



T.C.
KONYA TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
LİSANSÜSTÜ EĞİTİM ENSTİTÜSÜ



TUSAGA-AKTİF İSTASYON VERİLERİ İLE
İZMİR VE ÇEVRESİ İÇİN BLOK
HAREKETLERİNİN BELİRLENMESİ

Fulya ÖZDEMİR

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Harita Mühendisliği Anabilim Dalı

Haziran-2024
KONYA
Her Hakkı Saklıdır

TEZ BİLDİRİMİ

Bu tezdeki bütün bilgilerin etik davranış ve akademik kurallar çerçevesinde elde edildiğini ve tez yazım kurallarına uygun olarak hazırlanan bu çalışmada bana ait olmayan her türlü ifade ve bilginin kaynağına eksiksiz atıf yapıldığını bildiririm.

DECLARATION PAGE

I hereby declare that all information in this document has been obtained and presented in accordance with academic rules and ethical conduct. I also declare that, as required by these rules and conduct, I have fully cited and referenced all material and results that are not original to this work.

İmza

Fulya ÖZDEMİR

Tarih:

ÖZET

YÜKSEK LİSANS TEZİ

TUSAGA-AKTİF İSTASYON VERİLERİ İLE İZMİR VE ÇEVRESİ İÇİN BLOK HAREKETLERİNİN BELİRLENMESİ

Fulya ÖZDEMİR

**Konya Teknik Üniversitesi
Lisansüstü Eğitim Enstitüsü
Harita Mühendisliği Anabilim Dalı**

Danışman: Prof. Dr. Ekrem TUŞAT

2024, 210 Sayfa

**Jüri
Prof. Dr. Ekrem TUŞAT
Prof. Dr. Muzaffer KAHVECİ
Doç. Dr. Ayça ÇIRMIK**

GNSS (Global Navigation Satellite System) ile konum belirleme, modern jeodezi, navigasyon, haritacılık ve birçok bilimsel araştırma alanında kritik bir öneme sahiptir. Yüksek doğruluklu mühendislik amaçlı çalışmalarda, tektonik plakaların hareketleri ve deprem aktivitelerinin sürekli olarak izlenmesi, zamansal çözünürlüğü yüksek veriler sağlayarak yer kabuğundaki değişiklikleri izlemek ve dinamik jeolojik olaylar hakkında detaylı bilgilere sahip olmamızı sağlamaktadır. Bu izleme ile fay hatlarındaki gerilim birikimlerini, deformasyon miktarlarını, depremlerin önceden tahmin edilmesi ve afet yönetimi stratejilerinin geliştirilmesine büyük katkı sağlamaktadır.

Türkiye ve çevresinde tektonik hareketler nedeniyle oluşan deformasyon ve depremsellik nokta koordinatlarında zamana bağlı değişimler meydana getirmektedir. Bu hareketler ise sürekli gözlem yapan istasyonlar kullanılarak hassas ve yüksek duyarlıklı bir şekilde ortaya koyulmaktadır. Bu hareketlerin takip edilmesi amacıyla GNSS verilerinin analizi büyük önem taşımaktadır. GNSS verilerinin analizi için bilimsel yazılımlar ile hedeflenen yüksek doğruluklarda sonuçlar elde edilebilmektedir. İzmir ili ve çevresindeki blok hareketlerinin incelenmesi amacıyla çalışma bölgesi ve çevresinde bulunan TUSAGA-Aktif istasyonları (AYD1-AYD2, AYVL, CESM, DIDI, IZMI, KIKA, SALH) seçilerek bir GNSS verilerinin analizi planlanmıştır. Bu amaçla 2009 -2023 yılı zaman aralığında, veri sıklığı 30 sn olan 24 saatlik gözlemler kullanılmıştır. GNSS gözlem verileri akademik bir değerlendirme yazılımı olan GAMIT/GLOBK yazılımı ile değerlendirilmiş, sonuçlar aynı yazılım ile birleştirilmiş ve gözlem yapılan noktalara ait uzun dönemli zaman serileri ve ITRF20 datumunda hız değerleri elde edilmiştir. Blok hareketlerinin incelenmesi amacıyla ITRF2014 datumu ile Avrasya plakası, Arap plakası, Anadolu Bloğu ve Ege Bloğu sabit alınarak yer değiştirme değerleri TUSAGA-Aktif istasyonları için hesaplanmıştır. Sonuç olarak bu noktalarda hız kestirimleri yapılmış ve Kuzey (N), Doğu (E) ve Yükseklik (U)

bileşenlerine ait doğruluk değerleri elde edilmiştir. Baz, koordinat ve hızlara ilişkin doğrulukların birkaç milimetre civarında olduğu ve beklenen sınır değerler içerisinde olduğu sonucuna ulaşılmıştır. Hız vektörleri değerleri ve yönler bölge için yapılan diğer araştırmalarla karşılaştırılmış ve uyum içerisinde olduğu sonucuna ulaşılmıştır.

Anahtar Kelimeler: GAMIT/GLOBK, GNSS, tektonik plaka hareketleri, zaman serisi



ABSTRACT

MS THESIS

DETERMINATION OF BLOCK MOVEMENTS FOR IZMİR AND UTS SURROUNDINGS USING CORS-TR STATIONS DATA

Fulya ÖZDEMİR

**Konya Technical University
Institute of Graduate Studies
Department of Geomatic Engineering**

Advisor: Prof. Dr. Ekrem TUŞAT

2024, 210 Pages

Jury

**Prof. Dr. Ekrem TUŞAT
Prof. Dr. Muzaffer KAHVECİ
Assoc. Prof. Dr. Ayça ÇIRMIK**

GNSS (Global Navigation Satellite System) positioning plays a critical role in modern geodesy, navigation, cartography, and numerous scientific research areas. High-accuracy engineering applications, continuous monitoring of tectonic plate movements, and seismic activities provide high temporal resolution data, enabling the observation of crustal changes and detailed information about dynamic geological events. This monitoring contributes significantly to understanding stress accumulation on fault lines, deformation amounts, and to the prediction of earthquakes and the development of disaster management strategies.

In Türkiye and surrounding regions, tectonic movements cause time-dependent changes in point coordinates due to deformation and seismicity. These movements are precisely captured using continuously operating stations. The analysis of GNSS data is crucial for tracking these movements. Scientific software for GNSS data analysis provides the desired accuracy levels. To study block movements in and around İzmir, a campaign was planned utilizing TUSAGA-Aktif (CORS-Tr) stations (AYD1-AYD2, AYVL, CESM, DIDI, IZMI, KİKA, SALH). Measurements from 2009 to 2023, with a data frequency of 30 seconds over 24-hour sessions, were used. The GNSS observation data were processed using the academic processing software GAMIT/GLOBK, and the results were combined to obtain long-term time series. Velocity values in the ITRF20 datum were obtained.

To examine block movements, displacement values for TUSAGA-Aktif stations were calculated by fixing the Eurasian plate, Arabian plate, Anatolian Block, and Aegean Block with the ITRF2014 datum. As a

result, velocity estimates were made for these points, and accuracy values for the North (N), East (E), and Up (U) components were obtained. The results indicated that the values were within expected limits, with accuracies around a few millimeters. The velocity vector values and directions were compared with other studies conducted in the region and were found to be consistent.

Keywords: GAMIT/GLOBK, GNSS, tectonic plate movements, time series.



ÖNSÖZ

Yüksek Lisans Tez çalışması sürecimde Tez Danışmanım Prof. Dr. Ekrem TUŞAT 'a bu süreç içerisinde bana verdiği tüm katkılardan dolayı teşekkür etmek isterim. Yüksek Lisans sürecimde beni bir TÜBİTAK araştırma bursiyeri yaparak danışmanım sayesinde 121Y272 nolu “İzmir ve Çevresinin Depremselliğine Neden Olan Jeodinamik Yapının Jeofizik ve Jeodezik Veriler ile Analizi ve Jeolojik Yorumu” adlı projede çalışma imkânı buldum. Projemizdeki değerli hocalarımla tanışmama aracı olduğu için de danışmanıma ayrıca teşekkür etmek isterim. Tezimde kullandığım GAMIT/GLOBK yazılımı için bana her türlü katkıda bulunan TÜBİTAK proje yürütücüsü Prof. Dr. OYA PAMUKÇU ve Doç. Dr. Ayça ÇİRMİK 'a katkılarından dolayı teşekkürü borç bilirim. GAMIT/GLOBK yazılımında çalışmalarım için ne zaman bir sorunla karşılaşsam bana yardım konusunda hiç geri durmayan Yük. Müh. Ayhan CİNGÖZ'e ve Müh. Özkan KOCAASLAN 'a ayrıca teşekkür etmek isterim. Yine program dolayısıyla katkılarından dolayı KTUN Arş. Gör. Dr. Fatih UYSAL'a teşekkür ederim.

Sevgili annem Emine ÖZDEMİR'e, babam Hüseyin ÖZDEMİR'e, abim Furkan ÖZDEMİR'E en büyük teşekkürlerimi sunuyorum. Bu süreçte gerçekten zor birisi olduğumu kabul ediyor ve siz her zaman yanımda olup beni desteklediğiniz için size en büyük teşekkürlerimi sunuyorum. Desteğini ve ilgisini her zaman güzellikle hissettiren, daima yanımda olan Demirhan DEMİRKOL 'a ayrıca teşekkür ediyorum. Bu süreçte her anlamda benimle çalışan canım arkadaşım Tuğba CAN'a katkılarından dolayı teşekkür ederim.

Katkılarını hiç eksik tutmayan ve isimlerini anmadığım tüm dostlarıma teşekkürü bir borç bilirim.

Fulya ÖZDEMİR
KONYA-2024

İÇİNDEKİLER

ÖZET	iv
ABSTRACT.....	vi
ÖNSÖZ	viii
İÇİNDEKİLER	ix
SİMGELER VE KISALTMALAR	xi
1. GİRİŞ	1
2. LİTERATÜR TARAMASI	4
3. İZMİR BÖLGESİ TEKTONİK YAPISI.....	9
3.1. Levha Tektoniği	9
3.1.1. Türkiye'nin neotektoniği	12
3.2. Türkiye'yi Etkileyen Levha Hareketleri	15
3.3. Faylanma Türleri.....	18
3.3.1. Eğim atımlı faylar	20
3.3.2. Doğrultu atımlı faylar	20
3.3.3. Oblik atımlı faylar.....	20
3.4. İzmir Bölgesi'nin Tektonik Yapısı, Faylar ve Depremler	21
3.4.1. Bölgenin tektonik yapısı	21
3.4.2. İzmir ve yakın çevresinin diri fayları ve deprem potansiyelleri	23
3.4.3. Tarihsel dönemde meydana gelen depremler (1899 öncesi)	27
3.4.4. Aletsel dönemde meydana gelen depremler (1900- günümüz)	28
4. GNSS GÖZLEM VE VERİLERİNİN ANALİZİ	30
4.1. GNSS Gözlemleri ile Konum Belirleme	30
4.2. Kalman filtreleme tekniği	36
4.3. GAMIT/GLOBK ile GNSS veri analizi	37
4.3.1. GAMIT modülü	37
4.3.2. GLOBK modülü	38
5. MATERYAL VE METHOD	40
5.1. GNSS Verilerinin Değerlendirilmesi ve Hız Hesaplamaları	40
5.2. GAMIT/GLOBK programının kurulması.....	41
5.3. Veri değerlendirme ve işlem adımları	44
5.3.1. Hazırlık aşaması.....	45
5.3.2. Değerlendirme aşaması.....	49
5.3.3. Kontrol ve sonuç aşaması	49
5.3.4. Günlük tekrarlılık grafiklerinin elde edilmesi	52
5.3.5. Yıllık tekrarlılık grafiklerinin elde edilmesi ve hızların hesaplanması.....	59
5.3.5. Global ve Bölgesel GNSS Hızlarının Hesaplanması.....	77

6. SONUÇLAR VE ÖNERİLER	96
KAYNAKLAR	99
EKLER	105



SİMGELER VE KISALTMALAR

GAMIT	GPS Analysis Massachussets Institute of Technology
GNSS	Global Navigation Satellite System
GLOBK	Global Kalman Filter
IGS	International GNSS Service
ITRF	International Terrestrial Reference Frame
TUSAGA-Aktif	Türkiye Ulusal Sabit GNSS Ağı - Aktif
VLBI	Very Long Based Interferometry
SLR	Satellite Longe Range),
K	Kuzey
G	Güney
D	Doğu
B	Batı
GB	Güney Batı
GD	Güney Doğu
KB	Kuzey Batı
KD	Kuzey Doğu
WRMS	Weighted Root Mean Square
NRMS	Normalized Root Mean Square

1. GİRİŞ

Türkiye Avrasya, Anadolu ve Arap tektonik plakalarının çevrelediği bir bölgede bulunmaktadır. Plakaların kesişim bölgelerinde oluşan yapılar fay hattı olarak adlandırılır ve plakaların hareketi sırasında kırılma yüzeyinde meydana gelen çatlaklardır. Plakalar arasındaki gerilim, çatlaklarda birikir ve zamanla serbest kalır. Bu da depremlerin oluşmasına sebep olmaktadır. Plakaların hareketi nedeniyle, tesis edilmiş sabit noktaların konumlarında yıllık olarak santimetre düzeyinde yer değişiklikleri meydana gelmektedir. Ayrıca, depremler sonucunda nokta konumları magnitüd (büyüklük) değerlerine bağlı olarak metre düzeyinde yer değiştirmelere maruz kalmaktadır. Magnitüd, bir depremin enerji miktarını ölçen bir ölçüttür. Daha büyük magnitüdlü depremler, daha büyük yer değiştirmelere neden olacaktır. Bu da depremin etkilerinin daha geniş bir alanı kapsamaya anlamına gelmektedir. Bir noktanın bu derece yer değiştirebilmesi için en az magnitüd değerinin 6.0 olması gerekmektedir. Bu sebeple, jeodezik noktaların koordinat değerlerindeki değişimlerin sürekli olarak izlenmesi ve nokta hızlarının belirlenmesi gerekmektedir (Yalçın vd., 2013).

Günümüzde tektonik hareketler, çeşitli teknolojiler ve bunların kombinasyonları ile izlenebilmektedir. Bunlar; GNSS (Global Navigation Satellite System) teknikleri, VLBI (Very Long Based Interferometry), SLR (Satellite Long Range), InSAR (İnterferometrik Radar), sismik ağlar, jeodezik ağlar, yeraltı sensörleridir (Uçarlı vd., 2021). GNSS istasyonları ile jeodezik ağlar kullanılarak düzenli aralıklarda konum verileri toplanır ve tektonik hareketlerin patenlerinin belirlenmesinde ve deprem riskinin değerlendirilmesinde önemli rol oynamaktadır. GNSS teknikleri VLBI ve SLR yöntemlerine göre ekonomik açıdan uygun ve doğruluk açısından daha hassas değerler üretmektedir. Bu amaçla istasyonlarda uygun zaman periyotlarında kampanya tipi GNSS gözlemleri yapılabileceği gibi, zaman içerisindeki değişikliği detaylı bir şekilde izlenmiş veri setlerine sahip sabit GNSS istasyonlarında uygun veriler sağlanabilmektedir. Zamansal çözünürlük ne kadar yüksekse meydana gelen olayları o kadar sık aralıklarla kaydedebilir ve analiz edebiliriz. Özellikle dinamik ve hızlı bir şekilde değişen süreçlerin izlenmesinde önemli bir yer tutmaktadır. Bu da çeşitli alanlarda daha doğru ve güvenilir sonuçlar elde etmemizi sağlamaktadır.

Ülkemizde sismik aktivitenin kesintisiz bir şekilde izlenmesi, dış kuvvetlerin etkisi altında değişime uğrayan yapının deformasyon miktarının milimetre hassasiyetinde belirlenmesi, bulunduğumuz bölgedeki atmosferin ve iyonosferin modellenmesi, harita ve harita bilgisi üreten kurumların ED50- ITRFyy arasındaki Ulusal hücresel dönüşüm parametrelerinin belirlenmesi ve beraberinde temel datum dönüşümü probleminin ortadan kaldırılması, metre altı duyarlılıkta navigasyon hizmetinin sağlanması, 7/24 saat coğrafi konumların gerçek zamanlı (Real Time Kinematic – RTK), ekonomik ve duyarlı bir şekilde belirlenmesi amacıyla Türkiye Ulusal Temel GPS Ağı (TUTGA)’na ek olarak, periyodik GPS ve yükseklik ölçmeleri yapılmıştır (**Özdemir vd., 2011**). İstanbul Kültür Üniversitesi (İKÜ) başta olmak üzere, Tapu ve Kadastro Genel Müdürlüğü (TKGM) ve Harita Genel Müdürlüğü (HGM) ortaklığıyla yürütülen Türkiye Ulusal Sabit GNSS İstasyonları Ağı (TUSAGA-Aktif) projesi kapsamında birçok bölgede sabit GNSS istasyonu kurulmuştur. TUSAGA-Aktif istasyonlarından elde edilen verilerin analiz edilmesiyle Anadolu için yeni bir hız alanı belirlenmektedir (**Özdemir vd., 2011**).

Jeodezik amaçlarla kullanılacak nokta koordinatları; depremler, plaka sınırlarında oluşan tektonik hareketler, yer kabuğundaki termal ve kimyasal etkileşim olan volkanik aktivite, yer kabuğunun farklı plakaları arasındaki etkileşimi sonucu meydana gelen yükselme ve dalma (subduction), dünyanın kendi eksenini ve gezegenler etrafındaki hareketleri vb. olaylar sonucunda nokta konumlarında bir miktar değişiklik meydana gelmektedir. (**Bülbül, 2019**). Yer kabuğunun dinamik doğasını yansıtan bu olaylar jeodezik noktaların hareketini etkileyen en büyük faktörlerdir. Bu hareketler sonucunda nokta koordinatları dinamik özellik gösterip, önceden tesis edilmiş olan sabit noktaların koordinatları zamana bağlı olarak değişmekte ve bir hareket göstermektedir. Yer değiştirme nedeni ile yapılan gözlemlerin doğruluğu değişecek ve kesin sonuçlara ulaşılamayacaktır. Tektonik hareketlerin izlenmesine olanak sağlayacak yerlere tesis edilmiş olan noktaların koordinat bileşenleri zamana bağlı sürekli gözlemler sonucu değişmektedir. Zaman serilerinin değerlendirilmesi ve gerekli analizin yapılması sonucu bölge için hız kestirimi yapılmaktadır. Bu kapsamda jeodezik gözlem ağları, plaka tektoniği ve diğer doğal süreçlerin izlenmesi açısından önemli bir araç olarak kullanılmaktadır (**Ademoğlu, 2008**).

Bu amaçla çalışma kapsamında İzmir bölgesi için 7 adet TUSAGA-Aktif istasyonu (AYD1-AYD2 (Merkez, Aydın), AYVL (Ayvalık, Balıkesir), CESM-CES1 (Çeşme, İzmir), DİDİ (Didim, Aydın), İZMİ (Merkez, İzmir), KİKA (Kırkağaç, Manisa),

SALH (Salihli, Manisa)) kullanılarak 2009 yılından 2023 yılına kadar yapılmış GNSS ölçümlerinden her ayın birinci gününü temsil edecek günler seçilmiş ve GAMIT/GLOBK akademik yazılımı ile değerlendirilmiştir. İstasyon verileri ile Avrasya plakası sabit, Anadolu plakası sabit, Arap plakası sabit, Ege bloğu sabit çözümler ile hız kestirimi yapılmıştır. Böylelikle çalışma alanında global olarak elde edilen nokta hızlarından yararlanarak tektonik plakaların kuvvetleri teker teker sabit alınarak GNSS noktaları üzerindeki etkileri ortaya konulmuştur. Böylelikle, GNSS noktalarının lokal olarak kendi içlerinde plakalara göre nasıl hareket ettiğine dair bir çıkarım ortaya koyulmuş olacaktır. Sonuç olarak tektonik levhaların hangi yönlü ve ne kadar hız ile hareket ettiği bilgisine ulaşılmıştır.

Çalışmanın ikinci bölümünde çalışma konusu ile ilgili literatür araması yapılmıştır. Üçüncü kısımda çalışma bölgesi olan İzmir'in tektonik yapısı anlatılmıştır. Bunun için öncelikle Türkiye'ye genel bir bakış yapılmış ve sonrasında İzmir bölgesi jeolojik yapısı, tektonik aktiflik ve bölgede meydana gelmiş geçmiş ve günümüz depremlerinden söz edilmiştir. Dördüncü bölümde GNSS gözlemleri ile konum belirleme stratejileri anlatılmış olup beşinci bölümde bilimsel bir değerlendirme yazılımı olan GAMIT/GLOBK yazılımı ile GNSS veri değerlendirmesinin nasıl yapıldığı akış şemaları ile anlatılmıştır. Altıncı bölümde yazılımda veri değerlendirmesini yapabilmek için programda yapılan işlemler detaylıca anlatılmış ve sonunda günlük, yıllık olmak üzere tekrarlılıklar ve istasyonlara ait koordinat ve hız bilgileri elde edilmiştir. Elde edilen hız değerleri farklı plakalara göre de çözülmüş ve noktaların üzerindeki blok hareketlerinin etkileri ortaya koyulmuştur.

2. LİTERATÜR TARAMASI

Jihyun vd. (2014), tarafından yapılmış olan çalışmada Kore Yarımadası'nda 2011 yılında meydana gelen Tohoku-oki depreminin neden olduğu kabuk deformasyonu miktarının CORS ağıları verilerinden yararlanarak hesaplanması amaçlanmıştır. Önceki kabuksal hareketler ile bu çalışmada elde edilen hesap sonuçları karşılaştırılarak depremin Kore Yarımadası üzerindeki etkisi ortaya konulmaya çalışılmıştır. Çalışma sonucunda, depremin etkisiyle Güney Kore kabuğunun ortalama 2,8 cm doğu yönlü hareket ettiği ve bu derin kabuğun yıllık hızına eşit olduğu sonucuna ulaşılmıştır.

Kurt vd., (2022), Anadolu – Ege Bölgesi'nde yapılan çalışmada GNSS gözlemlerinden türetilmiş hız alanı ile bölgenin birinci dereceden deformasyon özelliklerini, diğer bir deyişle doğru bir temsilini elde etmeye çalışmışlardır. Çalışmada veri analizi yapılarak tekdüze bir hız çözümü amaçlanmıştır. Çalışmada, 178 adet 836 istasyona ait zaman serileri elde edilmiştir. 28 yıllık bir zaman periyoduyla yapılan değerlendirmede artan uzaysal ve zamansal çözünürlük ve homojenliğe sahip en doğru hız alanı sunulmuştur. Kuzey Anadolu Fayı ve Doğu Anadolu Fayı'nda gerilme birikimi hesaplanmıştır. Sonuç olarak Kuzey Anadolu Fayı için 20 ile 26 mm/yıl, Doğu Anadolu Fayı için 9.7 ile 11 mm/yıl arasında kayma oranları modellenmiştir. Çalışma sonucu elde edilen veriler kıtasal deformasyonun kinematiğini daha iyi sınırlayabilir, dinamik modeller için doğru sınır koşulları sağlayabilir ve Anadolu-Ege bölgesinin kinematiği hakkında hipotezlerin test edilmesine yardımcı olabilir.

Lenk vd. (2003), yılında yapmış oldukları GNSS ölçümleri ile Anadolu'nun hareketi ortaya koyulmuştur. Çalışmada Türkiye Ulusal Sabit Ağı (TUSAGA) ile Marmara bölgesinde kurulmuş yerel bir gözlem ağı olan Marmara Bölgesi Sürekli GNSS Ağı (MAGNET) verileri değerlendirilmiştir. Bu ağlar kullanılarak veriler ITRF96 referans çerçevesinde değerlendirme programları vasıtasıyla noktalara ait yatay hız değerleri hesaplanmış ve 17 Ağustos 1999 İzmir depreminden sonra bölgenin inter-sismik hız alanının tanımlanmasında kullanılmıştır. Analizler, 1999 yılının 230 uncu (18 Ağustos) gününden başlatılmış olup, İzmit depreminden sonra 2001 yılının sonuna kadar 900 günü kapsamaktadır. Değerlendirme sonuçlarında noktaların pre-sismik (fay üzerindeki gerilmenin kritik düzeye geldiği dönem) ve inter-sismik (fay üzerinde hareketin olmadığı, ancak elastik yamulma enerjisinin biriktiği dönem) arasında küçük hız farklarının olduğu görülmüştür.

Noomen vd. (1996), 1983-1992 yılları arasında gerçekleştirilmiş olan GNSS ve SLR gözlemleri ile 4 'ü Türkiye sınırları içerisinde bulunan toplamda 19 noktalı ağın ölçümü gerçekleştirilmiştir. Bu çalışmada yapılan ölçümler Türkiye'de tektonik deformasyonun belirlenmesi adına yapılmış olan ilk GNSS gözlemleridir. Dört istasyondan biri olan Yığılca (Düzce) istasyonunun hızı Avrasya'ya göre Kuzeybatı yönünde 3 mm/yıl olarak tespit edilmiştir.

Nyst ve Thatcher, (2004) çalışmasında İzmir ve çevresine yakın sismik aktif fayların kinematik hareketlerinin izlenmesi amacıyla 2009, 2010 ve 2011 yıllarında İzmir'in güneyinde yer alan 21 GPS istasyonunda GNSS gözlemleri gerçekleştirilmiştir. Çalışmada Avrasya sabit çerçeve çözümleri, Ege – Anadolu Bloğu sabit çerçeve çözümleri ve plakalar arası hareketler (Euler Kutbu) hesaplanmıştır. Avrasya sabit çerçeve çözümlerine göre, çalışma alanının SSW'ye doğru yaklaşık hareketini 25 mm/yıl olarak bulmuştur. Ege bloğu ve Anadolu bloğu sabit çerçeve çözümlerinde hız yönleri genellikle N ve S'ye doğru yönelmektedir. Euler kutup çözümlerine göre, hareket yönleri dikkate alınarak çalışma alanında iki ayrı bölge tanımlanmıştır. Bazı istasyonlarda hareketlerinin yön farklılıkları fark edilmiş ve üç çizgi ile birbirinden ayrılmıştır.

Oral B. (1994) tarafından 1988-1992 yılları arasında 6 periyot olarak yapılmış GNSS ölçümleri ile Marmara Bölgesi'nde hız belirleme çalışması yapılmıştır. Gözlemler bölgeyi temsil edecek 102 adet GNSS noktası üzerinde gerçekleştirilmiştir. 1988, 1990 ve 1992 yıllarında ülkenin batısında, 1989, 1991 ve 1992 yıllarında doğuda ölçümler yapılmıştır. GNSS ölçümlerinin yanında SLR (Satellite Laser Ranging) ölçümleri de yapılmıştır. Proje çalışması devam ederken 13 Mart 1992 tarihinde M_{6.9} büyüklüğünde Erzincan depremi olmuş, deprem anı ve deprem sonrası deformasyonları belirlemek amacıyla deprem bölgesi çevresinde de ek ölçümler gerçekleştirilmiştir. GNSS ve SLR ölçümlerine Türkiye'den Boğaziçi Üniversitesi, Hacettepe Üniversitesi, İstanbul Teknik Üniversitesi, Harita Genel Müdürlüğü ve Türkiye Ulusal Jeodezi ve Jeofizik Birliği (TUJJB) kurumlarından tecrübeli akademisyenler ve kurum çalışanları kurum adlarına destek vermiştir. Gözlemler ile Türkiye'nin kinematiğinin belirlenmesi amaçlanmıştır. GNSS gözlemlerini değerlendirmek için akademik bir yazılım olan GAMIT/GLOBK yazılım paketi kullanılmış ve nokta hızları elde edilmiştir. Marmara Bölgesi'nde 11 noktada yapılmış olan ölçümlerle Kuzey Anadolu Fayı'nın (KAF) güneyinde bulunan noktaların hızları, Kandilli 'de bulunan noktaya göre, batı yönlü olarak 15 mm/yıl ile 25 mm/yıl aralığında olduğunu sonucuna ulaşılmıştır. GNSS kampanyası ile elde edilen

hızların, sismik aktivitelerden elde edilen hızlarla uyumlu olduğu görülmüştür. KAF 'ın kuzeyinde bulunan noktaların hızları 8 mm/yr olarak bulunmuştur. KAF hattı ile Doğu Anadolu Fay Hattı'nın Karlıova bölgesinde birleşmediği sonucuna varılmıştır.

Özdemir vd. (2011), tarafından yapılan çalışmada, sabit istasyonlardan elde edilen GNSS gözlemleri GAMIT/GLOBK V10.4 yazılımı ile değerlendirilmiştir. Çalışmada istasyon verileri zaman serisi analizleri yapılmış ve referans koordinat sisteminde koordinat ve hız hesabı gerçekleştirilmiştir. Değerlendirme sonucu stabilizasyon çalışmasında RMS değerlerinin ortalama 3.3 mm $\pm$ 0.4 mm aralığında olduğu tespit edilmiştir. Aylık olarak birleştirilmiş ölçülerden yararlanarak ITRF ve Avrasya sabit sistemlerinde yatay ve düşey nokta hızları hesaplanmıştır.

Çırmık ve Pamukçu (2017)'nın yapmış oldukları çalışmada GNSS ve yerçekimi verileri işlenerek karmaşık bir tektonik yapıya sahip olan Batı Anadolu bölgesinin kıtasal yapılarının incelenmesi amaçlanmıştır. Bu kapsamda, "Farklı Tektonik Rejimleri Temsil Eden Türkiye'nin Yüksek Riskli Bölgelerinde Çok Disiplinli Deprem Araştırmaları" (TURDEP), "Sürekli Çalışan Referans İstasyonları- Türkiye" (CORS-TR) ve Türkiye Ulusal Temel GPS Ağı (TNFGN) olmak üzere üç ulusal projenin GNSS gözlemleri kullanılmıştır. GNSS ölçümleri GAMIT/GLOBK yazılımı ile işlenmiştir. Bu istasyonların hızları Avrasya sabit çerçevesine göre güneybatıya doğru yaklaşık 25 mm/yıl olarak bulunmuştur. Ayrıca çalışma alanının plakalar arası hareketlerini değerlendirmek amacıyla Anadolu ve Ege blok sabit çerçeve çözümleri hesaplanmıştır. Sonuç olarak GNSS noktalarının Avrasya sabit çözümünde hız değerlerinin benzer olduğu yorumu yapılmaktadır. TRGT ve SALH konumları birbirine yakın olsa da, hız yönleri farklıdır. Bu durumda, bu istasyonların birbirinden farklı mekanizmalar üzerinde yer alabileceğine dikkat çekmektedir.

Reilinger vd. (2006), çalışmasında 1988-2005 yıl aralığında bir GNSS kampanyası gerçekleştirmiştir. Çalışma önceden yapılmış bir uygulamaya yeni bir dinamik kazandırmak amacıyla güncel hale getirilmiştir. Çalışmada 44 adet istasyonda GNSS gözlemleri gerçekleştirilmiş olup Avrasya plakası sabit alabilmek için bölge üzerindeki 32 adet International Global Navigation Satellite Systems (GNSS) Service (IGS) istasyonu seçilmiş ve ITRF00 referans sisteminde hızlar elde edilmiştir. Çalışmada en önemli sonuç; Arap Yarımadası, İran'ın büyük bir kısmı, Kafkaslar ve Anadolu'nun batı kısmı 20-30 mm/yıl hızla hareket ettiği sonucudur. Avrasya, Mısır ve Somali

plakalarında ise 5 mm/yıl gibi küçük bir hızla hareket ettikleri ve plakalar üzerinde bu harekete büyük ölçekli bakıldığında saatin tersi yönünde bir dönüş yaptığı görülmektedir. Bu dönme hareketi Isparta Büklümü civarında arttığı ve Helenik-Kıbrıs Yayı üzerinde devam ettiği sonucuna ulaşılmıştır.

Staller vd., (2018), yapmış oldukları çalışmada Ekvador'daki Sürekli İzleme GNSS Ağı (REGME) içindeki GNSS istasyonlarını kullanılmışlardır. 33 adet REGME istasyonu kullanılarak 2008 ve 2014 yılları arasında yapılan GNSS kampanyasından elde edilen veriler ile zaman serisi analizine dayalı olarak GNSS hız alanı hesaplamışlardır. Kuzey Ekvador'da, Güney Amerika plakasına göre; 7.6 ± 0.5 mm/yıl tahmini sağ yanal hareket olduğunu ve Ekvador'un merkezinde sağ yanal hareket 5.3 ± 0.4 mm/yıla düştüğünü tespit etmişlerdir.

Tiryakioğlu vd. (2020), yaptıkları çalışmada bölgede meydana gelen deformasyonların hesaplanması amacıyla Tuz Gölü Fay Zonunun Güney kesiminde doğu-batı yönlü profil şeklinde 24 adet nirengi tesisi kurulmuştur. 2018-2019 yıllarında 3 periyot GNSS ölçüsü alınmış ve elde edilen veriler GAMIT/GLOBK yazılımı ile değerlendirilmiştir. Hız alanını belirlemek için Avrasya referans sistemi sabit olmak üzere yıllık 10 ile 35 mm arasında batı ve kuzey yönünde bir hareket belirlenmiştir. Noktalara ait standart sapma değerleri 2-6 mm aralığında değişmektedir.

Uzel vd. (2011), tarafından tektonik plaka hareketlerinin izlenmesi amacıyla TUSAGA-Aktif (CORS) istasyon verileri kullanılarak 147 adet noktada GNSS ölçümleri kullanılmıştır. Çalışmada 2008 yılı ekim ayı ile 2010 yılı ekim ayı arasındaki 24 aylık veri grubu değerlendirilmiştir. Her ayda 7 günlük veri bulunmaktadır. GNSS verilerinin değerlendirilmesi GAMIT/GLOBK akademik yazılımı ile değerlendirilmiştir. GAMIT/GLOBK yazılımı tek seferde 99 adet GNSS istasyonunu değerlendirdiği için 30-50 aralığında 147 istasyon 3 alt aralığa bölünmüştür. GNSS değerlendirmesinde 19 adet IGS istasyonu değerlendirmeye dahil edilmiştir. GLOBK aşamasında yapılan stabilizasyon çalışmasında Avrasya çözümü için 9 tanesi kullanılmış ve hız büyüklüğü RMS değerleri 1.4 mm/yıl olarak elde edilmiştir. Sonuç olarak; bazı noktaların bölgeyi temsil eden hız alanından farklı bir şekilde hareket ettiği görülmüştür. Noktalara ait zaman serileri incelendiğinde bazı nedenlerden dolayı lokal deformasyona uğradıkları sonucuna varılmıştır.

Yusfania vd. (2016)'da yapılan çalışmalarında sismik yönden aktif dört tektonik plakanın yakınsama etkisinde olan Endonezya'nın Orta Java bölgesinin güneyinde meydana gelen deformasyonları, 2013-2015 zaman aralığında CORS-INA ağına ait 6 adet istasyonun statik verileri kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Çalışmanın sonucunda 6 istasyonun benzer şekilde GD yönlü olarak hareket ettiği ve yatay yöndeki hızlarının 9.1 mm ile 12 mm arasında değiştiği, düşey yöndeki hızların ise 11.5 mm ile 43.5 mm arasında değiştiği görülmüştür.



3. İZMİR BÖLGESİ TEKTONİK YAPISI

3.1. Levha Tektoniği

Levha Tektoniği (Plate Tectonics); yer yüzeyini oluşturan levhaların (plakaların) birbirleri arasında yaptıkları hareketleri, günümüzde de devamlılığını sürdüren depremleri, volkanik etkinlikleri ve dağ oluşumlarını açıklayan kuram olarak tanımlanmaktadır. Dünya'nın jeolojik süreçlerini ve jeolojik olayların dağılımını açıklamada temel model olarak kullanılmaktadır (Sol, 1991).

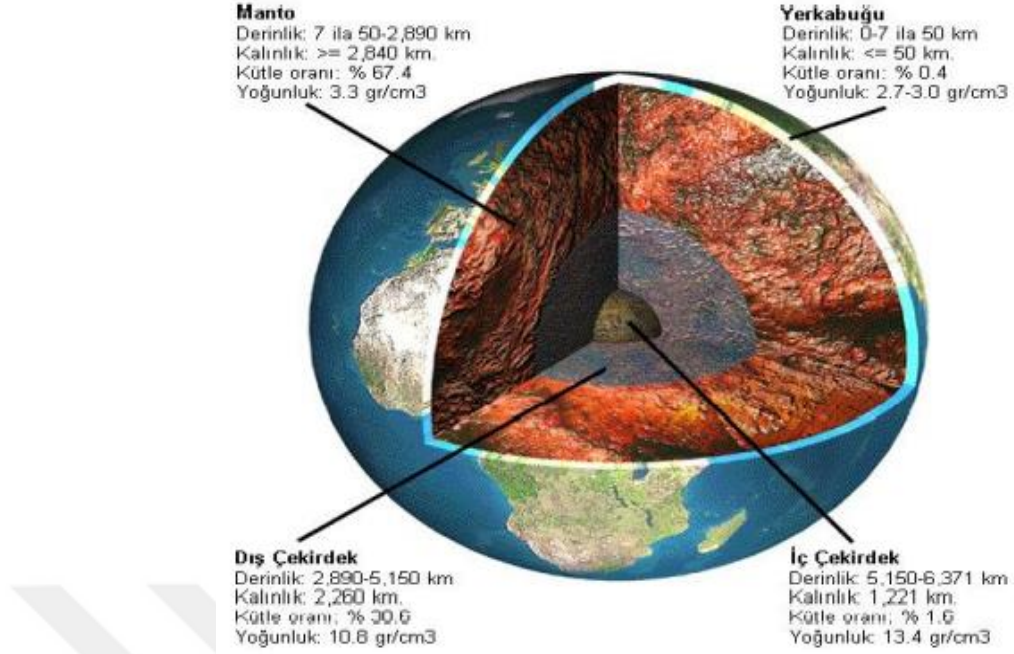
Levha Tektoniği Teorisi'nin öncüsü “Kıtaların Kayması Teoremi” olarak kabul görmektedir. 20. Yüzyılın başlarında Alfred Wegener tarafından ortaya atılan bir hipotezdir. Jeoloji ve Jeofizik bilimlerinde; yer kabuğunun hareketlerinin anlaşılmasına büyük katkıda bulunmuştur. Bu dönemde birçok bilim insanının Atlas Okyanusu çevresinde yaptıkları çalışmalarla bölgede bulunan kıyılar arasındaki senkronizasyon dikkatlerini çekmiş ve bu parçaların belirli bir zaman öncesinde bir bütün olduklarına dair çıkarımda bulunmuşlardır. Wegener'e göre Paleozoyik (I. Jeolojik Zaman) sonlarında kıtalar tek bir bütün halinde bulunmakta ve öz kütlesi litosferden daha yüksek bir madde üzerinde yüzdüğünü öne sürmüştür. Kıtaların bu madde üzerinde hareket etmesindeki kuvvetin kaynağı olarak da yerin kendi eksenini etrafındaki dönme hareketi, Güneş ve Ay'ın yeryuvarına uyguladıkları çekim etkisi, Ay'ın uyguladığı çekim etkisi sonucu meydana gelen gel-git (medcezir) hareketlerini neden olarak göstermekte ve kıtaların göreceli olarak batıya doğru kaymasında sebebi açıklamaktadır. Tek parça halinde bulunan “Süper Kıta” milyonlarca yıl önce Dünya'nın iç dinamikleri ve manto konveksiyonunun etkileriyle parçalanmış ve “Laurasia (kuzey süper kıtası)” ile “Gondwana (güney süper kıtası)” adında iki karasal kütle meydana gelmiştir. Güney süper kıtası; ekvatorun güneyinde bulunan ve Güney Yarımküre kıtalarının çoğunu içeren bir kara parçasıdır. Günümüzde Antarktika, Avustralya, Afrika, Güney Amerika, Hindistan, Arabistan ve Madagaskar bu kıta içerisinde bulunmaktadır. Levha Tektoniği'nde kıtalar kendi özkütlelerinden daha ağır olan malzemeler üzerinde kayarak hareket ederler. (Tiryakioğlu, 2020).

Yerküre boyut olarak birbirinden farklı olan levhaların bir araya gelmesiyle oluşmuştur. Bu levhalar birbirlerine göre çok yavaş hareket etmektedir. Levhalar Antartika, Avustralya, Avrasya, Afrika (kara ve deniz alanını kapsar), Kuzey Amerika, Güney Amerika olup diğer üçü ise okyanus levhaları olup Pasifik, Kokos ve Nazka (sadece deniz alanını kapsar) levhalarıdır. Hindistan, Antiller, Filipinler ve Arap (sadece kara alanını kapsar) levhaları küçük levhalardır. Manto üzerinde bu tektonik plakalar

devamlı olarak hareket halindedir. Plakaların birbirlerine göre hareketleri sonucu plaka sınırlarında oluşan gerilmeler yerkabuğunun bazı kesimlerinde enerjinin yoğunlaşması ile depremleri meydana getirmektedir. Boşalan enerji yüzeyde kayma ve çökmelere sebep olmaktadır.

Tektonik plakaların hareketleri çeşitli yöntemlerle belirlenebilmektedir. Örneğin aynı tektonik plaka üzerinde bulunan iki noktanın arasındaki mesafede bir değişiklik olmazken, iki farklı levha üzerinde bulunan noktalar arası mesafe harekete bağlı olarak değişiklik göstermektedir. Bu da bize levhaların devamlı hareket halinde olduğunu ortaya koymaktadır. Türkiye için plakalar incelendiğinde Anadolu plakası; kuzeyde Avrasya plakası, güneyde Afrika ve Arap plakaları, doğuda Doğu Anadolu Bloğu ve batıda Ege Bloğu tarafından çevrilmiştir (**Uzel, 2011**). Anadolu plakasının, güneydoğuda güneyden kuzeye doğru bir hareket gösterirken, orta kısımlarda batı yönlü, batısında ise güney yönlü bir hareket içerisinde olduğu görülmektedir (**Uzel, 2023**). Arabistan levhası saat yönünün tersi bir rotasyon ile kuzey yönlü bir ilerleme içindeyken, Afrika levhası kuzeydoğuya doğru hareket etmektedir. Ege Bloğu, batı ve güneybatı yönünde hareket etmektedir. Levha hareketlerine neden olan bu itici gücün anlaşılabilmesi için Dünya'nın iç yapısının bilinmesi gerekmektedir. Çünkü bu hareketlerin sebebi olarak akışkan manto içerisinde meydana gelen konveksiyon akıntıları neden olarak görülmektedir.

Yerkürede en üst katmanda kalınlığı 100 km olan Litosfer tabakası yer almaktadır. Dıştan içe doğru izlenen yolda 2890 km derinliğe kadar Manto, 5150 km derinliğe kadar dış çekirdek ve en merkezde iç çekirdek katmanları yer almaktadır.



Şekil 3.1 Yerkürenin Katmanları (Erdoğan, 2006; Tiryakioğlu, 2012).

Çekirdek (ağır küre) katmanını iç ve dış çekirdek olarak iki alt tabakaya ayrılmaktadır. Çekirdeğin 5150-2890 km’ler arasındaki kısmı dış çekirdek sınırları iken 6371-5150 km’ler arasındaki kısmı ise iç çekirdek sınırlarını göstermektedir. İç çekirdeğin yapısında bulunan demir – nikel alaşımı çok yüksek basınç ve sıcaklığın etkisiyle kristal halde bulunmaktadır. Dış çekirdek katı olmak için yeterli basınç altında değildir, bu nedenle iç çekirdek ile aynı bileşime sahip olmasına rağmen sıvı halde bulunmaktadır.

Yer kabuğu ile çekirdek arasında bulunan manto; üst manto (astenosfer: astenos Yunanca’da yumuşak anlamına gelmektedir) ve alt manto olmak üzere iki alt tabakaya ayrılmaktadır. Astenosfer Litosfer tabakasının altında bulunmaktadır. Her ne kadar astenosfer sert bir yapıda olduğu kabulüne dayansa da sürekli basınç etkisinde akışkan olabilmektedir. Astenosfer bu durumda erime noktasındayken yoğun basınç altında katı hale dönüşmektedir. Litosferden farklı olarak daha yüksek basınç ve sıcaklık gösterdiği için plastik özelliktedir. Bu da malzemenin yüksek basınç altında deformasyona uğrayabileceği ve akışkan benzeri hareketler gösterebileceği anlamına gelmektedir. Düşük viskoziteye sahip olduğundan kolaylıkla şekil değiştirebilmektedir. Bu da levha hareketlerine sebep olan konveksiyon akıntılarının gerçekleşmesine sebep olmaktadır. Manto 11900-3700 C arasında değişen bir katman sıcaklığına sahiptir ve çekirdeğe yaklaştıkça bu değer artış göstermektedir. Konveksiyon akıntıları; sıcaklık farklarına

bağlı olarak oluşan yoğunluk farkları nedeniyle magmanın yukarı yönlü hareket etmesine sebep olmaktadır. Isınan sıvının yoğunluğu azalarak yükselirken soğuyan sıvının yoğunluğu artar ve aşağı yönlü hareket etmektedir. Böylelikle yoğunluğun arttığı bölgede aşağı yönlü hareket eden magmanın soğuduğu düşünülmelidir.

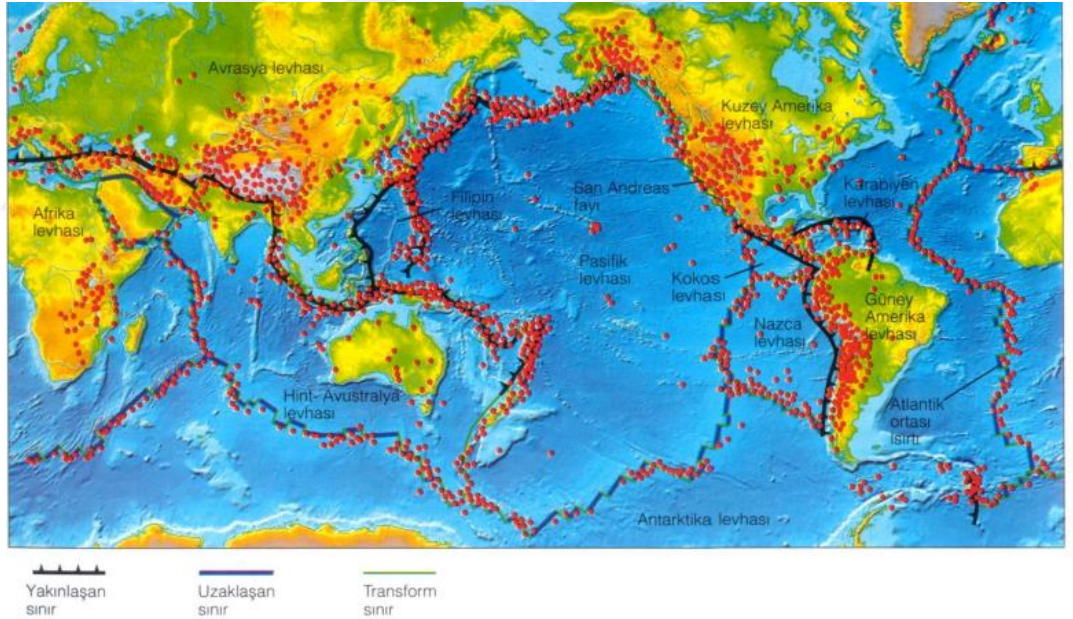
Litosfer; astenosferin üst tabakasında 100 km kalınlığına sahip sert yer kabuğunu oluşturur. Litosfer birbirlerine göre hareket eden farklı boyutlardaki plakalara bölünmüştür (**Tiryakioğlu, 2012**). Bu plakalar tektonik levha olarak adlandırılır ve belirli temas bölgelerinde birbirlerine göre yaklaşma (konverjans – çarpışma), uzaklaşma (diverjans – yayılma) ve yan yana kayma (transform – kayma) olarak üç hareket tipi meydana gelmektedir. Bu temas bölgelerinde sıklıkla depremler, volkanik aktiviteler, dağ oluşumları ve okyanus gibi hendekler oluşmaktadır. Plakaların çarpışmaları bir okyanus levhası ile kıtasal levha arasında gerçekleşebilirken, iki kıtasal levha arasında da meydana gelmektedir. Dağ zincirleri iki kıtasal levhanın birbirine doğru hareket etmesi sonucu oluşmaktadır. Örneğin Himalayalar, Hindistan levhasının Asya levhası ile çarpışması ile oluşmuştur. Levhaların çarpışması ve sürtünmesi ile enerji birikimi olmakta ve depremlere yol açmaktadır. Meydana gelen hareket sonucu volkanik aktiviteyi tetikleyebilir ve magmanın yüzeye çıkmasına sebep olmaktadır. Okyanusal levhaların kıtasal levhalar ile çarpışması sonucu büyük denizaltı depremleri ve beraberinde suyun büyük dalgalar şeklinde hareket etmesiyle tsunamiler oluşmaktadır. Levhaların uzaklaşması ise genellikle deniz dibinde gerçekleşmektedir. Levhaların uzaklaşması; magmanın yükselmesine sebep olmaktadır. Beraberinde volkanik aktivite, yeraltındaki suyun ısınması ile jeotermal aktiviteye neden olmaktadır. Okyanus tabanında yeni kabuk oluşumu ile magma yükselir ve burada soğuyarak yeni okyanus tabanı oluşmaktadır.

3.1.1. Türkiye'nin neotektoniği

Dünyanın pek çok bölgesi tarih öncesi dönemden günümüze kadar çeşitli yıkıcı doğal afetlere maruz kalmıştır. Türkiye jeolojik yapısı nedeniyle dünyadaki sismik aktivitesi yüksek bölgelerden birisi olarak bilinmektedir. Buna da tarih öncesi dönemden itibaren meydana gelmiş depremler ve geride bıraktığı hasarlar da büyük kanıt olarak gösterilmektedir.

Depremler; yer kabuğunda bir mozaik şeklinde bulunan tektonik levhaların sınırlarında meydana gelmektedir. Yer kabuğunda meydana gelen depremlerin büyüklüğü ve meydana getirdikleri hasarlar incelendiğinde sismik aktivitenin en yoğun olduğu iki ana deprem kuşağı ilgi çeken bölgelerdir (**Şengör, 1980**). Buralar orojen (Aktif bir dağ

oluşum sürecini ifade etmektedir. Büyük kıvrımlı dağ sistemlerini veya dağ zincirlerini oluşturan bir dizi jeolojik sürecin sonucudur.) kuşaklarının ve volkanizmanın hareketli olduğu bölgelerdir (Sür, 1993). Bunlardan ilki Büyük Okyanusu çevreleyen ve etkisi Japonya üzerinde fazlasıyla hissedilen, yeryüzündeki depremlerin yaklaşık %81'inin meydana geldiği Pasifik Deprem Kuşağı'dır. Bu kuşak içerisinde Büyük Okyanus çevresinde bulunan Şili, Meksika ve ABD'nin batısı, Japonya, Çin, Filipinler, Endonezya ve Yeni Zelanda deprem riski yüksek ülkeler olarak yer almaktadır. "Ateş Çemberi" olarak adlandırılan Pasifik Deprem Kuşağı; levha sınırlarında diğer levhalarla farklı çeşitlerde etkileşime girmektedir. Batı ABD'nin batı sahilleri boyunca Pasifik Levhası, Kuzey Amerika Levhası ile çarpışır ve volkanik dağ sıralarının oluşumuna neden olmaktadır. Bazı bölgelerde levhalar birbirine sürtünür ve yatay kaymalar gerçekleşir. San Andreas Fayı buna en iyi örnektir. Pasifik Levhası, okyanus hendeği boyunca batı kesimde Avrasya Levhası'nın altına, doğu kesimde ise Güney Amerika Levhasının altına dalmaktadır.



Şekil 3.2 Pasifik Deprem Kuşağı depremleri (İrik ve Şener, 2007).

Şekil 3.2 incelendiğinde deprem episantrlarını kırmızı noktalar temsil etmektedir. Episantri; depremin odak noktasından yeryüzüne dik çıkılan noktayı temsil etmektedir. Depremlerin çoğu Pasifik Kuşağı ve çevresinde oluşmaktadır. Episantrların yoğunlaştığı bölgelerin ise plaka sınırları olduğu açıkça görülmektedir.

İkinci kuşak olan Alp-Himalaya Deprem Kuşağı, Batı Avrupa'daki Alpler'den başlayarak Balkanlar, Türkiye, Kafkasya, İran, Afganistan, Pakistan, Hindistan, Nepal, Bhutan, Tibet ve Güneydoğu Asya'ya kadar uzanmaktadır. Bu kuşak Afrika, Arap ve

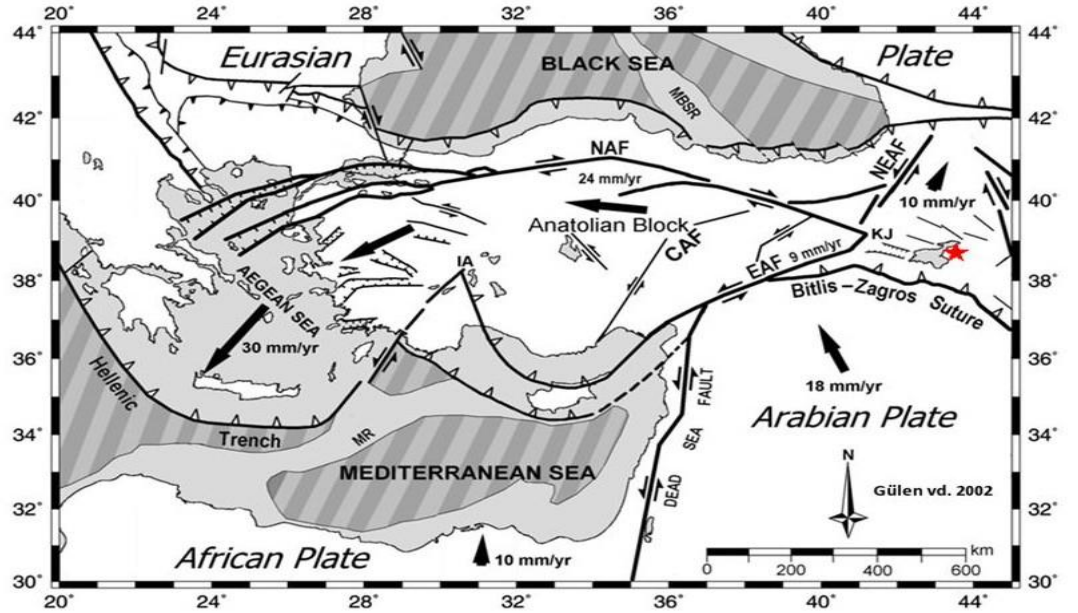
Hindistan plakalarının Avrasya plakasına doğru hareketleri sonucu oluşan sıkışma ve çarpışma zonlarını kapsamaktadır. Bu hat Anadolu topraklarının %93'ünü kapsamaktadır (**Kınık vd. 1993, Uzunçibuk, 2009**).

Jeolojik araştırmaların tarihi eski (paleo) ve yeni (neo) dönemler olarak ikiye ayrılmaktadır. Eski dönem, erken gözlemlerin ve temel prensiplerin geliştirildiği dönemleri kapsarken, yeni dönem modern bilimsel yöntemlerin ve teknolojilerin jeoloji biliminde uygulanmasıyla karakterize edilmektedir. Tarihlendirme, ele alınan bölge için değişiklik göstermektedir. Türkiye’de neotektonik dönem Miyosen döneminin sonlarından başlayarak günümüze kadar devam eden jeolojik bir süreçtir. Bu dönem yaklaşık olarak 10-15 milyon yıl önce başlamış kabul edilmektedir. Neotektonik dönem, bölgedeki aktif tektonik hareketlerin, fay hatlarının ve depremlerin yoğunlaştığı bir dönem olarak görülmektedir. Bölgede jeolojik yapının ve tektonik hareketliliğin belirginleştiği bir süreçtir. Kuzey Anadolu Fay Hattı, Doğu Anadolu Fay Hattı ve Batı Anadolu’daki graben ve horst yapıları dönemdeki en önemli tektonik özelliklerdir. Bu süreçte meydana gelmiş her bir jeolojik olgu neo-tektonik dönem sınıfında değerlendirilmektedir (**Eyidoğan, 2003**).

Şengör (1980), Neotektoniği (Yeni Tektonik); herhangi bir bölgede meydana gelmiş olan son tektonik rejim değişikliğinden günümüze kadar geçmiş olan zaman içerisindeki tektonizmanın tümü olarak tanımlanmıştır. Yaklaşık 11 milyon yıl öncesine kadar uzanmaktadır. Örneğin; Atlantik okyanusu neotektoniği oldukça yaşlıdır (**180 my., Pitman ve Talwani, 1972**). Türkiye neotektonik döneme Orta Miyosen (Serravaliyen) esnasında girmiştir. Bitlis – Zagros Kenet Kuşağı boyunca Arabistan ve Avrasya plakalarının çarpışması sonucu oluşan Anadolu bloğunun batı yönlü hareketi ile parçalanmış Türkiye orojenik yapısı Paleotektonik evrimini sonlandırarak Neotektonik dönemini başlatmıştır (**Şengör ve Yılmaz, 1981**). Arap plakasının kuzey yönlü hareketi ile Doğu Anadolu’da sıkışmalı rejim meydana getirmiş ve karaların yükselmesi ile son bulmuştur. Bu hareket sonucu Doğu Anadolu “Sıkışma/Kontraksiyon” rejimi, Kuzey Anadolu Provansı, Orta Anadolu “Ova” Provansı ve Batı Anadolu “Gerilme” Provansı olarak 4 neotektonik provans oluşmuştur (**Şahin, 2009**).

3.2. Türkiye'yi Etkileyen Levha Hareketleri

Türkiye, birkaç büyük tektonik levhanın kesişim noktasında yer alır ve bu durum ülkenin yüksek tektonik aktiviteye ve sık depremlere maruz kalmasına neden olmaktadır. Bu levhalar; Türkiye'nin büyük bir kısmını kapsayan Anadolu Levhası, Türkiye'nin kuzeyinde, Karadeniz bölgesinde bulunan Avrasya levhası, güneydoğuda bulunan Arap levhası, güneybatıda ve Akdeniz bölgesinde etkinlik gösteren Afrika Levhası ve Türkiye'nin batısında Ege Denizi'nde yer alan Ege Levhasıdır. Güneyde bulunan Afrika ve Arap levhası ve kuzeyde bulunan Avrasya levhası arasında bulunan Anadolu levhası bu güçler tarafından sıkışmaya uğramaktadır. Bu olay sonucunda büyük bir enerji birikmesi meydana gelerek yıkıcı etkiler yaratan depremler oluşmakta ve can ve mal kaybı meydana gelmektedir (Atalı, 2012).



Şekil 3.3 Türkiye'nin tektonik levha yapısı (Gülen vd. 2002).

Levhalar arasındaki tektonik etkileşim incelendiğinde Afrika levhası kuzey yönlü hareketi sonucu Avrasya levhası ile çarpışmaktadır. Bu çarpışma, Akdeniz bölgesinde yoğun tektonik aktiviteler ve depremler yaratmaktadır. Özellikle Helenik Dalma-Batma Zonu, Afrika plakasının Avrasya levhasının altına dalmasıyla oluşmaktadır. Güneydeki hareketler Afrika plakasının kuzeye doğru hareketi ve bu sırada Anadolu Levhası ile olan etkileşimi nedeniyle meydana gelmektedir. Ege Bölgesi'nde genişleme tektoniği ve graben oluşumuna neden olmaktadır. Arap Plakası genel olarak kuzeye doğru hareket etmekte olup Orta Doğu'nun jeolojik yapısını şekillendirmede önemli bir faktördür. Arap Plakası kuzey yönlü hareket ederken Avrasya levhası ile çarpışmaktadır. Çarpışma

sonucu Türkiye'nin doğusunda ve İran'da önemli tektonik aktiviteler ve dağ oluşumları meydana gelmektedir. Özellikle Zagros Dağları bu çarpışmanın bir sonucu olarak gösterilmektedir. Kuzey yönlü hareket ile Anadolu Levhası sıkışmaktadır. Bu etkileşim ile Doğu Anadolu Fay Hattı (DAF) boyunca büyük depremler meydana gelmektedir. Doğu Anadolu Fay hattı Arap Plakası ile Anadolu Plakası arasındaki sınırı temsil etmektedir. 6 Şubat 2023 ve 20 Şubat 2023 tarihinde meydana gelen ve büyüklükleri 7.8, 7.6 ve 6.4 olan Kahramanmaraş (Pazarcık-Elbistan) ve Hatay (Defne) depremleri Doğu Anadolu Fay Zonunda gerçekleşen yıkıcı depremlere en yakın örnek olarak gösterilebilir. Kuzeyde Avrasya Plakası ve güneyde Arap Plakasının sıkıştırma etkisiyle Anadolu Plakası batı yönlü hareket göstermektedir. Avrasya Plakası ile Anadolu Plakası arasındaki sınır Kuzey Anadolu Fay Hattı (KAF) ile karakterize olmuştur. Güneybatıda bulunan Afrika Plakası kuzeye doğru hareket ederken Helenik Dalma-Batma Zonu'nda Anadolu Plakası ile etkileşmektedir.

Anadolu plakası; kuzeyde Avrasya Plakası, güneyde Afrika ve Arabistan Plakaları, doğuda Doğu Anadolu Bloğu ve batıda karmaşık ve aktif bir yapı gösteren Ege Bloğu tarafından çevrelenen Anadolu'nun büyük bir kısmını oluşturan yerkabuğu parçasıdır. Avrasya plakası hareketsiz kabul edilirse Anadolu plakasının batı yönlü hareketi devam etmektedir. Batı yönlü bu hareket Ege Bölgesi'nde genişleme tektoniğini attırabilir. Arap Plakası ise kuzey yönlü hareketine devam etmektedir. Afrika Plakası Avrasya plakasının hareketsiz olduğu durumda bile kuzey yönlü hareketi devam ettirerek Helenik Dalma-Batma Zonu boyunca dalma-batma süreçlerini ve buna bağlı olarak volkanik aktivitelerini devam ettirmektedir. Avrasya Plakası hareketsiz kabul edildiğinde, çevresindeki levhaların hareketleri büyük ölçüde devam etmektedir. Anadolu Plakasını Avrasya plakasına doğru sıkıştıran Arap Plakası 19 mm/yıl torkla kuzey yönlü, Afrika Plakası ise 5 mm/yıl torkla kuzey yönlü hareket etmektedir. Anadolu Plakası ise batı yönlü hareketine devam etmektedir (McKenzie, 1978).

Avrasya Plakası'nın hareketsiz kalması varsayımı ile tektonik araştırmalarda belirli senaryoları anlamak ve levha hareketlerinin etkilerini izole etmek için kullanılabilir. Bu tür varsayımlar, levhaların karşılıklı etkileşimlerini daha iyi anlamak ve tektonik süreçler üzerinde çalışmak için avantaj sağlamaktadır. Çalışmalara örnek verecek olursak;

- Levha hareketlerinin karmaşıklığını anlamak için belirli bir levhanın hareketini sabitleyerek diğer levhaların nasıl tepki verdiğini izlemek yararlı olabilir.

3.3. Faylanma Türleri

Yer kabuğunda mozaik şeklinde bulunan tektonik plakaların birbirlerine göre hareketleri sonucu çoğunlukla levha sınırlarında enerji birikimine neden olmaktadır. Tektonik stresin birikmesi sonucu bu stresin serbest kalması için belirli eşikler ve kritik noktalar bulunmaktadır. Bu eşikler; yer kabuğundaki fay hatlarının kırılma direncini aşan stres seviyelerine karşılık gelmektedir. Stres birikimi ile enerji eşiğinin aşılması sonucu fay hatlarında kırılmalar meydana gelmektedir. Yer kabuğu malzemelerinin fiziksel ve mekanik özelliklerine bağlı olarak her fay hattının maksimum dayanma stresi vardır. Bu stres seviyesine ulaşıldığında fay hattı kırılarak biriken enerjiyi serbest bırakmaktadır. Bölgede meydana gelen tekrarlı depremler fay hatlarının zayıflamasına ve yıpranmasına yol açmaktadır. Bu durumda da zaman içerisinde stres eşiğinin değişmesine ve daha küçük stres seviyelerinde kırılmaların gerçekleşmesine neden olmaktadır. Yer kabuğundaki kırılmalar nedeniyle biriken bu enerjinin aniden boşalarak sismik titreşimlerle yeryüzünü sarma olayına deprem adı verilmektedir (**İşçi, 2008**). Sismik dalgalar depremin odak noktasından dışarı doğru dalgalar halinde her yöne yayılmaktadır. Erken uyarı sistemleri bu dalgaların algılanması ve yorumlanması esasına dayanmaktadır. Bu sistemlerde P ve S dalgalarının geliş zamanları ile maksimum ve minimum büyüklükleri analiz edilerek çıkarımda bulunmaktadır. P dalgaları birincil dalgalar olup en hızlı deprem dalgalarıdır. S dalgaları ikincil dalgalar olup P dalgasına göre daha yavaştır.

Depremlerin oluşum nedeni olarak çeşitli jeolojik olaylar sebep olarak sunulmaktadır. Oluşum nedenlerine göre depremler üç grupta incelenebilir. Bunlar; büyük bir çoğunluğu kapsayan tektonik kaynaklı, az miktarlarda oluşan doğal nedenlerle meydana gelen volkanik ve çöküntü nedenli depremlerdir. Litosferin astenosfer katmanındaki hareketi ile oluşan tektonik kuvvetler fay yırtıkları boyunca belirli aralıklarla ani hareketler meydana getirmektedir. Tektonik kuvvetin etkisiyle yer kabuğunun kayması ve kırılması tektonik depremleri meydana getirmektedir. San Andreas Fayı ve Kuzey Anadolu Fayı tektonik depremlere iyi bir örnektir. İkinci tür olan volkanik depremler; yerin derinliklerinde ergimiş maddenin bir tepkime sonrasında oluşan gazların yapmış oldukları patlama sonucu oluşan deprem olarak bilinmektedir. Türkiye’de aktif yanardağ bulunmamaktadır (**İşçi, 2008**). Çöküntü depremleri, yer kabuğunda meydana gelen boşlukların çökmesi ile oluşmaktadır. Oluşum süreçleri ise yer altındaki mağaraların üst tabakalarının ağırlık taşıyamayacak durumda aniden çökmesi, kireçtaşı, dolomit ve jipsli arazilerde yer altı sularının bu kayalarla çözerek boşluklar oluşturması

sonucu tavan çökmesi, yer altı madenciliği sırasında, petrol ve doğal gaz çıkarımı sırasında rezervuarların boşalması ile meydana gelmektedir. Enerjileri çok fazla olmamakla birlikte lokal bir alanda hissedilmektedir. (İşçi, 2008). İç Anadolu Bölgesi'nde bulunan Konya çöküntü depremleri açısından yoğun bir bölgedir. Bu depremler ise, bölgedeki kayaç yapısı, yoğun tarım faaliyeti dolayısıyla yeraltı sularının aşırı kullanımı ve bununla birlikte yer altı su seviyesinin düşmesi ve yeraltından çekilen suyun yağışlar ile geri beslenememesi durumu ile yer altındaki boşlukların çöküntü depremleri ile kapanması olarak oluşmaktadır.

Dünyada meydana gelen depremlerin büyük bir çoğunluğu tektonik temelli depremlerdir. Depremlerin temelinde bölgedeki aktif halde bulunan diri fay hareketleri bulunmaktadır. Levhalar temas bölgelerinde birbirlerine göre aralarında açıklık kalacak şekilde uzaklaşma (diverjans), biri diğerinin altına dalma veya binme şeklinde çarpışma (konverjans), ya da sınırları boyunca birbirine nazaran kayma (transform) hareketleri yapmaktadır.

Kayaçlarda kırılma yüzeyleri boyunca gözle fark edilebilecek miktarda yer değiştirmeler meydana geldiği zaman fay adı verilen kırıklar oluşmaktadır. Bir kırığın fay olabilmesi için büyük ve hareket etmiş olması gerekmektedir. Bu nedenle çatlaklar ile fay kırıkları karıştırılmamalıdır çünkü çatlaklarda kırılma yüzeyleri boyunca bir yer değiştirme meydana gelmez. Faylarda kayma hareketi bir düzlem boyunca oluşur ve bu düzleme fay düzlemi adı verilmektedir. Bu düzlem üzerinde sürtünmenin etkisiyle fay çizikleri bulunur. Kayaçlardaki fay çizikleri, fay hatlarında meydana gelen hareketler ve bu hareketlerin yönü hakkında önemli bilgiler sağlamaktadır. Fay çiziklerinin yoğunluğu ve uzunluğu, fay boyunca gerçekleşen kayma miktarını göstermektedir. Fay düzlemleri, genellikle kayaçlarda kesik bir yüzey oluşturur ve bu yüzey boyunca meydana gelen hareketler, iki blok arasındaki yer değiştirmeye neden olmaktadır. Fay düzlemleri üzerindeki bloklar, yer kabuğundaki tektonik hareketler sırasında birbirinden ayrılan veya birbirine yaklaşan kayaç kütlesi parçalarıdır. Fay düzlemleri boyunca oluşan bu bloklar genellikle üst (tavan bloğu) ve alt (taban bloğu) bloklar olarak adlandırılır ve fay hareketlerinin türüne göre farklı şekillerde hareket etmektedirler. Faylar, fay düzlemi ile blokların hareket yönü arasındaki geometrik ilişkiye göre üç grupta incelenmektedir. Bunlar; eğim atımlı (normal ve ters), doğrultu atımlı (sağ ve sol) ve yan atımlı (normal ve ters faylardır).

3.3.1. Eğim atımlı faylar

Eğim atımlı faylarda hareket genellikle düşey (dikey) yönde meydana gelmektedir. Yatay hareket çok az ya da hiç olmamaktadır. Fay düzlemi eğimli bir açıyla hareket etmektedir. Üst blok, fay düzlemi boyunca yukarıya veya aşağıya hareket ederken, alt blok da diğer yönde bir hareket göstermektedir. Üst blok genellikle fay düzlemi boyunca yukarıya doğru hareket ederse “normal eğimli fay” olarak adlandırılır. Alt blok yukarıya doğru hareket ederse “ters eğimli fay” olarak adlandırılmaktadır. Eğim atımlı faylar büyük depremlere yol açabilmektedirler. Normal faylara Ege Bölgesinde bulunan Horst ve Grabenler örnek olarak verilebilir. Horst ve Graben yapıları birden fazla normal fayın yan yana gelerek oluşturduğu bir yapıdır.

3.3.2. Doğrultu atımlı faylar

Doğrultu atımlı (strike-slip) faylar, genellikle fay düzlemi boyunca yatay kayma hareketleriyle karakterize olan faylardır. Burada iki blok birbirine göre paralel olarak yatay (horizontal) yönde hareket göstermektedir. Genellikle büyük yatay yer değiştirmelere neden olmaktadır. Bu tür faylar kayma ve atım yönlerine göre sağ ve sol yönlü olarak kayma hareketine göre sınıflandırılmaktadır. Fay boyunca hareketin her iki tarafında yer alan blokların sağa doğru kayması ile sağ yönlü doğrultu atımlı fay olarak adlandırılmaktadır. Yani fayı geçerken karşı blok sağ tarafa kaymış gibi görünmektedir. Fay boyunca iki bloğun yer değiştirme miktarı, fayın hareket potansiyelini göstermektedir. Blok hareketinin sola doğru yer değiştirmesiyle de sol yönlü doğrultu atımlı fay olarak adlandırılır. Kuzey Anadolu Fayı, Türkiye’nin kuzeyinde yer alan Doğu Anadolu Fayı ile Batı Anadolu Fayı arasında uzanan büyük bir sağ yönlü doğrultu atımlı fay hattıdır (Karaman, 2006).

3.3.3. Oblik atımlı faylar

Bazı faylar hem doğrultu atımlı hem de eğim atımlı bileşenlere sahip olabilir ve bu tür faylara oblik (verev) atımlı faylar denir. Kırık düzlemi aynı anda hem dikey hem de yatay yönlü hareket göstermektedir. Bu faylarda tek bir yöne atım gözlenmez. Ana hareket yönüne ek olarak ikinci bir hareket mekanizmasına sahiptir. Normal ve ters fay olmak üzere iki alt başlıkta incelenmektedir.

3.4. İzmir Bölgesi'nin Tektonik Yapısı, Faylar ve Depremler

3.4.1. Bölgenin tektonik yapısı

Çalışma bölgesi depremsellik bakımından Batı Anadolu'nun en aktif bölgelerinden biri olarak bilinmektedir. Ege Bölgesi'nde yer almakta olup oldukça karmaşık tektonik yapıya sahiptir. Ege Bölgesi, genişleme rejimine hâkim olup çok sayıda fay hattı ile karakterizedir. İzmir, Batı Anadolu Graben Sistemi'nin bir parçası olan Ege Grabeni üzerinde yer almaktadır. Bu sistem, genellikle kuzey-güney yönünde gerilme kuvvetleri altında genişleyen, doğu – batı yönünde sıkışma rejimi gösteren bir bölgedir. Yılda 30-40 mm genişleme rejimi göstermektedir (**Oral vd., 1995, Le Pichon vd., 1995**). Tektonik olarak, güneyden Helen- Kıbrıs Yayısı, doğudan Orta Anadolu, Niğde ve Tuz Gölü fay zonları, kuzeydoğudan İnönü-Eskişehir Fay Zonu, kuzey-kuzeybatıdan ise Kuzey Anadolu Fay Kuşağı'nın güney kollarını oluşturan Bursa Fayı, Mustafa Kemalpaşa ve Yenice-Gönen fay zonları tarafından çevrelenmiştir (**Koçyiğit, 1984**).

Genişleme rejimi içerisinde olan bu bölge genellikle normal fayların oluşumuna yol açar. Bu faylar, yer kabuğunun gerilme kuvvetleri altında genişlemesi sonucu oluşur. Dolayısıyla, genişleme rejimi normal faylanmanın nedeni olup, normal faylanma genişleme rejiminin bir sonucudur. Tektonik plakaların birbirinden uzaklaştığı veya ayrıldığı yerlerde meydana gelen bir süreçtir. Bu süreç genellikle kıtasal kabuğun gerilme kuvvetleri altında genişleyerek çatladığı ve çöktüğü alanlarda ve okyanus ortası sırtları gibi yerlerde görülmektedir. Genişleme rejimi, kıtasal kabuğun yatay yönde gerilmesine ve genişlemesine neden olmaktadır. Bu yatay gerilme kuvvetleri, kabuğun yatay yönde genişlemesine paralel olarak kabuğun incelmeye yol açar. Bu incelme ise düşey yönde zayıflama meydana getirmektedir. Bunun sonucu olarak magmanın yukarı yönlü hareketi kolaylaşmaktadır. Yer kabuğunun incilmesi, faylanma, basınç azalması ve artan ısı akışı ile magmanın yüzeye doğru hareketini teşvik etmektedir. Magma hareketi ile ısı akışı artmaktadır. Bu tür alanlarda çok sayıda sıcak su kaynağı bulunmaktadır. Ege bölgesi yer altı sıcak su kaynakları açısından zengin sayılı yerler arasında gösterilebilir. Özellikle İzmir ve çevresinde çok sayıda kaplıca bulunur. Bunlardan en önemlileri Balçova- Tuzla Ilıcısı (82,5 derece olup bölgenin en sıcak ılıcasıdır), Dikili-Cumalı Kaplıcası (80,5 derece), Seferihisar-Doğanbey Kaplıcası (71) ve Bergama-Karakoç Kaplıcasıdır (72) (**Drahor vd., 1999**).

İzmir ve yakın çevresinin depremselliği, Batı Anadolu ve Ege Denizi'nin aktif tektoniği ile yakından ilişkilidir. Karmaşık tektonik süreçlerin etkisi altında bulunan bir

bölge olarak bilinmektedir. Bu bölge, başlıca Avrasya Plakası ve Afrika Plakası'nın etkileşimi altında sıkışmaktadır. Bu iki ana plakanın yanı sıra, bölgesel alt plakalar ve mikroplakalar da bölgenin tektonik yapısında önemli rol oynamaktadır. Bölge kuzeyde bulunan Avrasya Plakası tarafından etki görmektedir. Güneyde yer alan Afrika Plakası, bölgeyi güneyden etkileyen diğer ana plakadır. Bu plaka, kuzeye doğru hareket ederek Avrasya Plakası ile çarpışma ve altına dalma eğilimindedir. Ege Bölgesi'nde bulunan Ege Mikroplakası, Avrasya ve Afrika plakaları arasındaki karmaşık hareketleri dengelemeye çalışan bir mikroplakadır. Bu mikroplaka, bölgedeki çekme (ekstensiyon) ve sıkışma (kompresyon) kuvvetlerine yanıt olarak hareket etmektedir. Afrika Plakası'nın altında daldığı Helenik Yay, Ege Denizi'nin güneyinde yer alır ve bölgedeki dalma-batma süreçlerinin bir parçasıdır. Bu yay, Ege Bölgesi'nin güney kesiminde önemli tektonik aktiviteye neden olmaktadır. Anadolu Plakası, doğu ve orta Türkiye'yi kapsayan bir mikroplakadır ve Avrasya Plakası'nın güney kenarına bitişiktir. Anadolu Plakası'nın sıkışmanın etkisiyle batı yönlü hareketi ile bölge de batıya kaçmaktadır. Afrika Plakası'nın kuzeye doğru hareketi ve Avrasya Plakası'nın altına dalması, Ege Bölgesi'nde sıkışma kuvvetleri yaratmaktadır. Ege Mikroplakası'nın hareketleri, bölgedeki çekme kuvvetlerini artırır ve genişleme süreçlerine neden olmaktadır. Ege Bölgesi, başlıca Avrasya Plakası ve Afrika Plakası tarafından sıkıştırılmakta sonrasında ise genişleme rejimi görülmektedir (**Şengör, 1979; Altınoğlu, 2012**). Ege Bölgesinde K-G yönlü genişleme tektoniği sonucu yaklaşık D-B doğrultulu eğim atımlı normal fay yapılanması gelişmiş ve grabenler meydana gelmiştir. Yapılan çalışmalarda Ege bölgesindeki graben ve fay sistemlerinin doğrultuları D-B ve KD-GB yönlerinde izlenmektedir. Bu nedenle, İzmir ve yakın çevresi Ege bölgesi gibi tektonik yapısı nedeniyle Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ile Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) arasında bir geçiş zonu oluşturmaktadır (**Avşar, 2014**).

Ege Bölgesi'nde tektonizmayı etkileyen iki önemli jeolojik olay bulunmaktadır. Birinci olay; Ege Denizi'nde gerçekleşen dalma batma sistemi ve Anadolu Levhasının güney sınırında bulunan Ege Bölgesi'nde Arabistan Levhasının Anadolu'yu kuzeye doğru sıkıştırması sonucu meydana gelen yoğun tektonik aktivitedir. Bu hareket Ege Bölgesi'nin kuzey kesimlerinde büyük ölçekli çekme çatlakları ve fayları oluşturmaktadır. Dalma-Batma sistemi Afrika Levhası'nın güneyinden, Ege Denizi'nin altından geçerek Avrasya Levhası'nın altına dalması ile birçok deprem ve volkanik aktiviteye sebep olmaktadır. İkinci jeolojik olay ile kuzeye doğru sıkışan Anadolu levhası bölgede tektonik bir stres alanı yaratmakta ve beraberinde Kuzey Anadolu Fay Hattı gibi

büyük fay hatlarını aktif hale getirip dağların oluşumuna sebep olmaktadır. Ege bölgesinden uzakta olmasına rağmen, Arabistan ile Avrasya levhalarının, yaklaşık 40 milyon yıl önce Bitlis Sütur Zonu boyunca çarpışmaları ve yakınlaşmaya devam etmesi hem Anadolu'nun hem de Ege Bölgesinin jeolojik gelişiminde önemli rol oynamıştır (**Yılmaz vd., 1998**). **Yılmaz (2000)**'ın aktardığına göre, bu çarpışma sonucu meydana gelen yakınlaşmanın, Erken Miyosenden itibaren Doğu Anadolu kıta kabuğunu kısaltıp kalınlaştırdığı bilinmektedir. **Yılmaz (2000); Reilinger vd., (1998)**'nin GPS verileri ve çalışmalarına dayanarak, Anadolu levhasının doğuda ve iç kesimlerde batı yönünde yaklaşık 18-22 mm/yıl, batıda ise saatin tersi yönünde bir dönme hareketiyle, yılda 40 mm/yıl hızla Ege Bloğuna doğru ilerlediğini ileri sürmüşlerdir.

Anadolu ve Ege bloklarının saatin tersi yönünde (doğudan batıya) dönmesinin nedeni, bölgedeki karmaşık tektonik hareketler ve levha dinamikleridir. Afrika Plakası, kuzeye doğru hareket ederek Avrasya Plakası'nın altına dalmakta (subduction) ve bu süreç Helenik Yayı boyunca devam etmektedir. Bu dalma hareketi, Ege Denizi'nde ve Batı Anadolu'da önemli tektonik etkiler yaratmaktadır. Bu dalma süreci, Ege Bölgesi'nde genişlemeye ve yer yer çekme kuvvetlerine neden olur, bu da bölgenin genişlemesine ve doğudan batıya doğru hareket etmesine neden olmaktadır. Doğu Anadolu'da Arap Plakası kuzeye doğru hareket ederek Avrasya Plakası'na çarpmaktadır. Bu çarpışma, Türkiye'nin doğusunda büyük bir sıkışma yaratır. Bu sıkışma nedeniyle Anadolu Plakası, batıya doğru kaçış hareketi gerçekleştirir. Bu hareket, Batı Anadolu'da ve Ege'de doğudan batıya doğru bir dönmeye neden olmaktadır. Kuzey Anadolu Fayı'nın fay boyunca meydana gelen sağ yönlü yatay hareketi Anadolu Plakası'nın batıya doğru kaymasına katkıda bulunmaktadır. Tüm bu süreçler Anadolu ve Ege bloklarının saatin tersi yönünde rotasyonel bir hareketle dönmesine neden olmaktadır (**Bayrak, 2012**).

3.4.2. İzmir ve yakın çevresinin diri fayları ve deprem potansiyelleri

Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü tarafından 2002-2003 yılları arasında gerçekleştirilmiş “İzmir Çevresinin Güncel Tektoniği ve Diri Fayları” projesi kapsamında, İzmir kenti merkez olmak üzere yaklaşık 50 km yarı çapındaki bir alanda büyük deprem üretme potansiyeli olan diri faylar araştırılmış ve on üç adet diri fay haritalanmıştır. Bölgede bulunan aktif tektonik yapılar doğrultu atımlı ve normal faylardan oluşmaktadır. Diri faylar D-B, KD-GB, K-G ve KB-GD doğrultusunda uzanmaktadır. Normal faylar D-B genel gidişlidir. Doğrultu atımlı faylardan çoğunluğu sağ yönlü olup K-G, KD-GB ve KB-GD genel doğrultuludurlar (**Emre vd., 2005**).

Diri faylar sismik aktivitesi açısından diri fay, olası diri fay ve çizgisellik olmak üzere üç ana başlık altında incelenmektedir. Son 10.000 yıl (Holosen) içinde hareket etmiş olan veya son deprem üreten faylar diri fay olarak tanımlanmaktadır. Kuvaterner’ de etkisini göstermiş fakat Holosen’de aktivitesi kesin olarak kanıtlanamamış, gelecekte deprem üretme potansiyeline sahip faylar olası diri fay sınıfında incelenmektedir. Çizgisellikler ise günümüz morfolojisinde jeolojik veriler ışığında belirgin bir yapıda, Kuvaterner aktivitesi hakkında detaylı jeolojik verisinin toplanamadığı neotektonik dönem yapılarıdır. Çizgisellikler depremselliği hakkında veri toplanamayan ve yorum yapılmayan faylardır.

3.4.2.1. Güzelhisar fayı

Güzelhisar fayı; bölgenin kuzeyinde bulunan Aliğa ilçesi ile Manisa’nın Büyüksümbüller beldesi arasında 25 km uzunluğunda bir alanı kaplamaktadır. K70B genel doğrultuludur. Güzelhisar Fayı **Şaroğlu ve diğ., (2016)** tarafından Menemen kuzeyindeki KD-GB uzanımındaki fay zonu içerisinde tanımlanmıştır. Bölgesel aktif tektonik çatı içerisinde değerlendirildiğinde fayın eğim atım bileşenli sağ yönlü doğrultu atımlı olduğu yorumlanmıştır (**Şaroğlu ve diğ., 2016**). Güzelhisar fayının Holosen aktivitesine ilişkin jeolojik bulgu elde edilememiştir. Kuaterner’de etkin olduğu için olası diri fay sınıfında değerlendirilmektedir.

3.4.2.2. Menemen fay zonu

Menemen kuzeyindeki Dumanlıdağ volkan kompleksi ile Gediz nehri taşkın ovası arasında yer alan Menemen Fay Zonu KB-GD doğrultusunda uzanmaktadır (**Emre ve diğerleri, 2005**). Toplam uzunluğu 15 km olan fay zonu dört eğim atımlı normal fay parçasından meydana gelmektedir. Bu parçalar K60B genel gidişlidir. Dört parçadan biri olan Buruncuk – Gediz nehri arasındaki fay segmenti üzerindeki jeolojik bulgular Holosen’de etkin olduğunu göstermektedir. Diğer üç parçası için Kuaterner aktivitesi sınırlı olarak elde edilmiş, fay zonunun çizgisellikleri incelenmiş ve bu incelemenin erozyonal süreçlerden etkilendiği düşüncesi ile olası diri fay sınıfında değerlendirilmektedir.

3.4.2.3. Yeni foça fayı

KKD-GGB genel doğrultusunda uzanan Yeni Foça Fayı; Nemrut Limanı ve Geren Köy arasında bulunan sol yönlü doğrultu atımlı özellik taşımaktadır (**Altunkaynak ve**

Yılmaz, 2000). Fayın toplam uzunluğu 20 km'dir. Kuaternerdeki aktivitesi jeolojik çalışmalarla ortaya koyulamamış fakat günümüz morfolojisindeki incelemelerle fay karada kalan kesimleri için çizgisellik özelliği göstermektedir. **Emre ve diğ. (2016)** çalışmalarında fay Kuaterner Fay sınıflamasına dahil edilmiş ve maksimum deprem büyüklüğü 6,4 olarak öngörülmektedir.

3.4.2.4. İzmir fayı

Güzelbahçe ile Pınarbaşı arasında bulunan D-B uzanımlı İzmir Fayı eğim atımlı normal bir faydır. Fay batı ucunda kuzey ve güney olmak üzere iki kola ayrılmaktadır. Güney kolu KD-GB doğrultulu ve sağ yönlü doğrultu atımlı Seferihisar fayının doğrultusunda sonlanır. Kuzey kolu ise Çiçekadaları ile Uzunada doğusunda yer alan KKB-GGD doğrultulu fay zoneyla bağlantıdır (**Emre ve diğerleri, 2005**). Batı Anadolu genişleme bölgesinin batı ucunda yer alan İzmir Körfezi'nin güneyinde yer almaktadır. Yaklaşık 40 km uzunluğunda olan bu fay Balçova ve Narlıdere olmak üzere iki ana segmente ayrılmıştır.

Emre ve diğ. (2005)'e göre, yaklaşık 40 km uzunluğunda olan İzmir fayı Balçova ve Narlıdere olmak üzere iki segmente ayrılmıştır. Balçova segmenti İzmir fayının batı bölümünü oluşturur ve Güzelbahçe kuzeyindeki Yalı Mahallesi ile Göztepe arasında K82D genel doğrultulu olup, 15 km uzunluğundadır. Narlıdere batısında birbirine paralel iki fay bulunmaktadır. Kuzeydeki parça hakkında bölgedeki yerleşim yoğunluğu nedeniyle net bulgulara ulaşılamamışken, güneydeki parça İstihkam Okulu ile Balçova'daki Agememnon kaplıcaları arasında 8 km uzunluğunda kesintisiz bir şekilde çizgisellik oluşturmaktadır. K80-85D gidişli olan bu parça güneyde içbükey bir yay şeklini almıştır. Fayın bir kısmı temel kayalarda izler bulundururken bazı parçaları akarsu ağızlarındaki deltalarda izlenmektedir (**Emre ve diğ. 2005**).

3.4.2.5. Bornova fayı

Karşıyaka ile Kemalpaşa batısındaki Ulucak arasında KB-GD doğrultusunda birbirine paralel olarak uzanan 2 fayın çizgisellikleri Bornova Fayı olarak adlandırılmıştır. Fayın Bornova batısında kalan kısmı Miyosen yaşlı Yamanlar Dağı volkanitleri üzerinde doğrusal şekilde iki çizgisellik oluşmuştur. Neotektonik dönem yapısı olmalarına karşın bu iki fayın Kuaterner aktivitesini herhangi bir veri kaydına ulaşılamamıştır. Fay doğu kesimde Bornova-Ulucak arasında yine iki çizgiselliğe ayrılmıştır. Bu iki fay Gediz Grabeni batısındaki Kemalpaşa Fayı'nın kuzeybatısında

bulunmaktadır. Kuzey kesimindeki çizgisellik eğim atımlı normal fay özelliği göstermektedir. Bu iki faydan güneyde yer alanı Kuaterner drenajı etkilemiş olması nedeniyle sağ yönlü doğrultu atımlı olası diri fay özelliği göstermektedir (**Emre ve diğ. 2005**).

3.4.2.5. Tuzla fayı

İzmir'in güneybatısında Gaziemir ile Doğanbey arasında KD-GB doğrultulu çizgisel hat Tuzla Fayı olarak tanımlanmıştır (Emre ve Barka, 2000). Tuzla Fayı Doğanbey burnu ile Gaziemir arasında toplamda 42 km uzunluğunda bulunmaktadır. MTA tarafından yapılan sismik çalışmalarda fay hattının sadece karada değil Ege Denizi içerisinde de devam eden çizgiselliklerinin olduğunu gösteren sonuç verilere ulaşılmıştır (**Ocakoğlu ve diğ. 2004, 2005**). Karada ve denizde devam eden çizgisellikler hep birlikte ele alındığında fayın toplam uzunluğu 50 km'yi aşmaktadır. Tuzla Fayı farklı doğrultularda uzanan üç alt bölümden oluşmaktadır. Çatalca, Orhanlı ve Cumalı olmak üzere kuzeyden güneye sıralanabilir. Fay hattının kuzey doğusunda yer alan Çatalca bölümü 15 km uzunluğunda, K35D doğrultusundadır. **Genç ve diğerleri (2001)** tarafından Çatalca bölümü sol yönlü doğrultu atımlı fay olarak nitelendirilmiştir. Fakat bölgedeki jeolojik araştırmalar segmentin sağ yönlü doğrultu atımlı olduğu yönünde bilgiler sağlamaktadır (**Emre ve diğ., 2005**). Tuzla Fayı'nın Orhanlı segmenti K50D doğrultulu ve 16 km uzunluğunda bir bölgeyi temsil etmektedir. Fayın güneybatısında bulunan Cumalı segmenti KKD-GGB doğrultuludur. Cumalı Kaplıcası ile Doğanbey Burnu arasında karada 15 km uzunluğunda olan bu segment aynı doğrultuda Ege Denizi'nde de yaklaşık 10 km boyunca devam etmektedir (Ocakoğlu ve diğ., 2004). Denizin altında devam eden bölümü ile birlikte toplamda 50 km'yi aşan sağ yönlü doğrultu atımlı özellikte bulunan Tuzla Fayı, İzmir ve yakın çevresi için en önemli tektonik yapılardan birisidir. 6 Kasım 1992 tarihinde İzmir-Doğanbey arasında büyüklüğü Ms:6.0 (USGS) derinliği 14 km olan depremin fay düzlemi çözümleri yapılarak depremin sağ yönlü doğrultu atımlı bir mekanizmayla oluştuğu ve jeomorfolojik çalışmalar ile elde edilen verilerle uyumlu olduğu saptanmıştır.

3.4.2.6. Seferihisar fayı

Hem karada hem de denizde kolları bulunan Seferihisar Fayı, Sığacık Körfezi ile Güzelbahçe arasında bulunmaktadır. Fay, karada 23 km olup, deniz tabanında devam eden kısmıyla birlikte yaklaşık 30 km'yi bulmaktadır. **İnci ve diğ. (2003)** tarafından

K20D genel doğrultulu olan fayın sağ yönlü doğrultu atımlı olduğu bulunmuştur. **Sözbilir ve diğ. (2003)**'e göre bu fay Üst Miyosen' de aktivite kazanarak günümüzde 150 km uzunluğunda aktif bir fay zonu oluşturduğu ileri sürülmüştür. 2003 depreminden sonra yapılan araştırmalarda Seferihisar Fayı'nın D-B uzanımlı İzmir Fayı ile bağlantısının olduğu bu nedenle de fayın Tuzla Fayı gibi Gediz Grabeni batısındaki transfer fay demeti içerisinde değerlendirildiği sonucuna ulaşılmıştır (**Emre ve diğ., 2005**).

3.4.2.7. Gülbahçe fayı

Gülbahçe Fayı İzmir bölgesinin önemli deprem kaynaklarından birisidir. İzmir Körfezi ile Karaburun yarımadasını ayıran önemli bir fay hattıdır. K-G doğrultulu olan fay hem karada 15 km uzunluğu ile denizaltındaki çizgisellikleri ile yaklaşık 70 km uzunluğa sahiptir.

3.4.3. Tarihsel dönemde meydana gelen depremler (1899 öncesi)

Dünya genelinde çoğu bölge, coğrafi ve jeolojik yapıları sebebiyle geçmişten günümüze büyük doğal afetlere maruz kalmış, hasarlar meydana gelmiştir. Depremler, bu doğal afetlerin başında gelmektedir ve güçleri ya da boyutları iki yolla ölçülmektedir: şiddet ve büyüklük. Deprem şiddeti, depremin yeryüzünde hissedildiği bir noktadaki etkisini ifade eder ve yapıların, doğanın ve insanların üzerindeki etkisini ölçer. Şiddet, depremin kaynağındaki büyüklüğü doğrudan yansıtmaz, ancak odak derinliği, uzaklık ve yapıların dayanıklılığı gibi faktörleri yansıtır. Deprem büyüklüğü, depremin enerji salınımını ve yer değiştirme miktarını hesaplar. Sismik dalgaların analiz edilmesiyle ölçülür ve büyüklüğü belirlemek için çeşitli ölçekler kullanılır. Richter ölçeği ve Moment Magnitüd Ölçeği (Mw), en yaygın kullanılan ölçeklerdir. Bu ölçümler, sismograflar ve sismometreler tarafından kaydedilen verilerle yapılmaktadır.

Bugüne kadar kaydedilen en büyük magnitüd değerinin 8.9 olduğu tespit edilmiştir (31 Ocak 1906 Kolombiya-Ekvator ve 2 Mart 1933 Sankiru-Japonya depremleri).

Tarihsel dönem, 1899 ve öncesini kapsarken, aletsel dönem ise 1900'den günümüze kadar olan süreci ifade etmektedir. İzmir ve çevresi, Doğu Akdeniz'de tarihsel çağlarda birçok uygarlık için yaşam alanı olarak kullanıldığından, tarihsel dönemde deprem verilerinin en sık görüldüğü alanlardan biridir. Bu kayıtlar, İzmir kentinde meydana gelen çoğu depremin hissedildiğini, ancak bazılarında büyük hasarların oluştuğunu göstermektedir. Özellikle M.S. 17 depremi, İzmir kentinde gerçekleşmiş tarihsel depremdir. Bu depremin etkileri İzmir, Efes, Aydın, Manisa, Alaşehir ve Sart' ta

hissedilmiştir. Manisa'da 926, 1595, 1664, 1845 yıllarında, İzmir'de 1688, 1739, 1778 yıllarında, Menemen'de 1880 yılında ve Büyük Menderes lokasyonlarında 1653 ve 1899 yıllarında yüksek şiddetli ve yıkıcı depremlerin meydana geldiği tespit edilmiştir, bu da bölgenin sismik aktivitesinin yoğunluğuna işaret etmektedir (**Ambraseys, 2009; Ambraseys ve Synolakis, 2010**).

Tarihsel dönemde İzmir Körfezi ve çevresinde, büyüklüğü 4'e eşit ve daha büyük 269 depremin 92'si bu dönemde kaydedilmiştir. Depremlerin zaman içinde yoğunlaştığı dönemler hakkında bilgi edinmek amacıyla yapılan frekans analizlerinde %54'ünün soğuk dönemlerde meydana geldiği görülmüştür (**Sezer, 2004**). Bu dönem içerisinde meydana gelmiş depremler aşağıda verilmiştir.

M.S.17 İzmir, Ege Depremi (Mw=7.4)

178 İzmir Depremi (Mw=6.5)

688 İzmir Depremi (Mw=6.8) (20.000 kişi yaşamını yitirmiştir.)

23 Şubat 1653 İzmir, Ege – 7.4 (3 bin kişi yaşamını yitirmiştir.)

20 Mart 1389 Sakız Adası (İzmir) Depremi

10 Temmuz 1688 İzmir (Yenikale) (Mw=7.0) (16.000 kişi yaşamını yitirmiştir.)

4 Nisan 1739 Foça (İzmir) Depremi (Mw=6.8) (1500 kişi yaşamını yitirmiştir.)

1 Şubat 1873 İzmir, Sisam Depremi

20 Ağustos 1895 Menemen (İzmir) Depremi (Mw=6.8),

3 Nisan 1881 Ege Denizi, Sakız Depremi (Mw=6.5),

15 Ekim 1883 Ege Denizi, Çeşme Depremi (Mw=6.8),

20 Eylül Aydın (Denizli) Depremi (Mw=6.5),

25 Ekim 1889 İzmir, Sakız, Midilli Depremi (Mw=5).

3.4.4. Aletsel dönemde meydana gelen depremler (1900- günümüz)

İzmir kenti ve çevresinde, 1900'lerin başından itibaren günümüze kadar magnitüdü 4.0'ten büyük birçok deprem meydana gelmiştir. Özellikle 1973-2024 yılları arasında bölgedeki depremlerin episantr dağılımları, deprem aktivitesinin yoğunluğunu göstermektedir. Kandalli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü (KRDAE) verilerine göre günümüzde bile Ege Bölgesi ve denizinde 144 saat içinde 78 artçı deprem kaydedilmiştir. İzmir ve yakın çevresinde 1900'lü yıllardan itibaren magnitüdü 6 ve üzeri büyüklükte birçok deprem yaşanmıştır. Bu depremlerden bazıları şunlardır:

18 Ağustos 1904 Kuşadası-Aydın Depremi (Mw=6.2),

19 Ocak 1909'da Foça Depremi (Mw=6),

18 Kasım 1919'da Ayvalık (Balıkesir) Depremi ($M_w=7.0$),
 31 Mart 1928'de Torbalı Depremi ($M_w=6.5$),
 22 Eylül 1939'da Dikili Depremi ($M_w=6.6$),
 21 Aralık 1945 Denizli Depremi ($M_w=6.8$),
 23 Temmuz 1949'da Karaburun Depremi ($M_w=6.6$),
 16 Temmuz 1955'te Söke-Balat Depremi ($M_w=6.8$),
 28 Mart 1969 Alaşehir (Manisa) ($M_w=6.5$),
 14 Haziran 1979 Karaburun Depremi ($M_w=5.7$),
 6 Kasım 1992'de Seferihisar Depremi ($M_w=6$),
 14 Kasım 1997 Sakız Adası-Ege Denizi Depremi ($M_w=5.8$),
 10 Nisan 2003 Urla (İzmir) Depremi ($M_w=5.8$),
 17 Ekim 2005 Sığacık Körfezi -Seferihisar ($M_w=5.7$),
 21 Ekim 2005 Sığacık Körfezi- Seferihisar Depremi ($M_w=5.9$),
 12 Haziran 2017'de Karaburun Depremi ($M_w=6.2$),
 21 Temmuz 2017 Bodrum Depremi ($M_w=6.6$),
 30 Ekim 2020'de Sisam Adası-Seferihisar Depremi ($M_w=6.9$).

Meydana gelen depremler büyüklüklerine göre yapılacak bir sınıflandırma tablosunda “orta büyüklükte deprem” sınıfında değerlendirilmektedir. Bu sınıf 5 ile 7 aralık değerini kapsamaktadır. Son dönemdeki depremlere bakılacak olursa Seferihisar-Sığacık Körfezi, Urla, Karaburun açıkları ve Sakız Adası civarında yoğun deprem etkinliği görülmektedir. Bölgede bulunan faylar genel anlamda büyüklükleri $M_w=5.5-6.0$ arasında depremler üretmektedirler.

30 Ekim 2020 günü Seferihisar ilçesinin 17 kilometre açığında meydana gelen magnitüdü 6,9 olan depremle sarsılmıştır. İzmir kenti, orta büyüklükte olsa da çevresindeki bu depremlerden etkilenebilecek bir konumdadır. Bu dönemdeki depremlerin episantırları, tarihsel döneme kıyasla kuzeyde ve kıyı kesimlerinde faylara bağlı olarak odaklanmıştır.

4. GNSS GÖZLEM VE VERİLERİNİN ANALİZİ

4.1. GNSS Gözlemleri ile Konum Belirleme

Uydularla konum belirleme mutlak ve bağıl konum belirleme olmak üzere iki alt başlıkta ifade edilebilir. Mutlak konum belirlemede tek bir GNSS alıcısı ile en az 4 uyduya eş zamanlı gözlem yapılarak alıcının kurulduğu noktanın koordinatları belirlenmektedir. Yöntemde alıcı koordinatları; kod gözlemleri (C/A kod ve P kod) ile hesaplanan uydu-alıcı uzaklıkları (pseudorange) ve uyduların bilinen koordinatları ile uzaydan geriden kestirme esasına dayanmaktadır. Uydu-alıcı uzaklıkları ise; sinyalin uydudan çıkış anı ile GNSS alıcısına ulaşana kadarki geçen zamanın ışık hızı ile çarpılması sonucu elde edilmektedir. Mutlak konum belirleme yöntemi ile alıcı koordinatları anında hesaplanabilmektedir. Bu yöntem modellenemeyen hataların etkisinden dolayı yüksek doğruluk istenen konum belirleme çalışmalarında kullanılamamaktadır. SPS VE PPP olmak üzere iki farklı kullanıcı seviyesinde hizmete sunulmaktadır **(Kahveci ve Yıldız, 2022)**.

Görelî (bağıl) konum belirlemede ise birden fazla GNSS alıcısı aynı zamanda dünya yörüngesinde dolaşan ve belirli bir konumda olan eş uydulara kod ve faz gözlemleri gerçekleştirilerek alıcı konumunu belirlerler. GNSS alıcılarından bir tanesi sabit olarak kurulur ve koordinatları bilinmelidir. Aradaki baz vektörü ölçülerek gezici alıcının koordinatları konumu bilinen başka noktaya göre bağıl olarak belirlenir. Görelî konum belirleme yönteminde kod ölçüleri yerine diğer seçenek olan faz ölçülerinin de kullanılıyor olması jeodezik amaçlı uygulamalarda daha hassas sonuçlar elde etmemizi sağlamaktadır. Ölçü süresi, alıcı tipi, uydu geometrisi, uydu sayısı ve kullanılan efemeris bilgisine (yayın ya da duyarlı) bağıl olarak konum duyarlılığı değişmektedir **(Belli, 2010)**.

GNSS ile konum belirleme uydu ve alıcı uzaklıklarının hesaplanmasına dayanan bir uzaydan geriden kestirme problemidir **(Kahveci, 2017)**. Uydudan yayılan sinyallerle uydu-alıcı uzaklıkları hesaplanır. GNSS ile kod ve faz olmak üzere iki temel büyüklük ölçülmektedir. Hassasiyet istenen bilimsel çalışmalarda faz gözlemleri kullanılırken, anlık konum belirleme çalışmalarında kod (ham uydu-alıcı uzaklığı) gözlemlerinden yararlanılmaktadır. Özellikle jeodezik amaçlı GNSS ölçülerinde doğrudan faz ölçülerini kullanmak yerine bunlardan elde edilen lineer kombinasyonlar ve fark gözlemleri kullanılmaktadır **(Kahveci, 2010; Tiryakioğlu, 2012,.)**.

Ham uydu-alıcı uzaklığı, uydudan yayınlanan sinyalin alıcı antenine ulaşmak için geçirdiği sürenin ışık hızı ile çarpımı sonucu elde edilmektedir. Uydu ve alıcı arasında

hesaplanan zaman farkı uydu ve alıcı saatlerindeki hatalar dolayısıyla olması gerekenden bir miktar farklı olacaktır. GNSS uyduları tarafından yayınlanan navigasyon mesajı içerisinde uydu saatine ilişkin bilgilerden yararlanarak alıcı saati bilinmeyen olarak çözülsede dahi, bu uzaklığı etkileyen atmosferik etkiler, sinyal yansıma etkisi gibi başka hatalar daha bulunmaktadır. Bu nedenle ham uydu-alıcı uzaklığı (pseudorange) olarak adlandırılmıştır. Saat etkisinin var olduğu, atmosferik etkilerin ve sinyal gecikmelerinin hesaba katıldığı durumda pseudorange;

$$R_i^k(t_r, t_e) = \rho_i^k(t_r, t_e) - (\delta t_r - \delta t_k)c + \delta_{ion} + \delta_{trop} + \delta_{tide} + \delta_{rel} + \varepsilon_c \quad (4.1)$$

ile ifade edilmektedir. Formülde ρ_i^k toposentrik uzunluğu, i frekans indeksini, t_r, t_e sırasıyla sinyalin uyduyu terkettiği andaki GPS zamanını ve sinyalin alıcıya ulaştığı andaki GPS zamanını, $\delta t_r, \delta t_k$ sırasıyla alıcı ve uydu saat hatalarını, c ışık hızını, $\delta_{ion}, \delta_{trop}$ iyonosferik ve troposferik etkiyi, $\delta_{tide}, \delta_{rel}$ gelgit ve rölativistik etkiyi, ε_c diğer etkileri temsil etmektedir (Xu, 2007; Tiryakioğlu, 2012.).

Presizyonlu bağıl konum belirlemede, jeodezik amaçlı uygulamalar için kısa süreli gözlemlerde kod ölçüleri yeterli presizyonu sağlamayabilir (Tekin ve İnal, 2010). Bu nedenle taşıyıcı faz gözlemleri kullanılarak konum belirlemek amacıyla uydulardan yeryüzüne aralıksız olarak sinyaller gönderilir. GNSS alıcısı açıldıktan sonra sürekli faz üretmeye başlamaktadır. Uydudan yayınlanan GNSS sinyali fazı alıcı tarafından kaydedilmekte ve aynı zamanda bu sinyalin benzeri alıcıda da üretilmektedir (Kahveci, 2010). GNSS alıcısı uydudan sinyal almaya başladığı an uydu-alıcı arasındaki tamsayı dalga boyu değişimlerini belirleyebiliyorken yeryüzündeki alıcı faz gözleminin kaç tane tam dalga sayısı içerdiğini bilememektedir. Bu nedenle presizyonlu taşıyıcı faz gözlemleri kullanılsa bile faz verisindeki belirsizlikten dolayı koordinat hassasiyeti zayıf olmaktadır. Bu nedenle tamsayı değerlerinin parametre kestirimi ile belirlenmesi gerekmektedir (Tekin ve İnal, 2010). i alıcısı ile k uydusu arasında faz denkleminin matematiksel modeli aşağıdaki biçimde gösterilmiştir (Pany, 2007, Xu, 2007).

$$\lambda \phi_i^k(t_r, t_e) = \rho_i^k(t_r, t_e) - (\delta t_r - \delta t_k)c + \lambda N_i^k - \delta_{ion} + \delta_{trop} + \delta_{tide} + \delta_{rel} + \varepsilon_p \quad (4.2)$$

Denklemden N_i^k uydu ve alıcının dalga boylarının başlangıç tamsayı değeri olarak ifade edilen taşıyıcı dalga faz belirsizlikleri terimini, λ ise dalga boyunu temsil etmektedir. Hatalardan bir diğeri olan iyonosferik etki;

$$\delta_{ion} = \frac{A_1}{f^2} + \frac{A_2}{f^3} \quad (4.3)$$

bağıntısıyla gösterilir. İyonosferik etki; GNSS sinyalinin Dünya'nın üst atmosferinin yaklaşık 60 km ile 1000 km yükseklikleri arasında yer alan ve yoğun bir şekilde yüklü parçacıklar (iyonlar ve serbest elektronlar) içeren bir tabaka olan iyonosferden geçerken oluşmaktadır. İyonosferden geçen GNSS sinyalleri, iyonosferdeki serbest elektronlar tarafından geciktirilir. İyonosfer, farklı yüksekliklerde farklı yoğunluklarda iyon ve elektron içeren katmanlardan meydana gelmektedir. İyonosferin yoğunluğu (elektron yoğunluğu) ise, günün saatine, güneş aktivitelerine ve coğrafi konuma bağlı olarak değişmektedir. Gündüz saatlerinde ve güneş aktivitesi yüksek olduğunda iyonosferin yoğunluğu artar. GNSS sinyalleri iyonosferden geçerken serbest elektronlarla olan etkileşimi sonucunda sinyalin yayılma hızı yavaşlamaktadır. Bu yavaşlama, sinyalin fazında gecikmeye neden olmaktadır. Faz gecikmesi, sinyalin frekansına bağlı olarak değişmektedir. Düşük frekanslı sinyaller, yüksek frekanslı sinyallere göre iyonosferde daha fazla gecikmektedir. İyonosferik gecikme, doğru konum belirlemede hatalara neden olmaktadır. Bu hata, sinyalin geçtiği iyonosfer tabakasının yoğunluğuna ve günün saatine bağlı olarak değişmektedir. İyonosferik gecikmeyi düzeltmek için çift frekanslı sinyaller (L1 (1575.42 MHz) ve L2 (1227.60 MHz)) kullanılır. Farklı frekanslı sinyaller arasındaki gecikme farklı hesaplanarak iyonosferik etkiler telafi edilmektedir. Aynı zamanda çift frekanslı alıcılar sinyallerin farklı frekanslarda alımını kullanarak daha yüksek konum doğruluğu sağlamaktadır. (4.3) bağıntısı iyonosferik gecikmeyi hesaplamak için bir modeldir. Bu tür bir model, sinyalin frekansına ve iyonosferin özelliklerine bağlı olarak gecikmeyi belirler. Bağıntıda δ_{ion} GNSS sinyallerinin iyonosferden geçerken uğradığı zaman gecikmesi veya faz kaymasını temsil etmektedir. " A_1 ve A_2 " iyonosferik katsayılarıdır. Bu katsayılar, iyonosferin elektron yoğunluğu ve diğer özelliklerini temsil etmektedir. Bunlar sabitlerdir ve iyonosferin değişen doğası ve güneş aktivitesine bağlı olarak değişen koşulları dikkate almaktadır. " f " ise sinyalin frekansını temsil etmektedir. GNSS sinyallerinin frekansıdır (örneğin, GPS L1 frekansı 1575,42 MHz, L2 frekansı 1227,60MHz). Frekansın ters kare ve ters küpü demek, daha düşük frekanslı sinyaller (f küçük olduğunda), bu terimlerin değeri daha büyük olur, bu da daha fazla gecikme anlamına gelmektedir. Daha yüksek frekanslı sinyaller (f büyük olduğunda), bu terimlerin değeri daha küçük olur, bu da daha az gecikme anlamına gelmektedir. GNSS gözlem ve sinyallerini atmosferik etkiler içerisinde değerlendirilen troposferik etki de hata kaynakları içerisinde bulunmaktadır. Troposferik etki,

$$\delta_{trop} = f_p d\rho \quad (4.4)$$

$$\delta_{trop} = \frac{f_z d\rho}{F} + \frac{f_a d\rho}{F_c} \quad (4.5)$$

bağıntılarıyla hesaplanmaktadır (Xu, 2007). Troposfer, Dünya'nın yüzeyinden yaklaşık 10 km ila 15 km yüksekliğe kadar uzanan ve hava olaylarının meydana geldiği atmosferin en alt tabakasıdır. Bu tabaka GNSS sinyalleri üzerinde farklı etkiler yaratır. GNSS sinyalleri, troposferdeki su buharı ve diğer gazlar tarafından kırılmaktadır. Bu kırılma, sinyal yolunun uzamasına neden olmaktadır. Troposferik gecikme, frekans bağımlı değildir. Tüm GNSS sinyalleri üzerinde benzer etki yaratmaktadır. Hava durumu (özellikle nem ve basınç) ve alıcının yüksekliği gibi faktörlere bağlı olarak değişmektedir. Troposferik gecikmeleri modellemek ve düzeltmek için çeşitli algoritmalar ve matematiksel modeller ile giderilmektedir. (4.4) bağıntısı troposferik gecikmenin bir fonksiyonu olan f_p ile troposferik yolda ($d\rho$) seyahat eden GNSS sinyalinin toplam gecikme süresini ifade etmektedir. (4.4) eşitliğinde " δ_{trop} " GNSS sinyallerinin troposferde seyahat ederken karşılaştığı toplam gecikme süresidir. " f_p " ifadesi troposferik yolda seyahat eden GNSS sinyallerinin toplam yol uzunluğu ve atmosferik koşulların etkisiyle değişen bir fonksiyondur. " $d\rho$ " ifadesi GNSS sinyallerinin troposferde seyahat ettiği yolun uzunluğudur. GNSS sinyallerinin troposferde seyahat ederken kat ettikleri yol uzunluğu arttıkça genellikle troposferik gecikme de artmaktadır. (4.5) bağıntısı atmosferik etmenler tarafından yol açılan iki farklı etkiyi hesaplamaktadır. İlk formül içerisinde bulunan " f_z " parametresi su buharı tarafından etkilenen troposferik gecikme bileşenini temsil etmektedir. Su buharı içeriğinin değişimi, GNSS sinyallerinin troposferde seyahat ederken düşey yönünde ek bir yol uzunluğuna neden olmaktadır. İkinci formül içerisinde bulunan " f_a " parametresi diğer atmosferik etkilerin yol açtığı toplam troposferik gecikme bileşenini temsil etmektedir. Bu genellikle yatay yönde etki gösterir ve GNSS sinyallerinin toplam yol uzunluğunu etkilemektedir. F ve F_c parametreleri ise harita projeksiyon fonksiyonlarıdır. GNSS sinyallerinin serbest yol ve seçilen yol olarak adlandırılan iki yol uzunluğunu temsil etmektedirler. Serbest yol, GNSS sinyallerinin uyduya en kısa yol üzerinden gitmesi durumunda hesaplanır. Seçilen yol, sinyalin atmosferdeki farklı etkiler (su buharı, sıcaklık, basınç vb.) nedeniyle gerçekte kat ettiği yolu temsil etmektedir. Bu terimler genellikle alıcılarının pozisyon hesaplamalarında kullanılır ve atmosferik gecikmeyi hesaplarken de dikkate alınmaktadır.

GNSS sinyallerini etkileyen hata kaynaklarından diğeri de yeryüzü ve okyanus gelgit sapmasıdır. Dünya üzerindeki yerçekimi kuvvetlerinin etkisiyle meydana gelen ve

yeryüzündeki su ve kara kütesinin yükselip alçalmasına neden olan olaylardır. Dünya üzerindeki çeşitli yerçekimi alanlarının ve çekim merkezlerinin etkisiyle, Ay ve Güneş'in Dünya'nın etrafındaki dönüşü sonunda yer çekimi alanını etkilemesi sonucu gelgitler meydana gelmektedir. Yeryüzünde meydana gelen deformasyon sadece çekim gücünün değişimine değil yerin hareketi ve fiziksel yapının durumuna da bağlıdır (**Melchior, 1978**). Yeryüzü gelgit etkisi ile meydana gelen yer değiştirme miktarının bir istasyon noktası üzerindeki etkisi;

$$\Delta \vec{\rho} = \sum_{j=1}^2 \frac{\mu_j R_E^4}{\mu r_j^3} \left\{ h_2 \hat{\rho} \left[\frac{3}{2} (\hat{r} \cdot \hat{\rho})^2 - \frac{1}{2} \right] + 3l_2 (\hat{r} \cdot \hat{\rho}) [\hat{r}_j - (\hat{r} \cdot \hat{\rho}) \hat{\rho}] \right\} \quad (4.6)$$

eşitliği ile gösterilmektedir (**McCarthy, 1996**). Burada R_E^4 dünyanın yarıçapı, μ yerin gravite etkisini $j=1,2$ ay ve güneşi gösteren katsayıları, $\hat{r}_j$ dünya ve ay (veya güneş) merkezi arasındaki uzaklığı göstermektedir. İkinci gelgit sapması olan okyanus yüklemeleri deniz seviyesinin düzenli olarak yükselip alçalmasını ifade etmektedir. Okyanus gelgitleri dünya üzerinde yer kabuğunda bazı baskı değişikliklerine neden olmaktadır. Bu etki genellikle küçük ölçeklidir ve genellikle sismik olaylar veya diğer jeolojik olaylarda olduğu gibi belirgin veya anlık bir etki yaratmaz. Özellikle kıyı bölgelerinde, yerel olarak küçük basınç değişikliklerine yol açmaktadır. Su seviyesindeki yükselme veya alçalmalar, yer kabuğundaki bazı zayıf bölgelerde gerilme veya gevşemeye neden olabilir. Ancak bu etkiler genellikle yerin altında bulunan derin jeolojik süreçlerin veya daha büyük ölçekli kuvvetlerin yanında göz ardı edilebilecek kadar küçüktür. Baskı sonucu bir istasyon noktasındaki yer değiştirme miktarı;

$$\Delta \vec{\rho}_j = \sum_{j=1}^{11} f_i \cdot amp_j(i) \cdot \cos[\arg(i, t) - phase_j(i)] \quad (4.7)$$

denklemleri ile hesaplanmaktadır. (4.7) eşitliğinde $j=1,2,3$ sırasıyla radyal, batı ve güney doğrultulardaki yer değiştirmeyi $\arg(i, t)$ ve $phase_j(i)$ i dalgasının genliği ve fazını w_i i dalgasının açısal hızını göstermektedir (**Xu, 2007**).

Kod gözlemleri için yazılan matematiksel modelde bulunan uydu saat hatası sürekli kontrol altında olması ve atomik saatlerin kullanılması dolayısıyla bu bilinmeyen giderilmiş olmaktadır. Fakat alıcı saatleri için durum farklıdır. Bunların anlık hataları belirsizdir. Bu nedenle ölçülen uzunluktaki alıcı saat hatası da bilinmeyen olarak kabul edilmektedir. İyonosferik ve troposferik sapmalar da belirli modellerle elimine edilmekte ve geriye 4 bilinmeyen kalmaktadır. Geçerli bir çözüm yapılabilmesi için alıcı saat hatası başlangıç değeri sıfır kabul edilip eşitlik (3.1) lineer hale getirilirse,

$$l_k = -\frac{1}{\rho_i^k(t_r, t_e)} [x_k - x_{i0} \ y_k - y_{i0} \ z_k - z_{i0}] \begin{bmatrix} \Delta_x \\ \Delta_y \\ \Delta_z \end{bmatrix} - \Delta_t + v_k \quad (4.8)$$

Eşitliği oluşacaktır. (4.8) denkleminde k indisi uyduyu, i indisi ise GNSS alıcısını temsil etmektedir. (4.9) eşitliği genel bir şekilde yazılmak istenirse,

$$l_k = [a_{k1} \ a_{k2} \ a_{k3} \ -1] \begin{bmatrix} \Delta_x \\ \Delta_y \\ \Delta_z \\ \Delta_t \end{bmatrix} + v_k \quad (4.9)$$

Haline dönüşmektedir. Burada; $[\Delta_x \ \Delta_y \ \Delta_z \ \Delta_t]^T$ ilk üç terim istasyon koordinatları arasındaki farkları, son terim ise alıcı saat hatasını temsil etmektedir. v_k artık hatalardır. Bütün uydular için yapılan gözlemlerin tamamı (4.9) eşitliği için uygulanırsa tek nokta konum belirleme denklem sistemi;

$$L = AX + V, P \quad (4.10)$$

(4.10) genel denklemi olarak gösterilebilir. Eşitlikte L gözlem vektörünü, X bilinmeyenler vektörünü, A katsayılar matrisini, P ağırlık matrisini göstermektedir. Eşitlik (4.7) En Küçük Kareler (EKK) çözümünden sonra;

$$X = (A^T P A)^{-1} A^T P L \quad (4.11)$$

İfadesine dönüşmektedir. (4.11) eşitliğinde A sembolü ile temsil edilen katsayılar matrisi başlangıç koordinat değerleri kullanılarak oluşturulmalıdır. Ancak başlangıç koordinat değerleri çoğu zaman bilinemez. Bunun için iteratif çözümler kullanılmaktadır (**Tiryakioğlu, 2012**). Konum belirleme denkleminde 4 bilinmeyen vardır ve çözümü için 4 uyduya eş zamanlı gözlemler yapılarak alıcı istasyonun koordinatları hesaplanır. (4.9) eşitliğinde bulunan $[\Delta_x \ \Delta_y \ \Delta_z]^T$ sıfır olacaktır ve denklem

$$l_k = -\Delta_t + v_k \quad (4.12)$$

haline dönüşmektedir. Alıcı saat hatası,

$$\Delta_t = -\frac{1}{K} \sum_{k=1}^K l_k \quad (4.13)$$

eşitliği ile hesaplanmaktadır Eşitlikteki K bir epoktaki gözlenen uyduların toplam sayısını temsil etmektedir. Alıcı saat hataları aynı şekilde faz ölçüleri kullanılarak da hesaplanabilmektedir. (**Xu, 2007**).

4.2. Kalman filtreleme tekniği

Günümüzde yer kabuğu hareketlerinin sürekli olarak izlenmesi GNSS ağları vasıtasıyla gerçekleşmektedir. Gelişen bu teknoloji sonucu kurulan algoritmalarında dinamik modellerle kurulması gerekliliği ortaya çıkmıştır (**Kurt vd., 2022**). Dinamik modeller, sistemlerin zamanla değişen davranışlarını yakalamak, sistem davranışındaki belirsizlikleri yönetmek, farklı sensörlerden gelen verileri birleştirmek ve gelecekteki durumları tahmin etmek için güçlü araçlar sunmaktadır. Evrende bazı fiziksel sabitler haricindeki her şey dinamik bir yapıdadır. Hareket halindeki sistemlerin karakteristiklerini ortaya koymak için, öncelikle bir veri kümesi elde edilir ve bu veri kümesi hatalardan arındırılmaktadır. Yer kabuğu hareketlerinin dinamiklerini anlamak için kinematik modeller kullanılır. Bu modeller, hız ve ivme gibi kinematik değişkenlerin zaman içindeki değişimini içermektedir. Dinamik olayların izlenmesi ve modellenmesi sırasında matematiksel temellere dayanan filtreleme işlemleri kullanılır. Bu filtreleme teknikleri, dinamik sistemlerin durumlarını tahmin etmek, gürültüyü azaltmak ve sensör verilerini birleştirmek için kullanılmaktadır (**Grewal vd. 2001**).

Filtreleme teknikleri, özellikle Kalman Filtresi ve türevleri gibi algoritmalar, dinamik sistemlerde bilinmeyen değerlerin kestirimi için yaygın olarak kullanılmaktadır (**Grewal vd. 2001**). Filtreleme özelliğine rağmen sistemde kestirilemeyen durumları tahmin etmek için güçlü bir tekniktir (**Çayıroğlu, 2012**). Buradaki filtreleme kavramı bir verinin içerisinde bulunan gürültü, hata veya belirsizlik gibi istenmeyen kısımları özyinelemeli çalışarak elemine eder. Bu işlem sonraki durum tahminine göre optimize edilerek gerçekleştirilir (**Şireci vd., 2020**).

Kalman Filtreleme Tekniği, Rudolph Emil Kalman tarafından 1960 yılında ortaya konulmuştur. “Linear Quadratic Estimation” (**Rhudy, 2017**) ya da “Kalman-Lucy” (**Masnadi-Shirazi, 2019**) filtresi olarak farklı isimler de kullanılmaktadır (**Şireci vd., 2020**). Kalman Filtresi; hatalı verilerin olması ve sistemin stokastik modelinin bilinmesi durumunda bilinmeyen parametreleri kestirmek için kullanılan bir sistemdir. Stokastik modeller, rastgelelik ve belirsizlik içeren sistemlerin davranışlarını analiz etmek ve tahmin etmek için kullanılan matematiksel modellerdir. Bu modeller, sistemlerin zaman içindeki durumlarını ve bu durumlar arasındaki geçişlerin olasılıklarını ifade etmektedir. Sistemin bir önceki durumunun verileri kullanılarak sonraki durumun tahmin edilmesini sağlayan bir algoritma ile çalışmaktadır (**alışkan, 2019**). Parametrelerin ardışık olarak kestirilmesi esasına dayanan bir çalışma prensibine sahiptir.

Kalman Filtreleme tekniği; diğer yöntemlere göre daha az ölçme periyodu ile hareket parametrelerini belirlemektedir. En Küçük Kareler uygulamalarına oranla daha hızlı ve verimli çalışmaktadır. Kayıp gözlemlerin veya durumların tahmininde kullanılabilir. Kalman Filtresi deprem tahminlerinde, ekonomide, yersel ölçmelerde, radyo dalgalarının ve radar sinyallerinin kestiriminde, deformasyon ve objelerdeki dinamik ve kinematik hareketlerin belirlenmesinde ve buna benzer birçok alanda kullanılmaktadır.

4.3. GAMIT/GLOBK ile GNSS veri analizi

GNSS verilerinin değerlendirilmesinde ticari ve bilimsel yazılımlar kullanılmaktadır. Ticari yazılımlar tamamen kullanıcı ihtiyaçlarına yönelik hazırlanmış kısıtlı programlardır. Bu programlar az zamanda çok iş üretmeyi sağlama amaçlı olsa da işleyiş yöntemi açısından kapalı kaynak kodlu yazılım olması sebebiyle kullanıcıların kaynak kodları görmesine ve değiştirmesine izin vermez. Bu nedenle yüksek hassasiyet istenen mühendislik çalışmalarında kullanım için uygun değildir. Ticari yazılımlar Thales GNSS, ASTECH OFFICE SUITE, SKI PRO, TRIMBLE TOTAL CONTROL PINNACLE ve LEICA GEO OFFICE kullanılabilir. Bilimsel yazılımlar ise üniversiteler, enstitüler ve çeşitli bilimsel kuruluşlar tarafından yazılmış programlardır. Bu programlardan çoğunlukla tektonik plakaların hareketlerini ve deformasyonlarını izlemek gibi temeli bilimsel olan çalışmalarda yararlanılmaktadır. Bilimsel araştırmalarda kullanıcı ihtiyaçlarına, mevcut donanımlara ve spesifik uygulama alanlarına bağlı olarak GAMIT/GLOBK, BERNESE ve GIPSY gibi bilimsel yazılımlar uygun görülmektedir.

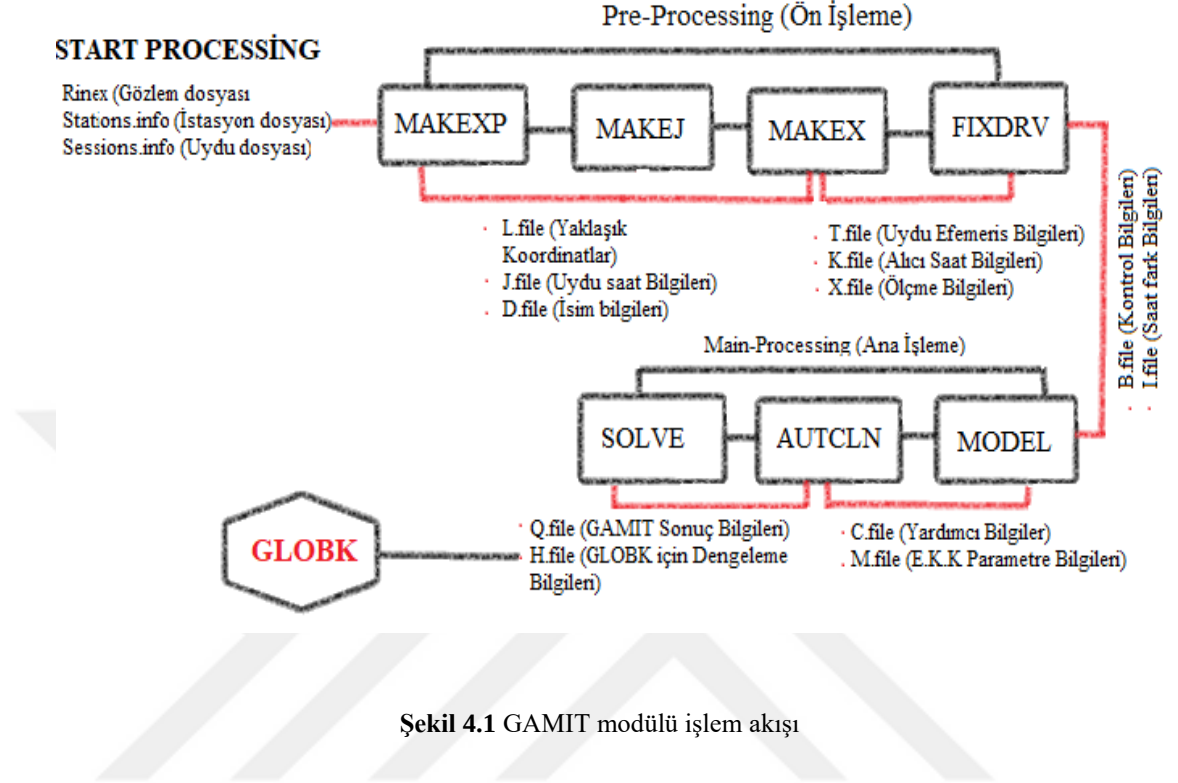
Bilimsel yazılımları kullanabilmek için kapsamlı bir eğitim gerekmektedir. Çünkü değerlendirme aşamasında veriye uygulanacak olan parametrenin hangi hatayı elemine etmek için kullanıldığını bilmek gerekmektedir.

4.3.1. GAMIT modülü

GAMIT/GLOBK; GPS Analysis Massachusetts Institute of Technology (MIT) tarafından geliştirilmiştir (Solak, 2020). GNSS gözlemleri kullanılarak doğruluğu yüksek bağıl konum belirleme için kullanılmaktadır. GAMIT/GLOBK bir arayüzü olmaması nedeniyle bir seri komut takımı kullanılarak terminal üzerinden işlemler gerçekleştirilir ve Linux vb. Unix türevi işletim sistemleri üzerinde çalışmaktadır.

GAMIT/GLOBK yazılım paketi birden fazla küçük programcıkta meydana gelmektedir. Fakat temelde GAMIT ve GLOBK olmak üzere iki yazılım modülüne

ayrılmıştır. GAMIT; GNSS sinyal alıcılarından elde edilen verileri kullanarak koordinat değerlerinin hesaplanmasında kullanılmaktadır. GAMIT modülünde sonuç ürün olarak gevşek koşullu h-dosyaları üretilmektedir (Herring et al. 2010, Tiryakioğlu, 2012).

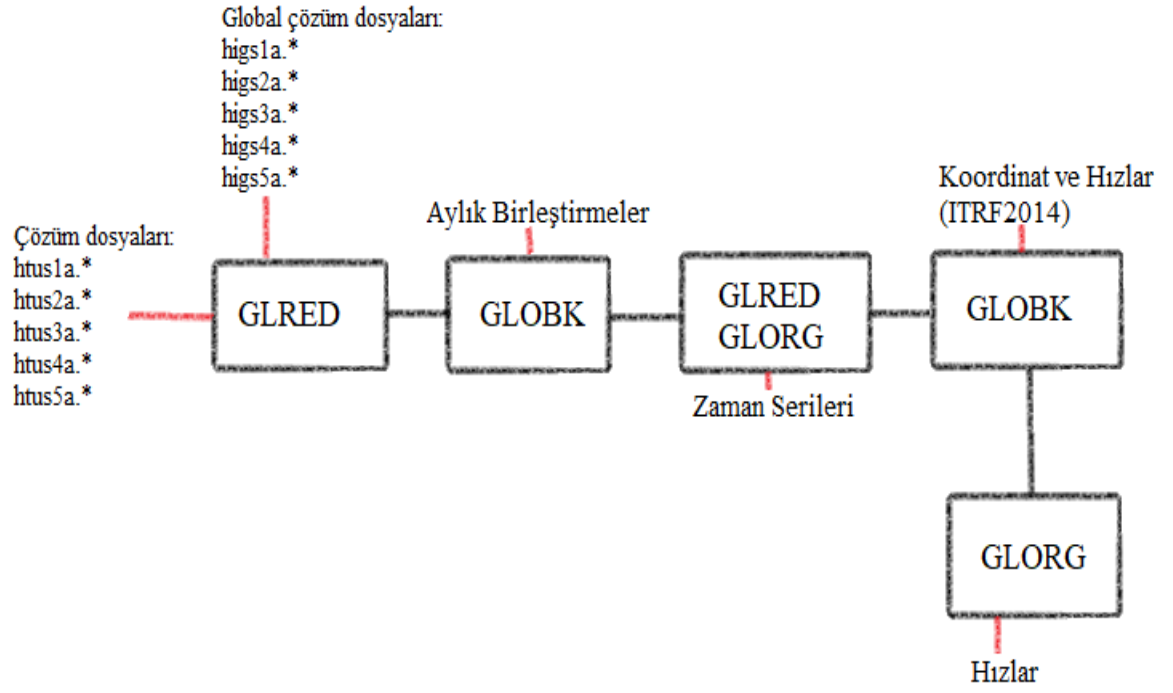


Şekil 4.1 GAMIT modülü işlem akışı

4.3.2. GLOBK modülü

GLOBK modülü, çözümleri bir referans sisteminde tanımlamak için birleştirir ve standart sapma değerleri ile hassas konum ve hızları hesaplamaktadır. GLOBK, kampanya tipi ölçümlerde elde edilmiş günlük verilerin birleştirilmesinde ve nokta koordinatlarının en hassas şekilde hesaplanmasında, aynı noktalarda tekrarlanan gözlemlerin yıllık bazda birleştirilmesinde ve hız değerlerinin üretilmesinde, zaman serilerinin elde edilerek uzun dönemli hareketler için analizlerin yapılmasında kullanılmaktadır (Herring vd., 2010, Tiryakioğlu, 2012). Girdi verisi olarak istasyon nokta koordinatlarının tahmini ve ortak kovaryans matrislerini, yörünge parametrelerini, yer dönüklük parametrelerini ve birincil gözlemlerin analizlerinden üretilmiş olan konum bilgilerini kullanmaktadır (Uysal, 2023).

GLORG alt programı referans sisteminin tanımlanmasında ve istasyonlara ait hız bilgisinin elde edilmesinde kullanılmaktadır.

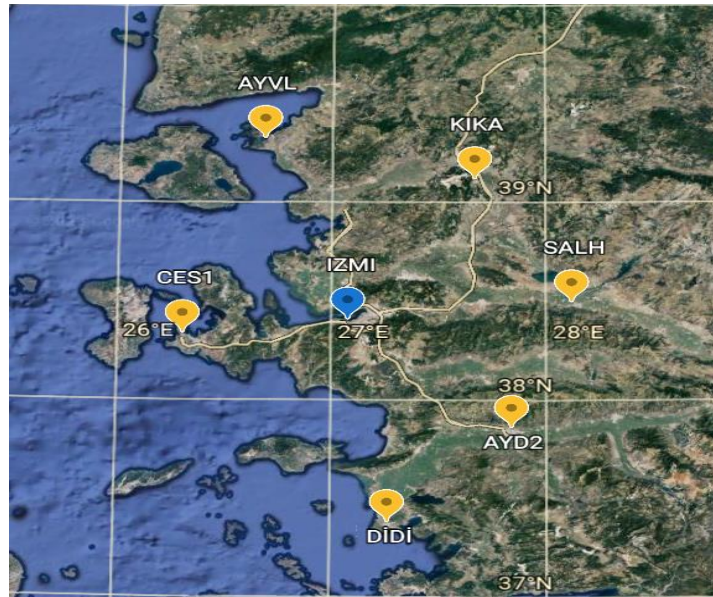


Şekil 4.2. GLOBK modülü işlem akışı

5. MATERYAL VE METHOD

5.1. GNSS Verilerinin Değerlendirilmesi ve Hız Hesaplamaları

Çalışma bölgesi olarak İzmir bölgesi seçilmiş, bu bölge ve yakın çevresinde bulunan TUSAGA-Aktif istasyonları tercih edilmiştir. Uygulamada TUSAGA-Aktif noktaları kullanılarak statik ölçüm gerçekleştirileceği için bu noktaların seçiminde ölçüm bölgesini en iyi şekilde temsil edecek ve çevreleyecek noktalar dikkate alınmalıdır. Bu amaçla İzmir bölgesi ve yakınında bulunan Manisa, Balıkesir ve Aydın illerinde bulunan istasyonlar tercih edilmiştir. Bu istasyonlar AYD1-AYD2 (Merkez, Aydın), AYVL (Ayvalık, Balıkesir), CESM-CES1 (Çeşme, İzmir), DİDİ (Didim, Aydın), İZMİ (Merkez, İzmir), KİKA (Kırkağaç, Manisa) ve SALH (Salihli, Manisa) olmak üzere toplamda 7 adet istasyon kullanılmıştır (Şekil 5.1). Her yıl her aydan bir günü kapsayacak şekilde o yılın 2., 33., 61., 92., 122., 152., 183., 215., 245., 275., 306., 336. günü olmak üzere bir yılda 12 günlük GNSS verisi kullanılmıştır. Herhangi bir yılda belirlenen günde bir istasyonda veri bulunmaması durumunda bir gün önceki ya da sonraki veri değerlendirmeye alınmıştır. Seçilen istasyonlarda 2009 – 2023 yılları arasında kaydedilen 15 yılı kapsayacak GNSS verileri GAMIT/GLOBK yazılımı ile değerlendirilerek ITRF2020 datumunda global hız kestirimi yapılmıştır. İzmir bölgesinin tercih edilmesi tektonik açıdan sismik aktivitesi yüksek bir bölge olması ve görmek istediğimiz hareketli yapıyı elde edeceğimiz düşüncesidir. Uygulamada kullanılan TUSAGA-Aktif istasyonları ve stabilizasyon işlemi için tercih edilen IGS istasyonları **Çizelge 5.1** ve **5.2** de verilmiştir.



Şekil 5.1. Çalışma Bölgesi

Çizelge 5.1. GNSS veri değerlendirmesinde kullanılan TUSAGA-Aktif istasyonları koordinatları.

İSTASYON ADI	BOYLAM	ENLEM
AYD1(Aydın)	27.83788	37.84072
AYD2 (Aydın)	27.84289	37.84871
AYVL(Balıkesir)	26.68618	39.31144
CESM(İzmir)	26.37257	38.30381
CES1(İzmir)	26.31246	38.32431
DIDI(Aydın)	27.26866	37.37213
IZMI(İzmir)	27.08182	38.39481
KIKA(Manisa)	27.6722	39.10599
SALH(Manisa)	28.12355	38.48309

Aydın ilinde bulundan AYD1-AYD2 istasyonu; 14.04.2021 tarihinde yer değişikliği sebebi ile bu tarihten itibaren AYD1 adı yerine AYD2 adı ile kullanılmaktadır. İzmir ili Çeşme ilçesinde bulunan CESM-CES1 istasyonu ise 30.10.2020 tarihinde bir deprem güncellemesi ve 02.10.2021 tarihinde Harita Genel Müdürlüğü (HGM) güncellemesi ile adı değiştirilmiş olup CESM yerine CES1 adı ile kullanılmaktadır.

Çizelge 5.2. GNSS veri değerlendirmesinde kullanılan IGS istasyonları koordinatları ve alıcı tipleri

Nokta Adı	Ülke/Bölge	Enlem	Boylam	Alıcı
ANKR	Türkiye/Ankara	39.843	32.775	TRIMBLE NETR9
ARTU	Rusya/Arti	56.430	56.430	JAVAD TRE_G3TH DELTA
ARUC	Ermenistan/Aruch	40.286	40.286	SEPT POLARX5
BAHR	Bahrain/Manama	26.209	26.209	NOV OEM6
BOR1	Poland/Borowiec	52.277	52.277	TRIMBLE NETR9
DRAG	Israel/Metzoki Dragot	31.593	31.593	JAVAD TRE_3 DELTA
GLSV	Ukraine/Kiev	50.364	50.364	TRIMBLE NETR9
GOPE	Czechia/Ondrejov	49.914	49.914	TRIMBLE ALLOY
GRAZ	Austria/Graz	47.067	47.067	SEPT POLARX5
ISTA	Türkiye/İstanbul	41.104	41.104	LEICA GR25
JOZE	Poland/Jozefoslaw	52.097	52.097	SEPT POLARX5
KIT3	Uzbekistan/Kitab	39.135	39.135	SEPT ASTERX4
MATE	Italy/Matera	40.649	40.649	LEICA GR30
NICO	Cyprus/Nicosia	35.141	35.141	LEICA GR50
NOT1	Italy/Noto	36.876	36.876	LEICA GR30
ONSA	Sweden/Onsala	57.395	57.395	SEPT POLARX5TR
PENC	Hungary/Penc	47.790	47.790	LEICA GRX1200GGPRO
POLV	Ukraine/Poltava	49.603	49.603	LEICA GR50

5.2. GAMIT/GLOBK programının kurulması

GAMIT/GLOBK yazılımı UNIX veya Linux tabanlı işletim sisteminde çalışan akademik bir GNSS veri değerlendirme yazılımıdır. Linux işletim sistemi, açık kaynak kodlu bir yapıya sahiptir ve ücretsizdir. Böylelikle araştırmacıların maliyetlerinin düşmesine olanak tanımaktadır. Geniş yazılım yelpazesi ile istatistiksel analizden matematiksel modellemeye, bilimsel hesaplamalardan veri görselleştirmeye kadar birçok alanda kullanılmaktadır. Yüksek performanslı, geliştirici dostu, esnek işletim sistemi yapısı, topluluk desteği ve güvenlik özellikleri nedeni ile akademik araştırmalar için tercih edilen bir işletim sistemidir.

Linux dağıtımları, kullanıcıların ihtiyaçlarına ve tercihlerine göre özelleştirilmiş versiyonlar sunmaktadır. Ubuntu, Debian, Fedora, CentOS, openSUSE, Arch Linux ve Manjaro gibi dağıtımlar mevcuttur. GAMIT/GLOBK yazılımının kurulması için öncelikle bir Linux dağıtımı olan **Ubuntu 24.04 LTS (Long-Term Support – Uzun Süreli Destek)** sürümü dual boot yoluyla kurulmuştur.

GAMIT/GLOBK Linux sisteme kurmak için temel gereksinimler ([GAMIT/GLOBK](#));

- Bir Fortran derleyicisi,
- Bir C derleyicisi,
- X11 kitaplıkları ve başlıkları, özellikle bir X11 kütüphanesi (libX11.a, libX11.so, libX11.dylib, libX11.la veya libX11.dll.a); ve
- Bir X11 üst bilgi dosyası (Xlib.h).

Başlangıçta Linux'ta yazılım geliştirmek için temel araçların indirilmesi gerekmektedir. Komut satırı üzerinden aşağıdaki komutlar teker teker çalıştırılmıştır.

1- “sudo apt-get update”

2- “sudo apt-get upgrade”

3- “sudo apt-get install build-essential”

Birinci komut ile paket deposunun güncellenmesi sağlanmaktadır. Bu en son güncellemelerin ve yeni paketlerin sisteme eklenmesine izin vermektedir. Bu komut aynı zamanda düzenli çalıştırılırsa sistemin güvenlik güncellemeleri gibi kritik güncellemeleri kontrol eder ve sistemin güncel kalmasını sağlamaktadır. İkinci komut sistemde yüklü olan tüm paketlerin en son sürümlerine yükselmesini sağlamaktadır. Bu komuttan sonra sistemin güncel olduğunu ve en son güvenlik iyileştirmelerinin yüklendiği konusunda emin olunabilir. Üçüncü komut **gcc** ve **g++** derleyicilerini kurmak temel derleme araçlarını içermektedir. Bu araçlar arasında derleyici (gcc), derleme ortamı (make), arşivleyici (ar) ve diğer yardımcı programlar yer almaktadır.

4- “sudo apt-get install gfortran”

Dördüncü komut fortran derleyicisini kurmak için kullanılmaktadır. Komuttaki **“gfortran”** bölümü GNU Fortran 95 derleyicisini göstermektedir. Fortran'ın gelişmiş son versiyonudur. Daha iyi yapılandırma ve derleme seçenekleri, daha fazla dil özelliği ve daha iyi performans sağlamaktadır. Fortran 77'den daha yeni standartları ve daha modern dil özelliklerini destekler. Bu nedenle yeni projelerde genellikle gfortran tercih edilir.

5- “sudo apt-get install gcc-multilib gfortran multilib”

Beşinci komut 32 bit ve 64 bit yapıları desteklemek için gerekli olan **GCC (GNU Compiler Collection)** ve gfortran için **multilib (çoklu kütüphane)** paketlerini kurmamızı sağlamaktadır. Çoklu mimari desteğine sahip bir sistemde yazılım geliştirmek için kullanılır.

6- “sudo apt-get install libx11-dev”

Altıncı komut X11 kütüphanelerine erişmek ve X11 pencere sistemiyle etkileşime geçmek için geliştirme dosyalarını sağlamaktadır.

7- “sudo apt-get install csh tcsh”

8- “sudo apt-get install ncftp”

9 - “sudo apt-get install gmt gmt-dcw gmt-gshhg”

10 - “sudo apt-get install mailutils”

Yedinci komut **csh (Cshell)** ve **tcsh (Tenex Cshell)** kabukları için paketleri yükler. Sekizinci komut FTP istemcisini yüklemek için kullanılır. Dokuzuncu komut **GMT (Generic Mapping Tools)** paketini ve onun veri paketlerini (**gmt-dcw** ve **gmt-gshhg**) yüklemek için kullanılmaktadır. GMT; jeofizik ve diğer bilimsel alanlarda haritalama ve grafik oluşturma için yaygın olarak kullanılmaktadır. Veri paketleri ise harita projeksiyonları, kıyı haritaları ve gölgelik verilerini içermektedir. Onuncu komut ise; GNU/Linux sistemlerinde e-posta iletişimini sağlamak için gerekli araçları içeren “mailutils” paketini yüklemektedir.

İkinci adım olarak GAMIT/GLOBK yazılım paketinin chandler.mit.edu adresinden indirilmesi gerekmektedir. Öncelikle bir kaynak dizin oluşturulmalı ve yazılım paketi ftp -i chandler.mit.edu adresine girilerek ftp istemcisi ile update/source dizini içerisindeki tüm dosyalar indirilmelidir. Dosyalar **ASCII** ve büyük boyutludur. İndirme işlemi için mod **BINARY** yapılmış ve böylelikle daha güvenli, hızlı ve etkili bir çözüm üretilmiştir. Aynı zamanda veri bütünlüğü de sağlanmış olmaktadır. Kaynak dizindeki tüm indirilen dosyalar programın kurulacağı dizine kopyalanmalıdır. Dizin içerisinde “install_software” çalıştırılmalıdır. Eğer çalışmıyorsa çalıştırılabilir bir script haline getirilmelidir. “**chmod +x install_software**” komutu ile dosyanın çalıştırılabilir izinleri değiştirilmiştir. “**chmod**” komutu ile dosya izinleri değiştirilmiş, “+x” parametresi ile de çalıştırılabilir (execute) izinleri eklenmiştir. “./install_software” komutu ile program kurulumu yeniden başlatılabilir. Kurulum başarılı bir şekilde bittikten sonra ana klasöre

dokunmadan çalışmanın yapılabilmesi için programın kurulu olduğu klasör “**gg**” olarak linklenmiştir. (Örn: “*ln -s gamit_globk gg*”) Son olarak PATH yazılmış ve kurulum aşaması bitmiştir. Bunun için “bashrc” kabuğu kullanılmış ve eklenmesi gereken satırlar eklenmiştir. Çözüm için öncelikli olarak istasyonlara ait gözlemlerin bulunduğu rinex klasörü hazırlanır. Oluşturulan tables klasörü içerisinde bulunan station.info, sestbl. ve sites.defaults dosyaları içerisinde gerekli değişiklikler yapılarak process işlemi başlatılabilir.

5.3 Veri değerlendirme ve işlem adımları

GAMIT programında ham verilerin değerlendirilmesi işlemleri hazırlık, değerlendirme, kontrol ve sonuç olmak üzere üç aşama olarak ele alınmaktadır.

Arazide farklı GNSS alıcıları ile toplanan uydu sinyalleri kendi özel formatlarında kaydedildikleri için bu verileri alıcı firması tarafından satılan değerlendirme yazılımının dışında bir yazılım kullanarak hesaplamak mümkün değildir. Bu nedenle alıcıda toplanan verilerin alıcıdan bağımsız uluslararası format olan RINEX (Receiver Independent Exchange Format)’e dönüştürülmesi gerekmektedir. GAMIT yazılımı da ham verilerin işlenebilmesi için RINEX formatındaki verileri kullanmaktadır. RINEX ASCII dosya tipinde üç dosyadan oluşmaktadır. Bu dosyalar gözlem veri dosyası, navigasyon mesajı dosyası ve meteorolojik veri dosyasıdır. Standart bir GNSS gözlem dosyası (RINEX formatında) “*ssssdddf.yyt*” yapısında olmalıdır. Burada; ilk 4 harf “*ssss*” noktanın adını, devamındaki “*ddd*” ölçüm yapılan günü, “*f*” oturum numarasını, “*yy*” ölçüm yılını ve “*t*” dosyanın türünü temsil etmektedir.

Örnek olarak AYVL3660.20N yazılabilir (Kahveci, 2017). Örneğe bakıldığında ölçüm gününden sonra gelen sayı değeri ölçüm zamanını göstermektedir. Eğer bu değer “0” ise günlük yani 24 saatlik veri alındığını göstermektedir. Eğer bu değer bir harf ise UTC saat dilimine göre gün içindeki ölçüm zamanını temsil etmektedir. Örneğin **m 12:00-13:00** saat aralığını temsil ederken, **q 16:00-17:00** saat aralığını göstermektedir. Ayrıca GNSS ölçümünün yapıldığı yılı gösteren 2 terimden sonra gelen karakter 2 farklı şekilde yazılabilir. “o” veya “d” ile RINEX veri dosya ismi ile bitebilir. Burada o karakteri observation (gözlem dosyası), d karakteri ise hatanaka dosya yapısını temsil etmektedir. RINEX dosya uzantılarında bu iki format arasında herhangi bir farklılık bulunmamaktadır. Hatanaka dosya türünün boyutu observation dosya türünün boyutuna göre daha küçüktür. İnternet ortamından veri indirirken daha hızlı veri akışının olabilmesi için hatanaka dosya türü kolaylık sağlamaktadır. Bir d ve o dosya yapısı başlık kısmında

RINEX sürümü, nokta adı, ölçüme ait dosyanın ismi, alıcının tipi ve anten türü, zaman aralığı, noktanın yaklaşık koordinatları, ölçü başlangıç ve bitiş tarihi ve saati, yükseklik bilgileri gibi bilgiler bulunmaktadır.

```

1.0 COMPACT RINEX FORMAT CRINEX VERS / TYPE
RNX2CRX ver.4.0.7 29-Aug-19 10:57 CRINEX PROG / DATE
2.11 OBSERVATION DATA M (MIXED) RINEX VERSION / TYPE
TPP 3.5.8 26-AUG-19 23:59 PGM / RUN BY / DATE
COMMENT
COMMENT
COMMENT
DIDI MARKER NAME
DIDI MARKER NUMBER
Trimble Navigation LTrimble Navigation Limited OBSERVER / AGENCY
4733K06650 TRIMBLE NETR5 Nav 4.48 / Boot 4.18 REC # / TYPE / VERS
00000000 TRM55971.00 NONE ANT # / TYPE
4511088.9885 2325222.7805 3850343.5115 APPROX POSITION XYZ
0.0870 0.0000 0.0000 ANTENNA: DELTA H/E/N
1 1 0 WAVELENGTH FACT L1/2
10 C1 L1 S1 C2 P2 L2 S2 C5 L5# / TYPES OF OBSERV
S5 # / TYPES OF OBSERV
30.000 INTERVAL
0 RCV CLOCK OFFS APPL
18 LEAP SECONDS
54 # OF SATELLITES
2019 08 27 00 00 00.0000000 GPS TIME OF FIRST OBS
END OF HEADER
&19 08 27 0 0 0.0000000 0 16G12G13G15G17G19G24G28G30R02R03R11R12R13R21R22R23
3&0

```

Şekil 5.2. Rinex gözlem dosyası içeriği

Rinex gözlem dosyasında oturum bilgileri bazen yanlış ya da eksik yazılmış olabilmektedir. Bu nedenle ilk aşamada gerekli bilgilerin dosya içerisinde düzeltilmesi ve kontrol edilmesi gerekmektedir.

5.3.1. Hazırlık aşaması

İlk adımda 4 karakterden oluşan bir iş klasörü açılmalıdır. Bu iş klasörü çalışmayı temsil edecek bir isim taşınmalıdır ve tüm girdi çıktı verilerinin bulunduğu ana klasör özelliği taşımaktadır. Örneğin “**TEST**” gibi. Oluşturulan ana klasör altında yıllara ait klasörler oluşturulmalıdır. Oluşturulan her yıl klasörünün altında o yıla ait bir **tables** dizini ve **rinex** dizini oluşturulmalıdır. Rinex klasörü manuel bir şekilde hazırlanmalı ve içerisinde çalışmanın yapıldığı zamana göre istasyon verileri bulunmalıdır. Rinex klasörü içindeki tüm dosyalar küçük harf ile yazılmalıdır. Rinex veri dosyaları UNIX formatına çevrilmeli ve Türkçe karakter bulundurmamalıdır. Rinex veri dosyalarını küçük harfe çevirmek için “*sh_casfold*” parametresi kullanılmalıdır.

Yıl klasörlerinin içerisinde olması gereken diğer dizin **tables** dizinidir. Tables dizini değerlendirme yaparken kullanılacak parametrelerin tanımlanacağı dosyaları içerisinde barındırmaktadır. Tables dizinini oluşturmak için terminal komut satırında ilgili yıl klasörü içerisindeyken “*sh_setup -yr (yıl)*” komutu koşulmalıdır. Örneğin 2012

yılı için “*sh_setup -yr 2012*” komutu çalıştırılmalıdır. Koşuturulan komut sonucunda tables klasörü ve içerisinde oluşan dosyaların içerikleri şöyledir:

- **autcln.cmd** : Veri temizleme için kontrol parametrelerini içerir.
- **antmod.dat** : Anten faz merkezlerini belirtir. GPS antenleri ile ilgili bir sıkıntı yaşanması durumunda bu dosyaya bakılmalıdır.
- **gdetic.dat** : Jeodezik datum parametreleri bulunmaktadır.
- **rcvant.dat** : Alıcı ve anten özellikleri bulunur.
- **svnav.dat** : Uydu tanıma bilgileri
- **tform.dat** : Koordinat dönüşüm parametreleri bulunur.
- **İtrf00.apr** : IERS ITRF00_GPS.SSc dosyasından çevrilerek kullanılan itr2000 referans sisteminde global ölçekte koordinat bilgileri bulunmaktadır.
- **igb14_comb.apr** : IGS istasyonlarına ait ITRF2014 referans sistemindeki koordinat ve hızlar bulunmaktadır.
- **leap.sec** : TAI-UTC artık saniye değerlerini içerir.
- **lfile.** : Çözüme giren tüm noktaların yaklaşık koordinatlarını içeren dosya.
- **luntab** : Ayın çekim kuvvetinden kaynaklı gel git hesaplarının yapılmasını sağlayan veriler yer almaktadır. Hesaplanmış ay efemeris bilgilerini içerir.
- **soltab** : Güneş patlamalarından kaynaklı hataların hesaplamasını sağlayan hesaplanmış güneş efemeris bilgilerini içerir.
- **nutabl** : Yer sabit sisteme dönüşüm yapmak için nutasyon parametrelerini içerir.
- **pole.** : Kutup hareketi değerlerini tablo halinde verir. IERS bülteni B değerleri vardır.
- **sestbl** : Analiz stratejilerinin ve kullanılacak modellerin tanımladığı dosya (Şekil 5.6).
- **ut1.** : Tablo halinde verilen zaman bilgisini içerir. IERS bülteni UT1 zaman değerlerini içermektedir.
- **process.defaults:** Analize ait başlama, bitiş, sonuç dosyalarının hangilerinin saklanacağı veya silineceği, disk kullanımı gibi kontrolleri içerir.
- **sites.defaults:** Değerlendirme işleminde kullanılacak olan IGS istasyonları ve projede yer alan noktaların 4 karakterli isimleri girilir. Verilerin hangilerinin analizde kullanılacağı, hangi IGS istasyonlarının internetten indirileceği gibi kontrolleri içerir. İnternet aracılığıyla indirmek için ya da rinex dizininden

kullanmak için istasyonların yanına veriyi kullanma biçimi belirtilmelidir (Şekil 5.5). Yazılım dosya içerisinde ‘**ftpnrnx**’ parametresi ile noktalara ait indirilecek olan verileri ftp ile tanımlanmış adreslerden indirmektedir. Önceden değerlendirilmiş bir gün için dosya tüm noktalar için ‘**localrx**’ parametresi ile tanımlanabilir. GAMIT IGS için tanımlı dört siteden nokta ile ilgili verileri alır ve rinex klasörü içerisine atmaktadır.

- **station.info:** IGS istasyonlarına ve projede verileri bulunan noktalara ait alıcı, anten marka ve model bilgileri, anten yükseklikleri ile ölçüm başlangıç ve bitiş zamanlarının belirtildiği, en dikkat edilerek düzenleme yapılması gerekli dosyadır. Station.info dosyasında istasyonlar eski ve güncellenmiş isimleri birlikte bulunmaktadır. IGS istasyonlarına ait bilgiler program içinde station.info dosyası içinde hazır olarak gelmektedir. Sadece kendi noktalarımıza ait bilgiler dikkatli bir şekilde aynı hizada ilgili yerlere yazılmalıdır. Sırasıyla noktanın 4 karakterli kodu, noktanın tanımı, GNSS oturumunun başlangıç zamanı (yıl, GPS günü, saat dakika saniye), oturumun bitiş zamanı (eğer oturum devam ediyorsa yıl:9999, GPS Gün: 99 yazılır), anten yüksekliği, antenin nereden ölçüldüğü, alıcı bilgileri, anten bilgileri gibi bilgiler girilir (Şekil 5.4).

```
ocinar@galileo:~/fulya/test/2009/tables$ ls
antmod.dat  autcln.cmd  gpt.grid      igb14_comb_eura_fly.apr  luntab.  otlcmc.dat
atl.grid    core        guess_rcvant.dat  igb14_comb_fly.apr      map.grid  otl.grid
atl.list    dcb.dat     hi.dat         igb14_comb_fly.eq       map.list  otl.list
ATML        eq_rename   igb14_comb.apr    leap.sec                 met.list  pmu.bull_b
atml.grid   finals.data igb14_comb.eq     lfile.                   nboddy    pmu.usno
atml.list   gdetic.dat  igb14_comb_eura.apr  lfile..orig             nutabl.   pmu.usno.no_predict
ocinar@galileo:~/fulya/test/2009/tables$
```

Şekil 5.3 İlgili yıl dizinine ait tables klasörü ve içerisinde bulunan dosyalar

Tables klasörü içerisinde oluşan dosyalar kontrol edilmeli ve 3 temel dosya üzerinde değişiklik yapılmalıdır. Bu dosyalar “**station.info**, **process.defaults**, **sites.defaults**” ‘tur. “**sites.defaults**” dosyalarıdır. **Process.defaults** dosyasında “**SYSTEM-DEPENDENT SETTINGS**” altında bulunan e-posta adresi düzeltilebilir fakat değerlendirme çalışmasında bu dosyada herhangi bir değişiklik gerek görülmemiştir. **Sestbl** dosyasında process işleminde kullanılacak modellerin bulunduğu en önemli dosyalardan birisidir. Burada çözüm stratejileri çalışmanın amacına uygun olacak şekilde seçilmiştir.

*SITE	Station Name	Session Start	Session Stop	Ant Ht	HtCod	Ant N	Ant E	Receiver Type	Vers	SwVer	Receiver SN	An
Antenna Type	Dome	Antenna SN										
CES1	Cesme-1	2021 277	0 0 0 9999 999 0 0 0	0.0870	DHARP	0.0000	0.0000	TRIMBLE NETRS	4.48	4.48	4737K07097	TR
M55971.00	NONE	30568398										
CESM	Cesme	2008 100	0 0 0 2021 276 23 59 30	0.0870	DHARP	0.0000	0.0000	TRIMBLE NETRS	4.48	4.48	4737K07097	TR
M55971.00	NONE	30568398										
IZMI	Izmir	2008 100	0 0 0 9999 999 0 0 0	0.0870	DHARP	0.0000	0.0000	TRIMBLE NETRS	4.48	4.48	4737K07114	TR
M55971.00	NONE	30763420										
AYD2	Aydin	2021 104	0 0 0 9999 999 0 0 0	0.0870	DHARP	0.0000	0.0000	TRIMBLE NETRS	4	4	4737K07095	TR
M55971.00	NONE	30568228										
AYD1	Aydin	2008 100	0 0 0 2021 103 23 59 30	0.0870	DHARP	0.0000	0.0000	TRIMBLE NETRS	4	4	4737K07093	TR
M55971.00	NONE	30568228										
SALH	Salihli	2008 100	0 0 0 9999 999 0 0 0	0.0870	DHARP	0.0000	0.0000	TRIMBLE NETRS	4	4	4804K53304	TR
M55971.00	NONE	30767763										
KIKA	Kirkagac	2008 100	0 0 0 9999 999 0 0 0	0.0870	DHARP	0.0000	0.0000	TRIMBLE NETRS	4.48	4.48	4734K06796	TR
M55971.00	NONE	30763385										
AYVL	Ayvalik	2008 100	0 0 0 9999 999 0 0 0	0.0870	DHARP	0.0000	0.0000	TRIMBLE NETRS	4.48	4.48	4723K06200	TR
M55971.00	NONE	30568171										
DIDI	Didim	2008 100	0 0 0 9999 999 0 0 0	0.0870	DHARP	0.0000	0.0000	TRIMBLE NETRS	4.48	4.48	4733K06650	TR
M55971.00	NONE	30765488										

Şekil 5.4. IGS ve Tusaga-Aktif istasyonlarına ait bilgilerin bulunduğu station.info dosyası

```
# Replace 'expt' with your exp
all_sites ta10 xstinfo

ankr_gps ta10 ftprnx
artu_gps ta10 ftprnx
aruc_gps ta10 ftprnx
bahr_gps ta10 ftprnx
bor1_gps ta10 ftprnx
crao_gps ta10 ftprnx
drag_gps ta10 ftprnx
glsv_gps ta10 ftprnx
gope_gps ta10 ftprnx
graz_gps ta10 ftprnx
ista_gps ta10 ftprnx
joze_gps ta10 ftprnx
kit3_gps ta10 ftprnx
mate_gps ta10 ftprnx
nico_gps ta10 ftprnx
not1_gps ta10 ftprnx
nssp_gps ta10 ftprnx
onsa_gps ta10 ftprnx
penc_gps ta10 ftprnx
polv_gps ta10 ftprnx
"sites.defaults" 61L, 1940C
```

Şekil 5.5. Değerlendirme işleminde kullanılacak olan IGS istasyonlarının bulunduğu sites.defaults dosyası

```
Update T/L files = L_ONLY ; T_AND_L (default), T_ONLY, L_ONLY, NONE
Update tolerance = .3 ; minimum adjustment for updating L-file coordinates, default .3 m

Met obs source = UFL GPT 50 ; hierarchical list: RNX ufile GPT/STP [humid value]; default GTP 50
; if [humid value] < 0, use RNX or UFL if available
; write the a priori met values to a z-file (Y/N)

Output met = N
Use met.list = N
Use mat.grid = N
OMap = VMF1 ; GMF(default)/NMFH/VMF1 ### Mapping function olarak VMF kullan. map.grid linkini degistir. (map.grid -> /progs/GRIDS/VMF1/vmfgrd.2020)
WMap = VMF1 ; GMF(default)/NMFH/VMF1 ### Mapping function olarak VMF kullan. map.grid linkini degistir. (map.grid -> /progs/GRIDS/VMF1/vmfgrd.2020)
Use map.list = N
Use map.grid = Y ; VMF1 grid file with mapping functions and ZHD ### map.grid = VMF1 Liste degil de grid dosyasi kullan.
Yaw Model = Y ; Y/N default = Y
Reference System for ARC = EGR08 ; WGS84/WGS72/MERIT/IGS92(default)/EGM96
Earth radiation model = TUNE1 ; Options NONE/NCLE1/TUNE1/TUNE2
Antenna thrust model = ANTBK ; Options NONE/ANT77/ANTBK
Inertial frame = J2000
Inertial Reference System = IAU0A ; Precession model (IAU76, IAU0A (default), IAU0C, IAU06, IAU06A, IAU68 (old)
; Binary coded: 1 earth 2 freq-dep 4 pole tide (zero mean pole)
; 8 ocean 16 pole tide (IERS2010 mean pole) 32 atmosphere S1/S2
; 64 pole tide (IERS20 secular pole) (31 default ITRF2014, 79 default ITRF2020).
; Diurnal/Semidiurnal terms: Binary coded: 1spole 2=UT1 4=Ray model;
; 8=IERS2010 (default); 16=UT1-Libration (default), 32=Gipson2017; 64=Desai&Sibios, 2016.
; (27 default ITRF2014; 83 default ITRF2020)
Tides applied = 31
Earth Rotation = 27
```

Şekil 5.6. Değerlendirmede kullanılacak model parametrelerinin seçildiği sestbl. Dosyası

5.3.2. Değerlendirme aşaması

İlgili dosyalarda düzenlemeler yapıldıktan sonra GAMIT modülünde işlemlere başlamak için terminal üzerinden yıl dizini içerisinde “*sh_gamit*” komutu koşturularak değerlendirme işlemine başlanmaktadır. Örnek olarak 2012 yılının 34. Günü için yazılacak komut “*sh_gamit -d 2012 034 -expt ta10 -orbit IGSF*” bu şekildedir. Komut içerisinde kullanılan “-d” sadece yazılan günlerin çözümlemesini yaparken -s yazılırsa o yıl içerisinde iki gün seçilerek arasında kalan günler ve kendileri de dahil olmak üzere aralıksız değerlendirme işlemi yapmaktadır. GAMIT hassas yörünge bilgilerini internet üzerinden indirerek çözümleme yapmaktadır. Komutta bulunan “*IGS(F,U,R)*” ifadesinde “*F; Final Orbit*”, “*R; Rapid Orbit*”, “*U; Ultra Rapid Orbit*” ifadelerini temsil etmektedir. Yüksek doğruluk istenen GNSS veri değerlendirmelerinde en hassas efemeris bilgisi olan nihai (final) yörünge bilgisi kullanılır ve 12 ile 18 gün gecikmeyle yayınlanmaktadır.

5.3.3. Kontrol ve sonuç aşaması

Değerlendirme işlemi bitiminde ilgili yıl dizini altında GPS günleri için ayrı ayrı dizinler ve bu dizinler içerisinde değerlendirmeye ait bilgiler bulunmaktadır. Yıl klasörü içerisinde ‘*tables, rinex, gün klasörleri, brdc, gfiles, gifs, glbf, gsoln ve igs*’ dosyaları oluşmaktadır. GAMIT modülünde değerlendirme aşamasında bir hata çıktığı zaman process işlemi gerçekleşmez ve GPS gün klasörü içerisinde “*GAMIT.fatal*” hata dosyası oluşmaktadır. Çözüm için klasör içerisinde belirtilen hata ilgili dosyalarda düzenlemeler ile giderilmeye çalışılır. Eğer hata dosyası oluşmaz ise kontrol işlemlerine devam edilebilir. Ayrı ayrı kontrol yapmak yerine “*cat sh_gamit_YYYY_DDD.summary*” komutu ile tüm sonuçlar kontrol edilebilir. Bu dosya her bir gün dizini içerisinde oluşur ve o güne ait çözüm sonuçlarını özet olarak göstermektedir. Özet dosyası içerisinde değerlendirme işleminin başlangıç ve bitiş zamanı, değerlendirme işlemi için kullanılan komut yapısı, çiftli fark istatistikleri, nrms (normalized root mean square) gibi bilgiler yer almaktadır. Özet dosyasında bakılması gereken ilk yer “*postfit nrms*” değerleridir. Bu değer normlandırılmış karesel ortalama hata (nrms) değerini temsil etmekte ve 0.15 – 0.25 aralığında olması beklenmektedir. GAMIT ile yapılan günlük çözümlerde nrms değeri çözümün kalitesini göstermektedir. Kontrol edilecek diğer bir kısım ikili farkların sonucudur. İkili farklarda bir istasyona ait değerlerin hepsi sıfırsa o güne ait istasyonun verisinin değerlendirilmesinde bir sorun var demektir. Sorunu açıklayacak olursak

RMS=0 olan istasyonlar için autcln tarafından hiç verisinin kullanılmadığını ya da tüm verisinin silindiğini göstermektedir. Bu istasyonların verisi az ya da yaklaşık koordinatlarını kötü demektir. Eğer noktanın koordinatına düzeltme gelmişse **lfile** dosyası içerisinde yaklaşık koordinatları değiştirilmelidir ve process işlemi yeniden yapılmalıdır.

Yapılacak kontrollerden birisi ise faz başlangıç belirsizliği (Phase Ambiguity) çözümlerinin **WL (Wide Lane)** için %90'ın, **NL (Narrow Lane)** için ise %80 üzerinde olması gerekmektedir. Bu kontroller sonucunda GAMIT modülü kullanımı bitmiştir.

```
pcinar@galileo:~/fulya/test/2009/2009_002$ ls
ankr0020.09o  autcln.post.sum.ta10  eq_rename  hi.dat  mate0020.09o  otides.dat  rcvant.dat  tigs9.002  yigs9.002
antmod.dat  autcln.pfit.sum  fixdrv.out  hta10a.09002  met.grid  oticmc.dat  salh0020.09o  tmp_69_2454833  yigs9.002
arcout.002  ayd10020.09o  fta109.002  igs15125.sp3  met.list  otl.grid  session.info  tmp.xfsze1  zimm0020.09o
artu0020.09o  ayl10020.09o  GAMIT.status  ista0020.09o  nbody  otl.list  session.info.old  tubi0020.09o  zwe20020.09o
atl.grid  bctot.inp  GAMIT.warning  izmi0020.09o  nico0020.09o  penc0020.09o  sestbl.  ut1.
atl.list  bor10020.09o  gdetic.dat  joze0020.09o  not10020.09o  pol20020.09o  sh_gamit_2009_002.summary  uta109.002
atml.grid  brdc0020.09n  glsv0020.09o  kika0020.09o  nssp0020.09o  pole.  sittbl.  vill0020.09o
atml.list  cesm0020.09o  gope0020.09o  kit30020.09o  nta10c.002  polv0020.09o  station.info  wsrt0020.09o
autcln.cmd  cfmrg.out  gpt.grid  leap.sec  nta10a.002  pots0020.09o  svnav.dat  wtzr0020.09o
autcln.cmd.postfit  core  graz0020.09o  makexp.out  onsa0020.09o  qta10a.002  svb_exclue.dat  yawtab.out.09002
autcln.cmd.pfit  dcb.dat  grdtab.out  map.grid  ota10a.002  qta10p.002  ta10.makex.batch  yebe0020.09o
autcln.post.sum  drag0020.09o  HISTORY  map.list  ota10p.002  ramo0020.09o  tform.dat  yibl0020.09o
pcinar@galileo:~/fulya/test/2009/2009_002$
```

Şekil 5.7. Sh_gamit koşturulduktan sonra gün klasörü içerisinde oluşan dosyalar

2009-2023 zaman aralığında her ayın 1. Günü esas olacak şekilde RINEX verileri yukarıda bahsi geçen tüm aşamalardan geçirilerek uygun şekilde değerlendirilmesi yapılmıştır. Bazı istasyonlara ait o günlük veriler bulunamamıştır. Sebep olarak antende alıcıdan kaynaklanan bir hata, o zaman aralığında meydana gelmiş bir deprem ve lokal başka bir etken olduğu düşünülmektedir. Olmayan RINEX verisi için bir sonraki gün verisinin kullanılması düşünülmüş ve eksiklik o şekilde giderilmiştir. Fakat bazı istasyonlarda bir ay içerisinde yaklaşık olarak 10 günlük veri alınamadığına da denk gelmiş bu nedenle bazı aylardaki veriler kullanılmamıştır.

Değerlendirme sonrası kontrol sonuçlarına bakıldığında hepsi limit değerler arasında çıkmıştır. Çözümün doğruluğunu gösteren normlandırılmış karesel ortalama hata değerleri Çizelge 5.3 'de verilmiştir. İstenen doğruluk değerleri 0.15 – 0.25 aralığında olması esasına bakıldığında tüm değerler bu aralık içerisinde çıkmış ve hiçbir istasyonda RMS=0 değeri ile karşılaşılmamıştır. Bu da çözüm için istasyonların verilerinin sağlıklı bir şekilde kullanıldığını açıklamaktadır.

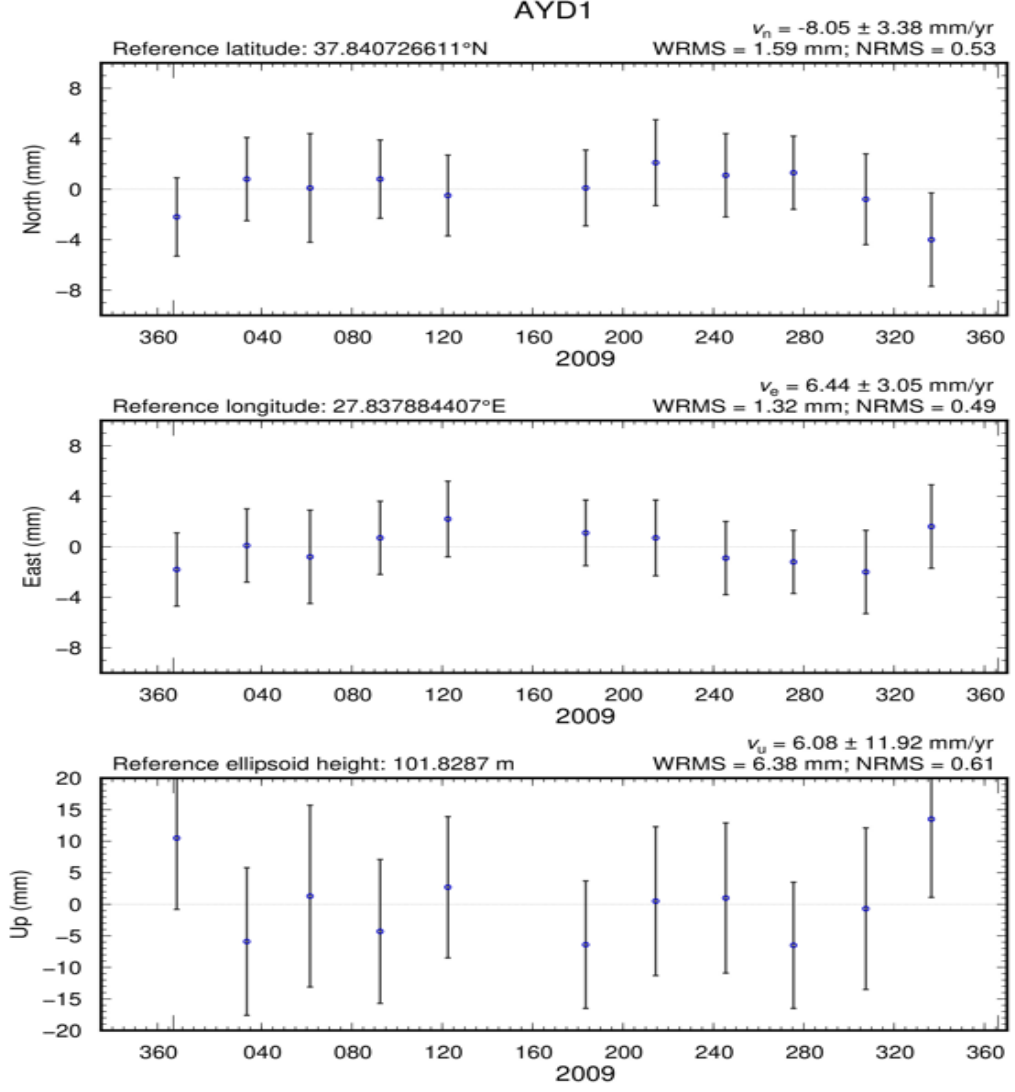
Yıl	2021											
Gün	2	34	61	92	122	153	183	214	245	275	306	336
Nrms	0.19	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18
Yıl	2022											
Gün	2	33	61	92	122	153	183	214	245	275	306	336
Nrms	0.19	0.18	0.18	0.18	0.18	0.17	0.18	0.18	0.18	0.17	0.17	0.18
Yıl	2023											
Gün	2	33	61	92	122	153	183	214	247	275	306	336
Nrms	0.19	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18

5.3.4. Günlük tekrarlılık grafiklerinin elde edilmesi

Tektonik hareketlerin anlaşılması ve anlamlı bir sonuca varılabilmesi için gözlemlerden elde edilmiş uzun dönem zaman serileri elde edilmelidir. Bunun için öncelikle günlük tekrarlılıklar üretilmelidir.

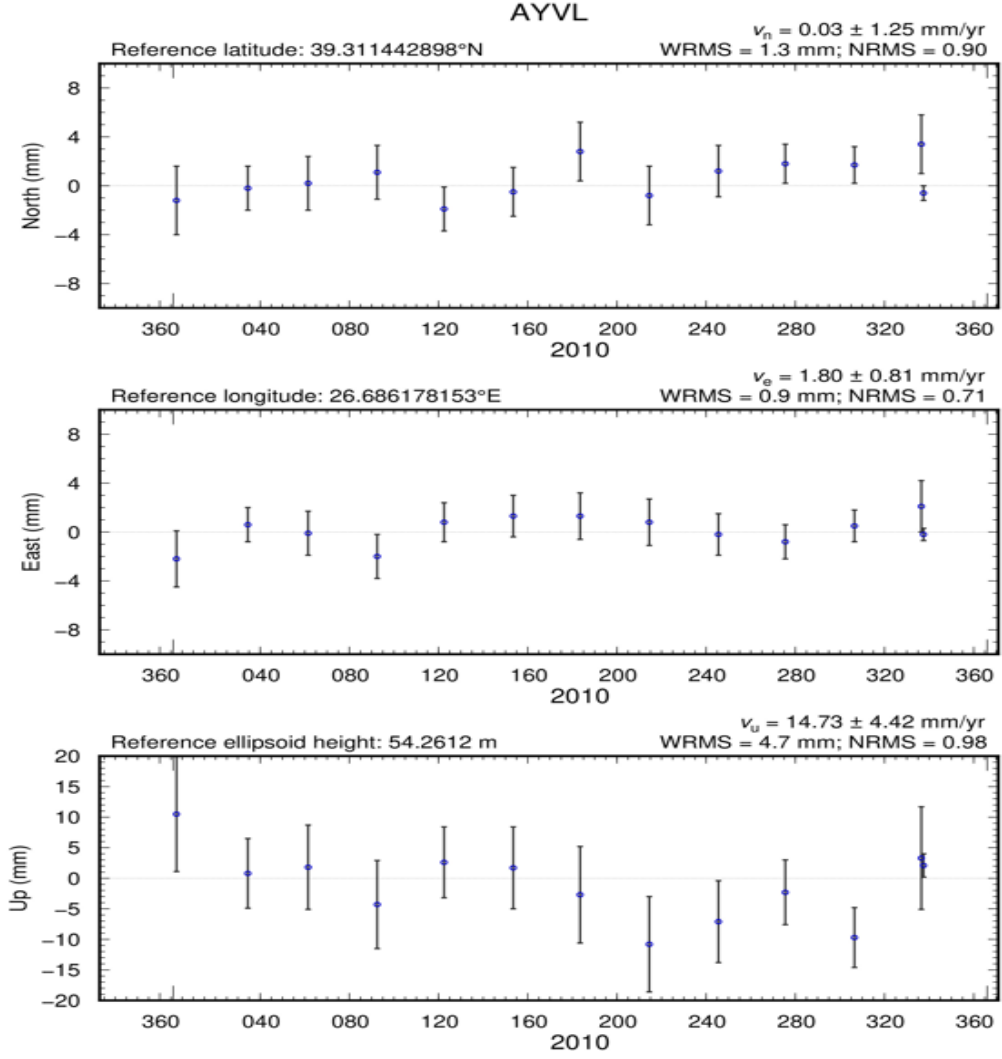
GAMIT aşamasında istasyon koordinatları ve uydu koordinatları gevşek koşullu (h-file) olarak üretilmektedir. Bu çözümler iyi belirlenmiş bir referans sistemi içerisinde değildir. Bunun için günlük çözümler oluştuktan sonra, analize dahil edilen IGS istasyonları kullanılarak 3, 6 veya 7 parametrelili Helmert Dönüşümü ile datum dönüşümü yapılmaktadır. Bu işlem referans sistemi tanımlaması (stabilizasyon) denmektedir. GLOBK modülünde stabilizasyon çalışması tamamlandıktan sonra hız üretme aşamasına geçilmektedir.

GAMIT aşamasında “*gsoln*” adında bir klasör oluşmuş fakat o aşamada içi boş bırakılmıştır. GLOBK aşamasında *gsoln* klasörü içerisinde oluşacak “*globk.cmd*”, “*glorg.cmd*” dosyaları içerisinde düzenlemeler yapılarak “*sh_glred*” komutu koşturulabilecektir. “.cmd” uzantılı dosyaların oluşması için “*sh_glred -cmd*” komutu ilgili yıl dizini altında çalıştırılmıştır. Öncelikle “*glorg.cmd* dosyası” içerisinde referans sisteminin tanımlanmasında kullanılacak olan istasyon listesi belirtilmelidir. Bu istasyonlar GAMIT aşamasında kullanılmış olan ve en iyi sonuçları veren IGS istasyonları olması önemli bir husustur. “*glorg.cmd*” dosyasında *stab_site clear* altında kullanılacak olan istasyonlar yazılmalıdır. İlgili yıl dizini altında “*sh_glred*” komutu çalıştırılarak her yıl için ayrı ayrı günlük tekrarlılık üretilir. “H” argümanı “*htoglb*” programını çalıştırmaktadır. “G” argümanı “*glred*” programını çalıştırırken “T” parametresi ise “*sh_plot_pos*” programını çalıştırır ve zaman serileri oluşmaktadır.



Şekil 5.8. AYD1 (Merkez, Aydın) istasyonuna ait 2009 yılı günlük tekrarlılık grafiği.

AYD1 istasyonuna ait günlük tekrarlılık grafiği incelendiğinde yatay koordinatlar için wrms değeri kuzey bileşen için 1.59 mm iken doğu bileşen için 1.32 mm çıkarken yüksekliklerde 6.38 mm olduğu görülmektedir. Grafiklerde noktaların konum bileşenleri ve üzerlerinde bulunan çubuklar ise konumun belirsizliğini göstermektedir. Yatay koordinatlarda konum belirsizliği sınır değerleri içindeyken düşey bileşende biraz daha fazladır. Bu durum GNSS verilerinde düşey doğruluğun yatay bileşene göre 2-3 kat daha az olduğu gösterdiği gerçeği ile değerlendirilmektedir. Günlük tekrarlılık grafiğinde Haziran ayına ait veri değerlendirme aşamasında bulunamadığı için o güne ait konum bileşeni grafikte görünmemektedir.

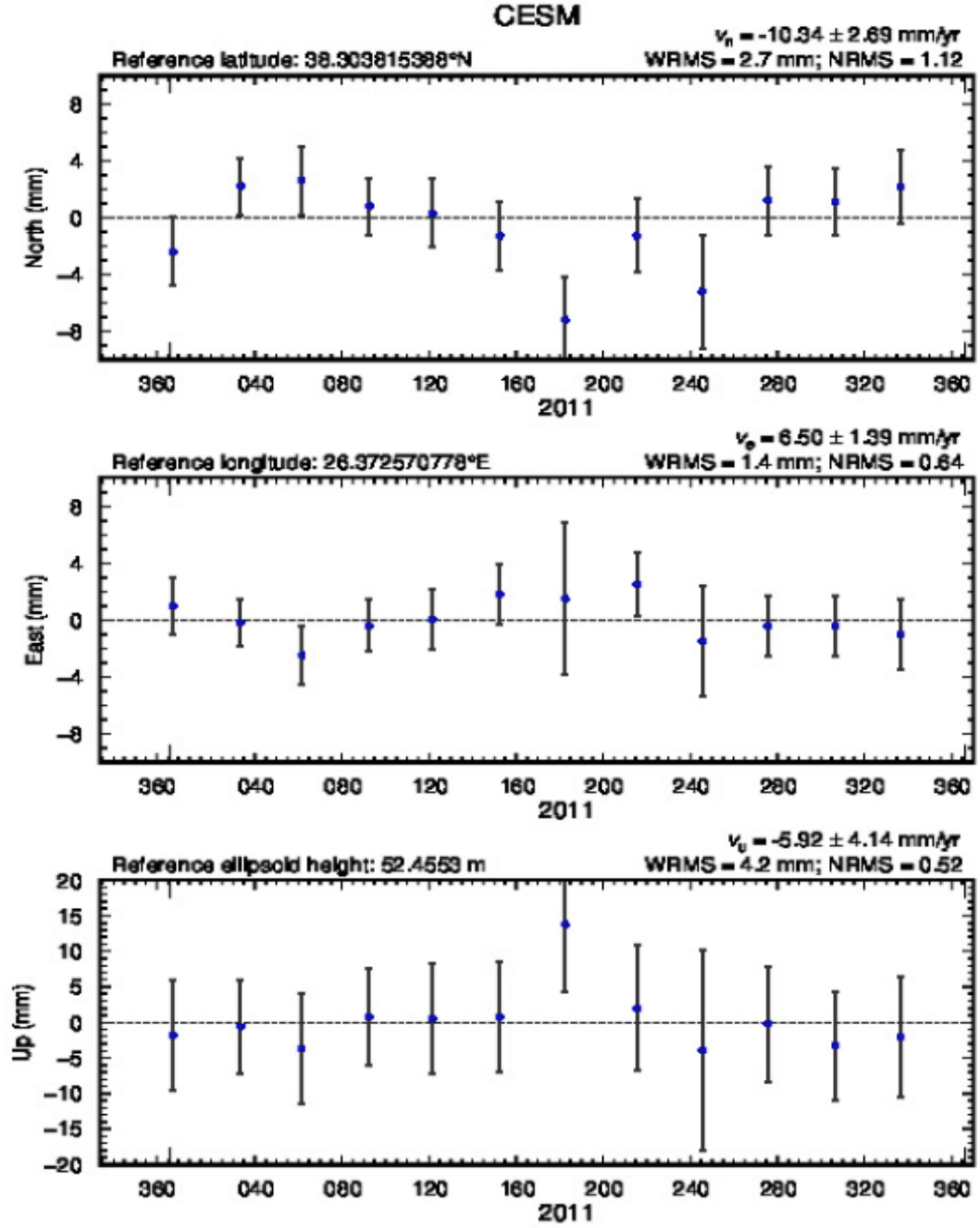


Şekil 5.9. AYVL (Ayvalık, Balıkesir) istasyonuna ait 2010 yılına ait günlük tekrarlılık grafiği.

AYVL istasyonuna bakıldığında yatay koordinatlar için wrms değerlerine bakıldığında kuzey bileşen için 1.3 mm, doğu bileşen için 0.9 mm iken düşey bileşende 4.7 mm olduğu görülmektedir. Burada konum belirsizliği en çok düşey bileşende göze çarpmaktadır.

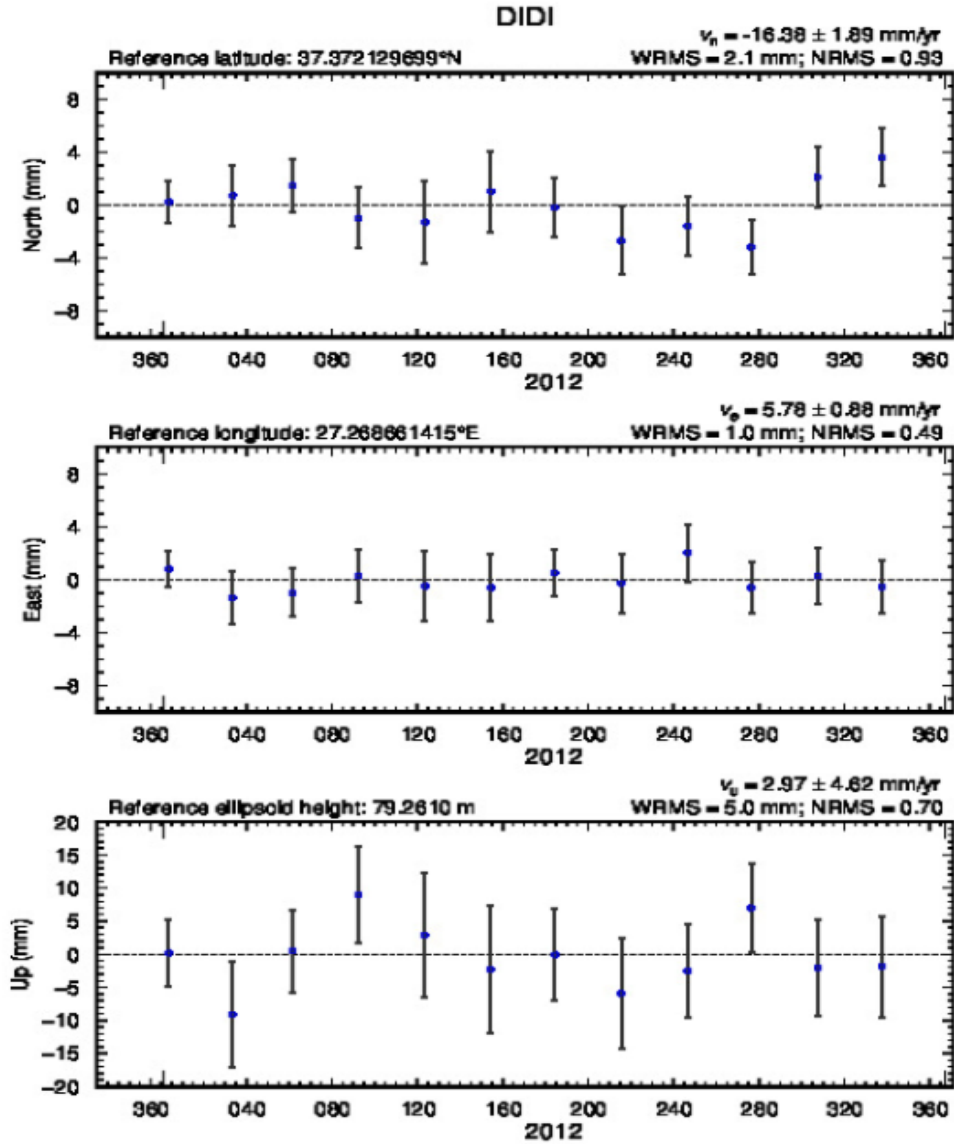
Günlük tekrarlılık grafikleri aynı ölçüm noktasında farklı günlerde yapılmış oturumların değerlendirilmesinde büyük katkı sağlamaktadır. Meydana gelen hareketi ve hatayı net bir şekilde grafiklerde görmek mümkündür. Sonuç olarak nrms ve wrms sonuçlarına bakılarak tekrar eden ölçüler hakkında yorum yapılabilir (Solak, 2015). GNSS 'ten elde edilecek konum belirsizliğine atmosferik etkilerin, sinyal yansıma etkisinin, saat hatası gibi hataların yanı sıra kişilerin dikkatsizliğinden kaynaklanan (ölçülerin yanlış girilmesi gibi) kaba hatalar da kötü sonuçlara sebep olmaktadır.

Koordinat belirsizlikleri, 24 saatlik ölçümlerde yatay koordinatlar için WRMS değeri 1-2 mm, yüksekliklerde ise, WRMS değeri 2-4 mm olarak elde edilebilir. 8 saatlik ölçümlerde, yatay koordinatlar için WRMS değeri 2-4 mm, yüksekliklerde ise WRMS değeri 10-15 mm olmalıdır (Herring et al. 2009, Tiryakioğlu, 2012). Burada da toplanan veri ne kadar fazla ise hassasiyet o kadar artmaktadır sonucu çıkmaktadır.



Şekil 5.10. CESM (Çeşme, İzmir) istasyonuna ait 2011 yılı günlük tekrarlılık grafiği.

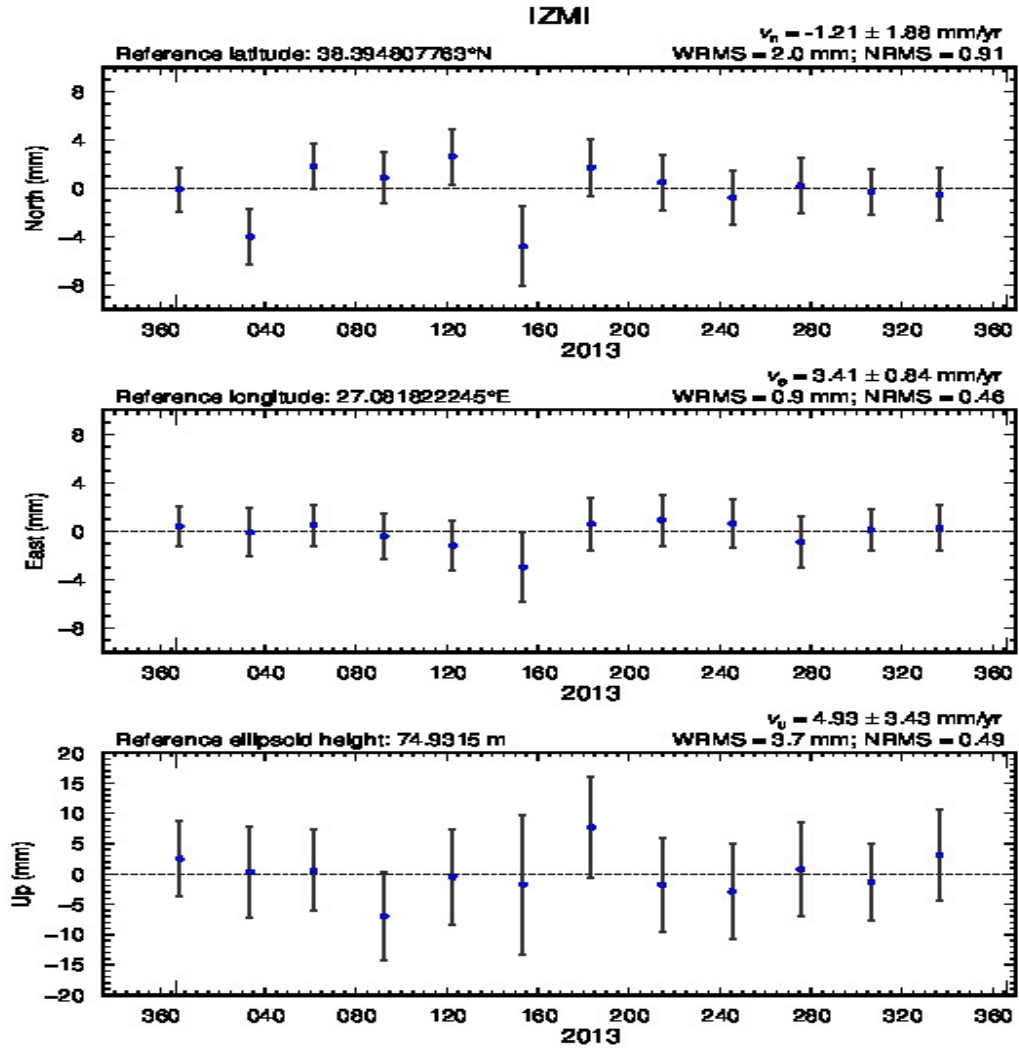
CESM istasyonuna bakıldığında yatay koordinatlar için wrms değerlerinde kuzey bileşen için 2.7 mm, doğu bileşen için 1.4 mm iken düşey bileşen 4.2 mm olduğu görülmektedir. Günlük tekrarlılık grafiğine bakıldığında Temmuz ve Eylül aylarındaki Rinex verisinin değerlendirme sonuçlarında bir problem olmamasına rağmen grafikte bir atım meydana gelmiştir. O tarihlerde meydana gelmiş herhangi bir depremden etkilenmediği de uzun dönemli zaman serilerinde ortaya koyulmuştur. Buradaki hareketin lokal bir etkiden ya da baz çözümünden kaynaklandığı düşünülmektedir.



Şekil 5.11. DIDI (Didim, Aydın) istasyonuna ait 2012 yılı günlük tekrarlılık grafiği.

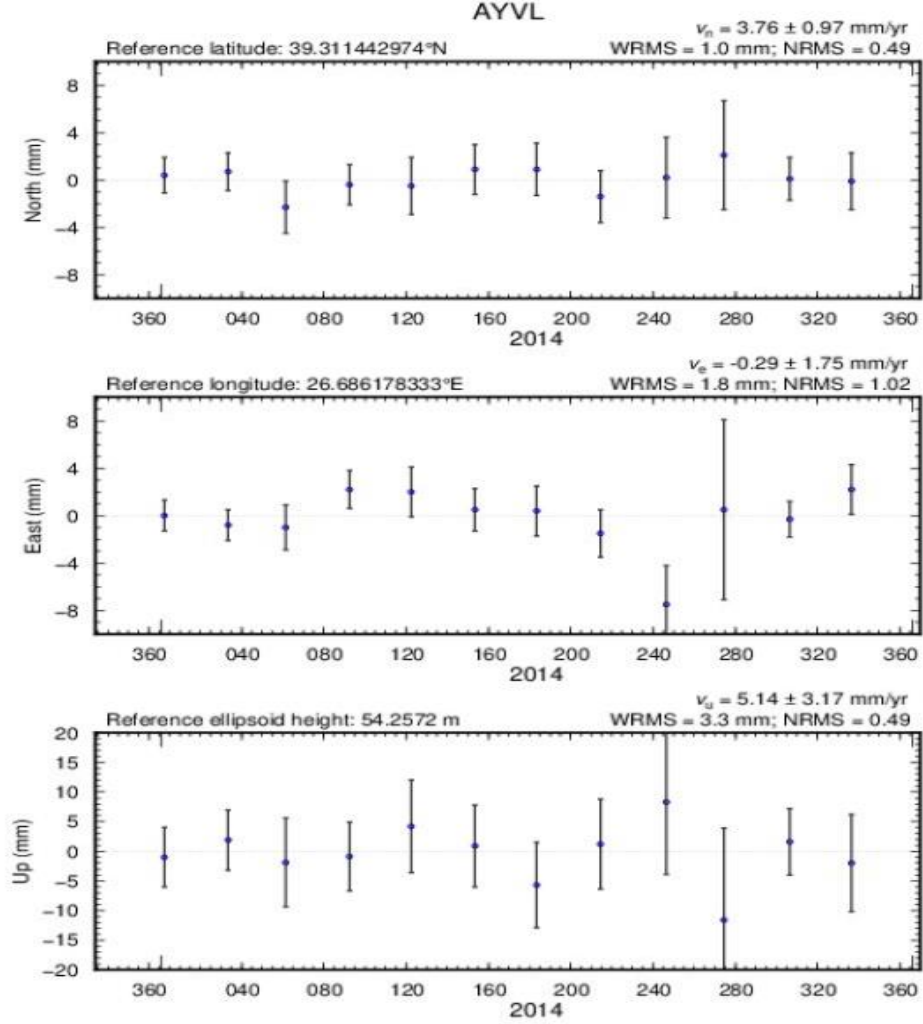
DIDI istasyonu günlük tekrarlılık grafiğine bakıldığında yatay koordinatlar için wrms değerleri kuzey bileşende 2.1 mm, doğu bileşende 1.0 mm iken düşey bileşende 5.00 mm olduğu görülmüştür. 2012 yılına ait tüm veriler değerlendirmeye sokulmuş ve konum belirsizliğinin uygun olduğu grafikte de açıkça gösterilmiştir.

Günlük tekrarlılık grafikleri üzerinde enlem, boylam ve yükseklik (elipsoit yüksekliği) bileşenleri, WRMS, NRMS ve noktanın bileşenine ait hız değeri verilmektedir. Grafiklerde her bir noktanın değerlendirmesi yapılan güne ait konum bileşeni, noktanın alt ve üstünde bulunan çubuklar ise konumun belirsizliğinin bilgisini içermektedir. Çizgi ne kadar büyükse belirsizlik o kadar büyük demektir. GNSS verilerinin değerlendirilmesinde bildiğimiz etkilerin dışında konum belirsizliğine sebep olabilecek etkiler arasında arazide kampanya sırasında anten yüksekliğinin yanlış belirlenmesi, bu yüksekliğin RINEX dosyasının başlığına ya da ilgili dosya içerisine yanlış yazılması gibi durumlar gösterilebilir (Tiryakioğlu, 2012; Solak, 2015). Hassas konumlama için dikkate alınması gereken etkilerden birisidir. Anten yüksekliği anten referans noktasına (ARN) göre ölçüldüğü için dolaylı olarak anten faz merkezi ile ilişkilidir.



Şekil 5.12. IZMI (Merkez, İzmir) istasyonuna ait 2013 yılı günlük tekrarlılık grafiği.

IZMI istasyonuna bakıldığında yatay koordinatlar için wrms değeri kuzey bileşende 2.0 mm, doğu bileşende 0.9 mm iken düşey bileşende wrms değeri 9.7 mm olarak bulunmuştur. Düşey bileşendeki konum belirsizliği yatay koordinatlara göre daha fazladır. Bu da yeniden bölgenin düşey yönlü hareketinin olabileceği kanısına varmamızı sağlamaktadır. Tekrarlılık grafiğine bakıldığında tüm verilerin eksiksiz bir şekilde kullanıldığı görülmüştür.



Şekil 5.13. AYVL (Ayvalık, Balıkesir) istasyonuna ait 2014 yılı günlük tekrarlılık grafiği.

AYVL istasyonu 2014 yılı günlük tekrarlılık grafiğine bakıldığında yatay koordinatlar için wrms değerleri kuzey bileşende 1.0 mm, doğu bileşende 1.8 mm iken düşey bileşende 3.3 mm olarak bulunmuştur. Ve tekrarlılık grafiğinde Eylül ve Ekim aylarında Rinx verisinin değerlendirme sonucunda bir hareket olduğu açıkça görülmüştür. Bu tarihlerde tektonik açıdan hiçbir hareket bulunmamış ve bu hareketin lokal bir etkiden kaynaklandığı düşünülmektedir.

Tez çalışması için yapılan günlük çözümlerden elde edilen TUSAGA-Aktif istasyonlarına ait günlük tekrarlılık grafikleri (Şekil 5.8 – 5.13) gösterilmiştir. Diğer tüm tekrarlılık grafikleri **Ek-1’de** verilmiştir. Yukarıda bahsedilen tüm işlemler ilgili yıl dizini içerisinde tekrarlanarak tüm yıllara ait çözümler tamamlanmaktadır. İşlemler bittikten sonra yıllık tekrarlılıklar ve noktalara ait hızların üretilmesi için GLOBK aşamasına geçilmektedir.

5.3.5. Yıllık tekrarlılık grafiklerinin elde edilmesi ve hızların hesaplanması

GLOBK aşamasında öncelikle yıllık (uzun dönem) tekrarlılıklarının zaman serilerinin üretilmesi gerekmektedir. Noktalara ait hız analizine geçmeden önce zaman serisi grafikleri üretilir ve grafiklerin tektonik açıdan kabul edilebilirliği ve yorumlanabilirliği incelenir (**Solak, 2015**). Yıllık tekrarlılık üretebilmek için tüm yıl dizinlerinin dışında bir dizin daha tanımlanmalıdır. Bu klasörün içine girildikten sonra “*globk.cmd* ve *glorg.cmd*” dosyalarında ilgili değişiklikler yapılarak “*globk*” komutu çalıştırılmaktadır. Çizim için “*sh_plotvel*” kullanılmıştır. Yıllık tekrarlanabilirlik grafiklerinin üretilmesi için bir noktada en az iki yıllık süren bir gözlem verisinin olması gerekmektedir. Sürekli gözlem yapan GNSS istasyonlarının zaman serisi grafikleri incelenerek noktanın uzun dönem hareketi hakkında yorum yapmak mümkün olmaktadır. Kalman Filtresi ile çözümleme sırasında meydana gelen hatalar çözümün tümünü etkilediği için üretilen zaman serisi grafikleri dikkatli şekilde incelenmeli ve yorumlanmalıdır (**Solak, 2020**). Noktalar tektonik hareketler dışında tesis cinsine bağlı olarak da bazı durumlardan etkilenebilmektedir. Çalışmada kullanılan TUSAGA-Aktif istasyonları çatı pilye şeklinde tesis edilmiş olup bulunduğu binanın hareketlerinden de etkilenebilmektedir. Sonuç ürün olarak elde edilen zaman serilerinin wrms değerleri incelenmiş ve bu istasyonların uzun dönem hareketleri hakkında bilgi edinilmiştir.

Yıllık tekrarlılık grafikleri üretilirken aynı zamanda 2009 – 2023 zaman aralığında meydana gelmiş depremlerin etkileri de koordinat bileşenlerinde incelenmek istenmiştir. GNSS (Global Navigation Satellite System) sistemleri, yer kabuğu hareketlerinin yüksek hassasiyetle izlenmesini sağlayan önemli araçlardır. Deprem öncesi, anı ve sonrası süreçlerde GNSS noktalarının izlenmesi, yer kabuğu deformasyonlarının anlaşılmasında kritik rol oynamaktadır (**Yaşar vd., 2023**). **Deprem öncesi (pre-sismik) dönemde** GNSS alıcıları sürekli olarak veri toplar ve bu veriler, yer kabuğunun zaman içindeki hareketlerini izlemede kaynak olarak gösterilmektedir. Toplanan veriler, yer kabuğunun elastik ve plastik deformasyonlarını belirlemek, stres birikimi ve yavaş yer hareketleri

özellikle bu dönemde izlenebilmektedir. Deprem öncesi dönemde GNSS verilerinde olağandışı hareketler veya hız değişiklikleri (örneğin, hızın yavaş yavaş artması veya azalması) gözlemlenebilir. Bu tür anormallikler, potansiyel depremler için öncü işaretler olabilir. **Deprem anı (inter-sismik) dönemde** GNSS alıcıları ile saniye bazında (hatta daha kısa sürelerde) veri toplayarak anlık yer deformasyon haritaları oluşturulabilir. Bu haritalar, depremin büyüklüğü, fayın hareketi ve yer değiştirme miktarını göstermektedir. **Deprem sonrası (post-sismik) dönemde** yer kabuğu elastik ve viskoelastik deformasyonlar göstermektedir. Bu nedenle GNSS verileri analiz edilerek, yer kabuğunun yeniden düzenlenme süreçleri ve fay zonlarındaki stres değişiklikleri incelenmektedir. Deprem sonrası GNSS verileri aynı zamanda gelecekteki depremler için risk değerlendirmesi ve hazırlık çalışmalarında kullanılmaktadır.

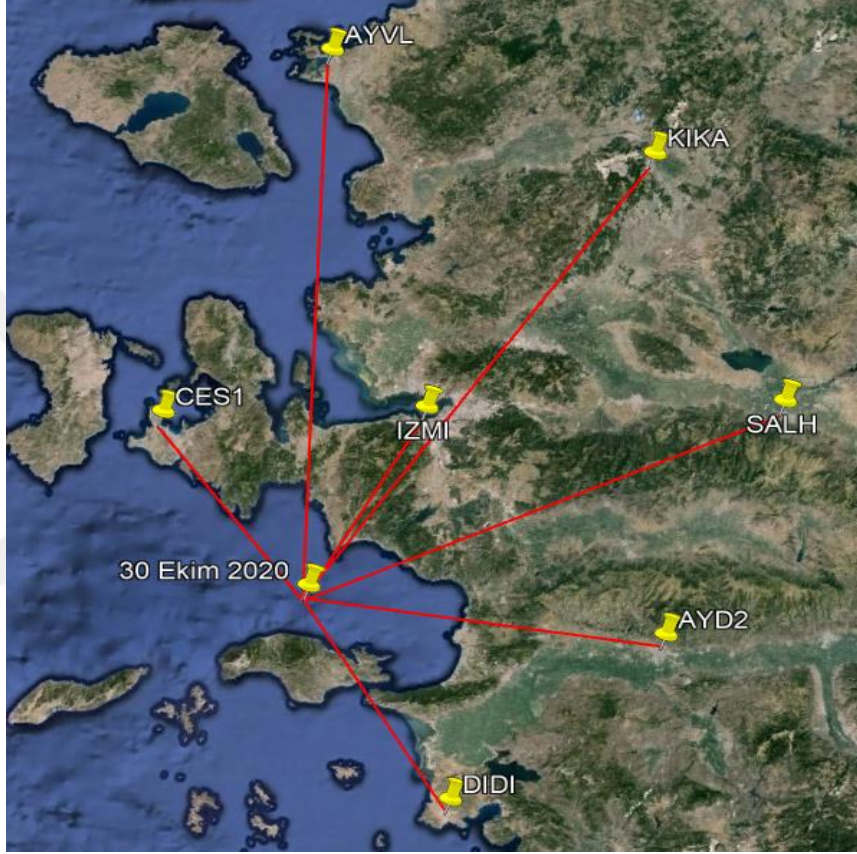
Deprem öncesi ve deprem sonrası dönemde istasyonlardaki koordinat bileşenlerindeki yer değiştirmelerin belirlenmesi için 2009-2023 yılında İzmir ve yakın çevresinde meydana gelmiş depremler araştırılmıştır. İstasyonlardaki anlamlı hareketlerin 3 depremden etkilendiği yıllık tekrarlılık grafiklerinde de uygun bir çizimle gösterilmiştir. Bu depremler **30 Ekim 2020** İzmir-Seferihisar Açıkları (Sisam Adası) Depremi (Mw 6.9), **21 Temmuz 2017** Gökova Körfezi Depremi (Bodrum Açıkları) (Mw 6.5), **12 Haziran 2017** Midilli Depremi (Karaburun Açıkları) (Mw 6.2)'dir.

30 Ekim 2020 tarihli, yerel saat ile 14:51:26 (UTC+03:00)' de merkez üssü Seferihisar açıklarında bulunan Mw 6.9 büyüklüğünde bir deprem meydana gelmiştir. Depremi merkez üssünden hareketle, yazılmış deprem raporlarından yararlanarak B-D doğrultulu normal bir fay düzlemi üzerinde gerçekleştiği sonucuna varılmıştır. Bölgenin karakteristik yapısı KD-GB ve KB-GD yönlü doğrultu atımlı faylar ile D-B yönlü normal faylar tarafından çevrilmiştir. Deprem birden çok kurum tarafından farklı büyüklük ve derinliklerde tespit edilmiştir. Bu kurumlar Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı (AFAD), Kandalli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü (KOERİ) ve Amerikan Jeolojik Araştırma Merkezi (USGS-U.S. Geological Survey)'dir. Bu değerler Çizelge 5.4'de verilmiştir (**Özacar vd., 2020, Çağlar vd., 2020**).

Çizelge 5.4. 30 Ekim 2020 Sisam Adası Depremi için çeşitli ajanslardan derlenmiş deprem parametreleri

Ajans Adı	Enlem(°)	Boylam(°)	Mw	Derinlik (km)
KOERİ*	37.902°N	26.794°E	6.9	12
AFAD	37.888°N	26.777°E	6.6	16
USGS	37.918°N	26.790°E	7.0	21

Uygulamada Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü parametreleri dikkate alınmıştır. Depremi merkez üssünün TUSAGA-Aktif istasyonlarına olan uzaklıkları yaklaşık olarak Google Earth Pro yazılımı üzerinden analiz edilmiştir. 37.902° kuzey enlemi ve 26.794° doğu boylamı merkez üssü alınarak yazılımda işaretlenmiştir. Şekil 5.14 'de harita üzerinde depremin merkez üssü deprem oluş tarihi ile adlandırılmış olup etrafında uygulamada kullanılan TUSAGA-Aktif istasyonları yer işareti olarak eklenmiştir.



Şekil 5.14. 30 Ekim 2020 Mw=6.9 büyüklüğündeki İzmir Seferihisar Açıkları (Sisam Adası) Depremi merkez üssü ve TUSAGA-Aktif istasyonları dağılımı.

Deprem merkez üssüne istasyon uzaklıklarına bakıldığında KD yönünde 60,39 km uzaklıkta bulunan İZMİ istasyonu en yakın istasyon olmuştur. İkinci olarak en yakın olan istasyon KB yönünde 62,97 km uzaklıkla CES1 istasyonudur. GD yönünde 71,65 km uzaklıkta bulunan DIDI istasyonu üçüncü yakın istasyondur. Diğer istasyonları yakınlık derecesine göre istasyonları sıralamak istersek AYD2, SALH, KİKA ve AYVL istasyonu şeklinde olmaktadır.

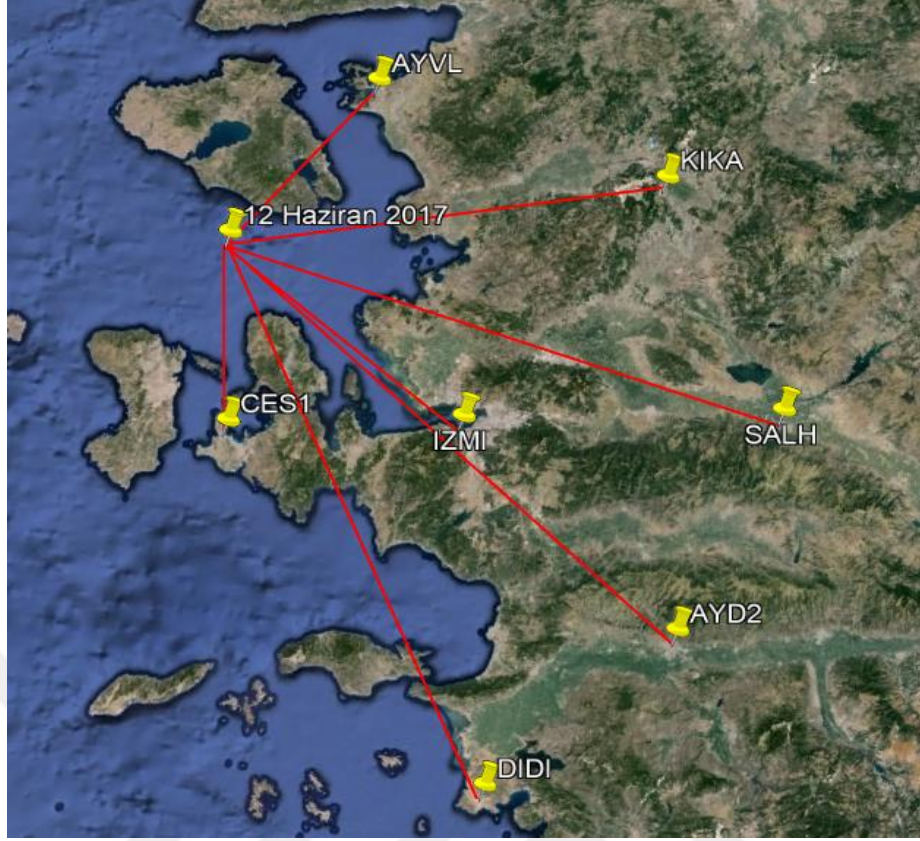
12 Haziran 2017 tarihli yerel saat ile 15:28 (UTC+03:00) 'de merkez üssü Karaburun açıkları ile Midilli Adası arasında olan Kandilli Rasathanesi ve Deprem

Araştırma Enstitüsü verilerine göre büyüklüğü $M_w=6.2$ olan Midilli Depremi (Karaburun Açıkları) meydana gelmiştir. Oluşan depremin sismik kaynağı olarak normal fay özelliği taşıyan Midilli Fayı (Lesbos Fault) görülmektedir. **Aksu vd. (1990)**'ne göre BKB-DGD doğrultulu olarak adaya yaklaşık paralel şekilde bulunan bir fay olarak yorumlanmıştır (**Sözbilir vd., 2017**). Midilli Adasının güneyinde bulunan uzunlukları 10-15 km arasında değişen, birbirine paralel birkaç normal fay segmentinden oluşan Midilli Fay Zonu'nun GD kesiminde meydana gelmiştir. Deprem sonrası Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü tarafından hazırlanan tahmini şiddet haritasında depremin merkez üssünde şiddet değeri $I_0=VI$ iken İzmir ve Manisa ilinde $I_0=IV$ şiddet değerine sahip olduğu ortaya konulmuştur. Farklı ajanslardan toplanan verilere göre deprem parametreleri Çizelge 5.5'te verilmiştir.

Çizelge 5.5. 12 Haziran 2017 Karaburun Depremi için çeşitli ajanslardan derlenmiş deprem parametreleri

Ajans Adı	Enlem (°)	Boylam (°)	M_w	Derinlik (km)
KOERI*	38.85°N	26.25°E	6.2	20
AFAD	38.8511°N	26.2565°E	6.2	16
USGS	38.85°N	26.25°E	6.3	10

Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü verilerini kullanarak depremin merkez üssü 38.85 kuzey enlemi ve 26.25 doğu boylamı olarak alınmış Google Earth Pro yazılımında işaretlenmiştir. TUSAGA-Aktif istasyonlarının deprem merkez üssüne olan uzaklığı yazılım üzerinden yaklaşık olarak elde edilmiş olup Şekil 5.15' te dağılımı gösterilmiştir. Deprem merkez üssü depremin oluş tarihi ile adlandırılmıştır.



Şekil 5.15. 12 Haziran 2017 Mw=6.2 büyüklüğündeki Midilli Depremi (Karaburun Açıkları) Depremi merkez üssü ve TUSAGA-Aktif istasyonları dağılımı.

Deprem merkez üssüne istasyon uzaklıklarına bakıldığında GB yönünde 58,49 km uzaklıkta bulunan CES1 istasyonu en yakın istasyon olmuştur. İkinci olarak en yakın olan istasyon KD yönünde 64,51 km uzaklıkla AYVL istasyonudur. GD yönünde 88,86 km uzaklıkta bulunan IZMI istasyonu üçüncü yakın istasyondur. Diğer istasyonları yakınlık derecesine göre istasyonları sıralamak istersek KIKA, SALH, AYD2 ve DIDI istasyonu şeklinde olmaktadır.

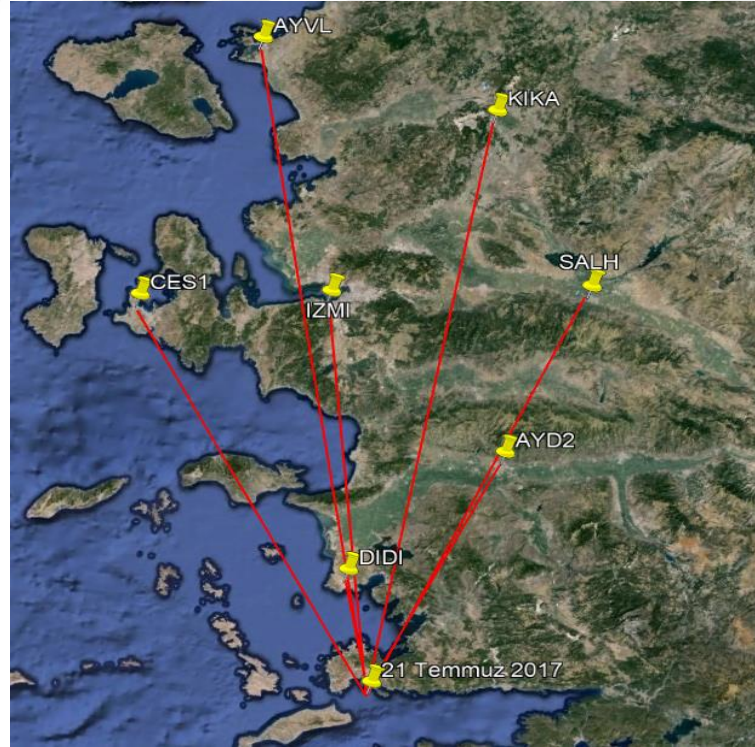
21 Temmuz 2017 tarihli yerel saat ile 01:31:09 (UTC + 03.00) merkez üssü Bodrum'a yaklaşık 8 km uzaklıkta Gökova Körfezi'nde Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü verilerine göre büyüklüğü Mw=6.5 olan Gökova Körfezi Depremi (Bodrum Açıkları) meydana gelmiştir. Deprem etkisini çevre illerde geniş bir alanda hissedilmiştir. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA) tarafından yazılmış deprem raporunda Avrupa-Akdeniz Sismolojik Merkezi (EMSC)'ne bağlı sismoloji kurumları tarafından yapılmış odak mekanizması çözümlerinde D-B doğrultulu eğim atımlı normal bir fay hattından depremin meydana geldiği sonucuna ulaşılmıştır. Gökova Körfezi çoğunlukla normal faylarla karakterizedir (MTA, 2017). Depremin sismik kaynağı olarak bölgeyi kenardan sınırlayan 120 km uzunluğunda Gökova Fay Zonu 'dur

(Sözbilir vd., 2017). Körfez tarih boyunca birçok deprem meydana getirmiş ve içerisinde bulunan fay segmentleri ise araştırmalara sonuçlarına göre $M_w=7$ büyüklüğüne varabilecek deprem üretme potansiyeli taşımaktadır. Farklı ajanslardan toplanan verilere göre deprem parametreleri Çizelge 5.6’te verilmiştir.

Çizelge 5.6. 21 Temmuz 2017 Gökova Körfezi (Bodrum Açıkları) Depremi için çeşitli ajanslardan derlenmiş deprem parametreleri

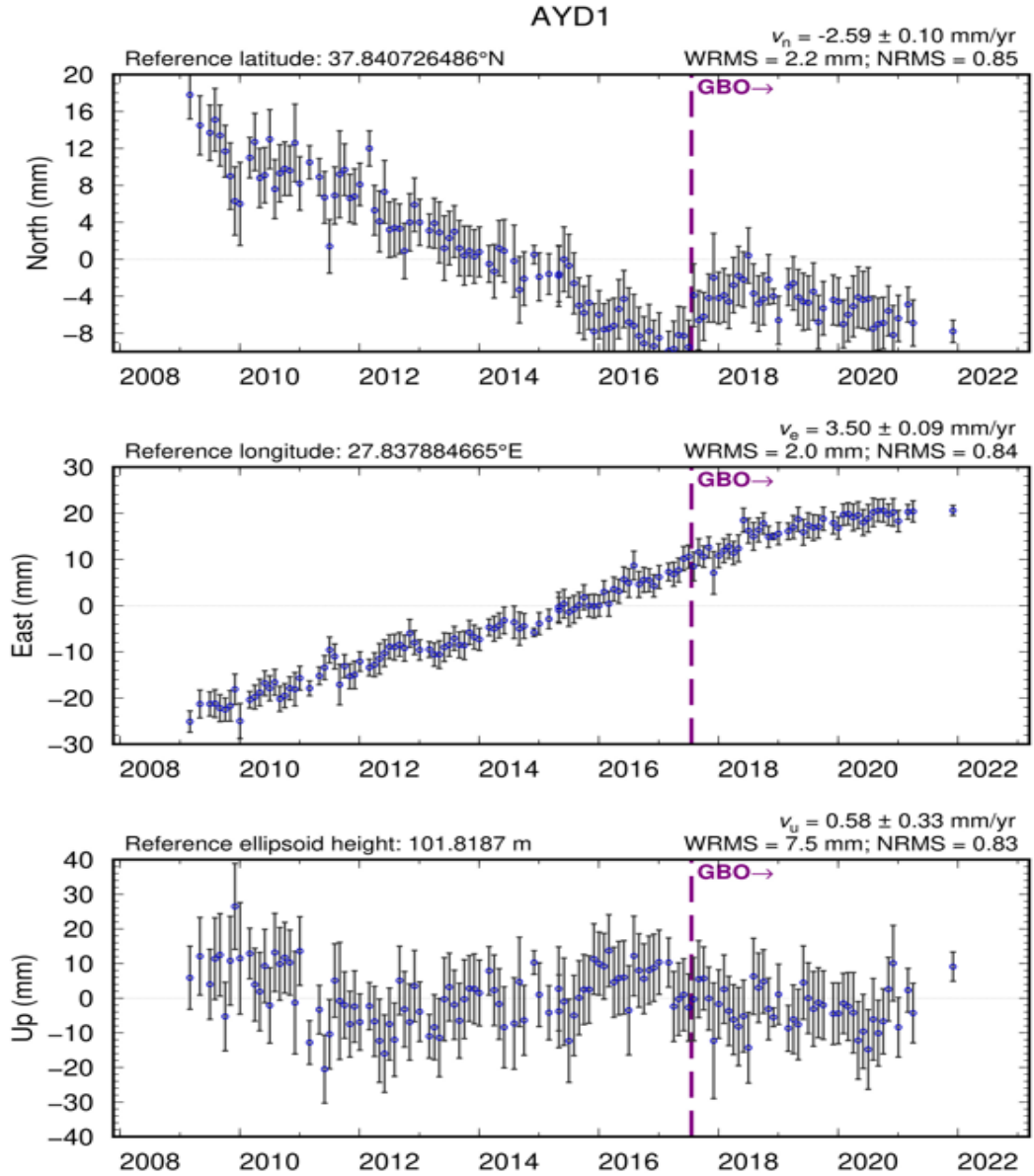
Ajans Adı	Enlem (°)	Boylam (°)	M_w	Derinlik (km)
KOERI*	36.9620°N	27.4053°E	6.5	5
AFAD	36.9198°N	27.4435°E	6.5	7.8
USGS	36.949°N	27.458°E	6.6	5

Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü verilerini kullanarak depremin merkez üssü 36.9620 kuzey enlemi ve 27.4053 doğu boylamı olarak alınmış Google Earth Pro yazılımında işaretlenmiştir. TUSAGA-Aktif istasyonlarının deprem merkez üssüne olan uzaklığı yazılım üzerinden yaklaşık olarak elde edilmiş olup Şekil 5.16’ te dağılımı gösterilmiştir. Deprem merkez üssü depremin oluş tarihi ile adlandırılmıştır.



Şekil 5.16. 21 Temmuz 2017 $M_w=6.5$ büyüklüğündeki Gökova Körfezi (Bodrum Açıkları) Depremi merkez üssü ve TUSAGA-Aktif istasyonları dağılımı.

Deprem merkez üssüne olan istasyon uzaklıklarına bakıldığında yaklaşık kuzey kuzeybatı yönünde 48,06 km uzaklıkta bulunan DIDI istasyonu en yakın istasyon olmuştur. İkinci olarak en yakın olan istasyon KD yönünde 107,78 km uzaklıkla AYD2 istasyonudur. Yaklaşık kuzey, kuzeybatı yönünde 161,68 km uzaklıkta bulunan IZMI istasyonu üçüncü yakın istasyondur. Diğer istasyonları yakınlık derecesine göre istasyonları sıralamak istersek CES1, SALH, KIKA ve AYVL istasyonu şeklinde olmaktadır.

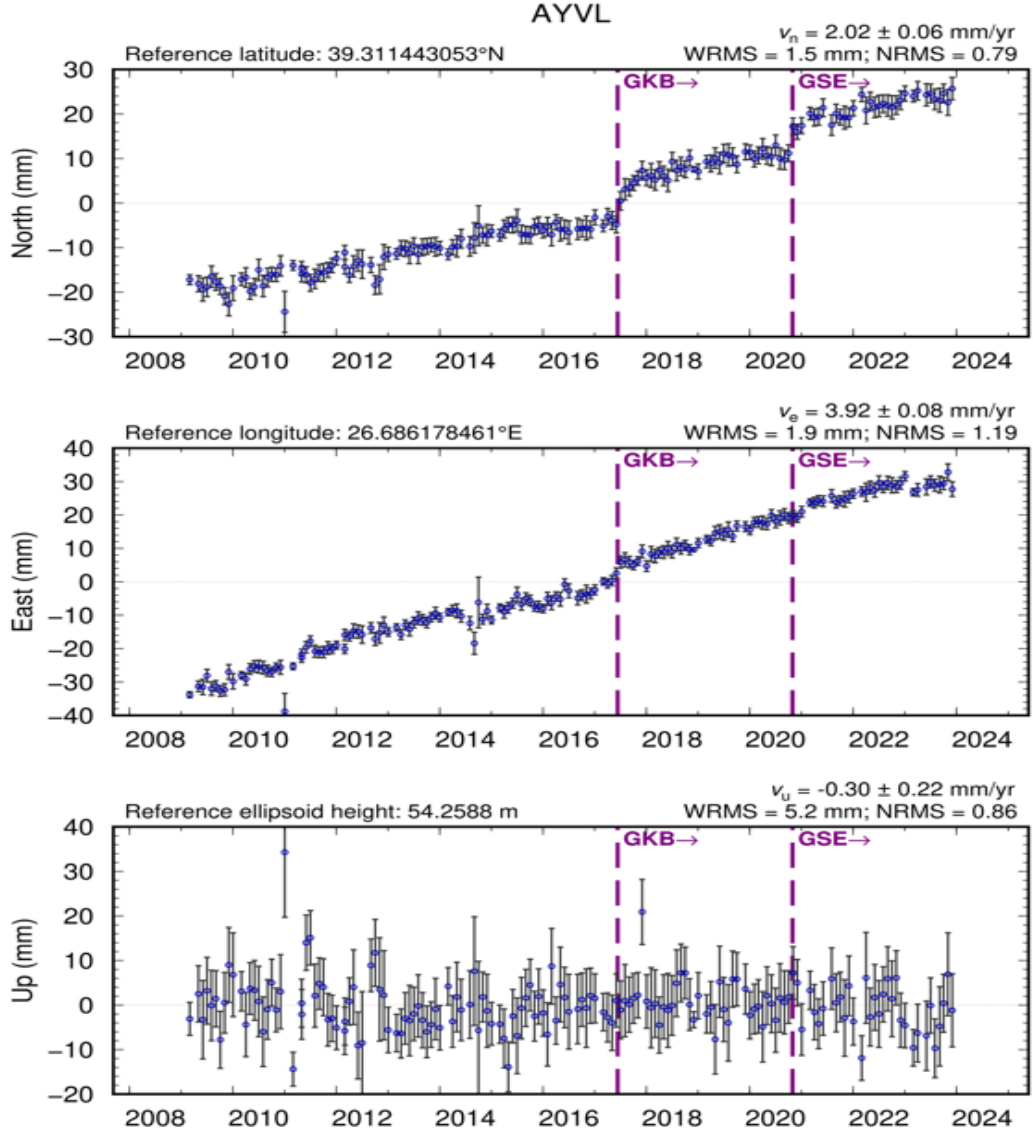


Şekil 5.17. AYD1 istasyonuna ait yıllık tekrarlılık grafiği. GBO kesikli çizgisi 20 Temmuz 2017 yılında meydana gelmiş Mw=6.5 büyüklüğündeki Bodrum depremi etkisini göstermektedir.

AYD1 istasyonu 2009 – 2023 zaman aralığında üretilmiş uzun dönemli zaman serisi Şekil 5.17 ‘de gösterilmektedir. Yıllık tekrarlılık grafiğine bakıldığında yatay koordinatlar için wrms değerleri kuzey bileşen için 2.2 mm, doğu bileşen için 2.0 mm iken düşey bileşende 7.5 mm olduğu görülmektedir. Düşey bileşeni bölgenin genişleme rejimi gösterdiğinden dolayı konum belirsizliği daha fazladır. Zaman grafiği incelendiğinde GBO ile kesikli çizgi 21 Temmuz 2017 yılında meydana gelmiş $M_w=6.5$ büyüklüğündeki Bodrum depreminin etkisini temsil etmektedir. Bu günde meydana gelen sapma değerlendirme aşamasında çıkarılmış ve hız vektörleri bu şekilde üretilmiştir. Bodrum Depremi merkez üssü koordinatlarına göre AYD1 istasyonu yaklaşık 107,78 km ile ana şokun meydana geldiği yere en yakın 2. İstasyondur. Ve bu istasyona ait kuzey, doğu ve yukarı bileşenlerine ait konum farkları ve standart sapma değerleri Çizelge 5.7 ‘de verilmiştir. AYD1 istasyonunda Kuzey ve Doğu bileşenler incelendiğinde; doğu bileşende koordinat değişimi 43.24 mm, kuzey bileşende koordinat değişimi 19.96 mm olarak bulunmuştur (Çizelge 5.7).

Çizelge 5.7. AYD1 istasyonu depremden önce ve sonra konum farkları ve standart sapma değerleri.

Nokta Adı	dE (mm)	sE(mm)	dN(mm)	sN(mm)	dU(mm)	sU(mm)
AYD1GBO- AYD1GPS	43.24	0.86	-19.96	0.80	-9.23	3.12



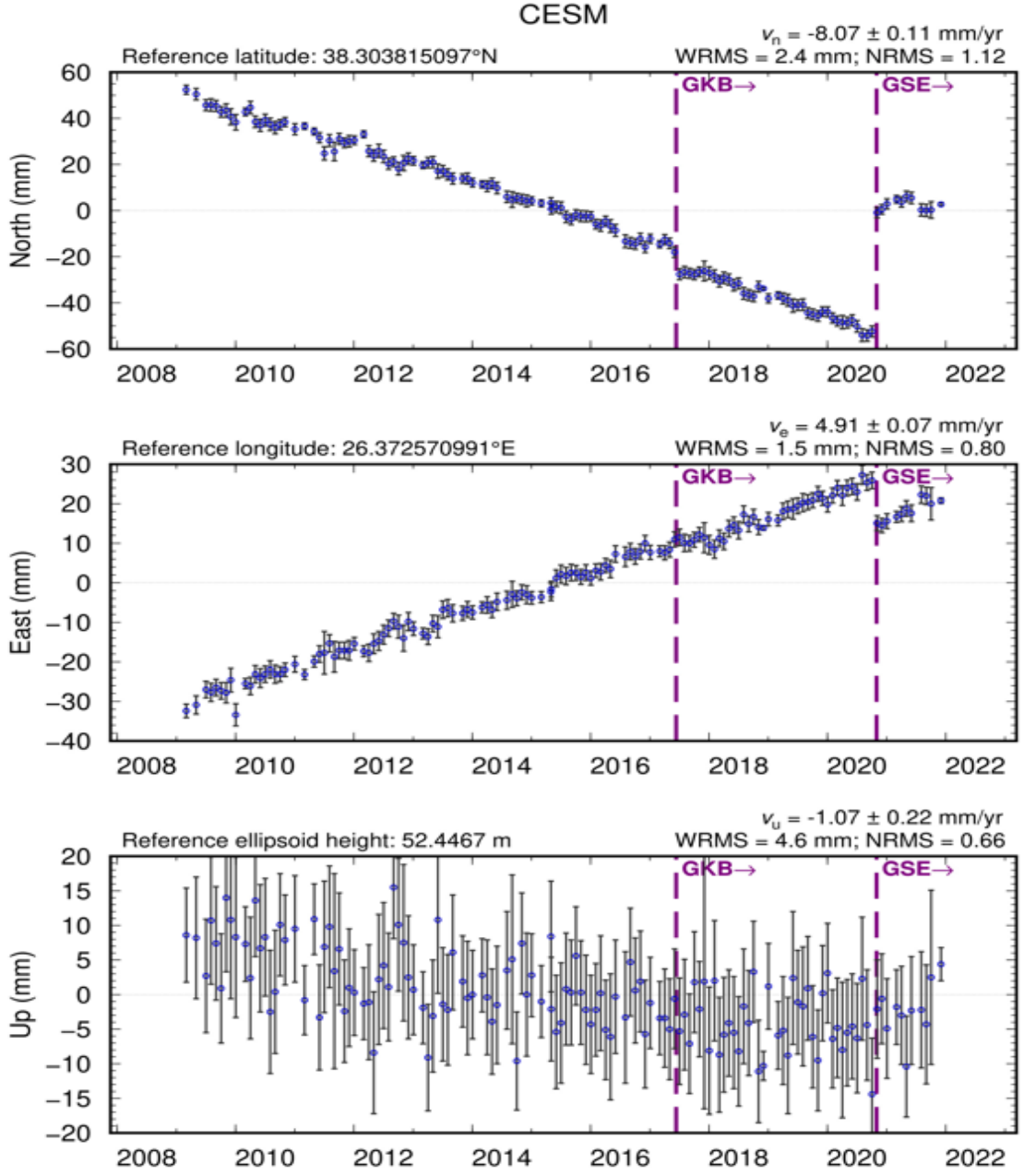
Şekil 5.18. AYVL istasyonuna ait yıllık tekrarlılık grafiği. GKB kesikli çizgisi 12 Haziran 2017 yılında $M_w = 6.2$ büyüklüğündeki Karaburun Depremi, GSE kesikli çizgisi 30 Ekim 2020 yılında $M_w = 6.9$ büyüklüğündeki Sisam Adası-Seferihisar Depremi göstermektedir.

AYVL istasyonu 2009 – 2023 zaman aralığında üretilmiş uzun dönemli zaman serisi Şekil 5.18 ‘de gösterilmektedir. Yıllık tekrarlılık grafiğine bakıldığında yatay koordinatlar için wrms değerleri kuzey bileşen için 1.5 mm, doğu bileşen için 1.9 mm iken düşey bileşende 5.2 mm olduğu görülmektedir. Düşey bileşeni bölgenin genişleme rejimi gösterdiğinden dolayı konum belirsizliği daha fazladır. Zaman serisi incelendiğinde GKB ve GSE ile işaretlenmiş günler o tarihlerde meydana gelmiş depremleri temsil etmektedir. Zaman serisindeki ilk hareket 12 Haziran 2017 yılında

Mw=6.2 büyüklüğündeki Karaburun depremini gösterirken, ikinci hareket 30 Ekim 2020 yılında meydana gelmiş Mw=6.9 büyüklüğündeki Sisam Adası-Seferihisar depremini temsil etmektedir. Bu günlerdeki koordinat değerleri değerlendirme yaparken çıkartılmış dikkate alınmamıştır. Hız vektörleri o günkü hareket olmadan elde edilmiştir. Karaburun Depremi merkez üssü koordinatlarına göre AYVL istasyonu yaklaşık 64,51 km ile ana şokun meydana geldiği yere en yakın 2. İstasyondur. Ve bu istasyona ait kuzey, doğu ve yukarı bileşenlerine ait konum farkları ve standart sapma değerleri Çizelge 5.8 'de verilmiştir. AYVL istasyonunda Kuzey ve Doğu bileşenler incelendiğinde; doğu bileşende koordinat değişimi 21.43 mm, kuzey bileşende koordinat değişimi 6.61 mm olarak bulunmuştur (Çizelge 5.8). AYVL istasyonunda ikinci kesikli çizgisi temsil eden Sisam Adası Depremi merkez üssü koordinatları incelendiğinde 156,88 km ile ana şokun meydana geldiği yere yakınlık derecesi 7'dir. Böylelikle depremden diğer istasyonlara oranla daha az etkilenmiştir. Çizelge 5.8' de bulunan kuzey ve doğu bileşenlere ait konum farkları incelendiğinde, doğu bileşende koordinat değişimi 2.57 mm, kuzey bileşende koordinat değişimi 19.83 mm olarak bulunmuştur.

Çizelge 5.8. AYVL istasyonu depremden önce ve sonra konum farkları ve standart sapma değerleri.

Nokta Adı	dE(mm)	sE(mm)	dN(mm)	sN(mm)	dU(mm)	sU(mm)
AYVLGKB- AYVLGPS	21.43	0.77	6.61	0.71	-15.83	2.74
AYVLGSE- AYVLGKB	2.57	0.71	-19.83	0.65	-22.19	2.52



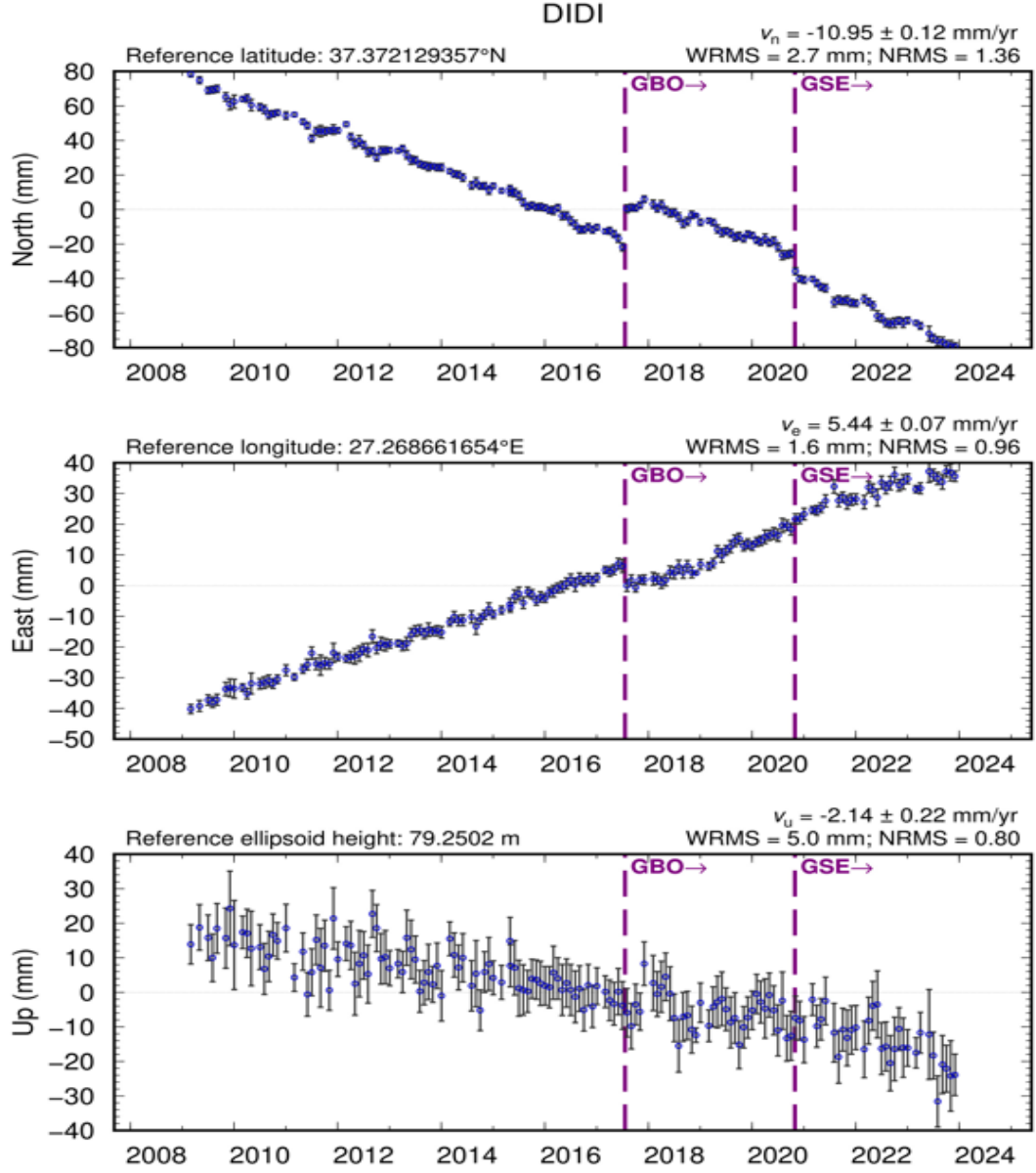
Şekil 5.19. CESM istasyonuna ait yıllık tekrarlılık grafiği. GKB kesikli çizgisi 12 Haziran 2017 yılında Mw=6.2 büyüklüğündeki Karaburun depremini, GSE kesikli çizgisi 30 Ekim 2020 yılında Mw=6.9 büyüklüğündeki Sisam Adası – Seferihisar depremini göstermektedir.

CESM istasyonu 2009 – 2023 zaman aralığında üretilmiş uzun dönemli zaman serisi Şekil 5.19 ‘da gösterilmektedir. Yıllık tekrarlılık grafiğine bakıldığında yatay koordinatlar için wrms değerleri kuzey bileşen için 2.4 mm, doğu bileşen için 1.5 mm iken düşey bileşende 4.6 mm olduğu görülmektedir. Düşey bileşeni bölgenin genişleme rejimi gösterdiğinden

dolayı konum belirsizliği daha fazladır. Zaman serisi incelendiğinde GKB ve GSE ile işaretlenmiş günler o tarihlerde meydana gelmiş depremleri temsil etmektedir. Zaman serisindeki ilk hareket 12 Haziran 2017 yılındaki $M_w=6.2$ büyüklüğündeki Karaburun depremini gösterirken, ikinci hareket 30 Ekim 2020 yılında meydana gelmiş $M_w=6.9$ büyüklüğündeki Sisam Adası-Seferihisar depremini temsil etmektedir. Bu günlerdeki koordinat değerleri değerlendirme yaparken çıkartılmış dikkate alınmamıştır. Hız vektörleri o günkü hareket olmadan elde edilmiştir. Karaburun Depremi merkez üssü koordinatlarına göre CESM istasyonu yaklaşık 58,49 km ile ana şokun meydana geldiği yere en yakın 1. istasyondur. Ve bu istasyona ait kuzey, doğu ve yukarı bileşenlerine ait konum farkları ve standart sapma değerleri Çizelge 5.9 'da verilmiştir. CESM istasyonunda Kuzey ve Doğu bileşenler incelendiğinde; doğu bileşende koordinat değişimi 2.57 mm, kuzey bileşende koordinat değişimi 0.71 mm olarak bulunmuştur (Çizelge 5.9). CESM istasyonunda ikinci kesikli çizgisi temsil eden Sisam Adası Depremi merkez üssü koordinatları incelendiğinde 62,97 km ile ana şokun meydana geldiği yere yakınlık derecesi 2'dir. Çizelge 5.9' da bulunan kuzey ve doğu bileşenlere ait konum farkları incelendiğinde, doğu bileşende koordinat değişimi 169.02 mm, kuzey bileşende koordinat değişimi 11.92 mm olarak bulunmuştur.

Çizelge 5.9. CESM istasyonu depremden önce ve sonra konum farkları ve standart sapma değerleri.

Nokta Adı	dE(mm)	sE(mm)	dN(mm)	sN(mm)	dU(mm)	sU(mm)
CESMGKB- CESMGPS	2.57	0.71	-19.83	0.65	-22.19	2.52
CESMGSE- CESMGKB	169.02	1.15	-11.92	1.08	33.48	4.09



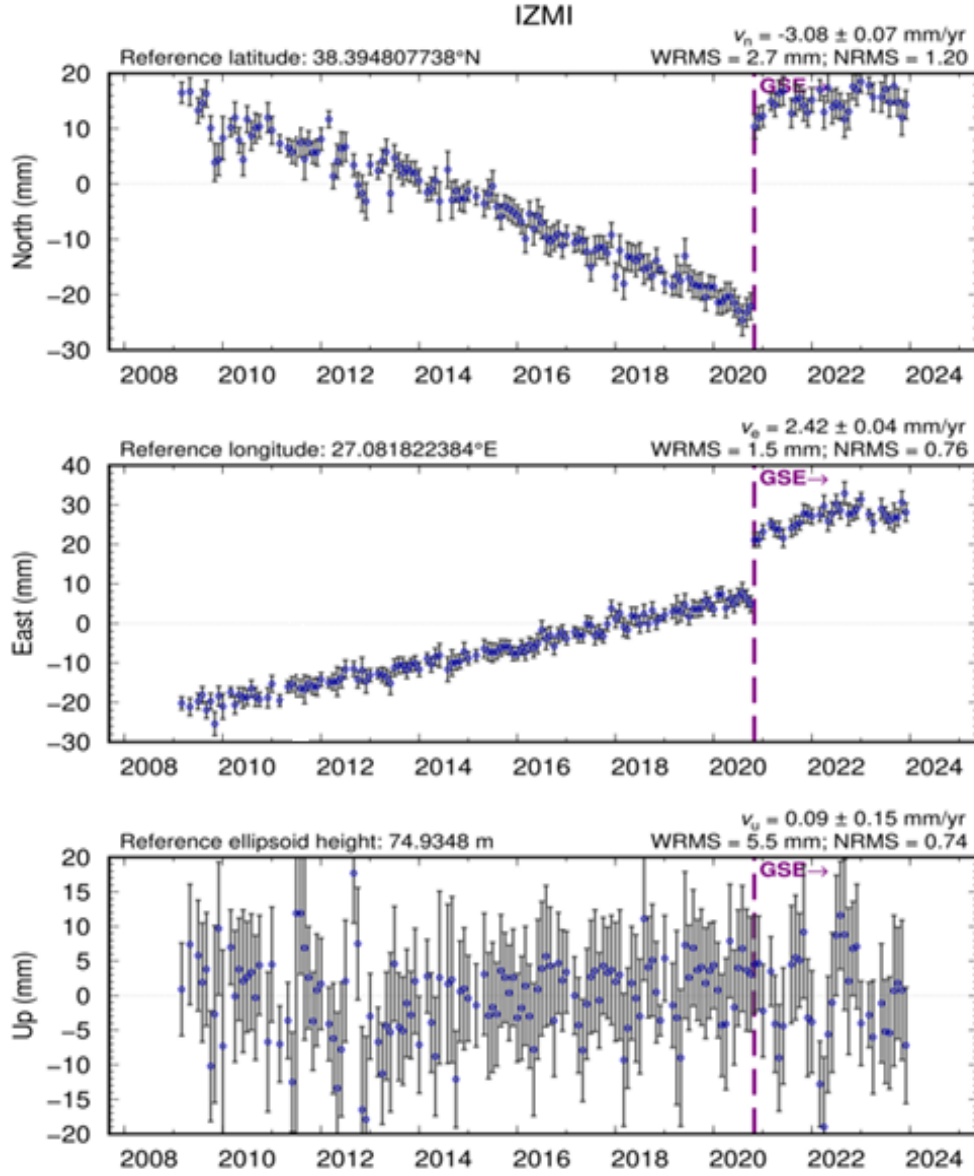
Şekil 5.20. DIDI istasyonuna ait yıllık tekrarlılık grafiği. GBO kesikli çizgisi 20 Temmuz 2017 yılında Mw=6.5 büyüklüğündeki Bodrum Depremi, GSE kesikli çizgisi 30 Ekim 2020 yılında Mw=6.9 büyüklüğündeki Sisam Adası-Seferihisar Depremi göstermektedir.

DIDI istasyonu 2009 – 2023 zaman aralığında üretilmiş uzun dönemli zaman serisi Şekil 5.20 ‘de gösterilmektedir. Yıllık tekrarlılık grafiğine bakıldığında yatay koordinatlar için wrms değerleri kuzey bileşen için 2.7 mm, doğu bileşen için 1.6 mm iken düşey bileşende 5.0 mm olduğu görülmektedir. Düşey bileşeni bölgenin genişleme rejimi gösterdiğinden dolayı konum belirsizliği daha fazladır. Zaman serisi incelendiğinde GBO ve GSE ile işaretlenmiş günler o tarihlerde meydana gelmiş depremleri temsil etmektedir. Zaman serisindeki ilk hareket 20 temmuz 2017 yılında Mw= 6.5 büyüklüğündeki Bodrum

depremini gösterirken, ikinci hareket 30 Ekim 2020 yılında meydana gelmiş $M_w= 6.9$ büyüklüğündeki Sisam Adası-Seferihisar depremini temsil etmektedir. Bu günlerdeki koordinat değerleri değerlendirme yaparken çıkartılmış dikkate alınmamıştır. Hız vektörleri o günkü hareket olmadan elde edilmiştir. Bodrum Depremi merkez üssü koordinatlarına göre DIDI istasyonu yaklaşık 48,06 km ile ana şokun meydana geldiği yere en yakın 1. İstasyondur. Ve bu istasyona ait kuzey, doğu ve yukarı bileşenlerine ait konum farkları ve standart sapma değerleri Çizelge 5.10 'da verilmiştir. DIDI istasyonunda Kuzey ve Doğu bileşenler incelendiğinde; doğu bileşende koordinat değişimi 62.16 mm, kuzey bileşende koordinat değişimi 3.99 mm olarak bulunmuştur (Çizelge 5.10). DIDI istasyonunda ikinci kesikli çizgisi temsil eden Sisam Adası Depremi merkez üssü koordinatları incelendiğinde 71,65 km ile ana şokun meydana geldiği yere yakınlık derecesi 3'tür. Böylelikle depremden diğer istasyonlara oranla daha az etkilenmiştir. Çizelge 5.10' da bulunan kuzey ve doğu bileşenlere ait konum farkları incelendiğinde, doğu bileşende koordinat değişimi 95,88 mm, kuzey bileşende koordinat değişimi 11,00 mm olarak bulunmuştur.

Çizelge 5.10. DIDI istasyonu depremden önce ve sonra konum farkları ve standart sapma değerleri.

Nokta Adı	dE(mm)	sE(mm)	dN(mm)	sN(mm)	dU(mm)	sU(mm)
DIDIGBO- DIDIGPS	62.16	0.79	3.99	0.74	-7.79	2.84
DIDIGSE- DIDIGBO	95.88	0.63	11.00	0.59	-27.53	2.27



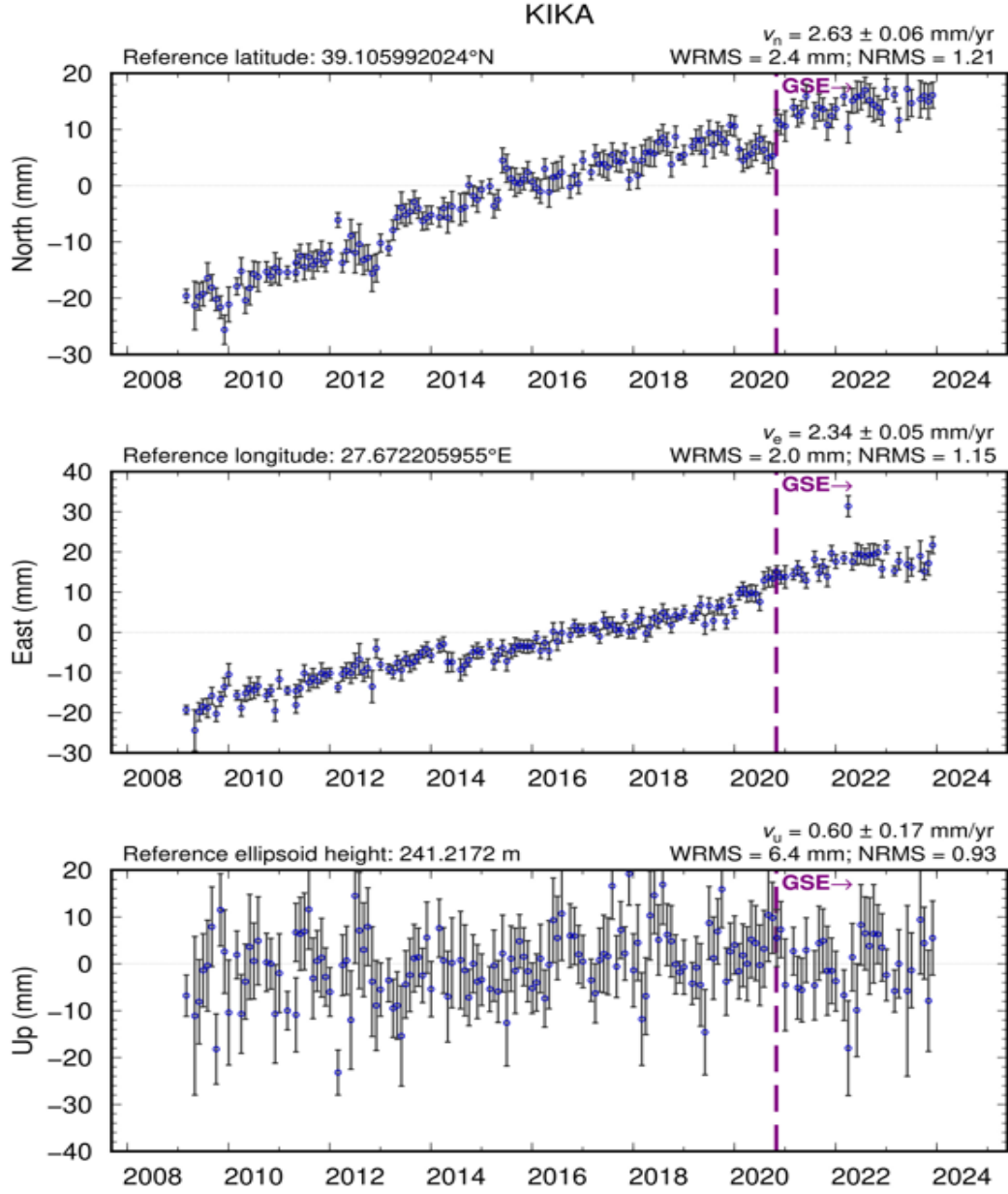
Şekil 5.21. IZMI istasyonuna ait yıllık tekrarlılık grafiği. GSE kesikli çizgisi 30 Ekim 2020 yılında Mw=6.9 büyüklüğündeki Sisam Adası-Seferihisar Depremi göstermektedir.

IZMI istasyonu 2009 – 2023 zaman aralığında üretilmiş uzun dönemli zaman serisi Şekil 5.21 ‘de gösterilmektedir. Yıllık tekrarlılık grafiğine bakıldığında yatay koordinatlar için wrms değerleri kuzey bileşen için 2.7 mm, doğu bileşen için 1.5 mm iken düşey bileşende 5.5 mm olduğu görülmektedir. Düşey bileşeni bölgenin genişleme rejimi gösterdiğinden dolayı konum belirsizliği daha fazladır. Zaman serisi incelendiğinde GSE ile işaretlenmiş günler o tarihlerde meydana gelmiş depremi temsil etmektedir. Zaman serisindeki hareket 30 Ekim 2020 yılında Mw=6.9 büyüklüğündeki Sisam Adası-Seferihisar depremini göstermektedir. Bu günlerdeki koordinat değerleri değerlendirme yaparken çıkartılmış dikkate alınmamıştır. Hız vektörleri o günkü hareket olmadan elde edilmiştir. Sisam

Adası Depremi merkez üssü koordinatlarına göre IZMI istasyonu yaklaşık 60,39 km ile ana şokun meydana geldiği yere en yakın 1. istasyondur. Ve bu istasyona ait kuzey, doğu ve yukarı bileşenlerine ait konum farkları ve standart sapma değerleri Çizelge 5.11’de verilmiştir. IZMI istasyonunda Kuzey ve Doğu bileşenler incelendiğinde; doğu bileşende koordinat değişimi 95,88 mm, kuzey bileşende koordinat değişimi 11,00 mm olarak bulunmuştur (Çizelge 5.11).

Çizelge 5.11. IZMI istasyonu depremde önce ve sonra konum farkları ve standart sapma değerleri.

Nokta Adı	dE(mm)	sE(mm)	dN(mm)	sN(mm)	dU(mm)	sU(mm)
IZMIGSE- IZMIGPS	95.88	0.63	11.00	0.59	-27.53	2.27



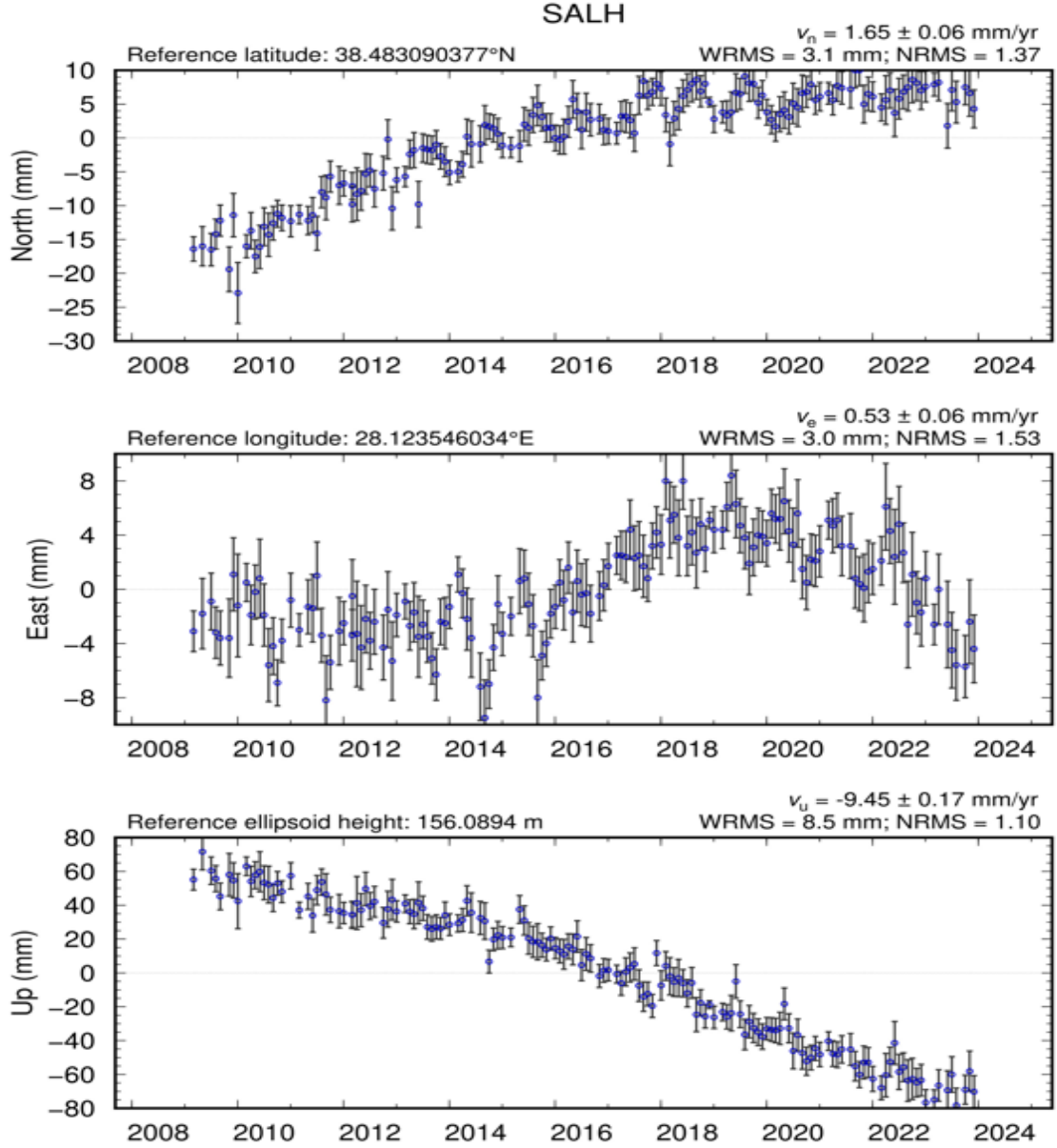
Şekil 5.22. KIKI istasyonuna ait yıllık tekrarlılık grafiği. GSE kesikli çizgisi 30 Ekim 2020 yılında Mw=6.9 büyüklüğündeki Sisam Adası-Seferihisar Depremi göstermektedir.

KIKI istasyonu 2009 – 2023 zaman aralığında üretilmiş uzun dönemli zaman serisi Şekil 5.22 'de gösterilmektedir. Yıllık tekrarlılık grafiğine bakıldığında yatay koordinatlar için wrms değerleri kuzey bileşen için 2.4 mm, doğu bileşen için 2.0 mm iken düşey bileşende 6.4 mm olduğu görülmektedir. Düşey bileşeni bölgenin genişleme rejimi gösterdiğinden dolayı konum belirsizliği daha fazladır. Zaman serisi incelendiğinde GSE ile işaretlenmiş günler o tarihlerde meydana gelmiş depremi temsil etmektedir. Zaman serisindeki hareket

30 Ekim 2020 yılında $M_w=6.9$ büyüklüğündeki Seferihisar depremini göstermektedir. Bu günlerdeki koordinat değerleri değerlendirme yaparken çıkartılmış dikkate alınmamıştır. Hız vektörleri o günkü hareket olmadan elde edilmiştir. Sisam Adası Depremi merkez üssü koordinatlarına göre KİKA istasyonu yaklaşık 153,7 km ile ana şokun meydana geldiği yere en yakın 6. İstasyondur. Ve bu istasyona ait kuzey, doğu ve yukarı bileşenlerine ait konum farkları ve standart sapma değerleri Çizelge 5.12 'de verilmiştir. KİKA istasyonunda Kuzey ve Doğu bileşenler incelendiğinde; doğu bileşende koordinat değişimi 16,54 mm, kuzey bileşende koordinat değişimi 8,58 mm olarak bulunmuştur (Çizelge 5.12).

Çizelge 5.12. KİKA istasyonu depremden önce ve sonra konum farkları ve standart sapma değerleri.

Nokta Adı	dE(mm)	sE(mm)	dN(mm)	sN(mm)	dU(mm)	sU(mm)
KİKAGSE- KİKAGPS	-16.54	0.57	-8.58	0.55	-11.32	2.14



Şekil 5.23. SALH istasyonuna ait yıllık tekrarlılık grafiği.

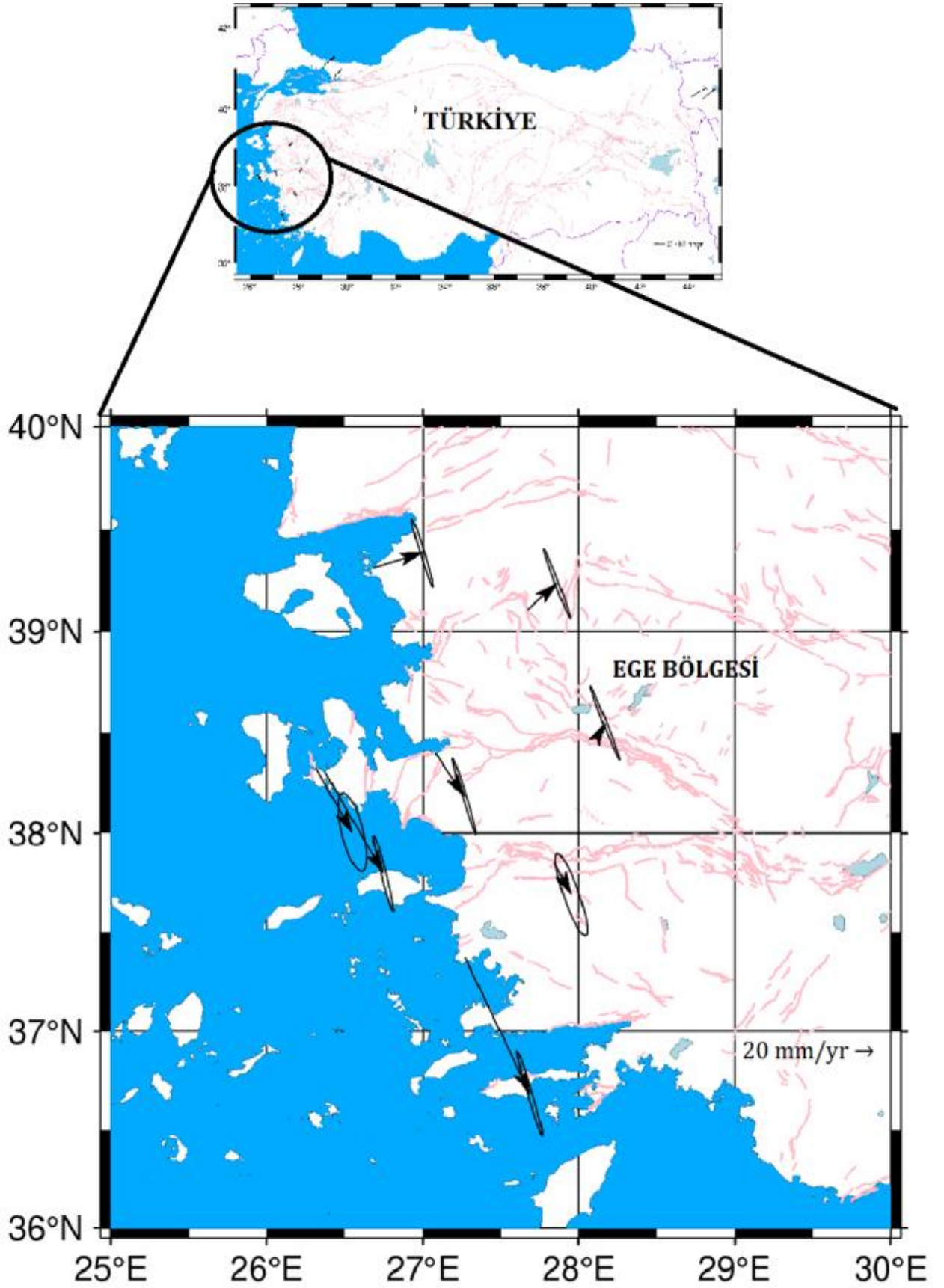
5.3.5. Global ve Bölgesel GNSS Hızlarının Hesaplanması

Stabilizasyon çalışmalarında, GAMIT adımıyla değerlendirmeye katılan IGS istasyonlarından koordinatları ve hızları hassas olarak elde edilenler kullanılmalıdır. Bu nedenle GAMIT adımıyla IGS istasyonlarının seçimi önemlidir. Bu aşamada seçilen referans noktalarına göre bağlı hareket ortaya koyulmaktadır. Stabilizasyon işlemi global veya bölgesel olarak iki türlü yapılmaktadır. Global stabilizasyon genellikle daha önceden tanımlamaları yapılmış büyük plakalara göre hız belirleme işlemidir. Bölgesel stabilizasyon ise daha çok noktaların birbirlerine göre ya da üzerinde bulundukları

plakanın hareketine göre hızlarını hesaplamak için kurulan bir stabilizasyon yöntemidir. Stabilizasyon çalışmasında hız belirlemek için kullanılan IGS sayısı 33'tür. İstasyon listesi Çizelge 5.2' de verilmiştir. Global ve bölgesel hız hesaplamada sonuç olarak üretilen hız değeri yer kabuğundaki noktaların belirli bir sürede nokta konumundaki küçük değişikliklerin ölçülmesi ile elde edilmektedir. İstasyonlardan elde edilen uzun dönemli verilerin analiz edilmesiyle gerçekleştirilir. Genel anlamda tektonik plakaların hareketlerinin belirlenmesinde kullanılan hız, mm veya cm düzeyinde yıllık değişimleri ifade etmektedir. Elde edilen sonuçların hassasiyeti yapılan ölçülerin kalitesine ve gözlemlerde kullanılan parametrelere bağlıyken, büyüklüğü ve hızın yönü ise referans alınan nokta/plaka hızı ile de bağlantılıdır (Solak, 2020). Bu nedenle veri değerlendirme aşamasında hız doğrulukları yüksek olan IGS istasyonlarının seçimi büyük önem arz etmektedir.

Global stabilizasyon işlemi için ilgili dizin içerisinde bulunan "*globk.cmd*" ile "*glorg.cmd*" dosyalarında gerekli değişikliklerin yapılması gerekmektedir. "*glorg.cmd*" dosyasında *stab_site* değişkeni ile stabilizasyon işleminde kullanılacak olan doğruluğu yüksek IGS istasyonları referans noktası olarak yazılmalıdır. GLOBK stabilizasyon için kullandığı noktaları sonuç hız dosyalarında * işareti ile göstermektedir. "*globk.cmd*" dosyasında hızların üretileceği referans frame ve plaka tanımlanmalıdır. İlk aşamada global stabilizasyon işlemi yapılacağı için bir plaka tanımlaması yapılmamıştır. ITRF20 referans sisteminde global hız değerleri ilgili komutlar vasıtasıyla elde edilmiştir. Bu aşamada 2009 ile 2020 yılları arasında İzmir bölgesi ve yakın çevresinde istasyonları etkileyebilecek tüm depremler ayrı bir deprem dosyası olarak hazırlanmış "*globk.cmd*" dosyasında *eq_file* değişkeni ile tanımlanmıştır. Hazırlanan deprem dosyası ile o güne ait hatalı gözlemler çözümden çıkartılmış olmaktadır.

Hız vektörleri, çeşitli jeodezik ve jeofiziksel analizler için önemli bilgiler sağlamaktadır. Yerkabuğu plakalarının hareketlerini izlemek amacıyla kullanılabilir. Bu, tektonik plaka sınırlarının hareket hızlarını ve yönlerini belirleyerek depremsellik analizlerine katkı sağlamaktadır. Deprem öncesi ve deprem sonrası yeryüzü deformasyonlarını izleyerek, fay hatlarının davranışlarını ve potansiyel deprem bölgelerini tespit etmek mümkün hale gelmektedir. Hız vektörleri doğu (E) ve kuzey (N) bileşenleri kullanılarak elde edilmektedir. Ve yatay düzlemdeki hareketlerin belirlenmesinde yaygın bir yöntemdir.



Şekil 5.24. ITRF2020 referans sisteminde TUSAGA-Aktif istasyonlarının hız vektörleri.

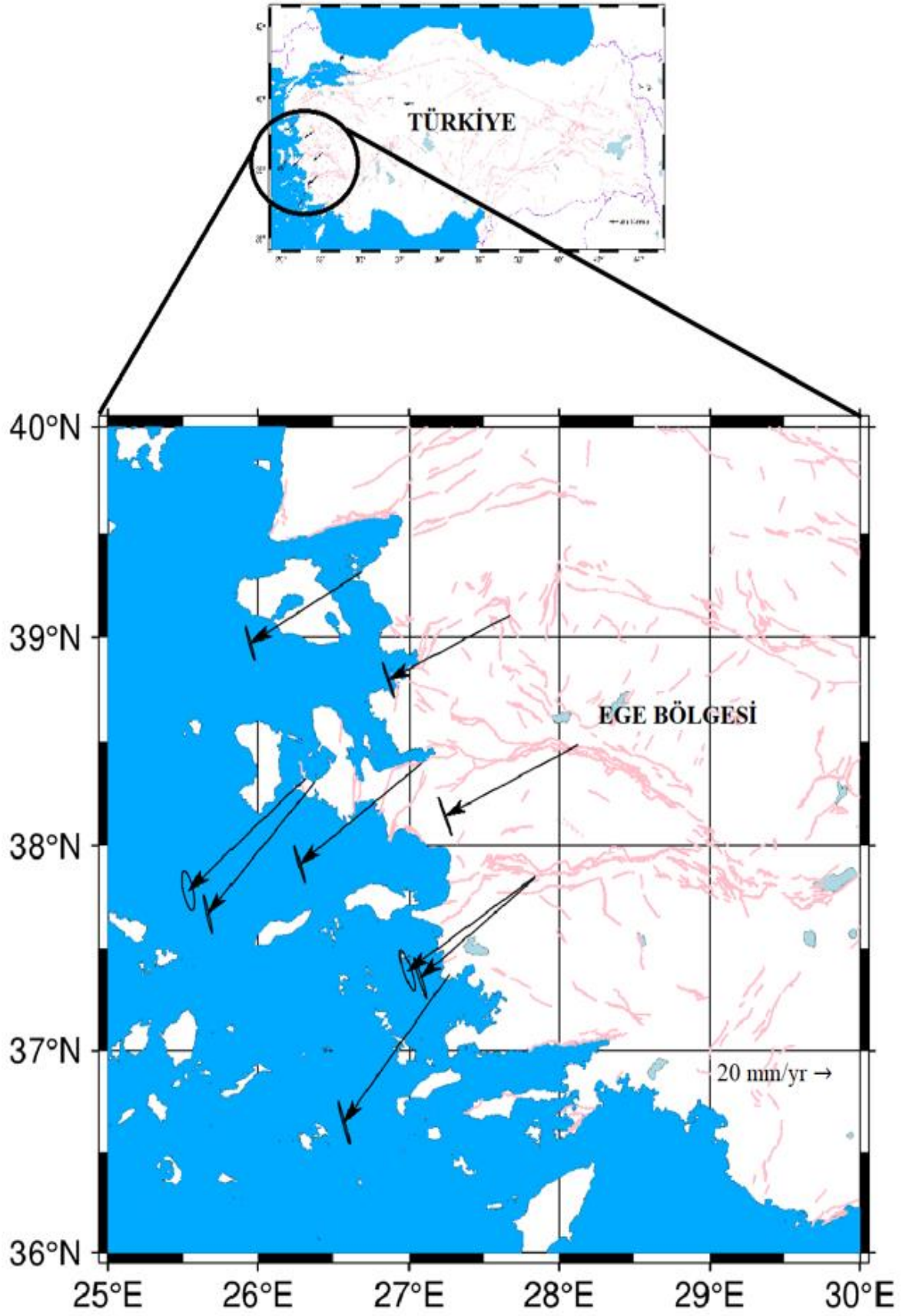
Çizelge 5.13. ITRF2020 referans sisteminde GNSS ağına ait hız değerleri.

NOKTA	BOYLAM(°)	ENLEM(°)	DOĞU (East) (mm/yıl)	KUZEY (North) (mm/yıl)	(σ) DOĞU (mm)	(σ)KUZEY (mm)
AYD1	27.83789	37.84073	4.06	-3.70	0.53	1.42
AYD2	27.84289	37.84871	1.50	-2.80	0.58	1.45
AYVL	26.68618	39.31144	4.28	1.31	0.39	1.20
CESM	26.37257	38.30381	5.16	-8.84	0.37	1.35
CES1	26.31247	38.32431	3.24	-5.61	0.52	1.41
DIDI	27.26866	37.37213	5.74	-11.81	0.46	1.49
IZMI	27.08182	38.39481	2.54	-3.70	0.43	1.34
KIKA	27.67221	39.10599	2.57	2.27	0.49	1.23
SALH	28.12355	38.48309	0.61	1.10	0.54	1.32

Elde edilen hız alanı incelendiğinde hız bileşenlerinin TUSAGA-Aktif istasyonları için doğu bileşenini pozitif yönlü, kuzey bileşeni için ise hem pozitif hem de negatif yönlü hareket gözlenmektedir. Doğru bileşeni için vektörel olarak en büyük hız değeri 5.74 mm/yıl ile DIDI noktasında en küçük hız değeri ise 0.61 mm/yıl ile SALH noktasındadır. Bu değerler kuzey bileşeni için -11.81 mm/yıl ile DIDI iken 1.10 mm/yıl ile SALH noktasındadır. SALH, KIKA, AYVL istasyonları KD yönlü hareket ederken AYD1, DIDI, IZMI, CESM istasyonları GD yönlü hareket etmektedir. Bu da istasyonları birbirinden ayıran farklı bir yersel mekanizmanın varlığını düşündürmektedir.

ITRF2020 referans sisteminde AYD1 istasyonunun hız vektörü 5.49 mm/yıl, SALH 1.26 mm/yıl, KIKA 3.43 mm/yıl, DIDI 13.13 mm/yıl, IZMI 4.49 mm/yıl, AYVL 4.48 mm/yıl ve CESM istasyonu 10.23 mm/yıl olarak elde edilmiştir.

Bir sonraki adımda referans olarak Avrasya plakası ve ITRF2014 çatısı tanımlanmıştır. Veriler ITRF20 referans sisteminden ITRF14 referans sistemine dönüştürülmüştür. Avrasya plakası için kullanılacak “igb14_comb_eura.apr” dosyası ITRF, IGS, EPN ve NGS çözümlerinin birleştirildiği dosya olup 2020 yılına ait dosyası bulunmamaktadır. Bu nedenle dönüşüm yapmak gerekmiştir. Bölgenin hız alanı Şekil 5.25’de gösterilmiştir.



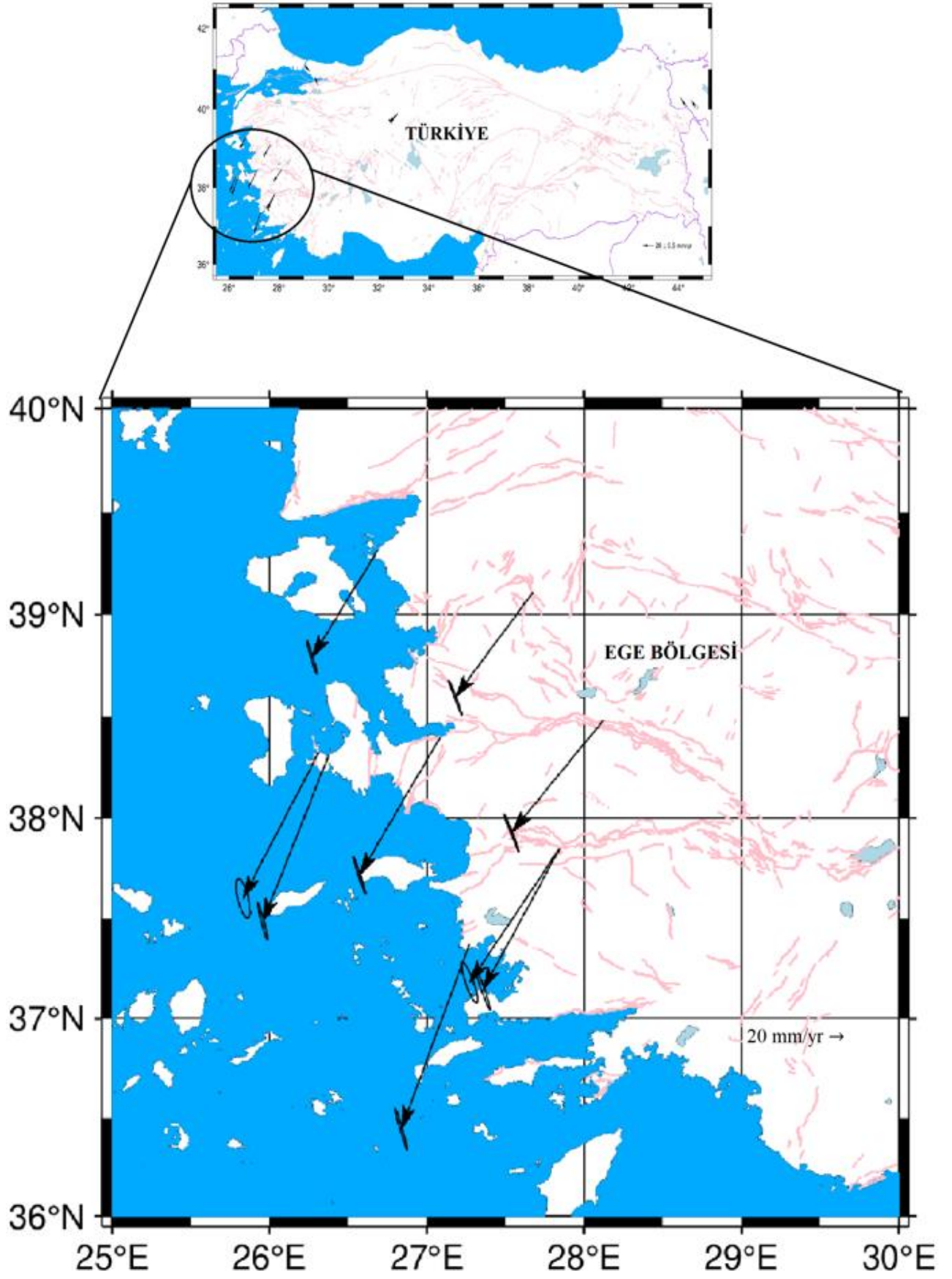
Şekil 5.25. ITRF2014 referans sisteminde Avrasya plakası sabit hız vektörleri.

Çizelge 5.14. ITRF2014 referans sisteminde Avrasya Plakası sabit, GNSS ağına ait hız değerleri.

NOKTA	BOYLAM(°)	ENLEM(°)	DOĞU (East) (mm/yıl)	KUZEY (North) (mm/yıl)	(σ) DOĞU (mm)	(σ) KUZEY (mm)
AYD1	27.83789	37.84073	-21.01	-16.82	0.51	1.37
AYD2	27.84289	37.84871	-23.50	-15.92	0.57	1.40
AYVL	26.68618	39.31144	-20.43	-12.03	0.37	1.16
CESM	26.37257	38.30381	-19.64	-22.22	0.35	1.31
CES1	26.31247	38.32431	-21.47	-19.00	0.51	1.36
DIDI	27.26866	37.37213	-19.30	-25.03	0.45	1.44
IZMI	27.08182	38.39481	-22.32	-16.97	0.42	1.29
KIKA	27.67221	39.10599	-22.30	-10.90	0.47	1.18
SALH	28.12355	38.48309	-24.38	-11.99	0.52	1.28

Bölgenin hız alanı incelendiğinde hız bileşenlerinin negatif değerde olduğu ve bölgenin GB yönlü bir hareket sergilediği görülmüştür. Ve diğer araştırmalarla da hareket uyumlu bulunmuştur. Doğu bileşeni için vektörel olarak en büyük hız değeri -24.38 mm/yıl ile SALH noktasında en küçük hız değeri ise -19.30 mm/yıl ile DIDI noktasındadır. Bu değerler kuzey bileşeni için -25.03 mm/yıl ile DIDI iken -10.90 mm/yıl ile KIKA noktasındadır.

Avrasya plakası sabit hız çözümünde bölgedeki noktaların hız vektörleri AYD1 istasyonu için 26.91 mm/yıl, SALH 27.17 mm/yıl, KIKA 24.82 mm/yıl, DIDI 31.62 mm/yıl, IZMI 28.04 mm/yıl, AYVL 23.71 mm/yıl ve CESM için 29.65 mm/yıl olarak elde edilmiştir.



Şekil 5.26. ITRF2014 referans sisteminde Arap plakası sabit hız vektörleri.

Çizelge 5.15. ITRF2014 referans sisteminde Arap Plakası sabit, GNSS ağına ait hız değerleri.

NOKTA	BOYLAM(°)	ENLEM(°)	DOĞU (East) (mm/yıl)	KUZEY (North) (mm/yıl)	(σ) DOĞU (mm)	(σ)KUZEY (mm)
AYD1	27.83789	37.84073	-13.28	-24.09	0.52	1.40
AYD2	27.84289	37.84871	-15.76	-23.19	0.58	1.42
AYVL	26.68618	39.31144	-11.51	-18.47	0.38	1.17
CESM	26.37257	38.30381	-11.47	-28.46	0.36	1.33
CES1	26.31247	38.32431	-13.28	-25.20	0.51	1.38
DIDI	27.26866	37.37213	-11.90	-31.91	0.46	1.46
IZMI	27.08182	38.39481	-14.12	-23.70	0.43	1.31
KIKA	27.67221	39.10599	-13.59	-18.03	0.48	1.20
SALH	28.12355	38.48309	-16.18	-19.44	0.53	1.30

Bölgenin hız alanı incelendiğinde hız bileşenlerinin negatif değerde olduğu ve bölgenin GB yönlü bir hareket sergilediği görülmüştür. Doğu bileşeni için vektörel olarak en büyük hız değeri -16.18 mm/yıl ile SALH noktasında en küçük hız değeri ise -11.47 mm/yıl ile CESM noktasındadır. Bu değerler kuzey bileşeni için -31.91 mm/yıl ile DIDI iken -11.47 mm/yıl ile CESM noktasındadır.

Avrasya plakası sabit hız çözümünde bölgedeki noktaların hız vektörleri AYD1 istasyonu için 27.50 mm/yıl, SALH 25.29 mm/yıl, KIKA 22.58 mm/yıl, DIDI 34.06 mm/yıl, IZMI 25.59 mm/yıl, AYVL 21.76 mm/yıl ve CESM için 16.22 mm/yıl olarak elde edilmiştir.

Çalışmanın devam eden kısmında Euler vektörleri kullanılarak Ege ve Anadolu bloğu için hız vektörleri elde edilecektir (**Reilinger vd., 2006, Çırmık, 2014, Çırmık vd., 2017, Uysal, 2023**). Euler vektörleri, plaka tektoniği teorisinin temel bileşenlerinden birisi olarak tanımlanmaktadır. Tektonik plakaların hareketlerini tanımlamak için kullanılır. Her tektonik plaka, kendi Euler vektörüne sahiptir. Bu vektör kullanılarak plakaların zaman içerisindeki hareketleri belirlenir. Aynı zamanda depremler sırasında plakaların nasıl hareket ettiklerini anlamak için de kullanılmaktadır.

Euler vektörü, bir dönme ekseni etrafında sabit bir hızla dönen rijit bir cismin hareketini tanımlamak için kullanılmaktadır. Matematiksel olarak, bir noktanın kartezyen koordinatlarındaki değişiklik, Euler kutbu ve dönme hızını içeren bir vektörle tanımlanmaktadır. Euler vektörlerinin bileşenleri dönme ekseni (euler kutbu) ve dönme hızıdır. Dönme ekseni; tektonik plakanın döndüğü sanal eksen olup bu eksen yeryüzünde belirli bir noktada kesişir ve burası Euler kutbu olarak tanımlanmaktadır. Dönme ekseni

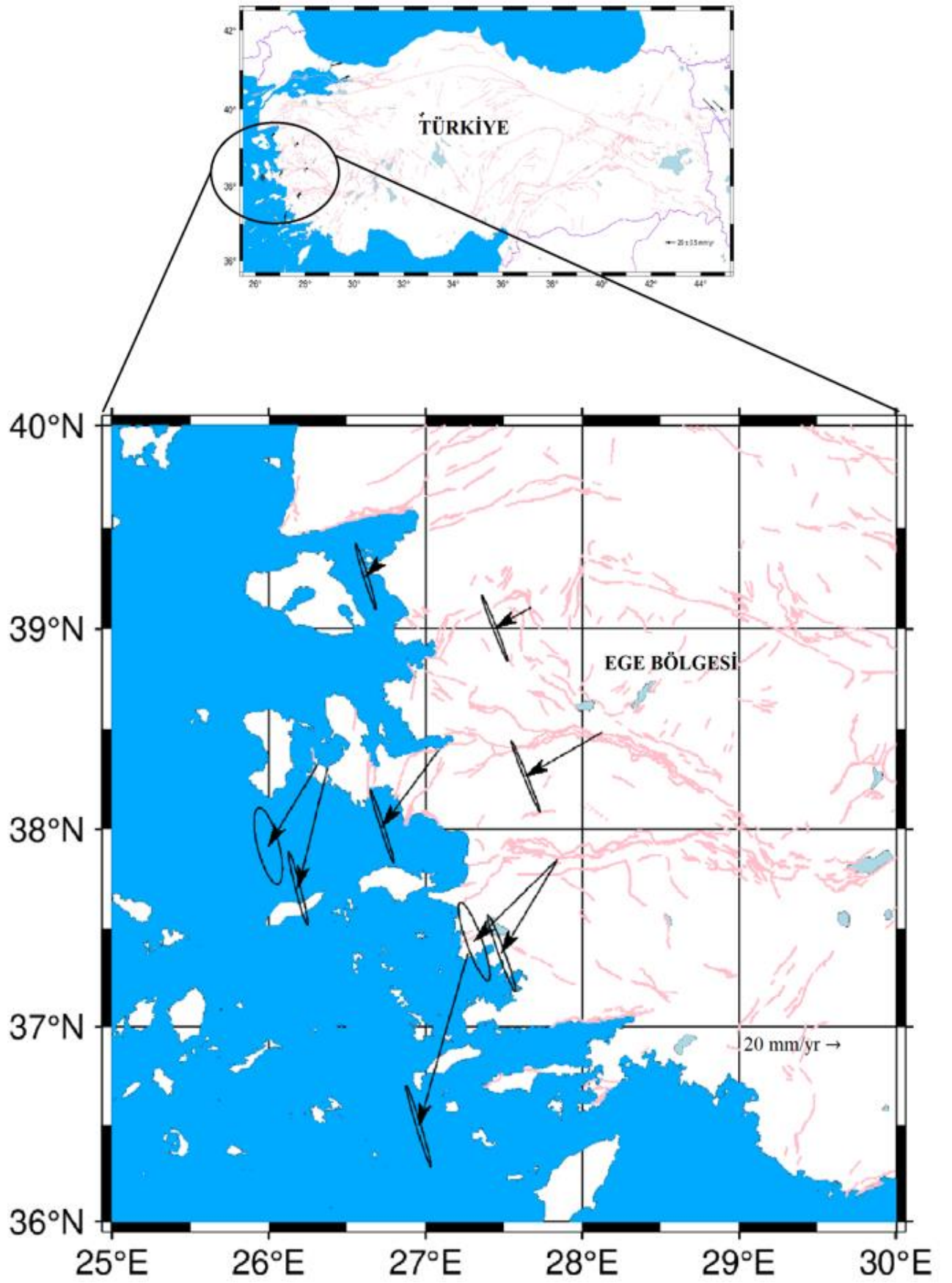
ise plakanın bu sanal eksen etrafında dönme hızıdır ve genellikle derece(yıl birimiyle ifade edilmektedir).

Tektonik plaka hareketlerinin, sabit hızlı (0 ivmeli) hareket olduğu varsayılarak koordinat değişimleri yıllık hızlar olarak değerlendirilebilir. Böylelikle Euler vektörü vektörel gösterimle;

$$V_{xyz} = \Omega * r \quad (5.1)$$

Burada Ω Euler vektörünü, v kartezyen sistemdeki hız vektörünü, r ise konum vektörünü temsil etmektedir. Euler kutup parametreleri ($\omega_\Omega, \varphi_\Omega, \lambda_\Omega$) arasındaki yüksek korelasyondan dolayı EKK çözümü ile bulunamayabilir. Bu durumda öncelikle nokta hızlarından En Küçük Kareler (EKK) ile Euler vektörü hesaplanır, devamında ise Euler Vektöründen, Euler Kutup parametrelerine dönüşüm işlemi yapılmalıdır.

(Reilinger vd., 2006) ve **(Çırmık, 2014)**‘den alınan Euler vektörleri değerleri ile GAMIT/GLOBK yazılım modülünde “*cv_frame*” parametresi ile Anadolu Bloğuna ve Ege Bloğuna göre çözüm gerçekleştirilmiştir.



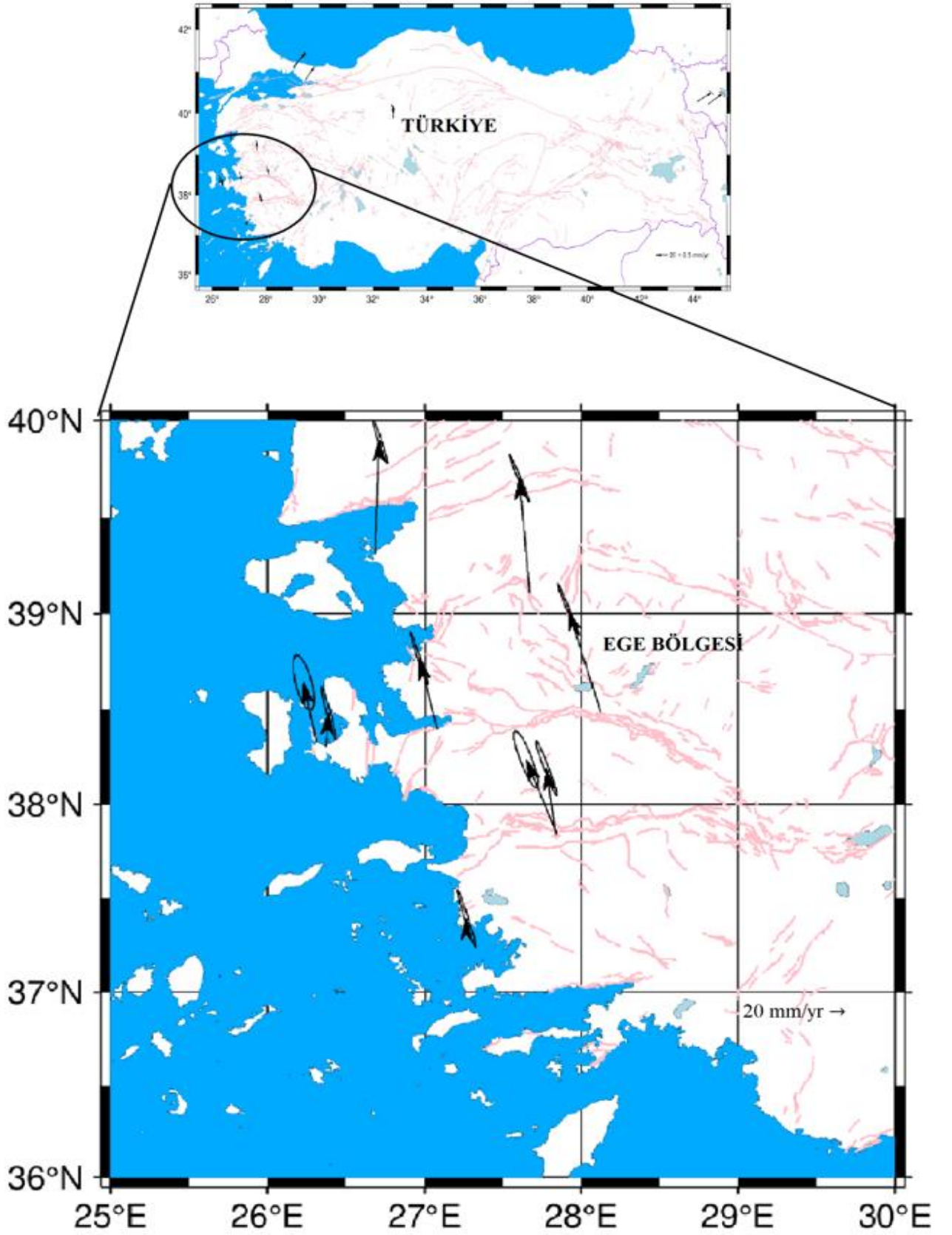
Şekil 5.27. ITRF2014 referans sisteminde Anadolu bloğu sabit hız vektörleri.

Çizelge 5.16. ITRF2014 referans sisteminde Anadolu Bloğu sabit, GNSS ağına ait hız değerleri.

NOKTA	BOYLAM(°)	ENLEM(°)	DOĞU (East) (mm/yıl)	KUZEY (North) (mm/yıl)	(σ) DOĞU (mm)	(σ)KUZEY (mm)
AYD1	27.83789	37.84073	-4.87	-8.09	0.51	1.37
AYD2	27.84289	37.84871	-7.34	-7.20	0.57	1.40
AYVL	26.68618	39.31144	-0.94	-0.94	0.37	1.16
CESM	26.37257	38.30381	-2.57	-10.49	0.35	1.31
CES1	26.31247	38.32431	-4.36	-7.15	0.51	1.36
DIDI	27.26866	37.37213	-4.32	-15.13	0.45	1.44
IZMI	27.08182	38.39481	-4.95	-6.69	0.42	1.29
KIKA	27.67221	39.10599	-3.19	-1.83	0.47	1.18
SALH	28.12355	38.48309	-6.70	-3.84	0.52	1.28

Bölgenin hız alanı incelendiğinde hız bileşenlerinin negatif değerde olduğu ve bölgenin GB yönlü bir hareket sergilediği görülmüştür. Doğu bileşeni için vektörel olarak en büyük hız değeri -6.70 mm/yıl ile SALH noktasında en küçük hız değeri ise -0.94 mm/yıl ile AYVL noktasındadır. Bu değerler kuzey bileşeni için -15.13 mm/yıl ile DIDI iken -0.94 mm/yıl ile AYVL noktasındadır.

Anadolu plakası sabit hız çözümünde bölgedeki noktaların hız vektörleri AYD1 istasyonu için 9.44 mm/yıl, SALH 7.72 mm/yıl, KIKA 3.68 mm/yıl, DIDI 15.73 mm/yıl, IZMI 8.32 mm/yıl, AYVL 1.33 mm/yıl ve CESM için 10.80 mm/yıl olarak elde edilmiştir.



Şekil 5.28. ITRF2014 referans sisteminde Ege Bloğu sabit hız vektörleri.

Çizelge 5.17. ITRF2014 referans sisteminde Ege Bloğu sabit, GNSS ağına ait hız değerleri.

NOKTA	BOYLAM(°)	ENLEM(°)	DOĞU (East) (mm/yıl)	KUZEY (North) (mm/yıl)	(σ) DOĞU (mm)	(σ)KUZEY (mm)
AYD1	27.83789	37.84073	-1.11	8.11	0.51	1.37
AYD2	27.84289	37.84871	-3.59	9.00	0.57	1.40
AYVL	26.68618	39.31144	0.52	13.99	0.37	1.16
CESM	26.37257	38.30381	0.29	4.10	0.35	1.31
CES1	26.31247	38.32431	-1.54	7.38	0.51	1.36
DIDI	27.26866	37.37213	0.01	0.44	0.45	1.44
IZMI	27.08182	38.39481	-2.11	8.68	0.42	1.29
KIKA	27.67221	39.10599	-1.26	14.18	0.47	1.18
SALH	28.12355	38.48309	-3.80	12.66	0.52	1.28

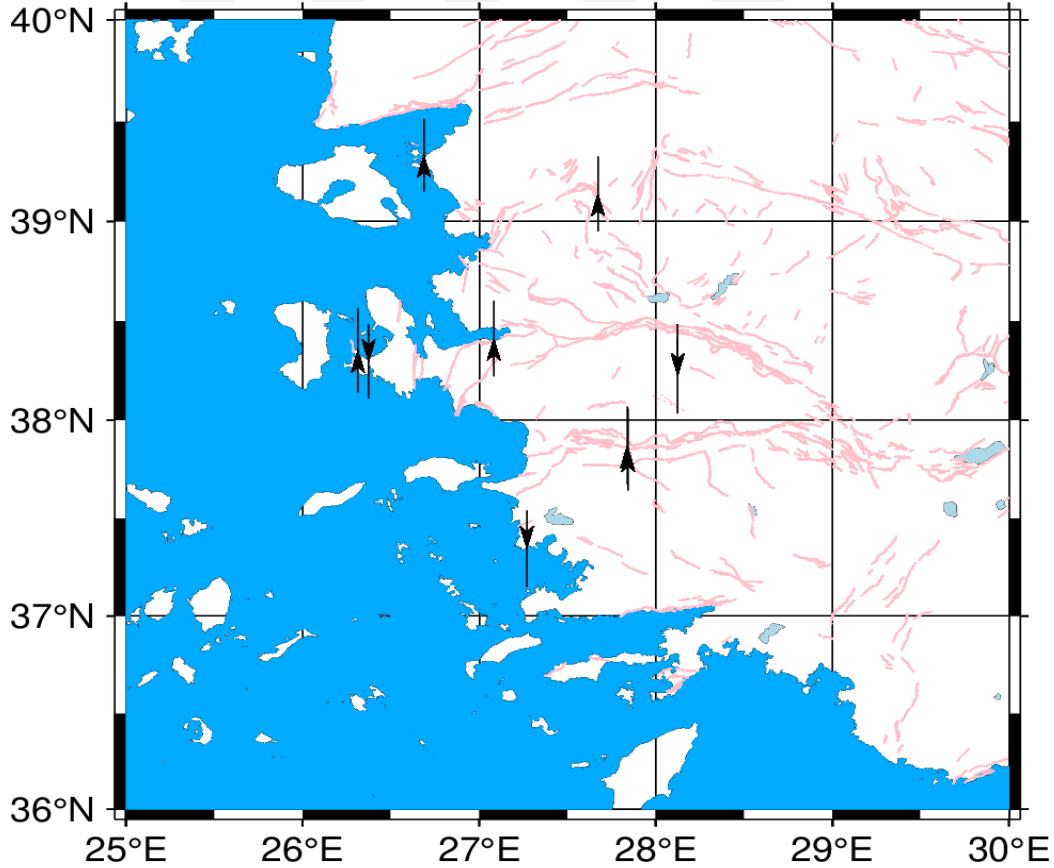
Elde edilen hız alanı incelendiğinde hız bileşenlerinin TUSAGA-Aktif istasyonları için doğu bileşenini, kuzey bileşeni için hem pozitif hem de negatif yönlü hareket gözlenmektedir. Doğru bileşeni için vektörel olarak en büyük hız değeri -3.80 mm/yıl ile SALH noktasında en küçük hız değeri ise 0.01 mm/yıl ile DIDI noktasındadır. Bu değerler kuzey bileşeni için 14.18 mm/yıl ile KIKA iken 0.44 mm/yıl ile DIDI noktasındadır. AYVL, CESM, DIDI istasyonları KD yönlü hareket ederken AYD1, KIKA, IZMI, SALH istasyonları KB yönlü hareket etmektedir. Bu da istasyonları birbirinden ayıran farklı bir yersel mekanizmanın varlığını düşündürmektedir.

ITRF2020 referans sisteminde AYD1 istasyonunun hız vektörü 8.18 mm/yıl, SALH 13.22 mm/yıl, KIKA 14.23 mm/yıl, DIDI 0.44 mm/yıl, IZMI 8.93 mm/yıl, AYVL 14.00 mm/yıl ve CESM istasyonu 4.11 mm/yıl olarak elde edilmiştir.

Plakalara göre sabit çözümler birlikte incelendiğinde hız vektörü büyüklüğü en büyük olan istasyon çoğunlukla DIDI istasyonu olmuştur. ITRF2020 sabit çözümde 13.13 mm/yıl, Avrasya plakası sabit çözümde 31.62 mm/yıl, Arap plakası sabit çözümde 34.06 mm/yıl, Anadolu plakası sabit çözümde 15.73 mm/yıl olarak bulunmuştur. Bu büyüklük farkını yorumlarken dikkate alınması gereken bazı olasılıklar bulunmaktadır. İstasyonun daha büyük hız vektörü ölçülen bölge, aktif bir fay hattına daha yakın olabilir. Fay hatlarının yakınındaki bölgeler genellikle daha hızlı hareket etmektedir. İstasyon, tektonik plakaların sınırları boyunca yer alıyorsa, bu plakaların hareketleri nedeniyle daha büyük hız vektörleri gözlemlenebilir. Bu durumda bu istasyondaki hareketin sebebi olarak yakın çevresinde bulunan tektonik etkiler incelendiğinde Helenik Yitim

(Subduction) Zonu olarak düşünülebilir. Bu zon aktif bir subduksiyon bölgesi olduğu için, bölgedeki levhaların hareketi TUSAGA-Aktif istasyonunda yüksek hız vektörleri gözlemlenmesine neden olduğu düşünülebilir. Afrika Levhasının Ege levhası altına dalması, istasyonun hareket etmesine yol açabilir. Hız vektörlerinin yönü, subduksiyon sürecine bağlı olarak değişebilir.

Deprem oluşumunda yer kabuğunda yatay ve düşey hareketler meydana gelmektedir. Depremde meydana gelen hareketlerde yatay hareketler daha çok araştırılmış ve düşey hareketlerin üzerinde pek durulmamıştır. Halbuki bazı depremlerde düşey bileşenler yatay bileşenler kadar, bazen de daha kuvvetli davranabilmektedirler **(Eser ve Jakayev, 2019)**. Batı Anadolu gibi sismik aktivitesi yüksek bölgelerin güçlü dikey sarsıntı yaşama potansiyeli olduğu düşünülmektedir **(Bozorgnia Y, Niazi M, Campbell K., 1995)**. İzmir ve yakın çevresinde genişleme rejimi olduğu bilinip, horst ve graben yapılarıyla çoğunlukla karşılaşmaktadır. İstasyonlarda meydana gelen düşey hareketlerin incelenmesi bölge hakkında yapılacak yorumları kuvvetlendirmektedir.



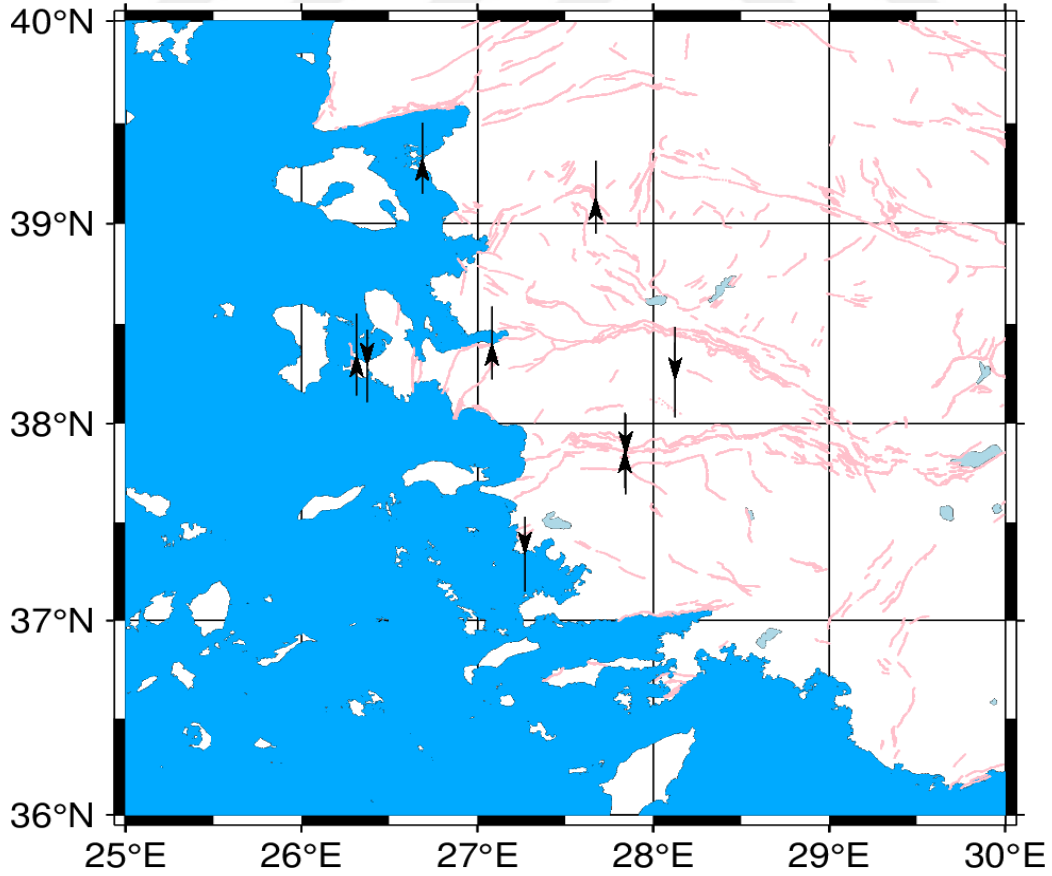
Şekil 5.29. ITRF2020 referans sisteminde düşey hız vektörleri.

Bölgenin hız alanı incelendiğinde bazı istasyonlarda yukarı yönlü hareket gözlenirken diğerlerinde aşağı yönlü hareket gözlenmektedir. Düşey bileşen için vektörel olarak en

büyük hız değeri -9.02 mm/yıl ile SALH noktasında gözlemlenmişken en küçük hız değeri AYD2 istasyonunda 0.05 mm/yıl olarak bulunmuştur.

Çizelge 5.18. ITRF2020 referans sisteminde GNSS ağına ait düşey hız değerleri.

NOKTA	BOYLAM (°)	ENLEM (°)	Yukarı (Up) (mm/yıl)	Yukarı(σ) (mm)
AYD1	27.83789	37.84073	1.01	2.79
AYD2	27.84289	37.84871	0.05	2.95
AYVL	26.68618	39.31144	0.66	2.63
CESM	26.37257	38.30381	-0.27	2.67
CES1	26.31247	38.32431	0.99	3.01
DIDI	27.26866	37.37213	-0.96	2.76
IZMI	27.08182	38.39481	0.59	2.70
KIKA	27.67221	39.10599	1.11	2.69
SALH	28.12355	38.48309	-9.02	2.75

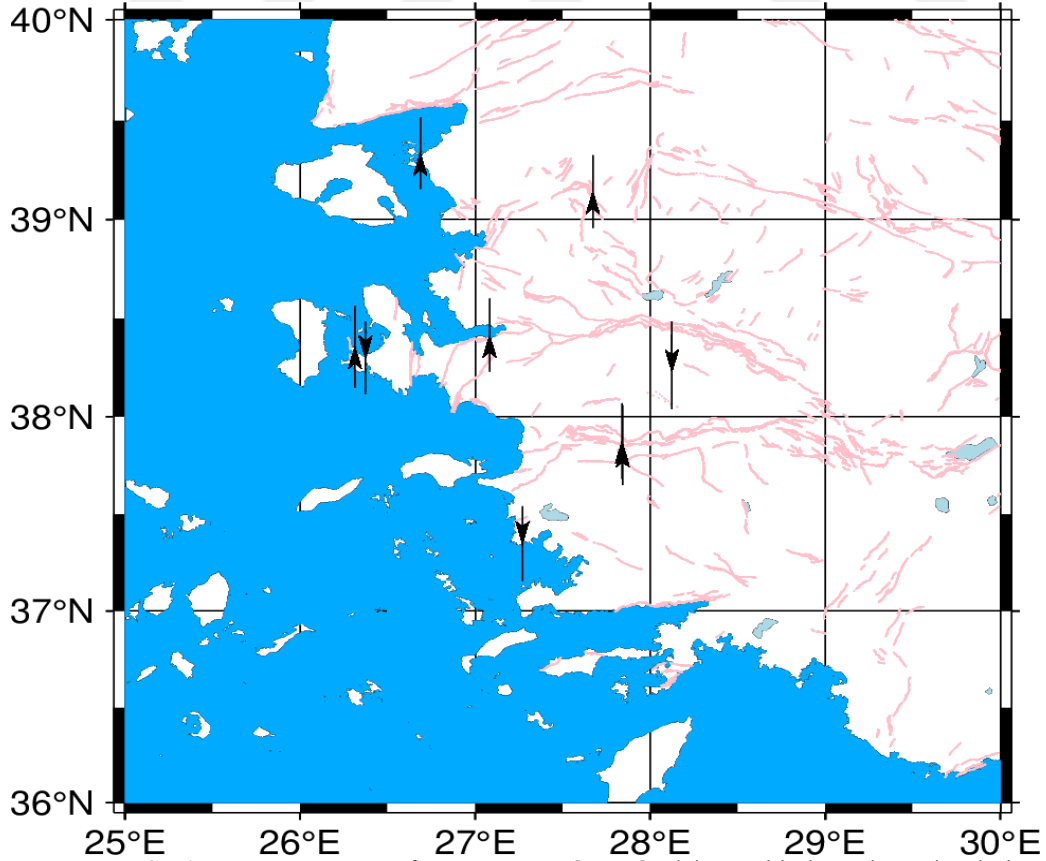


Şekil 5.30. ITRF2014 referans sisteminde Avrasya plakası sabit düşey hız vektörleri.

Bölgenin hız alanı incelendiğinde bazı istasyonlarda yukarı yönlü hareket gözlenirken diğerlerinde aşağı yönlü hareket gözlenmektedir. Düşey bileşen için vektörel olarak en büyük hız değeri -9.26 mm/yıl ile SALH noktasında gözlemlenmişken en küçük hız değeri AYD2 istasyonunda -0.19 mm/yıl olarak bulunmuştur.

Çizelge 5.19. ITRF2014 referans sisteminde Avrasya plakası sabit, GNSS ağına ait düşey hız değerleri.

NOKTA	BOYLAM(°)	ENLEM(°)	Yukarı (Up) (mm/yıl)	Yukarı (σ) (mm)
AYD1	27.83789	37.84073	0.79	2.70
AYD2	27.84289	37.84871	-0.19	2.86
AYVL	26.68618	39.31144	0.45	2.55
CESM	26.37257	38.30381	-0.49	2.59
CES1	26.31247	38.32431	0.77	2.94
DIDI	27.26866	37.37213	-1.99	2.67
IZMI	27.08182	38.39481	0.36	2.61
KIKA	27.67221	39.10599	0.88	2.60
SALH	28.12355	38.48309	-9.26	2.66

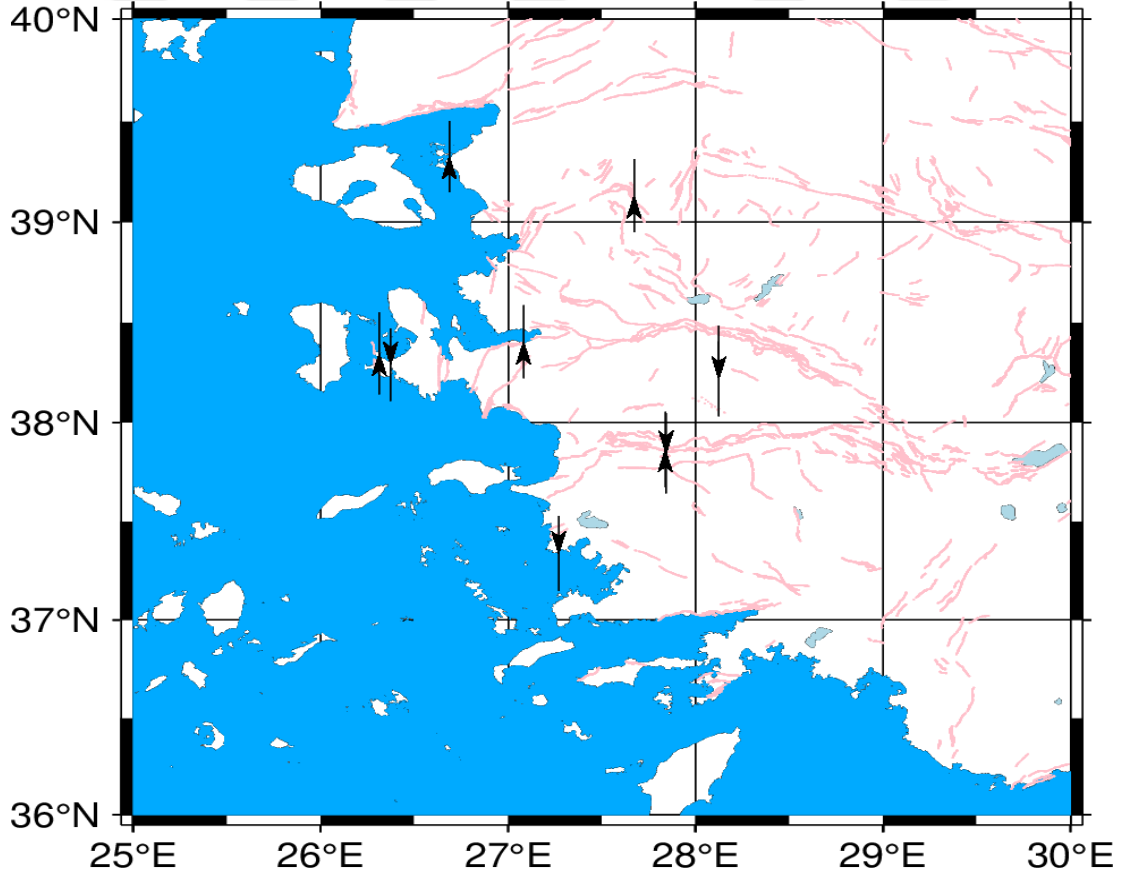


Şekil 5.31. ITRF2014 referans sisteminde Arab plakası sabit düşey hız vektörleri

Bölgenin hız alanı incelendiğinde bazı istasyonlarda yukarı yönlü hareket gözlenirken diğerlerinde aşağı yönlü hareket gözlenmektedir. Düşey bileşen için vektörel olarak en büyük hız değeri -8.92 mm/yıl ile SALH noktasında gözlemlenmişken en küçük hız değeri CESM istasyonunda -0.15 mm/yıl olarak bulunmuştur.

Çizelge 5.20. ITRF2020 referans sisteminde Arab plakası sabit, GNSS ağına ait düşey hız değerleri.

NOKTA	BOYLAM(°)	ENLEM(°)	Yukarı (Up) (mm/yıl)	Yukarı (σ) (mm)
AYD1	27.83789	37.84073	1.13	2.74
AYD2	27.84289	37.84871	0.16	2.90
AYVL	26.68618	39.31144	0.78	2.59
CESM	26.37257	38.30381	-0.15	2.63
CES1	26.31247	38.32431	1.10	2.97
DIDI	27.26866	37.37213	-0.84	2.71
IZMI	27.08182	38.39481	0.70	2.65
KIKA	27.67221	39.10599	1.22	2.64
SALH	28.12355	38.48309	-8.92	2.70

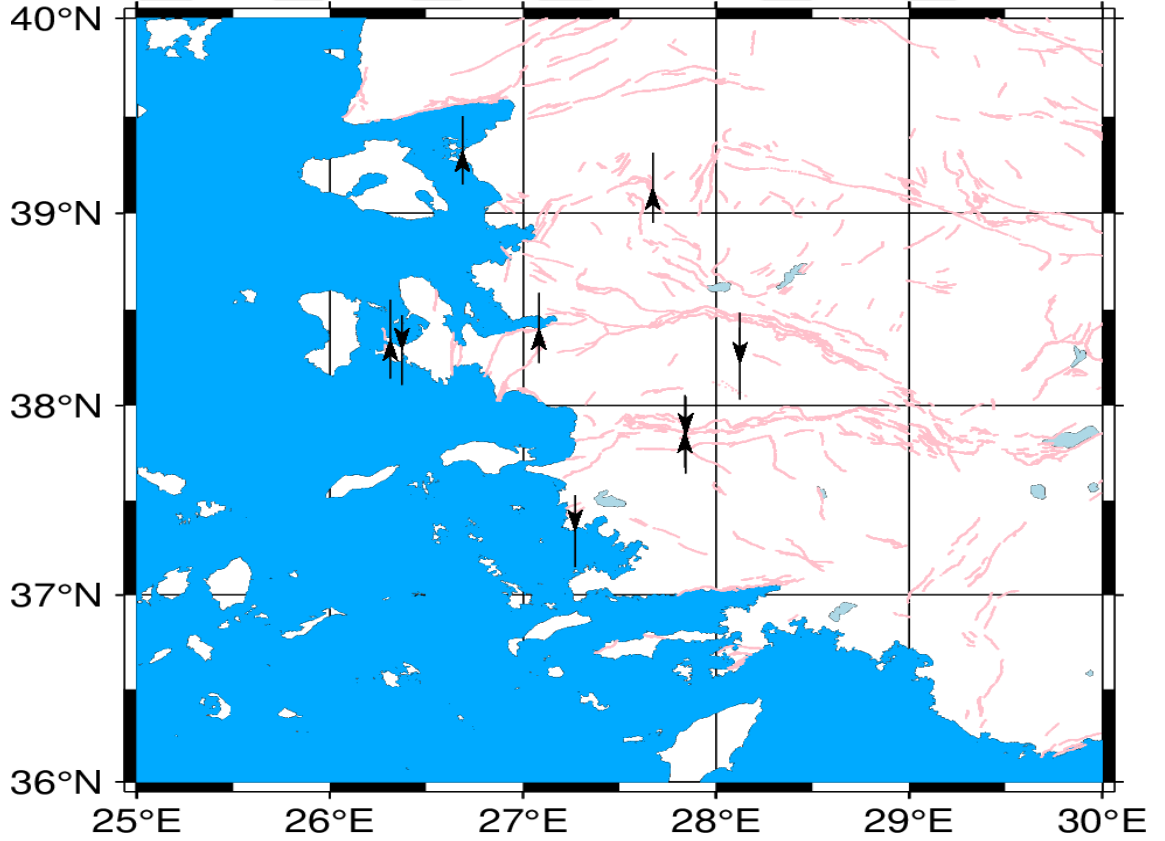


Şekil 5.32. ITRF2014 referans sisteminde Anadolu Bloğu sabit düşey hız vektörleri

Bölgenin hız alanı incelendiğinde bazı istasyonlarda yukarı yönlü hareket gözlenirken diğerlerinde aşağı yönlü hareket gözlenmektedir. Düşey bileşen için vektörel olarak en büyük hız değeri -9.26 mm/yıl ile SALH noktasında gözlemlenmişken en küçük hız değeri AYD2 istasyonunda -0.19 mm/yıl olarak bulunmuştur.

Çizelge 5.21. ITRF2020 referans sisteminde Anadolu Bloğu sabit, GNSS ağına ait düşey hız değerleri.

NOKTA	BOYLAM(°)	ENLEM(°)	Yukarı (Up) (mm/yıl)	Yukarı (σ) (mm)
AYD1	27.83789	37.84073	0.79	2.70
AYD2	27.84289	37.84871	-0.19	2.86
AYVL	26.68618	39.31144	0.45	2.55
CESM	26.37257	38.30381	-0.49	2.59
CES1	26.31247	38.32431	0.77	2.94
DIDI	27.26866	37.37213	-1.19	2.67
IZMI	27.08182	38.39481	0.36	2.61
KIKA	27.67221	39.10599	0.88	2.60
SALH	28.12355	38.48309	-9.26	2.66



Şekil 5.33. ITRF2014 referans sisteminde Ege Bloğu sabit düşey hız vektörleri

Bölgenin hız alanı incelendiğinde bazı istasyonlarda yukarı yönlü hareket gözlenirken diğerlerinde aşağı yönlü hareket gözlenmektedir. Düşey bileşen için vektörel olarak en büyük hız değeri -9.26 mm/yıl ile SALH noktasında gözlemlenmişken en küçük hız değeri AYD2 istasyonunda -0.19 mm/yıl olarak bulunmuştur.

Çizelge 5.22. ITRF2020 referans sisteminde Ege Bloğu sabit, GNSS ağına ait düşey hız değerleri.

NOKTA	BOYLAM(°)	ENLEM(°)	Yukarı (Up) (mm/yıl)	Yukarı (σ) (mm)
AYD1	27.83789	37.84073	0.79	2.70
AYD2	27.84289	37.84871	-0.19	2.86
AYVL	26.68618	39.31144	0.45	2.55
CESM	26.37257	38.30381	-0.49	2.59
CES1	26.31247	38.32431	0.77	2.94
DIDI	27.26866	37.37213	-1.19	2.67
IZMI	27.08182	38.39481	0.36	2.61
KIKA	27.67221	39.10599	0.88	2.60
SALH	28.12355	38.48309	-9.26	2.66

Düşey hareketler için düşey hız değerleri her bir plaka için incelendiğinde en anlamlı hareketin SALH istasyonunda olduğu görülmektedir. SALH istasyonu depremlerin merkezlerine de çok uzakta bulunduğu için depremlerden de diğer istasyonlar gibi etkilenmemiştir. Buradaki düşey hareketi jeolojik açıdan irdeleyecek olursak; SALH istasyonu MTA tarafından düzenlenmiş olan diri fay haritası (NJ35-7) incelendiğinde Gediz Grabeni içerisinde bulunmaktadır. Ve bu Graben içerisinde Kuaterner Fayları ve Holosen Fayları da bulunmaktadır. Grabenler, yer kabuğunun genişlemesi ve gerilmesi sonucu oluşan çöküntü alanlarıdır. Genellikle iki normal fay arasındaki alçak bölgelerdir. Grabenler, yer kabuğunun çökmüş bölgeleri olduğu için, graben içerisindeki istasyonun dikey hız vektörlerinde aşağı yönlü hareketler gözlemlenebilir. Bu, grabenin genişlemesi veya derinleşmesi sonucu oluşabilir. Meydana gelen yatay ve düşey hareketler, sismik aktivite, uzun vadeli deformasyonlar ve graben içerisindeki yerel değişiklikler, istasyon verilerinde gözlemlenebilir. Bu veriler, graben bölgesinin dinamiklerini anlamak ve gelecekteki hareketleri tahmin etmek için değerli bilgiler sağlamaktadır.

6. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

İzmir ve çevresinin tektonik plaka hareketlerinin modellenmesi amacıyla TUSAGA-Aktif istasyonlarından elde edilen GNSS verileri değerlendirilmiştir. Uygulamada sabit nokta olarak kullanılan TUSAGA-Aktif istasyonları haricinde stabilizasyon işlemi için Avrasya plakasında bulunan IGS istasyonları da kullanılmıştır.

GNSS ölçülerinin değerlendirilmesi için her yılda ayların birinci günleri seçilerek 12 adet GPS günü (DOY) kullanılmış ve 2009-2023 yılları arasında yapılmış olan her yıl için 12 kampanya ölçüsü GAMIT/GLOBK yazılım takımıyla değerlendirilmiştir.

İstasyonlara ait günlük ve yıllık tekrarlılıklar üretilmiş ve noktaların hem kısa hem de uzun vadede bulundukları konumdan yaptıkları hareketler analiz edilebilmiştir. Bazı istasyonlarda GNSS alıcısının veri alamaması nedeniyle veri eksikliği yaşanırken, bazı günlerde tektonik hareketten kaynaklanan atımların olduğu görülmektedir. Tektonik hareket meydana gelmeyen zamanlarda ise lokal deformasyonların meydana gelmiş olabileceği değerlendirilmiştir. Yapılan hesaplamalar sonucunda elde edilmiş olan istasyonlara ait çözümlerin kalitesini gösteren değerler istenen değerler içerisinde olduğu görülmüştür (wrms: 2-4 mm, nrms: 0.15-0.25).

Stabilizasyon çalışmasından sonra bölgede bulunan noktalara ait hız ITRF2020 datumunda hız verileri ve koordinat değerleri üretilmiştir. Üretilen coğrafi koordinat değerleri Harita Genel Müdürlüğü sitesinde yayınlanan Jeodezik ağlar haritasında çalışma istasyonlarının enlem ve boylam değerlerine bakıldığında aynı değerlerin bulunduğu gözlemlenmiştir.

GNSS verilerinin analizi çalışmalarında ITRF20 datumunda istasyonların hızları ilk önce ITRF20 datumunda üretilmiş, plakalara göre çözümlerde ITRF14 referans sistemi kullanıldığı için datum dönüşümü ve epok kaydırma işlemleri yapılmıştır. Avrasya sabit çözümlerde tüm istasyonların hızları GB (GüneyBatı) yönünde olduğu ve çalışma alanındaki 7 adet istasyon için ortalama batı yönünde 21,56 mm/yıl, güney yönünde 16,76 mm/yıl ve aynı zamanda ortalama hız vektörü 26,28 mm/yıl olduğu tespit edilmiştir. Bu istasyonlardan batı yönünde en büyük hız değeri mutlak anlamda SALH istasyonunda 24,38 mm/yıl iken en küçük hız değeri DIDI istasyonunda 19,30 mm/yıl olarak elde edilmiştir. Güney yönünde en büyük hız değeri DIDI noktasında 25.03 mm/yıl en küçük hız değeri 10.90 mm/yıl ile KIKA noktasıdır.

Çalışma bölgesi için yapılan ITRF20 çerçevesi hız çözümünde GD ve KD yönlü hareketler ile karşılaşılmıştır. 7 adet istasyon için ortalama doğu yönünde 3,3 mm/yıl, K-

G yönünde mutlak anlamda 4,57 mm/yıl ve aynı zamanda ortalama hız vektörü 5,80 mm/yıl olduğu tespit edilmiştir. Bu istasyonlardan doğu yönünde en büyük hız değeri mutlak anlamda DIDI istasyonunda 5,74 mm/yıl iken en küçük hız değeri SALH istasyonunda 0.61 mm/yıl olarak elde edilmiştir. K-G yönünde mutlak anlamda en büyük hız değeri DIDI noktasında 11.81 mm/yıl en küçük hız değeri 1.10 mm/yıl ile SALH noktasıdır.

Çalışma bölgesi için yapılan Arap plakası sabit hız çözümünde GB yönlü hareket ile karşılaşılmıştır. 7 adet istasyon için ortalama batı yönünde 13.45 mm/yıl, G yönünde mutlak anlamda 21.72 mm/yıl ve aynı zamanda ortalama hız vektörü 24.39 mm/yıl olduğu tespit edilmiştir. Bu istasyonlardan batı yönünde en büyük hız değeri mutlak anlamda SALH istasyonunda 16.18 mm/yıl iken en küçük hız değeri CESM istasyonunda 11.47 mm/yıl olarak elde edilmiştir. G yönünde mutlak anlamda en büyük hız değeri DIDI noktasında 31.91mm/yıl en küçük hız değeri 11.47 mm/yıl ile CESM noktasıdır.

İzmir ve çevresinde Euler hız alanı çözümleri için Reilenger ve ark. (2006) ve Çırmık (2014)' dan yola çıkılarak Anadolu bloğu çözümü yapılmış olup, tüm istasyonların ortalama hızları güney yönünde 6.82 mm/yıl, batı yönünde 4.36 mm/yıl ve ortalama hız vektörü 8.41 mm/yıl olarak elde edilmiştir. Batı yönünde mutlak anlamda en büyük hız değeri 7.34 mm/yıl AYD2 noktasında en küçük hız değeri 0.94 mm/yıl ile AYVL istasyonunda gerçekleşmiştir. Güney yönünde en büyük hız değeri mutlak anlamda 10.49 mm/yıl ile CESM noktası olurken en küçük hız değeri 0.94 mm/yıl ile AYVL istasyonu olmuştur.

Euler hız alanı çözümü için Reilenger ve ark. (2006) ve Çırmık (2014)'den yola çıkarak Ege bloğu çözümü yapılmış olup doğu yönünde mutlak anlamda ortalama hız 1.58 mm/yıl ile kuzey yönünde ortalama hız 8.71 mm/yıl ve ortalama hız vektörü ise 8.93 mm/yıl olarak bulunmuştur. Doğru yönünde mutlak anlamda en büyük hız değeri 3.80 mm/yıl ile SALH noktası iken en küçük hız değeri 0.01 mm/yıl ile DIDI noktasıdır. Kuzey yönünde en büyük hız değeri 14.18 mm/yıl ile KİKA iken en küçük hız değeri 0.44 mm/yıl ile DIDI noktası olmuştur.

Çalışmada Avrasya sabit, Ege-Anadolu Bloğu sabit çerçeve çözümlerinde elde edilen hız vektörleri yönleri Nyst ve Thatcher (2004)'te 21 GPS istasyonunda İzmir ve çevresine yakın aktif fayların kinematik hareketlerinin izlenmesi adlı çalışma ile uyumlu çıktığı görülmüştür. Avrasya plakası sabit çözümde yatay bileşen için elde edilen hız vektörleri yönleri güneybatı yönlü olarak elde edilmiştir. Çırmık (2014)'te Avrasya sabit çerçeve çözümlerinde hız değerlerinin birbirleri ile uyumlu ve güneybatıya (GB) doğru

bir hareket içerisinde oldukları sonucuna ulaşmış ve yapılan çalışma ile uyumlu olduğu sonucuna ulaşılmıştır. Anadolu blok sabit çerçeve çözümlerinde hız vektörleri yönlerini Çırmık (2014)'de G-GB yönünde bulmuştur. Yapılan çalışmada hız Anadolu sabit çözümde hız vektörleri yaklaşık güney ve güneydoğu yönlerinde hareket ettiği sonucuna ulaşılmış ve Çırmık (2014) ile uyumlu olduğu görülmüştür.

Thomas vd., (2017) tarafından yapılan İzmir'deki (Batı Anadolu) kinematik yapıların tekrarlı GPS gözlemleri ile incelenmesi çalışmasında 21 GPS istasyonu ile epizodik gözlemler yapılmış ve yer değiştirme değerleri elde edilmiştir. Çalışma alanının ortalama hareketi Avrasya sabit çerçeve çözümünde SSW (South-Southwest – Güney-Güneybatı)'ye doğru bulunmuştur. Ege bloğu ve Anadolu blok sabit çerçeve çözümleri Euler vektörlerine göre hesaplanmış olup istasyonların grup olarak değil ayrı ayrı hareket ettiği sonucuna ulaşılmıştır. Hız yönleri ise N (Kuzey) ve S (Güney) yönlerinde bulunmuştur. Ege blok sabit çerçeve çözümünde hız yönleri yaklaşık N ve NW yönlü olarak bulunmuştur. Yapılan çalışmamızda Ege bloğu sabit çözümde yaklaşık N ve NW yönlü hareket elde edilmiş ve uyumlu olduğu görülmüştür.

Batı Anadolu'daki K-G yönlü hareketin en önemli etkenlerinden birisi olan graben yapıları noktalarda yapılan GNSS gözlemleri ile değerlendirilmiştir. Böylelikle noktalar için elde edilen hız vektörlerinin büyüklüklerine göre bulundukları konumda hangi yönlü olarak ne kadar çok hareket ettikleri ve hangi bölgede hareketin fazla olduğu gibi sonuçlar bu değerler ile yorumlanabilmektedir.

KAYNAKLAR

Ademoğlu, Y. (2008). Modern Tünelcilikte Jeodezik Çalışmaların Yönetimi, Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.

Altunkaynak, Ş. ve Yılmaz, Y., (2000). Foça yöresinin jeolojisi ve aktif tektoniği, Batı Anadolu. Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu (BADSEM 2000), Bildiriler Kitabı, 160-165, İzmir.

Altinoğlu FF. Batı Anadolu Tektoniğinin Jeofizik Yöntemlerle İncelenmesi. Doktora Tezi, Pamukkale Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Denizli, Türkiye 2012.

Ambraseys N (2009). Earthquakes in the Mediterranean and Middle East: a multidisciplinary study of seismicity up to 1900. New York, United States of America: Cambridge University Press.

Ambraseys, N. and Synolakis C. (2010). Tsunami Catalogs for the Eastern Mediterranean, Revisited, Journal of Earthquake Engineering, 14:3, 309-330.

Atalı, Ö. (2012). Türkiye’de Yerkabuğu Hareketlerinin Jeodezik Yönden İncelenmesi. Nevşehir Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi, 1(1).

Avşar, M., (2014) Kentimizin Deprem, Heyelan ve Taşkın Alanları Açısından İrdelenmesi, TMMOB İzmir Kent Sempozyumu.

Bayrak, E. 2012. “Batı Anadolu bölgesinin deprem tehlikesinin farklı yöntemler kullanılarak incelenmesi”, Yüksek Lisans Tezi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Trabzon, Türkiye.

Belli, A., (2010). Konum Belirleme Teknikleri Dersi- Ders Notları, Harita Kadastro Programı.

Bülbül, S. (2019). TUSAGA-AKTİF Noktalarında Renkli Gürültülerden Arındırılmış Hız Bileşenlerinin Belirlenmesi. Doktora Tezi, Konya Teknik Üniversitesi, Lisansüstü Eğitim Enstitüsü, Konya, 179.

Chui, C. K., Chen, G., (1991). Kalman Filtering: With Real-Time Applications, Springer, Berlin.

Çağlar N, Kırtel O, Vural İ, Sümer Y, Sarıbyık A. 30 Ekim 2020. Mw 6.6 Ege Denizi Seferihisar (İzmir) Depremi İnceleme ve Değerlendirme Raporu. 2020; Sakarya Uygulamalı Bilimler Üniversitesi Deprem Çalışmaları Uygulama ve Araştırma Merkezi – Damer 11 Kasım 2020.

Çayiroğlu, İ., "Kalman filtresi ve programlama." *Fen ve Teknoloji Bilgi Paylaşımı* 1 (2012).

Çırmık, A., 2014, Determining the deformations in Western Anatolia with GPS and gravity measurements, Ph.D. Thesis, Dokuz Eylül University, The Graduate School of Natural and Applied Sciences, İzmir

Çırmık, A., & Pamukçu, O. (2017). Clarifying the interplate main tectonic elements of Western Anatolia, Turkey by using GNSS velocities and Bouguer gravity anomalies. *Journal of Asian Earth Sciences*, 148, 294-304.

Çırmık, A., Pamukçu, O., Gönenç, T., Kahveci, M., Şalk, M., & Herring, T. (2017). Examination of the kinematic structures in İzmir (Western Anatolia) with repeated GPS observations (2009, 2010 and 2011). *Journal of African Earth Sciences*, 126, 1-12.

Doğan, U., (2002). 17 Ağustos 1999 İZMİT Depreminden Kaynaklanan Deformasyonların Kinematik Modellerle Araştırılması, Y.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, İstanbul.

Drahor, M. G., Sarı, C., Şalk, M., 1999. Seferihisar Jeotermal Alanında Doğal Gerilim (Sp) ve Gravite Çalışmaları, Dokuz Eylül Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Mühendislik Bilimleri Dergisi, 1 (3).

Emre, Ö., Ere, Ö., Özalp S., Doğan A., Özaksoy V., Yıldırım C., ve Göktaş F., (2005). İzmir Yakın Çevresinin Diri Fayları ve Deprem Potansiyelleri. Ankara: MTA Raporu no:10754.

Emre, Ö., Duman, T.Y., Özalp, S., Şaroğlu, F., Olgun, Ş., Elmacı, H., Çan, T. (2016). Active Fault Database of Turkey. *Bull Earthquake Eng.* DOI 10.1007/s10518-016-0041-2.

Eyidoğan, H., Tüysüz O., ve Akyüz, S., 1 Mayıs 2003 Bingöl Depremi, İTÜ Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü, Kuvaterner Çalıştayı, İstanbul.

Genç, Ş.C., Altunkaynak, Ş., Karacık, Z., Yazman, M., Yılmaz, Y., (2001). The Çubukludağ graben, south of İzmir: tectonic significance in the Neogene geological evolution of the Western Anatolia. *Geodinamica Acta*, 14, 1–12.

Grewal M. S. ve Andrews A. P., (2001). *Kalman Filtering: Theory and Practice Using MATLAB*, ISBN 0-471-26638-8., Second Edition, A Wiley-Interscience Publication, New York.

Herring, T.A, King, R. W. And McClusky, S., 2009a. *GAMIT Reference Manual 10.3*, Massachusetts Institute of Technology, USA.

Herring, T.A, King, R. W. And McClusky, S., 2009b. *GAMIT Reference Manual 10.3*, Massachusetts Institute of Technology, USA.

İnal, C., Salgın, Ö. (2008). Farklı GPS Yazılımları ile Değerlendirilen GPS Baz Uzunluklarının Bilinen Değerler İle Karşılaştırılması, Selçuk Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Dergisi, 23(2).

İnci, U., Sözbilir, H., Sümer, Ö. ve Erkül, F., (2003). Urla-Balıkesir arası depremlerin nedeni fosil bir fay. *Cumhuriyet Bilim ve Teknik Dergisi*, 21 Haziran 2003, 7-8.

İrik K., Şener, M., (2007). Fiziksel Jeoloji-Yeryuvarının araştırılması, TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası. Ankara.

İşçi, P. D. C. (2008). DEPREM NEDİR VE NASIL KORUNURUZ. Yaşar Üniversitesi E-Dergisi, 3(9), 959. <https://doi.org/10.19168/jyu.52931>

Jakayev, S., & Aydemir, M. E. (2019). Düzenli Bir Betonarme Binada Düşey Deprem Bileşeninin Yapısal Davranışa Etkisi. Afet Ve Risk Dergisi, 2(1), 1-13. <https://doi.org/10.35341/afet.491303>

Jihyun, H., Kwan, P., Jihye, W. ve Moon, B. H., 2014, Investigations into Co-seismic Deformation and Strain in South Korea Following the 2011 Tohoku-oki Earthquake using GPS CORS Data, KSCE Journal of Civil Engineering, 18 (2), 634-638.

Kahveci, M., (2010). “GPS/GNSS Gözlemlerini Değerlendirme Yöntemlerinde Son Gelişmeler”, Jeodezi, Jeoinformasyon ve Arazi Yönetimi Dergisi, 102:3-9

Kahveci, M. ve Yıldız, F., 2022, GPS/GNSS uydularla konum belirleme sistemleri teori ve uygulama, 11. Basım, Nobel, Ankara, Türkiye.

Karaman, E., (2006). Yapısal Jeoloji ve Uygulamaları, Gelişim Yayınevi, Ankara.

Kınık İ., Kocailik U., Barka A., 13 Mart 1992 Erzincan Depremi Sırasında Oluşan Yatay Yer Değiştirmelerin GPS (Global Positioning System) Ölçümleriyle Hesaplanması, Harita Dergisi, Temmuz 1993, Sayı: 111.

Koçyiğit, A., (1984). “Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yeni tektonik gelişimi”, TJK Bülteni, 27:1-16,

Kurt, A. İ., Özbakır, A.D., Cingöz, A., Ergintav, S., Doğan, U., Özarpacı, S., (2022), Contemporary velocity field for Turkey inferred from combination of a dense network of long term GNSS observations, Turkish Journal of Earth Sciences, doi: 10.55730/yer - 2203-13.

Le Pichon X., ChamotRooke C., Lallemand S., Noomen R., Veis G., 1995, Geodetic determination of the kinematics of Central Greece with respect to Europe: implications for Eastern Mediterranean tectonics, J. Geophys. Res. 100, 12675– 12690.

Lenk, O., Türkezer, A., Ergintav, S., Kurt, A.İ. ve Belgen, A., (2003). “Monitoring the Kinematics of Anatolia Using Permanent GPS Network Stations”, Turkish Jour. Of Earth Sci., 12:55-65.

Masnadi-Shirazi H, Masnadi-Shirazi A, Dastgheib MA. “A Step by Step Mathematical Derivation and Tutorial on Kalman Filters”. Arxiv.org, 9 October, 2019.

McKenzie, D.P., (1978). “Active Tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and Surrounding Regions”. Geophys. Jour. Royal Astro. Soc., 55:217-254

McCarthy, D., (1996). “IERS Conventions”, IERS Tech. Note 21, IERS Cent. Bur., Obs. Paris.

Melchior, P., (1978). The Tides of the Planet Earth. p. 609, Pergamon Press, Oxford.

METU (2020). The Samos (İzmir-Seferihisar Offshore) Earthquake [30 October 2020 Mw=6.6] Field Observations On Seismic and Structural Damage, "Earthquake Engineering Research Center, Middle East Technical University", Report No: METU/EERC 2020-03.

Noomen R., Springer T., A., Ambrosius B. A. C., Herzberger K., Kuijper D. C., Mets G. J., Overgaauw B. Ve Wakker K. F., (1996). "Crustal Deformations in The Mediterranean Area Computed From SLR and GPS Observations", J. Geodynamics, 21(1):73-96.

Ocakoğlu, N., Demirbağ, E. ve Kuşçu, İ., (2004). Neotectonic structures in the area off shore of Alaçatı, Doğanbey and Kuşadası (western Turkey): evidence of strike-slip faulting in the Aegean extensional province. Tectonophysics, 391, 67-83.

Ocakoğlu, N., Demirbağ, E. ve Kuşçu, İ., (2005) Neotectonic structures in İzmir Gulf and surrounding regions (western Turkey): Evidences of strike-slip faulting with compression in the Aegean extensional regime. Marine Geology, 219, 155–171.

Oral B., (1994). "Global Positioning System (GPS) Measurements in Turkey (1988-1992): Kinematics of The Africa-Arabia-Eurasia Plate Collision Zone", Doktora Tezi, Massachusetts Institute of Technology, Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences, Massachusetts.

Oral M.B., Reilinger R.E., Toksöz M.N., Kong R.W., Barka A.A., Kınık I., Lenk O., 1995, Global positioning system offers evidence of plate motions in eastern Mediterranean, EOS Transac. 76, 911.

Özdemir, S., Cingöz, A., Aktuğ, B., Lenk, O., Kurt, M., ve Parmaksız, E., (2011), TMMOB Harita ve Kadastro Mühendisleri Odası, 13. Türkiye Harita Bilimsel ve Teknik Kurultayı, Ankara.

Özdemir, S., (2016). TUSAGA ve TUSAGA-Aktif İstasyonlarının Hassas Koordinat ve Hızlarının Hesaplanması üzerine, Harita Dergisi, sayı 155, Harita Genel Komutanlığı, Jeodezi Dairesi Başkanlığı, Ankara.

Sür, A.Ö., (1993). Türkiye'nin Deprem Bölgeleri, AÜ TÜCAUM Türkiye Coğrafyası Dergisi, 18, Ankara.

Pitman, W.C ve Talwani, M., 1972, Seafloor spreading in the North Atlantic, Geol. Soc. America Bull., 83, 619-646.

Kahle, H. G., Straub, C., Reilinger, R., McClusky, S., King, R., Hurst, K. and Cross, P., 1998, The strain rate field in the eastern Mediterranean region, estimated by repeated GPS measurements, Tectonophysics, 294 (3-4), 237-252.

Pany, T., (2007). Navigation Signal Processing for GNSS Software Receivers, Artech House, Boston.

Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., ArRajehi, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmitrova, A., Filikov, S.V., Gomez, F., Al-Ghazzi, R. ve Karam, G., (2006). "GPS constraints on continental deformation in the Africa- Arabia- Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions", *Tectonics*, 111:1-26.

Reilinger, R., McClusky, S. and Vernant, P., 2006, GPS constraints on continental deformation in the Africa Arabia Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 111 (B5).

Rhudy M. "A Kalman Filtering Tutorial For Undergraduate Students". *International Journal of Computer Science & Engineering Survey (IJCSES)*, 8(1), February, 2017.

Sol, A. (2012). LEVHA TEKTONİĞİ: JEOLJİDE BİR DEVRİM Mİ?. *İstanbul Yerbilimleri Dergisi*, 8(1-2-3).

Solak, H.İ., (2015) GNSS Hızları ile Güneybatı Anadolu'daki Gerinim Alanlarının Zamansal Değişimi, *Afyon Kocatepe Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi*.

Sözbilir, H., İnci, U., Erkul, F. ve Sümer, Ö., (2003). An intermittently active transform zone accommodating NS extension in Western Anatolia ve its relation to the North Anatolian Fault System. *International Workshop on the North Anatolian, East Anatolian ve Dead Sea Fault Systems: Recent Progress in Tectonics ve Paleoseismology, ve Field Training Course in Paleoseismology, Ankara, Poster Session, 2/2*.

Sözbilir, H., Sümer, O., Uzel, B., Eski, S. ve Softa, M. (2017): 12 haziran 2017 midilli depremi (Karaburun Açıkları) ve bölgenin depremselliği, *Teknik Raporu*.

Şaban Yılmaz ŞAHİN (2009). Türkiye'nin Levha Tektoniği açısından değerlendirilmesi ve tektonik birimler-DERS NOTU

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

Şengör, A.M.C. ve Monod, O., 1980, Oceans sialiques et collisions continentales: C.R. Acad. Sci, Paris, 290, 1459-1462.

Şengör, A. M. C., ve Yılmaz, Y., (1981). "Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach", *Tectonophysics*, 75:181-241.

Şireci A. E. vd., 2020. Radarlarda Hava Aracı Konumunun Kalman Filtresi ile Kestirimi, 3rd International Conference on Data Science and Applications (ICONDATA'20), June 25-28, 2020, Istanbul, TURKEY.

Tiryakioğlu, İ., 2012. GNSS ölçüleri ile Güneybatı Anadolu'daki (GBA) blok hareketleri ve gerilim alanlarının belirlenmesi, *Doktora Tezi, YTÜ., Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul*.

Tiryakioğlu, İ., Umutlu, A. İ., Poyraz, F., Jeodezik yöntemlerle deprem tekrarlama periyotlarının belirlenmesi: Alaşehir Bölgesi Örneği, Afyon Kocatepe Üniversitesi, Fen ve Mühendislik Bilimleri Dergisi, 2019.

Tiryakioğlu, İ., Gezgin, C., Ekercin, S., Gürbüz, E., Tuz Gölü Fay Zonu (TGFZ) Güney Kesimine ait Tektonik Hareketlerin GNSS Gözlemleri ile İzlenmesi, Afyon Kocatepe Üniversitesi Fen ve Mühendislik Bilimleri Dergisi, 2020, Afyon.

Uçarlı, A. C., Demir, F., Erol, S., Alkan, R. M. (2021). Farklı GNSS Uydu Sistemlerinin Hassas Nokta Konumlama (PPP) Tekniğinin Performansına Etkisinin İncelenmesi. Geomatik, 6(3), 247-258. <https://doi.org/10.29128/geomatik.779420>

Uzel, T., K. Eren, E. Gülal, A.A. Dindar, İ. Tiryakioğlu, H. Yılmaz (2011) Tusaga Aktif (CorsTr) Verileri ile Tektonik Plaka Hareketlerinin İzlenmesi. TMMOB Harita ve Kadastro Mühendisleri Odası. 13. Türkiye Harita Bilimsel ve Teknik Kurultayı. Ankara.

Uzel, T. (2023). Etrafı faylarla çevrili arazilerde tektonik levha hareketleri. Geomatik, 8(1), 72-78. <https://doi.org/10.29128/geomatik.1181893>

Uysal,F., (2023) "Datça grabeni ve çevresinin güncel hız alanının GNSS verileri ile belirlenmesi." Doktora Tezi, Konya Teknik Üniversitesi, Lisansüstü Eğitim Enstitüsü, Konya.

Uzunçubuk, L. (2009). Doğal Afetlerin Kentsel ve Bölgesel Planlamada Yeri. Jeodezi Ve Jeoinformasyon Dergisi(101), 18-27.

Yalçın H, Gülen L, Utkucu M (01 Nisan 2013) Türkiye ve Yakın Çevresinin Aktif Fayları Veri Bankası ve Deprem Tehlikesinin Araştırılması. Yerbilimleri 34 3 141–168.

Yang, Y.; He H. ve Xu, T. (1999). “Adaptively Robust Filtering for Kinematic Geodetic Positioning”, Journal of Geodesy, 75:109-116

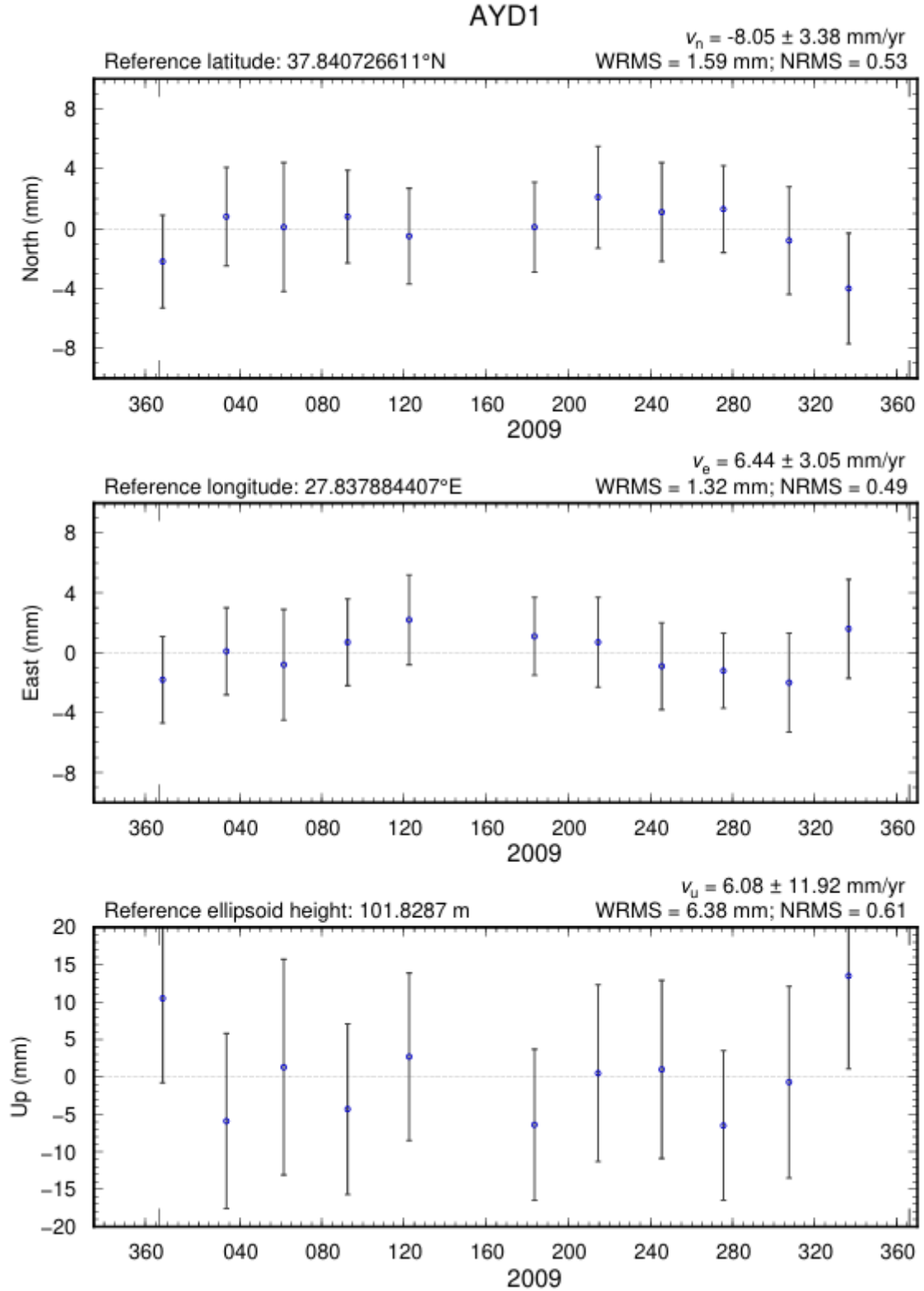
Yavaşoğlu, H., (2009). Kuzey Anadolu Fayının Orta Anadolu Bölümündeki Güncel Tektonik Aktivitenin Jeodezik Yöntemler Ve Elastik Yarı Uzay Modelleme İle Belirlenmesi, Doktora Tezi, İ.T.Ü., Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.

Yılmaz, Y. (2000). Ege Bölgesinin Aktif Tektoniği. Batı Anadolu’nun Depremselliği Sempozyumu, Bildiri Özleri, 3-14.

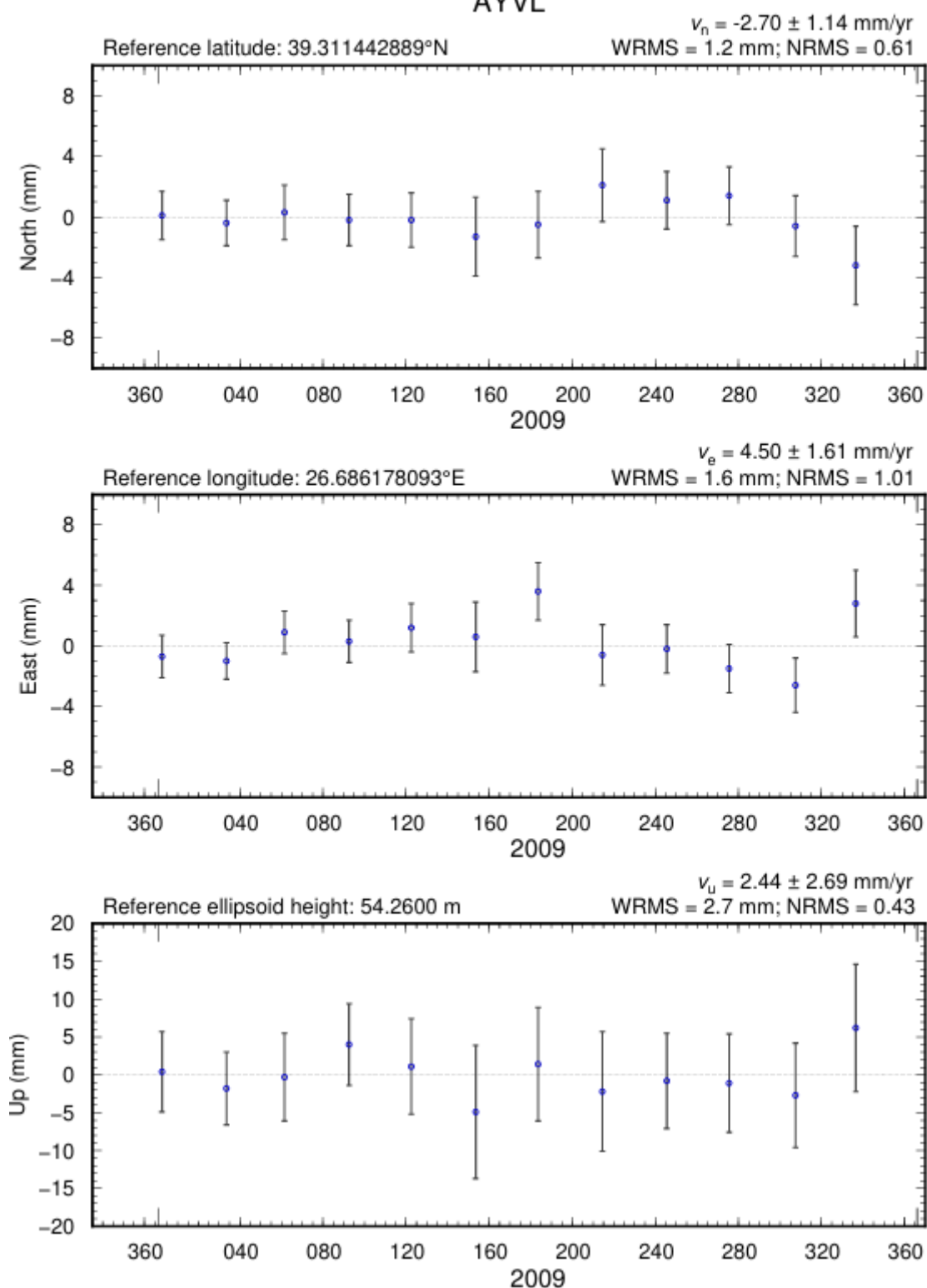
Yusfania, M., Anjasmara, I. M. ve Hadi, A. L., 2016, Central Java Southern Part Area Deformation Analysis by using GPS-CORS 2015, 6th International Symposium on Earth Hazard and Disaster Mitigation, 1857.

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

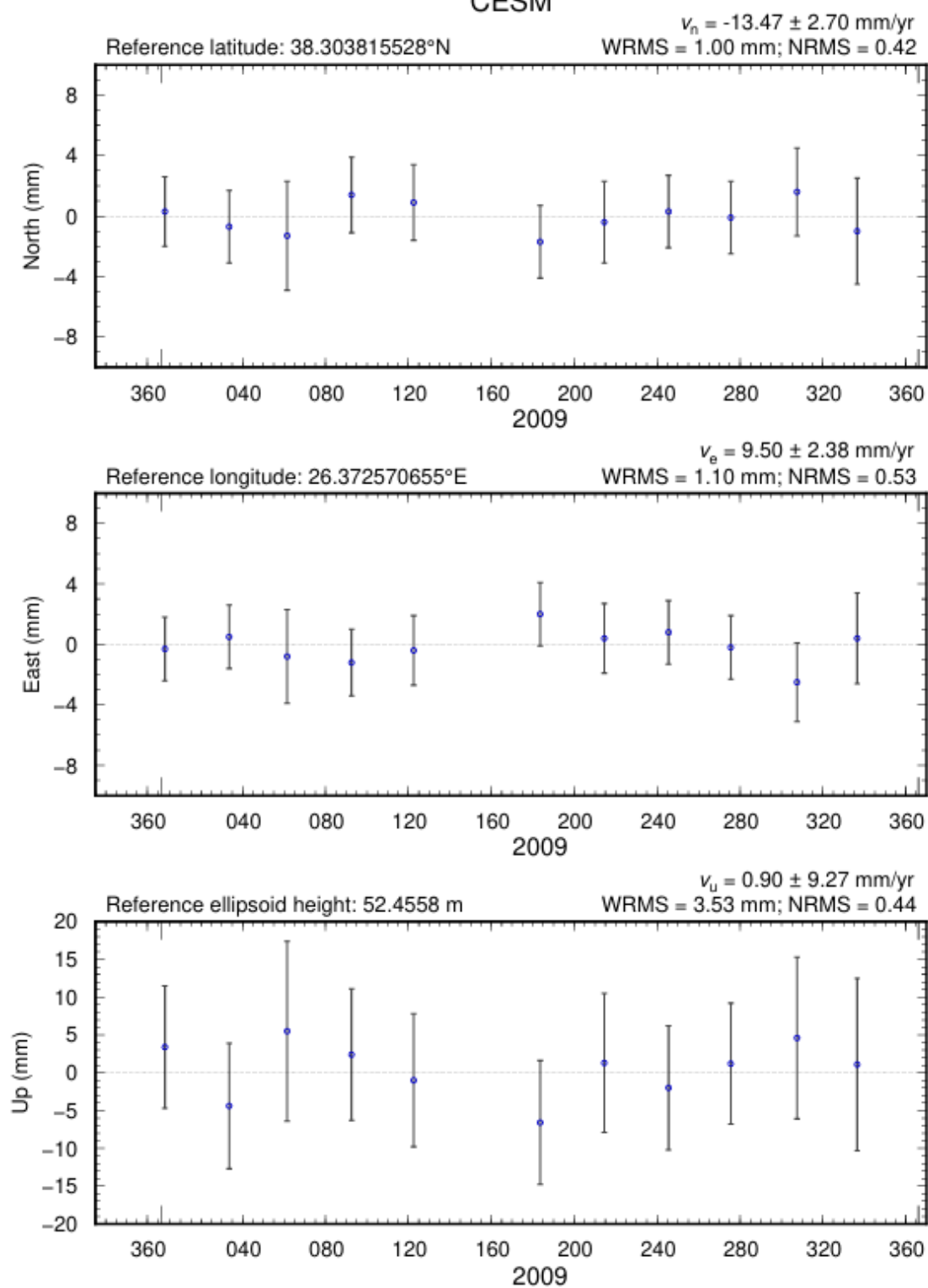
URL 1. [Kalman filter nedir?. Kalman Filtresi Nedir? | by Abdullah ÇALIŞKAN | Medium](#)

EKLER**EK-1 2009 YILI GÜNLÜK TEKRARLILIK GRAFİKLERİ**

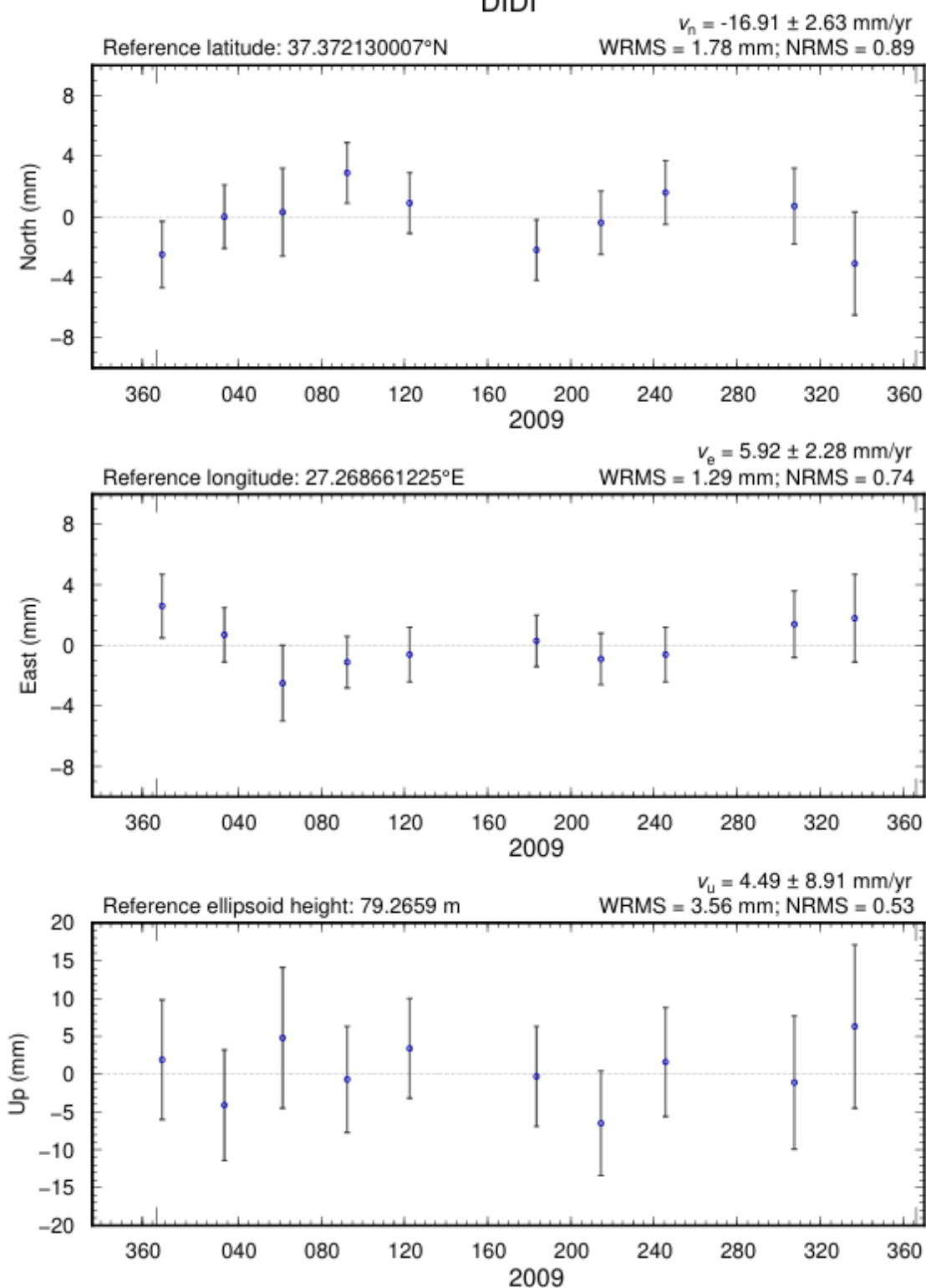
AYVL



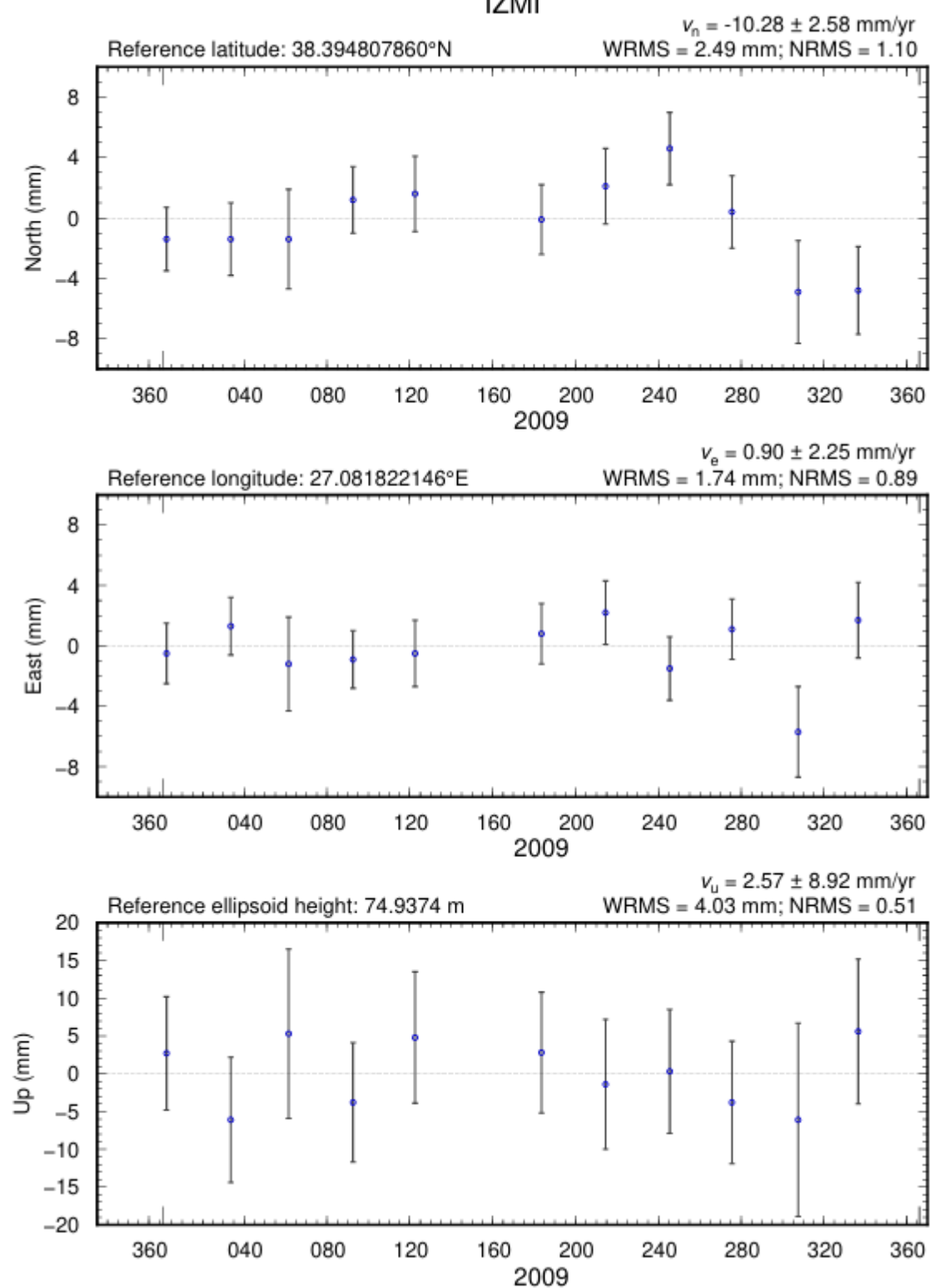
CESM



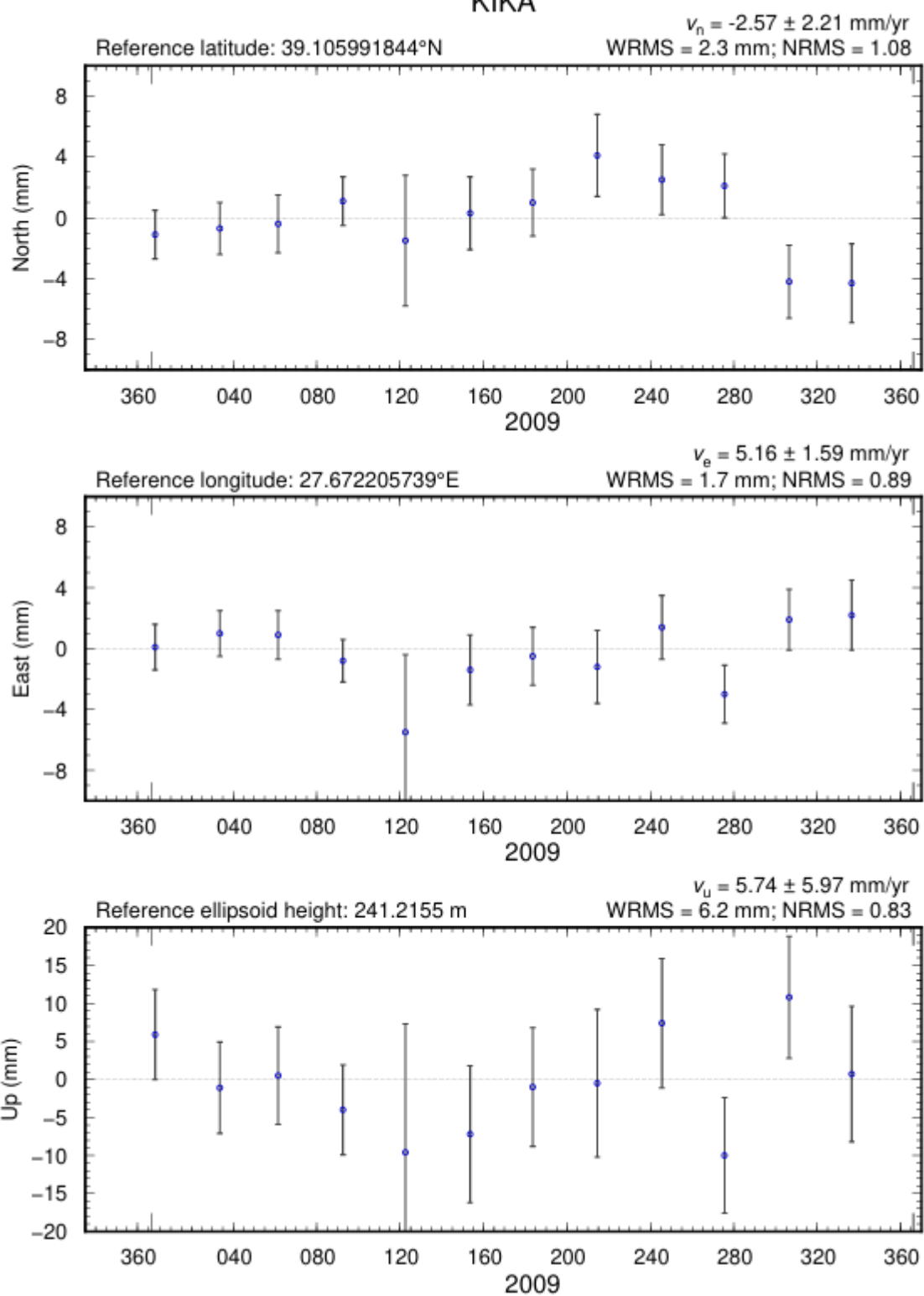
DIDI



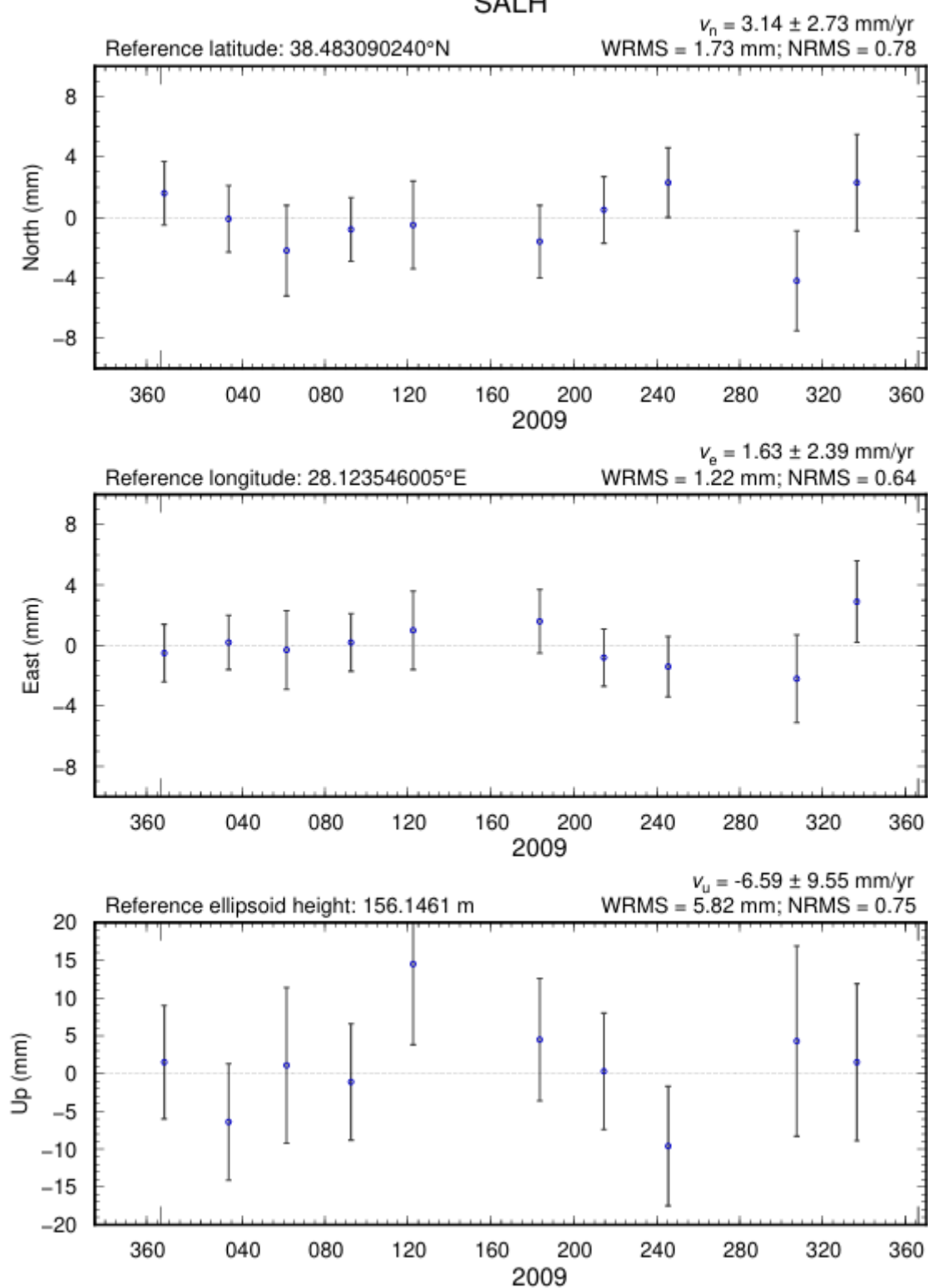
IZMI



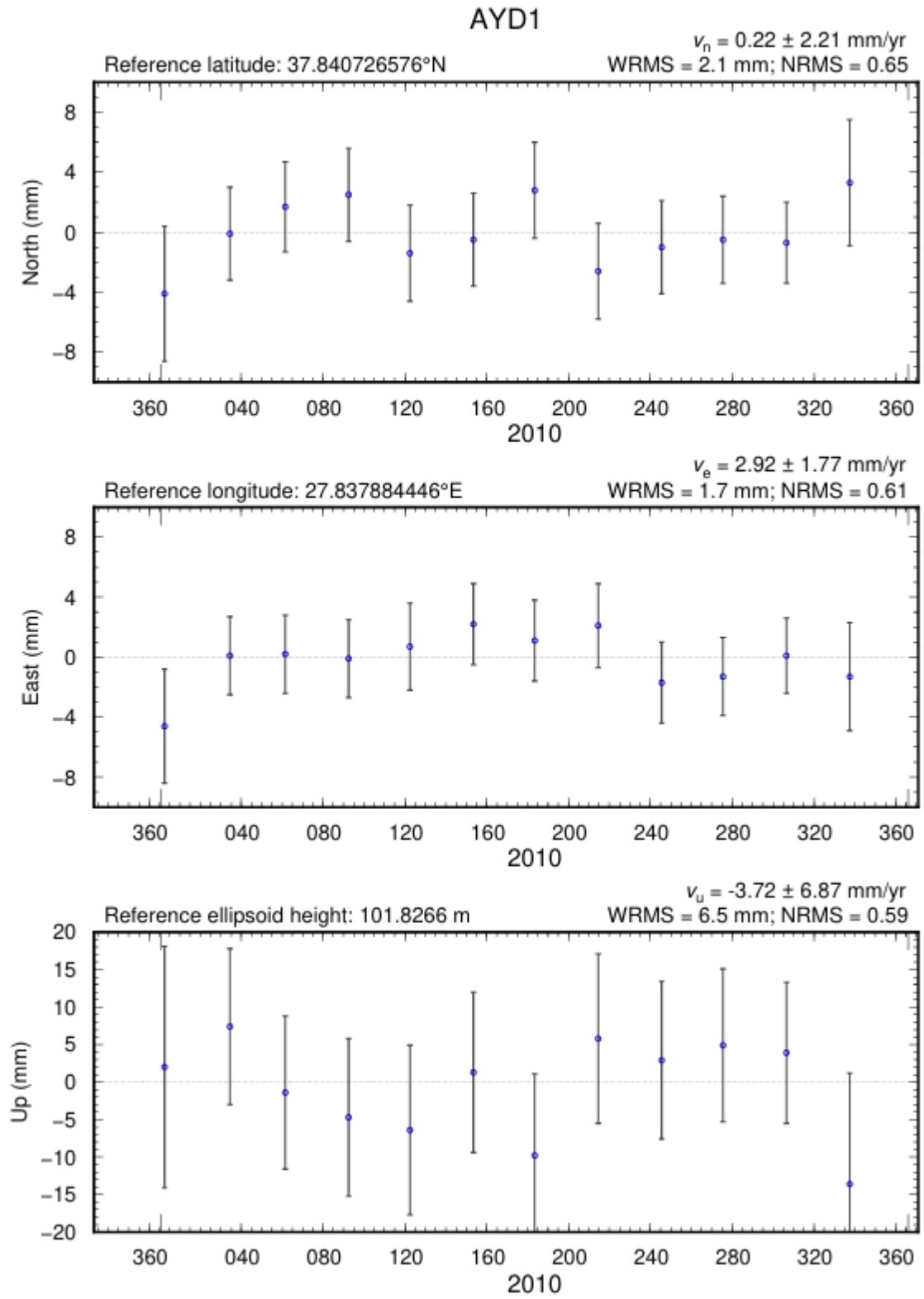
KIKI



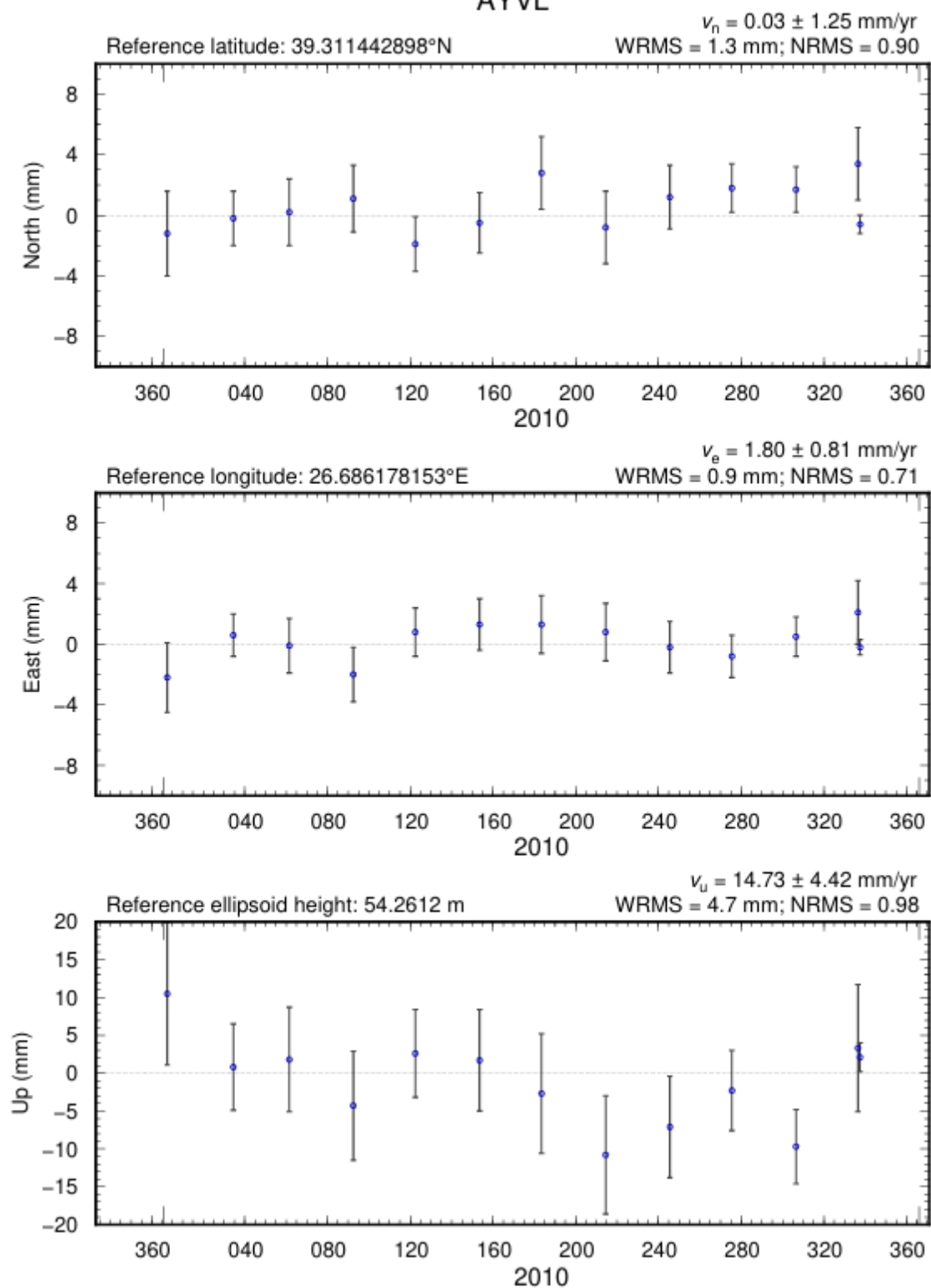
SALH



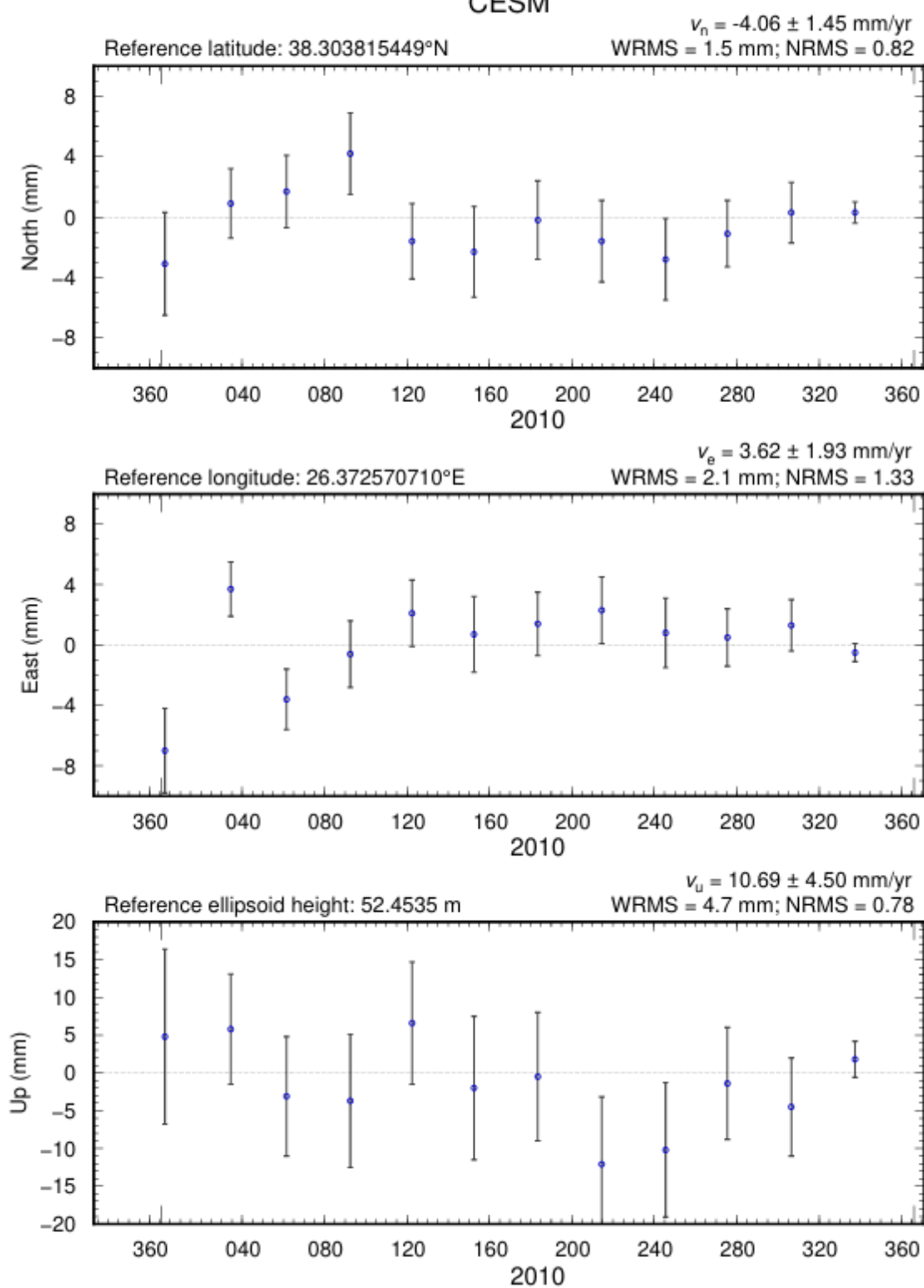
2010 YILI GÜNLÜK TEKRARLILIK GRAFİKLERİ



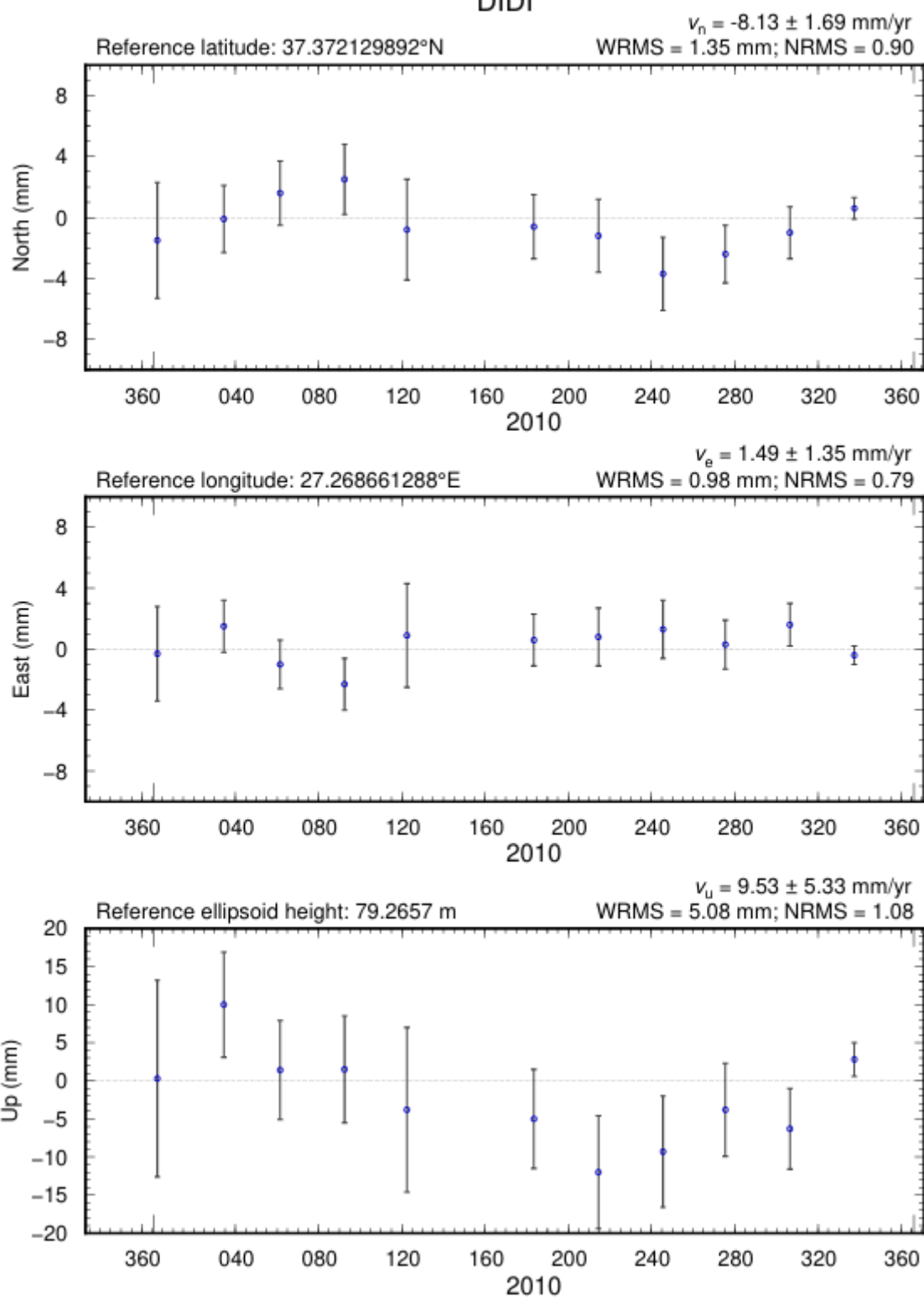
AYVL



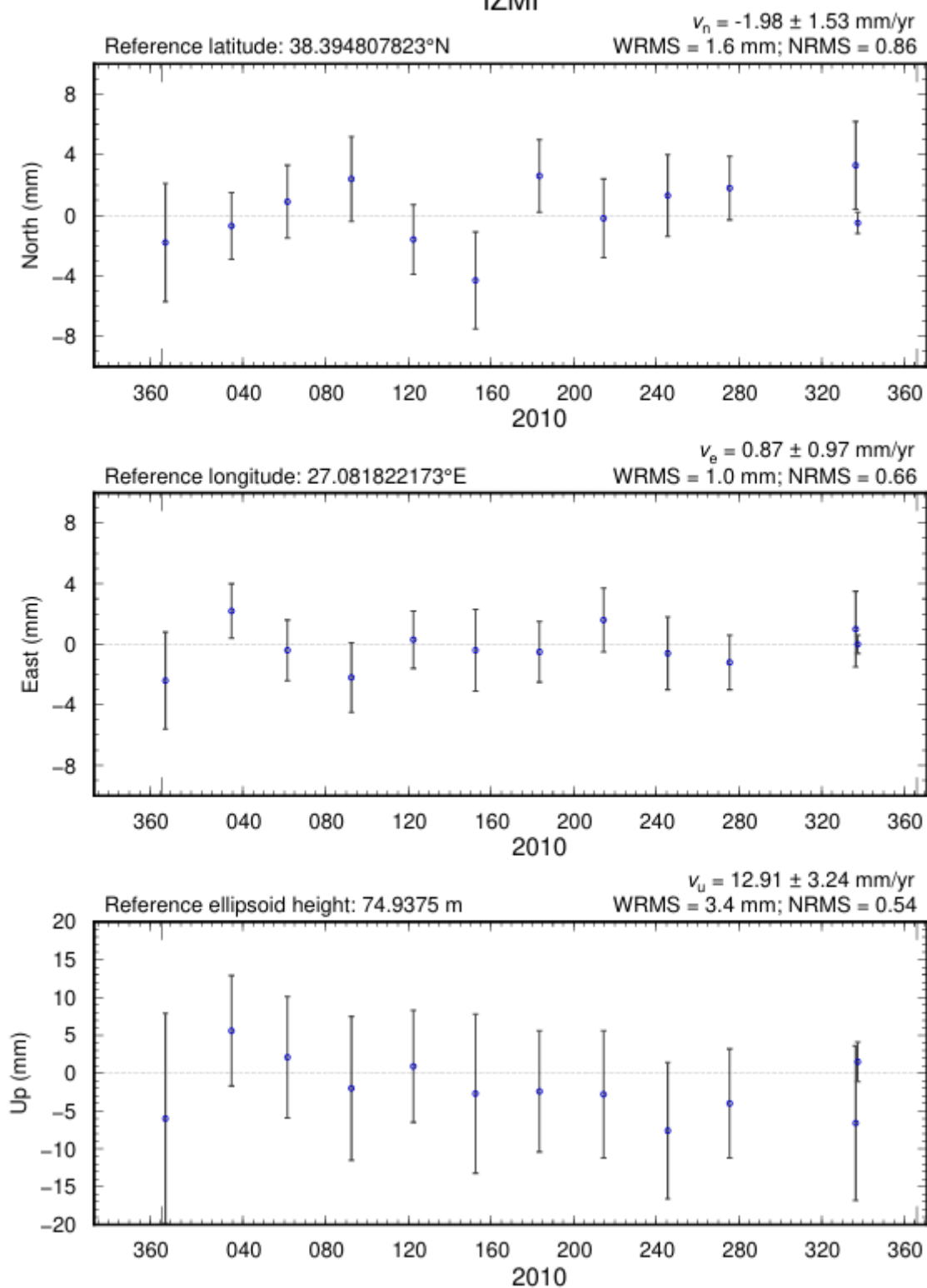
CESM



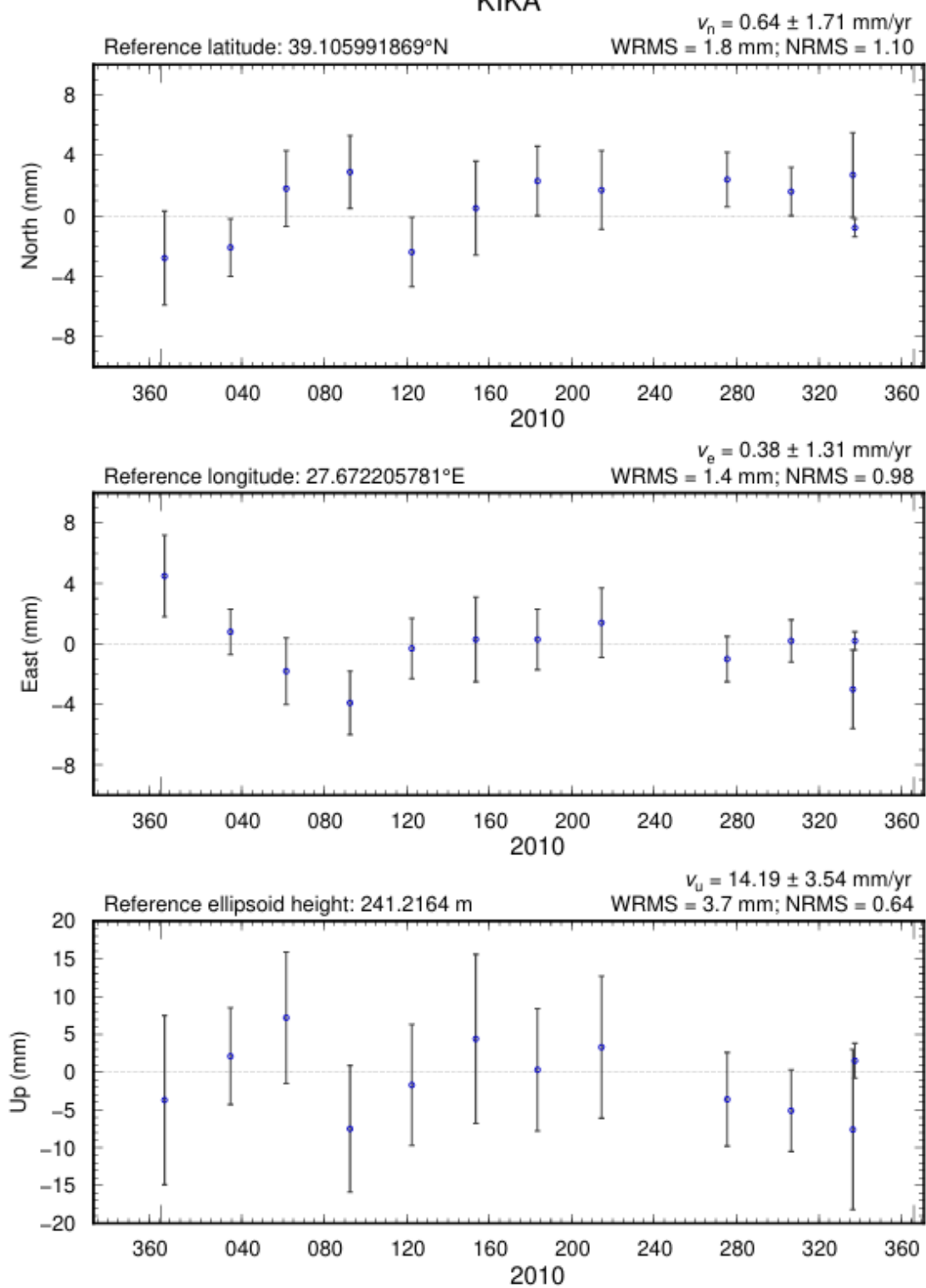
DIDI



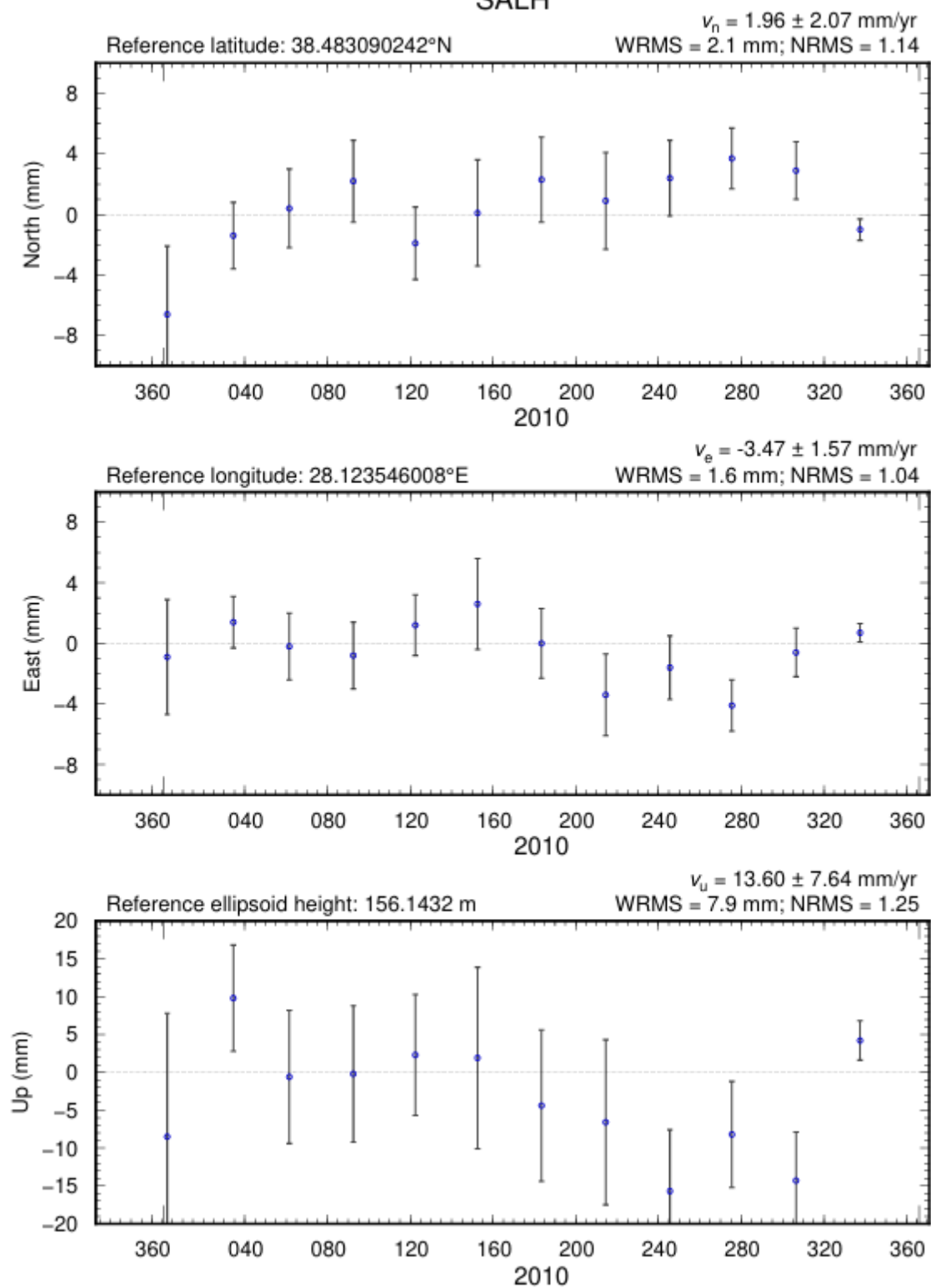
IZMI



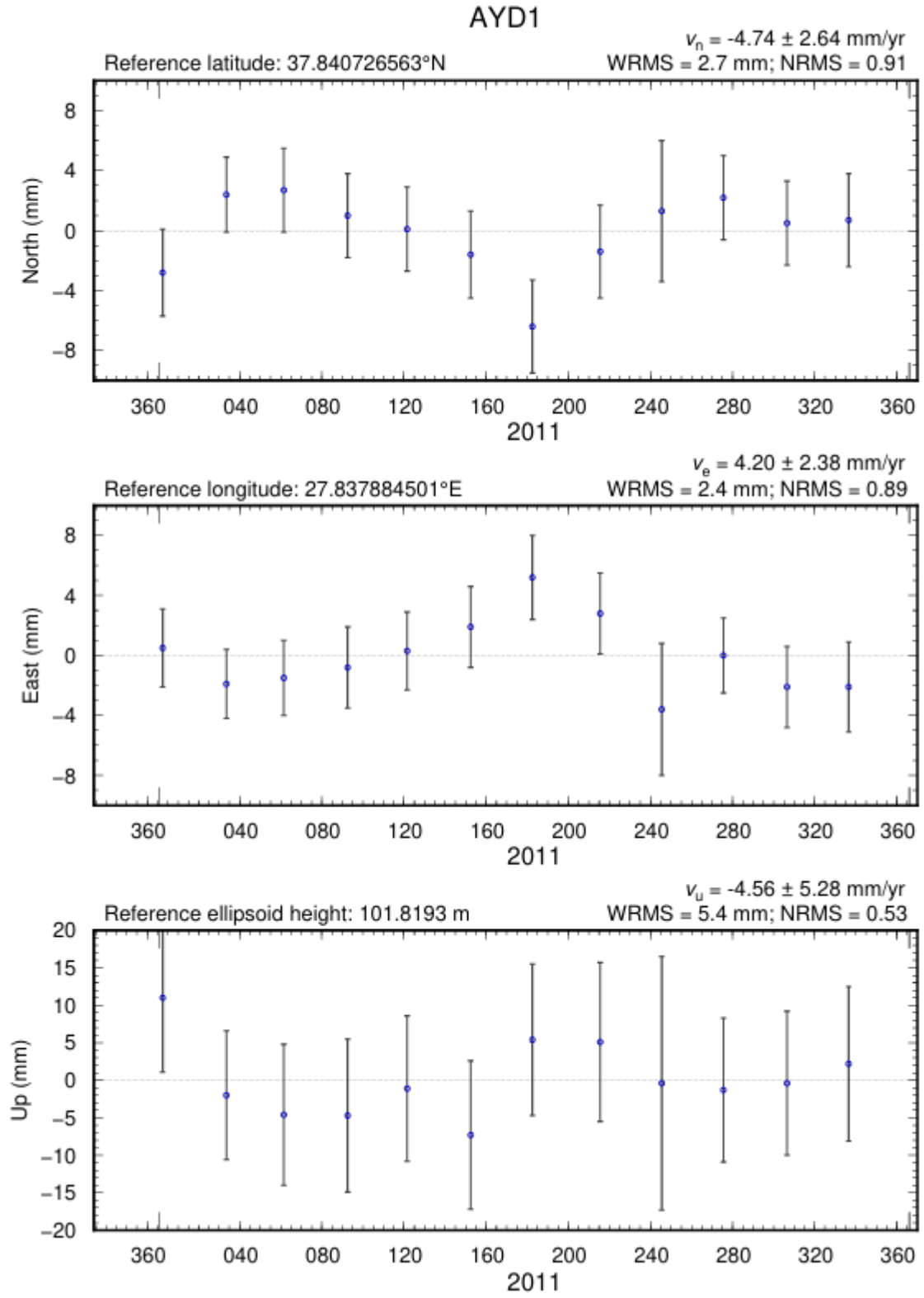
KIKI



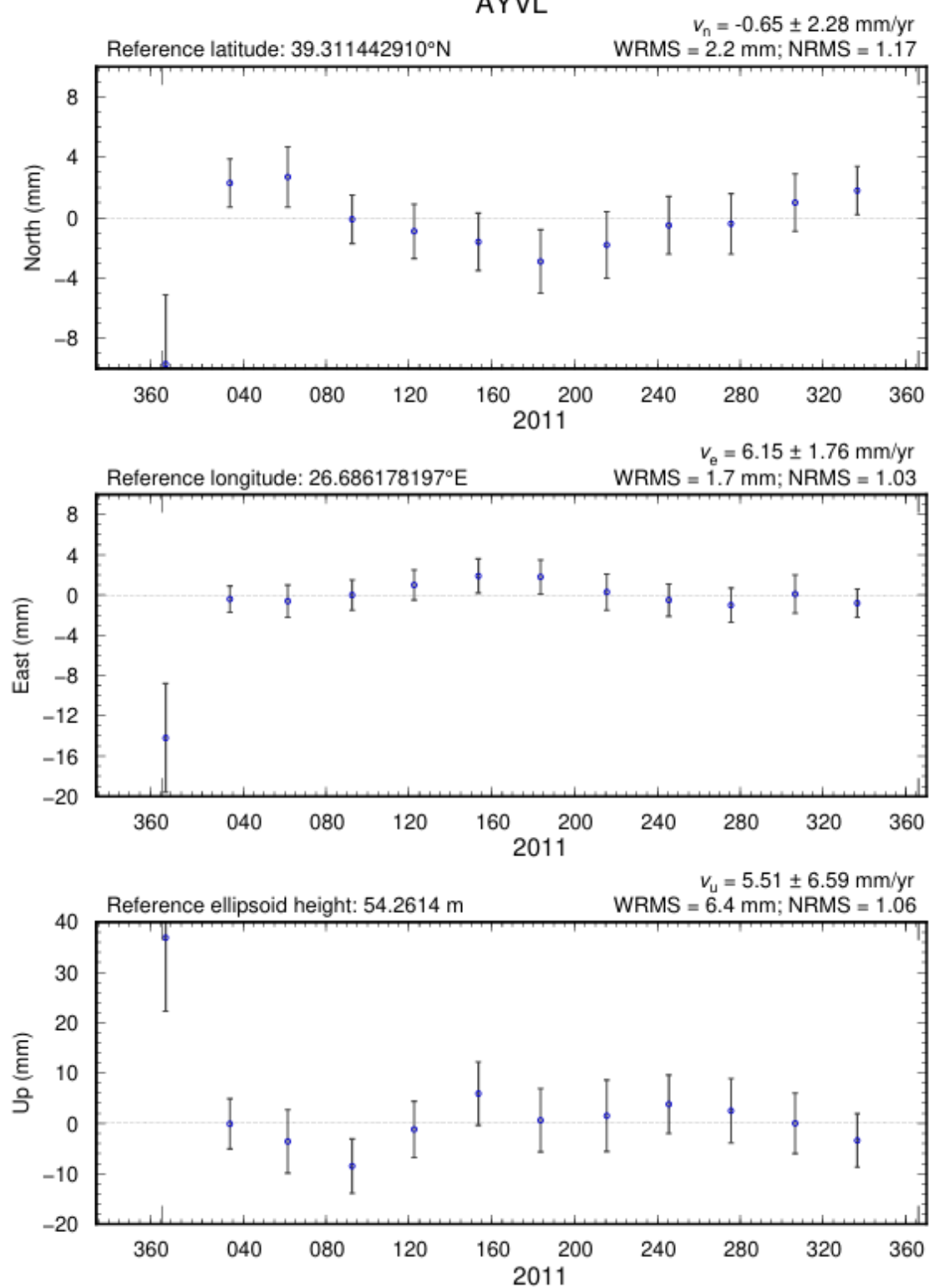
SALH



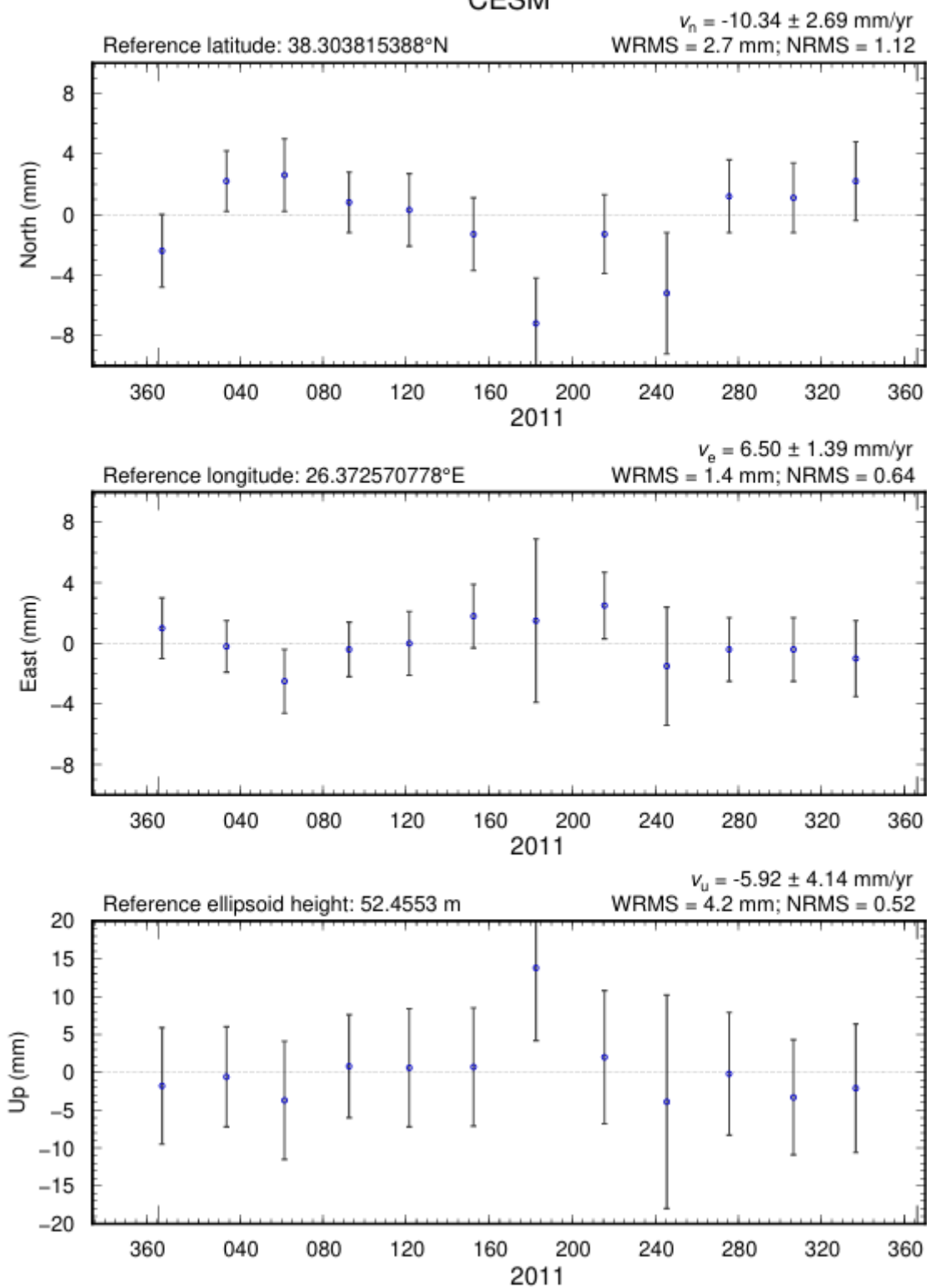
2011 YILI GÜNLÜK TEKRARLILIK GRAFİKLERİ



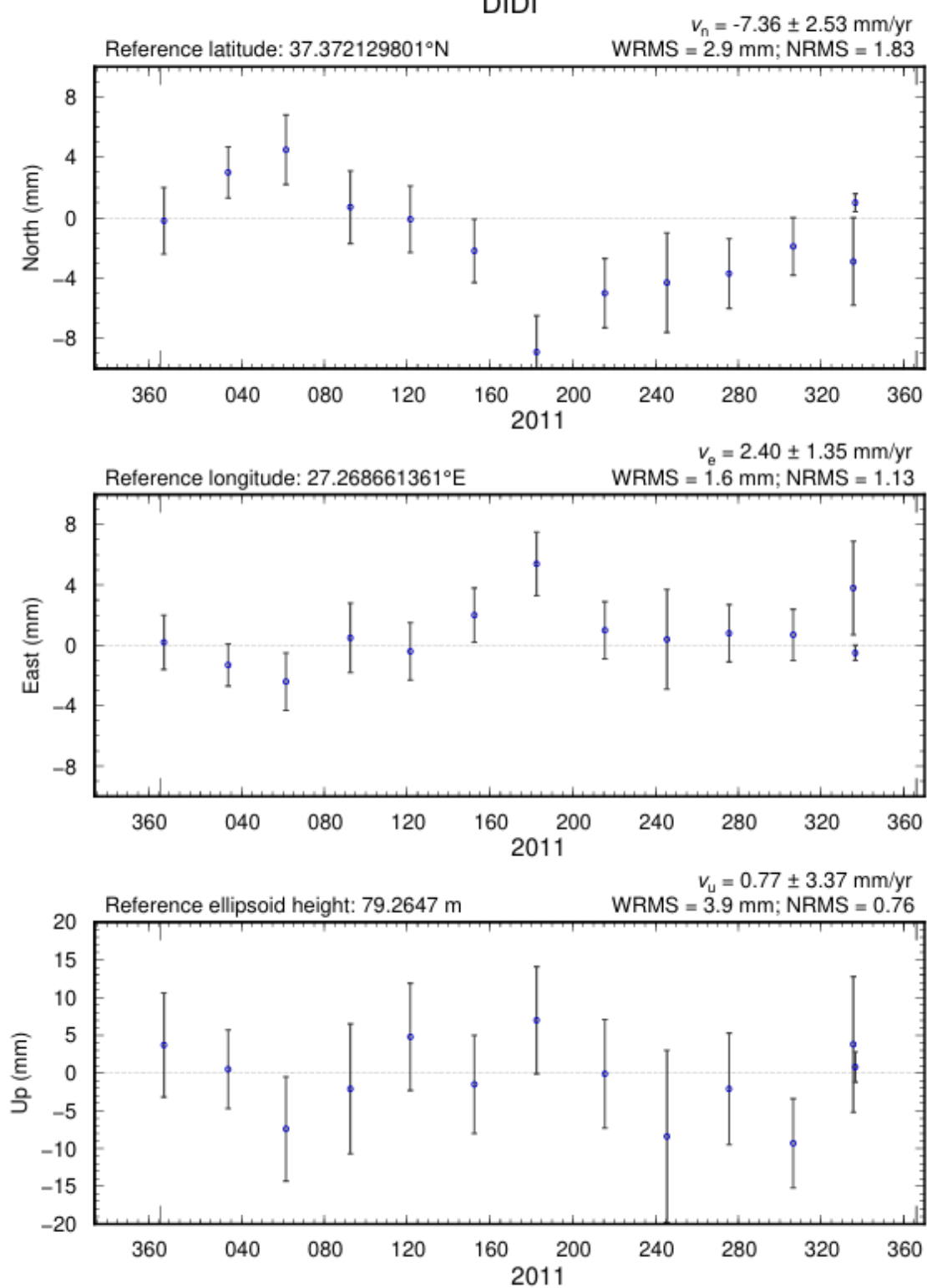
AYVL



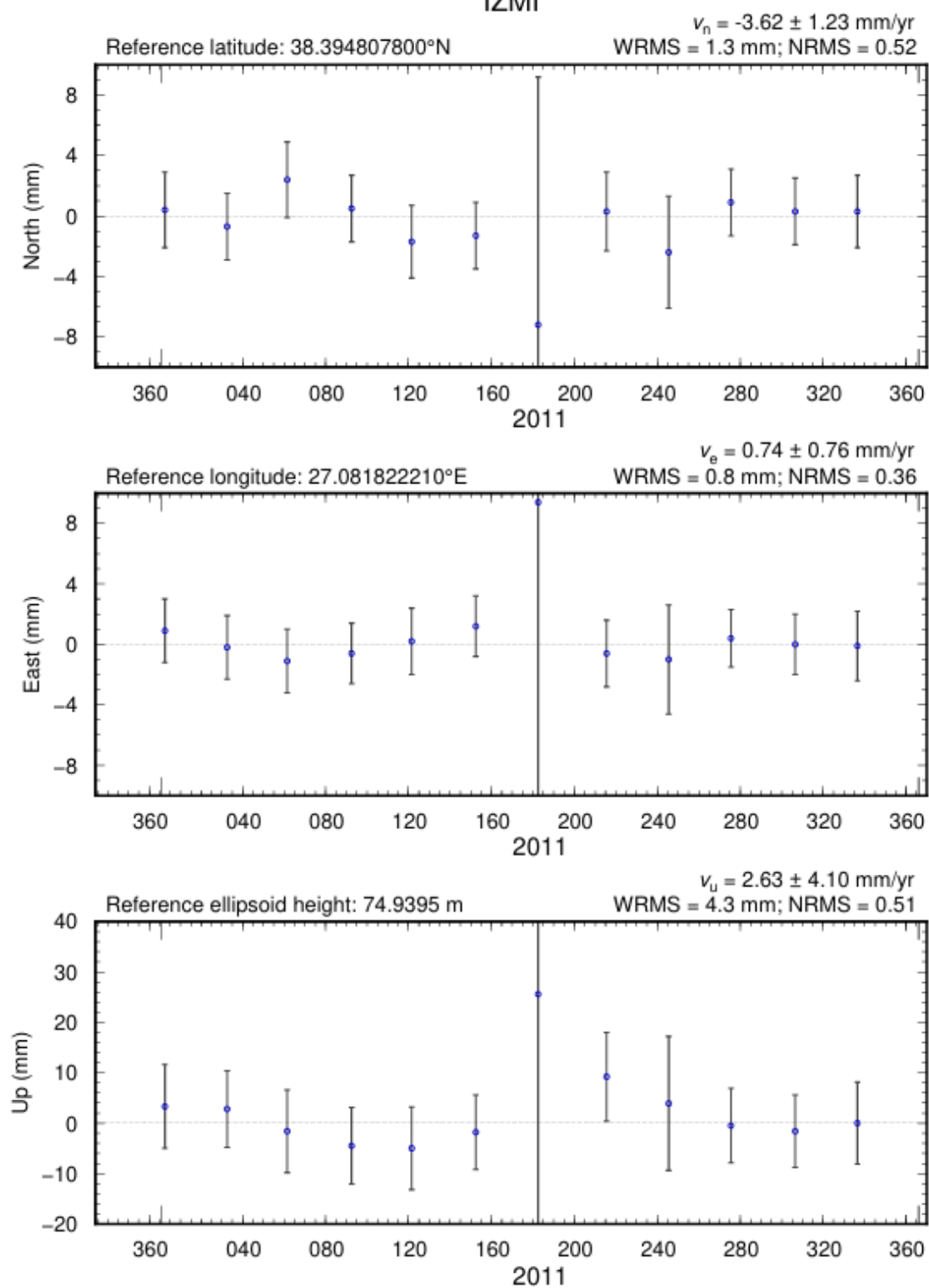
CESM



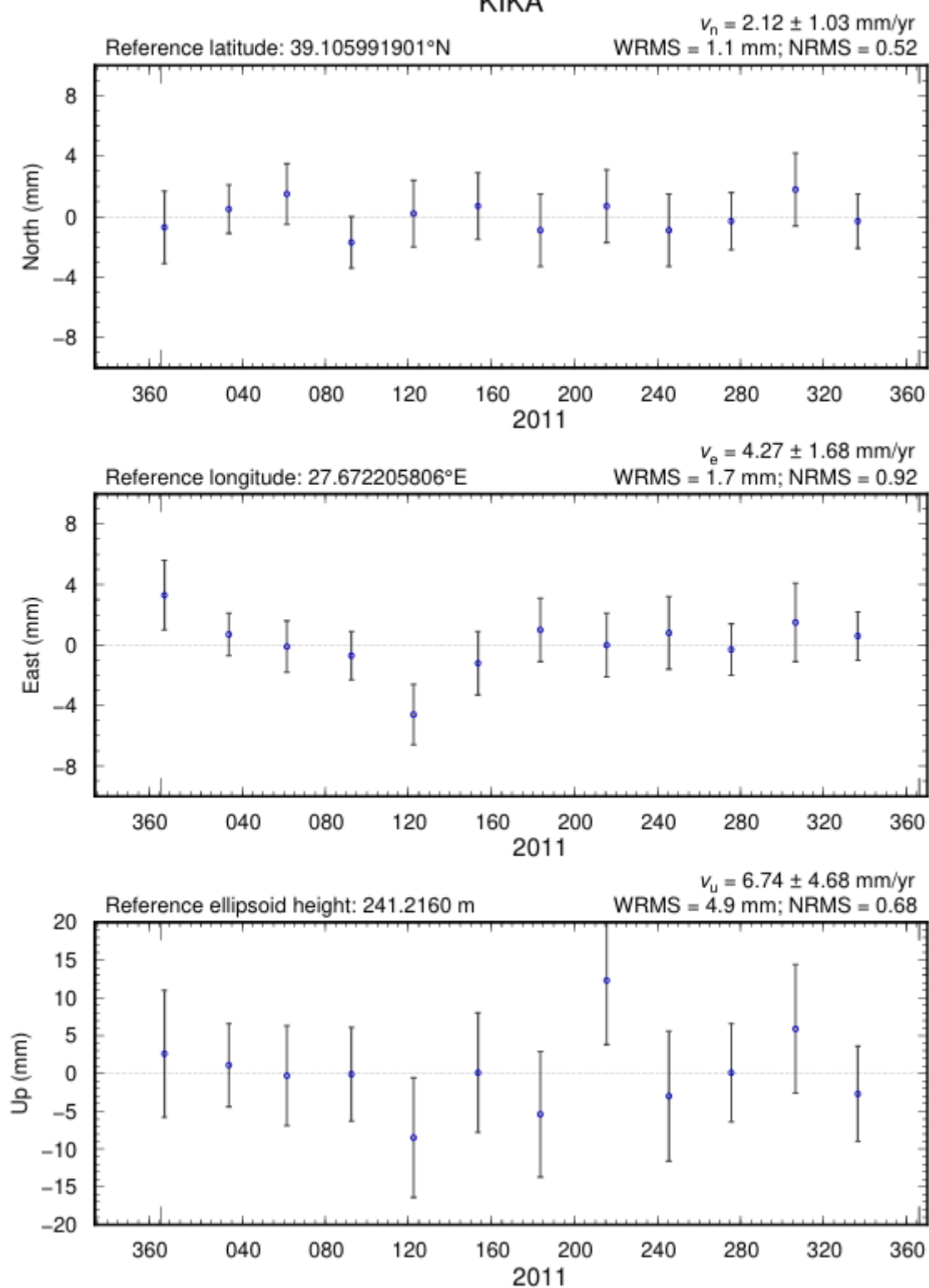
DIDI



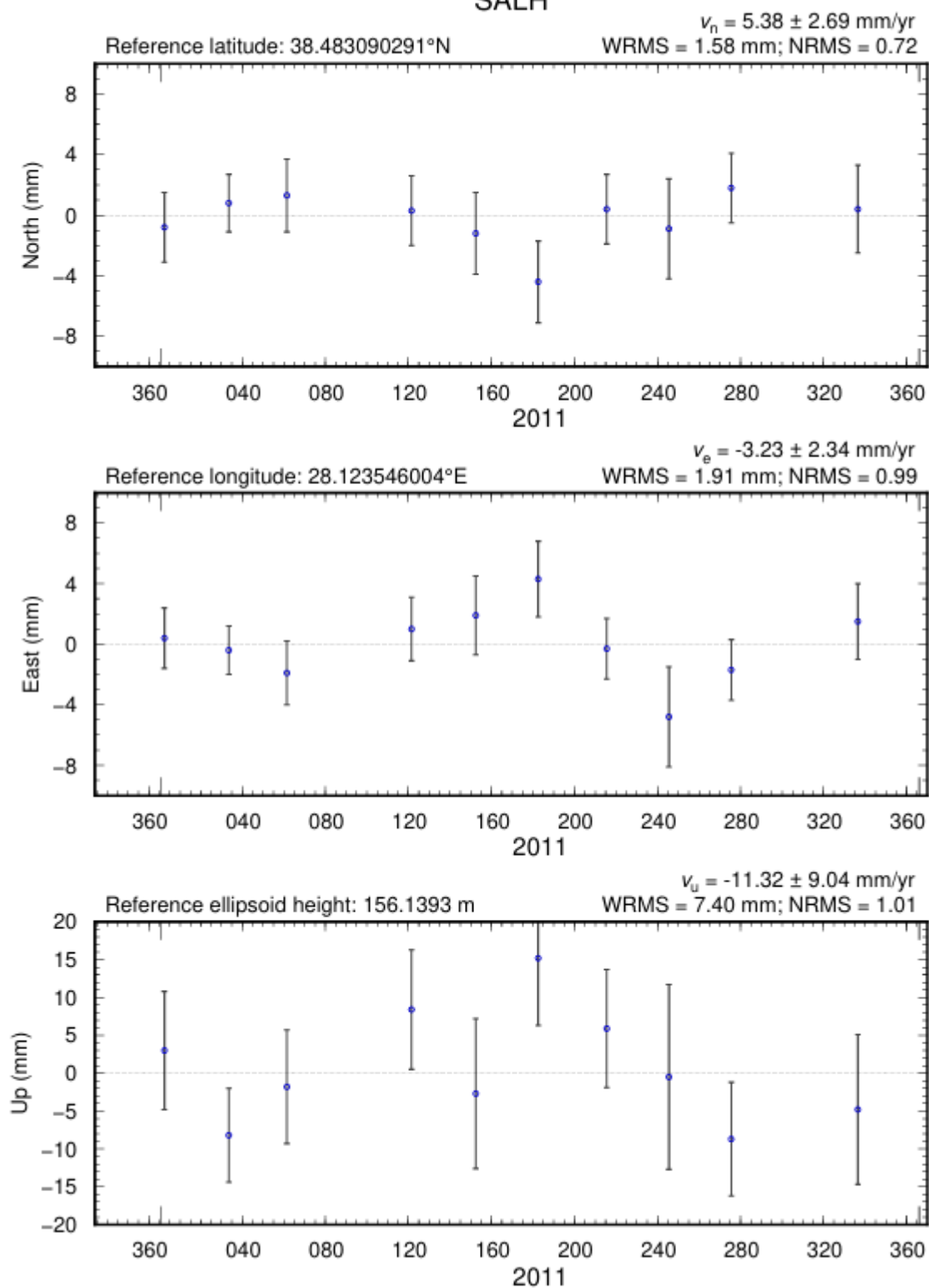
IZMI



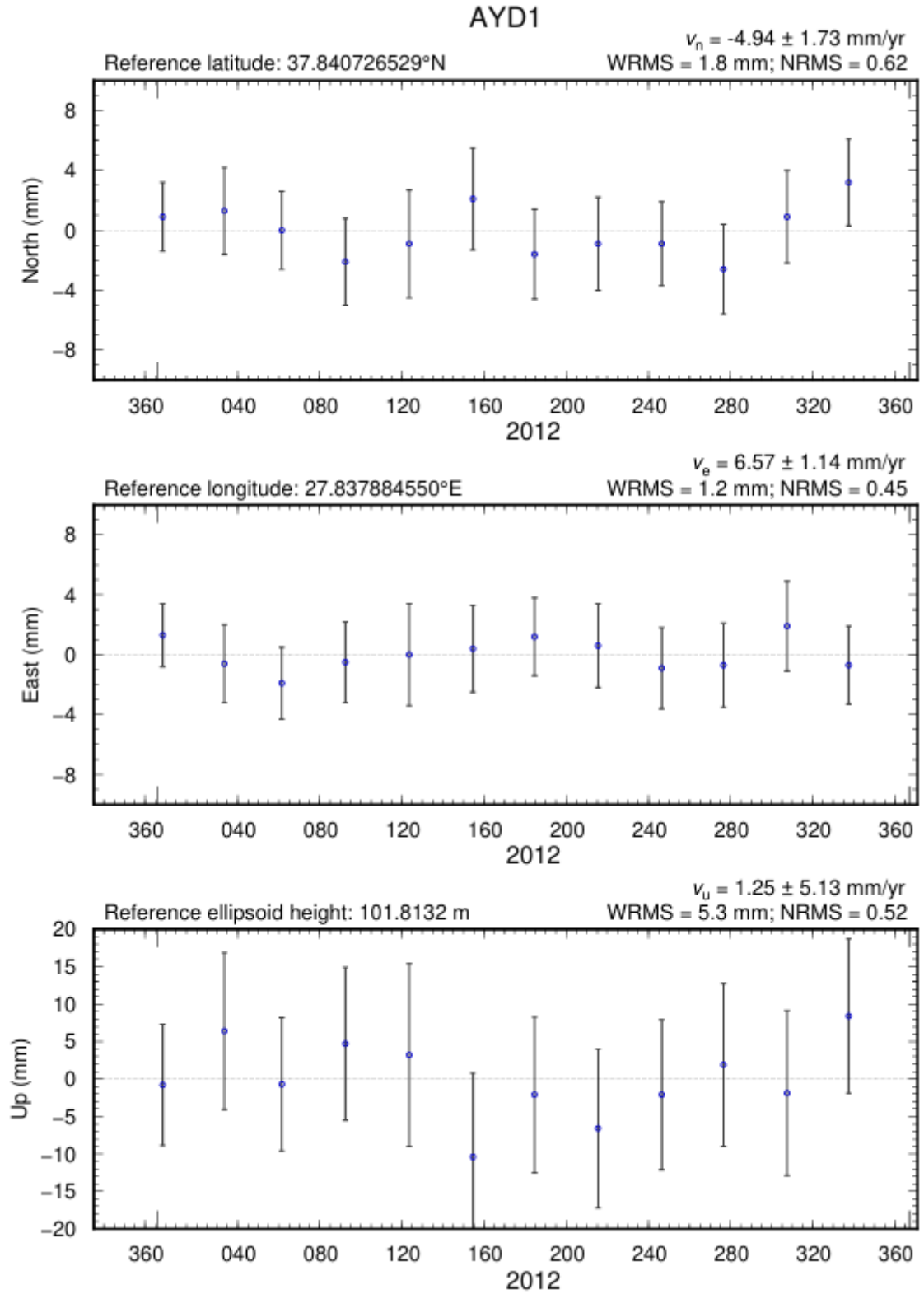
KIKI



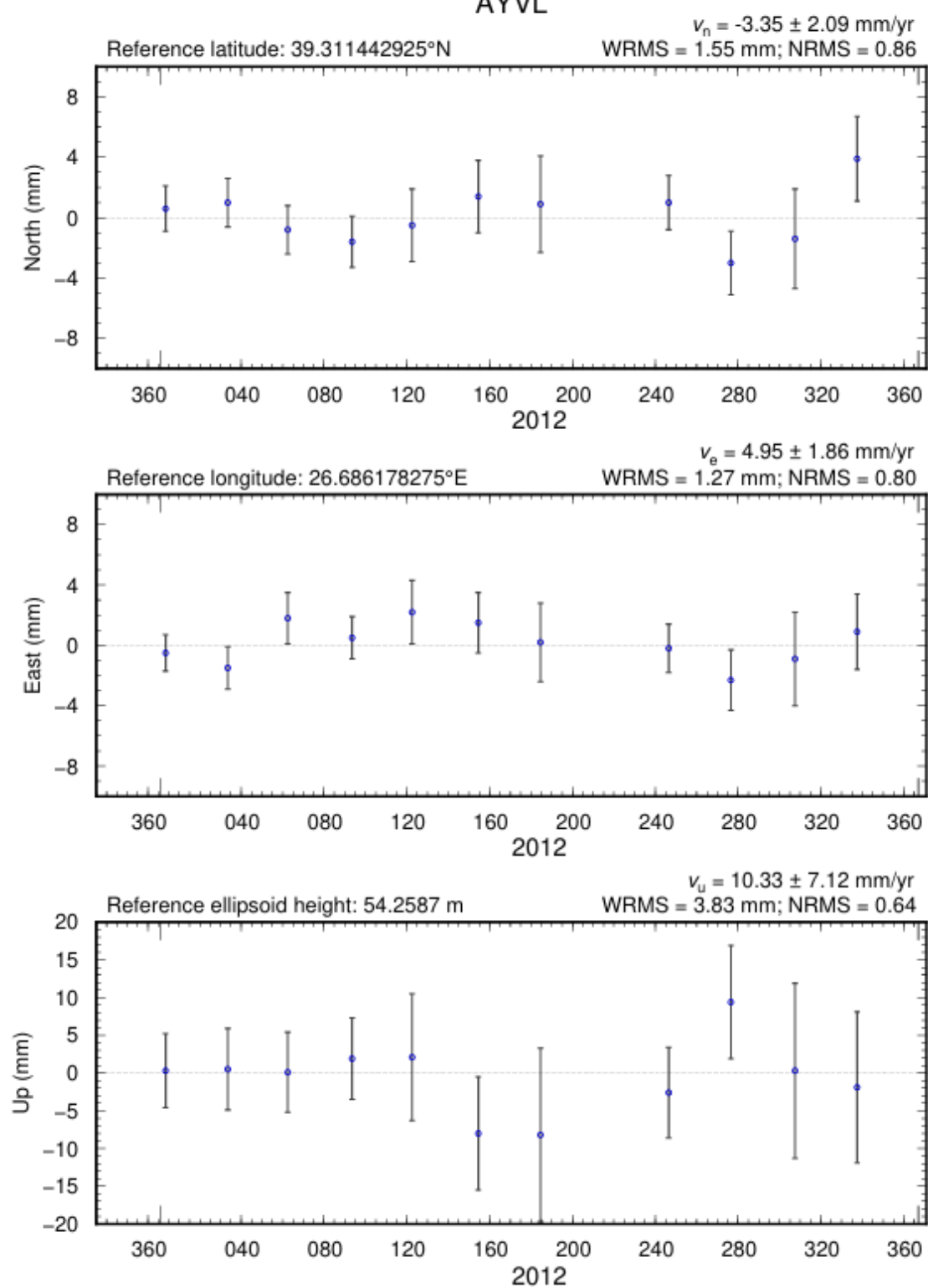
SALH



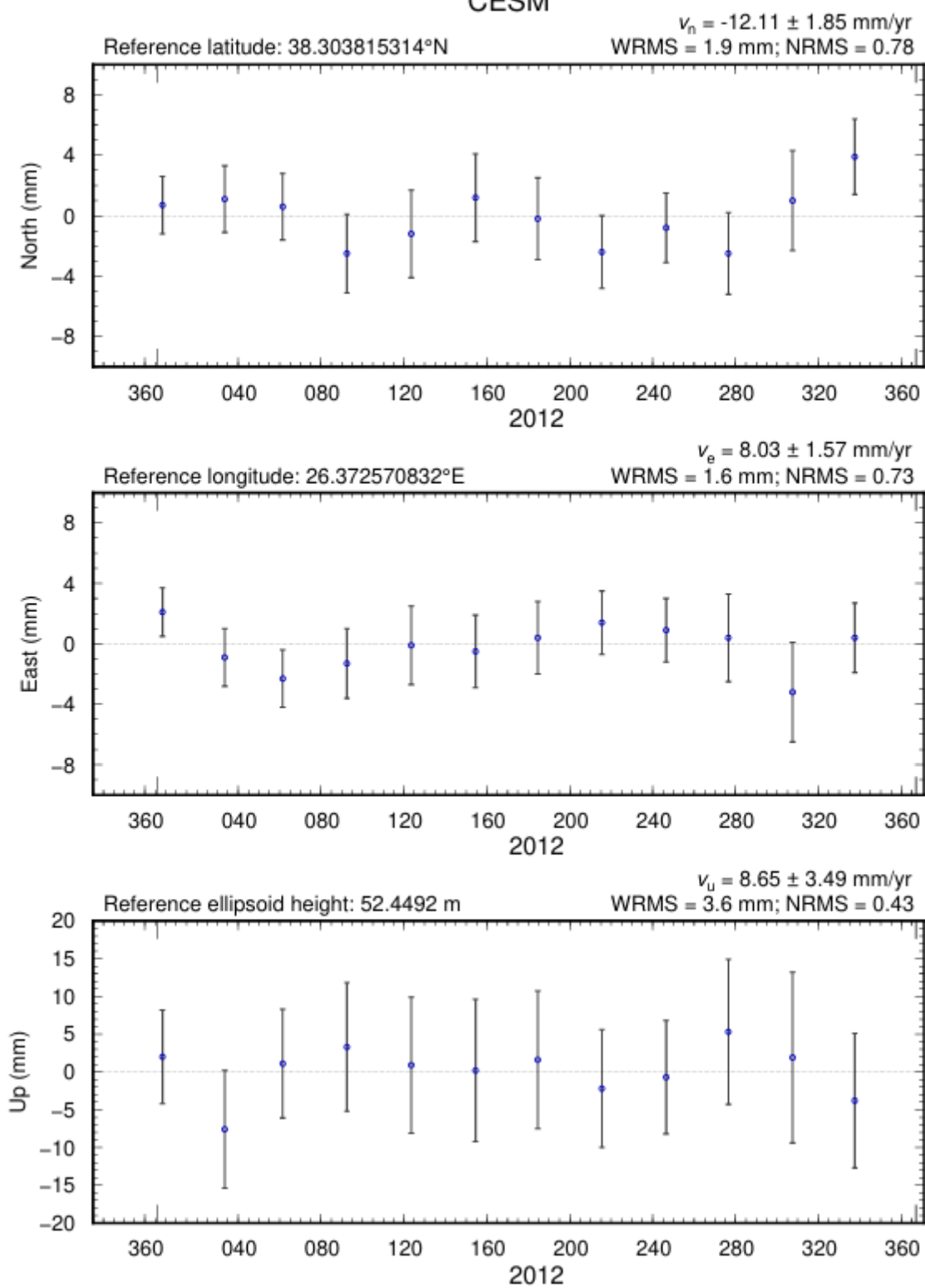
2012 YILI GÜNLÜK TEKRARLILIK GRAFİKLERİ



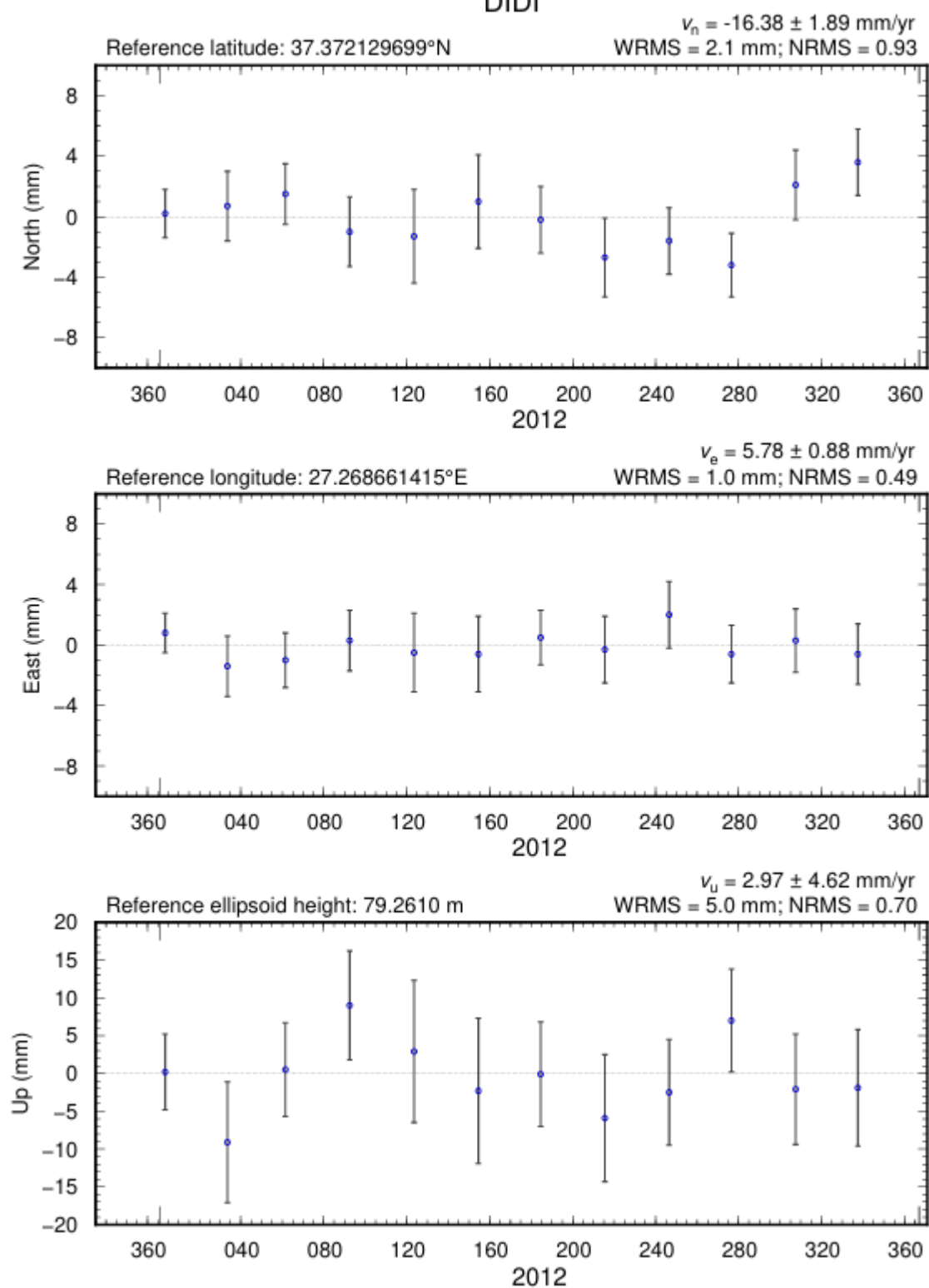
AYVL



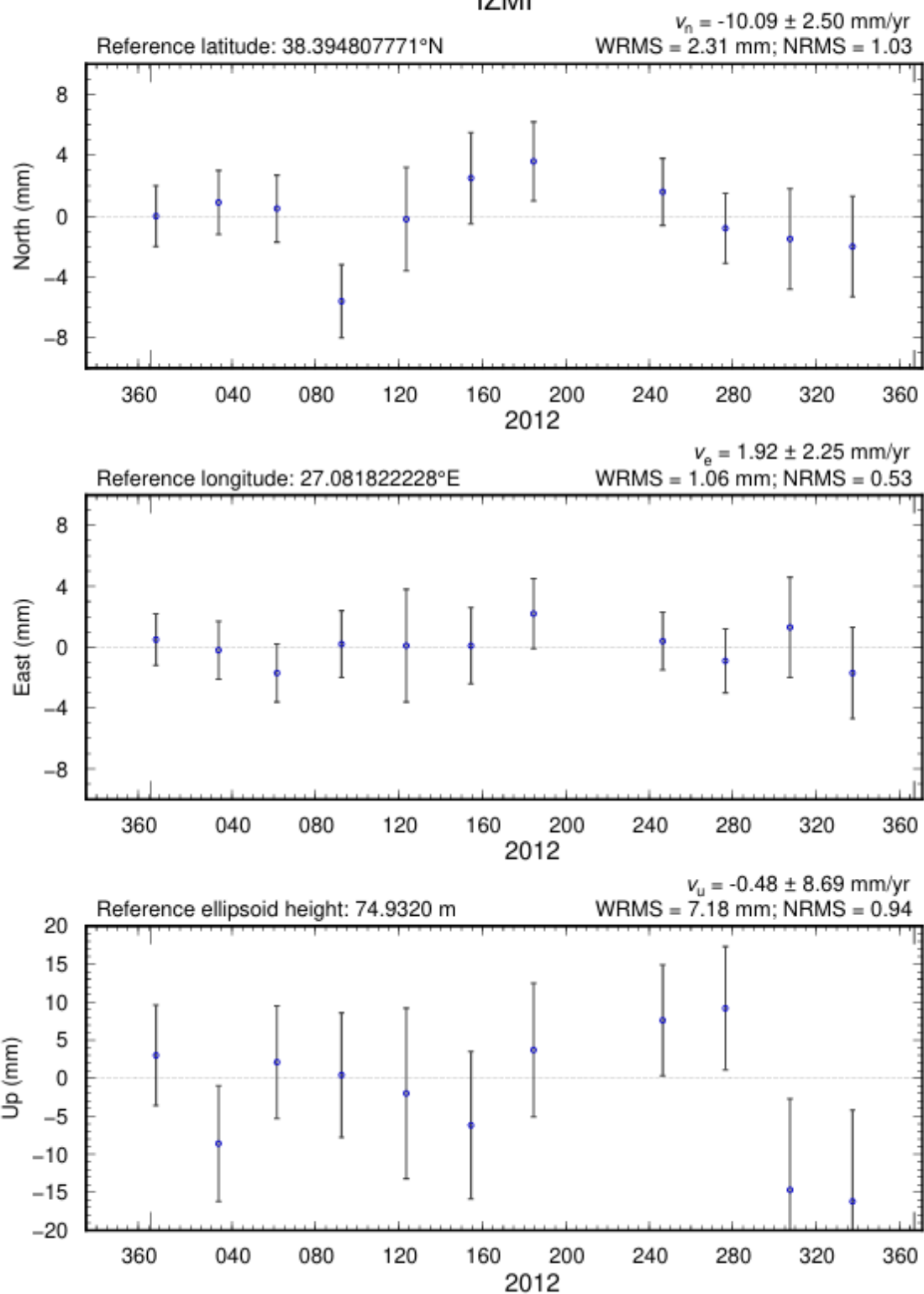
CESM



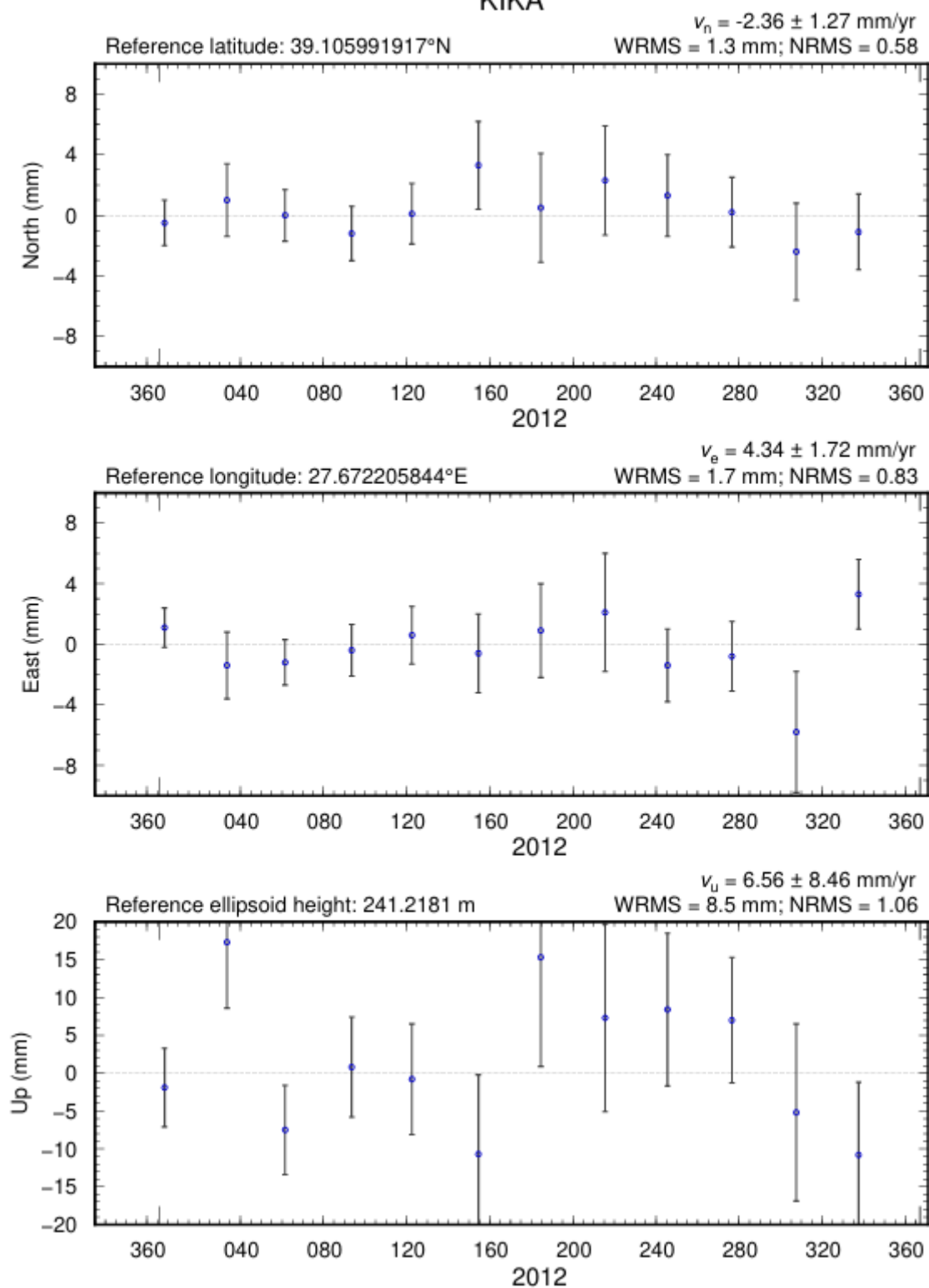
DIDI

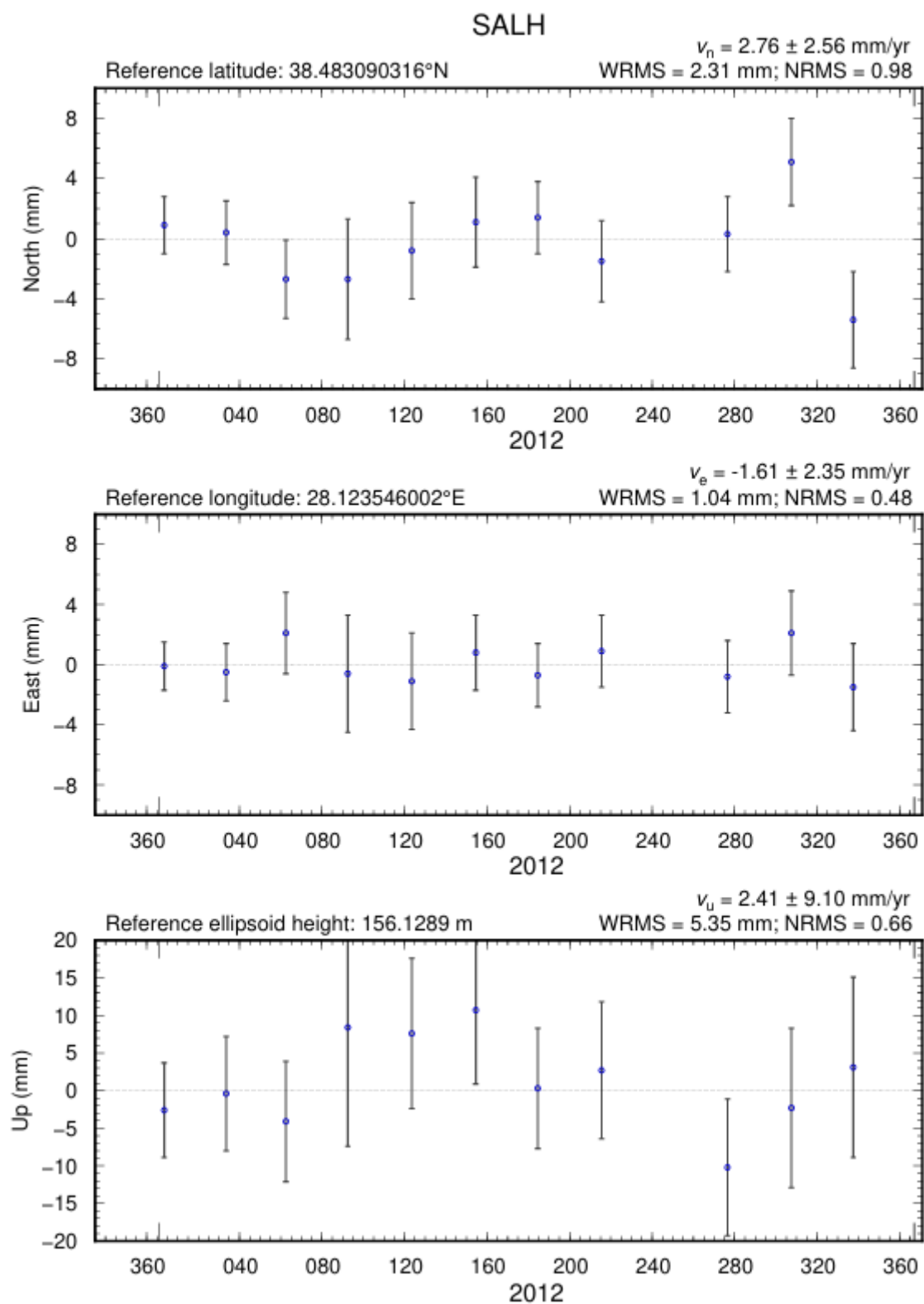


IZMI

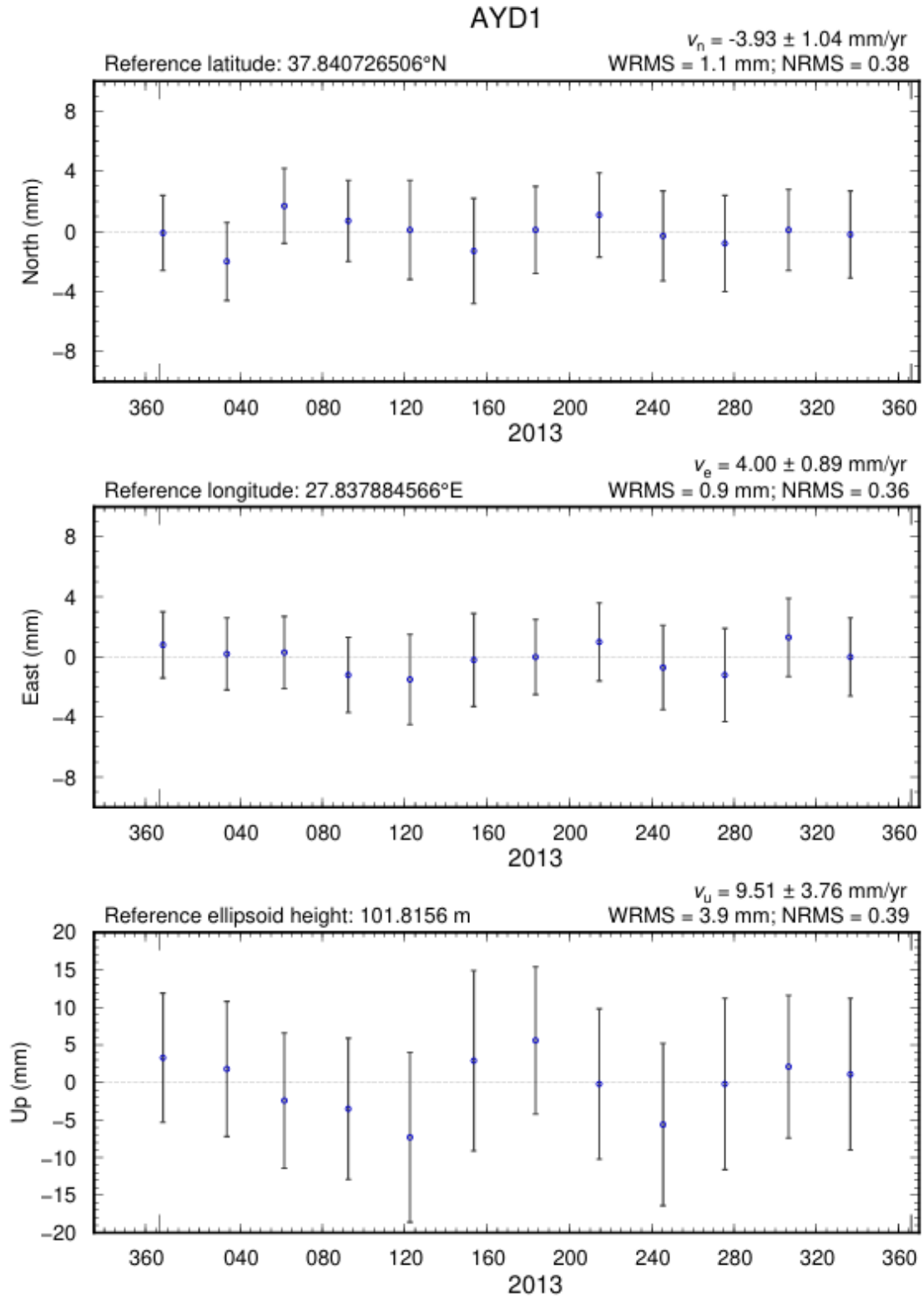


KIKI

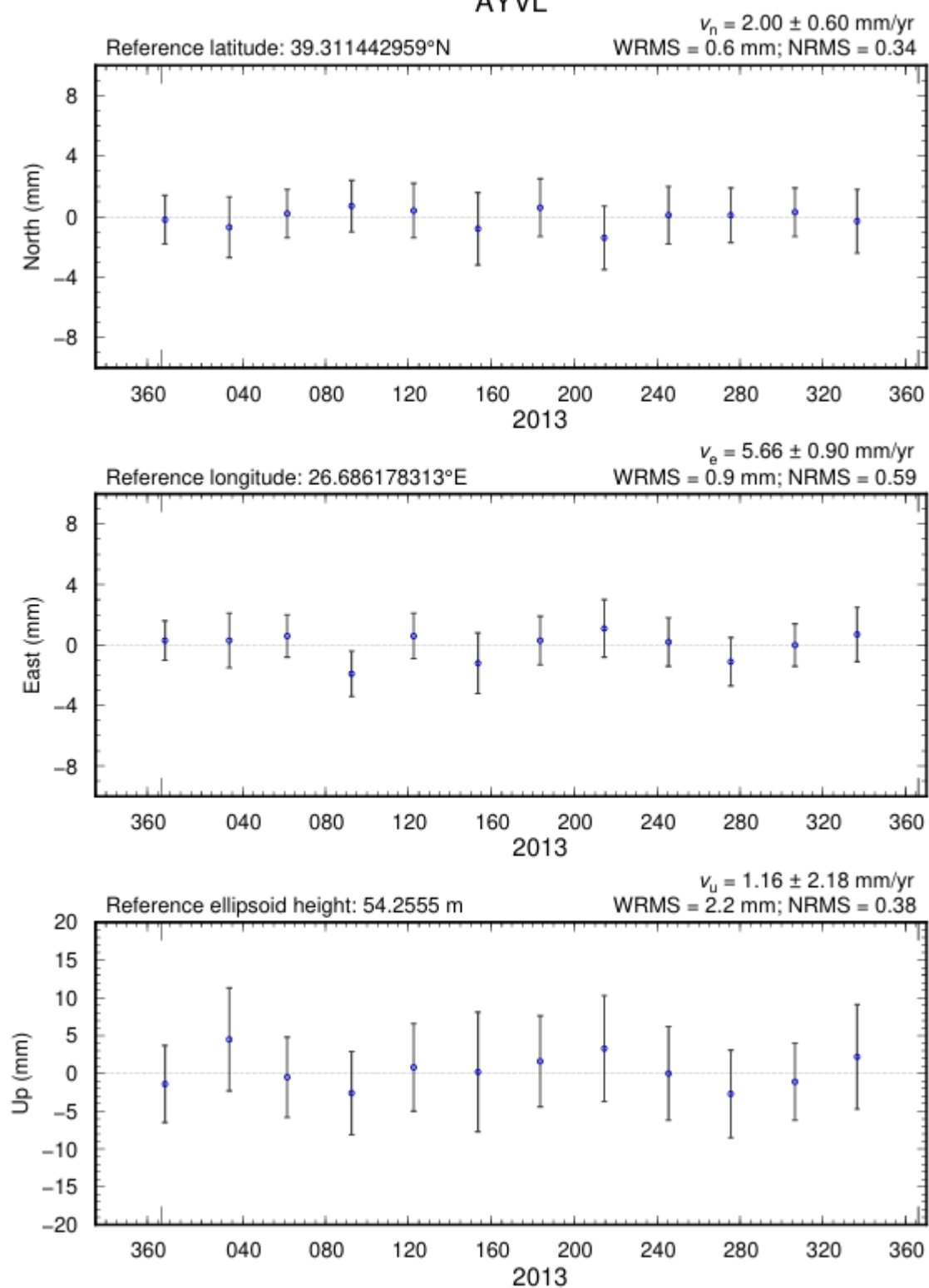




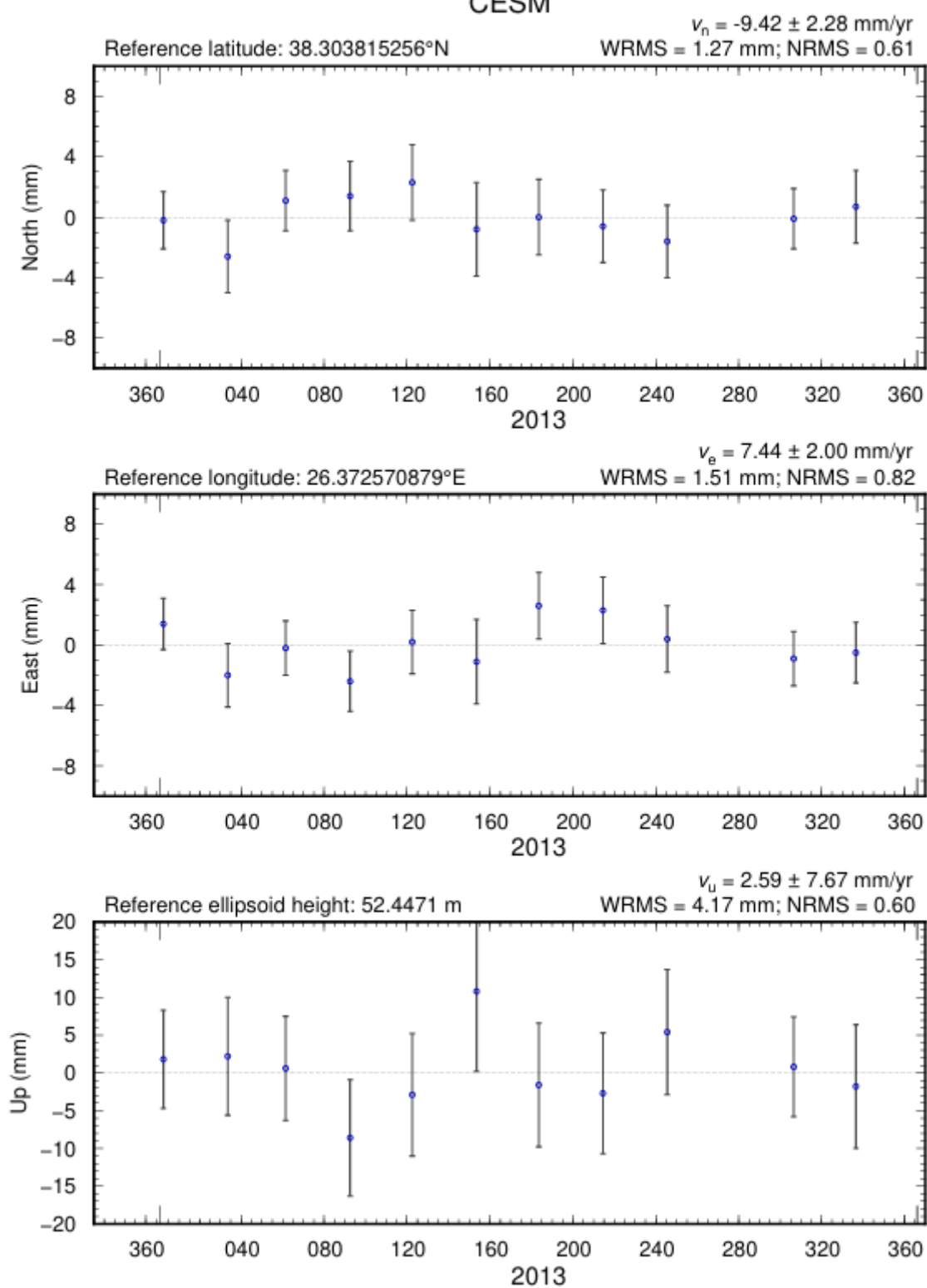
2013 YILI GÜNLÜK TEKRARLILIK GRAFİKLERİ



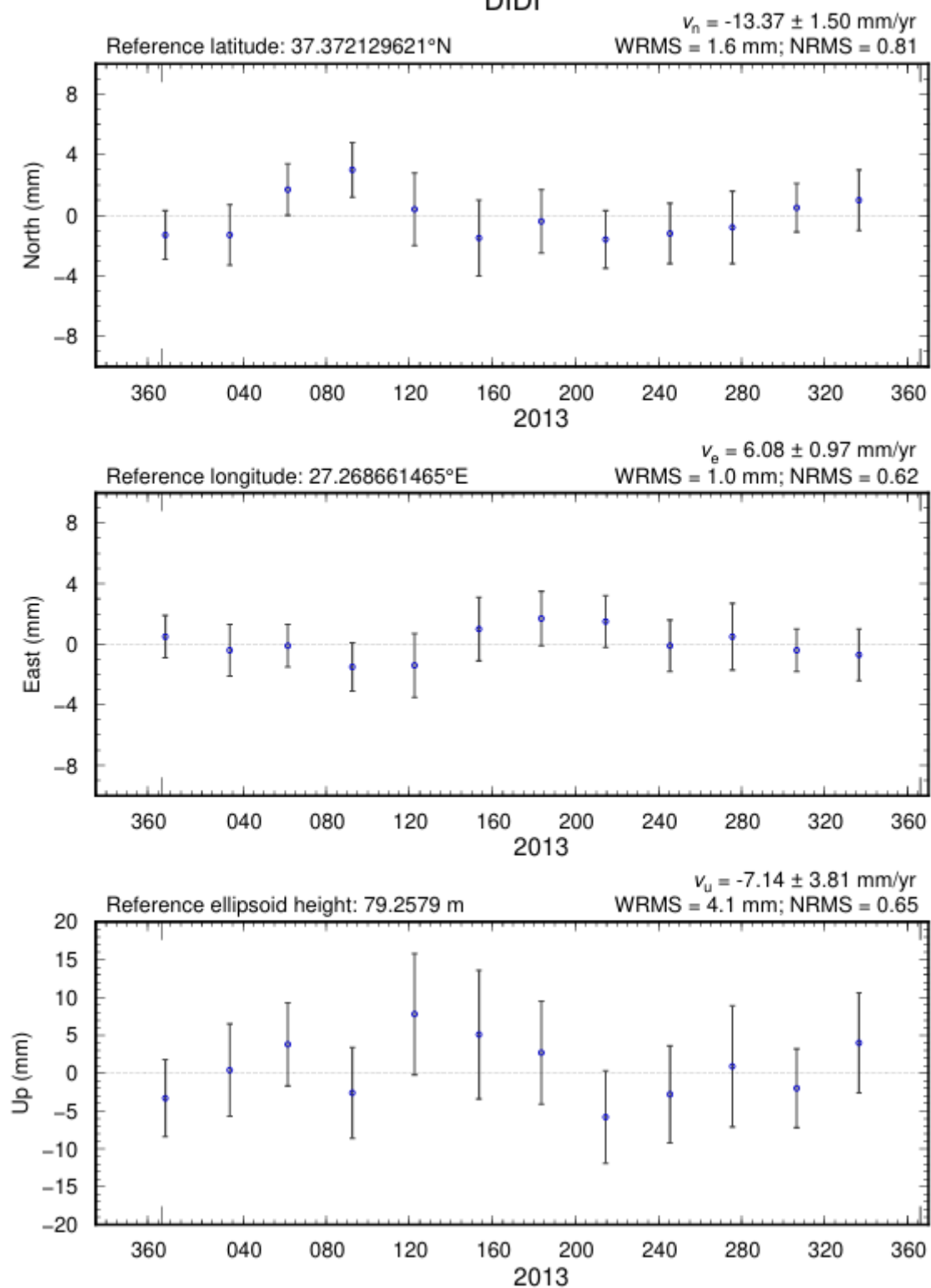
AYVL



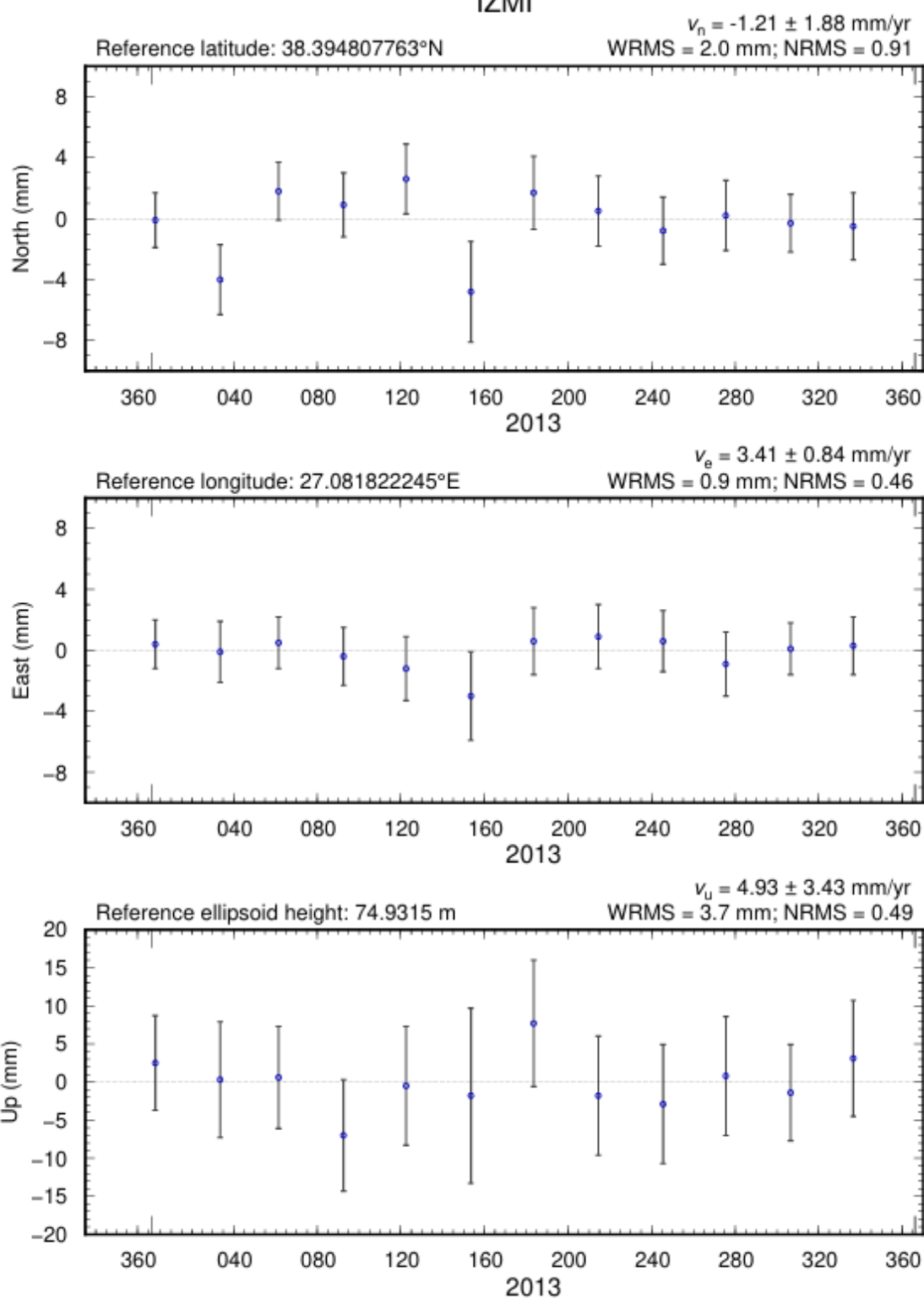
CESM



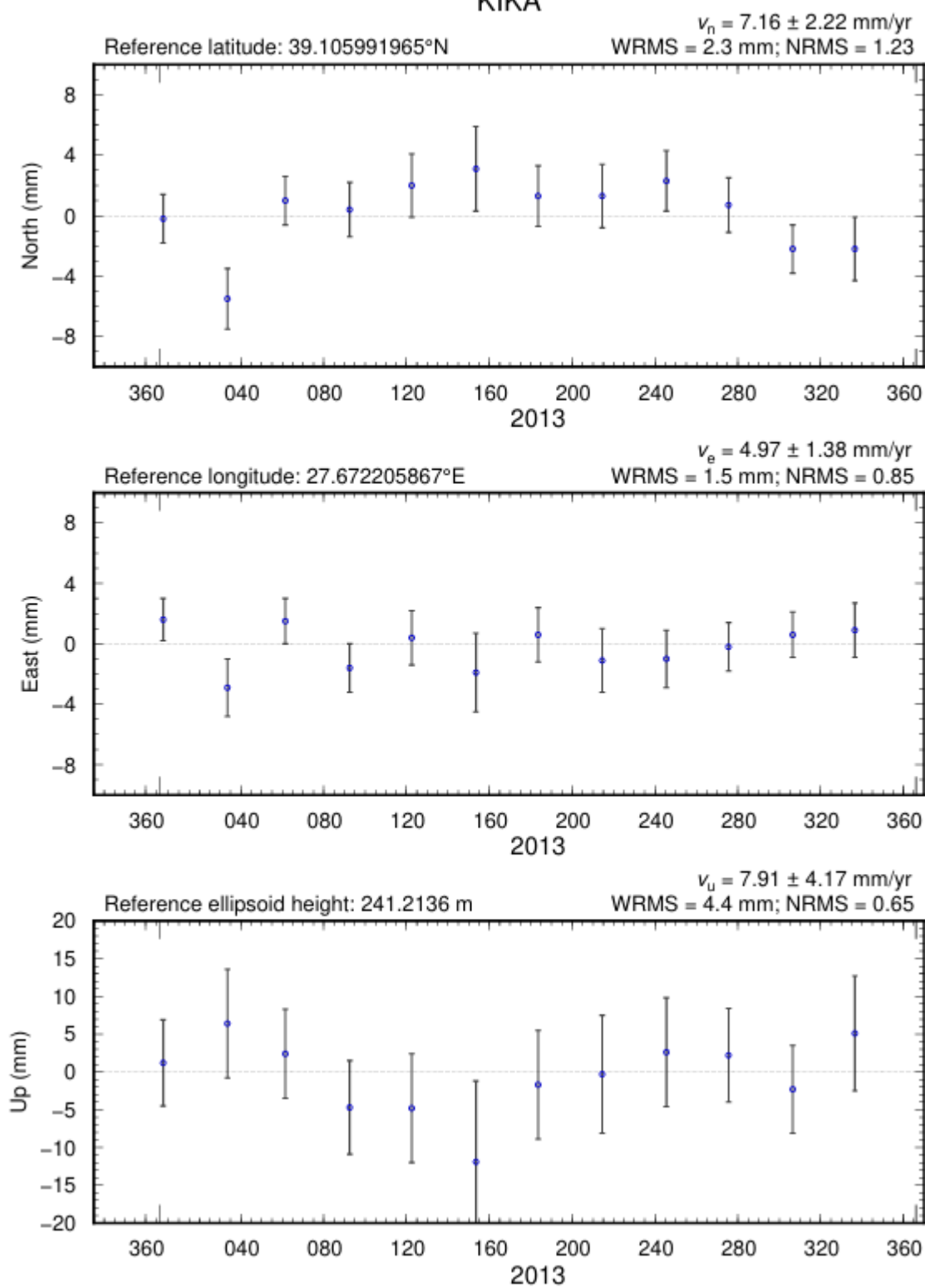
DIDI



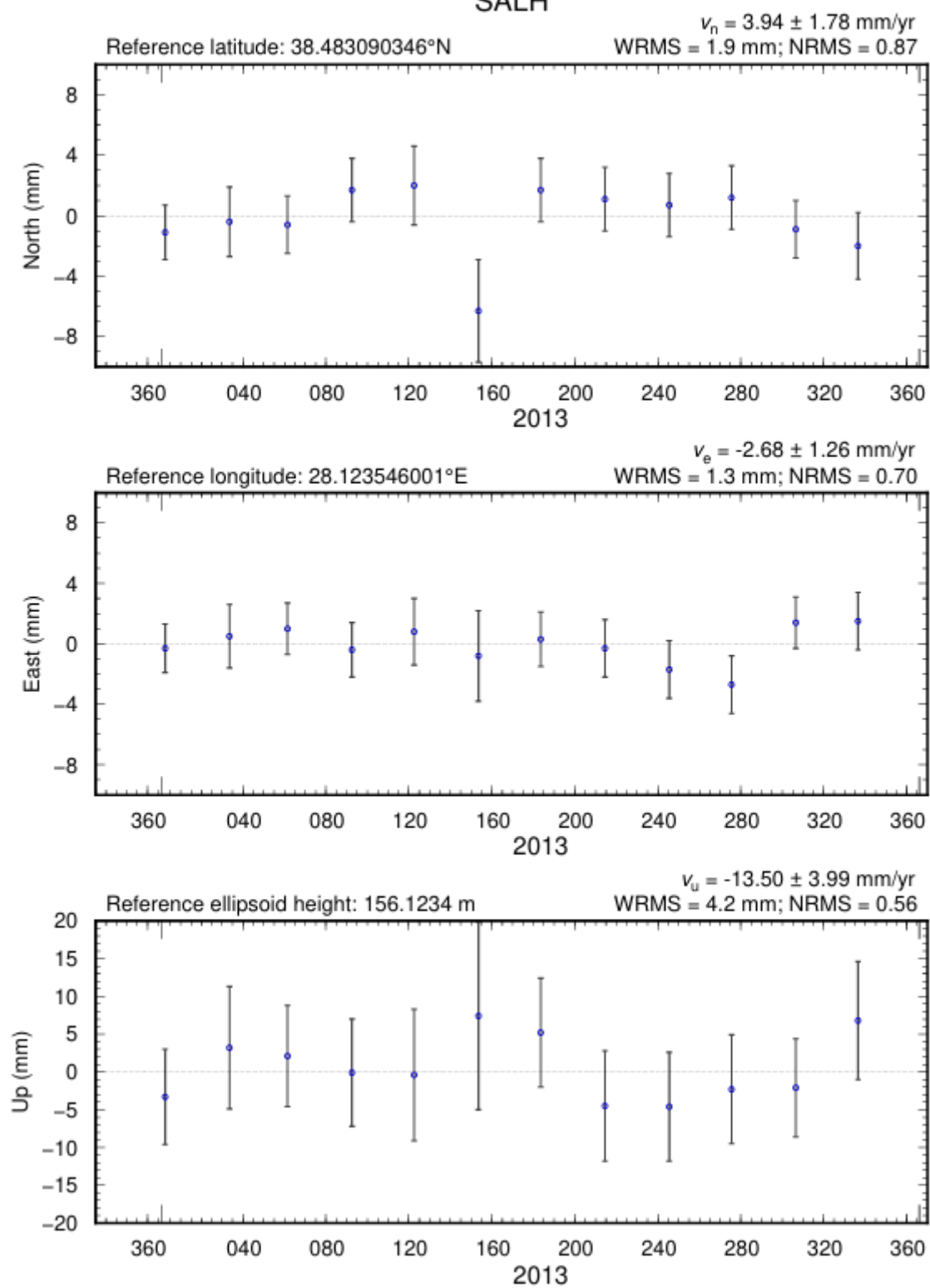
IZMI



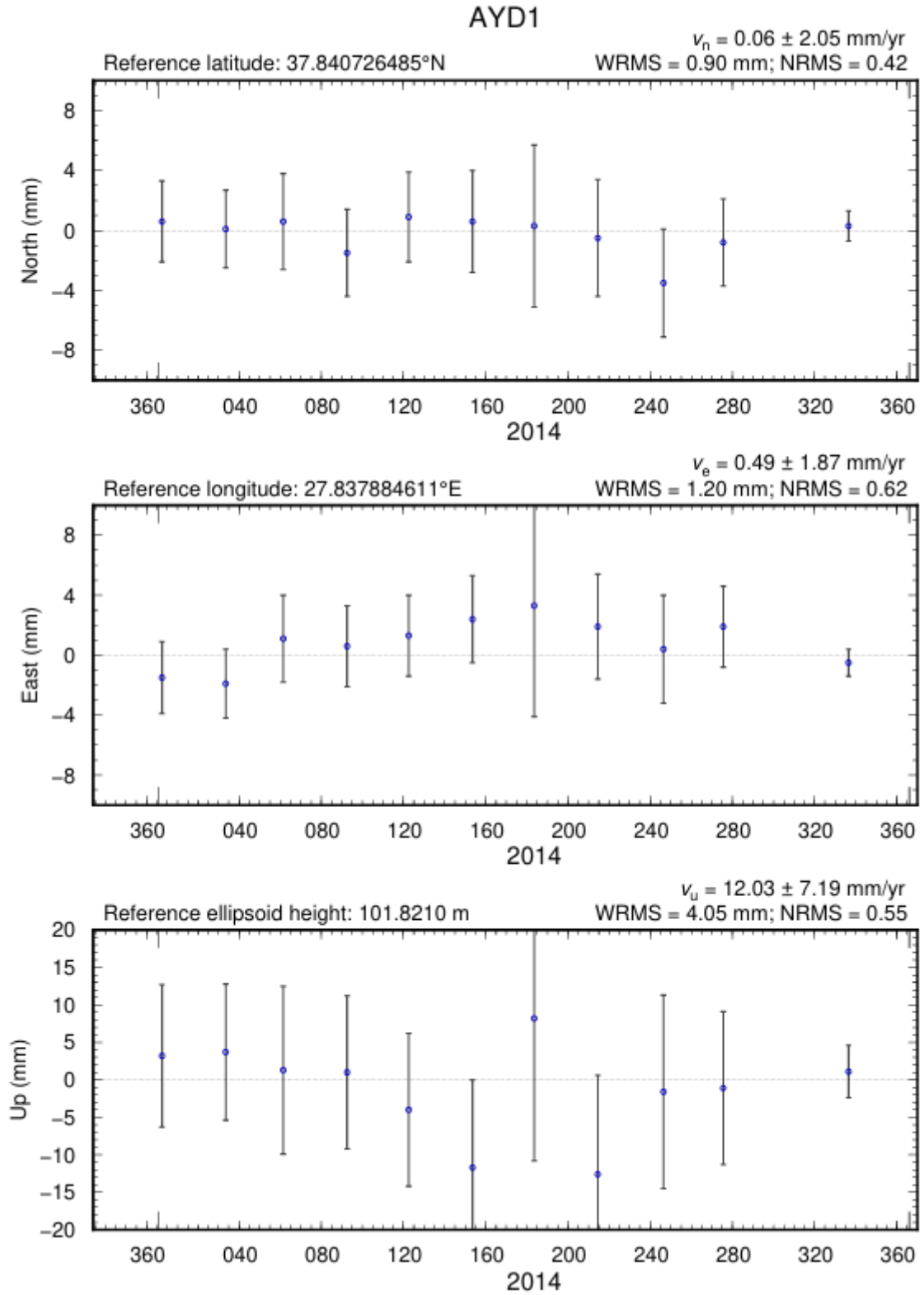
KIKI



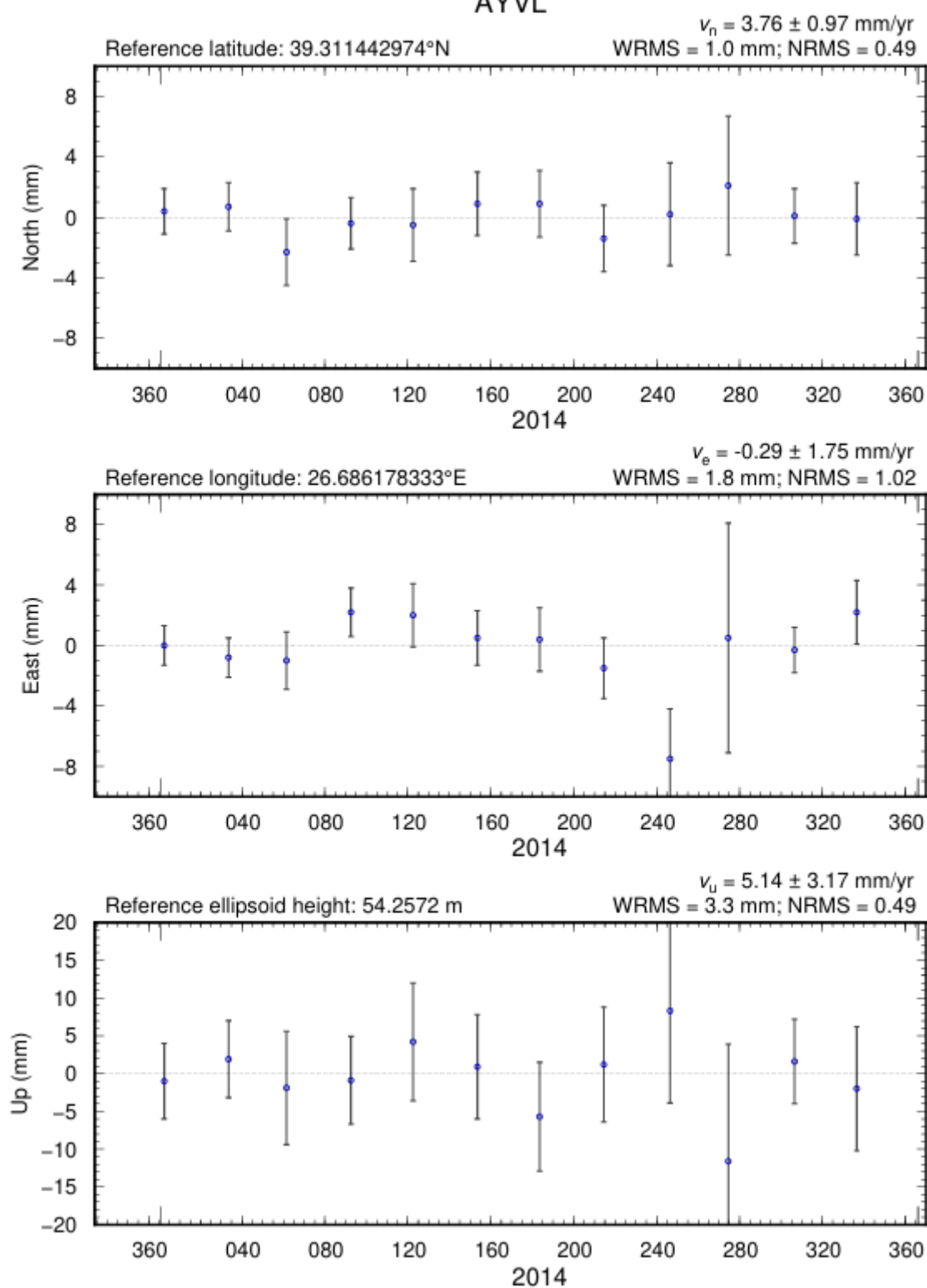
SALH



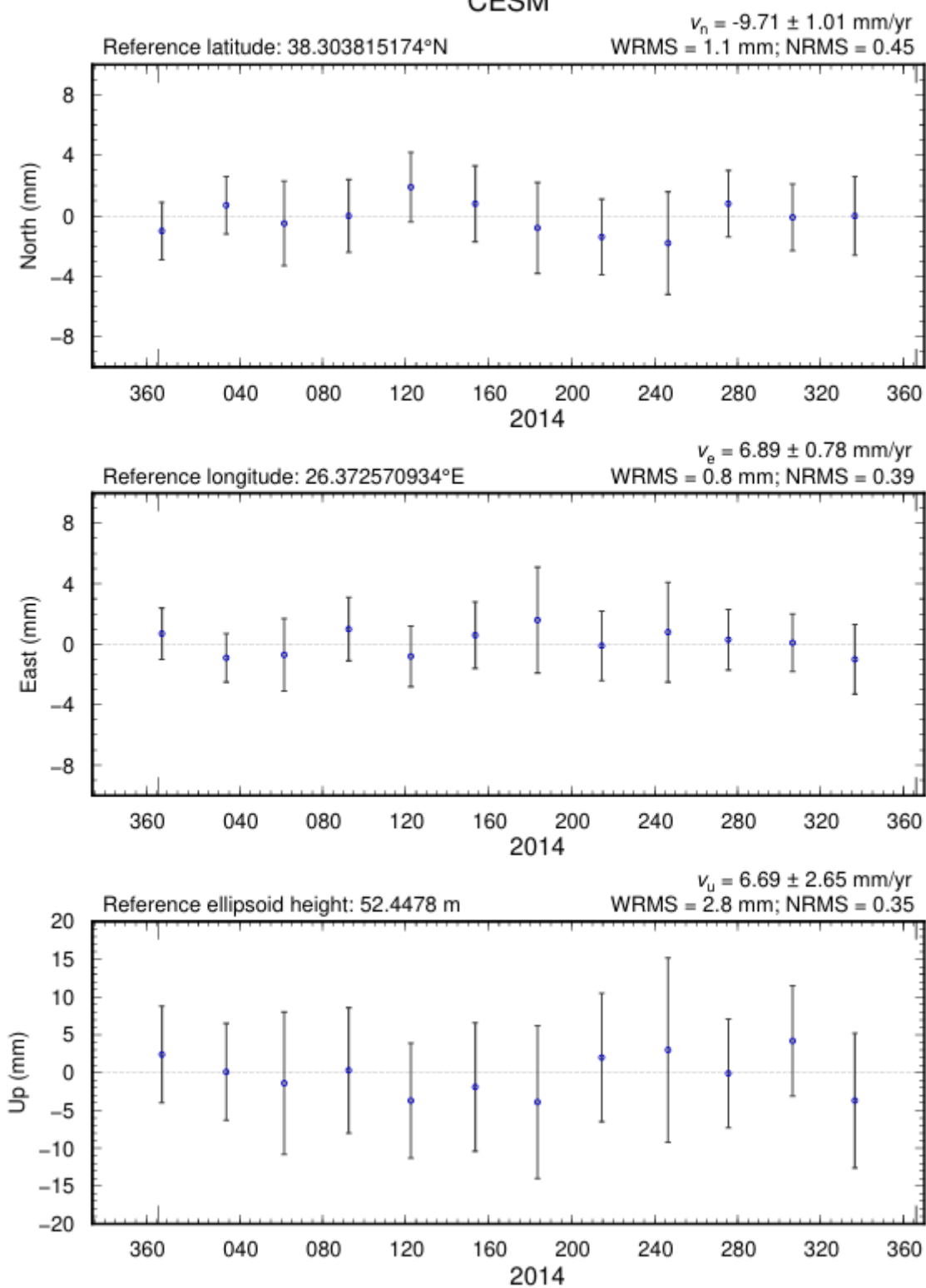
2014 YILI GÜNLÜK TEKRARLILIK GRAFİKLERİ



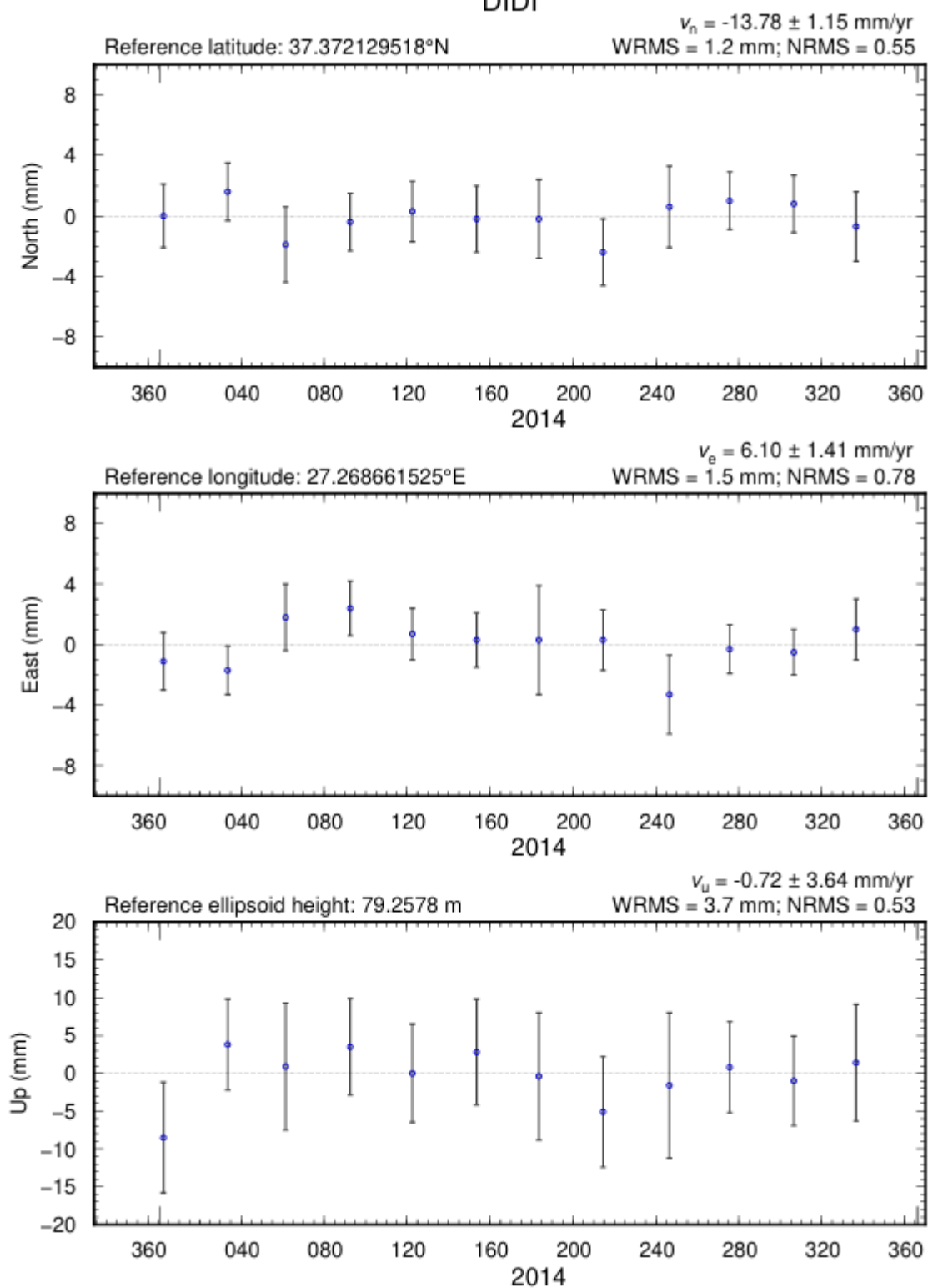
AYVL



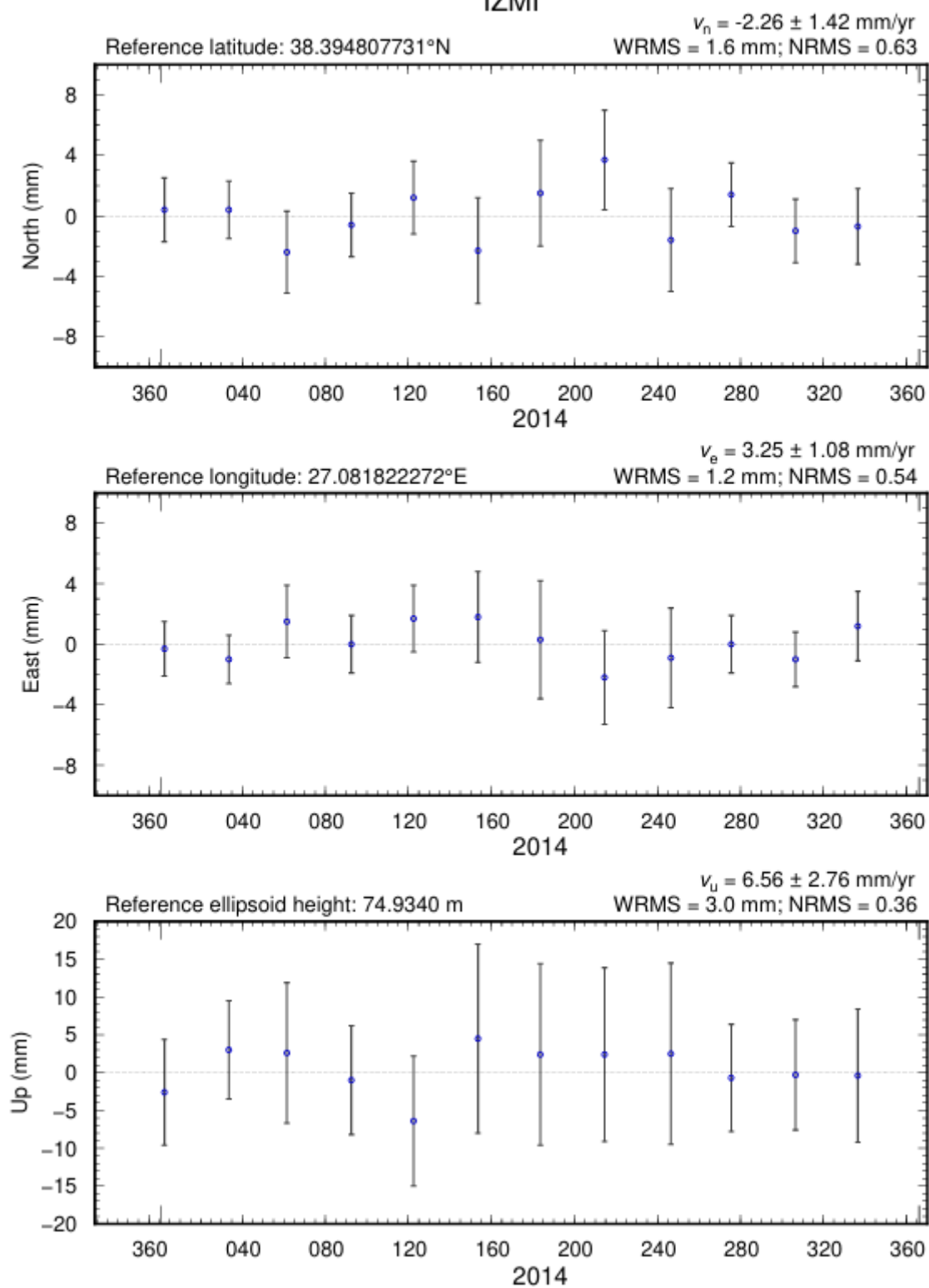
CESM



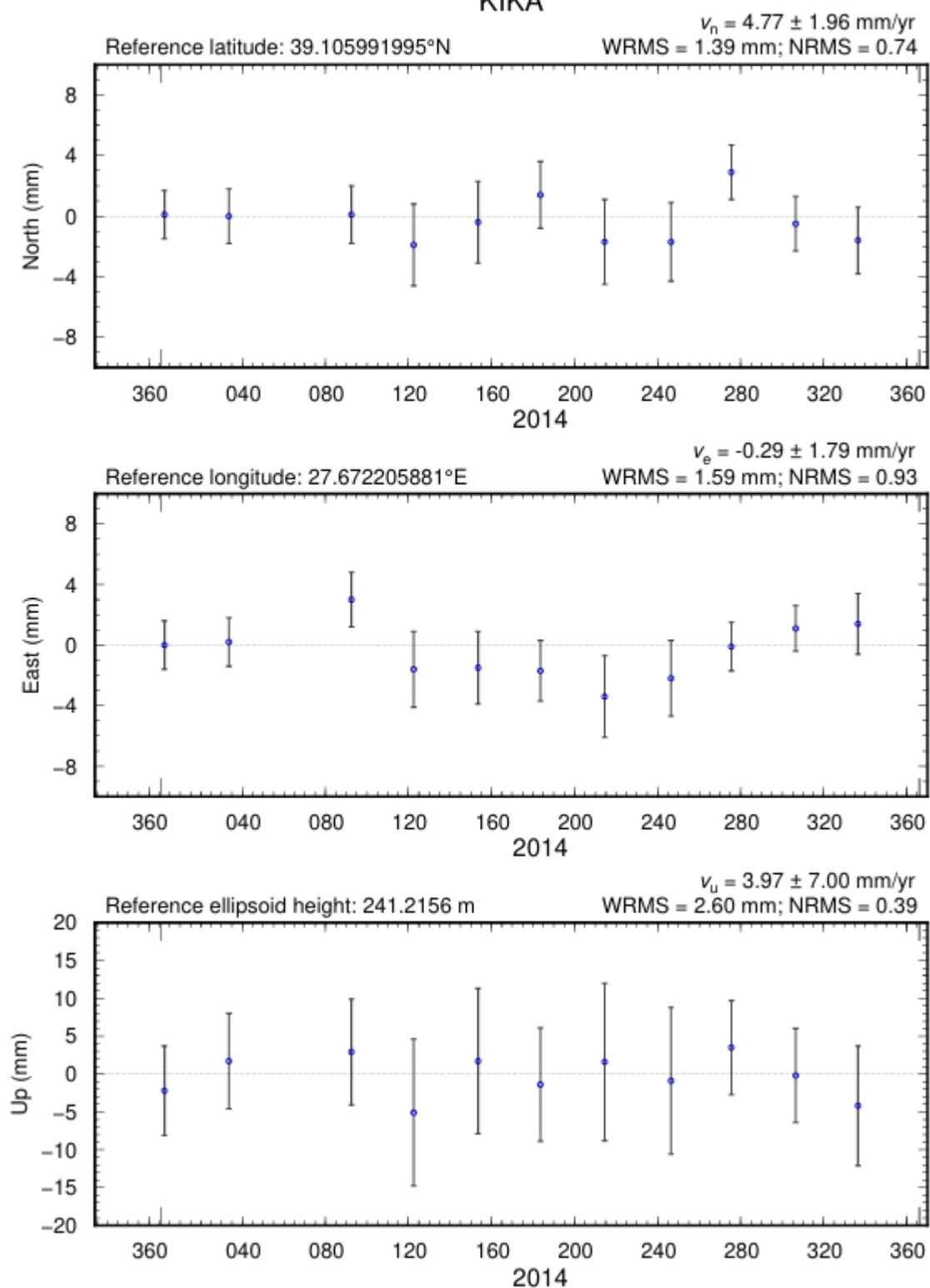
DIDI



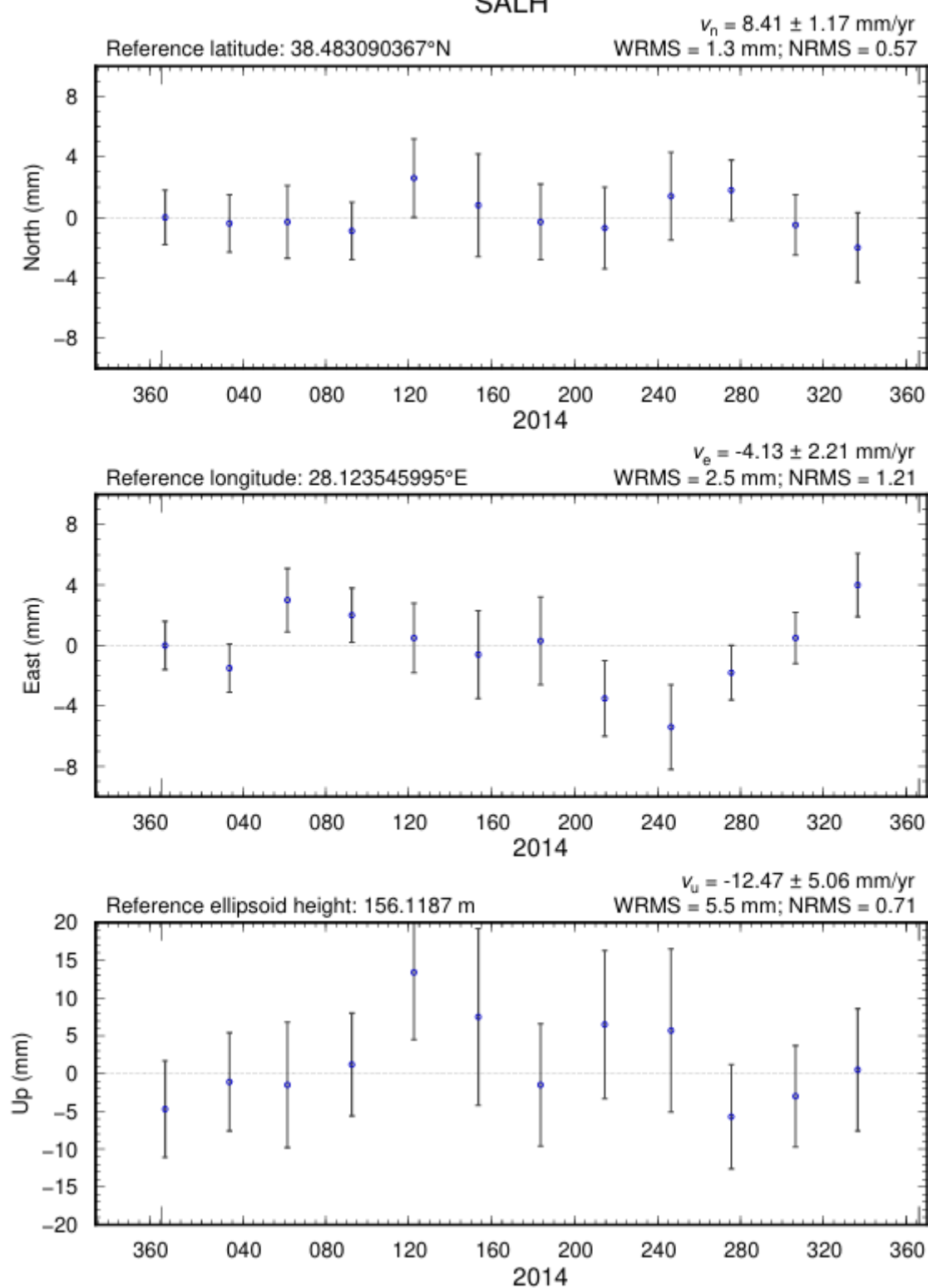
IZMI



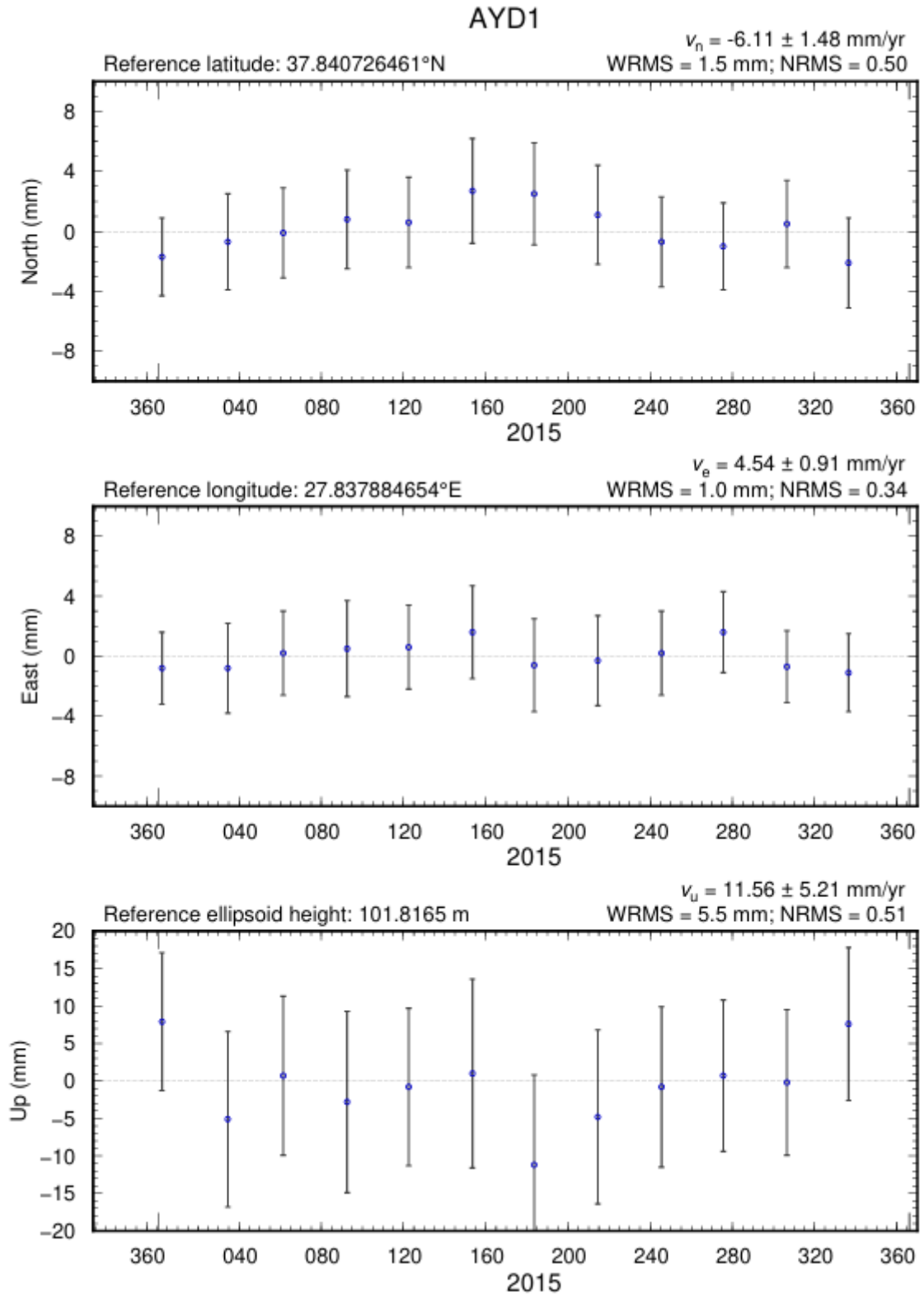
KIKI



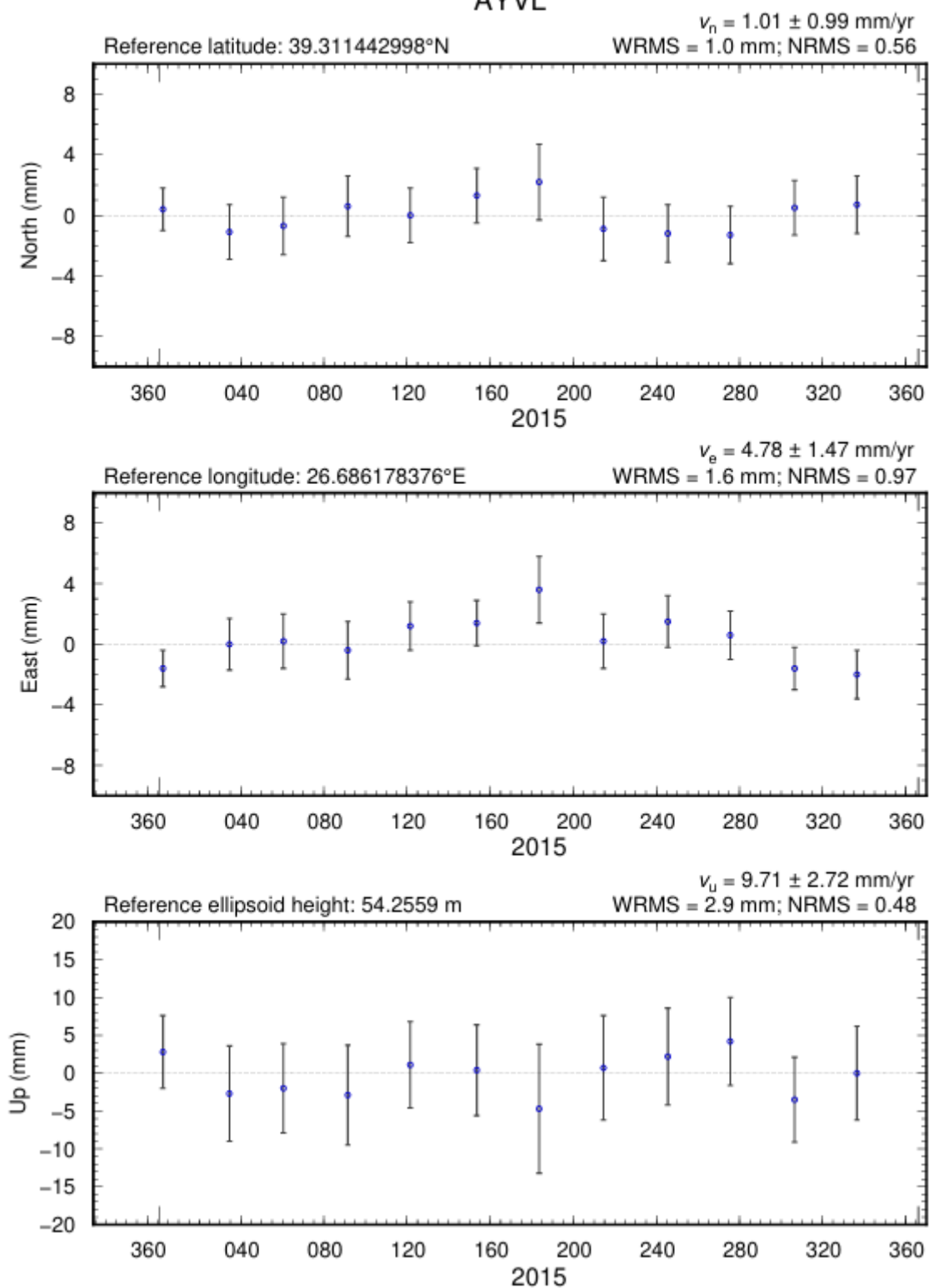
SALH



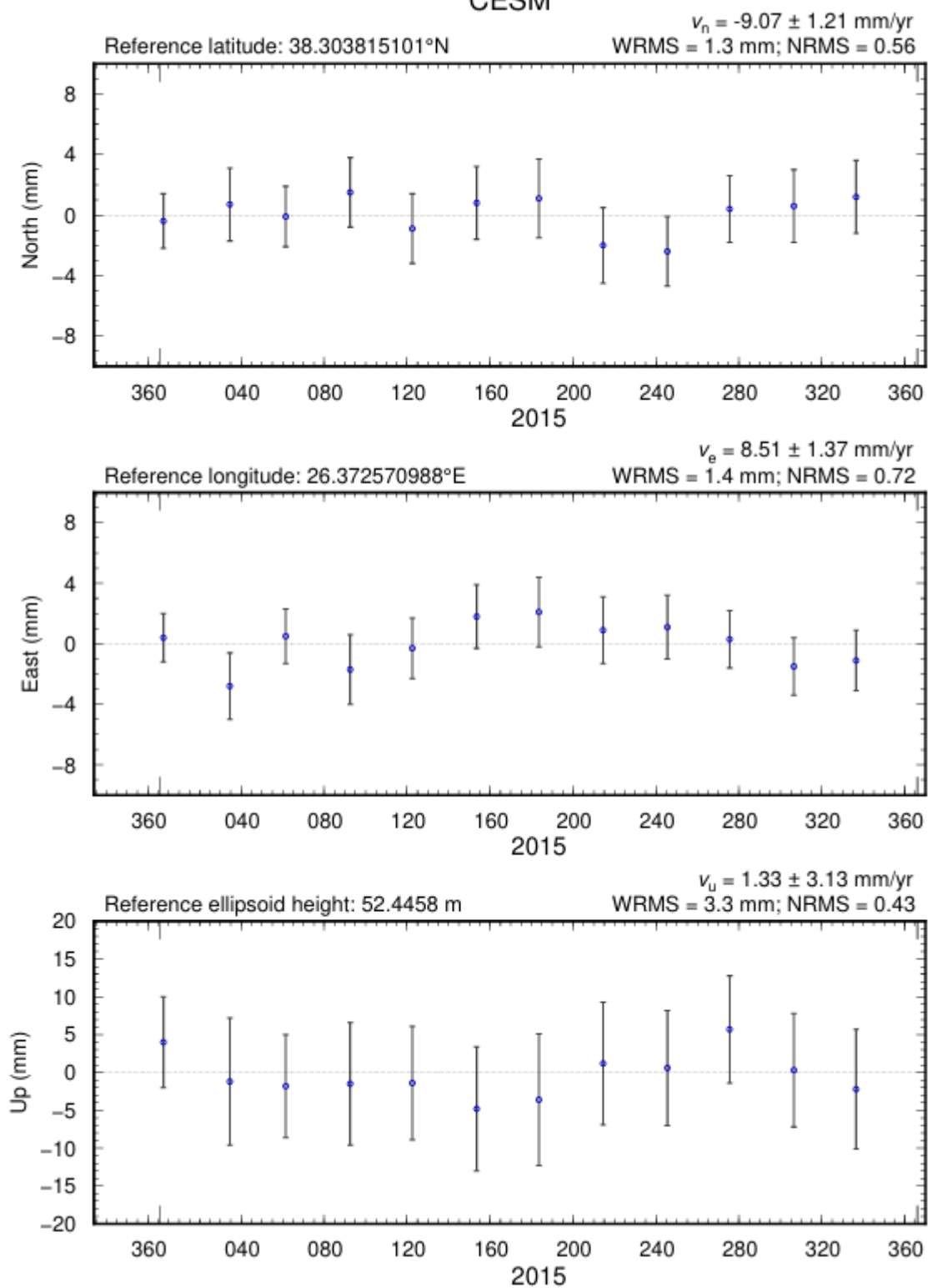
2015 YILI GÜNLÜK TEKRARLILIK GRAFİKLERİ

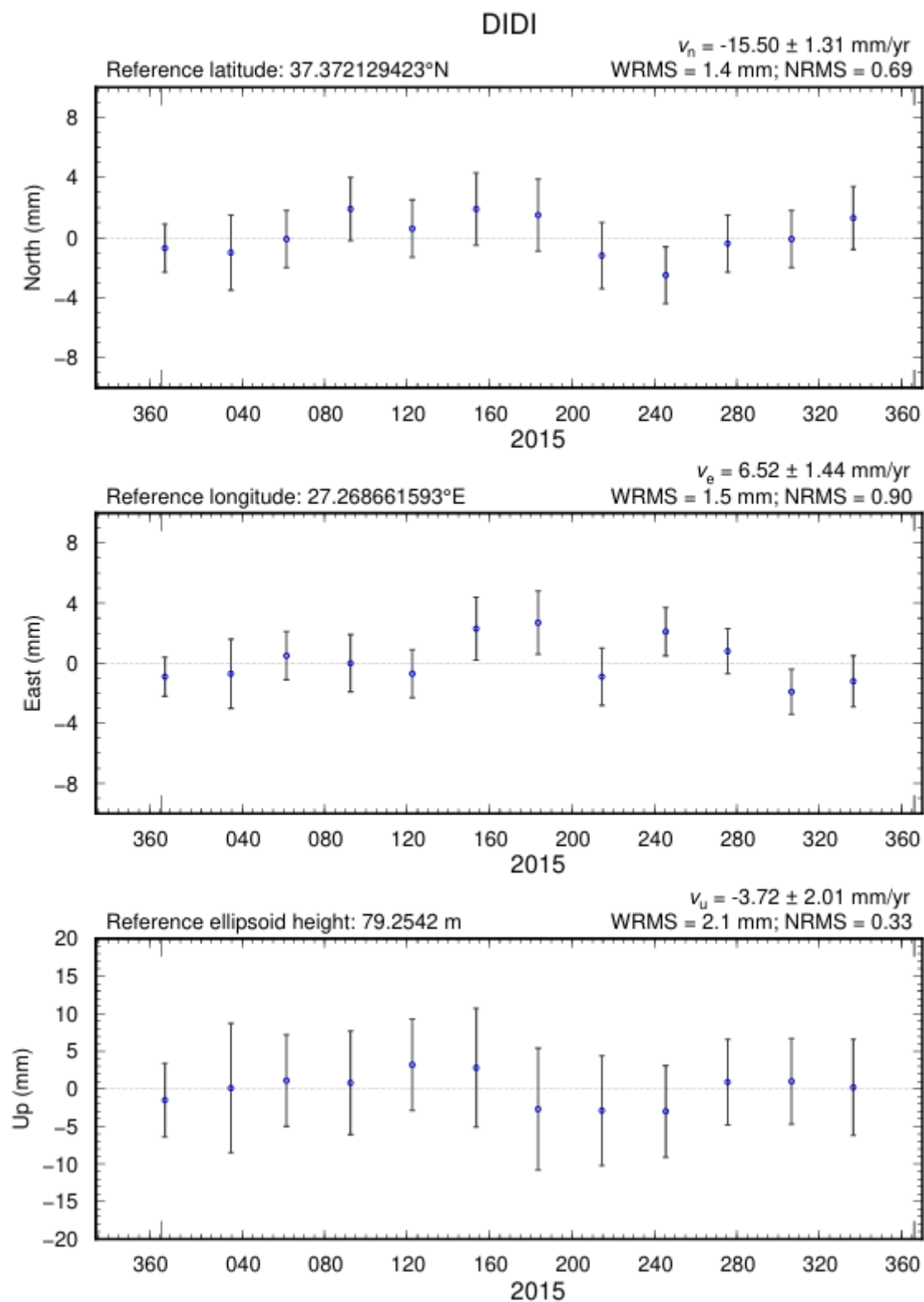


AYVL

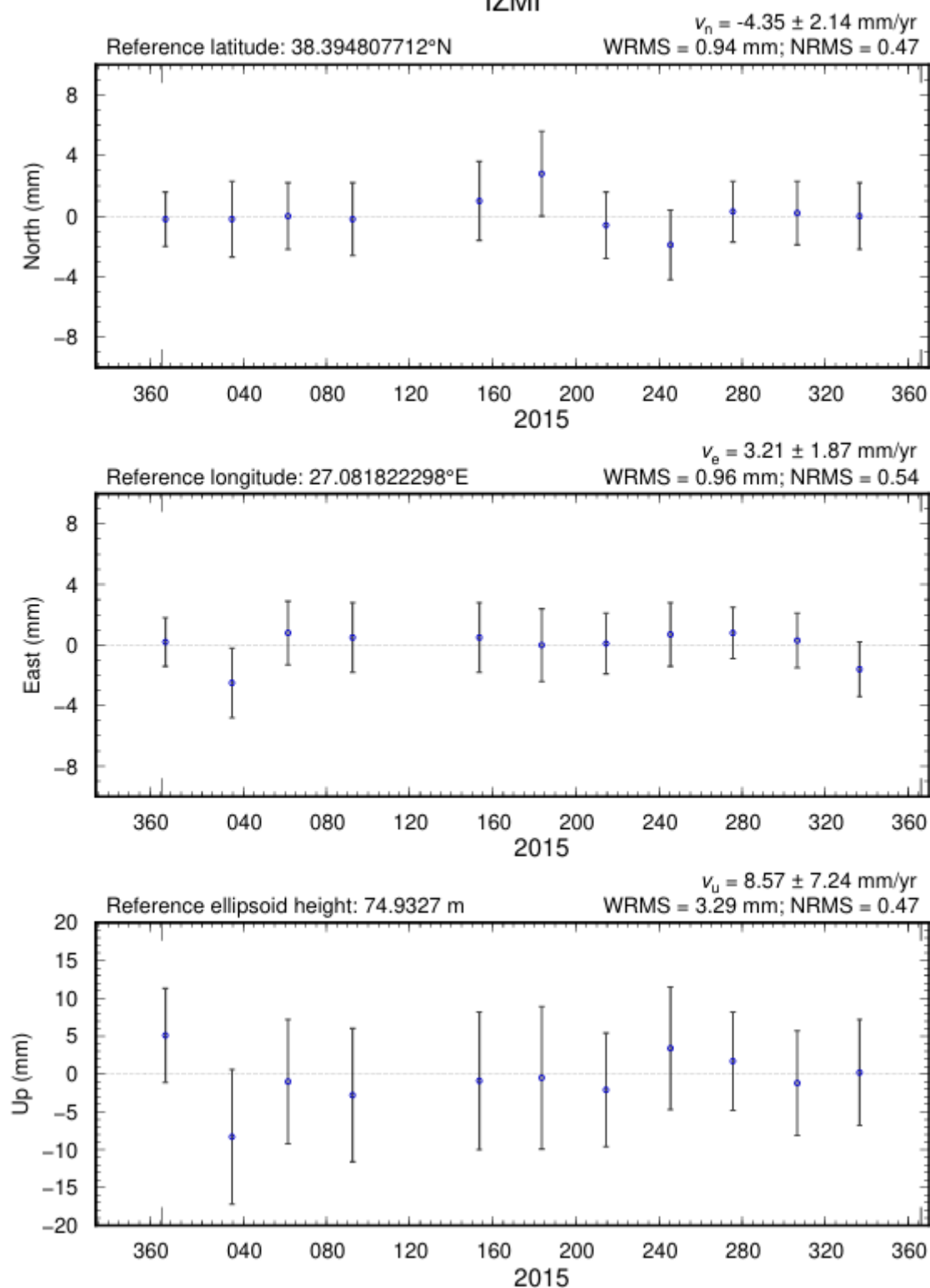


CESM

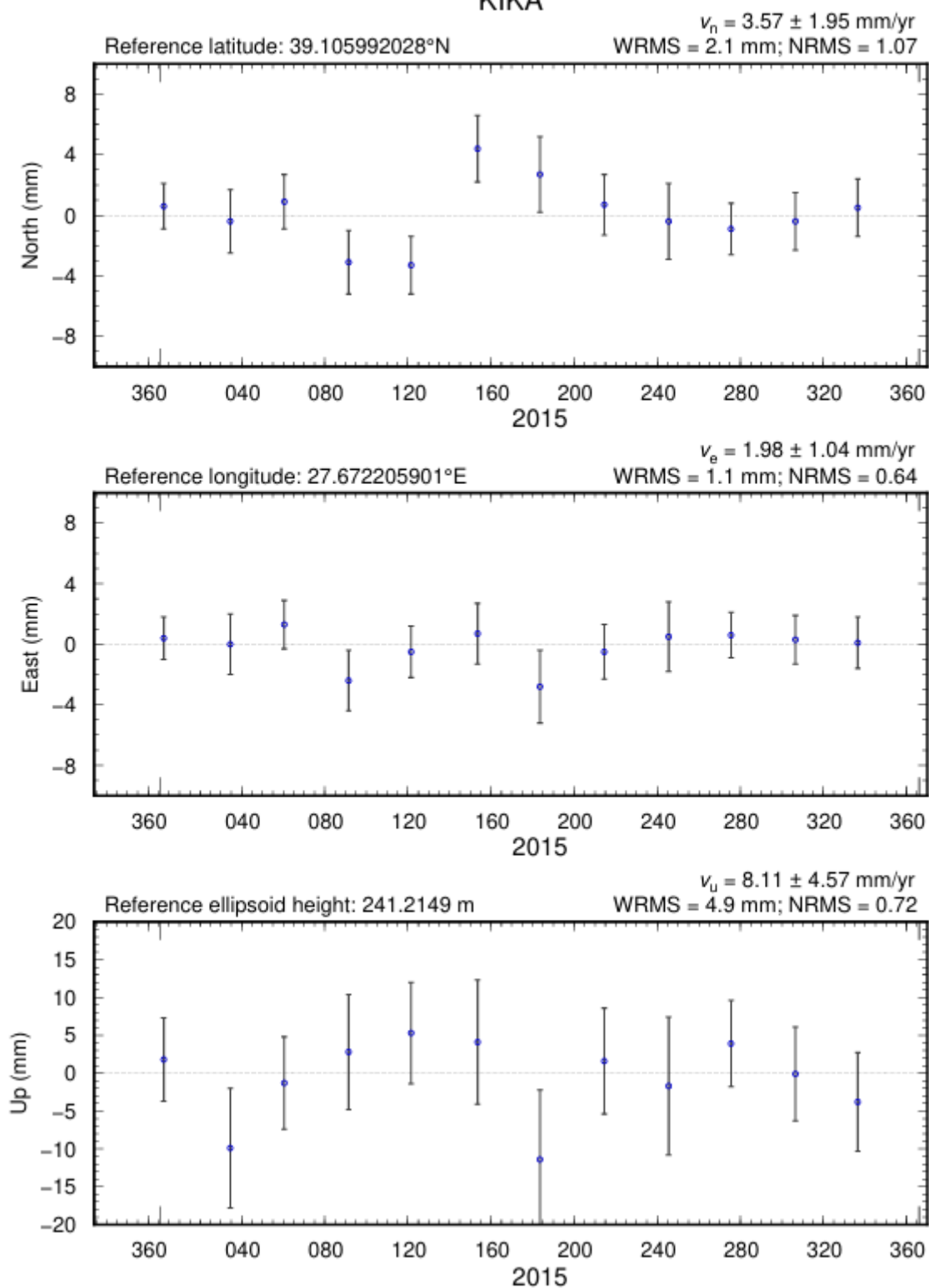




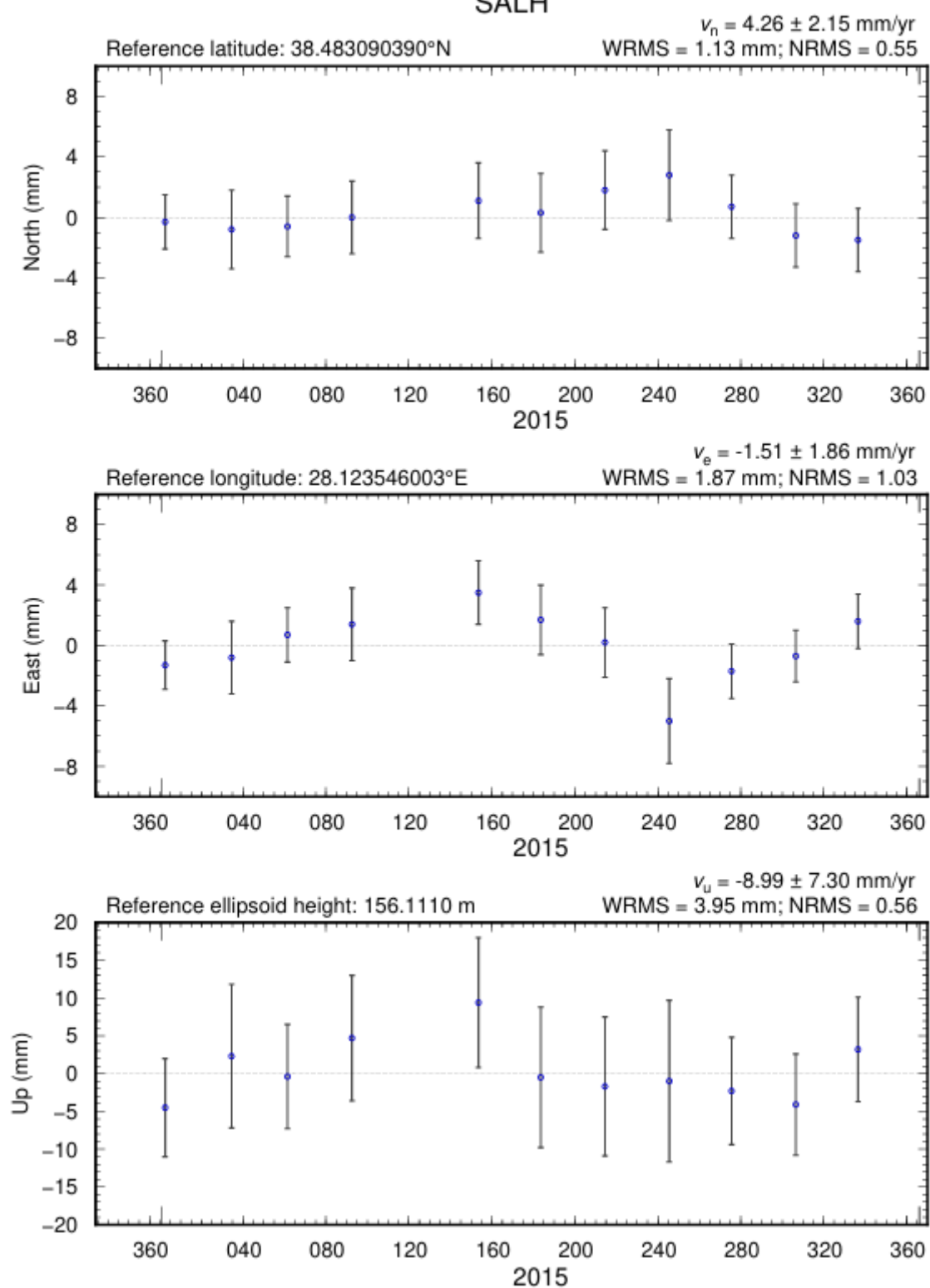
IZMI



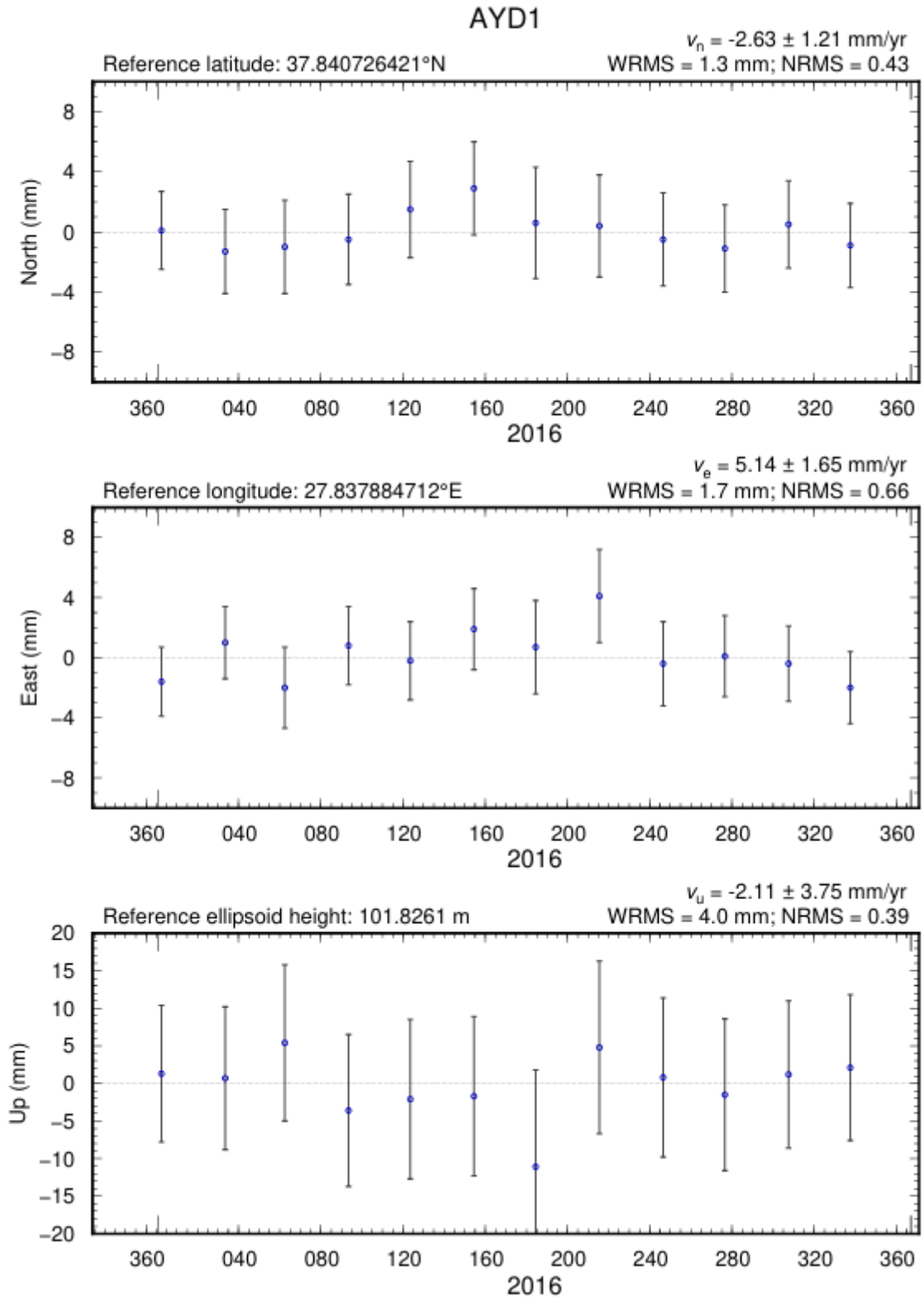
KIKI



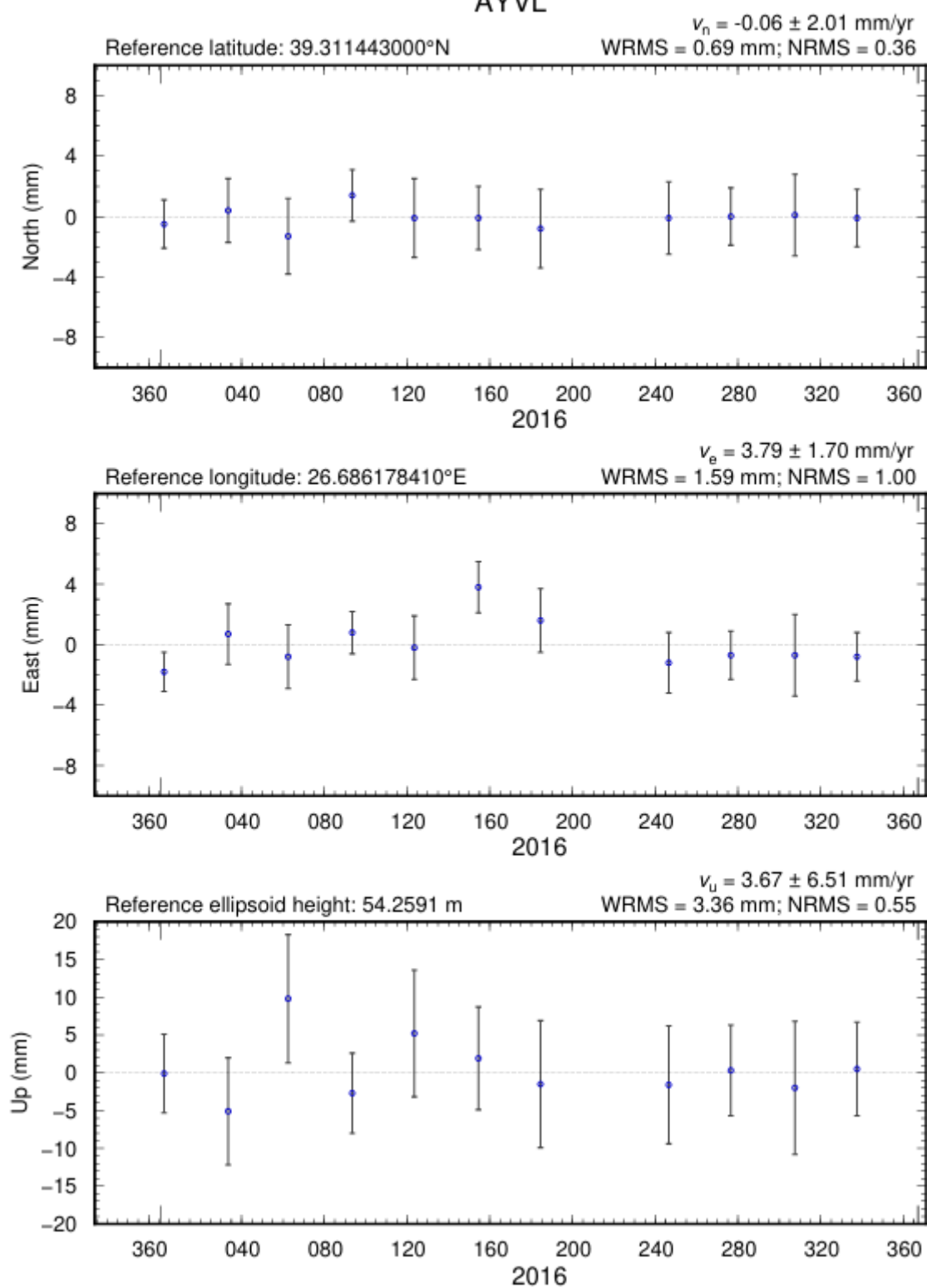
SALH



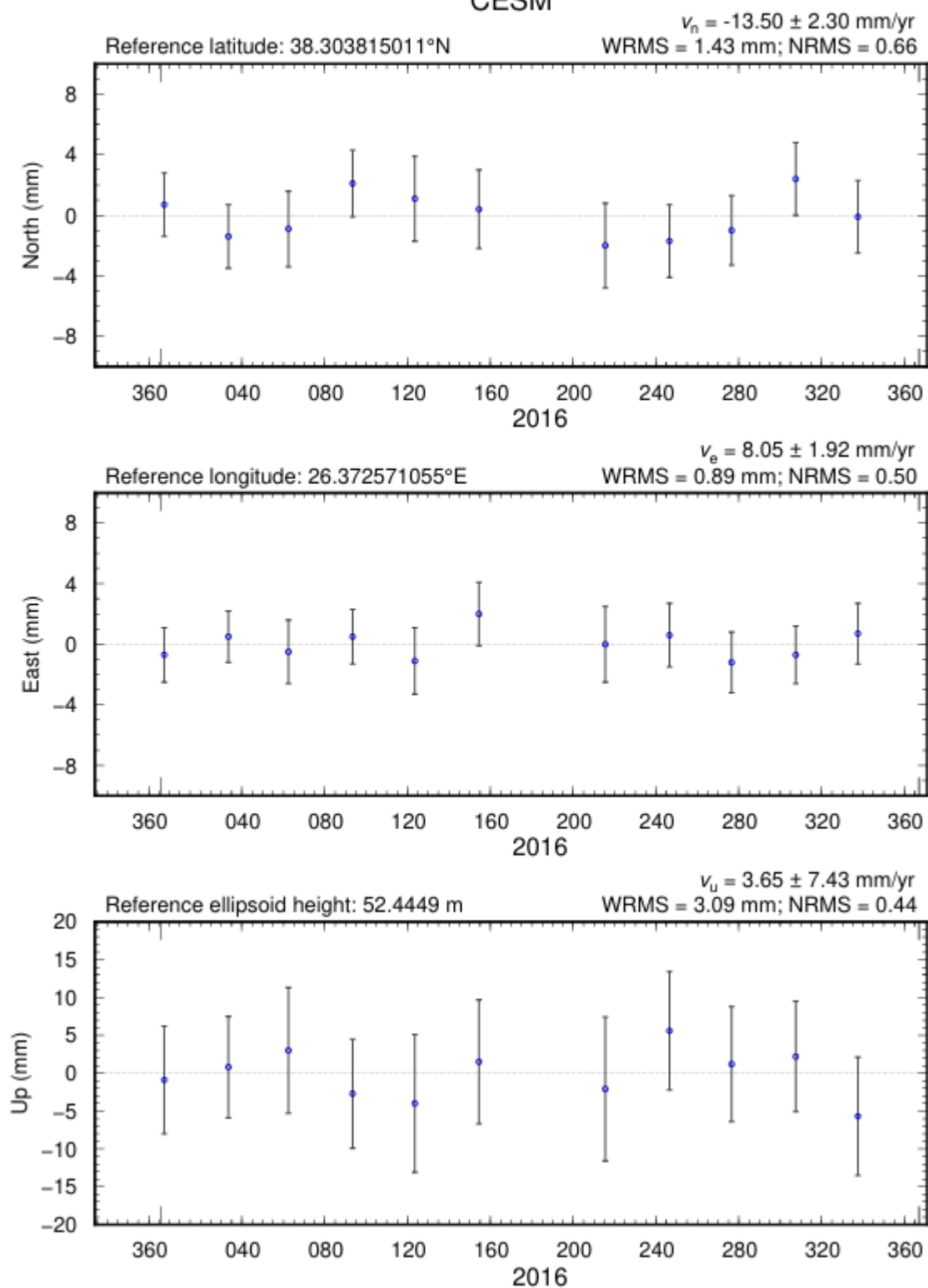
2016 YILI GÜNLÜK TEKRARLILIK GRAFİKLERİ



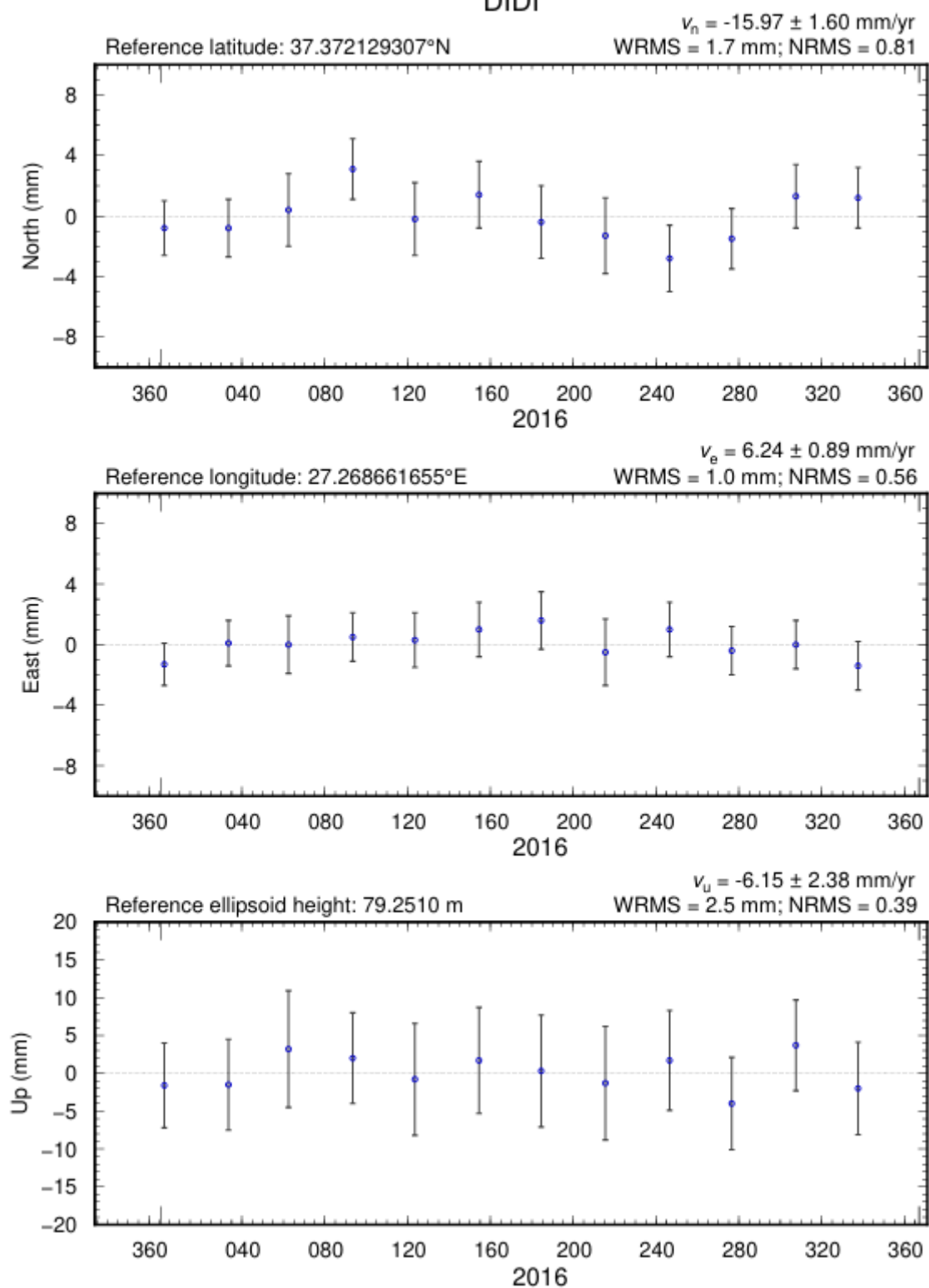
AYVL



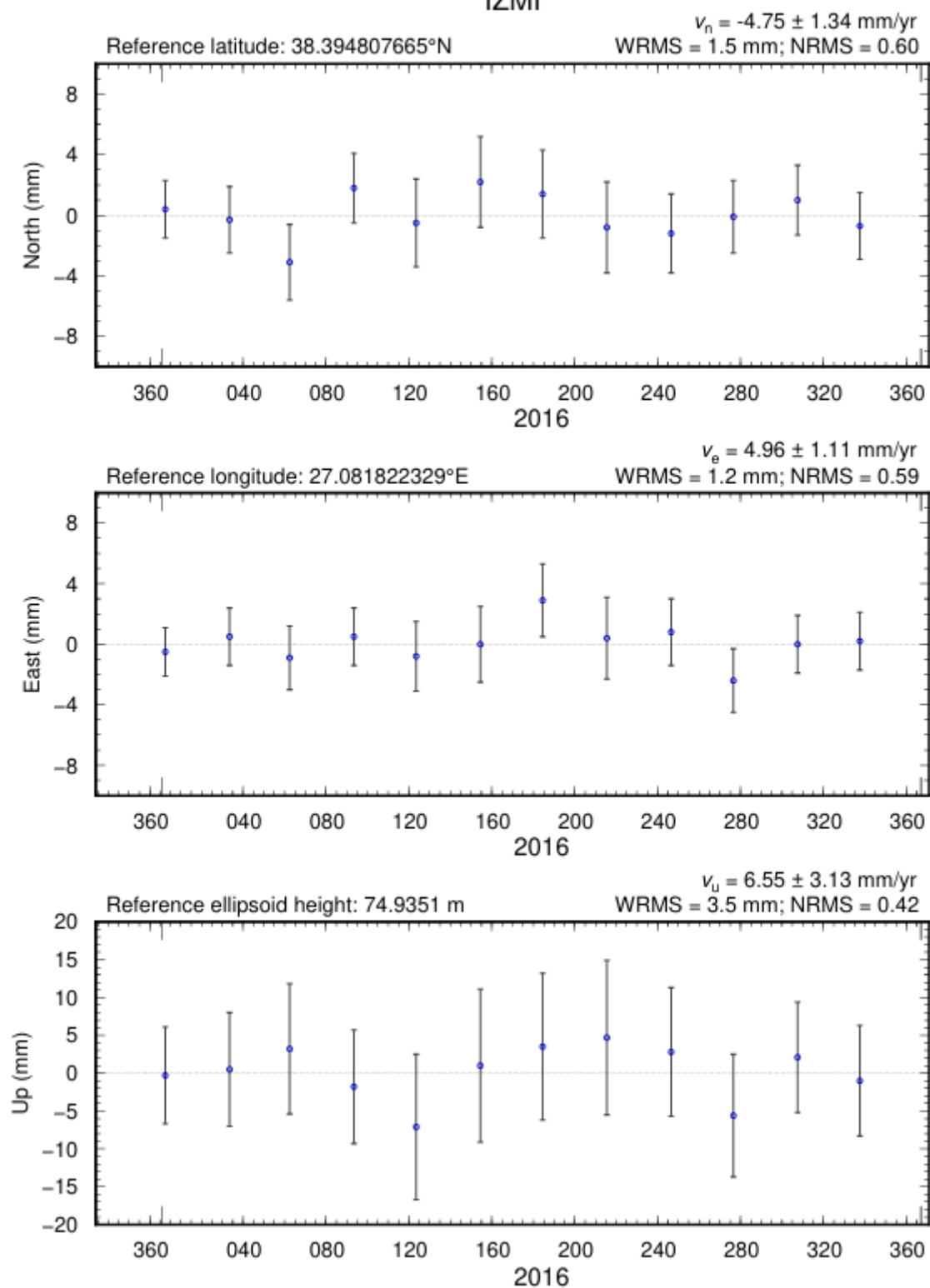
CESM



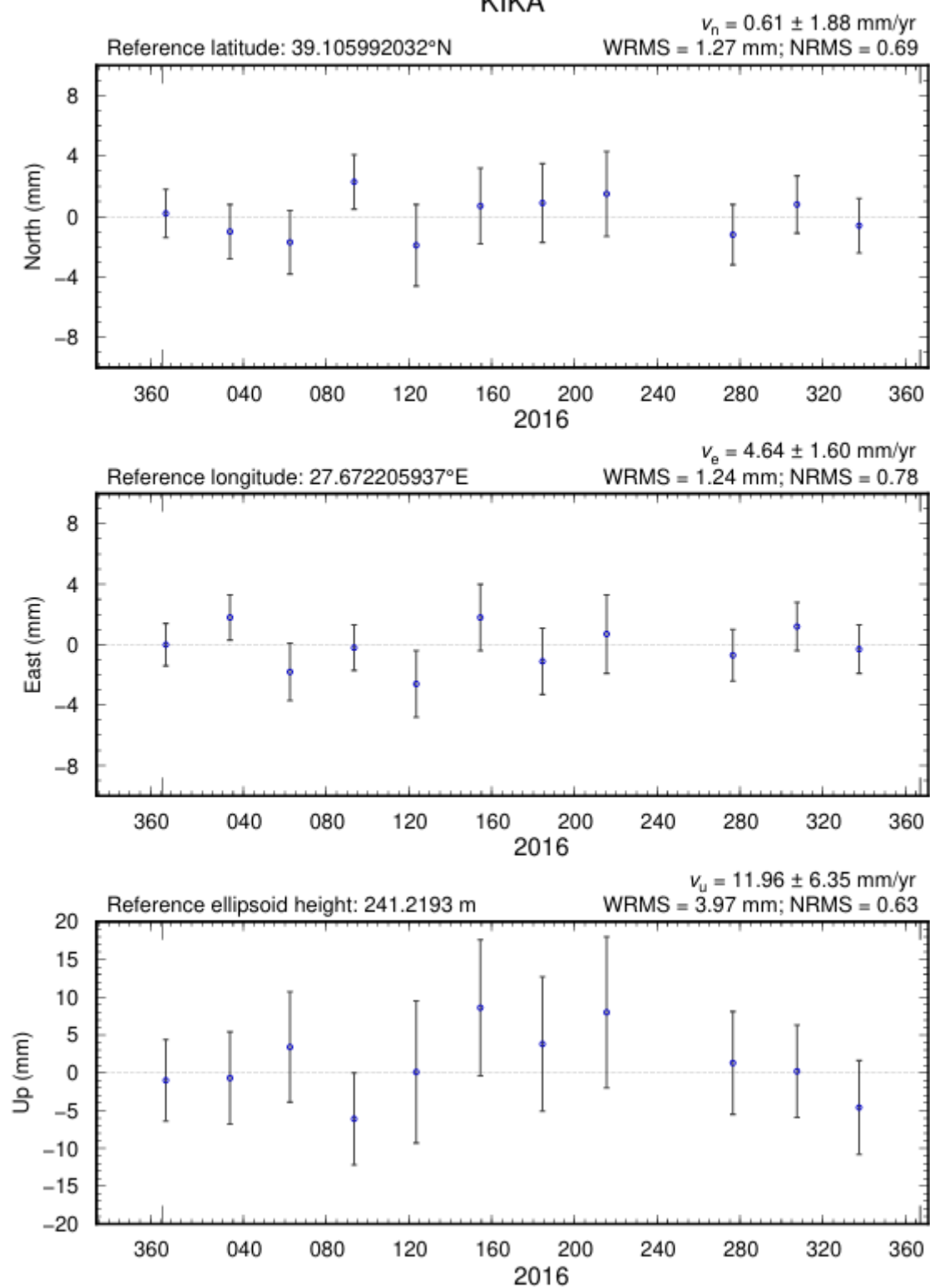
DIDI



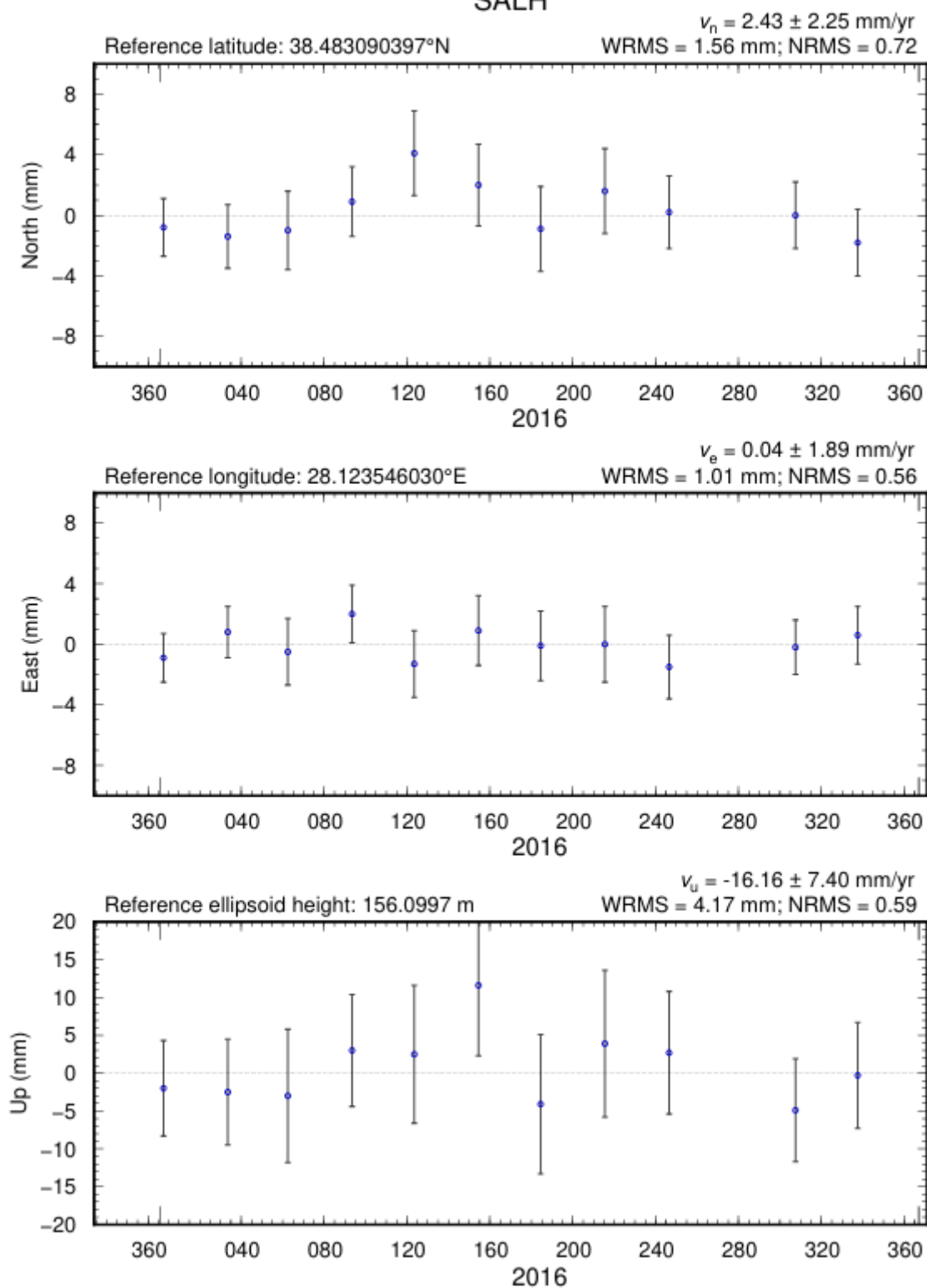
IZMI



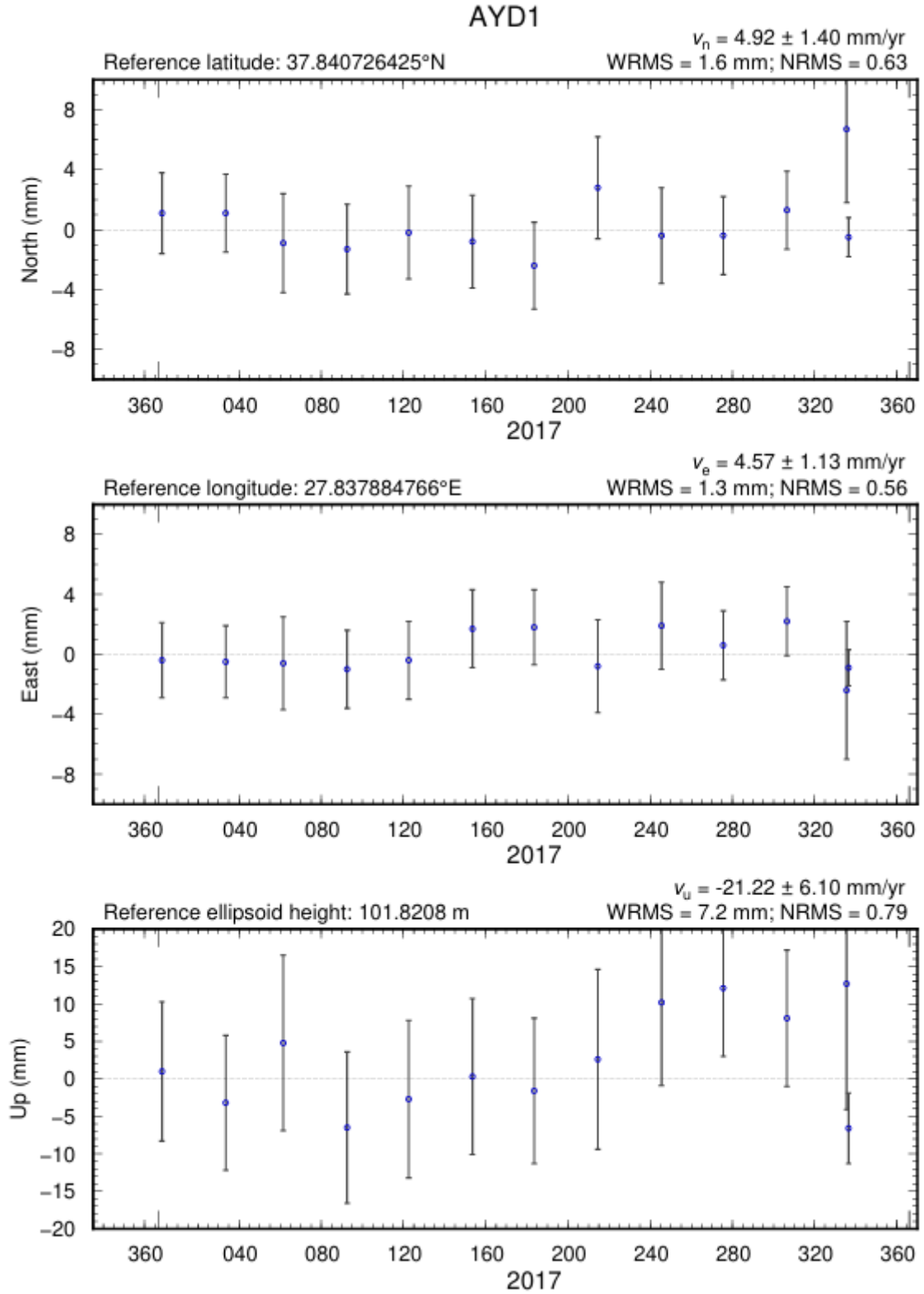
KIIKA



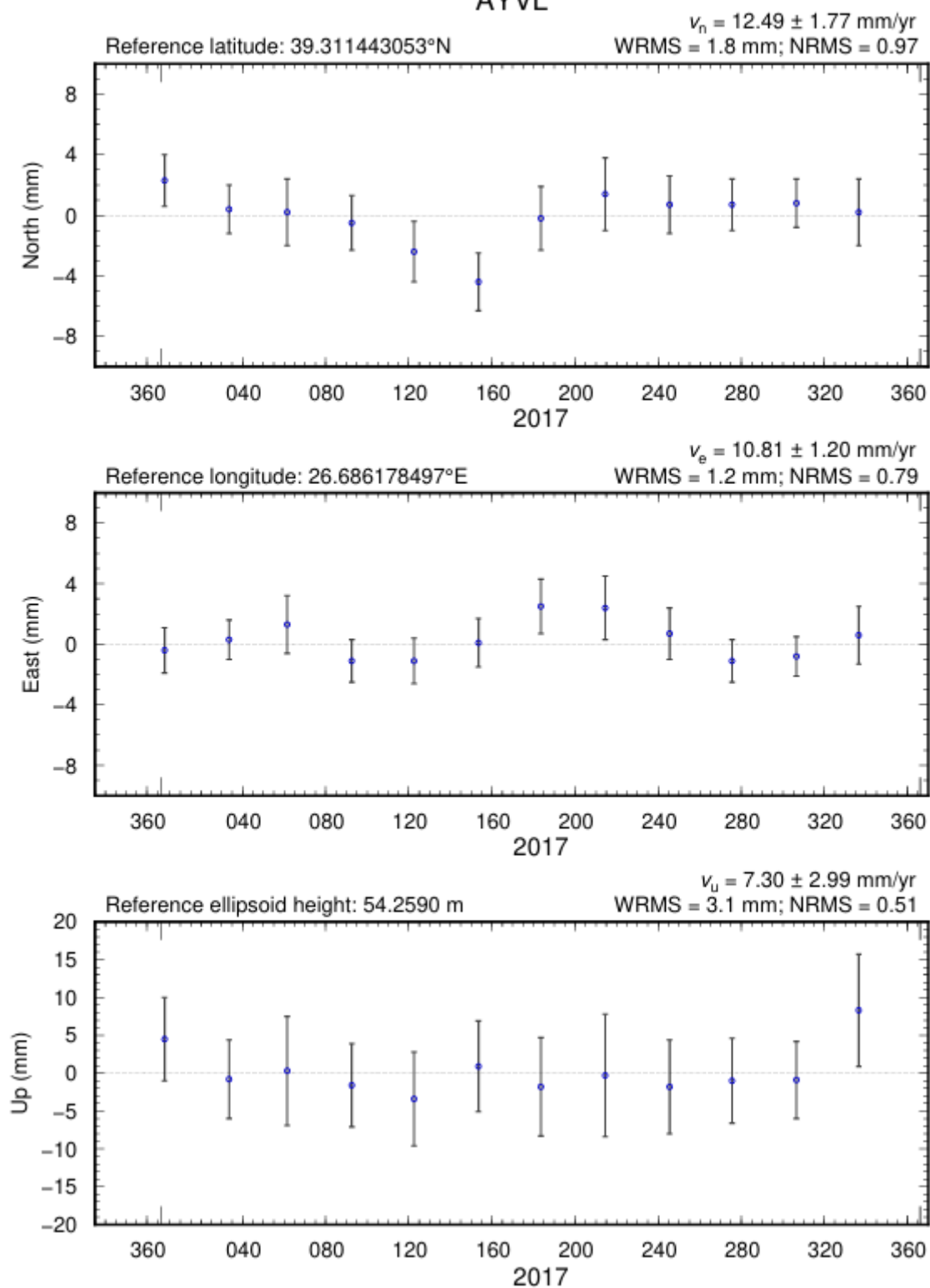
SALH



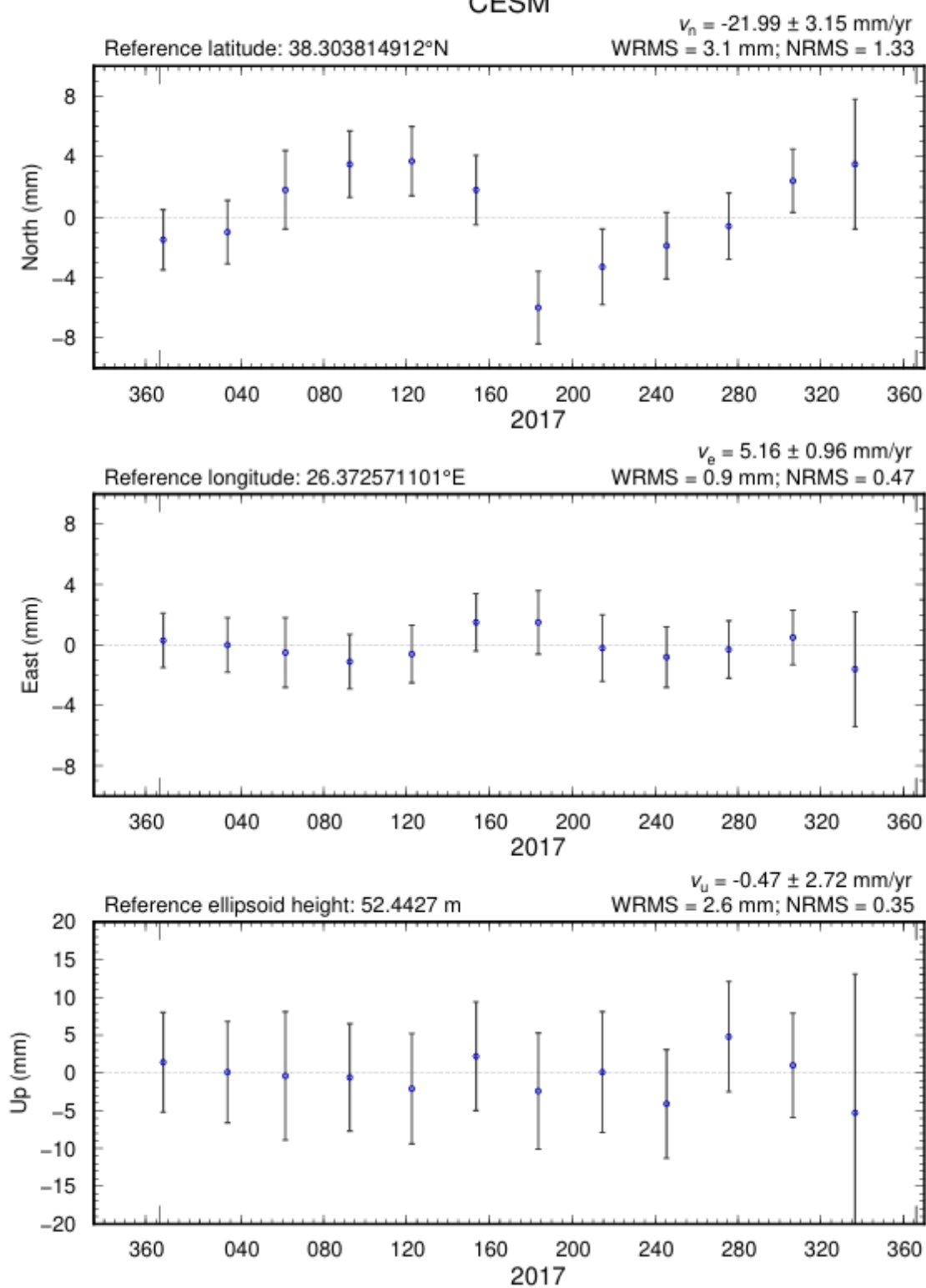
2017 YILI GÜNLÜK TEKRARLILIK GRAFİKLERİ



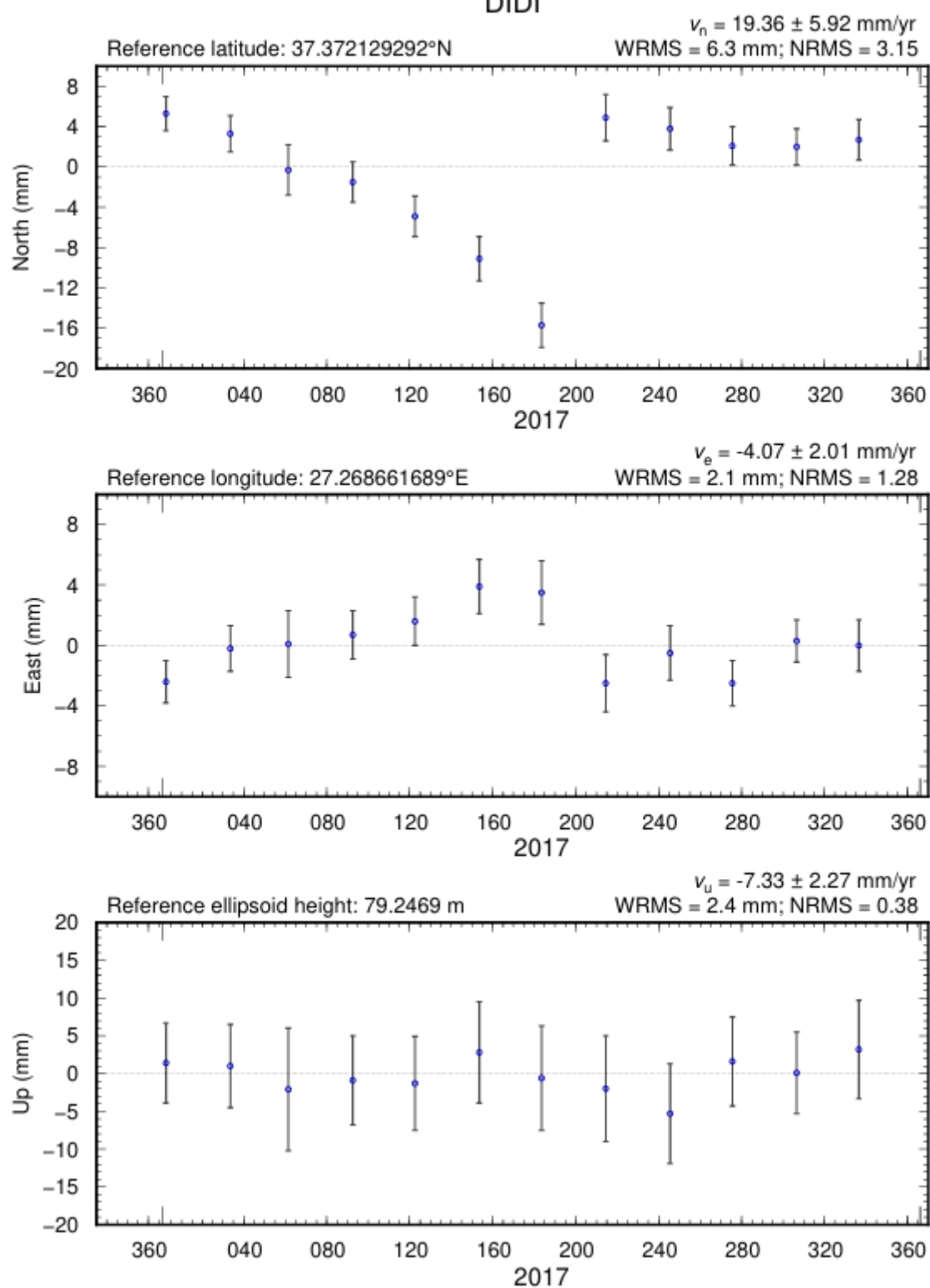
AYVL



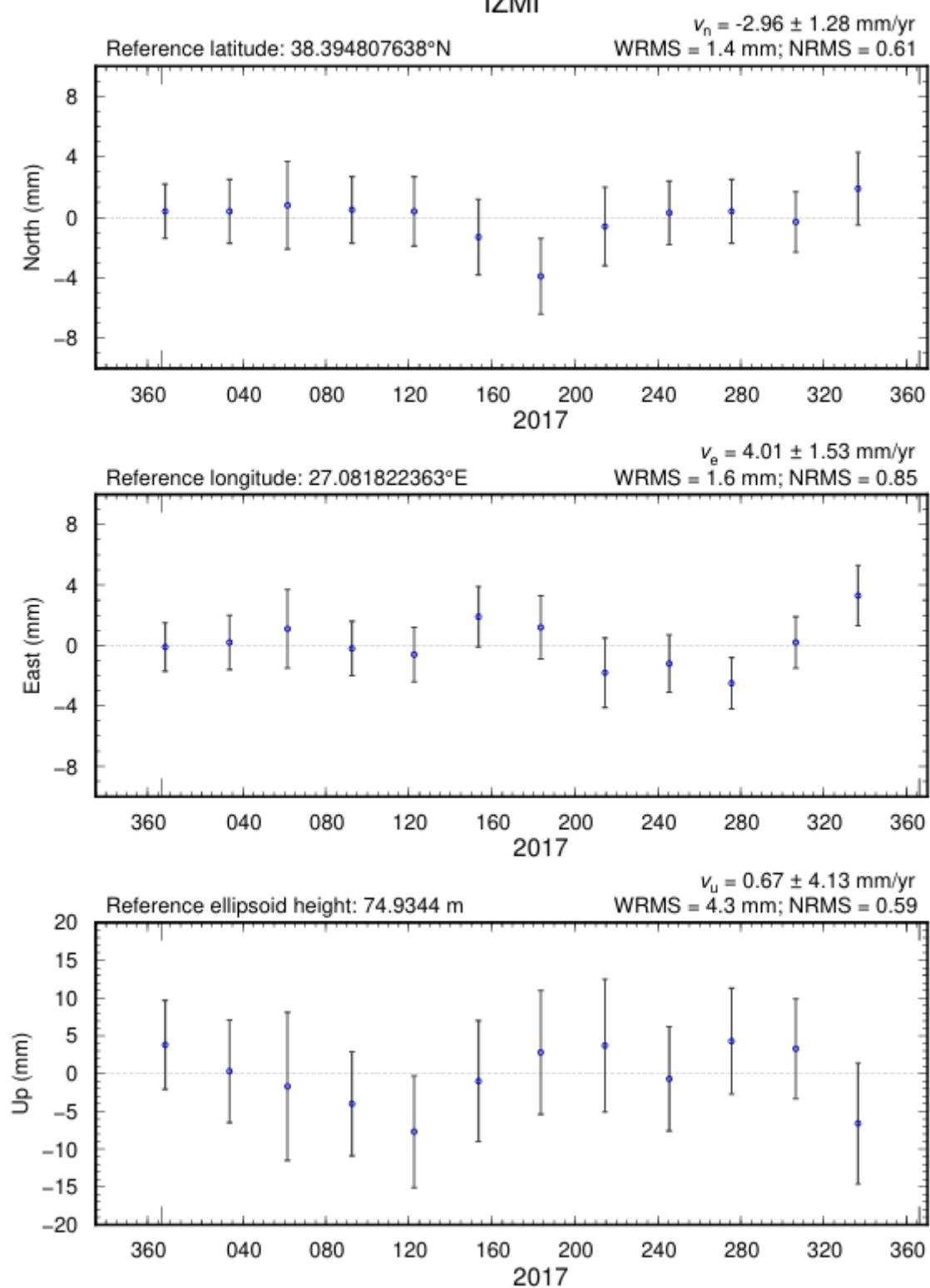
CESM



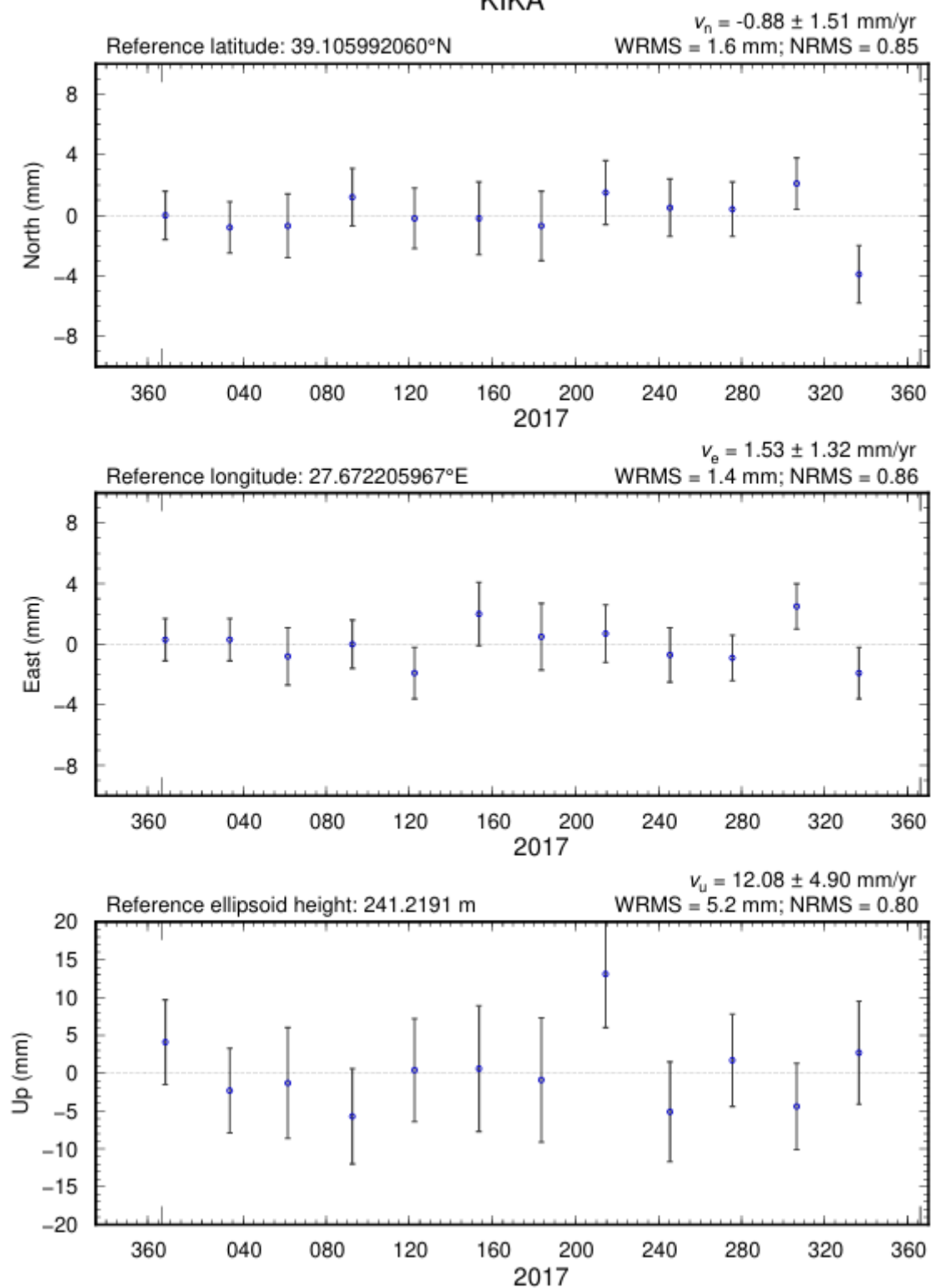
DIDI



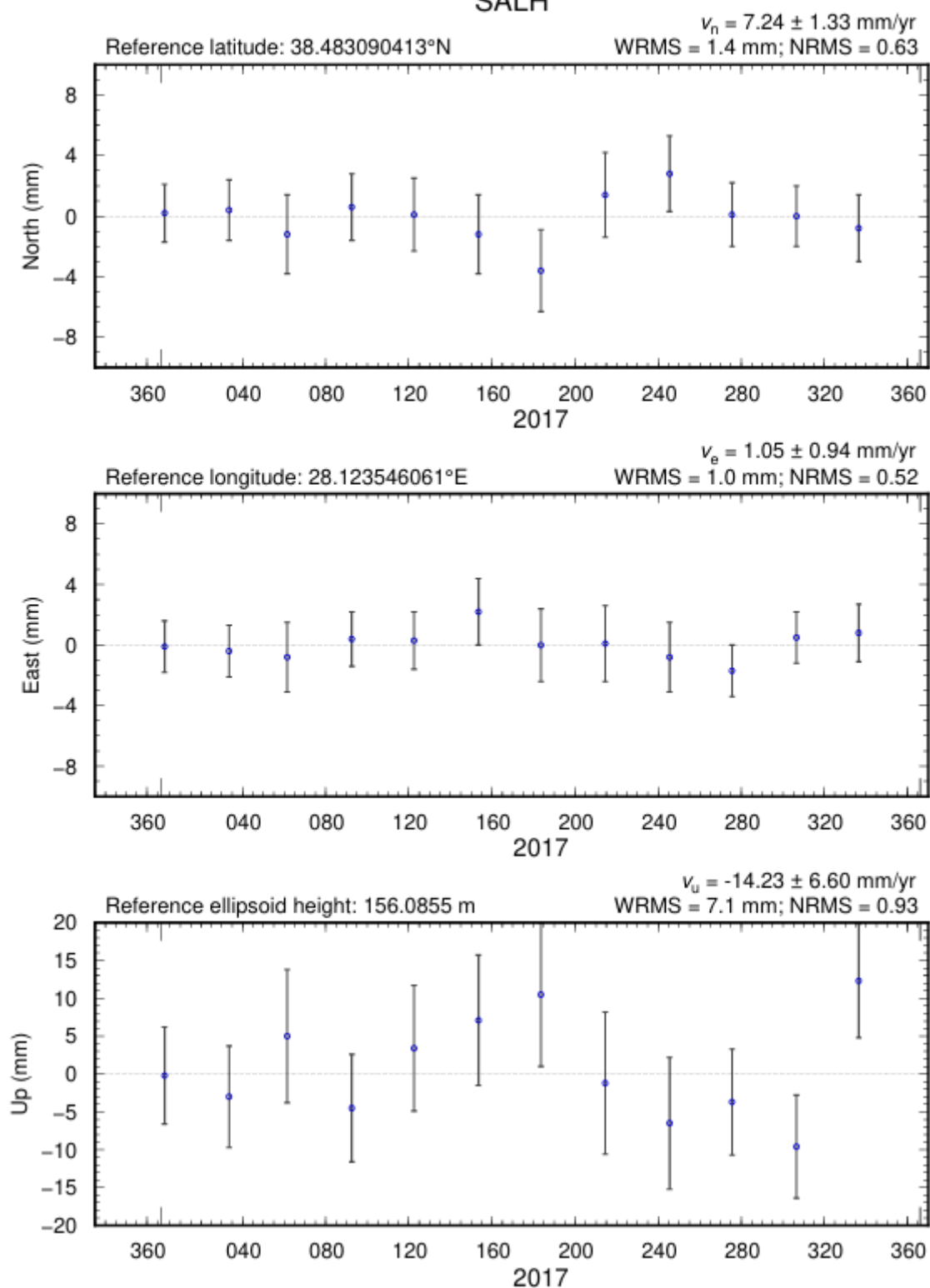
IZMI



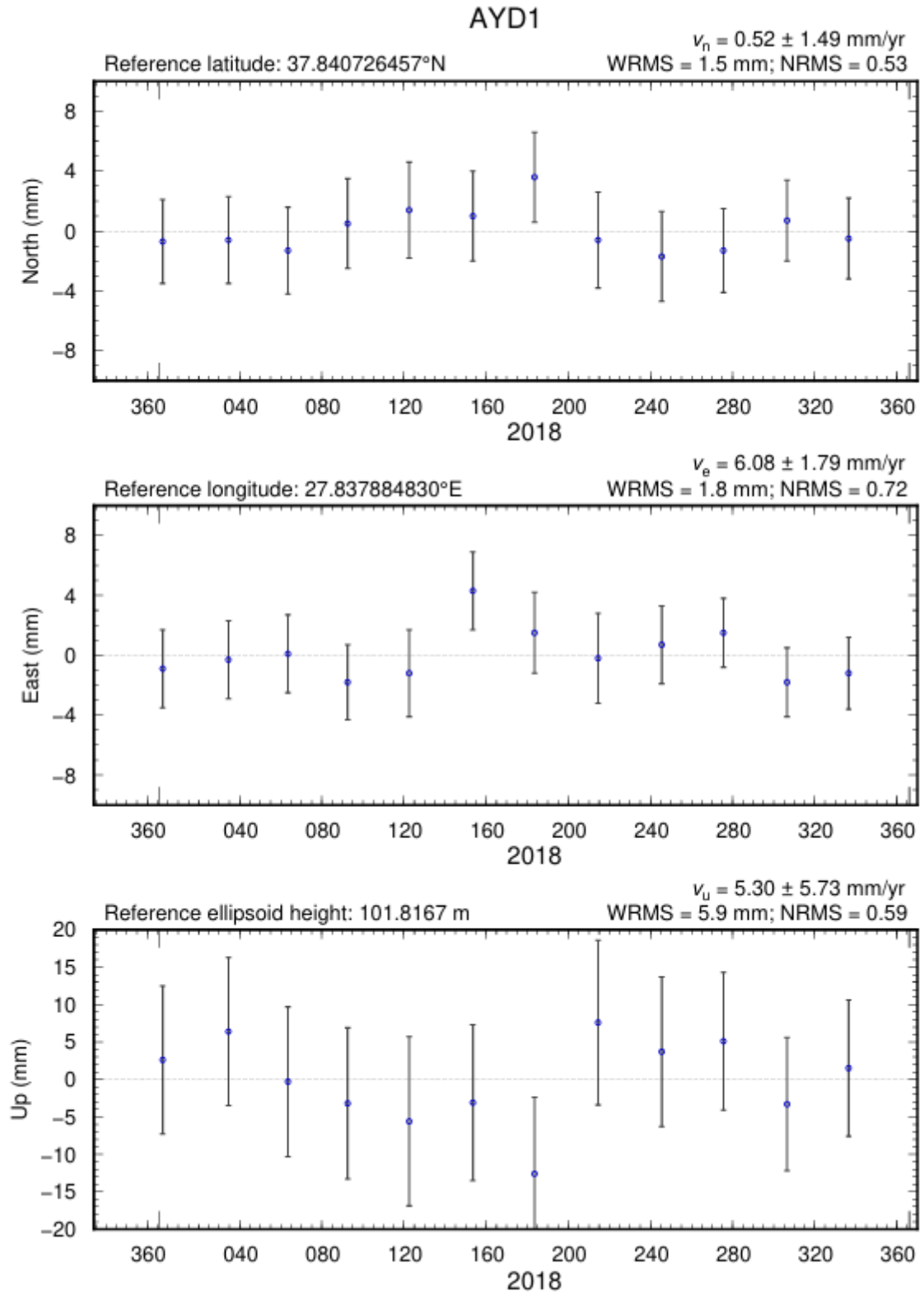
KIIA



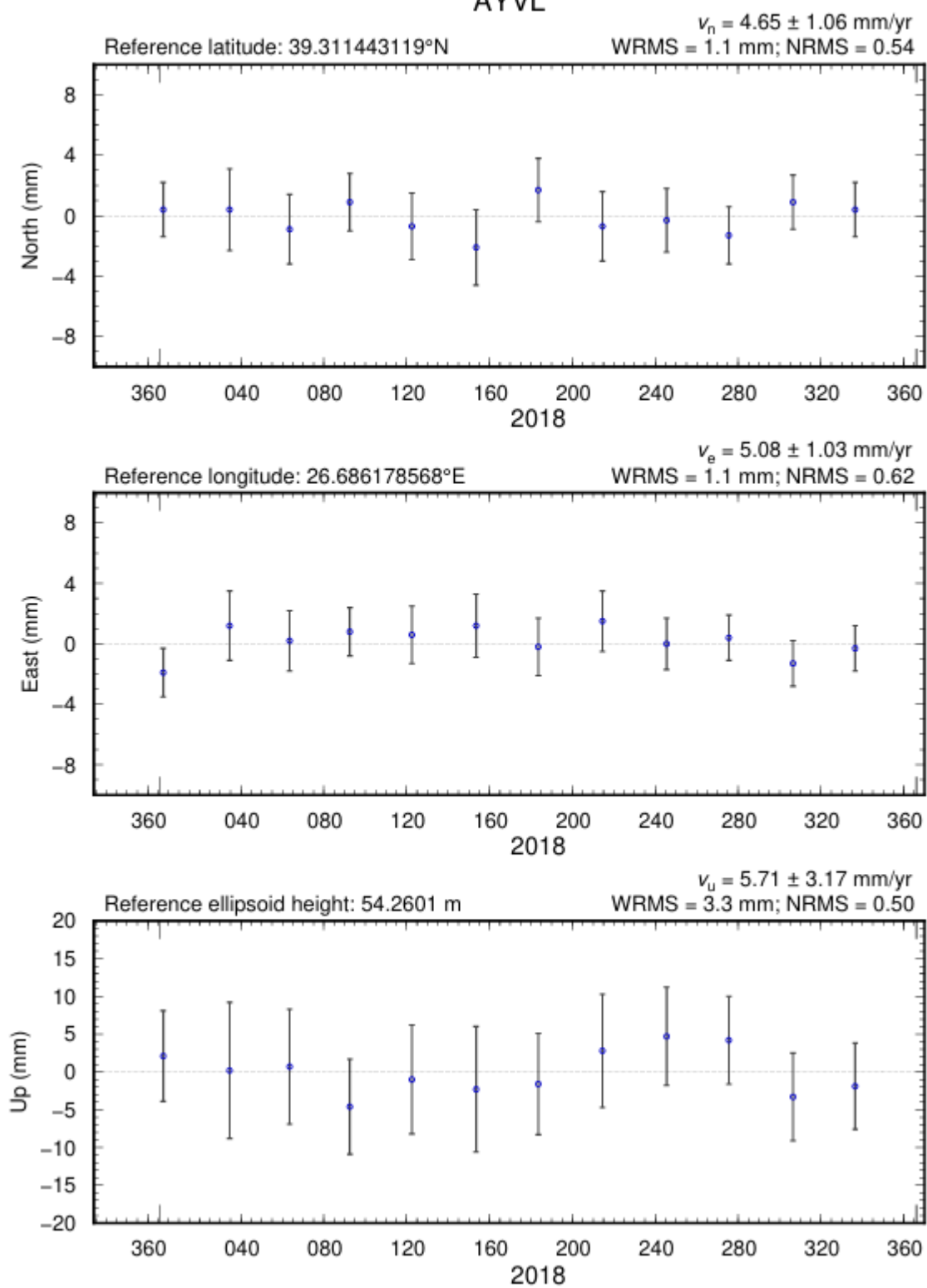
SALH



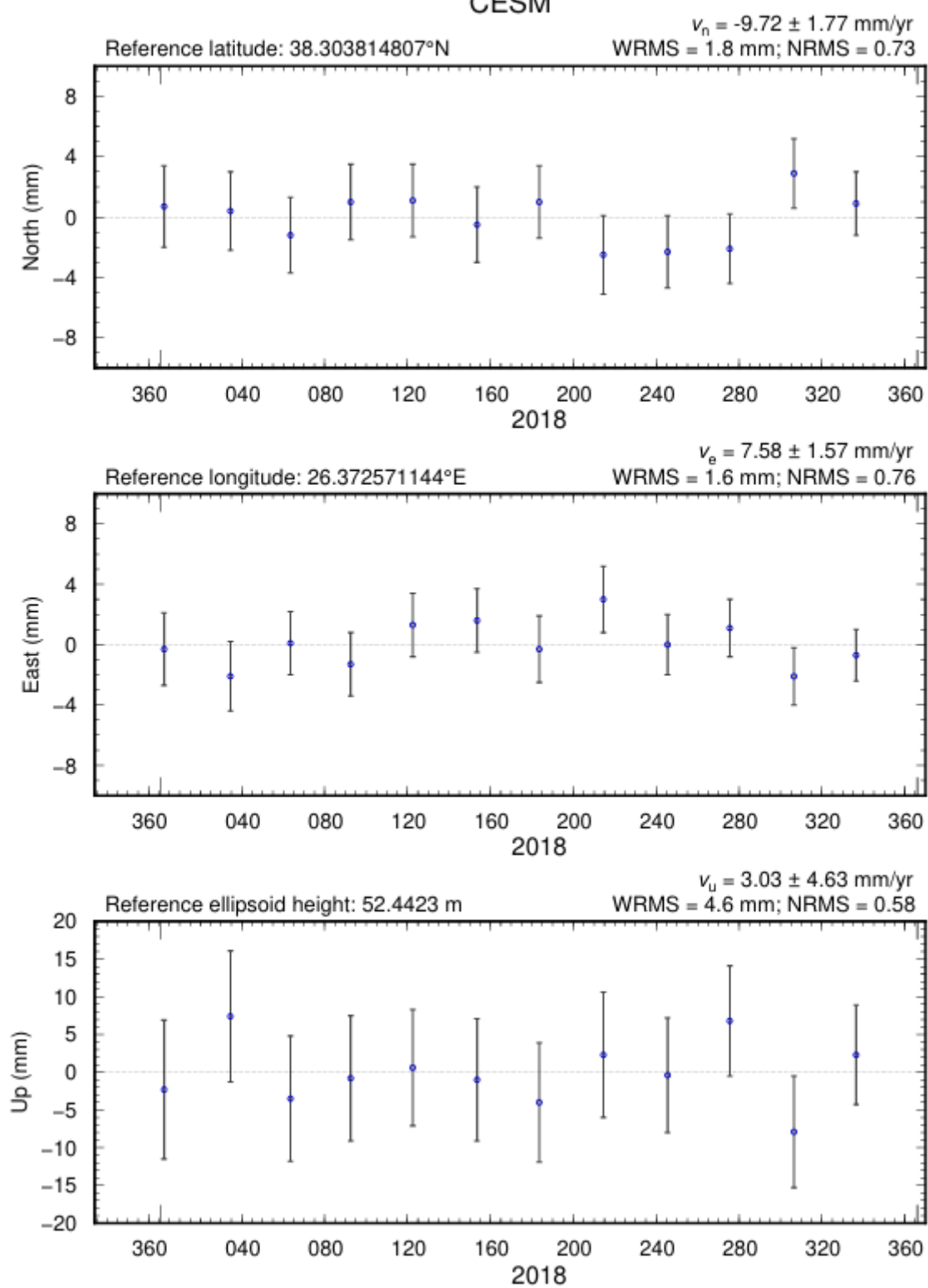
2018 YILI GÜNLÜK TEKRARLILIK GRAFİKLERİ



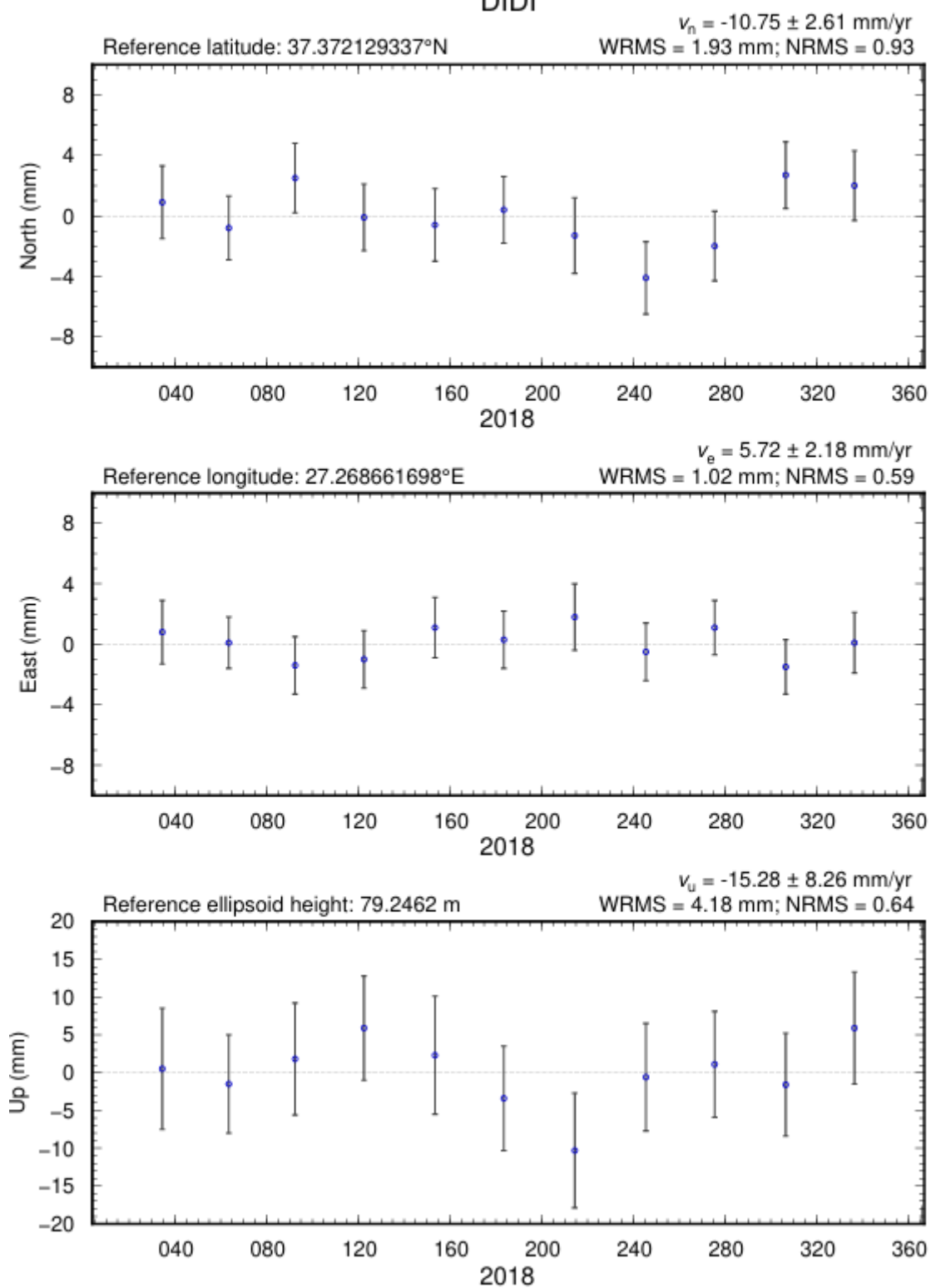
AYVL



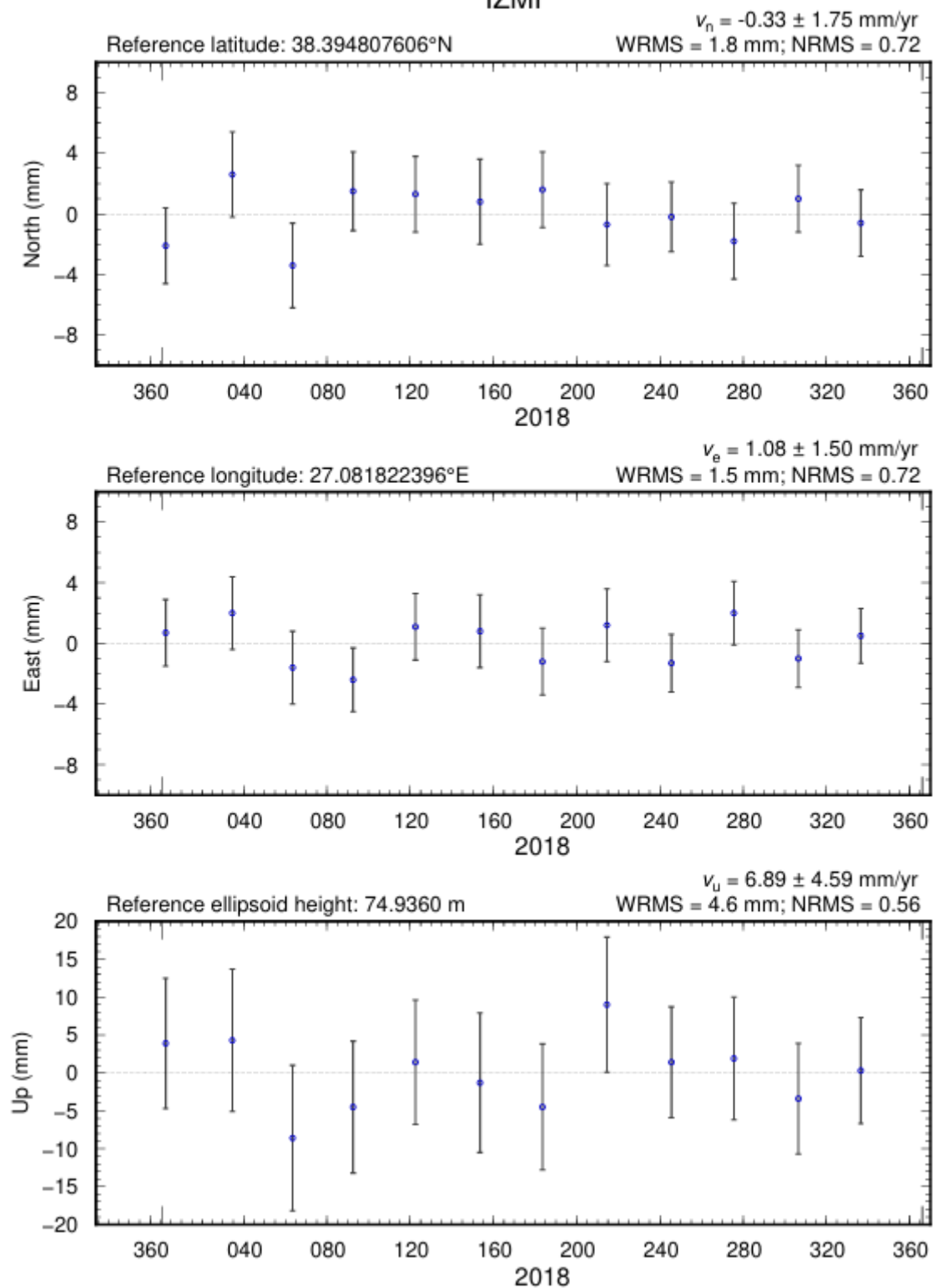
CESM



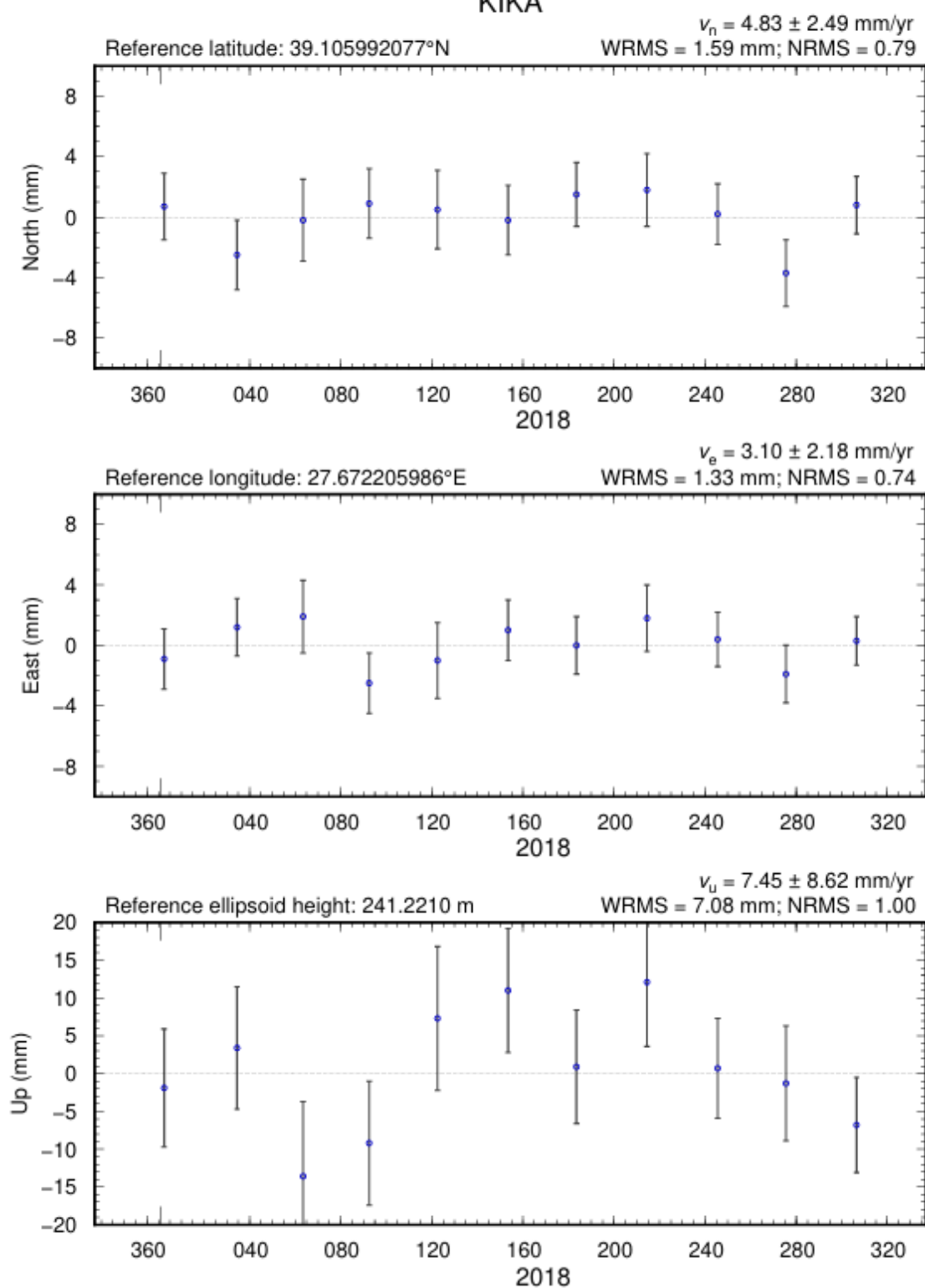
DIDI



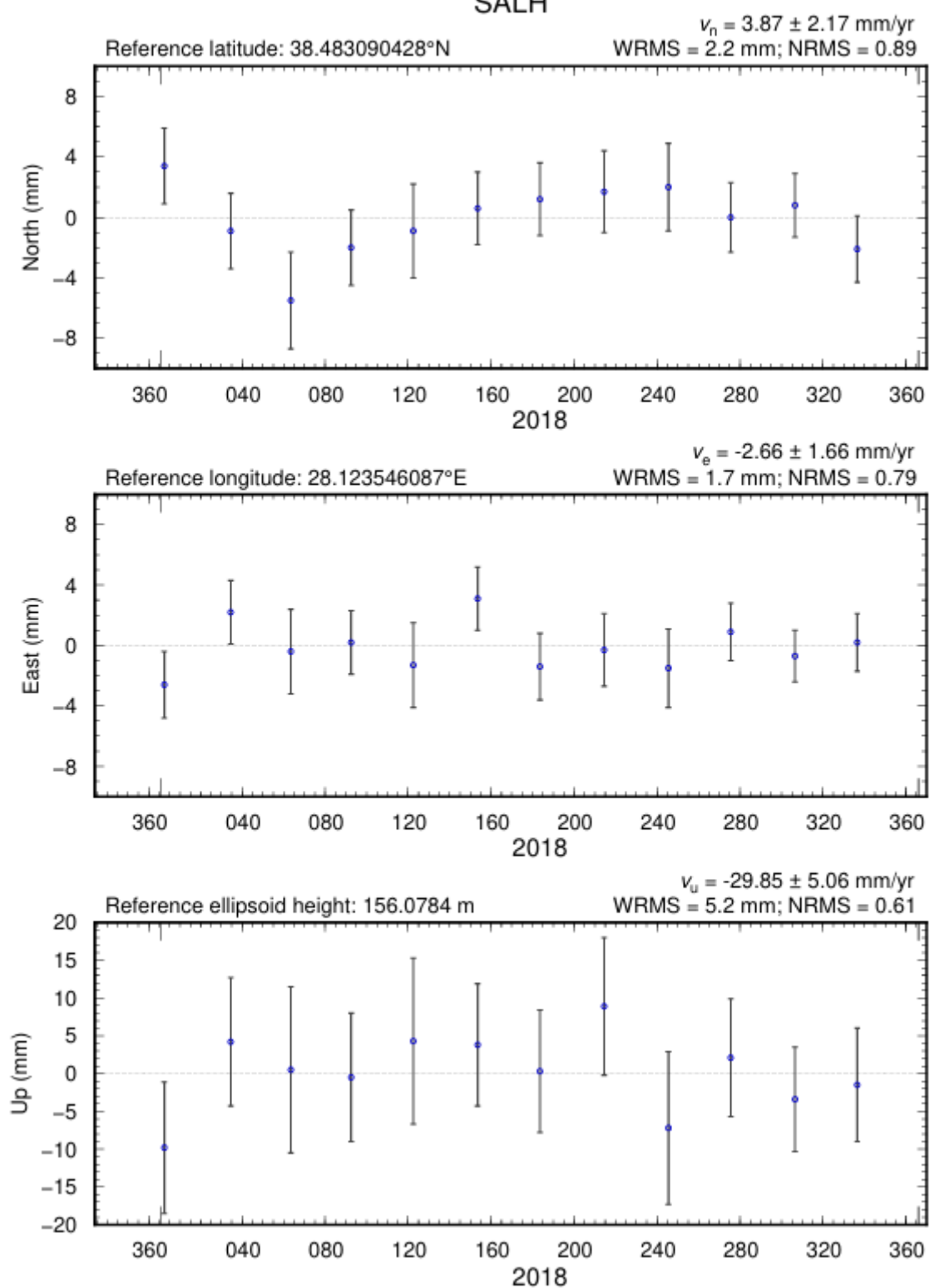
IZMI



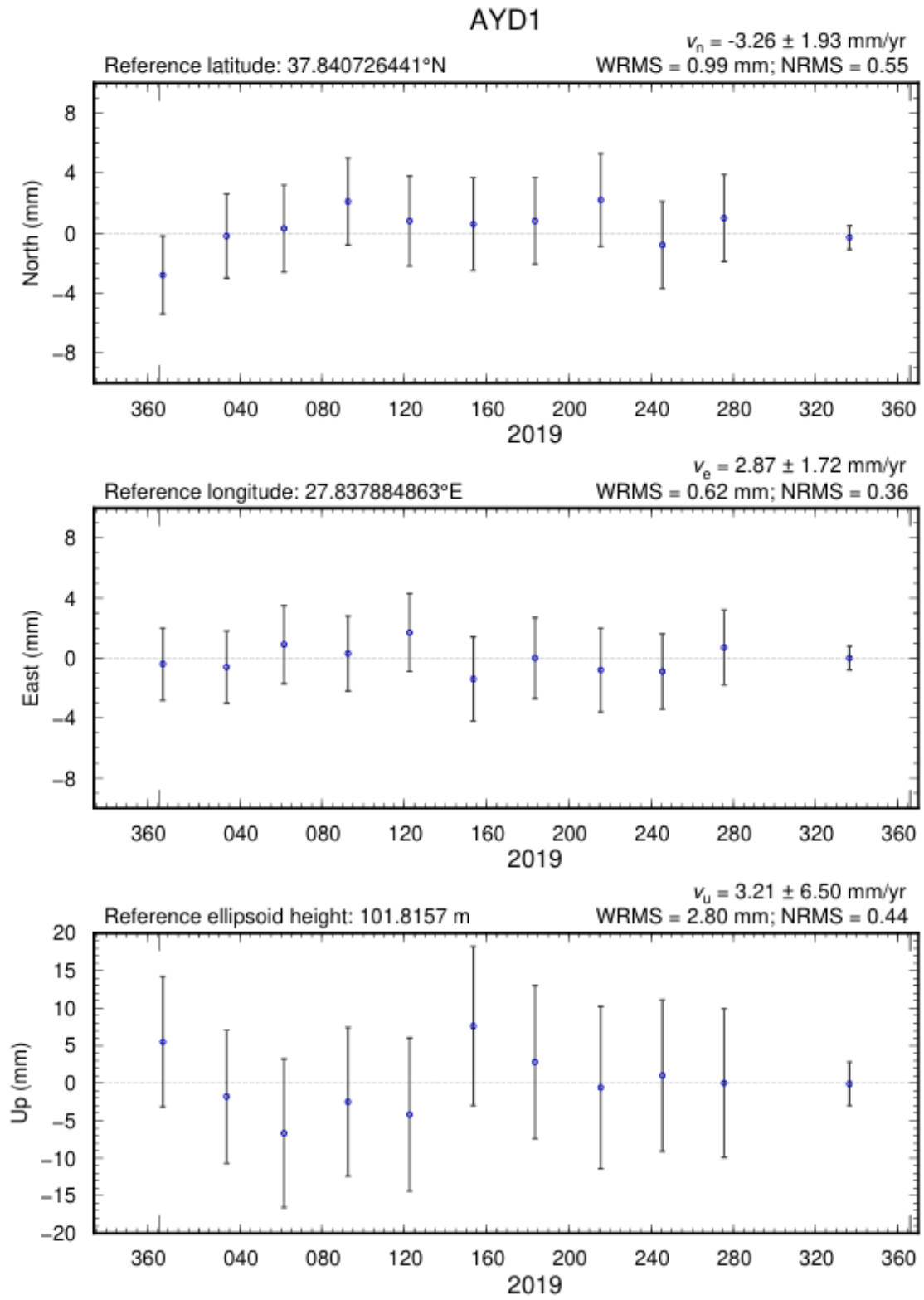
KIKI



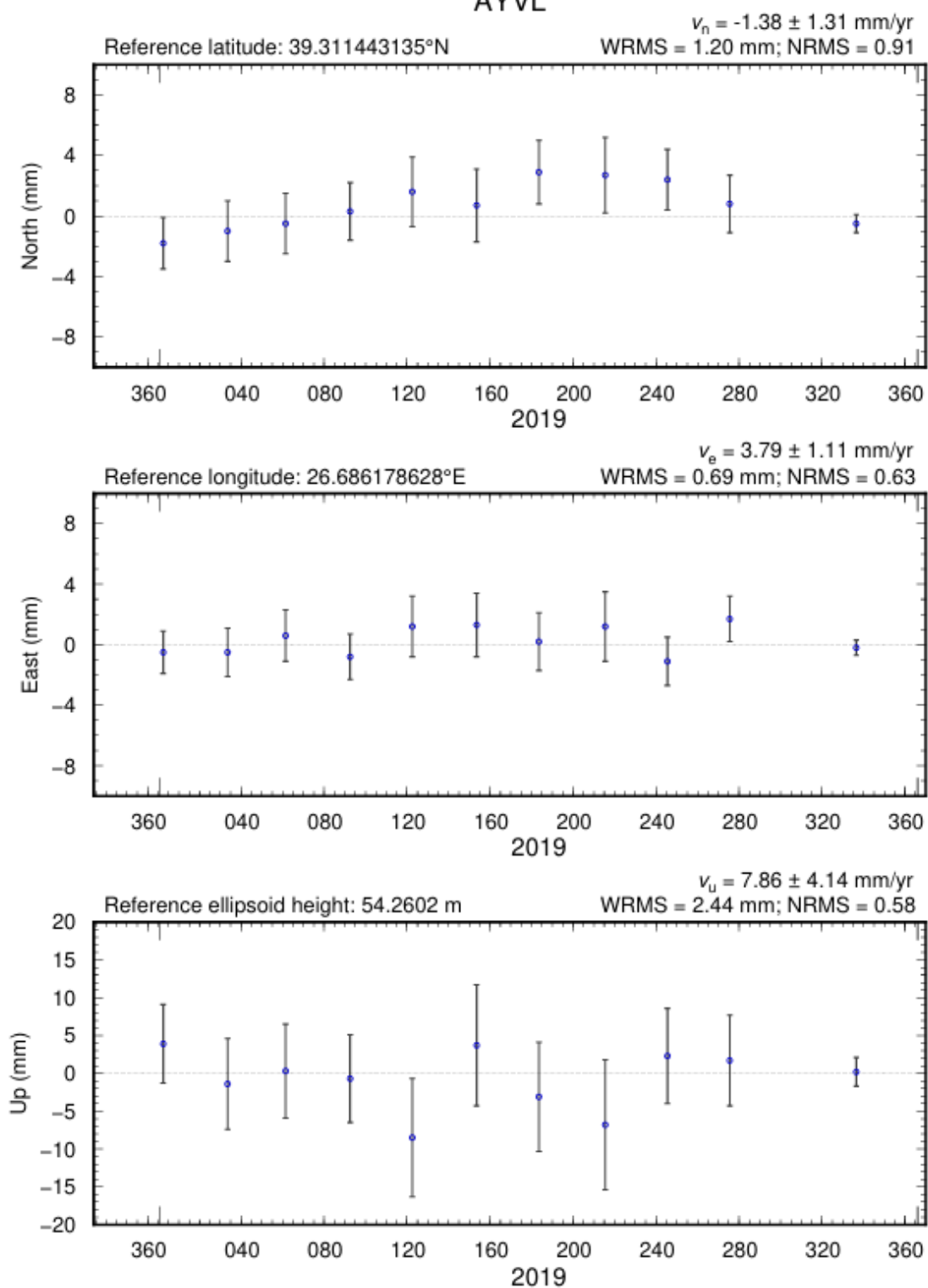
SALH



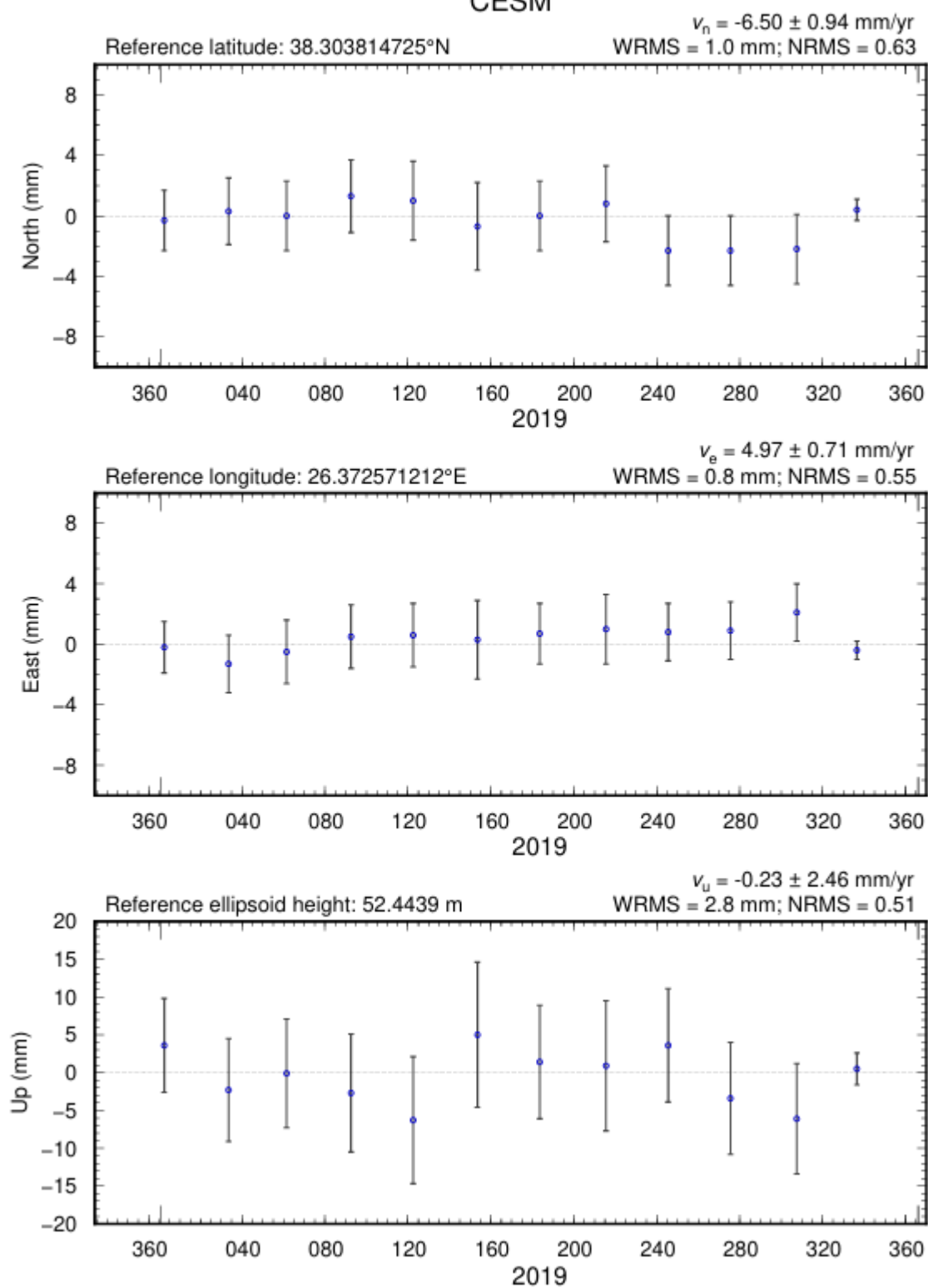
2019 YILI GÜNLÜK TEKRARLILIK GRAFİKLERİ



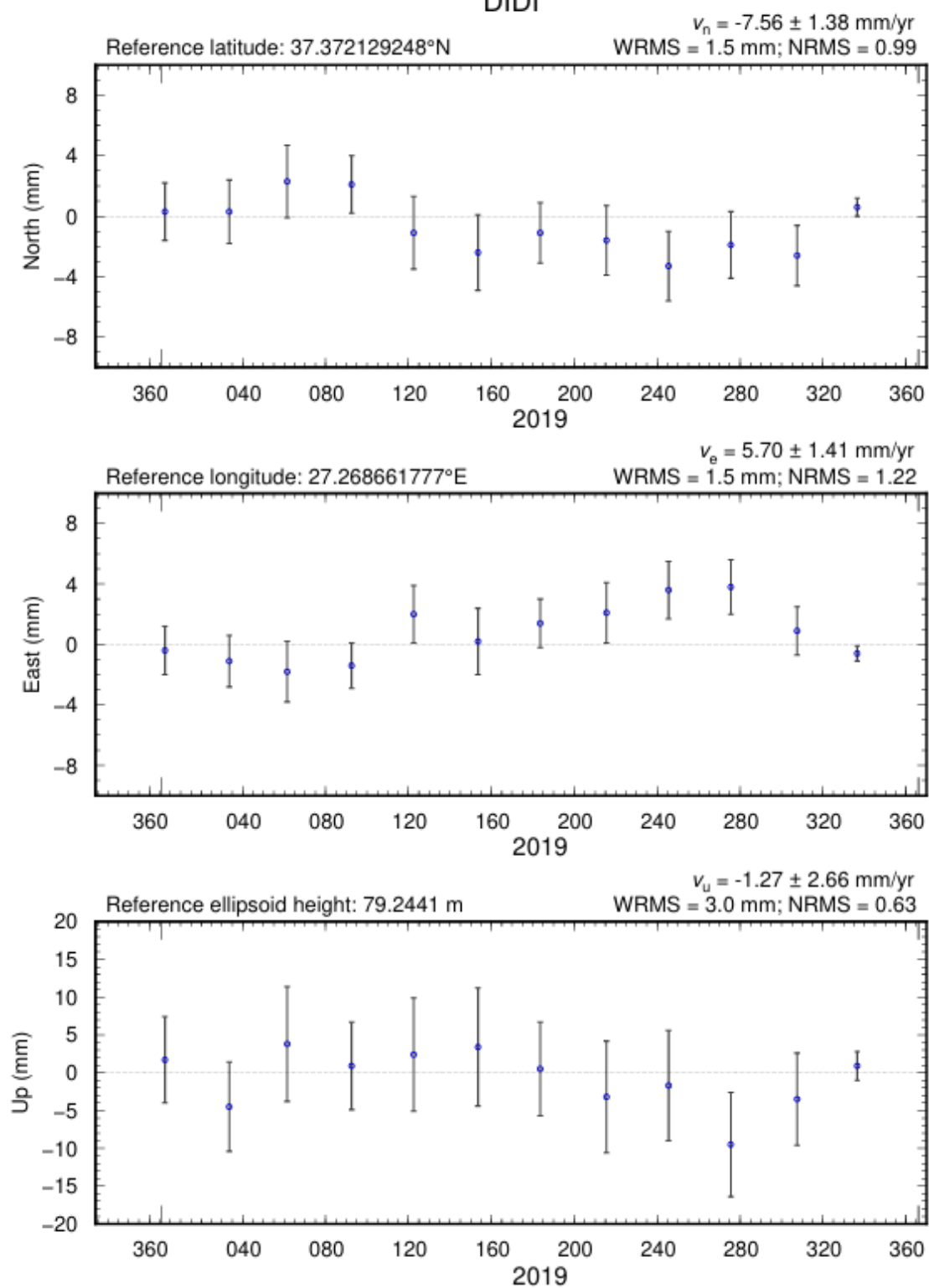
AYVL

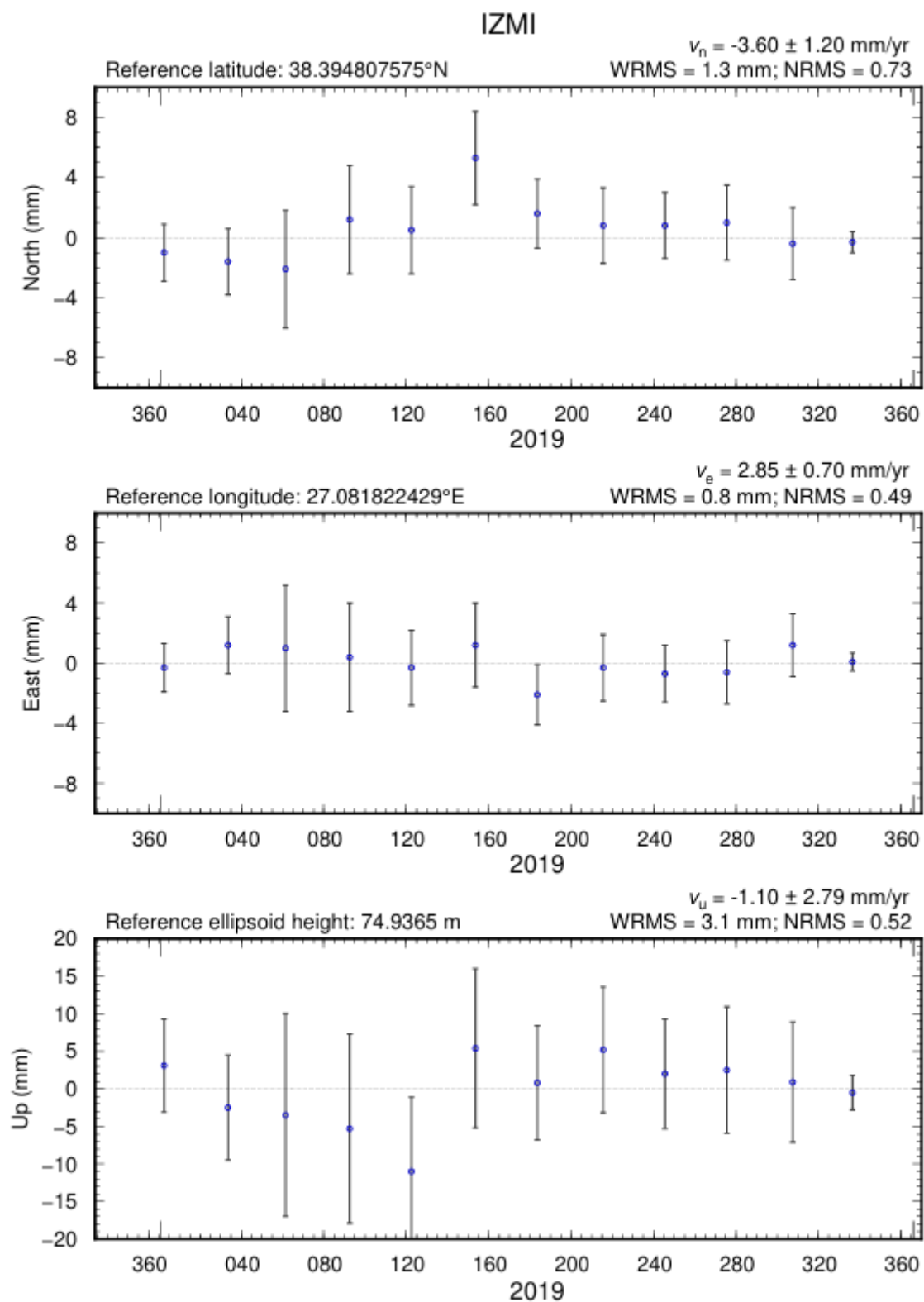


CESM

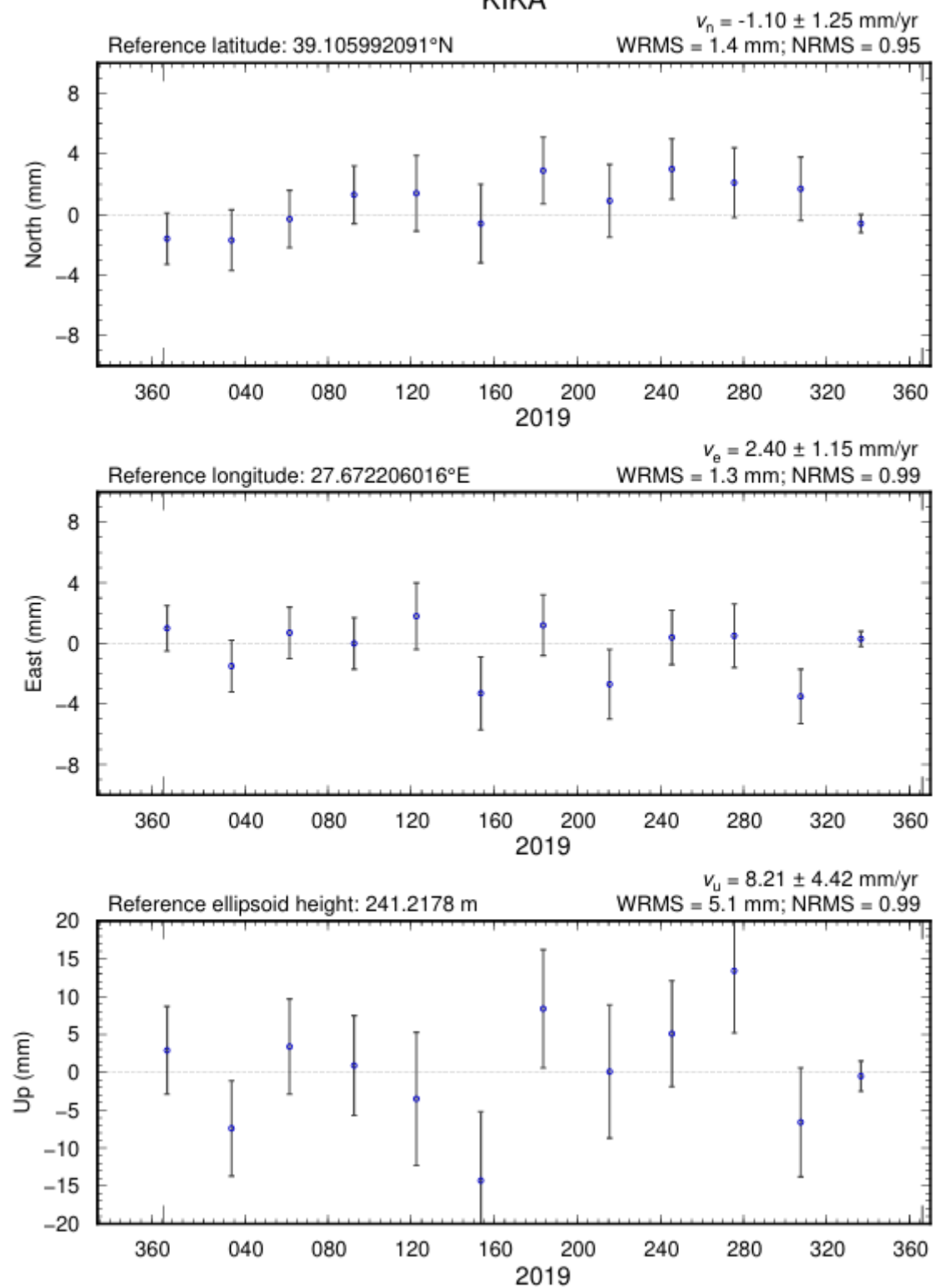


DIDI

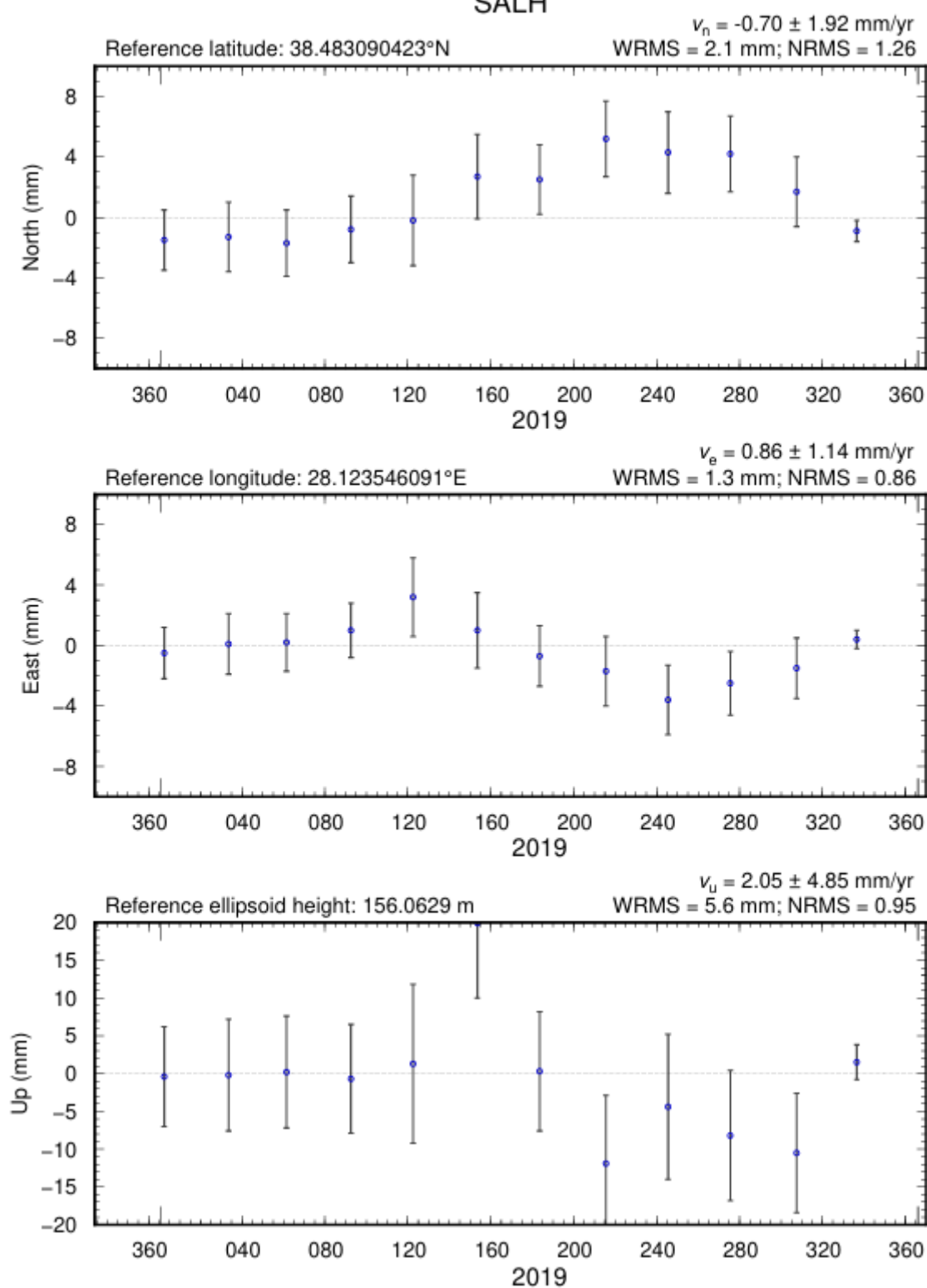




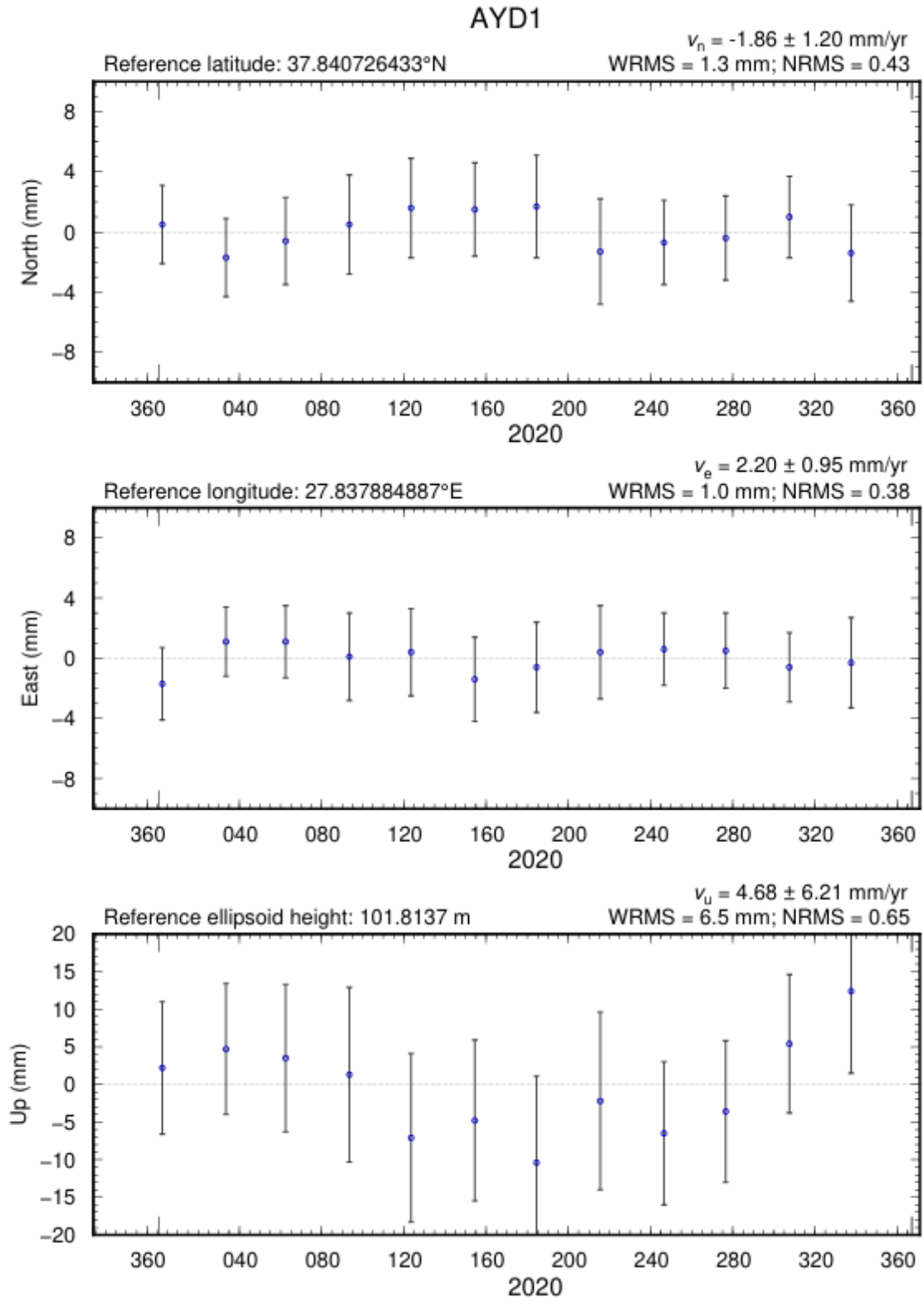
KIKI



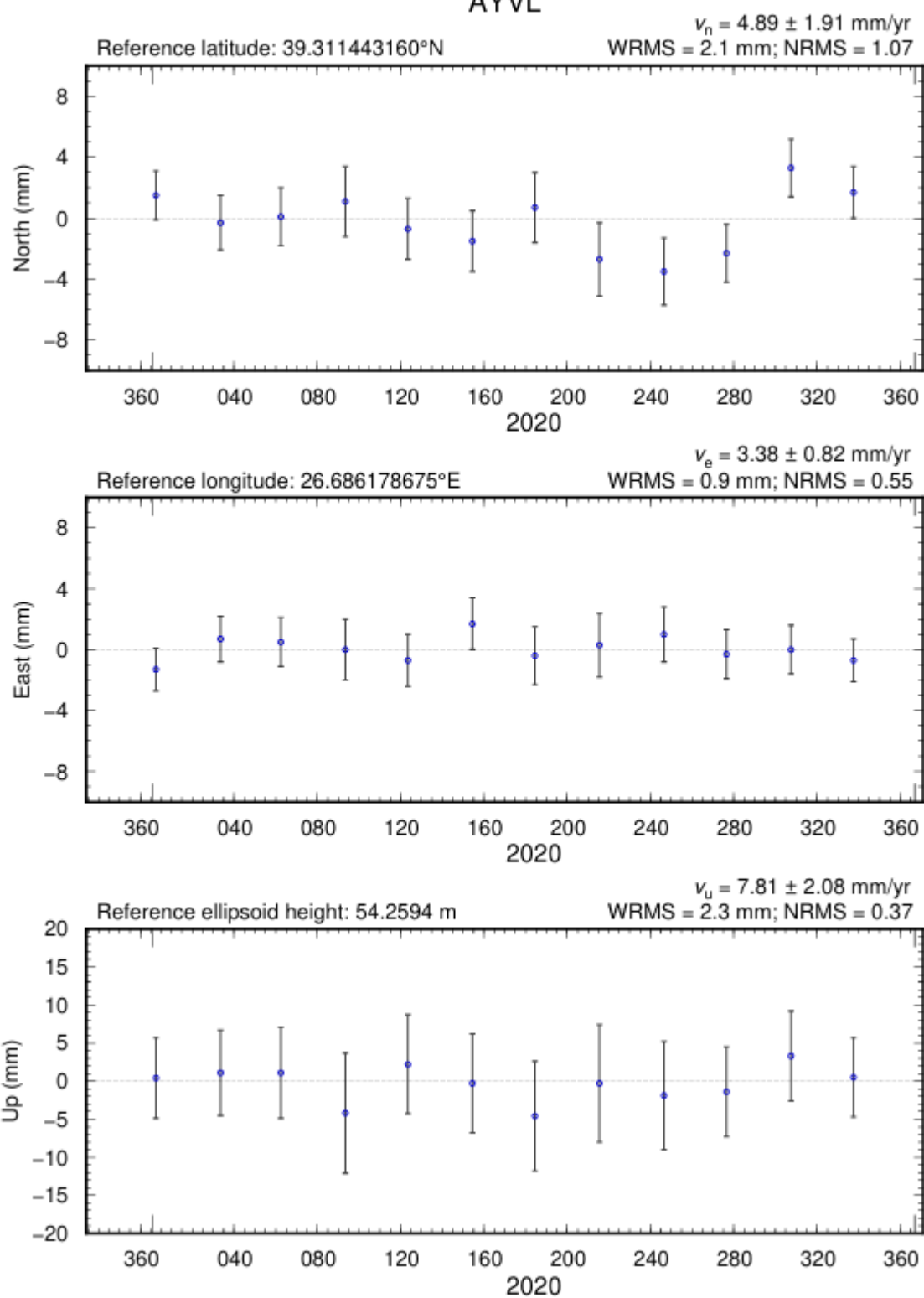
SALH

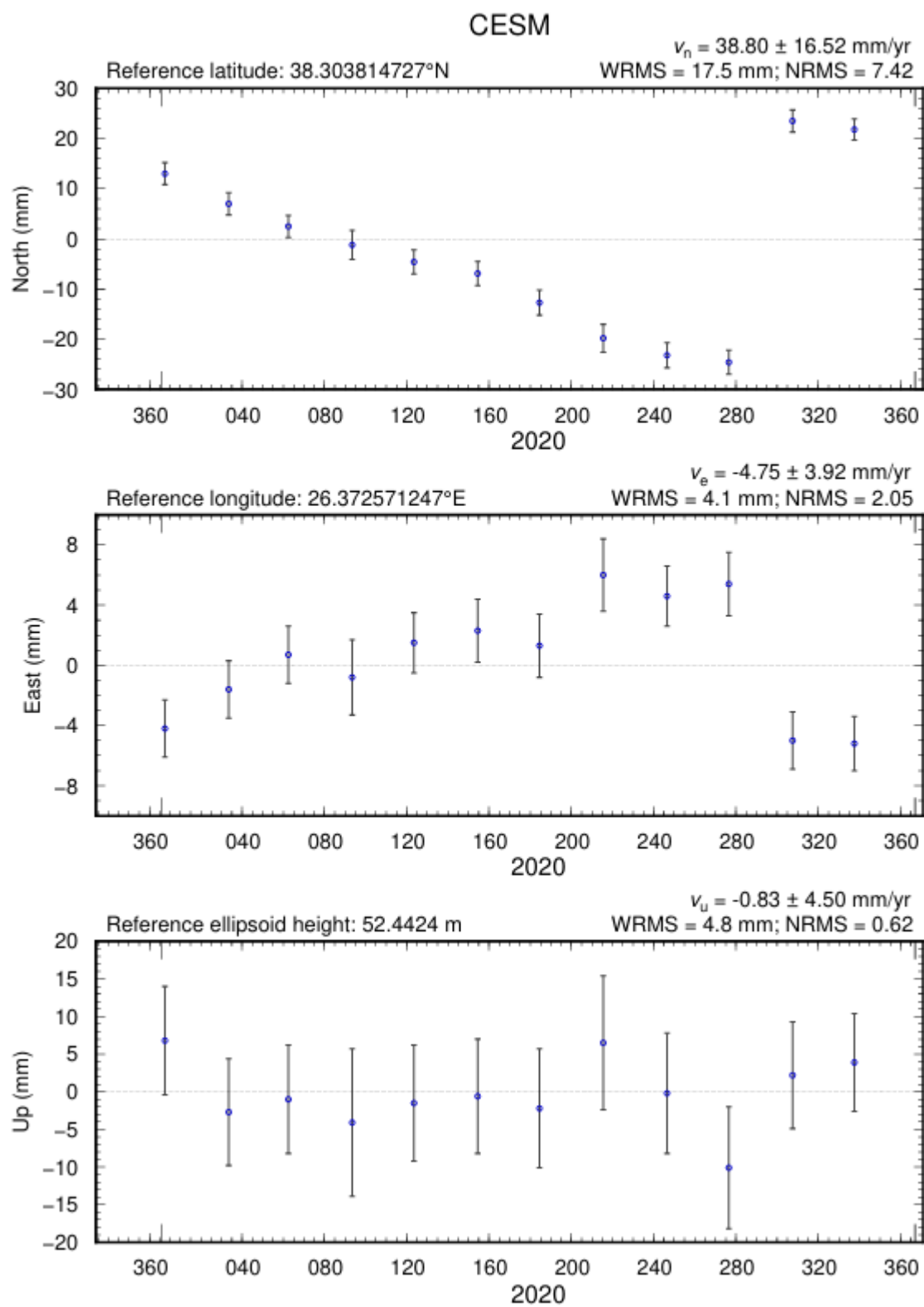


2020 YILI GÜNLÜK TEKRARLILIK GRAFİKLERİ

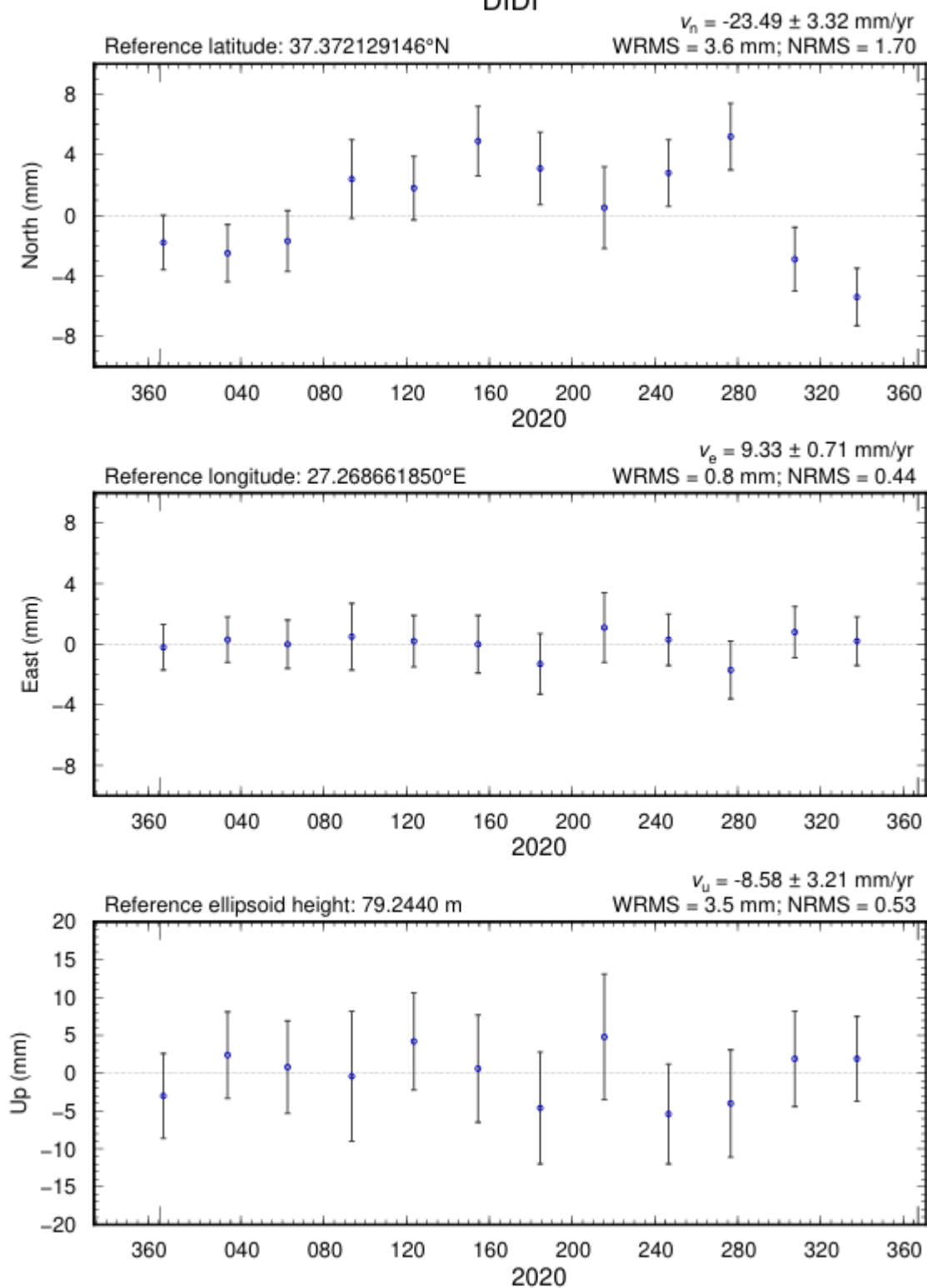


AYVL

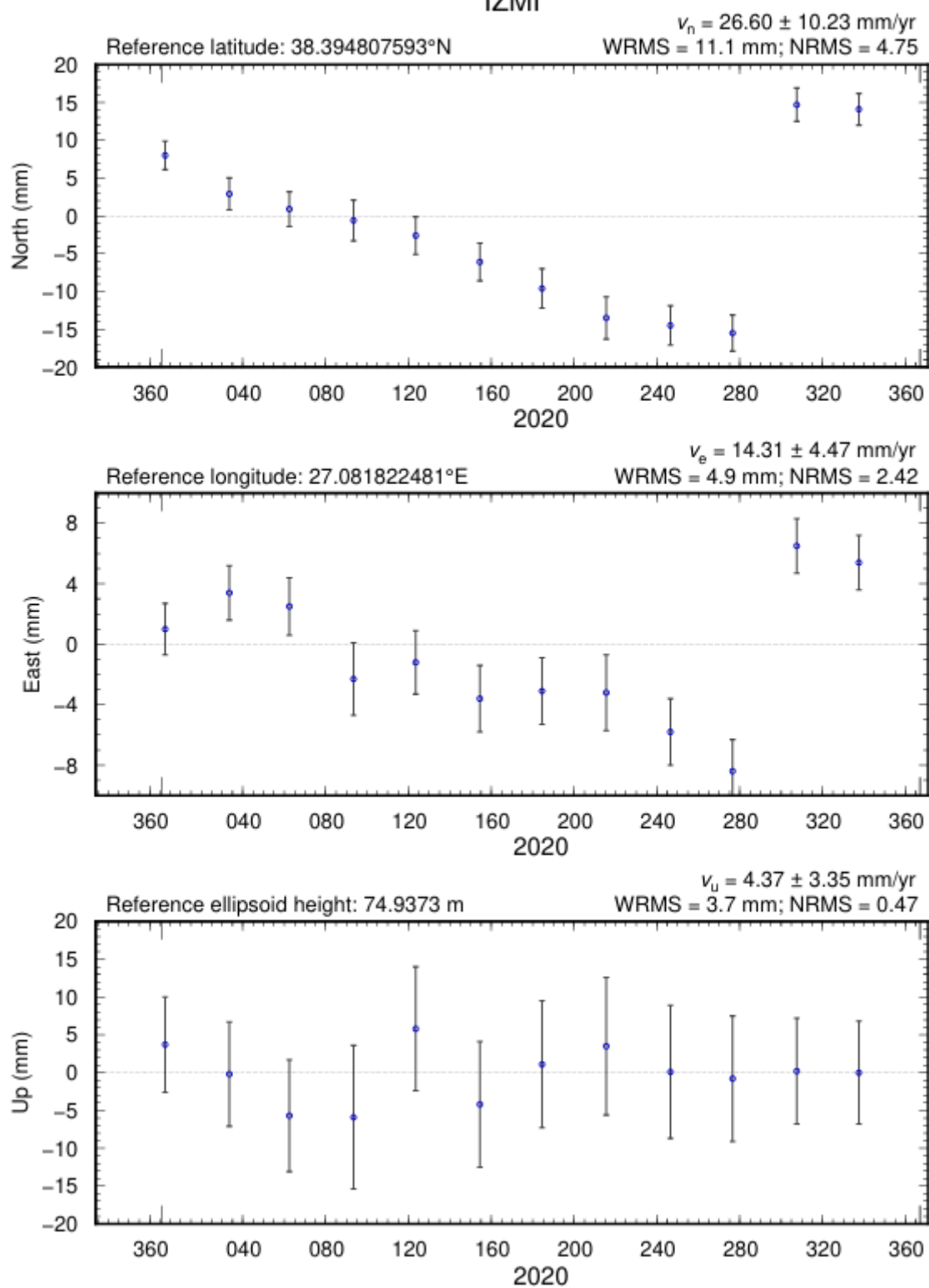




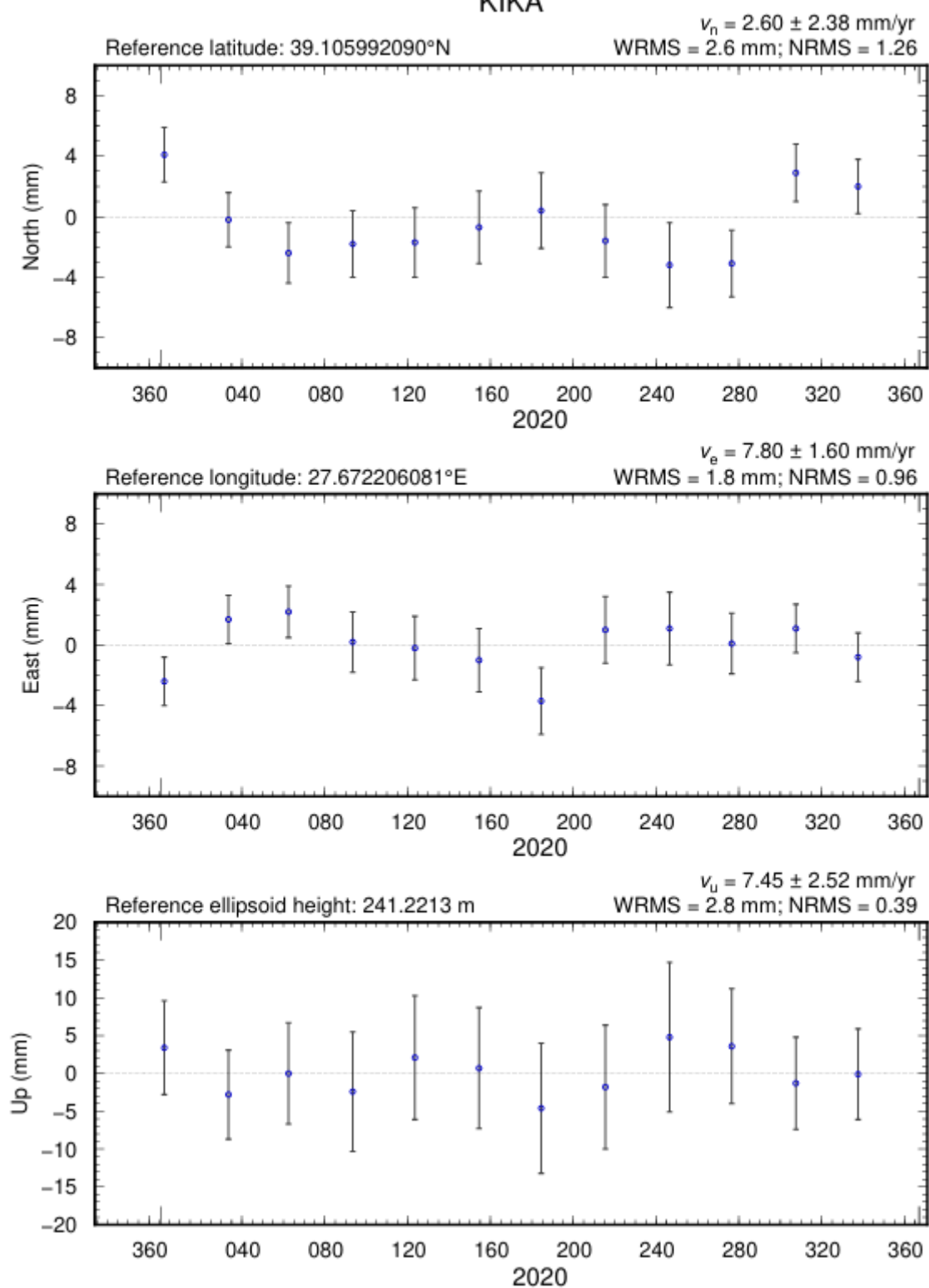
DIDI



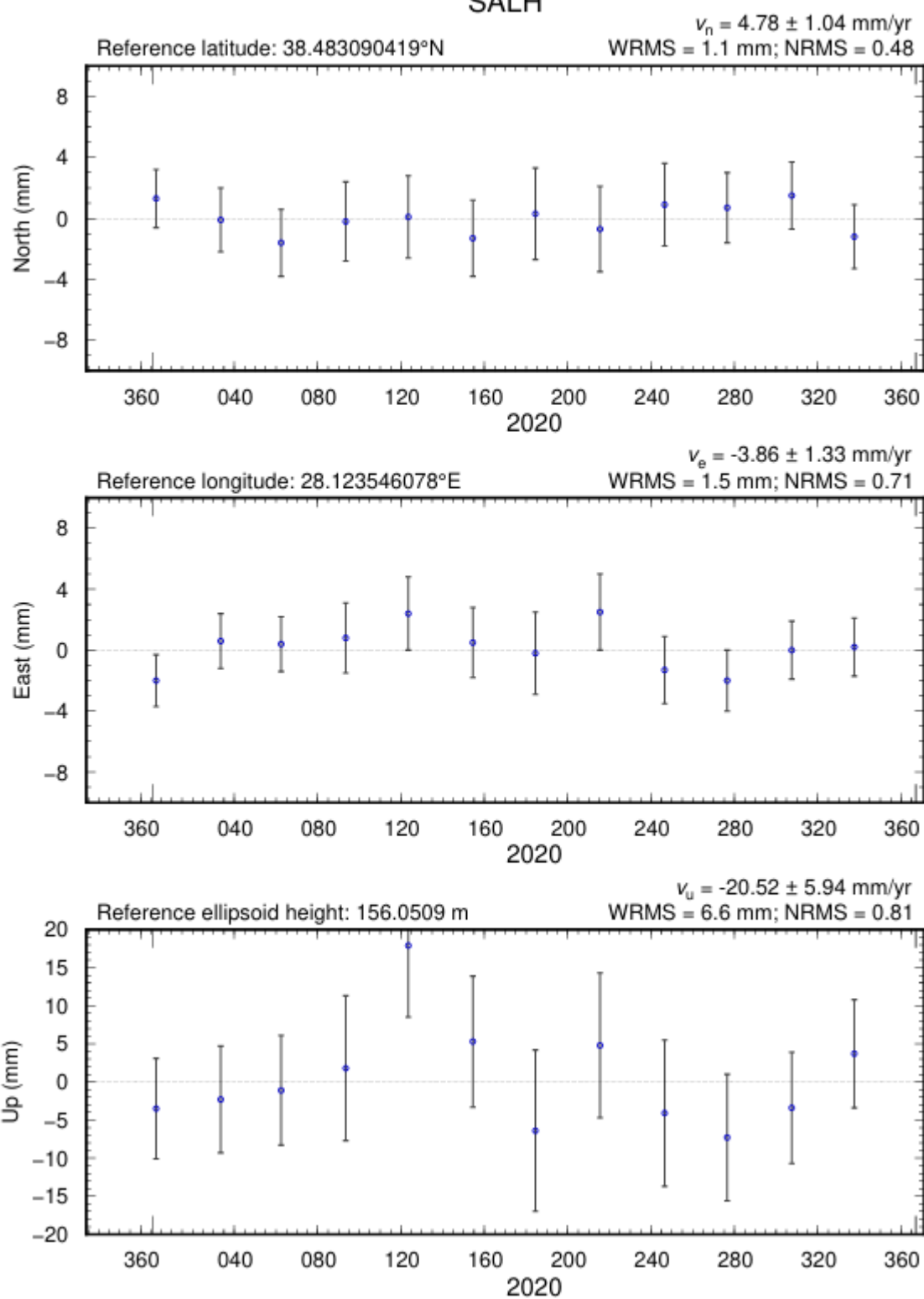
IZMI



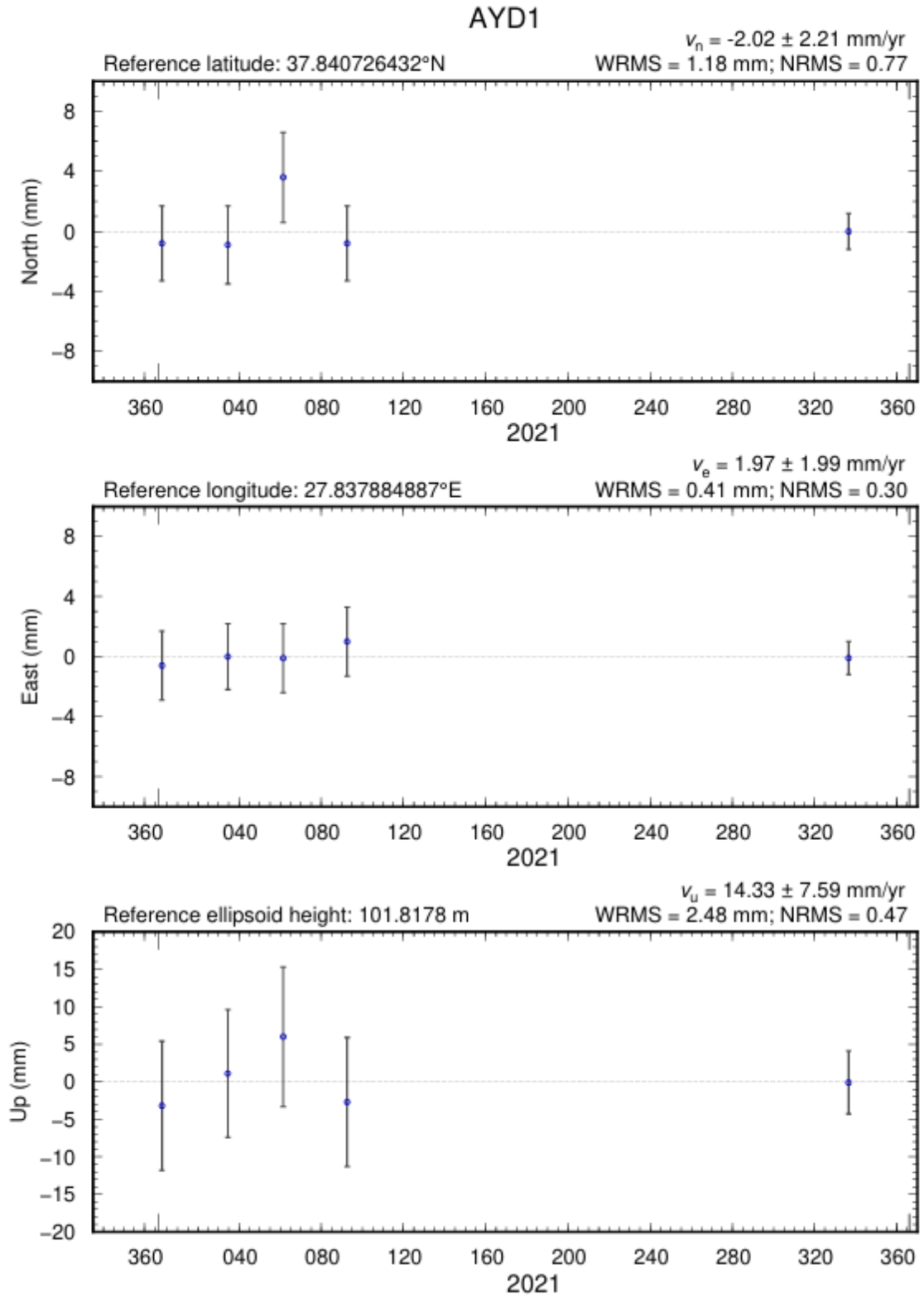
KIKI



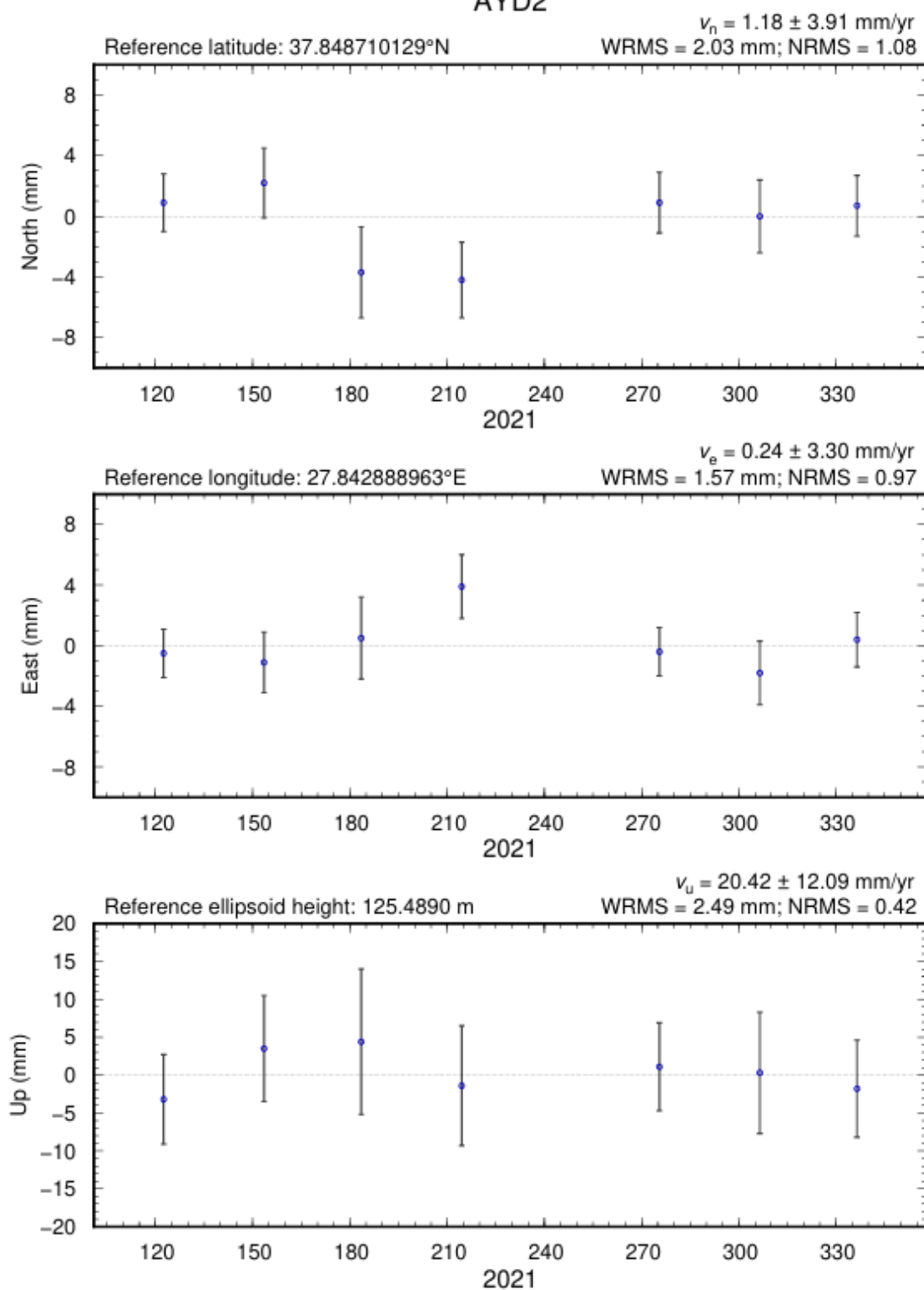
SALH



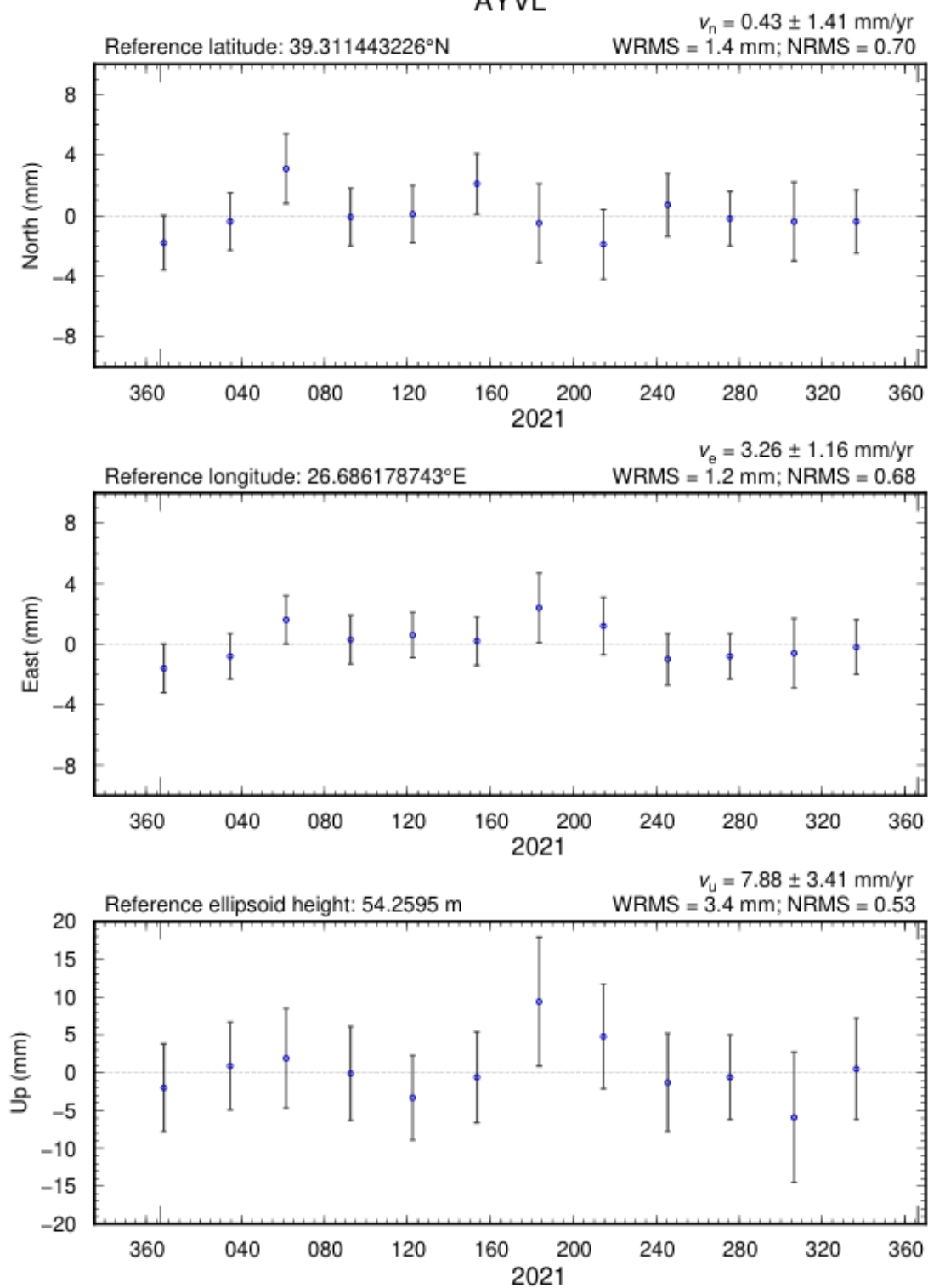
2021 YILI GÜNLÜK TEKRARLILIK GRAFİKLERİ



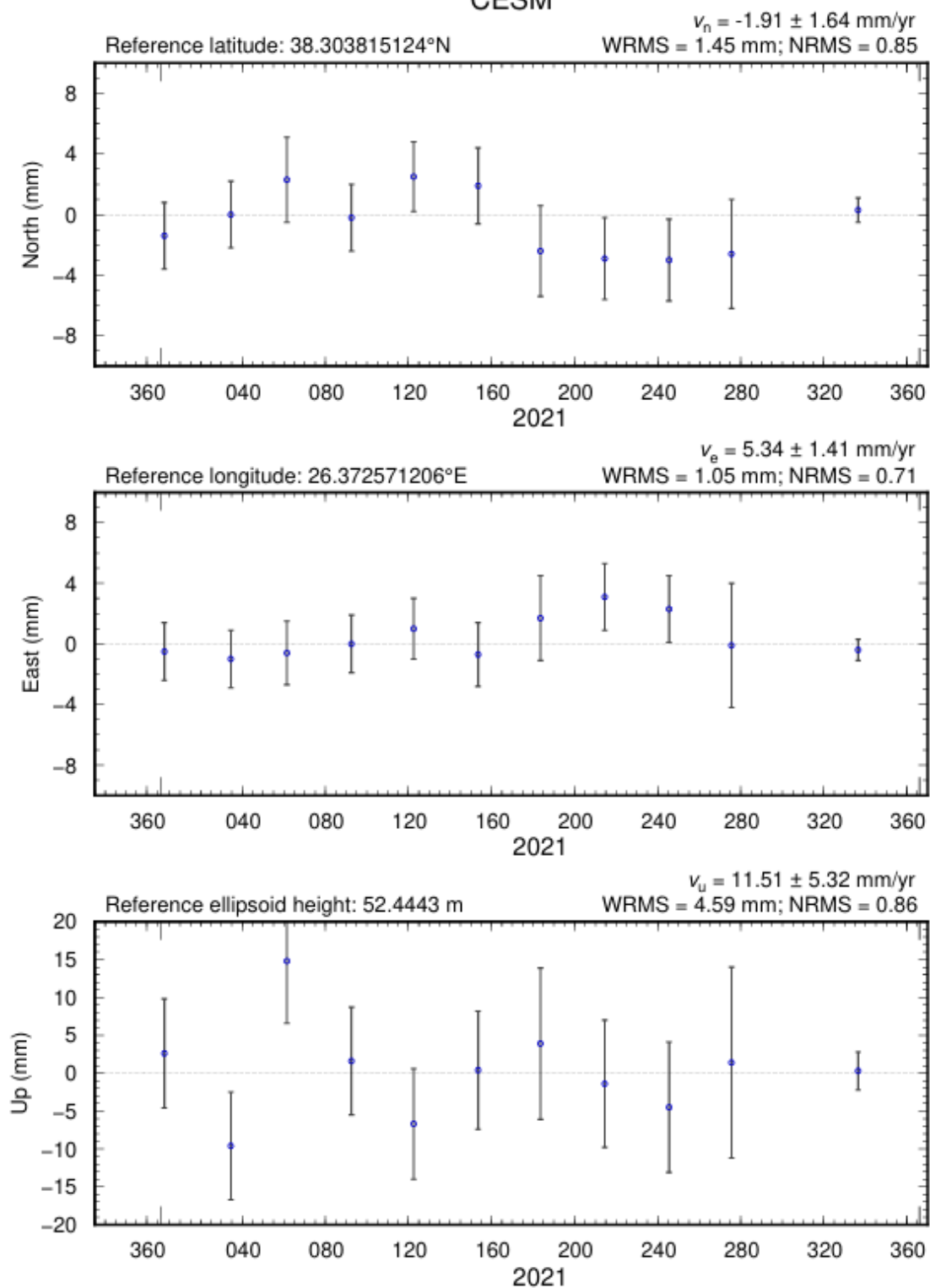
AYD2



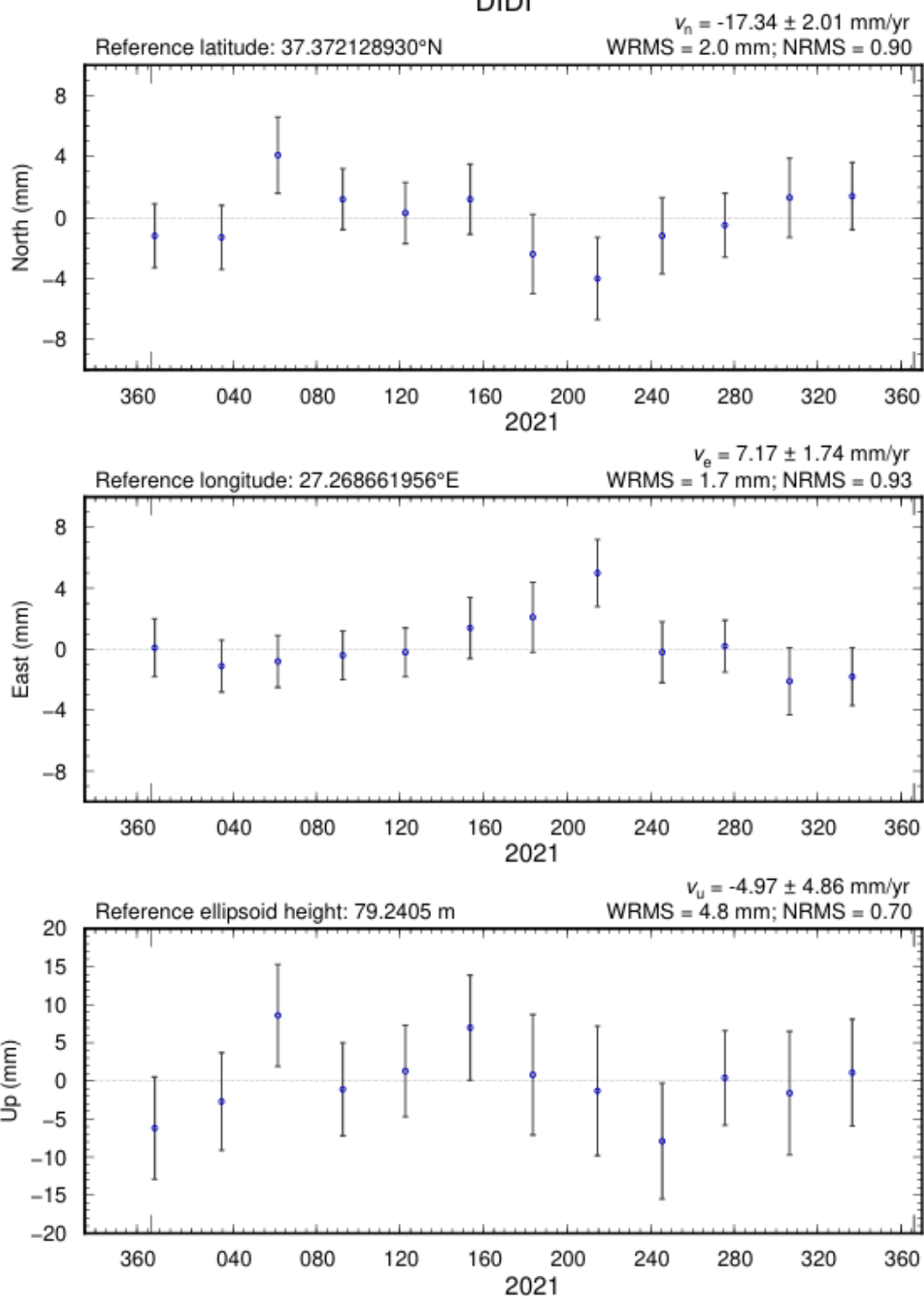
AYVL



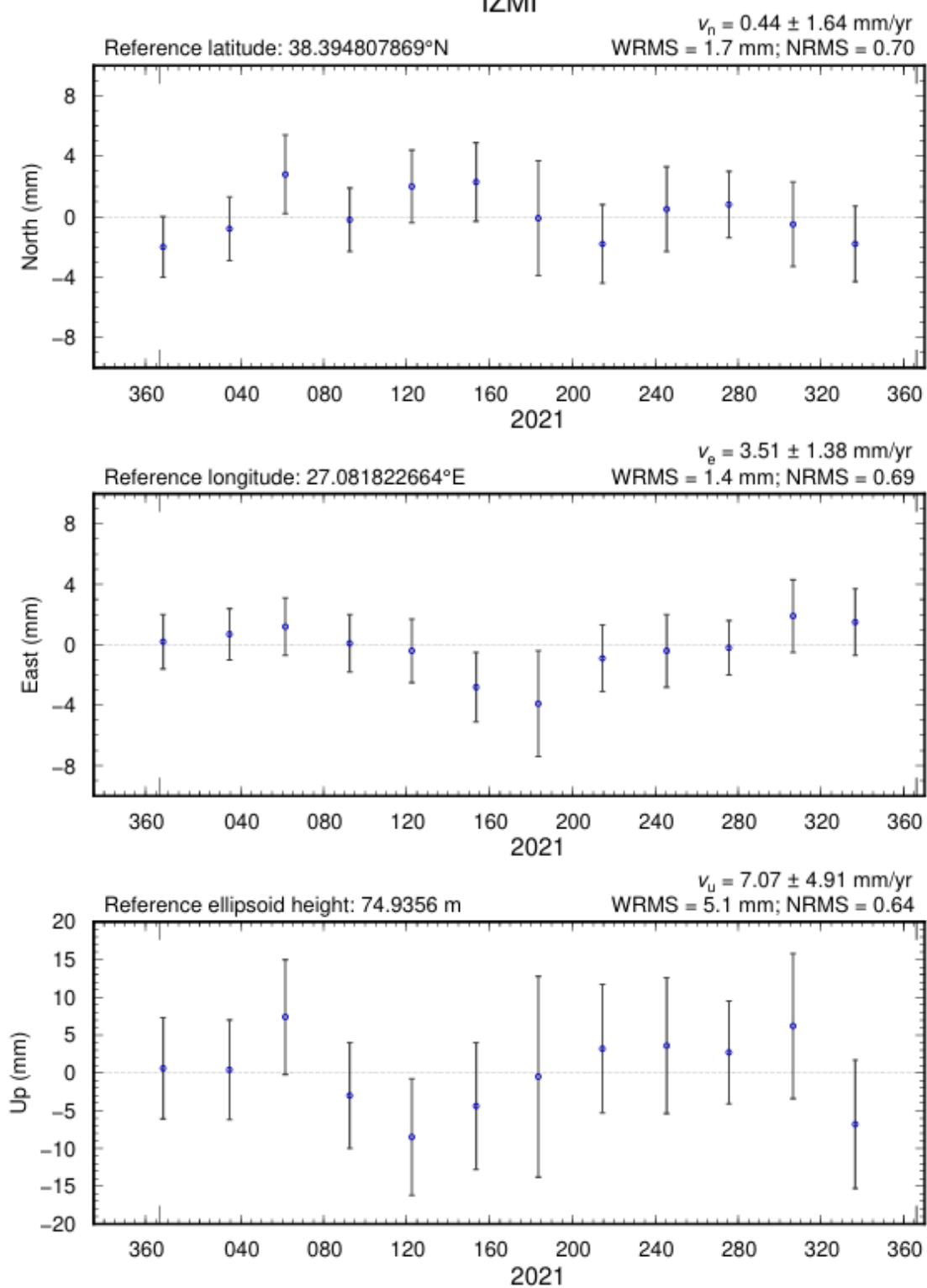
CESM



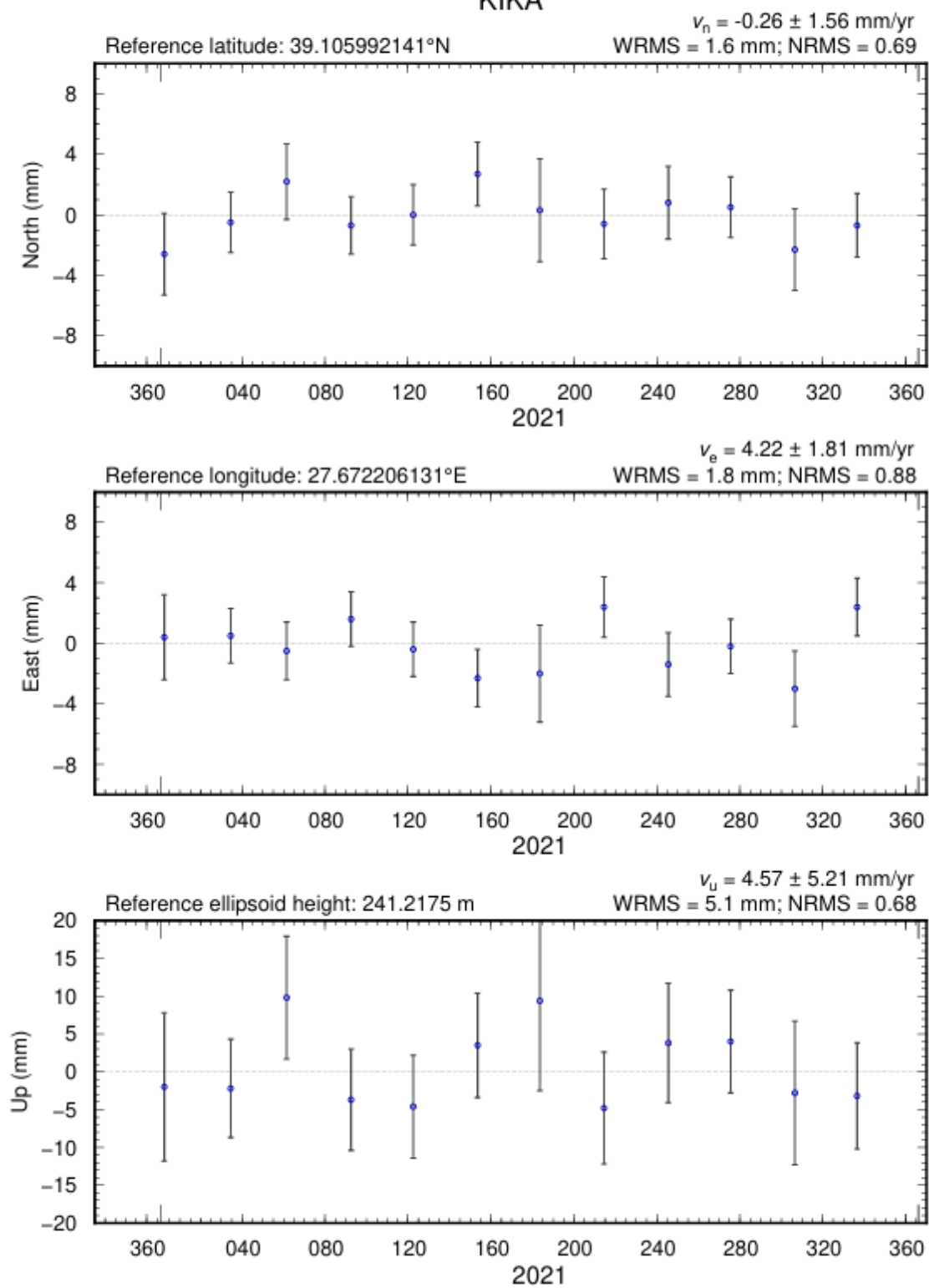
DIDI



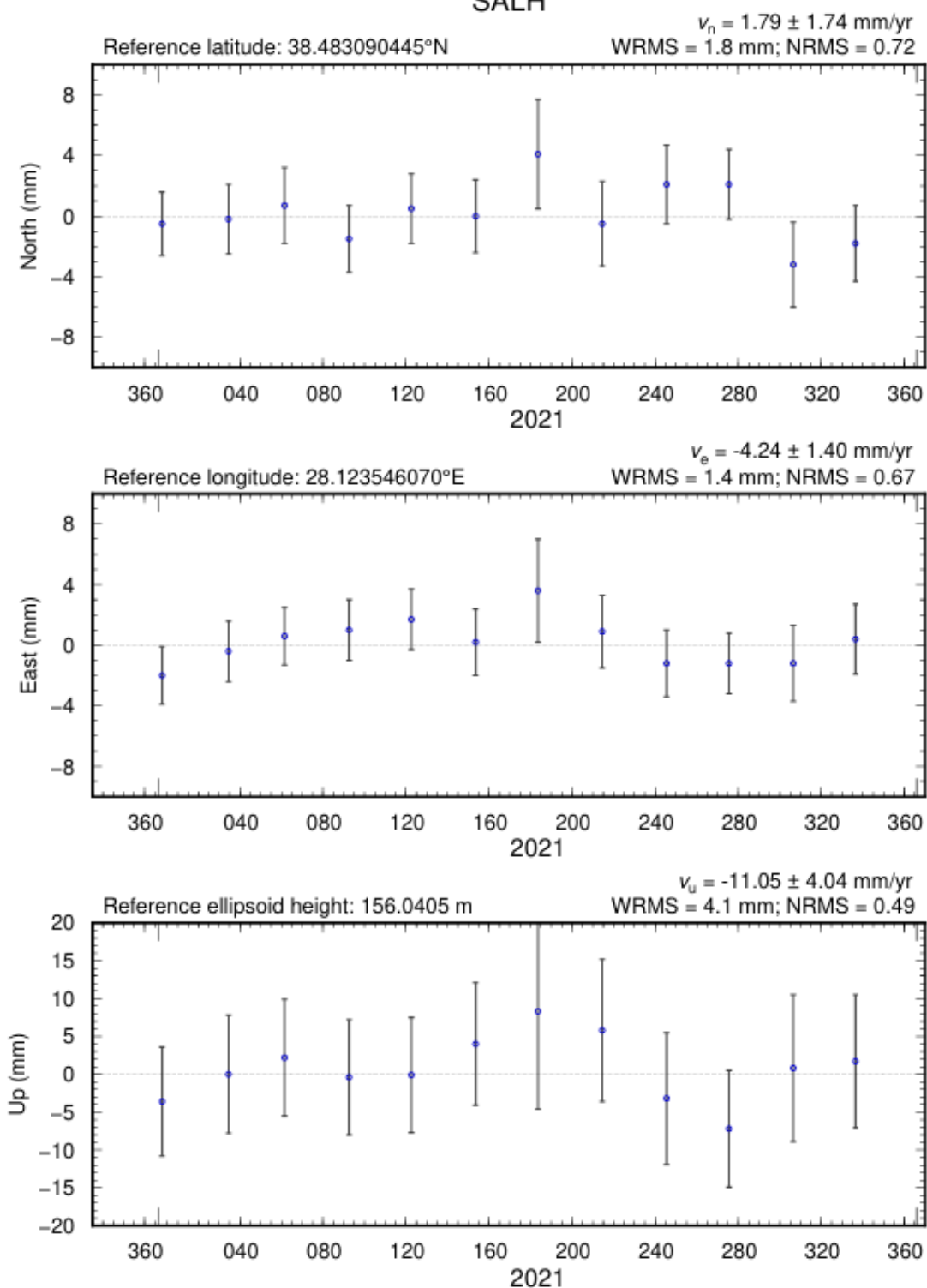
IZMI



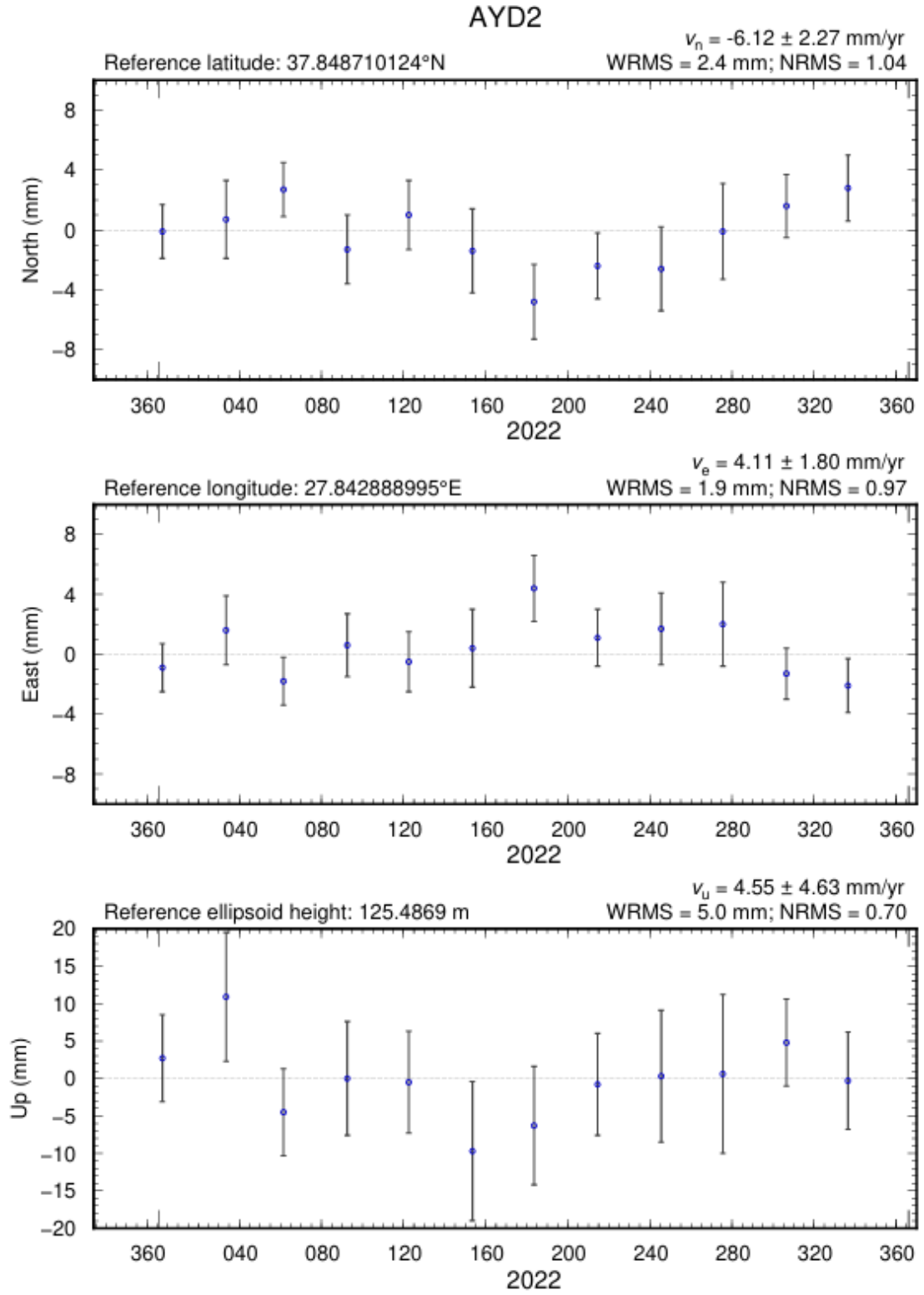
KIKA



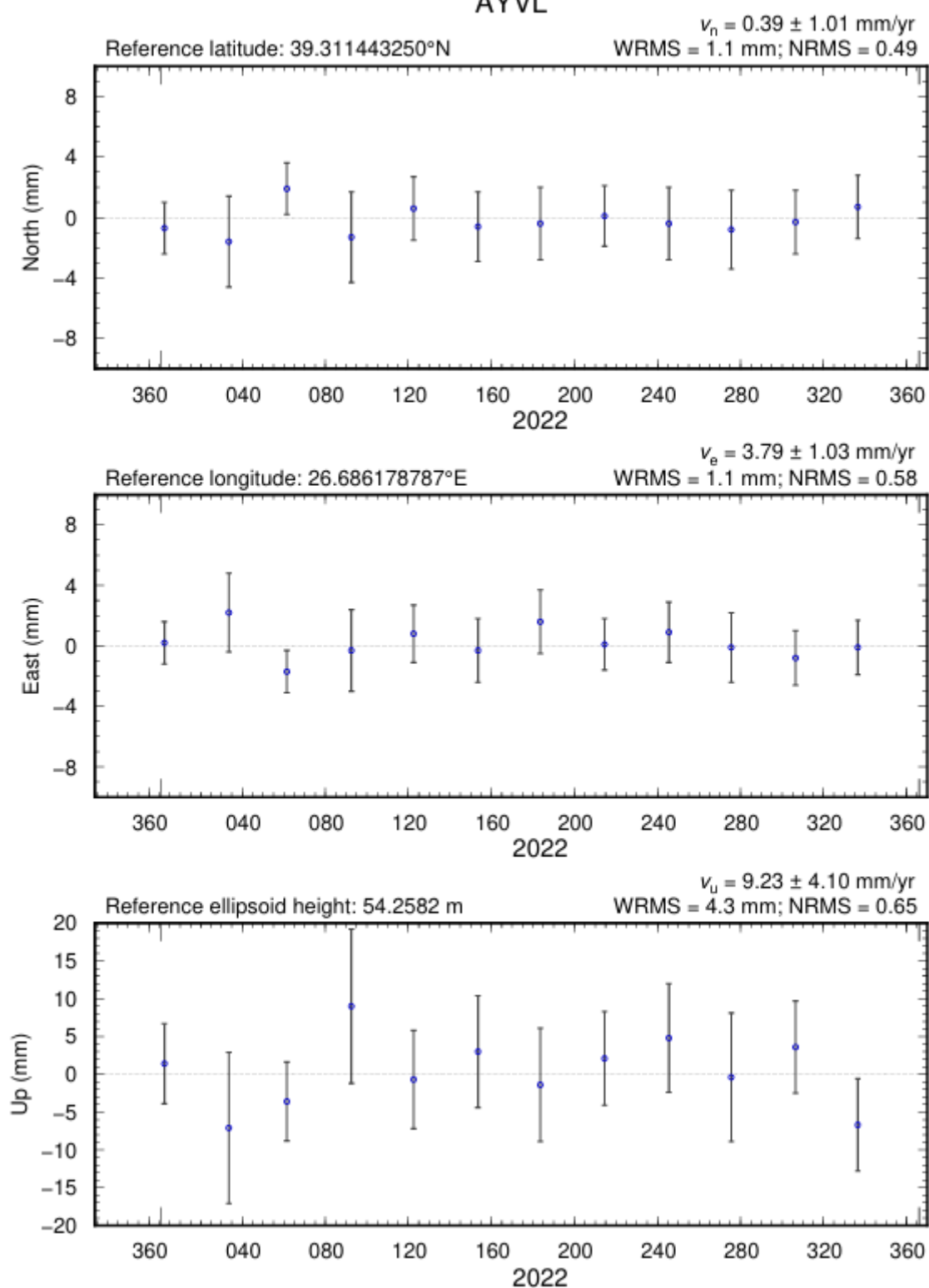
SALH



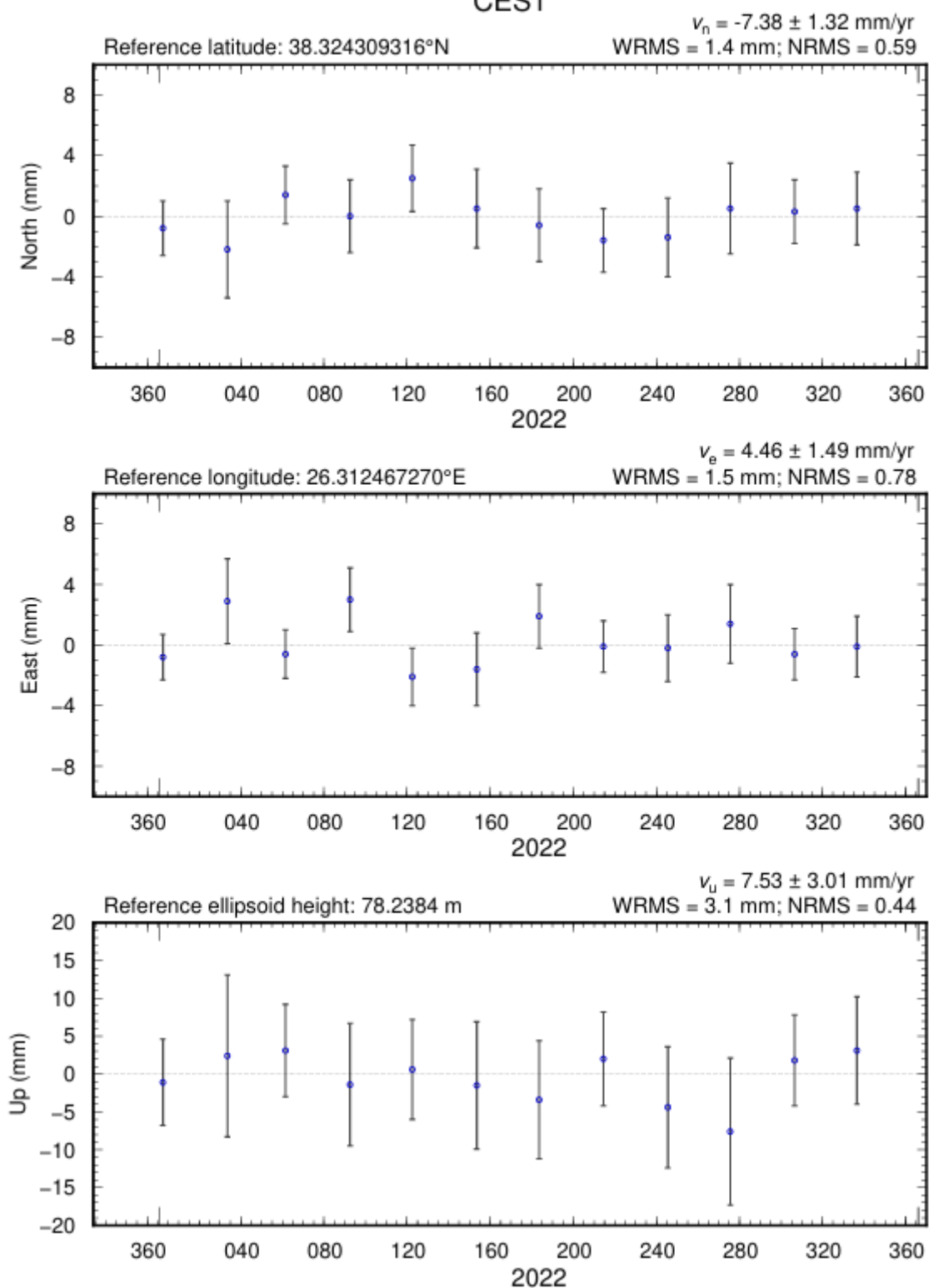
2022 YILI GÜNLÜK TEKRARLILIK GRAFİKLERİ



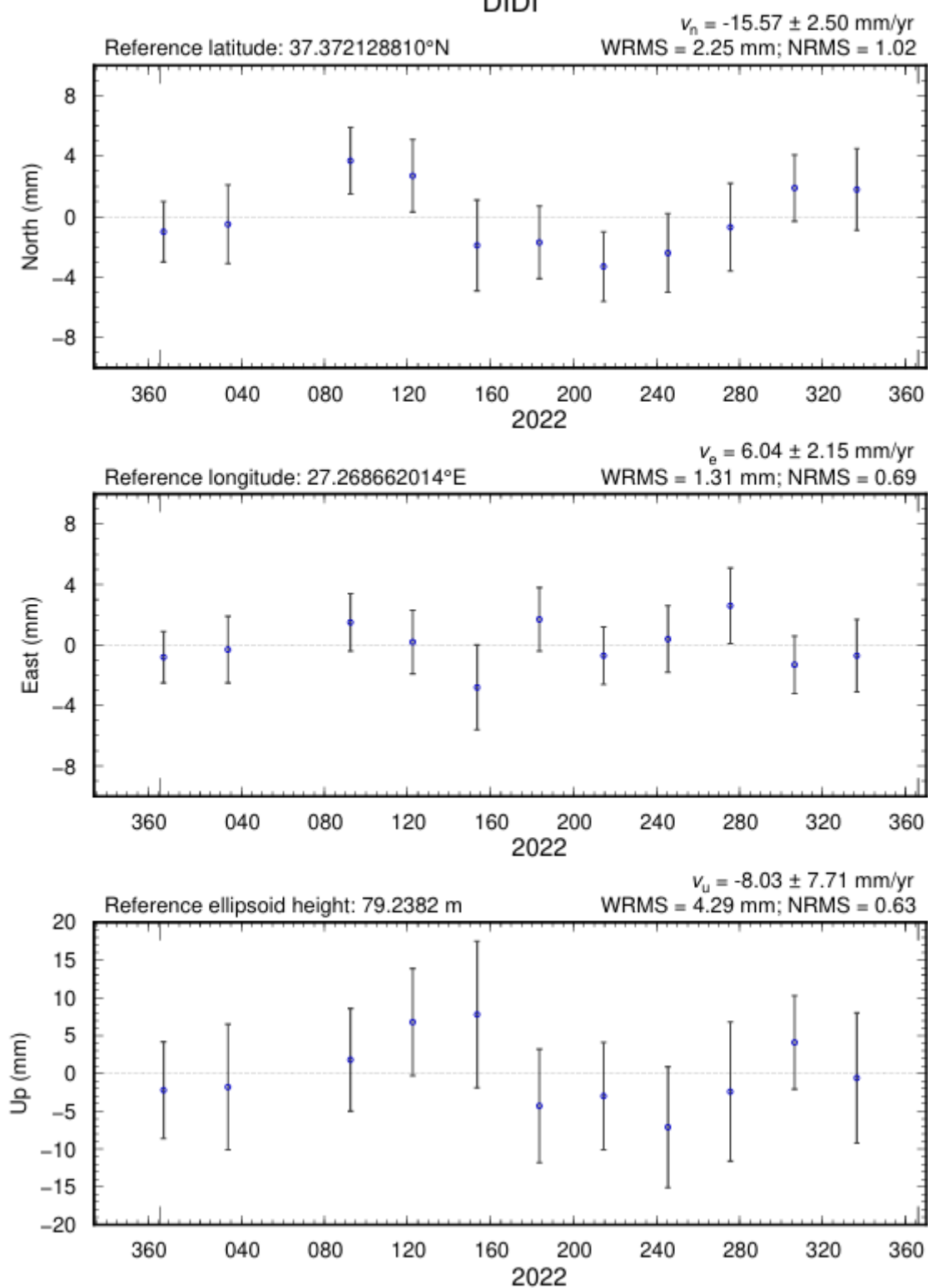
AYVL



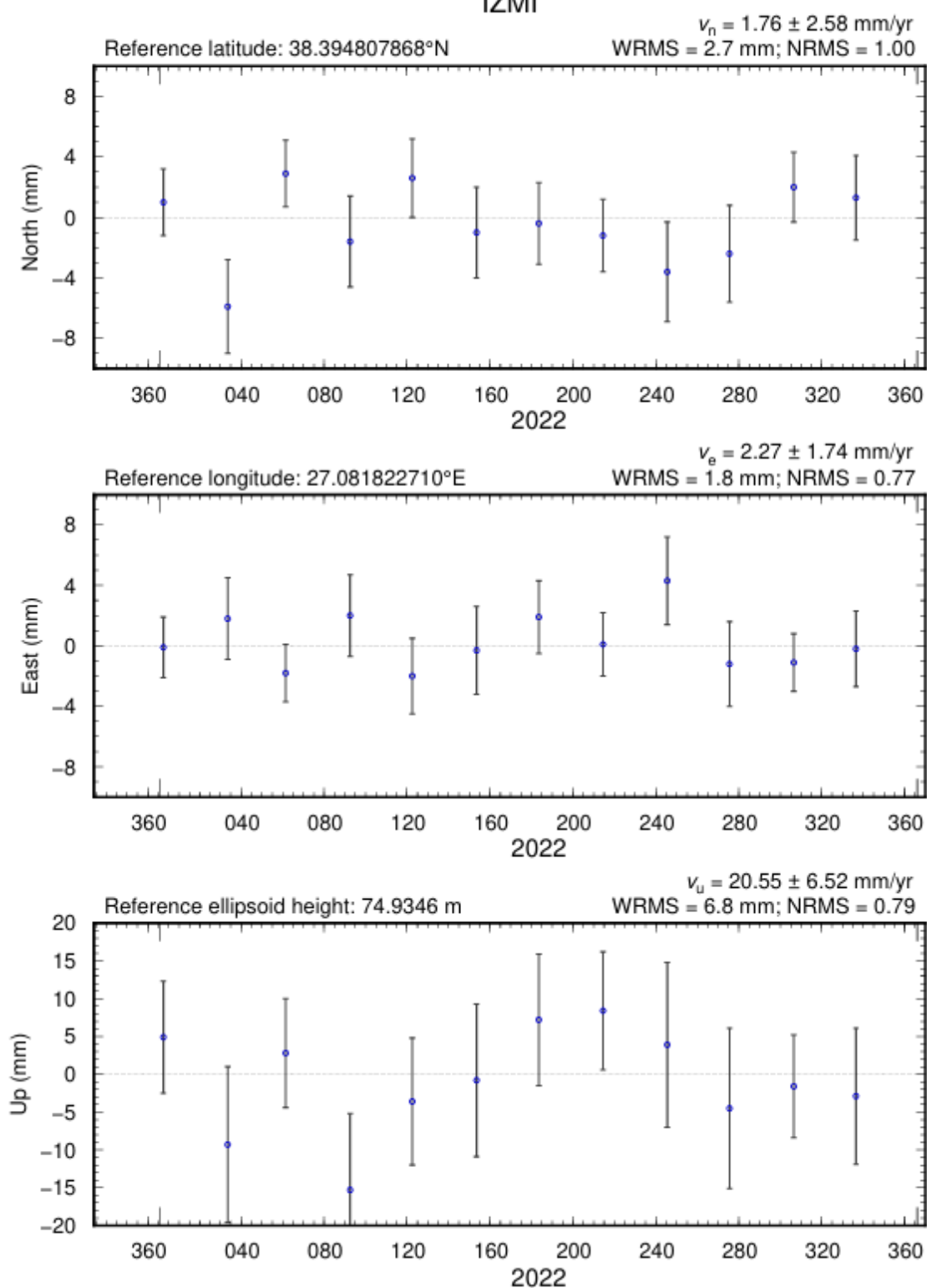
CES1



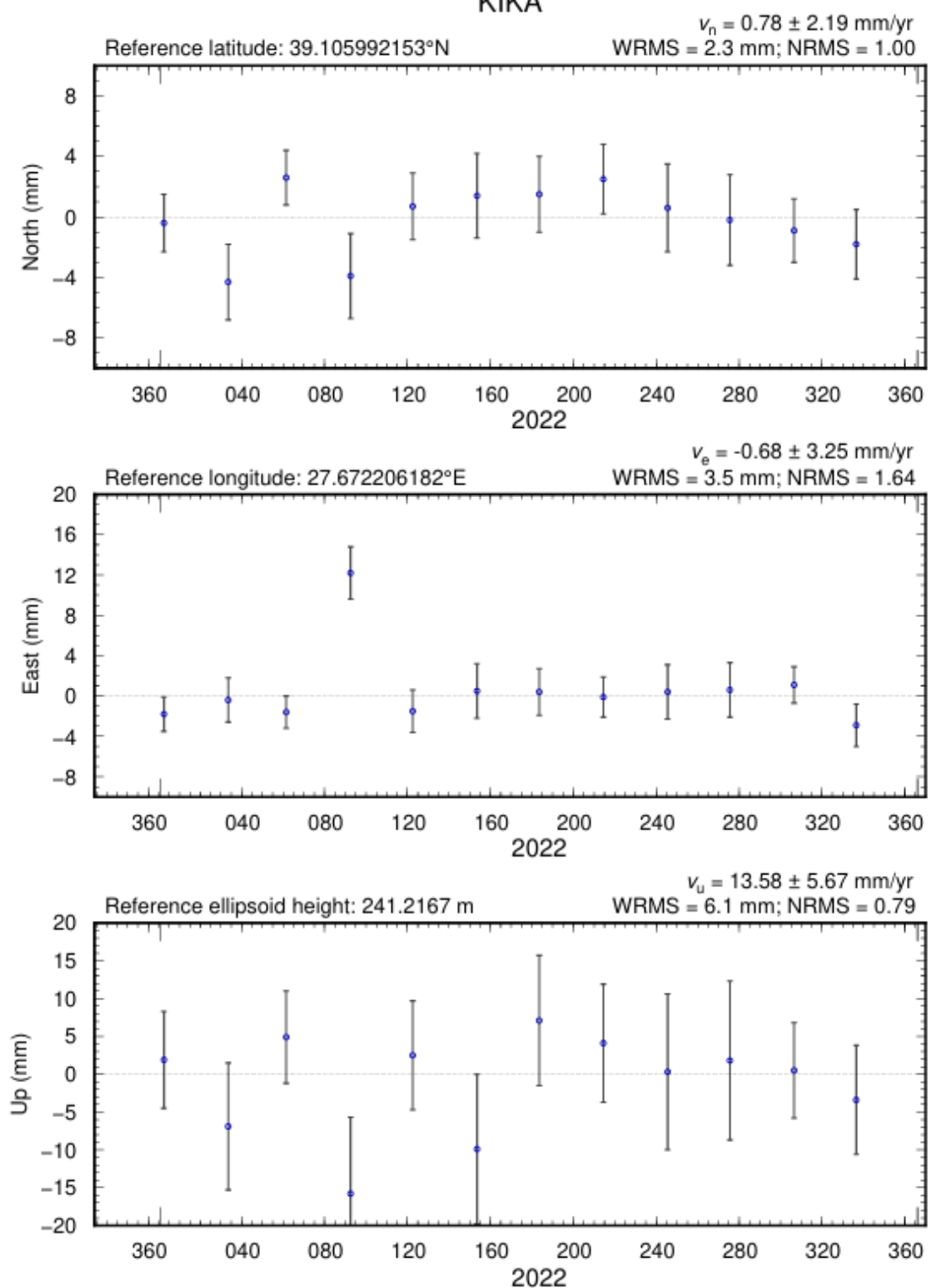
DIDI



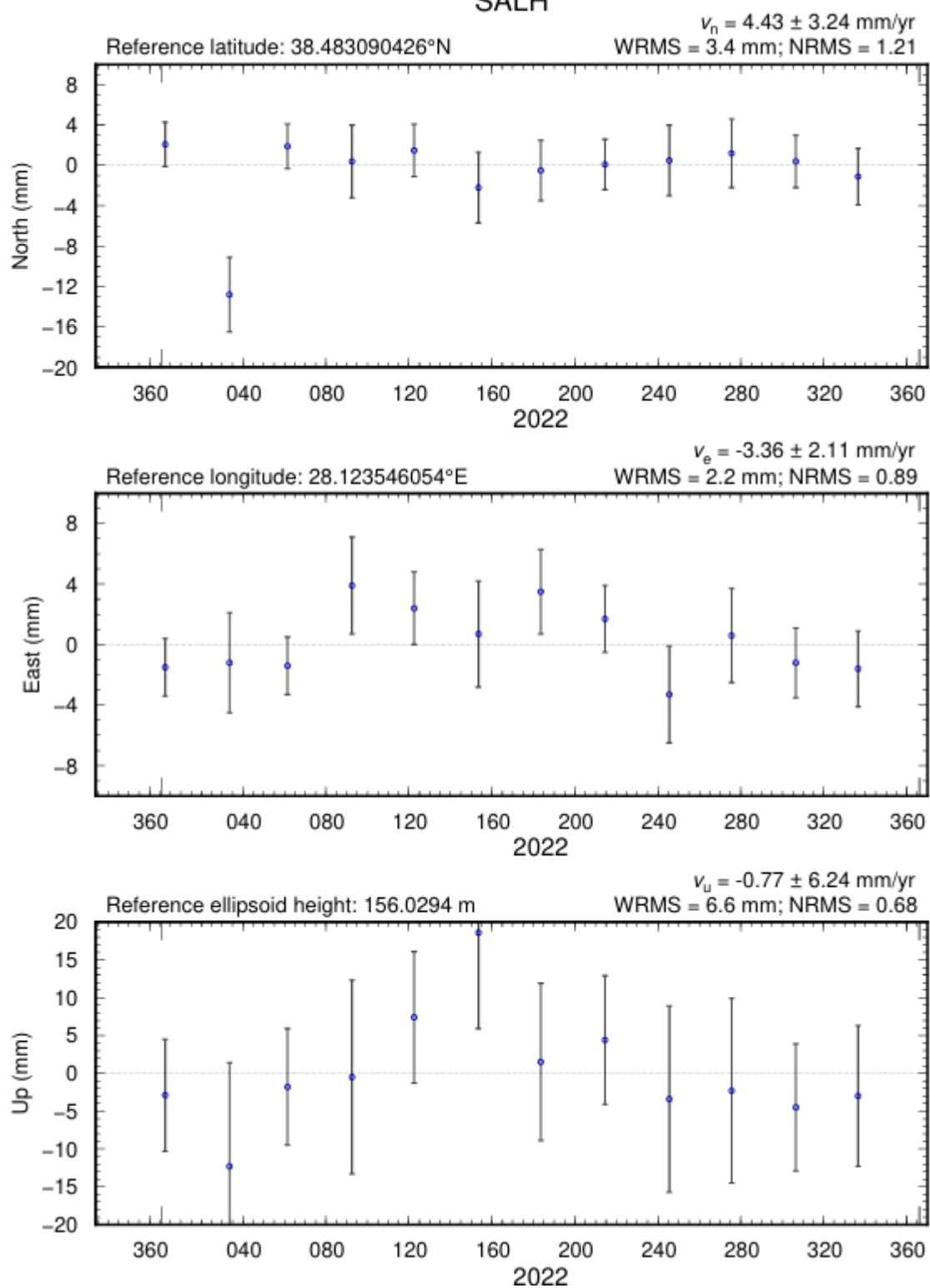
IZMI



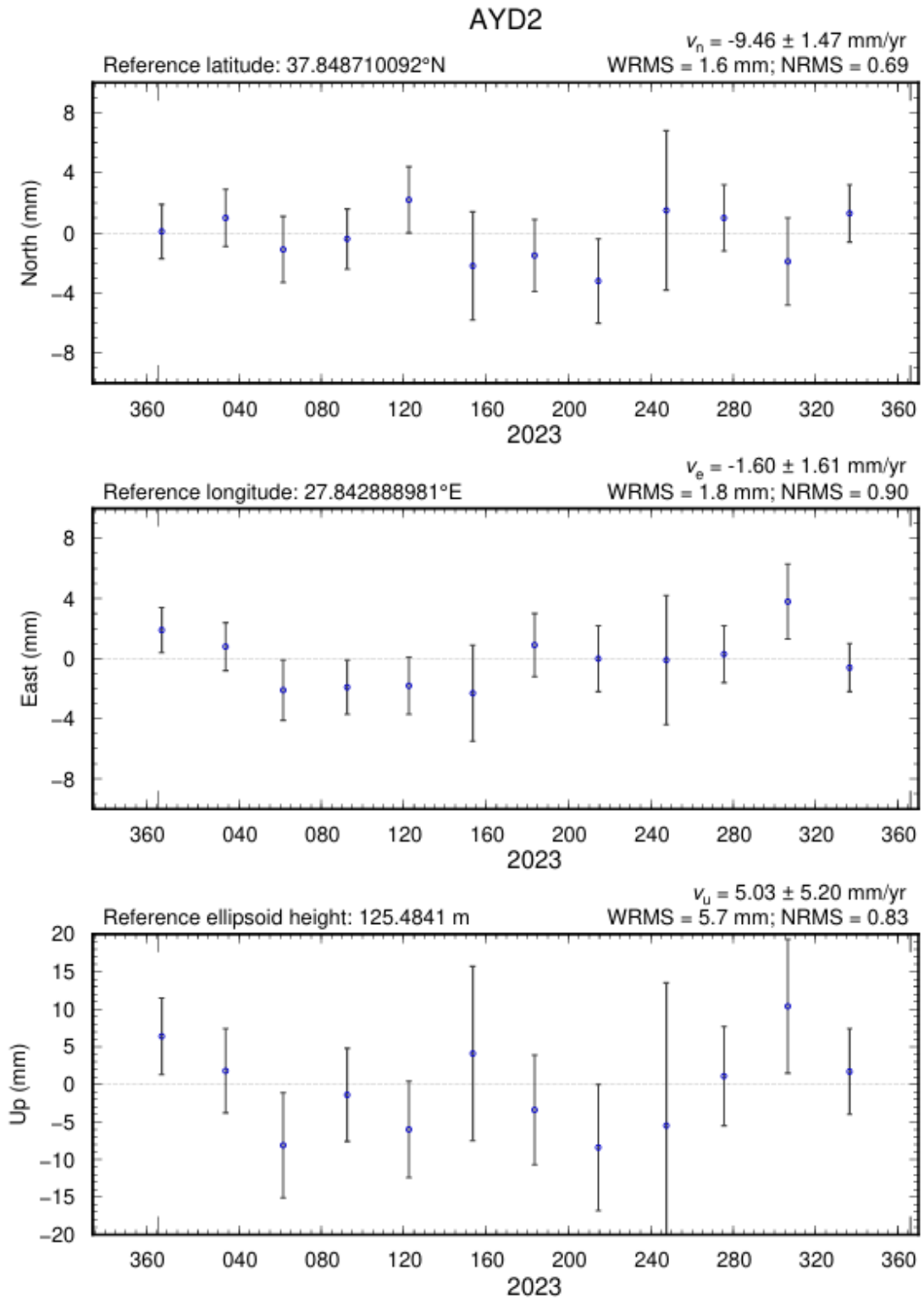
KIKI



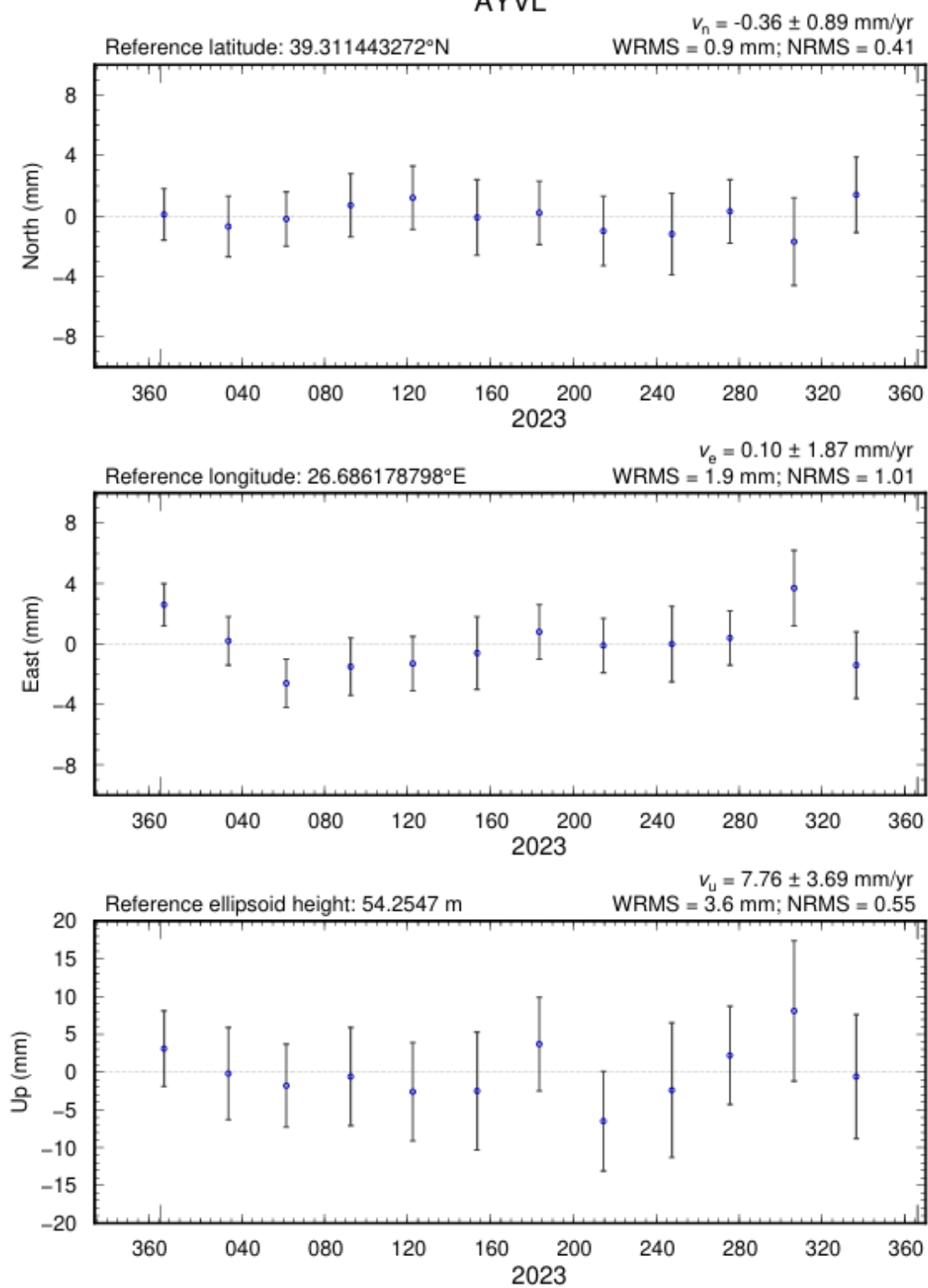
SALH



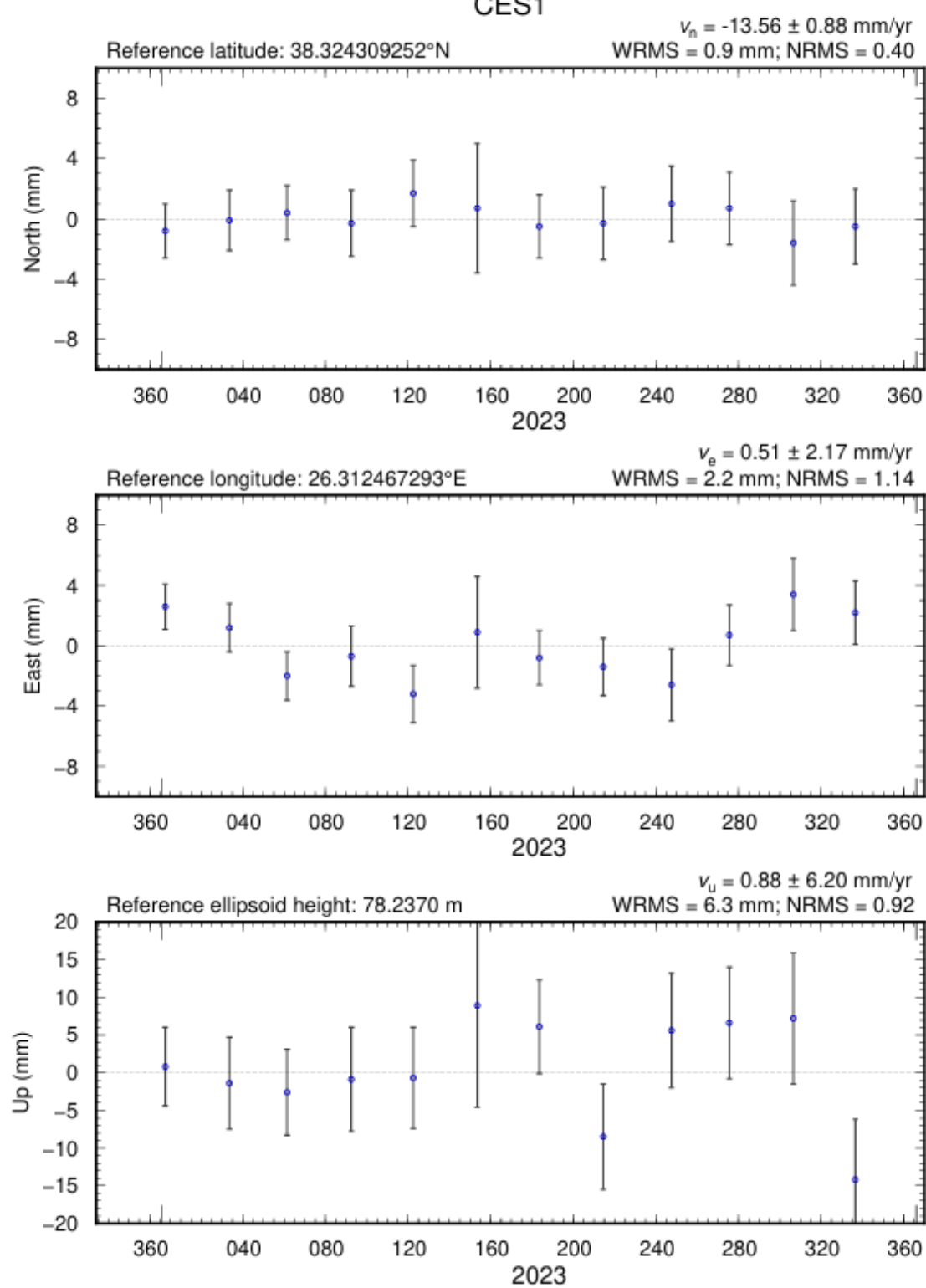
2023 YILI GÜNLÜK TEKRARLILIK GRAFİKLERİ



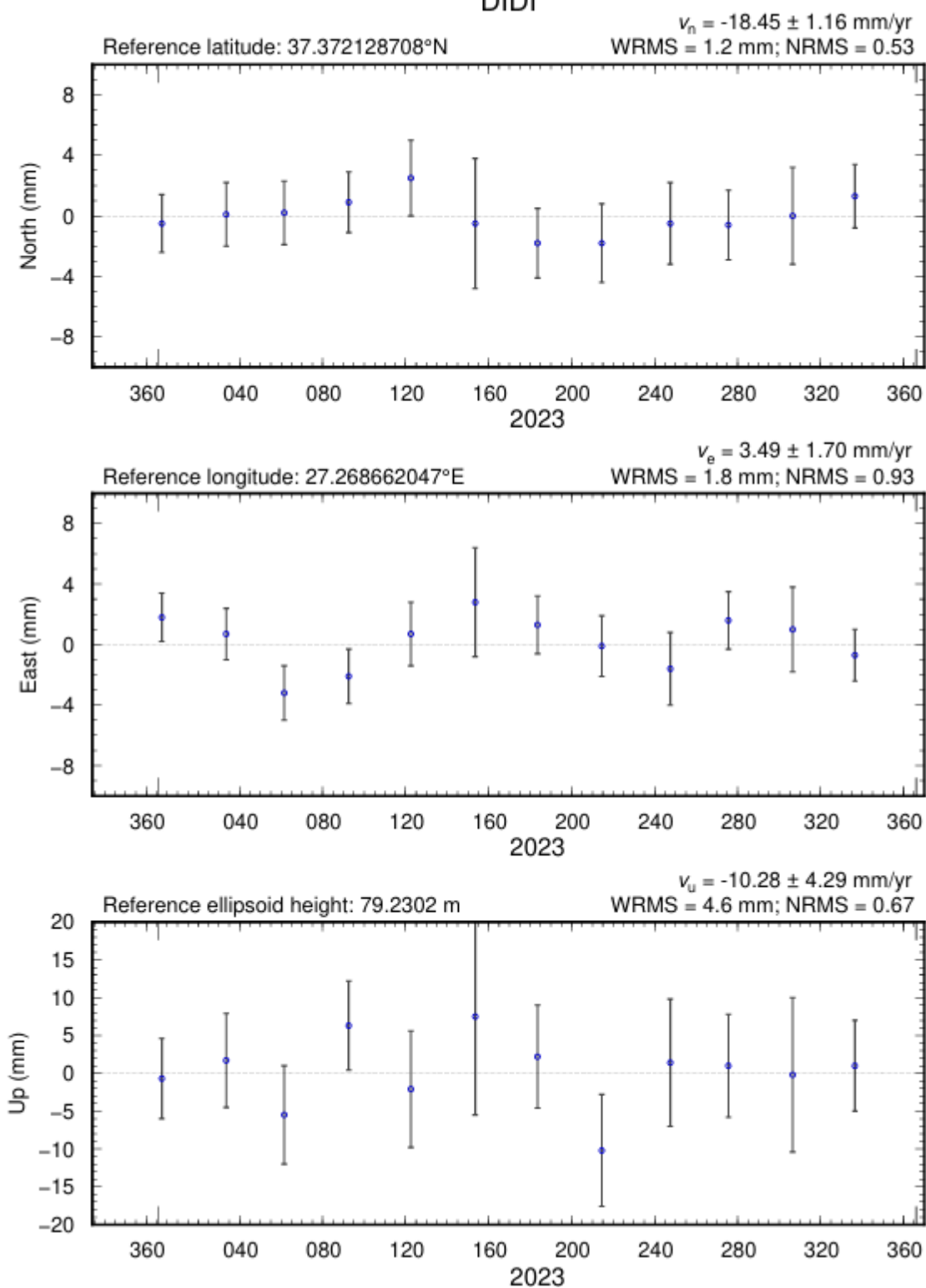
AYVL



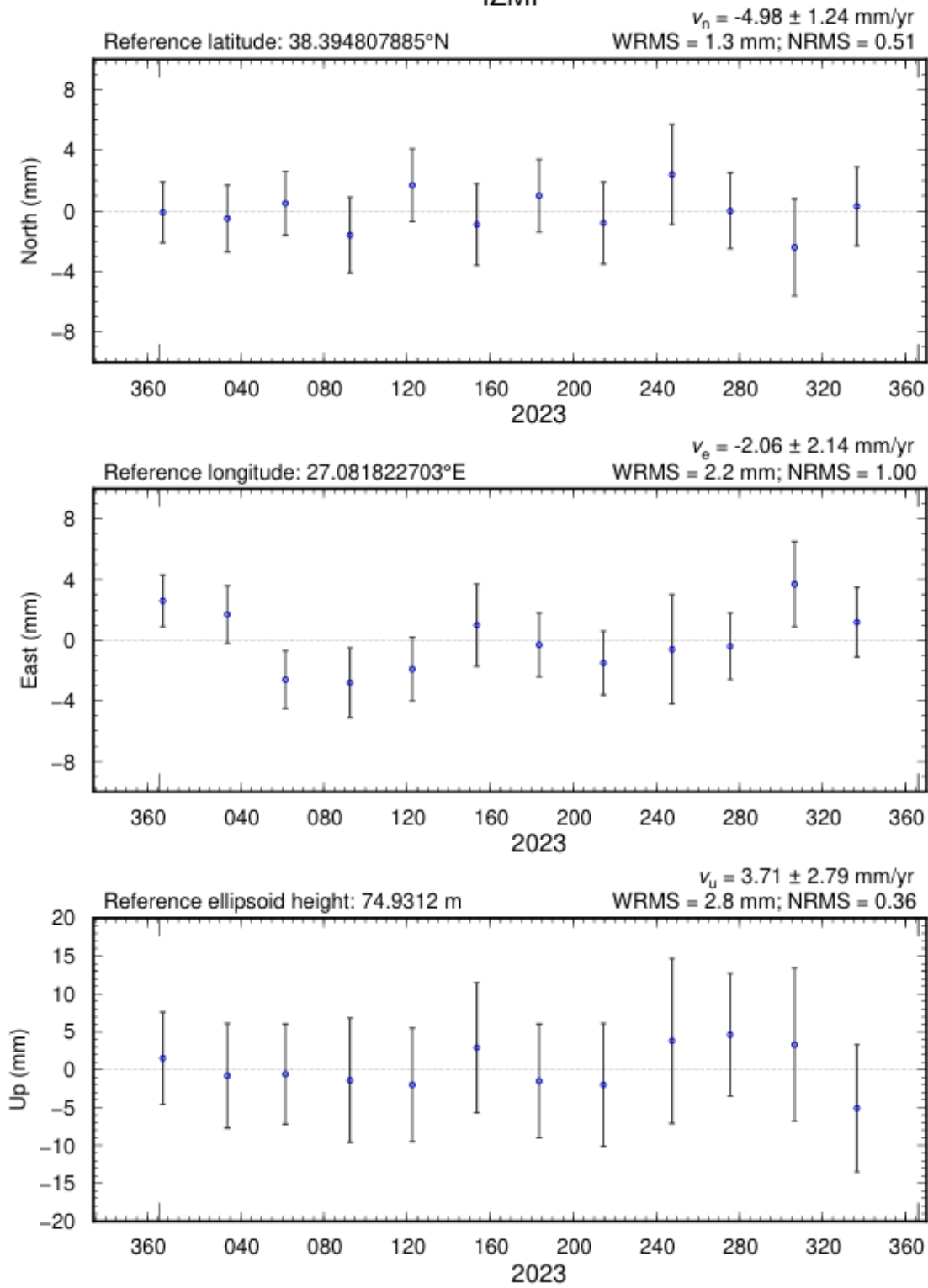
CES1



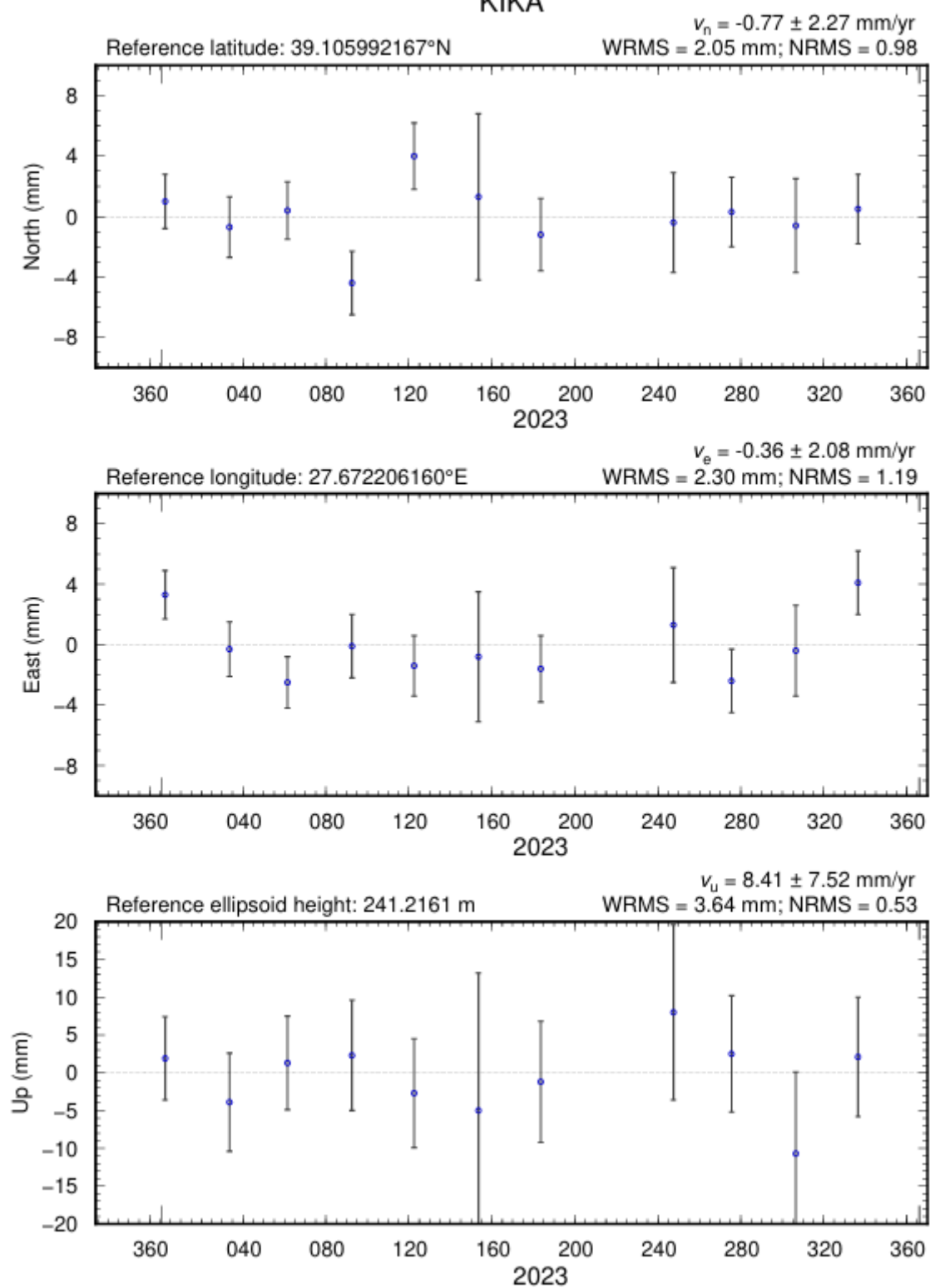
DIDI



IZMI



KIIA



SALH

