T.C.
SELÇUK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOİT KULLANARAK ELİPSOİT YÜKSEKLİKLERİNDEN ORTOMETRİK YÜKSEKLİK BELİRLEME YÖNTEMLERİNİN DOĞRULUK ARAŞTIRMASI

Ersin AKİZ

YÜKSEK LİSANS TEZİ
JEODEZİ VE FOTOGRAMETRİ ANABİLİM DALI
Konya, 2007

ÖZET

Yüksek Lisans Tezi

JEOİT KULLANARAK ELİPSOİT YÜKSEKLİKLERİNDEN

ORTOMETRİK YÜKSEKLİK BELİRLEME YÖNTEMLERİNİN

DOĞRULUK ARAŞTIRMASI

Ersin AKİZ

Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü

Jeodezi ve Fotogrametri Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman : Prof.Dr. Mehmet YERCİ

2007, 73 Sayfa

Juri:

Prof.Dr. Cevat İNAL

Yrd.Doç.Dr. Ayhan CEYLAN

GPS tekniği ile jeodezik amaçlı konum belirlemede nokta yükseklikleri, sistemin referans elipsoidi, WGS84'e göre belirlenir. Ancak çoğu mühendislik çalışmalarında elipsoidal yükseklikler yerine jeoide göre tanımlanan ortometrik yüksekliklere gereksinim duyulur. GPS tekniğinin uygulanmasındaki artışa paralel olarak büyük ölçekli haritaların üretimine ilişkin mevcut yönetmeliğin de değişmesi ve GPS kullanımına uygun hale getirilmesi zorunluluğu ortaya çıkmıştır. Hazırlanan yeni yönetmelik ile GPS'in diğer uygulamalar yanında ortometrik yüksekliklerin elde edilmesi için uygulanacak ölçü ve hesap yöntemlerini de içermektedir. Yeni yönetmelik ile elipsoit yüksekliklerinden ortometrik yüksekliklere dönüşüm için dört temel yöntem verilmektedir. Bu yöntemler; (a) mevcut jeoit modelinin doğrudan kullanılması, (b) mevcut jeoit modelinin yerel GPS/Nivelman noktaları ile güncelleştirilerek kullanılması, (c) baz vektörlerinde ortometrik yükseklik farkları

hesaplanarak GPS/Nivelman ağ dengelemesi yapılması, (d) mevcut jeoit modelini kullanmadan yerel GPS/Nivelman noktalarına dayanan bir yerel jeoit modelinin belirlenmesi ve doğrudan kullanılmasıdır.
Bu çalışmada mevcut jeoit modelleri ile GPS ile elde edilen elipsoit yüksekliklerinden ortometrik yüksekliklerin hesaplanması konusunda açıklama ve uygulamalar verilmektedir. Seçilen test bölgesinde yönetmelikte önerilen her iki yöntem de uygulanmış olup mevcut jeoit modelinin GPS/Nivelman jeoit yükseklikleriyle yerel güncelleştirilmesi veya GPS/Nivelman ağ dengelemesi tekniğinin uygun sonuçlar verdiği gözlenmiştir.

Anahtar Kelimeler **:** Jeoit, Elipsoit Yüksekliği, Ortometrik Yükseklik, GPS.

ABSTRACT

MS Thesis

ACCURACY INVESTIGATION OF THE METHODS OF DETERMINING ORTHOMETRIC HEIGHTS DERIVED FROM ELLIPSOIDAL HEIGHTS BY USING THE GEOID

Ersin AKİZ

Selçuk University

Graduate School of Natural and Applied Sciences

Department of Geodesy and Photogrammetry

Supervisor : Prof.Dr. Mehmet YERCİ

2007, 73 Pages

Jury :

Prof.Dr. Cevat İNAL

Yrd.Doç.Dr. Ayhan CEYLAN

In point positioning with geodetic purposes, the point heights are determined according to WGS84 reference ellipsoid of the system. However, in majority of the engineering projects, orthometric heights are required instead of GPS heights. The bylaws for large scale map production is required to be changed and allow to GPS applications, as parallel to the increasement in applications of the GPS technique. The new bylaw contains observation and calculation methods for obtaining orthometric heights by GPS, as well. For transforming ellipsoidal heights into orthometric heights, four general methods are given in the new bylaw. These methods are, (a) using existing geoid directly, (b) local updating existing geoid by

local GPS/Levelling points, (c) adjustment of the orthometric height differences on the base vectors, (d) determination of a local GPS/Levelling geoid.
In this study, explanations and applications are given briefly about the existing geoid models and orthometric height computation from ellipsoidal heights obtained by GPS. Methods were applied in chosen area and it was seen that (b) and (c) methods gave appropriate results.

Keywords : Geoid, Ellipsoid Heights, Orthometric Heights, GPS.

ÖNSÖZ

"Jeoit Kullanarak Elipsoit Yüksekliklerinden Ortometrik Yükseklik Belirleme Yöntemlerinin Doğruluk Araştırması" konulu bu çalışmada tez yürütücülüğünü üstlenen ve çalışmanın her aşamasında bana yol gösteren, bilgi ve deneyimlerini paylaşan değerli hocam Prof. Dr. Mehmet YERCİ'ye şükranlarımı sunarım.

Bu çalışmamı yürütebilmek için deneyim ve bilgilerini her zaman benimle paylaşan Doç.Dr. Muzaffer KAHVECİ'ye ve Yük.Müh. Orhan FIRAT'a saygılarımı ve sevgilerimi arz ederim.

Ayrıca çalışmamda kullandığım verilerin temininde bana yardımcı olan Tapu ve Kadastro Genel Müdürlüğüne çok teşekkür ederim.

Ersin AKİZ
Mart 2007

İÇİNDEKİLER

ÖZET..... i

ABSTRACT..... iii

ÖNSÖZ..... v

İÇİNDEKİLER..... vi

SİMGELER…… viii

KISALTMA LİSTESİ..... ix

ŞEKİL LİSTESİ..... x

ÇİZELGE LİSTESİ..... xii

1. GİRİŞ……. 1

2. TANIMLAR……. 2

2.1. Fiziksel Yeryüzü, Jeoit ve Elipsoit..……..…….. …….. 2

2.2. Yer Yuvarı Gravite Alanı ……. 8

2.2.1. Yer Yuvarı Gravite Alanı Ölçme Yöntemleri……..……. 14

2.2.2. Gravitenin Yeryüzündeki Değişimleri ile İlgili Düzeltmeler…… 18

2.2.2.1. Enlem Etkisi ve Düzeltmesi……..... 19

2.2.2.2. Yükseklik Etkisi ve Düzeltmesi…….. 20

2.2.2.3. Serbest Hava Etkisi ve Düzeltmesi……. 20

2.2.2.4. Bouguer Etkisi ve Düzeltmesi……..……. 21

2.2.2.5. Topoğrafik Etki ve Düzeltmesi……... 23

2.2.2.6. İzostatik Düzeltme…….. 23

2.2.2.7. Atmosfer Etkisi ve Düzeltmesi……... 23

2.2.2.8. Gel-Git Düzeltmesi…….. 24

3. YERYÜZÜNDEKİ BİR NOKTANIN YÜKSEKLİĞİ…… 26

3.1. Yeryüzündeki Bir Noktanın Jeopotansiyel Sayısı……. 27

3.2. Yükseklik Sistemleri…….. 28

4. JEOİT BELİRLEMEDE KULLANILAN YÖNTEMLER VE TÜRKİYE JEOİDİ……. 34

4.1. Türkiye Jeoidi – 1991 (TG-91)……..... 35

4.2. Türkiye GPS/Nivelman Jeoidi ve Türkiye Jeoidi-1999 (TG-99)……..... 37

4.3. Düzenlenmiş Türkiye Jeoidi-1999A (TG-99A)..... 39

4.4. Türkiye Jeoidi-2003 (TG-03)……..... 41

4.4.1. Gravimetrik Jeoit Belirlemede Kaldır-Yerine Koy Tekniği……... 42

4.1.1.1. Global Jeopotansiyel Modelin Jeoit Yükseklikleri ve Gravite Anomalilerine Katkısı…….. 44

4.4.1.2. Topoğrafyanın Jeoit ve Gravite Anomalileri Üzerindeki Etkisi…….. 45

4.4.1.2.1. RTM ile Gravite Anomalisi Hesabı……. 46

4.4.1.2.2. RTM ile Jeoit Yüksekliği Hesabı……..... 46

4.1.1.1.3. Gravite Anomalilerinin Jeoit Yüksekliği Üzerindeki Etkisinin EKKK Yöntemi ile Hesaplanması……... 46

4.4.2. Sonuç Jeoit Yüksekliğinin Hesabı ve GPS/Nivelman Jeoit Yükseklikleri ile Birleştirilmesi…… 49

5. UYGULAMA..... 51

5.1. Mevcut Jeoidin (TG03) Kullanılması..... 54

5.1.1. Mevcut Jeodin (TG-03) Doğrudan Kullanılması..... 56

5.1.2. Gravimetrik Jeoid'in (TG-03) Yerel GPS/Nivelman Jeoit Ölçüleriyle Güncelleştirilerek Kullanılması…… 58

5.1.2.1. Test Bölgesinde Yerel Güncelleştirmenin Uygulanması..... 59

5.1.3. Baz Vektörlerinde Elipsoit ve Jeoit Yükseklik Farklarından Elde Edilen Ortometrik Yükseklik Farklarının Bir Nivelman Ağı Şeklinde Dengelenmesi……. 63

5.2 . Yerel GPS Nivelman Jeodinin Oluşturulması ve Kullanılması…..... 66

6. SONUÇLAR..... 69

KAYNAKLAR……..…… 72

SİMGELER

N : Jeoit yüksekliği

H : Ortometrik yükseklik

h : Elipsoit yüksekliği

H* : Normal yükseklik

g : Gravite kuvveti

θ : Çekül sapması

G : Çekim sabiti (6673×10^{-11} m^3 kg^{-1} s^{-2})

G_o : Ortalama gravite

b_g : Kütle çekim (gravitasyon) kuvveti

z : Merkezkaç kuvvet

r : Dönme yarıçapı

ω : Yerin açısal hızı (7292115×10^{-11} rad s^{-1})

φ : Jeosentrik enlem

λ : Jeosentrik boylam

g_p : P yeryüzü noktasında ölçülen gravite

γ : Elipsoit üzerinde normal gravite

γ_{45} : $\varphi=45^o$ için normal gravite

f : Basıklık

a,b : Elipsoidin büyük ve küçük yarı eksenleri

γ : Ortalama yüzey gravite değeri

S (ψ) : Stokes fonksiyonu

ψ : Hesap noktası ile ölçü noktası arasındaki jeosentrik açı

Δg : Gravite anomalisi

Δg_B : P yeryüzü noktasında tanımlı Bouguer anomalisi

Δg_{FA} : Serbest Hava Anomalisi

Δg_r : Artık gravite anomalileri

$d\sigma$: Birim küre üzerindeki yüzey elemanıdır

C_{nm} : Potansiyel anomalisinin tam normalleştirilmiş katsayısı

tc : Yerey düzeltmesi

U : Normal gravite potansiyeli

W : Gerçek gravite potansiyeli

KISALTMALAR

B.Ö.H.H.B.Ü.Y. : Büyük Ölçekli Harita ve Harita Bilgileri Üretim Yönetmeliği

EGM96 : Yer Jeopotansiyel Modeli-1996 (Earth Geopotential Model-1996)

EKKK : En Küçük Karelerle Kolokasyon

GPS : Global Konum Belirleme Sistemi (Global Positioning System)

GRS80 : Jeodezik Referans Sistemi 1980 (Geodetic Reference System 1980)

ITRF : Uluslararası Yersel Referans Ağı ((International Terrestrial Reference Frame)

ITRF96 : 1996 yılında güncellenmiş ITRF

NASA : Amerikan Havacılık ve Uzay Dairesi (National Aeronautics and Space Administration)

NGA : Amerikan Milli Kuresel İstihbarat Teskilati (National Geospatial-İntelligence Agency)

RTM : Artı Yerey Model (Residual Terrain Model)

TUTGA : Türkiye Ulusal Temel GPS Ağı

TUTGA99A : Güncelleştirilmiş Türkiye Ulusal Temel GPS Ağı

TUDKA : Türkiye Ulusal Düşey Kontrol Ağı

TUDKA99 : 1999 yılında güncelleştirilen TUDKA

TUJK : Türkiye Ulusal Jeodezi Komisyonu

TG-91 : Türkiye Jeoidi -1991 (TG-91)

TG-99A : Düzenlenmiş Türkiye Jeoidi-1999 (TG-99A)

TG-03 : Mevcut Türkiye Jeoidi-2003 (TG-03)

ŞEKİL LİSTESİ

Şekil 2.1 Farklı Δh'lara sahip nivo yüzeyleri..... 4

Şekil 2.2 Dönel elipsoit..... 5

Şekil 2.3 Yeryüzü, jeoit ve kullanılan elipsoit..... 6

Şekil 2.4 Ortalama dünya elipsoidi..... 7

Şekil 2.5 Gravitasyon kuvveti..... 5

Şekil 2.6 $\vec{g}$ gravite kuvveti ve bileşenleri..... 10

Şekil 2.7 Seviye yüzeyleri ve çekül eğrileri..... 13

Şekil 2.8 Serbest düşme şeması..... 14

Şekil 2.9 FG5 mutlak gravite aleti..... 15

Şekil 2.10 LaCoste&Romberg G Model ve SCINTREX CG-3 gravite ölçerler... 16

Şekil 2.11 CHAMP, GRACE ve GOCE uyduları..... 17

Şekil 2.12 Serbest hava düzeltmesi..... 21

Şekil 2.13 Bouguer düzeltmesi..... 21

Şekil 3.1 Jeoit ile jeopotansiyel sayı ilişkisi..... 27

Şekil 3.2 Ortometrik ve normal yükseklik..... 30

Şekil 3.3 Elipsoit, jeoit ve yükseklikler..... 33

Şekil 4.1 TG-91 Jeoit Modeli..... 36

Şekil 4.2 GPS/Nivelman Jeoidi..... 37

Şekil 4.3 Türkiye Jeoidi-1999 (TG-99)..... 38

Şekil 4.4 Düzenlenmiş Türkiye Jeoidi-1999 (TG-99A)..... 41

Şekil 4.5 Değişik verilerin bölgesel jeoit belirlemeye olan katkıları..... 44

Şekil 4.6 Türkiye Jeoidi-2003 (TG-03)..... 49

Şekil 4.7 TG-03'ün kontrolünde kullanılan noktalar..... 50

Şekil 5.1. Test bölgesi, topoğrafyası, uygulamada kullanılan noktalar..... 53

Şekil 5.2 83 nokta için GPS/Nivelman yöntemine göre bulunan jeoit yükseklikleri ile test bölgesi için oluşturulan jeoit modeli..... 54

Şekil 5.3 1 ve 2 no'lu geçki güzergâhları..... 55

Şekil 5.4 Gravimetrik jeoit (N_{TG-03}) yükseklikleri..... 56

Şekil 5.5 N_{TG-03} ile bulunan ortometrik yükseklikler ile geometrik nivelmanla bulunan ortometrik yükseklikler arasındaki farklar..... 57

Şekil 5.6 Test bölgesindeki hesap ve 8 adet dayanak noktası..... 59

Şekil 5.7 (N_{TG03} - $N_{GPS/Nivelman}$) farklarına ilişkin hesaplanan trend değerleri.. 60

Şekil 5.8 (N_{TG03} - $N_{GPS/Nivelman}$) farklarına ilişkin hesaplanan artık jeoit yükseklikleri..... 60

Şekil 5.9 Güncelleştirilmiş TG-03 Jeoidi..... 61

Şekil 5.10 Yerel güncelleştirilmiş jeoitten bulunan ortometrik yükseklikler ile geometrik nivelmanla bulunan ortometrik yükseklikler arasındaki farklar..... 62

Şekil 5.11 Dengelemede sabit alınan 8 nokta ve oluşturulan üçgenleme…….. 64

Şekil 5.12 Geometrik nivelmanla bulunan ortometrik yükseklikler ile N_{TG-03} jeoit yükseklik farklarının bir nivelman ağı şeklinde dengelemesi ile bulunan ortometrik yükseklikler arasındaki farklar…….. 65

Şekil 5.13 Geometrik nivelmanla bulunan ortometrik yükseklikler ile $N_{İZMİT-03}$ jeoit yükseklik farklarının bir nivelman ağı şeklinde dengelemesi ile bulunan ortometrik yükseklikler arasındak farklar…….. 65

Şekil 5.14 Yerel GPS/Nivelman jeoit yükseklikleri, 65 adet jeoit dayanak noktası (kırmızı), 18 kontrol noktası (siyah)..... 67

Şekil 5.15 GPS/Nivelman jeoidi kullanılarak bulunan ortometrik yükseklikler ile geometrik nivelmanla bulunan ortometrik yükseklikler arasındaki farklar..... 68

ÇİZELGE LİSTESİ

Çizelge 2.1	Referans Elipsoitlerinin a yarı eksen uzunlukları ile basıklık değerleri.....	6
Çizelge 2.2	Atmosfer düzeltmesinin yükseklikle değişimi.....	24
Çizelge 4.1	TG-03 'ün kontrolünde kullanılan noktalarda elde edilen hesap-ölçü farklarının istatistikleri.....	50
Çizelge 5.1	Referans noktaları için yönetmelik ölçütleri ve jeoit modelleri.....	51
Çizelge 5.2	N_{TG-03} ile bulunan ortometrik yükseklikler ile geometrik nivelmanla bulunan ortometrik yükseklikler arasındaki farklara ait istatistik bilgileri.....	57
Çizelge 5.3	Yerel güncelleştirilmiş jeoitden bulunan ortometrik yükseklikler ile geometrik nivelmanla bulunan ortometrik yükseklikler arasındaki farklara ait istatistik bilgileri.....	62
Çizelge 5.4	Jeoit yükseklik farklarının bir nivelman ağı şeklinde dengelemesine ait istatistik bilgileri……..	64
Çizelge 5.5	GPS/Nivelman jeoidi kullanılarak bulunan ortometrik yükseklikler ile geometrik nivelmanla bulunan ortometrik yükseklikler arasındaki farklara ait istatistik bilgileri.....	68
Çizelge 6.1	Uygulamalardan elde edilen sonuçların karşılaştırılması……	69

1. GİRİŞ

GPS tekniğinin uygulanmasındaki artışa paralel olarak büyük ölçekli haritaların üretimine ilişkin 31/1/1988 tarih ve 19711 sayılı Resmî Gazetede yayımlanarak yürürlüğe konulan Büyük Ölçekli Haritaların Yapım Yönetmeliğinin değişmesi ve GPS kullanımına uygun hale getirilmesi zorunluluğu ortaya çıkmıştır. Bakanlıklararası Harita İşlerini Koordinasyon ve Planlama Kurulu tarafından düzenlenen ve 15 Temmuz 2005 tarihli 25876 sayılı Resmî Gazetede yayımlanarak yürürlüğe giren yeni Büyük Ölçekli Harita ve Harita Bilgileri Üretim Yönetmeliği (B.Ö.H.H.B.Ü.Y.) GPS'in diğer uygulamalar yanında ortometrik yüksekliklerin elde edilmesi için uygulanacak ölçü ve hesap yöntemlerini de içermektedir.

GPS tekniği ile jeodezik amaçlı konum belirlemede nokta yükseklikleri sistemin referans elipsoidi WGS84'e dayalı olarak belirlenir. Ancak birçok jeodezik amaçlı uygulamalarda ve mühendislik uygulamalarında elipsoidal yükseklikler yerine jeoide göre tanımlanan ortometrik yüksekliklere gereksinim duyulmaktadır. Klasik anlamda ortometrik yükseklikler nivelman ölçülerine getirilen gravimetrik düzeltmeler ile hesaplanır. Nivelman, zaman ve işgücü gerektiren bir ölçme tekniği olması nedeniyle günümüzde birçok uygulamada ortometrik yüksekliklerin elde edilmesinde en uygun çözüm olarak değerlendirilemez.

2005 tarihinde yürürlüğe giren B.Ö.H.H.B.Ü.Y. ile elipsoit yüksekliklerinden ortometrik yüksekliklere dönüşüm için dört temel yöntem verilmektedir. Bu yöntemler;

- Mevcut jeoit modelinin doğrudan kullanılması,
- Mevcut jeoit modelinin yerel GPS/Nivelman noktaları ile güncelleştirilerek kullanılması,
- Baz vektörlerinde ortometrik yükseklik farkları hesaplanarak GPS/Nivelman ağ dengelemesi yapılması,
- Mevcut jeoit modelini kullanmadan yerel GPS/Nivelman noktalarına dayanan bir yerel jeoit modelinin belirlenmesi ve doğrudan kullanılmasıdır.

Bu çalışmada bugüne kadar ülkemizde uygulanmış olan jeoit belirleme yöntemleri, bu yöntemlerin dayandığı matematik esaslar, yükseklik sistemleri, ve hâlen kullanılmakta olan Türkiye Jeoidi-03 (TG-03) jeoidi hakkında bilgiler verilmektedir.

Seçilen test bölgesinde yönetmelikte belirtilen yöntemler uygulanmış olup TG-03 jeoit modelinin GPS/Nivelman jeoit yükseklikleriyle yerel güncelleştirilmesi veya GPS/Nivelman ağ dengelenmesi tekniğinin uygun sonuçlar verdiği gözlenmiştir.

Bu çalışmaya benzer bir araştırma, Konya bölgesinde 1250 km^2 lik bir alanda yapılmış olup, GPS/Nivelman ve multikuadratik enterpolasyon yöntemi ile belirlenen jeoit yükseklikleri karşılaştırılmış ve DELPHI programlama dilinde bir program hazırlanmıştır. Test alanında, elipsoidal ve ortometrik yüksekliği bilinen 53 noktadan 39 tanesi dayanak noktası seçilmiş, 14 tanesi kontrol amacıyla kullanılmıştır. Kontrol noktalarının jeoit yükseklikleri yazılan program ile hesaplanmış ve GPS/Nivelman değerleriyle karşılaştırılmıştır. Karşılaştırma sonunda, GPS/Nivelman ile multikuadratik enterpolasyonla belirlenen jeoit yükseklikleri arasındaki fark –9.1 cm ile 4.8 cm arasında değişmekte ve standart sapması ± 4.21 cm olarak belirlenmiştir (Şanlıoğlu ve ark.'na (2002) göre).

Diğer bir araştırma ise, elipsoit yükseklilerinden ortometrik yüksekliklere dönüşüm için, üç ayrı test alanında, ağırlıklı ortalama, polinom yüzeyleri, multikuadratik enterpolasyon, kollokasyon ve üniversal kriging olmak üzere beş modelleme tekniği ve tekniklere ait 18 alt varyasyon kullanılmıştır. Test alanlarındaki ölçüler değerlendirilerek, elde edilen doğruluk ile modelleme tekniği arasındaki ilişki araştırılmıştır. Tüm test bölgelerinde multikuadratik ve kriging yöntemlerinin birbirine benzer ve diğer yöntemlerden daha iyi sonuçlar verdiği görülmüştür. Kriging enterpolasyon yönteminin uygulanmasında ön araştırma yapılması gereğine rağmen, yine de jeodezik problemlerin çözülmesinde kullanılabileceği sonucuna varılmıştır (İnal ve Yiğit 2004).

2. TANIMLAR

2.1. Fiziksel Yeryüzü, Jeoit ve Elipsoit

Jeodezinin önemli problemlerini çözebilmek için, yeryüzünün şeklinin bilinmesine ihtiyaç vardır. Fiziksel veya görünen yeryüzü, katı veya sıvı dünya kitlesinin, atmosfer ile olan sınırıdır. Katı kısım girinti ve çıkıntılardan dolayı düzgün bir yüzey değildir. Bu nedenle bu yüzeyin, basit bir matematik formülle açıklanması da olanaksızdır. Dolayısıyla üzerinde alınacak tek tek noktaların koordinatları bulunabilir.

Genel olarak, yüzeyleri ve onların matematiksel özelliklerini, normalleri yardımıyla inceleyebiliriz. Örneğin yüzey normalleri birbirine paralel doğrular ise yüzey bir düzlemdir. Normaller bir noktada kesişen doğrular şeklinde ise, yüzeyin küre yüzeyi şeklinde olduğu açıktır.

Yeryüzünün normallerinin doğrultuları, ağırlık kuvvetinin doğrultularıdır. Ağırlık kuvveti ise, çekim ve merkezkaç kuvvetlerinin bileşkesidir. Ağırlık kuvvetinin doğrultusunu pratikte çekül ile gösterebiliriz, işte sonsuz sayıda düşünülecek bu doğrultulara dik alınacak bu yüzey, dünyanın şekli olarak kabul edilebilir.

Bilindiği gibi, durgun her sıvı yüzeyi, ağırlık kuvvetine diktir. Dünya sıvı bir kitle olsaydı her noktasında ağırlık kuvvetine dik ve düzgün bir şekil meydana gelirdi. O halde akıntıların, gel-git olayının, rüzgârın etkisinde olmayan deniz yüzeyi, karaların altından devam ettirilerek bulunacak yüzey, dünyanın matematiksel şekli olarak alınabilir. Bu yüzeye J.B. Listing, "Jeoit" adını vermiştir.

Klasik tanımlamalar jeoit yüzeyini eş potansiyelli ortalama deniz seviyesi olarak tanımlanmıştır fakat gerçekte doğru bir tanımla değildir. Çünkü ortalama deniz seviyesi okyanusları etkileyen çeşitli sebeplerden dolayı (sıcaklık vb.) eş potansiyelli yüzey değildir. Eş potansiyelli yüzey ile ortalama deniz yüzeyi arasındaki farklar bazı yerlerde iki metreyi bulmaktadır.

Çekül doğrultusunun ölçmelerdeki rolü çok önemlidir. Bilindiği gibi ölçü aletlerinin asal eksenleri, çekül doğrultusuna göre düzenlenir. Çekül doğrultusu veya ağırlık kuvveti doğrultusuna çizilecek her dik ise, yatay bir doğrultudur. Bir noktadaki yatay doğrultuların tümü o noktadaki yatay düzlemi meydana getirirler.

Jeoidin denklemi, ağırlık kuvveti ve onun potansiyeli ile açıklanabilir. Kitle yoğunluğu sürekli olduğu sürece, jeoidin eğriliği süreklidir. Yoğunluğun ani değişikliğe uğradığı yerlerde, jeoidin eğriliği de birden değişir. Bu nedenle jeoit üzerinde büyük bölgelerde analitik hesaplar yapmak imkansızlaşır. Dolayısıyla jeoit yüzeyi, hesap yüzeyi olarak kullanılmaya elverişli değildir. Jeodezik çalışmalarda, jeoit yüzeyine en yakın, denklemleri nispeten daha basit yüzeyler kullanılır. Düzlem ve küre yüzeyleri böyle yüzeylerdir. Nivo yüzeylerinin modellenmesini mümkün kılan kuvvet fonksiyonu, küresel fonksiyonlara göre açılır ve

$$W = U + T \tag{2.1}$$

şeklinde iki kısma ayrılabilir. Aynı potansiyel değerli U = sabit yüzeyine nivosferoidi denir.

Jeoidin denklemini bulurken dünyanın hidrostatik denge halinde bulunduğu göz önünde tutulur. Bu taktirde, mevcut dünya kitlesinden, hidrostatik durumun nasıl elde edileceği problemi ile karşılaşırız. T = 0 alınması halinde bulunacak nivosferoidine normalsferoid denir. Normalsferoid dönel bir şekildir.

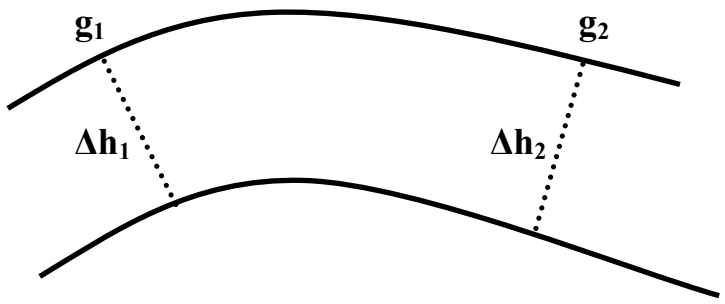
W'nin farklı iki değerinin karşılığı W_1, W_2 nivo yüzeyleri olarak düşünülürse, bunların iki noktası arasındaki potansiyel farkı daima aynı ve

$$dW = W_2 - W_1 \tag{2.2}$$

olacağından,

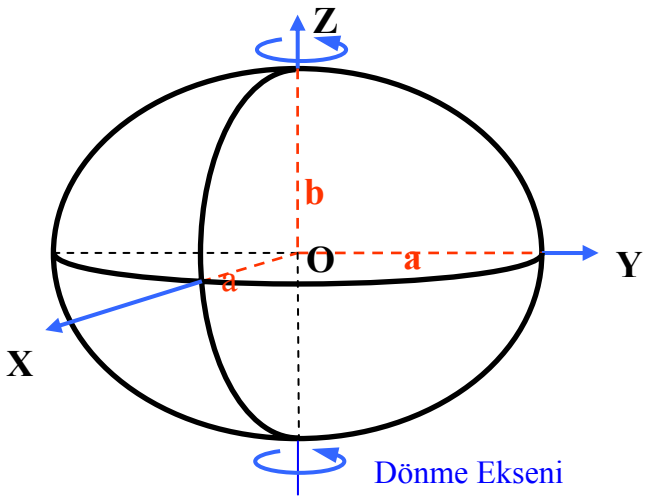
$$dW = -g_1\Delta h_1 = -g_2\Delta h_2 \tag{2.3}$$

bulunur ve Şekil 2.1'de görüldüğü üzere g'ler birbirine eşit olmadıklarından Δh'ların da farklı olacakları anlaşılır.



Şekil 2.1 Farklı Δh'lara sahip nivo yüzeyleri

Büyük bölgelerdeki jeodezik çalışmalar için jeoit yerine dönel elipsoitten yararlanılır. Üzerinde jeodezik hesapların yapılacağı dönel elipsoide, Helmert; "Referans Elipsoidi" adını vermektedir. Elipsin küçük ekseni (kutuplar ekseni) etrafında dönmesiyle meydana gelen dönel elipsoit Şekil 2.2'de gösterilmiştir.



Şekil 2.2 Dönel elipsoit

Elipsin ve dolayısıyla elipsoidin belirtilebilmesi için elipsin eksen büyüklüklerinin bilinmesi gerekir. Referans elipsoidinin dönme ekseni ile dünyanın dönme ekseni genellikle çakışmazlar. Ancak bunların paralel olmaları gerekir. Elipsoidin a ve b değerlerinin bulunması, dünya ölçmesinin önemli bir konusudur. Dünya elipsoidini belirlemek üzere çeşitli ölçü ve hesaplama yöntemleri kullanılarak a ve b yarı eksen uzunlukları bulunmuştur.

Çizelge 2.1'de bunlardan bazılarının a yarı eksen uzunlukları ile basıklık değerleri verilmiştir.

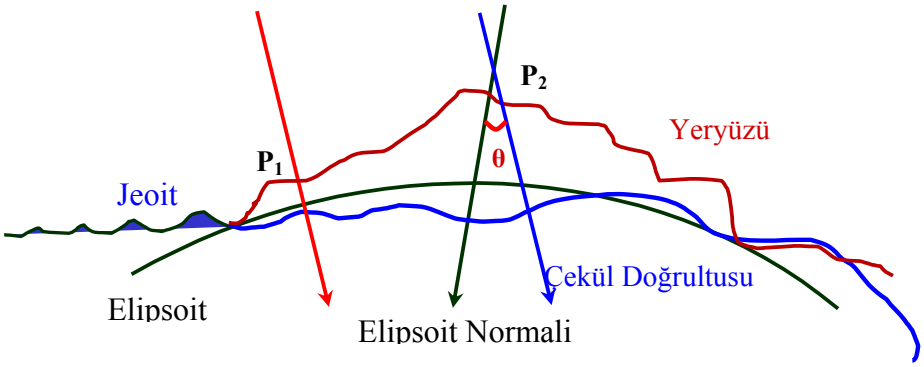
Çizelge 2.1 Referans Elipsoitlerinin a yarı eksen uzunlukları ile basıklık değerleri

Referans Elipsoiti	**a**	**Basıklık** $\left(f = \frac{a-b}{a}\right)$
Clarke 1866	6378206.4	294.9786982
International	6378388.0	297.0
GRS 1980	6378137.0	298.257222101
WGS-84	6378137.0	298.257223563

Dönel elipsoit yeryüzünü yaklaşık olarak belirtir. Elipsoidin normalleri ile çekül doğrultuları çakışmazlar. Bunlar arasındaki açılara çekül sapması (θ) denir.

Çekül sapmaları, elipsoit eksenleri a, b' ye, başlangıç noktasının enlem ve boylamı ile semtine göre değişir. Bu nedenle elde edilen çekül sapmalarına bağıl çekül sapmaları denir.

Referans elipsoidi çeşitli şekilde seçilebilir. Başlangıçta her ülkenin yaptığı iş, koordinat başlangıç noktasında elipsoit normali ile çekül doğrultusunu çakıştırmaktır. Bu ise o noktada, astronomik olarak elde edilen enlem, boylam ve semt değerlerinin jeodezik değerlerle eşit almakla sağlanır. Şekil 2.3 'de yeryüzü, jeoit ve kullanılan elipsoit gösterilmiştir.

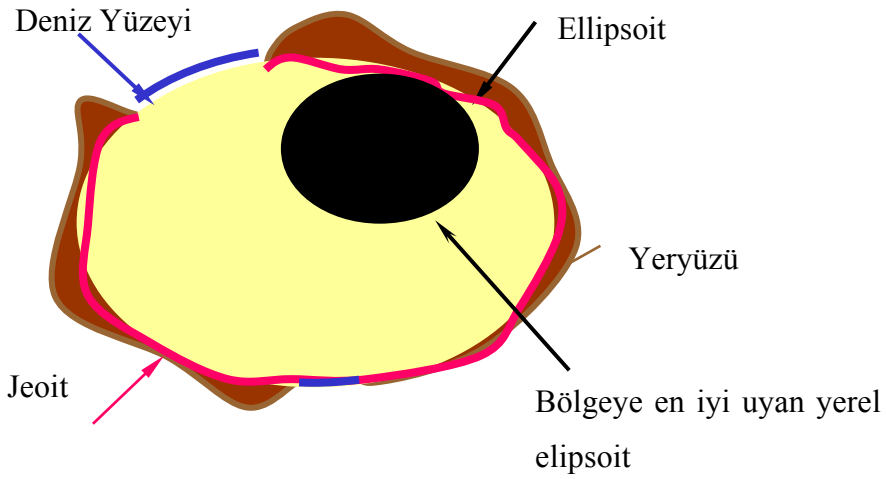


Şekil 2.3 Yeryüzü, jeoit ve kullanılan elipsoit

Pı noktasında çekül doğrultusu ile elipsoit normali çakışık olduğu için çekül sapması sıfırdır. P_2 noktasında ise θ çekül sapması görülmektedir.

Başlangıçta seçilen referans elipsoidinin, gerek parametrelerini gerekse konumunu değiştirerek, daha uygun elipsoidlerin bulunması, dünya ölçmesinin temel problemidir. Bu nedenle, bir bölgeye en iyi uyan elipsoit ve ortalama dünya elipsoidi kavramları ortaya çıkmaktadır. Ortalama dünya elipsoidi, dünyayı hacmen en iyi belirten elipsoittir (Şekil 2.4).

Kullanılacak elipsoidin a ve b yarı eksen uzunluklarının bulunmasında önceleri meridyen yaylarından yararlanılmıştır. Daha sonraları paralel daire yaylarının da kullanıldığı görülmüştür. İzlenen yöntemlere a ve b'nin bir eğri yardımıyla hesaplama yöntemleri denebilir. Çeşitli meridyen ölçmelerinin çok farklı sonuçlar vermesi üzerine "yüzeysel yöntemler" uygulanmıştır. Yüzeysel yöntemler uygulanırken "jeoit yüksekliklerinin kareleri toplamı veya çekül sapmaları kareleri toplamının en küçük olması" gibi çeşitli kabuller yapılabilir (Yerci 2003).



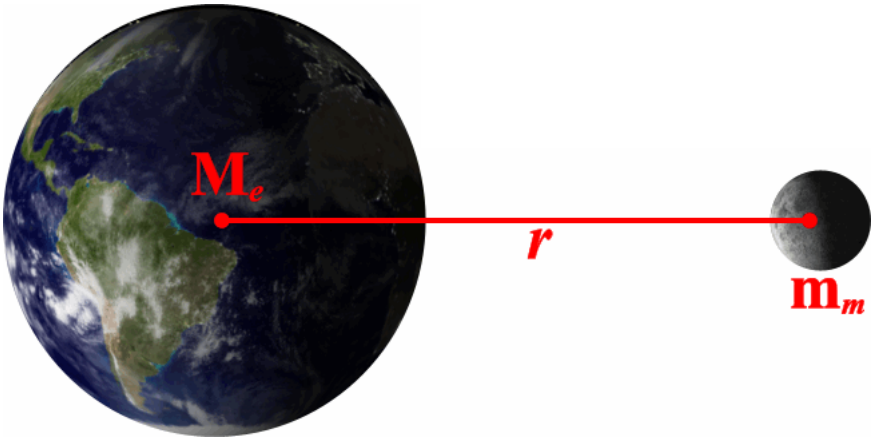
Şekil 2.4 Ortalama dünya elipsoidi

Gravimetrik ölçmelerin denizlerde de yapılması olanaklarının ortaya çıkmasından sonra dünyanın sadece karaların yüzeyine göre çalışılması zorunluluğu kalmamıştır. Böylece dünyanın bir cisim olarak ele alınması ve seçilecek elipsoidin dünyayı en iyi şekilde belirtmesi koşulları belirlenebilmiştir. Seçilen elipsoit

yataydaki konumun saptanmasında kullanılır. Yükseklikllerin belirtilmesinde ise jeoit yüzeyinden yararlanılır (Kurt 1998). Bu durumda yatay ölçmeler ile yükseklik ölçmelerinin başlangıç (referans) yüzeylerinin farklı oldukları görülmektedir.

2.2. Yer Yuvarı Gravite Alanı

Newton'un çekim kanununa göre evrendeki bütün cisimler, büyüklüğü, bileşimi ve aralarındaki uzaklık ne olursa olsun birbirlerini çekerler. Herhangi iki cisim arasındaki bu çekim kuvveti onların kütleleri ile doğru orantılı, aralarındaki uzaklığın karesi ile de ters orantılı olup "gravitasyon" diye adlandırılır. Bu, evrendeki temel kuvvetlerden biridir. Şekil 2.5'de görüldüğü üzere aralarındaki uzaklık r olan M_e ve m_m kitleleri,



Şekil 2.5 Gravitasyon kuvveti

$$F_g = G.\frac{M_e\, m_m}{r^2} \tag{2.4}$$

kuvveti ile birbirlerini çekerler. Burada "G" , Henry Cavendish tarafından 1798 tarihinde İngiltere'de burulma terazisi (torsion balance) deneyleri ile bulunan çekim sabiti olup "$6.673\ .10^{-11}\ \ m^3\ \ kg^{-1}\ s^{-2}$" değerindedir.

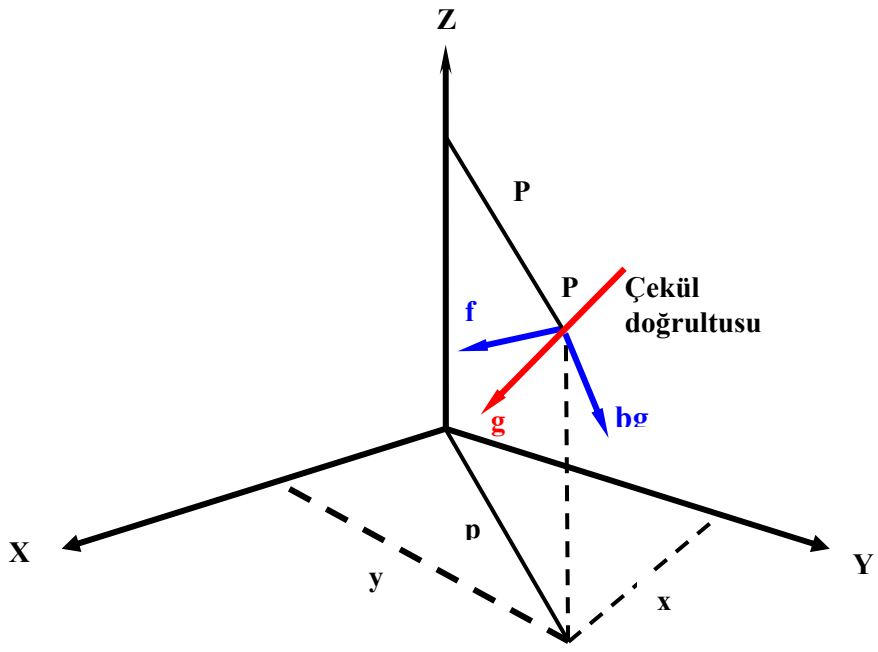
Yeryuvarının kütlesi M, yarıçapı R olarak gösterilirse, yerin birim kütleye uyguladığı çekim kuvveti ise yerçekimi ivmesine eşit olur.

$$F_g = G.\frac{M.m}{R^2} \quad \text{ve} \quad F_g = m.b_g, \qquad m = 1 \qquad \text{den}$$

$$b_g = G.\frac{M}{R^2} \tag{2.5}$$

"Gravitasyon" ve "Gravite" genellikle eş anlamlıymış gibi kullanılmakta ve kullanış biçimi yanlışlığa neden olmaktadır.

Gravite, dünyanın kendi ekseni etrafında ω açısal hızıyla dönmesinin meydana getirdiği merkezkaç kuvveti ile dünyanın kitlesinin oluşturduğu gravitasyon kuvvetinin bileşkesi olan kuvvettir. Bu yön çekül doğrultusundadır.



Şekil 2.6 $\vec{g}$ gravite kuvveti ve bileşenleri

b_g : Kitle çekim (gravitasyon) kuvveti.

f : Merkezkaç kuvvet.

g : Gravite kuvveti.

Yeryüzünde duran bir cisme etki eden kuvvet, kitlesel çekim kuvveti ile yer

yuvarının kendi ekseni etrafında dönmesi ile oluşan merkezkaç kuvvetin bileşkesidir.

Başlangıcı yer yuvarının ağırlık merkezinde olan ve Z ekseni yine yer yuvarının ortalama dönme ekseni ile çakışan bir dik koordinat sistemi alınıp, X ve Y eksenleri bir sağ el sistemi oluşturacak biçimde seçildiği varsayılır. Zorunlu olmamakla beraber uyum sağlamak için X ekseni ortalama Greenwich astronomik meridyen düzlemine paralel alınabilir.

Bir birim kitle üzerinde merkezkaç kuvvet f, yer yuvarının kendi ekseni etrafında dönüşünün açısal hızı ω ve kitlenin dönme ekseninden uzaklığı,

$$p = \sqrt{x^2 + y^2} \tag{2.6}$$

olmak üzere

$$f = \omega^2 p \tag{2.7}$$

ile bellidir. Bu kuvvete ait $\vec{f}$ vektörü

$$\vec{p} = (x, y, 0) \tag{2.8}$$

vektörü ile aynı doğrultuda olup

$$\vec{f} = (\omega^2 x, \omega^2 y, 0) \tag{2.9}$$

şeklindedir. Merkezkaç kuvvet aynı zamanda

$$\Phi = \frac{1}{2}\omega^2 (x^2 + y^2) \tag{2.10}$$

şeklindeki bir potansiyelden de türetilebilir :

$$\vec{f} = \text{grad}\Phi \equiv \left(\frac{\partial \Phi}{\partial x}, \frac{\partial \Phi}{\partial y}, \frac{\partial \Phi}{\partial z} \right) \tag{2.11}$$

(2.10) ve (2.11) eşitliklerinden (2.9) elde edilir.

Çekim kuvveti ile merkezkaç kuvvetin bileşkesi olan toplam kuvvete gravite denir. Gravitenin W potansiyeli, çekim kuvvetinin V potansiyeli ile merkezkaç kuvvetin Φ potansiyelin toplamına eşittir.Yani,

$$W = W(x,y,z) = V + \Phi = k\iiint_v \frac{\rho}{\ell} dv + \frac{1}{2}\omega^2(x^2 + y^2) \tag{2.12}$$

olup integral tüm yer yuvarını kapsamaktadır. Merkezkaç potansiyelinin laplasiyeni,

$$\Delta\Phi = \frac{\partial^2\Phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2\Phi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2\Phi}{\partial z^2} = 2\omega^2 \tag{2.13}$$

olduğuna göre; gravite potansiyelinin laplasiyeni, tüm uzay için,

$$\Delta W = -4\pi k\rho + 2\omega^2 \tag{2.14}$$

olan genelleştirilmiş Poisson denklemi elde edilir. Φ bir analitik fonksiyon olduğundan W potansiyeline ait kesiklikler V' ye aittir. Bazı ikinci türevler yoğunluğun kesikli olduğu yerlerde sıçramalara sahiptirler. W'nin gradyen vektörü,

$$\vec{g} = \text{grad}W = \left(\frac{\partial W}{\partial x}, \frac{\partial W}{\partial y}, \frac{\partial W}{\partial z}\right) \tag{2.15}$$

olup,

$$g_x = \frac{\partial W}{\partial x} = -k\iiint_v \frac{x - x'}{\ell^3}\rho dv + \omega^2 x \tag{2.16}$$

$$g_y = \frac{\partial W}{\partial y} = -k\iiint_v \frac{y - y'}{\ell^3}\rho dv + \omega^2 y \tag{2.17}$$

$$g_z = \frac{\partial W}{\partial z} = -k\iiint_v \frac{z - z'}{\ell^3}\rho dv + \omega^2 z \tag{2.18}$$

bileşenleriyle gravite vektörü adını alır. Bir vektör olarak büyüklüğü ve doğrultusu vardır (Heiskanen ve Moritz 1967).

Boyutu bir ivmenin fiziksel boyutu olup Gal ile ölçülür. Bu birime verilen ad Galileo Galilei'nin adından gelmektedir. g'nin sayısal değeri yaklaşık olarak ekvatorda 978 Gal kutuplarda 983 Gal'dir. Jeodezide daha uygun olarak miligal kullanılır (1 mGal=10^{-3} gal).

W potansiyelinin sabit olduğu,

$$W(x,y,z)=W_o=\text{Sabit} \tag{2.19}$$

yüzeylere eş potansiyelli yüzeyler ya da nivo yüzeyleri denir.

W=W(x,y,z) gravite potansiyelinin türevinin alınmasıyla

$$dW = \frac{\partial W}{\partial x}dx + \frac{\partial W}{\partial y}dy + \frac{\partial W}{\partial z}dz$$

bulunur. Vektör gösterimde bu, skalar çarpım kullanılarak,

$$dW = \text{grad}W \;\; \overrightarrow{dx} = \vec{g} \;\; \overrightarrow{dx} \tag{2.20}$$

şeklinde gösterilir. Burada

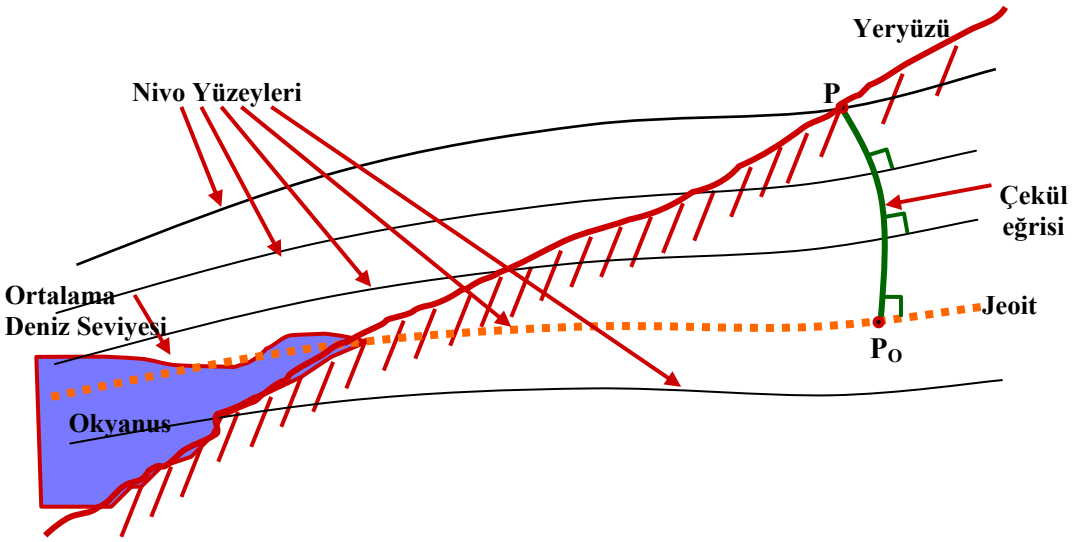
$$\overrightarrow{dx} = (dx, dy, dz) \tag{2.21}$$

ile belirlidir.

Eğer dx vektörü $W=W_o$ eşpotansiyeli yüzey boyunca alınırsa potansiyel sabit kalır ve dW=0 olur ve (2.20),

$$\vec{g} \;\; \overrightarrow{dx} = 0 \tag{2.22}$$

şekline girer. Eğer iki vektörün skalar çarpımı sıfıra eşitse, bu vektörler birbirinin normalidirler. Dolayısıyla bu eşitlik, gravite vektörünün aynı noktadan geçen eşpotansiyelli yüzeye dik olduğunu ifade eder (Şekil 2.7).



Şekil 2.7 Nivo yüzeyleri ve çekül eğrileri (Roman 2007)

Eşpotansiyelli yüzeyler birbirini kesmeyen, birbirlerine paralel olmayan yüzeyler olduğundan çekül doğrultuları gerçekte doğru değil uzay eğrileridir. Bunlara kuvvet çizgileri ya da çekül eğrileri denir.

Bir noktanın deniz yüzeyinden olan yüksekliği, jeoitden başlayarak çekül eğrisi boyunca ölçülür. Eğer $\overrightarrow{dx}$ vektörü çekül eğrisi boyunca alınırsa bunun boyu,

$$\left| \overrightarrow{dx} \right| = dH$$

ve doğrultusu da $\vec{g}$ gravite vektörünün ters yönü yukarıya doğru olacaktır. Böylece $\overrightarrow{dx}$ ile $\vec{g}$ arasındaki açı 180^o olur. Skalar çarpım tanımına göre,

$$\vec{g}.\overrightarrow{dx} = g.dH.\cos(\vec{g},\overrightarrow{dx}) = gdH\cos 180^o = -gdH$$

olduğundan, (2.20) eşitliği

$$dW = -g\,dH \qquad (2.23)$$

şeklini alır.

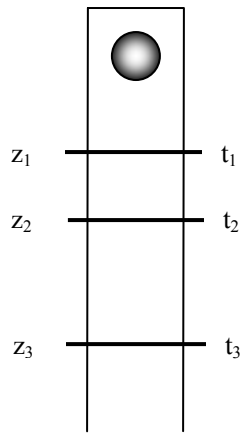
Yeryüzündeki bir noktanın jeoitden olan yüksekliği ile W potansiyeli arasındaki ilişkiyi kuran bu eşitlik yükseklik belirlemesi kuramı için temel olacaktır.

2.2.1. Yer yuvarı gravite alanı ölçme yöntemleri

Yer yuvarının gravite alanı, mutlak ve bağıl gravite yersel ölçme yöntemleri ve CHAMP (**CH**Allenging **M**ini-satellite **P**ayload for geophysical research and application), GRACE (**G**ravity **R**ecovery **A**nd **C**limate **E**xperiment) ve GOCE (**G**ravity field and steady-state **O**cean **C**irculation **E**xplorer) gibi uydular yardımıyla uzaysal yöntemlerle belirlenmektedir.

Mutlak gravite ölçümü, yerçekimi kuvvetinin etkisiyle düşey yönde hareket eden bir objenin zamana göre konum değişiminin ölçümü olarak tanımlanabilir.

Mutlak gravite değeri, adından da anlaşılacağı gibi gravite ölçmesi yapılan yerde doğrudan elde edilen gravite değeridir. Gravite değerinin belirlenebilmesi için bir cismin boşlukta en az üç konumda, zaman ve konum ölçmesinin yapılması gerekir (Şekil 2.8).



Şekil 2.8 Serbest düşme şeması

Üç düşme yol uzunluğu (z_i) 0.2 nm ve süreler (t_i) 0.1 ns doğrulukla ölçülür ve gravite değeri aşağıdaki formülle elde edilir (Gerstenecker ve Demirel 2005).

$$g = 2\frac{(z_3 - z_1)(t_2 - t_1) - (z_2 - z_1)(t_3 - t_1)}{(t_3 - t_1)(t_2 - t_1)(t_3 - t_2)} \tag{2.24}$$

Günümüzde yapılan gravite ölçmelerinde, Almanya'nın Potsdam şehrinde Jeodezi Enstitüsündeki istasyon noktasında belirlenen ve Uluslararası Gravite Komisyonunca kabul edilen mutlak gravite değeri referans olarak alınır.

Coğrafi koordinatları,

$\varphi_{Potsdam} = 52^o\ 22'\ 51.6"$

$\lambda_{Potsdam} = 13^o\ 04'\ 03.6"$

ve yüksekliği,

$H_{Potsdam} = 87$ m.

olan Potsdam'daki datum değeri,

$g = 981.274 \pm 0.003$ Gal .

dir .

Şekil (2.9)'de ölçme laboratuvarları için geliştirilmiş FG5 mutlak gravite aleti görülmektedir.



Şekil 2.9 FG5 mutlak gravite aleti

Mutlak gravite ölçerlerle gravite ölçümü hem zaman alıcı ve ekonomik olmayan hem de her koşulda mümkün olmayan ölçü yöntemidir. Bu nedenle, daha hızlı, pratik, ucuz, uygulanması kolay olan ve mutlak gravite ölçerlere yakın ölçme duyarlığı sağlayan bağıl gravite ölçerlerin uygulama alanı genişlemiştir. Bağıl gravite ölçerler referans alınan bir noktanın mutlak gravite değeri belirliyken başka bir noktanın gravite değerinin belirlenmesinde ya da iki nokta arasındaki gravite farkının belirlenmesinde kullanılmaktadır.

Bağıl gravite ölçerlerde genellikle yerin çekim kuvvetinin etkisi altındaki bir test kütlesini denge konumunda tutmak için bir tepki kuvveti kullanılmakta olup, bu tepkinin ölçülerek gravite değerine dönüştürülmesi ile ölçme sistemi oluşturulmaktadır. Tepkime kuvveti olarak, davranış ve özellikleri bilinen elastik yaylar kullanılmaktadır. Burada sözü edilen tepkime kuvvetini gravite değerine dönüştürme işlemi ile yayın öngörülmeyen davranış sapmalarından dolayı ortaya çıkan sorunların çözümü bağıl gravite ölçerlerde yeni gelişme yolları açmaktadır.

Günümüzde yüksek doğruluk, duyarlılık ve hız sağlayan yaylı gravite ölçerler kullanılmaktadır. Başlıcaları; Şekil 2.10'da görülmekte olan LaCoste & Romberg ve SCINTREX firmalarınca üretilenlerdir .

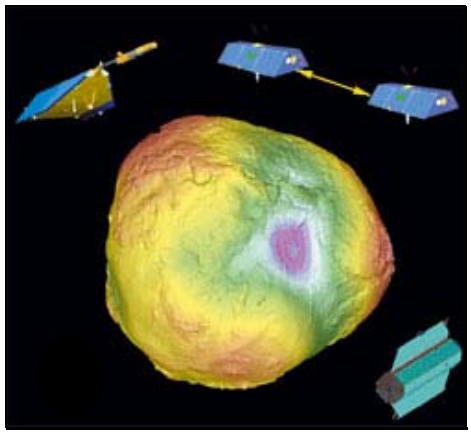


Şekil 2 .10 LaCoste&Romberg G model ve SCINTREX CG-3 gravite ölçerler

La Coste & Romberg Gravimetresi, atmosferik basınçlardan, dâhili basıncı yok edecek ve manyetik tesirlerden etkilenmeyecek şekilde imal edilmiştir. Alet, taşıma kutusu ve aküsü ile beraber 10 kg. olup, tesviye sehpası ile toplam ağırlığı 15 kg. kadar tutar. 7000 mGal üzerinde çalışma aralığı, ±0.01 mGal okuma duyarlılığına sahiptir.

Scintrex CG-3, tekrar başlatmadan 7000 mGal üzerinde ölçüm aralığına sahip ve okuma duyarlılığı ±0.005 mGal olan mikro işlemci tabanlı otomatik gravite ölçerdir. Boyutları 240x310x320 mm, bataryası ile birlikte 11 kg. ağırlığındadır.

CHAMP, GRACE ve GOCE yer yuvarının gravite alanının belirlenmesinde kullanılacak yakın yer uydularıdır. Uyduların görevi, jeodezik ve jeodinamik amaçlar için yeryuvarı sisteminin global olarak izlenmesine izin verecek doğrulukta gravite alanı bilgisi sağlamaktır. Tasarım, yörünge, ölçme ve değerlendirme teknikleri gibi bu uydulara özgü nitelikler, gravite alanı belirlemeye yeni yaklaşımlar getirmektedir.



Şekil 2.11 CHAMP, GRACE ve GOCE uyduları

Yürütücülüğünü Potsdam'daki Yer Araştırmaları Merkezi'nin yaptığı CHAMP, gravite alanı belirlemeye yönelik olarak gerçekleştirilmiş ilk uydu programı olma özelliğini taşımaktadır. Maddi desteği Almanya Eğitim ve Araştırma Bakanlığı ve Alman Uzay Araştırmaları Merkezi tarafından sağlanan proje kapsamında, gravite alanı ile birlikte manyetik ve atmosferik araştırmalar da gerçekleştirilmektedir.

Sahip olduğu yapısıyla CHAMP, gravite alanının uzun-dalga boylu bileşenlerinin belirlenmesine yeni boyut kazandırmıştır. Çok sayıda uydu ve milyonlarca gözlemden üretilen GRIM5-S1 ve EGM96S modelleriyle karşılaştırıldığında, birkaç aylık CHAMP yörünge izleme verileriyle belirlenen gravite alanı çözünürlüğünün daha yüksek olduğu görülmektedir. EIGEN-2 olarak adlandırılan modelin çözünürlüğü 550 km'dir (yarı-dalga boyu). Bu çözünürlükteki doğruluk, jeoit yüksekliği ve gravite anomalisi için sırasıyla 10 cm ve 0.5 mGal'dir

GRACE misyonu aynı yörüngede birbirini izleyen ve aralarındaki uzaklık değişimini gözleyen ikiz uydu (SST-ll) modunda çalışmaktadır. 17 Mart 2002'de fırlatılan GRACE uydularının görevi, 400-40000 km arasında değişen çözünürlükte

global gravite alanın haritasını çıkarmak ve beş yıllık görev süresince bu alanın değişimlerini gözlemektir. CHAMP'in devamı niteliğindeki GRACE misyonu, Amerikan Ulusal Havacılık ve Uzay Araştırmaları Merkezi ve Alman Uzay Araştırmaları Merkezi iş birliğinin bir ürünüdür. Proje sorumluluğu Texas Üniversitesi Uzay Araştırmaları Merkezi üstlenmiştir.

2007 yılında fırlatılması öngörülen GOCE, yeryuvarının gravite alanının belirlenmesi amacıyla hazırlanmış üçüncü uydu programıdır. GOCE misyonu, Avrupa Uzay Ajansı'nın Yaşayan Gezegen Programı'nın ilk çekirdek projesidir.

Proje ile uydunun taşıdıkları nitelikler ve değerlendirme tekniğinde bazı ilklere imza atılacaktır :

- Uydu çok düşük bir yörünge yüksekliğine sahip olacaktır (250 km),
- Gravite alanını modellendirmede, yörünge verileriyle birlikte ilk kez gradyometre ile ölçülen yüksek doğruluklu gravite tensör verileri de kullanılacaktır (gradyometre üç ana eksen üzerinde birbirinden 0.50 m aralıklarla yerleştirilmiş altı ivme ölçerden oluşmaktadır),
- Hava sürtünmesi, dengeleyici roketlerle doğrudan düzeltilecek,
- Görev süresi çok kısa olacak (yaklaşık 20 ay),
- Termal etkiyi düzenli tutmak ve enerji desteğini sağlamak için uydu, sürekli güneşi görecek şekilde ve ona karşı yönü değişmeyen bir yörüngede uçacaktır (Üstün 2006).

2.2.2. Gravitenin yeryüzündeki değişimleri ile ilgili düzeltmeler

Arazide yapılan gravimetrik ölçüler, kullanılan ölçme donatımına ve ölçme yöntemine bağlı olarak ya ölçme yapılan noktadaki mutlak gravite değerini ya da noktalar arasındaki gravite farkını verir. Elde edilen bu gravite farkları içerisinde yerin jeolojik yapısıyla ilgili olmayan bir takım etkiler bulunmaktadır. Daha çok yeryüzünün biçimi ile ilgili olan bu ölçülerin hesaplanıp ölçme değerlerinin düzeltilmesi gerekmektedir. Yani, yeryüzünde (açık havada), deniz seviyesinden farklı yüksekliklerde ve farklı enlemlere sahip yerlerde yapılan gravite ölçmeleri aynı seviyeye indirilmedikçe bir arada hesaba sokulması imkansızdır. Bu seviye datum yüzeyidir. Yapılan işleme gravite değerinin indirgenmesi denir. Sonuç olarak, gravite

ölçme değerlerine bir takım düzeltmeler getirilerek bu indirgeme işlemi gerçekleştirilir. Gerçekte jeoit haricinde bulunan kütlelerin etkileri ve bunların iyileştirilmesi hakkında birçok hipotez ve uygulama bulunmasına rağmen en yaygın olarak aşağıdaki düzeltmeler kullanılmaktadır (Erden 1979).

1. Enlem etkisi düzeltmesi.
2. Yükseklik etkisi düzeltmesi.
    a. Serbest hava etkisi düzeltmesi.
    b. Bouger etkisi düzeltmesi.
3. Topoğrafik etki düzeltmesi.
4. İzostatik düzeltme.
5. Atmosfer etkisi ve düzeltmesi.
6. Gel-git etkisi ve düzeltmesi.

2.2.2.1. Enlem etkisi ve düzeltmesi

Yer yuvarının kutuplardaki yarıçapının ekvatordaki yarıçaptan küçük olması yani yer kürenin kutuplarda basık ekvatorda şişkin olmasından dolayı gravitenin ekvatordaki değeri kutuplardaki değerinden daha küçüktür. Merkezkaç kuvvet kutuplara gidildikçe azaldığı için gravite değeri enlem değeri ile birlikte artmaktadır. Şu halde ekvatordan kutuplara doğru bir gravite değişimi söz konusudur. Kutuplara doğru artan bu gravite değeri yaklaşık 5200 mGal'dir.

Bir noktada gravite ölçmesi yapıldıktan sonra getirilecek enlem düzeltmesi δg_E,

$$\delta g_E = 0.8122 \quad \sin 2\varphi \ \text{(mGal)} \tag{2.25}$$

dir. Bu formülde φ, ölçme yapılan yerin enlemidir.

Türkiye enlemleri arasında gravite değerine etki eden enlem düzeltme miktarı yaklaşık kilometrede 0.8 mGal' dir. 10 m'de 0.008 mGal yani kabaca 0.01 mGal'dir. Örneğin, La Coste & Romberg gravite aletinin ölçme duyarlılığı ∓ 0.01 mGal olduğuna göre düzeltmelerde yapılacak hata km'de 10 m'den fazla olmamalıdır (Erden 1979).

2.2.2.2. Yükseklik etkisi ve düzeltmesi

Gravite ölçmeleri yapılan noktaların farklı yüksekliklerde olmasından dolayı ölçmeler arasında bir farklılık olur. Bunun için gravite ölçülerinin datum adı verdiğimiz yüzeye indirgenmeleri gerekir. Böylece bütün ölçmeler eş yükseklikte yapılmış olur. Her ölçme değerine datumdan olan yükseklik farkı ile orantılı bir düzeltme yapılır. Bu düzeltmeye yükseklik düzeltmesi (δg_Y) adı verilir.

Yükseklik düzeltmesi, serbest hava düzeltmesi δg_{SH} ve Bouguer düzeltmesinin (δg_B) toplamından oluşmaktadır.

$$\delta g_Y = \delta g_{SH} + \delta g_B \tag{2.26}$$

$$\delta g_Y = 0.3086H - 0.04191\rho H \text{ mGal} \tag{2.27}$$

H : Jeoit yüzeyinden yükseklik (m)

ρ : Yerkabuğu yoğunluğu (2.67 gr/cm^3)

ρ değeri (2.27)'de yerine konulursa yükseklik düzeltmesi (δg_Y),

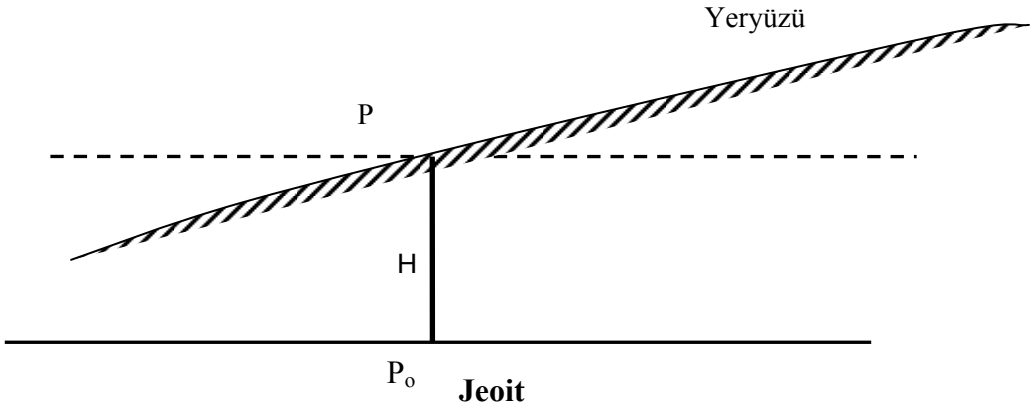
$$\delta g_Y = 0.1967H \text{ mGal} \tag{2.28}$$

dir (Erden 1979).

Yükseklik düzeltmesinin'nin işareti jeoit yüzeyinden yukarıdaki noktalar için pozitif (+) işaretli, aşağıdaki noktalar için negatif (-) işaretli olmalıdır.

2.2.2.3. Serbest hava etkisi ve düzeltmesi

Kutuplardan ekvatora doğru gidildikçe gravite değerinde azalma olduğu gibi, jeoit yüzeyinden yukarı doğru yükseldikçe gravite değerinde bir azalma olur. Şekil 2.12'de görüldüğü üzere jeoit yüzeyinde P_o noktasında teorik gravite g_o ve H yüksekliğindeki P noktasında g ise bu iki seviyedeki gravite değerlerinin farkı "serbest hava etkisi"ni verir.



Şekil 2.12 Serbest Hava Düzeltmesi

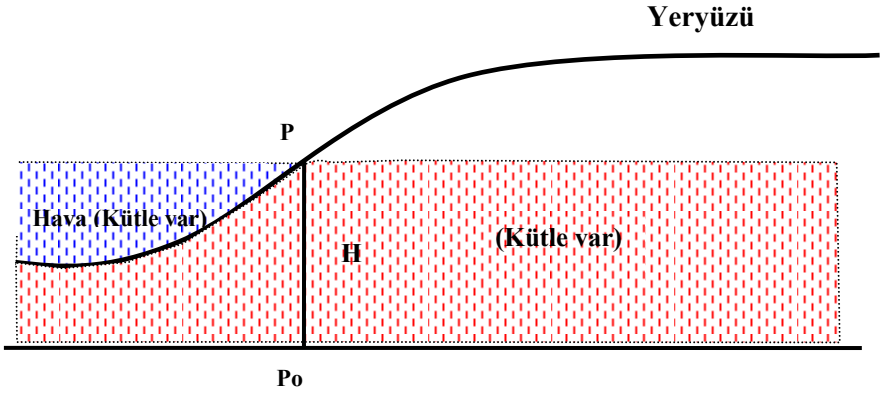
Serbest hava düzeltmesi ölçme yapılan noktadaki gravite değerine eklenir.

$$\delta g_{SH} = 0.3086\ H\ (mGal) \tag{2.29}$$

$$g_o = g + 0.3086\ H \tag{2.30}$$

Burada H metre cinsindendir. Burada göz önünde tutulması gereken bir husus da ölçme yapılan nokta ile jeoit arasında hiçbir kütle yokmuş varsayımının yapılmış olmasıdır.

2.2.2.4. Bouguer etkisi ve düzeltmesi



Şekil 2.13 Bouguer Düzeltmesi

Şekil (2.13)'de görüldüğü gibi P_h noktasında ölçülen gravite değerini jeoit yüzeyine indirgemek için serbest hava düzeltmesinden ayrı bir konuyu daha gözönüne almak gerekir. Bu ölçme değerine etki eden, P_h noktasından geçen nivo yüzeyi ile jeoit yüzeyi arasındaki ρ yoğunluklu kitledir. Bouguer düzeltmesi,

$$\delta g_B = 0.04191 \rho H \quad \text{(mGal)} \tag{2.31}$$

olur.

Bouguer düzeltmesindeki ρ değeri genellikle ölçme yapılan bölgede kabul edilen ortalama bir yoğunluk değeridir. Arazi parçaları için $2.0 \le \rho \le 2.67$ gr/cm^3 tür.

P_h noktasının altındaki kütle, ölçme değerini artırdığı için Bouguer düzeltmesi ölçme değerinden çıkarılır. (2.31) ile bulunan Bouguer düzeltmesi, ölçme yapılan nokta altındaki kitlenin düz bir tabaka olduğu varsayımı ile ölçme değerinden çıkarılır. Ölçme yapılan noktanın altındaki kitlenin küresel olduğu varsayılırsa, Bouguer düzeltmesi ölçme değerine eklenir. Fakat bu son durum (varsayım) göz önünde tutulacaksa Bouguer düzeltmesi iki katına çıkar.

$$\delta g_B = 0.08382 \rho H \ \text{(mGal)} \tag{2.32}$$

olur.

Jeodezik amaçlı gravimetri çalışmaları için yer küreselliğin göz önünde bulundurulması gerekir.

Serbest hava ve Bouguer düzeltmeleri ölçme yapılan noktanın yüksekliği ile ilgilidir. Bu yüzden iki düzeltme bir arada düşünülür ve bunların toplamı yükseklik düzeltmesini oluşturur.

(2.27)'den elde edilen yükseklik düzeltmesi yaklaşık metrede 0.2 mGal'dir. 5 cm'lik yükseklik farkı, düzeltmede 0.01 mGal'lik bir değişmeye yol açar. Örneğin, LaCoste & Romberg gravimetresinin ölçme duyarlılığı ∓ 0.01 mGal olduğuna göre ölçme yapılan nokta yüksekliğinde yapılacak hata 5 cm'yi geçmemelidir.

2.2.2.5. Topoğrafik etki ve düzeltmesi

Topoğrafik düzeltme, Bouguer düzeltmesinin bir devamıdır. Ölçme yapılan nokta civarındaki arazi parçası düz ve engebesiz ise daha önce açıklanan yükseklik düzeltmesinin getirilmesi yeterlidir. Engebeli araziler için topoğrafik düzeltme miktarı çeşitli ölçekli haritalar için hazırlanmış özel abaklar (diyagramlar) sayesinde bulunabilir. A.Schleusener tarafından hazırlanan abakta yerin küreselliği dikkate alınmıştır. Jeodezik amaçlı çalışmalarda bu abaklar kullanılmaktadır. S.Hammer tarafından hazırlanan abakta ise yerin küreselliği göz önüne alınmamıştır. Yer küreselliğinin önemli olmadığı jeofizik etütlerinde daha çok bu abak kullanılmaktadır. Topoğrafik düzeltme değeri daima ölçme değerine eklenir.

2.2.2.6. İzostatik düzeltme

İzostatik gravite düzeltmesinin amacı yerkabuğunun bir izostatik kurama göre düzenlenmesidir. Topoğrafik kitleler Bouguer indirgemesinde olduğu gibi tamamen ortadan kaldırılmayıp kıtaların altındaki kitle noksanlıklarını doldurmak için jeodin içine kaydırılır. Pratt-Hayford'un izostatik modelinde, kabuk yoğunluğunu özgün ρ değerinden sabit, standart ρ_o değerine getirmek için topoğrafik kitleler denge yüzeyi ile jeoit arasında sıkıştırılır.

Airy-Heiskanen modelinde, yoğunluğu ρ_o=2.67 g/cm3 ten ρ_1=3.27 g/cm3 e getirecek şekilde topoğrafik kitleler kıtaların köklerine doldurulur. Bir başka değişle, topoğrafya kendi dengesiyle birlikte kaldırılır ve sonuçta sabit ρ_o yoğunluklu ve sabit kalınlıklı ideal türdeş bir kabuk ortaya çıkar.

2.2.2.7. Atmosfer etkisi ve düzeltmesi

Topoğrafik düzeltmede olduğu gibi, ölçme noktasından geçen nivo yüzeyinin üzerindeki kitleler gravite ölçme değerini azaltmaktadır. Atmosfer de bir kitle olarak düşünülebileceğinden bu da gravite ölçme değerini azaltacaktır. Öyle ise atmosfer kitlesinin etkisinden dolayı olan düzeltmeyi gravite değerine eklemek gerekir.
Çizelge 2.2'de belirli yükseklikler için bulunan atmosfer düzeltmeleri görülmektedir (Erden 1979).

Çizelge 2.2 Atmosfer düzeltmesinin yükseklikle değişimi

H (metre)	**Atmosfer düzeltmesi (mGal)**
0	0.87
500	0.82
1000	0.77
1500	0.73
2000	0.68
2500	0.64
3000	0.60

Çizelge 2.1'den anlaşılacağı üzere deniz seviyesinde düzeltme en büyük değeri almaktadır. Deniz seviyesinden yukarı doğru çıkıldıkça düzeltme miktarı azalmaktadır. Yaklaşık 35 km yükseklikten sonra atmosfer düzeltmesi sıfır değerini almaktadır (Erden 1979).

2.2.2.8. Gel-Git düzeltmesi

Gravitenin zamana bağlı değişimi büyük ölçüde Ay ve Güneş'in çekim etkisinden kaynaklanır. Çekim etkisi nedeniyle esnek yapıdaki yerkabuğunda ve gravite alanında deformasyon oluşmaktadır.

Konuma bağlı olarak gravitede oluşan bu değişime gel-git etkisi denir. Gel-git düzeltmesi; noktanın konumuna, Ay ve Güneş'in kütleleri ile ölçme anındaki konumlarına bağlı olarak (Demir ve ark.'na (2005) göre),

$$\delta g_G = \delta\,(g_m + g_s) \tag{2.33}$$

$$g_m = \frac{GM_m r_p}{d_m^3}(3\cos^2\theta + 1) + 1.5\frac{GM_m r_p}{d_m^4}(5\cos^3\theta + 3\cos\theta)$$

$$g_s = \frac{GM_s r_p}{d_s^3}(3\cos^2\rho + 1)$$

eşitlikleriyle hesaplanır.

g : Ay'ın çekim etkisi.

g_s : Güneş'in çekim etkisi.

δ : Dünya'nın elastik yapısından kaynaklanan global bir faktör.

G : Newton çekim sabiti.

M_m : Ay'ın kitlesi.

M_s : Güneş'in kitlesi.

d_m : Dünya ile Ay merkezleri arasındaki uzaklık.

d_s : Dünya ile Güneş merkezleri arasındaki uzaklık.

θ : Ay'ın merkezsel zenit açısı.

ρ : Güneş'in merkezsel zenit açısı.

r_p : Noktanın Dünyanın merkezinden olan uzaklığıdır.

3. YERYÜZÜNDEKİ BİR NOKTANIN YÜKSEKLİĞİ

Yeryüzündeki bir noktanın yüksekliğinden, nokta ile başka bir yüzey (genellikle jeoit) arasındaki ilişki (uzaklık) anlaşılır. Bu ilişki fiziksel ya da geometrik bir anlamda tanımlanabileceği gibi başka görüşlere uygun bir biçimde de belirtilebilir. Çekül eğrilerinin yeryüzü noktaları ile jeoit arasında kalan parçalarının yay uzunlukları yüksekliklerin geometrik anlamda bir tanımıdır. Bu tür yüksekliklere ortometrik yükseklik adı verilmektedir. Noktaların ya da noktalardan geçen nivo yüzeylerinin jeoide göre durumları jeoit ile bu yüzeyler arasındaki potansiyel farklar yardımıyla da belirtilebilir. Bu farklar kilogalmetre biriminde gösterilirse jeopotansiyel sayılar elde edilir. Potansiyel farklar uygun biçimde seçilen sabit bir gravite değerine (genellikle γ_{45}) bölünürse metre biriminde ve ortometrik yükseklikler ile karşılaştırılabilir büyüklükte dinamik yükseklikler elde edilir. Jeopotansiyel sayılar ve onlardan belli bir oranda sapan dinamik yükseklikler fiziksel nitelikte büyüklükler olup bilimsel araştırmalar, büyük ağ dengelemeleri v.b. için uygun sistemlerdir. Nivelman ve gravite ölçüleri yardımıyla bir varsayıma gerek olmadan hesaplanabilirler. Ortometrik yüksekliklerin sadece yaklaşık değerleri elde edilebilmektedir. Uygulamanın gereksinmelerinden kaynaklanan başka yükseklik sistemleri için asıl tipi ortometrik yükseklikler oluşturmaktadır. Fiziksel ve geometrik bir anlamı olmayan, belli varsayımlara göre belirlenen bu tür yüksekliklere pratik yükseklikler denir. Bu sistemlerden her biri için jeoitden az ya da çok sapan, fiziksel olarak tanımlanamayan değişik sıfır yüzeyleri (kuasi jeoitler) geçerlidir.

Teori ve pratiğin gereksinimleri açısından büyük önem taşıyan ve genellikle sadece pratik yükseklikler arasında sayılan başka bir yükseklik türü de Molodenski'nin kuasi jeoit yükseklikleri normal yüksekliklerdir. Bunlar da jeopotansiyel kotlar gibi bir varsayıma dayanmadan hesaplanabilmektedir.

Normal ortometrik yükseklikler, gravite değerlerini ölçmenin olanaksız ya da güç olduğu zamanlarda birçok ülke tarafından pratik yükseklikler olarak kullanmıştır.

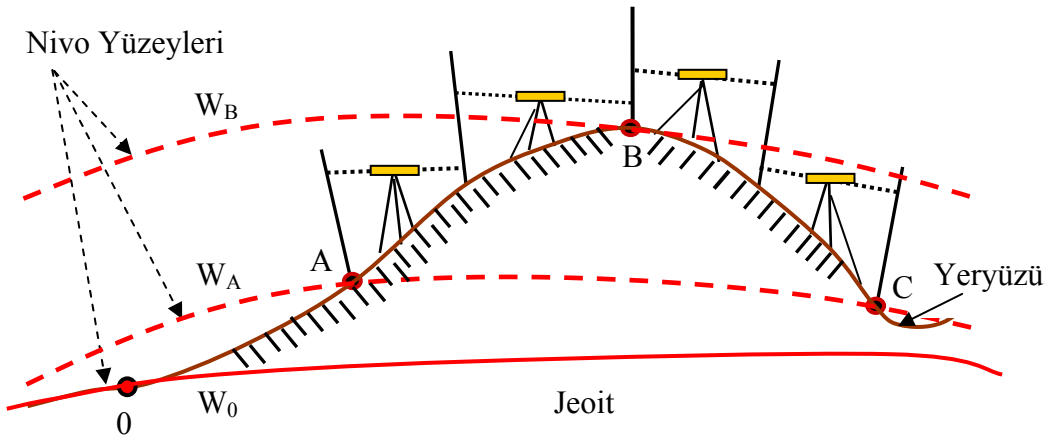
" Türkiye'de 25.500 civarında nivelman noktası vardır. Bunların %95'den fazlasında bizzat gravite ölçülmüştür. Gerçek gravite değeri bilinmektedir. O nedenle Helmert ortometrik yüksekliğin seçilmesinin temel nedenlerinden birisi budur. (Demir 2005). "

3.1. Yeryüzündeki Bir Noktanın Jeopotansiyel Sayısı

Bir B noktasından geçen nivo yüzeyinin W_B potansiyeli ile jeoidin W_0 potansiyeli arasında kilogalmetre biriminde verilen potansiyel farka o noktanın jeopotansiyel sayısı denir. Yeryüzü ile jeoidin bir kesişme noktası "O" ise bir B noktasının jeopotansiyel sayısı C_B için tanıma uygun biçimde,

$$C_B = W_0 - W_B = -\int_O^B dW = \int_O^B gdh \qquad (3.1)$$

eşitliği yazılabilir (Şekil 3.1).



Şekil 3.1 Jeoit ile jeopotansiyel sayı ilişkisi

Buna göre jeoidin jeopotansiyel sayısı sıfıra eşittir ve nivo yüzeylerinden her birine jeopotansiyel sayıların yalnız bir tek değeri karşılık gelir. Jeopotansiyel sayılar, ölçülen yükseklik farkları ve gravite değerleri yardımıyla doğruya yakın bir incelikte hesaplanabilmektedir. Yükseklik farkı Δh ve bunu sınırlayan iki noktada

ölçülen gravite değerleri ortalaması G_o ise jeopotansiyel sayı C_B, (3.1)'den

$$C_B = \sum_0^B G_o dh \tag{3.2}$$

bulunur. A ve B noktalarının jeopotansiyel sayıları arasındaki fark, (3.1)'den

$$C_B - C_A = \Delta C_{AB} = W_A - W_B = \int_A^B g dh \approx \sum_A^B G_o \Delta h \tag{3.3}$$

elde edilir. Jeopotansiyel sayısı bilinen bir noktadan ya da mareograf istasyonundan başlanarak tüm noktaların jeopotansiyel sayıları, jeopotansiyel sayı farkları yardımıyla,

$$C_B = C_A + \Delta C_{AB} = C_A + \sum_A^B G_o \Delta h \tag{3.4}$$

bulunur.

Uluslararası Jeodezi Komisyonu tarafından 1955 yılında yapılan toplantıda, Avrupa nivelman ağı için jeopotansiyel sayıların, Potsdam sistemine dayalı olarak kgalmetre biriminde (geo-potential units, g.p.u.) hesaplanması kararlaştırıldı.

3.2. Yükseklik Sistemleri

C jeopotansiyel sayı ve G_o ortalama gravite yardımıyla yükseklik sistemleri,

$$\text{Yükseklik} = \frac{C}{G_o} \tag{3.5}$$

genel formülü ile elde edilmektedir (Heiskanen ve Moritz 1967). G_o'nin seçimine bağlı olarak farklı yükseklik sistemleri tanımlanabilmektedir. Aşağıda dinamik, ortometrik ve normal yüksekliklere ilişkin G_o değerleri tanımlanmaktadır (Demir ve Cingöz 2002).

Dinamik Yükseklik : H^D

$$G_o = \gamma_{45} \tag{3.6}$$

Ortometrik Yükseklik (Helmert) : H

$$G_o = g_p + 0{,}0424\ H \tag{3.7}$$

Normal Yükseklik (Molodensky) : H^N

$$G_o = \gamma\ \left[1-(1+f+m-2f\sin^2\varphi)\frac{H^N}{a}+(\frac{H^N}{a})^2\right] \tag{3.8}$$

Burada;

g_p : P yeryüzü noktasında ölçülen gravite

γ : Elipsoit üzerinde normal gravite

φ : Jeodezik Enlem

γ_{45} : $\varphi=45^o$ için normal gravite

f : Basıklık

$$m = \frac{\omega^2 ab}{kM}$$

ω : Yerin açısal dönme hızı

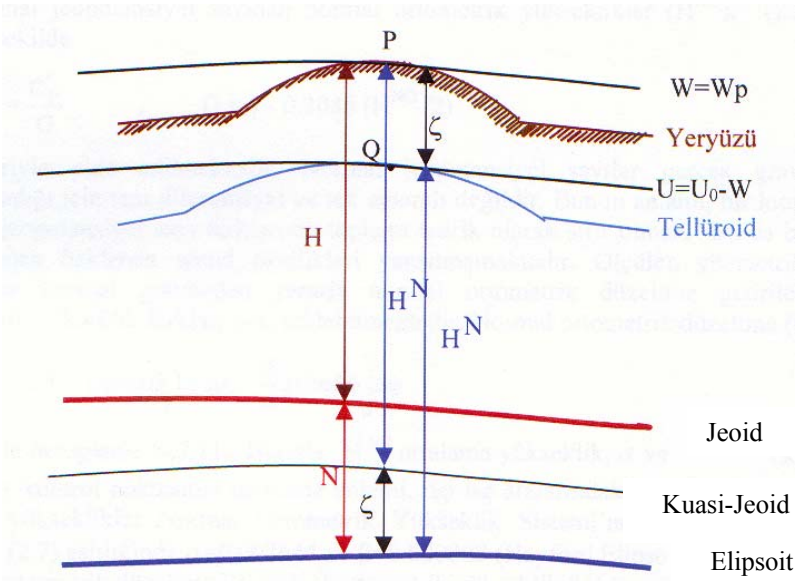
a,b : Elipsoidin büyük ve küçük yarı eksenleri

kM : Newton çekim sabiti ile yerin kitlesinin 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. Geometrik nivelman ölçüsüne dinamik düzeltme getirilerek dinamik yükseklik farkları elde edilebilir. Dinamik düzeltme özellikle dağlık bölgelerde büyük değerlere ulaştığından bu yükseklik sistemi uygulama açısından uygun değildir.

Ortometrik yüksekliklerin başlangıç yüzeyi jeoit, normal yüksekliklerin başlangıç yüzeyi ise okyanuslarda jeoit ile çakışan karalarda farklılık gösteren kuasi-

jeoit olup bu yükseklikler Şekil 3.2'de gösterilmektedir.



Şekil 3.2 Ortometrik ve normal yükseklik (Heiskanen ve Moritz 1967)

Şekil 3.2'den görüldüğü gibi P noktasının gerçek çekül eğrisi boyunca jeoide olan uzaklığı ortometrik yükseklik, normal çekül eğrisi boyunca kuasi-jeoide olan uzaklığı ise normal yüksekliktir. Ortometrik yükseklikler yer yoğunluğu ile ilgili bazı varsayımlara dayanmasına karşın, normal yükseklikler için herhangi bir varsayım sözkonusu olmayıp her iki yükseklik sistemi tam diferansiyel ve tek anlamlıdır.
Uygulamada jeopotansiyel sayı hesabı için (3.1) integrali toplam şekline dönüştürülür. P noktasının Jeopotansiyel Sayısı; P_o 'dan P' ye olan geçki üzerinde belirli aralıklı noktalar arasındaki Jeopotansiyel Sayı farkları (ΔC_k)'nın toplamıyla elde edilir.

$$C_p = \sum_{k=1}^{K} \Delta C_k \qquad \Delta C_k = \overline{g}_k \cdot \delta n_k \tag{3.9}$$

δn_k iki nokta arasındaki geometrik nivelman ile bulunan yükseklik farkı, $\overline{g}_k$ söz konusu iki yeryüzü noktası arasındaki ortalama gerçek gravitedir. Noktaların Jeopotansiyel Sayıları belirlendikten sonra (3.6)-(3.8) eşitlikleriyle istenilen yükseklik sisteminde nokta yükseklikleri belirlenebilir. Ayrıca geometrik nivelman ölçülerine uygun düzeltmeler getirilerek (ortometrik düzeltme, normal düzeltme,

dinamik düzeltme) düzeltmeye karşılık gelen yükseklik sisteminde noktalar arasındaki yükseklik farkları doğrudan da elde edilebilmektedir.

Gerçek gravite değerinin bilinmediği durumlarda (3.9) eşitliğinde $\overline{g}_k$ yerine ortalama normal gravite ($\overline{\gamma}$) alınarak $\Delta C_k'$ normal jeopotansiyel sayı farkı elde edilmekte ve böylece normal jeopotansiyel sayı (C_P') hesaplanmaktadır.

.

$$C_p' = \sum_{k=1}^{K} \Delta C_k' \qquad \Delta C_k' = \overline{\gamma}_k . \delta n_k \tag{3.10}$$

Normal jeopotansiyel sayıdan normal ortometrik yükseklikler (H^{NO});

$$H^{NO} = \frac{C_P'}{G_o} \qquad G_o = \gamma - 0.3086\ (H^{NO}/2) \tag{3.11}$$

eşitlikleriyle elde edilmektedir. Normal jeopotansiyel sayılar gerçek gravite alanına dayanmadığı için tam diferansiyel ve tek anlamlı değildir. Bunun anlamı, bir lupu oluşturan normal jeopotansiyel sayı farklarının toplamı teorik olarak sıfır olmaz. Bu da bir yükseklik sisteminden beklenen temel özellikleri yansıtmamaktadır. Ölçülen geometrik yükseklik farklarına normal graviteden yararla normal ortometrik düzeltme getirilerek normal ortometrik yükseklik farkları elde edilebilmektedir. Normal ortometrik düzeltme (OC');

$$OC' = -2\overline{H}^{NO} \alpha \, Sin2\overline{\varphi} \left[1 + (\alpha - \frac{2\beta}{\alpha}) Cos2\overline{\varphi} \right] \Delta\varphi \tag{3.12}$$

eşitliği ile hesaplanır (Ayhan ve Demir 1992). Burada $\overline{H}^{NO}$ ortalama yükseklik, α ve β bilinen katsayılar, $\overline{\varphi}$ iki düşey kontrol noktasının ortalama enlemi, $\Delta\varphi$ ise aralarındaki enlem farkıdır.

Yeryüzündeki bir P noktasının ortometrik yüksekliği (H), bu noktadan çekül eğrisi boyunca jeoide kadar olan uzunluktur.

Ortometrik yüksekliklerin özelliklerini şu şekilde sıralayabiliriz :

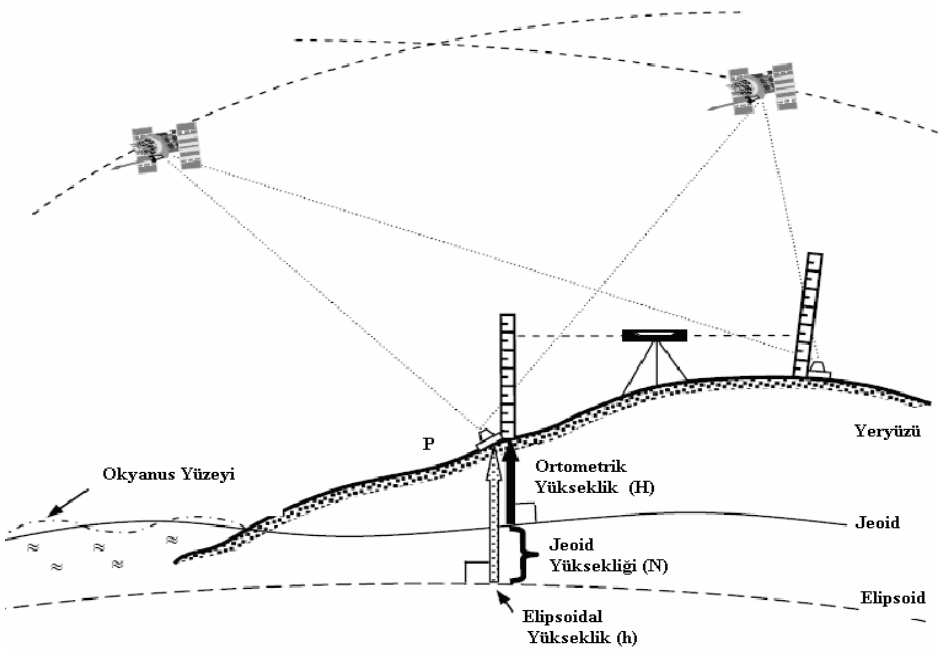
- Ortometrik yükseklikler, çekül eğrilerinin yeryüzü ile jeoit arasında kalan parçaları boyunca gravite değerlerinin dağılımına (kitle yoğunluğuna) ilişkin bir varsayım öngörülmeksizin belirlenemez, ancak gerçek değerlerden az ya da çok sapan bir yaklaşıklıkla elde edilebilir.

- Aynı bir nivo yüzeyinin değişik noktalarının ortometrik yükseklikleri genel olarak eşit değildir. Örneğin, yüksekte bulunan bir gölün durgun su yüzü nivo yüzeyinden bir parçadır. Her noktasının dinamik yükseklikleri eşit, ama ortometrik yükseklikleri değişkendir. Yalnız jeoide paralel yüzeylerle su yüzünün kesim noktalarının ortometrik yükseklikleri eşittir. Ortometrik yüksekliği büyük olan nokta yönünde suyun aktığı durumlarla karşılaşılabilinir.

- Ortometrik düzeltmeler, genellikle dinamik düzeltmelerden daha küçüktür. Bu nedenle ortometrik yükseklikler, nivelman yüksekliklerine dinamik yüksekliklerden daha çok yaklaşırlar.

- Ortometrik yükseklikler sisteminde ağ, trigonometrik nivelman ile sıklaştırılabilir.

P noktasının elipsoit yüksekliği (h), P noktasından elipsoit yüzeyine inilen dikin uzunluğu olup elipsoidin boyutları ve datum tanımı ile ilişkilidir. Elipsoit yüksekliği tamamen geometrik bir değer olup yerin gerçek gravite alanı ile ilgili olmayıp fiziksel bir değer taşımaz. Ortometrik yükseklik, elipsoit yüksekliği, jeoit ve başlangıç elipsoidi arasındaki ilişkiler Şekil 3.3'de sunulmaktadır (Yılmaz ve Ersoy 2005).



Şekil 3.3 Elipsoit, jeoit ve yükseklikler

Uygulamada, geometrik ve nivelman ölçülerine dayalı olarak hesaplanan ortometrik yükseklikler kullanılır. GPS ölçüleri ile üç boyutlu yer merkezli bir koordinat sisteminde seçilen başlangıç elipsoidine göre elipsoit yüksekliği (h) belirlenmekte olup elipsoit yüksekliği ile ortometrik yükseklik arasında,

$$h = H + N \tag{3.13}$$

eşitliği ile bilinen bir ilişki vardır. Burada N jeoit yüksekliği, jeoit ile elipsoit arasındaki uzaklıktır.

4. TÜRKİYE'DE JEOİT BELİRLEME ÇALIŞMALARI

İlk jeoit belirlemelerde bir noktadaki astronomik enlem ve boylam ile aynı noktadaki jeodezik enlem ve boylam arasındaki farkı kullanarak jeoit belirlemeye dayanan astrojeodezik yöntem kullanılmıştır. 1970'li yılların başlarında bilgisayarın hesaplarda kullanılmaya başlamasıyla birlikte düşük dereceli jeopotansiyel modeller geliştirilmiş ve jeoit belirlenmiştir. 1980'li yıllarda gravite verilerinin elde edilmesi ve bilgisayarlar sayesinde hızlı fourier transformasyonu kullanılarak jeoit belirlenmiştir. Yine bu yıllarda jeopotansiyel model katsayılarının derece ve seviyeleri artırılmış (n=m=180, OSU81, n=m=360 OSU86F gibi) ve jeoit belirlemedeki hassasiyet de böylece iyileştirilmiştir. 1990'lı yıllara geldiğimizde artık uydulardan konum belirleme yöntemleri sivil kullanımda da yaygınlaşmış ve GPS/nivelman yöntemi ile jeoit belirleme yöntemi daha fazla kullanılmaya başlanmıştır. Ayrıca gravite verileri de uydular yardımı ile hem karada hem de denizde ve kutup bölgelerinde oldukça fazla miktarda elde edilmeye başlanmıştır. Bu da gravimetrik jeoit belirleme yöntemlerinin doğruluğunu artırmıştır. Bunlara ek olarak yüksek dereceli jeopotansiyel modeller bütün dünyayı kapsayacak şekilde geliştirilmiştir. Son yıllarda GPS veri miktarının artması ile jeoit herhangi bir bölge için çok parametreli polinom katsayıları ile belirlenebilir ve bu bölge içinde enlem ve boylamı belli olan bir noktanın jeoit yüksekliği de elde edilen polinom katsayıları kullanılarak hesaplanabilir. Jeoit belirleme yöntemleri, kullanılan veriler ve modeller dikkate alınarak aşağıda sınıflandırılmıştır;

1. Astro-jeodezik yöntemle jeoit belirleme.
2. Gravite değerlerine göre jeoit belirleme.
3. Sayısal yoğunluk yöntemine göre jeoit belirleme.
4. Kombine yöntemle jeoit belirleme (kaldır – yerine koy).
5. GPS/Nivelman yöntemine göre jeoit belirleme.

Türkiye'de jeoit belirleme çalışmalarının geçmişi 1970'li yıllara uzanmaktadır. Astro-jeodezik jeoidi çekül sapmalarından hesaplamak amacıyla iki çalışma yapılmıştır (Ayan 1978). Ancak bu çalışmalarda kullanılan çekül sapmaları heterojen olup yeterli sayı ve sıklıkta olmadığından belirlenen jeoitler güncel

jeodezik ihtiyaçları karışlamaktan uzaktır. Doppler çalışmaları ile birlikte nivelman noktalarında yapılan doppler ölçülerinden yararlanarak doppler jeoidini belirleme çalışmaları yapılmıştır. Ancak doğruluğu yeterli olmaması nedeniyle doppler jeoidi belirleme çalışmalarına ara verilmiştir. 1980'li yılların sonuna doğru duyarlı jeoit belirlemek için veri toplama ve düzenleme çalışmalarına başlanıp hız verilmiştir. Bu amaçla Türkiye topografyası 450 m x 450 m sıklıkta sayısallaştırılmış ve 1956 yılında başlanan gravite ölçüleri düzenlenerek geçici ulusal gravite kütüğü hazırlanmıştır. Yükseklik ve gravite verilerinin derlenmesinden hemen sonra GPM2 yer potansiyeli katsayıları Türkiye koşullarına uygun bölgesel geliştirilip GPM2-T1 yer potansiyel modeli oluşturularak Türkiye jeoidi hesaplama çalışmaları başlamıştır. Mevcut veri ve yazılım ile öncelikle Ankara yakınında seçilen test bölgesinde; GPM2-T1 yer potansiyeli, gravite ve yükseklik ölçüleri en küçük karelerle kolokasyon (EKKK) yöntemiyle değerlendirilip bir yerel jeoit bulunmuştur. Test bölgesinde elde edilen sonuçlar göz önünde tutularak aynı çalışma Türkiye için gerçekleştirilmiş ve Türkiye Jeoidi-1991 (TG-91) hesaplanmıştır.

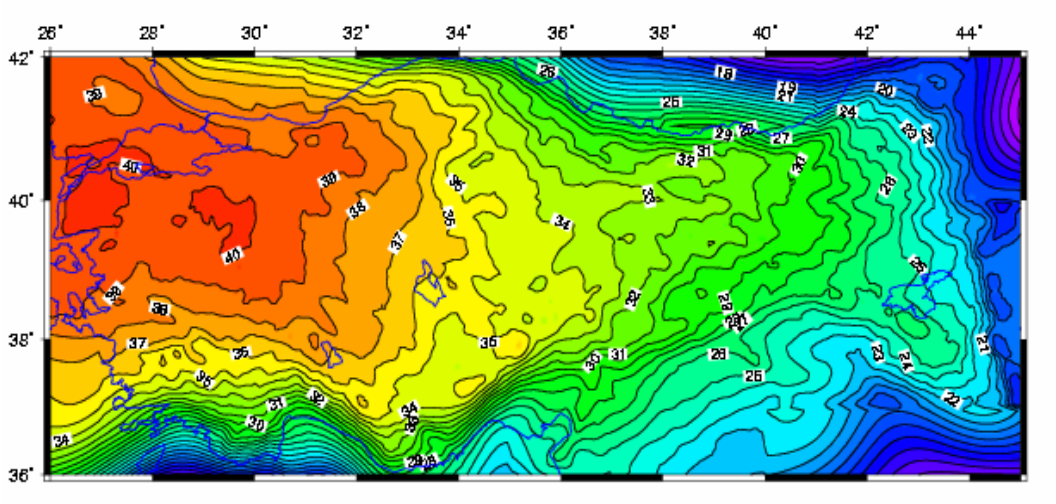
4.1. Türkiye Jeoidi – 1991 (TG-91)

Türkiye Jeoidi–1991 (TG-91) adı ile bilinen gravimetrik jeoit, GPM2-T1 yer potansiyel katsayıları, topoğrafik yükseklikler ve gravite ölçüleri değerlendirilerek hesaplanmıştır (Ayhan 1992). Mevcut yer potansiyel modellerinin oluşturulmasında Türkiye'deki gravite ölçüleri kullanılmadığından, GPM2 yer potansiyel modeli Türkiye'deki gravite ölçüleri ile geliştirilip GPM2-T1 modeli oluşturulmuştur. Ulusal Gravite Kütüğü (UGK), düzenlenmiş Potsdam gravite datumunda, 34.5^o - 42.5^o enlem ve 25.5^o - 45.0^o boylamları arasında kalan bölgede, 3-5 km sıklıkla 62250 noktada gravite ölçüsünü kapsamaktadır. UGK'de komşu ülkeler ile denizler için gravite ölçüleri yoktur. Topoğrafik yükseklik olarak Türkiye ve yakın çevresindeki kara alanlarını kapsayan bölgede, 15"x20" (450 x 450 m) grid köşelerinde yükseklikler 1:25.000 ölçekli haritalar üzerinden sayısallaştırılmış, ayrıca topoğrafik indirgemelerde kullanılmak amacıyla 5'x5', 15'x15' ve 30'x30' grid hücrelerinde ortalama yükseklikler hesaplanmıştır.

Türkiye Jeoidi-1991 (TG-91); yer potansiyel modeli, topoğrafik yükseklikler

ve nokta gravite ölçülerinin "kaldır-yerine koy" (remove–restore) tekniği kullanılarak En Küçük Karelerle Kolokasyon (EKKK) yöntemiyle değerlendirilmesi ile GRS-80 elipsoidine göre belirlenmiştir. 1^ox1^o boyutlu alt bölgelerde, 3'x3' grid köşelerinde GEOCOL yazılımı kullanılarak jeoit yükseklikleri hesaplanmış ve (1^ox1^o) alt bölgeler birleştirilerek tüm Türkiye için TG-91 jeoit yükseklikleri grid kütüğü oluşturulmuştur. Enlem ve boylamı bilinen herhangi bir noktada jeoit yüksekliği prediksiyonu için değişik yöntem ve yazılımlar mevcuttur.

Şekil 4.1'de gösterilen TG-91 jeoit modeli yaklaşık jeosentrik olup global koordinat sistemlerine (örn.ITRF96) bağlı olarak tanımlanan jeosentrik (mutlak) jeoit ile arasında kayıklık ve eğim olması beklenmektedir. GPS ile global koordinat sistemlerine bağlı olarak oluşturulan jeodezik ağlarda elipsoit yükseklikleri hesaplandığından, ortometrik yüksekliklerin h=H+N eşitliği ile hesabında TG-91 jeoit yüksekliklerinin doğrudan kullanılması uygun olmamakta, TG-91'in kayıklık ve eğimini belirlemek, varsa yerel bozukluklarını gidermek amacıyla GPS/Nivelman jeoit yüksekliklerinin belirlenmesine ihtiyaç duyulmaktadır.



Şekil 4.1 TG-91 jeoit modeli (m)

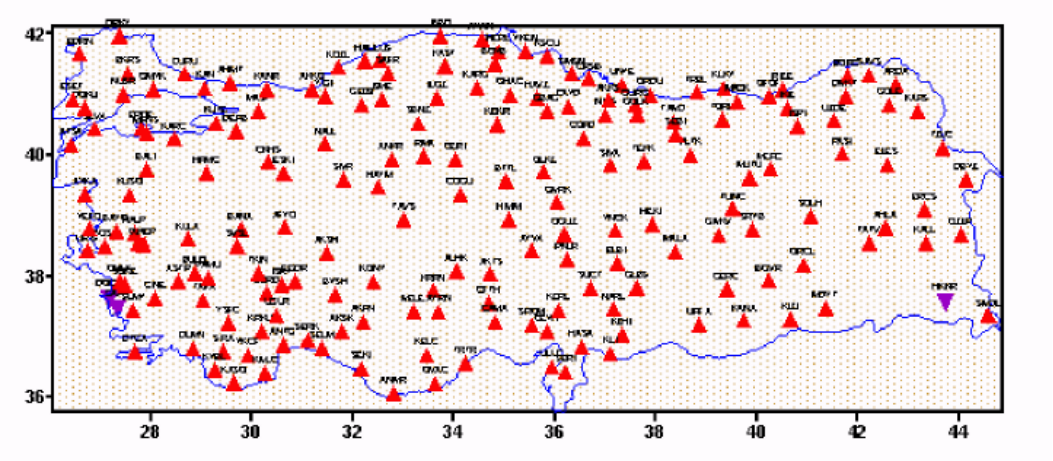
Küçük bölgelerde; GPS ile elde edilen elipsoit yüksekliklerinden TG-91 jeoidi kullanılarak ortometrik yükseklik hesaplamak için değişik yöntemler mevcut olup çeşitli mühendislik uygulamalarında kullanılmıştır.

Ancak elipsoit yüksekliklerinden ortometrik yüksekliklerin doğrudan hesabı

için tüm Türkiye'yi kapsayan bölgede GPS/nivelman jeoit yükseklikleri belirlenmeli ve GPS/nivelman jeoidi ile TG-91 arasındaki sistematik farklılıklar belirlenerek TG-91 mutlak jeoide dönüştürülmelidir (Ayhan 1992).

4.2. Türkiye GPS/Nivelman Jeoidi ve Türkiye Jeoidi-1999 (TG-99)

GPS ile yer merkezli üç boyutlu bir koordinat sisteminde noktaların elipsoit yükseklikleri hesaplandığından, noktaların ortometrik yüksekliklerinin $h = H + N$ eşitliği ile hesaplanmasında TG-91 jeoit yüksekliklerinin doğrudan kullanılması uygun olmamakta, TG-91'in kayıklık ve eğimini belirlemek varsa yerel bozukluklarını gidermek amacıyla GPS/Nivelman jeoit yüksekliklerinin belirlenmesine ihtiyaç duyulmaktadır. Bu amaçla, bugüne kadar GPS ölçüsü yapılan Şekil 4.2'de gösterilen nivelman noktalarından yararlanılarak ülkemize özgü GPS/Nivelman Jeoidi belirlenmiştir.



Şekil 4.2 GPS/Nivelman nokta dağılımı

Türkiye içinde uygun dağılımda, jeoidin hızlı değiştiği bölgelerde daha sık olmak üzere seçilen 187 adet TUTGA-99 noktası geometrik nivelman ölçüleriyle TUDKA-99'a bağlanarak Türkiye GPS/Nivelman Jeoidi belirlenmiştir. Nivelman bağlantısı yapılan TUTGA-99 noktalarındaki elipsoit yükseklikleri ITRF-96 koordinat sisteminde (epok=1998.0) ve GRS-80 elipsoidine göre tanımlıdır.

TG-91 ile GPS/Nivelman jeoidinin birleştirilmesi için GPS/Nivelman jeoit

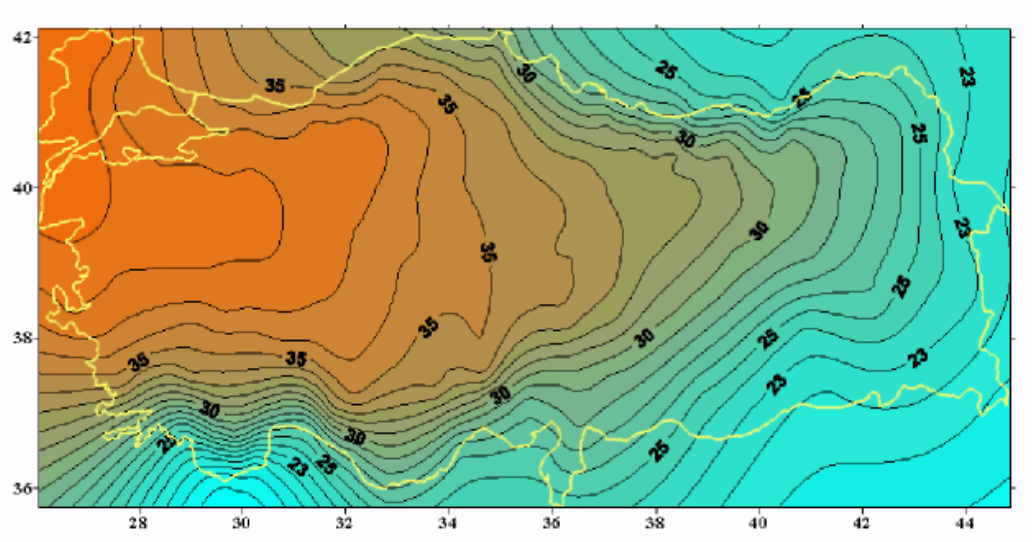
yüksekliği bilinen 187 noktada TG-91 ile GPS/Nivelman jeoidi arasındaki jeoit yükseklik farkları

$$\delta N = N_{TG91} - N_{GPS} \tag{4.1}$$

eşitliği ile hesaplanmıştır. Daha sonra, fark ölçülerinden (δN), üçüncü dereceden iki boyutlu bir polinom ile trend (t) alınmıştır. Bilinmeyen parametreler en küçük kareler yöntemi ile belirlendikten sonra her noktada hesaplanan trend, fark ölçülerinden çıkarılmış ve artık ölçüler dN, bulunmuştur. Daha sonra, grid köşelerinde bilinen TG-91 jeoit yüksekliği (N_{T91}), trend değeri (t) ve artık ölçü (dN) toplanarak o noktadaki yer merkezli (jeosantrik,mutlak) jeoit yüksekliği N_M,

$$N_M = N_{TG91} - t - dN \tag{4.2}$$

eşitliği ile hesaplanmış ve Türkiye'nin tamamı için 3'x3' aralıklı grid köşelerinde mutlak jeoit yükseklikleri (4.2) eşitliği ile hesaplanarak Şekil 4.3'deki Türkiye Jeoidi-1999 (TG-99) oluşturulmuştur.



Şekil 4.3 Türkiye Jeoidi-1999 (TG-99)

4.3. Düzenlenmiş Türkiye Jeoidi-1999A (TG-99A)

TUTGA-99A noktalarında, üç boyutlu yer merkezli koordinat sistemi olan ITRF-96'da, GRS80 başlangıç elipsoidine göre elipsoit yüksekliği (h) bilinmektedir. Yeryüzündeki bir P noktasından elipsoit yüzeyine inilen dikin uzunluğu olan elipsoit yüksekliği (h_p) elipsoidin boyutları ve datum tanımı ile ilişkili geometrik bir değerdir. Türkiye'de uygulamada kullanılan TUDKA-99 ortometrik yükseklikleri (H) geometrik nivelman ve gravite ölçüleri ile hesaplanmış olup elipsoit yüksekliği ile arasında

$$h_{TUTGA-99A} = H_{TUDKA-99} + N \tag{4.3}$$

ilişkisi mevcuttur. Burada N, jeoit ile elipsoit arasındaki yükseklik farkı olan jeoit yüksekliğidir. Elipsoit yüksekliği ve ortometrik yükseklik arasında dönüşümün yapılabilmesi için, TUTGA-99A ve TUDKA-99 ile uyumlu jeoit yüksekliği bilinmelidir. TG-91 ile yapılan uygulamalarda bu jeoidin GPS/Nivelman jeoit yüksekliklerine göre kayık ve eğimli olduğu, yerel farklılıklar gösterdiği belirlenmiştir. Ayrıca karalarda ve denizlerde ek gravite ölçüleri, deniz dibi yükseklik bilgileri, komşu ülkelere ilişkin topoğrafik yükseklikler elde edilmiş, uydu altimetre ölçülerinden denizlerde gravite anomalileri hesaplanmış, 2001 yılında yapılan ölçüler ile GPS/Nivelman jeoit yüksekliği bilinen yeni noktalar tesis edilmiş olduğundan TG-99'un güncelleştirilmesi ihtiyacı doğmuştur. Bu amaçla TG-91 ve 187 noktada bilinen GPS/Nivelman jeoit yükseklikleri En Küçük Karelerle Kolokasyon (EKKK) yöntemi ile birleştirilerek Türkiye Jeoidi-1999 (TG-99) hesaplanmış ve bu jeoit TUTGA-99 tanımında kullanılmıştır.

TG-91 ve GPS/Nivelman jeoidini birleştirmek için GPS/Nivelman jeoit yüksekliği bilinen 197 noktada TG-91 jeoit yükseklikleri, TG-91 grid kütüğünden (3'x3') interpole edilmiştir. GPS/Nivelman jeoit yüksekliği bilinen noktalar yeterli sıklıkta olmadığından, TG-91 referans yüzeyi alınmış ve GPS/Nivelman jeoidi ile arasındaki farklar modellenerek herhangi bir noktada farkların interpolasyonu öngörülmüştür. TG-99'un oluşturulmasında 187 nokta kullanılmış olup artık ölçüler EKKK yöntemi ile modellenmiştir. 2001 yılında bu 187 noktadan üçünde kontrol ölçüsü yapılmış ve 9 adet yeni GPS/Nivelman jeoit yükseklik noktası tesis edilerek nokta sayısı 196'ye çıkarılmıştır.

Noktaların TUTGA-99A koordinatları ile söz konusu 196 noktada TG-91 jeoit yükseklikleri ($N_{TG\,91}$) 3'x3' grid kütüğünden hesaplanmış ve

$$\delta N = N_{TG91} - N_{GPS} \tag{4.4}$$

eşitliği ile ortak noktalardaki jeoit yükseklik farkları (δN) hesaplanmıştır (Kılıçoğlu 2002).

δN farkları;

$$t_i = a_0 + a_1 x_i + a_2 y_i + a_3 x_i^2 + a_4 y_i^2 + a_5 x_i y_i + a_6 x_i^3 + a_7 y_i^3 + a_8 x_i^2 y_i + a_9 x_i y_i^2 + \ldots \tag{4.5}$$

t_i : i noktasındaki trend değeri

a_j : bilinmeyen parametreler [j = 0, n-1 ; parametre sayısı (n=10)],

$\varphi_0 = 0^o$ ve $\lambda_0 = 0^o$ olmak üzere x_i ve y_i ;

$x_i = \lambda_i - \lambda_0$

$y_i = \varphi_i - \varphi_0$

ile tanımlıdır. Yukarıda verilen modelde l parametreli çözüm ortalama düzlem, 4 parametreli çözüm bilineer yüzey, 6 parametreli çözüm kuadratik yüzey ve 10 parametreli çözüm 3. dereceden bir yüzeydir. Bu çalışmada (4.5) eşitliğinde l, 4, 6 ve 10 parametreli modeller alınarak 196 noktadaki fark ölçüleri için en küçük karelerle çözüm yapılmış, her noktada hesaplanan trend değerleri (t_i) fark ölçülerinden çıkarılarak,

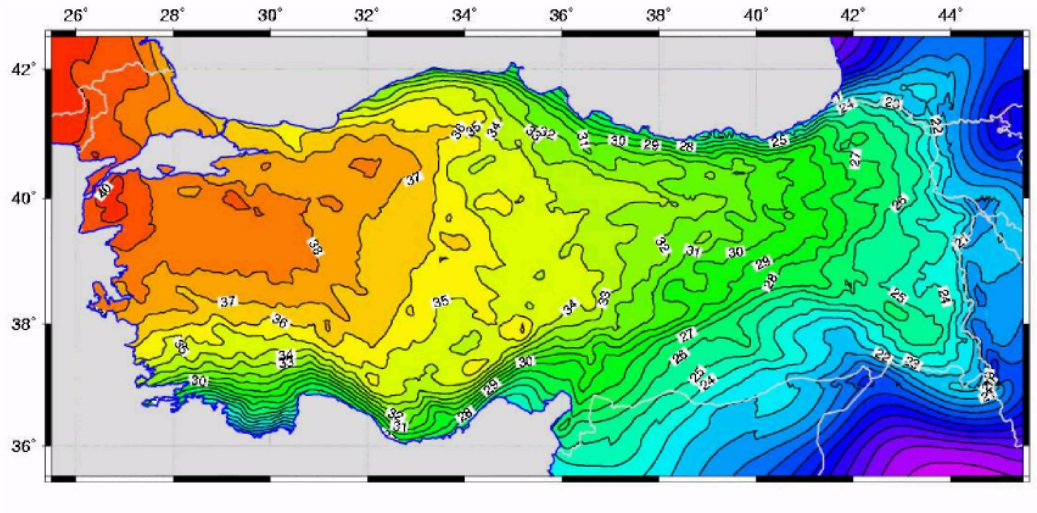
$$dN_i = \delta N_i - t_i \tag{4.6}$$

artık ölçüler (dN) hesaplanmıştır. Artık ölçülerin modellenmesinde, en küçük eğrilik yöntemi kullanılarak, 35°-43° enlemleri ve 25°-46° boylamları ile sınırlı bölgede, 3'x3' grid köşelerinde artık ölçüler hesaplanmıştır (Smith ve Wessel 1990). Düzenlenmiş Türkiye Jeoidi-1999, Türkiye Jeoidi-1999A (TG-99A) olarak isimlendirilmiş olup herhangi bir noktada TG-99A jeoit yükseklik değeri ($N_{TG\text{-}99A}$), o noktadaki TG-91 jeoit yüksekliği (N_{TG91}), trend (t) ve artık ölçü (dN) olmak üzere,

$$N_{TG99A} = N_{TG91} - t \quad - dN \tag{4.7}$$

eşitliği ile hesaplanmaktadır. TG-91 jeoit yükseklikleri, trend ve artık ölçü değerleri aynı (3'x3') grid köşe noktalarında eşitliği ile hesaplanmaktadır (Kılıçoğlu 2002).

TG-91 jeoit yükseklikleri, trend ve artık ölçü değerleri aynı (3'x3') grid köşe noktalarında belirli olduğundan bu üç grid veri (4.7) eşitliğinde verildiği gibi birleştirilerek Şekil 4.4'de sunulan Düzenlenmiş Türkiye Jeoidi-1999 (TG-99A) yükseklikleri hesaplanmaktadır.



Şekil 4.4 Düzenlenmiş Türkiye Jeoidi-1999 (TG-99A)

Düzenlenmiş Türkiye Jeoidi-1999 (TG-99A)'un gravimetrik jeoit (TG-91) ile 197 noktadan hesaplanan GPS/Nivelman jeoidinin birleştirilmesi ile oluşturulmuştur.

TG-99A yaklaşık ±10 cm iç duyarlığa ve ±15 cm doğruluğa sahiptir. GPS yöntemi ile hesaplanan elipsoit yüksekliklerinin ortometrik yüksekliklere dönüştürülerek orta ve küçük ölçekli coğrafi materyal üretiminde doğrudan kullanılabileceği belirtilmektedir (Kılıçoğlu 2002).

4.4 Türkiye Jeoidi - 2003 (TG-03)

Ortometrik yüksekliklerin GPS/nivelman yöntemi ile belirlenebilmesi için, global jeosentrik datuma dayalı bir jeoit modeline ihtiyaç duyulur.

Türkiye Jeoidi-2003 (TG-03), kaldır - yerine koy yöntemi ve heterojen data (gravite, topografya ve jeoit yükseklikleri) kullanılarak en küçük karelerle kollokasyon ile

hesaplanmıştır.

Global yer potansiyel modeli olarak Yer Jeopotansiyel Modeli-1996 (EGM96) kullanılmıştır. EGM 96, Amerikan Havacılık ve Uzay Dairesi (NASA), Amerikan Milli Kuresel İstihbarat Teskilati (NGA) ve Ohio State Üniversitesi tarafından geliştirilmiştir. Geliştirilen bu model sayesinde WGS84 datumunda enlem ve boylamı bilinen bir noktanın jeoit yüksekliği Fortran Programlama Dilinde yazılmış F477.F programı ile hesaplanabilmektedir (Turgut ve ark.'na (2002) göre).

Kullanılan veriler; yüzey nokta gravite anomalileri, ERS1, ERS2 ve TOPEX/POSEIDON altimetre verilerinden elde edilen gravite anomalileri, GPS/nivelman jeoit yükseklikleri ve topoğrafik yüksekliklerden oluşmaktadır. Yüzey nokta gravite değerleri, Uluslararası Standart Gravite Ağı-1971 (IGSN71) datumunda ve serbest hava anomalileri GRS80 sisteminde hesaplanmıştır. Türkiye sınırlan dışında yüzey gravite değeri mevcut olmadığından kullanılamamış, topoğrafik yükseklikler GTOPO30 global topografya verisinden alınmıştır. Topografyanın artık yerey modeli (RTM) etkisi yüksek çözünürlüklü bir sayısal arazi modeli (SAM450m) kullanılarak hesaplanmıştır. Kullanılan DTM, Türkiye sınırları içindeki yüksek çözünürlüklü topoğrafik yükseklikler ve kıyı hattına yakın yoğun batimetri verilerinden oluşmaktadır. GPS elipsoit yükseklikleri ile uyumlu sonuç jeoidin hesabında Türkiye'ye düzgün dağılmış GPS/nivelman yükseklikleri kullanılmıştır. GPS/Nivelman noktalarının elipsoidal yükseklikleri, ITRF96'da tanımlı Türkiye Ulusal GPS Ağı-1999A (TUTGA-99A)'na ve ortometrik yükseklikler, başlangıç yüzeyi Antalya ortalama deniz seviyesi olan Türkiye Ulusal Düşey Kontrol Ağı-1999 (TUDKA-99)'na dayalıdır. Bu çalışmada esas olarak jeoit yükseklikleri yerine, yükseklik anomalisi (kuasi-jeoit) hesaplanmış olup, uygulamada kullanılmak üzere 197 noktada GPS/nivelman ile elde edilen yükseklik anomalileriyle birleştirildikten sonra jeoit yüksekliğine dönüştürülmüştür. Kılıçoğlu ve ark.'na (2005) göre, ölçü noktalarında yapılan testte TG-03'ün iç doğruluğu ± l cm bulunmuştur. Ayrıca hesaplamalarda kullanılmamış olan 106 GPS/nivelman noktasında yapılan test sonucunda; jeoidin dış doğruluğu, veri dağılımı ve yoğunluğuna göre değişmek üzere, ± 10 cm içerisinde bulunmuştur.

Hesaplamalarda GRAVSOFT ve Generic Mapping Tools (GMT) yazılım paketleri kullanılmıştır.

4.4.1. Gravimetrik Jeoit Belirlemede Kaldır-Yerine Koy Tekniği

Fiziksel jeodezinin en önemli eşitliklerinden biri olan Stokes formülü yüzey gravite anomalilerinden (Δg) geometrik bir büyüklük olan jeoit yüksekliklerinin (N) elde edilmesini (Stokes problemi) sağlamakta olup,

$$N = \frac{R}{4\pi\gamma} \iint_{\sigma} S(\psi)\Delta g \; d\sigma \tag{4.8}$$

ile verilmektedir. Burada,

R : Yer'in ortalama eğrilik yarıçapı.
γ : Ortalama yüzey gravite değeri.
$S(\psi)$: Stokes fonksiyonu.
ψ : Hesap noktası ile ölçü noktası arasındaki jeosentrik açı.
$d\sigma$: Birim küre üzerindeki yüzey elemanıdır.

Bu çalışmada ölçüler "kaldır – yerine koy" (remove-restore) tekniği ile modellendirilerek en küçük karelerle kolokasyon (EKKK) yöntemi kullanılarak değerlendirilmiştir. Bu maksatla EGM96 yer potansiyel modeli referans olarak alınmış ve bundan olan artık değerler (düzeltmeler) kullanılarak modele katkıları hesaplanmış ve daha sonra referans alandan hesaplanan büyüklüklere eklenmiştir.

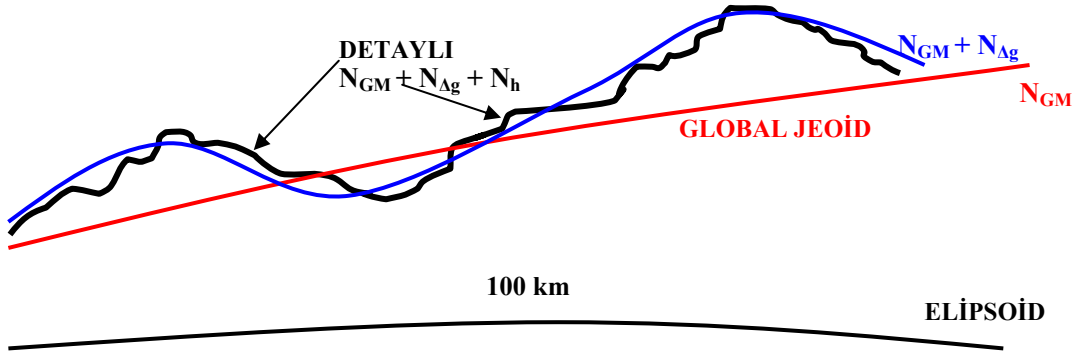
Öncelikle gravite anomalilerinden, uzun dalga boylu etkiler çıkarılarak (kaldır, remove) yalnızca orta ve kısa dalga boylu etkileri içermesi sağlanmıştır. Uzun dalga boylu etkiler global yer potansiyel modeller ile ayrıca hesaplanmaktadır. Gravitenin jeoit üzerindeki kısa dalga boylu etkileri topoğrafik yükseklikler yardımıyla hesaplanmaktadır. Böylece gravite anomalileri içinde mevcut olan uzun ve kısa dalga boylu etkiler değişik yöntemlerle kaldırılarak artık gravite anomalilerinden jeoidin orta dalga boylu kesimi hesaplanmakta ve daha sonra jeoidin kısa ve uzun dalga boylu kısımları değişik yöntemlerle hesaplanarak yerine konmaktadır (restore). Bu yöntem kısaca "kaldır-yerine koy" (remove – restore) tekniği olarak anılmaktadır. Jeoit yüksekliğinin kaldır-yerine koy tekniği kullanılarak global yer potansiyel modeli, gravite anomalileri ve topoğrafik yüksekliklerin bir kombinasyonu ile hesaplanmasında;

$$N = N_{GM} + N_{\Delta g} + N_H \tag{4.9}$$

$$\Delta g_r = \Delta g_{FA} - \Delta g_{GM} - \Delta g_H \tag{4.10}$$

eşitlikleri kullanılabilir.

Değişik verilerin bölgesel jeoit belirlemeye olan katkıları Şekil 4.5'te gösterilmektedir.



Şekil 4.5 Değişik verilerin bölgesel jeoit belirlemeye olan katkıları

Jeoit yükseklikleri gravite alanının genellikle uzun ve orta dalga boylu etkilerine duyarlı olmakla birlikte özellikle engebeli topoğrafyada her üç parça da hesaba katılmalıdır. (4.10) eşitliğinde kullanılan gravite anomalileri de yalnızca orta dalga boylu etkileri içermeli, yani uzun dalga boylu etkiler global yer potansiyel modeli kullanılarak, kısa dalga boylu etkiler de topoğrafik yükseklikler yardımıyla çıkarılmalıdır. Kılıçoğlu ve ark. (2005), TG-03 Gravimetrik Jeoidin belirlenmesi çalışmasında global jeopotansiyel model olarak EGM96, topoğrafyanın etkisinin hesabında ise SAM450m yatay çözünürlüklü sayısal arazi modeli kullanılmıştır.

4.4.1.1. Global jeopotansiyel modelin jeoit yükseklikleri ve gravite anomalilerine katkısı

Global jeopotansiyel modelin, jeoit ve gravite anomalileri üzerindeki uzun dalga boylu etkisinin hesabında EGM96 yer potansiyel modeli kullanılmıştır. Küresel yaklaşım ile EGM96 yer potansiyel modelinin jeoit (N_{EGM96}) ve gravite anomalileri (Δg_{EGM96}) üzerindeki etkisi sırasıyla,

$$N_{GM} = N_{EGM96} = R\sum_{n=2}^{n_{max}}\sum_{m=0}^{n}\left[C_{nm}\cos(m\lambda) + S_{nm}\sin(m\lambda)\right]\ P_{nm}(\sin\varphi) \qquad (4.11)$$

$$\Delta g_{GM} = \Delta g_{EGM96} = G\sum_{n=2}^{n_{max}}(n-1)\sum_{m=0}^{n}\left[C_{nm}\cos(m\lambda) + S_{nm}\sin(m\lambda)\right]\ P_{nm}(\sin\varphi) \qquad (4.12)$$

eşitlikleri ile GRAVSOFT yazılım paketi kullanılarak hesaplanmıştır. Burada; C_{nm} ve S_{nm} potansiyel anomalisinin tam normalleştirilmiş katsayıları, P_{nm} tam normalleştirilmiş Legendre fonksiyonları, n_{max} global jeopotansiyel modelin maksimum derecesi (EGM96 için n_{max}=360), G ortalama gravite değeri, R ortalama yer yarıçapı ve φ, λ jeosentrik enlem ve boylamdır. Yukarıdaki eşitlikte EGM96 jeopotansiyel modelinin jeoit üzerindeki etkisi verilmekle birlikte, hesap noktalarındaki yer yarıçapı hesabında nokta yüksekliği de hesaba katılarak yükseklik anomalisi hesaplanmaktadır. EGM96 jeopotansiyel modeli katsayılarının hesaplanması aşamasında topoğrafik yüksekliklerle birlikte gravite anomalileri de kullanılmıştır. Bu nedenle topoğrafyanın jeoit ve gravite alanı üzerindeki uzun dalga boylu etkisi EGM96 jeopotansiyel modeli içerisinde mevcuttur (Kılıçoğlu ve ark.'na (2005) göre).

4.4.1.2. Topoğrafyanın jeoit ve gravite anomalileri üzerindeki etkisi

Topoğrafyanın jeoit ve gravite anomalileri üzerindeki uzun dalga boylu etkisi EGM96 jeopotansiyel modeli içerisinde hesaba katılmıştır. Jeoidin orta dalga boylu parçası gravite anomalilerinin orta dalga boylu kesiminden yararla hesaplanabilir. Topoğrafyanın gravite anomalileri üzerindeki etkisi hesaplanarak gravite anomalilerinden kaldırılır ve jeoit üzerindeki etkisi ise (4.9) eşitliğinde yerine konulur.

Topoğrafyanın kısa dalga boylu etkilerinin hesabında jeopotansiyel model ile hesaplanan uzun dalga boylu etki de göz önünde tutularak artık yerey modeli (Residual Terrain Model – RTM) kullanılmaktadır.

RTM ile topoğrafyanın jeoit ve gravite anomalileri üzerindeki etkisinin hesabında topoğrafya iki aşamada modellendirilir. Topoğrafyanın uzun dalga boylu parçası referans yüzeyi olarak kullanılacak şekilde bir sayısal arazi modeli (SAM) oluşturulur. Daha sonra daha sık bir SAM ile bu referans yüzeyinin altında ve

üstünde kalan artık parçanın etkisi hesaplanır. Referans yüzeyi olarak kullanılacak SAM jeopotansiyel modelin hesabında kullanılan global topoğrafyanın aynı derece ve sıradan küresel harmonik açılımı olarak tanımlanabileceği gibi yerel yüksekliklerin uygun filtrelenmesi ile de tanımlanabilir.

4.4.1.2.1. RTM ile gravite anomalisi hesabı

RTM ile gravite anomalisi;

$$\Delta g_{RTM} = G\rho \int_{-\infty}^{\infty} \int_{z=h_{ref}(x,y)}^{z=h(x,y)} \frac{z - h_p}{\sqrt{\left[(X_Q - X_P)^2 + (Y_Q - Y_P)^2 + (Z_Q - Z_P)^2\right]^3}} dX_Q dY_Q dZ_Q \tag{4.13}$$

eşitliği ile hesaplanabilir (Forsberg 1999). Ortalama referans yüzeyi uygun bir uzun dalga boylu yüzey olarak tanımlandığında, RTM indirgemesi yaklaşık olarak referans yüzeyi seviyesine Bouguer indirgemesi ile eşittir (Forsberg 1999).

$$\Delta g_{RTM} = 2\pi G\rho(h - h_{ref}) - tc \tag{4.14}$$

Burada tc; yerey düzeltmesidir .

4.4.1.2.2. RTM ile jeoit yüksekliği hesabı

Kılıçoğlu ve ark. (2005), Türkiye jeoidinin belirlenmesinde; topoğrafyanın jeoit ve gravite anomalileri üzerindeki etkisinin hesabında GRAVSOFT yazılım paketi kullanmışlardır. Topoğrafya için SAM450m ve referans topoğrafya olarak sık SAM'dan filtreleme ile elde edilen SAM10d kullanılmıştır. Kullanılan SAM, topoğrafik yükseklikleri ve deniz derinlik bilgilerini içermektedir.

Uygulamada hesap noktasından itibaren 18 km yarıçaplı çember içinde kalan yakın bölgede SAM450m, 18 km – 110 km arasında kalan bölgede SAM3d kullanılmıştır. 110 km'den daha uzaktaki topoğrafyanın etkisi hesaba katılmamıştır. Topoğrafik kitlelerin yoğunluğu 2.67 gr/cm^3 olarak sabit alınmıştır.

4.4.1.3. Gravite anomalilerinin jeoit yüksekliği üzerindeki etkisinin EKKK yöntemi ile hesaplanması

Jeoidin orta dalga boylu parçası gravite anomalilerinin orta dalga boylu etkisinden hesaplanır. Fiziksel yeryüzü üzerindeki bir P noktasındaki gravite ölçüsünün jeoide serbest hava yöntemiyle indirgenmesiyle serbest hava gravite anomalisi (Δg_{FA}) aşağıdaki gibi hesaplanır.

$$\Delta g_{FA} = g_p - \gamma_0 + 0.3086\ H \tag{4.15}$$

Burada,

Δg_{FA} : Serbest hava anomalisi
g_p : Fiziksel yeryüzü noktasında gerçek gravite
γ_0 : Elipsoit yüzeyindeki normal gravite
H : Ortometrik yükseklik

Bununla birlikte serbest hava anomalisi uzun (global yer potansiyel modellerin etkisi), orta ve kısa dalga boylu parçaları içerecek şekilde aşağıdaki gibi yazılabilir.

$$\Delta g_{FA} = \Delta g_{EGM} + \Delta g_{RTM} + \Delta g_r \tag{4.16}$$

Buradan serbest hava anomalisinden uzun ve kısa dalga boylu etkiler çıkarılarak artık gravite anomalileri hesaplanır.

$$\Delta g_r = \Delta g_{FA} - \Delta g_{EGM} - \Delta g_{RTM} \tag{4.17}$$

Burada artık gravite anomalilerinin yalnızca orta dalga boylu parçayı içerdiğine dikkat edilmelidir. Artık gravite anomalilerinden yararla Stokes eşitliğinden (4.8) jeoidin orta dalga boylu parçası hesaplanır.

Stokes eşitliğinin (4.8) çözümü ile gravite anomalilerinden jeoit yüksekliğinin hesaplanması için gravite anomalilerinden uzun ve kısa dalga boylu etkiler çıkarılmıştır. Gravite anomalisi potansiyel anomalisinin bir doğrusal fonksiyonu olup genel olarak potansiyel anomalisinin doğrusal fonksiyonları ile ölçüler arasındaki ilişki

$$y_i = L_i(T) + e_i + A_i^T X \tag{4.18}$$

ile gösterilebilir. Burada;

y_i : i nci ölçü,

L_i : Bozucu potansiyelin doğrusal fonksiyonları (gözlem denklemi),

e_i : Düzeltme,

$\underline{A}^T\underline{X}$: Ölçülerde mevcut datum kayıklığı, dönüklük gibi ek parametrelerin etkisidir.

$$\zeta = \frac{T}{\gamma} \tag{4.19}$$

Yükseklik anomalisi ile potansiyel anomalisi arasındaki ilişki Bruns eşitliğiyle (4.19) ile verilmekte olup gravite anomalisi için potansiyel anomalisinin doğrusal fonksiyonu küresel yaklaşım ile indirgenmiş (artık) ölçülerle kullanıma uygun olarak aşağıdaki gibi yazılabilir.

$$\Delta g = -\frac{\partial T}{\partial r} - \frac{2T}{r} \tag{4.20}$$

Yukarıda verilen eşitlik için bir çözüm EKKK ile bulunabilir.

EKKK ile çözüm;

$$N = C_{\Delta gN}\left(C_{\Delta g\Delta g} + C_{NN}\right)^{-1}\Delta g_r \tag{4.21}$$

ile verilebilir. Burada,

$C_{\Delta gN}$: Gravite anomalileri ile jeoit yükseklikleri arasındaki çapraz kovaryans matrisi.

$C_{\Delta g\Delta g}$: Gravite anomalilerinin öz kovaryans matrisi,

C_{NN} : Jeoit yüksekliklerinin öz kovaryans matrisi,

Δg_r : Artık gravite anomalileri,

N : Artık jeoit yüksekliğidir.

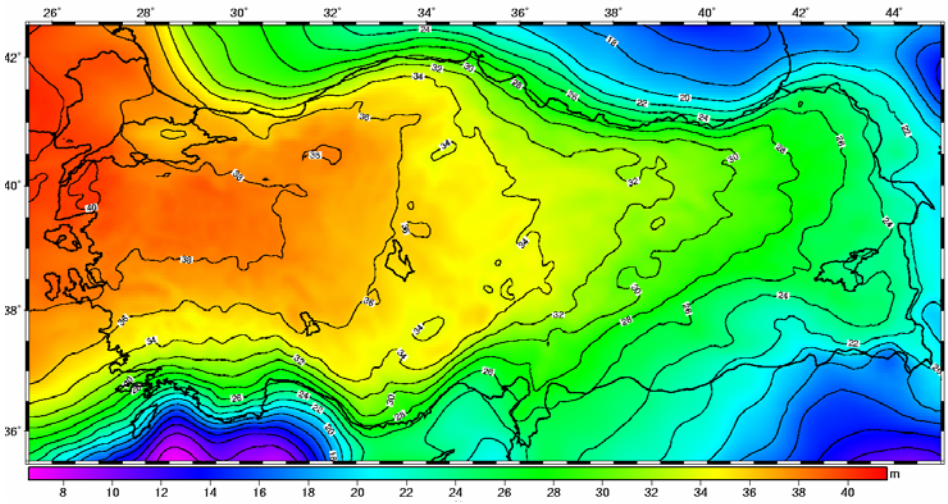
Kovaryans fonksiyonu parametreleri belirlendikten sonra (4.21) ile verilen eşitliğin EKKK ile çözümü yapılabilir.

4.4.2. Sonuç jeoit yüksekliğinin hesabı ve GPS/Nivelman jeoit yükseklikleri ile birleştirilmesi

Kılıçoğlu ve ark. (2005), jeoidin uzun dalga boylu parçasını jeopotansiyel modelden (Bölüm 4.4.1.1), kısa dalga boylu etkisini topoğrafyadan RTM ile (Bölüm 4.4.1.2) ve orta dalga boylu etkisini gravite anomalilerinin orta dalga boylu kısmından hesaplamış (Bölüm 4.4.1.3) ve üç parçanın (4.9) eşitliğinde verildiği gibi toplanmasıyla bölge için yükseklik anomalileri elde edilmişlerdir.

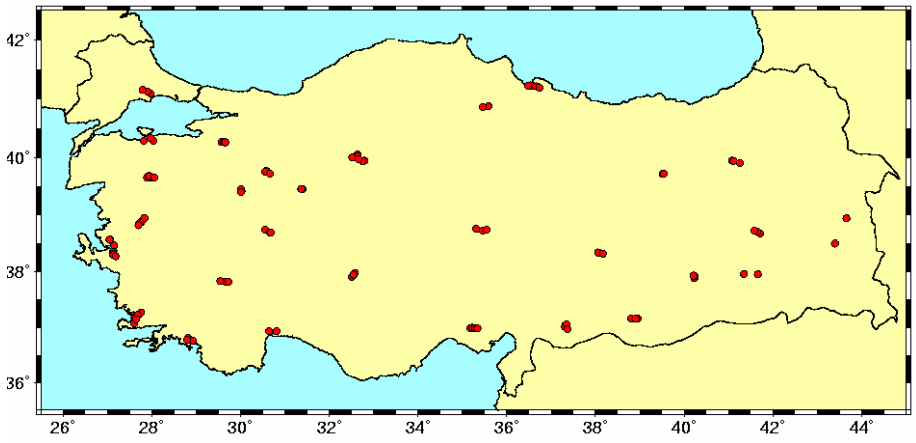
Hesaplanan yükseklik anomalileri GPS/Nivelman yöntemiyle hesaplanan yükseklik anomalileriyle birleştirilerek GPS ile doğrudan kullanıma uygun bir referans yüzeyi elde edilebilir. Daha sonra ülkede kullanılan yükseklik sistemine göre ortometrik yüksekliklerle kullanıma uygun jeoit yükseklikleri hesaplanmalıdır. Burada sonuç olarak elde edilen GPS/Nivelman jeoit yükseklikleri ile birleştirilmiş jeoit modeli mutlak jeoit modelinden daha çok uygulamada kullanılacak bir yükseklik başlangıç yüzeyi oluşturmaktadır.

Türkiye'de Helmert ortometrik yükseklik sistemi kullanımda olduğundan uyumlu bir başlangıç yüzeyinin hesaplanması gerekmektedir. Bu nedenle hesaplanan yükseklik anomalileri jeoit yüksekliklerine dönüştürülmüştür. Öncelikle GPS/Nivelman noktalarında hesaplanan yükseklik anomalileri ile gravimetrik yükseklik anomalileri birleştirilmiş ve GPS ile uyumlu bir yüzey elde edilmiştir. Daha sonra yükseklik anomalileri jeoit yüksekliklerine dönüştürülmüştür. Türkiye Jeoidi – 2003 (TG-03) Şekil 4.6'da verilmektedir.



Şekil 4.6 Türkiye Jeoidi-2003 (TG-03)

Kılıçoğlu ve ark. (2005) tarafından, TG-03'ün doğruluğu 106 noktada (Şekil 4.8) kontrol edilmiştir. Söz konusu noktalarda; GPS ile elde edilen TUTGA datumunda elipsoit yükseklikleri ile duyarlı geometrik nivelman ölçüleriyle elde edilen Türkiye Ulusal Düşey Kontrol Ağı'na dayalı Helmert ortometrik yükseklikleri mevcuttur. Bu noktalarda ölçülen GPS/Niv. jeoit yükseklikleriyle (N^o) TG-03 modelinden interpolasyon ile hesaplanan jeoit yükseklikleri (N^c) karşılaştırılmış olup farkların ($f=N^c-N^o$) istatistikleri Çizelge 4.1'de verilmektedir.



Şekil 4.7 TG-03'ün kontrolünde kullanılan noktalar

Çizelge 4.1 TG-03 'ün kontrolünde kullanılan noktalarda elde edilen hesap-ölçü farklarının (N^c-N^o) istatistikleri (m)

İstatistik Elemanı	DIŞ KONRTROL $f=N^c-N^o$ (metre)
Nokta Sayısı	106
Minimum	-0.209
Maksimum	0.197
Ortalama	0.022
Standart Sapma	± 0.086

Yapılan kontrol neticesinde; bu çalışmada hesaplanan TG-03 jeoit modeli kullanılarak, GPS ile elde edilen elipsoit yüksekliklerinden 9 cm doğrulukla Helmert ortometrik yüksekliklerinin elde edilebildiği Çizelge 4.1'den gözlenmektedir.

5. UYGULAMA

Büyük Ölçekli Harita ve Harita Bilgileri Üretim Yönetmeliği, GPS yardımıyla elde edilen elipsoit yüksekliklerini kullanarak ortometrik yüksekliklerin hesaplanması konusunda yöntemler belirtmektedir. Bu amaç için Türkiye Jeoidi TG99A ve yerel GPS/Nivelman jeoit yüksekliklerinin kullanılmasını öngörmektedir. Yönetmelikte belirtilen yöntemler Çizelge 5.1'deki gibidir.

Çizelge 5.1 Referans noktaları için yönetmelik ölçütleri ve jeoit modelleri

Jeoit Modeli	**Referans Noktaları İçin Yönetmelik Ölçütleri**		
	Nokta/km^2	Uyuşum testi	Ağ derecesi
Mevcut TG99A'nın kullanılması	1 nokta / 200 km^2 *	$\Delta H_{[mm]} \leq 12$ mm $S_{[km]}$ **	C1 derece doğrulukta ölçülür ve ulusal düşey kontrol ağına geometrik nivelman ile bağlantısı yapılarak ortometrik yükseklikleri belirlenir.
Lokal GPS/Nivelman Jeoit hesabı	1 nokta / 15 km^2 ***	$N_{GPS/Nivelman}$ uyuşumu yüksekliklerin doğrulukları dikkate alınarak test edilir. $1 - \alpha = 0.95$ alınır ve Uyuşum doğruluğu ($\tilde{\sigma}$) ±5 cm'den daha iyi olmalıdır.	C1, C2 ve C3**** dereceli GPS ağı ile ana ve ara nivelman ağının ortak noktaları alınmalıdır.

* TG99A modelinin çalışma alanında test edilmesi için 200 km^2 ye kadar en az 4 nokta ve sonrasında her 200 km^2 ye 1 nokta şeklinde açıklanmaktadır.

** $\Delta H[mm] = H_{Nivelman} - H_{TG99A+GPS\ ölçmesi.}$

*** Lokal GPS/nivelman jeoit modelinin hesaplanması için nokta yoğunluğu 20 km^2 ye kadar 6 nokta ve sonrasında her 15 km^2 ye 1 noktadır.

**** C1 Derece Ağlar ve Noktalar : Üst derecedeki ağlara dayalı, baz uzunluğu 15-20 km olan ağ ve noktalarıdır.

C2 Derece Ağlar ve Noktalar : Üst derecedeki ağlara dayalı, ortalama kenar uzunluğu 5 km olan ağ ve noktalarıdır.

C3 Derece Ağlar ve Noktalar : Üst derecedeki ağlara dayalı, en büyük baz uzunluğu 3 km olan ağ ve noktalarıdır.

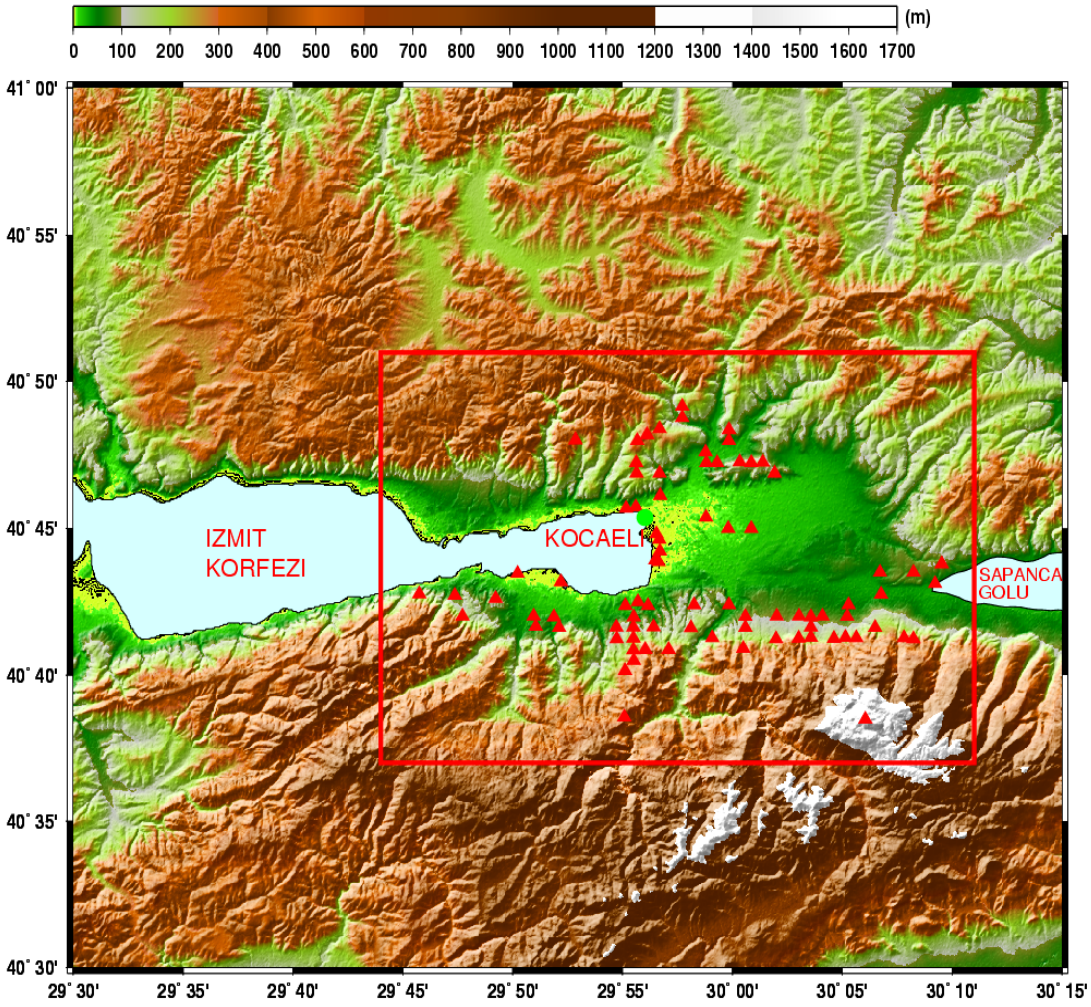
GPS yüksekliklerinden nokta ortometrik yüksekliklerinin üretilmesinde mevcut TG99A jeoit modelinin kullanılması durumunda, yeni noktaların Helmert ortometrik yüksekliklerinin;

✓ Noktalar arası, elipsoit yükseklik farkları Δh ve jeoit yükseklik farkları ΔN olmak üzere; $\Delta H=\Delta h-\Delta N$ ortometrik yükseklik farkları bir nivelman ağı dengelemesinde ölçü alınarak ve ortometrik yükseklikleri nivelman ile elde edilmiş olan noktalara dayalı dengeleme hesabı ile,

✓ GPS/nivelman dayanak noktalarında $h - H = N$ temel ifadesine göre hesaplanan jeoit yükseklikleri ($N_{GPS/Nivelman}$) ile TG99A jeoit yükseklikleri (N_{TG99A}) arasındaki farkların ($\delta N = N_{GPS/Nivelman} - N_{TG99A}$) analitik bir eşitlik ile düzeltme yüzeyi olarak modellenmesi ve yeni noktalardaki hesaplanan $\delta N'$ düzeltme değerlerinin TG99A jeoit yüksekliği değerine eklenmesi sonucu $H=h-(N_{TG99A}+\delta N')$ ifadesi ile,
hesaplanması söz konusu olmaktadır.

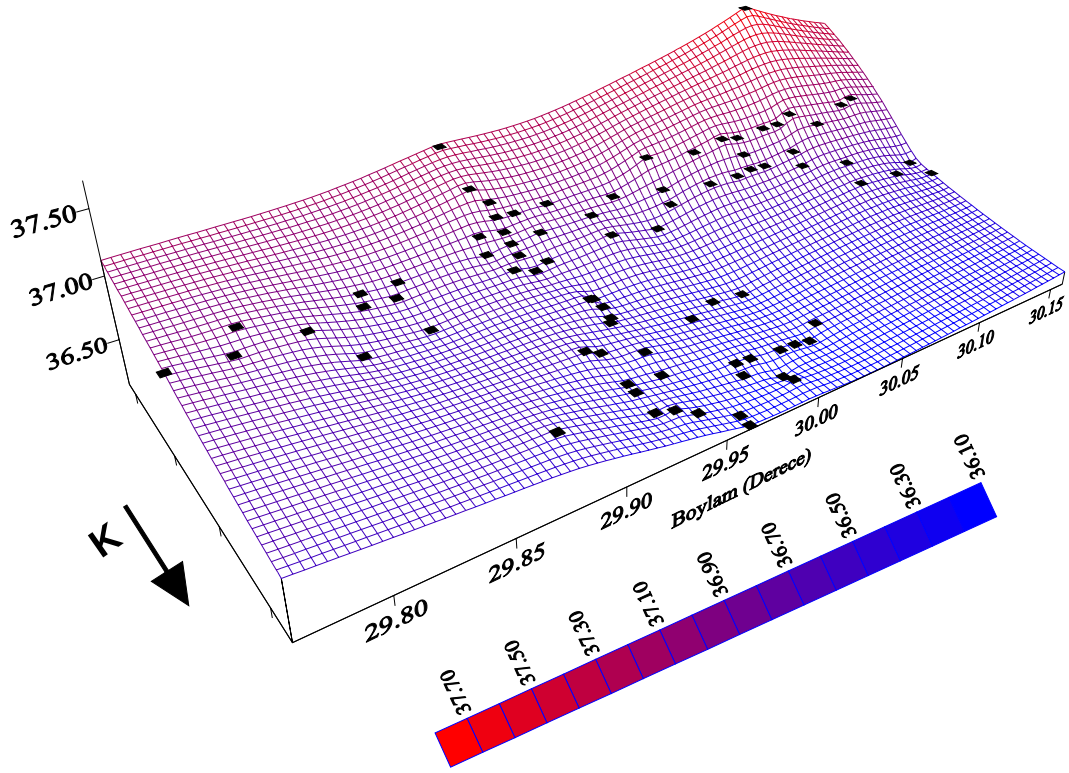
Sözü edilen her iki yöntemde de TG99A jeoit modelinin, katkı veren referans noktaları ile iyileştirilmesi söz konusudur.

Jeoit modellerden ortometrik yüksekliklerin elde edilmesi için belirtilen yöntemler Şekil 5.1'de sunulan 29.73^o - 30.23^o boylamları ile 40.61^o - 40.83^o enlemleri arasındaki 900 km^2 'lik alanı kapsayan test bölgesinde uygulamaya yönelik sonuçlar araştırılmıştır.



Şekil 5.1. Test bölgesi, topoğrafyası, uygulamada kullanılan noktalar

Test bölgesinde TUDKA datumunda ortometrik yükseklikleri ve TUTGA datumunda elipsoit yükseklikleri hesaplanmış 83 adet GPS/Nivelman noktası seçilmiştir. Noktaların ortometrik yükseklikleri yönetmelikte belirtilen yöntemlerle hesaplanmış ve geometrik nivelmanla bulunan ortometrik yüksekliklerle karşılaştırılmıştır.



Şekil 5.2 83 nokta için GPS/Nivelman yöntemine göre bulunan jeoit yükseklikleri ile test bölgesi için oluşturulan jeoit modeli

Bu çalışmada yeni ve daha fazla veriyi içeren bir jeoit modeli olarak hesaplanmış Yeni Türkiye Jeoidi–2003 (TG-03) kullanılmıştır.

Uygulanan yöntemler ve sayısal sonuçları alt başlıklar halinde aşağıdaki gibidir.

5.1 Mevcut Jeoidin (TG-03) Kullanılması

TG-03' ün proje alanında kontrolü/iyileştirilmesi için 200 km^2 'ye kadar en az dört nokta ve buna ek olarak her 200 km^2 'ye bir nokta olacak şekilde uygun dağılmış noktalar belirlenir. Bu noktalar C1 derece doğrulukla ölçülür ve Ulusal Düşey Kontrol Ağına geometrik nivelman ile bağlantısı yapılarak Helmert ortometrik yükseklikleri belirlenir. Düşey kontrol noktalarının geçki kontrolü yapılır. Geçki kontrolünde bağlantı ve ana nivelman için belirlenen kriterler dikkate alınır.

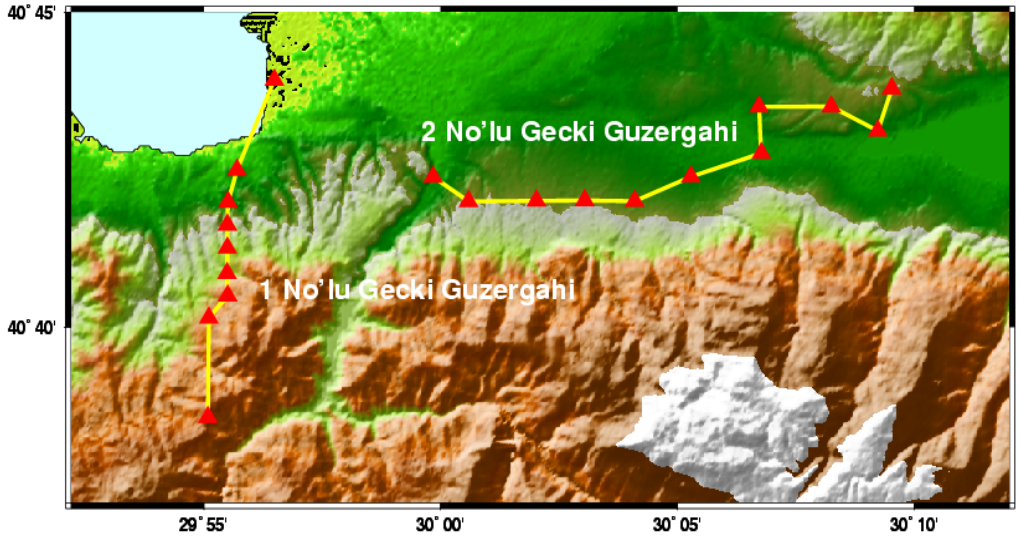
Yüksekliği bilinen noktalar arasındaki Helmert ortometrik yükseklik farkı ile TG-03'den bulunacak Helmert ortometrik yükseklik farkı arasındaki fark ΔH;

$$\Delta H_{[mm]} \leq 12\ mm\ \sqrt{S}_{[km]} \qquad (5.1)$$

olmalıdır.

Burada S, km biriminde nivelman yolunun uzunluğudur.

Geçki kontrolü yapılmak üzere 2 adet geçki güzergâhı seçilmiş bu geçkilerin kontrolü yapılmış ve herbirinin koşulu sağladığı görülmüştür. Geçkilere ait şekil ve kontrol çizelgeleri aşağıda verilmektedir.



Şekil 5.3 1 ve 2 no'lu geçki güzergâhları

Hesaplamalar sonucu noktalar arasındaki Helmert ortometrik yükseklik farkı ile TG-03'den bulunacak Helmert ortometrik yükseklik farkı arasındaki fark,

<u>1 no'lu geçki güzergâhı için;</u>

$\Delta H = 2.76$ cm

$S = 7.45$ km

olarak bulunmuştur.

$12\ mm\ \sqrt{S}_{[km]} = 32.75$ mm = 3.28 cm. olarak bulunmuştur.

$2.76 < 3.28$ olduğundan koşul sağlanmaktadır.

2 no'lu geçki güzergâhı için;

$\Delta H = 4.38$ cm.

$S = 16.70$ km.

olarak bulunmuştur.

12 mm $\sqrt{S}_{[km]} = 49.0$ mm = 4.90 cm olarak bulunmuştur.

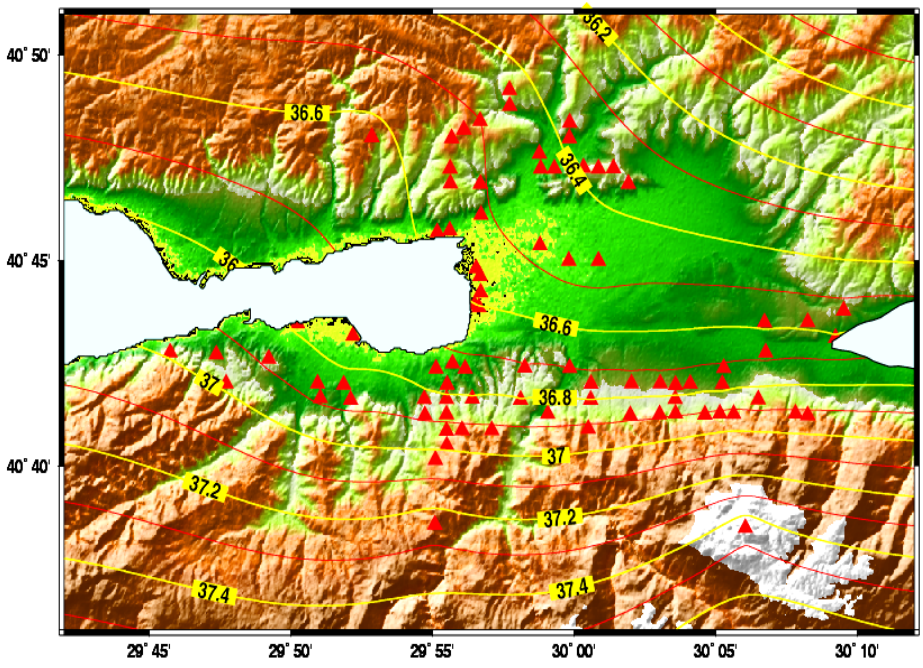
$4.38 < 4.90$ olduğundan koşul sağlanmaktadır.

Mevcut gravimetrik jeoit (TG-03) doğrudan kullanılabileceği gibi noktaların ortometrik yüksekliklerinin hesaplanmasında aşağıdaki yöntemlerden biride izlenebilir.

5.1.1 Mevcut Jeodin (TG-03) Doğrudan Kullanılması

Bu yöntemde test bölgesindeki 83 adet noktanın jeoit yükseklikleri (N_{TG-03}) ülke jeoit modelinden (TG-03) enterpolasyonla elde edilmiştir. Hesaplamalarda Fortran dilinde hazırlanmış GEOIP.f programı kullanılmıştır (Forsberg 1995). (5.2) eşitliğinden yararlanılarak ortometrik yükseklikler bulunmuştur. Gravimetrik jeoit (TG-03) yükseklikleri Şekil 5.4'de gösterilmektedir.

$$H = h - N \tag{5.2}$$

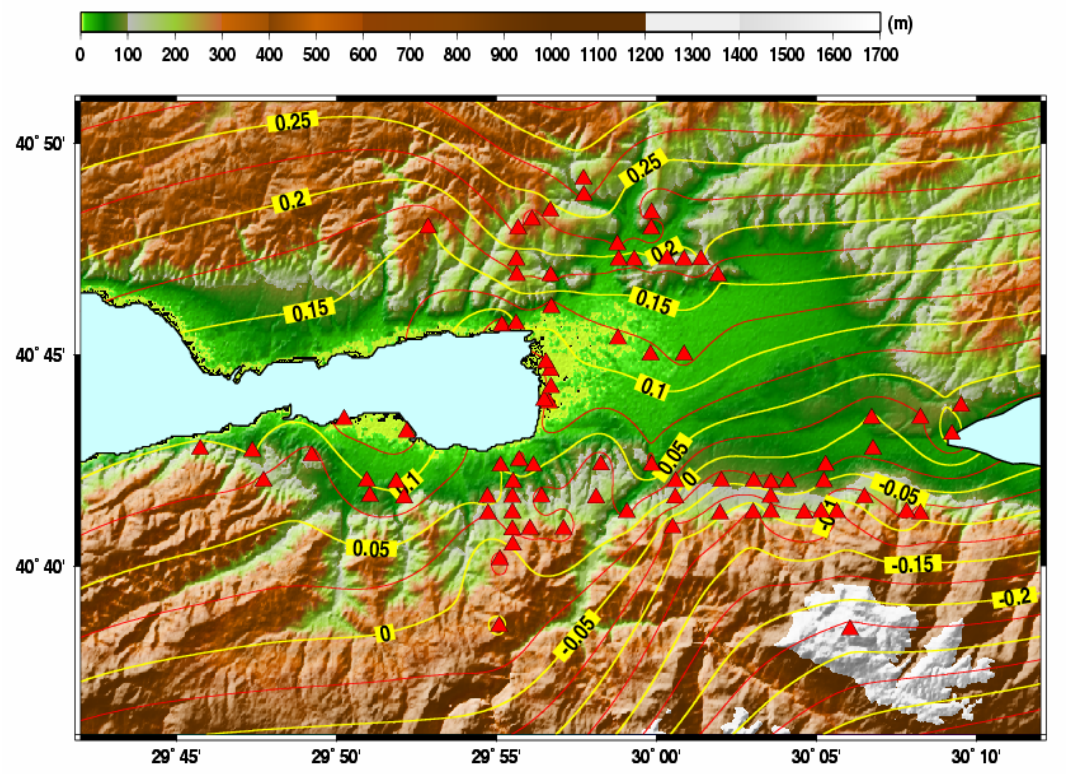


Şekil 5.4 Gravimetrik jeoit (N_{TG-03}) yükseklikleri

Gravimetrik jeoit (TG-03) kullanılarak bulunan ortometrik yükseklikler, geometrik nivelman yapılarak elde edilmiş ortometrik yükseklikler ile karşılaştırılmıştır. Karşılaştırma sonuçları Çizelge 5.2 ve Şekil 5.5'de verilmektedir.

Çizelge 5.2 N_{TG-03} ile bulunan ortometrik yükseklikler ile geometrik nivelmanla bulunan ortometrik yükseklikler arasındaki farklara ait istatistik bilgileri

Nokta Sayısı	83
Minimum	-0.24 m.
Maksimum	0.29 m.
Ortalama	0.06 m.
Standart Sapma	±0.11 m.



Şekil 5.5 Geometrik nivelmanla bulunan ortometrik yülseklikler ile TG-03 jeoit modelinin doğrudan kullanılması ile bulunan ortometrik yükseklikler arasındaki farklar (m)

Çizelge 5.2 ve Şekil 5.5'de görüldüğü üzere farkların ortalaması 6 cm ve standart sapması ± 11 cmdir. Dolayısıyla gravimetrik jeoidin doğrudan kullanılması uygun sonuçlar vermemektedir. Yerel güncelleştirme ile bu farklar azalacaktır.

5.1.2. Gravimetrik Jeoit'in (TG-03) Yerel GPS/Nivelman Jeoit Ölçüleriyle Güncelleştirilerek Kullanılması

Helmert ortometrik ve elipsoit yüksekliği bilinen dayanak noktalarında; N=h-H eşitliği ile hesaplanan jeoit yükseklikleri ile TG-03 jeoit yükseklikleri (N_{TG-03}) arasındaki farklar uygun bir yüzey ile modellendirilir. TG-03 jeoit düzeltmesi (δN) bütün noktalarda belirlenir ve Helmert ortometrik yüksekliği;

$$H = h-(N_{TG-03} + \delta N) \tag{5.3}$$

eşitliği ile doğrudan hesaplanır.

Bu yöntem gravimetrik jeoit modelin yerel GPS/Nivelman ölçüleriyle güncelleştirilerek kullanılması şeklinde de ifade edilebilmektedir.

Dayanak noktalarında GPS/Nivelman jeoit yükseklikleri ile TG-03 jeoit yükseklikleri arasındaki farklardan (δN) önce trend yüzeyi (t) hesaplanarak çıkarılır ve

$$dN = \delta N - t \tag{5.4}$$

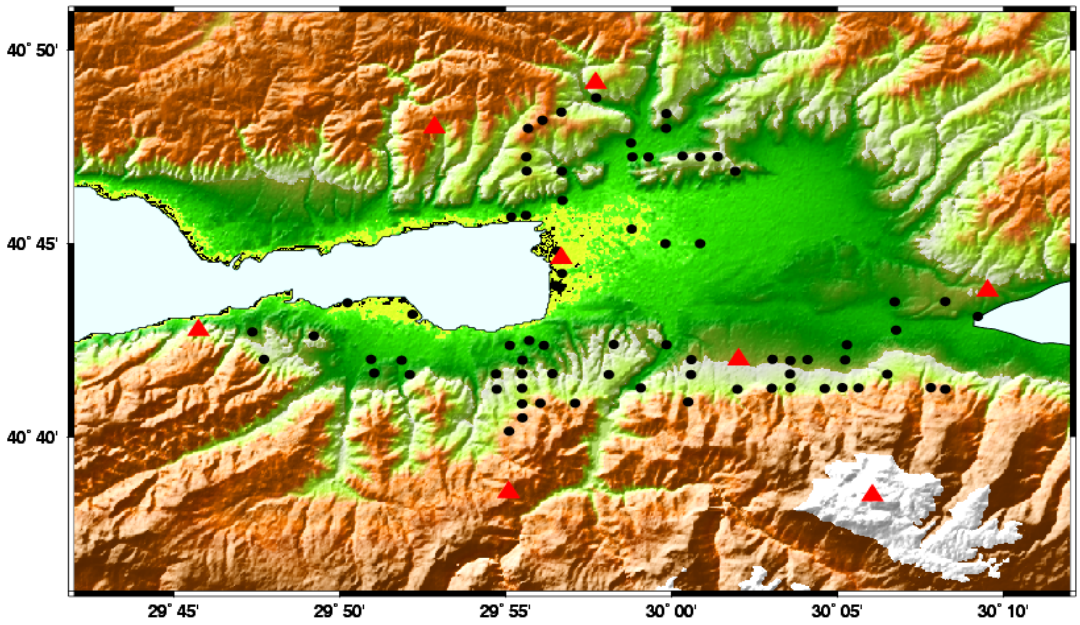
ile artık ölçüler (dN) hesaplanır. dN ise sürekli eğrilikli yüzey gridleme algoritması ile modellenir. Böylece herhangi bir noktadaki güncelleştirilmiş jeoit yüksekliği (İZMİT-03);

$$N_{İZMİT-03} = N_{TG-03} + dN + t \tag{5.5}$$

ile hesaplanır.

5.1.2.1 Test bölgesinde yerel güncelleştirmenin uygulanması

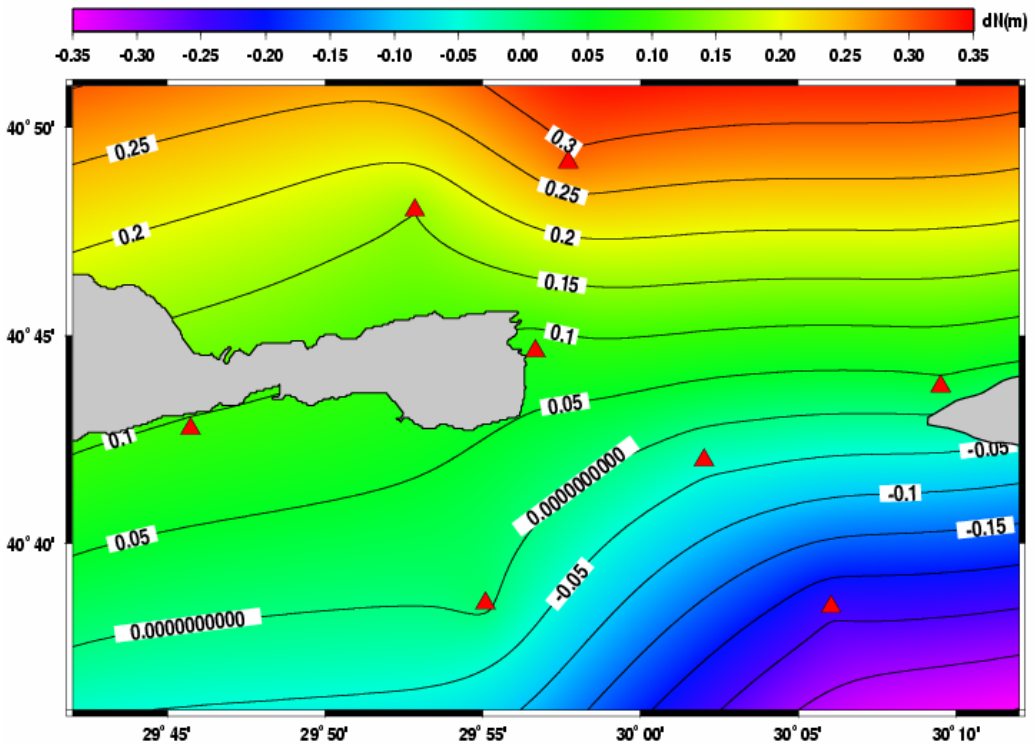
Bu uygulamada Şekil 5.6'da gösterilen 900 km^2 alana sahip test bölgesine uygun dağılmış 8 adet dayanak noktası ile yerel güncelleştirme yapılmış ve 83 adet hesap noktası ile kontrol edilmiştir.



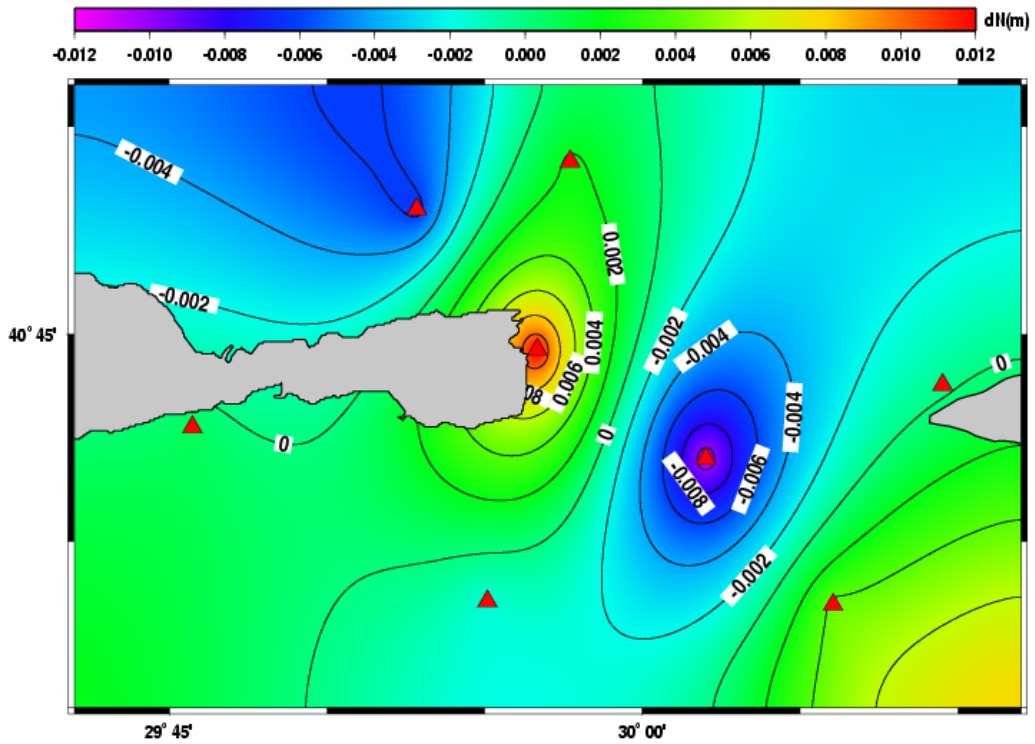
Şekil 5.6 Test bölgesindeki hesap (siyah) ve 8 adet dayanak noktası (kırmızı)

TG-03 jeoit yükseklikleri ile 8 dayanak noktasının oluşturduğu GPS/Nivelman jeoit yükseklikleri arasındaki farklar iki boyutlu ve 10 parametreli üçüncü dereceden bir polinom ile modellendirilmiştir. Her noktada hesaplanan trend değeri fark (N_{TG-03} - $N_{GPS/Nivelman}$) değerinden çıkarılmış ve artık değerler bulunmuştur.

TG-03 jeoit yükseklikleri ile GPS/Nivelman jeoit yükseklikleri arasındaki farklara ilişkin sonuç trend değerleri ve artık değerler sırasıyla Şekil 5.7'de ve Şekil 5.8'de verilmektedir.

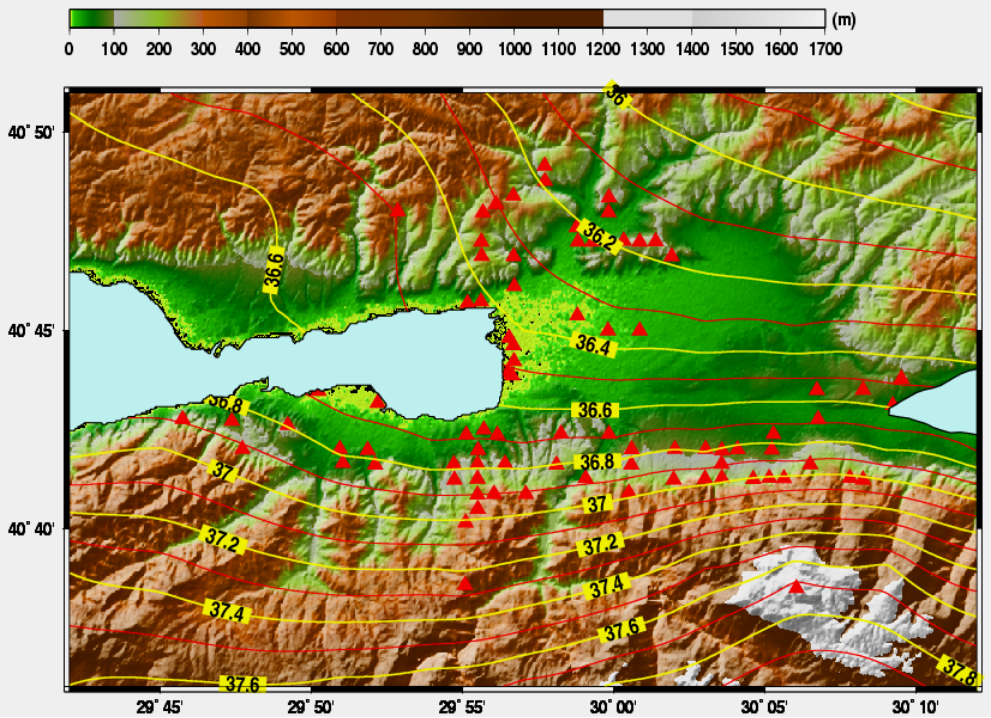


Şekil 5.7 (N_{TG-03} - $N_{GPS/Nivelman}$) farklarına ilişkin hesaplanan trend değerleri (m.)



Şekil 5.8 (N_{TG-03} - $N_{GPS/Nivelman}$) farklarına ilişkin hesaplanan artık jeoit yükseklikleri (m)

Güncelleştirilmiş jeoit yüksekliği $N_{İZMİT-03}$, bilinen TG-03 jeoit yüksekliği (N_{TG-03}), trend değeri (t) ve artık ölçü (dN) toplanarak elde edilmiştir. Elde edilen güncelleştirilmiş TG-03 jeoidi Şekil 5.9'da verilmektedir.



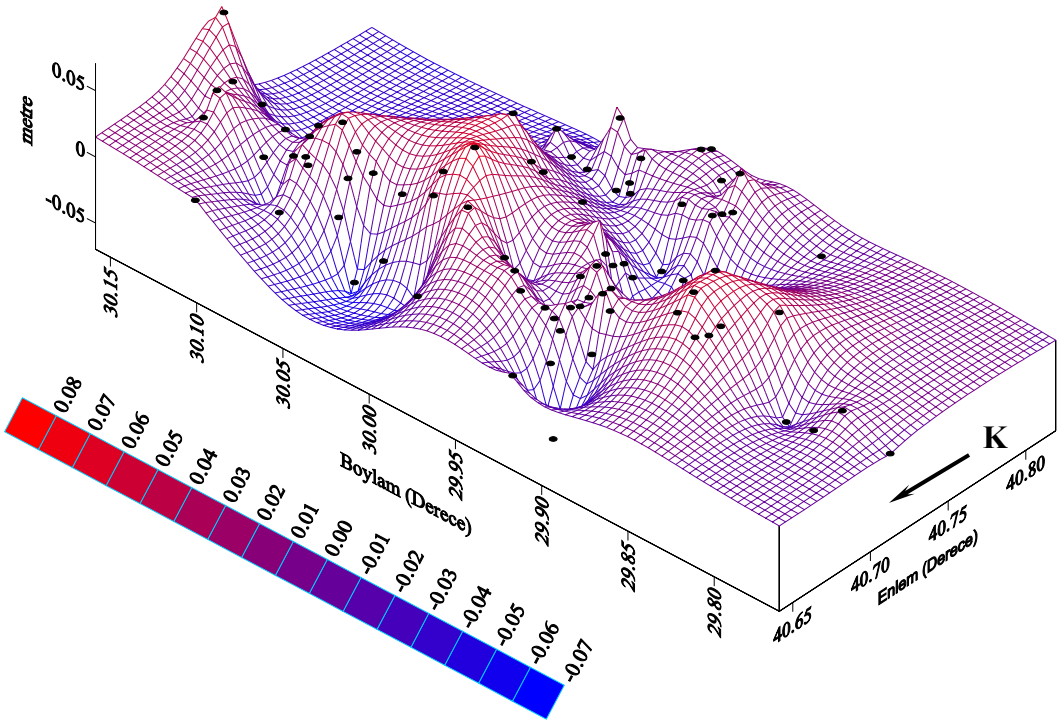
Şekil 5.9 Güncelleştirilmiş TG-03 Jeoidi

Güncelleştirilmiş TG-03 jeoidi kullanılarak 75 noktanın jeoit yüksekliği ve Helmert ortometrik yüksekliği belirlenmiştir.

75 adet noktaya ait bu yeni bulduğumuz ortometrik yükseklikler daha önceden geometrik nivelman yapılarak elde edilmiş ortometrik yükseklikler ile karşılaştırılmıştır. Karşılaştırma sonuçları Çizelge 5.3 ve Şekil 5.10'da verilmektedir.

Çizelge 5.3 Yerel güncelleştirilmiş jeoitten bulunan ortometrik yükseklikler ile geometrik nivelmanla bulunan ortometrik yükseklikler arasındaki farklara ait istatistik bilgileri

Nokta Sayısı	75
Minimum	-0.07 m
Maksimum	0.07 m
Ortalama	0 .00 m
Standart Sapma	±0.03 m



Şekil 5.10 Yerel güncelleştirilmiş jeoitten bulunan ortometrik yükseklikler ile geometrik nivelmanla bulunan ortometrik yükseklikler arasındaki farklar (m.)

Gravimetrik Jeoit'in (TG-03) yerel GPS/Nivelman jeoit ölçüleriyle güncelleştirilerek kullanılması bölgede uygun ve homojen olarak dağılmış noktalar ile yapıldığı takdirde olumlu sonuçlar vermektedir.

5.1.3. Baz vektörlerinde elipsoit ve jeoit yükseklik farklarından elde edilen ortometrik yükseklik farklarının bir nivelman ağı şeklinde dengelenmesi

Bu yöntem, ağda seçilen baz vektörlerinde ortometrik yükseklik farklarının belirlenmesi ve bunların ölçü olarak alınarak Helmert ortometrik yüksekliği bilinen noktalara dayalı dengelenmesidir. Her iki ucunda da GPS ölçüsü yapılmış herhangi bir baz vektöründe ortometrik yükseklik farkı;

$$\Delta H_{ij}=(h_i-h_j)-(N_j-N_i) \tag{5.8}$$

veya

$$\Delta H_{ij}=\Delta h_{ij}-\Delta N_{ij} \tag{5.9}$$

ile hesaplanabilir (Mainville ve ark.'na (1992) göre). Burada;

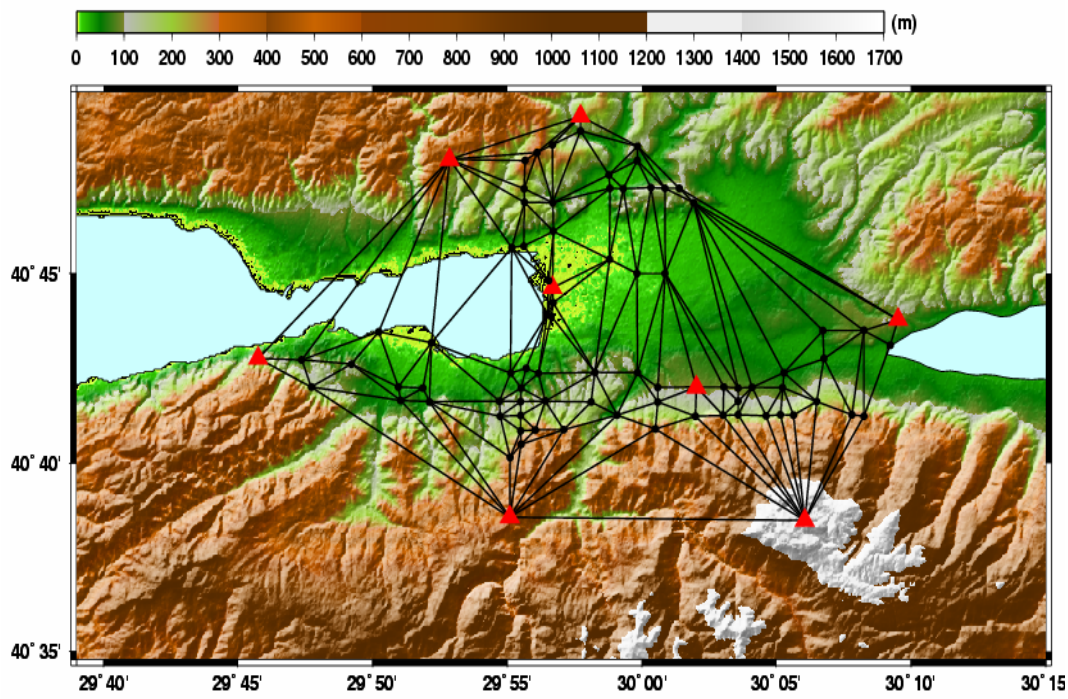
ΔH_{ij} : Baz vektörünün i ve j noktaları arasındaki ortometrik yükseklik farkı

$h_i - h_j$: i ve j noktalarındaki elipsoit yüksekliği

Nj-Ni :i ve j noktalarında enterpolasyonla hesaplanan NTG-03 ve NİZMİT-03 jeoit yüksekliğidir.

Nivelman ağ dengelenmesinde; hesaplanan ortometrik yükseklik farkları ölçü ve geometrik nivelman ölçüleriyle hesaplanan GPS/Nivelman noktalarının ortometrik yükseklikleri bilinen olarak alınır (Kılıçoğlu 2002). Bu çalışmada, 8 nokta dayanak noktası (bilinen) olarak alınmış ve 75 noktanın ortometrik yükseklikleri hesaplanmıştır. Hesaplamalarda Fortran Programlama Dilinde hazırlanmış VCNA.f programı kullanılmıştır (Kılıçoğlu 2000).

Ortometrik yükseklik farklarının hesabında kullanılan jeoit yükseklikleri, TG-03 ve yerel güncelleştirilmiş jeoit modellerinden hesaplanarak iki ayrı uygulama yapılmıştır. Uygulama sonuçları Çizelge 5.4'de sunulmuştur. Dengelemede sabit alınan 8 nokta ve oluşturulan üçgenleme Şekil 5.11'de gösterilmiştir.

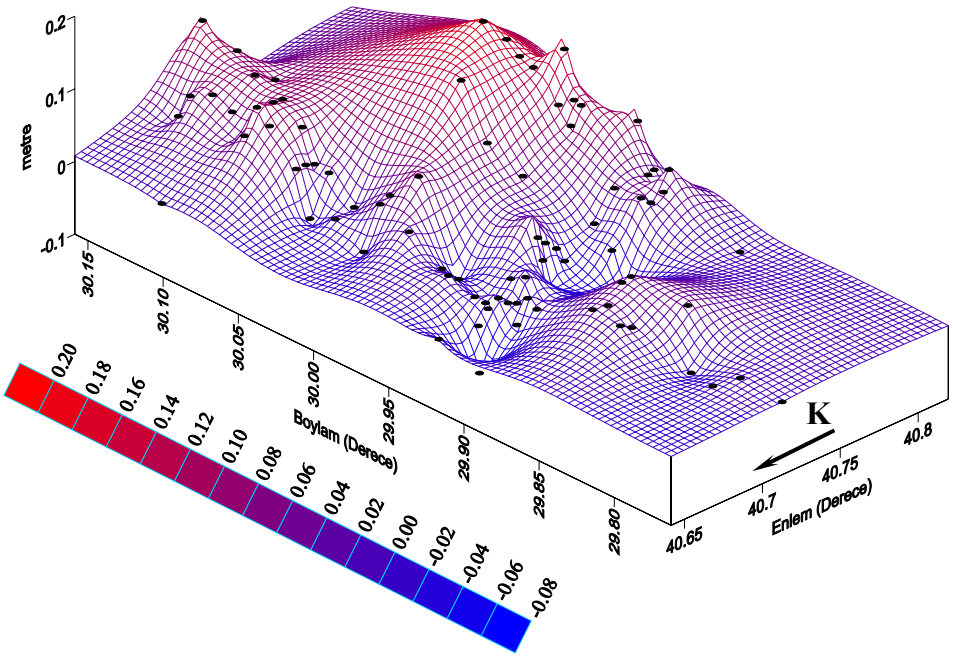


Şekil 5.11 Dengelemede sabit alınan 8 nokta ve oluşturulan üçgenleme

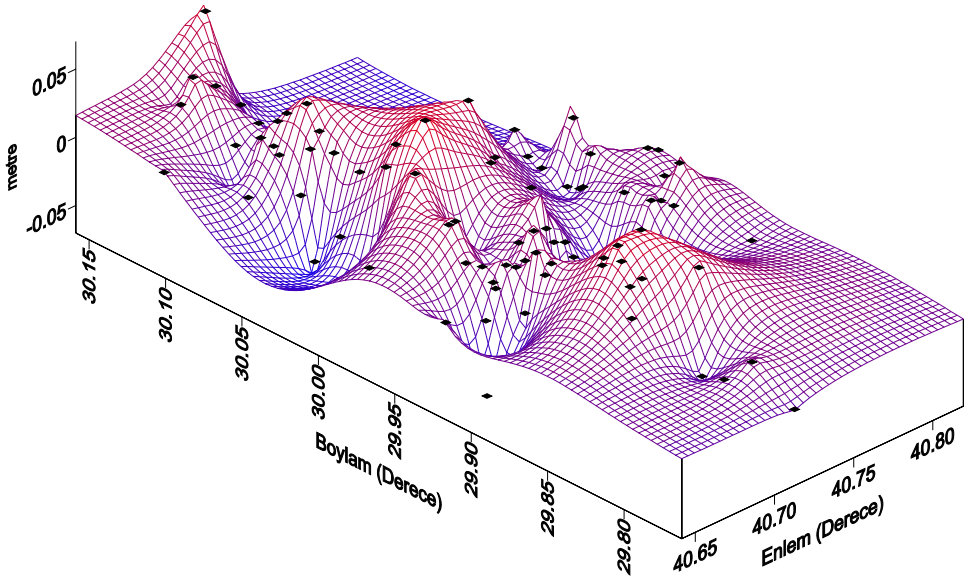
75 adet noktaya ait bu yeni bulduğumuz ortometrik yükseklikler daha önceden geometrik nivelman yapılarak elde edilmiş ortometrik yükseklikler ile karşılaştırılmıştır. Karşılaştırma sonuçları Çizelge 5.4'de ve Şekil 5.12'de verilmektedir.

Çizelge 5.4 Jeoit yükseklik farklarının bir nivelman ağı şeklinde dengelemesine ait istatistik bilgileri

	N_{TG-03}	$N_{İZMİT-03}$
Nokta Sayısı	75	75
Minimum	-0.08 m	-0.07 m
Maksimum	0.19 m	0.07 m
Ortalama	0 .04 m	0 .00 m
Standart Sapma	±0.06 m	±0.03 m



Şekil 5.12 Geometrik nivelmanla bulunan ortometrik yükseklikler ile N_{TG-03} jeoit yükseklik farklarının bir nivelman ağı şeklinde dengelemesi ile bulunan ortometrik yükseklikler arasındaki farklar (m)



Şekil 5.13 Geometrik nivelmanla bulunan ortometrik yükseklikler ile $N_{İZMİT-03}$ jeoit yükseklik farklarının bir nivelman ağı şeklinde dengelemesi ile bulunan ortometrik yükseklikler arasındak farklar (m)

5.2 Yerel GPS Nivelman Jeodinin Oluşturulması ve Kullanılması

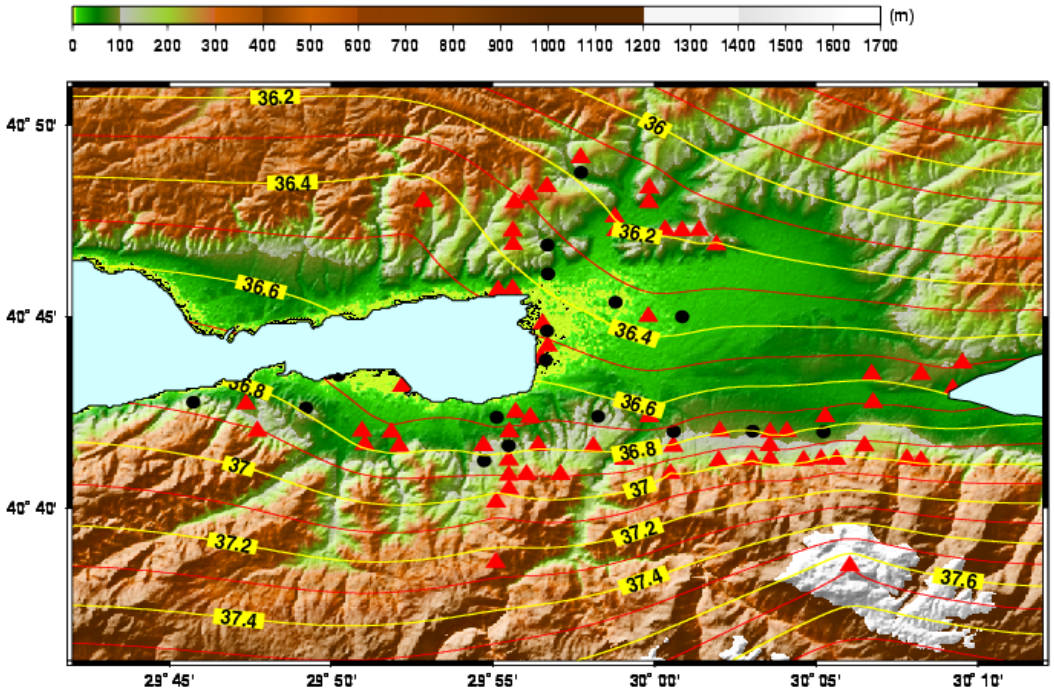
Büyük Ölçekli Harita ve Harita Bilgileri Üretim Yönetmeliği'ne göre sıklaştırma alanını kaplayacak biçimde, elipsoit yükseklikleri (h) GPS ile, Helmert ortometrik yükseklikleri (H) geometrik nivelman ile belirlenen bir "Jeoit Dayanak Noktaları Ağı" oluşturulur.

Jeoit dayanak noktalarının oluşturulmasında aşağıdaki esaslar dikkate alınır :

- C1, C2 ve C3 dereceli GPS ağı ile ana ve ara nivelman ağının ortak noktaları alınmalıdır.
- Kütle dağılımını karakterize eden yerlerde (takeometrik alıma benzer biçimde, su toplama ve dağıtma çizgileri üzerinde, tepe ve çukurlarda ve benzeri yerlerde) mutlaka noktalar olmalıdır.
- En az nokta yoğunluğu; 20 km^2 ye kadar 6 nokta ve bundan sonraki her 15 km^2 ye 1 nokta olmalıdır.
- Jeoit dayanak noktalarının koordinatları en az C2 dereceli nokta esaslarına göre, Helmert ortometrik yükseklikleri ise ana veya ara nivelman ağı ölçme esaslarına göre belirlenirler. Ancak proje alanının 30 km^2 den küçük olması durumunda, jeoit dayanak noktaları ilgili idarenin onayı alınarak C3 derece nokta esaslarına göre belirlenebilir.
- Eğimin % 20'den fazla ve ulaşımın güç olduğu jeoit dayanak noktalarının Helmert ortometrik yükseklikleri, ilgili idarenin onayı alınarak, ana ve ara nivelman noktalarından geometrik nivelman veya hassas trigonometrik nivelman tekniğiyle yapılan bağlantı ölçmeleriyle belirlenebilir.

Bu esaslar kapsamında 900 km^2 'lik test bölgesinde 65 adet jeoit dayanak noktasında GPS/Nivelman jeoit yükseklikleri hesaplanmıştır. Dayanak noktalarında belirli GPS/Nivelman jeoit yüksekliklerine bir matematik yüzey uydurularak uygulama bölgesi için jeoit yükseklikleri modellendirilebilir (Kılıçoğlu 2002). Geriye kalan 18 nokta kontrol amacıyla kullanılmıştır.

Yerel GPS/Nivelman jeoit yükseklikleri, 65 adet jeoit dayanak noktası, 18 kontrol noktası Şekil 5.14'de sunulmaktadır.

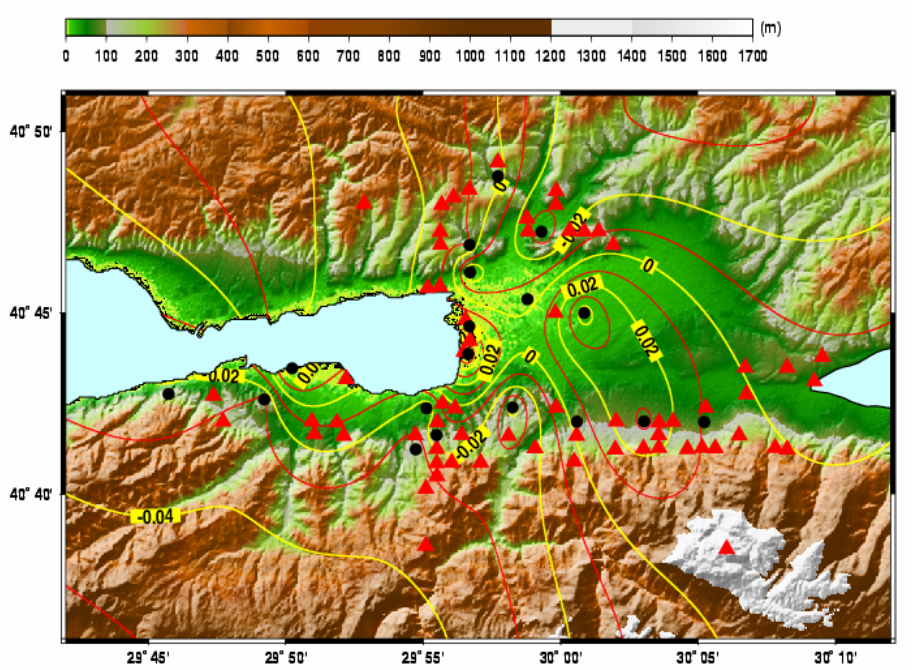


Şekil 5.14 Yerel GPS/Nivelman jeoit yükseklikleri, 65 adet jeoit dayanak noktası (kırmızı), 18 kontrol noktası (siyah)

GPS/Nivelman jeoidi oluşturulduktan sonra kontrol amacıyla kullanılan 18 adet noktaya ait GPS/Nivelman jeoit yükseklikleri enterpolasyonla hesaplanmışır. Daha sonra bu kontrol noktalarının herbirinde ($H=h-N_{GPS/Nivelman}$) formülü kullanılarak ortometrik yükseklikler hesaplanmıştır. 18 adet kontrol noktasına ait bu ortometrik yükseklikler, geometrik nivelmanla bulunan ortometrik yüksekliklerle karşılaştırılmış ve aralarındaki farklar hesaplanmıştır. Karşılaştırma sonuçları Çizelge 5.5'de ve Şekil 5.15'de verilmektedir.

Çizelge 5.5 GPS/Nivelman jeoidi kullanılarak bulunan ortometrik yükseklikler ile geometrik nivelmanla bulunan ortometrik yükseklikler arasındaki farklara ait istatistik bilgileri

Nokta Sayısı	18
Minimum	-0.05 m.
Maksimum	0.07 m.
Ortalama	0 .00 m.
Standart Sapma	±0.04 m.



Şekil 5.15 GPS/Nivelman jeoidi kullanılarak bulunan ortometrik yükseklikler ile geometrik nivelmanla bulunan ortometrik yükseklikler arasındaki farklar

6. SONUÇLAR

Elipsoit yüksekliklerinden ortometrik yüksekliklerin belirlenmesi için gravimetrik jeoit (TG-03) ve yerel GPS/Nivelman jeoidinin kullanılması ile ilgili sayısal uygulamalar Büyük Ölçekli Harita Üretimi Yönetmeliğinde önerilen yöntemler ile 29.73 ^{o} - 30.23 ^{o} boylamları ile 40.61 ^{o} - 40.83 ^{o} enlemleri arasındaki 900 km^2 'lik alanı kapsayan test bölgesinde gerçekleştirilmiştir. Her aşamada elde edilen ortometrik yükseklikler, geometrik nivelman ile bulunan ortometrik yükseklikler ile karşılaştırılmıştır ve karşılaştırma sonuçları 'de Çizelge 6.1 sunulmuştur.

Çizelge 6.1 Uygulamalardan elde edilen sonuçların karşılaştırılması

Kullanılan Yöntemler	**H (nivelman) – H hesap)**				
	Doğrudan TG-03	**Yerel Güncelleştirilmiş Jeoit**	**Jeoit Yükseklik Farkları Bir Nivelman Ağı Biçiminde Dengelendiğinde**		**Yerel Jeoit**
			N_{TG-03}	**$N_{İZMİT}$**	
Nokta Sayısı	83				
Minimum (m)	-0.24	-0.07	-0.08	-0.07	-0.05
Maksimum (m)	0.29	0.07	0.19	0.07	0.07
Ortalama (m)	0.06	0 .00	0.04	0.00	0 .00
Standart Sapma (m)	±0.11	±0.03	±0.06	±0.03	±0.04

Mevcut TG-03 jeoidinin doğrudan kullanılması yönteminde 83 GPS/Nivelman noktasında hesaplanan yükseklikler ile ölçülen yükseklikler arasındaki farkların standart sapması ± 11 cm olarak belirlenmiş olup TG-03 jeoidinin büyük ölçekli harita üretimi için doğrudan kullanılmasının uygun olmayacağı değerlendirilmektedir.

TG-03 jeoidinin 8 GPS/Nivelman dayanak noktası ile yerel güncelleştirilmesi ile elde edilen jeoidin kullanılması ile hesaplanan ortometrik yükseklikler ile geometrik nivelman ile ölçülen ortometrik yükseklikler arasındaki farkların standart sapması ±3 cm olarak belirlenmiştir. Bölgede 83 noktadan 8 tanesi dayanak nokta olarak kullanıldığı dikkate alınırsa, TG-03 jeoid modelinin yerel güncelleştirilmesi ile doğrudan kullanılabileceği anlaşılmaktadır.

Ağ noktaları arasında seçilen baz vektörlerinde belirlenen ortometrik yükseklik farklarının ölçü olarak kabul edilmesi ve 8 GPS/Nivelman dayanak noktasının ortometrik yüksekliğinin sabit alınması ile yapılan nivelman ağ dengelemesiyle hesaplanan ortometrik yükseklikler ile, ölçülenler arasındaki farklar incelenmiştir. Bu amaçla, TG-03 ve yerel güncelleştirilmiş gravimetrik jeoit kullanılarak iki ayrı dengeleme yapılmıştır. Elde edilen sonuçlardan, yerel güncelleştirilmiş jeoit kullanılarak yapılan dengelemede farkların standart sapmasının ±3 cm, TG-03 gravimetrik jeoidi kullanılarak yapılan dengelemede ise standart sapmanın ±6 cm olduğu görülmüştür. TG –03 jeoidinin hızlı değiştiği Kuzey-Güney doğrultusundaki baz vektörlerinin uzun olması nedeniyle farkların artmış olduğu değerlendirilmektedir.

Test bölgesinde 65 adet jeoit dayanak noktasında GPS/Nivelman jeoit yükseklikleri hesaplanmış ve daha sonra bu jeoit yüksekliklerine bir matematik yüzey oluşturularak uygulama bölgesi için yerel GPS/Nivelman jeoidi belirlenmiştir. GPS/Nivelman jeoidi kullanılarak bulunan ortometrik yükseklikler ile geometrik nivelmanla bulunan ortometrik yükseklikler arasındaki farkların standart sapması ±4 cm bulunmuş olup, test bölgesinde ortometrik yükseklik belirlemede kullanılmasının uygun olduğu değerlendirilmektedir.

Bu yöntemin özellikle dağlık bölgelerde nivelman ölçüsünün güç olması nedeniyle dayanak noktalarının uygun dağılımının sağlanamamasından dolayı daha çok küçük ve düz arazilerde kullanılmasının uygun olacağı düşünülmektedir (Kılıçoğlu ve Fırat 2003). Dayanak noktalarının bölgeye homojen olarak dağılmış, uygun dağılım ve sıklıkta olması uygulamanın hassasiyetini önemli ölçüde etkilemektedir.

Sayısal uygulama sonuçları incelendiğinde, seçilecek yöntem, beklenen doğruluğun tespiti ve çalışma bölgesinin jeoit yapısıyla birebir ilişkilidir.

KAYNAKLAR

Ayan, T. 1978. Türkiye Jeoiti, Harita Dergisi, Sayı 85, Ankara.

Ayhan, M.E. 1992. Türkiye Jeoidi - 1991 (TG-91), Harita Dergisi, Sayı 108, Ankara, Sayfa 1-17.

Ayhan, M.E., Demir, C. 1992. Türkiye Ulusal Düşey Kontrol (Nivelman) Ağı-1992 (TUDKA-92), Harita Dergisi, Sayı 109.

Büyük Ölçekli Harita ve Harita Bilgileri Üretim Yönetmeliği, 2005. http://www.hkmo.org.tr.

Demir, C., Cingöz, A. 2002. Türkiye Ulusal Düşey Kontrol Ağı (TUDKA-99), TUJK 2002 Yılı Bilimsel Toplantısı, Tektonik ve Jeodezik Ağlar Çalıştayı Bildiri Kitabı, İznik,Sayfa 139-153.

Demir, C. 2005. Düşey Datumun Belirlenmesi ve Uygulamada Kullanımı, TUJK Jeoit ve Düşey Datum Çalıştayı Bildiri Kitabı, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Trabzon, Sayfa 78-83.

Demir, C., Kılıçoğlu, A., Fırat, O. 2005. Türkiye Temel Gravite Ağı 1999 (TTGA-99), İç Rapor No: JEOF-2005-2, HGK Jeodezi Dairesi, Ankara.

Erden, F. 1979. Uygulamalı Gravite, Eğitim Serisi No.21, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Yayını, Ankara.

Forsberg, R. 1995. Program for interpolating values from a grid using bilinear or spline interpolation (GEOIP.f), Danish Geodetic Institute.

Gerstenecker, C., Demirel, H. 2005. Yeryuvarı Gravite Alanı-Önemi, Ölçme ve Yorumlama, TUJK Jeoit ve Düşey Datum Çalıştayı Bildiri Kitabı, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Trabzon, Sayfa 118-133.

İnal, C., Yiğit, C. Ö. 2004. Elipsoidal Yüksekliklerin Ortometrik Yüksekliğe Dönüşümünde Enterpolasyon Yöntemlerinin Kullanılabirliği, Selçuk Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Dergisi, 19.Cilt, 1.Sayı, Konya, Sayfa 73-83.

Heiskanen, W. A, Moritz, H. 1967. Physical Geodesy, W.H. Freeman and Company, San Francisco.

Kılıçoğlu, A. 2000. Düşey Kontrol Ağı Dengeleme Programı (VCNA.f) Harita Genel Komutanlığı Jeodezi Dairesi Başkanlığı, Ankara.

Kılıçoğlu, A. 2002. Güncelleştirilmiş Türkiye Jeoidi -1999A (TG99A), TUJK 2002 Yılı Bilimsel Toplantısı, Tektonik ve Jeodezik Ağlar Çalıştayı Bildiri Kitabı, İznik.

Kılıçoğlu, A., Fırat, O. 2003. Büyük Ölçekli Harita Üretiminde Ortometrik Yükseklik Belirlemeye Yönelik Jeoit Modelleme ve Uygulamalar, TUJK Coğrafi Bilgi Sistemleri ve Jeodezik Ağlar Çalıştayı Bildiri Kitabı, Selçuk Üniversitesi, Konya, Sayfa 27-34.

Kılıçoğlu, A., Demir, C., Fırat, O. 2005. Yeni Türkiye Jeoidi (TG-03)'nin Hesabında Kullanılan Ölçüler ve Yöntemler, TUJK Jeoit ve Düşey Datum Çalıştayı Bildiri Kitabı, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Trabzon, Sayfa 53-76.

Kurt, A.İ. 1998. EKKK Yöntemiyle Bölgesel Gravimetrik Jeodin Belirlenmesi, Araştırma Çalışması, Harita Teknik Yüksek Okulu, Ankara.

Mainville, A., Forsberg, R., Sideris M. 1992. Global Positioning System Testing of Geoids Computed from Geopotential Models and Local Gravity Data, A Case Study, JGR, Vol.97, No.B7, pp. 1137-1147.

Roman, D. 2007. Datums, Heights and Geodesy, Central Chapter of the Professional Land Surveyors of Colorado 2007 Annual Meeting, National Oceanic and Atmospheric Administration, U.S. Department and Commerce .

Şanlıoğlu, İ., Ceylan, A., İnal, C., Çorumluoğlu, Ö., Kalaycı, İ. 2002. Konya Bölgesi için GPS ile Elde Edilen Elipsoidal Yüksekliklerden Ortometrik Yüksekliklerin Hesaplanması, Selçuk Üniversitesi Jeodezi ve Fotogrametri Mühendisliği Öğretiminde 30. Yıl Sempozyumu, Konya.

Turgut, B., İnal, C., Yiğit, C. Ö. 2002. EGM96 Jeopotansiyel Modeli, TG99 Türkiye Jeoidi ve GPS/Nivelman ile Elde Edilen Jeoit Ondülasyonlarının KarşıIaştırılması, Selçuk Üniversitesi Jeodezi ve Fotogrametri Mühendisliği Öğretiminde 30. Yıl Sempozyumu, Konya.

Torge,W. 1989. Gravimeter,Walter de Gruyter, Berlin, New York.

Üstün, A. 2006. Gravite Alanı Belirleme Uydu Misyonları CHAMP, GRACE, GOCE ve İlk Sonuçları, Harita Dergisi, Sayı 136, Ankara.

Yerci, M. 2003. Jeodezi 1 Ders Notları, Selçuk Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Yayın No:17, Konya.

Yılmaz, M., Ersoy A. 2005. EGM96 Yer Yuvarı Modelinden Sapmalar İçin Matematik Model Araştırması, TUJK Jeoit ve Düşey Datum Çalıştayı Bildiri Kitabı, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Trabzon, Sayfa 29-40.