

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**TÜRKİYE ULUSAL YATAY KONTROL AĞI'NIN KUZEYBATI
BÖLÜMÜNDE YER KABUĞU HAREKETLERİ NEDENİYLE OLUŞAN
DEFORMASYONUN YERSEL VE GPS ÖLÇÜLERİ İLE ARAŞTIRILMASI**

**DOKTORA TEZİ
Mehmet AÇIKGÖZ**

Anabilim Dalı : Jeodezi ve Fotogrametri Mühendisliği

Programı : Geomatik Mühendisliği

NİSAN 2010

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**TÜRKİYE ULUSAL YATAY KONTROL AĞI'NIN KUZEYBATI
BÖLÜMÜNDE YER KABUĞU HAREKETLERİ NEDENİYLE OLUŞAN
DEFORMASYONUN YERSEL VE GPS ÖLÇÜLERİ İLE ARAŞTIRILMASI**

**DOKTORA TEZİ
Mehmet AÇIKGÖZ
(501032609)**

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 21 Ocak 2010

Tezin Savunulduğu Tarih : 29 Nisan 2010

Tez Danışmanı : Prof. Dr. Rasim DENİZ (İTÜ)

Diğer Jüri Üyeleri : Prof. Dr. Şerif HEKİMOĞLU (YTÜ)

Doç. Dr. Hakan DENLİ (İTÜ)

Doç. Dr. Rahmi Nurhan ÇELİK (İTÜ)

Yrd. Doç. Dr. Halis SAKA (GYTE)

NİSAN 2010

ÖNSÖZ

Bu çalışmada, ülkemizin kuzeybatı kesiminde Türkiye Ulusal Yatay Kontrol Ağı'nın kurulması ve sıklaştırılması kapsamında yapılan yersel ölçüler ile sonraki yıllarda ortak noktalarda yapılan GPS ölçüleri birlikte kullanılarak nirengi ağında 1950-2002 yılları arasındaki yer kabuğu hareketleri ve depremler nedeniyle oluşan deformasyonun belirlenmesi amaçlanmıştır.

Bu çalışmanın ortaya çıkmasında yardım ve desteklerini esirgemeyen danışman hocam Prof.Dr. Rasim DENİZ ile tez izleme jüri üyeleri Prof.Dr. Şerif HEKİMOĞLU ve Doç.Dr. Hakan DENLİ'ye şükranlarımı sunarım. Ayrıca, Doç.Dr. Rahmi Nurhan ÇELİK ile Yrd.Doç.Dr.Halis SAKA'ya katkılarından ötürü teşekkür ederim.

Harita Genel Komutanlığında birlikte çalıştığımız zaman içinde bilgi ve tecrübesinden sürekli faydalandığım değerli komutanım Dr.Müh.Alb.(E) Coşkun DEMİR'e bu çalışmadaki yardımlarından ötürü ayrıca teşekkür ederim. Mensubu olmaktan gurur duyduğum Harita Genel Komutanlığı ile değerli çalışanlarına, bu çalışmaya sağladıkları veri desteği için şükranlarımı sunarım.

Son olarak, bu günlere gelmemde hiçbir fedakârlıktan kaçınmayan annem ve babam ile yoğun çalışma sürecinde bana sürekli destek olan değerli eşim Safiye ve sabırla “Baba dersin bitti mi?” diyen güzel kızlarım Ebru ile Nahide Burcu'ya şükranlarımı sunarım.

Nisan 2010

Mehmet AÇIKGÖZ

İÇİNDEKİLER

Sayfa

ÖNSÖZ.....	iii
İÇİNDEKİLER	v
KISALTMALAR	vii
ÇİZELGE LİSTESİ.....	ix
ŞEKİL LİSTESİ.....	xi
SEMBOL LİSTESİ	xiii
ÖZET.....	xv
SUMMARY	xvii
1. GİRİŞ	1
2. JEODEZİ VE TEKTONİK.....	5
2.1 Yer Kabuğu Deformasyonu ve Deprem Periyodu	6
2.1.1 Deprem Öncesi (İntersismik) Deformasyon	7
2.1.2 Deprem Anı (Kosismik) Deformasyon	7
2.1.3 Deprem Sonrası (Postsismik) Deformasyon	8
2.2 Türkiye ve Çevresinin Tektonik Yapısı	8
3. YERSEL AĞLAR	11
3.1 Yersel Koordinat Sistemleri	12
3.1.1 Konvansiyonel Yersel Koordinat Sistemi	13
3.1.2 Elipsoidal (Jeodezik) Koordinat Sistemi.....	14
3.1.3 Toposentrik Koordinat Sistemi	15
3.1.3.1 Lokal Jeodezik Koordinat Sistemi	15
3.1.3.2 Lokal Astronomik Koordinat Sistemi	16
3.1.4 Çekül Sapması.....	18
3.2 Yatay Kontrol Ağları.....	22
3.3 Yersel Ölçülerin Matematiksel Modeli	25
3.3.1 Azimut Ölçülerinin Matematik Modeli.....	26
3.3.2 Doğrultu Ölçülerinin Matematik Modeli	28
3.3.3 Baz Ölçülerinin Matematik Modeli	28
3.4 Dengeleme Modeli	29
4. GPS GÖZLEMLERİNİN DEĞERLENDİRİLMESİ.....	35
4.1 Uluslararası GNSS Servisi	36
4.2 Uluslararası Yersel Koordinat Referans Sistemi (ITRF)	39
4.3 GPS Ölçülerinin Değerlendirilmesi.....	40
4.4 Deprem Öncesi (İntersismik) Hız Alanının Modellenmesi.....	44
5. UYGULAMA.....	51
5.1 Mutlak Çekül Sapmasının Hesaplanması.....	52
5.1.1 Gravimetrik Çekül Sapması Bileşenlerinin Enterpolasyonu	53
5.1.2 Astrojeodezik Çekül Sapması Enterpolasyonu	58
5.1.3 Yöntemlerin Karşılaştırması ve Çekül Sapmasının Önemi	63
5.2 Bölgenin Tektonik Yapısı	66
5.3 Yatay Kontrol Ağı ve Bölgede Yapılan Yersel Ölçüler.....	71

5.3.1 Birinci Evre (01.01.1930-06.10.1944) Yersel Ölçüler.....	74
5.3.2 İkinci Evre (01.01.1930-18.03.1953) Yersel Ölçüler.....	74
5.3.3 Üçüncü Evre (19.03.1953-06.10.1964) Yersel Ölçüler	77
5.4 Kuzeybatı Anadolu Bölgesi'ndeki GPS Ölçülerinin Değerlendirilmesi	78
5.5 İntersismik Hız Alanının Modellenmesi	81
5.6 Yersel ve GPS Ölçüleri ile Yatay Yer Değiştirmelerin Belirlenmesi	87
6. SONUÇLAR VE ÖNERİLER.....	103
KAYNAKLAR.....	107
ÖZGEÇMİŞ.....	115

KISALTMALAR

CIO	: Conventional International Origin
CODE	: Center for Orbit Determination in Europe
CTS	: Conventional Terrestrial System
ED50	: European Datum-1950
GNSS	: Global Navigation Satellite System
GRS80	: Geodetic Reference System
GPS	: Global Positioning System
IAG	: International Association of Geodesy
IERS	: International Earth Rotation Service
IGS	: International GNSS Service
ITRF	: International Terrestrial Reference Frame
IUGG	: International Union of Geodesy and Geophysics
KAFZ	: Kuzey Anadolu Fay Zonu
NAD-27	: North American Datum 27
NWL-9D	: Navy Weapon Laboratory- 9D
RINEX	: Receiver Independent Exchange Format
TAG94	: Türkiye Astrojeodezik Geoidi-1994
TG03	: Türkiye Geoidi 2003
TNFGN	: Turkish National Fundamental GPS Network
TUD54	: Türkiye Ulusal Datumu-1954
TUTGA	: Türkiye Ulusal Temel GPS Ağı
TUYKA	: Türkiye Ulusal Yatay Kontrol (Nirengi) Ağı

ÇİZELGE LİSTESİ

	<u>Sayfa</u>
Çizelge 4.1 : IGS ürün bilgileri.....	38
Çizelge 5.1 : ED50'den ITRF96'ya dönüşüm parametreleri.....	60
Çizelge 5.2 : Proje bölgesinde meydana gelen depremler. ($M \geq 6$)	69
Çizelge 5.3 : GPS kampanya bilgileri	78
Çizelge 5.4 : 2000 Yılı GPS ölçüleri tekrarlılık çizelgesi	79
Çizelge 5.5 : 2003 Yılı GPS ölçüleri tekrarlılık çizelgesi	79
Çizelge 5.6 : Blokların bağlı Euler kutupları.....	83
Çizelge 5.7 : Yersel ölçülerin dağılımı	90
Çizelge 5.8 : GPS ve 1'inci evre yersel ölçülerle hesaplanan yer değiştirmeler.	92
Çizelge 5.9 : GPS ve 2'nci evre yersel ölçülerle hesaplanan yer değiştirmeler	94
Çizelge 5.10 : GPS ve 3'üncü evre yersel ölçülerle hesaplanan yerdeğiştirmeler	96
Çizelge 5.11 : 18 Mart 1953 Gönen ($M_s=7.2$) depremi kosismik ve postsismik yer değiştirmeleri	101

ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa

Şekil 2.1 : Türkiye ve yakın çevresinin basitleştirilmiş tektonik yapısı.....	9
Şekil 2.2 : Türkiye ve çevresinde 1930-2004 yılları arasında meydana gelen $M \geq 4$ depremler.	9
Şekil 3.1 : Konvansiyonel yersel sistem ile elipsoidal koordinat sistemi ilişkisi	14
Şekil 3.2 : Konvansiyonel, elipsoidal ve lokal jeodezik koordinat sistemleri	16
Şekil 3.3 : Lokal astronomik koordinat sistemi	17
Şekil 3.4 : Çekül sapması (θ)	19
Şekil 3.5 : Triangulasyon ölçü kulesi	22
Şekil 3.6 : Wild T3 ölçü aleti.....	23
Şekil 3.7 : 2001-2006 yılları arasındaki kutup gezinmesi ve 1900-2000 yılları arasındaki ortalama kutup gezinmesi	25
Şekil 3.8 : Elipsoid yüksekliği ile ortometrik yükseklik arasındaki geometrik ilişki	26
Şekil 4.1 : Uluslararası GNSS izleme (IGS) ağı.....	37
Şekil 4.2 : Değerlendirmelerde kullanılan GPS istasyonları	40
Şekil 4.3 : Deprem periyodu içinde bitişik bloklarda oluşan yer değiştirme	45
Şekil 4.4 : Deprem periyodu içinde bitişik blokların hareketi.....	46
Şekil 4.5 : Elastik yarı uzayda dislokasyon modeli	48
Şekil 5.1 : Türkiye geoidi (TG03)	54
Şekil 5.2 : Dik koordinat sistemi ve grid ağı	55
Şekil 5.3 : TG03 ile hesaplanan mutlak çekül sapması doğu-batı (η) bileşeni.....	56
Şekil 5.4 : TG03 ile hesaplanan mutlak çekül sapması kuzey-güney (ξ) bileşeni.....	57
Şekil 5.5 : Astronomi ölçüleri yapılan noktalar.....	58
Şekil 5.6 : Türkiye Astrojeodezik Geoidi (TAG94).	59
Şekil 5.7 : Astrojeodezik yöntemle hesaplanan mutlak çekül sapması doğu-batı (η) bileşeni	61
Şekil 5.8 : Astrojeodezik yöntemle hesaplanan mutlak çekül sapması kuzey-güney (ξ) bileşeni.....	62
Şekil 5.9 : Çekül sapması doğu-batı (η) bileşeni farkları	64
Şekil 5.10 : Çekül sapması kuzey-güney (ξ) bileşeni farkları	65
Şekil 5.11 : Çekül sapmasının nokta koordinatlarındaki etkisi	66
Şekil 5.12 : Kuzeybatı Anadolu Bölgesi'nde 1930-2003 yılları arasında meydana gelen depremler ($M \geq 6$)	68
Şekil 5.13 : Türkiye Ulusal Yatay Kontrol (Triangulasyon) Ağı	71
Şekil 5.14 : Yersel ölçülerin evrelere ayrılmasında dikkate alınan depremler	73
Şekil 5.15 : 01.01.1930-06.10.1944 tarihleri arasında yapılan yersel ölçüler	74
Şekil 5.16 : 07.10.1944-18.03.1953 tarihleri arasında yapılan yersel ölçüler	75
Şekil 5.17 : 01.01.1930-18.03.1953 tarihleri arasında yapılan yersel ölçüler	76
Şekil 5.18 : 19.03.1953-06.10.1964 tarihleri arasında yapılan yersel ölçüler	77
Şekil 5.19 : GPS ölçüsü yapılan yatay kontrol ağı noktaları.....	80

Şekil 5.20 : Avrasya sabit sistemindeki yatay intersismik hız alanı	82
Şekil 5.21 : Bölgenin topografik yapısı ve tanımlanan bloklar	84
Şekil 5.22 : Artık (ölçü-model) yatay intersismik hız alanı	85
Şekil 5.23 : Triangulasyon noktalarında kestirilen yatay intersismik hızlar.....	86
Şekil 5.24 : GPS ve 1'inci evre yersel ölçülerle hesaplanan yer değiştirmeler	91
Şekil 5.25 : GPS ve 2'nci evre yersel ölçülerle hesaplanan yer değiştirmeler	93
Şekil 5.26 : GPS ve 3'üncü evre yersel ölçülerle hesaplanan yerdeğiştirmeler	95
Şekil 5.27 : 1'nci evre çözümü ile hesaplanan kosismik ve postsismik yer değiştirmeler.....	99
Şekil 5.28 : 2'nci evre çözümü ile hesaplanan toplam kosismik ve postsismik yer değiştirmeler.....	100
Şekil 5.29 : 18 Mart 1953 Gönen ($M_s=7.2$) depremi ile oluşan kosismik ve postsismik yer değiştirmeler	101

SEMBOL LİSTESİ

φ, λ, h	: Elipsoidal (jeodezik) koordinatlar
X, Y, Z	: Kartezyen koordinatlar
u, v, w	: Lokal astronomik koordinatlar
x, y, z	: Lokal jeodezik koordinatlar
H	: Ortometrik yükseklik
N	: Geoit yüksekliği
Φ, Λ	: Astronomik koordinatlar
$\Omega_x, \Omega_y, \Omega_z$	: Euler dönme vektörü bileşenleri
θ	: Çekül sapması
η	: Çekül sapmasının doğu-batı bileşeni
ξ	: Çekül sapmasının kuzey-güney bileşeni

TÜRKİYE ULUSAL YATAY KONTROL AĞI'NIN KUZEYBATI BÖLÜMÜNDE YER KABUĞU HAREKETLERİ NEDENİYLE OLUŞAN DEFORMASYONUN YERSEL VE GPS ÖLÇÜLERİ İLE ARAŞTIRILMASI

ÖZET

Bu çalışmada, Türkiye Ulusal Yatay Kontrol Ağı'nın kurulması ve sıklaştırılması kapsamında yapılan yersel ölçüler ile sonraki yıllarda yapılan GPS ölçüleri birlikte değerlendirilerek Yatay Kontrol Ağı'nın kuzeybatı bölümünde yer kabuğu hareketleri sonucu oluşan deformasyon araştırılmıştır. Bölgedeki ağ noktalarında oluşan deformasyonun ortaya çıkarılmasında; bölgede 1930–2003 yılları arasında meydana gelen ve jeodezik ağları etkilediği değerlendirilen ($M \geq 6$) depremler, Yatay Kontrol Ağı'nda 1930-1964 yıllarında yapılan yersel ölçüler ve bu ağın 82 noktasında 2000 ve 2003 yıllarında yapılan GPS ölçüleri kullanılmıştır.

Yatay Kontrol Ağı'ndaki deformasyonun araştırılmasında öncelikle, ölçü noktalarında bilinmesine ihtiyaç duyulan mutlak çekül sapması bileşenleri Türkiye Geoidi-2003'den yararlanarak hesaplanmıştır. Daha sonra, çalışma bölgesinin tektonik yapısı incelenerek büyüklüğü bakımından jeodezik ağlarda etkili olduğu değerlendirilen depremler çeşitli kaynaklardan derlenmiştir. Bu deprem bilgileri ışığında, triangulasyon ölçülerinin yapıldığı dönem olan 1930-1964 yılları arasında bölgede meydana gelen 06 Ekim 1944 Ayvalık ($M_s=6.8$), 18 Mart 1953 Gönen ($M_s=7.2$) ve 06 Ekim 1964 Manyas ($M_s=6.9$) depremleri göz önüne alınarak yersel ölçüler 01.01.1930-06.10.1944, 07.10.1944-18.03.1953 ve 19.03.1953-05.10.1964 olmak üzere üç evreye ayrılmıştır. Yersel ölçülerin evrelere ayrılmasında, bu ölçülerin bir ağ oluşturmaya dikkat edilmiş, parçalı ve tahrip noktaların yenilenmesi maksadıyla yapılan ölçüler dikkate alınmamıştır. Bu evrelerin incelenmesi aşamasında; 07.10.1944-18.03.1953 tarihleri arasında yapılan yersel ölçülerin genelde Marmara Denizi'nin güneyindeki açılma rejiminin hâkim olduğu bölgede yoğunlaştığı görülmüştür. Bu durum ise, ağın datumunun belirlenmesini zorlaştırmıştır. Bu nedenle, bu ağ ile ilk evre ağı birbirinden ayıran 06.10.1944 Ayvalık depreminin ($M_s=6.8$) Marmara Denizi kuzeyindeki noktalarda etkisinin ihmal edilebileceği değerlendirilerek 01.01.1930-18.03.1953 tarihleri arasında yapılan ölçüler ikinci evre olarak tanımlanmıştır.

Bölgede, ED50 ile Türkiye Ulusal Yatay Kontrol Ağı (TUTGA) arasındaki koordinat dönüşümünün iyileştirilmesi amacıyla 2000 ve 2003 yıllarında 82 triangulasyon noktasında GPS ölçüsü yapılmıştır. Söz konusu GPS ölçüleri değerlendirilerek bu noktalarının ITRF2005 koordinat sistemindeki güncel koordinatları hesaplanmıştır.

Bölgedeki yer kabuğu hareketleri nedeniyle Yatay Kontrol Ağı'nda oluşan yer değiştirmeler iki aşamada belirlenmiştir. Öncelikle, 1930-1964 arasındaki yersel ölçüler GRS80 elipsoidinde ITRF2005 koordinat sisteminde dengelenmiş daha sonra sonuçlar güncel GPS koordinatları ile karşılaştırılmıştır. Böylece, Yatay Kontrol Ağı'nın bu bölümünde geçtiğimiz 50 yılda tektonik hareketler (deprem öncesi,

deprem anı ve deprem sonrası) sonucu oluşan toplam yatay yer değiştirmelerin 3.5 m'ye ulaştığı belirlenmiştir. Ayrıca, GPS ölçüleri ile belirlenen intersismik hızlar lineer kabul edilerek yersel ölçüler ile GPS ölçülerinin tarihleri arasındaki toplam intersismik etkiler hesaplanmıştır. Böylece, bölgede meydana gelen depremler nedeniyle oluşan deprem anı ve deprem sonrası deformasyonun 2-3 m civarında olduğu hesaplanmıştır.

Bunun yanı sıra Gönen depremi (18.03.1953, $M_s=7.2$) ile oluşan en büyük kosismik ve postsismik yer değiştirmelerin, Gönen-Yenice fayı çevresinde olduğu görölmüştür. Gönen-Yenice fayının batısı ile doğusunda sırasıyla 1.49 m kuzeydoğu ve 1.88 m kuzeybatı yönlü yer değiştirmeler belirlenmiştir. Ayrıca, Yenice batısındaki fay boyunca 1.57 m'lik güneybatı yönlü yer değiştirme hesaplanmıştır. Bu bilgiler ışığında, Gönen depremi ile Gönen-Yenice ve Yenice-Sazak fayları boyunca oluşan yer değiştirmelerin sırasıyla 3.5 m ve 2-3 m civarında olduğu değerlendirilmektedir.

TUYKA'nın kuzeybatı bölümündeki triyngulasyon ölçüleri ile GPS ölçülerinin kullanılması sonucu, ED50 ile TUTGA arasındaki dönüşümün sadece geometrik olmadığı görölmüştür. Tektonik (deprem öncesi, deprem anı ve deprem sonrası) hareketler gibi fiziksel etkilerin de bu dönüşümün içinde önemli rolünün olduğu görölmektedir. Bu dönüşümün doğru yapılması için mümkün olan en fazla sayıda nirengi noktasında GPS ölçüsü yapılmalı ve ülke çapında bölgesel dönüşüm parametreleri hesaplanmalıdır.

Diğer yandan, ülkede çeşitli projelerde gerçekteştirilen yersel ve GPS ölçülerinin bu bölgelerde oluşan deformasyonun belirlenmesi, tarihî depremlerin anlaşılması, gerinim birikiminin izlenmesi ile deprem bakımından riskli bölgelerin belirlenmesi bakımından değerli bilgiler içerdıği değerlendirilmektedir.

INVESTIGATION OF DEFORMATION IN THE NORTHWEST PART OF TURKISH NATIONAL HORIZONTAL CONTROL NETWORK DUE TO CRUSTAL MOVEMENTS USING TERRESTRIAL AND GPS DATA

SUMMARY

In this study, deformation in the northwest part of the Turkish National Horizontal Control Network due to crustal movements is investigated by using both terrestrial measurements which were made during the establishment and densification phases of the horizontal control network, and GPS measurements of the late years. In order to determine the deformation at the sites in the region, the following data used: the earthquakes which are considered to be strong enough in magnitude to affect the geodetic network ($M \geq 6$) between 1930 and 2003, terrestrial measurements made at the Horizontal Control Network between 1930 and 1964 and GPS measurements performed at the 82 common sites of the network in the years 2000 and 2003.

During the investigation of deformation in the Horizontal Control Network, first the absolute deflection of vertical which need to be known at the triangulation points, is primarily estimated by using Turkish Geoid-2003 model. Then the earthquakes, which are considered strong enough in magnitude to affect the geodetic networks, are compiled from a variety of sources by studying the tectonic structure of the region. In the light of the aforementioned information on earthquakes, the terrestrial measurements between 1930 and 1964 were grouped into three phases as 01.01.1930-06.10.1944, 07.10.1944-18.03.1953 and 19.03.1953-05.10.1964 by taking the 06 October 1944 Ayvalık ($M_s=6.8$), 18 March 1953 Gönen ($M_s=7.2$) and 06 October 1964 Manyas ($M_s=6.9$) earthquakes into account. While grouping the measurements into phases, it was prerequisites for the measurements to form a network and the ones which are not linked with each other or made for the sake of rebuilding the destroyed points were neglected. During the analysis of the phases, it was pointed out that the measurements between 07.10.1944 and 18.03.1953 were densely made in the southern part of the Marmara Sea which is famous for its pull-apart characteristic. This situation also complicates the determination of the datum of the network. For this reason, the effect of Ayvalık earthquake, which separated this network from first-phase network, was thought to be negligible in the northern part and the measurements between 01.01.1930-18.03.1953 were defined as the second phase.

In the region, GPS measurements at 82 triangulation sites were performed in the years 2000 and 2003 in order to improve the coordinate transformation between ED50 and Turkish National Fundamental GPS Network (TNFGN). The up-to-date coordinates of the points in ITRF2005 reference frame were estimated by processing the GPS data.

The displacements in the Horizontal Control Network due to tectonic movements in the region were determined in two steps. Firstly, terrestrial observations between 1930 and 1964 were adjusted in ITRF2005 reference frame together with the GRS80

ellipsoid, then the results were compared to the up-to-date GPS coordinates. Thus, total horizontal displacements due to tectonic activities (interseismic, coseismic and postseismic) in this part of the horizontal control network in the last 50 years were determined to have reached about 3.5 metres. What is more, the total interseismic effects between dates of terrestrial measurements and GPS data were calculated by assuming that the GPS-derived velocities are linear. Thereby, the coseismic and postseismic deformation caused by the earthquakes in the region was estimated to have been about 2 or 3 metres.

Additionally, the largest coseismic and postseismic displacements of Gönen (18.03. 1953, $M_s=7.2$) earthquake were seen to have occurred around Gönen-Yenice fault. Displacement of 1.49 m in NE and 1.88 m NW direction were determined in the west and east of Gönen-Yenice fault, respectively. Besides, a displacement of 1.57 m in SW direction along the fault in the west of Yenice was determined. In the light of these, the displacements caused by Gönen earthquake along Gönen-Yenice and Yenice-Sazak faults are considered to have been about 3.5 m and 2-3 m, respectively.

As a result of utilizing the terrestrial measurements and the GPS data collected in the northwest part of TNHCHN, it is depicted that the transformation between ED50 and TNFGN is not purely geometrical. It is seen that the physical effects such as tectonic (interseismic, coseismic and postseismic) movements have an important role in this transformation. In order to carry out this transformation accurately, it is imperative to carry out GPS observations at as many triangulation sites as possible and determine the regional transformation parameters throughout the country.

On the other hand, the terrestrial measurements performed and the GPS data collected in various projects in the country are considered to be a valuable source of information for determining the deformation in these regions, understanding historical earthquakes, monitoring strain accumulation and pinpointing the risky regions in tectonic sense.

1. GİRİŞ

Tektonik olarak aktif bir bölgede yer alan ülkemizde, jeodezik ölçü doğruluğunun çok üzerinde büyüklüğe ulaşan yatay ve düşey yer kabuğu hareketleri meydana gelmektedir. Son yıllarda yapılan Global Konum Belirleme Sistemi (Global Positioning System-GPS) ölçüleri ile Türkiye'nin değişik bölgelerinde tektonik plaka hareketleri nedeniyle 2-3 cm/yıl büyüklüğünde yatay yer değiştirme olduğu ortaya konmuştur (Reilinger ve diğ., 2000; McClusky ve diğ., 2000; Ayhan ve diğ., 2002). Bu bilgiler ışığında, Yatay Kontrol Ağı'nın oluşturulmaya başlandığı 1950'li yıllardan bu yana nokta koordinatlarında sadece deprem öncesi (intersismik) plaka hareketleri nedeniyle $\pm 1-2$ m mertebesinde yatay yer değiştirme beklenmelidir. Bunun yanı sıra; özellikle Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ), Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ), Ege Graben Sistemi ve Doğu Anadolu başta olmak üzere ülkemizin değişik yerlerinde ortalama her 1-2 yılda $M \geq 6$ büyüklüğünde depremler olmaktadır. Bu depremler sonucunda deprem anındaki yer kabuğu (kosismik) hareketleri nedeniyle, deprem yüzey kırığından uzaklaştıkça azalan ve kırığın her iki tarafında farklı yönde toplam $\pm 2-3$ m yer değiştirmeler meydana gelmektedir. Ayrıca depremlerin hemen sonrasında etkili olan artçı depremler, kosismik hareketlere benzer nitelikte $\pm 5-10$ cm mertebesinde deprem sonrası (postsismik) yatay konum değişikliğine neden olmaktadır (Ayhan ve diğ., 2002).

Türkiye Ulusal Yatay Kontrol Ağı, kurulmasından bu yana sözü edilen yer kabuğu hareketleri ve depremler nedeniyle deformasyona uğramış ve giderek ihtiyaçlara cevap vermekten uzaklaşmıştır. Ancak söz konusu ağ, kurulmasından bu yana çok sayıda çalışmada altlık olarak kullanılmış; kadastro başta olmak üzere yol, baraj, sulama, elektrik hatları, şehircilik hizmetleri vb. gibi ülkenin temel kalkınma ve gelişmesine yönelik tüm mühendislik hizmetlerinin mekânsal bilgi birikimi bu ağa dayandırılmıştır. Söz konusu mekânsal bilgi birikimi ülkemizin teknik olduğu kadar günümüzde de kullanılması nedeniyle hukukî altyapısını oluşturmuştur.

Uydu jeodezisine dayalı GPS'in sağladığı yüksek konumlama doğruluğu ile jeodezide yaygın olarak kullanılması sonucu, mevcut Yatay Kontrol Ağı'ndaki bölgesel ve yerel deformasyonlar daha belirgin duruma gelmiş ve yeni bir jeodezik temel ağ oluşturulması ihtiyacı doğmuştur. Bu durum göz önünde tutularak 1997–2000 yılları arasında yapılan ölçü ve değerlendirme çalışmaları ile Türkiye Ulusal Temel GPS Ağı (TUTGA) oluşturulmuştur (Ayhan ve diğ., 2001; Ayhan ve diğ. 2002). 23 Haziran 2005 tarihinde Bakanlar Kurulu Kararı ile kabul edilen Büyük Ölçekli Harita ve Harita Bilgileri Üretim Yönetmeliğine göre ülke genelindeki mekânsal bilgiler ve harita üretimlerinin TUTGA koordinat sistemine dayalı olarak yapılması gerektiği belirtilmiştir.

Günümüzde Türkiye Ulusal Yatay Kontrol Ağı haritacılık çalışmalarında altlık olarak kullanılmasa da ülkenin teknik ve hukukî altyapısını barındırması nedeniyle ED50 ve TUTGA koordinat sistemleri arasındaki dönüşümün sağlanması kapsamında kullanımına bir süre daha devam edileceği değerlendirilmektedir. Söz konusu dönüşümün doğru ve güvenilir bir şekilde belirlenmesi ekonomik olduğu kadar hukukî açıdan da önemlidir.

Yatay Kontrol Ağı ile TUTGA arasındaki dönüşümün sağlanması için, TUTGA noktalarından bir bölümü I'inci ve II'nci derece Yatay Kontrol Ağı noktaları ile örtüşecek şekilde seçilmiş ve bu noktalara ek olarak bazı I'inci ve II'nci derece Yatay Kontrol Ağı noktalarında GPS ölçüsü yapılmıştır. Her iki sistem arasındaki dönüşüm ilişkisi sadece geometrik olmayıp aynı zamanda yer kabuğu hareketleri ve depremler nedeniyle oluşan fiziksel etkileri de içermektedir. Bu nedenle, yersel ve GPS ölçülerinin iki sistem arasındaki dönüşüm parametrelerinin belirlenmesinde kullanılmasının yanı sıra, tarihî depremler nedeniyle oluşan deformasyonlar hakkında önemli bilgiler içerdiği de değerlendirilmektedir.

Çalışmanın ikinci bölümünde, jeodezi ile tektoniğin birbirleriyle ilişkisi deprem döngüsü içinde açıklanarak yer kabuğu hareketlerinin jeodezik ağlarda oluşturduğu deprem öncesi (intersismik), deprem anı (kosismik) ve deprem sonrası (postsismik) etkiler hakkında bilgi sunulmuştur. Ayrıca bu bölümde ulusal temel jeodezik ağlar üzerinde etkisi olan Türkiye ve çevresinin tektonik yapısına değinilmiştir.

Üçüncü bölümde, jeodezide sık kullanılan koordinat sistemleri hakkında bilgi verilerek fiziksel yeryüzünde yapılan farklı türdeki jeodezik ölçülerin değerlendirilmesi aşamasında kullanılan koordinat sistemleri ve bu sistemlerin birbirleri ile olan ilişkileri, diğer bir ifade ile birbirleri arasındaki dönüşümleri açıklanmıştır. Ayrıca bu bölümde, özellikle 20'nci yüzyılın başlarında ülke temel jeodezik ağlarının oluşturulması kapsamında yersel ölçü teknikleri ile kurulmaya başlayan yatay kontrol ağlarının yapısı, yersel ölçülerin matematik modeli ve hesaplama yöntemleri hakkında bilgi sunulmuştur.

Dördüncü bölümde, 1990'lı yıllardan bu yana jeodezide kullanımı yaygınlaşan GPS ölçüleri, IGS ağı ve ürünleri ile GPS ölçülerinin değerlendirilmesi hakkında bilgi verilmiştir.

Beşinci bölümde, Batı Anadolu'da 26° - 30° boylam ve 38° - 42° enlemleri arasında kalan bölgede, 1930-1964 döneminde yapılan yersel ölçüler ile 2000 ve 2003 yıllarında yapılan GPS ölçüleri birlikte değerlendirilerek, yer kabuğu hareketleri sonucunda Yatay Kontrol Ağı'nda oluşan deformasyon araştırılmıştır. Bölgedeki deformasyonun ortaya çıkarılmasında, bölgede 1930-2003 yılları arasında meydana gelen depremler ($M \geq 6$) göz önünde bulundurularak Yatay Kontrol Ağı'nda 1930-1964 yıllarında yapılan yersel ölçüler ve bu ağın 82 noktasında 2000 ve 2003 yıllarında yapılan GPS ölçüleri kullanılmıştır.

Son bölümde ise çalışmadan elde edilen sonuçlara ilişkin bir değerlendirme yapılarak değişik zamanlarda farklı tekniklerle yapılan ölçülerin jeodezik ağlarda zaman içinde yer kabuğu hareketleri ve depremler nedeniyle oluşan deformasyonun belirlenmesindeki önemi vurgulanmıştır. Ayrıca, jeodezik ağlarda oluşan deformasyon ile ülkenin tektonik yapısının eski ve yeni koordinat sistemleri arasındaki dönüşüm üzerindenki etkisinin önemi vurgulanmıştır.

2. JEODEZİ VE TEKTONİK

Yer kabuğunun sabit olmadığı, yatay ve düşey yönde hareket ederek sürekli deformasyona uğradığı ilk defa Alman bilim adamı Alfred Wegener tarafından 1915 yılında “Kıtaların Kayması” teorisi ile açıklanmıştır. Bu teoriye göre tüm kıtalar başlangıçta “Pangea” adında tek bir kıtadır ve sonradan parçalanıp dağılarak zamanla günümüzdeki yerlerine ulaşmıştır.

Bilindiği üzere jeodezi biliminin temelini oluşturan ölçme faaliyetleri yer kabuğunda tesis edilen nirengi işaretleri üzerinde yapılmaktadır. 20’nci yüzyılın ikinci yarısına kadar yapılan jeodezik ölçmelerde, ağırları oluşturan nirengi işaretlerinin konumlarının değişmediği ve sürekli aynı kaldığı varsayılmıştır. Oysa nirengi işaretleri, üzerinde bulunduğu yer kabuğunun düzenli ve düzensiz hareketleri nedeniyle sürekli konum değiştirmektedir. Bu durum, statik jeodezi dönemi olarak adlandırılabilen bu zamanda yer kabuğunda kısa bir sürede oluşan deformasyon miktarının klasik yersel tekniklerin ölçme hassasiyetinin altında kalması ve bu nedenle fark edilmemesi şeklinde açıklanabilir.

Geçtiğimiz birkaç on yılda özellikle GPS gibi uzay tabanlı jeodezik ölçme yöntemlerindeki gelişmeler yer kabuğundaki deformasyonların daha belirgin bir şekilde ortaya çıkmasını sağlamıştır. Uydu tekniklerinin yersel ölçme yöntemlerine göre ekonomik, mali ve en önemlisi duyarlılık gibi üstünlükleri ile lokal ve global seviyede sürekli ya da kampanya tipi GPS ölçüleri ile günümüzde yer kabuğu hareketleri yüksek doğrulukta belirlenmektedir. Ölçme alandaki bu gelişmeler, jeodeziye dinamik bir yaklaşım getirmiş ve zamanı da içine alan dört boyutlu jeodeziye geçişi zorunlu kılmıştır.

Diğer taraftan aktif deformasyon bölgelerinde farklı zamanlarda yapılan tekrarlı jeodezik ölçmeler, yer kabuğu hareketlerinin belirlenmesinde kullanılan en önemli araçlardan biridir. Bu ölçmeler ile deprem öncesi ve sonrası yer kabuğu hareketleri belirlenirken aynı zamanda depreme neden olan fayların karakteristiğine ilişkin veriler de türetilmektedir. Ayrıca, deprem öncesi dönemde yapılan tekrarlı

ölçmeler ile gerinim (strain) birikimi belirlenmekte ve bu sonuçlar deprem riski yüksek olan bölgelerin ortaya çıkarılmasında kullanılmaktadır.

Günümüzde jeodezi ve tektonik arasında karşılıklı etkileşim söz konusudur. Bir bölgede tektonik yapı incelenmeden yapılan jeodezik çalışmalar eksik olduğu gibi ölçme faaliyeti yapılmadan yer kabuğu hareketlerinin büyüklüğü ve yönü hakkında doğru bilgiler elde etmek mümkün değildir.

2.1 Yer Kabuğu Deformasyonu ve Deprem Periyodu

Üzerinde yaşadığımız yer kabuğu, plaka hareketleri, plaka içi deformasyonlar, depremler, volkanik patlamalar, karasal gel-git, yer yuvarının dönmesi, kutup gezinmesi vb. etkiler nedeniyle sürekli deformasyona uğramaktadır. Deformasyonlar oluştukları zaman periyoduna göre kısa süreli, uzun süreli ve periyodik; kapladığı alana göre de global, bölgesel ve lokal karakterlidir.

Yer kabuğu deformasyonlarını oluşturan en önemli etken tektonik plaka hareketleridir. Klasik plaka tektoniği kuramlarına göre Dünya'nın dış kabuğu (litosfer) tek parça olmayıp plakalar içeren bir mozaik şeklindedir. Tektonik plakalar kendilerine göre daha yoğun ve akıcı olan astenosfer üzerinde yüzmekte ve birbirlerine göre bağıl hareket etmektedirler (Turcotte ve Schubert, 1982; Demir, 1999). Bu hareketler sonucunda levhaların birbirine sürtündükleri, birbirlerini sıkıştırdıkları, birbirlerinin üstüne çıktıkları ya da altına girdikleri plaka sınırlarındaki dar kuşaklar üzerinde depremler oluşmaktadır.

Depremlerin oluşumu ilk defa Harry Fielding Reid tarafından 1906 San Francisco depremi çalışmaları sırasında “elastik geri sekme kuramı” ile açıklanmıştır (Reid, 1910; Scholz, 1992). Bu kurama göre, yer kabuğundaki sıkışma ve genişleme kaya kütlelerini kırıklar boyunca hareket ettirir ve kaya kütlelerinin hareket ettirilemediği bazı bölümlerde ise enerji birikimi olur. Biriken bu enerji kritik bir değere ulaştığında kırık boyunca var olan sürtünme kuvvetini yenerek ani bir şekilde kısmen ya da tamamen boşalır ve kayaç bloklarının birbirine görelî hareketlerini diğer bir ifade ile depremi oluşturur. Bu şekilde deprem periyodu tamamlanır ve ardından yeni bir periyot başlar. Bu kurama göre deprem periyodu, intersismik gerinim birikimi ve kosismik gerinim boşalımı olmak üzere iki bölümden oluşmaktadır.

Günümüzde ise gelişen ölçme teknolojilerine bağlı olarak deprem periyodu üç ana dönem içinde açıklanmaktadır. Bunlar; deprem öncesi (intersismik) dönemdeki gerinim birikimi, ana deprem ve sonrasındaki artçı depremler ile oluşan deprem anı (kosismik) yer değiştirmeler ve deprem sonrası (postsismik) deformasyondur (Pollitz ve diğ., 1998).

Bu dönemlerin her birinde farklı özellikte olan yer kabuğu deformasyonunu, jeodezik, jeofizik ve jeolojik verilerle belirlemek olanaklıdır (Segall ve Davis, 1997; Demir, 1999). Yukarıda sözü edilen ve farklı nitelikteki yer kabuğu deformasyonlarının belirlenmesi gerek ülke temel jeodezik ağlarının yaşatılması gerekse deprem gerçeğine ilişkin bazı fiziksel parametrelerin tahmini açısından önemlidir.

2.1.1 Deprem Öncesi (İntersismik) Deformasyon

Yer kabuğunda herhangi bir sismik olay olmadığı zamanlarda normal plaka hareketleri nedeniyle oluşan deformasyondur. Bu deformasyonun büyüklüğü yıllık birkaç cm düzeyindedir ve doğrusal kabul edilir. İntersismik deformasyon, fayların kilitli olup olmadığının diğer bir ifade ile söz konusu faylarda enerji birikiminin ortaya çıkarılması açısından önemlidir. Kilitli olan fayların çevresinde deformasyon küçük olacağı için bu bölgelerde yıllık olarak açığa çıkmayan hareketler zamanla birikecek ve deprem anında ani yer değişimlere neden olacaktır.

Deprem öncesi deformasyon, günümüzde tekrarlı GPS ölçülerinin kullanımı ve geliştirilen modellerle hesaplanmaktadır.

2.1.2 Deprem Anı (Kosismik) Deformasyon

Deprem anında oluşan yer kabuğu deformasyonu, yer kabuğunda biriken enerjinin belirli bir sükûnet döneminden sonra sismik dalgalar şeklinde aniden açığa çıkması ve sonrasında yer kabuğunun birkaç metre yer değiştirmesiyle meydana gelir. Söz konusu deformasyon, fay düzlemi parametreleri ile yer kabuğunun kayaç yapısına bağlı olarak birkaç yüz kilometre yarıçaplı alanda, yüzey kırığı yakınında en büyük ve uzaklaştıkça küçülmek üzere metreler büyüklüğünde atımlara neden olmaktadır.

Yer kabuğunda deprem anında oluşan yer değişimleri, Voltera (1907) ve daha sonraları Sketee (1958) ile Okada (1985)'da verilen elastik yarı uzay modelleri ile hesaplanabilmektedir.

2.1.3 Deprem Sonrası (Postsismik) Deformasyon

Deprem sonrası deformasyon, zamana bağılı ve genellikle deprem anı deformasyon gibi fayların yakınında büyük, uzaklaştıkça küçülen miktarlarda genelde dm düzeyindedir. Deprem sonrası deformasyon, artçı kayma (afterslip) dönemi ve yer kabuğunun rahatlama dönemi olarak farklı deformasyonel özellik gösteren iki evreden oluşmaktadır. Artçı kayma dönemi, elastik gerinim birikiminin ve boşalmanın olduğu kırılğan üst kabukta kısa süreli, viskoelastik rahatlama ise minerallerden oluşan sünümlü (ductile) yapıdaki alt kabuk ve üst mantoda uzun süreli olmaktadır (Pollitz ve diğ., 1998).

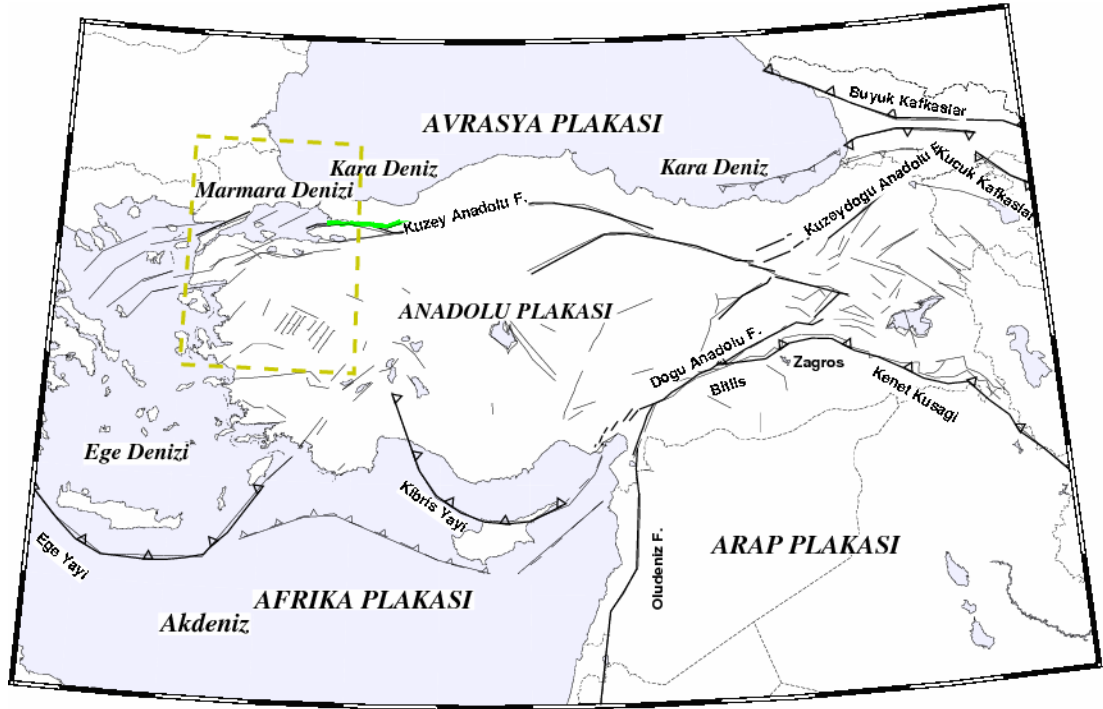
Deprem olan bölgelerde deprem sonrası deformasyonun, belirli bir zaman sonra deprem öncesi deformasyona eşit olması beklenir. Ancak, depremle yırtılan yer kabuğunun önceki hâline dönmesi birkaç yıl içinde olmamaktadır. Bu nedenle, deprem sonrası deformasyonların nerede kesildiğinin anlaşılması ve modellenmesi için sözü edilen bölgelerde uzun yıllar tekrarlı ölçüler yapılması gerekir.

2.2 Türkiye ve Çevresinin Tektonik Yapısı

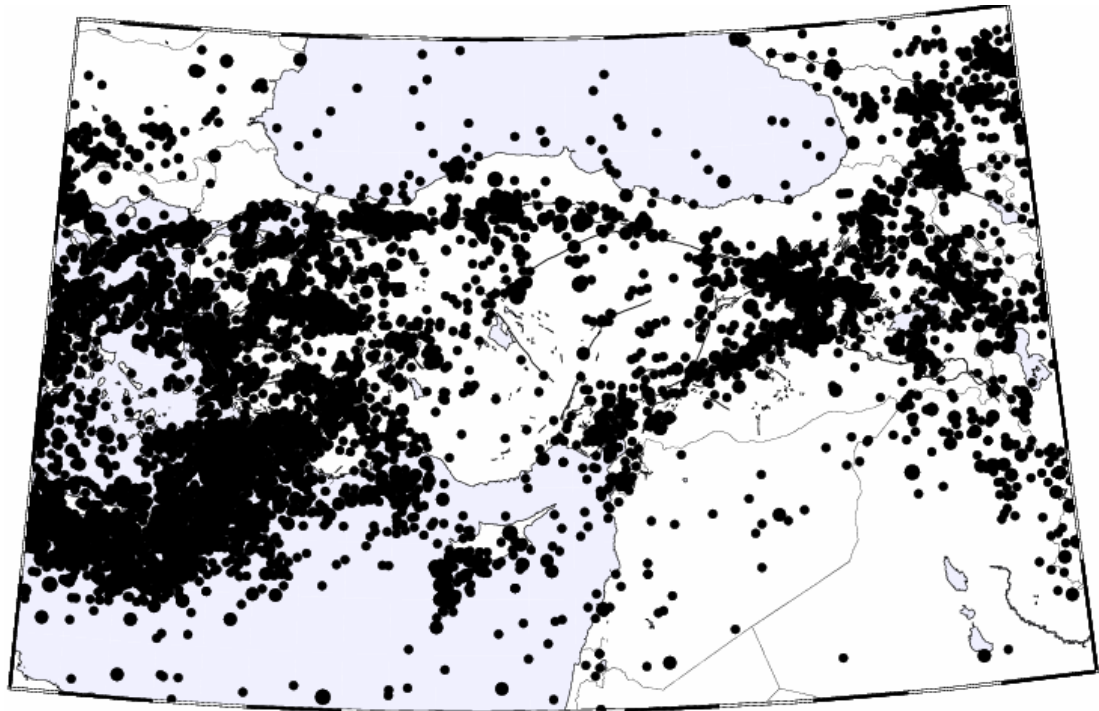
Türkiye, Alp-Himalaya deprem kuşağında yer almaktadır. Türkiye ve yakın çevresinin tektonik yapısı; Avrasya, Afrika, Arap, Anadolu plakaları arasındaki göreceli hareketler ile şekillenmektedir (McKenzie, 1972; Jackson ve McKenzie, 1988). Bölgedeki tektonik aktivite genel hatlarıyla, Arap plakasının Avrasya plakasına göre kuzey-kuzeybatı doğrultusunda 20 mm/yıl hareketi sonucu Bitlis-Zağros bindirme kuşağı boyunca oluşan çarpışma nedeniyle, Doğu Anadolu Bölgesinde bir sıkışmanın meydana gelmesi ve bunun sonucunda da Anadolu plakasının 20-25 mm/yıl hızla batıya hareketi ve saat yelkovanı tersinde dönmesi, Afrika plakasının 5-10 mm/yıl hızla kuzey doğrultusunda hareketi ve Avrasya plakasının altına dalması sonucunda Ege bloğunda güneybatı yönünde 30-35 mm/yıl hızla bir açılmanın ve normal faylanmanın meydana gelmesi şeklinde özetlenebilir. Türkiye ve yakın çevresinin basitleştirilmiş tektonik yapısı Şekil 2.1’de verilmektedir (McClusky ve diğ., 2000).

Türkiye ve yakın çevresinde 1930-2004 yılları arasında meydana gelen ($M \geq 4$) depremlerin dağılımları incelendiğinde, depremlerin genelde ana faylar üzerinde yoğunlaştığı görülmektedir (Şekil 2.2). Türkiye’nin tektonik yapısının oluşumunda

Kuzey Anadolu Fayı, Doğu Anadolu Fayı, Ege Graben Sistemi ve Helen-Kıbrıs Yayı önemli yer tutmaktadır.



Şekil 2.1 : Türkiye ve yakın çevresinin basitleştirilmiş tektonik yapısı. Düz çizgi-yanal atımlı fay, taraklı çizgi- normal fay, üçgenli çizgi- bindirme bölgesi (McClusky ve diğ., 2000).



Şekil 2.2 : Türkiye ve çevresinde 1930-2004 yılları arasında meydana gelen $M \geq 4$ depremler (Url-1).

Kuzey Anadolu Fayı, yaklaşık 1500 km uzunluğu ile Dünya'nın sismik olarak en aktif fay sistemlerindendir. Fay tek bir düzlemden oluşmamış, birçok parçadan meydana gelmiş bir "sistem", bir "zon" teşkil etmektedir (Ketin, 1969). Kuzey Anadolu Fayı, doğuda Doğu Anadolu Fayı (DAF) ile kesiştiği Karlıova üçlü birleşim noktasından başlar, orta kesimi civarında dış bükey bir yay yapar, batı kesiminde kollara ayrılarak Marmara Denizi içerisinden Saros Körfezi'ne, Bandırma ve Biga Yarımadası'nı izleyerek Ege Denizi'ne doğru devam eder. Doğuda fay oldukça dar çizgisel görünüm ve ters bileşenli özellikler gösterirken batıya doğru fay sisteminin genişliği artarak normal atım bileşenli özellikler sunmaktadır. Fay orta kısımda dış bükey bir kavis yaparak fayın kilitlenmesine yol açacak şekilde Anadolu plakasının güneybatıya doğru dönmesine neden olmaktadır (Demirtaş ve Yılmaz, 2005).

Doğu Anadolu Fayı, kuzeydoğuda Karlıova üçlü birleşim noktasından başlar ve güneybatıda Türkoğlu kavşağına kadar devam eder. Türkoğlu kavşağında üç veya dört kola ayrılır. Kuzeydeki kollar Helen-Kıbrıs yayı ile birleşirken güneyde kalan kolu ise Ölü Deniz Fayına doğru uzanır. Doğu Anadolu Fayı, Karlıova üçlü birleşim noktasının kuzeydoğusundan Ermenistan'a uzanır (Demirtaş ve Yılmaz, 2005).

Ege Graben Sistemi, genel olarak doğu-batı uzanımlı normal faylar ile sınırlandırılmış birçok bloktan meydana gelmektedir. Bu bloklar arasında, doğu-batı uzanımlı grabenler yer almaktadır. Bölge, genel olarak kuzeydoğu-güneybatı yönlü bir çekme rejiminin etkisi altında bulunmaktadır. Bu grabenler kuzeyden güneye doğru; Edremit Körfezi, Bakırçay-Simav Grabeni, Gediz-Küçük Menderes Grabenleri, Büyük Menderes ve Gökova Körfezi Grabenleri şeklinde sıralanabilir (Kahraman ve diğ., 2005).

Helen-Kıbrıs yayı, Türkiye'nin güney kıyısı yakınlarında, Girit Adası'nın güneyinden geçerek kuzeydoğu yönünde Rodos Adası'nın güneyinden Fethiye Körfezi'ne doğru uzanır. Diğer taraftan Helen-Kıbrıs yayı; Antalya Körfezi, Kıbrıs kuzeyi ve İskendurun Körfezi arasında iç bükey bir kavis yapar. Bu yayın kuzeybatıya doğru devamı, Antalya Körfezi'nden başlar ve kuzeybatı doğrultusunda Aksu bindirme fayını temsil eder (Demirtaş ve Yılmaz, 2005).

3. YERSEL AĞLAR

Günümüzde ölçme faaliyetlerinde uzay tabanlı ölçme yöntemlerinin yaygın olarak kullanılması ve bilgisayar teknolojisindeki hızlı gelişmeler sonucu jeodezik ağlar üç boyutlu olarak kurulmaktadır. Oysa geçtiğimiz yüzyılda jeodezik ağlar o günün teknolojisine bağlı olarak ölçü, hesaplama, ulaşım ve maliyet alanlarındaki zorluklar nedeniyle yatay ve düşey kontrol ağları olarak ayrı ayrı kurulmuş; enlem ile boylam gereksinimleri için yatay kontrol ağları, yükseklik gereksinimleri için ise düşey kontrol ağları kullanılmıştır.

Ülke temel jeodezik ağlarının kurulmaya başlandığı 20'nci yüzyılda, ülkeler yatay kontrol ağlarını triangulasyon ya da trileterasyon ağları şeklinde planlayarak kurmuş ve haritalarını bu ağlara dayandırarak üretmiştir. Büyük alanların haritalarının yapımında uzun yıllar triangulasyon ağları kullanılmıştır. Bunun nedeni, Dünya'da triangulasyon ağlarının kurulduğu dönem olan 1900-1950 tarihleri arasında, elektronik uzaklık ölçme aletlerinin henüz kullanılmaması ve klasik yöntemlerle kenar ölçümünün zor olmasıdır.

Triangulasyon ağları, üçgenler ya da köşeleri de gözlenmiş dörtgenlerin oluşturduğu üçgen ya da dörtgen zincirlerden oluşur. Triangulasyon ağlarında, üçgen köşelerinde yer alan nirengi noktaları arasındaki yatay açı ya da doğrultular hassas bir şekilde ölçülür. Ayrıca ağın ölçeğinin belirlenmesi için üçgenlerden en az birinin bir kenarı (baz) ve ağın datumunun belirlenmesi ve yöneltilmesinin sağlanması için uygun yerlerde (zincir başlarında) astronomik ölçüler yapılır. Ağın zincirlerden oluşmasının ekonomik, ölçme, hesaplama ve kontrol kolaylıkları vardır (Bomford, 1980). Dezavantajı ise, ağ boyunca ölçü hatalarının birikmesinden kaynaklanan bozulmaların (distorsiyonların) oluşmasıdır. Bu bozulmaları önlemek için zincir başlarında astronomik ölçüler (enlem, boylam ve azimut) yapılan Laplace noktaları ile baz ölçüleri kullanılır (Bomford, 1980).

Trileterasyon ağlarında da yersel ağlar için temel şekil olan üçgenlerin kenar uzunlukları ölçülür ve üçgenlerin iç açıları hesaplama yöntemi ile bulunur. Elektronik uzunluk ölçerlerin 1970 yılı sonrası jeodezide sık kullanılmaya

başlanması ile trileterasyon ağları daha kolay kurulur ve genişletilir olmuştur. Trileterasyon yöntemi, triyangelasyon yöntemine göre daha yüksek bir doğruluk sağlamakla birlikte elektronik uzaklık ölçerlerin kullanılmaya başlandığı dönemde bir çok ülke temel jeodezik ağlarını triyangelasyon yöntemi ile kurmuş olduğundan, EDM ölçüleri mevcut olan ağların iyileştirilmesi ya da sıklaştırılması kapsamında kullanılmıştır.

Gerek triyangelasyon gerekse trilaterasyon ağ yapısında kurulan jeodezik ağlara ait ölçüler ve hesaplamalar belirli esaslara göre kurulmuş koordinat sistemleri üzerinde yapılmaktadır. Bu nedenle jeodezide yaygın olarak kullanılan yersel koordinat sistemleri hakkında bazı hatırlatıcı bilgilerin verilmesinin yararlı olacağı değerlendirilmektedir.

3.1 Yersel Koordinat Sistemleri

Jeodezi, üç boyutlu ve zaman değişkenli uzayda çekim alanı ile birlikte yer yuvarının ölçülmesi ve gösterimiyle uğraşan bir bilim dalıdır (Vanicek ve Krakiwsky, 1986). Jeodezinin bu tanımı içinde gizli olan temel ödevleri ve jeodezik faaliyetlerin yerine getirilmesi için nokta koordinatlarının bilinmesi gereklidir. Nokta koordinatları ise önceden tanımlanan bir referans ya da koordinat sisteminde ifade edilmektedir. Zaman içinde jeodezik problemlerin çözülmesi için, problemlerin çeşit ve yapılarına göre uygun koordinat sistemleri tanımlanmıştır.

Jeodezide kullanılan koordinat sistemleri; yersel, göksel ve yörüngesel koordinat sistemleri olarak sınıflandırılmakla birlikte bir koordinat sistemin tanımlanması için koordinat sisteminin merkezi (orijini), eksenlerinin yönelimi ve koordinat sisteminde bir noktanın yerini gösteren parametrelerin belirtilmesi gerekmektedir (Krakiwsky ve Wells, 1971).

Yeryüzü üzerindeki noktaların koordinatlarının ifade edildiği yersel koordinat sistemleri, Dünya'ya göre sabittir ve uzayda Dünya ile birlikte dönerler. Yersel koordinat sistemleri başlangıç noktasına göre yer merkezli (jeosentik) ya da nokta merkezli (toposentrik) olarak sınıflandırılabilirdiği gibi, gözlemlerin yapıldığı doğal sistemler ve hesaplamaların yapıldığı model koordinat sistemleri olarak da sınıflandırılabilir (Gürkan, 1979a).

Bu çalışmada, yersel jeodezik ölçmeler için büyük önem taşıyan ve yersel koordinat sistemleri başlığı altında sınıflandırılan Konvansiyonel Yersel Koordinat Sistemi, Elipsoid (Jeodezik) Koordinat Sistemi, Lokal Astronomik Koordinat Sistemi ve Lokal Jeodezik Koordinat Sistemi hakkında hatırlatıcı bilgi verilecektir. Göksel ve yörüngesel koordinat sistemleri ile ilgili ayrıntılı bilgi çeşitli kaynaklardan bulunabilir (Heiskanen ve Moritz, 1967; Bomford, 1980; Leick, 1990; Torge, 1991; Vanicek ve Krakiwsky 1986).

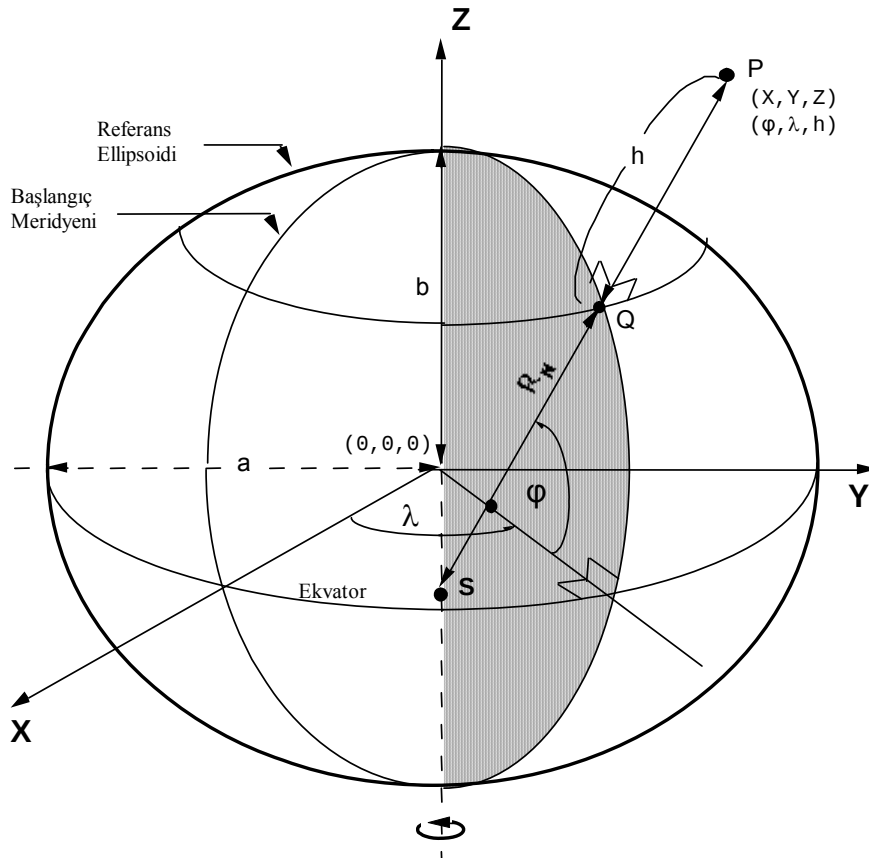
3.1.1 Konvansiyonel Yersel Koordinat Sistemi

Dünya'nın kendi ekseni ve güneş etrafında olan periyodik dönme hareketleri koordinat sistemleri ile zaman sistemlerinin tanımlanması açısından önemlidir. Dünya'nın kendi ekseni etrafındaki dönüşü sabit bir hızla gerçekleşmez ve bu dönüş sırasında yerin heterojen kitle dağılımı nedeni ile dönme ekseni sürekli değişir. Ancak koordinat sistemlerinin tanımlanabilmesi için, yerin dönme ekseninin belirli bir referans noktasına göre konumunun bilinmesine ihtiyaç vardır. Bu referans noktası, belirli bir zaman aralığındaki gerçek kutup noktasının ortalama konumu yakınında seçilmiş bir noktadır ve belirtilen aralıktaki ortalama yer kutbu olarak adlandırılır. Uluslararası Jeodezi ve Jeofizik Birliği (International Union of Geodesy and Geophysics-IUGG) 1960 yılındaki Helsinki toplantısında, yerin 1900 ile 1905 yılları arasındaki gerçek kutbunun ortalamasını alınarak 1903.0 epogunda hesaplanan dönme eksenini Ortalama Dönme Ekseni (Conventional International Origin-CIO) olarak kabul etmiştir.

Konvansiyonel Yersel Sistemi (Conventional Terrestrial System-CTS), başlangıç noktası yerin ağırlık merkezi olan üç boyutlu kartezyen bir koordinat sistemidir. Bu koordinat sistemi Ortalama Yersel Sistem olarak da anılmaktadır. Sistemin Z ekseni, yerin ortalama dönme ekseni (Conventional International Origin-CIO) ile çakışıktır. Koordinat sisteminin X ekseni, Greenwich Başlangıç Meridyeni ile Ekvator düzleminin ara kesitidir. Sistemin Y ekseni ise, sağ el koordinat sistemi oluşturacak şekilde 90 derece doğu boylamından geçecek şekilde tanımlanmıştır (Vanicek ve Krakiwsky, 1986).

3.1.2 Elipsoidal (Jeodezik) Koordinat Sistemi

Yeryüzündeki herhangi bir noktanın koordinatı Konvansiyonel Yersel Sistemde (X_P , Y_P , Z_P) ile gösterilebileceği gibi bunların elipsoidal olarak enlem, boylam ve yükseklik (φ , λ , h) şeklinde de ifade edilmesi mümkündür (Şekil 3.1). Referans elipsoidinin Konvansiyonel Yersel Koordinat Sistemi ile ilişkilendirilmesi, elipsoidin merkezinin yerin ağırlık merkezi ile, elipsoidin küçük yarı ekseninin (b) de yerin ortalama dönme eksenineyle çakışık alınması ile gerçekleştirilir.



Şekil 3.1 : Konvansiyonel yersel sistem ile elipsoidal koordinat sistemi ilişkisi.

Elipsoidal koordinatlar, referans yüzeyi olarak büyük (a) ve küçük (b) yarı eksenleri ile tanımlanan bir referans elipsoidi üzerinde ifade edilir. Yeryüzündeki bir P noktasının boylamı (λ), P noktasındaki elipsoid normalinden geçen meridyen düzlemi ile Greenwich meridyen düzlemi arasında kalan ve ekvator düzleminde okunan açı, enlemi (φ) ise P noktasındaki elipsoid normali ile ekvator düzlemi arasında, P'nin meridyen düzleminde ölçülen açı olarak tanımlanmaktadır. Noktanın elipsoid yüksekliği (h), P noktasının elipsoid normali boyunca seçilen referans elipsoidine olan uzaklığıdır. Elipsoidal koordinatlarla kartezyen koordinatlar

arasındaki karşılıklı dönüşüme çeşitli kaynaklarda yer verilmektedir (Bomford, 1980; Leick, 1990; Torge, 1991).

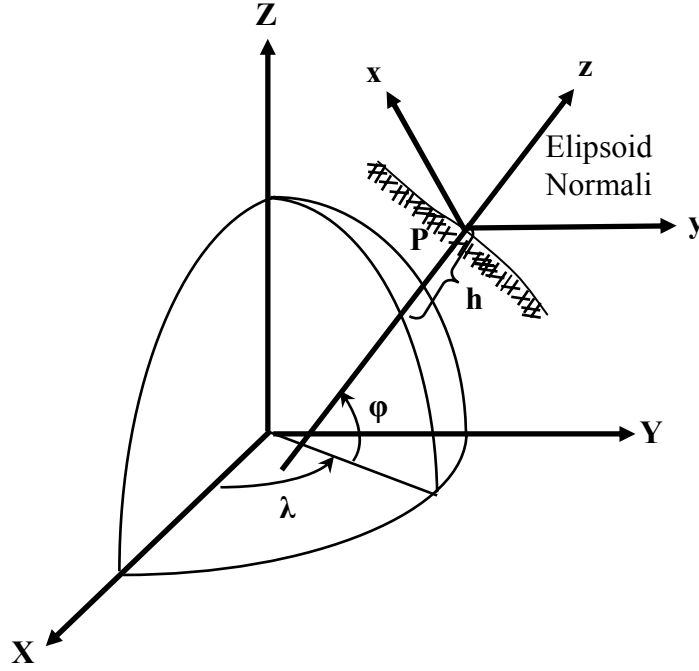
Zaman içinde birçok ülke tarafından haritacılık çalışmalarında farklı elipsoid modelleri kullanılmıştır. Ancak, küreselleşen Dünya içinde yerin geometrik boyutunun belirlenmesi konusunda da uluslararası bir standardizasyona ulaşılmış ve büyük yarı eksen $a = 6378137$ m ve basıklığı $f = 1:298.257222101$ olarak belirlenen elipsoid Uluslararası Jeodezi ve Jeofizik Birliği'nin 1979 yılındaki genel toplantısında Jeodezik Referans Sistemi 1980 (Geodetic Referans System 1980-GRS80) olarak kabul edilmiştir (Vaníček ve Steeves, 1996). GRS80, günümüzde Uluslararası Yersel Koordinat Referans Sistemi (International Terrestrial Reference Frame-ITRF)'nin tanımlanmasında referans elipsoidi olarak kullanılması nedeniyle birçok ülke tarafından yaygın olarak kullanılmaktadır.

3.1.3 Toposentrik Koordinat Sistemi

Toposentrik koordinat sisteminin, başlangıç noktası ölçü yapılan noktanın kendisidir. Bu sistemleri, eksenlerinin tanımlanmasındaki farklılık nedeni ile Lokal Jeodezik Koordinat Sistemi ve Lokal Astronomik Koordinat Sistemi olarak ikiye ayırmak mümkündür.

3.1.3.1 Lokal Jeodezik Koordinat Sistemi

Lokal Jeodezik Koordinat Sistemi (Local Geodetic System-LGS)'nin başlangıç noktası (orijini) ölçü noktasının kendisidir. Sistemin z eksen, ölçü noktasındaki elipsoid normal ile çakışık olup yukarı doğru pozitif olarak tanımlanmaktadır. Koordinat sisteminin x eksen jeodezik kuzeyi, y eksen ise sol el koordinat sistemi oluşturacak şekilde jeodezik doğuyu göstermektedir. LGS ile konvansiyonel ve elipsoidal koordinat sistemleri arasındaki ilişki Şekil 3.2'de verilmektedir. LGS, fiziksel yeryüzünde yapılan ölçülerin hesaplandığı model koordinat sistemi olması nedeni ile önemlidir.



Şekil 3.2 : Konvanisyonel, elipsoidal ve lokal jeodezik koordinat sistemleri.

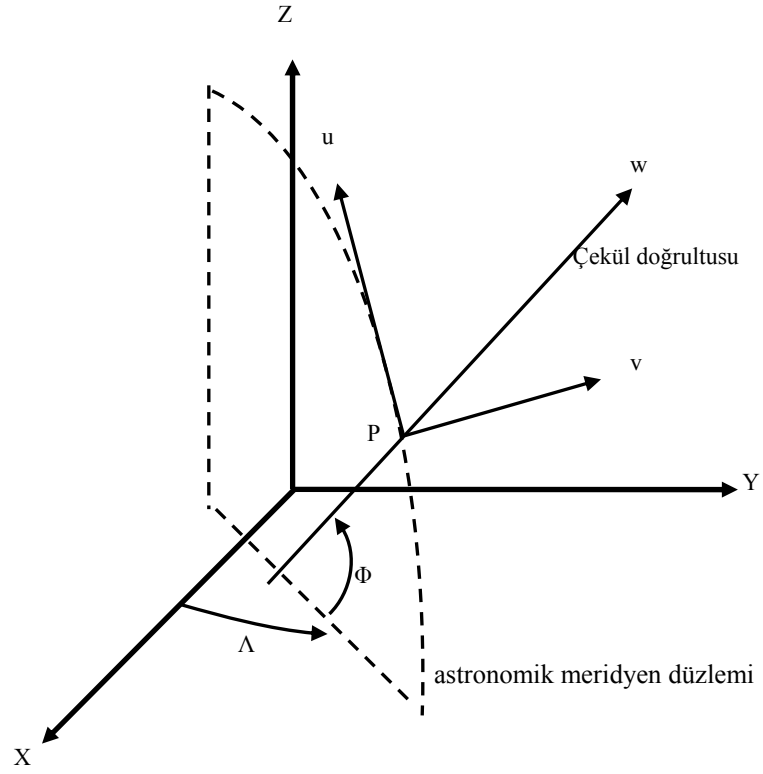
Lokal Jeodezik Koordinat Sistemi ile Konvansiyonel Yersel Koordinat Sistemi arasındaki ilişki,

$$\begin{bmatrix} x_{ij} \\ y_{ij} \\ z_{ij} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -\sin\varphi_i \cos\lambda_i & -\sin\varphi_i \sin\lambda_i & \cos\varphi_i \\ -\sin\lambda_i & \cos\lambda_i & 0 \\ \cos\varphi_i \cos\lambda_i & \cos\varphi_i \sin\lambda_i & \sin\varphi_i \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \Delta X_{ij} \\ \Delta Y_{ij} \\ \Delta Z_{ij} \end{bmatrix} \quad (3.1)$$

eşitliği ile verilmektedir (Steeves, 1984).

3.1.3.2 Lokal Astronomik Koordinat Sistemi

Lokal Astronomik Koordinat Sistemi (Local Astronomic System-LAS)'nin de başlangıç noktası LGS'deki gibi ölçü noktasının kendisidir. Sistemin, w eksenini ölçü noktasındaki eşpotansiyel yüzeye dik olan gravite vektörü ile çakışık ve yukarı doğru pozitif olarak tanımlanmaktadır. Koordinat sisteminin u eksenini, ortalama yersel kutba doğru yöneltilmiş olduğundan astronomik kuzeyi göstermekte, v eksenini ise yine bir sol el koordinat sistemi oluşturacak şekilde astronomik doğuyu göstermektedir (Şekil 3.3).



Şekil 3.3 : Lokal astronomik koordinat sistemi.

LAS, ölçülerin yapıldığı fiziksel yeryüzünde tanımlanan bir sistem olması nedeni ile jeodezik uygulamalarda önemlidir. Ölçü yapılan her noktada ölçü aletinin düzeçlenmesi ile ölçü aleti yerin çekim alanına göre yöneltilmekte ve ölçü aletinin düşey eksenini ile çekül doğrultusu çakışık hâle getirilmektedir. Böylece, her ölçü noktasında farklı bir lokal astronomik koordinat sistemi tanımlanmaktadır. Her ölçü noktası için farklı bir koordinat sistemi tanımlanabildiğinden, bu koordinat sistemi birden fazla istasyonda yapılan üç boyutlu yersel ölçülerin birlikte değerlendirilmesine imkân sağlamaktadır (Vanicek ve Krakiwsky, 1986; Krakiwsky ve Wells, 1971).

Fiziksel yeryüzünde ölçüler her ölçü noktasında tanımlanan LAS'ta yapılırken, hesaplamalar için geometrik olarak tanımlı LGS kullanılmaktadır. Lokal Astronomik Sistemde verilen bir noktanın koordinatları (u_{ij} , v_{ij} , w_{ij}) ile Konvansiyonel Koordinat Sistem arasındaki ilişki,

$$\Delta X_{ij}=X_j-X_i, \Delta Y_{ij}=Y_j-Y_i \text{ ve } \Delta Z_{ij}=Z_j-Z_i \text{ olmak üzere,}$$

$$\begin{bmatrix} u_{ij} \\ v_{ij} \\ w_{ij} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -\sin\Phi_i \cos\Lambda_i & -\sin\Phi_i \sin\Lambda_i & \cos\Phi_i \\ -\sin\Lambda_i & \cos\Lambda_i & 0 \\ \cos\Phi_i \cos\Lambda_i & \cos\Phi_i \sin\Lambda_i & \sin\Phi_i \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \Delta X_{ij} \\ \Delta Y_{ij} \\ \Delta Z_{ij} \end{bmatrix} \quad (3.2)$$

eşitliği ile verilmektedir (Steeves, 1984). Burada Φ ve Λ sırasıyla i noktasının astronomik enlem ve boylam değerleridir.

Lokal Jeodezik Koordinat Sisteminin tanımlanmasında, sistemin z eksenini ölçü yapılan noktadan geçen elipsoid normali ile çakışık seçilirken, Lokal Astronomik Koordinat Sisteminde sistemin w eksenini aynı noktadan geçen çekül doğrultusu ile çakışık seçilmektedir. Dolayısıyla, bu iki koordinat sistemin tanımlanmasındaki farklılık, aslında iki koordinat sistemi arasındaki geometrik ilişkiyi de tanımlamaktadır. İki koordinat sistemi arasındaki dönüşüm (3.1) ve (3.2) eşitliklerinden yararlanılarak

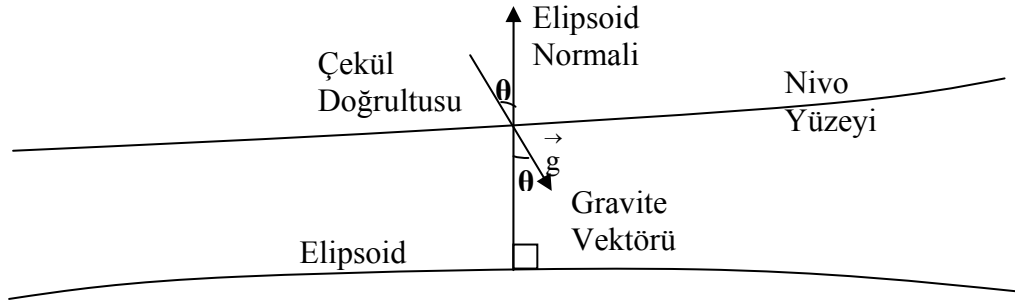
$$\begin{bmatrix} x \\ y \\ z \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & \sin(\Lambda - \lambda) & (\Phi - \varphi) \\ -\sin\Phi(\Lambda - \lambda) & 1 & \cos\Phi(\Lambda - \lambda) \\ -(\Phi - \varphi) & -\cos\Phi(\Lambda - \lambda) & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} u \\ v \\ w \end{bmatrix} \quad (3.3)$$

şeklinde elde edilir (Steeves, 1984). Bu eşitlikte yer alan $\cos\Phi(\Lambda - \lambda)$ ve $(\Phi - \varphi)$ terimleri jeodezide çekül sapması bileşenleri olarak bilinir ve LAS'da yapılan yersel ölçülerin LGS'de hesaplanması aşamasında ölçü yapılan her noktada bu değerlerin bilinmesine ihtiyaç vardır.

3.1.4 Çekül Sapması

Fiziksel yeryüzünde optik ölçme aletleri ile yapılan doğrultu ölçüleri, yerin gravite alanına göre yapıldığı için çekül doğrultuları ile alakalıdır. Uygulamada yersel ölçüler yapılırken ölçü aletlerinin düzeçlenmesi ile ölçülerin o noktada tanımlanan nivo yüzeyine ve yerin gravite alanının çekül doğrultusuna göre yöneltmesi ve böylelikle ölçülerin o noktada tanımlanan Lokal Astronomik Koordinat Sisteminde yapılması amaçlanır. Ancak, fiziksel olarak tanımlanan bu Lokal Astronomik Koordinat Sistemlerinde hesaplamaların yapılması olanaksızdır ve hesaplamalar matematiksel olarak tanımlanan Lokal Jeodezik Sistemlerde yapılır. İki sistem arasındaki ilişki, ölçü noktalarındaki çekül sapması bileşenlerinin bilinmesi hâlinde kurulur (Steeves, 1994).

Gerçek ve normal gravite alanlarına ait gravite vektörlerinin doğrultuları farkının genel adı çekül sapmasıdır (Gürkan, 1979b). Diğer bir ifade ile çekül sapması, elipsoid normali ile gravite vektörü doğrultusu arasındaki açı olarak tanımlanmaktadır (Şekil 3.4) (Ayan, 1978; Alp, 1993).



Şekil 3.4 : Çekül sapması (θ).

Bir vektör olan çekül sapması birbirine dik iki bileşenle ifade edilir. Bu iki bileşen çekül sapması bileşenleri olarak bilinir ve meridyen boyunca kuzey-güney bileşeni (ξ), enlem boyunca doğu-batı bileşeni (η) olarak adlandırılır. Toplam çekül sapması,

$$\theta^2 = \xi^2 + \eta^2 \quad (3.4)$$

eşitliği ile verilmektedir (Featherstone, 2000).

Çekül sapmaları doğrudan ölçülemez, ancak hesaplanabilir. Çekül sapmaları, hesaplamalarda kullanılan referans elipsoidine, hesaplama yöntemine ve hesap yüzeyine göre farklı adlar alırlar.

Kullanılan referans elipsoidine göre çekül sapması, rölatif ve mutlak çekül sapması olarak ikiye ayrılır. Rölatif çekül sapması, referans olarak seçilen elipsoidin boyutları ile jeodezik datum noktasına bağlı olarak değişen çekül sapmasıdır (Heiskanen ve Vening Meinesz, 1958; Alp, 1993). Mutlak çekül sapması ise referans yüzeyi olarak herhangi bir elipsoid yerine GRS80 Dünya elipsoidi alınarak bulunan çekül sapmasıdır. Mutlak çekül sapması, sadece yerin kitle yapısındaki düzensizliklere ve hesaplamalarda kullanılan yöntemine bağlıdır.

Çekül sapmasını oluşturan doğrultulardan düşünsel olan normal gravite vektörünün belirlenmesi maksadıyla kullanılan hesaplama yöntemlerine göre; astrojeodezik, gravimetrik ve topoğrafik-izostatik çekül sapmalarından söz edilir (Gürkan, 1979b).

Astronomik ve jeodezik veriler kullanılarak hesaplanan çekül sapması bileşenlerine astrojeodezik çekül sapması bileşenleri denilmektedir (Gürkan, 1979a). Yeryüzünün herhangi bir noktasındaki astrojeodezik çekül sapması, söz konusu noktanın astronomik enlem ve boylamı (Φ , Λ) ile jeodezik enlem ve boylamı (φ , λ) kullanılarak

$$\begin{aligned}\xi_s &= \Phi - \varphi \\ \eta_s &= (\Lambda - \lambda)\cos\varphi\end{aligned}\tag{3.5}$$

eşitlikleri ile hesaplanır (Heiskanen ve Moritz, 1967; Gürkan, 1979b; Featherstone, 2000).

Veri olarak gravite ölçüleri kullanılarak elde edilen çekül sapması bileşenlerine gravimetrik çekül sapması bileşenleri adı verilmektedir. Gravimetrik çekül sapması bileşenleri, Δg gravite anomalileri kullanılarak Vening-Meinesz formülleri ile hesaplanır (Heiskanen ve Moritz, 1967; Alp, 1993). Hesaplama veri olarak kullanılan Δg gravite anomalileri yeryüzüne aitse hesaplanan çekül sapmaları yeryüzüne, gravite anomalileri geoit yüzeyine aitse hesaplanan gravimetrik çekül sapmaları da geoit yüzeyine aittir (Gürkan, 1979b).

Gravimetrik çekül sapmalarının hesaplanmasında sık kullanılan diğer bir yöntem ise, daha önceden yer merkezli bir elipsoide göre hesaplanmış geoit modelinin kullanılmasıdır. Bu işlem, astrojeodezik geoit belirleme işleminin tersidir ve gravimetrik geoit modelinin değişiminden (gradyentinden) hesaplanır. Geoit üzerindeki gravimetrik çekül sapması bileşenleri,

$$\begin{aligned}\xi_G &= \frac{\Delta N}{M\Delta\lambda} \\ \eta_G &= \frac{\Delta N}{N\Delta\lambda\cos\varphi}\end{aligned}\tag{3.6}$$

eşitlikleri ile elde edilmektedir (Torge, 1991). Burada; ΔN grid köşeleri arasındaki geoit yükseklik farkı, “a” seçilen elipsoidin büyük yarı eksen ve “e” birinci eksantrisite olmak üzere,

$$\begin{aligned}N &= \frac{a}{\sqrt{(1-e^2\sin^2\varphi)}} \\ M &= \frac{a(1-e^2)}{(1-e^2\sin^2\varphi)^{3/2}}\end{aligned}\tag{3.7}$$

eşitlikleri ile verilen enine ve boyuna eğrilik yarıçaplarıdır. Geometrik anlamda gravimetrik çekül sapması geoidin elipsoide göre maksimum eğimini ve yönünü ifade eder. Geoidin eğimi, kuzeyden güneye doğru alçalırsa çekül sapması negatif, güneyden kuzeye doğru alçalırsa pozitif değer alır (Sünkel, 1981; Alp, 1993).

Gravimetrik çekül sapmalarının iki önemli özelliği vardır. Birincisi, hesaplanan değerlerin mutlak oluşudur. Diğeri ise mutlak olarak hesaplanan çekül sapmaları müşterek bir sisteme ait olduklarından Dünya Jeodezik Sisteminin oluşturulmasında en önemli unsur olarak gereklidir (Acar ve Turgut, 2005).

Çekül doğrultusu boyunca her noktadaki gerçek gravite vektörü ile normal gravite vektörünün yönü aynı olmadığından bu noktalarda tanımlanan çekül sapmaları da birbirinden farklıdır. Çekül sapması, geoit yüzeyinde tanımlanabileceği gibi yeryüzünde de tanımlanabilir. Geoit yüzeyinde bulunan bir P_0 noktasından geçen elipsoid normali ile bu noktadaki gerçek gravite vektörü arasındaki açı Pizzetti çekül sapması (θ_G), yeryüzündeki bir P noktasından geçen elipsoid normali ile gerçek gravite vektörü arasındaki açı ise Helmert çekül sapması (θ_s) olarak tanımlanmaktadır (Torge, 1991).

Eşitlik (3.6) ile hesaplanan gravimetrik çekül sapması geoit üzerindeki değer iken, (3.5) eşitliği ile astrojeodezik çekül sapması yeryüzü üzerindeki değerdir. Bilindiği üzere, çekül sapmasının büyüklüğü geoit ile yeryüzü arasındaki çekül eğriliği boyunca değişmektedir (Featherstone, 2000). Bu nedenledir ki geoit yüzeyinde hesaplanan Pizzetti çekül sapması bileşenleri (η_G, ξ_G) ile yeryüzünde hesaplanan Helmert çekül sapması bileşenleri (η_s, ξ_s) birbirine eşit değildir ve aralarında çekül eğriliğinden kaynaklanan bir fark mevcuttur. Çekül eğriliğinden kaynaklanan fark, çekül sapması bileşenlerinden sadece kuzey-güney bileşenini etkilemekte ve

$$\partial \xi = \partial \theta = 0.17'' \sin 2\phi H \quad (3.8)$$

eşitliği ile hesaplanmaktadır (Vanicek ve Krakiwsky, 1986; Bomford, 1980; Featherstone, 2000). Bu farkın, topografyaya bağlı olarak değiştiği ve hesaplamalarda ölçü hataları içinde kalacağı için ihmal edilebileceği ifade edilmektedir (Featherstone, 2000). Bu nedenle, geoit üzerinde hesaplanan gravimetrik çekül sapması ile yeryüzü üzerinde hesaplanan astrojeodezik çekül

sapması teorik olarak birbirinden farklı olmakla birlikte pratik olarak birbirlerinin yerine kullanılabileceği değerlendirilmektedir.

Günümüzde GPS ile ortometrik yüksekliklerinin belirlenmesi için yer merkezci bir elipsoide dayalı olarak üretilen gravimetrik geoit modellerinin hazır ve kullanılır olması, mutlak çekül sapmalarının hesaplanmasında gravimetrik geoit modelinin kullanılmasını daha avantajlı bir duruma getirmiştir. Ayrıca, son yıllarda yapılmaya başlanan uydu gravite ölçülerinin özellikle denizlerdeki veri eksikliğini gidererek güncel ve daha güvenilir geoit modellerinin geliştirilmesine ışık tutacağı değerlendirilmektedir.

3.2 Yatay Kontrol Ağları

Yatay kontrol ağlarının kurulması üç aşamada ele alınabilir. Bu aşamalar; keşif, inşaat, ölçü ve hesaplama çalışmalarıdır. Yatay kontrol ağlarının oluşturulması ve tasarımında belki de en önemli aşama keşiftir. Keşifte, triyangelasyon ağının ana ve yardımcı noktaları seçilir, doğrultu ve kenar ölçülecek noktalar arası görüş imkânı, noktalara ulaşım yolları, bölgenin iklim şartları hakkında bilgi toplanır ve arazi çalışması için gerekli hususlar koordine edilir. Eğer keşifte bu hususlar tam olarak belirlenemezse ileride bu eksikliğin telafisi için daha fazla zaman ve maliyet gerekir.

Triyangelasyon ağlarında ölçü yapılacak noktalar arasındaki görüşü sağlamak maksadıyla genelde nirengi noktaları yüksek tepelere tesis edilir. Ormanlık alanlardaki noktalar arasındaki görüş, ölçü yapılacak doğrultulardaki ağaçların kesilmesi ve bu noktalara kulelerin kurulması ile sağlanır (Şekil 3.5). Yerin küreselliği nedeniyle görüş sağlanamayan düz alanlarda da karşılıklı kurulan kuleler ile ölçüler yapılır.



Şekil 3.5 : Triyangelasyon ölçü kulesi.

Triyngulasyon ağlarının kurulması kapsamında doğrultu, ağı, baz ve astronomik ölçüler yapılır. Doğrultu ve ağların lm aşamasında ağdan beklenen duyarlılığı sağlacayacak nitelikte çeşitli marka ve modelde teodolitler kullanılır. Bu teodolitler arasında gerek kullanım kolaylığı gerekse kolay taşınabilir ve yüksek prezisyonlu olması nedeniyle WILD-T3 teodoliti birçok ülke tarafından temel yatay kontrol ağlarının kurulmasında kullanılmıştır (şekil 3.6). Yatay kontrol ağlarının lmnde doğrultu ölçülerinin hassas bir şekilde yapılması ve yanlış doğrultuların ölçülmemesi için ölçüler genelde hedefteki ışık kaynağına yapılır. lnn yapılacağı hedef noktasındaki ışık, gündüz helyotrop ile gece ise pırıldak ile sağlanır. Gece yapılan ölçüler, refraksiyon ve diğer atmosferik hatalardan daha az etkilendiği için gündüz yapılan ölçülere göre daha duyarlıdır.



şekil 3.6 : Wild T3 l aleti.

Triyngulasyon ağlarında nirengi noktalarının derecelendirilmesi noktaların hassasiyetlerine göre yapılır. Noktaların dereceleri söz konusu noktalarda yapılan ölçülerin dizi sayısı ile belirlenir. Buna göre I'inci derece noktalarda 24, II'nci derece noktalarda ise 12 dizi, III'üncü derece noktalarda ise 3-6 dizi l yapılır.

Triyngulasyon ağlarındaki ölçülerin duyarlılıkları genellikle öncül (a priori) bilgilere dayandırılır ve dengelemeye başlamadan önce n dengelemeler ile ölçülerin varyansları belirlenir. Triyngulasyon ağlarında doğrultu ölçülerinin hassasiyetleri üçgen kapanmalarından yararlanmak suretiyle Ferrero bağıntısı ile ya da o noktalarda yapılan ölçülerin istasyon dengelemesi ile belirlenir (Yu ve Segall, 1996).

Ferrero bağıntısı bir şebeke içinde tüm ağların ölçülmesi durumunda daha gerçekçi sonuçlar verir. Bağıntıda, doğrultu ölçülen üçgen sayısı n olmak üzere şebekeye giren bir üçgen aısının ortalama hatası,

$$m_r = \pm \sqrt{\frac{[w w]}{3n}} \quad (3.9)$$

ve bir doğrultunun ortalama hatası ise,

$$M_r = \pm \sqrt{\frac{[ww]}{6n}} \quad (3.10)$$

eşitliği ile hesaplanır. Bu eşitliklerde, w üçgen kapanma hatalarını, n kapanma hataları hesaplanan üçgen sayısını gösterir.

Ölçülerin duyarlıklarının belirlenmesinde istasyon dengelemesinin en büyük avantajı, şebekedeki üçgenlerin iç açılarının hepsinin ölçülmesine gerek olmaması ve ölçülen bütün doğrultuların hesaplamalara dahil edilmesidir. Durulan bir noktadan k tane noktaya n dizi gözlem yapılmışsa bir doğrultunun bir dizideki standart sapması (m_r) ve bir doğrultunun n diziden elde edilen kesin değerinin standart sapması (M_r) ise

$$\bar{d} = \frac{1}{k} \sum_{i=1}^k d_i \quad v_i = \bar{d} - d_i \quad (3.11)$$

$$m_r = \sqrt{\frac{[v v]}{(n-1)(k-1)}} \quad M_r = \frac{m_r}{\sqrt{n}} \quad (3.12)$$

eşitlikleri ile hesaplanır (Songu, 1995)

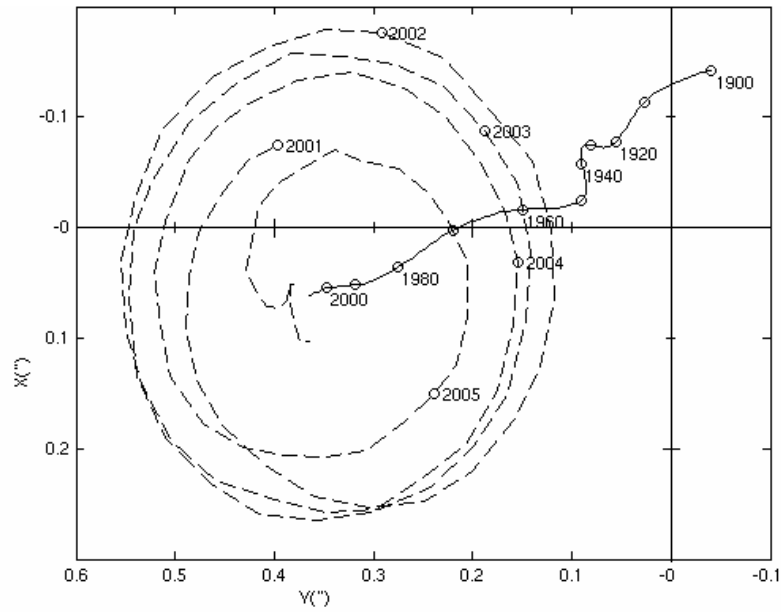
Triangulasyon ağlarında yapılan astronomik ölçüler, yer yuvarının ölçü anındaki gerçek dönme eksenine göre yapılır (Şekil 3.7). Yerin dönme ekseninin konumu katı yeryüzüne göre zamanla değiştiğinden her gözlem anında bir dönme eksen ve yerin ağırlık merkezine göre bir koordinat sistemi oluşur. Bu sistemlerden her biri anlık yersel koordinat sistemi olarak anılır. Bu nedenle, astronomik ölçülere (3.13) eşitlikleri ile ölçü yapıldığı andaki kutup hareketi (x ve y) parametrelerine göre düzeltmeler getirilerek ortalama kutba indirgenmiş ölçüler elde edilir ve hesaplamalarda bu ölçüler kullanılır (Hofmann-Wellenhof ve Moritz, 2005).

$$\Phi = \Phi_{\text{gözlenen}} - x \cos \lambda + y \sin \lambda$$

$$\Lambda = \Lambda_{\text{gözlenen}} - (x \sin \lambda + y \cos \lambda) \tan \varphi + y \tan \varphi_{\text{Gr}} \quad (3.13)$$

$$A = A_{\text{gözlenen}} - (x \sin \lambda + y \cos \lambda) \sec \varphi$$

Bu eşitliklerde verilen Φ , Λ ve A ortalama kutba göre belirlenen astronomik enlem, astronomik boylam ve astronomik azimut değerlerini; φ , λ ve φ_{Gr} ise sırasıyla jeodezik enlem, jeodezik boylam ve Greenwich gözlemevinin jeodezik enlem değerini göstermektedir.



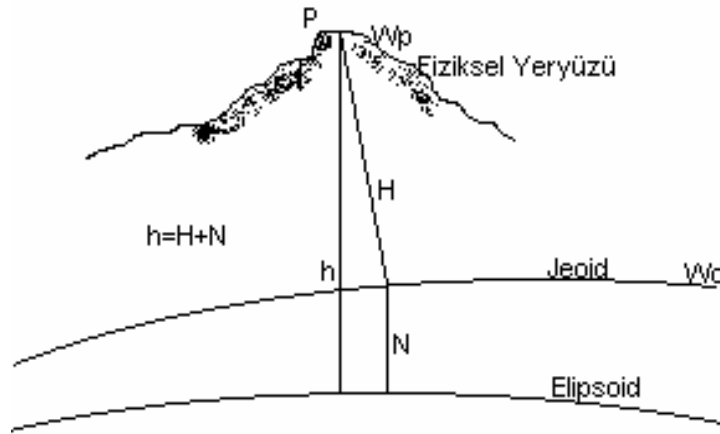
Şekil 3.7 : 2001-2006 yılları arasındaki kutup gezinmesi ve 1900-2000 yılları arasındaki ortalama kutup gezinmesi (IERS, 2000).

3.3 Yersel Ölçülerin Matematiksel Modeli

Yatay kontrol ağlarında yapılan bu ölçüler doğrudan seçilen bir referans elipsoidine indirgenerek iki boyutlu matematiksel model ile ya da Ortalama Yersel Sistemde üç boyutlu modeller kullanılarak dengelenir. İki boyutlu modelin tercih edilmesi durumunda, öncelikle ölçülerin referans elipsoidine indirgenmesi gereklidir. Söz konusu indirgemelerin yapılması için bu noktadaki çekül sapmasının bilinmesine ihtiyaç duyulur ve bu indirgemeler yapılmadan hesaplanan ağlarda uzaklığa bağlı olarak bozulmalar (distorsiyonlar) oluşur. Nirengi ağlarının üç boyutlu modeller

kullanılarak dengelenmesinde ise elipsoid kullanılmadığından, indirgemeler ortadan kalkar (Demirel, 1987).

Yersel ağların dengelenmesinde bu yaklaşımlardan hangisi seçilirse seçilsin, ağ noktalarının yaklaşık elipsoid yüksekliğinin bilinmesine ihtiyaç duyulur. Buna göre ortometrik yüksekliği bilinen bir noktanın, seçilen elipsoidde tanımlı olan elipsoid yüksekliğinin hesaplanması için o noktadaki geoit ondülasyonuna (N) ihtiyaç vardır. Yeryüzündeki bir noktanın ortometrik yüksekliği (H) ile elipsoid yüksekliği (h) arasındaki geometrik ilişki Şekil 3.8’de verilmektedir.



Şekil 3.8 : Elipsoid yüksekliği ile ortometrik yükseklik arasındaki geometrik ilişki.

Güncel GPS ölçüleri ile triyangelasyon ağlarında yapılan yersel ölçüleri birleştirme düşüncesi, üç boyutlu ağ dengelemesinde kullanılan modeli, elipsoid yüksekliğinin hatasız alınması koşuluyla iki boyutlu triyangelasyon ağ dengelemesinde kullanılır kılınmıştır (Steeves, 1984). Triyangelasyon ağlarında yapılan ölçülerin doğrultu, azimut, baz olduğu ve düşeye ilişkin herhangi bir ölçü yapılmadığı dikkate alındığında, üç boyutlu model uygun yaklaşımlarla ile iki boyuta dönüştürülmüştür. Burada, triyangelasyon ağlarında yapılan azimut, doğrultu ve baz ölçüleri için üç boyutlu matematiksel modeller ile gözlem denklemleri verilecektir.

3.3.1 Azimut Ölçülerinin Matematik Modeli

Astronomik azimut ölçüleri, triyangelasyon ağlarının yönlendirilmesini ve ağın mutlak bir astronomik koordinat sisteminde (sabit olan yıldızlara göre) konumlandırılmasını sağlamaktadır. Lokal astronomik (u,v) düzlemde ölçülen astronomik azimut ölçüsü için gözlem denklemi,

$$f_A = \arctan\left(\frac{v_{ij}}{u_{ij}}\right) - A_{ij} - \alpha = 0 \quad (3.14)$$

eşitliği ile, lokal jeodezik sistemde doğrusallaştırılmış gözlem denklemi ise,

$$r_A = a_1\delta x_i + a_2\delta y_i + a_3\delta x_j + a_4\delta y_j - \rho''\delta\alpha + f_{AZ} \quad (3.15)$$

ile verilmektedir (Steeves, 1984). Burada $\delta\alpha$, her grup astronomik azimut (α) ölçüsü için tanımlanan yöneltme bilinmeyenini düzeltmesi ve f_{AZ} ise gözlem denklemindeki kapanma vektörüdür. Doğrusallaştırılmış gözlem denklemlerinde verilen kat sayılar

$$a_1 = (d_i - m_i c_i) / D_i^2 \quad (3.15a)$$

$$a_2 = -(c_i + m_i d_i) / D_i^2 \quad (3.15b)$$

$$a_3 = (q_1 + m_j q_2) / D_i^2 \quad (3.15c)$$

$$a_4 = (q_2 - m_j q_1) / D_i^2 \quad (3.15ç)$$

$$m_i = \sin \Phi_i \left(\sin \Lambda_i \frac{X_i}{\sqrt{X_i^2 + Y_i^2}} - \cos \Lambda_i \frac{Y_i}{\sqrt{X_i^2 + Y_i^2}} \right) \quad (3.15d)$$

$$c_i = -\sin \Phi_i \cos \Lambda_i (X_j - X_i) - \sin \Phi_i \sin \Lambda_i (Y_j - Y_i) + \cos \Phi_i (Z_j - Z_i) \quad (3.15e)$$

$$d_i = -\sin \Lambda_i (X_j - X_i) + \cos \Lambda_i (Y_j - Y_i) \quad (3.15f)$$

$$D_i^2 = (c_i^2 + d_i^2) \quad (3.15g)$$

$$q_1 = -d_i (\cos \Phi_i \cos \Phi_j + \sin \Phi_i \sin \Phi_j \cos \Delta \Lambda) - c_i \sin \Phi_j \sin \Delta \Lambda \quad (3.15h)$$

$$q_2 = c_i \cos \Delta \Lambda - d_i \sin \Phi_i \sin \Delta \Lambda \quad (3.15i)$$

ile verilmektedir (Steeves, 1984).

3.3.2 Doğrultu Ölçülerinin Matematik Modeli

Triangulasyon ağlarında noktaların birbirlerine göre rölatif konumlarını belirlemek amacıyla yapılan doğrultu ölçüleri için gözlem denklemleri astronomik azimut gözlem denklemlerinden türetilmektedir. Buna göre bir noktada yapılan doğrultu ölçüsü, bilinmeyen bir azimut doğrultusundan etrafındaki noktalara ölçülen açılar olarak düşünülebilir. Bilinmeyen bu azimut doğrultusu, yöneltme (oryantasyon) bilinmeyeni olarak her dizi için bir tane olmak üzere gözlem denklemlerinde yerini alır ve dengeleme aşamasında hesaplanır.

Lokal astronomik (u,v) düzlemde ölçülen doğrultu ölçüsü için gözlem denklemi

$$f_d = \arctan\left(\frac{v_{ij}}{u_{ij}}\right) - A_{ij} - \Omega = 0 \quad (3.16)$$

eşitliği ile, lokal jeodezik sistemde doğrusallaştırılmış gözlem denklemi

$$r_d = a_1\delta x_i + a_2\delta y_i + a_3\delta x_j + a_4\delta y_j - \rho''\delta\Omega + f_{dir} \quad (3.17)$$

ile verilmektedir (Steeves, 1984). Burada $\delta\Omega$, her doğrultu dizisinde tanımlanan yöneltme bilinmeyeni düzeltilmesi ve f_{dir} ise gözlem denklemi için kapanma vektörüdür. Gözlem denklemlerinde yer alan a_i ($i=1,2,3,4$) kat sayıları (3.15a)-(3.15i)'de verilen kat sayılar ile aynıdır.

3.3.3 Baz Ölçülerinin Matematik Modeli

Klasik baz ölçüleri, azimut ve doğrultu ölçüleri gibi lokal astronomik sistemde değil, noktadan noktaya ölçülen uzaklıklardır. Baz ölçülerinin konvansiyonel yersel koordinat sistemindeki gözlem denklemleri,

$$f_s = \left[(X_j - X_i)^2 + (Y_j - Y_i)^2 + (Z_j - Z_i)^2 \right]^{\frac{1}{2}} - S_{ij}(1+k) + c = 0 \quad (3.18)$$

eşitliği ile, lokal jeodezik sistemde doğrusallaştırılmış gözlem denklemi ise

$$r_s = b_1\delta x_i + b_2\delta y_i + b_3\delta x_j + b_4\delta y_j - S\delta k - \delta c + f_{sd} \quad (3.19)$$

ile verilmektedir. Burada δ_k ölçek hatası ile δ_c sıfır hatası, f_{sd} ise gözlem denklemleri için kapanma vektörüdür. Bu parameterler dengeleme aşamasında hesaplanabileceği gibi önceden bilinmesi hâlinde sabit olarak da alınabilir. Gözlem denklemlerinde yer alan kat sayılar S_{obs} ölçülen uzaklık olmak üzere,

$$b_1 = -(c_i + m_i d_i)/S^o \quad (3.19a)$$

$$b_2 = -(d_i - m_i c_i)/S^o \quad (3.19b)$$

$$b_3 = -(c_j + m_j d_j)/S^o \quad (3.19c)$$

$$b_4 = -(d_j - m_j c_j)/S^o \quad (3.19ç)$$

$$S^o = \left(\frac{\Delta X_{ij}^2 + \Delta Y_{ij}^2 + \Delta Z_{ij}^2}{S_{obs}} + S_{obs} \right) / 2 \quad (3.19d)$$

eşitlikleri ile verilmiştir (Steeves, 1984).

3.4 Dengeleme Modeli

Jeodezide, ölçülen büyüklükler ile bilinmeyen parametreler arasındaki geometrik ve fiziksel ilişkilerin tanımlandığı dolaylı fonksiyonel model;

$$l_\mu = l + r = f(x) \quad (3.20)$$

şeklindedir. Burada u bilinmeyen sayısı, n ölçü sayısı olmak üzere; x , $ux1$ boyutlu bilinmeyenler vektörünü, r $nx1$ boyutlu düzeltmelerin gerçek değer vektörünü, l ve l_μ ise $nx1$ boyutlu gözlemler ve gözlemlerin beklenen değerler vektörünü göstermektedir. Genellikle, doğrusal olmayan fonksiyonel modeller bilinmeyenler için seçilecek yaklaşık değerler (x^o) ve ölçü değerleri ile Taylor dizisine açılarak doğrusallaştırılır. Buna göre doğrusal gözlem denklemleri;

$$r_{n,1} = A_{n,u} \delta_{u,1} + w_{n,1} \quad (3.21)$$

olur. Bu eşitlikte geçen $\mathbf{A}$ kat sayılar matrisi ve $\mathbf{w}=\mathbf{f}(\mathbf{x}^0)-\mathbf{I}$ kapanma vektörü bilinen büyüklükler olup bilinmeyenlerin yaklaşık değerleri ve ölçüler yardımıyla hesaplanır. Ayrıca δ ise küçültülmüş bilinmeyen vektörüdür. Öte yandan normal dağılımlı olduğu kabul edilen $\mathbf{I} \sim \mathbf{N}(\mathbf{I}_\mu, \mathbf{C}_I)$ ölçülerinin doğrulukları ve aralarındaki korelasyonları yansıtan $\mathbf{C}_I$, ölçülerin kovaryans matrisi, stokastik modeli oluşturur.

$$\mathbf{C}_I = E\{ [\mathbf{I} - E(\mathbf{I})] [\mathbf{I} - E(\mathbf{I})]^T \} \quad (3.22)$$

Burada $E(.)$ beklenen değer anlamındadır. $\mathbf{C}_I$ nxn boyutlu artı (pozitif) tanımlı bir matristir; köşegen elemanları, ölçülerin varyansları ve köşegen dışındakiler kovaryanslarıdır. Ayrıca σ_o^2 önsel (a priori) varyans olmak üzere ölçülerin kovaryans matrisi ile ölçülerin ağırlık matrisi ($\mathbf{P}$) arasında;

$$\mathbf{C}_I = \sigma_o^2 \mathbf{P}^{-1} \quad (3.23)$$

ilişkisi vardır. $\mathbf{r} = \mathbf{I}_\mu - \mathbf{I}$ bağıntısından kovaryans yayılma kuralı ile $\mathbf{C}_r = \mathbf{C}_I$ olduğu kolayca anlaşılır ve ölçülerin gerçek hataları da normal dağılımda olduğundan $E(\mathbf{r})=\mathbf{0}$ eşitliği geçerlidir. (3.21) ve (3.23) eşitlikleriyle verilen fonksiyonel ve stokastik modeller yardımıyla bilinmeyen büyüklüklerin $(\delta, \mathbf{r})$ en küçük kareler yöntemiyle kestirimi;

$$F = \mathbf{r}^T \mathbf{C}_r^{-1} \mathbf{r} \Rightarrow \text{minimum} \quad (3.24)$$

karesel formunun minimum olması öngörülerek gerçekleştirilir. (3.23) eşitliğinde geçen σ_o^2 önsel varyansın bilindiği kabul edilmektedir. (3.24) eşitliği ile verilen fonksiyonun değişkenlere $(\mathbf{r}, \delta)$ göre kısmi türevleri sıfıra eşitlenip elde edilen denklemlerinin yerine koyma yöntemiyle çözülmesiyle normal denklemler,

$$\mathbf{A}^T \mathbf{C}_r^{-1} \mathbf{A} \delta + \mathbf{A}^T \mathbf{C}_r^{-1} \mathbf{w} = \mathbf{0} \quad (3.25)$$

şeklinde elde edilir. Eğer $\text{rg}(\mathbf{A})=u$ ise $\mathbf{A}^T \mathbf{C}_r^{-1} \mathbf{A}$ 'nın Cayley inversi alınabilir ve çözüm eşitlikleri;

$$\hat{\delta} = -(\mathbf{A}^T \mathbf{C}_r^{-1} \mathbf{A})^{-1} \mathbf{A}^T \mathbf{C}_r^{-1} \mathbf{w} \quad , \quad \hat{\mathbf{x}} = \mathbf{x}^0 + \hat{\delta} \quad (3.26)$$

$$\hat{\mathbf{r}} = \mathbf{A} \hat{\delta} + \mathbf{w} \quad , \quad \hat{\mathbf{I}} = \mathbf{I} + \hat{\mathbf{r}}$$

olur. Burada (^) değişkenlerin en küçük kareler yöntemi ile tahmin edildiğini işaret eder. Ayrıca hesaplanan büyüklüklere ilişkin kovaryans matrisleri;

$$\begin{aligned} C_{\hat{x}} &= C_{\hat{\delta}} = (A^T C_r^{-1} A)^{-1} \\ C_{\hat{r}} &= C_r - A C_{\hat{x}} A^T \\ C_{\hat{1}} &= C_r - C_{\hat{r}} \end{aligned} \quad (3.27)$$

eşitlikleri ile hesaplanır. (3.26) eşitlikleri ile hesaplanan $\hat{\delta}$ ve $\hat{r}$ büyüklükleri önsel varyans (σ_o^2)'tan bağımsız ancak (3.27) eşitliklerinde verilen $C_{\hat{x}}$, $C_{\hat{r}}$ ve $C_{\hat{1}}$ kovaryans matrisleri önsel varyansa bağlıdır. σ_o^2 önsel varyansı bilinmiyor ise başka bir deyişle, ölçülerin kovaryans matrisindeki elemanların yalnızca birbirlerine göre bağıl büyüklükleri biliniyor ise (3.23) eşitliğinde σ_o^2 için seçilecek isteğe bağlı bir değer ile ölçülerin ağırlık matrisi $P = \sigma_o^2 C_1^{-1}$ hesaplanır. Bu durumda, küçültülmüş bilinmeyenler için (3.26) çözüm eşitliği,

$$\hat{\delta} = -(A^T P A)^{-1} A^T P w \quad (3.28)$$

olur. Ayrıca σ_o^2 için dengeleme sonunda, n-u dengelemenin serbestlik derecesi olmak üzere

$$\hat{\sigma}_o^2 = \frac{\hat{r}^T P \hat{r}}{n - u} \quad (3.29)$$

kestirim değeri sonsal (a posteriori) varyans elde edilir. Bu durumda (3.27) ile verilen kovaryans matrisler yerine bunların kestirim değerleri,

$$\begin{aligned} \hat{C}_{\hat{x}} &= \hat{C}_{\hat{\delta}} = \hat{\sigma}_o^2 (A^T P A)^{-1} \\ \hat{C}_{\hat{r}} &= \hat{\sigma}_o^2 (P^{-1} - A \hat{C}_{\hat{x}} A^T) \\ \hat{C}_{\hat{1}} &= \hat{\sigma}_o^2 P^{-1} - \hat{C}_{\hat{r}} \end{aligned} \quad (3.30)$$

eşitlikleriyle hesaplanır (Krakiwsky, 1982; Vanicek ve Krakiwsky, 1986; Nakiboğlu, 1996). İstatiksel açıdan önemli bir büyüklük olan $\hat{r}^T C_r^{-1} \hat{r}$ karesel formu, ölçülerin

normal dağılımlı ve (3.20) modelinin geçerli olması durumunda n-u serbeslik dereceli Ki-kare (χ^2) dağılımlıdır (Koch, 1987; Aksoy,1987).

$$\Omega = \hat{\mathbf{r}}^T \mathbf{C}_r^{-1} \hat{\mathbf{r}} = \frac{\hat{\mathbf{r}}^T \mathbf{P} \hat{\mathbf{r}}}{\sigma_0^2} = \frac{\hat{\sigma}_0^2 (n-u)}{\sigma_0^2} \sim \chi_{n-u}^2 \quad (3.31)$$

Dengelemeden sonra sonsal varyans ile önsel varyansın istatistiksel olarak eşit olup olmadığını tespit etmek için sıfır ve seçenek hipotezleri,

$$H_0 : E(\hat{\sigma}^2) = \sigma_0^2, \quad H_1 : E(\hat{\sigma}^2) \neq \sigma_0^2 \quad (3.32)$$

biçiminde kurulur . Bu hipotezlerin hangisinin geçerli olduğu,

$$\frac{\sigma_0^2}{n-u} \chi_{n-u, \alpha/2}^2 \leq \hat{\sigma}_0^2 \leq \frac{\sigma_0^2}{n-u} \chi_{n-u, 1-\alpha/2}^2 \quad (3.33)$$

eşitsizliği yardımıyla belirlenir. Eğer $\hat{\sigma}_0^2$ bu eşitsizliği sağlarsa, $(1-\alpha)$ ihtimalle $\hat{\sigma}_0^2 = \sigma_0^2 = 1$ olduğuna karar verilir. Eşitsizliğin sağlanmaması diğer bir deyişle, (3.31) karesel formunun Ki-kare dağılımından sapması; ölçülerin normal dağılımdan sapması, matematik ya da stokastik modelin eksik ya da hatalı olmasından kaynaklanabileceği düşünülen model hatası olarak algılanır. $\hat{\sigma}_0^2$ 'nin aralığın solunda ($\hat{\sigma}_0^2 < \sigma_0^2$) olması, C_r matrisinin kötümser, diğer bir ifadeyle çok büyük kurulduğu, aralığın sağında ($\hat{\sigma}_0^2 > \sigma_0^2$) olması ise C_r matrisinin iyimser olduğu ve/veya ölçü kümesinde kaba hatalı (uyuşumsuz) ölçü bulunduğu şeklinde yorumlanır (Vanicek ve Krakiwsky, 1982; Aksoy, 1987; Nakiboğlu, 1996).

Dengeleme sonrasında ölçü kümesinde uyşumsuz ölçü olup olmadığı; ayrıntıları Kavouras (1982) ve Aksoy (1987)'da verilen uyşumsuz ölçü test yöntemleriyle araştırılır ve varsa uyşumsuz ölçüler ölçü kümesinden ayıklanır. Ayrıca parametrelerin istatistiksel olarak anlamlı olup olmadıklarını belirlemek için

$$H_0 : E\{d\} = 0, \quad H_a : E\{d\} \neq 0 \quad (3.34)$$

şeklindeki sıfır ve alternatif hipotezler kurularak

$$T = \frac{\hat{d}^2}{\hat{\sigma}_d^2} \approx F_{1,n-u;1-\alpha} \quad (3.35)$$

ile tanımlanan T test büyüklüğünün F dağılımında olup olmadığı irdelenir. Burada $F_{1-\alpha;1,n-u}$, 1 ve $n-u$ serbeslik dereceli ve $1-\alpha$ istatistik güvenle F dağılımı tablo değeridir. Eğer $T < F_{1-\alpha;1,n-u}$ ise sıfır hipotezi kabul edilir. Diğer bir deyişle d bilinmeyi istatistiksel olarak anlamsızdır sonucuna varılır (Koch, 1987; Aksoy, 1987).

4. GPS GÖZLEMLERİNİN DEĞERLENDİRİLMESİ

ABD Savunma Bakanlığı tarafından 1970’li yıllarda geliştirilmeye başlanan NAVSTAR GPS, Dünya’nın ilk uydu navigasyon sistemlerindendir. Sistem 1995 yılında 24 uydu ile tam kapasite çalışmaya başlamış ve günümüzde gelişen teknolojilere bağlı olarak yeni fırlatılan uydularla toplam uydu sayısı 32 olmuştur. Başlangıçta sadece askerî maksatlar için kullanılan GPS, uyduları üreten ticari firmaların ısrarı üzerine 1983 yılında sivil kullanıma açılmıştır. GPS’in sivil kullanıma açılması ile herhangi bir zamanda, her türlü hava koşulunda, global bir koordinat sisteminde yüksek doğrulukta, ekonomik olarak koordinat, hız ve zaman belirlemek çok kolaylaşmıştır. Bu nedenle GPS, mühendislik ve yer bilimleri gibi koordinat gereksinimi olan bilim dallarında devrim olarak görülmüştür.

GPS dünyasındaki donanım, yazılım ve değerlendirme modellerinin baş döndürücü hızla gelişmesi, sistem tarafından sivil kullanıcılar için uygulanan doğruluk düşürme uygulamalarının yine bilimsel yöntemlerle bertaraf edilerek hassas koordinat üretimini mümkün kılmıştır. Son olarak, Beyaz Saray 1 Mayıs 2000 tarihinde Seçimli Doğruluk Erişimi (Selective Availability-S/A) olarak bilinen doğruluk düşürme uygulamasına kaldırdığını açıklamıştır.

Geçen zaman içinde IGS gibi GPS uygulamalarını destekleyen ve yönlendiren organizasyonların kurulması GPS konusundaki akademik çalışmaların sayısını artırmış ve GPS ile konum belirleme, haritacılık, çevre, jeodinamik gibi birçok alanda vazgeçilmez bir ölçü yöntemi hâline gelmiştir.

GPS ile iki ana konum belirleme yöntemi vardır. Bunlar, mutlak konum belirleme ve bağıl ya da görel konum belirleme yöntemidir. Mutlak konum belirlemede tek bir alıcı ile en az dört ya da daha fazla uydudan kod ölçüleri toplanarak üzerinde alıcı kurulan noktanın koordinatları hesaplanmaktadır. Bu yöntem temelde, uydudan çıkan sinyalin alıcıya ulaşmaya kadar geçen zaman ile ışık hızının çarpılması sonucu hesaplanan uydu-alıcı uzaklıkları ve uyduların bilinen koordinatları ile uzaydan geriden kestirme esasına dayanmaktadır. Hesaplanan alıcı koordinatları, kullanılan

kod bilgisine (P kod, C/A kod) ve uydu geometrisine bağı olarak anında ve mutlak anlamda belirlenmektedir (Kahveci ve Yıldız, 2001).

Görelı konum belirlemede koordinatları bilinen bir noktaya göre diğır nokta ya da noktaların koordinatlarının belirlenmesi söz konusudur. Bu yöntemde alıcı konumu, bir ya da daha fazla referans istasyonu arasındaki baz vektörlerinin oluşturulması ve ikili fark ölçülerinin kullanılması temeline dayanmaktadır. İkili fark ölçüleri ile uydulara ve alıcılara ait saat hatalarının ortadan kaldırılması nedeniyle nispeten yüksek doğruluk elde edilmektedir. Yüksek doğruluk beklenen çalışmalarda bu yöntem tercih edilmektedir. Görelı konum belirleme yönteminin tek dezavantajı, aynı anda birden fazla noktada eş zamanlı ölçü yapma zorunluluğudur.

Mutlak konum belirleme yöntemindeki yeni gelişmelerle görelı konum belirleme yöntemiyle elde edilen doğruluğa yakın doğrulukta koordinat belirlenebilmektedir. Hassas Tek Nokta Konumlama (Precise Point Positioning-PPP) olarak bilinen bu teknikte, mutlak konum belirleme yöntemindeki en büyük hata kaynakları olan uydu yörünge hataları ve uydu saat hatalarının yerine, IGS tarafından hesaplanan hassas yörünge ve uydu saat hataları kullanılması sonucu cm doğruluğunda koordinat belirlenebilmektedir.

Yüksek doğruluk beklenen konum belirleme problemlerinde, ölçü ve hesaplamaların belirlenen kriterlere uygun yapılmasının yanı sıra IGS veri ve ürünlerinin kullanılması kaçınılmazdır.

4.1 Uluslararası GNSS Servisi

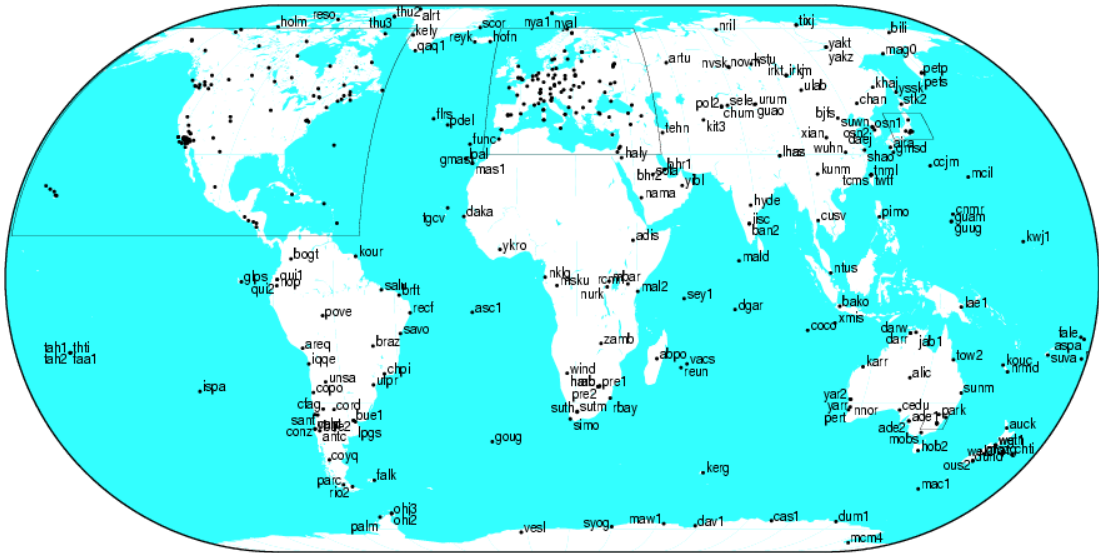
Uluslararası GNSS Servisi (International GNSS Service-IGS), Dünya çapında 200'den fazla sivil kurum ve kuruluş tarafından oluşturulmuş sabit GPS ve GLONASS istasyonları ağını işleterek elde ettiğı verileri analiz eden, bu veriler ile söz konusu uydu sistemlerine ait duyarlı ürünleri (yörünge, uydu saat hataları, yer dönüklük parametreleri vb.) hesaplayan, bu veri ve ürünleri internet yoluyla kullanıcıların hizmetine sunan uluslararası bir organizasyondur.

IGS'in oluşturulmasındaki ana motivasyon her geçen gün artan GPS alıcılarının doğru olarak kullanılması, veri analizlerinin standartlara uygun yapılması ve çözümlerin jeodinamik olarak doğru yorumlanmasını sağlamaktır. Diğır bir

motivasyon ise, yer dönüklük parametreleri ve uydu saat bilgilerinin yanı sıra hassas uydu yörüngelerinin üretilme gerekliliğidir.

IGS, Uluslararası Jeodezi Birliği (International Association of Geodesy-IAG) tarafından 1993 yılında kurulmuş ve çalışmalarına 1994 yılında başlamıştır (Beutler ve diğ., 1995). IGS; izleme ağı istasyonları, global ve bölgesel veri merkezleri, analiz merkezleri, merkez büro ve yönetim kurulundan oluşmaktadır.

IGS, koordinatları duyarlı şekilde bilinen 300'den fazla sürekli gözlem istasyonundan oluşan izleme ağını işletmektedir (Şekil 4.1). Bu istasyonlardan toplanan ölçüler, hassas uydu yörüngelerinin, yer dönme parametrelerinin, IGS istasyonlarının koordinat ve hızlarının, uydu ve alıcı saat hatalarının, global iyonosfer haritalarının, troposfer modellerinin oluşturulmasında kullanılmaktadır (IGS, 2009).



Şekil 4.1 : Uluslararası GNSS izleme (IGS) ağı.

IGS, GNSS uygulamalarının yapıldığı mühendislik ve yer bilimleri araştırmaları, çok disiplinli uygulamalar ve eğitimlerindeki gereksinimleri karşılamak amacıyla en kaliteli veri ve ürünleri sunmayı amaçlamaktadır. Günümüzde IGS kapsamında GPS ve GLONASS uydu sistemlerine yönelik veri ve ürünler kullanıcıların hizmetine sunulmaktadır. Kullanıma sunulan IGS ürünlerinin doğruluk, yenileme ve ölçü aralıkları Çizelge 4.1’de verilmektedir.

Çizelge 4.1 : IGS ürün bilgileri.

GPS Uydu Yörüngeleri Uydu ve İstasyon Saat Hataları		Doğruluğu	Yenileme	Veri aralığı
Ultra-Hızlı (kestirilen kısım)	Yörüngeler	~5 cm	Anlık	15 dakika
	Uydu Saatleri	~3 ns		
Ultra-Hızlı (ölçülen kısım)	Yörüngeler	~3 cm	3 – 9 saat	15 dakika
	Uydu Saatleri	~150 ps		
Hızlı	Yörüngeler	~2.5 cm	17 – 41 saat	15 dakika 5 dakika
	Uydu ve İst. Saatleri	~75 ps		
Final	Yörüngeler	~2.5 cm	12 – 18 gün	15 dakika
	Uydu ve İst. Saatleri	~75 ps		Uydu: 30s İst.: 5 dak.
GLONASS Uydu Yörüngeleri				
Final	Yörünge	~5 cm	12 – 18 gün	15 dakika
IGS İzleme İstasyonlarının Jeosentrik Koordinat ve Hızları				
Son konumlar	Yatay	3 mm	11 – 17 gün	Haftalık
	Düşey	6 mm		
Son Hızlar	Yatay	2 mm/yr	11 – 17 gün	Haftalık
	Düşey	3 mm/yr		
Yer Dönme Parametreleri Kutup Hareketi (PM) Kutup Hareketi Hızları (PM rate) Gün Uzunluğu (LOD)				
Ultra-Hızlı (kestirilen kısım)	PM	~200 μ s	Anlık	6 saat arayla günde dört defa
	PM rate	~300 mas/gün		
	LOD	~50 ms		
Ultra-Hızlı (ölçülen kısım)	PM	~50 mas	3 – 9 saat	6 saat arayla günde dört defa
	PM rate	~250 mas/gün		
	LOD	~10 ms		
Hızlı	PM	~40 mas	17 – 41 saat	Günlük
	PM rate	~200 mas/gün		
	LOD	~10 ms		
Final	PM	~30 mas	11 – 17 gün	Günlük
	PM rate	~150 mas/gün		
	LOD	~10 ms		
Atmosferik Parametreler				
Final troposferşk zenit doğrultusu gecikmesi		4 mm	Haftalık	2 saat
Ultra-Hızlı troposferşk zenit doğrultusu gecikmesi		6 mm	3 saatte bir	1 saat
Final İyonosferik TEC gridi		2-8 TECU	Haftalık	2 saat 5° (boylam)x 2.5° enlem
Hızlı iyonosferik TEC gridi		2-9 TECU	Günlük	2 saat 5° (boylam)x 2.5° enlem

4.2 Uluslararası Yersel Koordinat Referans Sistemi (ITRF)

Jeodezisinin temel amaçlarından biri yer kabuğu üzerindeki nokta konumlarını mümkün olduğu kadar doğru belirlemektir. Nokta konumlarının doğrudan ölçülememesi ve bu büyüklüklerin mutlak olmaması nedeniyle nokta koordinatları özel olarak tanımlanan bir referans sistemine göre belirlenir. Bu referans sistemi, nokta konumlarının ifade edileceği matematiksel olarak ideal bir yersel referans sistemi olmalıdır. Bu gereksinime bağlı olarak Uluslararası Yersel Referans Sistemi (International Terrestrial Reference System-ITRS)'nin oluşturulması çalışmalarına 1991 yılındaki 20'nci IUGG Genel Toplantısında alınan kararlar ile başlanmıştır. ITRS'in oluşturulmasında Boucher (1990)'da verilen öneriler ile Geodesist Handbook (2002)'de belirtilen ilkeler esas alınmıştır.

ITRS'nin ideal gerçekleştirmesi, noktalarının üç boyutlu kartezyen koordinatlarından ve hızlarından oluşan Uluslararası Yersel Koordinat Referans Sistemi (International Terrestrial Reference Frame, ITRF)'dir. ITRF, çeşitli analiz merkezlerince Çok Uzun Bazlı İnterforometre (VLBI), Ay ve Uydu Lazer Ölçmeleri (Lunar Laser Ranging; LLR ve SLR) GPS ve DORIS (Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite) gibi uzay jeodezisi teknikleri kullanılarak hesaplanan istasyon konum ve hızlarının birleştirilmesi ile elde edilmektedir (Altamimi ve diğ., 2002). ITRF'in içeriğinde; istasyonların kartezyen koordinat ve hızları, istasyon bilgileri, istasyonların kimlik numaraları (DOMES), lokal bağlantılar ve güncellemeler yer almaktadır.

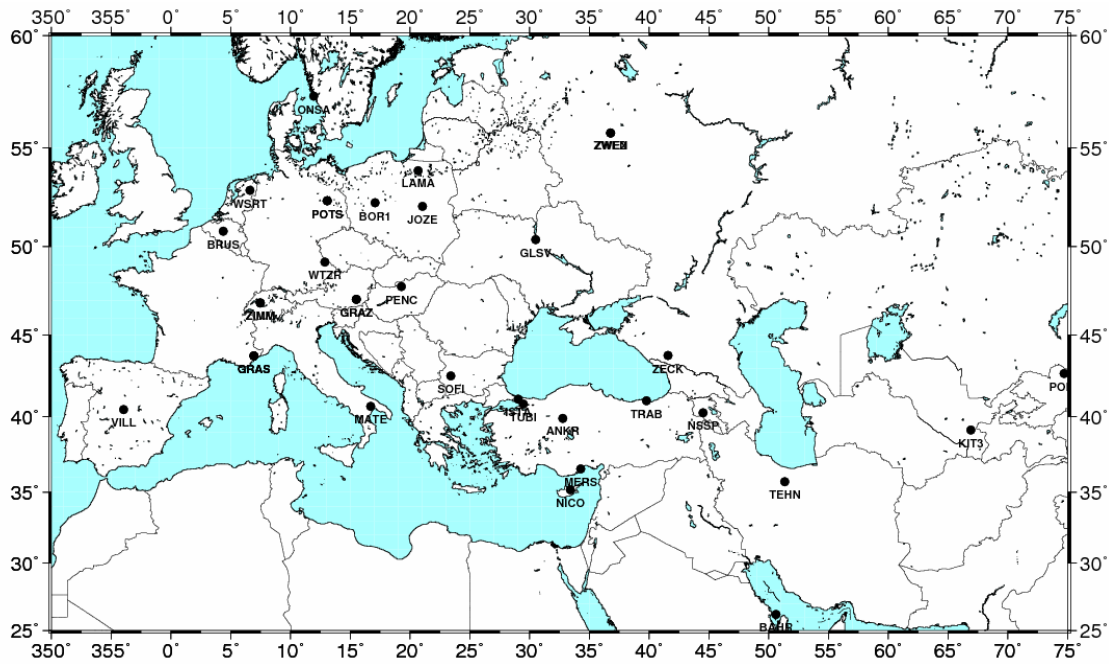
ITRS'in 1988 yılından bu yana 11 sürümü yayımlanmış olup en son sürüm ITRF2005'dir. Bu çözümler arasındaki dönüşüm 14 parametrelili Helmert dönüşümü ile sağlanmaktadır. Bu dönüşümün jeodezide yaygın olarak kullanılan 7 parametrelili Helmert dönüşünden temel farkı, orijinal 7 parametrenin (3 orijin, 3 eksen ve 1 ölçek) yanında bu parametrelerin zaman içindeki değişimleri de hesaba katılmaktadır.

ITRF'in sıklaştırılarak yerel veya bölgesel alanlarda kullanımını da görmek mümkündür. ITRF'in sıklaştırılması; yerel veya bölgesel ağdaki istasyonların konumlarının ve hızlarının ITRF'de ifade edilmesi olarak açıklanır (Altamimi ve diğ., 2002). Bu kapsamda TUTGA, Türkiye için ITRF'in özel bir uygulaması olarak değerlendirilmektedir.

4.3 GPS Ölçülerinin Değerlendirilmesi

Bilindiği üzere mühendislik ve jeodinamik maksatlar için değişik kurum ve üniversitelerce hazırlanan GPS değerlendirme yazılımları kullanılmaktadır. Bu yazılımlar incelendiğinde genelde hesaplama modüllerinin birbirine benzediği görülecektir. Bu nedenle, bu bölümde GPS ölçülerinin değerlendirilmesinde kullanılan adımlar İsviçre Bern Üniversitesi Astronomi Enstitüsü tarafından hazırlanan Bernese GPS Yazılımı (Hugentobler ve diğ., 2007)'na göre anlatılacaktır.

GPS ağlarında, ağın datumunun ITRF'de tanımlanması maksadıyla, uzun yıllar ölçüsü olan ve hız ile koordinatına güvenilen IGS izleme ağı noktalarından çalışma bölgesinin etrafında uygun dağılımda ve sıklıkta olanlar değerlendirmelere dâhil edilir (Şekil 4.2). Değerlendirmeye dâhil edilen IGS istasyonlarının alıcı ve anten bilgileri IGS tarafından tutulan istasyon bilgi dosyasından kontrol edilir.



Şekil 4.2 : Değerlendirmelerde kullanılan GPS istasyonları.

Kampanya tipi ölçülerle elde edilen günlük ham GPS verileri öncelikle alıcıdan bağımsız veri değişim formatına (Receiver Independent Exchange Format-RINEX) daha sonra yazılımın kendi formatına dönüştürülür. Bu aşamada her bir noktadaki ölçüler veri toplama aralığında ya da uzun süreli ölçüsü varsa uygun şekilde seyrekleştirilerek değerlendirmeye alınır.

GPS alıcıları ile, uydu anteni faz merkezinden çıkan sinyalin alıcı anteni faz merkezine ulaşmaya kadar geçen zaman ölçülmektedir. Bu nedenle, arazide ölçülen

anten yüksekliklerinin kullanılan her bir anten için belirlenen anten referans noktasına (Antenna Reference Point-ARP) indirgenmesi gerekmektedir. Değerlendirilen her bir noktanın anten yüksekliği, üretici firma ya da IGS tarafından sağlanan grafik bilgilere göre anten referans noktasına indirgenir ve noktaların anten yükseklikleri ile alıcı ve anten tipi istasyon bilgi dosyalarından kontrol edilir.

Yüksek doğruluk beklenen jeodezik çalışmalarda, alıcı ile uydu arasındaki geometrik uzaklığın duyarlı hesaplanabilmesi için alıcı ve uydu antenleri faz merkezi ve değişimlerinin bilinmesine ihtiyaç vardır. GPS ölçülerinin değerlendirilmesinde, alıcı ve uydu anteni faz merkezi ve değişimleri bağıl ya da mutlak modeller kullanılarak sabit alınmaktadır. GPS değerlendirmelerinde 2006 yılına kadar, alıcı anteni faz değişimlerinin AOAD/M_T antenine göre belirlendiği ve söz konusu alıcı anteni ile uydu antenlerinin faz merkezi değişimlerinin sıfır olarak kabul edildiği IGS_01.PCV rölatif modeli kullanılmaktaydı. Ancak, bu modelin günümüzde beklenen yüksek duyarlılığı sağlamadaki yetersizliği ve çözümlerde oluşturduğu sistematik hatalar nedeniyle, GPS dünyası tarafından alıcı ve uydu antenleri için faz merkezleri ve değişimlerinin mutlak olarak hesaplandığı IGS_05.ATX modeli kullanılmaya başlanmıştır (Url-2; Url-3).

GPS ölçülerinin değerlendirilmesinde, uydular, konumları bilinen nirengi noktaları olarak düşünülürse konumlarının diğer bir ifade ile yörüngelerinin hassas olarak bilinmesi gerekmektedir. Uluslararası GNSS servisi, 1992 yılından bu yana belirlediği hassas uydu yörüngeleri ile yer dönüklük parametrelerini GPS kullanıcılarının hizmetine sunmaktadır (Dow ve diğ., 2007). IGS tarafından sağlanan uydu yörüngeleri yere bağlı ve yer merkezli koordinat sisteminde ifade edildiğinden, uydu yörüngeleri öncelikle

$$X_{\text{inersiyal}} = P^T \cdot N^T \cdot S \cdot W \cdot X_{\text{yer merkezli-yer sabit}} \quad (4.1)$$

eşitliği ile yer merkezli inersiyal koordinat (J2000) sistemine dönüştürülür ve nümerik integrasyon yöntemi ile her ölçü epogu için enterpole edilir (Hugentobler ve diğ., 2007). Burada; W x_p ve y_p kutup koordinatları ile gösterilen kutup gezinmesini, S yıldız zamanı ile ifade edilen yerin dönüklüğünü, N ve P ise sırasıyla nutasyon ve presesyonu göstermektedir. Söz konusu parametreler, IGS yer dönüklük parametreleri (ERP) ile IAU2000 nutasyon/presesyon modeli içinde verilmektedir (McCarthy, 1996). Yörüngelerin oluşturulması aşamasında her günün hassas

yörünge dosyası içinde yer alan uydu saat hataları ileride kullanılmak üzere ayrı bir dosyaya kaydedilir.

GPS ölçülerinin değerlendirmesindeki bilinmeyenlerden bir tanesi de alıcı saatinin GPS zamanından olan farklılığı, diğer bir ifade ile alıcı saat hatasıdır. Bu bilinmeyenin dengeleme ile hesaplanması mümkün olsa da, bilinmeyen sayısının artması ve dengelemedeki serbestlik derecesinin azalması nedeniyle bu pek tercih edilen bir yöntem değildir. Onun yerine, bu parametrenin kod ölçüleri kullanılarak 1 μ s doğruluğunda hesaplanması ve daha sonraki aşamalarda bilinen olarak alınması, kolay ve tercih edilen bir yöntemdir (Hugentobler ve diğ., 2007). Alıcı saat hataları, iyonosferden bağımsız kod ölçüleri kullanılarak

$$P = \rho_k^i + c\delta_k - c\delta^i + \Delta\rho_k^i + \delta_{DCB} \quad (4.2)$$

eşitliği ile en küçük kareler yöntemi ile hesaplanır. Burada, P iyonosferden bağımsız kod ölçüleri ile elde edilen uzaklık olmak üzere, ρ uydu ile alıcı arasındaki geometrik uzaklık, c ışık hızı (sabit), δ_k alıcı saat hatası, δ^i uydu saat hatası, $\Delta\rho_k^i$ troposfer hatası ve ρ_{DCB} ise göreceli kod ölçü hatalarını ifade eder. Söz konusu eşitlikte her epok için bilinmeyen tek parametre alıcı saat hatasıdır ve diğer parametreler ya önceden hesaplanır ya da modeller kullanılarak bilinen alınır. Bu aşamada; göreceli kod ölçü hataları için Avrupa Yörünge Belirleme Merkezi (CODE) tarafından üretilen model kat sayıları, uydu saat hataları için IGS tarafından hesaplanan değerler ve troposfer hataları için Saastomien (1973) troposferik modeli kullanılarak hesaplanan değerler bilinen olarak alınmaktadır.

Yüksek duyarlılık istenen GPS değerlendirmelerinde temel ölçü, taşıyıcı faz farkı ölçüleridir ve kod ölçüleri sadece alıcı saati ile GPS zamanının senkronizasyonu maksadıyla kullanılır. GPS oturumlarında, noktalar arasındaki baz vektörleri,

$$L_{1,2} = \lambda \cdot \Phi = \rho + c\Delta\delta - \lambda N \quad (4.3)$$

eşitliği ile verilen tekli faz farkı ölçüleri ile oluşturulur (Leick, 1990). Burada, $L_{1,2}$ sırasıyla L_1 ve L_2 frekanslarındaki faz ölçülerini, λ taşıyıcı sinyalin dalga boyunu, Φ faz ölçülerinin bir tam devirden az olan kesirli kısmını, ρ uydu ile alıcı arasındaki uzaklığı, c ışık hızını (sabit), $\Delta\delta$ saat hatasını ve N başlangıç tamsayı belirsizliğini göstermektedir.

Noktaları arasındaki baz vektörleri hesaplanırken noktalar arasında en fazla ölçü ya da en kısa baz prensipleri kapsamında uygun noktalar arasındaki tekli faz farkı ölçüleri oluşturulur. Bu aşamada, ölçülerde 20 dakikalık veri kaybı olması durumunda yeni bir başlangıç tam sayı belirsizliği tanımlanır (Hugentobler ve diğ., 2007).

Eşitlik (4.3) faz farkı ölçülerinin değerlendirilmesinde kullanılan temel eşitlik olup aynı anda j ve k alıcıları ile i ve l uyduları arasındaki tekli faz farkı ölçülerinin farklarının alınmasıyla,

$$\Delta\Phi_{j,k}^{i,l}(T1) = \frac{1}{\lambda} \rho_{j,k}^{i,l}(T1) - N_{j,k}^{i,l} \quad (4.4)$$

eşitliği ile verilen ikili faz farkı ölçüleri elde edilir (Leick, 1990; Kahveci ve Yıldız, 2001). Böylece, alıcı ve uydu saat hataları elimine edilerek model hataları küçültülmüş olur. İkili faz farkı ölçülerinde faz sıçramalarının belirlenmesi ve kaba hatalı ölçülerin ayıklanması asıl dengeleme aşaması öncesi yapılması gereken işlemlerdendir. Ölçülerdeki faz sıçramaları,

$$N_j^i(T1) - N_j^i(T2) \neq 0 \quad (4.5)$$

eşitliğinde belirtilen farklı zamanlarda i uydusu ile j noktası arasında aynı olmayan başlangıç tam sayı belirsizlikleri ortaya çıkarılarak belirlenir. Faz sıçramalarının birçok nedeni vardır. Bunlar arasında sinyallerin alıcıya ulaşması aşamasında bazı engellere maruz kalması, alçak uydu yüksekliği, düşük sinyal-gürültü oranı, yansıma etkisi, alıcıdan kaynaklanan sebepler sayılabilir. Faz sıçramalarının onarılması maksadıyla,

$$\left[\Delta\Phi_{j,k}^{i,l} \right]_{T1}^{T2} = \frac{1}{\lambda} \rho_{j,k}^{i,l}(T2) - \frac{1}{\lambda} \rho_{j,k}^{i,l}(T1) \quad (4.6)$$

eşitliği ile verilen üçlü ölçü farkları incelenir ve onarılamayan faz sıçramaları tam sayı belirsizliği olarak işaretlenir (Hugentobler ve diğ., 2007).

Faz farkı ölçülerinde kesikliklerin giderilmesi ve kaba hatalı ölçülerin ayıklanmasından sonra, koordinatları bilinen IGS noktalarının koordinatları hatasız alınarak iyonosferden bağımsız ikili faz farkı ölçüleri dengelenir ve nokta koordinatları iyileştirilir. Daha sonra taşıyıcı dalga faz belirsizliği bilinmeyenleri her

bir baz için ayrı ayrı ve QIF (Quasi-ionosphere free) stratejisi kullanılarak çözülür (Hugentobler ve diğ, 2007). Bu aşamada, L1 ve L2 frekanslarındaki ölçüler kullanılır ve her epok için kullanılan göreceli iyonosfer parametreleri CODE tarafından hazırlanan global iyonosfer modeli ile her epokta elimine edilir. Troposferik etkiler nokta ve zamana bağımlı olarak en küçük kareler yöntemi ile hesaplanır. Bu hesaplamalarda Niell (1996) öncül troposfer modeline dayalı zenit gecikme bilinmeyenleri birer saat aralıklarla hesaplanır ve her gün için troposferin yatay değişimi modellenir. Faz belirsizlikleri ile troposfer parametrelerinin hesaplanmasının ardından, her baz için oluşturulan ikili ölçü farkları arasındaki matematiksel korelasyon dikkate alınarak ölçüler dengelenir ve her gün için serbest koşullu normal denklemler oluşturulur.

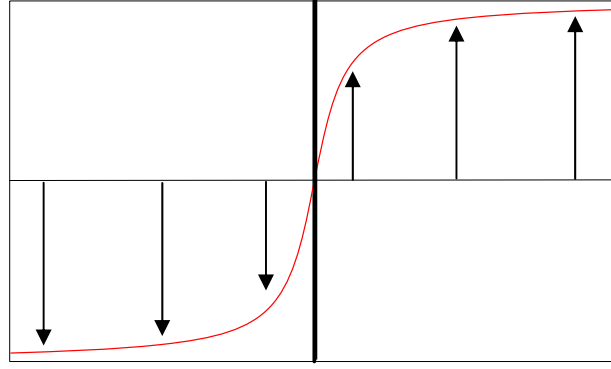
GPS ölçülerinin günlük çözümlerinde her gün için ayrı bir koordinat sistemi tanımlanır. Bu aşamada tanımlanacak koordinat sisteminin dayandırılacağı noktaların belirlenmesi maksadıyla kampanyaya dâhil edilen ITRF noktalarının koordinatlarına minimum zorlama uygulanarak uyumlu olan datum noktaları belirlenir. GPS ölçmelerinde her gün için oluşturulan koordinat sistemleri arasındaki dönüşüm,

$$\begin{bmatrix} X_j \\ Y_j \\ Z_j \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \Delta X \\ \Delta Y \\ \Delta Z \end{bmatrix} + (1 + \mu) \begin{bmatrix} 1 & \gamma & -\beta \\ -\gamma & 1 & \alpha \\ \beta & -\alpha & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} X_i \\ Y_i \\ Z_i \end{bmatrix} \quad (4.7)$$

eşitliği ile verilen üç boyutlu Helmert Benzerlik Dönüşümü ile sağlanır. Değerlendirmeler neticesinde, dönüşümde uyumlu olduğu belirlenen IGS noktalarının koordinatlarına sıkı koşul uygulanarak günlük serbest koşullu denklemler birleştirilir ve nokta koordinatları ile günlük çözümlerin birbirleri ile tutarlılığı incelenir. Son aşamada ise, günlük serbest koşullu normal denklemler birleştirilerek kampanya için serbest koşullu normal denklem sistemi elde edilir.

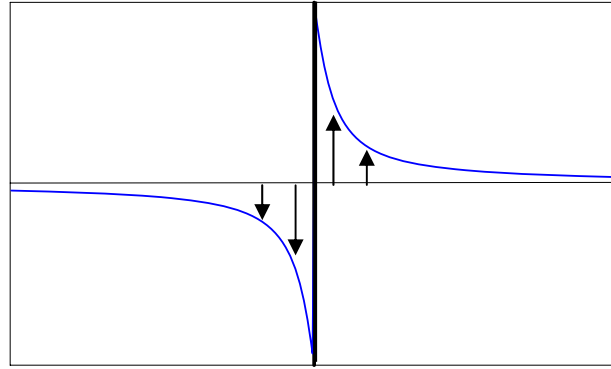
4.4 Deprem Öncesi (İntersismik) Hız Alanının Modellenmesi

Reid (1910)'de verilen deprem periyodu kuramına göre, bir deprem periyodu içinde bitişik bloklarda oluşan toplam yer değiştirme, söz konusu periyot içindeki intersismik (deprem öncesi) ve kosismik (deprem anı) yer değiştirmelerin toplamından oluşmaktadır (Şekil 4.3).



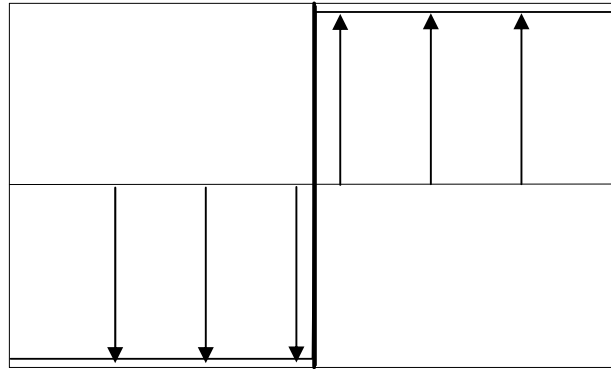
(a) İntersismik yer değıştirme

+



(b) Kosismik yer değıştirme

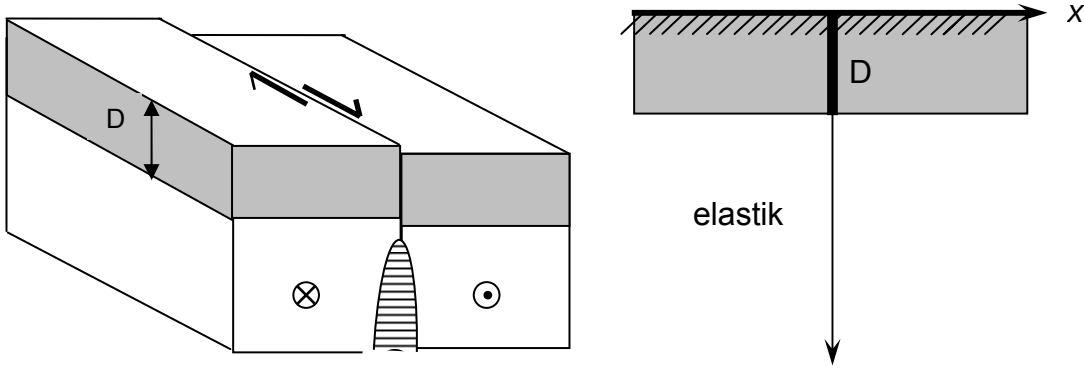
=



(c) Toplam yer değıştirme

Şekil 4.3 : Deprem periyodu içinde bitişik bloklarda oluşan yer değıştirme (Kalın çizgi fay izini göstermektedir).

İntersismik plaka hareketlerinin belirlenmesi, gerinim birikiminin dolayısıyla depreme ilişkin büyüklük, yer ve periyot gibi hususların tahmin edilmesi açısından önemlidir. Deprem döngüsü içinde intersismik deformasyon Savage ve Burford (1973)'da verilen iki boyutlu elastik yarı uzay dislokasyon modeli ile açıklanmaktadır (Şekil 4.4).



Şekil 4.4 : Deprem periyodu içinde bitişik blokların hareketi.

Bu modele göre intersismik dönemde blokları oluşturan faylar belirli bir derinliğe (D) kadar kilitlidir ve bu derinliğin altındaki sünümlü bölgede blokların iki tarafı birbirine göre sabit bir hızla hareket etmektedir (Şekil 4.4). Sünümlü bölgenin bu görelî hareketi sonucunda üstteki gevrek bölgede biriken gerinim sınır noktasına ulaştığında fay kırığı oluşmakta ve gerinim birikimi boşalmaktadır. Bu süreç içinde doğrultu atımlı faylarda fay düzlemine paralel hareket (Şekil 4.3a),

$$V = \frac{V_o}{\pi} \tan^{-1} \left(\frac{x}{D} \right) \quad (4.8)$$

eşitliği ile verilmektedir (Savage ve Burford, 1973). Burada; x faya dik doğrultudaki uzaklığı, D yer kabuğunun kilitli üst tabakasının (sismojenik tabaka) kalınlığı, V_o bu tabakanın altında plakaların serbest kayma hızını göstermektedir. Bu model, intersismik hızların modellenmesi konusunda yapılan birçok çalışmada geliştirilerek kullanılmıştır (Matsu'ura ve Jackson, 1986; Bennett ve diğ. 1996; Souter, 1998; Murray ve Segall, 2001; McCaffrey, 2002; Meade, 2004).

Meade (2004)'te verilen kinematik blok modeli ile GPS ile belirlenen intersismik hızların yanı sıra diğer disiplinler tarafından belirlenen fay düzlemi üzerindeki kayma değerleri ve blokların bilinen Euler parametreleri birlikte kullanılarak yer kabuğu deformasyonunu belirlemek mümkündür.

Klasik deprem periyodu kuramı içinde, Şekil 4.4'te verilen tanımdan yola çıkarak herhangi bir blok üzerindeki noktanın intersismik hızı,

$$\vec{V}_I = \vec{V}_B(\vec{x}_s) - \vec{v}_{CSD}(\vec{x}_s, \vec{x}_F) \quad (4.9)$$

eşitliği ile modellenebilir. Burada; V_B , noktanın üzerinde bulunduğu bloğun uzun dönemli lineer hareketi, V_{CSD} ise noktanın çevresindeki kilitli faylar nedeniyle noktada biriken yıllık negatif dislokasyondur. Şekil 4.3b'den de anlaşılacağı üzere deformasyon zonunun dışında kalan alanlarda yıllık kosismik dislokasyondan kaynaklanan hareket sıfıra eşit olacağından bu noktalardaki toplam yer değiştirme intersismik deformasyona eşit olur.

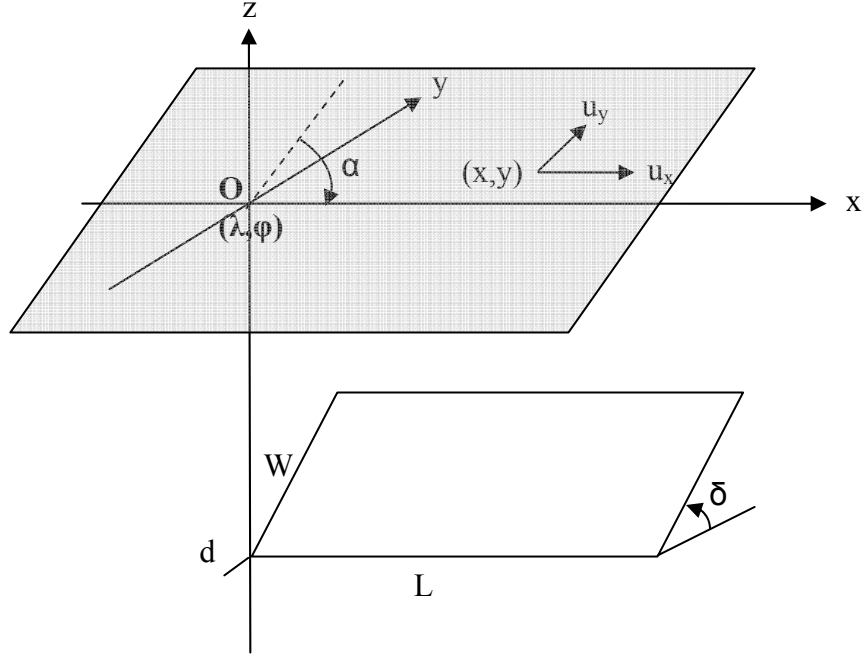
Blokların uzun dönemli lineer hareketleri, Euler kutbu etrafındaki dönme hareketi ile tanımlanmaktadır. Euler kutbu kavramı ilk defa 1775 yılında Leonhard Euler tarafından ortaya konulmuştur. Teoreme göre, birbirine komşu iki plakanın rölatif hareketi Dünya'nın merkezinden geçen ve yeryüzünü Euler kutbunda delen bir eksen etrafındaki açisal dönme hareketi ile tanımlanır. Bu bağlı plaka hareketi küre üzerinde Euler kutup parametreleri (φ_E, λ_E) ve açisal hız (Ω) ile gösterilebileceği gibi kartezyen koordinat sisteminde tanımlanan dönme vektörü $\vec{\Omega} = (\Omega_x, \Omega_y, \Omega_z)$ ile de gösterilebilir.

Buna göre bir blok üzerinde yer alan herhangi bir noktadaki uzun dönemli blok hareketi

$$\vec{v}_B(\vec{x}_S) = \vec{\Omega} \times \vec{x}_S \quad (4.10)$$

eşitliğinde verildiği üzere söz konusu noktanın kartezyen konumu olan $\vec{x}_S = (x_s, y_s, z_s)$ ile Euler dönme vektörünün $\vec{\Omega} = (\Omega_x, \Omega_y, \Omega_z)$ vektörel çarpımı olarak ifade edilir.

Söz konusu noktada, çevresindeki fayların kilitli olmasından dolayı açığa çıkmayarak biriken dislokasyon Okada (1985)'da verilen homojen, izotropik, lineer elastik yarı uzay dislokasyon modeli ile hesaplanır. Elastik yarı uzayda tanımlanan bu modelde, her bir fay segmenti 9 adet fay düzlemi parametresi ile tanımlıdır ve aynı anda birden fazla fay düzlemi tanımlamak mümkündür. Her bir fay düzlemi; fayın başlangıç noktasının koordinatları (boylam ve enlem), fayın genişliği (W), uzunluğu (L), fay düzleminin doğrultusu (α), fay düzleminin eğimi (δ), fay düzleminin başlangıç noktasının derinliği (D) ve fay düzleminde fay doğrultusu boyunca kayma değeri (U_x) ve fay doğrultusuna dik yöndeki kayma değeri (U_y) ile tanımlanmaktadır (Şekil 4.5).



Şekil 4.5 : Elastik yarı uzayda dislokasyon modeli.

Blokları sınırlayan fay düzlemleri üzerindeki kayma vektörü,

$$\vec{s} = \vec{\Omega} \times \vec{x}_f \quad (4.11)$$

eşitliğinde verildiği üzere bu fay düzlemlerinde hesaplanan bağıl blok hızları olarak tanımlanır. Burada, $\vec{x}_f$ fay düzlemi üzerindeki bir noktanın kartezyen koordinatını, $\vec{\Omega}$ ise söz konusu bloğun Euler dönme vektörünü göstermektedir. Her bir fay düzlemindeki kayma vektörünün, fay doğrultusunda ve fay düzlemine dik iki bileşeni vardır. Kayma vektörünün fay doğrultusundaki bileşeni fayın sağ ya da sol yanal atımlı olduğunu, fay düzlemine dik bileşeni ise fay düzleminde oluşan açılma veya sıkışma konusunda bilgi vermektedir.

Bu bilgiler ışığında, yer kabuğu üzerinde tanımlanan blokların hareketlerini belirleyen Euler parametreleri ile jeolojik, jeofizik ve jeodezik ölçüler arasındaki ilişki

$$\begin{pmatrix} \vec{v}_I \\ \vec{s} \\ \vec{\Omega} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} R_B - R_C \\ R_F R_{\Delta v} \\ I \end{pmatrix} \vec{\Omega} \quad (4.12)$$

eşitliği ile kurulur. Bu eşitlikte kullanılan R dönme matrisleri, Euler vektörleri ile yapılan hesaplamaların küre üzerinde, dislokasyon modelinin ise düzlem üzerinde uygulanması nedeniyle hesap yüzeyleri arasında dönüşümlerinin sağlanması amacıyla kullanılır. Söz konusu eşitliğin sol tarafında kalan intersismik hızlar ($\vec{v}$), kayma vektörleri ($\vec{s}$) ve blokların Euler vektörlerinin ($\vec{\Omega}$) bilinmesi ve bunların hepsinin $\vec{d}$ ile gösterilmesi durumunda, (4.12) eşitliği

$$R\vec{\Omega} = \vec{d} \quad (4.13)$$

şeklinde basitleştirilir. Burada R matrisi Euler vektörleri ile yukarıda sözü edilen yüzeyler arasındaki dönüşümü sağlayan R dönme matrislerinin toplamıdır ve her bir blok için Euler vektörleri en küçük kareler yöntemiyle

$$\vec{\Omega}_{\text{hesap}} = [R^T W R]^{-1} R^T W \vec{d} \quad (4.14)$$

eşitliği ile hesaplanır. Burada, ölçülerin ağırlık matrisini

$$W = \begin{pmatrix} \beta_G W_G & 0 & 0 \\ 0 & \beta_S W_S & 0 \\ 0 & 0 & \beta_\Omega W_\Omega \end{pmatrix} \quad (4.15)$$

ile tanımlamak mümkündür ve söz konusu matriste yer alan W katsayıları ölçü gruplarının öncül ağırlıklarını göstermektedir. Dengeleme aşamasında fay segmentlerindeki kayma vektörleri ile blokların Euler vektörleri hakkında önceden bilgi varsa bu bilgiler β kat sayıları ile uygun şekilde ağırlıklandırılarak dengelemede ön koşul olarak tanımlanır.

Hesaplama sonrası elde edilen artık değerlerin büyüklüğü ve dağılımı, ölçü ve modelin uyumluluğunun iyi bir göstergesidir. Euler parametrelerinin hesaplanması aşamasında dengelemede kullanılan ölçüler ile model arasındaki uyum problemin lineer olmamasından ötürü iteratif olarak sağlanır. Her bir iterasyonda dengeleme öncesi öncül olarak belirlenen fay düzlem parametreleri geliştirilerek artık hızların (ölçü-model) minimum olması koşulu aranır. Diğer bir ifade ile model uyumunun bir ölçütü olarak dengeleme sonrası elde edilen aposteriori (sonsal) varyans,

$$\hat{\sigma}_0^2 = \frac{\sum_{i=1}^N (r_i/\sigma_i)^2}{N - P} \quad (4.16)$$

eşitliği ile hesaplanır (Lawrence, 2003). Burada, r_i artık ölçüleri, σ_i ölçülerin standart sapmalarını, N toplam ölçü sayısını, P bilinmeyen sayısını göstermektedir. Genellikle ölçü sayısı, bilinmeyen sayısından çok fazla olduğundan, artık hızlar ile ölçü hatalarının uyumlu olduğu durumlarda $\hat{\sigma}_0^2$ yaklaşık 1 olarak hesaplanmaktadır (Meade ve diğ., 2002).

Dengeleme sonrası her bir blok için hesaplanan Euler vektörü $\vec{\Omega} = (\Omega_x, \Omega_y, \Omega_z)$ ile Euler kutbu parametreleri olan enlem, boylam ve açısal hız $(\varphi_E, \lambda_E, \Omega)$ arasındaki karşılıklı dönüşüm Cox ve Hart (1986)'ta aşağıdaki gibi verilmektedir.

$$\Omega_x = \Omega \cos \varphi_E \cos \lambda_E$$

$$\Omega_y = \Omega \cos \varphi_E \sin \lambda_E \quad (4.17)$$

$$\Omega_z = \Omega \sin \varphi_E$$

$$\Omega = \|\Omega\| = \sqrt{\Omega_x^2 + \Omega_y^2 + \Omega_z^2}$$

$$\varphi_E = \tan^{-1} \frac{\Omega_z}{\sqrt{\Omega_x^2 + \Omega_y^2}} \quad (4.18)$$

$$\lambda_E = \tan^{-1} \frac{\Omega_y}{\Omega_x}$$

5. UYGULAMA

Bu çalışmada, ülkemizin kuzeybatı bölümünde Türkiye Ulusal Yatay Kontrol Ağı'nın kurulması ve sıklaştırılması kapsamında yapılan yersel ölçüler ile sonraki yıllarda yapılan GPS ölçüleri birlikte değerlendirilerek, sözü edilen bölgede yer kabuğu hareketleri sonucu Yatay Kontrol Ağı'nda oluşan deformasyon araştırılmıştır. Bölgedeki deformasyonun ortaya çıkarılmasında; bölgede 1930–2003 yılları arasında meydana gelen ve jeodezik ağı etkilediği değerlendirilen ($M \geq 6$) depremler, Yatay Kontrol Ağı'nda 1930-1964 yıllarında yapılan yersel ölçüler ve bu ağı 82 noktasında 2000 ve 2003 yıllarında yapılan GPS ölçüleri kullanılmıştır.

Bölgedeki deformasyonun araştırılmasında öncelikle, yersel ölçülerin dengelenmesi aşamasında, ölçü yapılan noktalarda bilinmesine ihtiyaç duyulan çekül sapması bileşenleri farklı yöntemlerle enterpole edilmiş ve elde edilen sonuçlar birbirleriyle karşılaştırılarak ölçü yapılan yatay kontrol ağı noktalarında çekül sapması bileşenleri hesaplanmıştır. Daha sonra, çalışma bölgesinin tektonik yapısı incelenerek büyüklüğü bakımından jeodezik ağlarda etkili olduğu değerlendirilen depremler çeşitli kaynaklardan derlenmiştir. Bu deprem bilgileri ışığında 1930-1964 yılları arasında Türkiye Ulusal Yatay Kontrol Ağı noktalarında yapılan yersel ölçüler evrelere ayrılmıştır.

Diğer yandan bölgedeki triangulasyon ağı noktalarında 2000 ve 2003 yıllarında yapılan GPS ölçüleri, Bernese GPS Yazılımı (Sürüm 5.0) ile değerlendirilmiş ve bu noktaların güncel GPS koordinatları hesaplanmıştır. Ayrıca, bölgenin intersismik hız alanının modellenmesi ve intersismik hızları bilinmeyen noktalardaki hızların kestirimi maksadıyla kinematik blok modeli kullanılmıştır.

Çeşitli kaynaklardan derlenen deprem bilgileri ışığında evrelere ayrılan yersel ölçüler kendi içinde uygun datum noktalarının belirlenmesi ile yeniden dengelenmiş ve ağ noktalarının GRS80 elipsoidinde ITRF2005 koordinat sisteminde iki boyutlu koordinatları hesaplanmıştır. Bölgedeki triangulasyon ağı noktalarında 2000 yılı ve sonrası yapılan GPS ölçüleri ile sözü edilen noktaların güncel GPS koordinatları bilinmektedir. Her bir evrenin yeniden dengelenmesi ile elde edilen koordinatların

güncel GPS koordinatları ile karşılaştırılmasıyla ile bölgede zaman içinde yer kabuğu hareketleri nedeniyle oluşan deformasyon araştırılmıştır.

5.1 Mutlak Çekül Sapmasının Hesaplanması

Yersel ölçülerle kurulan jeodezik ağların hemen hemen tümünde deformasyonların bulunma olasılığı çok yüksektir. Bunun nedenleri arasında ölçülerin hassasiyetinin yanı sıra, ağın dengelenmesi aşamasında gereksiz zorlamaların yapılması, zayıf ağ biçimleri, dengeleme aşamasındaki hesap yakınsamaları sayılabilir. Ancak, deformasyon miktarının önemli bir kısmı doğal koordinat sistemlerine dayanan ölçme ve gözlem sonuçlarının hesaplamalar için benimsenen referans koordinat sistemlerine indirgemelerinin ya hiç ya da tam yapılmamasından kaynaklanmaktadır. Nitekim ABD Ulusal Yatay Kontrol Ağı olan NAD-27'nin yine ABD'de Doppler yöntemiyle kurulmuş olan NWL-9D (Navy Weapon Laboratory-9D) ağı ile karşılaştırılması sonucunda ortaya çıkan koordinat farklarının enlem ve boylam değerlerinde 10 m civarında olduğu belirtilmektedir (Gürkan, 1979a). Bu miktarın NAD-27'nin kurulması aşamasında yapılan gözlem hataları ile açıklanamayacak kadar büyük olduğu, kendilerine özgü bir düzenlilik içerdiği ve söz konusu hataların bu kadar büyük olmasında ölçülere gerekli indirgemelerin yapılmamasının etkili olduğu değerlendirilmektedir.

ABD ağı ile bazı ayrıntılar dışında hemen hemen aynı yöntemlerle kurulmuş olan Türkiye Ulusal Yatay Kontrol Ağı'nın dengelenmesi aşamasında deniz yüzeyine indirgenen bazların kullanılması, çekül sapması bileşenleri ile elipsoid yüksekliklerinin bilinmemesinden kaynaklanan ölçü indirgemelerinin yapılmaması ve ağın ED50 ağına bağlantısının nasıl yapıldığının matematik modelinin tam olarak bilinmemesi NAD-27'de ortaya çıkan deformasyonların benzerlerinin Türkiye Ulusal Yatay Kontrol Ağı'nda da ortaya çıkma olasılığını artırmaktadır (Gürkan, 1979a).

Türkiye Ulusal Yatay Kontrol Ağı'nın tamamına ya da bir kısmına ait ölçülerin yukarıdaki hususlar göz önünde tutularak yeniden GRS80 elipsoidinde dengelenmesi ile ağda zaman içinde oluşan yatay yer kabuğu hareketlerini belirlemek mümkündür. Bunun için öncelikle ölçülerin dengeleneceği sistem olan GRS80'e dayalı mutlak çekül sapması bileşenlerinin hesaplanmasına ihtiyaç duyulmaktadır. Bu maksatla öncelikle, mutlak çekül sapması bileşenleri gravimetrik geoidin kullanımı ve astrojeodezik yöntemlerle hesaplanmış ve birbirleri ile uyumu kontrol edilmiştir.

Ayrıca, çekül sapması bileşenlerinin dengeleme sonuçlarına etkisini incelemek maksadıyla sayısal bir uygulama yapılmıştır.

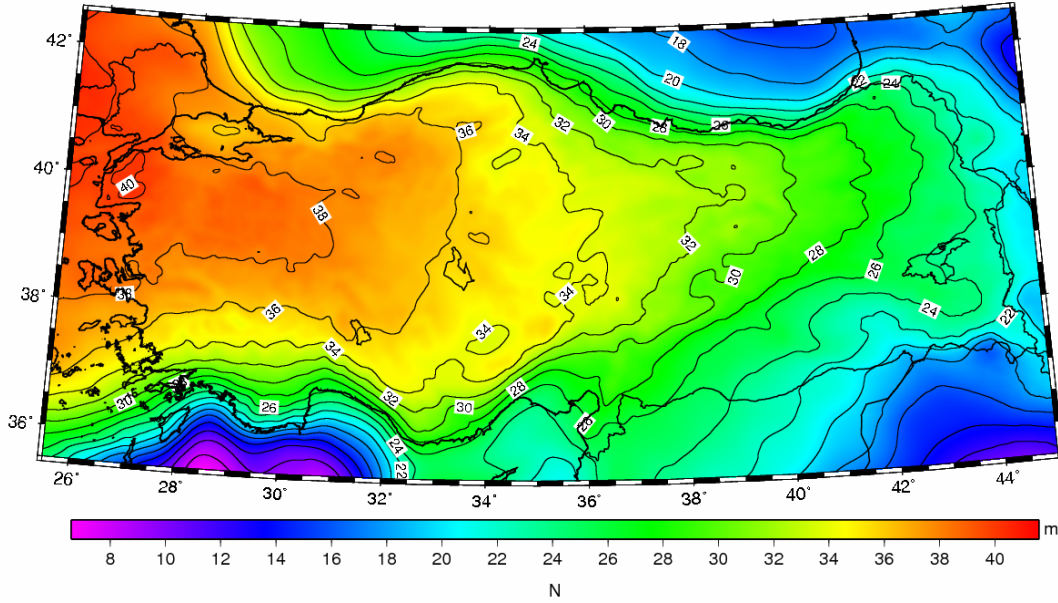
5.1.1 Gravimetrik Çekül Sapması Bileşenlerinin Enterpolasyonu

Global Konum Belirleme Sisteminin özellikle haritacılık ve mühendislik amaçlı ölçmelerde yaygın olarak kullanılmasıyla, noktaların yere bağlı ve yer merkezli global bir koordinat sisteminde üç boyutlu dik koordinatları diğer bir ifade ile enlem, boylam ve elipsoid yükseklikleri yüksek doğrulukla belirlenmeye başlanmıştır. GPS ile elde edilen elipsoid yükseklikleri tamamen geometrik bir büyüklük iken uygulamada kullanılan ve yerin potansiyel alanına göre tanımlanan ortometrik yüksekliklerin fiziksel anlamı vardır. İki yükseklik sistemi arasındaki dönüşümün diğer bir ifade ile elipsoid yüksekliklerinden ortometrik yüksekliklerin hesaplanması için ülke genelinde yeterli doğrulukta ve aynı sistemde hesaplanmış geoit yüksekliklerinin bilinmesine ihtiyaç duyulur.

Türkiye’de 1970’li yıllarda başlayan geoit belirleme çalışmaları ile günümüze kadar çeşitli veri ve yöntemler kullanılarak yerel ve bölgesel geoit modelleri hesaplanmıştır. Hâlihazırda önceki çalışmalara göre daha fazla veri içeren ve modern teknikler kullanılarak hesaplanan Türkiye Geoidi-2003 ülke genelindeki gereksinimler için yaygın olarak kullanılmaktadır (Şekil 5.1). Türkiye Geoidi-2003 (TG03), Kaldır-Yerine Koy tekniğinde en küçük karelerle kollokasyon hesap yöntemi ile heterojen data (gravite, topoğrafya ve geoit yükseklikleri) kullanılarak hesaplanmıştır. Türkiye Gravimetrik Geoidi (TG-91) ve GPS/Nivelman geoidinin birleştirilmesi ile GRS80 sisteminde hesaplanan TG03’ün doğruluğu ± 10 cm mertebesinde (Kılıçoğlu ve diğ., 2005). TG03’ün bu doğruluğu, özellikle büyük ölçekli harita üretiminde ortometrik yüksekliklerin hesaplanması aşamasında ihtiyaç olması hâlinde uygun sayıda GPS/nivelman noktasının ölçülerek bölgesel geoit modelinin oluşturulmasında büyük kolaylık sağlamaktadır. Ayrıca, TG03 gibi global bir yer merkezli datuma dayalı olarak hesaplanan bir geoit ile, yükseklik sistemleri arasındaki dönüşüm yapılabileceği gibi mutlak çekül sapması bileşenlerinin de hesaplanması mümkündür.

Gravimetrik geoidden çekül sapması bileşenlerinin hesaplanması işlemi aslında astrojeodezik nivelman yönteminin tersidir. Geoit yüksekliği ve gravimetrik çekül sapması bileşenleri hesaplanmak istenen noktalar konum yönüyle rastgele dağılım

gösteren noktalar. Bu nedenle TG03'ün her 3' x 3' lık grid köşesinde bilinen geoit yüksekliklerinden (N) yararlanarak herhangi bir P noktasında gravimetrik çekül sapması bileşenlerini bulmak problemin temelini oluşturur. Bu problemin çözümü için öncelikle söz konusu noktadaki geoit yüksekliğinin kestirimi, daha sonra ise hesaplama yapılan nokta çevresindeki geoidin değişiminden gravimetrik çekül sapması bileşenlerinin hesaplanması gerekir.



Şekil 5.1 : Türkiye geoidi (TG03).

Herhangi bir P noktasındaki geoit yüksekliğinin hesaplanması için öncelikle düzenli olarak 3' x 3' grid köşelerinde bilinen TG03 geoit yükseklikleri dayanak veri kümesi olarak alınmış ve daha sonra söz konusu noktadaki geoit yüksekliği ağırlıklı ortalama yöntemi ile hesaplanmıştır.

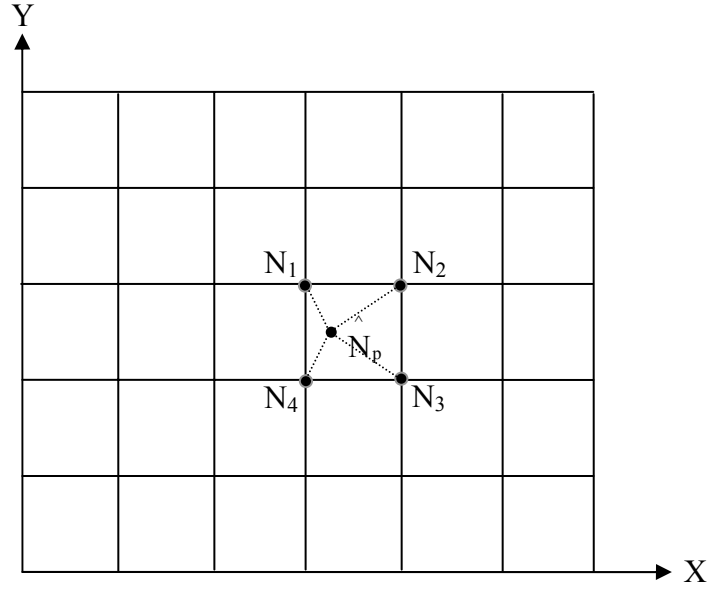
Ağırlıklı ortalama yönteminde, Şekil 5.2'de verilen dik koordinat sisteminde yer alan herhangi bir P(x,y) noktasına ait $\hat{N}_p$ geoit yüksekliği, noktanın etrafındaki grid köşelerinde bilinen geoit yüksekliklerinden yararlanarak

$$\hat{N}_p = \frac{\sum_{i=1}^n w_i N_i}{\sum_{i=1}^n w_i}, \quad i = 1, \dots, 4 \quad (5.1)$$

eşitliği ile belirlenmiştir. Burada, N_i i'nci dayanak noktasının geoit yüksekliği, w_i ise söz konusu değerinin ağırlığıdır. w_i ağırlıkları, P kestirim noktası ile 1 dayanak noktası arasındaki uzaklığın bir fonksiyonu olarak

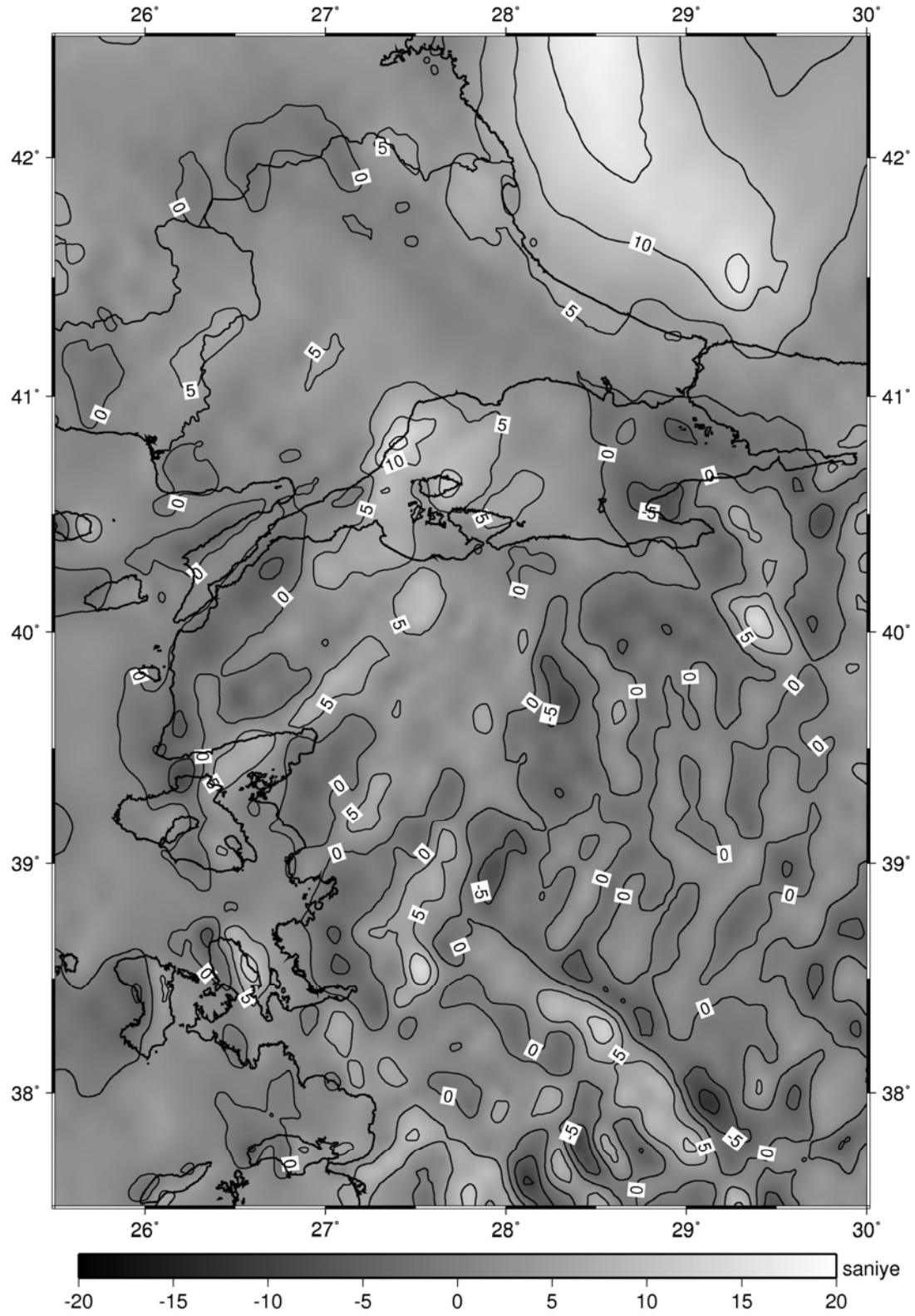
$$w_i = \frac{1}{\sqrt{(x_p - x_i)^2 + (y_p - y_i)^2}} \quad (5.2)$$

eşitliği ile tanımlanmıştır.

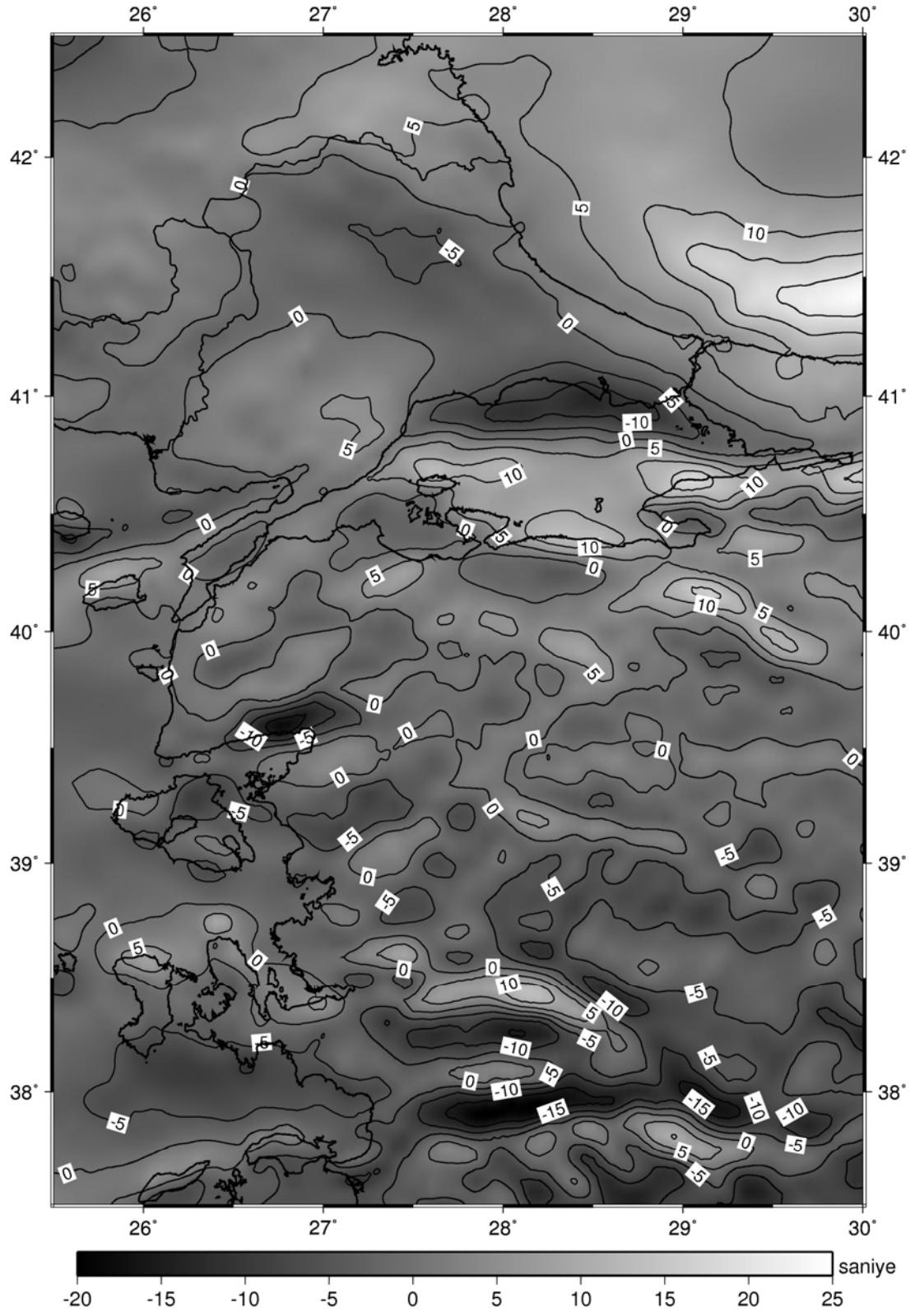


Şekil 5.2 : Dik koordinat sistemi ve grid ağı.

Problemin ikinci ve asıl aşaması olan gravimetrik çekül sapması bileşenlerinin hesaplanması işlemi eşitlik (3.6) kullanılarak yapılmıştır. Türkiye genelinde her 3'x 3' aralıklarla hesaplanan gravimetrik çekül sapması bileşenlerinin doğu-batı (η) ile kuzey-güney (ξ) bileşenleri Şekil 5.3 ve Şekil 5.4'te verilmiştir.



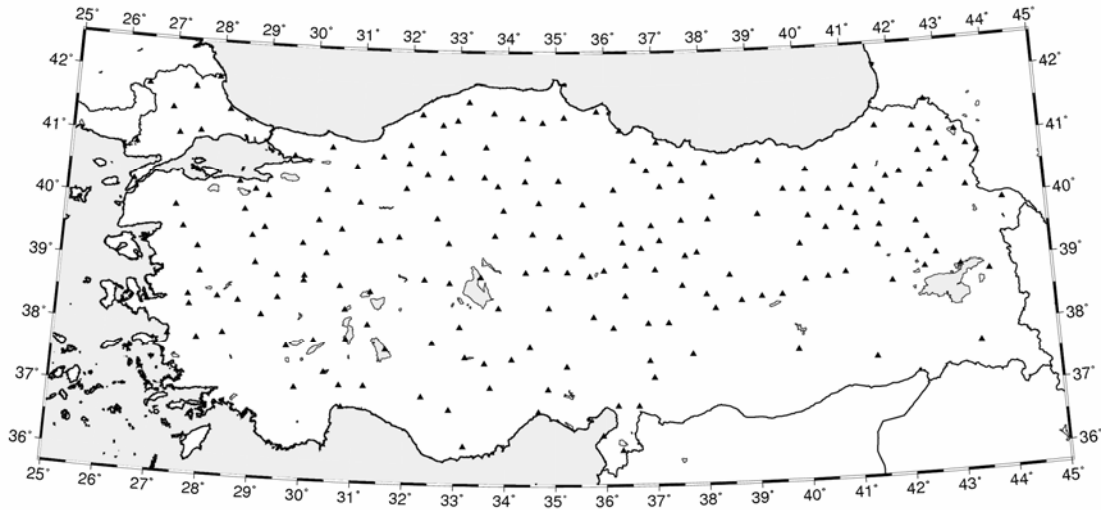
Şekil 5.3 : TG03 ile hesaplanan mutlak çekül sapması doğu-batı (η) bileşeni.



Şekil 5.4 : TG03 ile hesaplanan mutlak çekül sapması kuzey-güney (ξ) bileşeni.

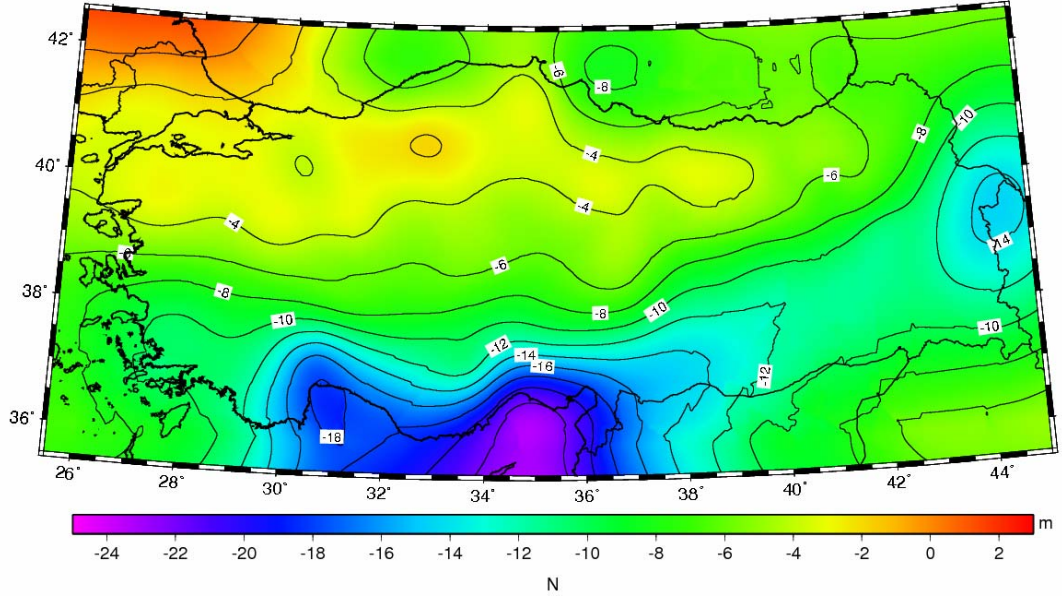
5.1.2 Astrojeodezik Çekül Sapması Enterpolasyonu

Türkiye’de astronomi ölçülerine Türkiye Ulusal Yatay Kontrol Ağı’nın kurulması kapsamında 1942 yılında başlanmış ve 1953 yılına kadar 98 adet I’inci derece noktada astronomik enlem, boylam ve azimut ölçüleri yapılmıştır. Söz konusu ölçüler, Türkiye Ulusal Datumu (TUD54)’nun oluşturulması kapsamında 1954 yılında ABD’de yapılan dengelemede kullanılmıştır. Daha sonraki yıllarda astrojeodezik geoit ve çekül sapması bileşenlerinin belirlenmesi ile Yatay Kontrol Ağı’nı oluşturan poligonların ortalarında yeni Laplace noktalarını tesis etmek maksadıyla astronomi ölçülerine devam edilmiştir. Dolayısıyla, Türkiye’de 1942-1990 yılları arasında toplam 319 astronomi ölçüsü yapılmıştır. Bu ölçülerin bazıları tekrar ölçüleri niteliğinde olup bunların ve kaba hatalı olanların çıkarılması durumunda toplam 200 noktada yapılan astronomi ölçüleri geoit ve çekül sapması bileşenlerinin hesaplanmasında kullanılmıştır (Şekil 5.5) (Alp, 1993; Ayhan ve diğ., 2002).



Şekil 5.5 : Astronomi ölçüleri yapılan noktalar.

Türkiye’ye dağılmış 200 astronomi noktasının ED50 datumundaki astrojeodezik çekül sapması bileşenleri, gravimetrik ve ortometrik düzeltmeler gözönünde bulundurularak, astrogravimetrik nivelman yöntemiyle değerlendirilmiş ve Türkiye Astrojeodezik Geoidi-1994 (TAG94) hesaplanmıştır (Şekil 5.6). TAG94’ün iç doğruluğu ± 52 cm olup değişik amaçlarla kullanılmak üzere 3’x3’ grid köşelerinde geoit yükseklikleri hesaplanmıştır (Ayhan ve Alp, 1995).



Şekil 5.6 : Türkiye Astrojeodezik Geoidi (TAG94).

Astrojeodezik çekül sapması bileşenleri, bilindiği üzere referans olarak seçilen elipsoid boyutları ve jeodezik datuma bağlıdır. Mutlak astrojeodezik çekül sapması bileşenlerinin belirlenmesi için ortak noktaların astronomik koordinatları ile mutlak bir datumdaki jeodezik koordinatların bilinmesi gereklidir. Türkiye’de astronomi ölçüsü yapılan 200 yatay kontrol ağı noktasının hepsinin GPS koordinatları bilinmemektedir. Oysa bu noktaların ED50 datumundaki koordinatları bilinmekte ve bu noktalar üç boyutlu Helmert dönüşümü ile ± 1 m doğrulukta ITRF sistemine dönüştürülmektedir. Bu doğruluğun astrojeodezik çekül sapmasının hesaplanması için yeterli olacağı değerlendirilmektedir.

GRS80 elipsoidinde mutlak astrojeodezik çekül sapması bileşenlerinin hesaplanması için öncelikle astronomi ölçüsü yapılan yatay kontrol ağı noktalarının ED50 koordinatları,

$$\begin{bmatrix} X \\ Y \\ Z \end{bmatrix}_{ITRF} = \begin{bmatrix} \Delta X \\ \Delta Y \\ \Delta Z \end{bmatrix} + (1 + \Delta S) \begin{bmatrix} 1 & -R_Z & R_Y \\ R_Z & 1 & -R_X \\ -R_Y & R_X & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} X \\ Y \\ Z \end{bmatrix}_{ED-50} \quad (5.3)$$

eşitliği ile Ayhan ve diğ. (2002)’de hesaplanan ve Çizelge 5.1’de verilen parametreler kullanılarak ITRF datumuna dönüştürülmüştür. Söz konusu dönüşümde noktaların ED50 datumundaki elipsoid yükseklikleri,

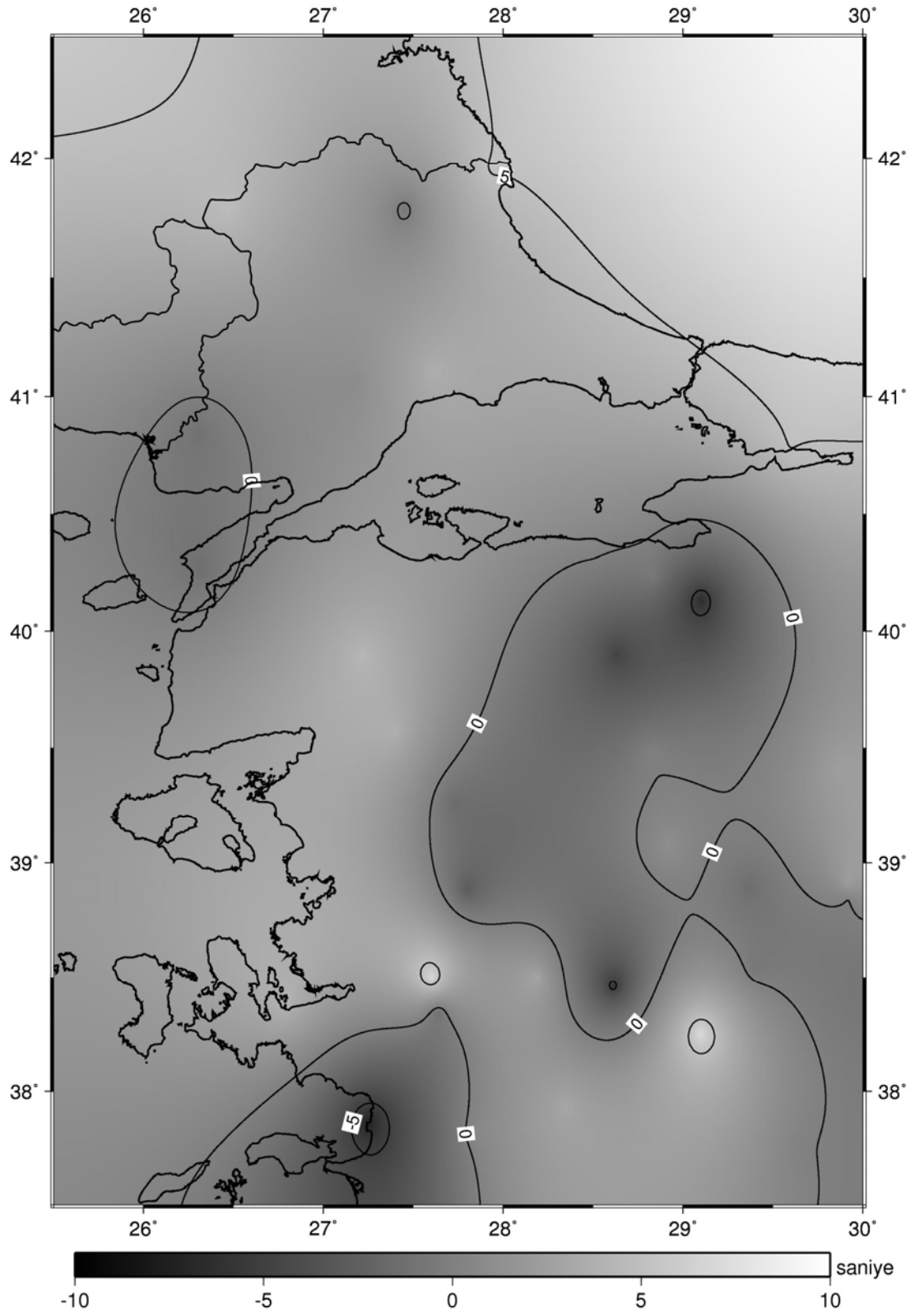
$$h_{ED50} = H + N_A \quad (5.4)$$

bağıntısı ile hesaplanmıştır. Burada H normal ortometrik yükseklik, N_A astrojeodezik geoit yüksekliğidir. Yatay Kontrol Ağı noktaların yükseklikleri; normal ortometrik sisteminde değerleri bilinen I'inci veya II'nci derece düşey kontrol noktalarına dayalı olarak çoğunlukla trigonometrik nivelman yöntemiyle belirlenmiş olup ± 1 metre ve daha iyi doğrulukta olduğu değerlendirilmektedir. Dönüşümde kullanılan noktalarda astrojeodezik geoit yükseklikleri, grid köşelerinde bilinen TAG94 değerlerinden yararlanılarak ağırlıklı ortalama yöntemiyle kestirilmiştir.

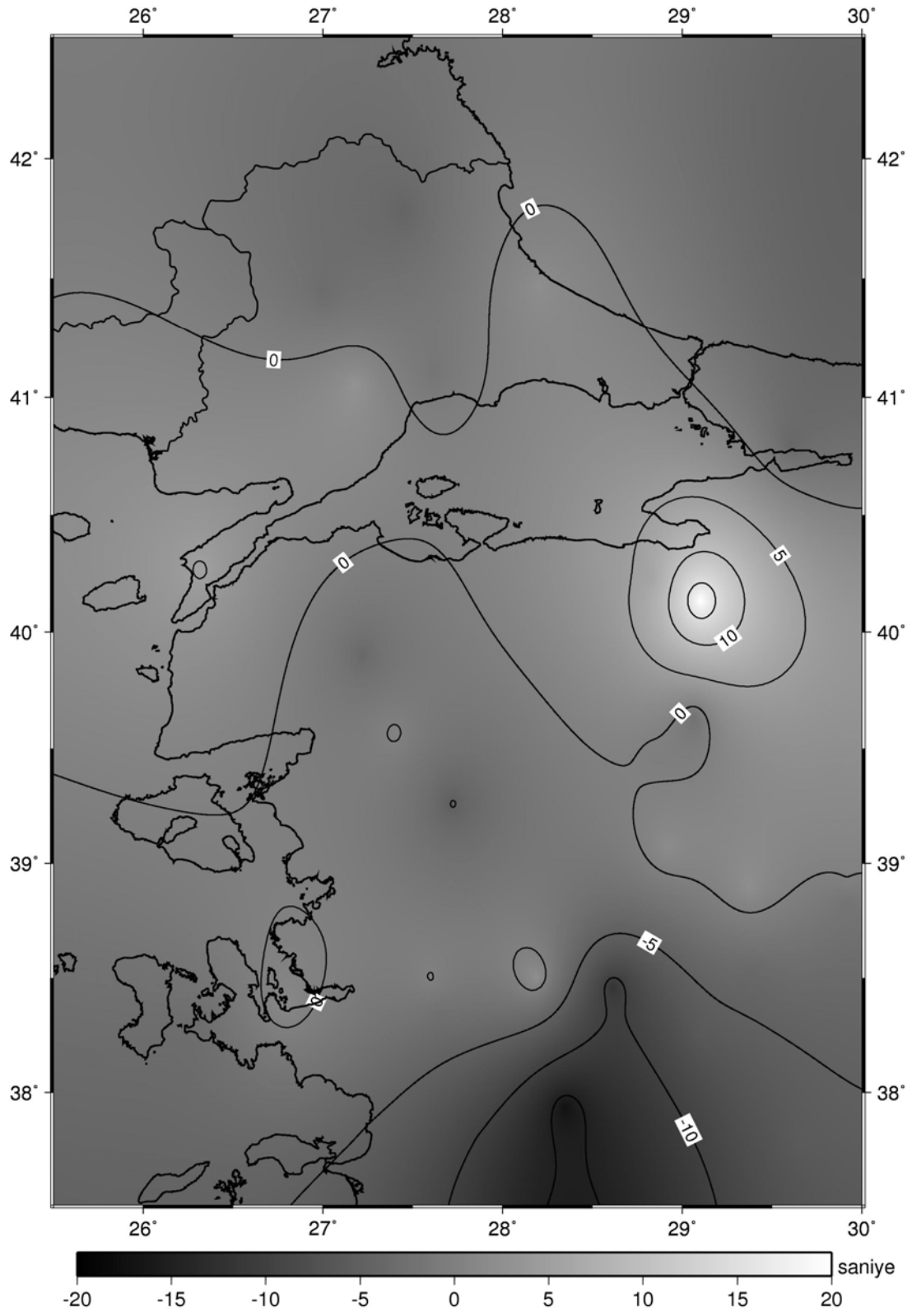
Çizelge 5.1 : ED50'den ITRF96'ya dönüşüm parametreleri

ΔX (metre)	ΔY (metre)	ΔZ (metre)	RX (saniye)	RY (saniye)	RZ (saniye)	ΔS (ppm)
- 84.83	-103.97	-127.45	-0.1714909	-	0.3995087	1.0454368

Mutlak astrojeodezik çekül sapması bileşenleri 200 noktada bilinen astronomik koordinatlar ile üç boyutlu Helmert dönüşümü sonrası hesaplanan ITRF koordinatları kullanılarak (3.5)'te verilen eşitlik kullanılarak hesaplanmıştır. Astrojeodezik yöntemle hesaplanan mutlak çekül sapmasının doğu-batı (η) ve kuzey-güney bileşenleri (ξ) sırasıyla Şekil 5.7 ve Şekil 5.8'de verilmiştir.



Şekil 5.7 : Astrojeodezik yöntemle hesaplanan mutlak çekül sapması doğu-batı (η) bileşeni.



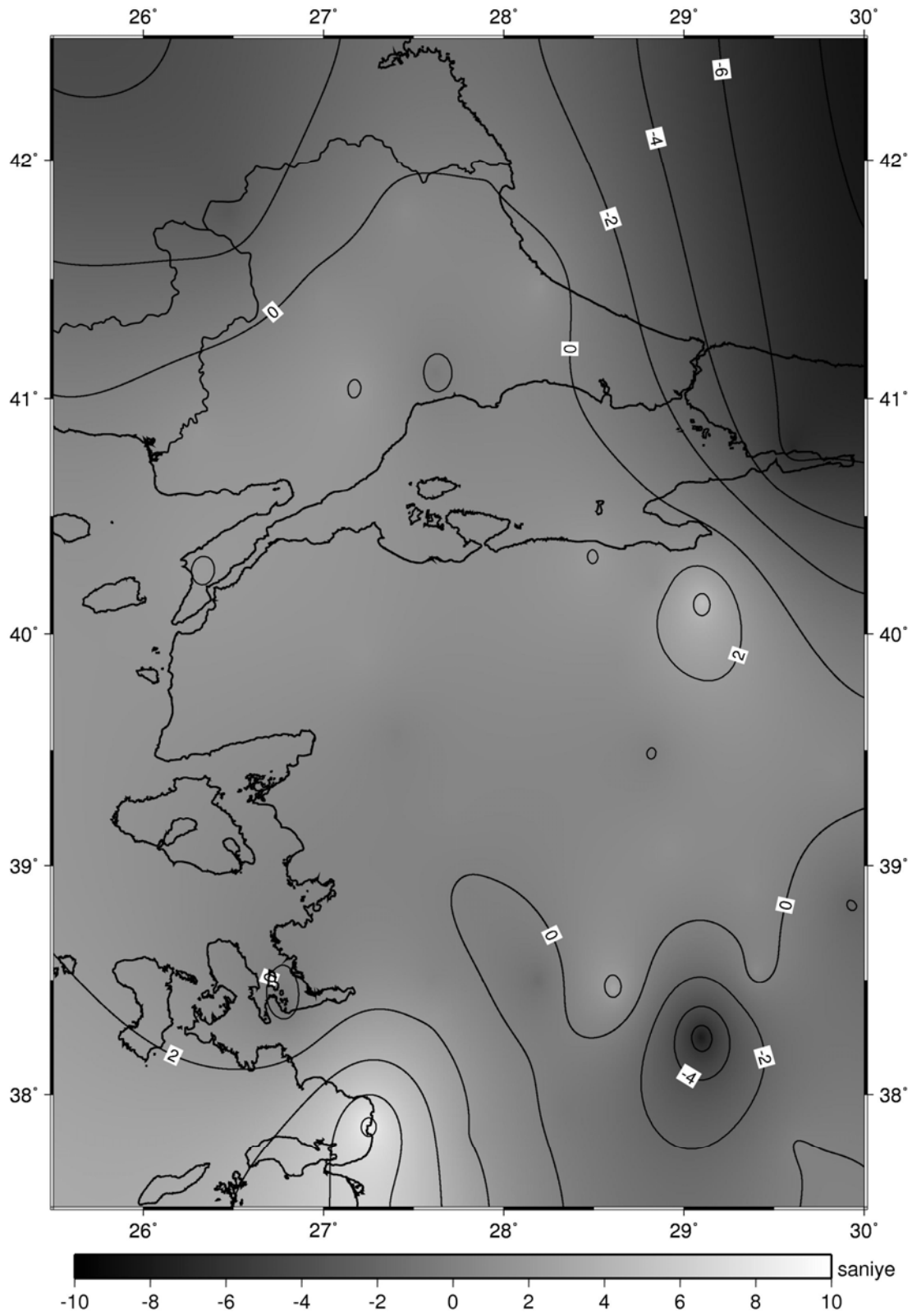
Şekil 5.8 : Astrojeodezik yöntemle hesaplanan mutlak çekül sapması kuzey-güney (ξ) bileşeni.

5.1.3 Yöntemlerin Karşılaştırması ve Çekül Sapmasının Önemi

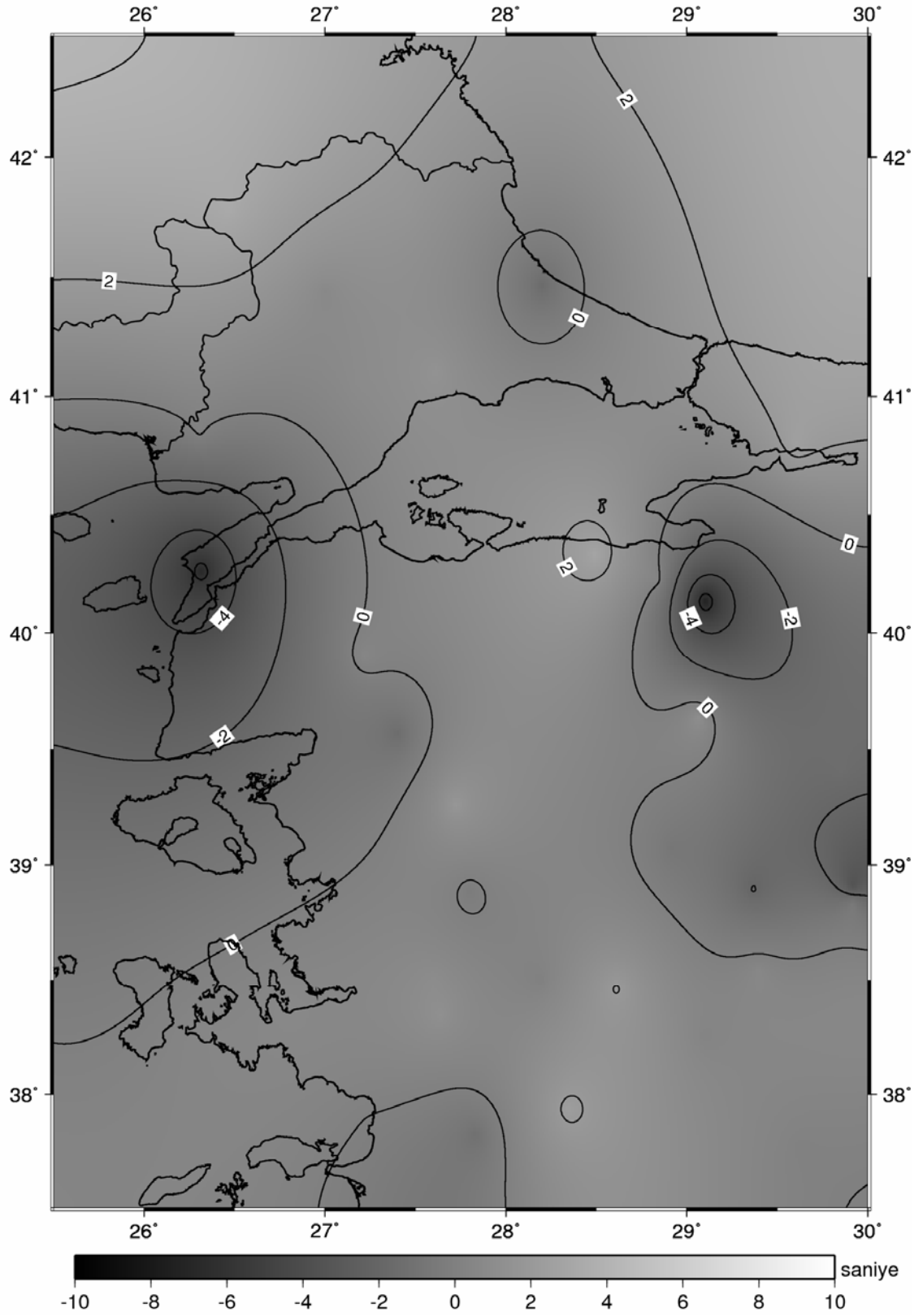
Gravimetrik ve astrojeodezik çekül sapması bileşenlerinin karşılaştırılması için teorik olarak topoğrafyada hesaplanan astrojeodezik çekül sapmasının geoit yüzeyine indirgenmesi gerekse de iki büyüklük arasında indirgemeden doğacak farkın ölçü hataları içinde kalacağı değerlendirilmektedir. Bu nedenle, Türkiye’de astronomi ölçüsü yapılan 200 noktada hesaplanan mutlak astrojeodezik çekül sapması bileşenleri ile aynı noktalarda enterpole edilen gravimetrik çekül sapmaları karşılaştırılmıştır.

Ortak noktalarda enterpole edilen gravimetrik ve astrojeodezik mutlak çekül sapması doğu-batı (η) ve kuzey-güney bileşenleri (ξ) farkları sırasıyla Şekil 5.9 ve Şekil 5.10’da verilmiştir. Söz konusu farklar incelendiğinde bu değerlerin birbirleriyle uyumlu olduğu ve yersel ölçülerin dengelenmesinde veri sıklığı nedeniyle gravimetrik çekül sapması bileşenlerinin kullanılmasının uygun olacağı değerlendirilmektedir.

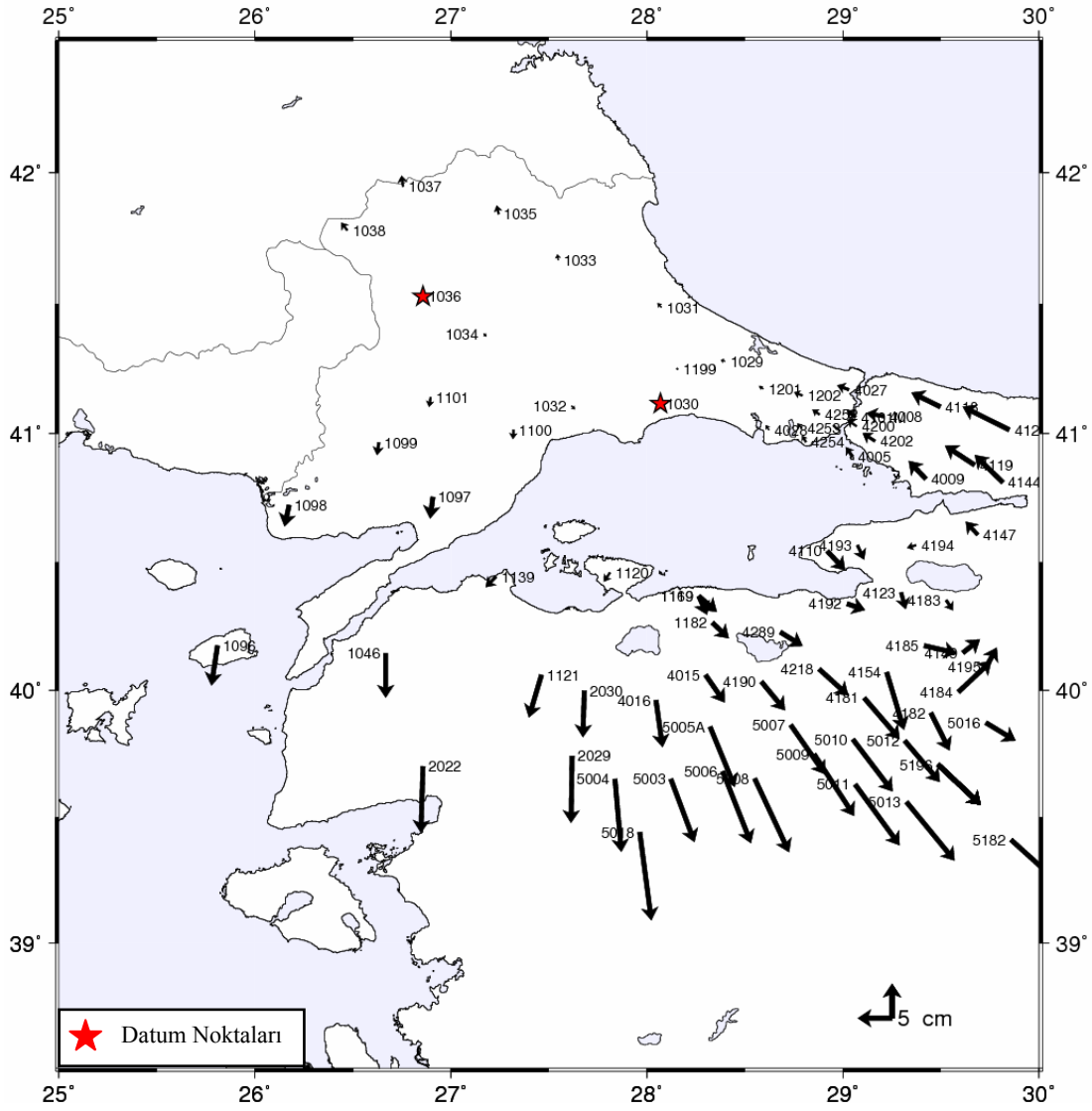
Çekül sapması bileşenlerinin hesaplamalardaki etkisinin ortaya çıkarılması maksadıyla Şekil 5.15’te verilen yersel ağ aynı datum şartlarını (1030 ve 1036) sağlamak koşuluyla çekül sapması bileşenleri dengelemede dikkate alınarak ve alınmadan iki çözüm yapılmıştır. Yapılan bu iki çözüm karşılaştırıldığında, elde edilen koordinat farklarının bölgenin topoğrafyasına bağlı olarak datum noktasından uzaklaştıkça sistematik olarak arttığı görülmektedir (Şekil 5.11). Bu durumu, hesaplamalarda çekül sapması bileşenlerinin dikkate alınmaması durumunda ağda datum noktasından uzaklaştıkça topoğrafyaya bağlı olarak distorsiyonların artacağı şeklinde yorumlamak mümkündür.



Şekil 5.9 : Çekül sapması doğu-batı (η) bileşeni farkları (TG03-astrojeodezik).



Şekil 5.10 : Çekül sapması kuzey-güney (ξ) bileşeni farkları (TG03-astrojeodezik).



Şekil 5.11 : Çekül sapmasının nokta koordinatlarındaki etkisi.

5.2 Bölgenin Tektonik Yapısı

Kuzeybatı Anadolu Bölgesi'nin aktif tektoniği ve depremselliğinde, kuzeyde Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ)'nin batı ucundaki faylar ile güneyde Ege Graben Sistemi etkilidir. Diğer bir deyişle bölge, KAFZ'nin yanal atımlı sıkışması ile Ege'nin açılma rejimi arasında bir geçiş zonu özelliği taşımaktadır (Straub, 1996).

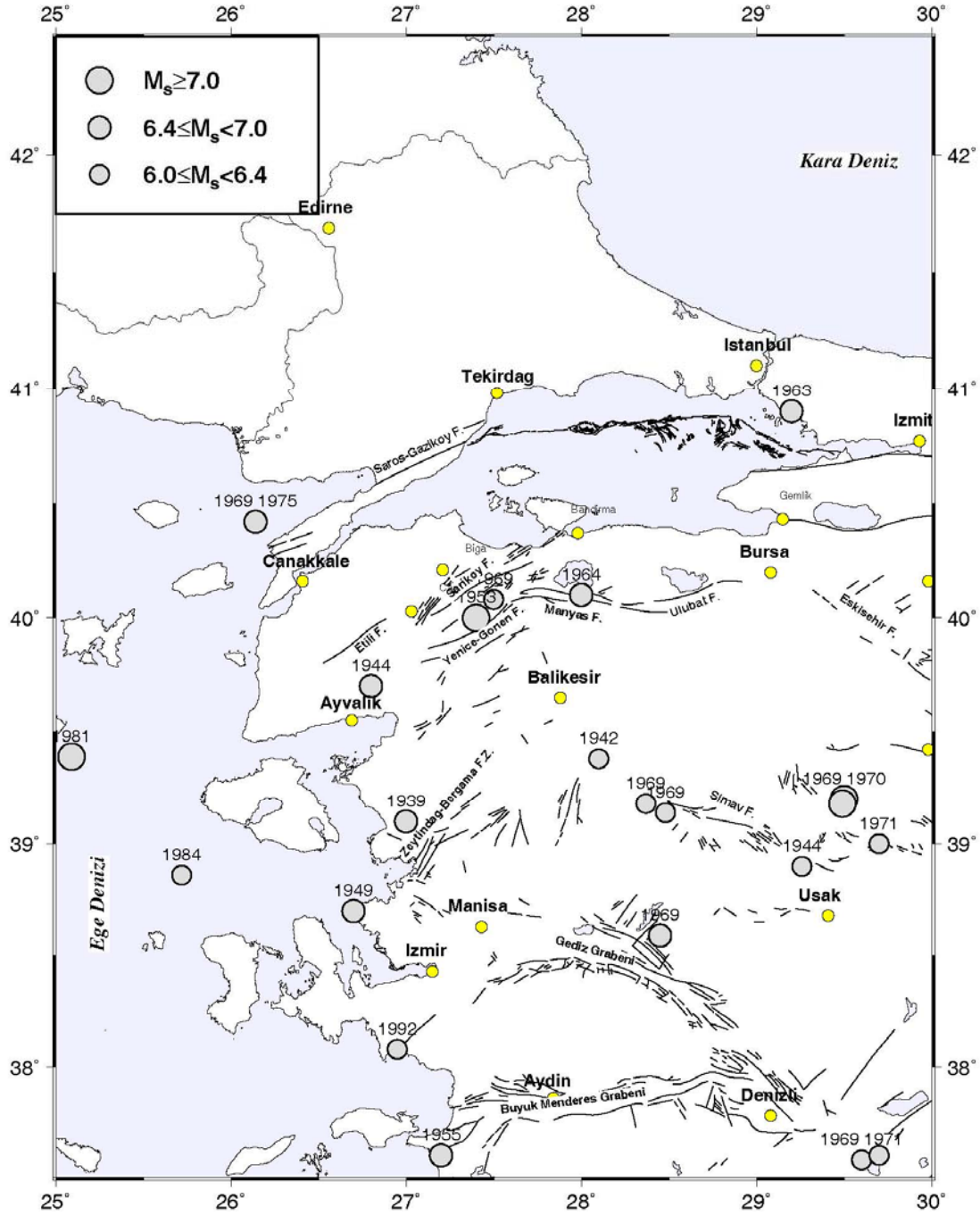
Doğuda Karlıova üçlü birleşiminden başlayan Kuzey Anadolu Fayı, Bolu'nun batısında tek çizgili yapısını yitirmeye başlar ve Mudurnu Vadisi'nde iki kola ayrılır. Bu kollardan kuzeyde olan kol; Sapanca, İzmit ve Marmara Denizi içinden devam ederek Şarköy, Mürefte'de tekrar karaya girer. Fayın buradan sonraki görünen kısmı Kuzey Ege boşluğunun olduğu Saros Körfezi'ne kadar izlenmekte ve sonrasında Yunanistan'ın içlerine kadar ilerlemektedir (Straub, 1996). KAFZ'nin güney kolu ise

Yenişehir, Bursa Ovası, Manyas ve Ulubat Göllerinin güneyinden geçerek Biga Yarımadası'nda Gönen ve Yenice arasından Ege Denizi'ne doğru devam etmektedir (Tağıl, 2004). Bu iki kola ek olarak; KAFZ'nin İznik, Gemlik, Bandırma, Biga ve Çan'dan geçen orta kolunun varlığından Barka ve Kadinsky-Code (1988)'de söz edilmesine rağmen bu kol üzerinde meydana gelen kayda değer bir deprem, tarihsel kayıtlarda mevcut değildir.

Kuzeybatı Anadolu Bölgesi, tektonik olarak oldukça aktif bir yapıdadır ve bu bölgede 20'nci yüzyılda birçok yıkıcı deprem meydana gelmiştir. Bölgedeki tektonik yapının daha iyi anlaşılması için, bölgede 1930-2004 yılları arasında meydana gelen ve yer kabuğunda oluşturduğu deformasyon açısından jeodezik ağlarda etkili olduğu değerlendirilen $M \geq 6$ depremler, çeşitli kaynaklardan derlenmiş ve Şekil 5.12 ile Çizelge 5.2'de verilmiştir.

KAFZ'nin güney kolu üzerinde meydana gelen depremlerin Yenice-Göner, Manyas-Mustafakemalpaşa, Ulubat ve Bursa fayları üzerinde yoğunlaştığı bilinmektedir (Selim ve diğ., 2006). Yenice-Göner fayı güney ve kuzey olmak üzere iki kola ayrılır. Bunlardan kuzey kol bindirme bileşenli sağ-yanal atımlı, güney kol ise normal bileşenli sağ-yanal atımlı yapıdadır (Selim ve diğ., 2005). 1953 Yenice-Göner depremi ($M=7.2$), 1969 Göner depremi ($M=5.6$) ve 2003 Manyas Gölü depremleri ($M=5.1$) kuzey kol üzerinde, 1964 Manyas depremi ($M=5.9$) ise güney kol üzerinde meydana gelen depremlerden bazılarıdır (Selim, 2004).

18 Mart 1953 Göner depreminin ($M_s=7.2$) sağ-yanal doğrultu atımlı bir yapıda olduğu belirlenmiştir (Herece, 1990; Barka, ve diğ., 1988; Nalbant ve diğ., 1998). Depremin merkez üssünün Yenice'nin yaklaşık 12 km doğusunda, odak derinliğinin 10-12 km arasında ve oluşan yüzey kırığının Yenice ile Göner arasında yüzeyde izlenebilen bölümünün 50 km olduğu ifade edilmektedir (Herece, 1990). Barka ve Kadinsky-Cade (1988)'de ise oluşan yüzey kırığının toplam uzunluğu 52 km olarak verilmiş ve 3 segment olarak incelenmiştir. Nalbant ve diğ. (1998)'de bu depremin yüzey kırığı yaklaşık 55 km ve 4 segment olarak tanımlanmış ve ortadaki segmentlerde 3.5 m'lik uçlardaki segmentlerde ise 2 m'lik sağ yanatım değerleri verilmiştir. Ayrıca, Ketin ve Roesli (1953)'de 1953 Yenice-Göner depreminde 4.3 m'lik yerdeğiştirme ölçüldüğü belirtilmektedir.



Şekil 5.12 : Kuzeybatı Anadolu Bölgesi'nde 1930-2003 yılları arasında meydana gelen depremler ($M \geq 6$).

Çizelge 5.2 : Proje bölgesinde meydana gelen depremler ($M \geq 6$).

Sıra No	Tarih	Merkez üstü		Büyüklik	Kaynak
		Boylam (°)	Enlem (°)		
1	09.08.1912	26.90	40.75	7.4	Nalbant ve diğ. (1998)
2	18.11.1919	27.40	39.10	6.9	Taymaz ve diğ. (1991)
3	02.05.1928	29.54	39.41	6.2	Jackson (1992)
4	04.01.1935	27.60	40.70	6.4	Taymaz ve diğ. (1991)
5	22.09.1939	27.00	39.10	6.5	Taymaz ve diğ. (1991)
6	15.11.1942	28.10	39.38	6.2	Jackson (1992)
7	25.06.1944	29.26	38.90	6.0	Jackson (1992)
8	06.10.1944	26.80	39.70	6.8	Taymaz ve diğ. (1991)
9	23.07.1949	26.70	38.70	6.6	Taymaz ve diğ. (1991)
10	18.03.1953	27.40	40.00	7.2	Taymaz ve diğ. (1991)
11	16.07.1955	27.20	37.60	6.7	Jackson ve McKenzie (1988)
12	18.09.1963	29.20	40.90	6.4	Taymaz ve diğ. (1991)
13	06.10.1964	28.00	40.10	6.9	Taymaz ve diğ. (1991)
14	03.03.1969	27.50	40.08	6.0	Taymaz ve diğ. (1991)
15	23.03.1969	28.48	39.14	6.0	Eyidoğan(1988)
16	25.03.1969	28.37	39.18	6.1	Jackson (1992)
17	27.03.1969	26.14	40.42	6.7	Jackson ve McKenzie (1988)
18	28.03.1969	28.45	38.59	6.5	Jackson ve McKenzie (1988)
19	28.03.1969	29.49	39.18	7.2	Zanchi ve Angelier (1993),
20	12.05.1969	29.60	37.58	6.0	Jackson ve McKenzie (1988)
21	08.03.1970	29.50	39.20	7.1	Papazachos ve diğ. (1992), Papazachos ve diğ. (1991)
22	28.03.1970	29.49	39.18	7.1	Jakson (1992)
23	05.05.1971	29.70	39.00	6.1	Papazachos ve diğ. (1992), McKenzie (1978)
24	12.05.1971	29.70	37.60	6.2	Papazachos ve diğ. (1992), Papazachos ve diğ. (1990)
25	25.05.1971	29.70	39.00	6.1	McKenzie (1978)
26	27.03.1975	26.14	40.42	6.7	Taymaz ve diğ. (1991)
27	19.12.1981	25.09	39.39	7.2	Url-1
28	17.06.1984	25.72	38.86	6.1	Url-1
29	06.11.1992	26.95	38.08	6.0	Url-1

06 Ekim 1964 Manyas depremi ($M_s=6.9$), KAFZ'nin güney kolu üzerinde Manyas ve Ulubat Gölleri arasındaki bölümünde meydana gelmiştir. Bu deprem ile oluşan fay kırığının yaklaşık 60 km olduğu belirtilmektedir (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988). Ayrıca, arazide yapılan çalışmalar bu depremin de doğu-batı yönlü normal faylanma ile oluştuğunu göstermektedir (Nalbant ve diğ., 1988).

Ege Bölgesinin Edremit Körfezi'ni içine alan kuzey kesimi, Kuzey Anadolu fayı ile Batı Anadolu'daki çekme rejiminin etkisi altında bulunmaktadır. Dolayısıyla, bu bölgede oluşmuş depremlerin odak mekanizmaları hem normal hem de yatay bileşenlerin hakim olduğu birleşik fay çözümlerini vermektedir (Şalk ve diğ., 2000; Kahraman ve diğ., 2004). 06 Ekim 1944 Ayvacık depremi ($M_s=6.8$), KAFZ'nin güney kolunun Edremit Körfezi'nden Ege Denizi'ne ulaştığı bölgede meydana gelmiştir. Bu deprem ile ilgili literatürde fazla bilgi bulunmamakla birlikte, değişik kaynaklarda bu depremin sağ-yanal doğrultu atımlı olmasının yanı sıra normal bileşeninin de olduğu belirtilmektedir. Ayrıca, bu deprem ile oluşan fay kırığının karada izlenebilen kısmının uzunluğu yaklaşık 25 km ve toplam yer değiştirmenin 1.6 m olduğu belirtilmektedir (Nalbant, 1998).

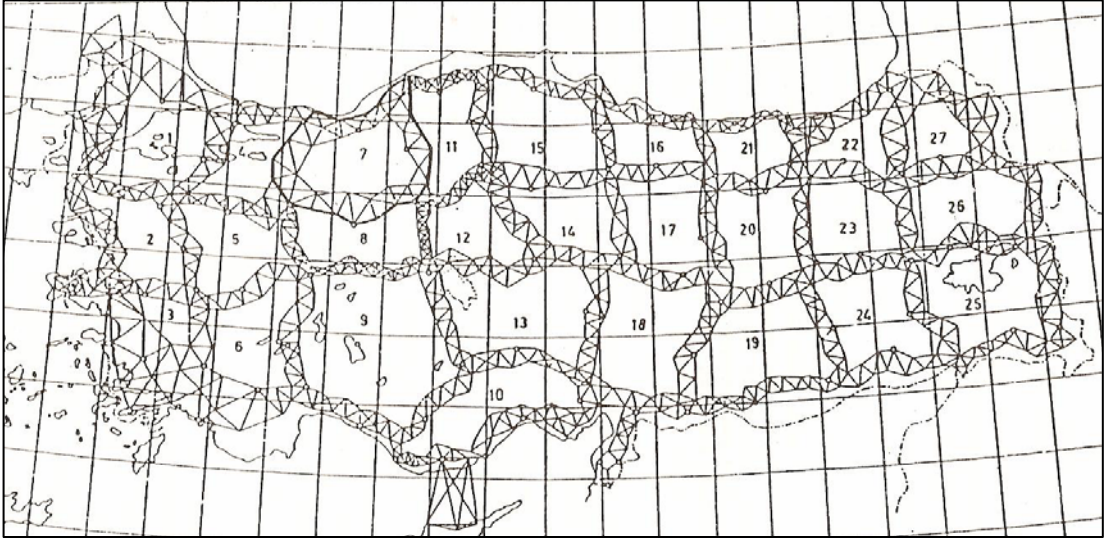
Gediz grabeni, Manisa ile Pamukkale arasında yer alır ve yaklaşık 200 km uzunluğundadır. Gediz grabeni içinde $M=6.5$ büyüklüğündeki 28 Mart 1969 Alaşehir depremi meydana gelmiştir. Bu deprem, 36 km uzunlukta ve K $70^\circ-80^\circ$ B doğrultulu yüzey kırıkları oluşturmuş ve bu yüzey kırıkları üzerinde 3-13 cm düşey atım ölçülmüştür. Gediz Nehri boyunca ve kuzeyindeki küçük vadilerde önemli hasarlara neden olmuştur. Yüzey kırığı kuzeybatıda Dereköy'den başlamış, Alaşehir içerisinden geçerek güneydoğuda Doğuşlar'a kadar uzanmıştır (Tepeuğur ve diğ., 2006).

Simav grabeni batı-kuzeybatı doğrultulu bir graben olup ana fay grabenin güney kenarını sınırlamaktadır. 1942 Bigadiç, 1969 Demirci, 1970 Gediz depremleri Simav Grabeninin bu yüzyılda meydana gelen önemli depremleri arasındadır.

Ayrıca son yıllarda yapılan bazı araştırmalarda, Balıkesir-Afyon-Konya arasında uzanan Akşehir Fay Zonu'nun (AFZ) da bölgenin tektonik yapısında etkili olduğu belirtilmektedir (Koçyiğit, 2002; Tağıl, 2004). Bu fay zonunun doğuda Konya'dan başladığı, batıda Savaştepe'ye kadar uzandığı, toplam uzunluğunun 420 km olduğu, 1-50 km uzunluğundaki birbirine paralel ya da yarı paralel çok sayıda normal faylardan oluştuğu belirtilmektedir.

5.3 Yatay Kontrol Ağı ve Bölgede Yapılan Yersel Ölçüler

Ülkemizde temel jeodezik ağlarla ilgili çalışmalar, I'inci Derece Yatay Kontrol (Nirengi) Ağı kapsamında nokta tesisi, yatay açı, düşey açı, baz ve astronomik ölçüler ile 1930'lu yıllarda başlamış ve 1950'li yılların başlarında tamamlanmıştır (Şekil 5.13). Ortalama 180 km uzunluğunda 66 zincir ile 27 poligondan oluşan I'inci Derece Nirengi Ağı, başlangıçta bir yüzey ağı olarak kurulmaya başlanmasına rağmen daha sonraları ağın yapısı ABD örneğine benzetilerek zincir sistemine geçilmiştir. Ağın oluşturulması kapsamında yapılan gözlemler Wild T3 ve Tvistok teodolitleri ile 24 dizi, 1930-1947 yıllarında Schreiber'in bütün kombinasyonları ile açı ölçümü yöntemine göre geceleri pırıldaklara, gündüzleri ise helyotropa bakılarak yapılmıştır (Şerbetçi, 1999).



Şekil 5.13 : Türkiye Ulusal Yatay Kontrol (Triangulasyon) Ağı.

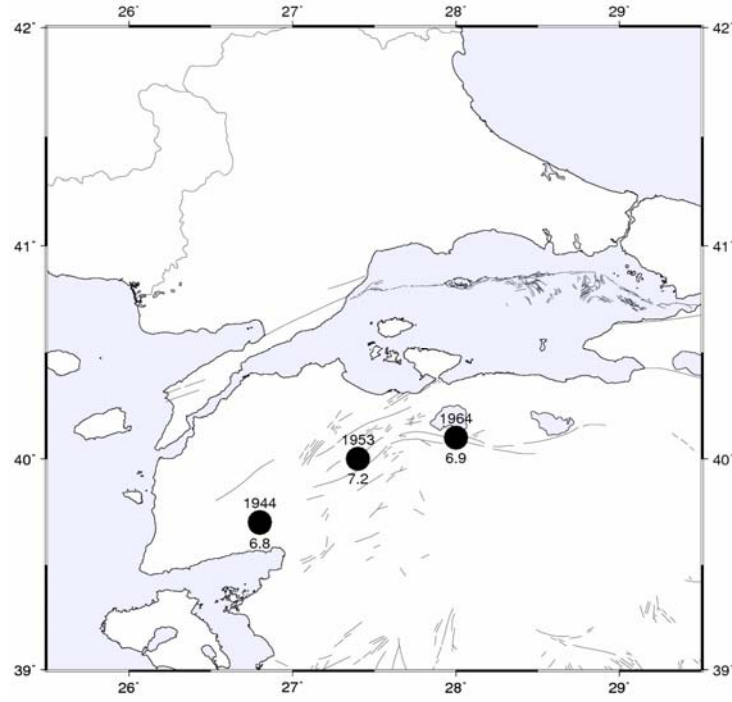
Büyük çoğunluğu 1944-1953 yılları arasındaki yoğun arazi çalışmaları ile tamamlanan I'inci Derece Yatay Kontrol Ağı ölçüleri, Meşedağ noktası başlangıç alınarak 1954 yılında dengelenmiş ve Türkiye Ulusal Datumu (TUD54) tanımlanmıştır. TUD54'ten Avrupa Datumu (ED50)'ye dönüşüm ise sonraki yıllarda Bulgaristan ve Yunanistan'da bulunan sekiz ortak nokta kullanılarak gerçekleştirilmiştir (AMS, 1954). Yatay Kontrol Ağı'nın iyileştirilmesi ve tahrip olan noktaların yenilenmesi kapsamındaki çalışmalar ise gelişen teknolojilere paralel olarak geçen zaman içinde yapılmıştır.

Kuzeybatı Anadolu Bölgesi'ndeki yersel ölçülere, Türkiye Ulusal Yatay Kontrol Ağı'nın kurulması amacıyla 1930'lu yıllarda başlanmış ve nokta sıklaştırması

niteliğinde 1960'lı yılların ortasına kadar devam edilmiştir. Sonraki yıllarda yapılan yersel ölçüler genelde tahrip nirengi noktalarının yeniden inşası ya da ağın iyileştirilmesi amacıyla yapıldığından, bu ölçülerin bir ağ geometrisi gözetilmeden yapıldığı görülmüştür.

Bilindiği üzere depremler, yer kabuğunda metrelerle ifade edilecek büyüklükte yer değiştirmelere neden olmakta ve bu nedenle aynı noktada deprem öncesi ve sonrası yapılan ölçüler birbirlerinden farklı olmaktadır. Bu durumda deprem öncesi ve sonrası ölçülerin birlikte dengelenmesi hâlinde bu ölçülerin birçoğu gerçek olan bir fiziksel etkiye işaret etmesine rağmen uyşumsuz bulunarak ayıklanmakta ve eksik ya da yanlış sonuçlar üretilmektedir. Bu nedenle, yatay kontrol ağlarında yapılan ölçüleri, bölgede meydana gelen depremleri göz önüne alarak evrelere ayırmak ve her bir evreyi kendi içinde ayrı ayrı değerlendirmek gerekmektedir.

Kuzeybatı Anadolu Bölgesi'nde Yatay Kontrol Ağı'nın kurulması ve sıklaştırılması kapsamında 1930-1964 yılları arasında yapılan ölçülerin bölgede meydana gelen depremler göz önüne alınarak yeniden dengelenmesi ile bölgede yer kabuğu hareketleri nedeniyle Yatay Kontrol Ağı noktalarında oluşan deformasyonun belirlenmesi amaçlanmıştır. Bu maksatla, öncelikle bölgede meydana gelen ve oluşturduğu kosismik yer değiştirmenin gözlemleri etkileyebileceği değerlendirilen depremlerden Ayvalık (06.10.1944, $M_s=6.8$), Gönen (18.03.1953, $M_s=7.2$) ve Manyas (06.10.1964, $M_s=6.9$) depremleri evrelerin başlangıcı olarak belirlenmiştir (Şekil 5.14). Daha sonra bu deprem bilgileri ışığında, yersel ölçüler üç farklı evreye (01.01.1930-06.10.1944, 07.10.1944-18.03.1953 ve 19.03.1953-05.10.1964) ayrılmıştır. Böylelikle, yer kabuğunda kosismik yerdeğiştirmeye neden olduğu değerlendirilen 06.10.1944 Ayvalık ($M_s=6.8$), 18.03.1953 Gönen ($M_s=7.2$) ve 06.10.1964 Manyas ($M_s=6.9$) depremleri öncesi ve sonrası ölçülerin farklı evreler hâlinde değerlendirmesi amaçlanmıştır.



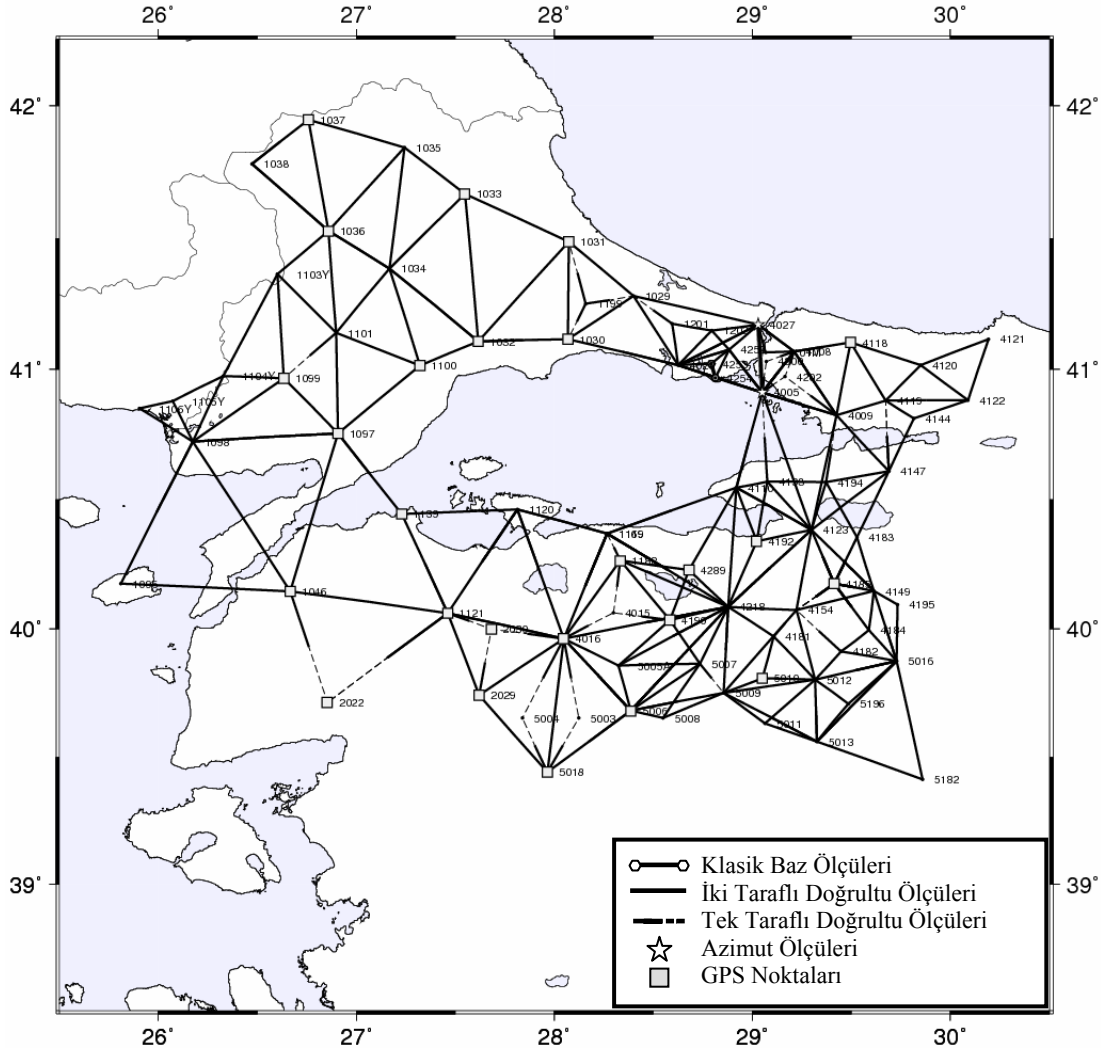
Şekil 5.14 : Yersel ölçülerin evrelere ayrılmasında dikkate alınan depremler.

Sözü edilen evrelerin ölçü planları oluşturulurken ölçü karnelerinde yıl olarak tarih bulunmayan ölçüler dikkate alınmamış ve herhangi bir noktada ölçü yok ise en az üç dış noktadan bu noktaya gözlem olması kriteri esas alınmıştır. Bu ölçütü sağlamayan noktalar ölçü planından çıkarılmıştır. Dolayısıyla aynı bölgede, deprem zamanlarını (evre başlangıç ve sonlarını) içeren ve ardışık yıllarda yapılan ölçülerden bir bölümü değerlendirme dışı bırakılmıştır. Ayrıca, 1953 yılında yapılan bazı ölçülerin karnelerinde ay ve günün eksik olduğu görülmüştür. Bu yıllarda yapılan ölçülerin genellikle yaz aylarında yapıldığı dikkate alındığında, bu ölçülerin Gönen depremi sonrası yapıldığı değerlendirilmektedir. Bu nedenle, 1953 yılında yapılan ve ölçü karnelerinde ay ve günü olmayan ölçüler üçüncü evre içinde değerlendirilmiştir.

Bilgisayar ortamında derlenen ve eksikleri tamamlanan yersel ölçüler içinde kaba hatalı olanların (nokta numarası, ölçü değeri vb. hatalı yazılması) belirlenmesi için her evrenin ED50 datumunda bir ön dengelemesi yapılmıştır. Bu ön dengeleme aşamasında ölçüler ile yaklaşık koordinatlardan elde edilen hesap değerleri arasındaki kapanmalar incelenerek büyük kapanma (w) veren ölçüler ($w \geq 200''$) ölçü karnelerinden kontrol edilmiş ve hatalı olan ölçüler düzeltilmiştir.

5.3.1 Birinci Evre (01.01.1930-06.10.1944) Yersel Ölçüler

Yatay Kontrol Ağı'nın kurulmaya başlandığı 1930'lu yıllar ile 06 Ekim 1944 Ayvalık depremine ($M_s=6.8$) kadar yapılan yersel ölçüler ilk evre ölçü olarak derlenmiş ve Şekil 5.15'te verilmiştir. Söz konusu ölçü planı incelendiğinde, ölçülerin genelde Marmara Denizi kuzeyindeki noktalarda yapıldığı ve ağın geometrik olarak dengelenmeye uygun olduğu görülmektedir.

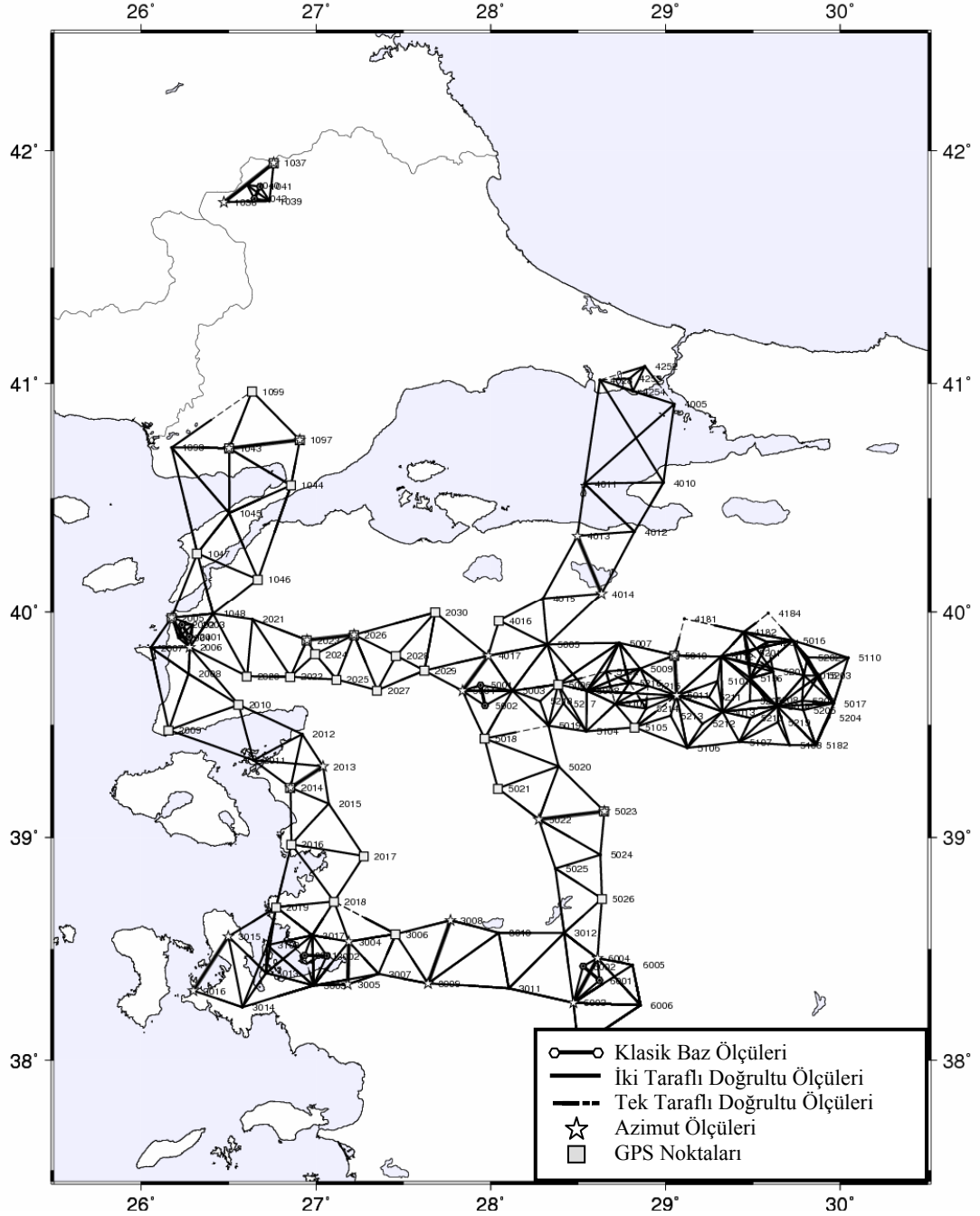


Şekil 5.15 : 01.01.1930-06.10.1944 tarihleri arasında yapılan yersel ölçüler.

5.3.2 İkinci Evre (01.01.1930-18.03.1953) Yersel Ölçüler

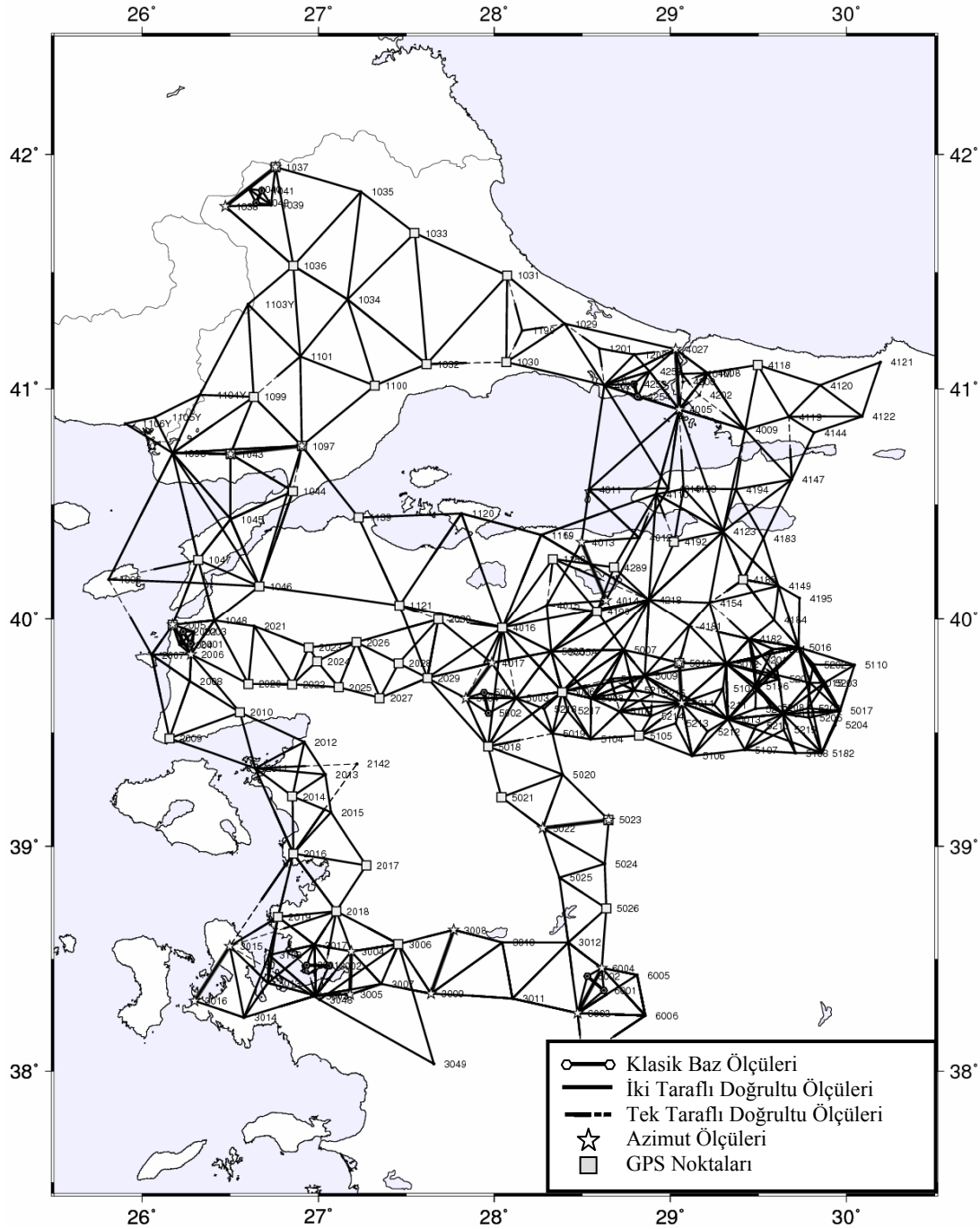
Kuzeybatı Anadolu Bölgesi'nde 06 Ekim 1944 Ayvalık depremi sonrası ile 18 Mart 1953 Gönen depremi öncesi (07.10.1944-18.03.1953) nirengi ağının kurulması kapsamında yapılan yersel ölçüler Şekil 5.16'da verilmiştir. Bu ölçülerin, ağı kurulmasındaki kronolojiye uygun olarak ilk evre ölçüleri tamamlayan bir karaktere sahip olduğu ve Marmara Denizi güneyinde yoğunlaştığı görülmektedir. Söz konusu

bölgede açılma rejiminin hakim olması ve bölgenin Marmara Denizi'nin kuzeyine göre daha hareketli olması, bu ölçülerin dengelenmesi aşamasında ağın datumunun belirlenmesini zorlaştırmıştır. Bu nedenle, söz konusu ağın dengelenmesi için, bölgenin güneye göre daha durağan bir alan olan Trakya kesiminde, yersel ve GPS ölçüsü yapılan noktaların gerekli olduğu değerlendirilmiştir.



Şekil 5.16 : 07.10.1944-18.03.1953 tarihleri arasında yapılan yersel ölçüler.

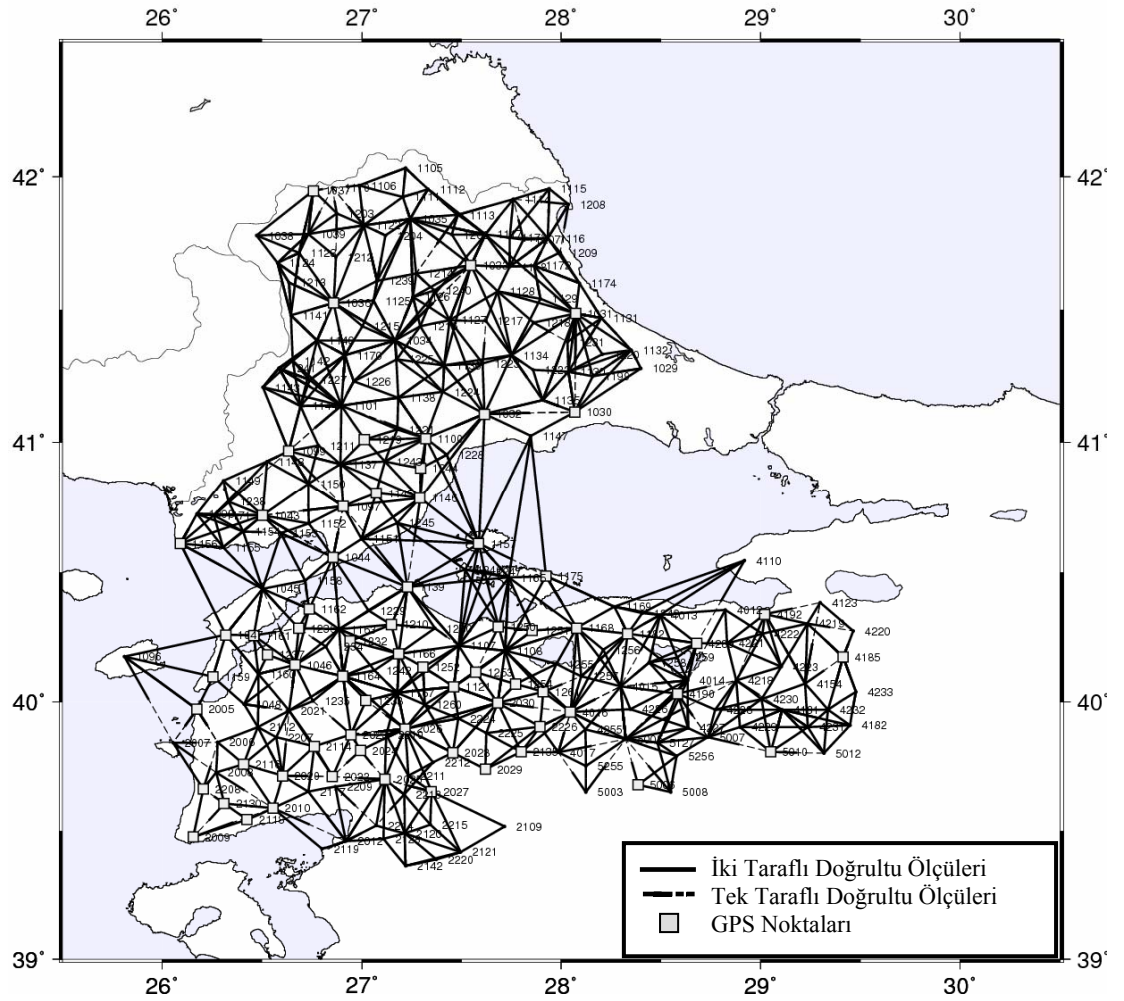
Şekil 5.15'te verilen ilk evre ölçüler ile Şekil 5.16'da verilen ve (07.10.1944-18.03.1953) tarihleri arasında yapılan yersel ölçüleri birbirinden ayıran deprem 06 Ekim 1944 Ayvalık depremidir. Bu deprem, Ayvalık yakınlarında olduğundan ağır kuzeyinde etkisinin ihmal edilebileceği değerlendirilerek ilk evre ölçüler ile bu dönemde yapılan ölçüler birleştirilmiş ve ikinci evre (01.01.1930-18.03.1953) ölçü olarak tanımlanmıştır (Şekil 5.17).



Şekil 5.17 : 01.01.1930-18.03.1953 tarihleri arasında yapılan yersel ölçüler.

5.3.3 Üçüncü Evre (19.03.1953-06.10.1964) Yersel Ölçüler

Bölgede 18 Mart 1953 Gönen depremi ile 06 Ekim 1964 Manyas depremi arasında geçen zamanda (19.03.1953-06.10.1964) yapılan yersel ölçülerin derlenerek üçüncü evre olarak değerlendirilmesi uygun bulunmuştur (Şekil 5.18). Söz konusu evre incelendiğinde, ağın güneyinde karşılıklı ölçülerin az olması sebebiyle ağ geometrisinde kısmen boşlukların olduğu, ağın doğu ucunda hiç ölçü yapılmadığı ve ağın kuzeyindeki ölçülerin uygun dağılımda olduğu görülmektedir. Ağın yapısındaki geometrik olumsuzlukların, bu evredeki ölçülerin ağın sıklaştırılması ve tahrip noktaların yenilenmesi kapsamında yapılmasından kaynaklandığı değerlendirilmektedir. Bu ölçülerin değerlendirilmesi aşamasında ağın güneyindeki boşluklar, ağın doğusunun geometrik olarak açık olması ile ağda azimut ve baz ölçülerinin yapılmamış olması karşılaşılan zorluklar arasında sıralanabilir.



Şekil 5.18 : 19.03.1953-06.10.1964 tarihleri arasında yapılan yersel ölçüler.

5.4 Kuzeybatı Anadolu Bölgesi'ndeki GPS Ölçülerinin Değerlendirilmesi

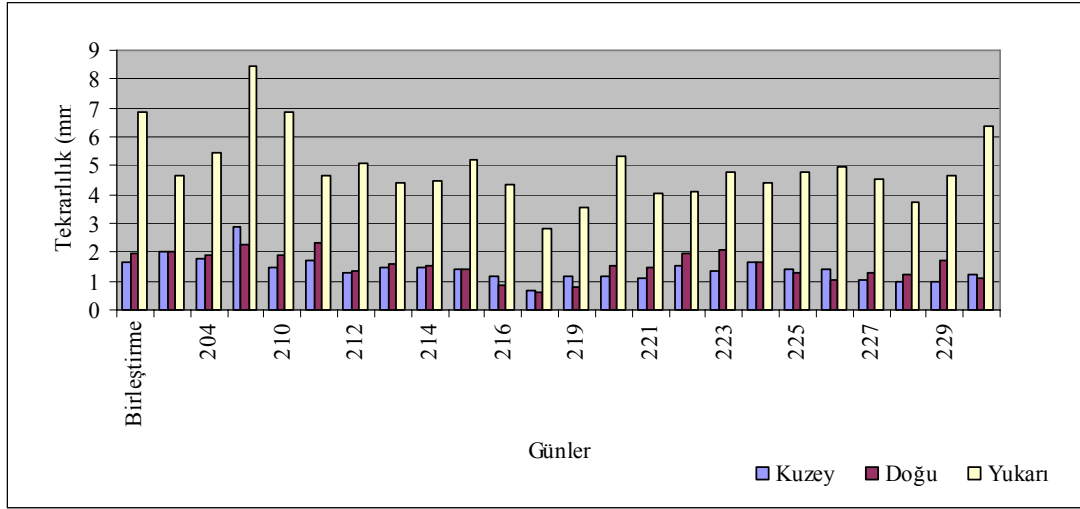
Bu çalışmada Harita Genel Komutanlığı tarafından 26° - 32° boylam ve 38° - 42° enlemleri arasında Türkiye Ulusal Temel GPS Ağı (TUTGA) ile I'inci ve II'nci derece Yatay Kontrol Ağı noktalarında yapılan GPS ölçüleri kullanılmıştır. Söz konusu GPS ölçüleri, 1999 Marmara depremleri (17 Ağustos 1999 İzmit $M_w=7.5$ ve 12 Kasım 1999 Düzce $M_w=7.2$) sonrası ulusal temel jeodezik ağlarda oluşan deformasyonun belirlenmesi ve 2003 yılında ED50-TUTGA dönüşümünün iyileştirilmesi kapsamında yapılan GPS kampanyalarındaki ölçülerdir. Bu kampanyalara ilişkin bilgiler Çizelge 5.3'de verilmektedir.

Çizelge 5.3 : GPS kampanya bilgileri.

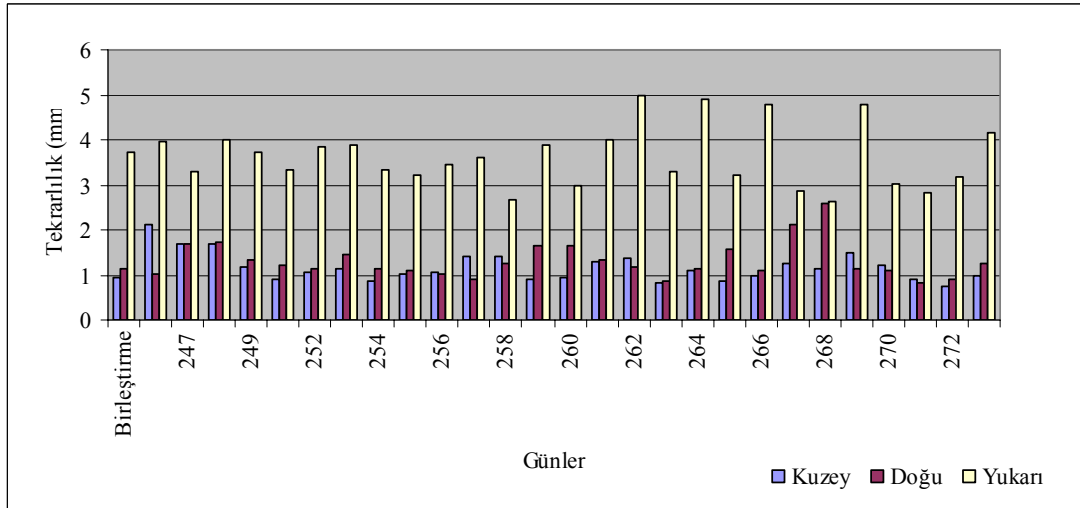
Kampanya Yılı	Nokta Sayısı	Alıcı Tipi	Alıcı Sayısı	Ölçü Süresi	Bölge	Tarih (Başlangıç- Bitiş)
2000	159	Trimble Ashtech	9	10	Marmara Ege İç Anadolu	02.09.2000 30.09.2000
2003	127	Trimble Ashtech	14	6	Marmara Ege	22.07.2003 18.08.2003

GPS ölçülerinin değerlendirilmesinde Bernese GPS Değerlendirme Yazılımı (sürüm 5.0) kullanılmıştır. GPS kampanyalarının değerlendirilmesi aşamasında ağın ITRF2005 koordinat sisteminde tanımlanması maksadıyla Şekil 4.2'de verilen IGS noktaları arasından ölçü günlerinde verisi olanlar hesaplamalara dahil edilmiştir. GPS ölçüleri, IGS final ürünleri (yörünge, saat hataları, yer dönme parametreleri vb.) ile Bölüm 4.3'de verilen yöntem ve stratejiler izlenerek değerlendirilmiş ve her gün için serbest koşullu normal denklem sistemi oluşturulmuştur. Bu aşamada, kampanya içinde uyuşumsuz ya da veri bakımından problemli noktaların tespit edilmesi ve değerlendirmelerden çıkarılması maksadıyla, günlük çözümlerin tekrarlılık değerleri incelenmiştir (Çizelge 5.4 ve Çizelge 5.5). Söz konusu tekrarlılık değerleri, değerlendirmelere alınan IGS noktalarının koordinatlarına minimum zorlama uygulanarak elde edilmiştir. Ayrıca kampanya çözümlerinin doğruluklarını kontrol etmek için IGS noktalarından bazılarının koordinatlarına minimum zorlama uygulanmış ve sonrasında kampanya koordinat çözümü elde edilerek bu çözüm IERS koordinat çözümündeki ortak IGS noktalarının koordinatları ile karşılaştırılmıştır. Karşılaştırma sonucunda farkların kabul edilebilir seviyede ($<1-2$ cm) olduğu görülmüştür .

Çizelge 5.4 : 2000 Yılı GPS ölçüleri tekrarlılık çizelgesi.



Çizelge 5.5 : 2003 Yılı GPS ölçüleri tekrarlılık çizelgesi.



Söz konusu GPS kampanyaları ADDNEQ modülü kullanılarak birleştirilmiştir. Kampanyaların birleştirilmesinde uygun referans sistemi tanımlamak maksadıyla, her iki kampanyada ortak olan BOR1, BRUS, GRAS, JOZE, MATE, ONSA, POTS, VILL, WSRT, WTZR, ZIMM noktalarının ITRF2005 koordinat sistemindeki koordinat ve hızları kullanılmıştır. Birleştirme sonucunda çalışma bölgesindeki noktaların ITRF2005 koordinat sisteminde ve 2002.15 epoğunda koordinatları elde edilmiştir. Bu çalışma kapsamında kullanılan I ve II Yatay Kontrol Ağı noktaları Şekil 5.19’da verilmiştir.

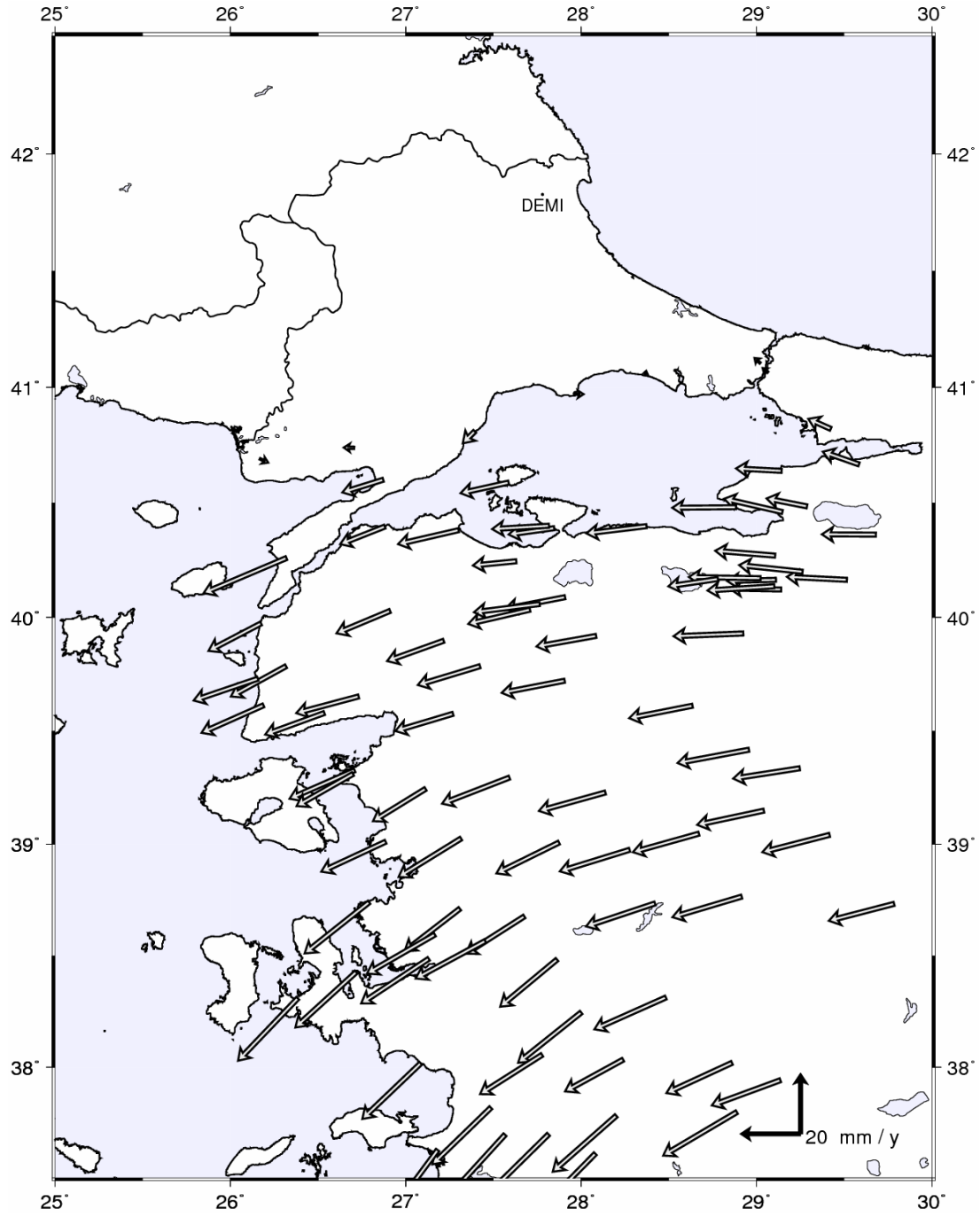
5.5 İntersismik Hız Alanının Modellenmesi

Bilindiği üzere Türkiye Ulusal Yatay Kontrol Ağı'nın çalışma bölgesine giren bölümü, 1930-1964 yılları arasında yapılan ölçüler ile kurulmuş ve zaman içinde intersismik, kosismik ve postsismik etkiler nedeniyle deformasyona uğramıştır. Bu etkiler içinde doğrusal olduğu kabul edilen intersismik hızların uygun bir şekilde belirlenmesi ile ağda, sözü edilen zaman içindeki depremlerin kosismik ve postsismik etkilerini belirlemek mümkündür.

Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun batı bölümünde 1999 ve 2000 yıllarında meydana gelen Marmara depremleri (17 Ağustos 1999 İzmit $M_w=7.5$ ve 12 Kasım 1999 Düzce $M_w=7.2$) şüphesiz jeodezik ağ noktalarının koordinat ve hızlarında değişikliğe neden olmuştur. Marmara depremleri sonrası gerçekleştirilen GPS kampanyalarının birleştirilmesiyle belirlenen hız alanı ile sözü edilen depremler öncesindeki hızların aynı olmadığı ve bölgedeki intersismik hızların deprem sonrası deformasyonun etkisinde kaldığı değerlendirilmektedir. Nitekim, Ergintav ve diğ. (2009)'de Marmara depremlerini izleyen 7 yıl içinde uzun dönemli hız alanından (intersismik) sapmaların en fazla fay zonu çevresindeki 40 km'lik bir alan içinde ve hızların yaklaşık %50'si civarında ($\sim 10 \pm 1$ mm/yr) olduğu, bu değerlerin fay zonundan uzaklaştıkça azaldığı ve yaklaşık 200 km uzaklıkta 3 mm/yr olduğu belirtilmektedir.

Marmara depremleri sonrası bölgedeki hız alanının doğrusal olmadığı, uzun dönemi yansıtmadığı ve içerdiği postsismik kısmın da lineer kabul edilmesi durumunda yaklaşık 50 yıllık bir zaman sonunda intersismik etkinin yanlış yorumlamalara neden olacağı için, burada Marmara depremleri öncesi yapılan GPS kampanyaları ile belirlenen hız alanının kullanılmasının uygun olacağı değerlendirilmiştir. Bu nedenle, Demir ve Kılıçoğlu (1999)'nda verilen TUTGA-99 GPS kampanyaları ile birlikte 1992-1999 yılları arasında Harita Genel Komutanlığının çeşitli yurt dışı kuruluşlarla yürüttüğü jeodinamik amaçlı ortak projeler ve Harita Genel Komutanlığının kendi projeleri kapsamında ölçmesi yapılan toplam 23 GPS kampanyasının GLOBK yazılımı ile birleştirilmesi sonucu hesaplanan hızlar Avrasya sabit sistemine dönüştürülerek kullanılmıştır (Şekil 5.20).

Bölgedeki intersismik hızların modellenmesinde, Meade (2004)'te verilen kinematik blok modeli ile Şekil 5.20'de gösterilen intersismik hızlar kullanılarak bölgede tanımlanan blokların Euler dönme vektörleri hesaplanmıştır.



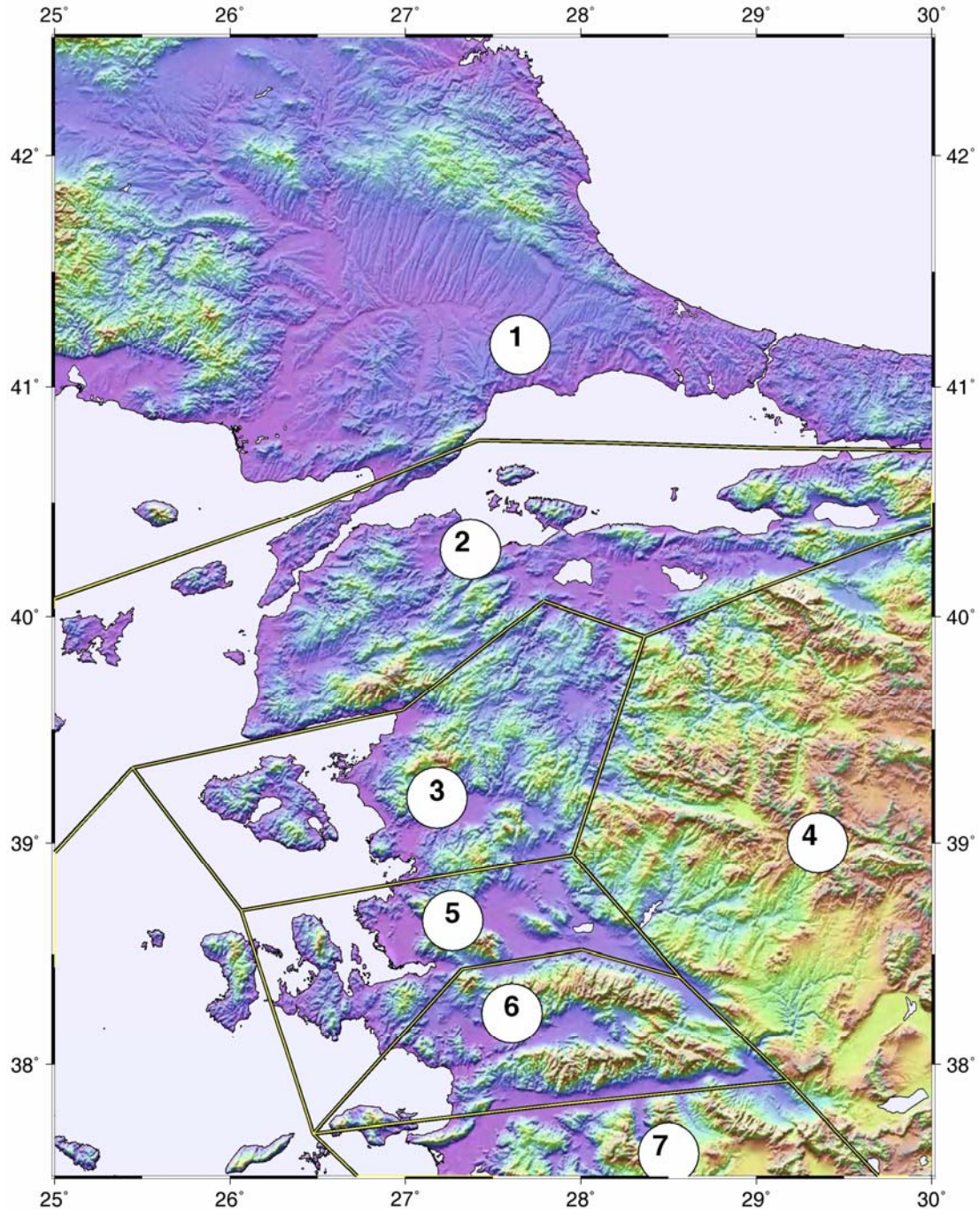
Şekil 5.20 : Avrasya sabit sistemindeki yatay intersismik hız alanı.

İntersismik hızların modellenmesi aşamasında, bölge tektonik açıdan birbirinden farklı deformasyonel özellikler gösteren 7 bloğa ayrılmıştır (Şekil 5.21). Söz konusu blok sınırlarının belirlenmesinde Meade ve diğ. (2002), Nyst ve Thatcher (2004), Reilinger ve diğ. (2006)'da verilen blok geometrileri başlangıç olarak alınmış ve daha sonra Türkiye Diri Fay Haritası (Şaroğlu ve diğ., 1992), Barka ve Kadinsky-Cade (1988), Straub (1996)'da verilen faylar ile bölgenin topoğrafyası ve meydana gelen depremler göz önüne alınmıştır. Bölgenin karmaşık tektonik yapısı içinde blok sınırları tanımlanırken fay çizgileri basitleştirilerek çizilmiştir. Bölgedeki fayların eğimi 90° ve derinlikleri Marmara Denizi içindeki faylar hariç 15 km olarak alınmıştır. Marmara Denizi içindeki bölümünde derinliği Meade ve diğ. (2002)'te verilen çözümle uyumlu ve 5 km olarak alınmıştır.

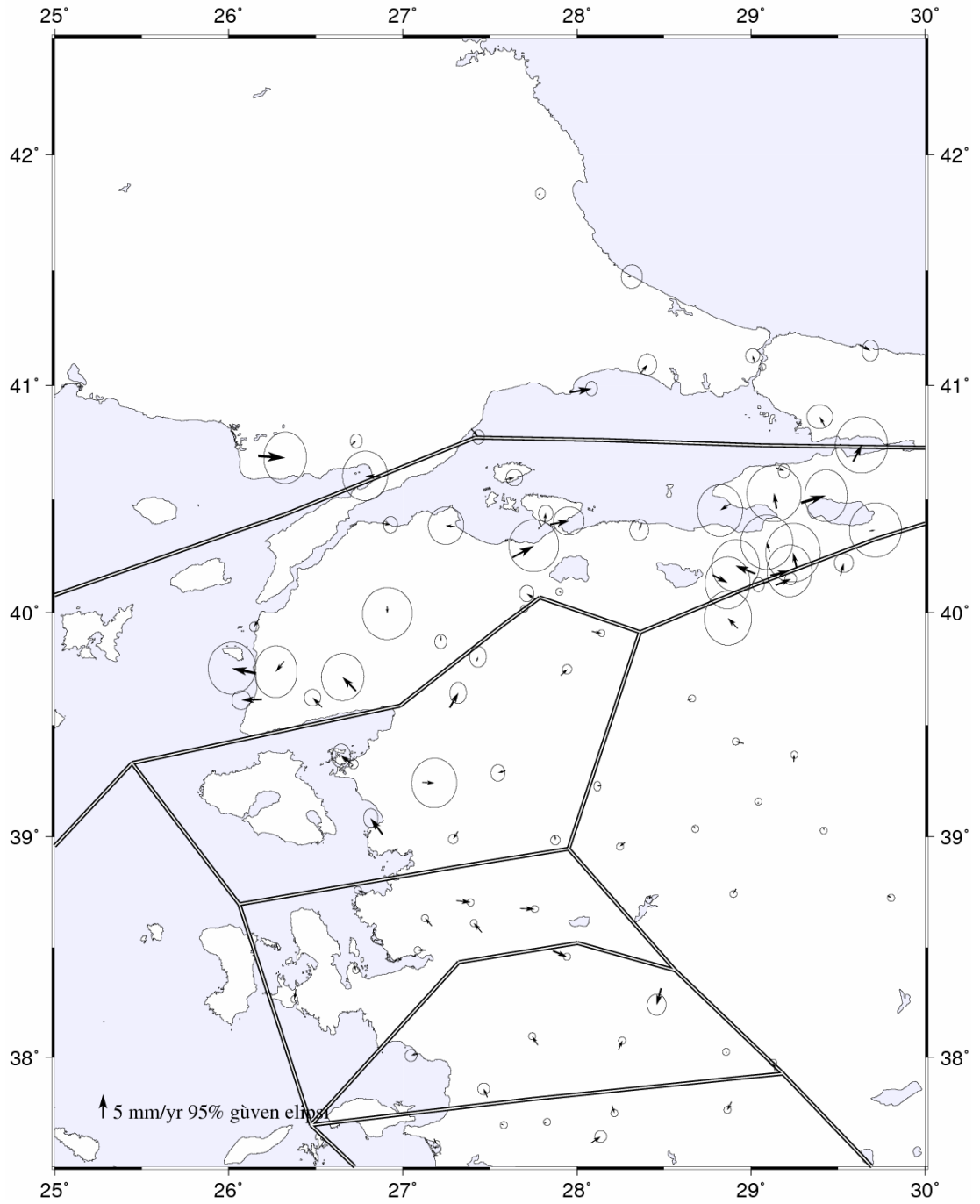
Bölgedeki blokların göreceli hareketlerini yansıtan Euler dönme vektörlerinin hesaplanması için Şekil 5.20'de verilen hız alanı ile Şekil 5.21'de verilen blok sınır ve geometrileri birlikte kullanılmıştır. Blokların Euler dönme vektörleri, artık (ölçü-model) hızların minimum olması koşulu ile iteratif olarak hesaplanmıştır. Bölgedeki blokların, 1 numaralı bloğa göre hesaplanan Euler dönme vektörleri Çizelge 5.6'da verilmiştir. Hesaplamalarda her bir iterasyon sonrası değiştirilen fay düzlem parametreleri ve blok geometrileri ile bölgedeki hız alanı arasında uyumun en fazla olduğu çözüm elde edilmiştir (Şekil 5.22). Buna göre, bölgedeki artık hız alanı incelendiğinde, bazı bölgelerdeki değerlerin büyük olduğu ve bunların noktanın bulunduğu bloğun genel karakteristiğine uymadığı, dolayısıyla buralarda lokal hareketlerin olabileceği veya ölçülerde yeterli sıklığın sağlanması hâlinde buralarda yeni blokların tanımlanması gerektiği şeklinde yorumlanabilir.

Çizelge 5.6 : Blokların bağıl Euler kutupları.

Plaka Numarası	φ_E ($^\circ$)	λ_E ($^\circ$)	Ω ($^\circ/\text{My}$)
2	35.96 ± 0.51	28.24 ± 0.43	2.522 ± 0.023
3	36.60 ± 0.40	28.72 ± 0.36	4.379 ± 0.031
4	-63.05 ± 3.77	57.76 ± 7.84	0.220 ± 0.015
5	35.84 ± 0.26	28.92 ± 0.24	4.955 ± 0.023
6	36.34 ± 0.37	28.86 ± 0.31	6.762 ± 0.045
7	35.03 ± 0.17	31.48 ± 0.15	5.446 ± 0.015

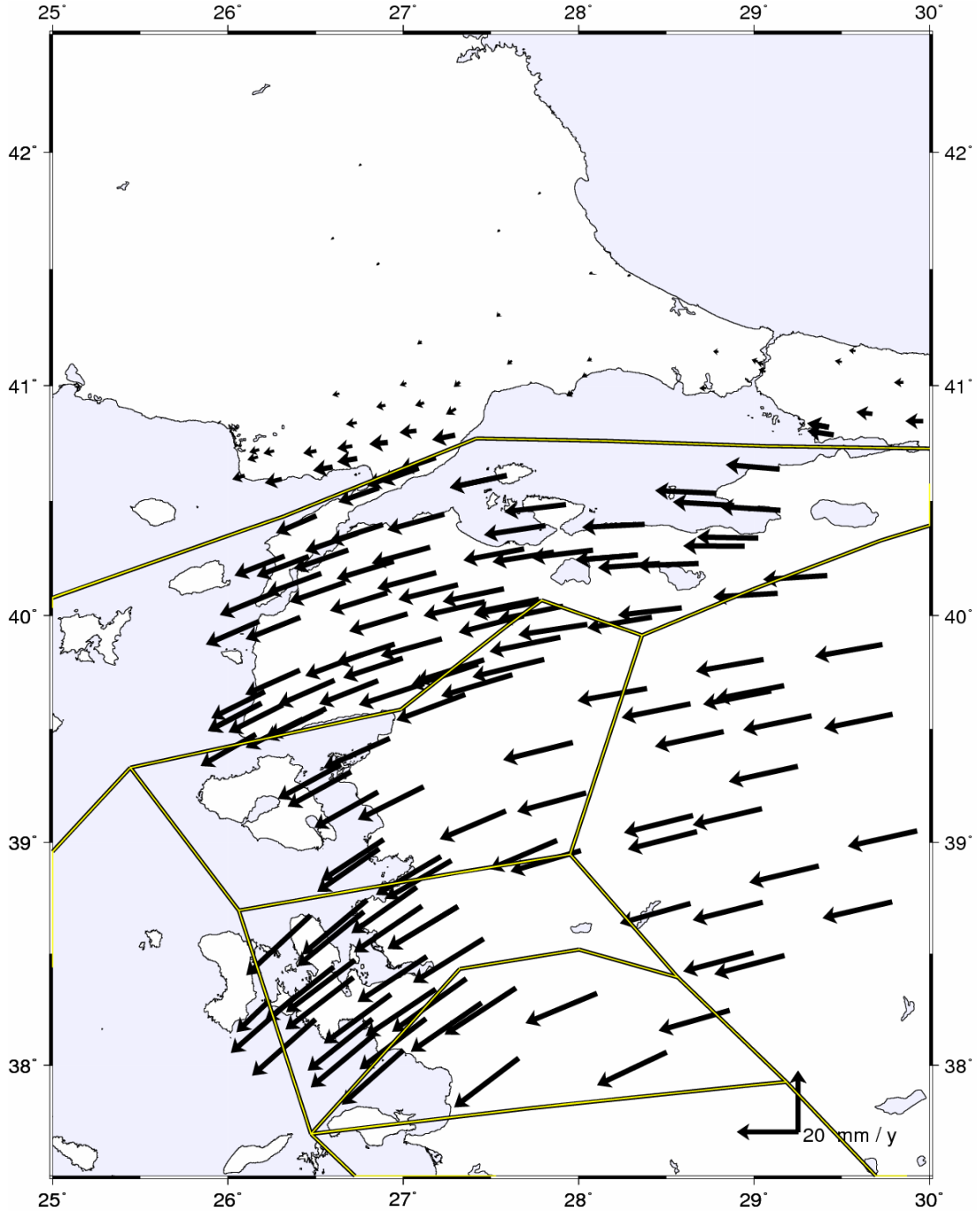


Şekil 5.21 : Bölgenin topografik yapısı ve tanımlanan bloklar.



Şekil 5.22 : Artık (ölçü-model) yatay intersismik hız alanı.

Bölgede intersismik hızı bilinmeyen noktalardaki hız değerleri, söz konusu noktanın üzerinde bulunduğu blok için hesaplanan Euler dönme vektörleri kullanılarak 1 numaralı bloğa göre hesaplanmıştır (Şekil 5.23).



Şekil 5.23 : Triangulasyon noktalarında kestirilen yatay intersismik hızlar.

5.6 Yersel ve GPS Ölçüleri ile Yatay Yer Değiştirmelerin Belirlenmesi

Güncel yer kabuğu hareketlerinin belirlenmesinde günümüzde her ne kadar GPS ağları yaygın olarak kullanılmakta ise de şüphesiz triyngulasyon ağlarında geğmişte yapılan yersel ölçüler ağın zaman içindeki deformasyonu hakkında değerli bilgiler içermektedir. Yersel ağlarda yapılan ölçülerin uygun bir şekilde değerlendirilmesi ile bu ağlarda zaman içinde oluşan deformasyonun belirlenmesi mümkündür.

Jeodezik ağlarda yer kabuğu hareketleri ile oluşan deformasyon temelde iki yaklaşımla belirlenmektedir. Birincisinde, ağ noktalarında aynı geometride aynı teknikle yapılan tekrarlı ölçüler kullanılarak nokta konumlarındaki değişim belirlenmektedir. (Frank, 1966; Savage ve Burford, 1970; Prescott 1976). Bu yaklaşımda asıl amaç, nokta koordinatları yerine noktalarda oluşan deformasyondur ve bu nedenle yöntemin uygulanmasında sadece yaklaşık koordinatların bilinmesi yeterlidir. Ayrıca, ölçme yöntemi, ölçme geometrisi ve uygulanan matematik modelin aynı olması hesaplamalardaki ortak hataların sonuçlardaki etkisini ortadan kaldırmaktadır. Bu yöntemin kullanımı, sadece aynı geometrideki tekrarlı ölçülerin yapıldığı ideal jeodezik deformasyon ağları ile sınırlı kalmaktadır.

İkinci yaklaşımda ise ağ noktalarında oluşan deformasyon, her bir evredeki ölçülerle nokta koordinatları doğrudan hesaplanarak ve bu çözümlerin farkları alınarak belirlenmektedir (Bibby, 1981; Walcott, 1984; Snay, 1986; Drew ve Snay, 1989). Bu yöntemde, farklı geometrilerde değişik ölçme yöntemleri ile yapılan ölçülerin hepsi kullanılmakla birlikte ağın datumunun belirlenmesinde özenli ve dikkatli davranılmalıdır.

Sadece yatay doğrultu veya kenarların ölçüldüğü yersel ağlarda noktaların birbirine göre konumları belirlenmektedir. Söz konusu ölçüler ağın yönü, ölçeği ve konumu hakkında bilgi içermediğinden bu ölçülerle kesin nokta koordinatlarının bulunmasına olanak yoktur. Ağ noktalarının koordinatlarının belirlenmesi için ağın eksenleri doğrultusundaki 2 öteleme ile 1 yöneltme ve 1 ölçek bilinmeyişi olmak üzere toplam dört parametreye ihtiyaç vardır. Bu parametreler ağın datum parametreleri olarak bilinir ve başka bir kaynaktan elde edilir (Ünal, 1979). Diğer bir ifade ile ağın jeodezik datumu onun bir koordinat sistemindeki konumunu ve yöneltmesini belirler.

Yatay Kontrol Ağı'nın kuzeybatı bölümünde meydana gelen deformasyonun belirlenmesi amacıyla bölgede meydana gelen depremler ışığında 1930-1964 yılları arasında yapılan yersel ölçüler ile 2000 yılı ve sonrasında GPS ölçüleri kullanılmıştır.

Bölgedeki deformasyonun belirlenmesi için öncelikle 1930–1964 yılları arasında meydana gelen ve oluşturduğu kosmik deformasyonun ölçüleri etkilediği değerlendirilen Ayvalık (06.10.1944, $M_s=6.8$), Gönen (18.03.1953, $M_s=7.2$) ve Manyas (06.10.1964, $M_s=6.9$) depremleri göz önüne alınarak, sözü edilen dönem içinde Yatay Kontrol Ağı'nın kuzeybatı bölümünde yapılan yersel ölçüler (01.01.1930-06.10.1944), (01.01.1930-18.03.1953) ve (19.03.1953-06.10.1964) şeklinde üç evreye ayrılmıştır (Bölüm 5.3.1, Bölüm 5.3.2, Bölüm 5.3.3).

Bilindiği üzere Yatay Kontrol Ağı iki boyutlu bir ağıdır ve ağ noktalarında elipsoid veya ortometrik yükseklikler hassas olarak bilinmemektedir. Oysa bölgede 2000 yılı ve sonrasında Marmara depremleri sonrası oluşan deformasyonu belirlemek ve TUTGA-ED50 dönüşümünün iyileştirilmesi kapsamında yersel ağ noktalarında yapılan GPS ölçüleri ile bu noktaların ITRF2005 koordinat sistemindeki üç boyutlu güncel koordinatları bilinmektedir. Birbirinden farklı boyut ve doğruluktaki bu iki ağın karşılaştırılması ile bölgedeki yatay yer kabuğu hareketlerinin belirlenmesi mümkündür.

Bölgedeki Yatay Kontrol Ağı noktalarındaki yatay hareketlerin belirlenmesinde, her evre yersel ölçünün kendi içinde ITRF2005 koordinat sisteminde yeniden dengelenmesi ve güncel GPS koordinatları ile karşılaştırılmasının uygun olacağı değerlendirilmiştir. Yersel ölçülerin dengelenmesinde, Drew ve Snay (1989) tarafından geliştirilen ve kullanılan jeodezik verilerin boyutlarına bağlı olarak bir, iki veya üç boyutta dengeleme imkânı sağlayan DYNAP yazılımı kullanılmıştır. DYNAP yazılımı ile tek boyutlu nivelman ağlarının yanısıra iki boyutlu yersel ölçüler (doğrultu, açı, baz, amimut vb.) ve üç boyutlu uzay tabanlı (GPS, VLBI) jeodezik ölçüler dengelenerek yer kabuğu deformasyonu belirlenebilmektedir. Yatay kontrol ağlarında yapılan yersel ölçülerin dengelenmesinde kullanılan matematiksel modeller üç boyutlu ağlar için kullanılan modellerden türetilmiş ve ayrıntıları Bölüm 3.3'de verilmiştir. Yazılımda kullanılan matematiksel model ile Yatay Kontrol Ağı ölçülerinin uyumunun sağlanması açısından tüm noktaların elipsoid yükseklikleri,

noktaların bilinen ortometrik yükseklikleri ve GRS80 elipsoidinde tanımlı geoid yükseklikleri kullanılarak hesaplanmış ve dengeleme aşamasında hatasız alınmıştır.

Ayrıca, yersel ölçülerin dengelenmesi aşamasında koordinat sistemleri arasındaki dönüşümün sağlanması amacıyla Bölüm 5.1’de ayrıntılı olarak açıklanan mutlak çekül sapması bileşenleri kullanılmıştır. Ayrıca Bölüm 3.3’de verilen matematiksel modele göre jeodezik ağdaki baz ölçülerinin üç boyutlu uzayda verilmesi gerekmektedir. Bu nedenle, Türkiye Ulusal Yatay Kontrol Ağı’nın 1954 yılındaki dengelenmesi aşamasında deniz yüzeyine indirgenerek kullanılan baz ölçülerinin tekrar üç boyutlu baz vektörüne dönüştürülmesi gerekmektedir. Veri tabanından deniz yüzeyine indirgenmiş olarak elde edilen baz ölçüleri

$$D = \sqrt{4(R + H_1)(R + H_2) \sin^2\left(\frac{S_g}{2R}\right) + (H_2 - H_1)^2}$$

$$R = \frac{NM}{N \cos^2 \alpha + M \sin^2 \alpha} \quad (5.5)$$

$$\alpha = \frac{1}{2}(\alpha_{12} + \alpha_{21})$$

eşitlikleri ile noktadan noktaya baz ölçüsüne dönüştürülmüştür (Tsuji ve Matsuzaka, 2000). Burada, S_g deniz yüzeyine indirgenmiş baz ölçüsü, H_1 ve H_2 triangulasyon noktalarının ortometrik yükseklikleri (m), α_{12} ve α_{21} ölçülen bazın ucu ve sonu arasındaki düz ve ters jeodezik azimut değerleri, R kullanılan elipsoidin α azimutundaki eğrilik yarıçapı, N ve M ise (3.7) eşitliğinde verilen enine ve boyuna eğrilik yarıçaplarıdır.

Üç evre yersel ölçünün dengelemesinde, her evredeki uyumsuz ölçüleri belirlemek, ölçülerin duyarlılıklarını araştırmak ve söz konusu bölgede yerel ağ noktalarının ITRF2005 sisteminde yaklaşık koordinatlarının belirlenmesi amacıyla minimum zorlamalı tanı dengelemesi yapılmıştır. Söz konusu aşamada ağın iç geometrisini zorlamadan ölçüleri dengelemek amacıyla gerekli olan minimum sayıda parametre hatasız alınmıştır. Tanı dengelemesinde, iki boyutlu ağın datumunu belirleyen iki öteleme parametresi, ağın dönüklüğü ve ölçeği birbirine göre hareket etmediği kabul edilen iki noktanın (1030 ve 1036) ITRF2005 sistemindeki koordinatları hatasız alınarak tanımlanmıştır. Bir noktadaki doğrultular parçalı olarak ölçülmüş ise yapılan her grup doğrultu ölçüsü ayrı ayrı dengelemeye dâhil edilmiş ve doğrultu ölçüleri

için öncül standart sapma olarak istasyon dengelemeleri sonrasında elde edilen değerler alınmıştır. Bu değerler, 0.1"-0.5" aralığındadır. Klasik baz ve astronomik azimut ölçülerinin de öncül standart sapmaları ölçülerden elde edilmiş ve bazlar için 1-2 mm, azimut ölçüleri için 0.4"-0.5" arasındaki değerler kullanılmıştır.

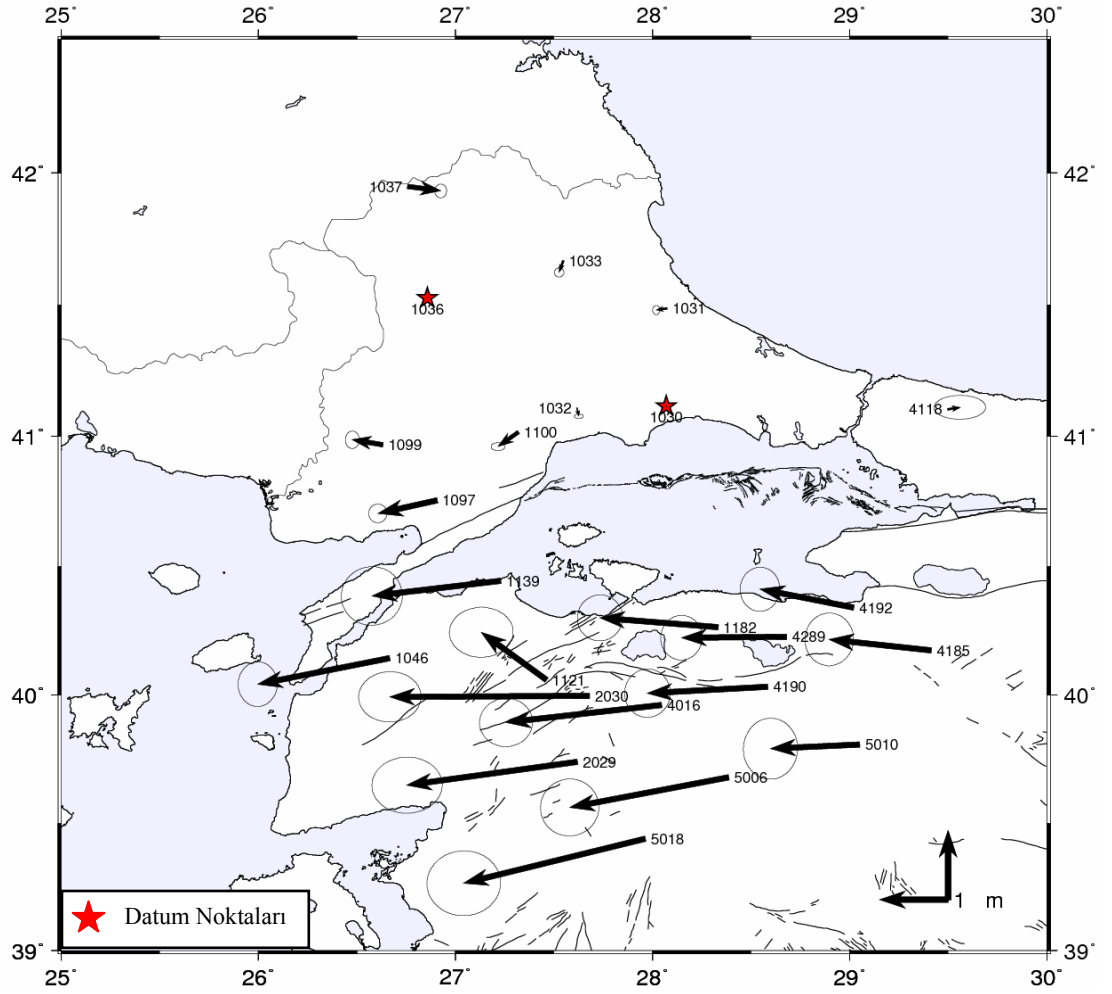
Tanı dengelemesi sonucunda uyuşumsuz ölçüleri ortaya çıkarmak için "Pope test yöntemi (Tau testi)" uygulanmış ve bu test sonucunda her evrede uyuşumsuz bulunan ölçüler değerlendirmeden çıkarılmıştır. Buna göre, her evredeki ölçülerin değerlendirmesinde kullanılan yersel ölçülerin dağılımı Çizelge 5.7'de verilmektedir.

Çizelge 5.7 : Yersel ölçülerin dağılımı.

Ölçü Evresi	Ölçü	Ölçü Sayısı	Uyuşumsuz Ölçü Sayısı	Nokta Sayısı
01.01.1930	Doğrultu	506	19	84
06.10.1944	Klasik Baz	1	-	
	Astronomik Azimut	1	-	
01.01.1930	Doğrultu	1649	94	197
18.03.1953	Klasik Baz	6	-	
	Astronomik Azimut	16	4	
19.03.1953	Doğrultu	1917	20	233
06.10.1964				

Yersel ölçülerin dayalı olarak dengelenmesinde datum noktalarının seçimi son derece önemli olup, datum tanımının birbirine göre hareket etmediği kabul edilebilecek iki veya daha fazla nokta ile yapılması gerekmektedir. Üç evre yersel ölçünün tanı dengelemesinde uygun datum noktalarının seçimi maksadıyla, öncelikle bölgenin güneyine göre daha durağan olan Marmara Denizi kuzeyindeki 1030, 1031, 1032, 1033, 1036 ve 1037 numaralı noktaların GPS ile bulunan koordinatları sabit alınmış ve standart sapmaları 1 mm ile 1 m arasında farklı aralıklarla değiştirilerek yersel ölçüler dengelenmiştir. Dengeleme sonucunda minimum düzeltme alan noktalardan seçilen değişik nokta kombinasyonları ile aynı işlem iteratif olarak denenmiş ve her üç evre için 1030 ile 1036 numaralı noktaların datum tanımında kullanılmasının uygun olduğu değerlendirilmiştir.

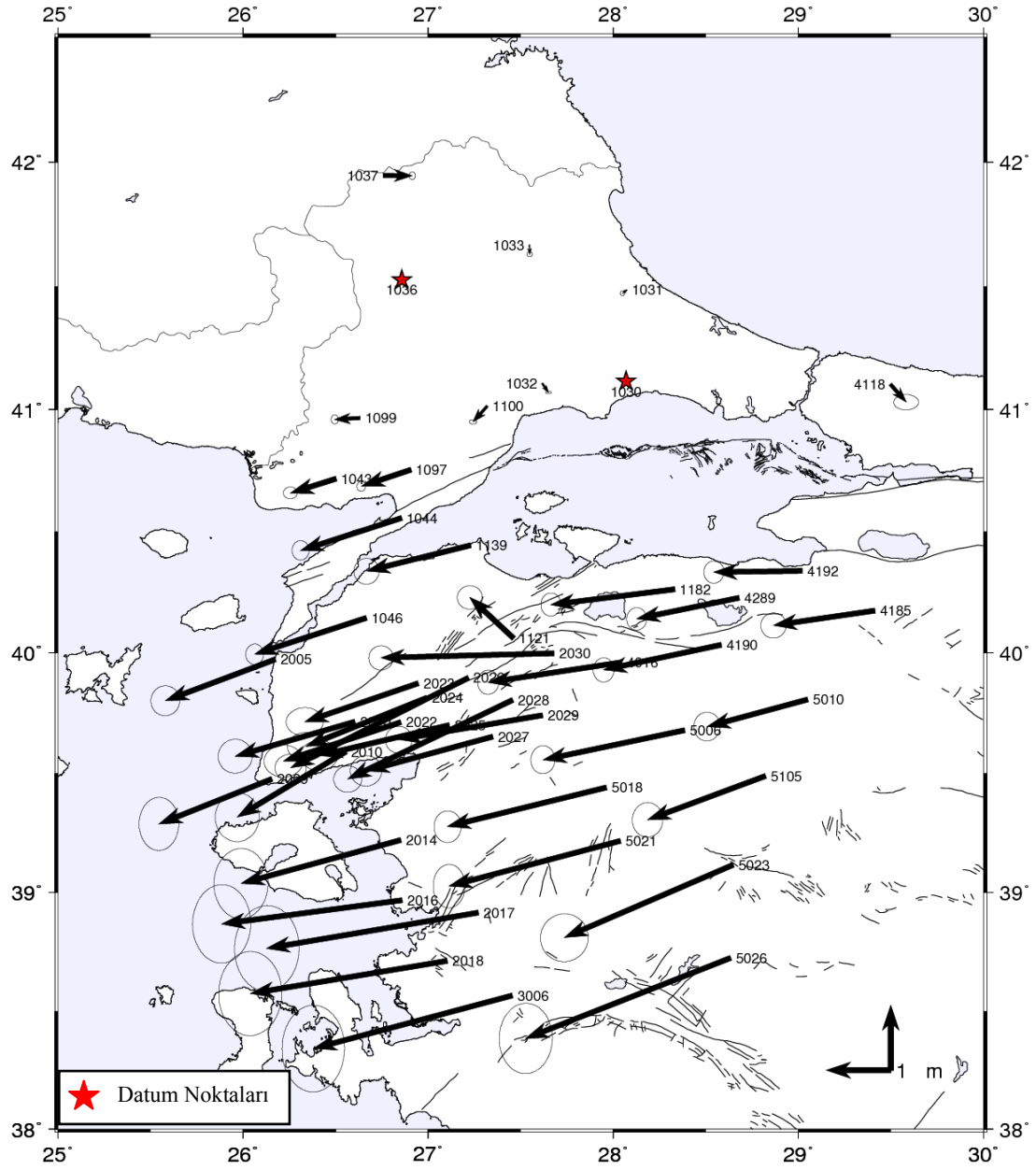
Üç evre yersel ölçü 1030 ve 1036 numaralı noktalarının GPS ile hesaplanan güncel koordinatları hatasız alınarak dengelenmiş ve her evre için elde edilen koordinat çözümü güncel GPS koordinatları ile karşılaştırılmıştır. Datum noktalarına (1030 ve 1036) göre 1'inci, 2'nci ve 3'üncü evreler için elde edilen yer değiştirme miktarları sırasıyla Şekil 5.24., Şekil 5.25 ve Şekil 5.26'da, sayısal değerleri ise sırasıyla Çizelge 5.8, Çizelge 5.9 ve Çizelge 5.10'da verilmektedir.



Şekil 5.24 : GPS ve 1'inci evre yersel ölçülerle hesaplanan yer değiştirmeler (Güven elipsleri $\pm 1 \sigma$ olasılık düzeyindedir).

Çizelge 5.8 : GPS ve 1'inci evre yersel ölçülerle hesaplanan yer değiştirmeler (d_e doğu-batı bileşen, d_n kuzey-güney bileşen).

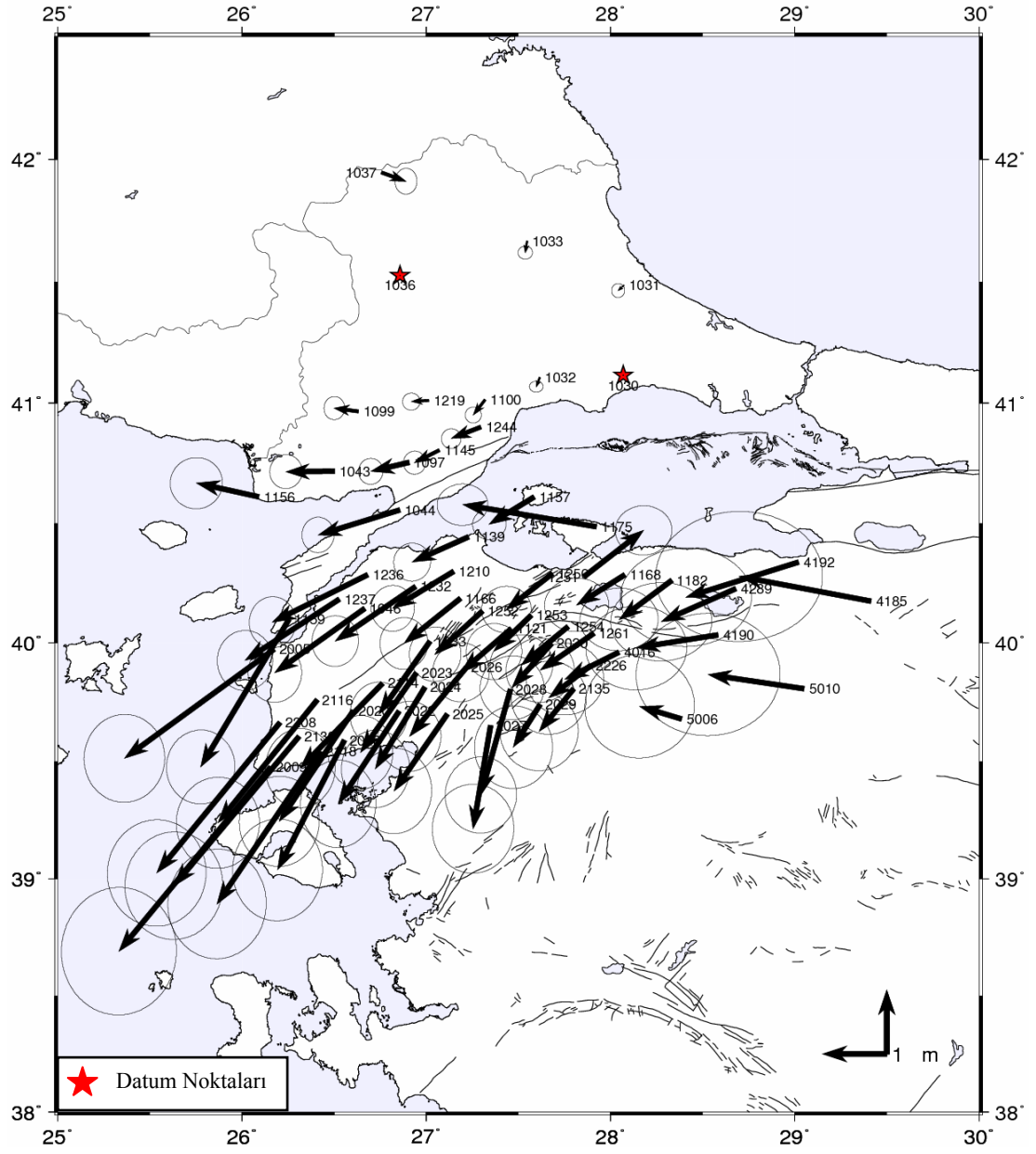
Nokta Nu.	Boylam ($^{\circ}$)	Enlem ($^{\circ}$)	d_e (m)	d_n (m)	σ_e (m)	σ_n (m)
1030	28.069	41.115	0.00	0.00	0.00	0.00
1031	28.073	41.486	-0.16	-0.02	0.05	0.07
1032	27.616	41.106	0.03	-0.12	0.07	0.03
1033	27.547	41.668	-0.06	-0.17	0.07	0.07
1036	26.859	41.526	0.00	0.00	0.00	0.00
1037	26.757	41.948	0.49	-0.06	0.09	0.10
1046	26.667	40.144	-1.94	-0.38	0.28	0.32
1097	26.907	40.754	-0.87	-0.19	0.13	0.14
1099	26.633	40.966	-0.45	0.08	0.10	0.13
1100	27.320	41.014	-0.30	-0.21	0.10	0.06
1121	27.462	40.060	-0.96	0.70	0.47	0.36
1139	27.229	40.443	-1.90	-0.22	0.44	0.43
1182	28.333	40.264	-1.74	0.14	0.33	0.33
2029	27.619	39.740	-2.51	-0.34	0.51	0.41
2030	27.682	39.998	-2.94	-0.02	0.45	0.37
4016	28.046	39.961	-2.29	-0.26	0.39	0.35
4118	29.496	41.103	0.18	0.03	0.38	0.17
4185	29.414	40.174	-1.50	0.16	0.35	0.38
4190	28.584	40.033	-1.77	-0.10	0.33	0.35
4192	29.021	40.339	-1.38	0.27	0.29	0.32
4289	28.680	40.227	-1.55	-0.02	0.30	0.32
5006	28.386	39.680	-2.34	-0.44	0.43	0.41
5010	29.050	39.807	-1.31	-0.06	0.39	0.44
5018	29.963	39.440	-2.67	-0.65	0.53	0.47



Şekil 5.25 : GPS ve 2'nci evre yersel ölçülerle hesaplanan yer değiştirmeler (Güven elipsleri $\pm 1 \sigma$ olasılık düzeyindedir).

Çizelge 5.9 : GPS ve 2'nci evre yersel ölçülerle hesaplanan yer değiştirmeler (d_e doğu-batı bileşen, d_n kuzey-güney bileşen).

Nokta Nu.	Boylam ($^{\circ}$)	Enlem ($^{\circ}$)	d_e (m)	d_n (m)	σ_e (m)	σ_n (m)
1030	28.069	41.115	0.00	0.00	0.00	0.00
1031	28.073	41.486	-0.07	-0.06	0.03	0.04
1032	27.616	41.106	0.10	-0.14	0.04	0.02
1033	27.547	41.668	0.00	-0.15	0.04	0.04
1036	26.859	41.526	0.00	0.00	0.00	0.00
1037	26.757	41.948	0.46	-0.01	0.05	0.06
1043	26.502	40.718	-0.72	-0.23	0.11	0.09
1044	26.857	40.557	-1.58	-0.51	0.13	0.15
1046	26.667	40.144	-1.75	-0.57	0.14	0.16
1097	26.907	40.754	-0.78	-0.26	0.07	0.08
1099	26.633	40.966	-0.40	-0.02	0.06	0.07
1100	27.320	41.014	-0.23	-0.25	0.06	0.04
1121	27.462	40.060	-0.69	0.64	0.19	0.18
1139	27.229	40.443	-1.63	-0.40	0.20	0.20
1182	28.333	40.264	-1.94	-0.24	0.16	0.18
2005	26.174	39.973	-1.72	-0.65	0.22	0.23
2009	26.156	39.477	-1.77	-0.70	0.31	0.41
2010	26.556	39.590	-1.70	-1.02	0.34	0.38
2014	26.853	39.221	-2.51	-0.68	0.42	0.54
2016	26.859	38.969	-2.83	-0.37	0.45	0.61
2017	27.272	38.916	-3.32	-0.56	0.50	0.66
2018	27.103	38.713	-3.09	-0.51	0.49	0.65
2020	26.605	39.715	-1.88	-0.54	0.26	0.26
2022	26.853	39.713	-1.84	-0.61	0.30	0.25
2023	26.947	39.875	-1.78	-0.60	0.29	0.22
2024	26.994	39.813	-1.89	-0.76	0.29	0.22
2025	27.116	39.701	-2.04	-0.48	0.29	0.23
2026	27.218	39.897	-2.79	-1.41	0.24	0.21
2027	27.350	39.653	-1.99	-0.54	0.24	0.24
2028	27.457	39.805	-2.59	-1.24	0.22	0.20
2029	27.619	39.740	-2.26	-0.38	0.21	0.21
2030	27.682	39.998	-2.72	-0.07	0.19	0.19
3006	27.455	38.567	-3.12	-0.83	0.49	0.67
4016	28.046	39.961	-2.10	-0.31	0.17	0.19
4118	29.496	41.103	0.25	-0.28	0.19	0.12
4185	29.414	40.174	-1.59	-0.23	0.20	0.20
4190	28.584	40.033	-1.84	-0.39	0.16	0.19
4192	29.021	40.339	-1.39	-0.02	0.16	0.17
4289	28.680	40.227	-1.61	-0.33	0.16	0.17
5006	28.386	39.680	-2.22	-0.46	0.19	0.22
5010	29.050	39.807	-1.58	-0.43	0.20	0.22
5018	27.964	39.440	-2.49	-0.61	0.21	0.24
5021	28.040	39.218	-2.69	-0.71	0.25	0.34
5023	28.648	39.117	-2.65	-1.14	0.37	0.37
5026	28.635	38.726	-3.21	-1.26	0.41	0.54
5105	28.823	39.489	-1.85	-0.69	0.24	0.27



Şekil 5.26 : GPS ve 3'üncü evre yersel ölçülerle hesaplanan yer değiştirmeler (Güven elipsleri $\pm 1 \sigma$ olasılık düzeyindedir).

Çizelge 5.10 : GPS ve 3'üncü evre yersel ölçülerle hesaplanan yerdeğiş-tirmeler (d_e doğu-batı bileşen, d_n kuzey-güney bileşen).

Nokta Nu.	Boylam (°)	Enlem (°)	d _e (m)	d _n (m)	σ _e (m)	σ _n (m)
1030	28.069	41.115	0.00	0.00	0.00	0.00
1031	28.073	41.486	-0.09	-0.09	0.10	0.11
1032	27.616	41.106	-0.06	-0.15	0.11	0.09
1033	27.547	41.668	-0.03	-0.19	0.11	0.10
1036	26.859	41.526	0.00	0.00	0.00	0.00
1037	26.757	41.948	0.39	-0.14	0.17	0.20
1043	26.502	40.718	-0.77	-0.01	0.25	0.27
1044	26.857	40.557	-1.29	-0.40	0.25	0.28
1046	26.667	40.144	-1.42	-1.02	0.42	0.46
1097	26.907	40.754	-0.60	-0.14	0.19	0.21
1099	26.633	40.966	-0.38	0.05	0.16	0.18
1100	27.320	41.014	-0.19	-0.25	0.13	0.12
1121	27.462	40.060	-0.79	-0.69	0.44	0.46
1139	27.229	40.443	-0.89	-0.40	0.29	0.30
1145	27.072	40.805	-0.39	-0.20	0.17	0.18
1156	26.092	40.610	-0.98	0.22	0.41	0.40
1157	27.586	40.610	-0.71	-0.43	0.26	0.24
1159	26.255	40.098	-1.39	-2.34	0.53	0.58
1166	27.185	40.187	-0.89	-0.72	0.37	0.41
1168	28.078	40.286	-0.76	-0.48	0.50	0.42
1175	27.923	40.485	-2.11	0.35	0.40	0.33
1182	28.333	40.264	-0.83	-0.63	0.61	0.49
1210	27.149	40.299	-0.96	-0.58	0.34	0.36
1219	27.014	41.010	-0.28	-0.02	0.14	0.14
1232	26.942	40.236	-1.26	-0.87	0.36	0.40
1233	27.021	40.007	-0.81	-1.16	0.45	0.50
1236	26.683	40.285	-1.50	-0.75	0.36	0.40
1237	26.528	40.183	-1.48	-0.97	0.43	0.47
1244	27.296	40.900	-0.47	-0.18	0.15	0.16
1250	27.685	40.291	-0.73	-0.57	0.39	0.37
1251	27.855	40.277	0.94	0.74	0.44	0.39
1252	27.307	40.135	-0.75	-0.69	0.40	0.43
1253	27.571	40.116	-0.59	-0.57	0.43	0.44
1254	27.770	40.070	-0.74	-0.61	0.49	0.47
1261	27.909	40.040	-0.85	-0.59	0.53	0.50
2005	26.174	39.973	-2.36	-1.73	0.63	0.69
2009	26.156	39.477	-2.39	-2.92	0.90	1.00
2010	26.556	39.590	-1.05	-2.06	0.70	0.80
2020	26.605	39.715	-1.17	-1.76	0.62	0.71
2022	26.853	39.713	-0.96	-1.47	0.59	0.69
2023	26.947	39.875	-0.88	-1.26	0.50	0.58
2024	26.994	39.813	-0.78	-1.29	0.53	0.61
2025	27.116	39.701	-0.84	-1.22	0.58	0.67
2026	27.217	39.897	-0.90	-1.10	0.49	0.55

Çizelge 5.10 (devam) : GPS ve 3'üncü evre yersel ölçülerle hesaplanan yer değiştirmeler (d_e doğu-batı bileşen, d_n kuzey-güney bileşen).

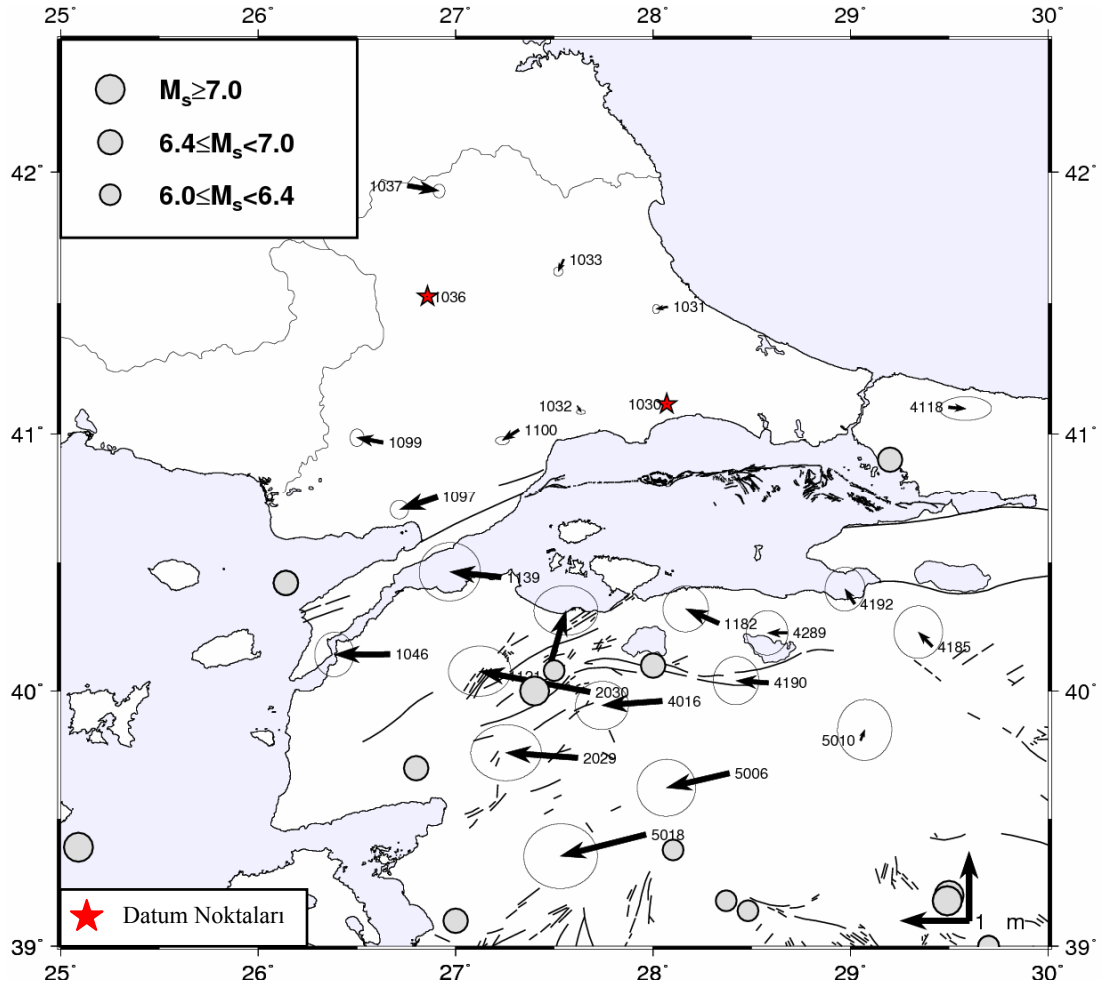
Nokta Nu.	Boylam (°)	Enlem (°)	d_e (m)	d_n (m)	σ_e (m)	σ_n (m)
2027	27.350	39.653	-0.28	-1.64	0.64	0.70
2028	27.457	39.805	-0.47	-1.68	0.56	0.60
2029	27.619	39.740	-0.42	-0.68	0.61	0.65
2030	27.682	39.998	-0.63	-0.70	0.50	0.50
2114	26.763	39.829	-1.29	-1.34	0.54	0.62
2116	26.408	39.760	-1.56	-1.95	0.65	0.72
2118	26.426	39.544	-1.63	-2.42	0.77	0.86
2130	26.311	39.607	-1.97	-2.37	0.76	0.84
2135	27.800	39.807	-0.54	-0.68	0.61	0.62
2208	26.207	39.665	-1.94	-2.39	0.77	0.84
2226	27.893	39.905	-0.66	-0.51	0.59	0.57
4016	28.046	39.961	-0.85	-0.43	0.60	0.56
4185	29.414	40.174	-2.08	0.39	1.30	1.02
4190	28.584	40.033	-1.29	-0.21	0.79	0.66
4192	29.021	40.339	-1.78	-0.56	1.02	0.77
4289	28.680	40.227	-1.17	-0.53	0.79	0.62
5006	28.386	39.680	-0.66	0.20	0.85	0.81
5010	29.050	39.807	-1.51	0.23	1.12	0.96

Üç evre yersel ölçünün dengelenmesi sonucunda, nokta koordinatlarının dengeleme sonrası hesaplanan standart sapmaları ağırlık merkezinden uzaklaştıkça artmakta ve en uç noktalarda maksimum değerlere ulaşmaktadır. 1'inci ve 2'nci evreler için bu değerler sırasıyla enlemde ± 47 cm, ± 67 cm; boylamda ise ± 54 cm, ± 50 cm değerlerine ulaşmaktadır. 3'üncü evre için dengeleme sonrası hesaplanan standart sapmalar enlemde ± 100 cm, boylamda ± 130 cm değerine ulaşmaktadır. 1'inci ve 2'nci evreler için bir noktanın ortalama konum doğruluğu sırasıyla 36 cm ve 31 cm olurken, 3'üncü evre için bu değer 67 cm olarak hesaplanmıştır. Buradan, her üç evre yersel ölçü için ortalama 400 km uzunluğundaki yersel ağırların 1-3 ppm gibi oldukça iyi sayılabilecek doğruluk kriterine sahip olduğu söylenebilir. Ancak 3'üncü evre ölçülerin geometrik yapısına bakıldığında ağırlık doğu ucunda noktaların konum hatalarının gerçeği yansıtmadığı görülmektedir. Bu durum, ağırlık kuzeyi ile güneyi arasında ölçülerin yapılmamasından dolayı geçişin sağlanamaması ve ağırdaki şekil bozukluğu ile açıklanabilir.

Bu çalışmada, bölgede meydana gelen 06 Ekim 1944 Ayvalık ($M_s=6.8$), 18 Mart 1953 Gönen ($M_s=7.2$) ve 06 Ekim 1964 Manyas ($M_s=6.9$) depremleri evre başlangıcı olmak üzere 1930-1964 yılları arasındaki yersel ölçüler; 1930-1944, 1930-1953 ve 1953-1964 olarak üç evreye ayrılmış ve bölgenin kuzeyindeki iki noktanın GPS ile hesaplanan güncel koordinatları hatasız alınarak bu ölçüler dengelenmiştir. Bölgedeki triyangelasyon noktalarının dengeli koordinatları ile ortak noktalardaki GPS koordinatlarının karşılaştırılması sonucu ağda 2002-1944, 2002-1953 ve 2002-1964 yılları arasında oluşan toplam yer değiştirmeler belirlenmiştir. Söz konusu toplam yer değiştirmeler, bölgedeki depremlerin kosismik ve postsismik etkileri ile yıllık intersismik etkileri içermektedir. Yer kabuğunda herhangi bir deprem olmadığı sürece tektonik plakaların yıllık doğrusal hareketi olarak bilinen intersismik etkilerin zamanla ölçeklendirilerek hesaplanması mümkündür. Triyangelasyon noktalarında her evre için hesaplanan toplam yer değiştirme değerlerinden intersismik etkilerin çıkarılması ile bölgede sözü edilen zaman içinde oluşan depremlerin kosismik ve postsismik etkilerinin hesaplanabileceği değerlendirilmektedir.

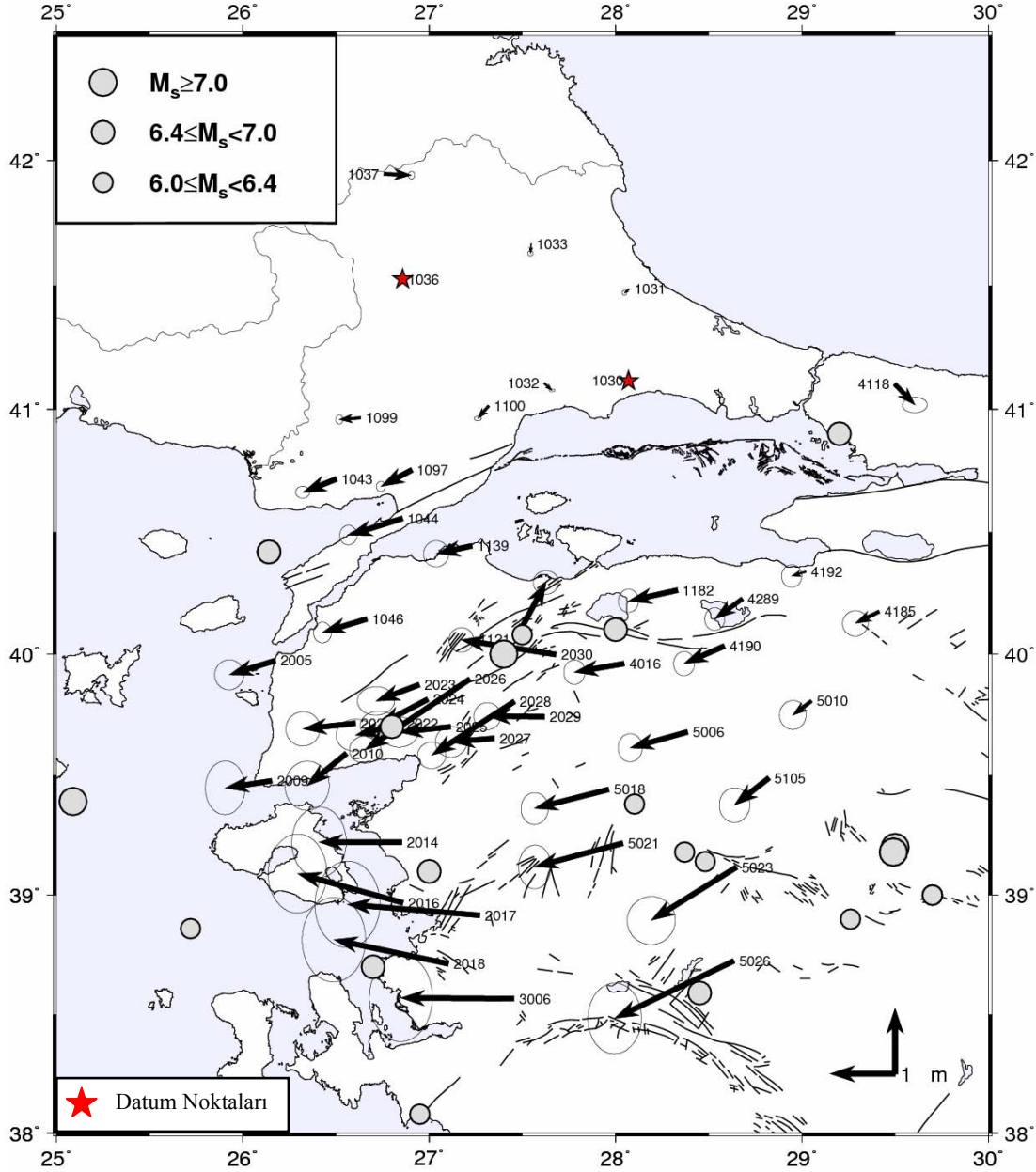
Bölgedeki intersismik yatay hız alanı, intersismik hızların lineer olduğu kabul edilerek Yatay Kontrol Ağı noktalarında Çizelge 5.6'da verilen Euler dönme parametreleri ile hesaplanmış ve daha sonra bölgenin kuzeyinde seçilen datum noktalarında (1030 ve 1036) kestirilen hızları minimum olacak şekilde Avrasya plakası sabit sisteme dönüştürülmüştür. Daha sonra kestirilen intersismik yatay hızlar, her bir evrenin orta epoğu ile 2002.15 epoğu arasındaki zaman aralığıyla ölçeklendirilmiş ve her evre dengelemesi sonucu noktalarda elde edilen yer değiştirmelerden çıkarılmıştır. Böylece, her ölçü evresi ile günümüz arasında meydana gelen depremler sonucu oluşan toplam kosismik ve postsismik yer değiştirmelerin belirlenmesi amaçlanmıştır.

1'inci evre ölçülerin değerlendirilmesi sonucu elde edilen toplam yer değiştirmelerden, GPS ölçülerinin yapıldığı tarih (2002.15) ile yersel ölçülerin yapıldığı tarih (1937.0) arasındaki intersismik etkiler çıkarılarak, bu zaman aralığında bölgede meydana gelen 1944 Ayvalık ($M_s=6.8$), 1953 Gönen ($M_s=7.2$) ve 1964 Manyas ($M_s=6.9$) depremlerinin toplam kosismik ve postsismik etkileri hesaplanmıştır (Şekil 5.27).



Şekil 5.27 : 1'nci evre çözümü ile hesaplanan kosismik ve postsismik yer değiştirmeler (Güven elipsleri $\pm 1 \sigma$ olasılık düzeyindedir).

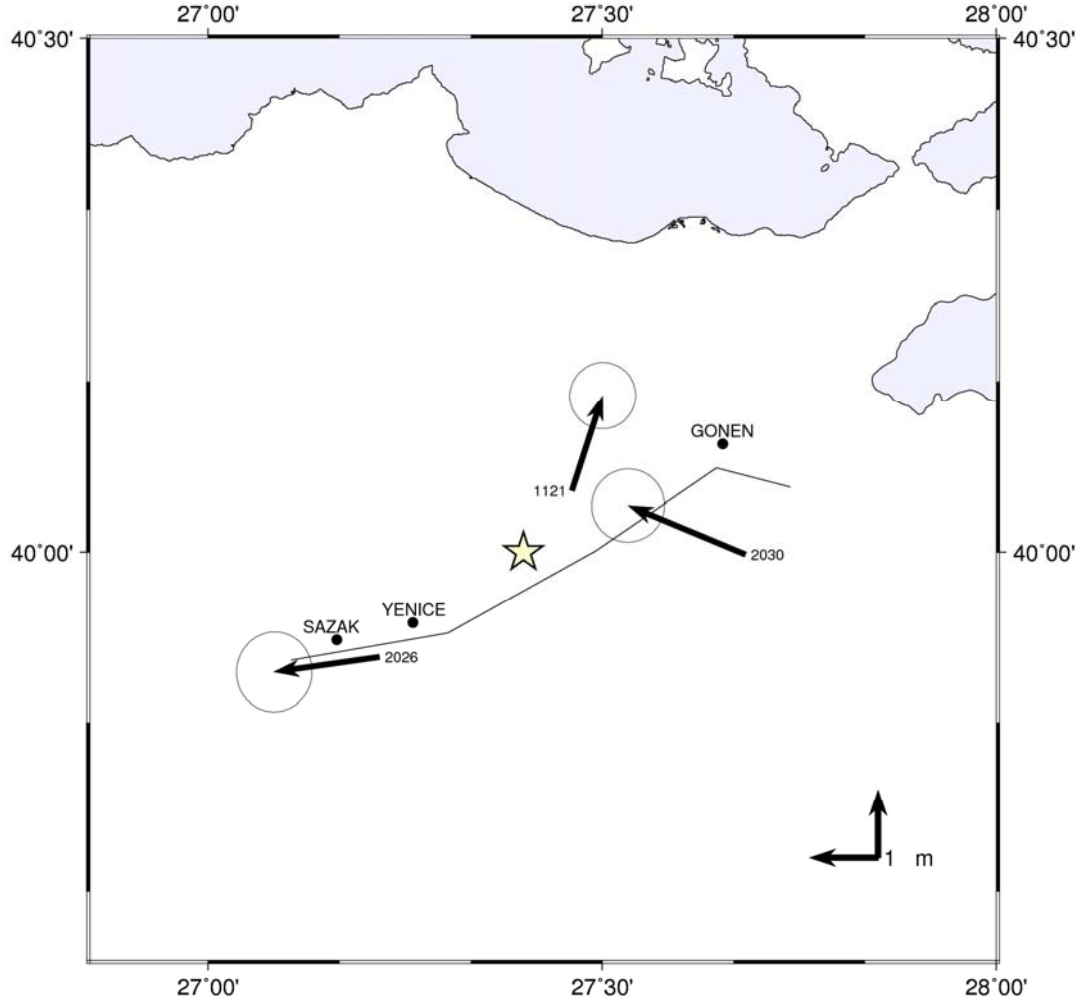
2'nci evre ölçülerin değerlendirilmesi sonucu elde edilen toplam yer değiştirmelerden 2002.15 epöğü ile söz konusu ölçülerin yapıldığı tarih (1941.0) arasındaki intersismik etkiler çıkarılarak, bölgede söz konusu zaman aralığında meydana gelen depremler sonucu oluşan toplam kosismik ve postsismik etkiler belirlenmiştir (Şekil 5.28).



Şekil 5.28 : 2'nci evre çözümü ile hesaplanan toplam kosismik ve postsismik yer değiştirmeler (Güven elipsleri $\pm 1 \sigma$ olasılık düzeyindedir).

Teorik olarak, bölgede 1930 ile 1964 yılları arasında meydana gelen her bir depremin etkisini ardışık evrelerin farklarını alarak belirlemek mümkündür. Ancak, birbirini takip eden evrelerde oluşturulan ağların farklı olması ve geometrik olarak uygun olmaması nedeniyle pratikte bu etkiler tam olarak belirlenememiştir. Bu kapsamda, 18 Mart 1953 Gonen depreminin kosismik ve postsismik etkisinin belirlenmesi amacıyla, 2'nci evre ile 3'üncü evre çözümünün farkı alınmış ve bu iki evre arasındaki intersismik etkiler hesaplanarak elde edilen toplam yer değiştirmelerden çıkarılmıştır. Özellikle, 3'üncü evre ölçülerle oluşturulan ağ yapısında boşlukların bulunması ve ağın doğu ucunun açık olması nedeniyle sadece Gonen-Yenice

bölgesinde hesaplanan değerlerin anlamlı olduğu ve bunların 18 Mart 1953 Gönen depremine ($M_s=7.2$) işaret ettiği değerlendirilmektedir (Şekil 5.29 ve Çizelge 5.11).



Şekil 5.29 : 18 Mart 1953 Gönen ($M_s = 7.2$) depremi ile oluşan kosismik ve postsismik yer değiştirmeler.

Çizelge 5.11 : 18 Mart 1953 Gönen ($M_s=7.2$) depremi kosismik ve postsismik yer değiştirmeleri.

Nokta Nu.	Boylam ($^{\circ}$)	Enlem ($^{\circ}$)	d_e (m)	d_n (m)	σ_e (m)	σ_n (m)
1121	27.461	40.059	0.45	1.40	0.48	0.49
2026	27.217	39.897	-1.55	-0.22	0.55	0.58
2030	27.682	39.998	-1.73	0.72	0.53	0.53

Bu çalışmada yapılan hesaplamalar neticesinde; 18 Mart 1953 Gönen depremi ($M_s=7.2$) ile oluşan kosismik ve postsismik yer değiştirmelerin, fayın orta kısmında ve fayın yaklaşık 7 km batısında yer alan 1121 nolu noktada kuzeydoğu yönlü maksimum 1.48 m olduğu, fayın orta kısmında ve fayın 9 km doğusunda yer alan 2030 nolu noktada kuzeybatı yönlü 1.88 m olduğu belirlenmiştir. Ayrıca, Gönen

depremi ile oluşan yzey kırığının gney batı ucundaki segmentinin 1 km gneyinde yer alan 2026 noktada 1.57 m'lik gneybatı ynlü yer değiştirme belirlenmiştir. Buna gbre Gnen depremi ile oluşan yzey kırığının orta blümünde yaklaşık 3-3.5 m, batı blümünde yaklaşık 2-3 m yer değiştirme beklenmelidir. Nitekim, Barka (1997), Ketin ve Roesli (1953)'de 18 Mart 1953 tarihinde meydana gelen Gnen depremi ile oluşan yzey kırığının doğusunda 3.5 m ve fayın her iki ucunda ise 1.5 m civarında yer değiştirme oluştuğu belirtilmektedir. Bu değerlerin yersel olçülerin değerlendirilmesiyle hesaplanan yer değiştirmeler ile uyumlu olduğu görölmektedir.

Bu çalışmada kullanılan yersel olçüler ile GPS olçüleri arasındaki zaman aralığının ve Batı Anadolu Bölgesi'nin deformasyon hızının yılda yaklaşık 2-3 cm olduğu, ayrıca bölgede meydana gelen depremler ile 2-3 m yer değiştirmeler oluştuğu dikkate alındığında, birbirinden çok farklı nitelikte ve doğrulukta olan yersel ve GPS olçülerinin bölgedeki yer kabuğu hareketleri nedeniyle oluşan deformasyonun ortaya çıkarılmasında büyük önem taşıdığı değerlendirilmektedir.

6. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Bu çalışmada, ülkemizin kuzeybatı kesiminde Türkiye Ulusal Yatay Kontrol Ağı'nın kurulması ve sıklaştırılması kapsamında yapılan yersel ölçüler ile sonraki yıllarda ortak noktalarda yapılan GPS ölçüleri birlikte kullanılarak nirengi ağında 1950-2002 yılları arasında yer kabuğu hareketleri ve depremler nedeniyle oluşan deformasyonun belirlenmesi hedeflenmiştir. Söz konusu deformasyon, ağ noktalarının zaman içindeki koordinat değişimlerini yansıtmasının yanı sıra ülkemizin teknik ve hukukî altyapısının kurulu olduğu ED50 ağı ile hâlihazırda kullanılan TUTGA arasındaki dönüşümün doğru ve güvenilir bir şekilde belirlenmesi bakımından önemlidir.

Bölgedeki yersel ağda oluşan deformasyonun ortaya çıkarılmasında; öncelikle çalışma bölgesinde 1930-1964 yılları arasında büyüklüğü bakımından jeodezik ağlarda etkili olduğu değerlendirilen depremler [06 Ekim 1944 Ayvalık ($M_s=6.8$), 18 Mart 1953 Gönen ($M_s=7.2$) ve 06 Ekim 1964 Manyas ($M_s=6.9$)] göz önüne alınarak yersel ölçüler Bölüm 5.3'te ifade edildiği şekilde biçimde 01.01.1930-06.10.1944, 01.01.1930-18.03.1953 ve 19.03.1953-05.10.1964 olmak üzere üç evreye ayrılmıştır.

Daha sonra, yersel ölçülerin dengelenmesi aşamasında ölçü yapılan noktalarda bilinmesine ihtiyaç duyulan çekül sapması bileşenleri Bölüm 5.1'de ifade edilen şekilde TG-03'den hesaplanmış ve bu değerler söz konusu ağların dengelenmesi aşamasında kullanılmıştır. Ayrıca, bölgede 2000 ve 2003 yıllarında triyangelasyon noktalarında yapılan GPS ölçüleri Bölüm 4.3'de verilen yöntem ve değerlendirme stratejilerine uygun olarak Bernese GPS Değerlendirme Yazılımı (Sürüm 5.0) ile değerlendirilmiş ve bu noktaların ITRF2005 koordinat sistemindeki koordinatları hesaplanmıştır.

Bölgedeki yer kabuğu hareketleri ve depremler nedeniyle ağ noktalarında oluşan yer değişimleri; üç evre yersel ölçünün GRS80 elipsoidinde ITRF2005 koordinat sisteminde dengelenmesi ve sonuçların güncel GPS koordinatları ile karşılaştırılmasıyla belirlenmiştir.

Üç evre yersel ölçünün dengelenmesinde, öncelikle kaba hatalı ölçüler ayıklanarak bölgenin kuzeyinde bulunan noktaların GPS ile bulunan koordinatları sabit alınmış ve standart sapmaları 1 mm ile 1 m arasında değiştirilerek yersel ölçüler dengelenmiştir. Böylece, dengeleme sonucunda minimum düzeltme alan noktalardan seçilen farklı nokta kümeleri ile aynı işlem iteratif olarak denenmiş ve her evrede 1030 ile 1036 numaralı noktaların datum tanımında kullanılmasının uygun olduğu değerlendirilmiştir. Her üç evre ölçüde söz konusu noktaların GPS ile elde edilen koordinatları hatasız alınarak dengelenmiş ve ağı oluşturan noktalarda günümüz ile bu evreler arasında oluşan deformasyon elde edilmiştir. Buna göre, 1'inci ve 2'nci evre ölçülerin değerlendirilmesi sonucu 2002 ile bu ölçülerin yapıldığı zaman arasında Yatay Kontrol Ağının 26° - 30° boylam ve 39.5° - 42° enlemleri arasında kalan kesiminde intersismik, kosismik ve postsismik etkilerden oluşan toplam deformasyonun 3.5 metreye ulaştığı görülmüştür (Şekil 5.24 ve Şekil 5.25). Ayrıca, Bölgede 1990'lı yıllardan bu yana yapılan GPS ölçüleri ile belirlenen intersismik hızların lineer olduğu kabul edilerek, her bir evrenin ölçü tarihi ile GPS ölçülerinin yapıldığı zaman arasındaki toplam intersismik etkiler hesaplanmış ve sözkonusu evrede hesaplanan yerdeğiştirmelerden çıkarılmıştır. Böylece, bölgede sadece meydana gelen depremler nedeniyle oluşan deformasyonun 2-3 m civarında olduğu hesaplanmıştır (Şekil 5.27 ve Şekil 5.28).

Bu çalışma kapsamında dengelenen üç evre yersel ölçünün koordinat farkları alındığında, teorik olarak bu evreleri ayıran depremlerin etkilerini belirlemek mümkündür. Ancak, oluşturulan ağların periyodik olarak ölçülmemesi, boşlukların olması, geometrik yapısının uygun olmaması nedeniyle pratikte bu etkiler tam olarak belirlenememiştir. Bu kapsamda, 18 Mart 1953 Gönen depreminin etkisini belirlemek üzere 2'nci ve 3'üncü evrenin farkları alınmış ve sonuçların ağı uçlarında gerçeği yansıtmadığı, Gönen çevresinde kısmen uyumlu olduğu görülmüştür (Şekil 5.29). Buna göre; bu çalışmada hesaplanan yer değiştirmelerin, fayın Gönen-Yenice istikametindeki orta kısmında yaklaşık 7 km batısında yer alan 1121 nolu noktada kuzeydoğu yönlü 1.48 m olduğu, 9 km doğusunda yer alan 2030 nolu noktada kuzeybatı yönlü 1.88 m olduğu ve Yenice batısındaki yüzey kırığının 1 km güneyinde yer alan 2026 nolu noktada 1.57 m ve güneybatı yönlü olduğu belirlenmiştir. Bu bilgiler ışığında; 1953 Gönen depreminin sağ-yanal doğrultu atımlı olduğu ve yüzey kırığının orta bölümünde yaklaşık 3-3.5 m, batı bölümünde yaklaşık

2-3 m lik yerdeğiştirme beklenmesi gerektiği söylenebilir. Bu kapsamda, Gönen depremi için Barka (1997) ile Ketin ve Roesli (1953)'de belirtilen 3.5 m sağ yanal atım değerinin, yersel ölçülerin değerlendirilmesi sonucu hesaplanan yer değeristirmeler ile uyumlu olduğu grlmektedir.

Türkiye Ulusal Yatay Kontrol Ağı'nın kuzeybatı kesiminde önceden yapılan triyngulasyon ölçüleri ile sonraki yıllarda yapılan GPS llerinin birlikte değerlendirilmesi sonucu, ülkemizin teknik ve hukukî altyapısının kurulu olduğu ED50 datumu ile TUTGA arasındaki dönüşümün sadece geometrik olmadığı ve tektonik (deprem öncesi, deprem anı ve deprem sonrası) hareketler gibi fiziksel etkilerin de söz konusu dönüşümün içinde önemli rolünün olduğu grlmştr. Günümüzdeki haritacılık çalışmalarında özellikle TUSAGA-Aktif gibi sürekli gözlem yapan GNSS istasyonlarının kullanılmaya başlanması ile kinematik tabanlı konumlama uygulamalarının yaygınlaşması, ED50 ile TUTGA arasındaki dönüşümün doğru ve güvenilir bir şekilde belirlenmesini teknik ve hukukî açıdan zorunlu kılmaktadır. Bu nedenle ülkedeki tektonik yapıya bağlı olarak bölgeden bölgeye değerien bu deformasyonun datum dönüşümüne yansıtılması için mümkün olan en fazla sayıda nirengi ağı noktasında GPS ls yapılmalı ve ülke çapında hücresel dönüşüm parametreleri belirlenmelidir.

Ülkemizde tektonik olarak aktif olan bölgelerde önceden yapılmış triyngulasyon ve GPS llerinin birlikte değerlendirilmesinin, hlen kullanılan ED50 datumu ile TUTGA arasındaki dönüşüm parametrelerinin belirlenmesine sağlayacağı katkının yanı sıra, tektonik hareketlerin jeodezik ağlarda oluşturduğu deformasyonun belirlenmesi, bölgedeki tarihî depremlerin daha iyi anlaşılması, gerinim birikiminin izlenmesi ve gelecekte deprem bakımından riskli bölgelerin belirlenmesi aılarından değerli bilgiler içerdiği değerlendirilmektedir.

KAYNAKLAR

- Acar, M., Turgut, B.**, 2005. Astro-Jeodezik Çekül Sapması: Selçuk Üniversitesi GPS Test Ağı Örneği, *TMMOB Harita ve Mühendisleri Odası 10. Türkiye Harita Bilimsel ve Teknik Kurultayı*, Ankara.
- Aksoy, A.**, 1987. Jeodezik Değerlerin Matematik İstatistik Testlerle İrdelenmesi, *Türkiye 1 inci Harita Bilimsel ve Teknik Kurultayı*, Ankara, 1987.
- Alp, O.** 1993. Türkiye Astrojeodezik ve Astrogravimetrik Jeoidinin Belirlenmesi, *Yüksek Lisans Tezi*, İTÜ.
- Altamimi, Z., Sillard, P., Boucher, C.**, 2002. ITRF2000: A new release of the International Terrestrial Reference Frame for the earth science applications, *Journal of Geophysical Research*, 107(B10), 10.1029/2001JB000561.
- AMS (Army Map Service)**, 1954. *The Adjustment of the First-Order Triangulation of Turkey*, Vol. 1, AMS TS No. 6576 1954.
- Ayan, T.** 1978. Türkiye Jeoidi, *Harita Dergisi* Sayı 83.
- Ayhan, M.E., Alp, O.**, 1995. Türkiye Astro-jeodezik Jeoidi-1994 (TAG-94). *Türk Haritacılığının 100. yılı TUJJB ve TUFUAB Kongreleri Bildiri Kitabı*, 1-5 Mayıs, Ankara, 294-306, 1995.
- Ayhan, M.E., Demir, C., Lenk, O., Kılıçoğlu, A., Aktuğ, B., Açıkgöz, M., Fırat, O., Şengün, Y.S., Cingöz, A., Gürdal, M.A., Kurt, A.İ, Ocak, M., Türkezer, A., Yıldız, H., Bayazıt, N., Ata, M., Çağlar, Y., Özerkan, A.**, 2002. Türkiye Ulusal Temel GPS Ağı -1999A (TUTGA-99A), *Harita Dergisi*, Özel Sayı:16, Mayıs 2002, ISSN 1300 -5790
- Barka, A. ve K.Kadinsky-Cade**, 1988. Strike-slip Fault Geometry in Turkey And its Influence on Earthquake Activity, *Tectonics*, Vol 7, No: 3, pages 663-684, June 1988.
- Barka, A.**, 1997. Neotectonics of the Marmara Region, Active Tectonics of Northwestern Anatolia – *The Marmara Poly-Project*, Zurich
- Bennett, R. A. Rodi, W. Reilinger, R. E.**, 1996 Global Positioning System constraints on fault slip rates in southern California and northern Baja,Mexico *J. Geophys. Res.* Vol. 101 , No. B10 , p. 21,943 (96JB02488)
- Beutler, G., I.I. Mueller, R.E Neilan**, 1995. GPS Trends in Precise Terrestrial Airborne, and Spaceborne Applications, *International Association of Geodesy Symposia*, Boulder, CO, July 3-4, 1995, G. Beutler, GW Hein, G. Seeber, WG Melbourne, 115, pp.

- Bibby, H.**, 1981. Unbiased estimate of strain from triangulation data using the method of simultaneous reduction, *Tectonophysics*, vol. 82, issue 1-2, pp. 161-174.
- Bomford, G.** 1980. *Geodesy* (fourth edition), Oxford University Press, Oxford.
- Boucher, C.**, 1990. Definition and Realization of Terrestrial Reference Systems for Monitoring Earth Rotation, *Variations in Earth Rotation*, D. D. McCarthy and W. E. Carter (eds), pp. 197-201.
- Cox, A., Hart, R.B.**, 1986. *Plate Tectonics: How it works*, Blackwell Scientific Publications.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., Stein, S.**, 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scales on estimates of current plate motions, *Geophysical Research Letters*, **21**, 2191-2194.
- Demir, C.**, 1999 Kuzey Anadolu Fay Zonu Batı Kesiminde Yatay Yer kabuğu Hareketleri ve Gerinim Birikiminin Araştırılması, Yıldız Teknik Üniversitesi, *Doktora Tezi*, 1999
- Demir, C., Kılıçoğlu, A.**, 1999. 1992-1998 Yılları GPS Kampanyalarının Birleştirilmesi, *Hrt.Gn.K.lığı İç Rapor No.:JEOF-NIV-1-99*, Nisan 1999 (Yayımlanmadı).
- Demirel, H.**, 1987 Nirengi Ağlarının Dengelenmesi ve Sonuçlarının Test Edilmesi, *Harita Dergisi*, Sayı 98.
- Demirtaş, R., Yılmaz, R.**, 2005. Türkiye'nin Sismotektoniği , <http://angora.deprem.gov.tr/jpg/Turkiye.htm>, 2005.
- Drew A. R. ve Snay R.A.**, 1989. "DYNAP: A Software for Estimating Regional Crustal Deformation from Geodetic Data", *Tectonophysics*, No.: 162, p.331-343, 1989
- Dow, J.M., Neilan, R.E., Weber, R., Gendt, G.**, 2007. Galileo and the IGS: Taking Advantage of Multiple GNSS Constellations, *Advances in Space Research* (2007), doi: 10.1016/j.asr.2007.04.064
- Ergintav, S., S. McClusky, E. Hearn, R. Reilinger, R. Cakmak, T. Herring, H. Ozener, O. Lenk, and E. Tari**, 2009. Seven years of postseismic deformation following the 1999, M = 7.4 and M = 7.2, Izmit-Düzce, Turkey earthquake sequence, *J. Geophys. Res.*, 114, B07403, doi: 10.1029/2008JB006021.
- Eyidoğan, H.**, 1988. Rates of crustal deformation in western Turkey as deduced from major earthquakes, *Tectonophysics*, 148, 83-92, 1988
- Frank, F.C.**, 1966 Deduction of earth strains from survey data, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 56, 35-41.
- Featherstone, W.E.**, 2000. The Importance of Using Deviations of the Vertical for the Reduction of Survey Data to a Geocentric Datum, *The Australian Surveyor*, Vol.45, No.2
- Geodesist's Handbook**, 1992. *Bulletin Géodésique*, 66, 128 pp.
- Gürkan, O.**, 1979a. Astrojeodezik Ağların Deformasyonu ve Türkiye I. Derece Triangulasyon Ağı, *Doçentlik Tezi*, KTÜ.

- Gürkan, O.**, 1979b. Çekül Sapması Kavramı ve Türleri, *Harita Dergisi*, Sayı 86.
- Heiskanen, W. A. ve Vening Meinesz, F.A.**, 1958. *The Earth and Its Gravity Field*. McGraw-Hill, New York.
- Heiskanen, W. A., and Moritz, H.**, 1967. *Physical Geodesy*. W. H. Freeman and Co., San Francisco, California.
- Herece, E.**, 1990. 1953 Yenice-Gönen Deprem Kırığı ve Kuzey Anadolu Fay Sisteminin Biga Yarımadasındaki Uzantıları, *Maden Tetkik ve Arama Dergisi* No:111, Ankara, 1990.
- Hofmann-Wellenhof, B. ve Moritz, H.**, 2005. *Physical Geodesy*, Springer-Verlag Wien, 2005
- Hugentobler, U., R. Dach, P.Fridez**, 2007. *Bernese GPS Software*, Version 5.0, AIUB, Berne.
- IERS**, 2000. International Earth Rotation Service, *Annual Report 2000*, BKG Frankfurt.
- IGS**, 2009. <<http://igsceb.jpl.nasa.gov/>> , alındığı tarih 01 Eylül 2009.
- Jackson, J.**, 1992. Partitioning of Strike-Slip and convergent Motion Between Eurasia and Arabia in Eastern Turkey and Caucasus, *J. Geophys. Res.*, 97, 12'471-12'479, 1992
- Jackson J., McKenzie, D.**, 1988. The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East. *Geophysical Journal*, No.93, pp. 45-73, 1988.
- Kahraman S., Baran T., Şalk M.**, 2004 “İzmir ve çevresi deprem frekans ve risk analizi”, İstanbul, *VIth Uluslararası İnşaat Mühendisliğinde Gelişmeler Kongresi Bildiriler*, İstanbul, 6-8 Ekim, 1:500–509
- Kahraman, S., Baran, T., Saatçı, İ.A.**, 2007. Batı Anadolu Örneğinde Bölge Sınırları Seçiminin Deprem Tehlikesinin Belirlenmesine Etkileri., *Altıncı Ulusal Deprem Mühendisliği Konferansı*, 16-20 Ekim 2007, İstanbul.
- Kahveci, M. ve Yıldız, F.** 2001. *Global Konum Belirleme Sistemi Teori-Uygulama*, Nobel Yayın Dağıtım.
- Kavouras, M.**, 1982. On the Detection of Outliers and the Determination of Reliability in Geodetic Network, *Technical report*, 87, University of New Brunswick, <<http://gge.unb.ca/Pubs/TechnicalReports.html>>, alındığı tarih 01.05.2005.
- Ketin, İ., Roesli, H.**, 1953. Makroseismische Untersuchungen über das Nordwest Anatolische Beben vom 18 März 1953, *Eclogae. Helv.*, 462, 1953
- Ketin, İ.**, 1969. Türkiye'nin Genel Tektonik Durumu ile Başlıca Deprem Bölgeleri Arasındaki İlişkiler, *İTÜ Maden Fakültesi*.
- Kılıçoğlu, A., Forat, O., Demir C.**, 2005. Yeni Türkiye Jeoidi 2003 (TG03)'nin hesabında kullanılan ölçüler ve yöntemler, *TUJK 2005 Yılı Bilimsel Toplantısı, Jeodi ve Düşey Datum Çalıştayı Bildiri Kitabı*, KTÜ, Trabzon.

- Koçyiğit, A.**, 2002. "Çay (Afyon) Depreminin Kaynağı ve Ağır Hasarın Nedenleri: Akşehir Fay Zonu", *Cumhuriyet Bilim Teknik*, Sayı.779, s.6, 2002.
- Krakiwsky, E.J., Wells, D.E.**, 1971 Coordinate Systems In Geodesy, *Lecture Notes* 16, <<http://gge.unb.ca/Pubs/LectureNotes.html>>, alındığı tarih 01.05.2005.
- Krakiwsky, E.J.**, 1982. *A Synthesis of Recent Advances in the Method of Least Squares*, Div. of Surv. Eng., The University of Calgary, Canada, 1982.
- Koch, K.R.**, 1987. *Parameter Estimation and Hypotesis Testing in Linear Models*, Springer-Verlag, NewYork, 1987.
- Leick, A.**, 1990. *GPS Satellite Surveying*. John Wiley & Sons, New York.
- Matsu'ura, M. ve Jackson, D.D.**, 1986. Dislocation Model for aseismic crustal deformation at Hollister, California, *J.Geophys. Res.*, 91, 12,661-12,674.
- McCaffrey, R.**, 2002. "Crustal Block Rotations and Plate Coupling," in Plate Boundary Zones, S. Stein and J. Freymueller, eds., *American Geophysical Union (AGU) Geodynamics Series*, 30, 101-122.
- McCarthy, D.D.**, 1996. IERS Conventions (1996), *IERS Technical Note* 21, Observatoire de Paris, Paris, July 1996.
- McClusky S., Balassanian S., Barka A., Demir C., Gergiev I., Hamburger M., Kahle H., Kastens K., Kekelidse G., King R., Kotzev V., Lenk O., Mahmoud S., Mishin A., Nadaria M., Ouzounus A., Paradisissis D., Peter Y., Prilepin M., Reilinger R., Sanlı I., Seeger H., Tealeb A., Toksöz N., Veis G.**, 2000, GPS constraints on crustal movements and deformations for plate dynamics, *J. Geophy. Res.* 105, 5695–5720.
- McKenzie, D. P.**, 1972. Active Tectonics of the Mediterranean Region, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 30, 109-185, 1972.
- McKenzie, D.P.**, 1978. Active Tectonics of The Alpine-Himalayan Belt : The Aegan Sea and Surrounding Regions, *Geophys. J. R.Astr. Soc.*, 55, 217-254, 1978
- Murray, M. H., and P. Segall**, 2001. Modeling broadscale deformation in northern California and Nevada from plate motions and elastic strain accumulation, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 4315-4318.
- Meade, B.J., B.H. Hager, S.C. McClusky, R.E. Reilinger, S. Ergintav, O.Lenk, A. Barka and H. Özener**, 2002. Estimates of seismic potential in the Marmara region from block models of secular deformation constrained by GPS measurements, *BSSA*, 92 208-215.
- Meade, B.J.**, 2004. Kinematic Models of Interseismic Deformation in Southern California. *PhD Dissertation*, MIT.
- Nalbant,S., Hubert, A., King, G.C.P.**, 1998. Stress Coupling Between Earthquakes in Northwest Turkey and the North Aegean Sea, *Journal of Geophysical Research*, 103, 1998, 24469-24486
- Nakiboğlu, M.**, 1996. *Dengeleme Hesabı*, Harita Yüksek Teknik Okulu.

- Niell, A.,E.**, 1996. Global Mapping functions for the Atmosphere Delay at Radio Wavelength, *Journal of Geophysical Research* 101(B2), pp. 3227-3246.
- Nyst, M. Thatcher, W.**, 2004. New constraints on the active tectonic deformation of the Aegean, *J. Geophys. Res.*, Vol. 109, No. B11, B11406, doi:10.1029/2003JB002830, 2004.
- Okada, Y.**, 1985. Surface Deformation Due to Shear and Tensile Faults in a half space. *Bull. Seismol. Soc. Am.* Vol.75, 1135-1154.
- Papazachos, B.C.**, 1990. Seismicity of the Aegean and surrounding area, *Tectonophysics*, 178, 287-308, 1990.
- Papazachos, C.B., Kiratzi, A.A. ve B.C. Papazachos**, 1992. Rates of Active crustal deformation in the Aegean and the surrounding Area, *J. of Geodynamics*, 16-3, 147-179, 1992
- Pollitz, F. F., R. Bürgmann, and P. Segall**, 1998. Joint estimation of afterslip rate and postseismic relaxation following the 1989 Loma Prieta earthquake, *J. Geophys. Res.*, 103(B11), 26,975–26,992.
- Prescott, W.H.**, 1976. An extension of Frank's method for obtaining crustal shear strains from survey data. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 66, 1847-1854.
- Reid, H.F.**, 1910. The California Earthquake of April 18, 1906. Volume II. *The Mechanics of the Earthquake*. Washington DC: Carnegie Institution of Washington, Publication No. 87, 192 pp.
- Reilinger, R. E., S. Ergintav, R. Bürgmann, S. McClusky, O. Lenk, A. Barka, O. Gürkan, L. Hearn, K.L. Feigl, R. Cakmak, B. Aktug, H. Ozener, M.N. Toksöz.**, 2000. Coseismic And Postseismic Fault Slip For The 17 August 1999, M=7.5, İzmit, Turkey Earthquake, *Science*, 289, 1519 – 1524.
- 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., Dmitrotsa, A. Filikov, S.V., Gomez, F. Al-Ghazzi, R. Karam, G.**, 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.*, 111, B05411, doi:10.1029/2005JB004051.
- Saastamoinen, I.I.**, 1973. Contribution to the theory of atmospheric refraction, *Bulletin Geodesique*, 107, pp. 13-34.
- Savage, J.C. ve Burford, R.O.** 1970. Accumulation of tectonic strain in California, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 60, 1877-1896.
- Savage, J. C. ve Burford, R. O.** 1973. Geodetic determination of relative plate motion in central California, *Journal of Geophysical Research*, 78, B5, 832-845.
- Snay, R.A.**, 1986. "Horizontal Deformation in New York and Connecticut: Examining Contradictory Results from the Geodetic Evidence", *J. Geophys. Res.*, 91, pp. 12695-12702, 1986.

- Segall, P. ve Davis, J. L.** 1997. GPS applications for geodynamics and earthquake studies, *Annual Reviews of Earth and Planetary Science*, 25:301-36.
- Scholz, C.H.**, 1992. *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*, Cambridge University Press.
- Selim, H.H.**, 2004. Kuzey Anadolu Fayı'nın güney koluna ait Yenice-Gönen, Manyas-Mustafakemalpaşa, Uluabat ve Bursa faylarının morfolojik, sismolojik ve jeolojik özellikleri, İTÜ Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü, *Doktora Tezi*.
- Selim, H.H., Tüysüz, O., Barka, A.A.**, 2006. Güney Marmara Bölümünün Neotektoniği, *İTÜ Dergisi*, Mühendislik, Cilt:5, Sayı:1, Kısım:2, 151-160, Şubat, 2006.
- Selim, H.H., Tüysüz, O., Erturaç, M.K., Taşı, K.Ö.**, 2005. KAF'ın Güney Koluna Ait Yenice-Gönen ve Uluabat Fayları Üzerinde Yapılan Paleosismoloji Çalışmaları, *Türkiye Kuvaterner Sempozyumu*, İTÜ Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü. 2-5 Haziran 2005.
- Souter, B.J.**, 1998. Comparisons of geological models to GPS observations in Southern California, *Ph.D. Dissertation*, Massachusetts Institute of Technology.
- Steeves, R.R.**, 1984. Mathematical Models for Use in the Readjustment of the North American Geodetic Networks, Geodetic Survey of Canada, *Technical Report* Number 1.
- Steketee, J.A.**, 1958. On Voltera's dislocation in a semi-infinite elastic medium. *Can. J. Phys.* 36 (1958), pp. 192-205.
- Straub, C.S.**, 1996. Recent Crustal Deformation and Strain Accumulation in the Marmara Sea Region, N.W. Anatolia, inferred from GPS Measurements, *PhD Dissertation*, Swiss Federal Institute Of Technology Zurich.
- Sünkel, H.**, 1981. GSPP A General Surface Representation Module Designed for Geodesy, *Journal of Geodesy*, Volume 55, Number 1, pp. 31-40
- Songu, C.**, 1995. *Ölçme Bilgisi*, Birinci Cilt, Birsen Yayınevi, Ankara.
- Şalk, M., Altın Y, Ergün M.**, 2000 "Geodynamics of western Turkey and implications", *Proceedings of international conference on earthquake hazard and risk in the Mediterranean region*, I, 179-189
- Şaroğlu F., Emre, Ö., Kuşçu, İ.**, 1992, *Türkiye Diri Fay Haritası*, Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü, (MTA), Ankara.
- Şerbetçi, M.**, 1999, *Türk Haritacılık Tarihi (1985-1995)*, TMMOB Harita ve Kadastro Mühendisleri Odası, 2. Baskı, İstanbul.
- Taymaz, T., Jakson, J. ve D.P. McKenzie**, 1991. Active Tectonics Of The North and Central Aegean Sea, *Geophys. J. Int.*, 106, 433-450, 1991.
- Tepeuğur, E., M. Yaman, B. Eravcı, C. Erkmén, T. Aktan, H. Albayrak ve N. Kıyak**, 2006. 1969 Alaşehir deprem kırığı üzerinde yapılan paleosimolojik çalışmalar ve yaşlandırmada OSL yönteminin kullanımı, *ATAG10 - Aktif Tektonik Araştırma Grubu 10. Toplantısı Bildiri Özleri Kitabı*, Sayfa 116.

- Tağı, Œ.**, 2004. Balıkesir Ovası ve Yakın evresinin Neotektonik zellikleri ve Depremselliği, Ankara Üniversitesi, *Coğrafi Bilimler Dergisi*., Cilt II, Sayı I, s.73-90,Ankara, 2004
- Torge, W.** 1991. *Geodesy* (second edition) de Gruyter, Berlin-Heidelberg-New York.
- Turcotte D.L. ve Schubert G.**, 2002. *Geodynamics*, Second Edition, Cambridge University Press.
- Tsuji, H. ve Matsuzaka, S.**, 2004. Realization of Horizontal Geodetic Coordinates 2000, *Bulletin of Geographical Survey Institute*, Vol.51, March, 2004.
- Url-1** < <http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html> > , alındığı tarih 12.03.2006
- Url-2** < <http://igscb.jpl.nasa.gov/mail/igsmail/2005/msg00111.html> > , alındığı tarih 20.08.2005
- Url-3** < <http://igscb.jpl.nasa.gov/mail/igsmail/2006/msg00041.html> > , alındığı tarih 05.04.2006
- nal, T.**, 1979. Nirengi Ağlarında A posteriori Hata Yayılması, *Harita Dergisi*, Sayı 86.
- Walcott, R.I.**, 1984. The kinematics of the plate boundary zone through New Zealand: a comparison of short and long-term deformation. *Geophys. J.R. astr. Soc.*, 79, 613-633.
- Vaniek, P. ve Krakiwsky, E.J.**, 1986. *Geodesy: The Concepts*. 2nd Rev. Ed., North-Holland, Amsterdam
- Vaniek, P. ve Steeves, R.R.**, 1996. Transformation of Coordinates Between Two Horizontal Geodetic Datums, *Journal of Geodesy*, Volume 70, Number 11, pp. 740-745
- Volterra, V.**, 1907. Sur l quilibre des *corps* lastiques multiplement connexes, *Ann. Ecole Normale* 24 (1907) 401 517.
- Yu, E. ve Segall, P.**, 1996. Slip in the 1868 Hayward Earthquake from the analysis of historical triangulation data, *J. Geophys. Res.*, v. 101, p. 16,101-16,118.
- Zanchi,A. ve Angelier, J.**, 1993. Seismotectonics of Western Anatolia: Regional Stress Orientation From Geophysical And Geological Data, *Tectonophysics*, 222, 259-274, 1993.

ÖZGEÇMİŞ



Ad Soyad: Mehmet AÇIKGÖZ
Doğum Yeri ve Tarihi: Gerede/BOLU, 15.05.1975
Adres: Harita Genel Komutanlığı 06100 Dikimevi/ANKARA
Lisans Üniversitesi: Harita Genel Komutanlığı Harita Yüksek Teknik Okulu

Yayın Listesi:

- Kılıçoğlu, A., U. Şanlı, C. Demir, H. Yıldız, A. Cingöz, B. Aktuğ, **M. Açıkgöz**, Marmara Denizindeki Deniz Yüzeyi Yükseklik Değişimlerinin ERS-1, ERS-2 ve Topex/Poseidon Uydu Altimetre Ölçüleriyle Araştırılması, *Harita Dergisi*, Sayı 138, Sayfa 22-28, Temmuz 2007.
- Koçyiğit, A., Deveci, Biryol, B, S, Arca, S, Akturk, O., Ayhan, M.E., Demir, C., Lenk, Kılıçoğlu, A., Aktuğ, B, **Açıkgöz, M.**, H O.Çetin, Günaydın, O., Aytun, A, 2006. Kuzey Anadolu Fay Sisteminin (KAFS) İsmetpaşa-Gerede ve Mengen arasındaki kesiminin depremselliği. *TUBITAK-YDABAG-102Y053*.
- **Açıkgöz, M.**, Kılıçoğlu A., Özkan, S., 2005. Survey-Type GPS Measurements in Turkey 1992-2005. *COMET - Advances in GPS Data Processing and Modelling for Geodynamics*, 9-10 November 2005, UCL, London.
- Demir, C., Aktuğ, B., **Açıkgöz, M.**, Kurt, A.İ., 2005. Tekrarlı GPS Ölçüleriyle Yapılardaki Deformasyonların Belirlenmesi. *10. Türkiye Harita Bilimsel ve Teknik Kurultayı*, TMMOB Harita ve Kadastro Mühendisleri Odası, Mart 2005,
- **Açıkgöz Mehmet**, Ayhan M.Emin, Lenk Onur, Coşkun Demir, Aktuğ Bahattin, Koçyiğit A, Crustal Deformation Along the North Anatolian Fault System (NAFS) Around Arkotdağ Tectonic Block by Recent Global Positioning System Measurements. *"International Workshop on the North Anatolian, East Anatolian and Dead Sea Fault Systems:Recent Prog"*, , (2003), p.57.
- Ayhan, M.E., Aktuğ, B., **Açıkgöz, M.**, Demir, C., Lenk, O., Reilinger, R.E., Contemporary Crustal Deformation in Turkey Constrained by Global Positioning System Measurements Between 1992 and 2002. *"International Workshop on the North Anatolian, East Anatolian and Dead Sea Fault Systems:Recent Prog"*, , (2003), p.61.

- Ayhan, M.E., Demir, C., Lenk, O., Kılıçoğlu, A., Aktuğ, B., **Açıkgöz, M.**, Fırat, O., Şengün, Y.S., Cingöz, A., Gürdal, M.A., Kurt, A.İ, Ocak, M., Türkezer, A., Yıldız, H., Bayazıt, N., Ata, M., Çağlar, Y., Özerkan, A., 2002. Türkiye Ulusal Temel GPS Ağı -1999A (TUTGA-99A), *Harita Dergisi*, Özel Sayı: 16, Mayıs 2002, ISSN 1300 -5790.
- Demir, C., B. Aktuğ, **M.Açıkgöz**, Türkiye Ulusal Temel GPS Ağı-1999A (TUTGA99A), 1992-2001 Yılları GPS Ölçülerinin Birleştirilmesi, *TUJK 2002 Yılı Tektonik ve Jeodezik Ağlar Çalıştayı*, İznik, 2002
- Ayhan, M.E., O. Lenk, C.Demir, A.Kilicoglu, A.Turkezer, M.Ocak, B.Aktug, **M.Acikgoz**, Turkish GPS Fundamental Network (TGFN); Time Dependent Evolution due to High Rate of Tectonic Activity, *LAG 2001 Scientific Assembly*, 2-7 September 2001 - Budapest, Hungary.
- Demir, C. ve **Açıkgöz, M.**, 2000. Türkiye Ulusal Temel GPS Ağı Noktalarındaki Uzun Periyotlu Koordinat Değişimlerinin (Seküler Hızların) Kestirilmesi, *Harita Dergisi*, Sayı 123, Ocak 2000.