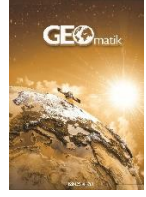




Geomatik

<https://dergipark.org.tr/tr/pub/geomatik>

e-ISSN 2564-6761



Ortalama Gravite Anomalisinin Kestiriminde Farklı Enterpolasyon Yöntemlerinin Karşılaştırması

Merve Öz¹, Ramazan Alpay ABBAK¹

¹ Konya Teknik Üniversitesi, Harita Mühendisliği Bölümü, Konya, Türkiye, evremms06@gmail.com, raabbak@ktun.edu.tr

Kaynak Göster: Öz, M., & Abbak, R. A. (2025). Ortalama Gravite Anomalisinin Kestiriminde Farklı Enterpolasyon Yöntemlerinin Karşılaştırılması. Geomatik, 10(3), 393-404.

DOI:10.29128/geomatik.1655792

Anahtar Kelimeler

Enterpolasyon
Colorado Test Bölgesi
Gravimetrik Jeoit
KTH metodu
QGIS

Araştırma Makalesi

Geliş:11.03.2025
Revize:16.04.2025
Kabul:16.04.2025
Yayınlanma:01.12.2025



Öz

Gravimetrik jeoit belirlemede girdi verisi olarak serbest hava (free-air) gravite anomalisi kullanılmaktadır. Bu nedenle fiziksel yeryüzünde ölçülen gravite büyüklükleri, ortalama deniz seviyesine indirgenir ve serbest hava anomalisi olarak adlandırılır. Bu indirgemenin sonra serbest gravite anomalileri, jeoit belirleme çalışmaları için grid merkezlerine enterpole edilmelidir. Ancak, serbest gravite anomalileri, topografik etkileri içerdiği için dalgalı bir yüzey oluşturmaktadır ve enterpolasyona elverişli değildir. Topografik etkileri ortadan kaldırmak amacıyla Bouguer plakası etkisi, serbest hava gravite anomalilerinden çıkarılır. Sonuçta Bouguer gravite anomalileri elde edilir. Bundan sonra Bouguer anomalileri grid merkezlerine enterpole edilebilir. Literatür incelendiğinde enterpolasyon sürecinde birçok seçenek vardır. Bu çalışmada enterpolasyon sürecinin etkilerini görmek amacıyla farklı enterpolasyon yöntemleri kullanılarak en doğru yaklaşımın belirlenmesi hedeflenmiştir. Çalışma sahası olarak Amerika Birleşik Devletleri'nin Colorado eyaleti seçilmiştir. Sahada topoğrafyanın minimum, maksimum ve ortalama yüksekliği sırasıyla 1306 m, 4372 m ve 2469 m'dir. Bu nedenle, jeoit belirleme yöntemi olarak dağlık alanlarda başarılı sonuç veren KTH yöntemi tercih edilmiştir. Sayısal sonuçlar ters mesafe ağırlık yönteminin en yüksek doğruluklu jeoidi verdiği belirlenmiştir. Ayrıca çalışmada ters mesafe ağırlıklı jeoit modeli referans alınarak diğer enterpolasyon yöntemleri ile elde edilen jeoit modelleri karşılaştırılmıştır. Karşılaştırmalar, yüksek bölgelerde enterpolasyon yöntemleri arasında kayda değer farklar olduğunu göstermiştir.

Comparison Of Different Interpolation Methods On The Estimation Of Mean Gravity Anomaly

Keywords

Colorado Test Area
Gravimetric Geoid
Interpolation
KTH method
QGIS

Research Article

Received: 11.03.2025
Revised: 16.04.2025
Accepted: 16.04.2025
Published: 01.12.2025

Abstract

In gravimetric geoid determination, free-air gravity anomaly is used as input data. Therefore, gravity measurements taken on the physical Earth's surface are reduced to mean sea level and referred to free-air gravity anomalies. After the reduction, free-air gravity anomalies should be interpolated to grid centres for geoid determination studies. However, since free-air gravity anomalies contain topographic effects, they create an undulating surface and are not suitable for interpolation. To eliminate topographic effects, the Bouguer plate effect is removed from the free-air gravity anomalies, resulting in Bouguer gravity anomalies. After this step, Bouguer anomalies can be interpolated to grid centre. A review of the literature shows that there are several options for the interpolation process. In this study, it was aimed to determine the most accurate approach by using different interpolation methods to see the effects of the interpolation process. The state of Colorado, USA, was selected as the study area. The minimum, maximum and average topography in the study area are 1306 m, 4372 m and 2469 m, respectively. Thus, the KTH method providing successful results in mountainous regions, was chosen as the geoid determination method. The numerical results demonstrates that the inverse distance weighting method supplies the most accurate geoid model. In addition, the inverse distance weighting geoid model was used as a reference in the study and the geoid models obtained from other interpolation methods were compared. The comparisons showed that there were significant differences between the interpolation methods in high-altitude regions.

1. Giriş

Jeodezi, yeryüzünün şekil ve büyüklüğünün yüzeyssel ve geometrik olarak belirlenmesinin yanı sıra gravite bilgisini de kullanarak yeryuvarının yüzeyindeki bir noktanın üç boyutlu konumunun belirlenmesini sağlayan disiplinler arası bir yer bilim dalıdır. Aynı zamanda yeryüzünün dinamiğini ve gravite etkileşimini göstermek amacıyla olup yer ve uydu gözlemlerinin incelenerek haritaya aktarılmasını sağlamaktadır. Modern jeodezinin temel görevi yeryuvarının geometrik boyutunu, şeklini ve gravite alanını belirlemektir. Şekil ve gravite alanının zamana bağlı değişimlerinin gözlemlenmesi ve analiz edilmesi de yine jeodezinin temel görevlerini oluşturmaktadır. Gravite alanını belirlenmesi işlemi fiziksel jeodezinin görevi olarak kabul edilmektedir.

Günümüzde Global Konum Belirleme Sistemlerinin (GNSS) gelişmesi ve kullanılmaya başlaması ile noktaların yer merkezli global sistemde koordinatları (enlem, boylam ve elipsoit yükseklikleri) yüksek doğrulukta ve gerçek zamanlı belirlenebilmektedir. Ancak, GNSS'den üretilen elipsoid yükseklik sadece geometrik anlamıdır. Bu nedenle drenaj projeleri, inşaat yapıları, doğal afet yönetimi vb. mühendislik uygulamalarında çoğunlukla kullanılmaz. Üretilen elipsoid yüksekliğin gravite alanı ile ilişkisi ve fiziksel bir anlamı yoktur. Uygulamalarda jeoit yüksekliği, ortometrik yüksekliklerin elipsoid yüksekliklerinden doğrudan hesaplanabilmesi için gereklidir. Bu nedenle yüksek doğruluklu ve çözünürlüklü jeoit modellerinin elde edilmesi önemli hale gelmiştir.

Yeryuvarının gerçek şekli olan jeoidin ± 1 cm doğrulukla belirlenmesi, günümüz jeodezi topluluğunun en önemli hedeflerinden biridir. Gravimetrik yöntem, jeoit yüksekliğinin elde edilmesi için gravite verilerini kullanan Stokes/Hotine formüllerinin sayısal olarak uygulanmasına dayanmaktadır. Eğer bölgesel anlamda bir jeoit modeli belirlenecek ise gravimetrik yöntem çoğunlukla tercih edilir (Abbak, 2021). Ne var ki; fiziksel yeryüzünde ölçülen gravite değerleri jeoit belirleme sürecine doğrudan dahil edilemez. Yüzey gravite değerlerinin öncelikle gravite anomalilerine indirgenmesi, bu işlem sırasında verilerin toplandığı yeryüzü parçasının topoğrafik yapısının niteliklerinin yitirmemesi istenir. Öte yandan, düzenli bir grid verisi oluşturmak için enterpolasyonda kullanılacak gravite anomalilerinin topoğrafyaya bağımlılığı en alt düzeyde olmalıdır. Boşlukta ya da serbest hava (Free-air) gravite anomalileri jeoit modellemenin temel veri grubunu oluştururken, daha yumuşak bir yeryuvarı şeklini betimleyen Bouguer anomalileri ise gravite verilerinin enterpolasyonuna daha elverişlidir. Her ne kadar uygulamada basit Bouguer anomalileri yaygın kullanıma sahip olsa da düzensiz topoğrafik alanların bozucu etkilerini az ya da çok içerdikleri bilinmektedir. Basit Bouguer yaklaşımı yardımıyla gravite anomalileri enterpole edilir. Bu süreçte birçok enterpolasyon yöntemi bulunmaktadır. Gravite anomalilerinin enterpolasyonunda hangi yöntemin kullanılacağı araştırma konusudur.

Literatür incelendiğinde ortalama gravite anomalilerinin hesabında kullanılan enterpolasyon

yöntemlerinin karşılaştırılmasına ilişkin araştırmalara dair, sınırlı sayıda kaynak bulunmaktadır. Bunlardan ilki, [Märdla ve ark. \(2017\)](#), dağınık test verileri kullanılarak düzenli aralıklı grid gravite anomalisinin indirgenmesi ve çeşitli enterpolasyon yöntemleri ile jeoit belirlenmesini amaçlamıştır. Gravite anomalisini belirlemek için dört farklı enterpolasyon yöntemi anlatılmış ve karşılaştırılmıştır. Çalışma alanı 53° - 73° enlemleri, 0° - 34° boylamları arasındaki bölgeyi kapsamaktadır. Bu bölge hem kara hem de deniz alanlarını kapsayacak heterojen alandır. Enterpolasyon yöntemi olarak kullanılan spline tabanlı yöntemler, çok sayıda gözlemin olduğu ve veri eksikliğinin olmadığı alanlarda en iyi şekilde kullanılabileceği tespit edilmiştir.

Diğer bir çalışmada, [Karaca ve ark. \(2024\)](#), yüksek çözünürlüklü jeoit hesaplamalarında kullanılan gravite verisinin gridlenerek farklı enterpolasyon yöntemleri ile elde edilmesini amaçlamıştır. Kriging, ters mesafe ağırlıklandırması, en yakın komşu ve yapay sinir ağları olmak üzere dört farklı enterpolasyon yöntemi uygulanmıştır. Enterpolasyon yöntemlerinde kullanılan gravite verisinin gridlenmesinin jeoit modelinin doğruluğunu etkilediği belirlenmiştir. Çalışma sahası olarak Fransa Auvergne'deki gravite verileri kullanılmıştır. Gravite verisinin gridlenmesinin jeoit modeline etkisini ortaya çıkarmak amaçlanmıştır. Kullanılan yazılımlar; veri enterpolasyon modüllerinin yanı sıra hassas jeoit belirleme için KTH Geolab yazılımı ve GRAVSOFTE jeodezik gravite alanı modelleme programlarıdır.

Yeryüzünde ölçülen gravite değerlerinin jeodezide kullanımı, gravitenin değişik anomali türlerine indirgenmesini ve bu işlem sırasında ölçünün yapıldığı bölgenin topoğrafik durumunun özenli bir şekilde ele alınmasını gerektirmektedir. Jeoit belirlemede kullanılan ortalama gravite anomalisinin belirlenerek ve bu değeri etkileyecek farklı enterpolasyon yöntemlerinin uygulanmasından çıkan sonuçların değerlendirilmesi gerekir. Çalışmanın önemi; farklı enterpolasyon yöntemlerinin ortalama gravite değerindeki etkisinin izlenmesi ve en iyi sonucu ortaya çıkarmaktır. En iyi enterpolasyon yönteminin belirlenerek elde edilecek jeoit modelinin doğruluğunun ve kullanılabilirliğinin artırılması hedeflenmektedir. Böylelikle 1 cm doğruluklu jeoidin belirlenmesine katkı verilmiş olacaktır.

Makalenin 2. bölümünde gravimetrik jeoit modeli belirlemede kullanılan KTH yaklaşımının (diğer adı Stokes Fonksiyonun En Küçük Karelerle Modifikasyonu) temel ilkeleri ve formülleri detaylı olarak anlatılmıştır. Ayrıca, tercih edilen enterpolasyon yöntemlerinin formülleri ve prensipleri ele alınmıştır. 3. bölümde çalışma sahasının kapsadığı alan, jeoit belirlemede kullanılacak girdi verileri ve doğrulukları hakkında bilgi verilmiştir. 4. bölümde sayısal uygulamada tercih edilen QGIS (Quantum GIS) ve LSMSSOFT (Least-Squares Modification of Stokes formula Software) yazılımları anlatılmıştır. Sayısal araştırmada enterpolasyon yöntemlerinin ürettiği serbest hava anomalileri ve jeoit modelleri değerlendirilmiştir. 5. bölümde sayısal uygulamada elde edilen bulgular değerlendirilmiş, ileride yapılacak çalışmalar için tavsiyelerde bulunulmuştur.

2. Yöntemler

Jeoit belirleme yöntemi olarak gravimetrik yöntem tercih edilmiş ve E. L. Sjöberg tarafından geliştirilen KTH yaklaşımı kullanılmıştır. Bu bölümde KTH yaklaşımı ve 4 farklı enterpolasyon yönteminin prensipleri ve formülleri detaylı olarak açıklanmıştır.

2.1. KTH yaklaşımı

Bölgenin jeoidini belirlerken bu çalışmada kullanılacak yöntem İsveç Kraliyet Teknoloji Enstitüsü'nde E. L. Sjöberg tarafından geliştirilen KTH yöntemidir. Yöntemin temelleri, George Gabriel Stokes'un yayınladığı ve kendi adıyla anılan Stokes formülüne dayanmaktadır (Stokes, 1849). Bu formül gravite anomalilerinden jeoit yüksekliğini belirlemeye olanak sağlamıştır. Stokes formülüne göre jeoit yüksekliği,

$$N = \frac{R}{4\pi\gamma} \iint_{\sigma} S(\psi) \Delta g d\sigma \quad (1)$$

şeklinde ifade edilir. Burada R yeryuvarının ortalama yarıçapı, ψ jeosentrik açı, Δg gravite anomalisi, $d\sigma$ birim küre σ 'nın en küçük yüzey elemanı, $S(\psi)$ Stokes fonksiyonu ve son olarak γ ise referans elipsoidi üzerindeki normal gravitedir. Stokes fonksiyonu,

$$S(\psi) = \sum_{n=2}^{\infty} \frac{2n+1}{n-1} P_n(\cos\psi) \quad (2)$$

Legendre polinomunun bir serisi olarak küre üzerinde ifade edilebilir. Eşitlikte n dereceyi temsil etmektedir.

Stokes formülünün yeryuvarının tümünde uygulanması gerekmektedir, fakat bu durum pratikte zordur. Bunun sebebi tüm yeryuvarına ait gravite verilerinin bir araya getirilmesi ile oluşacak veri yığının birlikte değerlendirilmesinin güçlüğündendir. Bu değerlendirmeyi yapabilmek için Stokes eşitliğini sınırlı bir bölge belirlenerek yeniden düzenlenip kullanılır. Bu işleme de Stokes integralinin modifikasyonu denmektedir.

Stokes formülünde tüm yeryuvarını kapsayan küresel gravite verisi yerine sadece bir bölgeye ait yersel gravite verisi kullanılması sonucu, ihmal edilen dış bölgelerinin gravite verisi eksikliği sebebiyle kesme (truncation) hatası meydana gelecektir. Molodensky ve ark., (1962)'de uzak bölgelerin kesme hatasını Stokes formülünde küresel yerpotansiyel modellerden (KYM) gravite sinyalinin uzun dalga boylu bileşenleri ile yersel gravite gözlemlerini birleştirme işlemi yapılarak azaltılabileceğini kanıtlamıştır. Bu teoremin genişletilmesi, Stokes modifikasyonu olarak adlandırılmıştır. Modifikasyonlar; stokastik ve deterministik olmak üzere iki ana grupta ele alınmaktadır. Deterministik yaklaşım modifikasyonda sadece kesme hatalarını minimize ederken, stokastik yaklaşım kesme hatasının yanında KYM ve yersel gravite gözlemlerinin hatalarını da hesaba katılmasını sağlayarak yersel gravite verilerini ve KYM birleşimini optimize etmeye çalışmaktadır.

Sjöberg (2003a), Stokes formülünü modifikasyon parametreleri (s_n ve b_n) kullanarak yeniden tanımlamıştır,

$$\tilde{N} = \frac{R}{4\pi\gamma} \iint_{\sigma_0} S^L(\psi) \Delta g d\sigma + \frac{R}{2\gamma} \sum_{n=2}^M b_n \Delta g_n^{KYM} \quad (3)$$

eşitlikte $S^L(\psi)$ yerelleştirilmiş Stokes fonksiyonu, b_n modifikasyon parametresi, Δg_n^{KYM} KYM'den türetilen gravite anomalisi;

$$\Delta g_n^{KYM} = \frac{GM}{a^2} \left(\frac{a}{r}\right)^{n+2} (n-1) \sum_{m=-n}^n C_{nm} S_{nm} \quad (4)$$

eşitliği ile ifade edilmiştir. Eşitlikte a referans elipsoidinin ekvatorial yarıçapı, r hesap noktasının jeosentrik yarıçapı, C_{nm} ve S_{nm} ise tam normalize edilmiş küresel harmonik katsayılarıdır (Heiskanen ve Moritz, 1967). Yerelleştirilmiş Stokes fonksiyonu ise;

$$S^L(\psi) = S(\psi) - \sum_{n=2}^L \frac{2n+1}{2} s_n P_n(\cos\psi) \quad (5)$$

eşitliği ile ifade edilmektedir. s_n modifikasyon katsayısını temsil etmektedir.

KTH yöntemi ile jeoit belirlerken, yersel gravite anomalileri ve KYM gravite anomalileri yardımıyla yaklaşık olarak jeoit yüksekliği $\tilde{N}$ hesaplanır ve daha sonra yönteme özel 4 düzeltme eklenerek kesin değer belirlenir. Kesin jeoit yüksekliği değeri,

$$N = \tilde{N} + \delta N_{comb}^{Topo} + \delta N_{DWC} + N_{comb}^a + \delta N_e \quad (6)$$

biçimindedir. Burada δN_{comb}^{Topo} topoğrafik düzeltme, δN_{DWC} indirgeme düzeltmesi, N_{comb}^a toplam atmosferik düzeltme ve δN_e elipsoidal düzeltmeyi temsil etmektedir.

Topoğrafik düzeltme, jeoit üzerine etki eden doğrudan veya dolaylı tüm topoğrafik etkilerinin toplamıdır. Bu düzeltme,

$$\delta N_{comb}^{Topo} = \delta N_{dir} + \delta N_{indir} = -\frac{2\pi G \rho H_p^2}{\gamma} \left(1 + \frac{2H_p}{3R}\right) \quad (7)$$

şeklinde. Burada ρ ortalama yeryuvarı kabuk yoğunluğu ($\rho = 2.67 \text{ g/cm}^3$) H_p noktanın ortometrik yüksekliğidir (Sjöberg, 2007).

Jeoit belirlemede indirgeme düzeltmesi Stokes formülü uygulamalarında temel bir düzeltmedir. Bu metoda göre indirgeme düzeltmesi,

$$\delta N_{DWC} = \delta N_{dwc}^{(1)} + \delta N_{dwc}^{L1, Far} + \delta N_{dwc}^{L2} \quad (8)$$

şeklinde üç bileşenden oluşmaktadır. Bu bileşenler,

$$\delta N_{dwc}^{(1)} = \frac{\Delta g}{\gamma} H_p + 3 \frac{\tilde{N}}{r_p} H_p - \frac{1}{2\gamma} \frac{\partial \Delta g}{\partial r} |_P H_p^2$$

$$\delta N_{dwc}^{L1, Far} = \frac{R}{2\gamma} \sum_{n=2}^M b_n \left[\left(\frac{R}{r_p}\right)^{n+2} - 1 \right] \Delta g_n$$

$$\delta N_{dwc}^{L2} = \frac{R}{4\pi\gamma} \iint_{\sigma_0} S^L(\psi) \left[\frac{\partial \Delta g}{\partial r} |_P (H_p - H_q) d\sigma_q \right] \quad (9)$$

formülleri ile ifade edilmektedir. Burada $r_p = R + H_p$, P noktasının küresel yarıçapı, H_p hesap noktasına ait topoğrafik yüksekliği olarak isimlendirilir (Sjöberg, 2003b).

Jeoit yüzeyinin dışındaki atmosferik kitlenin etkisi tamamen yok sayılamaz. Bu nedenle yaklaşık jeoit yüksekliği hesaplama kısmında yok kabul edilen atmosferik kitle etkisi sonradan düzeltme olarak eklenmelidir. Atmosferik düzeltme,

$$\delta N_{atm} = -\frac{G \rho^a}{\gamma} \iint_{\rho^a} S^L(\psi) H_p d\sigma \quad (10)$$

formülü ile hesaplanır. Burada ρ^a deniz seviyesindeki atmosferik yoğunluk olarak ifade edilir ve standart olarak genelde 1.23 kg/m^3 olarak alınır (Sjöberg, 1999).

Stokes formülü küresel sınır yüzeyinden türetilir, fakat jeoit küreden daha çok elipsoit yüzeyine daha fazla benzediğinden dolayı elipsoidal düzeltme uygulanmak zorundadır. Yüksek doğruluklu jeoit belirlemek

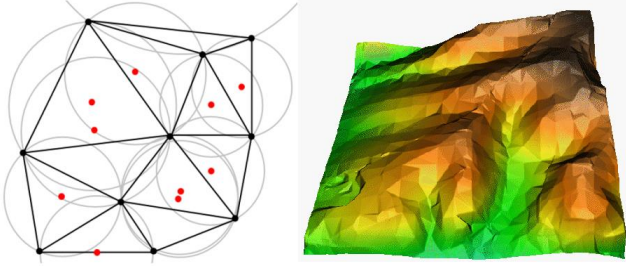
istendiğinden bu düzeltmeyi hesaba katmak önemli bir kriterdir. Elipsoidal düzeltme,

$$\delta N_{ell} = [(0.0036 - 0.0109 \sin^2 \varphi) \Delta g - 0.0050 \tilde{N} \cos^2 \varphi] Q_0^L \quad (11)$$

eşitliği ile elde edilir. Formülde Δg yersel gravite anomalisini, Q_0^L Molodensky kesme katsayısını temsil eder (Ellmann ve Sjöberg, 2004).

2.2. Düzensiz Üçgen Model Yöntemi

Düzensiz Üçgen Model (TIN: Triangulated Irregular Network) yüzey üzerinde rasgele dağılmış noktalardan olabildiğince eşkenara yakın üçgenlerden oluşan model olarak tanımlanır. TIN yönteminin hedefi uzayda kesintisiz bir şekilde komşu üçgenlerle yüzeyin modellenmesidir. Modellemede çok küçük ve düzensiz üçgenler olmaması gerekmektedir. Ayrıca arazinin eşkenar üçgene yakın üçgenlerle modeli oluşturulmalıdır. Bu hedef doğrultusunda en yaygın yöntem Delaunay üçgenleme yöntemidir (Şekil 1). Bu yöntem ile tanımlanan üçgenleri oluşturan noktaların hiçbirisi başka üçgenin çevrel çemberinin içinde yer almaz (Bildirici, 2023).

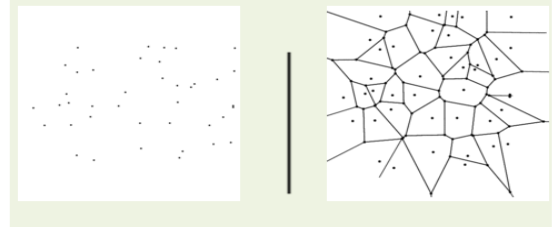


Şekil 1. Kırmızı örnek verilerinin etrafındaki çemberlerle Delaunay üçgenlemesi. TIN enterpolasyonundan ortaya çıkan yüzey sağda gösterilmektedir (Mitas ve Mitasova, 1999).

Yöntem büyüklüğü hesaplanacak noktanın içinde olduğu üçgende, üçgenin köşe noktalarındaki değerler ile lineer enterpolasyon uygulanarak elde edilmektedir. Bu işlem tek anlamlı sonuç vermelidir. Üçgenleme işleminde oluşturulan üçgen kenarlarının mümkün olduğunca eşit olması ve yahut eşit açılı olmalıdır. Genellikle düzgün bir görünüme sahip olması istenir (Yanalak, 2001).

2.3. En Yakın Komşuluk Yöntemi

En yakın komşu enterpolasyon yönteminde, belirli olan noktalar arasındaki kenarortay kullanılarak, istenen noktanın 3. Boyutu ve komşu noktalar arasına çizgi çekilerek oluşturulan Voronoi poligonları ($V_i, i=1, 2, \dots, n$) gibi en yakın noktalardan elde edilir. Her nokta bir poligona sahiptir ve noktalar poligonların merkezinde yer alır (Şekil 2). Aynı poligon içinde bulunan noktalara aynı değerler atanıp tanımlanır. Böylece, her nokta ve ona en yakın tahmin edilen noktalar aynı değere sahip olur (Li ve Heap, 2008).



Şekil 2. Voronoi diyagramı (Skiena, 2008).

Yöntem ayrıca her bir noktanın komşu noktalarının aralarına ara değerler ekleyerek geometrik olarak modelleyip raster oluşturur. Kaynak veri noktalarının kümeler oluşturularak, nokta kümesine ait herhangi bir noktaya, kümedeki diğer noktalardan daha yakın konumda olan düzlem noktalarının geometrik yerinden yararlanarak her raster hücresinin değerini tahmin eder.

2.4. Hareketli Ortalama Yöntemi

Hareketli ortalama yönteminde, kullanıcı tarafından tanımlanan arama elipsi belirlenerek değerlerin ortalamaları kullanılır. Sağlıklı sonuçlar elde etmek için çok sayıda veriye ihtiyaç duyulmaktadır. Belirlenen arama elipsini düğümün tam merkezine yerleştirerek komşu veriler saptanır. Sonuç değeri, belirlenen komşu verilerin aritmetik ortalaması ile aynı atanır. Sonuç grid düğümü değeri, çalışma sahasının minimum belirtilen veri miktarından azsa boş bırakılır. Başka bir deyişle, enterpolasyondan sonra elde edilmiş değerlerin aralığı, verilerin aralığı ile sınırlıdır (Yang ve ark., 2012). Basit hareketli ortalamanın ana denklemi,

$$s_i = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n a_i \quad (12)$$

olarak gösterilir. Burada s_i noktanın enterpolasyonlu değeri, n noktaların sayısı ve a_i her örneklenen noktanın ortalama değeridir.

2.5. Ters Mesafe Ağırlık Yöntemi (IDW-Inverse Distance Weighted)

Ters mesafe ağırlık yönteminin esası kestirimi yapılacak nokta ile dayanak noktaların arasındaki mesafenin tersinin ağırlıklandırılmasıdır. Bu yöntem, dayanak noktalara olan mesafe arttıkça uzaktaki noktanın kestirilecek değere olan etkisinin azaltılması hedeflemektedir. Standart IDW yönteminde $N = \{X, Y, Z\}$ nokta kümesinin oluşturduğu bölgede $P(x, y)$ konumundaki enterpolasyon noktasının yüksekliği,

$$z_e = \sum_{i=1}^n S_i * Z_i / \sum_{i=1}^n S_i \quad (13)$$

$$S_i = \frac{1}{d_i^p}, i = 1, 2, \dots, p = 1, 2, 3, 4 \quad (14)$$

eşitliğinden hesaplanır. Fonksiyondaki p güç parametresi değerinin artması sonucunda uzaktaki noktanın hesaplamaya etkisini azalmaktadır. Enterpolasyon noktasının bulunduğu alanın yüzey modellemesinde uzaktaki noktaların oluşturacağı olumsuz etkileri en aza indirmesi hedeflenmiştir. Kaynaklarda genel olarak p

güç parametresi değeri 2 alınmaktadır. Fonksiyonda d dayanak noktalar ile enterpolasyon noktası arasındaki mesafe olup,

$$d_i = \sqrt{(x_e - X_i)^2 + (y_e - Y_i)^2} \quad (15)$$

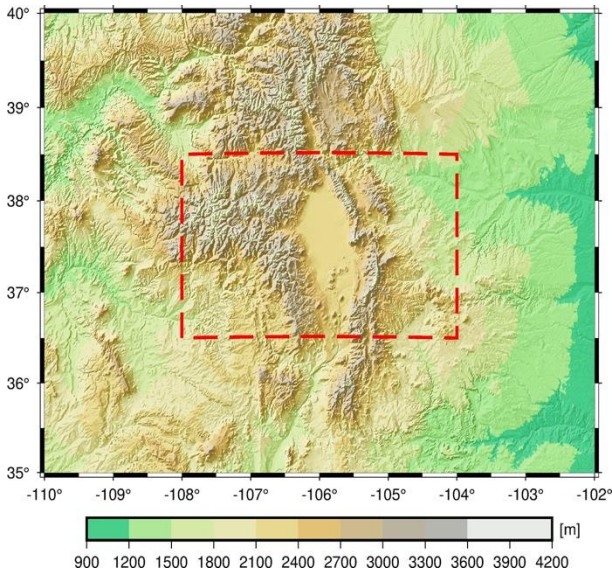
eşitliğinden hesaplanır. IDW yönteminde dayanak nokta seçiminde tüm noktaların değerlendirilmesi hesaplama güçlüğüne sebep olmaktadır. Genellikle uygulamalarda enterpolasyon noktası merkezli daire veya dikdörtgen alanın içerisinde bulunan dayanak noktalara göre hesaplanmaktadır (Güler, 1978; Yanalak, 2002).

3. Materyal

KTH yöntemiyle gravimetrik jeoit belirlemek için gerekli olan veriler ve çalışma sahası hakkında detaylı bilgiler bu kısımda ele alınmıştır.

3.1. Çalışma Sahası

Çalışma sahası olarak, Amerika Birleşik Devletleri'nin Colorado eyaleti seçilmiştir. Sahanın coğrafi sınırları; 36.5° ile 38.5° kuzey enlemleri ve 104° ile 108° batı boylamları arasındaki kalan alandır. Bahsi geçen bölge, Şekil 3'de kırmızı çerçeve ile gösterilmiştir. Sahanın yüzölçümü yaklaşık 80 000 km²'dir. Sahada topoğrafyanın minimum, maksimum ve ortalama yüksekliği sırasıyla 1306 m, 4372 m ve 2469 m'dir. Topoğrafya ve jeoit bu sahada ani değişimler gösterdiği için test sahası olarak seçilmiştir (Şekil 3).



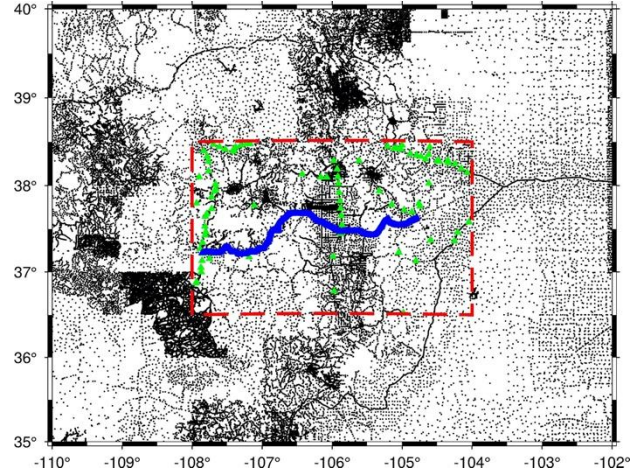
Şekil 3. Çalışma sahası ve çevresinin topoğrafyası (kırmızı çerçeve çalışma sahasını gösterir.)

3.2. Yersel Gravite Verisi

Gravimetrik jeoit belirleme çalışmaları, çalışma sahasının çevresinde en az 150 km'lik bir tampon bölgenin de verilerini gerektirmektedir. Buna göre veri sahasının coğrafi sınırları; 35° ile 40° kuzey enlemleri, 102° ile 110° batı boylamları arasında kalan alandır. Veri sahasının yüzölçümü yaklaşık 400 000 km² dir. Böylesi bir alan Türkiye'nin yüzölçümünün neredeyse yarısına karşılık gelmektedir. Bu yönüyle kapsamlı bir araştırma olarak planlandığı söylenebilir. Veri sahasındaki yükseklik değerleri ise 931 metreden başlayıp, 4396 m

kadar çıkmaktadır. Ayrıca, sahada ortalama yükseklik yaklaşık 2017 m'dir.

Veri sahasındaki yersel gravite gözlemleri Amerikan ulusal jeodezi dairesi (NGS: National Geodetic Survey) tarafından üretilmiştir (URL 1). Toplam gravite gözlemi 59303'tür. Veri sahasının yüzölçümü düşünüldüğünde her 7 km² ye bir nokta düşecek şekilde bir yoğunluk sunmaktadır (Şekil 4). Gravite verilerinin doğruluğu 1 mGal'in altındadır (URL 1).



Şekil 4. Veri sahasındaki yersel veriler (siyah noktalar gravite gözlemleri, yeşil üçgenler tarihi GNSS-nivelman verileri, mavi üçgenler güncel GNSS-nivelman verileridir).

3.3. GNSS-Nivelman Verisi

GNSS-Nivelman verisi jeoit belirleme çalışmalarında elde edilen jeoit modelinin doğruluğunun değerlendirilmesinde kullanılan referans verisidir. Bu çalışma sahasındaki jeoit modelini kontrol edecek veriler 2 gruba ayrılmaktadır. Birincisi tarihi veriler olup toplam sayısı 94'tür (Şekil 4'de yeşil üçgenler ile gösterilmiştir). Bu grupta jeoit yüksekliklerinin doğruluğu 4-5 cm civarındadır. Diğer yandan aynı bölgede 2017 yılında bir profil boyunca yeniden GNSS-nivelman gözlemleri yapılmıştır. Bu gruptaki gözlemlerin sayısı da 222'dir (Şekil 4'de mavi üçgenler ile gösterilmiştir). Bu grupta jeoit yüksekliklerinin doğruluğu 2 cm'nin altındadır (Van Westrum ve ark., 2021). Bu yönüyle güncel verilerin yüksek doğruluklu olduğundan söz edilebilir (Konukseven ve ark., 2022; Erdem ve Demirel, 2022).

3.4. Sayısal Yükseklik Modeli

Yeryüzü kara parçalarının çoğunluğunu kapsayan global sayısal yükseklik modelleri, uzaktan algılama yöntemi ve topoğrafik haritaların sayısallaştırılması ile üretilmekte olup ticari ya da ticari olmayan biçimlerde kullanıcılara sunulmaktadır (Ustun ve ark., 2006). Bu kapsamda ticari amaç güdülmeden yapılan çalışmalardan biri Mekik Radar Topografya Görevi olan Shuttle Radar Topography Mission (SRTM)'dir. NASA (National Aeronautics and Space Administration) tarafından yürütülen projede yeryüzünün ±60° enlemleri arasındaki kara parçaları SAR (Synthetic-aperture radar) tekniği kullanılarak taranmıştır (Farr ve ark., 2007). Yapılan çalışma, 2000 yılı Şubat ayında 11 gün boyunca

devam etmiştir (Bildirici ve ark., 2007a). İyileştirme çalışmalarından sonra SRTM Sayısal Yükseklik Modeli (SYM) üç farklı versiyonda dağıtılmaktadır (Bildirici ve ark., 2007b).

KTH metodunda Stokes fonksiyonu yeryuvarını küre gibi düşünülür fakat uygulamada topoğrafya yapısı girintili çıkıntılı bir yapıdadır. Bu sebeple gravite verilerine topoğrafya düzeltmesi yapılması gerekmektedir. Gravimetrik jeoit belirlemek için global sayısal yükseklik modelleri bu tür çalışmalarda kullanılabilir (Yılmaz ve Erdoğan 2018). Bazı çalışmalarda SRTM1 küresel sayısal yükseklik modelinin ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer), modeline göre daha doğru sonuçları verdiği görülmüştür (İl ve ark., 2018; Bildirici ve Abbak, 2020). Bu çalışma sahası için sayısal yükseklik modeli olarak SRTM'in 1 saniye çözünürlüklü çözümü kullanılacaktır. Bu kapsamda belirtilen SRTM1, ilgili internet sayfasından ücretsiz şekilde indirilecektir.

3.5. Küresel Yerpotansiyel Model

Küresel Yerpotansiyel Modeller (KYM) gravite alanına ait uzun dalga boylu bileşenini temsil eden küresel harmonik katsayılarıdır. Yeryuvarında toplanan gravite bilgilerinin hepsi birleştirilerek en küçük kareler yöntemi ile dengelendikten sonra $\bar{C}_{nm}$ ve $\bar{S}_{nm}$ katsayıları ve onların standart sapma kestirimi yapılır. Hesaplanan bu katsayılar ise küresel yerpotansiyel modeli olarak tanımlanır.

CHAMP, GOCE, GRACE ve GRACE-FO gibi alçak yörüngeli uyduların yörünge hareketlerinden yeryuvarı gravite alanı hakkında bilgiler elde edilir. Bu bilgilerden üretilen KYM'ler ICGEM'in internet sayfasında ücretsiz yayınlanmaktadır. ICGEM internet sayfasında günümüze kadar oluşturulmuş 180'den fazla KYM bulunmaktadır (Yılmaz ve ark., 2016). Yeni üretilen modellerin farklılıkları fazla ölçü kullanılmasının yanında yeni ölçme yöntemleri ile değerlendirilmesidir.

Günümüzde yüksek doğruluklu KYM oluşturmak için yeryuvarına ait gravite bilgisine; uydu izleme verileri, uydu altimetre verileri, uydu gradyometre verileri ve yersel gravite verileri kaynak olarak değerlendirilir. KYM'lerin türleri değerlendirildiğinde; uydu bazlı model, kombine model ve yeniden biçimlendirilmiş model olarak üç ana başlıkta açıklanır. Uydu bazlı model, sadece uydu verilerinin analiz edilmesi sonucunda hesaplanan modellerdir. Kombine bir başka deyişle bütünleşik model, uydu ve yersel verilerin birlikte değerlendirilmesi ile oluşan KYM'dir. Son olarak yeniden biçimlendirilmiş model önceden var olan KYM'lerin farklı özel matematiksel teknikler kullanılarak modelin tekrardan üretilmesidir (Abbak, 2021).

Çalışmalarda KYM seçimi, jeoidin doğruluğunu direkt etkilemektedir (Demir ve ark., 2018). Bu çalışma sahasında yersel gravite verisi bulundurmayan sadece uydu bazlı KYM gerekli olduğu için ITU_GGC16 (Akyılmaz ve ark., 2016) modeli uygulamada tercih edilmiştir.

4. Sayısal Uygulama

Gravimetrik jeoit modeli belirlemek amacıyla, yersel gravite verilerinin, ortalama serbest hava anomalilerine

dönüştürülmesi aşamaları anlatılmaktadır. Buna göre basit Bouguer anomalilerinin farklı enterpolasyon yöntemleri ile değerlendirilerek karşılaştırılması, bu indirgemeler ile jeoit modelleri belirlenip seçilen enterpolasyon yönteminin jeoit üzerindeki etkisini ortaya çıkarılması hedeflenmektedir.

4.1. Kullanılan Yazılımlar

Ortalama gravite anomalisi değerlerinin enterpolasyonu için QGIS programındaki enterpolasyon yöntemlerinin kullanılması planlanmaktadır. QGIS veri görüntüleme, düzenleme ve çözümleme olanaklarını sağlayan çoklu platform destekli özgür ve açık kaynaklı bir Coğrafi Bilgi Sistemi (CBS) yazılımıdır. Programın sağladığı farklı enterpolasyon yöntemleri kullanılarak basit Bouguer anomalisi değerleri elde edilecek ve bu değerler ile jeoit modeli belirlenerek modeller arasında karşılaştırma yapılacaktır. Programda enterpolasyon yapılması için gerekli parametreler; noktaya ait enlem, boylam ve Bouguer anomalisi değerleridir. Enterpolasyon sonuçları, seçilen yöntem ve parametrelere göre değişiklik göstermektedir. QGIS, düzensiz üçgen model (Trigulated Irregular Network) ve en yakın komşuluk en çok yaygın olarak kullanılan iki enterpolasyon yöntemini desteklemektedir (örn. Anbaroglu ve ark., 2022). Buna ek olarak çalışmada ters mesafe ağırlık ve hareketli ortalama enterpolasyon yöntemleri de kullanılmıştır.

Gravimetrik jeoit modelini oluşturmak amacıyla KTH yönteminin uygulanması için Abbak ve Üstün (2015) tarafından geliştirilen LSMSSOFT (Least-Squares Modification of Stokes' formula Software) yazılımı tercih edilmiştir. Linux tabanlı bir yazılım olan LSMSSOFT pratik ve hızlı bir şekilde jeoit modelini hesaplamaktadır. LSMSSOFT yazılımında kullanabilmesi için gridlenmiş serbest hava gravite anomalilerine ihtiyaç vardır.

4.2. Verilerin Hazırlanışı

Çalışma sahasında WGS84 datumunda enlem, boylam, gravite değerleri olan 59303 noktanın gözlemleri bulunmaktadır. Rasgele gravite verilerinin jeoit modellemede kullanılabilmesi için bazı indirgemelerin yapılması gerekmektedir.

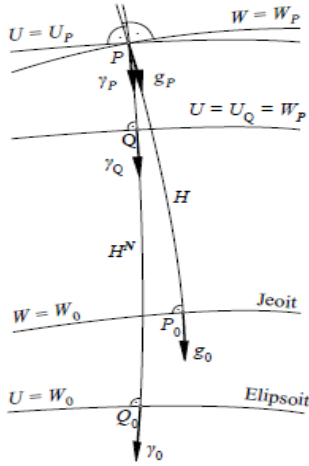
Arazide ölçülen gravite değerleri öncelikle serbest hava anomalilerine dönüştürülür;

$$\Delta g = g_0 - \gamma_0 \quad (16)$$

eşitlikte, g_0 jeoit yüzeyindeki gerçek gravite ve γ_0 elipsoit yüzeyindeki normal gravitedir. Eşitlik biraz daha detaylandırılırsa,

$$\Delta g_{FA} = g_P + \delta g_{FA} - \gamma_0 \quad (17)$$

elde edilir. Δg_{FA} boşlukta gravite anomalisini temsil etmektedir, δg_{FA} serbest hava gravite indirgemesi olarak adlandırılır. Yeryüzünde gerçek gravite verisi elde edilirken alınan ölçü noktalarının çeşitli yükseklikte olması nedeniyle gravite değerlerinin farklı çekim etkisine maruz kalmaktadır. Bunu ortadan kaldırmak için ölçüleri bir referans yüzeyine indirgenmesi gerekir (Şekil 5).



Şekil 5. Yeryüzünde ve jeoit seviyesinde gerçek ve normal gravite vektörleri (Üstün, 2006).

İndirgeme işleminden sonra her ölçü noktası yer merkezinden eşit uzaklıktadır. Genelde jeofizikte en çok deniz yüzeyi referans olarak tercih edildiği izlenmiştir (Sanver ve İşseven, 2007). Fiziksel yeryüzünde ölçülen gravite değerlerinin üzerindeki topoğrafik etkilerini göz ardı edilebilmesi için, bu değerlerin jeoit yüzeyine indirilmesi işlemlerine serbest hava indirilmesi denmektedir. Serbest hava indirilmesi,

$$\delta g_{FA} = -0.3086H_p \text{ mGal} \quad (18)$$

eşitliği ile hesaplanmaktadır. H_p gravite gözlemi yapılan P noktasının ortometrik yüksekliği olarak kabul edilir. Eşitlik (6)'ya göre ölçü noktasının deniz seviyesinden 10 m yükselmesi durumunda gravite değerlerinde 3.086 mGal kadar azalması beklenmektedir. Serbest hava indirilmesi yapılarak sonraki adımda gravite değerinden normal gravite değerinin çıkarılması ile

$$\Delta g_{FA} = g_P + 0.3086H_p - \gamma_0 \quad (19)$$

serbest hava anomalisi elde edilir. Formüldeki γ_0 elipsoit yüzeyindeki normal graviteyi, H_p ölçü noktasının ortometrik yüksekliği ifade eder.

Bu aşamadan sonra topoğrafik etkilerin azaltılması için serbest hava anomalilerinin, Bouguer anomalisine indirilmesi gerekmektedir. Basit Bouguer anomalilerinden sonra enterpolasyonla düzenli gridler oluşturulur. Serbest hava gravite anomalisi, fiziksel yeryüzünün ve ortalama deniz yüzeyini başlangıç yüzeyi kabul eden aralarındaki topoğrafik kütlelerin bulunmadığı varsayımında bulunmaktadır. Başka bir deyişle kitlelerin tamamen yok edilmesi anlamında olmayıp, bir şekilde jeoit yüzeyine sıkıştırılması veya yüzeyin altından geçirilmesidir. Bu nedenle, serbest hava gravite anomalilerinin topoğrafyanın çekim etkisini hala kapsadığı görülmektedir. Çekim etkisini ortadan kaldırmak için yeryüzünde ölçülen gravite değerlerinden çıkarılması gerekmektedir. Topoğrafik etki, H yükseklikli, sabit yoğunluklu ve sonsuza uzanan bir katman yardımıyla göz önüne alınabilir. Bu yaklaşıma basit Bouguer yaklaşımı denir ve serbest hava gravite anomalilerinden çıkarılırsa, basit Bouguer anomalileri,

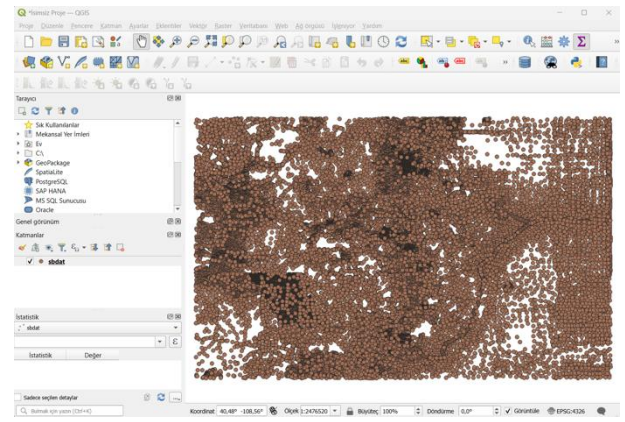
$$\begin{aligned} \Delta g_{SB} &= g_P - \delta g_{SB} + \delta g_{FA} - \gamma_0 \\ &= \Delta g_{FA} - \delta g_{SB} \\ &= \Delta g_{FA} - 2\pi G\rho H \end{aligned} \quad (20)$$

elde edilir. Sayısal bilgiler kullanılarak eşitlikte yerine konursa,

$$\Delta g_{SB} = \Delta g_{FA} - 0.1119H \quad (21)$$

Buradaki eşitlikte H noktada ölçülen ortometrik yükseklik değeri alınır. Serbest hava (Free-air) gravite anomalileri jeoit modellemenin temel veri grubunu oluştururken, daha yumuşak bir yeryuvarı şeklini betimleyen Bouguer anomalileri ise gravite verilerinin enterpolasyonuna daha elverişlidir. Yapılan indirgemeler ve grid merkezlerine enterpole edilen Bouguer anomalisinin etkisini görmek amacıyla dört farklı enterpolasyon yöntemi kullanılarak elde edilmiştir.

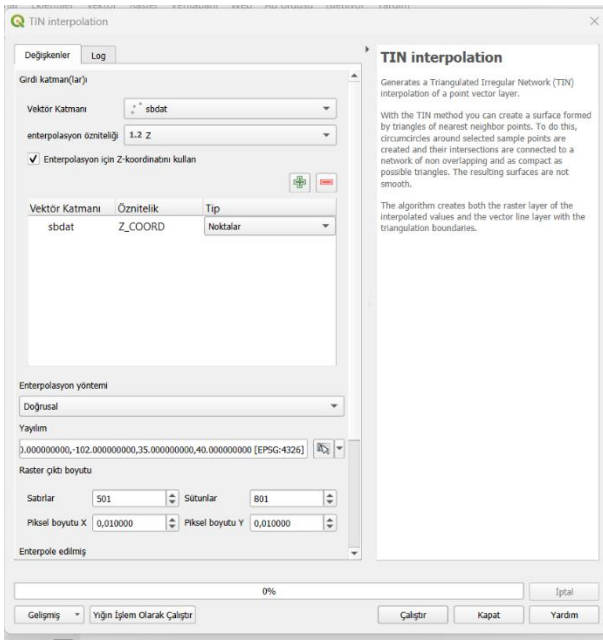
Çalışma sahasına ait rasgele gravite verisi QGIS programında gösterilmiştir (Şekil 6). QGIS programına verinin aktarılmasında ilk aşama olarak katman ekle modülü seçilmiştir. Bu modülden sınıflandırılmış katman ekle seçilerek rasgele gravite noktaları programa tanıtılmıştır.



Şekil 6. Rasgele gravite noktalarının dağılımı (QGIS)

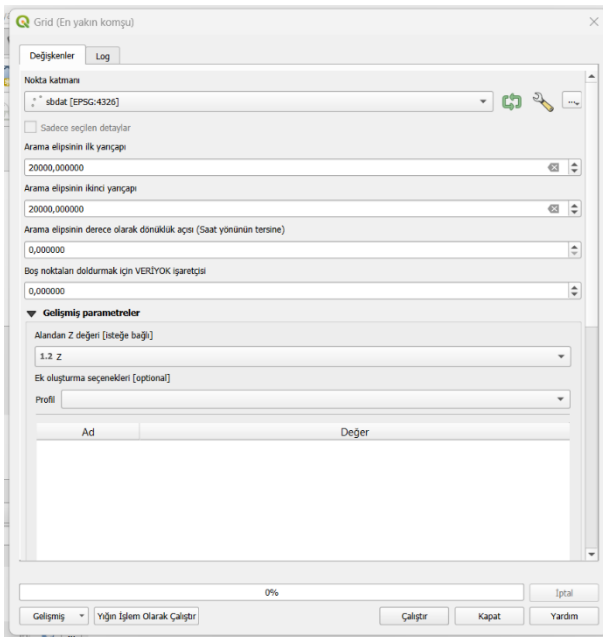
Çalışma sahasındaki rasgele gravite verilerinin enterpolasyon işleminin daha elverişli olması için düzenli aralıklı grid yapılmış ve 70000 noktalı nokta bulutu oluşturulmuştur. Yani oluşturulan nokta bulutu düzenli enlem ve boylam şeklindedir. Bouguer gravite anomalileri grid merkezine enterpole edilir ve rasgele gravite verisinin QGIS'de enterpolasyonu yapılarak gridlenmiş verinin enlem ve boylamına karşılık gelen Bouguer gravite anomalisine değerlerinin ataması yapılacaktır. Atama işlemi tamamlandıktan sonra veriler QGIS programından Excel formatı olarak hazırlanacaktır.

TIN enterpolasyon yönteminde açılan sekmede vektör katmanı kısmına rasgele gravite verisi ve enterpolasyon özneteliği kısmına Z değerleri dikkate alınacak şekilde seçilmiştir. Enterpolasyon yöntemi olarak doğrusal ve yayılım kısmında ise yine çalışma sahasının tamamını kapsayan rasgele gravite verisi alınmıştır. Raster çıktı olarak piksel boyutu $X=0.01$, $Y=0.01$ olarak belirlenmiştir (Şekil 7). Elde edilen raster çıktısında bulunan "sample raster values" analiz sekmesi kullanılarak sonuç alınmıştır. Bu analizde, raster veriden gridlenmiş veriye enlem, boylam, enterpolasyondan elde edilen Bouguer gravite anomalisinin öznetelik tablosu oluşturulmuş, Excel formatında veri hazırlanmıştır.



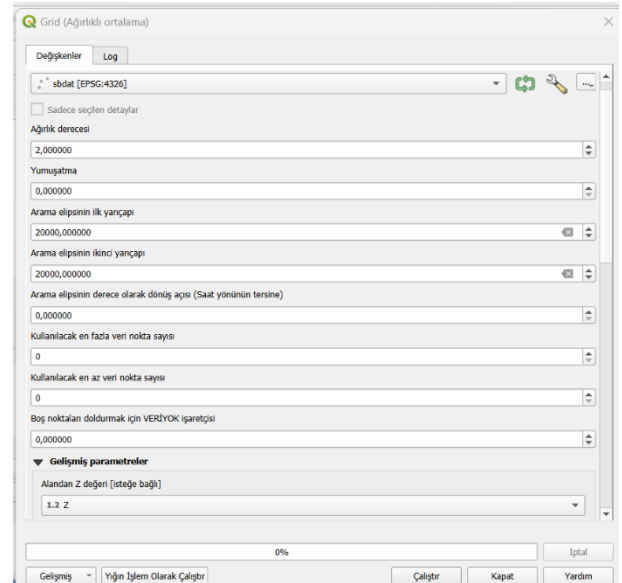
Şekil 7. QGIS’de TIN enterpolasyon sekmesi

En yakın komşu enterpolasyon yöntemi uygulanırken QGIS’de raster analiz grid kısmı seçilerek, nokta katmanı rasgele Bouguer gravite anomalisi olarak seçilmiştir. Arama elipsinin ilk yarıçapı ve ikinci yarıçapı olarak 20 000 m alınmıştır (Şekil 8). Bu aralık değerine çalışma sahasındaki rasgele gravite verisinin yoğunluğu incelenerek karar verilmiştir. Diğer üç enterpolasyon yöntemlerinde de aynı yarıçap değeri tercih edilmiştir. Böylece yöntemler arasındaki farkların daha net anlaşılması amaçlanmıştır. Ayrıca bu analiz yapılırken gelişmiş parametreler kısmına alandan Z değeri üretilme seçeneği ile tanımlanmıştır. İşlem sonrasında enterpolasyon sonucunda yeni oluşan raster verisi kullanılarak gridlenmiş veriye Bouguer gravite anomalisi değerleri atanmıştır. Yeni Bouguer gravite anomalisi öznitelik tablosuna eklenmiş, Excel formatında kaydedilmiştir.

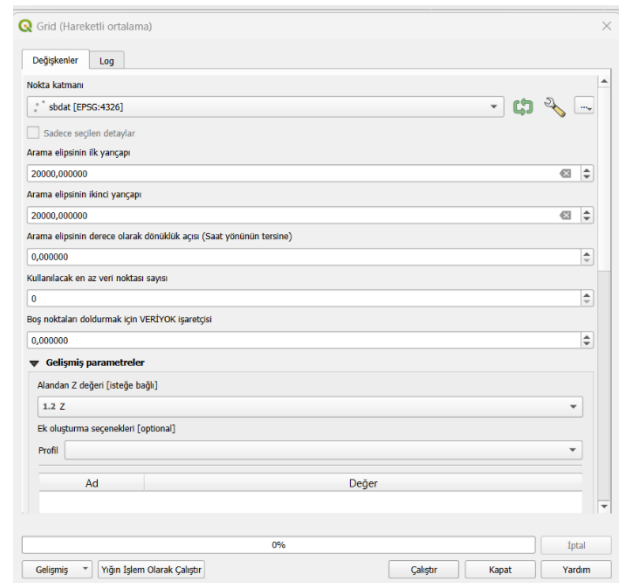


Şekil 8. QGIS’de en yakın komşuluk enterpolasyon sekmesi

Ters mesafe ağırlık enterpolasyon yönteminde QGIS’de raster analiz gridleme seçilerek açılan ekranda nokta katmanı alanına rasgele Bouguer gravite anomalisi verisi, ağırlık derecesi 2 olarak seçilmiştir. Son olarak gelişmiş parametreler kısmına alandan Z değeri üretilmesi seçilerek enterpolasyon işlemi yapılmıştır (**Şekil 9**). Enterpolasyon işleminden sonra yeni oluşan raster verinin QGIS’de bulunan “sample raster values” analiz sekmesi kullanılarak belirlenmiştir. Ters mesafe ağırlık enterpolasyon yönteminin sonucu gridlenmiş yeni Bouguer gravite anomalisi değerleri belirlenmiştir. Bouguer gravite anomalisinin öznetelik tablosu oluşturulmuş ve Excel formatında hazırlanmıştır.



Şekil 9. QGIS’de ters mesafe ağırlık enterpolasyon sekmesi



Şekil 10. QGIS’de hareketli ortalama enterpolasyon sekmesi

Hareketli ortalama yöntemi ile interpolasyon uygulanırken QGIS’de raster analiz grid kısmı seçilerek, nokta katmanına rasgele gravite verisi olan Bouguer anomalileri seçilmiştir ([Şekil 10](#)). İşlem sonrasında

enterpolasyon sonucunda yeni oluşan raster veri kullanılarak gridlenmiş veriye her bir noktasına karşılık gelecek şekilde yeni Bouguer gravite anomalisi değerleri atanmıştır. Yeni Bouguer gravite anomalisinin öznetelik tablosuna eklenip, excel formatına dönüştürülmüştür.

Tüm bu işlemler QGIS’de yapıldıktan sonra gridlenmiş basit Bouguer değerleri (Δg_{SB}) serbest hava anomalilerine,

$$\Delta g_{FA} = \Delta g_{SB} + 0.1119H \quad (22)$$

geri dönüştürülmüştür. Eşitlikteki H griddeki ortalama yükseklik değeridir. H değeri SYM den elde edilip gridin içine düşen verilerin aritmetik ortalamasıdır.

4.3. Serbest Hava Anomalilerinin Analizi

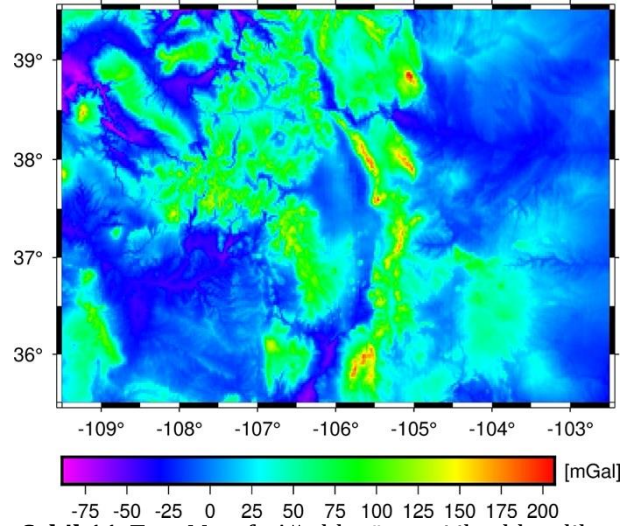
Gridlenen Bouguer anomalileri serbest hava anomalilerine dönüştürülmüş, **Tablo 1**’de istatistiksel değerleri verilmiştir. Değerler incelendiğinde yöntemlerin yakın sonuçlar verdiği görülmektedir. Serbest hava anomalisi indirgenmesi sonucunda en yüksek doğruluğa sahip ters mesafe ağırlık enterpolasyon yöntemi olduğu belirlenmiştir (**Şekil 11**). Bu sonuca jeoit modelinin doğruluğundan yola çıkarak ulaşılmıştır (**Bölüm 4.4**). Buna göre ters mesafe ağırlık ile elde edilen serbest hava anomalisi referans alınarak diğer yöntemler arasındaki farkların karşılaştırılmasında çıkan sonuçlar **Tablo 2**’de gösterilmektedir. Bu karşılaştırma sonucunda fark haritaları oluşturulmuştur (**Şekil 12, 13 ve 14**). Fark haritaları incelendiğinde; topoğrafyanın 2000 m ve üzeri yüksekliklerde yöntemler arasındaki farkların anlamlı olduğu gözlenmektedir.

Tablo 1. Serbest hava gravite anomalilerinin istatistik değerleri [mGal]

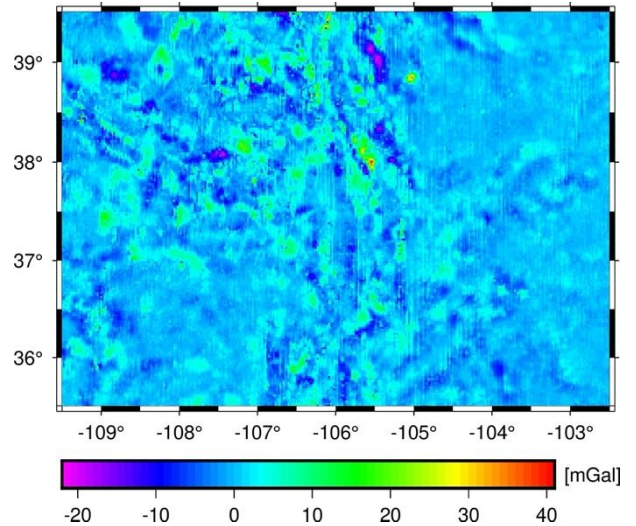
Enterpolasyon Yöntemleri	Min	Mak	Ortalama	Standart Sapma
Ters Mesafe Ağırlık	-88.446	206.357	17.108	37.941
En Yakın Komşuluk	-88.643	193.036	17.003	38.039
TIN	-88.583	192.336	16.942	37.894
Hareketli Ortalama	-92.451	215.55	17.231	37.878

Tablo 2. Ters mesafe ağırlık yöntemi referans alınarak diğer yöntemleri ile karşılaştırılması [mGal]

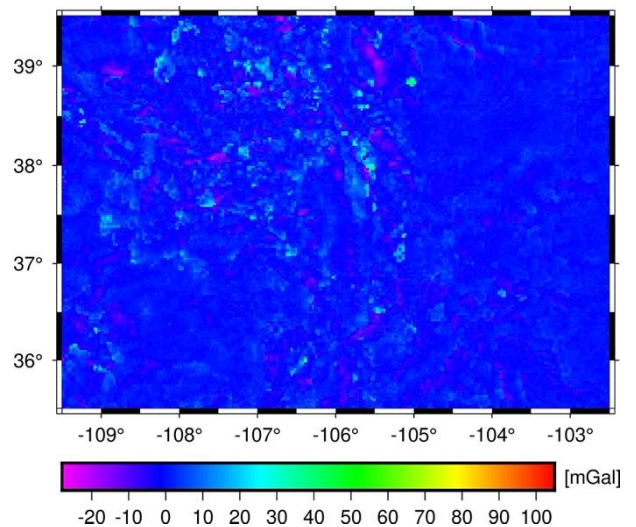
Enterpolasyon Yöntemleri	Min	Mak	Ortalama	Standart Sapma
En Yakın Komşuluk	-28.337	105.787	0.105	4.286
TIN	-22.312	41.784	0.165	3.336
Hareketli Ortalama	-37.77	26.951	0.060	3.907



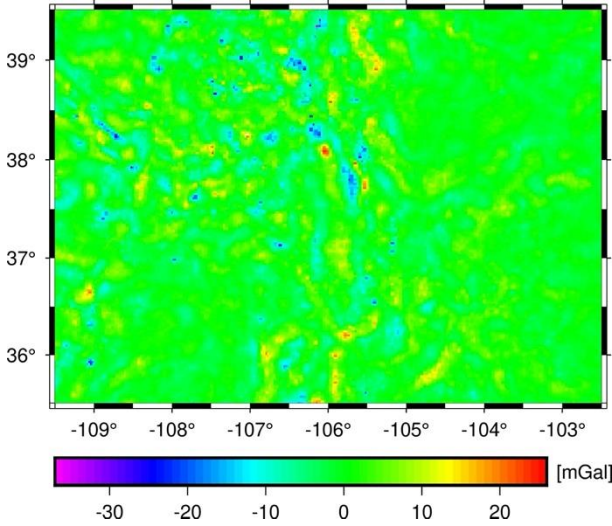
Şekil 11. Ters Mesafe Ağırlık yöntemi ile elde edilen serbest hava anomalileri



Şekil 12. Ters mesafe ağırlık ile TIN yöntemlerinin karşılaştırması



Şekil 13. Ters mesafe ağırlık ortalama ile en yakın komşuluk yöntemlerinin karşılaştırması



Şekil 14. Ters mesafe ağırlık ile hareketli ortalama yöntemlerinin karşılaştırması

4.4. Jeoit Modellerinin Analizi

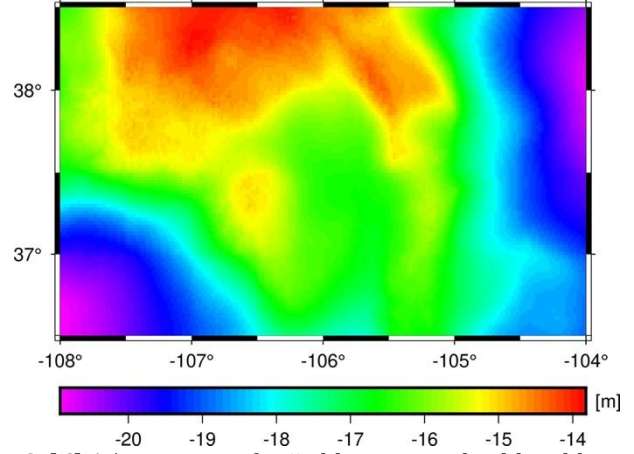
Bir önceki bölümde elde edilen 4 farklı serbest hava anomalisi veri setleriyle 4 farklı jeoit modeli üretilmiştir. Jeoit modellerinin doğrulukları GNSS-nivelman verileri ile belirlenmiştir (Tablo 3). Doğruluk analizinde, düzeltici yüzeyler göz önünde bulundurulmuş ve 5 parametrelili model kullanılmıştır (Detaylar için bakınız Pa'suya ve ark., 2022). Tarihi verilerin jeoit yükseklik doğruluğu 4-5 cm olduğu göz önüne alındığında GSVS17 verisi ile karşılaştırmasında karesel ortalama hatada anlamlı bir artış olduğu gözlenmiştir (Tablo 3). Bu sonuç jeoit modellerinin değerlendirilmesinde kullanılan GNSS-nivelman verisinin önemini ortaya çıkarmıştır. GNSS-nivelman verisinin jeoit yükseklik doğruluğu karşılaştırma sonucu olan karesel ortalama hatayı etkilemiştir. Ayrıca Tablo 3'e göre ters mesafe ağırlık enterpolasyon yönteminden elde edilen jeoit modeli istatistiksel olarak en yüksek doğruluğu vermiştir (Şekil 15). Bu nedenle ters mesafe ağırlık enterpolasyon yönteminin jeoit modeli referans alınarak diğer yöntemler ile karşılaştırılmıştır (Tablo 4). Yöntemler birbirine yakın sonuçlar vermektedir. Referans alınan ağırlık enterpolasyon yönteminden türetilen jeoit modelinin diğer modeller ile karşılaştırma haritaları Şekil 16, 17 ve 18'de verilmiştir. Fark haritaları incelendiğinde; topoğrafyanın 2000 m ve üzeri yüksekliklerde yöntemler arasındaki farkların anlamlı olduğu gözlenmektedir. Ayrıca, topoğrafyanın keskin değişim gösterdiği alanlarda modeller arasındaki farklar belirlenmiştir.

Tablo 3. Jeoit Modellerinin GNSS-Nivelman ile karşılaştırması [cm]

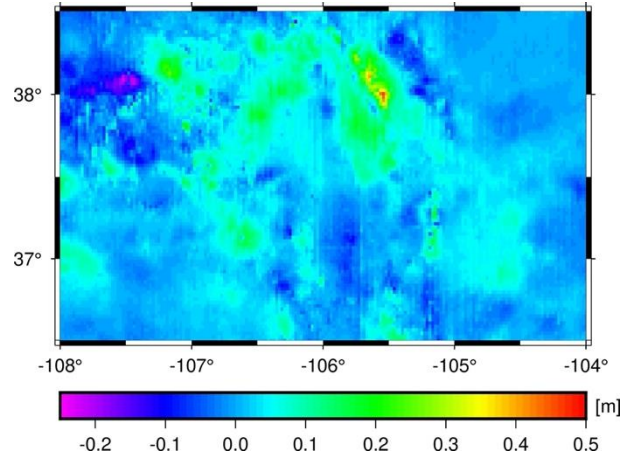
Enterpolasyon Yöntemi	Kontrol Türü	Min	Mak	Ort.	KOH
Ters Mesafe Ağırlık	GSVS17	-8.25	9.25	0.00	3.42
	Tarihi	-23.27	15.27	0.00	7.59
En Yakın Komşuluk	GSVS17	-7.94	8.41	0.00	3.56
	Tarihi	-28.31	11.07	0.00	7.24
TIN	GSVS17	-7.48	9.97	0.00	3.58
	Tarihi	-27.42	12.14	0.00	6.89
Hareketli Ortalama	GSVS17	-16.08	17.65	0.00	4.87
	Tarihi	-23.27	21.17	0.00	8.82

Tablo 4. Ters Mesafe Ağırlık jeoit modelinin diğer modeller ile istatistik karşılaştırılması [m]

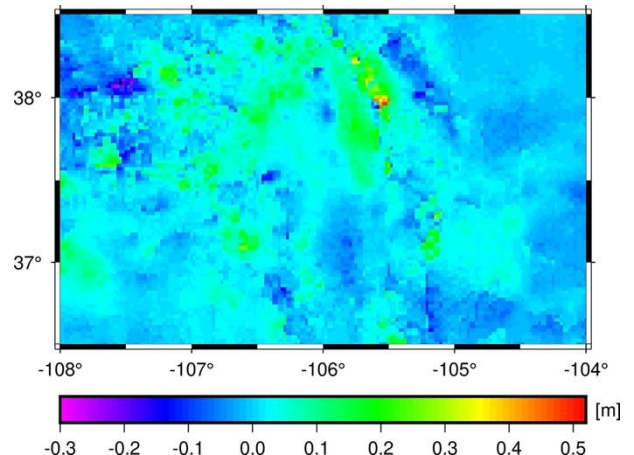
Enterpolasyon Yöntemleri	Min	Mak	Ortalama	Standart Sapma
En Yakın Komşuluk	-0.301	0.522	0.015	0.049
TIN	-0.250	0.495	0.021	0.047
Hareketli Ortalama	-0.290	0.265	-0.002	0.050



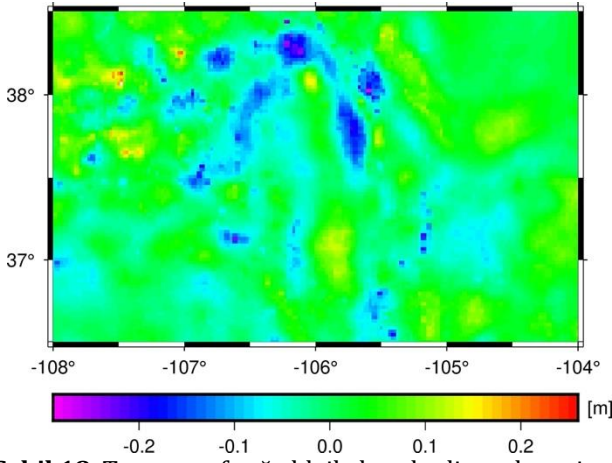
Şekil 15. Ters mesafe ağırlık yöntemi ile elde edilen jeoit modeli



Şekil 16. Ters mesafe ağırlık ile TIN jeoit modellerinin karşılaştırılması



Şekil 17. Ters mesafe ağırlık ile en yakın komşuluk jeoit modellerinin karşılaştırılması



Şekil 18. Ters mesafe ağırlık ile hareketli ortalama jeoit modellerinin karşılaştırılması

5. Sonuç ve Öneriler

Jeodezinin en temel görevlerinden biri yeryuvarının gravite alanını modellemek ve fiziksel problemi çözüme kavuşturmadır. Bunun sonucunda, bölgesel jeoit modeli belirlemektir. Bu çalışmada ise gravimetrik yöntem ile jeoit modelinin belirlenmesinde gerekli olan serbest hava gravite anomalilerinin analizi yapılmıştır. Serbest hava gravite anomalileri jeoit modellemenin temel veri grubunu oluştururken, daha yumuşak bir yeryuvarı şeklini betimleyen Bouguer anomalileri ise gravite verilerinin interpolasyonuna daha elverişlidir. Serbest hava anomalilerinin elde edilme kısmında dört farklı interpolasyon yöntemi kullanılmıştır. Interpolasyon yönteminin sonucu serbest hava anomalisi ile dört farklı jeoit modeli oluşturulmuştur. Jeoit modellerinin çalışma sahasına ait tarihi ve 2017 yılına ait GNSS-nivelman verileri ile karşılaştırılmıştır. Burada GNSS-nivelman verisinin jeoit doğruluğu, jeoit modellerin karşılaştırmasında önemli olduğu saptanmıştır. Belirlenen jeoit modelleri arasında yapılan karşılaştırma sonucunda en yüksek doğruluklu modeli veren ters mesafe ağırlık interpolasyon yöntemi olmuştur. Ters mesafe ağırlık interpolasyon ile belirlenen jeoit modeli referans alınarak diğer jeoit modelleri karşılaştırılmıştır. Karşılaştırmalar sonucunda en etkili farkların dağlık bölgelerde olduğu tespit edilmiştir. Topoğrafyanın yapısındaki keskin değişimler interpolasyon yönteminin sonuçlarında etkisi olduğu belirlenmiştir. Ayrıca çalışma sahası yaklaşık 80 000 km²'lik bir alanı kapsadığı için topoğrafik etkiyi görmek için ideal bir alandır. Topoğrafyanın 2000 m ve üzeri yüksekliklerde yöntemler arasındaki farkların anlamlı olduğu gözlenmiştir.

Jeodezi disiplini açısından bakıldığında yüksek doğruluklu jeoit modeli, jeodezik altyapının önemli bir parçasıdır. Bu nedenle; doğruluğu 1 cm içinde olan bölgesel jeoitlerin ülke çapında gerçekleştirilmesi gerekir. Gelişen teknoloji ile modern yaklaşımlar iş yükünün azalmasını sağlayıp zaman ve emek kazanımını hedeflemektedir. Ayrıca yapılan çalışmalarda sonuçların doğruluğun artmasına olanak sağlamaktadır. Bu araştırma çalışmasında literatürde yer alan ve jeoit belirleme uygulamalarda gün geçtikçe yaygınlaşan KTH

yönteminin geliştirilmesi ve gelecekteki çalışmalarda kullanılması önerilmektedir.

Çalışma sahasının veri setlerinin işlenmesi kısımda yardımcı olan QGIS hızlı, pratik ve kolay anlaşılırdır. Bu özelliklerinin yanında herhangi bir ücret alınmayan özgür ve açık kaynaklı yazılımdır. Bir diğer kullanılan yazılım olan LSMSSOFT, jeoit belirlenmesinde matematiksel hesaplamaları hızlı ve kolay bir şekilde gerçekleştirmektedir. Bu alanda çalışma yapılması durumunda söz konusu yazılımların kullanılması işlemleri pratik olarak gerçekleştirildiği için önemle tavsiye edilmektedir.

Bilgilendirme/Teşekkür

Bu makale, ilk yazar Merve Öz'ün yüksek lisans tezinden üretilmiştir. Yazarlar, QGIS yazılımı hakkındaki yardımlarından dolayı Prof. Dr. İ. Öztuğ Bildirici'ye teşekkür eder.

Araştırmacıların katkı oranı

Merve Öz: Literatür taraması, Modelleme, Makale düzenleme; **Ramazan Alpay Abbak:** Deney tasarımı, Danışmanlık, Makale yazımı.

Çatışma Beyanı

Herhangi bir çıkar çatışması bulunmamaktadır.

Kaynakça

- Abbak, R. A. (2021). Fiziksel Jeodezi Teori ve Uygulama. Atlas Akademi, 4. Baskı, Konya.
- Abbak, R. A., & Ustun, A. (2015). A software package for computing a regional gravimetric geoid model by the KTH method. *Earth science informatics*, 8, 255-265.
- Akyilmaz, O., Ustun, A., Aydin, C., Arslan, N., Doganalp, S., Guney, C., ... & Yagci, O. (2016). ITU_GGC16 The combined global gravity field model including GRACE & GOCE data up to degree and order 280.
- Anbaroğlu, B., Özkan, M., Tabakoğlu, A., & Uygun, E. G. (2022). A Computationally Reproducible Approach to Dijkstra's Shortest Path Algorithm. *Advanced Geomatics*, 2(1), 01-06.
- Bildirici, İ. Ö., & Abbak, R. A. (2020). Türkiye ve çevresinde SRTM sayısal yükseklik modelinin doğruluğu. *Geomatik*, 5(1), 1-9.
- Bildirici, İ. Ö., Üstün, A., Uluğtekin, N., Selvi, H. Z., Abbak, R. A., Bugdaycı, İ., & Doğru, Ö. (2007a). SRTM Verilerine Dayalı Ülke Bazında 3"× 3" Çözünürlüklü Sayısal Yükseklik Modelinin Oluşturulması. *Türkiye Ulusal Fotogrametri ve Uzaktan Algılama Birliği IV. Sempozyumu*, 5-7.
- Bildirici, İ. Ö., Ustun, A., Uluğtekin, N., Selvi, H. Z., Abbak, R. A., Bugdaycı, İ., & Doğru, A. O. (2007b). SRTM data in Turkey: void filling strategy and accuracy assessment. In *The 4th Middle East Spatial Technology (MEST) Conference & Exhibition* (pp. 10-12).
- Bildirici, İ. Ö. (2023). Kartografya Harita Tasarımı için Gerekli Bilim Sanat ve Teknik, 3. Baskı, Atlas Akademi, Konya.

- Demir, S., Abbak, R. A., & İl, H. T. A. (2018). Global yerpotansiyel modellerin gravimetrik jeoit belirlemeye katkısı. *Geomatik*, 3(3), 213-224.
- Ellmann, A., & Sjöberg, L. E. (2004). Ellipsoidal correction for the modified Stokes formula. *Bollettino di geodesia e scienze affini*, 63(3), 153-172.
- Erdem, N., & Demirel, A. (2022). The Current State of Use of Satellite-Based Positioning Systems in Turkey. *Advanced Geomatics*, 2(1), 23-29.
- Farr, T. G., Rosen, P. A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., ... & Alsdorf, D. (2007). The shuttle radar topography mission. *Reviews of geophysics*, 45(2).
- Güler, A., (1978). Sayısal Arazi Modellerinde İnterpolasyon Yöntemleri. *Harita Dergisi*, 85, 53-70.
- Heiskanen, W. A., & Moritz, H. (1967). Physical geodesy. *Bulletin Géodésique (1946-1975)*, 86(1), 491-492.
- İl, H. T. A., Abbak, R. A., Bildirici, İ. Ö., & Demir, S. (2018). SRTM1 ve ASTER Sayısal Yükseklik Modellerinin Gravimetrik Jeoit Belirlemeye Katkısı. *Geomatik*, 3(3), 203-212.
- Karaca, O., Erol, B., & Erol, S. (2024), Assessments of Gravity Data Gridding Using Various Interpolation Approaches for High-Resolution Geoid Computations. *Geosciences*, 14, 85.
- Konukseven, C., Ögütcü, S., & Alçay, S. (2022). GNSS Frequency Availability Analysis. *Advanced Geomatics*, 2(1), 14-16.
- Li, J. & Heap, A. D. (2008). A Review of Spatial Interpolation Methods for Environmental Scientists. *Geoscience Australia, Record 2008/23*, 137.
- Märdla, S., Ågren, J., Strykowski, G., Oja, T., Ellmann, A., Forsberg, R., Bilker-Koivula, M., Omang, O., Paršeliūnas, E., Liepinš, I., & Kaminskis, J. (2017). From Discrete Gravity Survey Data to a High-resolution Gravity Field Representation in the Nordic-Baltic Region. *Marina Geodesy*, 40:6, 416-453, 40:6, 416-453.
- Mitas, L. & Mitsova, H. (1999). Spatial Interpolation. In *Geographical Information Systems: Principles, Techniques, Management and Applications*, edited by Longley, P., Goodchild, M. F. And Rhind, D. W, Volume 1, 481-492.
- Molodensky, M. S., Eremeev, V. F., & Yurkina, M. I. (1962). Methods for Study of The External Gravity Field and Figure of The Earth. Israel Program for Scientific Translation.
- Pa'suya, M. F., Md Din, A. H., Abbak, R. A., Hamden, M. H., Yazid, N. M., Aziz, M. A. C., & Samad, M. A. A. (2022). Hybrid geoid model over peninsular Malaysia (PMHG2020) using two approaches. *Studia geophysica & geodaetica*, 66 (2022), 98-123.
- Sanver, M., & İşseven, T. (2007). *Gravite ve manyetik arama yöntemleri*. Nobel Yayın Dağıtım.
- Sjöberg, L. E. (1999). The IAG approach to the atmospheric geoid correction in Stokes' formula and a new strategy. *Journal of Geodesy*, 73(7), 362-366.
- Sjöberg, L. E. (2003a) A general model for modifying Stokes' formula and its least-squares solution, *Journal of Geodesy*, 77, 459-464.
- Sjöberg, L. E. (2003b) A solution to the downward continuation effect on the geoid determination by Stokes' Formula. *Journal of Geodesy*, 77:94-100.
- Sjöberg, L. E. (2007). The topographic bias by analytical continuation in physical geodesy. *Journal of Geodesy*, 81(5), 345-350.
- Skiena, S. S. (2008). *The Algorithm Design Manual* (2nd ed.), Springer-Verlag, London.
- Stokes, G. G. (1849). On the Variation of gravity at the surface of the Earth. *Trans. Cambridge Philos. Society VIII*, pages pp: 672-695.
- URL 1: Colorado Geoid Experiment, USA. <https://www.isgeoid.polimi.it/Projects/colorado-experiment.html>, erişim tarihi: Şubat, 2024.
- Ustun, A., Bildirici, I. O., Selvi, H. Z., & Abbak, R. A. (2006). An evaluation of SRTM3 DTM data: Validity, problems and solutions. In *The First international conference on cartography and GIS*.
- Üstün, A. (2006). Fiziksel Jeodezi, Lisans Ders Notları. *Selçuk Üniversitesi Jeodezi ve Fotogrametri Mühendisliği, Konya, Türkiye*.
- Van Westrum, D., Ahlgren, K., Hirt, C., & Guillaume, S. (2021). A Geoid Slope Validation Survey (2017) in the rugged terrain of Colorado, USA. *Journal of geodesy*, 95, 1-19.
- Yanalak M., (2001), Yüzey modellemede üçgenleme yöntemleri, *Harita Dergisi*, Sayı: 126, s:58-69.
- Yanalak, M., (2002), *Yön Ve Ters Uzaklık Ağırlıklı Ortalama İle Enterpolasyon*, *Harita Dergisi*, 127, Ocak.
- Yang, C. S., Kao, S. P., Lee, F. B. & Hung, P. S. (2012). Twelve Different Interpolation Methods: A Case Study of Surfer 8.0. *International Society for Photogrammetry and Remote Sensing (ISPRS) Congress, Volume XXXV*.
- Yilmaz, A., & Erdoğan, M. (2018). Designing high resolution countrywide DEM for Turkey. *International Journal of Engineering and Geosciences*, 3(3), 98-107.
- Yilmaz, M., Turgut, B., Gullu, M., & Yilmaz, İ. (2016). Evaluation of recent global geopotential models by GNSS/Levelling data: internal Aegean region. *International Journal of Engineering and Geosciences*, 1(1), 18-23.

