

01 OCAK 2019

B. CIVGIN

GENEL JEOFİZİK

DR. BEGÜM ÇIVGIN, 2019
Ankara Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü
bkoca@eng.ankara.edu.tr

Dr. Begüm Çivgin, 2019

İÇİNDEKİLER

- 1- Jeofizik Nedir?
- 2- Jeofiziğin tarihçesi
- 3- Türkiye’de jeofiziğin gelişimi
- 4- Güneş sistemi ve gezegenlerin yapısı
- 5- Yerkürenin yapısı ve bileşimi
- 6- Jeofiziğin uygulama alanları
- 7- Jeofizik yöntemler
 - 7.1- Gravite
 - 7.2- Manyetik
 - 7.3- Elektrik
 - 7.4- Sismik yöntemler
 - 7.5- Sismoloji

Jeoloji – Jeofizik

Jeoloji yerkürenin doğrudan gözlemlerle araştırılmasıdır. Yüzey veya kuyu içi araştırmaları ile yerin yapısı, kompozisyonu ve tarihsel gelişimi belirlenir.

Jeofizik fiziksel olarak ulaşmanın mümkün olmadığı yerküre araştırmalarının yer yüzeyi üzerinden alınan fiziksel ölçümler ile çalışılmasıdır.

Jeofizik çalışmalar nicel ve somuttur, Jeolojik çalışmalar niteldir.

- Petrol aramalarında, petrol jeologları jeofizik veriden (sismik kayıt, kuyu logu gibi) nicel bilgi alırlar.
 - Fiziksel olayları araştıran bir jeofizikçi sonuçların güvenilirliğini artırmak için jeolojik veri kullanır.
 - Okyanus tabanı yayılması ve levha tektoniği hakkında bilgiye, jeofizik ve jeolojiden edinilen bilgilerin bir arada yorumlanması ile ulaşılmıştır.
 - Her yerbilimci jeofizik yöntemlere aşina olmalıdır. Böylece, hangi jeolojik koşullarda hangi jeofizik yöntemin işe yarayacağını ve jeofizik yöntemlerin kısıtlamalarını bileceklerdir.
 - Mevcut jeolojik bilginin, jeofizik ölçümlerin yorumlanmasında kullanılması oldukça önemlidir.
-

1- JEOFİZİK NEDİR?

Jeofizik kelimesinin kökeni eski Yunanca ‘Yer’ anlamına gelen ve Yerküre tanrıçasının adı olan ‘Γαία (Gaia)’ ve ‘doğa bilimi’ anlamına gelen ‘φυσική (physici)’ kelimelerinin birleşiminden oluşmaktadır. Kelime anlamı, hidrosfer ve atmosfer de dahil olmak üzere Dünya’nın fiziksel özelliklerini ve Dünya’nın diğer gök cisimleri ile olan ilişkisini inceleyen bilim dalıdır. Türk Dil Kurumu sözlüğünde ‘Yer yuvarlağını ve atmosferi etkileyen doğal fiziksel olayların incelenmesi’ şeklinde tanımlanmaktadır.

Jeofizik, kısaca, fizik metotlarının yerküre ve onu çevreleyen uzay araştırmalarına uygulanmasıdır. Yerkürenin bütün katmanlarındaki (manyetosfer, iyonosfer, atmosfer, hidrosfer, litosfer {kabuk ve katı üst manto}, astenosfer {plastik orta manto}, mezosfer {alt manto}, dış çekirdek, iç çekirdek) doğa olaylarını, bu katmanların yapılarını, doğal kaynakları ve doğal alanları yerinde ve laboratuvar ortamındaki araştırmalarla inceleyen bilim dalıdır.

Jeofizik biliminin araştırma alanları: Dünya’nın şekli, gravitasyonel ve manyetik alanları, iç yapısı ve bileşimi, dinamik yapısı ve yüzeye yansımaları (levha tektoniği, magmanın oluşumu, volkanik faaliyetler, kayaçların oluşumu) olarak sıralanabilir. Bunların yanı sıra, günümüzde modern jeofiziğin ilgilendiği diğer konular: kar ve buzulları da içeren su döngüsü, okyanuslar ve atmosferde akışkan dinamiği, iyonosfer, manyetosfer ve güneş-yerküre etkileşiminde elektrik ve manyetizma ve Ay ve diğer gezegenlerle ilgili benzer problemlerdir.

Jeofizik, yerkürenin doğal özelliklerinin zamanla değişimini incelerken aynı zamanda doğal ve yapay (kontrollü) kaynaklar kullanarak da yerkürenin özelliklerini araştırır.

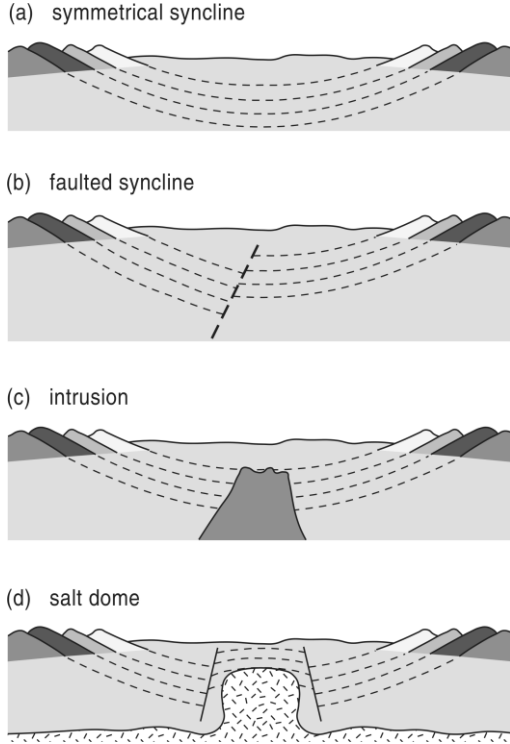
Kayaçların mikroskobik ve mikroskobik özellikleri gibi kimyasal ve fiziksel özellikleri de değişiklik göstermektedir. Dolayısıyla, orijinleri, dokuları, yapıları, vs. gibi yoğunlukları, miktatsızlanma

özellikleri, öz dirençleri, vs. de değişiklik gösterir. Fiziksel özellikleri her zaman jeolojik sınıflandırmalarla uyumlu olmayabilir ve kolaylıkla jeolojik tanımlama yapılamayabilir. Bu ne anlama gelmektedir?

Yoğunluğu örnek alacak olursak, bir kayaç örneğimiz olsun ve yoğunluğu 2.60 gr/cm^3 ölçülmüş olsun. Bu değere göre kayaç örneğinin kireçtaşı, şeyl, riyolit, fonolit, andezit, granit, bir çeşit şist veya pek çok farklı kayaç türü olduğunu söylememiz mümkündür. Çok sayıdaki kayaç türü olasılığı nedeniyle fiziksel özelliklerden doğrudan jeolojik sınıflandırma yapılamaz. Bu, jeofiziğin temel problemidir fakat bu sorunun üstesinden gelmek için çeşitli yollar vardır. Yani, jeofizik, jeolojik terimlerle konuşmaz, elde edilen fiziksel parametrelerin jeolojik anlamda yorumlanması gerekmektedir. Başarılı bir yorum, yorumcunun deneyimlerine ve çalışılan ortam hakkında mevcut jeolojik ön-bilgiye bağlıdır. Örneğimize dönecek olursak, eğer bir kristalin komplekste çalışıyorsak, büyük olasılıkla sedimanter kayaçları yorum dışında tutarız ve eğer jeolojik kaynakları biraz daha araştırırsak kayacın türünü belirleyebiliriz.

Jeofizik hangi problemleri çözer ve belirli bir problemde yardımı olur mu? Jeofiziğin en büyük avantajı, doğrudan gözlem ve inceleme yapmak için ulaşmanın mümkün olmadığı üstü kapalı/gömülü yapıları görüntüleyebilmesidir. Yani, yüzeyde yapılan ölçümlerle derinlerde ne olduğunu ortaya çıkarabiliriz. Dahası, aldığımız ölçülerden yeraltının profil görüntüsünü, haritasını ve hatta 3B görüntüsünü elde edebiliriz. Bu haritalar, yüzey araştırmaları ile elde edilmiş olan jeolojik haritalarla karşılaştırılarak yorumlanır. Jeofizik çalışmaların yapılmadığı durumda, sadece yüzeyin durumunu bilebiliriz ve yüzeydeki yapıların derinlere doğru nasıl devam ettiğini sadece tahmin edebiliriz.

Şekil 1.1'deki gibi bir durum var sayalım. Yüzeyden elde edilen bir jeoloji haritasından her iki tarafında eğimli tabakalar olan sediman dolgulu bir vadi görebiliriz. Yüzey çalışmaları ile derinlerde ne olduğu hakkında bir fikrimiz olamaz.



Şekil 1.1. Derinlikteki olası yapı çıkarımları (Musset and Khan 2000).

Şekilde dört olasılık gösterilmektedir. Yüzey jeoloji haritası, bir hat boyunca açılmış kuyularımız yoksa bu yer içi yapılarından hangisinin doğru olduğu hakkında ipucu veremez. Kuyuların açılması elbette oldukça zaman alıcı ve masraflı olacaktır. Burada jeofiziğin nasıl bir yardımı olabilir?

Yapı üzerinde jeofizik veri topladığını varsayalım. Gravite, manyetik ve rezistivite ölçümleri alınmış olsun. Gravite yöntemi ile kayaçlar yoğunluklarına göre ayırt edilirler, gravitede artış gözlemlersek çevreye göre yüksek yoğunluklu kayaçların varlığından söz edebiliriz. Şekil 1.1.c'deki masif intrüzyonda bu durum öz konusu olabilir. Bunun tam tersi bir durum Şekil 1.1.d'de görülmektedir. Düşük yoğunluklu tuz domunun varlığı çevre kayaçlara göre

daha düşük gravite okumaları ile belirlenebilecektir. Manyetik yöntemler, kayaçları artan mıknatıslanma ile belirler – masif intrüzyon (Şekil 1.1.c) durumunda manyetometre verisinde artış gözlenecektir. Fay zonları genellikle düşük öz direnç gösterirler. Şekil 1.1.b veya 1.1.d, fay üzerinde düşük öz direnç gözlemleyeceğimiz durumlardır. Bu örneklerdeki özel durumda, jeofizik, bize kaçınılmaz olarak ihtiyaç duyduğumuz üçüncü boyutu sağlamaktadır. Tek önemli koşul, hedef yapının, çevre yapılar göre, bazı fiziksel özelliklerinin farklılık gösteriyor olmasıdır. Farklı malzemelerin yoğunluk, suseptibilite, öz direnç ve iletkenlik değerleri Tablo 1.1'de verilmektedir.

Tablo 1.1. Bazı kayaç ve minerallerin fiziksel özellikleri (Milsom 2011).

Material	Density Mg m ⁻³	Susceptibility SI × 10 ⁶	Resistivity Ohm-m	Conductivity mS m ⁻¹
Air	0	0	8	0
Ice	0.9	-9	100 000-8	0-0.01
Fresh water	1	0	1 000 000	0.001
Seawater	1.03	0	0.2	5000
Topsoil	1.2-1.8	0.1-10	50-100	10-20
Coal	1.2-1.5	0-1000	500-2000	2-0.5
Dry sand	1.4-1.65	30-1000	1000-5000	1-0.02
Wet sand	1.95-2.05	30-1000	500-5000	0.2-2
Gravel	1.5-1.8	20-5000	100-1000	1-10
Clay	1.5-2.2	10-500	1-100	10-1000
Weathered bedrock	1.8-2.2	10-10 000	100-1000	1-10
Salt	2.1-2.4	-10	10-10 000 000	0.01-1
Shale	2.1-2.7	0-500	10-1000	1-100
Siltstone	2.1-2.6	10-1000	10-10 000	0.1-100
Sandstone	2.15-2.65	20-3000	200-8000	0.125-5
Chalk	1.9-2.1	0-1000	50-200	5-20
Limestone	2.6-2.7	10-1000	500-10 000	0.1-2
Slate	2.6-2.8	0-2000	500-500 000	0.002-2
Graphitic schist	2.5-2.7	10-1000	10-500	2-100
Quartzite	2.6-2.7	-15	500-800 000	0.00125-2
Gneiss	2.6-2.9	0-3000	100-1 000 000	0.001-10
Greenstone	2.7-3.1	500-10 000	500-200 000	0.005-2
Serpentinite	2.5-2.6	2000-100 000	10-10 000	0.1-100
Granulite	2.7-2.9	100-5000	500-1 000 000	0.001-2
Granite	2.5-2.7	20-5000	200-1 000 000	0.001-5
Rhyolite	2.5-2.7	100-5000	1000-1 000 000	0.001-1
Basalt	2.7-3.1	500-100 000	200-100 000	0.01-5
Dolerite	2.8-3.1	500-100 000	100-100 000	0.01-10
Gabbro	2.7-3.3	100-10 000	1000-1 000 000	0.001-1
Peridotite	3.1-3.4	10-10 000	100-100 000	0.01-10
Pyrite	4.9-5.0	100-5000	0.01-100	10-1 000 000
Pyrrhotite	4.4-4.7	1000-50 000	0.001-0.01	1 000 000-10 000 000
Sphalerite	3.8-4.2	10-100	1000-1 000 000	0.001-1
Galena	7.3-7.7	10-500	0.001-100	10-10 000 000
Chalcocopyrite	4.1-4.3	100-5000	0.005-0.1	10 000-200 000
Chromite	4.5-4.7	750-50 000	0.1-1000	1-10 000
Hematite	5.0-5.1	100-1000	0.01-1 000 000	0.001-100 000
Magnetite	5.1-5.3	10 000-10 000 000	0.01-1000	0.001-1
Cassiterite	7.0-7.2	10-500	0.001-10 000	0.1-10 000 000

2- JEOFİZİĞİN TARİHÇESİ

Jeofiziğin tarihsel gelişimini iki ana motive edici güç yönlendirmiştir. Bunlardan birincisi, insanlığın bilimsel anlamda Yeryuvarını araştırma merakıdır. İkincisi ise ekonomik ve ticari olarak petrol, madenler, su kaynakları gibi yerküre kaynaklarından yarar sağlama ve deprem, yanardağ, tsunami, sel gibi doğal afetlerden korunma çabasıdır.

MÖ 240'da Eratosthenes, Mısırda birden fazla enlemde güneşin açısını ve trigonometriyi kullanarak Dünya'nın çevresini hesaplamıştır. Aristotle'un Meteorology (MÖ 340), Strabo'nun Geographica (MÖ 7) ve Pliny the Elder'in Naturalis Historia (MS 77) kitaplarında depremlerle ilgili bilgiler mevcuttur. Aristotle (MÖ 384 – 322) ve Strabo (MÖ 64 – MS 24) gel-git gözlemlerini kaydetmişlerdir. Volkanların ilk tanımı Yunan filozof Empedocles (MÖ 490 - 430) tarafından yapılmıştır. Dünya'nın, toprak, hava, ateş ve su olmak üzere dört temel kuvvetin etkisinde olduğunu varsayan Empedocles volkanları, doğal ateşin açığa çıkması şeklinde tanımlamıştır. Rüzgar ve depremler, volkanların tanımlanmasında önemli bir rol oynayacaktır. Lucretius (MÖ 99 – 55), Etna Yanardağının içinin boş olduğunu ve yeraltının ateşlerinin deniz seviyesindeki rüzgarlar sayesinde yeryüzüne çıktığını iddia etmiştir. Pliny the Elder (MS 23 – 79), volkanik patlamadan önce depremler olduğunu kaydetmiştir.

Modern jeofiziğin ilk deneysel adımı Gilbert'in, De Magnete (1600) adlı kitabında kaleme aldığı, yerkürenin büyük ve düzensiz bir mıknatıs gibi davrandığını savunan buluşu ile atılmıştır. Bu buluşu, Newton'un yerçekimi teorisi izlemiştir, Principia (1687) adlı eserinde ayrıca jeofiziğin birçok konusuna değinmiştir. Newton, Yerküreyi tutan kuvvetin gravite kuvveti olduğu ve merkezkaç kuvvetinin bir sonucu olarak, dünyanın çapının ekvatorunda, kutuplardakinden 1/229 kat daha fazla olması gerektiğini belirtmiştir. Fransız jeodezik araştırma grubunun Akdeniz kıyılarından, Manş

Denizi Adalarının kıyılarına kadar olan araştırması sonucunda 1718 yılında Jacques Cassini (1677-1756), Newton'un tahminlerinin aksine dünyanın şeklinin yumurta gibi (elipsoid) olduğunu açıklamıştır. 1735 yılında üç Fransız matematikçi Pierre Louis Moreau de Maupertuis (1698 -1759), Pierre Bouguer (1698 – 1758) ve Alexis-Claude Clairaut (1713 – 765) Peru ve Lapland'daki enlemlerin derecelerini hesaplamak, karşılaştırmak ve Yer'in esas şeklini bulabilmek için araştırmalarda bulunmuşlardır. Araştırmanın sonucu, Newton'un dediklerini doğrulamıştır. Yani Yerküre'nin kutuplardan basık olduğu kabul edilmiştir. Maupertuis, Bouguer ve Clairaut, çalışmaları sırasında Yer'in çekim kuvveti konusunda da uzmanlaşmışlardır. Clairaut gravitenin enlemle değişimi arasındaki ilişkiyi saptamış ve Bouguer'de Peru'da ki araştırmasında yüzeye yakın kayaçlarının yoğunluğunun gravite ve yükseklik üzerindeki etkisini keşfetmiştir. 1744 yılında İngiliz astronom Nevil Maskelyne (1732 – 1811) iki nokta arasındaki en kısa mesafeyi, gökyüzündeki sabit yıldızları referans alarak ölçmüştür. İskoçya'da izole edilmiş Schiehallion dağının her iki yanında konumlanmış iki çekül doğrultusunda düşeyden uzaklığı ölçmüştür. Bunların bağlı gravitasyonel çekiminden dolayı, Maskelyne Yer'in ortalama yoğunluğunun, ölçüm yaptığı dağın ortalama yoğunluğunun iki katı olduğunu söylemiştir. Daha duyarlı bir belirleme, ağırlıkları bilinen iki kütle arasındaki çekimin hassas olarak ölçülmesinden yola çıkarak Newton'un 'yerçekimi sabiti'ni ölçen Henry Cavendish (1731-1810) tarafından XVIII. Yüzyılın sonlarında yapılmıştır. Cavendish, Yer'in ortalama yoğunluğunun, suyuni 5,48 katı olduğunu ve bu değer yeryüzünde bulunan kayaçların ortalama yoğunluğunun neredeyse iki katı olduğunu bulmuştur. Kaşif, iklim bilimci, coğrafyacı ve hatta jeofizikçi Baron Friedrich Von Humboldt (1769-1859)'un kişisel girişimleri sonucu, 1830'lu yıllarda

Manyetik Gözlemeleri dünyanın belirli yerlerinde kurulmuştur. Büyük matematikçi Karl Ferdinand Gauss (1777-1855), 1807-1855 yılları arasında Göttingen Üniversitesi Rasathanesi müdürü olmuş ve bir yüzyıldan fazla kullanılan çok duyarlı bir manyetometre icat etmiştir. Gauss ayrıca, 1836'dan 1841'e kadar tüm Avrupa'da rastgele manyetik gözlemlerin koordine edildiği Manyetik Araştırma Derneği'ni de (Magnetischer Verein) kurmuştur. 1835'de Gauss, yer manyetik alanının dipolden türemeyen küçük bir alana sahip olduğunu keşfetmiştir. 1797 yılında İskoçya'da James Hall (1761- 1832) kayaç eriyiklerini yüksek ısıda eritip, birleştirip, kristalize ederek deneyler yapmaya başlamıştır. 1830 yılında madenlerde ölçülen ekstrapole edilmiş sıcaklık artışı en az 80 km derinlikteki bilinen kayaçların erime eğrileri ile örtüşür. Ergimiş bir kaya rezervuarı üzerindeki ince katı bir yerkabuğu modelini içeren bir Yerküre kavramı tartışılmıştır.

Jeofizik kelimesi ilk olarak 1834'te Julius Fröbel tarafından kullanılmıştır ve 1887'de Beiträge zur Geophysik'in yayınlanmaya başlaması ile jeofizik kelimesi resmen kullanılmaya başlanmıştır.

İlk jeofizik uygulama, 1843'te Von Warde tarafından manyetik kütleleri belirlemek için Lamont manyetik teodolitini kullanarak mineral aranmasıdır. 1879'da Robert Thalen manyetik yöntemlerle demir cevheri araştırmaları ile ilgili bir kitap yayınlamıştır. Aynı tarihlerde, ilk manyetometre olan Thalen-Tiberg manyetometresi İsviçre'de üretilmiştir.

Yer'in içiyle ilgili en büyük ve önemli buluş XIX. yüzyılın sonlarında 'sismograf'ın keşfiyle meydana gelmiştir. Sismograf bir deprem sonucu oluşan yer hareketini sürekli olarak kaydeden bir düzendir. Sismograf ile uzaktaki depremlerin titreşimlerini ilk olarak İngiliz fizikçi James Ewing (1856 –1935) Tokyo'da çalışırken 1880 yılında kaydetmiştir. Yerkürenin iç yapısı ve sismoloji konusunda ilk önemli adım böylece atılmıştır. Yerkürenin içindeki tabakalardan yansıyan dalgaların davranışlarını

temel olarak, dalga hızındaki değişimlerin veya bazı frekansların kaybının nedeni üzerine çeşitli teoriler ortaya atılmıştır. 1889 yılında Japonya'da meydana gelen deprem, kazayla Almanya'daki çok hassas bir gravimetre tarafından kaydedilmiş ve bu da deprem dalgalarını tüm dünyayı dolaştığını kanıtlamıştır. 1895 yılında İngiliz John Milne (1850-1913) on beş yıl sonra Japonya'da depremler üzerine çalıştıktan sonra, dünya çapında bir sismik ağ kurmak için İngiltere'ye dönmüştür. Milne kayıtlarını, İtalyan sismik istasyonlarıyla işbirliği içerisinde tutarken, Hindistan Jeoloji Kurumu eski başkanı Richard Dixon Oldham (1858- 1936) bu kayıtlardan yararlanarak 1906 yılında dünyanın tam zıt tarafında meydana gelen ikincil "transverse (shear)" dalgalarının Yer'in çekirdeğinden geçerken yavaşladığını açıklamıştır. Oldham ayrıca bağlı hızlar ve bundan dolayı yerin dış kabuğunun yoğunluklarına dayanarak yerkabuğunun dünyaya kıyasla çok çok küçük kalınlıkta olacağını söylemiştir.

1898'de Göttingen Üniversitesi bünyesinde bir Jeofizik Enstitüsü kurulmuştur ve Emil Wiechert dünyanın ilk jeofizik enstitü başkanı olmuştur.

Alman jeofizikçi Emil Wiechert (1861-1928) meteoritlerin birleşimini ve meteoritlerdeki elementlerin dağılımını göz önüne alarak, demir-nikel karışımı bir yer çekirdeğinin varlığını ileri sürmüştür. 1909 yılında Oldman tarafından yanlış olarak kestirilen çekirdeğin çapı, Wiechert'in bir öğrencisi olan Beno Gutenberg (1889-1960) tarafından, uzak depremlerin hakkında detaylı incelenmesiyle, 7000 km olarak bulunmuştur. Aynı yıl Yugoslav jeofizikçi Andrija Mohorovicic (1857-1936) yerel deprem kayıtlarını kullanarak, Oldham'ın tahmin ettiği yoğunlukları biri diğerinden farklı olan kabuk ve manto tabakaları arasındaki süreksizliği açıkladı. Daha sonra da bu süreksizliğe "Moho süreksizliği" denmiştir.

1919'da kurulan International Union of Geodesy and Geophysics (Uluslararası Jeodezi ve Jeofizik Topluluğu) ilk uluslararası jeofizik topluluğudur.

1926 yılında İngiliz matematiksel jeofizikçi Harold Jeffreys (1891-1989) çekirdeğin tamamen, enine dalgalar (S) için geçirmez olduğunu ve S dalgalarının sıvı ortamda yayılmamasından dolayı da yerin çekirdeğini oluşturan metalin sıvı halde bulunduğunu kanıtlamıştır. Bu görüşten on yıl sonra Danimarka'lı jeofizikçi Inge Lehmann batı Pasifik depremlerinin titreşimlerini, Avrupa'da kaydedip çekirdeğin içinde/kalbinde kendinden daha yoğun, katı bir iç çekirdek olduğunu belirlemiştir. 1946'da Amerika'da çalışan alman jeofizikçi Walter Elsasser, yer manyetik alanın kökenini açıklamak üzere, kendi kendini besleyen bir dinamo modeli için sıvı bir dış çekirdek olması gerektiğini önermiştir. Böylece XVI. Yüzyılın sonundan beri jeomanyetik alanda gözlenen kaymalar/değişimlerin yer içindeki akışı yansıttığı görüşü hakim olmuştur.

Son yüzyılda, jeofizik petrol ve gaz aramalarında kullanılmış, aynı zamanda gömülü depolama alanları ve yapıların belirlenmesi için birçok jeofizik teknik

geliştirilmiştir. Arazide kullanılacak aletler için yeni elektronik aygıtların geliştirilmesi ve jeofizik verinin yorumlanması için çok sayıda dijital uygulama geliştirilmesi ile jeofizik yöntemlerin uygulanmasının gelişmesi hızlı olmuştur.

Günümüzde jeofizikçiler tarafından kullanılan bazı aletler iki Dünya savaşı sırasında silah, denizaltı ve uçakların tespit edilmesi amacıyla geliştirilmiştir. Bunlara örnek olarak; 1) I. Dünya Savaşında yer içinden gönderilen elastik dalgaların varış zamanlarından, silahların geri yansıttığı dalgaların yorumlanması ile Fransa'da silahların konumunun belirlenmesi; 2) Su içine gönderilen ses dalgası sinyallerinin salınma ve geri dönüşleri arasındaki zaman farkının ölçülerek denizaltıların konumunun belirlenmesi (sudaki ses hızı biliniyorsa yansıtıcı cisim belirlenebilir); 3) Radarın II. Dünya Savaşı sırasında, radyo sinyallerinin benzer bir şekilde kullanılması ile ortaya çıkması (radarın geliştirilmiş bir modeli deniz ve hava jeofizik araştırmalarında kullanılmaktadır); 4) Her iki Dünya savaşında da denizaltı, gemi ve mayınların manyetik özelliklerinden yararlanılarak bulunması sayılabilir.

3- TÜRKİYE'DE JEOFİZİĞİN GELİŞİMİ

Bu bölümdeki bilgilerin tamamı 'Özçep, F. ve Orbay, N., 2002, *Jeofizik ve Tarihsel Gelişimi, İstanbul Üniversitesi Yayınları, Yayın No:4347, 446 Sayfa, İstanbul*' kaynağından alınmıştır.

Türkiye'de jeofizik, İstanbul Rumeli Hisarı civarında Bebek'te manyetik sapma açısının 11.5° batı olarak ölçülmesi ile 1727 yılında başlatılabilir. Bu tarihi yabancılar tarafından yapılan sapma açısı belirlemeleri ile daha geriye taşımak mümkündür. Sipahioğlu (1957)'ya göre Krugeras, Fournier ve Chazelles tarafından sıra ile 1600, 1625 ve 1694'te İstanbul'da, Gauttier tarafından 1820'de İstanbul, Marmara adası ve Çanakkale'de, 1824'de Sinop ve Trabzon'da, G. Fisher tarafından 1829'da İzmir'de, aynı yıl içinde Rus subayları tarafından Lüleburgaz

ve Dimetoka'da ve nihayet Evans tarafından 1858'de İstanbul'da sapma açısı ölçmeleri yapılmıştır. Bu tarihlerden önce pusulanın kullanıldığına ilişkin Piri Reis'in yazdığı deniz coğrafyasına ait Kitab-ı Bahriye adlı eserinde ve diğer kaç kaynakta bilgi vardır. Jeofizik ile ilişkili ilk bilimsel eser İbrahim Müteferrika'nın tercüme edip, 1731'de basımını yaptığı "Füyüzat-ı Mıknatissiye"dir. Bu eserde Yerküre'nin manyetik alanı konu edinilmiştir. Manyetik eğim pusulasından da bahsedildiği eserde; o dönemde batıda kabul edilen bilgiler özetlenmiştir (Demirel 1982). Katip Çelebi'nin "Cihannüma" ve Erzurumlu İbrahim Hakkı'nın "Maarifname" adlı eseri de az çok jeofizik alanında çeşitli bilgileri içermektedir. Fakat bu eserler bütünüyle jeofiziğe ait sayılmazlar. Osmanlılarda jeofiziğin bir dalı olan

sismoloji konusunda birtakım eserlerin kaleme alındığı görülmektedir (İzgi, 1997). Bu tür eserlerde genel olarak Aristo'nun depreme yeraltında sıkışıp genleşen gazların neden olduğu yönündeki klasik görüşü ile İslam coğrafyacısı Suyuti'nin depremleri Kaf dağının ardında gelişen olaylara bağlayan görüşü işlenmektedir. Deprem hakkında Osmanlılar'da türkçe beşe yakın eser vardır (İzgi, 1997). İ. H. Erzurumlu'nun hava olayları, yapısı ve bunun insan üzerindeki etkileri; su, su dolaşımı, denizler ve faydaları ve toprak konusunda bugün bile jeofizikte geçerli olan görüşleri vardır. Türkiye'de ilk gravite çalışması 1895 yılında Fransa'dan sözleşmeli olarak getirilen ve Tuğgeneral rütbesiyle Harita komisyonu başkanlığına atanan Gilbert Defforges (Deforj Paşa) tarafından 1896 yılında Eskişehir ve Bakırköy'de sarkaçla yaptığı mutlak gravite ölçümleriyle başlamıştır. Daha sonraları 1936'da Kandilli Rasathanesinde sarkaçla yapılan mutlak gravite ölçümü Potsdam'a bağlanmıştır. Potsdam'daki yerçekimi ivmesi $g = 981.274$ gal ve Kandilli'de $g = 980.296$ gal elde edilmiştir (Şerbetçi, 1999). 1868 yılında hava tahminlerinin telgrafla belirli merkezlere iletilmesi için Fransız hükümetinin önerisi üzerine aynı sistemle çalışacak bir rasathane İstanbul Pera (İstiklal Caddesi)'da açılmış ve müdürlüğüne Türkiye'deki telgraf şebekesinin ıslahı için gelmiş olan I. Coumbari (Kumbari Efendi) atanmıştır. Bu kurulan Rasathane-i Amire'de meteorolojik ve sismolojik gözlemler yapılmıştır (Dize, 1998, 1993a,b). Hatta, Türkiye'nin ilk maden mühendisi olarak ta bilinen İbrahim Ethem Paşa tarafından 1872 yılında yerçekimi ivmesi bile bugünküne eşdeğer bir yaklaşıklıkla belirlenmiştir (Erguvanlı, 1954). Rasathane idaresi bünyesinde 10'dan fazla meteoroloji gözlem istasyonu bulunmaktaydı. Bu istasyonlar her günkü gözlemlerini telgraf ile Rasathane-i Amire'ye bildiriyorlardı. İstanbul'daki merkez büro gelen gözlem sonuçlarını Paris, Berlin, Viyana, Petersburg ve Macaristan rasathanelerine telgrafla bildiriyor ve bu rasathanelerin gözlemleri de aynı yolla alıyordu.

1894 büyük İstanbul depremini izleyen yıllarda o zaman ki hükümet tarafından İstanbul'a İtalyan sismoloğu G. Agomennone resmen çağırılmıştır. Bu bilim adamı İstanbul'da bir grup sismograf kurarak iki sene çalıştırmış ve sismometreyi gençlere öğretmiştir. "Osmanlı İmparatorluğu Zelzele Servisi"ni kurarak bu servis adına 1894-1895 yıllarına ve 1896 başlangıcına ait sismik notları içeren bir bülten yazmıştır (Sipahioğlu, 1957). G. Agomennone'nin Türkiye'nin bazı yerlerinde (Aydın, Bergama, Balıkesir) oluşmuş depremlerin değerlendirmesi de dahil olmak üzere ülkemizle ilgili jeofizik konusunda 10 kadar yayını vardır. Mehmet Fatih Gökmen -ki Türkiye'de astronomi ve jeofizik çalışmaların öncüsüdür- 1910'da Rasathane-i Amire müdürlüğüne getirilerek yeni bir rasathane kurmakla görevlendirildi. 1911'de Kandilli'de bir meteoroloji istasyonu kurdu. Amacı burayı astronomi ve jeofizik kurumu haline getirmektir. Rasathane 1911'de sistematik olarak meteoroloji gözlemlerine başlamıştır. Rasathane-i Amire kayıtlarından başka aşağı yukarı Tanzimat yılı olan 1839'dan başlayarak çeşitli tarihlerde İstanbul, İzmir, Trabzon, Tekirdağ ve Merzifon gibi ülkemizin çeşitli şehirlerinde rasathane elemanları ve hükümet emrinde olmak üzere yabancılar tarafından birçok hava gözlemi yapılmıştır. En eski kaydedilmiş gözlemler, İstanbul'da yabancı okullarda yapılan (Saint-Benoit, Bebek) ve yalnız sıcaklığa ait olanlardır (1839-1847). Daha sonra P. de Tchichatcheff ve A. Vignesnel tarafından Haydarpaşa'da İngiliz mezarlığında, Balkan Yarımadasında, Anadolu'da v.b. sıcaklık, basınç ve nem özelliklerini gösteren gözlemler önemli olanlardır (Çölaşan, 1960). Cumhuriyet'i izleyen yıllarda resmi yazışmalarda bir süre Rasathane-i Amire adı kullanılmış, daha sonra "Hey'et ve Arz-ı Fiziki Rasathanesi" olarak da kısa bir süre isimlendirilmiştir. Burada bizce önemli olan ilk kez resmi bir kurumun adında bilinçli bir şekilde jeofizik sözcüğünün (Arz-ı Fizik = Jeofizik) geçmesidir. Osmanlı İmparatorluğu'nda Tanzimat döneminde kurulan eğitim kurumlarında jeofizik

bilimi, astronomi, mineraloji ve jeoloji gibi doğa bilimlerinden sayılmaktadır ve bu bilimler fizik ve kimyanın konusu olarak düşünülmektedir (Akyol, 1942). Türkiye'de meteoroloji dersi ilk olarak Halkalı Ziraat Mekteb-i Ali'sinde, "Alaim-i Cevviye" adı altında ve Allahverdi Efendi tarafından 1909 yılında Şurayı Devlet'in verdiği kararla okutulmaya başlanmıştır (Çölaşan, 1960). Oşinografi çalışmaları Osmanlı İmparatorluğu'nda 1681'de İtalyan asilzadelere Kont Luigi Ferdinando Marsigli'nin, Boğaziçi'ndeki iki yönlü akıntı konusunda ilk araştırmaları ile başlatılabilir (Artüz, 1990). Marsigli Boğaziçi'ndeki yüzey akıntısının fiziksel etkisi ile ters yönde bir alt akıntının var olmasını savunmuş bu savının doğruluğunu boğazdaki balıkçılar da deneysel olarak kanıtlamışlardır. 1870-71 de Kaptan Spratt; Boğaziçi'nin oşinografisini incelemeye girişmiştir. Yaptığı akıntı ve tuzluluk ölçümleri ile Marsigli'nin iddiasının aksine bir alt akıntı olmadığını ileri sürmüştür. 1872'de ise Amiral W.J.L. Warton; "Shearwater" adlı gemiden Boğaziçi'nde ve Çanakkale boğazında yaptığı dikkatli akıntı, yoğunluk ve sıcaklık ölçümleri sonucunda Spratt'ın aksine Ege'den İstanbul boğazına kadar uzanan sistem boyunca bir alt akıntının varlığını bilimsel olarak kanıtlamış oldu. Gene bu dönemde yapılan Gazelle (Alman) ve Vitiaz (Rus) seferleri ve bu arada özellikle de Pola (İtalyan) gemisiyle 1890-98 yılları arasında Çanakkale boğazı da dahil olmak üzere Akdeniz ve Kızıldeniz'de gerçekleştirilen seferler ile Makaroff'un 1872'de Marmara ve Karadeniz'de Taman gemisiyle sürdürdüğü çok geniş kapsamlı oşinografik seferler ve gene denizlerimize düzenlenen Taurus seferleri de belirtilmeye değerdir. İlk Türk oşinografik araştırma gemisi donanmaya ait "Selanik"dir. Bu gemi ile 1894-98 yılları arasında yapılan çalışmalarda ilk Türk oşinografi olarak bilinen Ahmet Rasim, Spinler ile birlikte Marmara ve Boğazlar sisteminin oşinografisinin ana hatlarını ortaya koymuşlardır. 1910'da Türkiye sularını da içeren sistematik araştırmaların sürdürüldüğü Akdeniz ve bağlı

denizlere yönelik Thor seferi gerçekleştirilmiştir (Artüz, 1990). Batılılaşma hareketinin hızlandığı yıllarda jeofiziğin yer manyetizması dalında her hangi bir çalışmanın yankılarına rastlamak amacıyla, Sipahioğlu (1957), Salih Zeki'nin "Asar-ı Bakiye"sini, Hoca İzhak Efendi'nin "Mecmua-i Ulum-i Riyasiye"sini incelemiştir. "Mecmua-i Ulum-i Riyaziye"de pusula ve sapma açısı değişimlerine ilişkin genel anlamda kısa bir bölümden başka hiç bir kayıt bulamadığı ifade edilmektedir. 1884-86 yılları arasında M. Antoine D'Abbadie; Mısır, Arabistan Yarımadası, Ege Denizi sahilleri, Yunanistan ve İtalya'da 32 noktada manyetik ölçmeler yapmış ve bu arada 1885 Mayıs ve Haziran'ında İskenderun, Mersin, İzmir ve İstanbul'da manyetik sapma açısı, eğim açısı ve yatay şiddet ölçmüştür. Elde ettiği değerler 1890 yılında Fransa Boylamlar Bürosu Yıllığında yayınlanmıştır (Sipahioğlu, 1957). Washington'un ünlü Carnegie Enstitüsü'nün, 1909-1921 tarihleri arasında dünya çapındaki jeomanyetik kampanyası sırasında İran'dan gelen bir ekip, 1901-1911 yıllarında 3'ü Trakya'da olmak üzere bugünkü sınırlarımız içinde 44 noktada jeomanyetik elemanları belirlemiştir (Sipahioğlu, 1957). Birinci dünya savaşına girmemiz üzerine o zamanki müttefikimiz Almanlar çok gerekli olarak düşündükleri bir meteoroloji ağını ülkemizde kurmayı üzerlerine almışlardır. İlk olarak 1915 yılında Balkan Yarımadasında, Anadolu, Suriye ve Süveyş kanalında bazı istasyonların kurulması için gerekli hazırlıklar yapılmıştır (Çölaşan, 1960). Leipzig Üniversitesi'nde Jeofizik dersi veren Prof. Weikmann ve sonradan ülkemiz hakkında meteorolojik bir broşür yazmış olan Zistler Türkiye'ye geldiler. Kurulan teşkilata İstanbul merkez seçildi. Kuruçeşme'de Caferağa Köşkü'nde "Kuvvei Havaiye Müfettişliği Rasatı Havaiye Müdürlüğü" ismiyle çalışmaya başladı. 1915 yılında çalışmaya başlayan bu ağ; savaş süresince etkinlikte bulunmuş ve birçok gözlemler yapmıştır. (Çölaşan, 1960).

Türkiye’de jeofizik eğitimi ile ilgili çalışmalar Cumhuriyet’in ilk yılları ile görünmeye başlar. Bugünkü Jeofizik Bölümlerinin kökeni diyebileceğimiz bir enstitü, İstanbul Darülfünunu 1926-1927 öğretim yılında Fen Şubesi (Fakültesi) içinde “Heyet (Astronomi) ve Jeofizik Enstitüsü” olarak açılmıştır. Enstitü müdürü Fatin Gökmen’dir ve jeofizikle ilgili ilk ders aynı öğretim döneminde “Meteoroloji ve Jeofizik” olarak okutulur (İshakoğlu, 1995). Cumhuriyet döneminde Latin harfleri ile basılan adında jeofizik sözcüğü geçen ilk kitap, Yüksek Mühendis Mektebi’nin 1935 yılında yayınladığı Hamit Dilgan’a ait “Kürevi Hey’et ve Geofizik” isimli kitaptır. 1933 üniversite reformu ile Darülfunun Üniversiteye dönüşmüş ve bu yeniden kurulan üniversitede Fatin Gökmen’e görev verilmemiştir. Yeni üniversite reformu ile üniversitenin eğitim ve öğretim programında Jeofizik 1948 yılında yerini alır. Bununla birlikte, eleman yokluğu nedeniyle temelleri atılan bu ilk enstitü ancak Prof. Dr. M. Fouche ve Doç. Dr. İhsan Özdoğan’ın gayretleri ile 1952-1953 yılında öğrenime başlayabilecektir. 1948 yılı içinde Göttingen, Jeofizik Enstitüsü direktörü, Prof. Dr. J. Barthels, Fen Fakültesi’ne davet edilir. Jeofizik lisans öğretim programı, ilk olarak bu ünlü bilgin tarafından düzenlenmiştir. Enstitü öğretime, hemen takip eden 1953 - 1954 öğretim döneminde başlar. Enstitünün yönetime başladığı ve sorunlarının en yoğun ve kritik olduğu dönemde, Fakülte’nin Dekanı Prof. Dr. Lütfi Biran’dır (1952 - 1954). Enstitü’nün ilk Direktörü ise, Ord. Prof. Dr. M. Fouch ’dır. Direktör vekili olarak, 1952 - 1953 döneminde Enstitü’nün hazırlık çalışmalarını yöneten Ord. Prof. Dr. M. Fouch, 1953 yılında görevinden ayrılmış ve yerine, yine vekaleten, Ord. Prof. Dr. Ali Yar seçilmiştir (1953 - 1954). 1954 yılının, Enstitü’nün tarihinde önemli bir yeri vardır: Paris Üniversitesi Jeofizik Enstitüsü Direktörü Türkiye’ye gelmeyi kabul etmiştir. Böylelikle, tarihinde ilk defa bir jeofizikçi, Enstitü’nün yönetimini eline almış olacaktır. 1 Temmuz 1954 tarihinde göreve başlamak

üzere Prof. Dr. J. Coulomb, Ord. Profesör payesiyle, Enstitü Direktörlüğü’ne atanmıştır. J. Coulomb 18 ay süreyle görevde kalacaktır. Sonradan, Jeofizik Kürsüsü (115 sayılı kanunla Enstitü sözcüğü kaldırılmış ve yerine Kürsü deyimini getirilmiştir) adını alacak olan Jeofizik Enstitüsü’nün öğretim programında önemli bir değişiklik, J. Coulomb’un Direktörlüğü dönemine rastlar.

Türkiye’de kamu kurumlarında ekonomik amaçlı ilk jeofizik çalışmalar MTA’nın kurulmasından 3 yıl sonra, yani 1938 yılında manyetik ve elektrik yöntemlerin uygulanmasıyla başlamıştır. O yıllarda jeofizik yöntemlere yeterince önem verilmemesi ve ekipman yetersizliği nedeniyle, jeofiziğin MTA içindeki gelişmesi yavaş olmuştur. İlk kullanılan manyetik ve elektrik yöntemlerin yanı sıra 1947 yılında gravimetre ve sismik aletlerin alınmasıyla MTA, petrol aramalarında jeofizik yöntemleri uygulamaya başlamıştır. Jeofizik çalışmaların gelişimine bakacak olursak; gravite yöntemi, 1947 yılından itibaren petrol, maden, jeotermal enerji, zemin etütleri, altyapı mühendisliği ve kıyı ötesi etütlerinde kullanılmaktadır. Radyoaktif mineraller, demir, petrol, bakır, krom, kurşun, jeotermal yataklarının saptanmasında kıyı ötesi etütlerinde manyetik ve radyometrik yöntemler başarı ile uygulanmaktadır. MTA’da havadan maden aramaları 1958 yılında başlamıştır. Süreç içerisinde çeşitli radyoaktif mineraller ve demir aramaları yapılmıştır. Bu arada Türkiye’nin Rejijonal Havadan Manyetik Etütleri tamamlanmıştır. Elektrik yöntemlerin uygulanışı 1938 - 1940 yıllarında Ergani ve Espiye Lahanos’ta yapılan Self Potansiyel etütleri ile başlamıştır. 1954 yılında Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı kurulmuştur. Bu tarihten itibaren jeofizik mühendisleri arama grubunun vazgeçilmezi olmuşlardır. TPAO’da hidrokarbon (petrol ve doğalgaz) aranmasında “Jeofizik Yöntemler” etkin bir şekilde kullanılmaktadır. Jeofizik yöntemler olarak önem sırasının büyüklüğüne göre: sismik, gravite ve manyetik; rezistivite (elektrik) şeklinde sıralanabilir. Sismik yöntem üç kısımda uygulanır.

Bunlar; Sismik Veri Toplanması, toplanan bu verinin işlenmesi (Sismik Veri-İşlem) ve yorumlamadır (TPAO, 1994). “Veri-İşlem Merkezi” TPAO Araştırma Binası’nda yer almaktadır. Veri-İşlem Merkezi’nde 2 boyutlu, 3 boyutlu Sismik Veriler ile Gravite-Manyetik Verileri en son teknolojik yöntemlerle, geniş kapasiteli bilgisayar aracılığıyla ve tecrübeli jeofizikçiler tarafından işlenerek yoruma hazır hale getirilmektedir. Devlet Su İşleri (DSİ) bünyesinde, Fen Heyeti Müdürlüğü 16.10.1956 tarihinde Baş Mühendislik olarak kurulmuştur. Daha önce jeofizikçiler Etüt ve Planlama Fen Heyeti Müdürlüğü şemasında Teknik Şef ve Jeofizikçi olarak çalışmaktaydı. 05.11.1965 tarihinde Jeofizik Fen heyeti Müdürlüğü şeması onaylanmış, bundan sonra 26.12.1968 ve 27.06.1970 ve son olarak da 21.02.1978 tarihinde de revize edilerek son şeklini almıştır. Bayındırlık ve İskan Bakanlığı Afet İşleri Genel Müdürlüğü’ne bağlı olan Deprem Araştırma Dairesi 7269-1051 sayılı “Umumi hayata müessir afetler dolayısıyla alınacak tedbirlerle yapılacak yardımlara dair kanun”un 5. Maddesi gereği 1970 yılında bakan onayı ile doğrudan bakanlık katına bağlı bir birim olarak “Afet Araştırma Enstitüsü Genel Direktörlüğü” adı ile kurulmuştur. Bir yıl sonra, 1971’de yine bakan onayı ile “Deprem Araştırma Enstitüsü” haline dönüştürüldü. Bakanlık çapında yapılan düzenleme sonucunda da 28.02.1982 tarihinde “Deprem Araştırma Dairesi Başkanlığı” haline dönüştürülüp “Teknik Araştırma ve Uygulama Genel Müdürlüğü”ne bağlanmıştır. Ancak, 1989 yılında yapılan son bir düzenleme ile “Deprem Araştırma Dairesi Başkanlığı” ortak çalışmalarındaki yoğunluk ve işlevlerini yerine getirebilmede kolaylık sağlayacağı savı ile “Afet İşleri Genel Müdürlüğü”ne Hidrografi ve Oşinografi Daire Başkanlığı ve Harita Genel Komutanlığı. Seyir Hidrografi ve Oşinografi Daire Başkanlığında denizlerimize yönelik jeofizik çalışmalar yapılmaktadır. Harita Genel Komutanlığı’nda bölgesel ölçekli gravite ve manyetik haritalar hazırlanmasına yönelik çalışmalar yapılmaktadır. Ayrıca, Harita Genel Komutanlı

bağlanmıştır. Enerji ve Tabii Kaynaklar Bakanlığı’na bağlı Elektrik İşleri Etüt İdaresi Genel Müdürlüğü (EİE), 1964 yılından beri, baraj yeri ve göl alanları, tünel güzergahları, santral yerleri, heyelan bölgeleri, alüvyon alanları, malzeme sahaları, şalt sahalarında ve ayrıca projelerin bulunduğu aşamalara ve sorunlara bağlı olarak geliştirilerek yürütülmekte olan jeofizik araştırma ve etütleri 1982 yılından itibaren “mühendislik jeofiziği” uygulamalarında yoğunlaşmış ve bu nedenle de gerek yerinde (in-situ) gerekse jeofizik laboratuvarında yapılan araştırmalarda uzmanlaşmaya yönelmiştir. İller Bankası İçme Suyu Dairesi bünyesindeki Jeofizik Etüt Grubu’nun kuruluşu ise 1977 yılına rastlamaktadır. Cumhuriyetin ilanından sonra maden işletmeciliğinde devletin ilgisi, 1924 yılında kurulan Ergani Bakır Madeni Şirketi’nde Maliye bakanlığının üçte bir hisseye sahip olmasıyla başlamıştır. Bu şirket eliyle işletilecek madenin imtiyazı İtibarı Milli Bankasına verilmiştir. Daha sonra 1926 yılında bu şirketteki devlet hissesi Sanayi ve Maadin Bankasının kurulması üzerine bu bankaya intikal etmiş ve işletme böylece anılan bankanın iştirakleri arasına alınmıştır. Ülkemizin yeraltı servetlerinin bilimsel ve üretken yöntemlerle işletilmesi yolunda ilk ciddi adımlar 1935 yılında atılmıştır. Gerçekten de sözü geçen yılda yeraltı kaynaklarını arayıp bulmak ve bunların işletmeye elverişli olup olmadığını incelemek üzere Maden Tetkik Arama Enstitüsü’nü kurarken, öte yandan elverişli madenleri işletip değerlendirmek üzere 14.6.1935 tarih ve 2805 sayılı yasayla Etibank kurulmuştur. Askeri amaçlı jeofizik çalışmalar özellikle iki kurumda yoğunlaşmıştır: Seyir

Ankara Manyetik Rasathanesinin kurulma çalışmalarına 1984 yılı ortalarında başlanmış olup, 1986 yılı başından itibaren faaliyete geçmiştir. Yer seçimi konusunda yapılan jeomanyetik araştırmalar sonucunda Ankara Batısındaki Lodumlu Bölgesinde belirlenen arazide tamamiyle antimağnetik malzeme kullanılarak inşaata başlanmıştır. Rasathane,

devamlı kayıt binası, mutlak ölçü binası ve proton binası olmak üzere üç binadan oluşmaktadır (Ankara Manyetik Rasathanesi, 1988). Ayrıca Harita Genel Komutanlığı, temsilci kurum olarak Ulusal Jeodezi ve Jeofizik Birliği çalışmalarını 1948 yılından beri yürütmektedir. Bu kapsamda, "Türkiye Ulusal Jeodezik ve Jeodinamik GPS Programı"nı hazırlamış

ve 1989 yılında yürürlüğe koymuştur (TUUBJ, 1993).

Özcep, F. ve Orbay, N., 2002, Jeofizik ve Tarihsel Gelişimi, İstanbul Üniversitesi Yayınları, Yayın No:4347, 446 Sayfa, İstanbul

4- GÜNEŞ SİSTEMİ VE GEZEĞENLERİN YAPISI

Güneş Sisteminin oluşum teorisine dair ilk adım, Güneş'in merkezde ve Dünya'nın etrafında döndüğünü iddia eden günmerkezlilik teorisidir. Bu fikir binlerce yıl süregelmiştir lakin 17. yüzyılın sonuna doğru yaygın olarak kabul görmüştür. "Güneş Sistemi" terimi ilk 1704 yılında kullanılmıştır. En yaygın oluşum teorisi, dev moleküler bulutların yerçekimsel çarpışmasına dayanan nebula hipotezidir. Güneş dahil birçok yıldız, bu bulut çarpışmasıyla oluşmuştur. Güneş Sistemi'ni oluşturan gaz nispeten Güneş'in kendisinden daha büyüktür. Kütlenin çoğu merkezde toplanıp Güneşi oluşturmuş, kalan kütle gezegenleri ve diğer Güneş Sistemi elemanlarının oluşturan protogezegensel diski oluşturmuştur. Güneş ve gezegenler doğduğu gibi sonunda öleceklerdir. Güneş yaşlanmaya başlayınca, soğuyacak ve birçok kere kendi çapından dışarı şişerek kırmızı dev olacak daha sonra dış kabuğundan çıkarak yıldız cesedi de denilen beyaz cüceye dönüşecektir. Gezegenlerin bir kısmı Güneş'i takip edecek ve kalanlar yıldızlararası uzaya atılacak ve Güneş'i takip edenler zamanı gelince yok olacaklar. Yine de, bu hipoteze karşı olan savlar vardır.

Güneş sistemi, bir yıldız olan Güneş ile onun etrafında dolanan gezegenler, cüce gezegenler, gezegenlerin uyduları, kuyruklu yıldızlar, diğer küçük cisimler ve gezegenler arası ortamdaki gaz ve toz bulutlarından oluşan bir sistemdir. Sistemin

merkezinde Samanyolu galaksisindeki sayısız yıldızdan biri olan Güneş bulunur ve sistemdeki maddesel ortamın %95'inden fazlasını oluşturur. Çok sıcaktır ve yüzeyindeki sıcaklık yaklaşık 10.000 Fahrenheit'tir. Çapı dünyanın çapının 109 katıdır. Dünya ile kıyaslandığında devasa olan Güneş, Samanyolu galaksisindeki 200 milyar yıldızdan sadece biridir ve orta boy bir yıldızdır. 4.5 milyar yıl yaşındadır. Güneş kendi etrafında bir dönüş hareketi yapar ve bir turunu 25 günde tamamlar. Dünyaya oldukça uzak olan Güneşin yeryüzündeki yaşamın varlığı için gerekli olan ışınları 8.44 saniyede yeryüzüne ulaşır.

Güneş sisteminde sekiz büyük gezegen vardır; **Güneşe yakınlığına göre gezegenlerin sıralaması;** Merkür, Venüs, Dünya, Mars, Jüpiter, Satürn, Uranüs ve Neptün'dür. Güneş sisteminde bulunan Gezegenlerin **büyükten küçüğe doğru sıralaması ise;** Jüpiter, Satürn, Uranüs, Neptün, Dünya, Venüs, Mars, Merkür'dür.

Güneş sistemindeki en büyük gezegen: Jüpiter

Güneş sistemindeki en küçük gezegen: Merkür

Güneşe en uzak gezegen: Neptün

Güneşe en yakın gezegen: Merkür

Güneş sistemindeki en sıcak gezegen: Venüs

Güneş sistemindeki en soğuk gezegen: Uranüs

Küçük cisimler ise güneş sisteminin diğer üyeleridir. "Küçük cisimler"; asteroidler, kuyruklu yıldızlar,

Kuiper Kuşağı nesneleri ile gaz ve tozların ortak adıdır. Kuiper Kuşağı, Plüton'un yörüngesinin ötesinde yer alan ve binlerce gezegenimsi küçük cismi içeren kuşaktır.

Gezegen

- Güneş çevresinde dolanan ve bir yörüngeye sahip olan,
- Kendi kütle çekimi kuvveti nedeniyle küresel yapı oluşturabilecek kütleye sahip ve bundan ötürü hidrostatik denge durumunda olan,
- Gezegen oluşma teorisine göre yörüngesini temizlemiş olan (gezegen yörüngesinde dolanırken yörüngesi üzerinde bulunan maddelerin tamamını üzerine toplaması-kütle artışının olmaması) gök cisimlerine denir.

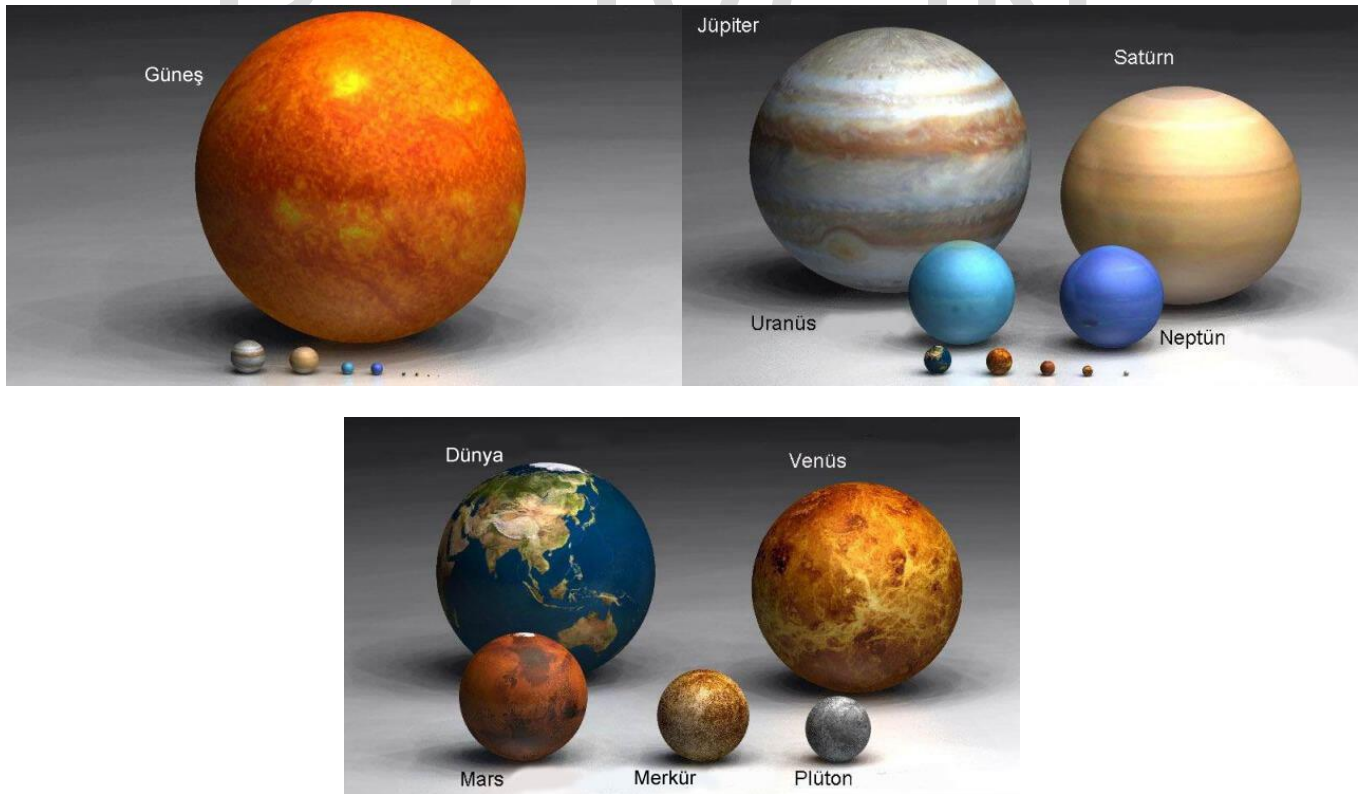
Cüce Gezegen

- Güneş çevresinde dolanan ve bir yörüngeye sahip olan,

- Kendi kütle çekim kuvveti nedeniyle küresel yapı oluşturabilecek kütleye sahip ve bundan ötürü hidrostatik denge durumunda olan,
- Gezegen oluşumu teorisine göre yörüngesini temizlememiş olan,
- Uydu olmayan gök cisimlerine denir.
- Güneş sistemindeki cüce gezegenlerden en çok bilinenleri ise Ceres, Plüton, Eris, Haumea, Makemake'dır.

Küçük Cisimler

- Uydular dışında, Güneş etrafında dolanan diğer gök cisimlerine denir.
- **Not:** Uluslararası Astronomi Birliği (UAB)'nin 2006 yılında aldığı karar ile Plüton, gezegen sınıfından çıkarılmış ve "cüce gezegen" olarak sınıflandırılmıştır. Böylece güneş sistemindeki gezegen sayısı 8 e düşmüştür.



Şekil 1. Güneş ve gezegenlerin, gerçek ölçeklerine uygun olarak büyüklükleri ve uzaydan görünüşleri.

Güneş Sisteminde Bulunan Gezegenler

Merkür

- Güneşe en yakın ve güneş sisteminin en küçük gezegenidir.
- Uzaklığı ve küçüklüğünden dolayı Dünya'dan çok küçük ve sönük görünür.
- Yüzeyinde kraterler, lav akıntıları, dev havzalar bulunur.
- Atmosferi yoktur.
- Sıcaklığı çok fazladır (gündüzleri 500°C , geceleri -175°C)

Venüs

- Yörüngesi, Dünya'nın yörüngesine en yakın olan gezegendir. Bu nedenle, yeryüzünden en iyi gözlemlenebilen ve en parlak görülen gezegendir.
- Gün doğumunda ve gün batımında güneşe yakın olduğu için, dünyadan çıplak gözle rahatlıkla görülebilir Halk arasında Çoban Yıldızı olarak bilinir. Güneş ve aydan sonraki en parlak gök cisimidir.
- Venüs'ün yüzeyinde çok sayıda krater ve aktif volkan bulunmaktadır ve tüm yüzeyi sülfürik asit bulutlarıyla kaplıdır.
- Güneş sistemindeki diğer tüm gezegenlerin aksi istikamette döner.

Dünya

- Uzaydan mavi renkte görünen Dünya, Güneş'e en yakın üçüncü gezegendir. Yapı olarak kutuplardan basık ekvatorlardan şişkin bir görünüme sahiptir. Kendi etrafında dönüşünü ortalama 24 saatte, Güneş etrafında dönüşünü ise 365 gün 6 saatte tamamlar. Dünya'nın atmosferi ve uydusu vardır. Tek uydusu Ay olan Dünyamızın atmosferindeki gazların da belirli bir oranı vardır. Atmosferde %78 azot, %21 oksijen, %1 karbondioksit ve diğer gazlar bulunur.

Mars

- Venüs'ten sonra yörüngesi Dünya yörüngesine en yakın olan ikinci gezegendir.
- Kutup bölgelerinde buzul alanları ve bulutlar görülür.
- Mars, Dünya'daki gibi mevsimlere sahiptir; fakat her biri iki kat daha uzun sürer.
- Mars'ta yaşam olasılığı bulmak için birçok uzay aracı gönderilmiştir. Mars yüzeyi, uydumuz Ay'da olduğu gibi alçak düzlükler ve yüksek tepelerden oluşmaktadır. Mars'taki gök taşı çarpması ile oluşan kraterler ve volkanlar ilgi çekicidir. Mars yüzeyi demir elementinden dolayı kırmızı görünüme sahiptir. Mars'ın Phobos ve Deimos isimli iki uydusu vardır.

Jüpiter

- Güneş sisteminin en büyük gezegenidir.
- Çekirdeği silikat ve demir gibi ağır elementlerden oluşurken yüzeyi katılaşmamış olup sıvı hidrojen gibi düşük yoğunluklu sıvılardan oluşmuştur.
- Yüzeyi renkli bulutlarla kaplıdır. Bu bulutlar hidrojen, helyum, amonyak ve su buharından oluşmaktadır.
- Jüpiter'in kalın atmosfer tabakasında büyük fırtınalar oluşmaktadır.
- Jüpiter çok sönük görünen bir halkaya ve 63 uyduya sahiptir. Dört büyük uydusunun adları Callisto, Ganymede, Europa ve İo'dur.

Satürn

- Halkalarıyla ünlü gaz atmosfere sahip bir gezegendir.
- Halkalar arasında Cassini boşluğu olarak bilinen boşluklar vardır.
- Satürn kaya materyalli küçük bir çekirdeğe sahiptir.
- Atmosferinin çoğu sıvı ya da sıkışmış gaz formdaki hidrojen moleküllerinden oluşur.

- Satürn'ün bilinen 47 uydusu vardır. Bunlardan Enceladus, Phobe, Titan, Calypso ve Pandora en çok bilinenleridir.

Uranüs

- Güneş sisteminin üçüncü büyük gezegenidir.
- İlk olarak 1781 yılında William Herschel tarafından bulunmuştur.
- Dünya'dan basit bir teleskopla görülemeyecek kadar uzaktadır. Yakınından geçen Voyager 2'nin gönderdiği bilgilerde; mavimsi sisli bir görüntüye sahip olduğu, karanlık bulutları ve birçok uydusunun olduğu görülmüştür. Çevresinde ince ve koyu renkli halkanın aslında 10 ayrı halkadan oluştuğu anlaşılmıştır.
- Uranüs'ü en ilginç kılan özelliklerinden biri dönme ekseninin çok eğik olmasıdır. Dönme eksenini 90 dereceye yakın eğikliktedir. Gezegenin dolanma dönemi 84 yıl olup yaklaşık 21 yıl süre ile kutuplardan biri Güneş'e yönelik kalır. Bu nedenle bu bölge uzun bir yaz (aynı zamanda gündüz) geçirirken diğer kutup 21 yıl süren uzun bir kış (aynı zamanda gece) geçirir.
- Uranüs'ün atmosferi derin bir bulut tabakasına binmiş, özelliksiz gaz tabakasından oluşur.
- Çekirdeğindeki kaya yapı yüksek basınç altındaki su okyanusu ile çevrilidir. Uranüs'ün bilinen 27

uydusundan Ariel, Miranda, Umbriel ve Oberon en çok bilinenleridir.

Neptün

- Büyüklük bakımından dördüncü sırada olan Neptün, Güneş'e en uzak gezegendir ve teleskop ile keşfedilmeden önce matematiksel olarak keşfedilmiştir.
- Alexis Bouvard (Aleksis Buvirt), Uranüs'ün yörüngesindeki beklenmedik sapmaların bilinmeyen bir gezegenin çekim etkisinden kaynaklanacağını ileri sürmüştü, daha sonra Urbain Le Verrier bu gezegenin olası yörüngesini hesaplamış ve 23 Eylül 1846 tarihinde Johann Gottfried Galle (Yohan Gattirid Geal), Urbain Le Verrier (Urbein Le Veriyır) tarafından hesaplanan yerin çok yakınında gezegeni keşfetmiştir. Kısa bir süre sonra da gezegenin en büyük uydusu olan Triton'u keşfetmiştir.
- Atmosferi Uranüs'ün atmosferinin kimyasal yapısına benzemesine rağmen Neptün'deki bulutlar daha belirgin özelliklere sahiptir.
- Dünya'dan yapılan gözlemlerde Neptün'ün etrafında eşit olmayan yoğunlukta halkalar olduğu gözlemlenmiştir.
- Neptün'ün 13 uydusu bilinmektedir. Bunlardan Triton ve Nereid en çok bilinenlerdir.

5- YERKÜRENİN YAPISI VE BİLEŞİMİ

Dünya'nın üzerindeki topografik oluşumlar ve kendi eksenini etrafındaki eksantrik hareketi nedeniyle düzgün bir geometrisi yoktur. Ekvatordaki yarıçapı kutuplardaki yarıçapından fazladır. Bu kutuplarından basık, ekvatordan şişik özel küresel geometrik şekil geoit (Latince, Eski Yunanca Geo "dünya") yani "Dünya şekli" diye adlandırılır. Dünya'nın ortalama yarıçapı 6371 km'dir. Yer'in eksenini etrafında dönmesi ekvatorun dışarı doğru biraz fırlamasına

neden olduğu için ekvatorun yarıçapı 6378.1 km, kutupsal yarıçap ise 6356.8 km dir. Ortalamadan en büyük sapmalar, Everest Dağı (denizden 8.848 m yüksek) ve Mariana Çukurudur (deniz seviyesinin 10.924 m altı). Dolayısıyla ideal bir elipsoide kıyasla Yer'in %0,17'lik toleransı vardır. Ekvatorun şişkinliği yüzünden Yer'in merkezinden en yüksek nokta aslında ekvatordadır.

DÜNYANIN DIŞ KATMANLARI (DIŞTAN İÇE DOĞRU)

ATMOSFER

(Yunanca ἀτμός (atmos), meaning 'buhar' ve σφαῖρα (sphaera), 'küre') Dünya'yı çepeçevre saran gaz tabakasına atmosfer denir. Yer çekimi sayesinde tutulan atmosfer, büyük ölçüde gezegenin iç katmanlarından kaynaklanan gazların yanardağ etkinliği ile yüzeye çıkması sonucu oluşmakla birlikte, gezegenin tarihi boyunca Dünya dışı kaynaklardan da beslenmiş ve etkilenmiştir. Dünya'nın atmosferi, basınç ve yoğunluk açısından diğer yer benzeri gezegenlerden Mars'a göre yaklaşık 100 kat daha büyük, Venüs'e göre ise yaklaşık 100 kat daha küçük bir gaz kütesini ifade eder. Ancak bileşim açısından bu iki gezegenin atmosferlerinden çok farklı olduğu gibi, Güneş Sistemi içinde de eşsizdir. Atmosferin katmanları, yeryüzünü çevreleyen ve her biri farklı görevler üstlenen gaz katmanlarıdır. Toplamda 5 ana katmandan oluşur. Ozonosfer ve iyonosfer ara katmanlardır. Temel katmanlar (alçaktan yükseğe) aşağıdaki şekilde sıralanırlar:

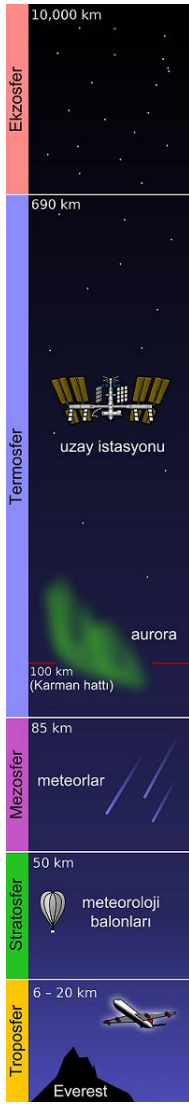
1. Troposfer: Atmosferin yere temas eden en alt katmanıdır. Gazların en yoğun olduğu katmandır. Ekvator üzerindeki kalınlığı 16–17 km, 45° enlemlerinde 12 km, kutuplardaki kalınlığı ise 9–10 km'dir. Katman kalınlığının ekvator da ve kutuplarda farklılık göstermesinin nedeni, ekvator da ısınan havanın hafifleyerek yükselmesi ve merkezkaç kuvvetinin bulunması, kutuplarda ise havanın soğuyarak çökmesi ve merkezkaç kuvvetinin bulunmamasıdır. Yani bu değişikliklerin sebebi sıcaklık farklılıkları ve merkezkaç kuvvetinin etkisidir.

Troposfer atmosferin en önemli katmanıdır diyebiliriz çünkü gazların %75'i su buharının ise tamamı bu katmanda bulunur. Buna bağlı olarak hava akımları, bulutluluk, nem, yağışlar, basınç

değişiklikleri gibi bilinen bütün meteorolojik olaylar bu katmanda meydana gelir, güçlü yatay ve dikey hava hareketleri de bu katmanda oluşur. Troposfer genellikle yerden yansıyan güneş ışınlarıyla ısınır bu nedenle alt kısmı daha sıcaktır ve yerden yükseldikçe sıcaklık 100 metrede 0.5°C (tam olarak 0.65°C) azalır ve tabakanın sonunda -56.5°C'ye kadar düşer.

2. Stratosfer: Troposferden itibaren 50 km. yükseliğe kadar uzanır. Yatay hava hareketleri (rüzgarlar) görülür. Su buharı bulunmadığı için dikey hava hareketleri oluşmaz. Yalnızca yatay hareketlerin oluşması da diğer tabakalar ile stratosfer arasında bu katmandan kaynaklanan bir taşınım olmamasına sebep olur. Bu durum çok tehlikeli olabilir çünkü diyelim ki bir yanardağın patlamasından ortaya çıkan küller troposferi aşır stratosfere ulaşırsa burada birikir ve kalıcı bir kirlilik oluşturur. Sıcaklık değişimi olmayan yer 11-25km arasındır. Stratosferin sıcaklığı -55 ile -3 derece arasında değişir. Stratosferde yerçekimi azaldığı için cisimler gerçek ağırlıklarını kaybederler. Bu katmanın üst kısımlarında ozon gazları bulunur ve güneş ışınlarını çeken bu gazlar katmanın ısınmasına nedendir.

3. Mezosfer: Stratosferden itibaren 80 km. yüksekliğe kadar uzanır. Küçük boyutlu gök taşları bu katmanda sürtünmenin etkisiyle buharlaşarak kaybolur. Ozonosfer ve Kemosfer olarak iki kısımdan oluşmaktadır: *Ozonosfer:* Bu tabakada ozon gazları bulunur. Güneşten gelen zararlı ultraviyole ışınlar, ozon gazları tarafından tutulur. Bundan dolayı canlılar için koruyucu katmandır. *Kemosfer:* Zararlı ışınların tutulması az miktarda burada da görülür. Ayrıca gazların iyonlara ayrılmaya başladığı yerdir.



4. Termosfer: Mezosferden itibaren 400 km. yüksekliğe kadar uzanan katmandır. Bu katmanda güneş ışınları yoğun olarak hissedilir. Sıcaklığı güneşin etkisiyle 200 ile 1600°C'dir. Bu katmanda gazlar iyon halinde bulunur ve iyonlar arasında elektron alışverişi oldukça fazladır. Bu nedenle haberleşme sinyalleri ve radyo dalgaları çok iyi iletilir.

5. Ekzosfer: Atmosferin en üst katıdır. Az miktarda hidrojen ve helyum atomlarından oluşur. Kesin sınırı bilinmemekle birlikte üst sınırının yerden yaklaşık 10.000 km yükseklikte olduğu kabul edilmiştir. Bu katmandan sonra artık bir sınır olmadığı için boşluğa geçiş başlar. Yapay uydular bu katmanda bulunurlar, yerçekimi çok düşüktür ve gazlar çok seyrek.

Atmosferde Bulunan Gazlar: Atmosferde bulunan gazların % 75'i ve su buharının tamamı troposferde bulunur. İklim yönünden daha çok atmosferin alt katları önemli olduğundan burada troposfer ve stratosferin alt katlarının bileşimi incelenecektir.

* Her zaman bulunan ve oranı değişmeyen gazlar; % 78 oranında azot, % 21 oranında oksijen, %1 oranında asal gazlar (Hidrojen, Helyum, Argon, Kripton, Ksenon, Neon) dır.

* Her zaman bulunan ve oranı değişen gazlar; su buharı ve karbondioksittir.

* Her zaman bulunmayan gazlar; ozon ve tozlardır.

Su buharı: Yere ve zaman göre oranı en çok değişen gazdır. Yeryüzünün aşırı ısınıp, soğumasını engeller. Yağış, bulut, sis gibi hava olaylarının doğuşunu sağlar.

Karbondioksit: Atmosferin güneş ışınlarını emme ve saklama yeteneğini artırır. Havada karbondioksit (CO₂) miktarının artması sıcaklığı artırıcı, azalması ise sıcaklığı düşürücü etki yapar.

Ozon: Hava içindeki oksijen (O₂) mor ötesi (ultraviyole) ışınlarının etkisi altında ozon (O₃) haline geçer. Ozon gazı, içinde hayatın gelişmesine olanak vermez ancak atmosferin üst katmanlarında ultraviyole ışınlarını emerek yeryüzündeki yaşam üzerinde olumlu bir etki yapar. Yeryüzünden 19 – 45 kilometre yükseklikler arasında bulunan ozon katının son yıllarda incelendiği hatta yer yer delindiği belirlenmiştir. Özellikle buzdolabı, soğutucu, araba ve spreylere çıkan gazların (kloroflorokarbon) neden olduğu anlaşılmış ve bu gazların kullanımına kısıtlamalar getirilmiştir. Yeryüzüne ulaşan mor ötesi ışınlardaki artış, sıcaklıkların artmasına, buna bağlı olarak buzulların erimesine, bitki örtülerinde değişimlere neden olabilecektir.

HİDROSFER

Hidrosfer (Yunanca ὕδωρ - hudōr, ‘su’ ve σφαῖρα - sphaira, ‘küre’) , su küre demektir. Dünya'daki bütün sular hidrosfere girer. Hidrosfer'in %97'sini denizler ve okyanuslar oluşturur. Hidrosfer, canlıların yaşam kaynağıdır. Hidrosferin kalınlığı deniz seviyesine göre +3810 m (Titikaka Gölü) ile -11033 m (Mariana Çukuru) arasında değişir. Ayrıca Hidrosfer sayesinde Güney Yarım Küre, Kuzey Yarım Küre'den serindir.

Dünya'nın %71'ini Hidrosfer, %29'unu karalar oluşturur. Bu oran Kuzey Yarım Kürede %61

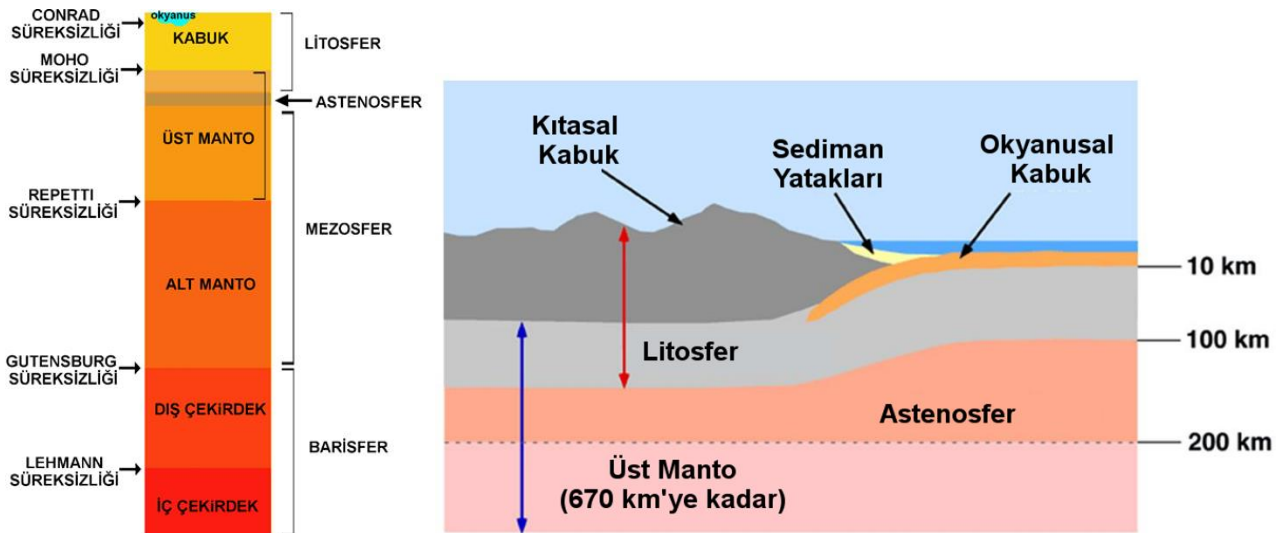
Hidrosfer, %39 karalar iken, Güney Yarım Kürede %81 Hidrosfer, %19 karalar şeklindedir. Hidrosfer üzerinde birçok okyanus akıntıları yer almaktadır. Bunlardan en bilinenleri Gulf stream okyanus akıntısı ve Labrador okyanus akıntısıdır. Hidrosfer'in Dünya üzerindeki yüzölçümü: 361.000.000 kilometrekaredir. Bunun 350.170.000'i tuzlu sudur. Hidrosfer üzerindeki 3 büyük okyanusun yüzölçümü: Büyük Okyanus (Pasifik): 180.000.000 km² ; Atlas Okyanusu (Atlantik): 106.000.000 km²; Hint Okyanusu: 75.000.000 km².

BİYOSFER

(Yunanca βίος - bíos, ‘yaşam’ ve σφαῖρα - sphaira ‘küre’) Dünyada canlıların yaşadığı 16–20 km kalınlığında tabaka. Biyosferin atmosfer içindeki yüksekliği 10000 m'ye ulaşır. Bu yükseklikten öte bakteri ve mantar sporlarına rastlanmamıştır. Yerde yaşayan kara hayvanları için biyosfer 6500–6800 m, yeşil bitkiler için 6200 m, yüksekliğe kadar çıkabilir. Denizin altında 5000 m derinlikte canlıların yaşadığı saptandığından bu da biyosferin alt sınırını oluşturur. Biyosfer, bir gezegenin dış kabuğunun; hava, toprak,

kaya ve su (atmosfer, Kriyosfer{Dünya yüzeyinde suyun kar ve buz gibi katı formda bulunduğu; deniz buzu, göl buzu, nehir buzu, kar örtüsü, buzullar ve diğer buz tabakaları ve donmuş toprak bölümlerinin hepsine birden verilen isim}, hidrosfer ve litosfer) içeren, içinde yaşam bulunan, biyotik dönüşümler ve çevirimler gerçekleşen bir bölümdür. Biyosferin yaklaşık 3,5 milyar yıl önce bazı aşamalardan geçerek evrim geçirdiği düşünülür.

DÜNYANIN İÇ KATMANLARI



Mekanik özelliklerine göre sınıflandırma

LİTOSFER

(Yunanca λίθος – lithos, ‘kaya/taş’ ve σφαίρα – sphaira ‘küre’) Yerkürenin katı dış katmanıdır. Kabuk ve üst mantonun bir kısmından oluşmaktadır. Litosfer tektonik levhalara ayrılmıştır. Atmosfer, hidrosfer ve biyosferle toprak oluşum süreci ile kimyasal reaksiyon gösteren, litosferin en üst kısmına pedosfer adı verilir. Litosferin hemen altında üst mantonun zayıf, sıcak ve en derin bölümü olan astenosfer bulunur. Litosfer-astenosfer sınırı (Lithosphere-Asthenosphere Boundary, LAB) gerilmeye verdiği tepki farkı ile tanımlanır: litosfer elastik ve kırılarak deformasyona uğradığı çok uzun jeolojik zamanlar boyunca katılığını korur, astenosfer ise viskoz deformasyona uğrar ve plastik deformasyonla gerilmeye uyum sağlar.

Litosfer okyanusal ve kıtasal litosfer olmak üzere ikiye ayrılır. Okyanusal litosfer okyanusal kabuk ile ilişkilidir ve okyanus tabanlarında bulunur (yaklaşık yoğunluğu 2.9 g/cm^3). Kıtasal litosfer ise kıtasal

kabukla ilişkilidir ve yoğunluğu yaklaşık 2.7 g/cm^3 dür.

Litosferin kalınlığı, kırılkan ve viskoz davranış arasındaki geçişle ilişkili izotermin derinliği olarak kabul edilmektedir. Genellikle üst mantodaki en zayıf mineral olivin olduğu için bu izotermin belirlenmesinde olivinin viskoz deformasyona uğradığı sıcaklık ($\sim 1000^\circ\text{C}$) kullanılır.

Okyanusal litosfer yaklaşık 50-140 km kalınlığındadır, kıtasal litosferin kalınlığı 40-280 km aralığındadır; kıtasal litosferin en üst ~ 30 -50 km’si kabuktur. Litosferin manto kısmında bol miktarda peridotit bulunur. Kabuk üst mantodan kimyasal bileşimindeki değişimle ayırt edilir, ikisi arasındaki sınıra **Moho süreksizliği** denir. Bazı bölgelerde 700 km derinliğe kadar uzanabilir. Okyanus ortası sırt bazaltının kaynak bölgesi olarak kabul edilir.

ASTENOSFER

Üst mantonun yüksek viskoziteli, mekanik olarak zayıf ve sınırlı deformasyona uğrayan bölgesidir. Litosferin altında, yüzeyden yaklaşık 80-200 km derinliklerde yer alır. Bazı bölgeleri erimiş olsa da (ör. Okyanus ortası sırtı altı) neredeyse katıdır. Astenosferin alt sınırı iyi tanımlanmamıştır. Kalınlığı esas olarak sıcaklığa bağlıdır. Genellikle 1300°C izoterm Litosfer-astenosfer sınırı olarak alınır. Manto bu seviye üzerinde katı, altında ise sınırlı davranır. Sismik dalgalar astenosferde litosfere göre daha yavaş hızla seyahat ederler, bu sebeple düşük-hız zonu (Low-Velocity Zone, LVZ) denir. Astenosferin

üst kısmında, büyük katı ve kırılkan litosferik yer kabuğu levhalarının hareket ettiği varsayılmaktadır. Astenosferdeki sıcaklık ve basınç koşullarından dolayı kayaçlar sınırlı davranış gösterirler, cm/yıl mertebesinde harekete neden olan konveksiyon akımları oluşur. Astenosfer üzerinde, aynı deformasyon hızı ile, kayaçlar elastik davranış gösterirler, kırılarak faylara neden olabilirler. Katı litosferin yavaşça akan astenosfer üzerinde yüzdüğü ve tektonik levha hareketlerine neden olduğu düşünülmektedir.

MEZOSFER

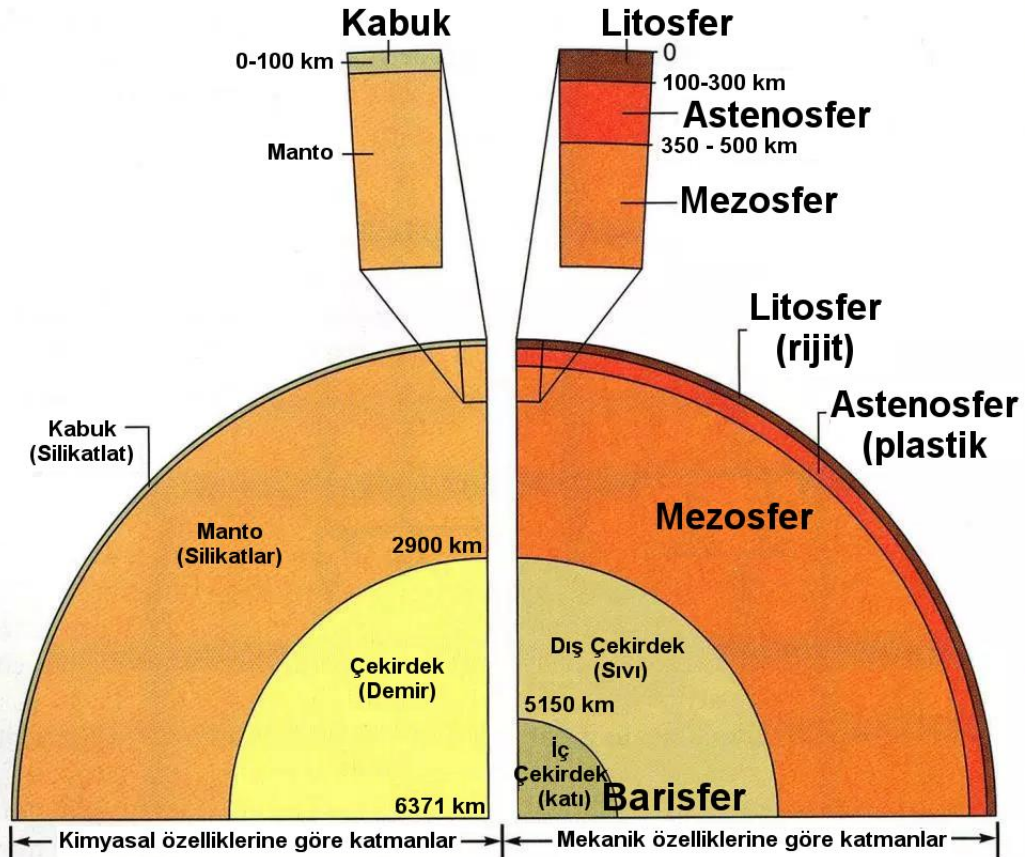
Dış çekirdeğin üzerinde, astenosferin altındaki manto tabakasıdır. Üst sınırı sismik dalga hızlarındaki ve yoğunluktaki ani artış ile tanımlanmıştır, yaklaşık 660 km derinliktedir. Mezosterin tabanında, çekirdek-manto sınırının hemen üzerinde, yaklaşık

2700-2890 km derinliklerde D" zonu yer alır. Bu zon yaklaşık 200 km kalınlığındadır, kısmen erimiş vaziyettedir ve sismik dalga hızlarındaki değişimlerin gözlemlenmesi ile belirlenmiştir.

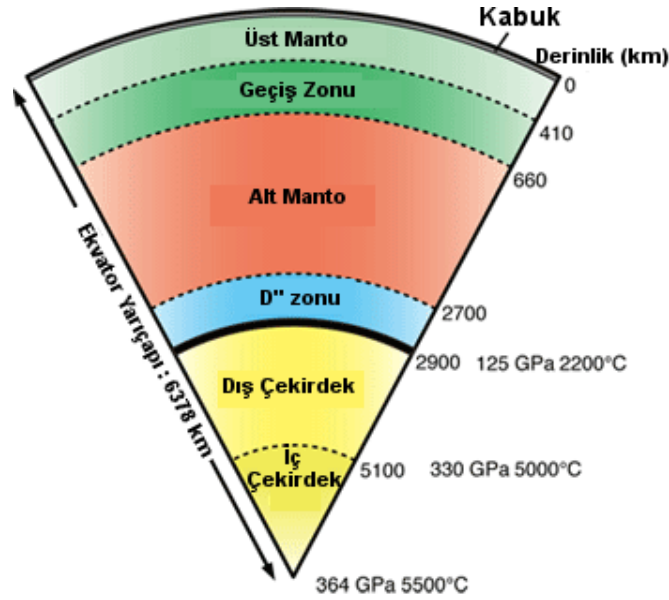
BARİSFER

Barisfer dünyanın en iç tabakasını oluşturmaktadır. Yapısında çeşitli metaller içeren barisfer yüksek basınç altındadır. Dünya'nın derinliklerinde, ağır madenlerden meydana gelmiş bir tabakadır. Çekirdek de denir. Barisferi meydana getiren madenler, demirle nikel karışımıdır. Bu tabakanın her santimetrekaresi, binlerce tonluk basınç altındadır. Yaklaşık 4000 km çapında olan bu katmanın sıcaklığı yaklaşık, 4500 derece dolayındadır. İç ve dış çekirdek olmak üzere iki

bölümden oluşur. Nikel ve demirden oluştuğu düşünülen iç çekirdek, yüksek basınç nedeniyle katı hâldedir. Bunu çevreleyen dış çekirdekse, içerdiği kükürt ve oksijen nedeniyle ergime noktası düştüğü için sıvı hâldedir. 4,5 milyar yıldan bu yana soğumasına karşın hâlâ çok sıcak olan çekirdeğin, yerkürenin manyetik alanının oluşmasında da etkili olduğu düşünülmektedir.



Kimyasal özelliklerine göre/bileşime göre sınıflandırma:



Kabuk

Karalarda daha kalın (0–100 km) deniz ve okyanus tabanlarında ise daha ince (8–12 km) olan yer kabuğunun ortalama kalınlığı 33 km kadardır. Kimyasal bileşimi ve yoğunluğu birbirinden farklı iki kısımdan meydana gelir. Bunlardan biri granit bileşimindeki kayalardan oluşan granitik yer kabuğu; diğeri ise bazalt bileşimindeki kayalardan oluşan bazaltik yer kabuğudur.

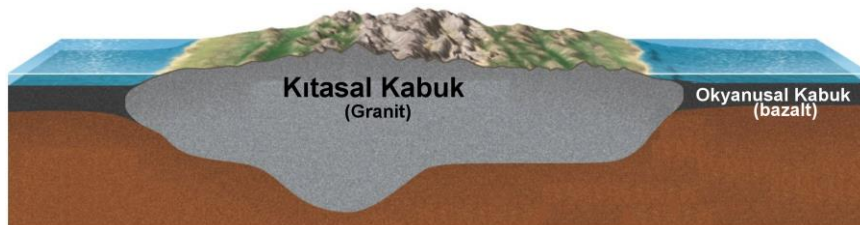
Granitik yer kabuğunda (“*kıtasal kabuk*”) silisyum ve alüminyum elementleri hakimdir (“Sial”). Bu nedenle daha hafiftir; yoğunluğu 2,7-2,8 g/cm³ arasında bulunur. Yer kabuğunun üst kısmını teşkil eder.

Bazaltik yer kabuğunda ise silisyum ve magnezyumlu unsurlar hakimdir (“Sima”).

Dolayısıyla granitik kabuktan daha ağırdır; yoğunluğu 3-3,5 g/cm³ arasında değişir. Granitik yer kabuğunun altında ve okyanus tabanlarında yer alır. Bu nedenle bazaltik yer kabuğuna “*okyanusal kabuk*” adı da verilir.

Bu iki kısım bütün kıtaların altında bulunmaktadır. Buna karşılık okyanusların altında durum farklıdır. Burada bazaltik kabuk birkaç kilometre kalınlıkta ince bir tabaka halinde uzanır. Buna karşılık granitik kabuk ya hiç yoktur (örneğin Büyük Okyanus) ya da çok incedir (Atlas ve Hint Okyanusları).

Kabuk ile manto arasındaki sınıra Mohorovicic Süreksizliği (Moho) denilir. Bu kesimde yoğunluğa bağlı olarak sismik P dalgalarının hızı litosferde 7,2 km/s iken, mantonun üst kısmında 8,1 km/s'ye çıkar.



MANTO

Dünya'nın en büyük katmanıdır. Kütlesi 4.01×10^{24} kg'dır ve Dünya'nın toplam kütlesinin %67'sini oluşturur. Mantonun kalınlığı en az 700 km, en fazla 2900 km civarındadır, Dünya'nın toplam hacminin %84'ünü oluşturur. İçerisindeki kayalar 1000-2000°C sıcaklıktadır ve viskoz bir sıvı gibi akar (creep). Sıcak kayalar yükselir ve soğuk kayalar batır. Viskozitesi suyunkinin 20 katından fazladır, dolayısıyla mantodaki konveksiyon akımlarının hızı yılda birkaç santimetredir.

Manto sismik hızlardaki ani değişimler baz alınarak üç kısma ayrılmıştır:

- 1- Üst Manto: Kabuk tabanından başlar 410 km derinliğe kadar iner. Üst manto-kabuk sınırı *Moho süreksizliği*dir.
- 2- Geçiş Zonu: Yaklaşık 400-1000 km arasındaki geçiş zonunda 410 ve 660 km yakınlarında iki adet süreksizlik yer alır. 900 km yakınlarında *Repetti süreksizliği* yer alır. Bu, önemli bir jeodinamik sınırdır ve üst manto ile alt manto arasındaki kimyasal arayüzey olabileceği düşünülmektedir.
- 3- Alt Manto: Yaklaşık 2900 km derinliğe kadar uzanan homojen katmandır. Alt mantonun en alt ~200 km'si D" zonedir. Bu zonda anormal sismik özellikler gözlenmektedir. Alt manto ile çekirdek arasındaki sınır *Gutenberg-Wiechert süreksizliği*dir.

DIŞ ÇEKİRDEK

Yerkürenin dış çekirdeği yaklaşık 2260 km kalınlığında demir ve nikelten oluşmuş katı olan iç çekirdeğin üstünde ve mantonun altında yer alan bir tabakadır. Üst sınırı yeryüzünün yaklaşık 2890 km altında yer alırken, iç çekirdekle geçiş bölgesi ise yeryüzünün yaklaşık 5150 km altındadır. Bu katmanda P dalgalarının hızı 13,6 km/sn'den 8,1 km/sn'ye düşer. Enine deprem dalgaları (S dalgaları) bu katmana giremediklerinden dış çekirdeğin sıvı olduğu sonucuna varılmıştır. Bunun nedeni olarak, dış çekirdekteki demir ve nikel ek olarak oksijen ve kükürt içeriğinin, bu katmanın yoğunluğunu düşürürken (en dışta 10 g/cm³, en içte 12 g/cm³) aynı zamanda metallerin ergime sıcaklığını düşürerek, iç çekirdeğe göre daha düşük basınç ve sıcaklık altında sıvı bir ortam yaratması olarak açıklanmaktadır.

Dış çekirdek sıvı gibi davranan katmandır. Oldukça sıcaktır ve çok büyük basınç altındadır. Aslında dış çekirdek 'Süperkritik Akışkan' davranışı sergilemektedir. Sıvı ve gazların sıcaklık ve

basınçları eş zamanlı olarak artırılırsa, sıvı veya gazdan farklı, yeni fiziksel ve kimyasal prensiplere uygun yeni bir hale geçerler. Maddenin bu haline *Süperkritik Akışkan* denir. Süperkritik akışkanlar - gazlar gibi- katılara nüfuz edebilirler ve -sıvılar gibi- malzemelerin çözünmesine neden olabilirler.

Dış çekirdekte meydana gelen sıcaklık, bileşim ve basınç farklılıkları sıvının konvektif hareketine neden olur. Ek olarak, sıvıya etki eden Coriolis kuvveti (Dönen yer kürenin yüzeyi üzerinde hareket eden hava, kuzey yarım kürede hareket yönünün sağına, güney yarım kürede soluna sapar. Bu saptırma gücüne coriolis kuvveti denir.), bu hareketi Dünya'nın dönüş eksenini ile hizalı sarmallar halinde düzenler. Manyetik alanın kaynağı olan her sarmalın içinde elektrik akımı üretilir. Bu manyetik alanlar aynı yönde hareket ettikçe, etkileri uzaya kadar uzayan ve gezegenimizin atmosferini güneş rüzgârına karşı koruyan genel jeomanyetik alanı oluşturmak için toplanır.

İÇ ÇEKİRDEK

İç çekirdek, yoğunluk ve ağırlık bakımından en ağır elementlerin bulunduğu bölümdür. 5150-6371 km'ler arasında yer alır. İç çekirdekte bulunan demir-nikel karışımı çok yüksek basınç ve sıcaklık etkisiyle kristal haldedir. Dış çekirdekte ise bu karışım erimiş haldedir. Ama hala insanlar ağır kürede katı ya da katıya yakın maddeler olduğuna inanıyor. Yarıçapı yaklaşık 1220 km dir ve Ay'ın yarıçapının %70'ine yakındır. Sıcaklık yaklaşık 5430 °C dir, bu değer

güneşin yüzey sıcaklığına yakındır. İç çekirdeğin ısısı dış kısımlarda 4400 °C iken iç çekirdeğe yaklaşan kesimlerde ise 6100 °C'ye kadar çıkar. İç çekirdeğin sıcaklığı, demirin 330 GPa basınç altındaki erime sıcaklığına dair yapılan teorik çalışmalar ve laboratuvar deneyleri ile belirlenmiştir.

DÜNYA'NIN İÇ ISI KAYNAĞI VE ISI AKIŞI

Dünya'nın merkezindeki ısıнын birkaç kaynağı vardır. Öncelikli olarak Dünya oluşumu sırasında zaten hayli ısınmıştı. Dengede olan sistemlerin toplam kinetik enerjisi ile toplam potansiyel enerjisi arasında belirli bir oran vardır. Bu durum kütleçekiminin baskın olduğu sistemlerin enerji kaybettikçe küçülmesine ve ısınmasına neden olur. Sistemin hacmi küçülürken potansiyel enerji (sistemdeki parçacıkların konumları dolayısıyla sahip olduğu enerji) azalır, kinetik enerji (sistemdeki parçacıkların hareket enerjisi) ise artar. Böylece sistem ısınır. Dünya oluşurken de büyük miktarda ısı enerjisi birikmişti. Bu enerji zaman geçtikçe uzaya dağılmaya devam ediyor.

Dünya'nın merkezindeki ısıнын bir diğer kaynağı sürtünmedir. Dünya ilk oluştuğu sırada kütle dağılımı çok daha düzensizdi. Ancak zaman geçtikçe kütleçekiminin etkisiyle ağır maddeler merkezde, hafif maddelerse yüzeyde birikmeye başladı. Bu süreç sırasında meydana gelen sürtünme de Dünya'daki ısıнын önemli miktarda artmasına sebep oldu. Bu ısı enerjisi de oluşum sürecinden kaynaklanan ısı enerjisi gibi uzaya dağılmaya devam ediyor.

Dünya'nın merkezindeki ısıнын en önemli kaynağı ise radyoaktif maddelerdir. Yerkürenin iç katmanlarında bulunan potasyum-40, uranyum-238, uranyum-235

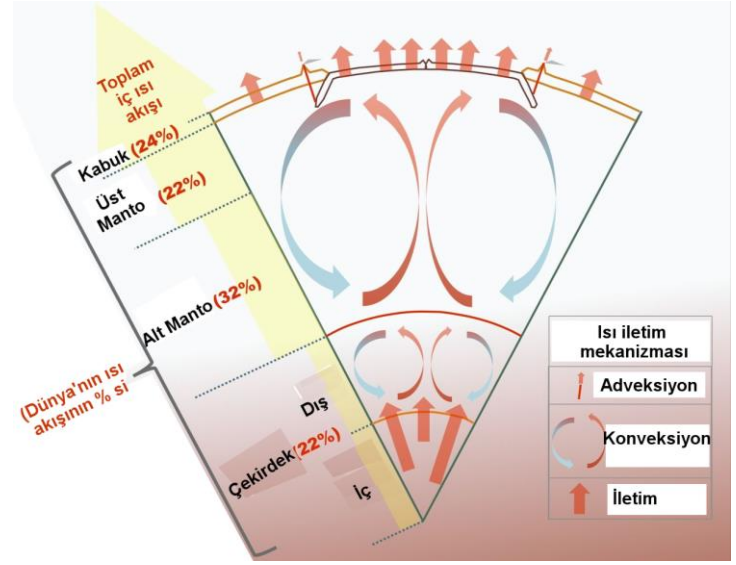
ve toryum-232 gibi radyoaktif atomlar, daha kararlı bir çekirdek yapısına ulaşmak için ışıma yapar. Yerküredeki ısıнын yaklaşık %90'ının kaynağının bu radyoaktif ışımlar olduğu düşünülüyor.

Dünya günümüzde 50 terawatt güçle enerji kaybediyor. Ancak yeryüzünün ortalama sıcaklığında belirgin bir düşüş gözlemlenmiyor. Bu durum Dünya'nın merkezindeki radyoaktif maddelerin hemen hemen aynı güçle ısı ürettiğini gösteriyor. Gelecekte bir gün, milyarlarca yıl sonra radyoaktif maddelerin ürettiği ısıнын azalmasıyla Dünya soğuyarak yaşama elverişsiz bir hale gelebilir. Ancak muhtemelen bu hiçbir zaman gerçekleşmeyecek. Çünkü o zamana kadar Güneş hidrojen yakıtını tüketecek ve şişerek Dünya'yı yutacak.

Bir malzemenin akışkanlığı sıcaklıkla orantılıdır; Bu nedenle, katı manto, sıcaklığının bir fonksiyonu olarak ve dolayısıyla Dünya'nın iç sıcaklığının akışının bir fonksiyonu olarak, uzun zamanlar boyunca hala akabilir. Manto, Dünya'nın içinden kaçan ısıya yanıt olarak, daha sıcak mantonun yükselmesi ve soğuk ve daha yoğun mantonun batması ile konveksiyon yapar. Mantodaki bu konveksiyon akımları Dünya'nın litosferik plakalarının hareket etmesini sağlar; bu nedenle, alt

mantodaki ilave bir ısı rezervuarı, levha tektoniğinin çalışması için kritiktir.

Yerkürede ısı taşınımı, iletim, manto konveksiyonu, hidrotermal konveksiyon ve volkanik adveksiyon ile gerçekleşir. Dünya'nın iç ısısının yüzeye taşınmasının %80 oranında manto konveksiyonlarına bağlı olduğu düşünülmektedir. Kalan ısıнын çoğu çekirdekten ve yaklaşık %1i volkanik aktiviteden, depremlerden ve dağ oluşumundan kaynaklanmaktadır. Kalın kıtasal kabuktaki ısı akımı içsel radyojenik kaynaklarla ilişkilendirilmektedir, buna karşın daha ince olan okyanusal kabukta sadece %2 içsel radyojenik ısı vardır. Isı akışı kayaç yaşı ile ters orantılıdır; okyanus ortası sırtı açılma zonlarındaki en genç kayaçlarda en yüksek ısı akışı gözlemlenir.



6- JEOFİZİĞİN UYGULAMA ALANLARI

Kayaçların fiziksel özellikleri, maden, petrol ve gaz aramalarında ve diğer jeolojik ve çevre problemlerinde jeofizik yöntemlerin tasarlanmasında kullanılmaktadır. Jeofizik yöntemler, yer içinin fiziksel özelliklerine cevap verir ve belirli bir fiziksel özelliğin diğer alanlara göre farklılık gösterdiği bölgelerde başarıyla uygulanır. Bu fiziksel özellikler ve yerküre ile ilişkileri aşağıda sıralanmaktadır.

Gravite: Yerçekimi kuvvetleri kayaları daha derin kayalara doğru bastırır ve derinlik arttıkça yoğunluklarını artırır. Yerçekimi ivmesi ve yerçekimi potansiyel enerjisinin yer yüzeyinden ve havadan ölçülmesi ile maden yatakları aranabilir. Yüzeydeki yerçekim alanı, tektonik plakaların dinamiği hakkında bilgi sağlar. Jeoid adı verilen jeopotansiyel yüzey Dünya'nın şeklinin bir tanımıdır. Okyanuslar dengede olsaydı ve kıtalar boyunca (çok dar kanallarda olduğu gibi) genişletilebilseydi jeoid küresel ortalama deniz seviyesi olurdu.

Isı akışı: Dünya soğudukça ortaya çıkan ısı akışı, Dünya'nın manyetik alanını, jeodinamo ve plaka tektoniği aracılığıyla, manto konveksiyonu yoluyla

üretmektedir. Ana ısı kaynakları, ilksel ısı ve radyoaktivitedir, ancak faz geçişlerinin de katkısı vardır. Isı yoğunlukla termal konveksiyon ile yüzeye taşınır, bununla birlikte ısıнын iletimle taşındığı iki termal sınır tabakası vardır: çekirdek-manto sınırı ve litosfer. Bir miktar ısı manto dibinden manto bacaları ile taşınır. Dünya yüzeyindeki ısı akışı yaklaşık $4,2 \times 10^{13}$ W'dir ve potansiyel bir jeotermal enerji kaynağıdır.

Titreşimler: Sismik dalgalar Dünya'nın içinde veya yüzeyi boyunca seyahat eden titreşimlerdir. Aynı zamanda Dünya bütün olarak da titreşebilir, buna *yerin serbest titreşimi* veya *normal mod* denir. Dalgalar veya normal mod nedeniyle oluşan yer hareketleri *sismograflar* kullanılarak ölçülür. Eğer dalga deprem veya patlatma gibi sınırlandırılmış bir kaynaktan geliyorsa, birden fazla konumda alınan ölçümler kaynağın konumunu belirlemede kullanılabilir. Depremlerin konumu levha tektoniği ve manto konveksiyonu hakkında önemli bilgi sağlar. Sismik dalga kayıtları dalgaların geçtikleri ortam hakkında bilgi sağlar. Dalgalar, geçtiği

ortamdaki kayacın yoğunluğu veya bileşimi değişirse yansır. Yansıyan dalgaların kaydedildiği ve incelendiği *yansıma sismolojisi* birkaç kilometre derinliğe kadar yer içi hakkında bilgi sağlar ve jeolojinin daha iyi anlaşılmasının yanı sıra petrol ve doğalgaz aramalarında da kullanılır. Sismik dalgaların seyahat doğrultusunun değişmesine *kırılma* denir ve yerin derin yapısının incelenmesinde kullanılabilir.

Elektrik: Elektriği şimşek çaktığı zaman görsek de, yüzeyin yakınında metre başına ortalama 120 volt olan bir aşağı doğru elektrik alanı vardır. Atmosfer kozmik ışınların bombardımanı nedeniyle net bir pozitif yüke sahiptir. Küresel devrede yaklaşık 1800 amperlik bir akım dolaşır. İyonosferden Dünya'nın büyük kısmına gelen akım gök gürültülü fırtınalarla geri yukarı gider ve bulutların altında şimşek olarak görünür. Jeofizik aramalarda birçok elektrik yöntemi kullanılır. Bazıları, yer içinde oluşan, doğal veya yapay kaynaklı doğal potansiyel (spontaneous potential, SP) farklılıklarını ölçer. Zamanla değişen, dış kaynaklı jeomanyetik alan ve Dünya'nın kalıcı manyetik alanı üzerinde, deniz suyu gibi iletkenlerin hareket etmesi nedeniyle yer içinde ve okyanuslarda tellürik akımlar oluşur. Yeraltı yapılarının elektrik rezistivite değişimlerinin belirlenmesi için tellürik akım yoğunluğunun dağılımı kullanılabilir. Jeofizikte *yapay uçuşma (IP)* ve *elektrik rezistivite tomografisi* gibi elektrik akımlarının yapay olarak yer içine gönderildiği ve kaydedildiği yöntemler de vardır.

Elektromanyetik dalgalar: Elektromanyetik dalgalar iyonosferde, manyetosferde ve ayrıca dünyanın dış çekirdeğinde meydana gelir. Depremler ile de elektromanyetik dalga üretebilir, buna *sismo-elektromanyetik* denir. Dış çekirdeğin yüksek iletken sıvı demirinde, elektromanyetik indüksiyon yoluyla elektrik akımları tarafından manyetik alanlar üretilir. *Alfvén dalgaları*, manyetosferdeki veya Dünya'nın çekirdeğindeki manyetohidrodinamik dalgalardır. Çekirdekte, muhtemelen Dünya'nın manyetik alanı

üzerinde çok az gözlemlenebilir etkiye sahipler, ancak manyetik Rossby dalgaları gibi daha yavaş dalgalar, bir jeomanyetik seküler değişim* kaynağı olabilir. Jeofizikte kullanılan elektromanyetik yöntemler arasında geçici elektromanyetik (transient electromagnetics, TEM), manyetotellürik (MT), yüzey nükleer manyetik rezonansı ve elektromanyetik deniz tabanı logu bulunur.

Manyetizma: Dünya'nın manyetik alanı Dünya'yı ölümcül güneş rüzgârına karşı korur ve uzun zamandır navigasyon için kullanılmaktadır. Dış çekirdekdeki sıvı hareketlerinden kaynaklanır. Atmosferin üst katmanlarındaki manyetik alan Auroralara yol açar. Dünya'nın alanı kabaca eğik bir dipol gibidir, ancak zamanla değişir (*jeomanyetik seküler değişim denilen bir doğal olay). Yoğunlukla jeomanyetik kutup coğrafi kutba yakın durur, ancak ortalama 440.000 ila bir milyon yıl arasındaki rasgele aralıklarla, Dünya alanının kutupsallığı tersine döner. Jeologlar, manyetostatigrafi korelasyonu yoluyla manyetik kayalarlarda jeomanyetik ters çevrim kaydetmişlerdir ve imzaları, deniz tabanına paralel doğrusal manyetik anomali şeritleri şeklinde gözlemlenebilir. Bu şeritler, plaka tektoniğinin bir parçası olan deniz tabanı yayılması hakkında sayısal bilgi sağlar. Bunlar jeolojik zaman ölçeklerini oluşturmak için manyetik ters çevrimleri diğer stratigrafiler ile ilişkilendiren manyetostatigrafinin temelini oluşturur. Ek olarak, kayalaradaki mıknatıslanma, kıtaların hareketini ölçmek için kullanılabilir.

Radioaktivite: Radyoaktif bozunma, jeodinamo ve levha tektoniğine güç vererek, Dünya'nın iç ısısının yaklaşık% 80'ini oluşturur. Isı üreten izotopların başında potasyum-40, uranyum-238, uranyum-235 ve toryum-232 gelir. Radyoaktif elementler, jeokronolojide mutlak bir zaman ölçeği oluşturmak için birincil yöntem olan *radyometrik tarihlendirme* için kullanılır. Hem geçmiş jeolojik çağlardaki hem de yeni olayları doğru bir şekilde tarihlendirmek için radyoaktif bozunma kullanılabilir. Yer ve havadan

gama spektrometresi kullanılarak yapılan radyometrik haritalama, litoloji ve bozulmayı haritalamak için kullanılabilir.

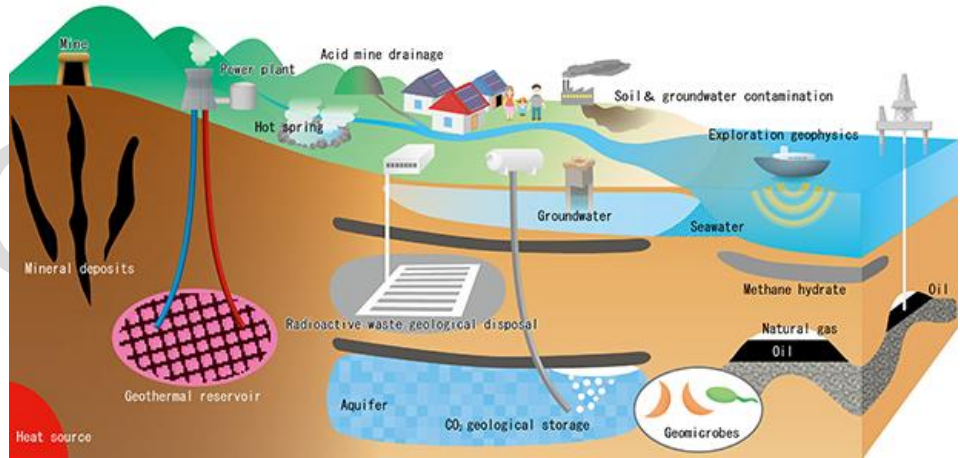
Akışkan dinamiği: Akışkan hareketleri manyetosfer, atmosfer, okyanuslar, manto ve çekirdekte meydana gelir. Akışkan dinamiği jeofizikte, fiziksel oşinografinin birincil aracıdır. Dünya'nın dönmelerinin akışkanlar dinamiğine etkisi, Coriolis etkisine rağmen, çok büyüktür. Manyetosferdeki dalgalar ve diğer olaylar *manyetohidrodinamik* ile modellenir. Manyetohidrodinamik (MHD), elektrik geçirgenliği olan sıvıların bilimidir.

Plazmalar, sıvı metaller, tuzlu su ve elektrolitler bu tip sıvılara örnektir.

Mineral fiziği: Dünya'nın iç yapısını sismoloji, jeotermal gradyan veya diğer bilgi kaynakları vasıtasıyla belirleyebilmek için minerallerin fiziksel özelliklerinin anlaşılması gereklidir. Örneğin, kayaçların viskozitesi sıcaklık ve basınçtan etkilenir, böylece tektonik levhaların hareket hızlarında belirleyici olur. Suyun fiziksel özellikleri hidrosferi şekillendirir, termodinamik özellikleri buharlaşma ve atmosferdeki termal gradyanı belirler.

Çalışma alanlarına göre sınıflandırma

ARAMA JEOFİZİĞİ: Daha çok mühendislik problemlerin çözümüne dayalı, fizik yöntemlerinin yerin sığ ve küçük ölçekli alanlarına uygulandığı jeofizik alt bilimidir.



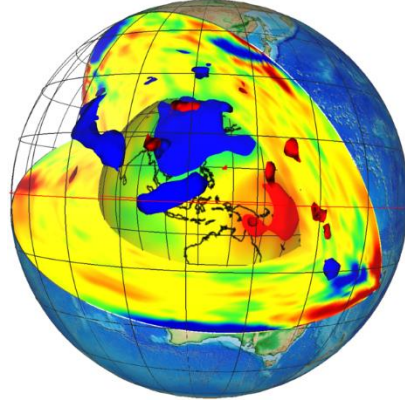
YÖNTEMLER

- Sismik
- Gravite
- Manyetik
- Elektrik
- Elektromanyetik
- Radyometrik
- Jeotermal
- Uzaktan algılama

UYGULAMA ALANLARI

- Petrol ve doğalgaz arama
- Maden arama
- Endüstriyel hammadde arama
- Yeraltı suyu arama
- Atık tespiti
- Yapı veya cisim arama
- Arkeolojik kalıntı arama

KÜRESEL JEOFİZİK: Yerkürenin yüzeyinden çekirdeğine kadar, durağan ve devingen derin içyapısını araştıran alt bilim. Ayrıca, atmosfer, okyanuslar, diğer gezegenler ve gezegenler arası ortam da araştırma alanıdır.



YÖNTEMLER

- Sismoloji
- Jeomanyetizma ve Paleomanyetizma
- Gravite ve Jeodezi
- Hidroloji
- Oşinografi
- Planetoloji
- Tektonofizik
- Volkanoloji

UYGULAMA ALANLARI

- Deprem
- Manyetik alan değişimleri
- Yerçekimi, yerin şekli ve hareketleri
- Yeraltı suyu
- Hidrosfer araştırmaları
- Güneş ve gezegenler arası ilişki (gezegenler arası ortam)
- Levha tektoniği
- Volkanlar
- Yeriçinin derin yapısı

Kaynağa göre sınıflandırma

Aktif yöntemler (Yapay kaynak)

Sentetik olarak üretilen sinyaller yer içine gönderilir, kaydedilen sinyaller içinden geçtikleri ortam hakkında bilgi içerirler.

- Sismik
- Bazı elektrik yöntemler

Pasif yöntemler (Doğal kaynak)

Gravitasyon ve manyetik alanlar gibi yerin doğal kaynaklarındaki değişimler araştırılır.

- Gravite
- Manyetik
- Bazı elektrik ve elektromanyetik yöntemler
- Radyoaktif yöntemler
- Jeotermal yöntemler

Jeofizik Yöntemler ve Temel Kullanım Amaçları

YÖNTEM	FİZİKSEL ÖZELLİK	UYGULAMA ALANI									
		Hidrokarbon arama (kömür, petrol, gaz)	Bölgesel jeolojik çalışmalar (100 km ² den geniş alanlar)	Maden arama	Mühendislik saha araştırmaları	Hidrojeolojik araştırma	Yeraltı boşluklarının belirlenmesi	Atık alanı haritalama	Gömülü metalik cisimlerin konum tespiti ve tanımlanması	Arkeojeofizik	Adli jeofizik
Gravite	Yoğunluk	1	1	2	2	2	2	-	-	2	-
Manyetik	Suseptibilite	1	1	2	2	-	3	-	1	1	-
Sismik kırılma	Elastik katsayılar, yoğunluk	1	1	3	1	2	2	-	-	-	-
Sismik yansıma	Elastik katsayılar, yoğunluk	1	1	3	2	2	3	-	-	-	-
Elektrik (Rezistivite)	Özdirenç	3	3	1	1	1	1	1	2	1	3
Elektrik (SP)	Potansiyel farklar	-	-	1	3	1	3	3	3	-	-
Elektrik (IP)	Özdirenç	3	3	1	3	2	3	3	3	3	3
Elektromanyetik	İletme, indükleme	2	1	1	1	1	1	1	1	1	3
Elektromanyetik (VLF)	İletme, indükleme	3	3	1	3	2	2	2	3	3	-
Elektromanyetik (yer radarı)	İletkenlik	-	-	3	1	1	1	2	1	1	1
Manyetotellürik	Özdirenç	2	1	1	3	3	-	-	-	-	-

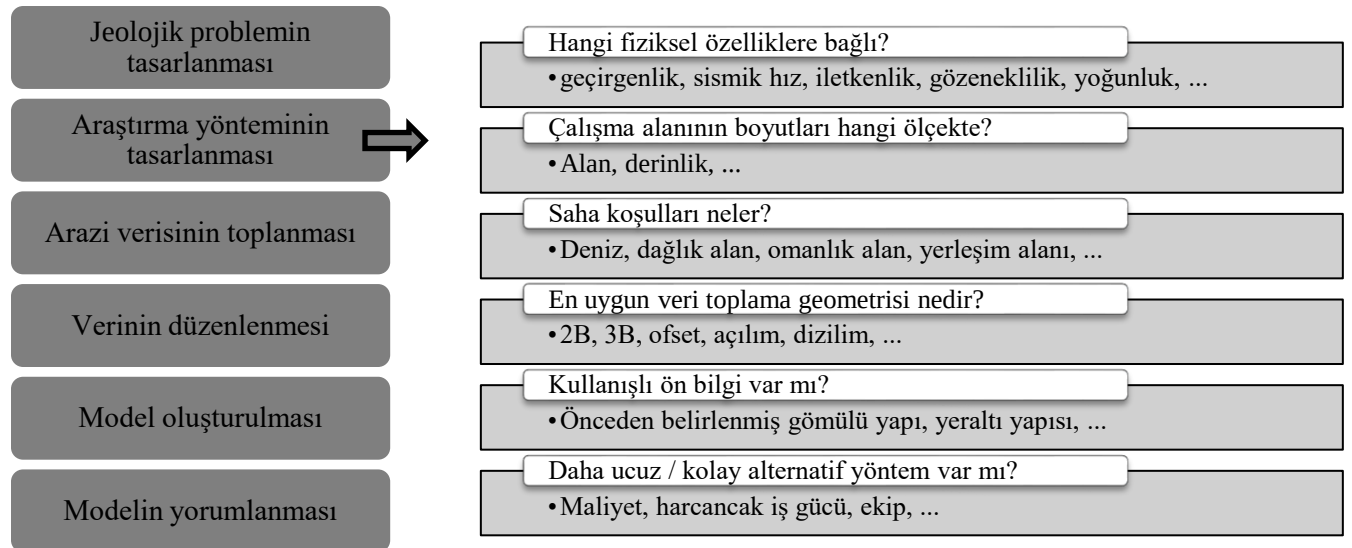
1: Birincil yöntem; 2: İkincil yöntem; 3: Kullanılabilir fakat en iyi yaklaşım değildir/bu uygulama için geliştirilmemiştir;

- : Uygun değildir

FİZİKSEL ÖZELLİK					
	YOĞUNLUK	MANYETİK SUSEPTİBİLİTE	ELEKTRİK REZİSTİVİTE	ELEKTRİK GEÇİRGENLİK	SİSMİK HIZ
Porozite					
Geçirgenlik					
Su içeriği					
Petrol içeriği					
Su kalitesi					
H Kil içeriği					
E Manyetik mineral içeriği					
D Metalik mineral içeriği					
E Metalik cisim					
F Mekanik özellikler					
Yeraltı yapısı					

KUVVETLİ
ORTA
ZAYIF
YOK

Jeofizik Yöntemlerin Uygulama Aşamaları



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

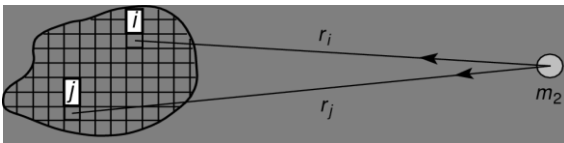
- ✓ Mineral yatakları
- ✓ Yer altı boşlukları
- ✓ Fay ve kırık yapıları
- ✓ Temel kaya derinliği
- ✓ Askeri amaçlı çalışmalar
- ✓ Volkan izleme
- ✓ Kabuk çalışmalarında
- ✓ Gömülü yapıların aranması

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.

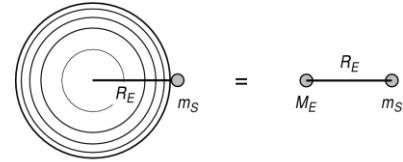
$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad (7.1)$$

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 eşittir. 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 m/s^2 dir. Yerçekimi ivmesinin birimi 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 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 ρ_E cinsinden kütlesi

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

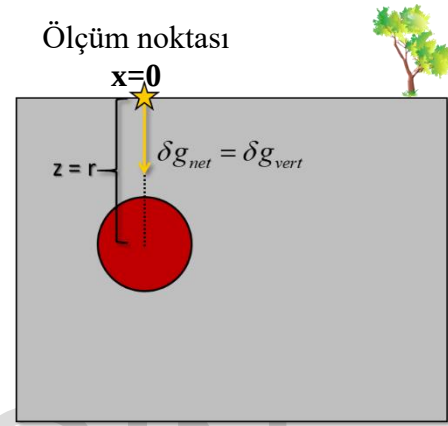
Yarıçap ve kütleyi bildiğimize göre (7.5) bağıntısından Dünyanın ortalama yoğunluğunu hesaplayabiliriz: $\rho_E = 5.5 \text{ g/cm}^3$. Kayaçların çoğunun yoğunluğu $2-3 \text{ g/cm}^3$ civarındadır. Bu, Dünyanın ortalama yoğunluğu ile karşılaştırıldığında Dünyanın derinlerinin tipik kristal kayaçlardan 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 δg , kütle farkı Δm ve yeraltındaki hedef kitlenin derinliği d ye göre yeniden düzenlersek.

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

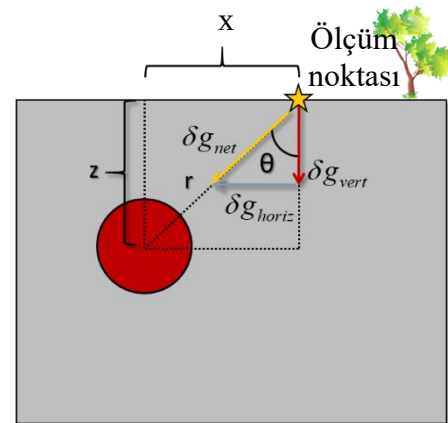
Hedef yapının tam üzerinde ölçü alıyorsa yapının derinliği z , iki kütle arasındaki mesafe r 'ye eşit olacaktır. Yeraltındaki yapıdan kaynaklanan yerçekimi ivmesindeki net değişim sadece düşey yönde olacaktır:

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



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 θ açısını bilemeyiz. Bu nedenle bağıntıyı ölçülebilecek değerlerle yeniden düzenlemeliyiz:

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

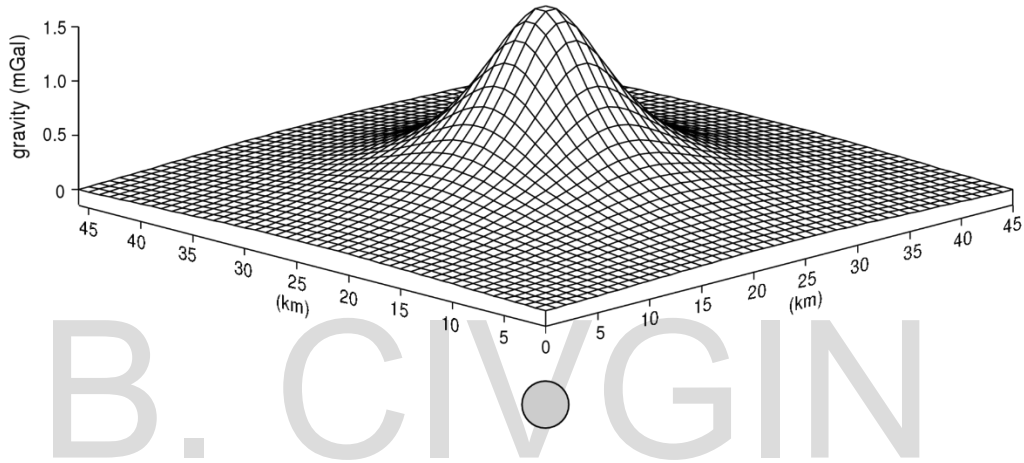
$$\delta g_{vert} = G \frac{\frac{4}{3}\pi R^3 \Delta \rho z}{(x^2 + z^2)^{3/2}} \quad (7.10)$$

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 x yoğunluk değişimi) $\Delta m = V \Delta \rho$ ve R yarıçaplı kürenin hacmi $V = \frac{4}{3}\pi R^3$ yerine yazılarak:

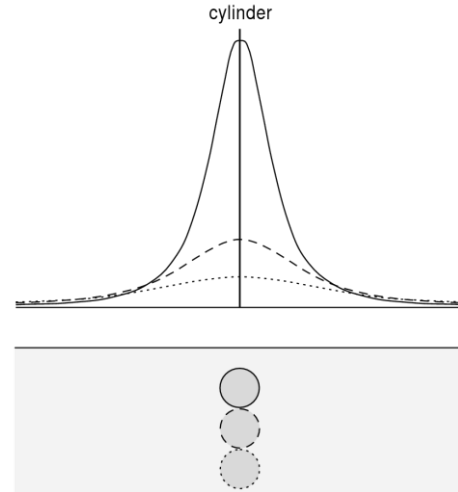
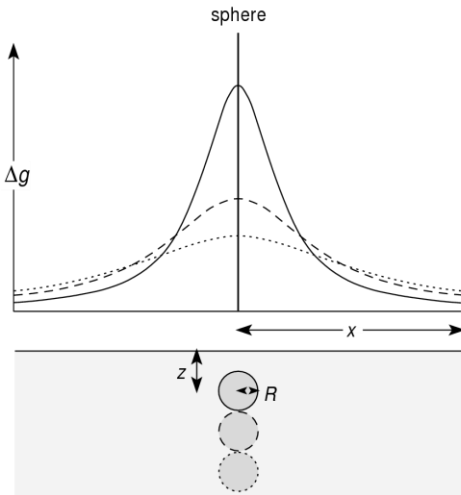
Yeraltındaki yapının konumuna en iyi yaklaşımı yapabilmek için hedef yapı üzerindeki alan grid ağına bölünerek her noktada ölçüm alınır ve 3-boyutlu gravite anomalisi elde edilir.



Hedef yapının şekline göre yapılacak olan geometrik şekil yaklaşımına göre;

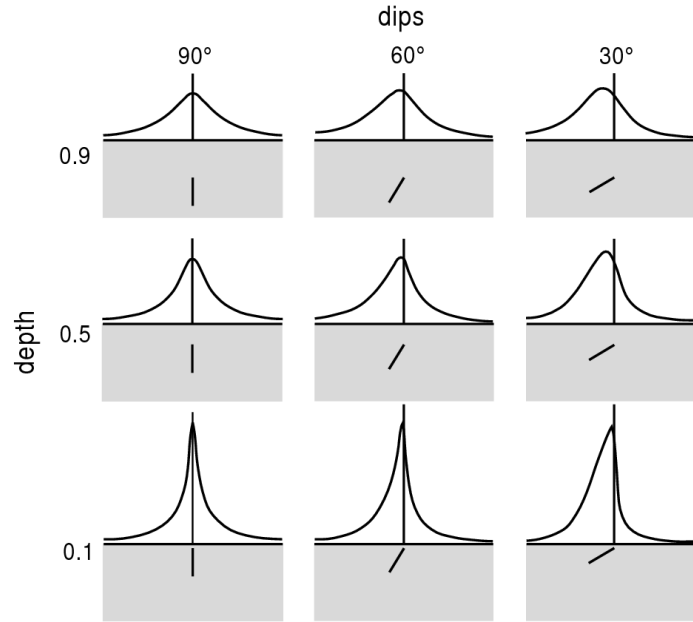
Küresel hedefler: sokulum, dom vb.

Silindirik hedefler: tünel, mağara vb.



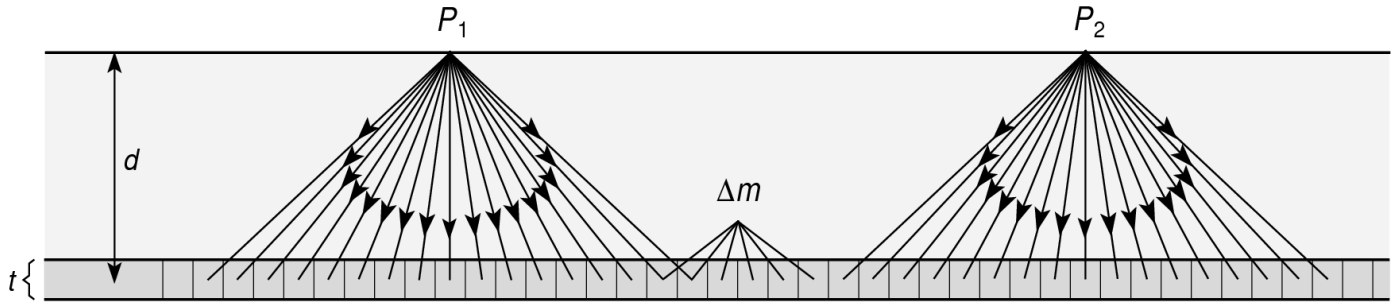
Bu tip yapılarda tümsek şeklinde, hedef yapının kenarlarını iyi tanımlamayan ve uzun yapının kenarlarında hemen sönümlenmeyen, uzun mesafede sönümlenen anomaliler görülür. Yeraltındaki yapı yüzeye ne kadar yakınsa anomali o kadar keskin (yüksek ve dar) olur. Bu, yapının derinliğinin belirlenmesinde kullanılabilir.

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 sıkı yapılar daha keskin anomalilere neden olurken yapının dalımı arttıkça anomalinin simetrisi bozulmaktadır. Yani, anomalinin şekli gömülü yapının derinliğine, uzaklığına, dalımına ve yoğunluk kontrastına bağlıdır.

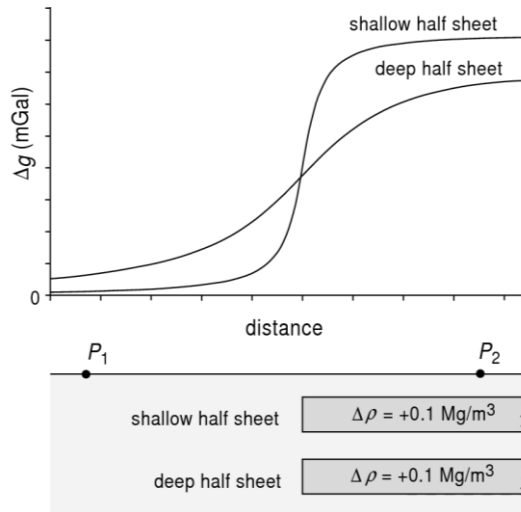
Yatay tabaka hedefler



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 kütlenin 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 m^2 deki kütle fazlalığıdır.

$$\delta g = 2\pi G \Delta \rho t \quad (7.11)$$

Yarım tabaka (faylanma kaynaklı tabaka süreksizliği) hedefler

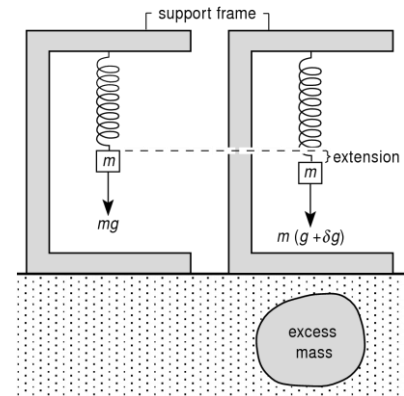


Sonsuza uzanmayan yarım tabaka durumunda yatay tabaka gravite anomalisi verecektir. Yukarıdaki şekildeki gibi, tabakanın üzerinde ve tabaka kenarından uzakta bir P2 noktasında alınan gravite ölçümü sonsuza giden yatay tabaka durumundakine yakın olacaktır. Dolayısıyla P2 noktasında g değeri P1 noktasındakinden $2\pi G\Delta\rho t$ kadar büyük olacaktır. Bu iki nokta arasındaki g değerleri arasında da bir geçiş olması gerekmektedir, Δg 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.

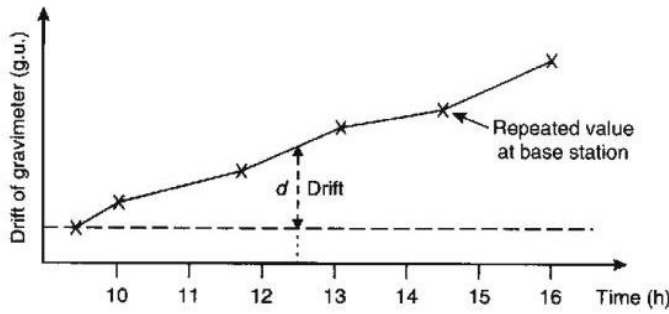


Gravimetre, okuma yapılmadan önce dikkatlice düzleştirilmelidir, bu zaman alıcı bir işlemdir. Üzerinde, sıcaklık farkından dolayı yayda oluşabilecek termal kısalma veya uzamayı önlemek için termostat vardır. Ayrıca aletler oldukça hassastır ve koruyucu kutuda taşınmalıdır. Tüm bu karmaşık durumuna rağmen 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 değişmeye 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 <10g.u. 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, λ enlem değeri kullanılarak izleyen bağıntı ile hesaplanır.

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

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 λ ve seyahat yönü (azimut) α olmak üzere, Eötvös düzeltmesi:

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

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 ρ yoğunluklu, Δh 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.

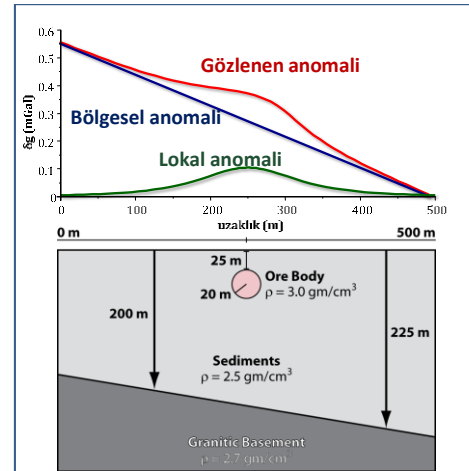
$$\delta g_{Bouguer\ anomalisi} = \delta g_{ölçülen} - \delta g_{enlem} + \delta g_{SH} - \delta g_B + \delta g_{topo} + \delta g_{Eötvös} \quad (7.17)$$

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.

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.

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



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 δg 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 kütleinin şekline göre, hedef kütleinin tamamını kapsayacak kadar açılarak yapılmalıdır.
- ✓ Anomalisi 0.1 mGal den küçük ölçümlere mikrogravite denir.

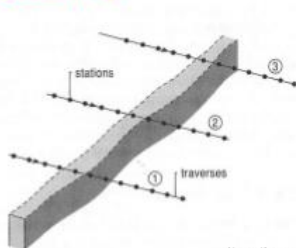
Denizde veri toplama

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



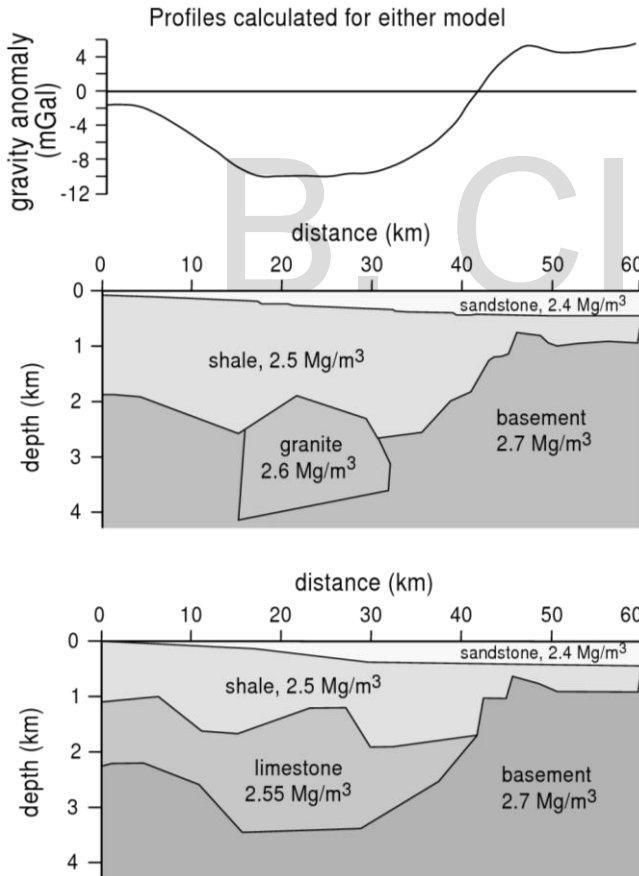
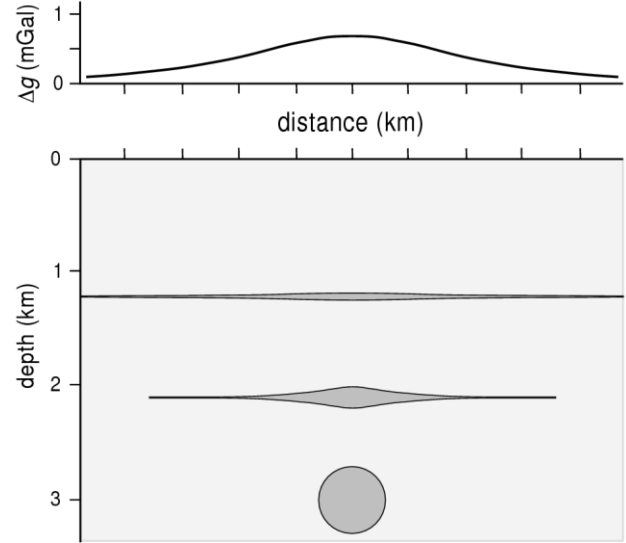
Marine surveys

(together with seismic reflection data collection)

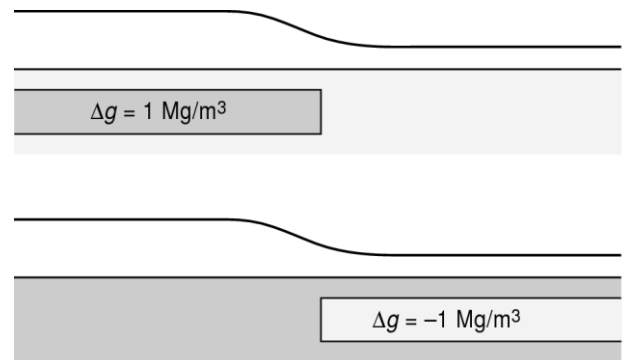


Gravite verisinin modellenmesi

Gravite sonuçları da, diğer jeofizik yöntemlerin çoğunda olduğu gibi, benzersiz değildir (non-unique). Tam olarak bilinen bir cisimden beklenen anomaliyi hesaplayabiliriz fakat anomaliyi 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.

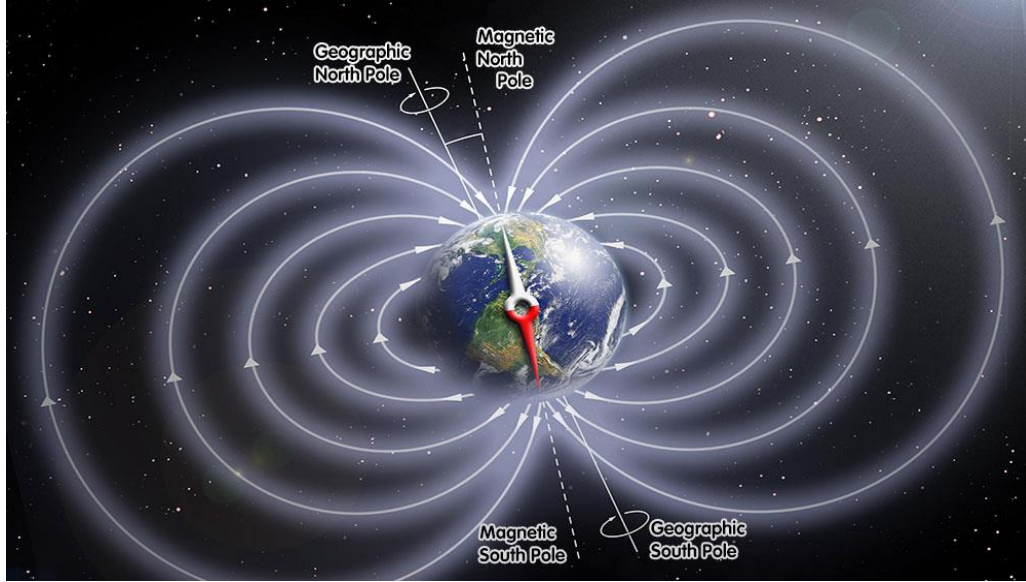


Yandaki örnekte ise yüksek yoğunluklu temel üzerinde şeyl modelleri görülmekte. Her iki modelde birbirinden tamamen farklı hedef küte yer almakta. Kayaç türü, yoğunluğu, boyutu, geometrisi ve konumu birbirinden tamamen farklı olan bu iki yapının gravite ölçümü sonucunda vereceği anomali birbirinin tıpatıp aynısıdır. Benzer durum aşağıdaki modeller için geçerlidir. Yöntemde sadece yoğunluk farkı etkili olduğundan, örneğin “2.9 g/cm³ yoğunluklu kayaç içindeki 3.0 g/cm³ yoğunluklu yarım levha” ile “2.6 g/cm³ yoğunluklu kayaç içindeki 2.7 g/cm³ yoğunluklu yarım levha” modellerinin yeryüzünde alınacak gravite ölçümlerindeki anomali aynı olacaktır. Bu gibi durumlarda yerel jeolojinin iyi bilinmesi gerekmektedir.



7-2- MANYETİK

Yer'in Manyetik Alanı



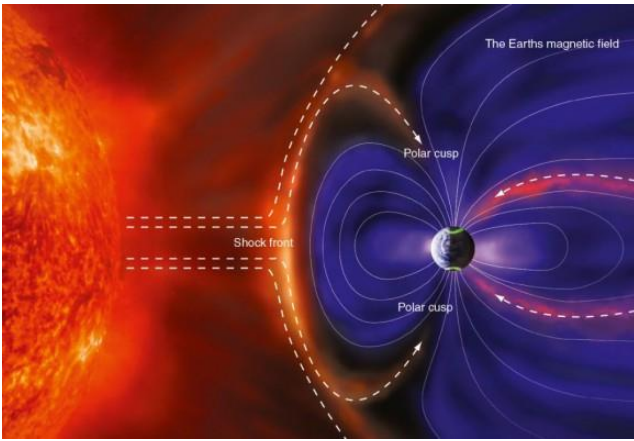
Yerin çift kutuplu manyetik alanının incelenmesi, içyapısı hakkında bilgi vermesi açısından önemlidir. Her şeyden önce Yer'in bir manyetik alana sahip olması, iç bölgelerinin kısmen erimiş olmasını gerektirmektedir. Elektrik yüküne sahip parçacıkların hareket etmesi halinde manyetizma oluşur. Yerin manyetik alanı, sıvı haldeki dış çekirdekte oluşan elektrik akımları tarafından üretilmektedir. Sıvı dış çekirdeğin tabanı ile katı iç çekirdeğin yüzeyi arasındaki sınır bölgede, artan basınç etkisi ile sıvı halden katı hale geçen maddeler enerji yayarlar. Bu salınan enerji dış çekirdekteki sıvı maddenin konveksiyon hareketine başlaması için kullanılır. Bu hareketler Yer'in eksenini etrafındaki dönme hareketi ile etkileşerek elektrik akımları üretir ve akımların çevresinde iki kutuplu bir manyetik alan oluşur. Hareket enerjisinin elektrik akımına dönüştürülmesi sonucu manyetik alanların üretildiği bu mekanizma “dinamo teorisi” olarak bilinen kuramla açıklanmaktadır.

Yerin manyetik alanına ilişkin kuvvet çizgilerinin, dış çekirdekte birleştiği iki noktayı birbirine bağlayan doğrultuya “Yer'in manyetik eksenini”, bu eksenin Yer yüzeyini kestiği noktalara ise “Yer'in

manyetik kutupları” adı verilir. Manyetik eksen, dönme eksenini ile çakışık değildir ve aralarında $11^{\circ}.5$ lik bir açı vardır. İki kutup arası uzaklığın orta noktasına “manyetik merkez” denir. Manyetik merkezden geçen ve manyetik eksene dik olan düzleme ise “manyetik ekvator” adı verilir.

Tarih öncesi kayalar, gezegenimizin manyetizmasının akışkan hareketleri ile oluştuğuna kuvvetli deliller göstermektedir. Demirce zengin lavların yüzeye çıktıktan sonra soğuyarak oluşturduğu volkanik kayalar, oluştukları andaki Yer'in manyetik alan yönüne göre mıknatıslanırlar. Farklı zamanlarda oluşan volkanik kayalar üzerinde yapılan incelemeler sonucu Yer'in manyetik alan yönünün çok uzun ve düzensiz zaman aralıkları içerisinde ters döndüğü anlaşılmıştır. Örneğin 30000 yıl önce oluşmuş bazı volkanik kayaların mıknatıslanma yönü, Yer'in şimdiki manyetik alan yönüne terstir. Yer, katı mıknatıslar gibi davranıyordu bu durumun gözlenmemesi gerekirdi. Ancak laboratuvar deneyleri ve bilgisayar simülasyonları, Yer'in dış çekirdeğinde akışkan hareketleri ile oluşturulan manyetik alanının yönünün değişebileceğini göstermiştir.

Yerin manyetik alanı, Güneş'ten gelen ve “Güneş rüzgarı” adı verilen yüklü parçacıklarla (serbest haldeki elektron ve protonlar) sürekli olarak etkileşmektedir. Yer’e yakın bölgelerde Güneş rüzgarını oluşturan bu parçacıkların hızı 450 km/sn yöresindedir ve bu mertebedeki hızlar “ses üstü (supersonic)” hızlar olarak adlandırılır. Yer’in dış manyetik alanı bu parçacıklar üzerine kuvvet uygulayarak, hareket yönlerini saptırır ve Yer’e ulaşmalarına engel olur. Manyetik alanın parçacık hareketlerinde baskın olduğu, Yer’i saran katmana “manyetosfer” denir.



Ses üstü hızlarla hareket eden güneş rüzgarı, manyetosferin dış kısımlarına ulaştığında, hızını aniden “sesaltı (subsonic)” hızlara indirmek zorunda kalır. Hızların frenlendiği manyetosferin bu dış sınırına “şok dalgası” denmektedir. Yer’in manyetik alanının dışa doğru oluşturduğu basınç etkisinin, Güneş rüzgarının basınç etkisi ile dengelendiği sınıra ise “manyetopause” denmektedir. Güneş rüzgarına ait parçacıkların büyük bir çoğunluğunun hareket doğrultusu manyetopause sınırına kadar olan dış bölgede Yer manyetosferince saptırılır ve Yer’e ulaşması engellenir. Az sayıda parçacık manyetopause sınırını geçerek, iç bölgelere ulaşabilmektedir. Bu parçacıklar genelde manyetik alan tarafından tuzaklanarak Yer etrafında simit biçimli iki iç içe kuşak boyunca hareket etmeye zorlanırlar. Bu kuşaklara, 1958 yılında keşfeden bilim adamı James Van Allen’in ismi ile “Van Allen

kuşakları” denmektedir. Yer’e yakın olan iç kuşak, yüzeyden 2000-5000 km arasında yüksekliğe sahiptir ve çoğunlukla yakalanmış protonları içerir. Dış kuşak ise 13000-19000 km yüksekliğe sahiptir ve çoğunlukla yakalanmış elektronlardan oluşmuştur.

Manyetosferdeki yüklü parçacık sayısında bazen aşırı birikmeler olabilmektedir. Böyle durumlarda yüklü parçacıklar manyetik alan çizgileri boyunca hareket ederek Yer’in kutup bölgelerindeki atmosfer tabakasına girer ve buradaki atomlarla etkileşerek “kutup ışınimleri (auroralar)”nı oluştururlar. Kutup ışınimleri oluştukları yarı küreye göre “kuzey ışıkları (Aurora Borealis)” ve “güney ışıkları (Aurora Australis)” olarak adlandırılırlar. Kutup ışınım dairesinin çapı 4500 km dir. Kuzey manyetik kutup noktası bu ışınım dairesinin merkezinde yer alır. Güneş atmosferinde bazen oluşan şiddetli “Koronal kütle atımları” ile Yer’e ulaşan elektron ve proton sayılarında ciddi artışlar olmaktadır. Bu zamanlarda izlenen kutup ışınımının parlaklığı aşırı artmakta ve geniş enlem kuşakları boyunca Yer yüzeyinden izlenebilmektedir. Bu tür olaylar kısa dalga boylu radyo haberleşmesini olumsuz yönde etkileyebilmekte ve haberleşme uydularının zarar görmesine neden olmaktadır.



Yer manyetik alanındaki değişimler

Yer manyetik alanı her zaman sabit değildir. Bunlar çeşitli periyotlarda oluşan değişimlerdir. Bu değişimlerin bazıları uygulamalı jeofizikte ve yerinin yapısını incelerken önemli olmaktadır.

Bu değişimler;

Manyetik fırtınalar: Yıllık ve 11 yıllık değişimlerdir. Güneşten yayılan yüklü partiküller tarafından meydana gelir. Yaklaşık 1000 gammadak değişimi vardır.

Günlük değişimler: Günlük değişimlerdir. Güneşin iyonosfer üzerindeki etkisinden ve ayrıca Güneş ile Ay'ın atmosfer üzerindeki gel-git etkilerinden kaynaklanmaktadır. Değişim 20-30 gamma arasındadır.

Seküler değişimler: Uzun dönemli değişimlerdir. On yıllar veya yüzyıllar boyunca meydana gelebilmektedir. Genellikle sıvı dış çekirdekdeki akışkan hareketleri neden olmaktadır. Değişimler yaklaşık yılda 25 gamma dolayındadır.

Manyetizma Türleri

Bir kayacın manyetik özellikleri, içinde bulunan manyetik minerallerin türüne ve tane boyuna bağlıdır. Belli başlı üç tür manyetizma vardır. Bunlar;

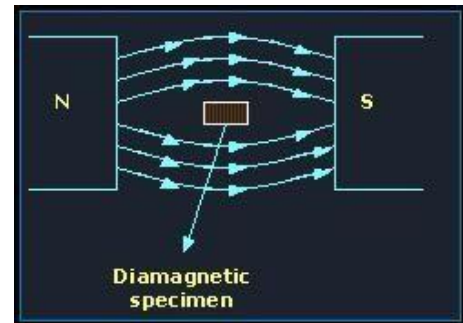
Diyamanyetizma: Bütün maddelerde görülebilir. Diyamanyetizma maddenin uygulanan manyetik alana karşı gelmesini sağlayan bir durumdur. Bundan dolayı manyetik alan tarafından itilirler. Diyamanyetizma evrensel bir olay olmasına rağmen diyamanyetik davranış yalnızca saf diyamanyetik maddelerde görülebilir. Bir madde manyetik alana bırakıldığında, çekirdeğin etrafında dolanan elektronlar bundan etkilenir. Hem çekirdek tarafından Coloumb çekme kuvvetine hem de manyetik alan tarafından uygulanan Lorentz kuvvetine maruz kalırlar. Manyetik alan tarafından uygulanan Lorentz kuvveti elektronun merkezci kuvvetini artırır veya azaltır. Arttırdığı takdirde bu kuvvet elektronları çekirdeğe doğru iter, azaldığı takdirde ise bu kuvvet elektronları çekirdekten uzağa

Yüksek frekanslı değişimler: Periyotları 10-2 ile 10-4 saniye arasında olan değişimlerdir. Mikropulsasyonlar, dev pulsasyonlar, manyetik körfezler bunlardan başlıcalarıdır.

Batıya doğru kayma: Manyetik alan yaklaşık 0.1 batıya doğru kaymaktadır. Bunun nedeni, çekirdekdeki dönme hareketinin diğer bölgelere göre daha yavaş olmasıdır.

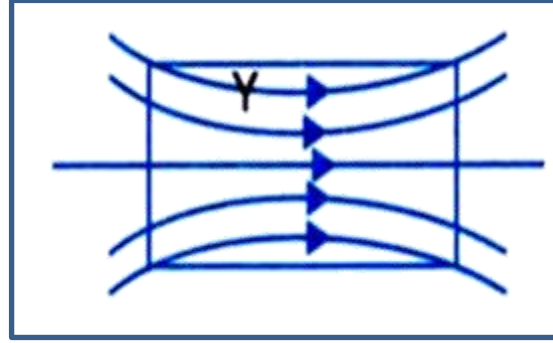
Manyetik ters dönmeler: Kuzey ve güney manyetik kutupların zaman içerisinde karşılıklı olarak yer değiştirmeleridir. Bu tür dönme olaylarının güneşte ve diğer yıldızlarda da meydana geldiği gözlenmiştir. Her bir milyon yılda ortalama 3 dönme olmaktadır. Ters dönme işlemi yaklaşık 5000 yıl sürmektedir.

doğru iter. Bu, elektronun orbital yönünü belirler. Manyetik momentin manyetik alan vektörüne karşı bir hizada olması orbital manyetik momentin artmasına neden olur. Manyetik alana paralel olduğunda ise momenti düşer, bu da manyetik alana karşı düşük yoğunluklu bir manyetik moment ile sonuçlanır. Diyamanyetik materyaller kuvvetli bir mıknatıs tarafından itilirler.



Paramanyetizma: Paramanyetik maddelerde eşlenmemiş elektronlar vardır. Yani yalnızca bir elektronun olduğu atom ya da molekül orbitallerine sahiptirler. Eşlenmiş elektron çiftleri Pauli dışlama ilkesi gereği zıt yönde manyetik momentlere sahiptir. Bu zıt yönlü manyetik moment vektörleri birbirini yok eder. Fakat eşlenmemiş bir elektron manyetik moment yönünü belirlemede serbesttir. Bu elektrona dış manyetik alan uygulandığında, elektronun manyetik momentinin yönü uygulanan manyetik alanla aynı yönde olmaya eğilim gösterecektir. Böylelikle bu manyetik alanı destekleyecek bir

etkide bulunacaktır. Paramanyetik materyaller kuvvetli bir mıknatıs tarafından çekilirler.



Ferromanyetizma: Ferromanyetik maddeler de paramanyetik maddeler gibi eşlenmemiş elektronlara sahiptir. Fakat bu elektronların manyetik momentlerinin uygulanan manyetik alana paralel olma eğilimlerinin yanı sıra, manyetik momentler düşük enerji durumunu korumak için birbirlerine paralel hale gelmeye çalışırlar. Bundan dolayı herhangi bir dış manyetik olmadığında dahi maddenin manyetik momentleri birbirlerine eş zamanlı olarak paralel hale gelmeye çalışırlar. Her ferromanyetik maddenin Curie sıcaklığı adı verilen özel bir sıcaklığı vardır. Bu sıcaklığın üstüne çıkıldığında maddenin ferromanyetik özelliğini kaybettiği ve düzensizleştiği görülür. Doyum manyetizasyonu Curie sıcaklığında sıfıra gider. Ferromanyetizma yalnızca birkaç maddede görülür. Yaygın olanları; demir, nikel, kobalt ve bunların alaşımlarıdır. Ayrıca nadir bulunan bazı metal alaşımlar da ferromanyetik özellik gösterir. Jeofizik manyetik yöntemde ferromanyetik kayaçlar anomali verir.

Manyetik Yöntem

Jeofiziğin en eski dallarından biridir. Manyetik yöntemde, yerkürenin manyetik alanındaki değişimler incelenir. Yer manyetik alanının düşey bileşeni, yatay bileşenleri ya da alan vektörü ile eğim ve sapma açıları ölçülebilir. Uygulamalarda genellikle toplam manyetik alan ya da düşey bileşenleri ölçülmektedir. Manyetik geçirgenlik, maddelerin bir özelliğidir ve dış manyetik alanın neden olduğu manyetizmanın şiddetini belirler.

Uygulama Alanları

Gömülü yapıların aranmasında	Jeolojik yapı araştırmasında
• Boru hatlarının bulunması • Arkeolojik yapı arama • Atık tespiti • Eski petrol kuyularının bulunması • Mayın yeri tespiti	• Maden arama • Petrol araştırmaları • Fay hattı belirlenmesi • Kıtasal kayma ve deniz tabanı yayılması • Temel kaya araştırmaları

Yöntemin avantajları

- ✓ Ölçü almak oldukça kolay ve hızlıdır.
- ✓ Ekonomik bir yöntemdir.
- ✓ Yerle doğrudan teması yoktur.
- ✓ Sadece ferromanyetik metallere duyarlıdır.

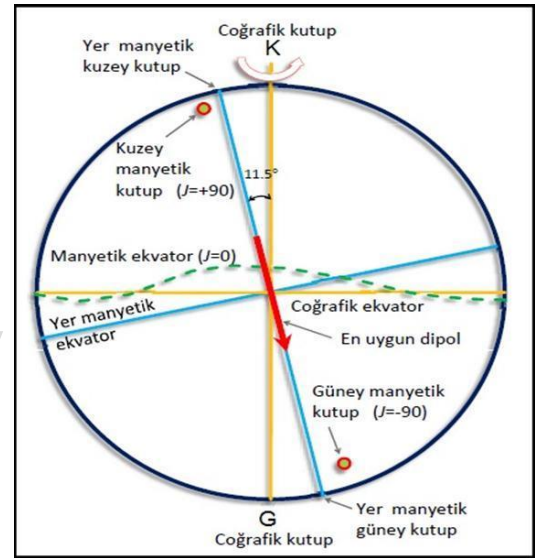
Yöntemin dezavantajları

- ✓ Değişim ölçümleri, toplam alan ölçümlerine göre derindeki cisimlere daha az duyarlıdır.
- ✓ Manyetik ölçümler çelik borular, çitler, araçlar ve binalar gibi bozucu etkilere duyarlıdır.
- ✓ Toplam alan ölçümleri yer manyetik alanındaki değişimlere duyarlıdır (bu etkinin yok edilmesi için bir baz istasyonu kullanılmalıdır).

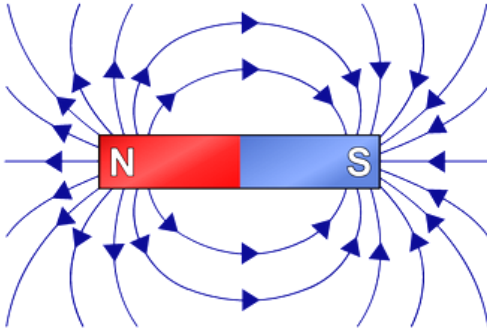
Temel Terimler

Manyetik Ekvator: Yer manyetik alan vektörünün yerküre üzerinde yatay olduğu yani manyetik eğim açısının sıfır olduğu noktalara denir. Yerkürenin dönme ekvatoruna karşılık gelmez.

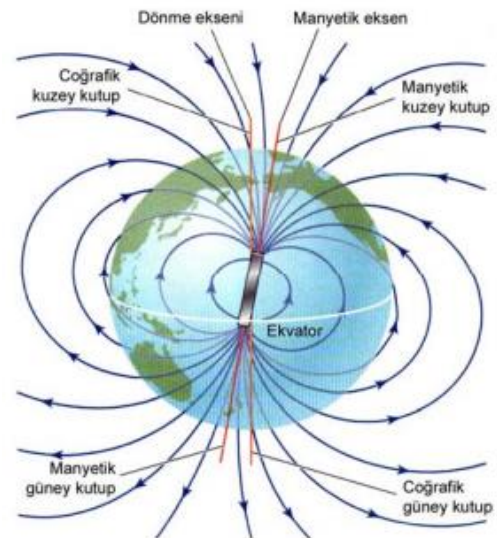
Manyetik Kutuplar: Yerküre üzerinde, yer manyetik alan vektörünün dikey olduğu yani manyetik eğim açısının $\pm 90^\circ$ olduğu noktalara denir. Bu noktalar yerkürenin coğrafik kuzey ve güney kutuplarına karşılık gelmez.



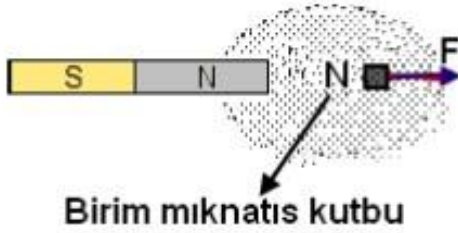
Manyetik Kutup: Bir mıknatıs çubuğun manyetik özellik gösteren uçlarına “manyetik kutup” denir. Yerkürenin kuzeyini gösteren uç pozitif, güneyini gösteren uç ise negatiftir.



Manyetik Eksen: İki kutbu birleştiren ve negatif kutuptan pozitif kutba doğru olan doğrudur.

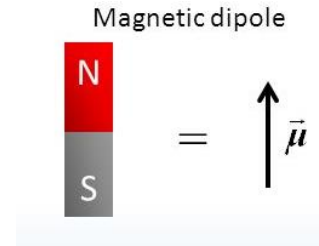


Kutup Şiddeti: Kendisinden 1 cm uzaklıkta bulunan eş-şiddette bir kutba 1 dyn'lik bir kuvvet uygulayan kutba "birim kutup" denir. Buna göre bir kutbun şiddeti, kendisinden 1 cm uzaklıkta bulunan bir birim kutba uyguladığı kuvvete eşittir.



Manyetik Dipol: Bir mıknatıs çubuğun boyu, kendisinden bir P noktasına olan uzaklığına göre çok küçükse, bu mıknatıs çubuğa manyetik dipol denir.

Manyetik Moment: Manyetik alan üreten nesnelerin sahip oldukları manyetik güç ve yönelimleri ifade eden fiziksel niceliktir. Bir çubuk mıknatısın momenti, kutup şiddeti ile iki kutup arasındaki uzaklığın çarpımına eşittir. Manyetik momente sahip nesnelere örnek olarak elektrik akımı döngüleri (elektromıknatıslar gibi), sürekli mıknatıslar, temel parçacıklar (elektronlar gibi), çeşitli moleküller ve birtakım astronomik cisimler (gezegenlerin birçoğu, bazı uydular ya da yıldızlar gibi) gösterilebilir.

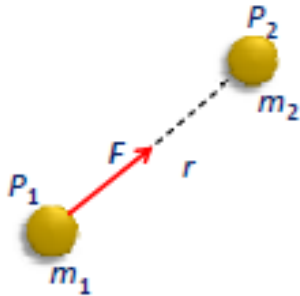


Manyetik Çekme Kuvveti

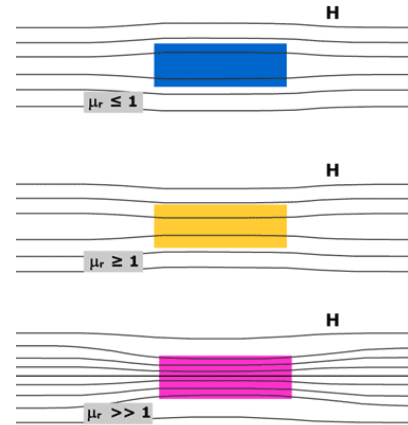
Coulomb yasasına (1785) göre iki cisim arasındaki gravitasyonel çekme kuvveti cisimlerin kütlelerine bağlı hesaplanırken, birbirine r uzaklıktaki P_1 ve P_2 manyetik kutupları arasındaki çekme kuvveti:

$$F = \frac{1}{\mu} \frac{P_1 P_2}{r^2} \quad (7.1)$$

bağıntısı ile hesaplanmaktadır. Buradaki iki kutbun kutup şiddetleri pozitif veya negatif olabilir.



(7.1) bağıntısındaki μ manyetik geçirgenliktir, aynı zamanda permeabilite de denir. Permeabilite, düzgün bir manyetik alan içerisinde bulunan, birim kesitten geçen kuvvet çizgilerinin sayısının havada aynı kesitten geçen kuvvet çizgileri sayısına oranıdır.



Manyetik Potansiyel

Kutup şiddeti +P olan bir manyetik kutbun kendisinden r kadar uzaklıkta bulunan bir O noktasındaki potansiyeli:

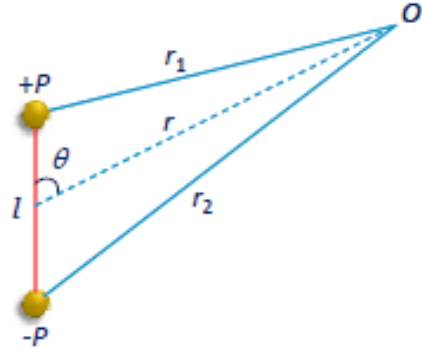
$$W = P/r_1$$

Bir dipol için ise bu bağıntı:

$$W = P/r_1 - P/r_2 = \frac{P(r_2 - r_1)}{r_1 r_2}$$

r_1 ve r_2 dipol uzunluğu l den çok büyükse;

$$W = \frac{Pl \cos \theta}{r^2}$$



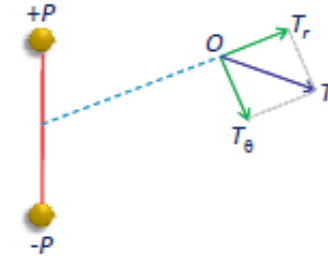
Manyetik Alan Şiddeti

Sadece tek bir +P kutbu için T_r , r doğrultusu boyunca olan bileşen, T_θ ise ona dik doğrultuda teğetsel bileşen olsun.

$$T_r = -\frac{\partial W}{\partial r} = \frac{P}{r^2} \quad \text{ve} \quad T_\theta = \frac{\partial W}{r \partial \theta} = 0$$

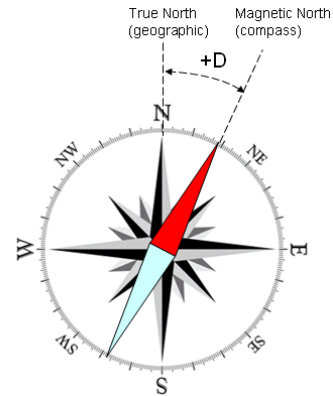
Dipol için:

$$T_r = -\frac{\partial W}{\partial r} = \frac{2P \cos \theta}{r^3} \quad \text{ve} \quad T_\theta = \frac{2P \sin \theta}{r^3}$$



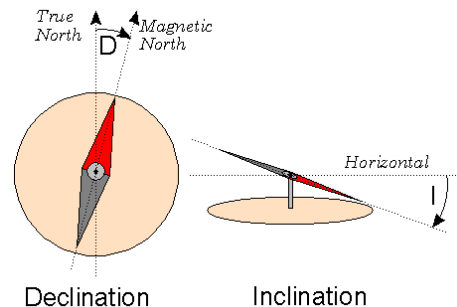
Manyetik Deklinasyon (Manyetik Sapma)

Manyetik kuzey ile coğrafik kuzey arasındaki açı. Manyetik kuzey gerçek kuzeyin doğusunda ise deklinasyon pozitiftir. 0 – 360 derece arasında değişir.



Manyetik İnklinasyon (Manyetik Dalım)

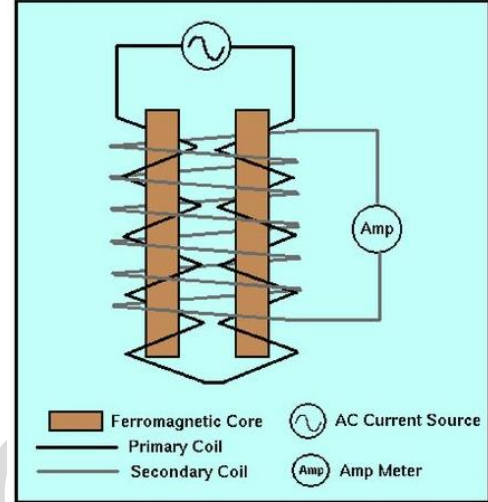
Pusula iğnesinin yatayla yaptığı açı (pusula dikey tutulduğunda iğnenin gösterdiği açı). Pozitif inklinasyon, ölçüm yapılan noktada manyetik alanın aşağı, yer içine doğru olduğunu gösterir. -90 – 90 derece arasında değişir.



Manyetometreler

Manyetik yöntemde kullanılan ölçüm aletleridir. Çeşitli türleri vardır. Bunlardan Variometreler, Proton manyetometresi ve gradyometre burada verilmektedir.

Variometreler: manyetik alandaki değişimleri ölçen cihazlardır. Birçok değişik türleri olmasına karşın, tamamı duyarlı manyetik dipolün eğiminin saptanması ilkesine göre çalışırlar. Variometrelere örnek olarak *Fluxgate manyetometresi* verilebilir. Bu manyetometreler çok çabuk manyetik doygunluğa erişebilen iki metal çubuktan oluşur. Bu çubuklarda iki sarım bulur. Birincil sarım oluşturulan elektrik akımını geçirir. İkincil sarım ise bir voltmetreye bağlıdır. Çubuklar üzerinde oluşan alanlar birbirlerinin tersidir ve yer manyetik alanı olmadığı durumlarda birbirlerini yok ederler. Eğer yer manyetik alanı bulunursa bu fark voltmetrede okunan farka eşit olur. Bu sistemler oluşan voltaj farkını o noktadaki yer manyetik değeri olarak saptar. Bulunan değer çubukların doğrultusunun yer manyetik alanıdır. Eğer düşey tutarsak yer manyetik alanın düşey bileşenini okuruz.



Proton Manyetometresi: Protonlar normal hallerinde yer manyetik alan doğrultusunda konumlanırlar. Eğer bu protonlar yer manyetik alanına dik yönde polarize edilirse akım kesildikten sonra protonlar yer manyetik gücüne bağlı olarak dönme hareketi yaparak eski konumlarına dönerler. Proton manyetometresinin esası bu dönme frekansının ölçülmesi işlemine dayanmaktadır. Frekans ne kadar hassas ölçülürse manyetik alanda o oranda hassas ölçülebilir. Su veya hidrojen zengin petrokarbonlar (gazyağı) kullanılarak bir şişenin içine yerleştirilir. Bu şişenin etrafında iki sarım bulunur. Birincil sarım polarize eden akımı geçirir. İkinci sarım ise protonları geri dönmesiyle oluşan ikincil akımı ölçer ve frekans buradan okunur. Bu manyetometrelerin duyarlılığı frekans okumaya bağlı olarak 0.1 ila 10 nT arasında olabilir. Toplam manyetik alan ölçülür.



Gradyometre: Düşey gradyometre yönteminin esası birbirinden farklı yükseklikte bulunan iki alıcı ile her ölçüm noktasında yer manyetik alanın toplam bileşenini ölçmeye dayanmaktadır. Her ölçü noktasındaki düşey gradyent verisi, farklı alıcı uzaklıklarında ölçülen yer manyetik alanın toplam bileşenleri farkının alıcılar arasındaki uzaklığa bölünmesiyle elde edilir. Arazi çalışmalarında ölçümler kaynak uzanımına dik hatlar boyunca ve genellikle sürekli kayıtlar alınarak gerçekleştirilmektedir. Daha sonra ölçü değerleri sayısallaştırılarak ölçü noktalarına dağıtılır. Arazi verilerinin hızlı toplanması dışında da yöntemin üstün yönleri bulunmaktadır. Bunlardan ilki; yöntemde iki alıcı ile eş-zamanlı ölçüler alındığından günlük değişim düzeltilmesi yapılmasına gerek yoktur. Alt alıcının hem derin hem de yüzeye yakın yapılardan etkilendiği ve üst alıcının da derin yapılardan etkilendiği göz önüne alındığında, bu iki alıcı ile ölçülen verilerin farklarının yüzeye yakın yapıların etkilerini göstereceği açıktır. Bu nedenle düşey manyetik gradyent verilerinde bölgesel-yerel (rejyonal-rezidüel) ayrımın yapılmasına gerek yoktur. Yöntemin diğer bir önemli üstün yanı düşey

manyetik gradyent ölçülerinin yanı sıra, iki farklı yükseklikte ölçülen toplam manyetik alan verilerinin de bulunmasıyla, gözlemsel ve sayısal yorumlamaya yardımcı olabilecek veri setlerinin elde edilmiş olmasıdır. Bir gradyometrenin duyarlılığı alıcılar arasındaki uzaklığa bağlıdır.



Karada Ölçüm

Karada yapılan ölçümlerde, araştırma sahasından uzakta bir baz noktası seçilir. Belirli zaman aralıklarında ya da belirli bir ölçü noktası sayısı sonrasında baz noktasına gidilip o anki zaman kaydedilerek ölçü alınır. Baz noktasındaki bu ölçü, manyetik alanın zaman içerisindeki değişimini ölçülerden gidermek için yapılır.

- ✓ Manyetik temizlik yapılmalı
- ✓ Baz istasyonu seçilmeli
- ✓ Yer, zamani okuma ve çevresel etkiler kaydedilmeli
- ✓ Profil ya da haritalama yapılmalı
- ✓ Alet genellikle yerden 1-3 m yukarıda tutulmalı

- ✓ Ölçü noktası demiryollarından ve köprülerden en aşağı 40 m, arabalardan 10 m, demir parmaklıklarından 10-15 uzakta olmalıdır.



Denizde Ölçüm

Geminin arka kısmından sarkıtılan ve belirli derinlikten çekilen manyetik sensör ile birbirine paralel hatlar boyunca ölçüler alınır. Manyetometre geminin manyetik alanından etkilenmemesi için gemi boyunun en aşağı üç katı geriden çekilmelidir. Manyetometrenin geminin arkasından çekildiği bu sisteme BALIK “FISH” denir.

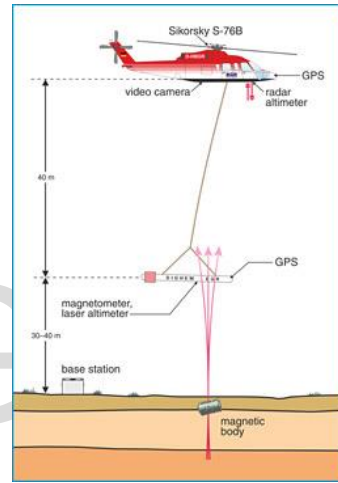


Havadan Ölçüm

Hem fluxgate hem de proton manyetometresi kullanılabilir. Uçak ya da helikoptere monte edilir. Hızlı ve daha az maliyetli bir ölçümdür. Uçak birbirine paralel olan hatlar boyunca uçar ve sürekli kayıt alınır. Uçağın uçuş yüksekliği de radar altimetresinden sürekli kaydedilir ve eş-zamanlı olarak uçuş profilinin belirlenmesi amacı ile fotoğraf çekilir. Böylece hava fotoğraflarında söz konusu uçuş profilleri rahatlıkla belirlenir.

- ✓ Uçağın yarattığı manyetik alanın yok edilmesi gereklidir
- ✓ Ölçü aralığı uçağın hızına ve kayıt aralığına bağlıdır
- ✓ Veri uçuş hattı boyunca alınır

- ✓ Navigasyon olayı söz konusudur
- ✓ Sabit yükseklik gereklidir.



Manyetik Düzeltmeler

Gravite yönteminde olduğu gibi yeraltındaki cisimlerden kaynaklanan anomalileri elde edebilmek için ölçülere etkileyen bir takım değişimlerin ortadan kaldırılması gerekmektedir.

Günlük Düzeltmeler: Baz noktasına 2-3 saatte bir geri dönülerek bu değişimler giderilebilir. Başka bir yol ise baz noktasının manyetik alan değişimleri sürekli kaydedilerek bu işlem yapılabilir. Olağanüstü durumlarda (manyetik fırtınalar) o günkü ölçümler iptal edilir.

Isı Düzeltmesi: Arazide kullanılan cihazın ısı derecesindeki değişime bağlı olarak düzeltme yapılabilir. Modern ölçüm cihazlarında bu sorun yoktur.

Topoğrafya Düzeltmesi: Bazı volkanik kayalarla örtülü yerlerde yüzey kayaların manyetizasyonları

çok önemli olabilir. Tam bir çözümü yoktur. Ölçü noktasının çukur veya tepede oluşu değerlerimizde önemli farklılıklar meydana getirebilir. Kayaların manyetizasyonlarının tam bilinmemesinden dolayı düzeltme işlemi çok zordur.

Yükseklik Düzeltmesi: Yer manyetik alanın düşey gradyanı kutuplarda 0.03 nT/m ve ekvator da ise bunun yarısıdır. Daha doğrusu bu etki önemsizdir. Türkiye için ortalama -0.024 nT/m alınabilir.

Enlem-Boylam Düzeltmesi: Yer manyetik alanı enlem ve boylama göre değişmektedir. Yer manyetik alanı ayrıca yıldan yıla da değişmektedir. Bu

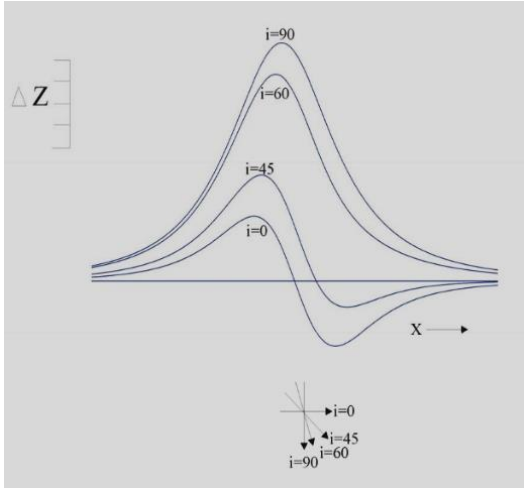
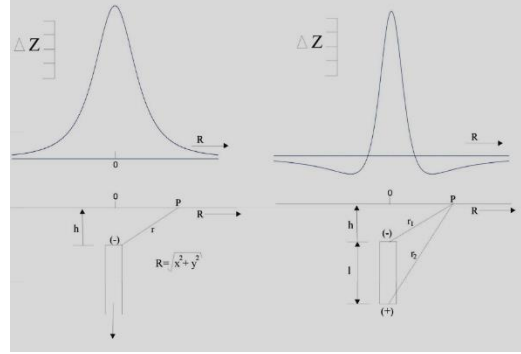
değişimler Uluslararası Yer Manyetik Referans Alanı (International Geomagnetic Reference Field; IGRF) olarak hesaplanmıştır. Her enlem boylamda

ölçüm zamanına göre düzeltmeler hesaplanıp yapılabilir. Bu, geniş alanları kapsayan hava ve deniz çalışmalarında yapılır.

Manyetik Anomaliler

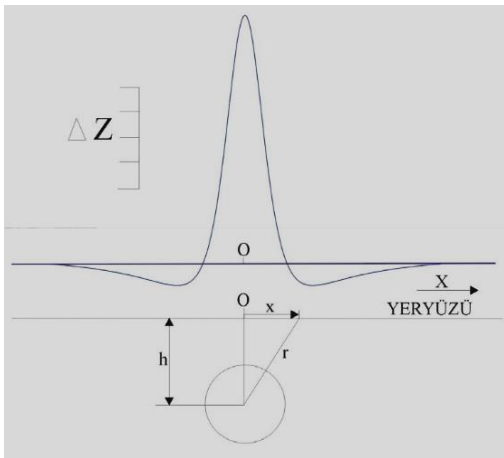
Düşey levha

Yandaki şekilde görüldüğü gibi ince uzun bir levhanın alt sınırı derinlere doğru uzanıyorsa (sol) üst yüzü çizgisel bir manyetik kutup gibi davranacaktır. Söz konusu levhanın alt sınırı yüzeye yakınsa (sağ) alt yüzeydeki kutbun etkisi de manyetik ölçümleri etkileyecektir.

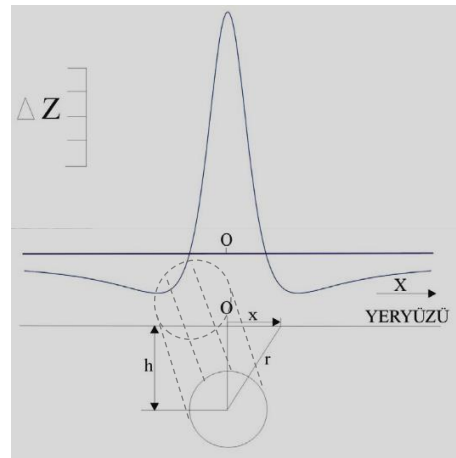


Levha eğikse yatayla yaptığı açı arttıkça (düşeye yaklaştıkça) anomalinin boyutu da artacaktır.

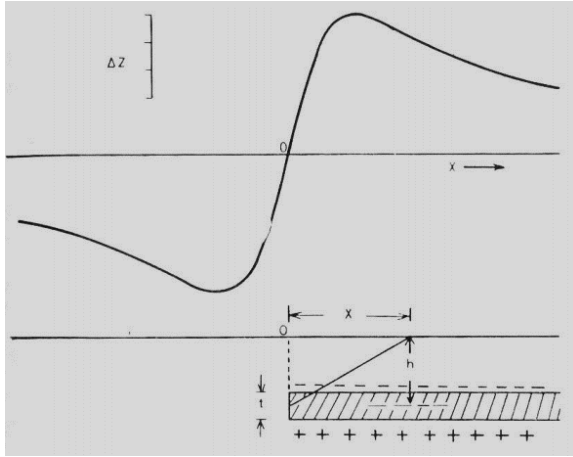
Düşey dipol veya düşey doğrultuda mıknatıslanmış küre



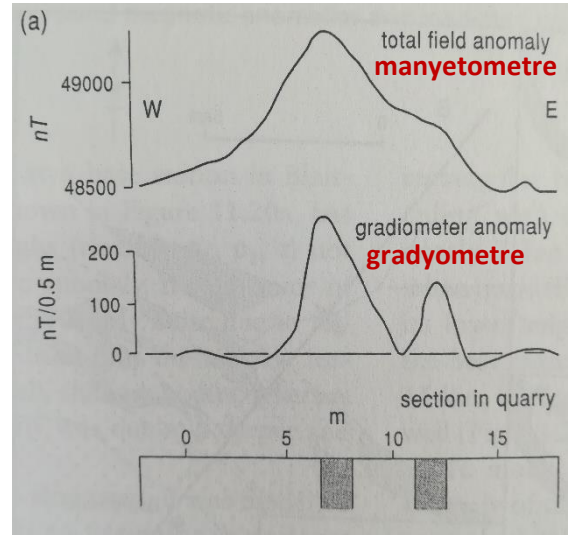
Düşey doğrultuda mıknatıslanmış uzun manyetik silindir



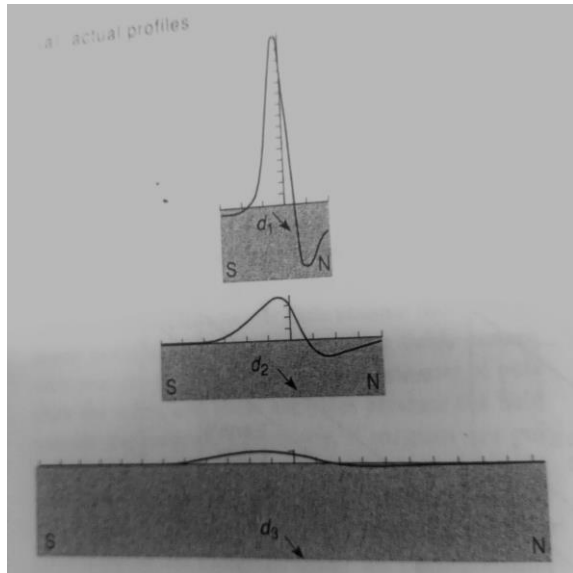
Manyetik Fay



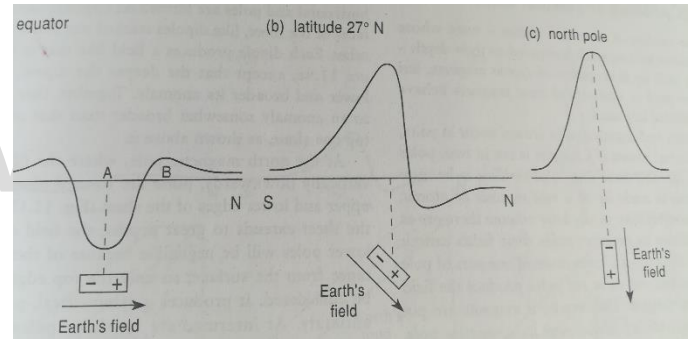
Birden fazla alt sınırı derinlere doğru uzanan ince uzun levha



Farklı derinliklerdeki tek bir dipolün anomalisi



Farklı enlemlerdeki tek bir dipolün anomalisi



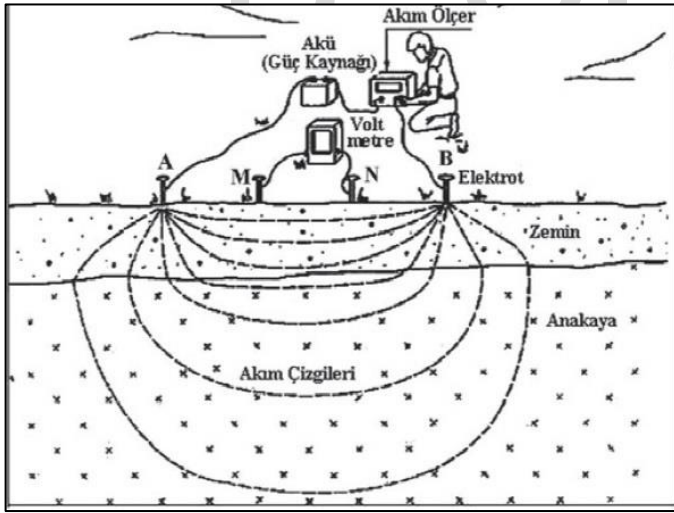
7-3- ELEKTRİK

*Bu bölümdeki bilgilerin bir kısmı Prof. Dr. Emin Candansayar'ın Elektrik Yöntemler ders notlarından alınmıştır.
https://acikders.ankara.edu.tr/course/view.php?id=480*

Elektrik yöntemler kapsamında **elektrik öz direnç (rezistivite), yapay uclaşma (Induced Polarization, IP) ve doğal potansiyel (Self Potential, SP)** yer alır. Elektrik yöntemlerin kullanılması ile yapılan ölçümler yeraltı akiferlerinin jeolojik iskeletinin haritalanması, yeraltısuyu kirlenmesinin egemen olduğu kesimlerin belirlenmesi, yeraltındaki gevşek çökel malzemenin yeri ve kalınlığı ile sağlam temel kayaların bulunduğu derinliğin belirlenmesinde ve özellikle metalik veya metalik olmayan cevher zonlarının saptanmasında kullanılır.

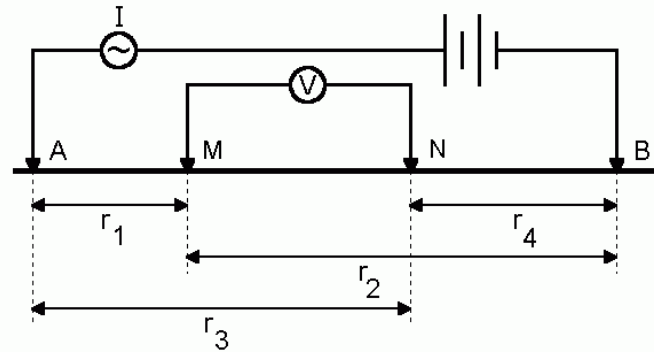
Elektrik Öz direnç

Bir malzemenin elektrik akımına karşı gösterdiği direnç öz direnç olarak bilinir. Bir maddenin öz direnci, kesiti 1m^2 , boyu 1m olan bir parçanın direncidir. Elektrik yöntemlerde yeryüzünde toprağa çakılan iki paslanmaz metal-çelik elektrod aracılığı ile yer içine elektrik akımı gönderilir. Yeryüzündeki diğer iki noktada yerleştirilen iki elektrod yardımı ile de yer içinde oluşan gerilim farkı ölçülür. Ölçüm derinliği elektrod aralığına bağlıdır.



Uygulanan akımın birimi amper (çoğunlukla miliamper) ve ölçülen gerilimin birimi ise Volt (milivolt) olarak bilinir. Bu ölçü değerleri ve kullanılan elektrod diziliminin K geometrik faktörü (dizilim katsayısı) kullanılarak ölçü konumu için görünür öz direnç hesaplanır. Genel bir elektrod diziliminde yer alan 4-elektrod; A ve B akım, M ve N gerilim elektrodlarıdır. Böylece akım kaynağından

A, B elektrotlarıyla toprağa akım verilip, M ve N elektrotlarıyla da meydana gelen gerilim farkı ölçülür. Yeryüzünde ölçülen I akımı (miliamper, mA) ve ΔV gerilimi (milivolt, mV) değerleri yandaki bağıntıda yerlerine konulup hesaplama yapıldığında ölçü konumu için ρ_a , öz direnç (Ohm-m, $\Omega\text{-m}$) değeri elde edilir. Yer homojen değildir ve arazide ölçülen gerilim farkı ΔV kullanılarak hesaplanan öz direnç; Görünür Öz direnç (GÖ) olarak adlandırılır.



$$\rho_a = \frac{\Delta V}{I} K$$

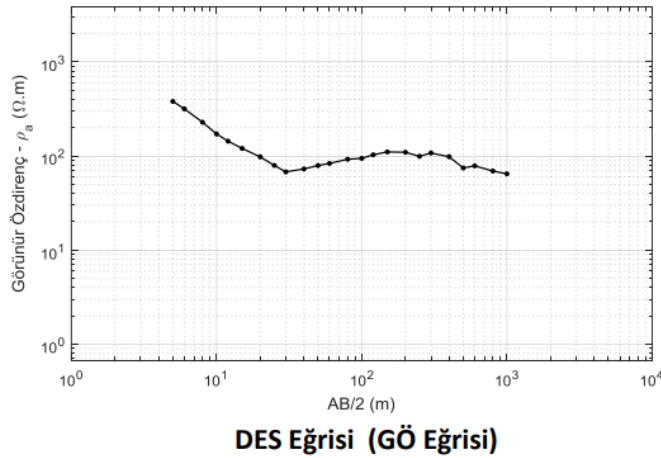
$$K = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM}\right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN}\right)} = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2}\right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4}\right)}$$

Hesaplanan değer elektrod dizilim sisteminin orta noktasının altına atanır. Jeo-elektrik yöntemlerde yukarıda gösterilen genel dizilim yerine amaca uygun standart ve özel elektrod dizilimleri tercih edilir. En yaygın kullanılan elektrod dizilim türleri alttaki şekilde gösterilmiştir.

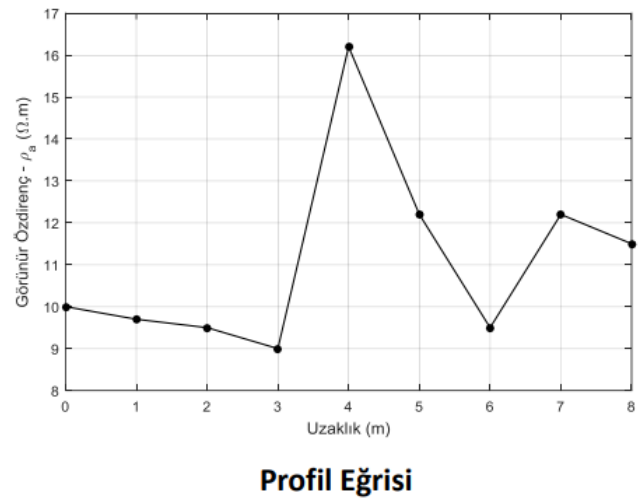
<i>Elektrod Dizilimi</i>	<i>Geometrisi</i>	<i>K</i>	<i>Ölçülen</i>
(a) Schlumberger		Genel olarak $K = \frac{\pi}{4} MN \left[\frac{AB^2}{MN^2} - 1 \right]$ dir. Eğer, $MN=a$ ve $AM=NB=na$ alınırsa $\pi n(n+1)a$	$\rho_s(AMNB)$
(b) Wenner		$2\pi a$	$\rho_s(AMNB)$
(c) Dipol-dipol		$\pi n(n+1)(n+2)a$	$\rho_s(ABMN)$
(d) "Pole-dipol" sol (AMN)		$2\pi n(n+1)a$	$\rho_s(AMN)$
(e) "Pole-dipole" sağ (MNB)		$2\pi n(n+1)a$	$\rho_s(MNB)$

Elektrik öz direnç yönteminde genel olarak Sondaj Ölçüsü, Profil Ölçüsü ve Sondaj-Profil Ölçüsü olmak üzere üç farklı ölçü toplama tekniği vardır. Ölçülen veriler görünür öz direnç (GÖ) sondaj eğrileri, profil eğrileri ve yapma-kesitleri şeklinde sunulur. Ayrıca birbirine paralel profiller boyunca ölçülmüş profil ölçüsü verileri birlikte kullanılarak GÖ seviye haritaları elde edilir.

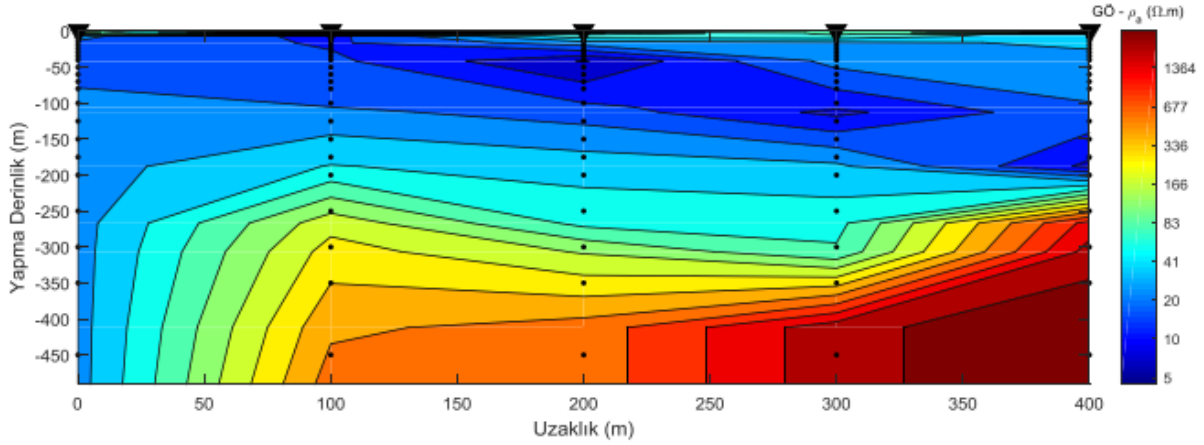
Sondaj Ölçüsü sabit bir nokta merkez olacak şekilde, her ölçüm sonucunda bu noktanın iki tarafında elektrodların bir çizgi boyunca açılmasıyla uygulanır. Böylece yer içinde düşey yöndeki öz direnç değişimi incelenmeye çalışılır. Bu nedenle yöntem, "Düşey Elektrik Sondajı" (DES) (vertical electrical sounding) olarak da isimlendirilmektedir. Bu şekilde ölçülen veri, x-ekseni AB/2 ve y-ekseni ölçülen GÖ değerleri olacak şekilde çizilir. Elde edilen eğri, "DES eğrisi" olarak adlandırılır. AB/2 ve ölçülen GÖ değerlerinin çok geniş aralıkta değişmesinden dolayı, genel olarak DES eğrisinde her iki eksen'de logaritmiktir. DES ölçüleri, yeraltı suyu, ana kaya üstündeki örtü kalınlığının bulunması vb. amaçlar için kullanılır.



Profil Ölçüsü Yer içinde yanal süreksizlikleri belirlemek amacı ile profil ölçüsü alınır. Bunun için, elektrod dizilimine bağlı olarak elektrodlar arası uzaklık araştırılmak istenen derinliğe göre sabit tutulur (geometrik katsayı sabit). Bu şekilde, bir doğru boyunca her ölçü sonucu elektrodlar belli örneklem aralıklarında kaydırılır. Burada AB/2 uzaklığı, araştırılmak istenen derinliğe bağlı olarak seçilir. Örneğin, 2 m. eninde ve 1m. derinlikteki tarihi bir sur duvarı araştırılmak isteniyorsa, ikiyönlü üç elektrod dizilimi için MN aralığı 2 m. ve AB/2 mesafesi 3, 5, 7 m. seviyeleri için profil ölçüsü alınmalıdır. Fakat bazı şartlarda, örtü tabakasının yüksek öz dirençli olması durumunda, bu mesafe yetersiz olabilir ve AB/2 mesafesi artırılmak zorunda kalınabilir. Profil ölçüsü verileri, x-ekseni ölçü noktalarının koordinatı (veya istasyon noktalarının numarası) ve yekseni ölçülen GÖ değerleri olacak şekilde bir eğri olarak sunulur. Bu eğri, "profil eğrisi" olarak adlandırılır.



Sondaj-Profil Ölçüsü Bu ölçü tekniği, sondaj ve profil ölçü tekniklerinin birarada kullanılmasıdır. Bir çizgi boyunca, belirlenen noktalarda (istasyonlarda) ölçülen DES verilerinin biraraya getirilmesi ile elde edilir. Burada, tüm istasyonlarda farklı AB/2 değerleri için ölçü alımında elektrodların doğrultusu aynı olmalıdır. Aksi durumda, ölçü değerleri anizotropiden etkilenir ve bu şekilde ölçülen verinin 2-B ters çözümü yapılamaz. Ölçülen verilerden, her farklı AB/2 seviyesi için profil eğrisi ve her istasyon için sondaj eğrisi elde edilebilir. Ayrıca, tüm veriler kullanılarak yapma-kesit (Pseudo-section) elde edilir.



Yapma Kesit

Elektrik öz direnç yöntemi uygulama alanları

- Jeolojik yapıların kalınlık ve derinliklerinin belirlenmesi
- Yanal değişimlerin saptanması ve jeolojik koşullara bağlı anomalilerin belirlenmesi
- Tuzlu su girişi ve kirlilik haritalarının elde edilmesi
- Gömülü atık yerlerinin belirlenmesi
- Yeraltı suyu, petrol, maden, jeotermal arama
- Heyelan Çalışmaları
- Mühendislik yapılarının güzergah ve yer belirlemeleri ile zemin etütlerinde (Yol, Tünel vb.)

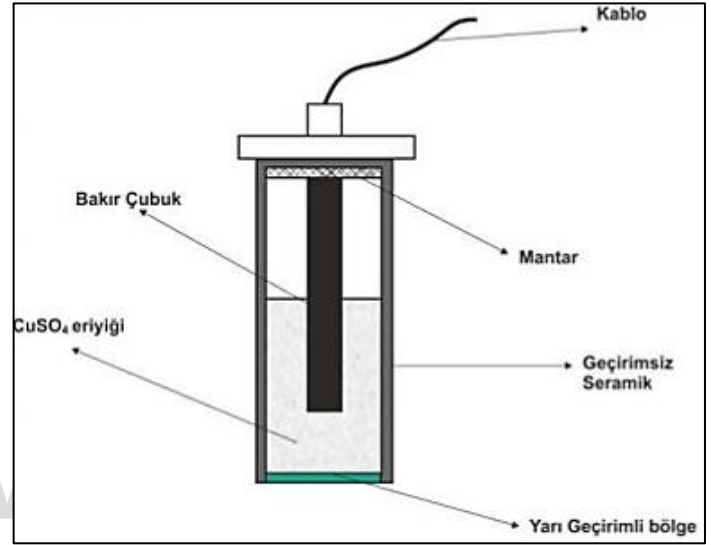


Doğal Potansiyel (Self Potential)

Doğal uçuşma veya doğal gerilim olarak da isimlendirilmektedir. Doğal kaynaklı bir elektrik yöntemidir, yer içindeki elektrik yüklere duyarlıdır. Yeryüzünde iki nokta arasında oluşan doğal gerilim farkının ölçülmesi esasına dayanır. Yöntem jeotermal, çevre ve mühendislik çalışmalarında, termal akışkanlara ve yeraltı suyunun bulunmasında kullanılmaktadır. Özel uygulama olarak, barajlarda taban hazne kayalarındaki su sızıntısının yerlerinin bulunmasında kullanılmaktadır. Doğal potansiyele neden olan çeşitli elektrokinetik ve elektrokimyasal olaylar: Akma (Elektrokinetik) Gerilimi, Termoelektrik Gerilim, Elektrokimyasal Gerilim, Mineralizasyon Gerilimi, Tellürik akımlar, Yapay akım kaçakları ve Güç Hatları, Yeraltındaki boru hatları.

Arazide ölçü alımı için yandaki şekilde görülen kutuplanmayan porselen veya PVC' den yapılan "fincan (pot) elektrotlar" kullanılır. Bunların yanları geçirimsizdir, altı ise geçirimlidir. Fincanların içine bir metal çubuk ve iletken eriyik konulur. İletken

eriyiğin cinsi, kullanılan metal çubuğa bağlıdır. En çok kullanılanı bakır (Cu) çubuk batırılmış, halk dilinde göztaşı olarak bilinen bakır sülfat çözeltisi (CuSO_4) dir. Ölçüye başlamadan önce elektrotlar arasında uçuşma farkı olup olmadığı kontrol edilmelidir. Bunun için ölçü çukurları kazılır ve su ile doldurulur. Yer ile fincan elektrotlar arası iletim direnci minimuma indirilir.



Doğal potansiyel ölçümünde iki farklı elektrod dizilimi kullanılır:

Kaydırma Dizilimi (Kurbağa Atlayışı veya Türev)

Bir doğrultu boyunca sabit aralıklı birinci ve ikinci noktalara yerleştirilen bir çift elektrot arasındaki gerilim farkı ölçülür. Sonra ilk noktadaki elektrot bu sefer ikinci noktaya, ikinci noktadaki elektrot daha önceki aralıkla bu kez üçüncü noktaya konulur.

Baza indirgeme (toplam alan) dizilimi Ölçü doğrultusunun başlangıcında seçilecek bir baz noktasında bir elektrot yerleştirilir. Eldeki uzun kablo ile ölçü doğrultusu üzerindeki her bir nokta baz noktası arasındaki ΔV_1 , ΔV_2 , . . . , ΔV_n gerilim farkları kayıt edilir. Ölçülen değerler hareketli elektrotun konulduğu noktaya atanır.

Yapay Uçlaşma (Induced Polarization)

	Jeolojik Problem	Yer Radarı	Elektromanyetik	Doğal Polarizasyon (SP)	Kuyu İçi Elektrik Özdirenç	Elektrik Özdirenç	Yapay Polarizasyon (IP)
YERALTI YAPISI	Killi katman haritalama	1	2	2	-	2	3
	Kırıklar ve faylar	2	1	3	1	1	2
	Karstik sahalar	1	2	2	1	2	3
	Litoloji korelasyonu	1	2	-	2	2	2
	Maden ve taşocağı yerleşimi	2	2	-	2	3	1
	Boşluklar-çukur oluşumlar	1	2	1	2	2	3
	Kayaç üst sınırları	2	-	-	1	2	1
HİDROJEOLOJİ	Akifer kalınlığı	2	3	-	1	2	2
	Yeraltısuyu akış yönü	-	2	3	-	3	-
	Tuzlusu girişimi	-	1	2	1	3	1
	Yeraltısuyu tablası haritalama	1	-	-	3	3	2
	Sondaj kuyusu lokasyonu	1	1	2	2	3	2
ÇEVRE	Arazi dolgusu ve gömülü yıkıntılar	1	1	2	-	3	3
	Toprak/yeraltısuyu kirliliği	2	1	3	3	2	2
MÜHENDİSLİK	Köprü ayağı yerleşimi	1	-	-	-	1	2
	Elektrik topraklama	-	3	1	1	1	-
	Kazı-hafriyat planlama	2	-	-	1	2	2
	Yapı zemin-temel etüdü	1	-	-	1	3	2
	Karayolu güzergah seçimi	1	2	1	-	2	3
	Kayaç-toprak mühendislik özellikleri	-	3	-	1	3	1
	Yerleşim alan seçimi	1	1	1	-	3	2
	Toprak kayması (heyelan) etüdü	-	1	1	-	3	3
Elde edilen çözüm: 3: En iyi 2: İyi 1: Orta -: Kullanılamaz							

7-4- SİSMİK

Sismik yöntemler yer altındaki jeolojik tabakaların durumlarını saptamada elastik dalgaların, yer içerisinde yayılması ile ilgili fizik prensiplerine dayanır. Bu yöntem veri toplama ve değerlendirme açısından oldukça pratik, hızlı ve ekonomik bir yöntemdir. Sismik yöntemler kaynaktan yayılan sismik dalgaların takip ettiği ışın yollarına göre Sismik Kırılma (refraction), Sismik Yansıma (reflection), olmak üzere iki genel bölüme ayrılır. Kullanılan fiziksel parametre sismik dalga hızıdır. Sismikte P ve S dalgaları ve özellikle, daha hızlı olduğu ve önce geldiği için, P dalgaları kullanılır. Dalgaların yansıma ve kırılmalarından yararlanarak yeraltındaki tabakaların derinliği, eğimi ve sismik dalga hızları, dolayısıyla, **elastik zemin parametreleri** belirlenir.

Elastik zemin parametreleri

Lame Sabiti (λ) ve Kayma (Shaer) Modülü (μ): Lame Parametreleri de denir. Zeminin kuvvetlere karşı direncini, dayanıklılığını gösterir. P ve S dalga hızları biliniyorsa aşağıdaki bağıntılar ile hesaplanabilirler.

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}$$

Sismik Hız Oranı (V_p/V_s): Zeminin sıklığını gösterir. P ve S dalga hızları biliniyorsa doğrudan hesaplanabilir.

Poisson Oranı (ν): Kayacın kırıklı olup olmadığı, ayrıca kayacın gözeneklerinde su taşıyıp taşımadığı Poisson oranı incelenerek belirlenebilir. Lame parametrelerinden izleyen bağıntı kullanılarak hesaplanır.

$$\nu = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)}$$

Elastite (Young) Modülü (E): Jeolojik birimlerin sertlik ve sağlamlığının bir ölçüsüdür. Lame parametrelerinden izleyen bağıntı kullanılarak hesaplanır.

$$E = \frac{\mu(3\lambda + 2\mu)}{\lambda + \mu}$$

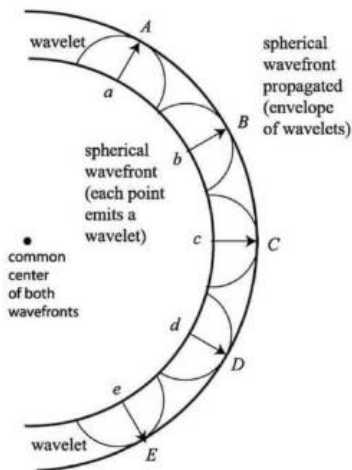
Bulk (Sıkışmazlık) Modülü (K): Bir kütlenin kendisini saran basınç altında sıkışmasının bir ölçüsü olan Bulk modülü diğer bir söyleyişle uygulanan basınç altındaki hacim değişiminin ölçüsüdür. Lame parametrelerinden izleyen bağıntı kullanılarak hesaplanır.

$$K = \lambda + \frac{2\mu}{3}$$

Sismik dalga yayılımının temeli iki fizik yasasına dayanır: **Huygens ve Fermat prensipleri**.

Huygens Prensibi: Dalga cephesi üzerindeki noktaların yeni küresel dalgacıklar üreten kaynaklar gibi davrandığını ifade eder. Oluşan ikincil dalgalar yeni bir dalga cephesi oluşturur.

Dalga cephesi herhangi bir anda titreşimlerin ulaştığı noktaların oluşturduğu yüzeydir. Sismik ışın dalga cephesine diktir. Gerçekte ışınlar yoktur, dalga cepheleri vardır fakat dalgaların anlaşılabilmesi ve hesaplamalar yapılabilmesi için ışınlar kullanılmaktadır.



Fermat Prensibi: Sismik ışınların iki nokta arasındaki en kısa yolu izleyeceğini belirtir. Homojen ortamda ışının izleyeceği yol bir doğru olacaktır. Işın bir ara yüzeye geldiğinde tabakaların hızına bağlı olarak ara yüzeyin normaline yaklaşarak veya uzaklaşarak en kısa yolu izleyecektir.

Fermat prensibi **Snell yasasına** öncülük etmiştir. Snell yasasına göre, ara yüzeye gelen ışın ara yüzeyin normali ile yaptığı açığa ve tabaka hızlarına bağlı olarak ilerler. Snell yasası $\frac{\sin i_1}{V_1} = \frac{\sin i_2}{V_2}$ eşitliği ile ifade edilir. Burada V sismik dalga hızıdır.

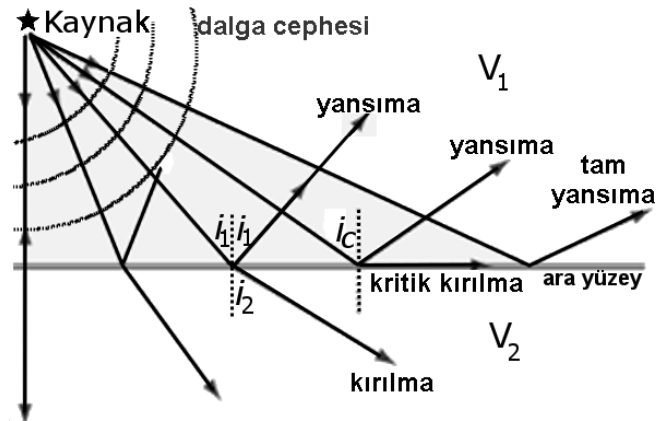
Ara yüzeye gelen ışın üç yol izleyebilir:

- 1- İkinci tabakaya geçer ve ara yüzeyin normaline yaklaşarak veya uzaklaşarak ilerler. Bu, sismik dalga'nın *kırılması*dır.
- 2- Eğer gelen dalga ikinci tabakanın normali ile 90° açı yaparak kırılırsa bu durumda *kritik kırılma* olur ve $\frac{\sin i_c}{V_1} = \frac{\sin 90}{V_2}$ koşulunu sağlayan geliş

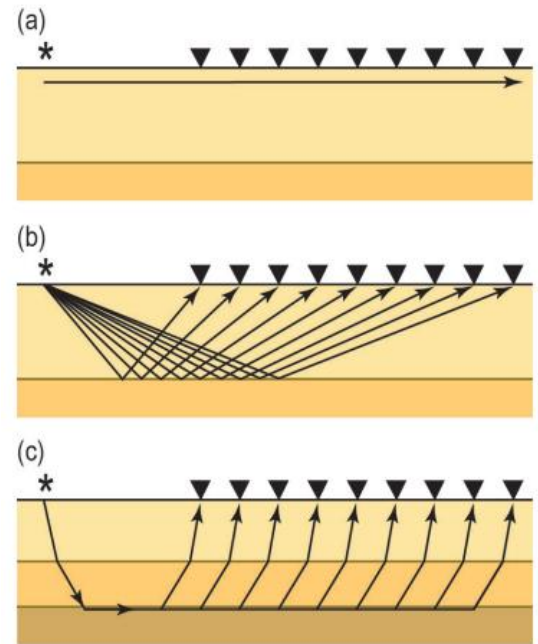
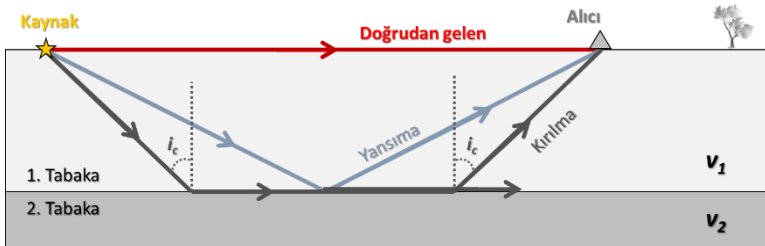
açısı tabakaların sismik dalga hızları oranından

$$i_c = \arcsin\left(\frac{V_1}{V_2}\right) \text{ ile hesaplanır ve buna } \textit{kritik açı} \text{ adı verilir.}$$

- 3- Ara yüzeye normalle i_1 açısı yaparak gelen ışın yine normalle aynı açığı yaparak ilk yüzey içerisinde ilerler. Buna *yansıma* adı verilir. Kritik kırılmanın gerçekleştiği kritik mesafeden sonra *tam yansıma* gerçekleşir. Gelen dalga'nın tamamı yansır.



Sismik kayıta yandaki şekilde yayılım yolları gösterilen **doğrudan gelen** (a), **yansıyan** (b) ve **kırılan** (c) sismik dalgalar görülür. Bu dalgalar farklı yollar izledikleri ve farklı hızlarla seyahat ettikleri için farklı zamanlarda kaydedilirler. Doğrudan gelen ve kırılan dalgalar alıcının kaynaktan uzaklığına ve hız yapısına bağlı olarak farklı sırayla kaydedilirler. Yansıyan dalgalar hiçbir zaman ilk varış olarak kaydedilmez.

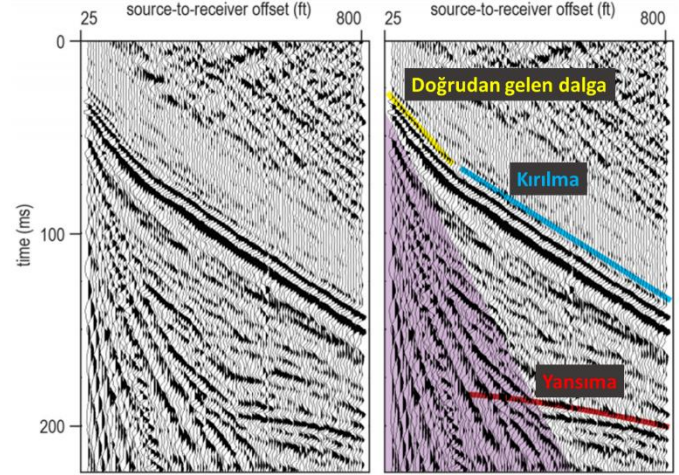


Yandaki şekil gerçek bir sismik kayıttan alınmış bir kesittir. Yatay ekseninde kaynak-jeofon arası mesafe ve düşey ekseninde zaman verilmektedir. Aslında bu şekilde görülen bir sismik kayıt, yatay ekseninde her bir jeofon kaydının yan yana sıralanması ile elde edilmektedir ve kaydedilen büyüklük yerin titreşim genliğidir. Kayıttan da görüldüğü gibi, jeofonlara ilk gelen belirli bir kaynak-jeofon arası mesafeye kadar doğrudan gelen dalga iken belirli bir mesafeden sonra ilk kaydedilen kırılan dalgalar olmaktadır. Yansıyan dalgalar ise daha geç gelmekte ve üst üste binen karmaşık varışlardan ayırt edilmesi gerekmektedir.

Yansıyan ve kırılan dalga kayıtlarını ayrı ayrı kullanmak üzere sismik yöntemler ikiye ayrılmıştır: **kırılma ve yansıma sismiği**.

KIRILMA SİSMİĞİ

Sismik kırılma, belirgin yoğunluk kontrastı ile karşılaşarak ara yüzeyde kırılan ve yüzeye dönen sismik dalgaların seyahat zamanının ölçülmesini içerir. Jeofonlarda, belirli bir mesafeden sonra ilk kaydedilen sismik enerji kırılmalardır. Bu yöntem tabakaların sismik dalga hızı derinlikle artıyorsa uygulanabilir. Veri toplama ve değerlendirme açısından oldukça pratik, hızlı ve ekonomik bir yöntemdir. Diğer önemli bir özelliği ise dalga yayılım hızının derinlikle arttığı tabakalı ortamlarda, tabakaların hızlarının ve derinliklerinin yeterli bir doğrulukla bulunmasını sağlar. Hedef derinliğinin 4-5 katı uzunlukta jeofon dizileri kullanılması gerekir. Sismik kırılma yöntemi, yer altı suyu araştırmalarında, mühendislik amaçlı zemin etütlerinde, yatay ve düşey yönde her bir katman için sismik hızlar, tabaka kalınlıkları ve elastik parametrelerin belirlenmesinde kullanılmaktadır.



YANSIMA SİSMİĞİ

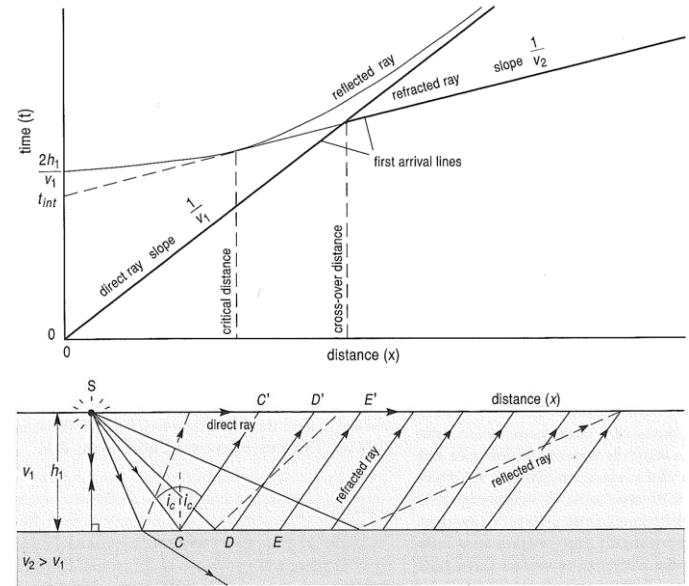
Sismik yansıma, ara yüzeylerden yansıyan sismik dalgaların seyahat zamanının ölçülmesini içerir. Yansıyan dalgalar jeofonlarda hiçbir zaman ilk kaydedilen sismik enerji değildir ve üst üste binmiş karmaşık varışlardan ayırt edilmesi gerekir. Veri toplama ve veri analizi sismik kırılma yöntemine göre çok daha uzun sürer ve daha yüksek maliyetlidir. Deniz araştırmalarında kullanımı kırılma sismiğinden daha uygundur. Petrol, doğal gaz, kömür aramalarında, liman, karayolu, baraj gibi büyük yapıların inşası ile ilgili temel kaya problemlerinin çözümünde, kara ve denizde yerkabuğu araştırmalarında kullanılmaktadır.

	KIRILMA	YANSIMA
HEDEF	~30 metreden sıg, yataya yakın ara yüzeyler	~15 metreden daha derindeki yatay veya eğimli ara yüzeyler, mağara veya tüneller
GEREKLİ SAHA KOŞULLARI	İlgilenilen derinliğin ~5 katından büyük boyutta tercihen asfaltsız saha	YOK
DÜŞEY ÇÖZÜNÜRLÜK	Derinliğin %10-20 si	Derinliğin %5-10 u
YANAL ÇÖZÜNÜRLÜK	Jeofon aralığının ~1/2 si	Jeofon aralığının ~1/2 si
ETKİN ARAŞTIRMA DERİNLİĞİ	Atış-jeofon aralığının 1/5 – 1/4 ü	>15 metre
VERİ İŞLEM	Veri işlem aşaması daha kolaydır	Veri işlem bilgisayar işlemcisinin (CPU) yoğun çalışmasına neden olabilir. Veri boyutu tek bir arazide 400 Gb olabilir. *
UYGULAMA ALANI	Derinlik ve kalınlık belirleme, sismik dalga hızlarının ve elastik parametrelerin belirlenmesi, arama ve mühendislik çalışmaları.	Petrol ve maden arama, fay hattı ve jeolojik yapıların belirlenmesi

*Dünyanın toplam CPU işlem zamanının ~%30'u sadece yansıma verisinin işlenmesi için harcanmaktadır!

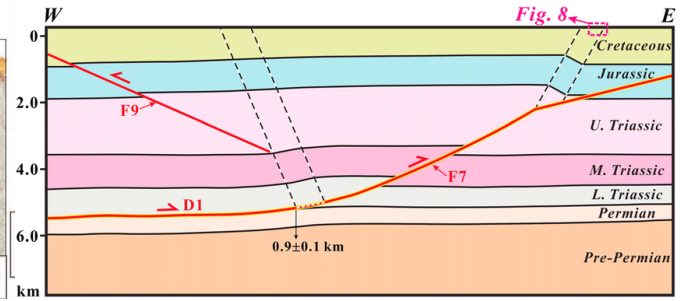
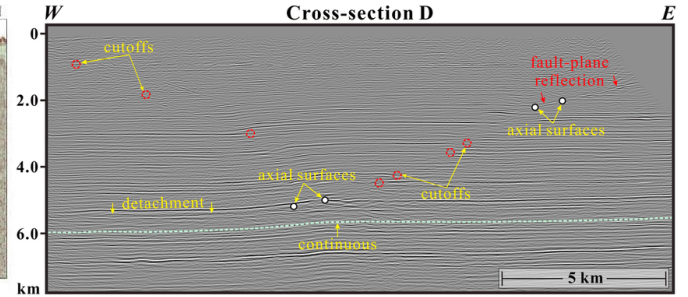
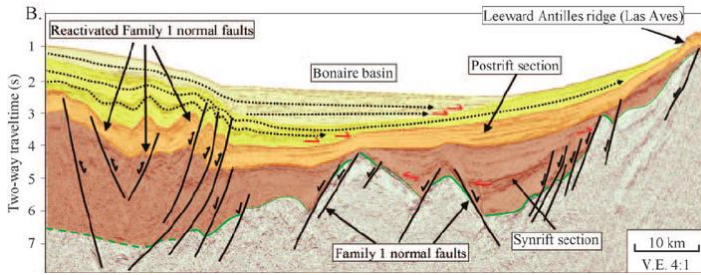
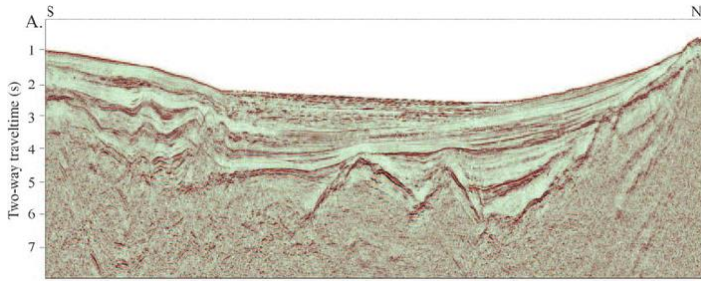
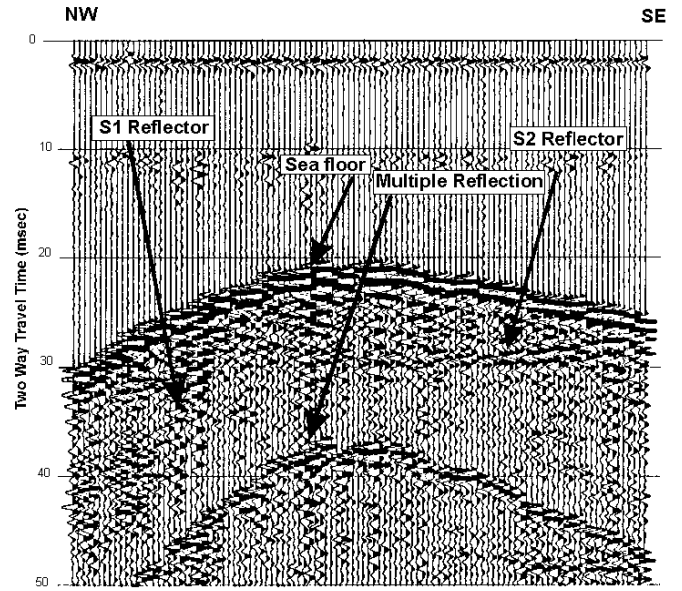
Kırılma sismiğinde tabakaların hızları, eğimleri, kalınlıkları gibi bilgilerin hesaplanabilmesi için **zaman-uzaklık (t-x) grafiği** kullanılır. Sağdaki şekilde görülen t-x grafiği hemen altında verilen yer modeli üzerinde yapılan sismik ölçümlerin sonucunda elde edilebilir. Yansıyan dalgaların grafiği doğrudan gelen dalga grafiğine asiptotiktir ve orijinden (x=0) başlar çünkü kaynak noktasında da bir alıcı olduğunu varsayarsak, kaynaktan çıkarak düşey yönde ilerleyen ve yansıyarak yeryüzüne geri gelen dalga bu alıcıda yani x=0 noktasında kaydedilecektir. Doğrudan gelen dalga grafiği doğrusaldır, kaynaktan çıkarak doğrudan jeofonlarda kaydedilen dalgalardır, orijinden başlar. Kırılan dalga grafiği de doğrusaldır, orijinden başlamaz çünkü kırılmanın başlaması için dalganın yansıtıcı arayüzeyin normali ile yaptığı açının kritik açıya (i_c)

ulaşması gerekir. Kritik açıya ulaşılan uzaklığa kritik mesafe denir ve $x_c = 2ht \tan i_c$ bağıntısı ile hesaplanır.

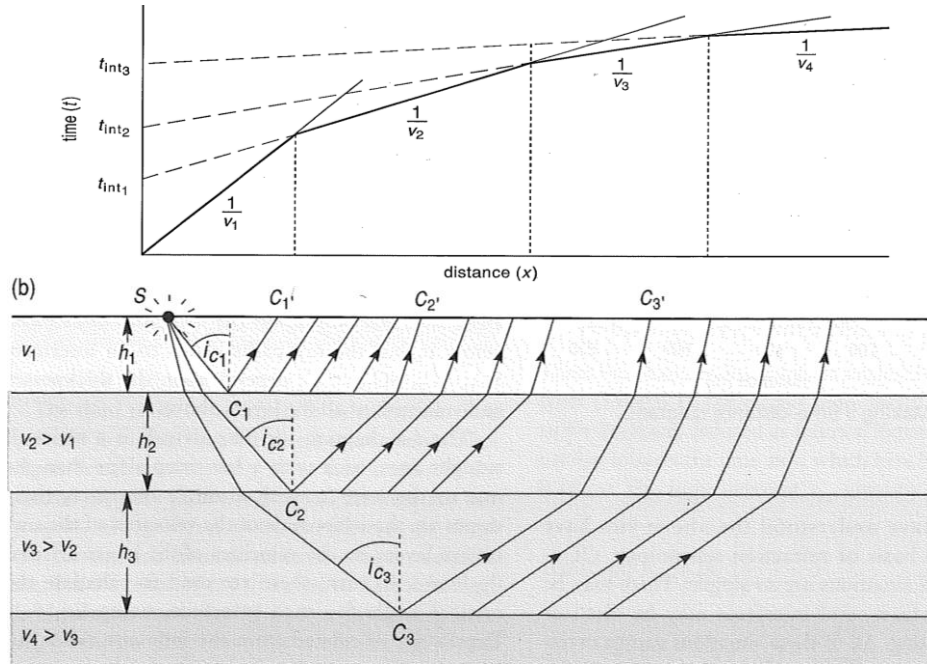


Yansıma sismliğinde gerçek jeolojik kesitlere çok benzeyen sonuçlar elde edilir. Karmaşık görünen sismik kayıt çok çeşitli veri işlem aşamalarından sonra yorumlanır. Yandaki sismik kesitte görüldüğü gibi veri işlem uygulanmadan kesit üzerinden yansıtıcı ara yüzeylerin (reflector) belirlenmesi oldukça zordur.

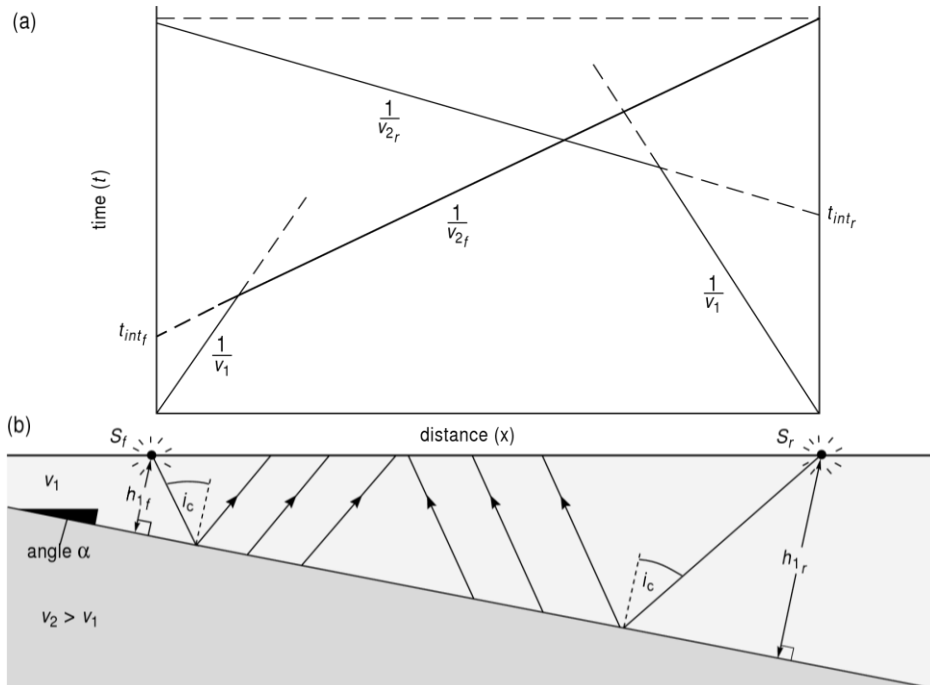
Aşağıda ise veri işlem öncesi ham veri ve veri işlem ve yorum aşamalarından sonra önerilen yeraltı modelleri verilmektedir.



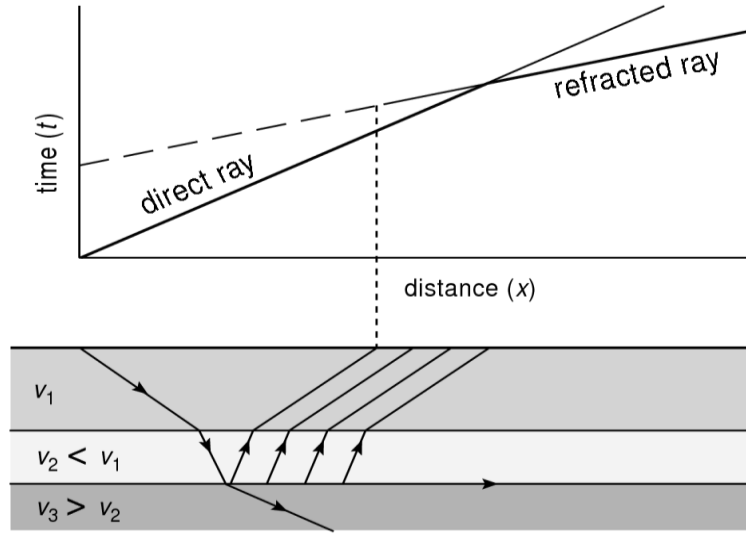
Çok tabaklı ortamda, tabakaların hızları doğrudan gelen ve kırılan dalgaların grafiklerinden (eğimlerden) kolayca belirlenir.



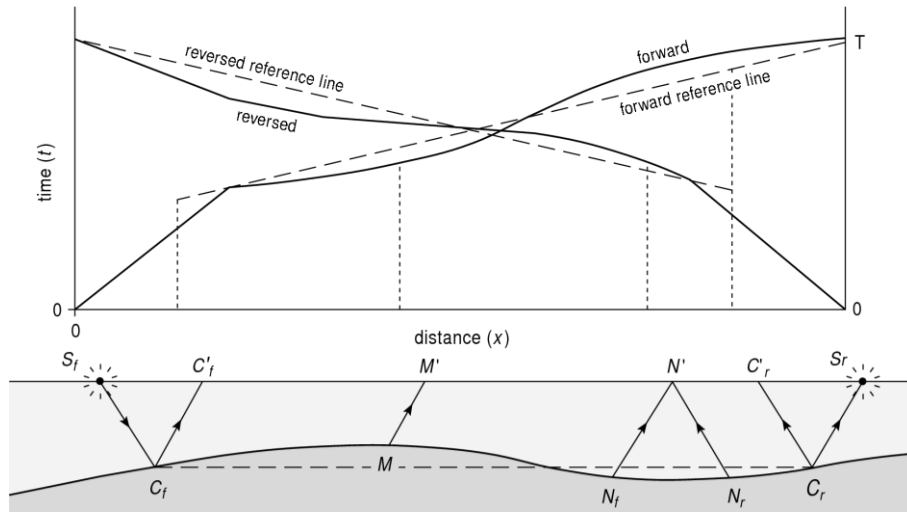
Eğimli tabaka durumunda $t-x$ grafiğinin görünümü aynı yatay tabakaya benzer. Eğimlerden hesaplanan hızlara görünür hız denir. Tabaka eğimini belirlemek için düz ve ters atış gereklidir. Kırılan dalga grafiğinin düşey eksenini kestiği t_{int} zamanı düz ve ters atışta farklı olması farklı atış altı kalınlıklarını ifade eder, tabaka eğimlidir.



Altta düşük hızlı bir tabaka varsa kritik kırılma olmaz, kırılan dalgalar normale yaklaşır. t-x grafiği iki tabakalı gibi yorumlanır. Düşük hız zonu olabilecek durumlar: Kil altında kum, Volkanik kayalar altında sedimanter kayalar, Kireçtaşı altında kumtaşı. Çözüm: Jeoloji verisi! (Sondaj, Jeolojik kesitler, Jeolojik haritalar)

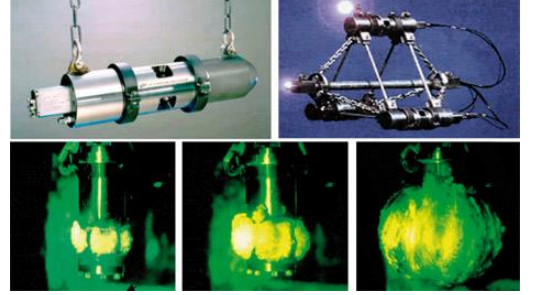


Ondüle (kıvrımlı) ara yüzey durumunda t-x grafiği doğrusal değildir. Bu durumda uygulanacak özel hesaplama yöntemleri vardır.



Sismik Kaynaklar

KAYNAK TİPİ	KARADA	DENİZDE
<i>Darbe</i>	Balyoz Ağırlık düşürme	
<i>Patlama</i>	Dinamit Primacord	Hava tabancası (Airgun) Su buharı şoku Sparker Flekzotir Maksipuls Akuapuls
<i>Titreşim</i>	Vibratör	Multipulse Geochirp



Hava Tabancası



Balyoz



Ağırlık düşürme



Dinamit



Primacord

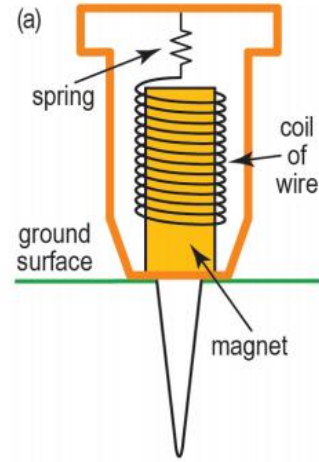
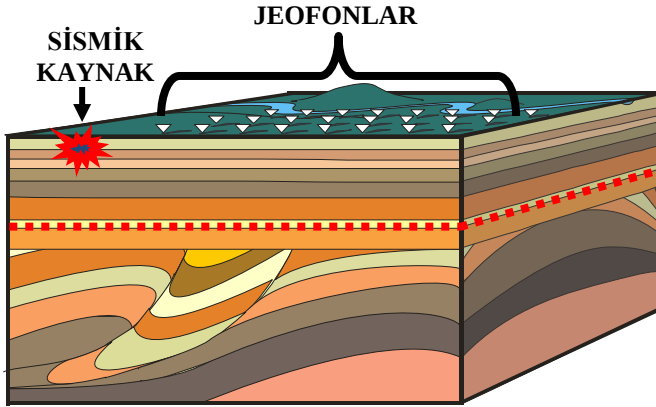


Vibratör

Sismik Alıcılar

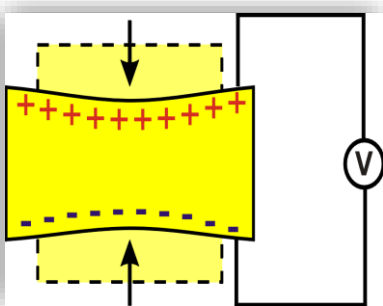
Karada

Jeofon: Yerin mekanik hareketini elektrik sinyaline dönüştüren alıcılar. P ve S dalgalarını kaydetmek için farklı jeofonlar vardır. Çalışmanı amacına göre, farklı frekanslarda üretilen jeofonlar seçilir.



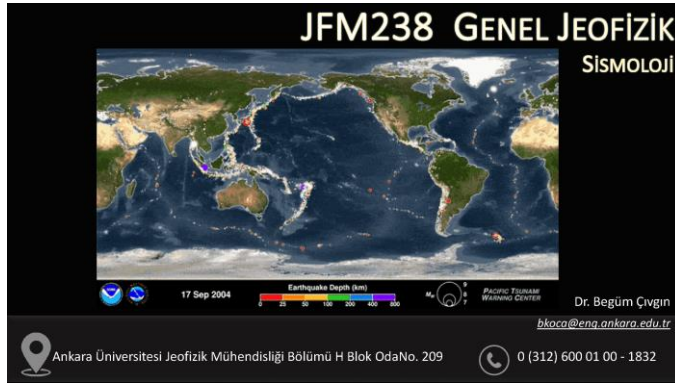
Denizde

Hidrofon: Piezoelektrik prensibine (basınç değişimine bağlı voltaj değişimi) göre çalışan alıcılar. Streamer adı verilen, doğal olarak suda yüzen malzemenin içine yerleştirilerek hidrofon dizileri oluşturulur ve deniz yüzeyinde veya batırılarak geminin arkasından çekilerek kullanılır.



7-5- SİSMOLOJİ

1



2

SİSMOLOJİ = DEPREM BİLİMİ

Deprem: Genellikle bir fayın kırılmasından kaynaklanan yer sarsıntısı olayı

Kimler Deprem konusunda çalışır?

Sismologlar (Dalgalar)

Jeofizikçiler (Mekanik, Jeodezi)

Jeologlar (Yapısal jeoloji, Paleosismoloji)

3

DEPREMLER NEDEN OLUR?

- Yeni bir fayın oluşumu ve aniden kırılması
- Mevcut bir fayın aniden kayması
- Yanardağ içerisindeki magmanın hareketi / yanardağ patlaması
- Büyük kütleli çöküntüler (mağara vb.)
- Dev toprak kaymaları
- Meteor çarpması
- Yeraltı nükleer patlatmaları
- Rezervuar dolumu kaynaklı

İnsan kaynaklı

DEPREM TÜRÜ

TEKTONİK

VOLKANİK

ÇÖKÜNTÜ

4

DEPREM TERİNOLOJİSİ

- **Fay (Fault):** Depreme neden olan kayma hareketinin meydana geldiği yüzey.
- **Odak / Hiposentr (Hypocenter):** Depremin yer içindeki gerçek konumu, ilk hareketin başladığı nokta.
- **Diş merkez / Episentir (Epicenter):** Yer içindeki odağın yeryüzündeki izdüşümü.
- **Tavan blok (Hanging wall):** Fayın üstte kalan bloğu (avize asabilirsiniz!)
- **Taban blok (Footwall):** Fayın altta kalan bloğu (üzerinde durabilirsiniz!)

- **Deprem şiddeti:** Depremin etkilerinin hissedilen ve gözlenen ölçüsü. Depremin büyüklüğüne, uzaklığına, yer yapısına ve yapıların sağlamlığına göre değişir.
- **Deprem büyüklüğü:** Depremde açığa çıkan enerji miktarının ölçüsü. Deprem kayıtları ve matematiksel bağıntılar kullanılarak hesaplanır.
- **Sismometre:** Yerin titreşimlerini algılayan ağıt.
- **Sismograf:** Sismometre ve kayıttan oluşan, depremleri kaydeden alet.
- **Sismogram:** Depremlerin kaydedilmesi ile elde edilen grafik.

5

DEPREM BÜYÜKLÜĞÜ

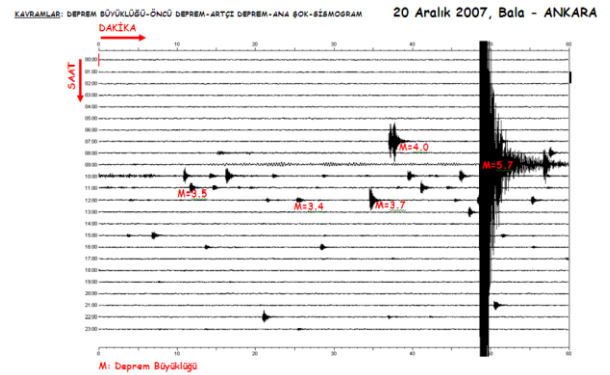
ALETSEL BÜYÜKLÜK / RİCHTER ÖLÇEĞİNE GÖRE BÜYÜKLÜK

DEPREMDE AÇIĞA ÇIKAN ENERJİ MİKTARININ ÖLÇÜSÜDÜR
HER YERDE AYNIDIR !!

KAYDEDİLMİŞ EN BÜYÜK DEPREM
MOMENT BÜYÜKLÜĞÜ=9.5 (1960, Şili)

6.0 ≈ 5.0 × 30

6



7

DEPREM ŞİDDETİ

MERCALLİ ÖLÇEĞİNE GÖRE ŞİDDET

DEPREMİN ETKİLERİNİN HİSSEDİLEN VE GÖZLENEN ÖLÇÜSÜ
HER YERDE AYNI OLMAZ !!

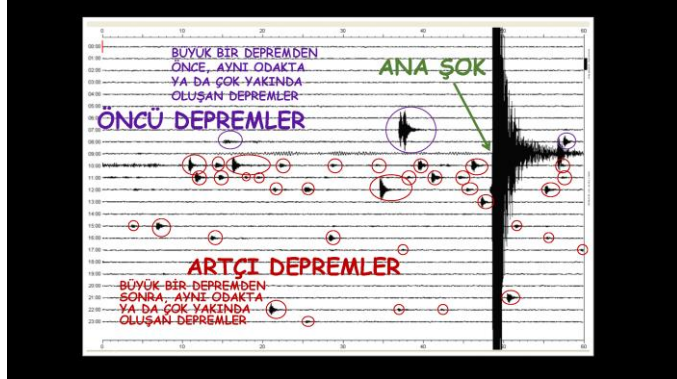
- ✓ DEPREMİN BÜYÜKLÜĞÜNE,
- ✓ DEPREMİN UZAKLIĞINA,
- ✓ YERİN YAPISINA,
- ✓ YAPILARIN SAĞLAMLIĞINA GÖRE DEĞİŞİR.

8

Modified Mercalli Scale vs. Richter Scale

Catagory	Effects	Richter Scale (approximate)
I. Instrumental	Not felt	1-2
II. Just perceptible	Felt by only a few people, especially on upper floors of tall buildings	3
III. Slight	Felt by people lying down, seated on a hard surface, or in the upper stories of tall buildings	3.5
IV. Perceptible	Felt indoors by many, by few outside; dishes and windows rattle	4
V. Rather strong	Generally felt by everyone; sleeping people may be awakened	4.5
VI. Strong	Trees sway, chandeliers swing, bells ring, some damage from falling objects	5
VII. Very strong	General alarm; walls and plaster crack	5.5
VIII. Destructive	Felt in moving vehicles; chimneys collapse; poorly constructed buildings seriously damaged	6
IX. Ruinous	Some houses collapse; pipes break	6.5
X. Disastrous	Obvious ground cracks; railroad tracks bent; some landslides on steep hillsides	7
XI. Very disastrous	Few buildings survive; bridges damaged or destroyed; all services interrupted (electrical, water, sewage, railroad); severe landslides	7.5
XII. Catastrophic	Total destruction; objects thrown into the air; river courses and topography altered	8

9



10

FAYLAR NEDEN KIRILIR?

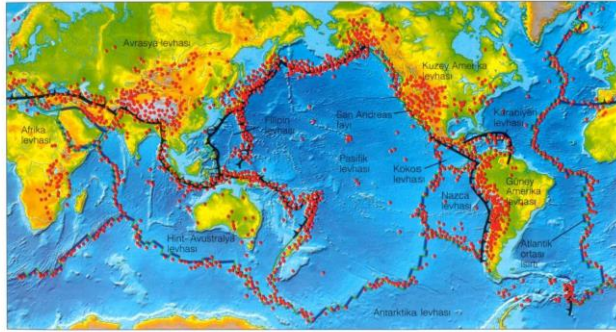
LEVHA TEKTONİĞİ & ELASTİK GERİ SEKME KURAMI

Çekirdekte meydana gelen radyoaktif parçalanmalar sonucu açığa çıkan yüksek ısı nedeni ile üst manto'da oluşan konveksiyon akımları ile eriyen malzeme yukarılara yükseldikçe litosferde gerilmelere ve daha sonra da zayıf zonların kırılmasıyla levhaların oluşmasına neden olmaktadır.

Bu levhalar astenosfer üzerinde yüzmekte olup, birbirlerine göre insanların hissedemeyeceği bir hızla (yılda ~160 mm Nazca levhası) hareket etmektedirler.



11



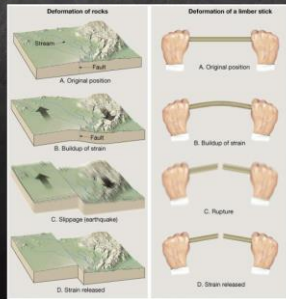
12

FAYLAR NEDEN KIRILIR?

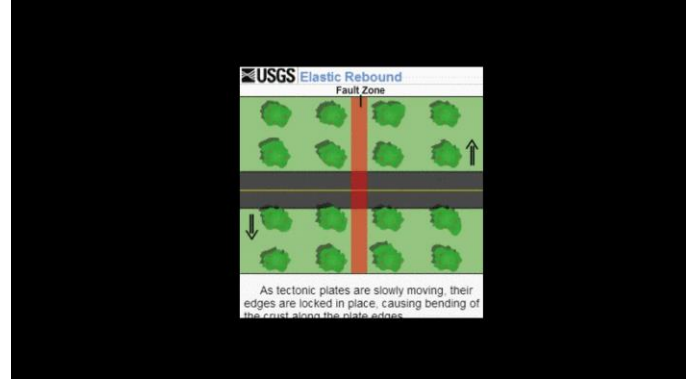
LEVHA TEKTONİĞİ & ELASTİK GERİ SEKME KURAMI

Herhangi bir noktada, zamana bağlı olarak, yavaş yavaş oluşan birim deformasyon birikiminin elastik olarak depoladığı enerji, kritik bir değere eriştiğinde, fay düzlemi boyunca var olan sürtünme kuvvetini yenerek, fay çizgisinin her iki tarafındaki kayaç bloklarının birbirine göreceli hareketine neden olmaktadır.

Bu ani yer değiştirme bir noktada biriken birim deformasyon enerjisinin açığa çıkması, boşalması, diğer bir deyişle mekanik enerjiye dönüşmesi ve sonuç olarak yer katmanlarının kırılma ve yırtılma hareketi ile olmaktadır.



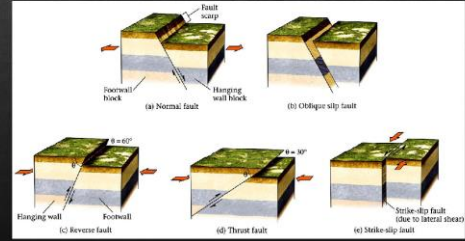
13



14

FAYLAR

Genel olarak üç fay türü vardır: **Normal (normal)**, **Ters (reverse)** ve **Doğrultu-atımlı (strike-slip)**. Dalımı (yatayla yaptığı açı) 45° den dar olan ters faylara **Bindirme fayı (thrust fault)** denir. Farklı türlerin karışımından oluşan faylara **Oblik fay (oblique slip fault)** denir.



15



16



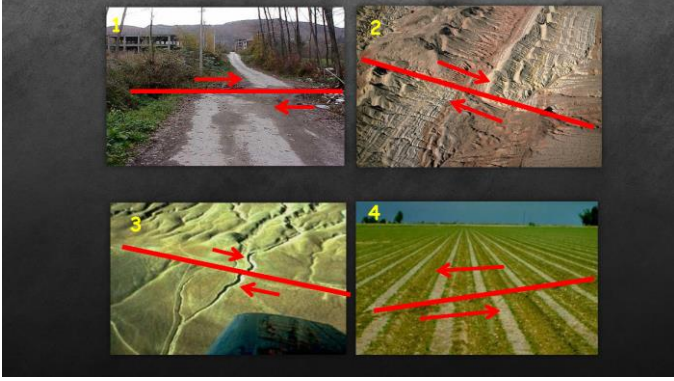
17



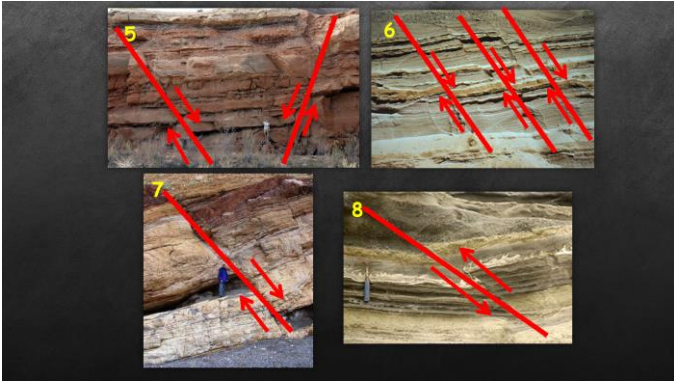
18



19



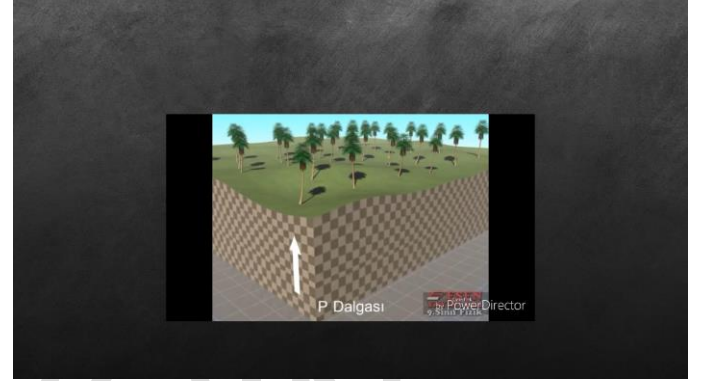
20



21



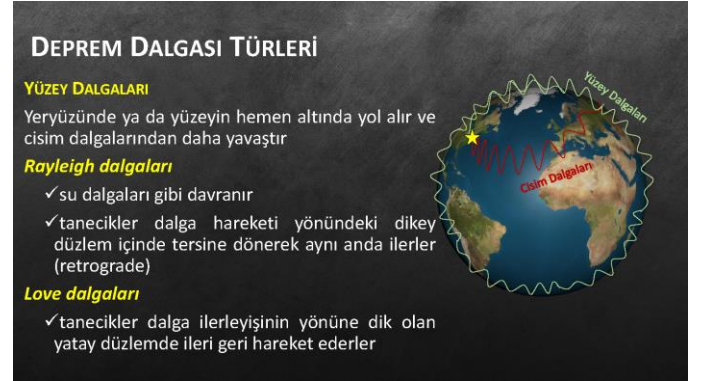
22



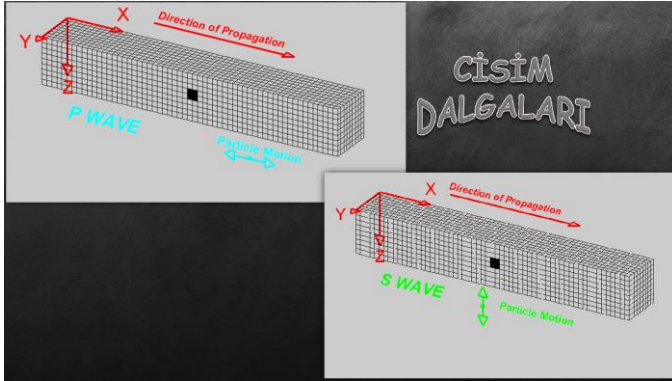
23



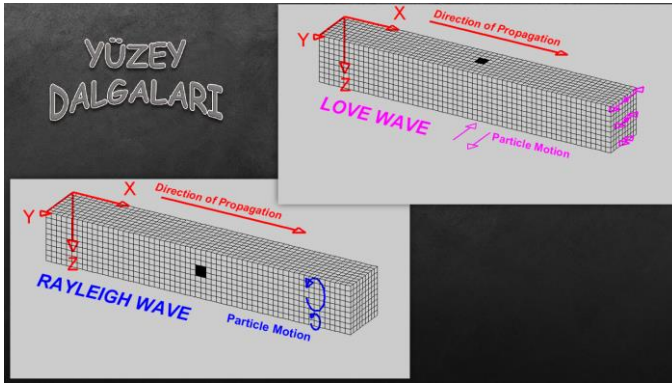
24



25



26



27

SİSMİK DALGA HIZLARI

Hangisi daha hızlı?

$$v_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}}$$

$$v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

K = Bulk modülü (hacimsel gerilime direnç veya "sıkıştırılabilirlik")
 μ = Kesme modülü (kesme gerilimine direnç veya "şekil değişimine" karşı direnç)
 ρ = Yoğunluk

$K = -\frac{P}{\left(\frac{\partial V}{V}\right)}$

$\mu = \frac{\tau}{\delta\theta}$

Sıvılarda kesme direnci olmadığı için $\mu = 0$

28

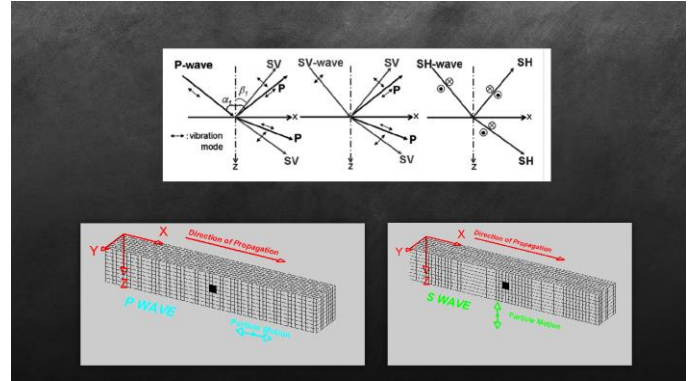
SİSMİK DALGALARIN DÖNÜŞMESİ

Ara yüzeye gelen bir sismik dalga ışını yeni ışınlar oluşturur

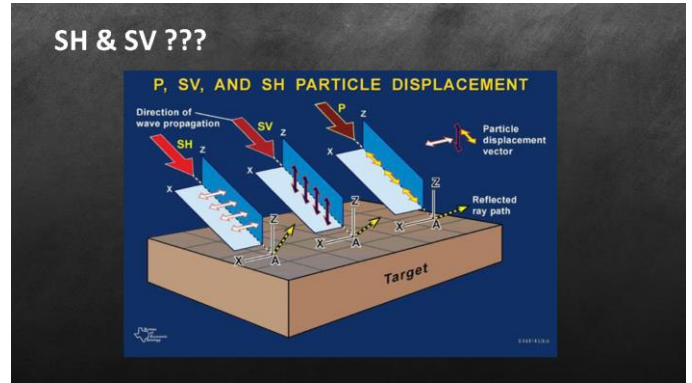
Gelen bir P veya S ışını

- Yansıyan P ışını
- Yansıyan S ışını
- Kırılan P ışını
- Kırılan S ışını

29



30



31

YÜZEY DALGALARI: LOVE & RAYLEIGH

Love: SH dalgalarının girişi
Yayınım doğrultusuna dik yatay hareket.

Rayleigh: P ve SV hareketlerinin girişi
Yayınım doğrultusunun tersine eliptik hareket (retrograde).

32

KABUK FAZLARI

Pg, Sg
Pb, Sb
Pn, Sn
PnPn, SnSn
PgPg, SgSg
PmP, SmS, PmS, SmP

Üst kabuktan doğrudan gelen
Alt kabuktan geçen, kırılan
Üst mantodan geçen, kırılan
Pn/Sn serbest yüzeyden yansıyan
Pg/Sg serbest yüzeyden yansıyan
Moho yansıması

PmP/SmS serbest yüzeyden yansıyan
Ör: PmP2=PmPPmP
Love
Rayleigh

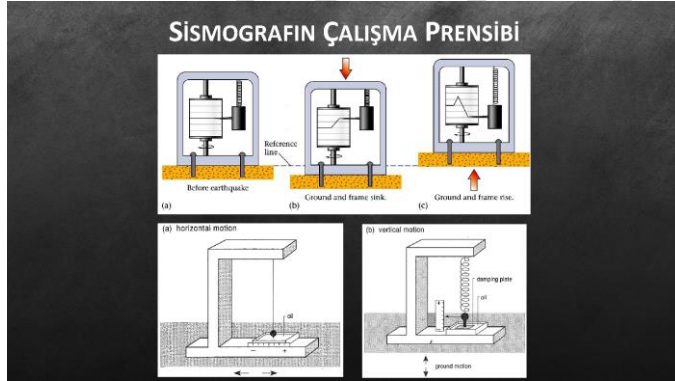
41



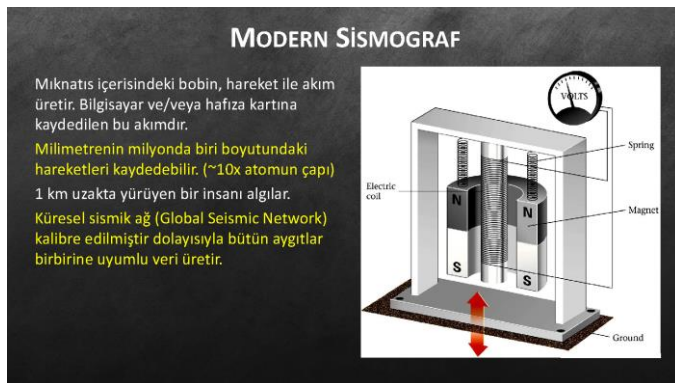
42



43



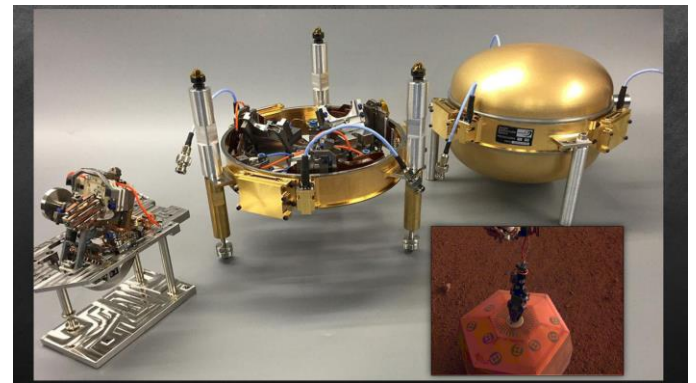
44



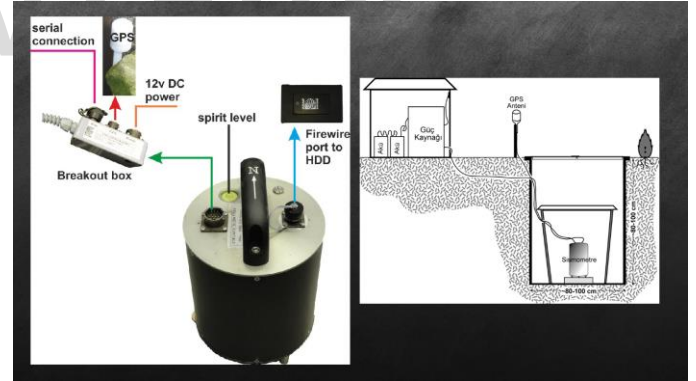
45



46



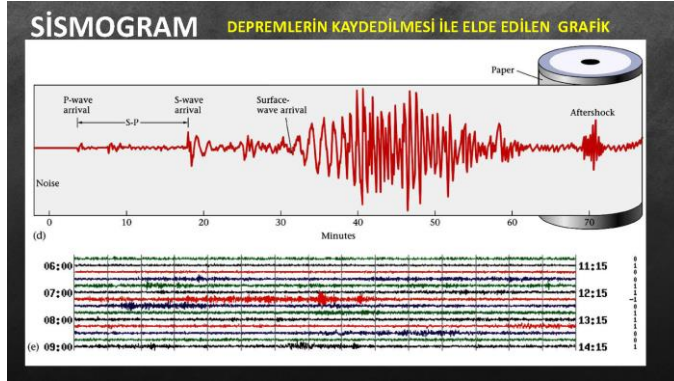
47



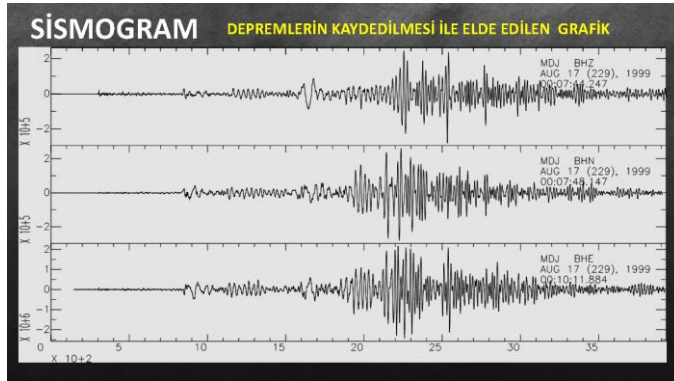
48



49



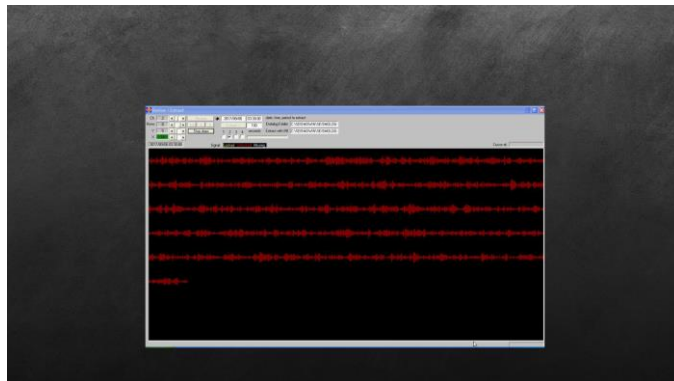
50



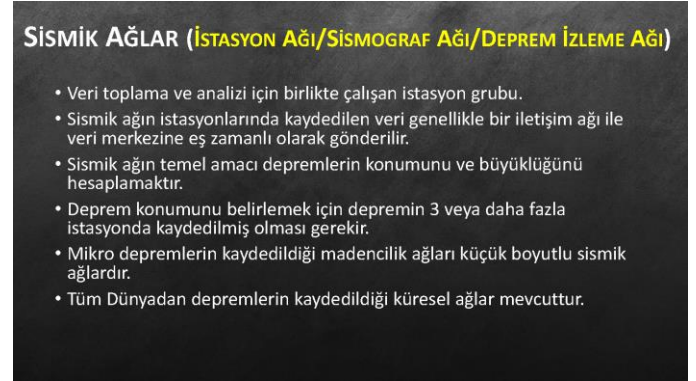
51



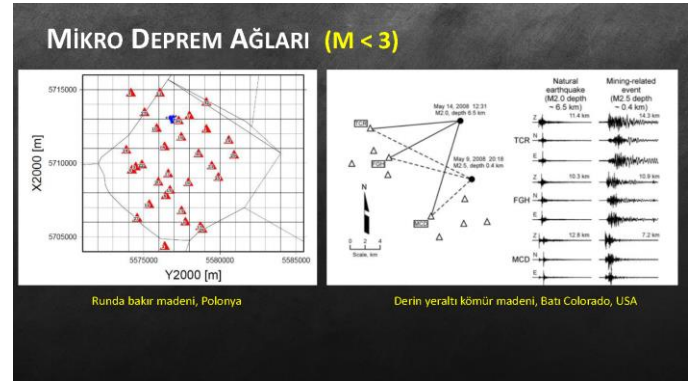
52



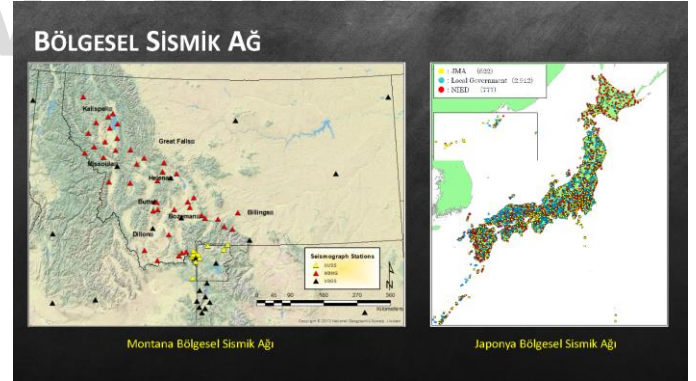
53



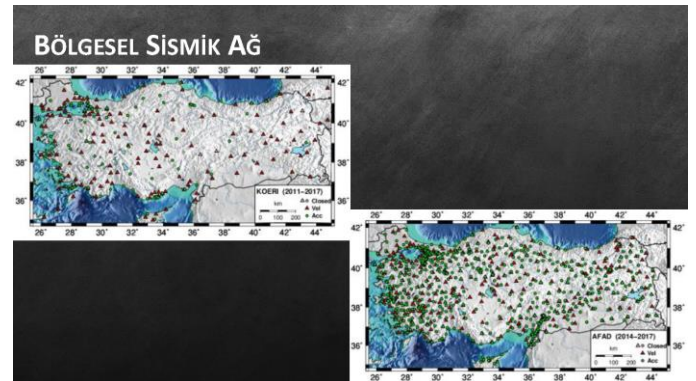
54



55

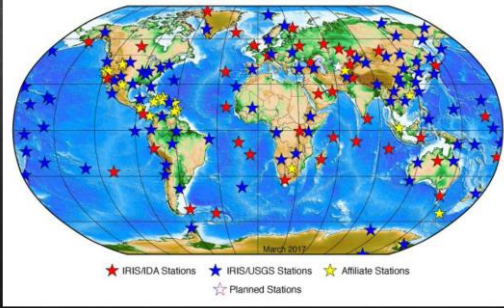


56



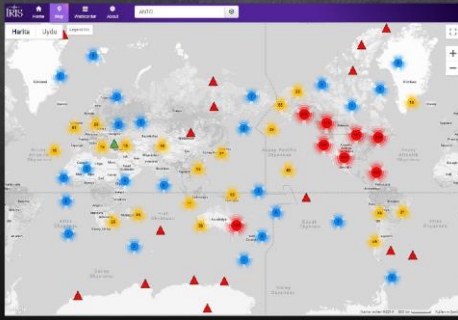
57

KÜRESEL SİSMİK AĞ (GLOBAL SEISMOGRAPHIC NETWORK, GSN)



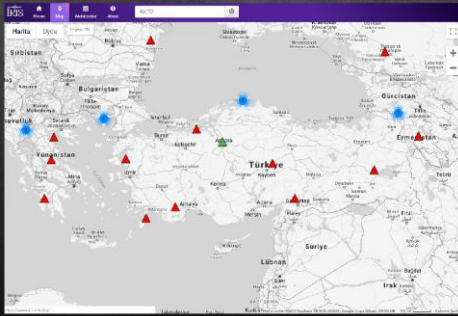
58

KÜRESEL SİSMİK AĞ



59

KÜRESEL SİSMİK AĞ



60

DEPREM KAYITLARINDAN NE ELDE EDERİZ?

- **DEPREM ODAK PARAMETRELERİ**
 - KONUM: Episantr Enlem ve Boylamı, Kaynak Derinliği
 - Oluş Zamanı
 - Büyüklük
- **ODAK MEKANİZMASI ÇÖZÜMÜ**

61

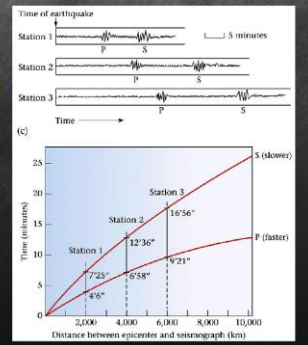
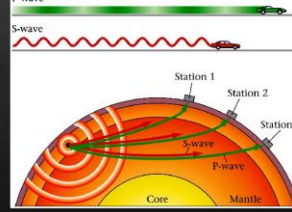
DEPREM KONUMLANDIRMA

• Hiposantrın hesaplanması aslında bir ters çözüm problemidir. Eldeki bilgiler, bir sismik olaydan (deprem, patlatma, vb) yayılan sismik dalgaların yeryüzünde coğrafik koordinatları belli sismoloji istasyonlarına varış zamanlarıdır. Bu bilgilerden tersine giderek varsayılan yer modelinden sismik olayın oluş zamanı, coğrafik koordinatları ve derinliği bulunur.

62

DEPREM KONUMLANDIRMA

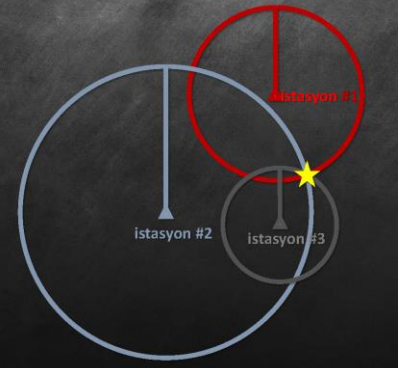
- En basit yöntem: 3 istasyon yöntemi
- ✓ S ve P dalgalarının varış zamanları farkı
- ✓ İstasyon-deprem arası mesafe



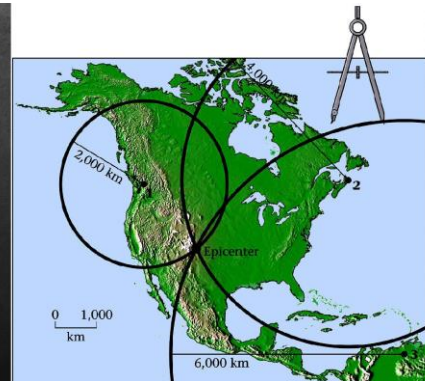
63

3 İSTASYON YÖNTEMİ

- 1 istasyon deprem konumu için sonsuz olasılık verir
- 2 istasyon 2 olası konum verir
- 3 istasyon 1 konum verir
 - Hata içerir
- Deprem konumu (epicenter) dairelerin kesiştiği noktadır



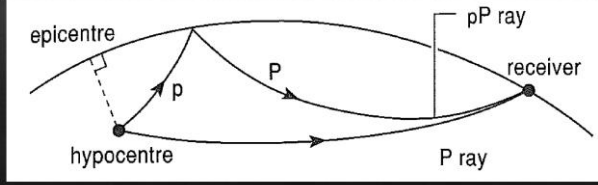
64



65

DEPREM DERİNLİĞİ

- pP (derinlik fazı) varış zamanı kullanılır
- P-pP arasındaki zaman farkı belirlenir ve bazı bağıntılar yardımı ile derinlik hesaplanır.



66

BÜYÜKLÜK (MAGNİTÜD)

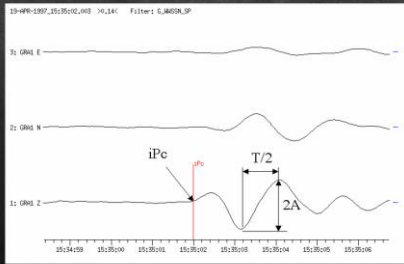
- Deprem büyüklüğünü aletsel verilere dayanarak saptayan, Richter tarafından 1935 de ortaya atılmış bir büyüklüktür.
- Magnitüt, depremin uzaklığına, kayıt aletinin türüne vb bağlı değildir.
- Değişik alet ve uzaklıktaki depremlerin magnitütlerini hesaplamak için genel formül

$$M = \log\left(\frac{A}{T}\right) + f(\Delta, h) + C_s + C_r$$

M Magnitüt
A mikron cinsinden yerin genişliği
T dalganın periyodu
 Δ derece cinsinden episantr uzaklığı
h km olarak odak derinliği
f fonksiyonu teorik ve deneysel sonuçlara dayanarak bulunan bir fonksiyondur
C_s istasyondaki özel durumlar, örneğin yerel yapı gibi, şartlar için istasyon düzeltmesi
C_r farklı deprem mekanizmaları ve farklı deprem bölgeleri için bölgesel düzeltme

67

$$M = \log\left(\frac{A}{T}\right) + f(\Delta, h) + C_s + C_r$$



68

BÜYÜKLÜK TÜRLERİ

- M_w : Moment büyüklüğü (en güvenilir büyüklük, sismik momentten hesaplanır)
[deprem üreten kaynağın büyüklüğünün bir ölçüsü]
- M_D : Süreye bağlı büyüklük
- M_L : Yerel büyüklük
- M_S : Yüzey dalgası büyüklüğü
- m_b : Cisim dalgası büyüklüğü

69

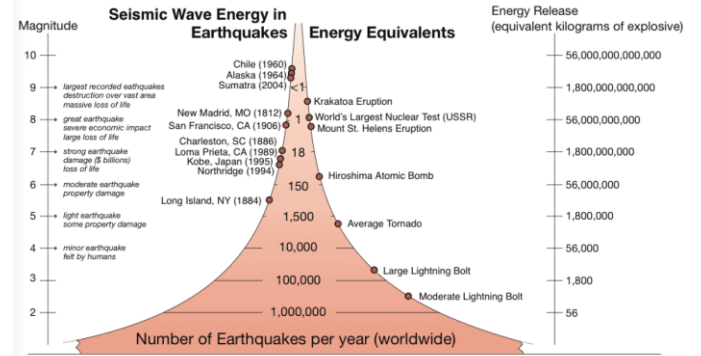
DEPREM ENERJİSİ (E)

$$\log E = 5.8 + 2.4 m_b$$

$$\log E = 11.8 + 1.5 M_S \quad (M_S \text{ 1 birim artarsa enerji } 31.62 \text{ kat artar})$$

1960 Şili depreminde (M_w 9.5) açığa çıkan enerji 10^{26} erg dolayındadır. Bu enerji, 300 veya daha fazla megatonluk nükleer bir patlamaya eşdeğerdir. 1999 Kocaeli depreminde (M_S 7.4) açığa çıkan enerji ise $10^{22.9}$ erg dolayındadır.

70



71

ODAK MEKANİZMASI ÇÖZÜMÜ

* Tek bir deprem kaydının kullanılması

1. P dalgası ilk hareketlerinin kullanılması: Çok sayıda istasyon gerektirir. İstasyonların dağılımına bağlıdır.
2. P dalgası ilk hareketi ve genliğinin kullanılması: Beş veya daha fazla istasyon gerektirir.
3. P ve S dalga şekillerinin kullanılması: Beş veya daha fazla dalga şekli gerektirir.
4. Tüm dalga şeklinin kullanılması: Bir veya daha fazla istasyon gerektirir.

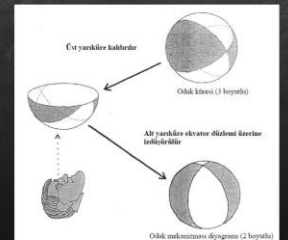
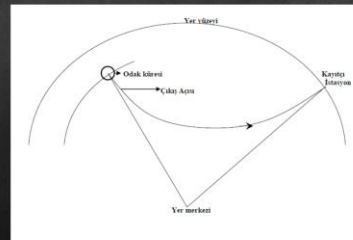
* Birden fazla deprem kaydının kullanılması

Aynı bölgede olmuş çok sayıda depremin odak mekanizmalarının benzer olduğu varsayımı yapılarak her bir depreme ait P dalgasının ilk hareketi aynı odak mekanizması diyagramı üzerine çizilebilir. Bu tip bir odak mekanizması diyagramı kullanarak, küresel alana ait karma odak mekanizması belirlenebilir.

72

ODAK MEKANİZMASI ÇÖZÜMÜ

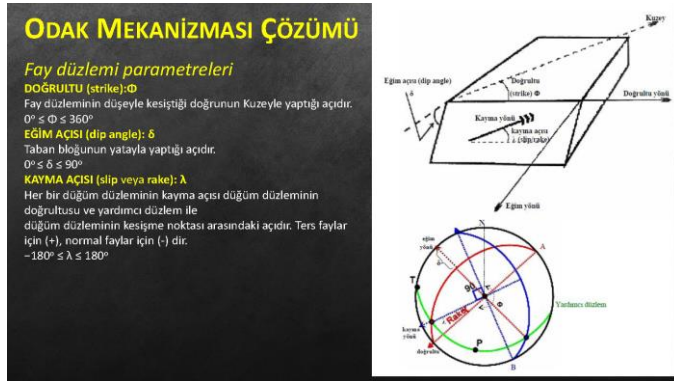
Odak küresi, odağı saran küçük hipotetik bir küredir. Dolayısı ile, ışınların, odak küresinden, odağı terk ettikleri açıyla geçtikleri kabulü yapılabilir.



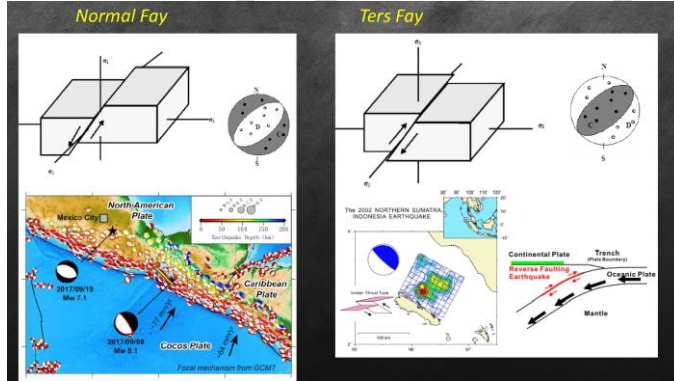
73



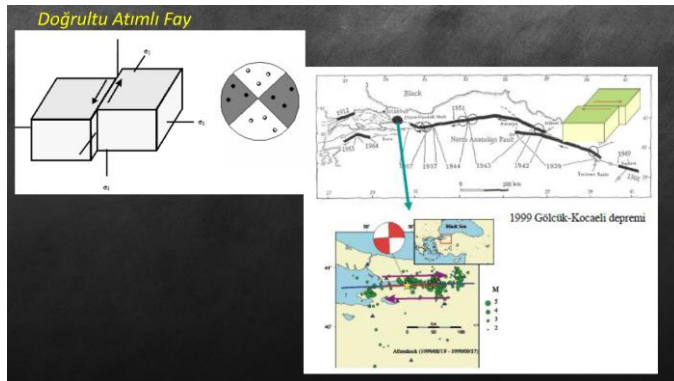
74



75



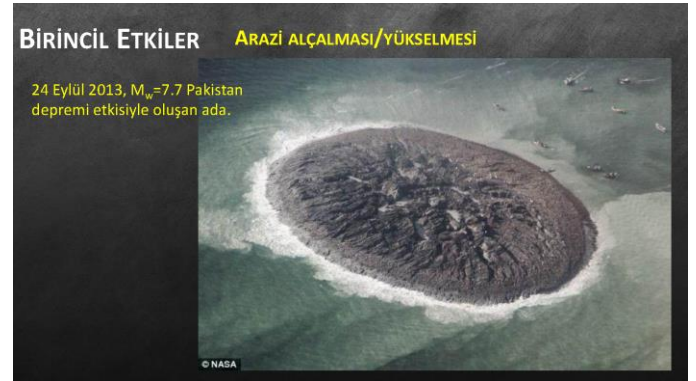
76



77



78



79



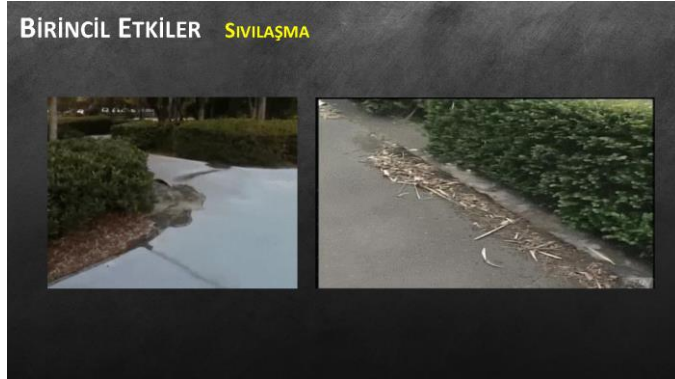
80



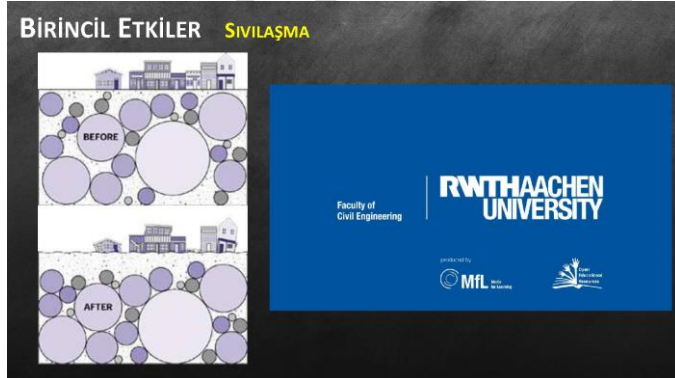
81



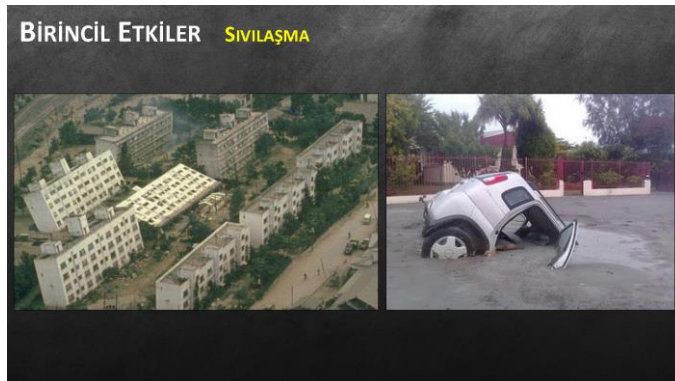
82



83



84



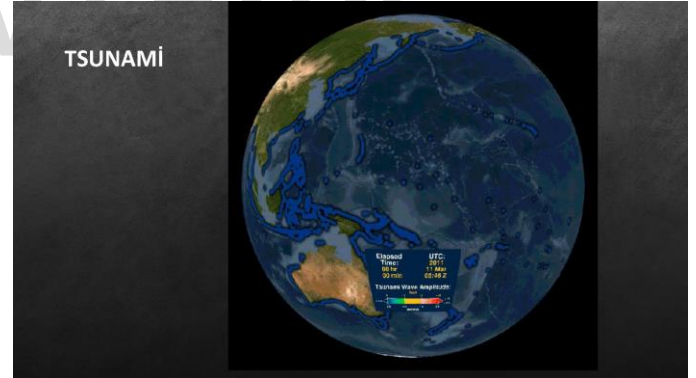
85



86



87



88





B. CIVGIN