

FİZİKSEL (= RADYOMETRİK = RADYOJENİK) YAŞ TAYİNİ  
METOTLARINI SINIFLAMA DENEMESİ VE Rb-Sr VE K A  
METOTLARININ KAZDAĞ'DA BİR UYGULAMASI

(Essaie d'Application de Mesures Géochronologiques au Massif de  
Kazdağ, Turquie)

Ergüzer Bingöl

M.T.A. Enstitüsü, Ankara

**ÖZ** Radyojenik yaş tayini metodları, radyoaktivitenin dolaylı ve dolaysız etkilerine dayananlar olmak üzere iki grupta sınıflandırılabilir. Metodların uygulanmasında elde edilen rakamların anlamları ancak jeolojik verileri temel alan yorumlarla açıklığa kavuşabilir.

Radyoaktivitenin dolaysız etkilerine dayanan Rb-Sr ve K-A metodları Kazdağ masifindeki granodiorit, gnays, az metamorfik kayalar ve spilitik metabazaltlara uygulanmış, Alpin, Alt-Mesozoyik ve Paleozoyik yaşlar bulunmuştur.

**SOMMAIRE** Les échantillons recueillis sur les différentes roches ignées et métamorphiques du massif de Kazdağ (au Nord du Golfe d'Edremit) ont été soumis aux fins d'analyses géochronologiques, à deux méthodes actuellement classiques : La méthode au Rb-Sr et la méthode au K-A. Les analyses donnent trois groupes d'«âges» : alpins, mésozoïque et paléozoïque.

**ABSTRACT** Samples from various igneous and metamorphic rocks of the Kazdağ Massif (at the north of the gulf of Edremit), at the end of geochronological analyses, were subjected to Rb-Sr and K-A methods. The analyses give three groups of age: alpine, mesozoic and paleozoic.

## GİRİŞ

Kayaçların veya kayaçları meydana getiren yapı minerallerinin fiziksel olarak yaşlarının tayininde kullanılan bütün metodlar, kayaçlarda veya yapı minerallerinde bulunan doğal radyoaktif maddelerin parçalanması (= desintegration) olayı ile ilgilidir. Doğal radyoaktif

parçalanma teorisine göre radyoelementlerin atomları kendilinden parçalanmaya uğrarlar; parçalanma yeni bir element oluşumuna götüren  $\alpha$ ,  $\beta$  ve  $\gamma$  ışınları halinde enerji çıkartısıyla olur. Herhangi bir anda parçalanmış atom miktarı, o anda mevcut atom sayısı ile orantılıdır.

Matematiksel olarak bu kanun  $N = N_0 \cdot e^{-\lambda t}$  formülüyle gösterilir.  $N$  :  $t$  zamanı geçtikten sonra kalan atom sayısı;  $N_0$  : zamanının başlangıcında, diğer bir deyimle  $t = 0$  olduğunda mevcut olan atom sayısı;  $\lambda$  radyoaktif azalma sabitesi (her element için karakteristik) dir. Buna göre;  $t$  zamanı içinde  $N_0 - N = N'$  radyoaktif element atomu kaybolmuş ve bu miktar kadar yeni bir element atomuna dönüşmüş olur. Böylece eşit  $T$  zaman aralıklarında, geriye kalan radyoaktif ele-

0 693

mentin yarısı kaybolmaktadır.  $\lambda$  sabitesine  $T = \frac{0.693}{\lambda}$  formülüyle bağlı olan, sene olarak ifade edilen bu  $T$  değerine periyod denir. Örneğin :  $T$ , radyum için 1620 sene, uranyum için  $4,5 \cdot 10^8$  senedir.

Radyo - elementin parçalanması, doğrudan doğruya radyoaktif olmayan yeni bir element oluşumuna götürebilir; örneğin : Rubidyum, potasyum. Fakat bazı radyo - elementler, radyoaktif olmayan son ürünlerini ancak birbirini takibeden zincirleme parçalanmayla doğurmaktadır; örneğin : uranyum 238/235.

## I — RADYOJENİK YAŞ TAYINLERİ METOTLARINI SINIFLAMA DENEMESİ

Yukarıda konu olan radyoaktivite kanunları, bir kayacın veya kayta bulunan herhangi bir yapı mineralinin oluşumunda  $N_0$  atom radyo - element bulunuyorsa,  $t$  zaman sonra  $N'$  atom yeni elementin meydana geleceğini ve bu kadar atomun da parçalanmaya uğrayan elementten kaybolacağını göstermektedir.

Mineral veya kayacın oluşumu sırasında,  $N_0$  atom radyo-elementi yapısına aldığı; bu radyo - elementin parçalanma sabitesinin ( $\lambda$ ), geçen zaman boyunca değişmediği; incelenen numunenin, jeolojik tarihçe süresinde bu radyo - element ve bunun parçalanması ile oluşan diğer element bakımından ne zengileştiği ne de fakirleştiği hipotezi çerçevesi içinde : başlangıçta numunede bulunan radyo-elementin ve bu güne kadar radyoaktivite ile meydana gelmiş elementin miktarı bilinirse, radyoaktivite kanunları yardımıyla son miktarın oluşması için geçen müddet hesaplanabilir. Hesaplanan bu müd-\*

det, incelenen numunenin oluşma anıyla ölçü günü arasındaki zaman aralığına eşittir- Doğal radyoaktivite sonucunda, kalan ve meydana gelen yeni elementin veya elementlerin miktarlarını temel alan radyojenik yaş tayini metotları radyoaktivitenin dolaysız etkilerine dayanan metotlar olarak bir gurup altında toplanabilir»

Diğer radyojenik yaş tayini metotları doğal radyoaktivitenin dolaylı etkilerine dayanmaktadır. Radyoaktivitenin dolaylı etkileri radyoaktif parçalanmalara bağlı ışın ( $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$ ) yayınıyla meydana gelir. Bu ışınlar kayacı hakiki bir bombardımana tutmuş gibidir. Işınların kökeni, özellikle kayaç içinde bulunan doğal radyoaktif mineraller veya ağır elementlerin çevreden gelen ( $\alpha$ ) veya kozmik ışınlarıyla fisyonu olabilir.

Kayaçlar genellikle kristalleşmiş minerallerden meydana gelirler. Hatta bazılarının bütün mineralleri kristalleşmiştir. Kristalleşmiş bir mineralin temel özelliği kendisini meydana getiren atomlar arasındaki düzenli geometrik dağılımdır. Bu dağılımın şekli, o mineralin fiziksel ve kimyasal özelliğini tayin eder. Dağılımındaki herhangi bir değişme bu özelliklerden bazılarının değişmesine veya yeni özelliklerin eklenmesine yol açar. Böylece kristal ağı, ışınların madde üzerindeki etkisinin nitelik ve niceliğini gösteren en iyi yeri olmaktadır. Eğer özel bir etkinin kendisi ve sebebi, niceliğiyle hesaplanabilirse yaş tayini için kullanılabilir. Meydana gelmiş değişme ölçüsüne bağlı bulunan tüm ışın miktarının ve birim zamanındaki şiddetin (ışın akımı) bilinmesi, bu değişimin olabilmesi için gereken zamanın hesaplanmasına olanak verir.

Bu metotların, jeolojik maddelerin yaş ölçümünde kullanılması üç koşulu gerektirir :

- Maddelerin başlangıçtaki durumu;
- Numuneyi etkileyen ışın miktarı ile numunedeki değişim arasındaki ilgi;
- Işın akımı için, bugünkü akımdan çıkartılabilinen veya bilinebilen bir katsayı.

Söz konusu olan sınıflama denemesi, radyojenik yaş tayinlerine imkân veren doğal radyoaktivitenin iki farklı etkisine ve iki farklı ölçme tekniğinin varlığına dayandırılmıştır.

Aşağıda, iki sınıfa giren belli başlı metodların esasları belirtilmektedir.

## 1. Radyoaktivitenin dolaysız etkilerine dayanan belli başlı metotlar

a — Helium Metodu (uraninitler için) Uranyum ve uranyum ailesindeki radyoaktif mineraller, parçalanmayla  $\alpha$  tanecikleri verirler,  $\alpha$  taneciği helium çekirdeğidir. Uranyumun periyodu çok büyük ( $T = 4,5 \cdot 10^8$  sene) olması nedeniyle, kayacın oluşumundan beri parçalanmış uranyum oranı çok zayıftır ve uranyum oranının değişmediği ve kayacın olduğu gündeki helium meydana gelişi ile bugünkü helyum meydana gelişi eşit kabul edilebilir. Yapılan hesaplara göre 1 gr. uranyum senede  $1,16 \cdot 10^4$  ( $U+24$  Th)  $\text{mm}^3$  helyum vermektedir. Kayacın veya mineralin yaşı, uranyum (gr), toryum (gr) ve helyum ( $\text{mm}^3$ ) tenörlerini tesbit edip,

$1 = 1,16 \cdot 10^4 \cdot t + 0,24 = 8400 \cdot TTTOW$  formülünden hesap edilebilir.

Bu metot çeşitli fiziko - kimyasal işlemleri ve karışık cihazları gerektirdiği için ve bazı kayaçlardaki helyumun ancak % 70'i elde edilebildiğinden ve diğer teknik problemlerden ötürü pek kullanılmamaktadır.

b — Total kurşun metodu (uraninitler için) Uranyum, zincirleme parçalanma sonunda kurşun verir. Bir önceki metotta belirtildiği gibi uranyumun periyodu çok büyük olduğundan, başlangıçtan beri uranyum miktarının değişmediği ve kurşun meydana gelişinin başlangıçta da şimdiki kadar olduğu kabul edilebilir. 1 gr. uranyumun senede  $1,54 \cdot 10^{10}$  gr. kurşun verdiği hesaplanmış bulunmaktadır. Numunenin yaşını tayin için, içindeki uranyum ve kurşun miktarını hesaplamak yeterlidir (Coppens 1957). Hesaplama kullanılan formül :

$$t = \frac{P_{U-238}}{760 \cdot M_0} \cdot \frac{1}{\lambda_{Cr}} \cdot \frac{1}{\lambda_{U-238}}$$

Eğer numunede toryum da varsa; 1 gr. toryumun senede  $0,47 \cdot 10^{10}$  gr. kurşun verdiği bilindiğinde,

$$t = \frac{P_{U-238}}{760 \cdot M_0} \cdot \frac{1}{\lambda_{Cr}} \cdot \frac{1}{\lambda_{U-238}} \cdot \frac{1}{\lambda_{Th-232}} \cdot 2110 \sim 10^6 \text{ sene; bağıntılarıyla}$$

1; gr. toryumun,  $\frac{0,47}{1 \cdot 0,1} = 0,36$  gr. uranyum kadar kurşun verdiği sonucu çıkmaktadır. Numune U gr. uranyum, Th gr. toryum taşıyorsa,

kurşun üretimi bakımından (U + 0,36 Th) gr. uranyum ihtiva ediyor şeklinde düşünülebilir. Bu halde yaş;

$$t = 7600.10^* - \hat{u}^{rg\hat{e}} - Th - \text{ olacaktır.}$$

Bu metotta bütün kurşunun radyojenik olarak kabul edilmesi hatalıdır. Radyojenik kurşunlar  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$  ve  $^{208}\text{Pb}$ 'dir. Radyojenik olmayan kurşun, hem yukardaki üç izotopu, hem de % 1,5 oranında  $^{204}\text{Pb}$  ihtiva eder. 1,5 gr.  $^{204}\text{Pb}$ , 100 gr. radyojenik olmayan kurşuna te-kabül etmektedir (Coppens, 1957). Bu nedenle yukardaki formülde, (Pb) miktarından [ $^{204}\text{Pb}$ .——) miktarını çıkarmak gerekir.

c — K u r s u n / A İ f a m e t o d u Bu metot total kurşun metodunun daha mükemmel bir şekli olup, daha çabuk ve basitçedir. Ayrıca yalnızca uraninitlere değil mikroskopik radioaktif inklüzyon ihtiva eden mineralli kayalara da uygulanabilir.

Inklüzyonlar kayaktan alındıktan sonra, spektroskopi aletiyle kurşun tenörü (ppm) ve a sayacıyla 1 miligram maddenin bir saatteki  $^{206}\text{Pb}$

a yayımı tesbit edilir. Yaş milyon sene olarak  $t = C - \text{—for—}$  mülünden hesaplanır. C, bir katsayı olup, uranyum için değeri 2600, toryum için 1990'dır. Katsayının ortalama değeri çeşitli mineraller için tesbit edilmiştir : zirkon için 2420, apatit için 2200, sfen için 2450 (Coppens, 1957).

Bu metotta dikkat edilecek husus, radyojenik olmayan kurşunun yaşı ölçülecek minerallere katılmasının önlenmesidir. Numunenin pirit, molibdenit kristallerinden iyice temizlenmesi gerekir. Ayrıca laboratuvarında fazla oranda kurşun taşıyabilen tozlar ölçmeleri etki-liyebiiir.

Kristaldeki kurşun tenorunun ölçülmesi de ayrı bir zorluktur. Zira bu kurşun 1 ppm civarındadır. Ölçme işi öyle hassastır ki, kurşun-tetraetil karıştırılmış benzin kullanan arabanın geçişi, sonuçları de-ğiştirebilir (Coppens, 1957).

d — K u r ş u n i z o t o p l a r ı m e t o d u Uranyum 238, kurşun 206; uranyum 235, kurşun 207 ve toryum 232, kurşun 208 izotoplarını vermektedir.  $^{206}\text{Pb}$   $^{207}\text{Pb}$  veya  $^{208}\text{Pb}$  / oranlarından iti-baren radyojenik yaş bulunabilir. Daha önce mevcut radyojenik olma-

yan kurşunu da dikkate alan yaş formülleri aşağıda belirtilmiştir, (Coppens, 1957) :

$$t = 15,15 \cdot 10^9 \cdot \log \left( 1 + 1,158 \cdot \left( \frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}} \right)^{1/2} \right) \text{ sene}$$

$$t = 2,37 \cdot 10^9 \cdot \log \left( 1 + 159,6 \cdot \left( \frac{^{206}\text{Pb}}{^{235}\text{U}} \right)^{1/2} \right) \text{ sene}$$

$$t = 4,62 \cdot 10^{10} \cdot \log \left( 1 + 116 \cdot \left( \frac{^{206}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}} \right)^{1/2} \right) \text{ sene}$$

Ayrıca, hesapları farklı kurşun oranları üzerine kurmak da mümkündür.

e — Karbon 14 metodu Yakın zamanda meydana gelmiş olayların (yaklaşık olarak 16.000 seneye kadar) yaşını tesbit etmek için kullanılmaktadır.

Yüksek atmosferde kozmik ışınların meydana getirdiği sekonder nötronlar azot atomlarını  $^{14}\text{C}$ 'a çevirirler.  $^{14}\text{C}$ ,  $\beta$  radyoaktivitesi gösterir ve periyodu yaklaşık olarak 5,600 senedir. Fakat devamlı olarak yenilendiğinden havadaki tenörü sabit kalır. Bu sabit tenor, atmosferle karbon değişimi yapan bitkilerde de sabittir. Bitki öldüğünde atmosferle değişim olmayacağından, içindeki  $^{14}\text{C}$  radyoaktivite kanunlarına göre azalır,  $\beta$  ışını sayacı ile ışın miktarı bulunur, çeşitli orantılar ve katsayılar yardımıyla yaş tesbit edilir (Coppens, 1957). Şüphesiz ki bu sayıma geçmeden önce numunede yalnızca  $^{14}\text{C}$ 'ü bırakacak işlemlerin yapılması gerekmektedir.

f — Rubidyum - Stronsyum Metodu Rubidyum,  $^{85}\text{Rb}$  ve  $^{87}\text{Rb}$  olmak üzere iki izotoptan meydana gelmiştir. Bunlardan  $^{87}\text{Rb}$  radyoaktif olup ( $\beta$ ) radyoaktivitesiyle stronsyumun 87 numaralı izotopunu verir. Fakat, bu radyojenik stronsyumu radyojenik olmayan  $^{87}\text{Sr}$ 'dan ayırmak olanağı yoktur. Stronsyum 84-86-87 ve 88 olmak üzere dört izotoptan oluşmuştur.

Radyoaktivite kanunlarına göre :

$$t = -\frac{1}{\lambda} \log \left[ 1 + \frac{^{87}\text{Sr}^*(I)}{^{87}\text{Rb}} \right] \text{ dur. } ^{87}\text{Sr}^* \text{ periyodu } 1.47 \cdot 10^{10}$$

sene''' dir.

(1) = Radyojenik  $^{87}\text{Sr}$ .

$^{87}\text{Rb}$ 'un çok uzun periyodlu ( $T = 4,7 \cdot 10^{11}$  sene) oluşu nedeniyle 1000 milyon seneden küçük yaşlar için aşağıdaki formüller kullanılabilir, (Bingöl, 1968).

$$t = -\frac{1}{\lambda} \ln \left( \frac{^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr} (\text{aktüel})}{^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr} (\text{başlangıç})} \right) \quad (2)$$

[(2) numaralı formül (1) numaralı formülün eşitidir. Zira :  $^{87}\text{Sr}^* = ^{87}\text{Sr} (\text{aktüel}) - ^{87}\text{Sr} (\text{başlangıç})$ .]

Rb-Sr metoduyla yaş tayin edebilmek için  $^{87}\text{Sr}$ , ya kabul edilir veya hesapla bulunur. Dozajlar, numuneden bulunan Rb ve Sr un çıkarılıp konsantre edilmesinden sonra kütle spektrometresinde «dilüsyon izotopik» yoluyla yapılır (Aldrich, Herzog, Doak ve Davis, 1953).

Neticeler, genellikle Nikolaysen (1962) prensibiyle yorumlanır:

$$(2) \text{ numaralı formülde } : \frac{^{87}\text{O}_r}{\text{ör}} = Y; \frac{^{87}\text{O}_r}{\text{ör}} = X; \frac{^{87}\text{DU}}{\text{ör}} (\text{başlangıç}) = S_0$$

olarak gösterilirse  $Y = t \cdot X + S_0$  ..... (3) olur. Bu formülde Y ve X arasında lineer bir bağlantı vardır. Buna göre bir mineral veya bir kayaç eşit izotopta stronsyumla aynı zamanda oluşmuş ve kapalı bir sistemde aşamalar göstermişse, bunların X ve Y koordinatları ile beliren temsili noktaları bir doğru boyunca dizilmelidir. Aynı yaşta olmayan farklı minerallerin veya farklı kayaçların stronsyumu herhangi bir yolla izotopik homojenleşmeye uğramışsa, temsili noktaları yine bir doğru üzerinde olur. Bölgesel olarak beraber bulunan mineral veya kayaçların temsili noktalarının bir doğru boyunca dizilmeleri, şüphesiz ki mineral veya kayaçların aynı yaşta, başlangıç stronsyumu izotopik karışımlarının aynı oluşu veya bu stronsyum izotoplarını homojenleştiren bir olayın varlığını, oluşumdan veya homojenleşmeden sonra kapalı sistemde geliştikleri sonuçların çıkarmaya yarayan en iyi veridir. Doğrunun eğimi ile elde edilen rakkam mineral veya kayacın ya hakiki ya da homojenleşme yaşına tekabül eder. Noktanın ordinatı, doğrudan doğruya başlangıç veya homojenleşme anındaki stronsyum izotop yapısını verir.

g — Potasyum - Argon Metodu Potasyumun 40 numaralı izotopu  $\beta$  dezintegrasyonu ile argon 40 verir. Numunenin yaşı,  $^{40}\text{A}/^{40}\text{K}$  oranını parçalanma denkleminde uygulayarak elde edilir.

$$t \text{ (yaş)} = \frac{1}{\lambda_{\gamma} + \lambda_{\beta}} \log \left( 1 + \frac{^{40}\text{A}}{^{40}\text{K}} \cdot \frac{\lambda_{\gamma} + \lambda_{\beta}}{\lambda_{\gamma}} \right)$$

$\lambda_{\gamma}$  ve  $\lambda_{\beta}$  radyojenik potasyumun  $\gamma$  ve  $\beta$  dezintegrasyon sabitesi,  $\lambda_{\gamma} = 0,585 \cdot 10^{-10}$  sene $^{-1}$ ,  $\lambda_{\beta} = 4,72 \cdot 10^{-10}$  sene $^{-1}$  dir.

Potasyum tenörü genellikle alev fotometresiyle bulunur. Argon ise doğrudan doğruya izotopik dilüsyon yoluyla kütle spektrometresinde ölçülür.

## 2. Radyoaktivitenin dolaylı etkilerine dayanan belli başlı metotlar

a — Pleokroik çevreler metodu Pleokroik çevreler özellikle biyotitler içinde bulunan radyoaktif inklüzyonların (zirkon, monozit) etrafında küresel olarak bulunur. Eğer inklüzyon çok küçükse pleokroik çevreler tam küreseldir ve ince kesitte bir çember şeklindedir. Konsantrik kürelerin çapları sabit değerlerde olup, her kürenin çapı (a) ışınının aldığı yola eşittir.

Pleokroik çevrenin ışık geçirgenliğiyle, etkisi altında kaldığı (a) ışını arasındaki ilgi deneyle saptanmış olduğundan yaş tayini yapmak için kullanılabilir.

Bu metot geliştirilmemiştir. Zira deneyler suni olarak elde edilen pleokroik çevredeki ışık geçirgenliğinin periyodik olarak değiştiğini, ısı artışıyla fazlaca etkilendiğini göstermektedir.

b — İz Metodu Herhangibir mineralin radyoaktivite nedeniyle parçalanırken saçtığı ışın izlerinin sayımına dayanır.

c — Metamiktleşme derecesi metodu Bir mineralin kristal ağlarının (X) ışınları yoluyla ölçülerek ortaya konulabilen düzensizliğini temel alır.

d — Termoluminesans metodu (Karbonatlar için) Işınların etkisi altında kalan kristal iç yapısına bağlı bazı elektronlar kurtulur ve kristal ağının kusurlu yerlerinde bir çeşit hapsedilir. Bu durumda bulunan elektronların tümü normal yerlerindeki orana daha yüksek enerji seviyeli dinamik bir sistem meydana getirir. Isı etkisiyle elektronların normal yerlerine dönme-



leri ışık şeklinde enerji çıkmasıyla olur ve böylece radyoaktivite ile etkilenmiş mineralin enerji seviyesi bulunabilir.

Yukardaki metotlar halen geliştirilme aşamasındadır, ve daha öncekilerine göre kullanılma alanları dardır.

## II — RADYOJENİK YAŞ TAYINLERİNDE JEOLJİNİN ÖNEMİ

Radyojenik yaş ölçme işlemi her ne kadar fizikçi ve kimyacıların çalışma alanına girerse de materyalin (numunelerin) seçimi, onların değerinin belirtilmesi ve neticelerin doğruluğunun araştırılması jeolog tarafından yapılmalıdır.

Çeşitli metotlar yoluyla radyojenik yaş ölçme işlemlerine temel olan izotop veya ışın-hasar oranları, yaşı ölçülen maddenin fiziko - kimyasal gelişimiyle değişmekte, bu nedenle herhangi bir rakam olarak bulunan yaş, ancak ve ancak bu değişimlerden sonuncusunu yansıtmaktadır. Değişim tarihi ile numunenin oluşum tarihi arasındaki ilgi sadece Jeolog tarafından tesbit edilebilir; zira değişimler jeolojik olaylarla meydana gelmektedir. Kristalleşme (magmadan itibaren), diajenez, metamorfizma, tektonik v.s. değişimleri meydana getiren en önemli jeolojik olaylardır. Örneğin, bir arazide birden fazla tektonik stili; veya birden fazla metamorfizma tesbit edilmişse, bulunan yaş genellikle en son tektonik olaya veya en son metamorfizmaya tekabül eder. Büyük bir fayın hemen yakınında bulunan yaş, uzağında bulunan yaştan çok daha genç olabilir.

Çeşitli radyojenik metotlar uyguluyarak, bir kayacın farklı mineralleri üzerinde bulunan yaşlar yaklaşık olabildikleri gibi, hassasiyet (gerek mineralin, gerek metotta kullanılan elementin) farklılığı nedeniyle çok ayrı, karşılaştırılabilenemiyen, belki de çeşitli jeolojik olayları ayrı ayrı yansıtanları olabilir.

Paleontolojik yaşı belli bir formasyonun stratigrafik olarak altında bulunan bir formasyonun radyojenik yaşı daha genç olarak bulunmuşsa, bu yaşın üstteki formasyonun oluşumundan sonra meydana gelen jeolojik bir olayı ifade ettiği düşünülmelidir.

## iii — RADYOJENİK YAŞ TAYINLERİNİN KAZDAĞ MASİFİNDE UYGULAMA

Araziden toplanan numuneler, Rb-Sr ve K-A metotlarıyla jeokronojik analizlere tabi tutulmuştur. Numunelerin sayısı ve alınma

yerleri iki esas gayeyle tayin edilmiştir : bir taraftan numunelerin formasyon uygunlukları, diğer taraftan haritalanmış bulunan petrografik, petrokimyasal stratigrafik üniteler arasındaki ilgi ve zaman içindeki sıralanmaların kontrolü.

Bu şekilde, ilişik haritada gösterildiği gibi : Kavlaklar granodioritinden 1, kuzey ve kuzeydoğuda bulunan gnayslardan 3, güneydoğudaki çok az metamorfik kayalardan 2, yine güneydoğudaki epimorfik spilitik bazaltlardan 1 numune alınmış, ayrıca mineral analizleri için aynı formasyonun yirmiden fazla numunesi karıştırılarak karelej yolu uygulanmıştır (Haritaya bkz.).

### 1. Kullanılan Metotlar<sup>(1)</sup>

a — Rb-Sr metoduyla yapılan ölçmeler Rb-Sr yoluyla ölçmelerde yukarıda bahsedilen formüller kullanılmıştır. Metodun uygulaması aktüel <sup>87</sup>Sr un dojazının ölçülmesini gerektirmektedir. Başlangıçtaki <sup>87</sup>Sr yukarıda da belirtildiği gibi ya kabul edilmekte veya bulunmaktadır.

Dozajların ölçülmesi, numunedeki rubidyum ve stronsyumun çıkartılıp (rubidyum için alkalin perkloratların sudaki erimeme özelliğinden, stronsyum için iyon değiştiren reğinalardan faydalanılır) konsantre edilmesinden sonra izotopik dilüsyon yoluyla kütle spektrometresinde yapılmaktadır (Aldrich, Herzog, Doak, Davis, 1953).

İlk asit işlemeyle elde edilen solüsyondan itibaren <sup>87</sup>Rb un dozajı 2, <sup>87</sup>Sr un dozajı 4 eşit kısım üzerinden yapılmıştır. Ortoz ve bütün taş (= roche totale) için <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr aktüel doğrudan doğruya iki farklı kısım üzerinden ölçülmüştür.

Ölçülen rubidyum ve stronsyum üzerinde nisbi hata C.R.P.G. Laboratuvarında sırayla % 1 ve % 2'dir. Yaş hesabı üzerinde elde edilen hassasiyet Şekil Tde gösterilen neticelerin dağılımı göz önüne alındığında % 5'ten daha iyi olarak kabul edilebilir. Elde edilen yaşlar şekil 1'de görüldüğü gibi sistematik olarak % 10 artırılıp eksiltilmiştir. Zira analiz ve elde edilen netice sayısı istatistik! bir hesap uygulamak için çok küçüktür.

b — K-A metoduyla yapılan ölçmeler Bu metotla yapılan ölçmelerde yukarıda bahsedilen formüller kullanıldı. Konu olan ölçmeler, Nisan - Mayıs 1968 yılında Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimique de Nancy'nin (C. R. P. G.) Kütle Spektrometresi Laboratuvarında elde edilmiştir.

miştir. Potasyum tenörü alev fotometresinde, argon tenörü ise doğrudan doğruya izotopik dilüsyon yoluyla kütle spektrometresinde ölçülmüştür. Argonun çıkarılması, elektrik direnciyle birkaç saat 250°C civarında ısıtılıp yapıya girmeyen çeşitli gazları alınan numunenin boşlukta ve 1000°C ilâ 1250°C'de emilmesiyle yapılmıştır.

Ölçüsü yapılan potasyum ve argon üzerinde nisbi hata C. R. P. G. Laboratuvarında sırayla %2 ve %5'tir. Rb-Sr metodu konusunda da belirtildiği gibi aynı nedenlerden, ölçmelerde hata nisbeti % 10 olarak alınmıştır.

## 2. Ölçme neticeleri

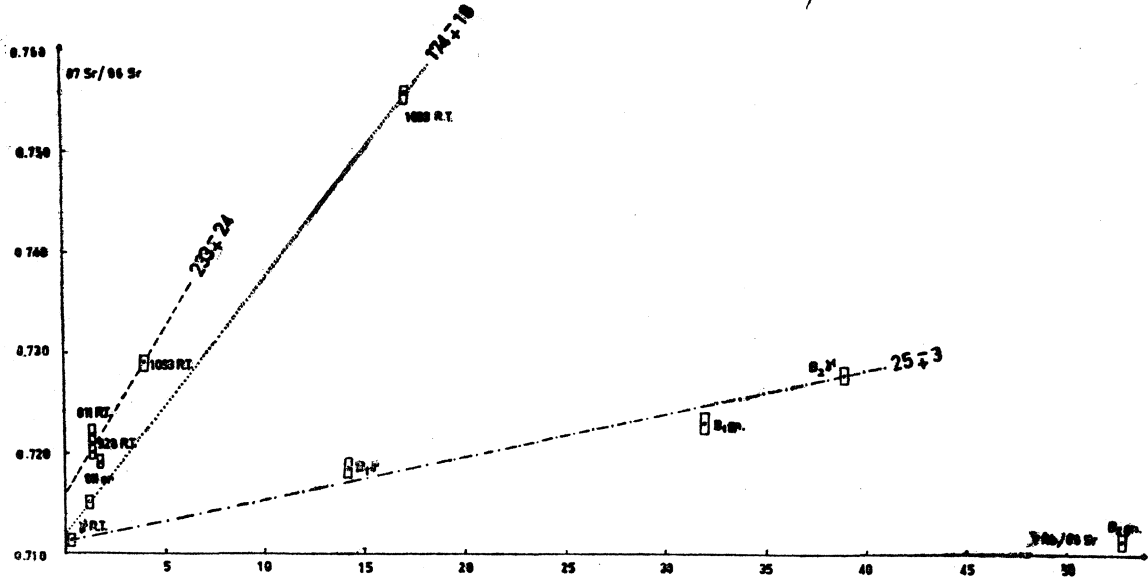
13 numune üzerinde 12 Rb-Sr ve 7 K-A metoduyla ölçme yapılmıştır. Kabul edilen yaşlar (= ages conventionnels) başlangıç stronsyumun kabul edilmiş olan 0,712 değerindeki  $^{87}\text{S}/^{86}\text{S}$  oranını kullanarak; direkt yaşlar (1) numaralı, endirekt yaşlar (2) numaralı formülü kullanarak; izokron yaşlar Nicolayensen metodunu uygulayarak elde edilmiştir. İzokron yaşların tesbitinde doğruların denklemleri «en küçük kareler» yoluyla bulunmuştur.

Şek. 1 ve Şek. 2 incelenmesinde öncelikle şunu söylemek gerekir: izokron yaşlar az sayıda numuneye bulunduğundan, elde edilen sonuçların değerliliği şüpheli olarak görülebilir. Fakat, bu

Numunenin				Rb - Sr								K - A					
Cinsi	Numarası	Kayac. Mineral	Laboratuvar numarası	$^{87}\text{Rb}$ ppm	$\text{Sr}_{\text{total}}$ ppm	$^{87}\text{S}/^{86}\text{S}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{86}\text{S}/^{86}\text{Sr}$	$\text{Sr}^*$ ppm	Kabul edilmiş yaşlar	Izokron yaşları	$^{87}\text{S}/^{86}\text{S}$	K 40	A 40	A 40 / K 40	Yaş M.S.	
										Direkt M.S.	Endirekt M.S.	M.S.	$10^{10}$ At/gc	$10^{10}$ At/gc			
Granadit	Bircok numunedir	RT	68-67	14,5335 ±0,2400	597,0308 ±23,2854	0,7137 ±0,0020	0,2478 ±0,0082	0,1211 ±			46 ± 5						
		Bi <sub>1</sub>	68-77	126,9800 ±0,3829	14,0237 ±0,1948	0,7177 ±0,0077	14,0237 ±0,1948	0,1222 ±0,0002	0,2191 ±	117 ± 10	112 ± 10	25 ± 3	0,7132 ±0,0001	66,85382	0,28119	0,00421	70,5 ± 8
		Bi <sub>2</sub>	68-78	294,8301 ±2,7647	77,6258 ±0,0693	0,7278 ±0,0015	38,8342 ±0,0327	0,1223 ±0,0010	0,1765 ±0,0352	41 ± 8	27,5 ±	25,3 ± 3	"				
Gnays	811	RT	68-90	31,2561 ±0,2760	233,2507 ±1,6446	0,7234 ±0,0015	1,3553 ±0,0147	0,1200 ±0,0010	0,1462 ±		497 ± 50	233,6 ± 24	0,7163 ±0,0000				
		Ortoz	68-94	64,1811 ±0,0131	344,1026 ±8,7152	0,7191 ±0,0010	1,9083 ±0,0484	0,1197 ±0,0003	0,4789 ±		253 ± 35	233 ± 24	"	212,5516	0,30068	0,00142	24 ± 3
	1093	RT	68-92	37,7244 ±0,0627	104,6918 ±0,6413	0,7291 ±0,0007	3,8008 ±0,1396	0,1224 ±0,0004	0,1915 ±0,0107	342 ± 18	307 ± 31	233 ± 24	"	76,66389	0,40771	0,00532	89 ± 9
		Muskovit	68-93	89,2197 ±0,3925	16,9004 ±0,1946		53,6273 ±0,2647		0,0614 ±0,0108	47 ± 9				142,4277	0,21733	0,00193	26 ± 3
	928	RT	68-91	25,3668 ±0,2967	178,7277 ±4,0730	0,7202 ±0,0000	1,4678 ±0,0343	0,1225 ±0,0006	0,2434 ±0,0121	380 ± 38	233,6 ± 24	"	84,92373	0,11495	0,00135	29 ± 3	
	Bircok numunedir	Bi <sub>1</sub>	68-75	117,3099 ±0,7154	37,6787 ±0,2808	0,7248 ±0,0036	31,8200 ±0,0138	0,1218 ±0,0007		47 ± 5	20 ±						
Bi <sub>2</sub>		68-76	121,7388 ±2,5310	23,5510 ±0,1929	0,7114 ±	52,8566 ±0,4321	0,1317 ±	0,0805 ±	29 ± 3				124,2609	0,19612	0,00158	27 ± 3	
Az Meb- marlık kayalar	1033	RT	68-89	36,1078 ±0,0966	22,1790 ±0,0966	0,7555 ±0,0007	16,7873 ±1,5405	0,1209 ±0,0003	0,1084 ±	175 ± 17	174 ± 17	174 ± 17	0,7121 ±0,0000	79,27219	0,78191	0,01067	174 ± 18
	1041	RT	68-88	21,2928 ±0,0457	172,8238 ±5,0031	0,7153 ±0,0008	1,2641 ±0,0286	0,1187 ±0,0007		178 ± 18	174 ± 17	"					
Spilit melajlar	1031	RT	1031 RT										27,79250	0,33651	0,01930	304 ± 31	

Şekil: 1-Rb-Sr ve K-A METOTLARIYLA ELDE EDİLEN RAKKAM VE YAŞLAR

sonuçlar jeolojik çevreye ve bölgenin bir hipotez olarak ileri sürülen jeolojik tarihçesine tamamen uymaktadır. Ayrıca, bunların K-A metoduyla bulunan sonuçlara olan benzerliği, hakikate uygunluğuna başka bir delil getirmektedir (Bingöl, 1968).



Şekil: 2 - L.O. NICOLAYSEN GRAFİĞİ

Ş\*ft:jZ -L.O. NICOLAYSEN GRAFİĞİ

Herşeye rağmen, burada konu olan bu etüt bir başlangıçtır. Genişletilmeyi, devam ettirilmeyi gerektirmektedir. Etüt bu haliyle, jeolojisi incelenen bölgeyi normal bir açıdan aydınlatmakta ve aynı zamanda modern jeokronolojik metotların, jeolojik gözlemlerin yorumlanmasında ne derece etkili olduğunu gösterir bir delil getirmektedir.

a — Paleozoyik «yaşlar»

— 233 M.S.  $\pm$  24 (gnayslar ve Rb-Sr metoduyla analiz edilen bir gnays ortozu için).

— 304 M.S.  $\pm$  31 (K-A metoduyla analizi yapılan bir spilitik meta bazalt için)

b — Alt Mesozoyik «yaşlar»

174 M.S.  $\pm$  18 (Her iki metotla analizi yapılan silikoaluminli çok az metamorfik kayalar için).

c — Alpin «yaşlar»

25 M.S.  $\pm$  3 (Her iki metotla analizi yapılan granodiyorit, ve biyotitler; gnaysların muskovit ve biyotitleri).

### 3. Yorunvlar - Müna kasalar

#### a — Paleozoyik «yaşlar»

233 M.S. =F 24 «yaşı» Permotriasa, 304 M.S. q= 31 Orta Karbonifere rastlanmaktadır.

Gnayslar üzerinde elde edilen 233 M.S.+ 24 «yaşı» iki hipotez üzerinden yorumlanabilir :

- Gnaysların kökeni olan denizel çökellerin diajenezi;
- Daha eski formasyonların metamorfizması.

M ü n a k a ş a : Gnayslar 0,717 değeri civarında bir izotopik oran göstermektedirler. Bunların denizel çökeller olduğu kabul edilirse, başlangıçtaki izotopik oran değerlerin 0.712 civarında bulunduğunu kabul edebiliriz (Hedge, Wathall, 1963). Elde edilen 0,717 değerindeki oran manâlı bir şekilde yüksektir. Bu nedenle, biraz önceki hipotez dahilinde, bu oran mineral veya kayada bulunan stronsyumun izotopik yapısına tekabül ettirilemez; bir diğer deyişle elde edilen 233 M.S. + 24, bu kayaların diajenez yaşı olamaz. Buna karşılık bu oranı diajenezden daha sonra meydana gelmiş bir homojenleşme olayına (bu da gnayslardaki stronsyumun izotopik oranının artışı açıklar) bağlamak mümkündür. Homojenleşme olayı da pek büyük bir ihtimalle metamorfizmaya bağlanabilir. Metamorfizmanın yaşı yaklaşık olarak 233 milyon sene olduğundan Hersiniyen orojenezinin son fazlarına bağlanabilir. Metamorfizma daha eski formasyonları da etkilemiş olmalıdır; zira K-A metodu ile spilitik metabazalt üzerinde 304 + 31 milyon senelik «yaş» elde edilmiştir. Eğer bu netice gerçekten gnaysların altında bulunan spilitik metabazaltın hakiki yaşına tekabül ediyorsa gnaysların maksimum yaşı da bulunmuş olur.

#### b — Alt - Mesozoyik «yaşlar»

Çok az metamorfik siliko-alüminli detritik kayalar («Karakaya Serfisi», Bingöl, 1968) üzerinde Rb-Sr ve K-A metotlarıyla bulunan 174 M.S. =F 18 «yaşı» Lias'a rastlanmaktadır. Burada da yorum iki şekilde yapılabilir :

- a) Kayacın diyajenezi;
- b) Kayacın metamorfizması.

M ü n a k a ş a : Bu kayacın izotopik oranı 0,712 dir. Bir önceki yorumda olduğu gibi bunların denizel olduğu kabul edilirse bulu-

nan, «yaş» diyajenez yaşı olabilir. Fakat bu hiçbir zaman diyajeneze çok yakın bir tarihte olmuş metamorfizma ihtimalini ortadan kaldırmamaktadır. Biraz ileride görüleceği gibi en az karışık hal çaresi 174 M.S. + 19 «yaş» im diajenez yaşı olarak kabul etmektedir. Bu kabulleniş Rb-Sr ve K-A metotlarıyla bulunan «yaş» ların aynı olması nedeniyle doğrulanmaktadır. Zira, sedimanter kökenli kayaların metamorfizmasında argon çok hassas ve hareketli bir element olup, yafancî bir gençleşme gösterebilmektedir. Konu edilen olay K-A metoduyla gnayslar üzerinde yapılan ölçmelerde de görülmektedir. Fakat, bu kayalarda böyle bir olay gözlenmemiştir; bu da 174 M.S. HF 18 «yaş» in bir yandan metamorfizmaya tekabül etmediğine, diğer yandan mikroskopta saptanan metamorfizmanın çok hafif olduğuna bîr delildir <sup>(1)</sup>.

#### c — A l p i n « y a ş l a r »

K-A metoduyla biyotit - muskovit - ortaz, Rb-Sr metoduyla biyotit ve muskovit üzerinde bulunan 25 M.S. + 3 «yaşlar» \ Oligosen-Miyosen arasına tekabül etmektedir. Gençleşme alpin metamorfizmaya ilgili olmalıdır. Konu olan metamorfizma, gnaysların retro-morfozunu (Bingöl, 1968) ve Alt-Mezozoyik formasyonlardaki hafif metamorfizmayı meydana getirmiş görünmektedir.

#### d — G ü n e y d e k i g r a n o d i y o r i t i n « y a ş ı »

Bulunan «bütün kayaç» «yaşı» yalnızca granodiyorit tek bir fasiyesi üzerinde yapılmış ölçülere tekabül ettiğinden çok önem taşımamaktadır. Jeokimyasal bileşimi farklı, özellikle daha asit fasiyelerde yapılacak ölçmeler meseleye çözüm getirebilir. Buna karşılık, bu granodiyorit alpin yaşlı olmadığı çeşitli arazi verileri nedeniyle katiyetle saptanmıştır. Yine aynı verilere dayanılarak granodiyoritin, gnaysların metamorfizması ile aynı yaşta veya ondan çok az genç olduğu (Hersiniyen sonu) söylenebilir (Bingöl, 1968).

#### e — Ç e ş i t l i f o r m a s y o n l a r ı n i l k e l <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr o r a n l a r ı ü z e r i n e d ü ş ü n c e l e r

Yapılan ölçmeler incelenen formasyonlarda aşağıdaki ilkel <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr oranlarını göstermektedir :

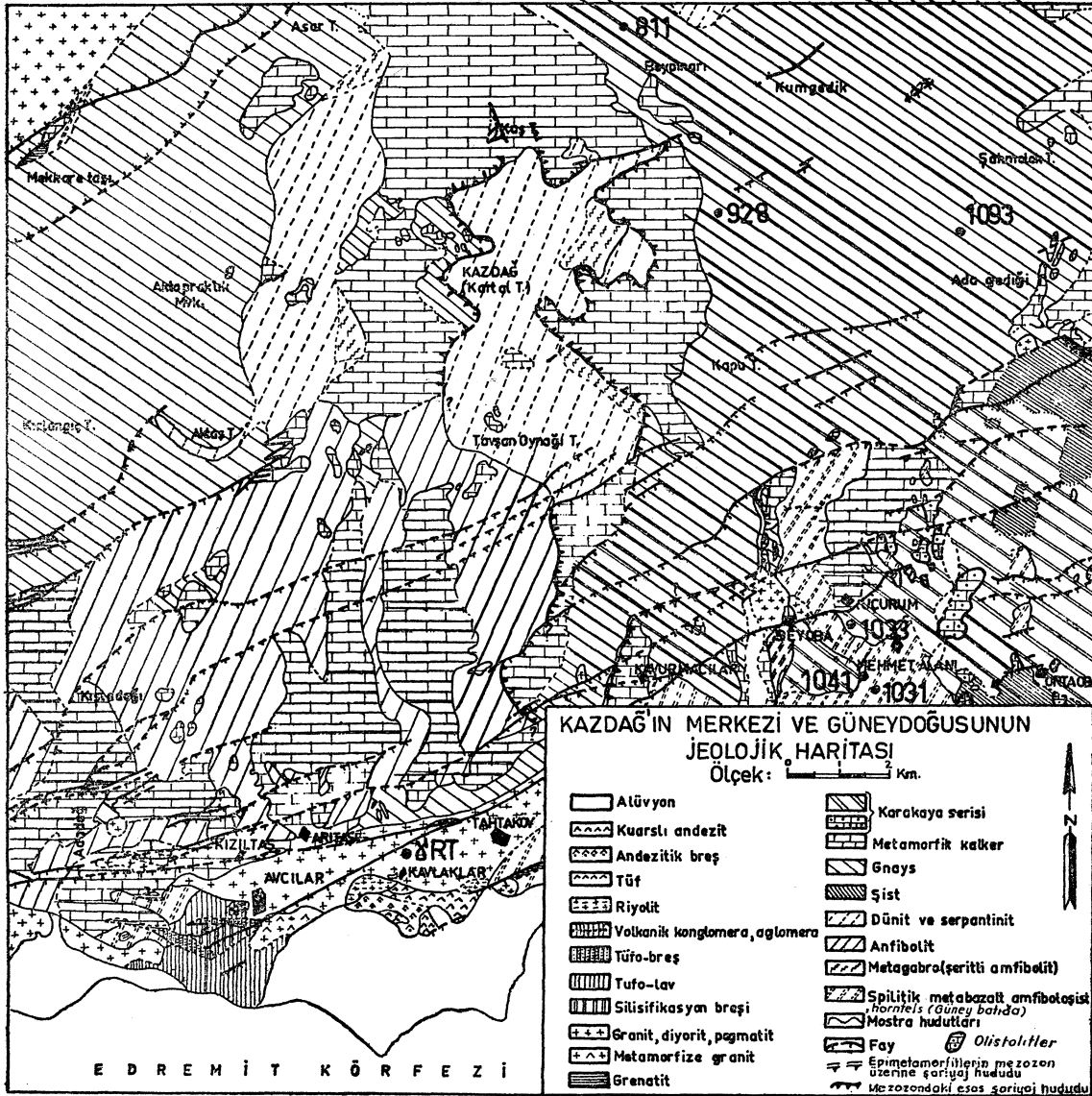
(1) 1971 yılında yapılan henüz yayınlanmamış incelemelerde konu olan çok az metamorfik detritik kayalarda Alt - Lias fosilleri bulunmuştur. Bu detritik serinin içindeki kireçtaşı blokları (öistölfit halinde) ise Alt - Permien fosilleri taşımaktadır.

0,712den büyük, granodiyorit için.

0,7121 =F 0,0002, çok az metamorfik silikoaluminli detritikler için,  
0,712 den büyük, granodiyorit için.

Gnays ve çok az metamorfik silikoaluminli detritiklerin izoto pik oranları arasındaki farklar, arazi gözlemlerini, petrokimyasal ve petrografik incelemelerle elde edilen sonuçları doğrulamaktadır : gnayslar ve çok az metamorfik silikoaluminli detritikler birbirlerinden farklı iki sendir.

Kazdağın merkezi ve güneydoğusunun Jeolojik haritası  
(Bakkamlar numune lokasyonlarını göstermektedir.)



Gnays ve granodiyorit izotopik oranları arasındaki fark, granodiyorit kökeni konusunda bir veri olabilir : granodiyorit halen most-ra vermekte olan gnaysın anateksisinden meydana gelmemiştir.

Fiziksel yaş tayini metotlarının Kazdağına uygulanmasında elde edilen neticeler aşağıdaki tabloda özetlenmiştir :

	Spilitik Metabazalt	Gnays	Çok az metamorfik silikoalüminli detritikler	Güneydeki granodiyorit (Kavlaklar granodiyoriti)
—25MS ± 3	Alpin Metamorfizması (Retromorfoz)		(Çok az metamorfizma)	(Retromorfoz) (Petrografik olarak belli değil, yalnızca biyotitleri etkilemiş görünüyor)
—174MS ± 18 —233MS ± 24	Hersiniyen Metamorfizması		Diyajenez	Yerine konuş
—304MS ± 31	Yerine konuş		Diyajenez	

## BİBLİYOGRAFYA

- Aldrich, LT., Herzog Lf., Doak J.P. ve Davis G.L (1953) : Variation In strontium isotopic abundances in minerals. Trans. Amer. Geoph. Union, Vol. 34, No.: 3, pp. 457-470.
- Bingöl E. (1968) : Contribution à l'étude géologique de la partie centrale et Sud-Est du massif de Kazdağ, Thèse, Fac. Se. Nancy, 190 p.
- Coppens, R. (1957) : La radioactivité des roches, Press Univ. France Que-sais-je, No.: 741, pp. 90-109.
- Hedge, CE., Walthall F.G. (1963) : Radiogenic strontium-87 as an index of geological processes. Science, V. 140, No.: 3572, pp. 1214-1217.
- Nikolaysen, LU. (1962) : Graphie interpretation of discordant age measurements of metamorphic rocks. New-York Acad. Se, T. 1, pp. 451-511.