

BÖLÜM 1

ARZIN GRAVİTESİ

1.1 GİRİŞ

Jeofizik yöntemler doğal ve yapay kaynaklı olmak üzere iki grupta incelenirler. Gravite, manyetik ve SP doğal kaynakları, elektrik elektromanyetik sismik ve kuyu logları da yapay kaynaklı yöntemleri oluşturur.

Yapay kaynaklı yöntemlerde, denetim bütünüyle uygulayıcıda iken doğal kaynaklı yöntemlerde ise uygulayıcının herhangi bir denetimi sözkonusu değildir. Bu olay da doğal kaynaklı alanlarda çok çözümlülük sorununu gündeme getirir.

Doğal kaynaklı yöntemler içinde gravite yöntemi oldukça önemli bir yer tutar. Yöntemin temelini kayaçlar arasındaki yoğunluk farkları oluşturur. Genel olarak kayaçlardaki yoğunluk değişimleri az ve tekdüzedir. Bu da gravite anomalilerinin küçük ve düzgün değişimler sunmasına neden olur. Değişimlerin küçük boyutlu olması ise gravite ölçümlerinin oldukça duyarlı tekniklerle yapılmasını zorunlu kılar.

Gravite yöntemi; yerküre şeklinin, yapısının araştırılması ve prospeksiyon amaçlarına yöneliktir. Prospeksiyon amaçlı araştırmalarda özellikle petrol aramalarında, krom, demir vd. gibi fazla yoğunluk sunan metallerin birleşmesinde, tuz domlarının saptanmasında ve üstü örtülü içi düşük yoğunluk sunan malzeme ile dolu tünel türü yapıların araştırılmasında yaygın olarak kullanılır.

Son yıllarda büyük gelişim sunan levha tektoniği kuramının gelişmesinde diğer jeofizik yöntemlerle birlikte gravitede oldukça önemli rol oynamıştır. Bunlara örnek olarak; okyanus ortası sırtların, altbendirme zonlarının vd. nin gravite belirtileri örnek olarak sunulabilir.

Gelişen teknolojiye koşut olarak geliştirilen gravite aletleri gravite etüdlerinin karanın dışında havadan ve denizden de yapılabilmesine olanak sağlamıştır. Bu da yöntemin kullanım alanını önemli boyutlarda arttırmaktadır. Yöntemin diğer önemli özellikleri ise uygulama kolaylığı, ucuzluğu (alet fiyatı hariç) ve hızıdır.

1.2 GRAVİTENİN TEMEL İLKELERİ

1.2.1 Newton yasası

Potansiyel teoriden de bilindiği üzere iki kütlelerinin birbiri üzerindeki etkileri; iki kütle birbirlerini kütleleriyle doğru aralarındaki uzaklığın karesiyle ters orantılı olarak çekerler. Bu yasa da Newton kuralı olarak bilinir.

$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad (1.1)$$

(1.1) bağıntısında; G=uluslararası gravitasyon sabiti olup değeri 6.67×10^{-8} cgs dir. Eğer m_1 ve $m_2=1$ gr, $r=1$ cm ve $F=1$ dyn ise $G= 6.67 \times 10^{-8}$ dyn-cm²/gr² veya cm³ gr/sn² dir. G nin mks sistemindeki karşılığı ise 6.67×10^{-11} m³.kg/sn² dir.

Newton'un birinci yasası iki kütleli karşılıklı etkilerini düzenlemektedir. Eğer bu kütlelerden biri sonsuz küçük ise diğer bir deyişle nokta kütle ise o zaman Newton'un ikinci yasası gündeme gelir. Bunun için (1.1) bağıntısında gerekli düzenlemeler yapılırsa,

$$F = m_1 \left(\frac{gm_2}{r^2} \right) = m_1 g_2 \quad (1.2a)$$

$$F = m_2 \left(\frac{gm_1}{r^2} \right) = m_2 g_1 \quad (1.2b)$$

elde edilir. (1.2a) ve (1.2b) bağıntıları incelendiğinde kuvvetin, ivme ile kütleli çarpımından elde edildiği görülmektedir. Bu bağıntılarda g_1 ve g_2 ivmedir. (1.2a) bağıntısında, eğer m_1 kütleli hareket etmek için serbest ise m_1 kütleli artan bir hızla veya g_2 ivmesi ile m_2 kütleli doğru hareket edecektir.

(1.2b) ve (1.1) bağıntılarından yararlanarak g_1 ,

$$g_1 = G \frac{m_1}{r^2} \quad (1.3)$$

yardımla bulunur. Eğer (1.3) bağıntısında m_1 arzın kütleli M ve arzın yarıçapı R ise, bağıntı

$$g = G \frac{M}{R^2} \quad (1.4)$$

şeklini alır. Eğer yerkürenin şekli küre olsaydı ve dönmeseydi (1.4) bağıntısı yardımla yerkürenin herhangi bir noktasındaki gravite (yerçekimi) ivmesi kolaylıkla bulunabilirdi.

1.2.2 Yerkürenin gravite değişimleri

Eğer yerkürenin şekli Bölüm 1.2.1 de değinildiği gibi bir küre olsaydı herhangi bir noktadaki yerçekimi ivmesi (1.4) bağıntısı ile kolaylıkla hesaplanabilirdi. Ancak yerkürenin şeklinin kutuplarda basık ve ekvatorunda şişkin bir elipsoid olması ve dönme hareketi yapması nedeniyle mutlak gravite değeri yerküre üzerinde ekvatorundan kutuplara doğru bir değişim gösterir. Bu değişimi simgeleyebilmek için bir modele gereksinim vardır. Söz konusu yaklaşım içeriğinde yerkürenin şeklini simgeleyen iki model geliştirilmiştir. Bu modeller sferoid (dönme elipsoidi) ve geoiddir. İzleyen bölümlerde bu modellere ayrıntılı olarak değinilecektir.

Sferoid (dönme elipsoidi)

Referans elipsoidi olarak ta isimlendirilen bu şekil, bir elipsin küçük ekseni boyunca kesilip ve bu eksen boyunca 360° döndürülmesiyle elde edilen matematiksel bir modeldir (Şekil 1.1 ve 1.2).

Öngörülen bu modelden yararlanarak gravitenin ekvatorundan kutuplara doğru değişimini etkileyen parametreler,

$$\alpha = \frac{R_e - R_k}{R_k} \quad (1.5)$$

$$a = \omega^2 d \quad (1.6)$$

bağıntıları yardımıyla tanımlanır. Bu bağıntılarda; α basıklık katsayısı, R_e ekvatordaki yarıçap, R_k kutuplardaki yarıçap, a merkezkaç kuvveti, d dönen cismin dönme eksenine uzaklığı ve ω açısal hızdır. Şimdi bu parametrelerin mutlak gravite üzerindeki etkilerini şekil üzerinde açıklayalım (Şekil 1.1).

Şekil 1.1

Şekil 1a da sadece kütleden doğan gravite çekim vektörünün ekvatordan kutuplara doğru değişimi görülmektedir. Dönme hareketi yapan elipsoidin değişik enlemlerde oluşturduğu merkezkaç kuvveti ise Şekil 1.b de verilmektedir. Şekil 1.c de ise basık ve dönme hareketi yapan elipsoid üzerindeki bir noktadaki g yerçekimi vektörünün konumu görülmektedir. Bu değişimler ve şekiller bize yerçekimi ivmesinin yerküre üzerindeki değişimini belirgin bir şekilde açıklamaktadır.

İvmenin enleme bağlı olarak değişimini tanımlayan kuramsal bağıntı en genel halde

$$g(\phi) = g_e [1 + c_1 \sin^2 \phi + c_2 \sin^2 2\phi] \quad (1.7)$$

olarak verilir. Bu bağıntıda; g_e ekvatordaki gravite değeri, ϕ enlem ve c_1, c_2 basıklığa ve açısal hıza bağlı sabitlerdir.

Uluslararası Jeodezi ve Jeofizik Birliği'nin (I.U.G.G) gerçekleştirdiği duyarlı ölçümler sonucu ve $\alpha=1/297$ alınarak 1930 yılı belirlemesine göre,

$$g(\phi) = 978.049 [1 + 0.0052884 \sin^2 \phi + 0.0000059 \sin^2 2\phi] \quad (1.8)$$

bağıntısı ile tanımlanır. Yine aynı birliğin $\alpha=1/298.247$ olarak hesapladığı 1967 yılı belirlemesine göre ise bağıntı,

$$g(\phi) = 978.0318 [1 + 0.0053024 \sin^2 \phi + 0.0000059 \sin^2 2\phi] \quad (1.9)$$

şeklini alır. 1930 ve 1967 belirlemelerine göre ekvatordaki ve kutuplardaki gravite değerleri Çizelge 1.1 de verilmektedir.

	1930	1967
Ekvatorda	978.049 gal	978.031 gal

Ktuplarda	983.221 gal	983.217 gal
-----------	-------------	-------------

Çizelge 1.1

Bu arada değinilmesi gereken bir diğerk nokta da boylam etkisinin bu bağıntılara eklenmesi gerektiğidir. Ancak bu etki küçük olduğu için arama jeofiziğinde sadece enlem düzeltmesi yapılır ve bu etki gözönüne alınmaz.

Geoid

Matematiksel olarak tanımlanmış ideal bir şekle sahip referans elipsoidi eğer yeryüzünde yükseltiler ve yanal yoğunluk değışimleri olmasaydı yerküre için ideal bir model oluşturacaktı. Ancak ortalama kıtasal yükselimslerinin 500 m ve karaların en yüksek kesimleri ile denizlerin en derin kısımları arasındaki yükseklik farkının ± 9000 m yi bulması, eşpotansiyel bir yüzey oluşturan deniz seviyesinin sferoid ile çakışmasını engeller. Bu nedenle referans olarak sferoid alınarak yapılan yükseklik ölçümleri yanılgıya neden olacaktır.

Bu nedenlerle yükseklik ölçümü yapan jeodeziciler (Şekil 1.2)

Şekil 1.2

bu yanılgının önüne geçebilmek için yeni bir yüzey tanımlamışlardır. Geoid olarak tanımlanan bu yüzey ortalama deniz seviyesinden geçmektedir. Sferoid ise okyanuslarda geoidin üstünden kıtalarda ise alından geçmektedir. Geoid ile sferoid arasındaki bölgesel ve yerel ilişkiyi simgeleyen görünümle Şekil 1.2 de verilmektedir.

Geoid ile sferoid arasındaki sapma miktarı en fazla 50 m dir. Aralarındaki yükseklik farkı ve normalleri arasındaki açı (çekül sapma açısı) bilinirse bu yüzeylerden biri diğerkinden hesaplanabilir.

1.3. GRAVİTENİN ÖLÇÜLMESİ

Gravite ölçümleri mutlak ve bağıl olmak üzere iki türlü yapılabilir. İzleyen bölümlerde gravite ölçü alma teknikleri ve aletleri kısaca tanıtılacaktır.

1.3.1 Mutlak gravitenin ölçülmesi

Mutlak gravite iki türlü ölçülebilir. Bunlar sarkaç sistemi ve düşen cisim yöntemidir.

Sarkaç sistemi

Çok duyarlı olarak üretilmiş sarkaçların salınım periodlarından yararlanılarak elde edilir. Böylesine bir fiziksel sarkacın salınım periodu aşağıdaki bağıntı ile verilir.

$$T = 2\pi \left(\frac{I}{mgh} \right)^{1/2} \quad (1.10)$$

bu bağıntıda; T periyod, I atalet (dinginlik) momenti, m kütle, g yerçekimi ivmesi ve h kütlenin merkezi ile asılma noktası arasındaki mesafedir. Eğer fiziksel sarkaç yerine basit sarkaç kullanılırsa o zaman period bağıntısı,

$$T = 2\pi \left(\frac{1}{g} \right)^{1/2} \quad (1.11)$$

şeklini alır. Sarkacın boyu bilindiğinden ve periyodu da hesaplanabildiğinden, (1.11) bağıntısından mutlak gravite değeri g bulunur.

Düşen cisim yöntemi

Serbest düşme hareketi yapan bir cismin düşme zamanı gravite değerine bağlıdır. Serbest düşme hareketi yapan bir cismin aldığı yol

$$x = \frac{1}{2}gt^2 \quad (1.12)$$

bağıntısı ile verilir. Bu bağıntı aşağıdaki şekilde düzenlenirse g yi veren (1.13) bağıntısına ulaşılır.

$$g = \frac{2x}{t^2} \quad (1.13)$$

Bu bağıntı biraz daha farklı bir şekilde de düzenlenebilir. Düşen bir cismin t_1 ve t_2 zamanlarında aldığı yol

$$S_1 = \frac{1}{2}gt_1^2 \quad (1.14)$$
$$S_2 = \frac{1}{2}gt_2^2$$

bağıntıları yardımıyla verilir. Bu bağıntılar, düşme zamanları ve yol arasındaki fark gözönünde bulundurularak tekrar düzenlenirse mutlak gravite olarak;

$$g = \frac{2(S_2t_1 - S_1t_2)}{(t_2 - t_1)t_1t_2} \quad (1.15)$$

elde edilir.

1.3.2 Bağlı gravitenin ölçülmesi

Bağlı gravitenin ölçülmesinde de sarkaç sisteminden yararlanılır. Eğer yeryüzü üzerinde herhangi bir A noktasındaki gravite değeri biliniyorsa, sarkaç yardımıyla bu noktada yapılacak period ölçümlerinden sarkacın ortalama periodu bulunur.

$$g_A = \frac{4\pi^2 l}{(T_A)^2} \quad (1.16)$$

Aynı sarkaçla benzer işlemler gravite değeri bilinmeyen bir diğer B noktasında yapılırsa

$$g_B = \frac{4\pi^2 l}{(T_B)^2} \quad (1.17)$$

elde edilir. (1.16) ve (1.17) tekrar düzenlenirse B noktasındaki gravite değeri olarak

$$g_B = g_A \left(\frac{T_A}{T_B} \right)^2 \quad (1.18)$$

bulunur. Her iki noktadaki gravite değerinden hareketle bağlı gravite g

$$\Delta g = g_A - g_B \quad (1.19)$$

dır. (1.19) bağıntısına farklı bir şekilde de ulaşılabilir. Bunun için (1.10) bağıntısı yeniden düzenlenir.

$$\Delta g = \frac{4\pi^2 l}{T^2 m h} \quad (1.20)$$

(1.20) bağıntısının diferansiyeli alındığında

$$\frac{dg}{dT} = -\frac{8\pi^2 l}{T^3 m h} = \frac{-2g}{T} \quad (1.21)$$

elde edilir. (1.21) den yararlanarak

$$dg = -\frac{2g dT}{T} = -\frac{2g(T_2 - T_1)}{T_1} \quad (1.22)$$

bağlı graviteyi veren bağıntıya ulaşılır.

1.3.3 Gravite aletleri

Günümüzde maden, petrol ve yapısal sorunların çözümünde gravite yöntemi büyük katkılar sağlamaktadır. Ayrıca yöntemin havada ve denizde de uygulanabilir olması ise diğer bir avantajdır. Yöntemin bu başarısı ise gravite aletlerinin (gravimetre) gelişmesinde büyük etken olmuştur.

Günümüzde gravimetreler çok çeşitlidir. Bunlara örnek olarak Spring, La coste-Romberg, Worden, Sodin ve Scintrex gravimetrelerini örnek olarak verebiliriz.

Gravite aletlerinin genel çalışma prensipleri Bölüm 1.3.1 ve 1.3.2 de ayrıntılı olarak verilmişti. Bir önceki paragrafta değinilen aletler de genelde bu çalışma prensiplerine uyar. Gelişen teknolojiye koşut olarak (özellikle elektronik teknolojisi) bu aletlerin dizaynlarında da yeni yeni gelişmeler oluşturmıştır. Dolayısıyla temel ilkeleri daha önce tanıtılan bu aletler ayrıca burada tekrar tanıtılmamıştır.

1.4 GRAVİTE DÜNYA BAZ ŞEBEKESİ

1950 yılına kadar dünyada yapılan gravite ölçüleri sağlıklı bir temele oturtulamamıştır. Bu nedenle de dünya bazında gravite değişimlerini denetlemek olanaksızdır. Dünya bazında bir istasyon ağı oluşturabilmek için ilk çalışmalara 1950 yılında Wisconsin üniversitesinden Profesör George P. Woollard başkanlığında başlanmıştır.

Dünya yüzünde 1400 noktada gerçekleştirilen ölçüler hem sarkaç hem de gravimetreyle yapılmıştır. Çalışmalar 1963 yılında tamamlanmıştır. Tamamlanmış bu ölçülerden yararlanarak ta herhangi bir baz noktasında yapılmış sarkaç ölçüsünden ve iki baz noktası arasındaki bağıl gravite farklarından bu istasyonlardaki mutlak gravite değerleri bulunmuştur. Söz konusu işlem bağıntısal olarak aşağıda verilmektedir.

$$g = g_r + \Delta g \quad (1.23)$$

Tüm dünya üzerindeki bu ölçülerden yararlanarak ta gravite baz noktalarının değerlerini içeren çizelgeler oluşturulmuştur. Bu ölçümler yapılmadan önce dünyadaki ilk baz noktası Potsdam kentindedir. Bu kentteki ilk ölçü 1906 yılında yapılmıştır. Ancak yapılan ölçümler sonucu Potsdam'daki gravite değerinin 14 mgal fazla olduğu saptanmıştır. Bu nedenle dünya baz şebekesi ile ilgili yayınlanan kitaptaki değerlerden bu fark çıkartılarak tüm değerler Potsdam bazına bağlanmıştır.

Ülkemizde de ulusal bir baz ağı kurulmuş olup bu bazlar da uluslararası baz merkezi olan Potsdam'a bağlanmıştır.

1.5 İZOSTAZİ VE KURAMLARI

Yerküre üzerinde yapılan gravite ölçümlerinde gravite değerinin yüksek dağlık bölgelerde negatif, denizlerde ise pozitif olduğu gözlenmiştir. Newton'un çekim kanunu gözönüne alındığında bu değer dağlık bölgelerde çekim kuvvetinin beklenenden az olduğunu

göstermektedir. Çekim kanunu ile çelişen bu durum ise ancak bir denge konumunun varlığıyla açıklanabilir.

İzostazi adı verilen bu denge durumu ise yüksek dağlar altında bir kütle azalması (düşük yoğunluk), denizlerin altında ise kütle fazlalığı (yüksek yoğunluk) ile açıklanmıştır. Son yıllarda gelişen levha tektoniği kuramı da bu denge durumunun varlığını daha sağlam temellere oturtmuştur.

Günümüzde üç değişik izostazi teorisi vardır. Bunlar:

1. Pratt-Hayford (denge teorisi)
2. Airy-Heiskanen (lokal yüzme) teorisi
3. Vening Meinesz (rejyonel yüzme) teorisi

dır. İzleyen bölümlerde bu teorilere sırası ile değinilecektir.

1.5.1 Pratt-Hayford teorisi

Pratt teorisine göre, dağların yoğunluğu deniz altındaki kütlelerin yoğunluğundan daha küçüktür. Öngörülen bu kütleler kolonlar şeklinde düşünülürse, bu kolonlar belli bir derinlik seviyesinde dengede dururlar (Şekil 1.3). Bu denge seviyesinin altında yoğunluk her yerde aynıdır.

Şekil 1.3

Denge yüzeyinin üzerinde ise yoğunluğu düşük olan kesimler dağları, yoğunluğu yüksek olan kesimler daha alçak bölgeler ve denizleri meydana getirir. Böylece izostazik denge oluşur.

Bu teoride Pratt denge seviyesini 100 km, Hayford ise 113.7 km olarak almıştır.

1.5.2 Airy-Heiskanen teorisi

Bu teoride ise temel yaklaşım, kütlelerin yoğunluklarının aynı olmasıdır. Burada kolonlar yüzen buzullara benzetilebilir. Deniz üstündeki kısmı büyük olan buz kütlelerinin deniz altındaki kısmı da büyük olur (Şekil 1.4). Bunun tersine de deniz üstündeki kısmı küçük olan buzun deniz altında kalan kısmında küçüktür. Bu teoride

Şekil 1.4

yoğunlukları 2.67 gr/cm^3 olan kütleler yoğunluğu 3.27 gr/cm^3 olan kolonlar üzerinde yüzmektedir.

Denge seviyesi 30 km olarak alınmaktadır. Teoride

$$\rho = 2.67 \text{ gr / cm}^3$$

$$\Delta\rho = 3.27 - 2.67 = 0.6$$

$$\rho' = 2.67 - 1.027 = 1.643$$

olmak üzere karalar için,

$$t' = \frac{\rho'}{\Delta\rho} h = 4.45 h \quad (1.24)$$

bağıntısı ile ve denizler için de

$$t' = \frac{\rho - 1.027}{\Delta\rho'} h' \quad (1.25)$$

bağıntısı ile verilmektedir.

1.5.3 Vening-Meinesz teorisi

Bu teori de rejyonel bir yüzme teorisidir. Genelde Airy teorisine benzer, temel farkı ise Airy teorisinin kök kısmının bir rejyonel seviye olarak alınmasıdır.

1.6 GRAVİTENİN BİRİMİ

Gravitenin cgs sistemindeki birimi deneyi gerçekleştiren bilim adamı Galileo'nun adına izafeten gal olarak isimlendirilmiştir.

$$1 \text{ gal} = 1 \text{ cm / sn}^2$$

Gal birimi pratikte çok büyük olduğundan uygulamada bunun binde biri olan miligal kullanılmaktadır.

$$1 \text{ mgal} = 0.001 \text{ gal} = 0.001 \text{ cm / sn}^2$$

$$1 \text{ m / sn}^2 = 10^5 \text{ mgal}$$