

## 7- JEOFİZİK YÖNTEMLER

### 7-1- GRAVİTE

Gravite yöntemi ile yerçekimi kuvvetindeki küçük değişimler tespit edilir. Newton yasasına göre, çekim kuvveti cisimlerin kütlelerine bağlı olduğundan, yoğunlukları farklı ise yer altı yapılarını ayırt etmemizi sağlar. Gravite yönteminin uygulama alanlarına bazı örnekler:

- ✓ Hidrokarbon – havza geometrisi
- ✓ Bölgesel jeolojik çalışmalar

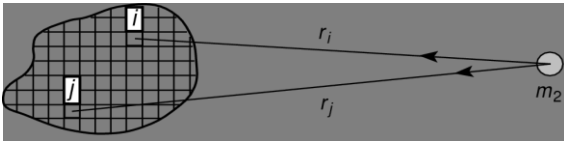
- ✓ Mineral yatakları
- ✓ Yer altı boşlukları
- ✓ Fay ve kırık yapıları
- ✓ Temel kaya derinliği
- ✓ Askeri amaçlı çalışmalar
- ✓ Volkan izleme
- ✓ Kabuk çalışmalarında
- ✓ Gömülü yapıların aranması

#### Newton'un yerçekimi yasası

Herkes Dünya'nın çekim kuvvetini hisseder. Cisimlerin düşmesine ve ağırlaşmasına neden olur. Her kitlenin bir başkasını çektiği Sir Isaac Newton tarafından keşfedilmiştir. Newton, 1687'de "Newtonun yerçekimi yasasını" (7.1) bağıntısı ile tanımlamıştır.

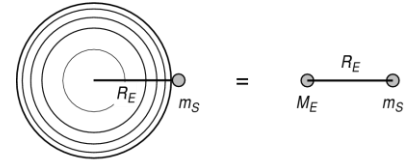
$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad (7.1)$$

Burada,  $F$  çekim kuvveti,  $G$  evrensel çekim sabiti ( $6.672 \times 10^{-11} \text{ N m}^2/\text{kg}^2$ ),  $m$  birbirini çeken cisimlerin kütleleri ve  $r$  aralarındaki uzaklıktır. Newton'un çekim yasası nokta kütleler için geçerlidir fakat Dünya bir nokta kaynak değildir. Nokta kaynak olmadığı durumda, kaynak, cismin küçük parçalarının kuvvetlerinin toplamı olarak kabul edilir. Kuvvet bir vektör olduğundan, aşağıdaki şekildeki gibi, vektörel toplamın hesaplanması gerekir, bu durumda sıra dışı şekiller için hesaplama oldukça zor olacaktır.



Bu zorluğun üstesinden gelmek için, gravite yönteminde yeraltındaki hedef yapıya geometrik şekil kabulü yapılır.

İçi boş bir kabuk veya düzgün bir küreden kaynaklı çekim kuvveti, kürenin merkezinde bulunan aynı kütleye sahip bir nokta kaynağına ile aynıdır. Bu durum sadece küre dışındaki bir cisme uygulanan çekim kuvveti için geçerlidir. Dünya neredeyse küresel olarak simetrik olduğu için Dünya'yı merkezinde bulunan bir nokta kütle kaynağı olarak kabul edebiliriz.



Yeryüzündeki bir kayacın Dünya tarafından çekildiği çekim kuvvetini (7.1) bağıntısını kullanarak yazarsak:

$$F = G \frac{M_E m_s}{R_E^2} \quad (7.2)$$

Burada  $M_E$  Dünyanın kütlesi,  $m_s$  yeryüzündeki cismin kütlesi ve  $R_E$  Dünyanın yarıçapıdır. Çekim kuvvetini Newtonun 2. hareket yasası "Bir cisme etki eden net kuvvet, kütle ile ivmenin çarpımına eşittir"e göre (7.2) bağıntısını, yerçekim ivmesi  $g$  ile yüzeydeki kütle  $m_s$  nin çarpımı şeklinde yeniden yazarsak:

$$F = gm_s = G \frac{M_E m_s}{R_E^2} \quad (7.3)$$

Böylece yerçekim ivmesi aşağıdaki gibi yazılabilir.

$$g = G \frac{M_E}{R_E^2} \quad (7.4)$$

Yerçekimi ivmesi  $g$  nin yeryüzündeki değeri  $9.80665 \text{ m/s}^2$  dir. Yerçekimi ivmesinin birimi  $\text{cm/s}^2$  yerçekimini ilk keşfeden Galileo Galilei'nin onuruna **Gal** olarak tanımlanmıştır ( $1\text{mGal} = 0.01\text{Gal} = 10\text{g.u. gravity unit}$ ). Modern gravimetreler  $0.001 \text{ mGal}$  ( $0.1 \mu\text{m/s}^2$ ) hassasiyetinde ölçü alabilmektedir.

(7.4) bağıntısından, evrensel çekim sabiti  $G=6.672 \times 10^{-11} \text{ N m}^2/\text{kg}^2$ , yerçekimi ivmesi  $g=9.80665 \text{ m/s}^2$  ve Dünya'nın yarıçapı  $R_E=6371 \text{ km}$  değerlerini kullanarak, Dünya'nın kütlesi  $M_E=5.97 \times 10^{24} \text{ kg}$  hesaplanabilir. Kütle = hacim  $\times$  yoğunluk olduğundan, Dünya'yı küre kabul ederek, kürenin hacmi ve Dünya'nın yoğunluğu  $\rho_E$  cinsinden kütlesi

$$M_E = \frac{4}{3} \pi R_E^3 \rho_E \quad (7.5)$$

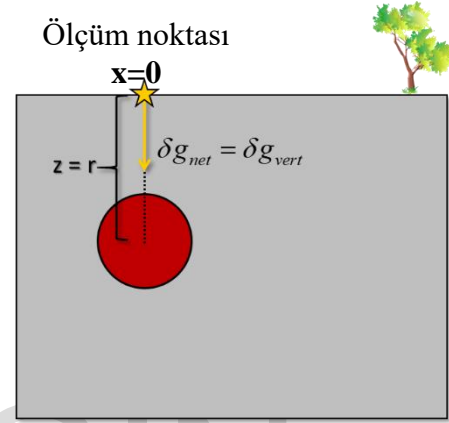
Yarıçap ve kütleyi bildiğimize göre (7.5) bağıntısından Dünyanın ortalama yoğunluğunu hesaplayabiliriz:  $\rho_E = 5.5 \text{ g/cm}^3$ . Kayaçların çoğunun yoğunluğu  $2-3 \text{ g/cm}^3$  civarındadır. Bu, Dünyanın ortalama yoğunluğu ile karşılaştırıldığında Dünyanın derinlerinin tipik kristal kayaçlardan daha yoğun olması gerektiği anlaşılmaktadır. Bunun nedeni; 1) Üzerlerinde bulunan kayaçların ağırlığından kaynaklanan litostatik basınç derinlikle artacağından kayaçları sıkıştırması ve yoğunluğun artmasına neden olması, 2) çekirdeğin, yoğunluğu demir ( $\rho_{\text{demir}} \sim 7.8 \text{ g/cm}^3$ ) olmak üzere, metalik elementler içeriyor olması ile açıklanabilir.

Gravite yönteminde ölçülen, hedef kitlenin yerçekimi ivmesinin çevre birimlere göre farkıdır. Buna göre (7.4) bağıntısını yerçekimi ivmesi değişimi  $\delta g$ , kütle farkı  $\Delta m$  ve yeraltındaki hedef kitlenin derinliği  $d$  ye göre yeniden düzenlersek.

$$\delta g = G \frac{\Delta m}{d^2} \quad (7.6)$$

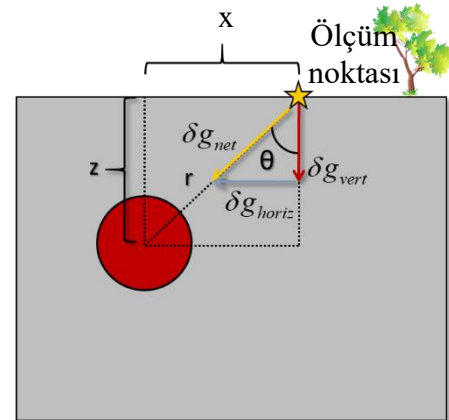
Hedef yapının tam üzerinde ölçü alıyorsak yapının derinliği  $z$ , iki kütle arasındaki mesafe  $r$ 'ye eşit olacaktır. Yeraltındaki yapıdan kaynaklanan yerçekimi ivmesindeki net değişim sadece düşey yönde olacaktır:

$$\delta g_{\text{vert}} = G \frac{\Delta m}{z^2} \quad (7.7)$$



Hedef yapıdan  $x$  uzaklıktaki herhangi bir konumda alınan ölçümlerde yerçekimi ivmesindeki net değişimin bir kısmı düşey yöndedir ve trigonometri ile bulunabilir:

$$\delta g_{\text{vert}} = G \frac{\Delta m}{r^2} \cos \theta \quad (7.8)$$



Bu durumda yeraltındaki yapının konumu bilinmediğinden  $\theta$  açısını bilemeyiz. Bu nedenle bağıntıyı ölçülebilecek değerlerle yeniden düzenlemeliyiz:

$$\cos \theta = \frac{z}{r} \quad r = (x^2 + z^2)^{1/2}$$

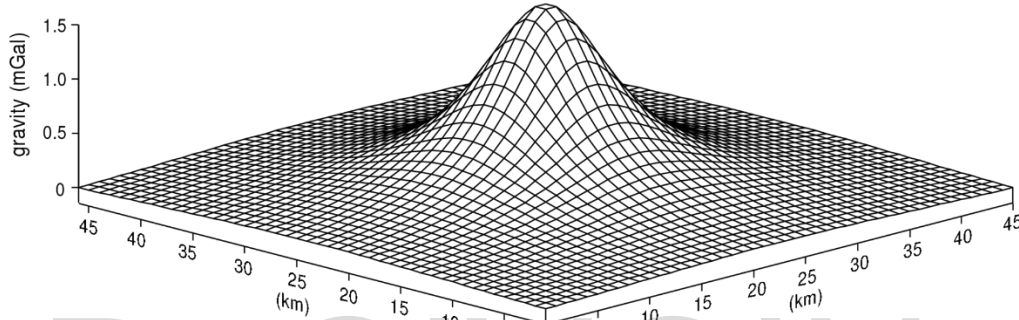
$$\delta g_{vert} = G \frac{\frac{4}{3}\pi R^3 \Delta \rho z}{(x^2 + z^2)^{3/2}} \quad (7.10)$$

Trigonometrik eşitliklerden yararlanarak (7.8) bağıntısını yeniden yazarsak:

$$\delta g_{vert} = G \frac{\Delta m z}{(x^2 + z^2)^{3/2}} \quad (7.9)$$

Eğer hedef yapı küresel ise (kütle değişimi = hacim  $\times$  yoğunluk değişimi)  $\Delta m = V \Delta \rho$  ve  $R$  yarıçaplı kürenin hacmi  $V = \frac{4}{3}\pi R^3$  yerine yazılarak:

Yeraltındaki yapının konumuna en iyi yaklaşımı yapabilmek için hedef yapı üzerindeki alan grid ağına bölünerek her noktada ölçüm alınır ve 3-boyutlu gravite anomalisi elde edilir.

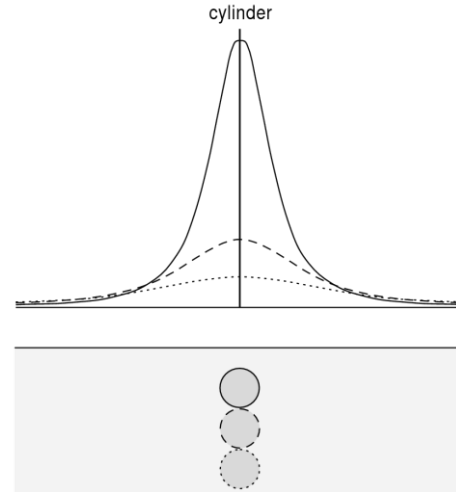
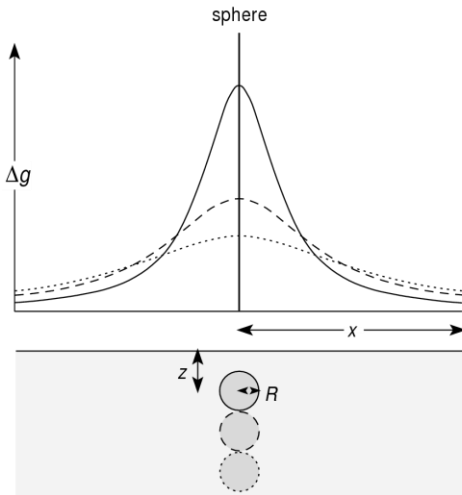


B. CİVGIN

**Hedef yapının şekline göre yapılacak olan geometrik şekil yaklaşımına göre;**

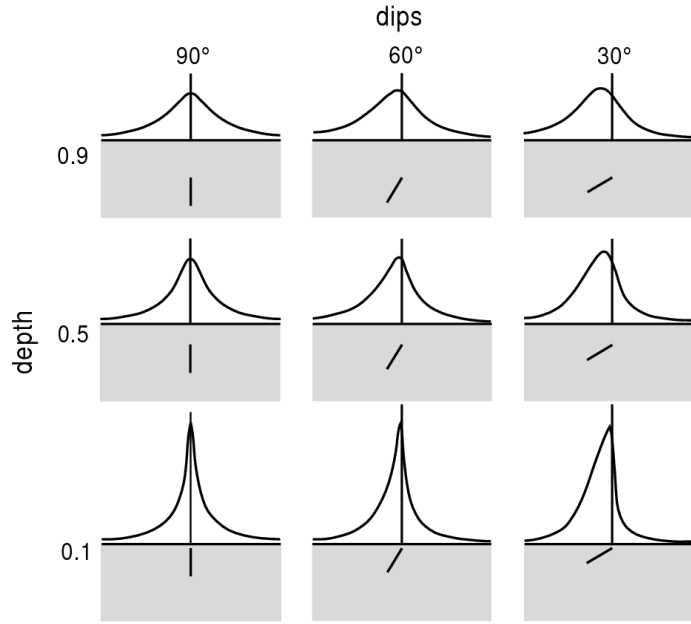
**Küresel hedefler:** sokulum, dom vb.

**Silindirik hedefler:** tünel, mağara vb.



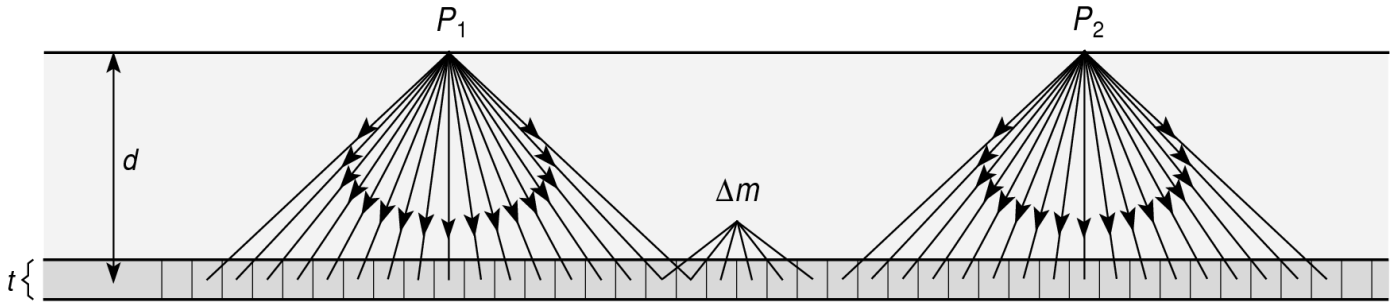
Bu tip yapılarda tümsek şeklinde, hedef yapının kenarlarını iyi tanımlamayan ve uzun yapının kenarlarında hemen sönümlenmeyen, uzun mesafede sönümlenen anomaliler görülür. Yeraltındaki yapı yüzeye ne kadar yakınsa anomali o kadar keskin (yüksek ve dar) olur. Bu, yapının derinliğinin belirlenmesinde kullanılabilir.

**İnce düzlemsel hedefler:** dayk, maden damarı vb.



İnce tabakalar şeklinde hedefler söz konusu olduğunda yukarıdaki şekilde görüldüğü gibi tabakanın derinliği ve dalımı gravite anomalisinin şeklini belirlemektedir. Daha sığ yapılar daha keskin anomalilere neden olurken yapının dalımı arttıkça anomalinin simetrisi bozulmaktadır. Yani, anomalinin şekli gömülü yapının derinliğine, uzaklığına, dalımına ve yoğunluk kontrastına bağlıdır.

#### Yatay tabaka hedefler

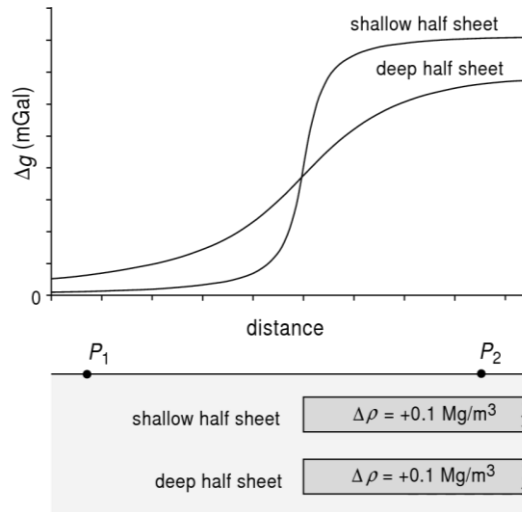


Tabakalar sonsuza gidiyorsa (ölçüm alınan alanın dışına uzanıyorsa), sonsuz sayıda küçük kütle vardır, fakat yüzeydeki bir noktada (şekilde P1 ve P2) toplam çekme sonsuz değildir çünkü her bir küçük kütle için aşağı çekme kuvveti yüzeydeki noktadan uzaklaştıkça hızlıca küçülür. Sonsuza uzanan bir tabaka için P1 ve P2 gibi farklı konumlardaki toplam kuvvet aynıdır, dolayısıyla gözlemlenebilir bir anomali oluşmaz. Bu durum, *gravite anomalisi oluşması için yatay yönde yoğunluk değişiminin olması gerektiğini* kanıtlamaktadır. Anomali gözlenmese de tabakanın yoğunluğu yüksek olduğu için  $g$  değeri her yerde (7.11) bağıntısı ile hesaplanan değer kadar artacaktır. Burada  $t$ , gömülü yatay tabakanın kalınlığı ve  $\Delta\rho t$ , gömülü tabakada  $1 \text{ m}^2$  deki kütle fazlalığıdır.

$$\delta g = 2\pi G \Delta\rho t$$

$$(7.11)$$

### Yarım tabaka (faylanma kaynaklı tabaka süreksizliği) hedefler

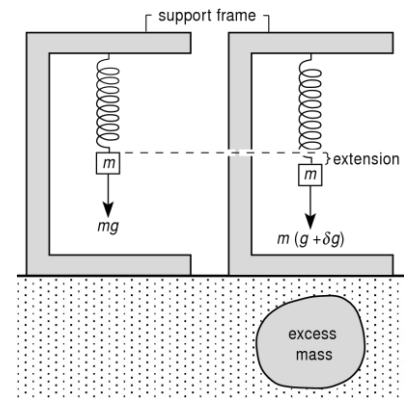


Sonsuza uzanmayan yarım tabaka durumunda yatay tabaka gravite anomalisi verecektir. Yukarıdaki şekildeki gibi, tabakanın üzerinde ve tabaka kenarından uzakta bir P2 noktasında alınan gravite ölçümü sonsuza giden yatay tabaka durumundakine yakın olacaktır. Dolayısıyla P2 noktasında  $g$  değeri P1 noktasındakinden  $2\pi G\Delta\rho t$  kadar büyük olacaktır. Bu iki nokta arasındaki  $g$  değerleri arasında da bir geçiş olması gerekmektedir,  $\Delta g$  değişimi gradyal (kademeli değişim) olur. Yarım tabaka yüzeye yaklaştıkça bu gradyal değişim daha kısa mesafede gözlenir. Ayrıca, doğrultu atımlı fayların gravite anomalisine neden olması için: tabakaların dalımının olması veya yatay olmayan sokulumların yer değiştirmiş olması gerekir.

### Gravimetre

Gravite ölçümlerinde kullanılan alet olan gravimetrenin yüzey gravitesi  $g$  nin milyonda birden daha küçük değişimlerini ölçebilecek kapasitede olması gerekir. Graviteyi ölçmek için üç yöntem izlenebilir:

- 1- *Ağırlık düşürme*: Kütlenin düşüş zamanının ölçülmesine dayanır. Sadece laboratuvar ortamında uygulanabilir, arazide bu yöntemin kullanılması mümkün değildir.
- 2- *Sarkaç periyodu ölçümü*: Sarkaç periyodunun, boyutlarına ve  $g$  nin değerine bağlı olmasından yararlanır. Büyük boyutlu alet kullanımı gerektiren ve çok zaman alan bir yöntemdir. Dolayısıyla kolay uygulanabilir değildir.
- 3- *Ucunda kütle asılı yayın uzamasının ölçülmesi*: Modern gravimetrelerde bu yöntem kullanılmaktadır. Kütle  $m$ , yayın uzamasına neden olur ve  $g$  nin daha büyük olduğu yerlerde yay biraz daha fazla uzar. Modern gravimetreler  $g$  deki  $10^{-8}g$  kadar küçük değişimleri algılayabilir. Ayrıca, daha küçük değişimleri ölçebilen ekstra hassas aletler de kullanılmaktadır.

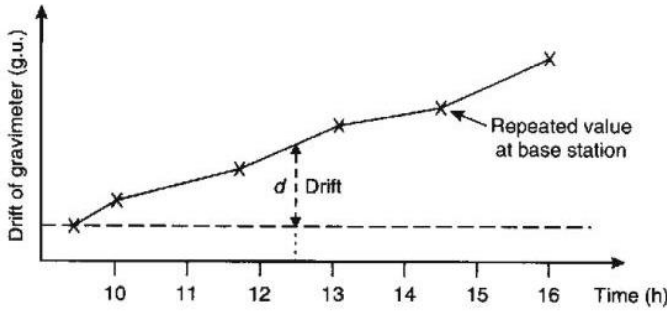


Gravimetre, okuma yapılmadan önce dikkatlice düzleştirilmelidir, bu zaman alıcı bir işlemdir. Üzerinde, sıcaklık farkından dolayı yayda oluşabilecek termal kısılma veya uzamayı önlemek için termostat vardır. Ayrıca aletler oldukça hassastır ve koruyucu kutuda taşınmalıdır. Tüm bu karmaşık durumuna rağmen gravimetre verileri doğrudan kullanılamaz. Çeşitli etkileri gidermek için verinin düzeltilmesi gerekir. Gravite anomalileri küçük olduğu için bu düzeltmeler anomaliler boyutunda olabilir, bu nedenle düzeltmeler çok önemlidir.

### Gravite yönteminde düzeltmeler

Dünya mükemmel bir homojen küre olmadığından, yerçekimi ivmesi tüm Dünya yüzeyinde sabit değildir. Yerçekimi ivmesinin büyüklüğü beş faktöre bağlıdır: *enlem, yükseklik, topoğrafya, yerin salınımları ve yeraltındaki yoğunluk değişimleri*. Jeofizik araştırmalarda, genellikle enlem ve yükseklik değişiminden daha küçük olan yoğunluk değişimleri ile ilgilenilir. Dolayısıyla gravite ölçümlerinden istenmeyen bileşenlerin çıkarılması için düzeltmeler uygulanması gerekir.

**Drift Düzeltmesi:** Ölçüm aletinin yeri değişmesine de farklı zamanlardaki okumaların farklı olmasıdır. Bu farkın nedenleri gravimetre içindeki yayın gerilmesi/kayması veya gel-gitlerdeki günlük değişimler olabilir. Bu geçici farkları belirlemek için periyodik olarak baz istasyona geri dönülerek ölçüm yapılır ve drift belirlenir. Bu değer tüm veriden çıkarılır.



Aynı istasyonda (baz istasyon) ölçümler gün içinde, yaklaşık her 1-2 saatte bir, farklı zamanlarda tekrarlanır. Bu alınan ölçüme drift eğrisi denir. Drift değerleri genellikle saatte <math><10\text{g.u.}</math> civarındadır. Daha büyük değerler alette sorun olduğunu gösterir.

**Enlem Düzeltmesi:** Yerkürenin şeklinden kaynaklanan etkiye uygulanan düzeltmedir. Ekvatorda yerçekimi ivmesi  $g=9.78 \text{ m/s}^2$  ve kutuplarda  $g=9.83 \text{ m/s}^2$  dir. Düzeltme için, baz noktasının enlem değeri belirlenir. Diğer noktaların enlem düzeltmesi bu değere göre hesaplanır. Kuzey yarım kürede, baz noktasının kuzeyinde bulunan ölçü

noktaları için bu düzeltme eksi (-), güneyinde bulunan ölçü noktaları için ise artı (+) işaretlidir. Enlem düzeltmesi,  $\lambda$  enlem değeri kullanılarak izleyen bağıntı ile hesaplanır.

$$\delta g_{enlem} = 0.817 \sin 2\lambda \text{ (mGal/km)} \quad (7.12)$$

**Eötvös düzeltmesi:** Gravite ölçümleri hareketli bir araç (araba, uçak, gemi) üzerinde alınması durumunda, merkezkaç ivmesinin ölçümleri etkilemesi nedeniyle yapılır. Dünya doğuya doğru döndüğü için: Doğuya doğru hareket ediyorsak ölçülen gravite daha düşüktür; Batıya doğru hareket ediyorsak ölçülen gravite daha yüksektir.

Aracın hızı  $v$ , enlem  $\lambda$  ve seyahat yönü (azimut)  $\alpha$  olmak üzere, Eötvös düzeltmesi:

$$\delta g_{Eötvös} = 4.040 v \sin \alpha \cos \lambda + 0.00121 v^2 \text{ (mGal)} \quad (7.13)$$

**Yükseklik düzeltmesi:** Yerkürenin merkezinden uzaklaştıkça yerçekimi ivmesi değişecektir. Bu etkiden dolayı meydana gelen değişimleri gravite ölçümlerinden gidermek için uygulanan düzeltmedir. İki şekilde uygulanır:

*Serbest-hava düzeltmesi:* Her ölçü noktasına, yükseklik değeri,  $h$  ye göre uygulanır.

$$\delta g_{SH} = 0.3086 h \text{ (mGal/m)} \quad (7.14)$$

*Bouguer düzeltmesi:* Ölçüm noktası ile referans seviye arasındaki  $\rho$  yoğunluklu,  $\Delta h$  kalınlıklı tabakanın etkisini gidermek için uygulanır.

$$\delta g_B = 0.04192 \rho \Delta h \text{ (mGal/m)} \quad (7.15)$$

*Yükseklik düzeltmesi = Serbest-hava düzeltmesi – Bouguer düzeltmesi*

$$\delta g_{VD} = \delta g_{SH} - \delta g_B = (0.3086 - 0.04192 \rho) \Delta h \text{ (mGal/m)} \quad (7.16)$$

**Topoğrafya düzeltmesi:** Tepe ve vadilerde çekme nedeniyle  $g$  değeri düşük ölçülür, bu nedenle engebeli arazilerde topoğrafya etkisinin giderilmesi gerekir. Topoğrafyanın şekli ve yoğunluğuna göre

değişir. Topoğrafya düzeltmesi, dijital yükseklik verisi ve yerel kayaç yoğunlukları bilgisi ile hesaplanır.

Bütün düzeltmeler uygulandıktan sonra elde edilen gravite anomalisine '*Bouguer anomalisi*' denir. Bouguer düzeltmesi ile karıştırılmamalıdır, ikisi birbirinden farklıdır. Eğer topoğrafya düzeltmesi ihmal edilir ve hesaplara katılmazsa '*basit Bouguer anomalisi*' denir. Deniz seviyesinden yukarı ölçü noktalarında basit Bouguer anomalisi yeterlidir. '*Bouguer anomalisi*', basit Bouguer anomalisine topoğrafya düzeltmesinin uygulanmış halidir.

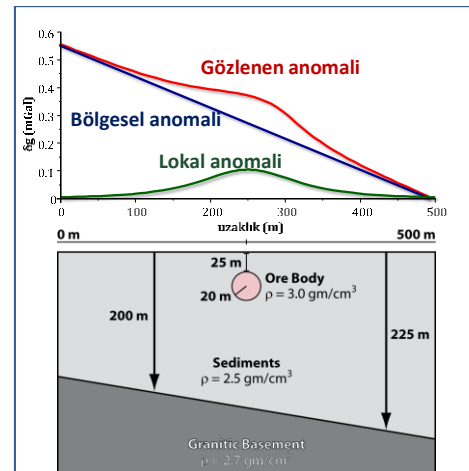
$$\delta g_{Bouguer\ anomalisi} = \delta g_{ölçülen} - \delta g_{enlem} + \delta g_{SH} - \delta g_B + \delta g_{topo} + \delta g_{Eötvös} \quad (7.17)$$

### Gravite yönteminde bölgesel ve lokal (yerel) anomaliler

*Bölgesel anomali:* Büyük ölçekli jeolojik yapılardan kaynaklanan, ölçü profili boyunca yavaş değişen, daha baskın anomalilerdir. Bunlar arama jeofiziği çalışmalarında genellikle istenmeyen anomali türüdür.

*Lokal anomali:* Arama jeofiziğinde hedef olarak belirlenen, küçük ölçekli ve yüzeye yakın jeolojik yapılardan kaynaklanan, ölçü profili boyunca hızlı değişen anomalilerdir.

Bölgesel ölçekteki anomaliler çok geniştir ve yerel anomalileri engelleyebilir. Eğer bölgesel anomali kaldırılırsa, anomali yerel hedefi gösterecektir. Yandaki örnekte eğimli granitik bir temel katman üzerinde, düşük yoğunluklu tabaka içinde gömülü, daha yüksek yoğunluklu küresel cevher hedef kütledir. Ölçülen gravite anomalisi, eğimli temel katmandan kaynaklanan bölgesel anomali ve cevher kütesinden kaynaklanan yerel anomalinin toplamı olacaktır. Bölgesel anomalinin ölçülen veriden çıkarılmasıyla hedef kütle olan cevherin yerel anomalisi kalacaktır.



## Gravite arazi çalışması

### Planlama

- ✓ Hedefin boyutu ve geometrisine ön kestirim (tahmin) yapılır.
- ✓ Yoğunluk kontrastı için jeolojik veri toplanır.
- ✓ Beklenen anomalinin büyüklüğü ve dalga boyu hesaplanır.
- ✓ Anomaliyi tespit edebilecek hassasiyete uygun arazi planı yapılır (istasyonlar arası mesafe, istasyon sayısı vb.).

### Uygulama

- ✓ Gravimetreler sadece gravite değişimi  $\delta g$  yi ölçer.
- ✓ Mutlak gravite  $g$ 'yi belirlemek için ölçümler kalıcı bir referans istasyonla karşılaştırılır.
- ✓ Anomaliler hedeften daha geniştir, ölçümler, bir hat veya ağ üzerinde, hedef kütlelin şekline göre, hedef kütlelin tamamını kapsayacak kadar açılarak yapılmalıdır.
- ✓ Anomalisi 0.1 mGal den küçük ölçümlere *mikrogravite* denir.

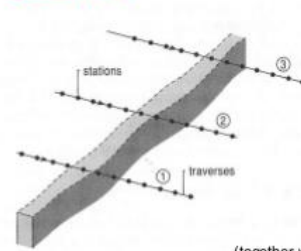
### Denizde veri toplama

Deniz dalgaları nedeniyle geminin hareket etmesi, normalde görülenden çok daha büyük ivmeler üretir. Bu etki, sabitlenmiş bir platformda alınan ölçümler yardımıyla giderilir. Deniz tabanı gravimetreler uzaktan kontrol edilir, hassasiyeti yüzeydekilere göre daha yüksektir fakat veri toplama uzun sürer.

### Havadan veri toplama

Çok hızlı veri toplamaya olanak sağlar fakat uçağın düzensiz hareketleri nedeniyle hassasiyet 5-20 mGal arasında olur, özel tekniklerle 2 mGal'e kadar inilebilir. Ulaşılması zor sahalarda iyi bir alternatiftir.

Land surveys



Airborne surveys



Marine surveys

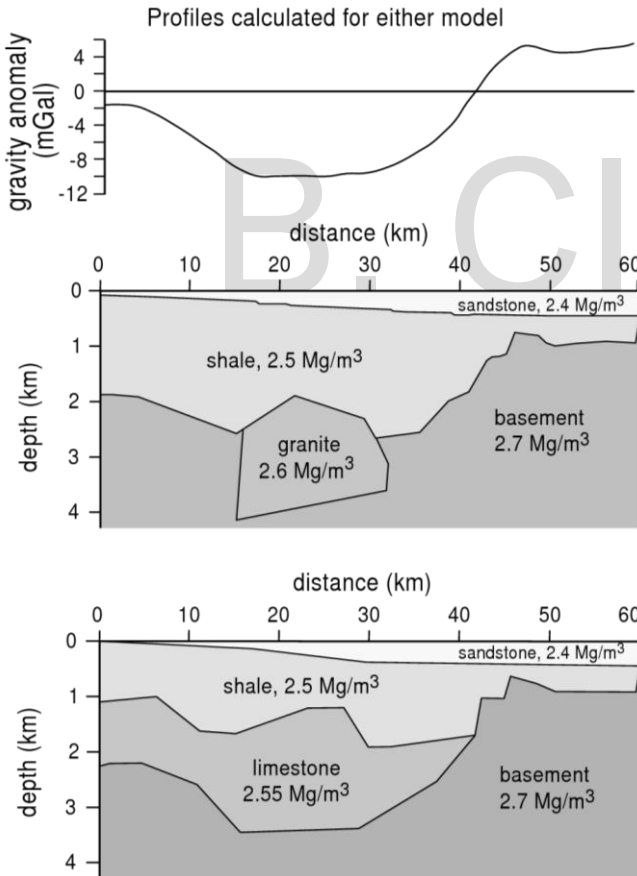
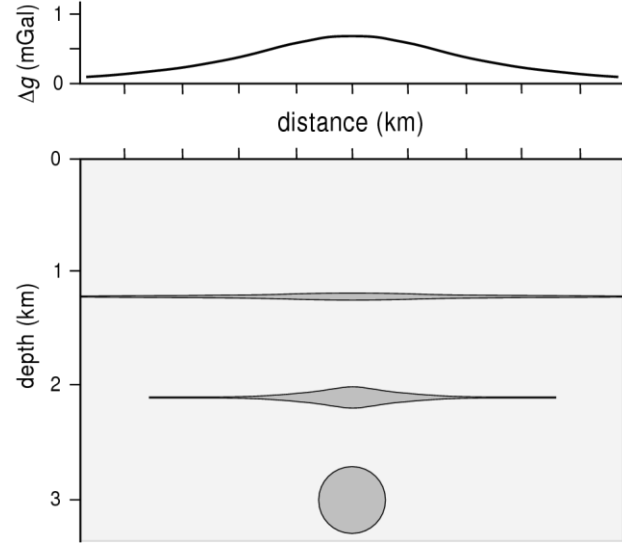
(together with seismic reflection data collection)





### Gravite verisinin modellenmesi

Gravite sonuçları da, diğer jeofizik yöntemlerin çoğunda olduğu gibi, benzersiz değildir (non-unique). Tam olarak bilinen bir cisimden beklenen anomaliyi hesaplayabiliriz fakat anomaliden cismi tam olarak belirleyemeyiz. Yandaki örnekte farklı derinliklerde farklı yapıların üzerinde alınan gravite ölçümünde gözlenecek olan anomali şekli verilmektedir. Sadece anomaliyi görerek yeraltındaki yapıların konumu ve derinliğinin belirlenmesi mümkün değildir.



Yandaki örnekte ise yüksek yoğunluklu temel üzerinde şeyl modelleri görülmekte. Her iki modelde birbirinden tamamen farklı hedef kütle yer almakta. Kayaç türü, yoğunluğu, boyutu, geometrisi ve konumu birbirinden tamamen farklı olan bu iki yapının gravite ölçümü sonucunda vereceği anomali birbirinin tıpatıp aynısıdır. Benzer durum aşağıdaki modeller için geçerlidir. Yöntemde sadece yoğunluk farkı etkili olduğundan, örneğin “2.9 g/cm<sup>3</sup> yoğunluklu kayaç içindeki 3.0 g/cm<sup>3</sup> yoğunluklu yarım levha” ile “2.6 g/cm<sup>3</sup> yoğunluklu kayaç içindeki 2.7 g/cm<sup>3</sup> yoğunluklu yarım levha” modellerinin yeryüzünde alınacak gravite ölçümlerindeki anomalisi aynı olacaktır. Bu gibi durumlarda yerel jeolojinin iyi bilinmesi gerekmektedir.

