

**30 EKİM SİSAM (SAMOS) DEPREMİ (M_w 6.9) SONRASI İZMİR VE
ÇEVRESİNDE BULUNAN FAYLARIN JEODEZİK YÖNTEMLERLE, POST
SİSMİK DÖNEMDEKİ KİNEMATİĞİNİN İNCELENMESİ**

DOKTORA TEZİ

Ergin DÖNMEZ

Danışman

Prof. Dr. İbrahim TİRYAKİOĞLU

HARİTA MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

Aralık 2025

Bu çalışma TÜBİTAK 121Y259 ve 5200101 nolu projeler tarafından desteklenmiştir.

AFYON KOCATEPE ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

DOKTORA TEZİ

**30 EKİM SİSAM (SAMOS) DEPREMİ (M_w 6.9) SONRASI İZMİR
VE ÇEVRESİNDE BULUNAN FAYLARIN JEODEZİK
YÖNTEMLERLE, POST SİSMİK DÖNEMDEKİ KİNEMATİĞİNİN
İNCELENMESİ**

Ergin DÖNMEZ

Danışman

Prof. Dr. İbrahim TİRYAKİOĞLU

HARİTA MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

Aralık 2025

TEZ ONAY SAYFASI

Ergin DÖNMEZ tarafından hazırlanan “Tez Onay Sayfası” adlı tez çalışması lisansüstü eğitim ve öğretim yönetmeliğinin ilgili maddeleri uyarınca 16 / 12 / 2025 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından **oy birliği** ile Afyon Kocatepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü **Harita Mühendisliği Anabilim Dalı’nda DOKTORA TEZİ** olarak kabul edilmiştir.

Danışman : Prof. Dr. İbrahim TİRYAKİOĞLU

Başkan : Prof. Dr. Hasan Hakan YAVAŞOĞLU
İstanbul Teknik Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi

Üye : Prof. Dr. Tamer BAYBURA
Afyon Kocatepe Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi

Üye : Prof. Dr. İbrahim TİRYAKİOĞLU
Afyon Kocatepe Üniversite, Mühendislik Fakültesi

Üye : Doç. Dr. Halil İbrahim SOLAK
Afyon Kocatepe Üniversite, Uzaktan Eğitim MYO

Üye : Dr.Öğr.Üyesi Cemil GEZGİN
Aksaray Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi

Afyon Kocatepe Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü Yönetim Kurulu’nun
..... /..... /..... tarih ve
..... sayılı kararıyla onaylanmıştır.

.....
Prof. Dr. Bekir YALÇIN

Enstitü Müdürü

BİLİMSEL ETİK BİLDİRİM SAYFASI
Afyon Kocatepe Üniversitesi

Fen Bilimleri Enstitüsü, tez yazım kurallarına uygun olarak hazırladığım bu tez çalışmada;

- Tez içindeki bütün bilgi ve belgeleri akademik kurallar çerçevesinde elde ettiğimi,
- Görsel, işitsel ve yazılı tüm bilgi ve sonuçları bilimsel ahlak kurallarına uygun olarak sunduğumu,
- Başkalarının eserlerinden yararlanılması durumunda ilgili eserlere bilimsel normlara uygun olarak atıfta bulunduğumu,
- Atıfta bulunduğum eserlerin tümünü kaynak olarak gösterdiğimi,
- Kullanılan verilerde herhangi bir tahrifat yapmadığımı,
- Ve bu tezin herhangi bir bölümünü bu üniversite veya başka bir üniversitede başka bir tez çalışması olarak sunmadığımı

beyan ederim.

16 / 12 / 2025

Ergin DÖNMEZ

ÖZET

Doktora Tezi

30 EKİM SİSAM (SAMOS) DEPREMİ (M_w 6,9) SONRASI İZMİR VE ÇEVRESİNDE BULUNAN FAYLARIN JEODEZİK YÖNTEMLERLE, POST SİSMİK DÖNEMDEKİ KİNEMATİĞİNİN İNCELENMESİ

Ergin DÖNMEZ

Afyon Kocatepe Üniversitesi

Fen Bilimleri Enstitüsü

Harita Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Prof. Dr. İbrahim TİRYAKİOĞLU

Bu tez kapsamında 30 Ekim 2020 yılında meydana gelen Sisam Depremi (M_w:6.9) sonrası bölgede bulunan 27 adet GNSS noktasına 8 kampanya postsismik dönem GNSS ölçüsü yapılmıştır. Kampanyalar deprem sonrası 2020 yılı kasım ayında yapılan kosismik ölçüler ile başlayıp 2025 yılı nisan ayında sona ermiştir. Tüm veriler GAMIT/GLOBK yazılım takımıyla değerlendirilmiştir. Elde edilen tüm kampanyalar kullanılarak farklı kombinasyonlara göre ITRF 2014 Avrasya plakası sabit postsismik dönem hızlar üretilmiştir. Üretilen hız kombinasyonları incelendiğinde GNSS noktalarının büyük bir bölümünde ilk iki kampanyanın erken dönem postsismik hareketi içerdiği görülmüştür. En uygun kombinasyonlar ile üretilen postsismik hızlar ile presismik hızlar arasındaki farklar elde edilmiştir. Bu farklara anlamlılık testi uygulanmış $\alpha=0.05$ yanılma olasılığında t-dağılımı ile anlamlı olup olmadıkları test edilmiştir. Test sonuçlarına göre deprem merkezüssüne yakın olan noktalarda (DMRC, OZDE ve ZEYT) postsismik dönemin devam ettiği düşünülmektedir. Bununla birlikte özellikle KBR3, KBR4 ve KBR5 noktalarının presismik dönemle postsismik dönem arasındaki hız farklarının arttığı bu noktaların Avrasya sabit hızlarının yavaşlamaya başladığı görülmüştür.

2025, xi + 106 sayfa

Anahtar Kelimeler: Postsismik, Tektonik, GNSS, Jeodezik hız alanı, İzmir.

ABSTRACT

Ph.D. Thesis

INVESTIGATION OF THE KINEMATICS OF FAULTS IN IZMİR AND SURROUNDING AREAS AFTER THE OCTOBER 30 SİSAM (SAMOS) EARTHQUAKE (Mw 6,9) USING GEODETIC METHODS IN THE POST-SEISMIC PERIOD

Ergin DÖNMEZ

Afyon Kocatepe University

Graduate School of Natural and Applied Sciences

Department of Geomatic Engineering

Supervisor: Prof. Dr. İbrahim TİRYAKİOĞLU

Within the scope of this thesis, eight campaign-based postseismic GNSS measurements were carried out at 27 GNSS sites in the region affected by the 30 October 2020 Samos Earthquake (Mw 6.9). The campaigns began with the coseismic measurements conducted in November 2020 and were completed in April 2025. All data were processed using the GAMIT/GLOBK software package. Using all campaign datasets, postseismic velocities in the Eurasia-fixed ITRF2014 frame were estimated based on various campaign combinations. Analysis of these combinations showed that, for most GNSS stations, the first two campaigns captured early postseismic deformation. Differences between the postseismic velocities from the optimal combinations and the preseismic velocities were then computed, and their statistical significance was tested using a t-distribution at $\alpha = 0.05$. The results indicate that stations near the epicenter (DMRC, OZDE, and ZEYT) continue to exhibit postseismic deformation. Furthermore, at stations KBR3, KBR4, and KBR5, increased velocity differences between the preseismic and postseismic periods suggest that their Eurasia-fixed velocities have begun to decelerate.

2025, xi + 106 pages

Keywords: Post-seismic, Tectonic, GNSS, Geodetic velocity field, İzmir.

TEŞEKKÜR

Bu doktora yolculuğu, yalnızca akademik bir çalışmanın ötesinde; sabrın, emeğin ve yılmadan sürdürdüğüm bir arayışın toplamı oldu. Bu uzun süreçte bana bilimsel anlamda yön veren, perspektifimi geliştiren ve her aşamada desteğini hissettiren değerli danışmanım Prof. Dr. İbrahim TİRYAKİOĞLU'na teşekkür etmek benim için bir nezaketten öte, bir borçtur. Kendisi, bu çalışmanın yalnızca akademik doğruluğuna değil, aynı zamanda bilimsel bakış açımın şekillenmesine de büyük katkı sağladı.

Tez sürecinde yalnızca akademik katkılarıyla değil, aynı zamanda motive eden duruşu ve samimi desteğiyle yanımda olan Doç. Dr. Halil İbrahim SOLAK'a ayrıca teşekkür ederim. Kendisi, özellikle belirsiz ya da zorlu anlarda sunduğu yönlendirmelerle bu sürecin daha sağlıklı ilerlemesine büyük katkı sağlamıştır.

Arazi çalışmalarının çoğu zaman yorucu ve zorlu koşullarını, iş birliği ve özveriyle aşılmasını sağlayan arazi ekibi arkadaşlarıma teşekkür ederim. Saha çalışmalarında gösterdikleri uyum ve azim bu tezin hazırlanmasındaki en önemli dayanaklardan biri olmuştur.

Bu uzun yolculuk boyunca sabrı, anlayışı ve her koşulda yanımda oluşuyla beni güçlendiren eşime en içten teşekkürlerimi sunarım. Onun desteği, karşılaştığım her zorluğu aşmamda en büyük motivasyon kaynağı oldu. Ayrıca sevgileri, neşeleri ve bana yaşattıkları duygularla bu süreci anlamlı kılan kızlarıma da içtenlikle teşekkür ederim.

Bu çalışmanın hayata geçirilmesine maddi katkı sağlayan TÜBİTAK 121Y259 ve TÜBİTAK 5200101 numaralı projelere teşekkür ederim.

Ergin DÖNMEZ
Afyonkarahisar 2025

İÇİNDEKİLER DİZİNİ

	Sayfa
ÖZET	i
ABSTRACT	ii
TEŞEKKÜR	iii
İÇİNDEKİLER DİZİNİ.....	iv
KISALTMALAR DİZİNİ	vi
ŞEKİLLER DİZİNİ	vii
ÇİZELGELER DİZİNİ.....	ix
1. GİRİŞ.....	1
2. LİTERATÜR BİLGİLERİ	6
3. DEPREMLERDE OLUŞAN DEFORMASYONLAR	16
3.1 Kırılma	17
3.2 Yorulma Deformasyonu	19
3.3 Elastik Deformasyon.....	19
3.4 Plastik Deformasyon.....	21
3.5 Viskoelastik Deformasyon.....	22
4. JEODEZİK ÖLÇMELER İLE TEKTONİK HAREKETLERİN BELİRLENMESİ .	24
4.1 GPS ile Konum belirleme Yöntemleri.....	28
4.2 Deprem döngüsü ve Tektonik Hareketlerin Belirlenip İzlenmesinde GNSS Kullanımı	31
4.2.1 Deprem Döngüsü	31
4.2.2 Tektonik Hareketlerin GNSS ile İzlenmesi.....	36
4.2.3 GNSS Verilerin Değerlendirilmesi	52
5. SAYISAL UYGULAMA	58

5.1 Çalışma Bölgesi ve Özellikleri	58
5.2 Çalışma Bölgesinde Tesis Edilen GNSS Ağı	62
5.3 Postsismik Ağın GNSS Ölçüleri.....	65
5.4 Pre ve Postsismik Ağa ait GNSS Verilerinin Değerlendirilmesi.....	67
6. BULGULAR	71
7. SONUÇ ve ÖNERİLER	88
8. KAYNAKLAR.....	90



KISALTMALAR DİZİNİ

Kısaltmalar

ABD	Amerika Birleşik Devletleri
AFAD	Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı
BDS	BeiDou Navigasyon Uydu Sistemi
BEFOREs	Bayesian Earthquake Forecasting and Rapid Estimation System
D-B	Doğu - Batı
EMSC	European-Mediterranean Seismological Centre
GAMIT	GNSS Analysis at MIT
GD	Güneydoğu
GEONET	Japan Geodetic Observation Network
G-FAST	Geodetic First Approximation of Size and Timing
G-LARMS	GNSS-based Long-term Automatic Real-time Monitoring System
GLONASS	Globalnaya Navigatsionnaya Sputnikovaya Sistema
GNSS	Global Navigation Satellite System
GPRS	General Packet Radio Service
GPS	Global Positioning System
GSM	Global System for Mobile Communications
IGS	International GNSS Service
InSAR	Interferometric Synthetic Aperture Radar
IRNSS	Indian Regional Navigation Satellite System
ITRF	International Terrestrial Reference Frame
ITRF 2014	International Terrestrial Reference Frame 2014
İTÜ	İstanbul Teknik Üniversitesi
KB	Kuzeybatı
KB-GD	Kuzeybatı-Güneydoğu
KD	Kuzeydoğu
KD-GB	Kuzeydoğu-Güneybatı
K-G	Kuzey- Güney
KRDAE	Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü
LiDAR	Light Detection and Ranging
LTT	Levha Tektoniği Teorisi
MTA	Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü
Mw	Moment Magnitude
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
PRN	Pseudo Random Noise
RINEX	Receiver Independent Exchange
SLR	Satellite Laser Ranging
TUSAGA	Türkiye Ulusal Sabit GNSS Ağı
TUSAGA-AKTİF	Türkiye Ulusal Sabit GNSS Ağı (Aktif)
USGS	United States Geological Survey
VLBI	Very Long Baseline Interferometry

ŞEKİLLER DİZİNİ

	Sayfa
Şekil 4. 1 Uydu bazlı konum belirleme sisteminin çalışma prensibi	27
Şekil 4.2 Uydularda oluşturulan bir PRN kod örneği	29
Şekil 4.3 PRN kod karşılaştırması.....	29
Şekil 4.4 Dalga fazı	30
Şekil 4.5 Japonya'da meydana gelen Nankaido depremindeki yatay yer değiştirme.....	34
Şekil 4.6 DIDI TUSAGA AKTİF noktasının kuzey bileşenlerine ait zaman serisi grafiği.	44
Şekil 4.7 Logaritmik Kayma Modelinin GNSS ile izlenmesi	50
Şekil 4.8 Yeryüzündeki sabit bir noktanın deprem döngüsünde olası hareket grafiği...	50
Şekil 4.9 TUTGA İZMİ noktasının Sisam depreminden önceki ve sonraki noktasal hareketi.	51
Şekil 5.1 Çalışma bölgesi	62
Şekil 5.2 Postsismik deformasyonun takip edildiği ağ.....	64
Şekil 5.3 Sisam depremi eş şiddet haritası	64
Şekil 5.4 Sisam depremi sonrası kosismik deformasyonlar	65
Şekil 6.1 Postsismik deformasyon alanında kalan ASKE ve AHMB noktalarına ait uzun dönem zaman serileri.....	73
Şekil 6.2 TUSAGA-Aktif ağında yer alan IZMI ve CES1 noktalarına ait deprem sonrası uzun dönem zaman serileri.....	74
Şekil 6.3 GNSS ağındaki noktaların presismik dönem hızları	75
Şekil 6.4 GNSS ağındaki 0-1 kampanya arasında noktaların Avrasya plakası sabit hızları	76
Şekil 6.5 AHMB istasyonu presismik ve erken dönem postsismik hareketleri	77
Şekil 6.6 GNSS ağındaki noktaların 0-1-2 kampanya ölçülerinden edilen Avrasya plakası sabit hızları	78
Şekil 6.7 KBR3 istasyonu presismik ve erken dönem postsismik (0-1-2. kampanya) hareketleri	78
Şekil 6.8 GNSS ağındaki noktaların a) 0-1-2-3 kampanya ölçülerinden edilen Avrasya plakası sabit hızları b) 0-1-2-3-4 kampanya ölçülerinden edilen Avrasya plakası sabit hızları	79
Şekil 6.9 CESM istasyonu zaman serisi trend analizi a) Kuzey b) Doğu bileşenler.....	82
Şekil 6.10 GNSS ağındaki noktaların kampanya tipi noktalardaki Kahramanmaraş depremleri kosismik deformasyon etkileri	83

Şekil 6.11 GNSS ağındaki noktaların a) 0-1-2-3-4-5 kampanya ölçülerinden edilen Avrasya plakası sabit hızları b) 0-1-2-3-4-5-6 kampanya ölçülerinden edilen Avrasya plakası sabit hızları.....	83
Şekil 6.12 GNSS ağındaki noktaların 0-1-2-3-4-5-6-7 kampanya ölçülerinden edilen Avrasya plakası sabit hızları.....	84
Şekil 6.13 GNSS ağındaki noktaların erken dönem postsismik hareketleri.....	85
Şekil 6. 14 GNSS ağındaki noktaların farklı kampanyalara göre üretilen postsismik dönem Avrasya plakası sabit hızları.....	86



ÇİZELGELER DİZİNİ

	Sayfa
Çizelge 5.1 İzmir sınırları içerisinde yer alan faylara ait bilgiler.....	59
Çizelge 5.2 İzmir ve yakın çevresinde meydana gelen depremler.	60
Çizelge 5.3 İzmir ve yakın çevresinde aletsel dönemde meydana gelen depremler.	61
Çizelge 5.4 Postsismik dönem GNSS ölçü tarihleri ve ölçülen nokta sayıları	66
Çizelge 5.5 Postsismik ağı ait noktalar ve GNSS ölçüleri.....	66
Çizelge 5.6 Postsismik ağı ait noktalar ve GNSS ölçüleri.....	67
Çizelge 5.5 Station.info dosya formatının parametreleri	69
Çizelge 5.6 GNSS ölçülerinin değerlendirilmesinde kullanılan İGS istasyonları	70
Çizelge 6.1 Hız kombinasyonları arasındaki farkların anlamlılık testi.....	73

1. GİRİŞ

İnsanlık, yüzyıllardır üzerinde yaşadığı yeryüzünü ve onun sürekliliğini sağlayan fiziksel ile biyolojik mekanizmaları anlamak, araştırmak ve bunlardan fayda sağlamak için çaba göstermektedir. Bu çaba, yüzyıllar boyunca biriken bilgi ve deneyimlerle artmış olsa da yeryüzündeki yaşam hâlâ tam anlamıyla sorunsuz değildir. Günümüzde de çözülmesi ve mücadele edilmesi gereken birçok problem varlığını sürdürmektedir. Bu güncel sorunlar arasında depremler ise hâlâ en önemli ve yıkıcı doğal afetlerden biri olarak öne çıkmaktadır. İnsanlık tarihi incelendiğinde, depremlerin medeniyetleri şekillendirdiği, hatta bazılarını tamamen ortadan kaldırarak tarih sahnesinden sildiği açık bir gerçek olarak karşımıza çıkmaktadır (Kovach vd. 2010).

20.yüzyıla kadar depremlerin oluşma mekanizmaları tam olarak anlaşıp ortaya konulamamıştır. Bu durum 1910 yılına kadar devam etmiştir. H.F. Reid'in yaptığı çalışmalar depremlerin oluşma mekanizmalarını sırt olmaktan çıkarıp açıklamıştır. Reid çalışmalarının bir sonucu olarak bugün "Elastik Atım Teorisi" olarak bilinen teoriyi ortaya koymuştur. Bu teori depremlerin oluşma mekanizmalarını bilimsel olarak açıklayan ilk teoridir (Ristau 2013)

Reid'den 5 sene sonra 1915'te Alfred Lothar Wegener yeryüzünde bulunan kıtaların "Pangea" adındaki tek bir kıtadan ayrılan parçalar olduğunu ortaya koymuştur. Wegener'in teorisine göre, Pangea çeşitli nedenlerle zaman içinde parçalanmış ve bu parçalar günümüzdeki kıtaları meydana getirmiştir. Wegener dünya haritasını incelerken kıtaların şekillerinin birbirlerini bir maketin parçaları gibi tamamladığını fark etmiş ve teorisini buna dayanarak hazırlamıştır (Meinhold ve Şengör 2019)

Her iki bilim insanının teorileri deprem mekanizmalarını tam olarak açıklayamamışlarsa da deprem oluşma mekanizmalarını tanımlayan "Levha Tektoniği Teorisi (LTT)" nin oluşmasına katkıda bulunmuşlardır. LTT günümüzde depremleri ve oluşum mekanizmalarını tam olarak açıklayan teoridir. LTT' ye göre; Yeryuvarının en dış katmanı manto olarak isimlendirilen katmandır. Mantonun üzerinde ise üst manto ya da kabuk olarak isimlendirilen kısım bulunur. Manto ve üst manto tıpkı bir mozaik gibi

parçalı bir haldedir. Bu parçalar birbirlerine göre devamlı suretle hareket halindedirler ve bu hareket esnasında da birbirlerine sürtünürler. LTT de hareketli olan bu parçalara levha, bunların birbirlerine sürtündükleri hatlarda fay denilmektedir. Yeryuvarı içten dışa doğru katmanlara ayrıldığında sırasıyla: İç çekirdek, çekirdek, manto ve üst manto şeklindedir. İç çekirdek ve çekirdek yüksek ısılarla sahip eriyik bir madde olan magmadan oluşmaktadır. Fakat iç çekirdeğin ısısı çekirdeğe göre daha fazladır. Buda termo dinamik yasalarına göre içerden dışarıya doğru sıvı magmanın hareket etmesine neden olur. Bu hareket plakaların hareket etmesini sağlayan temel gücü oluşturur (Deguen vd. 2013, Bercovici 2003, Foley vd. 2014)

Tektonik plakaların faylar boyunca görelî hareketleri, yerkabuğunun doğal jeodinamik süreçlerinin bir parçasıdır ve bu hareketler tek başına sismik bir tehlike oluşturmaz. Ancak, bir fay boyunca meydana gelen kaymanın herhangi bir mekanizma nedeniyle engellenmesi durumunda, plakalar arasında biriken elastik gerilim zamanla serbestçe boşalamaz ve ilgili bölgede enerji birikimi gerçekleşir. Bu gerilim birikimi, fay düzlemi üzerindeki kilitlenmeye neden olan direnç kuvvetini aştığında, kilitlenme ani bir biçimde çözülür. Bu süreçte fay boyunca hızlı yer değiştirmeler, kırılmalar ve deformasyonlar meydana gelir. Çok kısa bir zaman aralığında gerçekleşen bu ani yer değiştirmeler, yerkabuğunda elastik dalgaların yayılmasına neden olur ve bu süreç sonucunda deprem meydana gelir (Scholz 2002).

Depremlerin bir sonucu olarak faylarda ve çevrelerinde bazı değişim ve deformasyonlar meydana gelir. Bu değişim ve deformasyonlar fayların tiplerine göre farklılık gösterse de yeryüzünün şekillenmesinde önemli rol oynarlar. Ülkemizde de bu değişim ve deformasyonlar sıkça görülmektedir. Çünkü Türkiye dünyada en çok depremin meydana geldiği plakalardan biri olan “Anadolu Plakası” üzerinde bulunmaktadır (McKenzie 1972).

Anadolu Plakası, yeryuvarında hareket eden ana levhaların arasında sıkışarak itme-çekme kuvvetlerine maruz kalan bir plakadır. Kuzeyinde sabit kabul edilen Avrasya Plakası, güneyinde ise Avrasya’ya doğru ilerleyen Afrika ve Arap plakaları bulunmaktadır. Bu sıkıştırma rejiminin etkisiyle Anadolu Plakası, yılda yaklaşık 25 mm hızla saat yönünün

tersine doğru hareket etmektedir. Plakanın bu hareketi, batısında Helen Yayı boyunca etkin bir dalma-batma zonunun oluşmasına neden olmakta ve burada Afrika Plakası, daha hafif yapıya sahip Ege Mikroplaka'sı ve dolayısıyla Avrasya Plakası altına dalmaktadır (Reilinger vd. 2006). Bu jeodinamik süreç Ege Mikroplakası'nda kabuğun gerilme rejimi altında deformasyona uğramasına neden olmakta ve bu koşullar altında yer kabuğunda elastik gerilim enerjisi birikmektedir. Kabukta biriken bu gerilimin, fay zonları boyunca kayaçların dayanım sınırını aşmasıyla, ani kırılmalar ve kosismik yer değiştirmeler meydana gelmektedir. Bu ani deformasyon süreci sırasında açığa çıkan enerji, sismik dalgalar şeklinde yayılmakta ve yüzeyde sismik etkinlik olarak gözlenmektedir (Reilinger vd. 2006).

Anadolu Plakası'nın batısında bulunan Ege Bölgesi, tektonik açıdan dünyadaki en aktif coğrafyalardan biridir. Depremselliğin izlenmesi ve değerlendirilmesinden sorumlu kurumlar olan AFAD (Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı) ve KRDAE (Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü) tarafından üretilen veriler ve bilimsel literatüre göre, bölgede büyüklüğü $M_w \geq 6$ olan çok sayıda deprem meydana gelmiştir (Emre vd. 2013). Bu depremlere ait sismolojik çözümlemelerden elde edilen veriler ile topoğrafyada gözlenen deformasyon yapıları ve yüzey izleri, Ege Bölgesi'nde yaygın ve karmaşık bir faylanma sisteminin varlığını açıkça ortaya koymaktadır. Bu fayların kinematik özelliklerinin belirlenmesi, hareket mekanizmalarının analiz edilmesi ve bölgesel deformasyon davranışlarının ortaya konulması, Anadolu Plakası üzerinde yer alan Türkiye açısından deprem tehlikesinin değerlendirilmesi ve olası risklerin azaltılması bakımından büyük önem taşımaktadır. Nitekim Ege Bölgesi, tektonik açıdan yüksek derecede aktif olmasının yanı sıra, yoğun nüfuslanma, göç hareketleri, turizm faaliyetleri, tarımsal üretim ve sanayi altyapısı açısından da ülkenin en dinamik bölgelerinden biridir. Bu bağlamda, Türkiye'nin en büyük ve en kalabalık yerleşim merkezlerinden İzmir ve Bursa gibi önemli kentlerin bu tektonik kuşak içerisinde yer alması, bölgede meydana gelebilecek büyük ölçekli depremlerin toplumsal ve ekonomik etkilerini daha da kritik hâle getirmektedir.

Bölgede meydana gelen depremler üzerine yapılan sismotektonik ve deprem tehlikesi odaklı akademik çalışmalar, Ege Bölgesi ve Ege Denizi'nde gerçekleştirilecek büyük

ölçekli bir depremin yaratabileceği yıkıcı etkiler hakkında önemli göstergeler sunmaktadır. Bu kapsamda ele alınan ve yakın dönemde meydana gelen önemli depremlerden biri, 30 Ekim 2020 Sisam (Samos) Depremi'dir. Deprem $M_w = 6.9$ büyüklüğünde olup, merkez üssü Sisam Adası'nın kuzeyinde ve İzmir ilinin yaklaşık 70 km güneybatısında yer almaktadır. Her ne kadar deprem Yunanistan sınırları içerisinde, Ege Denizi'nde meydana gelmiş olsa da oluşturduğu hasar etkileri İzmir iline kadar ulaşmıştır. Deprem sonrasında yayımlanan resmî raporlara göre, olayda 117 kişi yaşamını yitirmiş, 1034 kişi yaralanmış, 9 bina deprem anında tamamen yıkılmış ve 15 439 bina hafif, orta ve ağır hasar almıştır. Depremin merkez üssünün İzmir'e görece uzak olmasına rağmen, etkilerinin bu denli geniş bir alanda hissedilmesi, bölgedeki sismik tehlikenin ciddiyetini açıkça ortaya koymaktadır.

Bilindiği gibi büyük depremlerin de ($M_w > 6$) her deprem gibi dört temel evresi bulunmaktadır. Bunlar; elastik gerilimin biriktiği intersismik evre, gerilim birikiminin kritik seviyelere ulaştığı presismik evre, depremin meydana geldiği kosismik evre ve deprem sonrasında gelişen postsismik evredir. Deprem kosismik evrede iken çok büyük miktarda elastik enerji açığa çıkmakta ve bu enerji yalnızca kırılmanın gerçekleştiği alanla sınırlı kalmayarak çevresindeki üst kabuk ve üst mantoda geniş ölçekli şekil değiştirmelere neden olabilmektedir. USGS raporlarına göre, büyük depremlerin kosismik evresinde açığa çıkan enerji miktarı 10^{14} – 10^{15} joule mertebelerine ulaşabilmekte olup, bu değer nükleer bir silahın açığa çıkardığı enerjiden onlarca kat daha büyüktür (Gutenberg ve Richter, 1956; Scholz, 2019). Bu büyüklükteki enerji, üst mantoda yaklaşık 10–20 km derinliklerde viskoelastik davranışın baskın hâle gelmesine bağlı olarak deformasyonlara ve uzun dönemli gerilme değişimlerine yol açabilmektedir. Bu deformasyonlar, zamanla yüzeyde ölçülebilir yer değiştirmeler şeklinde kendini göstermektedir (USGS, 2018). Dolayısıyla, deprem sırasında açığa çıkan elastik enerjinin tamamının kosismik evrede boşalmadığı; enerjinin bir bölümünün postsismik evrede zamana bağlı yer değiştirmeler ve viskoelastik gevşeme yoluyla çevre kayalarla aktarıldığı anlaşılmaktadır. Bu süreçle ilgili olarak gerilimin yeniden düzenlenmesi, bölgede bulunan faylar boyunca gerilim dağılımını değiştirerek çevredeki diri fayların mekanik davranışını, yeniden kilitlenme özelliklerini ve dolayısıyla gelecekteki deprem üretme potansiyelini doğrudan etkileyebilmektedir. Bu bağlamda, postsismik

deformasyonlar yalnızca deprem sonrası bir sonuç değil, aynı zamanda bölgesel tektonik evrimin önemli bir bileşeni olarak değerlendirilmelidir. Bu nedenle, büyük depremler sonrasında gelişen postsismik deformasyonların mekânsal dağılımı, zamansal sürekliliği ve büyüklüğünün izlenmesi hem deprem sonrası süreçlerin anlaşılması hem de gelecekte meydana gelebilecek olası büyük depremlere ilişkin bilimsel öngörülerin geliştirilmesi açısından büyük önem taşımaktadır.

Bu çalışma, 30 Ekim 2020 $M_w = 6.9$ Sisam Depremi sonrasında Ege Bölgesi'nde, özellikle İzmir ve yakın çevresinde, meydana gelen postsismik yatay yer değiştirmeleri ve zamana bağlı kabuksal deformasyonları ayrıntılı biçimde incelemeyi amaçlamaktadır. Deprem sonrası dönemde gözlenen yatay deformasyon örüntüleri, kabuksal deformasyonun zamansal değişimi ve bölgesel dağılımı dikkate alınarak değerlendirilmiş; elde edilen bulguların çevrede bulunan faylar üzerindeki olası etkileri bütüncül bir yaklaşımla ortaya konulmaya çalışılmıştır. Bu bağlamda çalışma, Sisam Depremi'nin postsismik etkilerini yalnızca yerel ölçekte ele almakla kalmayıp, bölgesel tektonik çerçeve içerisinde yorumlayarak Ege Bölgesi'nin deprem potansiyelinin daha sağlıklı biçimde değerlendirilmesine katkı sunmayı hedeflemektedir. Bu yönüyle tez, büyük depremler sonrasında postsismik süreçlerin anlaşılmasına yönelik literatüre karşılaştırılabilir, yorumlayıcı ve uygulamaya dönük bir bakış açısı kazandırmaktadır.

2. LİTERATÜR BİLGİLERİ

Ege Bölgesi'nin tektonik evrimini anlamaya yönelik çalışmalar, 20. yüzyılın başlarına kadar uzanan köklü bir araştırma geçmişine sahiptir. Bölge üzerine yapılan ilk sistematik gözlemlerden biri Alfred Philipson tarafından 1918 yılında gerçekleştirilmiş olup, bu çalışma Batı Anadolu'nun tektonik yapısına ilişkin modern yaklaşımların başlangıç noktası olarak kabul edilmektedir (Karamanderesi ve Helvacı 2003). Philipson, saha gözlemlerine dayanarak Ege Bölgesi'nde dağ sıralarının denize dik doğrultuda uzandığını ortaya koymuş, bu dağlar arasında gelişen Büyük Menderes, Küçük Menderes ve Bakırçay gibi graben sistemlerine dikkat çekmiştir. Ayrıca söz konusu vadilerin kenarlarının faylarla sınırlandığını ilk kez dile getirerek, bölgenin karakteristik horst-graben yapısının bilimsel olarak tanımlanmasına öncülük etmiştir (Philipson 1918). Bu öncü tespitler, sonraki yıllarda farklı araştırmacılar tarafından yürütülen jeolojik, jeomorfolojik ve jeofizik çalışmalarla geliştirilmiş, böylece Batı Anadolu'nun aktif tektonizması üzerine yapılan araştırmalar giderek daha ayrıntılı bir nitelik kazanmıştır. Dolayısıyla Philipson'un katkıları, yalnızca kendi dönemi için değil, aynı zamanda bölgenin günümüzdeki tektonik dinamiklerinin incelenmesinde de temel bir referans noktası oluşturmaktadır.

Philipson'un ortaya koyduğu bu temel görüşlerin ardından, Batı Anadolu'nun jeolojik ve tektonik özellikleri Arni (Arni 1933), Kober (Kober 1933) ve Louis (Louis 1937) gibi araştırmacıların çalışmalarıyla daha da detaylandırılmıştır. Arni (Arni 1933), Batı Anadolu'daki neotektonik hareketleri inceleyerek, grabenlerin oluşumunun bölgedeki genç tektonik süreçlerle doğrudan ilişkili olduğunu vurgulamıştır. Kober (Kober 1933) ise bölgeyi daha geniş jeotektonik bağlamda ele almış, kıta içi gerilme rejiminin faylanma mekanizmalarını ve morfolojik gelişimi belirleyen temel unsur olduğunu öne sürmüştür. Louis (Louis 1937) ise ayrıntılı jeomorfolojik gözlemlerle Büyük Menderes ve Küçük Menderes grabenlerinin gelişiminde aktif fayların rolünü ortaya koymuş, ayrıca güncel morfolojinin aktif tektonizma ile sıkı ilişkisini vurgulamıştır. Bu dönemde yapılan çalışmalar, Philipson'un öncü tespitlerini desteklemiş, aynı zamanda bölgenin jeodinamik yapısının daha kapsamlı anlaşılmasına katkı sağlamıştır.

Bu ilk yaklaşımları takip eden dönemde, levha tektoniği kuramının gelişmesiyle birlikte Batı Anadolu'nun tektonik evrimi geniş ölçekli modeller çerçevesinde ele alınmaya başlanmıştır. Bu bağlamda McKenzie'nin katkıları özel bir öneme sahiptir. McKenzie'nin (McKenzie 1972) çalışmasında Anadolu Plakası tek bir bütün olarak değil, "Ege Plakası" ve "Anadolu Plakası" şeklinde iki ayrı levha parçası olarak tanımlanmıştır. Modele göre Anadolu Plakası D-B doğrultusunda hareket ederken, Ege Plakası güneye doğru dönmekte ve bu hareketin bir sonucu olarak Akdeniz Plakası yutulmaktadır. McKenzie'nin (McKenzie 1978) daha sonraki değerlendirmelerinde ise, Ege Plakası'nın K-G yönlü hareket ederken aynı zamanda genişlediği, bunun da bölgede etkin olan açılma tektoniğinin en önemli göstergelerinden biri olduğu vurgulanmıştır. Bu yaklaşımlar, Ege Bölgesi'nin jeodinamik evriminde levha hareketlerinin ve açılma rejiminin belirleyici rolünü ortaya koyarken, aynı dönemde yapılan başka çalışmalar bölgedeki genişleme tektoniğine farklı açılardan açıklamalar getirmiştir. Nitekim Alptekin (Alptekin 1973) ve Kocaefe (Kocaefe vd. 1982), farklı modeller önermelerine karşın, her iki araştırmada da K-G yönlü açılmanın rolüne özellikle dikkat çekmiş; bindirme kuşaklarında kabuğun iki uçtan basınca maruz kalan esnek bir çubuk gibi yukarı doğru kavislenerek yükseldiği, bu yükselmenin ise kabukta incelmeye yol açtığı belirtilmiştir. Kabuğun incilmesi, bölgedeki genişleme tektoniğinin temel nedeni olarak değerlendirilmiş ve böylece Ege Bölgesi'nin tektonik evriminde yalnızca levha hareketlerinin değil, aynı zamanda içsel deformasyon süreçlerinin ve yerel stres alanlarının da önemli rol oynadığı ortaya konulmuştur. Bu çalışmaların ardından Şengör'ün (Şengör 1980) geliştirdiği "Tektonik Kaçış Modeli", Batı Anadolu tektoniğinin yalnızca yerel ölçekteki faylanma süreçleriyle değil, aynı zamanda daha geniş ölçekli levha etkileşimleri çerçevesinde değerlendirilmesine olanak tanımıştır.

Şengör (Şengör 1980), neotektonik üzerine gerçekleştirdiği çalışmasında Ege Graben Sistemi'ni ele almış ve bu sistemin oluşumunu, Anadolu Levhası'nın tektonik hareketleriyle ilişkilendirmiştir. Literatürde geniş kabul gören bu modele göre, Anadolu Levhası, Arap Levhası'nın kuzeydoğu yönlü sıkıştırması sonucu batıya doğru hareket etmektedir (McKenzie vd. 1972, Şengör vd. 1979, Şengör 1980, Şengör 1982, McKenzie ve Jackson, 1983, Dewey vd. 1989, Philip vd. 1989, Le Pichon vd. 1995, McClusky vd. 2000, Reilinger ve McClusky 2001, Nyst ve Thatcher 2004, Reilinger vd. 2006, Aktuğ

vd. 2009, Tiryakioğlu vd. 2013, Solak 2020). Bu süreç, literatürde “Tektonik Kaçış Modeli” olarak adlandırılmaktadır. Ancak Şengör (Şengör 1980), bu batıya yönelen hareketin, Ege Denizi’nde Yunanistan ile Batı Anadolu arasında uzanan Yunan Makaslama Zonu’nda, iki kara parçasının çarpışması nedeniyle duraksadığını belirtmiştir. Bu duraksama sonucunda Anadolu Levhası’nın hareketi engellenmiş ancak levha, bu kez Helen Yayısı boyunca kıvrılarak Doğu Akdeniz Levhası üzerine doğru yön değiştirmiştir (McClusky vd. 2000, Jolivet 2001, Jimenez-Munt vd. 2003, Thatcher 2003, Nyst ve Thatcher 2004, Aktuğ ve Kılıçoğlu 2006, Aktuğ vd. 2009). Bu karmaşık tektonik etkileşimlerin bir sonucu olarak Ege Graben Sistemi gelişmiştir. Le Pichon’un (Le Pichon vd. 1981) çalışmaları da bu sistemin varlığını ve tektonik temellerini desteklemiştir. Böylelikle Batı Anadolu’nun güncel tektonik rejimi yalnızca levha etkileşimleriyle değil, aynı zamanda bölgesel açılma süreçleriyle birlikte anlaşılabilir hale gelmiştir. Bu kapsamda, sonraki yıllarda Akçığ’ın (Akçığ 1988) gravite verilerine dayalı çalışmaları, söz konusu grabenlerin yapısal özelliklerini ve kabuk kalınlığı farklılıklarını ortaya koyarak bu modelleri destekleyen yeni bulgular sunmuştur. Akçığ’ın (Akçığ 1988) gravite verilerine dayalı olarak gerçekleştirdiği çalışması bölgenin tektonik özelliklerine yeni bir boyut kazandırmıştır. Araştırmacı, Ege Plakası’nın tektonik yapısının oldukça karmaşık ve açıklanması güç bir karaktere sahip olduğunu vurgulamıştır. Özellikle D–B doğrultulu grabenlerin ancak K–G ve KD–GB yönlü hareketlerin bir sonucu olarak gelişebileceğini belirtmiştir. Ayrıca, Anadolu Levhası’nın batı kesiminde kabuk kalınlığının 35–40 km arasında değiştiğini, buna karşın Ege Denizi’nde ortalama 30 km’ye kadar düştüğünü ortaya koymuştur. Çalışmada ayrıca kabuk altı derinliklerinde (10,7–12,5 km) magmanın yer kabuğu içerisine sızarak soğuması sonucu intrüzif kayaların oluştuğu, bu sürecin ise yer kabuğunun yükselerek incilmesiyle ilişkili olduğu ifade edilmiştir. Söz konusu bulgular, bölgedeki genişleme tektoniği ile uyumlu olup, Alptekin (Alptekin 1973) ve Kocaefe (Kocaefe 1982) tarafından ortaya konulan modelleri destekler niteliktedir. Böylece Ege Bölgesi’nin tektonik evriminde kabuk incilmesi ve içsel deformasyon süreçlerinin belirleyici rolü bir kez daha ortaya konulmuştur.

Ortaya konan bu çalışmaların ardından, 1990’lı yıllarda gelişen yeni jeofizik yöntemler ve özellikle sismolojik verilerin kullanımının artmasıyla birlikte Batı Anadolu’nun neotektonik yapısı daha ayrıntılı biçimde incelenmeye başlanmıştır. Bu dönemde Taymaz

vd. (Taymaz vd. 1991) tarafından önerilen “Basit Şerit Modeli”, bölgenin kinematik özelliklerinin anlaşılmasına yönelik önemli bir adım olarak öne çıkmış ve Batı Anadolu ile Ege Denizi’ndeki tektonik süreçlerin yorumlanmasına yeni bir bakış açısı kazandırmıştır. Batı Anadolu tektoniğine ilişkin literatür incelendiğinde, farklı ölçeklerde çok sayıda model ve yaklaşım geliştirilmiş olmakla birlikte, araştırmacıların ortaklaştığı temel bir değerlendirme bulunmaktadır. Buna göre, Ege Denizi, Ege Bölgesi ve Batı Anadolu’nun tektonik yapısı; çok sayıda aktif fay, farklı deformasyon rejimleri ve zamansal olarak değişken kinematik süreçlerin bir arada etkili olması nedeniyle son derece karmaşık bir karakter sergilemekte olup, bu karmaşık yapıyı tek bir model çerçevesinde bütüncül olarak açıklamak güçtür (Çağatay vd. 2002, Özkaymak 2012). Bu bağlamda, söz konusu karmaşık yapıyı açıklamaya ve sadeleştirmeye yönelik önemli bir katkı, Taymaz vd. (Taymaz vd. 1991) ortaya koyduğu “Basit Şerit Modeli” (Simple Strip Model) ile sağlanmıştır. Basit Şerit Modeli, kinematik esaslara dayanan bir model olup, özellikle Ege Denizi içerisinde meydana gelen depremler ile bu depremlere neden olan fayların oluşturduğu bloklar arasındaki hız alanlarını anlamaya yönelik olarak geliştirilmiştir. Modelin temel yaklaşımı, bölgede etkin olan fay türleri ile bu fayların neden olduğu hareketleri, gözlemsel deformasyon verileri ile ilişkilendirerek mekânsal olarak ayrılmış bir hız alanı ortaya koymaktır. Bu kapsamda, çalışma alanı aktif faylarla sınırlandırılmış bağımsız şeritlere ayrılmış, her bir şerit ise fayın türüne ve hareket yönüne bağlı olarak farklı biçimlerde hareket eden birimler olarak değerlendirilmiştir. Sağ yanal doğrultu atımlı faylar, şeritlerin yatay düzlemde birbirlerine göre göreceli hareketlerini açıklarken, normal faylar, şeritler arasındaki ayrılmaları ve genişlemeyi ifade etmektedir. Böylelikle model, bölgedeki hem genişleme hem de dönme hareketlerinin çözümlenmesine olanak sağlamıştır. Modelin uygulanması sonucunda, Kuzey Ege Denizi’nde sağ yanal atımlı fayların KD–GB doğrultusunda etkin olduğu, Ege Denizi’nin Yunanistan açıklarında ise KB–GD ve KD–GB doğrultulu normal fayların, bölgedeki K–G yönelimli genişleme ile doğrudan ilişkili olduğu ortaya konmuştur. Bu bulgular, bölgede meydana gelen moment büyüklüğü $M_w = 6$ ve 6’dan büyük depremlerin mekanizma çözümleriyle de uyumludur. Taymaz vd. (Taymaz vd. 1991) geliştirdiği Basit Şerit Modeli, sonraki yıllarda teknolojik gelişmelerin etkisiyle farklı açılardan güncellenmiş ve geliştirilmiş olsa da özellikle Ege Denizi ve Batı Anadolu’nun hareket

ve faylanma süreçlerini açıklayan temel prensiplerin ortaya konulması bakımından halen önemli ve geçerli bir kuramsal çerçeve sunmaktadır.

Batı Anadolu ve Ege Denizi'nde etkin olan neotektonik süreçler, fay zonlarında sürekli değişen bir gerilme alanı oluşturmakta ve bu durum bölgede çok sayıda orta ve büyük ölçekli depremin meydana gelmesine neden olmaktadır. Geliştirilen modeller, özellikle gerilme birikimi ve transferinin komşu fay segmentlerindeki kırılma olasılıklarını nasıl artırdığını ortaya koyarak, gelecekte gerçekleşebilecek depremlerin mekânsal dağılımına ilişkin önemli öngörüler sunmaktadır. Bu çerçevede, sahada meydana gelen her büyük deprem, yalnızca mevcut tektonik modellerin sınanmasına değil, aynı zamanda bölgedeki olası tetikleme mekanizmalarının anlaşılmasına katkı sağlamaktadır. 30 Ekim 2020 Sisam Depremi, kosismik ve postsismik süreçlerin gerilme alanını nasıl yeniden düzenlediğini göstermesi açısından önemli bir depremdir. Bu nedenle deprem meydana geldikten sonra yerli ve yabancı birçok araştırmacı ve kurum depremi ve etkilerini incelemiştir. Bunların sonucu olarak da ortaya birçok makale, rapor, bildiri vs. hazırlanarak yayımlanmıştır. Aşağıda hazırlanan bu çalışmaların bir özeti yer almaktadır.

İstanbul Teknik Üniversitesi (İTÜ) tarafından hazırlanan rapora göre, 30 Ekim 2020 tarihinde saat 14:51'de meydana gelen Sisam Depremi, Sisam Adası'nın yaklaşık 8 km kuzeyinde, ada ile Kuşadası arasında yer alan yaklaşık 40 km uzunluğundaki bir normal fay zonunda, 16 km derinlikte gerçekleşmiştir. Raporda, depremin kaynak mekanizması ile birlikte bölgenin zemin özellikleri de dikkate alınarak yapılan ivme hesaplamalarına yer verilmiştir. Fayın kırılmasının ardından özellikle zayıf zemin koşullarının bulunduğu alanlarda yer hareketlerinin ivme değerlerinde önemli artışlar gözlemlenmiştir. Analizler, özellikle K-G yönündeki ivmelerin, zemin koşullarına bağlı olarak normal değerlere kıyasla %25 ila %65 oranında arttığını ortaya koymuştur. Bu bulgu, İzmir kent merkezinde meydana gelen yapısal hasarın boyutunu açıklayan kritik parametrelerden biri olarak değerlendirilmiştir. Ayrıca raporda, bölgedeki aktif fayların sayıca fazla olmasına rağmen tektonik karakteristiklerinin yeterince ayrıntılı biçimde çalışılmamış olması nedeniyle, depremin bu yapılar üzerindeki etkilerinin belirsizliğini koruduğu vurgulanmıştır. İTÜ raporunu destekler nitelikte bulgular sunan Maden Tetkik ve Arama (MTA) Genel Müdürlüğü, deprem sonrasında yayımladığı değerlendirme raporunda artçı

sarsıntılarının dağılımı ve yönelimine odaklanmıştır. Rapora göre, deprem sonrası meydana gelen çok sayıda artçı, D–B doğrultusunda yaklaşık 40 km’lik ve KD–GB doğrultusunda yaklaşık 20 km’lik bir alanda yoğunlaşmıştır. Bu durum, ana şok sırasında fayın tamamının kırıldığına işaret eden önemli bir gösterge olarak değerlendirilmiştir. Ayrıca kırılan fayın enerjisinin büyük olasılıkla KD–GB doğrultusundaki bölgeye aktarılmış olabileceği, bu nedenle bu kesimde tektonik gerilimin artmış olabileceği yönünde çıkarımlarda bulunulmuştur. Bu gözlemler, yalnızca ana şokun fay dinamiklerinin anlaşılmasına katkı sağlamakla kalmamış, aynı zamanda bölgedeki olası tetikleyici etkilerin değerlendirilmesi açısından da büyük önem taşımaktadır. Depreme ilişkin uluslararası kurumların raporları da benzer sonuçlara ulaşmıştır. Avrupa-Akdeniz Sismoloji Merkezi (EMSC) ve Amerikan Jeoloji Araştırmaları Kurumu (USGS) tarafından yayımlanan değerlendirmelerde, depremin mekanizma çözümünün normal faylanma karakterinde olduğu ve kırılmanın yaklaşık 14–17 km derinlikte başladığı belirtilmiştir. USGS tarafından gerçekleştirilen finite-fault modellemeleri, kırılmanın batıdan doğuya doğru yaklaşık 20 saniye içerisinde gerçekleştiğini ve maksimum yer değiştirmelerin Sisam Adası çevresinde yoğunlaştığını göstermiştir. Ayrıca NOAA Tsunami Warning Center tarafından yayımlanan raporlarda, depremin ardından Sisam Adası kıyıları ile İzmir körfezinde yerel tsunami dalgalarının gözlemlendiği doğrulanmıştır. Bu bulgular hem ulusal hem de uluslararası kurumların verilerinin büyük ölçüde uyumlu olduğunu ortaya koymuştur. Bu raporların ortak sonucu olarak Sisam Depremi’nin, Ege Denizi’nin aktif tektoniği ve bölgesel deprem tehlikesi açısından kritik bir örnek teşkil ettiği sonucuna ulaşılmıştır.

Ulusal ve uluslararası kurumlar tarafından hazırlanan raporların ardından, depreme ilişkin ilk bilimsel yayınlar da kısa sürede literatürde yer almaya başlamıştır. Bu kapsamda, Papadimitriou vd. (Papadimitriou vd. 2020) tarafından yayımlanan çalışma, 30 Ekim 2020 Sisam Depremi üzerine gerçekleştirilen öncü araştırmalardan biri olarak öne çıkmaktadır. Çalışmada, Sisam Adası’nın batısında yükselme ve çökme alanlarının gözlemlendiği belirtilmiş ve depremin kuzeye eğimli, normal karakterli Sisam Fayı üzerinde meydana geldiği vurgulanmıştır. Fayın D–B yönünde kırıldığı sonucuna ise ana şok sonrası artçıların dağılımı incelenerek ulaşılmıştır. Büyük artçıların merkez üssünün doğusunda, küçük artçıların ise batısında yoğunlaşması bu yorumu desteklemiştir. Ayrıca

çalışmada gerçekleştirilen Coulomb stres transfer analizi, depremin enerjisinin büyük ölçüde doğuya aktarıldığını ortaya koymuştur. Bu bulgu, bölgedeki fay sistemleriyle de uyumludur. Özellikle Ege Çukuru'na paralel uzanan KD-GB yönelimli sol yanal doğrultu atımlı fayların yanı sıra, Doğu Ege'deki fay karakteristiklerinin farklılık gösterdiği, Sisam Adası ve Batı Anadolu kıyılarına yakın alanlarda ise D-B doğrultulu fayların eğik normal faylanma özellikleri taşıdığı ifade edilmiştir. Bu fay özellikleri, stresin doğuya aktarımı yönündeki değerlendirmeleri destekler niteliktedir. Çalışmada ayrıca, depremin moment büyüklüğü 6.9 olarak belirlemiştir. Papadimitriou vd. (Papadimitriou vd. 2020) çalışması, Sisam Depremi'nin faylanma mekanizması ve stres aktarımı üzerine önemli bulgular sunarken, daha sonraki araştırmalar farklı yöntemlerle bu sonuçları desteklemiş ve detaylandırmıştır. Sisam Depremi üzerine yapılan önemli çalışmalardan biri de Akıncı vd. (Akıncı vd. 2021) tarafından gerçekleştirilmiştir. Söz konusu araştırma, literatürde yayımlanan diğer çalışmalardan farklı olarak, depreme neden olan fay ile bu fayın tetiklediği yüzey deformasyonlarını, farklı bölgelerde gözlemlenen yer değiştirme verileriyle birlikte değerlendirmiştir. Bu amaç doğrultusunda InSAR (Uydu Radar İnterferometrisi) ve GNSS ölçümleri entegre biçimde kullanılmış ve yüzey deformasyonlarının ayrıntılı analizi yapılmıştır. Çalışmada, fayda meydana gelen kırılmaya bağlı olarak gözlemlenen yer değiştirmelerin nedenleri, geliştirilmiş bir deprem simülasyonu aracılığıyla açıklanmıştır. Simülasyon sonuçlarına göre Sisam Adası'nın kuzeyinde, açık deniz alanında yer alan K-KD eğimli bir normal fayın yaklaşık 2,5-3 metreye kadar kaydığı ve bu kırılmanın yaklaşık $3,3 \times 10^{19}$ Nm jeodezik moment ürettiği belirlenmiştir. Bu verilere dayanarak, depremin moment büyüklüğü 7.0 olarak hesaplanmıştır. Çalışmanın dikkat çekici bulgularından biri, meydana gelen depremin yalnızca Sisam Fayı üzerinde sınırlı kalmayıp, aynı zamanda İzmir ve çevresinde yer alan ana fay sistemleri üzerinde de etkili olduğunun ortaya konulmasıdır. Bu sonuç, bölgesel tektonik gerilimin dağılımı ve gelecekte oluşabilecek sismik risklerin değerlendirilmesi açısından büyük önem taşımaktadır. Sisam Depremi üzerine yapılan araştırmalara katkı sağlayan bir diğer önemli çalışma Karakostas vd. (Karakostas vd. 2021) tarafından gerçekleştirilmiştir. Bu çalışmada, depremin kosismik döneminden itibaren dört ay boyunca meydana gelen artçı sarsıntılara ait veriler toplanmış ve bu veriler ışığında depremin merkez üssü yeniden belirlenmiştir. Merkez üssünün tayininde, ana şok ve artçıların faz kataloğu, dalga biçimlerinin çapraz korelasyonu ve farklı seyahat süreleri

birlikte değerlendirilmiştir. Çalışmanın bulguları, Sisam Adası'nın kuzeyinde yer alan ve D–B doğrultusunda uzanan Kaystrios Fayı'nın kırıldığını ortaya koymuştur. Ayrıca fayın deprem sırasında iki yönlü olarak kırıldığı, ana kırılmanın batıya doğru yayıldığı ve maksimum kaymanın yaklaşık 2.5 metre civarında olduğu belirlenmiştir. Sisam depremi için yapılan bir diğer çalışma Anastasia Kiratzi vd. (Kiratzi vd. 2022) tarafından gerçekleştirilmiştir. Bu çalışma 30 Ekim 2020 Sisam Depremi'nin meydana geldiği bölgeyi, sismotektonik geçmişiyle birlikte ayrıntılı olarak ele almıştır. Araştırmada, ana şokun ardından kaydedilen artçı depremlere ait veriler toplanmış ve bu verilerin analizi sonucunda depremin, literatürde “Kuzey Sisam” ya da “Kaystrios Fayı” olarak bilinen fayın kırılmasıyla meydana geldiği sonucuna ulaşılmıştır. Söz konusu fay, D–B doğrultulu ve normal faylanma karakterine sahip bir yapı olarak tanımlanmıştır. Çalışmada ayrıca, depremin moment büyüklüğünün 7.0 olduğu belirtilmiş ve fayın sismotektonik geçmişine dair yapılan değerlendirmeler, bu fayın yaklaşık 270 yıllık bir deprem tekrarlama periyoduna sahip olabileceğini ortaya koymuştur. Merkez üssünün tayinine ilişkin yapılan bu çalışmalar, Sisam Depremi'nin yalnızca kaynak fayın belirlenmesi açısından değil, aynı zamanda kırılma geometrisinin ve sismotektonik döngüye dair özelliklerinin anlaşılması açısından da önemli bulgular ortaya koymuştur. Chousianitis ve Konca (Chousianitis ve Konca 2021), 30 Ekim 2020 Sisam Depremi'ni ele alan önceki çalışmalardan farklı olarak, deprem kaynağını tek bir veri türüne dayandırmamıştır. Çalışmada, artçı deprem dağılımları, noktasal kaynak çözümleri veya tekil jeodezik gözlemlerle sınırlı kalmamış; telesismik dalga biçimleri, fay yakınındaki güçlü yer hareketi kayıtları ile GPS statik ve yüksek hızlı yer değiştirme verileri birlikte kullanılmıştır. Bu veriler, bütünleşik bir tersine çevirme yaklaşımı kapsamında değerlendirilmiştir. Bu yaklaşım sayesinde depremin kırılma süreci hem zamansal hem de mekânsal olarak ayrıntılı biçimde çözümlenmiştir. Ana kaymanın, hiposantrın batısında yoğunlaştığı ve yaklaşık 30 km doğrultu ile 10 km eğim doğrultusu boyunca gelişen sığ bir kayma alanında gerçekleştiği ortaya konmuştur. Maksimum kayma miktarının yaklaşık 4,5 m'ye ulaştığı belirlenmiştir. Kırılmanın, iki evreli bir moment boşalımıyla yaklaşık 32 saniye sürdüğü ve toplam sismik momentin $\sim 3,6 \times 10^{19}$ Nm olduğu hesaplanmıştır. Çalışmada ayrıca, elde edilen sonlu fay kayma modeline dayanarak eş-sismik Coulomb gerilme değişimleri nicel olarak hesaplanmıştır. Analizler, artçı depremlerin %90'dan fazlasının pozitif gerilme artışı ($>0,1$ bar) alanlarında

yoğunlaştığını göstermiştir. Bu bulgu, ana şok ile artçı deprem dağılımı arasındaki ilişkinin doğrudan fiziksel bir mekanizma ile açıklanabildiğini ortaya koymaktadır. Bu yönüyle çalışma, Sisam Depremi'ni yalnızca kaynak fayı ölçeğinde değil, bölgesel ölçekte fay etkileşimleri ve sismik tehlike bağlamında ele alan, diğer çalışmalara kıyasla daha kapsamlı ve bütüncül bir yaklaşım sunmaktadır. 30 Ekim Sisam depremi üzerine yapılan çalışmalar arasında Sboras vd. nin gerçekleştirdiği çalışma, Sisam Depremi'nin yalnızca kaynak fay üzerinde değil, depremin etki sahası içinde ve dışında yer alan faylar ile fay sistemleri üzerindeki etkilerini ortaya koyması bakımından ayrı bir öneme sahiptir. Sboras vd. (Sboras vd. 2021), çalışmasında araştırmanın odağını ana şokun neden olduğu gerilme transferinin bölgesel ölçekteki sonuçları olarak belirlemiştir. Bu kapsamda, farklı kaynak ve kayma modeli senaryolarına dayalı Coulomb gerilme analizleri gerçekleştirilmiştir. Elde edilen sonuçlar, artçı deprem dağılımları ve Doğu Ege Deniz-Batı Anadolu geçiş zonunda yer alan aktif fay sistemleri ile birlikte değerlendirilmiştir. Analizler, gerilme etkilerinin yalnızca ana kaynak yapı olan Kaystrios (Kuzey Samos) Fayı ile sınırlı kalmadığını; özellikle Türkiye kıyılarına yakın kesimlerde, Tuzla Fayı başta olmak üzere bazı aktif fay yapıları üzerinde gerilme artışlarının geliştiğini ortaya koymuştur. Ayrıca Karaburun çevresindeki aktif fay sistemleri ile Sakız-Çeşme doğrultusunda uzanan normal fay yapıları üzerinde de yüklenme alanlarının olduğunu, buna karşılık Sisam Adası üzerinde yer alan Pisagori Fayı için ise gerilme azalımı (gerilme gölgesi) koşullarının geçerli olduğu belirtilmiştir. Bu yönüyle çalışma, Sisam Depremi'ni tekil bir kaynak olayı olarak ele almanın ötesine geçerek, Türkiye'nin batı kıyılarına komşu aktif fayları ve fay sistemlerini de etkileyen bölgesel bir sismotektonik süreç olduğunu vurgulamıştır. Söz konusu bu tektonik sürecin özellikle Türkiye kıyılarında yer kabuğunda meydana gelen yüzey deformasyonlarıyla ilişkili olduğunu göstermesi bakımından Solak vd. nin yaptığı çalışma dikkati çekmektedir. Solak vd. (solak vd. 2024) tarafından gerçekleştirilen araştırma, depremin neden olduğu yüzey deformasyonlarının İzmir ve çevresindeki yansımalarına odaklanmaktadır. Çalışmada, kırılan Kaystrios Fayı'na en yakın konumda bulunan ve Türkiye sınırları içinde kadastro amaçlı kullanılan C1 ve C2 numaralı GNSS noktaları ayrıntılı olarak değerlendirilmiştir. Deprem öncesinde GNSS ölçümleriyle belirlenmiş konumlar referans alınarak yapılan analizler, deprem sonrasında kuzey yönlü yer değiştirmelerin yaklaşık 135 mm, doğu yönlü yer değiştirmelerin ise 25 mm civarında olduğunu göstermiştir. Merkez üssünden

uzaklaştıkça bu değerlerin azaldığı, kuzey yönlü yer değiştirmelerin 5–90 mm, doğu yönlü yer değiştirmelerin ise 1–65 mm arasında değiştiği belirlenmiştir. Ayrıca, GNSS verileri deformasyonun yalnızca deprem anında sınırlı kalmadığını, artçı süreçte de devam ettiğini ortaya koymuştur. Nitekim 2021 yılı boyunca ölçülen yatay hareketlerin 1–40 mm aralığında olduğu, 2022 yılına gelindiğinde ise bu değerlerin 1–35 mm aralığına düştüğü tespit edilmiştir. Bu bulgular, depremin yarattığı kabuk deformasyonunun zamansal olarak giderek azaldığını ve sismik etkinlik sonrası gerilimin belirli bir süre boyunca kademeli olarak boşaldığını göstermesi bakımından önemli bir sonuç ortaya koymaktadır. Bu GNSS temelli bulgular, Sisam Adası üzerinde yer alan bağımsız ölçüm istasyonlarından elde edilen yüksek çözünürlüklü jeodezik verilerle de güçlü bir biçimde desteklenmektedir. Ganas vd. (Ganas vd. 2021), 30 Ekim 2020 Mw 7.0 (çalışmada Mw 7,0 olarak belirlenmiş) Sisam Depremi'ne ilişkin olarak SAMO GNSS istasyonuna ait sürekli GNSS zaman serilerini analiz etmiş ve deprem sırasında istasyonda yaklaşık 35.6 cm güneye ve 3 cm batıya doğru kosismik yatay yer değiştirme meydana geldiğini ortaya koymuştur. Bu yatay hareket bileşenleri, Sisam Fayı'nın kuzeye eğimli normal faylanma karakteri ve Ege Bölgesi'nde etkin olan K–G yönlü genişleme rejimi ile uyumlu bir deformasyon şeklini göstermektedir. Kosismik yer değiştirmeyi izleyen dönemde GNSS zaman serilerinde, deprem sonrası gelişen postsismik deformasyon davranışı gözlenmiştir. Bu deformasyon, deprem anında meydana gelen ani yer değiştirmenin ardından istasyon konumlarında zamana bağlı ve giderek azalan bir yer değiştirme şeklinde ortaya çıkmaktadır. Ganas vd. tarafından tanımlanan bu kısa süreli fakat belirgin postsismik sinyal, Sisam Depremi'nin kabukta yalnızca anlık bir elastik deformasyon yaratmadığını; aksine, deprem sonrası dönemde alt kabuk ve üst manto seviyelerinde gerçekleşen zamana bağlı deformasyon süreçlerinin de yüzey hareketlerine yansıdığını göstermektedir. Bu durum, Sisam Depremi'nin etkilerinin yalnızca kosismik aşama ile sınırlı kalmadığını, gerilme boşalımının belirli bir süre boyunca kademeli olarak devam ettiğini ortaya koymakta ve bölgedeki sismotektonik süreçlerin değerlendirilmesinde postsismik deformasyonun dikkate alınmasının önemini vurgulamaktadır.

3. DEPREMLERDE OLUŞAN DEFORMASYONLAR

Depremler meydana geldiklerinde ortaya çıkardıkları enerjinin etkisiyle yerkabuğunda çeşitli değişimlere ve deformasyonlara neden olabilirler. Özellikle büyüklüğü $M_w \geq 5$ olan depremlerin yeryüzünde meydana getirebilecekleri deformasyon ve değişim gözle yerkabuğu üzerinde görülebilecek seviyeye ulaşabilmektedir (Avouac vd. 2015, Mildon vd. 2021, Ponti vd. 2020, U.S. Geological Survey 2019). Depremlerin oluşturabilecekleri bu değişimler sadece büyüklüklerine bağlı değildir. Elbette depremin meydana geldiği derinlik, zemin yapısı, zemini oluşturan materyallerin özellikleri gibi bazı diğer faktörlerde bu değişimlerde önem arz eder. Depremlerin öngörülmesine yönelik çalışmalar, litosferin karmaşık ve heterojen yapısından kaynaklanan ciddi sınırlamalarla karşılaşmaktadır. Litosfer tamamen homojen ve izotrop bir ortam değildir; farklı kaya türlerinin ve değişken fiziksel özelliklerin bir arada bulunduğu karmaşık ve düzensiz bir yapıya sahiptir. Bu yapı, gerilmenin nasıl biriktiğini ve fayların nasıl davrandığını doğrudan etkileyerek deprem süreçlerinin tam olarak modellenmesini güçleştirmektedir. Dolayısıyla, mevcut bilimsel bilgi birikimi deprem süreçlerinin mekanizmalarını anlamada ilerleme kaydetmiş olsa da depremlerin kesin zaman tahminlerini mümkün kılmamaktadır. Bu nedenle günümüzde deprem araştırmaları, deterministik zaman tahminlerinden ziyade, uzun dönemli sismik tehlikenin değerlendirilmesini amaçlayan istatistiksel ve olasılıksal modelleme yaklaşımlarına dayalı olarak yürütülmektedir.

Günümüzde tektonik çalışmalarda, fayların geçmişte ürettikleri depremler, bu depremlerin tarihleri, tekrarlama periyotları ve büyüklükleri gibi verilerden hareketle gelecekte oluşabilecek depremlerin zamanı ve büyüklüğü tümden gelim mantığıyla kestirilmeye çalışılmaktadır (Ellsworth 1999, Wang vd. 2024). Deprem sırasında ve sonrasında ortaya çıkabilecek durumların belirlenmesi amacıyla, kuyu açma, sondaj, jeofon kullanılarak yeraltı yapısının modellenmesi gibi yöntemlerle yerkabuğunu oluşturan materyallerin özellikleri tespit edilmeye çalışılmaktadır (Kenner ve Simons 2005). Bu materyallerin belirli ölçüde homojen katmanlar halinde dağıldıkları kabulünden yola çıkılarak sonlu eleman modellemeleri ve Coulomb stres transferi analizleri gibi hesaplama yöntemleri kullanılmakta ve bu sayede depremlerin olası senaryoları değerlendirilmektedir (Parsons 2005, Perfettini ve Avouac 2004).

Katı maddeler oluştukları materyallere ve özelliklerinin yanında cisme uygulanan kuvvetin büyüklüğüne ve şekline bağlı olarak çeşitli şekillerde deforme olurlar. Bu deformasyonlar şu şekilde sıralanabilirler;

- Kırılma
- Yorulma Deformasyonu
- Elastik Deformasyon
- Plastik Deformasyon
- Viskoz Deformasyon

Yukarıda sıralanan bu deformasyon türlerinin tamamı katı maddeler için mümkün olsa da yer kabuğu için aynı şeyden bahsetmek mümkün değildir. Çünkü yer kabuğu homojen olmayan, katmanlı, parçalı bir yapıya sahiptir. Bununla birlikte katmanlar arasında ve içinde boşluklar, doğal gaz, metan, helyum, azot vb. gibi gaz formunda materyaller ve yeraltı suyu, petrol vb. gibi sıvı formunda materyalleri de barındırır. Buda durumu daha karmaşık hale getirmekle beraber tahminlerin ve kestirimlerin doğru bir şekilde yapılmasını güçleştirir. Araştırmacılar ve bilim insanları yine de deneysel çalışmalarla ve incelemelerle bu durumu aşmaya çalışmaktadırlar (Stein ve Lisowski 1983).

Deprem öncesinde, esnasında ve sonrasında oluşan hareketlerin, deprem bölgesindeki gerilme dağılımları ile alakalı olduğunu ortaya koyan literatürde birçok çalışma bulunmaktadır (Herman vd. 2020, Zaccagnino vd. 2022, Fukuoka vd. 2024,). Başka bir ifadeyle, bir fay ya da fay sisteminde meydana gelen bir deprem, etkilediği bölgedeki diğer fayların davranışını da önemli ölçüde değiştirebilir. Bu etki, bazı faylarda beklenen depremlerin daha erken gerçekleşmesine yol açabileceği gibi, yakın gelecekte oluşması muhtemel depremlerin gecikmesine de neden olabilir. Deprem anında açığa çıkan enerji, yer kabuğunda çeşitli değişimlere neden olur ve bölgedeki gerilme dağılımını yeniden düzenler. Bu nedenle, deprem öncesi ve sonrasında etki alanında oluşan yer kabuğu hareketlerinin ve deformasyonların izlenmesi büyük önem taşır.

3.1 Kırılma

Kırılma; bir materyale etki eden bir kuvvet altında materyal üzerindeki gerilmenin, materyal gerilme dayanımını veya kopma gerilmesini aşması olayına denir. Basitçe

materyale uygulanan bir kuvvet etkisinde materyali oluşturan atom ve moleküller arasındaki bağın ortadan kalkması olarak da tanımlanabilir. Kırılma temel olarak ikiye ayrılır. Bunlar;

- Gevrek kırılma
- Sünek kırılma dır.

Gevrek kırılmada materyal deformasyon öncesinde çok az miktarda enerjiyi absorbe eder ya da hiç etmez. Dolayısıyla kırılma beklenmedik şekilde ani olarak gerçekleşir.

Sünek kırılmada ise malzeme kırılma öncesinde yüksek miktarda enerjiyi, deforme olarak, absorbe eder ve kırılma bundan sonra meydana gelir. Dolayısıyla depremlerdeki kırılma deformasyonları sünek kırılmanın içine girer. Özellikle üzerinde büyük depremlerin gerçekleştiği faylar yüzyıllara kadar varan uzun periyotlarda enerji biriktirmekte ve deprem bu birikimin ardından gelmektedir. Bir bölgede deprem meydana geldiğinde fiziksel olarak iki etki ortaya çıkar. Bunlar şok dalgaları ve kırılmadır. Günümüzde modern ölçme aletleri ile elastik şok dalgalarının belirlenerek modellenmesi oldukça kolaydır. Buna karşın, fay hareketini ifade eden kırılma sürecinin fiziksel mekanizmalarının tanımlanması ve modellenmesi, elastik dalga yayılımının modellenmesine kıyasla çok daha karmaşık bir problemdir.

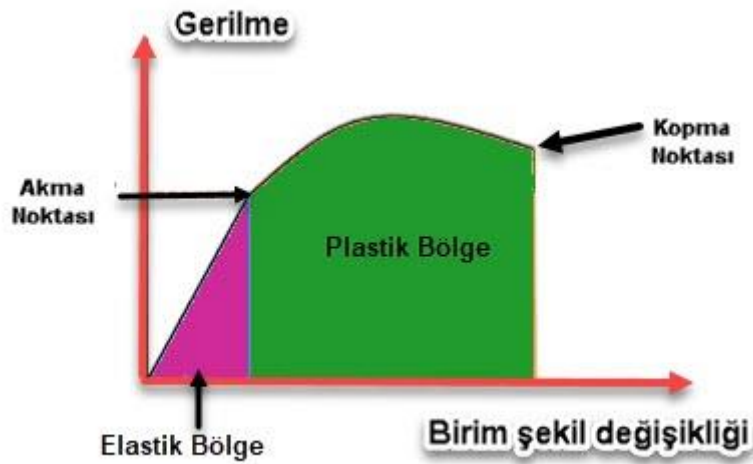
Kırılma süreci; fay düzlemi boyunca gerilme birikimi ve boşalımı, sürtünme özelliklerinin fay boyunca farklılık göstermesi ve kayaçların heterojen yapısı gibi çok sayıda fiziksel parametrenin birlikte etkili olduğu çok bileşenli bir süreçtir. Ayrıca bu süreç, mikro ölçekteki kayaç deformasyonlarından fay ölçeğindeki yer değiştirmelere kadar uzanan farklı mekânsal ve zamansal ölçeklerde gelişmektedir. Bu çok ölçekli ve zamana bağlı davranış, kırılmanın başlama koşullarının, kırılma cephesinin ilerleme hızının ve kırılmanın sonlanma mekanizmalarının belirlenmesini güçleştirmektedir. Son yıllarda laboratuvar deneyleri, sayısal modelleme çalışmaları ve yüksek çözünürlüklü sismolojik gözlemlerle önemli ilerlemeler kaydedilmiş olsa da, fay kırılmasının doğası ve dinamik davranışına ilişkin belirsizlikler hâlen varlığını sürdürmektedir. Bu nedenle kırılma süreçleri, deprem mekaniği ve sismotektonik alanlarında aktif bir araştırma konusu olmaya devam etmektedir (Ben-Zion vd. 2022).

3.2 Yorulma Deformasyonu

Yorulma deformasyonu materyal üzerine uygulanan değişken kuvvetler etkisi altında gerilim dağılımının durmadan değişmesi sonucunda materyalde kopma oluşması demektir. Bu deformasyon türü depremlerde ve sonrasında görülmez. Daha çok malzeme bilimini ilgilendiren bir deformasyon türüdür.

3.3 Elastik Deformasyon

Bir materyale yeteri kadar kuvvet uygulandığında materyalin iç gerilim dağılımı değişmeye başlar. Bu durum materyalin şeklinin değişmesine ve bozulmasına yol açar. şekil değişikliğine neden olan kuvvet ortadan kalktığında bazı malzemelerin iç gerilim dağılımları eski durumuna döner. Bu tipteki materyallere esnek materyal, maruz kaldıkları deformasyona da esnek deformasyon denir (Koulali vd. 2022, Heki ve Jin 2023). Esnek materyallerin maruz kaldıkları deformasyon her zaman geri alınamayabilir. Yani esnemenin de bir sınırı vardır. Eğer bu sınır ki buna “Akma noktası” denir, geğilirse deformasyon plastik (kalıcı) deformasyona doğru dönmeye başlar. Gerilme değişimi ve buna bağlı şekil değişikliği şekil3.1 de grafik olarak verilmiştir.



şekil 3. 1 Deformasyon gerilme ilişkisi

Elastik deformasyonlar İngiliz bilim insanı Robert Hook’un yaptığı deneylerle ağıklanmaktadır. Hook yaptığı ęalıřmada aynı materyalden yapılmış, aynı kesit

kalınlığına sahip, farklı uzunluklardaki yayaların ucuna benzer yükler asarak yayaların boyundaki değişimleri incelemiştir. Hook yaptığı bu deneylerde yayların uzunluğundan bağımsız bir şekilde yaya asılan yük, uzama miktarı arasında doğrusal bir oran olduğunu görmüştür (Hooke, 1678). Eğer bu durumu matematiksel olarak ifade edersek;

$$p = k \cdot x \quad (3.1)$$

Burada;

p : Yaya asılan yük (N)

k : Yay sabiti (N/m)

x : Yayda ki esneme miktarı (m) dir.

Benzer bir mekanik ilişki, belirli bir kesit geometrisine sahip katı cisimler için de geçerlidir. Anlatılan yay modeli, belirli bir kesit kalınlığına sahip silindirik bir katı cisim ile temsil edildiğinde ve uygulanan yük, kuvvet büyüklüğü cinsinden ifade edildiğinde, sistemin davranışını tanımlayan temel fiziksel prensip değişmemektedir. Burada bilinmesi gereken unsurlardan biri şudur; Kuvvet de aslında bir gerilimdir. Herhangi bir cisime kuvvet uygulandığın da o cisime gerilim uygulanır ve bu uygulanan gerilim materyalin iç geriliminin kalıcı ya da geçici değişmesine neden olur. Bu değişimin sonucu olarak da yine gerinim oluşacağından formül şu şekilde düzenlenebilir;

$$\sigma = E \cdot \varepsilon \quad (3.2)$$

Burada gerilim, elastisite modülü ile gerinimin çarpımına eşit olur. Elastik deformasyonlar, depremlerde yaygın olarak gözlemlenen temel deformasyon türlerinden biridir. Depremlerin üç ana evresi olan intersismik, kosismik ve postsismik dönemlerin her birinde farklı biçimlerde ortaya çıkabilir. Bu süreçlerin izlenmesi hem deprem öncesi hem de deprem sonrası süreçlerin anlaşılmasında kritik öneme sahiptir. Özellikle elastik deformasyonların ayrıntılı takibi, gelecekte meydana gelebilecek depremlerin olası zamanlaması, büyüklüğü, etki alanının sınırları ve bu alanlarda ortaya çıkabilecek hasar

potansiyeli hakkında önemli ipuçları sunar. Bununla birlikte, elastik deformasyonların analizi yalnızca tek bir fay üzerinde değil, aynı zamanda çevresindeki fay sistemlerinde de gerilme birikimi ve yeniden dağılım süreçlerini anlamaya katkı sağlar. Böylece, elastik deformasyonların incelenmesi, deprem tetiklenme ihtimallerinin, fay zonları arasındaki etkileşimlerin ve bölgesel ölçekte sismik risk senaryolarının daha güvenilir şekilde değerlendirilebilmesine olanak tanır. (Scholz 2002, Parsons 2005, Freed 2007, Wang vd. 2012, Fukuoka vd. 2024).

Elastik deformasyonlar GNSS, InSAR, Sismograf ve simometreler ile depremin çeşitli aşamalarında belirlenebilir. GNSS ve InSAR hem deprem öncesi hem de deprem sonrası dönemde topoğrafyadaki değişimleri yükseksek doğruluk ve hassasiyette belirleyebilirler. İntersismik dönemde belirlenen esnek deformasyonlar faylarda stresin biriktiğini ve bu stresin plaka hareketlerine oranla yaklaşık olarak ne kadar bir zamandır birikmeye devam ettiğinin hesaplanmasını sağlar. Postsismik ve kosismik dönemlerde ortaya çıkan elastik deformasyonlar zamanla azalır ve kademeli olarak geri dönmeye başlar. Bu durum, deprem sırasında fay zonunda biriken gerilimin yeniden dağıldığını ve bölgenin sismik davranışının bu süreçten nasıl etkilendiğinin anlaşılmasına olanak sağlar. Öte yandan, sismograf ve sismometreler deprem anında yer kabuğunda meydana gelen titreşimleri yüksek zaman çözünürlüğüyle kaydederler. Bu kayıtlar, elastik dalgaların özelliklerinin ve deformasyon büyüklüklerinin belirlenmesine önemli katkı sunarak, deprem sürecinin dinamik yapısının daha ayrıntılı bir şekilde analiz edilmesine imkân tanır.

3.4 Plastik Deformasyon

Materyale kuvvet uygulandığında geri alınamayan ya da geri dönmeyen deformasyonlara plastik (kalıcı) deformasyon denir. Bir materyale kuvvet uygulanmaya başlandığında materyalin iç gerilim dağılımı değişmeye başlar bu dağılım şekil 3.1 de görüldüğü gibi kopma noktasına kadar devam edebilir. Materyal koptuğunda iç gerilimi sonsuza ulaşır. İşte bu gerilim seviyesi, elastik bölge sınırı olan akma noktası ile kopma noktası arasında ise materyalde plastik (kalıcı) deformasyon oluşur. Her materyal atomlardan oluşur. Bu atomlar bir düzen halindedir. Plastik deformasyon malzeme içindeki bu atom düzeninde görülen düzensizliklerle (dislokasyon) ilgilidir. Yani kristal yapıdaki atomlar birbirleri

üzerinde kayarak yer değiştirirler. Bu yer değiştirmede plastik deformasyonu meydana getirir (Liang vd. 2024).

Plastik deformasyonlar depremlerde en belirgin şekilde kosismik dönemde görülürler. Deprem anında fay ani bir şekilde kırılır yer kabuğunda yırtılma ve kaymalar meydana gelir. Bu kayma ve yırtılmalar fay hattı boyunca daha belirgindir. Yırtılmalar ve kaymalar nedeni ile oluşan deformasyonlar genellikle plastik özelliktedir (Preuss vd. 2020). Bunlar dışında inter sismik dönemde de gözlenebilirler. Faylarda stres birikmeye başladığında yer kabuğunda ağır ağır oluşabilir. Plastik deformasyonlar bu süreçte yer kabuğunun yüzeyinde gerçekleşmeyebilirler. Fayın derinliklerinde yüksek sıcaklık ve basınç altında da gerçekleşebilirler (Scholz 1988). Plastik deformasyonlar fay kayma süreçleri ile doğrudan ilişkili olduğu için kayma hareketi ile ilgili olan kayma direnci ve kayma özelliklerini anlamamızı sağlar. Bu da fayda gerçekleşecek olan depremin harekete geçme mekanizmasını anlamamıza katkı sağlar.

3.5 Viskoelastik Deformasyon

Bir materyale kuvvet uygulandığında materyal esnek deformasyon gösterdikten sonra zaman geçtikçe bu deformasyonun bir kısmı viskoz (akışkan) bir davranışa dönebilir. Bu tip deformasyonlara viskoelastik deformasyon denir. Viskoz sıvıların akışkanlığını belirleyen bir terimdir. Bir sıvı ne kadar viskoz ise molekülleri arasındaki sürtünme o kadar fazladır. Bu durum sıvının akışkanlığını azaltarak katı gibi davranma özelliğini artırır. Örneğin ballar viskoz sıvılara güzel ve yaygın bir örnektir. Deprem sırasında oluşan deprem dalgaları yer kabuğunda dağılarak hareket ederler. Bu dalgalar yer kabuğunda hareket ederken çeşitli kayaların ve toprak türlerinin içinden geçerken viskoelastik deformasyona neden olabilirler. Viskoelastik deformasyonlar, depremler ile yerkabuğu arasındaki dinamik süreçleri anlamak açısından çok önemli veriler sağlarlar. Bu veriler, depremin büyüklüğünü belirlemek, deprem sonrasındaki yerkabuğu hareketlerini anlamak, modellemek ve tahmin etmek için kullanılmaktadır (Freed 2007, Hetland ve Hager 2006). Bilindiği gibi, depremin meydana geldiği ve etkilediği bölgenin zemin yapısı, sismik dalgaların yayılımını etkileyerek yıkıcı etkilerin artmasına veya azalmasına neden olabilmektedir (Bard ve R.Thomas 2000, Aki ve Richards, 2002). Bu

nedenle, özellikle büyük etki potansiyeline sahip fay zonlarının ve çevresinin zemin özelliklerinin belirlenmesi, deprem risk analizleri açısından hayati öneme sahiptir (Fialko 2004). Viskoelastik deformasyonlar aynı zamanda zeminin reolojik özelliklerine dair bilgiler sağladığı için izlenmeleri ve analiz edilmeleri gereklidir (Pollitz vd. 2000). Bu tür deformasyonların doğru anlaşılabilmesi için çoklu yöntemlerin birlikte kullanılması gerekmektedir. Laboratuvarda gerçekleştirilen zemin numune deneyleri, GNSS ve jeodezik ölçümler, doğrudan saha gözlemleri, sismometre ve jeofon verileri, sismik tomografi uygulamaları ve sonlu elemanlar gibi sayısal modelleme teknikleri, zeminin viskoelastik davranışının belirlenmesinde sıklıkla başvurulan yöntemler arasındadır (Hearn vd. 2002, Wang vd. 2012).

Yukarıda değinilen deformasyon türleri, depremlerin farklı evrelerinde farklı fiziksel mekanizmalarla gelişmekte ve her bir evrede yerkabuğunun mekanik tepkisini belirleyen temel süreçler olarak ortaya çıkmaktadır. Bu süreçlerin zamansal evriminin ve aralarındaki ilişkilerin daha açık biçimde anlaşılabilmesi için, deformasyon türlerinin depremin evreleri ile birlikte ele alınması gerekmektedir. Bu kapsamda, Çizelge 3.1’de intersismik, kosismik ve postsismik dönemlerde baskın olarak gözlenen deformasyon türleri ile bu deformasyonlara karşılık gelen temel fiziksel süreçler düzenli bir çerçevede sunulmuştur. Tablo farklı deformasyon mekanizmalarının depremin zamansal evrimi içerisindeki konumlarını ve etki alanlarını birlikte ele alarak, bu bölümde tartışılan kavramların teknik bir özetini sunmaktadır.

Çizelge 3.1 Depremlerin evreleri ile baskın deformasyon türleri arasındaki ilişki

Deprem Evresi	Baskın Deformasyon Türleri	Temel Fiziksel Süreçler
İntersismik	Elastik, Plastik	Gerilme birikimi gerçekleşir, yavaş deformasyonlar gözlemlenir ve faylarda kilitlenme oluşur.
Kosismik	Elastik, Plastik, Kırılma	Enerji ani olarak boşalır, fay kırılması gelişir ve yüzeyde belirgin deformasyonlar gözlemlenir.
Postsismik	Elastik, Viskoelastik	Gerilme alanı yeniden düzenlenir, viskoelastik gevşeme gelişir ve zamana bağlı yer değiştirmeler izlenir.

4. JEODEZİK ÖLÇMELER İLE TEKTONİK HAREKETLERİN BELİRLENMESİ

Çeşitli mühendislik disiplinlerinde ve günlük yaşamda sıkça karşılaşılan “ölçme” kavramı, belirsiz bir büyüklüğün nicel olarak tanımlanması ve belirli bir değerle ifade edilmesi süreci olarak açıklanabilir. Ölçme işleminin bilimsel açıdan geçerli ve güvenilir olabilmesi için üç temel unsur vardır. Bunlardan ilki, ölçümün başlatılabileceği veya karşılaştırmaların yapılabileceği bir referans düzlemi ya da başlangıç noktasıdır. İkinci unsur, uluslararası düzeyde kabul görmüş ve herkes tarafından tanınan standartları tanımlı birim sistemidir. Üçüncü unsur ise, ölçümün gerçekleştirilebilmesi için uygun yöntem veya prosedürün belirlenmesidir. Ölçme kavramı yalnızca fiziksel büyüklüklerin (ağırlık, hacim, uzunluk vb.) değil, aynı zamanda soyut büyüklüklerin (hız, zaman vb.) belirlenmesini de kapsamaktadır. Ayrıca, ölçme işlemleri bu büyüklüklerin zamana bağlı değişimlerinin izlenmesine de imkân tanımaktadır. Bu yönüyle hem mühendislik hem de fen bilimlerinde sıklıkla başvurulanan temel bir araç niteliği taşımaktadır (Howarth 2008).

Jeodezik ölçmelerde kullanılan cihazlar farklılık gösterebilse de temel konum belirleme prensipleri büyük ölçüde aynıdır. Bir ölçü ağı içerisinde konumlandırma yapılırken, konumları yüksek doğrulukla bilinen referans noktaları esas alınır. Bu referans noktaları esas alınarak, konumu belirlenmek istenen diğer noktaların koordinatları; mesafe, açı veya yön gibi ölçü büyüklüklerinin kullanılmasıyla ya da doğrudan yapılan ölçüler ve sonrasında gerçekleştirilen hesaplamalar yoluyla elde edilir. Bu sayede, bilinmeyen noktaların konumları güvenilir ve tutarlı bir şekilde belirlenmiş olur. Kurulan bu ölçü ağları, kullanılan temel ölçüm büyüklüğüne bağlı olarak genel olarak iki ana grupta sınıflandırılır. Bunlar: triangülasyon ağları ve trilaterasyon ağlarıdır.

Triangülasyon ağlarında noktaların konumları üçgenlerden faydalanarak belirlenir. Temel olarak bir üçgenin tamamen çözülebilmesi için en az üç özelliğinin bilinmesi gerekir. Üç kenar uzunluğu, iki kenar uzunluğu ve arasında kalan açı, İki açısı ve bir kenar uzunluğu gibi. Ağın noktaları, denetleyeceği topoğrafyayı üçgenlerle kapatacak şekilde tasarlanır. Üçgenin köşeleri ağın noktalarından oluşur. Üçgenlerin yeteri kadar özelliği

referans noktalarından faydalanılarak ölçüldükten sonra geri kalan konumlandırma trigonometrik hesaplar yardımıyla yapılır.

Trilaterasyon ağlarında nokta konumlandırması, ağdaki noktalar arasındaki mesafe ölçümlerine dayanarak gerçekleştirilir. Bu yöntemde, konumu bilinmeyen bir noktanın yeri konumları yüksek doğrulukla bilinen en az üç referans noktasına olan mesafeler ölçülerek belirlenir. Konumun güvenilir bir şekilde hesaplanabilmesi için, söz konusu noktanın en az üç referans noktasına olan uzaklığının bilinmesi temel gerekliliktir. Elde edilen mesafe verileri, uygun matematiksel ve geometrik yöntemlerle değerlendirilerek noktanın koordinatları hesaplanır.

Hangi ağ tasarımının kullanılacağı, büyük ölçüde topoğrafik koşullara ve mevcut ölçüm cihazlarının teknik yeterliliklerine bağlıdır. Özellikle triangülasyon ağlarında, ölçüm cihazlarının gerekli noktaları doğrudan görebilmesi ve hedef alabilmesi gibi belirli koşulların sağlanması gerekir (Wolf ve Ghilani 2012). Bu tür gereksinimler, ağın ölçülmesi için gereken süreyi artırmakta, işlemi karmaşıktırmakta ve maliyetlerin yükselmesine neden olmaktadır. Bu nedenle, günümüzde özellikle GNSS/GPS alıcılarının yaygınlaşması ve maliyetlerinin düşmesi, trilaterasyon ağlarının daha yaygın biçimde tercih edilmesinde önemli bir rol oynamıştır (Leick vd. 2015, Seeber 2003). GNSS teknolojisinin, klasik yöntemlere kıyasla doğrudan mesafe ölçümüne dayalı olması ve görüş hattı zorunluluğunu ortadan kaldırması, özellikle engebeli arazilerde büyük avantaj sağlamaktadır (El-Rabbany 2002).

GPS, uydu tabanlı bir konum belirleme sistemidir. Bu sistemde, konumları birbirine göre yüksek hassasiyetle bilinen yapay uydulardan alınan sinyallerin özellikleri ve alıcıya ulaşma süreleri kullanılarak, uydu ile alıcı arasındaki mesafeler hesaplanmaktadır (Yıldız ve Kahveci 2021). GPS sistemi, 1960'lı yıllardan itibaren Amerika Birleşik Devletleri Savunma Bakanlığı tarafından bir proje kapsamında geliştirilmiş ve 1993 yılına kadar kademeli olarak tam kapasiteyle çalışır hâle getirilmiştir. Uydu tabanlı konum belirleme sistemleri ilk olarak Amerika Birleşik Devletleri tarafından geliştirilmiş olsa da izleyen yıllarda Sovyetler Birliği (günümüzde Rusya), Çin, Avrupa Birliği, Japonya ve Hindistan

da benzer sistemleri tasarlamak ve devreye almak amacıyla çalışmalar başlatmışlardır (Bonnor 2012, Sugar 2023, Guo 2025).

ABD'nin ardından 1982' de Rusya (Sovyetler Birliği) kendi sistemi olan GLONASS uydu sistemini tanıtmış ve sistemi 1995 yılında tam operasyonel şekilde tamamlanmıştır. GLONASS'da GPS'e benzer şekilde 24 yapay uyduya sahiptir. Alıcılar kendi konumlarını bu uydulardan kestirmektedirler (Hofmann-Wellenhof vd. 2008).

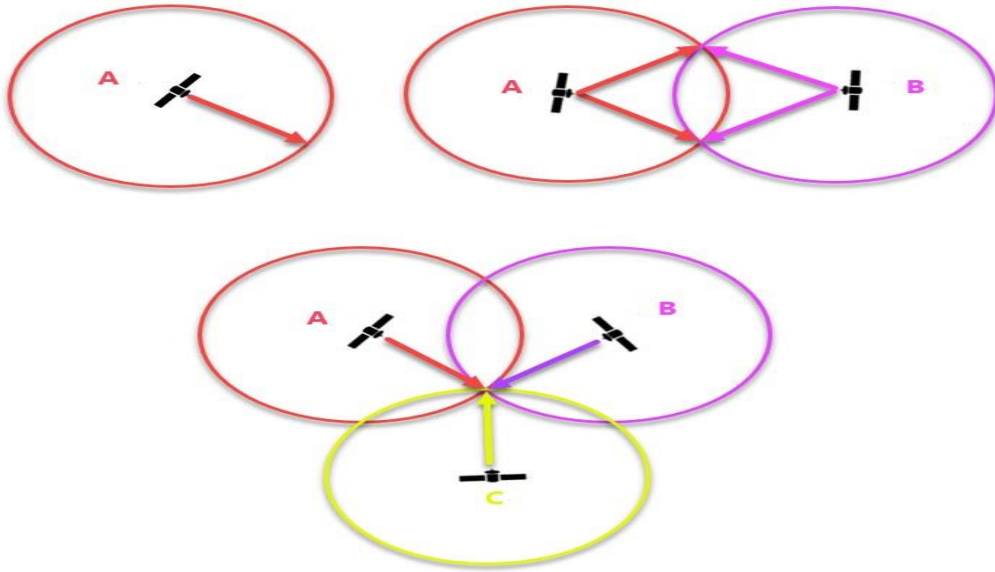
Çin, 2000 yılında yalnızca bölgesel kapsama alanına sahip olacak şekilde tasarladığı BeiDou uydu konumlandırma sistemini devreye almıştır. Bu ilk sistem BeiDou-1, sınırlı sayıda uydu ile Çin ve çevresindeki bölgelerde hizmet vermektedir. Ardından geliştirilmeye devam edilen sistem BeiDou-2, 2012 yılında hizmete alınarak Asya-Pasifik bölgesinde tam operasyonel hâle getirilmiştir (Yang vd. 2013). Çin, bu teknolojiyi küresel boyuta geliştirerek kullanmaya karar vermiş yörüngeye ek uydular göndermiş ve 2020 yılı itibarıyla BeiDou-3 sistemini tamamlayarak dünya çapında küresel kapsama sağlayan bağımsız bir uydu bazlı konum belirleme sistemini kurmuştur. BeiDou sistemi, GPS ve GLONASS sistemlerine benzer şekilde çalışan, ancak bölgesel takviye sinyalleri gibi bazı özgün teknik özelliklere de sahip olan, toplamda 35 yapay uyduyla faaliyet göstermektedir (Montenbruck vd. 2018).

2010 yılında Japonya bölgesel amaçlarına uygun olarak Quasi-Zenith Satellite System (QZSS) uydu sistemini tasarlamıştır. Sistem 4 yapay uydu içerir. Fakat sistemi diğerlerinden ayıran özelliği GPS ile entegre çalışarak Japonya ve etrafındaki konum belirleme doğruluğunu artırmasıdır. Sistem 2018 de faaliyete geçmiştir (Cabinet Office Japan 2018).

Avrupa Birliği 2011 yılında çalışmalarına başladığı Galileo konum belirleme sistemini 2020 yılında tam operasyonel kullanılacak şekilde tamamlayarak hizmete almıştır. Sistem 24 asıl 6 yedek olmak üzere toplam 30 yapay uydu içermektedir. Avrupa Birliği Galileo sistemini küresel olarak sadece sivil kullanıcılar için tasarlamıştır (Hein 2020). Son olarak Hindistan 2013 de başlattığı bölgesel uydu bazlı konum belirleme projesi Indian Regional Navigation Satellite System (IRNSS)' i 2018 de tam operasyonel kapasite ile kullanıma

sokmuştur. Sistem 7 yapay uydudan oluşmaktadır. Hindistan bu bölgesel konum belirleme sistemini hem askeri hem de sivil amaçlar için kullanmaktadır (Desai ve Shah 2019).

Ülkeler ve birlikler kendi amaçları için uydu bazlı konum belirleme sistemlerini kullanıma soksalar da bu sistemlerin işletilmesi ve devamlılığının sağlanması oldukça maliyetli ve meşakkatli bir iştir. Her şeyden önce belli bir hizmet ömürleri olan yapay uydular ileri teknoloji içerdiklerinden üretimleri oldukça maliyetlidir. Bununla birlikte dünyanın yörüngesinde dolaşan uyduların 7/24 takip edilerek belirli bir yörüngede kalmaları sağlanmalıdır. Ayrıca çeşitli sebeplerle yörüngelerden sapmaların da belirlenip yayımlanmaları gerekir. Bunların dışında konum belirleme sistemindeki uydu sayısı doğruluğu ve hassasiyeti etkileyen önemli bir unsurdur (Şafak 2019). Bunu şu şekilde ifade etmek mümkündür;



Şekil 4.1 Uydu bazlı konum belirleme sisteminin çalışma prensibi

Şekil 4.1 incelendiğinde, yalnızca A uydusundan sinyal alan bir GNSS alıcısının, uydu ile arasında ölçülen mesafe doğrultusunda, söz konusu uydunun merkezinde bulunduğu bir çember üzerinde herhangi bir noktada olabileceği görülmektedir. Bu durum, tek bir uydu ile yapılan ölçümün yalnızca bir mesafe bilgisi sağladığını ve kesin konum belirlemek için yetersiz olduğunu göstermektedir. Alıcı aynı anda iki farklı uydu, örneğin

A ve B, ile bağlantı kurduğunda ise, her bir uyduya ait çemberlerin kesişim noktaları dikkate alınır ve alıcının konumu yalnızca bu iki nokta ile sınırlandırılır. Böylece, tek bir çember üzerindeki sonsuz sayıda konum olasılığı, iki olası noktaya indirgenmiş olur. Üçüncü bir uydunun devreye girmesiyle birlikte, üç çemberin tek bir noktada kesişmesi sayesinde alıcının konumu kesin olarak belirlenebilir. Bu prensibe bağlı olarak, alıcının sinyal aldığı uydu sayısı arttıkça hem konum belirleme hassasiyeti hem de doğruluk düzeyi artmaktadır (Aktuğ ve Kılıçoğlu, 2006). Bu avantajdan yararlanmak amacıyla, GPS, GLONASS ve Galileo sistemleri entegre edilerek GNSS oluşturulmuştur. Bu birleşim sayesinde, yeryüzünde herhangi bir zamanda herhangi bir GNSS alıcısının erişebileceği uydu sayısı büyük ölçüde artmış, dolayısıyla konumlama doğruluğu ve sürekliliği küresel ölçekte önemli düzeyde iyileştirilmiştir.

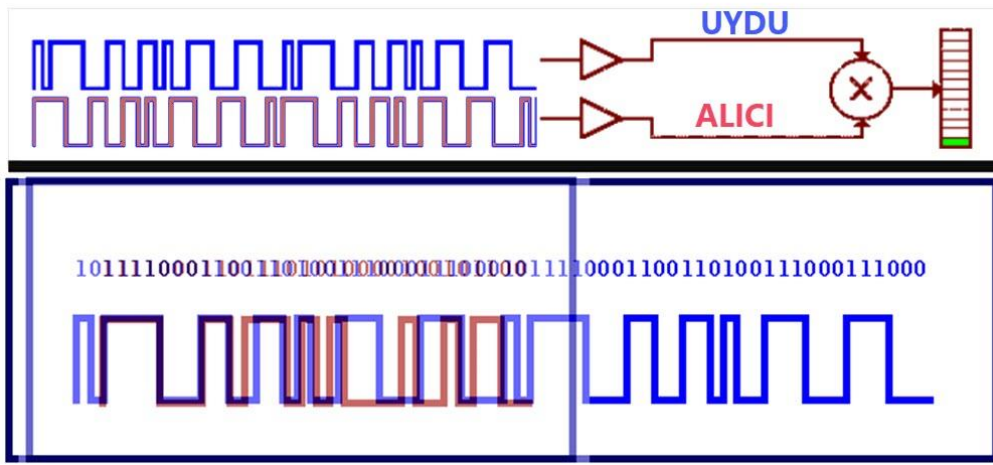
4.1 GPS ile Konum belirleme Yöntemleri

GPS sisteminde alıcılar konumlarını uydulardan trilaterasyon şeklinde karmaşık matematiksel modellere dayanan hesaplamalarla yaparlar. Bu konum belirleme işleminde matematiksel model kadar alıcıların sahip olduğu donanımın kalitesi de önemli bir yer tutar. Alıcılar konumlarını kod denen zaman sinyali çözümünden veya taşıyıcı dalga fazını ölçerek yapar. Bu sinyallerin karşılaştırılabilmesi için, uydulardan alınan sinyaller, alıcının içinde eşzamanlı olarak üretilen sinyallerle karşılaştırılır. Ancak burada temel bir sorun ortaya çıkar. Uydularda, yüksek hassasiyetli ve maliyeti oldukça yüksek donanımlarla üretilen sinyaller, alıcı cihazlarda daha düşük kaliteli ve ucuz donanımlarla oluşturulan sinyallerle karşılaştırılır. Bu donanımsal farklılık, konum belirlemede belirli miktarda hata ve sapmaya neden olur (Hakansson vd. 2016).

Kod ölçmeleri bir zaman sinyali ölçümüdür. Uydularda oluşturulan bu zaman sinyali, PRN (Pseudo-Random Noise) kod denen özel bir kodu içerir. PRN kodu, her uydu tarafından kendine özgü olarak üretilen, benzersiz ve özel bir koddur. Şekil 4.2 de bir uyduya ait PRN kodunun nasıl olduğu gösterilmiştir. PRN kodu alıcının hangi uydudan veri aldığını kolayca tanımlamasını sağlar. Çünkü alıcı içinde üretilen zaman sinyali uydulara ait PRN kodlarını da içerir.



Şekil 4.2 Uydularda oluşturulan bir PRN kod örneği



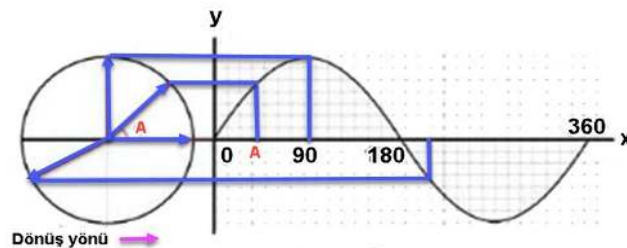
Şekil 4.3 PRN kod karşılaştırması

Şekil 4.3 de görüldüğü gibi GPS alıcısı, aldığı kod sinyalini zaman ekseninde kaydırarak, hangi PRN koduyla eşleştiğini belirler. Bu işlem sonucunda, sinyalin hangi uydudan geldiği tespit edilir. Uydulardan alınan kod sinyalleri yalnızca PRN kodlarından ibaret değildir. Bu sinyaller, aynı zamanda çeşitli bilgileri içeren navigasyon mesajlarını da taşır. Navigasyon mesajının içeriğinde şunlar yer alır:

- Navigasyon mesajı: Uydulardan gelen kod mesajının içinde sinyalin uydudan ne zaman çıktığının bilgisinin yanında uydu saat hatasının düzeltilmesi için gerekli olan parametreleri de içerir. Ayrıca mesajın içinde zamanın UTC'ye dönüştürmesi için gerekli olan parametrelerde mevcuttur.
- Yörünge (Efemeris) bilgileri: Bilindiği gibi uydular gökyüzünde sürekli hareket halindedirler. Fakat uydular konumlarını değiştirirken süratleri ve izledikleri yörüngeler çeşitli nedenlerden dolayı stabil değildir. Bunun için uydular kod

- c) Almanak bilgisi: Almanak bilgisi GPS uydularının birbirlerine göre hassas olmayan kaba konumlarıyla beraber sinyali gönderen uydunun çalışma sağlığı bilgilerini de içerir.

Kod ölçmelerinde, uydudan yayılan sinyalin uydu ile alıcı arasındaki seyahat süresi belirlenir. Bu süre, ışık hızı ile çarpılarak alıcı ile uydu arasındaki mesafe hesaplanır. Işık hızı yaklaşık olarak 300.000 km/saniye olup, bu da sinyalin 1 nanosaniyede ($1 \text{ ns} = 1 \times 10^{-9}$ saniye) yaklaşık 30 santimetre yol alır. Bu durum, konum belirleme doğruluğu açısından zaman ölçümünün son derece hassas yapılması gerektiğini açıkça ortaya koyar. Ancak, sinyalin seyahat süresi farklı nedenlerle hata içerebilir. İyonosferik gecikmeler, troposferik etkiler, uydu üzerindeki atomik saat ile alıcı saatindeki senkronizasyon hataları, zaman hesaplamalarında belirsizliklere neden olur. Bu faktörler, kod ölçmelerinin doğruluğunu önemli ölçüde düşürür. Bu nedenle, kod temelli ölçümler, yüksek hassasiyet gerektiren jeodezik uygulamalarda doğrudan kullanılmak için yeterli doğruluğa sahip değildir (Hofmann-Wellenhof vd. 2008). GPS alıcılarının konum belirlemek için kullandığı yöntemlerden biri de taşıyıcı dalga fazının ölçülmesidir. Bu yöntemde, uydudan yayılan taşıyıcı sinyalin faz bilgisi analiz edilir. Bu analiz sayesinde, uydu ile alıcı arasındaki mesafe yüksek doğrulukla hesaplanabilir. Bir dalganın fazı, sinyalin belirli bir kısmının zaman veya mesafe boyunca aldığı konumsal ilerlemeyi ifade eder. Faz kavramı genellikle trigonometri ile ilişkilendirilir. Tanımlamalar genellikle sinüs ya da kosinüs fonksiyonları üzerinden yapılır. Faz açısı, dalga formunun belirli bir noktada, başlangıç noktasına göre ne kadar ilerlediğini gösterir. Bu açı, radyan veya derece cinsinden ölçülür. Faz, dalga formunun periyodik yapısına bağlı olarak zamana ya da uzaklığa göre değişir. Şekil 4.4'te bu ilişki grafiksel olarak gösterilmektedir.



Şekil 4.4 Dalga fazı

Yeryüzünde konumlanan bir GNSS alıcısı açıldığında, ilk olarak uydulardan gelen sinyalleri algılamaya çalışır. Bu işlem, alıcının daha önceki konum bilgilerine dayanarak gerçekleştirilir. Genellikle cihaz, en son kapatıldığı andaki konumuna göre daha önce sinyal aldığı uydulara yeniden bağlanmayı dener. Eğer bu bağlantı denemesi başarısız olursa, alıcı gökyüzünü taramaya başlar ve diğer uyduları algılamaya çalışır. Alıcı herhangi bir uydudan sinyal aldığı anda, bu sinyalin kod ve taşıyıcı faz bileşenlerini ölçmeye çalışır. Bunun nedeni, uydulardan gönderilen taşıyıcı sinyallerin frekans ve faz özelliklerinin uluslararası standartlarla yüksek hassasiyetle tanımlanmış olmasıdır. Bu durum, sinyalin dalga formunun belirli bir zaman diliminde kat ettiği mesafenin hesaplanmasına imkân sağlar. Kuramsal olarak, taşıyıcı faza dayalı mesafe ölçümü basit görünse de pratikte oldukça karmaşık bir süreçtir. Alıcı, taşıyıcı dalga sinyalini yakaladığında bu sinyalin fazını her zaman dalga boyunun başlangıcında yakalayamaz. Başka bir şekilde ifade edilirse, sinyalin fazı alıcıya ulaştığında mutlaka 0 derece veya 0 radyan olmayabilir. Bu durum, faz bilgisinin başlangıcının belirsiz olmasına yol açar ve literatürde bu problem faz başlangıç belirsizliği (phase ambiguity) olarak adlandırılır. Buna ek olarak, taşıyıcı dalganın uydu ile alıcı arasındaki mesafeyi kat ederken kaç tam dalga boyu içerdiği de belirsizdir. Bu belirsizlik ise tam dalga belirsizliği (integer ambiguity) olarak tanımlanır. Tüm bu faz belirsizliklerinin çözülebilmesi için alıcının aynı uydudan belirli bir süre boyunca kesintisiz ölçü alması gerekir. Ölçüm süresi uzadıkça, faz belirsizliklerinin çözüm doğruluğu da artar. Uydular, uzaydaki yörüngelerinde sürekli olarak hareket hâlinindedir. Bu hareketlilik nedeniyle, aynı uydudan gelen taşıyıcı sinyalin fazı zaman içinde değişiklik gösterir. Bu değişim, faz farkı (phase difference) olarak tanımlanır. GNSS alıcıları, bu faz farklarını analiz ederek, uydu ile alıcı arasındaki mesafeyi milimetre düzeyinde hassasiyetle hesaplayabilir. (Zhang vd. 2020)

4.2 Deprem döngüsü ve Tektonik Hareketlerin Belirlenip İzlenmesinde GNSS

Kullanımı

4.2.1 Deprem Döngüsü

Depremlerin oluşmasına sebep olan birden fazla mekanizma ve neden bulunmaktadır. Bu nedenler genel olarak plaka hareketleri, volkanik patlamalar ve insan faaliyetleri şeklinde gruplandırılabilir. Ancak depremlerin oluşumunda en yaygın ve temel mekanizmalardan

biri plaka tektoniğine dayalı süreçlerdir. Nitekim, plaka tektoniğine bağlı olarak depremlerin anlaşılması ve modellenmesine yönelik ilk bilimsel çalışmalar 20. yüzyılın başlarına kadar uzanmaktadır (Reid 1910, McKenzie 1972, Le Pichon ve Angelier 1981, Şengör 1980). Bu alandaki öncü isimlerden biri Amerikalı jeofizikçi Harry Fielding Reid'dir. Reid'in 1906–1910 yılları arasında San Francisco Fayı üzerinde gerçekleştirdiği araştırmalar, büyük depremlerin belirli bir döngüsel mekanizma çerçevesinde meydana geldiğini ortaya koymuştur. Reid, depremlerin fay hatlarında biriken elastik gerilimin belirli bir eşiği aşmasıyla oluştuğunu savunmuş ve bu yaklaşımı “elastik gerilim birikimi ve salınımı teorisi” (*elastic rebound theory*) olarak tanımlamıştır (Reid 1910).

Reid'in (Reid 1910) elastik gerilme birikimi kuramı, fayların deprem döngüsü boyunca geçirdiği mekanik evrelerin anlaşılması hâlinde deprem zamanlamasına ilişkin öngörülerin mümkün olabileceğini ileri sürmüştür. Ancak geçen bir yüzyılı aşkın süreye rağmen, bu kuramsal çerçevenin pratik bir deprem zaman tahmini aracına dönüştürülemediği açıktır. Günümüzde fay zonlarının geometrileri, kayma hızları ve bölgesel plaka kinematiği yüksek doğrulukla modellenenilse de bir fayın kararsızlığa ulaşarak hangi anda kırılacağına ilişkin deterministik bir tahmin yapmak hâlen mümkün değildir.

Bununla birlikte, literatürde yapılan çok sayıda çalışma, fayların zaman içerisinde gerilim biriktirdiğini ve bu birikimin belirli aralıklarla kritik bir seviyeye ulaşarak kırılmaya neden olduğunu ortaya koymaktadır (Savage 1983, Ellsworth 1999, Wang vd. 2024). Bu bulgular, fay davranışlarının istatistiksel yöntemlerle değerlendirilmesine önemli ölçüde katkı sağlamaktadır. Fay üzerinde meydana gelen geçmiş büyük depremler, bu depremlerin tekrarlama aralıkları ve kayma açığı gibi parametrelerin birlikte incelenmesi, fayın gelecekte kırılabileceği zaman aralığına ilişkin istatistiksel öngörude bulunulmasını sağlar.

Plaka hareketleri ile oluşan depremlerin mekanizma döngüleri dört ana aşamaya ayrılır. Bunlar;

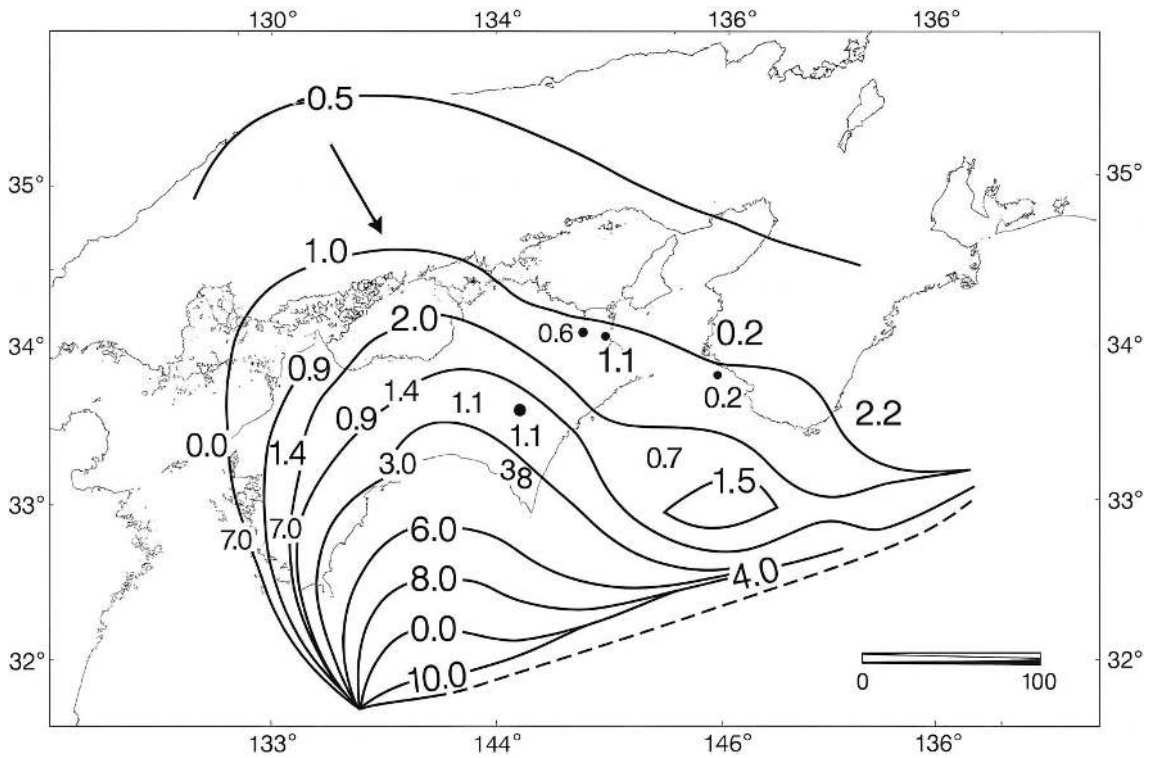
- Deprem öncesi dönem “presismik”
- Deprem anı “kosismik”

- Deprem sonrası dönem “postsismik”
- İki deprem arasındaki dönem “intersismik” dir.

Presismik dönem, bir fay üzerinde enerjinin birikmeye başladığı ve kırılma gerçekleşmeden hemen önceye kadar devam eden zaman aralığı olarak tanımlanır. Bu dönemin kesin olarak ne zaman başladığını ve bittiğini belirlemek güçtür. Ancak, gelişen uzaktan algılama ve jeodezik ölçüm teknolojileri sayesinde presismik evre günümüzde çok daha ayrıntılı bir şekilde izlenebilmektedir. Bu dönemde, fay ya da fay zonu üzerinde zamanla artan gerilim, yer kabuğundaki yüzey deformasyonları ile doğrudan ilişkilidir. Özellikle fay hattına yakın ve uzak konumlarda yapılan jeodezik ölçümler, yer kabuğundaki hareketlerin farklı hızlarla gerçekleştiğini ortaya koyar. Fay hattına yakın noktaların yıllık yatay yer değiştirme hızları, uzak noktalara kıyasla belirgin şekilde daha düşüktür. Buna karşın, faya olan uzaklık arttıkça bu hız değerlerinde artış gözlemlenir. Bu farklılıklar, kabukta meydana gelen elastik deformasyonlar ve bazen küçük ölçekli ani kaymalar şeklinde kendini gösterir. Presismik evrenin sürekli ve yüksek hassasiyetle izlenmesi, elde edilen verilerin nicel modellerle değerlendirilmesi açısından büyük önem taşır. Bu tür modellemeler, sadece fayın davranış mekanizmasını ve derinliğini belirlemekle kalmayıp, aynı zamanda meydana gelmesi muhtemel depremin moment büyüklüğüne ilişkin tahminler yapılmasına da olanak tanır (Aktuğ vd. 2009, Gezgini vd. 2022, Aladoğan vd. 2024, Tiryakioğlu vd. 2024).

Kosismik dönem, depremin meydana geldiği anı kapsayan zaman dilimi olarak tanımlanır. Bu dönemde, fay zonunda biriken elastik gerilimin ani biçimde boşalmasıyla birlikte, fay düzlemi boyunca kısmi ya da tam bir kırılma meydana gelir. Bu kırılma ile birlikte yer kabuğunda ani kayma hareketleri gerçekleşir ve bu hareketler sonucu sismik dalgalar oluşur. Oluşan sismik dalgalar, yer kabuğu boyunca titreşim şeklinde yayılarak depremin yıkıcı etkilerini ortaya çıkaran temel fiziksel mekanizmayı oluşturur. Deprem sırasında yayılan bu sismik dalgalar, iki ana tipe ayrılır: primer dalgalar (P dalgaları) ve sekonder dalgalar (S dalgaları). Primer dalgalar, en hızlı yayılan dalga türü olup genellikle düşük deformasyon potansiyeline sahiptir. Bu nedenle, depremin hemen ardından ilk olarak hissedilen dalga tipidir ve genellikle daha yıkıcı olan sekonder dalgaların gelişini haber verir niteliktedir. Sekonder dalgalar ise, primer dalgalara kıyasla daha yavaş yayılır;

ancak deformasyon oluşturma kapasiteleri çok daha yüksektir. Depremin etkili olduğu bölgelerdeki yapısal yıkımların ve yüzey deformasyonlarının önemli bir bölümü bu dalgalar tarafından meydana getirilir. Fay düzlemi boyunca gerçekleşen kırılma ve kayma hareketleri sonucunda ortaya çıkan bu sismik dalgalar, yer kabuğu içinde ilerlerken enerji kaybına uğrarlar. Bu nedenle, sismik dalgaların deformasyon oluşturma etkisi, kaynağa olan uzaklıkla ters orantılı olarak azalır. Başka bir ifadeyle Şekil4.5'te olduğu gibi depremin merkez üssünden uzaklaştıkça sismik dalgaların yıkıcı etkisi de azalmaktadır (Ecevitoglu vd. 2009, Gabrielli vd. 2025).



Şekil 4.5 Japonya'da meydana gelen Nankaido depremindeki yatay yer değiştirme miktarlarını göstermektedir. Yer değiştirme miktarları entropolasyon ile elde edilmiştir. (Scholz vd. 1971).

Postsismik dönem, büyük depremler sonrasında yer kabuğunda meydana gelen kalıcı ya da geçici deformasyonların, hareketlerin ve bu süreçlere neden olan mekanizmaların izlendiği zaman dilimidir. Deprem sırasında fay düzleminin kırılmasıyla birlikte, bölgedeki gerilim dağılımı önemli ölçüde değişir. Bu değişimin ardından, etki alanında çeşitli yapısal tepkiler gözlenir. Yer kabuğunun bazı bölgelerinde kabarmalar, bazı bölgelerinde çökmeler ve bazı bölgelerde ise burulmalar meydana gelir. Söz konusu

deformasyonların bir kısmı kalıcı özellik taşıırken bir kısmı ise zamanla ortadan kaybolan geçici deformasyonlardır.

Postsismik deformasyonların gözlemlenmesi ve bu veriler üzerinden modelleme yapılması, çoğu zaman oldukça zordur. Bu durumun başlıca nedenlerinden biri, yer kabuğunun sismik özelliklerinin yatay ve düşey yönde heterojen bir yapıya sahip olmasıdır. Diğer bir neden ise, bölgedeki diğer fay hatlarının ya da fay sistemlerinin, depremle birlikte değişen gerilim rejiminden etkilenerek davranışlarını değiştirmesidir (Scholz vd. 2002).

Deprem anında bölgeyi etkisi altına alan ani yükleme gerilimi, zaman içerisinde sönümlenerek yerini yeni bir denge durumuna bırakır. Bu bağlamda, postsismik dönem, yer kabuğunun sismik aktivite nedeniyle uğradığı hasarın fiziksel anlamda yeniden düzenlendiği, adeta bir "iyileşme süreci" olarak değerlendirilebilir. Bu süreç, birkaç günden birkaç yıla, hatta bazı durumlarda on yıllara kadar uzayabilir (Hong vd. 2021, Uhm vd. 2023)

Postsismik dönemin önemli özelliklerinden biri de bu süreçte meydana gelebilecek artçı depremlerdir. Her ne kadar ana şok kadar büyük olmasalar da artçı sarsıntılar yapıların mevcut hasar durumuna bağlı olarak ek yıkıcı etkiler yaratabilir. Bu nedenle artçı sarsıntıların izlenmesi, analiz edilmesi ve modellenmesi, afet risk yönetimi açısından büyük önem arz eder. Ayrıca, postsismik dönemde, ana şok sonrasında fay düzlemi boyunca gözlenen kayma hareketleri de dikkatle izlenmelidir. Fayda meydana gelen kitlenmenin çözülmesini takiben başlayan bu hareketler, bölgedeki gerilim birikimini azaltabilir ya da tam tersine, yeni bir deprem için potansiyeli artırabilir. Postsismik dönem yalnızca bir iyileşme süreci değil aynı zamanda gelecekteki sismik tehlikelerin öngörülmesi açısından da kritik bir süreçtir (Aktuğ vd. 2009, Gezgın vd. 2022, Aladoğan vd. 2024, Solak vd.2024)

İntersismik dönem, bir fay zonunda büyük bir depremin ardından başlayan ve bir sonraki büyük depreme kadar devam eden süreç içerisinde, yer kabuğunda gerilimin yavaş ve sürekli şekilde biriktiği evre olarak tanımlanır. Bu dönemde deformasyon, çoğunlukla

elastik özellikler çerçevesinde gelişir ve gerilme birikimi uzun zaman dilimlerine yayılarak gerçekleşir. İntersismik evrede genellikle büyük ölçekli depremler meydana gelmez. Ancak bölgesel olarak küçük ölçekli sismik aktiviteler gözlemlenebilir. Bu evre, sismik aktivitenin göreceli olarak düşük olduğu bir dönem olması nedeniyle literatürde sıklıkla "sismik sessizlik dönemi" olarak da adlandırılır. Fay zonlarında meydana gelen bu düşük seviyeli deformasyonlar ve mikro deprem etkinlikleri, bölgenin bir sonraki kırılmaya doğru ilerlediğinin işaretleri olarak değerlendirilebilir. Bu nedenle intersismik dönemin jeodezik yöntemlerle uzun süreli ve sürekli olarak izlenmesi hem bölgesel gerilim birikiminin anlaşılması hem de gelecekteki sismik risklerin öngörülmesi açısından son derece kritiktir (Scholz 2002).

4.2.2 Tektonik Hareketlerin GNSS ile İzlenmesi

Depremlerin oluşumundaki temel etkenlerden biri olan yer kabuğundaki gerilim, birçok tektonik ve sismolojik çalışmanın merkezinde yer almaktadır. Zira fayların harekete geçmesini sağlayan ana kuvvet, bu gerilimlerin birikimi ve mekânsal dağılımıdır. Gerilim miktarının ve dağılımının belirlenmesi, yalnızca fay mekanizmalarının doğru şekilde açıklanması açısından değil, aynı zamanda sismik tehlike değerlendirmeleri ve deprem riskinin azaltılmasına yönelik stratejilerin geliştirilmesi bakımından da büyük önem taşır. Tarihsel süreçte sismik veri analizi, paleomanyetik kayıtlar ve kayaç yönelimlerine dayalı yöntemler gerilim belirlemede kullanılmış olsa da zaman içinde teknolojik ilerlemelerin etkisiyle yüksek çözünürlüklü ve hassas veri sağlayan modern yöntemler öne çıkmaya başlamıştır. Özellikle GNSS ölçümleri ile yer kabuğunda oluşan milimetre düzeyindeki hareketler izlenebilmekte, LiDAR (Light Detection and Ranging) taramalarıyla ise yüzey deformasyonları ayrıntılı biçimde haritalanabilmektedir. Bu modern yöntemler, gerilim alanlarının daha doğru modellenmesini ve aktif fay zonlarının davranışlarının daha iyi anlaşılmasını mümkün kılmakta, dolayısıyla deprem tehlikesine karşı hazırlıklı olma sürecine bilimsel katkı sunmaktadır.

Uydulardan elde edilen konum verilerini kullanarak alıcıların yerini yüksek hassasiyetle belirlemeye dayanan Küresel Konumlandırma Sistemi, yer bilimlerinde ve özellikle tektonik çalışmalarda önemli bir dönüm noktası olmuştur. Bu teknolojinin 1980'li yılların

sonu ile 1990'lı yılların başlarında jeodinamik araştırmalara entegre edilmesiyle birlikte, kabuk deformasyonlarının yüksek doğrulukla izlenmesi mümkün hale gelmiş ve böylece aktif tektonik süreçlerin modellenmesine yönelik önemli bir ilerleme kaydedilmiştir. GPS'in sağladığı milimetre ölçeğindeki ölçüm hassasiyeti, yalnızca yatay ve düşey yer değiştirmelerin tespitinde değil, aynı zamanda gerilim alanlarının belirlenmesi, fay davranışlarının çözümlenmesi ve deprem döngüsünün farklı evrelerinin anlaşılmasında da kritik katkılar sunmuştur. Bu bağlamda, GPS teknolojisinin tektonik araştırmalarda bilimsel güvenilirliğini ortaya koyan öncü çalışmalardan biri Da-Nan Dong ve Yehuda Bock tarafından 1989 yılında yayımlanan "Global Positioning System Network Analysis With Phase Ambiguity Resolution Applied to Crustal Deformation Studies in California" başlıklı araştırmadır.

Dong ve Bock (Dong ve Bock 1989), Kaliforniya'daki kabuk deformasyonlarını incelemek amacıyla kurulan jeodezik GPS ağından beş yıl boyunca düzenli ölçümler almış ve elde edilen verileri faz başlangıç belirsizliği, uydu yörünge (efemeris) hataları ve alıcı saat kaynaklı hatalardan arındırarak analiz etmiştir. Araştırmada hem literatürde mevcut matematiksel düzeltme yöntemleri hem de araştırmacıların geliştirdiği özgün modeller kullanılmıştır. Çalışmanın en önemli sonuçlarından biri, GPS verilerinin yıllık yaklaşık ± 5 mm doğrulukla yatay deformasyonları güvenilir bir şekilde ölçebildiğinin ortaya konmasıdır. Ayrıca faz başlangıç belirsizliğinin giderilmesine yönelik olarak statik GPS ölçümlerinde en az 8 saatlik oturum süresinin gerekli olduğu belirlenmiş ve bu öneri sonraki GPS tabanlı deformasyon çalışmalarına metodolojik bir temel oluşturmuştur. Böylece Dong ve Bock'un çalışması, GPS teknolojisinin yalnızca konum belirleme amacıyla kullanılan bir sistem olmaktan çıkıp aktif tektonik hareketlerin izlenmesinde etkin ve güvenilir bir jeodezik yöntem olarak benimsenmesine öncülük etmiştir. Tektonik deformasyonun izlenmesine yönelik bu öncü gelişmeleri takip eden dönemde, GPS teknolojisinin deprem döngüsünün farklı evrelerini gözlemlemedeki potansiyeli de ortaya konmuştur. Bu bağlamda, Frank K. Wyatt vd. (Wyatt vd. 1994) tarafından gerçekleştirilen ve 1994 yılında yayımlanan "Continuous Measurements of Crustal Deformation for the 1992 Landers Earthquake Sequence" başlıklı çalışma, sabit GPS istasyonları kullanılarak bir depremin sürekli olarak izlenebildiği ilk örneklerden biri olması bakımından literatürde özel bir öneme sahiptir. 1992 yılında Kaliforniya'da

meydana gelen Landers depremi (Mw 7.3), bölgenin yoğun tektonik araştırmalara konu olduğu bir dönemde gerçekleşmiş ve mevcut gözlem altyapısı sayesinde ayrıntılı şekilde incelenebilmiştir. Deprem öncesi ve sonrası döneme ait verilerin karşılaştırmalı olarak değerlendirilmesine imkân veren bu güçlü gözlem ağı, sabit GPS istasyonlarının yeterli yoğunlukta kurulması durumunda büyük depremler öncesinde ve sonrasında meydana gelen yer kabuğu hareketlerini yüksek hassasiyetle izleyebileceğini açıkça ortaya koymuştur. Wyatt vd. (Wyatt vd. 1994)) çalışması GPS sistemlerinin yalnızca uzun vadeli tektonik hareketlerin değil, aynı zamanda kosismik ve postsismik deformasyonların da gerçek zamanlı olarak izlenmesine imkân tanıdığını göstermiştir. Özellikle postsismik dönemde deformasyon dağılımlarının ayrıntılı biçimde takip edilebilmesi, GPS'in deprem süreçlerinin çözümlemesinde devrim niteliğinde bir yöntem olarak kabul edilmesine yol açmış ve sonraki dönemlerde sürekli GPS istasyonlarının sismotektonik gözlemlerde standart bir araç haline gelmesine önemli katkılar sağlamıştır.

GPS teknolojisinin sismik gözlemlerde kullanılabilirliğine yönelik araştırmalar ise 1990'lı yılların ortalarından itibaren ivme kazanmış ve bu alanda önemli bulgular elde edilmiştir. Bu dönemde öne çıkan öncü çalışmalardan biri Kazuro Hirahara vd. (Hirahara vd. 1994) tarafından 1994 yılında yayımlanan “An Experiment for GPS Strain Seismometer” başlıklı çalışmadır. Söz konusu araştırma, GPS alıcılarının yalnızca uzun dönemli tektonik deformasyonları izlemekle kalmayıp, aynı zamanda büyük genlikli yer hareketlerini de algılayabilecek kapasiteye sahip olduğunu ortaya koymuştur. Böylece GPS'in bir sismometre gibi kullanılabileceğini gösteren ilk deneysel çalışmalar arasında yer alan bu çalışma, GPS'in sismotektonik araştırmalardaki rolünü genişletmiş ve sismoloji ile jeodezi disiplinlerinin birleşmesine öncülük eden önemli bir adım olmuştur. Çalışma kapsamında, sabit bir GPS istasyonuna göre 160 metre ve 160 kilometre uzaklıkta iki noktaya GPS alıcıları yerleştirilmiş ve bu alıcılar 25 ile 300 saniye periyotlarda, yaklaşık 15 cm'lik konum değişikliklerine tabi tutulmuştur. Bu kontrollü konum değişiklikleri, önceden hassas biçimde tesis edilmiş bir ray sistemi üzerinde gerçekleştirilmiştir. Veri toplama frekansı 0,1 Hz olarak belirlenmiş ve her ölçüm oturumu yaklaşık 3 saat sürmüştür. Yayın efemerisi kullanılarak gerçekleştirilen bu deneyin ilk aşamalarında, konumlandırma ve sistem kurulumuna bağlı olarak önemli ölçüm hataları ortaya çıkmış, ancak gerekli düzeltmelerin ardından sistemin güvenilirliği

artırılmıştır. Elde edilen sonuçlar, GPS alıcılarının düz yatay bir baz üzerindeki hareketleri yüksek doğrulukla algılayabildiğini göstermiştir. 160 metre uzaklıktaki alıcının hareketi 1 cm'nin altında bir hassasiyetle belirlenebilirken, 160 kilometre uzaklıktaki alıcının hareketi, yönelime bağlı olarak 1-2 cm hassasiyetle ölçülebilmektedir. Bu bulgular, özellikle büyük genlikli ve yakın kaynaklı yer hareketlerinin GPS sistemleriyle güvenilir bir şekilde izlenebileceğini, dolayısıyla GPS'in yalnızca konum belirlemede değil, aynı zamanda sismolojik gözlemlerde de bir sismometre işlevi görebileceğini ortaya koymuştur.

Bu deneysel çalışmadan kısa bir süre sonra, 1994 yılında Japonya'da kurulan ulusal GPS ağı, sismotektonik araştırmalarda GPS teknolojisinin potansiyelini büyük ölçüde ortaya koyan bir diğer önemli gelişme olmuştur. Japonya, sahip olduğu yoğun tektonik ve sismik aktivite nedeniyle bu alanda öncü ülkelerden biri olmuş ve ülke genelinde jeodinamik gözlemleri yüksek doğrulukla izleyebilmek amacıyla sabit GPS istasyonlarından oluşan ulusal bir ağ (GEONET) kurulmuştur. Yaklaşık 5 metre uzunluğundaki sabit pilyeler üzerine yerleştirilen GPS alıcıları, 30 saniyelik epoklarla 7 gün 24 saat kesintisiz veri toplayacak biçimde yapılandırılmış ve bu sayede dönemin en kapsamlı ve en yüksek hassasiyetli GPS gözlem ağlarından biri tesis edilmiştir. Bu ağın devreye alınmasının üzerinden yalnızca dört gün geçmişken, 8.1 moment büyüklüğündeki 1994 Hokkaido-Toho-Oki Depremi meydana gelmiş ve böylece bu olay, GPS teknolojisinin büyük bir depremin kosismik evresi ile bu evrenin hemen öncesi ve sonrasında meydana gelen yer değiştirmeleri sürekli ve güvenilir biçimde kaydedebildiğini gösteren ilk örneklerden biri olmuştur. Tsuji vd. (Tsuji vd. 1995) tarafından gerçekleştirilen analizler, deprem öncesi dönemde kabukta anlamlı bir deformasyon kaydedilmediğini, buna karşın deprem sonrasında maksimum 44 cm'ye ulaşan kalıcı yer değiştirmelerin GPS ölçümleriyle güvenilir biçimde tespit edildiğini ortaya koymuştur. Bu bulgu, GPS'in yalnızca tektonik deformasyonları değil, aynı zamanda deprem kaynaklı ani kabuk hareketlerini de yüksek doğrulukla izleyebildiğini göstermiştir. Elde edilen GPS verileri, aynı zamanda sismometre ve ivmeölçerlerden elde edilen verilerle karşılaştırılmış ve büyük ölçüde uyum içerisinde olduğu görülmüştür. Özellikle dikkat çekici sonuçlardan biri, depremin P dalgalarının GPS alıcıları tarafından algılanabilmiş olmasıdır. Bu durum, GPS sistemlerinin yalnızca uzun vadeli tektonik deformasyonları izlemekle sınırlı kalmayıp,

doğrudan sismik dalgaları da kaydedebilen çok yönlü bir jeodezik araç olduğunu göstermiştir. 1994 Hokkaido-Toho-Okı Depremi'nin GPS ağıyla baştan sona izlenebilmesi, bilim dünyasında GPS'in deprem araştırmalarındaki rolüne dair yeni bir perspektif kazandırmıştır. Bu gelişme, daha sonraki yıllarda kurulan sürekli GPS istasyonlarının sismotektonik çalışmalarda standart ve vazgeçilmez bir gözlem aracı haline gelmesine zemin hazırlamıştır. Böylece GPS teknolojisi, yalnızca tektonik deformasyonların kümülatif etkilerini izlemekle sınırlı kalmayıp, kosismik ve postsismik süreçlerin gerçek zamanlı olarak gözlenebilmesine de olanak sağlamış ve deprem araştırmalarında devrim niteliğinde bir gelişme olarak literatüre geçmiştir.

GPS teknolojisi, yalnızca depremlerin öncesinde ve sonrasında meydana gelen yer kabuğu hareketlerini gözlemlemek amacıyla değil, aynı zamanda deprem erken uyarı sistemlerinin temel bir bileşeni olarak da etkin şekilde kullanılmaktadır. Özellikle sabit GPS istasyonları, bu tür sistemler için yüksek doğruluk, süreklilik ve güvenilirlik sunmaları bakımından oldukça elverişlidir. GPS tabanlı erken uyarı sistemlerinin uygulanabilirliğini ortaya koyan ilk çalışmalar 1990'lı yılların başında başlamış ve teknolojik gelişmelere paralel olarak zaman içinde önemli ölçüde ilerleme kaydedilmiştir. Deprem erken uyarı sistemlerinden beklenen temel işlevler üç ana başlıkta toplanabilir:

- Depremin büyüklüğünün hızlı ve doğru bir şekilde belirlenmesi
- Depremin oluşturduğu öncü ve yıkıcı sismik dalgaların yayılım yönü ve hızının tespit edilmesi
- Risk altındaki bölgelerin, yeterli sürede uyarılarak koruyucu önlemlerin alınmasına imkân tanınmasıdır.

Bu sistemlerin başarısı, farklı sensör ve cihazların bir arada, senkronize ve uyumlu bir biçimde çalışmasına bağlıdır (Şentürk ve Aktuğ 2020). Örneğin, yaygın olarak kullanılan velosimetreler (hızölçerler), fay zonlarına çok yakın yerleştirildiklerinde doygunluğa ulaşarak sağlıklı veri üretemeyebilirler. Uzak yerleştirilmeleri durumunda ise uyarı sisteminin geç devreye girmesi söz konusu olabilir. Bu nedenle bazı sistemlerde ivmeölçerler de tercih edilmektedir. İvmeölçerler, faylara yakın konumlandıklarında veri üretme kapasitelerini korurlar. Ancak bu sensörlerin, uzun dönemli ölçümlerde birikebilen sistematik kaymalar ve gürültü bileşenlerine karşı hassas olduğu da bilinmektedir. Bu hataları gidermek amacıyla çeşitli matematiksel düzeltme modelleri

kullanılmaktadır. Ancak bu modellerin doğruluğu, büyük ölçüde kullanılan parametrelerin ve kabullerin isabetli bir şekilde seçilmesine bağlıdır (Bock vd. 2011). Bu karmaşık sensör sistemlerine sabit GPS istasyonlarının entegre edilmesi, sistemin genel doğruluğunu artırmakta, aynı zamanda deformasyon verilerinin analiz edilme ve değerlendirme sürecini hızlandırmaktadır. Böylece, GPS tabanlı bileşenlerin katkısıyla deprem erken uyarı sistemleri daha güvenilir, hızlı ve etkili hale getirilmektedir. Bu durum, GPS'in yalnızca pasif bir gözlem aracı değil, aynı zamanda aktif bir afet yönetim bileşeni olarak da işlev gördüğünü ortaya koymaktadır.

Nitekim Murat Doruk Şentürk ve Bahadır Aktuğ tarafından yayımlanan “*Yer Değiştirme Tabanlı Deprem Erken Uyarı Sistemleri*” (Şentürk ve Aktuğ 2020) başlıklı çalışma, bu sistemlerin işleyişini ayrıntılı biçimde inceleyerek GPS'in katkılarını somut verilerle ortaya koymuştur. Çalışmada, klasik sensörlerin sınırlamalarının GPS tabanlı yer değiştirme ölçümleriyle büyük oranda aşılabileceği ve özellikle GNSS sistemlerinden elde edilen sürekli konum verileri sayesinde büyük depremlerde meydana gelen kalıcı yer değiştirmelerin doğrudan ölçülmesinin mümkün hale geldiği vurgulanmıştır. Şentürk ve Aktuğ (Şentürk ve Aktuğ 2020), GNSS verilerini kullanarak Gökova ($M_w=6.6$), Gökçeada ($M_w=6.9$) ve Van ($M_w=7.2$) depremlerini yeniden analiz etmiş ve sırasıyla $M_w=6.54$, $M_w=7.21$ ve $M_w=7.22$ büyüklüklerini hesaplamışlardır. Bu sonuçlar, GNSS tabanlı sistemlerin büyük depremlerde yüksek doğrulukla büyüklük tahmini yapabildiğini göstermektedir. Ayrıca çalışmada, GNSS sistemlerinin sismometre ve ivmeölçerlerle birleştirilerek sismojeodezik sistemler oluşturulabileceği belirtilmiştir.

GNSS verilerinin düşük frekanslı ve kalıcı yer değiştirme bileşenlerini yüksek hassasiyetle ölçebilmesi, sismik sensörlerin ise yüksek frekanslı ve kısa periyotlu yer hareketlerini kaydedebilmesi sayesinde, bu iki veri seti Kalman filtresi gibi birleşik veri işleme yöntemleriyle entegre edildiğinde geniş bantlı ve güvenilir yer değiştirme dalga formları elde edilebilmektedir. Çalışmanın bir diğer önemli bulgusu, yer değiştirme tabanlı sistemlerin klasik sistemlere kıyasla daha az satürasyona uğraması ve doğrudan ölçümlere dayanması nedeniyle daha güvenilir büyüklük tahminleri sunabilmesidir. Ayrıca, ABD ve Japonya'da geliştirilen G-larmS, BEFORES ve G-FAST gibi sistemlerle

karşılaştırmalı analizler yapılmış, Türkiye’de benzer bir sistemin yerli altyapı olanaklarıyla kurulup işletilebileceği sonucuna varılmıştır.

Hareket, fizik, matematik ve mühendislik bilimlerinin ortak çalışma alanlarından biridir. Bu disiplinlerde yürütülen deneysel ve teorik çalışmalarda, özellikle karşılaştırmalı analizlerin temelini hareketin incelenmesi oluşturmaktadır. Nesnelerin hareketi ve bu harekete ilişkin özellikler (örneğin hız, yön, doğrultu ve zamana bağlı değişim miktarı gibi) çoğunlukla konum değişikliklerine dayalı olarak tanımlanır. Bu durum, konum belirlemenin doğruluğunun ve duyarlılığının, hareketin ayrıntılı bir biçimde analiz edilmesi açısından kritik bir öneme sahip olduğunu göstermektedir.

Tarihsel açıdan değerlendirildiğinde, yaklaşık iki yüzyıl önce bilim insanları için milimetre altındaki hareketlerin tespiti teknolojik sınırlılıklar nedeniyle oldukça güçtü. Ancak günümüzde, gelişmiş ölçüm sistemleri sayesinde atom altı boyutta meydana gelen hareketlerin, hatta nano ölçekteki parçacıkların izlenmesi mümkün hâle gelmiştir. Bu gelişmeler, konum belirleme hassasiyetinin artmasıyla birlikte hareket analizlerinin de yüksek doğrulukla yapılabilmesini sağlamıştır. Günümüzde hareket ile ilgili yürütülen çalışmalarda sıklıkla başvurulanan yöntemlerden biri zaman serisi analizidir. Zaman serisi; belirli aralıklarla kaydedilen veri noktalarının zamana göre düzenli bir şekilde sıralanmasıyla oluşan veriler bütünüdür. Bu tür veri yapıları, fiziksel ya da sosyal olayların zaman içerisindeki değişimlerinin modellenmesi ve analiz edilmesi amacıyla kullanılmaktadır. Zaman serisi analizleri mühendislik, meteoroloji, jeodezi, ekonomi ve finans gibi pek çok alanda yaygın bir şekilde uygulanmakta ve karmaşık sistemlerin dinamik davranışlarının anlaşılmasına olanak sağlamaktadır (Ghilani ve Wolf 2012, Gualandi vd. 2014).

Zaman serisi analiz yöntemleri çoğunlukla geçmişe ait gözlemlere dayandıkları için doğrudan bir öngörü aracı olarak kullanılmaktadır. Bu yöntemlerin temelinde veri noktalarının birbirinden bağımsız olmaması ve zamana bağlı olarak gelişen korelasyon yapıları yer almaktadır. Bu nedenle, zaman serilerinin analizi için veri toplama sürecinin düzenli aralıklarla gerçekleştirilmesi ve bu periyotların istikrarlı bir şekilde izlenmesi büyük önem arz eder. Ölçüm periyotlarında elde edilen verilerin güvenilirliğini artırmak

adına, verilerin toplanma koşullarının dikkatli şekilde modellenmesi ve sistematik olmayan, dışsal etkilerden kaynaklanan sapmaların elimine edilmesi gerekir. Ancak bu tür hataların tamamen ortadan kaldırılması çoğu zaman mümkün olamamaktadır. Bu nedenle zaman serisi analizlerinden elde edilen sonuçlar, mutlak doğruluk taşıyan veriler değildirler. İstatistiksel anlamda belirli güven aralıkları içinde tanımlanabilen öngörüler sunmaktadırlar.

Örneğin, bir fay zonunda meydana gelmesi muhtemel bir depremin tahmini amacıyla, son elli yıla ait GNSS verileri, yüzey deformasyon ölçümleri ve mikro deprem aktivitesi gibi zaman serisi şeklinde toplanan jeodezik ve sismolojik veriler kullanılabilir. Ancak sadece bu geçmiş veriler dikkate alınarak yapılan değerlendirmeler, gelecekteki yer kabuğu davranışlarını tüm yönleriyle açıklamak için yeterli değildir. Çünkü levha tektoniğindeki ivmelenmeler, bölgesel gerilim alanlarındaki yeniden yapılanmalar veya antropojenik etkiler gibi dışsal faktörler, geçmiş verilerde temsil edilmemiş olabilir. Bu durum, zaman serisi analizlerinin taşıdığı öngörü niteliğini sınırlayan temel faktörlerden biridir.

Buna rağmen, geçmiş verilere dayalı olarak ortalama bir eğilim (trend) belirlenebilir ve bu eğilim doğrultusunda yaklaşık bir öngöründe bulunmak mümkün olabilir. Bu bağlamda, zaman serilerinin analizinde "durağanlık" önemli bir kavram olarak karşımıza çıkar. Durağan bir zaman serisi belirli bir ortalama etrafında salınan ve zamanla sistematik değişiklikler göstermeyen bir yapıya sahiptir. Başka bir ifadeyle, serideki verilerin ortalaması sabit kalır, varyanslarında belirgin bir değişim gözlenmez ve periyodik bileşenler istatistiksel olarak anlamlı düzeyde ortadan kaldırılmış olur. Zaman serisinin durağan olup olmadığını değerlendirmek için en temel yöntemlerden biri, serinin zamana bağlı değişimini grafiksel olarak analiz etmektir. Bu grafikler sayesinde, dönemsel dalgalanmalar, mevsimsel etkiler, ani değişiklikler ya da norm dışı değerler açık bir şekilde gözlemlenebilir ve yorumlanabilir (Akgül 1994). Bu tür analizler, özellikle fay zonlarında uzun dönemli deformasyon süreçlerinin anlaşılması ve olası sismik risklerin modellenmesi açısından kritik rol oynamaktadır.

Örneğin, Şekil 4.6 da sunulan TUSAGA-AKTİF ağına ait DIDI GNSS istasyonunun kuzey bileşeni zaman serisi, istasyonun uzun yıllar boyunca sergilediği yer değiştirme

eğilimini ve depremler sonucu meydana gelen yüzey deformasyonlarını açık biçimde yansıtmaktadır. Zaman serisi içerisinde yer alan 21 Temmuz 2017 Ege Denizi depremi ile 30 Ekim 2020 tarihli Sisam depremi, istasyonun genel hareket eğiliminde ani sapmalar oluşturarak doğrusal yer değiştirme trendini bozmuştur. Her iki depremin ardından gözlemlenen bu düzensizlikler, deprem kaynaklı gerilme boşalmasının istasyonun hareketi üzerindeki etkisini açıkça ortaya koymaktadır.



Şekil 4.6 DIDI TUSAGA AKTİF noktasının kuzey bileşenlerine ait zaman serisi grafiği. Yeşil çizgi 21 Temmuz 2017 Ege Denizi depreminin, sarı çizgi ise 30 Ekim 2020 Sisam depreminin olduğu zaman göstermektedir.

Zaman serileri analizi ve hareket kavramı çok farklı alanlarda stratejik ve kritik kararlar almak için bilgiler sağlar. Gelecekte oluşabilecek yönelimleri ve olayları tahmin ederek bunlara bağlı ortaya çıkabilecek riskleri yönetmemizi ve mümkünse bunlardan kaçınmamıza olanak tanırırlar. Bu da zaman serileri ve hareket analizini birçok disiplinde incelenilmesi kullanılması gereken ana bir unsur yapar.

Tektonik hareketlerin izlenmesinde uygulanan temel yöntem, oldukça sistematik ve belirli ilkelere dayanmaktadır. İncelenmek istenen fay zonunun çevresine, fayın tipi ve özellikleri dikkate alınarak sabit noktalardan oluşan bir jeodezik ağ tesis edilir. Bu ağın

bazı noktaları, fayın etkisi altında kalan bölgelerde, hareketleri doğrudan gözlemleyebilecek şekilde konumlandırılırken diğer bir kısmı ise referans amacıyla, hareketten etkilenmeyecek uzaklıkta, etki sahasının dışında yerleştirilir. Ardından, belirli periyotlarla bu noktaların konumları yüksek hassasiyetle yeniden ölçülür. Elde edilen veriler ışığında, ağ noktalarında meydana gelen konum değişiklikleri ve bu değişikliklerin yönleri analiz edilerek, fay zonundaki tektonik hareketler nicel olarak izlenir. Bu yöntem sayesinde hem fay hareketlerinin büyüklüğü hem de yönelimi belirlenebilmektedir. Günümüzde bu ağdaki hareketi gözlemlemek için yapılan ölçümler GNSS alıcıları ile yapılmaktadır. GNSS'in en önemli avantajlarından biri, klasik jeodezik yöntemlerde olduğu gibi fay zonunun etki alanı dışında, uzun yıllar boyunca sabit kabul edilebilecek bir referans noktası belirleme zorunluluğunu ortadan kaldırmasıdır.

Geleneksel yöntemlerde, fay hattına uzak ve güvenli bölgelerde tesis edilen bu sabit noktalar, zaman içinde çeşitli doğal ve antropojenik etkenlerden dolayı konumsal değişime uğrayabilir ve ölçümlerin güvenilirliğini azaltabilirdi. Oysa GNSS teknolojisi, konum belirleme işlemini doğrudan uydulardan alınan sinyaller aracılığıyla gerçekleştirdiğinden, yeryüzünde mutlak sabit kabul edilebilecek bir noktaya ihtiyaç duymaz. Bu özellik, özellikle geniş alanlara yayılan tektonik hareketlerin izlenmesinde büyük bir esneklik sağlar ve ölçüm sürecini hem pratik hem de daha güvenilir hale getirir. Böylelikle araştırmacılar, fayın yakınında ya da uzağında ek referans noktaları oluşturmaksızın doğrudan ağın kendisi üzerinden deformasyonları izleyebilir. Ayrıca GNSS tabanlı sistemler, ağ noktalarının belirli periyotlarla ölçülmesinin yanı sıra sabit istasyonlar yardımıyla 7/24 kesintisiz veri toplayabilir ve anlık deformasyon değişimlerini yüksek doğrulukla ortaya koyabilir. Tüm bunların dışında deprem anında depremin büyüklüğü, ivmesi, yayılım yönü ve yer kabuğundaki deformasyonlar hakkında da anlık bilgi almayı da sağlayabilir. Tüm bu hesaplama ve değerlendirmeler zaman serilerinden faydalanılarak yapılır. Ağdaki anlık ya da geçmişe dayalı nokta konum değişiklikleri birer veri kabul edilerek her birine ait zaman serisi elde edilir. Elde edilen bu zaman serileri daha sonra birleştirilerek çalışma bölgesine ait trend ya da trendler elde edilmeye çalışılır. Daha sonra bu trendlere bağlı olarak hesap ve değerlendirmeler yapılır (Dong ve Bock 1989, Tsuji vd. 1995, McClusky vd. 2000, Reilinger vd. 2006, Gualandi vd. 2014).

Deprem döngüsü; yeniden yapılanma inter sismik, gerilim birikimi presismik, kırılma ve enerji boşalımı kosismik ve gevşeme postsismik süreçlerini kapsayan, çok aşamalı ve dinamik bir jeodinamik olaylar dizisidir. Her bir evre, kendine özgü deformasyon mekanizmaları, gerilme alanları ve zamansal özelliklerle karakterize edilmektedir. Bu nedenle, döngünün farklı evrelerinde gözlenen yer kabuğu hareketlerinin GNSS verileriyle izlenmesi, evreye özgü matematiksel modelleme yaklaşımlarının kullanılmasını gerekli kılar. Presismik evrede elastik yükleme modelleri, kosismik evrede kırılma mekaniğine dayalı elastodinamik modeller, postsismik evrede ise viskoelastik relaksasyon ve artık gerilme transferine dayalı modellerin uygulanması, deprem döngüsünün bütünsel olarak çözümlenmesine imkân tanımaktadır.

Deprem döngüsünün ilk aşaması olan intersismik dönemde, GNSS alıcıları kullanılarak mümkünse sürekli, bu mümkün değilse belirli periyotlarla konum ölçümleri gerçekleştirilir. Bunun nedeni, depreme neden olan tektonik hareketlerin oldukça yavaş ve sürekli bir şekilde ilerlemesidir. GNSS ölçümleri sonucunda elde edilen konum verileri analiz edilerek, levha hareketlerine bağlı olarak fayın gerilim biriktirme durumu ortaya konulmaya çalışılır. Genelde fayın durumunu belirlemek için kullanılan matematiksel model “Elastik dislokasyon modeli (Savage, 1983)” dir.

Dislokasyon, katı bir malzeme içerisinde gerilme etkisi altında gelişen çizgisel deformasyonları ifade eder. Homojen ve bütünleşik bir katı cisme zıt yönlerde ve artan gerilme kuvvetleri uygulandığında, malzeme içindeki gerilme dağılımı değişir ve belirli bir eşik değerin aşılmasıyla çizgisel süreksizlikler ve mikro çatlaklar oluşur. Bu süreksizlikler boyunca biriken gerilmenin malzemenin dayanımını aşması durumunda kopma meydana gelir. Jeofizik açıdan bu süreç, fay düzlemleri boyunca tektonik levhalar arasında biriken gerilmenin ani olarak boşalmasına karşılık gelmekte olup, bu ani kopma ve yer değiştirme yer kabuğunda elastik enerjinin serbest kalmasına ve sismik dalgaların yayılmasına neden olur.

Elastik dislokasyon modelinin temel amacı, fay düzlemi boyunca levhaların kilitli olduğu varsayımı altında, levha hareketleri sonucu biriken elastik deformasyonun, yeryüzü üzerinde nasıl bir hız dağılımına neden olacağını öngörebilmektir. Bu model, özellikle

İntersismik dönemde meydana gelen yüzey deformasyonlarının nicel olarak analiz edilmesine olanak tanır. Böylece fay zonundaki gerilme birikimi ve potansiyel kırılma davranışı hakkında öngörülerde bulunmak mümkün hâle gelir. Elastik dislokasyon modeli, bu süreci matematiksel olarak tanımlayan idealize edilmiş bir yaklaşımdır ve belirli varsayımlar altında, yer kabuğundaki gözlemlenebilir hız bileşenlerini hesaplamaya yönelik olarak formüle edilir. Model matematiksel olarak şu şekilde ifade edilir:

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

Yukarıdaki matematiksel bağıntıdaki parametreler şunlardır:

$V(x)$: Faydan uzaklığı x olan bir noktanın yatay yüzey hızı.

V : Fayın iki tarafındaki levhaların göreceli hareket hızı.

X : Fay düzleminden olan yatay uzaklık.

D : Fayın kitlenme derinliği olarak ifade edilir.

Bu formül kullanılarak, GNSS ölçümlerinden elde edilen verilerin analizi sonucunda levha hızlarını ve levha hızına bağlı olarak da kitlenme derinliğini bulmak mümkün olabilir (Okada 1985).

Deprem döngüsünün ikinci evresi olan kosismik dönem, GNSS teknolojisi aracılığıyla izlenebilmektedir. Ancak bu dönemin başarılı bir şekilde gözlemlenebilmesi için, GNSS alıcılarının sabit noktalarda sürekli ve anlık ölçüm yapabilecek şekilde çalışıyor olması gerekmektedir (Blewitt vd. 2006). Bu sayede, deprem anında meydana gelen ani yer değiştirmeler hem büyüklük hem de yön açısından hassas biçimde tespit edilebilir.

Elde edilen kosismik deformasyon verileri, fay ters çözüm modelleri kapsamında değerlendirilerek depremin büyüklüğü, fayın geometrik özellikleri ve konumu gibi parametrelerin belirlenebilir (Simons vd. 2002). Bu tür analizlerde en yaygın kullanılan yöntemlerden biri, Okada (1985) tarafından geliştirilen ve elastik yarı-sonsuz bir ortamda dislokasyon etkilerini modelleyen çözümdür. Bu modelde, yer kabuğu homojen veya yarı homojen elastik bir ortam olarak kabul edilmekte ve fay düzleminde meydana gelen ani gerilim değişikliklerinin yüzeyde doğrusal etkiler yarattığı varsayılmaktadır (Okada,

1985). Modelin uygulanabilmesi için fay, dikdörtgen bir düzlem olarak tanımlanır ve konumu, derinliği, uzunluğu, genişliği, eğimi ile hareket tipi gibi temel parametreler modele dâhil edilir. Böylece, GNSS verileriyle elde edilen yüzey deformasyonları kullanılarak fayın fiziksel davranışı ayrıntılı biçimde modellenenebilir ve depreme ilişkin kaynak mekanizması parametreleri güvenilir şekilde elde edilebilir (Delouis vd. 2004, Ozawa vd. 2011). Formül şu şekildedir:

$$U_i(x, y, z) = 2\pi \iint G_{ij}(x, y, z; \xi, \eta, d) \cdot D_j d\xi d\eta \quad (4.2)$$

Formüldeki parametreler şunlardır:

U_i: Yüzeydeki yer değiştirme bileşeni (x, y, z yönlerinde)

G_{ij}: Elastik ortam için Green fonksiyonları

D_j: Dislokasyon vektörü (U_s, U_d, U_t)

ξ ve η : Fay düzlemi üzerindeki koordinatlar

d : Fay derinliği

Strike-slip (U_s): Fay düzleminde yatay yöndeki yer değiştirme

Dip-slip (U_d): Fay düzleminde aşağı yukarı (düşey) yöndeki yer değiştirme

Tensile (U_t): Fay düzlemine dik yönde açılma veya kapanma

Açık formüller çok uzun ve ayrıntılı olduğu için kapalı formül verilmiştir (Okada 1985).

Deprem döngüsünde, kosismik dönemden sonraki evre postsismik dönem olarak tanımlanmaktadır (Scholz 2002). Deprem sırasında, fay zonu ve çevresindeki etki alanında, ani gerilim değişimine bağlı olarak yer kabuğunda büyük ölçekli yer değiştirmeler, deformasyonlar ve yüzey kırılmaları meydana gelir (Stein ve Wysession 2003). Bu gerilim değişiminin etkileri hem kalıcı hem de geçici nitelikte olabilir. Geçici değişimler depremle birlikte gerilim dağılımında oluşan ani değişimin zamanla etkisini yitirmesi ve sistemin tekrar tektonik gerilim birikimi sürecine dönmesiyle ortadan kalkar (Marone 1998). Bu geçici değişimlerin normale dönüş süreci, postsismik dönem içerisinde gerçekleşir ve bu süreç günler ile onlarca yıl arasında değişen sürelerde devam edebilir (Hearn vd. 2002, Freed 2007). Postsismik deformasyonlar genellikle artık gerilme dağılımına, viskoelastik gevşeme süreçlerine ve artçı kayma olaylarına bağlı olarak gelişir (Pollitz vd. 2000). Bu süreçlerin izlenmesi, GNSS alıcıları ile mümkün

olmaktadır. Söz konusu değişimler ya sürekli ve anlık veri toplayan istasyonlar aracılığıyla ya da belirli aralıklarla yapılan dönemsel ölçümlerle gözlemlenebilmektedir (Blewitt vd. 2006).

Postsismik dönemde gözlemlenen kayma hareketlerinin matematiksel olarak modellenmesi amacıyla çeşitli yaklaşımlar geliştirilmiştir. Bu yaklaşımlar arasında en yaygın kullanılanlardan biri logaritmik kayma modelidir. Söz konusu model, depremin ardından fay düzlemi boyunca gelişen ve sismik olmayan nitelikteki kayma davranışını tanımlamak için kullanılmaktadır. Logaritmik kayma modeli, özellikle postsismik deformasyonun zamana bağlı olarak giderek azalan bir hızla gerçekleştiği durumları açıklamak açısından etkilidir. Bu yönüyle, uzun süreli ve yüksek hassasiyetli GNSS ölçümleri ile elde edilen konum verilerinin modellenmesinde son derece uygun bir yöntem olarak öne çıkmaktadır (Hilley vd. 2004, Hetland ve Hager 2006, Freed 2007, Miyazaki ve Larson 2008, Gualandi vd. 2016). Modelin matematiksel ifadesi şu şekildedir:

$$S(t) = A \cdot \log \left(1 + \frac{t}{t_0} \right) \quad (4.3)$$

Yukarıda verilen formüle ait parametreler şu şekildedir:

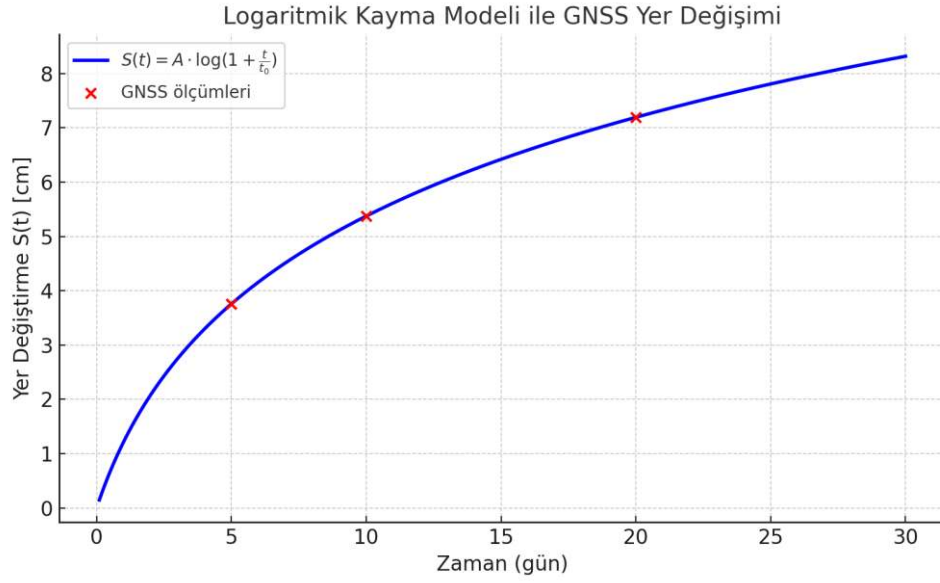
$S(t)$: t anındaki toplam kayma miktarı

A : Kaymanın genliği ile orantılı sabit

t_0 : Ölçü başlangıç zamanı

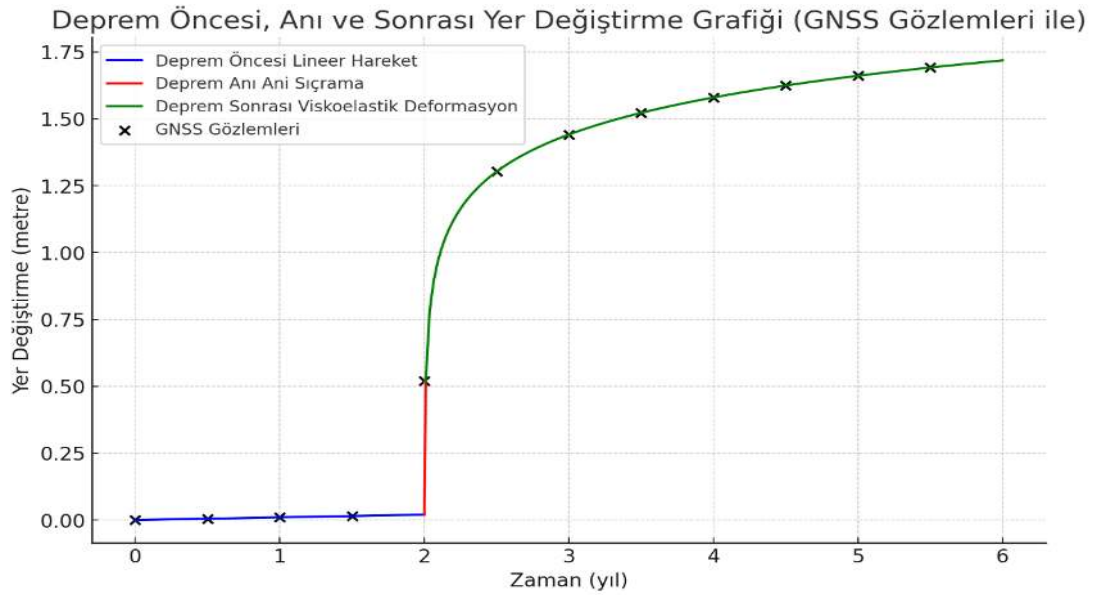
t : Depremden sonra geçen zaman miktarı

Bu formüldeki $S(t)$ parametresi uzun süreli GNSS ölçümlerinden faydalanılarak bulunur. Logaritmik kayma modelinde GNSS ölçümlerinin kullanılmasını bir grafik yardımıyla şu şekilde açıklanabilir;



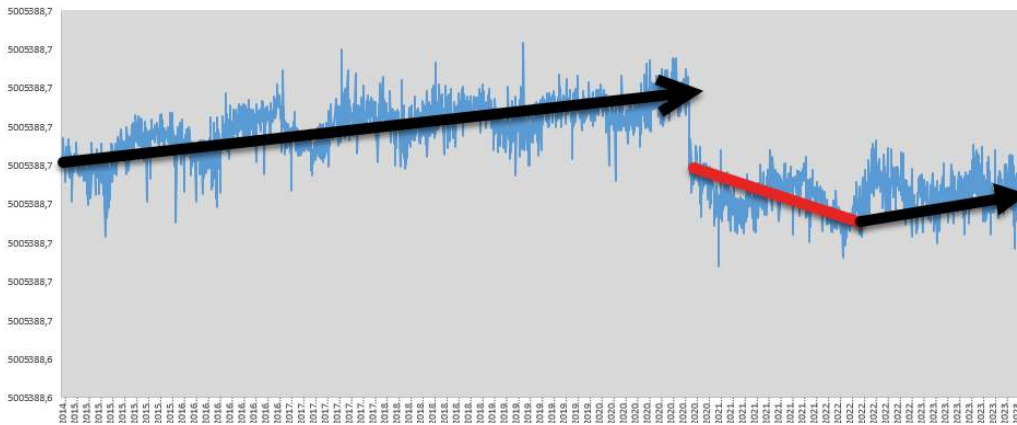
Şekil 4.7 Logaritmik Kayma Modelinin GNSS ile izlenmesi

Şekil4.7’deki grafikte mavi çizgi, logaritmik modelin teorik eğrisini temsil eder. Kırmızı noktalar ise GNSS cihazının örnek olarak 5, 10 ve 20. günlerde ölçtüğü yer değiştirme değerleridir. Görüldüğü üzere, yer değiştirme başta hızlı artarken zamanla bu artış yavaşlar. Bu, fay üzerindeki gerilimin zamana bağlı olarak rahatlamasını gösterir.



Şekil 4.8 Yeryüzündeki sabit bir noktanın deprem döngüsünde olası hareket grafiği

Deprem döngüsünün yeryüzündeki sabit bir noktaya olan etkisini temsili bir grafikte gösterilecek olursa bu grafik Şekil 4.8 deki gibi olabilir. Grafikten daha net anlaşılacağı gibi noktanın deprem döngüsündeki süreçleri GNSS alıcıları yardımıyla rahatlıkla gözlenebilir. Bu grafikteki çizginin mavi bölümü intersismik döneme aittir. Bu bölüm plakanın olağan bir zamandaki yıllık hareketini görsel olarak sunar. Grafikteki çizginin yeşil bölümü ise postsismik döneme aittir. Teorik olarak, bir depremin ardından fay zonunda meydana gelen ani ve bozucu gerilim değişiminin etkisi zamanla azaldıkça, yer kabuğundaki gerilim dağılımının yeniden intersismik dönemdeki düzene benzemesi beklenir. Levha hareketlerini sürdüren tektonik kuvvetlerin zamanla değişmeden etkili olduğu ve bu kuvvetlerin levha üzerindeki gerilim dağılımını benzer şekilde oluşturduğu varsayılır. Bu doğrultuda, postsismik dönemin sonunda, gözlemlenen hareketlerin intersismik döneme özgü hareket trendine yaklaşması beklenir. Ancak bu durum her zaman pratikte geçerli değildir. Gerçekte, tektonik levhalar sabit ve homojen yapılar değildir. Aksine, farklı fiziksel ve mekanik özelliklere sahip kayaç birimlerinden oluşurlar. Bu kayaçlar uygulanan kuvvetlere karşı farklı dirençler gösterir ve farklı şekillerde deformasyona uğrarlar. Aynı tektonik kuvvet altında dahi, levha içerisinde farklı bölgelerde farklı deformasyon davranışları gelişebilir. Bu durum, postsismik dönemin sonunda gözlenen hareket trendinin intersismik evredeki hareketle benzerlik taşısa da mutlaka belirli farklılıklar içermesine neden olur. Bu farklılıkların anlaşılabilmesi için, sabit noktalardan elde edilen uzun dönemli konumsal verilerin detaylı biçimde analiz edilmesi gereklidir. (Pollitz vd. 2003, Hetland vd. 2010)



Şekil 4.9 TUTGA İZMİ noktasının Sisam depreminden önceki ve sonraki noktasal hareketi. (Url1)

Şekil 4.9’da sunulan grafik, TUSAGA-Aktif sistemine bağlı sabit GNSS istasyonlarından biri olan İZMI noktasında elde edilen uzun dönemli GNSS gözlemlerine dayanmaktadır. Grafik, bu noktanın 30 Ekim 2020 tarihinde gerçekleşen Sisam depreminden önce ve sonra sergilediği yatay yer değiştirme davranışını ortaya koymaktadır. Grafikte yer alan uzun siyah çizgi, söz konusu GNSS noktasının deprem öncesindeki intersismik döneme ait ortalama yıllık hareket trendini temsil etmektedir. Bu hareket levha tektoniği kapsamında İzmir bölgesinde gözlenen düzenli tektonik hareketin göstergesidir. Ancak, 30 Ekim 2020 tarihinde meydana gelen Sisam depremiyle birlikte bu düzenli eğilim ani bir değişime uğramış ve hareket eğrisi kırmızı çizgi şeklinde farklı bir karakter kazanmıştır. Kırmızı çizgi, depremin ardından başlayan postsismik döneme, özellikle de viskoelastik gevşeme ve artçı kayma gibi mekanizmaların etkili olduğu zaman aralığına karşılık gelmektedir. Bu dönemde, GNSS noktasının hareketi hem yön hem de hız bakımından deprem öncesi trendden sapmıştır. Postsismik süreç ilerledikçe viskoelastik deformasyonun etkisinin azalmasıyla birlikte GNSS noktasının hareketi yeniden intersismik döneme benzer bir doğrultu ve eğilim kazanmaya başlamıştır. Bu durum, levha üzerindeki gerilme birikiminin yeniden etkin hâle geldiğini ve fay zonunun yavaş yavaş eski rejimine döndüğünü göstermektedir.

4.2.3 GNSS Verilerin Değerlendirilmesi

GPS alıcılarının iki temel konum belirleme modülleri vardır. Bunlardan bir tanesi mutlak konum belirleme diğeri görelî konum belirlemedir. GNSS sistemi ilk tasarlandığında Amerikan ordusunun ihtiyaçları göz önünde bulundurularak yapılandırılmıştır. Fakat bu sistemin sivil kullanıcılar açısından da büyük gelişme ve ilerlemeye açık olduğu fark edilince sisteme sivil kullanıcılarda dahil edilmiştir.

Sistemi kullanan askeri ve sivil kullanıcılar sistemden ellerindeki alıcılara göre faydalanırlar. Ordu amaçlı üretilen alıcılar P kod ve bunun kriptolanmış olan hali Y kodu ölçebilirken sivil kullanıcıların alıcıları sadece C/A kodu ölçebilirler. Ayrıca sivil kullanıcılar C/A kodu da bir miktar hata içerecek şekilde kullanırlar. Buna seçimli doğruluk erişimi denir. Alıcı bulunulan yerin gerçek konumunu değil bozulma miktarı kadar kaydırılmış bir konumu hesaplayabilir. Sivil kullanıcılar doğrudan konum

belirleyemezler (Seçimli doğruluk erişimi 1 Mayıs 2000 tarihinde sistemden kaldırılmıştır.). Buda iki farklı kullanım modülünün olmasına neden olur. Mutlak konum belirleme ve görelî konum belirleme.

Görelî konum belirleme yöntemi, en az iki GNSS alıcısının eş zamanlı olarak veri toplaması esasına dayanır. Eğer imkan ve gereklilik varsa alıcı sayısı daha fazla olabilir. Bu yöntemde, alıcılardan biri konumu yüksek doğrulukla bilinen bir noktaya yerleştirilir. Bu alıcıya sabit alıcı denir ve ölçü süresi boyunca konumu sabit kalır. Sabit alıcıya daha önceden başka ölçüm yöntemleriyle elde edilen koordinatlar girilir. Alıcı bu koordinatları uydular yardımıyla ölçtüğü koordinatlarla karşılaştırır. Bu karşılaştırmadan elde edilen farklar konum düzeltme değeri olarak ölçüye katılan diğer GNSS alıcılarına dağıtılır. Bu sayede seçimli doğruluk erişiminin bozucu etkisi ortadan kaldırılır. Bu yöntem sayesinde, özellikle kısa baz uzunluklarında (genellikle birkaç kilometreye kadar) çalışıldığında, 1 ila 3 cm düzeyinde yüksek doğrulukta konum belirlemesi mümkün hâle gelir. Bu yöntemin uygulanabilmesi için, GNSS alıcılarının faz ölçümü yapabilen, çift frekans destekli ve yüksek çözünürlüklü özel donanımlara sahip olması gerekir. Ayrıca, sabit ve gezici alıcılar arasında veri iletişimini sağlayacak uygun bir haberleşme altyapısının (örneğin, UHF/VHF radyo modem ya da GSM/GPRS üzerinden veri aktarımı) kurulmuş olması da zorunludur.

Mutlak konum belirleme GNSS alıcısının uydulardan doğrudan aldığı sinyallerle kendi konumunu hesapladığı bir yöntemdir. Bu yöntemde, herhangi bir harici düzeltme verisine ya da ikinci bir referans alıcıya ihtiyaç duyulmaz. Alıcı uydu sinyallerini görebildiği her konumda çalışır. Doğrudan elde edilen konum verileri atmosferik gecikmeler, uydu saat hataları ve yörünge hataları gibi çeşitli hatalar ile yüklü durumdadırlar. Bu nedenle, mutlak konum belirleme yöntemiyle ulaşılan anlık konum değerleri genellikle jeodezik uygulamalar için gerekli olan hassasiyet düzeyinin altında kalır. Bu tür verilerin jeodezik çalışmalarda kullanılabilir hâle gelebilmesi için, ölçümler üzerinde çeşitli düzeltmelerin uygulanması gereklidir. Bu düzeltme işlemleri, özel yazılımlar aracılığıyla yapılan sonradan değerlendirme (post-processing) süreci kapsamında gerçekleştirilir. Değerlendirme sayesinde, ölçümler üzerinde iyonosfer ve troposfer gecikmeleri, uydu yörünge bilgileri ve saat düzeltmeleri gibi parametreler dikkate alınarak daha yüksek

doğrulukta konum bilgileri hesaplanır. Böylece, mutlak konum belirleme yöntemiyle toplanan veriler, gerekli değerlendirmelerin ardından jeodezik doğruluk standartlarını karşılayacak seviyeye gelir (Lou 2022).

GNSS alıcıları, uydulardan aldıkları sinyalleri işleyerek konum belirleme işlemi gerçekleştirmekte ve bu sinyallere ait verileri belirli formatlarda kayıt altına almaktadır. Ancak farklı üreticilere ait GNSS alıcılarının kendilerine özgü veri formatları kullanmaları, çok alıcılı çalışmalar açısından ciddi uyumsuzluklara ve veri işleme sürecinde teknik problemlere yol açabilir. Özellikle farklı marka ve modellerin bir arada kullanıldığı çok alıcının kullanıldığı jeodezik kampanya ölçmeleri bu uyumsuzluk nedeniyle zaman kaybı ve doğruluk sorunlarıyla karşı karşıya kalabilir. Bu soruna çözüm getirmek amacıyla, 1989 yılında Bern Üniversitesi öncülüğünde, Uluslararası GNSS Servisi (IGS) tarafından RINEX (Receiver Independent Exchange Format) adı verilen, alıcıdan bağımsız bir veri değişim formatı geliştirilmiş ve yaygın kullanıma sunulmuştur. RINEX, GNSS verilerinin alıcı markası ve modeli gözetmeksizin ortak bir yapıda kayıt altına alınmasını mümkün kılarak, veri paylaşımı ve işlenebilirliğinde büyük kolaylık sağlar. Bu standart, yalnızca bilimsel çalışmalar için değil, aynı zamanda mühendislik uygulamaları, ağ çözümleri ve küresel veri arşivleri açısından da kritik bir rol oynar. RINEX formatı ilk ortaya çıktığı tarihten bu yana GNSS sistemlerinde meydana gelen teknolojik gelişmelere paralel olarak çeşitli güncellemelere tabi tutulmuştur. Geliştirilen her yeni versiyon, farklı GNSS sistemlerinin (GPS, GLONASS, Galileo, BeiDou vb.) ve modern sinyallerin (L5, E5a/E5b gibi) desteklenmesine yönelik iyileştirmeler içerir. Günümüzde en güncel sürüm RINEX 4.00 dır.

Alıcılar tarafından kaydedilen RINEX formatındaki verilerin değerlendirilmesi için bir yazılıma ihtiyaç duyulur. Günümüzde değerlendirme yazılımları oldukça fazla ve çeşitlidir. Bu yazılımlardan bazıları alıcı üreten firmalara aittir ve çekirdek kodları gizlidir. Trimble Business Center, Leica Infinity, Topcon Magnet bu programlara örnek olarak verilebilir. Bu programların değerlendirme sırasındaki prosedürleri kendilerine özeldir ve bu işleyişe müdahale edilemez. Örneğin troposferik etki düzeltilmesinde hangi modelin kullanılacağına operatör karar veremez. Buda bilimsel amaçlı veya deneysel değerlendirme işlemlerinin yapılamayacağı anlamına gelir. Bu nedenle bazı üniversiteler çeşitli projeler

ve amaçlar için bazı yazılımlar üretmişlerdir. Bu yazılımların bir kısmı açık kaynak kodlu bir kısmı da kapalı çekirdek koda sahiptir. Bu yazılımlardan en bilinenleri Massachusetts Institute of Technology' nin geliştirdiği GAMIT/GLOBK, Bern Üniversitesinin gerçekleştirdiği Bernese GNSS Software dir. Bu yazılımlar jeodezi, jeofizik çalışmalarında yaygın olarak kullanılırlar. Bu yazılımlar verileri ticari yazılımlara göre daha hassas bir şekilde değerlendirmekte ve daha iyi konum doğruluğu sağlamaktadırlar (İnal ve Salgın 2008, Yavaşoğlu 2009, Şafak 2019, Gezgin 2020, Solak 2020).

Bernese GNSS Software 100'den fazla programı çalıştıran bir çatı programdır. Kaynak kodu 450000 satırdır ve 1500 modülden oluşmaktadır. Program kullanıcı dostu bir arayüze sahiptir. Modüller ve menüler açılır pençeler yardımıyla kullanılır. Farklı alıcı modellerinden gelen verileri ekstra programlara ihtiyaç duymadan berns formatına çevirir ayrıca bunun tersi de mümkündür. RINEX dosyalarını parçalara bölebilir ya da birleştirebilir. Değerleme için gerekli olan efemeris türü, tropesferik düzeltme modeli vb. parametreleri seçmeye ve manipüle etmeye olanak tanır. Eğer istenirse program kendi belirlediği otomatik değerlendirme modülü sayesinde verileri değerlemeye tabi tutabilir. Program aynı anda çoklu işlem yapabilmektedir. Ayrıca aynı programda farklı bilgisayarlar beraber işlem yapabilir. Kendi bünyesinde barındırdığı programlar için gerekli olan verileri kendi sağlar ekstra işlem ve düzeltme gerektirmez (Dach vd. 2022).

GAMIT/GLOBK Massachusetts Institute of Technology önderliğinde birçok farklı kuruluşun destek ve çabalarıyla hazırlanmış bir programdır. Program temel olarak iki pakettir bunlardan ilki olan GAMIT in açılımı "GPS Analysis at MIT" dir. Türkçeye çevirirsek Massachusetts Institute of Technology'de GPS analizi demektir. Bu pakette GPS alıcılarından alınan veriler kullanılarak üç boyutlu konum bilgileri elde edilir. Bu işlem temel olarak ilk önce uydu saat ve uydu efemeris bilgilerini IGS'ten otomatik olarak sağlar. Otomatik efemeris alımında hassas efemerisler yayınlanmamışsa yayın efemerisleri kullanılır. Saat ve efemeris bilgileri alındıktan sonra RINEX dosyalarında yer alan gerekli ölçümler kullanılarak alıcının saat hatası hesaplanmakta ve koordinat düzeltmeleri gerçekleştirilmektedir. Bu işlem sırasında alıcının uydusuyla arasında ölçtüğü mesafeler ile noktanın yaklaşık koordinatları dikkate alınır. Ardından faz ölçmeleri kullanılarak faz tam sayı belirsizliği çözülmekte, gerekli düzeltmeler hesaplanarak

koordinatlara yansıtılmaktadır. Bu süreç özetle bu şekilde ifade edilebilse de gerçekte oldukça karmaşık matematiksel modellerin uygulanmasını gerektirir. Programın ticari yazılımlara kıyasla üstünlüğünü sağlayan en temel unsur da düzeltme hesaplamalarında kullanılan bu gelişmiş ve titizlikle test edilmiş matematiksel modellerdir. Söz konusu modeller, ilgili enstitü ve üniversiteler tarafından dikkatle geliştirilmiş, yoğun deneysel testlere tabi tutulmuştur. (Yavaşoğlu 2009, Kara 2018, Tiryakioğlu 2012, Şafak 2019, Gezgin 2020, Solak 2020).

İkinci paket olan GLOBK dir. Açılımı “Global Kalman Filter” küresel kalman filtresi olarak Türkçe 'ye çevrilebilir. GLOBK'nin temel amacı GAMIT'te elde edilen konumların daha büyük bir zaman aralığında analiz edilebilmesidir. GLOBK paketi sadece GPS ya da GNSS verilerini kullanmaz VLBI ve SLR gibi ölçü yöntemleri ile elde edilen verileri de birleştirip işleyebilir. Program verilere dayanarak zaman serileri elde eder. Bu zaman serileri mevcut ölçüm verilerine dayanarak veya daha önce elde edilmiş verilerle birleştirilerek oluşturulur. Bu serilerin oluşturulmasında Kalman filtresi yöntemi kullanılır. Kalman filtresi, 1960 yılında Rudolf E. Kalman tarafından tasarlanarak modellenmiştir. Model deterministik olmayan yani rastlantısallık ve belirsizlik içeren olay ve durumlarda, en iyi tahmini sağlayan yöntemlerden biri olarak kabul edilmektedir. Temel olarak eldeki verileri, ölçülen yeni verilerle birleştirerek tahminin tutarlılığını arttırmayı hedefler. Bunun için eldeki verilerden bir tahmin hesaplanır. Elde edilen bu tahminle yeni gelen ölçüyü karşılaştırılır ve düzeltmeler hesaplanır. Kalman filtresi, iki yönlü çalışan bir filtreleme algoritmasıdır. Filtreden elde edilen çıktı hem geçmiş hem de gelecek zaman için sonuçlar verebilir. Filtrenin ileriye doğru çalışması, mevcut verilerin kullanılarak gelecekteki bir ölçüm değerinin tahmin edilmesidir. Bu işlem yeni ölçüm gelene kadar sistemin mevcut bilgilerine dayanarak öngöründe bulunur. Geriye doğru çalışması ise Rauch Tung Striebel düzeltmesi olarak bilinir. Filtrenin geriye doğru çalışmasında hem mevcut ölçümler hem de ileri yönde çalıştırılmış filtre sonuçları birlikte değerlendirilerek, geçmiş zamanlara ait daha güvenilir tahminler elde edilir. Geçmiş veri ile önceden ileri yönde tahmin edilen değerler karşılaştırılır ve aradaki farklardan düzeltme katsayıları hesaplanır. Elde edilen düzeltmeler daha sonra sistemin genel tahmin modeline entegre edilir. Böylece veri sayısı arttıkça filtre daha fazla bilgiye erişmiş olur ve bu durum tahminlerin tutarlılığını ve doğruluğunu önemli ölçüde artırır.

GLOBK nokta koordinat değişim miktarlarını ve bunlara ait hızları belirleyip analiz edebildiği için özellikle levha tektoniği çalışmalarında oldukça yaygın olarak kullanılmaktadır.



5. SAYISAL UYGULAMA

5.1 Çalışma Bölgesi ve Özellikleri

Çalışma bölgesi, 30 Ekim 2020 Sisam (Mw: 6.9) depreminin etki bölgesine giren İzmir ve yakın çevresi olarak belirlenmiştir. Günümüzde İzmir ili sınırları içerisinde 17 adet diri fay tespit edilmiş olup, bu fayların uzunlukları 10 km ile 50 km arasında değişmektedir (Emre vd. 2013). Bu faylardan öne çıkanlar Zeytindağı Fay Zonu, Menemen Fay Zonu, Seferihisar, Tuzla (Orhanlı), Karaburun, İzmir, Bergama, Yenifoça, Güzelhisar, Kemalpaşa, Dağkızılca ve Manisa faylarıdır (Uzel vd. 2012). Çoğunluğu Doğu-Batı doğrultulu normal fay karakteristiği gösteren bu yapılar, Batı Anadolu'daki Kuzey-Güney yönlü genişleme rejiminin etkisi altında gelişmiş olup, horst-graben sistemlerini kontrol etmektedir (Taymaz vd. 1991, Jackson 1994, Bozkurt 2001). Bu tektonik süreçler Seferihisar, Urla, Ildır ve Balıklı ovalarının gelişmesine zemin hazırlamış; söz konusu ovalar tarımsal üretim, yerleşim ve ekonomik faaliyetler açısından önem kazanmıştır (Yılmaz vd. 2000, Emre vd. 2005).

Bölgeye yönelik gerçekleştirilen jeolojik, jeofizik ve sismolojik araştırmalar, İzmir ve yakın çevresindeki fay ve fay sistemlerinin yalnızca tektonik açıdan etkin olmadığını, aynı zamanda yüksek düzeyde bir sismik tehlike oluşturduğunu ortaya koymaktadır. Çalışmalar, bu fayların $M_w \geq 5.5$ büyüklüğünde yıkıcı depremler üretme potansiyeline sahip olduğunu göstermektedir (Aktar vd. 2007). Fay uzunluğu ile deprem büyüklüğü arasındaki istatistiksel ilişkilere dayanan Wells ve Coppersmith (1994) tarafından geliştirilen ampirik bağıntılar, çalışma bölgesinde yer alan 10–50 km uzunluğundaki fay segmentlerinin M_w 6.0–7.0 aralığında depremler üretme kapasitesine sahip olduğunu göstermekte; bu doğrultuda Çizelge 5.1'de verilen fay uzunlukları dikkate alındığında, fayların önemli bir kısmının $M_w \geq 6$ büyüklüğünde deprem üretme potansiyeli bulunduğu görülmektedir.

İzmir ve çevresi, tarihsel dönem kayıtları dikkate alındığında çok sayıda yıkıcı depremin meydana geldiği aktif bir tektonik bölge olarak öne çıkmaktadır. Tarihsel dönemde İzmir ve yakın çevresinde meydana gelen depremler Çizelge 5.2'de verilmiştir. Antik

dönemden itibaren kaydedilen depremler, kentin yerleşim dokusu ve sosyo-ekonomik gelişimi üzerinde kalıcı etkiler bırakmıştır (Soysal vd., 1981). Tarihsel kaynaklarda M.S. 47, 178, 688, 1039, 1688 ve 1778 yıllarında İzmir ve çevresinde büyük depremler meydana geldiği bilinmektedir. Özellikle 10 Temmuz 1688 depremi, İzmir tarihinin en yıkıcı afetlerinden biri olmuş; şiddeti 9–10 (Medvedev–Sponheuer–Karnik ölçeği) olarak tahmin edilen bu depremde kentin neredeyse tamamı yıkılmış ve 15.000’e yakın insan yaşamını yitirmiştir (Ambraseys 1988, Soysal vd. 1981). 1778 depreminde ise şiddetin 8 (Medvedev–Sponheuer–Karnik ölçeği) düzeyine ulaştığı, binlerce yapının ağır hasar aldığı ve İzmir Limanı’nda önemli zemin sıvılaşması gözlemlendiği, tarihsel kayıtlar üzerinde yapılan çalışmalarda ortaya konmuştur. Bu veriler, tarihsel dönem boyunca İzmir yerleşim alanı içerisindeki fayların birden fazla yıkıcı olaya neden olduğunu ve kentin yüzyıllardır yüksek deprem riski altında bulunduğunu göstermektedir.

Çizelge 5.1 İzmir sınırları içerisinde yer alan faylara ait bilgiler (N: Normal, SY: Sağ Yanal, H: Holosen, K: Kuvaterner YK: Yüzey Kırığı) (Emre vd. 2016)

Segment	Fay			Uzunluk (km)	Doğrultu		Eğim (derece)		Deprem Büyüklüğü	
	Tür	No	Yaş		Min	Max	Min	Max	Gözlenen	Hesaplanan
Zeytinadağ FZ	SY	25	K	18	204	218	87	90		6.52
Bergama F	N	26	H	9	248	265	65	70		6.12
Yenifoça F	N	31-1	K	14	172	196	87	90		6.37
	N	31-2	K	15	147	172	87	90		6.41
Mordoğan F	N	32	K	12	11	11	65	70		6.28
	SY	33-1	H	21	4	14	87	90		6.64
Gülbahçe FZ	SY	33-2	H	24	3	12	87	90		6.71
	SY	33-3	H	24	338	351	87	90		6.71
Yağcılar F	SY	34	YK	12	3	359	87	90	2005 Mw:5.9	6.37
Seferihisar F	SY	35	H	25	203	225	87	90		6.73
Güzelhisar F	SY	36	K	24	2	302	0	90		6.68
Menemen FZ	N	37	H	11	128	128	65	70		6.23
İzmir F	N	38-1	H	19	250	281	65	70		6.55
	N	38-2	H	19	245	283	65	70		6.59
Tuzla F	SY	39-1	H	24	34	59	87	90		6.68
	SY	39-2	H	16	11	54	87	90		6.51
Gümüldür F	N	40	H	14	86	155	55	65		6.44
Dağkızılca F	SY	41	H	27	216	239	87	90		6.75

Çizelge 5.2 İzmir ve yakın çevresinde meydana gelen depremler.

Tarih	Yer	Tahmini Şiddet (MSK)	Tahmini Büyüklik (Mw/Ms)	Kaynaklar
M.S. 47	İzmir ve çevresi	VII–VIII	Yaklaşık 6.0	Soysal vd. (1981), Ambraseys (1988)
M.S. 178	İzmir ve çevresi	VIII	Yaklaşık 6.2	Ergin vd. (1967), Papazachos ve Papazachou (1997)
M.S. 688	İzmir ve çevresi	VIII	Yaklaşık 6.3	Soysal vd. (1981), Ambraseys (1988)
M.S. 1039	İzmir ve çevresi	VIII–IX	Yaklaşık 6.5	Guidoboni vd. (1994)
10 Temmuz 1688	İzmir	IX–X	6.8–7.0	Ambraseys (1988), Soysal vd. (1981)
1778	İzmir ve çevresi	VIII	Yaklaşık 6.5	Papazachos ve Papazachou (1997), Tan vd. (2008)

Tarihsel dönem deprem kayıtlarının ortaya koyduğu bu uzun dönemli sismik etkinlik, aletsel dönemde elde edilen sismolojik verilerle de doğrulanmaktadır. İzmir ve yakın çevresinde aletsel dönemde kaydedilen yaklaşık $M_w \geq 5$ büyüklüğündeki depremler Çizelge 5.3’te özetlenmiştir. 20. yüzyılın başlarında meydana gelen 11 Ağustos 1904 Sisam ($M_w = 6.1$), 18 Ağustos 1904 Kuşadası Körfezi ($M_w = 6.0$) ve 10 Ekim 1904 Buca ($M_w = 5.8$) depremleri, İzmir ve çevresindeki fayların tarihsel süreklilik gösteren aktivitelerini ortaya koymaktadır. Günümüze daha yakın dönemde kaydedilen 14 Ağustos 2022 Kuşadası Körfezi ($M_w = 4.9$) ve 4 Kasım 2022 Buca ($M_w = 4.9$) depremleri ise, orta büyüklükteki sismik olayların dahi İzmir kent merkezinde hissedilir düzeyde etkiler yaratabildiğini göstermiştir. Bu depremler, bölgedeki fayların günümüzde de aktif olduğunu, sürekli gerilme biriktirdiğini ve belirli aralıklarla enerjisini boşalttığını ortaya koymaktadır.

Tarihsel ve aletsel dönem deprem kayıtları, İzmir ve yakın çevresinde uzun süredir devam eden ve süreklilik gösteren bir sismik etkinliğe işaret etmektedir. Bu uzun dönemli sismik davranışın güncel ve en belirgin örneklerinden biri olan 30 Ekim 2020 Sisam ($M_w 6.9$) depremi, İzmir ve çevresinde geniş bir alanda hissedilmiş, özellikle belirli bölgelerde hasar ve yer hareketlerinin yoğunlaştığını ortaya koymuştur. Bu deprem sırasında gözlenen sismik etkiler ve hasar dağılımı, tarihsel ve aletsel dönem kayıtlarıyla

tanımlanan sismik tehlikenin günümüzde de geçerliliğini koruduğunu göstermiştir. Bu nedenle çalışma alanı, 30 Ekim 2020 Sisam (Mw 6.9) depreminin etkilerinin en belirgin biçimde gözlemlendiği İzmir ve yakın çevresini kapsayacak şekilde sınırlandırılmıştır. Teze konu olan çalışma bölgesinin sınırları Şekil 5.1’de gösterilmiştir:

Çizelge 5.3 İzmir ve yakın çevresinde aletsel dönemde meydana gelen depremler.

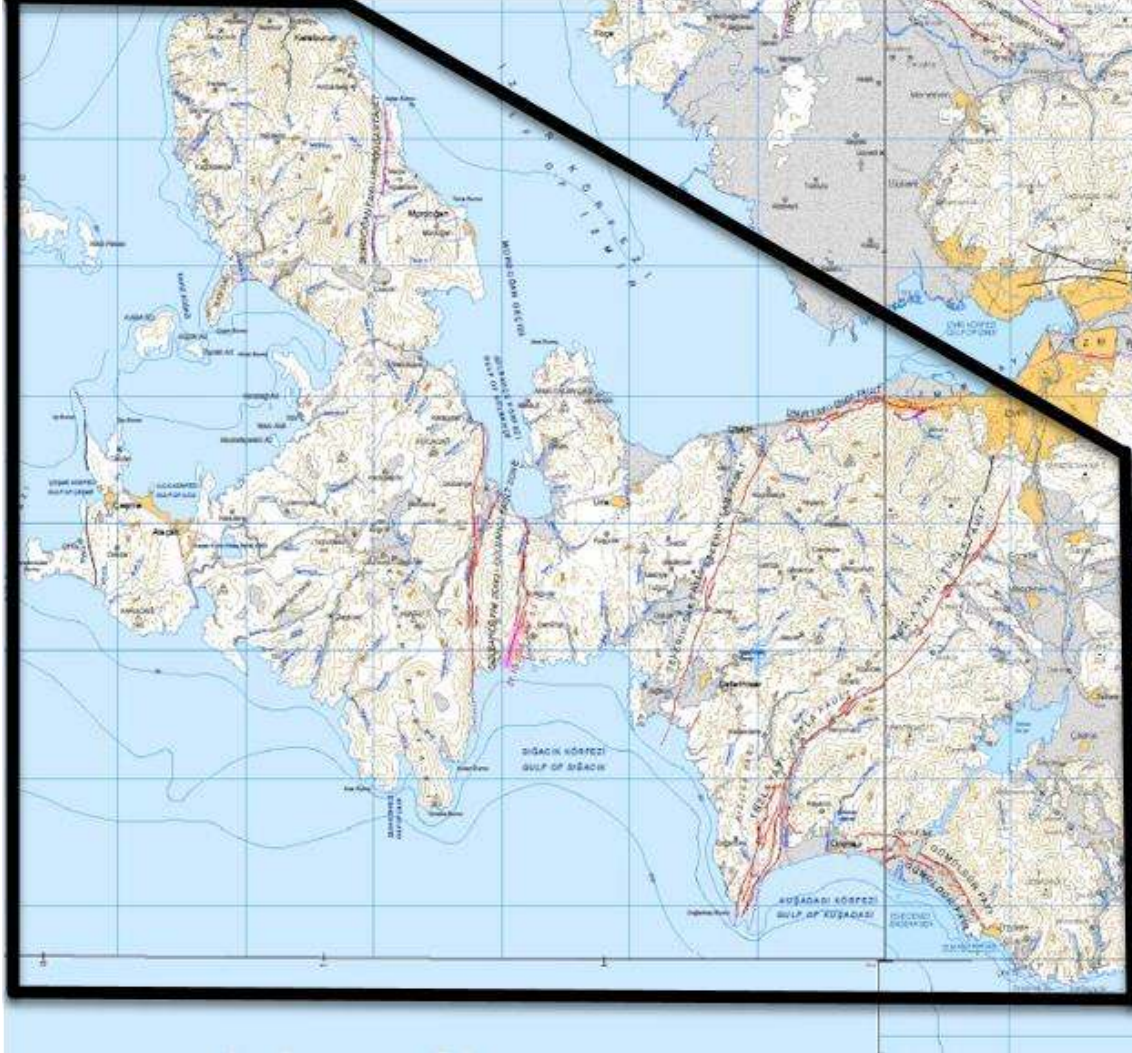
Tarih	Yer	Büyük­lük (Mw)	Fay Adı	Fay Uzunluğu (km)	Fay Tipi
11 Ağustos 1904	Sisam (Sisam)	6.1	Kuşadası Körfezi Fayı	~30	Normal
18 Ağustos 1904	Kuşadası Körfezi	6.0	Kuşadası Körfezi Fayı	~30	Normal
10 Ekim 1904	Buca	5.8	İzmir Fayı	~60	Doğrultu atımlı
6 Kasım 1992	Doğanbey	6.0	Tuzla Fayı	~35	Normal
10 Nisan 2003	Seferihisar	5.7	Seferihisar Fay Zonu	~40	Normal
17 Ekim 2005	Sığacık Körfezi	5.7	Seferihisar Fay Zonu	~40	Normal
20 Ekim 2005	Sığacık Körfezi	5.7	Seferihisar Fayı	~40	Normal
21 Ekim 2005	Sığacık Körfezi	5.2	Seferihisar Fayı	~40	Normal
30 Ekim 2020	Sisam (Samos)	6.9	Sisam Fayı	~30	Normal
14 Ağustos 2022	Kuşadası Körfezi	4.9	Kuşadası Körfezi Fayı	~30	Normal
4 Kasım 2022	Buca	4.9	İzmir Fayı	~60	Doğrultu atımlı

Güney doğuda Zeytinköy, doğuda Torbalı, kuzey doğu da Kaynaklar- İzmir hattı, kuzey batıda Karaburun, batıda Çeşme ve güneyde Seferihisar sınır olarak alınmıştır. Bu alan yaklaşık olarak 3500 km² dir. 3500 km² Çalışma alanı içerisinde Seferihisar Ovası, Urla Ovası, Ildır Ovası ve Balıklı Ovası bulunmaktadır. Bu ovalarla birlikte çalışma bölgesi içinde büyük deprem (Mw ≥ 6) oluşturma potansiyeli bulunan dört adet fay bulunmaktadır.

Bu faylar şunlardır:

- Seferihisar Fayı
- Karaburun Fayı
- Tuzla Fayı
- İzmir Fayı

Sıralanan bu fayların bazıları normal fay, bazıları da sağ yanal fay karakteristiği göstermektedir.



Şekil 5.1 Çalışma bölgesi

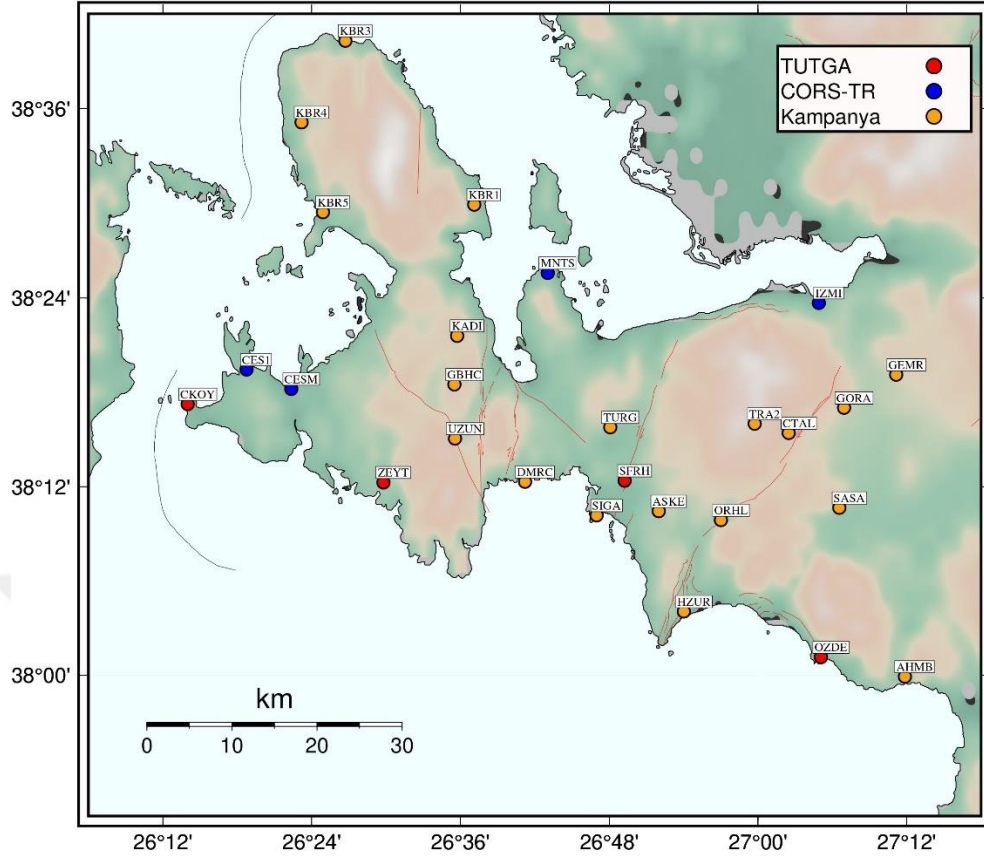
5.2 Çalışma Bölgesinde Tesis Edilen GNSS Ağı

Solak (Solak 2020), Eyübagil (Eyübagil 2020) ve Kavak (Kavak 2020) tarafından gerçekleştirilen çalışmalar, İzmir ve yakın çevresini kapsayan ortak bir tektonik alan içerisinde yürütülmüş ve Batı Anadolu'nun aktif deformasyon rejimi GNSS verileri kullanılarak değerlendirilmiştir. Her üç çalışma da Karaburun Yarımadası, Gülbahçe Körfezi, Seferihisar–Urla hattı ve İzmir Körfezi çevresinde yer alan, çoğunluğu Doğu–Batı doğrultulu normal ve sağ yanal fay karakteristiği gösteren aktif fay zonlarını

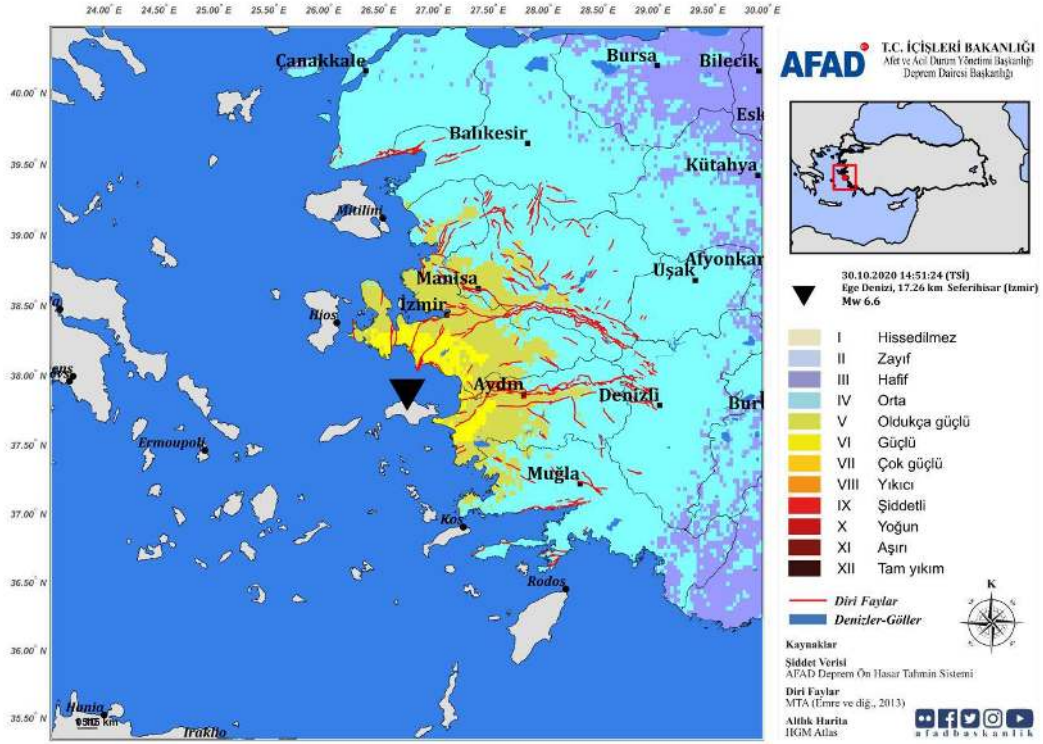
kapsamakta olup, bu yönüyle 30 Ekim 2020 Sisam (Mw 6.9) depreminden etkilenen alanlarla önemli ölçüde örtüşmektedir. Çalışmalarda deprem öncesi presismik döneme ait GNSS ölçümleri kullanılarak fay zonları boyunca gelişen yatay yer değiştirme bileşenleri, yüzey hız alanları ve görelî blok hareketleri nicel olarak ortaya konmuş; bu veriler bölgesel deformasyonun mekânsal dağılımını temsil edecek şekilde analiz edilmiştir. Bu çalışmalar kapsamında kurulan GNSS ağları, farklı mekânsal ölçek ve nokta yoğunluklarında tasarlanmış olmakla birlikte, uzun süreli zaman serisi analizlerine olanak sağlayacak ve bölgesel deformasyon alanlarını temsil edebilecek biçimde stratejik olarak konumlandırılmıştır.

Söz konusu GNSS altyapısı, 30 Ekim 2020 Sisam depremi sonrasında gerçekleştirilen kosismik GNSS ölçümleri ile izleyen postsismik dönem analizleri için güvenilir ve karşılaştırılabilir bir referans veri seti oluşturmuş; nitekim Aktuğ vd. (Aktuğ vd. 2021) tarafından hesaplanan kosismik deformasyonlar ile Kürçer vd. (Kürçer vd. 2021) tarafından tanımlanan deprem etki alanının, büyük ölçüde bu çalışmalar kapsamında izlenen GNSS noktalarıyla örtüştüğü görülmüştür. Bu yönüyle Solak (Solak 2020), Eyübagil (Eyübagil 2020) ve Kavak (Kavak 2020) çalışmaları, mevcut tez çalışmasının mekânsal kapsamını ve GNSS tabanlı yöntemsel yaklaşımını destekleyen, presismik–kosismik–postsismik deformasyon süreçlerinin bütüncül olarak değerlendirilmesine olanak tanıyan çalışmalardır.

Bu çalışmalar kapsamında oluşturulan ve çalışma alanında kullanılabilecek nitelikteki GNSS altyapısı temel alınmıştır. Çalışmada, bu altyapıdan yararlanılarak GNSS ağı genişletilmiştir. Bu kapsamda, çalışma alanında daha önce GNSS temelli çalışmalar yürütmüş kurumlarca elde edilen ya da bu kurumlardan temin edilebilecek, deprem öncesi verileri bulunabilecek sabit GNSS noktaları ile çalışma bölgesinde bulunan TUTGA noktaları da ağı dâhil edilmiştir. Bu şekilde çalışma alanında toplam 27 noktadan oluşan bir GNSS ağı oluşturulmuştur. Oluşturulan GNSS ağı Şekil 5.2’de sunulmakta olup, 30 Ekim 2020 Sisam depreminin çalışma alanı üzerindeki etki alanı ise Şekil 5.3’te gösterilmektedir



Şekil 5.2 Postsismik deformasyonun takip edildiği ağ



Şekil 5.3 Sisam depremi eş şiddet haritası (AFAD 2020)

zamanları, kampanyalar ölçülen nokta sayıları ve GNSS ölçü stratejileri Çizelge 5.4-5.5-5.6 da verilmiştir

Çizelge 5.4 Postsismik dönem GNSS ölçü tarihleri ve ölçülen nokta sayıları

Kampanya No	Kampanya Zamanı	Ölçülen Nokta Sayısı	Destekleyen Proje No
0	2020- Kosismik	26	TUBİTAK 5200101
1	2021-1	14	
2	2021-2	18	
3	2022-1	26	TUBİTAK 121Y259
4	2022-2	26	TUBİTAK 121Y259
5	2023-1	26	TUBİTAK 121Y259
6	2023-2	26	TUBİTAK 121Y259
7	2025-1	26	

Çizelge 5.5 Postsismik ağı ait noktalar ve GNSS ölçüleri

Nokta Adı	ÖLÇÜ BİLGİLERİ								
	Presismik	0 Kosismik	1 2021_1	2 2021_2	3 2022_1	4 2022_2	5 2023_1	6 2023_2	7 2025_1
AHMB	+	+	+	+	+	+	+	+	+
ASKE		+			+	+	+	+	+
CES1	+			+	+	+	+	+	+
CKOY	+	+			+	+	+	+	+
CTAL		+		+	+	+	+	+	+
DMRC	+	+	+	+	+	+	+	+	+
GBHC	+	+	+	+	+	+	+	+	+
GEMR		+	+		+	+	+	+	+
GORA	+	+			+	+	+	+	+
HZUR		+		+	+	+	+	+	+
IZMI	+	+	+	+	+	+	+	+	+
KADI	+	+	+		+	+	+	+	+
KBR1	+	+	+	+	+	+	+	+	+
KBR3	+	+	+	+	+	+	+	+	+
KBR4	+	+	+	+	+	+	+	+	+
KBR5	+	+	+	+	+	+	+	+	+
MNTS		+	+	+	+	+	+	+	+
ORHL		+		+	+	+	+	+	+
OZDE		+			+	+	+	+	+
SASA	+	+	+	+	+	+	+	+	+
SFRH	+	+		+	+	+	+	+	+
SIGA	+	+	+	+	+	+	+	+	+
TRA2		+			+	+	+	+	+
TURG	+	+		+	+	+	+	+	+
UZUN	+	+	+		+	+	+	+	+
ZEYT	+	+		+	+	+	+	+	+

Çizelge 5.6 Postsismik ağı ait noktalar ve GNSS ölçüleri

GNSS Ölçü Stratejileri	
Ölçü türü	Statik
Veri toplama aralığı	15 sn
Uydu yükseklik açısı	10°
Ölçü süresi günlük	8 saattir.
Oturum sayısı	2 gün tekrarlı
Kullanılan GNSS alıcıları	Ashtech Z-Xtreme, Topcon Gr 5, Thales Z max

5.4 Pre ve Postsismik Ağı ait GNSS Verilerinin Değerlendirilmesi

GNSS alıcılardan elde edilen anlık veriler, bu tezin dördüncü bölümünde ayrıntılı olarak açıklandığı üzere çeşitli hata bileşenleri içermekte olup doğrudan hassas konumlandırma için uygun değildir. Yüksek doğrulukta konum belirlemenin sağlanabilmesi için, bu verilerin söz konusu hata kaynaklarından arındırılması ve gerekli düzeltmelerin uygulanması zorunludur. Özellikle tektonik hareketlerin izlenmesi, zemin deformasyonlarının analizi ve deprem sonrası yer değiştirmelerin belirlenmesi gibi yüksek hassasiyet gerektiren mühendislik uygulamalarında, hata düzeltme işlemleri hayati bir öneme sahiptir.

Günümüzde, GNSS verilerinde yer alan hata bileşenleri için düzeltme değerlerini hesaplayan çok sayıda ticari ve açık kaynak kodlu yazılım bulunmaktadır. Daha önceki bölümlerde ayrıntılı olarak açıklandığı üzere, ticari yazılımlar veri değerlendirme sürecini büyük ölçüde otonom şekilde gerçekleştirmektedir. Bu tür yazılımlar, genel mühendislik uygulamaları ve standart kullanıcı gereksinimleri için yüksek verimlilik ve yeterli doğruluk sağlamaktadır. Bununla birlikte, bilimsel araştırmalar açısından ticari yazılımlar çoğu zaman yetersiz kalmaktadır. Bunun temel nedeni, bu yazılımların araştırmacıların ayrıntılı analiz yapmalarına olanak sağlayacak düzeyde hesaplama modellerini, hata analizlerini ve istatistiksel çıktı raporlarını sunmamasıdır. Bu nedenle bilimsel çalışmalarda araştırmacılar genellikle üniversiteler veya araştırma kurumları tarafından geliştirilen açık kaynak kodlu ya da kapalı çekirdek kod yapısına sahip özel yazılımlara

yönelmektedir. Bu yazılımlar daha esnek parametre tanımlama imkânı, detaylı model seçimi ve gelişmiş istatistiksel analiz özellikleri sayesinde akademik ihtiyaçlara daha uygun çözümler sunmaktadır (Ejigu ve Nordman 2025, Lee ve Yun 2025).

Bu tez çalışmasında, Massachusetts Institute of Technology (MIT) tarafından geliştirilen GAMIT/GLOBK açık kaynak kodlu yazılımı, GNSS verilerinin değerlendirilmesi amacıyla kullanılmıştır. GAMIT/GLOBK yazılımının tercih edilmesinin temel nedeni, GNSS analizlerinde uydu yörünge hataları, atmosferik gecikmeler (iyonosfer ve troposfer), saat hataları, yer kabuğu yükleme etkileri ve ölçü gürültüsü gibi başlıca hata kaynaklarını ayrıntılı biçimde modelleyebilme olanağı sunmasıdır. Bu yetenek, özellikle tektonik deformasyon ve hız analizlerinde yüksek doğruluklu ve güvenilir sonuçların elde edilmesine olanak sağlamaktadır. Ayrıca yazılım, GNSS tabanlı tektonik çalışmalar yürüten araştırmacılar tarafından yaygın biçimde kullanılmış ve literatürde güvenilirliği kabul edilmiş bir analiz aracı hâline gelmiştir (Tiryakioğlu 2012, Dönmez 2018, Eyübagil 2020, Gezgin 2020, Solak 2020, Çakanşimşek 2023).

GAMIT/GLOBK yazılımı, Windows tabanlı çalışan, kullanıcı dostu bir grafiksel arayüze sahip değildir. Program, Linux işletim sistemi üzerinde terminal komutları aracılığıyla çalıştırılmakta olup, bu durum gerekli çalışma dosyalarının operatör tarafından önceden hazırlanmasını ve uygun klasör yapısına yerleştirilmesini zorunlu kılar. Özellikle, dosya formatlarının dikkatle incelenerek hatasız şekilde düzenlenmesi, gerçekleştirilecek hesaplamaların doğruluğu ve hassasiyeti üzerinde doğrudan etkilidir. Bu tez kapsamında, GAMIT/GLOBK yazılımında kullanılan verilerin işlenebilmesi amacıyla gerekli dosyaların nasıl düzenlendiği ve yapılandırıldığı ayrıntılı olarak açıklanmıştır.

Station.info dosyası, GAMIT/GLOBK yazılımında operatör tarafından hazırlanması gereken temel dosyalardan biridir. Dosyanın adından da anlaşılacağı üzere bu dosya GNSS alıcısının kurulduğu istasyonlara ait bilgileri içerir. Eğer analizlerde uluslararası sabit ağlardan (örneğin IGS istasyonları) veri indiriliyorsa bu istasyonlara ait bilgiler de aynı dosyaya eklenir. Station.info dosyasında her bir istasyon için anten türü, radome modeli, alıcı tipi, anten yüksekliği ve ilgili tarih aralıkları gibi veriler tanımlanır. Ayrıca, zaman içinde ekipman değişiklikleri (anten veya alıcı değişimi gibi) olduğunda bunlar da

ayrı satırlar halinde kaydedilir. Dolayısıyla station.info dosyası hem yerel istasyonlar hem de analize dâhil edilen IGS istasyonlarına ait ekipman bilgilerini içeren kritik bir tanım dosyasıdır. Dosyanın türü düz metin şeklindedir. Dosya formatı şu şekildedir:

“STAX yyyy mm dd hh mm ss yyyy mm dd hh mm ss ANTEN_TYPE ANT_HT DOMES_NUMBER”

Dosya formatındaki simgelerin ne anlama geldikleri Çizelge 5.5 de anlatılmıştır.

Çizelge 5.7 Station.info dosya formatının parametreleri

Alan	Açıklama
STAX	4 karakterli istasyon adı
yyyy mm dd hh mm ss	Veri geçerlilik aralığı başlangıcı tarih ve zamanı
yyyy mm dd hh mm ss	Veri geçerlilik aralığı bitiş tarih ve zamanı
ANTEN_TYPE	GNSS alıcısının anten tipi
ANT_HT	Anten yüksekliği (metre cinsinden)
DOMES_NUMBER	Uluslararası Dünya Rotasyon Servisi (IERS) tarafından verilen 9 karakterli numara

Ağın değerlemesinde kullanılan station.info dosyası Çizelge 5.5’deki parametrelerle doldurularak tanzim edilmiştir.

Station.info dosyası düzenlendikten sonra sites.defaults dosyasının düzenlemesine geçilmiştir. Bu dosyada stabilizasyon ve tekrarlılık için kullanılacak noktaların isimleri girilir. GAMIT/GLOBK programında koordinat çözümleri göreceli olarak hesaplanır. Çözümde kullanılan noktalar lokal ise yani dünya geneline dağılmış bir halde değilse, sabitlenmemiş ise ve ortak bir referans çerçevesinde bağlanmamışlarsa ölçü ağı uzayda bulunduğu konumdan kayabilir, dönebilir. Bu ihtimalleri ortadan kaldırmak için ölçü ağı dünya genelinde dağılmış ve sabit olan IGS istasyonlarıyla bağlanarak hem sabitlenmeli hem de genişletilmelidir. Kullanılmak istenen IGS noktaları sites.defaults dosyasına girildi. Çizelge 5.6 da ağa ait ölçülerin dengelemesinde kullanılan sites.defaults dosyasındaki IGS noktalarının isimleri verilmiştir. Bu noktalara ait veriler değerlendirme işlemi sırasında IGS in sunucularından gerekli veriler indirilerek elde edilmiştir.

Çizelge 5.8 GNSS ölçülerinin değerlemesinde kullanılan İGS istasyonları

Nokta Adı	Enlem	Boylam	DOMES Numarası	Anten Tipi	Nokta Adı	Enlem	Boylam	DOMES Numarası
ANKR	39.890	32.760	12345M001	TRM59800	MATE	40.650	16.700	12359M001
NICO	35.140	33.400	12346M001	TRM59800	GLSV	50.360	30.500	12360M001
BAHR	26.210	50.610	12347M001	TRM59800	SOFI	42.560	23.390	12361M001
NOT1	36.880	14.990	12348M001	TRM59800	GRAS	43.750	69.200	12362M001
BAKU	40.370	49.810	12349M001	TRM59800	TEHN	35.7000	51.330	12363M001
NSSP	40.230	44.500	12350M001	TRM59800	GRAZ	47.070	15490	12364M001
BOR1	52.280	17.070	12351M001	TRM59800	TELA	32.070	34.780	12365M001
ONSA	57.400	11.930	12352M001	TRM59800	ISTA	41.100	29.020	12366M001
BUCU	44.460	26130	12353M001	TRM59800	TUBI	40.790	29.450	12367M001
POLV	49.600	34.540	12354M001	TRM59800	KOSG	52.180	58.100	12368M001
CRAO	44.410	33.990	12355M001	TRM59800	VILL	40.440	39.50	12369M001
POTS	52.380	13.070	12356M001	TRM59800	KUWT	29.330	47.970	12370M001
DRAG	31.590	35.390	12357M001	TRM59800	ZECK	43.790	41.570	12371M001
RAMO	30.600	34760	12358M001	TRM59800	LAUG	34.120	35.670	12372M001

GAMIT yazılımında kullanılan process.defaults dosyası, sh_gamit komutu çalıştırıldığında GNSS nokta koordinatlarının çözümünde kullanılan temel işlem, modelleme ve kısıt parametrelerini tanımlar. Bu çalışmada dosya standart işlem ayarlarıyla uygulanmıştır. Böylece her ölçü günü için günlük GNSS nokta koordinat çözümleri elde edilmiştir. Elde edilen günlük çözümler, istasyon konumlarının zamana bağlı değişimlerini incelemek amacıyla zaman serisi analizine tabi tutulmuştur. Zaman serilerinden her bir istasyon için kuzey ve doğu yönlerindeki yatay koordinat bileşenlerine ait doğrusal hızlar hesaplanmıştır. Hesaplanan bu hız bileşenleri, uygun istatistiksel yöntemler kullanılarak birleştirilmiştir ve istasyonlara ait yatay vektörel hız alanı oluşturulmuştur.

6. BULGULAR

30 Ekim 2020 Sisam Depremi sonrası postsismik GNSS ağına sekiz kampanya ölçüsü gerçekleştirilmiş; ilk ölçü Kasım 2020’de yapılarak kosismik deformasyonlar Aktuğ vd. (2021)’de yayımlanmıştır. Ölçüler 2023 sonuna kadar altı aylık periyotlarla sürdürülmüş, postsismik deformasyonun tamamlanma durumu netleşmediğinden son kampanya Nisan 2025’te gerçekleştirilmiştir. 2020–2025 dönemi verileri, Bölüm 5’te açıklanan değerlendirme stratejileri doğrultusunda GAMIT/GLOBK yazılımı ile analiz edilmiş ve stabilizasyon, ortak IGS istasyonlarının koordinatları arasında yapılan uyuşum testi ile kontrol edilmiştir. Her kampanya değerlendirmesinde ortak olarak kullanılan IGS istasyonlarının 2010.0 epogu ITRF14 koordinatları ve hızları Çizelge 6.1’de verilmiştir.

Çizelge 6.1 Hız kombinasyonları arasındaki farkların anlamlılık testi

Nokta Adı	X	Y	Z	V _x	V _y	V _z	Referans
							Epok
ZECK	3451174.59251	3060335.50734	4391955.69460	-0.02232	0.01426	0.00899	2010.00
DRAG	4432980.55068	3149432.15788	3322110.55240	-0.01995	0.01402	0.01891	2010.00
TELA	4443535.28318	3086140.95917	3366854.32752	-0.02063	0.01318	0.01757	2010.00
RAMO	4514721.74784	3133507.90891	3228024.79463	-0.02099	0.01401	0.01729	2010.00
POLV	3411557.24002	2348464.04216	4834396.91838	-0.02052	0.01316	0.00791	2010.00
NICO	4359415.61940	2874117.11772	3650777.88710	-0.01811	0.01145	0.01251	2010.00
GLSV	3512888.85349	2068979.94754	4888903.25044	-0.01945	0.01463	0.00757	2010.00
BUCU	4093760.77369	2007793.89090	4445130.02011	-0.01708	0.01733	0.00984	2010.00
SOFI	4319371.99910	1868687.87087	4292063.97919	-0.01719	0.01859	0.00869	2010.00
BORI	3738358.37283	1148173.78706	5021815.81167	-0.01735	0.01570	0.00869	2010.00
MATE	4641949.46190	1393045.52052	4133287.53347	-0.01866	0.01892	0.01482	2010.00
GRAZ	4194423.73069	1162702.78211	4647245.46414	-0.01708	0.01792	0.01055	2010.00
NOT1	4934546.13804	1321265.09850	3806456.19141	-0.01800	0.01723	0.01529	2010.00
POTS	3800689.55792	882077.46640	5028791.37197	-0.01627	0.01588	0.00914	2010.00
ONSA	3370658.46875	711877.20962	5349787.00134	-0.01425	0.01458	0.01035	2010.00
GRAS	4581690.83062	556114.93007	4389360.85113	-0.01377	0.01887	0.01142	2010.00
VILL	4849833.64446	-335048.92781	4116014.99581	-0.01008	0.01911	0.01167	2010.00

IGS istasyonlarına ilişkin GNSS verileri; 0. ve 7. kampanyaların gerçekleştirildiği 2020 yılı ve 2025 yılı ölçü epoklarında serbest dengelenmiş ve ITRF14 koordinatları hesaplanmıştır. Çizelge 5.6’da verilen IGS istasyonlarının koordinat ve hızları kampanya

ölçü epoklarına kaydırılmıştır. IGS istasyonlarının bilinen ve ölçü epoklarında hesaplanan koordinatları arasındaki farklar alınmıştır.

IGS istasyonlarının koordinat farkları tüm kampanyalarda ve tüm bileşenler için ± 2.5 cm'nin altında çıkmıştır. IGS istasyonlarının hesaplanan koordinatları ile bilinen koordinatları arasında (6.1) eşitliğinde verilen 3 boyutlu benzerlik dönüşümü yapıp, noktaların uyumlu olup olmadıkları belirlenmiştir.

İki sistem arasındaki 3 boyutlu modeli olarak 7 parametrelili dönüşüm olarak bilinen Bursa-Wolf modeli kullanılmıştır (Bursa 1962; Wolf 1963, Featherstone 1996);

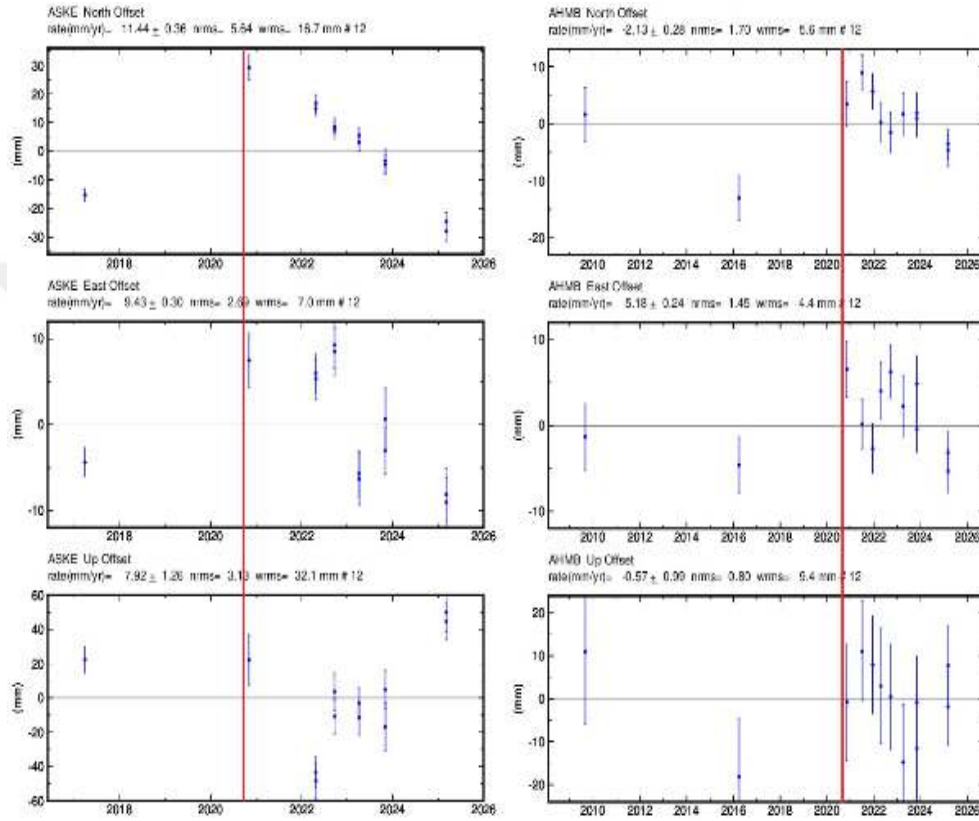
$$\begin{bmatrix} X_0 \\ Y_0 \\ Z_0 \end{bmatrix} + (1 + \Delta)R \begin{bmatrix} U \\ V \\ W \end{bmatrix} - \begin{bmatrix} X \\ Y \\ Z \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 \\ 0 \\ 0 \end{bmatrix} \quad (6.1)$$

ile verilir. Burada; X_0, Y_0, Z_0 öteleme parametreleri, ϵ, ψ, ω dönüklük parametreleri ve $(1+\Delta)$ ölçek faktörünü göstermektedir. (6.2) eşitliğinde verilen R ise iki sistemin yöneltmesini çakıştırmak için üç dönüklük parametresini içeren dönme matrisidir (Singh 2002, Bursa 1962; Wolf 1963).

$$R = \begin{bmatrix} \cos \psi \cos \omega & \cos \epsilon \sin \omega + \sin \epsilon \sin \psi \cos \omega & \sin \epsilon \sin \omega - \cos \epsilon \sin \psi \cos \omega \\ -\cos \psi \sin \omega & \cos \epsilon \cos \omega - \sin \epsilon \sin \psi \sin \omega & \sin \epsilon \cos \omega + \cos \epsilon \sin \psi \sin \omega \\ \sin \psi & -\sin \epsilon \cos \psi & \cos \epsilon \cos \psi \end{bmatrix} \quad (6.2)$$

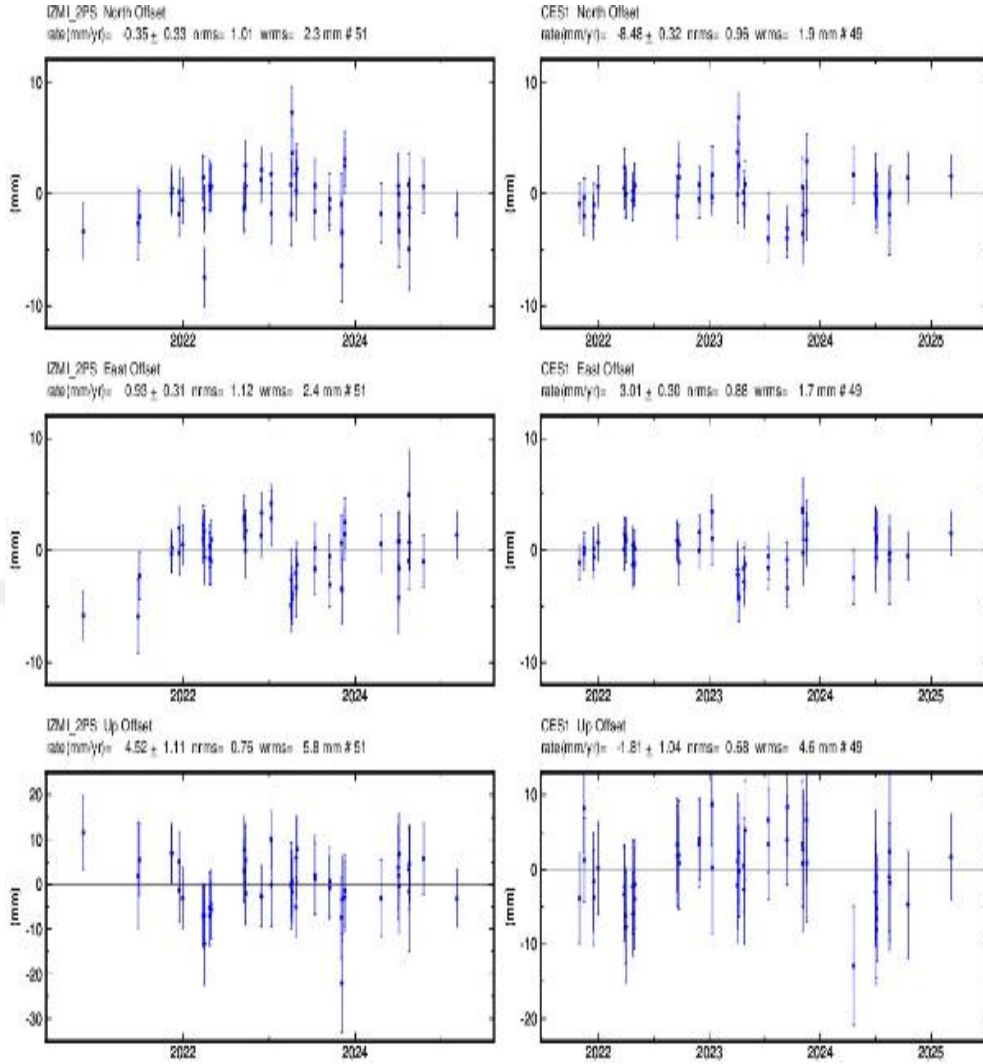
Proje kapsamında gerçekleştirilen tüm GNSS ölçü kampanyalarından elde edilen koordinatlar ile verilen koordinatlar arasında uygulanan Bursa-Wolf modeli sonucu elde edilen nokta t testi sonuçları anlamlılık düzeyi $\alpha = 0.05$ tüm noktalar uyumlu olarak bulunmuştur. Buda bütün kampanyalar arasında stabilizasyonun tutarlı olduğunu ve kampanyaların aynı stratejiyle benzer kaliteyle işlendiğini göstermektedir.

Yapılan bu değerlendirme sonucunda her bir noktanın ölçü epoğundaki koordinatları ve bunlara ait standart sapma değerleri belirlenmiştir. Daha sonra uzun dönem (yıllık) zaman serileri oluşturulmuş, bu serilerden her bir noktanın postsismik dönemdeki hız bileşenleri ve bunların standart sapma değerleri hesaplanmıştır. Elde edilen presismik ve postsismik zaman serileri örnekleri Şekil 6.1 ve 6.2’de sunulmuştur.



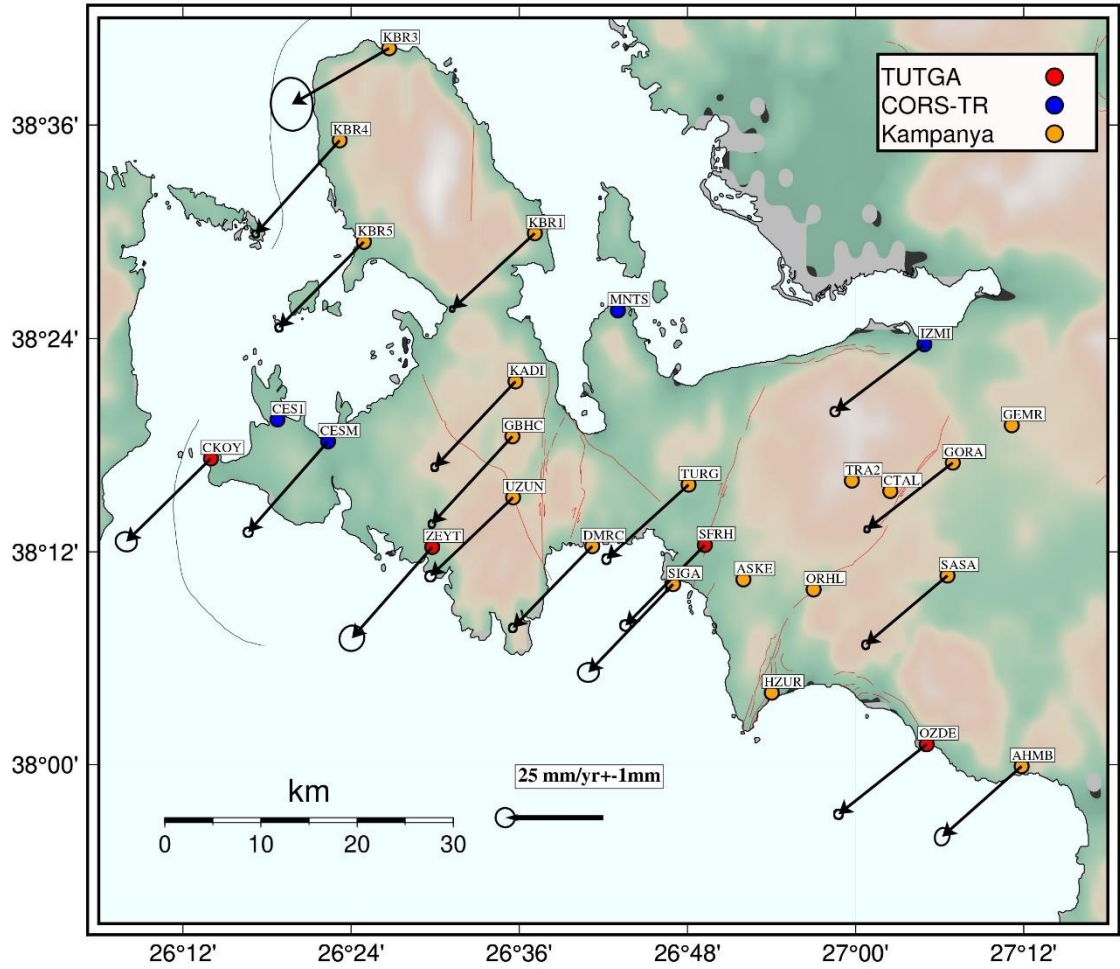
Şekil 6.1 Postsismik deformasyon alanında kalan ASKE (kayada bronz) ve AHMB (pilye) ve noktalarına ait uzun dönem zaman serileri (kırmızı çizgiler 30 Ekim Sisam depremini temsil etmektedir).

GNSS ölçüleri, GAMIT/GLOBK yazılımı kullanılarak değerlendirilmiş ve her bir nokta için presismik ve postsismik dönemlere ait Avrasya sabit (ITRF2014) hızları hesaplanmıştır. Ancak HZUR, ASKE, ORHL, TRA2 ve CTAL noktaları için presismik dönemde yalnızca tek kampanya ölçüsü bulunması nedeniyle bu noktaların presismik hızları hesaplanamamıştır. Bu nedenle söz konusu noktalar, yalnızca postsismik dönemdeki konum değişimlerinin zamana bağlı olarak izlenmesi amacıyla kullanılmıştır. Deprem öncesi döneme ait GNSS kampanya ölçülerinden elde edilen bölgesel presismik hız alanı, Şekil 6.3’te sunulmaktadır.



Şekil 6.2 TUSAGA-Aktif ağında yer alan IZMI ve CES1 noktalarına ait deprem sonrası uzun dönem zaman serileri

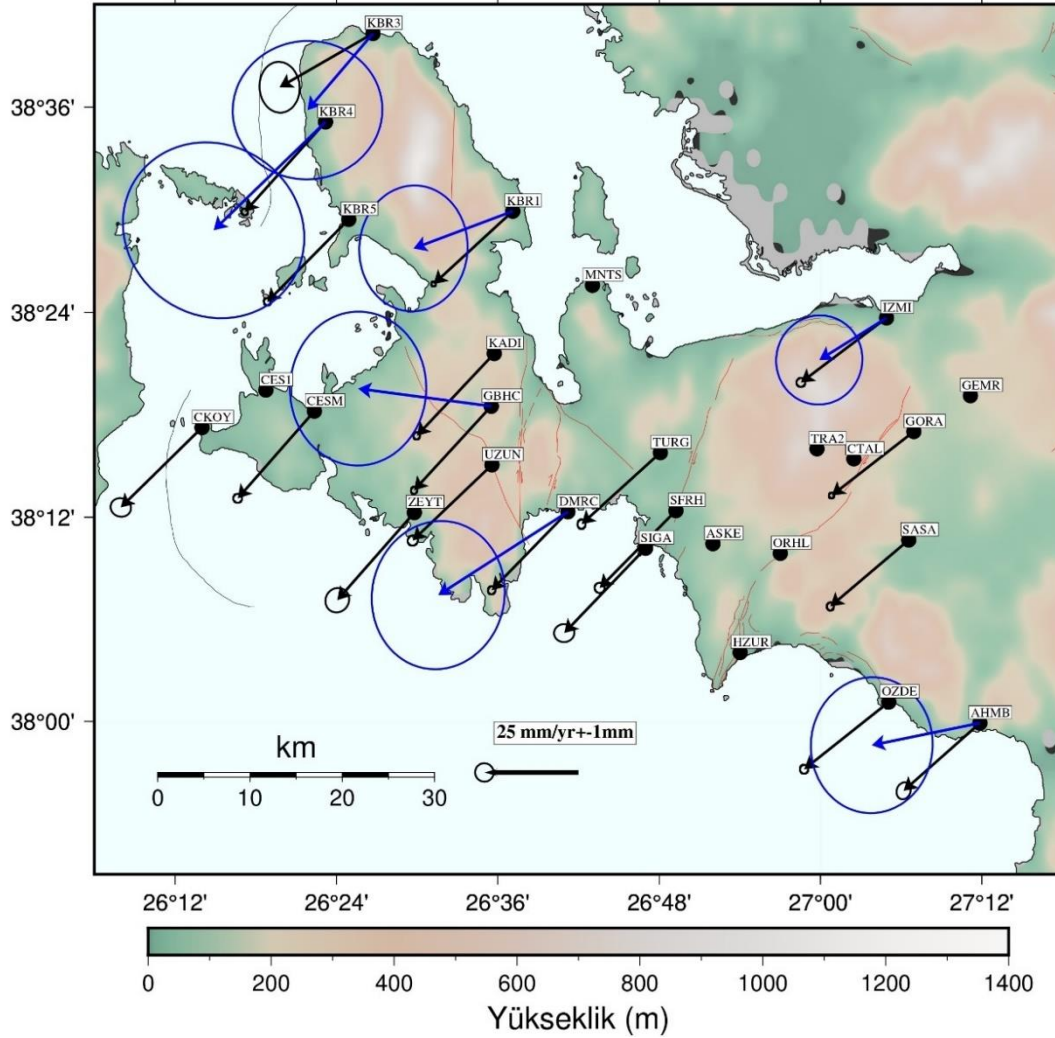
Postsismik dönem, yer kabuğunun sismik aktivite nedeniyle uğradığı hasarın fiziksel anlamda yeniden düzenlendiği dönemdir. Büyük depremler sonrasında postsismik dönem için GNSS zaman serilerinin analizinde doğrusal ya da üstel fonksiyonlar şeklinde hareketler görülmektedir. Genellikle başlangıçta hızlı bir postsismik deformasyon hareketi zamanla giderek azalan bir sönüm davranışı gösterir (Satirapod vd. 2008, Marone vd. 1991). Deprem sonrasında Çizelge 5.4 de verilen sekiz kampanya GNSS ölçüsü kullanılarak postsismik deformasyonun zamansal değişimini izlemek amacıyla hız kombinasyonları üretilmiştir. Depremden hemen sonra gerçekleştirilen ilk ölçü 0. kampanya (kosismik ölçü) olarak referans alınmış, sonraki kampanyalar yaklaşık 6 aylık aralıklarla tekrarlanmıştır.



Şekil 6.3 GNSS ağındaki noktaların presismik dönem hızları (Siyah ok)

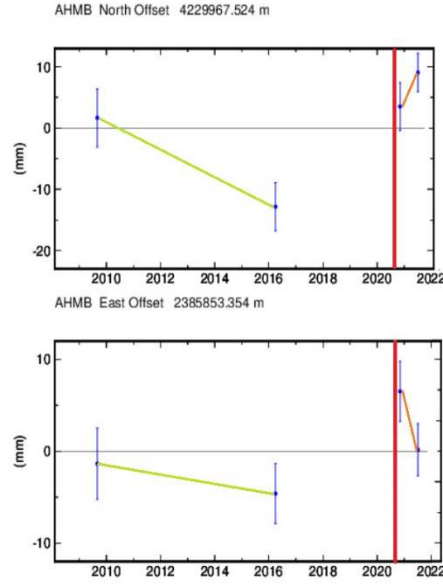
Postsismik hızların hesaplanmasında, zaman içinde artan kampanya kombinasyonları kullanılmıştır. Buna göre önce 0–1, ardından 0–1–2, sonrasında 0–1–2–3 ve bu şekilde devam ederek tüm kampanyaların dahil edildiği 0–1–2–3–4–5–6–7 kombinasyonları değerlendirilmiştir. Bu kademeli yaklaşım, erken dönemdeki hızlı postsismik relaksasyonun etkisini azaltmak ve zaman ilerledikçe daha stabil hız tahminleri elde etmek amacıyla uygulanmıştır. Ayrıca, postsismik sürecin ilerleyişi presismik hızlarla karşılaştırılarak izlenmiştir. Postsismik olarak hesaplanan hızların zaman içinde presismik hızlara yaklaşması, viskoelastik rahatlama ve artık deformasyonun büyük ölçüde azaldığını; dolayısıyla postsismik etkinin sona erdiğini göstermektedir. Bu yaklaşım, deprem sonrası deformasyonun ne zaman dengeye ulaştığını belirlemede önemli bir kriter olarak kullanılmıştır. 1 ve 2 nolu kampanyalar AKUBAP 19.FEN.BİL.02 numaralı proje kapsamında ölçülmüştür. Proje bütçesindeki kısıtlar

nedeniyle tüm noktalar ölçü planına dahil edilememiştir. Çizelge 5.4'te ve yukarıda belirtildiği gibi 0-1 kampanyalarında sadece 14 ortak nokta bulunmaktadır ve elde edilen Avrasya sabit hız alanı Şekil 6.4 de verilmiştir.



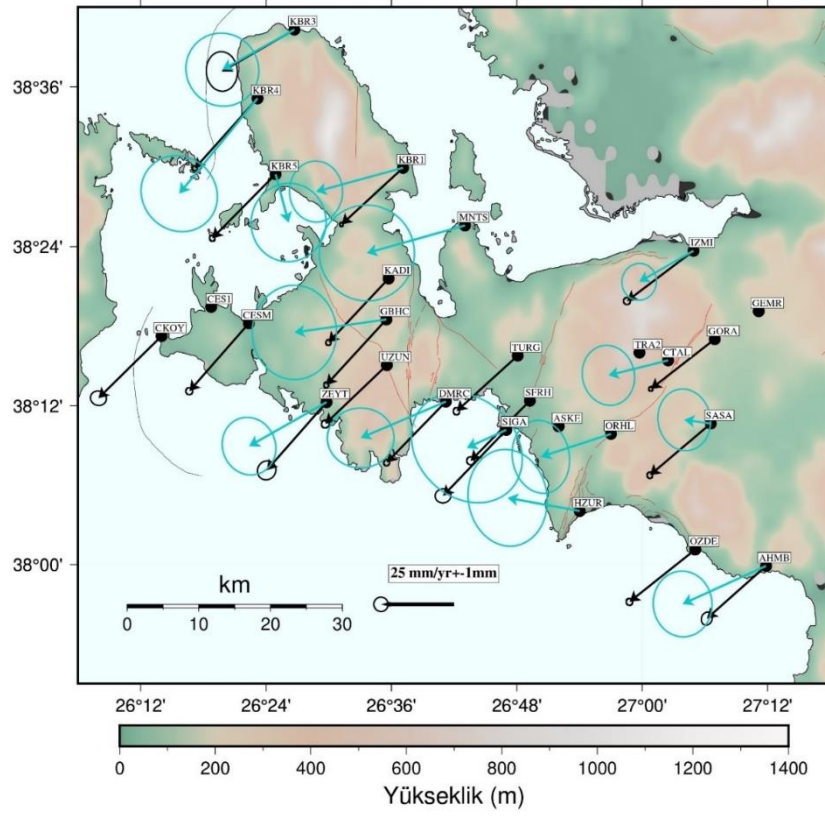
Şekil 6.4 GNSS ağındaki 0-1 kampanya arasında noktaların Avrasya plakası sabit hızları (Siyah Oklar: Presismik / Mavi Oklar: Postsismik 0-1)

Kampanyalar arasında 6 aylık süre olması nedeniyle hızların hata elipsleri (5-10 mm) çok büyüktür. Bununla birlikte bazı noktaların hızları istatistiksel olarak. Bölgenin deprem sonrası ilk iki kampanya GNSS ölçüsü olması nedeniyle bu hareketlerin bölgede erken dönem postsismik hareketler (erken postsismik deformasyon) olduğu söylenebilir. Erken dönem postsismik hareketler deprem sonrası hemen sonraki günlerde–haftalarda yüksek kayma hızları gösterir ve GNSS zaman serilerinde kuvvetli bir eğim değişimi olarak kendini belli eder. AHMB istasyonunun presismik ve erken dönem postsismik hareketin eğim değişimi Şekil 6.5 de verilmiştir.

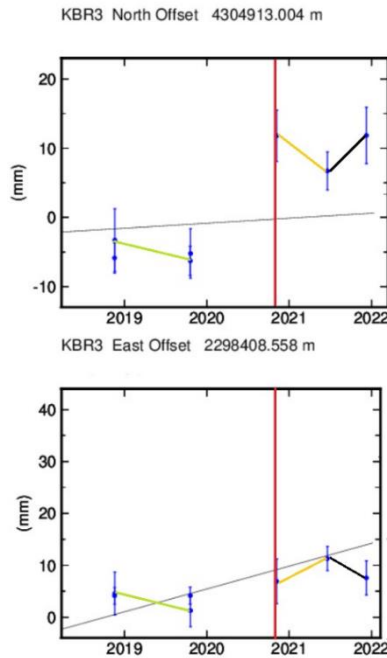


Şekil 6.5 AHMB istasyonu presismik ve erken dönem postsismik (0-1. kampanya) hareketleri (kırmızı çizgi 30 Ekim Sisam depremini, Yeşil eğim çizgisi presismik, Turuncu eğim çizgisi postsismik hareketleri göstermektedir.)

0-1-2 kampanyalarında presismik dönemden 18 ortak nokta bulunmakta olup elde edilen Avrasya sabit hız alanı Şekil 6.6'da verilmiştir. Bunların 12 tanesinin hareketi istatistiksel olarak anlamlıdır. Bununla birlikte postsismik dönemde takip edilen ORHL, CTAL, HZUR noktalarının ilk yer değiştirmeleri de hesaplanmıştır. CESM TUSAGA aktif istasyonu CES1 olarak yer değişikliğine (3 km yer değiştirmiştir) uğramıştır. Bu konumun tektonik karakter olarak CESM ile aynı bölgede olması nedeniyle bundan sonraki dönemlerde CESM istasyonunun presismik dönem hızı ile CES1 istasyonun postsismik hızları karşılaştırılacaktır. Kampanyalar arasında 12 aylık süre olması nedeniyle hızların hata elipsleri 3-7 mm arasında değişmektedir. Tüm noktaların postsismik hız vektörleri, presismik hız vektörlerinin kuzeyinde yer almaktadır. Bunun nedeni olarak meydana gelen depremin normal faylanma yapısında olmasından dolayı kosismik hareketinin bu bölgelerde kuzey yönlü olmasıdır (Aktuğ vd. 2021). Bununla birlikte deprem merkez üssüne en uzak noktalardan olan KBR3 ve KBR4 noktaları yönsel olarak presismik dönemle uyum görünmektedir. 30 Ekim Sisam depremi sonrası Aktuğ vd. 2021 hesaplanan kosismik deformasyonlar bu iki noktada en küçük değerler şeklindedir (Şekil 5.4). KBR3 noktasının bu döneme ait zaman serisi incelendiğinde doğu yönündeki postsismik hareketin 1-2 kampanyalarında presismik dönem eğilimine geçtiği görülmektedir (Şekil 6.7).

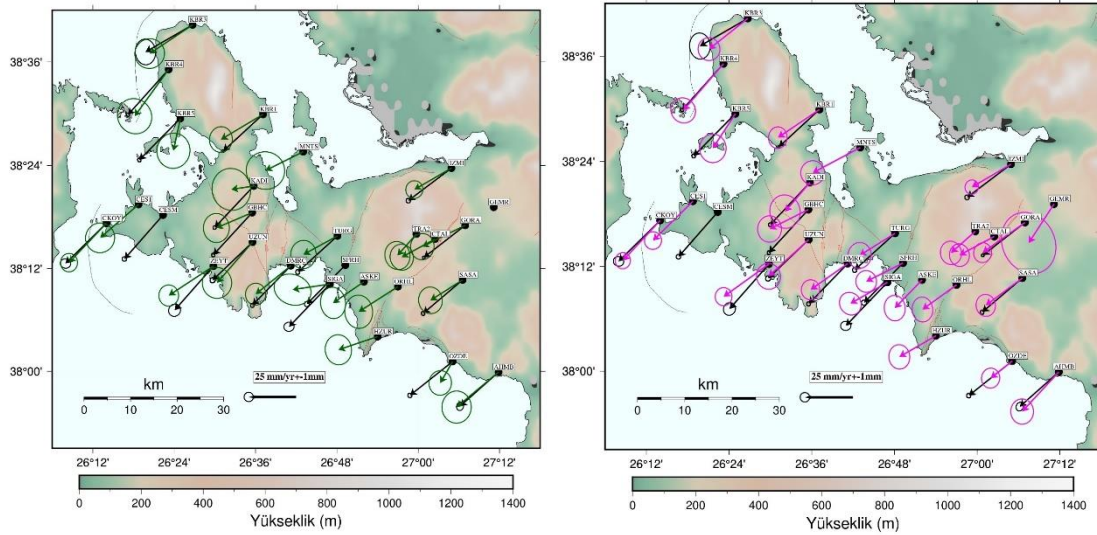


Şekil 6.6 GNSS ağındaki noktaların 0-1-2 kampanya ölçülerinden edilen Avrasya plakası sabit hızları (Siyah Oklar: Presismik, Açık Mavi Oklar: Postsismik)



Şekil 6.7 KBR3 istasyonu presismik ve erken dönem postsismik (0-1-2. kampanya) hareketleri (kırmızı çizgi 30 Ekim Sisam depremini, yeşil eğim çizgisi presismik, turuncu ve siyah eğim çizgisi postsismik hareketleri göstermektedir.)

3 ve 4 nolu kampanyada 121Y259 nolu TUBİTAK projesi desteği alındığı için kosismik (0. Kampanya) dönemdeki tüm noktalarda ölçü yapılmış (26 nokta) ve Avrasya sabit hız alanı elde edilmiştir (Şekil 6.8). 3. kampanyada GEMR ve SFHR noktalarında bölgede bulunan sinyal kesiciler nedeniyle veri toplanamamıştır (Şekil 6.8). 0-3. kampanyalar arasında yaklaşık 18, 0-4. kampanyalar arasında 24 aylık süre bulunmaktadır.



Şekil 6.8 GNSS ağındaki noktaların a) 0-1-2-3 kampanya ölçülerinden edilen Avrasya plakası sabit hızları (Siyah Oklar: Presismik, Yeşil Oklar: Postsismik) b) 0-1-2-3-4 kampanya ölçülerinden edilen Avrasya plakası sabit hızları (Siyah Oklar: Presismik, Pembe Oklar: Postsismik)

Hesaplanan hızların hata elipsleri 0-3. kampanyalar için 2-4 mm arasında, 0-4. kampanyalar için genel olarak 1.5-2.5 mm arasında değişmektedir. Kosismik deformasyonun görece küçük olduğu alanlarda, deprem sonrasındaki erken postsismik ve daha geç postsismik deformasyon bileşenlerinin daha kısa sürede sönümlenerek sistemin yeniden presismik rejime dönmesi, birçok çalışmada ifade edilmiştir (Savage 1990, Scholz 2002, Hsu vd. 2006, Bürgmann ve Dresen 2008, Wang vd., 2012). AHMB, CKOY, KBR3 ve KBR4 noktalarında kosismik deformasyonların çok küçük olması nedeniyle bu noktaların presismik hızlarına geri döndüğü görülmüştür (Şekil 6.8a). Bu noktaların pre-,postsismik dönemleri arasında D-K yönlü hızları arasındaki farklar 2 mm altındadır. OZDE noktası AHMB ye çok yakın olmasına rağmen pre-postsimik hızları arasında büyük farklılıklar vardır (Şekil 6.8a). Bunun nedeninin OZDE noktasında sadece 2-3 nolu kampanyalarda veri olması ve kampanyalar arasında 6 aylık bir zaman farkı

olması olduğu düşünülmektedir. Şekil 6.8b de OZDE istasyonu yön olarak presismik dönemle uyum içerisinde olsada büyüklük olarak hala 2 kat farklılık vardır. Diğer yandan Şekil 6.8b de KBR3-4 CESM, CKOY, AHMB, GORA, SASA istasyonlarının postsismik ile presismik hızları arasındaki farklar hız doğruluklarının içinde kaldığı görülmektedir. Bu noktalarda Sisam depreminin postsismik döneminin sonlandığı izlenimi oluşmuştur. Ancak deprem merkezüssüne yakın alanlarda hala postsismik dönem devam etmektedir. Şekil 6.6 dan farklı olarak tüm postsismik hızların hata elipslerinin küçüldüğü ve presismik hızların yönlerine doğru güney yönlü bir hareket olduğu görülmektedir. Kosismik deformasyonların etkisinin depreme uzak alanda 2022 yılı sonunda tamamlandığı düşünülmüştür. Bu bilgiyi doğrulamak için bölgede bulunan CESM, IZMI ve MNTS TUSAGA aktif verilerinde 2018-2023 yılları arasındaki GNSS verileri değerlendirilerek uzun dönem zaman serileri oluşturulmuştur. Daha öncede açıklandığı gibi deprem sonrası ortaya çıkan postsismik hareket bileşenleri kalıcı olmayıp zamana bağlı olarak zayıflar. Uzun GNSS zaman serilerinde depremden hemen sonraki dönemde istasyon hızları yüksek ve kararsızdır (erken postsismik). Bu kararsızlık zaman içinde geçici hız değişiminde neden olur bu değişim giderek küçülür. Belirli bir süreden sonra, istasyonun hesaplanan hızı yeniden presismik dönemdeki kararlı hız değerlerinin aynısına veya bu değerlerle istatistiksel olarak ayırt edilemeyecek kadar yakın seviyeye iner. Bu durum, postsismik sönümün tamamlandığı anlamına gelir.

Eğer istasyonun presismik hızı iyi tanımlanmışsa, uzun dönem GNSS ölçümleri postsismik sürecin sonunda hızların yeniden intersismik rejime geri döndüğünü açıkça gösterir. Ancak deprem sırasında meydana gelen kosismik etki (atım) kalıcıdır. Bu nedenle deprem öncesi konum trendinin uzantısı ile deprem sonrası konum trendi genellikle gelecekte kesişmez, çünkü arada kalıcı bir yer değiştirme farkı vardır. Bu iki eğri çoğu zaman benzer eğime sahip, fakat birbirinden kalıcı bir mesafe ile ayrılmış iki paralel çizgi gibi davranır. Yani postsismik süreç bitse bile, konum zaman serisi hiçbir zaman “deprem olmamış gibi” davranmaz; sadece yeniden kararlı bir tektonik hıza döner (Tiryakioğlu vd. 2017). Bu amaçla oluşturulan zaman serilerinde presismik ve postsismik döneme ilişkin analizler gerçekleştirilmiştir. Bir zaman serisinin belli bir yönde göstermiş olduğu eğilime trend adı verilir. Serideki trend bileşeni, serinin zamana

bağlı uzun zamanlı değişimlerini temsil etmektedir. Genellikle polinom şeklinde tanımlanan serideki trend bileşeni (6.3) denkleminde gösterilmiştir (Gülal vd. 2013)

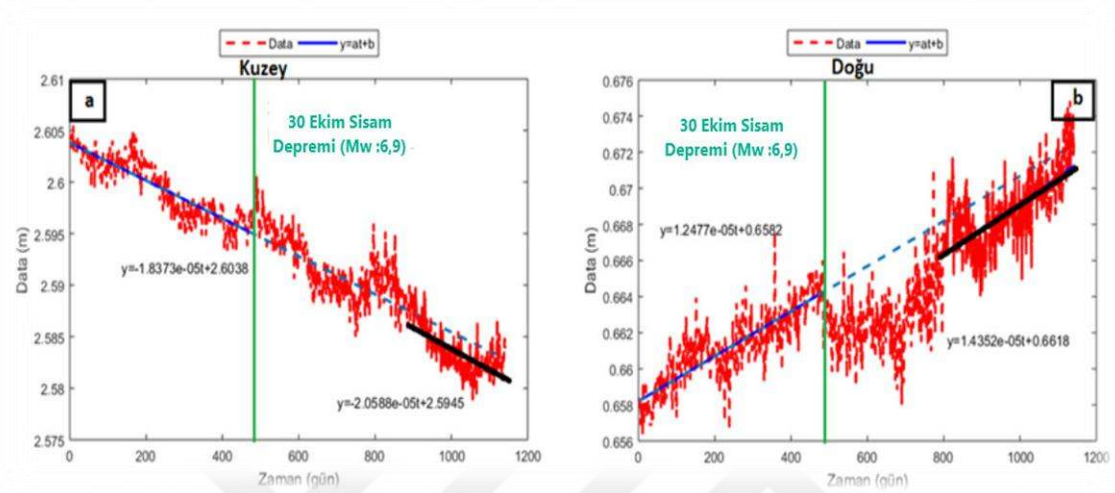
$$T(t_i) = \sum_{k=1}^m c_k t_i^{k-1} \quad (6.3)$$

Burada c_k , ($k=1,2,\dots,m$) fonksiyonunun derecesine bağlı parametrelerdir. GNSS istasyonları için $m=2$ alınarak, GNSS istasyonlarının lineer olarak artan veya azalan yöndeki değişimleri (hızları) tanımlanır.

Bölgede bulunan TUSAGA aktif istasyonlarının deprem öncesi, deprem anı ve postsismik süreci içeren GNSS zaman serileri için deprem öncesi ve sonrası ölçüler için lineer trend fonksiyonu ile hız değerleri belirlenmiştir. İlk olarak, deprem öncesi ölçüler için hız değerleri hesaplanmış ve hesaplanan bu hız değeri lineer fonksiyonu ile ileriye yönelik tüm ölçüler için lineer prediksyon yapılmıştır (deprem anı ve postsismik süreç gerçekleşmediği varsayıldı). Prediksyonun amacı, deprem sonrası hız değerinin deprem öncesi hız değerine olan benzerliğinin görsel olarak belirlenmesidir (deprem anı analizlerde dikkate alınmamıştır)

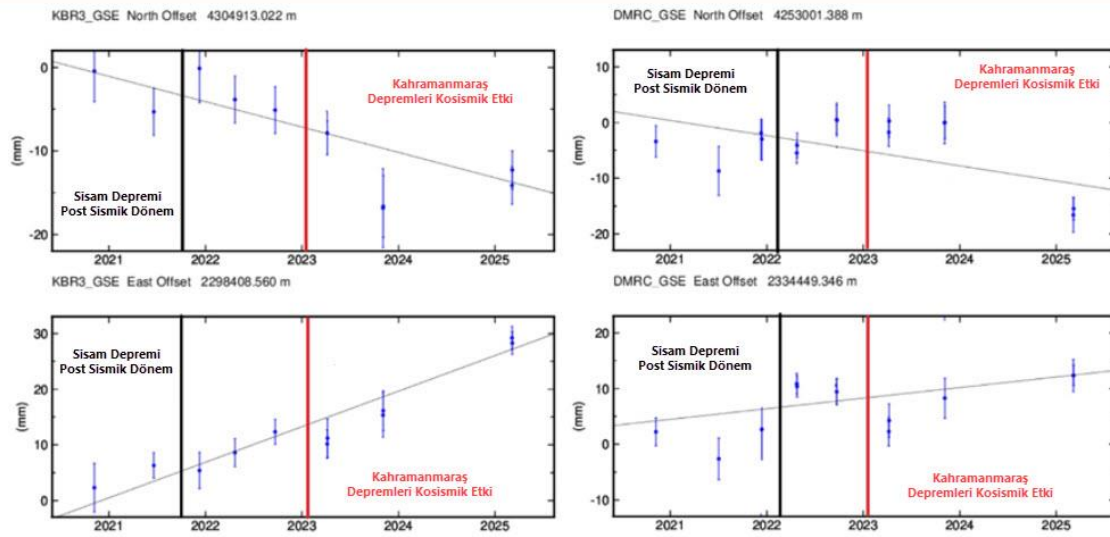
İkinci aşamada, 30 Ekim Sisam Depremi sonrası ölçüler için benzer şekilde lineer fonksiyon ile hız kestirim yapılmış ve deprem öncesi hız ile deprem sonrası hızların farklarının $\alpha=0.05$ yanılma olasılığında t-dağılımı ile anlamlı olup olmadıkları test edilmiştir. Farklar anlamsız olana kadar deprem sonrası ölçüler birer gün ara ile kaydırılmıştır. Sonuç olarak, farkların anlamsız olması deprem sonrası GNSS istasyonunun deprem öncesi hız değerine yaklaştığını, farkların anlamlı olması ise tam tersi durumun söz konusu olduğu ifade edilebilir. Ayrıca, deprem zamanı ile deprem sonrası hız değerinin deprem öncesi hız değeri ile t zamanında uyumlu olması aralığı, GNSS istasyonu için postsismik süreç olarak tanımlanmıştır (Şekil 6.9). Yapılan trend analizleri sonucu postsismik dönemin CESM istasyonun kuzey bileşen için 410 gün, doğu bileşen için 320 gün, MNTS istasyonu için kuzey bileşen için 160 gün, doğu bileşen için 140 gün sonra sona erdiği, IZMI istasyonu için ise sadece kosismik atım olduğu belirlenmiştir. Bu sonuçlar CESM istasyonuna en yakın olan CKOY kampanya tipi nokta sonuçları ile karşılaştırılmıştır. Yukarıda da değinildiği üzere Şekil 6.8 de CKOY

istasyonu 0-1-2-3 (6 aylık periyotlarda 360-540 arası) kampanyalar sonucu postsismik dönemi tamamladığı görülmüş olup CES1 istasyonu ile uyum içerisinde. Aynı şekilde IZMI istasyonu deprem merkez üssüne en uzak istasyon olup bu noktada sadece kosismik atım olduğu Aktuğ vd. 2021 de belirtilmiştir.

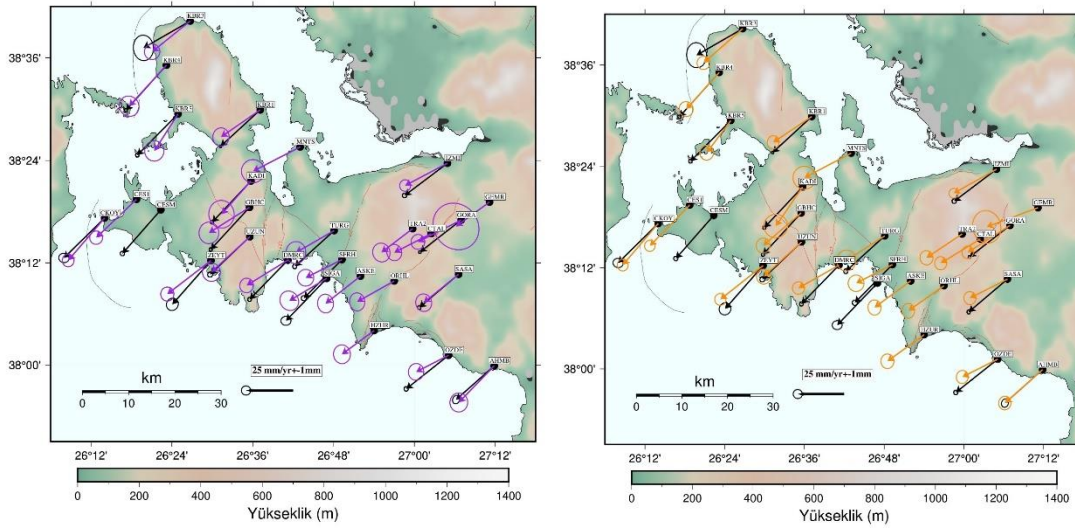


Şekil 6.9 CESM istasyonu zaman serisi trend analizi a) Kuzey b) Doğu bileşenler

5. ve 6. kampanyaları 2023 yılı Nisan ve Kasım aylarında gerçekleştirilmiştir. 6 Şubat 2023 tarihinde Kahramanmaraş Pazarcık ve Elbistan merkezli (Mw:7.7 ve 7.6) iki büyük deprem meydana gelmiştir. Bu depremler özellikle doğu ve iç Anadolu’da büyük kosismik deformasyonlara neden olmuştur. Bununla birlikte tüm Anadolu plakası üzerinde uzak alanlarda bile çeşitli kosismik deformasyonların meydana geldiğini gösterir yayınlar bulunmaktadır (Özkan vd. 2024, Solak vd. 2024, Ergintav vd. 2024). Ergintav vd. 2024 de batı Anadolu’da bulunan IZMI, CES1 TUSAGA-Aktif noktalarında kuzey ve doğu yönlü -2.5 mm’lik kosismik deformasyonların olduğu hesaplanmıştır. Ayrıca bu iki deprem için erken dönem postsismik için CES1 için kuzey bileşenleri için -4 mm, doğu için -5.5 mm, IZMI kuzey bileşeni için -2.5 mm, doğu bileşeni için -1 mm lik hareketler hesaplamışlardır (Ergintav vd. 2024). Bu hareketlerin kampanya noktalarındaki etkisini görmek için 30 Ekim 2020 Sisam depremi sonrası zaman serileri incelenmiştir. Zaman serileri incelendiğinde Kahramanmaraş depremlerinin kampanya tipi noktalarda kosismik ve postsismik olarak toplamda 3-4 mm lik deformasyonlara neden olduğu görülmüştür (Şekil 6.10). Bu deformasyonların Sisam depremi postsismik alanına etkisini görmek için 0-5 ve 0-6 kampanyalar için Avrasya sabit hız alanları hesaplanmıştır (Şekil 6.11).



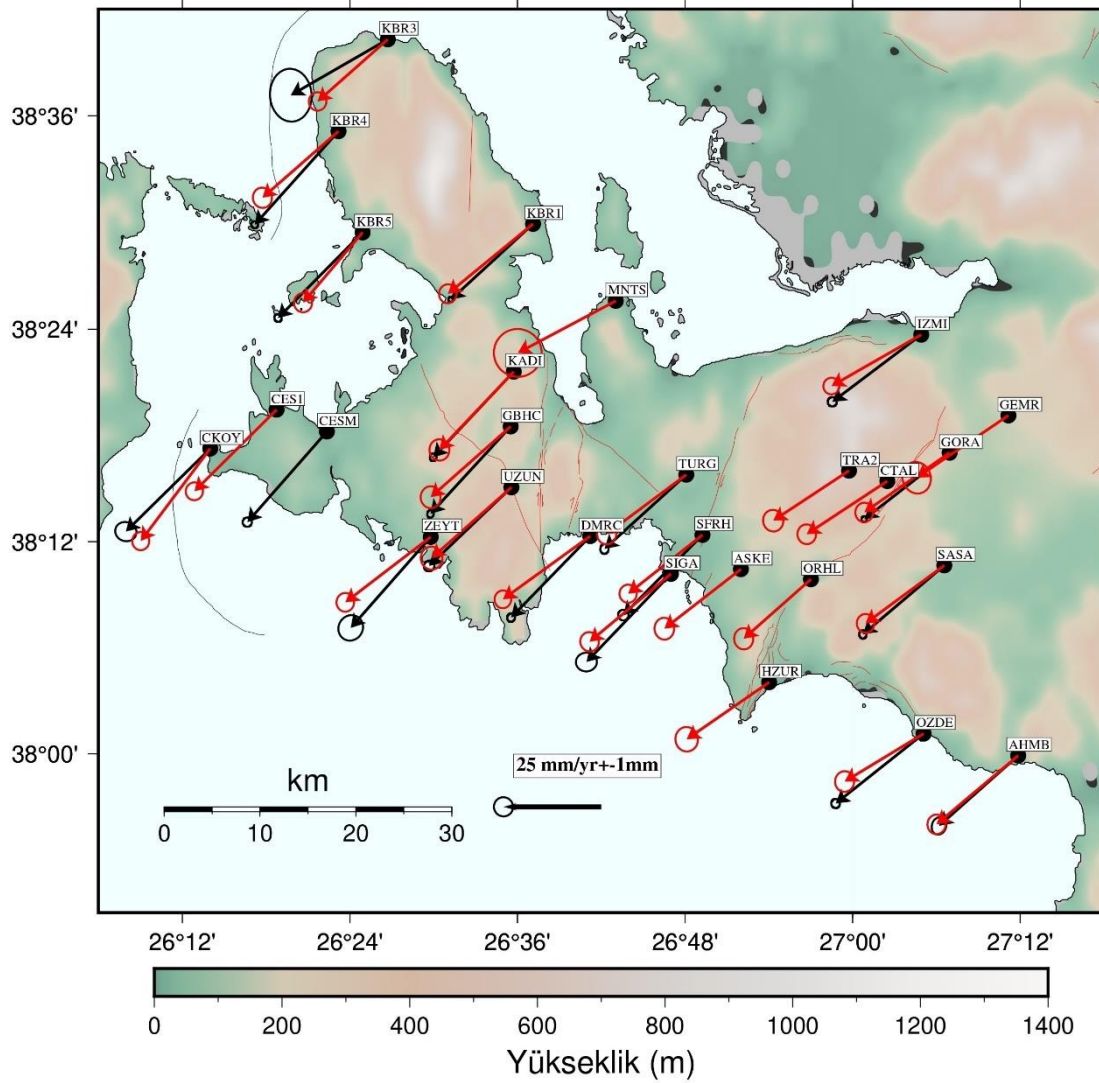
Şekil 6.10 GNSS ağındaki noktaların kampanya tipi noktalardaki Kahramanmaraş depremleri kosismik deformasyon etkileri



Şekil 6.11 GNSS ağındaki noktaların a) 0-1-2-3-4-5 kampanya ölçülerinden edilen Avrasya plakası sabit hızları (Siyah Oklar: Presismik, Mor Oklar: Postsismik) b) 0-1-2-3-4-5-6 kampanya ölçülerinden edilen Avrasya plakası sabit hızları (Siyah Oklar: Presismik, Turuncu Oklar Postsismik)

Şekil 6.11 incelendiğinde Şekil 6.8 den farklı olarak tüm postsismik hızların hata elipslerinin küçüldüğü 1-2 mm sınırlarına geldiği görülmüştür. Bununla birlikte presismik hızların postsismik hızlara yaklaştığı görülmüştür. Ancak bazı noktalar için presismik hızlar ile postsismik hızlar arasındaki farkların büyük olmasından dolayı bu noktalarda postsismik dönemin devam ettiği şeklinde yorumlanmıştır. Bu veriler ışığı

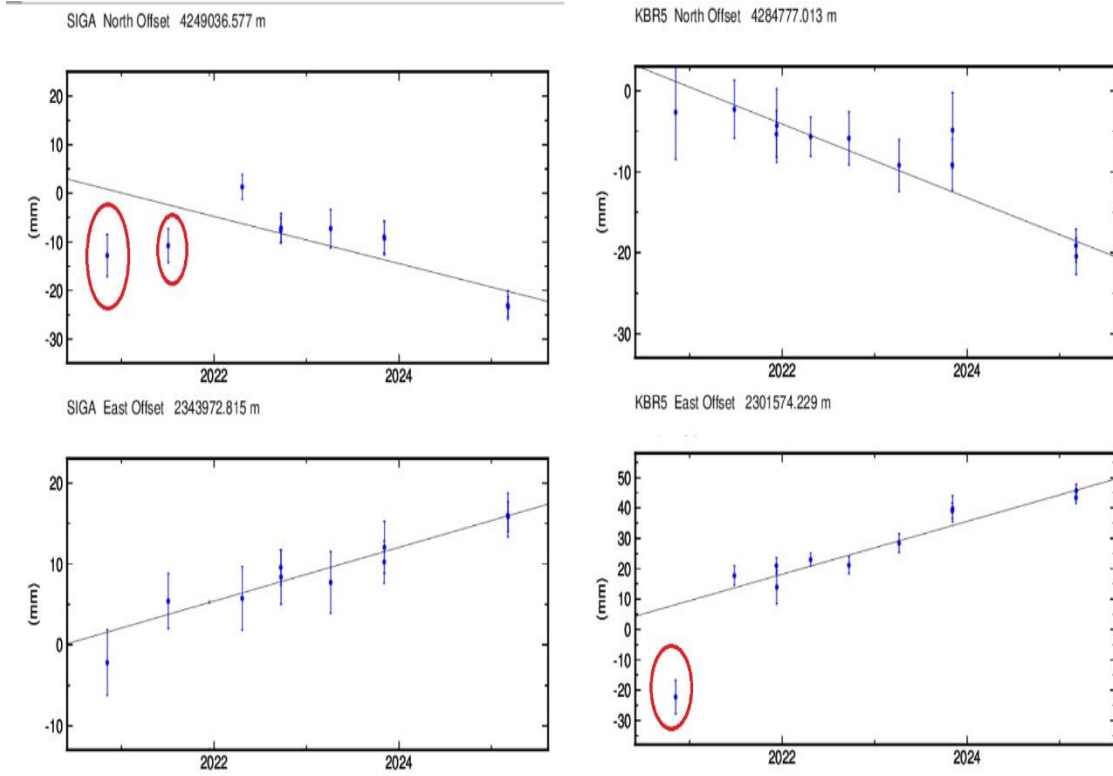
altında bölgede bulunan kampanya tipi istasyonlarda ek bir kampanya ölçü yapılmasına karar verilmiş 2025 yılı nisan ayında bir kampanya GNSS ölçüsü daha yapılmış ve Avrasya sabit hız alanı elde edilmiştir (Şekil 6.12).



Şekil 6.12 GNSS ağındaki noktaların 0-1-2-3-4-5-6-7 kampanya ölçülerinden edilen Avrasya plakası sabit hızları (Siyah Oklar: Presismik, Kırmızı Oklar: Postsismik)

Şekil 6.12 incelendiğinde şekil 6.11 e benzer bir durum söz konusudur. Birçok çalışmada yukarıda da belirtildiği gibi küçük kosismik atıma sahip segmentlerde, hem erken postsismik hem de postsismik deformasyonun daha hızlı sönümlendiğini ve deformasyon hızlarının kısa bir süre içinde yeniden presismik dönemin uzun-vadeli tektoniğini temsil eden trende geri döndüğünü göstermektedir (Marone vd. 1991, Bürgmann ve Dresen 2008, Freed vd. 2007). Bu durum Şekil 6.13'da yer alan zaman serilerinde de net olarak görülmüştür. Tüm zaman serileri ayrı ayrı incelenerek erken dönem postsismik etkilerin özellikle kosismik deformasyonların büyük olduğu noktalarda daha belirgin olduğu belirlenmiştir. Bu etkinin özellikle 0 ve 1 nolu kampanyalarda

yani depremden sonraki 1 yıl içerisinde yapılan kampanyalara etkisi olduğu görülmüştür (Şekil 6.13).

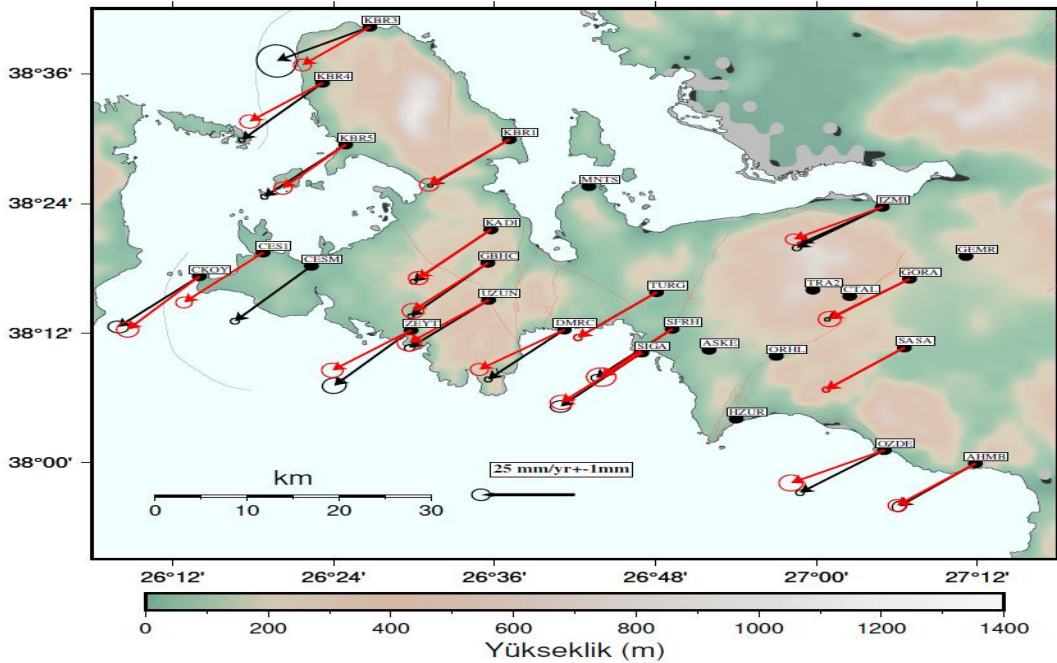


Şekil 6.13 GNSS ağındaki noktaların erken dönem postsismik hareketleri

Bu kampanyaların postsismik hızlara etkisini araştırmak için yukarıda şekil 6.4 ile 6.12 arasında verilen tüm hız kombinasyonları ilave olarak başlangıç kampanyaları sırayla çıkarılarak yeni kombinasyonlar üretilip Avrasya sabit hız alanları elde edilmiştir. Bu kombinasyonlardan elde edilen postsismik hızlar, presismik hızlardan çıkarılarak farkları alınmış ve farklarının $\alpha=0.05$ yanılma olasılığında t-dağılımı ile anlamlı olup olmadıkları test edilmiştir (Çizelge 6.1). Yapılan istatistiksel test sonunda her iki hız bileşeni için postsismik dönem hızlar ile presismik dönem hızları aralarındaki farklar anlamlı olmayanlarda postsismik dönem bitti kabul edilmiştir. Farklı kampanyalara göre üretilen Avrasya sabit post sismik dönem hız haritası Şekil 6.14'te verilmiştir. Şekil 6.14 incelendiğinde 30 Ekim 2020 Sisam Depreminin merkez üssüne yakın olan ZEYT, OZDE ve DMRC noktalarında hala postsismik dönemin devam ettiği düşünülmektedir. Bununla birlikte KBR3 ve KBR4 noktalarının 5. kampanya olan 2022 yılı sonundaki hızları neredeyse presismik dönemle aynı iken daha sonraki yıllarda eklenen ölçülerle presismik hızlardan uzaklaştığı görülmüştür.

Çizelge 6.1 Hız kombinasyonları arasındaki farkların anlamlılık testi

Nokta Adı	Kampanya No	Hız Farkları		Presismik Sta. S.		Postsismik Sta. S.		Test Büyüklüğü		Tablo Değeri	Postsismik Dönem	
		Doğu (mm)	Kuzey (mm)	Doğu (mm)	Kuzey (mm)	Kuzey (mm)	Doğu (mm)	Doğu	Kuzey		Doğu	Kuzey
AHMB	Tüm	-0.64	0.39	0.77	0.92	0.95	1.02	0.523	0.283	2.201	Bitti	Bitti
CES1	Tüm	-0.66	2.32	0.48	0.49	0.9	0.93	0.647	2.207	2.306	Bitti	Bitti
CKOY	0-3-4-5-6	2.51	-1.1	1.11	1.01	1.2	1.29	1.535	0.671	2.365	Bitti	Bitti
DMRC	1 den 7 ye	-2.39	4.13	0.41	0.45	0.98	1.03	2.249	3.674	2.306	Bitti	Devam
GBHC	1 den 7 ye	0.55	2.24	0.34	0.4	1.16	1.26	0.454	1.694	2.306	Bitti	Bitti
GORA	1-4-5-6-7	0.58	0.15	0.29	0.32	1.22	1.31	0.462	0.111	2.365	Bitti	Bitti
IZMI	1 den 7 ye	-1.6	1.92	0.28	0.29	0.89	0.92	1.714	1.990	2.02	Bitti	Bitti
KADI	1-4-5-6-7	1.25	1.48	0.36	0.4	1.04	1.12	1.135	1.244	2.447	Bitti	Bitti
KBR1	1 den 7 ye	-0.35	0.32	0.25	0.28	1.03	1.09	0.330	0.284	2.262	Bitti	Bitti
KBR3	1 den 7 ye	6.87	-1.72	2.18	2.76	0.96	1.03	2.884	0.583	2.306	Devam	Bitti
KBR4	1 den 7 ye	2.03	7.7	0.35	0.37	1.07	1.14	1.803	6.424	2.262	Bitti	Devam
KBR5	1 den 7 ye	4.94	3.63	0.38	0.41	0.98	1.04	4.699	3.247	2.262	Devam	Devam
OZDE	3-4-5-6-7	-2.41	4.1	0.45	0.49	1.3	1.38	1.751	2.799	2.365	Bitti	Devam
SASA	1 den 7 ye	-0.52	1.43	0.38	0.44	1.04	1.11	0.469	1.197	2.262	Bitti	Bitti
SFRH	3-4-5-6-7	1.38	0.37	0.54	0.56	1.59	1.57	0.821	0.221	2.262	Bitti	Bitti
SIGA	3-4-5-6-7	0.25	1.72	1.1	0.98	1.21	1.22	0.152	1.099	2.365	Bitti	Bitti
TURG	3-4-5-6-7	-0.49	2.03	0.44	0.52	1.17	1.27	0.392	1.479	2.365	Bitti	Bitti
UZUN	1 den 7 ye	-0.07	2.08	0.55	0.56	1.31	1.39	0.049	1.387	2.365	Bitti	Bitti
ZEYT	2 den 7 ye	-0.51	6.43	1.29	1.33	1.15	1.22	0.295	3.562	2.306	Bitti	Devam



Şekil 6.14 GNSS ağındaki noktaların farklı kampanyalara göre üretilen postsismik dönem Avrasya plakası sabit hızları (Siyah Oklar: Presismik, Kırmızı Oklar: Postsismik)

Benzer şekilde KBR5 noktasında da presismik hızlar postsismik hızlar arasında farkların arttığı görülmektedir. Bu 3 noktanın zaman serilerinde de aykırı bir durum tespit edilememiştir (Şekil 6.13). Konumsal olarak aynı bölgede bulunan bu üç noktanın postsismik dönem etki dışında farklı bir tektonik yüklemenin de olabileceğini düşündürmektedir.



7. SONUÇ ve ÖNERİLER

Bu çalışmada, 30 Ekim 2020’de meydana gelen Mw 6.9 büyüklüğündeki Samos Depremi sonrasında İzmir ve çevresindeki fayların postsismik kinematığı, GNSS kampanya ölçüleri ve GAMIT/GLOBK yazılımı kullanılarak incelenmiş; deprem sonrası postsismik sürecin uzun vadeli izlenmesine yönelik kapsamlı bir model ve metodolojik yaklaşım ortaya konulması amaçlanmıştır. Bu kapsamda, bölgede bulunan GNSS ağına ana şok sonrası 2020–2025 yılları arasında sekiz kampanya GNSS ölçüsü gerçekleştirilmiş, elde edilen verilerle presismik ve postsismik hız alanları kampanya ölçülerinin zamansal kombinasyonlarıyla karşılaştırılarak, GNSS noktalarına ait postsismik dönem hareketler zaman serisi analizi ve istatistiksel anlamlılık testleri ile değerlendirilmiştir.

Elde edilen sonuçlarda, depremden sonraki ilk iki kampanya ölçüsünde (0–1 ve 0–1–2) GNSS noktalarında yüksek ve kararsız hız bileşenleri gözlenmiş bu dönemin erken postsismik dönemi temsil ettiği belirlenmiştir. Buna ek olarak, kampanya sayısı arttıkça hata elipslerinin küçüldüğü, postsismik hızların presismik hızlara yaklaştığı ve ağa bulunan birçok noktada postsismik etkinin sona erdiği belirlenmiştir. Bu bulgu, postsismik deformasyonun zamana bağlı olarak sönümlenen bir eğilim gösterdiğini ortaya koymaktadır. Bununla birlikte, deprem merkez üssüne yakın istasyonlar olan DMRC, OZDE ve ZEYT noktalarında 2025 yılı itibarıyla postsismik etkinin devam ettiği tespit edilmiş; bu durum, 30 Ekim 2020 Samos Depremi sonrasında yapılan Coulomb stres değişimi analizlerinin, deprem enerjisinin doğu yönüne transfer edildiğini göstermesiyle uyumlu olarak yorumlanmıştır. Dolayısıyla bu iki istasyonda gözlenen aykırı deformasyonun, söz konusu deprem sonrası bölgesel stres alanındaki doğuya doğru artan yüklenmenin bir sonucu olduğu değerlendirilmiştir. Ayrıca merkez üssüne en uzak ve kuzeyde bulunan KBR3, KBR4 ve KBR5 noktalarında postsismik hızların 2022 sonunda (0-1-2-3) presismik dönem hız değerlerine yakınsamasına rağmen ilerleyen kampanyalarda tekrar uzaklaştığı gözlenmiş, bu davranışın bölgesel tektonik yükleme veya bölgede bulunan farklı bir fay etkileşimi sebebiyle meydana geldiği düşünülmektedir. TUSAGA-Aktif istasyonlarında yapılan analizler ise ana şokun doğusunda bulunan CESM istasyonunda postsismik sürecin yaklaşık 410 gün, MNTS istasyonunda 160 gün sürdüğünü, IZMI istasyonunda ise yalnızca kosismik atım gözlemlendiğini ortaya koymuştur. Bu sonuçlar, kampanya noktalarına ait hız değerlerinin

değişimleri ile birlikte değerlendirildiğinde bölgedeki postsismik sürecin mekansal olarak heterojen bir karaktere sahip olduğunu ortaya koymuştur.

Postsismik deformasyon sürecinin GNSS tekniğiyle uzun dönemli izlenmesine yönelik kapsamlı bir değerlendirme sunan bu çalışma sonrasında postsismik etkinin devam ettiği DMRC, OZDE ve ZEYT noktalarında ölçülerin devam ettirilmesi ve bölgedeki ağın sürekli GNSS istasyonları ile desteklenerek izlenmesinin bölgenin postsismik ve intersismik yapısının aydınlatılmasına katkı sağlayacağı düşünülmektedir. Buna ek olarak KBR3, KBR4 ve KBR5 noktalarındaki anomaliler için ek jeofizik ve jeolojik çalışmalar yapılarak veri setinin genişletilmesine ek olarak, GNSS ve InSAR verilerinin hibrit modelleme ile birleştirilmesinin gelecekte viskoelastik gevşeme ve artçı kayma süreçlerinin daha ayrıntılı incelenmesine olanak sağlayacağı düşünülmektedir. GNSS tekniğinin bütüncül yaklaşımlarla genişletilmesinin, bölgesel deformasyon dinamiklerinin daha iyi anlaşılmasına ve olası deprem risklerinin daha etkin yönetilmesine katkı sağlayarak afet öncesi hazırlık ve risk azaltma stratejilerini güçlendireceği düşünülmektedir.

8. KAYNAKLAR

- Akçığ Z, 1988, Batı Anadolu graben sisteminin gravite verileriyle incelenmesi, Türkiye Jeoloji Bülteni, 31(2), 63–78.
- Akıncı A, Cheloni D, Dindar A A, 2021, The 30 October 2020, M7.0 Samos Island Eastern Aegean Sea earthquake: Effects of source rupture, path and local-site conditions on the observed and simulated ground motions, Bulletin of Earthquake Engineering, 19, 4745–4771.
- Aktar M, Karabulut H, Özaydın S, Childs D, Kahraman M, Ergünay O, Eyidoğan H, 2007, A microearthquake study in İzmir region, Western Anatolia: Seismotectonic implications for active faults and stress pattern, Tectonophysics, 445, 37–55.
- Aktuğ B, Lenk O, Kılıçoğlu A, Cingöz A, Özdemir S, 2009, Türkiye’de geniş kapsamlı mikro-deprem gözlemleri ve aktif tektoniğe katkıları, ATAG-12 Aktif Tektonik Araştırma Grubu Onikinci Çalıştayı, Bildiri Özetleri, MTA Genel Müdürlüğü Akçakoca Eğitim ve Dinlenme Tesisleri, Düzce.
- Aktuğ B, Nocquet J-M, Cingöz A, Parsons B, Erkan Y, England P, Lenk O, Gürdal M A, Kılıçoğlu A, Akdeniz H, Tekgül A, 2009, Deformation of western Turkey from a combination of permanent and campaign GPS data: Limits to block-like behavior, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 114, B10404.
- Aktuğ B, Tiryakioğlu İ, Sözbilir H, Özener H, Özkaymak Ç, Yiğit C Ö, Solak H İ, Eyübağil E E, Gelin B, Tatar O, Softa M, 2021, GPS derived finite source mechanism of the 30 October 2020 Samos earthquake, Mw = 6.9, in the Aegean extensional region, Turkish Journal of Earth Sciences, 30, 718–737.
- Aktuğ B, Kılıçoğlu A, 2006, Küresel konumlama sistemi (GPS) ve jeodezik uygulamaları, Harita Teknolojileri Elektronik Dergisi, 1, 47–56.
- Aktuğ B, Kılıçoğlu A, 2006, Recent crustal deformation of İzmir, Western Anatolia and surrounding regions as deduced from repeated GPS measurements and strain field, Journal of Geodynamics, 41, 471–484.

- Aladoğan K, Alkan M N, Tiryakioğlu İ, Yavaşoğlu H H, Solak H İ, Gezgin C, Özkan A, Eyübağil E E, Şahiner F, Çakanşimşek E B, Köse Z, 2024, Preliminary results on deformations of the central North Anatolian Fault Zone, *Hittite Journal of Science and Engineering*, 11, 115–122.
- Alptekin Ö, 1973, Focal mechanisms of earthquakes in western Turkey and their tectonic implications, *Doktora Tezi*, New Mexico Institute of Mining and Technology, New Mexico, USA.
- Ambraseys N N, 1988, Engineering seismology, *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, 17, 51–105.
- Arni P, 1933, Zur jüngeren Tektonik Westkleinasiens, *Geologische Rundschau*, 24, 390–416.
- Avouac J-P, Meng L, Wei S, Wang T, Ampuero J-P, 2015, Lower edge of locked Main Himalayan Thrust unzipped by the 2015 Gorkha earthquake, *Nature Geoscience*, 8, 708–711.
- Bard P-Y, Riepl-Thomas J, 2000, Wave propagation in complex geological structures and their effects on strong ground motion, In: *Wave Motion in Earthquake Engineering*, WIT Press, 37–95.
- Ben-Zion Y, Dresen G, 2022, A synthesis of fracture, friction and damage processes in earthquake rupture zones, *Pure and Applied Geophysics*, 179, 4323–4339.
- Bercovici D, 2003, The generation of plate tectonics from mantle convection, *Earth and Planetary Science Letters*, 205, 107–121.
- Blewitt G, Kreemer C, Hammond W C, Plag H P, Stein S, Okal E A, 2006, Rapid determination of earthquake magnitude using GPS for tsunami warning systems, *Geophysical Research Letters*, 33, L11309.
- Bock Y, Melgar D, Crowell B W, 2011, Real-time strong-motion broadband displacements from collocated GPS and accelerometers, *Geophysical Journal International*, 187, 654–669.
- Bonnor N, 2012, A brief history of global navigation satellite systems (GNSS), *The Journal of Navigation*, 65, 1–14.

- Bozkurt E, 2001, Neotectonics of Turkey: A synthesis, *Geodinamica Acta*, 14, 3–30.
- Bursa M, 1962, The theory for the determination of the non-parallelism of the minor axis of the reference ellipsoid and the inertial polar axis of the Earth, and the planes of the initial astronomic and geodetic meridians from observations of artificial Earth satellites, *Studia Geophysica et Geodetica*, 6, 209–214.
- Cabinet Office Government of Japan, 2018, Start of QZSS services, QZSS Service Overview.
- Chousianitis K, Konca A O, 2021, Rupture process of the 2020 Mw 7.0 Samos earthquake and its effect on surrounding active faults, *Geophysical Research Letters*, 48, e2021GL094162.
- Çağatay M N, Görür N, Alpar B, 2002, Tectonic evolution of the Gulf of Saros, NE Aegean Sea: Evidence for active faults and earthquake recurrence, *Marine Geology*, 190, 155–170.
- Çakanşimşek E B, 2023, 20 Temmuz 2017 (Mw 6.6) Bodrum–Kos Depremi sonrası Gökova Körfezi’ndeki gerinim alanlarının belirlenmesi, Yüksek Lisans Tezi, Afyon Kocatepe Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Afyonkarahisar.
- Dach R, BSW Development Team, 2022, Spotlight on Bernese GNSS Software, Sunum, FIG Teknik Semineri, Eylül, Varşova, Polonya.
- Deguen R, Alboussière T, Cardin P, 2013, Thermal convection in Earth’s inner core with phase change at its boundary, *Geophysical Journal International*, 194, 1310–1334.
- Delouis B, Vallée M, Meghraoui M, Calais E, Maouche S, Lammali K, Mahsas A, Briole P, Benhamouda F, Yelles K, 2004, Slip distribution of the 2003 Boumerdes–Zemmouri earthquake, Algeria, from teleseismic, GPS, and coastal uplift data, *Geophysical Research Letters*, 31, L18607.
- Desai M V, Shah S N, 2019, Estimation of ionospheric delay of NavIC/IRNSS signals using the Taylor Series Expansion, *Journal of Space Weather and Space Climate*, 9, A24.

- Dewey J F, Helman M L, Turco E, Hutton D H W, Knott S D, 1989, Kinematics of the Western Mediterranean, In: Coward M P, Dietrich D, Park R G (Ed.), Alpine Tectonics, Geological Society of London Special Publications, 45, 265–283.
- Dong D, Bock Y, 1989, Global Positioning System network analysis with phase ambiguity resolution applied to crustal deformation studies in California, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 94, 3949–3966.
- Dönmez E, Tiryakioğlu İ, 2018, Gediz Fayı yerkabuğu hareketlerinin GNSS gözlemleri ile izlenmesi, Yüksek Lisans Tezi, Afyon Kocatepe Üniversitesi, Fen ve Mühendislik Bilimleri Enstitüsü, Afyonkarahisar.
- Bozkurt E, Winchester J A, Piper J D A (Ed.), 2000, Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area, Geological Society of London Special Publications, 173, 353–384.
- Ecevitoglu B, Kaypak B, Uyar Aldaş G, 2009, Faylara olan güvenli uzaklığın sismik yöntemle hesaplanması, Yerbilimleri, Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Dergisi, 30, 1–10.
- Eick A, Rapoport L, Tatarnikov D, 2015, GPS satellite surveying, 4. edition, John Wiley Sons.
- Ejigu Y G, Nordman M, 2025, Improving GNSS data accuracy: Implementing non-tidal corrections at the observation-level in GNSS data, GPS Solutions, 29, 159.
- Ellsworth W L, 1999, Characteristic earthquakes and long-term earthquake forecasts: Implications of central California seismicity, U.S. Geological Survey Open-File Report 99-522.
- El-Rabbany A, 2002, Introduction to GPS: The Global Positioning System, 2. edition, Artech House.
- Emre Ö, Duman T Y, Özalp S, 2005, Neotectonic characteristics of western Turkey, Turkish Journal of Earth Sciences, 14, 147–166.
- Emre Ö, Duman T Y, Özalp S, Şaroğlu F, Olgun Ş, Elmacı H, 2013, Active fault map of Turkey with an explanatory text, General Directorate of Mineral Research and Exploration (MTA).

- Ergin K, Güçlü U, Uz Z, 1967, Türkiye ve civarının deprem kataloğu, Milattan sonra 11–1964, İstanbul Teknik Üniversitesi, Arz Fiziği Enstitüsü Yayınları, İstanbul.
- Ergintav S, Vernant P, Karabulut H, Özener H, Çakır Z, vd., 2024, Unexpected far-field deformation of the 2023 Turkey earthquake doublet, *Science*, 386, 328–335.
- Eyübağıl E E, 2020, GNSS ölçüleri ile tektonik hareketlerin modellenmesi: Gülbahçe Fayı örneği, Yüksek Lisans Tezi, Afyon Kocatepe Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Afyonkarahisar.
- Featherstone W E, 1996, An updated explanation of the Geocentric Datum of Australia and its effects upon future mapping, *The Australian Surveyor*, 41, 121–130.
- Fialko Y, 2004, Probing the mechanical properties of seismically active crust with afterslip and aftershocks, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109, B03307.
- Foley B J, Bercovici D, Elkins-Tanton L T, 2014, Initiation of plate tectonics from post-magma ocean thermo-chemical convection, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119, 8538–8561.
- Freed, A. M., 2007, Afterslip (and only afterslip) following the 2004 Parkfield, California earthquake, *Geophysical Research Letters*, 34(6), L06312.
- Fukuoka M, Hiramatsu Y, Yamada T, 2024, Linking the spatiotemporal distribution of static stress drops to source faults in a fluid-driven earthquake swarm, northeastern Noto Peninsula, central Japan, *Earth, Planets and Space*, 76, 1–12.
- Gabrielli S, Akinci A, Del Pezzo E, 2025, Temporal and spatial variability of S-wave and coda attenuation in the Central Apennines, Italy, *Frontiers in Earth Science*, 12, 1487797.
- Ganas A, Elias P, Briole P, Valkaniotis S, Escartin J, Tsironi V, Karasante I, Kosma C, 2021, Co-seismic and post-seismic deformation, field observations and fault model of the 30 October 2020 Mw 7.0 Samos earthquake, Aegean Sea, *Acta Geophysica*, 69, 999–1024.
- Gezgin C, Ekercin S, Tiryakioğlu İ, Aktuğ B, Erdoğan H, Gürbüz E, Orhan O, Bilgilioğlu S S, Torun A T, Gündüz H İ, Oktar O, 2022, Determination of recent tectonic

- deformations along the Tuz Gölü Fault Zone in Central Anatolia (Turkey) with GNSS observations, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 31, 20–33.
- Gezgin C, Tiryakioğlu İ, Ekercin S, Gürbüz E, 2020, Tuz Gölü Fay Zonu güney kesimine ait tektonik hareketlerin GNSS gözlemleri ile izlenmesi, *Afyon Kocatepe Üniversitesi Fen ve Mühendislik Bilimleri Dergisi*, 20, 456–464.
- Ghilani C D, Wolf P R, 2012, *Elementary Surveying: An Introduction to Geomatics*, 13. edition, Prentice Hall.
- Gualandi A, Serpelloni E, Belardinelli M E, 2014, Space-time evolution of crustal deformation related to the Mw 6.3, 2009 L'Aquila earthquake (central Italy) from principal component analysis inversion of GPS position time-series, *Geophysical Journal International*, 197, 174–191.
- Guidoboni E, Comastri A, Traina G, 1994, *Catalogue of ancient earthquakes in the Mediterranean area up to the 10th century*, Istituto Nazionale di Geofisica, Rome.
- Guo S, Su C, Lv F, 2025, *Architecture design of BeiDou global navigation signals*, Geospatial Information Science, Basımda.
- Gutenberg B, Richter C F, 1956, Magnitude and energy of earthquakes, *Annals of Geophysics*, 9, 1–15.
- Hakansson M, Jensen A B O, Horemuz M, Hedling G, 2016, Review of code and phase biases in multi-GNSS positioning, *GPS Solutions*, 21, 849–860.
- Hearn E H, Bürgmann R, Reilinger R, 2002, Dynamics of Izmit earthquake postseismic deformation and loading of the Düzce earthquake hypocenter, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92, 172–193.
- Hein G W, 2020, Status, perspectives and trends of satellite navigation, *Satellite Navigation*, 1, 22.
- Heki K, Jin S, 2023, Geodetic study on earth surface loading with GNSS and GRACE, *Satellite Navigation*, 4, 24.
- Herman M W, Govers R, 2020, Stress evolution during the megathrust earthquake cycle and its role in triggering extensional deformation in subduction zones, *Earth and Planetary Science Letters*, 544, 116379.

- Hetland E A, Hager B H, 2006, Postseismic and interseismic displacements near a strike-slip fault: A two-dimensional theory for general linear viscoelastic rheologies, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111, B08401.
- Hetland E A, Hager B H, 2006, The effects of rheological layering on post-seismic deformation, *Geophysical Journal International*, 166, 277–292.
- Hetland E A, Hager B H, DeLaughter J E, 2010, Postseismic relaxation across the Central Nevada Seismic Belt, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115, B10403.
- Hetland E A, Simons M, Hager B H, 2010, Post-seismic and interseismic deformation due to fault creep and distributed deformation, *Geophysical Journal International*, 181, 1450–1470.
- Hirahara K, Nakano T, Hosono Y, Matsuo S, Obana K, 1994, An experiment for GPS strain seismometer, *Proceedings of the Japanese Symposium on GPS*, 67–75, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Kyoto, Japan.
- Hofmann-Wellenhof B, Lichtenegger H, Wasle E, 2008, *GNSS – Global Navigation Satellite Systems: GPS, GLONASS, Galileo more*, 1. edition, Springer Vienna, Vienna / New York.
- Hong S, Fattahi H, Amelung F, Jónsson S, 2021, Postseismic deformation and afterslip evolution of the 2015 Mw 7.8 Gorkha earthquake from Sentinel-1 InSAR and GPS observations, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126, e2020JB020230.
- Hooke R, 1678, *Lectures de Potentia Restitutiva, or of Spring Explaining the Power of Springing Bodies*, John Martyn, London.
- Howarth P, 2008, *Metrology in short*, 3. edition, European Association of National Metrology Institutes (EURAMET e.V.), Braunschweig, Germany.
- Kara İ, 2018, Orta Marmara Fayının kinematığının GPS ölçmeleriyle izlenmesi, Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, No: 511483, İstanbul.

- İnal C, Salgın Ö, 2008, Farklı GPS yazılımları ile değerlendirilen GPS baz uzunluklarının bilinen değerler ile karşılaştırılması, Selçuk Üniversitesi Mühendislik, Bilim ve Teknoloji Dergisi, 23, 13–24.
- İstanbul Teknik Üniversitesi, 2020, 30 Ekim 2020 Sisam (Samos) Depremi ön değerlendirme raporu, İstanbul Teknik Üniversitesi, Afet Yönetimi Enstitüsü, İstanbul.
- Jackson J, 1994, Active tectonics of the Aegean region, Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 22, 239–271.
- Jiménez-Munt I, Sabadini R, Gardi A, Bianco G, 2003, Active deformation in the Mediterranean from Gibraltar to Anatolia inferred from numerical modelling and GPS/geodetic data, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 108, 2006.
- Jolivet L, 2001, A comparison of geodetic and geological deformation patterns in the Aegean region, Earth and Planetary Science Letters, 187, 95–104.
- Kahveci M, Yıldız F, 2021, GNSS (GPS) uydularla konum belirleme sistemleri: Teori ve uygulama, 3. Baskı, Nobel Akademik Yayıncılık.
- Karakostas V, Tan O, Kostoglou A, Papadimitriou E E, Bonatis P, 2021, Seismotectonic implications of the 2020 Samos, Greece, Mw 7.0 mainshock based on high-resolution aftershock relocation and source slip model, Acta Geophysica, 69, 979–996.
- Karamanderesi İ H, Helvacı C, 2003, Geology and hydrothermal alteration of the Aydın-Salavatlı geothermal field, western Anatolia, Turkey, Turkish Journal of Earth Sciences, 12, 175–198.
- Kavak U S, 2020, GNSS ölçüleriyle fayların izlenmesi: Karaburun Fayı örneği, Yüksek Lisans Tezi, Afyon Kocatepe Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Afyonkarahisar.
- Kenner, S. J., ve Simons, M., 2005, Temporal clustering of major earthquakes along individual faults due to post-seismic reloading, Geophysical Journal International, 160(1), 179–194.

- Kiratzı A, Ganas A, Papadimitriou E E, Kassaras I, Karakostas V G, Lentas K, Sokos E, 2022, The 30 October 2020 Mw 7.0 Samos (Aegean Sea) earthquake: Seismotectonic context and implications for active faulting in the region, *Tectonophysics*, 830, 229369.
- Kiratzı A, Papazachos C, Özacar A, Pinar A, Kkallas C, Sopaci E, 2022, Characteristics of the 2020 Samos earthquake (Aegean Sea) using seismic data, *Bulletin of Earthquake Engineering*, 20, 7713–7735.
- Kober L, 1933, *Bau und Bildung der Erde*, 2. edition, Borntraeger, Berlin.
- Kocafe S S, Ataman G, 1982, Batı Anadolu'nun aktüel tektoniği, *Yerbilimleri*, 8–9, 149–162.
- Koulali A, Whitehouse P L, Clarke P J, van den Broeke M R, Nield G A, King M A, Bentley M J, Wouters B, Wilson T, 2022, GPS-Observed Elastic Deformation Due to Surface Mass Balance Variability in the Southern Antarctic Peninsula, *Geophysical Research Letters*, 49, e2021GL097109.
- Kovach R L, Grijalva K, Nur A, 2010, Earthquakes and civilizations of the Indus Valley: A challenge for archaeoseismology, *Geological Society of America Special Papers*, 471, 119–127.
- Le Pichon X, Angelier J, 1981, The Aegean Sea, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series A*, 300, 357–372.
- Le Pichon X, Chamot-Rooke N, Lallemand S, 1995, Geodetic determination of the kinematics of central Greece with respect to Europe: Implications for eastern Mediterranean tectonics, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100, 12675–12690.
- Lee S-J, Yun H-S, 2025, Towards geodetic datum modernization: A comparative study of GNSS solutions in KGD2002 using GAMIT/GLOBK and Bernese, *Applied Sciences*, 15, 6460.
- Li S, Liu M, Wang H, Shen Z-K, 2020, Postseismic viscoelastic relaxation following the 2008 Wenchuan earthquake: Constraints from GPS observations, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125, e2019JB018481.

- Liang Z, Magar N T, Koju R K, Chesser I, Zimmerman J, Mishin Y, Rabkin E, 2024, Ultimate compressive strength and severe plastic deformation of equilibrated single-crystalline copper nanoparticles, *Acta Materialia*, 276, 120101.
- Louis H, 1937, Geomorphologische Studien in Westkleinasien, *Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin*, 1937, 97–123.
- Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, 2018, Türkiye diri fay haritası, MTA Yayınları, Ankara.
- Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, 2020, 30 Ekim 2020 Sisam (Samos) Depremi değerlendirme raporu, MTA Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Marone C, 1998, Laboratory-derived friction laws and their application to seismic faulting, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 26, 643–696.
- McClusky S, Balassanian S, Barka A, Demir C, Ergintav S, vd., 2000, Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105, 5695–5719.
- McKenzie D, 1972, Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 30, 109–185.
- McKenzie D P, 1978, Active tectonics of the Alpine–Himalayan belt: The Aegean Sea and surrounding regions, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 55, 217–254.
- McKenzie D, Jackson J, 1983, The relationship between strain rates, crustal thickening, paleomagnetism, finite strain, and fault movements within a deforming zone, *Earth and Planetary Science Letters*, 65, 182–202.
- Meinhold G, Şengör A M C, 2019, A historical account of how continental drift and plate tectonics provided the framework for our current understanding of palaeogeography, *Geological Magazine*, 156, 182–207.
- Mildon Z K, Roberts G P, Faure Walker J P, Beck J, Papanikolaou I, Michetti A M, Toda S, Iezzi F, Campbell L, McCaffrey K J W, Shanks R, Sgambato C, Robertson J, Meschis M, Vittori E, 2022, Surface faulting earthquake clustering controlled by fault and shear-zone interactions, *Nature Communications*, 13, 7126.

- Miyazaki S, Larson K M, 2008, Coseismic and early postseismic slip for the 2003 Tokachi-oki earthquake sequence inferred from GPS data, *Geophysical Research Letters*, 35, L04302.
- Montenbruck O, Steigenberger P, Hauschild A, 2015, Broadcast versus precise ephemerides: A multi-GNSS perspective, *GPS Solutions*, 19, 321–333.
- National Oceanic and Atmospheric Administration Tsunami Warning Center, 2020, Tsunami message for the 30 October 2020 Samos earthquake, <https://www.tsunami.gov>.
- Nyst M, Thatcher W, 2004, New constraints on the active tectonic deformation of the Aegean, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109, B11406.
- Okada Y, 1985, Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75, 1135–1154.
- Ozawa S, Nishimura T, Suito H, Kobayashi T, Tobita M, Imakiire T, 2011, Coseismic and postseismic slip of the 2011 magnitude-9 Tohoku-Oki earthquake, *Nature*, 475, 373–376.
- Özkaymak Ç, Sözbilir H, 2012, Tectonic geomorphology of the Spildağı High Ranges, western Anatolia, *Geomorphology*, 173–174, 128–140.
- Papadimitriou P, Kapetanidis V, Karakostas A, Spingos I, Kassaras I, Sakkas V, Kouskouna V, Karatzetzou A, Pavlou K, Kaviris G, Voulgaris N, 2020, First results on the Mw=6.9 Samos earthquake of 30 October 2020, *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 56, 251–279.
- Papazachos B C, Papazachou C B, 1997, *The earthquakes of Greece*, Ziti Publications, Thessaloniki.
- Parsons T, 2005, Significance of stress transfer in time-dependent earthquake probability calculations, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110, B05S02.
- Perfettini H, Avouac J-P, 2004, Postseismic relaxation driven by brittle creep: A possible mechanism to reconcile geodetic measurements and the decay rate of aftershocks, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109, B2.

- Philip H, Cisternas A, Gvishiani A, Gorshkov A, 1989, The Caucasus: An actual example of the initial stages of continental collision, *Tectonophysics*, 161, 1–21.
- Pollitz F F, 2003, Transient rheology of the uppermost mantle beneath the Mojave Desert, California, *Earth and Planetary Science Letters*, 215, 89–104.
- Pollitz F F, Wicks C, Thatcher W, 2001, Mantle flow beneath a continental strike-slip fault: Postseismic deformation after the 1999 Hector Mine earthquake, *Science*, 293, 1814–1818.
- Ponti D J, Dawson T E, Rosa C M, Seitz G G, Andrews D J, 2020, Earthquake geology of the 2019 Ridgecrest earthquake sequence, *Seismological Research Letters*, 91, 2942–2959.
- Premužić M, vd., 2020, Accuracy analysis of point velocities determined by different software packages and GNSS measurement processing methods, *Tehnički Glasnik*, 14, 446–457.
- Preuss S, Ampuero J P, Gerya T, van Dinther Y, 2020, Characteristics of earthquake ruptures and dynamic off-fault deformation on propagating faults, *Solid Earth*, 11, 1333–1360.
- Reid H F, 1910, The mechanics of the earthquake, In: *The California earthquake of April 18, 1906*, 2, Carnegie Institution of Washington.
- Reilinger R E, McClusky S, 2001, GPS constraints on block motions and deformations in western Turkey and the Aegean: Implications for earthquake hazards, In: Taymaz T (Ed.), *Seismotectonics of the north-western Anatolia–Aegean and recent Turkish earthquakes*, Istanbul Technical University, 14–20, Istanbul.
- Reilinger R, McClusky S, Vernant P, Lawrence S, Ergintav S, Cakmak R, vd., 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: Solid Earth*, 111, B05411.
- Ristau J, 2013, Elastic rebound theory, In: Bobrowsky P T (Ed.), *Encyclopedia of natural hazards*, Springer, 212–214.

- Savage J C, 1983, A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88, 4984–4996.
- Sboras S, Lazos I, Bitharis S, Pikridias C, Galanakis D, Fotiou A, Chatzipetros A, Pavlides S, 2021, Source modelling and stress transfer scenarios of the October 30, 2020 Samos earthquake: Seismotectonic implications, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 30, 699–717.
- Scholz C H, 1971, Rock mechanics and dynamic processes in the crust, *Eos American Geophysical Union Transactions*, 52, 344–348.
- Scholz C H, 1988, The critical slip distance for seismic faulting, *Nature*, 336, 761–763.
- Scholz C H, 2002, *The mechanics of earthquakes and faulting*, 2nd edition, Cambridge University Press.
- Scholz C H, 2018, *The mechanics of earthquakes and faulting*, 3. edition, Cambridge University Press.
- Seeber G, 2003, *Satellite geodesy: Foundations, methods and applications*, 2. edition, Walter de Gruyter.
- Simons M, Fialko Y, Rivera L, 2002, Coseismic deformation from the 1999 Mw 7.1 Hector Mine earthquake as inferred from InSAR and GPS observations, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92, 1390–1402.
- Solak H, 2015, Ege Bölgesi neotektoniğinin GNSS verileriyle incelenmesi, Yüksek Lisans Tezi, Afyon Kocatepe Üniversitesi, Afyonkarahisar.
- Singh S K, 2002, Coordinate transformation between Everest and WGS-84 datums: A parametric approach, *Survey of India, Geodetic & Research Branch*.
- Solak H İ, 2020, İzmir–Balıkesir transfer zonu ve çevresindeki güncel deformasyonların GNSS yöntemi ile incelenmesi, Doktora Tezi, Afyon Kocatepe Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Afyonkarahisar.
- Solak H İ, 2024, Prediction of GNSS velocity accuracies using machine learning algorithms for active fault slip rate determination and earthquake hazard assessment, *Applied Sciences*, 15, 113.

- Solak H İ, Tiryakioğlu İ, 2020, GNSS tabanlı tektonik uygulamalar için çevrim içi bir servis: Tektonik Araçlar, Afyon Kocatepe Üniversitesi Fen ve Mühendislik Bilimleri Dergisi, 20, 613–622.
- Solak H İ, Tiryakioğlu İ, Yalvaç S, Yiğit C Ö, Aktuğ B, Özener H, Dönmez E, Demirelli E, Eyübağil E E, Çakanşimşek E B, Gezgin C, Şahiner F, 2024, Monitoring postseismic deformations in Izmir and its surroundings after the 30 October 2020 Mw 6.9 Samos earthquake, Afyon Kocatepe Üniversitesi Fen ve Mühendislik Bilimleri Dergisi, 24, 1442–1455.
- Soysal H, Sipahioğlu S, Kolçak D, Altınok Y, 1981, Türkiye ve çevresinin tarihsel deprem kataloğu, M.Ö. 2100–M.S. 1900, TÜBİTAK Projesi, Ankara.
- Stein R S, Lisowski M, 1983, The 1979 Homestead Valley earthquake sequence, California: Control of aftershocks and postseismic deformation by fault zone heterogeneity, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 88, 6477–6490.
- Stein S, Wyssession M, 2003, An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure, Blackwell Publishing.
- Sugar D, 2023, Assessment of GNSS Galileo contribution to the C VRS availability and reliability, Sensors, 23, 2466.
- Şafak Ş, 2019, GNSS hız doğruluklarına etki eden parametrelerin belirlenmesi, Yüksek Lisans Tezi, Afyon Kocatepe Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Afyonkarahisar.
- Şengör A M C, 1980, Türkiye'nin neotektoniğinin esasları, Türkiye Jeoloji Kurumu, Konferanslar Dizisi–2, 123 s, Ankara.
- Şengör A M C, 1982, Ege'nin neotektonik evrimini yöneten etmenler, Türkiye Jeoloji Kurultayı: Batı Anadolu'nun Geç Tektoniği ve Volkanizması Paneli, 59–71, Ankara.
- Şengör A M C, Kidd W S F, 1979, Post-collisional tectonics of the Turkish–Iranian plateau and a comparison with Tibet, Tectonophysics, 55, 361–376.
- Şentürk E, Kalafat D, Duman T Y, Tekin E, 2020, Deprem erken uyarı ve hızlı hasar kestirim sistemleri: Türkiye uygulamaları, Yerbilimleri, 41, 187–204.

- Şentürk M D, Aktuğ B, 2020, Yerdeğiştirme tabanlı deprem erken uyarı sistemleri, Doğal Afetler ve Çevre Dergisi, 6, 218–227.
- Tan O, Tapırdamaz M C, Yörük A, 2008, The earthquake catalogues for Turkey, Seismological Research Letters, 79, 427–438.
- Taymaz T, Jackson J, McKenzie D, 1991, Active tectonics of the North and Central Aegean Sea, Geophysical Journal International, 106, 433–490.
- Thatcher W, 2003, GPS constraints on the kinematics of continental deformation, International Geology Review, 45, 191–212.
- Tiryakioğlu İ, 2012, GNSS ölçüleri ile Güneybatı Anadolu'daki blok hareketleri ve gerilim alanlarının belirlenmesi, Doktora Tezi, Yıldız Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Tiryakioğlu İ, Dereli M A, Erdoğan S, Gülal E, 2010, Tektonik hareketlerin belirlenmesine yönelik ölçü kampanyalarında GNSS gözlem sayı ve sürelerinin konum doğruluğuna olan etkilerinin araştırılması, Harita Teknolojileri Elektronik Dergisi, 2, 32–38.
- Tiryakioğlu İ, Koçbulut F, Gezgin C, Solak H İ, Aladoğan K, Dönmez E, vd., 2024, 6 Şubat Kahramanmaraş depremleri sonrasında Ecemiş Fayı'nda meydana gelen kabuksal deformasyonların GNSS yöntemiyle belirlenmesi, Karadeniz Fen Bilimleri Dergisi, 14, 913–931.
- Tsuji H, Hatanaka Y, Sagiya T, Hashimoto M, 1995, Coseismic crustal deformation from the 1994 Hokkaido-Toho-Oki earthquake monitored by a nationwide continuous GPS array in Japan, Geophysical Research Letters, 22(13), 1669–1672.
- Uhm, J., Oh, J. W., Min, D. J., & Heo, J., 2023, Analysis of sensitivity patterns for characteristics of magnetotelluric (MT) response functions in inversion, Geophysical Journal International, 233, 1746–1771.
- U.S. Geological Survey, 2019, USGS earthquake hazards program: The 2019 Ridgecrest earthquake sequence summary, <https://earthquake.usgs.gov>.

- Uzel B, Sözbilir H, Özkaymak Ç, 2012, Neotectonic evolution of an actively growing superimposed basin in western Anatolia: The Inner Bay of İzmir, Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21, 439–471.
- Wang K, Hu Y, He J, 2012, Deformation cycles of subduction earthquakes in a viscoelastic Earth, *Nature*, 484, 327–332.
- Wang, T., Griffin, J. D., Brenna, M., Dillingham, P. W., Fletcher, D., Zeng, J., Stirling, M., 2024, *Earthquake forecasting from paleoseismic records*, *Nature Communications*, 15, 1944.
- Wolf H, 1963, Geometric connection and re-orientation of three-dimensional triangulation nets, *Bulletin Géodésique*, 68, 165–169.
- Wyatt F K, Agnew D C, Gladwin M T, 1994, Continuous measurements of crustal deformation for the 1992 Landers earthquake sequence, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84, 768–779.
- Yang Y, Li J, Wang A, Xu J, He H, Guo H, Shen J, 2014, Preliminary assessment of the navigation and positioning performance of BeiDou regional navigation satellite system, *Science China Earth Sciences*, 57, 144–152.
- Yavaşoğlu H H, 2009, Kuzey Anadolu Fayının Orta Anadolu bölümündeki güncel tektonik aktivitenin jeodezik yöntemler ve elastik yarı uzay modelleme ile belirlenmesi, *Doktora Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul*.
- Yılmaz Y, Genç Ş C, Gürer Ö F, Bozcu M, Yıldırım M, Karacık Z, Altunkaynak Ş, Elmas A, 2000, When did the western Anatolian grabens begin to develop?, *Tectonophysics*, 321, 189–218.
- Zaccagnino D, De Siena L, Aspri A, 2022, Correlation between seismic activity and tidal stress perturbations in Italy, *Scientific Reports*, 12, 11328.
- Zhang X, Zhang Y, Zhu F, 2020, A method of improving ambiguity fixing rate for post-processing kinematic GNSS data, *Satellite Navigation*, 1, 20.

İNTERNET KAYNAKALARI

- 1- URL1: <https://www.harita.gov.tr/public/sunum/> 2025. 08.06.2025

