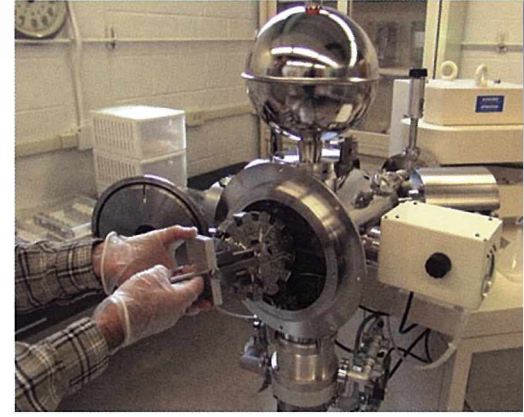


# İZOTOP JEOLOJİSİ

## Tarihçe

1896 yılında Henry Becquerel'in uranyum tuzlarının radyoaktivitesini keşfetmesiyle fizikte çok büyük gelişmeler olmaya başladı. Bu konular Marie-Pierre Curie, Montreal'de Frederick Soddy ve Ernest Rutherford'un öncülüğünde önemli ilerlemeler kaydetti. 1902 yılında yeni keşfedilen bazı elementlerle ilgili bir süreç olan radyoaktivite tanımlandı. Bununla birlikte  $\alpha$  (alfa) ve  $\beta$  (beta) partiküllerinin emisyonu (yayılımı) ile  $\gamma$  (gama) radyasyonu süreçleri ortaya konuldu. Buna göre  $\gamma$  (gama) yayılımının oranı radyoaktif atomların sayısı ile ilişkili olup zamanla bu değer giderek azalma göstermektedir. Bu gelişmeler atom fiziğinin temelini teşkil etmiştir (Romer, 1971).

Jeoloji bilimi içinde radyoaktivite Curie ve Laborde'nin 1903 yılında "Radyoaktivite ekzotermik bir süreçtir" adlı çalışmasından sonra önem kazanmaya başlamıştır. Bu konuda yapılan çalışmalar ile Lord Kelvin'in dünyanın yaşı ile ilgili hesaplamalarının yanlış olduğu sonucu ortaya konulmuştur. 1905 yılında Rutherford, uranyumun içindeki helyum partiküllerini kullanarak jeolojik yaşların hesaplanması üzerinde durmuştur. 1909 da John Joly kayaların radyoaktivite ölçümlerini ve radyoaktivite sonucu oluşan ısı miktarını bir kitapta toplamıştır. 1911 yılında, Arthur Holmes U-Pb bozunmalarını kullanarak kayaların yaşlarını ortaya koymuş, 1913 yılında ise "The Age of Earth" (Dünyanın Yaşı) adlı kitabında kayaç ve minerallerin yaşları ile ilk jeoloji zaman cetvelini oluşturmuştur. Bütün bu gelişmeler yerbilimlerinde "İzotop Jeolojisi" adlı yeni bir alt dalın ortaya çıkmasını sağlamıştır. Bununla ilgili gelişmeler



Koray Sözeri  
Ankara Üniversitesi  
Mühendislik Fakültesi  
Jeoloji Mühendisliği Bölümü  
sozeri@eng.ankara.edu.tr

teknolojinin gelişimine bağlı olarak radyasyon dedektörleri, kütle spektrometreleri (Şekil 1) ve diğer bazı hassas analitik cihazlar (Şekil 2) doğrudan yaşlandırılmasını beraberinde getirmiştir.

### İzotop Tanımı

Aynı atom numarasına fakat farklı atomik kütleyle sahip atomlar izotop olarak tanımlanır<sup>(1)</sup>. Herhangi bir elementin tüm atomları o elementin çekirdeğinin etrafında aynı sayıda elektrona sahipken çekirdek içinde de aynı sayıda protonlara sahiptir. Fakat çekirdek içindeki nötron sayıları farklı olabilir. Bir elementin atom numarası veya atomik ağırlığı çekirdekdeki proton ve nötron sayılarının toplamı kadardır. Nötron sayıları değişken olabildiği için atomların kütleleri de farklı olabilir. Yapay olarak bir atom çekirdeğine hızlı hareket eden partikül bombardımanı gerçekleştirildiğinde hidrojen elementi hariç tüm elementlerin izotopları elde edilebilir. Bir elementin izotopları çok az oranda da olsa farklı fiziksel ve kimyasal özelliklere sahiptir. Kimyasal özellikler genellikle çekirdek yüküne ve dış yörüngedeki elektron dağılımı ile ilişkilidir.



Şekil 1. ICP (inductively coupled plasma) İndüktif çiftlenmiş plazma-kütle spektrometre cihazı. (Doğa Tarihi Müzesi İzotop Jeolojisi Laboratuvarı, Stockholm-ISVEC).

Bazı izotoplar radyoaktif özelliğine sahiptir ve bu izotopların atom çekirdekleri radyasyon yayar. Bu radyasyon değişik şekillerde ortaya çıkabilir. Bunlardan en yaygın olanları

$\alpha$  (alfa),  $\beta$  (beta),  $\gamma$  (gama) yayılımıdır. Radyoaktif bozunma sonucu oluşan çekirdek yavru ürün olarak tanımlanır ve bunlar radyojenik izotoplar olarak adlandırılır<sup>(1)</sup>. Yavru ürünler kendisini oluşturan ana çekirdekten daha fazla radyoaktivite özelliğine sahiptir. Bazı radyoaktif izotoplar ise atmosferdeki yüksek enerjili partiküllerin ( $^{14}\text{C}$ , trityum) duraylı çekirdek reaksiyonları ile devamlı olarak oluşmaktadır. Son yıllarda nükleer reaktörler ve nükleer bombalar nedeniyle yeryüzünde yapay radyoaktif izotop üretimi çok fazla miktarda artmıştır. Doğal olarak oluşan izotopların çoğu radyoaktif olmayıp, bunlar duraylı izotoplar olarak tanımlanır.

Radyoaktivite sonucu oluşan izotopların yeryüzündeki miktarları göz önüne alınarak yer kabuğundaki herhangi bir kayaç biriminin yaşı belirlenebilmektedir. Özellikle kurşun (Pb) ve stronsiyum (Sr) elementlerinin izotopları bu konuda önemli veri sağlamaktadır.



Şekil 2. Termal iyonlaşma kütle spektrometresi (TIMS). (Pittsburg Üniversitesi, Radyojenik İzotop Jeokimya Laboratuvarı, ABD).

### Radyoaktivite ve Radyojenik İzotoplar

Radyoaktif bozunmanın sabit oranlarda gelişmesi ve bozunmanın ortamdaki sıcaklık, basınç ve kimyasal olaylardan etkilenmemesi jeolojik ortamların oluşum yaşlarının belirlenmesi için önemli olmaktadır. Ayrıca kaya örneklerinin analizi sırasında da yine oldukça dikkatli ve titiz çalışmalar yapılması analizin doğruluğunu önemli oranda etkilemektedir. (Şekil 3,4)

Radyoaktif bir izotop, büyümekte olan bir mineralin kristal iç yapısında (kristal kafesi) ise bu izotop atomunun yavru atomları sabit bir oranda bozunmaya uğrar<sup>(1)</sup>. Zaman içinde ana element ile yavru element oranı, yavru element miktarının artmasıyla değişir. Bu oranın kullanılması ile bu kristalin oluşumundan beri geçen zaman hesaplanabilir. Hesaplanan değer doğru olabilmesi bazı koşullara bağlıdır; Bunlar, kristal oluştuğu andan itibaren herhangi bir alterasyon (bozunma) geçirmemesi, ortama yeni radyoaktif elementlerin eklenmemesi ve ortamdan radyoaktif elementlerin kaybolmaması gerekir. Kristal eğer herhangi bir bozunmaya veya metamorfizmaya uğramış ise, bu durumda ölçülen yaş, mineralin yaşı olmayıp, alterasyonun veya metamorfizmanın yaşı olacaktır. Yaş hesaplamaları yapılırken şu formülden yararlanılır:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln\left(\frac{D - D_0}{P} + 1\right)$$

- t : Zaman  
 λ : Bozunma sabiti  
 D : Radyojenik izotop un t anındaki miktarı  
 D<sub>0</sub> : Radyojenik izotopun bozunma başlamadan önceki ilksel değeri  
 P : Herhangi bir zaman (t) anındaki ana atomlarının sayısı

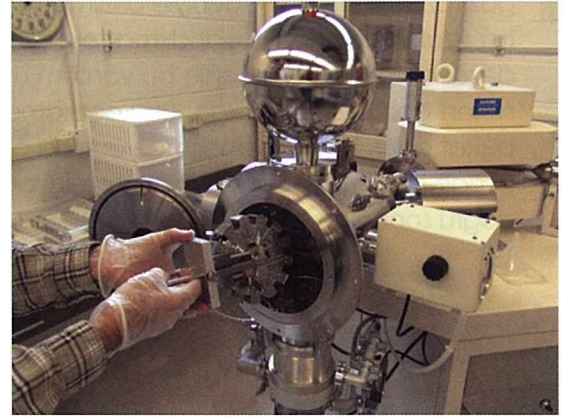
Bu formülden elde edilecek sonucun doğru olabilmesi için λ değerinin zamanla değişmemesi ve kaya veya mineralin dış etkilerden etkilenmediği kapalı bir sistem içinde kalması gerekir.



Şekil 3. Termal iyonlaşma kütle spektrometresi (TIMS) laboratuvarı örnek hazırlama bölümü (Pittsburg Üniversitesi, Radyojenik İzotop Jeokimya Laboratuvarı, ABD).

### Rb-Sr (Rubidyum-Stronsiyum) Yöntemi

<sup>87</sup>Rb izotopu elektron yayararak <sup>87</sup>Sr ye dönüşür. Bu dönüşüm kullanılarak yaşlandırma işlemi yapılabilir. Bu yöntem yapısında Rb içeren ve genellikle 65 milyon yıldan daha yaşlı mineral(örneğin: lepidolit, muskovit, biyotit, K-feldispat) veya kayalar için uygulanabilir. Rb elementinin kendine ait bir minerali yoktur, fakat K (potasyum) elementinin yerine kolayca geçebildiği için birçok kayada fazla miktarlarda bulunabilmektedir. Bu yöntem ile doğru sonuçlar elde edebilmek için izotoplar oluştuktan sonra, sisteme yeni izotopların eklenmemesi ya da mevcut izotopların sistemden dışarı kaçmamış olması önemlidir<sup>(2)</sup>.



Şekil 4. Termal iyonlaşma kütle spektrometresi (TIMS) cihazına hazırlanan örneğin yerleştirilmesi (Pittsburg Üniversitesi, Radyojenik İzotop Jeokimya Laboratuvarı, ABD).

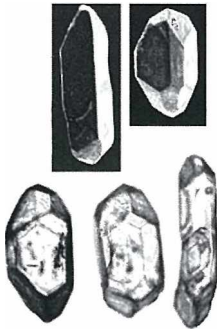
### U-Th (Uranyum-Toryum) Yöntemi

Doğal olarak oluşan uranyum (U) çoğunlukla <sup>238</sup>U izotopu, daha az oranda da <sup>234</sup>U izotopu içerir. <sup>206</sup>Pb izotopu <sup>238</sup>U nun bozunmasıyla <sup>207</sup>Pb ise <sup>235</sup>U'un bozunması sonucu oluşur<sup>(2)</sup>. Bu bozunma esnasında Helyum (He) elementi açığa çıkar. Yer kabuğunda bulunan <sup>235</sup>U izotopunun günümüzde hemen hemen hepsi tükenmiş durumdadır. Bunun sebebi yer kabuğu oluştuktan sonra yaklaşık 4.5 milyar yıl süre geçmiş olmasıdır. <sup>238</sup>U izotopu ise bu süre içinde hemen hemen yarı yarıya tükenmiştir. Uranyum içeren mineraller az oranda da olsa <sup>232</sup>Th (toryum) izotopuna, bu <sup>232</sup>Th izotopu ise Pb(kurşun) izotopuna dönüşür. Uranyum yöntemi ile yapılan yaş tayini ile 3 farklı yaş değeri elde edilir. Bunlar <sup>238</sup>U - <sup>206</sup>Pb, <sup>235</sup>U - <sup>207</sup>Pb, <sup>232</sup>Th - <sup>208</sup>Pb yaşlarıdır. Bu değerlerin birbirleriyle uyumlu olması gerekir. Aksi takdirde elde edilen yaş sonucu doğru

olmayabilir. Bu analiz özellikle magmatik kayalarda yaygınca bulunan zirkon minerali üzerinde uygulanır. (Şekil 5) Ayrıca uraninit, sfen, apatit ve monazit gibi minerallerde analiz için uygun tercih edilen diğer minerallerdir.

### K-Ar (Potasyum-Argon) Yöntemi

Doğal olarak oluşan  $^{40}\text{K}$  izotopu iki önemli radyoaktif bozunmaya uğrar. Bunlardan ilki elektron yayını (emisyonu) ile  $^{40}\text{Ca}$  ya dönüşme, diğeri ise elektron yakalama ile  $^{40}\text{Ar}$ 'a dönüşmedir<sup>(2)</sup>.  $^{40}\text{Ca}$  bozunması diğere göre daha önemlidir. Çünkü bu izotop kalsiyum (Ca) elementinin en yaygın izotopudur.  $^{40}\text{Ar}$  izotopu ile yaşlandırma diğere göre daha avantajlıdır. K-Ar yönteminde radyojenik izotop ürünün gaz fazında olması nedeniyle ortamdan kolayca uzaklaşabilmesi yaşlandırma tekniğinde bir dezavantajdır. Bu nedenle bu yöntem uygulanırken gaz fazındaki argonun kaçmaması için dikkat edilir. K-Ar yaşlandırma yöntemi özellikle bazalt bileşimli volkanik kayalar için oldukça doğru sonuçlar verir.



Şekil 5. U-Pb yönteminde kullanılan zirkon ( $\text{ZrSiO}_4$ ) mineralleri (Üstteki resimler taramalı elektron mikroskop görüntüsü, alttakiler ise standart mikroskop görüntüsüdür).

### $^{14}\text{C}$ (Karbon14) Yöntemi

Atmosferdeki  $^{14}\text{N}$  (azot) atomları kozmik ışınların çarpışması ile oluşan nötronlarla reaksiyona girerek  $^{14}\text{C}$  (karbon)'ü oluşturur. Oluşan  $^{14}\text{C}$  ise kolayca okside olarak  $\text{CO}_2$  yi oluşturur.  $^{14}\text{C}$  radyoaktif olup yarılanma süresi 5730 yıldır. Havadaki  $\text{CO}_2$  fotosentez için bitkiler tarafından tüketilir. Hayvanlar hava ve, suda bulunan  $\text{CO}_2$  yi bünyelerine alırlar. Buna ilaveten fotosentez yapmak için  $\text{CO}_2$  kullanan bitkileri de yedikleri için bu bitkilerden de bünyelerine  $^{14}\text{C}$  alırlar. Bu tip canlılar bu işlemleri hayatları boyunca tekrarladıkları için sürekli olarak vücutlarına  $^{14}\text{C}$  alırlar. Bu canlılar öldükle-

rinde fosilleşmiş olsalar bile vücutlarındaki  $^{14}\text{C}$  durumunu koruduğu için bu canlıların yaşlarını belirlemek mümkündür.



Şekil 6. Taş devrine ait savaş baltası ve çömlek. Radyokarbon yöntemi kullanılarak yapılan yaşlandırma ile M.Ö. 2400 yıl yaşta olduğu belirlenmiştir (İsveç Stokholm müzesinden).

$^{14}\text{C}$ 'un yarılanma süresi kısa olduğu için bu yöntemle elde edilebilecek en büyük yaş 50.000-60.000 yıl civarındadır (Şekil 6). Bu nedenle özellikle arkeoloji ve antropoloji çalışmalarında kullanılmaktadır. Ancak güneşteki kozmik patlamaların fazla olduğu durumlarda, yerin manyetik alanı bu olaydan fazlaca etkileneneği için bu yöntem ile yapılan ölçümlerin hassasiyeti önemli oranda bozulacaktır. Bunun dışında yeryüzündeki organik aktivitenin çok fazla değişimi radyokarbon yöntemiyle yapılan yaşlandırma çalışmalarını olumsuz etkileyebilmektedir.

### Re-Os (Renyum-Osmiyum) Yöntemi

Renyum(Re) ve osmiyum(Os) elementleri kayalar içinde genelde çok düşük oranlarda bulunur. Re-Os yöntemi ultramafik kayaların ve meteoritlerin yaşlandırılmasında tercih edilmektedir. Özellikle 550 milyon yıldan daha yaşlı olan kabuk kökenli kayalarda  $^{187}\text{Os} / ^{186}\text{Os}$  oranlarının yüksek olması bu tip kayalar için oldukça ideal olmaktadır.

#### Kaynaklar

- (1) Krauskopf, K.B., 1982. Introduction to Geochemistry. Second Edition, McGRAW-HILL INTERNATIONAL EDITIONS. Earth and Planetary Series s. 488-499
- (2) Faure, G. 1998. Geochemistry. Simon & Schuster/A Company. Upper Saddle River. New Jersey 07458 s.276