ANKARA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

KUVVETLİ YER HAREKETİ KAYITLARININ GPS İLE OPTİMAL SÜZGEÇLENMESİ

MURAT DORUK ŞENTÜRK

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

ANKARA
2019

Her hakkı saklıdır

TEZ ONAYI

Murat Doruk ŞENTÜRK tarafından hazırlanan **'Kuvvetli Yer Hareketi Kayıtlarının GPS ile Optimal Süzgeçlenmesi'** adlı tez çalışması 30/05/2019 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından oy birliği ile Ankara Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Anabili Dalı' nda **YÜKSEK LİSANS TEZİ** olarak kabul edilmiştir.

Danışman : Prof. Dr. Bahadır AKTUĞ
Ankara Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Jüri Üyeleri:

Başkan : Prof. Dr. Bahadır AKTUĞ
Ankara Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Üye : Doç. Dr. Bülent KAYPAK
Ankara Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Üye : Dr. Öğr. Üyesi Kamil TEKE
Hacettepe Üniversitesi, Geomatik Mühendisliği Anabilim Dalı

Yukarıdaki sonucu onaylarım

Prof. Dr. Özlem YILDIRIM
Enstitü Müdür V.

ETİK

Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü tez yazım kurallarına uygun olarak hazırladığım bu tez içindeki bütün bilgilerin doğru ve tam olduğunu, bilgilerin üretilmesi aşamasında bilimsel etiğe uygun davrandığımı, yararlandığım bütün kaynakları atıf yaparak belirttiğimi beyan ederim.

30/05/2019

Murat Doruk ŞENTÜRK

ÖZET

Yüksek Lisans Tezi

KUVVETLİ YER HAREKETİ KAYITLARININ GPS İLE OPTİMAL SÜZGEÇLENMESİ

Murat Doruk ŞENTÜRK

Ankara Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Prof. Dr. Bahadır AKTUĞ

Günümüzde deprem gözlemleri, hızölçer ve ivmeölçerler ile yapılmaktadır. Buna karşın, yüksek duyarlıklı genişbant sismik yer değiştirmelerin birçok önemli kullanım alanı bulunmaktadır: Deprem etki alanının kestirilmesi için deprem büyüklüğünün kısa zamanda belirlenmesi, Deprem Erken İkaz Sistemleri (DEİ) için ilk birkaç saniyedeki verilerle sismik moment büyüklüğünün kestirilmesi ve depremden sonra moment büyüklüğünün yüksek duyarlıklı hesaplanması bunlardan birkaçıdır. Genel olarak, hızölçerlerden elde edilen hız verileri ile ivmeölçerlerden elde edilen ivme verilerinin zamana göre sırasıyla birinci ve ikinci integrali ile yer değiştirmeler elde edilmektedir. Buna karşın, ivmeölçerler atalet sistemde ölçüm yapmakta ve ivmeölçerlerin zamana bağlı hatalarının giderilmesi sorun oluşturmaktadır. Bu amaçla kullanılan düzeltme teknikleri (baz düzeltmesi, yüksek geçirgenli filtreler vs.) her kaynak-hedef ilişkisi hatta her bileşen için ayrı ayrı yapılmaktadır ve kullanılan düzeltme teknikleri kullanıcı seçimine bağlı olduğundan objektif olmamaktadır. Özellikle, hız ve imeölçerlerden düşük frekanslı yer değiştirmelerin, yüksek duyarlıklı olarak elde edilmesinde sorunlar bulunmaktadır. Buna karşın küresel konumlama sistemi (GPS) yüksek frekanslarda duyarlığı göreli olarak düşük olan ama alçak frekanslarda ivmeölçerlere göre daha yüksek duyarlık sağlayan bir ölçme sistemi olarak karşımıza çıkmaktadır. Ayrıca, GPS, atalet sistemde ölçüm yapan ivmeölçerler ile elde edilmesi mümkün olmayan kalıcı yer değiştirmelerin, yer merkezli sabit bir sistemde doğrudan hesaplanabilmesini sağlamaktadır. Her iki sistemin kuvvetli yönleri birleştirilerek ivmeölçerler ve GPS'ler ile yüksek duyarlıklı genişbant (DC dâhil) yer değiştirmeler elde edilmiştir. Bu çalışmada deprem aktivitesi için yüksek duyarlıklı genişbant yer değiştirme dalga formalarının kullanımının avantajları gösterilmiştir.

Mayıs 2019, 121 sayfa

Anahtar Kelimeler: Deprem büyüklüğü, GPS, ivmeölçer, sismometre, sismik yer değiştirme

ABSTRACT

Master Thesis

OPTIMAL FILTERING OF STRONG MOTION RECORDS WITH GPS

Murat Doruk ŞENTÜRK

Ankara University
Graduate School of Natural and Applied Sciences
Department of Geophysical Engineering

Supervisor: Prof. Dr. Bahadır AKTUĞ

Today, monitoring of earthquakes is realized via the velocity and acceleration waveforms obtained from seismometers. On the contrary, high precision broadband seismic displacements have many application possibilities: prediction of the magnitude of the earthquake in shorter time to determine the affected area, prediction of the seismic moment magnitude by using only three seconds of data for Earthquake Early Warning Systems, precise computation of moment magnitude. In general, the seismic displacements are derived from the first-order integration of the velocity waveforms obtained from velocity seismometers and from the second-order integration of the acceleration waveforms obtained from accelerometers. However, the seismometers measure in an inertial coordinate system and the elimination of time-dependent errors poses an important problem. Several correction schemes (baseline correction, high-pass filters etc.) have to be defined for each pair of source-target and even for each channel of the seismometer and the correction schemes are not objective since several parameters of the correction schemes are highly arbitrary. In particular, there are well-known issues about the determination of low frequency displacements with high precision. On the other hand, while higher frequency displacements can be determined by GPS with lower accuracy than seismometers, GPS is more sensitive to the low frequency displacements than seismometers. Moreover, global positioning systems (GPS) enables the direct computation of the static displacements in an earth-fixed system, which is not possible to obtain by seismometers which measure in an inertial system. High-rate and high-precision broadband (including DC) displacements are computed by optimally combining the strongest aspects of GPS and seismometer measurements. this study shows that such a configuration enables to determine high precision broadband displacement waveforms.

May 2019, 121 pages

Keywords: Earthquake magnitude,GPS, accelerometer, seismometer, seismic displacements

TEŞEKKÜR

Bu çalışma boyunca, tavsiyeleri ile beni yönlendiren, bilgi, tecrübe ve ağabeyliğini esirgemeyen ve bana her zaman yol gösteren değerli danışman hocam Sayın Prof. Dr. Bahadır AKTUĞ' a, meslek hayatımda bana öğrettiklerinden çokça faydalandığım Prof. Dr. Emin CANDANSAYAR' a, çalışmam sırasında ekipmanlarını kullandığım ve görev yapmaktan gurur duyduğum Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı Deprem Dairesi Başkanlığına, çalışmama olan katkılarından dolayı kıymetli mesai arkadaşlarım Erkan ATEŞ , Recai Feyiz KARTAL, Sami ZÜNBÜL ve Vedat ÖZSARAÇ' a, hayatımın her döneminde beni destekleyen annem Ayşe Mızrak' a, babam Mustafa Kemal ŞENTÜRK'e, kardeşim Gülce Naz ŞENTÜRK'e ve bu tezin hazırlanması süresince manevi desteğini hiç eksik etmeyen sevgili eşim Hande' ye teşekkür ederim.

Murat Doruk ŞENTÜRK
Ankara, Mayıs 2019

İÇİNDEKİLER

TEZ ONAY SAYFASI
ETİK ..... **i**
ÖZET ..... **ii**
ABSTRACT ..... **iii**
TEŞEKKÜR ..... **iv**
İÇİNDEKİLER ..... **v**
SİMGELER DİZİNİ ..... **vii**
ŞEKİLLER DİZİNİ ..... **ix**
ÇİZELGELER DİZİNİ ..... **xi**
1. GİRİŞ **1**
2. TÜRKİYE' NİN DEPREM GÖZLEM ALTYAPISI **3**
2.1 Deprem Gözlem Sistemlerinin Gerekliliği **4**
2.2 Ülkemizdeki Deprem Gözlem Sistemleri **9**
2.2.1 Hızölçer istasyonlar ile deprem gözlemi **9**
2.2.2 İvmeölçer istasyonlar ile deprem gözlemi **12**
3. DEPREM BÜYÜKLÜĞÜNÜN JEOFİZİK ÖLÇÜLER İLE BELİRLENMESİ VE MEVCUT SORUNLAR **16**
3.1 Depremin Büyüklüğünün Belirlenmesi **16**
3.1.1 Richter magnitüd ölçeği **18**
3.1.2 Moment magnitüt ölçeği **19**
3.1.3 Depremin büyüklüğü ile hasar yapıcılığının ilişkisi **21**
3.2 Depremin Büyüklüğünün Belirlenmesindeki Sorunlar **22**
4. KÜRESEL KONUM BELİRLEME UYDU SİSTEMLERİ **29**
4.1 Genel Bilgiler **30**
4.2 GPS Bileşenleri **31**
4.2.1 Uzay birimi **32**
4.2.2 Kontrol birimi **35**
4.2.3 Kullanıcı birimi **36**
4.3 GPS' in Çalışma Prensibi **37**
4.3.1 Sinyal yapısı **37**
4.3.2 Kod ölçüleri **39**
4.3.3 Taşıyıcı dalga fazı ölçüleri **41**
4.4 GPS Hata Kaynakları **46**
4.4.1 Yörünge hataları **46**
4.4.2 Uydu saat hataları **47**
4.4.3 Atmosferik hatalar **48**
4.4.4 Yansıma hataları **50**
4.4.5 Alıcı hataları **50**
4.4.6 Uyduların geometrisine bağlı konum hataları **50**
4.5 GPS Konumlama Yöntemleri **51**
4.5.1 GPS nokta konumlama **51**
4.5.2 GPS göreli konumlama **52**
4.5.3 Diferansiyel GPS **53**
4.5.4 Gerçek zamanlı kinematik **54**

5. TÜRKİYE' NİN GNSS GÖZLEM ALTYAPISI VE DEPREME YÖNELİK KULLANIM POTANSİYELİ 55
5.1 Tarihçe 55
5.2 Türkiye Ulusal Sabit GPS İstasyonları Ağı (TUSAGA) 55
5.3 TUSAGA-AKTİF (Türkiye Ulusal Sabit GNSS İstasyonları Ağı – Aktif) 56
5.4 Deprem Gözlemi Açısından Sabit GNSS İstasyonlarının Kullanımı 58
6. SARSMA TABLASI TESTLERİ VE DUYARLILIK ANALİZİ 62
6.1 Kullanılan Sarsma Tablasının Teknik Özellikleri 62
6.2 Sarsma Tablasına Sabitlenen Alıcılar ve Teknik Özellikleri 64
6.3 Uygulanan Testler ve Elde Edilen Kayıtlar 67
6.4 Sinyallerin Çapraz İlişkisi 69
6.5 Kayıtların Frekans İçeriğinin Karşılaştırılması 72
6.6 Kayıtların Gerçek Girdi ile Tutarlığı 74
6.7 Sismojeodezik Dalga Formunun ve Diğer Yer değiştirme Dalga formlarının Duyarlılığı ile Karşılaştırılması 77
6.7.1 Kalman filtresi ile sismojeodezik dalga formunun elde edilmesi 77
6.7.2 Yüksek frekanslı GPS ve sismometre için uygulanması 85
6.7.3 Sismojeodezik dalga formunun duyarlığı 86
7. SONUÇ VE ÖNERİLER 89
KAYNAKLAR 93
EK-1 Sarsma Tablası Testleri Kapsamında Elde Edilen Dalga Formları ve Duyarlıklarına İlişkin Diğer Grafikler 105
ÖZGEÇMİŞ 121

SİMGELER DİZİNİ

$I(t)$	Alet etkisi.
τ_p	Baskın periyot
m_b	Cisim dalgası büyüklüğü
$*$	Evrişim operatörü.
G	Farklı epoklardaki sistem girdisi.
$N(t)$	Gürültü.
Φ	İlişki matrisi.
q	İvme verilerinin matrisi.
$SR(t)$	Kayıt bölgesinin (zemin) etkisi.
$S(t)$	Kaynak fonksiyonu.
s	Kaynak gürültüsü.
B	Kaynak gürültüsünü sistem gürültüsüne dönüştüren matris.
x	Konum vektörü.
τ_p^{max}	Maksimum baskın periyot
M_w	Moment büyüklüğü
F	Parametreler ile bunların zamana bağlı değişimleri arasındaki ilişki.
$U(t)$	Sismogram.
H	Sistem girdisi fonksiyonu.
u	Sistem girdisi.
C_s	Sürekli sistemdeki gürültünün eşdeğişirlik dizeyi.
M_d	Süreye bağlı büyüklük
$E(t)$	Yayılma, soğurma ve saçılma etkilerini içeren dönüşüm fonksiyonu
$R(t)$	Yayınım örüntüsü etkisi.
M_l	Yerel büyüklük
M	Yüzey dalgalarından hesaplanan magnitüd.
M_s	Yüzey dalgası büyüklüğü

Kısaltmalar

AFAD	Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı
CORS	Continuously Operating Reference Station
DAF	Doğu Anadolu Fayı
DEİ	Deprem Erken İkaz Sistemi
GNSS	Global Navigation Satellite System
GPS	Global Positioning System
GSI	The Geospatial Information Authority of Japan
HGM	Harita Genel Müdürlüğü
IGS	International GPS Service
ITRF	International Terrestrial Reference Frame
KAF	Küzey Anadolu Fayı
KHK	Kanun Hükmünde Kararname
UKBS	Uydularla Konum Belirleme Sistemleri
KRDAE	Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü

LR	Rayleigh Dalgası
LQ	Love Dalgası
MAGNET	Marmara Bölgesi Sürekli GPS Gözlem Ağı
MTA	Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü
MM	Mercalli Cetveli
MSK	Medvedev-Sponheur-Karnik cetveli
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NSF	National Science Foundation
TKGM	Tapu ve Kadastro Genel Müdürlüğü
READI	Earthquake Analysis for Disaster Mitigation Network
REGARD	Real-time GEONET Analysis System for Rapid Deformation
RMS	Karesel Ortalama Hata
SGPS	Sürekli Küresel Konumlama Sistemi
SGYGİ	Sürekli Gözlem Yapan GPS İstasyonu
TAO	Transit Avrupa Otoyolu
TEM	Trans European Motorway
TR-KYH	Türkiye Ulusal Kuvvetli Yer Hareketi Veri Tabanı
TUJJB	Türkiye Ulusal Jeodezi ve Jeofizik Birliği
TUSAGA-Aktif	Türkiye Ulusal Sabit GPS Ağı-Aktif
TUTGA	Türkiye Ulusal Temel GPS Ağı
TUT-54	Türkiye Ulusal Datumu
UGS	Uluslararası GPS Servisi

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 2.1 Anadolu levhasının kayma mekanizması (Okay vd. 1999 dan düzenlenmiştir) 5
Şekil 2.2 Türkiye diri fay haritası (Emre vd. 2013) 5
Şekil 2.3 Türkiye sismotektonik haritası (Duman vd. 2017) 6
Şekil 2.4 Türkiye deprem tehlike haritası (AFAD 2018) 7
Şekil 2.5 Türkiye deprem gözlem istasyonları ağı (AFAD) 9
Şekil 2.6 Türkiye genelindeki mevcut hızölçerlerin yıllara göre dağılımı 10
Şekil 2.7 AFAD' ın işlettiği hızölçer istasyonlar 11
Şekil 2.8 Türkiye genelindeki mevcut ivmeölçerlerin yıllara göre dağılımı 13
Şekil 2.9 AFAD' ın işlettiği ivmeölçer istasyonlar 14
Şekil 3.1 Büyüklük ölçekleri arasındaki ilişki (Kanamori 1983) 17
Şekil 3.2 Richter ölçeğinin görselleştirilmiş versiyonu (Richter 1958). 18
Şekil 3.3 Richter ölçeğindeki depremin genliği ile ortaya çıkan enerji arasındaki ilişki 21
Şekil 3.4 21/07/2017 Gökova Körfezi depreminde doyuma ulaşan Seferihisar, İzmir' de konuşlu DGB (a) ve Aydın, kuşadasında konuşlu GCAM (b) hızölçer istasyonlarına ait kuzey-güney bileşen hız kayıtları 23
Şekil 3.5 21/07/2017 Gökova Körfezi depreminde bölgede bulunan geniş bant istasyonlar 24
Şekil 3.6 23/10/2017 Van depreminde bölgede bulunan geniş bant istasyonlar 24
Şekil 3.7 Kaynak mesafelerine göre deprem spektrumlarının gösterimi (Berger, 2005). 25
Şekil 3.8 Çeşitli sismometrelerin frekans ortamındaki cihaz tepkileri (Hutt, 1990). 26
Şekil 4.1 Dört GPS uydusu kullanılarak alıcının dünya üzerindeki konumunun belirlenmesi 31
Şekil 4.2 Küresel konumlama sisteminin birimleri 32
Şekil 4.3 Türkiye üzerindeki herhangi bir noktadan erişilebilen GPS uyduları ve yörüngesel yerleşimleri (Aktuğ 2016). 34
Şekil 4.4 Dünya üzerindeki GPS kontrol noktaları (Aktuğ 2016). 36
Şekil 4.5 GPS uydu sinyali bileşenleri (Aktuğ 2016). 39

Şekil 4.6 Tam sayı belirsizliği (Aktug 2016) 43
Şekil 4.7 GPS ile nokta konumlama (Aktuğ 2016). 52
Şekil 4.8 GPS ile göreli konumlama (Aktuğ 2016). 53
Şekil 4.9 Diferansiyel GPS ile konumlama (Aktuğ 2016). 54
Şekil 5.1 Türkiye Ulusal Sabit GPS İstasyonları Ağı (Kılıçoğlu vd. 2005). 55
Şekil 5.2 Türkiye farklı kurum ve kuruluşların işlettikleri sabit GNSS istasyonları 57
Şekil 5.3 Türkiye' deki sismik istasyonlar ile GPS istasyonlarının birlikte gösterimi 59
Şekil 5.4 Türkiye genelindeki sabit GNSS ve sismik istasyonların 5'er km açıklıkla eşlenik istasyon olarak gösterimi 61
Şekil 6.1 Kullanılan Testbox sarsma tablasının genel görünümü. 63
Şekil 6.2 Sarsma tablası testi çalışmaları ve kullanılan ekipmanlar 67
Şekil 6.3 Gökova K. depremine ait, GNSS, ivmeölçer ve gerçek girdilerin çapraz-korelasyon sunuçları 70
Şekil 6.4 Gökova K. depremine ait, Başlangıç zamanları düzeltilen GNSS, ivmeölçer ve gerçek girdinin çapraz-korelasyon sunuçları 71
Şekil 6.5 21.07.2017 Gökova Körfezi depreminin (Mw 6.5) 4812 istasyonunda alınan kaydı (a) ile 12.11.1999 Düzce depreminin (Mw7.2) 1401 istasyonundaki kaydı (b) (yeşil) ile sarsma tablası üzerine konuşlu GNSS (kırmızı) ve ivmeölçer (mavi) alıcıları ile ölçülen yer değiştirmeler. 72
Şekil 6.6 21.07.2017 Gökova Körfezi (a) ve 12.11.1999 Düzce depremlerine (b) ilişkin gerçek girdi, GNSS ve İvmeölçer kayıtlarının zaman serileri ve güç spektrumları 73
Şekil 6.7 21.07.2017 Gökova K. (a) ve 12.11.1999 Düzce depremlerine (b) ilişkin gerçek girdi-ivmeölçer ve gerçek girdi-GNSS kayıtlarının koherens grafikleri 76
Şekil 6.8 21.07.2017 Gökova Körfezi depremine ilişkin testte 4812 istasyonu kaydı (yeşil) ile ivmeölçer (mavi), GNSS (kırmızı) ve Kalman Filtresi sonucu elde edilen sismojeodezik (siyah) dalga formlarının karşılaştırılması 86
Şekil 6.9 12.11.1999 Düzce depremine ilişkin testte 1401 istasyonu kaydı (yeşil) ile ivmeölçer (mavi), GNSS (kırmızı) ve Kalman Filtresi sonucu elde edilen sismojeodezik (siyah) dalga formlarının karşılaştırılması 87
Şekil 6.10 Uygulanan Testlere göre gerçek girdi ile ölçülen kayıtlar arasındaki RMS değerlerinin birlikte gösterimi 87

ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge 3.2 Büyüklük ölçeklerinin karşılaştırmalı gösterimi 20
Çizelge 3.3 2011-2017 yılları arasında büyüklüğü M>6.6 olan depremler 22
Çizelge 4.1 Uydularla konum belirleme sistemleri 29
Çizelge 4.2 GPS' in sinyal yapısına ilişkin bilgiler 37
Çizelge 6.1 Kullanılan sarsma tablasının teknik özellikleri 63
Çizelge 6.2 Sarsma tablası üzerine sabitlenen alıcılar 64
Çizelge 6.3 Güralp CMG-5TD ivmeölçer sensörüne ait kalibrasyon değerleri 64
Çizelge 6.4 Güralp CMG-5TD ivmeölçer sayısallaştırıcısına ait kalibrasyon değerleri 65
Çizelge 6.5 Stonex S8 Plus GNSS alıcısının teknik özellikleri 66
Çizelge 6.6 Sarsma tablasında uygulanan deprem kayıtları 68
Çizelge 6.7 Sarsma tablasında uygulanan sinüs dalgaları 69

1. GİRİŞ

Deprem tektonik kuvvetlerin veya volkan faaliyetlerinin etkisiyle yer kabuğunun kırılması sonucunda ortaya çıkan enerjinin sismik dalgalar hâlinde yayılarak geçtikleri ortamları ve yeryüzünü kuvvetle sarsması olayı olarak tanımlanmaktadır (AFAD 2014b). Dünyanın sismik yönden aktif ve hasar yapıcı depremlerin meydana geldiği bölgelerinde şimdiye kadar milyonlarca insanın hayatını kaybettiği veya depremin yıkıcı etkilerine maruz kalarak zarar gördüğü bilinmektedir. Ülkemiz de dünyanın en etkin deprem kuşaklarından birinin üzerinde bulunmaktadır. Bunun sonucunda yakın geçmişte meydana gelen 17 Ağustos 1999 İzmit Gölcük (Mw7.4) depreminde 17.480 (TBMM 2010), 12 Kasım 1999 Bolu Düzce (Mw7.2) depreminde 763 (Bayındırlık ve İskan Bakanlığı 2000) ve 23 Ekim 2011 Van Merkez (Mw 7.0) depreminde 644 vatandaşımız hayatını kaybetmiştir (AFAD 2014a).

Can veya mal kaybına neden olabilecek, hasar yapıcı nitelikteki bir depremin enlemi, boylamı, derinliği, büyüklüğü ve oluş zamanının doğru ve hızlı olarak belirlenmesi, depremin hemen ardından, müdahale çalışmalarının kapsamının belirlenmesinde, bölgeye gerekli ve yeterli araç, gıda, barınma, sağlık hizmetleri, personel ve ekipmanın sevkiyatında, dolayısıyla afetten etkilenen insanların gelecekleriyle doğrudan ilgilidir.

Ülkemizin depremler ile mücadelede yol haritası olan, Afet ve Acil Durum Yüksek Kurulunun 09/08/2011 tarihli ve 2011/1 sayılı kararı, 18 Ağustos 2011' de, Bakanlar Kurulunca Kabul edilmiş ve resmi gazetede yayımlanarak yürürlüğe giren, Ulusal Deprem Stratejisi ve Eylem Planı (UDSEP-2023)' nın eylemleriyle de kesişen bu çalışmada ülkemizin afet yönetim stratejisine katkıda bulunmak maksadıyla, deprem büyüklüğünün belirlenmesi çalışmalarına disiplinlerarası bir yaklaşım ile hızlı ve güvenilir bir yöntem olma potansiyeli taşıyan sismolojik ve jeodezik verilerin kuvvetli taraflarının birleştirilmesi ve deprem gözlemine yönelik, ülkemizde ilk kez kurumsal ve operasyonel anlamda, kullanılması ile ilgili somut çıktılar elde edilmeye çalışılmıştır. UDSEP-2023' te belirlenen hedeflerin gerçekleşmesi amacıyla ortaya konan eylemlerin, çalışma konusuyla ilgili olanları aşağıda sıralanmıştır.

- Eylem A.1.1.2 : Yer kabuğunun yapısı ve jeodinamik evriminin anlaşılması yönündeki çalışmalara devam edilecektir.
- Eylem A.1.1.4 : Deprem öncesi, anı ve sonrasında fay zonlarındaki yerkabuğu deformasyonları ulusal ve yerel jeodezik ağlarla sürekli olarak izlenecek ve modellenecektir.
- Eylem A.1.1.5 : Depremlerin çok disiplinli ve sistematik araştrmalarla izlenmelerine devam edilecek ve bu çalışmaların sürekli kılınması sağlanacaktr.
- Eylem A.2.1.2 : Bazı diri fay parametrelerini elde edebilmek amacıyla faylardaki kayma hızları jeodezik yöntemlerle elde edilecektir. (Afet ve Acil Durum Yüksek Kurulu, 2011).

Jeofizik ve jeodezik yöntemlerin deprem araştırmalarında birlikte kullanılması yani deprem mekanizmasının daha iyi anlaşılmasında Eylem A1.1.5' te belirtildiği üzere disiplinlerarası bir yaklaşımın gerekli olduğu, bunun yanısıra bu çalışma çerçevesinde kullanılan Türkiye ulusal sabit GNSS istasyonları ağı-Aktif (TUSAGA-Aktif) verilerinin deprem gözlemi amacıyla temin edilme kabiliyeti kazanılmış olması Eylem A.1.1.4' te belirtildiği üzere yerkabuğu deformasyonlarının jeodezik ağlarla izlenmesi ve modellenmesi konusuna katkı sunmakta ve geleceğe yönelik bu kapsamda yapılması muhtemel çalışmalara imkan sağlamaktadır. Ayrıca hem Eylem A 2.1.2' de hem de Eylem 1.1.2' de belirtilen depremle ilgili çalışmalarda jeodezik ağların deprem gözlem sisteminde aktif kullanımı halihazırda ülkemizde gerçek zamanlı, kurumsal ve operasyonel olarak sadece Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı (AFAD) tarafından yürütülmeye başlanmıştır. Bu bağlamda jeodezik ağların tek başına kullanılması yerine sismik ağlarla birlikte kullanılmasının sağlayacağı faydalara değinilmiştir.

2. TÜRKİYE' NİN DEPREM GÖZLEM ALTYAPISI

Afet, toplumun tamamını veya belli kesimleri için fiziksel, ekonomik ve sosyal kayıplar doğuran, normal hayatı ve insan faaliyetlerini durduran veya kesintiye uğratan, etkilenen toplumun baş etme kapasitesinin yeterli olmadığı doğa, teknoloji veya insan kaynaklı olaydır. Afet bir olayın kendisi değil, doğurduğu sonuçtur' (AFAD 2014b). Ülkemizde doğurduğu sonuçlar bakımından ise en önemli doğa olayı depremdir.

Ülkemizde deprem gözleminin milli imkanlarla yapılmaya başlanmasının temeli 1973 yılında ilk ivmeölçer istasyonların kurulumu ile başlamış 1980 yılında ilk hızölçer istasyonlarının kurulumu ile devam etmiştir.

Türkiye'de afet yönetimi ve koordinasyonu alanında dönüm noktası 17 Ağustos 1999 Marmara Depremi'dir. Deprem sonrasında, 4452 sayılı kanun ile TBMM'den üç ay süreyle kanun hükmünde kararname (KHK) çıkarma yetkisi alınmış ve bu kapsamda 11 ay içerisinde 38 kanun ve kanun hükmünde kararname, 28 kararname, 6 yönetmelik,17 tebliğ ve 9 genelge çıkarılmıştır (Ergünay 2011).

2009 senesinde yürürlüğe giren 5902 sayılı Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığının teşkilat ve görevlerini düzenleyen kanunun, **deprem gözlemi açısından,** getirdiği iki önemli yenilik bulunmaktaydı. Bunlardan **ilki**, 21.03.2000 tarih ve 2000/9 sayılı Başbakanlık Genelgesi ile Depremlere ilişkin konularda halka güvenilir bilgiler vermek, deprem araştırmaları için öncelikli alanları belirleyerek kamu kurum ve kuruluşlarına politika ve stratejiler önermek, deprem konusunda kamu yöneticilerine danışmanlık yapmak, yasa, yönetmelik gibi düzenlemeler ve uygulamalar için merkezi ve yerel yönetimlere görüş ve önerilerde bulunmak gibi ana görevlerle görevlendirilmiş Ulusal Deprem Konseyinim kurulmasına benzer şekilde (Konsey 2007 yılına kadar görev yapmıştır) deprem zararlarını azaltmak, deprem sonrası yapılacak faaliyetler hakkında öneriler sunmak ve depremle ilgili araştırma alanları belirlemek amacıyla **Deprem Danışma Kurulunu** teşkil etmesidir. Bu kurul, hem bilimadamları, hem karar vericiler hem de sivil toplum kuruluşlarının yetkililerinin yer almaları dolayısıyle önem arz etmekteydi (Deprem Danışma Kurulu da 2018 yılına kadar görev yapmıştır).

İkinci ve daha önemli yenilik ise 2014 yılında 5902 sayılı kanuna eklenen (Ek: 20/2/2014-6525/34 md.) 'Deprem gözlemi yapan üniversiteler, yerel yönetimler ve tüm kurum ve kuruluşlar deprem gözlem verilerini eşzamanlı olarak Başkanlığa aktarır. Meydana gelen depremin büyüklük ve şiddeti gibi temel veriler kamuoyuna **resmî olarak sadece Başkanlık tarafından duyurulur**.' maddesidir. Bu madde, her büyük deprem sonrası yaşanan ve kamuoyunda kafa karışıklığına sebep olması muhtemel açıklamaların önüne geçmilmesi ve tartışmalara nokta koyması açısından son derece önemlidir. (bu hüküm 15 Temmuz 2018 tarih ve 4 sayılı Cumhurbaşkanlığı Kararnamesinin 40. maddesinde aynen korunmuştur)

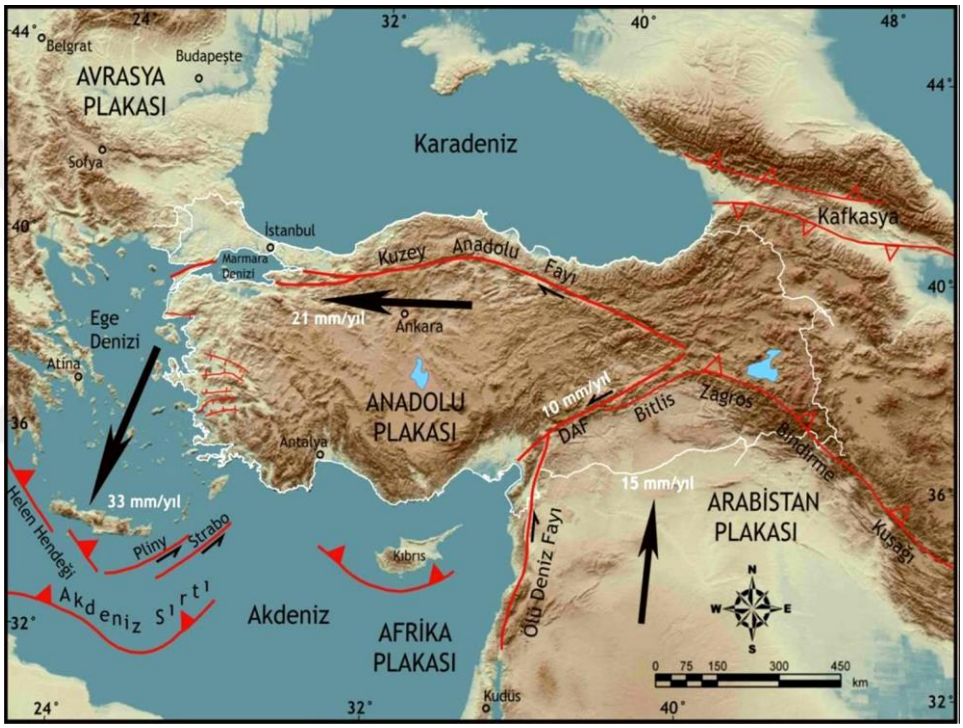
Ülkemizde deprem gözlemi genel olarak hız ve ivmeölçerler ile yüksek örnekleme aralıklı (100-200 Hz) dalga formları kullanılarak yapılmaktadır ve bu kayıtçılar kullanılarak depremin oluş yeri, oluş zamanı, odak derinliği, şiddet, magnitüd gibi kinetik parametreleri ile fayın atımı, fay düzleminin konumu vb. gibi dinamik parametreleri hesaplanmaktadır.

2.1 Deprem Gözlem Sistemlerinin Gerekliliği

Aktif tektonizmaya sahip ülkemizde meydana gelen depremlerin 7 gün 24 saat gözlenmesi sadece deprem mekanizmasının ve ülkemizin tektonizmasının daha iyi anlaşılması için değil, aynı zamanda meydana gelmesi muhtemel büyük bir deprem sonrasında kamuoyunun ve deprem sonrası doğacak etkilere müdahale edecek birimlerinin, depremin yeri ve boyutu konusunda hızlı ve doğru olarak bilgilendirilmeleri için bir zorunluluktur.Ülkemizin sık sık yıkıcı depremlere maruz kalması nedeniyle, deprem gözlemi altyapısının geliştirilmesi için politikalar geliştirilmiş, yatırımlar yapılmış, personel yetiştirilmiş ve ulusal deprem stratejisi ve eylem planı hazırlanmıştır (Afet ve Acil Durum Yüksek Kurulu 2011).

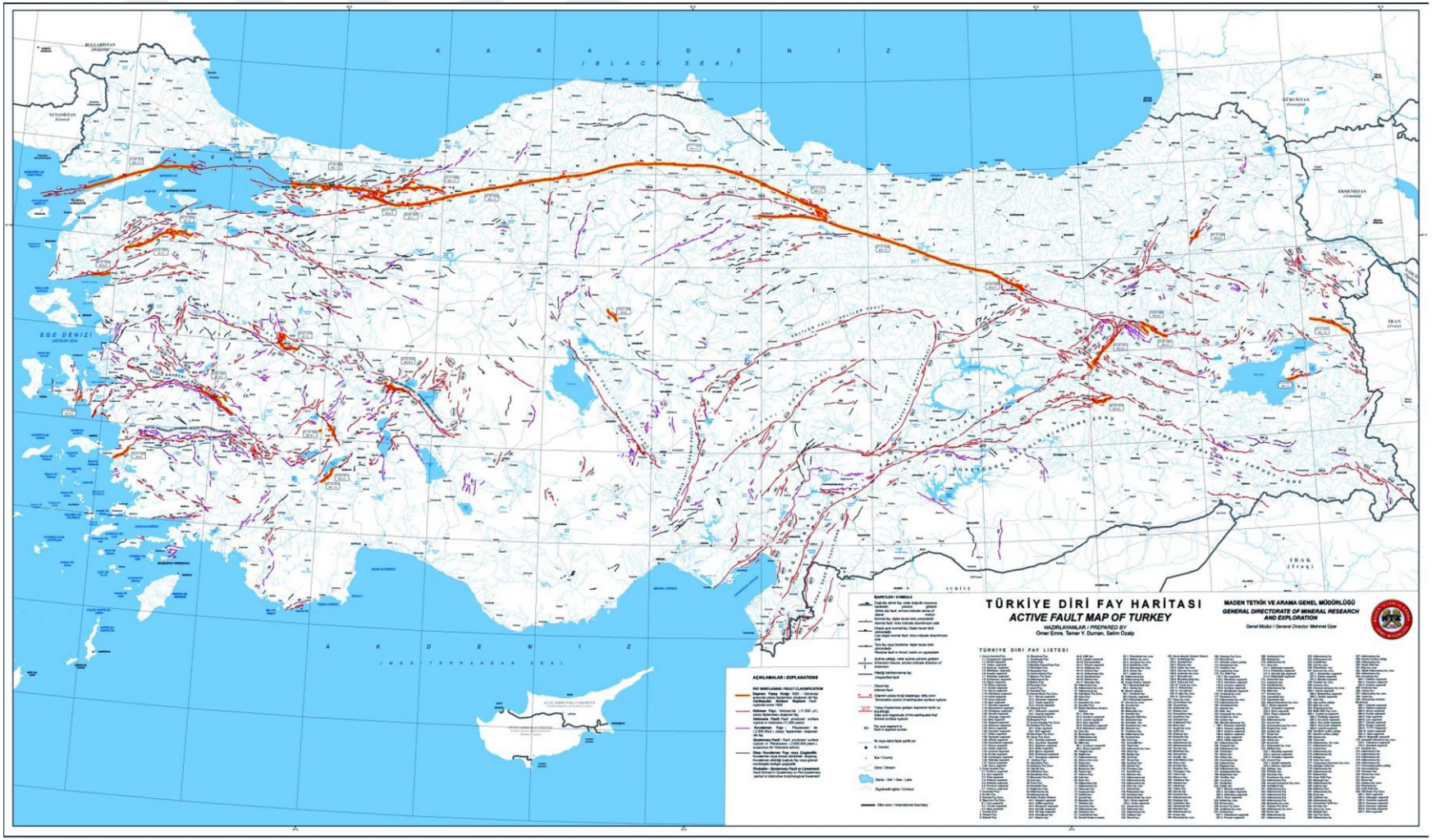
Alp-Himalaya deprem kuşağında yer alan ülkemizde meydana depremler, Atlantik Okyanus ortası sırtının iki tarafa doğru yayılmasına bağlı olarak Afrika-Arabistan levhalarının kuzey-kuzeydoğuya doğru hareket etmeleriyle ilişkilidir. (Atabey 2000)

Kuzey Anadolu Fayı (KAF) 1400-1500 km uzunluğundadır ve KAF ile Doğu Anadolu Fayı (DAF) arasında kalan Anadolu levhası yılda 13-27 mm hızla, batıya doğru hareket kaymaka ve en batıda ise Girit dalma-batma zonuna doğru ilerlemektedir. Yakın zamanda Anadolu'nun çeşitli kesimlerinden yapılan GPS ölçümlerine göre, Arap Yarımadası her yıl yaklaşık 18 mm kuzeybatıya doğru ilerlemektedir ve Anadolu, KAF boyunca yılda yaklaşık 24 mm, DAF boyunca yılda yaklaşık 9 mm batıya doğru hareket etmektedir. GPS ölçümleri Batı Anadolu'nun ise yılda 30±1 mm güneybatıya hareket ettiğini işaret etmektedir (Şekil 2.1).

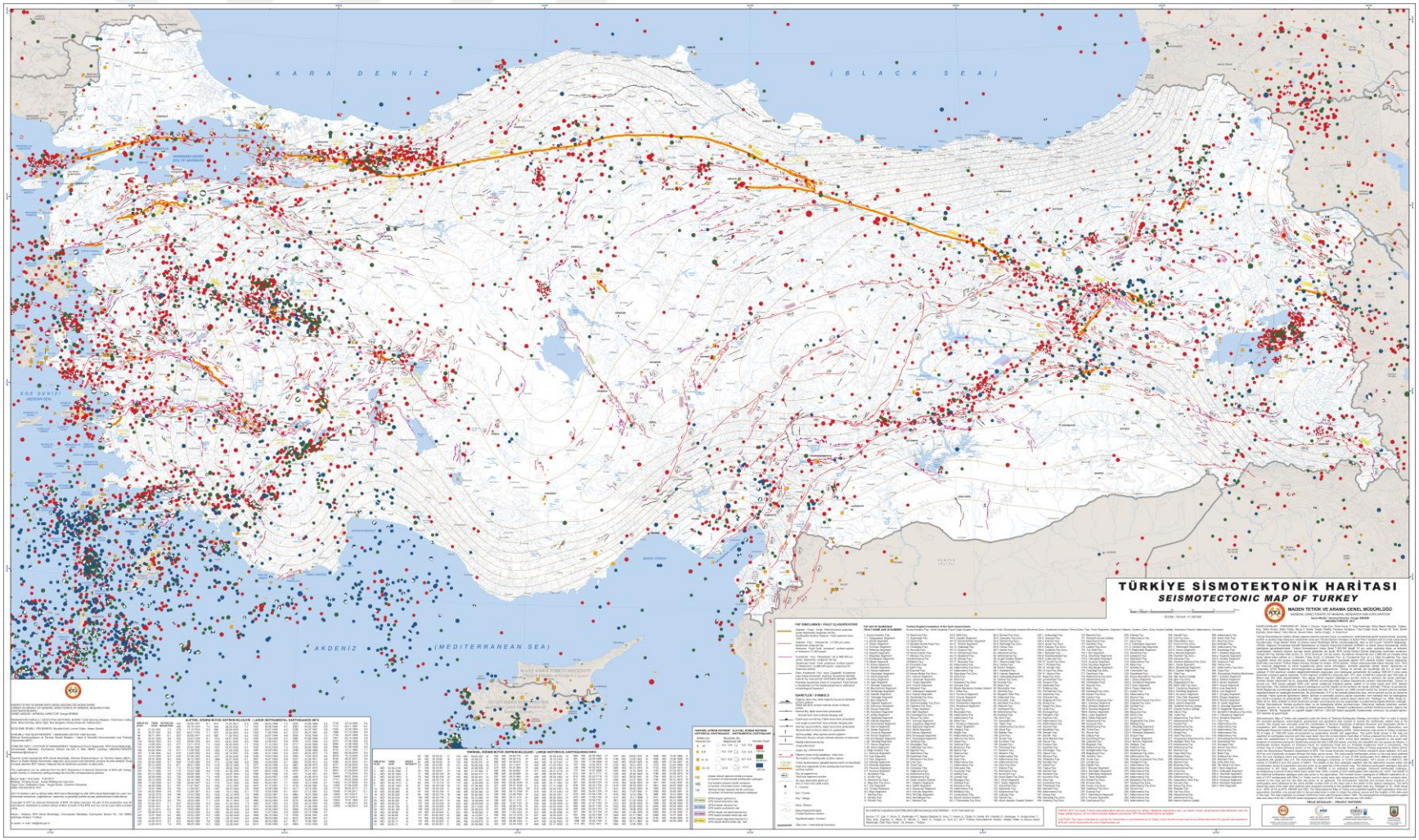


Şekil 2.1 Anadolu levhasının kayma mekanizması (Okay vd. 1999 dan düzenlenmiştir)

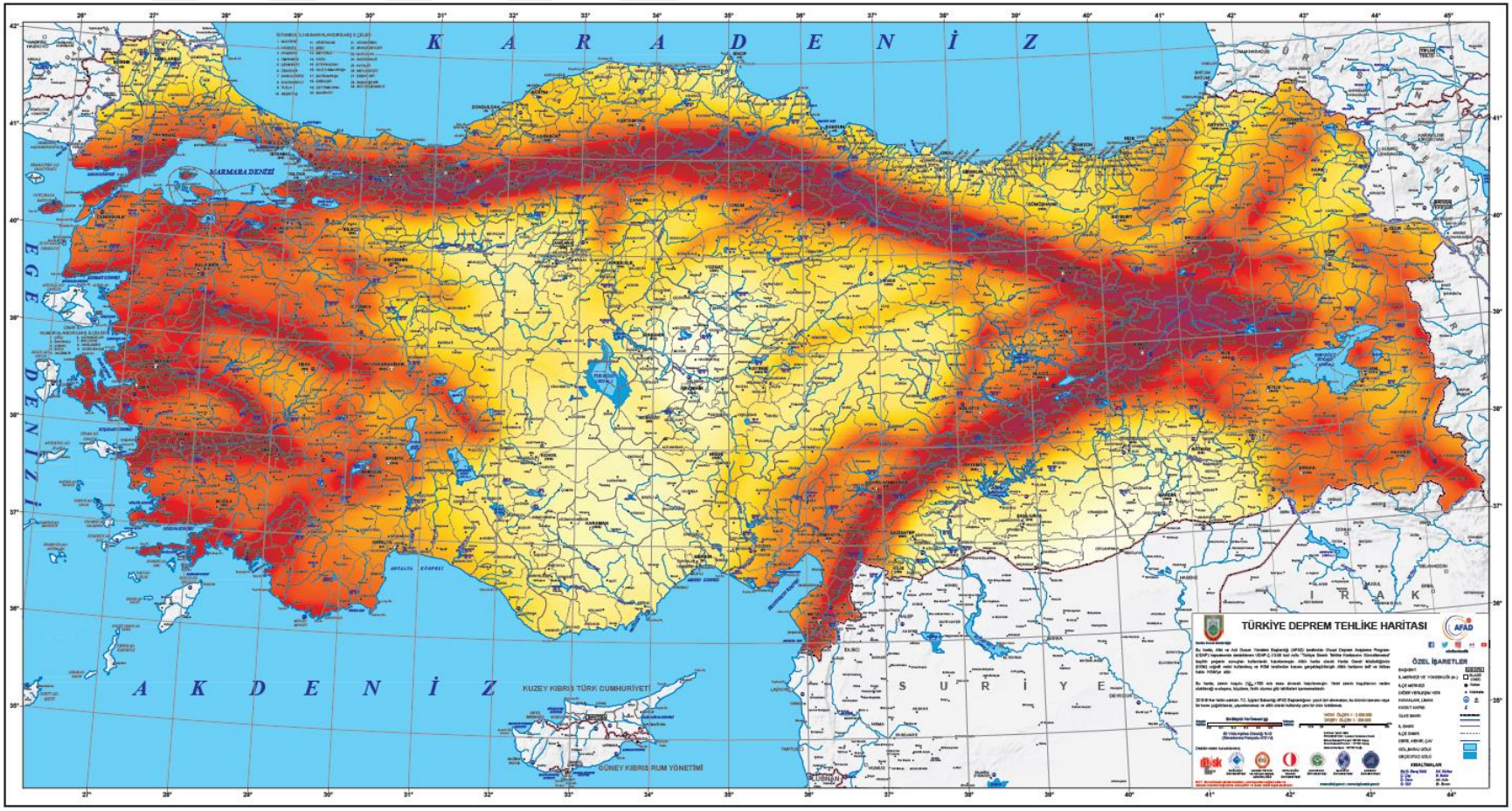
Anadolu levhasındaki yaşanan bu kayma ile birçok fayın gelişmekte ve bu durum da depremlerin oluşmasına neden olmaktadır. Türkiye deprem potansiyelinin daha iyi anlaşılabilmesi için Şekil 2.2' deki Türkiye diri fay haritasına, Şekil 2.3' deki Türkiye ve çevresinin sismotektonik haritasına ve Türkiye' nin deprem tehlikesinin anlaşılabilmesi için ise Şekil 2.4' teki Türkiye deprem tehlike haritası incelenebilir.



Şekil 2.2 Türkiye diri fay haritası (Emre vd. 2013)



Şekil 2.3 Türkiye sismotektonik haritası (Duman vd. 2017)

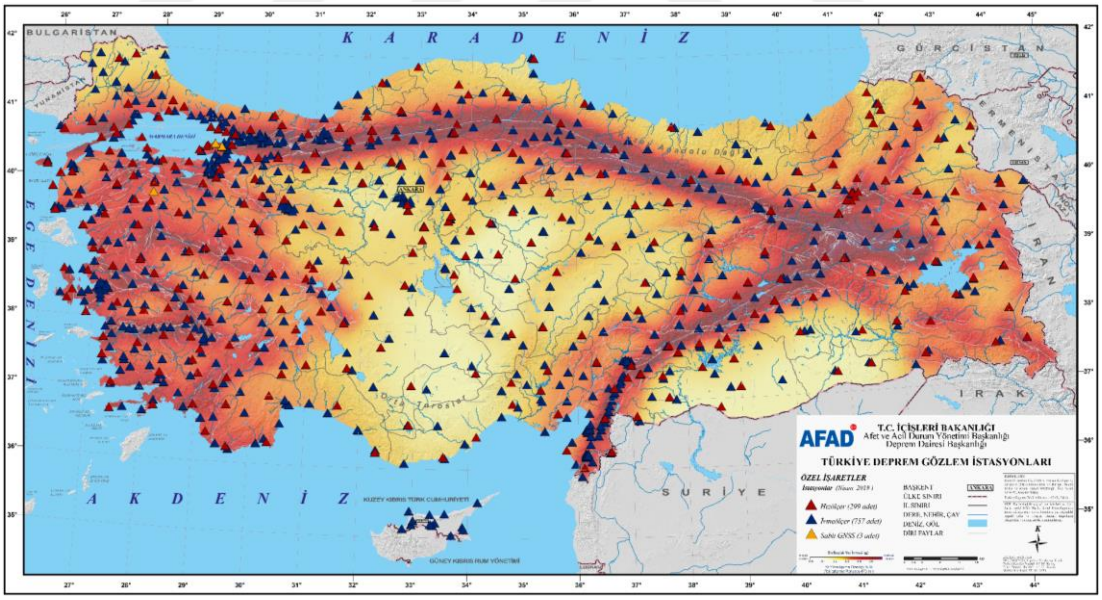


Şekil 2.4 Türkiye deprem tehlike haritası (AFAD 2018)

2.2 Ülkemizdeki Deprem Gözlem Sistemleri

Ülkemizde ortalama olarak her yıl, büyüklüğü 5 ile 6 arasında değişen en az bir deprem meydana gelmektedir. Bu nedenle ülkemizde deprem gözlem sistemlerinin duyarlığı ve deprem parametrelerinin yüksek doğrulukta hesaplanması müdahale çalışmalarını doğrudan etkileyeceği için, büyük önem taşımaktadır. Depremin lokasyonu, büyüklüğü ve yıkıcı etkisi, yapılacak müdahalenin kapsamını doğrudan etkileyecek nitelikte parametrelerdir.

Bu çalışmada Türkiye' deki deprem gözlem altyapısından bahsedilirken Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı, Deprem Dairesi Başkanlığı' nın işlettiği istasyonlar baz alınacaktır. Mayıs 2019 itibariyle 299 hız ve 757 ivmeölçer olmak üzere toplam 1056 deprem gözlem istasyonuyla Türkiye' deki her 4 deprem istasyonundan 3 ünü AFAD işletmektedir (Şekil 2.5).



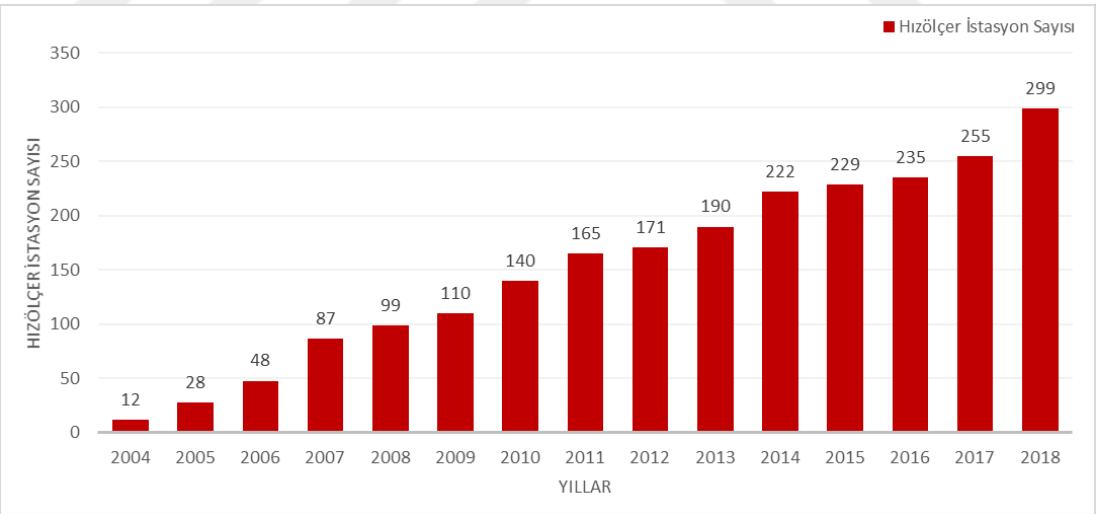
Şekil 2.5 Türkiye deprem gözlem istasyonları ağı (AFAD)

2.2.1 Hızölçer istasyonlar ile deprem gözlemi

1980 ile 1989 yılları arasında mürekkep yazıcılı kısa period sismograflarla yerel bazda kayıt alınmış, 1989 yılından itibaren Afet İşleri Genel Müdürlüğü bünyesinde bulunan

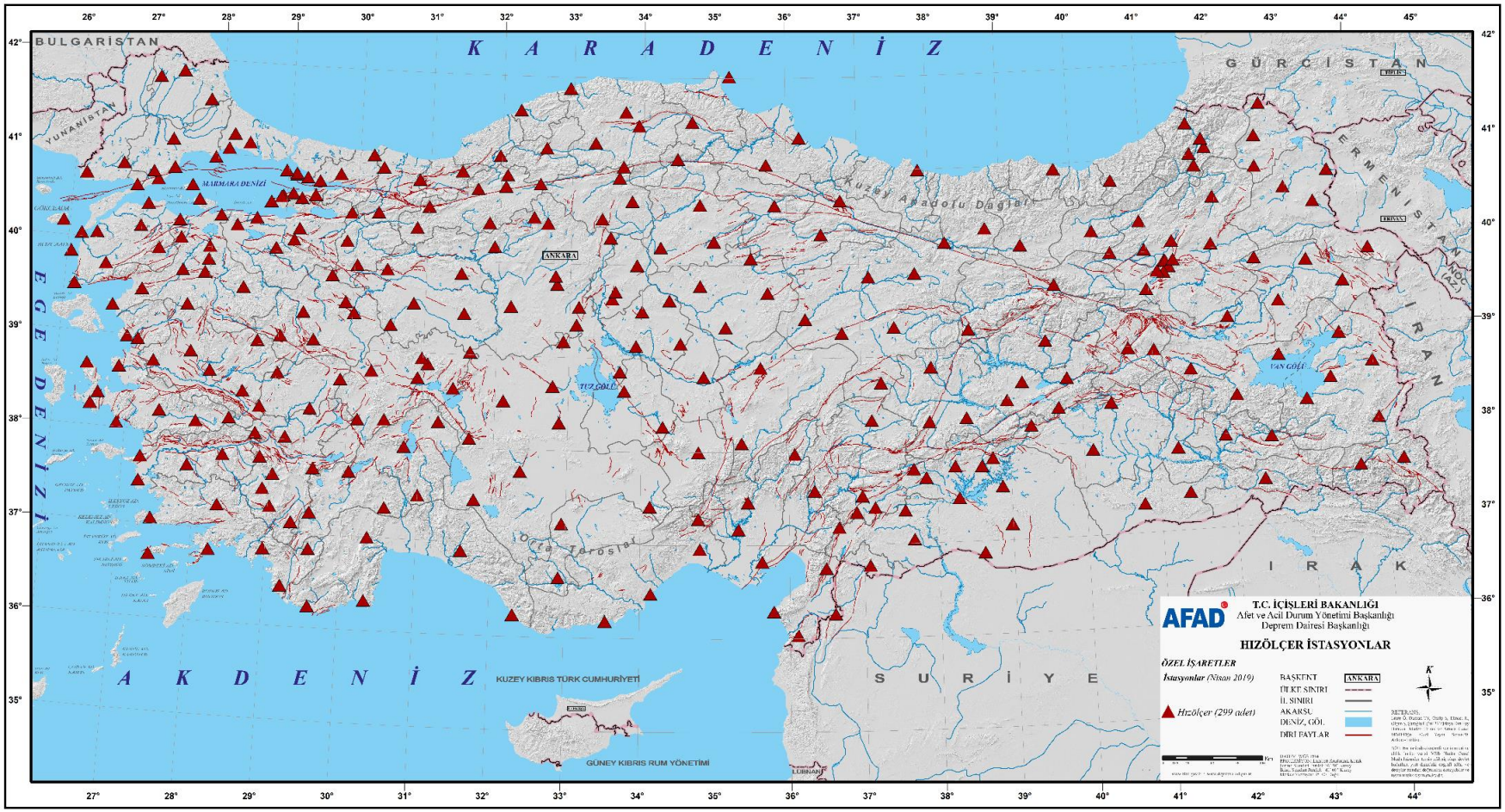
Deprem Araştırma Dairesince 12 istasyondan oluşan bir telemetrik deprem gözlem ağı kurulmuş, 1995' den sonra gelişen teknoloji ile ülkedeki telsiz bağlantısı altyapısından faydalanılması ile 2001 yılına kadar analog kayıtlar alınmıştır. 2005 yılından itibaren ise ilk uydu iletişimli geniş bant cihazların alımı yapılmış ve 2007 sonrası internetin gelişimi ile iletişim çeşitlendirilmiştir (Şekil 2.6).

Bayındırlık ve İskan Bakanlığınca 29 Eylül – 1 Ekim 2004 tarihlerinde, bilim insanları, araştırmacılar ve uygulayıcılardan oluşan komisyonlar kurulmuş, İstanbul' da bir deprem şurası gerçekleştirilmiş ve "Ülke çapında depremlerin izlenmesi, kaydedilmesi, değerlendirilmesi, arşivlenmesi ve duyurulması işleri gelişmiş bir Ulusal Deprem İzleme Ağı Sistemi altında ele alınmalıdır." kararı alınmıştır. O dönemki adıyla Deprem Araştırma Dairesinin, yukarıda bahsi geçen şuraya istinaden, hayata geçirdiği ve halen Başkanlığımız uhdesinde devam eden Ulusal Sismik Ağın Geliştirilmesi (USAG) projesi kapsamında, telemetrik gözlem ağı, dünya standartlarında, veri kalitesi yüksek ve gerçek zamanlı, Türkiye Deprem İzleme Ağı'na dönüştürülmüştür (Şekil 2.7).



Şekil 2.6 Türkiye genelindeki mevcut hızölçerlerin yıllara göre dağılımı

Mayıs 2019 itibariyle, AFAD tarafından işletilen 299 hızölçer istasyonla Türkiye ve yakın çevresinin deprem aktivitesi 7/24 esasına göre izlenmektedir. Veriler gerçek zamanlı ve sürekli olarak AFAD' a gelmekte ve depolanmakta ve Türkiye Deprem Veri Merkezi Sistemi üzerinden paylaşılmaktadır .



Şekil 2.7 AFAD' ın işlettiği hızölçer istasyonlar

Bahsi geçen istasyonların neredeyse tamamı genişband (broad band) cihazlarla donatılmıştır. 2 eksen yatay(N-S, E-W) ve 1 düşey eksen (Z) bileşende kayıt alan cihazların dinamik aralığı büyük olmakla birlikte hem yakın hem de uzaktaki depremleri kaydedebilmektedir.

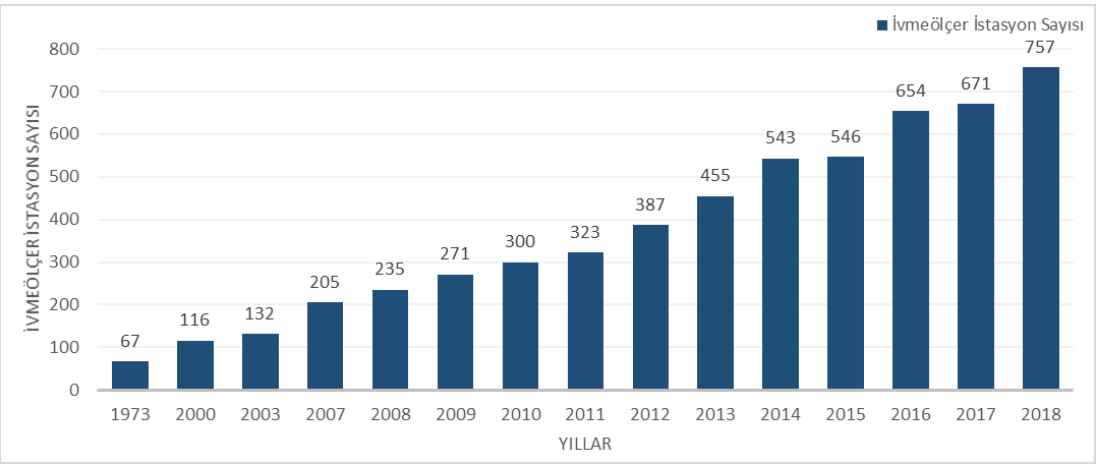
Hız kaydı bir deprem sırasında kaydedilen yer hızıdır. Aletin ölçtüğü değerin birimi m/s dir. Buradan yola çıkarak yapılan deprem gözelimi neticesinde depremlerin aşağıdaki parametreleri belirlenmektedir;

- Enlemi
- Boylamı
- Derinliği
- Büyüklüğü (Ml, Md, Ms, mb, Mw)
- Oluş zamanı

Bu parametrelerin olabildiğince hızlı hesaplanmasından sonra yetkililer, basın ve kamuoyu hemen bilgilendirilir. Bu işlem depremden etkilenen bölgeye yapılacak müdahale çalışmalarını doğrudan etkileyeceği için kritiktir. Ayrıca ülkemizde meydana gelen Mw ≥ 4.0 ve daha büyük bir depremden sonra, söz konusu depremin ne tür bir faylanmadan oluştuğunu belirlemek amacıyla P dalgası ilk hareket yönüne göre ve Moment Tensör yöntemiyle Odak Mekanizması çözümleri yapılmaktadır. Bu sayade deprem kaynak parametreleri belirlenmektedir (odak mekanizması, yırtılma süreci v.b.).

2.2.2 İvmeölçer istasyonlar ile deprem gözlemi

Ülkemizde ivmeölçer istasyonlarının kurulumuna ilk olarak 1973 yılında başlanmış, ilk kayıtlar 1976 yılında alınmıştır. 1990 lı yıllara kadar analog kayıtçılarla kuvvetli yer hareketi kaydedilmiş, sonrasında ise gelişen teknoloji ile sisteme sayısal kayıtçılar eklenmiştir. 2012 yılına gelindiğinde ise analog cihazlar sayısallarıyla tamamen yer değiştirmiştir. 2008 yılında çevrimiçi kayıt alınmaya başlanmış, 2013 yılında ise tüm sistem çevrimiçi kayıt alabilir hale gelmiştir (Şekil 2.8).

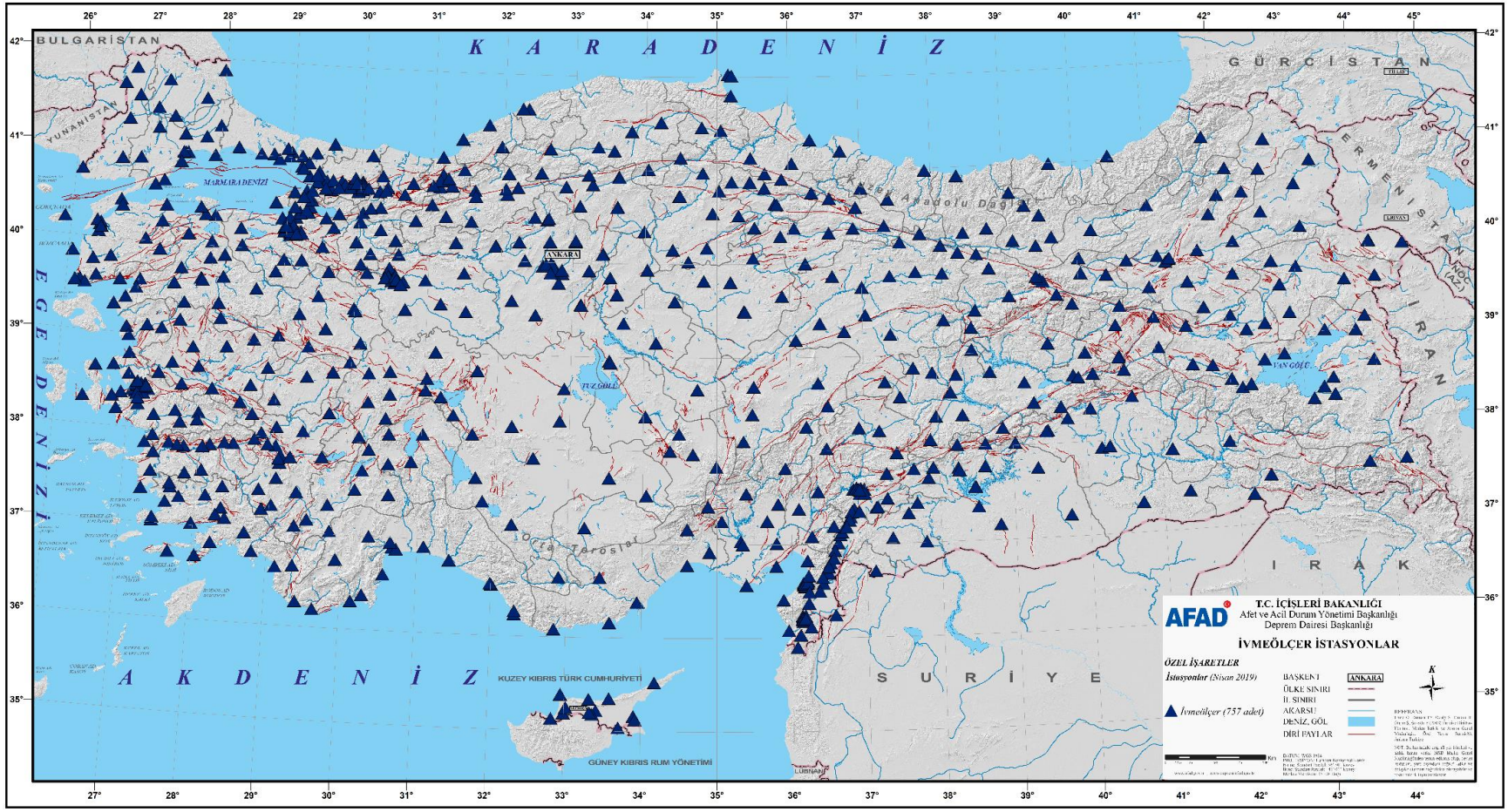


Şekil 2.8 Türkiye genelindeki mevcut ivmeölçerlerin yıllara göre dağılımı

Veriler, sürekli veya tetiklemeli modda (Dial-up, Internet, ADSL, GPRS/EDGE) iletişim araçları sayesinde ulaşmaktadır. Veriler, değerlendirildikten sonra kullanıcılara sunulmaktadır Türkiye' de tum yurda yayılmış, ivmeölçerlerden teşkil olan, kuvvetli yer hareketi gözlem ağı Başkanlığımız tarafından işletilmekte ve 7/24 kayıt alınmaktadır.

Ülkemizde büyük depremler üretmiş ve üretme potansiyeli bulunan Kuzey Anadolu Fay Sistemi, Doğu Anadolu Fay Sistemi ve Ege Çöküntü Sistemleri boyunca ivmeölçer istasyonları bulunmaktadır ve ulusal ölçekte ivmeölçer istasyonları ağının işletilmesi sayesinde , depremle her tür yapıya gelen ve hasar yapabilen kuvvetleri ölçülebilmekte buradan elde edilen verilerle deprem mühendisliği açısından depreme dayanıklı yapı tekniklerinin geliştirilmesine katkıda bulunulmakta, deprem bölgeleri haritasının hazırlanmasına yönelik çalışmalar yapılmakta, hasar yapıcı bir depremden hemen sonra deprem bölgesinde olması muhtemel yapısal hasarı ve can kaybını bölgeden henüz bilgiler gelmeye başlamadan tahmini olarak hesaplanmaktadır.

Ülkemizde, ulusal ölçekte, ivmeölçer istasyonları ağı, sadece AFAD tarafından işletilmektedir. 2019 yılı Mayıs itibariyle ivmeölçer İstasyon sayısı 757'dir (Şekil 2.9).



Şekil 2.9 AFAD' ın işlettiği ivmeölçer istasyonlar

Bu istasyonlardan gelen ivmelerin ölçülmesiyle depremin;

- Fiziksel boyutu
- Etki süresi
- Yer ve yapı ile etkileşimi
- Yıkıcı etkisinin kestirilmesi

çalışmaları yapılmaktadır.

Deprem sonrası ölçülen ivme değerleri, deprem anında zeminin ne kadar miktarda ve ne hızla sarsıldığının anlaşılması açısından önemlidir. Deprem nedeniyle zemin, deprem dalgaları tarafından harekete geçirilmektedir. Yapılar zeminin hareketine direnmekte ve sonuçta bina içinde yer hareketine ters yönde atalet kuvvetleri oluşmaktadır.

İvme kaydı bir deprem sırasında kaydedilen yer ivmesidir ve bu kayıt ivmeölçerler tarafından alınmaktadır. İvmeölçerin ölçtüğü değerin birimi cm/sn^2 bir diğer ifade ile gal' dir.

3. DEPREM BÜYÜKLÜĞÜNÜN JEOFİZİK ÖLÇÜLER İLE BELİRLENMESİ VE MEVCUT SORUNLAR

3.1 Depremin Büyüklüğünün Belirlenmesi

Günümüzde deprem gözlemi genel olarak genişbant hız ve kuvvetli yer hareketi kayıtları ile yapılmaktadır. Bu çalışmada magnitüd kavramının gelişiminden bahsedildikten sonra **moment magnitüd özelinde** açıklamalar yapılmıştır. Çünkü, eğer bir deprem için moment magnitüd hesaplanabilmişse diğer magnitüd türlerinin aksine doyuma ulaşmadığı için bu magnitüd türü tercih edilmektedir. Öncelikle, magnitüd kavramının temelini oluşturduğu için, Richter' in deprem magnitüd ölçeğine değinilmiş, sonrasında ise moment magnitüde yoğunlaşılmıştır. Depremin şiddeti tamamen farklı bir kavram olup bir noktadaki deprem şiddeti, depremin büyüklüğüne, jeolojik koşullara, bina yapısına, kaynak mesafesine bağlı olarak değişebilmektedir. Bu çalışmada şiddet kavramına değinilmemiştir.

Deprem büyüklüğünü belirlemek için en çok kullanılan büyüklük ölçekleri; depremin süresine bağlı (M_d), lokal (M_l), yüzey dalgası (M_s), cisim dalgası (m_b) ve moment (M_w) büyüklükleridir. Aletsel magnitüd, standart bir sismografla kaydedilen deprem hareketinin maksimum genlik ve periyot değeri ve alet kalibrasyon fonksiyonlarının kullanılması ile yapılan hesaplamalar sonucunda elde edilmektedir. Hacim dalgalarından hesaplanan büyüklükler (mb), ile yüzey dalgalarından hesaplanan büyüklükler ise (Ms) ile gösterilmektedir. Her iki magnitüd değerini birbirine dönüştürecek bağıntılar mevcuttur (Hisar 2014).

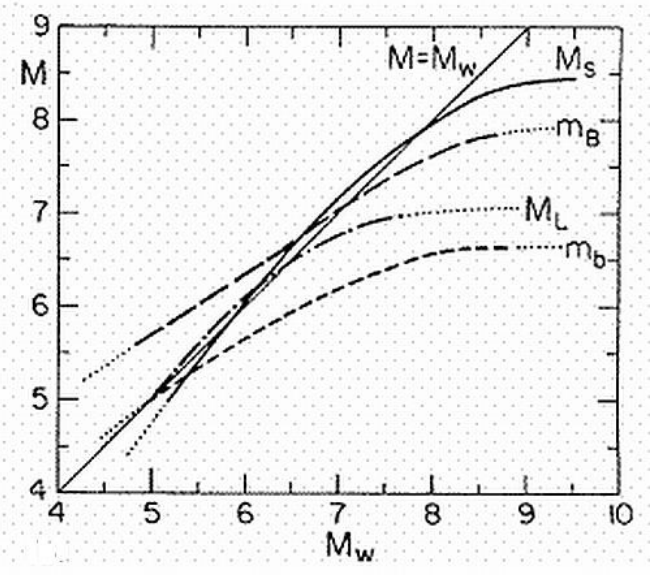
M_d : deprem ne kadar büyükse sismometrenin kaydedeceği salınımın uzayacağı prensibine dayanır ve merkez üzzü uzaklığına göre ölçeklendirilir. Bu yöntem 3 ten küçük ve 300 km den yakın depremler için kullanılır.

M_l : 1935 te Richter tarafından geliştirilmiş 6 dan küçük ve 700 km den yakın depremler için kullanılır.

M_s : uzak depremlerde cisim dalgaları saçılmakta ve yüzey dalgaları baskın olmaktadır. Yüzey dalgası büyüklüğü Rayleigh dalgalarının genliğine dayalı bir ölçektir. Ancak bu büyüklük sığ ve uzak depremler için kullanılmaktadır. Bu yöntem yukarıdaki iki yöntemin yetersiz kaldığı durumlarda 6 dan büyük depremler için tercih edilir.

m_b : Derin odaklı depremlerde yüzey dalgaları genellikle küçük olduğundan, cisim dalgasına ait genliklere dayalı olarak kullanılan bir ölçektir. Bu yöntem yüzey dalgası yöntemine benzemekle birlikte tek farkı kullanılan yüzey dalgası yerine cisim dalgası kullanılmasıdır.

Günümüzde depremlerin büyüklüğünün belirlenmesinde, birden fazla ölçek kullanılmaktadır. Bir büyüklük ölçeği belirli bir büyüklük bandında ve belli uzaklıktaki depremler için geçerliyken, daha büyük veya daha uzak depremler için daha farklı ölçekler kullanmak gerekmektedir. Deprem büyüklük ölçeklerinin karşılaştırmalı gösterimi Şekil 3.1' de verilmiştir.

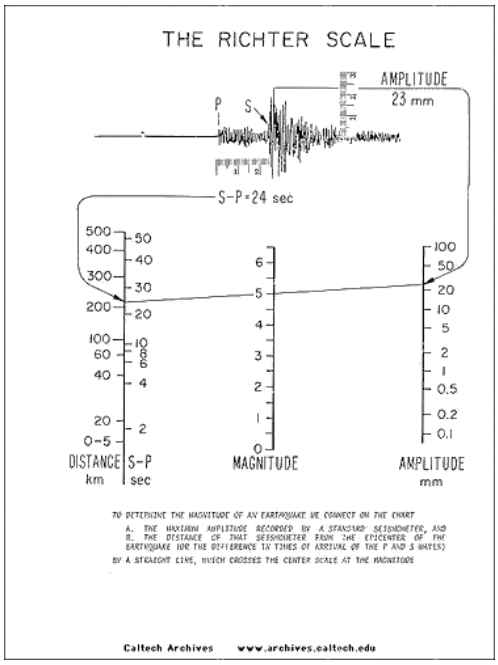


Şekil 3.1 Büyüklük ölçekleri arasındaki ilişki (Kanamori 1983)

Deprem büyüdükçe depremin genlik spektrumundaki güçlü etkiler daha düşük frekaslarda gözlenmektedir. Cisim dalgalarından hesaplanan büyüklük değeri 6.5 değerlerinden sonra asıl değerinden uzaklaşmakta ve gerçek değerinden daha küçük hesaplanmaktadır. Yüzey dalgalarından üretilen büyüklük değeri ise 8.0 değerlerinden sonra gerçeğinde küçük değerler vermeye başlar. Ayrıca yüzey dalgası büyüklükleri depremin kaynak özelliği ve derinliğinden etkilenirler. Cisim dalgası ölçümleri ise bu parametrelere daha duyarsızdır (Gürbüz 2012).

3.1.1 Richter magnitüd ölçeği

Deprem büyüklüğü, deprem esnasında ortaya çıkan enerjinin ifadesidir ve aletsel ölçü olan magnitüd ile tanımlanmaktadır. İlk olarak Richter (1935) tarafından tanımı yapılan Richter magnitüd ölçeği, merkez üssünden 100 km uzakta ve ana kayada konuşlanmış Wood-Anderson sismometresi ile kaydedilmiş zemin hareketinin mikron cinsinden (1 mikron 1/1000 mm) ölçülen en büyük genliğinin 10 tabanına göre logaritmasını bir depremin "magnitüdü" olarak belirlemektedir. Bu hesabın görselleştirilmiş hali Şekil 3.2' de verilmiştir.



Şekil 3.2 Richter ölçeğinin görselleştirilmiş versiyonu (Richter 1958).

Richter' in ölçeğinde büyüklüğü tayin eden faktörler denlik ve mesafe idi ve ölçeğin dışında kalan daha büyük depremler için uygun değildi. İlerleyen zaman ile gelişen sismometre teknolojisine paralel olarak kapasitesi artan bilgisayarlar ile daha geniş spektrumlarda depremlerin de kaydedilebildiği bir döneme girilmiş ve depremlerde ortaya çıkan enerjinin belirlenebilmesi bakımından yeni yöntemler geliştirilmiştir.

3.1.2 Moment magnitüt ölçeği

Geniş bant sismometrelerin kaydettiği sismogramlar ile gelişen bilgisayar teknolojisinin neticesinde yerdeğiştiren kütlenin ifade edildiği Moment büyüklüğü kavramı ortaya çıkmıştır (Hanks ve Kanamori 1979).

Bu noktadan itibaren depremin büyüklüğünü belirlerken artık sadece dalganın genliğini kullanmaktansa, ortaya çıkan enerji ile ilişkili, sismik moment kavramı kullanılmaya başlanmıştır. M_0' ın belirlenmesinde bir üst sınırın olmaması, alet bağımsız olması ve depremin büyüklüğünün ölçümünde tutarlı sonuçlar vermesi nedeniyle en güvenilir deprem büyüklüğü belirleme yöntemi olarak kabul edilmekte ve kullanılmaktadır ve geniş bant sismometrelerin kullanımı ile daha da önem kazanmıştır.

Sismik momentte esas olan kaydedilen sinyali ortaya çıkarabilecek kuvvettir ve hareket eden kayacın sertliği ile hareket mesafesi ve hareket eden kütlenin alanının çarpımı olarak ifade edilir.

μ : Malzemenin kırılma dayanımı (rigidity)

D : Birbirine göre hareket eden kütlelerden birinin atım miktarı (distance)

A : Hareket eden bloğun alanı (area) iken;

$$M_0 = \mu * D * A \tag{3.1}$$

Deprem sonucu hareket eden kütlenin sertliği arttıkça veya hareket eden alan büyüdükçe ya da kütlenin göreli olarak yer değiştirme miktarı arttıkça ortaya çıkan enerji de artacaktır. D ve A değerleri sismogramların matematiksel modelinden elde edilebilmektedir. (örn : Centroid Moment Tensor). Bu bilgiler ışığında Moment Magnitüdü (M_w) aşağıdaki bağıntıyla hesaplanır (Hanks ve Kanamori 1979).

$$M_w = {}^{2}/_{3} * logM_0 - 10.7 \quad (3.2)$$

Moment büyüklükte depremin oluşumu matematiksel olarak modellenmektedir ve büyük depremlerde ölçülen yer hareketi özellikleri, küçük depremlerdekine göre deprem büyüklüğüne daha az duyarlıdır. Bu olay doygunluk olarak tanımlanmaktadır. Cisim dalgası ve Richter yerel ölçekleri 6-7 magnitüd değerlerinde; yüzey dalgası ölçekleri ise yaklaşık 8 magnitüd değerinde doygunluk göstermektedir. Çok büyük depremlerin büyüklüklerini tanımlamada, doygunluğun olmaması için magnitüd ölçeği yer hareketi seviyesine bağlı olmamalıdır. Doygunluk göstermeyen tek magnitüd ölçeği moment magnitüd ölçeğidir. Bu ölçek sismik momente dayanmaktadır (Kramer 1996). Büyüklük ölçeklerinin yaygın kullanım özellikleri Çizelge 3.2' de verilmiştir.

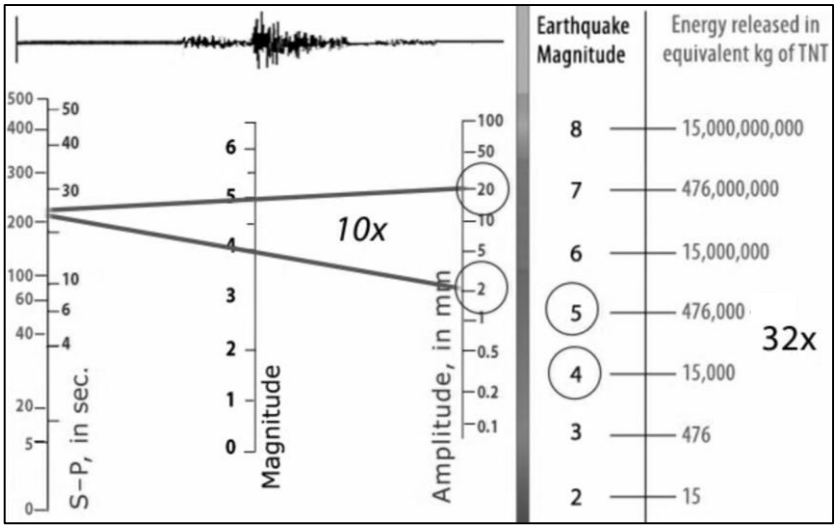
Çizelge 3.1 Büyüklük ölçeklerinin karşılaştırmalı gösterimi

Magnitüd Çeşidi	Magnitüd Aralığı	Uzaklık Aralığı	Açıklama
Md	M<4	0 – 400 km	Süreyi temel alır.
Ml	2 – 6	0 – 400 km	Maksimum genliği temel alır
Ms	5 - 8	20 – 180 derece	Uzak depremlerde, Rayleigh dalgalarını temel alır
Mw	M>3.5	Hepsi	Sismik momenti temel alır
mb	4 – 7	16-100 derece	P dalgalarının genliklerini temel alır
MLg	5 - 8	Hepsi	Love dalgalarının genliklerini temel alır
Me	M>3.5	Hepsi	Açığa çıkan sismik enerjiyi temel alır

3.1.3 Depremin büyüklüğü ile hasar yapıcılığının ilişkisi

Deprem yerkabuğunun belirli bir derinlikte kırılması olarak tanımlanabilir ve modern sismolojik sistemler ile depremlerin meydana getirdiği yer hareketini zamanın fonksiyonu olarak ifade etmek mümkündür. Depremin büyüklüğü, belli bir zaman diliminde kaydedilen sismogram üzerindeki deprem dalgalarının genliğinin logaritması olarak tanımlanmıştır (Richter 1935).

Meydana gelen iki depremden biri diğerinden daha büyükse kaydedilen sismogramda genliğin de daha büyük olması öngörülebilirdir. Büyüklükleri 4 ve 5 olan iki depremi ele alırsak, büyük olan deprem için, sismogramda 10 kat daha büyük bir genlik oluşur fakat bu depremler yıkıcılık bakımından karşılaştırıldığında ortaya çıkan enerjiye önem kazanır. Depremin 4 değil de 5 büyüklüğünde olmasına neden olan yerkabuğundaki yırtılmada meydana gelecek değişiklik sonucunda ya daha büyük bir alan kırılmış, ya daha fazla atım olmuş ya da ikisi birden meydana gelmiş demektir. Bu da ortaya çıkan enerjiyi 32 kat arttıracaktır (Şekil 3.3).



Şekil 3.3 Richter ölçeğindeki depremin genliği ile ortaya çıkan enerji arasındaki ilişki

Richter ölçeğine göre bir magnitüdlük değişimde genlikteki artış 1/10 ise ortaya çıkan enerjide meydana gelen değişim 1/32 olarak ifade edildiğinde, depremin büyüklüğü

arttıkça loagirtmik artış devam edecektir, örneğin 8 büyüklüğünde bir deprem 5 büyüklüğünde bir depreme göre 32000 kat daha büyük bir enerji ortaya çıkarmaktadır.

3.2 Depremin Büyüklüğünün Belirlenmesindeki Sorunlar

Meydana gelen bir depremin büyüklüğünün belirlenmesinde kullanılan en yaygın yöntem, yerkabuğunun sarsıntısını ölçen sismik sensörler kullanmaktır. Sismik verilere dayanan bu ölçümlerde depremin büyüklüğü arttıkça hata yapma olasılığı artmaktadır. Geleneksel sismik ölçümler deprem sırasında yerin hareketinin iki çeşidinden birisinin ölçülmesine olanak tanır: zeminin dinamik sallanması. Oysa burada meydana gelen bir hareket daha vardır : depremden sonraki kalıcı yerdeğiştime.

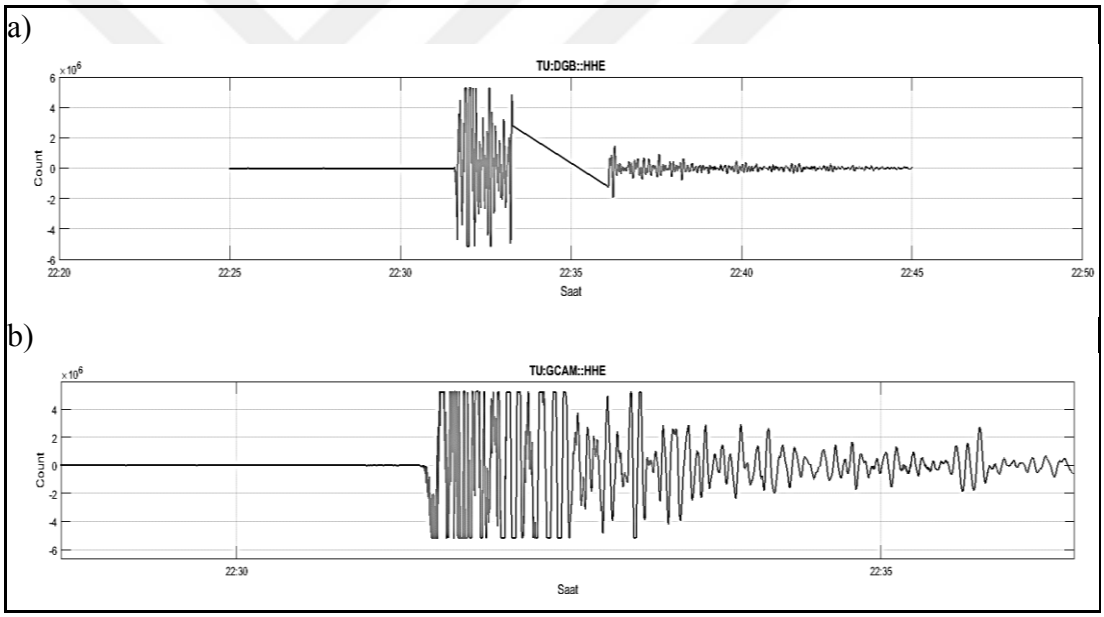
Müdahale çalışmaları açısından en önemli deprem parametresi deprem büyüklüğüdür. Geride bıraktığımız 18 senede, ülkemizde, 3 adet $Mw \geq 7.0$ deprem meydana gelmiş ve 18.887 kişi hayatını kaybetmiştir. Meydana gelen bu 3 büyük depremde büyüklükte, depremden sonra, AFAD Deprem Dairesi Başkanlığı, Deprem kataloğunda düzeltmeler yapılmış ve Van Merkez, Bolu Düzce ve İzmit Gölcük depremleri sırasıyla Mw 7.0, 7.2 ve 7.6 olarak güncellenmiştir. Çizelge 3.3' te düzeltmeler yapılmadan önceki ve düzeltme sonrası deprem büyüklükleri tipleriyle birlikte gösterilmiştir.

Çizelge 3.2 2011-2017 yılları arasında büyüklüğü M>6.6 olan depremler

Tarih(UTC)	Tip	Büyüklük	Revize Tip	Revize Büyüklük	Yer
23.10.2011 10:41:20	Ml	6.7	Mw	7.0	Merkez (Van)
12.11.1999 17:57:21	Md	7.2	Mw	7.2	Düzce (Bolu)
17.08.1999 00:01:39	Md	7.4	Mw	7.6	Gölcük (izmit)

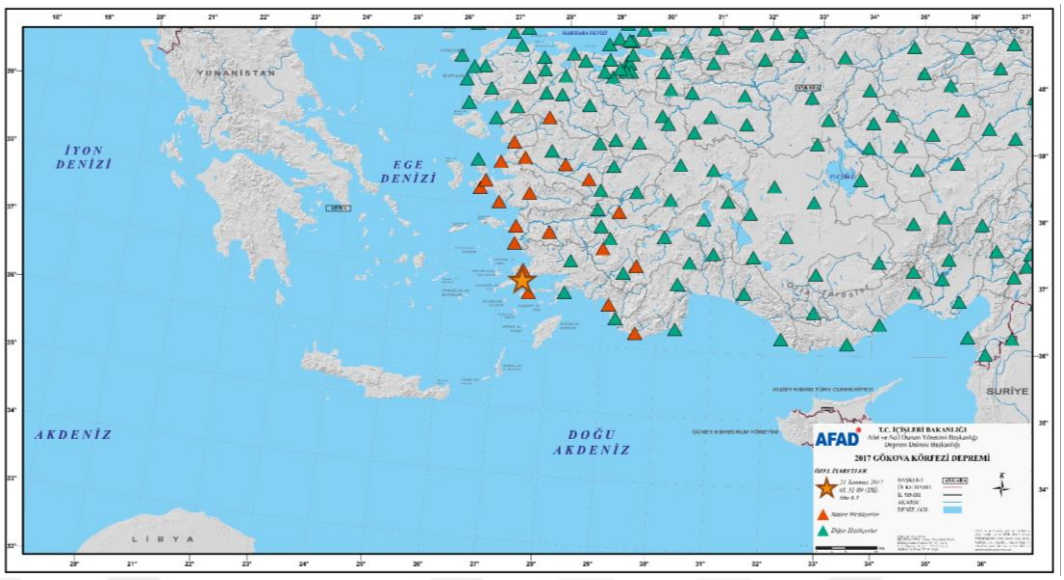
Türkiye tektonik yapısı nedeniyle yeni depremlere gebedir. Bu nedenle deprem parametrelerinin doğru ve hızlı hesaplanması da arama kurtarma çalışmalarını yönlendireceği için önem arz etmektedir. Ayrıca unutulmamalıdır ki, ülkemizde

meydana gelen neredeyse bütün büyük depremlerde, genişbant sismometrelerin clip olma (doyuma ulaşma) durumları mevcuttur. Genişbant sismometrelerin ölçebildiği maksimum ve minimum genlik oranı yüksek olsa da büyük depremlerde ölçülmesi gereken hız bu eşiği aşabilmekte ve genişbant sismometreleri doyuma ulaştırabilmektedir. Doyuma ulaşan geniş bant istasyonlara en güncel örnek 21.7.2017 tarihinde, , Türkiye saati ile 01:31:09 ‘ da 6,5 (Mw) büyüklüğünde meydana gelen Gökova Körfezi depremidir. Deprem Muğla açıklarında Kos adası yakınlarında meydana gelmiştir. Bölgede bulunan ve doyuma ulaşan çok sayıda istasyondan sadece 2’ sine ait kayıtlar Şekil 3.4’ te gösterilmiştir. DGB (İzmir, Seferihisar) istasyonunun daha deprem devam ederken birkaç dakikalığına kayıt almayı bıraktığı, GCAM (Aydın, Kuşadası) istasyonunun ise doyuma ulaştığı görünmektedir.



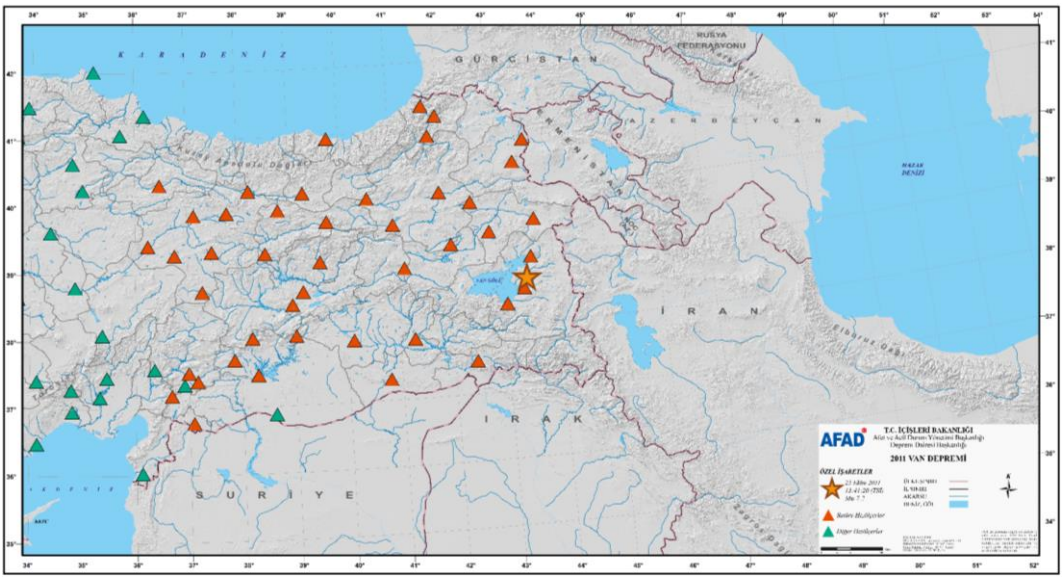
Şekil 3.4 21/07/2017 Gökova Körfezi depreminde doyuma ulaşan Seferihisar, İzmir’ de konuşlu DGB (a) ve Aydın, kuşadasında konuşlu GCAM (b) hızölçer istasyonlarına ait kuzey-güney bileşen hız kayıtları

Bahsi geçen Gökova Körfezi depreminde bölgede depremi kaydeden birçok hızölçer istasyon bulunmakla birlikte yakındaki istasyonların büyük çoğunluğu doyuma ulaşmıştır (Şekil 3.5).



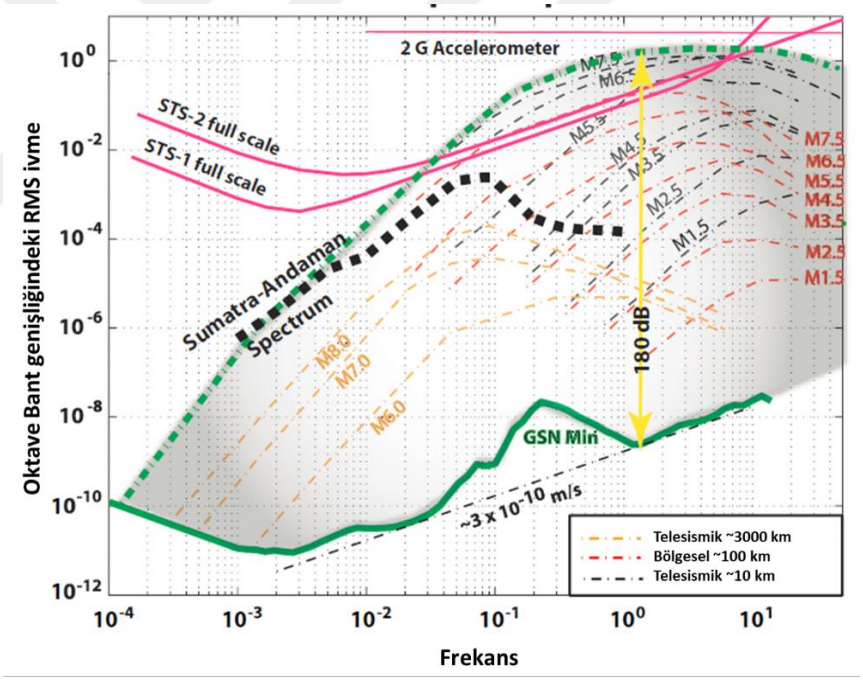
Şekil 3.5 21/07/2017 Gökova Körfezi depreminde bölgede bulunan geniş bant istasyonlar

Daha çarpıcı bir örnek ise 23.10.2011 tarihinde 13:41:20 TSİ' de meydana gelen Van depremidir. Bu deprem karada meydana gelmiş ve yakın civardaki bütün istasyonları doyuma ulaştırmıştır. Depremin büyüklüğü ilk önce 6,7(Ml) sonrasında ise 7.0(Mw) olarak verilmiştir. 100 lerce kilometrelik alandaki bütün hız kayıtçılarının doyuma ulaştığı bu depremden sonra faz okumaları uzak istasyonlardan yapılmış ve depremin büyüklüğünde revize yapılması icap etmiştir (Şekil 3.6).



Şekil 3.6 23/10/2017 Van depreminde bölgede bulunan geniş bant istasyonlar

Daha önce de bahsedildiği üzere 1900’ lerden günümüze sismometreler, gelişen teknolojiye paralel olarak. Daha hasas cihazlar olmuş ve daha geniş spektrumlarda olayları kaydedebilir hale gelmişlerdir. Depremin boyutu büyüdükçe genlik spektrumu düşük frekanslara doğru kaymaktadır. Sismik sensörler frekans tepkileri, kendi gürültüleri ve dinamik aralıkları ile ifade edilebilirler. Sensörün dinamik aralığı ölçülebilecek en büyük ve en küçük genlik oranıyla ifade edilir. Günümüz geniş bant sismik kayıtçılarının dinamik aralığı geniş olmakla birlikte büyük depremlerde bu aralık yeterli gelmeyebilmektedir. Bunun sonucunda da Şekil 3.7’ de görüldüğü gibi eşik değer aşılmakta ve depremler olması gerektiği gibi kaydedilememektedir. Geniş bant sismometrelerin büyük depremlerde doyuma ulaşmamasını sağlamak için hassasiyetleri değiştirilebilir fakat bu küçük depremleri kaydedememez hale gelerek geniş bant özelliklerini kaybedeceklerdir.

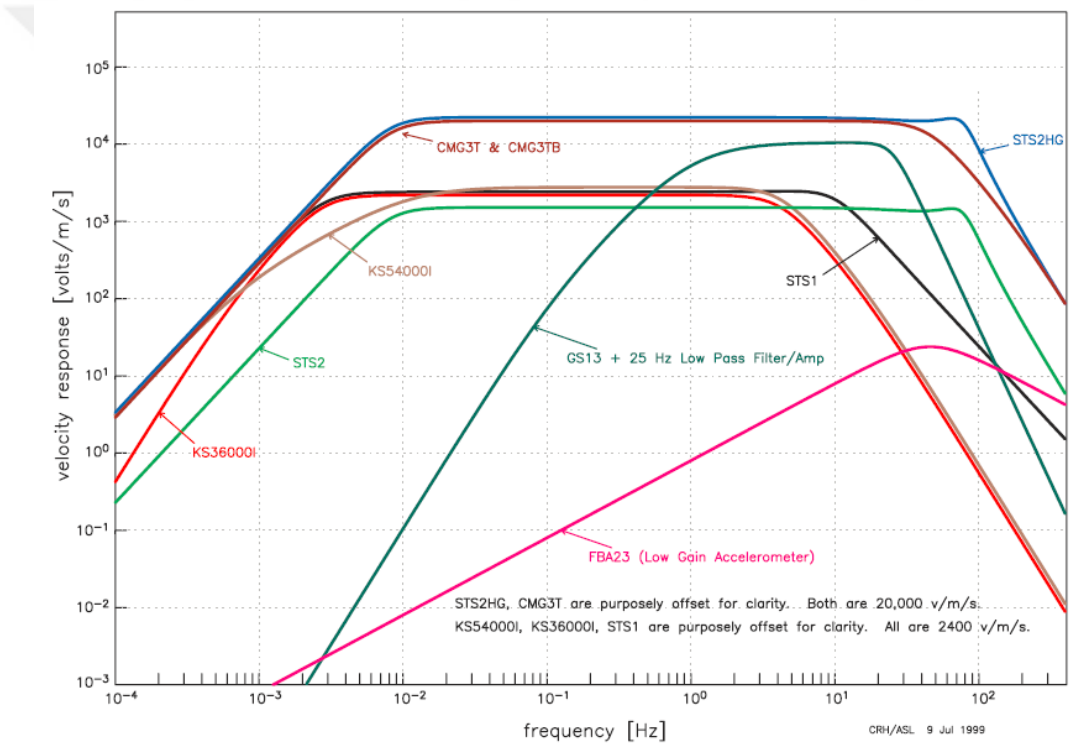


Şekil 3.7 Kaynak mesafelerine göre deprem spektrumlarının gösterimi (Berger, 2005).

Şekil 3.7’ de ince siyah kesik çizgiler 1.5 den 7.5 e yerel depremlerin ivme spektrumunu, kırmızı kesik çizgiler 1.5 den 7.5 e bölgesel depremlerin ivme spektrumunu, turuncu kesik çizgiler 6 dan 8 e telesismik depremlerin ivme spektrumunu göstermektedir. Bunun yanında pembe çizgiler Sts1 ve 2 broadband hız

kayıtçılarının kaydedebileceği üst sınırı nitelemektedir ve görüleceği üzere 5.5 üzeri yerel depremlerde doyuma ulaşmaktadırlar.

Ayrıca koyu yeşil çizgi dinamik aralığın altı sınırı olan cihaz gürültü seviyesini göstermektedir. Dinamik aralığın altı sınırı olan gürültü seviyesi ile yerel 7.5 lik depremin arası 180 dB olarak gösterilmiştir. Fakat geniş band cihazların dinamik aralığı fabrika şartlarında 160 dB civarındadır. İstasyonlarda kullanılan diğer ekipmanlar dolayısıyla bu aralık 140' lara düşmekte ve geniş bant kayıtçılar doyuma ulaşmaktadır (Şekil 3.8).



Şekil 3.8 Çeşitli sismometrelerin frekans ortamındaki cihaz tepkileri (Hutt, 1990).

Bu da en modern kayıtçılarla gözlem yapılsa dahi en yakın istasyonlar (~10 km) uzaklıktaki istasyonlar M 5.5, orta mesafedeki istasyonlar (~100 km) M 7.5 depremlerde doyuma ulaşacaktır. Ayrıca istasyonun bulunduğu zeminin koşulları bu mesafeleri daha da arttıracaktır. Bununla birlikte tüm dalga formunun (full waveform) ters çözümü sismik veriler kullanılarak ile yapılmaktadır. Sismik ölçümlere dayalı modellerde özellikle **büyük depremlere ilişkin statik ofset** belirlenemediğinden,

sismik moment, sadece yırtılma modeline bağlı olarak hesaplanmaktadır. Bu nedenle, özellikle büyük depremlerde, deprem büyüklüğü olduğundan daha küçük çıkmaktadır (Kedar vd. 1994; Park vd, 2005). Hız ve ivme dalga formlarında, büyük genlikli depremlerde, yer değiştirme elde edilmesinde önemli sorunlar mevcuttur. Özellikle, hız ve ivme dalga formlarındaki uzun dalga boylu hatalar (drift vb.) yüksek duyarlıklı yer değiştirmelerin elde edilmesine izin vermemektedir.

Nihai deprem büyüklüğünün, deprem dalgalarının ilk safhalarındaki veriler yardımıyla belirlenebileceği bir model "deterministik" (Olsan ve Allen 2005) olarak tanımlanmakta ve bu modelde P-dalgasının farklı özelliklerinden yararlanılmaktadır: maksimum baskın periyot ($\tau_p{}^{max}$) (Nakamura 1988), baskın periyot (τ_p) (Wu and Kanamori, 2005), yer değiştirme büyüklüğü (d_p) (Wu ve Zhao, 2006), maksimum yer değiştirme büyüklüğü ($d_p{}^{max}$) (Crowell vd. 2013). Bununla birlikte, son dönemdeki 1999 Chi-Chi (M_w7.6), 1999 Hector Mine (M_w7.1) ve 2003 Tokachi-Oki (M_w8.3) gibi büyük depremler için yapılan testlerde kuvvetli yer hareketi ölçerlerden elde edilen yer değiştirmeye dayalı kestirimlerin daha duyarlı olmakla birlikte özellikle büyük depremleri **olması gerekenden daha küçük olarak kestirdiği** gözlenmektedir (Brown vd. 2011; Crowell vd. 2013). Bunun bir nedeni, kuvvetli yer hareketi verilerindeki rotasyon ve tiltlerine bağlı olarak meydana gelen düşük frekanslı hataların giderilmesi için yüksek geçirimli (0.075 Hz) (Wu ve Zhao 2006) veya band (0.075 Hz- 3 Hz) (Hoshiba ve Iwakiri 2014) geçirimli filtrelerin kullanılmasıdır. Yüksek geçirimli filtreleme, düşük frekanslı uzun periyotlu sürüklenme (drift) hataları yanında yer değiştirme büyüklüğünün (d_p) belirlenmesinde etkili olabilecek düşük frekanslı sinyalleri de filtrelemektedir. Diğer yandan, (d_p) belirlenmesinde kullanılacak yer değiştirmeler sismometrelerden elde edilen hız ve ivmeölçerlerden elde edilen ivme verilerinin zamana göre sırasıyla birinci ve ikinci integrasyonu ile elde edilmektedir ve ivme ve hız kayıtlarından yer değiştirmelerin elde edilmesinde sorunlar bulunmaktadır (Graizer 1979; Iwan 1985; Boore 2001 ve Boore vd. 2002).

Temel olarak, deprem gözlem istasyonlarının konuşlandığı yerlerde deprem etkisiyle meydana gelen dönüklük ve ötelemelerin sismometreler ile ayırt edilememesi nedeniyle, dönüklüklerin bir kısmı öteleme olarak kaydedilmektedir (Graizer 2006;

Pillet ve Virieux 2007). Sismometrelerde baz değişikliğine neden olan bu durum yüksek sürüklenme (drift) hatalarına neden olmaktadır. Bununla birlikte, atalet bir sistemdeki kuvvetli yer hareketi gözlemlerinden yer değiştirmelerin elde edilmesinde gecikme (hysteresis), kullanılan nümerik integralin göreli olarak düşük duyarlığı, sensör dönüklük ve eğim (tilt) hatalarına bağlı sürüklenmelerin giderilmesi önemli bir sorun oluşturmaktadır (Boore 2001).

Sismometre verilerindeki düşük frekanslı driftlerin giderilmesi için kullanılan yöntemler genel olarak "baz düzeltmesi" olarak adlandırılmaktadır. En basit ve yaygın baz düzeltmesi yöntemi, verilere yüksek geçişli filtre uygulamaktır (Graizer 2006). Bu yöntem orta ve yüksek frekanslı sinyalleri filtrelemekle birlikte düşük frekanslı (statik ofset dâhil) sinyalleri tamamen kaldırmaktadır. İvme kayıtlarındaki uzun dalga boylu hatalarının giderilmesi için önerilen diğer bir yöntem ise ivme kayıtlarının integrasyonu ile elde edilecek hız kayıtlarına eğri geçirmektir (Boore ve Bommer, 2005). Baz düzeltme yöntemleri arasında en güvenilir olanlarından biri ise, Iwan vd. (1985) tarafından ilk hali önerilen daha sonra Boore (1999, 2001) tarafından geliştirilen Boore-Iwan (BI) düzeltme yöntemidir. Bu yöntemde, ivme kayıtlarının integrali alınarak bulunacak hız zaman serilerine, sarsıntı başlangıcındaki hız değeri sıfır olacak şekilde kısıt uygulayarak parçalı doğrusal bir fonksiyon geçirilmekte ve elde edilen hız trendlerinin tekrar türevi alınarak ivme kayıtlarından çıkarılmaktadır. Statik ofset dahil yer değiştirme dalga formaları bu yöntemle elde edilebilmekle birlikte, yöntemde hangi zaman aralıklarında nasıl ve kaç parametreli bir fonksiyon kullanılması gerektiği gibi önemli tercihler kullanıcıdan kullanıcıya değişmekte, görsel olarak inceleyerek yapılabilmekte ve otomatik olarak yapılmasında pratik sorunlar bulunmaktadır (Bock vd. 2012). Bu amaçla kullanılan düzeltme teknikleri (baz düzeltmesi, yüksek geçirgenli filtreler vs.) her kaynak-hedef ilişkisi hatta her kanal için ayrı ayrı yapılmak durumundadır ve kullanılan düzeltme teknikleri seçime bağlı olduğundan objektif olmamaktadır. Ayrıca, hız ve ivmelerin yer değiştirmeye dönüştürülmesinde kullanılan nümerik integrasyon sırasında duyarlık kaybı söz konusudur (Bock vd. 2011a).

4. KÜRESEL KONUM BELİRLEME UYDU SİSTEMLERİ

Uydularla konum belirleme sistemleri (GNSS) denince akla Amerika Birleşik Devletleri'nin GPS, Avrupa Birliğinin GALILEO ve Rusya Federasyonu' nun GLONASS, Çin' in BEIDOU/COMPASS, Hindistanın IRNSS, Japonya' nın QZSS sistemleri gelmektedir (Çizelge 4.1). Bütün gelişmiş ülkeler artık yaşamın hemen her alanında bu uydu ölçülerini kullanmaktadır. Bu uydu sistemlerinin tümü GNSS olarak isimlendirilmektedir. Bu çalışmada uydularla konum belirleme sistemlerinden biri olan küresel konumlama sistemi (GPS) özelinde açıklamalar yapılmıştır.

Çizelge 4.1 Uydularla konum belirleme sistemleri

Sistem	Ülke	Küresel	Bölgesel	Durum
GPS	Amerika	✓		Aktif
GLONASS	Rusya	✓		Aktif
GALLILEO	Avrupa Birliği	✓		Hazırlıkta
COMPASS (BEIDOU-2)	Çin	✓		Hazırlıkta
BEIDOU-1	Çin		✓	Aktif
IRNSS	Hindistan		✓	Hazırlıkta
QZSS	Japonya		✓	Hazırlıkta

İlk yapay uydu olan Sputnik' in 1957'de fırlatılması GPS'in başlangıcı olarak kabul edilir. Bilim adamları radyo sinyalleri ile uydu yörüngesi üzerinde çalışarak uyduları izlemeye başladılar ve Dünya üzerindeki bir kişinin, yörüngesi tam olarak bilinen bir uyduya bağlanarak uydudan gelen sinyali değerlendirerek, kendi konumunu belirleme imkanına sahip olduğu ortaya çıkardılar. 1964 yılında, ABD denizaltıları bu yöntemle konum belirleme için GPS'in TRANSIT olarak bilinen sistemini kullanmaya başladı. Bu sistemde tek bir uydu gerekliydi fakat ancak 35 -45 dakikada bir erişebiliniyordu ve konumun belirlenmesi için denizaltının bu süre boyunca sabit kalması gerekliydi.

31 mayıs 1967'de ABD donanması uydu üzerinde atomik saat bulunan TIMATION - 1 uydusunu TRANSIT sistemini geliştirmek amacıyla fırlattı. Atomik saat kullanıcıya uydundan ayrılan sinyalin alıcıya ulaşma zamanının uzunluğunu kesin olarak bildirmekteydi bu sayede kullanıcı uydu mesafesini bulabilmekteydi ve sistemin çalışması için kullanıcının sabit kalmasına gerek yoktu fakat TRANSIT sistemi yeterli doğruluğu sağlayamamaktaydı bu durumu iyileştirmek için 1970'lern başında ABD NAVSTAR GPS programını başlattı. (Kahveci 2009)

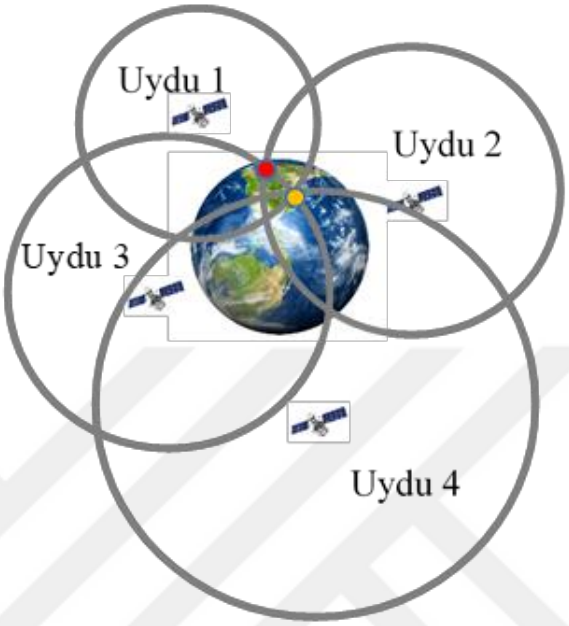
1960' lı yıllarda temelleri atılan bu sistem 1973-1979 döneminde Kuramsal Kanıtlama, 1979-1985 döneminde Geliştirme ve Sistem Test, 1985'ten günümüze Üretim ve Konuşlandırma olmak üzere üç evreye bölünmüş ve 1995 sonbaharında 24 GPS uydusu ile tam olarak işlevsel duruma geçmiştir. GPS sistemi konum ve hız bilgisini doğru, sürekli, küresel ve üç boyutlu olarak uygun almaç donanımına sahip kullanıcılara sunmaktadır. GPS ayrıca bir çeşit UTC (Universal Time Coordinated) zaman bilgisini de sağlamaktadır.

4.1 Genel Bilgiler

NAVSTAR Küresel Konum Belirleme Sistemi (Global Positioning System, GPS), Amerika Birleşik Devletleri Savunma Bakanlığı tarafından geliştirilmiş, dünya üzerinde, tüm hava koşullarında, 24 saat esasına gore herhangi bir noktaya ilişkin konum, hız ve zaman bilgileri sağlayan uzay tabanlı bir radyo navigasyon sistemidir (Kaplan 1996; Parkinson ve Spilker 1996a; Seeber 1993).

Global Konumlama Sistemi, temel olarak jeodezideki en eski tekniklerden biri olan 'geriden kestirme' esasına dayanır. Bu modelde kullanılan mesafeler radyo dalgalarıyla elde edilen uzaysal mesafe ölçüleri, kullanılan nirengi noktaları ise yörünge bilgileri vasıtasıyla belirli bir andaki koordinatları bulunabilen GPS uydularıdır. Bilinmeyenler, bulunulan noktanın yer merkezli kartezyen koordinatlarıdır . Temel matematik kuralı olarak bu üç bilinmeyen için minimum üç ölçü gerekiyor gibi gözükse de kaba bir dengeleme modeli için dahi dördüncü bir bilinmeyeni, alıcı saat hatasını dikkate almak zorunludur (Ocak 2001). GPS, gerçek

anlamda dört boyutlu bir sistemdir (Borre ve Strang 1997). Şekil 4.1' den de görülebileceği üzere 3 uydu ile yapılan konumlandırmada 2 muhtemel konum belirlenebilirken, 4. Uydudan gelen zaman bilgisi ile kesin konum bulunabilmektedir.



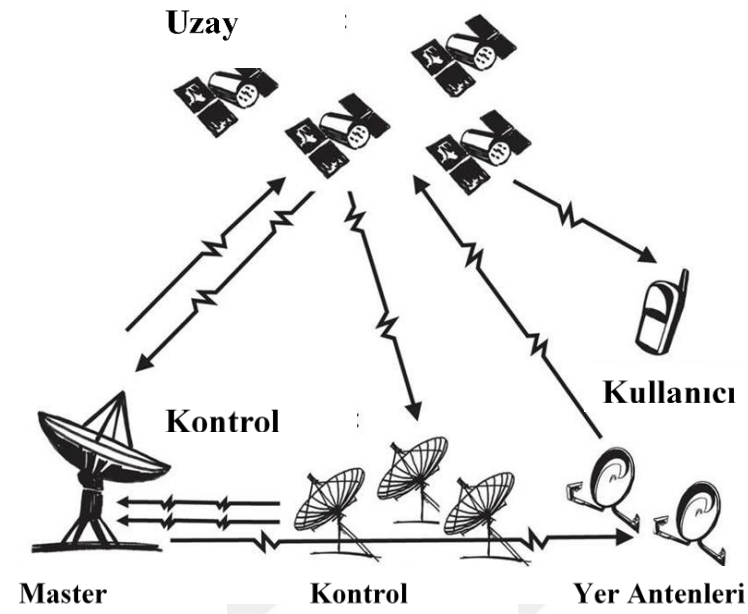
Şekil 4.1 Dört GPS uydusu kullanılarak alıcının dünya üzerindeki konumunun belirlenmesi

GPS; herhangibir yerde ve anda, her türlü havakoşulunda, ortak bir koordinat sisteminde, konum ve zaman bilgisi elde etmesine olanak veren küresel bir radyo-navigasyon sistemidir.

GPS, sağladığı anlık konum bilgisi ile navigasyon kavramını tamamen değiştirmiştir. Zira; Meteorolojik koşullardan bağımsızdır, noktalar arası görüş gerektirmez, yüksek jeodezik duyarlık sağlar, her mevsim koşullarında ve gece gündüz çalışma olanağı vardır ve hızlı olup, insan müdahalesi azdır.

4.2 GPS Bileşenleri

GPS teknolojisi uzay, kontrol ve kullanıcı olmak üzre 3 birimden oluşmaktadır (Şekil 4.2).



Şekil 4.2 Küresel konumlama sisteminin birimleri

4.2.1 Uzay birimi

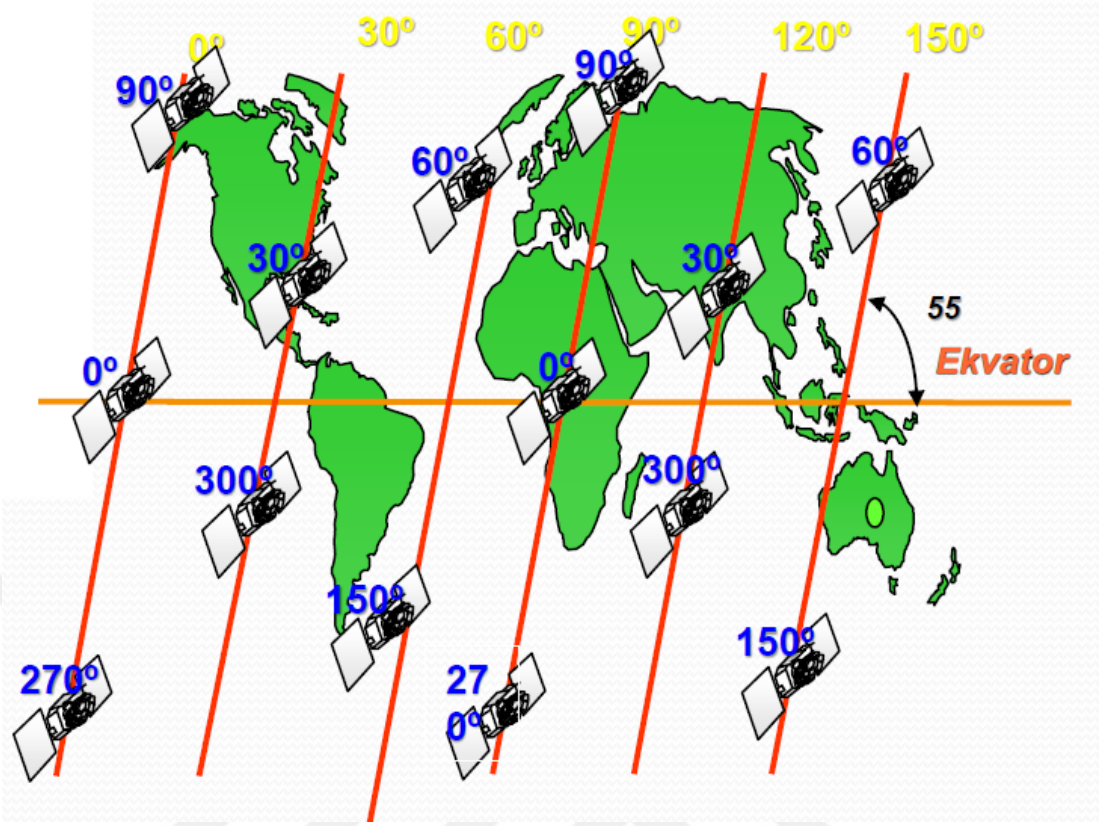
GPS Uzay Birimi, ilk uydunun 1978 yılında atılmasından bu yana aktif olup, iki farklı frekans üzerine modüle edilmiş olarak, faz ve kod ölçüleri ile kendi konumlarını (efemeris) yayınlayan uydulardan oluşmaktadır. GPS uydularınn ömrü, planlama safhasında 5 yıl olarak değerlendirilmesine ve ona uygun sıklıkta uydu üretim siparişi verilmesine rağmen, uyduların ömrünün 10 yıla yaklaştığı görülmüş, ancak üretilmiş uyduların yerde depolanma maliyetlerinin (günlük yaklaşık bir milyon dolar) olması nedeniyle, üretimi tamamlanan tüm uydular bekletilmeden fırlatılmış ve 1973 yılında planlanandan daha fazla sayıda uydu hizmete girmiştir (Herring 1999).

GPS uydularının fırlatılma tarihlerine göre kronolojik olarak bir sınıflandırma yapılmıştır. Bu sınıflandırmaya göre, 1978–1985 tarihlerini arasında fırlatılan ilk grup uydulara Block I, ondan sonra günümüze kadar fırlatılan uydulara da sırasıyla Block II, Block IIA ve Block IIR adı verilmektedir. Her kuşak uydu bir öncekine göre daha yüksek yeteneklerde ve daha uzun ömürde olacak şekilde tasarlanmıştır. En son olarak Block IIF uydularının 2002 yılından itibaren fırlatılması planlanmıştır. (Ocak 2001). Uydular yüksek doğruluklu (10^{-13}-10^{-14}) atomik saatler içermekte, bu atomik saatler,

kullanıcılara yayınlanan radyo dalgalarının frekansını kontrol etmektedir. Sistemin stabilizasyonunu bu osilatörlerin hassasiyeti sağladığı için, sezyum, rubidyum ve hidrojen maser türü çok hassas osilatörler kullanılmaktadır.

Yer yüzeyinden olan yükseklikleri yaklaşık 20000 km. olan uyduların herhangi bir andaki koordinatları (ağırlık merkezlerinin), bu yükseklikte atmosferik etkilerden etkilenmemeleri, güneş radyasyon basıncı, yer ve diğer gezegenlerin çekim etkileri, kendi eksenleri etrafında panellerini güneşe doğru çevirmeleri nedeniyle yaptıkları hareketlerin modellenebilmesi sayesinde, yaklaşık 5 cm doğrulukla belirlenebilmektedir (Aktuğ 1999).

Uyduların ilk yörüngesel yerleşimlerinde (constellation) ise, herhangi bir zamanda, dünyanın herhangi bir yerinden en az dört uydu izlenebilecek şekilde tasarlanmış, ayrıca uyduların Kuzey Amerika üzerinde nispeten daha fazla zaman geçirmelerine dikkat edilmiştir (Nakiboğlu 1996b). Ancak, uydu sayısının artması ile tüm dünyada konumlama için yeterli sayıda uydu izlenebilir olmuştur. Örneğin ülkemizde, herhangi bir yerde diğer fiziksel engeller olmadığında en az yedi uydu görülebilmektedir (Aktuğ 1999). Bu şekilde GPS'in ilk zamanlarında büyük önem taşıyan gözlem planının hazırlanmasında uydu geçişlerinin dikkate alınması zorunluluğu ortadan kalkmıştır. Uyduların anlık ve sürekli konumları Kepler elemanları ile ifade edilmektedir. Yörüngesel yerleşimleri ise 55^0 eğim (inclination) açısına sahip birbirine paralel altı yörünge düzlemi üzerinde, 12 saatlik periyotlar şeklindedir. Buna göre herhangi bir uydu dünya çevresinde günde iki defa dolaşmaktadır (Şekil 4.3).



Şekil 4.3 Türkiye üzerindeki herhangi bir noktadan erişilebilen GPS uyduları ve yörüngesel yerleşimleri (Aktuğ 2016).

Uyduların yayılandığı sinyaller ise iki farklı frekanstaki taşıyıcı dalgalar üzerinden olmaktadır. Bunlardan L1, 1575.42 MHz., L2, 1227.60 MHz. frekansa sahiptir. Bu taşıyıcı dalga frekansları temel frekans olarak seçilen 10.23 MHz.‘ in sırasıyla 154 ve 120 katlarıdır. Taşıyıcı dalgalar üzerine kod ve yörünge bilgileri modüle edilmiştir. Modüle edilen kod bilgileri, sağladıkları anlık konum hassasiyeti ve taşıdıkları sivil veya askeri amaca göre ikiye ayrılmaktadır. Buna göre ;

C/A (Coarse Acqusition, Clear Access) Code : Bu kod özel olarak sivil amaçlı kullanıcılar için tasarlanmıştır. C/A kodun bit frekansı 1.023 MHz. olup, sivil kullanıcılar için *Selective Availability* adı verilen bir yöntem ile 2000’in ortalarına kadar hassasiyeti ~100 m. olacak şekilde uydu saati ve yörünge bilgileri kasıtlı olarak bozulmuştur (delta ve epsilon etkisi). Ancak sivil uygulamalar konum doğruluğunun beklenenden daha iyi olduğunu ortaya koymuştur (~40 m.) (Herring 1999). *Selective*

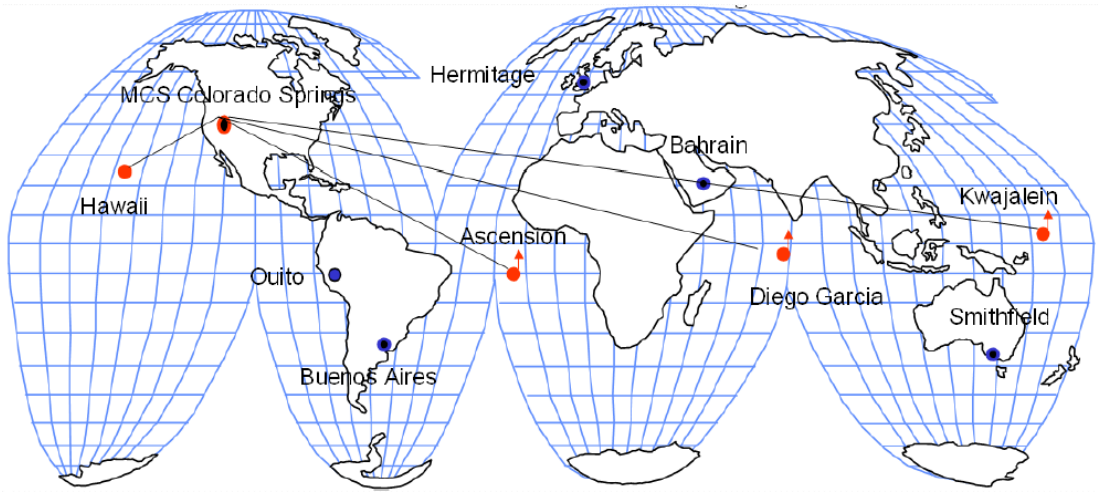
Availability 2 Mayıs 2000 tarihi itibariyle kaldırılmış ve konumlama hassasiyeti 15 m.'ye kadar inmiştir.

P (Precise, Protected) Code : Bu kod özel olarak ABD askeri kullanıcıları için tasarlanmış olup, 10.23 Mhz. bit frekansına sahiptir. P kod, W kod adı verilen bir kod ile kripto edilmiş, ve bu şekilde sadece askeri amaçlı GPS alıcılarının doğrudan çözebileceği Y kod ortaya çıkmıştır. Bu özellik de *Anti-Spoofing* olarak adlandırılmaktadır (Seeber 1993), (Parkinson ve Spilker 1996).

Yörünge Bilgileri (Broadcast Ephemeris) : Taşıyıcı dalga üzerinde, modüle edilen diğer bir veri türü ise yörünge bilgileridir. Navigasyon mesajı da denen yörünge bilgileri, 50 Hz. bit frekansında ve 1500 bit uzunluğundadır. Bu mesajın içerisinde uydu saati polinom katsayıları, yayınlanan kepler elemanlarının referans ettiği epoklar ve bu epoklardan itibaren Kepler elemanlarının zamana karşı türevleri bulunmaktadır. Bu şekilde alıcılar uyduların yer merkezli konumlarını bir algoritma vasıtasıyla hesaplamaktadır. Bu algoritma birçok kaynakta verilmektedir (Hoffmann-Wellenhof vd. 1992; Seeber 1993; Kaplan 1996, Parkinson ve Spilker 1996a; Nakiboğlu 1996b; Leick 1990; Dana 1999; Wormly 2001).

4.2.2 Kontrol birimi

Kontrol Birimi, dünya üzerine yayılmış dört yükleme istasyonu ve bir merkezden oluşmaktadır. Yükleme merkezleri, uydulara yapılacak düzeltme ve ayarlar için kurulmuşlardır (Şekil 4.4)



Şekil 4.4 Dünya üzerindeki GPS kontrol noktaları (Aktuğ 2016).

Yörüngelerden sapma olduğunda (sun spot etkisi) yada yörünge modellenmesinde kolaylık sağlayacak (radyasyon basıncı ve uydunun kendi ekseni etrafındaki dönüklüklerin modellenmesi) küçük manevralar gerektiğinde, uydu üzerindeki roket motorlarını devreye sokarak uyduları harekete geçirmektedirler. Zaman zaman yüksek doğruluklu GPS çalışmaları yapan grupların (JPL, SIO, CODE vs.) görüşleri de bu manevralar için dikkate alınmaktadır (Herring, 1999). Yükleme merkezlerinde uydu saatlerinde bir anormallik olduğunda yada kasıtlı olarak uydu saatlerinin frekansında değişiklik (delta etkisi, SA) yapılmak istendiğinde, yükleme yapılmaktadır. Ayrıca kullanıcı birimlerine uydular tarafından gönderilen yörünge bilgilerini, her bir uyduya gönderirler (Ocak 2001).

4.2.3 Kullanıcı birimi

Kullanıcı birimi, GPS uyduları tarafından gönderilen verileri alabilen (demodüle eden) GPS alıcıları ve bunların fonksiyonel parçalarından oluşmaktadır. Tipik bir GPS alıcısında; Radyo frekansında çalışan anten ve sinyal güçlendirici birimi (amplifier), Referans osilatörü, Demodülasyonu yapan frekans çözücü kısım ve işlemci (sinyal işleme ve kullanıcı için gerekli olacak diğer hesaplamaları yapan birim) bulunmaktadır.

4.3 GPS' in Çalışma Prensibi

Temel olarak konumlama uydu ile yerdeki alıcı arasındaki uzaklığın belirlenmesiyle gerçekleştirilir. Geometrik olarak üç uyduyla konumlama yapmak olanaklı gözükse de gerekli minimum uydusayısı dörttür.

GPS temel olarak iki tür veri üretir: Kod ve Faz. Uydu–Alıcı mesafesinin elde edilmesi ise sinyalin uydudan alıcıya ulaşıncaya kadar geçen zamanın ışık hızıyla çarpılması sonucu elde edilir. Sinyalin çıkış ve varış zamanı arasındaki fark ise uydu ve alıcı kodlarının karşılaştırılması ile elde edilir.

4.3.1 Sinyal yapısı

GPS' te iki farklı taşıyıcı dalgadan söz edilebilir, bunlar L1 ve L2 olarak isimlendirilir. Taşıyıcı dalgalar üzerine modüle edilen kod'lar ise ikiye ayrılır: P-Kod (Protected/Precise) ve C/A-Kod (Coarse-Acquition/ClearAccess), bunlara ek olarak bir de konum belirleme mesajı bulunmaktadır (Çizelge 4.2)

Çizelge 4.2 GPS' in sinyal yapısına ilişkin bilgiler

Sinyal	Yapısı	Frekans	Dalga Boyu	Hata
Temel Frekans	f_0	10.23 MHz	30 cm	0.3 m
L1 Taşıyıcı	$154\ f_0$	1575.42 MHz	19 cm	1.9 m
L2 Taşıyıcı	$120\ f_0$	1227.60 MHz	24 cm	2.4 m
P Kodu	f_0	10.23 MHz	30 m	0.3 m
C/A Kodu	$f_0/10$	1.023 MHz	300 m	3m
Navigasyon Mesajı	$f_0/204600$	50 Hz	-	-

4.3.1.1 C/A kod

Halihazırda sadece L1 taşıyıcı dalgası üzerine modüle edilmiş durumdadır (L1C). GPS Modernizasyonu kapsamında L2 taşıyıcı dalgası üzerine de modüle edilmeye başlanmıştır (L2C). 1 Mhz frekansında tekrar eden ve sözde rassal gürültü (PRN) olarak ifade edilen dizilime sahiptir.1.023 MHz frekansında olduğundan bir çip (dalga boyu) uzunluğu yaklaşık 300 metredir. C/A PRN 1023 bit'den oluşur ve dolayısıyla her 1 milisaniyedebir tekrar eder. C/A kod PRN dizilimleri bilinmektedir. Bu şekilde ticari GPS alıcıları erişim sağlar.

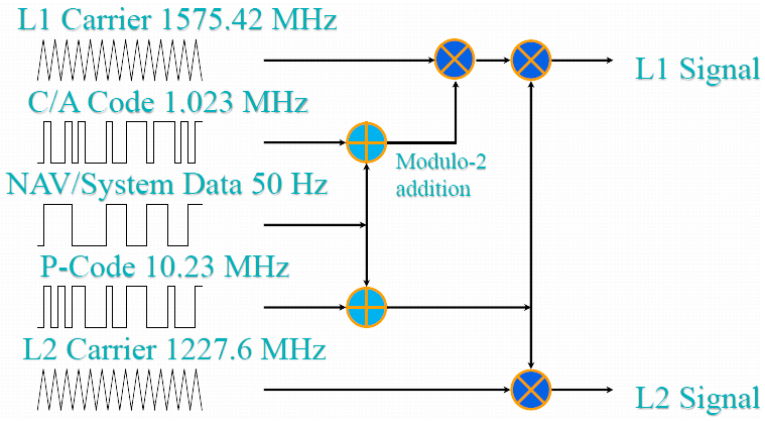
Her bir uydu için C/A PRN farklıdır. Alıcılar, farklı uyduları bu şekilde ayırt eder. Sivil kullanıma açık olan kod budur. El alıcıları bu kod ölçümlerini bu kod ile kullanarak yapar.

4.3.1.2 P kod

Hem L1 hem de L2 üzerine modüle edilmiştir. Uzun bir kod serisi olup, tekrar etmesi yaklaşık yedi gün sürer (10Mhz). Yanıltıcı sinyal yayılmasını (Anti-Spoofing) önlemek için gizli W-Kod ile kriptolanmıştır. Kriptolanmış haline Y-Kod adı verilir. Bu kod ölçüsünü alabilmek için alıcılarda her bir kanal için AS (Anti-Spoofing) modülü olması gerekir. Sadece A.B.D. askeri kullanıcılarına açıktır.

4.3.1.3 Navigasyon mesajı

Konum belirleme mesajı, kod'lara göre daha yavaş bir dizi olup, 50 Hz frekansında modüle edilmektedir (Şekil 4.5). Navigasyon mesajı, GPS uydu yörüngeleri, uydu saat düzeltmeleri ve diğer sistem parametrelerini içerir. L1 taşıyıcı dalgası üzerine modüle edilmiştir. Alıcılar, uyduların koordinatlarını navigasyon mesajı yardımıyla bulurlar.



Şekil 4.5 GPS uydu sinyali bileşenleri (Aktuğ 2016).

4.3.2 Kod ölçüleri

GPS sinyalinin alıcıya gelene kadar olan gecikmesi uydu–alıcı mesafesinin bir fonksiyonudur. Alıcılar sinyalin bu zaman farkını (çıkış-varış) doğrudan kod'ları karşılaştırarak bulurlar. Alıcılar, her bir uydu için PRN dizilerini bilmektedirler. Toplam 37 ayrı PRN dizisi vardır (ikisi aynı). Bu diziler birbirleriyle korelasyonu minimum olacak şekilde seçilmiş olup Gold Kod olarak isimlendirilir.

Alıcılar, kendi içlerinde ürettikleri kod dizisini uydudan aldıkları ile karşılaştırarak sinyal gecikmesini bulurlar. Alıcılar genel olarak çip uzunluğunun 1/100 duyarlığında ölçüm yapabilmektedir. Faz ölçüleri için kullanılan dalga boyları kod ölçülerindeki çiplere karşılık gelmektedir.

Zaman farkları, belirli bir uydudan belirli bir anda çıkan sinyallerin, alıcı tarafından alınması ve yine alıcı tarafından üretilen aynı sinyalle karşılaştırılması neticesi elde edilmektedir. Bu karşılaştırma ile elde edilen zaman farkı elektromanyetik dalgaların yayılma hızı olan ışık hızı ile çarpılmakta ve o epokta söz konusu uyduya olan mesafe bulunmaktadır. Bu aşamada dikkat edilmesi gereken, elde edilen mesafenin atmosferik etkenler yanında alıcı saat hatasını da içermesidir. Kod ölçülerinin (pseudorange) tanımı bu şekilde yapılmıştır (Navstar G.P.S. 1993).

Kullanılan iki farklı frekanstaki taşıyıcı dalgalar, P (protected) ve C/A (coarse/acqusition) kodları ile modüle edilmiştir. Bunlardan L1 (1575.42 Mhz.) hem P-kod hem de C/A-kodla modüle edilirken, L2 (1227.60 MHz.) sadece P-kod ile modüle edilmiştir. P-kod askeri amaçlı olarak tasarlanmış ve W-kod adı verilen kriptolu bir başka kod ile tekrar kodlanarak Y-kod elde edilmiş, bu şekilde nispeten hassas olan P-kodun kullanımının sadece askeri alıcılarla sınırlanması düşünülmüştür. Taşıyıcı dalga fazının jeodezik ve jeodinamik amaçlarla kullanılabilirliğinin ortaya çıkmasından sonra, P kodunun L2 taşıyıcı dalgasından demodüle edilip, L2 fazını kullanılabilir hale getirme çalışmaları sonucunda 'squaring', 'cross-correlation', 'Z-tracking' gibi P-kodunu ölçen/ayrıştıran algoritmalar geliştirilmiştir (Kaplan 1996).

Taşıyıcı dalgadan bağımsız olarak, kod ölçülerinin matematik modeli (4.1) ve (4.2)'de verilmektedir.

$$\Delta t = t_R - t^S$$

$$\Delta t = [\, t_R\,(GPS) - \delta_R] - [\, t^S\,(GPS) - \delta^S\,] = \Delta t(GPS) + \Delta\,\delta \qquad (4.1)$$

Burada ,

t_R : Alıcı Saatini

t^S : Uydu Saatini

δ_R : Alıcı Saatinin GPS zamanından olan farkını

δ^S : Uydu saatinin GPS zamanından olan farkını göstermektedir.

$$R = c\,.\,\Delta t = c\,.\,\Delta t\,(GPS) + c\,.\,\Delta\,\delta = \rho + c\,.\,\Delta\,\delta \qquad (4.2)$$

c : Işık Hızı (299792458 m/saniye) (Hoffmann-Wellenhof vd. 1992).

Kod ölçülerinden elde edilen mesafelerin hassasiyetleri, "kod" u oluşturan çiplerin yüzdesi cinsinden ifade edilmektedir. Buna göre P- kod için 3 m., C/A kod için .3 m.'lik ölçü hassasiyeti söz konusudur. Ancak buradaki ölçü hassasiyeti sadece kod

ölçülerinin çözünürlüğünü ifade etmekte olup, ölçülerin hassasiyetini domine eden alıcı saat hataları, atmosferik gecikme ve yörünge hataları ile karıştırılmamalıdır.

4.3.3 Taşıyıcı dalga fazı ölçüleri

Kod ölçümleri zaman farkı ile ışık hızının çarpılması sonucu mesafe cinsinden elde edilir. Faz ölçümleri devir (cycle) cinsinden elde edilmekle birlikte dalga boyuyla çarpılarak mesafeye dönüştürülür. Bu anlamda faz ölçüleri kod ölçülerine benzetilebilir. Faz ölçümleri hem L1 hem de L2 taşıyıcı dalgaları üzerinde yapılabilir. L1 taşıyıcı dalgasının boyu ~19 cm iken, L2 taşıyıcı dalgasının boyu ~25 cm dir.

Dalga boyları kod çiplerine göre çok daha kısa olduğundan yüksek duyarlık sağlarlar (Çip uzunluğunun 1/100'ü). Faz ölçüsü yapabilen alıcılar daha karmaşık bir yapıya (Phase-trackingloop) sahip olup kod alıcılarına göre çok daha pahalıdırlar. Faz ölçüleri, kod ölçüleri ile ihtiyaç duyulan duyarlık sağlanamadığı durumlarda kullanılır.

Taşıyıcı dalga ölçümlerindeki en önemli sorun, alıcının uydu sinyalini aldıktan sonraki mesafe değişimlerini elde etmesi, ilk baştaki alıcı-uydu mesafesinin sadece ondalık kısmının bilinmesidir (Tam sayı). Bu nedenle, yardımcı sistemler (düzeltici) olmadan faz ölçüleri ile anlık konumlama yapılamaz. Başlangıç tam sayı faz belirsizliği nedeniyle, faz ölçüleri ile konumlama için çeşitli teknikler geliştirilmiştir

Bu ölçü türünde uydulardan gelen sinyalleri taşıyan dalgaların tepe noktası fazları ölçülmektedir. Bu ölçü türünde, alıcı ile uydu arasında ilk irtibat kurulmasından itibaren, taşıyıcı dalgaların (L1, L2) alıcıya giren tepe noktaları sayısı ölçülmektedir. Başka bir ifade ile eğer alıcı ve uyduların rölatif hareketi nedeniyle meydana gelen, taşıyıcı dalganın fazlarındaki değişim ölçülmektedir. Uyduların anlık koordinatları, yörüngeleri dinamik veya kinematik olarak atalet sistemde hesaplansa bile, yayınlanan yörüngede veya hassas yörüngede (precise ephemeris, SP3 dosyaları) yer merkezli bir sistemde verilir. Bu şekilde faz farkı ölçülerine ait matematik modellerin sadece alıcı uydu arası mesafeye bağlı olarak oluşturulması sağlanır. Faz farkı ölçüleri alıcı uydu

arası ile irtibat sırasındaki tepe fazının kesirli kısmını vermesine rağmen, ilk andaki uydu alıcı arasındaki tam dalga boylarından oluşan mesafe hakkında bilgi vermemektedir. Tam sayı bilinmeyeni olarak da bilinen bu problemin çözümü, faz kesikliği, yansıma gibi diğer problemlerin de çözümünü gerektirdiğinden, çok daha hassas olmasına rağmen pratik navigasyon uygulamalarında kullanılmamaktadır. Faz farkı gözlemlerindeki temel matematik model (4.3)'te verilmektedir.

$$\phi = \rho + c\,(dt - dT) + \lambda N + d_{atm} + e \qquad (4.3)$$

Burada ;

ϕ : Gözlenen faz farkı ,

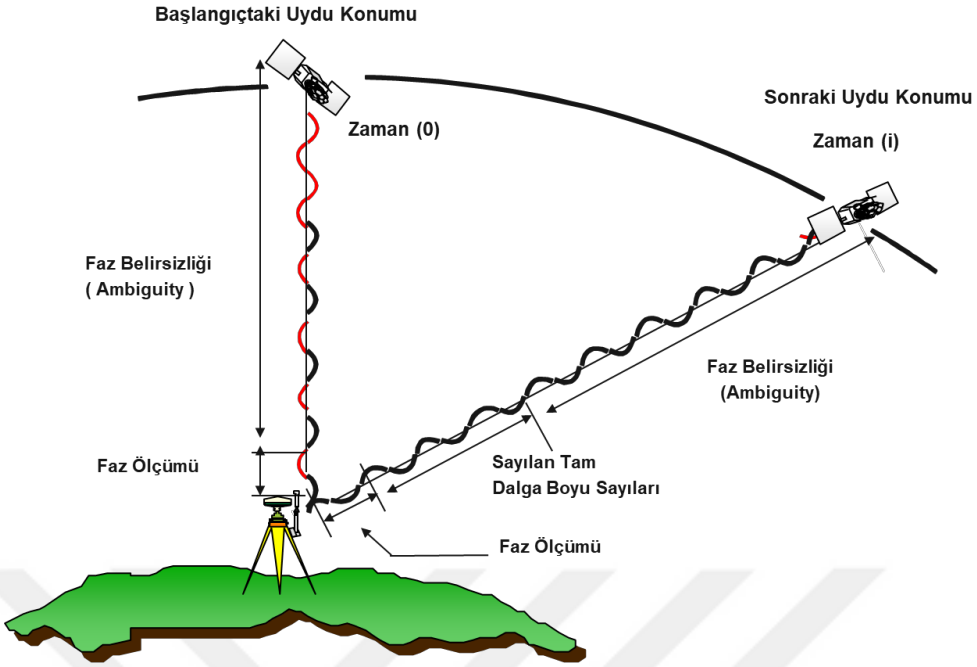
ρ : Uydu alıcı arasındaki gerçek mesafe

λ : Taşıyıcı dalganın dalga boyu

d_{atm} : Atmosferik etkilerden kaynaklanan hatalar

e : Yansıma ve sinyal gürültüsünden kaynaklanan hataları ifade etmektedir.

Kod ölçülerinin aksine, alıcı uydu ile temas kurduğunda (locked) aldığı fazın uydu alıcı arasındaki mesafe içinde nerede bulunduğu belirleyememektedir. İlk temas anındaki faz ölçüsü, tam bir dalga boyunun kesirli kısmına karşılık gelmektedir. Uydunun daha sonraki konumlarına göre artan/eksilen tam dalga sayısı alıcı tarafından belirlenebilmektedir. Dolayısıyla faz ölçüsü için başlangıçta bir belirsizlik söz konusudur. Alıcı, ilk temas anında dahi kesirli kısmını ölçtüğünden başlangıçtaki belirsizlik tam dalga sayısıdır.



Şekil 4.6 Tam sayı belirsizliği (Aktug 2016)

Taşıyıcı dalga faz ölçümünde, uydudan alınan sinyalin frekansı DOPPLER etkisine maruzdur. Maksimum radyal yer değiştirme uydular ufuk hattını geçerken gerçekleşir.

Taşıyıcı dalga faz ölçümü, uydudan alınan sinyalin fazı ile alıcı tarafından üretilen sinyalle fazının karşılaştırılması sonucu gerçekleştirilir (Şekil 4.6).

4.3.3.1 Uydudan alınan sinyalin fazı

t: Alınma zamanını

τ : Sinyal yayılması için gereken süreyi ifade etmektedir

$$\phi^s(t) = f_s t - f_s \frac{\rho}{c} - \phi_0^s \tag{4.4}$$

$$\phi_A^s(t) = \phi_T^s(t) - f\tau \tag{4.5}$$

Bu integrasyon sabiti uydu saatinin GPS zamanı ile senkronize olmamasının sonucudur.

4.3.3.2 Alıcıda üretilen sinyalin fazı

t^R: Alıcı saatinin okunmasını

δt^S: Uydu saatinin okunmasını ifa eder.

Herhangi bir andaki fazlar:

$$\phi_S = f_S t_{GPS} + \phi_0{}^S \tag{4.6}$$

$$\phi_R = f_R t_{GPS} + \phi_0{}^R \tag{4.7}$$

$$\begin{aligned} \phi_0{}^S &= f^S \delta t^S \\ \phi_0{}^R &= f^R \delta t^R \end{aligned} \tag{4.8}$$

İntegrasyon sabitleri, saat hataları şeklinde, tanımlanabilir.

$$\begin{aligned} t_{GPS} - \delta t^R &= t^R \\ t^R \delta t^R &= t_{GPS} \end{aligned} \tag{4.9}$$

$$\begin{aligned} t_{GPS} - \delta t^S &= t^S \\ t^S \delta t^S &= t_{GPS} \end{aligned} \tag{4.10}$$

Şeklinde tanımlanabilir. Ölçülen tepe fazı ise;

$$\phi_R{}^S(t) = \phi^S - \phi^R = f^S t - f^S \frac{\rho}{c} - f^S \delta t^S - f^R t + f^R \delta t^R \tag{4.11}$$

Olarak ifade edilir.

c : Işığın atmosferdeki hızı (gerçek hızı)

δc : Atmosferik etkilere bağlı olarak ışık hızındaki değişim

c_0 : Nominal (vakumda) ışık hızı (299792458 m/s)

Olmak üzere;

$$\ell = -f\frac{\rho}{(c_0 - \delta c_{TRO} - \delta c_{ION})_*} - f(\delta t^S - \delta t^R) - N \tag{4.12}$$

Burada dikkat edilmesi gerek husus troposfer gecikirken, iyonosfer faz ölçümlerini hızlandırır, yani ışık hızını arttırır

$$\ell = \frac{-f\rho}{c_0(1 - \frac{\delta c_{TRO}}{c_0} + \frac{\delta c_{ION}}{c_0})} - f(\delta t^S - \delta t^R) - N \tag{4.13}$$

$$\frac{1}{1+k} = 1-k,\ \ \frac{1}{1-k} = 1+k \tag{4.14}$$

$$\frac{1}{(1 - \frac{\delta c_{TRO}}{c_0} + \frac{\delta c_{ION}}{c_0})} = \frac{1}{1 - (\frac{\delta c_{TRO}}{c_0} + \frac{\delta c_{ION}}{c_0})} \Rightarrow \frac{1}{1-k} \cong 1+k$$

(4.15)

Şeklinde yazılabilir.

$$\ell = \frac{-f\rho}{c_0} - (1 - \frac{\delta c_{TRO}}{c_0} + \frac{\delta c_{ION}}{c_0}) - f(\delta t^S - \delta t^R) - N \tag{4.16}$$

$$\ell = \frac{-f\rho}{c_0} - \frac{f\rho\delta c_{TRO}}{c_0.c_0} + \frac{f\rho\delta c_{ION}}{c_0.c_0} - f(\delta t^S - \delta t^R) - N \tag{4.17}$$

$$\ell = \frac{-f\rho}{c_0} - \frac{f\rho\delta c_{TRO}}{c_0.c_0} + \frac{f\rho\delta c_{ION}}{c_0.c_0} - f(\delta t^S - \delta t^R) - N \tag{4.18}$$

$$\frac{\rho\delta c_{TRO}}{c_0} = d_{TRO}\ \ (metre) \qquad \frac{\rho\delta c_{ION}}{c_0} = d_{ION}\ \ (metre) \tag{4.19}$$

$$\ell = \frac{-f\rho}{c_0} - \frac{f}{c_0} d_{TRO} + \frac{f}{c_0} d_{ION} - f(\delta t^S - \delta t^R) - N \tag{4.20}$$

$$\ell = \rho + d_{TRO} - d_{ION} + c_0(\delta t^S - \delta t^r) + \frac{c_0}{f} N \tag{4.21}$$

Metre cinsinden tam sayı belirsizliği tanımlanabilir.

4.4 GPS Hata Kaynakları

Her ne kadar GPS tüm dünyada şimdiye kadar geliştirilmiş en hassas navigasyon sistemi olsa da yine de içerisinde önemli hatalar barındırmaktadır. Bu hatalar genel olarak altı grupta toplanabilir (Ocak, 2001).

- *Efemeris Veri hataları* : Uyduların yayınlanan yörüngelerindeki hatalar
- *Uydu Saat Hataları* : Yayınlanmış yörüngede bulunan uydu saatine ilişkin parametrelerdeki hatalar
- *Atmosferik Hatalar* : Kod ve faz ölçülerinde, iyonosfer ve troposferden kaynaklanan hatalar
- *Yansıma Hataları* : Sinyallerin alıcıya girmeden önce yansıyarak daha fazla mesafe kat etmelerinden kaynaklanan hatalar
- *Alıcı Saat Hataları* : Alıcı saatinden kaynaklanan ölçüm hataları
- *Uyduların Geometrisi* : Uyduların ölçüm anındaki konumlarının konumlama için uygunluk derecesinden kaynaklanan hatalar.

(Hoffmann-Wellenhof vd. 1992; Kaplan 1996; Leick 1990; Ocak 2001)

4.4.1 Yörünge hataları

Yayınlanmış yörüngede bulunan ve uyduların anlık koordinatlarının hesaplanmasında kullanılan parametrelerin doğru olmamasından kaynaklanan hatalardır. Bu hata, SA'in kalkmasından (2000, epsilon etkisi), azalmıştır. Uydunun yörüngesindeki hatanın

radyal bileşeni en küçükken, teğet ve çapraz yörünge (cross-track) bileşenleri daha büyüktür. Ancak yine de 3 m. nin altında kalmaktadır (Ocak 2001).

4.4.2 Uydu saat hataları

Her ne kadar uydularda sezyum, rubidyum ve hidrojen maser gibi hassas (10^{-13}–10^{-15}) saatler kullanılsa da yine de zamana bağlı olarak bu hatanın büyümesi söz konusudur. Bu nedenle uzay birimi bahsinde geçen yükleme istasyonlarından, hesaplanan uydu saati hataları uydulara yüklenir ve yayınlanan navigasyon mesajı ile kullanıcılara ulaştırılır. SA'den önce bu hata miktarı tek nokta konumlamada en önemli hata idi. Ölçülen mesafede (pseudorange) ~20 m. 'yi bulan hata (URE, User range Equivalent), kötü uydu geometrilerinde 100m. 'yi geçmekteydi. Bu hata miktarı hem kod ölçülerini, hem de faz ölçülerini aynı biçimde etkilemektedir.

Burada;

t : GPS zamanını

t_{sv} : Uydu Saatını

t_1 : Sinyalin uydudan gerçek çıkış zamanını

t_2 : Sinyalin alıcıya gerçek varış zamanını

t^s : Uydu saatine göre sinyalin çıkış zamanını

t^r : Alıcı saatine göre sinyalin varış zamanını

$\Delta t_R{}^S$: Sinyalin uydudan alıcıya ulaşana kadar geçirdiği süreyi ifade etmektedir

Navigasyon mesajındaki parametreler aşağıdaki gibi tanımlanabilir;

$$t^S = t_1 - \delta t^s \tag{4.22}$$

$$t^R = t_2 - \delta t^r \qquad t = t_{sv} - \Delta t_{sv} \tag{4.23}$$

$$\Delta_{sv} = af_0 + af_1(t - t_{oc}) + af_2(t - t_{oc})^2 \tag{4.24}$$

Bu şekilde sinyalin uydudan alıcıya ulaşana kadar geçen gerçek süre aşağıdaki gibi tanımlanabilir

$$\Delta_\tau = t_2 - t_1 \tag{4.25}$$

Szöde rassal (Pseudorange) tanımı gereği ölçülen büyüklük Δt_R^S olarak tanımlanabilir, buradan yola çıkarak;

$$\Delta t_R{}^S = (t_2 - \delta t^r) - (t_1 - \delta t^s) = (t_2 - t_1) + (\delta t^s - \delta t^r) = \Delta\tau + (\delta t^s - \delta t^r) \tag{4.26}$$

Şeklini alır ve uydu ile saat hatalarını da içeririr. Kullanıcı bu değeri ışık hızı ile çarpılmış hali ile temin eder. Atmosferik etkilere bağlı olarak sinyal yayılım hızındaki değişim ise δc ışığın atmosferdeki hızı olmak üzere aşağıdaki gibi tanımlanır

$$C_0 = c + \delta c \tag{4.27}$$

GPS kod ve ölçülerinden matematiksel modellerine geçilmeden önce, saat hatalarının ve zaman farkı ölçümünün doğru anlaşılması önemlidir. Zira matematiksel modeller zaman farkı ölçümlerinden üretilmektedir. Kod ve faz karşılaştırması (kod korelasyonu, faz korelasyonu) ile aslında zaman farkı elde edilmektedir.

4.4.3 Atmosferik hatalar

Atmosferik sinyaller uydudan alıcıya ulaşana kadar atmosferin katmanlarında kırılmakta ve bu şekilde daha fazla mesafe kat etmektedirler. Bu zaman içerisinde geçilen iki katman farklı özelliklere sahip olmaları ve sinyal üzerinde farklı etki oluşturmaları nedeniyle ayrı ayrı incelenmektedir. Atmosferik hatalar ve modellenmeleriyle ilgili ayrıntılı bilgi Kahveci (1997)'den elde edilebilir.

4.4.3.1 Troposfer gecikmesi

Troposfer, uydunun alıcının o andaki konumumda gözlenen zenit açısına bağlı olarak izdüşüm (mapping) fonksiyonları yardımıyla modellenebilmektedir. Troposferik gecikme sinyalin frekansına bağlı olmayıp, her iki taşıyıcı dalgaya da aynı derecede etki etmektedir.

Troposferik Kırılma iki bileşenden oluşmaktadır. Bunlardan kuru hava bileşeni toplam kırılmanın 90%'ına sebep olmaktadır. Troposferin kuru bileşeninin modellenmesinde gözlem noktasındaki hava basıncı kullanılmaktadır. Hassas GPS veri değerlendirme çalışmalarında dahi noktaların yükseklikleri kullanılarak bulunan basınç değerleri bu etkiyi gidermek için yeterlidir (Aktuğ 1999). Diğer bileşen olan ıslak havanın ise etkisi az olmakla beraber modellenmesi daha zordur. Bu bileşenin modellenmesinde su buharı basıncı kullanılmaktadır. Troposferin modellenmesinde kullanılan diğer parametreler ise kuru sıcaklık, ıslak sıcaklık ve yüksekliktir. Buna göre troposferik kırılma (4.4)'de şekilde ifade edilebilir (Kahveci 1997).

$$N = N_{kuru} + N_{ıslak} \tag{4.28}$$

4.4.3.2 İyonosfer gecikmesi

İyonosfer, iyonize olmuş gazlardan oluşan bir tabakadır. Bu tabakanın durumu günlük olarak güneşin durumuna göre değişim göstermektedir. Sinyalin bu tabakadan geçerken maruz kalacağı etki o andaki serbest iyonlara ve geçiş açısına bağlıdır. Bu nedenle modellenmesi çok zordur. İyonosferin etkisinin diğer bir özelliği ise ayrıştırıcı (dispersive) olmasıdır. Başka bir ifade ile farklı frekanstaki taşıyıcı dalgalara farklı miktarda tepki vermesidir. Hassas konumlama çalışmalarında bu etkinin giderilmesinde kullanılan en etkin yol, taşıyıcı dalga faz ölçümlerinin doğrusal kombinasyonundan elde edilen gözlenebiliri kullanılmaktır. (Herring 1999); Kahveci 1997).

4.4.4 Yansıma hataları

Yansıma hataları, sinyalin uydudan doğrudan değil de alıcı civarındaki yansıtıcı bir yüzeye çarptıktan sonra alıcıya ulaşmasıyla meydana gelmektedir. Yansıma hatalarının büyüklüğü sinyalin dalga boyuna bağlı olduğundan kod ve taşıyıcı dalga ölçümleri farklı şekilde etkilenir. Taşıyıcı dalga ölçümlerinde yansımadan kaynaklanan hatalar 3-5 cm. geçmezken kod ölçümlerinde bu hatalar 15 m. ye ulaşabilir (Ocak 2001).

Navigasyon uygulamalarında alıcı konumu sürekli olarak değiştiğinden ve ölçü olarak kod ölçümleri kullanıldığından, konum doğruluklarının yoğun yapılaşmanın bulunduğu meskun mahallerde veya yansıtıcı doğal veya yapay cisimlerin bulunduğu alanlarda düşeceği söylenebilir. Bu çalışmada, ana caddelerde yoldan sapma görülmezken ara sokaklarda sapmalar görülmekte, ancak görsel olarak yapılan bu karşılaştırmada, altlık harita doğruluğu büyük önem taşıdığından kesin olarak bir şey söylenememektedir.

4.4.5 Alıcı hataları

Sinyaller alıcıya ulaşırken hangi faktörlere maruz kalırlarsa kalsınlar, sonuç olarak ölçümler alıcı tarafından yapılmaktadır. Alıcı hataları, alıcı yazılımı (firmware), alıcının sahip olduğu kanalların aynı yetenekte olmaması, sıcaklığa bağlı olarak ortaya çıkan sinyal gürültüsü olarak özetlenebilir.

Ancak mevcut alıcı teknolojisi içinde bu hatalar kod ölçülerinde 30 cm. nin altında kalmaktadır.

4.4.6 Uyduların geometrisine bağlı konum hataları

GPS' ten elde edilecek konum doğruluğu, yukarıda açıklanan hata kaynakları içinde elde edilen mesafe doğruluğu dışında, o andaki uyduların konumlarına bağlı olarak ortaya çıkan geometrik hatalara bağlıdır. Buna göre konum doğruluğu ;

Konum Hatası = Geometrik Hatalar (Dilution) × Mesafe Ölçüm Hatası şeklinde ifade edilebilir (Parkinson ve Spilker 1996a).

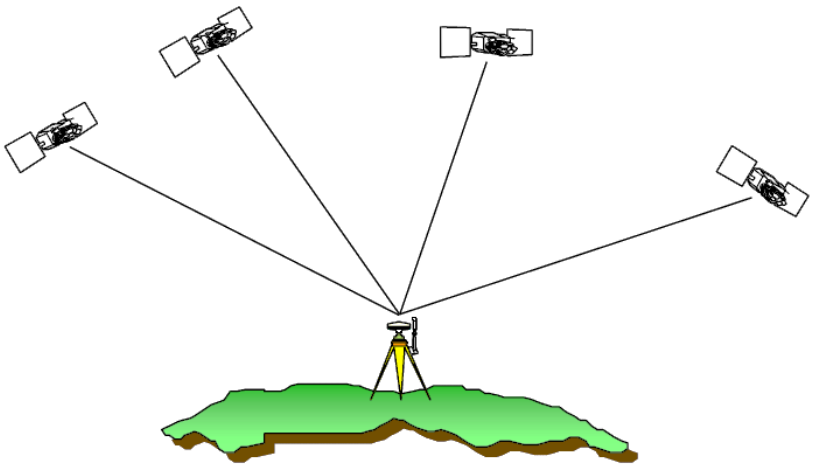
Geometrik hatalar, Geometrik Hassasiyet Bozulması (Geometric Dilution of Precision, GDOP) olarak ifade edilir. GDOP, konumdaki bozulmayı ifade eden PDOP (Positional Dilution of Precision), düşey konumdaki bozulmayı ifade eden VDOP (Vertical Dilution of Precision) ve zaman içersindeki bozulmayı ifade eden TDOP (Time Dilution of Precision) olarak ifade edilir. GDOP'taki küçük değerler uyduların, o an uzaydaki dağılımının iyi olduğunu, başka bir ifade ile konum doğruluğunun uydu geometrisine bağlı olan hatalarının düşük olacağını ifade etmektedir.

Görsel olarak uydu geometrisine bağlı konum doğruluğu, uydulardan alıcıya oluşturulan uzaysal kirişlerle meydana gelen çok kenarlı cismin (polyhedron) hacmi olarak düşünülebilir. Buna göre daha büyük hacimli bir geometrinin daha iyi konum doğruluğu vereceği söylenebilir.

4.5 GPS Konumlama Yöntemleri

4.5.1 GPS nokta konumlama

Nokta konumlama, başka bir istasyona ihtiyaç duyulmadan bağımsız konumlama anlamına gelmektedir. Bağımsız konumlamanın **faz ölçülerinden** yapılması birtakım karmaşık algoritmaları da beraberinde getirmektedir. Ancak, faz ölçüleri ile yapılan nokta konumlamanın, kod ölçüleri ile yapılanın aksine gerçek zamanlı değildir. Nokta konumlama özellikle kod ölçüleri ile kullanılmakta iken günümüzde yüksek duyarlıklı nokta konumlama tekniği de yaygınlaşmaktadır (Şekil 4.7).



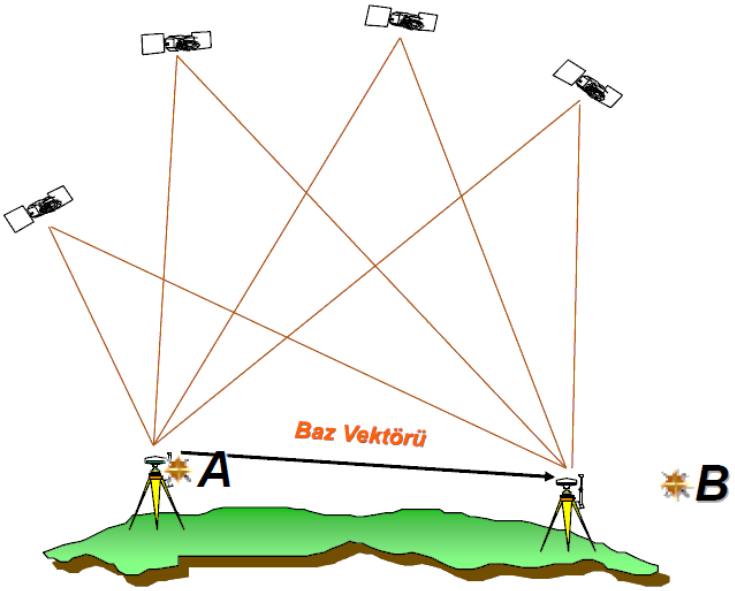
Şekil 4.7 GPS ile nokta konumlama (Aktuğ 2016).

Nokta konumlamada elde edilmeyenler doğrudan koordinat bileşenleridir. Kod ve faz ölçülerine düzeltme yayınlanmasıyla, faz ölçüleri ile de anlık nokta konumlama yapılmakla birlikte bu sistemler bağımsız olmamaları nedeniyle genel olarak nokta konumlama kapsamında incelenmez. Sonuç olarak yardımcı sistemler (RTK,DGPS) olmadan gerçek zamanlı (anlık) konumlama yeteneğinin kod ölçüleri ilesınırlı olduğu söylenebilir. Navigasyon için ihtiyaç duyulan konum duyarlığının genel olarak düşük olması ve anlık ihtiyaç duyulması nedeniyle, navigasyonda ağırlıklı olarak nokta konumlamakullanılır. Kod ölçüleri, mutlak konumlama içinen pratik ölçülerdir. Ancak, elde edilebilecek duyarlık sınırlıdır. Bu duyarlığı artırmak için Diferansiyel GPS (DGPS) uygulanabilmektedir.

4.5.2 GPS göreli konumlama

Göreli konumlama bağımsız konumlama yerine başka bir istasyona göre göreli koordinat değişimlerinin elde edilmesi anlamına gelmektedir (Şekil 4.8). Göreli konumlamanın hem faz hem de kod ölçüleri ile yapılabilmekle birlikte, GPS ile elde edilebilecek en yüksek duyarlık faz ölçülerinin göreli konumlamada kullanılmasıyla elde edilir. Göreli konumlama anlık olarak da gerçekleştirilebilir. Ancak duyarlığı sonradan (post-process) yapılan göreli konumlama kadar yüksek değildir. Faz

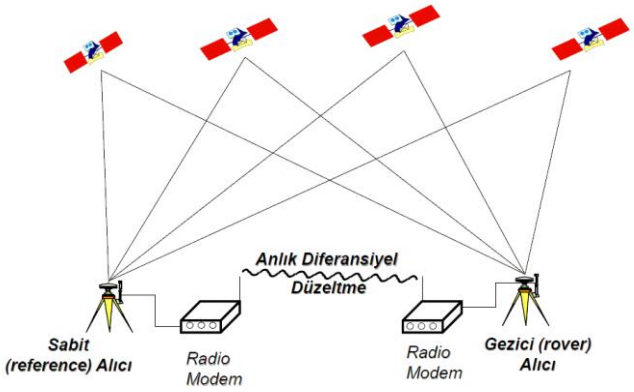
ölçülerinin nokta konumlamada, anlık olarak kullanılabilmesi için en hızlı yol tam sayı bilinmeyeni dışında kalan ve alıcıya özgü olmayan hata kaynaklarının (yörünge,troposfer,iyonosfervb.) yakınbir istasyonda modellenerek giderilmesidir. Gerçek Zamanlı Kinematik (Real- Time Kinematik/RTK) uygulamalar bu prensibe dayanmaktadır.



Şekil 4.8 GPS ile göreli konumlama (Aktuğ 2016).

4.5.3 Diferansiyel GPS

Diferansiyel GPS tekniğinde koordinatları bilinen bir noktada bulunan referans alıcısında ölçü hataları hesaplanarak gezici alıcıya anlık olarak gönderilmektedir (Şekil 4.9). Günümüzde pek kullanılmayan diğer bir uygulama ise diferansiyel düzeltmelerin yayınlanarak anlık olarak uygulanması yerine, ölçü süresi sonunda ayrıca bilgisayarda uygulanmasıdır (Post-process).



Şekil 4.9 Diferansiyel GPS ile konumlama (Aktuğ 2016).

Diferansiyel GPS uygulamaları içingünümüzde uydutabanlı düzeltmeler de kullanılmaktadır. Uydu tabanlı düzeltmeler (SBAS-Satellite Based Augmentation), A.B.D.'deWAAS, Avrupa'da EGNOS,Japonya'da MSAS adıylabilinmektedir. Ülkemizde satılan birçok GPS alıcısı Türkiye'yi içinealan EGNOS düzeltmelerini otomatik olarak kullanabilmektedir.

4.5.4 Gerçek zamanlı kinematik

Hassas konumlama için faz ölçülerinin kullanılması gerekmektedir. Ancak, fazölçülerinin sahip olduğu tamsayı belirsizliğinin diferansiyel bir düzeltme yöntemi ile çözülebilmesi için DGPS' in aksine referans istasyonu ile gezici arasındaki mesafe çok daha sınırlıolmakzorundadır.Bu durum pratik olarak uygulamaları sınırlamaktadır. Referans İstasyonu ile Gezici arasındaki mesafe sınırlamasını artırabilmek amacıyla AğRTK(NetworkRTK) yöntemi geliştirilmiştir. Bu yöntem, RTK' ya benzemekle birlikte gezici için ihtiyaç duyulan referans istasyonu artırılarak, herhangi bir noktada anlık hassas konum belirleme olanağı doğmuştur.

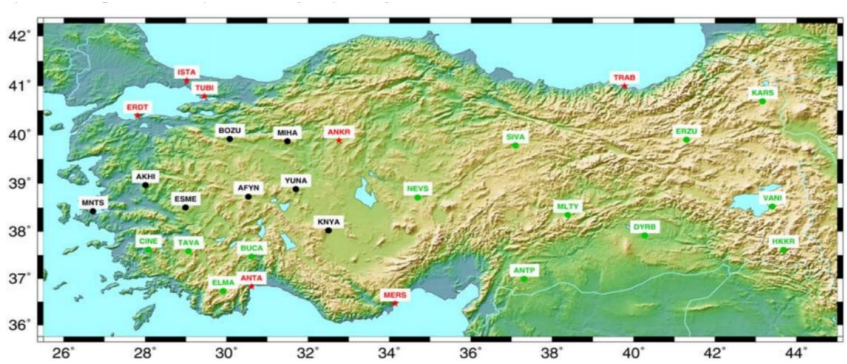
5. TÜRKİYE' NİN GNSS GÖZLEM ALTYAPISI ve DEPREME YÖNELİK KULLANIM POTANSİYELİ

5.1 Tarihçe

Türkiye genelinde jeodezik ve jeodinamik amaçlar için kurulan GPS ağının temelleri 1990 yılında başlamıştır. İlk sabit GPS İstasyonu Ankara' da kurulmuş ve 1991 senesinde faaliyetine başlamıştır. Günümüze gelindiğinde TÜBİTAK, belediyeler, üniversiteler, Harita Genel Müdürlüğü (HGM), Tapu ve Kadastro Genel Müdürlüğü (TKGM), Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı (AFAD) gibi kurum ve kuruluşlarca sabit GNSS istasyonları kurulmuş ve kurulmaya devam etmektedir.

5.2 Türkiye Ulusal Sabit GPS İstasyonları Ağı (TUSAGA)

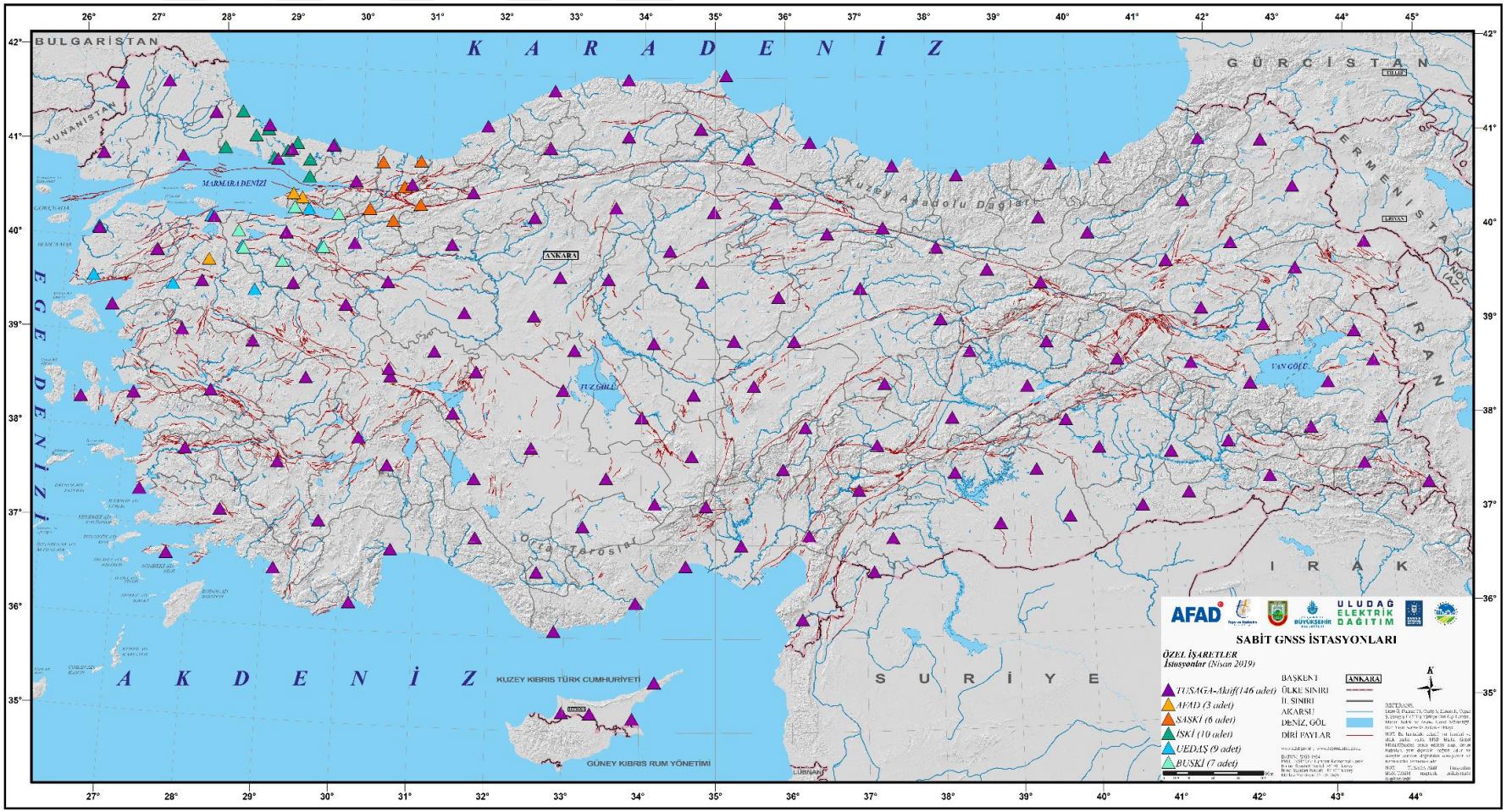
TUSAGA Projesi, mülga Harita Genel Komutanlığı'nın 05 Mayıs 1999 tarihli proje emri ile hayata geçirilmiştir (HGK, 1999; Aktuğ vd. 2011). İlk aşamada, IGS standartlarında 24 istasyondan oluşan GPS ağına zaman içinde yeni istasyonlar eklenmeye devam etmiş 11 tanesi ise Harita Genel Komutanlığı ile Oxford Üniversitesi Centre for the Observation and Modelling of Earthquakes, Volcanoes and Tectonics (COMET) arasında 2002 yılında imzalanan Uygulama Prensipleri kapsamında 2003 – 2005 yılları arasında kurulmuştur (Aktuğ vd. 2011). İlgili istasyonları gösterir harita Şekil 5.1' de verilmiştir.



Şekil 5.1 Türkiye Ulusal Sabit GPS İstasyonları Ağı (Kılıçoğlu vd. 2005).

5.3 TUSAGA-AKTİF (Türkiye Ulusal Sabit GNSS İstasyonları Ağı – Aktif)

08 Mayıs 2006 İstanbul Kültür Üniversitesi tarafından yürütülen, Harita Genel Komutanlığı ve Tapu ve Kadastro Genel Müdürlüğü (TKGM)' nün müşteri olarak katıldığı, TÜBİTAK destekli, bir proje gerçekleştirilmiş ve Türkiye'de 146 sabit GPS istasyonu kurulmuştur (Şekil 6.2). Projeyle, düzeltme verileri sağlamak ve bu verilerle gerçek zamanlı ve santimetre mertebesinde hassas konumlama yapmaya olanak vermenin yanısıra farklı koordinat sistemleri arasındaki dönüşüm parametrelerini de hassas olarak belirleyerek kadastral, haritacılık, jeodezik ve bilimsel çalışmalar için veri sunmak amaçlanmıştır (Aktuğ vd. 2011).



Şekil 5.2 Türkiye farklı kurum ve kuruluşların işlettikleri sabit GNSS istasyonları

5.4 Deprem Gözlemi Açısından Sabit GNSS İstasyonlarının Kullanımı

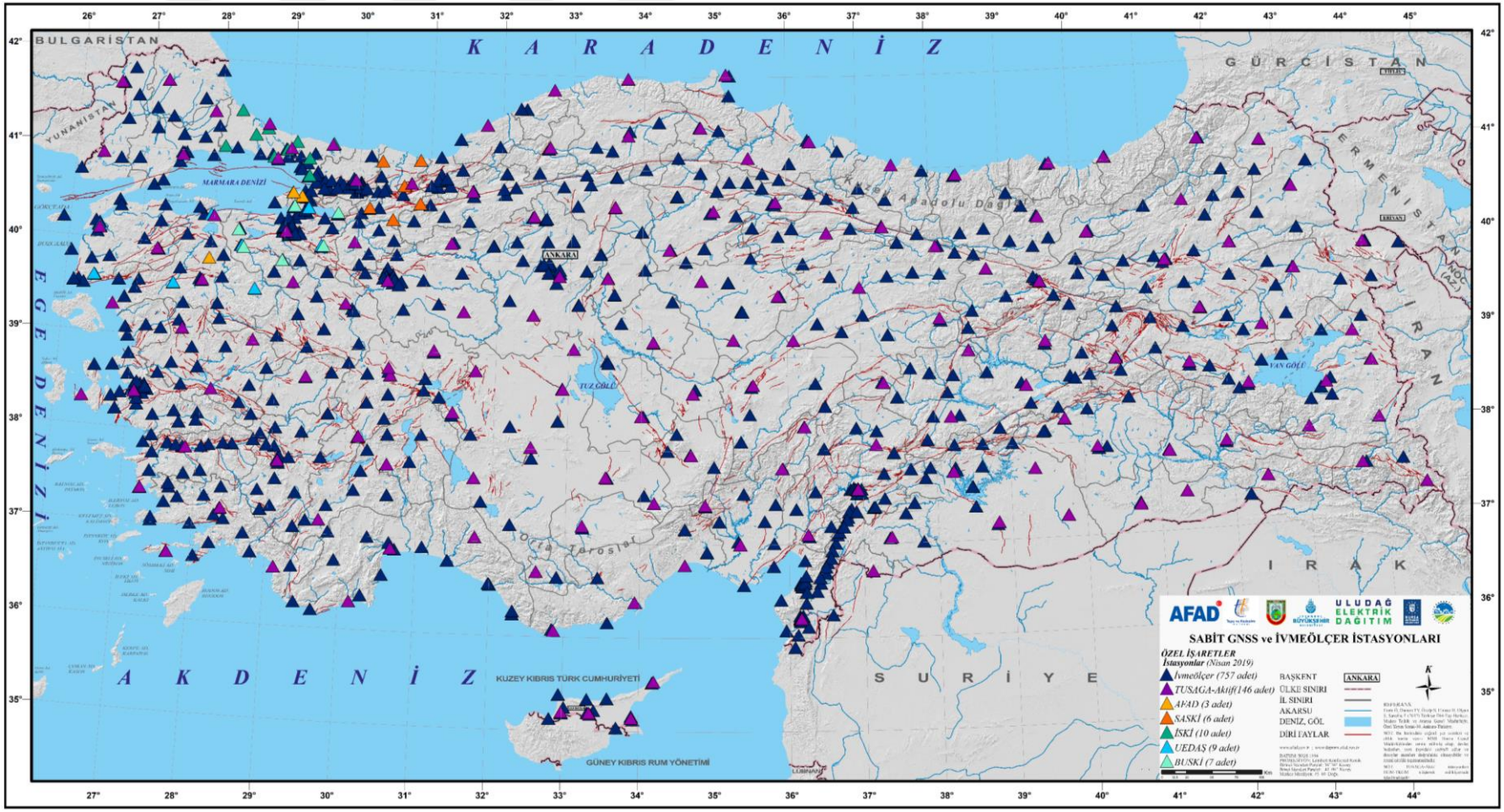
Eşleştirilen GPS ve sismometre verilerinden GPS verileri kinematik analiz yöntemiyle yer değiştirme zaman serisi elde edilmesi mümkündür (Herring, 2015). Kinematik GPS analizlerinden elde edilen yer değiştirmeler, ivmeölçerlerden elde edilen ivme ölçümleri ve genişbant sismometrelerden elde edilen hız ölçümleri birlikte analiz edilmek istendiğinden, bu verilerin optimal olarak birleştirilmesi ve ağırlıklandırılması için Kalman Filtresi yöntemi kullanılmalıdır. Elde edilecek yer değiştirmelerin ardışık ölçüm aralıkları arasındaki ilişki kinematik bir model şeklinde oluşturulmalıdır.

Kamu kaynaklarıyla oluşturulmuş sabit GPS istasyonlarından, aktif tektonizmaya sahip ülkemizde depreme yönelik çalışmalarda yeterince faydalanılmadığı değerlendirilmektedir. Bu istasyonların aynı zamanda birer deprem gözlem istasyonu olarak kullanılır hale getirilmesi gerekmektedir.

GPS ve sismik verilerin birlikte kullanımı ile daha kısa sürelerde yüksek doğrulukta deprem büyüklüğü hesabı yapmak, deprem sonrası yürütülecek müdahale çalışmalarının etkinliğini arttıracaktır. Bu bağlamda söz konusu teknolojinin Başkanlığımız tarafından kullanılır vaziyete getirilmesi önem arz etmektedir.

GPS verilerini gerçek zamanlı ve ücretsiz temin etmek için, AFAD ile Tapu ve Kadastro Genel Müdürlüğü arasında 14.05.2019 tarihinde bir protokol imzalanmış ve söz konusu verilere anlık erişim sağlanmıştır. Bunun akabinde GPS verilerinin gerçek zamanlı analizini yapacak ve sismik verilerle optimal birleştirecek, veri iletişim altyapıları ile uyumlu, özel tasarlanmış sunucu yazılım ihtiyacının karşılanması çalışmaları devam etmektedir.

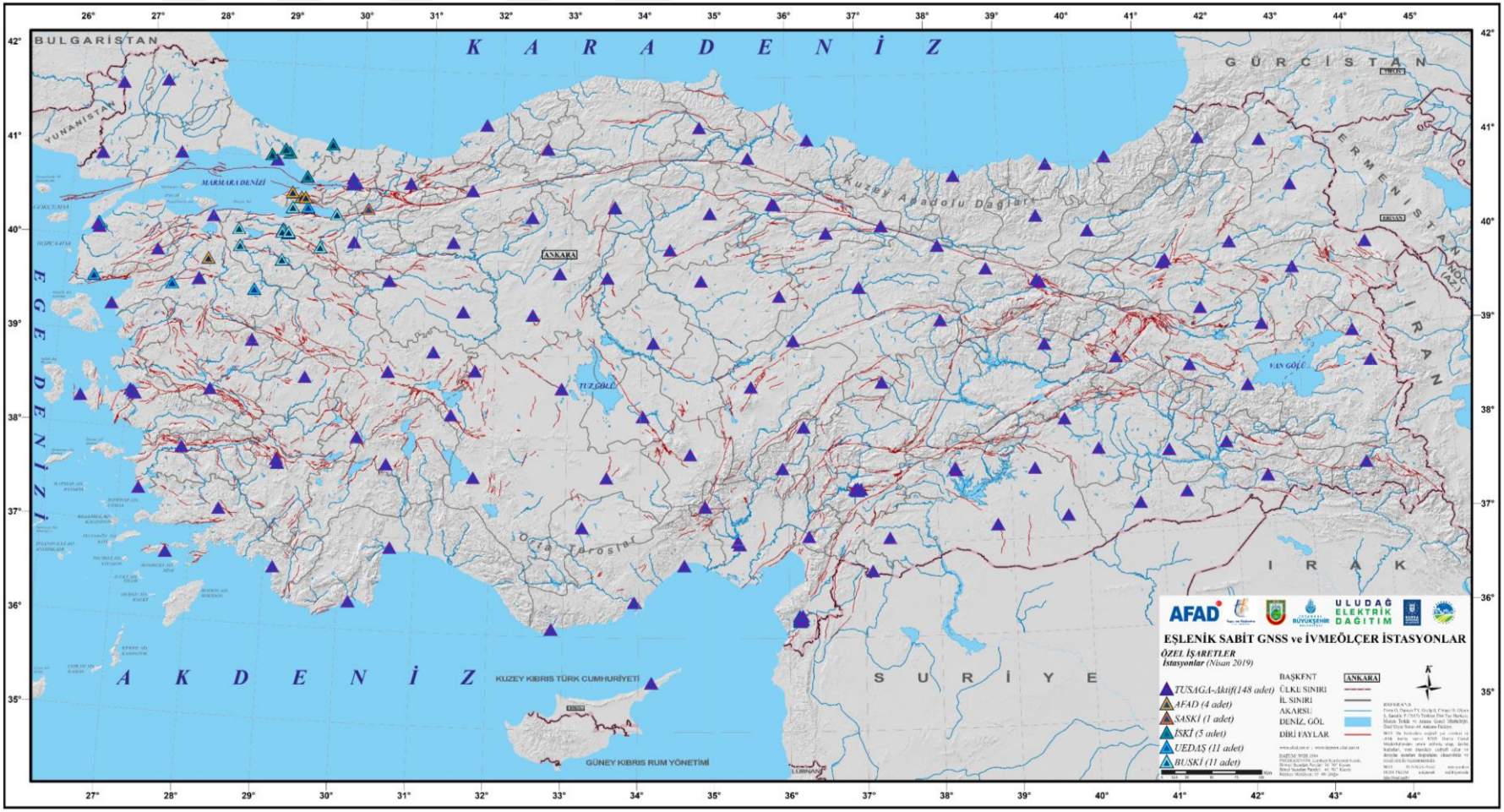
Türkiye hem sismik açıdan aktif olması hem de Şekil 5.3’ te görüleceği üzere geniş GNSS ve ivmeölçer altyapısına sahip olması nedeniyle bahsekonu istasyonların disiplinler arası bir yaklaşımla deprem gözlemine dahil edilmesi mümkündür.



Şekil 5.3 Türkiye' deki sismik istasyonlar ile GPS istasyonlarının birlikte gösterimi

Görece küçük ($M_w < 6$) depremlerin meydana getireceği yer değiştirmelerin GPS ile bulunabilmesi için GPS istasyonunun deprem kaynağına yakın olması gerekmektedir. Bu nedenle, sabit GNSS istasyonları ile deprem odağı arasındaki mesafenin mümkün olduğunca yakın olmasına ihtiyaç duyulmaktadır. Şekil 5.4' te 5 km mesafe ön şartı ile eşlenik GPS-hızölçer ve ivmeölçer istasyonları gösterilmiştir.

Sismik istasyonlar ile GPS istasyonlarının birbirlerine 5 km' den yakın olacak şekildeki eşleniklik durumları tamamen tesadüfidir. Sismik istasyonlar dahi hızölçer veya ivmeölçer istasyon olmaları durumuna göre farklı yer seçim kriterlerine göre kurulurlarken, GPS istasyonlarının kuruluşlarındaki yer seçim kriterleri tamamen farklıdır. Buna rağmen ülkemizde eşlenik denebilecek birçok GPS ve sismik istasyon bulunmaktadır. Bahsi geçen bu eşlenik istasyon sayısını arttırmak için ya GPS istasyonunun yakınına bir sismik istasyon kurulmalı ya da hazırda bulunan bir sismik istasyonun yanına GPS istasyonu kurulmalıdır. Dünyada uygulanan bir başka yöntem ise GPS istasyonlarının bulunduğu noktalara MEMS tipi ivmeölçeler yerleştirilerek eşlenik istasyon altyapısının genişletilmesidir.



Şekil 5.4 Türkiye genelindeki sabit GNSS ve sismik istasyonların 5'er km açıklıkla eşlenik istasyon olarak gösterimi

6. SARSMA TABLASI TESTLERİ VE DUYARLILIK ANALİZİ

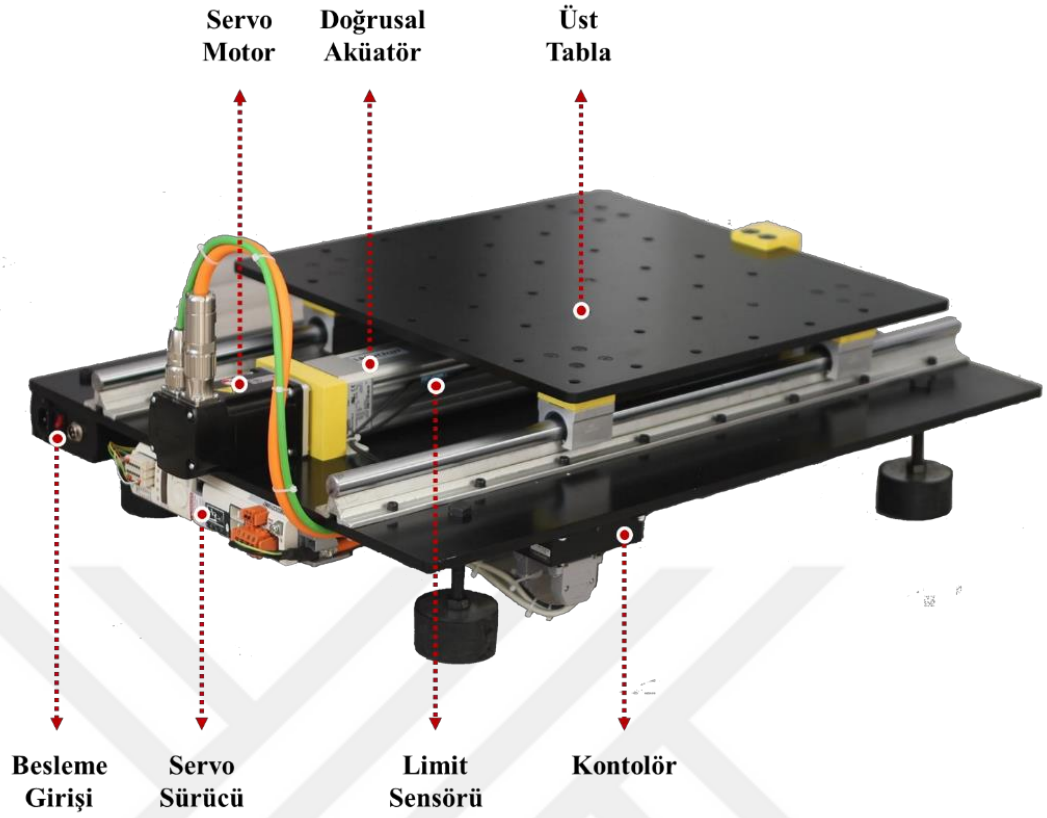
21 Aralık 2018 günü saat 10:00 – 12:00 arasında 10 adet sarsma tablası testi gerçekleştirilmiştir. Bu testlerden 5 tanesi ivmeölçerler tarafından kaydedilmiş gerçek deprem kayıtlarıdır.

12.11.1999 Düzce Mw 7.2 , 17.08.1999 İzmit Mw 7.6, 21.07.2017 Gökova Körfezi (Mw 6.5) (4809 ve 4812 istasyonu kayıtları), 16.01.1995 Kobe Mw 6.9 ve 18.05.1940 Elcentro Mw 7.1 depremlerinin en güvenilir istasyonlarda alınan kayıtları ile genliği 20 mm, frekansı 2 hz olan 5 döngülü sinüs dalgası, genliği 50 mm, frekansı 1 hz olan 5 döngülü sinüs dalgası, genliği 70 mm, frekansı 1 hz olan 10 döngülü sinüs dalgası, genliği 70 mm, frekansı 2 hz olan 5 döngülü sinüs dalgası olmak üzere 4 adet sinüs dalga formları sarsma tablasına gerçek girdi olarak sunulmuştur.

Sarsma tablasına verilen gerçek girdi (ivme) dalga formları sarsma tablasının uygulama yazılımı olan 'Easy Test Shake Table' tarafından filtrelenmemiş yer değiştirmeye dönüştürülmüş ve sarsıntı bu şekilde uygulanmıştır. , 21.07.2017 Gökova Körfezi Mw 6.5 ve 12.11.1999 Düzce Mw 7.2 depremleri bu çalışmada ayrıntılı incelenmiş olup, geri kalan tüm olaylara ait grafikler EK-1' de verilmiştir.

6.1 Kullanılan Sarsma Tablasının Teknik Özellikleri

AFAD Deprem Dairesi Başkanlığı envanterine kayıtlı 'testbox sarsma tablası' (Şekil 6.1) ile bir dizi test gerçekleştirilmiştir. Bu testlerde kullanılan ve Türkiye' de meydana gelen deprem verileri Türkiye Ulusal Kuvvetli Yer Hareketi Veri Tabanı (TR-KYH)' ndan temin edilmiştir.



Şekil 6.1 Kullanılan Testbox sarsma tablasının genel görünümü.

Çizelge 6.1 Kullanılan sarsma tablasının teknik özellikleri

Giriş Gerilimi	(100 – 230 V AC, 50-60 Hz)
Üst Tabla Ölçüleri	50x50x1 cm
Genel Ölçüleri	80x60x20 cm
Kapasite	± 1g @ 100 kg , ± 2g @ 50 kg
Ağırlık	~45 kg
Hareket Boyu	200 mm (±100 mm)
Maksimum Doğrusal Hız	500 mm/sn
Frekans Aralığı	0-20 hz , ±80mm – 1Hz, ±2mm – 10Hz, ±0.4 mm – 20 Hz
Kontrol Hassasiyeti	16 bit, analog çıkış
Kontrol Türü	Özel Hareket Kontrolörü ile Kapalı Devre PID Kontrol
Geri Besleme	Qaudrature Enkoder
Enkoder Hassasiyeti	410 counts/mm

6.2 Sarsma Tablasına Sabitlenen Alıcılar ve Teknik Özellikleri

Test çalışması T.C. İÇİŞLERİ BAKANLIĞI Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığının Dumlupınar Bulvarındaki kampüsünde gerçekleştirilmiştir (Şekil 6.2). Test için Testbox marka sarsma tablası, Stonex S8 Plus model GNSS alıcısı ve Güralp CMG-5T model ivmeölçer kullanılmıştır (Çizelge 6.2). Kullanılan sarsma tablasının teknik özellikleri Çizelge 6.1' de; tabla üzerine yerleştirilen kayıcıların marka, model ve örnekleme aralığı bilgileri Çizelge 6.2' de; ivmeölçere ait teknik özellikler ve kalibrasyon değerleri sırasıyla Çizelge 6.3 ve Çizelge 6.4' te; GNSS alıcısına ait teknik özellikler ise Çizelge 6.5' de verilmiştir. Sarsma tablası, girdi olarak tanımlanan olayı yer değiştirmeye dönüştürüp sarsıntıya başlamaktadır. Sarsma tablasının üzerine hem hızölçer, hem ivmeölçer, hem de GNSS alıcısı sabitlenmiş ancak yapılan ilk denemede 'beklendiği şekilde' hızölçer (Güralp CMG-3T) satüre olduğu için testin geri kalanında kullanılmamak üzere tabladan sökülmüştür. Sonrasında testte kullanılan ve hareketi kaydeden alıcıların (Çizelge 6.2) verileri, özellikleri bilinen, girdi olay ile karşılaştırılmıştır.

Çizelge 6.2 Sarsma tablası üzerine sabitlenen alıcılar

Cihaz Türü	Cihaz Modeli	Marka	Örnekleme Frekansı
İvmeölçer	CMG-5TD	Güralp	100 Hz.
GNSS Alıcısı	S8 Plus	Stonex	5 Hz.

Çizelge 6.3 Güralp CMG-5TD ivmeölçer sensörüne ait kalibrasyon değerleri

WORKS ORDER:	12160	DATE:	10/01/2012
SERIAL NUMBER:	T5AF4	OUTPUT at 1g	5 volts
	Acceleration Response		
	$V/m/s^2$		
VERTICAL	2 x 0.508		
NORTH/SOUTH	2 x 0.509		
EAST/WEST	2 x 0.508		
Vertical component equivalent acceleration from calibration signal of:			1 Volt = $0.984 m/s^2$
North/South component equivalent acceleration from calibration signal of:			1 Volt = $0.982 m/s^2$
East/West component equivalent acceleration from calibration signal of:			1 Volt = $0.984 m/s^2$
Calibration enable signal polarity:			Active Low
This sensor operates from			10 to 36 Volts.
NOTE A factor of 2 must be used when the sensor outputs are used differentially (also known as push-pull or balanced output). Under no conditions should the. negative outputs be connected to the signal ground. A separate signal ground pin is provided.			

Çizelge 6.4 Güralp CMG-5TD ivmeölçer sayısallaştırıcısına ait kalibrasyon değerleri

WORKS ORDER:	12160	**SERIAL NUMBER:**	T5AF4 /C2228
SYSTEM ID:	12160C	OUTPUT DATA FORMAT:	GCF
UNIT ID:	5AF4	SOFTWARE:	dm32_1f_310.hex
BAUD RATE:	19200		

ACCELERATION CHANNELS

Steam ID	Component	Digitiser Input	Acceleration	Digital Output
5AF4Z2	Vertical	3.059 µV/Count	1.016 V/m/s^2	332099.07 Counts/m/s^2
5AF4N2	North/South	3.064 µV/Count	1.018 V/m/s^2	332267.09 Counts/m/s^2
5AF4E2	East/West	3.045 µV/Count	1.016 V/m/s^2	333697.63 Counts/m/s^2

CAL SIGNAL MONITOR.

5AF4X2	3.056 µV/Count

GPS RECEIVER.

PWM	8000 Counts @ 23°C

POWER CONSUMPTION.

Digitiser	80mA @ 12v.
GPS	28mA @ 12v.
Sensor	51mA @ 12v.

Acceleration response output, Vertical Sensor:	Acceleration response output, Horizontal Sensors:
POLES (Hz.)	**POLES (Hz.)**
-63.7927-90.3864j	-63.7927-90.3864j
-63.7927+90.3864j	-63.7927+90.3864j
-209.656	-209.656
-755.898	-755.898
Normalizing factor at 1 Hz: A =1.9396e9	Normalizing factor at 1 Hz: A = 1.9396e9

NOTE The above poles and zeros apply to the vertical and the horizontal sensors and are given in units of Hz. To convert to Radian/sec multiply. Each pole or zero with 2π. The normalizing factor A should also be recalculated.

Çizelge 6.5 Stonex S8 Plus GNSS alıcısının teknik özellikleri

RECEIVER	
Channels	120
Satellite tracked	GPS: Simultaneous L1, L2, L2C, L5 GLONAS: Simultaneous L1, L2 GALLIEO: E5a, E5b, Alt-BOC BeiDou: B1, B2 SBAS: Simultaneous L1 C/A, L5 QZSS: (Quasi-Zenith Satellite System) L-Band
Position Rate	Up to 5 Hz (Higher Frequency Optional)
Signal Reacquisition	< 1 s.
RTK Signal Initialization	< 10 s.
Hot Start	< 35 s.
Initialization reliability	> %99.9
Micro SD Card	4 GB Internal Memory (Over 60 days of raw static data storage with recording sample every 1 second)
POSITIONING	
STATIC	
Horizontal	5 mm+ 0.5 ppm RMS
Vertical	10 mm + 0.5 ppm RMS
STATIC Long time observation.	
Horizontal	3 mm + 0.1 ppm RMS
Vertical	3.5 mm + 0.4 ppm RMS
CODE DIFERANTIAL POSITIONING.	
3D	0.25 m RMS
SBAS Positioning	0.6 m 3D RMS
REAL TIME KINEMATIC (<25Km) /NETWORK SURVEYING	
Fixed RTK Horizontal	10 mm + 1 ppm RMS
Fixed RTK vertical	20 mm + 1 ppm RMS
COMMUNICATION.	
Connectors I/O	7-pins Lemo and 5-pins Lemo interfaces
Bluetooth Device	2.4 GHz class II:maximum range 50 m
Reference Outputs	CMR, CMR+, RTCM 2.1, 2.3 3.0, 3.1
INTEGRATED GNSS ANTENNA.	
High accuracy for constellation microstrip antenna,zero-phase center,with internal multipath suppressive board	
INTERNAL RADIO.	
Frequency Range	403-473 MHz
Channel Spacing	12.5 KHz / 25 KHz
Emitting Power	0.5/1/2 W
Maximum Range	3-4 Km (urban environment), 5-6 Km with optimal conditions
Radio Protocol	Transparent EOT/EOC/FST,SATEL, South, Stonex Type 1, TRIMTALK II/IIe, TRIMMARK 3, TRIMTALK 450S
WIRELESS MODULE	
Bans	GSM/GPRS/EDGE:850/900/1800/1900MHz WCDMA/HSDPDA:2100/1900/850 MHz
Output power	GSM850, EGSM900:33sBm(2W) GSM,1800,PCS1900:30dBm(1W) WCDMA:23 Dbm
POWER SUPPLY	
Battery	2500 mAh high capacity Lithium battery, Voltage 7.4 V
Voltage	9 to 15 V DC external power input with over-voltage protection
Working Time in Static Mode (GPS+GLONASS)	7 hours
Working Time in Wireless Network with cable connection (GPS+GLONASS)	6.5 hours



Şekil 6.2 Sarsma tablası testi çalışmaları ve kullanılan ekipmanlar

6.3 Uygulanan Testler ve Elde Edilen Kayıtlar

Sarsma tablası testleri, gerçek veriler ile ölçülen verilerin doğrudan karşılaştırılmasına imkan vermektedir. Girdi olarak kullanılan dalga formunun, sarsma tablası tarafından kaydedilen başlangıç zamanı ile GNSS ve ivmeölçer kayıtçılarının, kayıt başlangıç zamanları arasında zaman farkı olduğu gözlenmiştir. Bu fark, ölçülen GNSS ile ivmölçer kayıtları arasında gözlenmezken, ölçülen kayıtlar ile girdi kayıt arasında belirgin olarak dikkat çekmektedir. Bunun nedeninin, sarsma tablasının başla komutu ile kayıt zamanı oluşurmaya başlaması ancak uygulamaya başlayana kadar tabla sensörünün düzeçlenmesi için geçen zaman olduğu söylenebilir.

Çizelge 6.6 Sarsma tablasında uygulanan deprem kayıtları

Deprem	AFAD İstasyon	Örnekleme Frekansı	Uygulanma %	GNSS RMS (mm)	Acc. RMS (mm)	Kalman RMS (mm)
12.11.1999 Düzce	1401	100	65	9.23	73.48	8.64
17.08.1999 İzmit	5401	100	8	8.85	108.76	8.897
21.07.2017 Gökova K.	4812	100	100	4.28	17.34	4.38
21.07.2017 Gökova K.	4809	100	55	6.04	12.97	6.06
16.01.1995 Kobe	-	100	100	4.36	6.01	4.50
18.05.1940 Elcentro	-	50	100	6.12	1.27	6.09

Çizelge 6.6' da testte kullanılan depremler ve test sonucu elde edilen kayıtların RMS değerleri verilmiştir. Bu çalışmada kullanılmak üzere seçilen deprem kayıtlarından, en yakın tarihli olması deprem olması nedeniyle Gökova Körfezi depremi için 2 farklı ivmeölçer istasyonun kayıtları kullanılmıştır. Bu istasyonlardan 4809 Muğla İlinin Bodrum İlçesinde bulunmakta, Geosig markasının gmsplus modeli ile 100 Hz örnekleme frekansında veri toplamaktadır ve depremin episantrına 12 km mesafededir ve depreme en yakın ivmeölçer konumundadır, sarsma tablasının maksimum yer değiştirme sınırı nedeniyle bu istasyonun kuzey-güney bileşeni kaydının, her epoktaki genlik değerinin %55' i ile test gerçekleştirilmiştir . 4812 istasyonu ise aynı ilin Datça ilçesinde bulunmakta, Güralp markasının CMG-5TD modeli ile yine 100 Hz örnekleme frekansında veri toplamaktadır bahsekonu istasyon depremin episantrına 32 km mesafededir ve doğu-batı bileşeninin verisi kullanılmıştır. Düzce depremi için seçilen 1401 istasyonu ise Bolu Merkez' de, depremin episatrına 36 km mesafede bulunmaktadır ve 4812 istasyonunda bulunan sensör ile aynı marka, model ve örnekleme frekansındadır. Düzce depremi için kullanılan 1401 istasyonunun doğu-batı kaydına ise % 35 küçültme uygulanmıştır. İzmit depreminde ise doğu batı bileşeni kaydı %8 oranında kullanılmış olup kaydı kullanılan 5401 istasyonu 36 km mesafedeki Sakarya Merkez' de bulunmakta ve 4812/1401 istasyonları ile aynı sensör marka ve modelini taşımaktadır. Elcentro ve Kobe depremlerinde ise kullanılan yer değiştirme dalga formları sarsma tablası kontrol yazılımının 'test' verileri olup ilgili depremleri kaydeden ivmeölçer istasyonlarının sadece örnekleme frekansları bilinmektedir ancak bu durumun özellikleri bilinen dalga formunun uygulanması mantığı açısından test sonuçlarını etkilemediği söylenebilir.

Çizelge 6.7 Sarsma tablasında uygulanan sinüs dalgaları

Sıra	Genlik	Frekans (Hz.)	Döngü Sayısı	GNSS RMS (mm)	Acc. RMS (mm)	Kalman RMS (mm)
1	20	2	5	11.14	0.32	11.67
2	50	1	10	12.25	3.10	11.67
3	70	1	10	8.95	2.15	8.33
4	70	2	5	24.13	55.84	29.50

Bu çalışmada sarsma tablası testlerinde kullanılan gerçek deprem kayıtlarının yanısıra, 1-2 Hz frekanslı, farklı genlik ve döngü sayılarında 4 adet sinüs dalgası da girdi olarak kullanılmıştır. Çizelge 6.7' de uygulamada kullanılan sinüs dalgalarına ilişkin ayrıntılar verilmiştir.

Ölçülen GNSS yer değiştirme dalga formları ve ivme kayıtlarından elde edilen dalga formları gerçek girdiler ile karşılaştırıldıklarında GNSS'in Karesel Ortalama Hata (RMS) değerleri 4 ila 24 mm arasında değişirken, ivme kayıtlarından elde edilen yer değiştirme dalga formlarının RMS değerleri 1 ila 110 mm arasında değişmektedir. GNSS yer değiştirme dalga formlarının ortalama RMS değerleri ise ~6 mm civarındadır (Çizelge 6.6; Çizelge 6.7).

6.4 Sinyallerin Çapraz İlişkisi

Sinyal işlemede çapraz korelasyon, iki sinyalin zaman serilerinin benzerliklerini ölçmek ve sinyalleri aynı hizaya getirmek için kullanılmaktadır. İki sinyalin çapraz korelasyonu sonucu elde edilen zaman serisi x_n ve $y_n$olmak üzere

$$R_{xy} = E\{x_{n+m}y_n^*\} = E\{x_n y_{n-m}^*\} \tag{6.1}$$

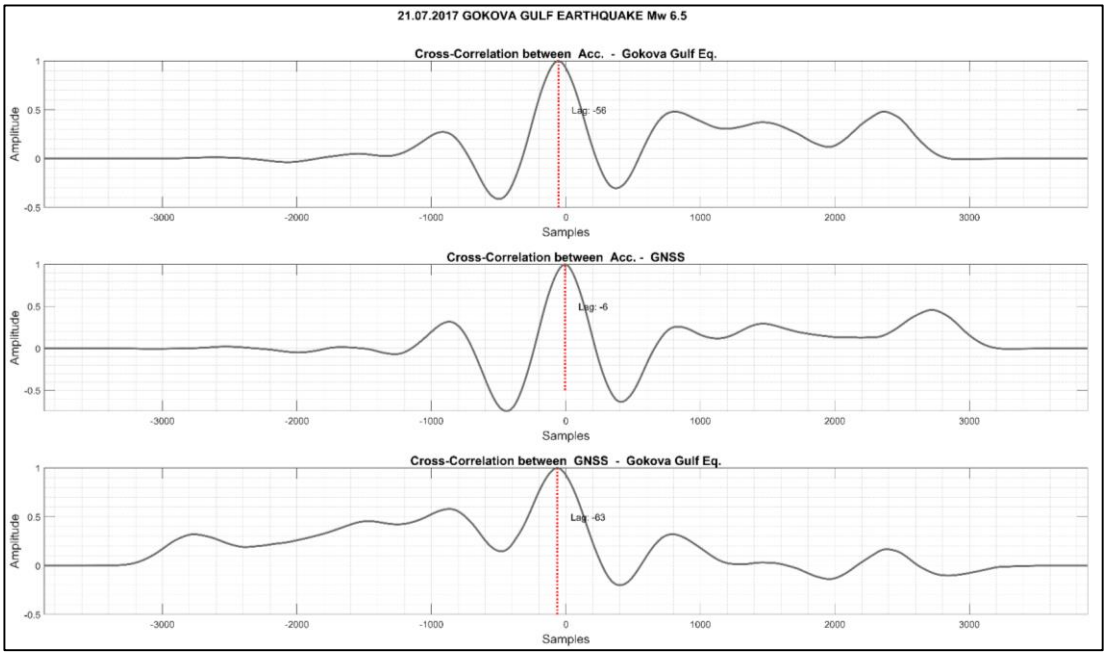
Şeklinde tanımlanabilir. Burada $-\infty < n < \infty$ olduğu durumda * karmaşık eşlenik, E ise beklenen değer operatörüdür. Bu şekilde hesaplanan normalleştirilmemiş ham düzeltme ise

$$R_{xy}(m) = \begin{cases} \sum_{n=0}^{N-m-1} x_{n+m} y_n^*, & m \geq 0, \\ R_{yx}^*, & m < 0. \end{cases} \tag{6.2}$$

Şeklinde tanımlandığı durumda c vektörü aşağıdaki şekilde olacaktır.

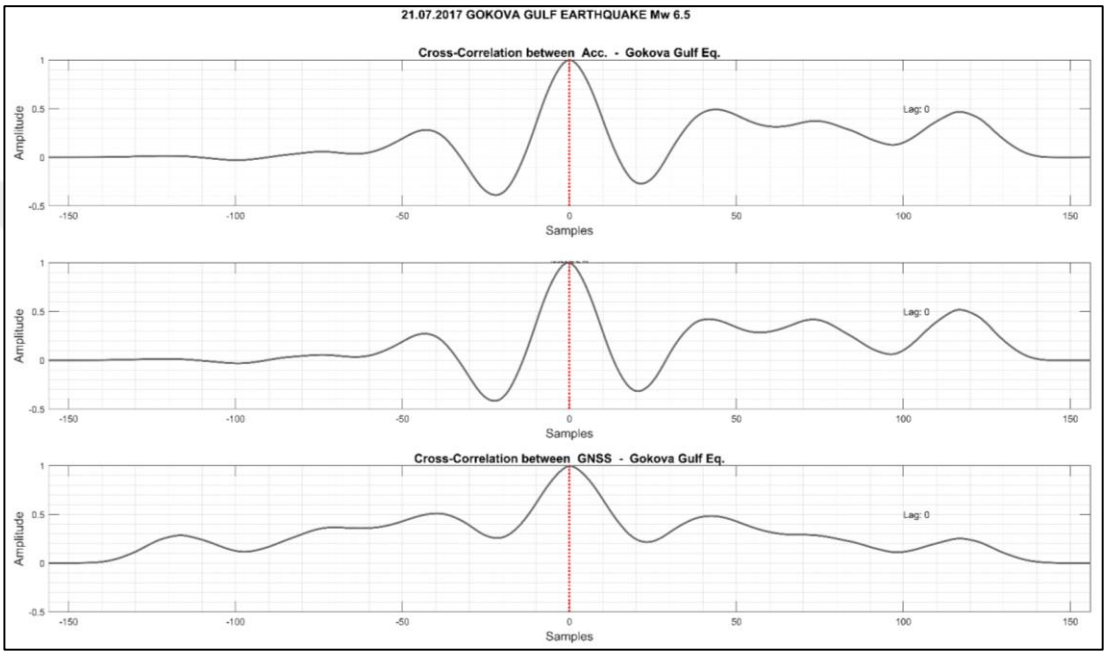
$$c(m) = R_{xy}(m - N), \quad m = 1,2, \ldots, 2N - 1 \tag{6.3}$$

Hem ayrı ayrı olarak girdi kayıt ile hem de birbirleri çapraz ilişkisi sonuçları elde edilmiştir ve burdan yola çıkarak kullanılan sinyallerin en çok çakışmayı sağladıkları noktanın 0' dan uzaklığı elde edilerek bu değerler sinyalleri aynı başlangıç zamanına getirmekte kullanılmıştır. Tüm girdi ve ölçülen verilerin aynı başlangıç zamanlarına sahip olması için veri kümelerine (girdi-GNSS, girdi-ivmeölçer ve GNSS-ivmeölçer) çapraz korelasyon (cross-correlation) uygulanmıştır (Şekil 6.3). Bu uygulamada tüm verilerin örnekleme aralığının eşit olması gerektiği için, tüm veriler GNSS alıcısının örnekleme aralığı olan 0.2 sn olarak ayarlanmıştır.



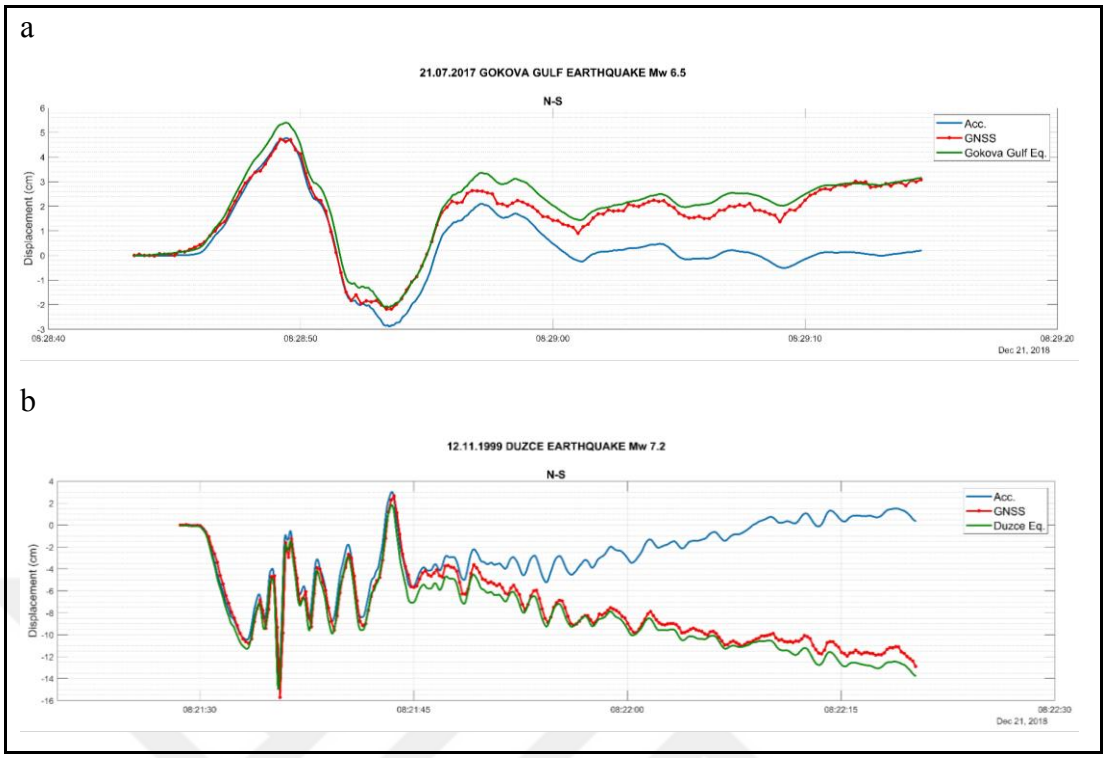
Şekil 6.3 Gökova K. depremine ait, GNSS, ivmeölçer ve gerçek girdilerin çapraz-korelasyon sunuçları

Örnekleme aralığı 0.01 sn olarak seçildiğinde Şekil 6.3' te görüleceği üzere Gökova Körfezi depremi verisi ile ivmeölçer verisi arasında 56, GNSS ile ivmeölçer alıcıları arasında 6, Gökova Körfezi depremi verisi ile GNSS alıcısı verisi arasında ise 63 örneğe tekabüleden zaman farkları olduğu tespit edilmiştir. Bu zaman farkı giderildikten sonra yeniden yapılan çapraz-korelasyon sonucunda ise verilerin aynı zamanda başlar hale getirildiği gözlenmiştir (Şekil 6.4).



Şekil 6.4 Gökova K. depremine ait, Başlangıç zamanları düzeltilen GNSS, ivmeölçer ve gerçek girdinin çapraz-korelasyon sunuçları

21 Temmuz 2017 tarihinde meydana gelen Mw 6.5 büyüklüğündeki Gökova körfesi depreminin 4812 numaralı ivmeölçer istasyonunda kaydı (100 Hz.) ile 12 Kasım 1999 tarihinde meydana gelen Mw 7.2 büyüklüğündeki depreminin 1401 numaralı ivmeölçer istasyonundaki kaydının (100 hz) sarsma tablasına girdi olarak verilmesini takiben GNSS alıcısında ölçülen kayıt (5 Hz.) ve yine aynı tabla üzerine konuşlu ivmeölçer alıcında ölçülen kayıt (100 Hz.) Şekil 6.5' te verilmiştir. İvmeölçerde ölçülen verinin depremin başlamasını takiben ~10. saniyeden sonra drift olması dikkat çekmektedir.



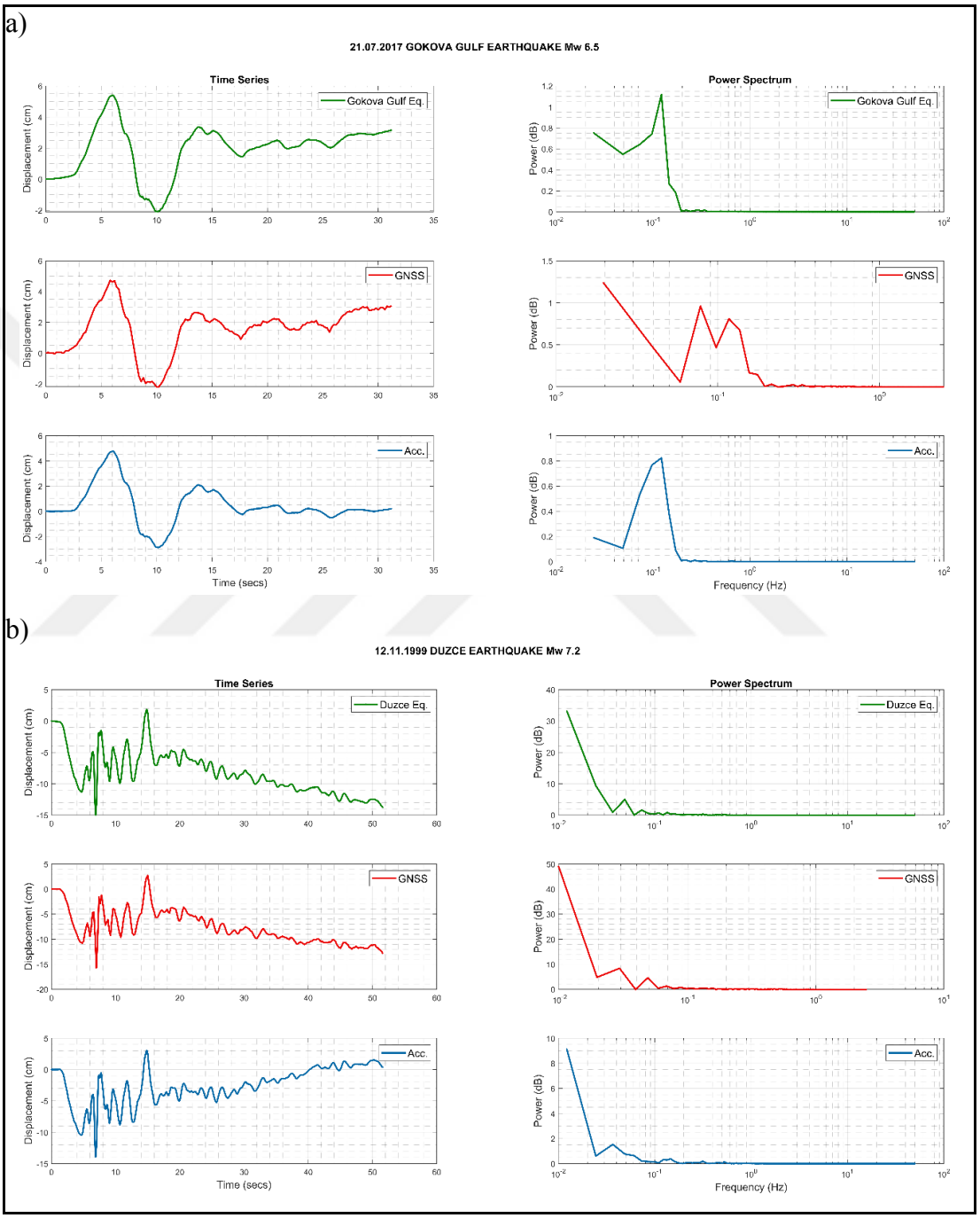
Şekil 6.5 21.07.2017 Gökova Körfezi depreminin (Mw 6.5) 4812 istasyonunda alınan kaydı (a) ile 12.11.1999 Düzce depreminin (Mw7.2) 1401 istasyonundaki kaydı (b) (yeşil) ile sarsma tablası üzerine konuşlu GNSS (kırmızı) ve ivmeölçer (mavi) alıcıları ile ölçülen yer değiştirmeler.

6.5 Kayıtların Frekans İçeriğinin Karşılaştırılması

Güç spektrumu sinyalin içeriğindeki her frekanstaki gücü gösterir. Güç, spektral yoğunluğunun (PSD) parametrik olmayan kestirimi olan periodogram öz ilişki sekansının 'biased' kestiriminin Fourier dönüşümü olarak tanımlanmaktadır. Birim zaman başına fs ile örneklenen bir sinyal için xn, periogodram olarak tanımlanır (Auger ve Patrick 1995, Fulop ve Kelly 2006).

$$P(f) = \frac{\Delta t}{N}\left|\sum_{n=0}^{N-1} x_n e^{-j2\pi fn}\right|^2, \quad -1/2\Delta t < f \leq 1/2\Delta t \tag{6.4}$$

Δt örnekleme aralığı iken, tek taraflı periodogram için 0, Nyquist ve $1/2\Delta t$ dışındaki tüm frekanslardaki değerler 2 ile çarpıldığında toplam güç elde edilmiş olur. Frekans içerikleri bu yönteme göre karşılaştırılan kayıtlar Şekil 6.6' da gösterilmiştir.



Şekil 6.6 21.07.2017 Gökova Körfezi (a) ve 12.11.1999 Düzce depremlerine (b) ilişkin gerçek girdi, GNSS ve İvmeölçer kayıtlarının zaman serileri ve güç spektrumları

6.6 Kayıtların Gerçek Girdi ile Tutarlığı

Sinyal işlemede tutarlık (coherence analysis) iki sinyal veya veri kümesi arasındaki ilişkiyi incelemek için kullanılan bir yöntemdir ve genellikle doğrusal bir sistemin giriş ve çıkış arasındaki güç aktarımını tahmin etmek için kullanılır (Penny 2000; Bendat ve Piersol 1986).

x(t) ve y(t) sinyalleri arasındaki gerçek değerli bir fonksiyon olan tutarlık;

$$C_{xy}(f) = \frac{|G_{xy}(f)|^2}{G_{xx}(f)G_{yy}(f)} \tag{6.5}$$

$G_{xy}(f)$, x ve y arasındaki çapraz spektral yoğunluk iken, $G_{xx}(f)$ ve $G_{yy}(f)$ ise sırasıyla x ve y' nin öz ilişki yoğunluğudur. Spektral yoğunluğun magnitüdü ise $|G|$ olarak ifade edilir. Yukarıda belirtilen kısıtlamalar göz önüne alındığında (ergodicity, linearity) koherens fonksiyonu, y (t) 'nin x (t)' den optimum doğrusal en küçük kareler fonksiyonu ile ne kadarını tahmin edilebileceğini belirler.

Koherens değerleri her zaman $0 < C_{xy}(f) \leq 1$ aralığındadır. Tek girişi x (t) ve tek çıkışı y (t) olan ideal bir sabit parametre doğrusal sistem için, koherens bire eşittir. Impuls fonksiyonu h(t) olan bir doğrusal sistem, * evrişimi simgelemek üzere;

$$y(t) = h(t) * x(t) \tag{6.6}$$

Şeklidende tanımlanabilir. Frekans ortamında ise bu eşitlik Y(f), y(t)' nin Fourier dönüşümü ve H(f) sistemin transfer fonksiyonu olmak üzere;

$$Y(f) = H(f)X(f) \tag{6.7}$$

Şeklinde ifade edilebilir. Bu durumda $G_{xx}(f)$ gerçek iken, $G_{yy=}|H(f)|^2 G_{xx}(f)$ ve $G_{xy=}H(f)G_{xx}(f)$ olduğu durumda (6.5) eşitliği;

$$C_{xy}(f) = \frac{|H(f)G_{xx}(f)|^2}{G_{xx}(f)G_{yy}(f)} = \frac{|H(f)G_{xx}(f)|^2}{G_{xx}^2(f)|H(f)|^2} = \frac{|G_{xx}(f)|^2}{G_{xx}^2(f)} = 1 \quad (6.8)$$

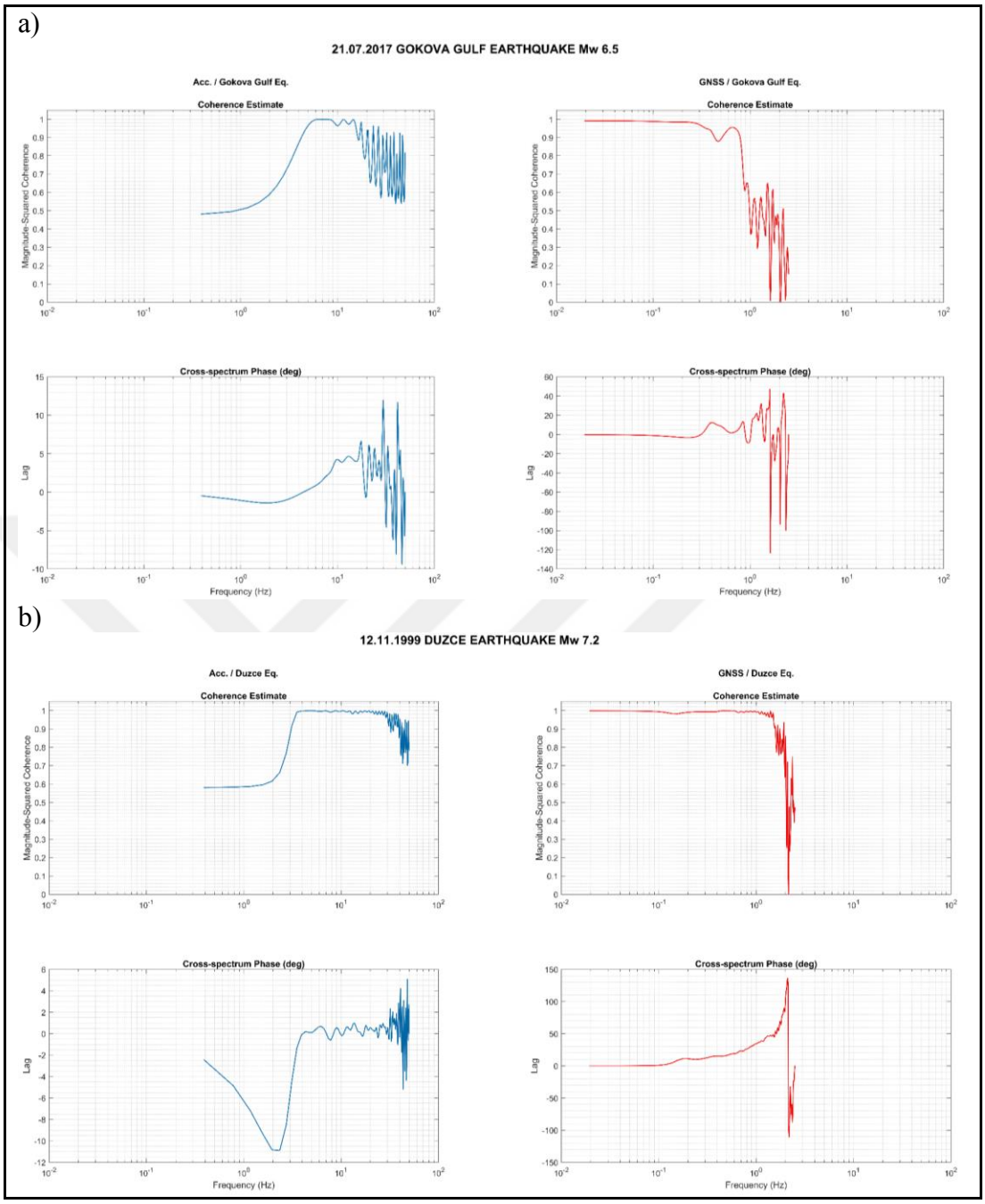
şeklini alır.

Bununla birlikte, fiziksel dünyada ideal bir doğrusal sistem nadiren gerçekleşir, gürültü sistemin doğal bir bileşenidir ve tek giriş ve tek çıkışlı bir lineer sistemin tüm sistem dinamiklerini yakalamak için yetersiz kalması muhtemeldir. İdeal doğrusal sistem varsayımlarının yetersiz kaldığı durumlarda, Cauchy – Schwarz eşitsizliği $C_{xy} \leq 1$ değerini garanti eder.

Veri kümelerinin karşılaştırılmasında kullanılan bir diğer yöntem ise güç spektrumlarının elde edilmesidir. Veriler arasındaki spektral tutarlılık frekans ortamındaki örtüşmeyi ifade etmektedir. Tutarlık değerleri 1' e yakınsadıkça ilgili frekans bileşenlerinin uyumunun arttığı, 0' a yakınsarken ise tam tersi olduğu söylenebilir.

Göreli olarak yüksek frekanslara duyarlı ivme kayıtları ile örnekleme frekansı ivmeölçerlere göre 5-100 kat daha az olan ancak uzun dalga boylarında daha hassas sonuç veren GNSS verilerinin duyarlığı için zaman serisi üzerinden yapılan RMS analizi dışında ayrıca frekans ortamında koherens analizi yapılmıştır. Koherens analizi, sarsma tablasındaki gerçek girdiler ile ölçülen veriler arasında yapılmıştır.

Elde edilen sonuçlar, ivme kayıtları ile gerçek girdi sinyali arasında ancak 2-3 Hz'den daha yüksek frekanslarda yüksek koherens olduğu, 1 Hz ve daha düşük frekanslarda koherensın çok hızlı bir şekilde düştüğünü göstermektedir. Buna karşın, GNSS yer değiştirme dalga formları ile gerçek girdi sinyali arasındaki koherensın 1 Hz'e kadar olan düşük frekanslarda "düz" bir şekilde tam koherens gösterdiği gözlenmektedir. Tutarlık analizi ivme kayıtlarının sahip olduğu uzun dalga boylu hataları (drift vb.) ortaya koyduğu gibi, GNSS'in söz konusu hatalara sahip olmadığını da göstermektedir (Şekil 6.7).



Şekil 6.7 21.07.2017 Gökova Körfezi (a) ve 12.11.1999 Düzce depremlerine (b) ilişkin gerçek girdi-ivmeölçer ve gerçek girdi-GNSS kayıtlarının koherens grafikleri

Deprem büyüklüğü arttıkça, uzun dalga boylu etkilerin daha da arttığı ve bu durumun deprem büyüklüğünün duyarlı olarak belirlenmesi etkilediği dikkate alındığında, uzun dalga boylu etkileri duyarlı olarak ölçebilen GNSS tabanlı yer değiştirme dalga formlarının deprem büyüklüğünün belirlenmesine katkısı daha iyi değerlendirilebilir.

6.7 Sismojeodezik Dalga Formunun ve Diğer Yer değiştirme Dalga formlarının Duyarlılığı ile Karşılaştırılması

Bu çalışmada, sarsma tablası üzerinde farklı depremler ve sinüs dalgaları için ivmeölçer ve GNSS gözlemleri yapılmış ve gözlemler ile gerçek girdi arasındaki farklar zaman ve frekans ortamında incelenmiştir. Bunun yanında ölçülen GNSS yer değiştirme dalga formları ve ivme kayıtlarından elde edilen dalga formları gerçek girdi ile karşılaştırılmıştır. Ayrıca yüksek örnekleme frekanslı genişbant sismojeodezik dalga formları Kalman Filtresi ile elde edilmiş, hem ivme kayıtlarından hem GNSS kayıtlarından elde edilen dalga formları ve hem de sismojeodezik yer değiştirme dalga formları gerçek girdi ile ayrı ayrı karşılaştırılmış ve Karesel Ortalama Hata (RMS) değerleri hesaplanmıştır.

6.7.1 Kalman filtresi ile sismojeodezik dalga formunun elde edilmesi

Kalman filtresi 20. yüzyılın en önemli buluşlarından biri olmakla beraber, gürültülü ölçüm yapılan bir sistemi tahmin etmek için oldukça güçlü ve yetenekli bir algoritmadır. (Çayıroğlu, 2012). Aslında filtre olarak isimlendirilmiş olsa da mevcut ve önceki durumlara göre bir sonraki durumu tahmin eden bir algoritma olarak tanımlanabilir.

Kalman filtresi dinamik bir sistem modelinin, modelin önceki bilgileriyle birlikte giriş ve çıkış bilgilerinden, durum vektörünü, gürültü ölçümleri ve sistem dinamiklerini değerlendirerek yinelemeli olarak tahmin eden filtre olarak tanımlanmaktadır. Kalman filtresi kontrol sistemlerinde ve havacılık uygulamalarında genişçe kullanılan matematiksel bir yöntemdir.

Sürekli bir fiziksel sistem çoğu zaman diferansiyel denklem sistemleri şeklinde ifade edilir (Schwarz vd. 1989; Geld 1974). Bu nedenle parametrelerin farklı örnek noktalarındaki değerleri arasındaki ilişkiler de diferansiyel denklem şeklinde elde edilir. Hareket denklemlerinin diferansiyel denklem sistemi olarak ifade edilmesinin diğer faydası da, sürekli denklem sisteminin kesikli olarak ifade edilebilmesi, bu sayede

modellenebilir hale gelmektedir (Aktuğ 2005). Genellikle jeodezik uygulamalarda, sistem girdisi bulunmamakta, farklı örnek noktalarında durum vektörleri arasındaki ilişkiyi geçiş matrisi sağlanmaktadır (Aktuğ 2005). Deprem öncesinde ve sırasındaki verilerin filtrelenebilmesi için ivme verilerinin sistem girdisi olarak verilmelidir Böylece, aşağıda açıklanan eşitlikler, (Aktuğ, 2005)'de verilen genel jeodezik modellerden farklı olarak sistem girdisini de içerir haldedir. Parametrelerin farklı örnekleme noktalarındaki değerleri ve parametrelerin zamana bağlı değişimleri arasındaki ilişkiler;

$$\begin{aligned} \dot{x} &= Fx + H\,u \\ x_{t,t+\Delta t} &= \Phi\, x_t + G\,u \\ \dot{\Phi} &= F\,\Phi \end{aligned} \tag{6.9}$$

biçiminde gösterilebilir (Maybeck 1970; Merminod 1989; Aktuğ 2005). Burada Φ ve G, sırasıyla parametrelerin farklı örnek noktalarındaki değerleri arasında ilişki kuran geçiş matrisi ve farklı örnekleme noktalarındaki sistem girdisi, F ve H, sürekli bir sistemde sırasıyla, parametreler ile parametrelerin zamana bağlı değişimleri arasındaki ilişkiyi ve sistem girdisini ifade eden foksiyonlardır. Öngörülen modelden olan sapmaları gürültü (zamana bağlı olarak değişen rasgele gözlem hataları) olarak yazarsak, (6.9)'da verilen eşitlik;

$$\dot{x} = Fx + G\,u + B\,s \tag{6.10}$$

Haline gelir. Burada, u sistem girdisi, G, sistem girdisinin katsayılar matrisi, s kaynak gürültü (driving noise), B ise kaynak gürültüyü sistem gürültüsüne dönüştüren matristir (Merminod 1989; Lewis vd. 2008). Kinematik modelin oluşturulması için geçiş matrisinin (Φ), F yardımıyla bulunması için (6.9) eşitliği;

$$\ddot{\Phi} = F\,\dot{\Phi} = F^2\,\Phi \;,\; \dddot{\Phi} = F\,\ddot{\Phi} = F^3\,\Phi, \tag{6.11}$$

şeklinde diferansiyel olarak ifade edilebilir ve t ile $t+\Delta t$ arasında integrali alınarak;

$$\Phi_{t,t+\Delta t} = e^{F\Delta t} = I + F\,\Delta t + \frac{1}{2!}F^2\,\Delta t^2 + \frac{1}{3!}F^3\Delta t^3 + \ldots \tag{6.12}$$

eşitliği elde edilir (Liebelt, 1974). Bu şekilde elde edilen geçiş matrisi kullanılarak, sistem gürültüsünün kovaryans matrisi,

$$Q_{ee} = \int_{t}^{t+\Delta t} \Phi(t,t+\Delta t)\,GC_sG^T\,\Phi^T(t,t+\Delta t)\,dt \tag{6.13}$$

şeklinde verilebilir (Lewis vd. 2008; Strang ve Borre 1997). Burada, C_s sürekli sistemdeki gürültünün kovaryans matrisidir. Sadece konum ve hızların bulunduğu kinematik model I. derece kinematic model olarak değerlendirilir. İvme de parametre olarak durum vektörüne dâhil edilirse, 2. derece kinematik model oluşturulmuş olur. Kullanılan gürültü modeline göre sınıflandırma ise, hangi parametre üzerinde beyaz gürültü tanımlandığıyla ilgilidir. Beyaz gürültünün türevi bulunmadığından tüm gürültü modelleri beyaz gürültü vasıtasıyla elde edilir. Örneğin sabit hızlı bir sistemde sistem hatası olarak rasgele ivmelenmeler şeklinde gürültü düşünülürse, beyaz gürültü ivme üzerinde tanımlandığından, 2. mertebe bir sistem olarak adlandırılır. Bu iki sınıflandırmayı birleştirecek bir örnek vermek gerekirse; 3. mertebe, ikinci derece kinematik model, konum, hız ve ivmenin parametre olarak kestirildiği, sistemde beyaz gürültü olarak ivme driftinin bulunmasını ifade eder (Aktuğ 2005).

Bu modele göre ivme üzerinde 1. derece, hız için 2. derece, konum için ise 3. derece Markov süreci tanımlıdır. Kinematik modeller için boyut kavramı bir sınıflandırma ölçütü olarak değerlendirilmemiştir. Bunun en önemli nedeni tek boyutlu sistemler için geliştirilen kinematik modellerin kolaylıkla daha fazla boyutlar için genelleştirilebilmesidir (Aktuğ 2005). Farklı boyutlardaki kinematik modellerin farklı gürültü modelleri ile oluşturulması, tek boyutlu bir sistem için elde edilen eşitliklerin iki ve üç boyutlu sistemlere genelleştirilmesi ile gerçekleştirilebilir.

Tek boyutlu bir sistem için en genel kinematik model, sabit ivmeli ve kaynak gürültü olarak ivme driftinin bulunduğu diferansiyel denklem sistemi olarak gösterilebilir. Bu

ivme driftinin 1. mertebe Gauss-Markov modeli ile ifade edilebilen korelasyonlu gürültüye sahip olduğu bir sistem olduğu düşünüldüğünde;

$$\frac{d}{dt}\begin{bmatrix} x \\ \dot{x} \\ \ddot{x} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & -\alpha \end{bmatrix}\begin{bmatrix} x \\ \dot{x} \\ \ddot{x} \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} 0 \\ 0 \\ 1 \end{bmatrix}\omega \tag{6.14}$$

elde edilir (Liebelt, 1974). Burada x konum vektörü olup, diğer parametreler ise önceki eşitliklerde verildiği gibidir. Görüleceği üzere ivme drifti,

$$\dddot{x} = -\alpha\,\ddot{x} + \omega \tag{6.15}$$

şeklinde 1. mertebe Gauss-Markov süreci şeklinde tanımlanmıştır. Daha önce verilen sınıflandırma kuralları ile bu modelin 2. derece, 3. mertebe bir kinematik model olduğu açıktır. (6.15) eşitliğinde dikkat edilmesi gereken diğer bir konu ise sadece ivme drifti üzerinde gürültü tanımlanmış olması, ivme, hız ve konum üzerinde oluşacak hataların ivme driftinin zaman aralığındaki entegrasyonundan kaynaklanmasıdır. Örneğin hız bileşeninin ayrıca gürültüye (1. mertebe Gauss-Markov) sahip olması arzu edilseydi (6.15) eşitliğinin,

$$\frac{d}{dt}\begin{bmatrix} x \\ \dot{x} \\ \ddot{x} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & \alpha_1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & -\alpha_2 \end{bmatrix}\begin{bmatrix} x \\ \dot{x} \\ \ddot{x} \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} 1 \\ 0 \\ 1 \end{bmatrix}\omega \tag{6.16}$$

şeklinde ifade edilmesi gerekecekti. Uygulamada bu tip sistemlerin bulunması pek olanaklı olmasa da gürültü modellerinin oluşturulmasını göstermek açısından önemlidir. (6.15) eşitliğiyle verilen denklem sisteminden geçiş matrisini (6.12) eşitliğiyle elde etmek için (6.15) eşitliğinin sağ tarafındaki matrisin kuvvetlerinin alınması gereklidir. Daha sonra gösterileceği üzere kuvvet serisi açılımı oluşturacak bu değerlerin elde edilmesi için öncelikle ikinci, üçüncü, dördüncü kuvvetleri alınırsa;

$$F^2 = \begin{bmatrix} 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & -\alpha \\ 0 & 0 & \alpha^2 \end{bmatrix} \tag{6.17}$$

$$F^3 = \begin{bmatrix} 0 & 0 & -\alpha \\ 0 & 0 & \alpha^2 \\ 0 & 0 & -\alpha^3 \end{bmatrix} \tag{6.18}$$

$$F^4 = \begin{bmatrix} 0 & 0 & \alpha^2 \\ 0 & 0 & -\alpha^3 \\ 0 & 0 & \alpha^4 \end{bmatrix} \tag{6.19}$$

elde edilir (Merminod 1989). Geçiş matrisi $\Phi_{t,t}$ nin aynı epoktaki değerinin birim matris olduğu hatırlanırsa (6.12) eşitliği yardımıyla $\Phi_{t,t+\Delta t}$;

$$\Phi_{t,t+\Delta t} = \begin{bmatrix} 1 & \Delta t & a \\ 0 & 1 & b \\ 0 & 0 & c \end{bmatrix} \tag{6.20}$$

şeklinde bulunur. Burada;

$$a = \frac{\Delta t^2}{2!} + \frac{-\alpha \Delta t^3}{3!} + \frac{\alpha^2 \Delta t^4}{4!} + \frac{-\alpha^3 \Delta t^5}{5!} \ldots \tag{6.21}$$

$$b = \Delta t + \frac{-\alpha \Delta t^2}{2!} + \frac{-\alpha^2 \Delta t^3}{3!} + \frac{-\alpha^3 \Delta t^4}{4!} + \ldots \tag{6.22}$$

$$c = 1 - \alpha \Delta t + \frac{\alpha^2 \Delta t^2}{2!} + \frac{-\alpha^3 \Delta t^3}{3!} + \frac{\alpha^4 \Delta t^4}{4!} + \ldots \tag{6.23}$$

olarak verilir. Bu eşitlikler kuvvet serisi açılımına uygun olarak yeniden düzenlenirse;

$$\alpha^2(a+1+\alpha^2\Delta t)=1+\frac{(-\alpha\Delta t)}{1}+\frac{(-\alpha\Delta t)^2}{2!}+\frac{(-\alpha\Delta t)^3}{3!}+... \tag{6.24}$$

$$-\alpha(b+1) \;=1+\frac{(-\alpha\Delta t)}{1}+\frac{(-\alpha\Delta t)^2}{2!}+\frac{(-\alpha\Delta t)^3}{3!}+... \tag{6.25}$$

$$c=1+\frac{(-\alpha\Delta t)}{1}+\frac{(-\alpha\Delta t)^2}{2!}+\frac{(-\alpha\Delta t)^3}{3!}+... \tag{6.26}$$

elde edilir. Bronshtein ve Semandyayev (1978)'de verilen kuvvet serisi açılımının,

$$e^x=1+\frac{x}{1}+\frac{x^2}{2!}+\frac{x^3}{3!}+\frac{x^4}{4!}+... \tag{6.27}$$

olduğu hatırlanırsa, a,b ve c

$$a=\frac{e^{-\alpha\Delta t}-1+\alpha\Delta t}{\alpha^2};\quad b=\frac{1-e^{-\alpha\Delta t}}{\alpha};\quad c=e^{-\alpha\Delta t} \tag{6.28}$$

şeklinde elde edilir. Geçiş matrisi elde edildikten sonra (6.13) eşitliği ile sistem gürültüsü kovaryans matrisi;

$$C_\varepsilon=\begin{bmatrix} a & b & c \\ b & d & e \\ c & e & f \end{bmatrix} \tag{6.29}$$

şeklindedir. Burada;

$$a=\frac{(1+2\alpha\Delta t-2\alpha^2\Delta t^2+\frac{2\alpha^3\Delta t}{3}-4\alpha\Delta t e^{-\alpha\Delta t}-e^{-2\alpha\Delta t})}{2\alpha^5} \tag{6.30}$$

$$b = \frac{(1 - 2\alpha\Delta t + \alpha^2\Delta t^2 - 2\alpha\Delta t e^{-\alpha\Delta t} - 2e^{-\alpha\Delta t} + e^{-2\alpha\Delta t})}{2\alpha^4} \tag{6.31}$$

$$c = \frac{(1 - 2\alpha\Delta t e^{-\alpha\Delta t} - e^{-2\alpha\Delta t})}{2\alpha^3} \tag{6.32}$$

$$d = \frac{(-3 + 2\alpha\Delta t + 4e^{-\alpha\Delta t} - e^{-2\alpha\Delta t})}{2\alpha^3} \tag{6.33}$$

$$e = \frac{(1 - 2e^{-\alpha\Delta t} + e^{-2\alpha\Delta t})}{2\alpha^2} \tag{6.34}$$

$$f = \frac{(1 - e^{-2\alpha\Delta t})}{2\alpha} \tag{6.35}$$

şeklindedir (Aktuğ 2005). Zaman bağımlı bu modelde korelasyon zamanı $T \to \infty$, diğer bir ifade ile $\alpha \to 0$ olduğunda ivme drifti korelasyonsuz beyaz gürültüye sahip olacaktır. Buna bağlı olarak da, ivme üzerinde rasgele yürüyüş, hız üzerinde 2. mertebe rasgele yürüyüş, konum üzerinde de üçüncü mertebe rasgele yürüyüş oluşacaktır. Uygulamada korelasyon zamanı sonsuz olmasa bile ölçü aralığına göre oldukça büyükse, yine aynı durumdan söz edilebilir. Buna göre (6.26) eşitliğinde verilen geçiş matrisi $\Phi_{t,t+\Delta t}$;

$$\Phi_{t,t+\Delta t} = \begin{bmatrix} 1 & \Delta t & \frac{\Delta t^2}{2} \\ 0 & 1 & \Delta t \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \tag{6.36}$$

biçimine, (6.29) eşitliğiyle verilen gürültü kovaryans matrisi ise;

$$Q_{e\varepsilon} = \begin{bmatrix} \frac{\Delta t^5}{20} & \frac{\Delta t^4}{8} & \frac{\Delta t^3}{6} \\ \frac{\Delta t^4}{8} & \frac{\Delta t^3}{3} & \frac{\Delta t^2}{2} \\ \frac{\Delta t^3}{6} & \frac{\Delta t^2}{2} & \Delta t \end{bmatrix} \tag{6.37}$$

biçimine dönüşür. Bu şekilde sabit ivme modeli ile gürültünün zaman korelasyonlu ve rasgele yürüyüşe sahip olduğu iki örnek verilmiş olmaktadır. Bu örnekler kullanılarak çalışmanın bütünlüğü amacıyla kinematik modelleri üç boyutlu bir sistem için, sırasıyla sabit hız, zaman korelasyonlu sabit hız, sabit ivme, zaman korelasyonlu sabit ivme varsayımı için kinematik model hesaplanmış ve aşağıda özetlenmiştir:

- Kinematik Modelden Parametre değerlerinin prediksiyonu:

$$\bar{x}_{t+1} = \Phi_{t,t+1}\hat{x}_t + B\,u \tag{6.38}$$

- Kinematik Modelden Kovaryans matrisinin prediksiyonu:

$$\overline{\mathrm{Q}}_{t+1} = \Phi_{t,t+1}\hat{\mathrm{Q}}_t\Phi_{t,t+1}^{\mathrm{T}} + \mathrm{Q}_{\varepsilon\varepsilon} \tag{6.39}$$

- Kazanç Matrisinin Hesaplanması:

$$G_{t+1} = \overline{Q}_{t+1}A_{t+1}^T(Q_{ll} + A_{t+1}\overline{Q}_{t+1}A_{t+1}^T)^{-1} \tag{6.40}$$

- Innovasyon vektörünün hesaplanması:

$$v_{t+1} = l - A_{t+1}\bar{x}_{t+1} \tag{6.41}$$

- Filtrelenmiş Parametre Değerlerinin Hesaplanması:

$$\hat{x}_{t+1} = \bar{x}_{t+1} + G_{t+1} v_{t+1} \tag{6.42}$$

• Filtrelenmiş Parametre Kovaryans Matrisinin Hesaplanması:

$$\hat{Q}_{t+1} = \overline{Q}_{t+1} - G_{t+1}(Q_{ll} + A_{t+1}\overline{Q}_{t+1}A_{t+1}^T)G_{t+1}^T \tag{6.43}$$

(Liebelt 1967; Gelb 1974; Strang ve Borre, 1997; Merminod 1989; Schwarz vd 1989).

6.7.2 Yüksek frekanslı GPS ve sismometre için uygulanması

İvme ve GPS verilerinin analizi için durum vektörü (x) yer değiştirme ve hız olarak seçilebilir. Bu şekilde, Kalman Filtresi ile elde edilen yer değiştirmeler, hızlar ve ivmeler, sismojeodezik yer değiştirmeler, hızlar ve ivmeler olarak isimlendirilmektedir. Epoklar arasındaki ivmenin sabit olduğu ve sistem gürültüsünün sadece sistem girdisinden kaynaklandığı düşünülürse (6.9) eşitliğindeki matrisler,

$$F = \begin{bmatrix} 0 & 1 \\ 0 & 0 \end{bmatrix} \tag{6.44}$$

$$H = \begin{bmatrix} 0 \\ 1 \end{bmatrix} \tag{6.45}$$

olarak yazılabilir. Sürekli bir sistem için diferansiyel olarak ifade edilen bu matrisler, zaman kesikli bir sistemde;

$$\Phi_{t,t+\Delta t} = e^{F\Delta t} = I + \begin{bmatrix} 0 & 1 \\ 0 & 0 \end{bmatrix}\Delta t + \frac{1}{2!}\begin{bmatrix} 0 & 1 \\ 0 & 0 \end{bmatrix}^2 \Delta t^2 = \begin{bmatrix} 1 & \Delta t \\ 0 & 1 \end{bmatrix} \tag{6.46}$$

$$B = \int_t^{t+\Delta t} e^{F\Delta t} H \, dt = \begin{bmatrix} 0 \\ 1 \end{bmatrix}\Delta t + \frac{1}{2!}\begin{bmatrix} 0 & 1 \\ 0 & 0 \end{bmatrix}\begin{bmatrix} 0 \\ 1 \end{bmatrix}\Delta t^2 = \begin{bmatrix} \Delta t^2/2 \\ \Delta t \end{bmatrix} \tag{6.47}$$

şeklinde bulunur. Sistem gürültüsünün sadece sistem girdisi olan ivmelerden kaynaklandığı düşünülürse İvme değerlerinin kovaryans matrisi

$$C_s = \begin{bmatrix} 0 & 0 \\ 0 & q \end{bmatrix} \tag{6.48}$$

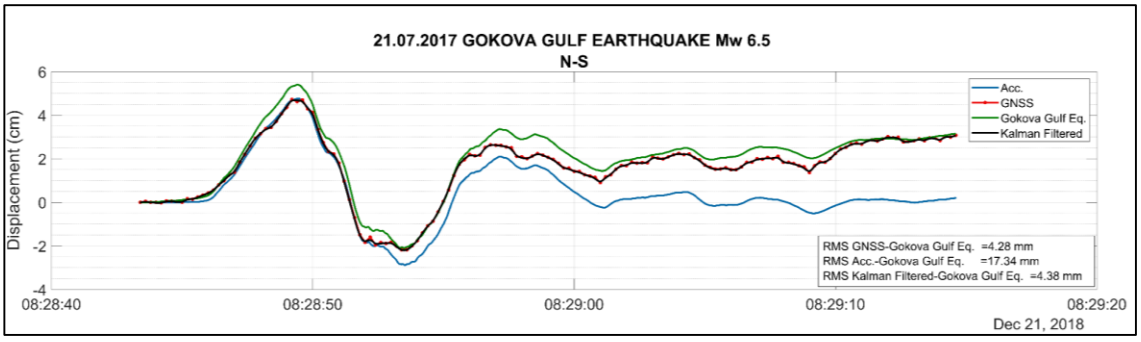
şeklinde ifade edilebilir. Burada, q ivme verilerinin varyansıdır. Bu durumda, (6.13) eşitliği kullanılarak sistem gürültü matrisi;

$$Q_{ee} = \begin{bmatrix} q\,\Delta t^3/3 & q\,\Delta t^2/2 \\ q\,\Delta t^2/2 & q\Delta t \end{bmatrix} \tag{6.49}$$

Elde edilmiş olur.

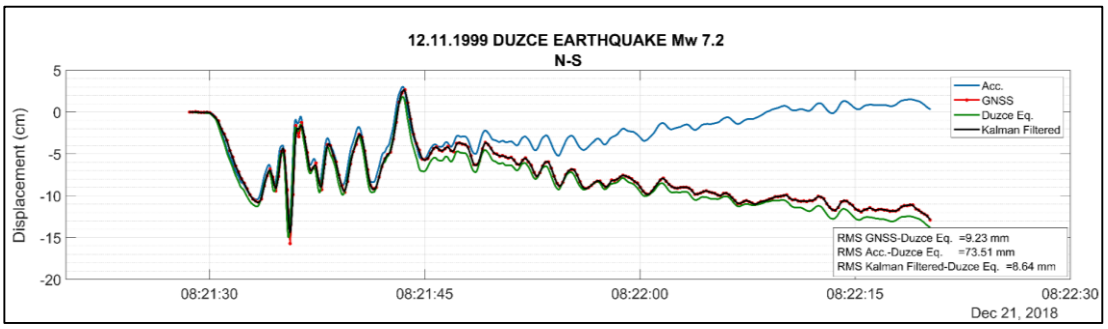
6.7.3 Sismojeodezik dalga formunun duyarlığı

Gerçek girdi ile ölçülen GNSS yedeğiştirme dalga formları ve ivme kayıtlarından elde edilen dalga formları karşılaştırıldığında GNSS'in gerçek girdiye göre Karesel Ortalama Hata (RMS) değeri, Gökova Körfezi depremi için Şekil 6.8' de görülebileceği üzere, 4.28 mm iken, ivme kayıtlarından elde edilen yer değiştirme dalga formlarının RMS hatası 17.34 mm' dir.



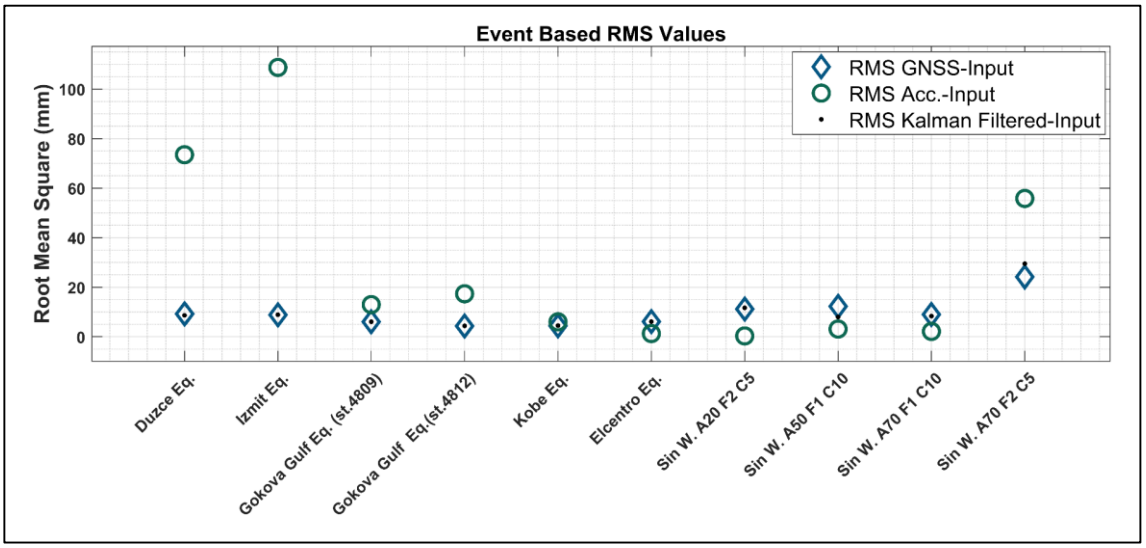
Şekil 6.8 21.07.2017 Gökova Körfezi depremine ilişkin testte 4812 istasyonu kaydı (yeşil) ile ivmeölçer (mavi), GNSS (kırmızı) ve Kalman Filtresi sonucu elde edilen sismojeodezik (siyah) dalga formlarının karşılaştırılması

Düzce depremi için elde edilen RMS değerleri ise GNSS'in gerçek girdiye göre RMS' 73.51 mm iken ivme kayıtlarından elde edilen yer değiştirme dalga formlarının RMS hatası 9.23 mm' dir (Şekil 6.9).



Şekil 6.9 12.11.1999 Düzce depremine ilişkin testte 1401 istasyonu kaydı (yeşil) ile ivmeölçer (mavi), GNSS (kırmızı) ve Kalman Filtresi sonucu elde edilen sismojeodezik (siyah) dalga formlarının karşılaştırılması

1940 El Centro Depremi dışında, ivme kayıtlarından elde edilen RMS değerlerinin GNSS RMS değerlerinden daha büyük olduğu görülmüştür (Çizelge 6.6; Şekil 6.10). Uygulanan depremler için genel GNSS yer değiştirme dalga formlarının ortalama RMS değerleri ~6 mm civarındadır. Söz konusu değer, GNSS yer değiştirme dalga formlarının sağladıkları yüksek duyarlıkla deprem gözlemine büyük katkı sağlayacağını göstermektedir.



Şekil 6.10 Uygulanan Testlere göre gerçek girdi ile ölçülen kayıtlar arasındaki RMS değerlerinin birlikte gösterimi

Uygulanan tüm testleri ve elde edilen dalga formlarının gerçek girdi ile karşılaştırılması sonucu hesaplanan RMS hataları Şekil 6.10’ da verilmiştir. Kalman Süzgeci ile yeni bir yer değiştirme dalga formu elde edilmekte ve elde edilen yeni dalga formu yüksek frekanslarda ivme kayıtlarından gelen duyarlığa, düşük frekanslarda ise GNSS yer değiştirme dalga formlarından gelen duyarlığ sahiptir. Kalman Süzgeci ile süzgeçlenmiş yeni yer değiştirme dalga formu ivme kayıtları gibi yüksek örnekleme duyarlığına sahiptir. Yapılan testlerde, sarsma tablası üzerinde kullanılan ivmeölçer ve GNSS alıcısına ait verilerden Kalman Süzgeci ile yeni yer değiştirme dalga formları hesaplanmıştır. Kalman Süzgeci ile süzgeçlenmiş veriler genel olarak GNSS’e yakın RMS değerlerine sahip olmakla birlikte, GNSS’den 20 katı örnekleme frekansına sahiptir.

7. SONUÇ ve ÖNERİLER

Deprem gözlemi genel olarak kuvvetli (ivmeölçer) ve zayıf yer hareketi ölçerler (hız ölçer) ile yüksek örnekleme aralıklı (100-200 Hz) dalga formları kullanılarak yapılmaktadır. Bununla birlikte her iki gözlem genellikle farklı amaçlar için kullanılmaktadır. Depreme ilişkin temel parametreler (büyüklük, konum vb.) ve deprem büyüklük türleri (M_L,M_B,M_s vb.) hız kayıtlarındaki genlik ve faz değerlerine bağlı olarak hesaplanırken, ivme kayıtları ise daha çok şiddet haritalarının hazırlanmasında kullanılmaktadır. Buna karşın, yer değiştirmeye dayalı dalga formaları, hız ve ivme dalga formlarına göre deprem büyüklüğüne daha duyarlıdır. Yer değiştirme dalga formları, hız ve ivme kayıtlarından da elde edilebilmekle birlikte, yer değiştirme dalga formlarının elde edilmesinde önemli kuramsal ve uygulama sorunları mevcuttur. Söz konusu sorunların başında ise hız ve ivme dalga formlarındaki uzun dalga boylu hatalar (drift vb.) gelmekte, uzun dalga boylu hatalar ise yüksek duyarlıklı yer değiştirmelerin elde edilmesine izin vermemektedir.

Deprem gözleminden çok daha farklı amaçla geliştirilen Global Navigasyon Uydu Sistemleri (GNSS) ise son 30 yılda oldukça gelişmiş ve gerek örnekleme aralığı gerek konum belirleme duyarlığı önemli ölçüde artmıştır. GNSS atalet olmayan bir sistemde ölçüm yaptığından tek başına yüksek duyarlıklı sonsuz dalga boyu (DC)'na kadar yer değiştirme dalga formlarının belirlenmesi mümkündür. Bununla birlikte, örnekleme aralığı sismometrelere göre oldukça düşük (<= 50 Hz) olup küçük genlikli yer değiştirmelere sismometreler kadar duyarlı değildir. Yer değiştirme dalga formunun ve buna bağlı deprem büyüklüğünün doğru olarak belirlenmesine özellikle büyük depremlerde ihtiyaç olacağı dikkate alındığında, GNSS tabanlı yer değiştirme dalga formlarının büyük depremlerde önemli bir boşluğu doldurması beklenmektedir. İnersiyal olmayan bir sistemde ölçü yapmasının GNSS'in sismometrelere göre sağladığı diğer bir avantaj ise satürasyon sorunu bulunmamasıdır. Bu şekilde kaynağa çok yakın bir noktada veri alma olanağı olan GNSS alıcıları sayesinde deprem erken uyarı sinyallerinin üretilmesi olanaklıdır.

Yer değiştirme dalga formlarının sağladığı diğer bir avantaj ise deprem mekanizma çözümünde nokta kaynak yerine doğrudan sonlu (finite) kaynak ile çalışılabilmesidir. Sonlu kaynak deprem kaynak mekanizması çözümünde odak mekanizması çözümündekinin aksine tek bir fay düzlemi elde edilmekte bu da depremin meydana geldiği fayın karakteri bilinmeden de tek anlamlı çözüm yapılabilmesine olanak sağlamasıdır. Sonlu kaynak çözümünde, depremin tüm moment tensör bileşenleri yanında, fay düzleminin uzunluğu, genişliği ve kayma miktarları gibi nokta kaynak odak mekanizması çözümünde elde edilemeyen parametreleri de elde edilebilmektedir. Nokta kaynak yaklaşımı özellikle büyük depremlerde deprem büyüklüğünün olması gerekenden daha düşük bulunmasına neden olmaktadır. Yakın zamanda 2011 Tohoku Depreminde nokta kaynak yaklaşımı ile gerçekte Mw9.1 deprem büyüklüğü en fazla Mw8.1 olarak bulunabilmiştir.

Sarsma tablası testleri, gerçek veriler ile ölçülen verilerin doğrudan karşılaştırılmasına imkan vermektedir. Bu çalışmada, 12.11.1999 Düzce Mw 7.2, Depremi, 17.08.1999 İzmit Mw 7.6 Depremi, 16.01.1995 Kobe Mw 6.9 Depremi, 18.05.1940 Elcentro Mw 7.1 Depremlerinden birer, 21.07.2017 Gökova K.Mw 6.5 Depreminden iki ayrı dalga formu ve 4 ayrı sinus dalgası incelenmiştir. Sarsma tablası testinde 100 Hz örneklemeli ivme ölçer ve 5 Hz örneklemeli GNSS verileri kullanılmıştır.

Gerçek girdi ile ölçülen GNSS yedeğiştirme dalga formları ve ivme kayıtlarından elde edilen dalga formları karşılaştırıldığında GNSS'in gerçek girdiye göre Karesel Ortalama Hata (RMS) değerleri 4 ila 9 mm arasında değişirken, ivme kayıtlarından elde edilen yer değiştirme dalga formlarının RMS değerleri hataları 1 ila 110 mm arasında değişmektedir. 1940 El Centro Depremi dışında, ivme kayıtlarından elde edilen RMS değerlerinin GNSS RMS değerlerinden daha büyük olduğu görülmüştür. Genel GNSS yer değiştirme dalga formlarının ortalama RMS değerleri ~6 mm civarındadır. Söz konusu değer, GNSS yer değiştirme dalga formlarının sağladıkları yüksek duyarlıkla deprem gözlemine büyük katkı sağlayacağını göstermektedir.

Göreli olarak yüksek frekanslara duyarlı ivme kayıtları ile örnekleme aralığı ivmeölçerlere göre 5-100 kat daha az olan ancak uzun dalga boylarında daha duyarlı

sonuç veren GNSS verilerinin duyarlığı için zaman serisi üzerinden yapılan RMS analizi dışında ayrıca frekans ortamında koherans analizi yapılmıştır. Tutarlık analizi, sarsma tablasındaki gerçek girdiler ile ölçülen veriler arasında yapılmıştır. Elde edilen sonuçlar, ivme kayıtları ile gerçek girdi sinyali arasında ancak 2-3 Hz'den daha yüksek frekanslarda yüksek koherans olduğu, 1 Hz ve daha düşük frekanslarda koheransın çok hızlı bir şekilde düştüğünü göstermektedir. Buna karşın, GNSS yer değiştirme dalga formları ile gerçek girdi sinyali arasındaki koheransın 1 Hz'e kadar olan düşük frekanslarda "düz" bir şekilde tam tutarlık gösterdiği gözlenmektedir. Gerek zaman oratamındaki RMS değerleri gerek frekans ortamındaki koherans değerleri, özellikle düşük frekanslarda olmak üzere GNSS tabanlı yer değiştirme dalga formlarının sağladığı yüksek duyarlığı göstermektedir. Tutarlık analizi ivme kayıtlarının sahip olduğu uzun dalga boylu hataları (drift vb.) ortaya koyduğu gibi, GNSS'in söz konusu hatalara sahip olmadığını da göstermektedir. Deprem büyüklüğü arttıkça, uzun dalga boylu etkilerin daha da arttığı ve bu durumun deprem büyüklüğünün duyarlı olarak belirlenmesi etkilediği dikkate alındığında, uzun dalga boylu etkileri duyarlı olarak ölçebilen GNSS tabanlı yer değiştirme dalga formlarının deprem büyüklüğünün belirlenmesine katkısı daha iyi değerlendirilebilir.

GNSS yer değiştirme dalga formlarının uzun dalga boylu etkileri belirlemedeki gücü ve buna karşın düşük örnekleme aralığı ile ivme kayıtlarının kısa dalga boylu etkileri belirlemedeki üstünlüğü ve yüksek örnekleme aralığı dikkate alınarak her iki sistemin güçlü yanlarını birleştiren ve bunun sonucunda yüksek duyarlıklı ve yüksek örneklemeli genişbant (hem düşük hem yüksek frekanslar) yer değiştirme dalga formları belirlenebilmektedir. Bu amaçla kullanılabilecek en uygun yöntem Kalman Süzgecidir. Kalman Süzgeci ile yeni bir yer değiştirme dalga formu elde edilmekte ve elde edilen yeni dalga formu yüksek frekanslarda ivme kayıtlarından gelen duyarlığa, düşük frekanslarda ise GNSS yer değiştirme dalga formlarından gelen duyarlığa sahiptir. Kalman Süzgeci ile süzgeçlenmiş yeni yer değiştirme dalga formu ivme kayıtları gibi yüksek örnekleme duyarlığına sahiptir. Yapılan testlerde, sarsma tablası üzerinde kullanılan ivmeölçer ve GNSS alıcısına ait verilerden Kalman Süzgeci ile yeni yer değiştirme dalga formları hesaplanmıştır. Kalman Süzgeci ile süzgeçlenmiş veriler genel olarak GNSS'e yakın RMS değerlerine sahip olmakla birlikte, GNSS'den 20 katı örnekleme frekansına sahiptir.

Bu çalışmada elde edilen sonuçlar ülkemizde yer değiştirmeye dayalı deprem gözlem sisteminin duyarlığı ile ilgili ilk örnek çalışmayı oluşturmaktadır. Ülkemizde farklı kurumlar tarafından işletilen GNSS ve ivmeölçer ağları bulunmaktadır. Söz konusu ağları deprem gözlemi amacıyla birlikte kullanımının hem kurumsal hem de kamu yararları bulunmaktadır. Her iki ağın deprem amacıyla birlikte kullanımı başta deprem büyüklüğünün satürasyona sahip olmayan sistemler ile belirlenebilmesi olmak üzere çeşitli kullanım alanları bulunmaktadır.

- Deprem büyüklüğünün kısa zamanda yüksek duyarlıkta belirlenmesi
- Deprem Erken İkaz Sistemleri (DEİ)'de ilk birkaç saniyedeki maksimum P-dalgası yer değiştirmesi ile moment büyüklüğünün kestirilmesi
- Fay geometri ve kayma değerlerinin çözülerek moment büyüklüğünün yüksek duyarlıklı hesaplanması

Kamu kaynaklarıyla oluşturulmuş sabit GNSS istasyonlarından, aktif tektonizmaya sahip ülkemizde, bugüne kadar depreme yönelik çalışmalarda yeterince faydalanılmadığı değerlendirilmekle birlikte Tapu ve Kadastro Genel Müdürlüğü ile Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı arasında 14/05/2019 tarihinde imzalanan 'TUSAGA-Aktif Sistemine ilişkin protokol' ile AFAD Deprem Dairesi Başkanlığının gerçek zamanlı olarak GNSS istasyonları verisine ücretsiz erişimi sağlanmış ve böylece ülkemizde yer değiştirme tabanlı deprem gözleminin ilk kez operasyonel kullanımının da önü açılmıştır.

KAYNAKLAR

AFAD. (2014). *2011 Van depremi raporu*. Ankara: Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı.

AFAD. (2014). *Açıklamalı afet yönetimi terimleri sözlüğü.* Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı.

AFAD. (2016). http://tdvm.afad.gov.tr/anasayfa adresinden alındı

AFAD. (2018). *Türkiye deprem tehlike haritası*.

Afet ve Acil Durum Yüksek Kurulu. (2011). *Ulusal Deprem Stratejisi ve Eylem Planı.* Ankara: AFAD.

Akın, F. (2006). *Atatürk' ün sonbahar gezileri.* Ankara: Anektod Yayınları.

Aktuğ, B. (1999). GAMIT/GLOBK kullanım kılavuzu. *Jeodezi Daire Başkanlığı İç Yayın*.

Aktuğ, B. (2002). *Kinematik objelerin GPS ile izlenmesi: Sayısal harita destekli bir navigasyon sistemi*. Yayınlanmamış yüksek lisans tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi.

Aktuğ, B. (2005). Uyarlamalı filtrelerle gerçek zamanlı navigasyon. *HKM Jeodezi Jeoinformasyon ve Arazi Yönetimi*, (92), 29-37.

Aktuğ, B. (2006). *Jeodezik ölçüler ile deprem kaynak parametrelerinin belirlenmesi.* Yayınlanmamış doktora tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi.

Aktuğ, B. (2016). Global konumlama sistemi ders notları. Ankara: Ankara Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü.

Aktuğ, B., Kaypak, B., & Çelik, R. (2009). Source parameters for the Mw=6.6, 03 February 2002, Çay Earthquake (Turkey) and aftershocks from GPS, southwestern Turkey. *Journal of Seismology*, 445-446.

Aktuğ, B., Kaypak, B., & Çelik, R. N. (2010). Source parameters of 03 February 2002 Çay earthquake Mw 6.6 and aftershocks from GPS data, southwestern Turkey. *Journal of Seismology*, (14), 445-456.

Aktuğ, B., Ozener, H., Turgut, B., Dığru, A., & Georgiev, I. (2014). Preliminary results of 24 May 2014 Gökçeada earthquake, Ms6.5 as captured by continuous GPS stations. *WEGENER 2014: Measuring and Modelling our Dynamic Planet*. 1-4 Eylül 2014 University of Leeds, UK.

Aktuğ, B., Parmaksız, E., Kurt, M., Lenk, O., Kılıçoğlu, A., & Gürdal, M. (2013). Deformation of central anatolia: GPS implications. *Journal of Geodynamics*, (67),78-96.

Atabey, E. (2000). Deprem. *MTA Eğitim Serisi No:34*.

Atnur, İ. E. (2006). *Reis i Cumhur' un doğu incelemeleri.* Ankara: Nobel Yayınları.

Auger, F., & Patrick, F. (1995). Improving the readability of time-frequency and time-scale representations by reassignment method. *IEEE Transactions on signal Processing Vol*. *43*, 1068-1089.

Ayhan, M. E., Bürgmann, R., McClusky, S., Lenk, O., Aktuğ, B., Herece, E., & Reilinger, R. E. (2001). Kinematics of the Mw 7.2, 12 November 1999, Düzce, Turkey earthquake. *Geophys*. *Res*. *Lett*., (28), 367-370.

Aysezen, M. Ş., & Erkan, Y. (2009). Türkiye ulusal sabit GPS istasyonları ağı projesi (TUSAGA). *Sılahlı Kuvvetler Dergisi*, 6777.

Bayındırlı ve İskan Bakanlığı. (2004). *Kurumsal yapılanma ve mevzuat komisyonları raporu*. İstanbul: Deprem Şürası.

Bayındırlık ve İskan Bakanlığı. (2000). *12 Kasım 1999 Düzce Depremi Raporu.* Ankara: Bayındırlık ve İskan Bakanlığı.

Bendat, J. S., & Piersol, A. G. (1986). Random data. *Wiley-Interscience*.

Berger, J. (2005). Performance Review of the Global Seismographic Network for the Sumatra-Andaman Megathrust Earthquake. *Seismological Research Letters*.

Blewitt, G. (2009). GPS and Space Geodetic Methods.G. Schubert (2nd edition). *Treatise on Geophysics*. içinde (307-338). Cambridge: Elsevier.

Bock, Y., Crowell, B., & Melgar, D. (2011). Real time GPS/Seismic and EEW Results from El Mayor Cucapah and Tokoku-oki Earthquakes. *Earthquake Early Warning Summit: Delivering Earthquake Warnings to the U.S. West Coast*. Berkeley.

Bock, Y., Melgar, D., & Crowell, B. (2011). Real-time strong Motion broadband displacements from collocated GPS and accelerometers. *Bull.Seismol.Soc.Am.*, (101), 2904-2925.

Bock, Y., Restrepo, J., Melgar, D., & Offield, D. G. (2012). *Low-cost, strong motion sensor packages to obtain full spectrum waveforms for earthquake early warning and structural monitoring applications*. NSF Final Report.

Boehm, J., & Schuh, H. (2006). Global pressure and temperature (GPT) :A spherical harmonic expansion of annualpressure and temperature variations for geodetic applications. *Journal of Geodesy*.

Boore, D. M. (1999). *Effect of baseline corrections on response spectra for two recordings of the 1999 Chi Chi Taiwan earthquake*. Restron: USGS.

Boore, D. M. (1999). *Effect of Baseline Corrections on Response Spectra for Two Recordings of the 1999 Chi Chi, Taiwan Earthquake*. Restron: USGS.

Boore, D. M. (2001). Effect of baseline corrections on displacements and response spectra for several recordings of the 1999 Chi Chi, Taiwan earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, (91), 1199-1211.

Boore, D. M., & Bommer, J. (2005). Processing of strong motion accelograms: Needs, options and consequences. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, (25), 93-115.

Boore, D. M., Stephans, C., & Joyner, B. (2002). Comments on baseline correction of digital strong-motion data: Examples from the 1999 Hector Mine, California earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, (92), 1543-1560.

Borre, K., & Strang, G. (1997). *Linear algebra, geodesy and GPS*. Siam: Wellesley Cambridge Press.

Bronshtein, I. N., & Semendyayev, K. A. (1978). *Handbook of mathematics*. Frankfurt: Verlag Harri Deutsch, Thun und Frankfurt.

Brown, H. M., Allen, R. M., Hellweg, M., Khainovski, O., Neuhauser, D., & Souf, A. (2011). Development of the elarmsmethodology for earthquake early warning: Realtime application in california and offline testing in Japan. *Soil Dyn*. *Earthquake Eng*, (31), 188-200.

Buck, J. R., Michael, M. D., & Andrew, C. S. (2002). Computer explorations in signals and systems using MATLAB 2nd edition. *Upper Saddle River*. NJ:Prentice Hall.

Cingöz, A., Erkan, Y., Aysezen, M. Ş., Lenk, O., Kılıçoğlu, A., Aktuğ, B., & Mert, İ. (2008). Preliminary results of GPS meteorology at Turkish national continuous GPS network. *Annual Scientific Meeting of Turkish National Geodetic Commission (TUJK)*, (s. 1315). Ankara.

Cochran, E. S., Lawrence, J. F., Christensen, C., & Jakka, R. S. (2009). The quake catcher network: Citizen science expanding seismic horizons. *Seimological Research Letters*, 80(1), 26-30.

Crowell, B. W., Bock, Y., & Melgar, D. (2012). Real-time inversion of GPS data for finite fault modelling and rapid hazard assessment. *Geophys*. *Res*. *Lett*, (39), L09305.

Crowell, B. W., Bock, Y., & Squibb, B. (2009). Demonstration of earthquake early warning using total displacement wavaforms from reail-time GPS networks. *Seis*. *Res*. *Lett*, (80),768-778.

Crowell, B. W., Melgar, D., & Bock, D. (2013). Earthquake magnitude scaling using seismogeodetic data. *Geophysical Research Letter*, 40(23), 6089-6094.

Çayıroğlu, İ. (2012). Kalman Filtresi ve Programlama. *Fen ve teknoloji bilgi paylaşımı*.

D'Alessandro, A., & D'Anna, G. (2013). Suitability of low-cost three-axis MEMS accelerometers in strong-motion seismology: Tests on the LIS331DLH (iPhone)

accelerometer. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 105(5), 2906-2913.

Dana, P. H. (1990). The role of GPS in precise time and frequency dissemination. *GPS World*, 38-43.

Duman, T., Çan, T., Emre, Ö., Kadirioğlu, F., Başarır Baştürk, N., Kılıç, T., . . . Kurt, A. (2017). Türkiye sismotektonik haritası. Ankara-Türkiye: Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü Özel Yayın Serisi-34.

Emore, G. L., Haase, K., Choi, K., Larson, M., & Yamagiwa, A. (2007). Recovering seismic displacements through combined use of 1hz GPS and strong motion accelerometers. *Bull. Seismol Soc. Am.*, (97),357-378.

Ergintav, S., Bürgmann, R., McCulsky, S., Cakmak, R., Reilinger, R. E., Lenk, O., . . . Ozener, H. (2002). Marmara bölgesindeki doğrusal olmayan zamansal ve uzaysal deformasyonların MAGNET ile izlenmesi. *Tektonik ve Jeodezik Ağlar Çalıştayı*, (s. 28). Ekim 2002,Bursa.

Ergünay, O. (2011). 1999 depremleri afet mevzuatını nasıl değiştirdi: Mevzuat açısından neredeyiz? *I. Türkiye Deprem Mühendisliği ve Sismoloji Konferansı.* Ankara: ODTÜ.

Evans, J. W., Morzinski, K., Reza, K., Severson, L., Poyneer, L., Macintosh, B., & Sommergren, G. (2005). *Extreme adaptive optics testbed: high contrast measurements with a MEMS deformable mirror*. Livermore: Lawrence Livermore National Laboratory.

Farine, M., Thorburn, N., & Mougenot, D. (2004). General application of MEMS sensors for land seismic acquisition-is it time. *The Leading Edge*, (23),246-250.

Fulop, S. A., & Kelly, F. (2006). Algorithms for computing the time-corrected instantaneous frequency (reassigned) spectogram, with applications. *Journal of Acoustical Society of America Vol.119*, 360-371.

Ge, L. (1999). GPS seismometer and its signal extraction. *12th Int. Tech. Meeting* (s. 41-51). Nashville,Tennessee: Sat.Div.Inst. of Navigation.

Ge, L., Han, S., Rizos, C., Ishikawa, Y., Hoshiba, M., Yoshida, Y., . . . Himori, S. (2000). GPS seismometers with up to 20 Hz sampling rate. *Earth Planets Space*, 52(10): 881-884.

Gelb, A. (1974). *Applied optimal estimation*. Massachusetts: MIT Press.

Gencer, H. (2017). *Testbox sarsma tablası kullanım klavuzu*. Ankara: Teknik Destek Grubu.

Geng, J., Bock, Y., Melgar, D., Crowell, B. W., & Haase, J. (2013). A new seismogeodetic approach to GPS and accelerometer observations of the 2012 Brawley seismic swarm: Implications for earthquake early warning. *Geoche*. *Geophy*. *Geosyst*., (14), 2124-2142.

Genrich, J. F., & Bock, Y. (2006). Instantaneous geodetic positioning with 10-50 hz GPS measurements: Noise charecteristics and implications for monitoring networks. *J Geophys*. *Res*., 111.

Graizer, V. M. (1979). Determination of the true ground displacement by using strong motion records. *Earth Physics*, 875-885.

Graizer, V. M. (2006). Tilts in strong motion. *Bull Seism*.*Soc*.*Am*., 96(6) 2090-2102.

Gurtner, W., & Estey, L. (1999). The Receiver Independent Exchange Format Version 2.11. *Türkiye ulusal sabit GPS istasyonları ağı proje emri (JEOD.199941)*. HGK.

Gürbüz, C. (2012). Depremin Büyüklüğü. http://www.yerbilimleri.com/2012/02/13/depremin-buyuklugu-ml-mb-ms-md-ve-mw/.

Hanks, T., & Kanamori, H. (1979). A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research*, 2348-2350.

Herring, T. (1999). Geodetic applications of GPS. *Proceedings of the IEEE*, 87(1), 92-110.

Herring, T. A. (2015). TRACK GPS kinematic positioning program, version 1.24. *Massachusetts Institude of Technolgy*.

Hirahara K. ve diğ. (1994). An experiment for GPS strain seismometer. *Japanese Symposium on GPS*, (s. 67-75). Tokyo.

Hisar, M. (2014). Depremin Büyüklüğü ve Şiddeti Aynı Kavramlar mıdır? *Deprem bölgelerinde yapılacak binalar hakkında yönetmelik- 2007 sonrası yapıların proje ve yapım aşamalarında karşılaşılan hatalar üzerine inceleme: İstanbul-Ümraniye örreği*. Yıldız Teknik Üniversitesi.

Hoffmann-Wellenhof, B., Lichtenegger, H., & Collins, J. (1992). *Global Positioning System: Theory and Practice*. New York: Springer-Verlag.

Holland, A. (2003). Earthquake data recorded by the MEMS accelerometer: Field testing in Idaho. *Seismological Research Letters*, 74(1), 20-26.

Hons, M. S., Stewart, R. R., Lawton, D. C., Bertram, M. B., & Hauger, G. (2008). Field data comparisons of MEMS accelerometers and analog geophones. *The Leading Edge*, 27(7), 896-903.

Hoshiba, M., & Iwakiri, K. (tarih yok). Initial 30 seconds of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Eartthquake(Mw9.0)-amplitude and Tc for magnitude estimation for earthquake early warning. *Earth, planet and space*.

Hoshiba, M., Iwakiri, K., Hayashimoto, N., Shimoyama, T., Hirano, K., Yamada, Y., . . . Kikuta, H. (2011). Outline of the 2011 off the pasific coast of Tohoku earthquake Mw9.0-Earthquake early warning and observed seismic intensity. *Earth Planets Space*, 63, 547-551.

Hutt, R. (1990). *Standards for Seismometer Testing, A Progress Report*. USGS.

Iwan, W. D., Mooser, M. A., & Peng, C. Y. (1985). Some observations on strong motion earthquake measuremenets using a digital accelerograph. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1225-1246.

J, S. B., & A, G. P. (1986). Random Data. *Wiley-Interscience*.

Ji, C., Larson, K. M., Tan, Y., Hudnut, K. W., & Choi, K. (2004). Slip history of the 2003 SAn Simeon earthwuake constrained by combining 1 hz GPS strong motion and teleseismic data. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L17608.

Kadirioğlu, F. T., Kartal, R. F., Kılıç, T., Kalafat, D., Duman, T. Y., Özalp, S., & Emre, Ö. (2014). An Improved Earthquake Catalogue (M ≥ 4.0) For Turkey And Near Surrounding (1900-2012). *2nd European Conference on Earthquake Engineering and Seismology*,, (s. 411-422). İstanbul.

Kahveci, M. (1997). Türkiye şartlarında yapılan GPS gözlemlerinde ortam etkilerinin araştırılması. *Doktora Tezi*. İstanbuk: İTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü.

Kahveci, M. (2009). *Kinematik GNSS ve RTK CORS Ağları.* Ankara: Zerpa Yayıncılık.

Kaiser, A., Haines, J., Benites, R., Cochran, E., Chung, A., & Fry, B. (2011). Estimating seismic site response in christchurch city (New Zeland) from dense Low-Cost aftershock arrays. *4th IASPEI/IAEE International Symposium*. Effects of Surface Geology on Seismic Motion.

Kalemli, H. (2010). Erzurum Depreminde Yurtdışından Yapılan Yardımlar. *Atatürk Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü Dergisi*, 14(2) 1-19.

Kanamori, H. (1983). Magnitude scale and quantification of earthquakes. *Tectonophysics*, 185-199.

Kaplan, E. D. (1996). *Understanding GPS Principles and Applications*. Northwood: Artech House Inc.

Kawamoto, S., Hiyama, Y., Ohta, Y., & Nishimura, T. (2016). First result from the GEONET real-time analysis system (REGARD): the case of the 2016 Kumamoto earthquakes. *Earth, Planets and Space*, 68-190.

Kedar, S., Watada, S., & Tanimoto, T. (1994). The 1989 Macquarie Ridge earthquake: Seismic moment estimation from long period free oscillations. *j*. *Geophys*. *Res*., 99.

Kılıçoğlu, A., Kurt, A. İ., Tepeköylü, S., Cingöz, A., & Akça, E. (2003). Türkiye Ulusal Sabit GPS İStasyonları Ağı (TUSAGA). *Coğrafi Bilgi Sistemleri ve Jeodezik Ağlar Çalıştayı Bildirileri*, (s. 44).

Kılıçoğlu, A., Kurt, A. İ., Tepeköylü, S., Cingöz, A., & Akça, E. (2005). Türkiye ulusal sabit GPS istasyonları ağı. *Harita Dergisi*.

Kim, A., & Dreger, D. (2008). Rapture process of the 2004 Parkfield earthquake from near fault seismic waveform and geodetic records. *j*. *Geophys*. *Res*. *Lett*, 31.

Kramer, S. (1996). *Geotechnical Earthquake Engineering*. New York: Pearson.

Langbein, J., & Bock, Y. (2004). High rate real time GPS network at Parkfield: Utilit for detecting fault slip and seismic displacements. *Geophys*. *Res*. *Lett*., 21.

Leick, A. (1990). *GPS Satelitte Survey*. Wiley.

Lewis, F. L., Xie, L., & Poppa, D. (2008). *Optimal and robust estimation with an introduction to stochastic control theory*. Boca Ratron, Florida: CRC Press.

Li, X., Zhang, X., & Guo, B. (2013). Applications of collocated GPS and seismic sensors to earthquake monitoinr and early warning. *Sensors*, 14261-14276.

Liebelt, P. B. (1967). *An Introduction to Optimal Estimation*. Massachusetts: Addison-Wesley.

Maybeck, P. S. (1970). *Stochastic Models, Estimation and Control*. New York: Academic Press.

Melgar, D., Bock, Y., & Crowell, B. W. (2012). Real-time centroid moment tensor determination for large earthquakes from local and regional displacement records. *Geophys*. *J*. *Int*, 188, 703-718.

Melgar, D., Bock, Y., Sanchez, D., & Crowell, B. W. (2013). On robust and reliable automated baseline corrections for strong motion seismology. *Journal of Geophysics Resaerch-Solid Earth*, 118:1177-1187.

Merminod, B. (1989). *The Use of Kalman Filters in GPS Navigation*. New South Wales, Australia: UNISRV.

Michelini, A., Margheriti, L., Cattaneo, M., Cecere, G., D'Anna, G., & Delladio, A. (2016). The Italian National Seismic Network and the earthquake and. *Advances in Geosciences*, 43, 31-38.

Miyazaki, S., Larson, K., Choi, K., Hikima, K., Koketsu, K., Bodin, P., . . . Yamagiwa, A. (2004). Modelling the rapture process of the 2003 Tokachi-Oki earthquake using 1 hz GPS data. *Gophys*. *Res*. *Lett*., 31(21):L21603.

Nakamura, Y. (1988). The Urgent Earthquake Detection and Alarm System. *Ninth World Conf. Earthq. Eng.* Tokyo.

Nakiboğlu, M. (1996b). GPS Ders Notları. Harita Yüksek Teknik Okulu.

Nakiboğlu, S. M. (1994). Analysis of distortions in the National Geodetic Network of Saudi Arabia. *Journal of Geodesy*, 220-229.

NASA. (2012, 04 24). NASA Tests GPS Monitoring System for Big U.S. Quakes. https://www.nasa.gov/topics/earth/features/earth20120424.html.

NASA. (2016, 2 3). NASA, Scripps Institution of Oceanography Shake-up Earthquake Warning Systems. https://www.nasa.gov/feature/goddard/2016/nasa-scripps-institution-of-oceanography-shake-up-earthquake-warning-systems.

Navstar,G.P.S. (1993). *ICD-GPS-200*. Revision C.

Nikolaidis, R., Bock, Y., Jonge, P. J., Shearer, P., Agnew, D. C., & Doomselaar, M. (2001). Seismic wave observations with the global positioning system. *j. Geophys. Res.*, 106,21,897-21,916.

Ocak, M. (2001). *2000 yılı JEODEFF GPS kampanyası ölçülerinin değerlendirme sonuçları.* HGK .

Olson, E., & Allen, M. (2005). The deterministic nature of earthquake rapture. *Nature*, 438,212-215.

Park, J., Song, T., Tromp, J., Okal, E., Stein, S., Roult, G., . . . Rosat, S. (2005). Earthquakes frss oscillations excited by the 26 December 2004 Sumatra-Andaman earthquake. *Science*, 1139-1144.

Parkinson, B. W., & Spilker, J. J. (1996a). *Globak Positioning System: Theory and Applications, Vol I*. American Institude of Aeronautics and Astonautics: ABD.

Penny, W. D. (2000). Signal Processing Course. Londra: Institute of Neurology, University College London.

Pillet, R., & Virieux, J. (2007). The effects of seismic rotations on inertial sensors. *Geophysical Journal International*, 1314-1323.

Reilinger, R. E., Ergintav, S., Bürgmann, R., McClusky, S., Lenk, O., Barka, A., . . . Töksoz, M. N. (2000). Coseismic and poseismic fault slip for the 17 August 1999 m=7.5,Izmıt, Turkey Earthquake. *Science*, 289,1519-1524.

Reilinger, R. E., McClusky, S. C., Oral, M. B., King, R. W., Toksoz, M. N., Barka, A. A., . . . Sanlı I. (1997). Global Positioning System Measurements of Presentday Crustal Movements in the Arabia Africa Eurasia Plate Collision Zone. *Journal of Geophysics*.

Richter, C. F. (1935). An instrumental earthquake magnitude scale. *Bulletin of the Seismological Society of America*.

Richter, C. F. (1958). *Elementary seismology*. London: San Francisco, and Bailey Bros. & Swinfen Ltd.

Rolandone, F., Dreger, D., Murray, M., & Bürgmann, R. (2006). Coseismic slip distribution of the 2003 Mw 6.6 San Simeon earthquake, California, determined from GPS measurements and seismic waveform data. *Geophys*. *Res*. *Lett*, 33.16.

Schwarz, F. (1989). "A factorization algorithm for linear ordinary differential equations. *Proceedings of the ACM-SIGSAM 1989 international symposium on Symbolic and algebraic computation* (s. 17-25). ACM.

Schwarz, K. P., & Krynski, J. (1989). *Fundamentals of Geodesy*. University of Calgary.

Schwarz, K. P., & Lachapelle, G. (1990). Kinematic systems in geodesy, surveying and remote sensing. *Symposium no 107*. International Association of Geodesy.

Seeber, G. (1993). *Satelitte Geodesy : Foundations, methods and applications*. Walter de gruyter.

Stocia, P., & Randolph, M. (2005). Spectral analysis of signals. *Upper Saddle River*. NJ:Prentice Hall.

T.C. Resmi Gazete. (2009). *Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığının Teşkilat ve Görevleri Hakkında Kanun.* 29 Mayıs 2009 gün, 27261 sayılı.

T.C. Resmi Gazete. (2015). *Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı Türkiye Deprem Veri Merkezi Sistemi Yönetmeliği.* 28 Ağustos 2015 gün, 29459 sayılı.

TBMM. (2010). *Meclis Araştırma Komisyonu Raporu.* Ankara: Türkiye Büyük Millet MEclisi.

Tsuji, H. (2016). How GNSS CORS in Japan works for geodetic control and disaster mitigations. *ICG11*. Sochi.

Türkezer, A. (1995). Ankara Sabit GPS İstasyonu. *Harita Dergisi*, 7076.

Wessel, P., & Simith, W. (1998). New, Improved version of Generic Mapping Tools Released. *Eos Trans AGU*, 79(47),579.

White, L. B., & Boashash, B. (1990). Cross Spectral Analysis of Nonstationary Processes. *IEEE Transactions on Information Theory, Vol. 36, No. 4*, 830-835.

Wormly, S. (2001). www.pvts.net: http://home-2.t,scali.nl/~samsvl/theory.htm adresinden alındı

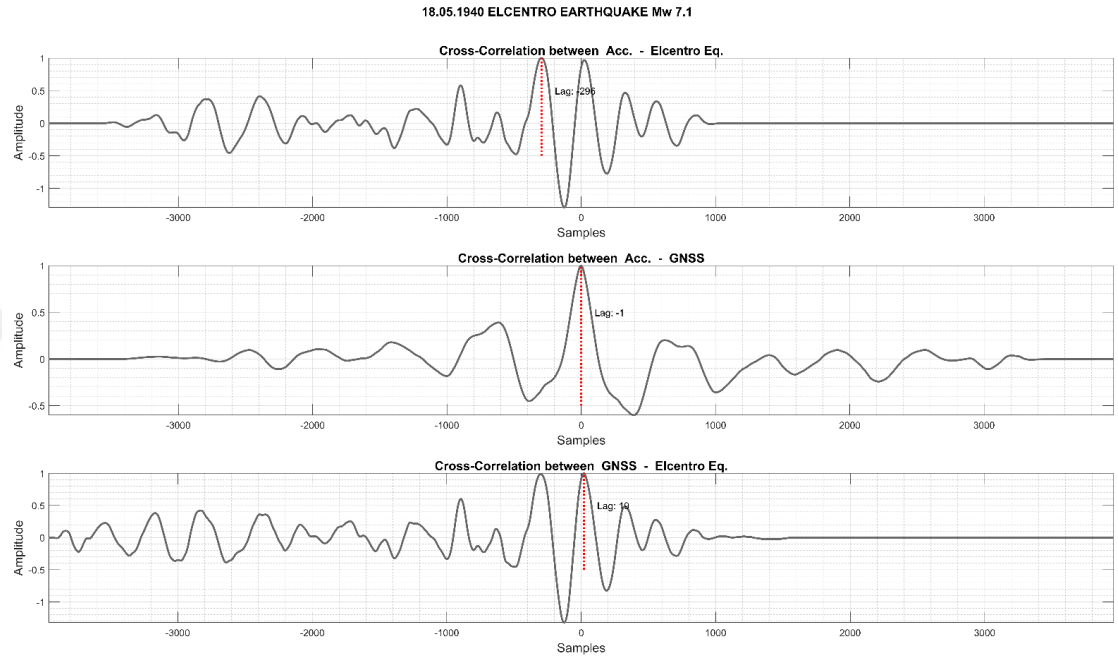
Wu, Y. M., & Zhao, L. (2006). , Magnitude estimation using the first three seconds P-wave amplitude in earthquake early warning. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L16312.

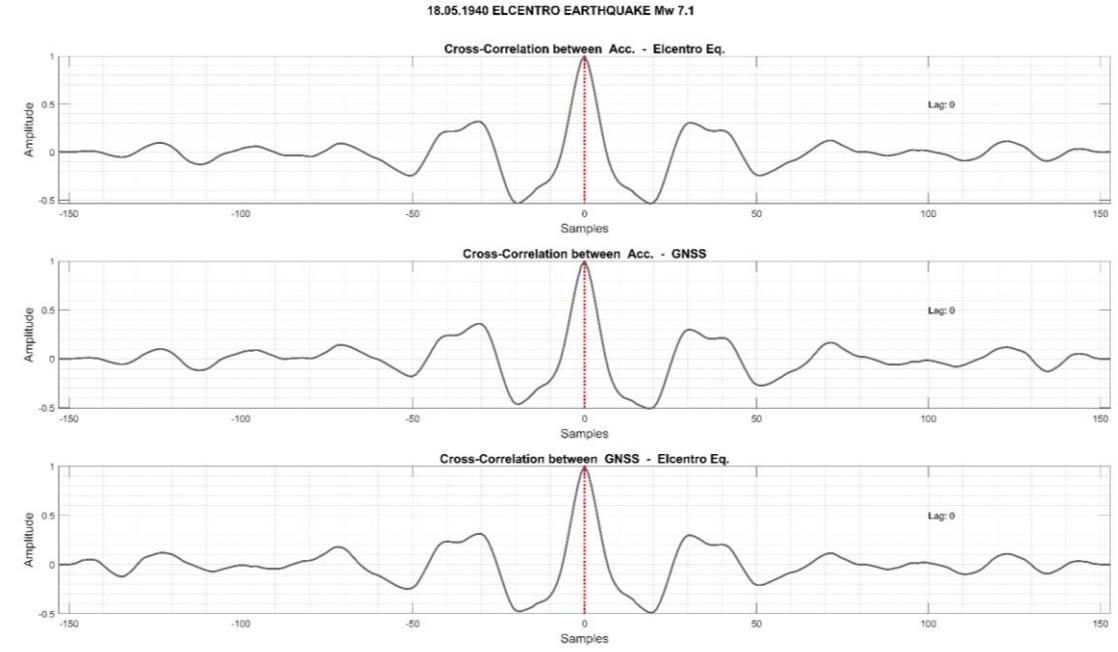
Wu, Y., & Kanamori, H. (2005). *Experiment on Onsite Early Warning Method for the Taiwan Early Warning System*. Bull. Seismol. Soc. Am.

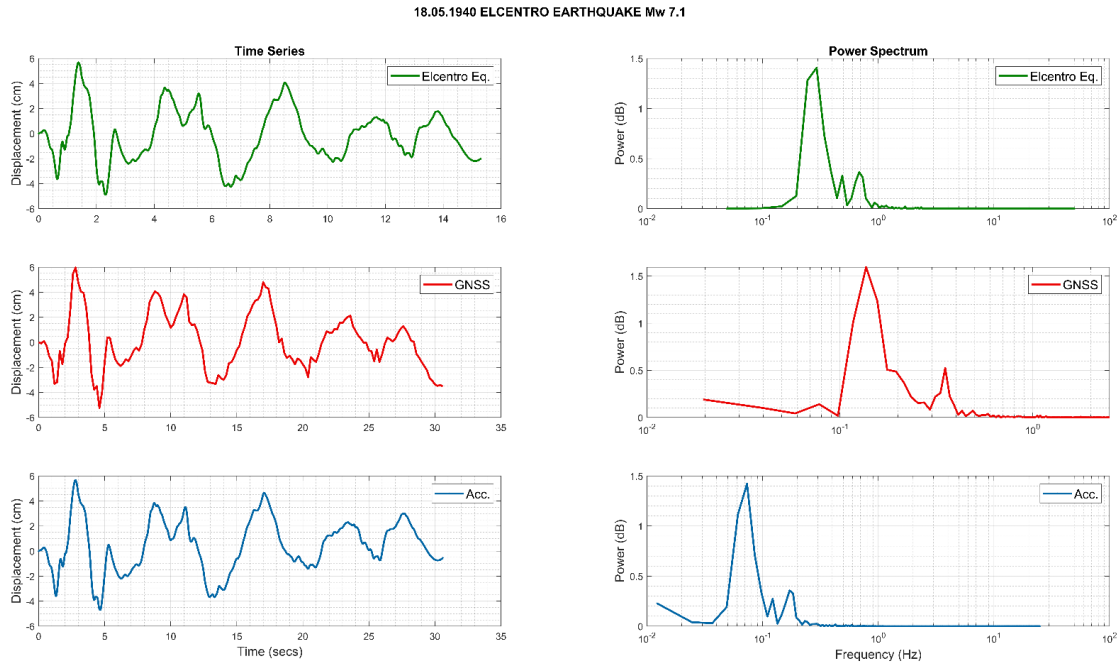
Zhao, M., & Xiong, X. (2009). A new MEMS accelerometer applied in civil engineering and its calibration test. In Electronic Measurement & Instruments. *ICEMI'09. 9th International Conference* (s. 2-122). IEEE.

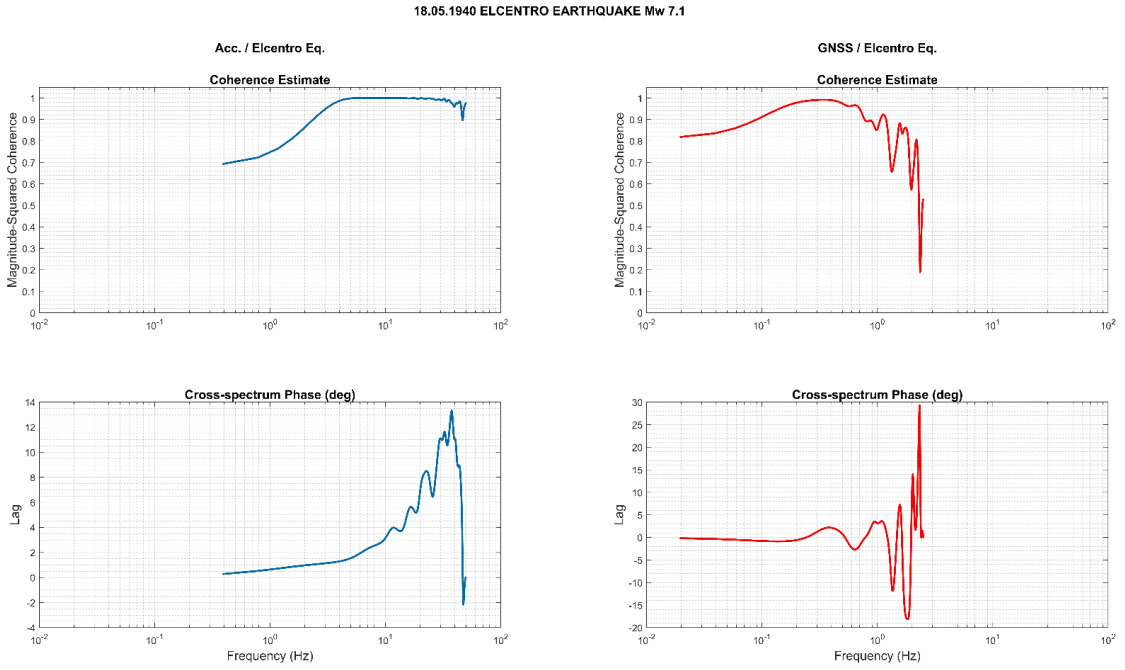
EK-1 Sarsma Tablası Testleri Kapsamında Elde Edilen Dalga formları ve Duyarlıklarına İlişkin Diğer Grafikler

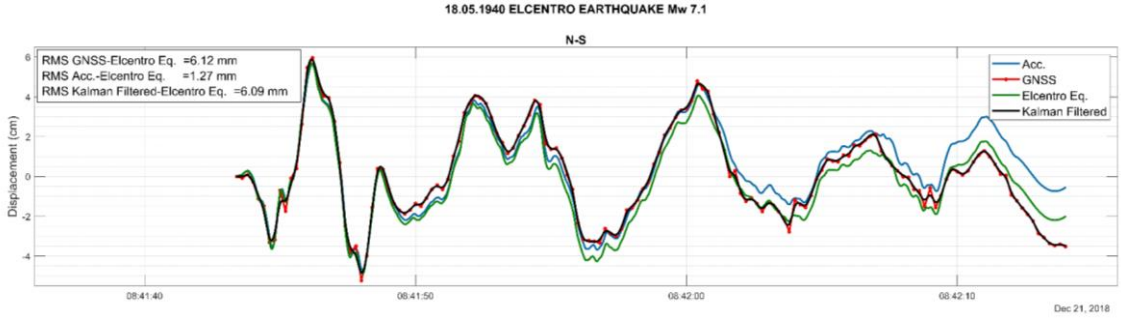
1. 11 Mayıs 1940 Elcentro Depremi (Mw 7.1)



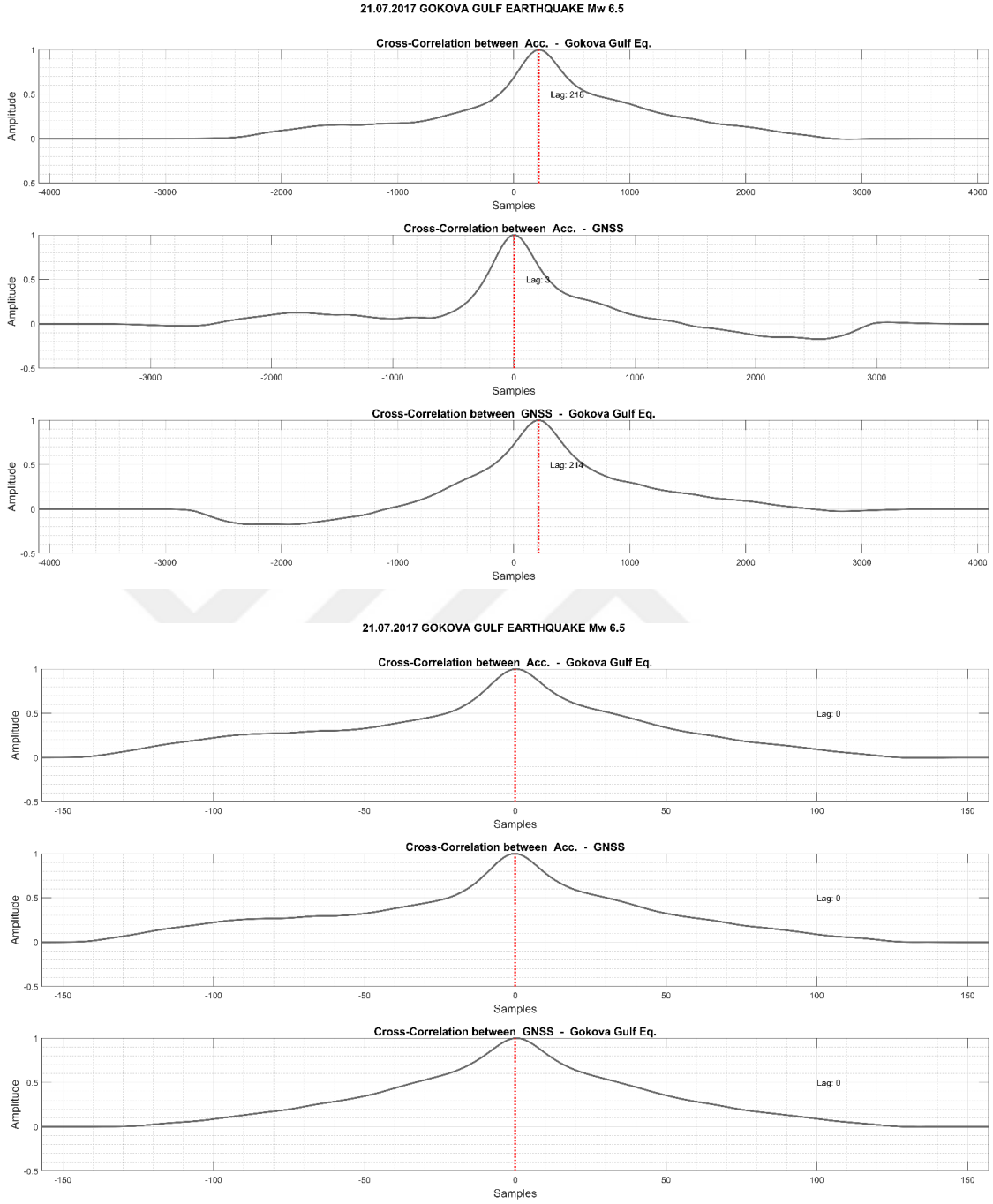



18.05.1940 ELCENTRO EARTHQUAKE Mw 7.1
Time Series
Power Spectrum
Elcentro Eq.
GNSS
Acc.
Displacement (cm)
Power (dB)
Time (secs)
Frequency (Hz)

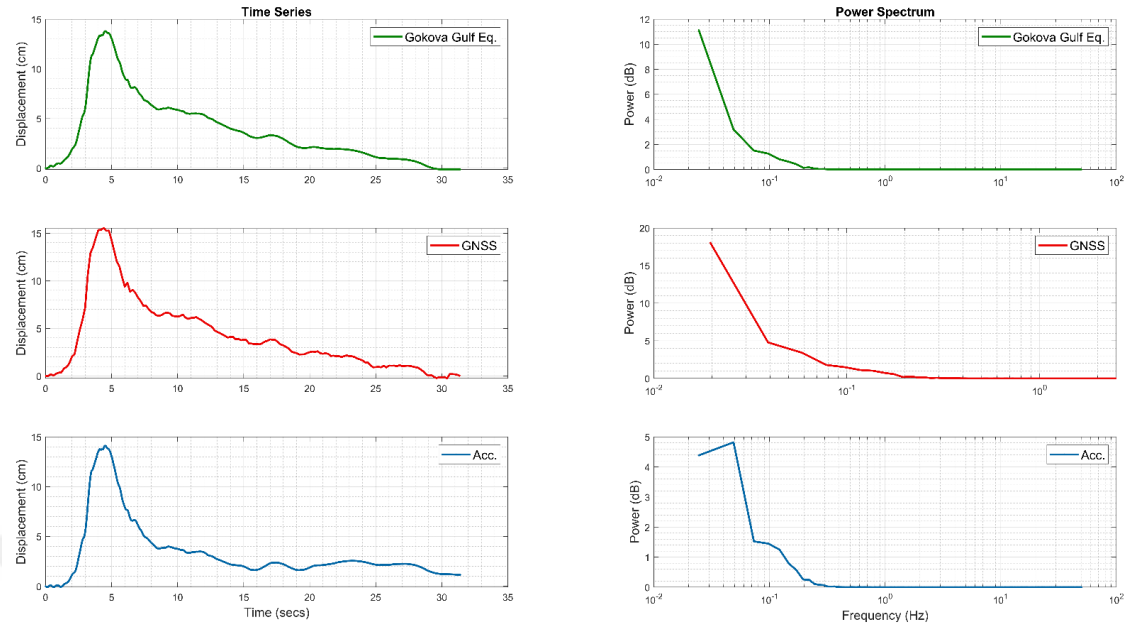

18.05.1940 ELCENTRO EARTHQUAKE Mw 7.1
Acc. / Elcentro Eq.
GNSS / Elcentro Eq.
Coherence Estimate
Cross-spectrum Phase (deg)
Magnitude-Squared Coherence
Lag
Frequency (Hz)


18.05.1940 ELCENTRO EARTHQUAKE Mw 7.1
N-S
RMS GNSS-Elcentro Eq. =6.12 mm
RMS Acc.-Elcentro Eq. =1.27 mm
RMS Kalman Filtered-Elcentro Eq. =6.09 mm
Acc.
GNSS
Elcentro Eq.
Kalman Filtered
Displacement (cm)
08:41:40
08:41:50
08:42:00
08:42:10
Dec 21, 2018

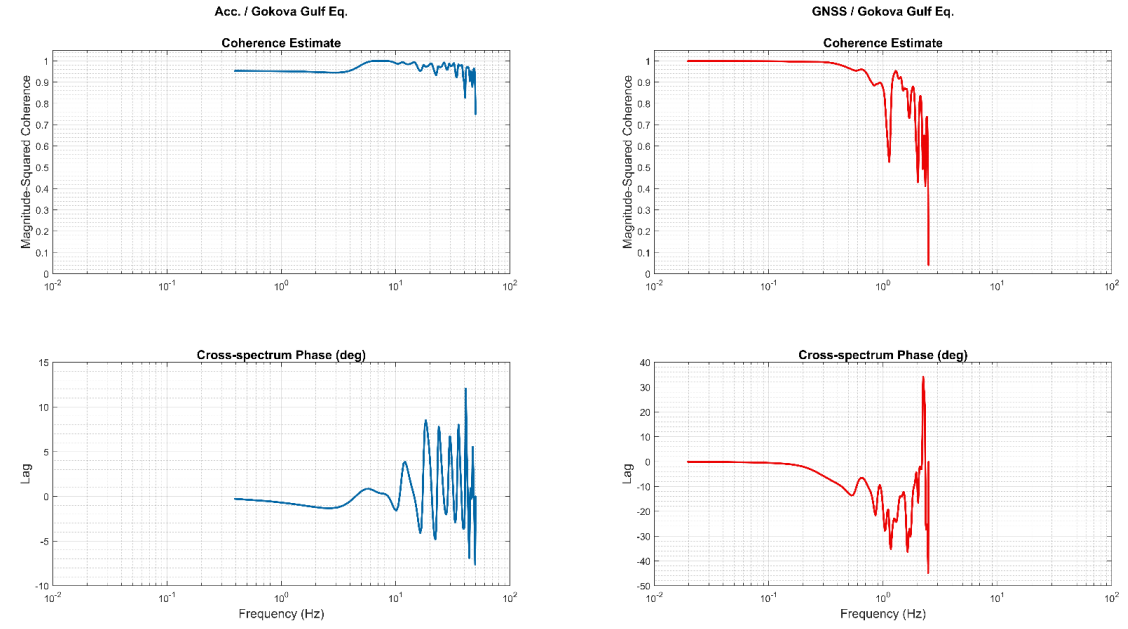
2. 21 Temmuz 2017 Gökova Depreminin (Mw 6.5) 4809 İstasyonu Uygulaması



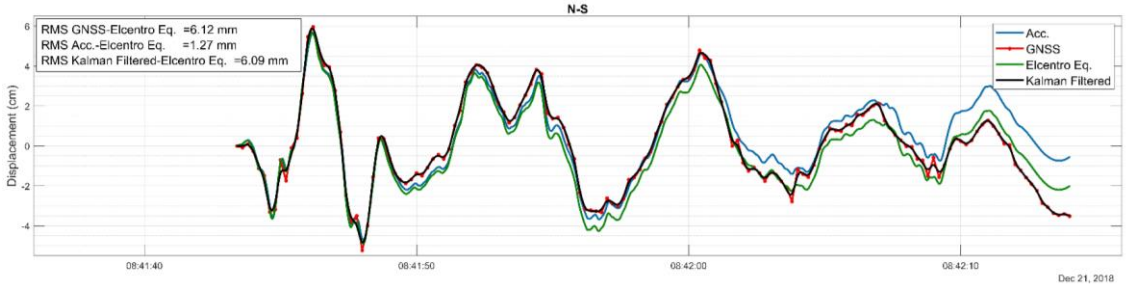
21.07.2017 GOKOVA GULF EARTHQUAKE Mw 6.5



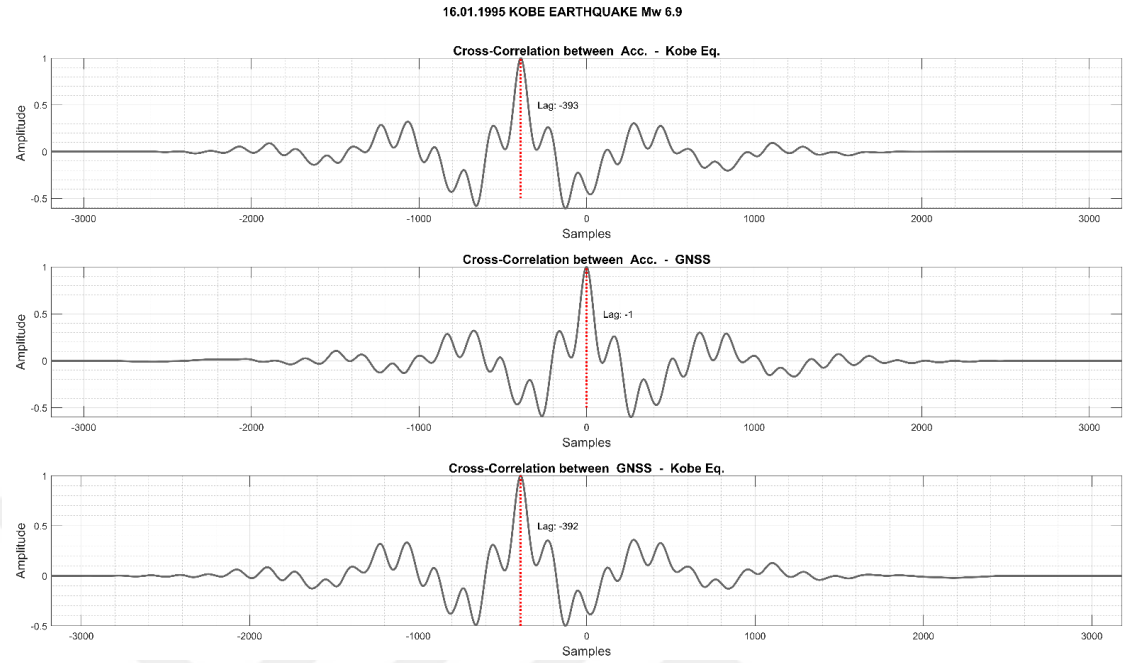
21.07.2017 GOKOVA GULF EARTHQUAKE Mw 6.5

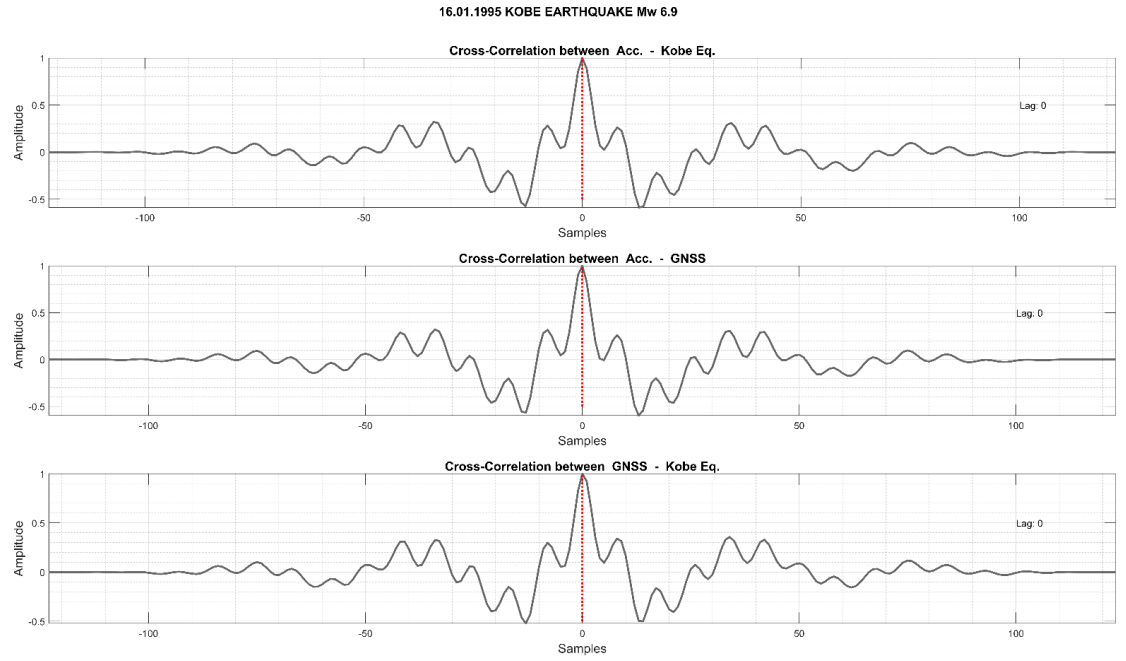


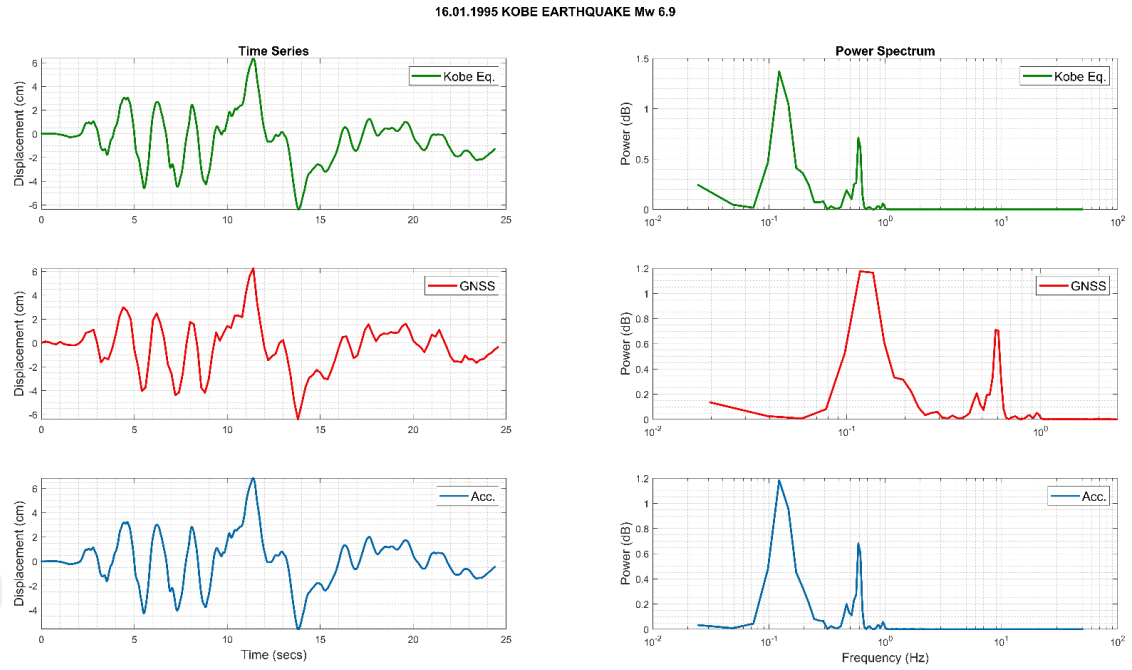
18.05.1940 ELCENTRO EARTHQUAKE Mw 7.1

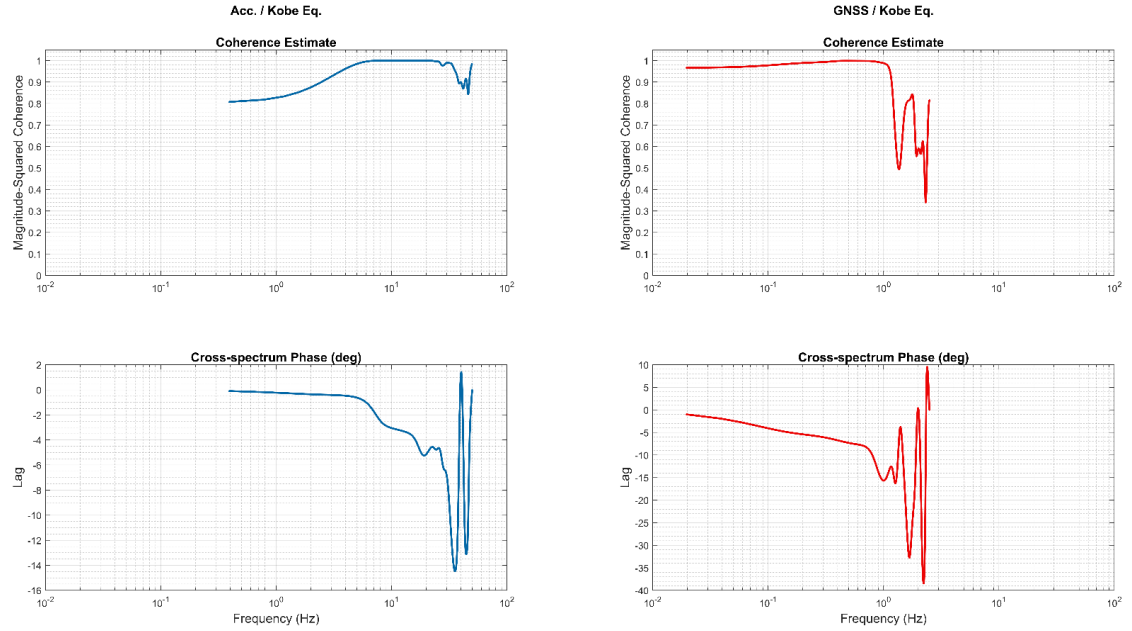


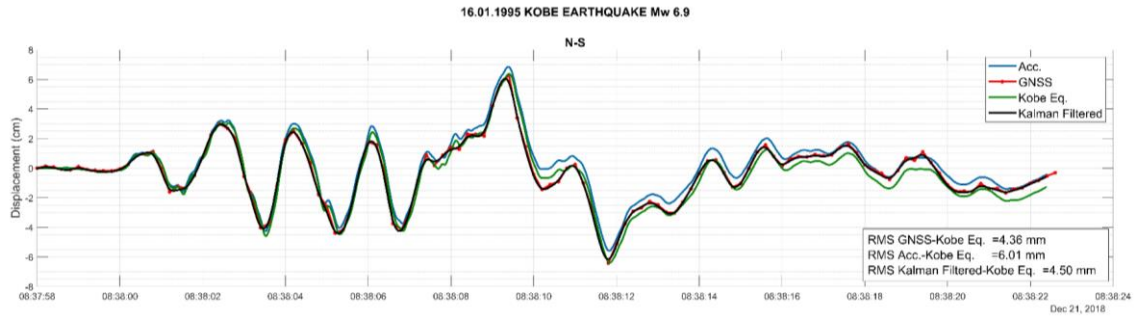
3. 16 Ocak 1995 Kobe (Mw 6.9) Depremi



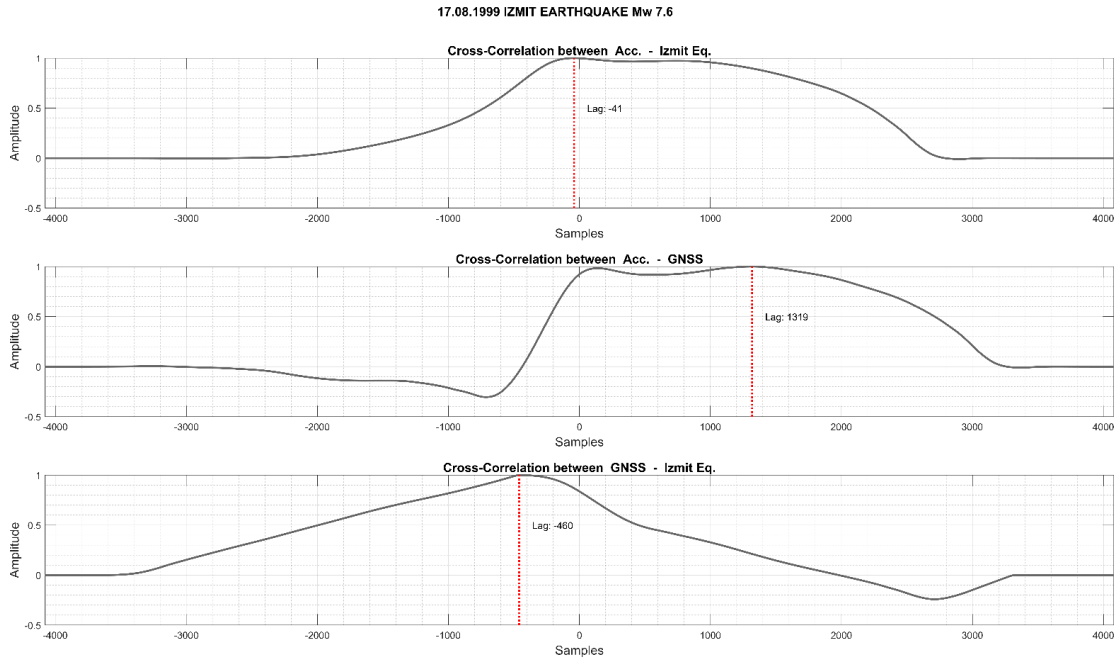


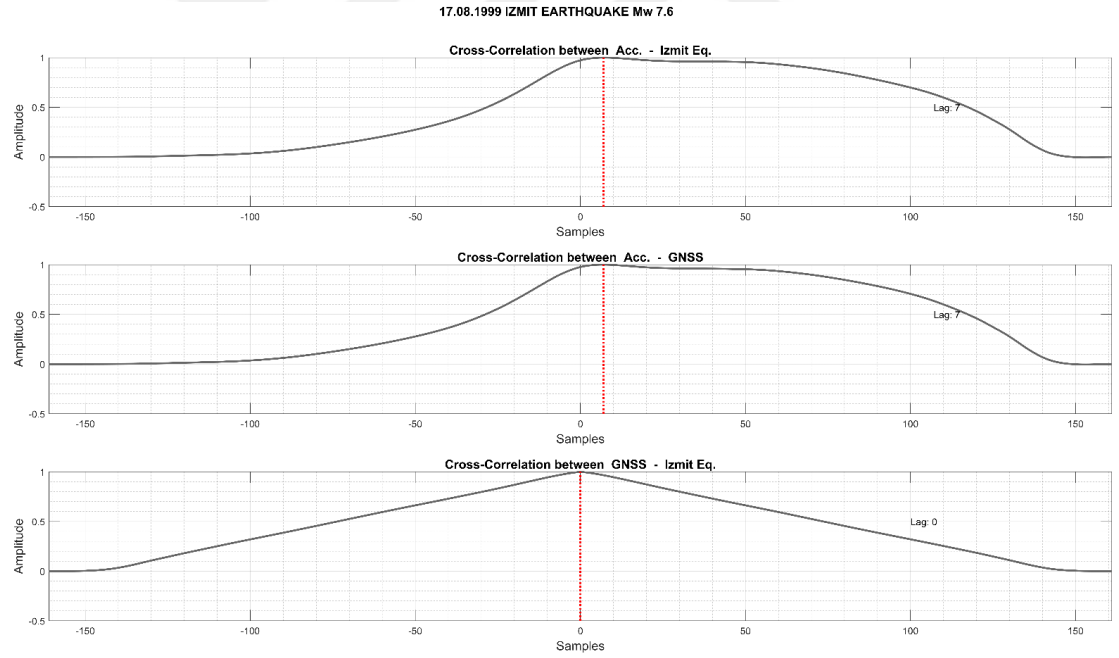

16.01.1995 KOBE EARTHQUAKE Mw 6.9
Time Series
Power Spectrum
Kobe Eq.
GNSS
Acc.
Displacement (cm)
Power (dB)
Time (secs)
Frequency (Hz)

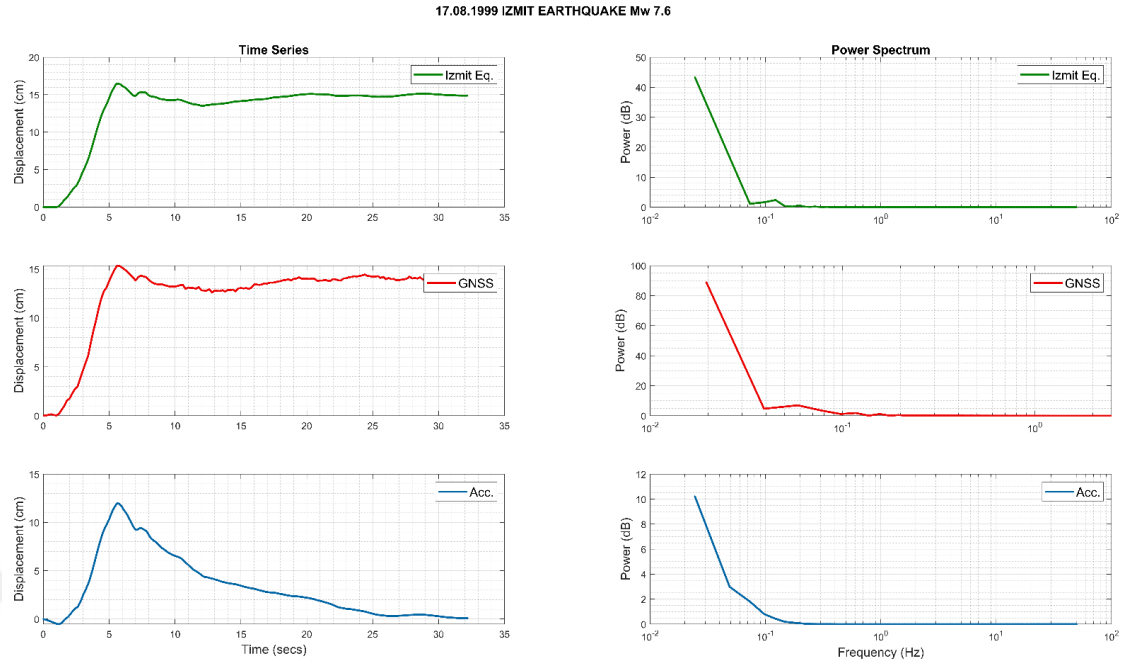

16.01.1995 KOBE EARTHQUAKE Mw 6.9
Acc. / Kobe Eq.
GNSS / Kobe Eq.
Coherence Estimate
Magnitude-Squared Coherence
Cross-spectrum Phase (deg)
Lag
Frequency (Hz)

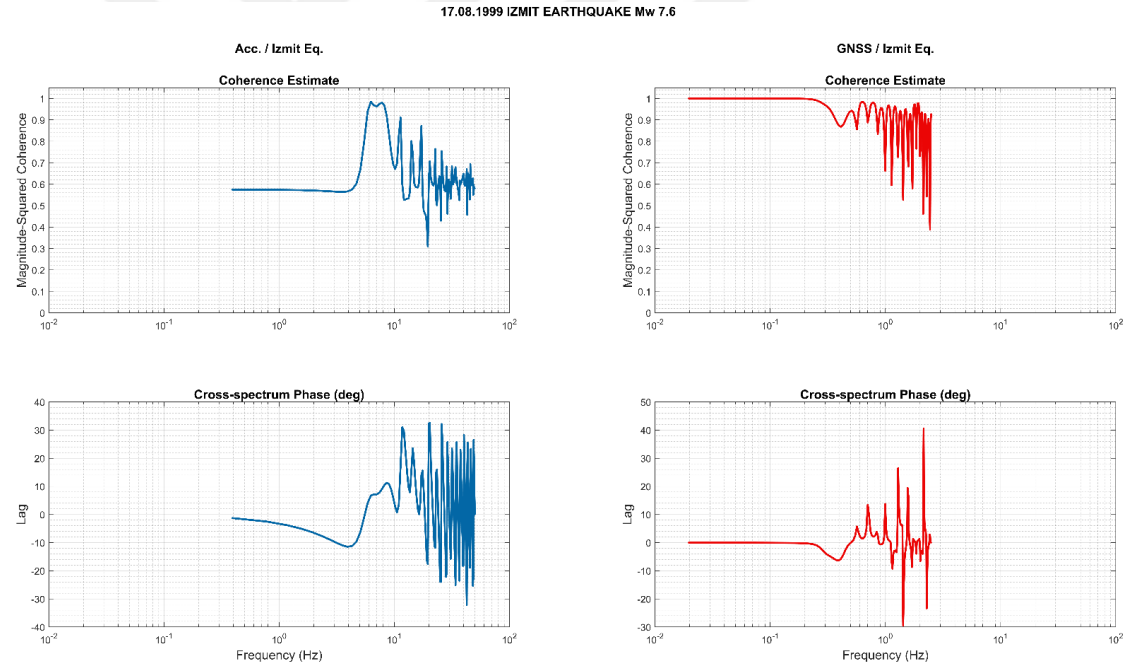

16.01.1995 KOBE EARTHQUAKE Mw 6.9
N-S
Acc.
GNSS
Kobe Eq.
Kalman Filtered
Displacement (cm)
RMS GNSS-Kobe Eq. =4.36 mm
RMS Acc.-Kobe Eq. =6.01 mm
RMS Kalman Filtered-Kobe Eq. =4.50 mm
Dec 21, 2018

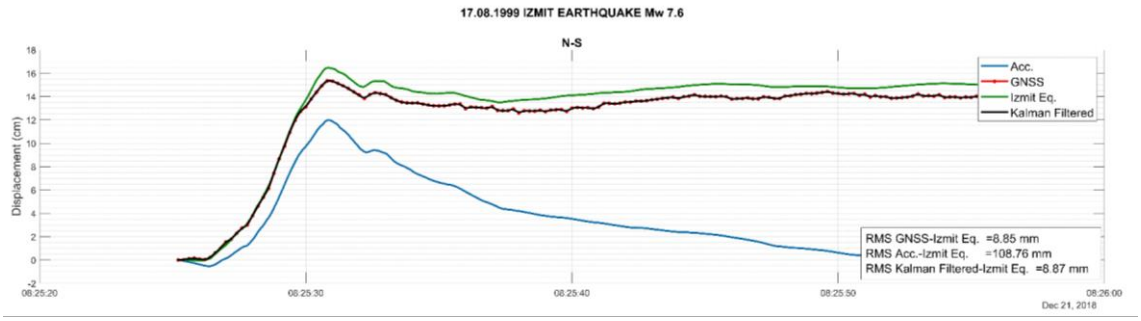
4. 17 Ağustos 1999 (Mw 7.6) İzmit Depremi



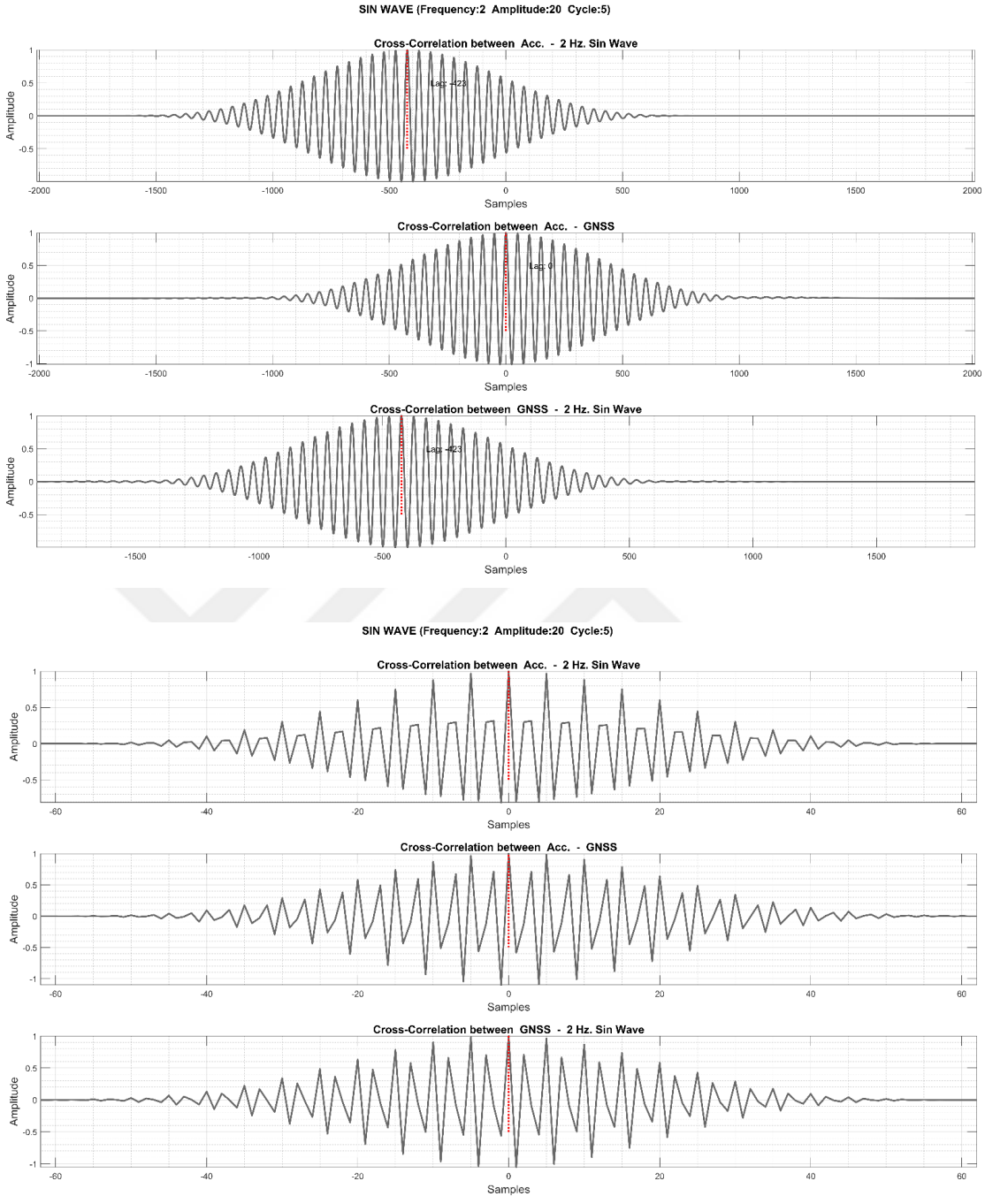


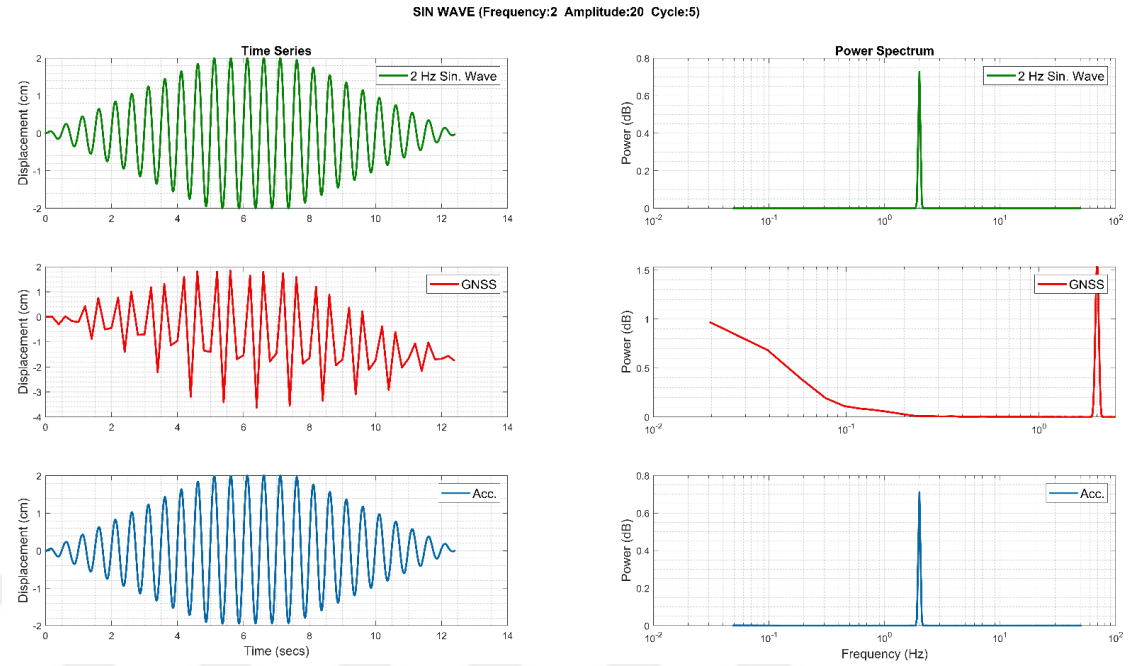

17.08.1999 IZMIT EARTHQUAKE Mw 7.6
Time Series
Power Spectrum
Izmit Eq.
GNSS
Acc.
Displacement (cm)
Power (dB)
Time (secs)
Frequency (Hz)

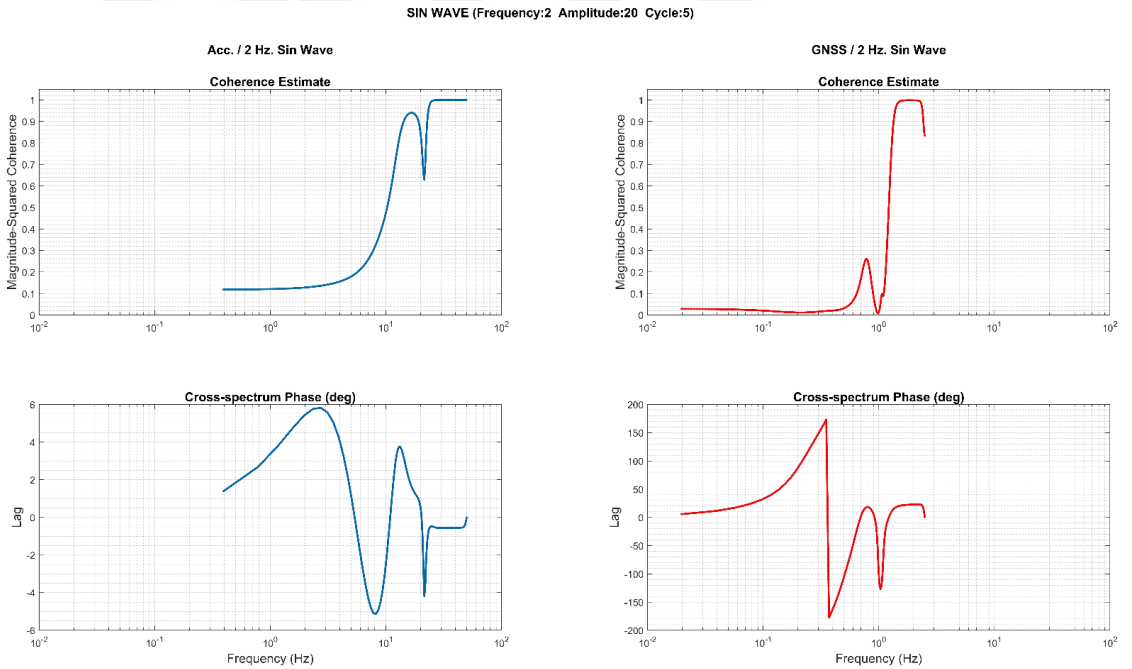

17.08.1999 IZMIT EARTHQUAKE Mw 7.6
Acc. / Izmit Eq.
GNSS / Izmit Eq.
Coherence Estimate
Cross-spectrum Phase (deg)
Magnitude-Squared Coherence
Lag
Frequency (Hz)

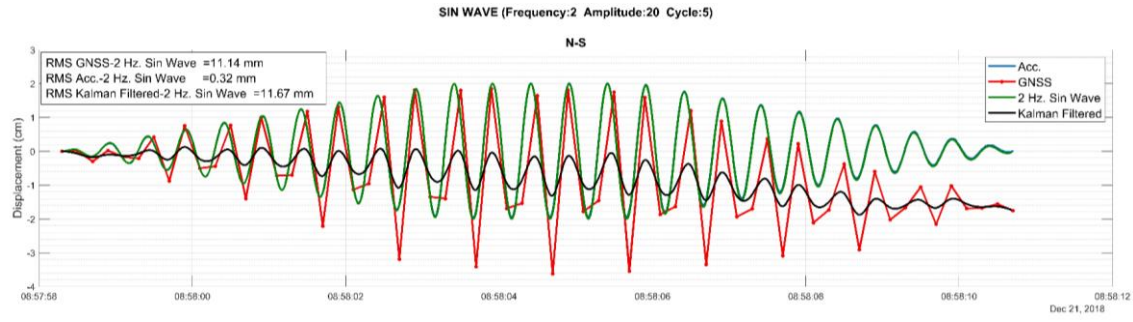

17.08.1999 IZMIT EARTHQUAKE Mw 7.6
N-S
Acc.
GNSS
Izmit Eq.
Kalman Filtered
Displacement (cm)
RMS GNSS-Izmit Eq. =8.85 mm
RMS Acc.-Izmit Eq. =108.76 mm
RMS Kalman Filtered-Izmit Eq. =8.87 mm
Dec 21, 2018

5. Sinüs Dalgası (Genlik:20, Frekans:2, Döngü:5)

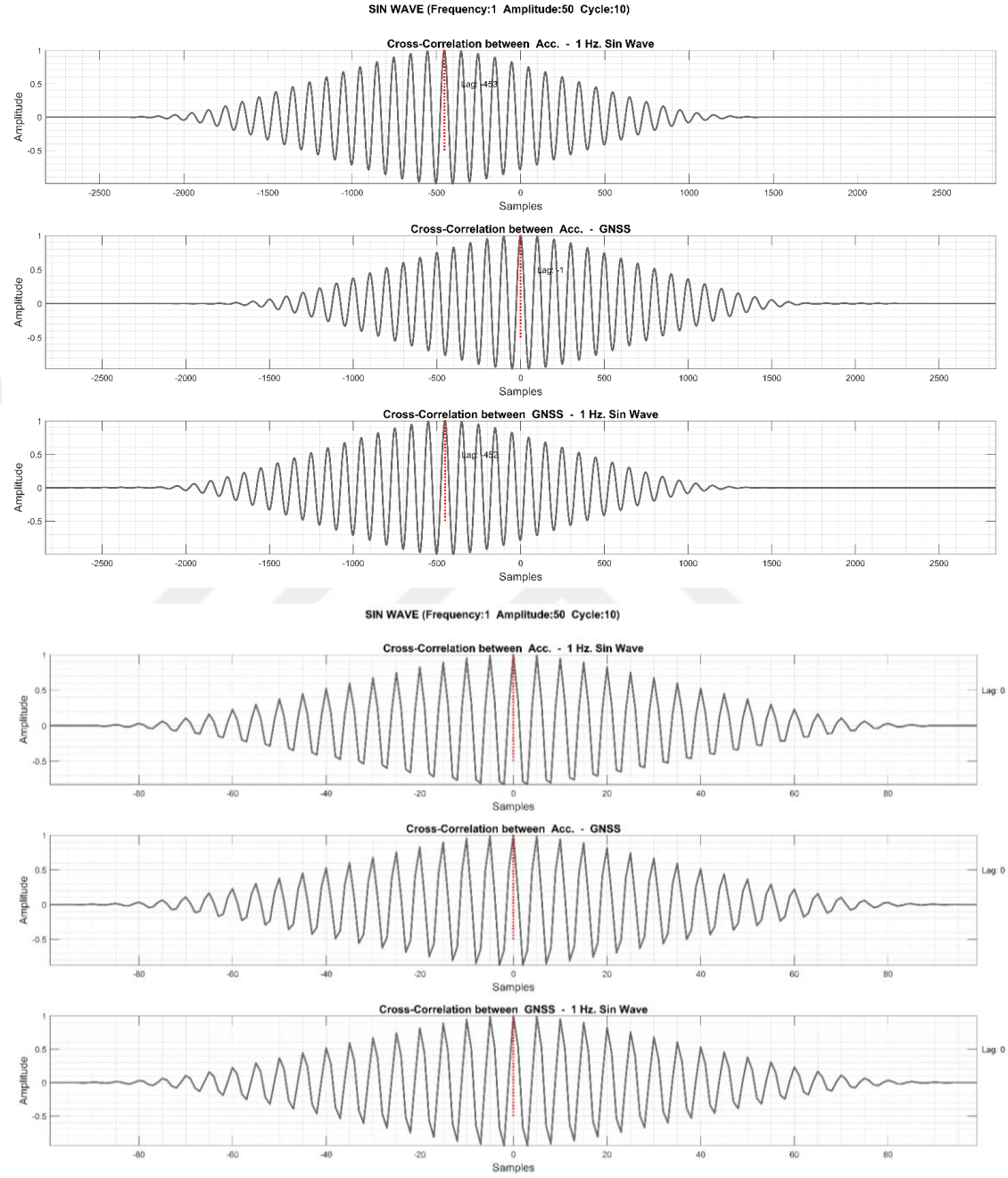



SIN WAVE (Frequency:2 Amplitude:20 Cycle:5)
Time Series
Power Spectrum
2 Hz Sin. Wave
GNSS
Acc.
Displacement (cm)
Power (dB)
Time (secs)
Frequency (Hz)

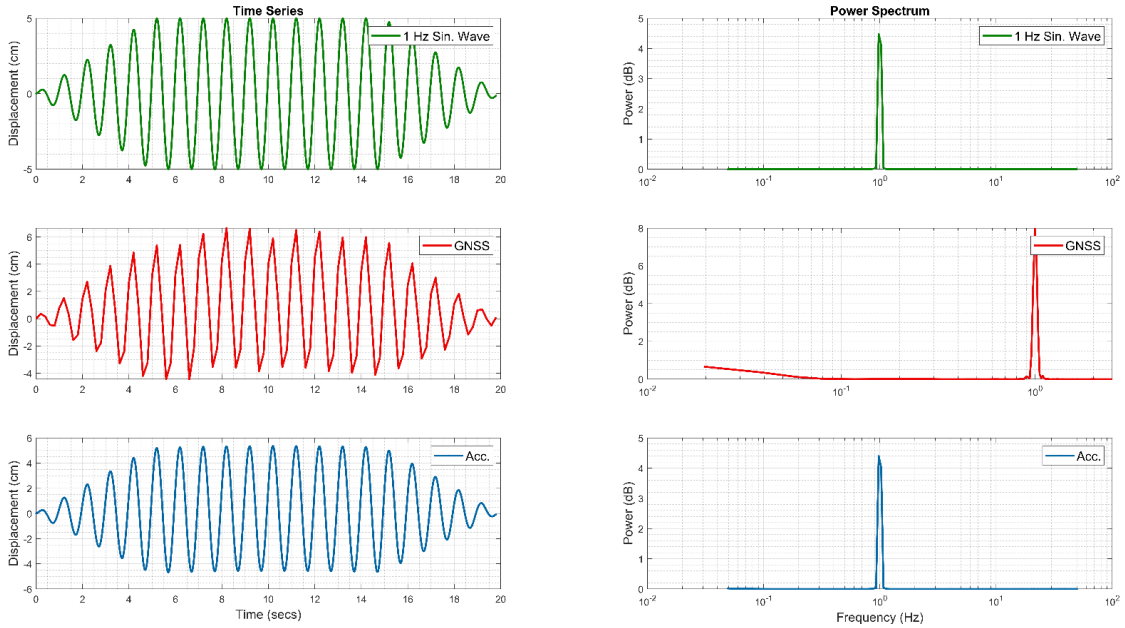

SIN WAVE (Frequency:2 Amplitude:20 Cycle:5)
Acc. / 2 Hz. Sin Wave
GNSS / 2 Hz. Sin Wave
Coherence Estimate
Magnitude-Squared Coherence
Cross-spectrum Phase (deg)
Lag
Frequency (Hz)


SIN WAVE (Frequency:2 Amplitude:20 Cycle:5)
N-S
RMS GNSS-2 Hz. Sin Wave =11.14 mm
RMS Acc.-2 Hz. Sin Wave =0.32 mm
RMS Kalman Filtered-2 Hz. Sin Wave =11.67 mm
Acc.
GNSS
2 Hz. Sin Wave
Kalman Filtered
Displacement (cm)
Dec 21, 2018

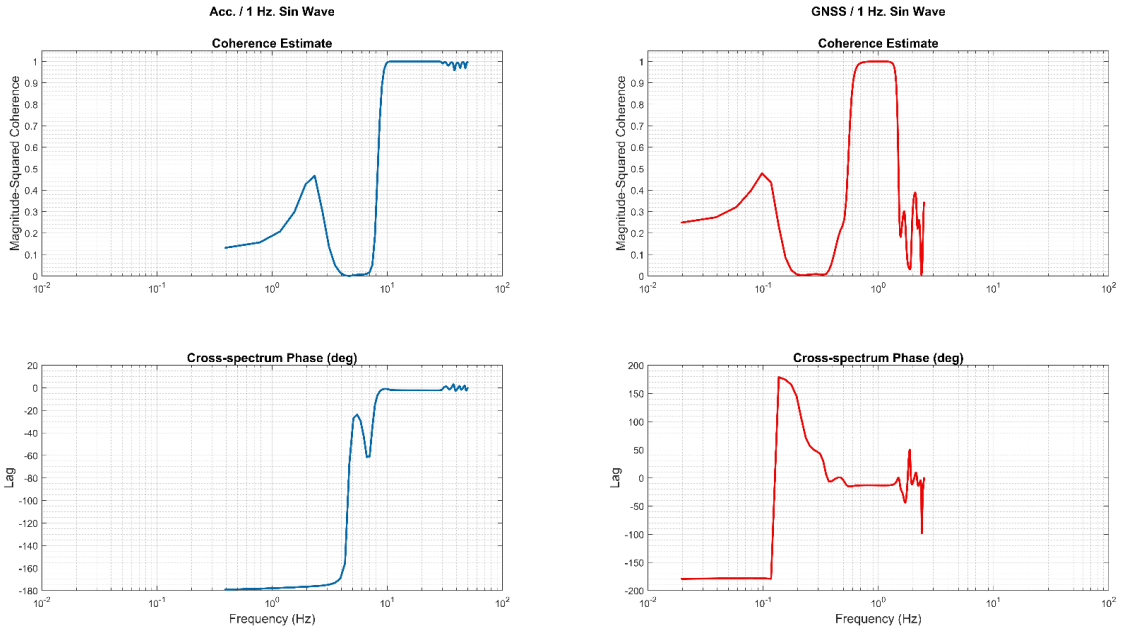
6. Sinüs Dalgası (Genlik:50, Frekans:1, Döngü:10)



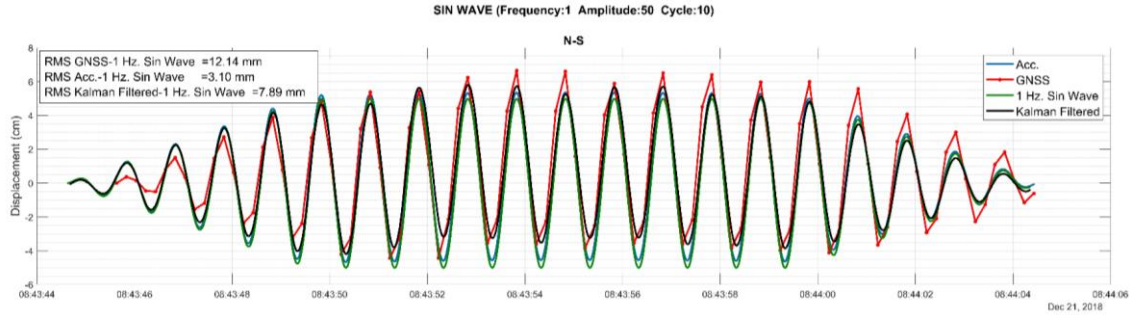
SIN WAVE (Frequency:1 Amplitude:50 Cycle:10)



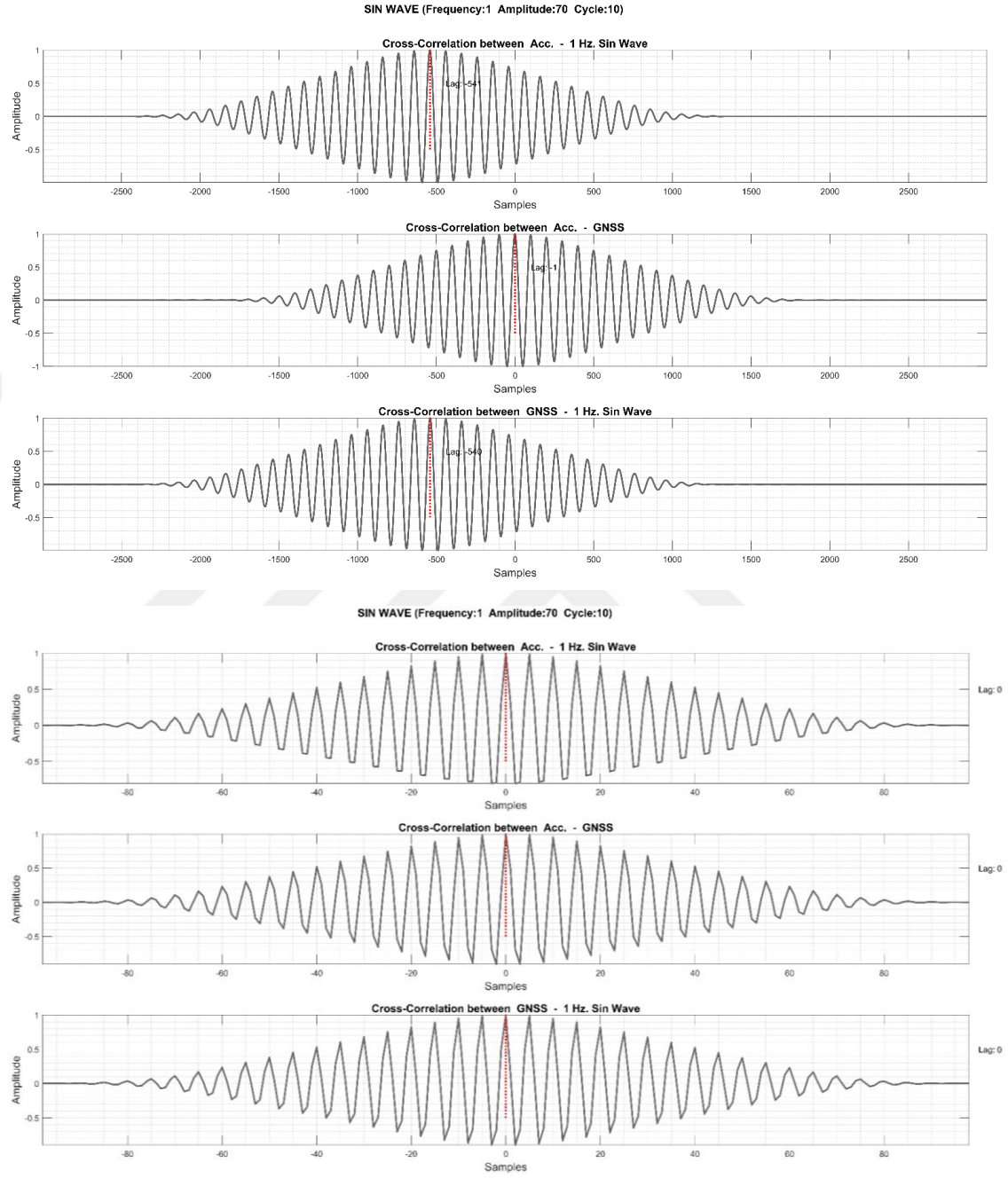
SIN WAVE (Frequency:1 Amplitude:50 Cycle:10)

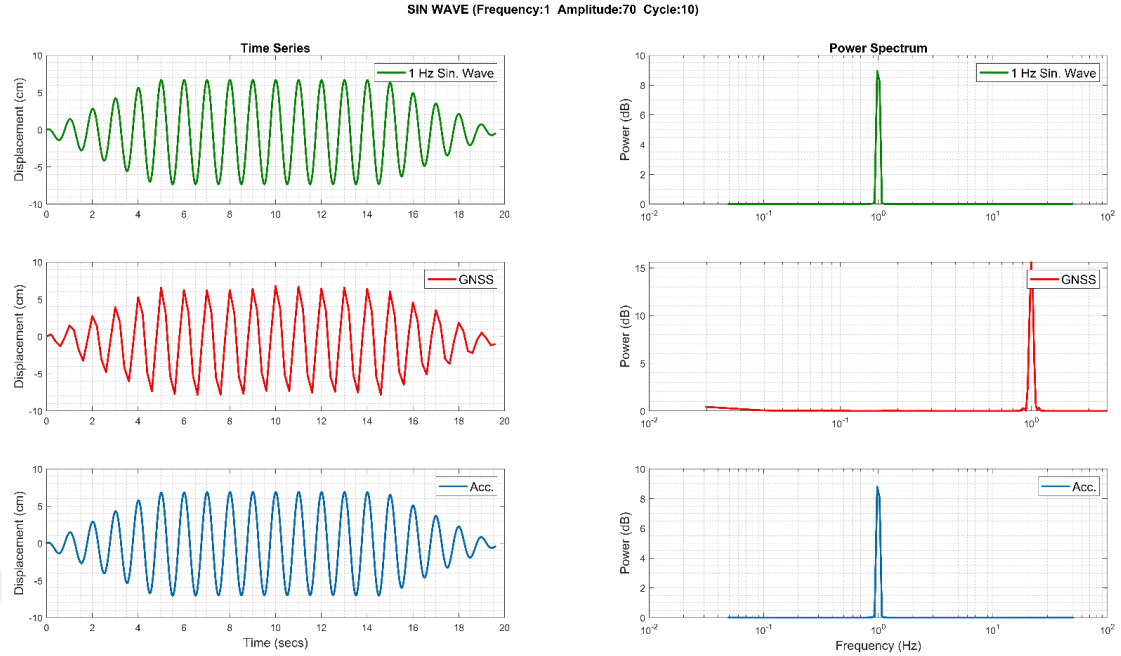


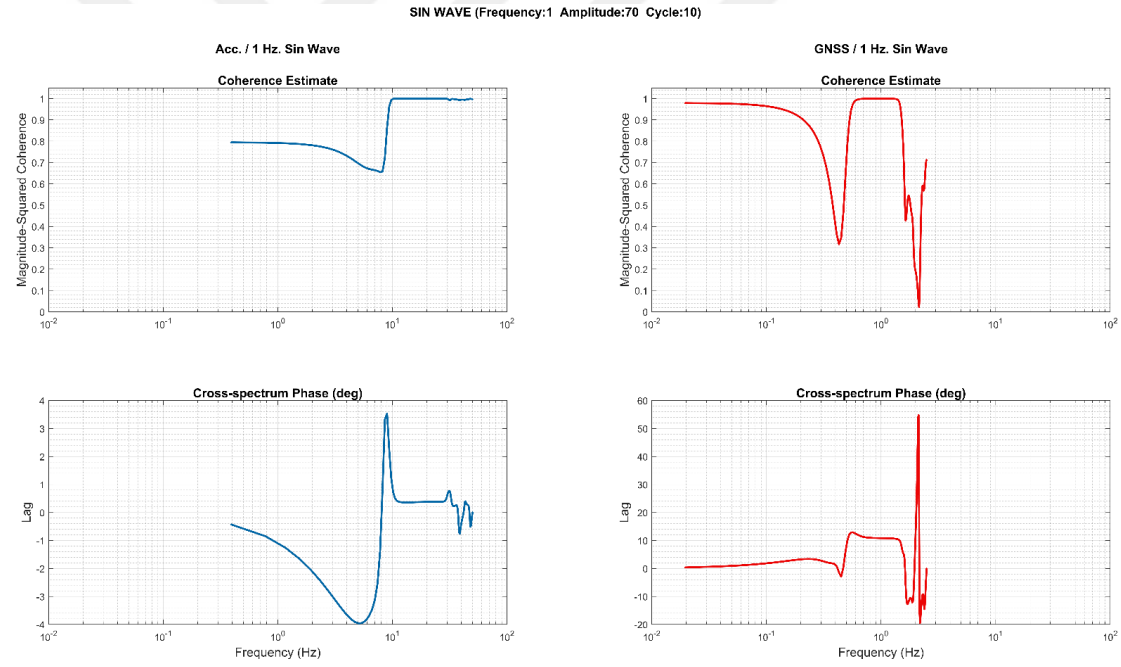
SIN WAVE (Frequency:1 Amplitude:50 Cycle:10)

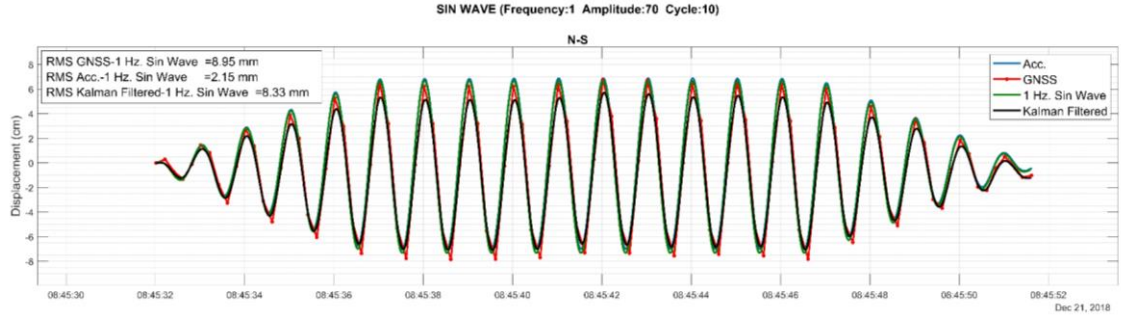


7. Sinüs Dalgası (Genlik:70, Frekans:1, Döngü:10)

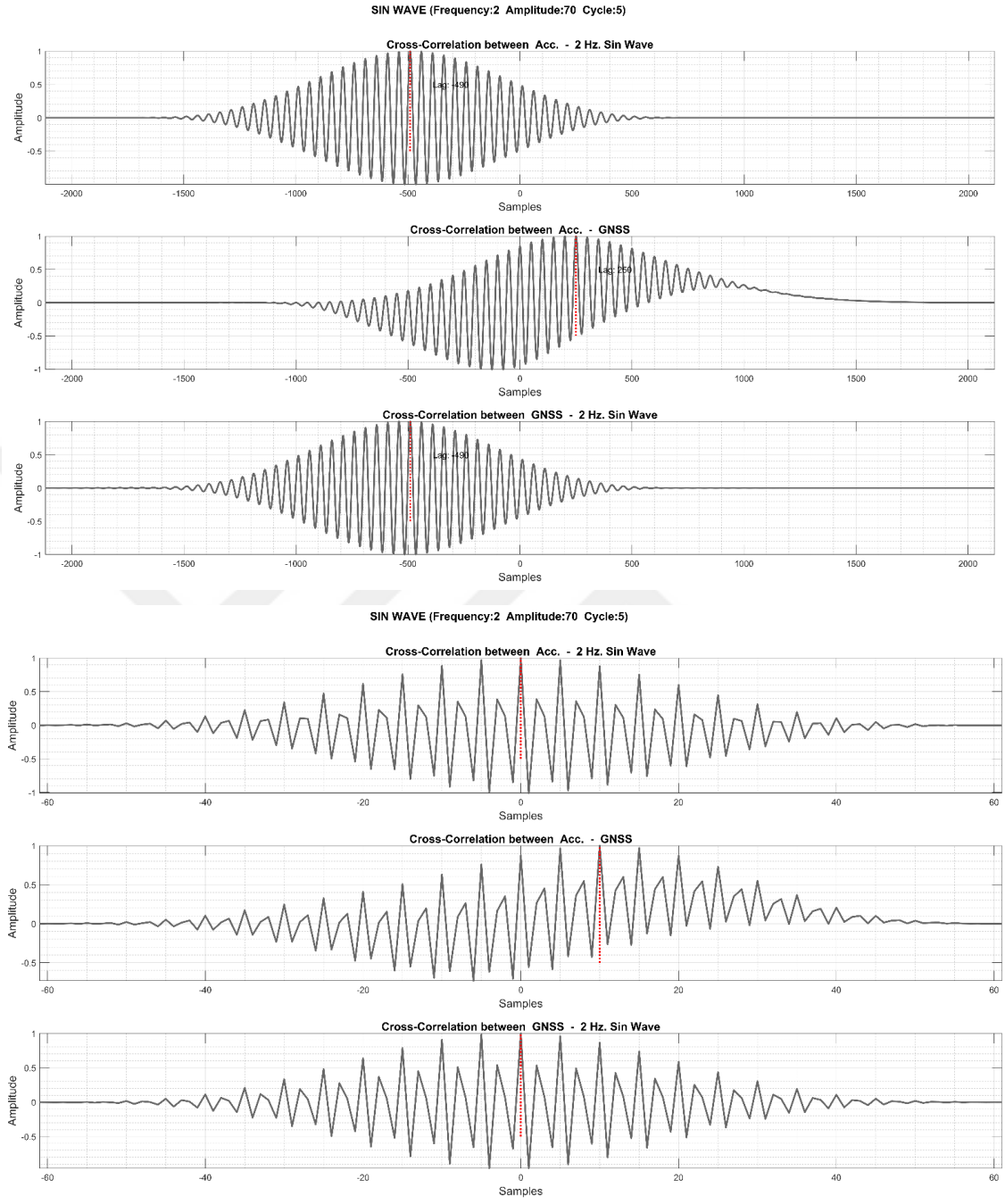


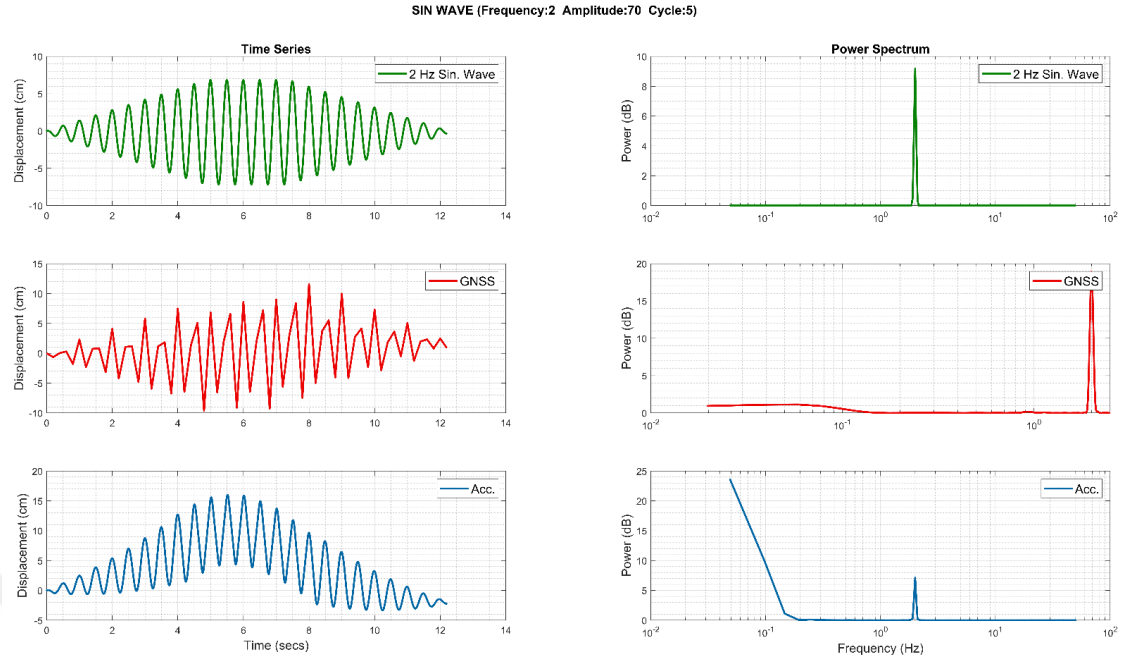

SIN WAVE (Frequency:1 Amplitude:70 Cycle:10)
Time Series
Power Spectrum
1 Hz Sin. Wave
GNSS
Acc.
Displacement (cm)
Power (dB)
Time (secs)
Frequency (Hz)

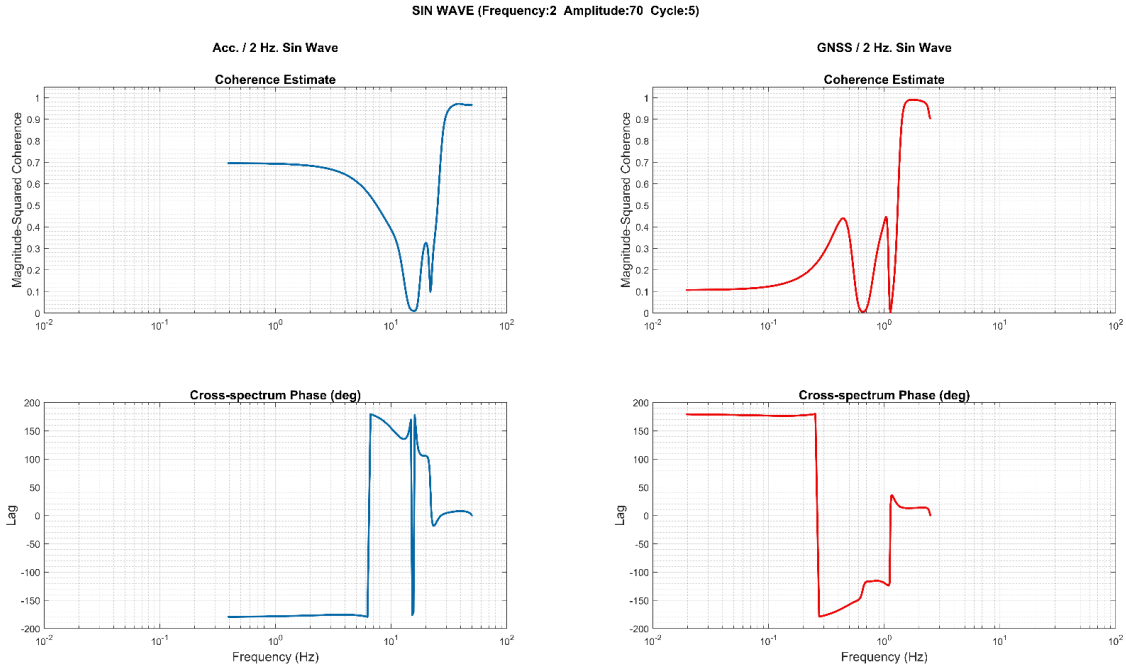

SIN WAVE (Frequency:1 Amplitude:70 Cycle:10)
Acc. / 1 Hz. Sin Wave
GNSS / 1 Hz. Sin Wave
Coherence Estimate
Cross-spectrum Phase (deg)
Magnitude-Squared Coherence
Lag
Frequency (Hz)

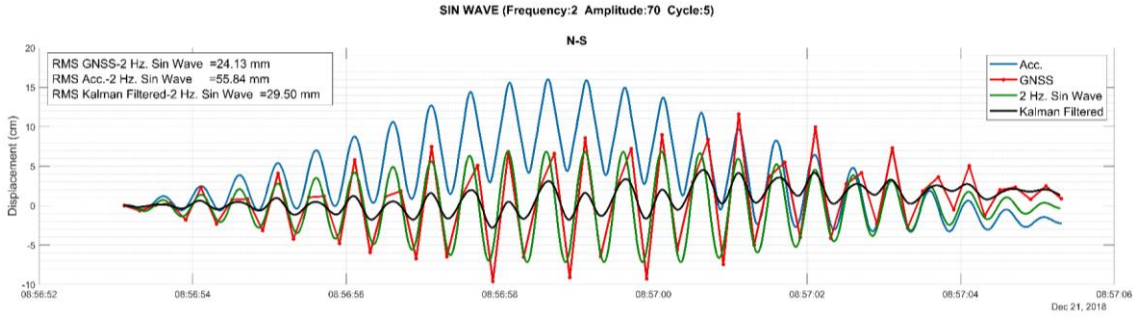

SIN WAVE (Frequency:1 Amplitude:70 Cycle:10)
N-S
RMS GNSS-1 Hz. Sin Wave =8.95 mm
RMS Acc.-1 Hz. Sin Wave =2.15 mm
RMS Kalman Filtered-1 Hz. Sin Wave =8.33 mm
Acc.
GNSS
1 Hz. Sin Wave
Kalman Filtered
Displacement (cm)
Dec 21, 2018

8. Sinüs Dalgası (Genlik:70, Frekans:2, Döngü:5)




SIN WAVE (Frequency:2 Amplitude:70 Cycle:5)
Time Series
Power Spectrum
2 Hz Sin. Wave
GNSS
Acc.
Displacement (cm)
Power (dB)
Time (secs)
Frequency (Hz)


SIN WAVE (Frequency:2 Amplitude:70 Cycle:5)
Acc. / 2 Hz. Sin Wave
GNSS / 2 Hz. Sin Wave
Coherence Estimate
Magnitude-Squared Coherence
Cross-spectrum Phase (deg)
Lag
Frequency (Hz)


SIN WAVE (Frequency:2 Amplitude:70 Cycle:5)
N-S
RMS GNSS-2 Hz. Sin Wave =24.13 mm
RMS Acc.-2 Hz. Sin Wave =55.84 mm
RMS Kalman Filtered-2 Hz. Sin Wave =29.50 mm
Acc.
GNSS
2 Hz. Sin Wave
Kalman Filtered
Displacement (cm)
Dec 21, 2018

ÖZGEÇMİŞ

Adı Soyadı	:	Murat Doruk ŞENTÜRK
Doğum Yeri	:	Ankara
Doğum Tarihi	:	26 Eylül 1986
Medeni Hali	:	Evli
Yabancı Dili	:	İngilizce

Eğitim Durumu

Lise : Antalya Anadolu Lisesi (2004)

Lisans : Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği (2012)

Yüksek Lisans: Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı (2012-2019)

Çalıştığı Kurum

Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığında Ağustos 2014 – Ocak 2018 yılları arasında AFAD Uzman Yardımcısı olarak görev yapmış, Ocak 2018' den itibaren ise AFAD Uzmanı olarak görev yapmaktadır.

Ulusal Kongreler

Şentürk, M.D., Aktug, B. 2017. *Yüksek frekanslı sabit GNSS verileri ile sismojeodezik uygulamalar*, Türkiye Ulusal Jeodezi Komisyonu 2017 Çalıştayı, Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü Fatin Gökmen Konferans Salonu, 02-03 Kasım 2017, İstanbul.

Şentürk, M.D., Aktug, B. 2018. *Eşlenik GNSS ve sismik istasyon verilerinden elde edilen yer değiştirmeler*, TUJJB Bilimsel Kongresi, 30 Mayıs - 02 Haziran 2018, İzmir.

Şentürk, M.D., Aktug, B. 2018. *Sismojeodezik yöntemler ile deprem büyüklüğünün belirlenmesi*, 71. Jeoloji Kurultayı, ODTÜ Kültür ve Kongre Merkezi, 23-27 Nisan 2018, Ankara.

Şentürk, M.D., Aktug, B. 2019. *Sismojeodezik erken uyarı sistemleri*, 72. Jeoloji Kurultayı, ODTÜ Kültür ve Kongre Merkezi, 28 Ocak-01 Şubat 2019, Ankara.

Kartal, R. F., **Şentürk, M.D.**, Kadirioğlu, F. T., Tepeuğur, E., Aktug, B. 2019. *Yer değiştirme tabanlı deprem analizleri*, 72. Jeoloji Kurultayı, ODTÜ Kültür ve Kongre Merkezi, 28 Ocak-01 Şubat 2019, Ankara.

Şentürk, M.D., Aktug, B. 2019. *Yer değiştirme tabanlı deprem erken uyarı sistemleri*, 17. Türkiye Harita Bilimsel ve Teknik Kurultayı, Beytepe Kültür ve Kongre Merkezi, 25-27 Nisan 2019, Ankara.

Kartal, R. F., **Şentürk, M.D**., Kadirioğlu, F. T., Tepeuğur, E., Aktug, B. 2019. *Ülkemizdeki sismojeodezik gözlem altyapısı ve analiz uygulamaları*, 17. Türkiye Harita Bilimsel ve Teknik Kurultayı, Beytepe Kültür ve Kongre Merkezi, 25-27 Nisan 2019, Ankara.