

Türkiye İzostatik Gravite Anomali Haritası (Isostatic Gravity Anomaly Map of Turkey)

Ali KILIÇOĞLU¹, Onur LENK¹, Ahmet DİRENÇ¹, Mehmet SİMAV¹, Hasan YILDIZ¹,
Bahadır AKTUĞ¹, Ali TÜRKEZER¹, Cemal GÖÇMEN², Eşref PASLI², Meliha AKÇAKAYA²

¹Jeodezi Dairesi Başkanlığı, Harita Genel Komutanlığı, Ankara

²Jeofizik Etütleri Dairesi Başkanlığı, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara
ali.kilicoglu@hgk.msb.gov.tr

ÖZET

Türkiye’de Harita Genel Komutanlığı ve Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü tarafından bugüne dek elde edilen gravite ölçülerinin jeodezik ve jeofizik amaçlarla kullanılması, standartların oluşturulması, kurumlar arasında eşgüdümün sağlanması ve sonuç gravite anomali haritasının diğer kullanıcıların kullanımına sunulması amacıyla bu çalışma gerçekleştirilmiştir.

Gravimetrik yöntemlerde ulusal standartlara ulaşılabilmesi için kullanılan tüm ölçü, koordinat ve değerlerin ulusal/uluslararası referans sistemlerine dayalı olarak tanımlanması sağlanmıştır. Bu amaçla Harita Genel Komutanlığı tarafından kurulan ve işletilen Türkiye Ulusal Düşey Kontrol Ağı (TUDKA), Türkiye Ulusal Temel GPS Ağı (TUTGA), Türkiye Temel Gravite Ağı (TTGA) ve sayısal arazi modeli verileri kullanılmıştır. Tüm hesaplamalar Jeodezik Referans Sistemi 1980 (GRS80) tanım ve parametreleri kullanılarak gerçekleştirilmiştir.

Gravite ölçülerinin gerçek yer gravite potansiyelinin eşpotansiyel yüzeylerinden biri ve en önemlisi olan geoide indirgenmesi için gerekli eşitlikler, parametreler ve yöntemler açıklanmış ve standart olarak uygulanmıştır.

Genel olarak ölçülen gerçek gravite ile hesaplanan normal gravite arasındaki fark olarak ifade edilen gravite anomalisi değişik indirgeme yöntem ve miktarına göre çeşitli isimler almaktadır. Bu şekilde tanımlanan “serbest hava”, “Bouguer” ve “izostatik” gravite anomalileri tüm Türkiye için hesaplanmıştır. Hesaplamalarda yalnızca karalarda mevcut gravite ölçüleri kullanılmıştır.

Bu çalışmada karalarda mevcut gravite ölçülerinden yararlanarak Türkiye Gravite Anomali Haritaları hazırlanmıştır. Türkiye’de bundan sonra yapılacak gravite ölçüleri ve bu çalışmada kullanılmayan gravite ölçülerinin de bu çalışmada verilen standart yöntemlerle indirgenmesinin yararlı olacağı değerlendirilmektedir.

Anahtar Kelimeler: Gravite, gravite indirgemesi, izostasi, gravite anomalisi.

ABSTRACT

This study has been achieved by General Command of Mapping (HGK) and Directorate of Mineral Research and Exploration (MTA) so as to make the gravity measurements usable for geodetic and geophysical purposes, to determine the standards in gravity reductions, to coordinate the works between institutions, and to submit the resulting gravity anomaly maps to other users.

All the measurements, coordinates and quantities that were used in computations are defined in national/international geodetic reference frames to reach the national standards in gravimetric methods. For this aim, data from Turkish National Vertical Control Network (TUDKA), Turkish National Fundamental GPS Network (TUTGA), Turkish Fundamental Gravity Network (TTGA) and the digital terrain model, which have been established and maintained by GCM, were used. The definitions and parameters of Geodetic Reference System 1980 (GRS80) were used in all computations.

The equations, parameters and methods applied for the reduction of gravity observations to the geoid surface, which is one of the most important equipotential surfaces of the Earth’s actual gravity potential, were explained and applied in this study.

The gravity anomaly, which is generally defined as the difference between measured actual gravity and computed normal gravity, has various definitions depending on the reduction method. “Free air”, “Bouguer” and “Isostatic” gravity anomaly fields were computed for the Turkish territory. Only the gravity data available for Turkish territory were used in the computations.

The gravity anomaly maps and the statistics related to gravity anomaly and its corrections, which were computed by using the existing terrestrial gravity data, were produced in this study. We believe that the gravity data, those other than used in this study and to be collected in the future, must be reduced using the standards and methods given in this study.

Key Words: Gravity, gravity reduction, isostasy, gravity anomaly.

1. GİRİŞ

Türkiye’de günümüze dek jeodezik (geoidin belirlenmesi, yükseklik sistemlerinin oluşturulması, yersel ölçülerin indirgenmesi vb.), jeofizik (maden arama, yer kabuğu kalınlığının belirlenmesi, petrol ve doğal gaz arama vb.) ve jeolojik amaçlarla gravite ölçüleri yapılmaktadır. Türkiye’de gravite ile ilgili çalışmalar, temel olarak, Harita Genel Komutanlığı (HGK), Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA) ile Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı (TPAO) tarafından ilgili yasalara göre gerçekleştirilmektedir.

HGK ve MTA tarafından 1993 yılında imzalanan bir protokol ile Türkiye’de ortak gravite çalışmaları başlatılmış ve bu kapsamda Türkiye İzostatik Gravite Anomali Haritasının hazırlanması projesi başlatılmıştır. Projenin gerçekleştirilmesi amacıyla HGK ve MTA tarafından bir proje grubu oluşturulmuştur.

Projenin gerçekleştirilmesi ile çeşitli kurumlar tarafından gerçekleştirilen gravite ölçülerinin jeodezik ve jeofizik amaçlarla kullanılabilmesi için gerekli standartların oluşturulması, eşgüdümün sağlanması ve Türkiye’deki diğer kullanıcılar için sonuç gravite anomalilerinin kullanıma sunulması sağlanacaktır.

Proje bir anlamda bölgesel (Türkiye ve çevresi) gravite alanının modellenmesi olarak da nitelendirilebilir. Yer gravite alanının modellendirilmesi, kısaca;

- Ölçülen graviteye etki eden faktörlerin (topoğrafya, izostasi, atmosfer vb.) etkilerinin (düzeltme) çeşitli model ve yaklaşımlar kullanılarak hesaplanması,
- Bu düzeltmelerin ölçülerden çıkarılarak gravite ölçülerinin bir eşpotansiyel yüzeye indirgenmesi, yerin içindeki kitle bozukluklarının ve farklılıklarının belirlenmesi ve istenen yerde gravite değerinin interpolasyon ile belirlenmesi,
- İnterpolasyon noktalarında çıkarılan düzeltmelerin etkilerinin yeniden hesaplanarak eklenmesi ve fiziksel yeryüzünde gravite ölçüsünün hesaplanması olarak açıklanabilir (Forsberg, 1981).

Bu özellikle jeodezi literatüründe “Çıkar-Ekle” (“Remove-Restore”) olarak isimlendirilen yöntemin bir uygulamasıdır.

Gravite alanının modellenmesi jeodezi ve jeofizik bilim dallarında genellikle ayrı amaçlarla kullanılmaktadır. Bununla birlikte, aynı gravite alanına ilişkin ölçülerin, değişkenlerin, modellerin, büyüklüklerin ve yaklaşımların ortak bir anlayış ile değerlendirilmesi ve anlaşılması gerekmektedir. Bu raporun bu anlamda da yararlı olacağı değerlendirilmektedir.

Bu çalışmada; anılan proje kapsamında yapılan araştırma ve incelemeler ile elde edilen sonuçlar sunulmaktadır. İkinci bölümde yer gravite alanı ile ilgili temel bilgiler verilmekte, üçüncü bölümde yer gravite alanı ile ilgili koordinat sistemleri, dördüncü bölümde gravite anomalisi ve gravite bozukluğu ile jeodezik ve jeofizik incelemeleri, beşinci bölümde Türkiye’de izostatik gravite anomalilerinin hesaplanması ile ilgili indirgemeler ve son bölümde sonuç ve öneriler verilmektedir.

2. YER GRAVİTE ALANI

Yeryüzü üzerinde duran bir cisme; yerin kitlesinden kaynaklanan yer çekimi kuvveti ve yerin dönmesinden kaynaklanan merkezkaç kuvveti olmak üzere iki kuvvet etki eder. Bu iki kuvvetin bileşkesine “gravite” adı verilir.

Merkezkaç kuvvetine ek olarak, yeryüzünde hareket halinde olan cisimlere etkiyen kuvvete “Coriolis” kuvveti denir. Ancak navigasyon hariç klasik jeodezide cisimler yeryüzünde durgun olarak kabul edildiklerinden bu kuvvet hesaba katılmamıştır.

Benzer şekilde yer gravite potansiyeli (W); yerin kitlesinden kaynaklanan toplam çekim potansiyeli (V) ve merkezkaç kuvveti potansiyelinin (Φ) toplamı ile ifade edilir.

$$W = V + \Phi \quad (1)$$

Yer potansiyelinin düşey gradyenti (g) gravite olarak isimlendirilir. Gravite bir vektör olarak yönü ve büyüklüğü ile tanımlıdır. Gravite vektörünün yönü “çekül doğrultusu” veya “düşey doğrultu” olarak isimlendirilir. Gravite vektörünün büyüklüğü ise Gal cinsinden ifade edilir.

$$1 \text{ Gal} = \text{cm/sn}^2 \quad (2)$$

Yer, birinci yaklaşım olarak küre, daha karmaşık olan ikinci yaklaşımla elipsoit olarak modellenebilir. Yer, aslında tam bir elipsoit olmamakla birlikte yer elipsoidinin gravite alanı

uygulamada çok önemlidir. Çünkü matematik olarak ifadesi olanaklıdır, ayrıca yerin gerçek gravite alanı elipsoidin gravite alanından çok farklı değildir. Elipsoidin gravite potansiyeli “normal potansiyel” olarak isimlendirilir.

Yer gravite potansiyeli kitlelerin dışında harmoniktir ve Laplace eşitliğini sağlar, kitlelerin içinde Poisson eşitliğini sağlar ve harmonik değildir.

Yerin gerçek gravite potansiyeli (W); elipsoidin normal potansiyeli (U) ve bozucu potansiyelin (T) toplamı şeklinde ifade edilebilir.

$$W = U + T \quad (3)$$

Yer gravite potansiyelinin normal potansiyel ve bozucu potansiyel olarak ifade edilmesi, normal potansiyelin kolaylıkla hesaplanması kalan artık kısmın (bozucu potansiyel) hesabını kolaylaştırmaktadır. Normal gravite potansiyelinin tanımında kullanılan elipsoid;

- Dolu kitledir.
- Elipsoid yüzeyi normal gravite potansiyelinin bir eşpotansiyel yüzeyidir (level ellipsoid).
- Elipsoidin kütlesi yerin gerçek kütlesine eşittir.
- Elipsoidin dönme hızı yerin dönme hızına eşittir.
- Geoidin üzerinde gerçek gravite potansiyeli (W_0) ile elipsoidin yüzeyinde normal potansiyel (U_0) birbirine eşittir.

Normal gravite potansiyelinin düşey gradyenti normal gravite olarak isimlendirilir. Normal gravite seri açılımlar veya kapalı formüller kullanılarak hesaplanabilir. GRS80 (Geodetic Reference System 1980) sisteminde normal gravite hesabı için ileri bölümlerde verilen formüller kullanılabilir.

Yer gravite potansiyeli (gerçek potansiyel); normal potansiyel ve bozucu potansiyelin toplamı şeklinde ifade edilmesi ve bozucu potansiyelin normal potansiyele göre küçük değerler alması nedeniyle aralarındaki ilişki doğrusal kabul edilebilir. Diğer bir deyişle üst dereceden terimlerin ihmal edilebilir seviyede olduğu kabul edilerek gravite potansiyeli normal potansiyel ve bozucu potansiyelin toplamına eşit olarak kabul edilebilir. Fiziksel jeodezide bozucu potansiyel belirlenerek gerçek gravite potansiyeline ilişkin değerlerin hesabına çalışılmaktadır.

3. YER GRAVİTE ALANI İLE İLGİLİ KOORDİNAT SİSTEMLERİ

Gravite indirgemesinde kullanılan koordinat sistemleri yer merkezli ve global olmalıdır. Çünkü teoriye göre bütün tanımlar ve modellemeler yerin tamamı için ve yer merkezli bir koordinat sistemine göre yapılmaktadır. Bu nedenle yerel (ülkesel) koordinatların yer merkezli koordinat sistemine dönüştürülmesi gerekmektedir.

Türkiye’de bu problem genel anlamda çözülmüştür. Bununla birlikte gravite ölçme kampanyalarının ayrıca değerlendirilmesi gerekebilir. Gravite ölçü noktalarının ortometrik yükseklikleri ile geoit yüksekliklerinin de bilinmesi gerekmektedir. Bu durumda ülke yükseklik sisteminin de hesaba katılarak tüm ölçü noktaları için standart yükseklik tanımının yapılması gerekmektedir. Gravite ölçüleri genellikle bağıl (görelî) gravite ölçerlerle gerçekleştirilmekte ve bilinen noktalardaki (baz noktaları) gravite değerlerine bağıl olarak diğer noktaların gravite değerleri belirlenmektedir. Bu durumda ülke temel gravite ağı ve gravite datumunun da hesaba katılması ve tüm gravite ölçülerinin standart tanımlanması gerekmektedir. Gravite ölçü nokta koordinatlarının tanımlanması, deniz yüzeyinden ve elipsoitten olan yüksekliklerin belirlenmesi ve tüm nokta gravite değerlerinin standartlaştırılması amacıyla; kullanılan yer merkezli elipsoidal koordinat sistemi, düşey datum, yükseklik sistemi ile gravite datumunun tanımlanması ve açıklanması gereklidir.

a. Yersel Jeosantrik (yer merkezli) Koordinat Sistemi ve Türkiye Ulusal Temel GPS Ağı (TUTGA)

Jeodezide nokta koordinatlarının belirlenmesi için yere bağıl (Earth-Fixed) ve yer merkezli (Earth-Centered) 3-boyutlu koordinat sistemi (Conventional Terrestrial Reference System – CTRS) kullanılır. Bu koordinat sistemi yersel jeosantrik koordinat sistemi olarak da isimlendirilir.

Yersel jeosantrik koordinat sistemi (CTRS); yere bağıl olarak ve başlangıcı yerin ağırlık merkezi olan bir koordinat sistemidir (Conventional Terrestrial Reference System – CTRS veya Earth-Fixed Earth-Centered Coordinate System – ECEF). CTRS; yeryüzü üzerinde ölçülerin yapılması, tanımlanması ve üç boyutta (3D) nokta koordinatlarının belirlenmesi amacıyla kullanılır.

Uygun bir jeosantrik sistemin yer ile bağlantısı çok iyi bir şekilde sağlanmalıdır. Böyle bir klasik yersel koordinat sistemi global bir ağıın noktalarının Kartezyen koordinatları kümesi halinde gerçekleştirilebilir. Böylece tüm noktaların referans elipsoidinin ağırlık merkezine göre ve yerle birlikte dönen 3D dik koordinatları elde edilebilir. Bu sistemde Z eksen pozitif ucu Kuzey Kutbu (Conventional Terrestrial Pole – CTP) doğrultusunda, X eksen Greenwich ortalama meridyeni (λ_0) doğrultusunda ve Y eksen bu iki eksene dik ve bir sağ el koordinatı oluşturacak şekilde tanımlanmıştır (Şekil 1).

Şekil 1’de verilen CTRS koordinatları 3D dik koordinatlardır. Dik koordinatlar başlangıç noktasına yerleştirilen ve büyük yarı eksen XY düzleminde bulunan (ekvator düzlemi) bir dönel elipsoit ve bu elipsoide göre tanımlanan yüzeyler şeklinde ifade edilebilir (Şekil-1). Bu koordinat sistemi elipsoidal koordinat sistemi olarak isimlendirilir.

Bir P noktasından inilen elipsoit normalinin sabit X, Y, Z eksenlerine göre enlemi ve boylamı tek anlamlı olarak tanımlanabilir. Ancak elipsoit yüzeyinde olmayan bir noktanın tanımlanması için enlem ve boylama ek olarak üçüncü bir koordinat bileşeninin bilinmesi gerekir. Bu bileşen elipsoit yüksekliği olup, elipsoit normali boyunca ölçülen ve elipsoit yüzeyi ile nokta arasında ölçülen uzunluktur.

Bir P noktasının jeodezik enlemi ekvator düzlemi ile elipsoit normalinin yaptığı açıdır. Ekvatordan Kuzey’e doğru (+) ve Güneye doğru (-) olarak ölçülür. Bir noktanın jeodezik boylamı ise elipsoit normalinin ekvator düzlemini kestiği nokta ile elipsoidin merkezini birleştiren doğru ile başlangıç meridyeni arasında ve ekvator düzlemi

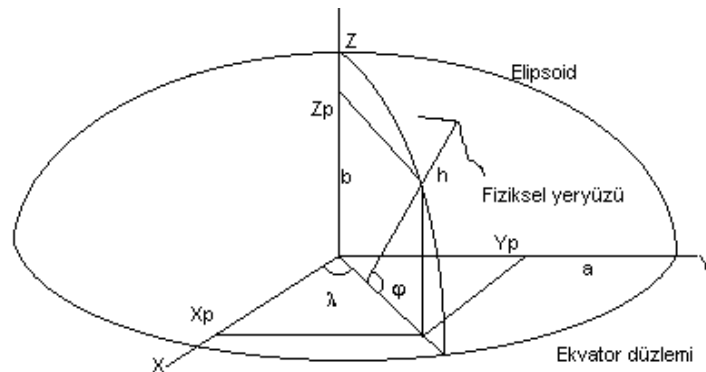
üzerinde ölçülen açıdır. Başlangıç Meridyeninden Doğu’ya doğru (+) olarak ölçülür.

Kullanılan başlangıç yüzeylerine ve potansiyel alanına göre yükseklik tanımları değişmektedir. Ancak GPS ile elde edilen yükseklikler nokta ile elipsoit arasındaki uzunluk olan elipsoit yükseklikleridir.

Bir yersel jeosantrik koordinat sistemi global bir jeodezik ağıın koordinatları olarak gerçekleştirilir. Bu şekilde değişik yersel ağlar oluşturulmuştur. Örneğin IERS (Uluslararası Yer Dönme Servisi - International Earth Rotation Service) tarafından oluşturulan ITRF (International Terrestrial Reference Frame) ve ABD NGA (eski DMA ve NIMA) tarafından oluşturulan WGS84 (Dünya Jeodezik Sistemi 1984) sayılabilir. Bu iki koordinat sistemi günümüzde yoğun şekilde kullanılmaktadır. GPS alıcısı tarafından hesaplanan nokta koordinatları WGS84 koordinat sisteminde ve yüksek doğruluklu hesaplamalar için uydu koordinatları ITRF koordinat sisteminde hesaplanmaktadır.

Günümüzde tanımlanmış pek çok referans sistemi ve ağı mevcuttur. Örnek olarak Dünya Jeodezik Sistemi 1984 (World Geodetic System 1984 - WGS84) ve Uluslararası Yersel Referans Çerçevesi (ITRF) sayılabilir.

ITRF Uluslararası Yersel Referans Sistemini (ITRS) temsil eder. ITRS’in başlangıç noktası, okyanusları ve atmosferi de hesaba katan Yer’in ağırlık merkezidir. ITRF, Uluslararası Yer Dönme Servisi’nin (International Earth Rotation Service - IERS) işlettiği bazı gözlem noktalarındaki konum ve hızların hesaplanması ile oluşturulmuştur.



Şekil 1. Klasik Yersel Jeosantrik Koordinat sistemi (CTRS) ve buna bağlı olarak tanımlanan jeodezik koordinatlar [enlem (ϕ), boylam (λ) ve elipsoit yüksekliği (h)].

WGS84, A.B.D. Savunma Bakanlığı Harita Dairesi (Yeni ismi NGA, eski ismi sırasıyla NIMA ve DMA) tarafından ulusal datum olarak tanımlanmıştır. Temel olarak Transit-Doppler uydu gözlemlerine dayalı olarak hesaplanan daha sonra GPS ile geliştirilen bu datum için, birkaç küçük değişiklik dışında GRS80 elipsoidi temel alınmıştır. Ancak WGS84 ile GRS80 parametreleri birbirinden farklıdır (Tablo 1). WGS84 ile ITRF94 birbirlerine yakın koordinat sistemleridir, pratik uygulamalarda özdeş kabul edilebilir (Hoffmann-Wellenhof ve Moritz, 2005).

Tablo 1. GRS80 ve WGS84 parametreleri (Moritz, 1988).

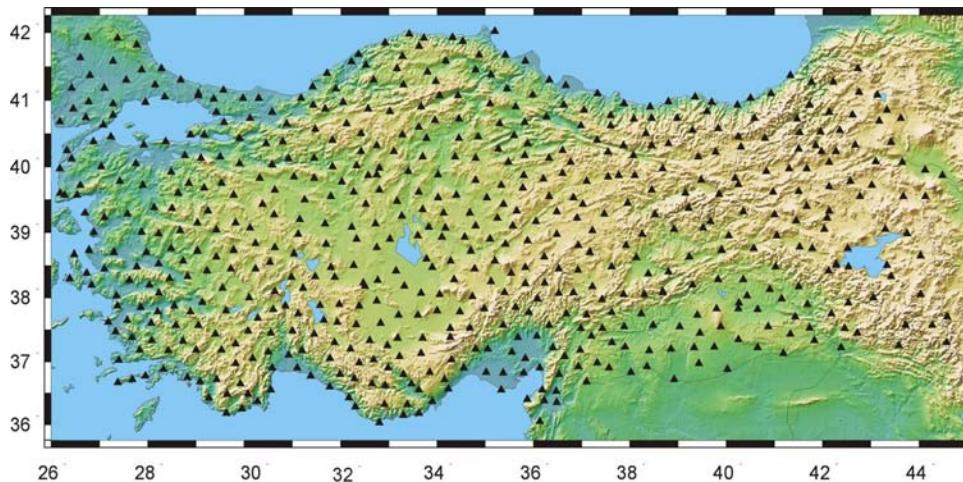
	GRS80	WGS84
a	6 378 137 m	6 378 137 m
GM	3 986 005x108 m ³ s ⁻²	3 986 004.418x108 m ³ s ⁻²
J2	108 263x10 ⁻⁸	108 187.4x10 ⁻⁸
ω	7 292 115x10 ⁻¹¹ rad s ⁻¹	7 292 115x10 ⁻¹¹ rad s ⁻¹
b	6 356 752.3141 m.	6 356 752.3142 m.
E	521 854.0097 m.	521 854.0084 m.
c	6 399 593.6259 m.	6 399 593.6258 m.
e ²	0.006 694 380 022 90	0.006 694 379 990 14
e ⁻²	0.006 739 496 775 48	0.006 739 496 742 28
f	0.003 352 810 681 18	0.003 352 810 664 78
f ⁻¹	298.257 222 101	298.257 223 563
R1	6 371 008.7714 m.	6 371 008.7714 m.
R2	6 371 007.1810 m.	6 371 007.1809 m.
R3	6 371 000.7900 m.	6 371 000.7900 m.
U0	6 263 6860.850 m ² s ⁻¹	6 263 6851.7146 m ² s ⁻¹
$\square_e$	9.780 326 7715 ms ⁻²	9.780 325 3359 ms ⁻²
γ_p	9.832 186 3685 ms ⁻²	9.832 184 9378 ms ⁻²
k	0.001 931 851 353	0.001 931 852 652

Global Konum Belirleme Sistemi (GPS)'nin üç boyutta konum belirleme olanağını ülke genelinde etkin kullanmak ve ülkemizdeki tektonik plaka hareketleri ve depremler sonucu oluşan konum değişikliği nedenleriyle güncel jeodezik gereksinimleri büyük ölçüde

karşılayamayan Türkiye Ulusal Yatay Kontrol Ağı yerine kullanmak amacıyla; Türkiye Ulusal Temel GPS Ağı-1999 (TUTGA-99) 1997-2001 yılları arasında yapılan çalışmalarla kurulmuştur (Ayhan vd., 2002).

TUTGA, tüm Türkiye'ye dağılmış, 30-50 km aralıklı, koordinat doğruluğu $\pm 1-3$ cm, hız doğruluğu $\pm 1-5$ mm olan, her noktasında üç boyutlu koordinatları, yıllık hızları, elipsoid ve ortometrik yükseklikleri bilinen yaklaşık 600 noktadan oluşan bir jeodezik kontrol ağıdır (Şekil 2).

TUTGA, Uluslararası Yersel Referans Çerçevesi -1996 (ITRF-1996)'ya dayalı olarak oluşturulmuş olup, Türkiye ve çevresinde koordinat ve hızları belirli Uluslararası GNSS Servisi (IGS) noktaları kampanya çözümlerine dahil edilmiştir. TUTGA'nın dört boyutlu olarak tanımlanabilmesi amacıyla ITRF ve Avrupa Sabit GPS İstasyonları Ağı (EPN)'na ait 17 IGS noktasının koordinat ve hızları arasında 12 parametrelili Helmert dönüşümü uygulanmıştır (Aktuğ ve Kılıçoğlu, 2005). 1999 yılında TUTGA'nın tamamlanmasını müteakip meydana gelen 17 Ağustos 1999 İzmit, Mw=7.5, 12 Kasım 1999 Düzce, Mw=7.2 ve 6 Haziran 2000 Çerkeş/Çankırı, Mw=6.1 depremleri, deprem bölgesinde yer alan TUTGA-99 nokta konumlarında GPS ve geometrik nivelman ölçü duyarlılığının çok üzerinde değişikliğe neden olmuştur. Özellikle bu depremlerin etkilerini belirlemek amacıyla 2000 ve 2001 yıllarında GPS ve geometrik nivelman ölçüleri yapılmış, bu ölçüler de dahil edilerek TUTGA-99 güncellenmiş ve Türk Haritacılık tarihinde önemli aşamalardan biri olan Türkiye Ulusal Temel GPS Ağı-1999A (TUTGA-99A) oluşturulmuştur.



Şekil 2. Türkiye Ulusal Temel GPS Ağı (TUTGA).

a. Türkiye Ulusal Yükseklik Sistemi (Türkiye Ulusal Düşey Kontrol Ağı-1999) ve Türkiye Geoidi

Türkiye’de hassas nokta yüksekliklerinin belirlenmesinde, ülke boyutunda karayolları boyunca 1-2 km aralıklarla işaretlenen ve ortometrik yükseklikleri bilinen noktaların oluşturduğu Türkiye Ulusal Düşey Kontrol Ağı-1999 (TUDKA-99) kullanılmaktadır. TUDKA-99’un oluşturulması; geometrik nivelman ve gravite ölçülerinin ön işlemi, yükseklik sisteminin seçimi, düşey datumun belirlenmesi ve dengeleme aşamaları ile gerçekleştirilmiştir. (Ayhan ve Demir, 1992; Demir ve Cingöz, 2002)

TUDKA-99, 1970-1993 yıllarında ölçülen 151 adet birinci (I) derece ve 41 adet ikinci (II) derece geçki ile 1970 yılından önce ölçülen 7 adet I. derece ve 44 adet II. derece geçki olmak üzere toplam 29316 km uzunluğunda, 243 geçki ve 25680 noktadan oluşmaktadır. 1973 yılında başlayan ikinci faz geometrik nivelman ölçüleri sırasında düşey kontrol noktalarında gravite ölçülmüştür. Değişik nedenlerle gravite ölçülmeyen ve 1970 öncesi ölçülen 7 I. derece ve 44 II. derece geçkinin tamamında olmak üzere toplam 4112 düşey kontrol noktasının gravite değeri, çevresindeki 3-5 km. sıklıkta gravite noktalarından yararlar ± 3 mgal doğrulukla kestirilmiştir. Böylece düşey kontrol noktalarında, IGSN71 sistemine yakın Düzenlemiş Potsdam Gravite Datumunda gravite belirlenmiştir.

TUDKA’nın dengeleme aşamasında IAG (International Association of Geodesy)’nin UELN (United European Levelling Network) alt komisyonunca önerilen, tek anlamlı ve tam diferansiyel olan jeopotansiyel sayılar kullanılmıştır. Geoit üzerindeki bir P_0 noktasının potansiyeli (W_0) ile P yeryüzü noktasının potansiyeli (W_p) arasındaki fark P noktasının jeopotansiyel sayısı (C_p) olarak tanımlanır ve

$$C_p = W_0 - W_p = \int_{P_0}^P g dh \quad (4)$$

ile ifade edilir. Bu eşitlikte dh diferansiyel yükseklik farkı, g gerçek gravitedir. Jeopotansiyel sayı tam diferansiyel ve tek anlamlı bir büyüklük olup P_0 ve P noktaları arasında izlenen yoldan bağımsızdır. C jeopotansiyel sayı ve $\bar{G}$ ortalama gravite yardımıyla Yükseklik Sistemleri,

$$\text{Yükseklik} = \frac{C}{\bar{G}} \quad (5)$$

genel formülü ile elde edilmektedir. $\bar{G}$ ’nin seçimine bağlı olarak farklı yükseklik sistemleri tanımlanabilmektedir. Aşağıda dinamik, ortometrik ve normal yüksekliklere ilişkin G değerleri tanımlanmaktadır. (Heiskanen ve Moritz, 1967)

$$\text{Dinamik Yükseklik: } H^D \quad \bar{G} = \gamma_{45} \quad (6.a)$$

Ortometrik Yükseklik (Helmert): H

$$\bar{G} = g_p + 0.0424H \quad (6.b)$$

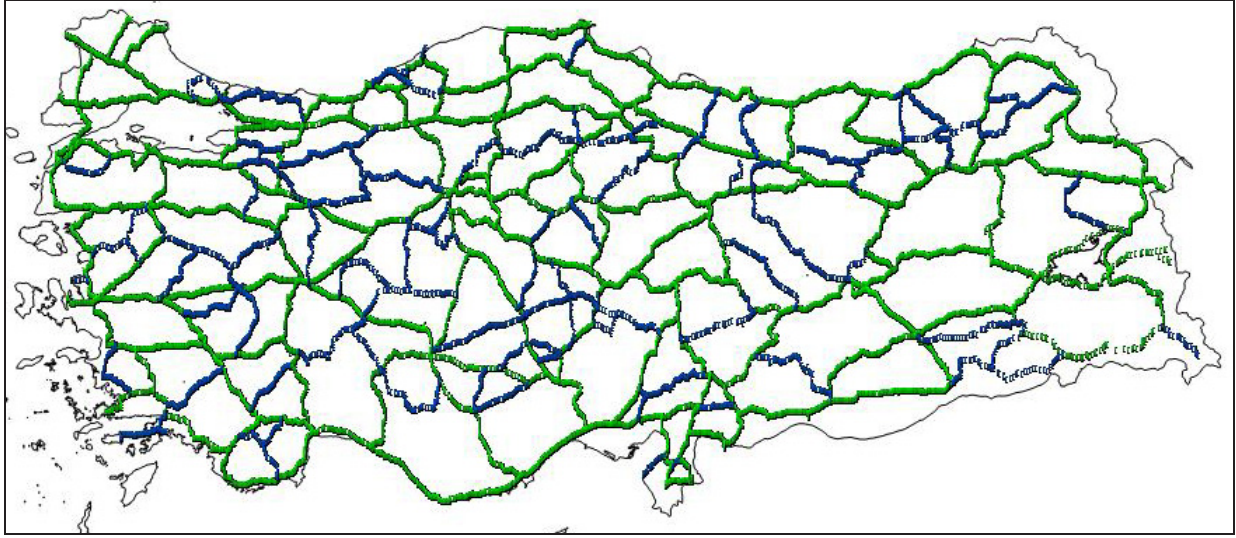
$$\text{Normal Yükseklik (Molodensky): } H^N \quad (7)$$

$$\bar{G} = \gamma \left[1 - (1 + f + \frac{\omega^2 ab}{GM} - 2f \sin^2 \varphi) \frac{H^N}{a} + \left(\frac{H^N}{a} \right)^2 \right]$$

Bu eşitliklerde; g_p P yeryüzü noktasında ölçülen gravite, γ Elipsoit üzerinde normal gravite, φ jeodezik enlem, γ_{45} $\varphi=45^\circ$ için normal gravite, f basıklık, ω Yerin açısal dönme hızı, a ve b elipsoidin büyük ve küçük yarı eksenleri, GM Newton çekim sabiti ile yerin kütlesinin çarpımıdır.

Fiziksel boyutu olan jeopotansiyel sayı sabit bir sayı γ_{45} ile bölünerek metrik boyutu olan dinamik yükseklikler elde edilir. Aynı eş potansiyelli yüzey üzerindeki noktaların dinamik yükseklikleri aynıdır. Dinamik düzeltme özellikle dağlık bölgelerde büyük değerlere ulaştığından bu yükseklik sistemi uygulama açısından uygun değildir. Bu nedenle uygulamada genellikle ortometrik ve normal yükseklik sistemleri seçilmektedir. Ortometrik yüksekliklerin başlangıç yüzeyi geoit, normal yüksekliklerin başlangıç yüzeyi ise okyanuslarda geoit ile çakışan karalarda farklılık gösteren quasi-geoittir.

Yeryüzündeki bir P noktasının gerçek çekül eğrisi boyunca geoide olan uzaklığı ortometrik yükseklik, normal çekül eğrisi boyunca quasi-geoide olan uzaklığı ise normal yüksekliktir. Ortometrik yükseklikler yer yoğunluğu ile ilgili bazı varsayımlara dayanmasına karşın, normal yükseklikler için herhangi bir varsayım söz konusu olmayıp her iki yükseklik sistemi tam diferansiyel ve tek anlamlıdır. Türkiye’de mevcut yükseklikler Helmert Ortometrik Yükseklik Sistemindedir, ancak tüm noktaların Molodensky Normal Yükseklikleri de hesaplanmıştır.



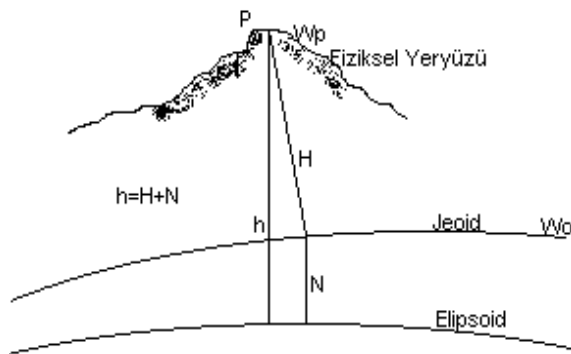
Şekil 3. Türkiye Ulusal Düşey Kontrol Ağı (TUDKA).

Türkiye Ulusal Düşey Kontrol Ağı (Şekil 3) düşey datumu Antalya mareograf istasyonunda 1936-1971 yıllarındaki anlık deniz seviyesi ölçülerinin doğrudan aritmetik ortalaması ile belirlenmiştir (Ayhan ve Demir, 1992).

TUDKA'nın dengeleme aşamasında jeopotansiyel sayılar yükseklik sistemi olarak seçilmiş ve noktalar arasındaki jeopotansiyel sayı farkları geometrik nivelman ve gravite ölçülerinden hesaplanmıştır. Noktaların tamamında (6) eşitlikleri kullanılarak Helmert ortometrik yükseklik ve Molodensky normal yükseklikleri standart sapmaları ile birlikte hesaplanmıştır.

P yeryüzü noktasının ortometrik yüksekliği (H_p) bu noktadan geçen çekül eğrisi boyunca geoide kadar ölçülen uzunluktur ve

$$H_p = \frac{C_p}{g} \quad (8)$$



Şekil 4. Elipsoid, geoit ve yükseklikler.

b. Türkiye Ulusal Gravite Datumu

Türkiye'deki gravite çalışmalarına temel teşkil etmek üzere ve standart bir gravite datumu oluşturmak amacıyla Türkiye Temel Gravite Ağı (TTGA)'nın oluşturulması çalışması 1956 yılında Harita Genel Komutanlığı tarafından başlatılmıştır. TTGA-56'nın oluşturulması amacıyla 1956-1958 yıllarında havaalanlarında seçilen 24 adet I. derece noktası arasında iki Nörgard gravimetresi ile bağlantı ölçüleri gerçekleştirilmiştir. Ağıın datum bağlantısı, 1960 yılında Türkiye-Almanya arasında iki Nörgard ve iki Worden gravimetresi ile yapılmış ve TTGA-56 Ankara noktasının Potsdam datumunda gravite değeri belirlenmiştir. Böylece, Ankara noktasına dayalı olarak diğer I. derece ve alt dereceli noktaların Potsdam datumunda gravite değerleri bağlantı ölçülerinden yararlı hesaplanmıştır.

Daha sonra Uluslararası Gravite Standardizasyon Ağı (The International Gravity Standardization Net 1971 -IGSN-71) datumuna bağlantı kapsamında; Ankara'da bulunan beş IGSN-71 noktasında gravite ölçümü yapılmış olup bu noktaların IGSN-71 sisteminde mutlak gravite değerleri doğrulukları ile hesaplanmıştır. IGSN-71'e göre Potsdam gravite datum düzeltmesi (-14 mGal), tüm gravite değerlerine getirilerek 'Düzenlenmiş Potsdam Datumu'nda (IGSN-71 datumu ile hemen hemen özdeş) gravite değerleri elde edilmiştir.

TTGA-56 ölçüleri 1989-1991 yılları arasında indirgenip, Ankara noktasının IGSN-71 datumundaki mutlak gravite değeri hatasız alınarak yeniden dengelenmiştir. Nokta gravite değerleri standart sapmaları 0.07-0.19 mGal arasında bulunmuştur. TTGA-56 datumunun tek nokta ile belirlenmesindeki olumsuzluk ve nokta gravite değerinin düşük doğrulukta olması nedeniyle bu ağına daha duyarlı gravimetreler ile yeniden ölçülmesi ve farklı kurumlar tarafından farklı bölgelerde tesis edilen kalibrasyon ağlarının birleştirilerek doğruluğu yüksek bir kalibrasyon bazının kurulması, HGK ve MTA arasında 1993 yılında imzalanan protokol kapsamına alınmıştır.

1993-2001 yılları arasında yapılan çalışmalarla TTGA-99 oluşturulmuştur. TTGA-99, 55 I. derece ve 13 mutlak gravite noktası olmak üzere toplam 68 noktadan oluşmaktadır. TTGA-99 noktaları arasındaki 132 bağlantı ölçüsü, HGK ve MTA'dan sağlanan iki LCR-G gravimetresi ile aynı anda ve gidiş-dönüş ölçü planına uygun olarak gerçekleştirilmiştir. Tüm ölçülere gel-git düzeltilmesi getirildikten sonra, gravimetrelere ilişkin günlük ölçüler gruplar halinde bağımsız olarak dengelenmiş, drift hesaplanmış ve ölçüler indirgenmiştir. İndirgenmiş ölçüler, mutlak gravite değerleri ile birlikte dengelenerek I. derece nokta gravite değerleri ve standart sapmaları elde edilmiştir. I. derece nokta gravite değerlerinin standart sapmaları $\pm 0.0028 - 0.0092$ mGal arasında bulunmuştur.

IGSN71 datumunu oluşturma çalışmaları kapsamında ölçülen ve aynı zamanda TTGA-99'un da bir noktası olan 120 numaralı Ankara noktasının IGSN71 (979 935.4800) ve TTGA-99 (979 935.4833) gravite değerleri arasındaki fark 0.0033 mGal bulunmuş olup bu sonuç TTGA-99 ile IGSN71 datumlarının bu bölgede özdeş olarak kabul edilebileceğini göstermektedir (Demir vd., 2006).

Bu çalışmada; mevcut gravite ölçüleri IGSN71 datumuna göre belirlendiğinden ve IGSN71 ile TTGA-99 özdeş kabul edilebileceğinden dolayı gravite datumu olarak IGSN71 (TTGA-99) seçilmiştir.

ç. Referans Elipsoidi (GRS80)

Yer, birinci yaklaşımda bir küre ikinci dereceden yaklaşımda ise bir elipsoit ile modellendirilebilir. Bu durumda tanımlanan elipsoit tarafından oluşturulan gravite potansiyeline normal potansiyel ve graviteye de normal gravite ismi verilir. Referans elipsoidi bir jeodezik referans sistemi içinde tanımlanır.

Günümüze dek Jeodezik Referans Sistemi 1967 ve 1980 tanımlanmıştır.

Jeodezik Referans Sistemi 1967 (Geodetic Reference System 1967 - GRS67), Uluslararası Jeodezi ve Jeofizik Birliğinin (International Union of Geodesy and Geophysics -IUGG) 1967 yılında Luzern/İsviçre'de yapılan 14'üncü Genel Kurulunda kabul edilmiştir.

1979 yılında Canberra/Avustralya'da yapılan 17'nci IUGG Genel Kongresinde, GRS67'nin jeodezik, jeofizik, astronomi ve hidrografik uygulamalarda ihtiyaç duyulan, yerin boyut, şekil ve gravite alanıyla ilgili yeterli doğruluğu sağlamadığı için yeni bir referans sistemi olan GRS80 ile değiştirilmesi kararlaştırılmıştır.

GRS80 tanımlanırken yermerkezli eşpotansiyelli elipsoit teorisine dayanan ve GRS67'nin oluşturulmasında da kullanılan formüller ve Tablo-1'de verilen değerler kullanılmıştır (Moritz, 1988).

Uluslararası Jeodezi Birliği; 17'nci IUGG Genel Kurulunda ortaya konulan GRS80'in jeodezik çalışmalarda resmi referans sistemi olarak kullanılması ve bu sisteme dayalı olarak hesaplamaların hem dünya yüzeyinde hem de kitlelerin dışında yapılmasını teşvik etmiştir.

Eşpotansiyel elipsoit teorisi ilk olarak 1894 yılında Pizzeti tarafından ortaya atılmış, 1929 yılında Somigliana tarafından geliştirilmiştir. Bu teori, 1930 Stockholm Genel Kongresinde Uluslararası Gravite Formülünün de temeli olarak kabul edilmiştir. GRS80 eşpotansiyel elipsoit teorisine dayanmaktadır. Bu teori aynı zamanda GRS67'nin de temelini oluşturmaktadır. Eşpotansiyel elipsoit bir eşpotansiyel yüzeydir. Büyük eksen a , küçük eksen b olan bir döne elipsoit verilsin,

$$U=U_0=sabit \quad (10)$$

kabul edilerek U potansiyel fonksiyonu normal potansiyel olarak tanımlanmış olur. Elipsodinin yüzündeki normal potansiyel U_0 , geoidin potansiyeline W_0 eşittir.

$$U=U_0=W_0=sabit \quad (11)$$

Eşpotansiyel elipsoidin kütlesi yerin gerçek kütlesine eşit ve yerin ağırlık merkezi elipsoidin ağırlık merkezi ile çakışmıştır.

4. GRAVİTE ANOMALİSİ VE GRAVİTE BOZUKLUĞU

Jeodezik ve jeofizik ölçüler fiziksel yeryüzünde ve yerin gerçek gravite alanında yapılmaktadır. Fiziksel yeryüzünde yapılan ölçülerle yer potansiyelinin aldığı değerlerler arasındaki fonksiyonel ilişkinin ortaya çıkarılması gerekmektedir. Bu kapsamda yapılan ölçülerden en önemlisi ve yaygın olanı gravite ölçüsüdür. Gravite ölçüleri genellikle fiziksel yeryüzünde veya kitlelerin dışında (örneğin uçakta) yapılır. Gravite ölçü noktasının ülke referans koordinat sisteminde enlem ve boylamı ile birlikte geoitten (genellikle deniz seviyesinden) olan yüksekliği (ortometrik yükseklik) belirlidir. Yakın zamanda uydu bazı konum belirleme sistemlerinin (örn. GPS) kullanılmasıyla enlem, boylam ve ortometrik yüksekliğe ilave olarak noktaların elipsoit yükseklikleri de belirli hale gelmektedir.

Herhangi bir gravite ölçüsünden yararlı bozucu potansiyel alanına ilişkin değerlerin elde edilmesinde doğrusallaştırma probleminin çözülmesi gerekmektedir. Burada gravite ölçüsü; (r) geometrik konum vektörü (enlem, boylam, yükseklik) ve gravite alanı ile ilgili parametrelerin $(W, \text{gravite potansiyeli})$ birlikte fonksiyonudur. Gravite ölçüsü (y) ;

$$y = y(r, W) \quad (12)$$

ile gösterilir. Burada r_0 , yaklaşık koordinatlar olmak üzere;

$$\begin{aligned} r &= r_0 + \Delta r \\ W &= U + T \end{aligned} \quad (13)$$

Gözlem eşitliğinde (13) iki grup parametre olması nedeniyle doğrusallaştırma işlemi de iki adımda yapılacaktır. Doğrusallaştırmada yalnızca birinci dereceden terimler ele alınacak üst dereceden terimler küçük değerler alması nedeniyle ihmal edilecektir.

$$1. \text{ adım;} \quad (14.a)$$

$$y(r, W) = y(r, U) + \delta y$$

$$2. \text{ adım;} \quad (14.b)$$

$$y(r, W) = y(r_0, U) + \sum_{i=1}^3 \frac{\partial y}{\partial r_i} \Big|_{r_0, U} \Delta r_i + \delta y$$

Doğrusallaştırma işlemi sonunda elde edilen (8) eşitliğinde kısmi türevler $\left(\frac{\partial y}{\partial r_i}\right)$ yaklaşık

potansiyel (U) ve yaklaşık koordinatlar (r_0) kullanılarak hesaplanabilir. Üst dereceden terimler ihmal edilerek;

Gravite bozukluğu

$$\delta y = y(r, W) - y(r, U) \quad (15)$$

Gravite anomalisi

$$\Delta y = y(r, W) - y(r_0, U) \quad (16)$$

tanımlanabilir. Gravite bozukluğu (δy) ; gerçek koordinatları belirli fiziksel yeryüzü noktasında ölçülen gravite değerinden yine gerçek koordinatlar için hesaplanan normal gravite değerinin çıkarılmasıyla elde edilmektedir. Gravite anomalisi (Δy) ise; gerçek koordinatları belirli fiziksel yeryüzü noktasında ölçülen gravite değerinden yaklaşık koordinatlar için hesaplanan normal gravite değerinin çıkarılmasıyla elde edilir. Burada yaklaşık koordinatlar ile gerçek koordinatlar arasındaki fark yükseklik tanımında ortaya çıkmaktadır. Noktanın enlemi ve boylamına ilave olarak yaklaşık koordinat olarak ortometrik yükseklikler, gerçek koordinat olarak ise elipsoid yüksekliği kullanılmalıdır. Uydu bazı koordinat belirleme olanaklarından önce klasik jeodezik uygulamalarda gravite ölçü noktalarının enlem ve boylamları ile deniz seviyesinden yükseklikleri, yani sadece (16) eşitliğinde bahsedilen yaklaşık koordinatları, bilinmekte idi. Bu nedenle uygulamalarda gravite anomalisi hesaplanmakta ve kullanılmaktadır.

Gravite anomalisi ve gravite bozukluğu, temel olarak gerçek gravite ile normal gravite arasındaki fark olarak isimlendirilmekle birlikte, yukarıda verilen koordinat sistemleri ile birlikte düşünüldüğünde genel tanım olarak aşağıdaki gibi verilebilir.

Gravite anomalisi; gerçek gravite potansiyeli $W=W_P$ olan bir P noktasındaki gerçek gravite ile P noktasına karşılık gelen ve normal potansiyeli $(U=U_P=W_P)$ P noktasındaki gerçek gravite potansiyeline eşit olan bir Q noktasındaki normal gravite arasındaki farktır. P noktası genellikle geoit üzerinde tanımlanmakta ve buna karşılık olarak ta eşpotansiyelli bir yüzey olarak elipsoit yüzeyindeki Q noktası tanımlanmaktadır. Bu durumda fiziksel yeryüzünde ölçülen gerçek

gravite çekül eğrisi boyunca (Ortometrik yükseklik kadar) geoide indirgenmelidir. Pratik olarak gravite anomalisi; geoid üzerindeki bir P noktasından geçen gerçek gravite vektörü ile geoid üzerindeki Q_0 noktasından geçen elipsoit normalinin elipsoit yüzeyini kestiği Q noktasındaki normal gravite vektörü arasındaki farktır. P noktasındaki gerçek gravite ile Q noktasındaki normal gravitenin farkı gravite anomalisi ve iki vektör arasındaki açı çekül sapması olarak isimlendirilir. Klasik jeodezi ve jeofizikte genellikle geoid üzerinde tanımlı gravite anomalileri kullanılmaktadır. Bu çalışmada gravite anomalisi incelenmiş ve hesaplamalarda kullanılmıştır.

Bir sonraki bölümde fiziksel yeryüzünde veya daha yukarıda ölçülen gravite üzerindeki etkilerin kaldırılarak (indirgeme, düzeltme) modellenmesi açıklanmaktadır. Modellemeye sonra, kaldırılan etkilerin yerine konmasıyla, fiziksel yeryüzündeki değerler elde edilebilir.

5. GRAVİTE ÖLÇÜLERİNİN İNDİRGENMESİ VE GRAVİTE ANOMALİLERİNİN HESABI

Fiziksel yeryüzü üzerindeki bir P noktasında ölçülen gravite değeri (g) ile eşpotansiyel elipsoide göre tanımlı normal gravite değeri (γ) arasındaki farkın diğer bir deyişle bozucu potansiyelin bir fonksiyonu olan gravite anomalisinin (Δg) belirlenmesi gerekir. Fiziksel yeryüzü üzerindeki noktalarda ölçülen gravite değerleri bir eşpotansiyelli yüzey üzerinde değildir, bu nedenle birbirleriyle karşılaştırılmaları ve yorumlanmaları olanaklı değildir. Yer gravite potansiyel alanında tanımlı olan ve jeodezi ve jeofizikte önemli bir yer tutan geoid bir eşpotansiyelli yüzey (nivo yüzeyi) olmakla gravite değerlerinin karşılaştırılabileceği bir referans yüzeyi oluşturmaktadır.

Fiziksel yeryüzü ile geoid arasında gravite değerini etkileyen en önemli etki topoğrafyanın kendisidir. Bu nedenle fiziksel yeryüzünde ölçülen gravitenin geoide indirgenmesi için topoğrafik kitlelerin etkisinin kaldırılması gerekmektedir. Temel olarak gravite anomalisi veya gravite bozukluğu için indirgeme yöntemleri aynıdır. Gravite indirgemesi üç temel amaç için yapılmaktadır;

- Geoit belirleme
- Gravite predikasyonu (modelleme)
- Yerkabuğunun incelenmesi

Gravite indirgemesi iki temel adımdan oluşur; geoidin/elipsoidin dışındaki kitlelerin etkisinin kaldırılması ve gravite ölçü noktasının yüksekliğinden kaynaklanan düzeltmenin getirilmesi. Genellikle “gravite alanının modellenmesi” olarak isimlendirilen işlemde; gravite indirgemesiyle gravite alanındaki topoğrafyaya bağlı düzensizlikler giderilir ve aynı yüzeye indirgenmiş değerlerden yararlı ölçü yapılmamış noktalarda predikasyon yapılabilir. Gravite indirgemelerinde topoğrafik kitlelerin yoğunluğunun bilinmesi gereklidir. Aşağıda fiziksel yeryüzünde ölçülen gravite değerine indirgeme amacıyla getirilecek düzeltmeler verilmektedir.

a. Normal Gravite (Teorik Gravite)

Bu düzeltme Enlem Düzeltmesi olarak da bilinmektedir. Elipsoit yüzünde belirli bir jeodezik enlem değeri (φ) için normal gravitenin hesabı için Somigliana tarafından önerilen kapalı formüller kullanılabilir.

$$\gamma = \frac{a\gamma_e \cos^2 \varphi + b\gamma_p \sin^2 \varphi}{\sqrt{a^2 \cos^2 \varphi + b^2 \sin^2 \varphi}} \quad (17)$$

Burada;

a : Elipsoidin büyük yarı eksen (metre),

b : Elipsoidin küçük yarı eksen (metre),

γ_e : Ekvatorda ($\varphi = 0^\circ$) normal gravite değeri,

γ_p : Kutupta ($\varphi = 90^\circ$) normal gravite değeri

olup Tablo 1’de verilen değerler kullanılabilir.

Hesaplamalarda kolaylık sağlaması açısından;

$$k = \frac{b\gamma_p}{a\gamma_e} - 1 \quad (18)$$

değişkeni tanımlanarak

$$\gamma = \gamma_e \frac{1 + k \sin^2 \varphi}{\sqrt{1 - e^2 \sin^2 \varphi}} \quad (19)$$

eşitliği kullanılabilir. Burada e elipsoidin birinci dış merkezlik değeridir.

Fiziksel yeryüzünde (P) ölçülen graviteden (g_p) elipsoit yüzü ($h = 0$) için hesaplanan normal gravite değeri (γ) çıkarılır. Elipsoit ile fiziksel yeryüzü noktası arasında kalan yükseklik farkı düzeltmesi serbest hava indirgemesi

başlığında açıklanmaktadır. Hesaplamalarda Tablo 1'de verilen GRS80 parametreleri kullanılmalıdır. Mevcut gravite ölçülerine getirilen düzeltmelerin GRS67 sistemine göre de hesaplanmış olabileceği göz önünde tutularak; GRS80 ve GRS67 sistemlerinde hesaplanan normal gravite arasındaki fark mGal cinsinden;

$$\gamma_{GRS80} - \gamma_{GRS67} = 0.8316 + 0.0782 \sin^2 \varphi - 0.0007 \sin^4 \varphi \quad (20)$$

ile hesaplanabilir (Moritz, 1980).

b. Serbest Hava İndirgemesi (Yükseklik Düzeltmesi) (A_F)

Yukarıda verilen (17) eşitliği normal gravitenin elipsoidin yüzünde hesaplanması için kullanılabilir. Oysa uygulamada elipsoitten yukarıda olan noktalar için de normal gravitenin hesabı veya diğer bir deyişle elipsoit yüzündeki normal gravite ile elipsoidin dışındaki nokta arasındaki normal gravite farkının bilinmesi gereklidir. Normal gravitenin elipsoit yüksekliği boyunca gradyentinin bilinmesiyle bu problem çözülebilir. Elipsoit yüzündeki normal gravitenin düşey gradyenti ($\partial\gamma / \partial s_U$), elipsoit yüksekliği boyunca normal gravitenin düşey gradyentine ($\partial\gamma / \partial h$) eşittir. Bruns eşitliğinin elipsoidin dışı için uygulanmasıyla

$$\frac{\partial\gamma}{\partial h} = -2\gamma J - 2\omega^2 \quad (21)$$

eşitliği elde edilir. Burada; J elipsoidin ortalama eğriliğidir ve diğer değişkenler aşağıdaki gibi verilir.

$$J = \frac{1}{2} \left(\frac{1}{M} + \frac{1}{N} \right) \quad (22)$$

$$M = \frac{a(1-e^2)}{(1-e^2 \sin^2 \varphi)^{3/2}} \quad (23)$$

$$N = \frac{a}{(1-e^2 \sin^2 \varphi)^{1/2}} \quad (24)$$

$$\gamma_h - \gamma = -\frac{2\gamma_a}{a} \left[\left(1 + f + m + \left(-3f + \frac{5}{2}m \right) \sin^2 \varphi \right) h + \frac{3\gamma_a}{a^2} h^2 \right] \quad (30)$$

Elipsoidin dışında bir nokta için normal gravite (γ_h); elipsoidin ortalama eğrilik yarıçapına göre oldukça küçük elipsoidi yüksekliği için seri açılımla ifade edilebilir.

$$\gamma_h = \gamma + \frac{\partial\gamma}{\partial h} h + \frac{1}{2} \frac{\partial^2\gamma}{\partial h^2} h^2 + \dots \quad (25)$$

Normal gravitenin elipsoidi yüksekliği boyunca gradyenti ($\partial\gamma / \partial h$) (15) eşitliğinden yararlar

$$\frac{\partial\gamma}{\partial h} = -\gamma \left(\frac{1}{M} + \frac{1}{N} \right) - 2\omega^2 \quad (26)$$

şeklinde verilir. Bu eşitlik elipsoit geometrisinden yararlar düzenlenerek

$$\frac{\partial\gamma}{\partial h} = -\frac{2\gamma}{a} (1 + f + m - 2f \sin^2 \varphi) \quad (27)$$

ve normal gravitenin elipsoit yüksekliği boyunca gradyentinin ikinci türevi küresel yaklaşımla hesaplanarak

$$\frac{\partial^2\gamma}{\partial h^2} = \frac{6\gamma}{a^2} \quad (28)$$

bulunur. Sonuç olarak

$$\gamma_h = \gamma \left[1 - \frac{2}{a} (1 + f + m - 2f \sin^2 \varphi) h + \frac{3}{a^2} h^2 \right] \quad (29)$$

ile verilir. Elipsoidin dışındaki normal gravite (γ_h) ile elipsoit yüzündeki normal gravite (γ) arasındaki fark aşağıdaki eşitlik(30) ile gösterilebilir.

Dikkat edilirse yukarıdaki eşitlikler elipsoidin yukarısı yani potansiyel fonksiyonunun harmonik olduğu kitlelerin dışı için geçerlidir. Bu eşitlikler kitlelerin içinde normal gravite hesabı için kullanılmaz.

Fiziksel yeryüzünde ölçülen gravitenin seçilen referans yüzeyine indirgenmesi veya diğer bir deyişle normal gravitenin gravite ölçü noktası için hesaplanması serbest hava indirgemesi veya yükseklik düzeltmesi olarak bilinir. Fiziksel yeryüzünde ölçülen gravitenin teorik olarak doğru bir biçimde indirgenmesi için gravitenin düşey gradyenti ($\frac{\partial g}{\partial H}$) bilinmelidir. P fiziksel yeryüzü noktasında ölçülen gravite geoit/elipsoit üzerindeki P_0 noktasına Taylor seri açılımı ile indirgenebilir.

$$g_0 = g_H - \frac{\partial g}{\partial H} H \quad (31)$$

P_0 noktası ile fiziksel yeryüzündeki P noktası arasında hiçbir kitle olmadığı kabul edilerek

$$g_0 = g_H + A_F \quad (32)$$

$$A_F = -\frac{\partial g}{\partial H} H \quad (33)$$

Serbest hava indirgemesi (A_F) tanımlanır. Gerçek gravitenin düşey gradyenti normal graviteninkine eşit kabul edilerek;

$$A_F = g_h - g_0 = -\frac{2\gamma_a}{a} \left[(1 + f + m + (-3f + \frac{5}{2}m) \sin^2 \varphi) \right] h + \frac{3\gamma_a}{a^2} h^2 \quad (34)$$

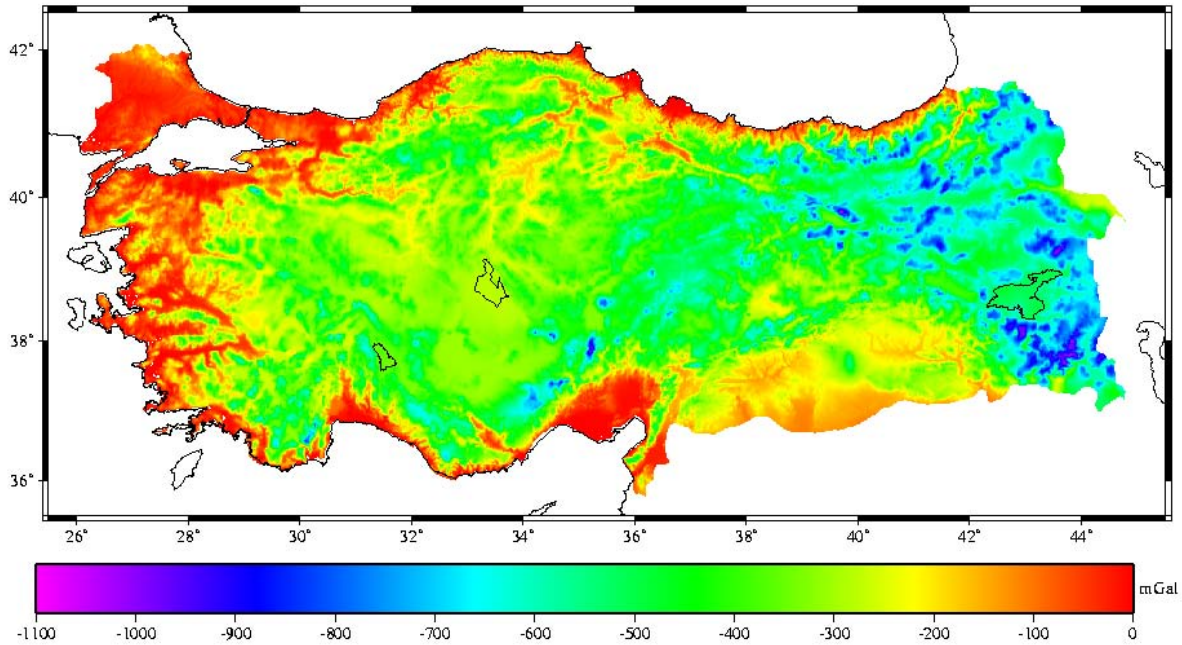
elde edilir. GRS80 sistemi için yukarıdaki formül basitleştirilerek

$$A_F = -(0.3087691 - 0.0004398 \sin^2 \varphi) h + 7.2125 \times 10^{-8} h^2 \quad (35)$$

elde edilir. Burada A_F (mGal) ve h (m) birimindedir. Pratik uygulamalarda serbest hava düzeltmesi;

$$A_F \cong -\frac{\partial \gamma}{\partial h} H \cong 0.3086 H \quad (36)$$

olarak kullanılmaktadır (Wellenhof, 2005). Bu çalışmada (34) ile verilen ikinci dereceden eşitlik kullanılmıştır. (35) ve (36) eşitlikleri ile serbest hava indirgemesi arasındaki fark, enleme de bağlı olarak, birkaç mGal seviyesinde olmaktadır. Türkiye için hesaplanan serbest hava indirgeme düzeltmesi Şekil 5'de verilmektedir.



Şekil 5. Türkiye için hesaplanan serbest hava indirgeme düzeltmesi.

c. Bouguer İndirgemesi (A_{BO})

Bouguer indirgemesinin amacı geoidin üzerindeki topoğrafik kitlelerin toptan kaldırılmasıdır. Fiziksel yeryüzünün P noktasında tümüyle yatay ve düz olduğu ve P noktasının altındaki kitlelerin dolu ve sabit yoğunluklu (ρ) olduğu kabul edilsin. Bu durumda P noktası ile geoid arasındaki topoğrafik kitle sonsuz yarıçaplı bir silindirik plaka (Bouguer Plakası) haline gelir. Bouguer plakasının çekim etkisi (A_{BO}) aşağıdaki eşitlik ile hesaplanabilir.

$$A_{BO} = 2\pi G \rho H \quad (37)$$

Standart yoğunluk $\rho = 2.67 \text{ gr} / \text{cm}^3$ için

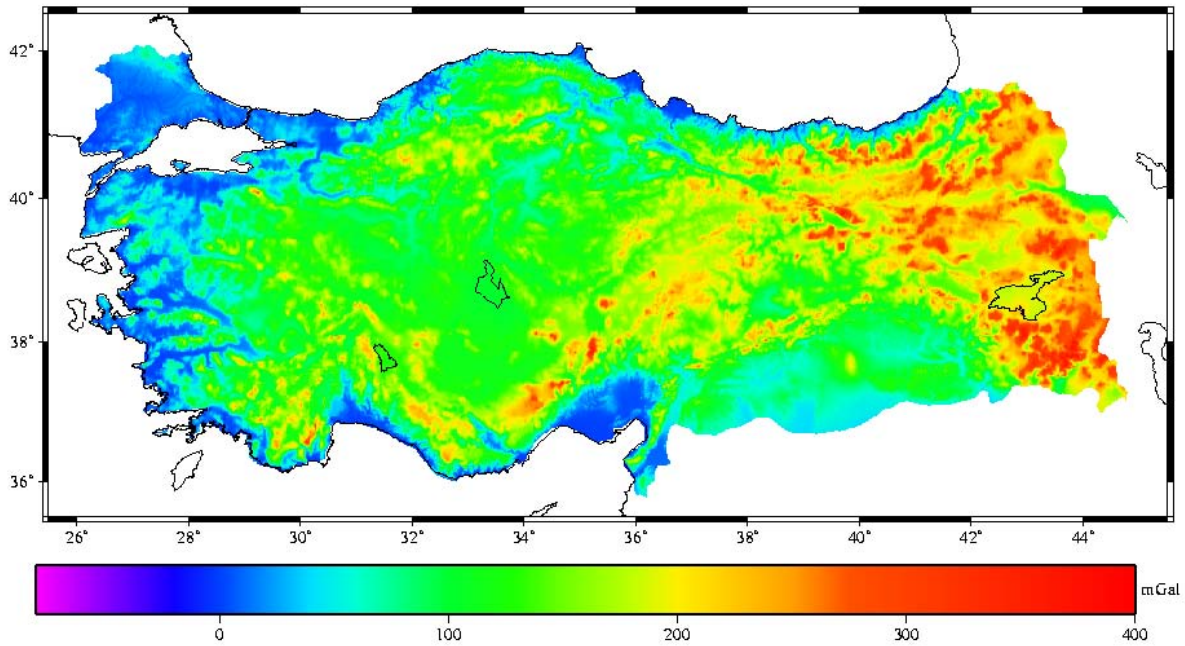
$$A_{BO} = 0.1119H \quad (38)$$

elde edilir. Burada A_{BO} (mGal) ve H (m) birimindedir.

Yukarıdaki eşitlikte topoğrafyanın düz olduğu kabul edilmektedir, bu durumda yerin eğriliğinden kaynaklanan bir fark oluşmaktadır. Bu nedenle yerin eğriliğini de hesaba katan bir modelin kullanılması gerekir. Yeri küre olarak kabul eden, nokta yüksekliği kalınlığında ve 166.7 km yarıçapında bir küresel plakanın etkisi LaFehr tarafından önerilerek birçok çalışmada kullanılmıştır.

Bu çalışmada Bouguer plakası küresel olarak kabul edilmiş ve (LaFehr, 1991) tarafından önerilen yöntem kullanılmıştır. Türkiye için hesaplanan Bouguer indirgeme düzeltmeleri Şekil 6'da verilmektedir.

Plakanın etkisinin kaldırılması, çekim etkisinin (A_{BO}) ölçülen gravite değerinden çıkarılması demektir.



Şekil 6. Türkiye için hesaplanan Bouguer plakası indirgeme düzeltmesi.

ç. Yerey düzeltmesi (A_T)

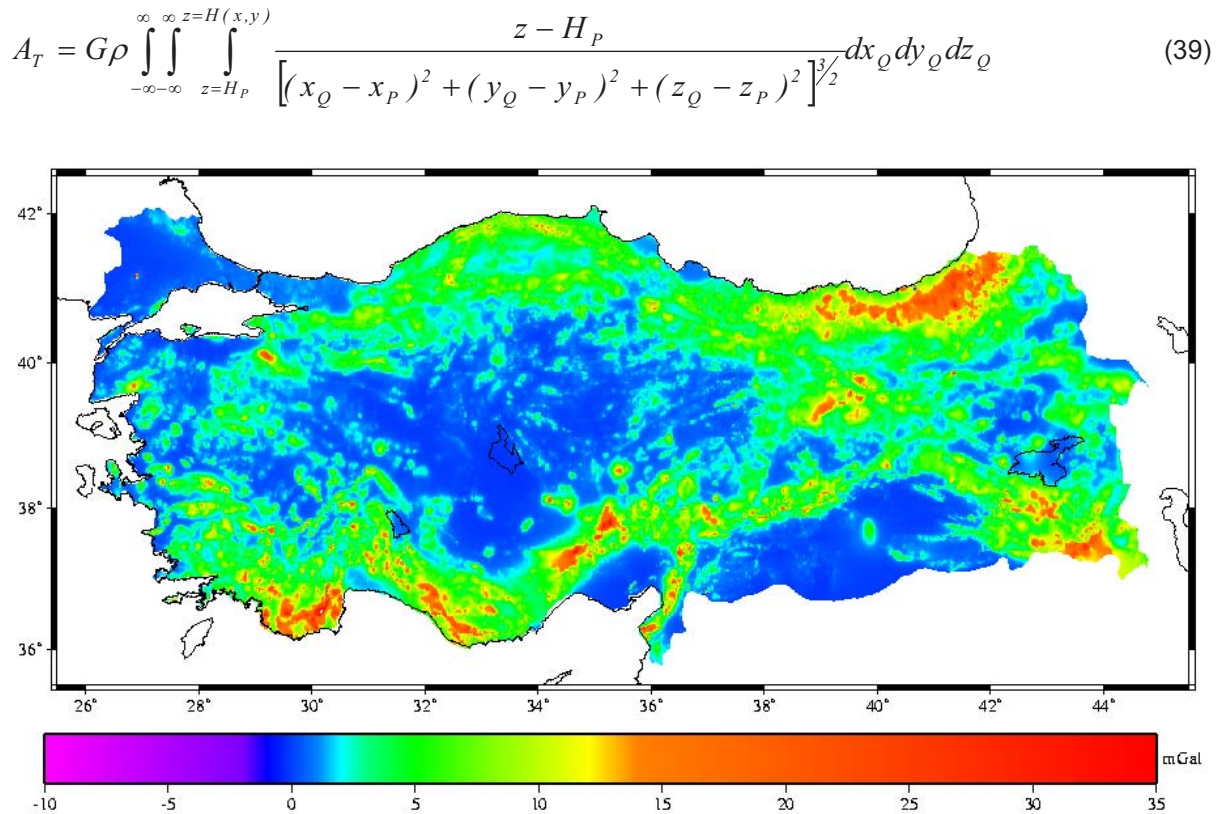
Bouguer indirgemesinde noktadan geçtiği düşünülen sonsuz yarıçaplı silindirik plakanın etkisi kaldırıldığında topoğrafyadaki düzensizliklerin etkisi göz ardı edilmiş olmaktadır. Dağlık bölgelerde bozucu gravite alanındaki belirgin sinyal yine topografik yükseklikler kullanılarak yukarıda açıklanan tamamlanmış Bouguer indirgemesi ile giderilir.

Fiziksel yeryüzü üzerindeki bir noktadan geçtiği düşünülen düzlem veya küresel Bouguer plakası ile topografya arasında kalan artık ve noksan kitlelerin yeryüzü noktasında yarattığı toplam çekim kuvvetinin düşey bileşeni gravimetrik yerey düzeltmesi (terrain correction – AT) olarak isimlendirilir ve bu düzeltme miktarı bir integral ile verilebilir (Forsberg, 1984).

Yerey düzeltmesi miktarı genellikle belirgin Bouguer düzeltmesi ($2\pi G\rho H$) teriminden bir derece daha küçüktür. Yerey düzeltmesi önemli bir değerdir ve noktanın yakın bölgesindeki topografik düzensizliklere oldukça bağımlıdır.

Özellikle engebeli bölgelerde yerey düzeltmesi hesabı için yüksek çözünürlüklü sayısal yükseklik modelleri gereklidir. Bouguer plakasından yüksekte olan bir tepenin o noktadaki toplam çekim kuvvetine etkisi çıkarılacağından noktadaki gravite değeri artacaktır, aynı şekilde Bouguer plakası ile eklenen boşlukların etkisi çıkarılacağından noktadaki gravite değeri artacaktır. Bu nedenle düzeltme miktarı daima pozitif olduğundan topografik yüksekliklerin oldukça sık bir şekilde bilinmesi gerekmektedir, aksi takdirde yetersiz çözünürlük yerey düzeltmesinin sistematik olarak çok düşük değerler almasına neden olacaktır. Bu çalışmada (39) eşitliğinin uygulandığı bir model kullanılmıştır.

Sayısal arazi modeli olarak Harita Genel Komutanlığı tarafından hazırlanmış olan 450m x 450m çözünürlüklü yükseklik modeli kullanılmıştır. Hesaplamalar yerin küreselliği göz önünde tutularak yapılmıştır. Türkiye için hesaplanan yerey düzeltmesi Şekil-7'de verilmektedir.



Şekil 7. Türkiye için hesaplanan yerey düzeltmesi.

d. İzostatik indirgeme (A_{iso})

İzostasi; Yunanca “iso” ve “stasis” kelimelerinden türetilmiştir ve “eş duruş” anlamına gelmektedir. İzostasi terimi ile yerkabuğu ve magma arasındaki denge durumu tarif edilmektedir. İzostasi ile ilgili ilk düşünceler Leonardo da Vinci (1452-1519), Pierre Bouguer (1698-1758), R. G. Bosvovic (1711-1787) ve G. Everest (1790-1866) tarafından öne sürüldü. Daha sonra John Henry Pratt (1809-1871) ve George Biddel Airy (1801-1892) tarafından geliştirildi. Pratt ve Airy kendi teoremlerini neredeyse bir yıl arayla birbirlerinden habersiz olarak yayınladılar. İzostasi kelimesi ilk kez C. E. Dutton (1841-1912) tarafından 1859 yılında kullanıldı. Pratt tarafından öne sürülen teori J. F. Hayford (1868-1925) tarafından 1899 yılında matematiksel hale getirildi. Diğer taraftan Airy modeli ise W. A. Heiskanen (1895-1971) tarafından 1931 yılında matematiksel şekline getirildi. Bu zamandan itibaren izostasi sistemleri bilim insanları tarafından jeodezik, jeofizik ve jeolojik amaçlarla kullanılmaya başlandı. Genel olarak Amerikalılar tarafından Pratt-Hayford sistemi ve Avrupalılar tarafından Airy-Heiskanen sistemi kullanılmıştır. Her iki sistemin birbirine karşı üstünlüğü veya tercih edilme sebebi uzun yıllar tartışılmakla birlikte temel jeodezik problemlerde aynı sonuçları verdiğinden her iki sistem de kullanıldı. Örneğin Hayford veya Heiskanen’in izostasi sistem seçimleri hiçbir zaman açık olmadı. Ancak Hayford’un jeolojik açıdan Pratt ile aynı düşüncede olması büzülme(contraction) teorisi; Heiskanen’in de jeofizik açıdan Pratt-Hayford sistemini gerçeğe uygun görmeyişi seçimlerinde etkili olmuştur. 1940 ve 1950’li yıllarda bu iki sistem daha fazla tartışılmaya başlanmış ve elde edilen jeofizik ve jeolojik verilerden yerkabuğunun dağların altında daha kalın, denizlerde ise daha ince olduğu belirlenmiştir. Bu sonuçtan da Airy modelinin gerçek duruma daha uygun olduğu söylenebilir (Watts, 2001).

Topografik kitleler homojen dağılımlı ve sabit yoğunluklu değildir. Topografik kitleler litosferin üst kısmında bulunur ve yerin değişik yerlerinde değişik kalınlıktadırlar. Eğer yerkabuğu eşit yoğunluklu ve homojen dağılımda olsa idi Bouguer indirgemesi sonucunda sifıra yakın veya çok küçük gravite anomalilerinin elde edilmesi gerekirdi. Oysa gerçek durumda; yukarıda da belirtildiği gibi; topografik kitleler değişik yoğunlukta ve değişik kalınlıktadır. Bouguer anomalileri dağlık kısımlarda büyük negatif değerler almakta denizlerde ise büyük pozitif

değerler almaktadır. Bu durum ise özellikle dağlık kesimlerde bir kitle eksikliği ile açıklanabilir. Diğer bir deyişle topografik kitleler bir şekilde dengelenmektedir.

Eğer topografik kitleler eşit yoğunlukta olsa idi yüksek yerlerde daha fazla kitle olacağından daha fazla gravite ölçülmesi gerekirdi, ancak gerçek durumda kitle az olduğundan daha az ölçülmektedir.

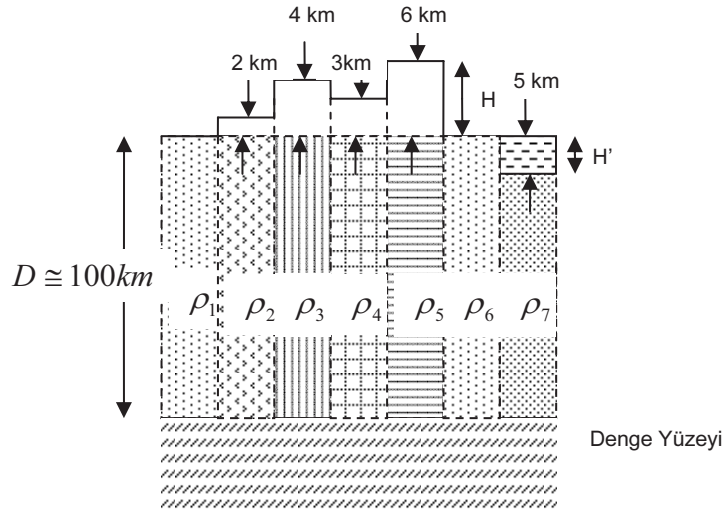
Topografik kitlelerdeki bu dengelenme “izostasi” olarak isimlendirilmekte ve genel olarak Pratt (1854) ve Airy (1855) tarafından öne sürülen teorilerle açıklanmaktadır (Watts, 2001).

(1) Pratt – Hayford İzostasi Sistemi

Bu izostasi teorisi J. H. Pratt tarafından 1854 yılında öne sürüldü ve daha sonra Hayford tarafından matematiksel şekline getirildi. Özellikle jeodezik problemlerin çözümünde kullanılmaya başlandı. Bu sistemde topografik kitlelerin geoidin altında belirli bir derinlikte (D) bir denge yüzeyinden itibaren yükseldiği kabul edilmektedir. Denge yüzeyi ile geoid arasındaki yükseklik “denge yüksekliği” ve kitlelerin yoğunluğu referans yoğunluk (ρ_o) olarak kabul edilir. Şekil 8’de görüldüğü gibi topografya denge yüzeyinden yükselecek şekilde eşit taban alanına sahip kolonlara ayrılarak her kolonda ayrı bir yoğunluk ve buna bağlı olarak ayrı bir denge tanımlanır.

(2) Airy – Heiskanen İzostasi Sistemi

G. B. Airy tarafından 1855 yılında öne sürülen bu teori daha sonra Heiskanen tarafından matematiksel şekline sokulmuş ve jeodezik amaçlarla kullanılmaktadır. Bu sistemde topografik kitleler daha yoğun magma üzerinde, buzdağı örneğine benzer şekilde, yüzmektedir. Topografik kitlelerin deniz seviyesinden T derinlikte dengede olduğu ve referans yoğunluğa (ρ_o) sahip olduğu varsayılır. Bu sistemde topografya eşit taban alanına sahip kolonlara ayrılır ve her kolondaki yoğunluk referans yoğunluğa eşit kabul edilerek her kolonda ayrı bir denge tanımlanır. Bu sistemde eşit yoğunluklu kolonların deniz seviyesinden olan yüksekliklerine göre denge yüzeyinden itibaren aynı yoğunluklu fazla veya eksik kitle ile dengelendiği varsayılır. Dağların altında oluşan fazla kitlelere kök ve denizlerin altında oluşan eksik kitlelere anti-kök denir. Diğer bir deyişle dağların altında yerkabuğu kalın denizlerde ise incedir.



Şekil 8 .Pratt – Hayford izostasi sistemi.

(3) İzostatik indirgemeler

İzostatik indirgemenin amacı; Bouguer indirgemesinde denge yüzeyi ile geoid arasındaki kitlelerin sabit yoğunluklu olarak kabul edilmesi nedeniyle yapılmış hatanın, izostatik denge sistemlerinden birisine göre giderilmesi; diğer bir deyişle topoğrafyanın yeniden düzenlenmesidir. Bu durumda herhangi bir izostatik denge modeline göre kitlelerin modelden olan farkının etkisi hesaplanarak (izostatik düzeltme, i_c) ölçülen graviteden çıkarılır. Türkiye’de Airy modeli ile hesaplanan izostatik indirgeme düzeltmeleri Şekil 9’da verilmektedir.

e. Atmosferik düzeltme

Yer atmosferinin kütlesi GRS80 sisteminde tüm modellere ve hesap formüllerine dahil edilmiştir. Normal gravitenin hesabında yerin kütlesi atmosferi de içerecek şekilde hesaplandığından gravite ölçüsüne etki eden atmosferik etkinin normal graviteden çıkarılması veya ölçülen graviteye eklenmesi gerekir. Bununla birlikte, atmosferin küresel tabakalarda homojen yoğunluklu ve düzgün dağıldığı varsayıldığında, fiziksel yeryüzündeki gravite ölçü noktasının üstündeki atmosfer istasyonda ölçülen graviteyi etkilemez. Gravite indirgemesinde kitlelerin etkisinin kaldırılması gerekmektedir. Bu kitlelere noktanın üzerinde bulunan atmosfer de dahildir. Atmosferik düzeltme topografik düzeltmeye (Bouguer ve yerel düzeltmesi) benzer şekilde ele alınmaktadır. Atmosfer eşit kalınlıklı, homojen ve sabit yoğunluklu küresel tabakalar halinde ifade edilerek ve atmosferik küresel tabaka yoğunluklarının yalnızca düşey yönde (elipsoit yüksekliği boyunca) değiştiği kabul edilerek;

atmosferik düzeltme (A_A) belirli yaklaşıklıkla aşağıdaki eşitlik ile hesaplanabilir (Moritz, 1988).

$$A_A = 0.874 - 9.9 \times 10^{-5} h + 3.56 \times 10^{-9} h^2 \quad (40)$$

Burada h metre cinsinden elipsoit yüksekliği ve atmosferik düzeltme mGal cinsindendir. Atmosferik düzeltme, yalnızca yüksekliğin bir fonksiyonu olarak değiştiği varsayılarak ve yukarıdaki yaklaşımla, Moritz (1980) tarafından tablo halinde verilmiştir. Buna göre; atmosferik düzeltme deniz seviyesinde 0.87 mGal ve 5000 m yükseklikte 0.47 mGal’dır. Gravite ölçü noktasının yüksekliğine göre doğrusal interpolasyonla atmosferik düzeltme hesaplanabilir. Atmosferik düzeltme genel olarak ölçü noktaları arasındaki değişimlerle ilgilenen jeofizik çalışmalarda ihmal edilebilir, ancak jeoid belirleme gibi jeodezik çalışmalarda önem kazanmaktadır (Featherstone ve Hackney, 2003). Yapılacak çalışmaya göre atmosferik düzeltme ile ilave çalışma yapılmalıdır. Bu çalışmada atmosferik düzeltme hesaplanmamıştır.

f. Gravite anomalilerinin hesabı

Bölüm 4’de açıklandığı gibi fiziksel yeryüzünde ölçülen gerçek gravite ile bu noktanın yaklaşık değeri için hesaplanan normal gravite arasındaki fark gravite anomalisi olarak isimlendirilir. Bölüm 5’de verilen gravite indirgemeleri ile birlikte aşağıdaki gravite anomalisi tanımları yapılabilir;

(1) Serbest Hava Anomalisi (Δg_{FA})

$$\Delta g_{FA} = g_P - \gamma_Q + A_F \quad (41)$$

(2) İyileştirilmiş Bouguer Anomalisi (Δg_{BO})

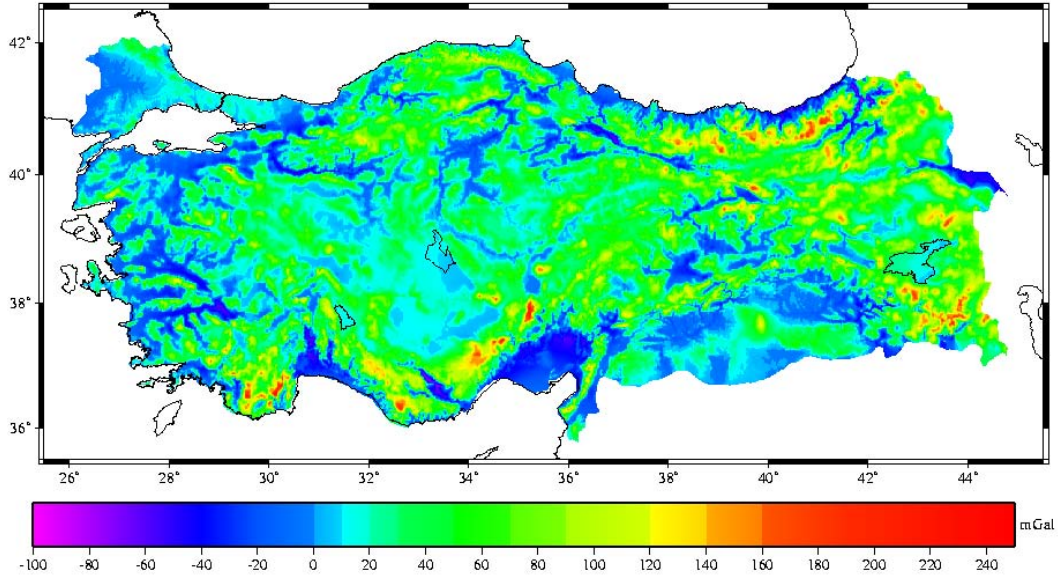
$$\Delta g_{BO} = g_P - \gamma_Q + A_F - A_{BO} + A_T \quad (42)$$

Burada yerey düzeltmesinin etkisi göz ardı edildiğinde “tamamlanmamış Bouguer Anomalisi” elde edilmektedir.

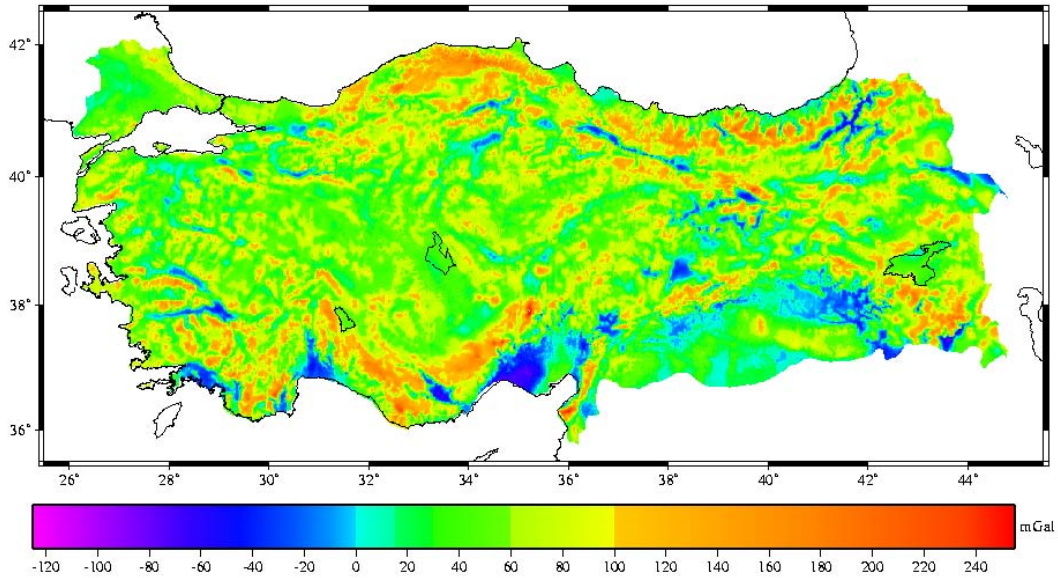
(3) İzostatik Anomali (Δg_{ISO})

$$\Delta g_{ISO} = g_P - \gamma_Q + A_F - A_{BO} + A_T + A_{ISO} \quad (43)$$

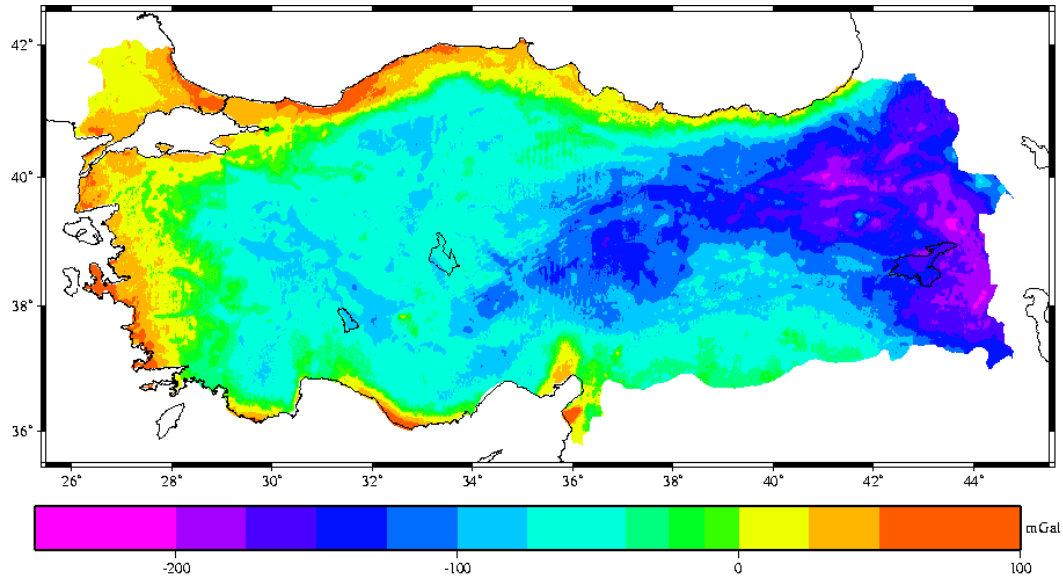
Yukarıda verilen eşitlikler kullanılarak hesaplanan serbest hava anomalisi Şekil 10'da, Bouguer anomalisi Şekil 11'de ve İzostatik Anomali Şekil 12'de verilmektedir.



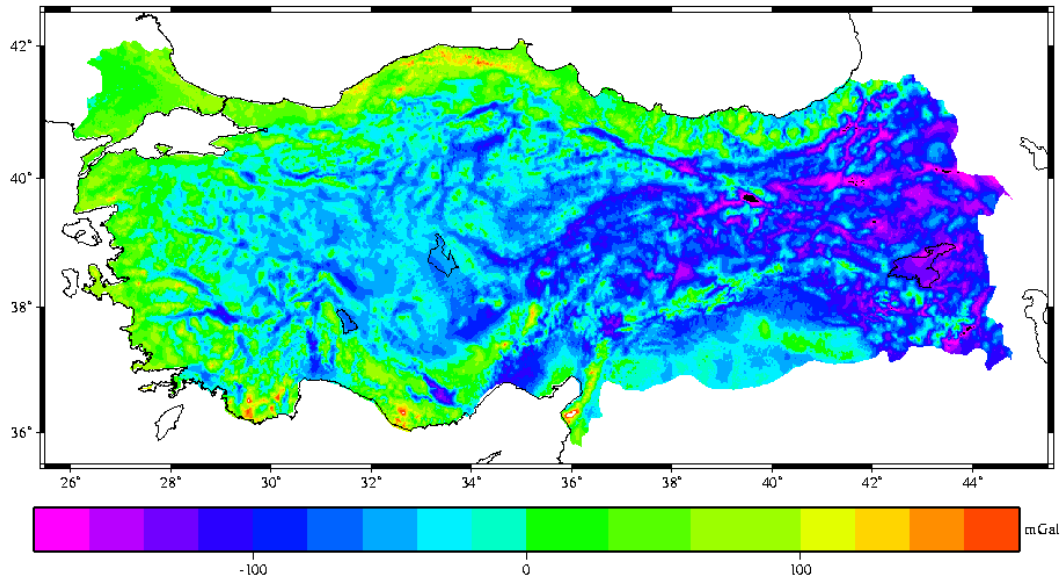
Şekil 9. Türkiye için hesaplanan izostatik indirgeme düzeltmesi.



Şekil 10. Türkiye Serbest Hava Gravite Anomali Haritası.



Şekil 11. Türkiye Bouguer Gravite Anomali haritası.



Şekil 12. Türkiye İzostatik Gravite Anomali haritası.

6. SONUÇ VE ÖNERİLER

Türkiye’de Harita Genel Komutanlığı ve Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü tarafından bugüne dek elde edilen gravite ölçülerinin jeodezik ve jeofizik amaçlarla kullanılması, standartların oluşturulması, kurumlar arasında eşgüdümün sağlanması ve diğer kullanıcılar için sonuç gravite anomalilerinin kullanıma sunulması maksadıyla bu çalışma gerçekleştirilmiştir.

Gravimetrik yöntemlerde ulusal standartlara ulaşılabilmesi için kullanılan tüm ölçü, koordinat ve değerlerin ulusal/uluslararası referans

sistemlerine dayalı olarak tanımlanması sağlanmıştır. Bu amaçla Harita Genel Komutanlığı tarafından kurulan ve işletilen Türkiye Ulusal Düşey Kontrol Ağı (TUDKA), Türkiye Ulusal Temel GPS Ağı (TUTGA), Türkiye Temel Gravite Ağı (TTGA) ve sayısal arazi modelinden faydalanılmıştır. Tüm hesaplamalar Jeodezik Referans Sistemi 1980 (GRS80) parametreleri kullanılarak gerçekleştirilmiştir.

Gravite ölçülerinin gerçek yer gravite potansiyelinin eşpotansiyel yüzeylerinden biri ve en önemlisi olan geoide indirgenmesi için gerekli eşitlikler, parametreler ve yöntemler açıklanmış ve standart olarak uygulanmıştır.

Tablo 2. Gravite ölçü noktalarında hesaplanan indirgeme düzeltmeleri ve gravite anomalilerine ilişkin istatistik bilgiler (birim mGal).

	A_F	A_{BO}	A_T	A_{ISO}	Δg_{FA}	Δg_{BO}	Δg_{ISO}
Minimum	-1078.080	-172.188	-27.349	-106.635	-96.440	-313.939	-212.898
Maksimum	0	375.796	84.949	221.186	264.459	253.220	258.876
Ortalama	-287.744	103.136	2.913	23.262	53.993	-46.228	-22.965
Std. Sapma	187.730	67.983	3.436	36.461	42.223	58.986	59.367

Genel olarak ölçülen gerçek gravite ile hesaplanan normal gravite arasındaki fark olarak ifade edilen gravite anomalisi değişik indirgeme yöntem ve miktarına göre çeşitli isimler almaktadır. Bu şekilde tanımlanan “serbest hava”, “Bouguer” ve “izostatik” gravite anomalileri tüm Türkiye için hesaplanmıştır. Yalnızca karalarda mevcut gravite ölçüleri kullanılmıştır. Türkiye’de mevcut gravite ölçüleri kullanılarak hesaplanan indirgeme düzeltmeleri ve gravite anomalilerine ilişkin istatistik bilgiler Tablo 2’de verilmektedir.

Bu çalışmada karalarda mevcut gravite ölçülerinden yararlanarak Türkiye Gravite Anomali Haritaları hazırlanmıştır. Türkiye’de bundan sonra yapılacak gravite ölçüleri ve bu çalışmada kullanılmayan gravite ölçülerinin de bu çalışmada verilen standart yöntemlerle indirgenmesinin yararlı olacağı değerlendirilmektedir.

Elde edilen sonuç gravite anomalileri Harita Genel Komutanlığı ve MTA Genel Müdürlüğü tarafından özellikle jeodezik, jeofizik ve jeolojik maksatlarla kullanılacaktır. Elde edilen ürünlerin diğer kamu kurum ve kuruluşları ile üniversiteler ve özel kişi ve kuruluşların yerbilimleri ile ilgili faaliyetlerinde yararlı olacağı değerlendirilmektedir.

KAYNAKLAR

- Ayhan, M.E., C.Demir, 1992, **Türkiye Ulusal Düşey Kontrol (Nivelman) Ağı-1992 (TUDKA-92)**, Harita Dergisi, Sayı 109.
- Ayhan, M. E., C. Demir, O. Lenk, A. Kılıçoğlu, B. Aktuğ, M. Açıkgöz, O. Fırat, Y. S. Şengün, A. Cingöz, M. A. Gürdal, A. İ. Kurt, M. Ocak, A. Türkezer, H. Yıldız, N. Bayazıt, M. Ata, Y. Çağlar, A. Özerkan, 2002, **Türkiye Ulusal Temel GPS Ağı 1999. (TUTGA-99)**, Harita Dergisi Özel Sayı 16.
- Demir, C. A. Cingöz, 2002, **Türkiye Ulusal Jeodezi Komisyonu (TUJK) 2002 Yılı Bilimsel Toplantısı**, Tektonik ve Jeodezik Ağlar Çalıştay bildiriler ve konuşma tutanakları, S.139.
- Demir, C. , A.Kılıçoğlu, O.Fırat, 2006, **Türkiye Temel Gravite Ağı-1999 (TTGA-99)**, Harita Dergisi, Sayı 136, S. 49.
- Featherstone, W.E., R.I.Hackney, 2003, **Geodetic versus geophysical perspectives of the gravity anomaly**. Geophysical Journal International. Vol.154,p.35-43.
- Forsberg, R, 1984, **A study of terrain reductions, Density Anomalies and Geophysical Inversion Methods in Gravity Field Modelling**, Reports of Department of Geodetic Science and Surveying. No:355. Tho Ohio State Univ. Ohio 1984.
- Heiskanen W.A. and H. Moritz, 1967, **Physical Geodesy**, W.H.Freeman, San Fransisco.
- Holom, I. D., J. S. Oldow, 2007, **Gravity reduction spread sheet to calculate the bouger anomaly using standardized methods and constants**, Geosphere April 2007 vol.3 no.2 page. 86-90 DOI:10.1130/GES00060.1.
- LaFehr, T.R, 1991, **Standardization in gravity reduction**, Geophysics, Vol. 56 No.8. p.1170-1178.
- Moritz, H., 1988), **Geodetic Reference System 1980**, Bulletin Geodesique. Vol.62, No.3. p.128-133.
- Simpson, R. W., Jachens, R. C., Blakely, R. J., 1986, **A New Isostatic Residual Gravity Map of the Conterminous United States With a Discussion on the Significance of Isostatic Residual Anomalies**, Journal of geophysical Research. Vol. 91 B8. p.8348-8372.
- Watts, A.B., 2001, **Isostasy and flexure of the lithosphere**, Cambridge University Press. First edition.478 p.
- Wellenhof-Hoffman, B. H. Moritz, 2005, **Physical Geodesy** Springer, Wien, New York. First edition, 403 p.