

# SEDİMANTER BASENLERİN GRAVİTE ANOMALİLERİNİN HIZLI YORUMUNDA KOLAY BİR YÖNTEM

## A Simple Method for Rapid Interpretation of Gravity Anomalies Caused by Sedimentary Basins

Bülent ORUÇ\*

### ÖZET

Bu çalışmada iki boyutlu sedimanter basenlerin rezidüel gravite anomalilerinin ters problem çözümünde, yinelemesiz hızlı ve basit bir yöntem sunulmaktadır. Bu yöntemle göre yoğunluk kontrastının bilinmesi durumunda, anomali parametreleri ve model parametreleri arasında kurulan basit ilişkilerle, rezidüel gravite anomali değerleri derinlik değerlerine dönüştürülebilir. Böylece sedimanter bir basenin dik kesiti kolayca belirlenebilir.

Yöntemin geçerliliği model çalışmalarıyla kontrol edilmiş ve Manyas gölü basenine uygulanmıştır.

### ABSTRACT

In this study, a noniterative, fast and simple method is presented for the inverse solution of the residual gravity anomalies caused by two-dimensional sedimentary basins. In this method, residual gravity anomaly values can be transformed to depth values by using some simple relations between anomaly and model parameters if the density contrast is known. Then, the cross-section of a sedimentary basin can easily be determined.

The validity of the method has been tested using theoretical model studies and the method has been applied to the data measured in Manyas Lake basin.

### GİRİŞ

Jeofizik literatürde, rastgele şekilli yüzey-jeolojik yapıların gravite anomalilerinin yorumunda yinelemeli ve ampirik çözüme dayalı yorum teknikleri bulunmaktadır. Yinelemeli çözüme dayalı yöntemler, Bott (1960), Qureshi ve Idries (1972) ve Fournier ve Krupicka (1973) tarafından geliştirilmiştir. Gravite anomalisinin karakteristikleri ile model yapının geometrik parametreleri arasında ampirik ilişkiler sunan yöntemler ise Skeels (1963), Jacoby (1970), Fournier ve Krupicka (1975), Töpfer (1977) ve Scanvara (1983) tarafından geliştirilmiştir.

Çalışmada, ampirik yorum tekniği (Scanvara 1983, Töpfer 1977) esas alınmıştır. Bu yöntemin etkinliği model ve arazi çalışmaları ile araştırılmış ve elde edilen sonuçlar tartışılmıştır.

\* Kocaeli Üni., Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Bölümü, İzmit, Kocaeli.

### ANOMALİ PARAMETRELERİ VE MODEL PARAMETRELERİ ARASINDAKİ İLİŞKİLER

Burada ilk adımı olarak model yapının ve anomalinin karakteristik parametreleri belirlenir (Şekil 1). Bu parametreler arasındaki basit ilişkiler, doğrusal bir gerileme analizine göre

$$D/D_o = 0.072 \cdot A + 1.00 \quad (0 \leq A \leq 9) \quad (1)$$

$$D/D_o = 0.12 \cdot A + 0.57 \quad (9 \leq A \leq 13) \quad (2)$$

$$W_b/W_a = -0.056 \cdot A + 1.827 \quad (0 \leq A \leq 13) \quad (3)$$

olarak verilir (Töpfer 1977).

Bu eşitliklerde yer alan A terimi,

$$A = g_{mak}/W_a \cdot \sigma$$

şeklinde tanımlanır. D model yapının maksimum derinliği-

dir.  $D_0$  ise

$$D_0 = 23.866 * g_{\text{mak}} / \sigma$$

olarak verilir, birimi m'dir ve düz-plaka formülünden elde edilen derinliği ifade eder (Töpfer 1977).  $g_{\text{mak}}$  anomalinin maksimum genliğidir.  $W_a$ , anomalinin yarı genlik ( $g_{\text{mak}}/2$ ) değerine karşılık gelen uzaklığı gösterir.  $W_b$  modelin tam genişliği,  $\sigma$  ise yoğunluk kontrastıdır (Şekil 1).

İkinci adımda, her noktada gravite anomali değerlerini derinlik değerlerine dönüştüren bir bağıntı belirlenir. Bu bağıntı

$$D_i/D = F(g_i/g_{\text{mak}}, A) \quad (4)$$

şeklinde tanımlanır (Töpfer 1977). Burada  $D_i$ ,  $g_i$  gravite anomali değerlerine karşılık gelen derinlikleri gösterir.

(4) bağıntısı ile ilişkili olarak, Scanvara (1983) tarafından aşağıdaki eşitlikler tanımlanmıştır:

$$D_i/D = -0.136 * A + G_i \quad (0 \leq G_i \leq 0.1) \quad (5)$$

$$D_i/D = (0.1926 * G_i^4 - 0.3303 * G_i^3 + 0.2638 * G_i^2 - 0.1381 * G_i - 0.0021) * A + G_i \quad (0.1 \leq G_i \leq 0.95) \quad (6)$$

$$D_i/D = (0.43 * G_i - 0.43) * A + G_i \quad (0.95 \leq G_i \leq 1.0) \quad (7)$$

Burada,  $G_i = g_i/g_{\text{mak}}$  olarak verilir.

### MODEL ÇALIŞMASI

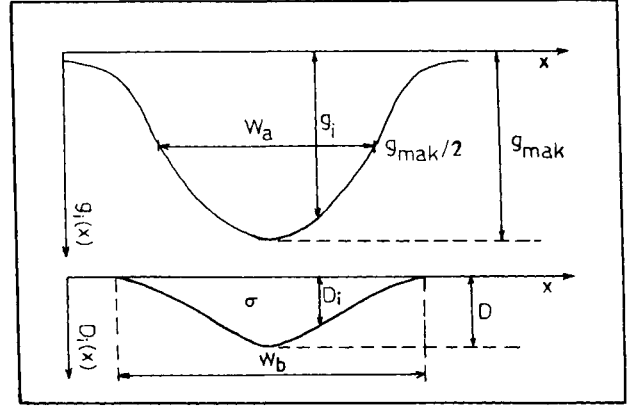
Yöntemin geçerliliğini araştırmak amacıyla basen modeline uygun olarak, çeşitli kuramsal modeller seçilmiştir. Yoğunluk kontrastı bütün modeller için aynı değerde ( $-0.1 \text{ gr/cm}^3$ ) alınmıştır.

Şekil 2'de bir üçgen model, Şekil 3'de bir basamak model, Şekil 4'de simetrik bir model ve Şekil 5'de ise simetrik olmayan bir model görülmektedir. Seçilen modellerin anomalileri Talwani yöntemi ile hesaplanmıştır. Daha sonra (5), (6) ve (7) bağıntılarıyla oluşturulan model ile gerçek model karşılaştırılmıştır.

### YÖNTEMİN ARAZİ UYGULAMASI

Yöntemin arazi uygulamasında, Manyas gölü baseninin temel yapı derinliğinin belirlenmesi amaç edinilmiştir. Manyas gölü, Marmara havzası içinde ve Manyas ilçesi kuzeyinde yer alır ve  $200 \text{ km}^2$  lik bir alanı kaplar. Manyas gölü civarında Paleozoik yaşlı metamorfik şist ve mermerler ile Permian, Jura ve üst Kretase'ye ait kireçtaşları bulunur. Ayrıca volkanik (Andezit-Tüf) mostralara da rastlanır.

Manyas gölü, Marmara çöküntü alanının bir parçası olan Gönen-Bursa baseni içinde bulunur. Bu basen güney-



Şekil 1. İdeal bir basen modelinin gravite anomalisi ve karakteristik parametreler.

Fig. 1. Gravity anomaly of an ideal basin model and characteristic parameters.

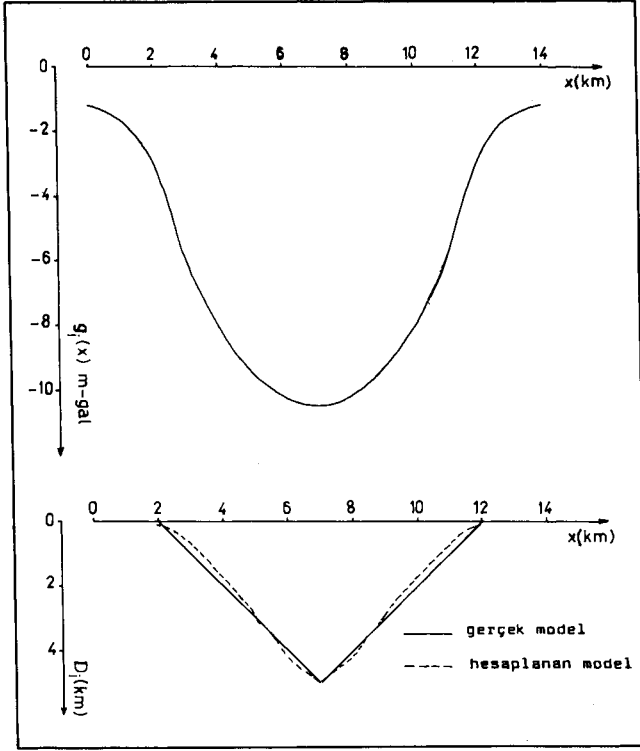
de Batı Anadolu kıvrımları ile kuzeyde ise Mudanya-Bandırma sıradağlarıyla sınırlanmıştır. Gölü çevreleyen Neojen arazisi Kuzey Anadolu fay sistemine ait bir çok faylarla kırılmıştır. Manyas gölü baseni dolayının jeoloji haritası Şekil 6'da verilmiştir.

Ertekin (1983), Manyas gölü baseninin gravite anomalisini bir Sayısal Diyagram tekniği ile üç boyutlu olarak modellemiş ve basenin maksimum derinliğini 2.85 km olarak belirlemiştir.

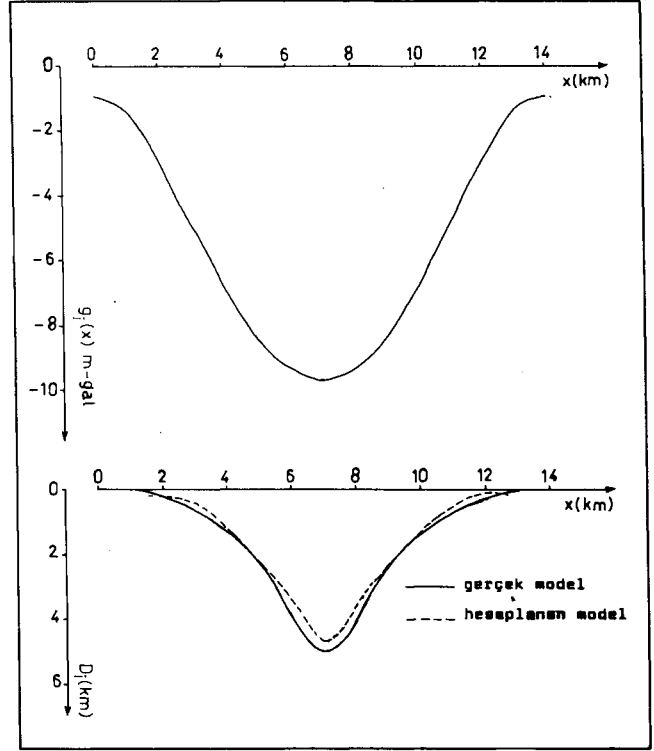
Bu çalışmada ise Manyas gölü baseninin, Şekil 7'de rezidüel gravite anomali haritasından bir AB profili alınmıştır. Şekil 8a'da bu profile ait anomalinin maksimum genlik değeri  $g_{\text{mak}} = -10.37 \text{ mgal}$ , yarı genlik ( $g_{\text{mak}}/2$ ) değerine karşılık gelen genişlik ise  $W_a = 6.3 \text{ km}$  olarak saptanmıştır. Bu verilere göre, A (10.97) ve  $D_0$  (1650 m) değerleri bulunarak, (2) eşitliğinden basenin maksimum derinliği,  $D = 3.11 \text{ km}$  olarak belirlenmiştir. Basenin AB profiline göre genişliği ise (3) eşitliğinden,  $W_b = 7.63 \text{ km}$  olarak hesaplanmıştır.

Basenin yoğunluk kontrastı ile ilgili arazi bilgileri olmadığından, çeşitli yoğunluk kontrastı denemeleri için, söz konusu yorum tekniğine göre bulunan modellerin anomalileri hesaplanmış ve her defasında arazi anomalisiyle karşılaştırılmıştır. Burada, hesaplanan anomali ile arazi anomalisi arasında en iyi uyumu sağlayan yoğunluk kontrastı değeri,  $\sigma = -0.15 \text{ gr/cm}^3$  olarak saptanmıştır. Böylece yoğunluk kontrastı ile beraber, aranan model de belirlenmiştir.

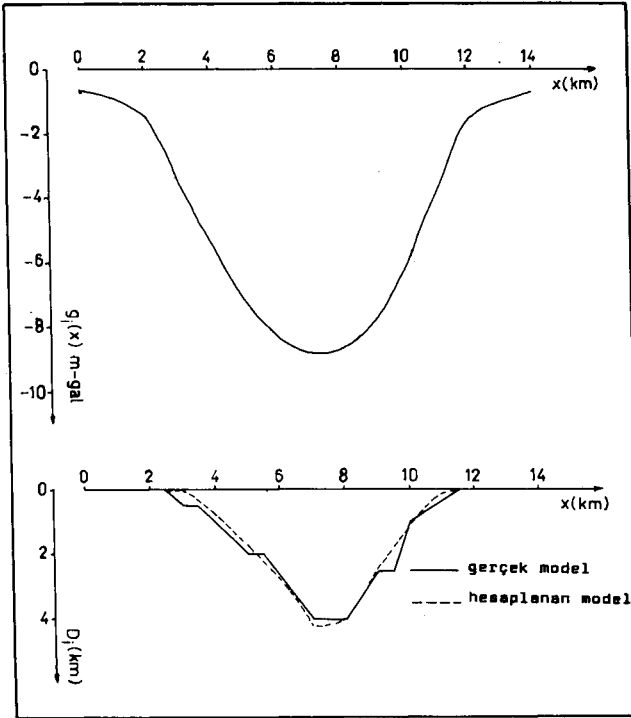
Şekil 8b'de Manyas gölü baseninin önerilen yorum tekniğine göre bulunan dik kesiti ve bunun anomalisiyle, arazi anomalisinin karşılaştırılması görülmektedir. Burada, model yapının anomalisiyle arazi anomalisinin iyi bir uyum sağladığı gözlenmiştir. Ayrıca, basenin  $D = 3.11 \text{ km}$  olarak bulunan maksimum derinlik değeriyle Ertekin (1983) tarafından bulunan,  $D = 2.85 \text{ km}$  değeri arasında yakın bir uyum elde edilmiştir.



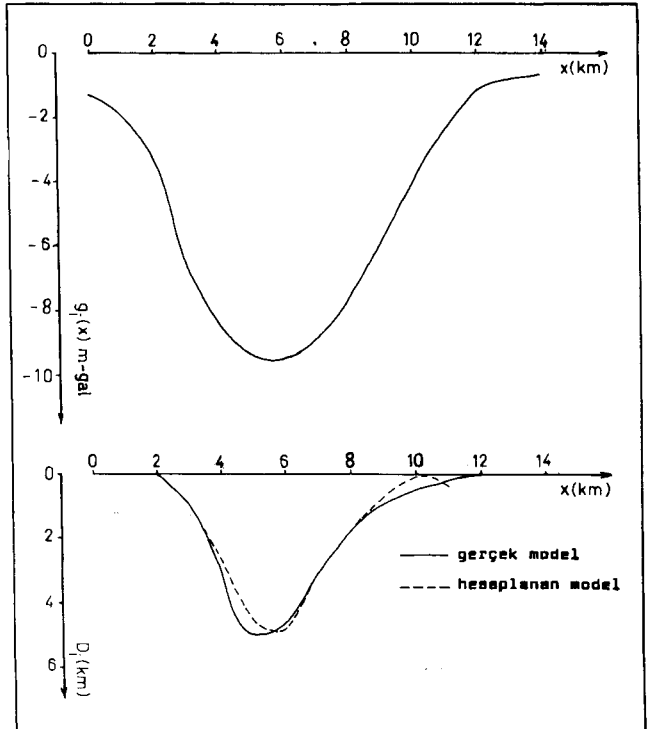
Şekil 2. Bir üçgen model ve gravite anomalisi.  
Fig. 2. A triangular model and its gravity anomaly.



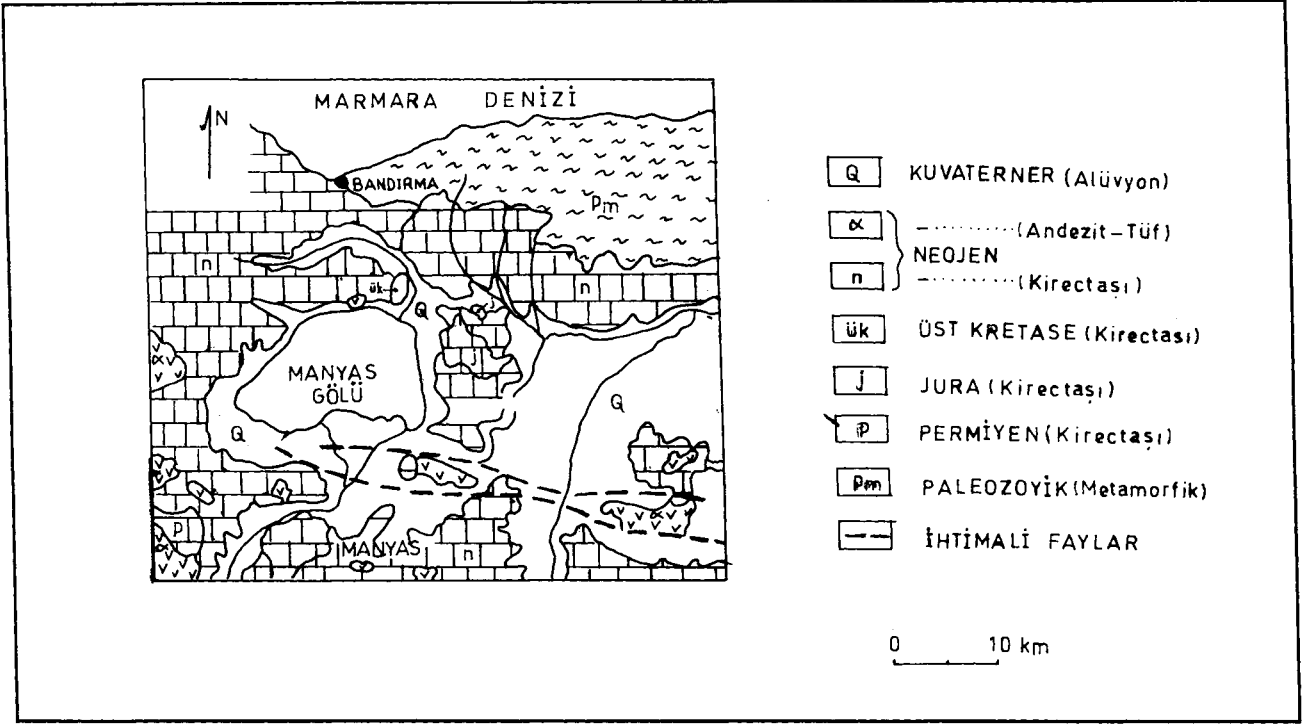
Şekil 4. Simetrik bir basen modeli ve gravite anomalisi.  
Fig. 4. A symmetrical basin model and its gravity anomaly.



Şekil 3. Asimetrik ve karmaşık bir basen modeli ve gravite anomalisi.  
Fig. 3. An asymmetrical and complex basin model and its gravity anomaly.

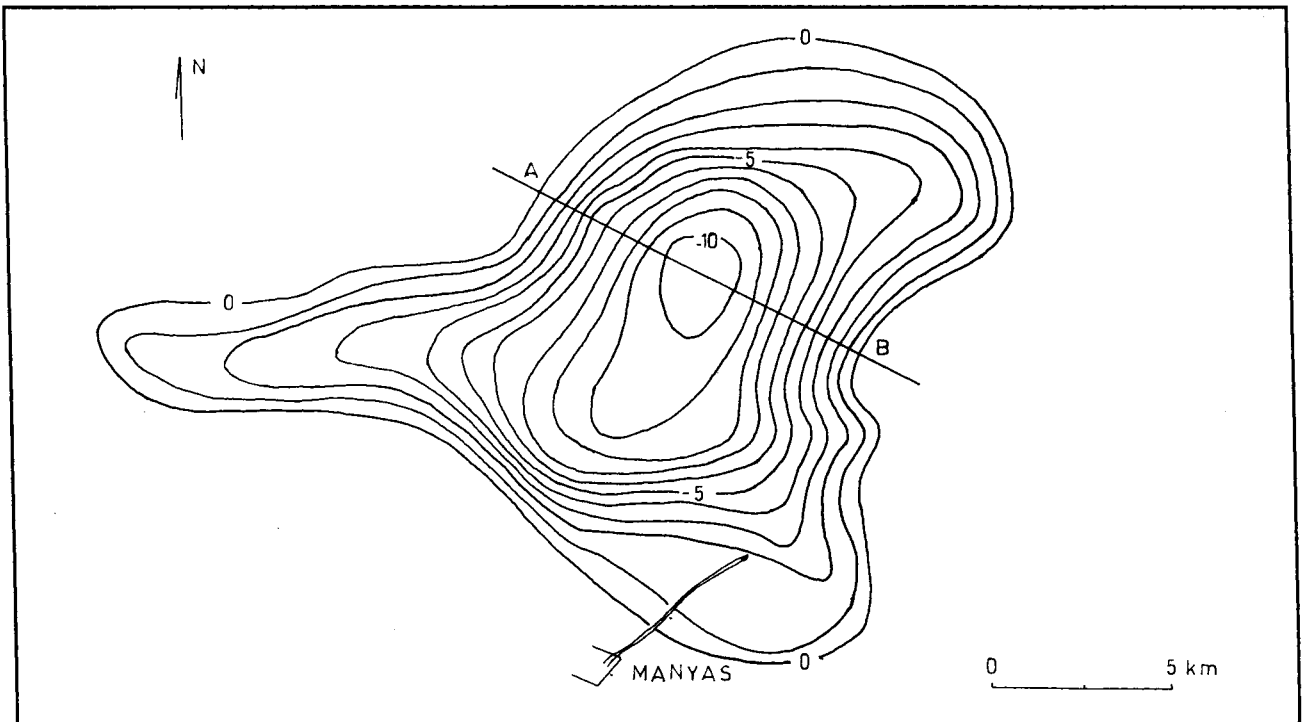


Şekil 5. Asimetrik bir basen modeli ve gravite anomalisi.  
Fig. 5. An asymmetrical basin model and its gravity anomaly.



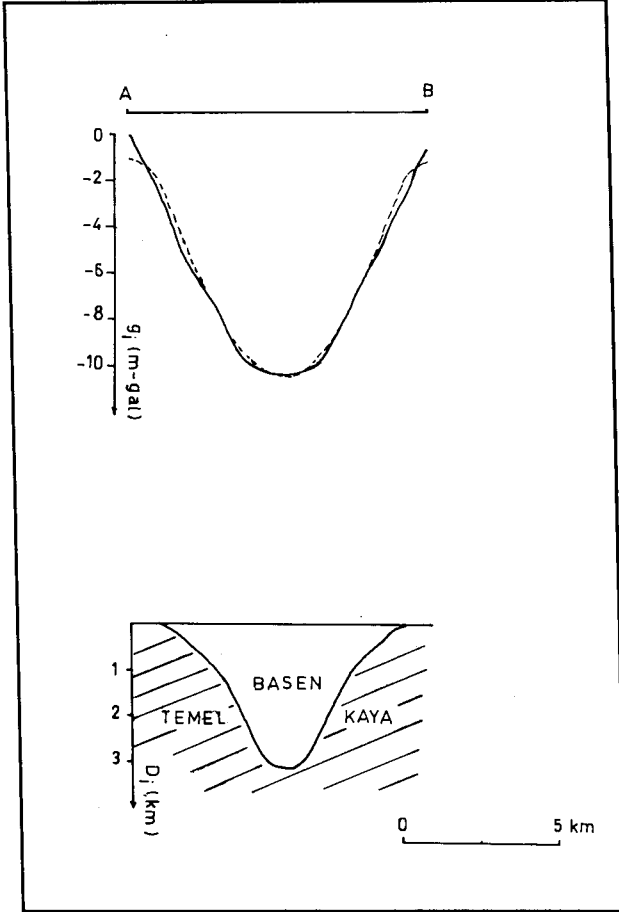
Şekil 6. Manyas gölü sahası jeoloji haritası.

Fig. 6. Geological map of Manyas lake area.



Şekil 7. Manyas gölü sahası rezidüel gravite anomali haritası ve AB profili.

Fig. 7. Residual gravity anomaly map of Manyas lake area and AB profile.



Şekil 8. AB profilinin yorumu. a) Arazi anomalisiyle, model anomalisinin karşılaştırılması (Arazi anomalisi ve bulunan modelin anomalisi, sırasıyla düz ve kesikli çizgiyle gösterilmektedir). b) Bulunan model.

Fig. 8. Interpretation of AB profile. a) Comparison of measured and model anomalies (measured and theoretical anomalies are denoted by straight and dashed lines, respectively). b) Determined model.

## SONUÇ

Ampirik çözüme dayalı oldukça hızlı ve basit bir yöntemle, bir jeolojik basenin geometrisini belirlemek olasıdır. Seçilen modeller üzerinde yapılan çalışmalardan, gerçek model ile hesaplanan model arasında iyi bir uyum sağlandığı gözlenmiştir (Şekil 2, Şekil 3, Şekil 4, Şekil 5).

Yöntem, Manyas gölü baseninin rezidüel gravite anomalisinin yorumunda uygulanmıştır. Burada, bulunan model yapının anomalisiyle arazi anomalisi arasında iyi bir uyum sağlanmıştır. Diğer yandan, arazide basenin herhangi bir noktasında, yapının derinliğine ait bir sondaj bilgisi bulunmadığından, daha gerçekçi bir karşılaştırma mümkün olmamıştır.

Yöntemin bir avantajı da, yinelemeli ters çözüm metodları için güvenilir bir başlangıç modeli sunmasıdır. Bu durum, yineleme sayısının azaltılması açısından önemlidir.

Yöntemin etkili olabilmesi için, rezidüel anomali doğru bir şekilde elde edilmelidir. Ayrıca bu anomalinin karakteristik parametreleri ( $g_{\max}$ ,  $g_{\max}/2$  ve  $W_d$ ) ile yapının yoğunluk kontrastı ( $\sigma$ ) çok iyi bir şekilde saptanmalıdır. Çünkü yöntemin tek dezavantajı, sözkonusu parametrelerin belirlenmesinde yapılabilecek küçük bir hatanın, modellemeyi önemli ölçüde etkilemesidir.

## KAYNAKLAR

- Bott, M.H.P. 1960, The use of rapid digital computing methods for direct gravity interpretation of sedimentary basins, *Journal of Geophysics* 3, 63-67.
- Ertekin, E. 1983, Herhangibir şekle sahip üç-boyutlu jeolojik yapıların meydana getirdikleri gravite anomalilerinin sayısal diyagramlarla hesaplanması (Doktora tezi, İstanbul Üniversitesi).
- Fournier, K.P. and Krupicka, S.F. 1973, Techniques for improved convergence in iterative analysis of gravity anomaly profiles, *Geophysics* 38, 500-506.
- Fournier, K.P. and Krupicka, S.F. 1975, A new approximate method for directly interpreting gravity anomaly profiles caused by surface-geologic structures, *Geophysical Prospecting* 23, 80-92.
- Jacoby, W.R. 1970, Gravity diagrams for thickness determination of exposed rock bodies, *Geophysics* 35, 471-475.
- Qureshi, I.R. and Idries, F.M. 1972, Two-dimensional mass distributions gravity anomalies, *Geophysical Prospecting* 20, 106-108.
- Scanvara, J. 1983, Approximate method for direct interpretation of gravity anomalies caused by surface three-dimensional geologic structures, *Geophysics* 48, 361-366.
- Skeels, D.C. 1963, An approximate solution of the problem of maximum depth in gravity interpretation, *Geophysics* 28, 724-735.
- Töpfer, K.D. 1977, Improved technique for rapid interpretation of gravity anomalies caused by two-dimensional sedimentary basins, *Journal of Geophysics* 43, 645-654.