



## Kabuk yoğunluğu değişiminin gravimetrik jeoit belirlemeye etkisi

### Effect of crust density variation on gravimetric geoid determination

Fahrettin Doğdu<sup>1,\*</sup>, Ramazan Alpay Abbak<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Konya Teknik Üniversitesi, Lisansüstü Eğitim Enstitüsü, 42250, Konya, Türkiye

<sup>2</sup> Konya Teknik Üniversitesi, Mühendislik ve Doğa Bilimleri Fakültesi, 42250, Konya, Türkiye

#### Özet

Jeodezinin en önemli amaçlarından biri  $\pm 1$  cm doğruluklu jeoit modelini belirlemektir. Dünyanın birçok bölgesinde henüz bu doğruluğa ulaşılamamıştır. Bu, kısmen bölgelerin topografik kitlelerinin yoğunluğunun bilinmemesinden kaynaklıdır. Genelde yoğunluk değeri global ortalama olan  $2.67 \text{ gr/cm}^3$  alınır. Ancak ortalama yoğunluk değeri, topografik kitlelerin gerçek değerinden yaklaşık %10 ile %20 arasında farklıdır. Yukarıda bahsedilen optimum jeoit doğruluğuna ulaşmak için gravimetrik jeoit belirlemede yoğunluk değişiminin de hesaba katılması gerekir. Bu yoğunluk değerini elde etmenin yollarından biri küresel, bölgesel ya da yerel kabuk modellerini kullanmaktır. İlgili bölge için üretilen yerel yoğunluk modeli, topografik kitlelerin modellenmesi için en uygun yoldur. Daha önce yapılan çalışmalara göre özellikle dağlık bölgelerde yoğunluğun jeoide etkisi anlamlıdır. Çalışma alanımızda küresel ve bölgesel modellerden belirlenen yoğunluk değerleri, küresel ortalama değerden yaklaşık  $\pm \%10$  oranında daha farklıdır. Bu farkın Konya Kapalı Havza'sında gravimetrik bölgesel jeoit belirlemeye ne ölçüde etki ettiği araştırılmıştır.

**Anahtar kelimeler:** Gravimetrik jeoit belirleme, KTH metodu, Topografik düzeltme, Yoğunluk etkisi

#### 1 Giriş

Yeryüzündeki noktaların ortometrik yükseklikleri jeoitten itibaren ölçüldüğünden, günümüz jeodezicilerinin en önemli amaçlarının biri, jeoidin yüksek doğruluklu olarak belirlenmesidir. Yersel veriler ve uydulardan türetilen gravite verilerinin birlikte analiz edilmesi ile yüksek doğruluklu gravimetrik jeoit belirlenebilir. Gravimetrik jeoit modellerinin oluşturulması aşamasında gravite verilerinin yanı sıra topografik yükseklikler de gereklidir. Çünkü jeoit belirlemede topografyanın değişimi önemli etkenlerden biridir. Stokes formülüyle jeoit belirlemede, jeoidin dışında bir topografik kitle bulunmadığı kabul edilir. Ortaya çıkan hata topografik düzeltmeler ile giderilir. Bu düzeltmeyi getirebilmek için jeoidi oluşturulacak bölgenin yer kabuğu yoğunluğuna ihtiyaç vardır. Jeoit belirleme çalışmalarında bu yoğunluk değeri için genelde global ortalama bir değer olan  $2.67 \text{ gr/cm}^3$  kullanılır. Ancak bu değer, her bölge için geçerli olan bir yoğunluk değeri değildir. Çalışma sahasında kabuk yoğunluğu bilinebilirse, sabit bir değer yerine bilinen bu yoğunluk değeri kullanılabilir.

Yer kabuğu yoğunluğunun jeoit belirlemeye etkisi birkaç uluslararası çalışmada incelenmiştir. Hunegnaw [1]'de hedeflenen 1 cm doğruluklu jeoit modeline özellikle dağlık bölgelerde henüz ulaşamadığını bunun da kısmen sınır

#### Abstract

One of the most important goals of geodesy is to determine the geoid model with an accuracy of  $\pm 1$  cm. This accuracy has not been achieved in many regions of world yet. This is partly due to the unknown density of the topographic masses of the regions. In general, the density value is taken as  $2.67 \text{ gr/cm}^3$ , which is a global average. However, the average density value differs from the actual density of the topographic masses by approximately %10 to %20 per cent. To achieve the optimum geoid accuracy mentioned above, it is necessary to take into account the density variation in the determining gravimetric geoid as well. One of the ways to achieve the density value is to use global, regional and local crust models. The local density model produced for the region of interest is the most convenient way for the modeling the topographic masses. According to the previous studies, the effect of density on the geoid is significant particularly in mountainous regions. The density values obtained from global and regional models in our study area differs approximately  $\pm \%10$  percent from the global average. It was investigated to what extent this difference affects gravimetric regional geoid determination in Konya Closed Basin.

**Keywords:** Gravimetric geoid determination, KTH method, Topographic correction, Density effect

yüzeyinin üzerinde bulunan topografik kitlelerin yoğunluğunun bilinmemesi gerçeğinden kaynaklandığını söylenmiştir. Optimum jeoit doğruluğuna ulaşmak için gravimetrik jeoit belirlemede yer kabuğu değişiminin hesaba katılmasının zorunlu görüldüğünün söylendiği çalışmada, bölgelerin jeolojik haritalarından elde edilecek yoğunluk modelinin topografik kitlelerin yaklaşık yoğunluğuna ulaşmanın bir yolu olduğu belirtilmiştir. Çalışmada İsveç'in kuzeybatısındaki nispeten yüksek bir bölgeyi kaplayan kaya tipinin laboratuvar ortamında analizi sonucunda elde edilen yer kabuğu yoğunluğunun bölgenin yerel jeoidinin belirlenmesinde anlamlı bir etki yaptığı görülmüştür. Bununla birlikte Etiyopya gibi yer şekillerinin çok düzensiz olduğu dağlık bir bölgede bu etkinin çok daha yüksek olacağı anlatılmıştır. Sjöberg [2], stokes integrali ile gravimetrik jeoit belirlemede topografik kitlelerin etkisinin Stokes entegrasyonundan önce giderilmesi gerektiğini bunun da entegrasyona getirilecek topografik düzeltme ile yapılması gerektiğini belirtmiştir. Söz konusu çalışmada topografik düzeltme değerinin yoğunluk değişimlerinden önemli ölçüde etkileneceğini ve bu etkinin 660 m'nin üzerindeki topografik yüksekliklerde cm düzeyinde olacağı belirtilmiştir. Çalışmaya göre topografyanın yüksekliği 1000, 2000 ve 5000 metreye ulaştığında yoğunluk değişiminin Stokes

\* Sorumlu yazar / Corresponding author, e-posta / e-mail: fahrettindogdu@gmail.com (F. Doğdu)

Geliş / Received: 10.06.2020 Kabul / Accepted: 24.08.2020 Yayınlanma / Published: 15.01.2021

doi: 10.28948/ngumuh.750987

integraline getirilen topografik düzeltmeye etkisinin sırasıyla 2.2 cm, 8.8 cm ve 56.8 cm'ye ulaşacağı, Everest'te ise 178 cm seviyesinde olacağından bahsedilmektedir. Kiamehr [3], İran coğrafyasında yer kabuğu yoğunluğunun değişiminin jeoit belirlemeye olan etkisini incelediği çalışmasında, topografyanın jeoidin üzerindeki varlığının Stokes'in jeoit modellemeye ilişkin temel varsayımını ihmal ettiğini ve jeoit belirlemede kullanılan 2.67 gr/cm<sup>3</sup> değerinin yer kabuğu yoğunluğunun gerçek ortalama değerinden yaklaşık %10 ila %20 arasında farklılık gösterdiğini belirtmiştir. İran coğrafyasında yer kabuğu yoğunluğu kısa mesafede büyük değişiklikler gösterdiğinden jeoit bu bölgede en çok topografik yoğunluğun farklılığından etkilenmektedir. Sayısal sonuçların, jeoit yüksekliğindeki gerçek ve izostatik yoğunluk modellerinden kaynaklanan farklılıkların santimetre hassasiyetinde kesin bir jeoit belirlemede göz ardı edilemeyecek şekilde 22 ve 29 cm'ye ulaşabileceğini göstermiştir. Çalışmanın özünde topografik yoğunluk değişikliklerinin etkisinin yeterince önemli olduğunu ve yüksek doğruluklu bir jeoit modelinin belirlenmesinde özellikle dağlık bölgelerde dikkate alınması gerektiğini göstermektedir. Kullandığı yer kabuğu yoğunluk verilerini iki boyutlu jeolojik haritalardan türetmiştir. Çalışmanın sonuç kısmında dağlık ve topografyanın az değişim gösterdiği bölgelerde sabit bir yoğunluk değerinin yeterli olabileceği söylenmektedir. Varga [4], CRUST 1.0 ve EPCRUST yer kabuğu modellerini kullanarak Hırvatistan toprakları için bir yer kabuğu yoğunluğu modeli geliştirmiş ve bu modelden elde ettiği yoğunluk verilerini kullanarak bölgenin jeoidini oluşturmuştur. Bu değerler ile üretilen jeoidin, sabit 2.67 gr/cm<sup>3</sup> yoğunluk değeri kullanılarak üretilen jeoide göre daha yüksek doğruluklu olduğunu göstermiştir.

Bu çalışmada, KTH tekniğiyle jeoit belirleme aşamasında topografik düzeltmede yeryuvarının ortalama yoğunluk değeri değişken olarak alınmıştır. İlk olarak, yoğunluk değeri küresel sabit olarak kabul edilen 2.67 gr/cm<sup>3</sup> alınarak jeoit belirlenmiştir. Sonrasında bu değer için sırayla global yer kabuğu modeli CRUST 1.0 ve bölgesel model EPCRUST çalışma alanı için elde edilen yoğunluk değerleri kullanılarak bölgenin yerel jeoidi belirlenmiştir. Jeoit belirleme Linux tabanlı LSMSSOFT yazılımı ile yapılmıştır [5]. Son olarak jeoit modellerinin doğrulukları GNSS-Nivelman verileri ile mutlak olarak analiz edilmiştir.

## 2 KTH Yöntemi

Stokes integrali ile gravite anomalilerinden yeryuvarının gravite alanının hesaplanması işleminde tüm yeryuvarına ait yersel gravite verileri gereklidir. Ancak eldeki gravite gözlemlerinin sınırlı sayıda olması, Stokes integralinin global yerine bölgesel olarak değerlendirilmesini zorunlu kılar. Bu yöntem ile istenen doğrulukta sonuçları üretebilmek için Stokes integrali, çalışma alanında yeniden düzenlenir. Bununla birlikte Stokes integralinin global yerine bölgesel ölçekte yeniden düzenlenmesinden kaynaklanan bir kesme hatası ortaya çıkar. Bu kesme hatasının en aza indirilmesi için bir takım teknikler geliştirilmiştir. Bu teknikler deterministik ve stokastik olarak iki gruba ayrılır. Deterministik yöntemde yalnızca kesme

hatası en aza indirgenmeye çalışılırken stokastik yöntemlerde kesme hatasının yanında küresel yer potansiyel modellerden ve yersel verilerden kaynaklı hatalar en aza indirgenmeye çalışılır [6].

1981 yılında İsveçli bilim insanı Lars E. Sjöberg, söz konusu kesme hatasını küçültmek için İsveç Kraliyet Teknoloji Enstitüsü'nde bir yöntem geliştirmiş ve geliştirdiği bu yönteme de enstitünün isminin kısaltması olan KTH adını vermiştir [7]. KTH yöntemi stokastik bir yöntemdir. KTH yaklaşımında veri hatalarını göz önünde bulundurarak kesme hatasını en aza indiren modifikasyon katsayıları en küçük kareler yöntemi ile kestirilir. Bu nedenle KTH yaklaşımı Stokes fonksiyonunun en küçük kareler yöntemi ile modifikasyonu (LSMS: Least Squares Modification of Stokes) olarak da isimlendirilir [6].

KTH yöntemine göre yaklaşık jeoit yüksekliği,

$$\tilde{N} = \frac{R}{4\pi\gamma} \iint_{\sigma_0} S^L(\psi)\Delta g d\sigma + \frac{R}{2\gamma} \sum_{n=2}^M b_n \Delta g_n^{KYM} \quad (1)$$

ile hesaplanır [8]. Burada  $R$  yeryuvarının ortalama yarıçapı,  $\gamma$  elipsoit üzerindeki normal gravite,  $S^L(\psi)$  yerel Stokes fonksiyonu,  $\Delta g$  gravite anomalisi,  $M$  yer potansiyel modelin kullanılan en büyük açınım derecesi,  $b_n$  modifikasyon parametresidir. Eşitlikten anlaşılacağı üzere gravite anomalisinin doğruluğu yaklaşık jeoit yüksekliğinin doğruluğuna doğrudan etki yapar. Ek olarak KTH yöntemi, yaklaşık jeoit yüksekliğine bazı düzeltmeler getirerek kesin değere ulaşır. Bu düzeltmelerden sonra jeoit yüksekliğinin kesin değeri,

$$N = \tilde{N} + \delta N_{top} + \delta N_{atm} + \delta N_{DWC} + \delta N_{ell} \quad (2)$$

eşitliği ile bulunur [8]. Eşitlikte  $\tilde{N}$  yaklaşık jeoit yüksekliği,  $\delta N_{top}$  topografik düzeltme,  $\delta N_{atm}$  atmosferik düzeltme,  $\delta N_{DWC}$  indirgeme düzeltmesi,  $\delta N_{ell}$  ise elipsoidal düzeltmedir.

### 2.1 Topografik düzeltme

KTH tekniğinde jeoit yüksekliği hesaplanırken fiziksel yeryüzü ile jeoit arasında kitle olmadığı varsayımı yapılır. Bu varsayımın getirdiği hatanın giderilmesi için yaklaşık jeoit yüksekliğine topografik düzeltme değeri eklenir. Bu düzeltmenin hesabı;

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

formülü ile yapılır [9]. Burada  $\rho$  yeryuvarının kabuk yoğunluğu,  $G$  evrensel çekim sabiti,  $H_p$  hesap noktasının topografik yüksekliği,  $R$  yeryuvarının ortalama yarıçapı ve  $\gamma$  hesap noktasındaki normal gravitedir. Buradaki yoğunluk değeri ya sabit (2670 kg/m<sup>3</sup>) ya da kabuk modelinden elde edilir.

## 2.2 Atmosferik düzeltme

Jeoit yüzeyinin dışında kalan atmosferin etkisi yok sayılamayacağından atmosferik düzeltme, jeoit yüksekliği hesabında bulunmalıdır. Bu düzeltme;

$$\delta N_{atm} = -\frac{GR\rho^a}{\gamma} \iint_{\rho^a} S^L(\psi)H_P d\sigma \quad (4)$$

formülü ile hesaplanır [10]. Burada  $G$  evrensel çekim sabiti,  $R$  yeryuvarının ortalama yarıçapı,  $\rho^a$  deniz yüzeyindeki atmosferik yoğunluktur.  $\rho^a$  değeri genellikle 1.23 kg/m<sup>3</sup> kabul edilir.

## 2.3 Elipsoidal düzeltme

Stokes yaklaşımı  $R$  yarıçaplı bir küre üzerinde uygulanırken, jeoit yükseklikleri elipsoit yüzeyinden ölçülür. Bu nedenle KTH metodunda yaklaşık jeoit yüksekliğine elipsoidal düzeltme eklenmelidir. Elipsoidal düzeltme;

$$\delta N_{ell} = [(0.0036 - 0.0109\sin^2\varphi)\Delta g + 0.0050\tilde{N}\cos^2\varphi]Q_0^L \quad (5)$$

formülü ile hesaplanır [11]. Burada  $\Delta g$  gravite anomalisi ve  $Q_0^L$  Moledensky kesme katsayısıdır.

## 2.4 İndirgeme düzeltmesi

Fiziksel yeryüzü ile jeoit arasındaki düzensiz kitle dağılımından ötürü gravite anomalisi, yükseklik ile doğrusal bir değişim göstermez. Bundan dolayı indirgeme düzeltmesinin yaklaşık jeoit yüksekliğine eklenmesi gerekir. Bu düzeltme;

$$\delta N_{DWC} = \delta N_{dwc}^{(1)} + \delta N_{dwc}^{L1,Far} + \delta N_{dwc}^{L2} \quad (6)$$

formülü ile hesaplanır [12]. Buradaki indirgeme düzeltmesini oluşturan bileşenler,

$$\delta N_{dwc}^{(1)} = \frac{\Delta g}{\gamma} H_P + 3\frac{\tilde{N}}{r_P} H_P - \frac{1}{2\gamma} \frac{\partial \Delta g}{\partial r} \Big|_P H_P^2 \quad (7)$$

$$\delta N_{dwc}^{L1,Far} = \frac{R}{2\gamma} \sum_{n=2}^M b_n \left[ \left( \frac{R}{r_P} \right)^{n+2} - 1 \right] \Delta g_n \quad (8)$$

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

şeklinde sıralanır. Eşitlikte  $r_P = R + H_P$ ,  $P$  noktasının küresel yarıçapını ve  $H_P$ , hesap noktasının topografik yüksekliğini gösterir.

## 3 Sayısal araştırma

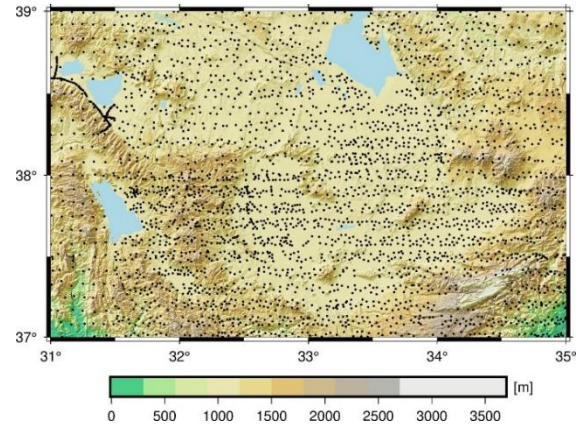
Bu uygulamada Konya Kapalı Havzası'nda KTH tekniği ile gravimetrik jeoit belirleme işlemi yapılmıştır. KTH yönteminde getirilen topografik düzeltmede geçen yoğunluk bilgisi için global kabuk modelleri kullanılmıştır.

## 3.1 Çalışma alanı

Sayısal uygulama için Konya Kapalı Havzasını kaplayan bölge uygulama sahası olarak seçilmiştir. Çalışma sahası  $37^\circ \leq \varphi \leq 39^\circ$  kuzey paralelleri,  $31^\circ \leq \lambda \leq 35^\circ$  doğu meridyenleri arasında kalan yaklaşık 80 000 km<sup>2</sup>'lik bir alanı kaplamaktadır (Şekil 1). Çalışma alanının güneyinde Toros dağları, kuzeyinde Tuz Gölü bulunmaktadır. Bölgenin ortalama yüksekliği 1250 m iken, söz konusu yükseklikler Göksu vadisinde 700 metreden, Toros Dağları'nda yaklaşık 3500 metreye kadar çıkmaktadır. Bu bölgede jeoit, topografya ve kabuk yoğunluğu değişimleri fazla olduğundan çalışma alanı olarak seçilmiştir.

## 3.2 Yersel veriler

Çalışmada kullanılacak gravite verileri Abbak [13] tarafından gerçekleştirilen proje kapsamında Harita Genel Müdürlüğü'nden elde edilmiştir. Gravite değerleri International Gravity Standardization Net 71 (IGSN71) datumundadır. Coğrafi koordinatlar World Geodetic System 1984 (WGS84) datumundadır. Yükseklikler için düşey datum Antalya mareograf istasyonudur. Her nokta için gravite bilgisi sırasıyla, gravite noktasının enlemi, boylamı, ortometrik yüksekliği ve gravite değeridir. Toplam gravite nokta sayısı 3350'dir. Gravite verilerinin doğruluğu ve sıklığı hesaplanacak bölgesel jeoidin hassasiyetini doğrudan etkileyecektir. Ancak mevcut verilerin doğruluğu 8-10 mGal düzeyindedir. Verilerin sıklığı 25 km<sup>2</sup> ye bir nokta düşecek şekildedir (Şekil 1).

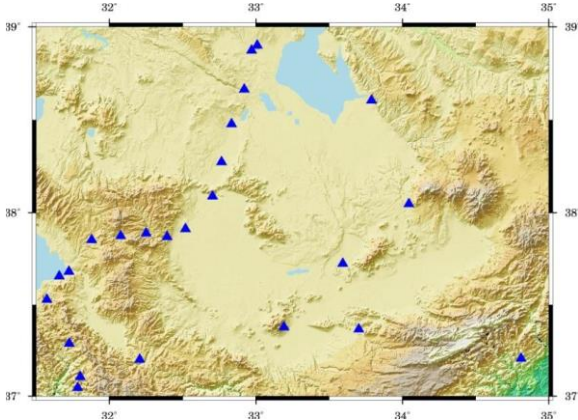


Şekil 1. Çalışma alanının topografik durumu ve mevcut gravite verileri

GNSS-Nivelman gözlemleri jeoit modellerinin değerlendirilmesinde ve geçerliliğinin kontrolünde sıkça kullanılan verilerdir. Çalışma alanında yer alan Türkiye Ulusal Düşey Kontrol Ağı 1999 (TUDKA99) birinci derece nivelman ağına bağlı ortometrik yükseklikleri bilinen 24 adet GNSS-Nivelman noktasına ait veriler kontrol verisi olarak kullanılmıştır (Şekil 2). Noktaların GNSS ile belirlenen elipsoidal yüksekliklerin doğruluğu 2 cm, nivelmanla belirlenen ortometrik yüksekliklerin doğruluğu 3 cm'dir. Yüksek presizyonlu iki ölçme tekniği yardımıyla belirlenen 24 adet GNSS-Nivelman jeoit yüksekliğinin duyarlılığı 4 cm'nin altındadır.

### 3.3 Sayısal yükseklik modeli

Sayısal yükseklik modeli seçilirken doğruluğu, çözünürlüğu ve güncelliği göz önüne alınmalıdır. Bu çalışmada, daha önce aynı çalışma sahasında sayısal yükseklik modelleri ile yapılan çalışmalarda yüksek doğruluk veren SRTM1 modeli kullanılmıştır [14].



Şekil 2. Modellerin doğruluk analizinde kullanılacak GNSS-Nivelman noktaları

SRTM1 modelinin global düşey doğruluğu 16 m olup yatay ve düşey datum olarak sırasıyla WGS84 elipsoidini ve EGM96 jeoidini referans alır. SRTM1 modeli ücretsiz olarak internet adresinden indirilmiştir [15].

### 3.4 Küresel yerpotansiyel model

CHAMP, GRACE ve GOCE gibi alçak yörüngeli uydular yardımıyla yeryuvarı gravite alanı bilgilerinden elde edilen global yer potansiyel modeller ICGEM internet sayfasında yayınlanmaktadır [16]. ICGEM internet sayfasında 170'den fazla global yer potansiyel model mevcuttur ve ücretsiz olarak ulaşılabilir. ICGEM, modellerin küresel harmonik katsayılarını da gfc uzantılı metin belgeleri olarak kullanıma sunmaktadır. Bu çalışmada, daha önce aynı çalışma sahasında global yer potansiyel modellerle yapılan bölgesel analize göre en yüksek doğruluklu sonuç veren ITU\_GGC16 modeli kullanılmıştır. Modelin açım derecesi ve sırası 280 olup, GRACE ve GOCE uydularının izleme verileriyle modellenmiştir [17].

### 3.5 Yoğunluk modelleri

Kabuk yoğunluğu modelleri, iki (2B) veya üç (3B) boyutlu olabilir. Çalışma alanlarındaki her nokta için, iki boyutlu kabuk modelleri bir değer sağlarken, üç boyutlu kabuk modelleri, katman sayısına bağlı olarak birkaç değer sağlar. İki boyutlu kabuk modelleri, genellikle iki konumsal veri ve ortalama kabuk yoğunluğu içerir. 2B kabuk modelleri, dikey boyutta sadece bir katmana sahipken, 3B kabuk modellerinde birden fazla katman vardır. Her katman kabuk yapısının belirli bir bölümüne karşılık gelir. Örneğin, tortular, üst kabuk, orta kabuk, alt kabuk katmanları gibi.

Kabuk yoğunluğunu belirlemek için iki olasılık vardır. Global/bölgesel kabuk modellerini kullanmak veya yersel verilerden yerel model oluşturmaktır. Global ve bölgesel kabuk modellerinden en bilinenleri, Kaliforniya Üniversitesi

tarafından tüm yeryuvarı için üretilmiş kabuk modeli olan CRUST 1.0 modeli ve İtalyan Ulusal Jeofizik ve Volkanoloji Enstitüsü tarafından 20° ile 80° paralelleri, -40° ile 60° meridyenleri arasındaki bölge için üretilen EPCRUST modelidir. Bu global/bölgesel modellerin zayıf yönü çözünürlüklerinin düşük olmasıdır. Bunun dışında, kullanıcı doğrulama için jeofiziksel verilere sahip değilse, bu modellerin güvenilirliği de düşüktür. İkinci olasılık, kısıtlayıcı parametreleri olan bazı inversiyon algoritmaları kullanarak yersel gravite verilerinden bir yerel kabuk modeli oluşturmaktır. 3B kabuk modelinin geliştirilmesi hem kuramsal hem de pratik açıdan karmaşık ve zordur. Bu işlem için, jeolojik, jeofiziksel ve jeodezik veri türlerinin bir araya getirilmesi ve birleştirilmesi gerekir. 2B kabuklu modelleri 3B kadar gerçekçi olmasa da, geliştirilmesi daha basittir. CRUST 1.0 ile EPCRUST modellerinin başlıca özellikleri Tablo 1'de gösterilmiştir.

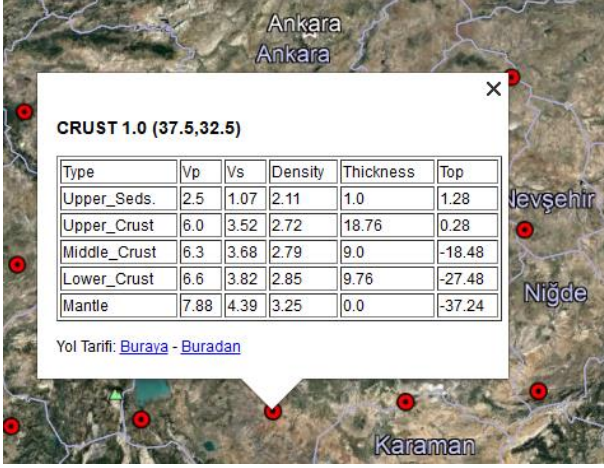
Tablo 1. Üç boyutlu kabuk modellerinin temel özellikleri

Model	Parametreler	Katmanlar	Kapsam	Çözünürlük
CRUST 1.0	Moho derinliği, Vs, Vp, ρ	su, buz, üst tortu, orta tortu, alt tortu, üst kabuk, orta kabuk, alt kabuk	Dünya	1°
EPCRUST	Vs, Vp, ρ	tortular, üst kabuk, alt kabuk	Avrupa Plakası	30'

Küresel kabuk modeli CRUST1.0, 2013 yılında farklı sismik veri tabanlarından (yüzey dalgaları, serbest salınım, dalga seyahat sürelerinden) geliştirilmiştir. Sekiz katmandan oluşur: su, buz, 3 kat tortu örtü ve üst, orta ve alt kristal kabuk. Her tabaka için kayma dalgası hızı (Vs), basınç dalgası hızı (Vp) ve yoğunluk (ρ) verilmiştir. Bu model 1°x1° çözünürlüktedir. Her 1°'lik hücrede, 8 katman için sınır derinliği, sıkıştırma ve kayma hızı ve yoğunluk verir. CRUST 1.0 küresel kabuk modeli internet sitesinde tüm yeryuvarı genelinde 1° enlem ve boylam aralıklarındaki kabuk yoğunluğu, kabuk kalınlığı, Moho derinliği gibi veriler xyz uzantılı metin dosyaları olarak ücretsiz sunulmaktadır [18]. Ayrıca, Google Earth yazılımı ile entegre olacak şekilde tüm yeryuvarının 1° aralıklı yoğunluk değerleri kmz uzantılı Google Earth dosyası şeklinde kullanıcıyla paylaşılmaktadır (Şekil 3). Bu modelde Konya Kapalı Havzası'nı kapsayan 8 adet nokta bulunmaktadır. Bu noktaların yüksekliğinden ortalama deniz düzeyine kadar olan katmanlardaki ortalama yoğunluk değerleri hesaplanmıştır.

Avrupa kıtası için geliştirilen bölgesel kabuk modeli EPCRUST, tüm Avrupa plakasını kapsayan 2011 yılında üretilmiş bir kabuk modelidir. Tortular, üst ve alt kabuk katmanları için yoğunluk (ρ), basınç dalgası hızı (Vp) ve kayma dalgası hızı (Vs) verilerini içerir. 30 derece dakikası çözünürlüğündedir. EPCRUST modelinin internet sitesi, kullanıcıların e-posta adreslerine tortu, alt kabuk ve üst

kabuk katmanlarındaki yoğunluk verisini ve bu katmanların kalınlığını içeren xyz uzantılı dosyayı göndermektedir [19]. Bu modelde çalışma alanını kapsayan 45 noktanın yoğunluğu belirlenmiştir.



Şekil 3. CRUST1.0 yer kabuğu modelinde kullanıcıya sunulan veriler

Bu iki küresel ve bölgesel modelden elde edilen yoğunluk değerleri enterpolasyonla 0.02° aralıklı gridlere dönüştürülmüş ve farklarının istatistiği yapılmıştır (Tablo 2).

Tablo 2. Üç boyutlu kabuk modellerinin temel özellikleri

Model	Min.	Maks.	Ortalama	Standart sapma
EPCRUSt - CRUST 1.0	-17.4	279	72	106

### 3.6 Karşılaştırma

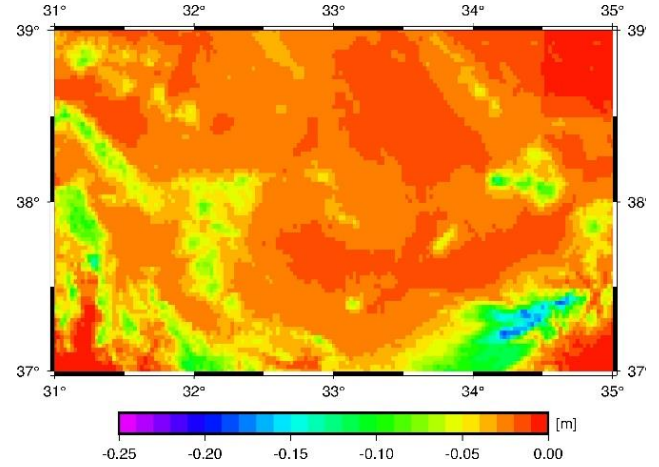
Konya Kapalı Havzası'nda LSMSSOFT yazılımı yardımıyla bölgesel gravimetrik jeoit belirleme işlemi yapılmıştır. Bu aşamada yazılım, yaklaşık jeoit yüksekliğine getirilen topografik düzeltme değerindeki yoğunluk değerinin sabit bir değer yerine grid sayısı kadar yoğunluk bilgisi girilebilecek şekilde yeniden düzenlenmiştir. İlk olarak SRTM1 sayısal yükseklik modeli verileri, çalışma alanının 1° dışını da kapsayan 36° ≤ φ ≤ 40° kuzey paralelleri, 30° ≤ λ ≤ 36° doğu meridyenleri arasında alınmış ve daha sonra 0.02° aralıklı grid merkezlerinde bir yükseklik değeri (60000 adet) elde edilmiş ve programa çağrılmıştır. Sonrasında çalışmada kullanılacak olan küresel yerpotansiyel modeli ITU\_GGC16 programa girilmiştir. Son olarak bölge için mevcut olan gravite verileri (g), grid merkezlerinde boşlukta gravite anomalilerine ( $\Delta g_{fA}$ ) dönüştürülmüş ve yazılıma gönderilmiştir.

KTH yöntemi ile jeoit belirlerken ilk olarak küresel sabit yoğunluk olan  $\rho=2.67 \text{ gr/cm}^3$  değeri kullanılarak daha sonra çalışma alanı için CRUST 1.0 modelinden elde edilen yoğunluk değerleri, üçüncü olarak EPCRUSt modelinden elde edilen yoğunluk verileri ile jeoit belirlenmiştir. Jeoit belirleme işlemi sonucunda çalışma alanında 0.02° aralıklı 20000 noktada jeoit yükseklikleri elde edilmiştir. EPCRUSt ve CRUST 1.0'dan elde edilen yaklaşık yer kabuğu yoğunluğu değerleri kullanılarak elde edilen iki jeoit

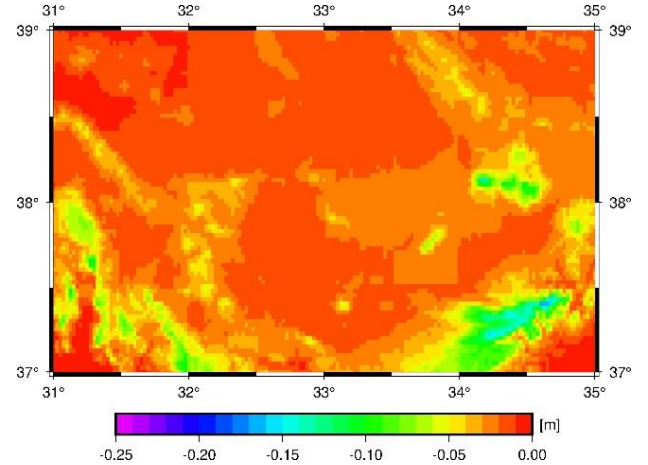
modelinin jeoit yükseklikleri ile  $2.67 \text{ gr/cm}^3$  değeri ile oluşturulan jeoit modelinin jeoit yükseklikleri arasındaki farklar Tablo 3'de gösterilmiştir. Ayrıca bu jeoit yüksekliği farklarını gösteren haritalar GMT yazılımı kullanılarak oluşturulmuş ve Şekil 4 ve 5'te gösterilmiştir. Modeller arasındaki büyük jeoit yüksekliği farklarının çoğunlukla bölgenin engebeli ve yükseltisi fazla olan yerlerinde olduğu görülmüştür.

Tablo 3. Modeller arası jeoit yüksekliği farkları [cm]

Fark	Min	Max	Ortalama	Standart Sapma
$\rho=2.67 \text{ gr/cm}^3$ - EPCRUSt	-18.08	0	-2.56	1.78
$\rho=2.67 \text{ gr/cm}^3$ - CRUST 1.0	-19.36	0	-3.09	2.13



Şekil 4. Sabit yoğunluk modeli ve Crust 1.0 modeli ile belirlenen jeoit yüksekliklerinin farklarının dağılımı



Şekil 5. Sabit yoğunluk modeli ve EPCRUSt modeli ile belirlenen jeoit yüksekliklerinin farklarının dağılımı

Jeoit modellerinin oluşturulmasının ardından GNSS-Nivelman verileri kullanılarak, bu üç modelin doğruluk analizi yapılmıştır (Tablo 4). Sayısal sonuçlar, bölgede küresel sabit kabul edilen  $2.67 \text{ gr/cm}^3$  değeri kullanılarak

oluşturulan yerel jeoidin, CRUST1.0 ve EPCRUST kabuk modellerinden elde edilmiş yoğunluk değerleri ile oluşturulan jeoide göre daha doğru sonuçlar verdiğini göstermektedir.

**Tablo 4.** Jeoit modellerinin doğruluk testi [cm]

Model	Min	Max	Ortalama	Standart sapma
Sabit Değer ( $\rho=2.67$ gr/cm <sup>3</sup> )	-17.34	10.41	0.04	6.85
EPCRUST	-17.74	10.04	0.04	6.91
CRUST 1.0	-17.88	9.9	0.11	6.99

#### 4 Sonuç ve neriler

Bu çalışmanın temel amacı bölgesel jeoit modeli belirlemede kullanılan ortalama yoğunluk değeri 2.67 gr/cm<sup>3</sup> yerine ile ilgili bölgelerdeki gerçek yoğunluk değerinin kullanılmasının belirlenen jeoide ne lde etki ettiğinin incelenmesidir. Farklı yoğunluk değerlerinin hesaplanan gravimetrik jeoit modelinin doğruluğuna yaptığı katkılar sayısal olarak ortaya konmuştur.

Sayısal uygulama sonucunda elde edilen karesel ortalama hata değerlerine bakılınca, küresel ve bölgesel kabuk modellerinden elde edilen yoğunluk verileri ile belirlenen bölgesel jeoidin doğruluğunun, sabit olarak kabul edilen  $\rho=2.67$  gr/cm<sup>3</sup> değeri ile belirlenen jeoide göre daha düşük olduğu görülmüştür. Bunun nedeninin, küresel yer kabuğu modellerinin çözünürlüğünün yeterli olmadığı şeklinde değerlendirilmektedir. CRUST 1.0 modelinde çalışma alanına giren 8 nokta varken EPCRUST modelinde çalışma alanına giren 45 adet nokta vardır. EPCRUST modelinin çözünürlüğünün daha yüksek olması nedeniyle CRUST 1.0 modeline göre daha doğru sonuçlar vermiştir. Ayrıca bu modellerden elde edilen yoğunluk verilerini doğrulayacak jeolojik haritaların olmaması da diğer bir eksikliktir.

Çalışma alanı olan Konya Kapalı Havzası genel olarak ova ve platolar ile kaplıdır. Güney ve güney batısında dağlık alanlar bulunur. Güney sınırını Toros Dağları'ndan Geyik Dağları ve Bolkar Dağları izer. Havza genel olarak dzlklerden oluşur. Konya Kapalı Havzasının jeolojik durumundan ötürü, yer kabuğu yoğunluğunun, jeoit yüksekliklerine olan etkisinin dağlık alanlara oranla daha sınırlı bir seviyede olduğu söylenebilir. Ayrıca kontrol aşamasında kullanılan GNSS-nivelman noktalarının çalışma alanının düz ve yüksekliği daha düşük noktalarında bulunması da kabuk yoğunluğu değişiminin jeoit yüksekliklerine olan etkisini belirlemede yetersiz kalmıştır. Konya Kapalı Havzasında yapılan bu çalışmada modeller arası jeoit yüksekliği farklarının bölgenin yüksek kesimlerinde maksimum seviyeye çıktığı görülmüştür.

Sabit yoğunluk değeri ile bölge için küresel kabuk modellerinden elde edilen yoğunluk değerleri arasında yaklaşık %15-%20 değişim olduğu ve bu değişimin jeoit yüksekliklerinde anlamlı bir fark oluşturduğu görülmüştür. Bununla birlikte küresel kabuk modellerinin çözünürlükleri düşük olduğundan, bu modellerden elde edilen yoğunluk değerleri, gerçek yoğunluk değerlerinden farklıdır. Küresel kabuk modeli verilerinin yanında jeofiziksel ve jeolojik

verilerinden oluşturulacak yerel kabuk modeli ile daha doğru sonuçlara ulaşılabileceği değerlendirilmektedir.

#### ıkar atışması

Yazarlar çıkar atışması olmadığını beyan etmektedir.

#### Benzerlik oranı (iThenticate): %16

#### Kaynaklar

- [1] A. Hunegnaw, The effect of lateral density variation on local geoid determination. Bollettino di Geodesia er Scienze Affini, 60(2), 125-144, 2001.
- [2] L. E. Sjöberg, The effect on the geoid of lateral topographic density variations. Journal of Geodesy, 78, 34-39, 2004. <https://doi.org/10.1007/s00190-003-0363-0>
- [3] R. Kiamehr, The impact of lateral density variation model in the determination of precise gravimetric geoid in mountainous areas: A case study of Iran. Geophysical Journal International, 167, 521-527, 2006. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03143.x>
- [4] M. Varga, The application of crustal models in regional modelling of the earth's gravity field. Doctoral Thesis, University of Zagreb Faculty of Geodesy, Zagreb, Croatia, 2018.
- [5] R. A. Abbak and A. ştn, A software package for computing a regional gravimetric jeoit model by the KTH method. Earth Science Informatics, 8(1), 255-265, 2015. <https://doi.org/10.1007/s12145-014-0149-3>
- [6] R. A. Abbak, Fiziksel Jeodezi Teori ve Uygulama (nc baskı). Atlas Akademi Yayınları, Konya, Türkiye, 2020.
- [7] L. E. Sjöberg, Least squares combination of satellite and terrestrial data in physical geodesy. Ann. Geophys., 37(1), 25-30, 1981.
- [8] L. E. Sjöberg, A general model for modifying stokes formula and its least-squares solution. Journal of Geodesy, 77, 459-464, 2003a. <https://doi.org/10.1007/s00190-003-0346-1>
- [9] L. E. Sjöberg, The topografic bias by analytical continuation in physical geodes. Journal of Geodesy, 87, 345-350, 2007. <https://doi.org/10.1007/s00190-006-0112-2>
- [10] L. E. Sjöberg, The IAG approach to the atmospheric geoid correction in Stokes formula and a new strategy. Journal of Geodesy, 73, 459-464, 1999. <https://doi.org/10.1007/s001900050254>
- [11] A. Ellmann, L. E. Sjöberg, Elipsoidal correction for the modified Stokes formula. Bold. Geod. Sci. Aff., 63, 153-172, 2004.
- [12] L. E. Sjöberg, A solution to the downward continuation effect on the geoid determination by Stokes formula. Journal of Geodesy, 77, 94-100, 2003b. <https://doi.org/10.1007/s00190-002-0306-1>
- [13] R. A. Abbak, Global yer potansiyel modellerin spektral yöntemlerle değerlendirilmesi ve jeoit belirleme için yerel olarak iyileştirilmesi. Doktora Tezi, Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Konya, 2011.
- [14] H. T. Arlı İl, R. A. Abbak, Accuracy analysis of ASTER and SRTM digital dlevation models: A case

- study in Turkey. International Multidisciplinary Scientific Geoconference, 47-52, Bulgaria, 2017. <https://doi.org/10.5593/sgem2017/22>
- [15] SRTM, Shuttle Radar Topography Mission. <http://www2.ipl.nasa.gov/srtm> Erişim tarihi: 25.02.2020
- [16] ICGEM, International Center of Global Earth Models. <http://icgem.gfz-postdam.de/ICGEM> Erişim tarihi: 14.02.2020
- [17] O. Akyilmaz, A. Üstün, C. Aydın, N. Arslan, S. Doğanalp, C. Güney, H. Mercan, S. O. Uygur, M. Uz and O. Yağcı, ITU\_GGC16 The Combined Global Gravity Field Model Inculuding GRACE & GOCE Data 1Up to Degree and Order 280. GFZ Data Services, Technical report, 2016. <https://doi.org/10.5880/icgem.2016.005>
- [18] G. Laske, G. Masters, Z. Ma and M. Pasyanos, Update on CRUST1.0-A 1 Degree Global Model of Earth's Crust. Geophys. Res. Abstracts 15, Abstract EGU2013-2658, 2013.
- [19] L. Molinari and A. Morelli, Epcrust: A reference crustal model for the european plate. Geophys. J. Int., 185(1), 352-364, 2011. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.04940.x>

