T.C.
AKSARAY ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

HARİTA MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

GNSS ve INSAR TEKNİKLERİ İLE TUZ GÖLÜ FAY ZONU'NUN (TGFZ) KİNEMATİK ANALİZİ

DOKTORA TEZİ

Cemil GEZGİN

DANIŞMAN
Prof. Dr. Semih EKERCİN

İKİNCİ TEZ DANIŞMANI
Doç. Dr. İbrahim TİRYAKİOĞLU

AKSARAY, 2020

T.C.
AKSARAY ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

HARİTA MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

GNSS ve INSAR TEKNİKLERİ İLE TUZ GÖLÜ FAY ZONU'NUN (TGFZ) KİNEMATİK ANALİZİ

DOKTORA TEZİ

Cemil GEZGİN

DANIŞMAN
Prof. Dr. Semih EKERCİN

İKİNCİ TEZ DANIŞMANI
Doç. Dr. İbrahim TİRYAKİOĞLU

AKSARAY, 2020

TEŞEKKÜR

Tez çalışmam süresince bilgi ve deneyimiyle bana yol gösteren, tezimin hazırlanıp bu aşamaya gelmesinde yardımlarını ve yönlendirmelerini esirgemeyen Tez danışmanım Prof. Dr. Semih EKERCİN'e ve bu süreçte tüm sorularımı sıkılmadan yanıtlayan ve bu tez çalışmasının gerçekleşmesinde büyük emeği ve gayreti olan Eş Danışmanım Doç. Dr. İbrahim TİRYAKİOĞLU'na sonsuz teşekkür ederim.

Bu tez çalışması sürecinde yönlendirmeleri ve katkılarıyla destek olan değerli Tez İzleme Komitesi üyelerim Prof. Dr. Bahadır AKTUĞ ve Prof. Dr. Hediye ERDOĞAN'a teşekkürlerimi sunarım.

Tezimin başlangıcından bitişine kadar olan süreçte desteklerini esirgemeyen Aksaray Üniversitesi Harita Mühendisliği Bölümünden hocalarım ve arkadaşlarım Dr. Öğr. Üyesi S. Sefa BİLGİLİOĞLU, Dr. Öğr. Üyesi Esra GÜRBÜZ, Arş. Gör. Halil İbrahim GÜNDÜZ, Arş. Gör. A. Tarık TORUN, Arş. Gör. Osman OKTAR, Aksaray Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünden Arş. Gör. M. Haydar TERZİ, İstanbul Teknik Üniversitesi Geomatik Mühendisliği Bölümünden Ozan ÖZTÜRK ve B. Baha BİLGİLİOĞLU'na teşekkür ederim.

Ayrıca bu çalışmadaki InSAR değerlendirmesinde değerli katkılarını ve görüşlerini esirgemeyen Mersin Üniversitesi Harita Mühendisliği bölümünden Dr. Öğr. Üyesi Osman ORHAN'a çok teşekkürlerimi sunarım.

Bu tez çalışması kapsamında gerçekleştirilen arazi çalışmalarındaki yardımlarından dolayı Aksaray Üniversitesi Harita Mühendisliği Bölümü öğrencilerime de teşekkür ederim.

Bugünlere gelmemde en büyük pay sahibi olan, hayatım boyunca bana inanan, uzun ve yorucu tez çalışmamda desteklerini esirgemeyerek beni cesaretlendiren aileme minnettarım ve bu tezi onlara ithaf ediyorum.

Bu tez çalışmasının gerçekleşmesinde 118Y068 numaralı proje ve UDAP-Ç-18-01 numaralı proje ile maddi destek sağlayan Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu (TÜBİTAK) ile Ulusal Deprem Araştırma Programı (UDAP) kurumları'na teşekkür ederim.

Cemil GEZGİN

AKSARAY, 2020

İÇİNDEKİLER

TEŞEKKÜR i
İÇİNDEKİLER ii
ÖZET iv
ABSTRACT v
ŞEKİLLER DİZİNİ vi
ÇİZELGELER DİZİNİ viii
SiMGELER VE KISALTMALAR ix
1. GİRİŞ 1
2. YER KABUĞU HAREKETLERİ ve İÇ ANADOLU'NUN DEPREMSELLİĞİ 9
2.1 Levha Tektoniği 9
2.2 Deprem ve Faylanma Türleri 13
2.3 Orta Anadolu'nun Neotektonik Özellikleri ve Depremselliği 17
2.3.1 Orta Anadolu Fay Zonu 20
2.3.2 İnönü-Eskişehir Fay Sistemi 21
2.3.3 Akşehir Fay Zonu/Sultan Dağı Fay Zonu 22
2.3.4 Konya (Konya-Bulok) Fay Zonu 22
2.3.5 Tuz Gölü Fay Zonu (TGFZ) 23
3. YER KABUĞU HAREKETLERİNİN BELİRLENMESİNDE KULLANILAN JEODEZİK UZAYSAL TEKNİKLER 28
3.1 Küresel Konum Belirleme Sistemleri (GNSS) 30
3.1.1 Global Positioning System (GPS) 31
3.1.2 GLONASS 32
3.1.3 Galileo 33
3.1.4 BeiDou 34
3.1.5 Diğer Konumlama Sistemleri 35
3.2 GPS İle Gözlenen Büyüklükler 36
3.2.1 Kod (Pseudorange) ölçmeleri 36
3.2.2 Taşıyıcı dalga faz farkı (Carrier Beat Phase) ölçmeleri 36
3.2.3 Temel GPS gözlemlerine dayalı olarak türetilen fark gözlemleri 37
3.2.3.1 Tekli fark gözlemleri (single differencies) 38
3.2.3.2 İkili fark gözlemleri (double differencies) 38
3.2.3.3 Üçlü fark gözlemleri (triple differencies) 39
3.3 Yapay Açıklıklı Radar (Synthetic Aperture Radar – SAR) 40
3.3.1 Yapay Açıklıklı Radar İnterferometri (InSAR) 43
3.3.1.1 Yüzey topografyası kaynaklı faz etkisi 47

3.3.1.2 Yüzey deformasyonu 47
3.3.1.3 Atmosferik etki 48
3.3.1.4 Yörünge hataları 49
3.3.1.5 Korelasyonsuzluk (uyuşumsuzluk) etkisi 49
3.3.2 Deformasyon çalışmalarında kullanılan InSAR yöntemleri 51
3.3.2.1 Diferansiyel Yapay Açıklıklı Radar İnterferometrisi (D-InSAR) 52
3.3.2.2 Sabit / Sürekli Saçılım İnterferometrisi (PSI) 54
3.3.2.3 Kısa Baz Uzunluğu İnterferometre (SBAS) 55
4. GNSS VE DEPREM İLİŞKİSİ 58
4.1 Deprem Döngüsü 58
4.1.1 Deprem öncesinde oluşan deformasyonlar (intersismik/presismik dönem) 59
4.1.2 Deprem sırasında meydana gelen deformasyonlar (kosismik dönem) 64
4.1.3 Deprem sonrasında gerçekleşen deformasyonlar (postsismik dönem) 67
4.2 GPS Sismolojisi 68
4.3 GNSS Verilerinin Değerlendirilmesi 72
4.3.1 GAMIT Yazılım Modülü 73
4.3.2 GLOBK Yazılım Modülü 74
5. TUZ GÖLÜ FAY ZONU'NUN GÜNEY KESİMİNDE HIZ, GERİNİM ALANLARININ BELİRLENMESİ VE BLOK MODEL ÇALIŞMALARI . 77
5.1 Çalışma Bölgesi 77
5.1.1 Tuz Gölü Tektonik GNSS Ağı (TUZGA) 78
5.2 GNSS Ölçüleri 84
5.2.1 Birinci kampanya GNSS ölçüleri 84
5.2.2 İkinci kampanya GNSS ölçüleri 86
5.2.3 Üçüncü kampanya GNSS ölçüleri 88
5.2.4 Ek ölçü kampanyası 89
5.3 GNSS Ölçülerinin Değerlendirilmesi ve Hız Değerlerinin Belirlenmesi 90
5.3.1 GAMIT ile verilerin değerlendirilmesi 91
5.3.2 GLOBK ile değerlendirme 99
5.4 TGFZ Güney Kesimine ait Global ve Bölgesel Hız Hesabı 102
5.5 TGFZ Güney Kesimine ait Güncel Gerinim Alanı 106
5.6 Blok Model Çalışmaları 114
5.7 InSAR Analizi 119
6. SONUÇ VE ÖNERİLER 129
KAYNAKLAR 133
ÖZGEÇMİŞ 157

DOKTORA TEZİ

GNSS VE INSAR TEKNİKLERİ İLE TUZ GÖLÜ FAY ZONU'NUN (TGFZ) KİNEMATİK ANALİZİ

Cemil GEZGİN

Aksaray Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Harita Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Prof. Dr. Semih EKERCİN

İkinci Danışman: Doç. Dr. İbrahim TİRYAKİOĞLU

ÖZET

TGFZ, Orta Anadolu Bölgesinin en önemli aktif tektonik unsurlarının başında gelmektedir. TGFZ üzerinde yakın zamanda yapılan çalışmalar, zonun Aksaray'a yakın segmentlerinin büyüklüğü 6.8'e varabilecek depremler üretme potansiyeline sahip olduklarını göstermektedir. Bu durum, Aksaray il merkezi başta olmak üzere, büyük ölçüde alüvyon zemin üzerine kurulmuş ilin tamamına yakınında yıkıcı hasarların ve can kayıplarının ortaya çıkabileceğine işaret etmektedir.

Bu çalışmada TGFZ'nin güney kesimine ait deformasyonun jeodezik ölçmelerle yüksek duyarlıklı olarak belirlenmesi amaçlanmıştır. Bu amaçla, TGFZ'nin güney kesimine 24 adet nirengi ve 2 Sürekli Gözlem Yapan GNSS istasyonu tesis edilmiştir. Kurulan ağ üzerinde 2018-2020 yılları arasında GNSS ölçüleri yapılmıştır. Çalışma bölgesi çevresinde bulunan Türkiye Ulusal Temel GPS Ağı (TUTGA) ve Türkiye Ulusal Sabit GPS İstasyonları Ağı-Aktif (TUSAGA-Aktif) noktalarına ait ölçüler de çalışmaya dahil edilerek GNSS ölçüleri GAMIT/GLOBK yazılım takımı ile değerlendirilmiş ve bölgenin güncel hız alanı elde edilmiştir. Ayrıca GeodSuit yazılımı kullanılarak çalışma bölgesinin gerinim alanları hesaplanmış ve blok model çalışmaları yürütülmüştür. Buna ek olarak bölgeye ait 2014-2020 yılları arasında 35 adet Sentinel-1 SAR görüntüleri GMT5SAR yazılımında SBAS tekniğine göre değerlendirilerek çalışma alanına ait uydu bakış doğrultusundaki yer değiştirmeler elde edilmiştir.

İlk defa bu çalışma ile doğrudan Tuz Gölü Fay Zonu segmentleri üzerinde kurulmuş jeodezik ağdan sağlanan kayma hızları literatürdeki önemli bir eksikliği doldurarak ülke ve bölge tektoniğine katkıda bulunmakta ve fay zonunun sismik aktivitesinin derecesinin anlaşılmasında önemli bir veri seti sağlamaktadır. Bu çalışma kapsamında yaklaşık olarak yatayda 3.2 mm/yıl ve düşeyde 1.5 mm/yıl olarak elde edilen kayma hızları, şimdiye kadar gerçekleştirilen farklı jeolojik çalışmalardan edilinilen kayma değerleri ile karşılaştırıldığında, zondaki aktif deformasyonun aslında ifade edilenden daha yüksek olduğuna işaret etmektedir.

Anahtar Kelimeler: Tuz Gölü Fay Zonu, Kayma hızı, TUZGA, GNSS InSAR deformasyon, Depremsellik, Gerinim, GeodSuit, Orta Anadolu.

Haziran, 2020; 157 sayfa

PhD. THESIS

KINEMATIC ANALYSIS OF THE TUZ GÖLÜ FAULT ZONE (TGFZ) WITH GNSS AND INSAR TECHNIQUES

Cemil GEZGİN

Aksaray University
Graduate School of Natural and Applied Sciences
Department of Geomatics Engineering

Supervisor: Prof. Dr. Semih EKERCİN

Co-Supervisor: Doç. Dr. İbrahim TİRYAKİOĞLU

ABSTRACT

TGFZ, is one of the most important active tectonic elements of Central Anatolia. Recent studies on the Tuz Gölü Fault Zone show that the zone has a potential to produce earthquakes near Aksaray, which may reach a magnitude of 6.8. This situation indicates that destructive damages and loss of life may occur in the vicinity of the province, which is founded largely on a alluvial soils especially in Aksaray city center.

Within the scope of this thesis, it is aimed to determine the deformation of the south part of TGFZ with high sensitivity by using geodetic measurements. In order to obtain accurate information about TGFZ deformation, 24 reference points and 2 Continuously Operating Reference Stations were constructed on the south of TGFZ. Between the years of 2018-2020, GNSS measurements were made on this network. The data of Turkish National Fundamental GPS Network (TUTGA) and Continuously Operating Reference Stations-Turkey (CORS-TR) points around the study area were also included in the study and GNSS measurements were evaluated with the GAMIT / GLOBK software and recent velocity fields of the region was determined. In addition to that, strain fields of the study area were calculated using the GeodSuit software and block model studies were carried out. Also, 35 Sentinel-1 SAR images of the region between 2014 and 2020 were evaluated in the GMT5SAR software according to the SBAS technique and displacements in the line of site of the study area were obtained.

For the first time with this study slip rates provided by the geodetic network established directly on the Tuz Gölü Fault Zone segments, filling a significant deficiency in the literature, contribute to the tectonics of the country and the region and provides an important dataset in understanding the degree of seismic activity of the fault zone. The slip rates obtained within the scope of this study approximately 3.2 mm/year horizontally and 1.5 mm/year vertical, indicate that the active deformation in the zone is actually higher than expressed, compared to the sliding values calculated by different geological studies so far.

Keywords: Tuz Gölü Fault Zone, Slip rate, TUZGA, GNSS InSAR deformation, Seismicity, Strain, GeodSuit, Central Anatolia.

June, 2020; 157 pages

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1. Türkiye ve komşu alanlarındaki başlıca neotektonik unsurlar ve neotektonik bölgeler). 2
Şekil 2.1. Pangea süper kıtası. 10
Şekil 2.2. Yer kürenin iç yapısı. 11
Şekil 2.3. Dünyanın tektonik levha yapısı. 12
Şekil 2.4. Levha sınır tipleri 13
Şekil 2.5. 2000-2019 yılları arasında dünyada oluşan M=5'ten büyük deprem sayıları 14
Şekil 2.6. Deprem büyüklüğü (M) ve enerji arasındaki ilişki 14
Şekil 2.7. Yer kabuğu hareketi anlatımı 16
Şekil 2.8. Avrupa sismik tehlike haritasında Türkiye'nin konumu 17
Şekil 2.9. M=3.5 ve büyük depremlerin Avrupa'da dağılımı 17
Şekil 2.10. Türkiye'deki ana tektonik yapı ve bölgelere ait harita 18
Şekil 2.11. Orta Anadolu bölgesindeki faylar. 19
Şekil 2.12. Çalışma alanı ve çevresinde 1900'den itibaren meydana gelen M=3'den büyük depremler 20
Şekil 2.13. Orta Anadolu Bölgesi ve TGFZ 24
Şekil 2.14. TGFZ Segmentleri 25
Şekil 2.15. TGFZ ve çevresinde meydana gelen depremler. 26
Şekil 2.16. TGFZ üzerinde meydana gelen depremler. 27
Şekil 3.1. Tekli Fark Gözlemi. 38
Şekil 3.2. Alıcı-uydu ikili fark gözlemi. 39
Şekil 3.3. Uydu-alıcı üçlü fark gözlemi. 40
Şekil 3.4. Yapay Açıklıklı Radar Geometrisi 42
Şekil 3.5. Tek geçişli ve tekrarlı geçişli InSAR geometrisi 44
Şekil 3.6. SAR geometrisi 45
Şekil 3.7. InSAR deformasyon geometrisi 48
Şekil 3.8. SBAS yöntemine ait veri işlem akış şeması 57
Şekil 4.1. İnter-Sismik ve Pre-Sismik dönemler 60
Şekil 4.2. Kesitlere ait elastik atım modeli 61
Şekil 4.3. Birim boy kısalması, basınç gerinimi 62
Şekil 4.4. Birim boy uzaması, çekme gerinimi 63
Şekil 4.5. Ko-Sismik dönem 65
Şekil 4.6. GAMIT/GLOBK temel akış şeması 76
Şekil 5.1. Çalışma bölgesi. 77
Şekil 5.2. Tuz Gölü Tektonik GNSS Ağı (TUZGA). 78
Şekil 5.3. TUZGA'ya ait noktalar a) N4, b) N12, c) N11, d) N10. 80
Şekil 5.4. Stonex SC2000 ve Choke Ring anten. 81
Şekil 5.5. Sürekli Gözlem Yapan Referans İstasyonları a) Çeltek (CLTK) b) Karataş (KRTS). 82
Şekil 5.6. a) Tahrip N.13, b) Yeni N.13. 83
Şekil 5.7. a) Tahrip N.14, b) Yeni N.14. 84
Şekil 5.8. a) Pilye, b) alet sehpası. 85
Şekil 5.9. İkinci ölçü kampanyasında oturumlar. 87
Şekil 5.10. Üçüncü ölçü kampanyasında oturumlar. 88
Şekil 5.11. Ek ölçü kampanyasına ait resimler. 90
Şekil 5.12. GAMIT klasör yapısı. 91

Şekil 5.13. GAMIT klasör yapısı (process sonrası). 94
Şekil 5.14. Autcln.sum.post dosyası Allan SD@100 ve Range rms değerleri. 97
Şekil 5.15. N.5 ve N.10 noktalarının 2018 yılı günlük tekrarlılık grafikleri. 98
Şekil 5.16. AKSR ve NIGD (TUSAGA-Aktif) noktaları 5 yıllık tekrarlılık grafikleri. 100
Şekil 5.17. N.19 ve N.16 noktalarına ait zaman serileri. 100
Şekil 5.18. CLTK ve KRTS istasyonlarına ait 1 yıl 3 aylık (450 gün) zaman serileri 101
Şekil 5.19. Stabilizasyonda kullanılan bazı IGS istasyonları. 102
Şekil 5.20. Avrasya plakası sabit alınarak elde edilen hızlar..... 104
Şekil 5.21. Güncellenen TGFZ hız alanı. 105
Şekil 5.22. TGFZ gerinim alanı. 106
Şekil 5.23. Numaralandırılmış TGFZ segmentleri 107
Şekil 5.24. Fay düzlemi ölçme istasyonlarına ait noktaların konumları. 109
Şekil 5.25. Kürçer (2012)'den elde edilen kinematik analiz sonuçlarının gerinim alanları ile karşılaştırılması. 109
Şekil 5.26. Özsayın vd. (2013)'den elde edilen kinematik analiz sonuçlarının gerinim alanları ile karşılaştırılması. 110
Şekil 5.27. Çiner vd. (2011)'de fay-kayma verilerinin alındığı noktalar. 111
Şekil 5.28. Fay-kayma verilerinin kinematik analiz sonuçları 112
Şekil 5.29. Aktuğ vd. (2013)'den elde edilen gerinim alanı. 113
Şekil 5.30. 13 Haziran 2011 Aksaray deprem odak çözümü..... 113
Şekil 5.31. Blok model çalışması. 115
Şekil 5.32. Blok model çalışması-2. 116
Şekil 5.33. Blok model çalışması-3. 117
Şekil 5.34. Blok model çalışması-4. 118
Şekil 5.35. Görüntülerin kapsadığı alan. 120
Şekil 5.36. Oluşturulan görüntü çiftlerine ait baz uzunlukları. 121
Şekil 5.37. Çalışma bölgesinde uydu bakış doğrultusundaki yıllık yer değiştirme. 122
Şekil 5.38. Çalışma alanına ait LOS yönünde düşey yer değiştirme haritası. 123
Şekil 5.39. AKSR istasyonuna ait zaman serisi. 124
Şekil 5.40. InSAR ve GNSS ile elde edilen çökme değerleri. 125
Şekil 5.41. SAR görüntülerinden alınan kesitler. 126
Şekil 5.42. A-A'kesiti. 126
Şekil 5.43. B-B'kesiti. 127
Şekil 5.44. CLTK ve KRTS istasyonlarının düşey bileşenine ait zaman serileri. ... 128

ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge 2.1. Dünyada oluşan depremlerin tanımsal sınıflamaya göre oluşum sıklıkları 13
Çizelge 2.2. Depremler için büyüklük, atım miktarı ve enerji arasındaki ilişki 15
Çizelge 2.3. Tuz Gölü Fay Zonu segmentleri 25
Çizelge 5.1. TUZGA noktaları..... 79
Çizelge 5.2. Kurulan GNSS ağı çevresindeki sürekli gözlem yapan noktalar..... 82
Çizelge 5.3. Çalışmada kullanılan TUTGA noktaları..... 83
Çizelge 5.4. Ölçülerde kullanılan GNSS ekipmanları. 85
Çizelge 5.5. 2018 yılı GNSS ölçü günleri. 86
Çizelge 5.6. Ölçülerde kullanılan GNSS ekipmanları. 86
Çizelge 5.7. 2019 yılı GNSS ölçü günleri-1. 87
Çizelge 5.8. Ölçülerde kullanılan GNSS ekipmanları. 88
Çizelge 5.9. 2019 yılı GNSS ölçü günleri-2. 89
Çizelge 5.10. 2020 yılı GNSS ölçü günleri. 89
Çizelge 5.11. Tables klasörü girdileri. 92
Çizelge 5.12. Değerlendirmede kullanılan IGS istasyonları..... 92
Çizelge 5.13. GAMIT değerlendirme stratejisi..... 93
Çizelge 5.14. GAMIT gün çözümlerine ait nrms değerleri. 96
Çizelge 5.15. TUZGA'ya ait hız değerleri..... 103
Çizelge 5.16. Sentinel-1 Uydusuna ait bilgiler. 119
Çizelge 5.17. Değerlendirmede kullanılan görüntü tarihleri. 119

SiMGELER VE KISALTMALAR

ABD	Amerika Birleşik Devletleri
CORS	Sürekli Gözlem Yapan Referans İstasyonu
DInSAR	Differential SAR Interferometry
ECEF	Earth Centered Earth Fixed
EKK	En Küçük Kareler
ERT	Elektriksel Özdirenç Yöntemi
GAMIT	GPS Analysis Massachussets Institute of Technology
GLOBK	Global Kalman Filter
GNSS	Global Navigation Satellite Systems
GPS	Global Positioning System
IGS	International GNSS Service
InSAR	İnterferometrik Yapay Açıklı Radar
ITRF	International Terrestirial Reference Frame
JAXA	Japonya Uzay Araştırma Ajansı
LGO	Leica Geo Office
LOS	Line of Sight
MCF	Minimum Cost Flow
MIT	Massachusetts Institute of Technology
MRI	Japonya Meteoroloji Araştırma Enstitüsü
NAVIC	Navigation Indian Constellation
NAVSTAR	Navigation Satellite Timing and Ranging
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
ÖDFS	Ölü Deniz Fay Sistemi
PSI	Persistent Scatterer Interferometry
QZSS	Quasi-Zenith Satellite System
RADAR	Radio Detection and Ranging
RAR	Real Aperture Radar
RINEX	Receiver Independent Exchange Format
SAR	Synthetic Aperture Radar
SBAS	Small Baselines Interferometry
SLAR	Side-looking Airborne Radar
SLC	Single Look Complex
SLR	Satellite Long Range
SOPAC	Scripps Orbit and Permanent Array Center
SVD	Singular Value Decompositon
SYM	Sayısal Yükseklik Modeli
TGFZ	Tuz Gölü Fay Zonu
TUSAGA	Türkiye Ulusal Sabit GPS Ağı
TUTGA	Türkiye Ulusal Temel GPS Ağı
TUZGA	Tuz Gölü GNSS Ağı
TÜBİTAK	Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu
UDAP	Ulusal Deprem Araştırma Programı
UTM	Universal Transverse Mercator
VADASE	Variometric Approach for Displacements Analysis Stand-alone Engine
VLBI	Very Long Base Interfrometry
WGS84	World Geodetic System 1984
WRMS	Weighted Root Mean Square

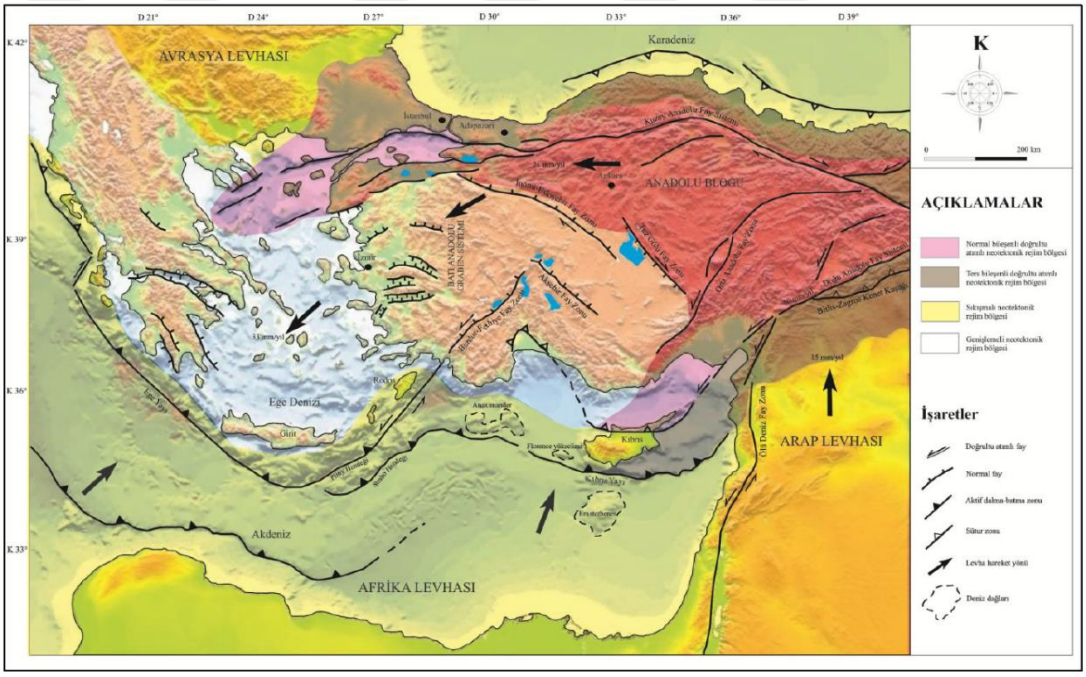
1. GİRİŞ

Deprem çalışmaları, önemli sosyal sonuçlar barındıran bir çalışma alanıdır. Büyük binaların, altyapı tesislerinin, evlerin yıkılması veya hasar görmesi, can ve mal kayıpları, insanların hayat biçimlerinin değişmesi, bu önemli sonuçlardan bazılarıdır. Dünyanın her yanında 1 milyona yakın deprem olmaktadır fakat bunlardan sadece çok az bir kısmı deprem kaynağından uzaklaşıldıkça hissedilebilmektedir. Ancak ölümcül veya büyük depremler birkaç saniye içerisinde büyük şehirleri yok eden ve binlerce insanın can kaybına sebep olan yıkıcı olaylardır. Son zamanlarda depremler, 1923'de Tokyo'da 143000 kişinin, 1976'da Çin'de yüzbinlerce kişinin 1985'te Meksika'da binlerce kişinin hayatını kaybetmesine neden olmuştur. 1995'te Kobe (Japonya) depremi (M=7.2) binlerce kişinin ölümüne ve yaralanmasına, yüzbinlerce binanın yıkılmasına ve milyarlarca dolar maddi hasara neden olmuştur. 2001 yılında meydana gelen Hindistan, Gujarat depremi (M=7.7) ise yaklaşık 600 bin kişinin evsiz kalmasına neden olmuştur (Keller, 2005).

Her yıl yüzlerce depremin meydana geldiği ülkemizde de deprem çalışmaları önemli bir yer tutmaktadır. Depremleri meydana getiren yer kabuğu hareketleri üzerine geçmişten günümüze farklı bilim dallarında farklı tekniklerle çalışmalar yapılmıştır. Bu bilim dallarından biri olan jeodezi alanında önceki yıllarda geleneksel açı, uzunluk ve seviye ölçme teknikleri ile yürütülen çalışmalar, özellikle 20. yüzyılın son çeyreğinde gelişen uzay jeodezisi teknolojisi ile birlikte yerini Küresel Konumlama Sistemleri (GNSS)'ne bırakmıştır. Yüksek konum hassasiyeti, zaman tasarrufu ve maliyetlerin düşmesi ile beraber GNSS'in kullanımı, tektonik hareketlerin belirlenmesinde son derece yaygınlaşmıştır. Yeryüzünde meydana gelen değişimlerin izlendiği bir diğer yöntem de İnterferometrik Yapay Açıklı Radar (InSAR) tekniğidir. GNSS'te olduğu gibi InSAR tekniği de uygulanması düşük maliyetli, verilere erişimin kolay olduğu ve özellikle uydu bakış doğrultusundaki yer değiştirmelerde yüksek doğruluğa sahip bir yöntemdir. Bu özelliği ile GNSS gibi yatay bileşeni kuvvetli sistemlerde düşey bileşenin açığını kapayabilecek önemli bir araç olarak bu iki yöntem son yıllarda deformasyonların belirlenmesinde birlikte sıklıkla kullanılmaktadır.

Bilindiği üzere Türkiye sismik açıdan dünyanın en aktif bölgelerinden biridir (McKenzie, 1972). Türkiye ve komşu alanların neotektonik gelişimi, Avrasya ve Arap levhaları arasındaki kıtasal yakınlaşmaya bağlı olarak gelişen kıtasal çarpışma ve

bunun devamındaki jeolojik süreçler ile yakından ilişkilidir (Şengör vd., 1985). Türkiye ve çevresinin deprem aktivitesini denetleyen başlıca unsurlar, kuzeyde Kuzey Anadolu Fayı, doğuda kıtasal çarpışma ve Doğu Anadolu Fayı ve batıda Ege Gerilme Sistemi, güneyde ise Ölü Deniz Fay Sistemi (ÖDFS) ile aktif bir yitim zonu olan Ege-Kıbrıs dalma-batma zonudur (Şengör vd., 1985). Yoğun depremsellik gösteren ülkemizin Orta Anadolu Bölgesi sismik açıdan görece sakin bir bölge olarak değerlendirilmektedir. Bölgede, Anadolu Levhası'nı daha küçük bloklara ayıran ve levhanın tektonik gelişiminde katkısı bulunan ikincil fay sistemleri ve fay zonları bulunmaktadır. Bunlara, öncelikle sol yanal Orta Anadolu Fay Sistemi, sağ yanal bileşenli normal fay karakterinde ki Tuz Gölü Fay Zonu, İnönü-Eskişehir Fay Sistemi ile Akşehir Fay Zonu örnek verilebilir (Dirik ve Göncüoğlu, 1996; Koçyiğit ve Beyhan, 1998; Dirik, 2001; Koçyiğit, 2003; Koçyiğit ve Özacar, 2003; Şekil 1.1).



Şekil 1.1. Türkiye ve komşu alanlarındaki başlıca neotektonik unsurlar ve neotektonik bölgeler (Kürçer, 2012; Okay vd., 2010; Woodside vd., 2002, Koçyiğit ve Özacar, 2003; Zitter vd., 2005; Çiftçi, 2007; Özsayın, 2007; Yolsal-Çevikbilen ve Taymaz, 2012; Reilinger vd., 2006).

Tuz Gölü Fay Zonu (TGFZ), Orta Anadolu bölgesindeki en önemli kıta içi aktif fay zonlarından biridir. TGFZ, Kuzey Batı-Güney Doğu doğrultulu, yaklaşık 200 km uzunluğunda, 2-25 km genişliğinde, sağ yanal doğrultu atım bileşenli normal karakterli aktif bir fay zonudur (Visher, 1975; Gürbüz, 2012; Kürçer, 2012; Özsayın vd., 2013). Tuz Gölü Fay Zonu, KB'da Tuz Gölü kuzeyinden GD'da Kemerhisar

(Niğde)'a kadar uzanmaktadır (Şaroğlu vd., 1987, 1992; Dirik ve Göncüoğlu, 1996; Koçyiğit, 2003). Tuz Gölü Fay Zonu'nun Aksaray segmenti önünde kurulmuş olan Aksaray ili fayın sınırlandırdığı alüvyon üzerinde konumlanmaktadır. 1986'da il olduğundan beri artan nüfusu ve yoğun sanayi potansiyeli ile Türkiye'nin hızla büyüyen şehirlerinden biri olan Aksaray, aynı zamanda ülkemizin önemli yatırım projelerinden olan Tuz Gölü Yeraltı Doğalgaz Depolama Projesine de ev sahipliği yapmaktadır.

TGFZ üzerinde yakın dönemde yapılan çalışmalar zonun Aksaray'a yakın segmentlerinin (Tuz Gölü segmenti, Akhisar-Kılıç segmenti ve Altunhisar segmenti) büyüklüğü 6.8'e ulaşabilecek deprem üretme potansiyeline sahip olduklarını göstermektedir (Kürçer, 2012). Bu da, Aksaray il merkezi başta olmak üzere, büyük ölçüde alüvyon zemin üzerine kurulmuş, nüfusu hızla artan ve yoğun sanayi potansiyeline sahip ilin yakınında yıkıcı hasarların ve can kayıplarının meydana gelebileceğine işaret etmektedir. Bu durum fay zonunun kayma hızının ve dolayısıyla deformasyon potansiyelinin detaylı olarak çalışılması gerekliliğini ifade etmektedir. TGFZ'nin kayma hızının tespitine dönük yapılan çalışmalar kapsamında özellikle jeolojik ve jeomorfolojik verilerin göz önünde bulundurulduğu uzun dönem kayma hızı yaklaşımları mevcuttur (Özsayın vd., 2013; Kürçer ve Gökten 2014; Yıldırım, 2014). Ancak hesaplanan bu miktarların kısa dönem (günümüz) kayma hızı miktarını ve bunlarla ilişkili deformasyonu ne düzeyde yansıttığı tam olarak bilinmemektedir.

TGFZ'nin de içinde bulunduğu Orta Anadolu Bölgesi'ni kapsayan ve Türkiye genelinde birçok çalışmaya altlık olan kayma hızlarına yönelik ilk sayısal çalışma Reilinger vd. (1997)'dir. Yapılan çalışmada Güney Rusya ve Gürcistan'ın Kafkas dağlarından, Ermenistan ve Türkiye'nin Ege kıyılarına doğru doğu-batı yönlü ve Avrasya levhasının (Pontus bloğu) güney kenarından Arap levhasının kuzey kenarına kadar kuzey-güney yönlü uzanan bir alanda GNSS ölçmeleri yapılmıştır. 1988-1994 yılları arasında 54 noktaya ait GNSS verileri Avrasya plakası sabit olmak üzere GAMIT/ GLOBK yazılım takımıyla değerlendirilerek levhaların hareketlerine dair bilgiler sunulmuştur. Çalışma, Orta Anadolu'nun saat yönünün tersine bir hareket gösterdiğini ve yıllık 2 mm'den daha az oranda içsel bir deformasyona sahip olduğunu belirtmektedir.

Benzer bir diğer çalışma olan McClusky vd. (2000)'de Reilinger vd. (1997)'de belirtilen çalışma bölgesinde GNSS noktalarının sayısı arttırılarak 189 noktada 1988-

1997 yılları arasında elde edilen GNSS verileri değerlendirilmiş ve bu noktalara ait hız vektörleri Avrasya plakası sabit alınarak GAMIT/GLOBK yazılım takımıyla hesaplanmıştır. Çalışmada, Arap plakasının yıllık 18 mm hareket ile Avrupa plakasına doğru yaklaştığı belirtilmiş ve Türkiye'ye ait deformasyonun tutarlı ve saat yönünün tersine olduğu belirtilmiştir. Buna ek olarak Orta Anadolu Bölgesi için Reilinger vd. (1997)'de belirtildiği gibi yıllık 2 mm'den daha az oranda içsel bir deformasyondan söz edilmiştir.

Reilinger vd. (2006), Reilinger vd. (1997) ve McClusky vd. (2000)'ne ait çalışmaların güncel hali olarak görülmektedir. Yapılan çalışmada 440 istasyona ait GNSS verileri değerlendirilerek levhalara ait hız değerleri hesaplanmış ve Arap Yarımadası, Kafkaslar ve Anadolunun batı bölümünün yıllık 20-30 mm'lik bir hızla hareket ettiği belirtilmiştir. Çalışmada elde edilen artık hızlarla blok dağılımları belirleyen yazarlar, Orta Anadolu'da bulunan faylara ait verilerin yeterli olmaması ve modele anlamlı katkı yapmayacağını düşünmelerinden ötürü bu bölgede bulunan fayları modele eklememişlerdir.

Dhont vd. (1998) tarafından yapılan çalışmada Tuz Gölü Fay Zonu ve çevresindeki faylara ait fay yüzeyinden toplanan verilerle kinematik fay analizleri gerçekleştirilmiştir. Yazarlar, yaptıkları çalışmada fayın aktif olduğunu belirterek oblik atımlı faylanma olduğunu belirtmişlerdir.

Jimenez ve Sabadini (2002) tarafından gerçekleştirilen çalışmada McClusky (2000)'ye ait jeodezik hız ve gerinimler kullanılarak Anadolu levhasının hareketi ve gerinim alanı belirlenmiştir. Elde edilen bulgular çalışmada üretilen model ile karşılaştırılmıştır ancak Anadolu levhasına ait üretilen model düşük değerler ürettiğinden çalışma alanıyla ilgili somut bir sonuç sunulamamış ve Orta Anadolu tek bir gerinim tensörüyle tanımlanmıştır.

Bölge ile ilgili en geniş kapsamlı jeolojik uygulama Kürçer (2012) tarafından "Tuzgölü Fay Zonu'nun Neotektonik Özellikleri ve Paleosismolojisi, Orta Anadolu" adlı doktora tez çalışmasında yapılmıştır ve çalışma sonuçları çeşitli yayınlarla paylaşılmıştır (Kürçer ve Gökten, 2012; Kürçer vd., 2012; Kürçer ve Gökten, 2014 a, b). Çalışmada Wells ve Coppersmith (1994) tarafından normal faylar için önerilen eşitlikler kullanılarak TGFZ'ye ait segmentlerin üretebileceği en büyük deprem, en büyük ve ortalama yer değiştirme miktarları hesaplanmıştır. Elde edilen verilere göre

yazar, TGFZ'nin en önemli segmentlerinin Tuz Gölü, Altunhisar ve Akhisar-Kılıç segmentleri olduğunu belirterek Tuz Gölü ve Akhisar-Kılıç segmentleri üzerinde her bir segmentte iki olmak üzere toplam 4 paleosismolojik hendek çalışması yürütmüştür. Tuz Gölü segmenti üzerindeki hendekler, Tuz Gölü-2011 ve Altınkaya-2011, Akhisar-Kılıç segmentindeki hendekler ise Bağlarkayası-2010 ve Duru-2011 olarak adlandırılmıştır. Yürütülen çalışmalar sonucunda, Tuz Gölü segmenti üzerinde yakın dönem yıllık kayma hızı 0.050 mm, Akhisar-Kılıç segmentinde ise 0.034 mm olarak hesaplanmıştır. Yazar, bu değerlerin Cihanbeyli formasyonu ve Kızılkaya ignimbiritlerinden hesaplanan yıllık jeolojik kayma hızları 0,046 mm ve 0.052 mm ile uyumlu olduğunu belirtmiştir.

Bölgenin daha kapsamlı ve jeodezik olarak incelendiği ilk sayısal uygulama, Aktuğ vd. (2013)'nin Orta Anadolu'nun deformasyonu ile ilgili bölgedeki mevcut GNSS verilerini kullanarak yapmış olduğu çalışmadır. Çalışmada, Tuz Gölü Fay Zonu'nu da içerisine alan Orta Anadolu deformasyonunun yüksek duyarlıklı olarak belirlenmesi amacıyla Türkiye Ulusal Temel GPS Ağı (TUTGA) noktalarını kullanarak bölgede blok modelleme ve gerinim analizi yapılmıştır. Çalışmada TGFZ'nin bulunduğu blok üzerinde hesaplanan hızlarda 4.7 mm sağ yanal bir hareket ve 1.2 mm normal atım elde edilmiştir. Çalışma sonucunda TGFZ'ye ait hareketin fay boyunca homojen olmadığı görülmüş ve detaylı olarak incelenmesi gerektiği belirtilmiştir. Ancak, söz konusu çalışmada TGFZ'deki deformasyonun belirlenmesi için özel olarak yeni bir jeodezik gözlem ağı kurulmamış ve çalışma Orta Anadolu ölçeğinde değerlendirilmiştir. Kullanılan nokta yoğunluğunun (30-50 km) bölge deformasyonun belirlenmesi için yetersiz kalması ve elde edilen verilerin göreli olarak düşük çözünürlüklü olması sebebiyle fay bütün olarak ele alınmış, farklılığa yol açan davranışlar tespit edilememiştir. Diğer bir değişle, çalışma sadece TGFZ'ye yönelik kayma hızlarını tam olarak yansıtacak nokta yoğunluğuna sahip değildir.

Fernandez-Blanco vd. (2013) yaptığı çalışmada Tuz Gölü havzasının senozoik zamandaki tektonik gelişimi üzerine yeni bir 3 boyutlu model sunmayı amaçlamıştır. Yapılan çalışmada TGFZ'nin düşen bloğunun miyosen ve pliyosen'de 0.064- 0.17 mm/yıl oranında çöktüğü belirtmiştir.

Özsayın vd. (2013) tarafından Tuz Gölü havzasında saha gözlemleri, kinematik veriler ve sismik yansıma çizgisi yorumlama ve yaş analizi çalışmaları yürütülmüştür. Elde edilen bulgulara göre kuzey doğu-güney batı yönlü genişlemeli tektonik rejimin

Pliyosen zamanda başladığı ve günümüze kadar sürdüğü ifade edilmektedir. Çalışmada ayrıca TGFZ'ye ait düşey yer değiştirmenin 0.08 ve 0.13 mm/yıl arasında olduğu belirtilmektedir.

Yıldırım (2014) tarafından gerçekleştirilen çalışmada, TGFZ'nin deprem potansiyelini ve bölgesel sismik tehlikesini aydınlatmaya yardımcı olması amacıyla Dağ Önü Sinüslüğü ve Vadi Tabanı Genişliğinin Vadi Yüksekliğine Oranı indeks hesaplamaları ile birlikte nehir morfolojisi analizleri gerçekleştirilerek her bir TGFZ segmenti için tektonik aktivite ve deprem potansiyeli araştırılmıştır. Çalışmada TGFZ'ye ait segmentlerde 0.05 ve 0.5 mm/yıl oranında düşey hareket tespit edilmiş ve bölgedeki diğer çalışmalardan (Özsayın vd., 2013; Kürçer ve Gökten, 2012; Aktuğ vd., 2013) elde edilen değerlerle uyumlu olduğu belirtilmiştir. Buna ek olarak jeomorfolojik analizlere göre, TGFZ'ni orta kısmında bulunan segmentlerin fay bölgesinin kuzey ve güney segmentlerine göre daha yüksek sismik risk taşıdığı ve bölgesel sismik tehlike açısından daha dikkatli bir şekilde incelenmesi gerektiğine değinilmiştir.

Orta Anadolu deformasyonunu ilgilendiren bir diğer güncel çalışma da Simao vd. (2016) tarafından yapılan çalışmadır. Çalışma alanının batısında kalan kısımda (TGFZ) artan yıllık hız oranının gerinimini de arttırdığı işaret edilmiştir. Ancak, yapılan çalışmada Orta Anadolu Bölgesi'ndeki en kapsamlı çalışmayı yapan Aktuğ vd. (2013)'nin elde ettiği hız vektörleri kullanılmıştır.

Aktuğ (2017) yılında yaptığı "Jeodezik Deprem Tehlike Haritası" adlı çalışmada GNSS verilerinden elde edilen jeodezik gerinimleri kullanarak tüm Türkiye'yi kapsayan deprem tekrarlıklarını hesaplayarak deprem potansiyeli haritasını üretmiştir. Çalışmada Kuzey Anadolu Fay Sistemi ve Ege bölgesine ait belirli kesimlerde en kısa tekrarlıklar elde edilirken, Doğu Anadolu Fayının sadece kuzey kısımlarında yüksek tekrarlıklar elde edilmiştir. İç Anadolu Bölgesinde ise M > 6 ve M > 7 'den büyük depremlerin diğer bölgelere oranla daha düşük tekrarlılık ve deprem potansiyeli olduğu belirtilmiştir.

Öztürk vd. (2018) yılında TGFZ Bor Segmenti'nin eğim atım miktarı incelediği "Tuzgölü Fay Zonu Bor Segmenti'nin Kuvaterner Atım Miktarı" adlı çalışmada, yazarlar atım miktarının belirlenmesi amacıyla elektriksel özdirenç yöntemi (ERT) kullanmıştır. Tuzgölü Fay Zonu, Bor Segmenti'nin Kuvaterner atım miktarı çalışmadan elde edilen yaş analizleri ve ERT profil sonuçlarına göre ~110 m olarak

tespit edilmiştir. Bu çalışmadaki bulgular değerlendirildiğinde TGFZ'nin Bor segmentine ait atım oranı 0.0714-0.112 mm/yıl olarak belirlenmiştir ve bu bulguların diğer araştırma sonuçları ile uyuşum gösterdiği belirtilmektedir.

Yeken ve Yoğurtçuoğlu (2018) tarafından gerçekleştirilen "Tuzgölü Fayı ve Civarının Deprem Riski" adlı çalışmada TGFZ sismik etkinlik verileri kullanılarak fay zonu ve civarındaki sismik risk analizi yapılmıştır. Aletsel dönemin başından aktüel kayıtlara kadar olan sürede gerçekleşen tüm deprem verilerinin alındığı çalışmada 115 yıllık bir zaman aralığındaki (1903-2018) büyüklüğü M ≥4.0-4.9 olan 60 adet deprem, M≥5.0 olan 13 adet deprem verileri Gutemberg-Richter (1954) istatistiksel analizlere göre çözümlenerek sismik risk analizi yapılmıştır. Elde edilen sonuçlara göre bölgede çok büyük depremlere sık rastlanmamasına karşın, M=5 büyüklüğündeki bir depremin tekrarlanması süresinin 13.8 yıl, M=6 büyüklükteki depremin tekrarlanma süresinin ise 87.1 yıl olduğu belirlenmiştir. Çalışmada ayrıca, TGFZ'nin kuzey kesiminin, güneye göre daha sismik etkinlik gösterdiği belirtilerek, bölgenin kuzey kesimindeki fay aktivitesi ile Hasandağı fay zonunun sismik algılayıcılarla ve GNSS verileri ile takip edilmesi önerilmiştir.

Dinçer (2019) tarafından yapılan çalışmada Tuzgölü Havzası ve yakın çevresindeki deniz seviyesi (0 m), -1000 m, -2000 m, -3000 m ve -4000 m derinliklerde faylanmalar gravite ölçmelerinin analizi ile belirlenmiştir. Belirlenen fayların KB-GD, K-G ve KD-GB yönelimli olup büyük oranda normal ve ters fay karakterinde az oranda ise düşey fay özelliğine sahip olduğu belirtilmiştir. Çalışmada, bölgenin sismik profillerine yönelik önceki çalışmaların yorumlarında normal faylanmaların öne çıkarılması ya da yüzeye yakın kesimlerde yüksek açılı derinlere doğru düşük açılı normal faylanma modellerinin yapılan çalışma bulgularının ortaya koyduğu ters faylanlanmalar ile farklılık teşkil ettiği belirtilerek sismik profil yorumlarının yeniden gözden geçirilmesi önerilmektedir. Buna ek olarak Fernadez-Blanco vd. (2013)'de belirtilen Şereflikoçhisar-Aksaray Bindirmesinin yapılan çalışma ile ortaya konulan ters faylanmaların bir kısmı ile uyumlu gözüktüğü belirtilmektedir.

Bu çalışmada, literatürdeki öncül çalışmalar ve bölgedeki sismik deformasyonun daha doğru şekilde anlaşılmasına yönelik ihtiyaçtan yola çıkılarak, öncelikle hızla gelişmekte olan Aksaray ili için doğrudan tehdit oluşturan TGFZ'nin Aksaray segmentinin ve beraberinde Akhisar-Kılıç ve Altunhisar segmentlerinin kayma hızı ve deformasyon alanının tespitine dönük veri elde edilmesi amacıyla, söz konusu

segmentleri kapsayan TGFZ'nin güney kesimi üzerinde, 118Y068 no'lu Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu (TÜBİTAK) ve UDAP-Ç-18-01 no'lu Ulusal Deprem Araştırma Programı (UDAP) projeleri kapsamında tesis edilen 24 adet yeni nirengi ve 2 adet Sürekli Gözlem Yapan GNSS istasyonu ile ilk defa homojen dağılımlı bir jeodezik ağ oluşturulmuştur. Kurulan ağ üzerinde yapılan 4 kampanya GNSS ölçmeleri ve çalışma alanı çevresinde bulunan TUTGA ve TUSAGA-Aktif verilerinden yararlanılarak öncelikle bölgenin güncel hız alanı elde edilmiştir. Elde edilen hız vektörleri kullanılarak GeodSuit yazılımı ile TGFZ üzerindeki gerinim miktarları hesaplanmış ve blok model çalışmaları yürütülmüştür. Buna ek olarak son yıllarda yüzey deformasyonlarının belirlenmesinde yaygın kullanıma sahip olan InSAR tekniği kullanılarak bölgedeki levha hareketleri belirlenmeye çalışılmıştır. Çalışma kapsamında bu amaçla 2014-2020 yılları arasında algılanan 35 adet Sentinel-1 A/B radar görüntüleri GMT5SAR yazılımında SBAS yöntemiyle değerlendirilerek elde edilen sonuçlar ilerleyen bölümlerde sunulmuştur.

2. YER KABUĞU HAREKETLERİ VE İÇ ANADOLU'NUN DEPREMSELLİĞİ

Geçmiş yüzyıllarda Dünya coğrafyasının günümüzden değişik olduğu fikri yeni değildir. Afrika kıtasının batı kıyılarının ve Güney Amerika'nın doğu kıyılarının olduğu ilk haritalar ve bu bölgelerdeki benzerlikler, günümüzde bildiğimiz kıtaların geçmiş zamanlarda birlikte bulunduğunu ve ilerleyen uzunca zamanlardan sonra koparak günümüzdeki konumlarına geldiklerini düşündüren öncül kanıtlardır. 1500'lü yıllarda kartoğraf Abraham Ortellius, Amerika, Avrupa ve Afrika kıtalarının geometrik benzerliklerinden ilk kez söz etmiştir. Daha sonra 1800'lü yıllarda Abraham Werner, Alexander Von Humbolt ve Antonio Snider Pelligrini'de özellikle Atlantik okyanusunun karşı kıyılarının birbirlerine benzediğini öne sürerek kıtaların bir zamanlar bir arada olduğuna değinmiştir. 19. yüzyılın sonlarına doğru Avusturyalı bir jeolog olan Edward Suess, Avustralya, Hindistan, Güney Afrika ve Güney Amerika'daki bitkilere ait fosillerin benzerliğine dikkat çekmiş ve güney kıtalarının bütününden oluştuğunu düşündüğü "Gondwanaland" adlı süper kıtadan ilk kez söz etmiştir. 1910 yılında, Amerikalı jeolog Frank Bursley Taylor, kıtaların kayması ile ilgili olarak geçmiş zamanlarda kutup bölgelerinde bulunan kıtaların parçalanarak ekvatora doğru ilerlediğini öne sürmüş olsa da Alman bilim adamı Alfred Lottar Wegener, kıtaların kayması varsayımını geliştiren kişi olarak tanınmaktadır. Wegener'in 1912'de ortaya koyduğu Levha Tektoniği kuramı günümüze kadar gelişen görüşler arasında en önemlisidir (Dirik, 2005; Ersoy, 2020; URL-1).

2.1 Levha Tektoniği

Alman bilim adamı Alfred Wegener kıtaların kaymasına ilişkin kuramı ileriye taşıyan kişi olarak tanınmaktadır. 1912 yılında ilk baskısı yayımlanan "The Origin of Continents and Oceans (Kıtaların ve Okyanusların Kokeni)" isimli kitabında tüm kara parçalarının önceden Yunan dilinde karşılığı "bütün karalar" olan Pangea adlı tek bir süper kıtada birleştiğini öne sürmüştür. Wegener'in kıtasal kayma için öne sürdüğü kanıtlar ise kıtaların birbirine uygunluğu, Afrika ve Güney Amerika'da bulunan fosillerin benzerliği, benzer kayaç dağılımı, paleoklimatolojik benzerlik ve benzer dağ kuşaklarıdır. Wegener'in hipotezi o yıllarda kıtaların dünya etrafında hareket mekanizması bilinmediği ve öne sürdüğü plaka hızı çok yüksek olduğu için ciddiye alınmamıştır. Güney Afrikalı jeolog Alexander du Toit, 1937 yılında yayınlanan "Our Wandering Continents (Gezinen Kıtalarımız)" adlı kitabında Güney Amerika

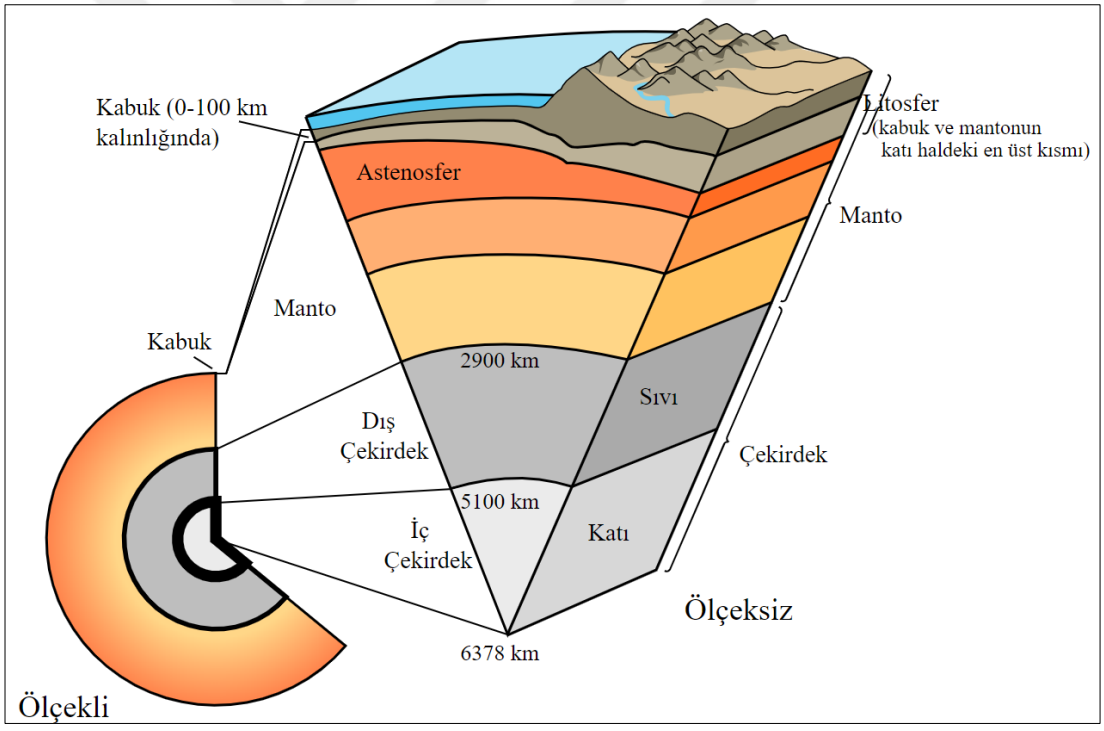
kıtasındaki Brezilya kıyıları ile Afrika kıyı kesimlerindeki magmatik kayaların radyometrik yaşlarının benzerliğine değinmiştir. Fakat bu inandırıcı görünen birden çok kanıta rağmen, kıtaların kayması düşüncesi dönemin bilim insanları tarafından kabul görmemiştir. Princeton Üniversitesi Jeoloji profesörü olan Harry Hammond Hess tarafından, II. Dünya savaşı esnasında okyanuslarda ses dalgalarının yayılma teknikleri üzerine yapılan incelemelerde deniz tabanlarının yayıldığına yönelik fikir ortaya koyulmuştur. Daha sonra 1960'lı yıllarda okyanuslarda yapılan araştırmaların artmasıyla birlikte bir zamanlar birlikte olan kıtaların daha sonra ayrıldıkları konusunda yeni ve inandırıcı kanıtlar sunularak kıtaların kayması varsayımı yaygın kabul görmüştür. Bu teori daha sonra E. Argand (1922), Beniof (1954) Runcorn (1962), Sykes (1968) ve Bullard (1969) gibi yeni zamanlara ait jeofizikçiler tarafından da desteklenir hale gelmiştir (Dirik, 2005; Tiryakioğlu, 2012; Keller 2005; Ersoy 2020; URL-1; Şekil 2.1).



Şekil 2.1. Pangea süper kıtası (URL-2).

Günümüzde kabul gören levhaların hareketi kavramında bir sonraki aşama bahsedilen bu hareketlerin itme güçlerinin ne olduğunu belirlemek olacaktır. Bu güçlerin kökeninin daha iyi anlaşılması için yerkürenin derin katmanlarının bilinmesi gerekmektedir.

Yer kabuğuna ait kalınlık ortalama 0 ile 35 km arasındadır. Bu kalınlık kıtasal kabukta 35-70 km iken okyanusal kabukta 5 ile 8 km aralığındadır. Litosfer olarak adlandırılan bölge yer kabuğu ile en üst mantodan oluşmakta ve yeryüzünden 670 km derinliğe varan bir kalınlığı bulunmaktadır. Litosferin üst tarafındaki kabuk, değişik minerallerden oluşan farklı kayaç gruplarından meydana gelmektedir. Mineraller birleşerek kayaçları, kayaçlar dağları, dağlarda yan yana gelerek kıtaları oluşturmaktadır. Yer kürenin derin kısımlarına inildikçe, üst mantonun ergimiş haldeki bölümü olan Astenosfere geçilir. Astenosfer bazaltik lav bileşimindedir, onun alt tarafındaki alt manto'da magnezyumlu ve demirli silikat bileşimindedir ve 1900 derece sıcaklıktadır. Litosfer ile birlikte mantonun kalınlığı 2900 km'dir. Dış çekirdek 3700 derece sıcaklıkta ve 2250 km kalınlıkta, dünyanın merkezinde bulunan iç çekirdek ise 1220 km kalınlıktadır ve 4500 derece sıcaklığa sahiptir (Atabey, 2000; Şekil 2.2).

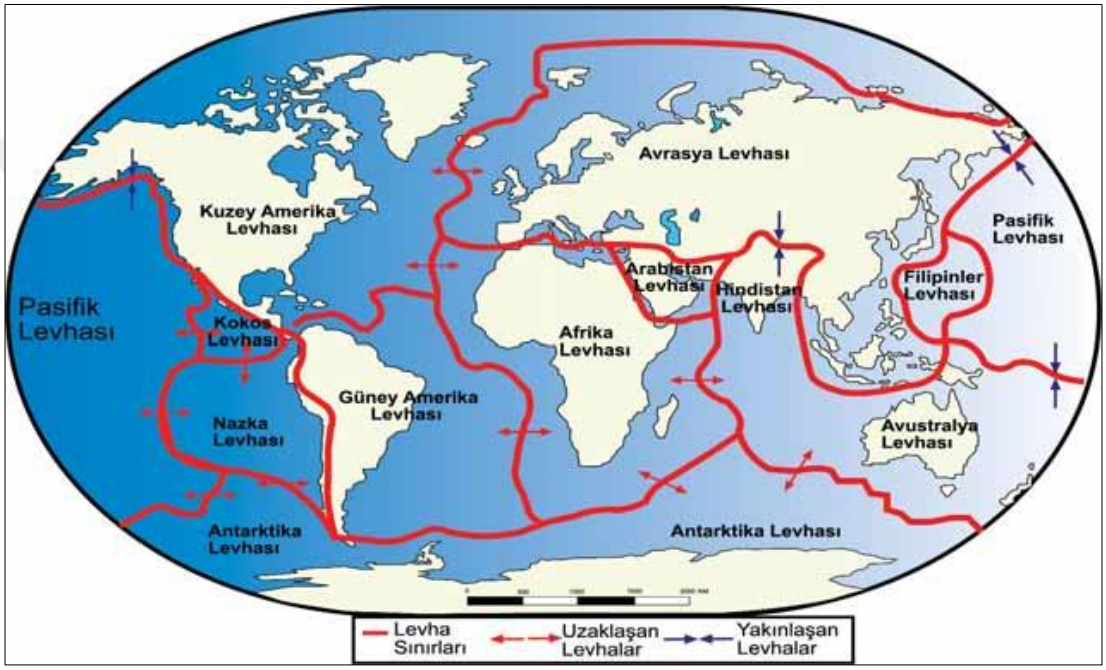


Şekil 2.2. Yer kürenin iç yapısı (URL-3).

Litosfer katı bir yapıda bulunmaktadır fakat buna karşılık astenosfer tabakası ise kendi içinde belirli bir hız çerçevesinde hareket etmektedir. Dünyanın merkezinde kalan kısımlarda ortaya çıkan yüksek sıcaklık mantodan geçerek daima dışarıya doğru ilerlemeye çalışmaktadır. Bu ısı değişimi olayı üst mantonun hareketlenmesine ve bu bölgede konveksiyon akımlarının gelişmesine sebep olmaktadır. Bu olayın sonucunda gelişen hareketler yeryüzünü kaplayan kırılgan yer kabuğu parçalarıyla (levhalar)

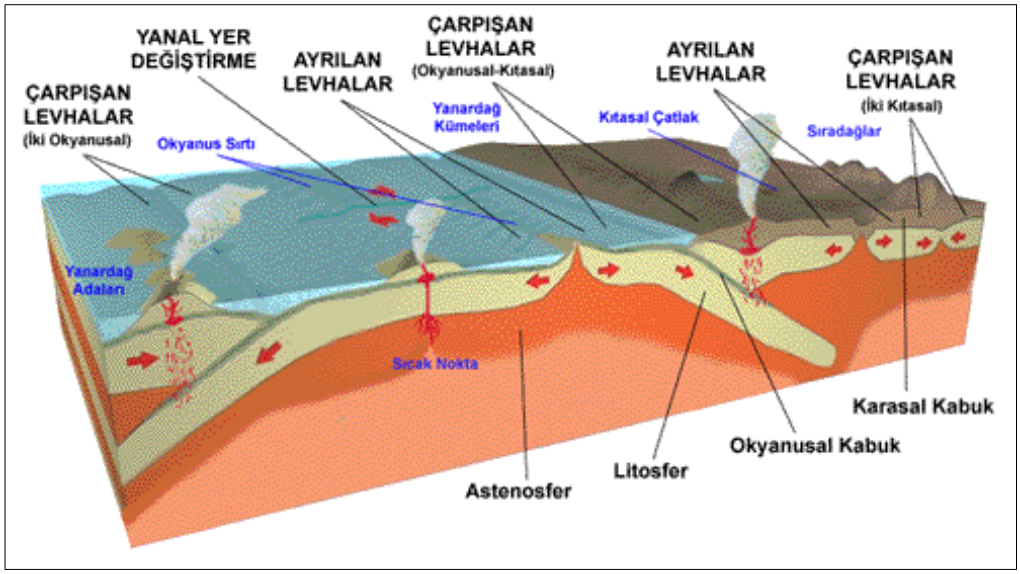
sürtünme nedeniyle bu levhaların farklı yönlerde hareket etmesine, bu sebeple oluşan kırıklardan yanardağların püskürmesine, kıtalar arasındaki okyanusların açılma ya da kapanmasına sebep olurlar. Bu hareketler sonucunda farklı boyutlarda ayrılan litosfer parçalarına Levha (plaka) adı verilmektedir (Atabey, 2000; Yavaşoğlu, 2009).

Günümüzde yer kabuğunda Pasifik, Arabistan, Avrasya, Kuzey Amerika, Güney Amerika, Afrika, Hindistan-Avustralya, Tongo, Antartika, Nazka, Kokos, ve Anadolu levhası gibi levhalara ek olarak birden çok küçük levha da bulunmaktadır (Atabey, 2000; Şekil 2.3).



Şekil 2.3. Dünyanın tektonik levha yapısı (URL-4).

Sürekli hareket halinde olan levha sınırlarındaki bağıl hareketler üç şekilde meydana gelmektedir. Levhalar sınırları boyunca birbirinden aralarında açık bırakarak uzaklaşırlar (Uzaklaşan Levhalar), Levhalar birbirleri ile çakışarak çarpışırlar ve bunun sonucunda bir levha diğerinin altına dalar ya da üzerine bindirir (Yakınlaşan levhalar) veya levhalar sınırları boyunca birbirlerine nazaran kayarlar. Bahsedilen üç harekette kendine özgü jeolojik sonuçlar doğurmaktadır (Ketin, 1994; Şekil 2.4).



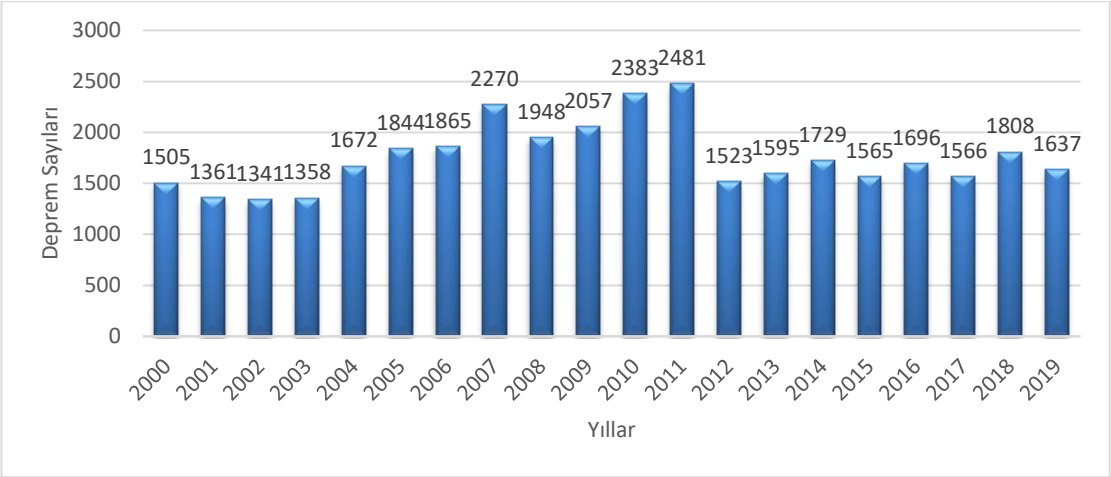
Şekil 2.4. Levha sınır tipleri (URL-5).

2.2 Deprem ve Faylanma Türleri

Yeryüzünde duyulan ve kökeni doğal olan yer sarsıntılarına deprem denmektedir. Bunlar katı-rijit litosfer bloklarının kırılmaları ve kaymaları sonucu açığa çıkan elastik deformasyon enerjisinin deprem dalgaları şeklindeki titreşim hareketidir. Dünyanın dört bir yanında her yıl insanların hissettiği yaklaşık 1 milyon deprem olmaktadır. Depremler ortaya çıkardıkları enerji, büyüklük ve yer hareketi denilen sarsıntı şiddeti veya insanların üstünde yaptıkları etkiye göre kıyaslanmaktadır (Ketin, 1994; Keller, 2005). Çizelge 2.1'de 19. Yüzyılın başından bu yana meydana gelen depremlerin sıklıkları Şekil 2.5'de ise 2000 ve 2019 yılları arasında gerçekleşen 5'ten büyük depremlerin sayıları verilmiştir.

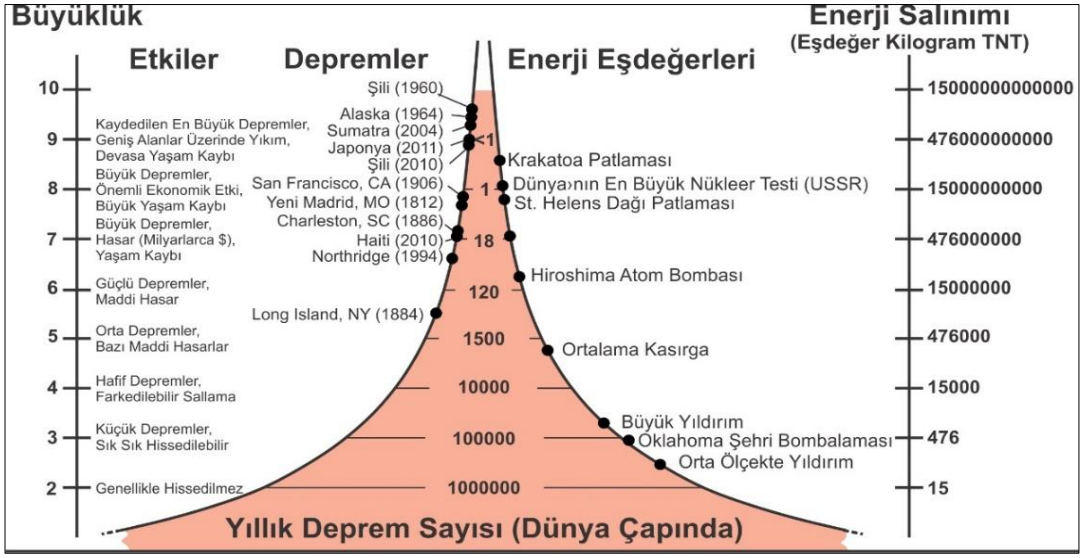
Çizelge 2.1. Dünyada oluşan depremlerin tanımsal sınıflamaya göre oluşum sıklıkları (USGS, 2000).

Magnitüd	Tanımlama	Yılda ortalama oluş sayısı	Sıklıkları
8 >	Devasa	< 1	1-2 yıl
7-7.9	Büyük	20-25	2-3 hafta
6-6.9	Kuvvetli	120	3 gün
5-5.9	Orta	1000	9 saat
4-4.9	Hafif	6000	1.5 saat
3-3.9	Küçük	49000	11 dakika
2-2.9	Çok Küçük	300000	2 dakika
< 2	Çok Çok Küçük	600000 >	52 saniye



Şekil 2.5. 2000-2019 yılları arasında dünyada oluşan M=5'ten büyük deprem sayıları (URL-6'dan alınan verilerle oluşturulmuştur).

Fayların kırılması sonucunda çok büyük bir enerji ortaya çıkmaktadır ve depremlere ait büyüklükte depremin meydana gelmesi esnasında açığa çıkan enerjinin bir ölçüsü olarak tanımlanmaktadır fakat açığa çıkan bu enerjiyi direkt olarak ölçme imkanı olmamaktadır. Bu sebeple Amerikalı bilim adamı Prof. Charles Francis Richter tarafından 1930'lu yıllarda bulunan bir yöntemle depremlerin aletsel bir ölçüsü olarak "Magnitüd" tanımlanmıştır. Richter, sert bir zemine yerleştirilmiş ve episantra 100 km uzaklıkta olan özel bir sismografla (2800 büyütmeli, özel periyodu 0.8 saniye ve %80 sönümü olan bir Wood-Anderson torsiyon Sismografı ile) kaydettiği zemine ait hareketin, mikron cinsinden (1 mikron 1/1000 mm) ölçülen maksimum genliğinin 10 tabanına göre olan logaritmasını, depremin "magnitüdü" olarak tanımlamıştır (URL-7).



Şekil 2.6. Deprem büyüklüğü (M) ve enerji arasındaki ilişki (URL-8'den türkçeleştirilerek oluşturulmuştur).

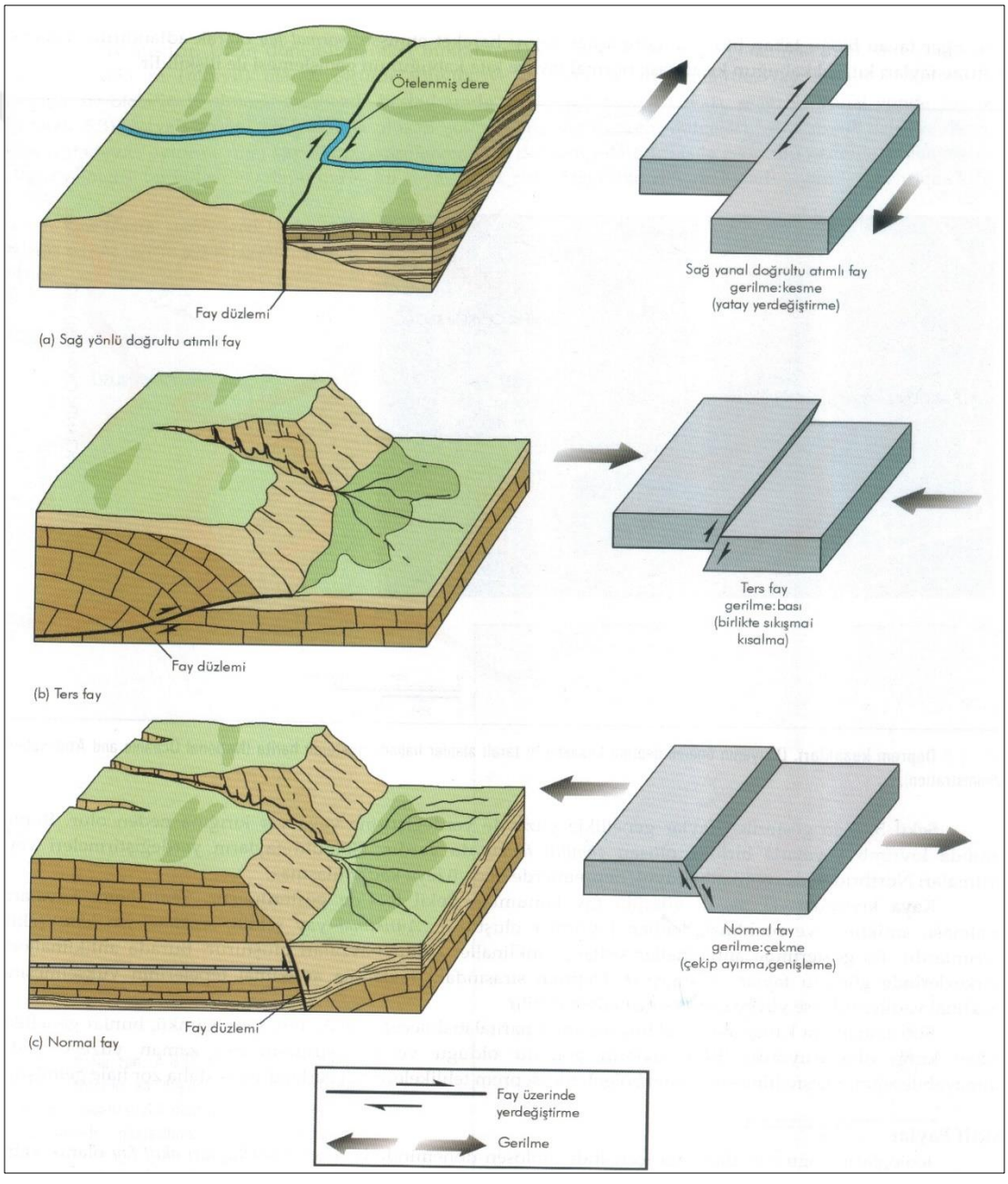
Büyüklüğü (M) 8 ve üzeri olan depremler oldukça geniş bir alanda yıkımlara sebep olabilecek güce sahip olan çok büyük depremler olarak kabul edilir (Şekil 2.6). 7 (M) büyüklüğünde olan büyük bir deprem ise yaygın ve ciddi hasara neden olacak kapasitededir. 6 (M) orta büyüklüğündeki bir deprem, derinlik, uzaklık ve yüzey malzemesi gibi değişkenlere bağlı olarak ciddi hasarlar meydana getirebilir. Yer hareketi, depremin sebep olduğu yer değiştirme veya kayaların ayrılması olarak kaydedilebilir. Çizelge 2.2'de büyüklükteki değişim ve yer değiştirme-enerji değişimi arasındaki ilişki verilmiştir. Buna göre 7.2 (M) büyüklüğündeki bir deprem 6.2 (M) büyüklüğündeki bir depreme göre 32 kat daha fazla enerji ortaya çıkarmaktadır ve meydana getirdiği yer değiştirme, sarsıntı miktarı 10 kat daha fazla olmaktadır. Bu fark Richter Ölçeği'nin lineer değil logaritmik oluşundan kaynaklanmaktadır yani depremlerde Richter ölçeği birer birer artarken, depremin büyüklüğü ise 10'un katları, gücü ise 30'un katları şeklinde artmaktadır (Keller, 2005; URL-9).

Çizelge 2.2. Depremler için büyüklük, atım miktarı ve enerji arasındaki ilişki (USGS, 2000).

Büyüklük değişimi	Yer değiştirme değişimi	Enerji değişimi
1	10 Kat	Yaklaşık 32 Kat
0.5	3.2 Kat	Yaklaşık 5.5 Kat
0.3	2 Kat	Yaklaşık 3 Kat
0.1	1.3 Kat	Yaklaşık 1.4 Kat

Fay kırılma süreci veya faylanma terimi, birbirlerine doğru hareket etmekte olan iki levhaya benzetilebilir. Fay düzlemine benzeyen levhalar arasındaki sınırda meydana gelen sürtünme geçici olarak bir süre yavaştır. Fakat düzlemin çeşitli yerlerinde, sert kenarlar kırılırken hareketlenme oluşur. Örnek olarak birbirlerine göre hareket eden litosfer levhaları sürtünme nedeniyle yavaşlar ve bunun sonucunda sınırdaki kayalar, bu hareketin sonucunda gerilme oluşturacak şekilde deformasyona uğrar. Kayadaki gerilme, direnci aştığında kayalar fay oluşturarak ve deprem üreterek kırılır. Fay, hareket eden kayalar boyunca oluşan kırık ve kırık sistemi olup, bunun sonucunda bir taraf diğerine göre yer değiştirir. Büyük depremlerde fay hattı boyunca metre mertebesinde yer değiştirmeler meydana gelebilmektedir. Kırılma iç merkezde başladığında, deprem süresi boyunca aşağı, yukarı ve yanal yönde yayılır. Fay türleri yönleri veya birbirlerine göre olan görece yer değiştirmelerine göre tanımlanmaktadır. Doğrultu atımlı fay, kenarlarının yatay yönde yer değiştirdiği bir fay türüdür. Bakış yönüne göre sağ blok hareket etmişse sağ doğrultu atımlı, eğer hareket sol blokta ise

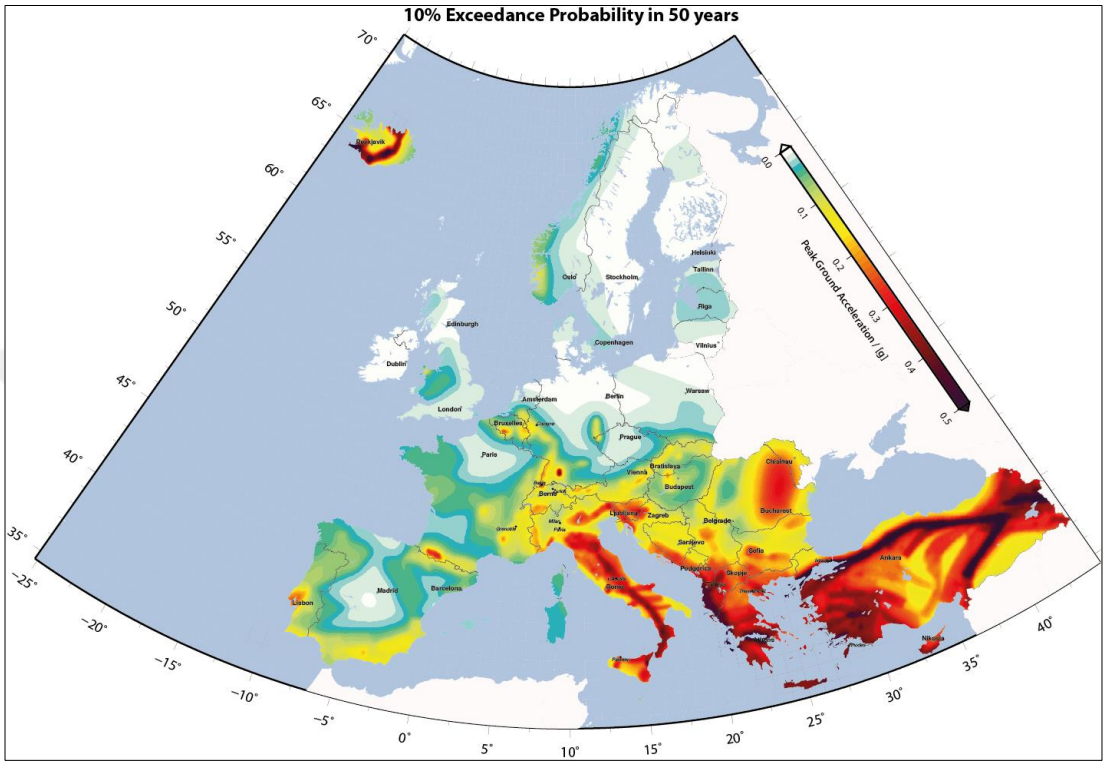
sol doğrultu atımlı olarak tanımlanır. Düşey yönde yer değiştiren faylara ise eğim atımlı faylar denmektedir. Eğim atımlı faylar, meydana gelen yer değiştirmenin geometrisiyle orantılı olarak ters fay veya normal fay olabilirler. Şekil 2.7'de fay düzlemi ile ayrılan iki blok görülmektedir. Eğer tavan bloğu taban bloğunun üzerine doğru hareket etmişse bu hareket ters fay olarak adlandırılır. Ters fayda düzlem açısı 45 dereceden azsa, bu bindirme fayı olarak isimlendirilir. Tavan bloğu taban bloğuna göre aşağı yönde hareket ediyorsa buna normal fay denmektedir. Ters ve bindirmeli faylar kıtasal kabuğun kısalmasına, normal faylar ise kıta kabuğunun genişlemesinin sonuçlarına bağlı olmaktadır (Keller, 2005).



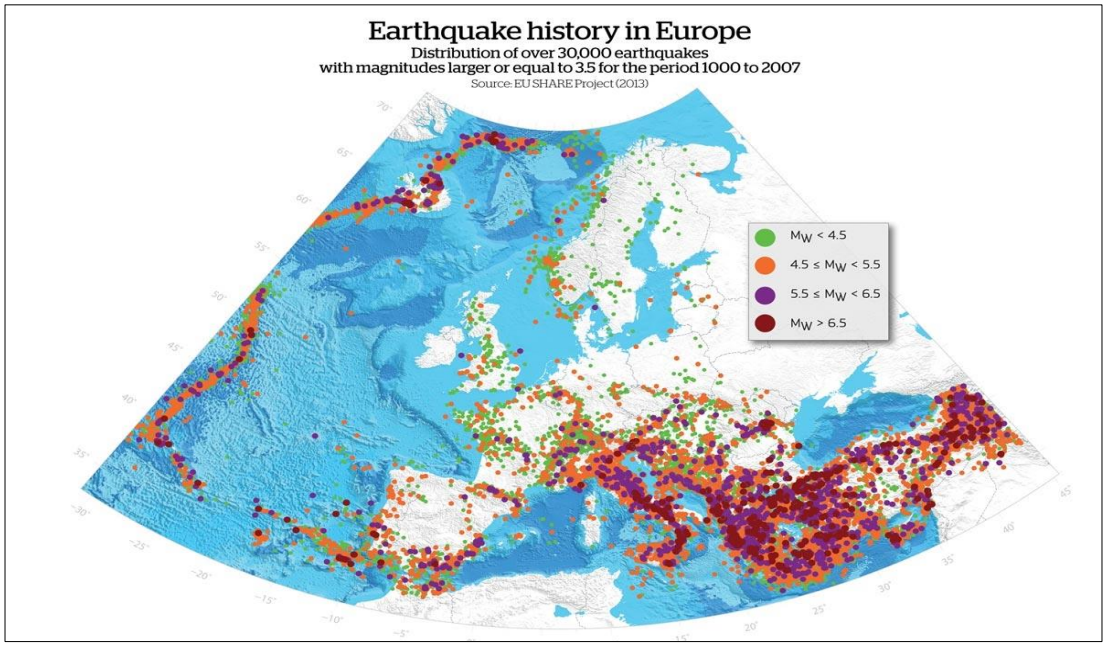
Şekil 2.7. Yer kabuğu hareketi anlatımı (Keller, 2005).

2.3 Orta Anadolu'nun Neotektonik Özellikleri ve Depremselliği

Türkiye, sahip olduğu jeolojik konum nedeniyle, depremsellik açısından Alp-Himalaya kuşağının en aktif deformasyon alanlarının başında gelmektedir (Şekil 2.8 ve Şekil 2.9).

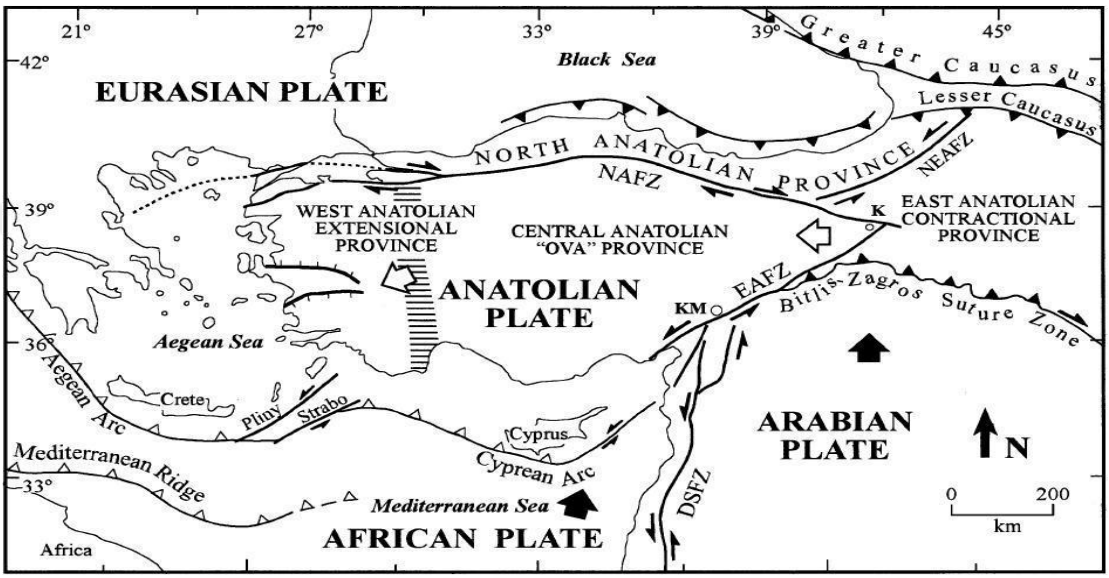


Şekil 2.8. Avrupa sismik tehlike haritasında Türkiye'nin konumu (Giardini vd., 2013; URL-14).



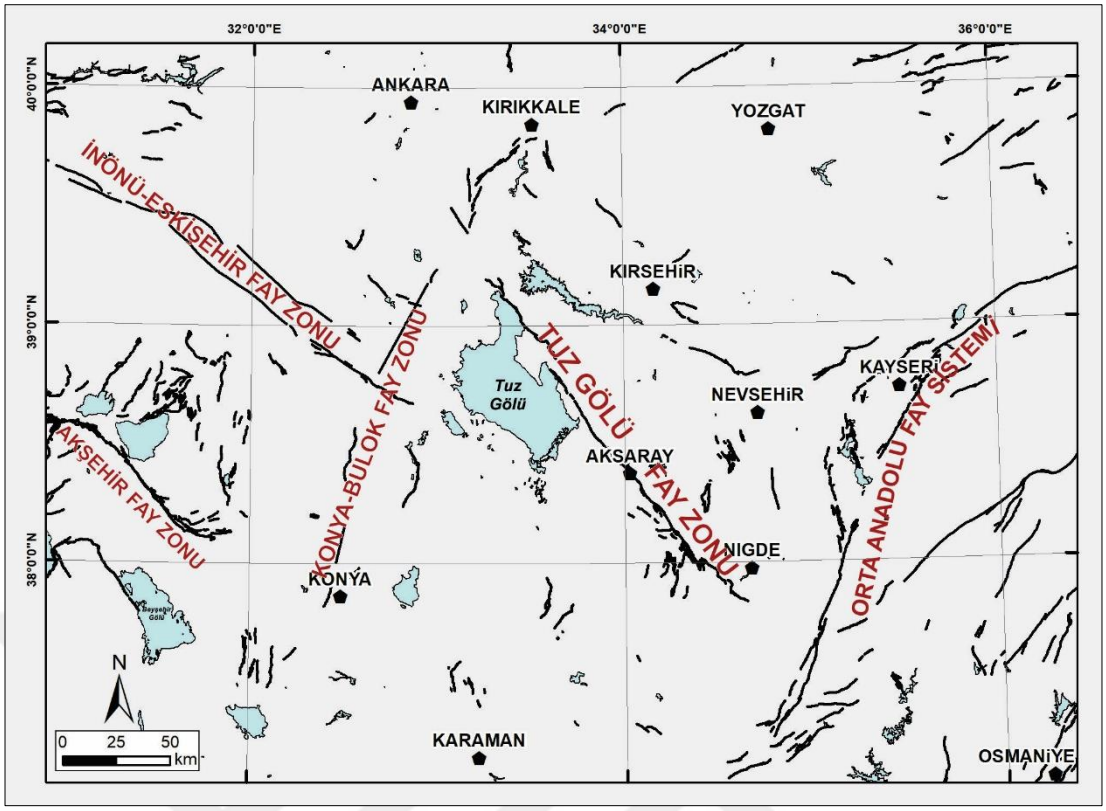
Şekil 2.9. M=3.5 ve büyük depremlerin Avrupa'da dağılımı (URL-15).

Ülkemizin Orta Anadolu bölgesinde, birbirlerine koşut olmayan verev atımlı faylar ile sınırlanmış, gerilme kökenli havzalar (Tuz Gölü ve Konya havzaları) Şengör (1980) tarafından "Ova" olarak tanımlanmış ve bu bölge "Orta Anadolu ova bölgesi" olarak adlandırılmıştır. Şekil 2.10'da KAFS: Kuzey Anadolu Fay Sistemi, DAFS: Doğu Anadolu Fay Sistemi, ÖDFS: Ölü Deniz Fay Sistemi, KDAFZ: Kuzey Doğu Anadolu Fay Zonu, K: Karlıova, KM: Kahramanmaraş üçlü birleşme noktası'nı ifade etmektedir.



Şekil 2.10. Türkiye'deki ana tektonik yapı ve bölgelere ait harita (Bozkurt, 2001; Şengör vd., 1985).

Şengör (1980)'e göre Orta Anadolu, Batı Anadolu genişleme sisteminin doğuya doğru giderek güçsüzleşen bir devamı niteliğindedir. Aynı zamanda Orta Anadolu ova bölgesi ülkemizdeki diğer neotektonik bölgeler arasında bir geçiş zonu oluşturmaktadır (Dirik ve Göncüoğlu, 1996; Koçyiğit ve Beyhan, 1998; Dirik, 2001; Koçyiğit ve Erol, 2001; Dirik ve Erol, 2003; Koçyiğit ve Özacar, 2003, Koçyiğit 2005; Şekil 2.11).

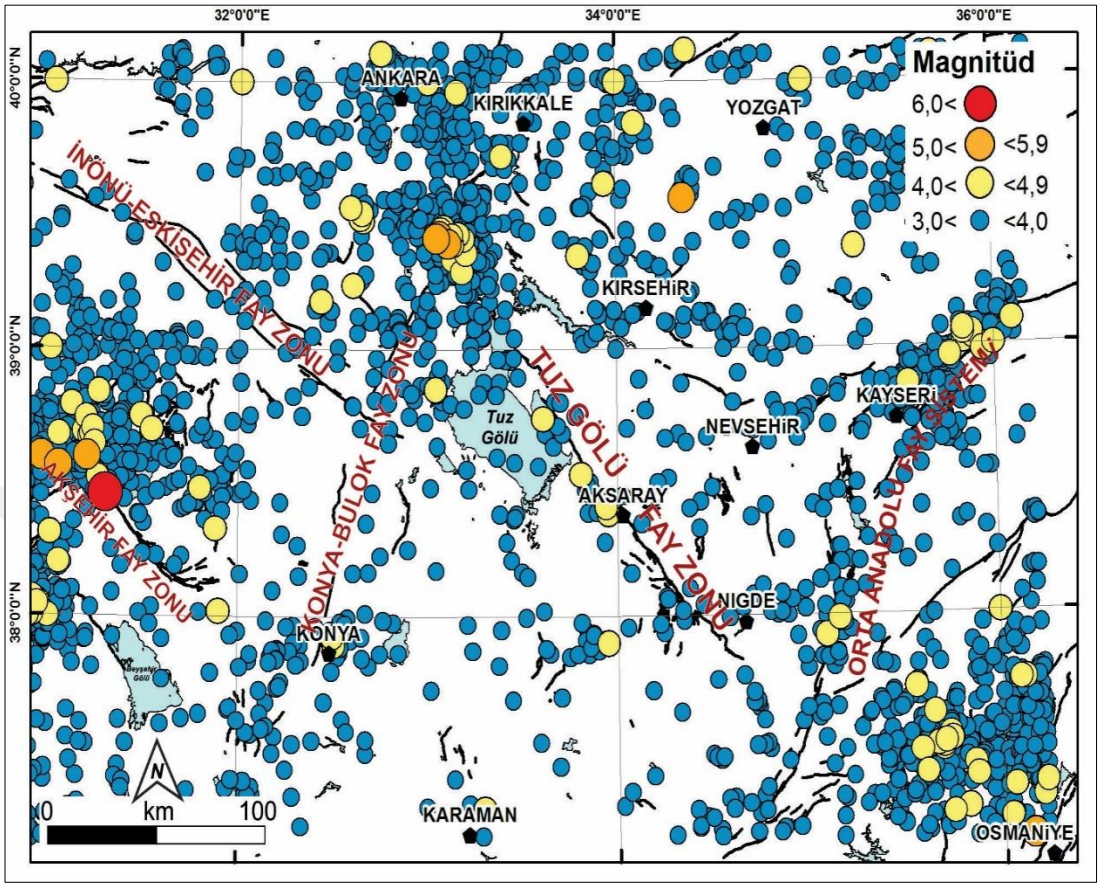


Şekil 2.11. Orta Anadolu bölgesindeki faylar (Dirik ve Erol, 2003; Dirik, 2001; Dirik ve Göncüoğlu, 1996; Göncüoğlu vd., 1996; Koçyiğit ve Özacar, 2003; Özsayın ve Dirik, 2007; Emre vd., 2013).

Ülkemizde birkaç deprem istasyonu ile depremselliğin belirlendiği 1900–1960 yılları arasında kalan dönem, aletsel dönemin ilk yarısını ve 1960'lı yıllardan sonra deprem istasyonlarının sayısının artışı ile birlikte meydana gelen depremlerin daha detaylı kaydedildiği dönem ise aletsel dönemin ikinci yarısını oluşturmaktadır. Aletsel dönemde farklı kurum ve kuruluşlarca elde edilen kayıtlar (Kandilli Rasathanesi, USGS, AFAD) Orta Anadolu ova bölgesini Türkiye'nin geri kalanına göre sismik açıdan sakin olarak kabul edilmesine sebep olmuştur (Şekil 2.12).

Sismik olarak oldukça aktif bir ülke olan Türkiye'nin Orta Anadolu Bölgesi göreli olarak sakin bir bölge olarak değerlendirilse de gerek batıdan çekme rejiminin gerekse de doğudan sıkışan Anadolu Levhası'nın kaçma rejiminin etkileri nedeniyle değişik doğrultularda farklı nitelikli faylar içermekte ve sismik açıdan aktif olmasını sağlamıştır (Şekil 2.10). Orta Anadolu bölgesindeki başlıca tektonik yapılar sol yanal Orta Anadolu Fay Zonu, sağ yanal bileşenli normal fay karakterinde ki Tuz Gölü Fay Zonu, İnönü-Eskişehir Fay Sistemi, Konya Bulok Fay Zonu ile Akşehir Fay Zonu'dur (Dirik ve Göncüoğlu, 1996; Koçyiğit ve Beyhan, 1998; Koçyiğit 2000, 2003; Dirik,

2001; Koçyiğit ve Özacar, 2003; Kürçer ve Gökten, 2014). Bu yapılar Şekil 2.12'de gösterilmiştir ve bölgede meydana gelen depremler, AFAD'tan alınmıştır.



Şekil 2.12. Çalışma alanı ve çevresinde 1900'den itibaren meydana gelen M=3'den büyük depremler (Faylar; Dirik ve Erol, 2003; Dirik, 2001; Dirik ve Göncüoğlu, 1996; Göncüoğlu vd., 1996; Koçyiğit ve Özacar, 2003; Özsayın ve Dirik, 2007; Emre vd., 2013'ten değiştirilerek alınmıştır).

2.3.1 Orta Anadolu Fay Zonu

Orta Anadolu'nun önemli neotektonik unsurlarından biri olan Ecemiş Fay Zonu Kuzeyde Erciyes Dağı (Kayseri) ile güneyde Mersin ili arasında KD-GB doğrultusunda uzanmaktadır ve yaklaşık 300 km uzunluğa sahiptir (Şatır-Erdağ vd., 2009). Aktif sol yanal doğrultu atımlı fay zonu farklı yazarlarca farklı isimlerle adlandırılmıştır (Ecemiş Çayı Koridoru/Ecemiş Koridoru; Blumenthal 1941, 1952; Ecemiş Dislokasyonu/Fayı; Ketin 1960). Dirik ve Göncüoğlu (1996) tarafından gerçekleştirilen çalışmada Orta Anadolu bölgesine ait neotektonik özellikler incelenmiş ve güneyde Mersin'den kuzeyde Sivas-Refahiye'ye kadar uzanan ana fay ile buna paralel ve yarı paralel faylardan oluşan yapıyı yazarlar Ecemiş Fay Zonu olarak isimlendirmişlerdir. Koçyiğit ve Beyhan (1998), Orta Anadolu Fay Zonu olarak adlandırdıkları fayın yaklaşık olarak 730 km uzunlukta ve 2 ile 80 km arasında

genişlikte sol yanal aktif doğrultu atımlı bir fay olduğunu belirtmiştir. Yazarlar bu fayın, Kuzey Doğu'da Düzyayla ile Güney Batı'da Anamur ilçesi arasında uzandığını ve Orta Anadolu platosunu (Kayseri-Mersin) temsil ettiği görüşünü sunmuş ve Orta Anadolu Fay Zonu'nun, Ecemiş Fayı'nın etkinlik kazanması ile oluşan aktif bir yapı olduğunu belirtmiştir (Koçyiğit, 2003). Yetiş (1978) yaptığı çalışmada Ecemiş Fay Zonu'nun Paleosen sonrasında Lütesiyen öncesinde oluştuğunu ve 80±10 km birincil ana doğrultu atımı bulunduğunu belirtmiştir. Bir diğer çalışma olan Jaffey ve Robertson (2001)'da ise Ecemiş Fay Zonu'ndan elde ettikleri sedimantolojik ve yapısal verilere dayanarak, fay zonunun Geç Eosen'den itibaren toplam 60±5 km'lik sol yanal atıma sahip olduğu ifade edilmiştir. Fay zonuna ait ana segment üstünde gerçekleştirilen hendek çalışmalarına göre, fay üstünde son 3500-3900 yıldır yırtılma gerçekleşmediği belirtilmiştir (Akyüz vd., 2006). Yakın zamanda gerçekleştirilen bir başka grup çalışmada ise Ecemiş Fayı'na ait düşey atım miktarının 97.0 ± 13.8 bin yıldır toplam olarak 35 ± 3 m olduğu belirtilmiştir. Yıllık atım miktarının ise 04.2 ± 16.5 by ve 64.5 ± 5.6 by arasında bulunan süreçte yatayda 4.2 ± 1.9 mm/yıl ve düşeyde 0.8 ± 0.3 mm/yıl olduğu kozmojenik yaşlandırma yöntemleriyle hesaplanmıştır. Buna ek olarak bu durum, Ecemiş Fayı'nın orta-Geç Pleyistosen'den itibaren yüzey kırığı meydana getirecek bir deprem oluşturmadığının göstergesi olduğu ifade edilmiştir (Sarıkaya, 2015 a,b). Fakat Ecemiş Fay Zonu'na ait Kuvaterner jeoloji ve morfoloji, Ecemiş Fayı'nın son yüzyılda tahrip edici depremlere sebep olmuş diğer aktif faylardan farklı olmadığını anlatmaktadır (Şaroğlu vd., 1987, 2001). Görünen jeomorfolojisi ve jeolojik yapısı göz önünde bulundurulduğunda Ecemiş Fayı'nda da 6'dan büyük magnitüde sahip yıkıcı depremlerin meydana gelmesi olasılık dahilindedir (Şaroğlu vd., 2001).

2.3.2 İnönü-Eskişehir Fay Sistemi

Bölgedeki bir diğer Neotektonik unsur ise İnönü-Eskişehir Fay Sistemi'dir (İEFS) (Koçyiğit, 2003). Bursa ile Tuz Gölü arasında uzanan yapı, Orta Anadolu Fay Zonu gibi farklı yazarlarca farklı isimlerle adlandırılmıştır. Söz konusu yapı Ketin (1968)'in sismotektonik ve Şengör vd. (1985)'nin genel neotektonik haritalarında gösterilmiş ve Şengör vd. (1985) tarafından Eskişehir Fayı, Şaroğlu vd. (1987) tarafından ise Eskişehir-Bursa Fay Zonu olarak isimlendirilmiştir (Esat, 2011). Koçyiğit (2003, 2009) bölgede yapmış olduğu çalışmalarda batıda Bursa ile doğuda Tuzgölü arasında uzanan, toplam 470 km uzunluk ve ortalama 20 km genişlikte önemli miktarda normal

bileşene sahip sağ yanal doğrultu-atımlı bir kesme kuşağı olarak tanımladığı yapıyı İEFS olarak adlandırmıştır. İEFS uzunlukları 0.5-25 km arasında değişen, süreksiz ve çok sayıda fay segmentinden oluşmaktadır ve büyüklüğü 6 ve üzerinde deprem üretme kapasitesine sahiptir (Şaroğlu vd., 1987; Koçyiğit 2003; Dirik ve Erol, 2003; Koçyiğit 2009).

İnönü-Eskişehir Fay Sistemi, Sivrihisar civarında doğrultuları KB–GD olan ılıca, Yeniceoba, Cihanbeyli ve Sultanhanı fay zonlarına ayrılarak Tuz Gölü'nün güneyine kadar devam eder (Özsayın ve Dirik, 2007). Fay zonu üzerinde ve çevresinde aletsel dönemde meydana gelen depremlerin varlığı söz konusu fayların aktivitesine işaret etmektedir.

2.3.3 Akşehir Fay Zonu/Sultan Dağı Fay Zonu

Akşehir Fay Zonu, Afyon'un Çay ilçesi ile Konya'nın Doğanhisar ilçeleri arasında KB-GD uzanan aktif bir faydır (Şaroğlu, 1987; Koçyiğit vd., 2000; Akyüz vd., 2006). 1992 yılında yayımlanmış Türkiye Diri Fay Haritası'nda Sultandağı Fayı olarak çizilen ve ters fay olarak nitelendirilen fayın, sonraki çalışmalarda normal fay karakterinde aktif bir fay zonu olduğu belirtilmiştir (Koçyiğit ve Özacar, 2003). Fay zonunun genişliği birkaç on metre ile birkaç km arasında değişir. Fay üzerinde meydana gelen büyüklüğü 5'in üzerinde depremler (15 Aralık 2000 Sultandağı Depremi M=6.0; Harvard Üniversitesi 2002; Taymaz ve Tan, 2001) fayın morfolojisi, özellikleri ve kayma hızı ile igili detaylı çalışmalar yapılmasına neden olmuştur (Akyüz vd., 2006; Ergin vd., 2009; Topal vd., 2016; Tiryakioğlu vd., 2018a). Bölgede ayrıca 1900'lü yıllarda büyüklüğü 4'ten büyük 40 deprem meydana gelmiş olup, bunlardan 6 tanesinin büyüklüğü 5'in üzerindedir (Akyüz vd., 2006).

2.3.4 Konya (Konya-Bulok) Fay Zonu

Konya'nın batı kesiminde yer alan yapı Koçyiğit (1984) tarafından genel özellikleri ile haritalanmış, Türkiye Diri Fay Haritasında ise Konya Fayı, Eren (2000)'in çalışmasında ise Konya Fay Zonu olarak adlandırmıştır. Koçyiğit (2003) bu zonu, kuzeybatısında yer alan faylarla birlikte tanımlayarak Konya-Bulok Fay Zonu olarak adlandırır. Buna göre Konya-Bulok Fay Zonu, Konya Hatip'ten başlayarak KKD doğrultusu boyunca Konya grabeninin batı kenarı, Altınekin grabeni, Bulok grabeni sınırlayan fayları kapsar ve kuzeyde Kırıkkale güneybatısına kadar uzanır (Koçyiğit, 2003; Dinçer, 2019). Zonun uzanımı 250 km ve genişliği ise 10-20 km arasında olan

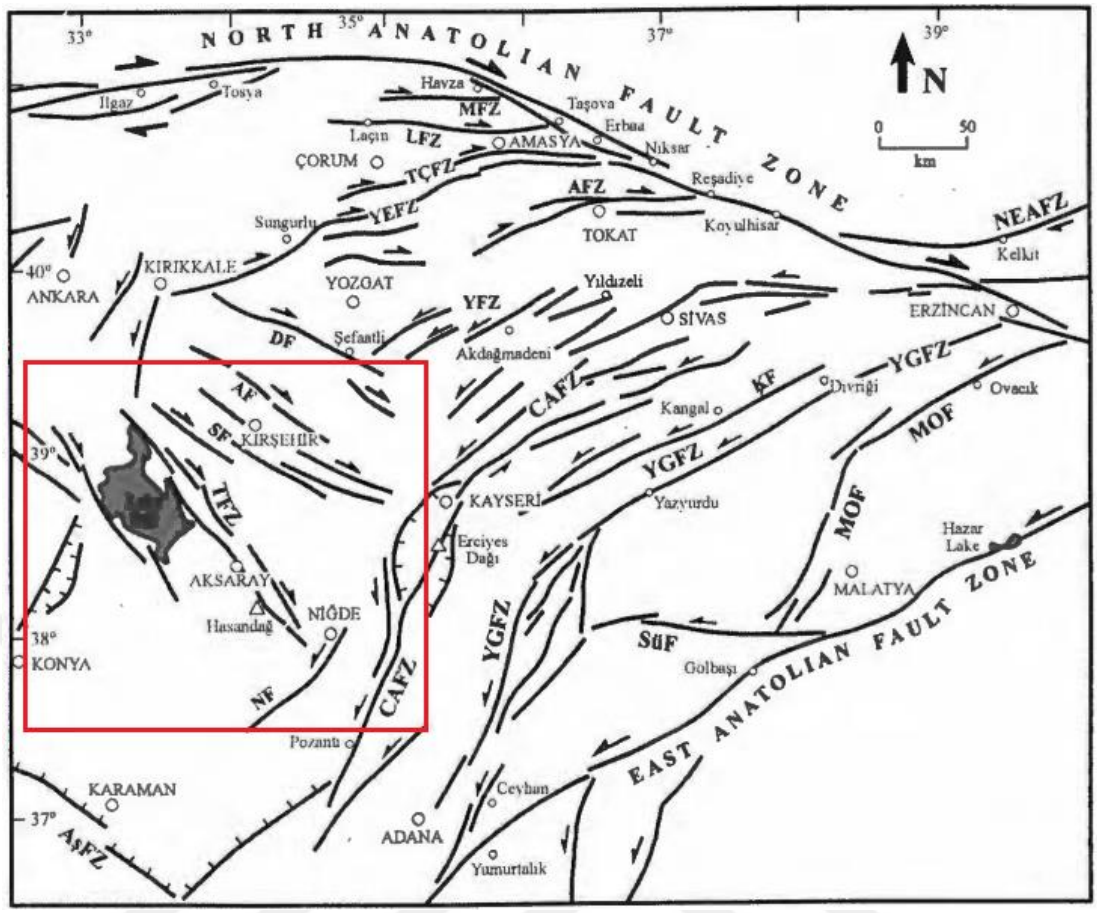
zonu oluşturan birbirine paralel ve yarı-paralel faylar bir kaç yüz metre ile 35 km arasında değişmekte ve eğim atımlı normal fay karakteri göstermektedir. Zonu oluşturan faylarda düşey atım miktarı 500 m ile 850 m arasında değişmektedir. Konya-Bulok Fay Zonu Cihanbeyli civarında İEFS ile Kulu civarında ise TGFZ ile kesişmektedir (Koçyiğit, 2003).

Koçyiğit (2003) tarafından Konya-Bulok Fay Zonu içerisinde değerlendirilen fay, Ulu vd. (1994) tarafından Zıvarık, Eren (2000) tarafından Altınekin Fayı, Dirik ve Erol (2003) tarafından Altınekin Fay Zonu olarak tanımlanmıştır (Özsayın, 2007; Dinçer, 2019). Zonun kuzey kısmı K-G, güney kesimi ise KD-GB gidişlidir (Karaman, 1986; Eren, 2000; Dinçer, 2019).

2.3.5 Tuz Gölü Fay Zonu (TGFZ)

Orta Anadolu'daki önemli aktif tektonik öğelerin başında gelen KB-GD uzanımlı TGFZ, morfotektonik özellikleri ve güncel mikro deprem etkinliği sebebiyle pek çok araştırıcı tarafından çalışılmıştır. Öncelikle Beekman (1966) tarafından tanımlanan ve 'Tuz Gölü Fay Zonu' olarak adlandırılan fay zonu sonraki yıllarda gerçekleştirilen çalışmalarda ise, 'Tuzgölü Fayı', 'Koçhisar-Aksaray Fayı' ve 'Koçhisar-Aksaray Fay Zonu' adları altında incelenmiştir (Şengör, 1980; Uygun, 1981; Şaroğlu vd., 1987; Derman vd., 2003). TGFZ aynı zamanda; sıkışmalı-genişlemeli neotektonik rejim ile temsil olunan Kayseri-Sivas Neotektonik Bölgesi ile genişlemeli neotektonik rejim ile temsil olunan Konya-Eskişehir Neotektonik Bölgesi'ni birbirinden ayıran bir yapıdır (Koçyiğit, 2000; Kürçer vd., 2012; Şekil 2.13).

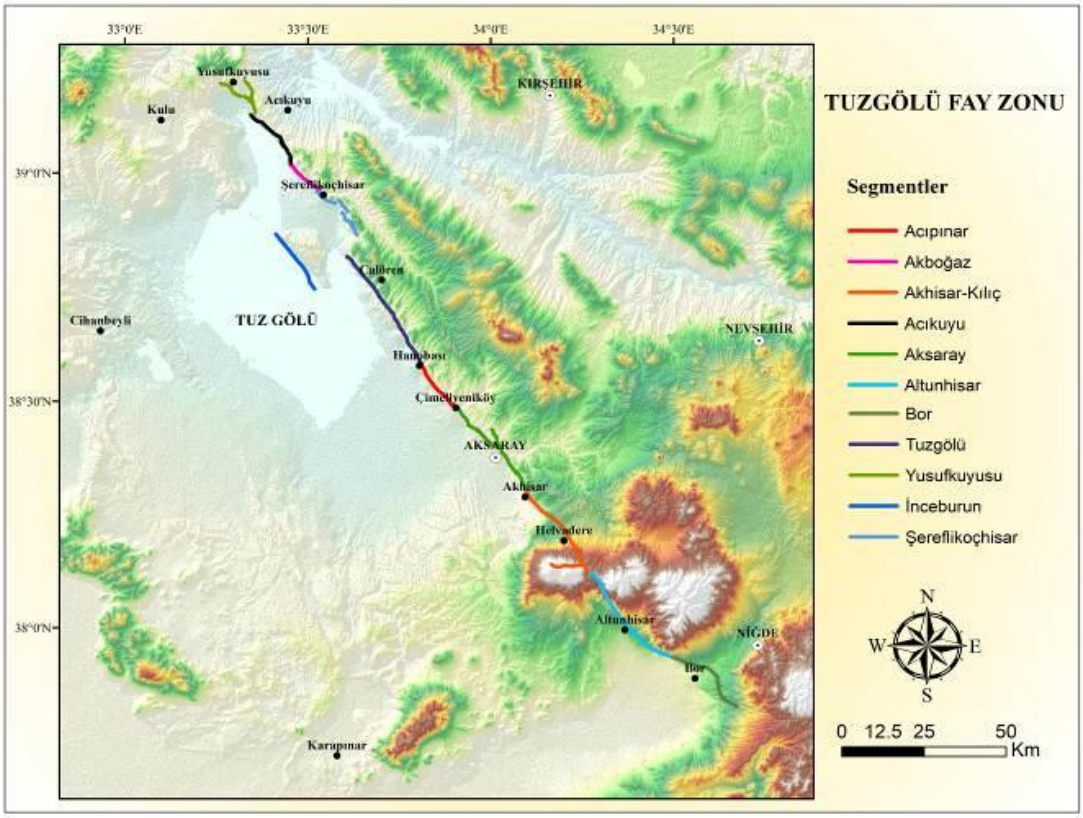
Fay, bir grup araştırmacılara göre bindirme bileşenli sağ yanal (Şaroğlu vd., 1987), diğer araştırmacılara göre ise normal bileşenli sağ yanal doğrultu atımlı bir fay olarak tanımlanmıştır (Beekman, 1966; Koçyiğit ve Beyhan, 1998; Toprak, 2000; Koçyiğit, 2003). Bölgede yürütülen son çalışmalara göre ise sağ yanal doğrultu atım bileşenli normal fay (Leventoğlu, 1994; Çemen vd., 1999; Gürbüz, 2012; Özsayın vd., 2013; Kürçer ve Gökten, 2014a) ve diğer bazı araştırmacılara göre ise sol yönlü bir burulma fayı olarak tanımlanmıştır (Derman vd., 2000).



Şekil 2.13. Orta Anadolu Bölgesi ve TGFZ (Bozkurt, 2001).

Benzer şekilde fayın yaşı konusunda da Geç Kretase'den (Görür ve Derman, 1978; Uygun vd., 1982; Görür vd., 1984; Çemen vd., 1999; Dirik ve Erol, 2000; Işık, 2009), Geç Pliyosen-Kuvaterner'e kadar (Koçyiğit, 2003; Kürçer, 2012; Gürbüz ve Kazancı, 2015) görüşler mevcuttur. Koçyiğit (2000) çalışmasında bugünkü TGFZ'nin Erken Pliyosen sonrası bir yaşta olduğunu belirtmiş ve benzer yaş önerisi Kürçer (2012) tarafından da işaret edilerek zonun bazı segmetlerinin aktivitesine dikkat çekilmiştir. Buna ek olarak, Yıldırım (2014) morfometrik indis verileri ile gerçekleştirdiği çalışmasında TGFZ'nin göreceli aktivitesine vurgu yapmaktadır (Dinçer, 2019).

Yakın dönemde yapılan çalışmalarda fay zonu, uzunlukları 9-30 km arasında değişen birbirine paralel ya da yarı paralel 11 geometrik segmente ayrılmıştır (Kürçer ve Gökten, 2014; Şekil 2.14; Çizelge 2.3). 1986'da il olduğundan beri artan nüfusu ve yoğun sanayi potansiyeli ile Türkiye'nin hızla büyüyen şehirlerinden biri olan Aksaray ili, TGFZ'nin Aksaray segmenti önünde fayın sınırlandırdığı alüvyon zemin üzerinde bulunmaktadır.



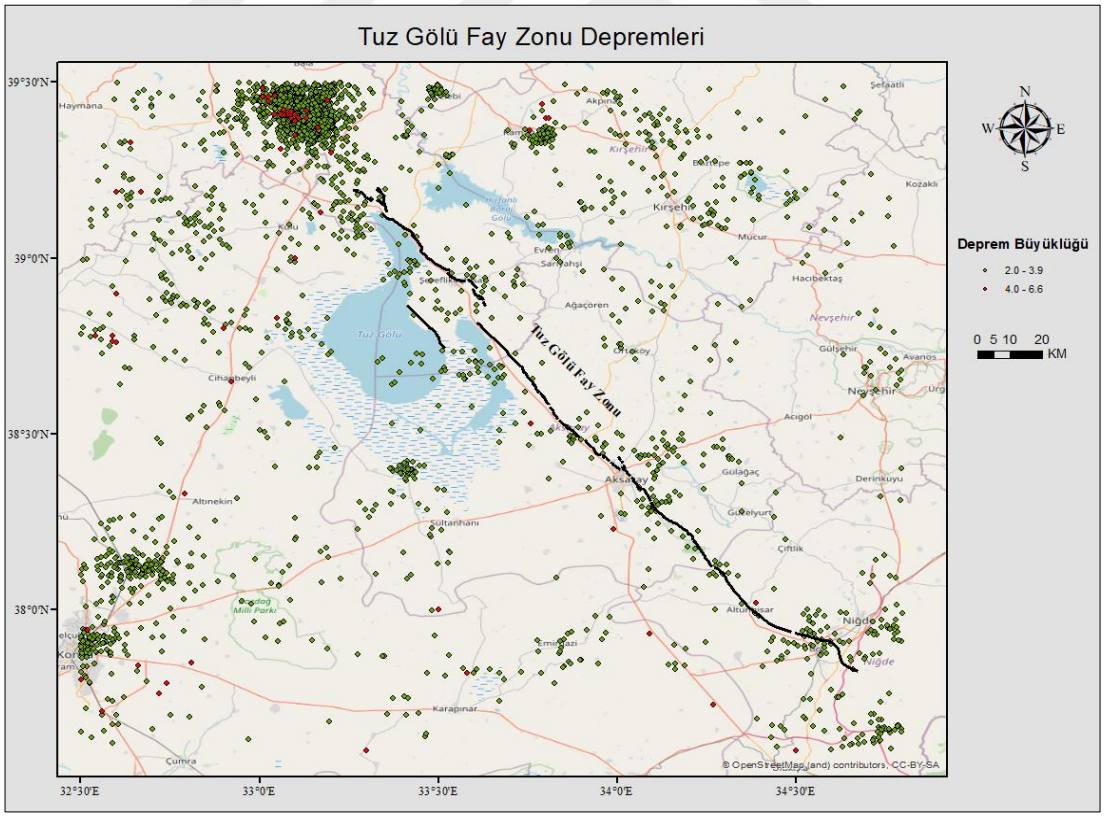
Şekil 2.14. TGFZ Segmentleri (Kürçer 2012'den sayısallaştırılarak oluşturulmuştur).

Çizelge 2.3. Tuz Gölü Fay Zonu segmentleri (Kürçer ve Gökten, 2014).

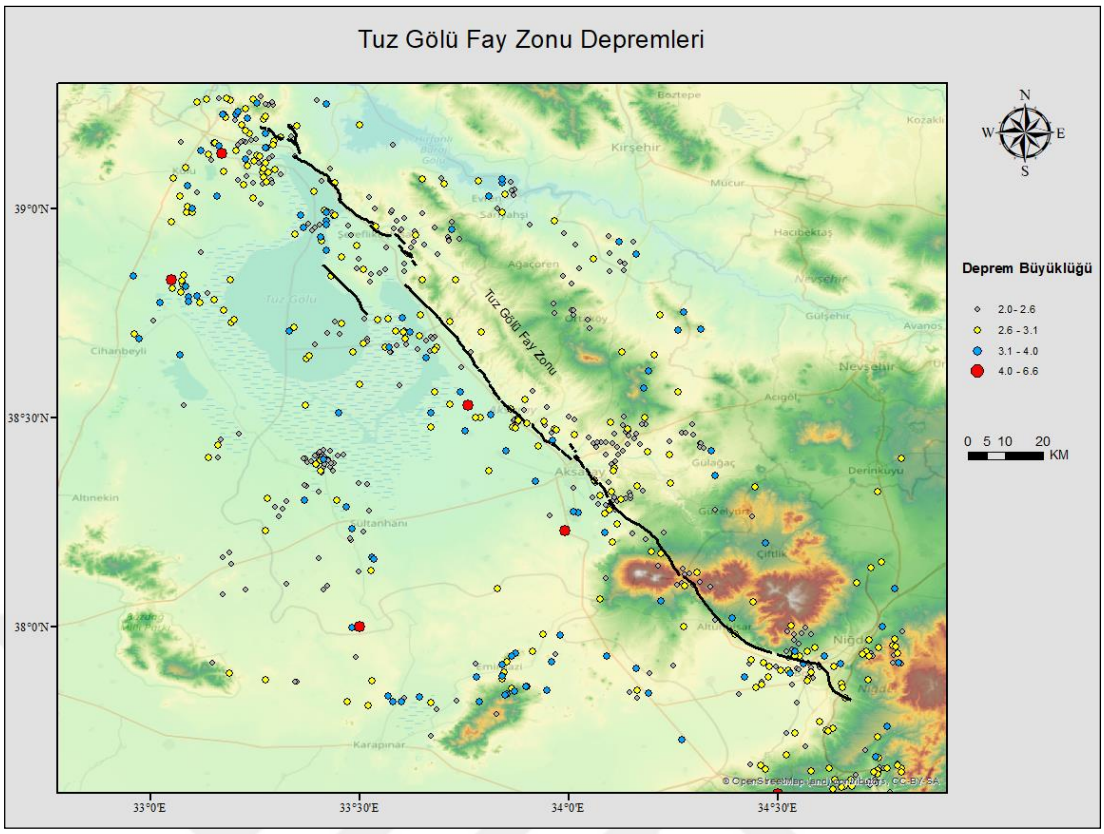
Segment No	Segment Adı	Segment Uzunluğu (km)
S-1	Yusufkuyusu	9
S-2	Acıkuyu	10
S-3	Akboğaz	13
S-4	Şereflikoçhisar	14
S-5	İnceburun	23
S-6	Tuz Gölü	30
S-7	Acıpınar	26
S-8	Aksaray	13
S-9	Akhisar-Kılıç	27
S-10	Altunhisar	30
S-11	Bor	17

TGFZ, Tuz Gölü'nün kuzeydoğu sınırını oluşturmaktadır. Hem morfotektonik özellikleri hem de bölgede 5 büyüklüğüne ulaşan depremlerin dağılımı TGFZ'nin günümüzde hala aktif olduğunu göstermektedir (Koçyiğit, 2003; Kürçer vd., 2012). Ancak bu aktivitenin sebep olabileceği deformasyon konusundaki bilgiler oldukça kısıtlıdır. Kürçer (2012) TGFZ'nin deprem potansiyelinin belirlenmesi amacıyla fay zonunun Tuz Gölü ve Akhisar-Kılıç segmentleri üzerinde paleosismoloji çalışmaları yürütmüştür. Çalışmalarda paleosismolojik ölçütler ve ^{14}C yaş analizleri kullanılarak gerçekleştirilen değerlendirmede, Tuz Gölü segmenti üzerinde son 31000 yılda dört

adet deprem tanımlanmıştır. Tuz Gölü segmentine ait deprem tekrarlanma periyodu 8980 yıl, meydana gelen son depremden günümüze kadar geçen süre ise 4010 yıl olarak elde edilmiştir. Akhisar Kılıç segmenti üzerinde 23000 yıl içerisinde üç deprem tanımlanmış ve segmente ait deprem tekrarlılık periyodu 10390 yıl, son gerçekleşen depremden günümüze kadar geçen zaman ise 2340 yıl olarak bulunmuştur. Fay Zonu üzerinde yakın zamanda yapılan çalışmalar, zonun Aksaray'a yakın segmentlerinin (Tuz Gölü segmenti, Akhisar-Kılıç segmenti, Altunhisar segmenti) uzunlukları dikkate alındığında ve Coppersmith (1994)'in sunduğu ampirik ilişkiye göre büyüklükleri M=6.3–6.8 olabilecek depremler üretme potansiyeline sahip olduğunu göstermektedir. Morfotektonik özellikler, küçük ve orta büyüklükteki depremlerin dış merkez dağılımları ve Kürçer (2012)'den elde edilen yapısal veriler TGFZ'nin sismik etkinliğine işaret etmektedir (Kürçer ve Gökten, 2014 a, b). TGFZ ve çevresinde meydana gelen aletsel dönem (>1900) depremler, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü Ulusal Deprem İzleme Merkezi'nden 01.04.2020 tarihine kadar olmak üzere derlenmiştir (Şekil 2.15 ve 2.16).



Şekil 2.15. TGFZ ve çevresinde meydana gelen depremler.



Şekil 2.16. TGFZ üzerinde meydana gelen depremler.

Orta Anadolu'nun bu önemli tektonik yapısı üzerine yapılmış olan çalışmalar 1. bölümde özetlendiği üzere (Kürçer ve Gökten, 2014 a,b; Yıldırım, 2014; Öztürk vd., 2018) genel olarak jeolojik ve jeomorfolojik nitelikte mevcut olup detaylı bir jeodezik veri mevcut değildir. Mevcut tek sayısal çalışma olan Aktuğ vd. (2013)'de çalışma alanının tüm Orta Anadolu bölgesini kapsaması ve kullanılan nokta yoğunluğunun bölge deformasyonun belirlenmesi için yetersiz kalması sebebiyle (30-50 km) Tuz Gölü Fay Zonu ve ilişkili segmentler ile ilgili sağlıklı hız verileri bulunmamaktadır. Diğer çalışmalarda ise Fernandez-Blanco vd. (2013), Simao vd. (2016), Aktuğ vd. (2013)'nin elde ettiği hız vektörleri kullanmış, ilgili bölgeye dair herhangi bir yeni ölçme sonucu sunulmamıştır.

Bu durum Tuz Gölü Fay Zonu segmentlerine ait deformasyonun yüksek hassasiyetli olarak tespit edilebilmesi amacıyla nokta adedi daha yüksek olan jeodezik bir ağ oluşturulması ve bu ağın sürekli izlenmesi gerekliliğini doğurmuştur.

3. YER KABUĞU HAREKETLERİNİN BELİRLENMESİNDE KULLANILAN JEODEZİK UZAYSAL TEKNİKLER

Depremler insalık tarihi boyunca yeryüzünde çok sayıda can ve mal kayıplarına sebep olmuş olmuş doğa olaylarıdır. Bu durum deprem oluşma mekanizmalarının daha iyi anlaşılabilmesi amacıyla çok sayıda ve çeşitli ölçek ve tekniklerle ölçmelerin yapılması sonucunu doğurmuştur. Bu amaçla, yer altı su seviyelerindeki değişimlerin incelenmesi, gravite ve tektomanyetik çalışmalar, radon gazı ölçümleri, GNSS ile tektonik blok hareketleri ve deformasyonların izlenmesi gibi çok sayıda araştırma uzun zamandır yürütülmektedir (Segall ve Davis, 1997; Petrie vd., 2010; Görmüş, 2011; Alkan, 2018).

Yer kabuğundaki gerilme ve depremlere sebep olan hareketlerin yer, yön ve büyüklüğüne ilişkin bilgiler jeodezik ölçmelerle tespit edilebilmektedir. Arazide görülebilir biçimde olan fay kırıklarının bulunduğu bölgelere kurulan ölçme noktaları arasında bir kontrol ağı tesis edilerek, her yıl belirli aralıklarla gerçekleştirilen ölçmelerin değerlendirilmesi sonucunda yer kabuğu hareketleri jeodezik anlamda incelenmiş olmaktadır (Toydemir, 2019).

Jeodezik olarak incelemesi yapılan ilk deprem, 19 Mayıs 1892 tarihinde gerçekleşen Tapanuli, Sumatra depremidir. J.J.A. Müller (1895) çalışmasında, deprem sonrası ölçme merkezleri arasında gözlenen açıların depremden önce ölçülen açılardan farklı olduğunu tespit etmiştir. Araştırmacı, günümüzde Great Sumatra fayı olarak bilinen fayda en az iki metrelik yatay hareket olduğunu belirlemiştir. 19. Yüzyılın sonlarında Himalayalar'da meydana gelen 1897 ve 1905 tarihli depremlerde, 1899 yılında açı ve seviye ölçmeleri gerçekleştiren Oldham (1899) meydana gelen yer değiştirmelerin 1897 yılındaki depremden kaynaklandığını belirtmiş ve bu görüş daha sonraki yıllarda Middlemiss (1910) tarafından yapılan çalışmada doğrulanmıştır (Yeats vd., 1997).

Tektonik hareketlerin jeodezik yöntemlerle belirlenmesinde daha önceki yıllarda geleneksek açı, uzunluk ve seviye ölçme teknikleri ile yürütülen çalışmalar, teknolojinin ilerlemesiyle birlikte gelişme imkanı bulmuştur. 1900'lü yılların başından beri yer değiştirmelerin tespitinde tekrarlı ölçmeler yapılarak kullanılan bu teknikler 1980'lü yıllarda uzay jeodezisinin gelişimi ile yerini VLBI (Çok Uzun Baz İnterferometrisi-Very Long Base Interfrometry), SLR (Uydu Lazer Uzaklık Ölçmeleri-Satellite Long Range) ve GNSS'e bırakmıştır.

Tektonik hareketlerinin incelenmesi sayesinde bugün, büyük depremlerin birçoğunun nerelerde oluşacağı tahmin edilmektedir. Yer kabuğunda meydana gelen hareketler litosfer kısmında bulunan levhalarda deformasyona sebep olmaktadır. Bu deformasyonların sonucunda levha ve faylarda bulunan noktalar arasındaki yer değiştirme miktarı yıllık 100 mm'ye kadar çıkabilmektedir (Herring, 1999). Özellikle 20. yüzyılın son çeyreğinde gelişen uzay jeodezisi bu anlamda levha hareketlerinin belirlenmesinde önemli roller üstlenmektedir. Bu yöntemler VLBI, SLR ve GNSS olarak bilinmektedir. Bunlara ek olarak, tüm hava koşullarında gece gündüz konum belirleme olanağı kullanımının kolay oluşu ve maliyetlerdeki düşüş ile birlikte GNSS'in kullanımı, levha hareketlerinin tespit edilmesinde son derece yaygınlaşmıştır (Toydemir, 2019; Poyraz, 2009; Gül, 2016).

Teknolojinin gelişmesi ile birlikte GNSS tekniği kullanılarak tektonik hareketlerin belirlenmesine yönelik birçok çalışma gerçekleştirilmiştir (McClusky vd. 1999; McClusky vd., 2000; Burgmann vd., 2002; Ergintav vd., 2002; Feigl vd., 1990; Reilinger vd., 2000; Reilinger vd., 2006; Yavaşoğlu, 2009; Poyraz, 2009; Tiryakioğlu, 2012; Aktuğ, 2013; Özener vd., 2010; Yavaşoğlu vd., 2011, 2015; Tiryakioğlu vd., 2013, 2017; Poyraz vd., 2019; Gezgin vd., 2020). Uygulamada levhaların tamamına homojen bir biçimde yerleştirilen GNSS noktalarından oluşturulan jeodezik kontrol ağları yardımıyla bölgesel yer değiştirmelerin tespit edilmesi yolu izlenmektedir. Bu sebeple öncelikle tüm yeryüzüne yayılmış ve konumları uzun süren gözlemlerden sonra yüksek hassasiyetle belirlenmiş noktalardan faydalanılmaktadır. Bölgesel ölçekli uygulamalarda, yeteri kadar GNSS ölçme noktası fay zonunun yakın ve uzak çevresine tesis edilerek ölçmelere başlanmaktadır. Belirli periyotlarla tekrarlanan GNSS ölçmelerinin değerlendirilmesi sonucunda, noktaların ilk tesis edildikleri andan son ölçmelerin yapıldığı zamana kadar olan yer değiştirmeleri belirlenebilmektedir. Belirlenen yer değiştirme veya hız vektörleri kullanılarak seçilen alanda oluşan stress ve strain parametrelerinin elde edilmesi ve bunun sonucunda muhtemel bir deprem konusunda bilgi edinme mümkün olmaktadır (Yavaşoğlu, 2003).

Jeodezi bilimi ile ilgili olarak geçtiğimiz yıllar içerisinde önemli değişiklikler yaşanmıştır, bunlardan ilki, ölçmelerin gerçekleştirildiği alanların boyutları artmıştır (Hanssen, 2001). Uydu ve yersel tabanlı jeodezik ölçme sistemleri yeryüzüne ait deformasyonun tespit edilebilmesi için tekrarlı yersel ölçülere gereksinim duymaktadır ve nokta tabanlı ölçme sistemleri olmaları dolayısıyla geniş yüz

ölçümüne sahip alanların ölçülmesinde bu sistemlerin maliyeti oldukça artmaktadır. Fay zonlarına ait yüzey hareketlerinin yersel veya uydu tabanlı jeodezik yöntemler ile elde edilmesi ve bu yöntemlerin jeomorfolojik etkenler, kentsel ve sık bitki örtüsüne sahip ormanlık bölgelerdeki uygulama güçlükleri, sonuçların elde edilişi aşamasındaki zamansal gecikmeler ile tesis ve ölçme maliyetleri gibi kısıtlamaları da beraberinde getirmesi sebebiyle son yıllarda InSAR tekniği, yeryüzünde oluşan deformasyonların incelenmesinde yeni bir teknik olarak ortaya çıkmakta ve yeryüzündeki deformasonların belirlenmesi üzerine yapılan çalışmalarda sıklıkla kullanılmaktadır (Şengün, 2009).

Yapay Açıklıklı Radar İnterferometrisi (InSAR) tekniği elektromanyetik spektrumun mikrodalga bölgesinde çalışan ve yer kabuğunda oluşan yer değişikliklerini (yüzey deformasyonları) ölçmeye dayalı aktif bir uzaktan algılama tekniğidir. Bu sistemde uçağa ya da uyduya bütünleşik halde elektromanyetik dalga gönderen radar sayesinde yeryüzünde bulunan objelerden geri yansıyan genlik ve faz bilgileri toplanmaktadır. Deprem, volkanik aktivite, heyelan ve madencilik çalışmaları gibi etkiler sonucunda meydana gelen yüzey deformasyonları, yer değiştirmeden önce ve sonra elde edilen görüntülerin arasındaki faz bilgilerinin karşılaştırılması sonucunda tespit edilebilmektedir. InSAR tekniğinde GNSS'ten farklı olarak sabit tesislere ihtiyaç duyulmamasına karşın zaman çözünürlüğü düşük ve tek boyutta skaler ölçü sağlayan görüntü korelasyonsuzluğu da mümkün olmaktadır (Yılmaztürk, 2015; Şengün, 2009). Birbirlerine göre avantaj ve dezavantajları olan bu iki uzaysal jeodezik tekniğin güçlü yanlarının bir arada kullanılarak değerlendirildirği çalışmalar günümüzde sıklıkla artmaktadır.

3.1 Küresel Konum Belirleme Sistemleri (GNSS)

Eski çağlardan bugüne insanoğlu yaşadığı her dönemde yeryüzündeki konumu ile ilgilenmiştir. Bu amaçla da ilk olarak güneş, ay, yıldız ve rüzgarları kullanırken gökyüzünün kapalı olduğu zamanlarda ise pusula, hassas olmayan zaman ölçümleri deniz fenerleri ve kullandıkları rotalara koyulan işaretlerle konumunu belirlemeye çalışmıştır. İnsanoğlunun konumunu yüksek doğrulukla bulma gayreti sayesinde ilkel konum belirleme yöntemlerinden, günümüzdeki teknolojik gelişmelerin de sayesinde uydular yardımıyla konum belirleme noktasına gelinmiştir (Logsdon, 1995).

1940'lı yıllarda gemi uçak vb. askeri araçların navigasyonu için yapılan çalışmalar sonucunda yer tabanlı radyo seyir sistemleri olan "Omega" ve "Loran" sistemleri geliştirilmiştir. İkisi de benzer sistemler olmalarına karşın, "Omega" iki ya da daha fazla verici arasındaki faz farkını ölçerken "Loran" vericiler arasındaki sinyalin gidiş geliş zamanını ölçerek bilgi sağlamaktaydı. Bu yer tabanlı radyo sistemlerinden sonra 1957 yılında ilk Rus uydusu Sputnik-1'in uzaya gönderilmesini takiben konum belirlemede yaşanan gelişmeler ile ABD tarafından ilk uydu tabanlı sistem olan TRANSIT geliştirilerek 1964 yılında işlevsel hale getirilmiş ve 1969 yılında da sivil kullanıma açılmıştır. Gelişen teknoloji ve artan konumsal doğruluk ihtiyacı sebebiyle bu sistemler geliştirilerek günümüzde kullanılan GPS sisteminin temelini oluşturmuştur. İlk uydusu 1978 yılında fırlatılan ve o güne kadarki en gelişmiş konumlama sistemi olan GPS, uydu tabanlı ilk sistem olması sebebiyle 90'lı yılların sonuna kadar küresel konumlama sistemleri ile birlikte adlandırılmıştır (French, 1996).

Günümüzde, Küresel Konumlama Sistemleri çatısı altında Global Positioning System (GPS), Rusya Federasyonu tarafından geliştirilmiş olan uydu konum belirleme sistemi GLONASS, Avrupa birliğinin geliştirdiği Galileo, Çin tarafından geliştirilen BEIDOU/COMPASS, Hindistan tarafından geliştirilen IRNSS/GAGAN ve Japonya tarafından QZSS sistemleri bulunmaktadır.

3.1.1 Global Positioning System (GPS)

Modern uydu tabanlı konum belirleme sistemlerinin ilki olan TRANSIT sistemi 1964'te ABD Deniz kuvvetleri tarafından kullanılmaya başlanmıştır. Bu sistemin düşük konum doğruluğuna sahip olması nedeniyle 80'li yılların başında ilerletilen çalışmalar neticesinde GPS sistemi doğmuştur. GPS sistemi TRANSİT sistemindeki eksiklikler nedeniyle geliştirilmiştir. Yeryüzünden yaklaşık olarak 1100 km uzaklıkta 4'ü eski Oscar tipi 2'si gelişmiş NOVA sınıfında 6 uyduya sahip TRANSIT sisteminde her uydunun 90 dakikalık zaman aralıklarında geçmesi sonucunda büyük zaman boşlukları olmakta ve kullanıcılar konumlarını enterpole etmek zorunda kalmaktaydı. Bu sebepler neticesinde navigasyon doğruluğunun oldukça düşük olması ABD Savunma Bakanlığını daha gelişmiş bir sistem ortaya çıkarmaya itmiştir (Wellenhoff-Hofmann vd., 1997; Gezgin, 2015).

Bunun sonucunda ortaya çıkan Navigation Satellite Timing and Ranging/Global Positioning System (NAVSTAR/GPS) 1973 yılında ABD tarafından geliştirilen uydu

bazlı konum ve zaman belirleme sistemidir. 1994 yılında yeryüzünden yaklaşık 20200 km uzaklıkta 24 uyduyla tam işlevsel hale gelen sistemin öncelikli amacı dünyanın her yerinde operasyonda bulunan kara, hava ve deniz araçları için pasif gerçek zamanlı (3B) konum bilgisi ve navigasyon sağlamaktı. İkinci ve en yaygın uygulama alanı da geniş çaplı sivil konumlamada kullanılmasıdır (Kahveci ve Yıldız, 2009).

GPS sistemi, uydulardan oluşan uzay bölümü, sistemin çalışır halde devam etmesini sağlayan Kontrol Bölümü ve GNSS alıcılarının bulunduğu kullanıcı bölümü olarak üç ana bölümden oluşmaktadır. Uzay bölümü, ekvatorla 55 derecelik eğim yapan, yeryüzünden yaklaşık 20200 km uzaklıktaki 6 yörüngeye yerleştirilen en az 24 uydudan oluşmaktadır. GNSS Kontrol bölümü; Ana kontrol istasyonu, kontrol istasyonları ve izleme istasyonlarından oluşmaktadır. Bu istasyonlar hassas atomik saatlerle donatılmış ve dünya üzerine homojen şekilde dağılmıştır. Kullanıcı bölümü, elinde GNSS alıcısı bulunan ve konum bilgisi elde etmek isteyen askeri ve sivil amaçlı kullanıcılardan oluşmaktadır. Anlık üç boyutlu (3D) konumların alıcılar tarafından belirlenebilmesi için en az dört ya da daha fazla uydudan sinyal alınması gereklidir. Bunun nedeni üç uydunun konumun tespit edilmesi, 1 uydununda uydu alıcı saat farkının çözülmesi için gerekli olmasıdır. Bu şekilde alıcılarla yeryüzünde bulunan noktaların konumları belirlenmektedir (Ersoy, 1997).

Her bir uydu sürekli olarak elektromanyetik spektrumun iki L bandı frekansında tek bir navigasyon amaçlı sinyal yayınlar. Bunlar temel olarak yerleşik atomik oskülatörle üretilen L1, 1575.42 MHz ve L2, 1227.60 MHz sinyalleridir (Spilker, 1978). Her iki taşıyıcı dalga sırasıyla 19 cm ve 24.4 cm dalga boylarındadır ve bunlar üzerine modüle edilmiş C/A kod, P kod (Precise/Procedted kod) ile birlikte senkronize zaman sinyallerini, tüm uydulara ait konum bilgilerini ve yörünge parametrelerine ilişkin bilgileri yayınlarlar. (Wellenhoff-Hofmann vd., 1997).

3.1.2 GLONASS

GLObal Navigation Satellite System ya da GLONASS Rusya tarafından geliştirilen bir küresel navigasyon sistemidir. 70'li yılların ortalarına doğru tasarımına başlanan sistemle birlikte 1979 yılında dört uyduyla çalışan ilk uydu bazlı konum belirleme sistemi kurulmuştur. 1982 yılında COSMOS olarak adlandırılan ilk GLONASS uydusu uzaya gönderilmiştir. Deniz birliklerinin navigasyonel ihtiyaçlarını karşılamak için tasarlanan sistem askeri gizliliğin kalkmasından sonra 1992 yılında sivil

kullanıcılara açılmıştır. Rus Uzay Kuvvetleri Bilimsel Bilgi Merkezi (Coordinational Scientific Information Center of the Russian Space Forses) 1995 yılında kurulduktan sonra sivil kullanım için GLONASS bilgilerini yayınlamaya başlamış ve GLONASS uydu sistemi 1996 yılında tamamlanmıştır. Diğer sistemlerde olduğu gibi sisteme ait ana bileşenler uzay, kontrol ve kullanıcı olmak üzere üç'e ayrılmaktadır. Sistemin uzay segmenti, GPS uydularından yaklaşık 1060 km daha alçakta 18840-19940 km yükseklikte, 64.8 derecelik hedef eğimine sahip 3 dairesel yörüngede dolaşan 24 uydudan oluşmaktadır. Uydular, cesium zaman standardı (saati) ve bilgisayar ve optik geri-yansıtıcılarla donatılmışlardır. Uydulardaki sistemlere enerji güneş panelleri kullanılarak sağlanmaktadır. Her GLONASS uydusu, bulunduğu konumu incelikli olarak hesaplayarak kesintisiz bir şekilde yayınlar. Ancak bu bilgiler, Yer-Merkezli-Yer-Sabit (ECEF=Earth Centered Earth Fixed) koordinatlar ve ekstrapolasyon terimleri formunda yayınlanmaktadır. GPS uydularında ise yörüngesel bilgiler yayınlanmaktadır (Uzel vd., 1999).

GLONASS sisteminde L1 (2005 yılının sonuna kadar 1602.5625-1615.5 MHz) ve L2 (7/9 L1) frekansları olmak üzere iki farklı frekansta yayın yapılmaktadır. P kod L1 ve L2 frekansları üzerinden, C/A kod ise sadece L1 frekansı üzerinden yayınlanmaktadır. GLONASS sisteminde, navigasyon mesajı 2.5 dakikada yayınlanmakta ancak saat ve efemeris bilgileri 30 saniyede bir tekrar etmektedir. P kod ise 12 dakikada yayınlanmakta efemeris ve saate ilişkin bilgiler 10 saniyede bir tekrar edilmektedir. (Kaplan ve Hegarty, 2006; Yalçın, 2007; Tiryakioğlu, 2012; Aladoğan, 2017; Toydemir, 2019).

3.1.3 Galileo

Amerika Birleşik Devletleri (ABD)'ne ait Global Konum Belirleme Sistemi'nin Avrupa'daki alternatifi olma amacıyla tasarlanmış bir küresel konumlama sistemi olan Galileo bugüne kadar Avrupa Uzay Ajansı (ESA: European Space Agency) ve Avrupada bulunan kurumlar bünyesinde gerçekleştirilen en kapsamlı proje olma özelliğine sahiptir (Kahveci ve Yıldız, 2009). 2000'li yılların başında yer istasyonları ile altyapı tesisleri oluşturulmuş ve test aşamaları gerçekleştirilmiştir. Sistema ait ilk uydu olan Giove uydusu, 2005 yılında Kazakistan Uzay Üssü'nden fırlatılmış ve 21 Ekim 2011 tarihinde ise dört operasyonel uydudan ilk ikisi sistemi doğrulamak için devreye girmiştir. Daha sonra fırlatılan iki uyduda Galileo sistemini kontrol etmek amacıyla 2 Ekim 2012 tarihinde devreye girmiştir. Sadece Galileo uyduları

kullanılarak 12 Mart 2013 tarihinde bir konum ilk defa belirlenmiştir (Toydemir, 2019).

Galileo sisteminde 23222 km yörünge yüksekliğine sahip 24'ü aktif ve 6'sı yedek olacak şekilde toplam 30 uydu bulunmaktadır. Uydular, yükselme noktaları arasında 120^0 eş açı olacak şekilde konumlandırılan yörünge eğimi 56^0 olan 3 farklı yörünge düzlemine eşit şekilde yerleştirilmişlerdir ve her bir yörüngede 8 aktif uyduya ek olarak 2 adette yedek uydu bulunmaktadır. Sistemin kontrol segmentinde; 2 yer kontrol merkezi ile küresel şekilde dağılmış 3 farklı istasyon ağı bulunmaktadır. Sistemin ilk olarak E1, E5 ve E6 olarak isimlendirilen 3 değişik frekans bandı üzerinden hizmet vermesi planlanmıştır. Üst L bant aslında E2, L1 ve E1 olacak şekilde üç farklı sinyal için ayrılmıştır fakat zamanla E1 olarak adlandırılmaya başlanmıştır. E1 ve E2 sinyalleri E1 bandında bulunmakta ve bu sinyallerle Kamu Hizmeti sağlanmaktadır. L1 sinyali 1575.42 MHz frekansında yayın yapmaktadır ve Açık Hizmet, Hayat Güvenliği ve Ticari Hizmet sunmaktadır. 1278.75 MHz frekanslı E6 bandı E1 bandından biraz düşük frekanslara sahiptir ve bu banttan E6a ve E6b adında iki farklı sinyal üzerinden hizmet verilmektedir. Sistemde, E6a sinyali ile kamu hizmeti, E6b sinyali ile ticari hizmet sağlanmaktadır. 1191.696 MHz merkezi frekansa sahip olan E5 bandı L bandının altında olacak şekilde tanımlanmıştır ve bu bandın altında E5a ve E5b olmak üzere iki farklı sinyal yayınlanmaktadır. 1176.45 MHz taşıyıcı frekansa sahip olan E5a sinyali GPS'in L5 sinyali ile aynıdır ve bu frekans üzerinden açık ve ticari hizmet verilmektedir. Açık, hayat güvenliği ve ticari hizmet sunulan E5b sinyali ise 1207.14 MHz taşıyıcı frekansına sahiptir. Cospas-Sarsat sistemi çerçevesinde Galileo uydularında L6 sinyali üzerinden 1544.5 MHz frekansta aşağı yönlü arama kurtarma hizmeti sağlanmaktadır (Betz, 2016; İçen, 2018).

3.1.4 BeiDou

BeiDou sistemi 1980'lerde kendi özgün uydu bazlı konumlama sistemini geliştirme kararı alan Çin hükümeti tarafından geliştirilmiştir. BeiDou, Çince'de "Büyük Ayı Takım Yıldızı" anlamına gelmektedir ve Büyükayı, kuzey yarımkürede insanların yön bulmasına yardımcı olan en önemli yıldız takımı olarak görülmektedir. (Montenbruck ve Teunissen, 2017). BeiDou ismi, Çin sistemi ilk kurmaya karar verdiğinde seçilmiş olmasına rağmen sistem İngilizce olarak uzun yıllar COMPASS olarak adlandırılmıştır. Toplamda 35 uydudan oluşması planlanan sistemin 27 orta yörüngeli, 3 eğik yer eş-zamanlı yörüngeli ve 5 yer-sabit yörüngeli olacak şekilde 2020 yılının

sonlarında tamamlanması öngörülmektedir. Yörünge yarıçapları 27900 km olan orta yörüngelerin yer yüzeyinden yükseklikleri yaklaşık 21525 km'dir. Ekvatorla 55^0 açı yapan orta yörüngeli bir uydu, bir tam turunu yaklaşık 12 saat 52 dakikada tamamlamaktadır. Uyduya ait teğetsel hız yaklaşık olarak 3.8 m/s'dir. BeiDou uydu takımına ait yayınlanan sinyaller, sistemin ilk harfi olan "B" ile adlandırılmışlardır. Dört frekans bandında açık hizmet ve yetkili hizmet verilmesi planlanan BeiDou Faz III'e 2020 yılında geçilmiştir. 1575.42 MHz merkezli B1 sinyali 1559-1610 MHz aralığında, 1191.795 MHz merkezli B2 sinyali 1164- 1219 MHz aralığında, 1268,52 MHz merkezli B3 sinyali ise 1164-1219 MHz aralığında yayınlanacaktır. Buna ek olarak yeni fırlatılan uydular ile birlikte Bs olarak adlandırılan 2483.5-2500 MHz frekans aralığına sahip yeni bir S bant sinyali yayınlanabilecektir. BeiDou dışındaki diğer GNSS sistemleri ile daha uygun çalışabilirlik göstermesi açısından bölgesel sisteme oranla geliştirilmiş yeni sinyal yapıları kullanılması planlanmaktadır. Buna göre B1-A ve B1-C olmak üzere B1 frekans aralığında, iki tür sinyal aktarımı yapılacaktır (Betz, 2016; İçen, 2018).

3.1.5 Diğer Konumlama Sistemleri

Japonya'yı kapsayacak biçimde Japonya Uzay Araştırma Ajansı (JAXA) tarafından geliştirilen Quasi-Zenith Satellite System (QZSS) uydu tabanlı navigasyon sistemine ait ilk uydu 2010 yılında fırlatılmıştır. Sistem, yerden 32000-40000 km yükseklikte bulunan dört uydudan oluşmaktadır. QZSS, çalışma alanı olarak Doğu Asya ve Okyanusya bölgesine hizmet vermektedir. QZSS sistemi diğer GNSS sistemlerine ait uydulardan edinilen verilerle uyumlu olarak çalışabilmektedir. IRNSS uydu sistemi Hindistan Uzay Araştırmaları Kurumu (ISRO) tarafından 2006 yılında çalışmalarına başlanarak geliştirilmiş olan bölgesel ve bağımsız bir uydu navigasyon sistemidir. Hindistan'ın çevresinde 1500 kilometrelik bir bölgede hizmet vermesi beklenen IRNSS'in ilk uydusu olan IRNSS-1A, 2013 yılında fırlatılmış ve 2016 yılında ise sisteme ait son uydu yörüngeye gönderilmiştir. IRNSS sisteminden; Hint Okyanusunu kapsayan alanda (Hindistan'da 1500 km'lik) 20 m, Hindistan ve çevresindeki ülkelerde ise 10 m'nin altında konumsal doğruluk hedeflenmektedir. Hindistan Başbakanı tarafından Navigation Indian Constellation (NAVIC) olarak yeniden adlandırılan NAVIC (IRNSS) sistemi tamamen operasyonel hale geldiğinde yeryüzünden yaklaşık 36.000 km yüksekte konumlanan GEO yörüngede üç ve GSO yörüngede dört uydu ile hizmet verecektir (URL-10; Koca ve Ceylan, 2018).

3.2 GPS İle Gözlenen Büyüklükler

GPS ile gözlemlenen iki temel büyüklük Taşıyıcı Dalga Fazı (Carrier Beat Phase) ve Kod (Pseudorange) adlandırılmaktadır. Bu büyüklükler kullanılarak uydu ve alıcı arasındaki mesafe hesaplanmaktadır. Çoğunlukla yüksek doğruluk gerektiren bilimsel amaçlı çalışmalarda (Deformasyon, deprem heyelan izleme vb.) kod gözlemlerine oranla daha hassas sonuçlar içeren taşıyıcı dalga faz farkı gözlemleri kullanılmaktadır. Yüksek doğruluk gerektirmeyen fakat anlık (real-time) konum belirleme (navigasyon amaçlı) çalışmalarında ise kod ölçüleri tercih edilmektedir.

3.2.1 Kod (Pseudorange) ölçmeleri

Kod ölçülerinde uydudan yayınlanan sinyalin uyduyu terk ettiği zaman ile yeryüzünde bulunan alıcıya vardığı ana kadar geçen zamanın ışık hızı ile çarpılmasıyla uydu ve alıcı arasındaki mesafe elde edilmektedir. Uydu ile alıcı saatlerindeki kaçınılmaz hatalar, sinyal gecikmeleri ve çeşitli etkiler sebebiyle ölçülen uzunluk ile gerçek geometrik uzunluk arasında belli bir fark oluşmaktadır. Bu sebeple modellendirilmesi mümkün olmayan saat hatalarından meydana gelen sapmalar (bias) sebebiyle elde edilen uydu ve alıcı arasındaki mesafeye pseudorange (ham uydu-alıcı uzaklığı) adı verilmektedir. C/A ve P kodların her ikisinin kullanımıyla Pseudorange belirlenebilmektedir (Kahveci ve Yıldız, 2009). Ölçülen uzaklığının farklı oluşuna neden olan etmenler göz önüne alındığında pseudorange;

$$R_i^k(t_r, t_c) = \rho_i^k(t_r, t_c) - (\varphi t_r - \varphi t_k)c + \varphi_{ion} + \varphi_{trop} + \varphi_{tide} + \varphi_{rel} + \varepsilon_c \quad (3.1)$$

eşitliği ile gösterilebilir. Burada, ρ_i^k uydu ile arasındaki geometrik uzunluk, i frekans indeksi, t_r ve t_c uydudan sinyalin ayrılma ve alıcıya ulaşma zamanı, $\varphi t_r, \varphi t_k$ alıcı ve uydu saat hataları, c ışık hızı, $\varphi_{ion}, \varphi_{trop}$ iyonosferik ve troposferik etki, $\varphi_{tide}, \varphi_{rel}$ gelgit ve rölativistik etki, ε_c ise diğer etkilerdir (Xu, 2007).

3.2.2 Taşıyıcı dalga faz farkı (Carrier Beat Phase) ölçmeleri

Taşıyıcı dalga fazı gözlemleri GPS ölçmelerinde en çok kullanılan gözlemlerdir. Taşıyıcı dalga fazı da pseudorange gözlemlerinde olduğu gibi aynı şekilde elde edilmektedir. Uydudan yayınlanmış olan fazın kopyası niteliğinde olan bir benzeri alıcı içerisinde de üretildikten sonra bunlar arasında korelasyon sağlanmaktadır. Bir diğer deyişle, faz gözlemi, t_s zamanında uydudan yayınlanmış sinyalin (L1, L2) taşıyıcı

fazı ile t_R zamanında alıcı tarafından üretilmiş referans sinyal fazının arasındaki fark olarak tanımlanabilmektedir (Hesper, 1991).

Kod psoydo uzunluklarda olduğu gibi faz ölçmelerinde de ölçülen faz farkları alıcı ve uydu saatinin GPS sistem zamanından farklarından dolayı hatalıdır. Ayrıca atmosferik etkenler; troposferik ve iyonosferik hataların ölçülere düzeltme olarak getirilmesi gerekmektedir. Faz farkı ölçmelerinde kod psoydo uzunluk ölçmelerinden farklı olarak, uydudan gönderilen sinyalin alıcıya ulaşıncaya kadar geçen tam devir faz sayısının bilinmeyen olarak denklemlerde bulunmasıdır. Bu değer uydu ve alıcı arasındaki bilinmeyen tam taşıyıcı dalga boylarının sayısı kadardır. Taşıyıcı dalga faz ölçmelerinde ölçülen ise uydu ile alıcı arasındaki uzunluk içerisinde tam devir fazdan arta kalan kısımdır. P ve C/A kodlarına oranla taşıyıcı dalga fazına ait dalga boyunun daha kısa olmasından dolayı, faz farkı ölçü hassasiyeti kod ölçülerine oranla daha yüksektir (Gökalp, 1994; Kalaycı, 1997). Genel gösterimiyle faz gözlemlerinin matematiksel ifadesi aşağıdaki biçimdedir;

$$\varphi_A^k(t) = -\frac{f}{c}\rho_A^k(t) + N_A^k + \varphi^k(t) - \varphi_A(t) + \varepsilon \qquad (3.2)$$

Burada, φ_A^k A noktasından k uydusu için t anında ölçülmüş fazı, f frekans c ışık hızını, ρ_A^k A'dan k'ya geometrik uzaklığı, N_A^k uydu ve alıcıya ilişkin başlangıç tam sayı belirsizliğini, φ^k ve φ_A uydu ve alıcı saat hatalarını, ε ise troposferik ve iyonosferik hataları, gürültü, değişik yüzeylerden yansıma (multipath) hatasını ve anten faz merkezi kayıklığı vb. hataları ifade etmektedir (Yavaşoğlu, 2009).

3.2.3 Temel GPS gözlemlerine dayalı olarak türetilen fark gözlemleri

GPS ile ölçülen kod ve faz gözlemlerine sıfır farklar (zero differences)'da denmektedir. Ancak, özellikle ölçmelerin değerlendirilmesi aşamasında bu temel gözlemlerin lineer kombinasyonlarının oluşturulması birçok fayda sağlamaktadır.

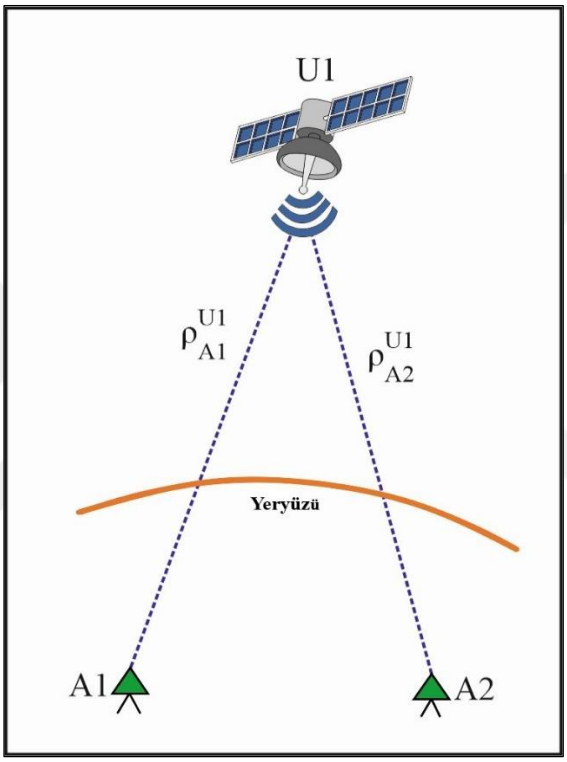
Kod ve faz gözlemleri kullanılarak oluşturulan farklar sayesinde alıcı ve uydu saati hataları ve başlangıç faz belirsizliği gibi birçok ortak hata kaynağı giderilebilmektedir. Gözlem fark kombinasyonları, L1 ve L2 frekansları arasında, alıcılar arasında, uydular arasında ve ya ölçü epokları olmak üzere farklı biçimlerde oluşturulabilmektedir. GPS ölçmelerini jeodezinin beklediği doğruluğa ulaştırmak için mevcut hata kaynaklarının bazılarını elimine eden ölçmelerin kombinasyonları uygulanır. Bu kombinasyonlar,

- Tekli fark gözlemleri,

- İkili fark gözlemleri,
- Üçlü fark gözlemleri olarak ayrılabilir (Kalaycı, 1997; 2003).

3.2.3.1 Tekli fark gözlemleri (single differencies)

Genel olarak tekli farklar denilince alıcı kurulan noktalar arasında oluşturulan kod ya da faz ölçüsü farkları anlaşılmaktadır. Tekli fark, iki farklı noktadaki alıcılardan aynı uyduya aynı zaman aralığında yapılmış gözlemler arasındaki fark olarak tanımlanır (Şekil 3.1), (Tiryakioğlu, 2005).



Şekil 3.1. Tekli Fark Gözlemi.

Tekli farklar,

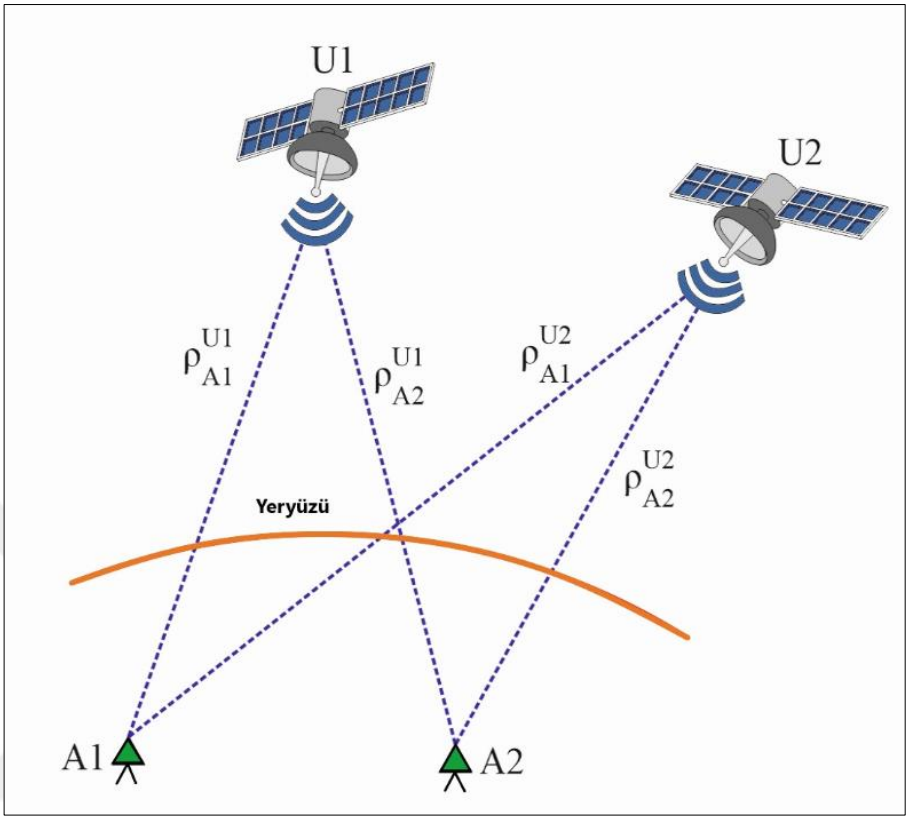
$$\Delta\phi_{A1A2}^{U1}(t) = \phi_{A2}^{U1}(t) - \phi_{A1}^{U1}(t) \tag{3.3}$$

şeklinde ifade edilebilir. Eşitlikteki Δ operatörü fark gözlemlerini göstermektedir. Tekli fark gözlemleri tekniğinde temel olarak uydu saatlerinde meydana gelen hatalar elimine edilmektedir. Bu tekniğin, uydular arasında aynı alıcı için oluşturulması durumunda ise alıcı saati hataları giderilmiş olacaktır (Kalaycı, 2003).

3.2.3.2 İkili fark gözlemleri (double differencies)

Temel olarak ikili farklar, iki alıcı tarafından aynı epokta ölçülen fazlardan elde edilen tekli farkların farkları olarak ifade edilebilir. Bu tekniğin uygulanmasıyla birlikte GPS

ölçüleriyle üzerindeki uyduya ve alıcıya bağlı olan etkiler (alıcı ve uydu saati, anten dış merkezlik, anten hataları, alıcı sinyal kayıklıkları ve yörünge hataları) giderilebilmektedir (Şekil 3.2).



Şekil 3.2. Alıcı-uydu ikili fark gözlemi.

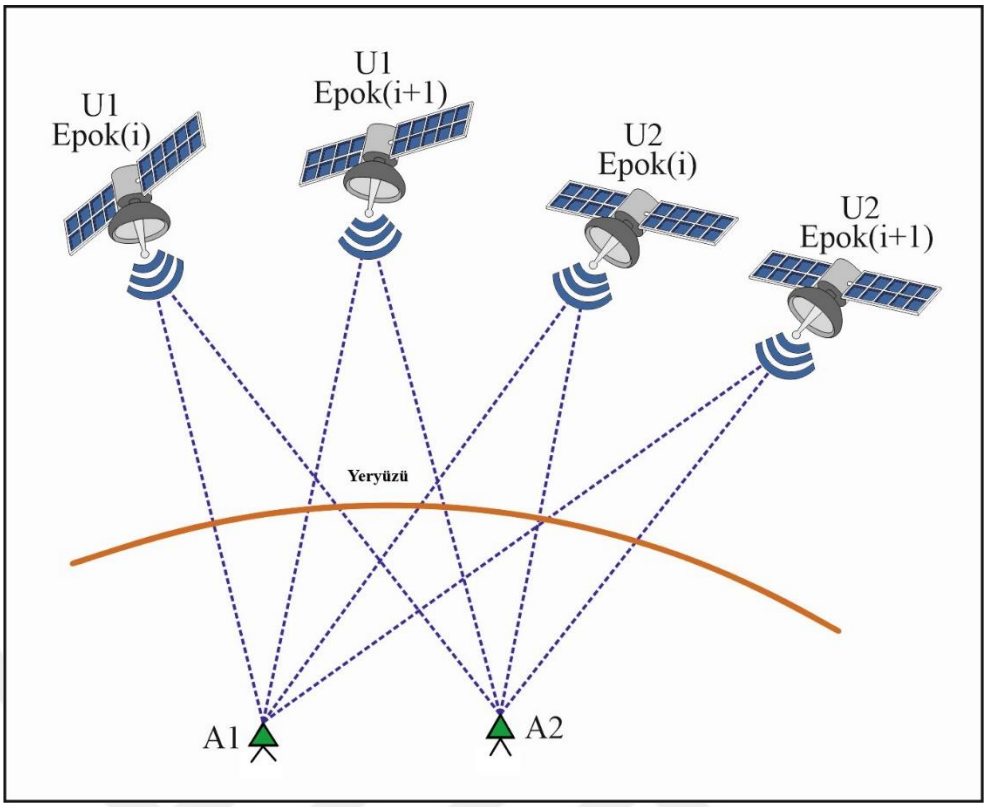
İkili fark gözlemleri,

$$\Delta\Delta_{A1A2}^{U1U2}(t) = \Delta_{A1A2}^{U1}(t) - \Delta_{A1A2}^{U2}(t) \tag{3.4}$$

eşitliği ile ifade edilmektedir. İkili farkların en büyük avantajı; tekli fark gözlemlerinde uydu tabanlı hataların yanı sıra alıcı tabanlı hataları da yok etmektedir. Ayrıca üçlü fark gözlemleri başlangıç faz belirsizliğinin çözümüne de olanak sağlamaktadır (Çorumluoğlu, 2000).

3.2.3.3 Üçlü fark gözlemleri (triple differencies)

İki farklı epokta oluşturulan iki adet ikili fark gözlemi arasındaki farka üçlü farklar denir. R sayıda alıcının, T sayıdaki gözlem anında, S sayıdaki uyduya gözlem yaptığı düşünülürse, RxSxT sayıda faz ölçüsü olacaktır. Jeodezik amaçlı çalışmalar genellikle faz ölçüleri kullanılarak yapıldığından farklarda faz farkları olarak ele alınır (Tiryakioğlu, 2005; Şekil 3.3).



Şekil 3.3. Uydu-alıcı üçlü fark gözlemi.

Üçlü fark gözlemleri;

$$\Delta\Delta\Delta_{A1A2}^{U1U2}(t_i, t_{i+1}) = \Delta\Delta_{A1A2}^{U1U2}(t_{i+1}) - \Delta\Delta_{A1A2}^{U1U2}(t_i) \qquad (3.5)$$

eşitliği ile ifade edilmektedir. Üçlü fark gözlemlerinin oluşturulmasındaki ana sebep taşıyıcı dalga faz başlangıcı belirsizliğinin (ambiguity) giderilmesidir (Remondi, 1984).

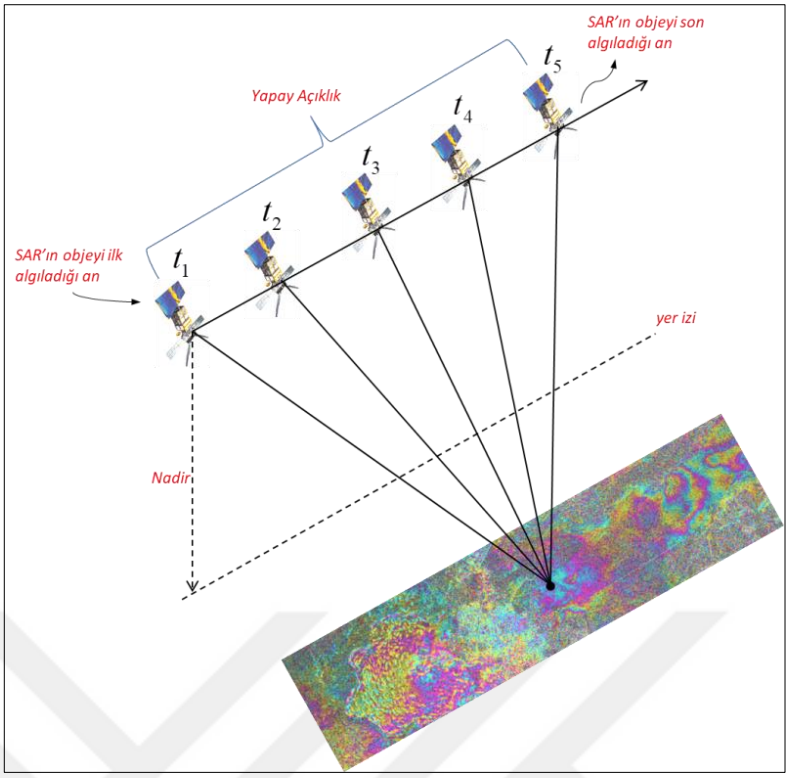
(3.5) eşitliğinde görüleceği üzere Hofmann vd.'e (1997) ve Eren'e (1987)'e göre, alıcı saat hataları ve uydu saat hataları ile başlangıç faz belirsizliği (ambiguity) elimine edilmiş ya da minimum seviyeye indirilmiştir. Üçlü fark gözlem yönteminin en önemli avantajı başlangıç faz kayması veya faz sıçramasına (cycle slip) karşı duyarlı olup, belirlenmesinde kullanılmasıdır (Gökalp, 1994; Leick, 1990). Üçlü fark gözlemleri uydu saat hataları ve tam sayı bilinmeyenlerini içermemektedir. Bu gözlemler, çoğunlukla ikili fark hesaplarının çözülmesinde, alıcıların konumlarının oldukça yüksek bir doğrulukta hesaplanmasını sağlamaktadır (Özlüdemir, 2003).

3.3 Yapay Açıklıklı Radar (Synthetic Aperture Radar – SAR)

RAdio Detection And Ranging teriminin kısaltması ile adlandırılan RADAR sistemleri, yeryüzüne aktif mikrodalga sinyalleri gönderir ve bu sinyallerin büyüklüğü

ve yüzeyden geri yansıması arasındaki zaman farkını kaydetme esasına göre çalışmaktadır. Radar teknolojisi ilk olarak Maxwell'in 1873'te "A Treatise on Electricity and Magnetism" ve 1886'da Hertz'in yaptığı deneyler ile ortaya çıkmıştır. Hertz, bilinen ilk radyo dalgalarını tespit etmiş ve bu dalgalarım yansıma ve saçılmaya maruz kaldığını ortaya koymuştur (Hanssen, 2001). Radar sistemleri anten açıklıklarına göre, Gerçek Açıklıklı Radar (Real Aperture Radar-RAR) ve Yapay Açıklıklı Radar (Synthetic Aperture Radar-SAR) olmak üzere ikiye ayrılmaktadır.

Yapay Açıklıklı Radar sistemleri, Gerçek Açıklıklı Radar sistemine ait kısıtlamaları ortadan kaldıran bir teknik olarak ortaya çıkmıştır. Yan Bakışlı Radar sistemleri (SLAR), uçak veya uydu platformuna monte edilmiş antenler kullanarak yeryüzüne dalgalar gönderirler ve bu dalgaların yeryüzündeki hedeflerden geri yansımalarını algılayarak görüntü oluşturmaktadırlar. SLAR sisteminin alt bölümleri olarak düşünülebilen RAR ve SAR sistemlerindeki temel ayrım, sistemlere yerleştirilen anten boylarının birbirinden farklı olmasıdır. Buna bağlı olarak, RAR sisteminde azimut yönündeki çözünürlüğün anten uzunluğuna bağlı olmasından dolayı SAR sistemlerine göre handikapı bulunmaktadır. Örnek olarak 22.6 cm'lik dalga boyu ve 870 km'lik menzil uzunluğu bulunan bir uydunun 5 m'lik azimut yönünde çözünürlük elde edebilmesi için yaklaşık olarak 41 km'lik anten uzunluğu bulunması gerekmektedir. Pratikte uygulanması zor olan ve kullanışlı olmayan bu sorunun çözülmesi için dalga özelliğine sahip bir varlığın dalga boyu ve frekansının hareketli bir kaynak tarafından değişik zamanlarda algılanması olarak ifade edilen Doppler prensibinden yararlanılır (Kemaldere, 2011; Yılmaztürk, 2015).



Şekil 3.4. Yapay Açıklıklı Radar Geometrisi (Orhan, 2018).

Doppler prensibinin uygulanmasında anten, uçuş süresince hareket ettirilerek yapay açıklık oluşturulur ve uydu bu süreçte yeryüzündeki objeyi ilk ve son gördüğü ana kadar sürekli sinyal göndererek yansıyan sinyalleri geri algılar (Şekil 3.4). Böylelikle algılanan sinyal sayısı kadar veri toplanmış veya uydu sinyal gönderip aldığı süreçte hareket ettiği mesafe kadar anten kullanılmış gibi olmaktadır (Gürmen, 2003; Abdikan, 2007). Yapay açıklık kullanılan SAR sistemlerine ait azimut çözünürlüğü;

$$\delta Ra = \frac{L}{2} \tag{3.6}$$

eşitliğiyle ifade edilmektedir. Bu şekilde yapay açıklık kullanılan radar sistemlerinde azimut çözünürlüğü gerçek açıklıklı radar sistemlerine göre ters olmakta ve anten boyları küçüldükçe azimut çözünürlüğü artmaktadır. Ancak menzil yönünde bulunan konumu da ölçmek gerektiğinden azimut yönündeki çözünürlüğe kısıtlama getirilmektedir (Şengün, 2009). Mesafe çözünürlüğü ise;

$$\delta R_R = \frac{c}{2B_{BW}} \tag{3.7}$$

olarak ifade edilmektedir. Bu eşitlikte; c ışık hızı, B_{BW} ise gönderilen radar sinyalinin (pulse) frekans bant genişliğini göstermektedir (Lyons, 2002; Yılmaztürk, 2015). Eşitlikte ifade edildiği üzere menzil (mesafe) çözünürlüğü görüntünün algılandığı

platformun yüksekliğine bağlı olmamakla birlikte bant genişliğinin arttırılması ile doğru orantılıdır.

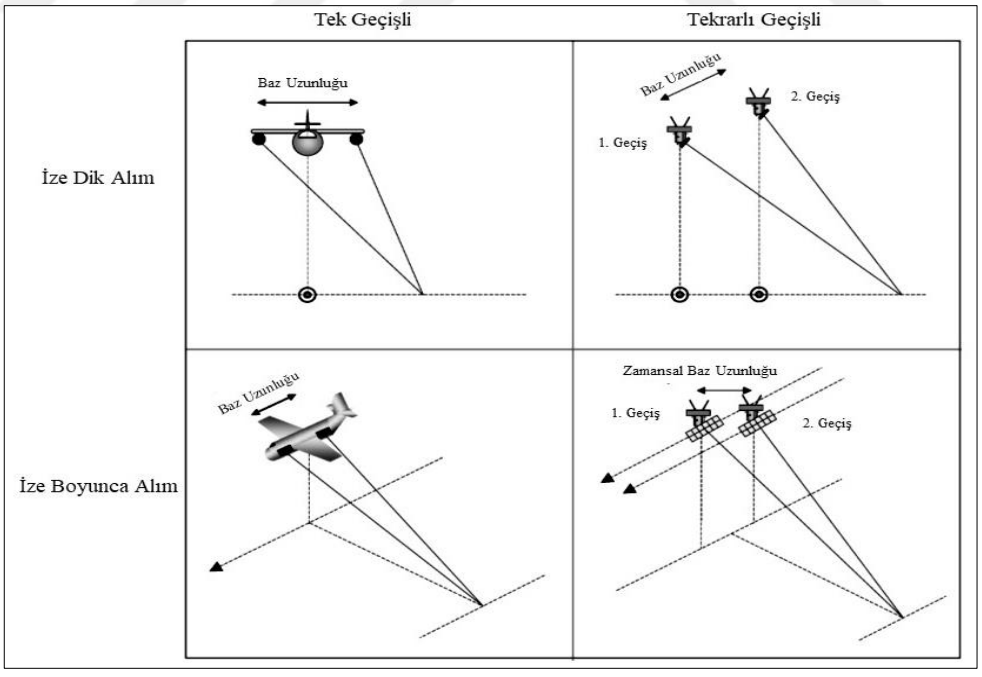
3.3.1 Yapay Açıklıklı Radar İnterferometri (InSAR)

Interferometric Synthetic Aperture Radar'ın kısaltılmış hali olan InSAR, iki veya daha fazla SAR görüntüsünün yazılımlar aracılığıyla değerlendirilmesi sonucunda yüzey topoğrafyası ve yeryüzü hareketlerinin tespit edilmesinde kullanılan bir radar tekniğidir. Terim olarak interferometri, interferans (girişim) kelimesinden türetilmiş ve girişim ölçme anlamını ifade etmektedir. Elektromanyetik, ışık, ses, sismik vb. iki dalganın girişim özelliklerinin ölçülmesi sonucunda elde edilen farktan, çalışılan uygulama konusuna göre gereken bilgilerin hassas şekilde elde edilmesine olanak sağlamaktadır. İnterferometri, mikrodalgaların görüntü şeklinde kaydını esas alan SAR ile ilişkilendirildiğinde ise ortaya kompleks yapıya sahip olan iki SAR görüntüsünün girişim özelliklerini ölçme amacı bulunan InSAR kavramı ortaya çıkmaktadır (Köksal, 2011). Yüksek hassasiyetli ölçmelerin interferans yardımıyla yapılması 19. yüzyılın sonlarına doğru başlamıştır ve geçtiğimiz yüzyılın başlarında da fizik ve astronomi alanlarında daha ağırlıklı olarak kullanılmasına karşın interferans ile radar uygulamaların başlaması 60'lı yılları bulmuştur (Çakır, 2003). Faz görüntülerinde bulunan faz farklarının hesaplanmasına dayanan InSAR tekniğinin kullanımıyla, sayısal arazi modelleri üretilmekte ve yeryüzüne ait değişiklikler incelenebilmekte, volkan ve buzul alanları izlenebilmekte, heyelan olması muhtemel alanlar takip edilebilmektedir.

Venüs ve Ay yüzeyinin interferometrik ölçüler kullanılarak oluşturulmaya çalışılması InSAR uygulamasına ait öncül örnekler olarak gösterilebilir (Rogers ve Ingalls, 1969; Campbell vd., 1970; Shapiro vd., 1972; Zisk, 1972). Graham (1974) tarafından yapılan çalışmada Hava-SAR sistemi yardımıyla yeryüzü topoğrafyasının belirlenmesine yönelik ilk çalışma gerçekleştirilmiş, sonrasında ise Zebker ve Goldstein (1986) bir uçağa monte edilmiş iki antenli sistem ile uçuş boyunca interferometri tekniğini kullanarak ilk detaylı ve doğru tespit edilen topografik haritalama çalışmasını gerçekleştirmişlerdir. Tekrar geçiş interferometrisi ile yeryüzünün çok hassas olarak ölçülebileceği ilk kez Goldstein vd. (1988) tarafından ortaya konulmuştur. Zamansal bazı üç gün olan iki adet SEASAT görüntüsü kullanılarak California Death Valley'de topografik harita üretilmiştir. Üretilen haritanın, bölgenin mevcut haritası ile yüksek korelasyonlu olduğu görülmüştür. Gabriel vd. (1989) diferansiyel yapay açıklıklı radar

tekniği kullanılarak, tespit edilmesi güç yüzey değişimlerinin belirlenebileceğini üç adet SEASAT görüntüsü ile California Imperial Valley'de meydana gelen yüzey kabarmalarını santimetre altı hassasiyet ve yüksek uzaysal çözünürlükle belirleyerek ortaya koymuştur (Çakır, 2003).

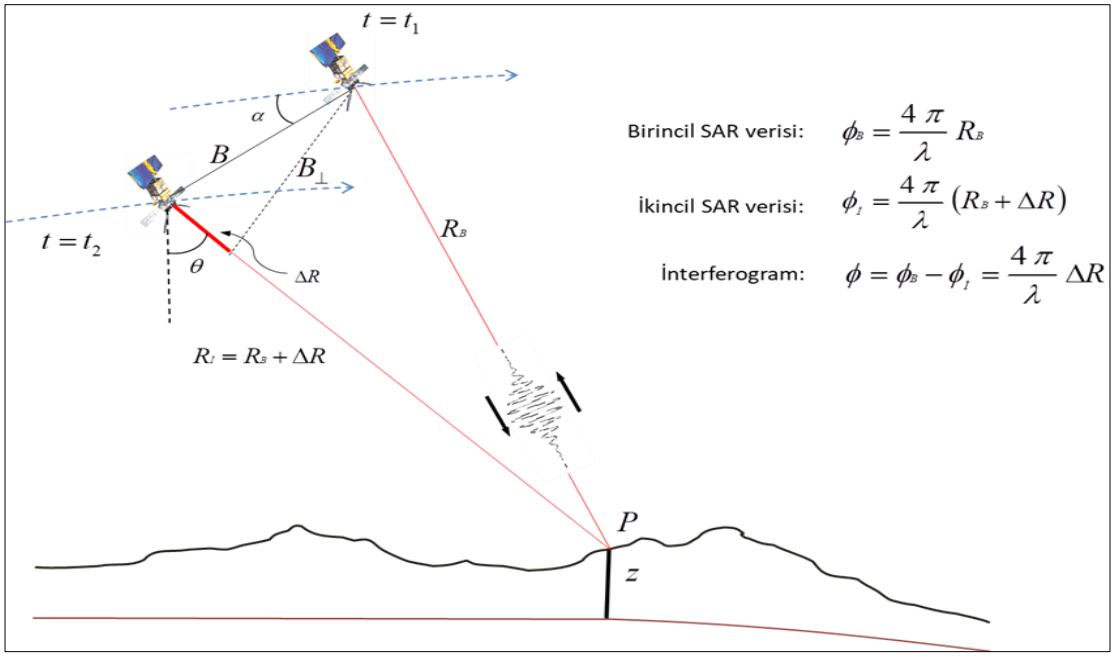
SAR verileri çoğunlukla uyduların tek veya tekrarlı geçişleri sonucunda elde edilmektedir. Tekli geçişte (genellikle) bir hava aracına ya da uydu platformuna yerleştirilmiş antenlerin arasında belirli bir baz uzaklığı olması gerekmektedir (Şekil 3.5). Daha sonra bu platform algılanacak olan alanı gözlemler ve tek kaynak aracılığıyla gönderilen sinyal, aralarında belirli bir baz mesafesi olan antenler aracılığıyla algılanarak yüzeye ait bilgiler elde edilmektedir. Tekrarlı geçiş yönteminde ise uydu platformu veya hava aracı üzerindeki tek anten yardımıyla gözlemlenen bölgeye sinyal gönderilirmekte ve yeniden algılanmaktadır. Bu teknik kullanıldığında ikinci bir veriye daha ihtiyaç duyulmasından ötürü ilk algılama yapılan yörüngeye yakın olan yörünge üzerinden bir kez daha geçiş yapılarak aynı alana ait ikinci bir bilgi kaynağı sağlayacak olan sinyalin algılanması gerekir. Algılanan sinyal verilerinin kompleks sayılar içermesinden dolayı bunlar kompleks formattaki veriler olarak adlandırılmaktadır (Orhan, 2018).



Şekil 3.5. Tek geçişli ve tekrarlı geçişli InSAR geometrisi (Richards, 2009'dan türkçeleştirilerek).

Tekrarlı geçiş sisteminde, uygulamada uydular vasıtasıyla kolaylıkla veri alınabilmesine rağmen elde edilen verilere ait sonuçların anlamlılığı bakımından tekli

geçiş sistemine göre bazı dezavantajlar ve sınırlamalar bulunmaktadır. Bunlardan bazıları; uydunun ilk ve ikinci geçişlerinde tamamen aynı yörüngeyi takip etmemesinden ötürü görüntüleme merkezleri arasında meydana gelen farklılıktan (baz mesafesi) kaynaklanan faz farkı oluşmakta, algılanan yüzeyin tarım vb. etkiler veya zeminin değişiminden kaynaklı ortaya çıkan uyuşmazlıklar ve topoğrafik etmenler (topografyanın hızlı değiştiği alanlar) vb. olarak sıralanabilir. Bu etkenlerden en önemlisi ise baz uzunluğudur. Uydunun ilk ve ikinci geçiş yörüngesi arasındaki uzaklığı gösteren baz uzunluğu değerinin anlamlı bir sonuç elde etmek için olabildiğince düşük olması gerekmektedir (Klees ve Massonet, 1999). $B_{\perp}$ baz büyüklüğünün dik bileşenini (Normal/Dik baz) yani baz uzunluğunun, ikinci uydu geçişinde yeryüzünde bulunan aynı objeye uzanan doğrultuya dik olmasını ifade etmektedir ve görüntü çifti üretilecek çalışmalarda 600 m'den az, sayısal arazi modeli üretilecek çalışmalarda 300 m'den az ve daha yüksek doğruluk gerektiren deformasyon çalışmalarında ise 100 m'den az olması beklenmektedir (Yavaşoğlu, 2009). Genel anlamda SAR sistemine ait geometri Şekil 3.6'da gösterilmektedir. P noktası yeryüzünde bulunan bir noktayı göstermektedir ve uzaydan birinci (B,t1) ve ikinci (İ,t2) uydu geçişleri aracılığıyla SAR geometri temellerine bağlı olarak algılanmaktadır.



Şekil 3.6. SAR geometrisi (Orhan, 2018).

Şekil 3.6'da çift geçişli interferometriye ait geometri ve uydunun birinci algılamada takip ettiği yörüngeden ikinci algılamada gözlem yapamamasından dolayı yeryüzünde

bulunan alanı iki ayrı noktadan görüntülemesinden kaynaklı oluşan faz farkı ifade edilmektedir. Ulaşılacak olan interferometrik faz bilgisi (3.8)'de ki eşitlik yardımıyla hesaplanmaktadır.

$$\Delta R = R_2 - R_1$$

$$\emptyset = \emptyset_2 - \emptyset_1$$

$$\emptyset_1 = \frac{4\pi}{\lambda} \times R_1$$

$$\emptyset_2 = \frac{4\pi}{\lambda} \times R_2$$

$$\emptyset = \frac{4\pi}{\lambda} \times \Delta R \tag{3.8}$$

Burada; λ radar sistemindeki sinyalin dalga boyunu, ΔR ise uydu ve yeryüzü hedefi arasındaki mesafelerle ilgili bilgileri ifade etmekedir. Kompleks halde bulunan SAR verileri arasındaki interferometrik faz bilgisini elde edebilmek için uydu ile yüzey arasındaki (R_1, R_2) fark kullanılmaktadır (Ferretti vd., 2001; Colesanti vd., 2003). Birinci görüntü ile eşlenik hale getirilen ikinci görüntünün çarpımı ile interferometrik faz bilgisine ulaşılır ve interferometrik faz, topoğrafyaya ait görüntüyü eş yükselti eğrileri biçiminde bulunan örüntülerden oluşturmaktadır.

İnterferometrik faz içeriğinde birçok etkeni barındırmaktadır. Görüntüleme esnasında topoğrafya etkileri, düz dünya etkisi, deformasyon ve gürültüler bunlara örnek olarak verilebilir. İnterferometrik fazın içerdiği bileşenler genel bir biçimde;

$$\varphi_{insar} = \varphi_{atm} + \varphi_{topo} + \varphi_{düz} + \varphi_{defo} + \varphi_{gür} \tag{3.9}$$

olarak gösterilebilir (Richards, 2009; Li vd., 2017; Majumdar, 2019). Burada; φ_{atm} atmosferik faz etkisini, φ_{topo} topoğrafyadan kaynaklı faz etkisini, $\varphi_{düz}$ düzleştirilmiş yeryuvarı fazını (flat earth), φ_{defo} deformasyondan oluşan fazı ve $\varphi_{gür}$ ise görüntüdeki gürültü etkisini belirtmektedir. İnterferometrik faza etki eden bileşenler ortadan kaldırıldığında deformasyon fazını hassas bir şekilde elde etmek mümkün olacaktır (Zebker ve Goldstein, 1986). Üretilen faz farkı; topografya kaynaklı etki, yüzey deformasyonu, atmosferik ve yörüngesel etki, termal, saçılma karakteristiği, zamansal ve baz uzunluğundan meydana gelen gürültülerden oluşmaktadır.

3.3.1.1 Yüzey topografyası kaynaklı faz etkisi

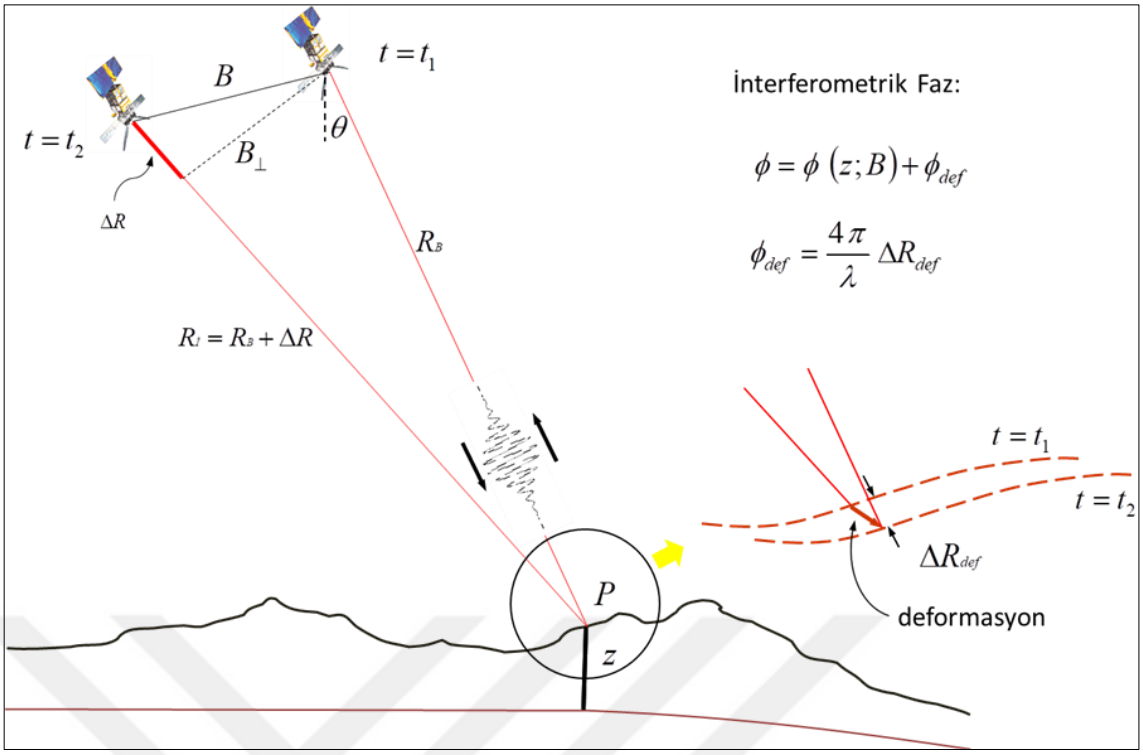
InSAR çalışmalarında, algılanacak olan yüzeyin yükseklik değişimi oldukça küçük ise ve bölgeye ait oluşturulan görüntü çifti arasındaki baz uzunluğu kısa ise yüzey topoğrafyası kaynaklı meydana gelen faz ihmal edilebilir. Fakat çalışma bölgesi düz değilse yani yüzeyde topoğrafya mevcutsa bu durum sonuç interferogramına bir etkide bulunacaktır. Sonuç interferogramına 2π büyüklüğünde etksi olacak topoğrafya yüksekliği, yükseklik belirsizliği (Hight Ambiguity - H_{amb}) olarak adlandırılmaktadır.

$$H_{\text{amb}} = \frac{R_B \lambda \sin(\theta)}{2\, B_{\perp}} \tag{3.10}$$

Örnek olarak Cosmo-SkyMed uydusu için görüntü çifti arasında bulunan dik baz uzunluğu 100 m olarak kabul edilirse sonuç interferogramındaki 2π oranında bir değişim yaklaşık olarak 28.44 metrede bir topoğrafik örüntü üretecektir. Faz belirsizliği, sayısal yükseklik modeli (SYM) üretilirken kullanılan bir etmendir. Ancak deformasyon araştırmalarında faz bilgisine olan olumsuz etkisi sebebiyle bu etmen ek bir sayısal yükseklik modeli kullanılarak sonuç interferogramından çıkartılmaktadır (Orhan, 2018).

3.3.1.2 Yüzey deformasyonu

Uydunun iki geçişi arasındaki zamanda yer yüzeyinde bir değişim meydana geldiyse faz bilgisinde bölgeye ait topoğrafyadan, algılama geometrisi kaynaklı (Baz) ve gözlenen yüzeydeki deformasyon sonucu oluşan farklılıklar belirlenebilecektir. Bölgenin aynı atmosferik şartlar altında gözlemlendiği kabul edilirse yüzeye ait deformasyon Şekil 3.7'deki gibi oluşacaktır.



Şekil 3.7. InSAR deformasyon geometrisi (Orhan, 2018).

Faz bilgisi kullanılarak elde edilen yüzeye ait topoğrafya, görüntüleme geometrisi ve atmosferik gecikme sebebiyle meydana gelen bütün etkilerden arındırılırsa faz bilgisi içerisinde yalnızca yüzeydeki deformasyon nedeniyle oluşan faz farkı kalacaktır. Bu yer değiştirme miktarı uydunun bakış doğrultusunda $\phi = 2\pi$ büyüklüğündeki bir değişiklik, görüntüde $\lambda/2$ büyüklüğünde bir örüntü biçiminde oluşacaktır. Yüzeye ait deformasyonun elde edilmek istendiği çalışmalarda, faz bilgisinden deformasyonun dışında kalan diğer bozucu etkilerin çıkarılması gerekmektedir.

3.3.1.3 Atmosferik etki

İnterferometrik fazı etkileyen bir diğer unsurda atmosferdeki değişimlerden kaynaklanmaktadır. Ayrı zamanlarda algılanan görüntülere ait atmosferik şartların durağan ve homojen bir şekilde olmayışından kaynaklı farklılıklar oluşacağı için uydu ve algılanan obje arasındaki faz bilgisi, troposferik ve iyonosferik etkiler sebebiyle gecikmeye uğrayacak ve bu sebeple sonuç interferogramında olumsuz etkiye neden olarak sonuç görüntüsüne ait doğruluğu azaltacaktır. Delacourt vd. (1998) tarafından yapılan Etna Yanardağına ait bir çalışmada atmosfere ait bozucu etkinin 6±3 cm'ye kadar çıkabileceği belirtilmiştir. Atmosferde bulunan su buharı miktarıyla uydunun gönderdiği ve algıladığı sinyalin izlediği mesafe arasında doğru orantı vardır. Su buharı miktarının artması sonucunda bu durum sinyalin daha fazla gecikmesine yol

açarak sinyal mesafesini arttıracaktır. Buna ek olarak atmosferik faz etkisi ve yüzey topoğrafyası da birbirleriyle ilişkilidir (Abdikan, 2012). Gece saatlerinde yapılan algılama işlemlerinde, gündüz yapılan algılamalara göre daha az atmosferik etki tespit edilmektedir. Bunun ana nedeni ise gecelerin gündüze göre istatistiksel olarak daha stabil olmasından kaynaklanmaktadır (Massonnet ve Feigl, 1995).

Atmosferden kaynaklanan gecikmenin belirlenerek bu etkinin interferogramlardan tamamen elimine edilmesi oldukça güçtür. GNSS sistemlerinde bulunan çift frekans biçiminde sinyal gönderimi SAR sistemlerinde gerçekleştirilemediğinden atmosferik gecikme etkileri temizlenememektedir. Bu sebeple atmosferik etkinin yok edilmesi amacıyla yapılacak olan çalışmalarda uygun atmosferik modeller kullanılarak ya da oluşturulan zaman serisi interferogramları ile bu etki elimine edilebilir (Orhan, 2018).

3.3.1.4 Yörünge hataları

Uyduların yer yüzünü gözlemlediği süreçteki duyarlı konumlarının tespit edilmesi, iki geçiş arasında oluşan baz mesafesinin hesaplanması ve algılanan görüntünün referans elipsoidi ile ilişkilendirilmesi açısından önem arz etmektedir. Aksi takdirde yörünge bilgisinin tam olarak bilinememesine bağlı olarak oluşan hata interferogram görüntüleri üzerinde hatalı örüntülerin oluşmasına sebep olmaktadır (Yılmaztürk, 2015). Yörünge hataları uçuş yörüngesine paralel, uçuş yörüngesine dik (across-track) ve açısal hata olmak üzere 3'e ayrılabilir. Uçuş yörüngesine paralel (along-track) olan hata, görüntülerin eşlenmesi adımında (coregistration) elimine edilerek hata kaynağı iki boyutlu hale dönüştürülebilmektedir (Hanssen, 2001). Yörünge bilgisinden kaynaklı artık iki boyutta olan hata sonuç interferogramında faz hatasına neden olacaktır. Bu hatanın etkisi hassas yörünge bilgileri değerlendirmeye katılarak kaldırılabilmektedir. Bu hassas yörünge bilgileri uzay tabanlı jeodezik bir sistem olan SLR ve DGM-E04 gravite modeli kullanılarak üretilmektedirler (Yavaşoğlu, 2009).

3.3.1.5 Korelasyonsuzluk (uyuşumsuzluk) etkisi

Üretilen sonuç interferogramında her bir piksel için bir uyuşum (coherence) değeri bulunmaktadır. Bu değer 0 ve 1 arasında değişmektedir ve değerler eğer 1'e yakınsa görüntü uyuşumlu, 0'a yakınsa görüntü uyuşumsuz olarak görülmektedir. Bu değerler üretilen interferogramların niteliği ve ulaşılan sonuçların doğruluğu ile bağıntılıdır. İnterferometrik faz bilgisi birçok etkenden etkilenebilmektedir. Korelasyonsuzluk

interferometrik fazda gürültüye sebep olarak, ulaşılmak istenen deformasyon bilgilerinin elde edilme yeteneğini kısıtlamaktadır (Hanssen, 2001).

Zamansal korelasyonsuzluk; Tekrarlı geçiş interferometsinde ayrı zamanlara ait yapılan algılamalar, görüntüler arasındaki uyuşumun (coherence) azalmasına neden olmaktadır. Bu durum, yeryüzeyindeki fiziksel değişkliklerden ya da uydunun algılama yaptığı zamanlar arasında objeye ait dielektrik özelliğin değişmesinden meydana gelebilmektedir. Görüntüler arasındaki zaman periyodunun uzun oluşu bitki örtüsü ve yerleşim yerlerinin olmadığı açık alanlarda (dağlık, kayalık bölgeler) uyuşum değerlerinde büyük bir değişime sebep olmayabilmektedir. Fakat görüntüleme yapılan bölgede kısa zaman aralığında gerçekleşmiş olan bir doğal afet, tarımsal alanların hasat edilmesi ve kar yağışı vb. hadiseler görüntüler arasındaki uyuşumun ciddi bir oranda düşmesine neden olabilmektedir. Bu sebeple yapılan çalışmada hedeflenenlere göre zamansal baz mesafesi dikkatli bir biçimde belirlenmelidir. SYM üretimi gerçekleştirilen çalışmalarda zamansal baz uzunluğunun olabildiğince az olmasına önem verilirken, zemin çökmeleri gibi yavaş deformasyonların izlendiği çalışmalarda ise uzun zamansal baz uzunluğu tercih edilmektedir (Abdikan, 2012).

Geometrik Korelasyonsuzluk; InSAR tekniği yardımıyla yer değiştirmelerin hesaplandığı çalışmalar göz önüne alındığında; farklı zaman ve konumdan gözlenmiş görüntülerinin eşlenmesi sonucunda interferogramlar oluşturulmaktadır. Burada uyduların birbirlerine göre olan konumları önemlidir. Uyduların arasındaki mesafe arttıkça uyuşum değeri düşmektedir. Dik baz uzunluğunun (Perpendicular Baseline, $B_{\perp}$) kritik baz uzunluğunu aştığı çalışmalarda interferometri yapılamamaktadır. İnterferogramların oluşturulması için aşılmaması gereken kritik baz uzunluğu her uydu için 3.11'deki eşitlik ile hesaplanmaktadır (Gens, 1998; Çakır, 2003; Abdikan, 2007).

$$B_{\perp kr} = \frac{\lambda R}{2\,\delta R_g \cos(\theta)} \tag{3.11}$$

Eşitkilte, λ; radar algılayıcısına ait dalga boyunu, θ; uydu bakış açısınu, δRg; menzil çözünürlüğünü ve R; uyduya olan yatık menzili göstermektedir. Görüntüler arasında bulunan baz mesafesinin kritik baz uzunluğundan daha az olması gerekmektedir. ERS-1/2 uyduları düşünüldüğünde bu değer yaklaşık olarak 1000 m'dir (Hanssen, 2001).

Termal korelasyonsuzluk; Termal gürültünün interferometrik faza olan etkisi, algılayıcı sistemin "sinyal gürültü oranı" (SNR) ile ifade edilmektedir. Buna göre;

$$\gamma_{\text{termal}} = \frac{1}{1+SNR^{-1}} \tag{3.12}$$

$$\text{SNR} = \frac{P_S}{P_N} \tag{3.13}$$

olmak üzere; PS, sinyalin gücünü; PN, gürültünün gücünü ifade etmektedir. SNR değeri çoğunlukla radar sisteminin tasarımı ile ilişkili olmaktadır.

*Doppler merkezi korelasyonsuzluğu**;*** Doppler frekansı, dalga kaynağına göre göreceli hareket eden algılayıcının gözlemlediği dalganın frekansında kaynak dalga frekansına göre oluşan fark olarak tanımlanmaktadır. Uygulamada, kullanılacak olan asıl ve eşlenik görüntülere ait Doppler merkezi frekanslarındaki fark ($\Delta f_{\text{DM}} = f_{\text{ADM}} - f_{\text{EDM}}$) uyuşumsuzlupa sebep olmaktadır. Bu değer;

$$\gamma_{\text{termal}} = \begin{cases} 1 - \frac{\Delta f_{DM}}{B_A} \; eğer \;\; |\Delta f_{DM}| \leq B_A \\ 0 \quad\quad eğer \;\; |\Delta f_{DM}| > B_A \end{cases} \tag{3.14}$$

3.14 eşitliği kullanılarak hesaplanmaktadır. Eşitlikte B_A, azimut yönündeki dalga genişliğini ifade etmektedir. Bu nedenle Δf_{DM} değeri yükseldikçe uyuşumsuzluk artacaktır. Bunu dışında interforometrik faz farkının hesaplanabilmesi için algılanan görüntülerin aynı doğrultuda (alçalan ya da yükselen yörünge) bulunması, aynı dalga boyunda ve polarizasyonda olmaları gerekmektedir. Değişik özelliklerde bulunan görüntülerle interferometri gerçekleştirilememektedir. Buna karşın ERS-1/2, Radarsat 1/2/3, CSK 1/2/3/4 uydu sistemleri ayrı uydular tarafından algılanmalarına rağmen her uydu kendi içerisinde Tandem biçiminde çalışmaktadır (Orhan, 2018).

3.3.2 Deformasyon çalışmalarında kullanılan InSAR yöntemleri

Deformasyon çalışmalarında, geleneksel InSAR yöntemi olarak bilinen Farksal İnterferometri – D-InSAR (Differential SAR Interferometry) ve deformasyona ait zaman serilerinin üretilebildiği PSInSAR ve SBAS yöntemleri kullanılmaktadır. Depreme bağlı olarak oluşan deformasyonların belirlenmesi çalışmalarında deprem öncesi, deprem anı ve sonrası olmak üzere InSAR tekniğiyle birçok çalışma gerçekleştirilmiştir. Örnek olarak; Landers Depremi (Massonnet vd., 1993; Zebker vd., 1994), İzmit Depremi (Reilinger vd., 2000; Feigl vd., 2002; Çakır vd., 2003; Bos vd., 2004; Burgmann vd., 2002; Ergintav vd., 2002; Şengün, 2009), Tibet depremi (Ryder vd., 2007), Bam depremi (Fialko vd., 2005) ve diğer çalışmalarda (Peltzer ve

Rosen, 1995; Stramondo vd., 1999; Wright vd., 2001; Amelung ve Bell, 2003; Wang vd., 2004; Hsu ve Bürgmann 2006; Barnhart ve Lohman, 2010; Atzori ve Antonioli, 2011; Elliot vd., 2012; Shirzaei ve Bürgmann, 2013) InSAR ölçüleri yardımıyla yer kabuğundaki hareketler tespit edilebilmiştir.

3.3.2.1 Diferansiyel Yapay Açıklıklı Radar İnterferometrisi (D-InSAR)

DInSAR iki ayrı zaman periyodunda algılanmış kompleks SAR görüntülerine ait faz farklarının kullanılarak yer yüzeyinde meydana gelen deformasyonun 'mm' hassasiyetle belirlenmesine olanak veren temel InSAR tekniği olarak gösterilebilir (Karimzadeh ve Ahmadi, 2013). Geleneksel InSAR tekniği olarak görülen DInSAR, iki, üç veya dört geçişli olacak şekilde gerçekleştirilebilmektedir.

Çift geçiş D-InSAR tekniğinde, farklı zaman aralıklarında aynı alanda algılanan iki SAR verisi ve bölgeye ait harici bir sayısal yükseklik modeli kullanılmaktadır. Algılanan görüntüler arasında yüzeyde deformasyon oluştuğu düşünülürse ikinci görüntüde gönderilen dalga birinci görüntüye oranla daha çok mesafe kat edecek ve buna bağlı olarak fazlar arasında bir fark oluşacaktır. Oluşan bu fark yardımıyla meydana gelen deformasyonu uydu bakış doğrultusunda (LOS) elde etmek mümkün olmaktadır. Üç geçişli D-InSAR yönteminde farklı zamanlara ait üç görüntü kullanılır. 1. ve 2. görüntüden elde edilen interferogram sayısal yükseklik modelini içermektedir. Bu interferogram daha sonra 3. ve diğer bir görüntü kullanılarak üretilmiş yüzey değişimini barındıran interferogramdan çıkarılarak topografik fazı elimine edilmiş interferogram elde edilmektedir ve bu sonuç görüntü çifte fark interferogram olarak adlandırılmaktadır. Dört geçişli D-InSAR tekniğinde ise aynı alana ait farklı zamanlarda algılanmış dört SAR görüntüsü kullanılmaktadır. Bir görüntü çifti ile SYM oluşturulurken diğer görüntü çifti ile deformasyona ait görüntü oluşturulmakta ve bu çiftler daha sonra çakıştırılmaktadır. Tüm çiftler aynı gride yerleştirildikten sonra faz açılımı ve ölçeklendirme yapılarak topografik interferogram elde edilmekte ve bu görüntü deformasyon çiftiyle oluşturulan interferogramdan çıkartılarak sadece deformasyonun olduğu görüntü elde edilmektedir (Curlander ve McDonough, 1991; Hanssen, 2001; Aydöner ve Maktav, 2006; Kemaldere, 2011).

D-InSAR tekniğinde, faz bilgisinin içinde bulunduğu SLC (Single Look Complex) formatındaki görüntüler kullanılmaktadır. Yeryüzünde bir alana ait farklı zamanlarda algılanan iki SAR görüntüsü ve çalışma yapılan bölgeye ait SYM ile (3.9) eşitliği ve

genel anlamda aşağıdaki aşamalar takip edilerek D-InSAR analizi gerçekleştirilebilmekte ve istenilen yüzeye ait deformasyonu hesaplanabilmektedir.

- Görüntülerin eşlenmesi (Co-Registration)
- Yeniden örnekleme (Resampling)
- Görüntü filtrelemesi
- İnterferogram oluşturulması
- Düz yeryüzü fazının çıkarılması
- Topoğrafya fazının hesaplanması ve çıkarımı
- Atmosferik düzeltme
- Uyumluluk (Coherence) kestirimi
- Deformasyon fazı görüntüsü
- Faz filtrelenmesi
- Faz belirsizliğinin giderilmesi (Unwrapping)
- Yer sabit referans sistemine dönüşüm (Geocoding) (Deguchi vd., 2006).

Geleneksel InSAR (D-InSAR) tekniğinde tek bir görüntü çiftinin kullanılması ile yalnızca iki zaman arasında meydana gelen deformasyon bilgisine ulaşılabilmektedir. Ancak elde edilen sonuç interferogramlarının kalitesi önceki bölümlerde anlatılan zamansal ve geometrik dik baz uzunluğunun yüksek olması ve atmosferden kaynaklanan etkiler sebebiyle meydana gelen korelasyonsuzluktan dolayı düştüğünden çalışma alanına ait deformasyonun sağlıklı bir biçimde elde edilmesi zor bir hale gelmektedir. Bu etkenlerin azaltılması veya ortadan kaldırılabilmesi için birden çok SAR görüntüsü kullanarak uzun süre içerisinde meydana gelen deformasyonların kolaylıklıkla izlenebilmesi amacıyla Sabit / Sürekli Saçılım İnterferometrisi (Persistent Scatterer Interferometry-PSI/PSInSAR) ve Kısa Baz Uzunluğu İnterferometri (Small Baselines Interferometry-SBAS) yöntemleri geliştirilmiştir.

Zaman içerisinde PSI ve SBAS tekniklerine bağlı olarak birden çok teknik geliştirilmiştir. Bunlara, Ferretti vd. (2001) tarafından geliştirilen PS-InSAR tekniği, Kampes (2005) tarafından DePSI (Delf PS-InSAR processing package), Perissin

(2009) tarafından Quasi-PS (Quasi Permanent Scatterers), Hong vd. (2008) tarafından STBAS (Small Temporal Baseline Subset), Berardino vd. (2002) tarafından SBAS (Small Baselines Interferometry), Hooper vd. (2004) tarafından StamPS (Standford Method for Persistent Scatterers) ve MT-InSAR (Multi Temporal InSAR), Ferretti vd. (2011) tarafından güncel yöntemlerden biri olan SqueeSAR yöntemi örnek olarak gösterilebilir.

3.3.2.2 Sabit / Sürekli Saçılım İnterferometrisi (PSI)

Sabit veya daimi saçıcılara bağlı olan PSI (Permenant Scatterers InSAR) tekniği, yeryüzeyindeki hareketleri, uzun zaman periyotlarına rağmen fiziksel ve geometrik özellikleri aynı kalan sabit saçılım karakteristiğine sahip nesneler aracılığıyla gözleyen bir tekniktir. Sabit saçılım interferometrisi tekniğinde bir bölgeye ait sağlıklı sonuçlara ulaşabilmek adına aynı çerçevede birden fazla (>20) radar görüntüsü kullanılmalıdır. Genel olarak, sürekli aynı (permanent) yansıtma özelliğine sahip hedeflerin (scatters) sinyalleri ile çalışma alanında oluşan alansal ve zamansal değişiklikler mm mertebesinde tespit edilebilmektedir (Hastaoğlu vd., 2014). Bu teknikte, N adet SAR görüntüsü kullanılarak ve N-1 Adet interferogram elde edilir. Görüntülerin biri diğer görüntüler ile arasında yüksek uyuşuma sahip olacak biçimde, zamansal ve geometrik baz mesafeleri ve Doppler frekansı göz önünde bulundurularak ana (master) görüntü olarak belirlenir. Kalan görüntüler ise seçilen ana görüntüyle görüntü çifti oluşturmak amacıyla ikincil görüntü görevi görmektedir. Sabit saçıcıların belirlenme aşamasında faz bilgisinin mekanda yüksek korelasyona sahip pikseller tercih edilir ve aday sabit saçıçı noktalar belirlendikten sonra ise her nokta için pikseldeki yaklaşık sıfır gürültüye sahip faz bilgisinin sabitliği kestirilmekte ve PS noktaları belirlenmektedir (Abdikan, 2012). Yerleşim bulunan bölgelerde PS noktaları bina, yol, çatı, köprü vb. yerlerden seçilirken kırsal bölgelerde ana kayalar veya taş bloklar seçilmektedir. Daha sonra elde edilen interferogramlardan ek bir SYM yardımıyla topoğrafik etki giderilmektedir. Yörüngeden kaynaklanan hata ise uyduya ait hassas yörünge bilgileri kullanılarak elimine edilir ve faz çözümlenmesi (phase unwrapping) adımına geçilir. Bu teknikte deformasyon zamanda ve mekanda korelasyonlu iken atmosfer sadece mekânsal korelasyona sahiptir. Gürültü ise hem zamanda hem de mekanda dekorelasyona sahiptir. Zamansal ve mekansal filtreler kullanılarak deformasyona ait faz bilgisi, atmosfer ve gürültü fazından ayrıştırılır. Gerçekleştirilen bu işlemler

sonucunda uydu bakış doğrultusundaki yıllık yer değiştirme miktarı elde edilmiş olur (Orhan, 2018).

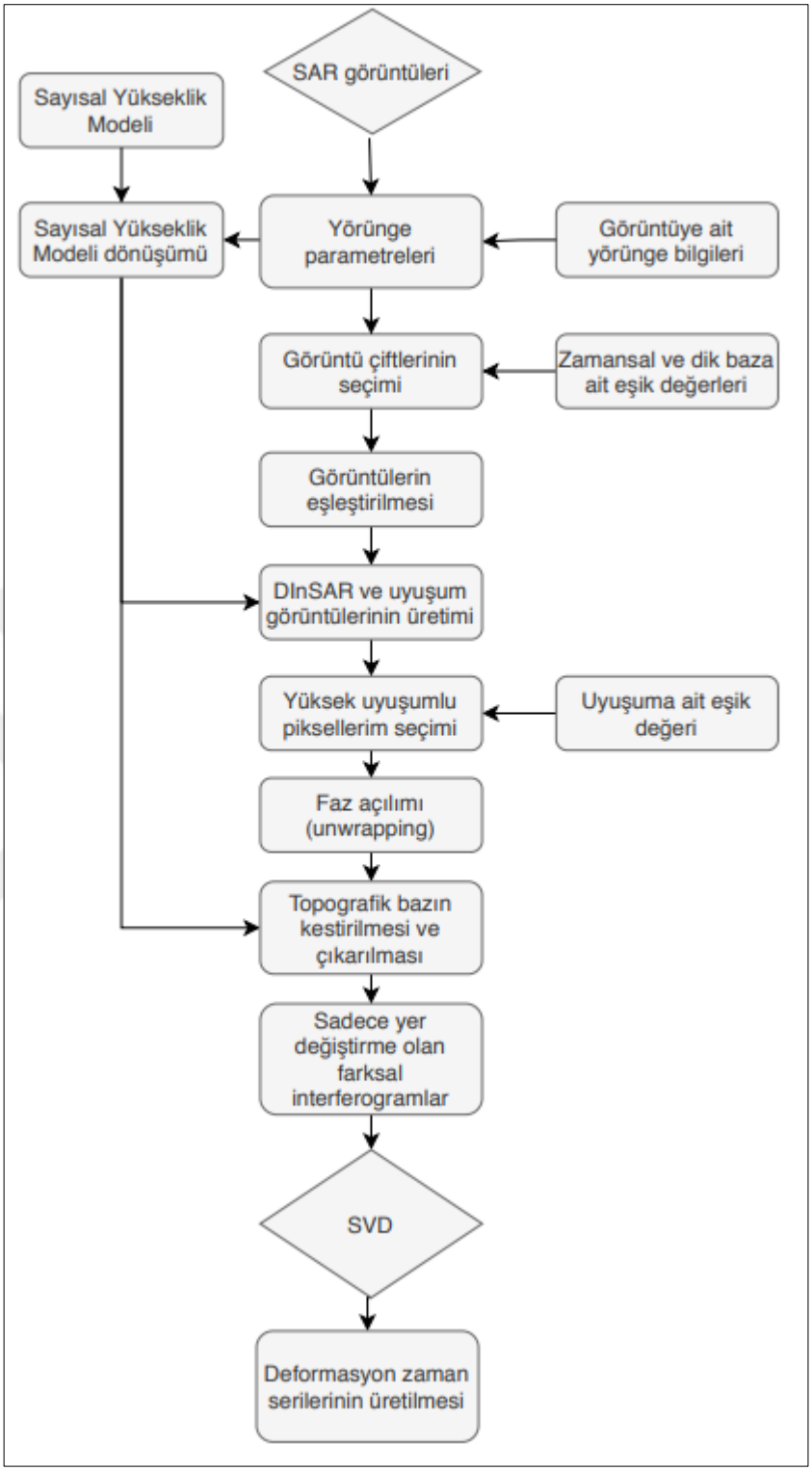
3.3.2.3 Kısa Baz Uzunluğu İnterferometre (SBAS)

D-InSAR tekniği ile sadece tek bir deformasyon bilgisine ulaşılabilirken, ileri InSAR tekniği olarak da adlandırılan Small Baseline Subset (SBAS) tekniği ile yer yüzeyinde meydana gelen deformasyonların zamansal değişimini izlememiz mümkün olmaktadır. Bu teknikte oluşturulan görüntü çiftlerine ait hassasiyeti etkileyen başlıca etkenler; geometrik dik baz uzunluğu (perpendicular baseline), zamana bağlı değişim (spatial decorrelation), topografya ve bitki örtüsü kaynaklı hata ve atmosferik etkiler olarak sıralanabilir. Bu etkenlerin sebep olduğu zorlukların azaltılması amacıyla algılanan çok zamanlı görüntülerin kullanılması ile birlilte SBAS algoritması geliştirilmiştir (Orhan, 2018).

SBAS yöntemi ile deformasyona ait trendin belirlenme aşamasında, görüntünün tümü irdelenerek yüksek korelasyonlu hedefler (Distributed Scatterer) bir arada incelenmektedir. Bu teknikte; aynı bölgede bulunan farklı zaman aralıklarında gözlenmiş (t0,…tN) N+1 adet görüntü, tüm görüntülerin azimut ve menzil yönünde kayıklığın bulunmadığı genel bir referans grid yapısına sahip olması amacıyla ana (master) görüntü olarak isimlendirilen veri ile eşleştirilmektedir (co-registration). Daha sonra N+1 adet SAR görüntüleri arasında bulunan mekansal korelasyonsuzluğun (spatial decorrelation) etkisini azaltacak şekilde uygun zamansal, geometrik dik baz ve Doppler frekansı değerlerinin sınırlandırılması ile birlikte M adet görüntü çifti oluşturulmakta ve bu görüntü çiftlerinden interferogram görüntüleri elde edilmektedir. Son aşamada ise görüntülerdeki yüksek korelasyona (high coherence) sahip hedeflere, tekil değer ayrışımı (Singular Value Decompositon-SVD) yöntemi bazlı bir yaklaşım uygulanarak deformasyona ait trend belirlenmektedir (Berardino vd., 2002). Genel anlamda, SBAS tekniğindeki işlem aşamaları aşağıdaki gibi sıralanabilir (Şekil 3.8);

- Tüm SAR görüntülerine ait yörünge parametrelerinin değerlendirilmesi ve referans ana (master) görüntünün seçimi
- Ham veri dosyalarından SLC (Single Look Complex) verilerinin üretimi
- Harici SYM'nin referans görüntü koordinat sistemine dönüşümü ve her bir eşleşme için sensör ile hedef arasındaki mesafe dosyalarının (range files) hesaplanması

- Zamansal ve geometrik (dik) baz uzunlukları kullanılarak optimal interferometrik veri çifti dağılımının seçilmesi
- Tüm SLC verileri ile ana (master) görüntünün eşleştirilmesindeki adımlar (coregistration); coarse-coregistration, fine-coregistration
- Farksal interferometri (D-InSAR) ve uyuşum (coherence) görüntülerinin elde edilmesi
- Oluşturulan D-InSAR görüntüsünde bulunan örüntülerdeki (fringe) gürültüyü azaltmak için filtreleme işlemi gerçekleştirilmesi
- Topografik faz etkilerinin daha önceden giderildiği ve deformasyon bilgileri bulunan DInSAR interferogram serilerindeki çözülmemiş faz (wrapped phase) bilgileri MCF (Minimum Cost Flow) yöntemi ile çözümlenir ve çözümlenmiş faz (unwrapped phase) bilgisine ulaşılır. Bundan sonra görüntülerdeki yüksek uyuşuma (high coherence) sahip pikseller belirlenmekte ve SVD yöntemi tabanlı bir yaklaşım uygulanarak deformasyona ait trend elde edilmektedir. Aynı zamanda atmosferik etkiler, elde edilen deformasyon zaman serisinden çıkartılmaktadır
- Üretilen sonuçlar evrensel bir kartografik projeksiyona indirgenmektedir.



Şekil 3.8. SBAS yöntemine ait veri işlem akış şeması (He vd., 2015'den türkçeleştirilerek).

4. GNSS ve DEPREM İLİŞKİSİ

1892 yılında Sumatra depreminin araştırılmasında kullanılmaya başlanan jeodezik gözlemler ve bunların elde edildiği karada uygulanan geleneksel teknikler günümüze kadar önemli katkılar ortaya koysa da, 1980'li yılların ortasından itibaren bugünlere kadar deprem ve kabuk hareketlerinin izlenmesi çalışmalarında GNSS kullanılmaktadır. Bilham (1987), GNSS ağlarının tektonik olarak aktif bölgelerdeki uzun sureli deprem tahminleri için tercih edilen bir yöntem olduğunu belirtmiştir ve GPS teknolojisinin de gelişimi ile birlikte özellikle son yıllarda depremin her aşamasında GNSS tekniği ile üretilen veriler kullanılmaktadır.

4.1 Deprem Döngüsü

1906 San Francisco depreminde (M=7.7) yapılan gözlemler, daha sonra Reid (1910) tarafından deprem döngüsü olarak adlandırılan hipotezin öne sürülmesine neden olmuştur. Deprem döngüsü hipotezine göre, depremden sonra elastik gerinim azalmakta ve bir sonraki olaya kadar da gerinim birikmesi olmaktadır.

Birim deformasyon, gerilme sonucu oluşan deformasyon olarak adlandırılmaktadır. Elastik birim deformasyon, gerilmenin serbest kalmasını sağlayan kalıcı olmayan deformasyon olarak düşünülebilir. Gerilme serbest kaldığında, deforme olan malzeme ilk şeklini geri kazanır. Gerilme artmaya devam ettiğinde ise sonunda deforme olan malzeme, deformasyon kalıcı olacak şekilde kırılır. Bu kırılma gerçekleştiğinde içinde biriken enerji açığa çıkarak, kırılan parçanın ucu geri gelir (sekme). Elastik geri sekme depremden sonra meydana gelmektedir. Şekil 4.1'de bulunan zaman 1'de fay segmentinin her iki tarafında bulunan kayalarda birim deformasyon yoktur ve deformasyon görülmez. Zaman 2'de kayaları her iki tarafa çekmeye çalışan kuvvetlere (kesme gerilmesi) neden olan elastik birim deformasyon oluşmaya ve kayalar bükülmeye başlar. Zaman 3'te elastik birim deformasyon birikir fakat sürtünmenin neden olduğu etkiyle hala birliktedirler. Deformasyona uğrayan kayalar zaman 4'te kırıldığında, gerilme serbest kalmakta ve bu olay da depremi meydana getirmektedir. Hareket miktarı, kilitlenme bölgesine yaklaştıkça artar uzaklaştıkça azalır. Yani faya yakın alanlarda depremin yıkıcı etkisi daha fazla olmaktadır (Reid, 1910). Fayın kenarları yeni veya kalıcı deformasyon pozisyonlarına 'geri' gelirken elastik birim deformasyon da aniden azalış gösterir. Depremden sonra yeni bir kırılma oluşturacak

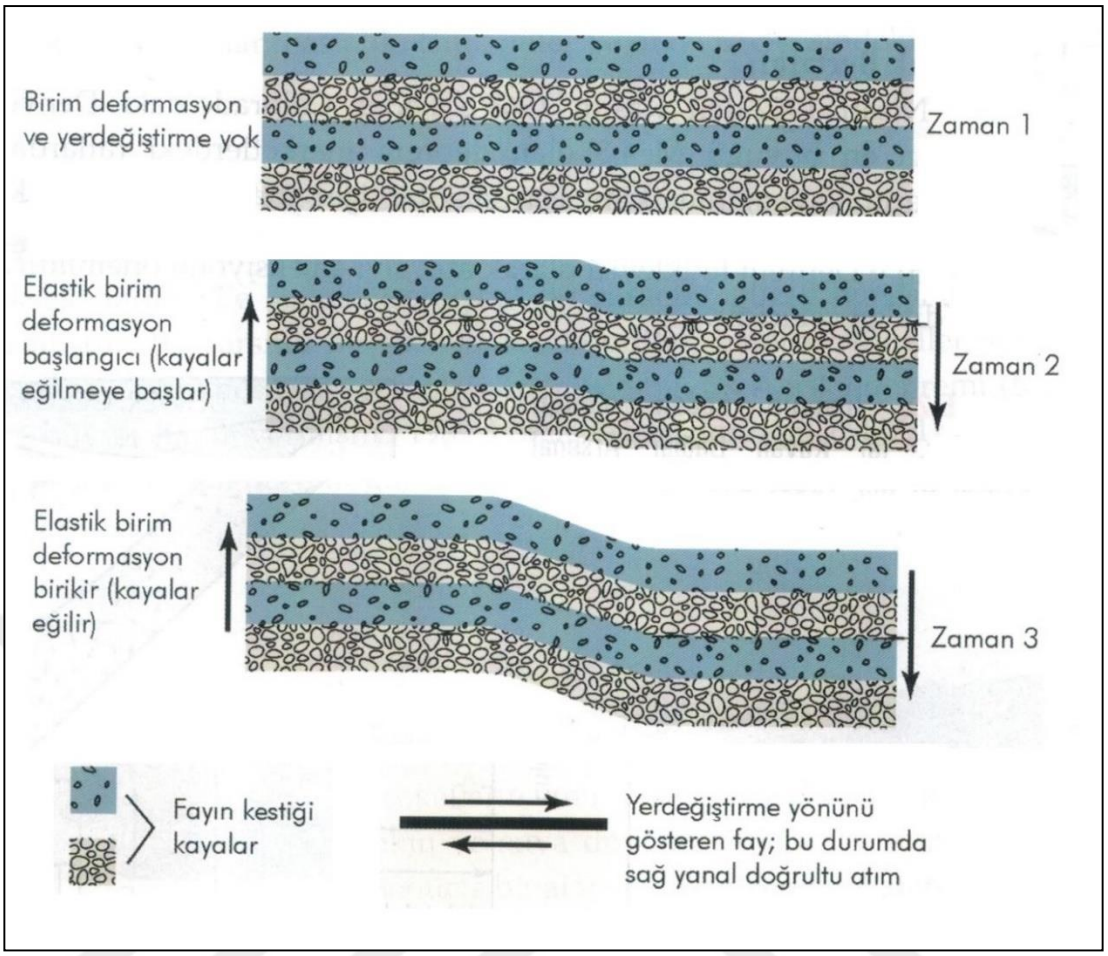
kadar elastik birim deformasyon birikmesi için yeteri kadar zaman geçmesi gerekmektedir (Keller, 2005; Hanks, 1985).

Reid bu teorisini 1906 San Francisco depreminin öncesinde başlayıp sonrasına kadar devam ettirdiği çalışmalarının sonucunda ortaya koymuştur. Reid, San Andreas fayında, ilki 1851-1865, ikincisi 1874-1892 ve üçüncüsü depremden kısa bir süre sonra olmak üzere üç takım açı ölçüsünü karşılaştırmıştır. Deprem öncesi elde edilen iki ölçme verisi ve deprem sonrası yapılan ölçmelerden, fayın karşılıklı taraflarında noktaların 3.2 m hareket ettiklerini ortaya koyarak fayın batı tarafının doğuya göre kuzeye hareket ettiğini belirtmiştir. Reid, bu gözlemlere dayanarak deprem sırasında gerçekleşen elastik birim deformasyon boşalımını, deprem öncesi kabuğun deformasyon birikimi ile ilişkilendirmiştir. Reid (1910)'e göre deprem 4 aşamadan oluşmaktadır.

I. İnter-Sismik Dönem
II. Pre-Sismik Dönem
III. Ko-Sismik Dönem
IV. Post-Sismik Dönem

4.1.1 Deprem öncesinde oluşan deformasyonlar (intersismik/presismik dönem)

İnter-Sismik dönemde Şekil 4.1 zaman 1'de görüldüğü gibi fay üzerinde herhangi bir hareket gözlenmez bu dönem büyük bir depremden sonraki uzun bir sismik sessizlik dönemidir. Fakat kilitlenmenin olduğu bölgede potansiyel enerji birikimi oluşmaktadır ve buna bağlı olarak gerilim artar. Pre-Sismik dönemde Şekil 4.1 zaman 2 ve zaman 3'de görüldüğü gibi biriken potansiyel enerji blok ya da bloklarda ya kırılma ya da kayma başlatacak kritik seviyeye ulaşır.



Şekil 4.1. İnter-Sismik ve Pre-Sismik dönemler (Keller, 2005).

Bu dönemde GNSS ölçüleri yardımıyla elde edilen nokta hızları sayesinde faylardaki gerinim birikimleri ve bölgenin gerinim alanları elde edilebilmektedir. Faylardaki birikimler elastik atım teorisi ile hesaplanabilmektedir. Elastik atım teorisi sayısal olarak genel anlamda aşağıdaki formül ile gösterilir (Savage ve Burford, 1973; Okada, 1985). Bu model, intersismik hızların modellenmesi üzerine yapılan birçok çalışmada geliştirilerek kullanılmıştır (Matsu'ura ve Jackson, 1986; Bennett vd., 1996; Souter, 1998; Murray ve Segall, 2001; McCaffrey, 2002; Meade, 2004; Açıkgöz, 2010).

$$V(x,t) = \frac{V}{\pi} \tan^{-1} \left(\frac{x}{D}\right) \quad (4.1)$$

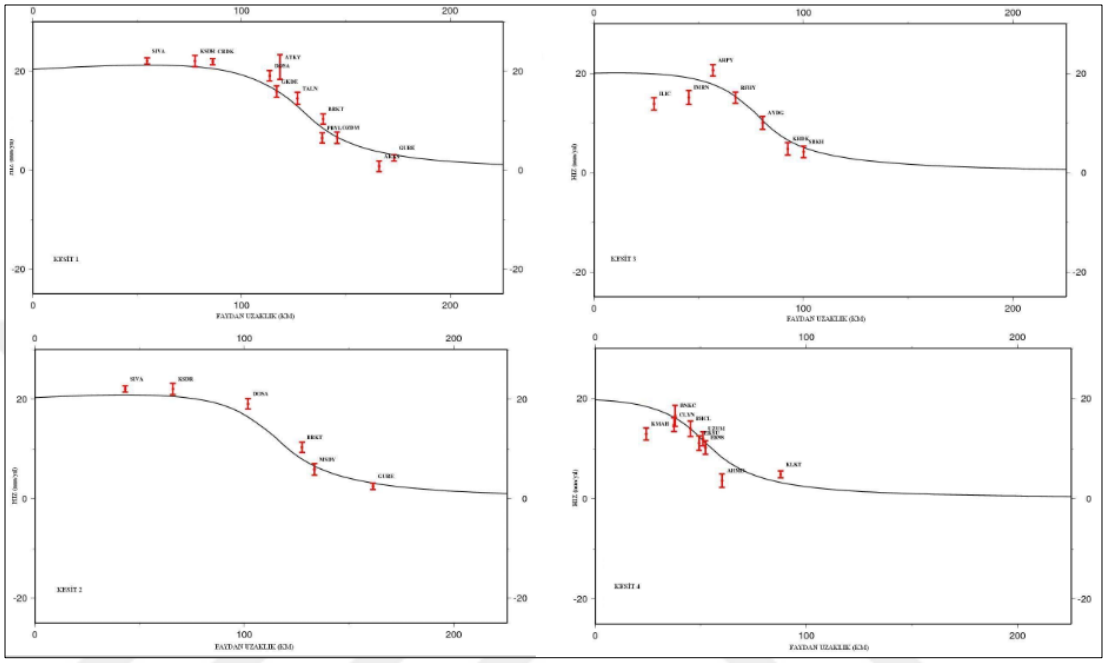
Yukarıdaki fomülde;

V: Levhaların fayın kilitli olduğu derinlik altında göreli hareket hızını

X: Fay sınırına göre noktaların dik uzaklıkları

D: Sismojenik tabaka kalınlığını ifade etmektedir (Okada, 1985; Poyraz vd., 2011).

Deprem öncesi dönemde yapılan tekrarlı ölçmeler ve geliştirilen modeller ile levhaların intersismik hareketlerinin belirlenmesi, gerinim (strain) birikiminin ve buna bağlı olarak depreme ilişkin büyüklük, yer, periyot gibi özelliklerin elde edilmesi açısından önemlidir ve bu sonuçlar deprem riski yüksek olan bölgelerin ortaya çıkarılmasında kullanılmaktadır (Açıkgöz, 2010).



Şekil 4.2. Kesitlere ait elastik atım modeli (Poyraz, 2009).

Şekil 4.2'deki elastik atılım modeline ait şekillerde sağ eksen faya olan mesafeyi, yukarı eksen noktalara ait hızları göstermektedir. Fayın güneyinde bulunan noktalara ait hızlar 22 mm/yıl olarak hesaplanmıştır. Faya yaklaştıkça bu hızların azalış gösterdiği ve bu hızların fayın kuzeyine doğru ilerlendiğinde daha da azalarak sıfır değerine ulaşacağı belirtilmiştir. Bu sonuçlar, çalışma bölgesinde bir gerinim birikimi olduğunu ortaya koymaktadır. Buna ek olarak bölge genelinde deprem öncesi inter-sismik dönem gerinim birikiminin oluştuğunu belirtilmiştir.

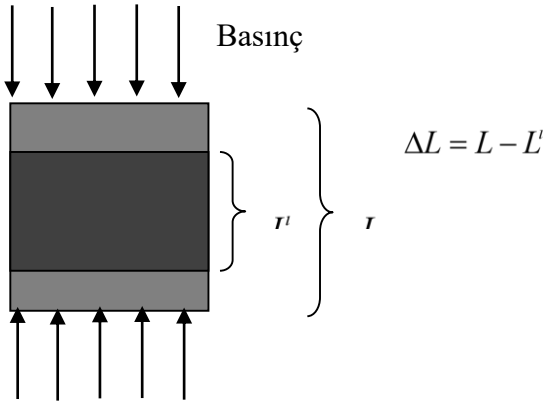
İnter-sismik dönemde gerinim birikimine ek olarak GNSS ölçüleri yardımıyla bölgenin gerinim alanları elde edilebilmektedir.

Yer kabuğunda oluşan gerinimlerin belirlenmesinde jeodezik yöntemlerin kullanılmasına yönelik bilinen ilk çalışmalar Japon jeofizikçiler Terada ve Miyabe, (1929) ve Tsuboi (1930) tarafından yayınlanmıştır. İlerleyen yıllarda yürütülen çalışmalarda gerinim tensörü ve elemanlarının belirlenmesine yönelik farklı birçok değişik yöntem ortaya konmuştur. Gerinim analizi, tekrarlı jeodezik gözlemlerin

kinematik analizi için en uygun matematiksel araçtır (Schneider ve Vanicek, 1991). Gerinim, bir noktanın komşu noktalara göre yer değiştirme miktarının noktanın başlangıçtaki yeri ile referans noktası arasındaki uzaklığa bölünmesi şeklinde tanımlanabilir (Kıranlıoğlu, 2006). Başka bir anlatımla, bir kütle üzerinde bulunan herhangi bir noktaya ait hareketin vektörel büyüklüğü yer değiştirme olarak adlandırılır. Kütlesel hareketler, kütlenin bir bütün halinde yer değişikliği (dönmesi, kayması) ve kütle üzerinde bulunan noktaların birbirlerine oranla göreceli olarak hareket etmesi anlamında iki kısma ayrılabilir.

Kütlenin kayma hareketi, katı blok hareketi olarak da ifade edilebilir. Bu hareket, ideal katı bloğa ya da homojen olarak deforme olabilen kütlelerde görülebilmektedir. Kütle üzerindeki noktaların birbirlerine göre yapmış olduğu hareketlere deformasyon denilmektedir (Toydemir, 2019).

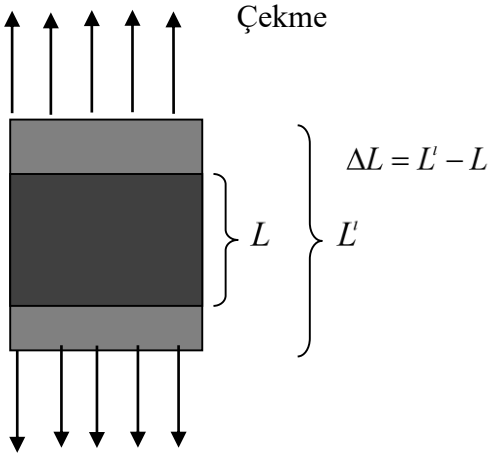
Gerinim terimi, kütle üstündeki noktaların birbirlerine göre göreceli hareketleri ile ilişkili geometrik bir büyüklük olarak ifade edilebilir. Gerinim de normal ve kayma gerinimi olarak iki sınıfta düşünülebilir. Normal gerinim, iki nokta arasında bulunan uzunluğa ait değişimin, gerçek uzunluğa bölümüdür (Means, 1976). Başta birbirlerine dik şekilde konumlanan iki doğrultu arasında meydana gelen açısal değişim ise kayma gerinimi olarak adlandırılır. Buna bağlı olarak gerinim boy ve açı değişimi olarak iki şekilde ortaya çıkmaktadır. Boy değişimi basınç ve çekme gerilimi etkisinde nesnede ortaya çıkan boyca değişiminin birim uzunluğa düşen miktarıdır. Basınç değişimi altında boyda kısalma olacak (Şekil 4.3) ve basınç yamulumu ise (4.2) eşitliğinden hesaplanabilmektedir (Tiryakioğlu, 2012).



Şekil 4.3. Birim boy kısalması, basınç gerinimi (Tiryakioğlu, 2012).

$$(+)\varepsilon = \frac{\Delta L}{L} \tag{4.2}$$

Çekme gerilimi etkisi altında ise boyda uzama olacak (Şekil 4.4) ve eşitlik 4.3 ile çekme gerinimi hesaplanacaktır.



Şekil 4.4. Birim boy uzaması, çekme gerinimi (Tiryakioğlu, 2012).

$$(-)\varepsilon = \frac{\Delta L}{L} \tag{4.3}$$

Birim cisim ve yakınındaki noktalar arasında bulunan fiziksel, mekanik bağın kopması halinde bu parçalar kuvvetlerin etkisinde öteleme hareketi yaparlar ve ayrıca cisim bir bütün olarak şeklinde değişiklik olmadan ötelenebilmektedir. Yani meydana gelen tüm yer değiştirmeler mutlaka bir biçim değişikliğine sebep olmaz. Yer değiştirme; gerinim, birim deformasyon, öteleme, dönme ve biçim değişikliğinin genellenmiş bir ifadesidir. Birim deformasyon birimsiz oluşu ve temelde bir oranı ifade etmediği için bu adı almıştır (URL-11; Lambeck, 1988).

Meydana gelen yer değişikliklerinin takip edilmesi için deformasyon olduğu düşünülen bölgeyi en homojen biçimde yansıtacak noktalar belirlenmelidir. Yer değiştirmeler yardımıyla hesaplanacak olan gerinim elemanları için gerinimin homojen olduğu kabul edilmelidir ve bu şekilde gerinim problemi, aslında bir dönüşüm problemi haline gelecektir. Yer değiştirme, aynı noktaya ait iki ayrı zaman periyodunda hesaplanmış kartezyen koordinatlar arasındaki değişiklik (fark) olarak söylenebilmektedir. Bir noktanın t_1 zamanına ait konumunun homojen deformasyona maruz kalarak t_2 zamanındaki konumuna gelişi arasında bulunan ilişki genel bir afin dönüşüm eşitliği ile açıklanabilmektedir (Brunner, 1979; Tiryakioğlu, 2012; Doğan, 2002).

GNSS ölçmeleri ile edinilen hızlar ile gerinim parametreleri arasındaki ilişki aşağıdaki bağıntıda gösterilen biçimde yazılabilir (Turcotte ve Schubert, 1982);

$$u = Lx + i \tag{4.4}$$

Verilen eşitlikte *u*, noktalara ait hızları, *x* konum vektörünü, *i* öteleme hızlarını ve *L* katı blok dönüklükleri (ώ) ile gerinim parametrelerinin yıllık değişiminden (é) oluşan deformasyon tensörünü ifade etmektedir. L tensörü;

$$L = \acute{e} + \acute{\omega} \tag{4.5}$$

şeklinde gösterilebilir (Feigl vd., 1990). ώ ve é gerinim parametrelerinin arasındaki ilişki;

$$\acute{\omega}_{ij} = \frac{1}{2}\left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} - \frac{\partial u_j}{\partial x_i}\right), i \neq j, \acute{\omega}_{ii} = 0, i = j \tag{4.6}$$

$$\acute{e}_{ij} = \frac{1}{2}\left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} - \frac{\partial u_j}{\partial x_i}\right) \tag{4.7}$$

şeklindedir (Turcotte ve Schubert, 1982). Eşitlikte kısmi türevler kuzey ve doğu yönündeki gradyanları ifade etmektedir. Burada, GNSS hızlarından gerinime ait hızların hesap edilmesi için kovaryans ağırlıklandırmalı bir yöntem kullanılır (Shen vd., 1996). Bu yöntemle, herhangi bir noktadaki gerinim hızlarının hesaplanmasında çevrede bulunan GNSS hızlarının etkisi ise;

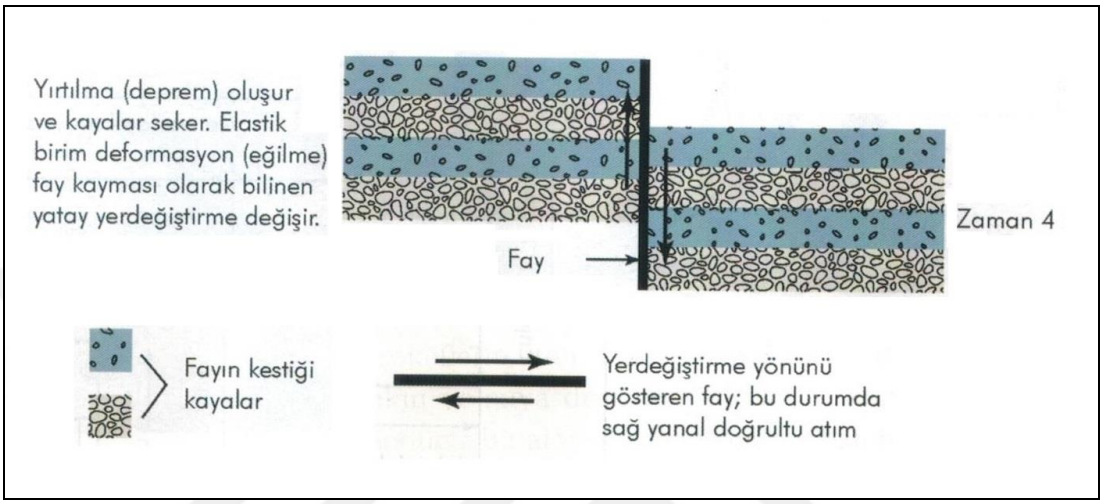
$$C_{ij} = Q_{ij} exp \frac{\|\dot{\bar{r}}_x\|^2 + \|\dot{\bar{r}}_y\|^2}{\sigma_D^2} \tag{4.8}$$

şeklinde modellenmektedir. Eşitlikte, Q_{ij} hızların kovaryans matrisini, $\dot{\bar{r}}_x$ ve $\dot{\bar{r}}_y$ sırasıyla hesaplama noktalarının x ve y GNSS noktalarına olan konum vektörlerini, σ_D ise konumsal düzgünleştirme işleminde kullanılan düzgünleştirme katsayısını ifade etmektedir (Aktuğ, 2017).

4.1.2 Deprem sırasında meydana gelen deformasyonlar (kosismik dönem)

Ko-sismik dönemde meydana gelen yeryüzüne ait değişiklikler, yer kabuğunda biriken potansiyel enerjinin belirli bir sessizlik döneminden sonra kinetik enerjiye dönerek sismik dalgalar halinde bir anda açığa çıkması ve bunun sonucunda yer kabuğunun metrelerce yer değiştirmesiyle meydana gelmektedir. Şekil 4.5'de görüldüğü üzere bloklarda kaymanın ya da kırılmanın meydan geldiği ve depremin meydana geldiği zaman dilimidir. Yer kabuğu deformasyonu, fay düzlemine ait parametreler ile yerin

kayaç yapısına göre yüzlerce kilometre yarıçapa sahip alanlarda, yüzey kırığı yakınıda en büyük ve uzaklaştıkça küçülmek üzere metrelerce büyüklükte atımlara sebep olmaktadır (Açıkgöz, 2010; Tiryakioğlu, 2010). Bu dönemde deprem anına ilişkin yer değiştirme ve deprem sonrası atım miktarları, Voltera (1907), Stekeete (1958), Press (1965), Aki ve Richards (1980), Okada (1985) ve Cohen (1999)'de belirtilen elastik yarı uzay modelleri kullanılarak hesaplanabilmektedir (Aktuğ ve Çelik, 2008).



Şekil 4.5. Ko-Sismik dönem (Keller, 2005).

Levha hareketlerine ait jeodinamik ve kinematik özellikleri ortaya çıkarmaya yönelik çalışmalara önemli katkılar sağlamakta olan GNSS tekniği aynı zamanda, deprem periyotlarında oluşan (inter-sismik, ko-sismik, post-sismik dönemler) deformasyonların belirlenmesi ve deprem olduktan sonra depremin atım miktarlarına ilişkin bilgilerin elde edilmesinde kullanılan en yaygın ve direkt yöntemdir (Yavaşoğlu vd., 2015; Poyraz vd., 2015; Zhou, 2016; Gu vd., 2009; Jiang vd., 2013; Wu vd., 2013; Guo vd., 2015; Aladoğan vd., 2017).

Ko-sismik yer değiştirmeler, zaman serilerinden üretilen modeller ile oldukça ilişkilidir. Sürekli gözlemler sonucu elde edilen GNSS verileri kullanılarak yer değiştirme vektörü için kısa ve uzun vadeli çözümler elde edilebilmektedir. Uzun süreli değerlendirme ile doğrusal, periyodik, düzensiz veya dönemsel olabilen istasyon hareketleri hakkında bilgi edinilebilmektedir. Buna karşın, kısa süreli analizlerin daha konservatif ve sınırlı olmalarına rağmen daha değerli bilgiler barındırabilmektedir. Kısa süreli analizlerden elde edilen Ko-sismik yer değiştirmeler genel olarak aşağıdaki bağıntıdaki gibi hesaplanabilir;

$$\Delta e_{kos} = e_{post} - e_{pre}$$

$$\Delta n_{kos} = n_{post} - n_{pre}$$

$$\Delta h_{kos} = h_{post} - h_{pre}^{24} \quad (4.9)$$

Burada, Δe_{kos} , Δn_{kos} , Δh_{kos} sabit ko-sismik yer değiştirmeleri, e_{post}, n_{post}, h_{post} ve e_{pre}, n_{pre}, h_{pre} sırasıyla depremden önce ve sonra GPS çözümlerinden elde edilen konumları göstermektedir (Aktuğ vd., 2010; Tiryakioğlu vd. 2017, 2018b).

Ters Modelleme: Günümüzde gelişen jeodezik tabanlı ölçme teknikleri deprem kaynaklı deformasyonları diğer bilim dallarından daha yüksek bir hassasiyette ve sayısal biçimde ortaya koymaktadır. Bu sayısal bilgi de birçok yerbilimi çalışmalarında temel veri kaynağı olarak kullanılabilmektedir. Deprem döngüsünün temeli olarak görülen enerji birikimi ve ya gerilim transferinin deprem meydana gelmeden önceki süreçte sayısal bir biçimde ifade edilebilmesi için yüksek doğruluğa sahip ölçü sistemleri ve teknikleri gerekmektedir. Deprem kökenli deformasyonun ve depremlere ait etki alanı ve kaynak mekanizmalarının (fay geometrisi ve kayma değerleri) tespit edilmesi aşamasında jeodezik ölçmeler önemli bir rol oynamaktadır (Reilinger vd., 2000; Ayhan vd., 2001; Aktuğ 2003, 2006). Fay mekanizmalarının modellenmesiyle birlikte elde edilen bulgular, deprem anı (kosismik) yer değiştirmelerine ek olarak depremler arası dönemde (intersismik) gerçekleşen yer değiştirmeleri çalışmalarında da kullanılabilmektedir (Nakiboğlu vd., 1998; Feigl ve Dupre, 1999; Meade vd., 2002; Aktuğ, 2006).

Eğer fay düzleminin geometrisi ve faya ait kayma değerleri biliniyorsa depremlerin yüzeyde bulunan nokta koordinatlarında deprem anında (ko-sismik dönem) meydana getirdiği etkiler elastik yarı-uzay modeller yardımıyla hesaplanabilmektedir ve bu işlem direkt modelleme (forward modeling) olarak adlandırılmaktadır. Yine aynı şekilde yüzeyde bulunan noktalara depremden önce ve sonra yapılan jeodezik ölçmeler ile birlikte elde edilen koordinat değişiklikleri yardımıyla, noktalardaki bu konum değişikliklerine sebep olan fay düzlemindeki kayma miktarları (yanal ve düşey atım) ve geometri parametreleri hesaplanabilmektedir. Bu işleme de ters modelleme (inverse modeling) denmektedir. Ters modellemede temel girdi verileri noktalara ait koordinat değişimleri olmaktadır. Bunların yanında, fay geometrisi ve kayma değerlerine ilişkin temel girdi değerleri, sismik fay düzlemi çözümleri ve jeolojik yüzey ölçmeleri gibi

diğer bilim dallarına ait kaynaklardan da elde edilebilmektedir (Aktuğ, 2003; 2008). Doğrusal olmayan elastik yarı-uzay modelleri ve Taylor serisi açılımının yakınsaması için yüksek prezisyonlu başlangıç değerleri gerekmesi sebebiyle, En Küçük Kareler (EKK) vb. doğrusal yöntemler kullanılarak, yüzeyde bulunan noktalara ait koordinat değişikliklerinden fay düzlemine ait parametrelere ulaşılması mümkün olmamaktadır. Bundan dolayı, doğrusal olmayan parametre tahmini (Non-linear Parameter Estimation) ve optimizasyon teknikleri kullanılmaktadır. Ters modelleme tekniğinde izlenen temel işlem adımları aşağıda ki gibi özetlenebilir (Aktuğ ve Çelik, 2008);

- Fay düzlemi ve geometrisine ait başlangıç parametreleri sabit alınarak fay düzleminde meydana gelen yanal ve düşey atımlar doğrusal yöntemle (EKK) elde edilir,
- Birinci adımda elde edilen fay düzlemine ait yer değiştirme miktarları sabit kalarak ve fay geometrisine ait parametreler üstünde zorlama (constraint) uygulanarak doğrusal olmayan yöntemler aracılığıyla yeni geometri parametreleri elde edilir (Doğrusal Olmayan Parametre Tahmini),
- Zorlama kullanılarak elde edilen geometri değerleri kullanılarak yeni fay düzlemi yer değiştirme değerlerine EKK ile ulaşılır,
- Üçüncü adımda elde edilen son fay düzlemi yer değiştirme değerleri sabit tutularak Doğrusal Olmayan Parametre Tahmini ile fay geometrisi parametreleri tekrar hesaplanmaktadır,
- Son iki adımda gerçekleştirilen işlemlere iteratif biçimde devam edilmektedir.

4.1.3 Deprem sonrasında gerçekleşen deformasyonlar (postsismik dönem)

Post-sismik olarak da adlandırılan dönem deprem sonrasından girilen dönemdir. Bu dönemde fay ya İnter-Sismik döneme evrilmektedir ya da bloklarda deprem oluşturacak bir durum ortadan kalkmaktadır. Deprem sonrası yer değiştirmeler, artçı kayma (afterslip) dönemi ve yer kabuğunun rahatladığı dönem (viskoelastik rahatlama) olmak üzere 2 farklı deformasyonel özelliğe sahip evrelerden oluşmaktadır. Artçı kayma dönemi, elastik gerinim birikimi ve boşalmanın meydana geldiği kırılgan biçimdeki üst kabukta kısa süreli olmaktadır. Viskoelastik rahatlama dönemi ise minerallerden oluşan sünümlü (ductile) yapıya sahip alt kabuk ve üst mantoda uzun

süreli olarak gerçekleşmektedir (Pollitz vd., 1998; Aktuğ ve Kılıçoğlu, 2006; Açıkgöz, 2010).

Depremlerden hemen sonra meydana gelmeye başlayan artçı depremler, ko-sismik hareketlerle benzer oranlarda (± 5-10 cm), deprem sonrası (postsismik) yüzeyde yatay yer değişikliklerine sebep olmaktadırlar (Ayhan vd., 2002; Açıkgöz, 2010). Uzun süreli ve kesintisiz GNSS gözlemleri ve bu gözlemlerden türetilen zaman serileri, post-sismik deformasyonun zamansal gelişimini belirleme açısından önemli bilgiler sağlamaktadır (Yu vd., 2003). Oluşturulan post-sismik zaman serilerini tanımlamada; Simons vd. (2005) ve Yu vd. (2003) lineer oran değişimi ve üstel bozulma fonksiyonu (Exponential decay function) kullanmıştır. Yu vd. (2003) çalışmasında depremden kısa zaman sonrasına ait GNSS verileri bulunmamasından ötürü logaritmik fonksiyonun post sismik yer değiştirmeleri gerçekte olduğundan daha yüksek gösterebileceğini belirterek üstel bozulma fonksiyonunu kullanmıştır. Araştırmacı, üstel bozulma fonksiyonu yerine logaritmik bozunma fonksiyonunu kullanması halinde veriyle uyumun iki modelde de eşit derecede iyi olacağını belirtmiştir.

Kreemer vd. (2006) çalışmasında, Marone vd. (1991) tarafından önerilen logaritmik bozunma fonksiyonunu (Logarithmic decay function) kullanmış ve Sumatra-Andaman ve Nias depremlerinden kaynaklanan etkilere ait post-sismik zaman serilerinin üstel bozunma fonksiyonuna göre logaritmik bozunma fonksiyonuyla daha iyi anlaşılabileceğini belirtmiştir (Satirapod vd., 2008). Tiryaoğlu vd. (2017) gerçekleştirdikleri çalışmada doğrusal fonksiyon kullanımının, mega bindirmeye sahip olan bir depremden sonra elde edilen zaman serisi verilerinin analizi için uygun olmadığını belirtmiştir.

4.2 GPS Sismolojisi

Yerkabuğunda oluşan dalgalanmaları ölçmek amacıyla sismometreler günümüzde oldukça yaygın bir biçimde kullanılmaktadır. Fakat deprem anında kullanılan sismometrelerin dinamik aralıkları 160 dB olmasına karşın büyük depremler esnasında veya deprem merkezine yakın olan yerlerde, sismik dalgaların yer hareketi hızının yeterince güçlü olduğu durumlarda (Şili, 22 Mayıs 1960-M=9.5-220 Db) sismometreler clip/sature (Doyuma ulaşma) olmaktadırlar ve bu sebeple hız ve yer değiştirme ölçülememektedir (Tunç vd., 2015). Buna ek olarak sismometrelerin çalışma aralığı genel olarak 100 Hz civarında olup, maksimum 200 Hz'e kadar

çalışabilmektedirler. Hızla gelişmekte olan GPS teknolojisi ise 50 Hz'e kadar çıkmıştır ve gelişimine devam etmektedir (Aktuğ ve Çelik, 2008).

GPS uydularının depremden etkilenmeyecek olması nedeniyle ideal bir sarkaç görevi görmesi dünya üzerindeki bir GPS alıcısını sismometre olarak kullanabilmeyi mümkün kılmaktadır. GPS sismolojisine ait potansiyelin ortaya konulduğu ilk çalışmalar Hirahara vd. (1994), Hatanaka vd. (1994), Heki ve Tamura (1997), Miyazaki vd. (1997), Ge (1999) ve Ge vd. (2000)'dir. Bu çalışmalar, oldukça kısa baz mesafelerinde de olsa GPS'in büyük yer değiştirmeleri yüksek örnekleme oranıyla ölçebildiğini ortaya koymuştur. Geleneksel GPS analizi ve yüksek frekanslı GPS analizi (High-Rate GPS) arasındaki temel fark, konumların nasıl hesaplandığıdır. Çoğu yer kabuğu odaklı uygulama için, konumlar günde bir kez kestirilirken; sismik dalga odaklı uygulamalar için, her veri epoğunda bir pozisyon kestirilmektedir. (Larson, 2009; Ge vd., 2000).

GPS'in sismometre olarak kullanılmasıyla ile ilgili bilinen ilk çalışma Japonya Coğrafi Bilgi Enstitüsü (The Geospatial Information Authority of Japan-GSI)'nde Hatanaka vd. (1994) tarafından yapılan çalışmadır. Japonya'da kabuk deformasyonu izleme amacıyla kurulan ve kesintisiz olarak 30 saniye örnekleme aralığıyla veri toplayan GEONET (GNSS Earth Observation Network System) ağından alınan verilerle 8.1 (M) büyüklüğündeki Kuril Adaları (Hokkaido-Toho-Oki) depreminde oluşan yer hareketinin belirlenmesi amaçlanmış ve P-dalgası çözülebilmiştir. Yapılan çalışma, GPS alıcısının yeterince yüksek bir örnekleme oranıyla gözlem yapabildiği takdirde, 30 saniyelik örnekleme hızında bile GPS'in yavaş gelişen depremleri veya deprem öncesi sismik olayları tespit edebildiğini ve GPS'in sismometre olarak kullanılabilirliğini göstermiştir. Heki ve Tamura (1997) tarafından, 1994 yılında meydana gelen Sanriku-Haruka-Oki depreminde gerçekleşen kısa dönem kaymalarının tespit edildiği çalışma da 30 sn örnekleme aralığı kullanılarak yavaş depremlerin tespit edildiği çalışmalara bir örnektir.

Yüksek frekanslı GPS sismolojisinin ilk uygulaması olarak görülen, Kyoto Üniversitesi Afet Önleme Araştırma Enstitüsünde gerçekleştirilen Hirahara vd. (1994) çalışmasında örnekleme aralığı 1 saniye olarak alınmıştır, yani bu her saniye bir konum tahmin edildiği anlamına gelmektedir (1 örnek/saniye yada 1 Hz). Yapılan çalışmada post-processle birlikte 1-2 cm doğruluğa ulaşılmış ve yakın alanlara ait yer hareketlerini tespit edilmesinde, büyük genlik elde etmek amacıyla gerinim

sismometresi olarak GPS kullanmanın mümkün olduğu sonucuna varılmıştır. 1 Hz örnekleme aralığı kullandığı çalışmasında Miyazaki vd. (1997) GPS'in ultra-uzun süreli bir sismograf olarak kullanılabileceğini belirtmiştir.

New South Wales Üniversitesi (UNSW-Sydney)'nde 10 Hz örnekleme aralığı, iki adet Leica CRS1000 alıcının kullanıldığı Ge (1999), UNSW ve Japonya Meteoroloji Araştırma Enstitüsü (MRI)'nün ortak gerçekleştirdiği 20 Hz örnekleme aralığı ile 2 Trimble MS750 GNSS alıcısının kullanıldığı Ge vd. (2000) çalışmalarında deprem sarsıntılarında oluşan sismik dalgalar yapay olarak simüle edilerek GPS ile Gerçek Zamanlı Kinematik teknik ile ölçülmüştür. Bunun sonucunda GPS'in sismometre olarak kullanımıyla yer değiştirmelerin direkt olarak belirlendiği sonucuna ulaşılmıştır.

Büyük depremlerdeki (dinamik) ko-sismik yer değiştirmelerin yüksek frekanslı ve gerçek zamanlı GPS ağları (1-Hz) ile izlendiği çalışmalara; 2002 Denali Depremi (Kouba, 2003; Larson vd., 2003; Bock vd., 2004; Bilich vd., 2008), 2003 Tokachi-Oki depremi (Miyazaki vd., 2004; Emore vd., 2007), 2003 San Simeon depremi (Ji vd., 2004; Wang vd., 2007) ve 2004 Sumatra-Andaman depremi (Ohta vd., 2006) örnek verilebilir.

Bilich vd. (2008) yaptıkları "GPS Seismology: Application to the 2002 Mw 7.9 Denali Fault Earthquake " adlı çalışmada, 2002 yılında Alaska, Denali'de meydana gelen 7.9 büyüklüğündeki depremde GPS sismolojisinin kullanım kapasitesini araştırmışlardır. Araştırmacılar, deprem esnasında geniş bant sismometrelerin clip/sature olmasına rağmen büyük genlikteki yüzey dalgalarının ve önemli büyüklükteki yer değiştirmelerin 3000 km uzaklıktaki GPS alıcıları tarafından kaydedildiğini belirterek yüksek frekanslı GPS'lerin deprem esnasında kullanılabileceğini ortaya koymuşlardır. Araştırmacılar çalışmada 1-Hz GPS örneklem aralığındaki veriler kullanarak her veri epoğunda elde edilen konum sonucunda üretilen yer değiştirme zaman serilerinin, sismik dalga alanlarını yüksek büyüklükteki (large-magnitude) olaylarda açıklayabildiğini belirtmektedir.

GPS sistemlerinin gelişmesi ve daha yüksek frekans aralıklarını (> 1 Hz - 50 Hz) gözlemleyebilmesi ile yüksek frekanslı GPS, orta ve büyük depremler için sismik dalga tespitleri ve deprem uyarı sistemleri için önemli bir sensör haline gelmiştir. Yüksek frekanslı GPS gözlemlerinin işlenmesi sonucunda elde edilen yer

değiştirmeler ile sismik dalga özellikleri, cisim ve yüzey dalgalarının varış zamanı rölatif kinematik teknik (Nikolaidis vd., 2001), hassas nokta konumlaması (PPP) moduyla (Kouba, 2003) ve varyometrik yaklaşımla (VADASE-Variometric Approach for Displacements Analysis Stand-alone Engine) (Colosimo vd., 2011a) hassas bir biçimde belirlenebilmektedir (Larson vd., 2003; Bock vd., 2004; Langbein ve Bock, 2004; Kouba, 2005; Ohta vd., 2006; Larson vd., 2007; Bilich vd., 2008; Larson ve Miyazaki, 2008; Miyazaki ve Larson, 2008; Davis ve Smalley, 2009; Larson, 2009; Shi vd., 2010; Avallone vd., 2011; Ohta vd., 2012; Branzanti vd., 2012; Li vd., 2013; Benedetti vd., 2014; Li vd., 2014 a,b; Xu vd., 2016; Hung vd., 2017).

2004 Sumatra ve 2011 Tohoku-Oki depremleri gibi büyük felaketlere yol açan depremlerde, yüksek frekanslı GPS kullanımı, kırılma zonu ve odak mekanizması çözümleri ile yakın-gerçek zamanlı (near-real time) tsunami uyarı ve izleme konusunda geniş bant sismometrelere göre olan satüre olmama avantajıyla birlikte dikkate değer bilgiler sunmaktadır (Ohta vd., 2006; Blewitt vd., 2009; Crowell vd., 2009; Colosimo vd., 2011 a, b; Ohta vd., 2012; Bilich vd., 2008; Zheng vd., 2012, Hung vd., 2017).

GPS, sismometre ile karşılaştırıldığında aralarında önemli farklar bulunmaktadır. Dijital bir sismometre, hızları veya yer hareketlerine ait hızlanmaları doğrudan ölçerken, buna karşılık GPS'te, uydu anteni ve alıcı anteni arasındaki sinyaller kaydedilerek antenin konumu ölçülür ve daha sonra yüksek duyarlıklı verilerden (IGS) yararlanılarak alıcının konumu hassas bir şekilde hesaplanır. Ayrıca, GPS'in konum verileri depremlerin etkilemediği uydu referans sisteminde ölçülürken (terrestrial), sismometreler ise yeryüzünden etkilenen lokal bir referans çerçevesinde (inersiyal) ölçü yapmaktadır. Kabuk hareketleri ile ilgili yer değiştirmelerin elde edilmesi istendiğinde, bu değerler GPS'in mesafe ölçmeleri sayesinde doğrudan hesaplanabilmektedir. Sismometrede ise yer değiştirmeyi bulmak için sismik verilerin entegrasyonu gerekmektedir ve entegrasyon genellikle hataya açık bir süreç olmakla birlikte gürültüyü artırma ve gerçek sinyali bozma potansiyeline sahiptir. Buna ek olarak, sismik enstrümanlar yeterince büyük yer hareketleriyle clip/satüre olabilmektedirler böylece sensör yerel hız veya ivmenin tam genliğini kaydedememektedir. GPS alıcısının geleneksel sismometreye göre birçok avantajı olsa da GPS verilerinin post-process işlemlerine ihtiyaç duyması ve sadece büyük depremleri algılayabilmesi şu an için bir dezavantaj olarak gözükmektedir. Fakat

günümüzde gelişen GPS teknolojisi ve kurulan gerçek zamanlı (çevrimiçi) GPS deprem izleme ağları ile yakın bir zamanda GPS, deprem öncesi-anı-sonrası için ana araç olarak kullanılabilecektir (Jingnan vd., 2012; Wang vd., 2007, 2011; Bilich vd., 2008).

4.3 GNSS Verilerinin Değerlendirilmesi

GNSS verilerinin değerlendirilmesinde öncelikli olarak sahadan elde edilen ölçüler kayıt yapılan GNSS alıcısından, alıcı markasına özgü aktarım biçimleri kullanılarak bilgisayar ortamına aktarılır. Ölçmelerde kullanılan GNSS alıcıları uydulardan gelen sinyalleri kendi formatlarında kayıt ederler. Bu ölçüleri alıcıya özgü değerlendirme programlarının dışında bir yazılımda değerlendirmek için veriler, alıcıdan bağımsız olan Receiver Independent Exchange Format (RINEX) formatına dönüştürülmekte ve daha sonra istenilen bir yazılımla değerlendirilebilmektedir.

GNSS ölçmelerinden elde edilen verilerin değerlendirilme aşamasında (post-process) kullanılan yazılımlar, amaç ve kullanım alanlarına göre bilimsel ve ticari yazılımlar olmak üzere iki genel sınıfta toplanabilir. Pinnacle, Trimble Geomatics Office (TGO), Trimble Total Control (TTC), Astech Office Suite (AOS), Ski Pro ve Leica Geo Office (LGO) gibi ticari amaçlı yazılımlar temel mühendislik çalışmalarında kullanılsalar da tektonik levha hareketleri ve yer yüzeyindeki deformasyonların belirlenmesi üzerine gerçekleştirilen çalışmalarda istenen doğrulukta sonuç veremeyebilmektedir. Bu nedenle kabuk deformasyonlarının belirlenmesi gibi yüksek hassasiyet gerektiren çalışmalarda GAMIT/GLOBK (Massachusetts Institute of Technology, ABD), BERNESE (Astronomical Institute University of Berne, İsviçre), GIPSY (NASA Jet Propulsion Laboratory, ABD), PAGE5 (National Oceanic and Atmospheric Administration), GEONAP, DIPOP ve MSODP gibi akademik yazılımlar tercih edilmektedir (Kahveci ve Yıldız, 2009; Yavaşoğlu, 2009; Alkan, 2018).

Ticari yazılımlarda değerlendirme yapılırken alıcı ile birlikte sunulan kullanma kılavuzu takip edildiğinde önemli bir sorun ortaya çıkmamaktadır. Bilimsel yazılımlarda yapılan değerlendirme işlemlerinde ise yazılımların daha karmaşık bir yapıya sahip olmalarından dolayı kullanılan yazılım ile ilgili iyi bir eğitim ve bilgi gerekmektedir. Bilimsel yazılımlar, değerlendirme işleminin her aşamasında çözüm ile ilgili parametreleri değiştirebilme imkanı sunduğu için edinilen sonuçlarda

farklılıklar oluşabilmektedir (Kahveci ve Yıldız, 2009; İnal ve Salgın, 2008; Umutlu, 2019).

Bu çalışmada GNSS ölçmesi yapılan noktalara ait verilerin değerlendirilmesinde GAMIT/GLOBK bilimsel yazılım takımı kullanılmıştır. Massachusetts Institute of Technology (MIT) tarafından yaklaşık 20 senedir geliştirilmekte ve güncellenmekte olan yazılım paketi genel anlamda iki alt modülden oluşmaktadır. Öncelikle GAMIT modülü ile RINEX formatındaki GNSS gözlem verileri günlük olarak değerlendirilir. Daha sonra GLOBK modülü kullanılarak GAMIT kısmında üretilen ve farklı epoklar için elde edilen verilere Kalman filtresi uygulanır ve çözümler ile sonuç çıktıları kullanıcının isteğine göre belirlenebilir (King ve Bock, 2000; Herring vd., 2015a; Yavaşoğlu, 2009; Alkan, 2018).

4.3.1 GAMIT Yazılım Modülü

MIT, Harvard-Smithsonian Astrofizik Merkezi (CfA), Scripps Oşinografi Enstitüsü (SIO) ve Avustralya Ulusal Üniversitesi ile birlikte geliştirilen kapsamlı bir analiz paketi olan GAMIT, GNSS ölçmeleri kullanılarak yüksek hassasiyette bağıl konum belirlenmesi amacıyla kullanılan genel amaçlı bir analiz sistemidir. Unix tabanlı işletim sistemlerinde faaliyet gösteren yazılım, HUAM (Ham Uydu Alıcı Mesafesi) verileri ve gözlenen fazları kullanarak istasyonlara ait üç boyutlu konum bilgileri ile atmosferik gecikmelerin, uydu yörüngelerinin ve dünya dönüklük parametrelerinin hesaplanması amacıyla tasarlanmıştır (Herring vd., 2015a; Alkan, 2018). Hesaplanması gereken bu bilinmeyenlerin belirlenebilmesi için GAMIT taşıyıcı fazdaki tamsayı belirsizliğini, atmosferik etkileri ve uydu-alıcı kaynaklı saat hatalarını göz önüne almaktadır. Optimal faz belirsizliklerinin belirlenmesi için, tek bir oturumun dikkate alındığı ve bağımsız faz ölçmelerine ait ikili farklarının kullanıldığı birden fazla dengeleme işlemi yapılmaktadır (Kara, 2018).

Değerlendirmenin ilk aşamasında uydu saat ve uydu ön yörünge bilgileri elde edilmektedir. Daha sonra her bir nokta için dönüştürülmüş olan RINEX dosyalarının içerisinde bulunan her bir noktaya ait yaklaşık koordinatlar ve HUAM gözlemlerinin yardımıyla istasyonların saat düzeltmeleri yapılmaktadır. Faz gözlemlerinin kombinasyonları kullanılarak devir kesikliklerini (cycle slips) saptanıp ve elimine edilmektedir. Uydu yörüngeleri ve nokta koordinatlarının apriori kestirimlerine dayalı teorik faz ve pseudorange ölçmelerini hesaplamak için birkaç değişik fiziksel model

GAMIT tarafından gerçekleştirilmektedir. Bunlar, uyduların iç referans sistemleri içindeki hareketlerinin kestiriminde kullanılan kuvvet modelleri ve uydu ile alıcı arasındaki yayılma gecikmesini tanımlayan modellerdir. Apriori kestirimleri sonucunda hesaplanan teorik gözlemler bu modeller yardımıyla belirlenen teorik faz ve HUAM ile karşılaştırılmaktadır. Teorik faz ve HUAM belirlendikten sonra bu öncül değerlere (a-priori) üç boyutlu konum bilgilerinin, zenit gecikme parametrelerinin, birbirinden bağımsız çift fark faz belirsizlik parametrelerinin ve radyasyon basıncı parametresinin kestirildiği bir dizi En Küçük Kareler dengelemesi yapılır. Birbirinden bağımsız çift farkların faz belirsizlik parametreleri, faz verisinin dağılımı ve baz uzunluğuna dayalı eşleşme ile orijinal taşıyıcı faz belirsizliklerinden üretilmektedir. Bu işlem adımından sonra gerçekleştirilen iki dengeleme işleminden ilkinde uydulardan alınan sinyallerin dalga boyundaki faz farkına en yakın tamsayıyı belirlenir ve son dengeleme işleminde ise çiftli fark gözlemlerinin iyonosferik etkileri elimine edilmiş tüm parametrelerine ait kestirimler yapılmaktadır (Özbey, 2017; Kara, 2018; Alkan, 2018; Yavaşoğlu, 2009; Tiryakioğlu, 2012; Herring vd., 2015c).

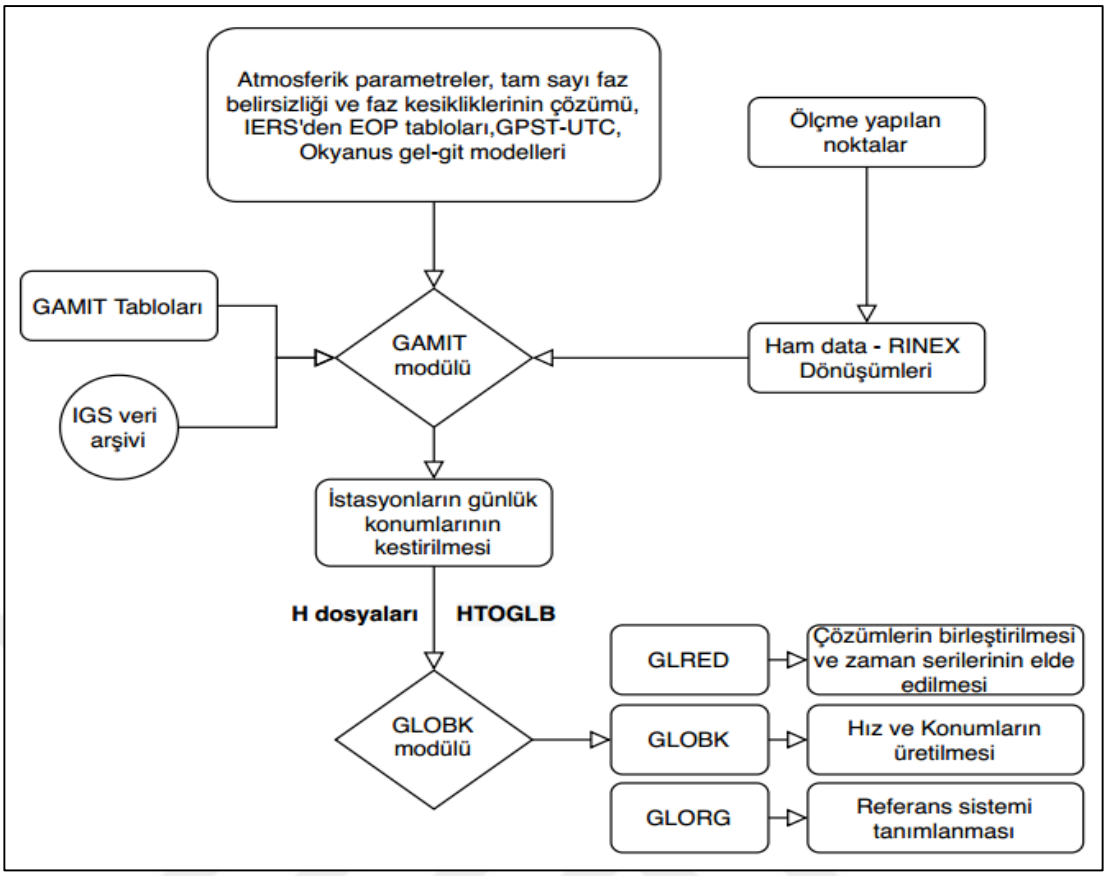
4.3.2 GLOBK Yazılım Modülü

GAMIT işlem aşamaları sonucunda gün çözümlerinden elde edilen H dosyaları GLOBK modülü için girdi verisi olarak kullanılmaktadır ve GLOBK modülünde temel anlamda uzaysal jeodezik teknikler yardımıyla edinilen ölçmelerin değerlendirilmesi sonucunda elde edilen çözümlerin bir araya getirildikten sonra Kalman Filtresi uygulanmaktadır (Herring vd., 2009b). GLOBK veri olarak, gerçekleştirilen ölçmelerin değerlendirilmesi sonucunda üretilen nokta koordinatlarını, uyduların yörünge parametrelerini ve yerin dönüş parametrelerinin değerlendirilmiş değerlerini barındıran kovaryans matrislerini kullanmaktadır.

Kalman filtresi, GNSS ölçmeleri gibi içerisinde fazla sayıda veri barındıran sonuçların ardışık olarak kestirimi için kullanılan bir tekniktir. Bu filtreleme yöntemi kullanılarak, ölçme sonuçları içerisinde hatalı verilerin olduğu ve sisteme ait stokastik modelin belirlenebildiği veri kümelerinde bilinmeyen parametreler kestirilebilmektedir. Buna ek olarak bu yöntem yardımıyla ilerideki bir ölçü zamanına ilişkin hız vektörünün kestirimi ve stokastik modelin tanımlanması mümkündür. (Tiryakioğlu, 2012; Alkan, 2018). GLOBK aşamasında ileri ve geri çözüm olmak üzere genel olarak iki tip Kalman filtresi dengelemesi uygulanmaktadır. İleri çözümde ölçmelere ait ağırlıklı ortalamalar, hız vb. diğer model parametrelerinin ardışık

kestirimleri bulunmaktadır, geri çözümde ise ileri çözüme göre ölçme düzeltmelerinin saptanmasını sağlanmaktadır (Herring, 1990; MIT, 2002; Çakmak, 2010; Tiryakioglu, 2012).

GLOBK'da değerlendirme işlemi sürecinde HTOGLB, GLRED, GLOBK ve GLORG alt programları çalıştırılmaktadır. GLOBK'da girdi olarak kullanılacak olan H dosyaları HTOGLB programıyla uygun formata dönüştürülmektedir. Lokal ölçekte bulunan bir ağa ait H dosyaları GAMIT'te üretildikten sonra bunlara ek olarak yüksek doğruluğa sahip global ağların H dosyaları da internet aracılığıyla indirilebilmekte ve bunlar GLRED komutuyla ilişkilendirilmektedir. Bu işlem sonucunda her bir istasyonun uzun dönem ve kısa dönem zaman serileri kullanıcının isteğine göre haftalık, aylık ve senelik olarak birleştirilerek elde edilmektedir. Elde edilen sonuçların bir referans sisteminde tanımlanması ve istasyonlara ait hız bilgilerinin elde edilmesi GLORG alt programının kullanımı ile gerçekleştirilmektedir. Genel anlamda yapılan işlemler sonucunda, günlük çözümler birleştirilmekte ve yaklaşık koordinat değerleri elde edilmektedir. Gerçekleştirilen birkaç yıllık gözlemler yardımıyla istasyonlara ait hız bilgileri kestirilmekte ve günlük çözümler kullanılarak istasyonların zaman serileri oluşturulmaktadır (Konak, 2018; Herring vd., 2015b; Şekil 4.6).

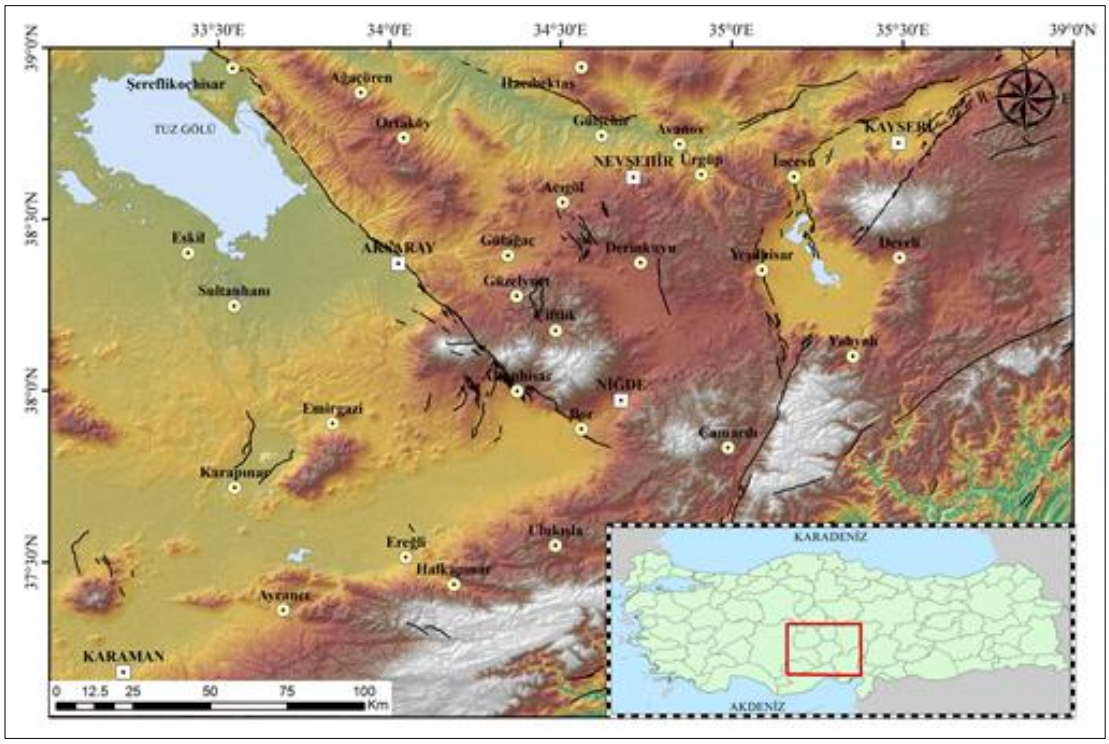


Şekil 4.6. GAMIT/GLOBK temel akış şeması (Brahim vd., 2018 ve Munghemezulu vd., 2014'den türkçeleştirilmiştir).

5. TUZ GÖLÜ FAY ZONU'NUN GÜNEY KESİMİNDE HIZ, GERİNİM ALANLARININ BELİRLENMESİ VE BLOK MODEL ÇALIŞMALARI

5.1 Çalışma Bölgesi

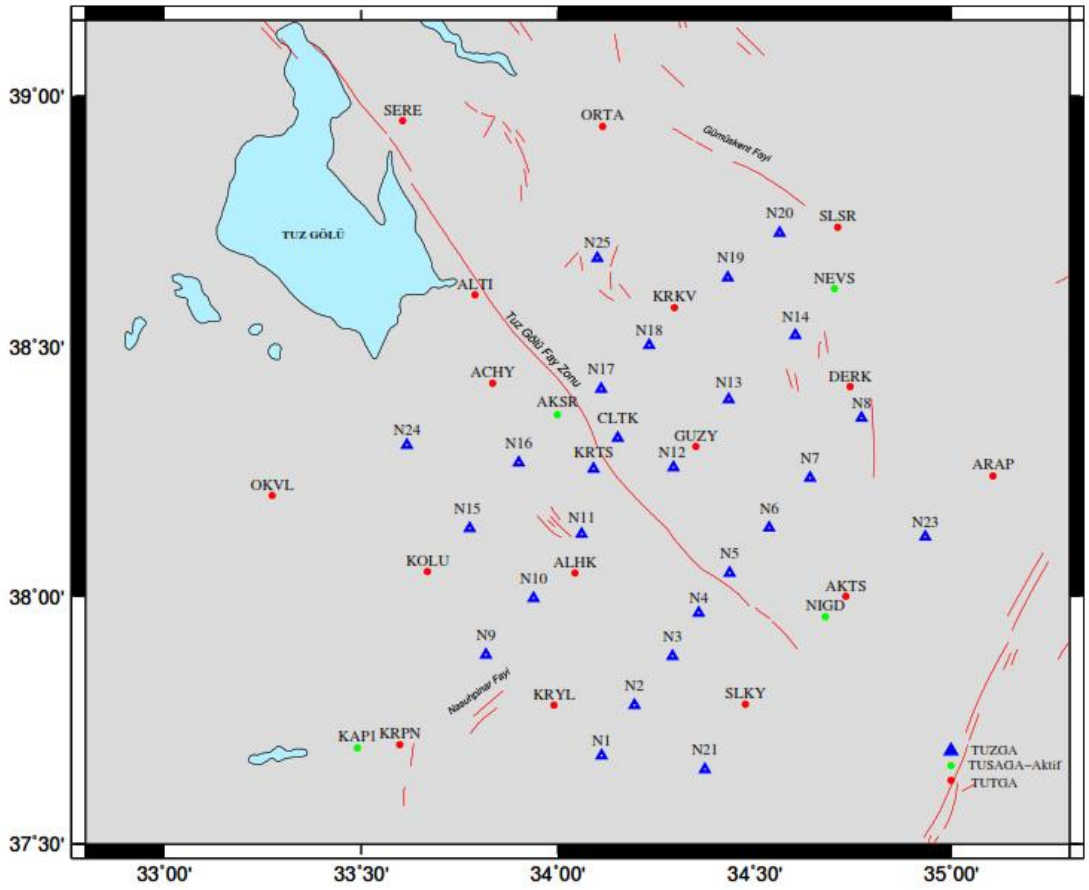
Bu çalışma kapsamında analizlerde kullanılacak olan GNSS ölçmeleri UDAP-Ç-18-01'nolu Ulusal Deprem Araştırma Programı (UDAP) ve 118Y068 nolu Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu (TÜBİTAK) projelerinden sağlanan desteklerle gerçekleştirilmiştir. Tez çalışması kapsamında çalışma sahası batıda Konya, doğuda Nevşehir, Kuzeyde Ankara ve Kırşehir, Güneyde ise Niğde yerleşkeleri arasında kalmaktadır (Şekil 5.1). TGFZ üzerinde yapılan çalışmalar zonun Aksaray'a yakın segmentlerinin (Tuz Gölü segmenti, Akhisar-Kılıç segmenti ve Altunhisar segmenti) büyüklüğü 6,8'e ulaşabilecek deprem üretme potansiyeline sahip olduklarını göstermektedir (Kürçer, 2012). Bu da, Aksaray il merkezi başta olmak üzere, büyük ölçüde alüvyon zemin üzerine kurulmuş, nüfusu hızla artan ve yoğun sanayi potansiyeline sahip ilin ve çevresinde bulunan yerleşim alanlarında yıkıcı hasarların, can ve mal kayıplarının ortaya çıkabileceğini göstermektedir. Bu durum fay zonuna ait kayma hızının, bölgedeki gerinimin ve dolayısıyla fay üzerindeki deformasyon potansiyelinin detaylı olarak çalışılması gerekliliğini ifade etmektedir.



Şekil 5.1. Çalışma bölgesi.

5.1.1 Tuz Gölü Tektonik GNSS Ağı (TUZGA)

Önceki bölümlerde sunulduğu üzere TGFZ'nin kayma hızının tespitine dönük yapılan çalışmalarda özellikle jeolojik ve jeomorfolojik verilerin göz önünde bulundurulduğu uzun dönem kayma hızı yaklaşımları mevcuttur. Bunlar dışında GNSS verileri kullanılarak yapılan bir diğer çalışma olan Aktuğ vd. (2013)'de ise çalışma Orta Anadolu ölçeğinde değerlendirilmiş ve TGFZ'ye ait kayma hızları tam olarak yansıtılamamıştır. Bölgedeki deformasyonun daha doğru şekilde anlaşılması ve ve Orta Anadolu hız alanı'nın iyileştirilmesi amacıyla yaklaşık 400 bin nüfusa sahip ve hızla gelişmekte olan Aksaray ili ve çevresindeki iller için doğrudan tehdit oluşturan TGFZ'nin yaklaşık 70 km uzunluğundaki Aksaray, Akhisar-Kılıç ve Altunhisar segmentleri üzerinde, bu segmentlere yaklaşık dik yönde DKD-BGB yönlü profiller şeklinde 24 adet nirengi ve 2 Sürekli Gözlem Yapan GNSS istasyonu tesis edilmiştir ve söz konusu segmentler üzerinde ilk defa bu çalışma ile homojen dağılımlı bir jeodezik ağ oluşturulmuştur (Şekil 5.2).



Şekil 5.2. Tuz Gölü Tektonik GNSS Ağı (TUZGA).

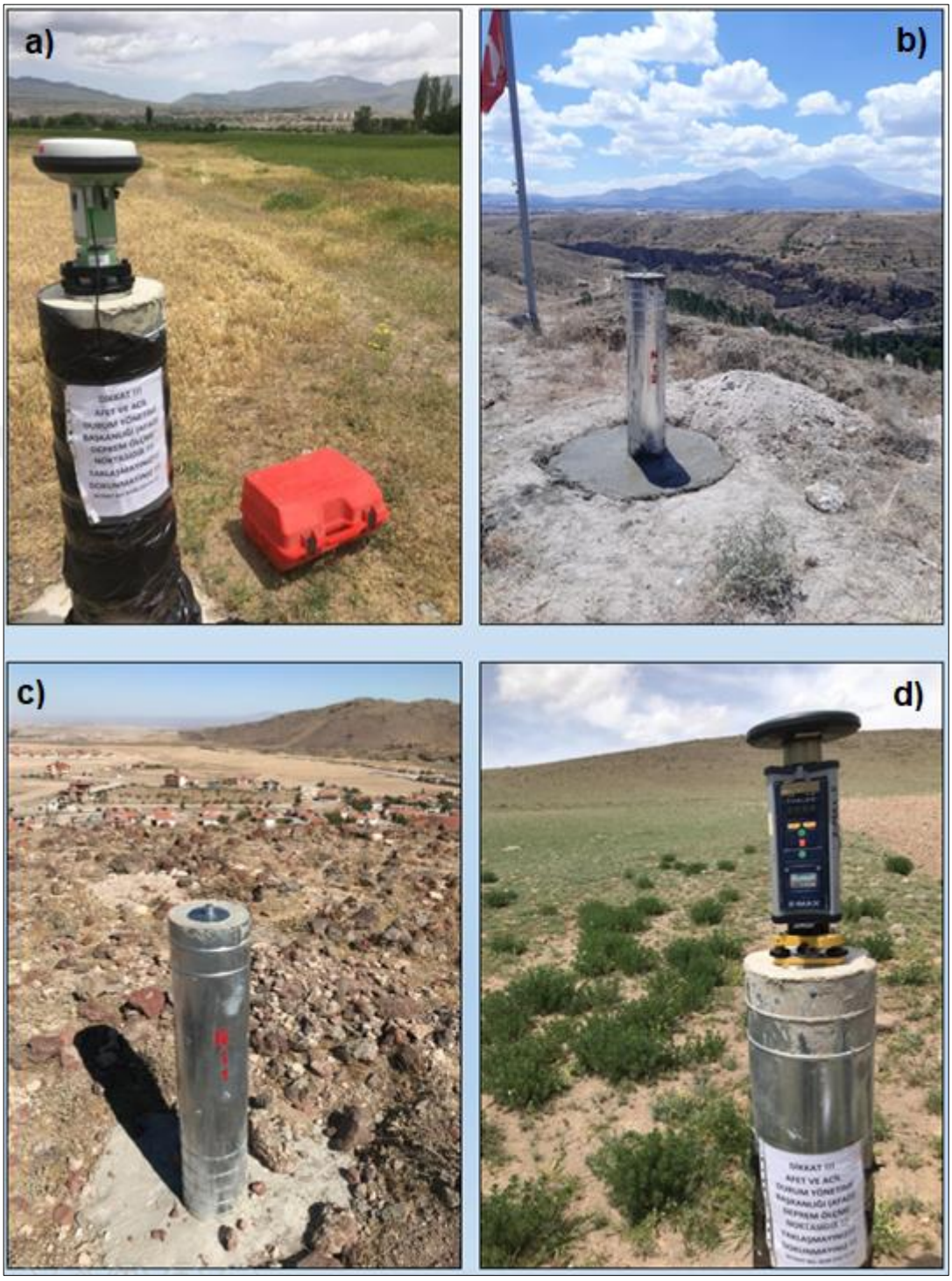
Tuz Gölü Tektonik GNSS Ağı (TUZGA), 2018 yılında tesisine başlanan 24 kampanya tipi ölçü noktası, 2 adet Sürekli Gözlem Yapan Referans İstasyonundan oluşmaktadır ve yaklaşık olarak 100x100 km'lik bir alanı kapsamaktadır (Şekil 5.2). Çalışma alanı ve çevresindeki TUSAGA-Aktif (CORS-TR) ağından 4 ve Türkiye Ulusal Temel GPS Ağı (TUTGA)'ndan 16 adet noktası ile ağ toplam 46 noktaya sahiptir. Kurulan jeodezik ağ kapsamında bulunan noktalar ile bu noktaların konum ve tesis biçimleri Çizelge 5.1, 5.2 ve 5.3'de verilmiştir.

Çizelge 5.1. TUZGA noktaları.

Nokta Adı	İl	Mevki	Enlem (º)	Boylam (º)	Tesis Türü
N.1	Konya	Kamışlıkuyuuu	37.682	34.111	Pilye
N.2	Konya	Zengen	37.782	34.195	Pilye
N.3	Niğde	Çukurkuyu	37.881	34.291	Pilye
N.4	Niğde	Altunhisar	37.968	34.358	Pilye
N.5	Niğde	Yeşilyurt	38.048	34.436	Pilye
N.6	Niğde	Sultanpınarı	38.138	34.536	Pilye
N.7	Niğde	Bağlama	38.238	34.640	Pilye
N.8	Nevşehir	Derinkuyu	38.358	34.771	Pilye
N.9	Konya	Emirgazi	37.884	33.818	Pilye
N.10	Konya	Belkaya	37.998	33.938	Pilye
N.11	Aksaray	Karacaören	38.127	34.060	Pilye
N.12	Aksaray	Belisırma	38.268	34.293	Pilye
N.13	Aksaray	Gülağaç	38.397	34.434	Kayada Bronz
N.14	Nevşehir	Karacaören	38.524	34.603	Pilye
N.15	Aksaray	İncesu	38.137	33.776	Pilye
N.16	Aksaray	Kutlu	38.270	33.900	Pilye
N.17	Aksaray	Gücünkaya	38.416	34.109	Pilye
N.18	Aksaray	Çağlayan	38.503	34.231	Pilye
N.19	Nevşehir	Acıgöl	38.639	34.431	Pilye
N.20	Nevşehir	Gülşehir	38.727	34.563	Pilye
N.21	Niğde	Tepeköy	37.651	34.374	Pilye
N.23	Niğde	Karaatlı	38.120	34.933	Kayada Bronz
N.24	Aksaray	Sultanhanı	38.304	33.617	Pilye
N.25	Aksaray	Ortaköy	38.678	34.100	Pilye

TGFZ üzerinde meydana gelen hareketleri gerekli hassasiyette ve ortamdan kaynaklanan etmenlerden en az etkilenecek şekilde tespit edebilmek için tesis edilen nirengiler zorunlu merkezlendirme donanımına sahip olan pilye şeklinde oluşturulmuştur. Buna ek olarak planlama yapılırken, noktaların bölgeye ait kabuk hareketlerinin karakteristik özelliklerini temsil edecek şekilde uygun dağılımda seçilmesine, sağlam zeminlerde olup maksimum sayıda uydu görebilmesine ve

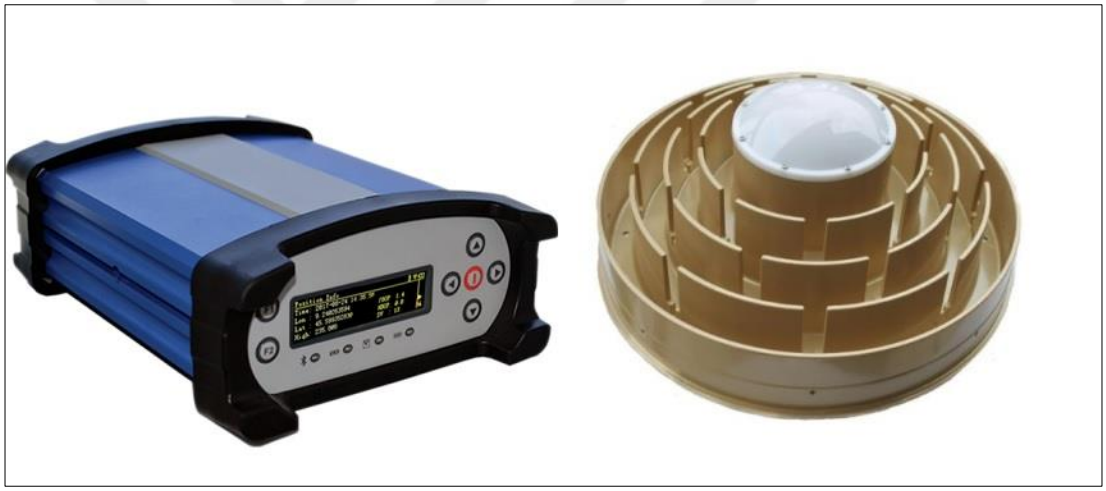
güvenlik, ulaşım, lojistik açılarından elverişli olmarı göz önünde bulundurulmuştur (Şekil 5.3).



Şekil 5.3. TUZGA'ya ait noktalar a) N4, b) N12, c) N11, d) N10.

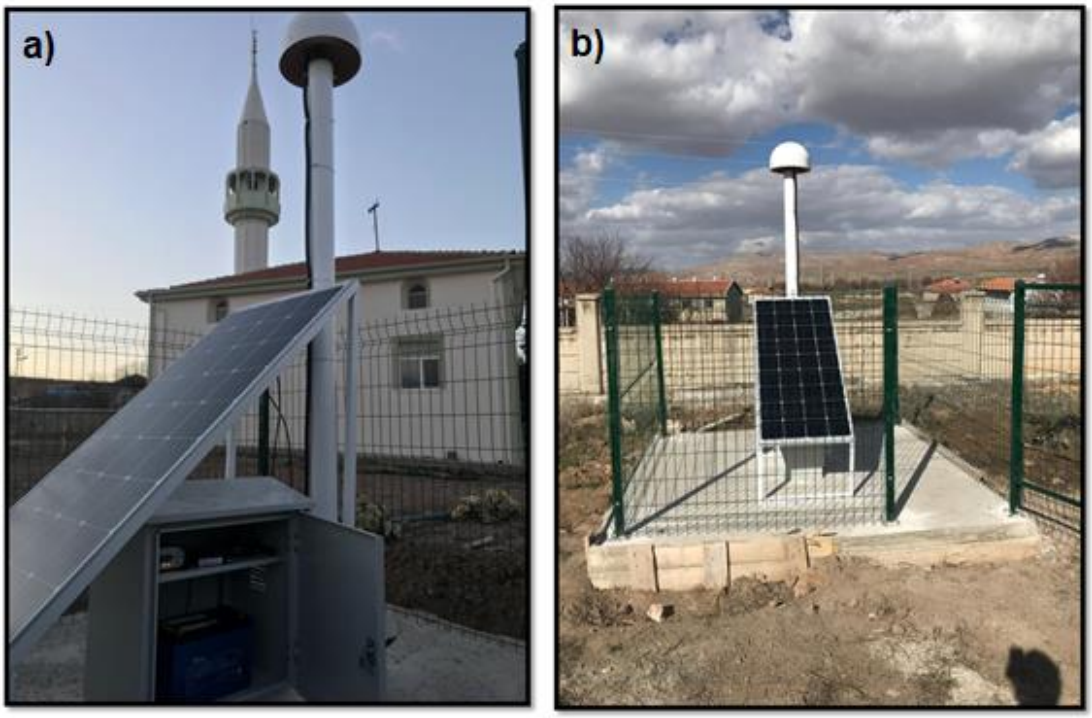
Ağdaki nokta sayısını arttırmak ve tesis maliyetlerini düşürmek amacıyla çalışma alanı çevresinde yapılan istikşaf çalışması sonucunda diğer kurumlar tarafından tesis edilen pilyelerin durumları araştırılmıştır. Yapılan araştırma sonucunda bulunan tesislerin

çalışmada kullanılamayacak şekilde tahrip oldukları görülmüştür. TGFZ'nin sağ yanal doğrultu atımlı bir fay olması sebebiyle blokların birbirlerine göre yanal hareketlerini tespit etmek amacıyla fay hattına dik olacak şekilde noktalar 5 profil şeklinde tesis edilmiştir (Şekil 5.2). Oluşturulan kesitlerdeki nokta sayısı ve bu noktaların faya olan uzaklığı, sismojenik zonun derinliğine bağlı olarak belirlenmiştir. Deprem odak derinliklerinin istatistiksel değerlendirmesi, TGFZ üzerindeki depremlerin ortalama 10 km derinlikte meydana geldiğini göstermiştir. Hasandağı ve Altunhisar dolaylarında meydana gelen depremlerin odak derinliklerinin ortalamadan daha derin olduğu görülmüştür. Bu sebeple noktalar fayın her iki tarafında 2, 7, 15, 30 ve 50 km uzaklıkta tesis edilmiştir. Pilye tesisleri tamamlandıktan sonra UDAP-Ç-18-01'nolu proje kapsamında çalışma bölgesine faya yakın konumlarda Sürekli Gözlem Yapan GNSS istasyonları kurulması planlanmıştır. Bu kapsamda istasyonlarda Stonex SC2000 marka GNSS alıcısları ve choke ring antenler kullanılmıştır (Şekil 5.4).



Şekil 5.4. Stonex SC2000 ve Choke Ring anten.

İstasyonlar Aksaray segmentinin bitip Akhisar-Kılıç segmentinin başladığı konumda fayın doğu ve batısında olmak üzere faya yaklaşık 5 km uzaklıkta ve faya dik olarak tesis edilmişlerdir. Sürekli gözlem yapan GNSS istasyonlarının kurulumu 18.02.2019 tarihinde tamamlanmış olup ağa dahil edilmişlerdir ve bu tarihten itibaren ölçülerine devam etmektedirler (Şekil 5.5).



Şekil 5.5. Sürekli Gözlem Yapan Referans İstasyonları a) Çeltek (CLTK) b) Karataş (KRTS).

Bölgeye ait hız ve gerinim alanının iyileştirilmesi amacıyla, çalışma bölgesinin çevresinde bulunan 16 TUTGA ve kurulan ağı kapsayan 4 TUSAGA-Aktif noktası oluşturulan jeodezik ağa dahil edilerek ölçüleri analizlere katılmıştır (Çizelge 5.2 ve 5.3).

Çizelge 5.2. Kurulan GNSS ağı çevresindeki sürekli gözlem yapan noktalar.

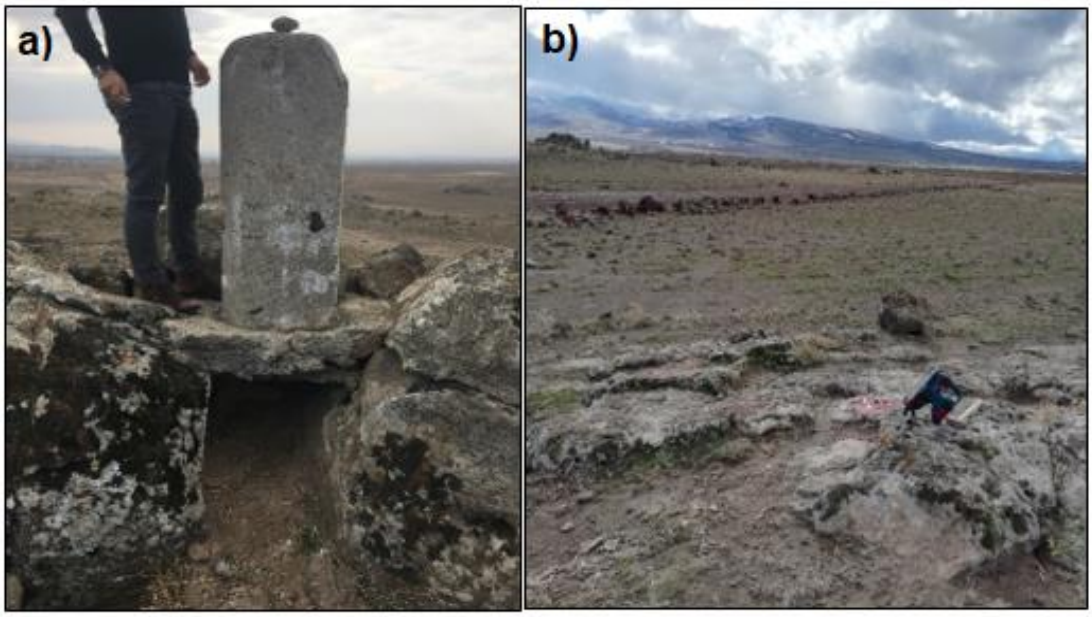
Nokta Adı	İl	Mevki	Enlem (º)	Boylam (º)	Tesis Türü	Proje
AKSR	Aksaray	Merkez	38.372	33.997	Zemin Pilye	TUSAGA-AKTİF
CLTK	Aksaray	Çeltek	38.318	34.152	Zemin Pilye	UDAP-Ç-18-01
KRTS	Aksaray	Karataş	38.257	34.090	Zemin Pilye	UDAP-Ç-18-01
NEVS	Nevşehir	Nar	38.631	34.710	Çatı Pilye	TUSAGA-AKTİF
NIGD	Niğde	Kale	37.958	34.679	Çatı Pilye	TUSAGA-AKTİF
KAP1	Konya	Karapınar	37.714	33.528	Çatı Pilye	TUSAGA-AKTİF

TUTGA noktalarına ait veriler günümüzden, geçmiş yıllara dayanan en az 3 oturum olacak şekilde Harita Genel Müdürlüğünden temin edilerek çözüme katılmıştır.

Çizelge 5.3. Çalışmada kullanılan TUTGA noktaları.

Nokta	Enlem (º)	Boylam (º)	Yıl-Gün	Nokta	Enlem (º)	Boylam (º)	Yıl-Gün
DERK	38.413	34.742	2006-177 2014-153 2016-133	ALHK	38.026	34.064	1998-289 2003-192 2010-107
KRKV	38.571	34.295	2003-194 2010-98 2015-127	ACHY	38.411	33.836	2006-171 2010-100 2015-128
GUZY	38.283	34.351	2006-168 2010-106 2015-130	SLSR	38.711	34.709	2003-192 2014-150 2016-132
ARAP	38.238	35.104	2003-196 2014-161 2016-105	ORTA	38.915	34.109	1998-303 2013-160 2016-116
AKTS	38.003	34.733	2003-189 2010-121 2015-146	SERE	38.951	33.604	2016-103 2017-159 2018-177
SLKY	37.783	34.478	2004-260 2010-120 2015-148	ALTI	38.605	33.788	2006-174 2010-102 2015-126
KRYL	37.785	33.990	2006-177 2010-111 2015-138	OKLV	38.198	33.284	2006-171 2010-098 2015-133
KRPN	37.724	33.593	1998-261 2010-100 2015-134	KOLU	38.049	33.668	2003-189 2010-109 2015-137

Ağdaki N.13 no'lu nokta ağ planlamasında öncelikle pilye olarak tesis edilmiştir. N.13 ve N.14 adlı nirengiler tesis edildikten sonra ölçü öncesi istikşaf çalışması esnasında tahrip oldukları belirlenmiş ve N.13 planlanan konumuna en yakın yerde kayaya bronz olarak, N.14 ise bulunduğu yere tekrar kazılarak tesis edilmişlerdir (Şekil 5.6 ve 5.7).



Şekil 5.6. a) Tahrip N.13, b) Yeni N.13.



Şekil 5.7. a) Tahrip N.14, b) Yeni N.14.

5.2 GNSS Ölçüleri

Toplam 4 kampanya GNSS ölçüsü UDAP-Ç-18-01'nolu UDAP ve 118Y068 nolu TÜBİTAK projeleri kapsamında gerçekleştirilmiştir. Ağdaki 5 nokta kampanya noktası olarak düşünülerek tekrarlı 8 saat ölçü yapılmıştır, kalan 15 noktada ise 20 saatlik eş zamanlı ölçmeler yapılmıştır. Ağa sonradan dahil edilen N.21, N.23 ve N.24 no'lu noktalarda 1 kampanya ölçü yapılabilmiş N.13 ve N.14 no'lu noktalar ise tahrip olduklarından dolayı ilk ölçü kampanyasına dahil edilememiştir. Tüm kampanyalara ait ölçmelerde kullanılan GNSS alıcılarının tümü çift frekanslıdır buna ek olarak CLTK ve KRTS istasyonlarında Choke Ring antenleri bulunmaktadır. Ölçme planları yapılırken yerleşim yerlerine yakın olan yol kenarı ve tarla ortasındaki pilyeler yanında insan durması gereken noktalar olarak ve yerleşime uzak, dağlık noktalar ise insansız ölçme yapılabilecek noktalar olarak düşünülmüş ve tüm kampanyalarda aynı yol izlenerek ölçmeler gerçekleştirilmiştir.

5.2.1 Birinci kampanya GNSS ölçüleri

1. Kampanya ölçüler, 2018 yılı 27-28 Kasım (331-332 GNSS günleri) tarihleri arasında gerçekleştirilmiştir. Ölçü öncesi yapılan istikşaf çalışmasında 13 ve 14 no'lu pilyelerin tahrip olduğu ve ölçü yapmanın mümkün olmadığı anlaşılarak kampanya planından çıkarılmışlardır. GNSS ölçmeleri 4 ölçme ekibi ile 18 adet noktada gerçekleştirilmiştir. N1, N2, N9, N11 ve N18 no'lu nirengiler kampanya noktası olarak düşünülerek 2 gün minimum 8 saat ölçü yapılmıştır. Kalan nirengilerde yapılan

ölçüler ile eş zamanlı olarak 20 saatlik veriler toplanmıştır. Araştırma bölgesinde bulunan 4 TUSAGA-Aktif istasyonunun ölçü günlerine ait (AKSR, NEV1, NIGD, KAP1) ölçme verileri internet portalı aracılığıyla temin edilerek bu istasyonlar çözüme katılmıştır. GNSS ölçüleri Afyon Kocatepe Üniversitesi (AKÜ) ve Aksaray Üniversitesinin (ASÜ) donanımlarının beraber kullanılması ile gerçekleştirilmiştir. Ölçmelerde kullanılan donanımlara ait bilgiler Çizelge 5.4'de verilmiştir.

Çizelge 5.4. Ölçülerde kullanılan GNSS ekipmanları.

GNSS Alıcısı	Anten Bilgileri	Adedi	Kurumu
TOPCON	TPSGR3	4	ASÜ
LEICA	LEIGS15	5	ASÜ
THALES	THAZMX-	6	AKÜ
ASHTECH	ATGD4A -ASH701975.01	3	AKÜ

Tüm ölçü kampanyalarında GNSS verilerinin örnekleme aralığı 15 saniye olarak belirlenmiştir. GNSS antenini etkileyen ve ufuk çizgisine yakın olan verileri kaybetmemek, atmosferden kaynaklı gecikmeleri en aza indirgemek, anten faz merkezi degişimlerini modellemede yetersiz kalınmaması adına çalışmada cut-off angle (minimum yükseklik açısı) 10˚ olarak seçilmiştir. GNSS ölçülerinde alet sehpası ve pilye tesisleri kullanılmıştır (Şekil 5.8). Anten yüksekliği hatasından kaçınmak adına anten boyları pilye yüzeyinde 3 farklı yerden mm mertebesinde ölçülerek not edilmiştir. Birinci ölçü kampanyasına ait GNSS ölçü günleri Çizelge 5.5'de verilmiştir.



Şekil 5.8. a) Pilye, b) alet sehpası.

Çizelge 5.5. 2018 yılı GNSS ölçü günleri.

N.Adı	331	332	N.Adı	331	332
N.1	X	X	N.11	X	X
N.2	X	X	N.12	X	X
N.3	X		N.13		
N.4	X	X	N.14		
N.5	X	X	N.15	X	X
N.6	X	X	N.16	X	X
N.7	X	X	N.17	X	X
N.8	X	X	N.18	X	X
N.9	X	X	N.19	X	X
N.10	X	X	N.20	X	X

Kampanya ölçüleri aynı noktalarda 2 günlük tekrarlı olacak şekilde yapılmıştır. Son yıllarda efemeris bilgilerinin duyarlılığı 20 m'den, 1 m'ye, IGS Final efemeris verilerinin duyarlılığı 15 cm'den 2.5 cm'e düşmüştür (Kouba, 2003). Bunun sonucu olarak uzun süreli gözlemlerde, ölçü duyarlılığının baz uzunluğunun etkisini yitirdiği gözlenmiştir (Eckl vd., 2001; Aktuğ ve Lenk, 2010; Tiryakioğlu vd., 2010).

5.2.2 İkinci kampanya GNSS ölçüleri

İkinci kampanya ölçüleri 2019 yılı 21-24 Mayıs (141, 142, 144 GNSS günleri) tarihleri arasında yapılmıştır. 4 arazi ekibi ile 20 adet noktada GNSS ölçüleri gerçekleştirilmiştir. N1, N2, N9, N11 ve N18 no'lu nirengiler ilk ölçü kampanyasında olduğu gibi kampanya noktası olarak düşünülerek 2 gün minimum 8 saat ölçü yapılmıştır. Kalan nirengilerde yapılan ölçüler ile eş zamanlı olarak 20 saatlik veriler toplanmıştır. Araştırma bölgesinde bulunan 4 TUSAGA-Aktif istasyonunun (AKSR, NEV1, NIGD,KAP1) verileri temin edilerek bu istasyonlar çözüme katılmıştır. GNSS ölçüleri Afyon Kocatepe Üniversitesi ve Aksaray Üniversitesinin donanımlarının beraber kullanılması ile gerçekleştirilmiştir. Ölçülerde kullanılan donanımların bilgileri Çizelge 5.6'da verilmiştir.

Çizelge 5.6. Ölçülerde kullanılan GNSS ekipmanları.

GNSS Alıcısı	Anten Bilgileri	Adedi	Kurumu
TOPCON	TPSGR3	5	ASÜ
LEICA	LEIGS15	5	ASÜ
THALES	THAZMX-	7	AKÜ
ASHTECH	ATGD4A -ASH701975.01	3	AKÜ

Anten yükseklikleri pilye yüzeyinden 3 farklı yerden mm mertebesinde ölçülerek not edilmiştir. 2. Kampanya sürecinde yapılan oturumlara ait resimler Şekil 5.9'da gösterilmiştir.



Şekil 5.9. İkinci ölçü kampanyasında oturumlar.

Kampanya ölçülerine ait verilerin aktarımı sırasında N.8, N.9, N.11 ve N.16 nirengilerinde GNSS alıcısı kaynaklı kayıt yapılamadığı anlaşılmıştır. Kampanyanın bitmesinden sonra aynı marka alıcılarla eksik noktalara tekrar ölçü yapılarak veri eksiklikleri tamamlanmıştır. N.8 no'lu noktadan 144. gün de veri elde edilememesi sebebiyle 190. gün noktada tekrar 8 saatlik ölçü yapılmıştır. N21, N23, N24 ve N25 no'lu noktaların ilk ölçüsü de 09.07.2019 tarihinde (190. GNSS günü) gerçekleştirilmiştir. Yapılan çalışmada N21 no'lu noktanın tahrip olduğu anlaşılmıştır. İkinci ölçü kampanyasına ait GNSS ölçü günleri Çizelge 5.7'de verilmiştir.

Çizelge 5.7. 2019 yılı GNSS ölçü günleri-1.

N.Adı	141	142	144	190	N.Adı	141	142	144
N.1	X		X		N.11		X	X
N.2	X	X			N.12	X	X	
N.3	X	X			N.13	X	X	
N.4	X	X			N.14	X	X	
N.5	X	X			N.15	X	X	
N.6	X	X			N.16			X
N.7	X	X			N.17	X	X	
N.8				X	N.18	X	X	
N.9		X	X		N.19	X	X	
N.10	X	X			N.20	X	X	

5.2.3 Üçüncü kampanya GNSS ölçüleri

Üçüncü kampanya GNSS ölçüleri 2019 yılı 12-30 Ekim ve 1 Kasım tarihleri (285-305 GNSS günleri) arasında gerçekleştirilmiştir. 5 arazi ekibi ile 20 adet noktada GNSS ölçüleri gerçekleştirilmiştir. N1, N2, N9, N11 ve N18 no'lu nirengiler kampanya noktası olarak düşünülerek 2 tekrarlı günde minimum 8 saat ölçü yapılmıştır. Kalan nirengilerde yapılan ölçüler ile eş zamanlı olarak 20 saatlik veriler toplanmıştır ve 4 TUSAGA-Aktif istasyonuna (AKSR, NEV1, NIGD, KAP1) ait veriler temin edilerek bu istasyonlar çözümde kullanılmıştır. GNSS ölçüleri Aksaray Üniversitesine ait donanımların kullanılması ile gerçekleştirilmiştir. Ölçülerde kullanılan donanımların bilgileri Çizelge 5.8'de verilmiştir.

Çizelge 5.8. Ölçülerde kullanılan GNSS ekipmanları.

GNSS Alıcısı	Anten Bilgileri	Adedi	Kurumu
TOPCON	TPSGR3	6	ASÜ
LEICA	LEIGS15	5	ASÜ

Anten yükseklikleri pilye yüzeyinden 3 farklı yerden mm mertebesinde ölçülerek not edilmiştir. 3. Kampanya sürecinde yapılan oturumlara ait resimler Şekil 5.10'da gösterilmiştir.



Şekil 5.10. Üçüncü ölçü kampanyasında oturumlar.

Ölçü sonrası aktarım sırasında N.9 no'lu nirengide GNSS alıcısı kaynaklı kayıt yapılamadığı anlaşılmıştır. Kampanyanın bitmesinden sonra aynı marka alıcılarla eksik verileri bulunan noktalara tekrar ölçü yapılarak veri eksiklikleri tamamlanmıştır. GNSS ölçü günleri Çizelge 5.9'da verilmiştir.

Çizelge 5.9. 2019 yılı GNSS ölçü günleri-2.

N.Adı	285	286	303	304	N.Adı	285	286	303	304
N.1	X	X			N.11	X	X		
N.2	X	X			N.12			X	X
N.3	X				N.13			X	X
N.4	X				N.14			X	X
N.5	X				N.15	X			
N.6			X	X	N.16	X			
N.7			X	X	N.17			X	X
N.8			X	X	N.18	X	X		
N.9		X			N.19			X	X
N.10	X				N.20			X	X

5.2.4 Ek ölçü kampanyası

Çalışmada kullanılan ölçme noktalarına ait önceki kampanyalarda yaşanan alıcı kaynaklı veri eksiklikleri, noktaların tahrip olması vb. nedenlerden ötürü ek GNSS ölçmeleri yapılmıştır. Ölçmeler 2020 yılı 7-16 Mayıs tarihleri (128, 129-137 GNSS günleri) arasında gerçekleştirilmiştir. Toplam 11 noktada gerçekleştirilen GNSS ölçülerinde Aksaray Üniversitesi donanımları olan Leica Viva GS-15 GNSS alıcıları kullanılmıştır ve GNSS ölçü günlerine ilişkin bilgiler Çizelge 5.10'da verilmiştir.

Çizelge 5.10. 2020 yılı GNSS ölçü günleri.

N.Adı	128	129	136	137
N.3	X			
N.4	X			
N.6	X			
N.7			X	
N.12	X	X		
N.13		X		
N.14			X	
N.16			X	X
N.17		X		
N.19			X	
N.20			X	

Yapılan ölçülerde alet sehpası ve pilye tesisleri kullanılmıştır. Ölçmelerin anten yüksekliği hatasından etkilenmemesi adına anten boyları pilye yüzeyinde 3 farklı yerden mm mertebesinde ölçülmüş ve sehpa üzerinde ölçü yapılan N.13 no'lu nokta için ise Leica GNSS alıcılarına özel kanca aparatı (Height Hook) kullanılarak dik yükseklikler not edilmiştir (Şekil 5.11).



Şekil 5.11. Ek ölçü kampanyasına ait resimler.

5.3 GNSS Ölçülerinin Değerlendirilmesi ve Hız Değerlerinin Belirlenmesi

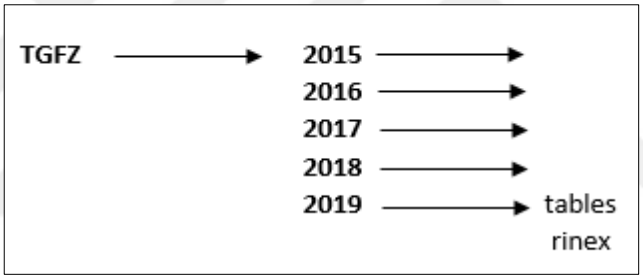
Tesis edilen ağda yapılan GNSS ölçmeleri, önceki bölümlerde belirtilen GAMIT/GLOBK v10.71 yazılım takımı kullanarak değerlendirilmiştir. Çalışmada farklı marka alıcılar kullanılmasından ötürü ham verilerin alıcıdan bağımısız bir format olan RINEX formatına dönüştürülmesi gerekmektedir. Dönüşüm işlemlerinde Topcon Link, LGO ve TEQC yazılımları kullanılmıştır.

RINEX formatına dönüştürülen veriler iki adımda işlenmektedir İlk adımda GAMIT modülü ile işlenmiş veriler elde edilmekte ikinci adımda, GAMIT modülünden elde edilen işlenmiş veriler ile GLOBK modülünde Kalman filtrelemesi uygulanarak çalışmanın amacına yönelik çözümler gerçekleştirilmektedir (King ve Bock, 2000; Feigl vd., 1990). Değerlendirme aşamasında kullanılan GAMIT ve GLOBK modüllerinde yapılan işlem aşamaları aşağıda kısaca açıklanmıştır. Bu çalışmada tesis edilen ağda 2018-2020 yılları arasında gerçekleştirilen 4 kampanya ölçü, CLTK ve

KRTS istasyonlarına ait 2019-2020 yılları (15 ay) arasındaki ölçüler, 2015-2019 yılları arasında TUSAGA-Aktif noktalarından edinilen ölçüler ve TUTGA noktalarına ait 2003-2016 yılları arasındaki veriler değerlendirilerek çalışma bölgesine ait hız ve gerinim alanları elde edilmiş ve bu veriler blok model çalışmalarında kullanılmıştır.

5.3.1 GAMIT ile verilerin değerlendirilmesi

Değerlendirmede GAMIT/GLOBK yazılımı içerisinde gerçekleştirilen işlemler aşağıdaki bölümlerde anlatılmıştır. Değerlendirme işleminden önce GAMIT yazılımının çalışması için gerekli klasör yapısı oluşturulur. Burada oluşturulacak en dış klasöre proje adı verilerek başlanılmaktadır. Proje klasörü proje adını ifade eden 4 karakterden oluşmaktadır. Bu klasörün içinde ölçme yıllarına ait klasörler ve her yıl klasörünün içinde ise bir tane rinex klasörü açılmaktadır. Her yıl klasörünün içinde GAMIT'in işletilmesi için gerekli olan tabloların olacağı tables klasörü olmalıdır (Şekil 5.12).



Şekil 5.12. GAMIT klasör yapısı.

Tables klasörü GAMIT yazılımının verileri değerlendirmek için ihtiyaç duyduğu, standart girdileri içermektedir. Bu standart girdiler ve içerikleri Çizelge 5.11'de verilmiştir.

Temel anlamda GAMIT yazılımında üç girdi dosyası hazırlanmaktadır. Bu üç girdi dosyası tables klasöründe bulunan "station.info, process.defaults, site.defaults" dosyalarıdır. "station.info" dosyası çalışmada kullanılacak IGS istasyonları ve lokal ağ'da GNSS ölçmeleri yapılan noktaların bulunduğu bilgi dosyasıdır. Bu dosyanın içinde sırası ile nokta adı (4 karakter), nokta tanımı, GNSS oturumu başlangıç ve bitiş saati, anten yüksekliği, anten yüksekliği ölçüm noktası, alıcı modeli, anten modeli gibi değerlendirme aşamasında önemli olan bilgiler bulunmaktadır.

Çizelge 5.11. Tables klasörü girdileri.

Girdi Adı	Girdi İçeriği
gdetic.dat	Jeodezik datum parametreleri
tform.dat	Koordinat dönüşüm parametreleri
antmod.dat	Anten faz merkez değerleri
rcvant.dat	Alıcı ve anten özellikleri
svnav.dat	Uydu tanıma bilgileri
leap.sec	UTC'ye eklenen 1 saniyelik ofsetler
luntab.	Ay efemeris tablosu
nutabl.	Nutasyon efemerisi
soltab.	Yer ve güneş efemerisi
pole	IERS bülteni B değerleri
ut1	IERS bülteni UT1
itrf08.apr	Koordinat değerleri

Diğer dosya olan "sites.defaults" içersinde ise tekrarlılık analizi ve stabilizasyon için kullanılabilecek noktaların isimleri bulunmaktadır. GAMIT modülü ile değerlendirme aşamasında; günlük nokta koordinatları, her bir nokta için atmosferik gecikmeler ve yörünge bilgileri, değerlendirme aşamasında kullanılan parametrelerin hiçbirinde kısıtlama yapılmadan elde edilir. Bu aşamada, değerlendirilen lokal ağı global bir ağ ile ilişkilendirmek, hem de mm duyarlıktaki koordinatlardan yararlanarak, yörünge ve Dünya dönme parametrelerinin daha hassas hesaplanmasını sağlamak amacıyla IGS global ağına bağlı noktalardan faydalanılması gerekmektedir (Herring vd., 2009a; Poyraz, 2009). Değerlendirmelerde kullanılan IGS istasyonlarının isimleri Çizelge 5.12'de verilmiştir.

Çizelge 5.12. Değerlendirmede kullanılan IGS istasyonları.

Nokta Adı	Şehir/Ülke	Nokta	Şehir/Ülke
ADIS	Addis Ababa, Etiyopya	GRAS	Caussols, Fransa
ANKR	Ankara Türkiye	GRAZ	Graz, Avusturya
BAKU	Bakü, Azerbaycan	ISTA	İstanbul Türkiye
BOR1	Borowiec, Polonya	KUWT	Kuwait City, Kuveyt
BUCU	Bükreş Romanya	MATE	Matera, İtalya
CRAO	Simeiz Ukrayna	NICO	Nicosia, Güney Kıbrıs
DRAG	Metzoki Dragot, İsrail	NOT1	Noto, İtalya
GLSV	Kiev, Ukrayna	ONSA	Onsala, İsveç
POLV	Poltava, Ukrayna	POTS	Potsdam, Almanya
RAMO	Mitzpe Ramon Israil	SOFI	Sofya Bulgaristan
TEHN	Tahran İran	TELA	Telaviv İsrail
TUBI	Gebze, Türkiye	VILL	Villafranca, İspanya
ZECK	Zelenchukskaya, Rusya		

GAMIT tables klasöründe hazırlanacak son dosya ise "process.defaults" dosyasıdır. Bu girdi dosyaları hazırlandıktan sonra GAMIT programının tüm kontrol aşamasını içeren komutların bulunduğu "sestbl." dosyası hazırlanmaktadır. "sestbl." oturum tablosu ile verilerin değerlendirilmesi için gerekli olan stratejiler belirlenmektedir. Bu stratejiler kısaca ölçülerin ağırlıklandırılması, tamsayı belirsizliği çözümü, atmosferik parametrelerin ve yörünge parametrelerinin belirlenmesi ve model parametreleri (yer dönüş, yeryuvarı gel-git ve anten faz merkezi parametreleri) için yapılan kestirimlerdir (Poyraz, 2009).

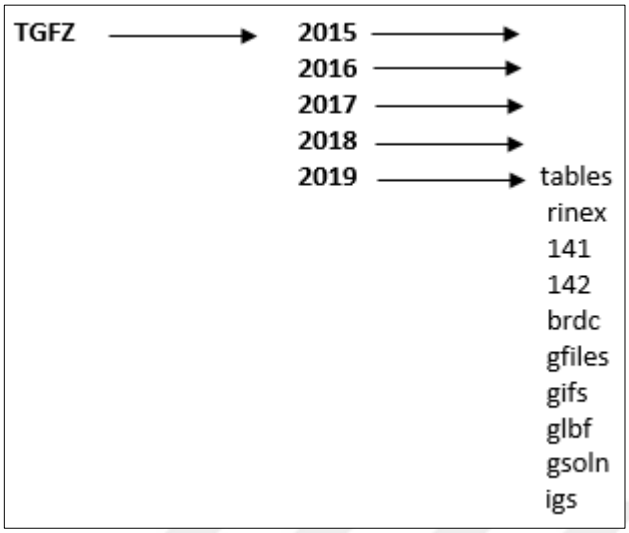
"sestbl." dosyası içinde değerlendirme stratejilerinde radyasyon modeli için BERN1, BERN2, SPHRC gibi farklı modeller, çözümün yapılacak ölçme türü için L1_ONLY, L2_ONLY, LC_ONLY, L1,L2_INDEPEND ve LC_HELP gibi farklı çalışma seçenekleri mevcuttur. Ayrıca "sestbl." dosyasının zenit gecikmesi kestirimi büyük ölçekli ağlarda atmosfer parametrelerin özellikle zenit gecikme parametrelerinin kestirimi için gereklidir. Atmosferik gecikmeler, faz merkezi değişimleri ve istasyon nokta yükseklikleri, uydudan alıcıya gelen sinyalin yükseklik açısına bağlı olarak değişirler. GAMIT kontrol dosyası olan oturum tablosunda bu kontrol satırlarına ek olarak yer dönme parametreleri, uydu yörünge parametreleri ve ölçüleri ağırlıklandırma ile ilgili kontrol satırları bulunmaktadır (Herring vd., 2009b). Gerçekleştirilen çalışma için belirlenen ve "sestbl." dosyasına girilen çözüm stratejileri Çizelge 5.13'de verilmiştir.

Çizelge 5.13. GAMIT değerlendirme stratejisi.

Değerlendirme Stratejisi	
Veri Toplama Aralığı	15 saniye
Uydu Yükseklik Açısı	10 ^{o}
Yörünge Bilgisi	IGS-F
Anten Faz Merkezi Bilgisi	Yüksekliğe Bağlı Model
Yer Dönme Parametre Bilgisi	USNO_bull_b
Çözüm İçin İterasyon Sayısı	4
Kullanılan Troposfer Model	Sastamoinen öncül (2 saat aralıklı hesaplandı)
Taşıyıcı Dalga Faz Belirsizliği	İyonosferden Bağımsız (Ionosphere-free)

Bu girdi verileri hazırlandıktan sonra "Sh_gamit" komutu çalıştırılarak otomatik değerlendirme yapılmaktadır. "Sh_gamit" komutu çalıştırıldıktan sonra çözüm yapılan gün dosyası oluşmaktadır ve sağlıklı bir sonuç dosyası için herhangi hata mesajı alınmamalıdır. Hata alındığı takdirde yazılım çözümü otomatik olarak

sonlandırmaktadır. Bu adımdan sonra çözülen yıl klasörünün içinde aşağıdaki dosyalar oluşacaktır (Şekil 5.13).



Şekil 5.13. GAMIT klasör yapısı (process sonrası).

Değerlendirme esnasında herhangi bir şekilde hata alınması durumunda gün dosyasının içinde "GAMIT.fatal" dosyası oluşmaktadır. Bu dosya oluştuğu takdirde o güne ait çözüm tamamlanmamış olmaktadır. Oluşan hatanın hangi aşamada olduğu ve hangi sebepten kaynaklandığı bu dosyanın içinde yazmaktadır. Eğer çözüm hata alınmadan tamamlanmış ise gün klasörlerinin içinde oluşan kontrol dosyaları olan qXXXXa.ddd dosya ile autcln.post.sum.XXXX dosyasına bakılarak gerekli kontroller yapılmaktadır (XXXX proje adı, ddd yılın günü). Bu dosyaların içerisinde kontrol edilecek parametreler ile çözüm için kurulan modelin doğruluğu kontrol edilebilmektedir. İlk olarak gün klasörlerinde bulunan q dosyası içinde son satırda yer alan postfit.nrms değeri kontrol edilebilir. Analize ait sonuçların yazdırıldığı q dosyasında bulunan nrms (Chi-kare [$\chi 2$]'nin serbestlik derecesine oranı) değerlerinin 0.15<nrms<0.25 arasında olması gerekmektedir. Bu dosyada normlandırılmış karesel ortalama hata (nrms-Normalized Root Mean Square) bilgisi yanında istasyon koordinatları, yer dönüş parametreleri ve uydu yörünge bilgileri sınırlamaları da bulunmaktadır. GAMIT ile yapılan günlük çözümlerde nrms değeri bu değerler arasında olduğu zaman kurulan modelin doğruluğu ve ölçülerin noise seviyelerinin kabul edilebilir seviyede olduğu anlaşılmaktadır (Herring vd., 2009b). Bazı gün çözümlerinden elde edilen nrms değerleri Çizelge 5.14'de verilmiştir.

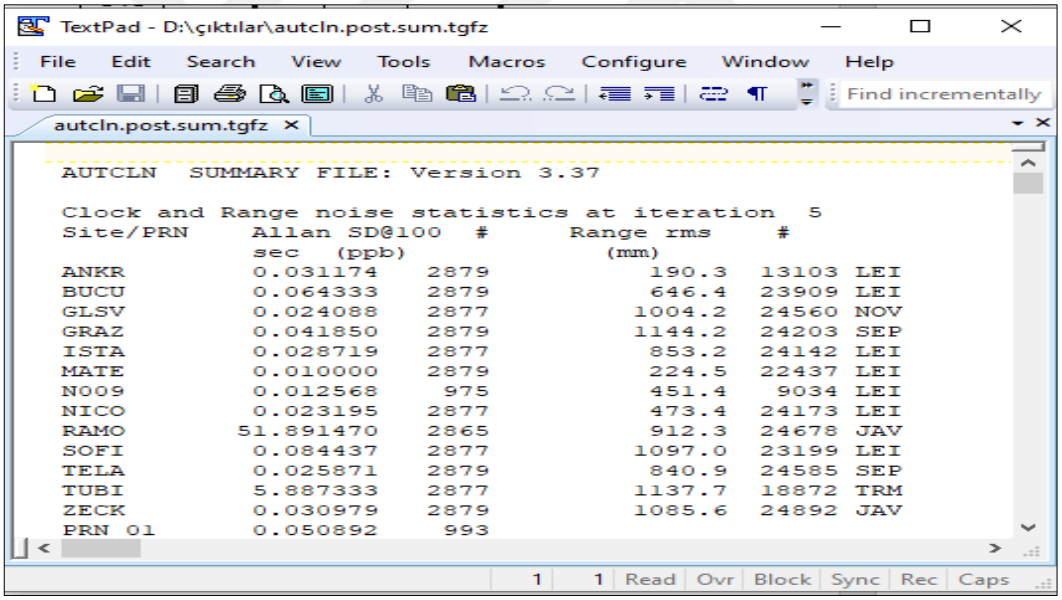
GAMIT için bir diğer kontrol dosyası autcln.post.sum.XXXX dosyasıdır. Bu dosya içinde GNSS ölçüsü yapılan noktalara ait sonuçlar vardır. İlk yapılacak kontrol Allan

SD@100 değeridir. Her GNSS ölçümü yapılan nokta için bu değerin 50 ppb'den (parts per billion) küçük olması beklenir. Atomik oskilatörlü saatlere sahip alıcıların 1 ppb'den küçük olması beklenmektedir. Bu değerin beklenen değerlerden büyük olması kötü faz ölçüsü anlamına gelmese de bu değerlerin yüksek olduğu noktalarda faz kesikliği olma (cycle slips) ihtimali ve bu değerin yüksekliğinin kesikliklerin düzeltilememe ihtimallerini arttırdığı bilinmektedir (Tiryakioğlu, 2012).

Çizelge 5.14. GAMIT gün çözümlerine ait nrms değerleri.

Yıl	Gün	nrms	Yıl	Gün	nrms	Yıl	Gün	nrms	Yıl	Gün	nrms	Yıl	Gün	nrms
2003	189	0.16	2013	160	0.18	2016	041	0.19	2018	041	0.18		211	0.17
	192	0.23	2014	150	0.19		042	0.18		042	0.18		285	0.16
	194	0.17		153	0.17		139	0.18		139	0.17		286	0.17
2004	260	0.16		161	0.18		140	0.18		140	0.17		303	0.18
2006	168	0.17					287	0.18		287	0.18		304	0.18
	171	0.18					288	0.18		288	0.18		305	0.14
	174	0.16								331	0.19		310	0.18
	177	0.11								332	0.18		311	0.16
2010	098	0.15	2015	041	0.15	2017	041	0.18	2019	041	0.20	2020	001	0.16
	100	0.17		042	0.19		042	0.19		042	0.18		002	0.19
	102	0.17		139	0.17		139	0.18		063	0.17		003	0.18
	106	0.24		140	0.18		140	0.18		064	0.17		070	0.18
	107	0.14		146	0.17		170	0.18		…			071	0.18
	109	0.21		148	0.17		171	0.18		142	0.17		090	0.18
	111	0.15		287	0.19		287	0.18		144	0.18		134	0.19
	120	0.18		288	0.18		288	0.17		145	0.17		136	0.18
	121	0.17								190	0.17		141	0.18
										210	0.18		142	0.18

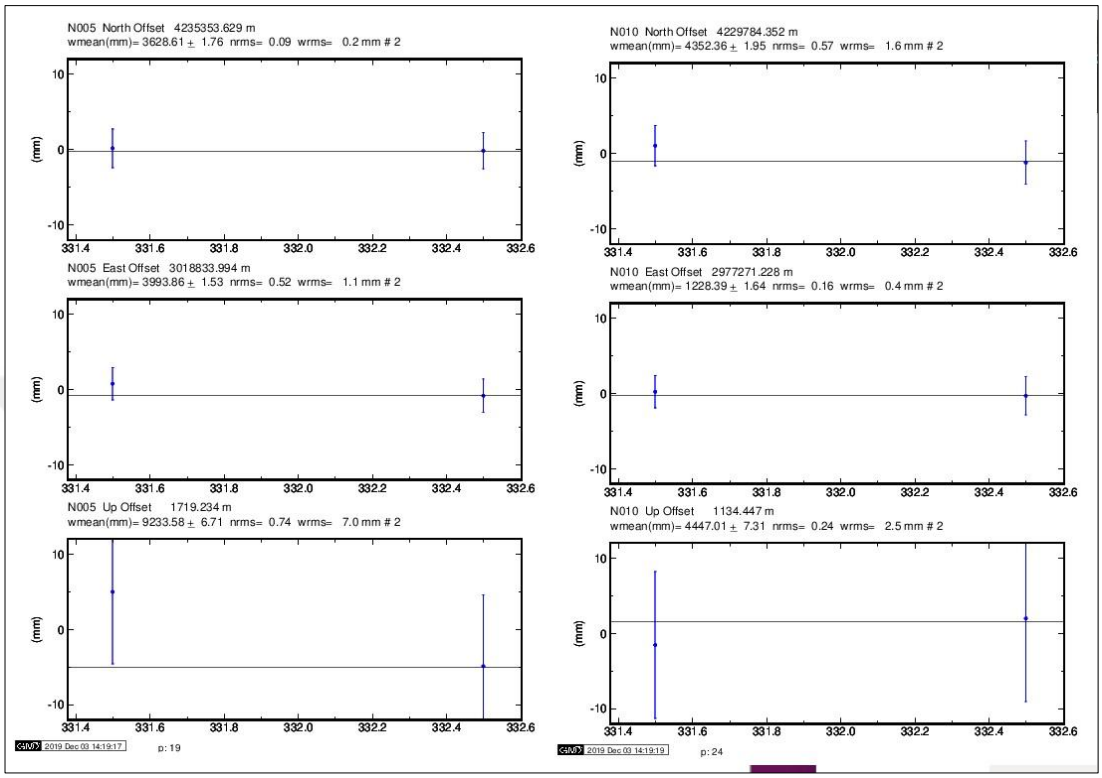
Kontrol istasyonlarına ait yapılacak ikinci kontrol Range rms değerleridir. P kod için Anti-spoofing olmadan alıcılarda bu değerin metre altında olması beklenir. Anti-spoofing altında bu değer 1000-2000 mm arasında olmalıdır (Herring vd., 2009a). Bu değerlerin üzerinde bir değer varsa o nokta için öncül nokta koordinatlarının gerçek koordinatlarından 10 metreden daha fazla hatalı olduğu ya da noktaya ait rinex dosyasında hata olduğu düşünülmelidir. GAMIT bu noktayı hesaba katmayacak ve ilerleyen safhalarda koordinatları hesaplamayacaktır. Bu durumda hatalı olan noktanın koordinatları düzeltilerek o güne ait işlem tekrar başlatılmalıdır. Çalışma için oluşturulan 2019 yılı Autcln.sum.post dosyasından bir örnek aşağıda verilmiştir (Şekil 5.14). Her bir istasyon ve uydunun performansı ve kaba hataları yine bu dosya içinde one-way residual'lere bakılarak tespit edilebilir. Bu aşamada one-way post-fit istatistiklerine bakıldığında, normal olarak 4-8 mm olması beklenir. Beklenenden fazla sinyal yansıması (multipath) olduğu durumlarda 9-13 mm arasında değerler görülmelidir (Herring vd., 2009a).



Şekil 5.14. Autcln.sum.post dosyası Allan SD@100 ve Range rms değerleri.

Bu kontrollerde herhangi bir soruna rastlanmaması halinde GAMIT çözümü tamamlanmış olarak kabul edilebilir. Çözüm tamamlandıktan sonraki ilk aşama GNSS ölçmesi yapılan noktalara ait günlük ve yıllık tekrarlılıkların (zaman serileri) üretilmesidir. "Sh_glred" komutu ile gsoln klasörünün içinde günlük tekrarlılıklar ve GAMIT çözümünden GLOBK çözümüne geçmek için girdi verisi olarak kullanılan H dosyaları üretilmektedir. Bu komut çalıştırıldıktan sonra gsoln klasörü içinde gün sayısı kadar glr, org ve prt dosyaları oluşmaktadır. Ayrıca GLOBK aşamasına geçmek

için kullanılan H dosyaları ile zaman seri analizlerini incelemek için psbase_XXXX.SITE dosyaları oluşmaktadır (XXXX proje adı, SITE nokta adı). Proje için yapılan tüm gün çözümlerinden elde edilen bazı noktalara ait günlük tekrarlılık örnekleri Şekil 5.15'de verilmiştir.



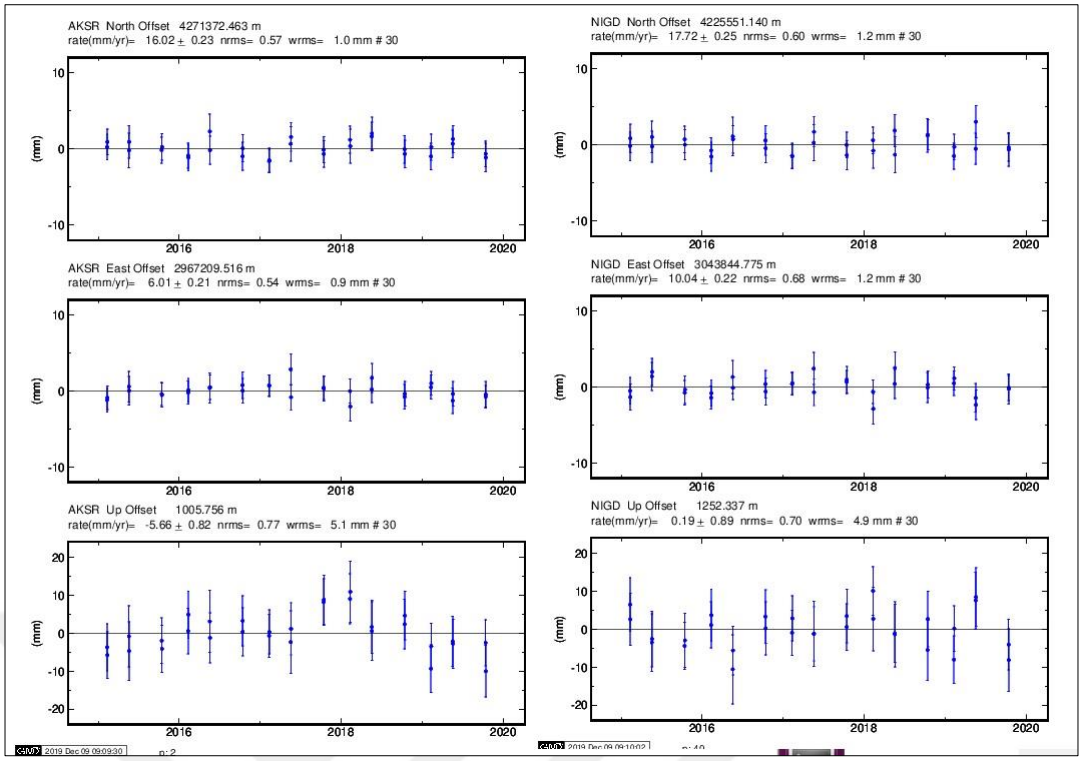
Şekil 5.15. N.5 ve N.10 noktalarının 2018 yılı günlük tekrarlılık grafikleri.

Günlük tekrarlılıklar özellikle aynı ölçü noktasında farklı günlerde yapılan ölçülerin yorumlanmasında önemli rol oynamaktadır. Günlük tekrarlılıklardan elde edilen normlandırılmış karesel ortalama hata ve ağırlıklandırılmış karesel ortalama hata sonuçlarına bakılarak tekrarlı ölçüler hakkında yorum yapılabilmektedir. GNSS'ten elde edilecek konum belirsizliğine, bilinen hataların yanı sıra anten yüksekliğinin yanlış ölçülmesi veya anten modeli ve yüksekliğinin hatalı girilmesi de etkili olabilmektedir.

Koordinat belirsizliklerinde, 24 saatlik ölçmeler kullanılarak yatay koordinatlar için wrms değeri 1-2 mm, yükseklik bileşeninde ise, wrms değeri 2-4 mm olarak elde edilebilir. 8 saatlik ölçmelerde ise yatay bileşenler için wrms değeri 2-4 mm, yükseklik bileşeni içinde 10-15 mm arasında wrms değeri elde edilmelidir (Herring vd., 2009b).

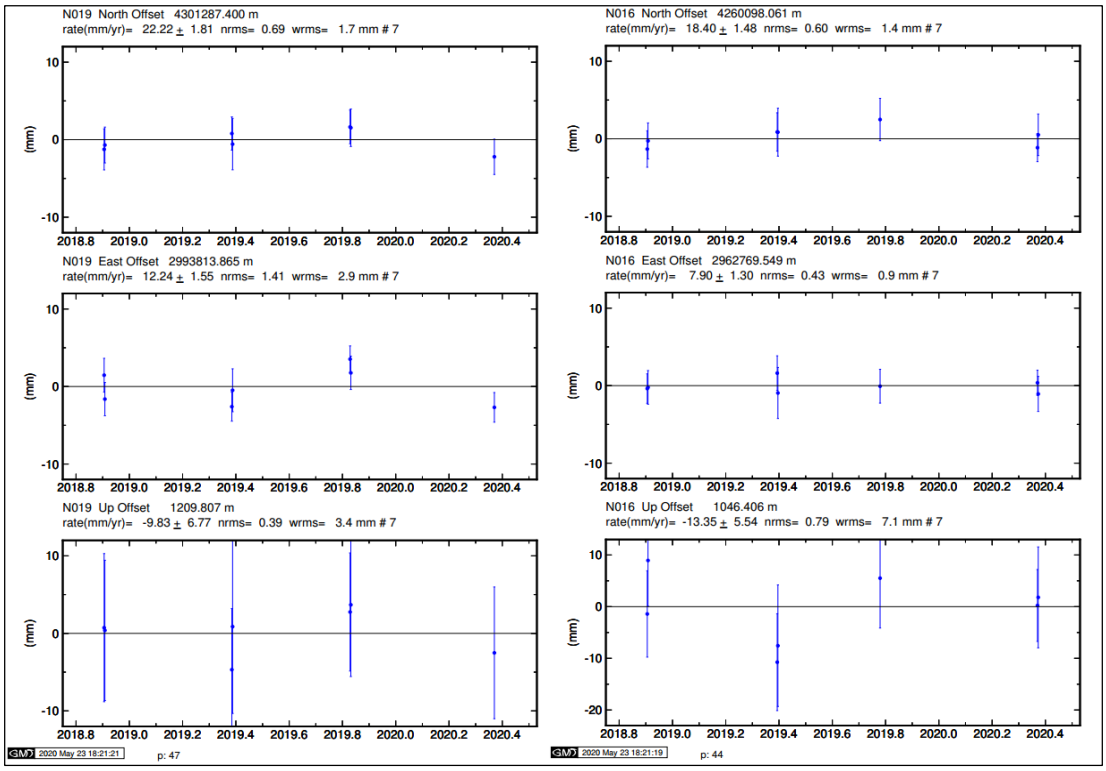
5.3.2 GLOBK ile değerlendirme

GLOBK, farklı zamanlarda yapılan yersel ya da uzaysal ölçüleri Kalman Filtreleme Tekniği kullanarak birleştirmektedir. Değerlendirmede GLOBK aşamasının ilk adımı yıllık tekrarlılıkların yani uzun dönem zaman serilerinin üretilmesidir. Noktalara ait hız analizine geçmeden önce zaman serisi grafikleri üretilip noktaların tektonik açıdan yorumlanmaya uygun olup olmadığı kontrol edilmelidir. Zaman serisi işlemlerini gerçekleştirmek üzere yıl klasörleriyle aynı seviyede bir adet vsoln klasörü açılmaktadır. Terminal kullanılarak bu klasörün içine girildikten sonra "sh_plotcrd" komutu ile noktalara ait zaman serileri üretilmektedir. Özellikle sürekli gözlem yapan GNSS istasyonlarının zaman serisi figürleri incelenerek noktaları çözüm yapılan uzun dönem hareketleri hakkında bilgi elde edilebilmektedir. Kalman filtrelemesi kullanılarak yapılan ileri ve geri çözümlerin hataları tüm zaman serileri boyunca yayması nedeniyle serilerden elde edilen her grafik dikkatle incelenmeli ve yorumlanmalıdır. Çalışma bölgesi olarak seçilen İç Anadolu'da 7 adet TUSAGA-Aktif istasyonu çalışma alanında ise 4 adet istasyon bulunmaktadır. Çizelge 5.2 incelendiğinde bu istasyonların tesis cinsinin bir bölümünün çatı pilye olduğu görülmüştür. Çatı pilye tesislerinin bölgedeki tektonik hareketin yanında bulunduğu binada oluşacak lokal hareketlerinden de etkilenebileceği düşünülmektedir ve bu istasyonların bazılarının konumları bu lokal hareketlerden ötürü değiştirilmektedir. Bu nedenle TUSAGA-Aktif istasyonları verileri 2015-2019 yılları arasında yılda 3 gün olmak üzere değerlendirilmiştir (Şekil 5.16). Günlük değerlendirme işleminde diğer 4 kampanyada kullanılan IGS istasyonları ile aynı değerlendirme stratejileri kullanılmıştır. Oluşturulan zaman serilerinin wrms değerleri incelenmiş ve bu istasyonların uzun dönem hareketleri hakkında bilgi elde edilmiştir (Şekil 5.17 ve Şekil 5.18).

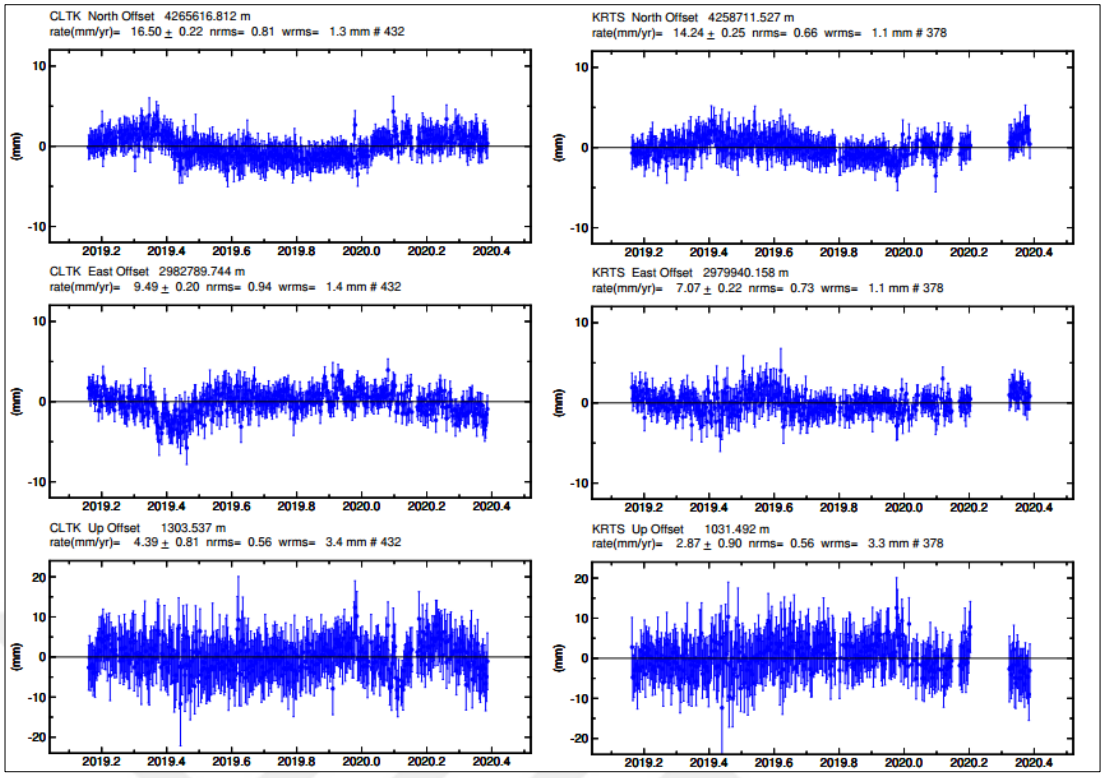


Şekil 5.16. AKSR ve NIGD (TUSAGA-Aktif) noktaları 5 yıllık tekrarlılık grafikleri.

GAMIT adımında yapılan çözümlerin yazıldığı H dosyaları GLOBK aşamasının temel girdi verileridir. GLOBK ile birleştirme işlemi sırasında her bir h dosyası (h-file) bağımsız olarak değerlendirmeye katılır (Herring vd., 2009a).



Şekil 5.17. N.19 ve N.16 noktalarına ait zaman serileri.



Şekil 5.18. CLTK ve KRTS istasyonlarına ait 1 yıl 3 aylık (450 gün) zaman serileri.

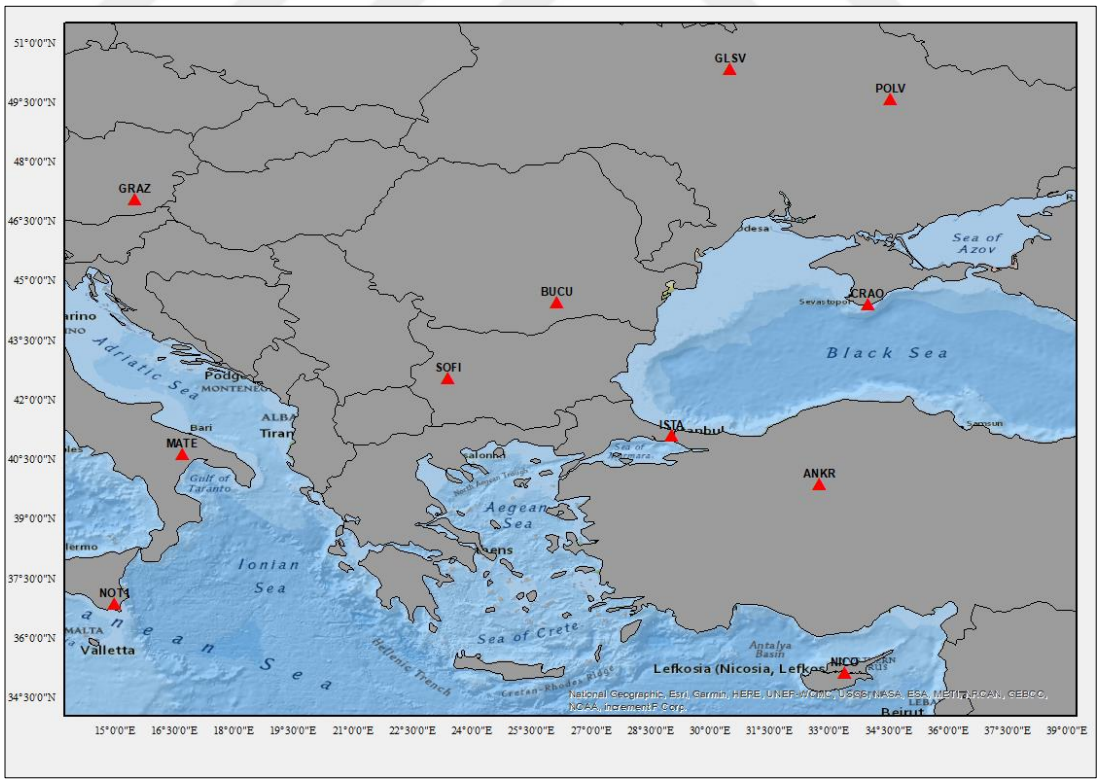
Çalışma bölgesinde oluşturulan lokal ağın GAMIT çözümleri (H dosyaları) ile daha büyük ve global bir ağın çözümlerini birleştirmek amacıyla SOPAC veya MIT tarafından IGS istasyonlarının GAMIT çözümleri yapılarak H dosyaları oluşturulan ağlarla birleştirme yapılabilmektedir. Çalışma kapsamında yapılan değerlendirmelerde MIT tarafından oluşturulan H dosyaları kullanılmış ve MIT internet sitesinden indirilmiştir (URL-12). Böylece datum dönüşümünde kullanılacak yer dönme parametreleri ile hassas yörünge parametrelerinin IGS istasyonlarından alınarak, bölgesel yörünge modülü ile global yörünge modülünün uyumlu olması sağlanmıştır.

Elde edilen H dosyaları kullanılarak hız çözümleri yapılması amacıyla oluşturulan vsoln klasörünün içinde terminal aracılığı ve cat komutuyla proje adı ile başlayan bir ".gdl" uzantılı boş bir metin belgesi oluşturulur. GAMIT modülünde yapılan çözümde "Sh_glred" komutu çalıştırıldıktan sonra günlük tekrarlılıklar üretilmekte ve tekrarlılıklar daha sonra yıl dosyaları içinde ki glbf klasörleri içinde her ölçü gününe ait bir tane hyymmdd1200_XXXX.glx dosyası olacak şekilde oluşmaktadır (yy:yıl, mm:ay, dd:gün, XXXX:proje adı). ".gdl" dosyaları oluşturulduktan sonra gamit klasörü altında bulunan tables klasöründen GLOBK modülünü yönetecek olan globk_vel.cmd, glorg_vel.cmd dosyaları kopyalanmaktadır. Bu komut dosyaları

sayesinde IGS tarafından belirlenen genel referans sistemine dönüşüm için kullanılan istasyon noktalarına, uydu yörünge parametrelerine ve yer dönüş parametrelerine kısıtlamalar getirilir. GLOBK modülü referans sistemini tanımlamadan birleştirme işlemini yapmaktadır. Bu nedenden dolayı globk_vel.cmd dosyasındaki düzenlemelerin başında hızların belirlenmek istendiği referans çatısının seçilmesi gerekmektedir (Tiryakioğlu, 2012).

5.4 TGFZ Güney Kesimine ait Global ve Bölgesel Hız Hesabı

Stabilizasyon çalışmaları GLOBK için en önemli aşamadır. Global stabilizasyonda GAMIT adımında değerlendirmeye katılan IGS istasyonlarından uygun olanları stabilizasyon işlemi için kullanılmalıdır. Bu nedenle GAMIT adımında IGS istasyonlarının seçimi önemlidir. Bu proje çalışmasında Anadolu plakası merkez olacak şekilde yaklaşık 1000 km çapında bulunan 25 IGS istasyonu içerisinden zaman serileri istikrarlı olan (yatay konum için wrms değeri 1-2 mm, nrms değeri 1 mm) 21 istasyonun kullanılması öngörülmüştür. GLOBK programı stabilizasyon için seçilen tüm noktaları kullanmayabilir. Değerlendirmede gerçekleştirilen 5 iteratif çözüm sonucunda en iyi sonuç veren noktalar stabilizasyon için kullanılmıştır (Şekil 5.19).

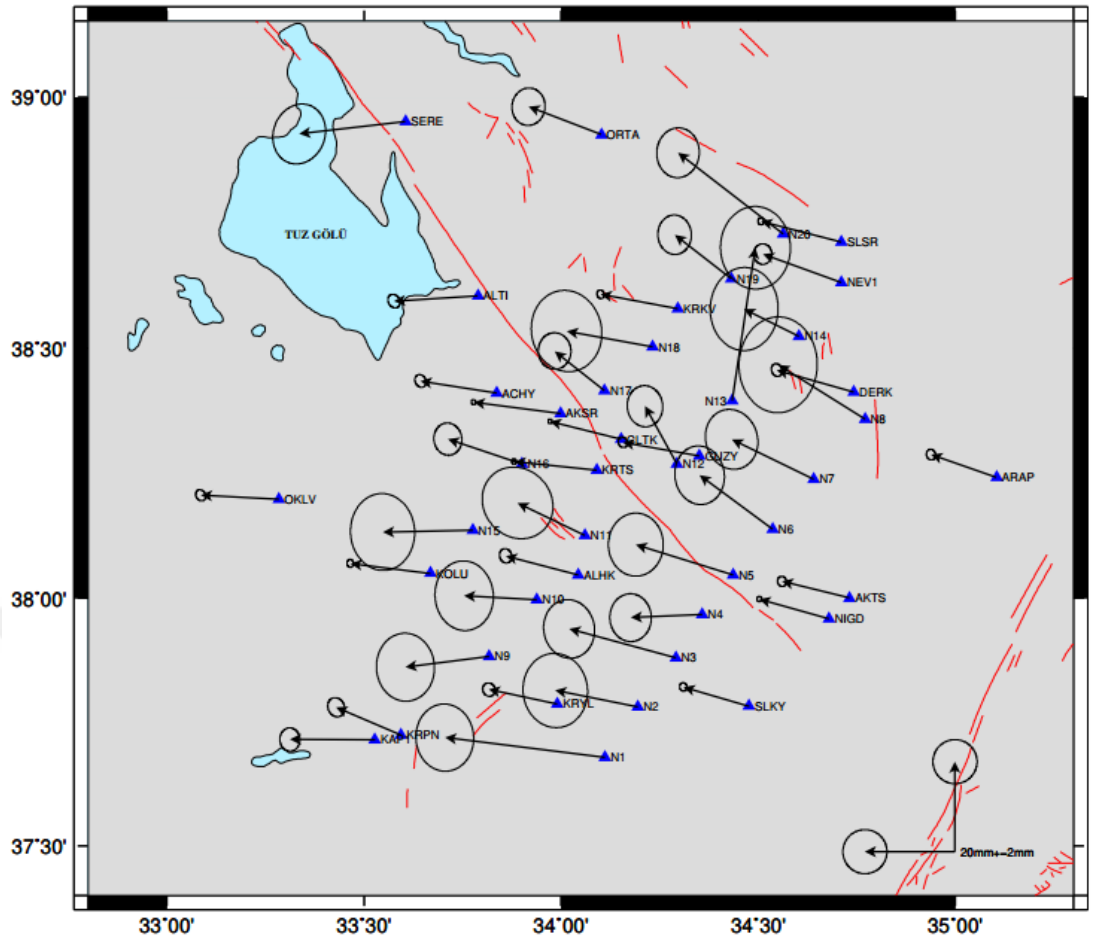


Şekil 5.19. Stabilizasyonda kullanılan bazı IGS istasyonları (URL-13'den alınan verilerle oluşturulmuştur).

GLOBK stabilizasyon sonrası hesaplanan hız değerlerinin post RMS değerleri Avrasya plakası için 0.30 mm/yıl olarak elde edilmiştir. Değerlendirmeler sonucunda Avrasya plakası sabit kabul edilerek elde edilen hız değerleri Çizelge 5.15 ve Şekil 5.20'de verilmiştir.

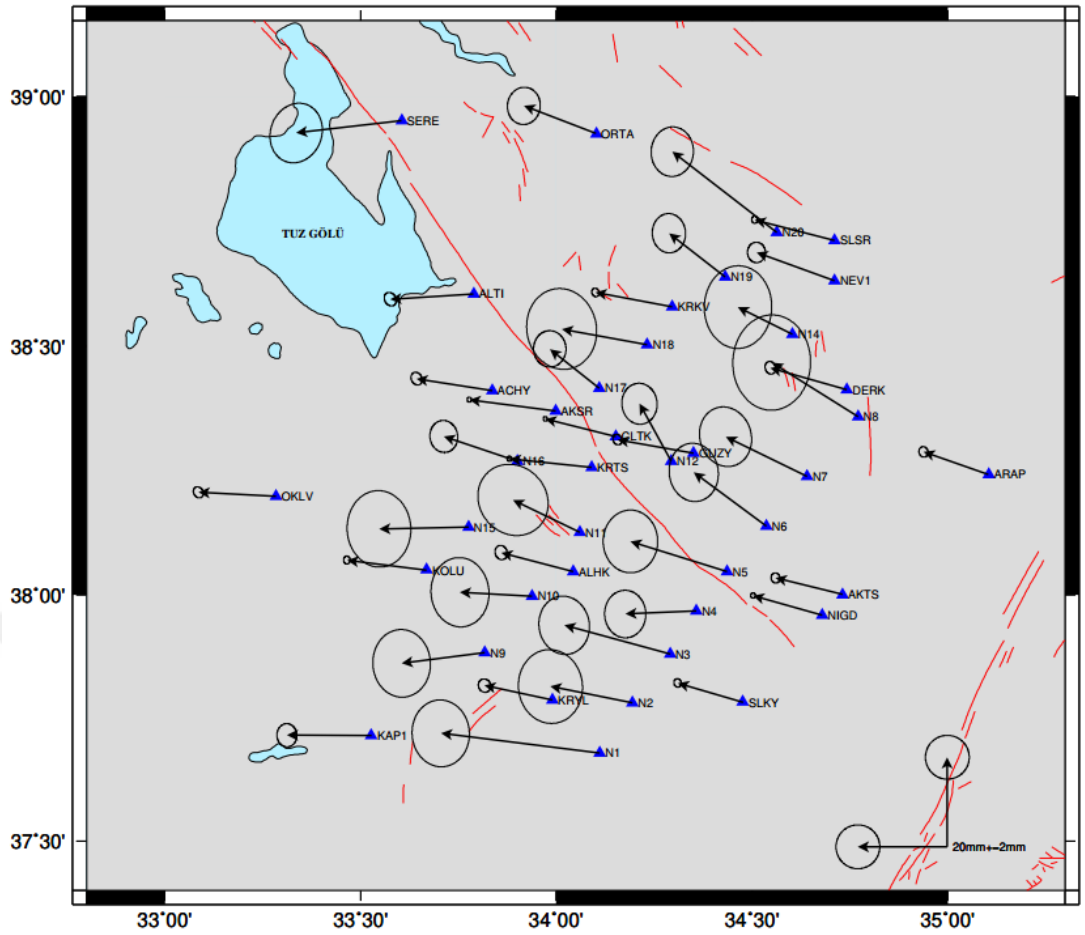
Çizelge 5.15. TUZGA'ya ait hız değerleri.

Nokta	Hız (mm/yıl)		Hata (mm)		Nokta	Hız (mm/yıl)		Hata (mm)	
	$V_{DOĞU}$	V_{KUZEY}	$V_{DOĞU}$	V_{KUZEY}		$V_{DOĞU}$	V_{KUZEY}	$V_{DOĞU}$	V_{KUZEY}
ACHY	-16.89	2.63	0.51	0.58	**N7**	-18.20	8.86	2.38	2.72
AKSR	-19.31	2.50	0.20	0.23	**N8**	-19.30	12.09	3.55	4.35
AKTS	-15.00	3.69	0.40	0.46	**N9**	-18.63	-2.38	2.63	3.09
ALHK	-16.10	4.21	0.56	0.65	**N10**	-16.12	0.89	2.65	3.16
ALTI	-18.62	-1.19	0.55	0.62	**N11**	-14.97	7.21	3.21	3.25
ARAP	-14.53	5.08	0.42	0.48	**N12**	-7.07	12.85	1.61	1.87
CLTK	-15.78	3.95	0.19	0.21	**N13**	5.12	33.99	3.17	3.75
DERK	-17.11	4.85	0.49	0.58	**N14**	-12.19	6.06	3.08	3.77
GUZY	-17.00	3.00	0.42	0.48	**N15**	-20.00	-0.43	2.91	3.49
KAP1	-18.96	0.10	0.91	1.06	**N16**	-16.43	5.53	1.27	1.46
KOLU	-17.79	2.22	0.30	0.36	**N17**	-11.07	8.76	1.48	1.66
KRKV	-17.17	3.22	0.33	0.39	**N18**	-19.08	3.47	3.20	3.69
KRPN	-14.37	6.14	0.77	0.87	**N19**	-12.56	9.77	1.52	1.79
KRTS	-18.33	1.91	0.22	0.24	**N20**	-23.38	18.07	1.93	2.26
KRYL	-15.20	3.26	0.57	0.61	**NEV1**	-17.43	6.32	0.82	0.93
N1	-35.53	4.44	2.62	3.05	**NIGD**	-15.45	4.35	0.22	0.24
N2	-18.34	3.69	2.93	3.37	**OKLV**	-17.36	0.91	0.46	0.50
N3	-23.68	6.45	2.31	2.66	**ORTA**	-16.08	6.17	1.50	1.70
N4	-15.89	-0.65	1.88	2.17	**SERE**	-23.58	-2.72	2.39	2.72
N5	-21.58	6.72	2.49	2.86	**SLKY**	-14.65	4.29	0.34	0.38
N6	-16.24	12.02	2.25	2.66	**SLSR**	-17.88	4.60	0.27	0.32



Şekil 5.20. Avrasya plakası sabit alınarak elde edilen hızlar (Diri faylar Emre vd. 2013'den alınmıştır).

Tüm ağa ait hız değerleri incelendikten sonra ilk kampanyada tahrip oldukları için GNSS ölçüsü bulunmayan, bu sebeple hata elipsi yüksek ve anlamsız davranış üreten N13 no'lu nokta ve hız değerleri diğer noktalardan ve bölgeden farklı davranış gösteren KRPN noktasına ait hız değerleri çıkartılmıştır. Bölgeye ait güncellenen hız haritası Şekil 5.21'de verilmiştir.



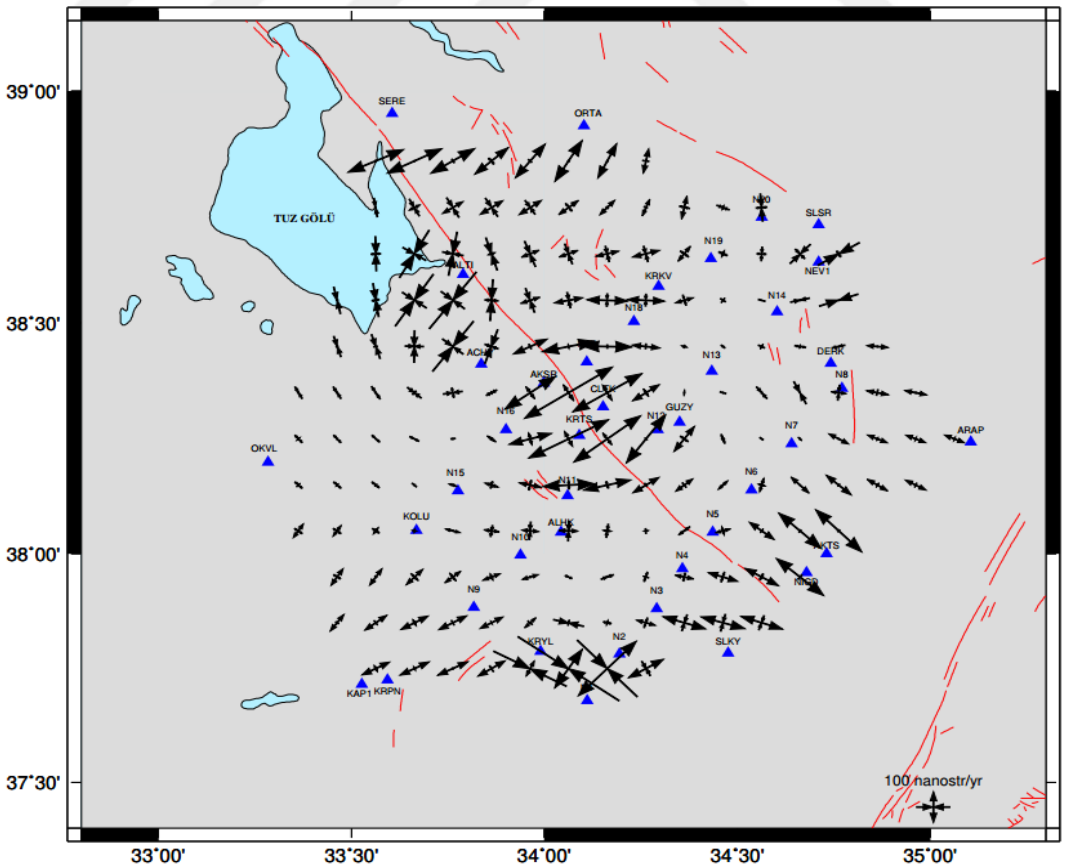
Şekil 5.21. Güncellenen TGFZ hız alanı.

Şekil 5.21 ve Çizelge 5.15'de verilen hız değerleri incelendiğinde Avrasya plakası sabit alınarak çalışma bölgesinde yıllık 10–35 mm'lik batı ve kuzey batı yönünde bir hareket belirlenmiştir. Noktalara ait standart sapma değerleri incelendiğinde değerlerin 2-4 mm arasında değişmekte olduğu görülmektedir. Bu duruma ağın ilk ölçülerinin 2018 yılında yapılması, bu sebeple ölçü süresinin (1.5 yıl) kısa olmasının neden olduğu düşünülmektedir. TUZGA'nın doğusunda sıralı şekilde bulunan N.13 ve N.14 no'lu noktaların ilk ölçü kampanyası sırasında tahrip olması sebebiyle N.13 no'lu noktanın sadece 2 kampanya ölçüsünün bulunması, bu noktaya ait standart sapma değerlerinin diğer noktalara göre daha yüksek olmasına neden olmaktadır. Bu sebeple bulunduğu bölgeyle ilgili sağlıklı olmayan hız ve gerinim değerleri ürettiği düşünülmektedir. Bölgeyle ilgili ilerleyen yıllarda kampanya sayısı arttırıldıkça tüm kampanya noktalarına ait standart sapma değerlerinin düşerek yüksek doğruluğa ulaşması ve buna bağlı olarak ağın kapsadığı alan ile ilgili daha sağlıklı yorumlamaların yapılabileceği düşünülmektedir.

5.5 TGFZ Güney Kesimine ait Güncel Gerinim Alanı

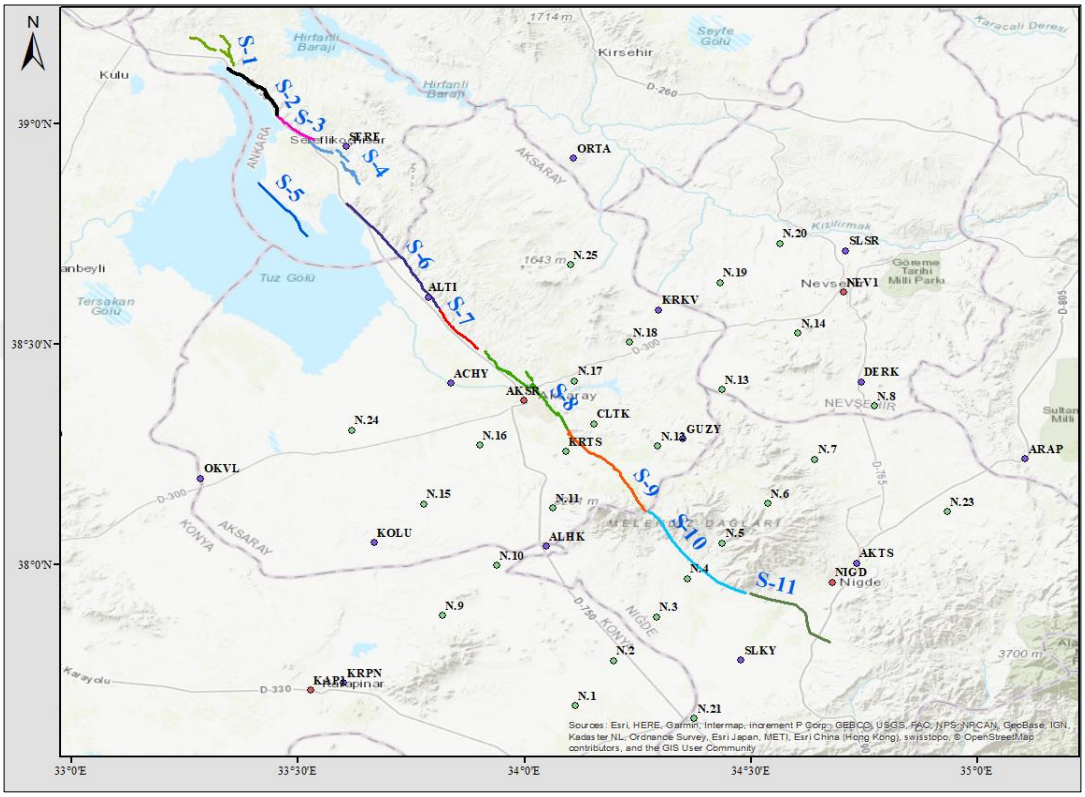
5.5.1 Gerinim analizi

Çalışma bölgesi olarak seçilen TGFZ Güney kesimine ait gerinim alanlarını hesaplamak için tez çalışması kapsamında gerinim analizleri gerçekleştirilmiştir. Bu tez çalışmasında gerinim analizi GeodSuit yazılımı kullanılarak yapılmıştır. Gerinim alanı analizinde yazılımın temel girdileri elde edilen hızlar ve hızlara ait karesel ortalama hatalardır. GeodSuit yazılımının matematiksel algoritması Shen vd. (1996) ve Aktuğ vd. (2009)'da verilmiştir. Bu çalışmada 2 boyutlu gerinim analizi yapılmıştır. Bunun temel sebebi GNSS teknolojisinin henüz üçüncü boyutta istenilen doğruluğu vermemesidir. Çalışma bölgesi 0.1 x 0.1 derecelik gridlere ayrılarak her grid köşesine ilişkin gerinim alanları hesaplanmıştır. Hız alanında olduğu gibi N13 ve KRPN noktaları gerinim alanında sağlıksız veri üretmeleri sebebiyle gerinim alanlarının hesabında da analizden çıkarılmışlardır. Elde edilen alanda N20'ye ait hızlarında gerinim alanı için yüksek değerler üretmesi ve çalışma alanının kuzey doğu bölgesini bozduğu düşünülerek N20'ye ait hız değeri çıkarıldıktan sonra TGFZ gerinim alanı hesaplanmıştır. Hesaplanan gerinim alanı Şekil 5.22'de gösterilmektedir.



Şekil 5.22. TGFZ gerinim alanı.

Şekil 5.22'de görülen birbirinden uzaklaşan oklar açılmayı, yakınlaşan oklar sıkışmayı ve kırmızı renkteki çizgiler ise aktif fayları göstermektedir. GeodSuit yazılımı GNSS noktaları arasındaki gerinim miktarını iteratif olarak hesaplamaktadır. Yazılım bu iterasyonu, GNSS noktalarının hız doğrulukları ile ağırlıklandırarak gerçekleştirmektedir.



Şekil 5.23. Numaralandırılmış TGFZ segmentleri (Fay segmentleri Kürçer, 2012'den sayısallaştırılmıştır).

Gerinim alanları incelendiğinde 2. Bölümde bahsedilen TGFZ'nin Şereflikoçhisar segmentinde (Segment 4; Çizelge 2.3; Şekil 5.23) KD-GB yönlü açılmalar görülmektedir. Bunların bölgede küçük miktarda sağ yanal doğrultu atım bileşeni olan normal faylanmaya işaret ettiği düşünülmektedir.

Tuzgölü segmentinde ise (Segment 6) bölgede sıkışmaların baskın olduğu gözlenmektedir. Acıpınar segmentinde (Segment 7) bulunan gerinim alanlarına bakıldığında tuz gölü segmentinde bulunan sıkışma rejiminin devam ettiği görülmektedir.

Aksaray segmentinde (Segment 8; Çizelge 2.3; Şekil 5.23) KD-GB açılmalar ve K-G yönlü çok küçük açılma değerleri görülmektedir. Bu hareket bölgede normal

faylanmanın baskın olduğu faylara işaret etmektedir. Bu bölgeden GD yönüne doğru gerinim alanlarında değişimler görülmektedir.

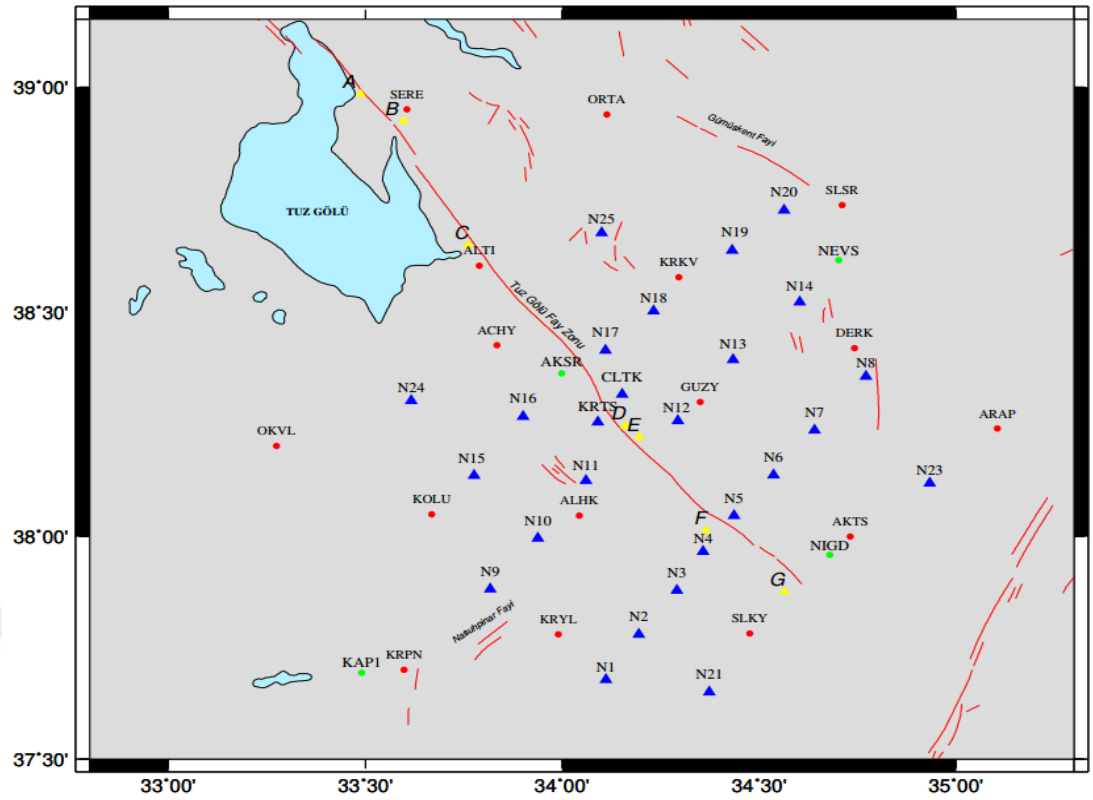
Çalışma alanının Akhisar-Kılıç segmentinde (Segment 9; Çizelge 2.3; Şekil 5.23) ise bu hareket sadece KD-GB yönlü açılmalara dönüşmektedir. Akhisar-Kılıç Segmenti üzerinde Kürçer ve Gökten (2014)'in yaptıkları çalışmada bu segmentin sağ yanal doğrultu atım bileşenine sahip verev atımlı normal fay karakterinde olduğunu ortaya koymuşlardır.

Gerinimlerde Altunhisar Segmentinde (Segment 10; Çizelge 2.3; Şekil 5.23) ise açılmalar daha küçük miktarda ve KD-GB yönlü olarak görülmektedir buna ek olarak çok hafif sıkışmalarda göze çarpmaktadır. Kürçer ve Gökten (2014)'in yaptıkları çalışmada, Altunhisar segmenti üzerinde yapılan fay düzlemi ölçümleri, Altunhisar segmentinin çok küçük oranda sağ yanal doğrultu atım bileşenine sahip normal fay niteliğinde olduğunu ortaya koymuştur. Bu sonuçlar TUZGA'dan elde edilen gerinim analizi ile uyum içindedir.

Bor segmentine ait gerinim alanları incelendiğinde (Segment 11) açılmalar fay düzlemine paralel şekilde KB-GD yönlü olarak görülmektedir.

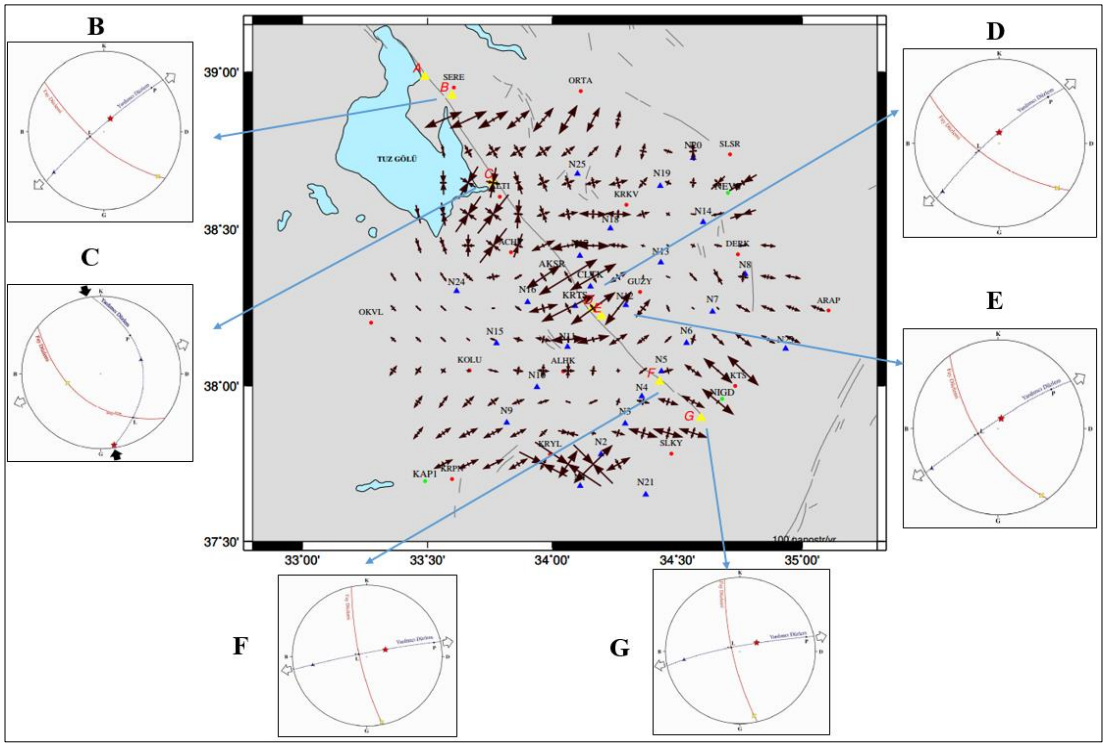
Fay zonu boyunca segmentler de farklı gerinim alanları bulunması genel olarak bölgede tek bir tektonik rejimin baskın olmadığının bir göstergesidir. TGFZ'den uzaklaştıkça özellikle çalışma bölgesinin sınırlarında gerinim alanlarında büyümeler ve ani değişimler gözlenmektedir. Bu bölgelerde bulunan noktalar her ne kadar yön olarak bölge ile uyumlu olsa da hız değerleri bölge ile uyumsuzdur. Yeni ölçüler yapıldıkça bu alanlarındaki hız değerleri ve buna bağlı olarak gerinim alanlarının bölge ile uyum içinde olacağı düşünülmektedir.

Yapılan çalışma sonucunda elde edilen gerinim alanı Kürçer (2012)'de elde edilen 7 istasyona ait kinematik analiz sonuçlarıyla karşılaştırılmıştır. Tuz Gölü Fay Zonu boyunca fay zonuna ait yapısal özelliklerin belirlenebilmesi amacıyla kinematik analiz çalısması yapılan fay düzlemi ölçüm istasyonlarının TUZGA üzerindeki yaklaşık konumları (A-G) Şekil 5.24'de verilmiştir.



Şekil 5.24. Fay düzlemi ölçme istasyonlarına ait noktaların konumları.

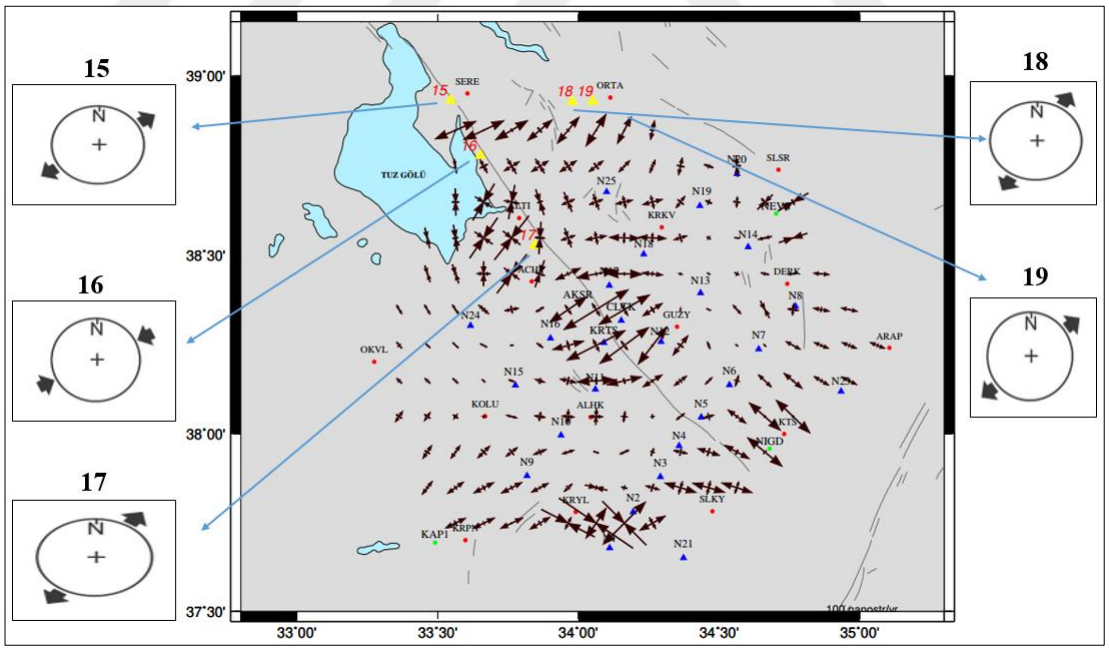
Kürçer (2012)'de verilen kinematik analiz sonuçları bu tez çalışması kapsamında elde edilen gerinim alanlarıyla karşılaştırılmış ve Şekil 5.25'de verilmiştir.



Şekil 5.25. Kürçer (2012)'den elde edilen kinematik analiz sonuçlarının gerinim alanları ile karşılaştırılması.

"A" fay düzlemi istasyonuna ait kinematik analiz sonuçları bölgedeji gerinim alanının dışında kaldığı için karşılaştırmada kullanılmamıştır. Diğer istasyonlardaki sonuçlarla bu çalışmadan elde edilen sonuçlar karşılaştırıldığında "B, D, E ve F" istasyonlarına ait sonuçların gerinim ile uyum içerisinde oldukları gözükmektedir. Kürçer (2012)'den elde edilen sonuçlarda TGFZ üzerinde yapılan çalışmalar sonucunda, bölgede KD-GB yönünde bir genişleme rejiminin etkin olduğunu belirtilmiş ve bu yönelimin Özsayın (2007) ve Özsayın ve Dirik (2007) tarafından Tuz Gölü'nün batısında bulunan Cihanbeyli ve Yeniceoba Fay Zonlarından elde edilen KKD-GGB yönlü açılma rejimiyle uyumlu olduğuna değinilmiştir. Gerinim değerlerinde de bölgenin özellikle orta segmentlerinde açılma rejiminin baskın olduğunu görülmektedir. Bu sonuçlar karşılaştırıldığından iki çalışma arasında genel olarak bir uyum olduğu söylenebilmektedir.

GNSS verileri kullanılarak elde edilen gerinim alanı kinematik fay analiz çözümleri yapılan bir diğer çalışma olan Özsayın vd. (2013)'de ulaşılan çözümlerle karşılaştırılmıştır. Çalışmada kullanılan istasyonların TGFZ üzerindeki konumları ve bu çalışmadan edinilen sonuçlarla karşılaştırılması Şekil 5.26'da verilmektedir.

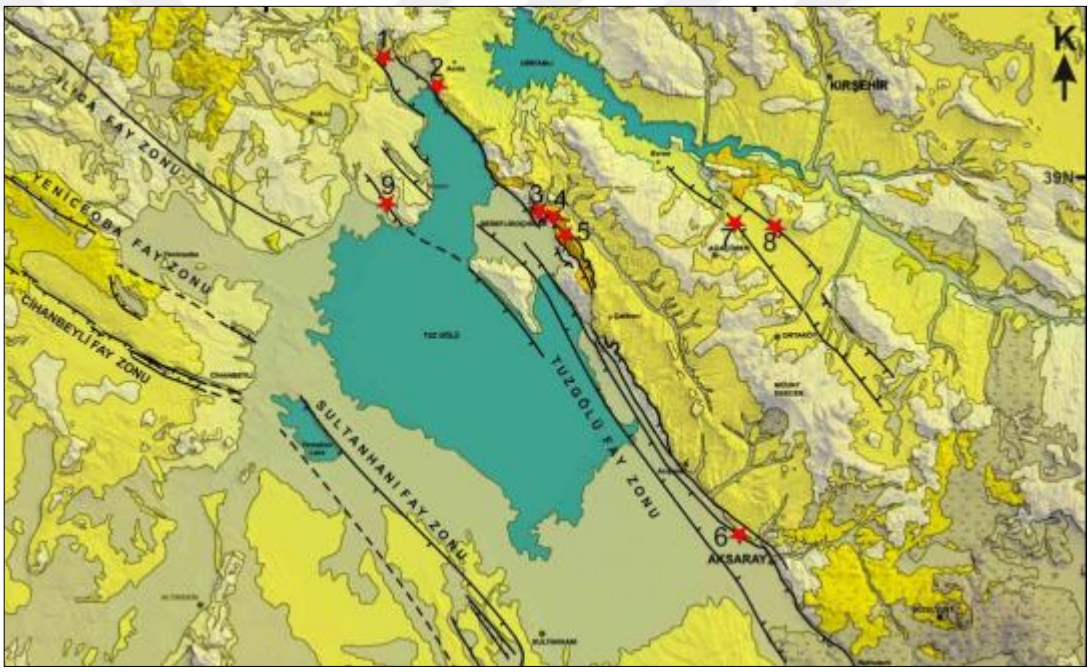


Şekil 5.26. Özsayın vd. (2013)'den elde edilen kinematik analiz sonuçlarının gerinim alanları ile karşılaştırılması.

İki çalışmaya ait sonuçlar incelendiğinde 15, 18 ve 19 numaları istasyonların kinematik analiz sonuçları sonucunda bölgede genişleme görülmektedir ve bu sonuçlar gerinim alanlarıyla uyuşum içerisindedir. 16 numaralı istasyonda ise sıkışma göze

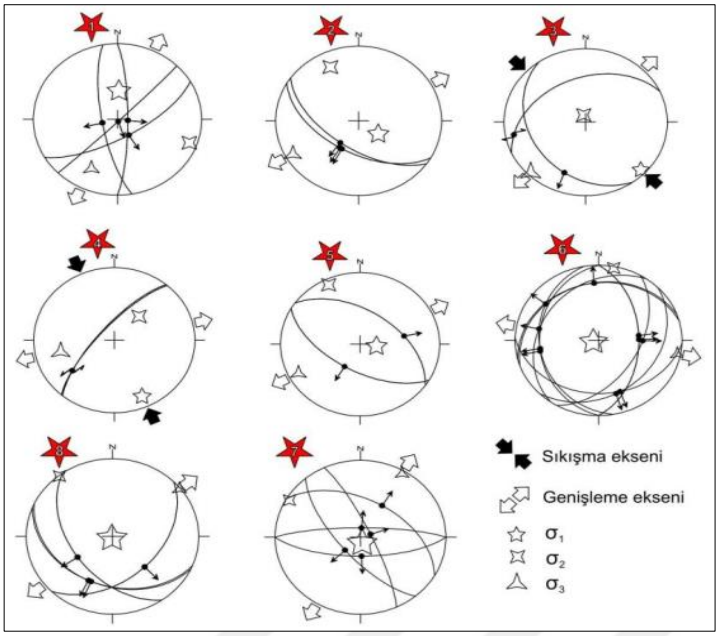
çarpmaktadır. 17 numaralı istasyona bakıldığında ise kinematik çözümlerde gözüken genişleme gerinim verilerinde sıkışma olarak yansımaktadır. İki veri seti genel olarak değerlendiridiğinde aralarında uyuşum olduğu söylenebilmektedir. 16 ve 17 no'lu istasyonlarla gerinim alanları arasındaki uyuşumsuzluğun sebebinin kinematik analiz için veri alınan fay düzlemlerinin noktasal olması ve bölgenin daha önceki jeolojik zamanlarına ait farklı tektonik rejimleri yansıtabileceğinden kaynaklandığı düşünülmektedir.

Çiner vd. (2011) gerçekleştirdikleri çalışmada TGFZ üzerinde fay çiziklerinin gözlenebildiği noktalardan fay düzlemlerinin kinematik analizleri için fay kayma verileri almıştır. Verilerin alındığı istasyonların konumları ve kinematik analiz sonuçları Şekil 5.27 ve Şekil 5.28'de verilmiştir.



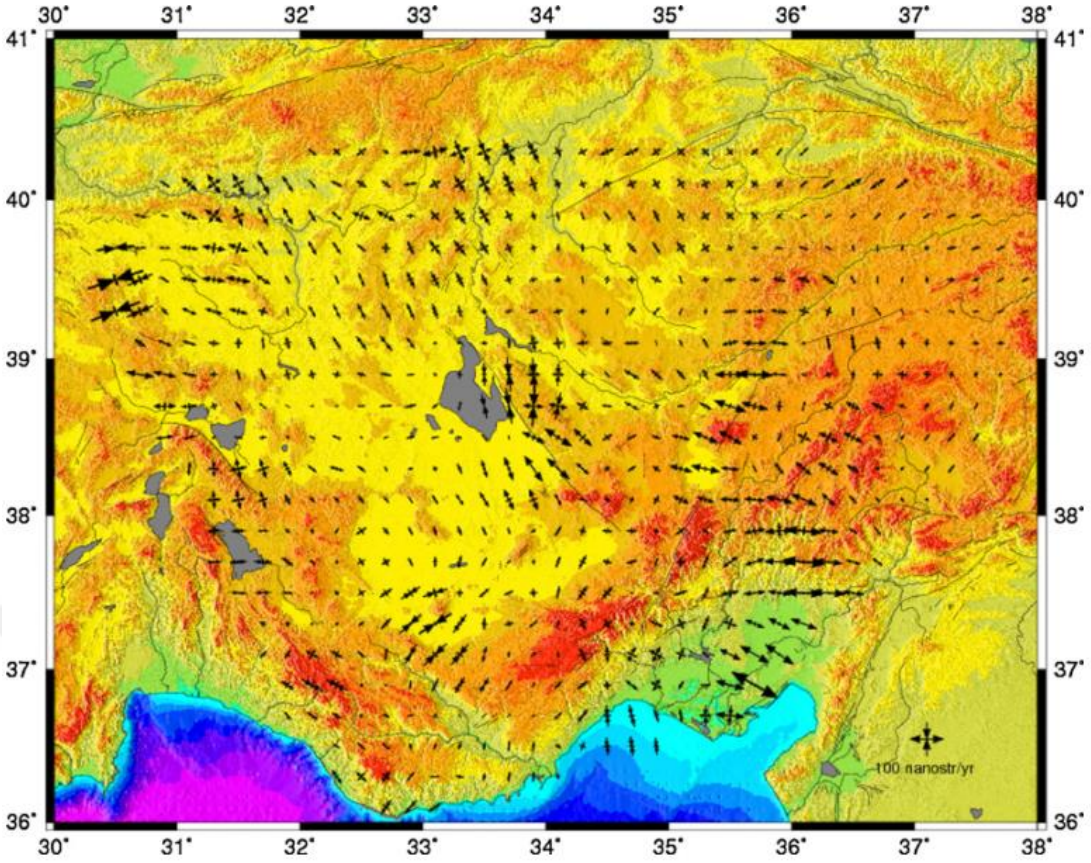
Şekil 5.27. Çiner vd. (2011)'de fay-kayma verilerinin alındığı noktalar.

Yapılan çalışmada Tuz Gölü Havzası'nın doğusunda bulunan faylardan alınan 8 adet fay-kayma verisine ait kinematik analiz sonuçlarına göre bölgede KD–GB açılma rejimi olduğunu belirtilmektedir. Bu bulgular çalışmadan elde edilen gerinim alanlarıyla uyum göstermektedir. Çalışmada ayrıca TGFZ'nin taban ve tavan bloğunda bulunan kıyı çizgilerinin yüksekliklerine yönelik gerçekleştirilen analiz sonucunda normal faylanmaya bağlı deformasyonun son 23.000 yıl içerisinde ~2-4 mm/yıl'lık bir hıza ulaşmış olabileceği belirtilmektedir.



Şekil 5.28. Fay-kayma verilerinin kinematik analiz sonuçları (Çiner vd., 2011).

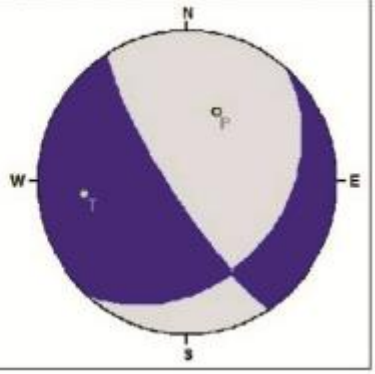
Bu tez çalışması kapsamında elde edilen gerinimler son olarak Aktuğ vd. (2013) tarafından gerçekleştirilen çalışmadan üretilen gerinim alanları ile karşılaştırılmıştır. Yapılan çalışmada Orta Anadolu bölgesinde bulunan ve bu tez çalışmasında da kullanılan TUTGA noktalarına ait veriler kullanılarak çalışma bölgesini de kapsayan bir alanda gerinim değerleri üretilmiştir (Şekil 5.29). İki çalışmada da GNSS ölçmelerinden üretilen gerinimler karşılaştırıldığında Tuz Gölü'nün doğusunda kalan bölgede sıkışmalı-genişlemeli bir davranış fayın orta segmentlerine doğru ise açılmalı bir rejim gözükmedir. Bu çalışmadan elde edilen fayın orta segmentlerindeki baskın normal faylanma karakterinin Aktuğ vd. (2013)'de elde edilememesinin sebebi olarak yapılan çalışmada yazarların fayın orta bölümünde yeteri kadar nokta sıklığı bulunmamasından kaynaklandığı düşünülmektedir. Bu sonuçlarla birlikte iki çalışma arasında genel anlamda iyi bir uyum olduğu düşünülmektedir.



Şekil 5.29. Aktuğ vd. (2013)'den elde edilen gerinim alanı.

Gerinim alanlarının büyüklükleri ve yönlerinin, olan ve olabilecek depremlerin izlerini taşıdığı bir gerçektir. Bu nedenle bölgede meydana gelen depremlere ait deprem çözümleri ile hesaplanan gerinimler karşılaştırmak istenmiştir. Ancak kurulan ağın olduğu mevkilerde depremlerin çözümlerine ulaşılamamıştır. Sadece 13 Haziran 2011 de Ataköy, Aksaray civarında meydana gelen 3.9 büyüklüğündeki deprem odak mekanizması çözümüne ulaşılmıştır (Şekil 5.30). Bu deprem Aksaray Segmenti (Segment 8, Şekil 5.23, Çizelge 2.3) üzerinde meydana gelmiştir.

SOURCE PARAMETERS (MT INVERSION) 13.06.2011 11:30:25		
Moment Magnitude	3.8	
Seismic Moment	6.6482E+21	
Event Depth	14.00	
Event Lat	38.357	
Event Lon	33.93	
Varians Reduction	44.07	
Nodal Plains -->	NP1	NP2
Strike	146.69	42.44
Dip	80.16	35.16
Slip	-123.93	-17.26
Filter Parameters	0.02	0.075
Sampling Interval	1	
Number of used stations= 2		

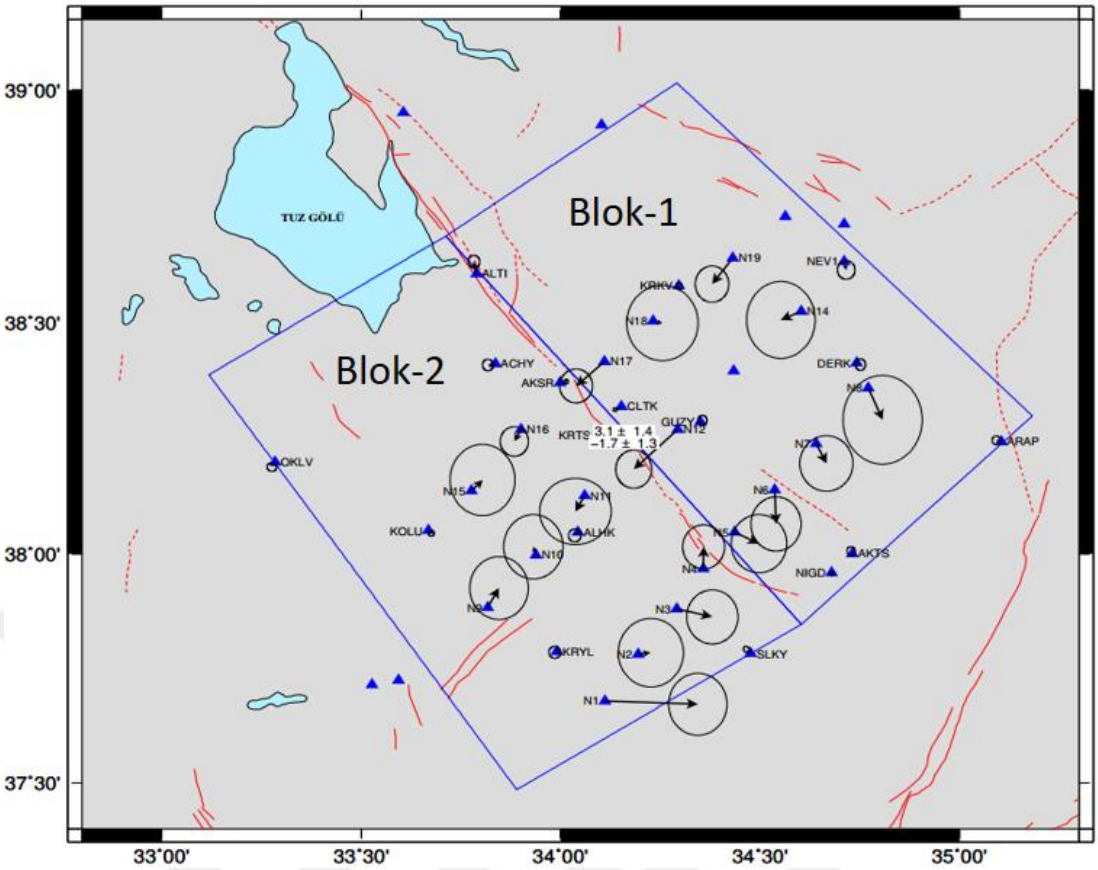


Şekil 5.30. 13 Haziran 2011 Aksaray deprem odak çözümü (Kürçer, 2012).

Şekil 5.30'da gösterilen odak mekanizması çözümü incelendiğinde yaklaşık KD-GB yönlü bir sıkışma görülmektedir. Çözüme göre Ataköy depremi, K34°B doğrultulu, 80° GB'ye eğimli, sağ yanal doğrultu atım bileşenli bir verev atımlı normal faydan kaynaklanmaktadır. Bu veri, gerinim analizinde hesaplanan yönlerle uyumludur ve farklı disiplinlerden elde edilen veriler arasındaki bu uyum GNSS verilerinden elde edilen gerinim analizinin bölgedeki tektonik rejimi yansıttığını göstermektedir.

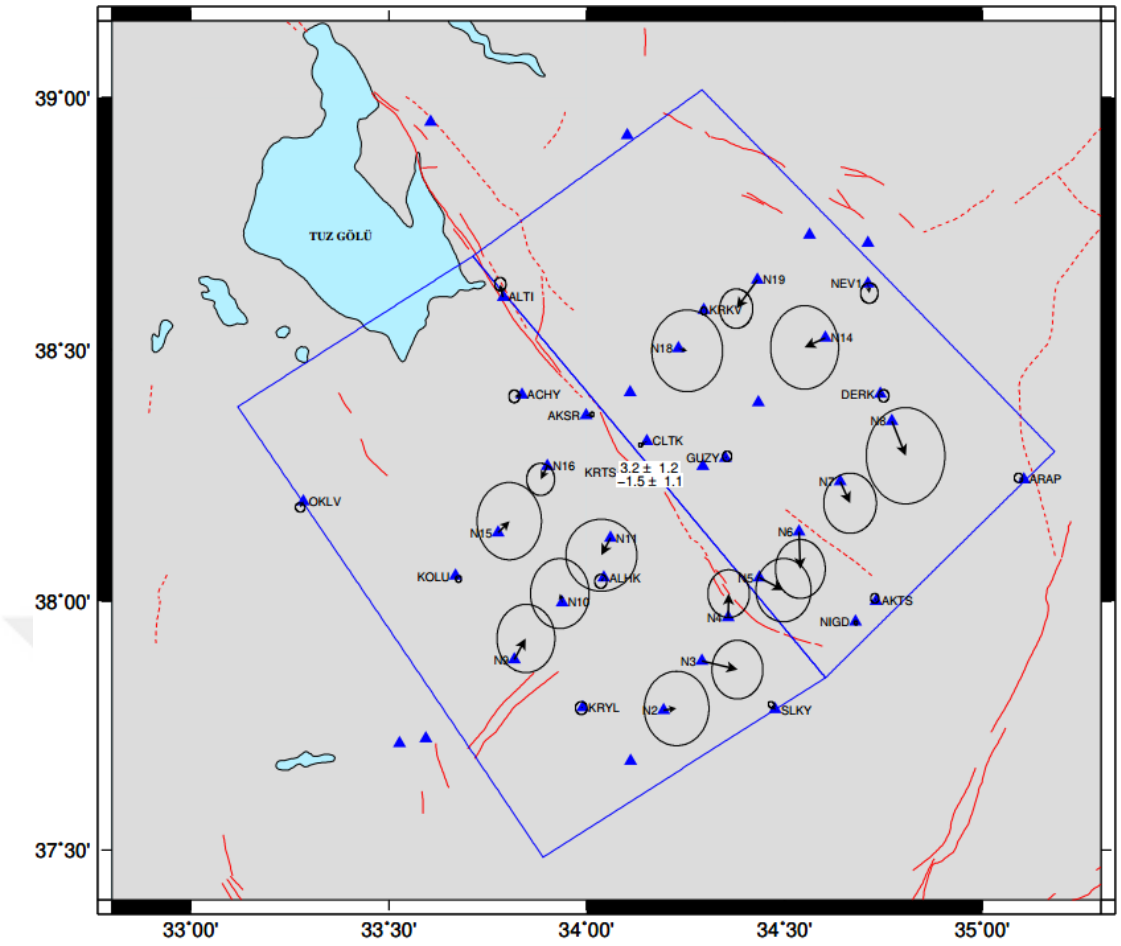
5.6 Blok Model Çalışmaları

Gerinim analizinin ardından fay kayma parametrelerini hesaplamak için blok modelleme yapılmıştır. Blok modelleme işlemi GeodSuit programı ile yapılmıştır. Burada öncelikle blok sınırları tanımlanmıştır. Blok sınırları için bölgede tanımlanan fay geometrileri kullanılmıştır. Blok sınırları TGFZ üzerinde 2 ana bölüm olarak tanımlanmıştır. İlk bölüm TGFZ'nin KD bloğu (Blok 1). İkinci bölüm ise TGFZ'nin GB bloğu olarak (Blok 2) isimlendirilmiştir. Blok tanımlamada faylar GB eğimli tanımlanmıştır (Kürçer, 2012). Şekil 5.30'da bulunan deprem odak çözümündeki derinlik kullanılarak, GeodSuit yazılımında kilitlenme derinliği 14 km, eğim açısı ise 80^{o} olarak kabul edilmiştir. Blok model için TGFZ bir, iki ve üç segment olarak tanımlanarak model çalışmaları yürütülmüştür. Bu blok sınırlarına göre blok modelleme yapılmış ve oluşturulan blok sınırlarına paralel (strike-slip), dik hızlar (deep-slip) ve artık hızlar (residual) elde edilmiştir (Şekil 5.31).



Şekil 5.31. Blok model çalışması.

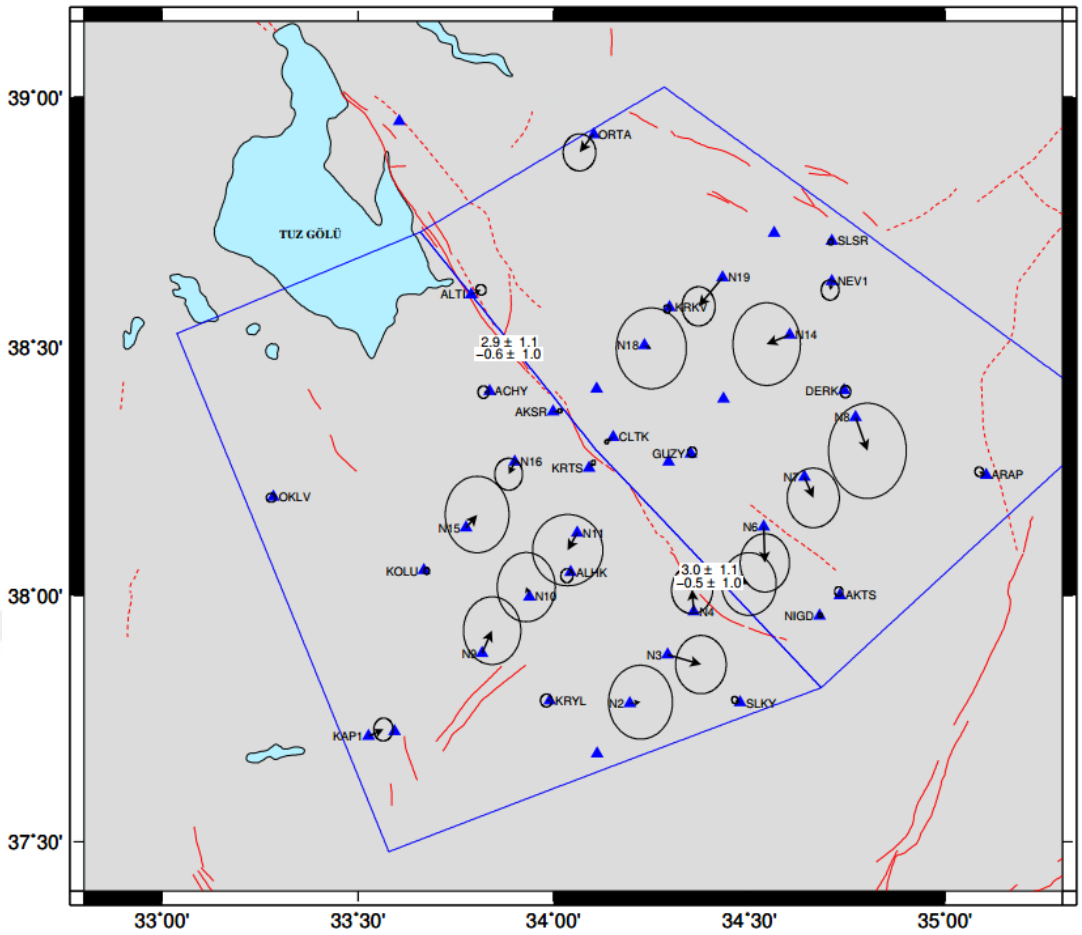
Şekil 5.31 incelendiğinde blok sınırı olarak tanımlanan fay üzerinde yazan üst kısımdaki değerler paralel (yanal), alt kısımdaki değerler ise dik (düşey) hızları göstermektedir. Paralel hızlarda (+) sağ, (-) sol yanal hareketi, dik hızlarda ise (+) sıkışma, (-) hızlar açılmayı göstermektedir. Hızların yanlarında kalan kısım ise hızların standart sapmalarını göstermektedir. Şekil 5.31'e göre fay üzerinde yaklaşık 3.1 mm/yıl sağ yönlü bir hareket ve yaklaşık 1.7 mm/yıl açılma miktarları hesaplanmıştır. Burada faya yakın olan N12, N17 ve N1'e ait residuallerinin büyük olduğu ve blokla uyuşumsuz oldukları ve nedeninin ölçü kaynaklı olduğu düşünülmektedir. Faya yakın olan N12 ve N17 noktalarının her ikisinde de GB yönlü residualler görülmektedir. N12 ve N17'ye konum olarak yakın olan GUZY, CLTK ve AKSR noktalarında ise düşük artık hız değerleri elde edilmiştir. Bu nedenle N12, N17 ve N1 no'lu noktalar çıkartılarak yeni blok model çalışmaları gerçekleştirilmiştir (Şekil 5.32).



Şekil 5.32. Blok model çalışması-2.

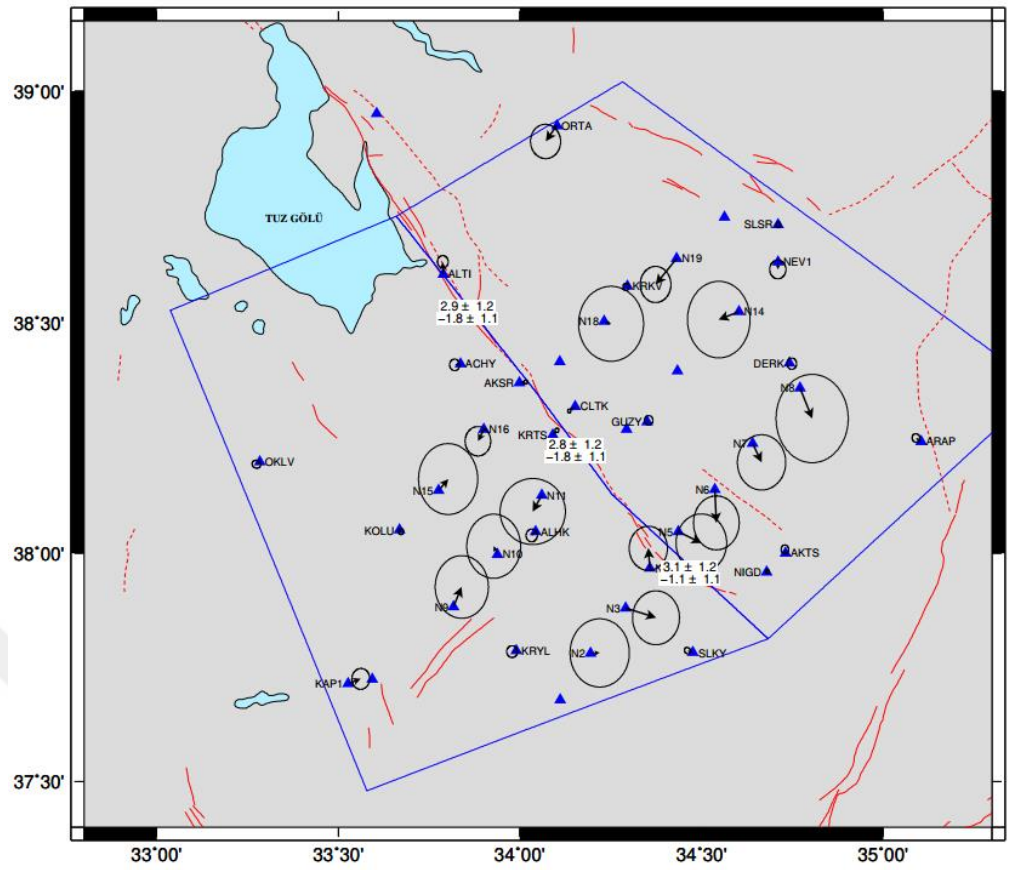
TGFZ tek segment olarak kabul edilerek üretilen blok modelde, fay üzerinde yaklaşık 3.2 mm/yıl sağ yönlü bir hareket ve yaklaşık 1.5 mm/yıl açılma miktarları hesaplanmıştır. Hızların yanlarında bulunan hızlara ait standart sapma değerleri ise ±1.2 mm ve ±1.1 mm olarak elde edilmiştir. Bu sonuçlar doğrultusunda sağ yanal bileşenli normal fay hareketi olan yani oblik atıma sahip bir fay karakterinden söz edilebilmektedir. Şekil 5.32'de bulunan blok modeldeki noktaların bloğu yansıttığı düşünülerek aynı noktaların kullanıldığı TGFZ'nin iki ve üç segmente ayrıldığı blok modeller üretilmiş ve Şekil 5.33 ve 5.34'de gösterilmiştir.

Tez kapsamında üretilen blok model Aktuğ vd. (2013)'de tanımlanan blok ile karşılaştırılmış ve yapılan çalışmada bu blok üzerinde hesaplanan hızlarda 4.7 mm sağ yanal bir hareket ve 1.2 mm normal atım elde edilmiştir. Buna göre iki çalışmadan elde edilen blok model sonuçları uyum içindedir.



Şekil 5.33. Blok model çalışması-3.

TGFZ'nin iki segment olarak alındığı Şekil 5.33'de fay üzerinde fayın kuzeyinde yaklaşık 2.9 mm/yıl sağ yönlü bir hareket ve yaklaşık 0.6 mm/yıl açılma miktarları, fayın güney kesiminde ise 3 mm/yıl sağ yönlü bir hareket ve yaklaşık 0.5 mm/yıl açılma miktarları hesaplanmıştır. Hızların yanlarında bulunan hızlara ait standart sapma değerleri ise yaklaşık ±1 mm olarak elde edilmiştir.



Şekil 5.34. Blok model çalışması-4.

TGFZ'nin üç segmente ayrıldığı Şekil 5.34'de fay üzerinde fayın kuzey ve orta kesiminde yaklaşık 2.9 mm/yıl sağ yönlü bir hareket ve yaklaşık 1.8 mm/yıl açılma miktarları bulunmaktadır. Üretilen blok modelde fayın güney kesiminde ise 3.1 mm/yıl sağ yönlü bir hareket ve fayın kuzeyine göre görece düşük yaklaşık -1.1 mm/yıl açılma miktarları hesaplanmıştır. Hızların yanlarında bulunan hızlara ait standart sapma değerleri ise yaklaşık ±1.2 mm olarak elde edilmiştir.

Bununla birlikte hareketlere ait standart sapmaların görece büyük olmasına rağmen mevcut veri grubu ile istatistiksel olarak anlamlı bir hareket elde edilmiştir (%95 güven aralığında). Artık hızlara (residual) ve standart sapmalarına bakıldığında kurulan modelin anlamlı sonuçlar içerdiği görülmektedir. Ancak N12 ve N17'nin bloğun ve yakınında bulunan diğer noktaların genel hareketine aykırı ve anlamsız olan hareketlerinin oluşturulan ağdaki ölçü sayısı arttırıldıkça modelle uyumlu hale geleceği düşünülmektedir.

5.7 InSAR Analizi

Çalışma bölgesinde yapılacak olan InSAR uygulamasında ESA tarafından işletilen bir uydu sistemi olan Sentinel-1 (C bant) verileri ana kaynak olarak kullanılmıştır. Elde edilen SAR verilerinin değerlendirilmesi aşamasında açık kaynak kodlu bir yazılım olan GMT (Generic Mapping Tools) tabanlı GMT5SAR (Sandwell vd., 2011) yazılımı kullanılarak SBAS yöntemi ile bölgedeki deformasyona ait zaman serisi üretilmiştir. SBAS değerlendirmesine ait akış şemasına çalışmanın önceki bölümlerinden ulaşılabilmektedir (Şekil 3.8). Sentinel uydu misyonuna ait genel özellikler Çizelge 5.16'da verilmiştir.

Çizelge 5.16. Sentinel-1 Uydusuna ait bilgiler.

	Sentinel-1
Gözlem modu	IW (İnterferometric Wide)
Yörünge yüksekliği	698 km
Tekrar geçiş aralığı	12 gün
Frekans	5.3 GHz
Bant	C
Dalga boyu (cm)	5.7
Polarizasyon	HH +HV, VV, VH
Bakış açısı	20-45
Tarama genişliği	250x250
Çözünürlük	5m/20m
Kritik baz mesafesi	4500 km

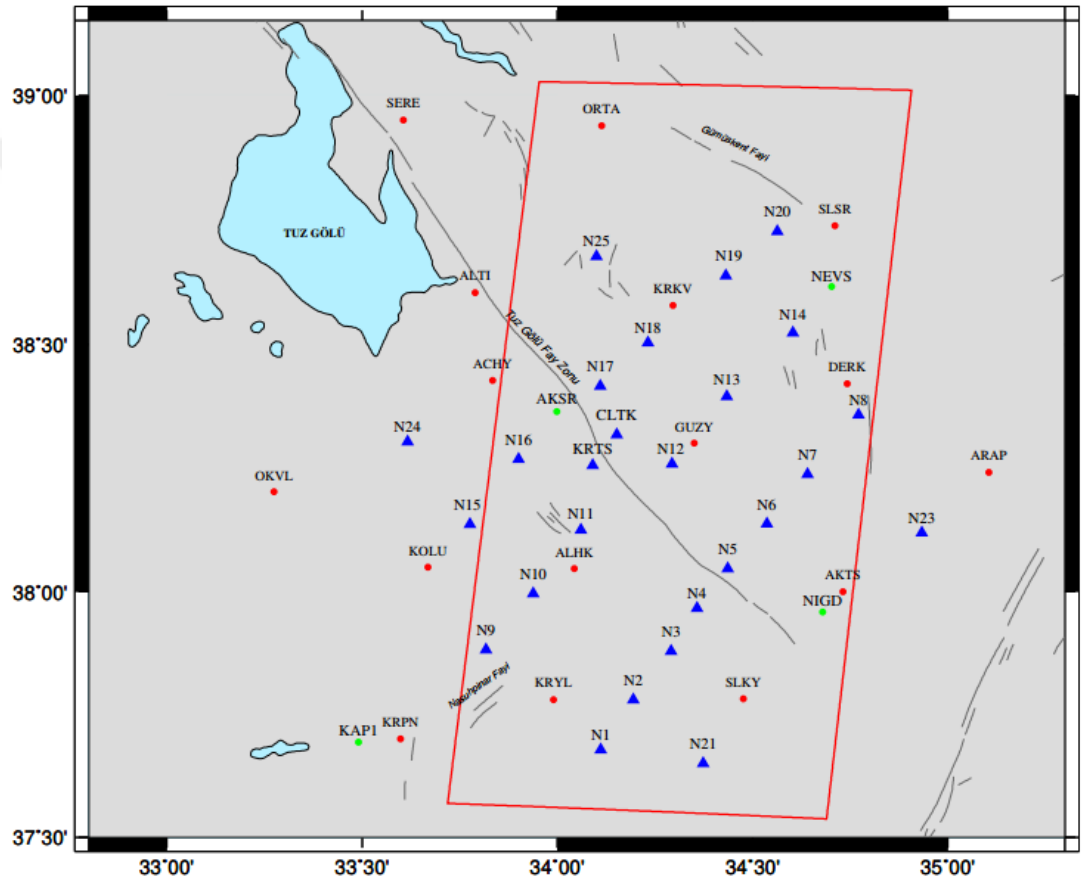
Çalışmada kullanılan 35 adet Sentinel-1 A/B uydu verileri 05.10.2014 ile 18.02.2020 tarihleri arasında IW (Interferometric Wide) modda, Single Looking Complex (SLC) formatında, VV polarizasyonlu ve C bantta olmak üzere tüm kullanıcılara açık olan "Copernicus Open Access Hub" internet portalı aracılığıyla ücretsiz olarak Avrupa Uzay Ajansı'ndan (ESA) temin edilmiştir. Çalışmada uyduların alçalan yörüngede (Descending) algıladıkları görüntüler temin edilmiş olup görüntülere ait iz numarası 131, rölatif yörünge numarası ise 167'dir. Görüntülerin alım tarihleri ve çalışma bölgesinde kapsadıkları alan Çizelge 5.17 ve Şekil 5.35'de verilmektedir.

Çizelge 5.17. Değerlendirmede kullanılan görüntü tarihleri.

2014-2015	**2016**	**2017**	**2018**	**2019-2020**
5.10.2014	4.01.2016	10.01.2017	11.01.2018	12.01.2019
4.12.2014	16.03.2016	11.03.2017	4.02.2018	12.04.2019
9.01.2015	3.05.2016	10.05.2017	11.04.2018	11.06.2019

15.04.2015	2.07.2016	2.08.2017	5.05.2018	10.08.2019
14.06.2015	7.08.2016	25.10.2017	4.06.2018	9.09.2019
1.08.2015	18.10.2016	24.11.2017	15.08.2018	8.12.2019
	5.12.2016	18.12.2017	2.10.2018	18.02.2020
			13.12.2018	

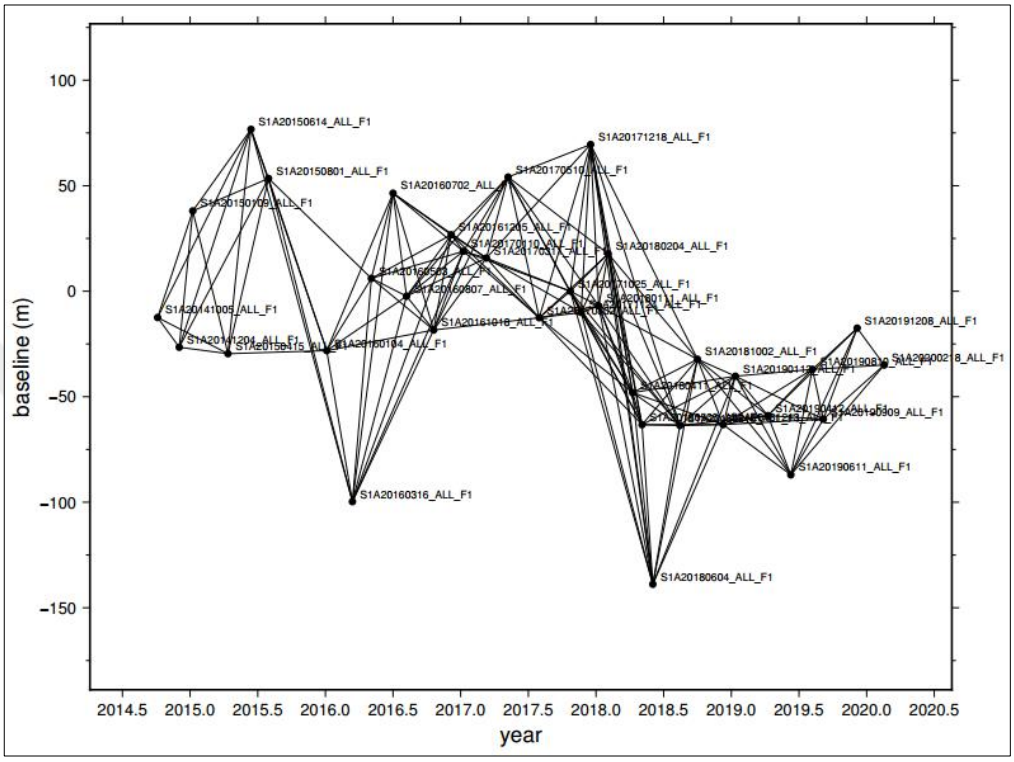
Değerlendirmede kullanılacak olan görüntülerin seçimi aşamasında her bir seneyi homojen olarak temsil edecek ve görüntüler arasındaki zamansal uyuşumsuzluğun minimum olmasına dikkat edilerek görüntüler genel olarak 2 ay aralıklı olacak şekilde edinilmiştir.



Şekil 5.35. Görüntülerin kapsadığı alan.

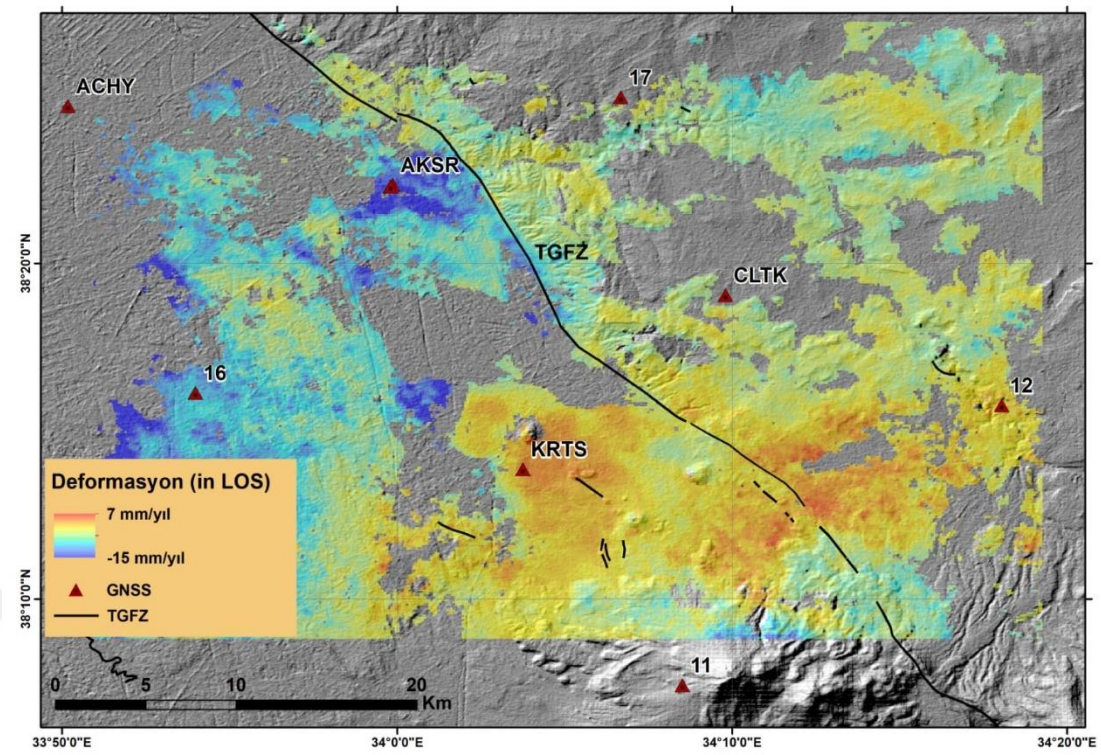
Sentinel-1 verilerinin çerçeve genişliklerinin büyük alanları kapsaması ve veri hacminin yüksek oluşu görüntülerin işlenmesi aşamasında zamansal ve donanımsal açıdan sorun oluşturmaktadır. Bu sebeple IW-1 çerçevesinde (Frame-1) kalan çalışma alanının Aksaray şehir merkezini içerisine alan bölgesi işlenmiştir. Bu kapsamda alçalan yörüngede algılanmış yaklaşık 6 yıla (2000 gün) yayılan 35 adet Sentinel-1 görüntüsü kullanılarak 156 görüntü çifti oluşturulmuştur (Şekil 5.36). Görüntü çiftlerinin seçimi aşamasında zamansal uyuşumu koruyabilmek adına görüntüler

arasındaki dik baz uzunluğunun 150 m'den az, zamansal baz uzunluğunun ise maksimum 300 gün olmasına dikkat edilmiştir. Oluşturulmuş olan görüntü çiftlerine ait zaman-baz grafiği şekil 5.36'da gösterilmektedir. Ayrıca SBAS analizinde harici SYM verisi olarak 30 m (1 Arc-Second) çözünürlüklü SRTM verisinden faydalanılmıştır.



Şekil 5.36. Oluşturulan görüntü çiftlerine ait baz uzunlukları.

Çalışma bölgesi olarak seçilen alanda tarım alanlarının yoğun olması ve kuzeyde bulunan Tuz Gölü, InSAR sonuçlarına ait uyuşum değerlerine olumsuz yansımaktadır. Bu nedenlerden ötürü üretilen sonuç hız haritasında uyuşum eşik değeri 0.5 olarak seçilmiş, bu değerin altında kalan alanlar bu eşik değerine göre maskelenerek bölgedeki deformasyona ait daha sağlıklı sonuçlar elde edilmiştir. Görüntülerdeki faz gürültülerinin giderilmesi amacıyla görüntülere multi-looking işlemi uygulanarak 120 m mekânsal çözünürlüğü bulunan deformasyon haritası üretilmiştir (Şekil 5.37).

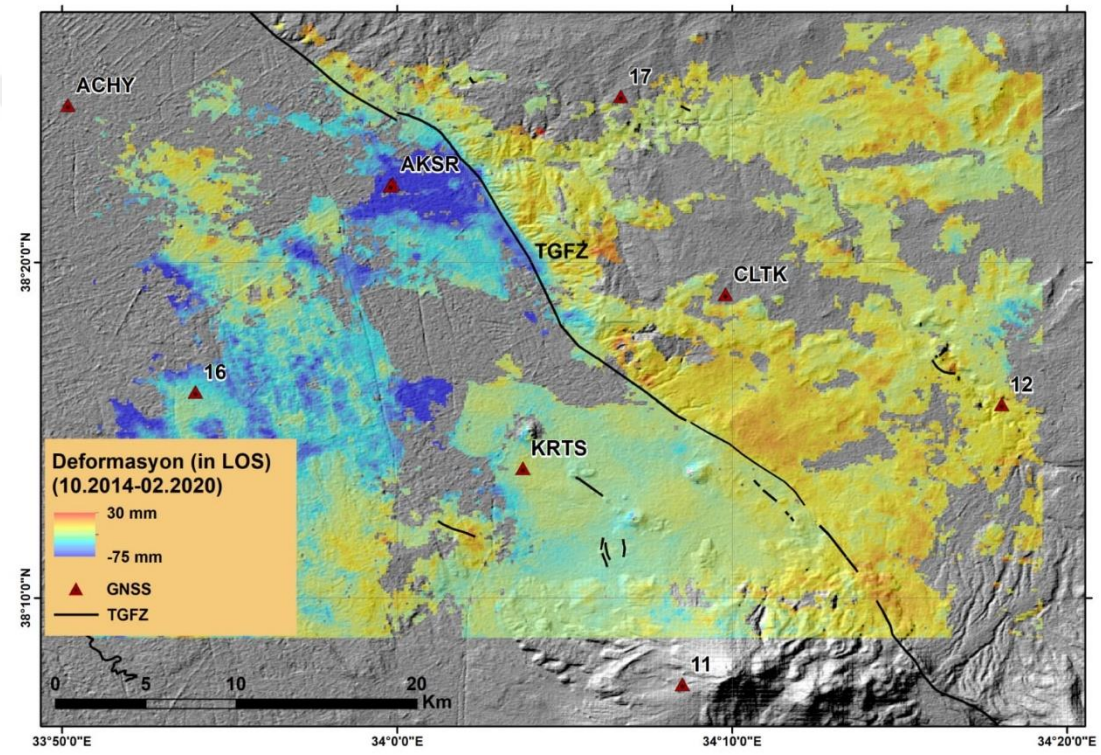


Şekil 5.37. Çalışma bölgesinde uydu bakış doğrultusundaki yıllık yer değiştirme.

Çalışma bölgesine ait InSAR analizinden elde edilen hız değerleri incelendiğinde bu değerlerin yaklaşık olarak -15 mm/yıl ile 7 mm/yıl arasında değişmekte olduğu görülmektedir. Bu yer değiştirme oranları InSAR'ın daha sıklıkla kullanıldığı deprem anında meydana gelen konum değişikliği ile karşılıştırıldığında oldukça düşük değerlerdir. Bu sebeple bu bölgenin depremselliğine yönelik bilgilerin yalnızca InSAR tekniği ile belirlenmesi, düşük yer değiştirme miktarı, sistemin sınırlamaları ve çalışma bölgesinin bitki örtüsü ile topoğrafyasından dolayı güçleşmektedir. Çalışma alanına ait yıllık deformasyonun görece düşük olmasına ek olarak bölgedeki toplam düşey deformasyonu elde etmek amacıyla InSAR verileri 6 yıllık (yaklaşık 2000 gün) bir zaman aralığında işlenmiştir. Bunun sonucunda, Aksaray şehir merkezini de içerisine alan çalışma bölgesinin bir kısmına ait uydu bakış doğrultusundaki (LOS-Line of Sight) yıllık düşey yönlü deformasyonlar elde edilmiştir (Şekil 5.38).

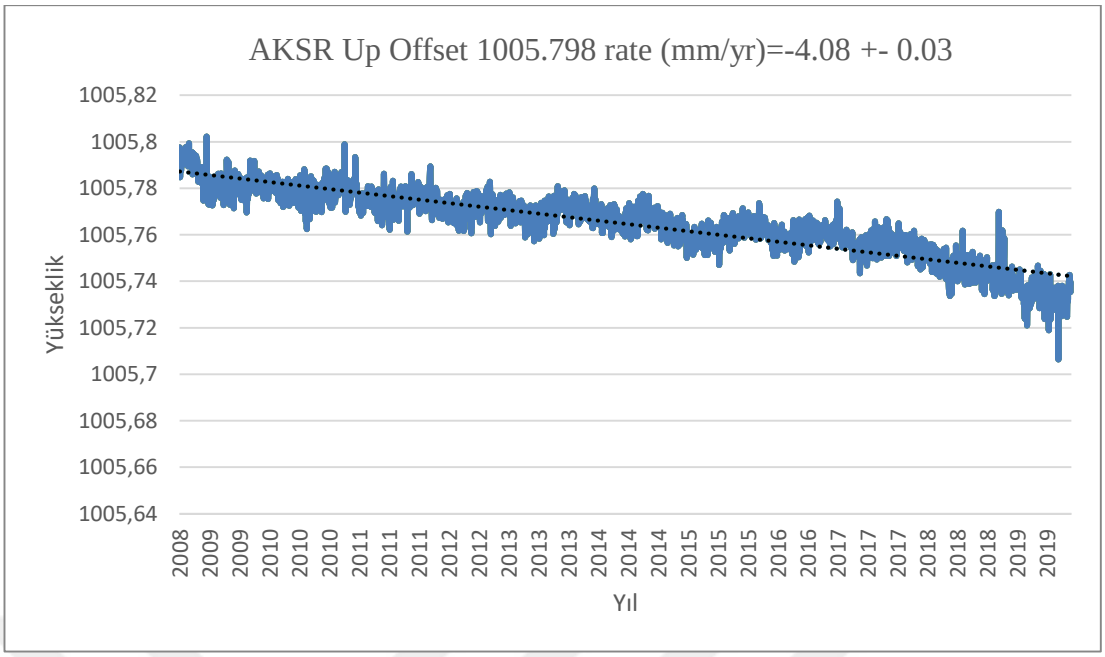
Elde edilen yer değiştirme haritasında TGFZ'ye ait fay izi net bir şekilde takip edilebilmektedir ve fayın orta segmentlerinde doğu-batı yönlerindeki deformasyon miktarları fayın doğusunda yükselme, batısında çökme olacak şekilde elde edilebilmiştir. 2000 günlük zaman periyodundaki toplam yer değişmelerde en yüksek çökme değeri Aksaray şehir merkezinde olmak üzere -75 mm ile 30 mm arasında gözlenmektedir (Şekil 5.38). Konya Kapalı Havzası (KKH) içerisinde kalan ve

alüvyonal bir zeminde bulunan şehir merkezindeki çökme davranışlarının yeraltından çekilen suyun yağışlarla geri besleme oranlarından çok daha fazla kullanılması sonucunda akifer sistemlerin boşalmasıyla sonuçlandığı düşünülmektedir. Ayrıca ince taneli bir yapıda olan alüvyonel toprak yapısının da zemin çökmelerine oluşmasına katkıda bulunduğu bilinmektedir (Calo vd., 2018). Bölge ile ilgili literatür incelendiğinde, Konya Kapalı Havzasında bulunan Konya ve Karapınar bölgelerinde, kuyu rasatları, GNSS ve SAR görüntüleri kullanılarak zemin çökmelerinin araştırıldığı çalışmalarda da benzer sonuçlara ulaşılmıştır (Yalvaç, 2016; Canaslan, 2016; Orhan, 2018).



Şekil 5.38. Çalışma alanına ait LOS yönünde düşey yer değiştirme haritası.

SAR görüntülerinin analizinden elde edilen yer değiştirmelerin doğruluklarının araştırılması amacıyla kurulan jeodezik ağda bulunan GNSS noktalarından faydalanılması planlanmıştır. InSAR analizi sonucunda elde edilen değerlerin karşılaştırılması amacıyla Aksaray şehir merkezinde yer alan ve jeodezik ağa ölçüleri dahil edilen AKSR, TUSAGA-Aktif istasyonuna ait 2008-2019 yılları arasında bulunan veriler GAMIT/GLOBK yazılım takımıyla işlenerek noktaya ait zaman serisi elde edilmiştir. İstasyona ait 2008-2019 seneleri arası 11 yıllık zaman serisinde bulunan yükseklik bileşeni değerleri incelendiğinde bu noktanın yıllık 4 mm oranında çöküş sergilediği gözlenmiştir (Şekil 5.39).

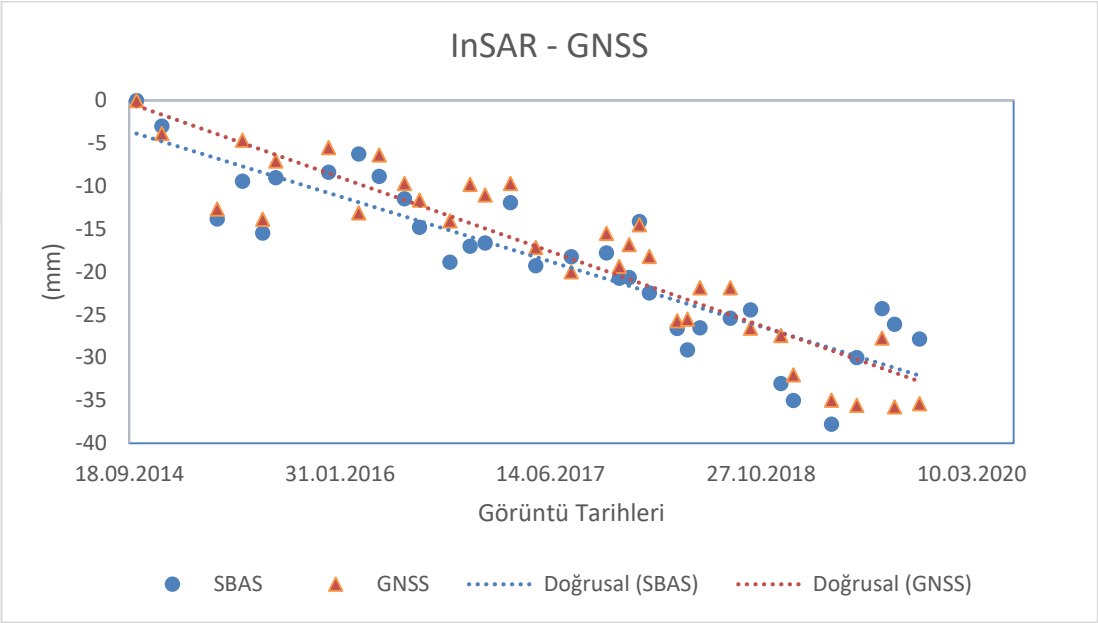


Şekil 5.39. AKSR istasyonuna ait zaman serisi.

AKSR noktasına ait zaman serisi incelendiğinde 2017 yılından itibaren çökme oranlarında bir artış göze çarpmaktadır. Bunun sebebinin bölgede artan tarım aktiviteleri ve buna bağlı olarak yer altı suyunun kullanımındaki artıştan kaynaklandığı düşünülmektedir. InSAR verilerinden üretilen yer değiştirme haritası üzerine düşen GNSS noktaları Şekil 5.35'de görülmektedir. Kurulan jeodezik ağın oldukça geniş bir alanı kapsaması ve SAR görüntülerinden elde edilen deformasyon haritasında bitki örtüsü vb. kaynaklı düşük uyuşum değerleri üreten bölgelerin çıkarılmasından dolayı jeodezik ağ ile ilişkilendirilebilecek 6 adet GNSS noktası bulunmaktadır. Bu 6 adet GNSS noktasından AKSR haricindeki noktaların bölgedeki deformasyon miktarına oranla yeni kurulmuş noktalar ve sadece 1.5 yıllık gözlemlere sahip olmalarından dolayı karşılaştırma da kullanılacak yeterli düşey bileşen doğruluğuna sahip olmadıkları görülmüştür. Bu sebeple SAR görüntüsünde yüksek uyuşuma sahip ve yaklaşık 11 yıllık zaman serisi bulunan AKSR noktası karşılaştırmada kullanılmıştır. Bilindiği üzere InSAR sonuçları direkt olarak üç boyutlu yerdeğiştirme sonuçlarını içermemekte, deformasyona ait uydu bakış doğrultusundaki yer değiştirmeleri vermektedir. GNNS'den elde edilen düşey değiştirmelerin InSAR sonuçları ile birebir karşılaştırılabilmesi için; kullanılan uydu görüntüsünün, algılanma esnasındaki bakış (incident angle) açısını kullanarak (5.1) eşitliği ile dönüşüm yapılması gerekmektedir (Zhao vd., 2015; Pepe vd., 2016).

$$d \cong \frac{d_{LOS}}{cos\theta_{inc}} \tag{5.1}$$

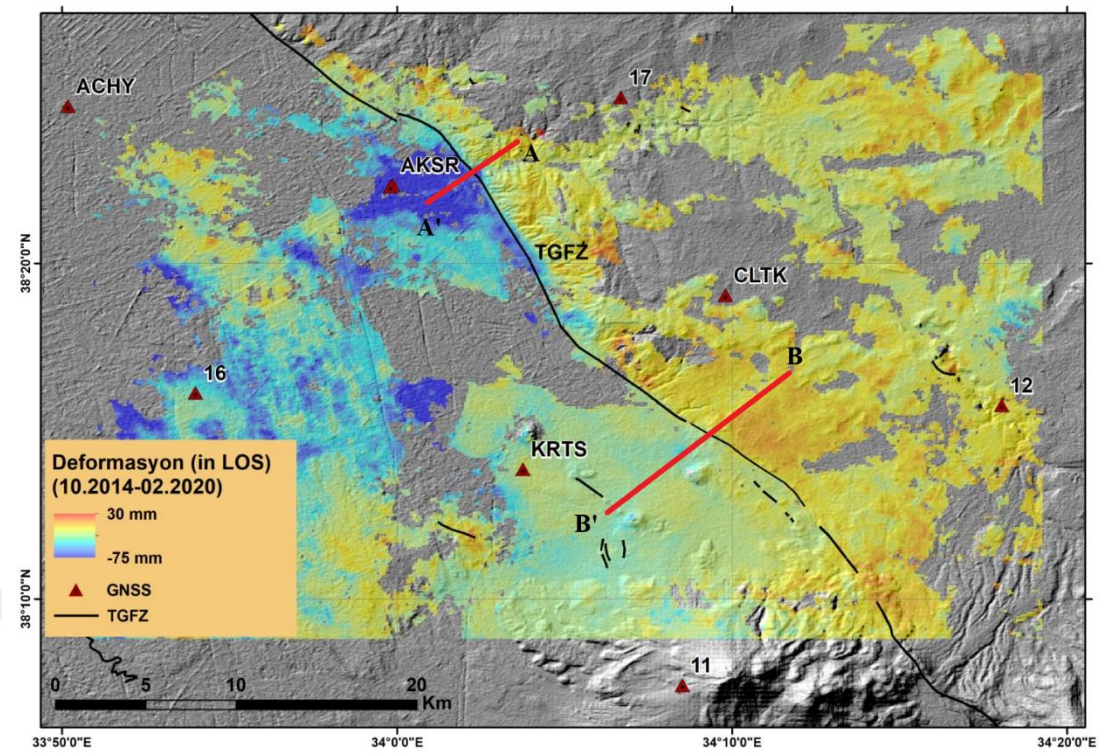
Burada d, yaklaşık dik yer değiştirme, d_{LOS} uydu bakış doğrultusundaki düşey yer değiştirme ve θ_{inc} uydunun bakış açısını ifade etmektedir. SAR görüntülerinin algılandıkları tarihlerde GNSS istasyonuna ait düşey bileşen değerleri kullanılarak SAR verileri ve GNSS istasyonu arasındaki yer değiştirme değerleri karşılaştırılmıştır (Şekil 5.40).



Şekil 5.40. InSAR ve GNSS ile elde edilen çökme değerleri.

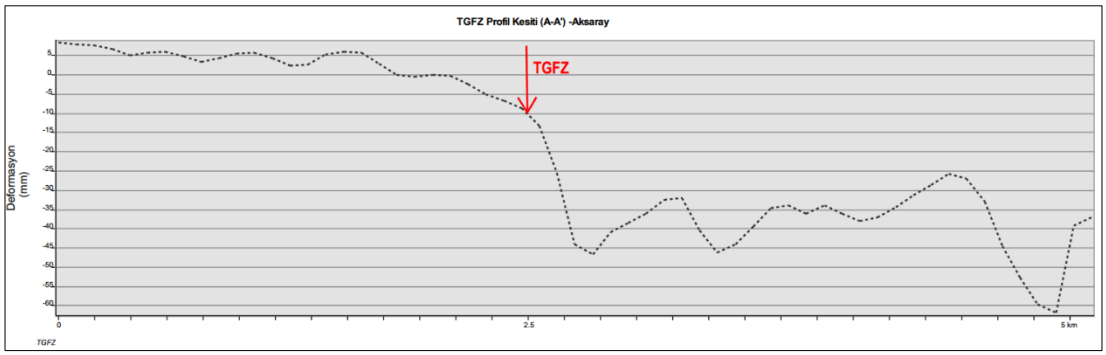
Elde edilen veriler arasındaki uyuşum incelendiğinde, GNSS ve SAR görüntülerinin yaklaşık 2000 günlük zaman periyodunda aynı tepkiler vererek çökme hareketi sergiledikleri, bu hareketin iki veri setinde de benzer olduğu ve aralarında genel anlamda uyuşum olduğu gözükmektedir. İlerleyen yıllarda bölgede farklı InSAR verileri ve yöntemleriyle yapılacak olan çalışmaların, tesis edilen ağdaki noktaların düşey bileşenlerinin de daha yüksek hassasiyette elde edilecek olmasıyla birlikte bölgeye ait deformasyonla ilgili daha detaylı karşılaştırmalar yapılabileceği düşünülmektedir.

Çalışma alanındaki SAR verilerinden yüksek uyuşuma sahip bölgelerden faya yaklaşık olarak 5 ve 10 km uzunlunğunda dik alınan kesitler sonucunda fayın doğu ve batı kısımlarındaki uydu bakış doğrultusundaki yükseklik değişimleri elde edilmiştir (Şekil 5.41).



Şekil 5.41. SAR görüntülerinden alınan kesitler.

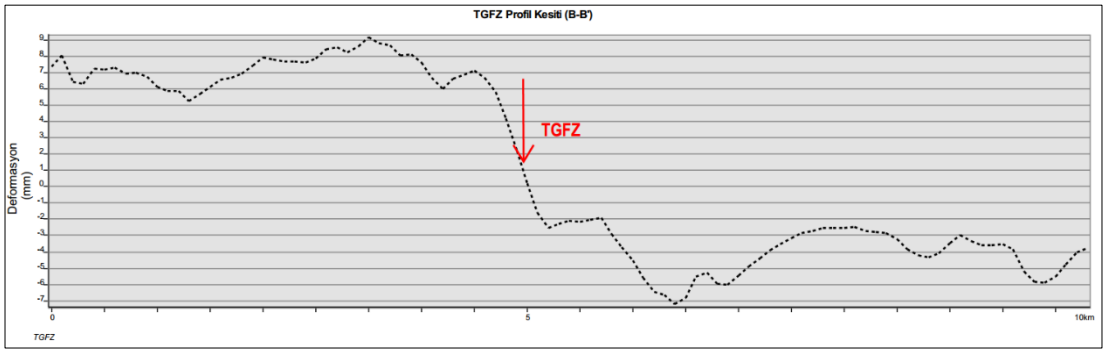
Çalışma alanındaki ilk kesit en yüksek çökme değerinin elde edildiği Aksaray şehir merkezinden D-B yönlü faya dik bir profil boyunca yaklaşık 5 km'lik bir hatta Aksaray segmenti üzerinden alınmıştır (A-A'). Fayın doğu ve batısında kalan noktalar arasındaki yükseklik değişimi değerleri incelendiğinde 70 mm'lere varan farklar gözükmektedir (Şekil 5.42). Bunun nedeninin önceki bölümlerde belirtildiği üzere Aksaray şehir merkezinin mevcut jeolojik yapısına ek olarak bölgedeki tarımsal faaliyetlerin etkisinde kaldığı düşünülmektedir.



Şekil 5.42. A-A'kesiti.

Bölgeye ait ikinci kesit ise Akhisar-Kılıç segmenti üzerinde D-B yönlü faya dik olacak şekilde yaklaşık 10 km'lik bir hatta alınmıştır (B-B'). Fayın doğu ve batısında kalan

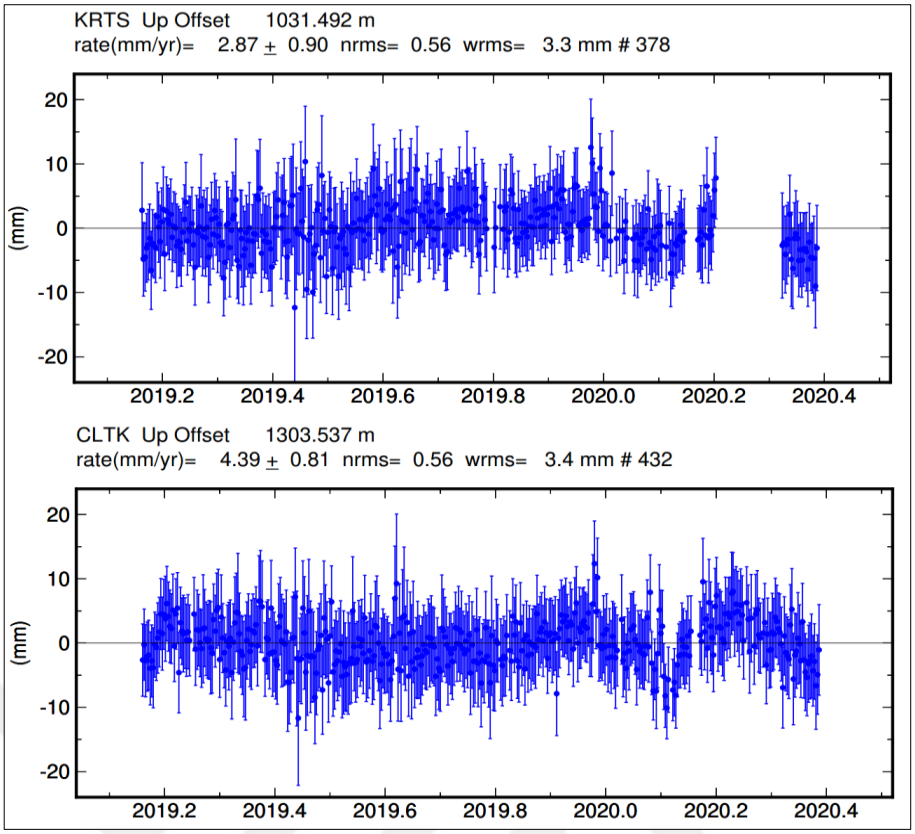
noktalar arasındaki yükseklik değişimi değerleri incelendiğinde yaklaşık 15 mm'lere varan farklar gözükmektedir (Şekil 5.43).



Şekil 5.43. B-B'kesiti.

Elde edilen kesitler incelendiğinde A-A' kesitinde bulunan fayın iki bloğu arasındaki farklılıklardan, fayın batı kısmının düştüğü doğu kısmının ise görece yükseldiği gözlenmektedir. Bunun sebebinin Aksaray şehir merkezinin alüvyonal bir zeminde olmasının yanı sıra o bölgede fayın normal karakterinin daha aktif oluşunun da etkisi olduğu düşünülmektedir.

B-B' kesiti incelendiğinde ise fay bloklarında doğu kısmın batı kısma göre daha hızlı bir yükselme hareketi segilediği görülmektedir. Bu sonuçların gerinim alanlarında bulunan kesit yönündeki yoğun açılma değerleriyle uyuşum içerisinde olmakla birlikte bölgedeki normal faylanma rejiminin baskın olmasından da kaynaklandığı düşünülmektedir. Buna ek olarak B-B' kesitinde karşılıklı noktalar arasındaki düşey yer değiştirmenin ortalama 11 mm olduğu gözükmektedir. Bu değerler yıllık olarak 1.8 mm'lik bir yer değiştirme oranına karşılık gelmektedir.



Şekil 5.44. CLTK ve KRTS istasyonlarının düşey bileşenine ait zaman serileri.

Kesit alınan bölgeye yakın konumda bulunan ve alınan kesite paralel konumda olan CLTK ve KRTS istasyonlarına ait yıllık düşey yer değiştirme değerlerine bakıldığında ise iki noktanın da yükselme hareketi gösterdiği fakat KRTS'ın olduğu TGFZ'nin düşen bloğunun CLTK'nin bulunduğu bloğa göre daha yavaş bir yükselme gösterdiği gözükmektedir. İki nokta arasındaki yıllık düşey yer değiştirme miktarı ise 1.5 mm olarak hesaplanmıştır (Şekil 5.44). Bu bulgularla birlikte iki veri grubunda da benzer sonuçlar elde edilmiştir ve iki veri seti arasında uyum olduğu düşünülmektedir.

6. SONUÇ VE ÖNERİLER

Bu tez çalışması kapsamında yapılan araştırma faaliyetleri maddeler halinde, araştırmalardan elde edilen bulgu ve sonuçlar ise alt maddeler halinde özetlenmiştir.

1. Orta Anadolu'daki hız ve gerinim alanı belirlemek amacıyla 2018 yılında, UDAP-Ç-18-01 (UDAP) ve 118Y068 (TÜBİTAK) projeleri kapsamında kurulan toplam 24 noktaya sahip Tuz Gölü Tektonik GNSS Ağında (TUZGA) GNSS ölçüleri yapılmıştır. Bölgede 2008 yılında kurulan 4 adet TUSAGA-Aktif ve 16 adet TUTGA noktalarına ait ölçüler de bu ağa dahil edilerek değerlendirilmiştir. Bu ölçülere ek olarak tesis edilen ağda 2018-2020 yılları arasında gerçekleştirilen 4 kampanya GNSS ölçüsü GAMIT/GLOBK yazılım takımıyla değerlendirilmiştir. Bu çalışmalar sonucunda;

• Tuz Gölü Fay Zonu Güney kesiminin güncel hız alanı elde edilmiştir.

• Elde edilen hız alanı (Şekil 5.20, Şekil 5.21, Çizelge 5.15) incelendiğinde çalışma bölgesinin Avrasya referans sistemine göre yıllık 10–35 mm'lik batı ve kuzey batı yönünde bir hareket sergilediği görülmüştür ve bu hareket bölgede yapılan diğer çalışmalarla uyumludur (Reilinger vd., 2006; Aktuğ vd., 2013). Noktaların standart sapma değerleri ise 2-4 mm arasında değişmektedir. Buna ağdaki ölçü süresinin (1.5 yıl) kısa olmasının neden olduğu düşünülmektedir. Oluşturan ağ üzerinde ilerleyen yıllarda yapılması planlanan kampanya sayısının artmasıyla tüm noktalara ait standart sapma değerlerinin düşerek yatayda 1 mm ve daha düşük seviyelere ulaşması ve buna bağlı olarak ağın kapsadığı bölge ile ilgili daha sağlıklı yorumlamaların yapılabileceği düşünülmektedir.

2. GNSS ölçülerinin değerlendirme sonucu elde edilen hızlar kullanılarak bölgenin gerinim alanları belirlenmiştir. Elde edilen gerinim alanları bölgede yapılan diğer çalışmalarda fay düzlemi ölçüm istasyonlarının kinematik analiz sonuçları ve meydana gelen depremlerin mekanizma çözümü ile karşılaştırılmıştır.

• Bölgede daha önce yapılan jeolojik çalışmalarda TGFZ 11 segmente bölünmüştür (Kürçer, 2012). Bu segmentlerden Şereflikoçhisar, Tuzgölü, Acıpınar, Aksaray, Akhisar-Kılıç, Altunhisar ve Bor segmentleri kurulan TUZGA'nın içinde kalmaktadır. Bu segmentler üzerinde hesaplanan gerinim alanlarında sırasıyla KD-GB yönlü açılmalar, Tuzgölü ve acıpınar segmentinde KD-GB yönlü sıkışmalar, az miktarda K-G açılma KD-GB açılmalar, KD-GB yönlü açılmalar, daha küçük miktarda KD-GB yönlü açılmalar ve küçük miktarda sıkışmalar ve son olarak fay düzlemine paralel

şekilde KB-GB yönlü açılmalar görülmüştür. Elde edilen sonuçların bölgedeki diğer jeolojik çalışmalarla (Çiner vd., 2011; Kürçer, 2012; Özsayın vd., 2013; Aktuğ vd., 2013) karşılaştırıldığında genel olarak uyumlu olduğu anlaşılmaktadır. Literatürde Aksaray segmentinin sağ yanal doğrultu atım bileşeni olan normal fay olarak tanımlanması ve gerinim alanlarında da bölgede özellikle normal fay karakterinin daha baskın gözlenmesi elde edilen sonuçlardaki uyumun en önemli göstergesi olarak düşünülmektedir.

• Yine bölgede 3 Haziran 2011 yılında meydana gelen depremin odak mekanizma çözümleri ile gerinim alanlarının uyumu dikkat çekmektedir. Bununla birlikte meydana gelen küçük depremlerin mekanizma çözümlerinin yapılmaması diğer segmentlerle karşılaştırmanın yapılamamasına neden olmuştur. Bölgede meydana gelen depremlerde genel olarak yüzey kırığı meydana gelmemiştir. Bu durum özellikle fayın karakteri ile ilgili net bir yorum yapmayı güçleştirmektedir. Odak mekanizma çözümleri ile gerinim alanları arasındaki uyumun, elde edilen gerinim alanlarından, deprem mekanizması çözümü olmayan bölgelere ilişkin yapılacak yorumların doğruluğunun da yüksek olacağının bir göstergesi olduğu düşünülmektedir.

• Bu çalışmanın en büyük sonuçlarından bir diğeri de gerinim analizi sonucunda elde edilen gerinim alanlarının çalışma alanındaki segmentler boyunca değişiklik göstermesidir. Bu da hareketin fay boyunca homojen olmadığını, fay zonunun farklı hareketler gösterdiğine işaret etmektedir.

3. GNSS hız verileri kullanılarak gerinim analizinin ardından fay kayma parametrelerini hesaplamak için GeodSuit yazılımı kullanılarak blok modelleme çalışmaları yapılmıştır.

• TGFZ'nin KD bloğu Blok-1, GB bloğu ise Blok-2 olarak isimlendiridikten sonra TGFZ tek, iki ve üç segmente ayrılarak blok modelleme çalışmaları yürütülmüştür. Blok modelleme sonucunda fay üzerinde ortalama faya paralel 3.2 mm/yıl sağ yönlü bir hareket ve faya dik 1.5 mm/yıl açılma miktarları hesaplanmıştır. Bu sonuçlar literatürde TGFZ'nin karakteri ile ilgili sağ yanal doğrultu atım bileşeni olan normal fay zonu görüşünü destekliyor olmakta birlikte artık hızların büyüklüğü ve blok hızlarının standart sapmalarının yüksek olması anlamlı yorum yapılmasına olanak vermemiştir. Gelecekte yapılacak kampanya ölçüleri ile hız doğrulukları ve buna paralel olarak hesaplanacak blok hızlarının doğruluğunun artacağı düşünülmektedir.

• Tez çalışması kapsamında elde edilen blok model, Aktuğ vd. (2013)'de üretilen blok modelle karşılaştırılmıştır. Her iki çalışmadan üretilen blok modellerde TGFZ üzerinde sağ yönlü bir hareket ve açılma rejimi gözlenmiştir. Bu sonuçlarla birlikte iki çalışmanın uyumlu olduğu söylenebilmektedir.

4. Çalışma alanına ait uydu bakış doğrultusundaki yer değiştirmelerin belirlenmesi amacıyla TGFZ güney kesimine ait bölgede InSAR çalışması gerçekleştirilmiştir. GMT5SAR yazılımı kullanılarak SBAS yöntemi ile bölgedeki deformasyona ait zaman serileri üretilmiştir.

• InSAR analizleri sonucunda yaklaşık 2000 günlük bir zaman periyodunda uydu bakış doğrultusundaki yer değişmeler en yüksek çökme değeri Aksaray şehir merkezinde olmak üzere -75 mm ile 30 mm arasında elde edilmiştir. Bu değerler yıllık olarak -15 mm ile 7 mm arasında değişmektedir. Uydu bakış doğrultusundaki yer değiştirme haritasında TGFZ'ye ait fay izi fayın doğu ve batısını ayıracak şekilde net bir biçimde görülebilmektedir. Fayın orta segmentlerinde doğu-batı yönlerindeki deformasyon miktarları fayın doğusunda yükselme, batısında çökme olacak şekilde elde edilebilmiştir.

• InSAR ile elde edilen deformasyon haritasındaki Aksaray şehir merkezinde bulunan çökme değerleri, AKSR TUSAGA-Aktif noktası ile karşılaştırılmış ve iki teknik arasında uyuşum olduğu ve ortak olarak düşey yönde hareket sergiledikleri görülmüştür. Bölgenin tektonik yapısı dışında bir hareket olduğu düşünülen şehir merkezindeki bu çökmenin, bölgenin Konya Kapalı Havzası içerisinde kalması ve tarım faaliyetlerinin artması sonucu yeraltından çekilen suyun yağışlarla geri beslenememesi sonucu akifer sistemlerin boşalmasından kaynaklandığı ve buna ek olarak Aksaray şehir merkezinin alüvyonal bir zeminde bulunmasından ötürü meydana geldiği düşünülmektedir.

• InSAR verilerinden yüksek uyuşuma sahip bölgeler seçilerek faya yaklaşık olarak 5 ve 10 km uzunlunğunda dik alınan kesitler sonucunda fayın doğu ve batı kısımlarında uydu bakış doğrultusundaki yükseklik değişimleri elde edilmiştir. İki kesittede fayın doğu bloğunun batı bloğuna oranla yükseldiği görülmektedir. Bu sonuçların kesit alınan iki bölgede gerinim alanlarından da elde edilen kesit yönündeki yoğun açılmaların işaret ettiği normal faylanma karakterine bağlı olabileceği düşünülmektedir.

• InSAR verilerinden elde edilen 10 km uzunlunğundaki B-B' kesiti incelendiğinde noktalar arasındaki düşey yer değiştirmenin yıllık olarak 1.8 mm'lik bir orana karşılık geldiği gözükmektedir. Bu kesite yakın bir konumda bulunan GNSS istasyonlarına ait zaman serilerine göre ise de yıllık düşey değiştirme oranı 1.5 mm civarındadır. InSAR ile elde edilen verilerde, KRTS noktasının kesit alınan noktaya göre daha yavaş bir düşey hareket sergilemesi de göz önüne alınarak bu iki veri seti arasında uyuşum olduğu gözlenmektedir. Ancak GNSS istasyonlarına ait zaman serilerinde mevsimsel yarı-yıllık ve yıllık periyotların olduğu bilinmektedir (Blewitt ve Lavallee, 2002). Bu hareketlerin modellenerek özellikle düşey yöndeki deformasyonların dikkatle izlenmesi gerekmektedir. Bu sürecin sağlıklı olması açısından ise istasyonlara ait en az 2.5 yıllık zaman serileri olması gerekmektedir. Çalışmada kullanılan istasyonların yalnızca 15 aylık ölçüleri bulunduğundan ilerleyen zamanda istasyonlara ait daha sağlıklı veriler elde edileceği düşünülmektedir.

Gerçekleştirilen bu tez çalışması sonucunda elde edilen bilgiler ışığında tektonik amaçlı yapılacak GNSS ölçmelerinde dikkat edilmesi gereken hususlar ve bölgenin tektoniği ile ilgili öneriler aşağıda sıralanmıştır.

• Bölgede kurulan TUZGA'da yeni tesis edilen noktaların sonuçlarının iyileştirilmesi ve bölge ile ülke tektoniğine katkı sağlaması amacıyla GNSS ölçülerine devam edilmelidir.

• Bölgede sürekli gözlem yapan GNSS istasyonlarının sıklaştırılması ile çevrimiçi izleme ağları, kampanya ağları ile desteklenmelidir.

KAYNAKLAR

Abdikan, S., 2007. SAR görüntülerinden üretilen interferometrik ve stereo sayısal yükseklik modellerinin kalitesinin incelenmesi, Yüksek Lisans Tezi, Yıldız Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeodezi ve Fotogrametri Mühendisliği Anabilim Dalı, İstanbul.

Abdikan, S., 2012. Monitoring of land surface subsidence in Zonguldak coal mining field in the northern Turkey using multi temporal sar interferometry, Doktora Tezi, Yıldız Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeodezi ve Fotogrametri Mühendisliği Anabilim Dalı, İstanbul.

Açıkgöz, M., 2010. Türkiye Ulusal Yatay Kontrol Ağı'nın kuzeybatı bölümünde yer kabuğu hareketleri nedeniyle oluşan deformasyonun yersel ve GPS ölçüleri ile araştırılması, Doktora Tezi, İTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.

Aki, K. ve Richards, P.G., 1980. Quantitative seismology theory and methods, I-II, W.H. Freeman and Co., San Francisco, USA.

Aktuğ, B., 2006. Jeodezik ölçüler ile deprem kaynak parametrelerinin belirlenmesinde yöntem araştırması, Doktora Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.

Aktuğ, B. ve Kılıçoğlu, A., 2006. Recent crustal deformation of Izmir, Western Anatolia and surrounding regions as deduced from repeated GPS measurements and strain field, Journal of Geodynamics, 41, 5, 471-484.

Aktuğ, B. ve Çelik, R. N., 2008. Jeodezik ölçüler ile deprem kaynak parametrelerinin belirlenmesi, İTÜ Dergisi, 7, 1, 89-102.

Aktuğ, B., Kaypak, B. ve Çelik, R. N., 2010. Source parameters of 03 february 2002 çay earthquake, mw 6.6 and aftershocks from gps data, southwestern Turkey, Journal of Seismology, 14, 445–456.

Aktuğ, B. ve Lenk, O., 2010. Yeni gelişmeler ışığında ağ hiyerarşisi, ölçü süreleri ve duyarlık ölçütlerinin incelenmesi, Harita Dergisi, 144, 40-50.

Aktuğ, B., Parmaksız, E., Kurt, M., Lenk, O., Kılıçoğulu, A., Gürdal, M.A. ve Özdemir, S., 2013. Deformation of Central Anatolia: GPS implications, Journal of Geodynamics, 67, 78-96.

Aktuğ, B., 2017. Jeodezik deprem tehlike haritası, 16. Türkiye Harita Bilimsel ve Teknik Kurultayı, 03.05.2017 - 06.05.2017, Beytepe Kültür ve Kongre Merkezi, Ankara.

Akyüz, H. S., Uçarkuş, G., Şatır, D., Dikbaş, A. ve Kozacı, Ö., 2006. 3 Şubat 2002 Çay depreminde meydana gelen yüzey kırığı üzerinde paleosismolojik araştırmalar, Yerbilimleri dergisi, 27, 41–52.

Aladoğan, K., 2017. Kuzey anadolu fayı bolu-çorum segmenti boyunca yer kabuğu hareketlerinin gnss yöntemiyle izlenmesi, Yüksek Lisans Tezi, Afyon Kocatepe Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Afyonkarahisar.

Aladoğan, K., Tiryakioğlu, İ., Yavaşoğlu, H., Alkan, R. M., Alkan, M. N., Köse, Z., İlçi, V., Ozulu, İ. M., Tombuş, F. E. ve Şahin, M., 2017. Kuzey anadolu fayı bolu-çorum segmenti boyunca yer kabuğu hareketlerinin GNSS yöntemiyle izlenmesi, Afyon Kocatepe Üniversitesi Fen ve Mühendislik Bilimleri Dergisi, 17, 3, 998-1003.

Alkan, N. M., 2018. Kuzey anadolu fayı (kaf) bolu-çankırı ve amasya bölgelerindeki asismik tektonik yapının periyodik GPS ölçümleri ile belirlenmesi, Doktora tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.

Amelung, F. ve Bell, J. W., 2003. Interferometric synthetic aperture radar observations of the 1994 Double Spring Flat, Nevada earthquake (M5.9): Mainshock accompanied by triggered slip on a conjugate fault, Journal of Geophysical Research, 108, 9, 1-11.

Atabey, E., 2000. Deprem, MTA yayınları eğitim serisi, 34, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.

Atzori, S. ve Antonioli, A. 2011. Optimal fault resolution in geodetic inversion of coseismic data, Geophysical Journal International, 185, 1, 529-538.

Avallone, A., Marzario, M., Cirella, A., Piatanesi, A., Rovelli, A., Di Alessandro, C., D'Anastasio, E., D'Agostino, N., Giuliani, R. ve Mattone, M., 2011. Very high rate (10hz) gps seismology for moderate-magnitude earthquakes: the case of the mw 6.3l'aquila (central italy) event, Journal of Geophysical Research, 116, B02305.

Aydöner, C. ve Maktav, D., 2006. Uydu ve yersel veri entegrasyonu ile deprem sonrası arazi örtüsü/kullanımı analizi, İTÜ Dergisi, 5, 2, 35-48.

Ayhan, M. E., Bürgmann, R., McClusky, S., Lenk, O., Aktug, B., Herece, E. ve Reilinger, R. E., 2001. Kinematics of the Mw 7.2, 12 November 1999, Düzce, Turkey Earthquake, Geophysical Research Letters, 28, 2, 67–370.

Ayhan, M. E., Demir, C., Lenk, O., Kılıçoğlu, A., Aktuğ, B., Açıkgöz, M., Fırat, O., Şengün, Y.S., Cingöz, A., Gürdal, M.A., Kurt, A. İ, Ocak, M., Türkezer, A., Yıldız, H., Bayazıt, N., Ata, M., Çağlar, Y. ve Özerkan, A., 2002. Türkiye Ulusal Temel GPS Ağı -1999A (TUTGA-99A), Harita Dergisi, Özel Sayı:16, Mayıs 2002.

Barnhart, W. D. ve Lohman, R. B., 2010. Automated fault model discretization for inversions for coseismic slip distributions, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 115, 10, 1-17.

Beekman, P. H., 1966. The pliocene and quaternary volcanism in the Hasan Dağ-melendiz dağ region, MTA Bulletin, 66, 90-105.

Benedetti, E., Branzanti, M., Biagi, L., Colosimo, G., Mazzoni, A. ve Crespi, M., 2014. Global Navigation Satellite Systems seismology for the 2012 Mw 6.1 Emilia earthquake: Exploiting the VADASE algorithm, Seismological Research Letters, 85, 3, 649-656.

Bennett, R. A. Rodi, W. ve Reilinger, R. E., 1996. Global Positioning System constraints on fault slip rates in southern California and northern Baja, Mexico, J. Geophys. Res., 101, 10, 21943-21960.

Berardino, P., Fornaro, G., Lanari, R. ve Sansosti, E., 2002. A new algorithm for surface deformation monitoring based on small baseline differential SAR interferograms, IEEE Transactions on geoscience and remote sensing, 40, 11, 2375-2383.

Betz, J., 2016. Engineering satellite-based navigation and timing, New Jersey: John Wiley and Sons Ltd.

Bilham, R., 1987. Space geodesy and earthquake prediction, Aerospace Century XXI, v. 64, Advances in the Astranautical sciences, 1637-59.

Bilich, A., Cassidy, J. F. ve Larson, K. M., 2008. GPS seismology: application to the 2002 m w 7.9 denali fault earthquake, Bulletin of the Seismological Society of America, 98, 2, 593-606.

Blewitt, G. ve Lavallee, D., 2002. Effect of annual signals on geodetic velocity, J. Geophys. Res., 107, 2145.

Blewitt, G., Hammond, W. C., Kreemer, C., Plag, H. P., Stein, S. ve Okal, E., 2009. GPS for real-time earthquake source determination and tsunami warning systems, Journal of geodesy, 83, 3-4, 335-343.

Blumenthal, M. M., 1941. Niğde ve Adana Vilayetleri dahilindeki Torosların jeolojisine umumi bir bakış, MTA yayını, 6, B, 95.

Blumenthal, M. M., 1952. Toroslarda Yüksek Aladağ silsilesinin coğrafyası, stratigrafisi ve teknonigi hakkında yeni etüdler, Maden Tetkik Arama Enstitüsü, Ankara, 6, 136.

Bock, Y., Prawirodirdjo, L. ve Melbourne, T. I., 2004. Detection of arbitrarily large dynamic ground motions with a dense high-rate GPS network, Geophysical Research Letters, 31, 6, 1-4.

Bos, A. G., Usai, S. ve Spakman, W., 2004. A joint analysis of GPS motions and InSAR to infer the coseismic surface deformation of the Izmit, Turkey earthquake, Geophys. J. Int., 158, 3, 849-863.

Bozkurt, E., 2001. Neotectonics of Turkey - A synthesis, Geodinamica Acta, 14, 1-3, 3-30.

Brahim, D., Mourad, A. ve Abdelhalim, G., 2018. Designing and developing a web server for real time gps data processing for ınternet of things applications using gamit/globk, International Journal Of Computing And Network Technology, 6, 1, 13-21.

Branzanti, M., Colosimo, G., Crespi, M. ve Mazzoni, A., 2012. GPS near-real-time coseismic displacements for the great Tohoku-oki earthquake, IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters, 10, 2, 372-376.

Brunner, F. K., 1979. On the analysis of geodetic networks for the determination of the incremental strain tensor, Survey Review, 25, 192, 56–67.

Burgmann, R., Ayhan, M. E., Fielding, E. J., Wright, T. J., McClusky, S., Aktuğ, B., Demir, C., Lenk, O. ve Türkezer, A., 2002. Deformation during the 12 November 1999 Duzce, Turkey Earthquake, from GPS and InSAR Data, Bulletin of the Seismological Society of America, 92, 1, 161-171.

Calò, F., Notti, D., Galve, J. P., Abdikan, S., Görüm, T., Orhan, O., Makineci, H.B., Pepe, A., Yakar, M. ve Şanli, F. B., 2018. A multi-source data approach for the investigation of land subsidence in the Konya basin, Turkey, International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, 42, 129-135.

Campbell, D., Jurgens, R., Dyce, R., Harris, F. ve Pettengill, G., 1970. Radar interferometric observations of Venus at 70-centimeter wavelength, Science, 170, 3962, 1090-1092.

Çomut, F. C., 2016. Farklı yeryüzü özelliklerinde ileri InSAR teknikleri kullanılarak yüzey deformasyonlarının belirlenmesi, Doktora Tezi, Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Konya.

Cohen, S. C., 1999. Numerical models of crustal deformation in seismic zones, Advances in Geophysics, 41, 133-231.

Colesanti, C., Ferretti, A., Novali, F., Prati, C. ve Rocca, F., 2003. SAR monitoring of progressive and seasonal ground deformation using the permanent scatterers technique, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 41, 7, 1685-1701.

Colosimo, G., Crespi, M. ve Mazzoni, A., 2011a. Real-time GPS seismology with a stand-alone receiver: A preliminary feasibility demonstration, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 116, 11, 1-14.

Colosimo, G., Crespi, M., Mazzoni, A. ve Dautermann, T., 2011b. Co-seismic displacement estimation: Improving tsunami early warning systems, GIM International, 25, 5, 19-23.

Crowell, B. W., Bock, Y. ve Squibb, M. B., 2009. Demonstration of earthquake early warning using total displacement waveforms from real-time GPS networks, Seismological Research Letters, 80, 5, 772-782.

Curlander, J. C. ve McDonough, N. R., 1991. Synthetic Aperture Radar: Systems and Signal Processing, John Wiley & Sons, New York.

Çakır, Z., 2003. Analysis of the crustal deformation caused by the 1999 Izmit and Düzce Earthquakes using Synthetic Aperture Radar Interferometry, Doktora Tezi, İTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.

Çakmak, R., 2010. Jeodezik çalışmalarla marmara bölgesinde deprem döngüsünün belirlenmesi ve modellerle açıklanması, Doktora Tezi, İTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.

Çemen, İ., Göncüoğlu, M. C. ve Dirik, K., 1999. Structural evolution of the Tuzgölü basin in Central Anatolia, Turkey, Journal of Geologys, 107, 693-706.

Çiftçi, B. 2007. Geological evolution of the Gediz Graben, SW Turkey: temporal and spatial variation of the graben, Doktora Tezi, ODTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara.

Çiner, A., Aydar, E., Dirik, K., Rojay, B., Özsayin, E., Ersoy, O., Çubukçu, E., Yildirim, C. ve Kutluay, A., 2011. Vertical Anatolian Movement Project. TOPOEUROPE-ESF (European Science Foundation)-TÜBİTAK Co-Project, (107Y333).

Çorumluoğlu, Ö., 2000. Yüksek Presizyonlu GPS Teknikleri Lisansüstü Ders Notları, Selçuk Üniversitesi Mühendislik Mimarlık Fakültesi Jeodezi ve Fotogrametri Mühendisliği Bölümü, Konya.

Davis, J. P. ve Smalley, R., 2009. Love wave dispersion in central North America determined using absolute displacement seismograms from high-rate GPS, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 114, 11, 1-19.

Deguchi, T., Kato, M., Akcin, H. ve Kutoglu, H. S., 2006. Automatic processing of Interferometric SAR and accuracy of surface deformation measurement, SAR Image Analysis, Modeling, and Techniques VIII, 6363, 9.

Delacourt, C., Briole, P. ve Achache, J., 1998. Tropospheric corrections of SARinterferograms with strong topography, Application to Etna, Geophysical Research Letters, 25, 15, 2849-2852.

Derman, A. S., Rojay, B., Güney, H. ve Yıldız, M., 2000. Koçhisar-Aksaray fay zonu'nun evrimi hakkında yeni veriler, Haymana-Tuzgölü-Ulukışla basenlerinin uygulamalı çalışması, Bildiri Özetleri, 1, Aksaray.

Derman, A. S., Rojay, B., Güney, H. ve Yıldız, M., 2003. Koçhisar-Aksaray fay zonu'nun evrimi hakkında yeni veriler, Türkiye Petrol Jeologları Derneği Haymana-Tuzgölü-Ulukışla Basenleri Uygulamalı Çalışma-2001.

Dhont, D., Chorowicz, J., Yürür, T., Froger, J. L., Köse, O. ve Gündoğdu, N., 1998. Emplacement of volcanic vents and geodynamics of Central Anatolia, Turkey, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 85, 33–54.

Dinçer, B., 2019. Tuzgölü Havzasında bazı ana fay zonlarının gravite ve manyetik yöntemler ile belirlenmesi ve tektonik yorumu, Yüksek Lisans tezi, Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara.

Dirik, K. ve Göncüoğlu, M. C., 1996. Neotectonic characteristics of Central Anatolia, International Geology Review, 38, 807-817.

Dirik, K. ve Erol, O., 2000. Tuzgölü ve civarının tektonomorfolojik evrimi Orta Anadolu, Türkiye Haymana-Tuzgölü-Ulukışla Basenleri Uygulamalı Çalışma (Workshop), TPJD Bülteni, Özel sayı 5.

Dirik, K., 2001. Neotectonic evolution of the northwestward arched segment of the Central Anatolian fault zone, Central Anatolia, Turkey, Geodinamica Acta, 14, 147-158.

Dirik, K. ve Erol, O., 2003. Tuzgölü ve civarının tektonomorfolojik evrimi, Orta Anadolu-Türkiye, Türkiye Petrol Jeologları Derneği, Özel Sayı 5, 27-46.

Dirik., K. 2005. Levha Tektoniği ders notları, Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği, Ankara.

Doğan, U., 2002. Ağustos 1999 İzmit Depreminden Kaynaklanan Deformasyonların Kinematik Modellerle Araştırılması, Doktora Tezi, YTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.

Du Toit, A. L., 1937. Our wandering continents: an hypothesis of continental drifting, Oliver and Boyd; First Edition edition, Edinburgh.

Eckl, M. C., Snay, R. A., Soler, T., Cline, M. W. ve Mader, G. L., 2001. Accuracy of GPS-derived relative positions as a function of interstation distance and observing-session duration, Journal of geodesy, 75, 12, 633-640.

Elliott, J. R., Nissen, E. K., England, P. C., Jackson, J. A., Lamb, S., Li, Z., Oehlers, M. ve Parsons, B., 2012. Slip in the 2010-2011 Canterbury earthquakes, New Zealand, Journal Of Geophysıcal Research, 117, B3, B3401.

Emore, G. L., Haase, J. S., Choi, K., Larson, K. M. ve Yamagiwa, A., 2007. Recovering seismic displacements through combined use of 1-Hz GPS and strong-motion accelerometers, Bulletin of the Seismological Society of America, 97, 2, 357-378.

Emre, Ö., Duman, T. Y., Özalp, S., Elmacı, H., Olgun, Ş. ve Şaroğlu, F., 2013. Açıklamalı Türkiye Diri Fay Haritası, Ölçek 1:1.250.000. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Özel Yayın Serisi, 30, Ankara.

Eren, K., 1987. Geodetic Network Adjusment Using GPS Triple Difference Observation and Apriori Stochastic İnformation, Technical Report, Noil, Instute of Geodesy University of Stuttgard, Stuttgart.

Eren, Y., 2000. Polyphase Alpine deformation at the northern edge of the Menderes-Taurus block, North Konya, Central Turkey, Journal of Asian Earth Sciences, 19, 737-749.

Ergin, M., Aktar, M., Özalaybey, S., Tapirdamaz, M. C., Selvi, O. ve Tarancioglu, A., 2009. A high-resolution aftershock seismicity image of the 2002 Sultandağı-Çay earthquake (Mw = 6.2), Turkey, Journal of Seismology, 13, 4, 633–646.

Ergintav, S., Bürgmann, R., McClusky, S., Çakmak, R., Reilinger, R. E., Barka, A., Lenk, O. ve Gürkan, O., 2002. Postseismic Deformation Near The Izmit Earthquake (08/17/1999, M =7.5) Rupture Zone, Bulletin of the Seismological Society of America, 92, 1, 194-207.

Ersoy, N., 1997. İstanbul nirengi çalışmalarının yersel ve GPS ölçüleri ile değerlendirilmesi ve analizi, Doktora Tezi, Yıldız Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeodezi ve Fotogrametri Anabilim Dalı, İstanbul.

Ersoy, Ş., 2020. Kıtaların hareketleri ve levha tektoniği ders notları, Yıldız Teknik Üniversitesi, İnşaat Mühendisliği, Ankara.

Esat, K., 2011. Ankara çevresinde Orta Anadolu'nun neotektoniği ve depremselliği, Doktora Tezi, Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara.

Feigl, K. L., King, R. W. ve Jordan, T. H., 1990. Geodetic Measurement of Tectonic Deformation in the Santa Maria Fold and Thrust Belt, California, Journal of Geophysical Research, 95, B3, 2679-2699.

Feigl, K. L. ve Dupré, E., 1999. RNGCHN: a program to calculate displacement components from dislocations in an elastic half-space with applications for modeling geodetic measurements of crustal deformation, Computers and Geosciences, 25, 695-704.

Feigl, K. L., Sarti, F., Vadon, H., Durand, P., Mclusky, S., Ergintav, S., Burgmann, R., Rigo, A., Massonnet, D. ve Reilinger, R., 2002. Estimating slip distribution for the Izmit mainshock from coseismic GPS, ERS-1, RADARSAT and SPOT measurements, Bulletin of the Seismological Society of America, 92, 1, 138-160.

Fernandez-Blanco, D., Bertotti, G. ve Çiner, A., 2013. Cenozoic tectonics of the Tuz Gölü Basin (Central Anatolia Plateau, Turkey), Turkish Journal of Earth Sciences, 22, 5, 715-738.

Ferretti, A., Prati, C. ve Rocca, F., 2001. Permanent scatterers in SAR interferometry, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 39, 1, 8-20.

Ferretti, A., Fumagalli, A., Novali, F., Prati, C., Rocca, F. ve Rucci, A., 2011. A new algorithm for processing interferometric data-stacks: SqueeSAR, IEEE Transactions on geoscience and remote sensing, 49, 9, 3460-3470.

Fialko, Y., Sandwell, D., Simons, M. ve Rosen, P., 2005. Three-dimensional deformation caused by the Bam, Iran, earthquake and the origin of shallow slip deficit, Nature, 435, 7040, 295-299.

French, G. T., 1996. Understanding The GPS-an introduction to the Global Positioning system bethesda, MD 20814, GeoResearch. Inc. USA.

Gabriel, A.K., Goldstein, R.M. ve Zebker, H.A., 1989. Mapping small elevation changes over large areas: differential radar interferometry, J. Geophys. Res., 94, 9183-9191.

Ge, L., 1999. GPS seismometer and its signal extraction, Proc. 12th Int. Tech. Meeting of the Satellite Division of the U.S. Inst. of Navigation GPS ION'99, Nashville, Tennessee, 14–17 September, 1999.

Ge, L., Han, S., Rizos, C., Ishikawa, Y., Hoshiba, M., Yoshida, Y., Izawa, M., Hashimoto, N. ve Himori, S., 2000. GPS seismometers with up to 20-Hz sampling rate, Earth Planets Space, 52, 10, 881–884.

Gens, R., 1998. Quality assessment of SAR interferometric data, PhD Thesis, Universtiy of Hannover.

Gezgin, C., 2015. GNSS gözlem sürelerinin baz çözümlerine etkisinin araştırılması, Yüksek Lisans Tezi, Aksaray Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Aksaray.

Gezgin, C., Tiryakioğlu, İ., Ekercin, S. ve Gürbüz, E., 2020. Tuz Gölü Fay Zonu (TGFZ) Güney Kesimine ait tektonik hareketlerin GNSS gözlemleri ile izlenmesi, Afyon Kocatepe Üniversitesi Fen ve Mühendislik Bilimleri Dergisi, 20, 3, 1-9.

Giardini, D., Woessner, J., Danciu, L., Crowley, H., Cotton, F., Grünthal, G., Pinho, R., Valensise, L. ve the SHARE consortium, 2013. European Seismic Hazard Map for Peak Ground Acceleation, 10% Exceedance Probabilities in 50 years.

Goldstein, R. M., Zebker, H. A. ve Werner, C. L., 1988. Satellite radar interferometry: Twodimensional phase unwrapping, Radio Science, 23, 4, 713-720.

Gökalp, E., 1994. GPS ölçme süresini kısaltma amaçlı yöntem geliştirme, Doktora Tezi, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.

Göncüoğlu, M. C., Dirik, K., Erler, A., Yalınız, K., Özgül, L. ve Çemen, İ., 1996. Tuzgölü havzası batı kısmının temel jeolojik sorunları (Basic Geologic Problems of Western Part of Tuzgölü Basin), Turkish Petroleum Corporation (TPAO) Report, 3753.

Görmüş, K. S., 2011. Kuzey Anadolu Fayı ismetpaşa segmentindeki krip hızı değişiminin izlenmesi, Doktora tezi, Zonguldak Karaelmas Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Zonguldak.

Görür, N. ve Derman, A.S., 1978. Tuzgölü-Haymana havzasının stratigrafik ve tektonik analizi, TPAO Rapor, 1514.

Görür, N., Oktay, F. Y., Seymen, I. ve Şengör, A. M. C., 1984. Palaeotectonic evolution of the Tuzgölü basin complex, Central Turkey: sedimentary record of a Neo-Tethyan closure, Geological Society, London, Special Publications, 17, 1, 467-482.

Graham, L. C., 1974. Synthetic interferometer radar for topographic mapping, Proceedings of the IEEE, 62, 6, 763-768.

Gu, G. H., Wan, G. ve Wu, X., 2009. Coseismic displacements from the 2008 Wenchuan M 8.0 earthquake observed by GPS, Earthquake, 29, 1, 92–99.

Guo, B., Zhang, X., Ren, X. ve Li, X., 2015. High-precision coseismic displacement estimation with a single-frequency GPS receiver, Geophysical Journal International, 202, 1, 612-623.

Gutenberg, B. ve Richter, C. F., 1954. Seismicity of the Earth, second edition, Princeton Press.

Gül, D., 2016. Sarıgöl (Manisa) bölgesindeki tektonik hareketlerin GNSS tekniği ile belirlenmesi, Yüksek Lisans Tezi, Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Sivas.

Gürbüz, A., 2012. Tuz Gölü Havzası'nın Pliyo- Kuvaterner'deki Tektono-sedimanter evrimi, Doktora Tezi, Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara.

Gürbüz, A. ve Kazancı, N., 2015. Genetic framework of Neogene–Quaternary basin closure process in central Turkey, Lithosphere 7, 4, 421-426.

Gürmen, G., 2003. Yapay açıklıklı radar (SAR) ile görüntü oluşturma, Yüksek Lisans Tezi, İTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.

Hanks, T. C., 1985. The national earthquake hazards reduction program: scientific status, U.S. Geological survey bulletin, 1659.

Hanssen, R., 2001. Radar interferometry: data interpretation and error analysis, Kluwer Academic Publishers Dordrecht, ISBN-10:0792369459, 328.

Harvard University, 2002. http://www.seismology.harvard.edu.

Hastaoğlu, K. Ö., Poyraz, F., Türk, T., Koçbulut, F., Şanlı, U., Yılmaz, I., Şanlı Balık, F., Kuçak, R. A, Demirel, M., Gürsoy, Ö. ve Duman, H., 2014. GPS ve Ps-Insar yöntemleri kullanılarak Koyulhisar (Sivas) heyelanlarının izlenmesi: ilk sonuçlar, Gümüşhane Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi, 4, 2, 161-175.

Hatanaka, Y., Tsuji, H., Abe, Y., Iimura, Y., Kobayashi, K. ve Morishita, H., 1994. Coseismic crustal displacements from the 1994 Hokkaido-Toho-Oki earthquake revealed by a nationwide continuous GPS array in Japan-results of GPS kinematic analysis, Japanese Symposium on GPS, Tokyo, Japan, 15–16 December, 141–147.

He, L., Wu, L., Liu, S., Wang, Z., Su, C. ve Liu, S. N., 2015. Mapping two-dimensional deformation field time-series of large slope by coupling DInSAR-SBAS with MAI-SBAS, Remote Sensing, 7, 9, 12440-12458.

Heki, K. ve Tamura, Y., 1997. Short-term afterslip in the 1994 Sanriku-HarukaOki earthquake, Geophys. Res. Letter, 24, 24, 3285–3288.

Hesper, E. T., 1991. Investigations on the use of GPS for geodetic and orbit determination applications, Report LR-649, Delft University.

Herring, T. A., 1990. Geodesy by radio interferometry: the application of kalman filtering to very long baseline interferometry, Journal of Geophysical Research, 95, 12561-12581.

Herring, T. A., 1999. Geodetic Applications of GPS, IEEE, 87, 1.

Herring, T. A., King, R. W. ve McClusky, S., 2009a. Globk Referance Manual, Global Kalman filter VLBI and GPS analysis program, Massachusetts Institute of Technology.

Herring, T. A., King, R. W. ve McClusky, S., 2009b. GAMIT Referance Manual, Massachusetts Institute of Technology.

Herring T. A., Floyd, M. A., King, R. W. ve McClusky, S. C., 2015a. Global Kalman filter VLBI and GPS analysis program 10.6., Department of Earth. Atmospheric and Planetary Sciences, Massachusetts Institute of Technology.

Herring, T. A., King, R. W., Floyd, M. A. ve McClusky, S. C., 2015b. Global Kalman filter VLBI and GPS analysis program, Program manual, Department of Earth Atmospheric, And Planetary Sciences, Massachusetts Institute of Technology, Boston, USA.

Herring, T. A., King, R. W., Floyd, M. A. ve McClusky, S. C., 2015c. Introduction to GAMIT/GLOBK, Program manuel. Department of Earth, Atmospheric, And Planetary Sciences, Massachusetts Institute of Technology, Boston, USA.

Herring, T., King, R. ve McClusky, S., 2015d. Gamit reference manual, release 10.6, department of earth, atmospheric, and planetary sciences, Massachussetts Institute of Technology.

Hirahara, K., Nakano, T., Hoso, Y., Matsuo, S. ve Obana, K., 1994. An experiment for GPS strain seismometer, Japanese Symposium on GPS, Tokyo, Japan, 15–16 December, 67–75.

Hofmann, W. B., Lichtenegger H. ve Collins, J., 1997. Global Positioning System: Theory and Practice, Springer-Verlag/Wien, New York.

Hong, S. H., Wdowinski, S. ve Kim, S. W., 2008. Small temporal baseline subset (STBAS): a new InSAR technique for multi-temporal monitoring wetland's water level changes, Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2008. IGARSS 2008. IEEE International, III-550-III-553.

Hooper, A., Zebker, H., Segall, P. ve Kampes, B., 2004. A new method for measuring deformation on volcanoes and other natural terrains using InSAR persistent scatterers, Geophysical Research Letters, 31, 23.

Hsu, L. ve Bürgmann, R., 2006. Surface creep along the Longitudinal Valley fault, Taiwan from InSAR measurements, Geophysical research letters, 33, 6.

Hung, H. K., Rau, R. J., Benedetti, E., Branzanti, M., Mazzoni, A., Colosimo, G. ve Crespi, M., 2017. GPS Seismology for a moderate magnitude earthquake: Lessons learned from the analysis of the 31 October 2013 ML 6.4 Ruisui (Taiwan) earthquake, Annals of Geophysics, 60, 5, 0553.

Işık, V., 2009. Ductile shear zone in granitoid of Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey: Implications for Late Cretaceous extensional deformation, Journal of Asian Earth Sciences, 34, 507–521.

İçen, E., 2018. Küresel ve bölgesel konumlama sistemleri, teknolojileri ve uygulamaları, Havacılık ve Uzay Teknolojileri Uzmanlığı Tezi, Havacılık ve Uzay Teknolojileri Genel Müdürlüğü, Ankara.

İnal, C. ve Salgın, Ö., 2008. Farklı GPS yazılımları ile değerlendirilen GPS baz uzunluklarının bilinen değerler ile karşılaştırılması, Selçuk Üniversitesi Mühendislik, Bilim ve Teknoloji Dergisi, 23, 2, 13-24.

Jaffey, N. ve Robertson, A. H., 2001. New sedimentological and structural data from the Ecemiş Fault Zone, southern Turkey: implications for its timing and offset and the Cenozoic tectonic escape of Anatolia, Journal of the Geological Society, 158, 2, 367-378.

Ji, C., Larson, K. M., Tan, Y., Hudnut, K. W. ve Choi, K., 2004. Slip history of the 2003 San Simeon earthquake constrained by combining 1-Hz GPS, strong motion, and teleseismic data, Geophysical research letters, 31, 17.

Jiang, F. Y., Zhu, L. Y., Zhang, X., Wang, S. X. ve Ji, L. Y., 2013. Deformation preparation background of Lushan MS7.0 earthquake and its coseismal response, Journal of Seismological Research, 36, 4, 450–454.

Jimenez-Munt, I. ve Sabadini, R., 2002. The block-like behavior of Anatolia envisaged in the modeled and geodetic strain rates, Geophys. Res. Lett, 29, 20, 1978.

Jingnan, L., Rongxin, F. ve Chuang, S., 2012. Recent progress on GNSS seismology, In Global Navigation Satellite Systems: Report of a Joint Workshop of the National Academy of Engineering and the Chinese Academy of Engineering, National Academies Press, 189.

Kara, İ., 2018. Orta Marmara fayının kinematiğinin GPS ölçmeleriyle izlenmesi, Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.

Kahveci, M. ve Yıldız, F., 2009. GPS/GNSS uydularla konum belirleme sistemleri teori ve uygulama, Nobel, Ankara, Türkiye.

Kalaycı, İ., 1997. GPS ile ortometrik yüksekliğin belirlenmesi üzerine bir çalışma, Yüksek Lisans Tezi, Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Konya.

Kalaycı, İ., 2003. GPS destekli detay alımında yeni bir teknik (GPSSİT)'in uygulanabilirliğinin araştırılması, Doktora Tezi, Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Konya.

Kampes, B. M., 2005. Displacement parameter estimation using permanent scatterer interferometry, TU Delft, Delft University of Technology.

Kaplan, D. E. ve Hegarty, C. J., 2006. Understanding GPS Principles and Application. Artech House, Second Edition, Boston.

Karaman, E. M., 1986. Altınekin (Konya) çevresinin jeolojik ve tektonik evrimi. Türkiye Jeoloji Bülteni, 29, 1, 157-171.

Karimzadeh, S. ve Ahmadi, F. F., 2013. Using Advanced Space-borne Radar Technology for Detection and Measurement of Land Subsidence and Interseismic Slip Rates, the Case Study: NW Iran, Studies in Surveying and Mapping Science, 1, 1, 1-9.

Keller, E. A., 2005. Çevre jeolojisine giriş, Gazi Kitapevi, 545.

Kemaldere, H., 2011. Şehiraltı Madenciliği ve Tasman Etkilerinin Diferansiyel InSAR Tekniği ile Belirlenmesi: Zonguldak Metropolitan Alanı Örneği, Doktora Tezi, Zonguldak Karaelmas Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Zonguldak.

Ketin, İ., 1960, Anadolu'nun tektonik birlikleri, MTA Enstitüsü Dergisi, 66, 20-34.

Ketin, İ., 1968. Türkiye'nin genel tektonik durumu ve başlıca deprem bölgeleri arasındaki ilişkiler, MTA Dergisi, 71, 129-134.

Ketin, İ., 1994. Genel jeoloji: yerbilimlerine giriş, İTÜ vakfı yayınları.

Kıranlıoğlu, Y., 2006. GPS yöntemi ile deformasyonların tespitinde gerinimlerin belirlenmesi, Yüksek Mühendislik Tezi, Gebze İleri Teknoloji Mühendislik ve Fen Bilimleri Enstitüsü, Gebze.

King, R. W. ve Bock, Y., 2000. Documentation for the GAMIT GPS Analysis Software, Program Manuel, MIT, Cambridge.

Klees, R. ve Massonet, D., 1999. Deformation measurements using sar ınterferometry: potential and limitations, Geologie en Mijnbouw, 77, 161-176.

Koca, B. ve Ceylan, A., 2018. Uydu Konum Belirleme Sistemlerindeki (GNSS) Güncel Durum ve Son Gelişmeler, Geomatik, 3, 1, 63-73.

Koçyiğit, A., 1984. Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yeni tektonik gelişim, Türkiye Jeol. Kur. Bülteni, 27, 1-16.

Koçyiğit, A. ve Beyhan, A., 1998. A new intracontinental transcurrent structure: the Central Anatolian Fault Zone, Turkey, Tectonophysics, 284, 317-336.

Koçyiğit, A., 2000. Orta Anadolu'nun genel neotektonik özellikleri ve depremselliği. Haymana-Tuzgölü-Ulukışla basenlerinin uygulamalı çalışması Bildiri Özetleri, TPJD Bülteni, Özel sayı 5, 1-26, Aksaray.

Koçyiğit, A. ve Erol, O., 2001. A tectonic escape structure: Erciyes pull-apart basin, Kayseri, Central Anatolia, Turkey, Geodinamica Acta, 14, 1-13.

Koçyiğit, A., 2003. Orta Anadolu'nun genel neotektonik özellikleri ve depremselliği, Türkiye Petrol Jeologları Derneği, Özel Sayı 5, 1-26.

Koçyiğit, A. ve Özacar, A.A., 2003. Extensional neotectonic regime through the NE edge of the outer Isparta angle, SW Turkey: new field and seismic data, Turkish Journal of Earth Sciences, 12, 1, 67-90.

Koçyiğit, A., 2005. The Denizli graben-horst system and the eastern limit of western Anatolian continental extension: basin fill, structure, deformational mode, throw amount and episodic evolutionary history, SW Turkey, Geodinamica Acta, 18, 3–4, 167–208.

Koçyiğit, A., 2009. Ankara'nın depremselliği ve 2005-2007 Afşar (Bala-Ankara) depremlerinin kaynağı, Harita Dergisi, 141, 1-12.

Kouba, J., 2003. Measuring seismic waves induced by large earthquakes with GPS, Stud. Geophys. Geod., 47, 741–755.

Kouba, J., 2005. A possible detection of the 26 December 2004 Great Sumatra-Andaman Islands Earthquake with solution products of the International GNSS Service, Stud. Geophys. Geod., 49, 463–483.

Köksal, E., 2011, Yüzey deformasyonlarının diferansiyel Insar tekniği ile belirlenmesi: İsmetpaşa örneği, Doktora Tezi, Zonguldak Karaelmas Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Zonguldak.

Kreemer, C., Blewitt, G. ve Maerten, F., 2006. Co- and postseismic deformation of the 28 March 2005 Nias Mw 8.7 earthquake from continuous GPS data, Geophys. Res. Lett., 33L07307, 1–4.

Kürçer, A., 2012. Tuz Gölü Fay Zonu'nun Neotektonik Özellikleri ve Paleosismolojisi, Orta Anadolu, Türkiye. Doktora Tezi, Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 318 sayfa, Ankara.

Kürçer, A. ve Gökten, E., 2012. Paleoseismological three dimensional virtual photography method; a case study: Bağlarkayası-2010 trench, Tuz Gölü fault zone, Central Anatolia, Turkey, Tectonics Recent Advances, InTech, 201-228.

Kürçer, A., Yeleser, L., Karzaoğlu, H., Izladı, E., Aykac, S., Kutlu, S., Kose, K., Bostan, S. ve Kurdal, S., 2012. Neotectonic Characteristics and Paleoseismology of Salt Lake Fault Zone, Central Anatolia, Turkey, MTA Report No, 11573, Ankara, Turkey.

Kürçer, A. ve Gökten, Y. E., 2014a. Paleosismolojik Üç Boyutlu Sanal Fotoğraflama Yöntemi, Örnek Çalışma: Duru-2011 Hendeği, Tuz Gölü Fay Zonu, Orta Anadolu, Türkiye, Türkiye Jeoloji Bülteni, 57, 1, 45-71.

Kürçer, A. ve Gökten, Y. E., 2014b. Neotectonic-Period Characteristics, Seismicity, Geometry and Segmentation of The Tuz Gölü Fault Zone, Maden Tetkik ve Arama Dergisi, 149, 149, 19-68.

Lambeck, K., 1988. Geophysical geodesy the slow deformation of the Earth, Oxford University Pres., Oxford.

Langbein, J. ve Bock, Y., 2004. High-rate real-time GPS network at Parkfield: Utility for detecting fault slip and seismic displacements, Geophys. Res. Lett., 31, L15S20.

Larson, K. M., Bodin, P. ve Gomberg, J., 2003. Using 1-hz GPS data to measure deformations caused by the Denali fault earthquake, Science 300, 1421–1424.

Larson, K. M., Bilich, A. ve Axelrad, P., 2007. Improving the precision of high-rate GPS, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 112, B5.

Larson, K. M. ve Miyazaki, S., 2008. Resolving static offsets from high rate GPS data: The 2003 Tokachi-oki earthquake, Earth Planets Space, 60, 801–808.

Larson, K. M., 2009. GPS seismology, Journal of Geodesy, 83, 3-4, 227-233.

Leick, A., 1990. GPS satellite surveying, Department of Surveying Engineering, University of Maine, Urana.

Leventoğlu, H., 1994. Neotectonic characteristics of the central part of the Tuzgölü fault zone around Mezgit (Aksaray), Yüksek Lisans Tezi, ODTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara.

Li, X., Ge, M., Zhang, X., Zhang, Y., Guo, B., Wang, R., Klotz, J. ve Wickert, J., 2013. Real-time high-rate co-seismic displacement from ambiguity-fixed precise point positioning: Application to earthquake early warning, Geophysical research letters, 40, 2, 295-300.

Li, X., Ge, M., Lu, C., Zhang, Y., Wang, R., Wickert, J. ve Schuh, H., 2014a. High-rate GPS seismology using real-time precise point positioning with ambiguity resolution, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 52, 10, 6165-6180.

Li, X., Guo, B., Lu, C., Ge, M., Wickert, J. ve Schuh, H., 2014b. Real-time GNSS seismology using a single receiver, Geophysical Journal International, 198, 1, 72-89.

Li, H., Wang, Z., He, G. ve Man, W., 2017. Estimating Snow Depth and Snow Water Equivalence Using Repeat-Pass Interferometric SAR in the Northern Piedmont Region of the Tianshan Mountains, Journal of Sensors, 2017, 1-17.

Logsdon, T., 1995. Understanding the NAVSTAR GPS, GIS and IVHS, 238-241.

Lyons, S. N., 2002. Investigations of Fault Creep in Southern California Using Interferometric Synthetic Aperture Radar and GPS, PhD Thesis, University of California, San Diego, USA.

Majumdar, S., 2019. Snow depth and SWE Estimation Using Spaceborne Polarimetric and Interferometric Synthetic Aperture Radar, MSc, University of Twente, Faculty of Geo-Information Science and Earth Observation, Hollanda.

Marone, C. J., Scholz, C. H. ve Bilham, R., 1991. On the mechanics of earthquake afterslip, J. Geophys. Res., 96, B5, 8441–8452.

Massonnet, D., Rossi, M., Carmona, C., Adragna, F., Peltzer, G., Feigl, K. ve Rabaute, T., 1993. The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry, Nature, 364, 6433, 138.

Massonnet, D. ve Feigl, K. L., 1995. Discrimination of geophysical phenomena in satellite radar interferograms, Geophysical Research Letters, 22, 12, 1537-1540.

Matsu'ura, M., Jackson, D. D. ve Cheng, A., 1986. Dislocation model for aseismic crustal deformation at Hollister, California, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 91, B12, 12661-12674.

Maxwell, J. C., 1881. A treatise on electricity and magnetism, vol. 1, Clarendon press.

McCaffrey, R., 2002. Crustal Block Rotations and Plate Coupling in Plate Boundary Zones, S. Stein and J. Freymueller, eds., American Geophysical Union (AGU) Geodynamics Series, 30, 101-122.

McClusky, S., Aktuğ, B., Aygül, H., Baassanian, S., Barka, A., Burchfiel, C., Çakmak, R., Ergintav, S., Hamburger, M., Kahle, H., Kastens, K., King, R., Kotzev, V., Mahmoud, S., Nadariya, M., Özener, H., Prilepin, M., Reilinger, R., Seeger, H., Tari, E., Türkezer, A. ve Veis., G. 1999. GPS Constraints on Active Tectonics in the Eastern Mediterranean Region, UNAVCO Meeting, Boulder CO., April 7-9.

McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadriya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I.,

Seeger, H., Tealeb, A., Toksoz, M. N. ve Veis, G., 2000. Global Positioning System Constraints on Plate Kinematics and Dynamics in The Eastern Mediterranean and Caucasus, Journal of Geophysical Research, 105, 5695-5719.

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

Meade, B. J., Hager, B. H., McClusky, S. C., Reilinger, R. E., Ergintav, S., Lenk, O., Barka, A. ve Özener, H., 2002. Estimates of seismic potential in the Marmara Sea region from block models of secular deformation constrained by Global Positioning System measurements, Bulletin of the Seismological Society of America, 92, 1, 208-215.

Meade, B.J., 2004. Kinematic Models of Interseismic Deformation in Southern California, PhD Dissertation, MIT.

Means, W. D., 1976. Stress and Strain: Basic Concepts of Continuum Mechanics for Geologists, Springer-Verlag, Berlin.

MIT (Massachusetts Institute of Technology), 2002. GAMIT-GLOBK Tutorial, GLOBK Velocity and Coordinate Solutions, 10-26.

Middlemiss, C. S., 1910. The Kangra Earthquake of 4th April, 1905, Geol. Survey India memoir, 37, 409.

Miyazaki, S., Sagiya, T., Tada, T. ve Hatanaka, Y., 1997. One Hz Sampling GPS as an Ultra-Long-Period Seismograph, 1997 AGU Fall Meeting, December 8–12, San Francisco, California, 1997.

Miyazaki, S. I., Larson, K. M., Choi, K., Hikima, K., Koketsu, K., Bodin, P., Haase, J., Emore, G. ve Yamagiwa, A., 2004. Modeling the rupture process of the 2003 September 25 Tokachi-Oki (Hokkaido) earthquake using 1-Hz GPS data, Geophysical Research Letters, 31, 21.

Miyazaki, S. ve Larson, K., 2008. Coseismic and early postseismic slip for the 2003 Tokachi-oki earthquake sequence inferred from GPS data, GeophysRes. Lett., 35, L04302.

Montenbruck, O. ve Teunissen, P., 2017. Springer Handbook of Global Navigation Satellite Systems, Cham: Springer International Publishing AG.

Murray, M. H. ve Segall, P., 2001. Modeling broadscale deformation in northern California and Nevada from plate motions and elastic strain accumulation, Geophys. Res. Lett., 28, 4315-4318.

Munghemezulu, C., Combrinck, L., Mayer, D. ve Botai, O. J., 2014. Comparison of site velocities derived from collocated GPS, VLBI and SLR techniques at the Hartebeesthoek Radio Astronomy Observatory (Comparison of site velocities). Journal of Geodetic Science, 4, 1, 1-7.

Nakiboğlu, S. M., Ayhan, M. E., Demir, C., Kılıçoğlu, A. ve Şanlı, İ., 1998. Kuzey anadolu batı kesiminde kabuk hareketleri: jeodezik ölçümler ve jeofizik yorumları, Proje No: İNTAG 910, Ankara.

Nikolaidis, R. M., Bock, Y., De Jonge, P. J., Shearer, P., Agnew, D. C. ve Van Domselaar, M., 2001. Seismic wave observations with the Global Positioning System, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 106, B10, 21897-21916.

Ohta, Y., Meilano, I., Sagiya, T., Kimata, F. ve Hirahara, K., 2006. Large surface wave of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake captured by the very long baseline kinematic analysis of 1-Hz GPS data, Earth, Planets and Space, 58, 2, 153-157.

Ohta, Y., Kobayashi, T., Tsushima, H., Miura, S., Hino, R., Takasu, T., Fujimoto, H., Linuma, T., Tachibana, K., Demachi, T., Sato, T., Ohzono, M. ve Umino, N., 2012. Quasi real-time fault model estimation for near-field tsunami forecasting based on RTK-GPS analysis: Application to the 2011 Tohoku-Oki earthquake (Mw 9.0), Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 117, B2, 1-16.

Okada, Y., 1985. Surface deformatıon due to shear and tensile faults in a half-space, Bulletin of the Seismological, Society of America, 75, 4, 1135-1154.

Okay, A. I., Zattin, M. ve Cavazza, W., 2010. Apatite fission-track data for Miocene Arabia-Eurasia collision, Geology, 38, 35–38.

Oldham, R. D., 1899. Report on the great earthquake of 12th june 1897, Geol. Survey India mem., 46, 71-147.

Orhan, O., 2018. Uzaktan algilama ve coğrafi bilgi sistemleri ile muhtemel obruk alanlarinin belirlenmesi, Doktora Tezi, Selçuk Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Konya.

Özener, H., Arpat, E., Ergintav, S., Doğru, A., Çakmak, R., Turgut, B. ve Doğan, U., 2010. Kinematics of the eastern part of the North Anatolian Fault Zone, Journal of Geodynamics, 49, 141–150.

Özlüdemir, M. T., 2003. GPS verilerinin değerlendirmesinde yeni stratejiler, 9. Harita Bilimsel ve Teknik Kurultayı, Ankara.

Özsayın, E., 2007. İnönü-Eskişehir Fay Sistemi'nin Yeniceoba-Cihanbeyli (Konya-Türkiye) Arasındaki Bölümünün Neojen-Kuvaterner Yapısal Evrimi, Doktora Tezi, Hacettepe Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Ankara.

Özsayın, E. ve Dirik, K., 2007. Quaternary activity of the Cihanbeyli and Yeniceoba Fault Zones: İnönü-Eskişehir Fault System, Central Anatolia, Turkish Journal of Earth Sciences, 16, 471-492.

Özsayın, E., Ciner, T. A., Rojay, F. B., Dirik, R. K., Melnick, D. ve Fernandez-Blanco, D., 2013. Plio-Quaternary extensional tectonics of the Central Anatolian Plateau: a case study from the Tuz Gölü Basin, Turkey, Turkish Journal of Earth Sciences, 22, 5, 691-714.

Öztürk, M. Z., Şener, M. F., Şener, M. ve Şahiner, E., 2018. Tuzgölü Fay Zonu Bor Segmenti'nin Kuvaterner Atım Miktarı, Ömer Halisdemir Üniversitesi Mühendislik Bilimleri Dergisi, 7, 3, 1049-1053.

Özbey, V., 2017. Orta Marmara Fayının kinematiğinin GPS ölçmeleriyle belirlenmesi, Yüksek Lisans tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.

Peltzer, G. ve Rosen, P., 1995. Surface displacement of the 17 May 1993 Eureka Valley, California, earthquake observed by SAR interferometry, Science, 268, 5215, 1333-1336.

Pepe, A., Bonano, M., Zhao, Q., Yang, T. ve Wang, H., 2016. The use of C-/X-band time-gapped SAR data and geotechnical models for the study of Shanghai's ocean-reclaimed lands through the SBAS-DInSAR technique, Remote Sensing, 8, 11, 911.

Perissin, D., 2009, The Multi-Temporal InSAR Software manual.

Petrie, E. J., King, M. A., Moore, P. ve Lavallee, D. A., 2010. Higher-order ionospheric effects on the GPS reference frame and velocities, Journal of Geophysical Research, 115, B03417.

Pollitz, F. F., Bürgmann, R. ve Segall, P., 1998. Joint estimation of afterslip rate and postseismic relaxation following the 1989 Loma Prieta earthquake, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 103, B11, 26975-26992.

Poyraz, F., 2009. Kuzey Anadolu fay zonu doğu kesiminde yatay yerkabuğu hareketleri ve gerilme birikiminin araştırılması, Doktora Tezi, YTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.

Poyraz, F., Tatar, O., Hastaoğlu, Ö., Türk, T., Gürsoy, Ö., Ayazlı, E., 2011. Elastik Atım Teorisi: Kuzey Anadolu Fay Zonu Örneği, TMMOB Harita ve Kadastro Mühendisleri Odası 13, Türkiye Harita Bilimsel ve Teknik Kurultayı.

Poyraz F., Tatar O., Hastaoğlu K.Ö., Tiryakioğlu, İ., Gürsoy, Ö., Koçbulut, F., Türk, T., Demirel, M., Duman, H., Ciğer, A. F. ve Gül, D., 2015. Gediz Grabeninin Doğu Kesimindeki Güncel Tektonik Hareketlerin GPS ve Ps-InSAR Yöntemleri Kullanılarak Belirlenmesi; İlk Sonuçlar, Harita Teknolojileri Elektronik Dergisi, 7, 1, 17-28.

Poyraz, F., Hastaoğlu, K.O., Koçbulut, F., Tiryakioğlu, I., Tatar, O., Demirel, M., Duman, H., Aydın, C., Ciğer, A.F., Gursoy, O., Türk T. ve Sığırcı, R., 2019. Determination of the block movements in the eastern section of the Gediz Graben (Turkey) from GNSS measurements, Journal of Geodynamics, 123, 38-48.

Press, F., 1965. Displacements, strains and tilts at tele-seismic distances, Journal of Geophysical Research, 70, 1211-1226.

Reid, H. F., 1910. The mechanics of the earthquake, In lawson, A. C., chmn., The California earthquake of april 18, 1906, Carnegie institute Washington publication 87, 2, 192.

Reilinger, R. E., McClusky, S. C., Oral, M. B., King, W., Toksöz, M. N., 1997. Global Positioning, System measurements of present-day crustal movements in the Arabian–Africa-Eurasia plate collision zone, J. Geophy. Res., 102, 9983–9999.

Reilinger, R. E., Ergintav, S., Bürgmann, R., McClusky, S., Lenk, O., Barka, A., Gurkan, O., Hearn, L., Feigl, K. L., Çakmak, R., Aktug, B., Özener, H. ve Toksöz, M. N., 2000. Coseismic and postseismic fault slip for the 17 August 1999, M= 7.5, Izmit, Turkey earthquake, Science, 289, 5484, 1519-1524.

Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Çakmak, R., Özener, H., Kadırov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadarıya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., ArRajehı, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmitrotsa, A., Filikov, S.V., Gomez, F., Al-Ghazzi, R. ve Karam, G., 2006. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions, Journal of Geophysical Research, 111, B05411.

Remondi, B. W., 1984. Using the GPS phase observable for relative geodesy, Doktora Tezi, University of Texas, Austin.

Richards, J. A., 2009. Remote sensing with imaging radar, vol. 1, Springer, Berlin.

Rogers, A. ve Ingalls, R., 1969. Venus: Mapping the surface reflectivity by radar interferometry, Science, 165, 3895, 797-799.

Ryder I., Parsons, B. E. ve Funning, G., 2007. Postseismic motion following the 1997 Manyi (Tibet) earthquake: InSAR observations and modeling, Geophys. J. Int., 169, 1009-1027.

Salgın, Ö., 2007. Farklı uzunluktaki bazlarda ticari gps yazımlarının bernesse yazılımı ile karşılaştırılması, Yüksek Lisans Tezi, Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Konya.

Sarıkaya, M. A., Yıldırım, C. ve Çiner, A., 2015a. Late Quaternary alluvial fans of Emli Valley in the Ecemiş Fault Zone, South Central Turkey: Insights from cosmogenic nuclides, Geomorphology, 228, pp.512-525.

Sarıkaya, M. A., Yıldırım, C. ve Çiner, A., 2015b. No surface breaking on the Ecemiş Fault, central Turkey, since Late Pleistocene (~ 64.5 ka); new geomorphic and geochronologic data from cosmogenic dating of offset alluvial fans, Tectonophysics, 649, 33-46.

Satirapod, C., Simons, W. J. ve Promthong, C., 2008. Monitoring deformation of Thai geodetic network due to the 2004 Sumatra-Andaman and 2005 Nias earthquakes by GPS, Journal of Surveying Engineering, 134, 3, 83-88.

Savage, J. C. ve Burford, R. O., 1973. Geodetic determination of relative plate motion in central California, Journal of Geophysical Research, 78, B5, 832-845.

Schneider, D. ve Vanicek, P. A., 1991. New Look at the U.S. Geolological Survey 1970-1980 Horizontal Crustal Deformation Data Around Hollister, California, Journal of Geophysical Research, 96, B13, 21641-21657.

Segall, P. ve Davis, J. L., 1997. GPS applications for geodynamics and earthquake studies, Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 25, 301-336.

Shapiro, I. I., Zisk, S. H., Rogers, A. E., Slade, M. A. ve Thompson, T. W., 1972, Lunar topography: Global determination by radar, Science, 939-948.

Shen, Z. K., Jackson, D. D. ve Ge, X. B., 1996. Crustal deformation across and beyond the Los Angeles basin from geodetic measurements. J. Geophys. Res., 101, B12, 27957-27980.

Shi, C., Lou, Y. D., Zhang, H. P., Zhao, Q., Geng, J., Wang, R., Fang, R. ve Liu, J., 2010. Seismic deformation of the Mw 8.0 Wenchuan earthquake from high-rate GPS observations, Advances in space research, 46, 2, 228-235.

Shirzaei, M. ve Bürgmann, R., 2013. Time-dependent model of creep on the Hayward fault from joint inversion of 18 years of InSAR and surface creep data, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 118, 4, 1733-1746.

Simão, N. M., Nalbant, S.S., Sunbul, F. ve Mutlu, A. K., 2016. Central and eastern Anatolian crustal deformation rate and velocity fields derived from GPS and earthquake data, Earth and Planetary Science Letters, 433, 89-98.

Simons, W. J. F., Ambrosius, B. A. C., Yousamran, S. ve Promthong, C., 2005. Deformation of Thailand measured by GPS due to the December 2004 mega-thrust earthquake, DEOS Official Rep. to RTSD, Delft, The Netherlands.

Souter, B. J., 1998. Comparisons of geological models to GPS observations in Southern California, Ph.D. Dissertation, Massachusetts Institute of Technology.

Steketee, J. A., 1958. On Voltera's dislocation in a semi-infinite elastic medium, Can. J. Phys., 36, 1958, 192–205.

Stramondo, S., Tesauro, M., Briole, P., Sansosti, E., Salvi, S., Lanari, R., Anzidei, M., Baldi, P., Fornaro, G., Avallone, A., Buongiorno, M. F., Franceschetti, G. ve Boschi, E., 1999. The September 26, 1997, Colfiorito, Italy, earthquakes: Modeled coseismic surface displacement from SAR interferometry and GPS, Geophys. Res. Lett., 26, 7, 883-886.

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

Şaroğlu, F., Emre, Ö. ve Kuşçu, İ. 1992. Türkiye diri fay haritası, MTA Genel Müdürlüğü, Ankara, ölçek: 1/1 000 000.

Şaroğlu, F., Emre, Ö. ve Kuşcu, İ., 2001. Ecemiş Fayı ve deprem potansiyeli, Ecemiş Fay Kuşağı Çalışma Grubu 1. Çalıştayı, Bildiri Özleri Kitabı: 20-30, Niğde.

Şatır Erdağ, D., Tüysüz, O. ve Akyüz, S., 2009. Ecemiş fay zonu'nun morfotektonik özellikleri ve morfometrik analizi, İTÜ Dergisi, 8, 5, 67-79.

Şengör, A. M. C., 1980. Türkiye'nin neotektoniğinin esasları, Türkiye Jeoloji Kurumu yayını, 40.

Şengör, A. M. C., Görür, N. ve Şaroğlu, F., 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study, The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 37, 227-264.

Şengün, Y. S., 2009. GPS ve Insar ölçülerini birlikte kullanarak İzmit depreminde oluşan deformasyonların belirlenmesi: Nokta seyrekleştirmede yeni bir

algoritma, Doktora Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.

Taymaz, T. ve Tan, O., 2001. Source parameters of June 6, 2000 Orta–Çankiri (Mw=6.0) and December 15, 2000 Sultanda–Akflehir (Mw=6.0) earthquakes obtained frominversion of teleseismic P- and SH-body-waveforms, Symposia on Seismotectonics of the North-Western Anatolia-Aegean and Recent Turkish Earthquakes, Istanbul, Extended Abstracts, 96–107.

Terada, T. ve Miyabe, N., 1929. Deformation of the earth crust in Kwansai districts and its relation to the orographic feature, Bulletin of the Earthquake Research Institute, Tokyo Imperial University, 5, 8, 322-325.

Tiryakioğlu, İ., 2005. GPS Sinyal Yansımasının (Multipath) Nokta Konumlarına Etkisinin Araştırılması, Yüksek lisans Tezi, Afyon Kocatepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Afyon.

Tiryakioglu, İ., Dereli, M. A., Gülal, E. ve Erdoğan, S., 2010. Tektonik Hareketlerin Belirlenmesine Yönelik Ölçü Kampanyalarında GNSS Gözlem Sayı ve Sürelerinin Konum Doğruluğuna Olan Etkilerinin Araştırılması, Harita Teknolojileri Elektronik Dergi, 1, 32-38.

Tiryakioğlu, İ., 2012. GNSS ölçüleri ile Güneybatı Anadolu'daki blok hareketleri ve gerilim alanlarının belirlenmesi, Doktora Tezi, Yıldız Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Harita Mühendisliği Anabilim Dalı, İstanbul.

Tiryakioğlu, İ., Floyd, M., Erdoğan, S., Gülal, E., Ergintav, S., McClusky, S. ve Reilinger, R., 2013. GPS Constraints on Active Deformation in the Isparta Angle Region of SW Turkey, Geophysical Journal International, 195, 3, 1455–1463.

Tiryakioglu, İ., Yigit, C. Ö., Yavaşoglu, H., Saka, M. H. ve Alkan, R. M., 2017. The determination of interseismic, coseismic and postseismic deformations caused by the Gökçeada Samothraki earthquake (2014, Mw: 6.9) based on GPS data, Journal of African Earth Sciences, 133, 2017, 86–94.

Tiryakioğlu, İ., Özkaymak, Ç., Baybura, T., Sözbilir, H. ve Uysal, M., 2018a. Comparison of Palaeostress Analysis, Geodetic Strain Rates and Seismic Data in the the Western Part of the Sultandağı Fault in Turkey, Annals of Geophysics, 61, 3, 335.

Tiryakioğlu, İ., Aktuğ, B., Yiğit, C. Ö., Yavaşoğlu, H. H., Sözbilir, H., Özkaymak, Ç., Poyraz, F., Taneli, E., Bulut, F., Doğru, A. ve Özener, H., 2018b. Slip distribution and source parameters of the 20 July 2017 Bodrum-Kos earthquake (Mw6. 6) from GPS observations, Geodinamica Acta, 30, 1, 1-14.

Topal, S., Keller, E., Bufe, A. ve Koçyiğit, A., 2016. Tectonic geomorphology of a large normal fault: Akşehir fault, SW Turkey, Geomorphology, 259, 55-69.

Toprak, V. ve Göncüoğlu, M. C., 1993. Tectonic control on the development of the Neogene-Quaternary Central Anatolian Volcanic Province, Turkey, Geol. J., 28, 357–369.

Toprak, V., 2000. Tuzgölü Fay Kuşağı Hasandağ Kesiminin Özellikleri, HaymanaTuzgölü-Ulukışla Basenleri Uygulamalı Çalışma 9-11 Ekim, 2000, Türkiye Petrol Jeologları Derneği Özel sayı, 5, 71-84.

Toydemir, T., 2019. Sultandağı fayında jeodezik gerinim (strain) ile istatistiksel depremsellik verilerinin ilişkilendirilmesi, Yüksek Lisans Tezi, Afyon Kocatepe Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Afyon.

Tsuboi, C., 1930. Investigation of the Deformation of the Earth's Crust in the Tango District connected with the Tango Earthquake of 1927, Part 1, Bulletin of the Earthquake Research Institute, Tokyo Imperial University, 8, 2, 153-221.

Tunç, S., Tunç, B. ve Çaka, D., 2015. Geniş Bant Sismometreler Neden Clip Olurlar, 3. Türkiye Deprem Mühendisliği ve Sismoloji Konferansı, 14-16 Ekim 2015-DEÜ-İzmir.

Turcotte, D. L. ve Schubert G., 1982. Geodynamics: Applications of Continuum Physics to Geological Problems, John Wiley and Sons, New York.

Ulu, Ü., Öcal, H., Bulduk, A., Karakaş, M., Arbas, A., Saçlı, L. ve Karabıyıkoğlu, M., 1994. Cihanbeyli-Karapınar yöresi geç Senozoyik çökelme sistemi: Tetonik ve iklimsel önemi. TJK Bülteni, 9, 149-163.

US Geological Survey, 2000. Earthquakes, facts and statistics, https://topex.ucsd.edu/es10/es10.1997/lectures/lecture20/secs.with.pics/node8.html.

Uygun, A., 1981. Tuzgölü havzasının jeolojisi, evaporit oluşumları ve hidrokarbon olanakları. TJK İç Anadolu‟nun Jeolojisi Simpozyumu, Ankara, 66-71.

Uygun, A., Yaşar M., Erkan, M. C, Baş, H., Çelik, E., Aygün, M., Bilgiç, T., Kayakıran, S. ve Ayok, F., 1982. Tuzgölü Havzası projesi. Cilt 2, MTA Raporu.

Uzel, T., Kartal, F., Gülal, E., Erkaya, H. ve Hoşbaş, G., 1999. GPS/Glonass ikili sistemi, Harita Kadastro Mühendisliği Dergisi, 5, 53-69.

Visher, G. S., 1975. Geologic evaluation of the Salt Lake basin for hydrocarbon potential, TPAO Raporu.

Volterra, V., 1907. Sur l'équilibre des corps élastiques multiplement connexes, In Annales scientifiques de l'École normale supérieure, 24, 401-517.

Wang, R., Xia, Y., Grosser, H., Wetzel, H., Kaufmann, H. ve Zschau, J., 2004. The 2003 Bam (SE Iran) earthquake: precise source parameters from satellite radar interferometry, Geophysical Journal International, 159, 917-922.

Wang, G. Q., Boore, D. M., Tang, G. ve Zhou, X., 2007. Comparisons of ground motions from colocated and closely spaced one-sample-per-second global positioning system and accelerograph recordings of the 2003 M 6.5 San Simeon, California, earthquake in the Parkfield region, Bulletin of the Seismological Society of America, 97, 1B, 76-90.

Wang, R., Schurr, B., Milkereit, C., Shao, Z. ve Jin, M., 2011. An improved automatic scheme for empirical baseline correction of digital strong-motion records, Bulletin of the Seismological Society of America, 101, 5, 2029-2044.

Wegener, A., 1966. The origin of continents and oceans, Dover Publications, mineola New york ,11501 USA, book number: 486-61708-4,170.

Wellenhof, B. H., Lichtenegger, H. ve Collins, J., 1997. Global positioning system: theory and practice, Springer.

Wells, D. L., ve Coppersmith, K. J., 1994. New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. Bulletin of the Seismological Society of America, 84, 4, 974-1002.

Woodside, J. M., Mascle, J., Zitter, T. A. C., Limonov, A. F., Ergün, M., Volkonskaia, A. ve shipboard scientists of the PRISMED II Expedition, 2002. The Florence Rise, the western bend of the Cyprus arc: Marine Geology, 185, 177-194.

Wright, T., Parsons, B. ve Fielding, E., 2001. Measurement of interseismic strain accumulation across the North Anatolian Fault by satellite radar interferometry, Geophys. Res. Lett., 28, 10, 2117-2120.

Wu, Y., Jiang, Z., Wang, M., Che, S., Liao, H., Li, Q., Li, P., Yang, Y, Xiang, H., Shao, Z., Wang, W., Wei, W. ve Liu, X., 2013. Preliminary results pertaining to coseismic displacement and preseismic strain accumulation of the Lushan M S 7.0 earthquake, as reflected by GPS surveying. Chinese Science Bulletin, 58, 28-29, 3460-3466.

Xu, G., 2007. GPS Theory, Algorithms and Applications, Springer, Berlin.

Xu, C., Gong, Z. ve Niu, J., 2016. Recent developments in seismological geodesy, Geodesy and Geodynamics, 7, 3, 157-164.

Yalçın, B., 2007. Yerel bir ağda gps ölçü süresinin nokta konum doğruluğuna etkisinin araştırılması, Yüksek Lisans Tezi, Selçuk Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Konya.

Yalvaç, S., 2016. Konya kapalı havzasında düşey yönlü zemin hareketlerinin GNSS zaman serileri yardımıyla belirlenmesi, Doktora Tezi, Selçuk Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Harita Mühendisliği Anabilim Dalı, Konya.

Yavaşoğlu, H., 2003. Kuzey Anadolu Fayının Orta Bölümünün Kinematiğinin 2001 ve 2002 GPS Ölçmeleri ile Belirlenmesi, Yüksek Lisans Tezi, İTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.

Yavaşoğlu, H., 2009. Kuzey anadolu fayının orta anadolu bölümündeki güncel tektonik aktivitenin jeodezik yöntemler ve elastik yarı uzay modelleme ile belirlenmesi, Doktora tezi, İTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.

Yavaşoğlu, H., Tarı, E., Tüysüz, O., Çakır, Z. ve Ergintav, S., 2011. Determining and modeling tectonic movements along the central part of the North Anatolian Fault (Turkey) using geodetic measurements, Journal of Geodynamics, 51, 5, 339-343.

Yavaşoğlu, H., Alkan, M. N., Ozulu, İ. M., İlçi, V., Tombuş, F. E., Aladoğan, K., Şahin, M., Tiryakioğlu, İ. ve Kıvrak, S. O., 2015. Recent Tectonic Features of the Central Part (Bolu-Corum) of the North Anatolian Fault, Hittite Journal of Science and Engineering, 2, 1, 77-83.

Yeats, R. S., Sieh, K. ve Allen, C. R., 1997. The Geology Of Earthquakes, Oxford University, New York.

Yeken, T. ve Yoğurtçuoğlu, Ü. A. C., 2018. Tuzgölü Fayı ve Civarının Deprem Riski, Turan: Stratejik Araştırmalar Merkezi, 10, 40, 720.

Yetiş, C., 1978. Çamardı (Niğde ili) yakın ve uzak dolayının jeoloji incelemesi ve Ecemiş Yarılım kuşağının Maden boğazı-Kamışlı arasındaki özellikleri, Doktora Tezi, İstanbul Üniv. Fen. Fak., İstanbul.

Yıldırım, C., 2014. Relative tectonic activity assessment of the Tuz Gölü fault zone; Central Anatolia, Turkey, Tectonophysics, 630, 183-192.

Yılmaztürk, S., 2015. Sbas-Insar Yöntemiyle Düşey Yönlü Yüzey Deformasyonlarının Belirlenmesi: Bursa-orhaneli Linyit Madeni Örneği, Yüksek lisans tezi, İTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.

Yolsal-Çevikbilen, S. ve Taymaz, T., 2012. Earthquake source parameters along the Hellenic subduction zone and numerical simulations of historical tsunamis in the Eastern Mediterranean, Tectonophysics, 536-537, 61-100.

Yu, S. B., Hsu, Y. J., Kuo, L. C., Chen, H. Y. ve Liu, C. C., 2003. GPS measurement of postseismic deformation following the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 108, B11.

Zebker, H. ve Goldstein, R., 1986. Topographic mapping from interferometric SAR observations, J. Geophys. Res., 91, B5.

Zebker, H. A., Rosen, P. A., Goldstein, R. M., Gabriel, A. ve Werner, C. L., 1994. On the derivation of coseismic displacement fields using differential radar interferometry: The Landers earthquake, J. Geophys. Res., 99, 19,617-19,643,

Zheng, Y., Li, J., Xie, Z. ve Ritzwoller, M. H., 2012. 5Hz GPS seismology of the El Mayor-Cucapah earthquake: estimating the earthquake focal mechanism. Geophysical Journal International, 190, 3, 1723-1732.

Zhao, Q., Pepe, A., Gao, W., Lu, Z., Bonano, M., He, M. L. ve Tang, X., 2015. A DInSAR investigation of the ground settlement time evolution of ocean-reclaimed lands in Shanghai, IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing, 8, 4, 1763-1781.

Zhou, H., 2016. Coseismic displacement estimate of the 2013 M S 7.0 Lushan, China earthquake based on the simulation of near-fault displacement field, Earthquake Science, 29, 6, 327-335.

Zisk, S., 1972. Lunar topography: First radar-interferometer measurements of the Alphonsus-Ptolemaeus-Arzachel region, Science, 178, 4064, 977-980.

Zitter, T. A. C., Huguen, C. ve Woodside, J. M., 2005. Geology of mud volcanoes in the eastern Mediterranean from combined sidescan sonar and submersible surveys. Deep-Sea Research I, 52, 457–475.

URL-1 <https://en.wikipedia.org/wiki/Continental_drift>, Erişim Tarihi: 15.01.2019.

URL-2 <https://images.app.goo.gl/foEHJyGWcD4CADcL8>, Erişim Tarihi: 07.03.2019.

URL-3 <https://commons.wikimedia.org/w/index.php?curid=47934010>, Erişim Tarihi: 11.01.2019.

URL-4 <https://www.bilgiustam.com/biyocografik-bolgelerin-evrimi/>, Erişim Tarihi: 05.02.2018.

URL-5 <http://www.alanmuhendislik.com/2018/10/21/levha-tektonigi-ve-ates-cemberi/> Erişim Tarihi: 05.02.2018.

URL-6 <https://www.statista.com/statistics/263105/development-of-the-number-of-earthquakes-worldwide-since-2000/#statistic>, Erişim Tarihi: 17.02.2019.

URL-7 <http:/www.koeri.boun.edu.tr/sismo/personel/comoglu/depremnedir/> Erişim Tarihi: 03.03.2019.

URL-8 <https://www.usgs.gov/media/images/eq-magnitude-energy-release-and-shaking-intensity-5> Erişim Tarihi: 19.05.2019.

URL-9 <https://evrimagaci.org/richter-olcegi-nedir-depremin-buyuklugu-siddeti-ve-gucu-arasindaki-fark-nedir-2128>, Erişim Tarihi: 01.08.2019.

URL-10 <http://www.navipedia.net/index.php/NAVIC#IRNSS_Architecture>, Erişim Tarihi: 11.05.2019.

URL-11 <Strain and Stress, http://strengthandstiffness.com/3_stress/page_3-0.html>, Erişim Tarihi: 22.09.2019.

URL-12 <MIT Global H files, ftp://everest.mit.edu/pub/MIT_GLL>, Erişim Tarihi: 10.10.2019.

URL-13 <http://www.igs.org/network>, Erişim Tarihi: 28.10.2019.

URL-14 <https://geographical.co.uk/places/mapping/item/2125-danger-zones-mapping-europe-s-earthquakes>, Erişim Tarihi: 06.02.2020.

URL-15 < http://dlvr.it/RPrJXc>, Erişim Tarihi: 06.02.2020.

ÖZGEÇMİŞ

Adı ve Soyadı : Cemil GEZGİN

Adres : Aksaray Üniversitesi Harita Mühendisliği Bölümü

E-posta adresi : cemilgezgin@aksaray.edu.tr

EĞİTİM BİLGİLERİ (Kurum ve Yıl)

Lisans : Aksaray Üniversitesi, Harita Müh. 2008-2012

Yüksek Lisans : Aksaray Üniversitesi, Harita Müh. ABD, 2012-2015

Doktora : Aksaray Üniversitesi, Harita Müh. ABD, 2015-2020

TEZDEN ÜRETİLEN YAYINLAR, SUNUMLAR VE PATENTLER

Ulusal Hakemli Dergilerde Yayınlanan Makaleler

1. Gezgin, C., Tiryakioğlu, İ., Ekercin, S. ve Gürbüz, E, 2020. Tuz Gölü Fay Zonu (TGFZ) Güney Kesimine ait tektonik hareketlerin GNSS gözlemleri ile izlenmesi, Afyon Kocatepe Üniversitesi Fen ve Mühendislik Bilimleri Dergisi, 20, 3, 1-9.

Kongrelerde Sunulan Bildiriler

1. Gezgin, C. ve Ekercin, S. 2017. Analyzing Deformation on the Tuz Gölü Fault Zone using Radar Data and Geodetic Measurements: A Preliminary Study, International Conference on Civil and Environmental Engineering (ICOCEE - Cappadocia), 8-10 may 2017, Cappadocia, Turkey.

2. Gezgin, C., Ekercin, S., Gürbüz, E., Erdoğan, H., Tiryakioğlu, İ., Orhan, O., Torun, A.T., Gündüz, H.İ., Oktar, O., Akşit, A., Türkmen, C., Yıldırım, E., Cansu, R., Kaya, E. 2018. A Study of the Southern Section of the Tuz Gölü Fault Zone (TGFZ) with Geodetic Measurements - Jeodezik Ölçmeler ile Tuz Gölü Fay Zonu (TGFZ) Güney Kesiminin İncelenmesi. Uluslararası katılımlı Kapadokya Yerbilimleri Sempozyumu 24-26 Ekim 2018, Niğde.

3. Gezgin, C. ve Ekercin, S. 2019. Radar Verileri ve Yersel Ölçmeler ile Tuz Gölü Fay Hattında Deformasyon Analizi, TUFUAB X. Teknik Sempozyumu , 25-27 Nisan 2019, Aksaray.

4. Gezgin, C., Tiryakioğlu, İ., Ekercin, S., Erdoğan, H., Gürbüz, E. ve Türkmen, C., 2019. Deformation Analysis in the Southern Part of the Tuz Gölü Fault Zone (TGFZ) with Geodetic Measurements: Preliminary Results, VI. International Earthquake Symposium Kocaeli 2019, September 25-27, 2019, Kocaeli, Turkey.