremlerin a) Oluş zamanlarını belirlerken yapılan hataların dağılımı, b) Boylam belirlenirken yapılan hataların dağılımı, c) Derinlik belirlenirken yapılan hataların dağılımı ve d) Enlem belirlenirken yapılan hataların dağılımını, gösteren histogramlar..... 49
Şekil 4.13. : Bölgede meydana gelen lokal depremlerin İstasyon Sayısı – Derinlik Hatası grafiği. Bu grafikte dairelerin çapları deprem büyüklüğü ile orantılıdır..... 50
Şekil 4.14. **:** Depremlerin azimutal boşluklarının istasyon sayısına bağlı olarak değişimi grafiği. Bu grafikte daireler depremlerin büyüklükleri ile ilişkilidir ve düz çizgi ise 200°'lik azimutal boşluğu göstermektedir..... 50
Şekil 4.15. **:** Çalışma döneminde meydana gelmiş lokal depremlerin, a) RMS hatası dağılımını gösteren histogram, b) depremi kaydeden istasyon sayısı dağılımını gösteren histogram ve c) tüm depremlerin azimutal boşluk derecesini gösteren histogram..... 51
Şekil 4.16. : Depremlerin a) RMS - istasyon sayısı grafiği ve b) RMS dağılımı grafiği. Bu grafikteki dairelerin çapı depremlerin büyüklüğü ile orantılıdır..... 53
Şekil 4.17. **:** Her istasyonda kaydedilen depremin, istasyona olan uzaklığı grafiği..... 54
Şekil 4.18. **:** Deprem fazlarının okunması sırasında yapılan zaman hatalarının istasyonlara göre dağılımı. a) S Fazı okuma hatası, b) P fazı okuma hatası..... 54
Şekil 4.19. **:** Çalışma döneminde meydana gelen ve A sınıfına giren depremlerin lokasyonlarının dağılımı. Deprem yerini gösteren dairelerin büyüklüğü deprem büyüklüğü ile orantılı olarak verilmiştir..... 56
Şekil 4.20. **:** A sınıfı olarak gruplanan depremlere ait çeşitli parametrelerin dağılımını gösteren histogramlar..... 56
Şekil 4.21. **:** Çalışma döneminde meydana gelmiş olan ve B sınıfı olarak nitelenen depremlerin lokasyonlarının dağılımı. Deprem yerini gösteren dairelerin büyüklüğü deprem büyüklüğü ile orantılı olarak verilmiştir..... 57
Şekil 4.22. **:** Bu sınıfına giren depremlere ait bazı parametrelerin değişimini gösteren histogramlar..... 58

Şekil 4.23. **:** Çalışma döneminde Klikya Bölgesi'nde meydana gelen depremlerden azimutal boşluğu 100°'nin altında olanların dağılımı..... 60
Şekil 4.24. **:** Çalışma döneminde meydana gelen ve azimutal boşlukları 100° ile 180° arasında değişen depremlerin dağılımı …..... 61
Şekil 4.25. **:** Çalışma döneminde meydana gelen depremlerin azimutal boşlukları 100°'den daha küçük olanların ve 100° ile 180° arasında olanların derinliklerinin dağılımı. 61
Şekil 4.26. **:** Düziçi - Andırın civarında meydana gelen depremlerin derinlik kesitleri. Şekildeki dairelerin çapları deprem büyüklükleri ile orantılı olarak verilmiştir..... 62
Şekil 4.27. **:** Adana ili çevresinde meydana gelmiş depremlerin derinlik kesitleri. Şekildeki dairelerin çapı depremlerin büyüklüğü ile orantılı olarak verilmiştir..... 64
Şekil 4.28 **:** Çalışma alanında meydana gelmiş depremlerin güneybatı kuzeydoğu doğrultulu derinlik kesitleri..... 65
Şekil 5.1. : İlk hareket yönü aşağı ve yukarı olan bölgelerin dağılımı. Bu şekilde içi dolu olan polariteler sıkışma (+), içi boş olanlar ise genişleme (-) dir..... 68
Şekil 5.2. : P dalgası yayılma paterni..... 72
Şekil 5.3.a. : 21/01/1999'da 02:13'te meydana gelmiş bir depremin FPFIT programı ile belirlene odak mekanizması çözümü..... 74
Şekil 5.3.b, c. : Aynı deprem için FOCMEC (b ve c) programının çözüm olarak verdiği odak mekanizması çözümleri..... 75
Şekil 5.4. : Klikya Bölgesi'nde çalışma döneminde kaydedilmiş ve yeterli polarite okumasına sahip depremlerin odak mekanizması çözümleri. Çözümlerde siyah boyalı alanlar sıkışma türü ilk hareket yönünü temsil etmektedir ve alt yarıküre projeksiyonu ile gösterilmiştir. Kürelerin büyüklüğü depremlerin büyüklüğü ile orantılıdır..... 77
Şekil 6.1. **:** Bir cismin içerisinden alınmış V hacim elemanı..... 84
Şekil 6.2. **:** Asıl gerilme eksenlerinin $(\hat{e}_1, \hat{e}_2)\,\theta^0$ döndürülmesi sonucu oluşan yeni koordinat sistemi $(\hat{e}'_1, \hat{e}'_2)$ 84
Şekil 6.3. **:** En az 6 polarite okumasına sahip depremlerin odak mekanizması çözümleri kullanılarak hesaplanan gerilme tensörünün oryantasyonu..... 89
Şekil 6.4. **:** En az 8 istasyonda kaydedilmiş depremlerin odak mekanizması çözümleri kullanılarak hesaplanan gerilme tensörünün oryantasyonu..... 90
Şekil 6.5. **:** En az 10 istasyonda kaydedilmiş depremlerin odak mekanizması çözümleri kullanılarak hesaplanan gerilme tensörü..... 91
Şekil 6.6. **:** Düziçi- Andırın bölgesi için hesaplanmış gerilme tensörü.. 93
Şekil 7.1. : Göksu Fay Zonu ile Yumurtalık – Karataş Fayı'nın şematik gösterimi..... 98
Şekil 7. 2. : Göksu Fay Zonu ve D.A.F.'ın şematik gösterimi..... 98

SEMBOL LİSTESİ

$\mathbf{X_0}$	**:** Deprem Episantırının Boylamı
$\mathbf{Y_0}$	**:** Deprem Episantırının Enlemi
$\mathbf{Z_0}$	**:** Deprem hiposantırının Derinliği
$\mathbf{M_S}$	**:** Depremin Yüzey Dalgası Büyüklüğü
$\mathbf{M_L}$	**:** Depremin Lokal Büyüklüğü
$\mathbf{M_D}$	**:** Depremin Süre Büyüklüğü
K	**:** Kuzey
D	**:** Güney

KLİKYA BÖLGESİNİN GÜNCEL DEPREMSELLİĞİ VE GERİLME ANALİZİ

ÖZET

Klikya Bölgesi Anadolu'nun güneyinde yer alır ve İskenderun Körfezini çevreleyen, Türkiye'nin en önemli yapısal unsurlarını bünyesinde barındıran karmaşık tektonik rejime sahip bir bölgedir. Bu bölgenin karmaşık bir tektonizmaya sahip olmasının nedeni Afrika, Anadolu ve Arabistan levhalarının etkileşiminin en fazla olduğu kesimde yer almasıdır. Bu üç levha Klikya Bölgesi'nin doğusunda Maraş civarında üçlü eklem oluştururlar. Bu üçlü eklem oluşumu nedeniyle bölgede çok genç tektonik yapılar ve süreksizlikler yer almaktadır. Bu levhaların birbirlerine göre olan hareketleri Ölü Deniz Fayı ve Doğu Anadolu Fayı tarafından karşılanır. Bu fayların birbirleri ile birleşip birleşmediği, eğer birleşiyorlarsa nerede birleştikleri ve Doğu Anadolu Fayı'nın Klikya Bölgesi içerisindeki devamı bugün hala tartışılmaktadır.

Bu tez çalışmasında böyle karmaşık bir tektonizmaya sahip olan Klikya Bölgesi'nin depremselliği ve bölgeyi etkisi altında tutan gerilme tensörleri incelenmiştir. Bu inceleme sırasında TÜBİTAK-MAM Yer ve Deniz Bilimleri Araştırma Enstitüsü'nün bölgede 1993 yılında kurmaya başladığı ve günümüzde hala işletilmekte olan sayısal sismik ağ tarafından 1999 ile 2001 yılının ilk 6 ayı içerisinde kaydedilmiş olan depremler kullanılmıştır. Öncelikle bu depremlerin ilk okumaları yapıldıktan sonra en az 3 istasyon tarafından kaydedilen yakın depremlerin lokasyonları ve oluş zamanları belirlenmiştir. Bu işlem için HYPOCENTER programı kullanılmış, bölgenin hız yapısı ise daha önce yapılmış olan çalışmalardan alınmıştır ve yaklaşık 390 adet depreme ait parametreler hesaplanmıştır. Bu işlemden sonra en az 6 istasyonda P dalgasının ilk hareket yönü belirlenmiş olan depremlerin verileri FPFIT programı kullanılarak incelenmiş ve 60 adet depremin odak mekanizması çözümü belirlenmiştir. Odak mekanizması çözümleri ile gerilme tensörünü eş zamanlı olarak çözen algoritma kullanılarak bu bölgeye ait gerilme tensörleri belirlenmiştir.

Tüm bu çalışmalar sonunda bölgede sol yanal atım bileşeni baskın olan ve az miktarda normal bileşene sahip bir tektonizmanın hakim olduğunu söylenebilir. Özellikle bölgenin genelinde meydana gelen depremlerin odak mekanizması çözümlerine bakıldığında, bu çözümlerin büyük kısmı bu tektonizmayı doğrulamaktadır. Ancak özellikle Düziçi ve Andırın civarını kapsayan bölgede meydana gelen depremlerin odak mekanizması çözümlerinde normal bileşenin hakim olduğu görülmektedir. Adana civarında meydana gelen depremler genellikle 1998 Adana Ceyhan depreminin de meydana geldiği Göksu Fay Zonu'nu üzerinde gruplaşmaktadırlar.

Tüm bölgeyi kapsayacak şekilde hesaplanan gerilme tensörü de bölgenin normal bileşeni de olan ancak hakim olarak sol yanal hareket özelliği gösteren tektonizmanın etkisi altında kaldığını doğrulamaktadır. Tüm bölge için hesaplanan gerilme

tensöründe σ_2 yaklaşık olarak düşeye yakındır, σ_1 kuzey-güney doğrultulu sıkışmayı ve σ_3 ise yaklaşık doğu-batı yönlü gerilmeyi temsil etmektedir. Eğer bölgenin genel tektoniği göz önüne alınırsa, Anadolu'nun Avrasya ile Arabistan ve Afrika levhaları arasında sıkışması sonucunda Doğu Anadolu Fayı boyunca yaptığı sol yanal atımlı kaçma hareketi hesaplanan gerilme tensörü ile birebir uyumludur.

RECENT SEISMICITY AND STRESS ANALYSIS OF THE CILICIAN REGION

SUMMARY

Cilician Region, covering the Gulf of Iskenderun, in Southen Anatolia,has a complex tectonic regime, including some of the most important structural units of Turkey. The reason for the complex tectonism, is its location where African, Anatolian and Arabian plates collide. These three plates form a triple junction near Maras, south of the Cilician Region. Because of the existence of the triple junction near the region, there are many neo-tectonic structures and discontinuities. The relative motion between these plates is taken up by the Dead Sea Fault and the East Anatolian Fault. The meeting of these faults and the locations and continuity of East Anatolian Fault in the Cilician Region are still being debated.

In this thesis, the seismicity and the stress axis of the Cilician Region have been investigated. During this investigation, earthquakes that have been recorded during 1999 and the first half of 2001 by a digital seismic network installed by TUBITAK-MAM Earth Sciences Research Institute in 1993 have been used. The locations and the origin times are determined for events recorded by at least three stations. The results of the previous studies have been used for the velocity structure of the region. In this study, sixty earthquakes, which have at least six P wave polarities, have been investigated using FPFIT program for the determination of the fault plane solutions. After determining the fault plane solutions, stress tensor of the region was calculated.

Stress tensor analysis indicates that an active tectonism having a major left lateral component and a minor normal component is dominant in the region. Based on the fault plane solutions of the majority of the earthquakes, confirm this tectonism. But, in the vicinity of Düziçi-Andırın regions, normal component becomes more dominant than left lateral component in fault plane solutions of the earthquakes. The earthquakes that occurred in the vicinity of Adana were generally grouped near Goksu Fault Zone where 1998 Adana Ceyhan earthquake occurred.

Stress tensor calculated for the entire region, confirms the active tectonics with a minor normal component and a dominant left lateral component. According to calculated stress tensor solutions, σ_2 is nearly vertical, σ_1 represents compression that is in north-south direction and σ_3 represents tension that is nearly east-west direction. Considering general compressional tectonism of the region, between the Eurasian, African and Arabian plates, westward motion of Anatolia along the East Anatolian Fault agrees with the results of the calculated stress tensor.

1. GİRİŞ

Bu tez çalışmasının konusu olan Klikya Bölgesi, ülkemizin en önemli tektonik unsurlarından olan Bitlis-Zagros Bindirme ve Kıvrım Kuşağı'nın, Doğu Anadolu Fayı'nın, Kıbrıs Yayı'nın ve Ölü Deniz Fay Zonu'nun birbirlerine yaklaştıkları ve yer yer kesiştikleri bir bölgedir. Yukarıda sıralanan tüm bu unsurlar aynı zamanda Anadolu, Afrika ve Arabistan levhaları arasındaki sınırda oluşmuş unsurlardır. Klikya Bölgesi gerek bu üç levhanın sınırları arasında kaldığından ve gerekse Anadolu levhasının Avrasya Levhası ile Arabistan ve Afrika levhalarının arasında sıkışmasından dolayı oluşan pek çok süreksizliğin geliştiği bir bölgedir. Bu nedenle bu bölge yurdumuzdaki en karmaşık tektonizmanın gözlendiği bir alandır. Bu üç levhanın karşılaşmaları sonucunda meydana gelen Maraş Üçlü Eklemi çalışma bölgesinin doğusunda yer almaktadır. Bugün Maraş civarında olduğu kabul edilen bu üçlü eklemin yeri konusundaki tartışmalar oldukça eskiye dayanmaktadır. Bu üçlü eklemin batısında genellikle doğrultu atımlı bir rejim gözlenirken, doğusunda sıkışma rejimi hakimdir (Kempler ve Garfunkel, 1994). Bugün hala devam etmekte olan tartışma konusu ise, Doğu Anadolu Fayı'nın bu üçlü eklemin batısına, Klikya Bölgesi'nden geçerek Akdeniz'in içerisine, doğru olan devamı üzerine yoğunlaşmaktadır. Nitekim 27.06.1998 Adana Ceyhan depreminin yeri ve mekanizması bu tartışmayı yeniden başlatmıştır.

Bölgenin karmaşık olan tektoniğine ışık tutmak amacıyla bugüne kadar pek çok sismoloji, jeoloji ve jeodezi çalışmaları yapılmıştır. Yapılan çalışmaların büyük çoğunluğu ise arazi gözlemlerine dayanan jeolojik çalışmalardır. Tüm Anadolu'da yapılan GPS (Global Positioning System) çalışmaları sırasında Klikya Bölgesi'ndeki levhaların birbirlerine göre olan hareketlerinin hızı ve doğrultusu belirlenmeye çalışılmıştır (Barka ve Reilinger, 1997; Reilinger ve diğ., 1997; Kahle ve diğ., 1998; McClusky ve diğ., 2000; Kahle ve diğ., 2000). Ayrıca birçok yazar Klikya Bölgesi'nde ve yakın civarında meydana gelmiş olan büyük depremlerin çözümlerini kullanarak bölgenin aktif tektonik özelliklerini ve fay karakteristiklerini incelemiştir (McKenzie, 1970, 1972, 1976; Dewey ve Şengör, 1979; Le Pichon ve Angelier,

1979; Canıtez ve Üçer, 1967; Büyükaşıkoğlu, 1980; Rotstein ve Kafka, 1982; Gülen ve diğ., 1987; Taymaz ve diğ., 1991). Ancak, Klikya Bölgesi'nde en kapsamlı sismolojik çalışma Ergin (1999) tarafından yapılmıştır. Ergin (1999) çalışmasında bölgenin tek boyutlu hız yapısı çıkarılmış ve 1993-1998 yılları arasındaki dönemde meydana gelen depremlerin lokasyonlarının dağılımı, odak mekanizması çözümleri ve gerilme tensörü analizi yapmıştır.

Bu tez çalışmasında TÜBİTAK-MAM YDBAE tarafından 1993 yılından beri işletilmekte olan sayısal sismik ağın 1999 yılı ile 2001 yılının ilk 6 ayı içerisinde kalan dönemde kaydettiği yakın depremler kullanılmıştır. Bölgede meydana gelmiş olan depremlerin lokasyonları HYPOCENTER (Lienert ve diğ., 1986) algoritması kullanılarak belirlenmiş ve derinlik kesitleri çıkartılmıştır. İncelenen depremlerin enlem, boylam ve derinlik duyarlılık analizleri çeşitli kriterler kullanılarak tartışılmıştır. Depremler istatistiksel olarak incelenmiş ve bölgedeki episantır dağılımları 3 boyutlu olarak ele alınmış ve özellikleri tartışılmıştır. Ayrıca bu depremlerden en güvenli ve duyarlı olanlarının odak mekanizması çözümleri P dalgasının ilk hareket yönü bilgilerinden hareketle belirlenmiştir. Bu işlem sırasında da FPFIT (Reasenberg ve Oppenheimer, 1985) algoritması kullanılmıştır. Daha sonra bu çözümler kullanılarak tüm bölge için ve Düziçi-Andırın kesimi için gerilme tensörü analizi yapılmıştır. Gerilme tensörünün belirlenmesi sırasında Riviera ve Cisternas (1990) algoritmasının değiştirilmiş bir versiyonu kullanılmıştır.

Bölgede pek çok konuda, farklı amaçlara yönelik olarak çeşitli çalışmalar yapılmıştır. Ancak, günümüzde bu bölgenin yerbilimsel gelişimi ile ilgili hala tam olarak açıklanamamış ve tartışılmakta olan pek çok konu vardır. Bu konulardan en önemlisi Doğu Anadolu Fayı'nın Akdeniz'in içerisine doğru olan devamıdır. D.A.F.'nın Klikya Bölgesi'nde nasıl bir karakter sergilediği tartışmalıdır. Ayrıca Klikya Bölgesi'nde gözlenen ana tektonik rejim, depremlerin odak mekanizması çözümlerinden, sol yönlü doğrultu atımlı olarak belirlenmiştir. Ancak Klikya Bölgesi'nde Osmaniye ilinin kuzey kesimlerinde Düziçi-Andırın bölgesi olarak adlandırılan alanda ve yakın civarında meydana gelen depremlerin odak mekanizma çözümlerinde normal bileşen, doğrultu atımı bileşenine göre daha baskın olarak gözlenmektedir (Şekil 2.7). Bu normal bileşenin kaynağı henüz tam olarak açıklanamamıştır. Bir diğer tartışmalı konu ise, Adana ili ve civarında meydana gelen depremlerin derinlikleri hakkındadır. Bu kesimlerde meydana gelen depremlerin

bazıları, Türkiye geneli düşünülecek olursa çok derinde meydana gelmektedir. Genel olarak söylemek gerekirse, Türkiye'de meydana gelen depremlerin çok büyük bir kısmının meydana geldiği derinlik 10 ile 15 km arasındadır. Ancak Adana ili ve civarında meydana gelen depremlerin derinlikleri 35 km'ye kadar ulaşmaktadır. Bu durum, 1998 Adana Ceyhan depremi ve artçı sarsıntıları üzerinde yapılan çalışmalar sonucunda daha net olarak ortaya konmuştur (Ergin ve diğ., 1999; Özalaybey ve Aktar, 1999). Ancak bu depremlerin nedeni tam olarak anlaşılamamıştır.

Bu tez çalışması, bölgenin 3 boyutlu yerel deprem aktivitesi, mekanizma çözümleri ve gerilme analizleri bölgede gelişen yapısal unsurların daha iyi anlaşılması ve belirlenmesi amacı ile hazırlanmıştır. Ayrıca, yukarıda belirttiğim üç ana problemin çözümüne yönelik yeni veriler bulunmaya çalışılmıştır.

2. DOĞU AKDENİZ BÖLGESİNİN TEKTONİK ÖZELLİKLERİ

Doğu Akdeniz, yerbilimciler için doğal bir laboratuar gibidir. Bu bölgede pek çok tektonik aktiviteyi, çok farklı gelişme dönemleri içinde izlemek mümkündür. Bu tektonik olaylara, Bitlis Bindirme ve Kıvrım Kuşağı boyunca kıta kıta çarpışması, Kıbrıs ve Helenik Yay boyunca okyanussal litosferin yitmesi ve yay ardı genişlemesi, Ege Bölgesi'nde kıtasal genişleme, kıtasal bir bloğun kaçışı (Anadolu bloğunun batıya kaçışı), büyük kıtasal doğrultu atımlı faylar (DAF, KAF ve ÖDF) ve yerel olarak görülen pek çok yapısal unsur örnek olarak gösterilebilir. Tüm bu aktivitenin nedeni ise Arabistan ve Afrika levhalarının Avrasya levhası ile olan etkileşimidir. Bu etkileşim nedeni ile oluşan depremlerin, kayıtlarının oldukça eski dönemlere kadar gitmesi (Ambraseys, 1975; Ambraseys ve Jackson, 1998) bize bölgenin depremselliği açısından önemli fikirler vermektedir. Bu sebepten dolayı bölgede bugüne kadar jeofizik, yapısal jeoloji ve levha kinematiği konularında pek çok çalışma yapılmıştır ve yapılmaya devam etmektedir (Şengör ve diğ., 1985; Spakman, 1991; Mueller ve Kahle, 1993; De Jonge ve diğ., 1994).

Geç Paleozoyik ve Erken Mesozoyik dönemleri boyunca Arabistan, Afrika ve Anadolu kıtasal kabukları Gondwana'nın parçalarıydılar (Adıyaman ve Chorowicz, 2002). Bunu deniz şelfi tabakalarının az yada çok devamlılığından anlayabiliriz. Geç Triyas döneminde güney Neotetis okyanusu (Mesogea) açılmaya başlamış ve bu açılma ile birlikte Anadolu (Apulya Bloğu), Afrika levhasından ayrılmıştır (Dewey ve diğ., 1973; Şengör ve Yılmaz, 1981; Fourcade, 1991). Kuzeye doğru uzanan Arabistan-Afrika platformunun batı sınırı boyunca pasif kıta kenarı (Freund ve diğ., 1975), yaklaşık kuzey doğu uzanımlı normal faylar ile birlikte gelişir (Chorowicz ve diğ.,1986; Walley, 1998). Geç Kretase dönemi boyunca güney Neotetis okyanussal kabuğunun bir kısmı güneye doğru Afrika-Arabistan kıtasal platformu üzerine bindirir (Ricou, 1971; Perinçek, 1979; Şengör ve Yılmaz, 1981; Michard ve diğ., 1984) ve bunun sonucunda Arabistan platformu üzerinde ve Amanoslar civarında görülen ofiyolit napları gelişmiştir. Bu sıkışma olayı Geç Paleosen ve Orta Eosen arasında bir dönemde başlamış ve Erken Oligosen dönemine kadar devam ederek



Şekil 2.1. Doğu Akdeniz Bölgesi'nin basitleştirilmiş şematik tektonik haritası. Üzerinde üçgen olan çizgiler ters fayları, Üzerinde ok olan çizgiler ise doğrultu atımlı fayları göstermektedir. Siyah oklar levhaların hareket yönünü göstermektedir (McClusky ve diğ., 2000). (McKenzie, 1970; Eyidoğan, 1983; Taymaz ve diğ., 1990; Perinçek ve Çemen, 1990; Rojay ve diğ., 2001'den değiştirilerek alınmıştır).

Pontidler'in yükselmesine neden olmuşlardır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay, 1989). Bu kuşağın güneyinde ise Lice okyanussal alanı kalmıştır. İşte bu okyanussal alanın Orta Miyosen dönemi başlarında dalma-batma hareketi yapmaya başlamasıyla birlikte, Bitlis-Zagros Bindirme ve Kıvrım Kuşağı da oluşmaya başlamıştır. Dolayısıyla, Geç Kretase döneminden itibaren Afrika ve Arabistan levhalarının kuzeye, Avrasya levhasına, doğru yaptıkları hareketin sonucu olarak Orta Miyosen döneminde Bitlis-Zagros Bindirme Kuşağı oluşmuştur. Bugünkü doğu Akdeniz ise Geç Triyas döneminde açılmaya başlayan Neotetis okyanusunun güney kolunun, Arabistan ve Afrika levhalarının Avrasya levhasına göre kuzey yönünde yaptıkları hareketin sonucunda sıkışıp daralması ve Orta-Geç Miyosen döneminde Anadolu bloğunun altına dalarak yitmesi sonunda geriye kalan parçasıdır (Duval ve diğ., 1978; Şengör ve Kidd, 1979).

Günümüzde Türkiye'nin de içerisinde bulunduğu doğu Akdeniz'in tektonik özelliklerini belirleyen en önemli olaylar, doğuda Avrasya ve Arabistan levhalarının çarpışması ve buna bağlı olarak Bitlis-Zagros Bindirme ve Kıvrım Kuşağının oluşması, batıda ise Afrika levhasının Anadolu bloğunun altına dalması ile birlikte Helenik Yay'ın ve Kıbrıs Yayı'nın oluşmasıdır (McKenzie, 1970, 1972; Dewey ve diğ., 1986). Bitlis-Zagros Bindirme Kuşağı, Neotetis okyanusunun Anadolu bloğunun altına dalmasıyla aynı dönemde gelişmiştir ve kıta kıta çarpışmasının günümüzde hala aktif olarak devam etmekte olduğu bir bölgeyi temsil etmektedir (Ketin, 1966, 1968; Şengör ve Kidd, 1979; Eyidoğan, 1983). Günümüzde bu bölgede yer alan ana tektonik yapılar basitleştirilmiş olarak Şekil 2.1'de görülmektedir.

Şekil 2.1'de görüldüğü gibi Afrika, Arabistan, Anadolu ve Avrasya levhaları birbirlerinden fay sistemleri ile ayrılmışlardır. Avrasya levhası ile Anadolu bloğu arasındaki sınır Kuzey Anadolu Fayı (KAF) ile belirlenmiştir. Arabistan ile Afrika levhaları arasındaki sınırı ise Ölü Deniz Fayı belirler. Anadolu bloğu ile Arabistan levhası arasındaki sınır ise Bitlis-Zagros Bindirme ve Kıvrım Kuşağı boyunca uzanmaktadır. Afrika levhası ile Anadolu bloğu arasındaki sınır da Helenik Yay ve Kıbrıs Yayı boyunca uzanır (McKenzie, 1972; Harch ve diğ., 1981; Ergin, 1999) ve burada Misis-Andırın bindirmesi ile birleşerek Maraş çevresine kadar devam eder. Maraş civarındaki üçlü eklemde (triple junction) Doğu Anadolu Fayı'na (DAF) bağlanmaktadır (Chorowicz ve diğ., 1994). Ancak yayın Maraş'a doğru Klikya

Bölgesi'nin içerisinde kalan kesimdeki devam eden bölümünün karakteri tartışmalıdır.

Geç Triyas döneminde başlayan ve günümüzde hala devam etmekte olan Arabistan ve Afrika levhalarının kuzeye Avrasya levhasına doğru yaptıkları yaklaşma hareketinin sonucu olarak Bitlis-Zagros Bindirme Kuşağı ve Helenik Yay ile Kıbrıs Yayı oluşmuştur. Bu yaklaşma hareketinin devam etmesi sonucunda Avrasya, Arabistan ve Afrika levhaları arasında sıkışan Anadolu bloğu batıya doğru saatin tersi yönünde bir dönme hareketi yaparak kaçmaktadır. Bu hareket KAF ve DAF yardımı ile gerçekleşmekte ve hareket Helenik Yaya doğru olmaktadır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Şaroğlu ve Yılmaz, 1987).

Dalma batmaya uğrayan Afrika litosferinin aktif olarak tüketilmesi, sadece en dıştaki hendekte olmaktadır, ancak, Helenik yayının orta ve doğu parçasındaki Plini ve Pitolemi hendekleri aktiftirler ve diğer hendekler ya kısmen yada tamamen kapanmışlardır. Genç Strabo hendeği ve bu hendeğin Levant havzası ile Kıbrıs yayının ortasına doğru yayılma gösteren daha az gelişmiş olan kısmı, Girit'in doğusundaki aktif dalma batmayı ve böylece Afrika ile Avrasya arasındaki aktif levha sınırını göstermektedir (Rotstein ve Ben-Avraham, 1985, Yolsal, 2001).

Kıbrıs yayı, batıda Antalya Körfezi'nden başlayarak, doğuda İskenderun Körfezi'ne kadar uzanmaktadır (Kalogeras ve diğ., 1999; Yolsal, 2001). Doğu Akdeniz'de bulunan bu yay, güneydeki Afrika levhası ile kuzeydeki Türkiye levhası arasındaki levha sınırını oluşturmaktadır. Kıbrıs yayının tam yeri, geometrisi ve bu yay boyunca levhaların bağıl hareketleri bugüne kadar tam anlamıyla anlaşılamamıştır.

Kıbrıs yayı ve Helenik yay birbirine çok yakın konumlanmış olan iki önemli yapısal unsurdur. Kıbrıs yayı ve Helenik yayın farklı yaşta oldukları bilinmektedir. Bu iki yayın birbiri ile birleşip birleşmediği, eğer birleşiyorlarsa nerede birleştiği ve özellikle Kıbrıs yayının doğuya yani İskenderun Körfezi'ne doğru devam edip etmediği konusunda tartışmalar devam etmektedir. Bu farklı görüşlere göre, Kıbrıs yayı güneydoğu Türkiye'den güneybatıda Helenik Yaya kadar sürekli olarak uzanmakta ve Anadolu ile Afrika levhaları arasında sürekli bir sınır teşkil etmektedir. Bu sınır Kıbrıs'ın batısında yakınsama, doğusunda ise transform fay zonunu oluşturmaktadır (McKenzie, 1970, 1972, 1976; Dewey ve Şengör, 1979). Nur ve Ben Abraham ise bir önceki modelde olduğu gibi yine Helenik yayın ve Kıbrıs yayının birbiri ile birleşik olduğunu söylemişlerdir. Ancak bu araştırmacılara göre bu yaylar

Kıbrıs'ın doğusuna yani İskenderun Körfezi'ne doğru devam etmemektedir ve bu yay kuzey-kuzeybatı doğrultusunda uzanan faylar ile kesilmektedir. Diğer bir model ise LePichon ve Angelier (1979) tarafından ortaya atılmıştır ve bu modele göre Kıbrıs yayı batıda Helenik yay ile birleşmemektedir ancak doğuda Bitlis-Zagros Bindirme ve Kıvrım Kuşağı'na doğru devam etmektedir.

Bölgede yer alan bu dört levha arasındaki hareket ve ana fay zonlarının hareketleri günümüze kadar yapılan pek çok levha kinematiği çalışmaları ve sismolojik çalışmalardan elde edilmeye çalışılmıştır (Chase, 1978; DeMetz ve diğ., 1990; Garfunkel, 1981; Jackson ve McKenzie, 1984; Şengör ve diğ., 1985; Le Pichon ve Gaulier, 1988; Kempler ve Garfunkel, 1991; Taymaz ve diğ., 1991; Westaway, 1994; Reilinger ve diğ., 1997; Kahle ve diğ., 2000; McClusky ve diğ., 2000). Bu çalışmalar sonucunda elde edilen Arabistan, Avrasya, Anadolu ve Afrika levhalarının Euler Kutup pozisyonları ve kayma oranları Tablo 2.1'de verilmiştir.

Tablo 2.1. Anadolu, Afrika, Avrasya ve Anadolu levhaları için bugüne kadar önerilmiş bazı Euler kutup pozisyonları, kayma oranları ve çalışmanın kimin tarafından yapıldığı.

Levha Adı	Enlem	Boylam	Kayma Oranı (derece/m.yıl)	Çalışmayı Yapan
Anadolu-Avrasya	30,7 ± 0,8	32,6 ± 0,4	1,2 ± 0,1	McClusky ve diğ., 2000a.
Anadolu-Avrasya	31,0 ± 0,8	31,8 ± 0,5	1,2 ± 0,1	McClusky ve diğ.,2000b.
Anadolu-Avrasya	14,6	34	0,64	Jackson ve McKenzie, 1984.
Anadolu-Avrasya	14,6	34	0,78	Taymaz ve diğ., 1991.
Anadolu-Avrasya	31	35,5	0,83 ± 0,1	Westaway, 1994.
Anadolu-Avrasya	29,2 ±0,8	32,9 ± 0,4	1,3 ± 0,1	Reilinger ve diğ., 1997.
Arabistan-Avrasya	25,6 ± 2,1	19,7 ± 4,1	0,5 ± 0,1	McClusky ve diğ.,2000.
Arabistan-Avrasya	24,6 ± 1,6	13,7 ± 3,9	0,5 ± 0,05	DeMets ve diğ., 1994.
Anadolu-Arabistan	33,1 ± 2,0	46,7 ± 2,4	0,7 ± 0,2	McClusky ve diğ.,2000.
Anadolu-Arabistan	32,9 ± 1,3	40,3 ± 1,3	0,8 ± 0,2	McClusky ve diğ.,2000.
Anadolu-Arabistan	-20,6	68,9	0,34	Jackson ve McKenzie, 1984.

Tablo 2.1 devam ediyor.

Levha Adı	Enlem	Boylam	Kayma Oranı (derece/m.yıl)	Çalışmayı Yapan
Anadolu-Arabistan	-3,3	61,9	0,35	Taymaz ve diğ., 1991.
Anadolu-Arabistan	31 ± 2	45 ± 2	0,9 ± 0,1	Reilinger ve diğ., 1997.

Anadolu, Afrika ve Arabistan levhaları Maraş Gölbaşı arasındaki bir alanda bir araya gelirler ve "Maraş Üçlü Eklemi'ni" oluştururlar. Yine aynı bölgede DAF ve ÖDF' nın da birleştikleri düşünülmektedir (McKenzie, 1972; Dewey ve diğ., 1973; Jackson ve McKenzie, 1984; Şengör ve diğ., 1985; Gülen ve diğ., 1987; Karıg ve Kozlu, 1990; Kempler ve Garfunkel, 1994; Westaway, 1994). Bu üçlü eklemin yeri konusunda pek çok farklı görüş ileri atılmıştır. Bazı araştırmacılar üçlü eklemin yeri olarak Maraş'tan daha güneyde olan Antakya civarı önerilmiştir (Arpat ve Şaroğlu, 1972; Rotstein, 1984; Perinçek ve Çemen, 1990). Ancak 1994'te Chorowicz ve diğ. sayısal yükseklik modellemesi yolu ile uydu görüntülerini de kullanarak bu levha sınırlarının rijit olmaması nedeniyle levhaların çarpışması sonucunda oluşan deformasyonun geniş bir alana yayılmış olabileceğini önermiştir ve bu nedenle üçlü eklemin yeri olarak Maraş civarındaki küçük bir alanın alınmasının sakıncalı olacağını söylemiştir. 1996'da Westaway ve Arger, DAF üzerindeki Gölbaşı baseninin üçlü eklemin yeri olduğunu önermişlerdir (Ergin, 1999).

Perinçek ve Çemen (1990)'e göre ÖDF ve DAF üç muhtemel yerde birleşiyor olabilirler. Bu muhtemel yerler:

- Amik Baseni'nin güneydoğu ucunda yer alan, ÖDF'nı kuzey doğrultusunda uzanan Amanos Fayı'na birleştiren kuzeybatı uzanımlı faylarla
- Yüzeyde izleri görülmese de ÖDF ve DAF birbirine çok yakın oldukları Narlı Kasabası'nın kuzeydoğusunda,
- ÖDF'nın kuzeydoğu uzanımı olarak kabul edilebilen Adıyaman Fayı'nın Hazar Gölü'nün güneydoğusunda DAF ile birleştiği yer, dir.

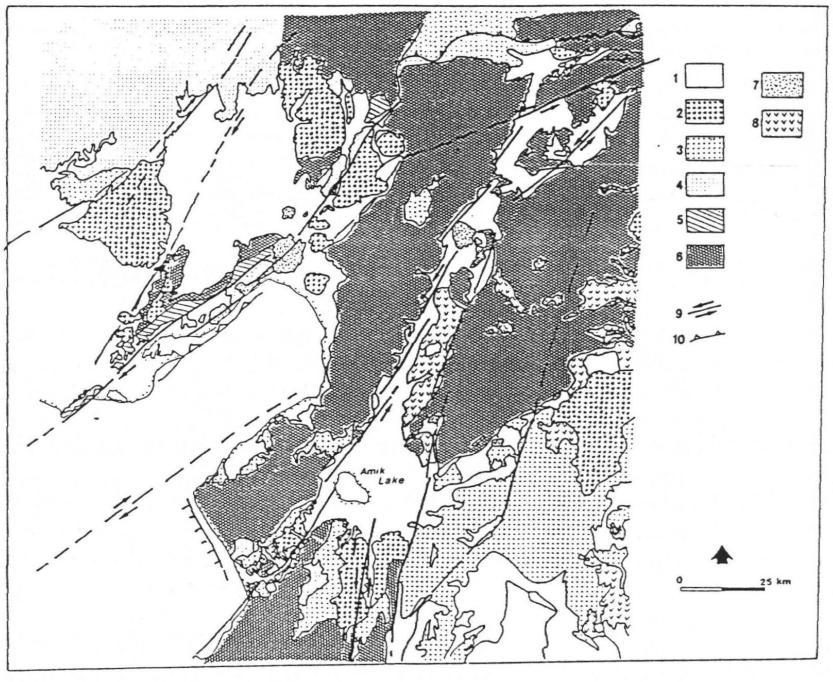
Ancak 1998 Adana Ceyhan depreminin fay düzlemi çözümü ve bölgede son zamanlarda yapılan orta büyüklükteki depremlerin odak mekanizması çözümleri sol

yanal doğrultu atımlı faylanmanın bu bölgede baskın olduğunu ve dolayısıyla Doğu Anadolu Fayı'nın buraya kadar uzanabileceğini göstermektedir.

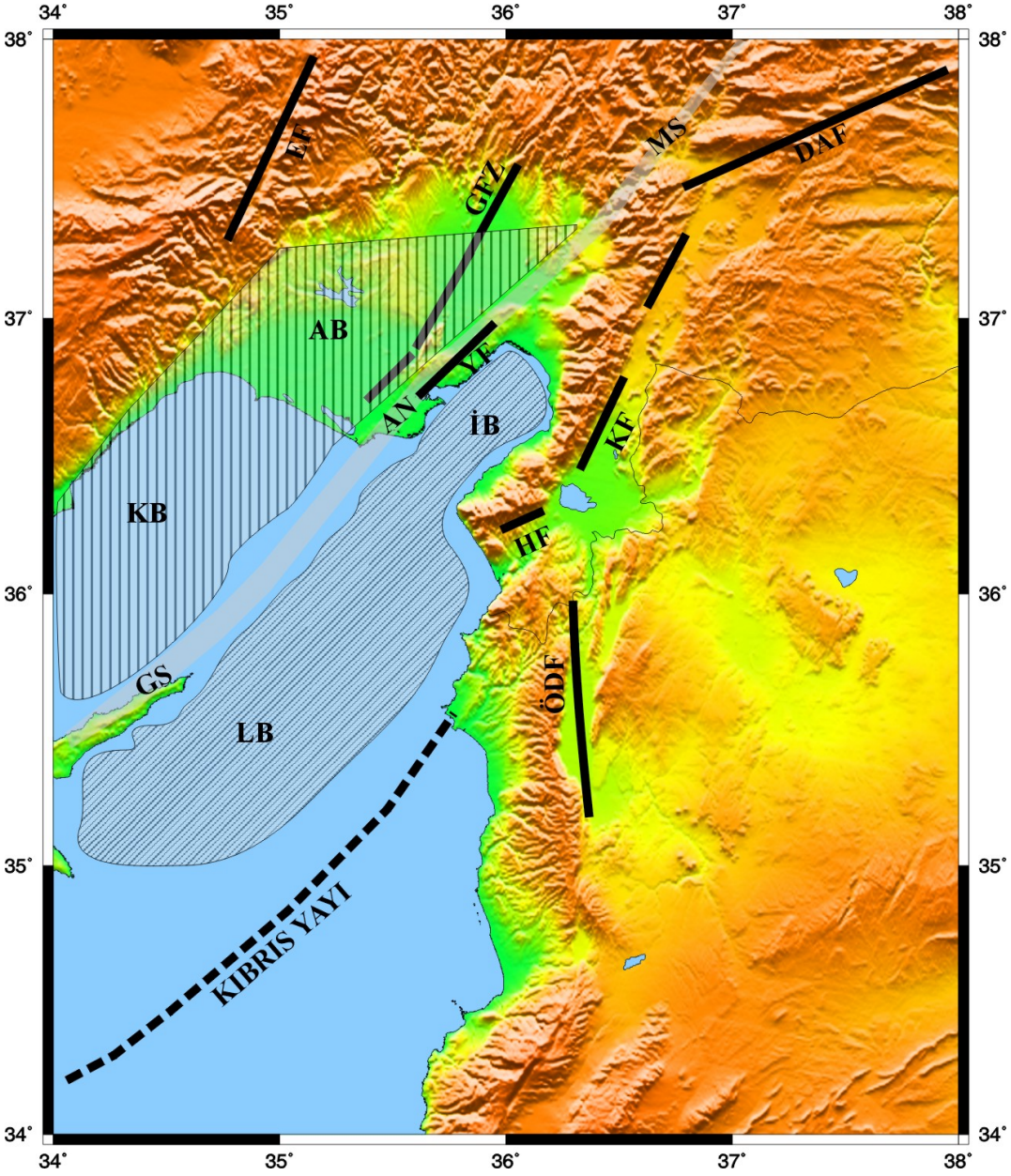
Bu tezin konusu olan Klikya Bölgesi, Anadolu Levhası'nın güneydoğu sınırında ve Doğu Akdeniz Bölgesi'nin ise kuzeydoğu ucunda yer almaktadır. Klikya Bölgesi Anadolu, Arabistan ve Afrika levhalarının bir araya geldikleri alanda yer almaktadır ve bu nedenle oldukça karmaşık deformasyonlar göstermektedir. Bu bölgenin özelliklerinin tam olarak anlaşılabilmesi ile pek çok tartışmaya açıklık getirilecektir.

2.1. Klikya Bölgesi'nin Jeolojik ve Yapısal Özellikleri

Bu bölge farklı özellikteki pek çok yapısal unsuru içerisinde barındırmaktadır. Bunun nedeni ise önemli fay zonlarının ve levhaların arasında kalmış ve deforme olmuş bir alanı temsil etmesidir. Bölgede sıkışmalı, gerilmeli ve doğrultu atımlı unsurların tamamı görülmektedir. Bölgede Doğu Anadolu Fayı ve Ölü Deniz Fayı en etkin yapısal unsurlardır. Ayrıca Bitlis-Zagros Bindirme ve Kıvrım Kuşağı da bölgede önemli yer tutan bir diğer yapısal unsurdur. Bölgenin basitleştirilmiş jeolojisi ve yapısal unsurlarını gösteren harita Şekil 2.2. ve Şekil 2.3.'de verilmiştir.



Şekil 2.2. Maraş Üçlü eklemi ve çevresinin genelleştirilmiş jeoloji haritası (Gülen ve diğ., 1987). Haritadaki tarama; 1-Geç Kuvaterner alüvyonları, 2- Pli-Pleyistosen taraçalar ve kaliş çökeller, 3- Geç Miosen çökeller, 4- Orta Miosen çökelleri, 5- Alt Miyosen çökelleri, 6- Temel, 7 ve 8- Pliyo-Kuvaterner volkanikleri, 9- Doğrultu Atımlı faylar, 10- Bindirmeler.



Şekil 2.3. Klikya Bölgesi'nde görülen ana aktif yapısal unsurlar. Bu haritada kullanılan kısaltmalar; AB: Adana Baseni, AN: Andırın, DAF: Doğu Anadolu Fayı, EF: Ecemiş Fayı, GFZ: Göksu Fay Zonu, GS: Girne Sırtı, HF: Hatay Fayı, İB: İskenderun Baseni, KB: Klikya Baseni, KF: Karasu Fayı, LB: Latakia Baseni, MS: Misis Sırtı, ÖDF: Ölü Deniz Fayı, YF: Yumurtalık Fayı. Kempler ve Garfunkel, 1994 ve Ergin, 1999'dan değiştirilerek alınmıştır.

2.1.1. Doğrultu Atımlı Faylar

Bölgede en önemli ve aktif doğrultu atımlı faylar Doğu Anadolu Fayı, Ölü Deniz Fayı, Ecemiş Fayı, Göksu Fayı, Kozan Fayı ve Yumurtalık Karataş Fayı'dır. Aşağıda bu önemli yapılar hakkında daha geniş bilgi verilecektir.

2.1.1.a. Doğu Anadolu Fayı (DAF)

Doğu Anadolu Fayı, Doğu Anadolu Bölgesi'nde Karlıova yakınlarında Arabistan, Avrasya ve Anadolu levhalarının oluşturduğu üçlü eklemden başlar ve Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nde pek çok araştırmacı tarafından Maraş civarında olduğu kabul edilen (McKenzie, 1972; Dewey ve diğ., 1973; Jackson ve McKenzie, 1984; Şengör ve diğ., 1985; Gülen ve diğ., 1987; Karıg ve Kozlu, 1990; Kempler ve Garfunkel, 1991; Westaway, 1994) Arabistan, Anadolu ve Afrika levhaları aralarının oluşturduğu üçlü ekleme kadar uzanmaktadır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör ve diğ., 1985; Şaroğlu ve Yılmaz, 1987). Ancak bazı araştırmacılara göre Maraş Üçlü Eklemi'nden (MÜE) sonra Kıbrıs'a doğru uzanmakta olduğunu ve Misis Dağları'nın güneyinde yaralan Yumurtalık-Karataş Fayı'nın DAF'nın uzantısı olduğunu önermişlerdir (McKenzie, 1970,1972; Jackson ve McKenzie, 1984; Gülen ve diğ.,1987). Bazı araştırmacılar ise DAF ve ÖDF'nın birleşerek sürekli büyük bir fay sistemi oluşturduğunu benimsemiştir (Müehlberger, 1981; Rotstein, 1984). DAF ilk olarak levha hız vektörleri üçgenine uyabilmesi için sol yanal atımlı bir fay olarak önerilmiş (McKenzie, 1972) ve daha sonraki yıllarda uydu görüntüleri kullanılarak yapılan çalışmalar sonrasında (McKenzie, 1976) sol yanal atımlı bir fay olduğu doğrulanmıştır. Anadolu bloğunun batıya kaçışını sağlayan faylar olarak kabul edilen KAF ve DAF yaş olarak birbirleri ile aynı yaştadırlar. Ancak DAF, KAF'na göre morfolojik olarak çok belirgin değildir ve aynı zamanda DAF'nın aktivitesi KAF'na göre daha azdır. Bunun nedenini Barka ve Kadinsky-Cade (1988) fayların geometrik özelliklerinin birbirinden farklı olması ile açıklamıştır. DAF'nın Türkoğlu'na kadar olan uzanımı oldukça belirgindir. DAF ortalama K66°D uzanımlıdır ve pek çok parçadan oluşmaktadır. Kandinsky-Cade ve Barka (1988) DAF'nın birbirinden farklı uzanım ve özelliklere sahip 14 ayrı parçasının olduğunu önermiştir. Ancak Perinçek ve Çemen (1990) DAF'nı üç ana parça olarak incelemiştir. Bir diğer araştırmacı Westaway (1994) ise DAF'nı 5 parça olarak incelemiştir. Bugüne kadar depremlerin momentleri kullanılarak yapılan çalışmalar sonucunda elde edilen kayma oranları 6 mm/yıl ile 10 mm/yıl arasında değişmektedir (Taymaz ve diğ., 1991; Westaway,

1994). Reilinger ve diğ. (1997) DAF'nın kayma oranı olarak 15 ± 3 mm/yıl önerirken McClusky ve diğ.(2000) çalışmasında bu oranı 9 ± 1 mm/yıl olarak önerilmiştir. DAF'nın yaşı yaklaşık 4–5 (Pliyosen) milyon yıl olarak belirlenmiştir (Arpat ve Şaroğlu, 1972,1975). Bu fay üzerindeki toplam atım için ise, Fırat Nehri'nin yatağındaki yer değiştirmelere bakılarak 3,5-13 km. ve Pliyosen öncesi birimlerdeki yer değiştirmelere bakılarak ise 15-27 km. önerilmiştir (Hampton, 1987; Arpat ve Şaroğlu, 1972; Seymen ve Aydın, 1972; Şaroğlu ve diğ., 1992). Dewey ve diğ. (1986) ise DAF üzerinde 22 km'lik yer değiştirme önermiştir ve bu çalışmalar sonucunda DAF'nın kayma oranı olarak 4-7 mm/yıl'lık bir oran önerilmiştir. McKenzie (1972) ve Jackson ve McKenzie (1984) Arabistan ve Anadolu arasındaki hareketin çok büyük bir kısmının DAF boyunca olduğunu önermiştir. Perinçek ve Çemen (1990) DAF'nın ana kolu olarak adlandırılan parçanın Karlıova yakınlarındaki üçlü eklemden başlar ve Türkoğlu'nun güneyine kadar güneybatı doğrultusunda uzandığını belirtmişlerdir. Orta parça İskenderun Körfezi'nin güney kıyısı boyunca uzanır ve güney kol ise Amanos Fayı'nı içermektedir.

2.1.1.b. Ölü Deniz Fayı (ÖDF)

Arabistan Levhası'nın kuzeye doğru yaptığı hareket Afrika Levhası'na oranla daha hızlıdır. Bu nedenle bu iki levha arasında göreceli bir hareket oluşmuştur ve bu hareket sol yanal atımlı olan ÖDF tarafından karşılanmaktadır (McKenzie, 1972; Hampton, 1987). Dolayısıyla ÖDF dünyadaki önemli levhalar arası (intracontinental) transformlardandır. Yaklaşık 1000 km. kadar uzunluktadır ve güneyde Kızıldeniz'den başlayarak kuzeyde Maraş Üçlü Eklemi'ne kadar devam etmektedir. ÖDF'nın güneydeki ucu olan Kızıldeniz'de açılma rejimi hakimken, kuzeydeki ucunda ise kıtasal çarpışma rejimi hakimdir. Bu nedenle ÖDF farklı rejimler arasındaki geçişi sağlamaktadır. ÖDF'nın yaklaşık olarak 2000 yıllık deprem aktivitesi kayıtlarda yer almaktadır (Kuran, 1980; Ambraseys ve Melville, 1988; Ambraseys ve Barazangi, 1989). ÖDF'yi üç parçaya ayırmak mümkündür ve bu parçalar yaklaşık kuzey doğrultulu olan kuzey ve güneydeki parçalar ile ortada yer alan K30°D uzanımlı parçadır.

Güneyde yer alan ve yaklaşık kuzey doğrultusunda uzanan bu parça üzerindeki atım yaklaşık 105 km. olarak belirlenmiştir. Bu belirleme Prekambriyen ve Kretase yaşları arasındaki birimlerin ötelenmesine bakarak yapılmıştır (Quennell, 1958; Freund ve diğ., 1970; Druckman ve diğ., 1982). Günümüzde devam etmekte olan kayma 3-6

milyon yıl'dır devam etmektedir ve bu parça üzerinde 35-40 km'lik yer değiştirme oluşturmuştur. Bu da 7-10 mm/yıl'lık hıza karşılık gelmektedir (Garfunkel, 1981). Daha eski olan ve 15 myıl önce başlayıp 10 myıl devam eden dönemde bu parça 6-7 mm/yıl'lık bir hız ile hareket etmiştir (Quennell, 1984; Gealey, 1988). ÖDF'nin en güneyde yer alan bu parçası pek çok sola basamaklanma gösterir ve bu basamaklar arasında çek ayır (pull-apart) basenleri oluşmuştur (Garfunkel, 1981).

ÖDF'nın orta parçası olarak adlandırılan bu parça 33.5 – 34.5 enlemleri arasında yer alır ve yaklaşık K30°D uzanımlıdır. Bu parça güney parçasına göre 50km'lik sağa basamak yapar ve 100km. kadar uzunluktadır.Yammouneh ve Sarghaya fayları bu parçanın en önemli kollarıdır (Walley, 1988). Khair ve diğ. (1993) bu faylar üzerinde Miyosen sonrası birimlerde 10-30 km'lik yer değiştirme saptamıştır ve bu yer değiştirme de 8 mm/yıl oranında bir hıza karşılık gelmektedir.

ÖDF'nin en kuzeyde yer alan parçası ise genellikle Garb Fayı olarak adlandırılmaktır ve yaklaşık kuzey uzanımlıdır (Mart, 1991; Khair ve diğ., 1993). Bazı çalışmalar Neotetis ofiyolitleri üzerindeki yer değiştirmenin 70-80 km. civarında olduğunu önermektedir (Freund ve diğ., 1970; Lyberis ve diğ., 1992). Bu güney koldaki 105 km'lik atımdan daha azdır ve bu Freund ve diğ. (1970) tarafından yer değiştirmenin bir kısmının Garb Fayı'ndan daha batıda yer alan faylar tarafından karşılandığını öne sürmüştür. Buna karşın Quennell (1984) ve Chaimov ve diğ. (1990) ise Garb Fayı üzerinde 20-30 km'den daha fazla yer değiştirme önermemektedir. 36.5°K enleminin kuzeyindeki fayın ÖDF'na mı yoksa DAF'na mı ait olduğu konusu hala kesinlik kazanmamıştır.

2.1.1.c. Ecemiş Fayı

Bölgede DAF ve ÖDF'ndan sonra en önemli doğrultu atımlı fay K20°D uzanımlı olan Ecemiş Fayı'dır. Bu fay yaklaşık 100 km. uzunluğunda olup birkaç *en echelon* parçadan oluşmaktadır. Bu fay Anadolu bloğunun iç deformasyonları sonucunda meydana gelmiştir. Bu fayın gerçek yaşı Eosendir (Yetiş ve Demirkol, 1984; Gülen ve diğ., 1987) fakat güncel tektonik dönemde "Hortlak Yapı" olarak adlandırılmıştır (Şengör, 1979). Bu fayın saha gözlemlerinde, hava ve uydu fotoğraflarında izlenmesi oldukça kolaydır. Ecemiş Fay Zonu içerisindeki doğrultu atımlı ve sol yönlü ana faylar ile bunlara paralel ikinci faylar yer yer 7-8 km. genişliğe ulaşmaktadırlar. Bu fay zonunu oluşturan ana faylar Lütesiyen öncesinde ana doğrultu atımını kazanmış olup bu fay kuşağı boyunca birikimli 80 ± 10 km'lik bir yer değiştirmeye sahip

olduğu görüşü vardır (Yetiş ve Demirkol,1984; Ergin, 1999). Jeolojik çalışmalar bu fayın 3 mm/yıl'lık bir hızla sol yanal atımlı hareket yaptığını göstermektedir ve bu fay zonu içerisinde birçok çek-ayır baseni tanımlanmıştır (Koçyiğit ve Beyhan, 1998; Kahle ve diğ., 2000).Bu fayın aktivitesi morfolojik, tarihsel ve aletsel dönem deprem verilerinden belirlenmiştir. Örneğin, Pozantı ve Çamardı arasında fay Holosen yaşlı sedimanları kesmektedir, 23 Ağustos 1835 depremi (Karnik, 1969) ve 20 Şubat 1940 Develi depremi bu fay üzerinde meydana geldiği öne sürülmüştür (Gülen ve diğ., 1987).

2.1.1.d. Göksu Fay Zonu

Sol yanal atımlı olan bu fay zonu yer yer 35-40 km. genişliğinde olup K25°D uzanımlıdır. Gülen ve diğ. (1987)'ye göre 170 km. uzunluğundaki bu fay, Özer ve Çuhadar (1986)'ya göre ise 130 km. uzunluğundadır. Bu fay Ecemiş Fayı gibi Anadolu Bloğunun içsel deformasyonları ile ilişkili olarak oluşmuştur. Sarı ve Taşköprü ilçeleri arasında uzanır. Taşköprü'den güneybatı yönünde Akdeniz'e Misis dağlarının kuzeybatı sınırını oluşturacak şekilde uzanır (Özer ve Çuhadar,1986; Ergin, 1999). Birçok yönden transform fay özelliği gösteren Göksu Fayı Orta Eosen birimlerini etkilemiş, Miyosen çökelleri ile örtülmüştür. Kozan'ın D-KD'sunda Göksu nehri boyunca net izlenebilen bu fay Sarız'dan sonra DKD-BGB doğrultusunda devam eder. KD-GB doğrultusunda sol yönlü doğrultu atım gösteren bu fayın eğimi düşeye yakın olup, eğimi fay boyunca iki yöne değişmektedir.Doğu ve batısı K-G ve KKD-GGB doğrultulu ana fay zonuna paralel uzanan çok sayıda fay ile parçalanmıştır. Bunlar doğrultuları boyunca birbirlerine bağlanarak biter. Doğu bloğunda ayrıca ters atım bileşeni yanında doğru atım bileşeni de olan D-GD eğimli ters faylar gözlenmektedir. KD yönüne gidildiğinde Göksu-Daroluk arasındaki vadide söz konusu fayların aniden kesildiği görülür. Burada K-G uzanan bir fay olasılığı vardır, ayrıca sıkışma güneybatıdan kuzeydoğuya azalmakta ve buna bağlı olarak faylar etkinliğini kaybetmektedir (Perinçek ve diğ., 1987; Ergin, 1999).

27 Temmuz 1998 Adana depreminin kaynak mekanizmasının çözümü sonucunda tam sol yanal atımlı hareket gösterdiği ortaya konmuştur. Telesismik dalga şekli ters çözümlemesi, ilk hareket yönünden odak mekanizması çözümü ve artçı sarsıntıların dağılımları incelendiğinde Bu depremin mekanizma doğrultusu K50° olarak belirlenmiştir ve bu doğrultu Göksu Fay Zonu'nun yüzeydeki uzanımı ile iyi bir uyum göstermektedir (Aktar ve diğ., 2000).

2.1.1.e. Yumurtalık-Karataş Fayı

Perinçek ve diğ (1987) Yumurtalık-Karataş Fayı'nı, Adana'nın Karataş ilçesi civarında denizden karaya çıkıp KD'ya doğru Yumurtalık'tan geçip Aslantaş Barajı'nın güneyi boyunca Kahramanmaraş'a kadar uzanan bir bindirme karakterli fay olarak tanımlamaktadır. Yaklaşık KD-GB'ya uzanan doğrultusuyla bu bindirme İskenderun Baseni ile Misis-Andırın basenini ayıracak şekilde gelişerek güneyde Kıbrıs Beşparmak dağlarına kadar devam etmektedir. Bu fay Üst Pliyosen sonrası bölgedeki etkin gerile sonucunda tekrar aktivite kazanmıştır (Ergin, 1999).

2.1.1.f. Kozan Fayı

Kozan'ın güneyinden başlayarak İmamoğlu'nun kuzeyi boyunca DKD-BGB doğrultusunda Mersin'e doğru devam etmektedir. Bu fayın Adana baseninin açılmasında etkin rol oynadığına inanılmaktadır. Bu fayın yaşı Alt Miyosen olup Langiyen'de aktif hale gelmiştir (Perinçek ve diğ., 1987; Ergin, 1999).

2.1.2. Sıkışmalı ve Gerilmeli Yapılar

Bölgede görülen sıkışmalı yapılar oldukça genç yapılardır ve halen aktivitelerine devam etmektedirler (Kempler ve Garfunkel, 1991). Bu yapıların oluşmalarının ana nedeni Arabistan ve Afrika levhalarının Avrasya levhasına doğru kuzey doğrultusunda yaptıkları yaklaşma hareketidir. Bu hareketin sonucunda bölgedeki en önemli yapılardan biri olan Bitlis-Zagros Bindirme ve Kıvrım Kuşağı oluşmuştur. Bu kuşak Doğu Anadolu'da doğu-batı uzanımlıdır ve Avrasya ile Arabistan levhaları arasındaki sınırı oluşturmaktadır. Bu bindirme kuşağı günümüzde hala aktiftir çünkü Arabistan ve Afrika levhalarının kuzeye doğru yaptıkları hareket hala devam etmektedir. Bu zonun aktivitesi, bu bölgede oluşan depremlerle izlenebilir (Ketin, 1966. 1968; Braud ve Ricou, 1971; Şengör ve diğ., 1979; Eyidoğan, 1983).

Bölgede yapılan sismik çalışmalar sonucunda elde edilen kesitlerde, genişliği 10km.'den az olan fakat uzunluğu 450 km. kadar olan yay şeklinde yüksek bir yapının varlığı kanıtlanmıştır. Bu yapı Güneydoğu Türkiye'den başlar ve Girne'ye kadar devam etmektedir ve aynı zamanda iki baseni de birbirinden ayırmaktadır. Bu basenler Adana-Klikya Basenler ile İskenderun-Letakya Basenleridir (Biju-Duval ve diğ., 1974; Anastasakis ve Kelling, 1991; Ergin,1999). Adana Baseni neojen çökellerle doludur ve Klikya Baseni'nin sahildeki devamını oluşturmaktadır. Klikya havzasının derinliği 1000 m'nin üzerindedir ve Adana havzasının denizde Kıbrıs'a

doğru olan uzantısını temsil etmektedir Bu basen oluşumuna Alt Miyosen döneminde başlamış ve bugüne kadar yaklaşık 6 km. kalınlığında sediman tabakası tarafından örtülmüştür. Dewey ve diğ.(1986) İskenderun Baseni ve Adana Baseni'nin DAF'nın kolları arasında gelişen çek-ayır basenleri olduğunu önermiştir.

2.2. Klikya Bölgesi ve Civarının Depremselliği

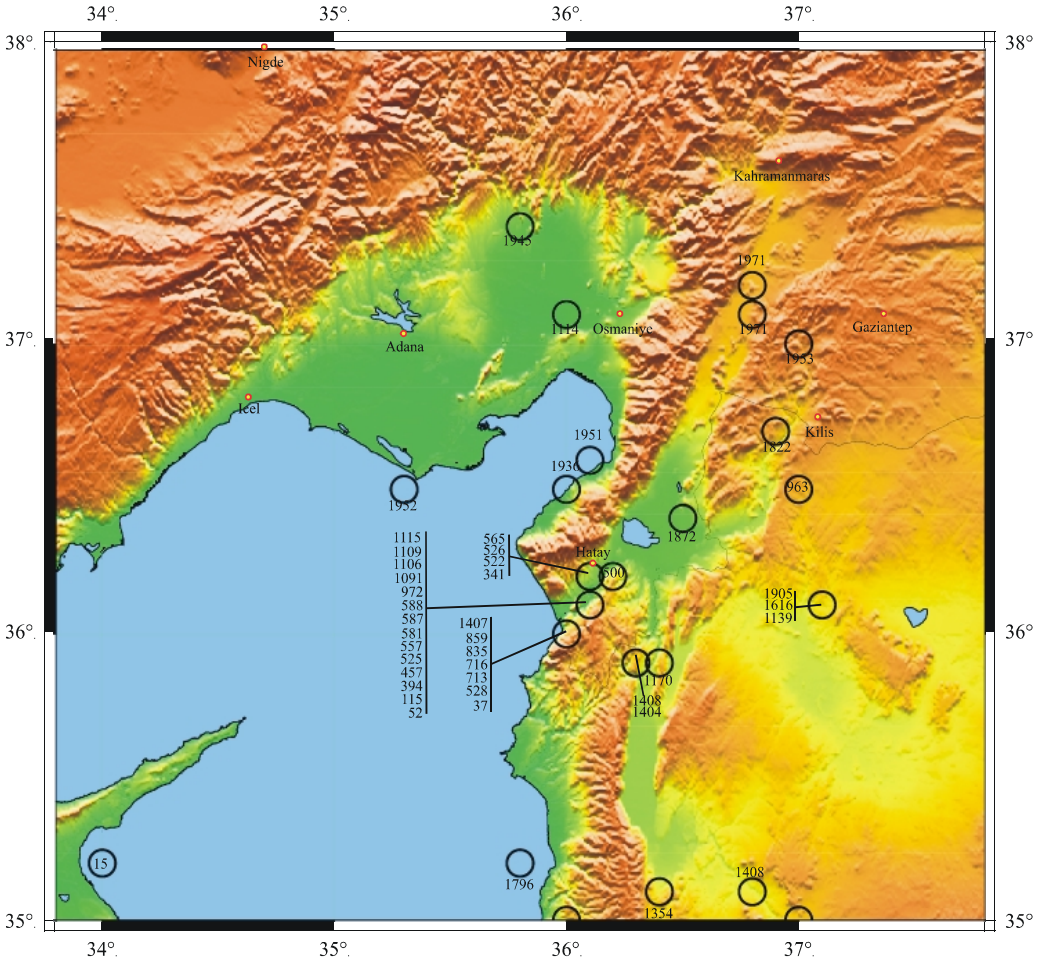
Bu bölgedeki depremsellik Arabistan, Afrika ve Avrasya levhalarının birbirine göre yaptıkları göreceli hareketlerden kaynaklanmaktadır. Dolayısıyla bu bölgede meydana gelmiş olan depremlerin doğası anlaşılırsa, bu levhaların günümüzdeki hareketleri ve bölgenin deprem tehlikesi daha net bir şekilde anlaşılacaktır. Klikya bölgesinin depremselliği çok eski dönemlere kadar gitmektedir ve bu depremler çeşitli araştırmacılar tarafından hazırlanan kataloglarda derlenmiştir. Bu bölgedeki depremselliği Tarihsel Dönem Depremselliği (1972 yılı öncesi) ve Aletsel Dönem Depremselliği (1972 yılı sonrası) olmak üzere iki ana başlık altında toplayarak inceleyebiliriz.

2.2.1.Tarihsel Döneme Ait Depremsellik (1900 Öncesi)

Bu bölgeye ait depremler son 2000 yıl için derlenmiştir (Willis, 1928; Sieberg, 1932; Ergin ve diğ., 1967; Karnik, 1969; Soysal ve diğ., 1981; Ben Menahem ve Aboodi, 1982). Gülen ve diğ. (1987) bu depremleri yeniden derleyerek ele almışlar ve bu depremlerin zaman-şiddet ilişkisini çıkartarak deprem yinelenme periyotlarını elde etmişlerdir. Buna göre bu bölgede olan tarihsel döneme ait olan depremleri oluş yerlerine göre iki gruba ayırmışlardır. Bu gruplardan ilki Garb Parçasıdır ve 69 yıllık deprem tekrarlanma periyodu bu parça için önerilmiştir. 87 yıllık deprem tekrarlama periyodu önerilen diğer parça ise Karasu parçasıdır. Tarihsel dönemde yalnız iki önemli depremin DAF'nın Osmaniye-Gölbaşı ve Misis-Yumurtalık parçaları üzerinde olmuş olabileceğini önermişlerdir. Bu depremler 1114 depremi ve 1268 depremidir (Gülen ve diğ., 1987).

Tarihsel kataloglar incelenerek derlenen bu depremlerin yerleri ve büyüklükleri hakkındaki bilgiler çok güvenilir olmasa da bize yine de geçmişteki deprem dağılımı hakkında bir fikir vermektedir. Şekil 2.4.'te tarihsel dönemde bu bölgede meydana gelmiş depremlerin dağılımları gösterilmektedir. Buna göre depremlerin özellikle ÖDF'nın en kuzey kesimlerinde yani Hatay dolaylarında yoğunlaştığı gözlenmektedir. Şekil 2.4.'te depremlerin yerlerini gösteren daireler, eskiden

depremin yerinin belirlenmesi sırasında yapılan hataların bugünküne göre çok fazla olmasından dolayı oldukça büyük olarak çizilmiştir. Dolayısıyla bu daireler depremin olduğu yeri değil, depremin olmuş olabileceği alanı ve yakın çevresini göstermektedir.



Şekil 2.4. Klikya Bölgesi ve çevresinde tarihsel dönemde (1972 öncesinde) meydana gelmiş depremlerin dağılım haritası. Deprem verilerinin kaynakları Tablo 2.2'de verilmiştir.

Tablo 2.2.'de tarihsel deprem kataloglarından derlenen bu bölgede olmuş tarihsel depremlerin oluş tarihleri (eğer belirlenebilmişse ay ve gün olarak), depremlerin meydana geldiği enlem ve boylam, belirlenmişse büyüklük değerleri ve hangi kaynaktan alındığı gösterilmektedir.

Tablo 2.2. Klikya Bölgesi ve çevresinde meydana gelmiş tarihsel depremler hakkındaki bilgiler gösterilmektedir. Bu bilgilerin alındığı kaynaklar gösterilirken kullanılan kısaltmalar şunlardır; AB: Ambraseys ve Barazangi, 1989; AJ: Ambraseys ve Jackson, 1998; AAT: Amiran ve diğ.,1994; BM79: Ben-Menahem, 1979; CP: Comninakis ve Papazachos, 1978; G: Guidobani, 1989; ISC: International Seismological Centre; K: Karnık, 1969, 1970; N: NEIC; NO: National Oceanic and Atmospheric Administration. (Ergin, 1999'dan geliştirilerek alınmıştır).

Yıl	Tarih	Enlem, °K	Boylam, °D	M_S	Kaynak
37	03/23	36,0	36,0	6,5	G, BM81, AJ
52		36,1	36,1		NO.
115	12/13	36,1	36,1	7,4	NO, BM7991, AJ, AAT.
341		36,2	36,1	6,2	BM81, N, NO.
394		36,1	36,1		NO.
457	09/14	36,1	36,1	6,5	NO, BM81, N, G
500		36,2	36,2	7,3	BM79, BM91.
522		36,2	36,1		NO.
525	09/-	36,1	36,1		NO.
526	05/20	36,2	36,1	7,0	BM81, BM91, G.
528	11/29	36,2	36,1	7,2	BM79, BM91, N, NO.
557	07/09	36,1	36,1		NO.
565		36,2	36,1	6,7	BM79, BM91, N, NO
581	07/09	36,1	36,1		NO.
587	07/09	36,1	36,1		NO.
588	10/31	36,1	36,1		NO.
713	03/20	36,0	36,0	7,0	N, BM79, BM81, NO.
716	08/25	36,0	36,0		NO.
742		35,0	38,0		NO.
835	01/05	36,0	36,0	6,1	BM 81, N, NO.
859	04/08	36,2	36,1	8,0	BM79, BM91, N, G, NO.
963	07/22	36,5	37,0	6,3	BM81, N, G, NO.
972		36,1	36,1	6,1	BM81, N, NO.
1091		36,1	36,1		NO.
1106		36,1	36,1		NO.
1109		36,1	36,1		NO.
1114	08/10	37,1	36,0	7,0	BM79, BM81, BM91.
1115	12/25	36,1	36,1		N, AAT, NO.
1139	10/12	36,1	37,1	7,4	BM91, NO.
1170	06/29	35,9	36,4	7,5	BM79, BM81, N.
1354		35,1	36,4		NO.
1402		35,0	37,0		NO.
1404	02/22	35,9	36,3	6,1	AB, BM81.
1404		36,1	37,1		NO.
1407	04/09	36,0	36,0		NO.
1408	12/20	35,1	36,8		NO.
1408	12/29	35,9	36,3	7,3	AM, AJ, AAT.

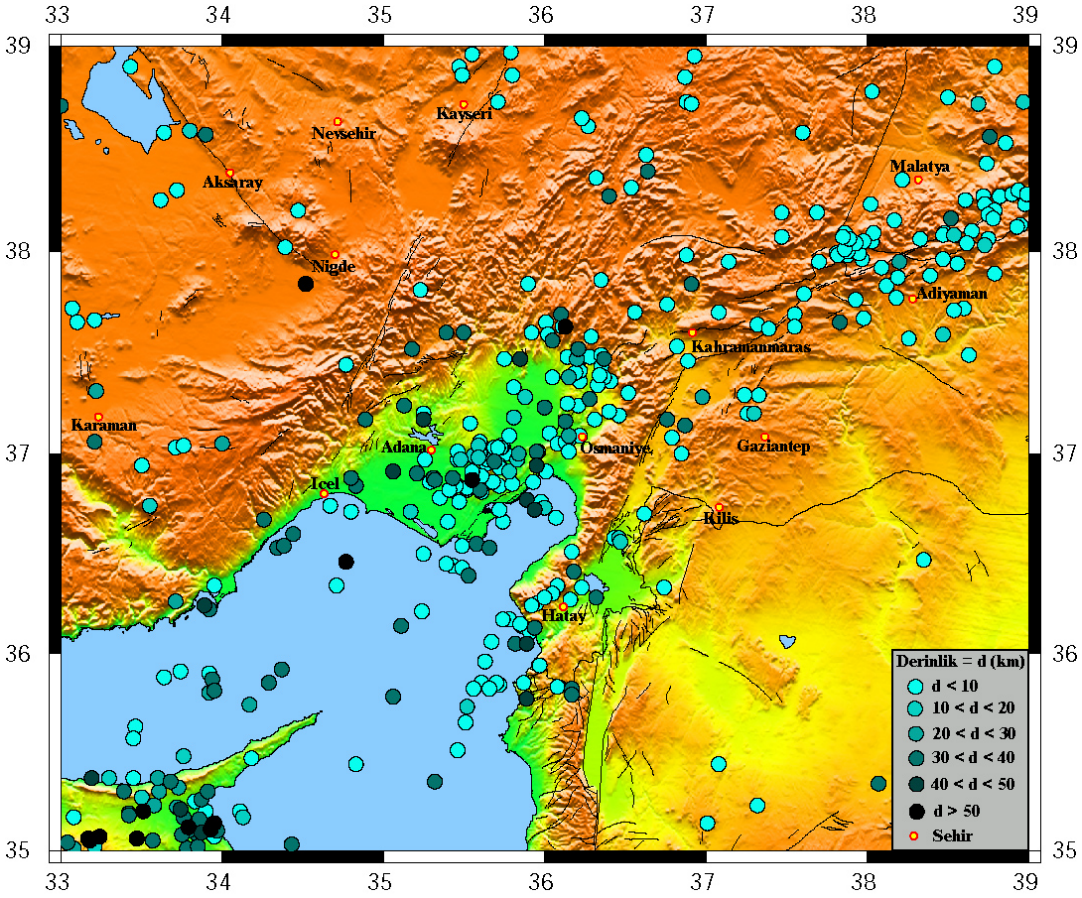
Tablo 2.2. devam ediyor.

Yıl	Tarih	Enlem, °K	Boylam, °D	M_S	Kaynak
1544	01/-	38,0	37,0	>6.7	BM91.
1616		36,1	37,1		NO.
1752	06/21	35,0	36,0		NO.
1796	02/26	35,2	35,8		NO.
1822	08/13	36,7	36,9	7,4	AB, AJ, BM81, N.
1822	08/13	36,0	36,0		NO.
1872	04/03	36,4	36,5	7,2	AB, AJ, BM79, BM91,NO.
1905		**36,1**	**37,1**		**NO.**
1936	**06/14**	**36,5**	**36,0**	**5,5**	**CP.**
1945	**03/20**	**37,4**	**35,8**		**NO.**
1951	**04/08**	**36,6**	**36,1**	**5,8**	**CP, K, C.**
1952	**10/22**	**36,5**	**35,3**	**5,0**	**N, NO.**
1953	**03/24**	**37,0**	**37,0**	**5,1**	**CP.**
1971	**06/29**	**37,1**	**36,8**	**5,0**	**ISC, CP.**
1971	**07/11**	**37,2**	**36,8**	**5,0**	**ISC, CP.**

2.2.2. Aletsel Döneme Ait Depremsellik (1900 Sonrası)

Klikya Bölgesi ve civarının aletsel dönem depremselliği (1900 – 2002 yılları arası) Şekil 2.5.'da verilmiştir. Bu haritadaki depremler 1972 yılından sonra meydana gelmiş olan depremlerdir. 1972 yılı ile 1900 yılı arasında meydana gelmiş olan depremler ise yine deprem kataloglarından bulunmuştur ve Tablo 2.2'de koyu renkle gösterilmiştir. Şekil 2.5'e göre depremler DAF' nın güneybatı kesimi ile Adana civarı ve Kıbrıs'ı birleştiren bir hat üzerinde yoğunluk göstermektedir. Bu haritada açık renkle belirtilen depremler sığ iken renk koyulaştıkça depremlerin derinliği de artmaktadır. Dolayısıyla depremlerin derinlikleri, bu bölgede kuzeydoğudan güneybatıya gidildikçe artmaktadır. Buna göre, derin depremlerin büyük kısmı Kıbrıs'ın güneyinde toplanmaktadır. Buradan Adana civarına yaklaştıkça depremlerin derinliği azalmakta ve DAF' nın güneybatı ucunda, yani Maraş'ın kuzeydoğusunda, ise depremlerin büyük çoğunluğu 10 km' den daha sığ kesimlerde meydana gelmektedir. Ayrıca Hatay ve çevresinde de depremlerin varlığı gözlenmektedir. Depremlerin Adana Baseni'nde özellikle Adana ve Osmaniye illeri arasında yoğunlaştığı dikkati çekmektedir. Ayrıca bu alanda meydana gelen depremlerin hemen hemen her derinlikte meydana gelebildiği de anlaşılmaktadır ve her ne kadar tartışmalı ise de depremlerin büyük kısmının 20 km. ve daha derin olduğu gözlemlenmektedir. Şekil 2.2' ye bakacak olursak Adana ve Osmaniye illeri arasında kalan alanda Göksu Fay Zonu' nun ve Yumurtalık Fayı'nın olduğunu

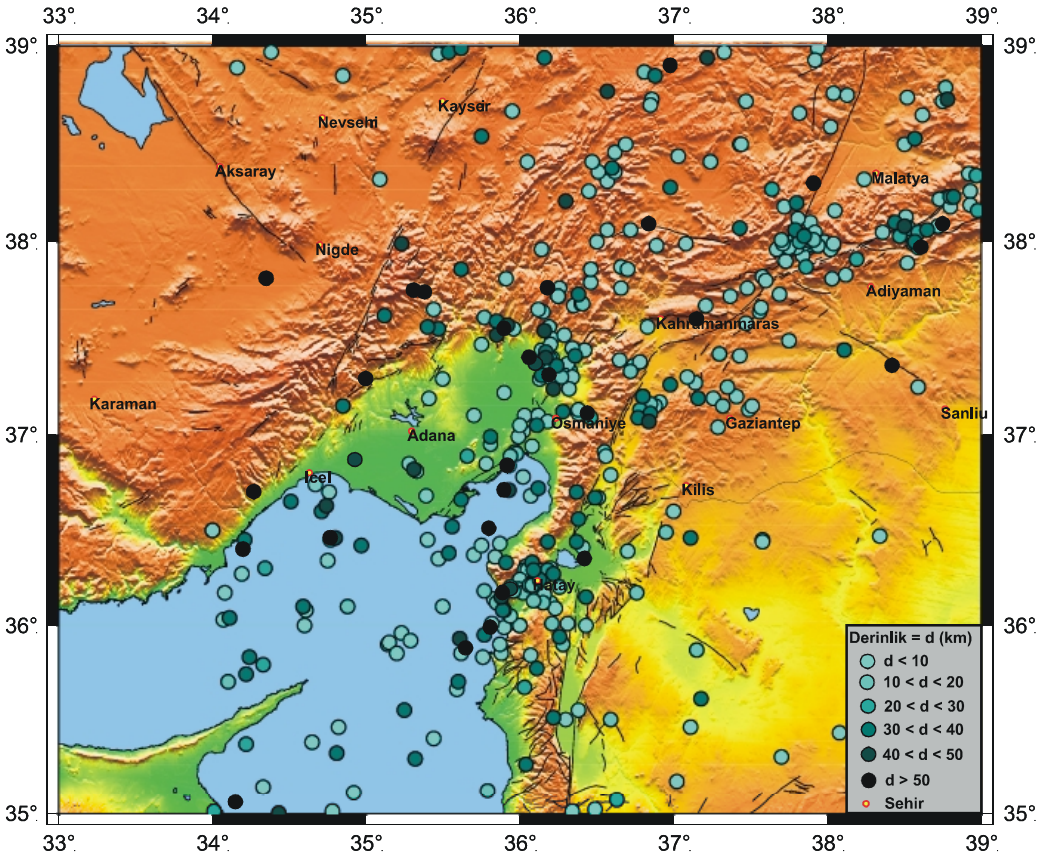
görürüz. Bu kesimlerde depremlerin yoğunlaşması bize bu alanın aktivitesinin devam ettiğini göstermektedir. Yine aynı bölge 1998 Adana depreminin meydana geldiği kesimdir. Şekil 2.5' teki depremlerin bir kısmı Adana depreminin artçı sarsıntıları özelliğini de taşımaktadır. Bu şekilde dikkati çeken bir diğer nokta ise Ecemiş Fayı civarında önemli bir depremsellik gözlenmemektedir. Ancak daha önce yapılan çalışmalarda bu fayın aktivitesinin tarihsel olarak devam ettiği belirtilmiştir (Karnik, 1967; Gülen ve diğ., 1987).



Şekil 2.5. Klikya Bölgesi ve yakın civarının 1972 – 2002 yılları arasındaki depremselliği. Harita üzerinde gösteriler depremlerin yer ve derinlik bilgileri USGS deprem veri bankasından alınmıştır (USGS Earthquake Data Base).

Şekil 2.6' da çalışma bölgesi ve yakın çevresinde ISC (International Seismological Centre) tarafından verilmiş ve 1963 ile 1997 yılları arasında meydana gelmiş olan depremlerin depremlerin lokasyonları gösterilmektedir. Bu haritadaki depremler de yine derinliklerine göre giderek koyulaşacak renklerle gösterilmiştir. Şekil 2.6'daki haritada ilk bakışta dikkati çeken unsur depremlerin yaklaşık KD-GB doğrultusunda uzanan geniş bir hat boyunca meydana gelmiş olması ve bunun morfolojik görünüme

uygunluğudur. Şekil 2.5'te gösterilen harita ile bu haritanın en belirgin farkı, Şekil 2.5'te Adana ilinin güneydoğu kesimlerindeki deprem kümelenmesinin Şekil 2.6'da belirgin olarak gözlenmemesidir. Bunun nedeni veri bazında 1998 Adana Ceyhan depreminin ve onunla ilişkili olarak meydana gelen artçı sarsıntıların yarattığı kümelenmenin bulunmamasıdır. Buradan yola çıkarak Adana depremi meydana gelene kadar 1963 yılından 1997 yılına kadar geçen süre içerisinde Adana ili ve çevresinin depremsellik açısından, Klikya Bölgesi içerisinde oldukça sakin bir alanı temsil ettiğini ve hatta 1998 öncesi bir sismik boşluk var gibi bir durum ortaya çıktığını söyleyebiliriz. Şekil 2.6'daverilen ISC lokasyonlarına bakarak, 1963 ve 1997 yılları arasında en yoğun deprem aktivitesinin Hatay ili çevresinde, Osmaniye ilinin Kuzey kesimlerinde ve Kahramanmaraş ile Malatya illeri arasında gözlendiğini söyleyebiliriz.



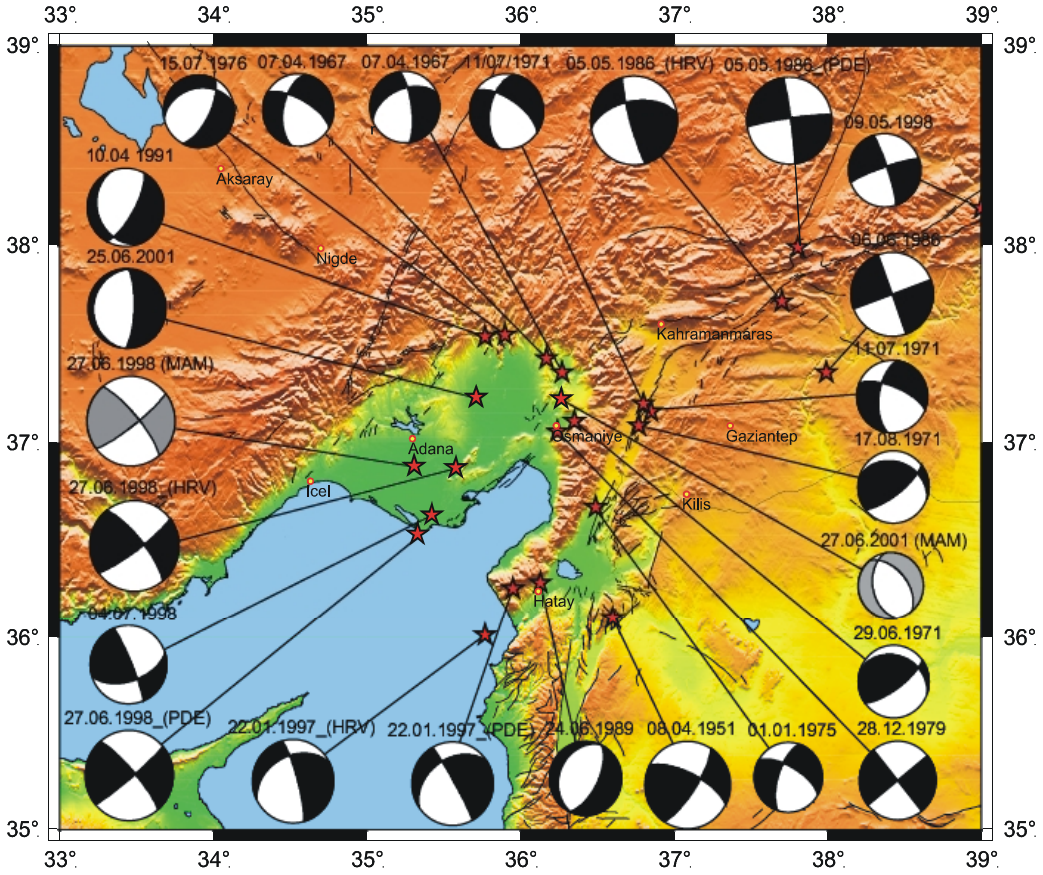
Şekil 2.6. 1963 ve 1997 yılları arasında Klikya Bölgesinde ve yakın çevresinde meydana gelen depremlerin ISC tarafından verilen lokasyonlarının dağılımı. Gösterilen depremler derinliklerine göre renklendirilmişlerdir.

Şekil 2.6'da Şekil 2.5'e göre daha fazla depremin derinliğinin 50 km'nin üzerinde olduğu gösterilmiştir. Bunun en önemli nedenlerinden biri verilerin 1963 yılana

kadar gitmesidir. Eski dönemlerde depremin yerinin, özellikle de derinliğinin saptanmasında yapılan hataların günümüze oranla çok yüksek olmasından dolayı derinliği 50 km'nin üzerinde olan depremlerin sayısı oldukça fazladır. Derinliği 50km'nin üzerinde verilmiş olan deprem derinliklerinin büyük kesiminin gerçeği yansıtmadığını söyleyebiliriz. Bu iki veri grubunun birbirinden en önemli farkı ISC kataloğunda yer alan depremlerin büyüklüklerinin yaklaşık olarak 2.5'e kadar inmekte olmasıdır. Oysa USGS'ten alınan veri grubundaki depremlerin en küçük olanı yaklaşık olarak 3.5 büyüklüğündedir.

Şekil 2.7. bugüne kadar çeşitli kaynaklar tarafından odak mekanizması çözülmüş olan depremleri ve bu depremlere ait odak mekanizmalarını göstermektedir. Bu deprem çözümleri ile ilgili ayrıntılı bilgi Tablo 2.2.a. ve b.' da verilmiştir. Bu şekle göre, İskenderun Körfezi'nin içerisinde meydana gelmiş olan 04/08/1951 depreminin çözümü sol yönlü doğrultu atımlı bir mekanizma çözümü vermiştir. Benzer şekilde Adana ili ve yakın çevresinde meydana gelmiş 27/06/1998 ve 04/07/1998 depremleri de sol yanal atımlı mekanizma çözümü vermiştir. Bu depremlerden 04/07/1998 depremi diğerinin artçı sarsıntısıdır. Adana ilinin kuzey doğusunda Düziçi-Andırın Bölgesi civarında olan depremlerin ise en büyük özellikleri normal atım bileşenlerinin baskın olmasıdır. Hatay civarında meydana gelen depremlerde ise normal bileşenle birlikte sol yönlü doğrultu atım bileşeni de gözükmektedir. DAF' nın en güney batısında yer alan Adıyaman ili ve çevresinde olan depremler ise neredeyse tam (pure) sol yanal atımlı mekanizma çözümü vermişlerdir. Antep ilinin batısında meydana gelmiş depremlerden ikisi ters atım bileşeninin hakim olduğu mekanizma çözümü verirken, biri ise normal bileşenli ve sol yanal atım bileşenini de içeren bir çözüm vermiştir.

Tüm bunlara bakarak Klikya Bölgesi ve civarında çok çeşitli mekanizmaların hakim olduğunu ve bu bölgenin oldukça karmaşık bir tektoniğinin bulunduğunu söyleyebiliriz.



Şekil 2.7. Klikya Bölgesi ve civarında meydana gelmiş bazı depremlerin odak mekanizması çözümleri. Şekildeki kırmızı yıldızlar depremlerin yerini gösterir. Odak küreleri çizilirken alt yarı küre projeksiyonu kullanılmıştır ve odak küreleri depremin büyüklüğü ile orantılı çizilmiştir. Kaynaklar Tablo 2.2.a. ve 2.2.b.'da verilmiştir. Gri olarak gösterilen odak mekanizması çözümleri TÜBİTAK-MAM YDBAE tarafından yapılmıştır.

Tablo 2.2.a. Şekil 2.7.'da gösterilen depremlerin (1976 öncesi) yeri, oluş zamanı, belirlenmiş ise büyüklüğü, derinliği, doğrulu, dalım ve kayma açıları ile çözümün alındığı kaynak belirtilmiştir. Tabloda kullanılan kısaltmalar; 1: Büyükaşıkoğlu (1979,1980); Ben-Menahem (1976); Jackson ve McKenzie (1984); 4: Canıtez ve Üçer (1967); 5: Osmanşahin ve diğ. (1986).

Tarih	Enlem	Boylam	1. Düzlem		2. Düzlem		Büyüklük (Ms)	Kaynak
			Doğrultu	Dalım	Doğrultu	Dalım		
08/04/1951	36.6	36.1	297	68	33	75	6	2,4
07/04/1967	36.17	37.43	299	66	191	54	5	1
07/04/1967	36.27	37.36	352	74	247	50	4.9	1,3
29/06/1971	36.35	37.11	290	28	54	72	5	1
11/07/1971	36.85	37.16	292	68	188	58	5	1
17/08/1971	36.77	37.09	290	30	52	74	5	1,2
01/05/1975	36.49	36.67	300	65	198	44	4.8	5
15/07/1976	35.90	37.55	258	36	27	64	5	1
11/07/1971	36.8	37.2	191	52	304	68	5.2	5

Tablo 2.2.b. Şekil 2.6.'da gösterilen depremlerin (1976 sonrası) yeri, oluş zamanı, belirlenmiş ise büyüklüğü, derinliği, doğrulu, dalım ve kayma açıları ile çözümün alındığı kaynak belirtilmiştir. Tabloda kullanılan kısaltmalar; HRV: Harvard; PDE: Preliminary Determined Epicenter, MAM: TÜBİTAK Marmara Araştırma Merkezi Yer ve Deniz Bilimleri Enstitüsü. Koyu yazılan büyüklük değerleri Mw cinsindendir.

Tarih	Enlem	Boylam	Doğrultu	Dalım	Kayma	Büyüklük (Ms)	Kaynak
28/12/1979	37.060	36.240	141	90	180	5.4	HRV
05/05/1968	37.993	37.806	262	85	-3	6	PDE
05/05/1986	37.720	37.700	260	54	9	6.1	HRV
06/06/1986	37.360	37.990	160	90	180	5.8	HRV
24/06/1989	36.280	36.130	203	28	-93	5.1	HRV
10/04/1991	37.540	35.770	160	27	-136	5.4	HRV
22/01/1997	36.250	35.951	236	40	-6	5.7	PDE
22/01/1997	36.010	35.770	243	39	-15	5.7	HRV
09/05/1998	38.190	39.000	251	83	-7	5.1	HRV
27/06/1998	36.878	35.307	320	77	171	6.2	PDE
27/06/1998	36.870	35.580	321	75	171	6.3	HRV
27/06/1998	36.530	35.330	50	85	10	**6.2**	MAM
04/07/1998	36.630	35.420	72	55	8	5.4	HRV
25/06/2001	37.230	35.710	189	15	-83	5.5	HRV
25/06/2001	37.223	36.265	320	50	-110	4.6	MAM

Tablo 2.2.a.ve Tablo 2.2.b.' de görülen depremlerden bazıları iki sefer yazılmıştır. Bunun nedeni aynı depremin yer bilgisinin ve odak mekanizması çözümünün farklı kataloglarda farklı olmasıdır.

3. KLİKYA DEPREM İSTASYONU AĞI

Tarihsel kataloglardaki bilgiler yeterince duyarlı olmadığı gibi belli bir büyüklük değerinin üzerindeki depremler için hazırlanmışlardır. Büyük depremlerden elde edilen bilgiler ise ancak bölgesel ölçekte bazı sonuçlar çıkarmamıza yardımcı olabilmektedir ve yerel ölçekte bölgedeki tektonik özelliklerinin anlaşılması için yeterli olamamaktadırlar. TÜBİTAK-MAM (Marmara Araştırma Merkezi) Yer ve Deniz Bilimleri Araştırma Enstitüsü (YDBAE) 1992 yılında bölgede bir sismik ağ kurmuş ve böylece bölgenin depremselliğinin anlaşılması, bu depremlerin tektonik yapı ile ilişkilendirilmesi ve bölgedeki deprem riskinin belirlenmesi açısından çok önemli bir boşluğu doldurmuştur. Bu ağ Türkiye'de yerel ölçekte çalıştırılmakta olan en uzun ömürlü ağlardan biridir ve bölgede son 10 yıldır meydana gelen depremlerin incelenmesine olanak sağlamıştır.

Klikya sismik gözlem ağı 1992 yılında, 36° – 38° K boylamları ile 34° – 38° D enlemleri arasında kalan bölgede aşağıda özetlenen amaçlar ile öncelikle sismolojik amaçlı çalışmalar için kurulmuştur.

- Yaklaşık gerçek zamanda bölgesel sismik aktivitenin gözlenmesini sağlamak ve depremlerin zaman ve yer boyutundaki dağılımlarını duyarlı olarak belirlemek,
- Bölgedeki depremlerin sismotektonik nedenlerini ve doğasını araştırmak için yüksek kaliteli veri toplamak,
- Türkiye'nin bu bölgesindeki sismolojik gözlem boşluğunu doldurmak,
- Yoğun olarak kurulacak modern istasyonlarla yüksek çözünürlükteki deprem kayıtlarını kullanarak, bölge depremselliğini ve varolan çalışmaları güncelleştirerek bölgenin yer yapısını araştırmak (Ergin, 1999).

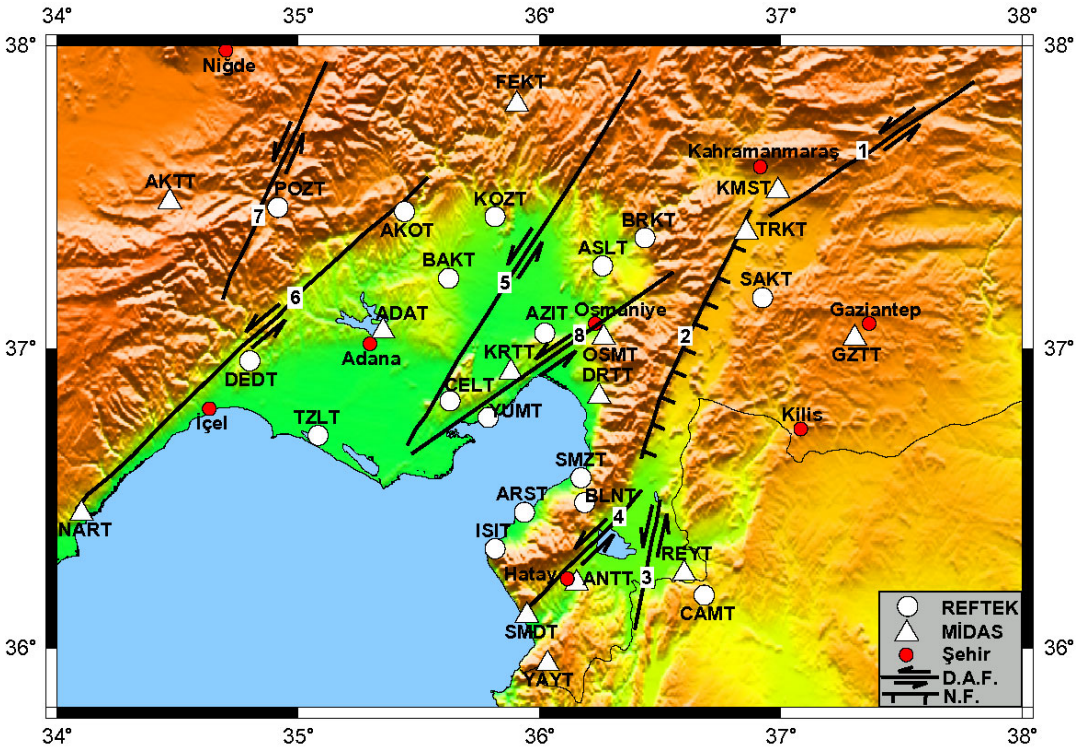
Bölgedeki sabit deprem istasyonlarının yerleştirileceği yerlerin belirlenmesi için uzun araştırmalar yapılmış ve kurulacak istasyonun lojistik yönden en kolay şekilde desteklenebileceği, ulaşımı kolay, alt yapısı uygun, emniyetli ve sismik gürültüden uzak, sakin yerler seçilmiştir. Bu kriterlere uyan yerler içerisinde öncelikle resmi

kuruluşlara ait yapılar (su depoları, sağlık ocakları,v.s.) tercih edilmiştir. Bunların olmadığı yerlerde ise istasyonlar, şahıslara ait ev yada ambarlara yerleştirilmiştir. Sinyal/gürültü oranını düşürmek dolayısıyla veri kalitesini arttırmak amacıyla istasyonlar sağlam kaya üzerine yerleştirilmiştir. Bu tip temel kayaların olmadığı kesimlerde ise algılayıcılar 50-100 cm'lik çukurların içerisine yerleştirilmişlerdir (Ergin, 1999).

Bölgeye kurulan geçici istasyonlar ise bölgedeki istasyon dağılımının yeterli olmadığı kesimlere azimutal boşluğu kapatmak amacı ile kurulduklarından, sabit istasyonlar kurulurken göz önüne alınan kriterlerden belli ölçüde ödün verilerek yerleştirilirler. Ayrıca geçici istasyonlar genellikle sismik aktivitenin yoğunlaştığı kesimlere kurulmaktadır (Ergin, 1999).

Klikya Deprem İstasyonu Ağı ilk olarak 1992 yılında TÜBİTAK-MAM YDBAE tarafından 4 istasyon ile kurulmaya başlamıştır. Çeşitli dönemlerde istasyon sayısı artmış yada azalmıştır. En çok istasyon sayısı 18 civarında olmuştur. İstasyon sayısındaki bu değişim özellikle YDBAE'nin diğer projelerine bu ağ içerisindeki geçici istasyonların kaydırılmasından kaynaklanmaktadır. Günümüzde bu istasyonlara yılda 2 yada 3 kez gidilmekte ve gerekli bakımları yapılmaktadır. Dolayısıyla istasyonlar herhangi bir nedenden dolayı arızalandığında bir sonraki kontrole kadar çalışamamaktadır. Bu nedenle çalışma döneminde istasyon sayıları sabit değildir. Bu ağ tetiklemeli olarak kayıt almaktadır.

Şekil 3.1.'de TÜBİTAK-MAM tarafından bugüne kadar işletilmiş yada işletilmekte olan tüm deprem istasyonlarının dağılımı görülmektedir. Bu şekilde üçgenler sabit deprem istasyonlarını, daireler ise geçici olarak yerleştirilmiş istasyonları göstermektedir. Aynı zamanda bu şekilde bölgede yer alan ana süreksizlik zonları da gösterilmektedir. Depremselliğin bu ana süreksizlikler boyunca yoğunlaşacağı düşünülürse geçici deprem istasyonlarının bölgede istasyon dağılımındaki boşluğu kapatacak şekilde dağıldığı gözlenmektedir. Tüm bu istasyonların koordinatları ve çeşitli özellikleri Tablo 3.1.'da gösterilmektedir.



Şekil 3.1 TÜBİTAK-MAM YDBAE tarafından Klikya deprem istasyonu ağında bugüne kadar işletilmiş yada işletilmekte olan istasyonların ve bölgedeki başlıca süreksizlik zonlarının bölgedeki dağılımını simgesel olarak gösterimi. Haritada üçgen ile gösterilenler Midas türü kayıtçı sistemleri olup sabit istasyonları göstermektedir ve daire ile gösterilenler ise Reftek kayıtçı sistemleridir ve geçici istasyonları göstermektedir. Haritada doğrultu atımlı faylar D.A.F ile normal faylar ise N.F. ile gösterilmiştir. Harita üzerinde rakamlar ile gösterilen süreksizlikler; 1: Doğu Anadolu Fay Zonu, 2: Amanos Normal Fay Zonu, 3: Ölü Deniz Fay Zonu, 4: Antakya Fay Zonu, 5: Göksu Fay Zonu, 6: Tarsus Fay Zonu, 7: Ecemiş Fay Zonu, 8: Yumurtalık-Karataş Fay Zonu' dur.

Klikya deprem istasyonu ağında Midas ve Reftek 72A-06 ve 72A-07 kayıtçılar sabit ve geçici istasyonlarda kullanılmıştır. Sabit istasyonların tamamında Midas türü kayıtçılar kullanılmıştır. Tablo 3.1.'de bölgede TÜBİTAK-MAM tarafından çalıştırılmakta olan deprem istasyonları hakkında bilgiler gösterilmektedir

Tablo 3.1 Klikya Bölgesi'nde TÜBİTAK-MAM Yer ve Deniz Bilimleri Araştırma Enstitüsü Sismoloji Grubu tarafından işletilmekte olan deprem istasyonları, coğrafik konumları ve özellikleri.

İstasyon	Kodu	Enlem (K°)	Boylam (D°)	Yük. (m.)	Kayıtçı Türü	Sensör Tipi	Kontrol
ADANA	ADAT	37,058	35,353	150	MİDAS	3 - B	MODEM
AKTOPRAK	AKTT	37,486	34,468	1550	MİDAS	3 – B	MODEM
ANTAKYA	ANTT	36,218	36,154	60	MİDAS	3 – B	MODEM
FEKE	FEKT	37,807	35,907	690	MİDAS	3 – B	MODEM

Tablo 3.1 devam ediyor.

İstasyon	Kodu	Enlem (K°)	Boylam (D°)	Yük. (m.)	Kayıtçı Türü	Sensör Tipi	Kontrol
G.ANTEP	GZTT	37,035	37,307	850	MİDAS	3 – B	MODEM
K.MARAŞ	KMST	37,521	36,989	870	MİDAS	3 – B	MODEM
KURTKULAĞI	KRTT	36,922	35,881	100	MİDAS	3 – B	MODEM
NARLIKUYU	NART	36,451	34,103	100	MİDAS	3 – B	MODEM
OSMANİYE	OSMT	37,036	36,266	250	MİDAS	3 – B	MODEM
AKÖREN	AKOT	37,454	35,442	900	REFTEK	1 – B	
ARSUZ	ARST	36,455	35,940	35	REFTEK	1 – B	
ASLANTAŞ	ASLT	37,274	36,263	161	REFTEK	1 – B	
AZİZLİ	AZIT	37,052	36,022	320	REFTEK	1 – B	
BAKLALI	BAKT	37,233	35,624	50	REFTEK	1 – B	
BELEN	BLNT	36,488	36,188	555	REFTEK	1 – B	
BERKE	BRKT	37,367	36,439	260	REFTEK	1 – B	
ÇAMLIYAYLA	CAMT	36,177	36,684	1250	REFTEK	1 – B	
ÇELEN	CELT	36,827	35,630	187	REFTEK	3 – B	
DÖRTYOL	DRTT	36,840	36,248	459	MİDAS	1 – B	MODEM
IŞIKLI	ISIT	36,333	35,818	300	REFTEK	1 – B	
KOZAN	KOZT	37,436	35,818	150	REFTEK	1 – B	
POZANTI	POZT	37,467	34,917	1250	REFTEK	1 – B	
SAKÇAGÖZ	SAKT	37,169	36,925	904	REFTEK	3 – B	
SAMANDAĞI	SMDT	36,109	35,949	20	MİDAS	3 – B	MODEM
SARIMAZI	SMZT	36,570	36,174	100	REFTEK	1 – B	
TÜRKOĞLU	TRKT	37,386	36,858	515	MİDAS	3 – B	MODEM
YUMURTALIK	YUMT	36,771	35,788	27	REFTEK	1 – B	
TUZLA	TZLT	36,712	35,084	30	REFTEK	1 – B	
DEDELER	DEDT	36,960	34,800	745	REFTEK	1 – B	
REYHANLI	REYT	36,250	36,600	230	MİDAS	1 – B	MODEM
YAYLADAĞI	YAYT	35,948	36,035	250	MİDAS	1 – B	MODEM

3.1 Klikya Deprem İstasyonu Ağında Kullanılan Kayıtçıların Özellikleri

3.1.1 Midas Kayıtçı Sistemi

Midas kayıtçı sistemleri, adını Marmara İnstitute Data Acqusition System sözcüklerinin baş harflerinden almıştır. TÜBİTAK-MAM Yer ve Deniz Bilimleri Araştırma Enstitüsü tarafından yapımına ilk olarak 1986 yılında yapımına başlanmış ve ilk prototip ise 1987 yılında üretilmiştir. İlk prototip üretildikten sonra sürekli geliştirme çalışmaları sonucunda bugünkü özelliklerine kavuşmuştur. Şekil 3.2.'de Midas Kayıtçı Sisteminin bir fotoğrafı gösterilmektedir. Midas Kayıtçı sistemi TÜBİTAK-MAM YDBAE bünyesinde Mustafa Aktar'ın proje yöneticiliğini yaptığı, donanımın Adnan Arslan, Faruk Biçmen, Omer Cerid, James Wetherilt tarafından geliştirildiği ve yazılımın ise Halil Murat Esen, Cenk D. Mengi ve Basri Tongun tarafından hazırlandığı bir proje sonucunda üretilmiştir (Ergin, 1999).

Dizayn ve geliştirme aşamasında göz önüne alınan kriterler şunlardır;

- Maliyetinin düşük olması,
- Çoğunlukla PC donanımlarından oluşan ve kolay erişilebilen parçalardan oluşması,
- Bakımının kolay olması,
- Düşük enerji sarfiyatı,
- Kullanımının yerel ve bölgesel sismolojiye uyarlanabilmesi,
- Telefon hatları üzerinden modem aracılığıyla sistemle iletişim kurulabilmesi,
- Ticari kopyalarına nazaran daha az kaba olması.

Bu kayıtçı sistemlerinin teknik özellikleri aşağıda sıralanmıştır.

1- 3 kanala kadar yükseltilebilen kayıt alma özelliği.

2- 14 bit dinamik aralığı.

3- 25 örnek / sn ve 100 örnek /sn olarak ayarlanabilen iki ayrı örnekleme aralığı.

4- GPS zaman ayarlama ünitesi.

5- 200-400 yada 1000 olarak ayarlanabilen kazanç.

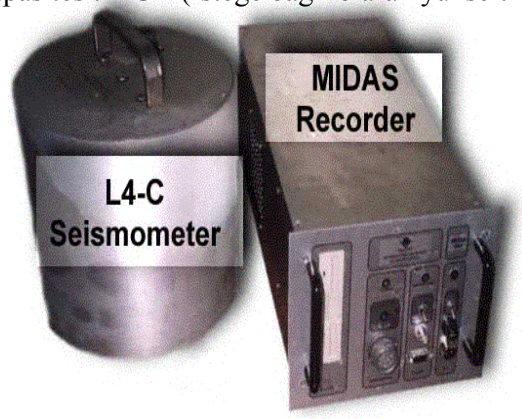
6- Sürekli yada tetiklemeli kayıt alma özelliği.

7- LTA/STA tetikleme yazılımı.

8- 5 watt enerji tüketimi.

9- 42 x 21 x 16 cm.' lik boyutlar.

10- Depolama kapasitesi: 1 GB (İsteğe bağlı olarak yükseltilebilir).



Şekil 3.2 Midas kayıtçı sistemi ve L4-C üç bileşenli sismometrenin görüntüsü

3.1.2 Sismometre

Sabit Midas istasyonlarında üç bileşenli, geçici Reftek istasyonlarında ise bir bileşenli 1Hz. doğal salınım frekansı olan kısa periyotlu Mark Product L4-C sismometreler kullanılmıştır. Bu sismometrenin fotoğrafı Şekil 3.2.'de görülmektedir. Tüm kayıtçılar LTA / STA oranına bağlı tetikleme türünde kayıt almıştır. Kaydedilen veriler kayıtçıların sabit disklerinde depolanmakta ve ortalama 4 ayda bir tüm istasyonlara gidilerek veriler toplanarak merkeze getirilmekte ve arşivlenmektedir. Buna paralel olarak sabit istasyonlardaki Midas kayıtçılarıyla telefon hatlı modem bağlantıları yardımıyla iletişim kurulabilmekte ve gerekli hallerde herhangi bir olaya ait veriler telefon hattı üzerinden merkeze alınıp incelenebilmektedir. Ayrıca modem bağlantısı sayesinde tüm istasyonlar günlük olarak izlenmektedir. Bu sayede istasyonlarda meydana gelen herhangi bir arıza en kısa sürede ortaya çıkarılmaktadır. Ayrıca büyük depremlerin ardından hızlıca bu istasyonlardaki veriler toplanarak deprem hakkında ön çalışma yapılabilmektedir.

3.1.3 Reftek Kayıtçı Sistemi

Reftek 72A-06 ve 72A-07 yüksek çözünürlüklü sayısallaştırıcılar ve yüksek hacimli saha verisi toplayabilen sismik veri toplama sistemleridir. Birden üçe kadar ayarlanabilen aktif kanalda kayıt yapabilmektedir. Örnekleme aralığı ise her kanalda saniyede 10, 20, 25, 40, 50, 100, 125, 200, 250, 500 ve 1000 örnek olarak ayarlanabilmektedir. Dinamik aralığı 96 dB - 130 dB arasındadır. Sekiz farklı tetikleme türü ile kayıt alabilmektedir. Kazanç ise her kanal için 1-256 dB arasında seçilebilmektedir. Bu sistemler –20 ile 40° C arasındaki sıcaklıklarda çalışabilmektedir. Zaman ayarlaması GPS sayesinde $5x10^{-17}$ saniye hassasiyetle yapılmaktadır. En fazla 7kg. Ağırlığında olan bu sistemler su üzerinde kalacak şekilde hazırlanmışlardır ve arazi şartlarına karşı oldukça dayanaklıdırlar. Boyutları 32,5 x 21 x 19,7 cm.dir. Enerji tüketimi uyku konumunda iken 0,5mW ve üç kanalda kayıt alırken 1,8W (disk ve GPS hariç)tır. Şekil 3.3.'da Reftek kayıtçı sistemlerinin bir örneği gösterilmektedir (Ergin,1999; http://www.reftek.com/).



Şekil 3.3 Reftek Kayıtçı Sisteminin görüntüsü.

3.2.Çalışma Dönemi Boyunca İstasyonların Performansı

Sismik ağın işletilmesinde karşılaşılan başlıca problemlerden en önemlisi; elektrik ve telefon hatları kesilmeleri gibi yörelerdeki aksaklıklardan kaynaklanan problemlerdir. Mevcut güç sistemi, elektrik kaynağının kesilmesi halinde belli bir düşük güç seviyesine düşünceye kadar çalışabilmekte ve bunun altına indiği andan itibaren sistem otomatik olarak devre dışı kalmaktadır. Elektrik geldiğinde sistem yeterli güç seviyesine eriştikten sonra tekrar devreye girmektedir. Sistem kayıt yoğunluğuna bağlı olarak uzun süreli elektrik kesilmesi durumunda yaklaşık bir hafta süreyle kayıt almaya devam etmektedir. Buna ek olarak, yörelerdeki elektrik şebekesinin gerilim seviyesinin sürekli değişmesinden kaynaklanan aksaklıklar, yıldırım düşmesinden kaynaklanan ani voltaj bindirmeleri ve sıcaklık değişmesinden kaynaklanan bozucu etkiler zamanla tespit edilmiş, elektronik olarak tasarlanan sigorta sistemlerinin eklenmesiyle bu tür aksaklıklar en aza indirilmeye çalışılmıştır (Ergin, 1999).

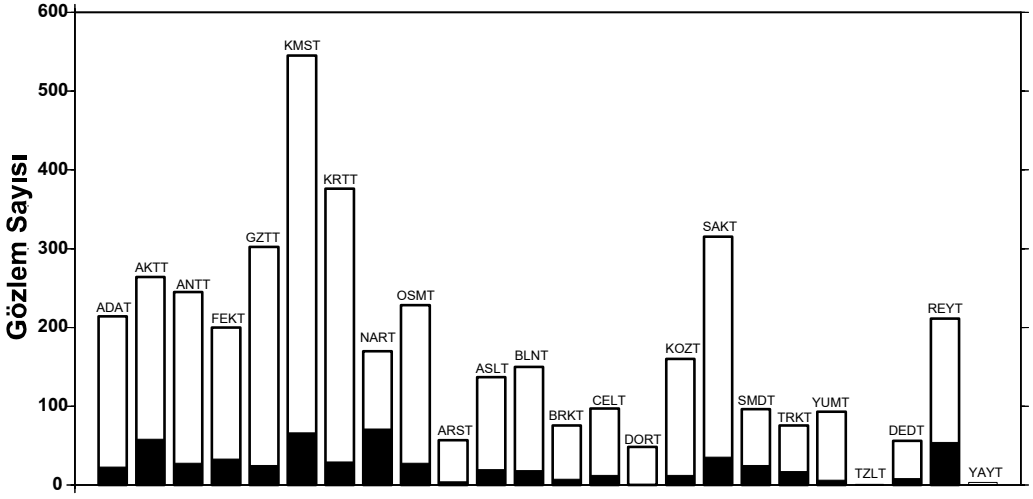
Modem bağlantılı sabit istasyonlara ulaşımda en önemli problem, telefon hatlarının çeşitli nedenlerden dolayı kesilmesi yada hatlardaki yoğunluk nedeniyle istasyonlara ulaşımda problemlerle karşılaşılmasıdır. Bu durumda istasyonlara ulaşım gecikmekte ve mevcut arızanın belirlenmesi güç olmaktadır. Ulaşılamayan yada arızalı istasyon sayısı 3 veya 4 e ulaştığında o istasyonlara gidilip gerekli bakım ve onarım yapılmaktadır (Ergin, 1999).

1999 yılı sonundan 2001 yılının ilk 6 ayını kapsayan çalışma süresi boyunca Tablo 3.1.'de verilen istasyonların kaydetmiş olduğu toplam kayıt sayısı 7751'dir. Bu kayıtlar da 4118 adet yerel olaya ve 577 adet uzak olaya karşılık gelmektedir. Çalışma dönemi boyunca toplam 426 adet yerel gözlem (bunların 394 tanesi yerel

depremlerdir), 135 adet bölgesel deprem ve 100 adet uzak deprem kaydedilmiştir. Dolayısıyla çalışma dönemi boyunca kaydedilen deprem sayısı 661'dir. Bu deprem kayıtlarının istasyonlara göre dağılımı Tablo 3.2.'de verilmektedir. Şekil 3.4.'de ise deprem kayıtlarının dağılımını gösteren histogram görülmektedir. Bu histograma bakarak bölgede en verimli çalışan istasyonlar sırasıyla Maraş, Sakçagöz, Kurtkulağı ve Antep istasyonlarıdır.

Tablo 3.2 Çalışma dönemi boyunca (1999 – 2001'in ilk 6 ayı) istasyonların kaydettiği deprem sayılarının ve deprem türlerinin dağılımı.

İstasyon Adı	Yerel Deprem	Uzak Deprem
ADAT	214	23
AKTT	264	58
ANTT	245	27
FEKT	200	33
GZTT	302	25
KMST	545	66
KRTT	376	29
NART	170	71
OSMT	228	27
AKOT	0	0
ARST	57	4
ASLT	137	19
AZIT	0	0
BAKT	0	0
BLNT	150	18
BRKT	75	7
CAMT	0	0
CELT	97	12
DORT	48	1
ISIT	0	0
KOZT	160	12
POZT	0	0
SAKT	315	35
SMDT	96	25
SMZT	0	0
TRKT	75	17
YUMT	93	6
TZLT	1	0
DEDT	56	8
REYT	211	54
YAYT	3	0
CVZT	0	0
TOPLAM	**4118**	**577**



Şekil 3.4. Çalışma döneminde istasyonların kaydettiği olay sayısı histogramı. İçi dolu çubuklar uzak olay sayısını, içi boş çubuklar ise yakın gözlem sayısını göstermektedir.

4. ÇALIŞMA DÖNEMİNDE KLİKYA DEPREM İSTASYONU AĞINDA KAYDEDİLEN DEPREMLER ve ÖZELLİKLERİ

Depremlerin yerlerinin ve oluş zamanlarının duyarlı olarak belirlenebilmesi sismologlar için her zaman önemli bir problem olmuştur. Depremlerin yer ve oluş zamanlarının belirlenmesi sismolojinin en temel konusudur. Bu konu üzerinde bugüne kadar pek çok kitap ve bilimsel yayın yapılmıştır.

Bu tezde TÜBİTAK-MAM tarafından işletilmekte olan Klikya Deprem İstasyonu Ağının 01-01-1999 ve 01-07-2001 tarihleri arasında kaydettiği yerel depremler konu alınmıştır. Bu dönemde, ağda kaydedilen deprem verileri SEISAN veritabanı kullanılarak işlenmiş ve arşivlenmiştir. Deprem lokasyonlarının belirlenmesi için ise SEISAN yazılımı içerisinde bulunan HYPOCENTER (Lienert ve diğ., 1986) programı kullanılmıştır.

4.1 SEISAN Veritabanı

Seisan yazılımının getirdiği en büyük kolaylık her türlü sismik istasyondan toplanan verileri tek bir veritabanı içerisinde tutması ve bu verilerin işlenmesi için ihtiyaç duyulabilecek çeşitli programları da bünyesinde barındırmasıdır.Ayrıca işlenmiş verilerden elde edilen veri dosyası ile dalga şeklinin aynı veritabanı içerisinde yer alması da bir avantajdır. Çünkü istendiğinde dalga şekline ya da parametrik veri dosyasına kolayca ulaşılabilmektedir. Ayrıca Seisan yazılımı çok farklı işletim sistemleri altında çalışabildiğinden her türlü kullanıma imkan sağlamaktadır. Bu yazılımın yeteneklerini şu başlıklar altında toplayabiliriz:

- Rutin İşlemler: Faz işaretlemesi, deprem lokasyonu ve büyüklüğünün saptanması, vs.
- Kaynak Parametrelerinin Belirlenmesi: Fay düzlemi çözümü, stres düşüşü, vs.
- Kabuk Yapısı: Tabaka kalınlık ve hızlarının belirlenmesi, vs.
- Sismik Kataloglar: ISC verisi, Veri tabanı yönetimi, istatistiksel analizler, vs.

- Sismik Zarar: Atenüasyon, zemin tepkisi, vs.

Seisan yazılımının Şekil 4.1. ‘de gösterildiği gibi ağaca benzer bir klasör sistemi vardır. Bu sistemde her olay, ASCII formatında olan ve S dosyası olarak adlandırılan Nordik yazım tarzına göre yazılmış küçük dosyalarda saklanmaktadır (Havskov, 1990). Bu tekbir olaya ait olan dosyaların isimleri olayların meydana geliş zamanlarını ifade edecek şekilde verilmektedir. Bu dosyalar daha sonra meydana geldikleri aylara göre klasörlenirler ve bu aylara ait klasörler de yıllık bir klasörün altında yer alırlar. Bu sistem hem dalga şekli hem de parametrik dosyalar için aynıdır. Her S dosyası ait olduğu olay için okunmuş olan faz verilerini, elde edilmiş kaynak parametrelerini ve olaya ait olan dalga şeklinin ait olduğu klasörü tanımlayan yol bilgisini içermektedir. Bu S dosyaları için herhangi bir boyut sınırlaması yoktur. Aşağıda alışılmış bir S dosyası örneği gösterilmektedir. Bu S dosyasının REA klasörü altında saklanan parametrik veri dosyasının adı daha önce de söylediğim gibi depremin oluş zamanından esinlenerek Seisan programı tarafından otomatik olarak “21-1522-42L.S200006” şeklinde verilmiştir.

```
2000  621 1522 42.7 L  37.734  36.271 23.8  KIL  5 0.3                      1
GAP=186        0.71       3.6     3.4  3.7  0.5164E+01  0.2704E+01  0.2672E+01E
ACTION:UPD 02-08-09 00:32 OP:ahmt STATUS:               ID:20000621152242 L   I
STAT SP IPHASW D HRMM SECON CODA AMPLIT PERI AZIMU VELO SNR AR TRES W  DIS CAZ7
FEKT SZ IP   0 C 1522 48.93                                    -0.21033.04 284
FEKT SZ ES   1   1522 54.04                                     0.2 733.04 284
KMST SZ IP   1 C 1522 55.36                                     0.7 767.73 110
KMST SZ ES   4   1523 04.94                                     1.2 067.73 110
SKGT SZ IP   0 C 1522 56.95                                    -0.31085.65 137
KRTT SZ IP   0 C 1522 58.60                                    -0.11096.56 201
KRTT SZ ES   1   1523 11.03                                     0.3 796.56 201
AKTT SZ IP   0   1523 07.65                                    -0.110161.5 261
AKTT SZ ES   1   1523 26.73                                     0.2 7161.5 261
```

Seisan yazılımının kullandığı ve kendiliğinden oluşturduğu klasörler ve işlevlerini şu şekilde özetleyebiliriz:

REA: Deprem faz okumalarının ve lokasyon çözümlerinin saklandığı klasör,

WOR: Kullanıcıların çalışması için açılan alan (başlangıçta boştur),

TMP: Dosyaların geçici olarak saklandığı klasör (başlangıçta boştur),

PRO: Seisan yazılımı içerisinde çalışan programların kaynak kodlarının yer aldığı klasör,

LIB: Kütüphaneler ve altprogramların yer aldığı klasör,

INC: PRO ve LIB klasörlerinde yer alan programların çalışmak için ihtiyaç duyduğu dosya ve altprogramların yer aldığı klasör,

COM: Komut prosedürlerinin yer aldığı klasör,

DAT:

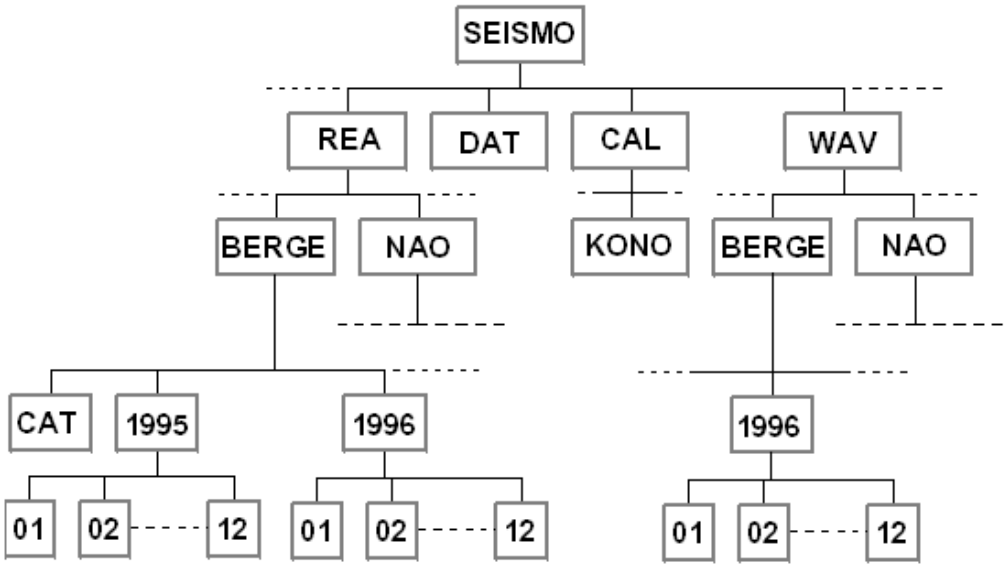
WAV: Sayısal dalga şeklilerinin saklandığı klasör,

CAL: Sistem kalibrasyon dosyalarının saklandığı klasör,

INF: Seisan ve içerdiği programlar hakkında bilgi veren dosyaların saklandığı klasör,

PIC: Resimlerin saklanması için yaratılan klasör,

SUP: Destekleyici program ve dosyaların saklandığı klasör.



Şekil 4.1. Seisan yazılımının klasör yapısının basitleştirilmiş şematik gösterimi (Havskov, 1997).

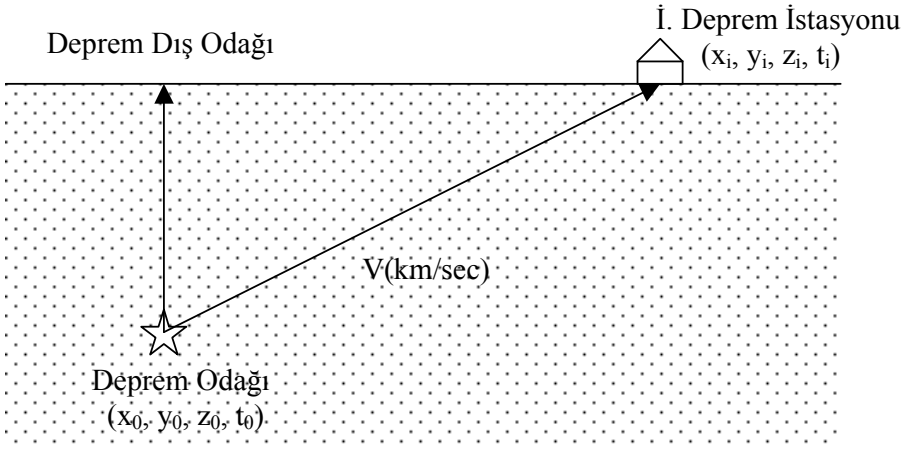
Şekil 4.1.'de Seisan programında parametrik deprem dosyalarının saklandığı REA klasörü ile dalga şeklinin saklandığı WAV klasörlerinin yapılarının aynı oldukları görülmektedir. Bu şekilde REA ve WAV altında görülen BERGE ve NAO ilgilenilen bölgeyi temsil eden veri gruplarıdır.

4.2 Depremlerin Yerlerinin ve Oluş Zamanlarının Hesaplanması

Günümüzde depremlerin yerlerini ve oluş zamanlarını belirlemek için çeşitli ters çözüm yöntemleri ile çözüm yapan algoritmalar kullanılmaktadır. Bu yöntemlerin kullandığı ana bağıntı aşağıda verilmiştir.

$$t_i = t_0 + \frac{\sqrt{(x_i - x_0)^2 + (y_i - y_0)^2 + (z_i - z_0)^2}}{V} \qquad (4.1)$$

Bu bağıntıdaki değişkenlerin temsil ettikleri parametreler Şekil 4.2.'de gösterilmiştir.



Şekil 4.2 Homojen yarı sonsuz ortamda deprem lokasyonu yaparken kullanılan geometri. Bu şekilde ; V: Yarısonsuz ortamın hızı; x_0, y_0 ve z_0: Depremin enlem, boylam ve derinliği; t_0: Depremin oluş zamanı; x_i, y_i ve z_i : Depremi kaydeden i.istasyonun enlem, boylam ve yüksekliği; t_i: Depremin i.istasyonda kaydedilmeye başlandığı zamanı göstermektedir.

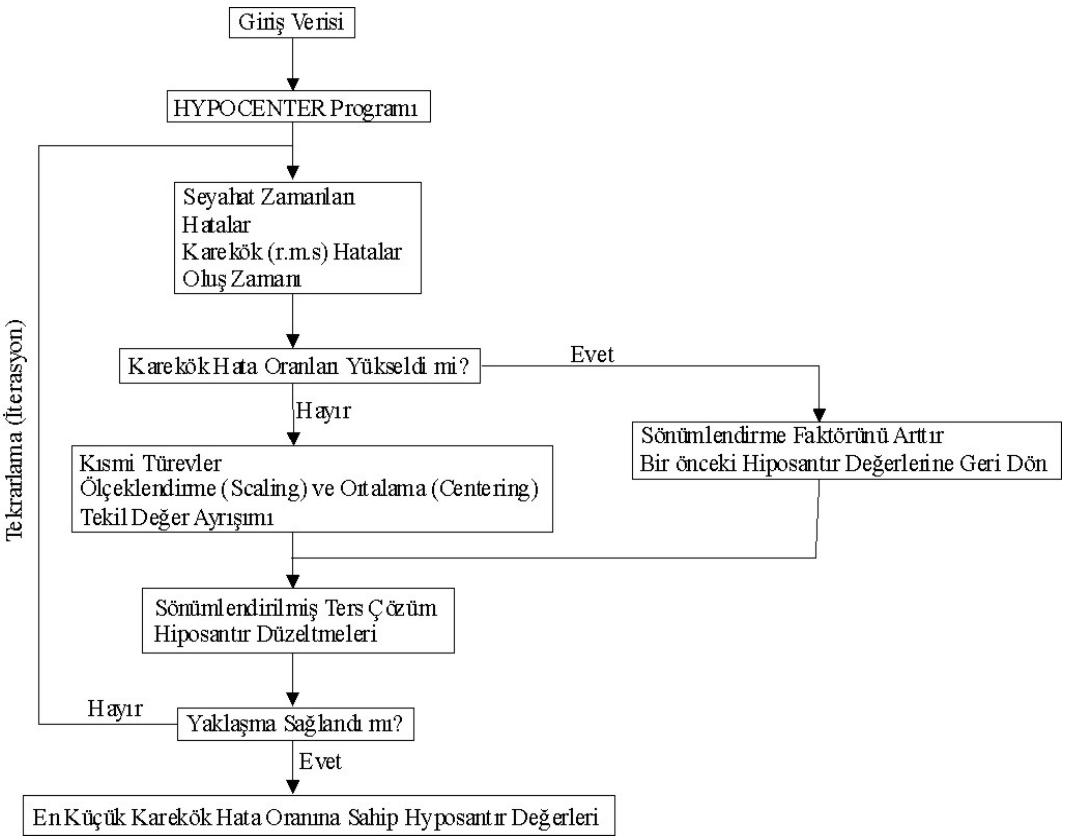
4.1 bağıntısını farklı ters çözüm yöntemlerini kullanarak çözdüğümüzde deprem parametreleri diyebileceğimiz, depremin enlem, boylam ve derinlik değeri ile oluş zamanını belirleyebiliriz. Ters çözüm yöntemi olarak bugüne kadar pek çok farklı yöntem uygulanmıştır. En küçük kareler yöntemini, tekil değer ayrışımı yöntemini ve bunlara benzeyen daha farklı ters çözüm yöntemlerini kullanarak pek çok araştırmacı farklı deprem lokasyonu belirleme programı yazmıştır.

Bu çalışmada HYPOCENTER (Lienert ve diğ., 1986) adlı program kullanılmıştır. Seisan yazılımı içerisine adapte edilmiş olan bu program sönümlü en küçük kareler yöntemini kullanarak deprem parametrelerini hesaplamaktadır HYPOCENTER algoritması kendinden daha önce yazılmış olan HYPO71 (Lee ve Lahr, 1972) ve HYPOINVERSE (Klein, 1978) algoritmalarından daha kısa süre daha doğru sonuca ulaşabilen ve bu algoritmaların bazı özelliklerini birleştiren ve geliştiren bir algoritmadır (Lienert ve diğ., 1986)

Eigen değerleri matrisinin köşegendeki elemanlarına, sönümlendirme sayısı olarak adlandırılan, θ^2 değerine sahip bir eleman eklemek sönümlü en küçük kareler yöntemi olarak adlandırılır. Bu θ^2'nin değerinin belirlenmesi ise pek çok çalışmanın konusu olmuştur (Marquardt, 1970; Franklin, 1970). HYPOCENTER programının algoritmasında bu değerin belirlenmesi için ampirik bir yol bulunmuştur ve bu değer her iterasyon adımı için uyarlamalı olarak hesaplanmıştır. Deprem parametrelerinin

hesaplanması probleminin ana hedefi karekök ortalama hata oranını minimum yapmaktır. HYPOCENTER programı bu hata oranını minimize etmek için her iterasyon adımında R.M.S. değerini hesaplar ve eğer bir önceki adıma göre R.M.S. değeri büyümüşse θ^2 sönümlendirme faktörünü arttırarak bir önceki adımda bulduğu sonucu yeniden kullanarak hesaplama yapar. Bu program θ^2'nin ilk değeri olarak 0.005 değerini alır ve R.M.S. değerinin değişimine göre bu değeri arttırarak ya da azaltarak R.M.S.değerinin minimize edecek deprem parametrelerini bulmaya çalışır. Programın yakınsamanın olduğunu anlaması için koordinatlardaki düzeltmenin 0.05km'den daha az olması ve R.M.S. değerinin θ^2'nin değeri arka arkaya beş kez arttırıldığı halde azalmaması gerekir. Yakınsamaya bu algoritmada iki adımda ulaşılmaktadır. İlk adımda depremin derinliği sabitlenmekte ve buna göre diğer parametrelerin yakınsaması sağlandıktan sonra derinlik serbest bırakılarak yakınsama ikinci kez aranmaktadır. Deprem derinliğinin negatif değer bulunması durumunda ise aynı R.M.S. değerinin arttığı durumdaki gibi θ^2'nin değeri arttırılmaktadır.

. HYPOCENTER programının akış diyagramı Şekil 4.3.'da gösterilmektedir.



Şekil 4.3 HYPOCENTER adlı deprem lokasyonu programının akış diyagramı (Lienert ve diğ., 1986).

4.3 Deprem Büyüklüklerinin Hesaplanması

Bu tez çalışmasında verilen deprem büyüklükleri Lokal Büyüklük (M_L) değerleridir ve (4.4) bağıntısı ile ifade edilirler (Richter, 1958),

$$M_L = \log A - \log A_0(\Delta) + Cs \qquad (4.2).$$

Bu bağıntıda A, Δ uzaklığında meydana gelmiş bir depremin Wood-Anderson sismografında kaydedilen milimetre cinsinden en büyük genlik miktarıdır, $-\log A_0(\Delta)$ terimi ise uzaklığa bağlı düzeltme değeridir (Richter, 1958). Yukarıda Wood-Anderson tipi sismografı olarak bahsedilen sismograf doğal periyodu 0.8 saniye olan, sönümleme faktörü ise yine 0.8 değerine sahip olan ve büyütmesi ise 2800 kat olan sismograflardır (Anderson ve Wood, 1925). Bugüne kadar kaydedilmiş en küçük depremin lokal büyüklüğü sıfırdan küçükken, en büyük olan is yaklaşık 7 büyüklüğündedir. Lokal büyüklüğü 2.5'e eşit ya da küçük ($M_L \leq 2.5$) olan depremler "mikrodeprem" olarak adlandırılırlar. Lokal büyüklüğün kullanımı cihaz türü ve episantır uzaklığı konusunda getirdiği kısıtlamalar nedeniyle sınırlı kalmıştır. Ancak tüm bunlara rağmen yaygın olarak kullanılmış olan ilk deprem büyüklüğü ölçeğidir.

Klikya deprem istasyonu ağındaki deprem istasyonlarında Wood-Anderson tipi sismograflar yoktur. Dolayısıyla mevcut sismogramlar Wood-Anderson tipi sismogramlara dönüştürülmüştür. Bunu yaparken, ilk olarak eldeki kayıt ile onun kaydedildiği cihazın tepki fonksiyonu ters evrişime sokulmuştur. Bunun sonucunda elde edilen alet tepkisinden arındırılmış sismogram Wood-Anderson sismografının tepki fonksiyonu ile evriştirilmiştir. Böylece eldeki kayıtlar Wood-Anderson sismogramlarına dönüştürülmüştür ve büyüklükler M_L cinsinden hesaplanmıştır.

Bu bölge için ayrıca Süre Büyüklüğünden Lokal Büyüklüğe geçmek için katsayılar belirlenmiştir. Buna göre,

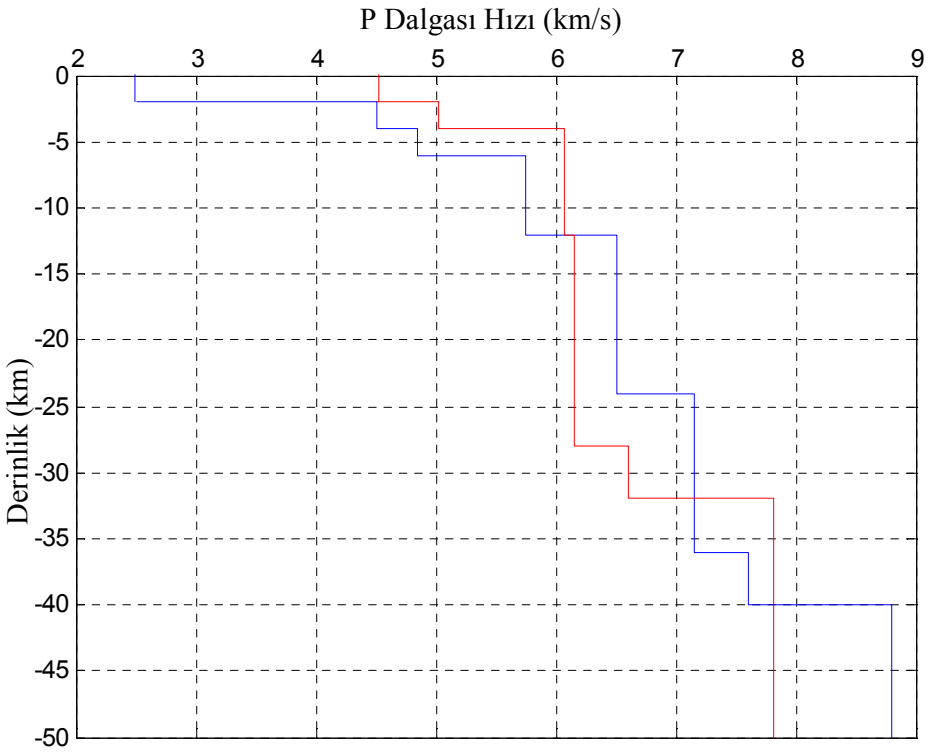
$$M_L = 2.809.M_D - 4.516 \qquad (4.4)$$

şeklinde elde edilmiştir (Tapırdamaz ve diğ., 1999).

Ancak lokal büyüklük değeri depremden çıkan toplam enerjiyi değil, deprem dalgalarının büyüklüklerini temsil etmekteydi. Ancak bu ölçeklendirme türü sadece bir başlangıçtı ve daha sonra olacak ilerlemelere yol gösterdi. Bugün deprem büyüklüğünü en iyi temsil eden büyüklük ölçeği Moment Büyüklüğü olarak ifade edilmektedir.

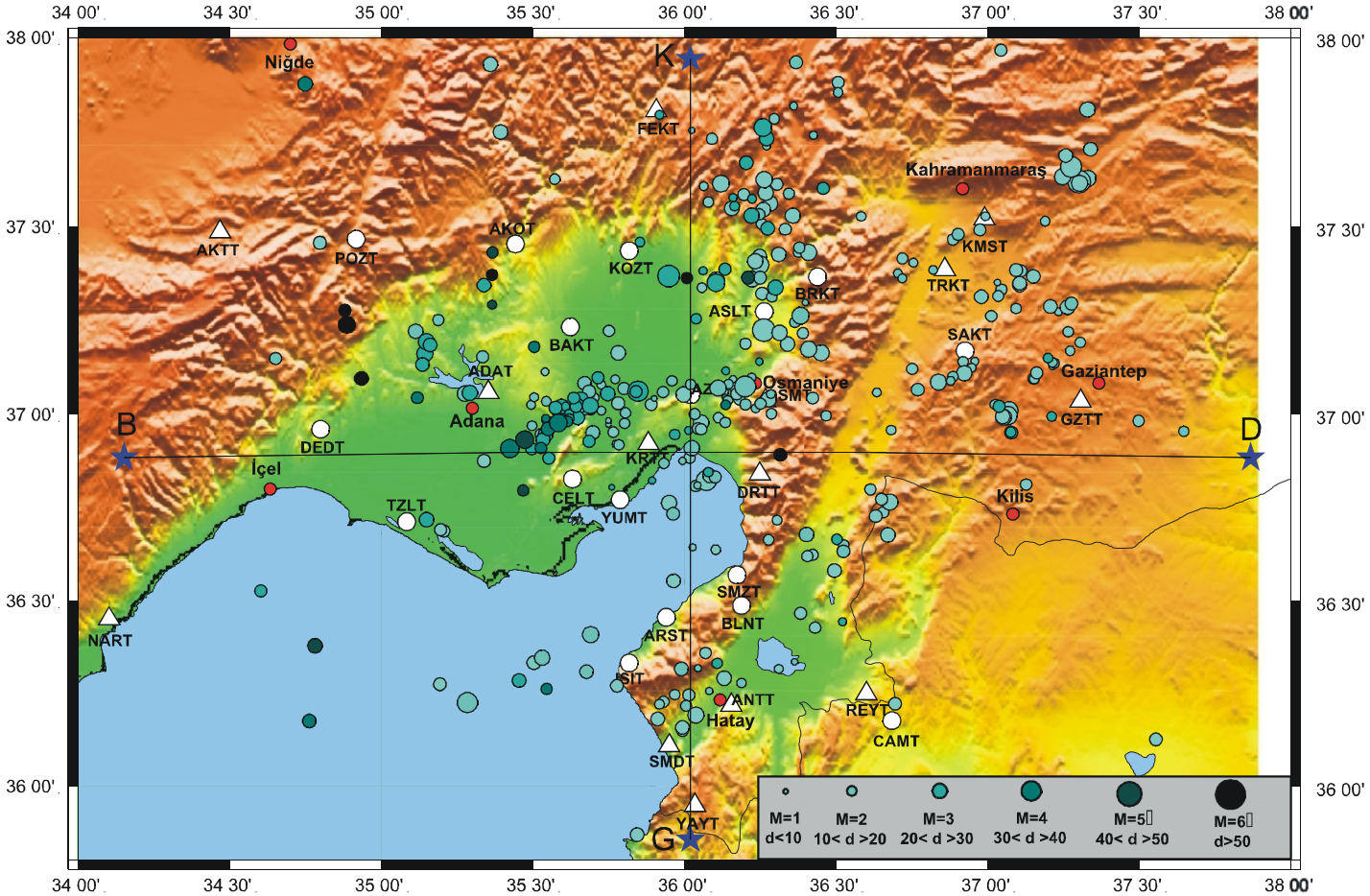
4.4 Çalışma Döneminde Meydana Gelen Depremlerin Özellikleri ve Dağılımları

Bu tezde 01-01-1999 ile 01-07-2001 arasında Klikya Bölgesi'nde meydana gelmiş yerel depremler incelenmiştir. Bu depremler TÜBİTAK-MAM YDBAE tarafından işletilmekte olan deprem istasyonları tarafından kaydedilmiştir. Kaydedilen bu depremler içerisinden en az üç istasyonda kaydedilen yerel depremlerin lokasyonları ve oluş zamanları belirlenmiştir. Lokasyonlar belirlenirken SEISAN (Havskov, 1990) yazılımı içerisine eklenmiş olan HYPOCENTER (Lienert, 1986) programı kullanılmıştır. Bu bölgeyi temsil eden hız yapısı ise Ergin (1999) tarafından VELEST (Kissling ve diğ., 1994) algoritması kullanılarak hesaplanan bir boyutlu hız yapısından alınmıştır. Bu hız yapısı Şekil 4.4.'de gösterilmiştir.



Şekil 4.4 Klikya Bölgesi'nin (bölgesel) ve Adana Baseni'nin (yerel) bir boyutlu hız yapısı. (Ergin, 1999; Aktar ve diğ., 2000). Şekilde mavi çizgi Adana Baseni'nin, kırmızı çizgi ise Klikya Bölgesi'nin hız yapısını göstermektedir.

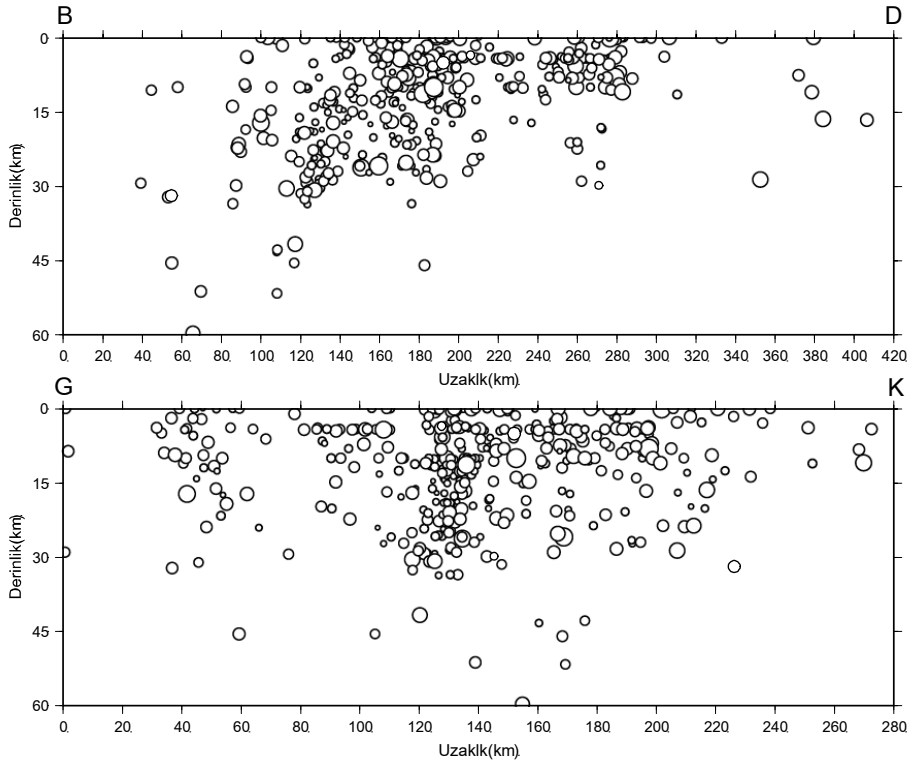
Çalışma dönemi içerisinde toplam 390 kadar yerel depremin parametreleri hesaplanmıştır ve bunların lokasyonları Şekil 4.5'de gösterilmiştir. Burada gösterilen depremler üç ve daha fazla istasyonda kaydedilmiş olan depremlerdir.



Şekil 4.5 Çalışma döneminde bölgede meydana gelen depremlerin dağılım haritası. Haritada depremlerin çapları büyüklükleri ile renkleri ise derinlikleriyle orantılı olarak verilmiştir. Beyaz üçgenler MİDAS Kayıtçıları, beyaz daireler REFTEK Kayıtçıları gösterir. Mavi yıldızlar derinlik kesitlerinin alındığı doğrultuları göstermektedir.

Şekil 4.5.'de görüldüğü gibi Adana ilinin güney batısında, kuzey doğu uzanımlı bir deprem kümelenmesi dikkat çekmektedir. Bu kümelenme 1998' de meydana gelen Adana depreminin artçı sarsıntılarıdır. Bu kümelenmeye göre, depremlerin çoğunu orta ve derin depremlerdir. Haritadaki genel deprem derinliklerinin dağılımı incelendiğinde, çalışma alanında 36° boylamından kuzey-güney doğrultusunda ki çizginin doğusunda kalan alanda meydana gelen depremlerin derinliklerinin çoğu 20 km.' den daha sığ olduğu ve büyük kısmının da derinliği 10km.'den daha sığ olduğu görülür. Bu çizginin batısında kalan alanda ise depremler, doğudaki alanda yer alan depremlerden daha derindir. Bu alanda deprem derinlikleri 20 – 40 km. arasında değişmektedir. Bu durum bize depremlere neden olan tektonik kuvvetlerin doğudaki olana göre daha derinde olduğunu göstermektedir. Bunlardan başka Hatay ili civarında meydana gelen depremlerinde oldukça sığ depremler olduğu görülmektedir.

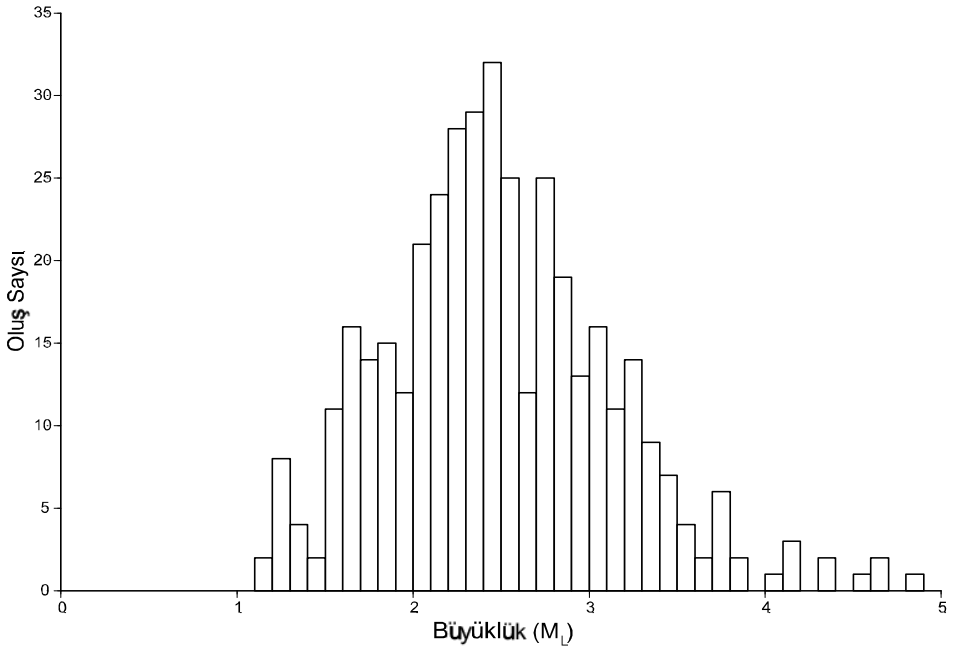
Bu alanda meydana gelen depremlerin derinlik kesiti Şekil 4.6.'da verilmiştir.



Şekil 4.6 Şekil 4.5'deki episantır haritasında gösterilen depremlerin derinliklerinin dağılımı.

Bu şekildeki kesit, bölgenin en batısından en doğusuna doğru tüm depremleri içine alacak şekilde seçilmiştir. Şekil 4.6.'da depremlerin çok büyük bir kısmının

derinliğinin 5 ile 30 km. arasında değiştiği görülmektedir. Türkiye'de özellikle son yıllarda yapılan depremsellik çalışmalarından ve neotektonik bulgulardan anlaşıldığı gibi depremler üst kabuk bölgesinde yoğunlaşmakta, 15km'den daha derin depremlere ve deprem etkinliğine çok az rastlanmaktadır. Anadolu'daki depremler çok sığ depremler sınıfına girmektedirler. Bu açıdan ele alındığında Klikya Bölgesi'nin güneybatısında elde edilen ve 15 km'den daha derin odaklı deprem etkinliği farklı bir sismotektonik yapıyı işaret etmektedir. 1998 yılında meydana gelen Adana Ceyhan depreminin ve artçı sarsıntılarının derinliği de yine 20km'den daha derindir. Bu derin aktivitenin nedeni Aktar ve diğ. (2000) tarafından derinlerde Anadolu ve Afrika litosferleri arasındaki doğrultu atımlı hareketin meydana geldiği kesimlerin üzerinde ise daha az aktif olan basenin yer aldığı şeklinde açıklanmıştır. 20km'den daha sığ deprem art sarsıntılarının gözlenmemesi bu görüşü desteklemektedir. Derin ve sismik olarak aktif zonlar, genellikle kabuğun kalınlaştığı ve yanal yönde levha kaçışının gözlendiği tektonik alanlarda gözlenmektedir (Chen ve Kao, 1996; Aktar ve diğ., 2000).

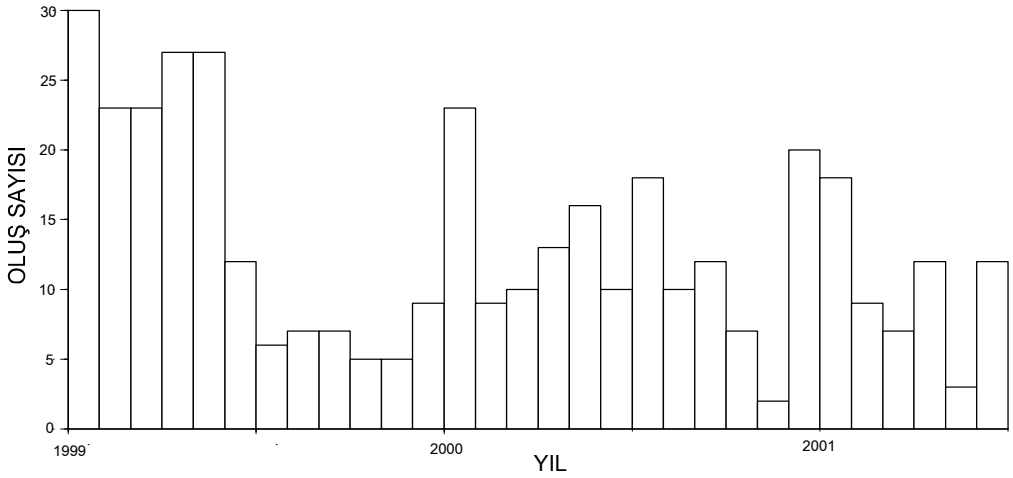


Şekil 4.7 Çalışma bölgesinde parametreleri hesaplanmış olan depremlerin büyüklüklerinin dağılımını gösteren histogram. Burada gösterilen deprem büyüklükleri en az 3 istasyonda kaydedilmiş depremlere aittir.

Şekil 4.7.'da bölgede çalışma döneminde parametreleri belirlenen depremlerin büyüklerinin dağılımı gösterilmektedir. Bu şekle bakılacak olursa çalışma alanında incelenen depremlerin büyüklüğünün 2 ve 3 büyüklükleri arasında en yoğun olduğu

görülür. Depremlerin büyüklükleri 4 büyüklüğüne kadar yaklaşık olarak düzgün şekilde azalmaktadır. 4'ten büyük olan depremler ise çalışma döneminde oldukça azdır. Çalışma döneminde meydana gelen depremlerden 3 ve daha fazla istasyonda kaydedilenler bu çalışmada kullanıldığı için küçük depremlerin bir bölümünün yerleri bulunamamaktadır ve böylece sayıları azalmaktadır. Bunun nedeni küçük depremlerin genellikle enerjilerinin 3 istasyonda kaydedilmeye yetmeyecek kadar az olmasıdır. Bunun yanında istasyon dağılımının da kuşkusuz etkisi vardır. Eğer istasyon sayısı daha fazla olsaydı, istasyonlar birbirlerine daha yakın yerleştirilebilirlerdi. Bunun sonucu olarak da küçük depremlerin kaydedilme oranı artardı. Benzer şekilde tek istasyonda dahi kaydedilmiş depremler bu çalışmada kullanılsaydı bu durumda da küçük depremlerin sayısı beklenen düzeye yaklaşırdı. Ancak 3 istasyondan daha az istasyonda kaydedilen depremlerin lokasyonlarının belirlenmesi yeterli hassasiyette yapılamamaktadır. Bu nedenle bu çalışmada 3 ve daha fazla istasyonda kaydedilen depremler kullanılmıştır.

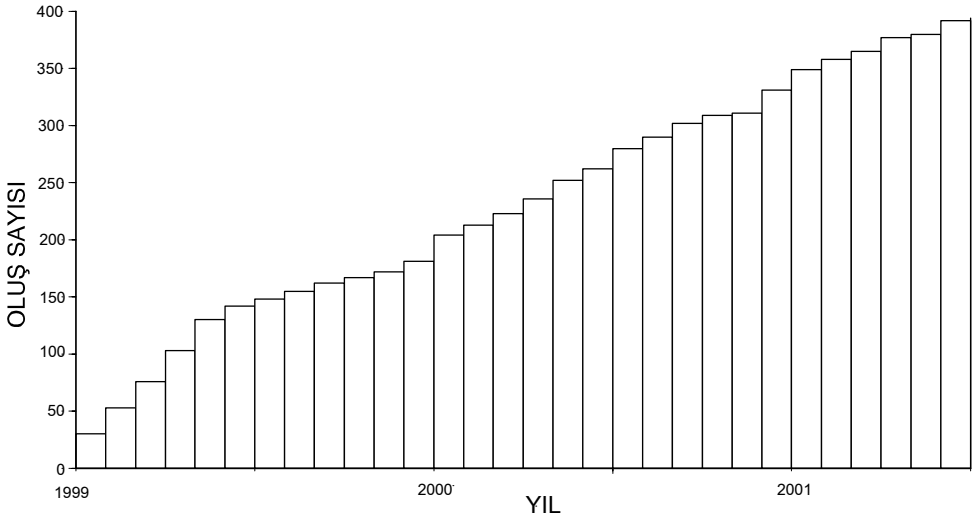
Çalışma döneminde Klikya bölgesinde yerleri bulunabilen depremlerin aylara göre dağılımını gösteren histogramlar Şekil 4.8 ve Şekil 4.9'de gösterilmiştir.



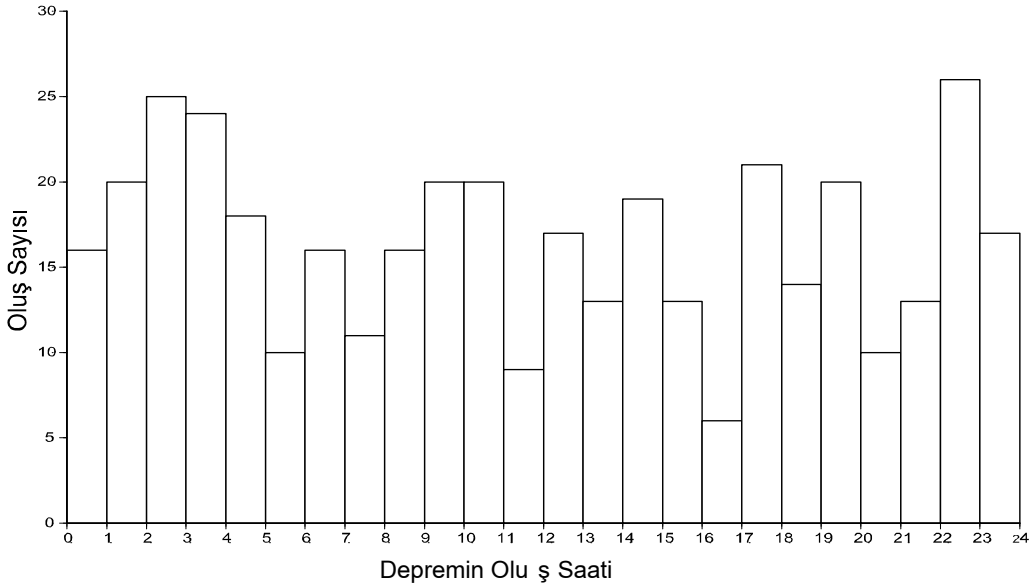
Şekil 4.8 Çalışma döneminde Klikya bölgesinde meydana gelen parametreleri hesaplanmış olan depremlerin aylara göre dağılımını gösteren histogram.

Şekil 4.8'i inceleyecek olursak, 1999 yılının ilk 6 aylık kesiminde deprem sayısının diğer zamanlara göre daha fazla olduğu görülür. Bunun nedeni ise 1998 Adana depreminin art sarsıntılarının devam ediyor olmasıdır. Şekil 4.9' de ise çalışma döneminde deprem sayısının aylara göre kümülatif toplamları görülmektedir. Bu histogramdaki her barın merkezinden ortalama bir doğru geçirecek olursak bu histogramı üç parçada ele almamız gerekecektir. Bu parçalardan ilki 1999 yılının ilk

6 ayını içerisine alan yüksek eğimli parça, ikincisi 1999 yılının ikinci 6 aylık kesimi ve üçüncüsü ise 2000 yılından çalışma dönemi sonuna kadar devam eden parçadır. Daha önce de belirttiğim gibi ilk parçanın eğimi muhtemelen Adana depreminin art sarsıntılarının devam etmesinden dolayı diğer parçalar göre oldukça yüksektir. İkinci parçada ise sismolojik anlamda bir gerileme göze çarpar. Deprem sayısı 1999 yılının ikinci 6 aylık diliminde oldukça azalmıştır. 2000 yılının başından çalışma dönemi sonuna kadar devam zaman dilimini temsil eden kesimde ise çok göze çarpan bir değişiklik yoktur. Bölgenin normal depremselliğini en iyi temsil eden kesim Şekil 4.9' nin son kesimidir.

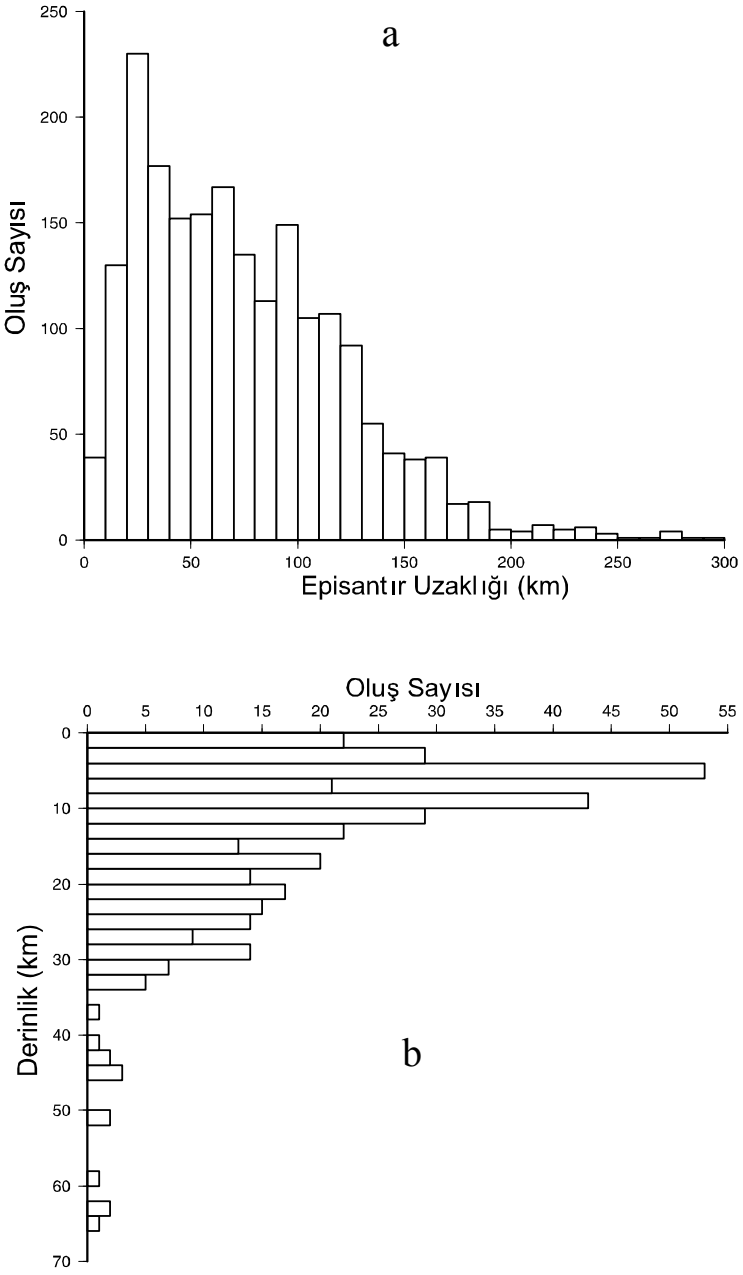


Şekil 4.9 Çalışma döneminde meydana gelen ve parametreleri hesaplanmış olan depremlerin aylara göre yığınsal toplamı.



Şekil 4.10 Çalışma döneminde meydana gelen parametreleri hesaplanmış olan depremlerin oluş saatinin dağılımı histogramı.

Şekil 4.10’ de Klikya Bölgesi’nde çalışma döneminde meydana gelen depremlerin oluş saatlerinin dağılımı görülmektedir. Bu tür dağılım histogramları çeşitli amaçlarla yapılan dinamit patlatmalarının etkisini izlemek için kullanılırlar. Patlatmalar genellikle iş saatleri içerisinde yapıldığından o saatlerde önemli bir etkinlik olup olmadığı izlenir. Buna göre bu bölgede çalışma döneminde patlatma faaliyetlerinin olmadığı anlaşılmıştır.

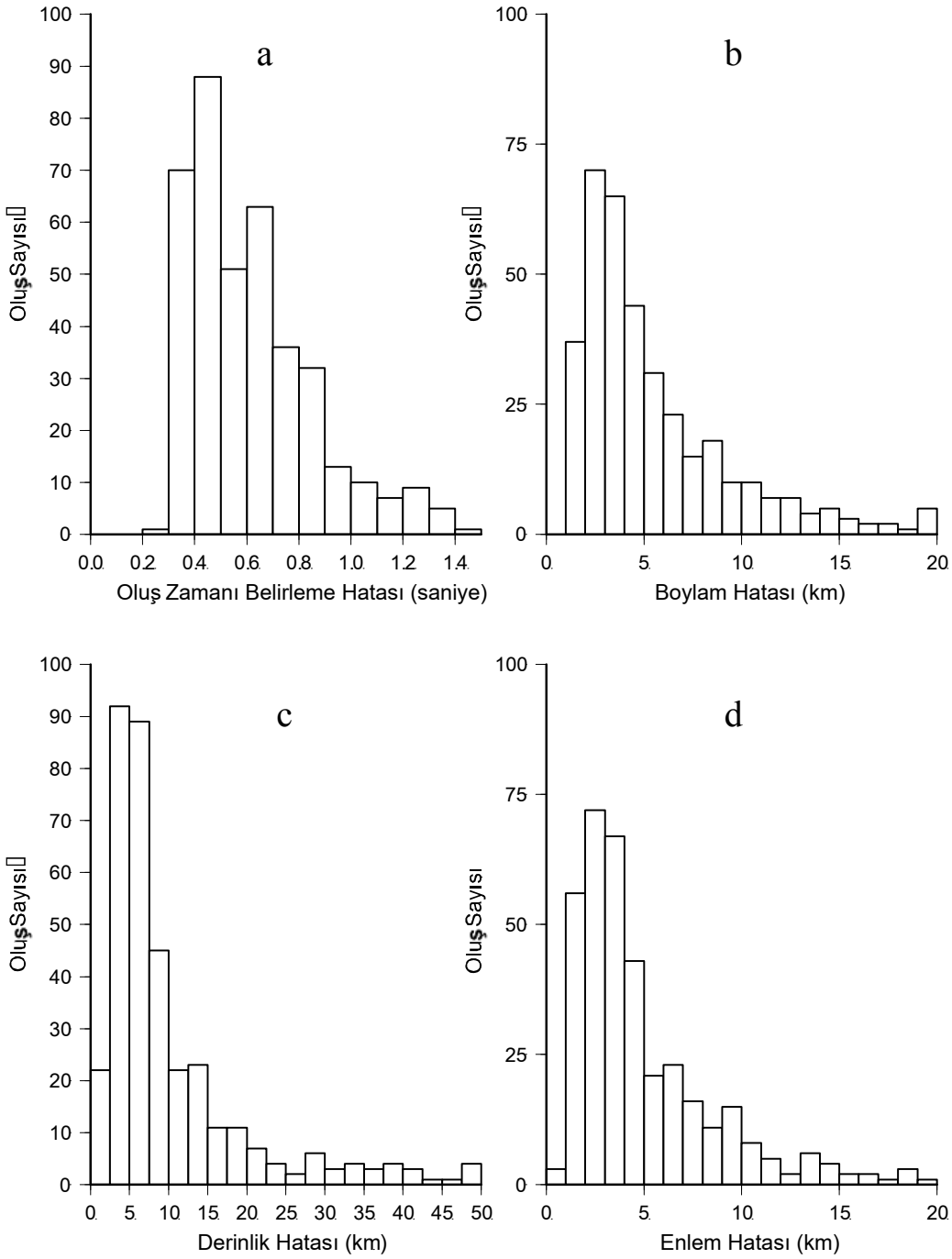


Şekil 4.11 Çalışma döneminde Klikya Bölgesi’nde meydana gelmiş depremlerin a) istasyonlara göre episantır uzaklığı ve b) derinlik dağılımı, histogramları.

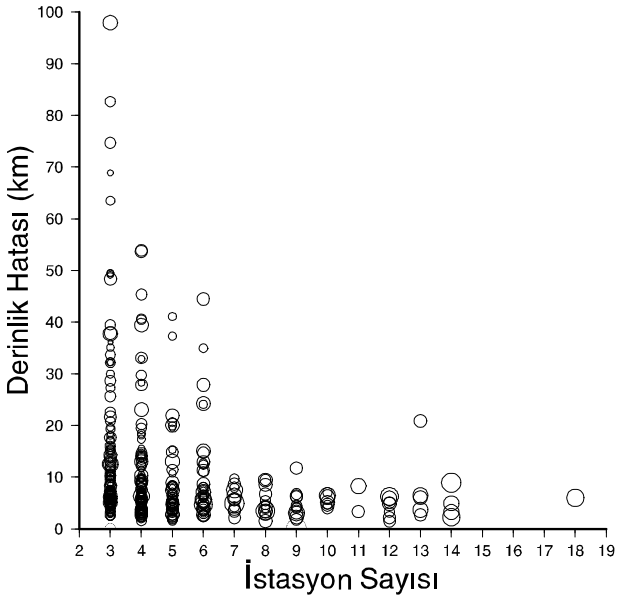
Şekil 4.11' de çalışma alanında meydana gelmiş olan depremlerin, depremin odağı ile kaydedildiği tüm istasyonlar arasındaki uzaklığın ve depremlerin derinliklerinin dağılımını gösteren histogramlar gösterilmiştir. Derinlik dağılımı histogramına bakıldığında depremlerin derinliklerinin 35 km.' ye kadar düzenli olarak azalarak dağıldığını söyleyebiliriz. 35 km.' den daha derinde görülen depremlerin sayısı oldukça azdır. Bu depremler muhtemelen az istasyonda kaydedildiklerinden derinlikleri yeterince hassas olarak bulunamayan depremlerdir. Bu bölgede daha önceden yapılan çalışmalar sonucunda bölgedeki depremselliğin oldukça derinlere kadar devam ettiği görülmektedir. Özalaybey ve Aktar (1999) bu bölge için 38 km. kabuk kalınlığı önermiştir. Ayrıca Ergin ve diğ., (1999)'da Adana depremi ve artçı sarsıntılarının 20-35km. arasında derinliğe sahip bir kesimde meydana geldiği gözlenmektedir. Şekil 4.11 a' da görülen histogramdan da anlaşılabileceği gibi istasyonların deprem odaklarına olan uzaklığı genellikle 20 ile 100 km. arasında değişmektedir ve uzak istasyonlarda kaydedilen yerel depremlerin sayısı da oldukça azdır.

Şekil 4.12'de çalışma döneminde meydana gelen lokal depremlere ait parametreler hesaplanırken yapılan hataların dağılımı gösterilmektedir. Buna göre, bu deprem episantırlarının yerini belirleyen enlem ve boylam değerleri hesaplanırken yapılan hatalar genellikle 5 km' den daha azdır. Benzer şekilde depremlerin oluş zamanları da oldukça hassas olarak belirlenebilmiştir. Buradaki en önemli ve bulunması zor olan parametre depremlerin derinliğidir. Derinliklerdeki hata oranının yüksekliği, jeofizik ve tektonik yorumlarda dikkatli olmanın gerekliliğini ortaya koymaktadır. Depremlerin derinliklerini yeterli hassasiyette belirleyebilmek için özellikle deprem episantırına yakın istasyonların olması, istasyon azimutal dağılımının iyi ve istasyon sayısının fazla olması gerekmektedir. Şekil 4.13 bu olguyu açık bir şekilde ortaya koymaktadır. Eğer deprem, episantırdan oldukça uzaktaki istasyonlar tarafından kaydedilmişse, büyük olasılıkla depremin derinliğini belirlemek oldukça zor olacaktır. Aslında pratik olarak lokasyon programı derinlik parametresini çözecektir ama bu parametreye verdiği varyans değeri çok büyük olacağından bu çözümün bize pek bir faydası olmayacaktır. Genellikle istasyon ağının ortasında ya da içerisinde meydana gelen depremlerin derinliklerinin belirlenmesi, ağın dışında ya da kenarında meydana gelen depremlerin derinliklerini belirlemekten daha kolay ve hassas olarak yapılabilmektedir. Bu ağda kaydedilen depremlerin derinlik hatası dağılımına

bakılırsa depremlerin çoğunun derinlik hatası 15 km' den daha azdır. Tüm bu parametrelerin hesaplanmasında yapılan hatalar göz önüne alındığında, bölgede çalışma döneminde meydana gelen lokal depremlerin oldukça hassas olarak yerleri belirlenmiştir diyebiliriz.

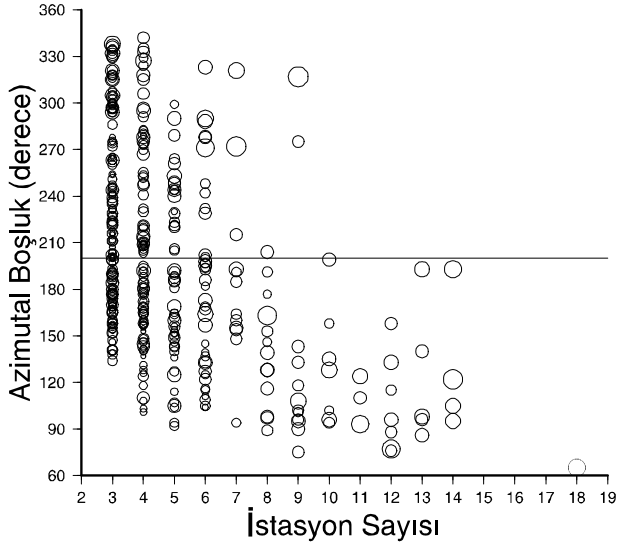


Şekil 4.12 Çalışma Döneminde Klikya Bölgesi'nde meydana gelen depremlerin a) Oluş zamanlarını belirlerken yapılan hataların dağılımı, b) Boylam belirlenirken yapılan hataların dağılımı, c) Derinlik belirlenirken yapılan hataların dağılımı ve d) Enlem belirlenirken yapılan hataların dağılımını, gösteren histogramlar.



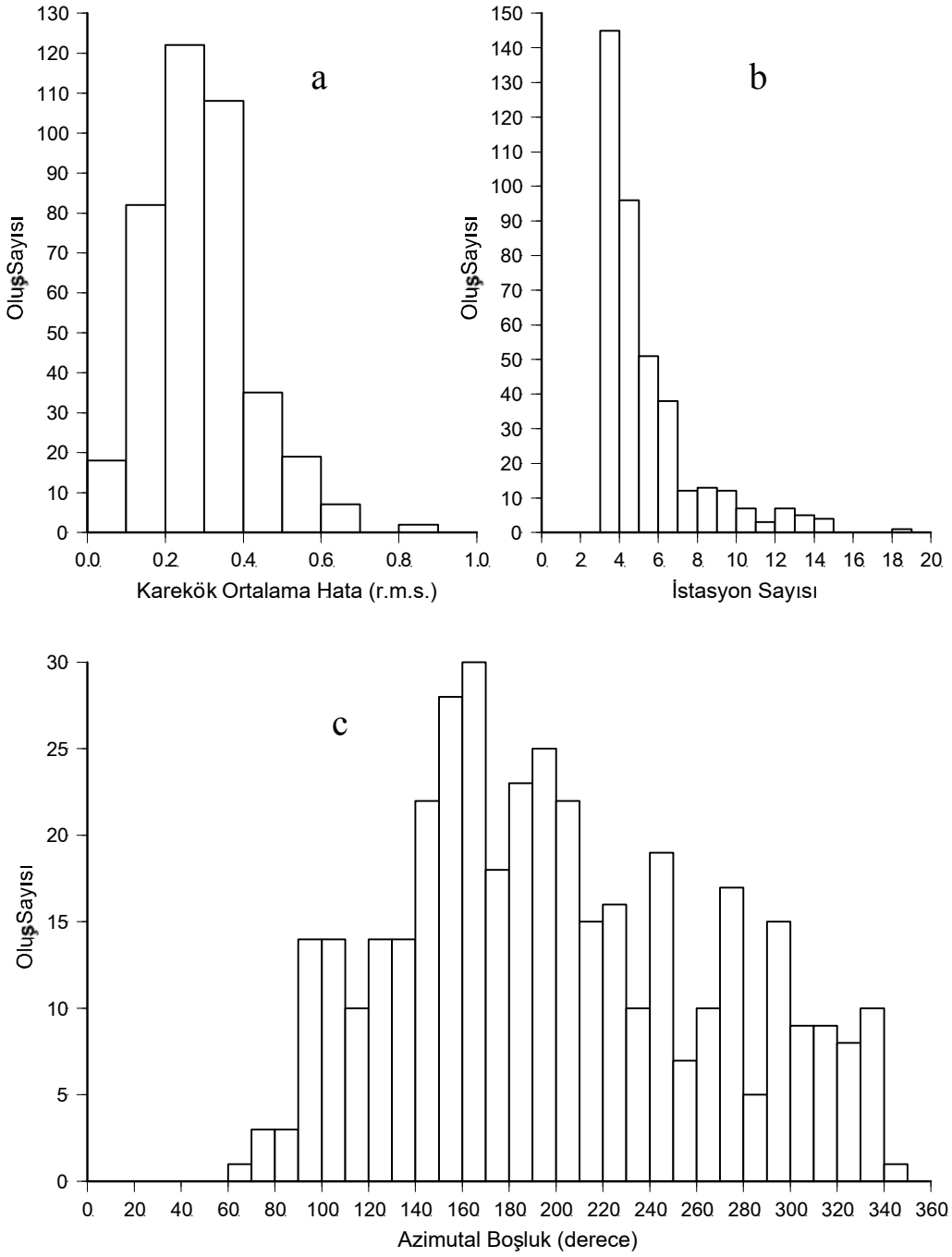
Şekil 4.13 Bölgede meydana gelen lokal depremlerin İstasyon Sayısı – Derinlik Hatası grafiği. Bu grafikte dairelerin çapları deprem büyüklüğü ile orantılıdır.

Şekil 4.13'da, özellikle 6 istasyondan daha fazla istasyonda kaydedilmiş depremlerin derinlik hatalarının 10 km' den daha az olduğunu görebiliriz. Yine bu şekle bağlı olarak, depremi kaydeden istasyon sayısı arttıkça depremin derinliğini belirlerken yapılan derinlik hatasının azaldığını da söyleyebiliriz. Bölgede meydana gelen depremlerin büyük çoğunluğunun derinlik hatasının 10 km' den az olduğu bu şekilden de görülebilmektedir



Şekil 4.14 Depremlerin azimutal boşluklarının istasyon sayısına bağlı olarak değişimi grafiği. Bu grafikte daireler depremlerin büyüklükleri ile ilişkilidir ve düz çizgi ise 200°'lik azimutal boşluğu göstermektedir.

Şekil 4.14'de görüldüğü gibi özellikle 6 istasyondan daha fazla istasyonda kaydedilen depremlerin azimutal boşlukları 200°'den daha azdır. Bu şekil aynı zamanda daha ilerideki bölümlerde ele alacağımız odak mekanizması çözümleri için deprem seçiminde bize yardımcı olacaktır.

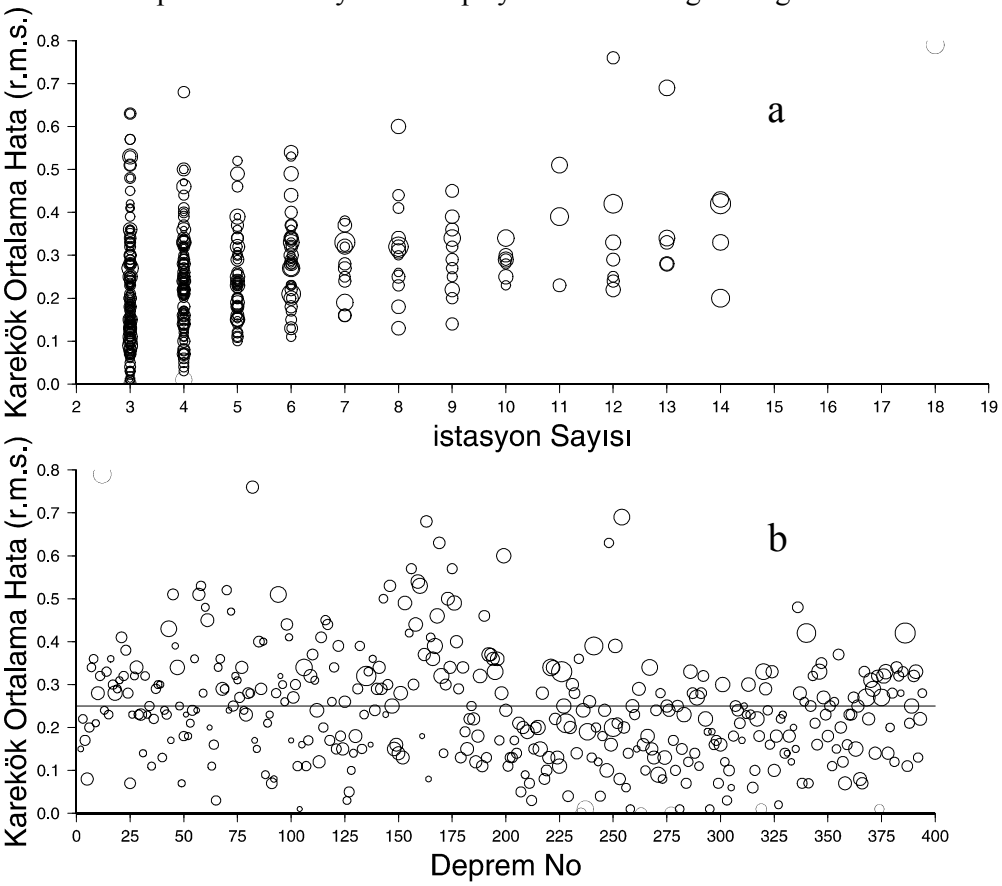


Şekil 4.15 Çalışma döneminde meydana gelmiş lokal depremlerin, a) RMS hatası dağılımını gösteren histogram, b) depremi kaydeden istasyon sayısı dağılımını gösteren histogram ve c) tüm depremlerin azimutal boşluk derecesini gösteren histogram.

Şekil 4.15 a' da çalışma döneminde kaydedilmiş depremlerin Karekök Ortalama Hata (Root Mean Square, RMS) oranlarının dağılımını gösteren histogram görülmektedir. Bu histograma göre depremlerin çoğunun RMS değerinin 0.4 saniyeden daha düşük olduğu anlaşılmaktadır. Çalışma döneminde meydana gelmiş tüm lokal depremlerin RMS değerlerinin ortalaması ise 0.25 saniye civarındadır. Bu değerler de bize depremlerin yerlerinin oldukça hassas bir şekilde belirlendiğini göstermektedir. Şekil 4.15 ' de ise depremlerin kaydedildikleri istasyon sayısının dağılımını gösteren histogram yer almaktadır. Bu histograma bakıldığında depremlerin çok büyük kısmının 6 istasyondan daha az istasyonda kaydedildiğini anlayabiliriz. Özellikle 3 ve 4 istasyonda kaydedilmiş olan depremlerin sayısı bu dönemdeki depremlerin toplam sayısının yarısından daha fazladır. Şekil 4.7 ve Şekil 4.11a' daki histogramı ortak yorumlarsak, bölge meydana gelen depremlerin büyüklüğü genellikle oldukça küçüktür ve depremi kaydeden istasyonlarda episantırlara oldukça uzak kalmaktadırlar. Dolayısıyla depremler az istasyonda kaydedilmektedir. Ancak tüm bunlara rağmen depremlerin yerleri oldukça hassas olarak belirlenebilmiştir. Şekil 4.15 c' de depremlerin azimutal boşluk oranlarının dağılımı gösterilmektedir. Bu histogramdan da anlaşılabileceği gibi depremlerin büyük kısmının azimutal boşluk oranı 200 dereceden daha azdır. Bu da bize depremlerin çoğunun deprem istasyonu ağının ortasında ya da en azından ağın içerisinde meydana geldiğini söylemektedir. Depremlerin azimutal boşluklarının fazla olmaması, deprem yerlerinin belirlenmesi sırasında hata oranlarını azaltan bir parametredir ve bize istasyon dağılımının yeterli olup olmadığı konusunda bilgi vermektedir. Yukarıda yer alan tüm histogramlara topluca bakacak olursak, deprem istasyonlarının dağılımının iyi olduğunu ancak istasyonların episantırlara uzak kaldığını anlayabiliriz. Bunu ortadan kaldırmak için özelikle depremlerin yoğun olarak meydana geldiği bölgelere, yeni istasyonlar yerleştirilmelidir. Bu şekilde hem küçük depremlerin kaydedilme oranı artar hem de mevcut çözümlerin daha iyileşmesi sağlanabilir.

Şekil 4.16' de çalışma döneminde bölgede meydana gelmiş ve en az üç istasyon tarafından kaydedilmiş olan depremlerin RMS dağılımı gösterilmiştir. Buna göre tüm depremler için ortalama RMS değeri yaklaşık 0.25 s. kadardır ve bu değer Şekil 4.16 b' de bir doğru ile gösterilmiştir. Bu RMS değerinden de anlaşılabileceği gibi depremlerin yerlerinin belirlenmesi sırasında yapılan hatalar oldukça küçüktür. Yine

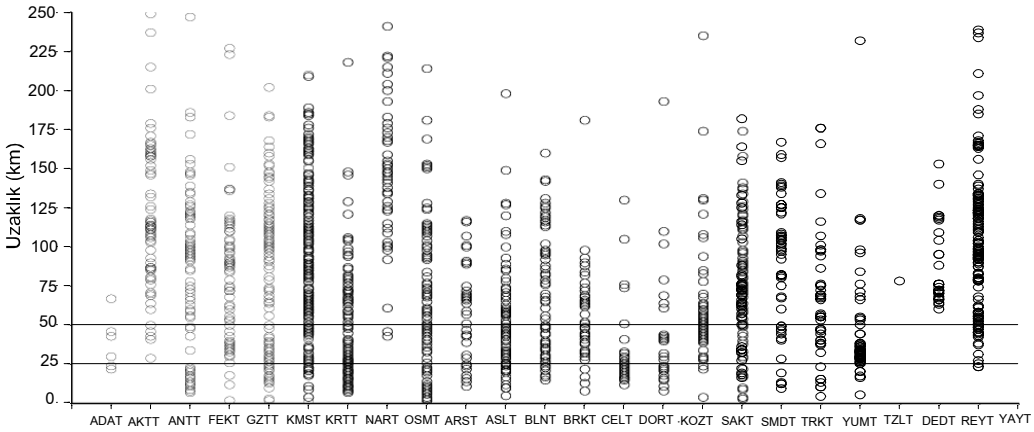
bu grafikte de bölgede meydana gelen depremlerin çoğunun 6 istasyondan daha az istasyon tarafından kaydedildiği görülebilir. Burada dikkati çeken bir diğer husus, çok istasyonda kaydedilen depremlerin RMS değerleri, ortalama RMS değerinden daha büyüktür. Diğer bir ilginç nokta ise, çalışma dönemindeki ilk 175 depremin RMS değerleri genellikle 0.25 sn.' den daha büyükken, daha sonraki depremlerin RMS değerleri ise genellikle 0.25 sn.' den daha küçüktür. Bu ilk 175 deprem ise yaklaşık olarak 1999 yılı içerisinde meydana gelmiş olan depremlerdir. Bunun nedeni 1998 Adana Ceyhan depreminin art sarsıntı etkinliğinin biraz daha derinde olması ve depremlerin istasyonlara hep aynı azimut aralığından gelmesi olabilir.



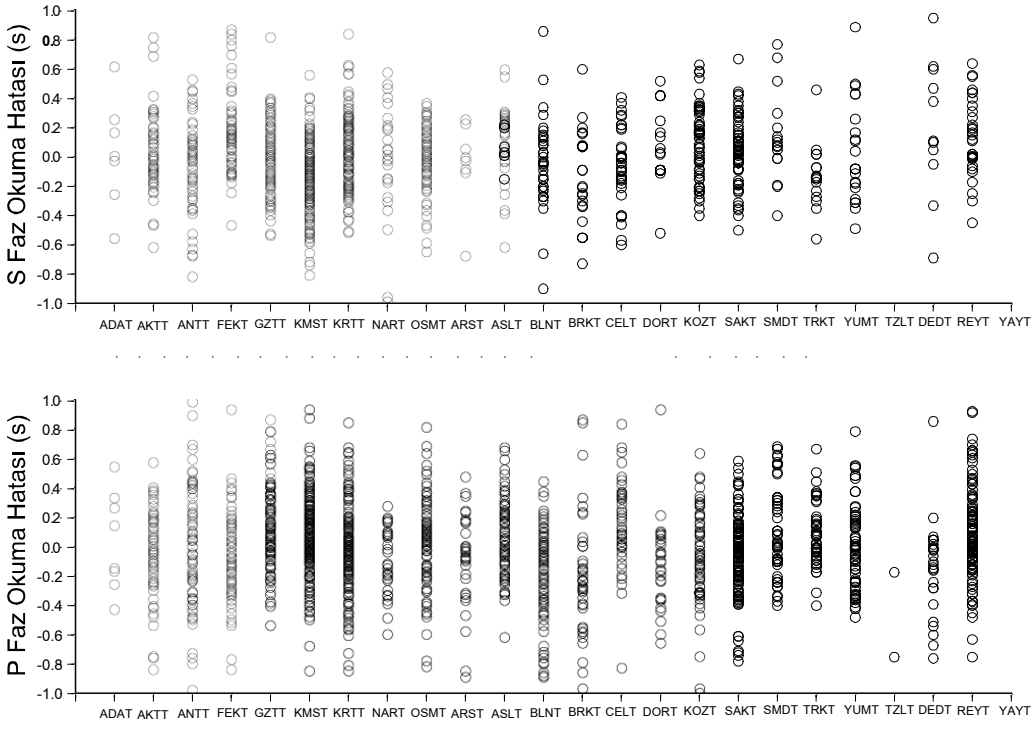
Şekil 4.16 Depremlerin a) RMS - istasyon sayısı grafiği ve b) RMS dağılımı grafiği. Bu grafikteki dairelerin çapı depremlerin büyüklüğü ile orantılıdır.

Şekil 4.17'ye göre, bazı istasyonlar deprem episantırlarına oldukça uzak kalmaktalar. Örneğin, NART ve DEDT istasyonları depremlere en uzak istasyonlardır. Buna karşılık KMST, FEKT, OSMT ASLT SAKT gibi istasyonlarda ise 0 dan 250 km uzaklığa kadar her uzaklıktan deprem kaydedilmektedir. Ayrıca ARST, BRKT, DORT gibi istasyonlarda ise uzak depremler kaydedilmemiştir. Daha öncede belirttiğim gibi, yakın istasyonlar özellikle deprem derinliğinin belirlenebilmesi

konusunda oldukça belirleyicidirler. Genellikle yakın istasyonlarda kaydedilmemiş bir depremin derinliğinin saptanması yeterli hassasiyette yapılamamaktadır. Uzaktaki istasyonlar ise deprem episantırının belirlenmesi açısından önem taşımaktadırlar. Buradan yola çıkarak NART ve DEDT gibi genellikle deprem episantırlarına oldukça uzak kalan istasyonların depremlerin derinliklerini belirlenmesine çok katkılarının olmadığını söyleyebiliriz. Ancak şüphesiz ki bu istasyonlar episantırların belirlenmesinde ve odak mekanizmalarının çözülmesi sırasında oldukça faydalı olacaklardır.



Şekil 4.17 Her istasyonda kaydedilen depremin, istasyona olan uzaklığı grafiği.



Şekil 4.18 Deprem fazlarının okunması sırasında yapılan zaman hatalarının istasyonlara göre dağılımı. a) S Fazı okuma hatası, b) P fazı okuma hatası.

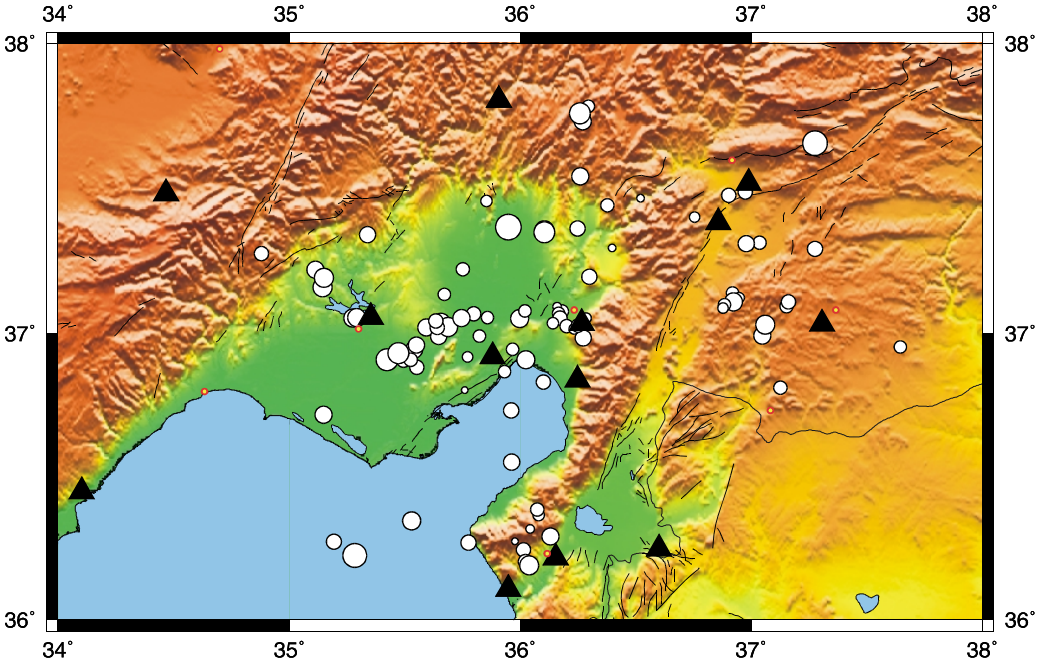
Şekil 4.18'de görüldüğü gibi her iki faz okuması sırasında deprem istasyonlarının tamamındaki ortalama okuma hatalarının hemen hemen tamamı ± 0.4 saniye aralığında değişmektedir.

Buraya kadar, yukarıda anlatılan tüm istatistiksel dağılımlar, çalışma döneminde Klikya Bölgesi'nde meydana gelmiş olan ve lokasyonları belirlenebilen tüm depremler için belirlenmiştir. Bu depremleri, lokasyonlarının bulunması sırasında enlem, boylam ve derinlik hesaplanırken HYPOCENTER algoritmasının vermiş olduğu belirsizlik değerine göre gruplayarak, lokasyonları göreceli olarak daha iyi belirlenmiş olan depremleri inceleyebiliriz. Bunun için öncelikle depremleri gruplamak gerekmektedir. Bu gruplamayı şu şekilde yapalım,

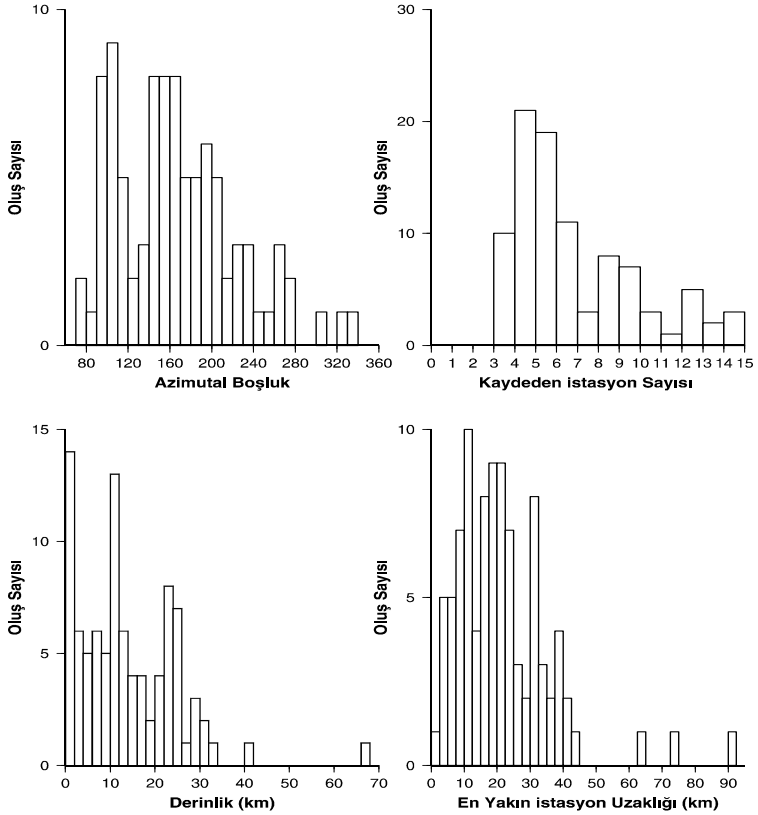
$$\left.\begin{array}{l}\Delta x < 5 \text{ km} \\ \Delta y < 5\text{km} \\ \Delta z < 5\text{km}\end{array}\right\} \Rightarrow \text{A sınıfı}$$

$$\left.\begin{array}{l}\Delta x < 5 \text{ km} \\ \Delta y < 5 \text{ km} \\ 5\text{km} < \Delta z < 10\text{km}\end{array}\right\} \Rightarrow \text{B sınıfı.}$$

Bu sınıflandırmanın dışında kalan depremleri ise, bu kısımda inceleme dışında tutalım. Buna göre, çalışma döneminde meydana gelmiş olan depremlerden A sınıfına girenlerin lokasyon dağılımı Şekil 4.19'da gösterilmiştir. Bu depremlerin tamamı sismik ağın içerisinde meydana gelen depremlerdir. Bu depremlere ait bazı parametrelerin dağılımı ise Şekil 4.20'de gösterilmiştir. Bu şekle bakılacak olursa, A sınıfı olarak nitelenen 93 adet depremin büyük kesiminin azimutal boşluk değerlerinin 200°'den daha az olduğu ve bu depremleri kaydeden istasyon sayısının ise genellikle fazla olduğunu söyleyebiliriz. Ayrıca bu depremlerin derinlikleri daha önce Şekil 4.11'de gösterilen dağılımla uyumlu olarak yaklaşık 35 km'ye kadar yaklaşık düzgün olarak azalmaktadır. Yine bu depremleri kaydeden en yakın istasyonun uzaklığını gösteren histograma bakılacak olursa bu uzaklığın genellikle 15-20 km'den daha az olduğunu görebiliriz. Zaten daha önce de derinliği iyi belirleyebilmek için en önemli parametrelerden birisinin depremi kaydeden en yakın istasyonun hiposantıra olan uzaklığı olduğu söylenmişti. Bu histogram bu değerlendirmeyi destekleyecek şekildedir.

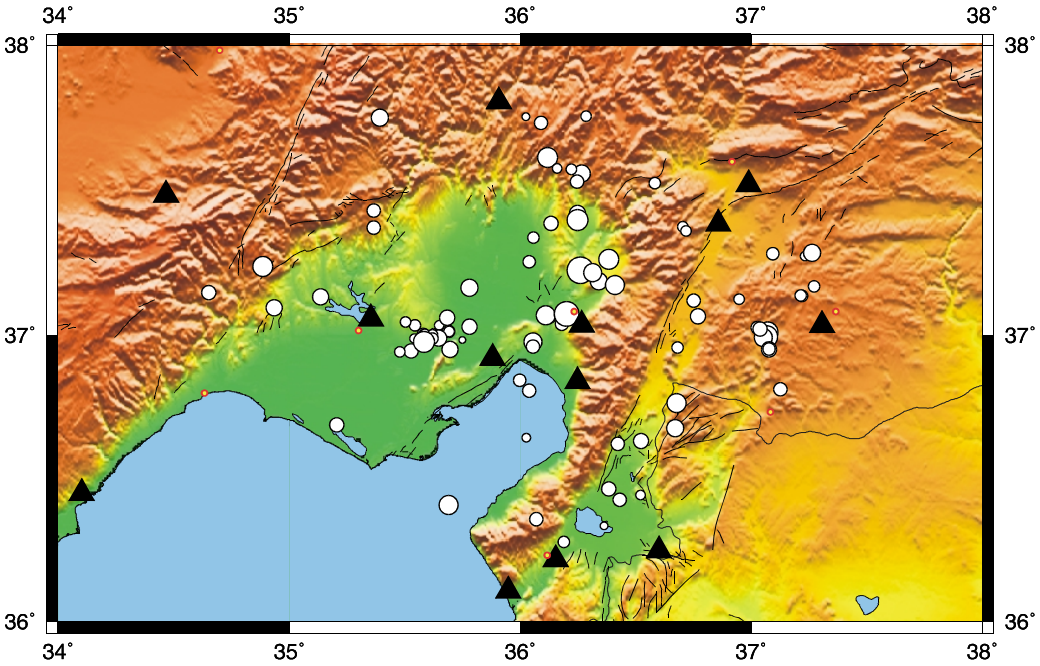


Şekil 4.19. Çalışma döneminde meydana gelen ve A sınıfına giren depremlerin lokasyonlarının dağılımı. Deprem yerini gösteren dairelerin büyüklüğü deprem büyüklüğü ile orantılı olarak verilmiştir.



Şekil 4.20. A sınıfı olarak gruplanan depremlere ait çeşitli parametrelerin dağılımını gösteren histogramlar.

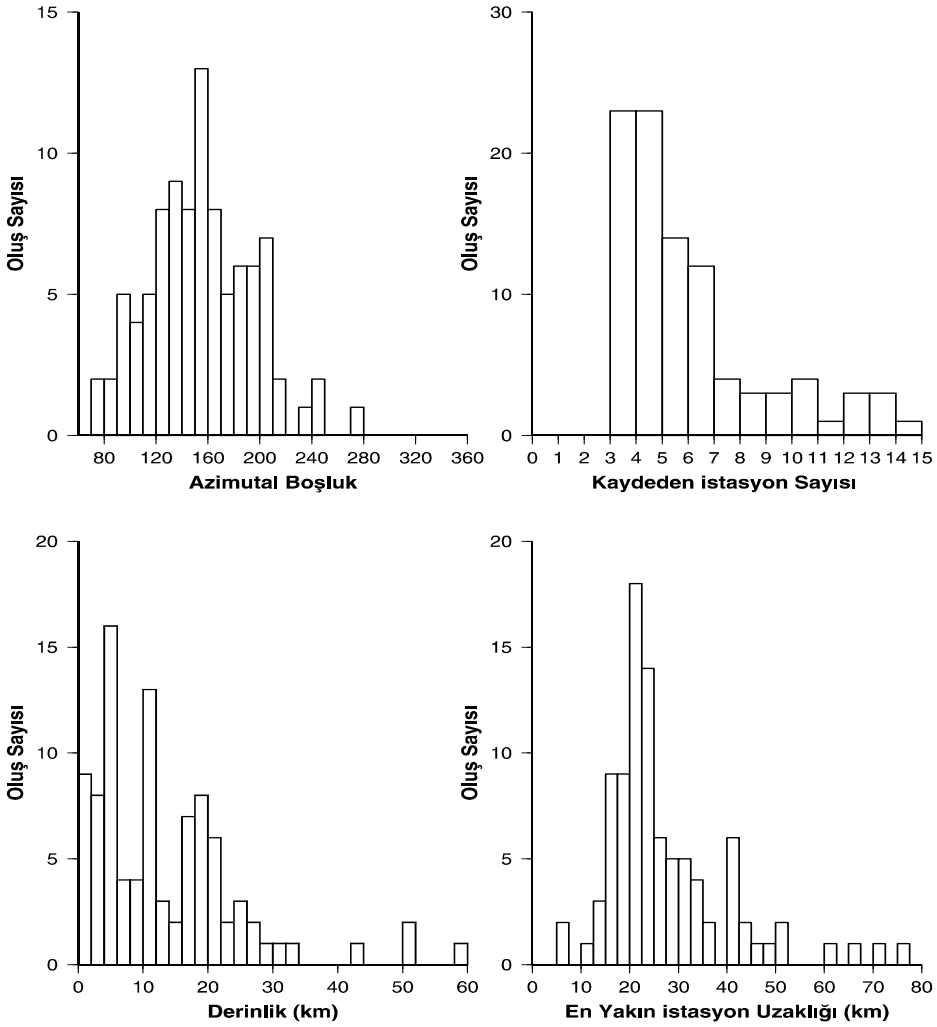
Şekil 4.20'de ele alınan depremlerin lokasyonunu belirleyen tüm parametrelerdeki belirsizlik değerinin 5 km'den daha az olduğunu düşünecek olursak, bu depremleri kaydeden en yakın istasyonunda ortalama olarak 15 km civarında olması yani deprem odağına oldukça yakında olmaları beklenen bir sonuçtur.



Şekil 4.21. Çalışma döneminde meydana gelmiş olan ve B sınıfı olarak nitelenen depremlerin lokasyonlarının dağılımı. Deprem yerini gösteren dairelerin büyüklüğü deprem büyüklüğü ile orantılı olarak verilmiştir.

Şekil 4.21'de B sınıfına giren ve A sınıfındaki depremlere göre derinlik hatası daha fazla olan ancak episantırların yerleri buna rağmen oldukça iyi belirlenen 96 adet depremin dağılımı gösteren harita verilmiştir. Bu haritaya baktığımızda depremlerin Osmaniye ilinin kuzey kesimlerinde yani Düziçi-Andırın olarak adlandırılan bölgede yoğunlaştıklarını görmekteyiz. Yine Ölü Deniz Fayı'nın kuzey kesiminde yani Hatay'dan KD doğrultusunda uzanır şekilde depremler yer almaktadır. Yine Adana ilinin GD kesimlerinde bir kümelenme göze çarpmaktadır. Şekil 4.22'de gösterilen histogramlara bakacak olursak azimutal boşluk oranlarının A sınıfındaki depremlere göre daha az olduğunu görebiliriz. Depremi kaydeden istasyon sayısı histogramı ile deprem derinliklerinin dağılımı histogramı A sınıfındaki depremler için çizilen histogramlarla aynı özellikleri göstermektedir. Ancak depremi kaydeden en yakın istasyonun deprem hiposantırına olan uzaklığını gösteren histogramdan, B sınıfındaki depremlerin ilk olarak, ortalama hiposantıra 25 km uzaktaki istasyon tarafından kaydedildiği görülmektedir. Yani B sınıfı depremleri kaydeden ilk istasyon, A

sınıfındaki depremleri kaydeden ilk istasyona göre daha uzaktadır. Dolayısıyla depremin derinliğinin belirleme sırasında yapılacak hataları en aza indirmek için depremi kaydeden ilk istasyonun yakında olması gerekmektedir (10-15 km arasında). Benzer şekilde azimutal boşluğun az olması da iyi lokasyon çözümü için gerekli olan bir parametredir. Ancak B sınıfındaki bazı depremlerin azimutal boşluk değerleri A sınıfındaki depremlere göre daha iyi olmasına rağmen derinlik hataları daha fazladır, çünkü depremi kaydeden ilk istasyon A sınıfı depremlere göre episantıra daha uzaktadır. Buradan çıkartılacak sonuç ise depremi kaydeden ilk istasyonun uzaklığının, depremin derinliğini belirlemede yapılan hatanın en aza indirilmesinde azimutal boşluğa göre daha etkili olduğu sonucudur.



Şekil 4.22. B sınıfına giren depremlere ait bazı parametrelerin değişimini gösteren histogramlar.

Yukarıda depremleri enlem, boylam ve derinliklerinin belirlenmesi sırasında HYPOCENTER programının verdiği hata değerine göre sınıfladık. Şimdi de depremlerimizi şu şekilde sınıflayalım;

$$0° < \text{Azimutal Boşluk} \leq 100° \Rightarrow 1.\text{sınıf}$$

$$100° < \text{Azimutal Boşluk} \leq 180° \Rightarrow 2.\text{sınıf}$$

Bu sınıflamadan sonra 1. ve 2. sınıfta yer alan depremleri de alt gruplara ayıralım. Bu alt gruplardan ilkinde,

$$0 \leq \text{En takın istasyonun episantırına olan uzaklığı} < 25 \text{ km}$$

$$25 \leq \text{En takın istasyonun episantırına olan uzaklığı} < 50 \text{ km}$$

olan depremler yer almıştır. İkinci alt grup ise,

$$\text{Depremi kaydeden istasyon sayısı} \leq 6$$

$$6 < \text{Depremi kaydeden istasyon sayısı} \leq 10$$

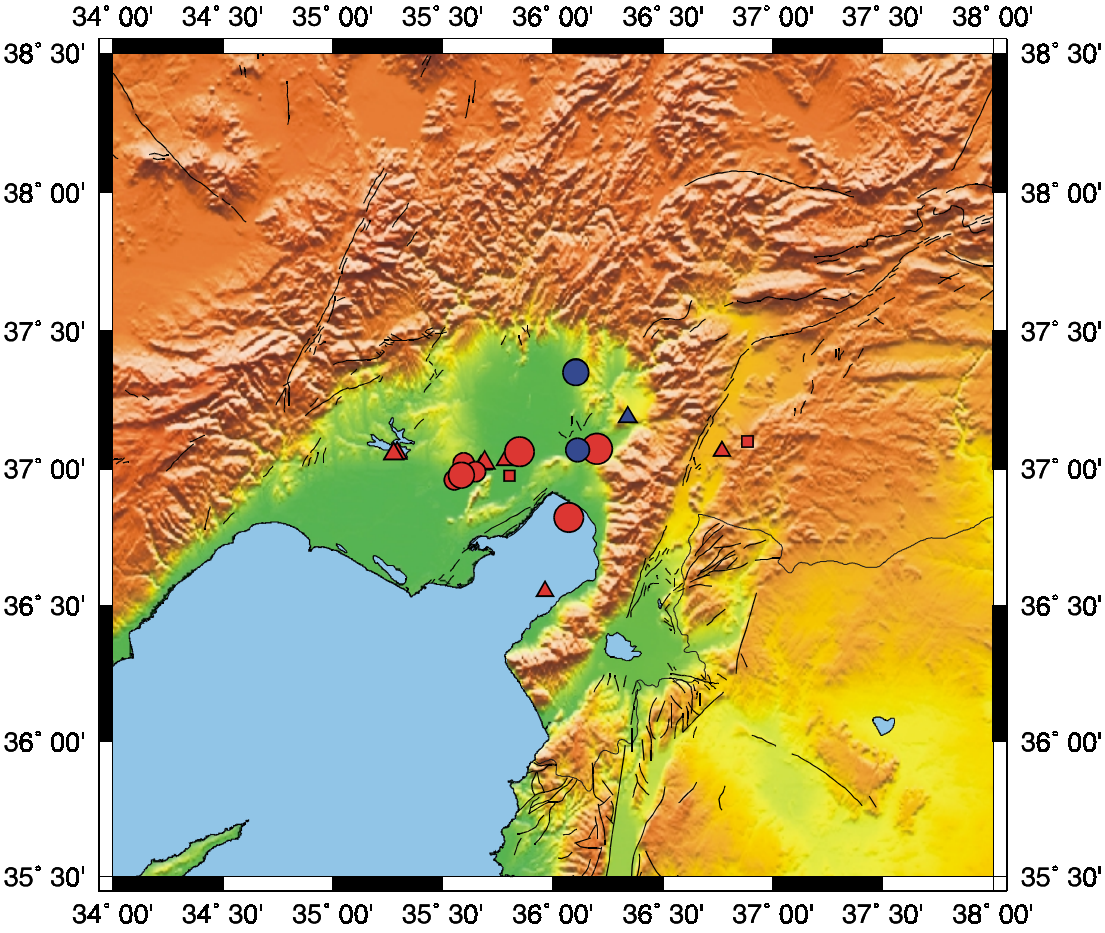
$$\text{Depremi kaydeden istasyon sayısı} > 10$$

kriterleri doğrultusunda hazırlanmıştır.

Buna kriterler doğrultusunda çalışma döneminde meydana gelen ve azimutal boşluğu 100°'den az olan depremlerin dağılımı Şekil 4.23'te gösterilmiştir. Şekil 4.23'te kırmızı renkle işaretlenen depremler, depremi kaydeden ilk istasyonun deprem hiposantırına 25 km veya daha yakında olduğunu göstermektedir. Şekil 4.23'te kare ile gösterilen depremleri kaydeden istasyon sayısı 6 yada daha azdır. Üçgen ile gösterilen depremler 6 ile 10 arasında istasyon tarafından kaydedilmiştir. Son olarak, daire ile gösterilen depremler ise 10'dan daha fazla istasyon tarafından kaydedilen depremlerdir. Depremleri gruplandırmak için kullanılan bu kodlama Şekil 4.24 ve Şekil 4.25'te da aynı şekilde kullanılmıştır. Yine bu şekilllerde, depremleri gösteren şekillerin büyüklükleri o depremin büyüklüğü ile ilişkili olarak verilmiştir.

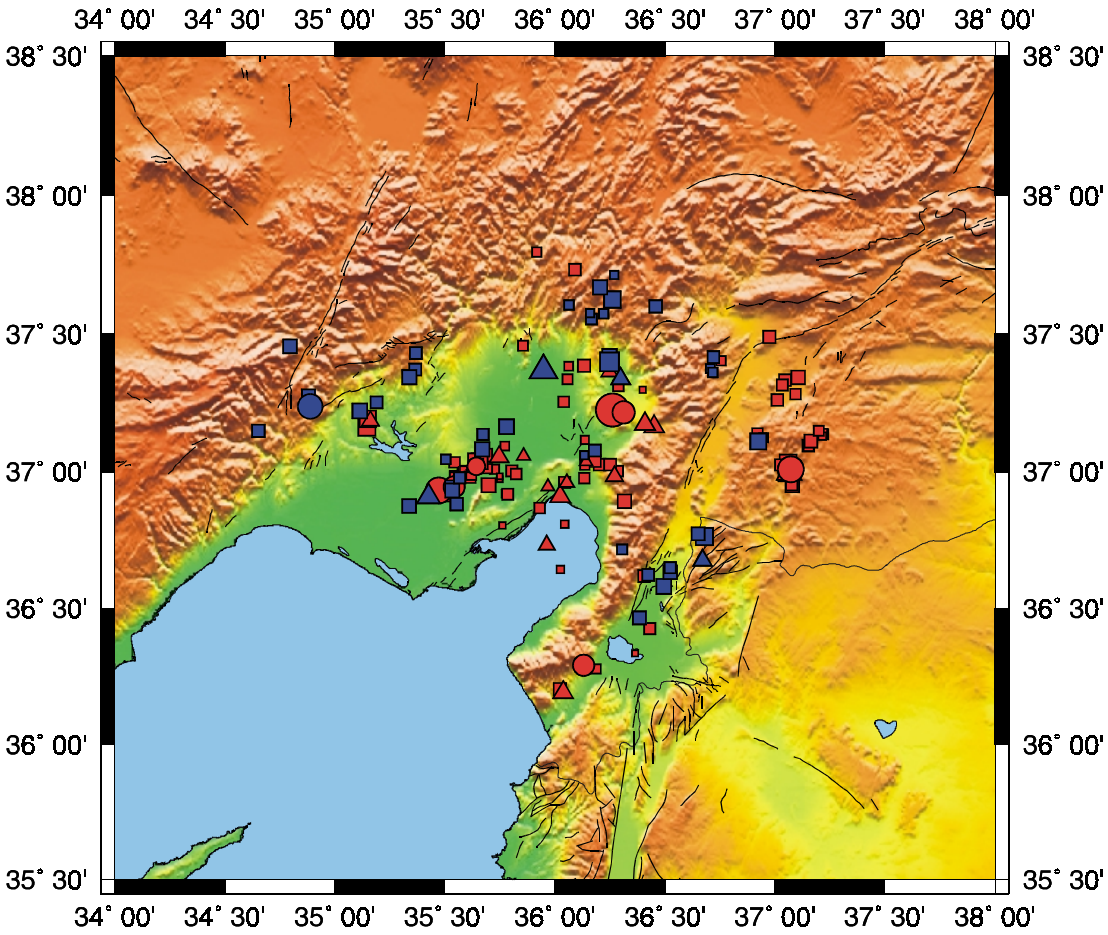
Örneğin, azimutal boşluğu 100°'den az olan, 10 istasyondan daha fazla istasyonda kaydedilmiş, en yakın istasyonun deprem hiposantısına uzaklığı 50 km'den daha az olan depremlerin çalışma bölgesindeki dağılımını görmek istersek, Şekil 4.23'te kırmızı ve mavi renkle gösterilen sadece daire şekli ile verilen dağılımı göz önüne almalıyız. Yukarıda verilen özellikteki depremler çalışma döneminde meydana gelmiş olan ve lokasyonları diğer depremlere göre daha iyi belirlenmiş olan

depremleri ifade etmektedir. Bu depremlerin sayısının oldukça az olduğu ve özellikle Adana ilinin GD'sunda, Göksü Fay Zonu yakınlarında meydana geldiklerini söyleyebiliriz.

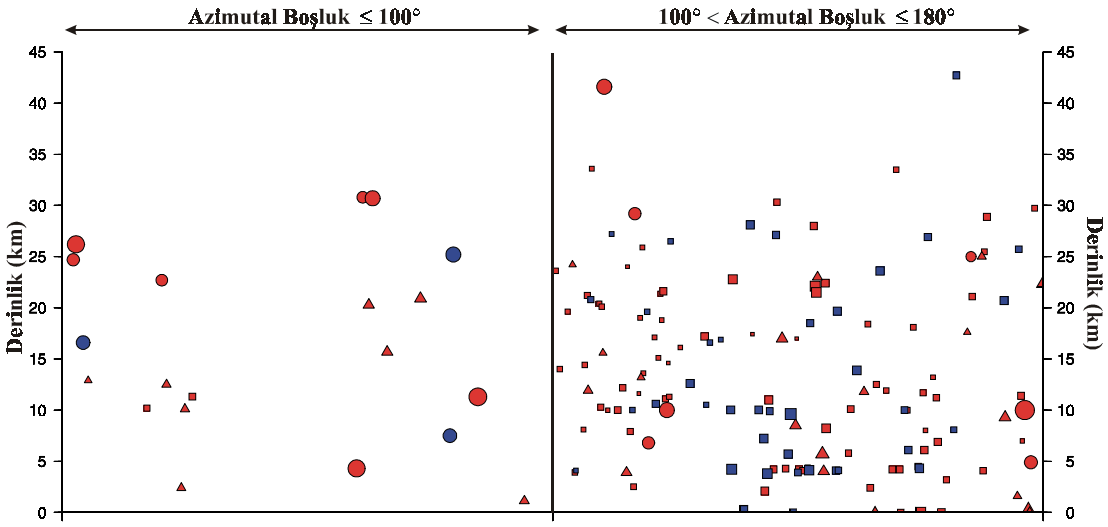


Şekil 4.23. Çalışma döneminde Klikya Bölgesi'nde meydana gelen depremlerden azimutal boşluğu 100°'nin altında olanların dağılımı.

Şekil 4.24'te ise çalışma döneminde meydana gelen depremlerden azimutal boşluğu 100° ile 180° arasında olanların dağılımı gösterilmiştir. Bu şekile baktığımızda depremlerin çalışma alanına yayılmış vaziyette olduklarını söyleyebiliriz. Depremlerin Adana ilinin GD'sunda ve Osmaniye ilinin kuzeyinde toplandıkları dikkati çeker. Şekil 4.25'e bakılacak olursa azimutal dağılımı 100°'den az olanların derinliklerinin 30 km'ye kadar ulaştığı görülebiliri. Bu depremler en iyi istasyon dağılımına sahip olan depremlerdir ve lokasyonları oldukça hassas olarak belirlenmiştir. Buna rağmen derinlikler oldukça fazla çıkmaktadır. Dolayısıyla bu bölge için bulunan derin depremler lokasyon belirlemede yapılan hatadan değil, bölgenin tektonik rejiminden kaynaklanmaktadır diyebiliriz. Ayrıca azimutal boşluğun depremin büyüklüğü arttıkça azaldığını yine bu şekle bakarak söyleyebiliriz.



Şekil 4.24. Çalışma döneminde meydana gelen ve azimutal boşlukları 100° ile 180° arasında değişen depremlerin dağılımı.

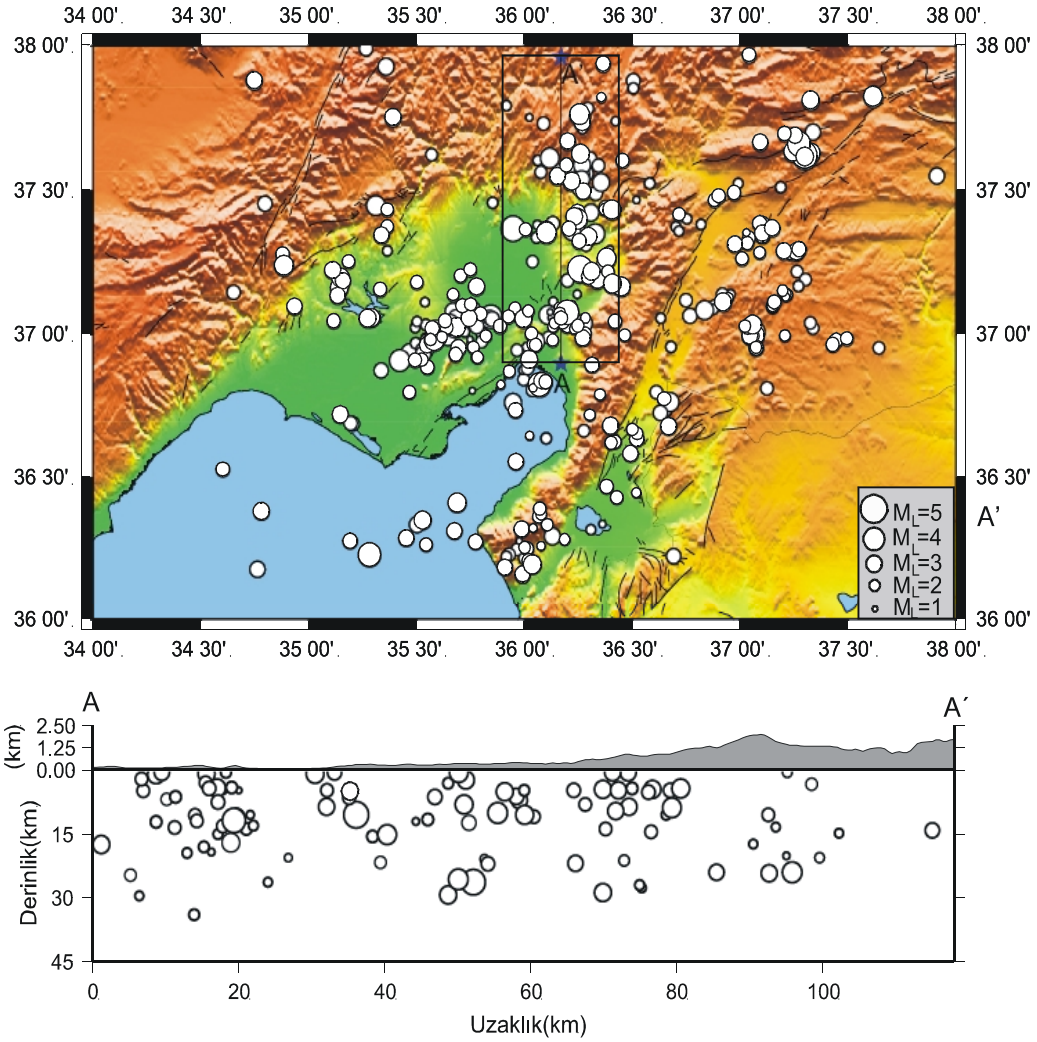


Şekil 4.25. Çalışma döneminde meydana gelen depremlerin azimutal boşlukları 100°'den daha küçük olanların ve 100° ile 180° arasında olanların derinliklerinin dağılımı.

4.5 Çalışma Döneminde Meydana Gelmiş Depremlerin Derinlik Kesitleri

Daha önce de değindiğim gibi bölgede meydana gelen depremlerin çoğu 20 km.' den daha sığ depremlerdir. Ancak özellikle Adana ili ve civarında meydana gelen depremler 35 km. kadar derinlere inebilmektedir. Özellikle çalışma alanının doğusunda, Kahramanmaraş ili civarında meydana gelen depremlerin derinlikleri genellikle 10 km.' den daha sığdır.

Bölgedeki depremlerin dağılımını daha ayrıntılı olarak inceleyebilmek için, bölgedeki yapısal unsurlar da dikkate alınarak deprem kümelenmelerinin olduğu kesimleri de içine alacak şekilde derinlik kesitleri alınmıştır.

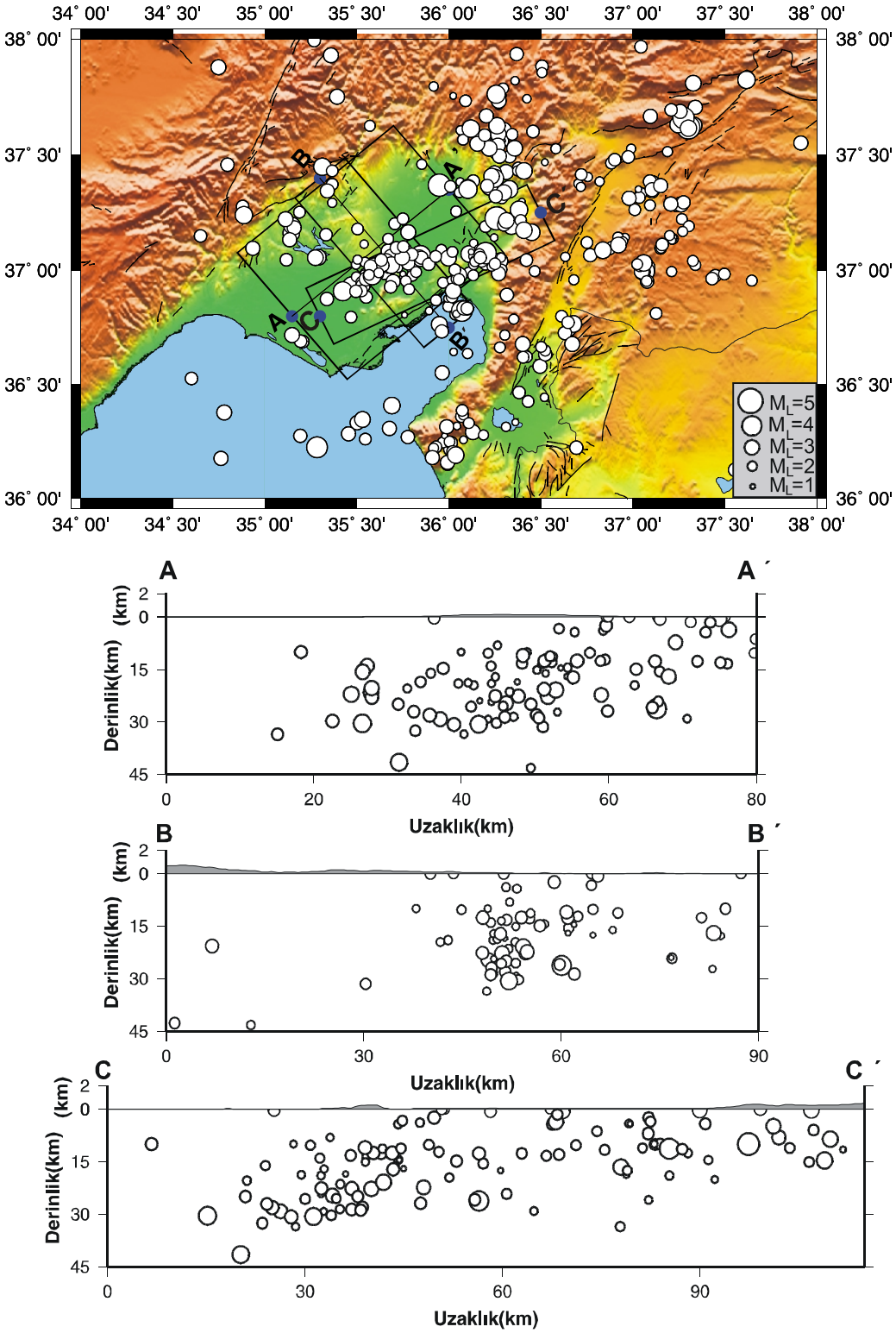


Şekil 4.26 Düziçi - Andırın civarında meydana gelen depremlerin derinlik kesitleri. Şekildeki dairelerin çapları deprem büyüklükleri ile orantılı olarak verilmiştir.

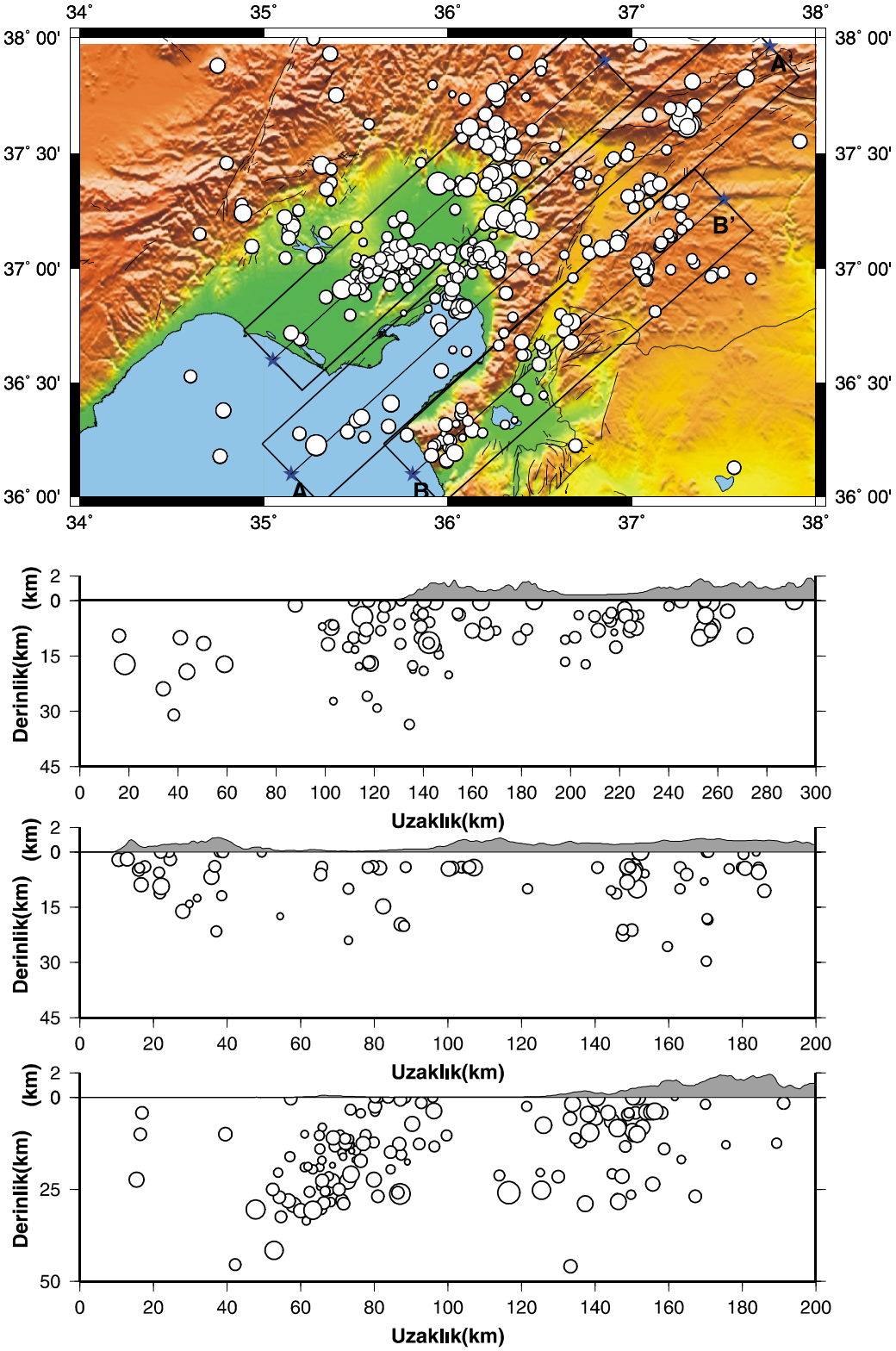
Şekil 4.26’ de görülen A – A` kesitinde görülen depremler saçılmış bir dağılıma sahiptirler ve herhangi bir çizgisellik görülmemektedir. Bu depremlerin derinlikleri genellikle 15 km.’ den daha sığdır ancak 30 km. derinliğe kadar depremler görülmektedir. Tüm bölgeyi göz önüne alacak olursak, bu kesitte gösterilen alanda meydana gelen depremlerin büyüklüklerinin genellikle 2’den daha büyük olduğu görülmektedir. Bu alanda meydana gelen depremler daha sonraki bölümde anlatılacağı gibi genellikle normal bileşeni baskın olan depremlerdir. Bu normal atım bileşeni ise DAF’nın bölgenin doğu kesiminde kollara ayrılarak ÖDF ile etkileşimi sonucunda oluştuğunu söyleyebiliriz. Bu kesitin güney kesimlerinde yer alan depremler Düziçi-Andırın bölgesindeki normal atımlı faylardan çok Yumurtalık-Karataş Fay Zonu ile ilişkilidir.

Şekil 4.27’de gösterilen A – A` kesitine baktığımızda depremlerin doğuya doğru gidildikçe derinliklerinin azaldığı göze çarpmaktadır. Kesitin yaklaşık orta kesimlerinde yer alan depremlerin ise derinliklerinin 15 ile 30 km. arasındaki bir bantta yer aldığı görülmektedir. Bu kesitte görülen depremler herhangi bir gruplaşma göstermemektedir ve saçılmış durumdadırlar. A – A` kesitine yaklaşık dik doğrultudaki B – B` kesitinde ise, depremlerin özellikle derinlik kesitinin 50. ve 60. kilometreleri arasında dar bir bantta, sığ kesimlerden yaklaşık 30 km. derinlere kadar sürekli bir dağılım gösterdiği dikkati çekmektedir. B – B` kesiti Göksu Fayı’na yaklaşık olarak dik doğrultuda uzanmaktadır. Dolayısıyla B – B` kesitinde görülen gruplaşmanın bu fay üzerinde yer alan depremlerden kaynaklandığını söyleyebiliriz. Benzer şekilde A – A` kesiti ise bu fay ile yaklaşık aynı doğrultuda olduğundan depremler herhangi bir gruplaşma göstermemekte ve saçılmış olarak meydana gelmekteler. Yine Şekil 4.27’de görülen C – C` kesitinde ise kesitin batı kesimlerinde yer alan depremlerin derinlikleri 30 km.’ ye kadar inmektedir. Oysa doğu kesimlerdeki depremler ise 15 km.’ den daha sığ derinliğe sahiptirler. Şekil 4.27’ün tamamını ele alacak olursak, bölgedeki depremlerin güneybatıdan kuzeydoğuya doğru ilerledikçe derinliklerinin azaldığını söyleyebiliriz ve her üç derinlik kesitinde de daha derin depremlerin bulunduğu batı kesimlerinin Göksu Fayı üzerinde meydana gelen depremler olduğunu söyleyebiliriz.Genel olarak bu üç kesit ile gösterilmeye çalışılan bölgede meydana gelen depremler, Klikya Bölgesi’nin tümü düşünülecek olursa, bölgede meydana gelen en derin depremleri içermektedir. Bu depremler episantır dağılımında da görülebileceği gibi güneybatı kuzeydoğu

uzanımlı olan bir dikkati çeker ve bu gruplaşma 1998 Adana depreminin art sarsıntılarının dağılımı ile yaklaşık olarak aynı özellikleri göstermektedir.



Şekil 4.27 Adana ili çevresinde meydana gelmiş depremlerin derinlik kesitleri. Şekildeki dairelerin çapı depremlerin büyüklüğü ile orantılı olarak verilmiştir.



Şekil 4.28 Çalışma alanında meydana gelmiş depremlerin güneybatı kuzeydoğu doğrultulu derinlik kesitleri.

Şekil 4.28 ‘de görülmekte olan A – A` kesitinde deniz içerisinde meydan gelmiş olan depremlerin derinliklerinin 30 km’ ye kadar indiği görülmektedir.Ancak bu depremleri tektonizma ile ilişkilendirmek oldukça zordur, çünkü deniz içerisinde meydana gelen depremlerin sayısı oldukça azdır. Ancak denizden karaya geçildiğinde depremlerin derinlikleri 15 km’ nin altına düşmektedir. Özellikle bu kesitin en doğu kısımları Doğu Anadolu Fayı civarına denk gelmektedir ve bu kesimlerde meydana gelen depremler yaklaşık 10 km derinde meydana gelmektedir. B - B` kesitin güneybatı ucu Harbiye Fayı civarına denk gelmektedir ve bu kesit boyunca en sığ depremler bu kesimlerde meydana gelmektedir. Depremlerin derinlikleri kuzey batıya doğru gidildikçe artmaktadır. C – C` kesitine bakıldığı zaman iki yoğun deprem kümesi dikkati çekmektedir. Bunlardan ilki diğerine göre daha güneybatıda Adana ili çevresinde yer almaktadır ve bu gruptaki depremlerin derinliği genellikle 10 ile 35 km arasında değişmektedir. Diğer grup ise daha kuzeydoğuda yer almaktadır. Bu gruptaki depremlerin derinlikleri çoğunlukla 10 km’ den daha sığdır. Bu grup Düziçi-Andırın’ ın kuzey kesimlerinde yoğunlaşmıştır.

5. ODAK MEKANİZMASI ÇÖZÜMLERİ

Sismolojinin en önemli konularından biri de depremlerin odak mekanizması çözümleridir, çünkü bu çözümler deprem merkezindeki hareketin tüm özelliklerinin incelenmesine olanak sağlamaktadır. Odak mekanizması çözümü ya da fay düzlemi çözümü olarak adlandırılan bu çalışmalar sayesinde deprem esnasında meydana gelen fay düzleminin doğrultusu, eğimi ve atım yönünü belirleyebiliriz. Bu parametrelerden başka, bu çözümler sayesinde, depreme neden olan etkin kuvvetlerin türlerini ve uygulandıkları doğrultuları elde edebiliriz. Bu sayede depreme neden olan kuvvetlerin, depremin meydana geldiği bölgedeki dağılımını ve özelliklerini belirleyebiliriz.

Depremler visko elastik bir kırılma, faylanma sonucunda meydana geldiğinden, deprem dalgalarının kayıtlarını kullanarak bu faylanmanın doğasını ve faylanmaya neden olan kuvvetlerin bölgedeki dağılımını elde edebiliriz.

Odak mekanizması özümleri için pek çok farklı yöntem kullanılmaktadır. Bu yöntemler içerisinde en çok kullanılanlarını şu şekilde sıralayabiliriz;

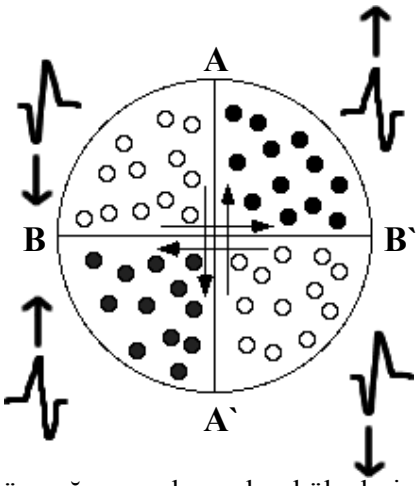
- P dalgalarının ilk hareket yönünden odak mekanizmasının belirlenmesi.
- Dalga şekli modellemesinden odak mekanizmasının belirlenmesi.
- Moment Tensörü' nün ters çözümünden odak mekanizmasının belirlenmesi.

Bu tez çalışmasında Klikya bölgesinde çalışma döneminde meydana gelmiş ve en az 6 deprem istasyonu tarafından kaydedilmiş olan depremlerin uygun olanlarının odak mekanizmaları P dalgalarının ilk hareket yönünden faydalanılarak belirlenmiştir.

P dalgasının ilk hareket yönünden odak mekanizması çözümü yöntemi ise diğer yöntemlere göre oldukça basit ve pratik bir yöntemdir. Kaliteli ve bilinçli kayıt alınması durumunda iyi ve güvenilir sonuçlar elde edilir. Deprem sonrasında yayılan sismik dalgaların ilk hareketleri ya da partikül hareketi yönü, depremin odağının etrafındaki alanı dört eş parçaya ayırır (Şekil 5.1). Bu parçalardan ikisinde P dalgasının ilk hareket yönü aşağıya doğru (ya da odaktan dışarı), diğer ikisinde ise

yukarıya (ya da odaktan içeriye) doğrudur. İşte yöntem bu parçaları birbirinden ayıran uygun düzlemlerin bulunması esasına dayanmaktadır.

İlk hareket yönünün aşağıya (içeriye) doğru olduğu kadranlar 'odakta basınç, yeryüzünde itme kadranları', ilk hareket yönünün yukarıya doğru olduğu kadranlar ise 'odakta genişleme yeryüzünde itme kadranları' olarak adlandırılmaktadır. Şekil 5.1'de görülen AA` ve BB` doğruları bu kadranları birbirinden ayıran düzlemlerdir. Bu düzlemlerden biri Gerçek Fay Düzlemi diğeri ise Yardımcı Düzlemdir. Hangisinin gerçek fay düzlemi olduğu depremin meydana geldiği bölgede yer alan aktif fayların doğrultusuna bakılarak anlaşılır.



Şekil 5.1 İlk hareket yönü aşağı ve yukarı olan bölgelerin dağılımı. Bu şekilde içi dolu olan polariteler sıkışma (+), içi boş olanlar ise genişleme (-) dir.

Mikrodeprem kaydetmek amacıyla kurulmuş olan hemen hemen bütün sismik ağlarda, kaydedilmiş olan uygun depremlerin odak mekanizması çözümleri için P dalgasının ilk hareket yönünden faydalanılmaktadır. Bunun nedeni ise genellikle bu tip ağlarda sadece dik bileşenli sismometreler kullanılmaktadır ve bu nedenle P fazından sonra gelen fazlar kesin olarak belirlenememektedir. Daha öncede bahsettiğim gibi yöntem, odak küresindeki sıkışma ve gerilme kadranlarını birbirinden ayıracak ve aynı zamanda birbirine dik olacak iki odak düzleminin belirlenmesine yöneliktir. Aslında bu düzlemlerin bulunması için yapılması gerekenleri üç işlem aşamasında şu şekilde sıralayabiliriz,

1- Öncelikle deprem kayıtlarından istasyonlara gelen P dalgasının ilk hareket yönü kaydedilir (yukarıya (+) ya da aşağıya (-) doğru).

2- Daha sonra bu polarite odak küresi üzerinde her istasyon için işaretlenir. Bu işaretleme sırasında istasyonun yerini odak küresi üzerinde belirleyebilmek

için iki açının bilinmesi gerekir. Bunlar depremin yerine göre istasyonun azimut açısı ve yine depremin yerine göre sismik dalganın odaktan çıkış açısıdır. Ancak odak küresini kağıt düzlemi üzerinde göstermek zor olduğundan bu kürenin iki boyutlu gösterimi gerekir. Bunun içinde pek çok farklı projeksiyon yöntemi geliştirilmiştir. Ancak günümüzde en çok kullanılanı eş alan gösterimi yöntemidir. Mikrodeprem ağlarında kaydedilen depremlerin hemen hemen tamamında kaydedilmiş olan sismik dalgalar yer içine doğru hareket eden dalgalardır. Bu nedenle genellikle alt yarı küre projeksiyonu kullanılmaktadır.

3- Bu aşamada ise alt yarı küre projeksiyonu ile gösterilmiş olan farklı ilk hareket yönlerinin gruplaştığı kadranları birbirinden ayıran, birbirine dik iki düzlem bulunmaya çalışılır.

P dalgasının ilk hareket yönünü kullanarak depremlerin odak mekanizma çözümlerini bulmaya çalışırken bazı noktalara dikkat etmek gerekmektedir. Öncelikle en önemli konu istasyonlardaki polarite okumalarının mümkün olduğunca doğru olarak yapılmasıdır. Hatalı okunmuş polariteler odak mekanizması çözümlerini oldukça etkileyebilmektedir. Bundan başka, sismik dalganın kaynaktan çıkış açısı kullanılarak odak mekanizmasını belirleyen faktörlerden biri olduğu için, özellikle deprem odağının hassas olarak belirlenmesi gerekmektedir. Bunu yapabilmek için ise ortamın hız yapısının önemi büyüktür. Eğer hız yapısı iyi bilinmiyorsa bu durumda deprem odağının yeri ve dolayısıyla çıkış açısı hassas olarak belirlenemeyecektir. Bu ise istasyon yerinin odak küresi üzerindeki yerini, dolayısıyla fay düzlemi çözümünü önemli derecede etkiler. Bunlardan başka depremi kaydeden istasyonların azimutal dağılımlarının iyi olması ve istasyonlarda kaydedilmiş olan depremlerin polaritelerinin yeterli sayıda istasyonda doğru olarak belirlenmiş olması gerekmektedir. Ayrıca P dalgasının ilk hareket yönünü kullanarak yapılan odak mekanizması çözümlerinde, sonuç olarak elde edilen mekanizmada birbirine dik iki düzlem gözükmektedir. Bu düzlemlerden hangisinin gerçek faylanma düzlemi, hangisinin ise yardımcı düzlem olduğunun belirlenmesi tamamen çalışmayı yapan araştırmacıya kalmaktadır. Bunun için en iyi yol deprem odağının yakınındaki fayların doğrultularının ve atım özelliklerinin ya da sarsıntıların dizilimlerinin yönünün iyi bilinmesidir. Bu özellikler kullanılarak hangi düzlemin gerçek fay düzlemi olduğu belirlenebilir.

P dalgası ilk hareket yönünün yeteri kadar istasyonda belirlenemediği durumlarda ise zaman ve uzayda birbirine yakın meydana gelmiş olan depremlerin tamamı için birleşik odak mekanizması çözümü de yapılabilmektedir. Ancak bu durumda en önemli unsur bu depremlerin birbiri ile özdeş oldukları kabulüdür.Eğer bu depremler aslında birbirleri ile ilişkili olmayan depremler ise bu durumda elde edilecek olan odak mekanizması çözümü de doğru olmayacaktır.

Her ne kadar P dalgası ilk hareket yönünden faydalanarak odak mekanizmasının bulunması yöntemi deprem kaynağı hakkında diğer yöntemlere nazaran oldukça az bilgi taşısa da, diğer yöntemlerle çözülemeyecek kadar küçük olan depremlerin odak mekanizmalarını bu yöntemi kullanarak elde edebilmekteyiz. Ayrıca P dalgasının polaritesinden yola çıkarak odak mekanizmasının belirlenmesi işlemi günümüzde bilgisayar ortamında çok hızlı olarak yapılabilmektedir.

5.1. Klikya Deprem İstasyonu Ağında Çalışma Döneminde Kaydedilen Depremlerin Odak Mekanizması Çözümleri

Bu tez çalışmasında daha önce de bahsettiğim gibi P dalgası ilk hareket yönü verileri kullanılarak uygun olan depremlerin odak mekanizması çözümleri belirlenmiştir. Bu aşamada Klikya deprem istasyonu ağında en az 6 ve daha fazla polarite okuması olan deprem verilerinden uygun olanlarının odak mekanizması çözümleri belirlenmiştir.

Bir önceki bölümde ele alınan grafikler hatırlanırsa, 6 ve daha fazla istasyon tarafından kaydedilen depremlerin azimutal boşlukları genellikle 200°'nin altındadır ve bu depremlerin yerlerinin bulunması sırasında yapılan hatalar oldukça düşüktür. Benzer şekilde 6 ve daha fazla istasyonda kaydedilen depremlerin RMS hataları da oldukça düşüktür. Tüm bunlar ele alınacak olursa 6 ve daha fazla istasyonda kaydedilmiş olan çalışma dönemi depremlerinin yerlerinin oldukça hassas bir şekilde belirlendiğini söyleyebiliriz. Daha önce de belirtildiği gibi odak mekanizmasının doğru olabilmesi için öncelikle deprem yerinin iyi belirlenmesi gerekmektedir. Bu nedenle en az 6 polarite okuması olan depremler alınarak (en az 6 deprem istasyonunda P dalgası ilk hareket yönü okuması yapılması gerektiğinden), elde edilecek odak mekanizması çözümlerinin daha doğru olması hedeflenmiştir.

5.1.1. Odak Mekanizması Çözümlerinin Belirlenmesinde Kullanılan Programlar

Odak mekanizması çözümlerini belirleme işlemi tamamen bilgisayar ortamında gerçekleştirilmiştir. Bu amaçla odak mekanizması çözümlerini hızlıca incelemek için

Seisan yazılımının içerisine adapte edilmiş olan FOCMEC (Snoke ve diğ., 1984) programı kullanılmıştır.Bunun dışında çözümlerin son hali FPFIT (Reasenberg ve Oppenheimer, 1985) programı kullanılarak elde edilmiş ve elde edilen sonuçların çizilmesi için ise FPPLOT ve FPPAGE (Reasenberg ve Oppenheimer, 1985) programlarından faydalanılmıştır. Yukarıda bahsettiğim her iki odak mekanizması çözme amaçlı programda, günümüzde P dalgası ilk hareket yönünden odak mekanizmasının belirlenmesi amacıyla kullanılan başlıca programlardır.

5.1.1.a. FOCMEC Programı

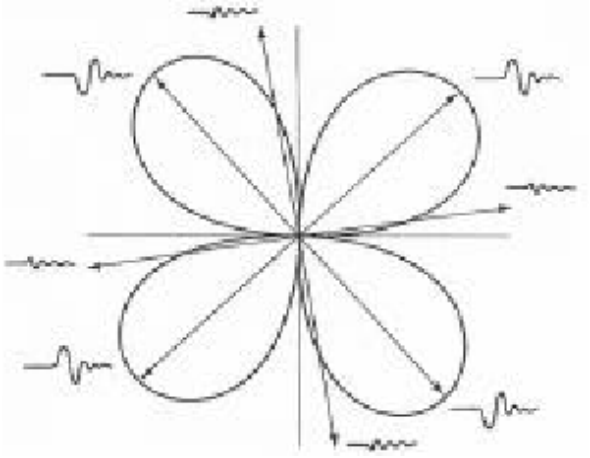
FOCMEC programı ilk olarak 1984'te Snoke ve diğ., tarafından yazılmış olan bir Fortran programıdır. Daha sonra pek çok kez sismoloji ve bilgisayar teknolojilerindeki gelişmelere paralel olarak değiştirilip güncellenmiştir. Bu program deprem kaynağının kuvvet çifti ile modellendiği durumlar için odak mekanizması çözümünü P dalgasının ilk hareket yönünden faydalanarak bulabilmektedir. Bu amaçla hazırlanan programın giriş dosyasında P, SV ve SH dalgalarının ilk hareket yönleri ve veya SV/ P, SH/P yada SV/SH dalgalarının genlik oranları bulunabilir. Her ne kadar FOCMEC programının orjinal hali bu genlik oranlarını da odak mekanizması çözümü için kullanabiliyor olsa da, SEISAN yazılımının içerisine adapte edilen FOCMEC programı sadece polaritelerden yola çıkarak odak mekanizması çözümünü bulabilmektedir. Ayrıca istasyon kodları ve azimutları ile deprem kaynağından çıkan dalgaların kaynağı terk etme açısı da giriş dosyasında bulunmalıdır. Program tüm bu parametreleri okur ve depolar. Program çalıştırıldığında öncelikle ilgilenilen deprem için ilk hareket yönü verilerinin kaç tanesinin yanlış olabileceğini sorar ve bunu kullanarak odak mekanizması çözümünü bulurken o kadar polarite hatasına izin verir. Daha sonra odak düzlemlerini kaç derecelik aralıklar içerisinde araması gerektiğini sorar. Burada hızlı çözümler için genellikle 20° yada 25°'lik artımlar kullanılırken, daha ayrıntılı çalışmalarda ise genellikle 5°'lik artım aralığı kullanılmaktadır. FOCMEC programı grid arama tekniğini kullanarak verilen kriterlere uyan çözümleri çıkış dosyasına yazar ve biz de bu çözümleri FOCPLT programı yardımıyla çizeriz..

Bu çalışma sırasında kaydedilen tüm depremlere ait okuma zamanları ve polarite verileri SEISAN yazılımı içerisine yerleştirilmiştir ve bu depremlere ait parametreler SEISAN yazılımı içerisinde yer alan HYPOCENTER programı kullanılarak

belirlenmiştir. FOCMEC programı da SEISAN yazılımının içerisine bulunduğundan çok hızlı olarak istenilen olayların odak mekanizması çözümleri yapılabilmektedir.

5.1.1.b. FPFIT Programı

FPFIT programı P dalgası ilk hareket yönü verilerini kullanarak odak mekanizması çözümünü veren bir programdır ve FPPLOT ile FPPAGE programlarını kullanarak bulunan çözümleri çizer (Reasenberg ve Oppenheimer, 1985). FPFIT programı da FOCMEC programı gibi kaynak modeli olarak kuvvet çifti modelini kabul eder ve herhangi bir deprem sonucunda gözlenen polaritelere en iyi uyum sağlayan odak mekanizması çözümünü bulmaya çalışır. Bunu yaparken kullandığı ters çözüm yöntemi ise iki aşamadan oluşan grid arama tekniğidir ve normalize edilmiş ve ağırlıklandırılmış ilk hareket yönü uyuşmazlığını en küçük değere indirgeyecek kaynak modelini bulmaya çalışır. Bu minimizasyon işlemini yaparken iç içe geçmiş iki ağırlıklandırma faktörünü kullanır, bunlardan ilki verinin varyansını ifade ederken diğeri ise P dalgasının yayınım genliğinin teorik genliğini temel alır (Aki ve Richards, 1980). Dolayısıyla ikinci ağırlıklandırma faktörü düğüm düzlemlerine yakın olan polarite okumalarına büyük ağırlık verir çünkü P dalgasının genliği düğüm düzlemlerine yaklaştıkça azalmakta (Şekil 5.2) ve polaritenin belirlenmesi daha güç olmaktadır, bu nedenle polarite belirlenirken yapılan hata artmaktadır. FPFIT programı en küçük hatalı çözümü bulmasının dışında bu çözüme oranla daha büyük hata oranına sahip başka alternatif çözümler de bulmaktadır. Bu çözümler eğer mevcut ise, asıl çözümden oldukça farklı mekanizma çözümü verirler ve bazı durumlarda bu alternatif çözümler de tercih edilebilir (bölgedeki tektonik yapının iyi bilinmesi nedeniyle ya da olabilecek veri hatalarına dayanarak).



Şekil 5.2 P dalgası yayılma paterni.

Program düğüm düzlemlerinin doğrultu, dalım ve atım değerlerinin dışında bu parametrelerdeki belirsizlik (hata) değerlerini de belirler. Program odak mekanizması çözümüne iki aşamalı grid arama tekniğini uygulayarak ulaşmaktadır. Program ilk aşamada doğrultu, dalım ve atım parametrelerinin tamamı için 20°'lik artımlar kullanmakta, ikinci ve son aşamada ise doğrultu ve dalım için 5°, atım için ise 10°'lik artım vererek en uyumlu çözümü bulmaya çalışmaktadır. İlk aşamadaki kaba çözümde uyumsuzluğun en az olduğu durumda parametreler belirlenir ve eğer varsa alternatif çözümlerde tespit edilir. Bu kaba aşamada doğrultunun 0°'den 160°'ye kadar değiştiği durumlar için bu arama işlemi yapılmakta ve uyumsuzluğun en az olduğu aralığı belirlemektedir. Daha sonra doğrultu, dalım ve atım değerleri için doğrultuyu ve dalımı $\pm 45^{\circ}$'lik kesimde, atımı ise $\pm 30^{\circ}$'lik kesimde tekrar aramakta ve uyumsuzluğun en az olduğu değerleri belirlemektedir. Bu işlemler eğer bulunmuşsa alternatif çözümlere de uygulanmaktadır.

FPFIT programı odak mekanizması çözümü için gerekli olan parametreleri belirledikten sonra bu parametrelerin belirsizliğini yani güvenilirliğini ve çözümün kalitesini belirlemek için 5 adet parametre hesaplar. Bu parametreler ve anlamları aşağıda verilmiştir.

1- F: Uyumsuzluk (Misfit) Fonksiyonu, odak mekanizması çözümüne göre her istasyon için hesaplanmış polariteler ile her istasyonda gözlenen polaritelerin birbirinden farkının ağırlıklandırılmış ve normalize edilmiş halidir. Bu parametre 0 ile 1 arasında bir değere sahiptir. Bu değerin 0 olması durumunda uyum en iyi, 1 olması durumunda ise uyum en kötüdür.

2- NOBS: Odak mekanizması çözümüne ulaşmak için kullanılan gözlem sayısını ifade eder. Genellikle gözlem sayısı arttıkça bulunan odak mekanizması çözümünün güvenilirliği de artar.

3- AVWT: Çözümde kullanılan veri ağırlığı değeridir. Çözüme ulaşmak için kullanılan tüm verinin kalitesini ifade eden bir parametredir. 0 ile 30 arasında değer alırken, büyük değerler veri kalitesinin yüksek olduğunu ifade etmektedir.

4- STDR: İstasyon dağılımı oranıdır. 0 ile 1 arasında değer alır. Bu değer odak küresi üzerinde yayılma paternine göre verinin dağılımına duyarlıdır. Bu değer örneğin 0.5'ten daha küçükse verinin çoğu düğüm düzlemlerine yakın

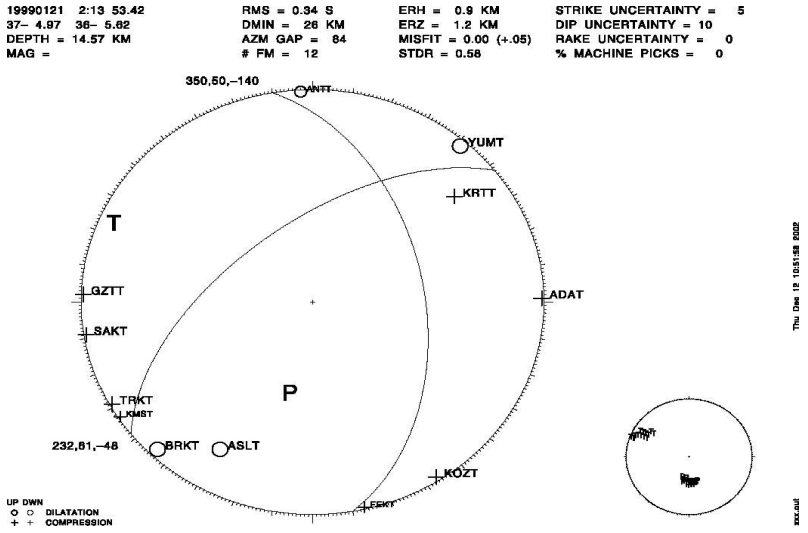
kesimlerde yer almaktadır ve bu durum bizim çözümümüzün güvenilirliğini azaltır. Çünkü verilerin düğüm düzlemlerine yakın olduğu durumdaki (STDR < 0.5.) çözüm aksi durumdaki (STDR > 0.5) çözüme göre daha az istenen çözümdür ve eğer mümkünse çözüm olarak sunulmamalıdır.

5- ΔSTR, ΔDIP, ΔRAK: Çözüm parametrelerindeki derece cinsinden belirsizlik olarak ele alınırlar. Bu değerler küçüldükçe çözümün kalitesi iyileşmektedir. Bu değerlerin küçülmesi ise odak küresi üzerindeki veri dağılımının uygun olması ile mümkün olmaktadır.

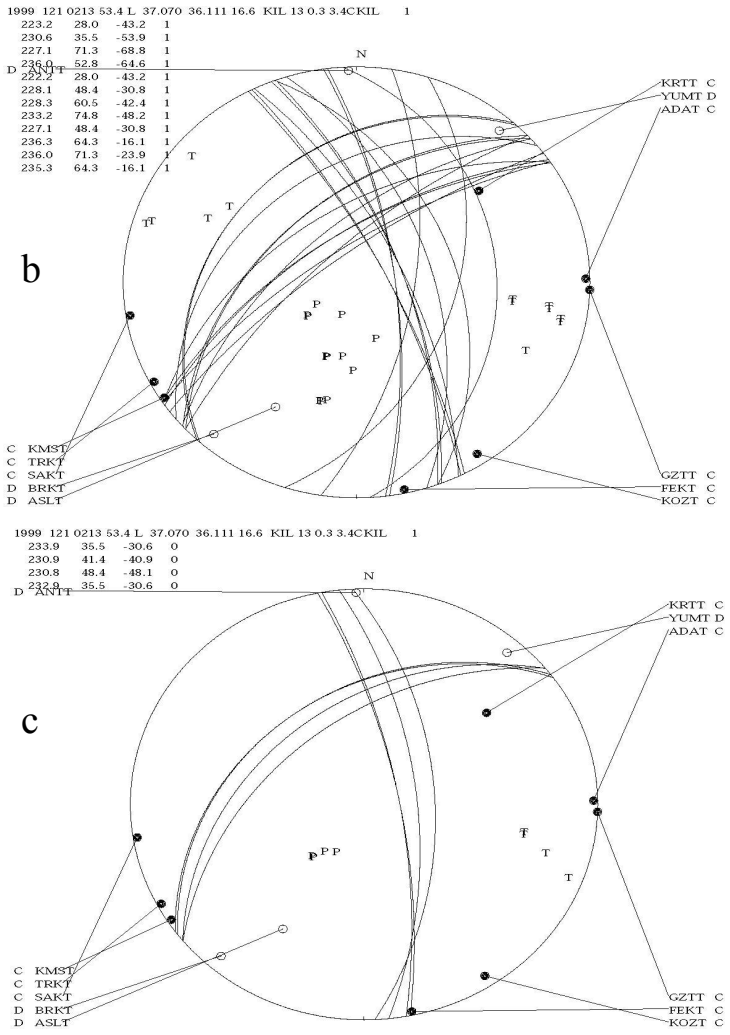
Yukarıda sıralanan ve FPFIT programının verdiği çözümün kalitesini temsil eden bu parametrelerin sayısal değerlerini ele alarak, program ikili harf grupları kullanarak çözümün kalitesini ifade eden kodlar vermektedir. Bunlar QF ve QP değerleridir. QF değeri uyumsuzlık fonksiyonunun (F) değerine göre verilirken, QP değeri ise ΔSTR, ΔDIP, ΔRAK parametrelerinin değerine göre belirlenmektedir. Bu harflerin verilmesi,

F	**QF**	ve	**ΔSTR, ΔDIP ve ΔRAK**	**QP**
F < 0.025	A		< 20°	A
0.025 < F < 0.1	B		20° ile 40°	B
F > 0.1	C		>40°	C

şeklinde olmaktadır.



Şekil 5.3.a 21/01/1999'da 02:13'te meydana gelmiş bir depremin FPFIT programı ile belirlene odak mekanizması çözümü.



Şekil 5.3.b ve c Aynı deprem için FOCMEC (b ve c) programının çözüm olarak verdiği odak mekanizması çözümleri.

Şekil 5.3 a, b ve c' de aynı depreme ait odak mekanizması çözümleri gösterilmiştir. Bu çözümlerden Şekil 5.3 a FPFIT programı ile Şekil 5.3 b ve c ise FOCMEC programı ile belirlenmiş olan çözümlerdir. Şekil 5.3 b' de görülen çözüm 20°'lik artım miktarı ve 1 hatalı ilk varış okumasına izin verilerek belirlenmiş olan odak mekanizması çözümlerini gösterirken, Şekil 5.3 c' de ise 10°'lik artım miktarı verilmiş ve tüm okumaların doğru olduğu duruma göre odak mekanizması çözümü belirlenmiştir. Görüldüğü gibi FOCMEC programının grafik çıkışında olabilecek tüm çözümler gösterilirken, FPFIT programının çıkışı ise tek bir odak mekanizması çözümünü göstermekte ancak bu çözüm sonucu elde edilen odak parametrelerinin

varyansları verilerek farklı ancak bu çözüme yakın çözümlerin olabileceği gösterilmektedir.

Şekil 5.3'te de görüldüğü gibi FPFIT programının çıkışı daha anlaşılır ve kullanımı daha kolaydır. Ayrıca çözümü bulurken hesapladığı kalite parametreleri yardımı ile çözümün güvenilirliğinin bulunması da oldukça kullanışlı bir özelliktir. Bunun yanında FOCMEC programının ise en büyük avantajı SEISAN yazılımının içerisine monte edilmiş olmasıdır. Bu nedenle kullanımı son derece hızlı ve kolaydır.

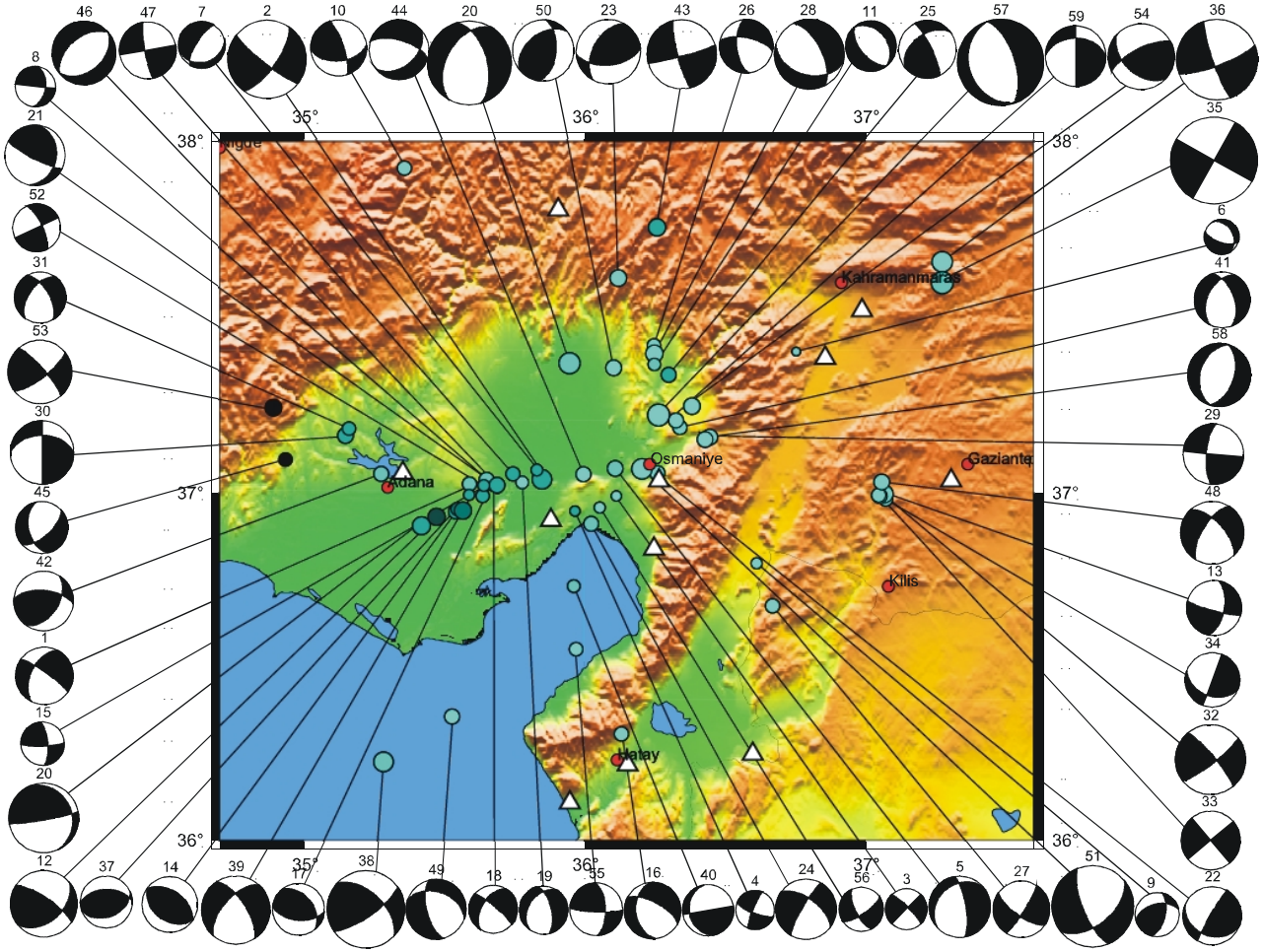
Şekil 5.3'te FPFIT programının bulduğu çözüm ile FOCMEC programının ayrıntılı inceleme (10°'lik artım ve tüm okumaların doğru olduğu durumda) sırasında belirledikleri çözümler birbirine çok yakındır.

Eğer Şekil 5.3'de gösterilen tüm odak mekanizması çözümlerine bakacak olursak aslında her iki programında bize sonuç olarak gösterdiği çözümlerin neredeyse aynı olduğunu söyleyebiliriz. FOCMEC programında dışarıdan elle girilen grid aralığı iyi bir çözüm için yaklaşık 5° olmalıdır. Kaba bir arama için ise 20°'lik artım yeterli olacaktır. FPFIT programı ilk aşamada 20°'lik artımlarla bir arama yapar ve olabilecek çözümleri bulur, ikinci aşamada ise 5°'lik artımlar ile odak mekanizması çözümü nü arar. Yani aslında her iki programda aynı işlemi yapmakta ve odak mekanizması çözümüne ulaşmaktadır. En büyük farkları buldukları odak mekanizması çözümünü gösterdikleri aşamadadır.

Bu tez çalışması sırasında, da yukarıda belirtilenlere uygun olarak, depremlerin çözümlerine hızlıca bakmak ve eklenebiliyorsa polarite ekleyerek çözümün değişimini gözlemek amacıyla FOCMEC programı kullanılırken çözümlerin son halleri FPFIT programında hesaplanmıştır.

5.1.2 Çalışma Döneminde Meydana Gelen Depremlerin Odak Mekanizması Çözümleri

Çalışma döneminde Klikya deprem istasyonu ağında kaydedilmiş olan depremler içerisinde en az 6 adet P dalgası ilk hareket yönü okuması yapılmış olan depremlerin odak mekanizmaları belirlenmeye çalışılmıştır. Buna göre çalışma döneminde meydana gelmiş olan 60 adet yerel depremin odak mekanizması çözümü FPFIT programı kullanılarak belirlenmiştir.



Şekil 5.4 Klikya Bölgesi'nde çalışma döneminde kaydedilmiş ve yeterli polarite okumasına sahip depremlerin odak mekanizması çözümleri. Çözümlerde siyah boyalı alanlar sıkışma türü ilk hareket yönünü temsil etmektedir ve alt yarıküre projeksiyonu ile gösterilmiştir. Kürelerin büyüklüğü depremlerin büyüklüğü ile orantılıdır.

Aynı dönemde ağda kaydedilmiş olan 7 deprem yeterli polarite okumasına sahip olmasına rağmen, odak mekanizması çözümleri hesaplanmamıştır. Bu depremleri kaydeden istasyonların dağılımı, sağlıklı bir odak mekanizması çözümü yapmaya elverişli değildir. Bunu FPFIT programının hesapladığı STDR parametresinin 0'a yakın olmasından anlamaktayız. Aynı şekilde bu depremleri FOCMEC programı ile çözmeye çalıştığımızda ise, programın sonuç olarak verdiği çözümler birbirinden çok farklı faylanma karakteri gösterdiği için bu 7 deprem çözüm dışı bırakılmıştır.

Çalışma döneminde Klikya deprem istasyonu ağında kaydedilmiş olan en az 6 polarite okumasana sahip olan 64 depremden çözüme uygun olan 57 tanesinin episantır dağılımı ve FPFIT programı ile hesaplanmış mekanizma çözümleri şekil 5.4'te gösterilmektedir.

Şekil 5.4'te gösterilmiş olan depremlerin episantırlarının oldukça duyarlı olarak belirlendiğini söyleyebiliriz. Çünkü bu depremlerin RMS hata oranları, azimutal boşluk değerleri ve parametrelerin belirlenmesi sırasında yapılan hatalar, çalışma döneminde kaydedilen diğer depremlere göre daha küçüktür. Zaten, duyarlı bir şekilde odak mekanizması çözümü yapabilmek için öncelikle lokasyonları iyi belirlenmiş olan depremlere ihtiyaç vardır. Deprem lokasyonunu iyi belirlemek için ise ortamın hız yapısının iyi bilinmesi gerekir. Çalışılan alanda daha önce Ergin (1999) tarafından yapılan çalışmada ortamın düşey hız yapısı belirlenmiştir. Bu nedenle, bu çalışmada çözülen odak mekanizması çözümlerinin oldukça iyi çözümler olduğunu söyleyebiliriz. Çözümlerin daha da iyi olması için 3 boyutlu hız yapısının belirlenmesi faydalı olacaktır.

Şekil 5.4'te görülen deprem episantırlarının renkleri derinlikleri ile orantılı olarak açık renkten koyu renge doğru gidecek şekilde verilmiştir. Ayrıca Odak mekanizması çözümlerinin büyüklüğü ile episantırı belirten dairenin büyüklüğü de deprem büyüklüğü ile orantılı olarak verilmiştir. Bu haritada görülen içi boş beyaz üçgenler ise bölgeye yerleştirilmiş olan kalıcı MİDAS türü kayıtçı sistemlerini göstermektedir. Bu haritada gösterilen depremlere ait çözüm parametreleri ve depremlerin yerleri ise Tablo 5.1'de verilmektedir.

Şekil 5.4'e bakılacak olunursa odak mekanizması çözülmüş olan depremlerin derinliklerinin genellikle 30 km' yi geçmediği ve Adana yakınlarındaki deprem kümesindeki depremlerin ise diğer kesimlerdeki depremlere göre daha derin depremler oldukları görülmektedir. Özellikle büyük depremlerin ya normal

mekanizmaya ya da sol yanal doğrultu atımlı mekanizmaya sahip olduğunu görmekteyiz. Bunun dışında çözümlerin büyük çoğunluğu normal ve sol yanal doğrultu atımlı mekanizma çözümü vermektedir. Bunun da, bölgede hakim olan DAF, ÖDF, Göksü Fay zonu gibi önemli fay zonlarının sol yanal doğrultu atımlı faylar olduğu düşünülecek olursa beklenen bir sonuç olduğu anlaşılabilir.

Şekil 5.4'e bakarsak odak mekanizması çözümlerinin bir kaç grup halinde dağıldığını görebiliriz. Bu gruplara bir göz atarsak, Adana ilinin güneydoğusu ile İskenderun Körfezi'nin kuzeybatısı arasında kalan deprem kümesindeki depremlerin odak mekanizması çözümlerine bakarsak, buradaki mekanizma çözümlerinin sol yanal doğrultu atımlı ve normal bileşene de sahip çözümler verdiği görülmektedir. İskenderun Körfezi'nin kuzeyinde ve Osmaniye ilinin de kuzeyinde kalan Düziçi-Andırın bölgesindeki odak mekanizması çözümlerinde ise özellikle normal bileşenin daha baskın olduğunu görmekteyiz ve sol yanal doğrultu atımı da bu gruptaki çözümlerde görülmektedir. Gaziantep ilinin doğusunda kalan ve 5 depremden oluşan grup içindeki depremlerin mekanizma çözümleri ise yine az miktarda normal bileşene sahip sol yanal doğrultu atımlı mekanizma çözümleri göstermektedir. Bu alan yakınından geçen ÖDF düşünülecek olursa burada baskın olarak sol yanal doğrultu atımı görülmesi normal de beklenen durumdur.

Şekil 5.4'te gösterilen odak mekanizmalarından 57 numaralı çözüm çalışma döneminde Osmaniye ilinin kuzey kesimlerinde meydana gelen ve Osmaniye depremi olarak anılan depremin çözümüdür. Bu çözüm neredeyse kuzey-güney uzanımlı ve tam normal faylanma özelliğine sahip bir çözümdür. Eğer bu kesimlerde meydana gelen diğer depremlerin çözümlerine bakılacak olursa, bu çözümlerinde çoğunun normal atım bileşeninin baskın olduğu görülebilir. Bu bölgede meydana gelen ve normal faylanma gösteren depremler daha önce yapılan çalışmalarda da gözlenmiştir. Bu kesimlerdeki normal faylanma özelliğinin DAF'nın çalışma bölgesinin doğu kesimlerinde kollara ayrılması ve ÖDF ile etkileşmesinin sonucunda ortaya çıktığı söylenebilir.

Bu odak mekanizmaları içerisinde az sayıda ters faylanma bileşenine sahip çözümler de mevcuttur. Ancak bu depremlerin büyüklükleri genellikle diğerlerine göre daha küçüktür. Bölgedeki deprem içerisinde diğer depremlere göre daha büyük manyitüde sahip olan depremlerin çözümleri normal ve sol yanal doğrultu atımlı çözüm vermektedir. Buradan yola çıkarak, bölgede etkin olan asıl mekanizmanın sol yanal

doğrultu atımlı ve normal bileşene de sahip olan oblik bir mekanizma olduğunu söyleyebiliriz. Daha önce de bölgede yapılmış olan mikrodeprem çalışmalarının (Ergin, 1999) sonucunda elde edilen çözümlere bakarsak,bu çalışmada elde edilen odak mekanizması çözümleri ile oldukça uyumlu oldukları görülecektir.

Adana yakınında olan meydana gelen depremlerin odak mekanizması çözümlerine bakacak olursak, bu mekanizma çözümlerindeki fay düzleminin genellikle kuzeydoğu-güneybatı uzanımlı olduğu görülmektedir. Gaziantep yakınlarında meydana gelen depremlerin odak mekanizması çözümlerinde ise asıl fay düzleminin kuzey ile saat yönünde oldukça küçük bir açı yapacak doğrultuda olduğunu görmekteyiz İskenderun Körfezi içerisindeki mekanizma çözümleri ise az sayıda olduğu için her hangi bir yorum yapmaya olanak sağlamamaktadır.

Tablo 5.1 Çalışma döneminde meydana gelmiş ve odak mekanizması çözümü ise P dalgasının ilk hareket yönünden yararlanılarak FPFIT programı ile çözülmüş olan depremlerin listesi. Bu listede X:Boylam, Y:Enlem, Z: Derinlik, U:Uzanım (doğrultu), D: Dalım, E: Eğim, M: Büyüklük, GAP: Azimutal Boşluk, GS: Gözlem Sayısı'nı göstermektedir.

No	Tarih	Zaman	X	Y	Z	U	D	E	M	GAP	GS
1	14.01.1999	20:26	35.594	37.021	24.7	207	51	-13	3.077	96	13
2	15.01.1999	02:04	35.847	37.062	26.2	35	70	-10	4.193	65	16
3	17.01.1999	07:02	36.112	36.991	6.3	45	90	10	2.225	194	6
4	21.01.1999	01:13	35.968	36.946	24.2	110	75	-10	2.101	146	6
5	21.01.1999	02:13	36.111	37.07	16.6	230	29	-34	3.276	86	12
6	21.01.1999	02:20	36.755	37.404	3.9	330	35	-53	1.868	145	6
7	22.01.1999	04:21	35.84	37.061	25.9	75	25	-50	2.518	191	8
8	22.01.1999	07:19	35.691	37.013	12.9	96	90	42	2.171	94	6
9	22.01.1999	14:50	36.614	36.799	4.2	13	61	46	2.358	248	6
10	28.01.1999	14:59	35.36	37.93	24.1	85	50	20	2.99	229	6
11	29.01.1999	02:07	36.249	37.364	11.9	320	35	-90	2.708	153	7
12	12.02.1999	14:43	35.473	36.932	41.6	50	44	22	3.586	105	14
13	12.03.1999	19:05	37.067	37.002	3.9	10	60	-10	2.945	143	9
14	18.03.1999	08:06	35.541	36.945	29.2	125	40	90	2.985	158	8
15	27.03.1999	08:04	35.632	37.014	13.2	88	81	20	2.332	101	7
16	30.03.1999	06:22	36.131	36.292	6.8	175	40	-40	3.023	110	9
17	04.04.1999	22:32	35.648	36.991	22.7	95	55	60	2.785	76	12
18	08.04.1999	01:53	35.674	37.016	12.5	212	51	-13	2.603	94	11
19	25.04.1999	09:53	35.781	37.03	2.4	216	38	-47	2.599	89	7
20	05.05.1999	12:25	35.424	36.909	30.4	80	85	70	3.752	108	8
21	10.06.1999	23:25	35.948	37.369	25.9	210	45	-54	4.516	163	8
22	27.07.1999	04:19	35.657	37.039	22.8	117	80	62	3.234	160	6
23	12.08.1999	21:47	36.277	37.04	0.3	210	85	60	3.14	240	6
24	14.11.1999	02:11	36.12	37.614	8.3	209	51	47	3.45	193	6
25	09.01.2000	12:07	36.024	36.91	17	210	80	-30	3.247	116	9
26	15.01.2000	22:04	36.3	37.338	28.9	334	79	44	3.093	155	7
27	15.01.2000	22:17	36.248	37.422	5.7	175	60	-30	2.87	167	7
28	16.01.2000	19:34	36.67	36.677	4.5	32	81	-20	3.027	133	9
29	18.01.2000	04:32	36.249	37.399	9.6	333	61	-62	3.744	164	7

Tablo 5.1 Devam ediyor.

No	Tarih	Zaman	X	Y	Z	U	D	E	M	GAP	GS
30	25.01.2000	09:51	36.451	37.164	8.5	95	90	-20	3.25	128	8
31	06.03.2000	10:28	35.144	37.162	22.1	270	45	0	3.409	173	6
32	08.03.2000	17:14	35.161	37.185	23	216	54	-37	2.768	160	6
33	15.03.2000	06:13	37.067	36.996	5.7	52	80	10	3.77	128	8
34	15.03.2000	06:33	37.053	36.992	4	50	90	0	3.16	128	9
35	31.03.2000	17:05	37.049	36.994	8.2	200	90	50	2.927	127	6
36	02.04.2000	11:41	37.302	37.619	8.1	29	90	0	4.649	272	7
37	02.04.2000	17:26	37.275	37.659	0.1	69	78	-9	4.351	271	7
38	22.05.2000	11:07	35.551	36.961	30.8	68	41	74	2.784	8	8
39	27.05.2000	07:49	35.284	36.226	17.2	55	74	37	4.166	193	11
40	30.05.2000	04:44	35.585	36.976	30.7	222	60	-28	3.679	98	12
41	02.06.2000	18:45	35.962	36.734	11.8	260	90	64	2.734	102	8
42	14.06.2000	06:14	36.34	37.188	8.1	206	46	-54	2.983	97	7
43	04.07.2000	09:56	35.276	37.055	15.7	33	49	39	3.191	98	7
44	06.07.2000	03:36	36.258	37.762	23.6	75	85	-10	3.726	193	9
45	12.07.2000	17:20	35.998	37.053	3.7	286	64	-56	3.194	204	8
46	16.07.2000	01:10	34.935	37.096	51.1	48	62	-50	2.805	185	6
47	07.09.2000	05:34	35.689	37.023	20.9	50	40	-90	3.405	95	9
48	14.09.2000	09:14	35.746	37.055	22.3	80	90	-9	3.034	154	8
49	21.09.2000	01:37	37.06	37.032	0	212	65	-32	3.394	133	6
50	10.12.2000	09:09	35.53	36.347	19.2	166	64	-56	3.222	199	9
51	14.12.2000	01:58	36.105	37.357	7.5	5.5	54	59	3.285	96	11
52	17.01.2001	12:09	36.2	37.074	11.3	51	52	-26	4.379	77	13
53	22.01.2001	04:56	35.642	37.021	25	335	70	0	2.563	115	6
54	27.01.2001	08:11	34.887	37.239	59.5	52	74	11	3.426	133	6
55	11.04.2001	20:53	36.383	37.263	14.7	243	70	48	3.557	96	9
56	22.05.2001	00:31	35.964	36.553	1.1	92	82	29	2.83	75	6
57	29.05.2001	19:51	36.055	36.96	1.6	56	71	-23	2.376	158	7
58	25.06.2001	13:28	36.261	37.225	10	342	63	-90	4.62	122	14
59	25.06.2001	18:28	36.41	37.174	0.3	197	39	-90	3.383	135	10
60	26.06.2001	00:04	36.313	37.217	4.9	270	40	0	3.237	140	12

6. BÖLGEDE ETKİN GERİLME TENSÖRÜNÜN BELİRLENMESİ

Sismolojinin temel konularından olan fay düzlemlerinin belirlenmesinden sonra, bu fay düzlemi çözümleri kullanılarak bu depremlerin ait oldukları bölgenin gerilme durumu hakkında bilgi sahibi olabiliriz. Pek çok araştırmacı odak mekanizması çözümünden gerilme tensörünü hesaplamak için pek çok yöntem geliştirmiştir (Carey, 1976; Armijo ve Cisternas, 1978; Etchecopar ve diğ., 1981; Angelier ve diğ., 1982).

Sismoloji ile uğraşan bilim adamlarının gerilme tensörünü hesaplamaya başlamalarının ana nedeni, büyüklüğü orta ve büyük olan depremlerin odak mekanizması çözümleri sağlıklı olarak yapılabilirken küçük depremlerin odak mekanizması çözümleri sismik ağı oluşturan istasyon sayısının fazla olmasına rağmen hassas olarak hesaplanamamasıdır. Yerel depremselliğin belirlenmesinde önemli rol oynayan bu küçük depremlerin çözülebilmesi için kullanılan en temel yol birleşik fay düzlemi çözümlerinin belirlenmesiydi. Ancak birleşik fay düzlemi çözümlerinin yapılabilmesi için birbirine yakın kesimlerde meydana gelen depremlerin aynı kaynaktan etkilendikleri ve dolayısıyla aynı mekanizmaya sahip oldukları kabulünün yapılması gerekmektedir. Ancak böyle bir kabulün yapılması, aslında birbirinden bağımsız olarak oluşan depremlerin aynı kaynakla ifade edilmesi nedeniyle oluşan pek çok hatayı da beraberinde getirecektir. Bu nedenle sismologlar bölgesel tektonizmayı daha iyi anlayabilmek için gerilme tensörünü kullanmaya başladılar. Bu tensörün belirlenmesi sırasında, birleşik fay düzlemi çözümü yaparken varsaydığımız depremlerin aynı kaynaktan ettikleri gibi zorlayıcı bir kabul yapılmamakta ve her depreme ait tekil fay düzlemi çözümleri yapılmaktadır.Gerilme tensörünü hesaplamanın nedenlerinden bir diğeri ise, normalde bir bölgede meydana gelen depremler o alandaki zayıflık zonları olan mevcut faylar civarında meydana geleceklerdir. Dolayısıyla bu depremlerin çözümleri sonucu elde edilen gerilme ve çekme eksenleri aslında o bölgeyi etkileyen gerçek gerilme eksenlerini değil görünür gerilme eksenlerini vermektedir. Bu görünür eksenleri kullanmaktansa gerçek

eksenleri hesaplamak çok daha faydalıdır. Gerçek gerilme eksenlerinin doğrultularını ve büyüklüklerini gerilme tensörünü kullanarak belirleyebilmekteyiz.

Çalışma döneminde Klikya bölgesinde meydana gelmiş depremlerden, odak mekanizması çözümü bulunabilenler kullanılarak, bölge için gerilme tensörü analizi yapılmıştır. Bu çalışmanın yapılmasının nedeni ise yukarıda da açıklandığı gibi, mevcut odak mekanizması çözümlerinin bireysel olarak bölgeyi etkileyen gerçek gerilme eksenlerini vermemesidir. Dolayısıyla bu bölgedeki gerilme eksenlerini belirlemek amacıyla gerilme tensörü analizi yapılmıştır. Daha önce pek çok araştırmacı tekil olarak çözülen deprem odak mekanizması çözümlerinden faydalanarak gerilme tensörünün elde edilmesi işlemini yapmış ve bu işlemi geliştirmiştir (Gephart ve Forsyth, 1984; Carey ve Mercier, 1986; Angelier, 1984; Lana, 1986; Harmsen ve Rogers, 1986). Ayrıca daha önce bu bölge için gerilme tensörü analizi Ergin (1999) tarafından 1993-1998 yılları arasında bölgede meydana gelmiş olana depremler için yapılmıştır.

6.1 Gerilme Tensörünün Hesaplanması

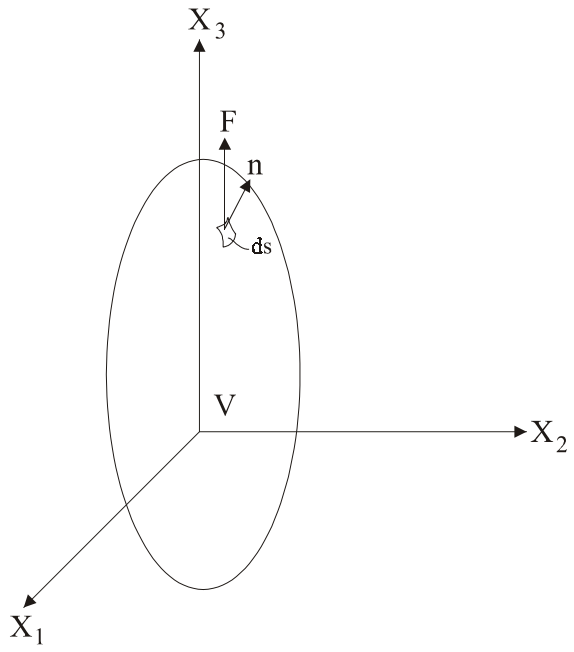
Gerilme tensörü bir cismin yüzeyine etki eden gerilmeleri ifade eder. Gerilme tensörünü en genel anlamda 6.1 bağıntısında verildiği gibi yazabiliriz.

$$\sigma_{ij} = \begin{vmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{yx} & \sigma_{yy} & \sigma_{yz} \\ \sigma_{xz} & \sigma_{xy} & \sigma_{zz} \end{vmatrix} \qquad (6.1)$$

Burada cismin yüzeyleri gerilme eksenleri boyunca yer almaktadır. 6.1 bağıntısında görüldüğü gibi aslında gerilme tensörünün 9 adet bileşeni vardır Ancak homojen ve izotrop ortamlarda gerilme tensörünün simetrik olmasından dolayı $\sigma_{21} = \sigma_{12}$, $\sigma_{31} = \sigma_{13}$ ve $\sigma_{32} = \sigma_{23}$ olur. Dolayısıyla gerilme tensörünün 6 adet bileşeninin hesaplanmasıyla tensör hesaplanmış olacaktır.

Şekil 6.1'de V hacim elemanının içerisinden alınan ds birim alanına etki eden yüzey kuvveti F ile gösterilmiş olsun ve n 'de ds birim alanının normal vektörü olsun. Bu durumda, birim alana etki eden yüzey kuvvetinin limiti (traction)

$$T(\hat{n}) = \lim_{dS \to 0} \frac{F}{dS} \qquad (6.2)$$



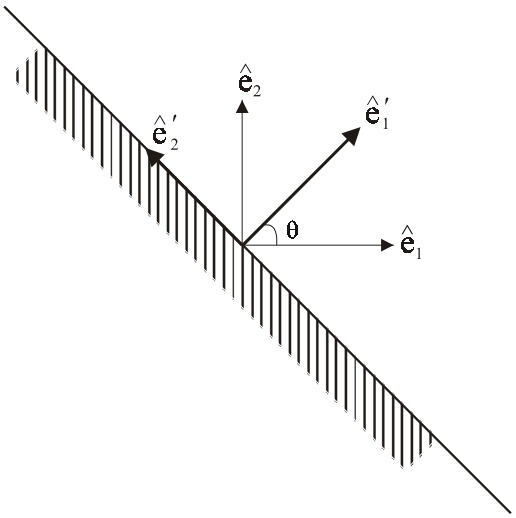
Şekil 6.1 Bir cismin içerisinden alınmış V hacim elemanı.

olarak belirlenir ve traction vektörü,

$$T = \sigma.\hat{n}$$

şeklinde verilir.

6.1 bağıntısında verilen gerilme tensöründe yüzey kuvvetleri gerilme eksenleri doğrultusunda etki etmektedir. Ancak, bir fay yüzeyine etki eden gerilme tensörü belirlenmek istenirse bu durumda bu yüzeye etki eden kuvvetler, gerilme eksenleri ile aynı doğrultuda olmayacaktır. Bu eksenleri Şekil 6.2'de görmekteyiz.



Şekil 6.2 Asıl gerilme eksenlerinin $(\hat{e}_1, \hat{e}_2)\,\theta^0$ döndürülmesi sonucu oluşan yeni koordinat sistemi $(\hat{e}'_1, \hat{e}'_2)$.

Bu döndürme işlemi nedeniyle, daha önce hesapladığımız gerilme tensörünün yeniden hesaplanması gerekir.

Bu döndürme işlemini **A** matrisi ile tanımlayacak olursak,

$$T' = A.T \tag{6.3}$$

$$\hat{n}' = A.\hat{n} \tag{6.4}$$

olarak elde edilir. A matrisi ortogonal bir matristir ve dolayısıyla $A^T = A^{-1}$ dir. Bunu kullanarak,

$$\hat{n} = A^{-1}\hat{n}' = A^T.\hat{n}' \tag{6.5}$$

olarak yazılabilir. Buradan,

$$T' = \sigma'.\hat{n}' \qquad \text{ve} \qquad T' = A.T = A.\sigma.\hat{n} = A.\sigma.A^T.\hat{n}' \tag{6.6}$$

olduğundan

$$\sigma' = A.\sigma.A^T \tag{6.7}$$

yeni koordinat sistemine göre düzenlenmiş olan gerilme tensörü 6.7 bağıntısındaki gibi elde edilmiş olur. Bu işlem yapılırsa sonuçta,

$$\sigma' = \begin{vmatrix} \sigma_x & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_y & 0 \\ 0 & 0 & \end{vmatrix} \tag{6.8}$$

olarak elde edilir. Görüldüğü gibi gerilme tensörü diyagonal olarak elde edilmiştir. Yukarıda da bağıntılarla gösterildiği gibi aslında diyagonal olmayan gerilme tensörünü belli açılarda döndürülmesi sonucu diyagonal hale getirebiliriz. Bu döndürme işleminde kullanılan açılar Euler açıları olarak adlandırılmaktadır. Bu özellikteki gerilme tensörünü coğrafik koordinatların (K-G, D-B, Z) euler açıları ile döndürülmesi sonucu elde edilebilir.

Bir fay düzlemini kendi normal vektörü (**n**) ile tariflenir. Bu düzlem üzerindeki hareket ise kayma vektörü ile tariflenmektedir. Fay düzlemi üzerindeki kayma tanjantiyel gerilmeye paralel olacaktır. Bu ise,

$$\mathbf{s = \sigma' n - (n.\, \sigma'.n)n} \tag{6.9}$$

şeklinde verilmektedir. Kayma boyunca oluşacak **t** birim vektörü ise,

$$\mathbf{t} = \frac{1}{\sqrt{K2 - K^2}} \begin{bmatrix} -K\ell \\ (1-K)m \\ (R-K)n \end{bmatrix} \qquad (6.10)$$

şeklinde elde edilir. Burada ℓ, m ve n değerleri asal gerilme eksenlerinin bileşenleridir. Bu denklemde yer alan K ve K2 değerleri R değerinin fonksiyonudur. Bu R değeri de şekil faktörü olarak adlandırılan bir parametredir ve gerilmelerin birbirine göre büyüklüğünü ifade etmektedir.

Eğer nokta kaynak ve kuvvet çifti durumu için P dalgası genliğini yazacak olursak (Aki ve Richards, 2002),

$$A=2(\mathbf{r.n})(\mathbf{r.t}) \qquad (6.11)$$

Şeklinde yazılabilir. Burada **r** istasyon ile kaynak arasındaki doğrultuyu tanımlayan birim vektördür. Bu bağıntıdan P dalgasının genliği fay düzleminin yönelimi ile gerilme tensörünün yönelimi ve şeklinin fonksiyonudur. Herhangi bir depremin herhangi bir istasyondaki kaydında, P dalgasının polaritesi ise şu şekilde verilebilir.

$$Y_{ij} = \text{sign}\,(A_{ij}) \qquad (6.12)$$

Eğer Y_{ij} = +1 ise sıkışma –1 ise açılma türü ilk hareket gözlenmiş demektir. Biz bu durumda verilen bir gerilme tensörü ve fay düzleminden yola çıkarak birim kayma vektörünü ve P dalgasının herhangi bir istasyondaki polaritesini hesaplayabiliriz.

Riviera ve Cisternas (1990) tarafından geliştirilen ve depremlerin polarite gözlemlerini kullanarak eşzamanlı olarak depremlere ait fay düzlemi çözümünü ve gerilme tensörünü hesaplayan algoritmanın yaptığı maksimum benzerlik (likelihood) optimizasyon yöntemini kullanarak gözlenen polariteleri en iyi temsil eden gerilme tensörünü ve odak mekanizması çözümünü eşzamanlı olarak çözmektir.

Bu tez çalışması sırasında kullanılan algoritma temelde Riviera ve Cisternas (1990) algoritmasına benzemektedir. Ancak bu algoritmanın değiştirilmiş bir versiyonudur. Zira tez çalışması sırasında kullanılan algoritma (STRES2.exe) yukarıda anlatılan ana algoritma gibi depremlerin polarite verilerinden o depreme ait fay düzlemi çözümünü ve gerilme tensörünü eşzamanlı olarak çözmemektedir. Buna karşın veri dosyası olarak fay düzlemlerinin azimut ve dalım değerleri ile faylanmanın türüne göre (normal faylanma için +, ters faylanma için -) + yada – işaretini giriş dosyası

olarak alır. Ayrıca bu dosyadan başka rasgele sayılar üretmek için bir seed numarası ister. Oluşturduğu rasgele sayıları kullanarak rasgele bir gerilme tensörü hesaplar. Biz giriş dosyasında fay düzlemlerini ve dalımlarını verdiğimize göre ve hareketin yönünü de söylediğimize göre bu durumda program verilen düzlem üzerindeki kayma vektörünü hesaplar. Daha sonra bu kayma vektörü ile rasgele oluşturduğu gerilme tensöründen hesapladığı maksimum kesme gerilmesi doğrultusunu gösteren vektör arasındaki açıyı minimum yapmaya çalışır. Bu işlemi verilen tüm deprem mekanizma çözümleri için yapar ve tüm mekanizma çözümlerine en iyi uyan gerilme tensörünü Monte Carlo (ana programda optimizasyon işlemi maksimum benzerlik (likelihood) algoritması ile yapılmaktadır) yöntemini kullanarak saptamaya çalışır.

Bu tez çalışmasında bölgede çalışma dönemi boyunca meydana gelmiş olan depremlerden odak mekanizması çözülebilenler kullanılarak, bölgedeki gerilme tensörünün değişimi belirlenmeye çalışılmış ve elde edilen gerilme tensörü de bölgedeki mevcut tektonik unsurlar ile ilişkilendirilmeye çalışılmıştır.

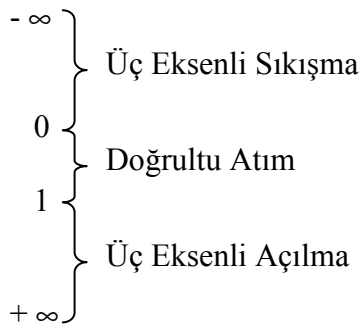
Daha öncede bahsedilen ve şekil faktörü olarak adlandırılan parametre,

$$R = \frac{(\sigma_z - \sigma_x)}{(\sigma_y - \sigma_x)} \qquad (6.9)$$

şeklinde hesaplanır ve R hesaplanırken $\sigma_y > \sigma_x$ olacak şekilde belirlenir. Bu R değeri $-\infty$ ile $+\infty$ arasında değer almaktadır ve aldığı değere göre bölgede etkin durumda olan tektonik rejim hakkında bilgi vermektedir. Tablo 6.1'de R parametresinin aldığı değere göre bölgedeki etkin teknonizmanın durumu gösterilmektedir. Bunun dışında kullanılan algoritma F olarak adlandırılan bir parametrede hesaplar. Bu parametre 0'dan 1'e kadar değer almaktadır ve hesaplanan tensör ile odak mekanizması çözümlerinin yüzde cinsinden uyumunu gösterir.Bu değer 1 olduğunda bize polaritelerin fay düzlemi çözümleri ile uyumlu olduğunu gösterirken; 0 değerini aldığında ise polaritelerin hatalı olduğunu ya da düğüm düzlemlerine yakın olduğunu gösterir (Riviera ve Cisternas, 1990; Ergin, 1999).

Tablo 6.1 Bölgenin etkisi altında kaldığı tektonizmanın özelliğine bağlı olarak, o bölgede hesaplanması gereken R değeri.

Tektonizmanın Durumu	Biçim Faktörü (R)
Tek Eksenli Sıkışma	R = - ∞
Tek Eksenli Açılma	R = 0
Radyal Sıkışma	R = 1
Radyal Açılma	R = + ∞



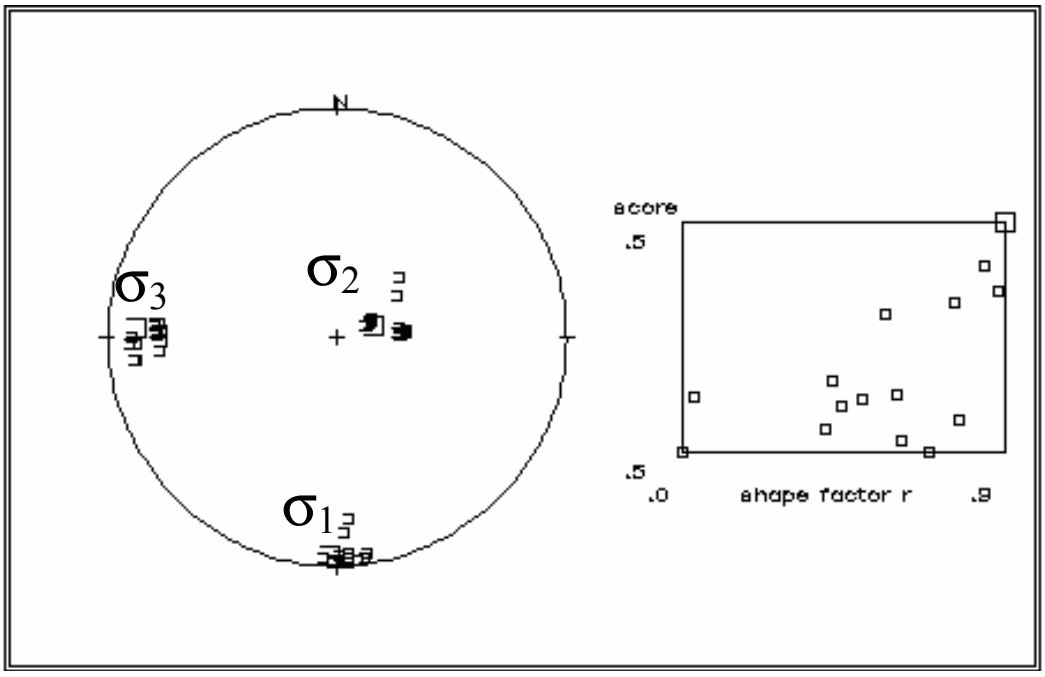
6.2 Tüm Bölgeye Ait Gerilme Tensörünün Bulunması

Bu çalışmada, çalışma dönemi içerisinde Klikya Bölgesi'nde meydana gelmiş ve en az 6 istasyonda ilk hareket yönü okunmuş olan depremlerin odak mekanizmaları çözülmüştür. Bu çözümlerden yola çıkarak bölge için gerilme tensörü hesaplanmıştır. En az 6 istasyonda kaydedilen depremlerin odak mekanizması çözümlerinden hesaplanan gerilme tensörü Şekil 6.4'te gösterilmiştir.

Şekil 6.4'te hesaplanan gerilme tensörlerine ait skorlar şeklin sağında yer alan kutu içerisinde gösterilmiştir. Buna göre hesaplanan tensörün R, biçim faktörü ortalama 0.9dur ve bu çözümün F değeri ise 0.5 olarak hesaplanmıştır. R'nin 0.9 olarak çıkması bize bölgenin en etkin tektonik unsurunun doğrultu atımlı faylanma olduğunu ve bu faylanmanın bir miktar da normal bileşeninin bulunduğunu söyler ki bu da daha önce bulmuş olduğumuz odak mekanizması çözümleri ile uyumludur. Şekil 6.4'te bulunan çözümdeki saçılmanın az olduğu da görülmektedir.

Bu çözümdeki F değeri bize gözlenen odak mekanizması çözümleri ile gerilme tensörünün yaklaşık %50 oranında birbirine uyum sağladığını göstermektedir. Bu uyumun az olmasının birkaç nedeni olabilir. Bu nedenlerden biri çözümlerin düğüm düzlemlerine yakın olması olabilir. Bir diğer neden ise çözüm bulunurken kullanılan ilk hareket yönlerinin birbiriyle çelişmesi olabilir. Zaten daha önce de bahsedildiği gibi bulunan odak mekanizması çözümlerinin bazıları okuma hatası yapılmış

olabileceği düşünülerek belirlenmiştir. Bu nedenle çözümlerde okumaların çelişmesi normaldir.

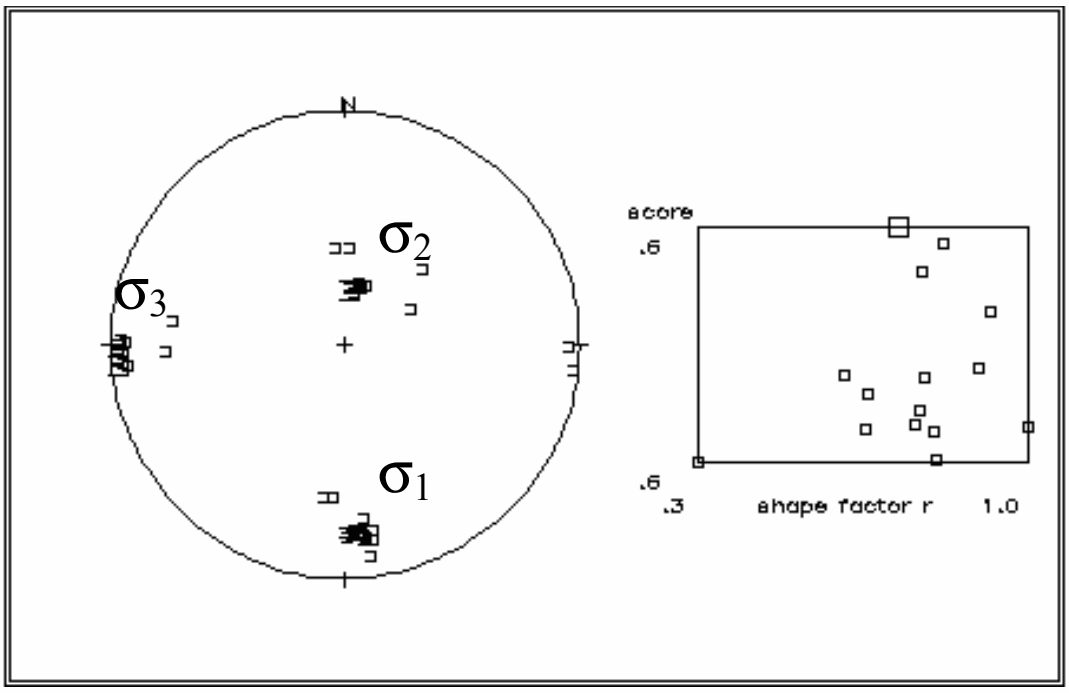


Şekil 6.4 En az 6 polarite okumasına sahip depremlerin odak mekanizması çözümleri kullanılarak hesaplanan gerilme tensörünün oryantasyonu.

Ayrıca en az 6 istasyonda kaydedilmiş olan depremlerin odak mekanizması çözümlerinden yola çıkarak tüm bölge için gerilme tensörünün hesaplanmasında çeşitli sakıncalar vardır. Bunlardan en önemlisi özellikle 6 veya 7 istasyonda kaydedilmiş olan depremlerin büyüklüklerinin genellikle 3 civarında olmasıdır. Yani oldukça küçük depremlerdir. Küçük depremler de bölgeyi etkileyen tektonik unsurlarla ilişkili olabilecekleri gibi genellikle yerel yapısal unsurlardan etkilenerek oluşabilirler. Yani her zaman o bölgeyi etkileyen ana tektonik unsurları işaret etmeyebilirler. Ancak gerilme tensörü hesaplandığında o bölgeyi etkileyen hakim kuvvetlerin yönü elde edilir. Dolayısıyla bu hakim kuvvetlerin yönünü bulmaya çalışırken, yerel unsurlardan kaynaklanmış olabilecek küçük depremlerin çözümlerini de kullanmak bulunacak gerilme tensörünü etkiler.

Bu çalışmada tüm bölge için gerilme tensörü hesaplanırken en az 8 istasyonda kaydedilen depremler ve en az 10 istasyonda kaydedilen depremlerde ayrı ayrı kullanılarak her iki durum içinde gerilme tensörleri hesaplanmıştır. Bu tensörlerin de hesaplanmasının nedeni küçük depremlerin etkilerinden kurtularak ve daha çok

büyük depremleri göz önüne alarak gerilme tensörlerini hesaplamak ve dolayısıyla bölgeyi Şekil 6.4'te görülen çözümden daha iyi temsil edecek çözümlere ulaşmaktır.

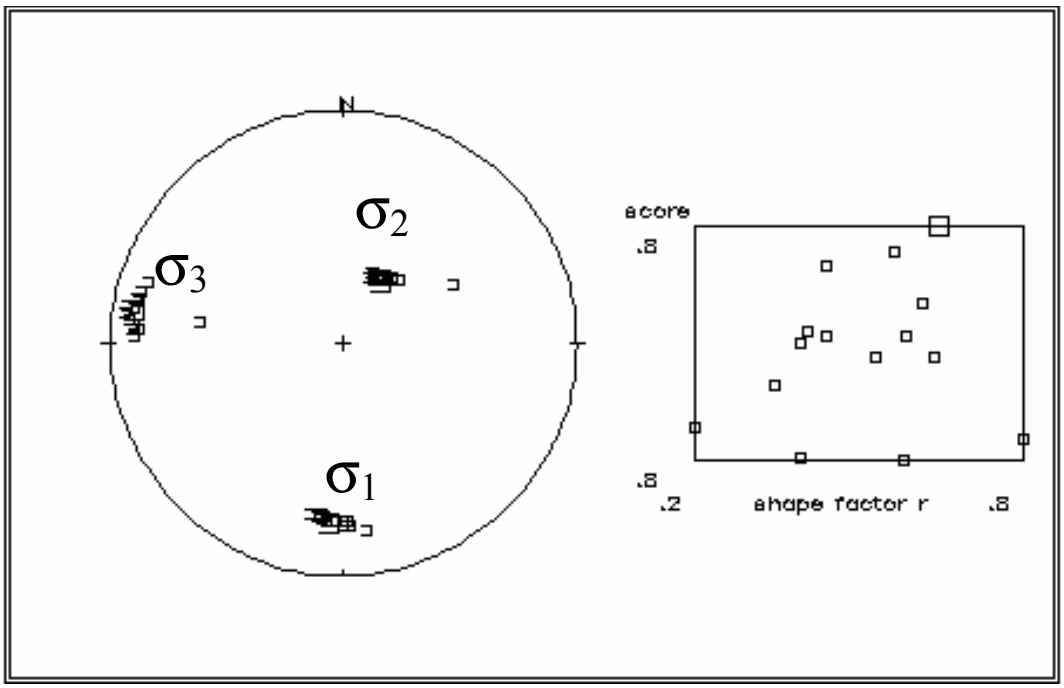


Şekil 6.5 En az 8 istasyonda kaydedilmiş depremlerin odak mekanizması çözümleri kullanılarak hesaplanan gerilme tensörünün oryantasyonu.

Şekil 6.5'te görülen çözümün biçim faktörü ortalama 0.76 civarındadır ve F parametresi de %60 tır. Görüldüğü gibi bu çözümde polaritelerin birbirleri ili olan uyumu bir önceki çözüme göre daha iyidir. Ancak yine de yeteri kadar iyi bir uyum göstermemektedir. Bir önceki çözüme göre R değerinin daha düşük çıkması bize depremlerin mekanizma çözümlerinin bir öncekine göre daha fazla normal bileşen içerdiğini göstermektedir.Bu çözümdeki saçılma bir önceki çözüme göre daha fazla olmuştur.

Şekil 6.6'da en az 10 istasyonda kaydedilen depremlerin odak mekanizması çözümleri kullanılarak belirlenen gerilme tensörü gösterilmiştir. Bu tensör için hesaplanan R değeri 0.6 iken F değeri ise 0.8 dir ve çözümde saçılma oldukça azdır. Yani bu tensör hesaplanırken gözlenen polaritelerin uyumları diğer çözümlerdekine göre oldukça fazladır. Bu uyumun iyi olmasının en önemli nedeni bu depremlerin daha önceki tensör çözümlerinde kullanılan depremlerden daha büyük olmasıdır. Dolayısıyla depremler daha büyük olduğundan yerel unsurların etkisi en aza inmiş ve bu depremler bölgeyi etkileyen ana tektonizma nedeniyle oluşmuştur. Bu çözüm için hesaplanan R değeri bize, bize bölgenin normal bileşene de sahip olan doğrultu

atımlı tektonizmanın etkisi altında kaldığını söyler. Eğer bir önceki bölümde gösterilen odak mekanizması çözümleri göz önünde tutulursa, gerçekten odak



Şekil 6.6 En az 10 istasyonda kaydedilmiş depremlerin odak mekanizması çözümleri kullanılarak hesaplanan gerilme tensörü.

mekanizması çözümlerinin çoğunun doğrultu atımı bileşeni baskın olan ve normal bileşene de sahip oblik çözümler verdiğini görürüz. Dolayısıyla hesaplanan gerilme tensörü ile bu çalışmada hesaplanmış odak mekanizması çözümleri birbirini desteklemektedir.

Benzer şekilde 1998 yılında meydana gelmiş olan Adana Ceyhan depreminin çözümü tam sol yanal atımlı (Ergin, 1999) faylanmayı işaret ederken 2001 yılında meydana gelen Osmaniye depremi ise tam normal faylanmayı işaret eder. Bunlardan başka bölgede 1994 yılında meydana gelen Kurtkulağı depremi ise sol yanal atımlı ve normal bileşenli faylanmayı (Ergin, 1999) işaret etmektedir. Bölgede meydana gelmiş olan depremlerin USGS tarafından yapılmış çözümleri de sol yanal atımlı faylanma ve normal faylanmayı işaret etmektedir. Dolayısıyla bu çalışma da hesaplanan gerilme tensörü, bölgede meydana gelmiş kısmen büyük depremlerin odak mekanizması çözümleri ile uyumludur.

Bölgedeki etkin olan doğrultu atımlı hareketi mevcut tektonizma bilgilerimizden yala çıkarak, Anadolu'nun kuzey-güney yönlü sıkışma etkisinde kalması sonucunda Doğu Anadolu Fayı boyunca yaptığı sol yönlü doğrultu atımlı hareket olarak

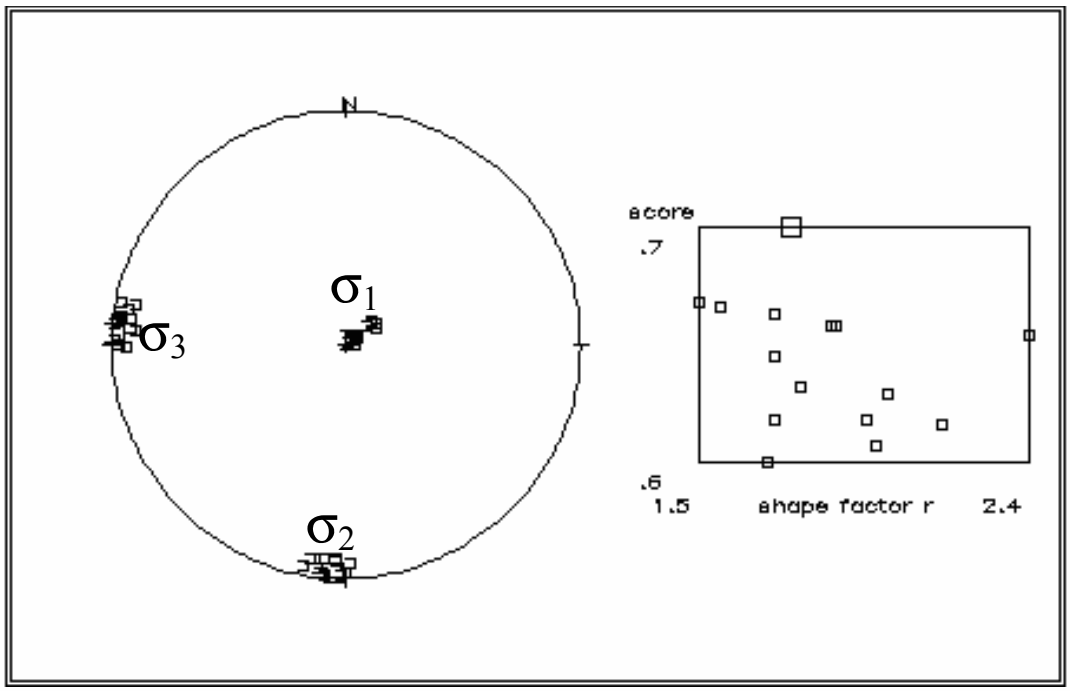
yorumlayabiliriz. Fay düzlemi çözümleri, gerilme tensörü analizi ve jeolojik saha gözlemlerinin bir araya getirilmesi sonucunda Klikya Bölgesi'nin ağırlıklı olarak doğrultu atımlı ve kuzeydoğu güneybatı doğrultulu bir yanal atım hareketi içerdiği anlaşılmaktadır. Sol yanal olan bu doğrultu atım bileşeni daha önceki tartışmalarda da değinilen ve bu bölgenin doğusunda Doğu Anadolu Fayı'nı oluşturan tektonik gerilme sisteminin Klikya Bölgesi'nde de etkin olduğunu göstermektedir.

Sonuçlarda elde edilen küçük normal faylanma (açılma) bileşenin varlığı da Doğu Anadolu Fayı'nın Klikya Bölgesi'nin doğusunda dallanması ve Ölü Deniz Fayı ile etkileşiminin oluştuğunu ortaya koyar. Bölgenin güneydoğusunda yerleşen Maraş graben bölgesinin oluşumu da, açılma tektoniğini yaratan kuvvetlerin böyle bir etkileşme yoluyla yaratıldığını göstermektedir.

6.3 Düziçi-Andırın Bölgesine Ait Gerilme Tensörünün Bulunması

Tüm bölgede meydana gelmiş depremlerin odak mekanizması çözümleri incelendiğinde, mekanizmaların büyük çoğunluğunun bölgedeki hakim tektonizma ile uyumlu olduğunu söyleyebiliriz. Yani çözümlerin çoğunluğu sol yanal atım bileşenine sahiptir ve bu bileşen genellikle çözümlerde baskın olan bileşendir. Bu genelleme tüm bölgeyi ele aldığımızda doğrudur ancak Düziçi-Andırın bölgesi olarak anılan İskenderun Körfezi'nin kuzeyinde yer alan bölgede yaklaşık kuzey güney doğrultusunda uzanan bir bandın içerisinde kalan depremlerin mekanizma çözümlerinin çoğunda normal bileşen baskın olan bileşen durumundadır. Bu durumu daha iyi incelemek için bu bölgede meydana gelmiş depremlerden odak mekanizması çözülmüş ve en az 7 polarite okumasına sahip olan depremler gerilme tensörü hesaplanmasında kullanılmıştır. Şekil 6.7'de gösterilen bu tensör için F faktörü 0.7 olarak hesaplanmıştır. Yani çözüm ile gözlenen polariteler %70 oranında uyumludur. Çözümdeki saçılmaların oldukça az olduğu şekilden anlaşılmaktadır. Bu çözüm için hesaplanan R, şekil faktörü ise ortalama 1.7 dir. R değerinden de anlaşılabileceği gibi bu bölgede doğrultu atım bileşeninden çok normal bileşen hakimdir Gerilme tensörü çözümü incelenecek olursa σ_1 yaklaşık olarak düşeyde yer alırken σ_2 ve σ_3 yatayda yer almaktadır. σ_2 yaklaşık kuzey güney doğrultusundadır ve σ_3 ise doğu-batı doğrultusundadır. Yani bölge yaklaşık olarak Doğu-Batı doğrultusunda etkiyen normal gerilmelerin etkisindedir. Bu durum Şekil 6.7'de de açık olarak görülmektedir. Bu normal faylanmanın nedeninin, Klikya Bölgesi'nde yer alan ve en

önemli yapısal unsurlardan biri olan Doğu Anadolu Fayı'nın Düziçi-Andırım bölgesi civarında kollara ayrılması ve Ölü Deniz Fayı ile olan etkileşimi olduğunu söyleyebiliriz.



Şekil 6.7 Düziçi- Andırın bölgesi için hesaplanmış gerilme tensörü.

7. SONUÇ ve TARTIŞMALAR

Bu çalışmada tektonik olarak oldukça karmaşık bir yapıya sahip olan Klikya Bölgesi'nde 1999 yılı ile 2001 yılının ilk 6 ayında (toplam 30 ay), TÜBİTAK-MAM YDBAE tarafından işletilmekte olan sayısal sismik ağın kaydetmiş olduğu yakın depremler uzaysal dağılımları, fay mekanizma çözümleri, gerilme tensörü açısından analiz edilmiştir. Söz konusu veriler kullanılarak bölgenin depremselliği ve sismotektonik özellikleri incelenmiş ve bölgede etkin durumda olan tektonik gerilmeler anlaşılmaya çalışılmıştır.

Çalışma döneminde Klikya sayısal sismik ağı tarafından kaydedilen depremlerden en az 3 istasyonda kaydedilmiş olan 394 adet lokal depremin lokasyonu HYPOCENTER algoritması kullanılarak belirlenmiştir. Lokasyonların belirlenmesi için gerekli olan bölgeye ait hız yapısı daha önce Ergin (1999) tarafından verilmiştir. Lokasyonları ve bu lokasyonların belirsizlikleri kullanılarak bu depremlere ait çeşitli istatistiksel değişimler incelenmiştir. Deprem büyüklüklerinin dağılımı incelendiğinde, çalışma döneminde incelenmiş olan depremlerin büyüklüklerinin tamlık değerinin 2.5 olduğu görülmektedir.. Depremlerin aylara göre kümülatif toplam oluş sayısını gösteren histograma bakılacak olursa, 1999 yılının ilk 6 aylık diliminde deprem sayısının, çalışma dönemindeki tüm dağılımdan daha fazla olduğu anlaşılmaktadır. Aynı histogramda 1999 yılının ikinci 6 aylık diliminde ise deprem sayısında bir düşüş olduğu gözlenmektedir. 2000 yılının başından itibaren çalışma döneminin sonuna kadar olan dilimde ise deprem oluş sayısının aylara göre yaklaşık olarak düzgün olarak dağıldığını söyleyebiliriz. Tüm bunların ışığında 1999 yılının ilk 6 aylık dilimindeki deprem fazlalığının 1998 Adana Ceyhan depreminin art sarsıntıları olduğunu ve bölgeyi temsil eden depremselliğin ise bu histogramda 2000 yılında başlayan ve çalışma dönemi sonuna kadar devam ettiği gözlenen aktivite olduğu anlaşılmıştır. Çalışma döneminde meydana gelen depremleri oluş zamanlarına göre numaralayıp, bu depremlerin R.M.S. değerlerini grafikleyecek olursak, 175. depremden daha sonraki (2000 yılının başı) depremlerin R.M.S. dağılımının, daha önceki depremlere göre daha dar bir bantta dağıldığını görebiliriz.

Daha sonra, eldeki deprem veri grubu enlem, boylam ve derinlik için bulunan belirsizlik değerine göre iki sınıfta ayrılarak incelenmiştir. Buna göre enlem, boylam ve derinlik hatası aynı anda 5 km'den daha az olan 93 adet deprem A sınıfı olarak adlandırılırken, enlem ve boylam hatası 5 km'den az ve derinlik hatası ise 5 ve 10 km arasında olan 96 adet deprem ise B sınıfı olarak adlandırılmıştır. A ve B sınıfına giren depremlerin dağılımlarını incelemek için haritalar çizilmiş ve A sınıfındaki depremlerin genellikle sismik ağın ortasında meydana geldiğini ve B sınıfındaki depremlerin ise A sınıfındaki depremlere göre biraz daha ağın dışına doğru kaymış olduğunu söyleyebiliriz. A ve B sınıfındaki depremlerin tek farkı B sınıfındaki depremlerin A sınıfındaki depremlere göre derinlik hatalarının daha fazla olmasıdır. Bu iki sınıfa ait depremlerin azimutal boşluk, istasyon sayısı, derinlik ve depremi kaydeden ilk istasyonun deprem episantırına olan uzaklığının dağılımını gösteren histogramlar çizilmiştir. Bu histogramlar incelendiğinde iki farklı sınıfa ait depremlerin birbirine göre en belirgin olan farkının depremi kaydeden en yakın istasyonun uzaklığı olduğu anlaşılmaktadır. Buradan yola çıkarak bir depremin derinlik hatasının az yada çok olmasına yol açan en önemli parametrenin, o depremi kaydeden en yakın istasyonun deprem hiposantırına olan uzaklığı olduğunu söyleyebiliriz. Benzer şekilde, azimutal boşluk ve depremi kaydeden istasyon sayısı da depremin derinliğinin hata miktarını etkileyen parametrelerdir. Ancak daha önce de açıklandığı gibi derinlik hatasını belirleyen en önemli parametre depremi kaydeden istasyonun deprem hiposantırına olan uzaklığıdır. Ancak bu demek değildir ki depremi kaydeden ilk istasyon 40 yada 50 km uzakta olduğunda depremin derinliğini duyarlı bir şekilde belirlenemesin. Bu durumda hassas bir derinlik belirlemesi için gerekli olan en önemli etken bu depreme ait en az 4 yada 5 adet S fazı okumasıdır.

Çalışma döneminde lokasyonları belirlenmiş olan depremlerin derinlik kesitleri farklı doğrultular boyunca alınmıştır. Bu kesitlerde göze çarpan ilk unsur, Genellikle GB'da yer alan depremlerin derinlikleri KD'da yer alan depremlere göre daha derin olmalarıdır. Özellikle Adana ile çevresindeki bölgede gözlenen en derin depremler oluşmaktadır ve KD'ya yani DAF'na yaklaştıkça depremlerin derinlikleri de 15 km'nin altına inmektedir.

Çalışma döneminde meydana gelmiş olan depremlerden en az 6 ilk hareket yönü okumasına sahip olan depremlerin odak mekanizması çözümleri FPFIT ve FOCMEC

algoritmaları kullanılarak belirlenmiştir. Bu çözümler incelendiğinde depremlerin büyük bir kısmının çözümü sol yönlü doğrultu atımını işaret etmektedir ve aynı zamanda normal bileşene de sahiptir. Özellikle, daha önce de bahsedilen Adana ili civarındaki deprem kümesindeki odak mekanizması çözülebilen depremlerin çözümleri sol yanal doğrultu atımlı ve normal bileşene de sahip oblik bir çözüm verir. Bu çözümlerin çok büyük bir kısmında ise fay düzlemi güneybatı-kuzeydoğu doğrultusundadır. Bölgede meydana gelen depremlerin odak mekanizması çözümleri içerisinde ters faylanmayı işaret eden çözümler de vardır. Ancak, bu depremlerin büyüklüklerine bakılırsa genellikle deprem büyüklüklerinin oldukça küçük olduğu görülür. Buradan hareketle bu mekanizma çözümlerinin bölgeyi etkisi altında bulunduran asıl tektonizmayı değil, bu tektonizmanın etkisiyle yerel olarak oluşmuş unsurları işaret ettiğini söyleyebiliriz. Bu özelliği tüm bölge için gerilme tensörünü hesapladığımızda açıkça görmekteyiz. Çünkü tüm bölge için hesaplanan tensör normal bileşeni olan doğrultu atımlı tektonizmayı işaret etmektedir. Düziçi ve Andırın civarını içerisine alan kesimde meydana gelen depremlerin çoğunda ise baskın olan kuzey-güney yönelimli normal bileşendir. Yani bu kesimdeki depremlerin mekanizma çözümleri daha çok normal faylanmayı işaret etmektedir.

Bölgede meydana gelmiş olan depremlerin odak mekanizması çözümleri kullanılarak bölgeyi etkileyen gerilmelerin yönü ve türü belirlenmeye çalışılmıştır. Bu amaçla Riviera ve Cisternas (1990)'nın geliştirdiği ters çözüm algoritmasının değiştirilmiş bir versiyonu kullanılmıştır. Tüm bölge için elde edilen gerilme tensörüne bakıldığında sonucun normal bileşeni az olan doğrultu atımlı bir aktif tektoniği gösterdiği anlaşılabilir. Buradaki doğrultu atım hareketi, Anadolu'nun Avrasya Levhası ile Afrika ve Arabistan Levhası'nın arasında sıkışması sonucu yaptığı batıya doğru kaçış hareketini temsil etmektedir. Normal bileşenin ise Klikya Bölgesi'nin doğusunda DAF'nın kollara ayrılarak gelişmiş olması ve ÖDF ile etkileşimi sonucunda meydana geldiğini söyleyebiliriz. Ancak Düziçi-Andırın bölgesi için ayrı bir gerilme tensörü hesapladığımızda bu tensörün neredeyse kuzey-güney doğrultulu tam normal faylanmayı işaret ettiği görülmektedir.

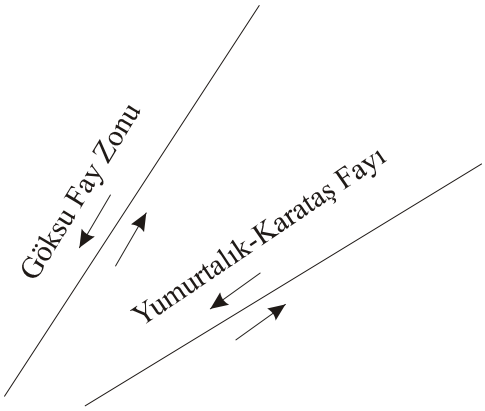
Lokasyonları saptanmış olan depremlerin dağılımı Şekil 4.5'te gösterilmiştir. Özellikle Adana ilinin GD'sunda Göksu Fay Zonu boyunca bir yoğunluk göze çarpmaktadır. Eğer jeoloji haritaları incelenirse bu fayın KD'ya doğru devam ettiği görülebilir. Ancak depremler KD yönünde jeoloji haritalarında fayın devamı olarak

gösterilen kesimlere doğru ilerlememektedirler. Dolayısıyla bu fayın iki parçadan oluştuğunu ve GB'daki parçanın üzerinde depremler gözlenirken, KD'daki parçada herhangi bir aktivite olmadığı gözlenmektedir.

Lokasyonları belirlenen depremlerin derinlik dağılımları incelendiğinde bölgede meydana gelen depremlerin yaklaşık 35 km derinliğe kadar oluşabildiği anlaşılmıştır. Bu özellik, Anadolu levhası içerisinde ve K.A.F., D.A.F. gibi fay zonları için pek alışılmadık bir sonuçtur. Çünkü genel olarak Türkiye'de meydana gelen depremler 15 km'den daha sığ derinliklerde meydana gelmektedir. Bu daha derin depremler özellikle Adana ilinin güneydoğusunda yer alan ve güneybatı-kuzeydoğu uzanımlı bir gruplaşmanın olduğu kesimde görülmektedir. Benzeri derin depremler Ergin(1999) tarafından bölgede yapılan çalışmalarda da elde edilmiştir. Ergin (1999) tarafından Adana-Ceyhan depremini ve art sarsıntıları kullanılarak yapılan çalışma sonucunda ise bu dönemdeki depremselliğin 20 km ile 35 km derinlik arasında değişen bir sismolojik zon içerisinde meydana geldiği sonucuna varılmıştır ve sismolojik aktivitenin alt kabukta da oluşabildiği sonucuna varmıştır. Alt kabuktaki sismolojik olarak aktif olan bu kesim Adana ilinin çevresinde gözlenen daha derin depremlerle kendini göstermektedir. Ancak buna benzer bir zona bölgenin diğer kesimlerinde rastlanmamaktadır. Chen ve Kao (1996) kabuk kalınlaşmasının ve yatay kaçışın oluştuğu bölgelerde derin sismojenik zonların gözlenebileceğini vurgulamıştır. Özalaybey ve Aktar (1999) alıcı fonksiyonları yöntemini kullanarak yaptıkları çalışmada kabuk kalınlığını 31-45 km. arasında saptamışlardır ve aynı çalışmada Adana yakınlarındaki ADAT istasyonunda kabuk kalınlığının 38 km civarında olduğunu bulmuşlardır. Dolayısıyla bu tez çalışması sonucunda bölgede gözlenen derin depremselliğin daha önceki çalışmalarla uyumlu bir gözlem olduğunu söyleyebiliriz. Bu derin depremselliğin nedenini Barka ve diğ. (1999), alttaki tabakanın Anadolu'ya ait yığışım karmaşığı ile temsil edilen kıta önünün altına dalan Afrika levhasına ait okyanusal bir kalıntı olduğu şeklinde açıklamıştır.

Bu bölge hakkında tartışmalı olan bir diğer konu ise, bu çalışma sonucunda da gözlenen, Düziçi-Andırın bölgesindeki doğu-batı yönlü açılmayı temsil eden deprem çözümlerinin varlığıdır. Klikya Bölgesi'nde sol yanal doğrultu atımlı faylanma gözlenirken bu kesimlerde neden normal faylanma gözlendiği tam olarak açıklanamamıştır. Bu normal faylanma Maraş grabeninin açılmasına yol açan

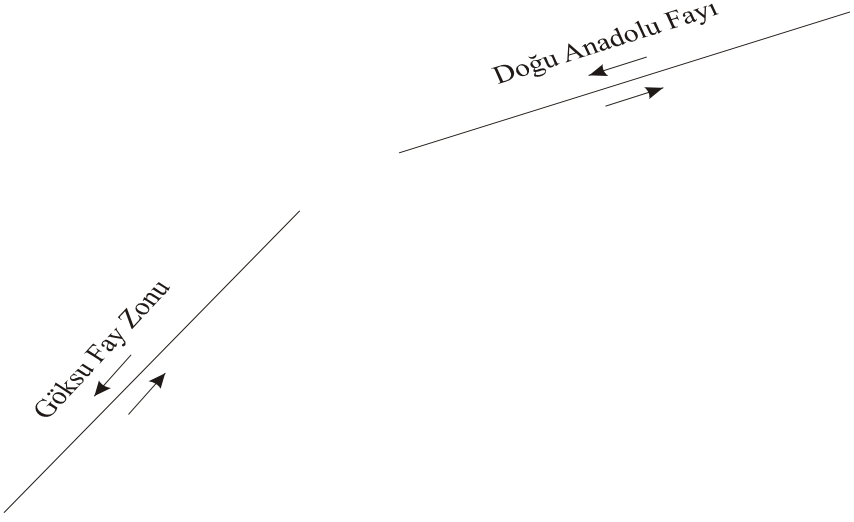
kuvvetlerin bir şekilde daha kuzeybatıya hareket ederek bu kesimi de etkilemesi sonucu oluşmuş olabilir.



Şekil 7.1. Göksu Fay Zonu ile Yumurtalık-Karataş Fayı'nın şematik gösterimi.

Bu gözlemlerle ilgili olarak üç mekanizma önerilebilir.

1. Şekil 7.1'de şematik olarak gösterilen Göksu Fay Zonu ve Yumurtalık-Karataş fayı yaklaşık olarak Düziçi-Andırın bölgesini sınırlamaktadır. Bu fayların ikisi de sol yanal atımlı faylardır ve uzanımları yaklaşık olarak Şekil 7.1'de gösterilmiştir. Aynı yönlü iki doğrultu atımlı fayın arasında normal faylar gelişmektedir. Bu Şekil 7.1'de görülebilir. Bu normal faylanma Düziçi-Andırın bölgesinde gözlenen normal mekanizma çözümlü depremlerin nedeni olabilir.



Şekil 7.2. Göksu Fay Zonu ve D.A.F.'nın şematik gösterimi.

2. Şekil 7.2'de görüldüğü gibi Göksu Fayı'nı D.A.F.'nın sola basamak yaparak devamı şeklinde yorumlayacak olursak bu iki fay arasında yer alan kesimde normal faylanmanın gözlenebileceği söylenebilir. Bu iki fayın arasında kalan kesimi ise Düziçi-Andırın bölgesi temsil etmektedir. Dolayısıyla Düziçi-Andırın bölgesinde gözlenen normal faylanmanın D.A.F.'nın sola basamak yaparak Göksu Fayı ile devam etmesinden kaynaklandığını söyleyebiliriz.
3. Bir diğer olasılık ise, Şekil 7.2'de şematik olarak gösterilen Göksu Fayı ve D.A.F.'nın sol yönlü doğrultu atımlı hareketlerinin farklı hızlarda olmasından kaynaklanır. Yaklaşık son 30 yıldır D.A.F'nın Klikya Bölgesi'ne yakın olan kesimlerinde büyük bir deprem meydana gelmemiştir. Göksu Fayı üzerinde ise deprem aktivitesi oldukça fazladır. Dolayısıyla Göksu Fayı'nın D.A.F.'na göre daha hızlı olarak sol yönlü hareket ettiğini söyleyebiliriz. Bu durumda yine iki fay arasında kalan ve Düziçi-Andırın bölgesi ile temsil edilen kesimlerde normal faylanmanın olacağı söylenebilir.

Özellikle Klikya Bölgesi'nde meydana gelen derin depremlerin nedenini inceleyebilmek için ayrıntılı derin jeofizik (gravite, manyetik, ısı akısı, sismik, hız tomografisi, v.b. gibi) çalışmalarının yapılması, bölgenin tektonizmasının anlaşılması açısından faydalı olacaktır. Bölgede halihazırda çalışan sismik ağın mümkünse performansının arttırılarak çalışmasının sürdürülmesinde yarar vardır.

KAYNAKLAR

Adıyaman , Ö. and Chorowicz, J., 2002. Late Cenozoic tectonics and volcanism in the northwestern corner of the Arabian plate: a consequence of the strike-slip Dead Sea fault and the lateral escape of Anatolia, *J. Volcanology and Geothermal Res.*, **117**, 327-345.

Aki, K. and Richards, P., 1980. *Quantitative Seismology*, W.H.Freeman, San Fransisco.

Aktar, M., Ergin, M., Özalaybey, S. and Tapırdamaz, C., 2000. A lower crustal event in the northeastern Mediterranean: The 1998 Adana Earthquake (Mw=6.2) and its aftershocks, *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 2361-2364.

Ambraseys, N.N., 1975. Studies in historical seismicity and tectonics, *Geodynamics Today*, 7-16.

Ambraseys, N.N. and Melville, C.P., 1988. An analysis of the eastern Mediterranean earthquake of 20 May 1202, in *Historical Seismograms and Earthquakes of the World,* edited by Lee, W.H.K., Meyers, H. and Shimazaki, K., Academic, San Diego, 181-200, Calif.

Ambraseys, N.N.and Barazangi, M., 1989. The 1759 earthquake in the Bekaa Valley: Implications for earthquake hazard assessment in the eastern Mediterranean region, *J. Geophys. Res.*, **94**, 4007-4013.

Ambraseys, N.N. and Jackson, J.A., 1998. Faulting associated with historical and recent earthquakes in the eastern Mediterranean region, *Geophys. J. Int.*, **133**, 390-406.

Amiran, D.H.K., Arieh, E. and Turcotte, T., 1994. Earthquakes in Isreal and adjacent areas: Macroseismic observations since 100 B.C.E., *Israel exploration J.*, **44**, 261-305.

Anastasakis, G. And Kelling, G., 1991. Tectonic connection of the Hellenic and Cyprus arcs and related geotectic elements, *Marine Geology*, **97**, 261-277.

Anderson, J.A. ve Wood, H., 1925. Description and theory of the torsion seismometer, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **15**, 1-72.

Angelier, J., Tarantola, A., Valette, B. and Manoussis, S., 1982. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress. 1. Single phase fault populations: a new method of computing the stress tensor, *Geophys. J. Astr. Soc.*, **69**, 607-621.

Angelier, J., 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets, *J. Geophys. Res.*, **89,** 5835-5848.

Armijo , R and Cisternas, A., 1978. Un probleme inverse en microtectonique cassante, *C. R. Acad. Sci. Paris*., **287**, 595-598.

Arpat, E. and Şaroğlu, F., 1972. The East Anatolian fault system: thoughts on its development, *Bull. Min. Res. and Explor. Inst of Turkey (MTA)*, **78**, 33-39.

Arpat, E. ve Şaroğlu, F., 1975. Türkiye'deki bazı önemli genç tektonik olaylar, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, **18**, 29-41.

Barka, A.A. and Kadinsky-Cade, K., 1988. Strike slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity, *Tectonics*, **7(3)**, 663-684.

Barka, A.A. and Reilinger, R., 1997. Active tectonics of the Eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data, *Anali di Geofisica*, **6(3)**, 587-610.

Ben Menahem, A., 1976. Tectonics, seismicity and structure of the Afro-Eurasian junction-the breaking of an incoherent plate, *Physics of the Earth and Plan. Int.*, **12**, 1-50.

Ben Menahem, A., 1979. Earthquake catalog for the Middle East (92 B.C.-1980 A.D.), *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, **84**, 245313.

Ben-Menahem, A. and Aboodi, E., 1981. Micro and macroseismicity of the Dead Sea rift and off-coast eastern Mediterranean, *Tectonohypsics*, **80.**, 199-234.

Biju-Duval, B., Courrier, P. and Letouzey, J., 1974. Interpretation de la structure des monts de Misis, Turquie et son extension en Mediterranee Orientale, *2nd Reun. Annu. Sci. Terre. Soc. Geol. Fr., Paris,* Pont-e-Mousson, nancy Resummes Commun., 48.

Biju-Duval, B., Letouzey, J. and Montadert, D., 1978. Structure and evolution of the Mediterranean basins, *Initial reports of the D.S.D.P.*, **42**, 951-1084.

Braud, J. and Ricou, L.E., 1971. L'accident du Zagros ou mainn trust, un charrige et un coulissement, *C.R.Acad. Sci. Paris, Ser, D.*, **272**, 203-206.

Büyükaşıkoğlu, S., 1979. Sismolojik verilere göre Güney Anadolu ve Doğu Akdenizde Avrasya-Afrika levha sınırlarının özellikleri, *I.T.Ü.*, 1-75, İstanbul.

Büyükaşıkoğlu, S., 1980. Sismolojik verilere göre Güney Anadolu ve Doğu Akdeniz'de Avrasya-Afrika levha sınırının özellikleri, *İTÜ* matbaası, İstanbul.

Canıtez, N., and Üçer, B., 1967. Computer determinations for the fault plane solutions in and near Anatolia, *Tectonohypsics*, **4**, 235-244.

Carey, E., 1976. Analyse Numerique d'un Modele Mécanique Elémentaire Appliqué a l'Etude d'une population de failles, Calcul d'un Tenseur moyen de cntraintes a partir des Stries de Glissement, *Thesis, Univ. de Paris Sud.*,132 pp.

Carey, E. and Mercier, J.L., 1987. A numerical method for determining the state of stress using focal mechanisms of earthquake populations. Application to Tibetan teleseisms and microseismicity of Southern Peru, *Earth Planet. Sci. Lett*., **82**, 165-179.

Chaimov, T.A., Barazangi, M., Al-Saad, D., Sawaf, T. and Gebran, A., Crustal shortening in the Palmyride fold belt, Syria, and implications for movement along the Dead Sea fault system, *Tectonics*, **9**, 1369-1386.

Chase, C.G., 1978. Plate kinematics: The America, East Afrika and the rest of the world, *E.P.S.L.*, **37**, 355-368.

Chen, W.P. and Kao, H., 1996. Seismotectonics of Asia: some recent progress, *The tectonic Evolution of Asia*, Ed. Yin, A. and Harrison, M., 37-62, Cambridge Univ. Press.

Chorowicz, J., Henry, C. and Lyberis, N., 1986. Tectoniques superposées synsédimentaires des secteurs des gulfes de Suez et d'Aqaba, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **2**, 223-234.

Chorowicz, J., Luxey, P., Lyberis, N., Carvalho, J., Parrot, J.F., Yürür, T. and Gündoğdu, N., 1994. The Maras triple junction (southern Turkey) based on digital elevation model and satellite imaginary interpretation, *J. Geophys. Res.*, **99 (B10)**, 20225-20242.

Comninakis, P.E. and Papazachos, B.C., 1978. A catalogue of earthquakes in the Mediterranean and surrounding area for the period 1905-1975, *Publ. Of the Geophys. Lab.*, Univ. Of Thessaloniki, 5, 96.

De Jonge, M., Wortel, M. and Spakman, W., 1994. Regional scale tectonic evolution and the seismic velocity structure of the lithosphere and upper mantle, *J. Geophys. Res.*, **99**, 12091-12108.

DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. and Stein, S., 1990. Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, **101 (2)**, 425-478.

Dewey, J.F., Pitman, W.C., Ryan, W.B.F. and Bonnin, J., 1973. Plate tectonics and the evolution of the Alpine System, *Geol. Soc. Am. Bull*., **84**, 3137-3180.

Dewey , J.F. and Şengör, A.M.C., 1979. Aegean and surrounding regions: Complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **90**, 84-92.

Dewey, J.F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Şaroğlu, F. and Şengör, A.M.C., 1986. Shortening of crustal lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia- a young collision zone, in Collision Tectonics, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **19**, 3-36.

Druckman, Y., Hirsch, E. and Weissbrod, T., 1982. The Triassic of the southern margin of the Tethys in the Levant and its correlation across the Jordan rift valley, *Geol. Rundsch*, **71**, 919-936.

Ergin, K., Güçlü, U. and Uz, Z., 1967. A catalogue of earthquakes of Turkey and surrounding area (11 AD to 1964 AD), Maden fak. *Arz Fiziği Enst. Yayınları*, **24**, 1-28, İstanbul.

Ergin, M., 1999. Klikya Bölgesinin güncel sismisitesi ve güncel sismotektoniği, *Doktora Tezi*, İTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.

Ergin, M., Aktar, M. ve Özalaybey, S., 1999. 27 Haziran 1998 Adana anaşoku ve artçı depremleri, *ATAG-2 Makale kitabı*, İTÜ Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü, 32-45, İstanbul.

Eyidoğan, H., 1983. Bitlis-Zağros bindirme ve kıvrım kuşağının sismotektonik özellikleri, *Doktora Tezi*, İTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.

Etchecopar, A., Vasseur, G. and Dagnieres, M., 1981. An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors results from fault striation analysis, *J. Struc. Geol.*, **3**, 51-65.

Fourcade, E., Dercourt, J., Günay, Y., Azéma, J., Kozlu, H, Belli,er, J. P., Cordey, F., Cros, P., DeWever, P., Enay, R., Hermandez, J., Lauer, J.P. and Vrielynck, B., 1991. Stratigraphie et paléogeographie de la marge septentrionale de la plate-forme arabe au Mésozoique (Turquie du Sud-Est), *Bul. de la soc. Geol. Fr.*, **162/1**, 27-41.

Franklin, J.N., 1970. Well-posed stochastic extensions of ill-posed linear problems, *J. Math. Anal. Appl.*, **31**, 682-716.

Freund, R., Garfunkel, Z., Zak, I., Goldberg, M., Weissbrod, T. and Derin, B., 1970. The shear along the Dead Sea rift, *Philos. Trans. R. Soc. London A.*, **267**, 107-130.

Freund , R., Zak, I., Goldberg, M., Weissbrod, T., Druckman, Y. and Derin, B., 1975. The Triassic-Jurassic structure of Israel and its relation to the origin of the Eastren Mediterranean, *Geol. Sur. Isr. Bull.*, **65**, 1-26.

Garfunkel, Z., 1981. Internal structure of the Dead Sea leaky transform in relation to plate kinematics, *Tectonohypsics*, **80**, 81-108.

Gealey, W.K., 1988. Plate tectonic evolution of the Mediterranean-Middle East region, *Tectonohypsics*, **155**, 285-306.

Gephart, J.W. and Forsyth, D.W., 1984. An improved methed for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: application to the San Fernando earthquake sequence, *J. Geophys. Res.*, **89**, 9305-9320.

Guidobani, E., 1989. I terromoti prima del Mille in Italia e nell area mediterranea, Storia *Archeologia Sismilogia*, Storia-Geophysica-Ambiente (SGA), Bologna.

Gülen, L., Barka, A.A. ve Toksöz, M.N., 1987. Continental collision and related complex deformation; Maraş triple junction and surrounding structures in SE Turkey, *Spec. Publ., Hacettepe Univ. Ankara*, **88**-133.

Hampton, M.R., 1987. Constraints on Arabian plate motion and extensional history of the Red Sea, *Tectonics*, **6(6)**, 687-705.

Harch, W., Kupher, T., Rust, B. and Sagesser, R., 1981. Seismotectonic consideration on the nature of the Turkish-African plate boundary, *Geol. Rundsch.*, **70**, 368-384.

Harmsen, S.C. and Rogers, A.M., 1986. Inferences about the local stress field from focal mechanisms: applications to earthquakes in the southern Great Basin of Nevada, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **76**, 1560-1572.

Havskov, J., 1990. Replace the HYPO71, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80, 1043- 1045.

Havskov, J., 1997. The seisan eartquake analysis software for the IBM, Pc and SUN, *Open File Rep.*, Univ. of Bergen.

Havskov, J. and Ottemoeller, L., 1999. SEISAN earthquake analysis software, *Seism. Res. Lett.*, **70**, 532-534.

Jackson, J.A. and McKenzie, D.P., 1984. Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **77**, 185-246.

Kahle, H-G., Straub, C., Reilinger, R., McClusky, S., King, R., Hurst, K., Veis, G., Kastens, K. and Cross, P., 1998. The strain rate field in the eastern Mediterranean region, estimated by repeated GPS measurements, *Tectonohypsics*, **294**, 237-252.

Kahle, H-G., Cocard, M., Peter, Y., Geiger, A., Reilinger, R., Barka, A. and Veis, G., 2000. GPS-derived strain rate field within the boundary zones of the Eurasian, African and Arabian Plates, *J. Geophys. Res.*, **105 (B10)**, 23353-23370.

Kalogeras, I., Stavrakakis, G. and Solomi, K., 1999. The October 9, 1996 earthquake in Cyprus: seismological, macroseismic and strong motion data, *Annali Di Geofisica*, **42**, 85-97.

Karıg, D.E. and Kozlu, H., 1990. Late Palaegene-Neogene evolution of the triple junction region near Maraş, south-central Turkey, *J. Geol. Soc.*, **147**, 1023-1034.

Karnık, V., 1969,1970. *Seismicity of the European Area, Part 1-2*, D. Reidel Publ. Co., Dordrecht, Holland.

Kempler, D. and Garfunkel, Z., 1991.The northeast Mediterranean triple junction from a plate kinematics point of view, *Bull. Tech. Univ. İstasnbul*, **44**, 425-454.

Kempler, D. and Garfunkel, Z., 1994. Structures and kinematics in the northeastern Mediterranean: A study of an irregular plate boundary, *Tectonohypsics*, **234**, 19-32.

Ketin, İ., 1966. Tectonic units of Anatolia, *Bull. Min. Res. Expl. Inst.*, **68**, 1911-1937.

Ketin, İ., 1968. Relations between general tectonic features and the main earthquakes regions of Turkey, *Bull. Min. Res. Expl. Inst.*, **71**, 63-67.

Khair, K., Khawlie, M., Hadded, F., Barazangi, M., Seber, D. and Chaimov, T., 1993. Bouguer gravity and crustal structure of the Dead Sea transform fault and adjacent mountain belts in Lebanon, *Geology*, **21**, 739-742.

Kissling, E., Ellsworth, W.L., Eberhart, D. and Kradolfer, U., 1994. Initial referance models in local earthquake tomography, *J. Geophys. Res.*, **99 (B10)**, 19635-19646.

Klein, R.W., 1978. Hypocenter Location Program HYPOINVERSE Part I: Users guide to versions 1, 2, 3, and 4, *U.S. Geol. Surv. Open File Rep.*, 78-694.

Koçyiğit, A. and Beyhan, A., 1998. A new intracontinental trans current structure: the Central Anatolian Fult Zone, Turkey, *Tectonohypsics*, **284**, 317-336.

Kuran, U., 1980. The location, magnitude and long-term time prediction of damaging earthquakes along the Anatolian faults and the Levant coast, *Bull.Geol. Congress Turkey*, **2**, 151-163.

Lana, X., 1986. Estado de esfuerzos calculado a partir de un conjunto de mecanismos focales coherentes, *Rev. Geofisica, Madrid*, **42**, 53-62.

Lee, W.H.K. and Lahr, J.C., 1972. HYPO71: a computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes, *U.S. Geol. Surv. Open File Rep.*, 75-311.

LePichon, X. and Angelier, J., 1979. The Hellenic arc and trench system: A key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area, *Tectonohypsics*, **117**, 259-294.

LePichon, X. and Gaulier, J.M., 1988.The rotation of Arabia and the Levant fault system, *Tectonohypsics*, **153**, 271-294.

Lienert, B.R., Berg, E. and Frazer, L.N., 1986. HYPOCENTER: An earthquake location method using centered, scaled, and adaptively damped least squares, *Bull. Seismo. Soc. Am.*, **76**, 71-783.

Lyberis, N., Yürür, T., Chorowicz, J., Kasapoğlu, E. and Gündoğdu, N., 1992. The East Anatolian fault: An oblique collisional belt, *Tectonohypsics*, **204**, 1-15.

Marquardt, D.W., 1970. Generalized inverses, ridge regression, biased linear estimation, and nonlinear estimation, *Technometrics*, **12**, 591-611.

Mart, Y., 1991. The Dead Sea rify: From continental rift to incipient ocean, *Tectonohypsics*, **197**, 155-179.

McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Geoergiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, M.N. and Veis, G., 2000. Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus, *J. Geophys. R.*, **105 (B3)**, 5695-5719.

McKenzie, D.P., 1970. The plate tectonics of the Mediterranean region, *Nature*, **226**, 239-241.

McKenzie, D.P., 1972. Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophys. J. Astr. Soc.*, **30 (2)**, 109-185.

McKenzie, D.P., 1976. The East Anatolian fault: A major structure in Eastern Turkey, *Earth and Planetary Sci. Lett.*, **29**, 189-193.

Michard, A., Whitechurch, H., Ricou,L.E., Montigy, R. and Yazgan, E., 1984. Tauric subduction (Malatya-Elazığ provinces) and its bearing on tectonics of the Tethyan realm in Turkey, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **17**, 361-373.

Muelhberger, W.R., 1981. The splintering of the dead sea fault zone in Turkey, *Yerbilimleri*, **8**, 123-130.

Muller, S. and Kahle, H-G., 1993. Crust-mantle evolution, structures and dynamics of the Mediterranean-Alpine region, in contributions of space geodesy andgeodynamics: Crustal Dynamics, *Geodyn. Ser.*, **23**, 249-298.

Okay, A.I., 1989. Tectonic units and sutures in the Pontides, Northern Turkey, ed.by Şengör, A.M.C., Tectonic Evolution of the Tethyan Region, *NATO ASI series* ,**C259**, 109-116.

Osmanşahin, İ., Ekşi, F. Ve Alptekin, Ö., 1986. Doğu Anadolu ve Kafkasya bölgesinin depremselliği ve aktif tektoniği, *Deprem Araştırma Bülteni*, **52**, 5-41.

Özalaybey, S. ve Aktar, M., 1999. Alıcı fonksiyonları yöntemi ile Klikya bölgesinde kabuk yapısı, *ATAG-2 Makale Kitabı*, İTÜ Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü, 68-78, İstanbul.

Özer, B., ve Çuhadar, Ö., 1986. Adana baseni değerlendirmesi, *TPAO Rapor No:2207*, Ankara.

Perinçek, D., 1979. The geology of Hazro-Karadağ-Çüngüş, Maden-Ergani-Hazer-Alazığ-Malatya area, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, **34**.

Perinçek, D., Günay, Y. and Kozlu, H., 1987. New observation on strike-slip faults in east and southeast Anatolia, *7th. Biannu. Pet. Cong. Turk. Assoc. Pet. Geol. Proc.*, 89-103, Ankara.

Perinçek, D. and Çemen, İ., 1990. The structural relationship between the East Anatolian and Dead Sea fault zones in southeastern Turkey, *Tectonophysics*, **172**, 231-240.

Quennel, A.M., 1958. The structural and geomorphic evolution of the Dead Sea rift, *Q. J. Geol. Soc. London*, **114**, 1-24.

Quennel, A.M., The western Arabia rift system, in: The Geological evolution of the Eastern Mediterranean, edited by Dixon, J.G. and Robertson, A.H.F., *Spec Publ. Geol. Soc. London*, **17**, 775-788.

Reasenberg, P.A. and Oppenheimer, D.H., 1985. FPFIT, FPPLOT, FPPAGE Fortran computer pragram for calculating and displaying earthquake fault plane solutions, *US. Geol. Surv. Open File Report*, **85-739**, 1-24.

Reilinger, R.E., McClusky, S.C., Oral, B.M., King, R:W. and Toksöz, M.N., 1997. Global positioning system measurements of present day crustal movements in the Arabia-Afrika-Eurasia plate collision zone, *J. Geophys. Res.*, **102 (B5)**, 9983-9999.

Richter, C.F., 1958. Elementary Seismology, *Freeman*, San Francisco, California.

Riviera, L. and Cisternas, A., 1990. Stress tensor anf fault plane solutions for a population of earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **80**, 600-614.

Rotstein, Y. and Kafka, A.L., 1982. Seismotectonics of the Southern boundary of the Anatolia. Eastern Mediterranean region, subduction, collision and arc jumping, *J. Geophys. Res.*, **87**, 7694-7706.

Rotstein, Y., 1984. Counterclockwise rotation of the Anatolian block, **108**, 79-91.

Rotstein, Y. and Ben-Avraham, Z., 1985. Accretionary processes at subduction zonesin the eastern Mediterranean, *Tectonophysics*, **112**, 551-561.

Seymen, I. and Aydın, A., The Bingöl earthquake fault and its relation to the North Anatolian fault zone, *Bull. Miner. Res. Exp. Inst. Turkey*, **79**, 1-8.

Sieberg, A., 1932. Erdbebengeographie, In: B. Gütenberg (Editor), *Handbuch der Geophysik*, Band 4, Borntrager, Berlin, 527-1005.

Snoke, J.A., Munsey, J.W., Teague, A.G. and Bollinger, G.A., 1984. A program for focal mechanism determination by combined use of polarity and SV-P amplitude ratio data, *Earthquake Notes*, **55**, 15.

Soysal, H., Sipahoğlu, S., Kolç.ak, D. ve Altınok, Y., 1981. Türkiye tarihsel deprem kataloğu, *Tübitak Proje No: TBAG 341*.

Spakman, W., 1991. Delay-time tomography of the upper mantle below central Europe, the Mediterranean, and Asia Minor, *Geophys. J. Int.*, **107**, 309-332.

Şaroğlu, F. and Yılmaz, Y., 1987. An example of a triple junction of faults in Turkey: the Karlıova area (abstr.)., *11.Annu. Geol. Congr,* Ankara.

Şaroğlu, F., Emre, Ö., and Kuşçu, İ., 1992. The East Anatolian fault zone of Turkey, *Anales Tectonicae*, **6,** 99-125.

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

Şengör, A.M.C. and Kidd, W.S.F., 1979. Post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian plateau and a comparison with Tibet, *Tectonophysics*, **55**, 361-376.

Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach, *Tectonophysics*, **55**, 361-376.

Şengör, A.M.C., Görür, N. and Şaroğlu, F., 1985. Strike slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study, in strike-slip faulting and basin formation, *Soc. Ecan. Paleont. Min. Sec.* **37**, 227-264.

Walley, C.D., 1998. Some outstanding issues in the geology of Lebanon and their impotance in the tectonic evolution of the Levantine region, *Tectonophysics*, **298**, 37-62.

Tapırdamaz, C., Özalaybey, S. ve Aktar, M., 1999. Klikya Deprem Ağında M_D ve M_L Manyitüdleri arasındaki ilişkinin incelenmesi, *ATAG-2 Makaleler Kitabı*, İTÜ Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü, 79-89, İstanbul.

Taymaz, T., Eyidoğan, H. and Jackson, J.A., 1991. Source parameters of large earthquakes in the East Anatolian fault zone, *Geophys. J. Int.*, **106**, 537-550.

Walley, C. D., 1988. A braided strike-slip model for the northern continuation of the Dead Sea fault and its implications for Levantine tectonics, *Tectonophysics*, **145**, 63-72.

Westaway, R., 1994. Present day kinematics of the Middle East and eastern Mediterranean, *J. Geophys. Res.*, **99**, 12071-12090.

Westaway , R. and Arger, J., 1996. The Gölbaşı Basin, southeastern Turkey: a complex discontinuity in a major strike-slip fault zone, *J. Geol. Soc. London*, **153**, 729-744.

Willis, B., 1928. Earthquakes in the holly land, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **18**, 73-103.

Yetiş, C. ve Demirkol, C., 1984. Ecemiş Fay kuşağının jeotektonik evrimi, *Yerbilimleri*, **11**, 1-12.

Yolsal, S., 2001. 23 Şubat 1995 ve 09-10 Ekim 1996 Kıbrıs depremlerinin kaynak mekanizması çözümleri, *Yüksek Lisans Tezi*, İTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, İstasnbul.

ÖZGEÇMİŞ

Ahmet ÖKELER, 25 Ekim 1978 tarihinde Tekirdağ'da doğdu. İlk, orta ve lise öğrenimini Tekirdağ'da tamamladıktan sonra 1995 yılında İ.T.Ü. Maden Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nde lisans öğrenimine başladı ve 2000 yılında aynı bölümden fakülte ve bölüm birincisi olarak mezun oldu. Aynı yıl İ.T.Ü Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Ana Bilim Dalı Jeofizik Mühendisliği Programında yüksek lisans eğitimine başladı ve halen eğitimine aynı bölümde devam etmektedir. 2001 yılında İ.T.Ü. Jeofizik Müh. Bölümü YerFiziği Ana Bilim Dalında araştırma görevlisi olarak çalışmaya başladı ve bu görevine halen devam etmektedir.