ISSN 1512-1461

დათარიღების ბირთვული მეთოდები

მალხაზ გოჩიტაშვილი

თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტი, ზუსტ და საბუნებისმეტყველო მეცნიერებათა ფაკულტეტი, ატომისა და ატომბირთვის ფიზიკის კათედრა

ნაშრომში განხილულია დათარიღების : ურან-ტყვიის, თორიუმ-ტყვიის, ტყვია-ტყვიის კალიუმ-არგონის, არგონ-არგონის და ნახშირბადის მეთოდები.

წარმოდგენილია ექსპერიმენტული მასალა, რომელშიც დათარიღებისთვის გამოიყენება სხვადასხვა იზოტოპები, მათ შორის Pb-207, Pb-206, K-40, Ar-40, C-14. ნაშრომში სიღრმისელადაა განხილული ნახშირბადის მეთოდი. დათარიღების მეთოდების გამოყენებით განსაზღვრულია დედამიწის ასაკის ცვლილების საზღვრები, მთვარის ასაკი და სხვა გეოლოგიური წარმონაქმნების ასაკი. ნაჩვენებია, რომ ნახშირბადის მეთოდის საშუალებით შესაძლებელია ისეთი არტეფაქტების დათარიღება, რომლებშიც აღარ მიმდინარეობს ნივთიერებათა ცვლა.

ბირთვული დათარიღების მეთოდებმა მნიშვნელოვნად შეუწყო ხელი დედამიწის ისტორიის, სიცოცხლის ევოლუციისა და ადამიანური ცივილიზაციების ქრონოლოგიის გაგებას.

საკვანძო სიტყვები: ურანი, დათარიღება, ნახშირბადის მეთოდი.

ბირთვული ქრონოლოგის მეთოდი.

რადიოაქტიური დაშლის შედეგად, ერთი ელემენტის გარდაქმნას მეორედ, ბირთვული გეოქრონოლოგია იყენებს გეოლოგიური ობიექტების ასაკის დასადგენად. როგორც ცნობილია რადიოაქტიური დაშლის სისწრაფე ანუ მუდმივა λ არ იცვლება საუკუნეთა განმავლობაში. მასზედ არ მოქმედებს გარემოს პირობები ტემპერატურა, წნევა. ამიტომ ბირთვული ქრონომეტრების ჩვენება შეიძლება ჩაითვალოს საიმედოდ. ბირთვული ქრონოლოგია დღეს უკვე ჩამოყალიბდა როგორც დამოუკიდებელი დისციპლინა, მისი საშუალებით შეიქმნა დედამიწის აბსოლუტური წელთაღრიცხვის სკალა.

უძველესი მთის ქანების ასაკის დადგენა საშუალებას იძლევა დადგენილი იქნას დროის ის მომენტი, როცა დედამიწაზე დაიწყო ძლიერი ტექტონიკური და მაგმატიკური პროცესები და შესაბამისად ქერქის ჩამოყალიბების ფიზიკო-ქიმიური წინამძღვრები. ნათელია, რომ მაქსიმალური ასაკი, რომელსაც ვადგენთ დედამიწის ქანების საშუალებით გვიჩვენებს დედამიწის ასაკის ქვედა ზღვარს როგორც პლანეტისას.

ბირთვული ქრონოლოგის მეთოდის არსი მდგომარეობს იმაში, რომ რადიოაქტიური დაშლის მოვლენის საფუძველზე განისაზღვროს საკვლევი ნიმუშის ასაკი. რადიოაქტიური იზოტოპი M- დედობრივი ბირთვი გარდაიქმნება რადიოგენურ სტაბილურ ან რადიოაქტიურ შვილობილ D ბირთვშიM → D.

რადიოაქტიური დედობრივი M ბირთვების რიცხვის შემცირება აღიწერება კანონით

$$N(t) = N_0 e^{-\lambda t} \quad , \quad t = \frac{1}{\lambda} ln \frac{N_0}{N(t)} \qquad (1)$$

ISSN 1512-1461

სადაც N_0 – რადიაქტიური M ბირთვების რაოდენობაა საწყის t = 0 მომენტში, λ – რადიოაქტიური M ბირთვის დაშლის მუდმივაა. ცხადია, რომ $D(t) = N_0 - N(t)$.დროის მოცემული t მომენტისათვის წარმოშობილირადიოგენური D(t) ბირთვების რაოდენობა დაკავშირებულია დაშლადი N_0 ბირთვების რაოდენობასთან თანაფარდობით :

$$D(t) = N_0(1 - e^{-\lambda t}) \qquad (2)$$

ხოლო დროის მოცემულ t მომენტში კავშირი დედობრივ და შვილობილ ბირთვების რაოდენობებს შორის შეგვიძლია გამოვსახოთ შემდეგნაირად:

$$D(t) = N(t)(e^{\lambda t} - 1) \qquad (3)$$

საბოლოოდ მივიღებთ:

$$t = \frac{1}{\lambda} ln\left(1 + \frac{D(t)}{N(t)}\right) \qquad (4)$$

მაშასადამე, როგორც (4) ფორმულიდან ჩანს, გამოსაკვლევ ნიმუშში აუცილებელია გაიზომოს დედობრივი(რადიოაქტიური) და შვილობილი (სტაბილური) იზოტოპების რაოდენობა, ამისათვის როგორც წესი გამოიყენება მასს-სპექტრომეტრული გაზომვები.
(4) ფორმულის გამოყვანისას იგულისხმებოდა, რომ ობიექტის (მინერალი, ქანი) ჩამოყალიბების დროს მის შემადგენლობაში არ იყო შვილობილი D იზოტოპის ატომები. თუ იგი მაინც შეიცავდა D_0 რაოდენობის ასეთ ატომებს, მაშინ $D(t) = D_0 + M_0 - M(t)$ და ფორმულა რამდენადმე რთულდება

$$t = \frac{1}{\lambda} ln\left(1 + \frac{D(t) - D_0}{N(t)}\right) \qquad (5)$$

t დროის გაზომვის სიზუსტე (რომელიც განსაზღვრავს აბსოლუტურ გეოლოგიურ ასაკს) დამოკიდებულია M და D იზოტოპების რაოდენობის გაზომვის სიზუსტეზე და აგრეთვე რადიოაქტიური დაშლის მუდმივას მნიშვნელობაზე, რომელიც განისაზღვრება სხვა დამოუკიდებელ ექსპერიმენტში. ძირითადი მოთხოვნა, რომელიც წაეყენება მეთოდის გამოყენებას -ესაა ნიმუშის არსებობა ჩაკეტილ სისტემაში ანუ რადიოაქტიური და მისგან მიღებული სტაბილური ბირთვი იზოლირებული უნდა იყვნენ მთელი“სიცოცხლის“ განმავლობაში. ამ დროს ერთადერთი პროცესი, რომელიც შეიძლება მიმდინარეობდეს სისტემაში, ესაა რადიოაქტიური დაშლა. ჩაკეტილობის დარღვევა აუცილებლად უნდა იქნას გათვალისწინებული. მაგალითად, მაღალ ტემპერატურაზე შეიძლება მოხდეს ატომების დიფუზია,ე.ი მათი გასვლა გარემოში. ეხლა, მე-(5) ფორმულაზე დაყრდნობით, განვიხილოთ გეოლოგიური ობიექტების დათარიღების რამოდენიმე მეთოდი.

ISSN 1512-1461

ცხრილი1. იზოტოპები, რომლებიც გამოიყენება ბირთვულ ქრონოლოგიაში

საწყისი იზოტოპი	ნახევარდაშლის პერიოდი, წელი	გავრცელება, %	ბირთვის-დაშლის პროდუქტი
^{14}C	5700		^{14}N
^{40}K	$1.238 \cdot 10^9$	0.0117	^{40}Ar
^{87}Rb	$4.81 \cdot 10^{10}$	27.84	^{87}Sr
^{129}I	$1.57 \cdot 10^7$		^{129}Xe
^{232}Th	$1.40 \cdot 10^{10}$	100	^{208}Pb
^{235}U	$7.04 \cdot 10^8$	0.7204	^{207}Pb
^{238}U	$4.468 \cdot 10^9$	99.2742	^{206}Pb

ბირთვულ ქრონოლოგიაში გამოიყენება რადიოაქტიური ოჯახის იზოტოპები, რომელთა ნახევარდაშლის პერიოდი ძალზედ დიდია. ასევე გამოიყენება დიდი სიცოცხლის ხანგრძლივობის მქონე რადიოაქტიური იზოტოპები, რომლებიც წარმოიშობიან კოსმოსური სხივების ურთიერთქმედებისას ატმოსფეროს ბირთვებთან და იზოტოპები, რომლებიც წარმოიშვენ მზის სისტემის ფორმირების პროცესში.
ასე მაგალითად, სხვადსხვა ასტროფიზიკური პროცესების დათარიღებისათვის გამოიყენება იზოტოპები ^{129}I($T_{1/2}$=$1.57 \cdot 10^7$წელი), ^{238}U($T_{1/2}$=$4.468 \cdot 10^9$წელი),^{235}U($7.04 \cdot 10^8$წელი), ^{40}K*(1.238·10*^{9}წელი*)*, ^{232}Th*(1.40·10*^{10}წელი*)*. მზის სისტემის ჩამოყალიბების მომენტში ურანისა და თორიუმის იზოტოპებისათვის რაოდენობრივი შეფარდება შეადგენდა ^{235}U/^{238}U=0.3 , ^{232}Th/^{235}Th=35(6)
დღესდღეობით- მოცემულ მომენტში ეს შეფარდება ტოლია

$$^{235}\mathrm{U}/^{238}\mathrm{U}=7.3\cdot 10^{-3}\ ,\ ^{232}\mathrm{Th}/^{235}\mathrm{Th}=4 \qquad (6)$$

რაც საშუალებას იძლევა შევაფასოთ მზის სისტემის ასაკი $t = 4.5 \cdot 10^9$წელი.
გეოქრონოლოგიაში არსებობს დათარიღების რამოდენიმე მეთოდი[1-7]:

1. ურან, თორიუმ-ტყვიის მეთოდი.
2. ტყვია-ტყვიის მეთოდი.
3. კალიუმ-არგონის მეთოდი.
4. ნახშირბადის მეთოდი და სხვა.

ISSN 1512-1461

ურან, თორიუმ-ტყვიის მეთოდი

მეთოდი ემყარება იმას, რომ ურანისა ^{235}U, ^{238}U და თორიუმის ^{232}Th იზოტოპები რადიოაქტური ჯაჭვის თანამიმდევარ α –დაშლის პროცესში გარდაიქმნებიან ტყვიის სტაბილურ ^{207}Pb, ^{206}Pb და ^{208}Pb იზოტოპებად.

$$^{235}U \to {}^{207}\mathrm{Pb} + 7\alpha\,,$$
$$^{238}U \to {}^{206}\mathrm{Pb} + 8\alpha\,,$$
$$^{232}Th \to {}^{208}\mathrm{Pb} + 6\alpha. \qquad (7)$$

მინერალის ასაკი განისაზღვრება მინერალში-ნიმუშში, კონცენტრაციების თანაფარდობებიდან ^{207}Pb/^{235}U, ^{206}Pb/^{238}Uდა ^{208}Pb/^{232}Th

$$^{207}\mathrm{Pb}/{}^{235}\mathrm{U} = \left(e^{\lambda_1 t} - 1\right)$$
$$^{206}\mathrm{Pb}/{}^{238}\mathrm{U} = \left(e^{\lambda_2 t} - 1\right) \qquad (8)$$
$$^{208}\mathrm{Pb}/{}^{232}\mathrm{Th} = \left(e^{\lambda_3 t} - 1\right)$$

სადაც λ_1,λ_2 და λ_3 რადიოაქტიური იზოტოპების ^{235}U, ^{238}U და თორიუმის ^{232}Th დაშლის მუდმივებია შესაბამისად. რადგანაც ^{232}Th ($T_{1/2} = 13.9 \cdot 10^9$წ)თორიუმის ნახევარდაშლის პერიოდი ძალიან დიდია ^{208}Pb/^{232}Th ფარდობის მგრძნობიარობა ძალზედ მცირეა. ამიტომ მას ნაკლებად იყენებენ. პირველი და მეორე თანაფარდობებიდან ადვილად მივიღებთ:

$$({}^{207}Pb/{}^{206}Pb)= \frac{(e^{\lambda_2 \cdot t}-1)^{238}U}{(e^{\lambda_1 \cdot t}-1)^{235}U} = \frac{(e^{\lambda_2 \cdot t}-1)\cdot 137.8}{(e^{\lambda_1 \cdot t}-1)} \qquad (9)$$

დღესდღეობით (^{238}U/^{235}U)≈ 138 ამიტომ,სწორედ ეს რიცხვი შეგვაქვს (8) ფორმულაში. გავზომავთ რა ($^{207}Pb/^{206}Pb$) შეფარდებას მინერალში, (8) თანაფარდობიდან შეგვიძლია შევაფასოთ ნიმუშის -მინერალის ასაკი. მეთოდის გამოყენებისათვის იყენებენ ისეთ ურანომინერალებს როგორიცაა <u>ურანიტი, ლუნოტიტი, ცირკონი.</u> თუ მინერალი წარმოადგენს ჩაკეტილ სისტემას , მაშინ საკმარისად დიდია რადიოგენული ტყვიის რაოდენობა და მაშინ აბსოლუტური ასაკი განისაზღვრება 2-3% სიზუსტით.

ზოგიერთ შემთხვევაში მეთოდი შეიძლება გამოყენებულ იქნას იმ შემთხვევაშიც თუ სისტემა არაა ჩაკეტილი (შეიძლება მოხდეს რადიოგენური ტყვიის დიფუზია). მაგრამ ამ დროს ტყვიის ყველა იზოტოპი იკარგება ერთნაირი პროპორციით (რადგან მათი მასები პრაქტიკულად ტოლია ერთმანეთის) , მაშინ მე-8 თანაფარდობა სამართლიანია და შეგვიძლია განვსაზღვროთ ნიმუშის ასაკი. ფარდობა ^{238}U/^{235}U მუდმივია და ცნობილია - 137.8 .

ამიტომ ფარდობა ($^{207}Pb/^{206}Pb$) შეიძლება ჩაითვალოს დამატებით ფაქტორად და მე-(8) ფორმულის საშუალებით შეიძლება გამოითვალოს t. თუ მინერალებში იმყოფებიან პირველადი ტყვიის იზოტოპები ^{206}Pb და ^{207}Pb , მაშინ ეს გამოიწვევს მინერალის ასაკის გაზრდას. შეიძლება გამოითვალოს ეს შესწორება, თუ განვსაზღვრავთ მინერალში აბსოლუტურად არარადიოგენული ^{204}Pb რაოდენობას და ფარდობებს $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ შევადარებთ იგივე იზოტოპების ფარდობებს აბსოლუტურად

ISSN 1512-1461

არარადიოაქტიურ მინერალებში. ასეთია მინერალები, რომლებშიც ურანისა და თორიუმის რაოდენობები ძალზედ მცირეა, მაშინ ტყვიის ყველა იზოტოპი შეიძლება ჩაითვალოს არარადიოგენურად.

ცხრილი2. ტყვიის იზოტოპური შემადგენლობა

იზოტოპი	შემცველობა ბუნებრივ ნაერთში, %
^{204}Pb	1.4
^{206}Pb	24.1
^{207}Pb	22.1
^{208}Pb	52.4

ბუნებრივ ნაერთში ^{204}Pb იზოტოპი წარმოადგენს ბუნებრივ იზოტოპს და განსხვავებით ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb იზოტოპებისაგან არ წარმოიქმნება რადიოაქტიური დაშლის შედეგად. ამიტომ ანალიზისას მისი შემცველობა პირობითად ითვლება ერთის ტოლად. იზოტოპები
^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb წარმოიქმნებიან და გროვდებიან ურანისა და თორიუმის დაშლის შედეგად. ამიტომ ტყვიის იზოტოპების^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb შემცველობა ადრეულ ნიმუშში მეტია ^{204}Pb შედარებით.

- ნიმუშის ასაკი შეიძლება დამოუკიდებლად განისაზღვროს Pb ტყვიის ოთხი იზოტოპის შემცველობიდან გამომდინარე.
- ურანის, თორიუმის და ტყვიის შემცველობა მინერალებში ძირითადად განპირობებულია რადიოაქტიური დაშლის პროცესებით და გაცილებით ნაკლები ხარისხით გეოლოგიური და ტემპერატურული ცვლილებებით.

დათარიღება ურანის სპონტანური გაყოფის ტრეკებით

როგორც ცნობილია ურანის ორივე იზოტოპი ^{238}U და ^{235}U ალფა დაშლის გვირაბული ეფექტით განიცდიან სპონტანურ გაყოფას , რომლის დროსაც ბირთვი იყოფა ორ ნატეხად და გამოტყორცნის რამდენიმე ნეიტრონს. ბირთვის სპონტანური დაშლის ალბათობა იზრდება პროტონების რიცხვის გაზრდით. ეს ალბათობა დამოკიდებულია Z^2/A პარამეტრზე, სადაც Z - პროტონების რიცხვია, ხოლო A - ნუკლონების რიცხვი. როცა ამ პარამეტრის მნიშვნელობა უახლოვდება 45 სპონტანური გაყოფის ალბათობა მიისწრაფის ერთისაკენ.
დაშლის სიჩქარეები და მათი ალბათობები , და ასევე ნეიტრონების რიცხვი 1 დაშლის პროცესში ზოგიერთი ბირთვისათვის მოყვანილია ცხრილში

ISSN 1512-1461

ცხრილი 3.

ბირთვი	ნახევარდაშლის პერიოდი(წელი)	დაშლის სიჩქარე	ნეიტრონების გამოსავალი დაშლის 1 აქტში	სპონტანური ნახევარდაშლის პერიოდი(წელი)	Z^2/A
^{235}U	$7{,}04\cdot10^{8}$	$2{,}0\cdot10^{-9}$	1,86	$3.5\cdot10^{17}$	36.0
^{238}U	$4{,}47\cdot10^{9}$	$5{,}4\cdot10^{-7}$	2,07	$8.4\cdot10^{15}$	35.6
^{239}Pu	$2{,}41\cdot10^{4}$	$4{,}4\cdot10^{-12}$	2,16	$5.5\cdot10^{15}$	37.0
^{240}Pu	6569	$5{,}0\cdot10^{-8}$	2,21	$1.16\cdot10^{11}$	36.8
^{250}Cm	8300	0,80	3,31	$1.12\cdot10^{4}$	36.9
^{252}Cf	2,6468	$3{,}09\cdot10^{-2}$	3,73	85.7	38.1

როგორც ცხრილიდან ჩანს, ^{238}U და ^{235}U ბირთვების ნახევარდაშლის პერიოდები სპონტანური დაშლის მიმართ შეადგენენ $8.4\cdot10^{15}$წ და $3.5\cdot10^{17}$ წ შესაბამისად. ე.ი საკმაოდ განსხვავდებიან ერთმანეთისაგან. გასაგებია, რომ ^{238}U წვლილი სპონტანურ გაყოფაში მეტია და ამავე დროს რადგან ^{238}U მეტია ბუნებაში ვიდრე ^{235}U შესაბამისად ნატეხებიც მეტი იქნება. გაყოფის ნატეხები მინერალებში ქმნიან ძალიან დიდი სიმკვრივის ტრეკებს . თუ მაგალითად მინერალი ყოველ 1 მილიონ საკუთარ ატომზე შეიცავს 1 ურანის ატომს , მაშინ ყოველი მილიონი წლის განმავლობაში 1სმ^2 ფართობში გაივლის დაახლოებით 2000 ნატეხი. ტრეკის სიგრძე 5-10მკმ-ია ხოლო სიგანე 500 ნანომეტრია. ისინი ადვილად დაიმზირებიან მიკროსკოპის ქვეშ, გარკვეული წინასწარი ქიმიური პროცედურების ჩატარების შემდეგ. თუ დავითვლით ტრეკის სიმკვრივეს და გვეცოდინება ურანის შემცველობა ასაკის დადგენა. დროის მიხედვით ^{238}U -ის რაოდენობა მცირდება α დაშლის და სპონტანური გაყოფის შედეგად

$$^{238}U = {^{238}U_0}\, e^{-(\lambda_\alpha+\lambda_s)t} \qquad (10)$$

სადაც λ_α და λ_s - მუდმივებია α დაშლისა და სპონტანური გაყოფის დროს; ^{238}U - ურანის იზოტოპის რაოდენობაა დღეისთვის. რადგან α დაშლა უფრო ალბათურია და $\lambda_\alpha \gg \lambda_s$ შეიძლება ჩაიწეროს

$$^{238}U = {^{238}U_0}\, e^{-\lambda_\alpha t} \qquad (11)$$

მეორეს მხრივ, სპონტანური გაყოფის შედეგად ნატეხების დაგროვება დაკავშირებულია $\alpha -$ დაშლის პროდუქტებთან N_α- თან

$$N_S = \frac{\lambda_s}{\lambda_\alpha}\cdot N_\alpha \qquad (12)$$

N_α იცვლება რადიოაქტივობის ძირითადი კანონის მიხედვით:

$$N_\alpha = {^{238}U_0}\left(1 - e^{-\lambda_\alpha t}\right) = {^{238}U}\left(e^{-\lambda_\alpha t} - 1\right) \qquad (13)$$

ამრიგად t დროის გასვლის სემდეგ სპონტანური გაყოფის აქტების რაოდენობა იქნება:

ISSN 1512-1461

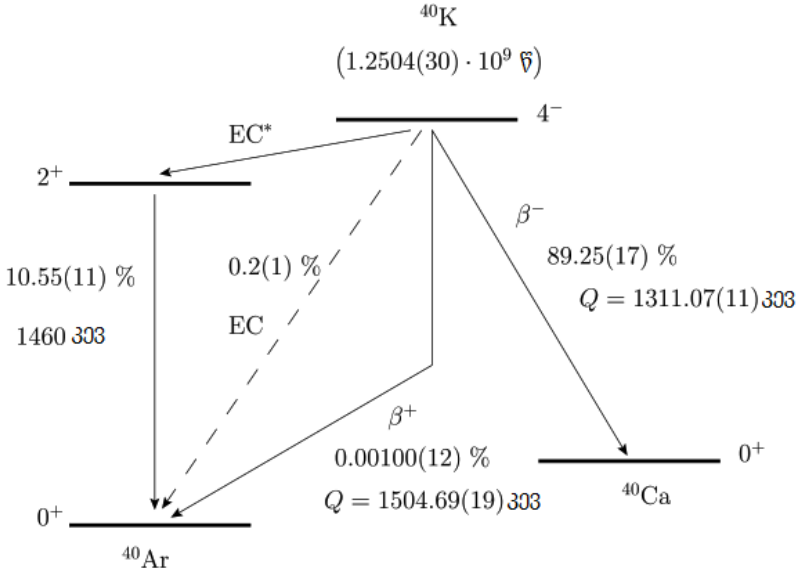
$$N_S = \frac{\lambda_s}{\lambda_\alpha} \cdot {}^{238}U(e^{-\lambda_\alpha t} - 1) \qquad (14)$$

აქედან მიიღბა საკვლევი ნიმუშის ასაკი:

$$t = \frac{1}{\lambda_\alpha} \ln\left((N_S/\,{}^{238}U) \cdot \frac{\lambda_\alpha}{\lambda_s} + 1\right) \qquad (15)$$

დიდი უპირატესობა დათარიღემის ამ მეთოდისა არის ნულოვანი ფონი, რადაგან არ არსებობენ სხვა წყაროები , რომლებიც მოგვცემენ ტრეკებს გარდა ${}^{238}U$ – სა. მეთოდი გამოდგება დროთა ფართო დიაპაზონში - რამდენიმე მილიარდი წლიდან მილიონამდე. მეთოდის სიზუსტე დამოკიდებულია ტრეკის ოპტიმალურ სიმკვრივესთან. მეთოდის უპირატესობა გამოიხატება მის სიმარტივეში . ნაკლია დიფუზიისა და გამოწვის შედეგად ტრეკების რაოდენობის დაკარგვა. ჩატარებულმა ცდებმა აჩვენა, რომ ტრეკების გამოწვა მინერალებში გვაძლევს მდიდარ გეოლოგიურ ინფორმაციას. კერძოდ მისი საშუალებით დგინდება უძველესი-პალეოტემპერატურული პირობები და შესაბამისად შეიძლება დათარიღდეს მძლავრი ტექტონიკური პროცესები.

კალიუმ-არგონის მეთოდი



ნახ.1 რადიოაქტიური იზოტოპის ${}^{40}K$ დაშლის სქემატური სურათი.

ISSN 1512-1461

ცხრილი 4.
^{40}Kდაშლის მუდმივები და კალიუმისა და არგონის
ბუნებრივი შემცველობა

λ_{β}			4.72
$\lambda_{ეჩ}$			0.557
$\lambda_{სრული}$			5.54
იზოტოპური შემცველობა			
	%		(%ატმ)
^{39}K	93.2581	^{36}Ar	0.337
^{40}K	0.01167	^{38}Ar	0.063
^{41}K	6.7302	^{40}Ar	99.600

კალიუმ-არგონის მეთოდში[7] გამოიყენება რადიოაქტიური დაშლა ^{40}K იზოტოპისა, რომელიც შეადგენს ბუნებრივი კალიუმის 0.012% . ის ძირითადად იშლება ორი გზით:

- β^{-} -დაშლა (ალბათობა 89.28% , ნახევარდაშლის პერიოდი $1.97 \cdot 10^{9}$წელი):

$$^{40}_{19}K \rightarrow {}^{40}_{20}Ca + e^{-} + \bar{\nu}_{e}\ ; \qquad (16)$$

- ელექტრონული ჩაჭერა (ალბათობა 10.72%, ნახევრდაშლის პერიოდი $11.93 \cdot 10^{9}$წელი)

$$^{40}_{19}K + e^{-} \rightarrow {}^{40}_{18}Ar + \nu_{e}\ . \qquad (17)$$

პირველი არხი არ გამოიყენება დათარიღებისათვის, რადგან მინერალებში სადაც ბევრია კალიუმი, ძნელია არარადიოგენური კალციუმის ^{40}Ca ზუსტი დადგენა, ამიტომ გამოიყენება მეორე არხი. ^{40}K ნახევარდშლის პერიოდი დაშლის ორივე არხის გათვალისინებით ტოლია $1.25 \cdot 10^{9}$წელი. ეს იძლევა საშუალებას დავათარიღოთ ნიმუშები, რომელთა ასაკი ტოლია დედამიწის ასაკის და ნიმუშები რომელთა ასაკი შეადგენს რამოდენიმე ასეულ და ათეულათას წელს. ^{40}K დაშლის შედეგად გადადის ^{40}Ar-ში. ამ ატომების წილი შეიძლება გამოითვალოს შემდეგი ფორმულით:

$$^{40}\mathrm{Ar}/(^{40}\mathrm{Ar}+^{40}Ca)=\frac{\lambda_{ეჩ}}{\lambda_{ეჩ}+\lambda_{\beta}} \qquad (18)$$

^{40}K-ის (თანამედროვე) რაოდენობა გამოსაკვლევ ნიმუშში განისაზღვრება ფორმულით $^{40}\mathrm{K} = {}^{40}K_{0}e^{-(\lambda_{ეჩ}+\lambda_{\beta})t}$, ხოლო დრო შეიძლება გამოითვალოს ფორმულით

ISSN 1512-1461

$$t = \frac{1}{\lambda_{ეß}+\lambda_\beta} ln[1+(^{40}\mathrm{Ar}\ /^{40}\mathrm{K})\left(1+\frac{\lambda_\beta}{\lambda_{ეß}}\right)] \qquad (19)$$

სადაც $\lambda_{ეß}$ - ელექტრონის ჩაჭერის მუდმივაა, ხოლო λ_β- ბეტა დაშლის პროცესის მუდმივაა.

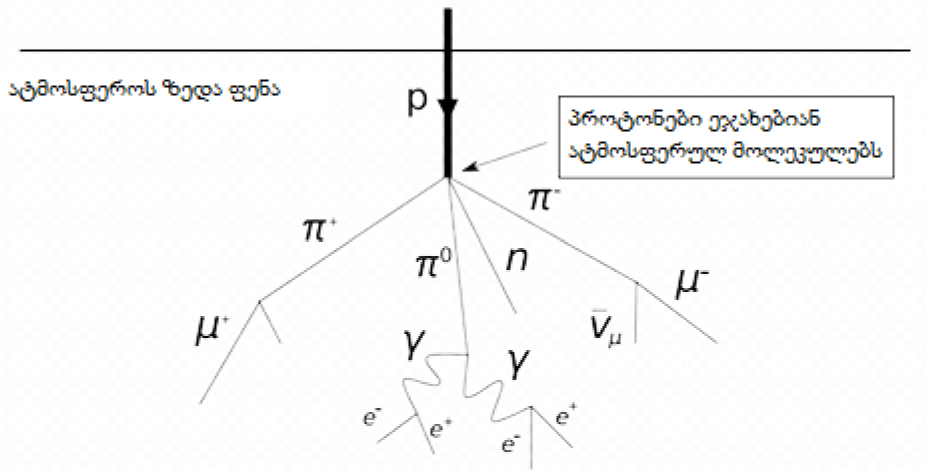
კალიუმ-არგონის მეთოდი უფრო უნივერსალურია, ვიდრე ურან-ტყვიის მეთოდი, რადგანაც კალიუმის მინერალები უფრო ფართოდაა გავრცელებული.

კალიუმი დედამიწის ქერქში, შემცველობის მიხედვით, არის მე-7 ელემენტი და ბუნებრივად ის გავრცელებულია დედამიწის ზედაპირზეც. ^{40}K იზოტოპის წილი ბუნებრივ იზოტოპში მუდმივია და განსაზღვრულია მაღალი სიზუსტით. კალიუმ არგონის მეთოდი(უფრო ზუსტად, მისი ნაირსახეობა არგონ-არგონული მეთოდი) - ძირითადი მეთოდია გეომაგნიტური პოლარობის კალიბრებისათვის. $^{40}_{20}Ca$ ძალზედ გავრცელებულია ბუნებრივ ნაერთებში და მისი წარმოშობა დაკავშირებულია სხვა რეალიზაციის არხებთანაც. ამიტომ დათარიღებისათვის გამოიყენება მხოლოდ შვილობილი ბირთვი ^{40}Ar რადგან არგონი ინერტული აირია შესაძლებელია, ნიმუშის გაცხელებისას რამოდენიმე ასეულ გრადუსამდე, მისი გაჟონვა ნიმუშიდან. ამიტომ კალიუმ -არგონის დათარიღების მეთოდი გვიჩვენებს ნიმუშის უკანასკნელად გაცხელების **დროს** მაღალ ტემპერატურამდე.
ძირითადი პრობლემა კალიუმ -არგონის დათარიღების მეთოდისათვის, ისევე როგორც სხვა რადიოზოტოპური მეთოდებისთვის, არის ნივთიერებათა ცვლა გარემოსთან და სიძნელე დაკავშირებული ნიმუშის საწყისი შემცველობისა. მნიშვნელოვანია ის, რომ საწყის მომენტში ნიმუში არ შეიცავდეს არგონს და შემდეგ არ კარგავდეს მას. ასევე არ უნდა ხდებოდეს ნიმუშის დაბინძურება ატმოსფერული არგონით. ამ დაბინძურების გათვალიწინება შეიძლება გამომდინარე იმ ფაქტიდან, რომ ატმოსფერული არგონი იზოტოპ ^{40}Ar-ის გარდა შეიცავს სხვა იზოტოპსაც (^{36}Ar), მაგრამ ამ იზოტოპის სიმცირის გამო (1/295 მთელი არგონისა) ამ შესწორების სიზუსტე მცირეა.
არსებობს გაუმჯობესებული ვარიანტი კალიუმ -არგონის მეთოდისა- ^{40}Ar/^{39}Ar მეთოდი (არგონ-არგონის მეთოდი). ამ მეთოდით ^{40}K-ის შემცველობის მაგივრად განისაზღვრება ^{39}Ar შემცველობა, რომელიც წარმოიქმნება ხელოვნურად ^{39}K -დან ნეიტრონებით დასხივების პროცესში. ^{40}K რაოდენობა ცალსახად განისაზღვრება ^{39}K რაოდენობიდან, რადგან იზოტოპური თანაფრდობა მუდმივია. ამ მეთოდის უპირატესობა მდგომარეობს იმაში, რომ ^{40}Ar და ^{39}Ar წარმოადგენენ ქიმიურად იდენტურ ელემენტებს. არგონ-არგონული მეთოდი, თითოელი დათარიღების პროცესში, მოითხოვს კალიბრებას ცნობილი ასაკის ნიმუშის გამოყენებით. ეს ცნობილი ნიმუში უნდა დასხივდეს ნეიტრონებით იგივე პირობებში (ნეიტრონების იგივე ნაკადით), როგორც საკვლევი ნიმუში.

ISSN 1512-1461

რადიონახშირბადის მეთოდი

როგორც ცნობილია ატმოსფეროს ზედა ფენებში კოსმოსური სხივების კერძოდ პროტონებს ურთიერთქმედებისას ატმოსფერულ ბირთვებთან წარმოიქმნებიან ნეიტრონები, პი მეზონები, მიუონები.



ნახ.2

ნეიტრონები, თავის მხრივ მოქმედებენ აზოტის ბირთვებზე შემდეგი რეაქციით

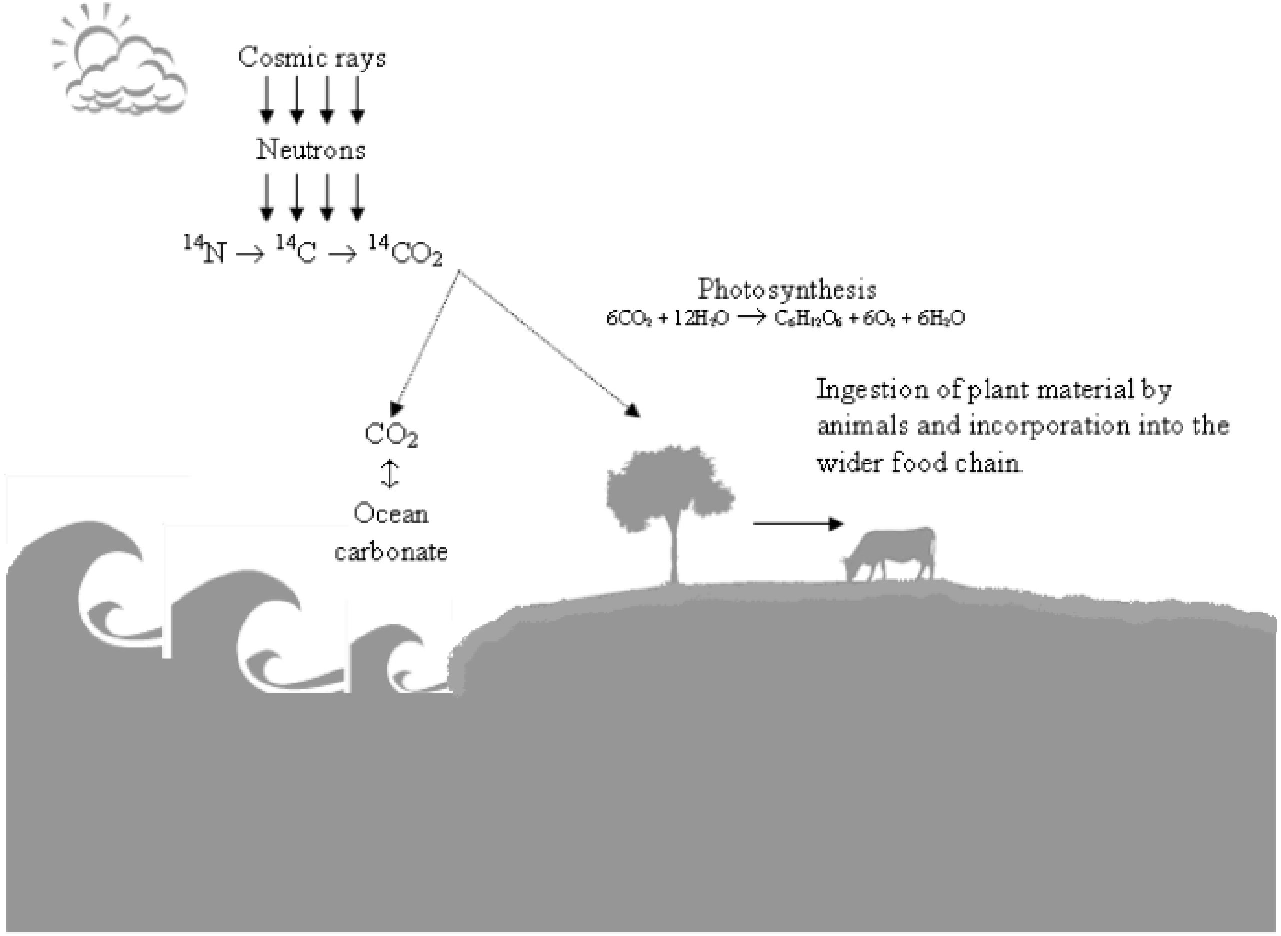
$$ {}^{14}_{7}N + n \rightarrow {}^{14}_{6}C + p \qquad (20) $$

რადიოაქტიური იზოტოპი ${}^{14}_{6}C(T_{1/2} = 5768$წელი$)$ დაშლისას გამოყოფს β^- სხივებს და გადადის სტაბილურ ${}^{14}N$-ში.

$$ {}^{14}_{6}C \rightarrow {}^{14}_{7}N + \beta^- + \bar{\nu}_e \qquad (21) $$

რადიონახშირბადი[1,2,5,6] ძალიან სწრაფად გადაიქცევა რადიოაქტიურ ნახშირორჟანგად ${}^{14}CO_2$, რომელიც 10 - 15 წლის განმავლობაში მთლიანად აირევა ატმოსფერულ ნახშირორჟანგში. ნახშირორჟანგთან ერთად ${}^{14}C$ მოხვდება მცენარეებში, ხოლო შემდეგ ცხოველებში. წონასწორული კონცენტრაციის პირობებში ${}^{14}C$ რაოდენობა ბიოსფეროში შეადგენს $1.2 \cdot 10^{-10}\%$ ეს შეესაბამება 15 დაშლას წუთში 1გრამ ნახშირბადზე. მთლიანი რაოდენობა ${}^{14}C$ (ატმოსფეროში, ჰიდროსფეროში და ბიოსფეროში) შეადგენს ~ 60 ტონას, რაც ექვივალენტურია $300 \cdot 10^6$კიურის აქტივობისა.

ISSN 1512-1461



ნახ.3 ^{14}C წარმოქმნა და გადანაწილება ბიოსფეროს კვების ციკლში

როგორც კი წყდება ნივთიერებათა ცვლა(დაღუპვა ორგანიზმისმებისა) შესაბამისად საკვლევ ნიმუშში იწყება რადიონახშირბადის რაოდენობის შემცირება. დროთა განმავლობაში ქსოვილებში, მოჭრილ ხეში, დაღუპულ ორგანიზმში მცირდება რადიონახშირბადის აქტივობა, მაშინ, როცა ცოცხალ ბუნებაში რადიონახშირბადის შემცველობა პრაქტიკულად არ იცვლება.

$$ {}^{14}_{6}C = {}^{14}C_{\text{ატ}} \cdot e^{-\lambda t} \qquad (22)$$

სადაც $^{14}C_{\text{ნ}}$-ნიმუშის აქტივობაა, $^{14}C_{\text{ატ}}$- ატმოსფეროში რადონახშირბადის აქტივობაა, ნიმუშის ასაკი განისაზღვრება ფორმულით

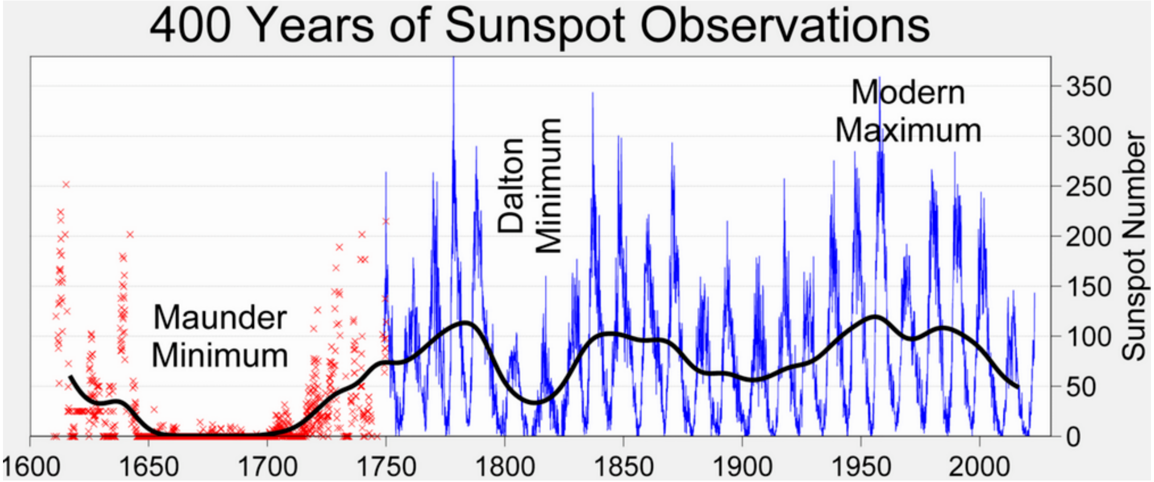
$$ t = \frac{1}{\lambda} \ln\left[({}^{14}C_{\text{ატ}})/({}^{14}C_{\text{ნ}})\right] \qquad (23)$$

მეთოდი განსაკუთრებით გამოიყენება არქეოლოგიაში. რადიონახშირბადის მცირე ნახევრდაშლის პერიოდი ზღუდავს დათარიღების ზედა ზღვარს , რომელიც შეადგენს $50 \cdot 10^3$წელს . ქვედა ზღვარი 1000წელია. მასზე ნაკლების გაზომვა უკვე დიდ შეცდომას იძლევა.

ISSN 1512-1461

რადიონახშირბადის მეთოდმა დიდი გამოყენება ჰოვა **კლიმატოქრონოლოგიაში**. მისი საშუალებით დადგენილ იქნა , რომ გამყინვარება მოხდა $(30\div33)\cdot10^3$ წლის წინ, ხოლო $15\cdot10^3$ წლის წინ დათბობა.

რადინახშირბადის მეთოდი ეყრდნობა იმას, რომ $^{14}\boldsymbol{C}$ რაოდენობა (წყალში,ჰაერში) ნივთიერებათა ცვლის შეწყვეტის შემდეგ მისი რაოდენობა იცვლება - მცირდება რადიოატიური $\boldsymbol{\beta}$ –დაშლის დროს და რომ კონცენტრაცია $^{14}\boldsymbol{C}$ არ იცვლება ატმოსფეროში, ცოცხალ (მცენარეულ და ცხოველურ) გარემოში, რომელიც განუწყვეტლივ მონაწილეობს ნივთიერებათა ცვლის პროცესში. ეს დაშვება არ არის სრულიად საფუძვლიანი. 1950 წლებიდან ატომური ბომბების გამოცდის შედეგად $^{14}\boldsymbol{C}$ რაოდენობა შეიცვალა. ამავე დროს $^{14}\boldsymbol{C}$ რაოდენობა ატმოსფეროში იცვლება კოსმოსური გამოსხივების ინტენსივობის ცვლილების გამო. რაც თავის მხრივ დაკავშირებულია მზის აქტივობის ცვლილებასთან და ზეახალი ვარსკვლავების აფეთქებასთან. ხის რგოლების რადიოაქტივობის ზრდა სწორედ ამ მოვლენებს ასახავს. $^{14}\boldsymbol{C}$ აქტივობის განსაზღვრა ხის წლიურ რგოლებში საშუალებას იძლევა გაიზომოს კოსმოსური სხივების ინტენსივობის ფლუქტუაციები. ამ მეთოდით იქნა დადგენილი, რომ 1645-1715 წ პერიოდში მზის აქტივობა მნიშვნელოვნად მცირე იყო მაუნდერის ღრმა მინიმუმი. ამ ანალიზმა შესაძლებელი გახადა მზის აქტივობის 18 მინიმუმის დადგენა ბოლო 8000 წლის განმავლობაში, მათ შორის „ორტის"(1010-1050წ), „ვოლფის"(1282-1342წ), შპერერის- Spörer (1416-1534წ), დალტონის (1790-1820წ) და სხვა მინიმუმები. ასევე, ზოგიერთი მონაცემებით, მაუნდერის მინიმუმის[8,9]დროს დაფიქსირდა პოლარული ციალის -„aurora'-ს ინტენსივობის და მზის ბრუნვის სიჩქარის ვარდნა.



ნახ.4 მაუნდერის მინიმუმი ნაჩვენებია[9] მზის ლაქების რიცხვის 400 წლიან ისტორიაში

დედამიწის, მთვარისა და მეტეორიტების ასაკი, ტყვია-ტყვიის მეთოდი

დედამიწის ასაკის განსაზღვრა დამყარებულია ტყვიის იზოტოპების შესწავლასთან. ურანისა და თორიუმის მინერალებში რადიოგენური ტყვიის იზოტოპების ^{206}Pb, ^{207}Pb და ^{208}Pb დაგროვება დაკავშირებულია რათქმაუნდა მინერალის ჩამოყალიბების დროსთან [10-18]. ტყვიის მრავალი მინერალი შეიცავს ძალიან მცირე რაოდენობის ურანსა და თორიუმს. ამიტომ ტყვიის იზოტოპების შემადგენლობის დადგენა

ISSN 1512-1461

მინერალებში საშუალებას იძლევა დავადგინოთ ის პროცესები , რომლებიც წინ უძღოდნენ მინერალების ჩამოყალიბებას.
მართლაც, ტყვიის მინერალების გაჩენამდე ტყვია, ისევე როგორც სხვა ელემენტი, მათ შორის ურანი და თორიუმი იმყოფებოდნენ საწყის ფაზაში ერთად. შესაბამისად, თუ ტყვიის იზოტოპური შემადგენლობის ცვლილება ურანისა და თორიუმის მინერალებში გამოწვეულია მინერალის ასაკით, მაშინ ტყვიის იზოტოპების ფარდობა ტყვიის მინერალებში დაკავშირებულია დროის იმ მონაკვეთთან როცა იწყება ტყვიის, ურანისა და თორიუმის შეკავშირების მომენტი სისტემაში, რომელიც დედამიწის ჩამოყალიბებასთანაა დაკავშირებული.
ნებისმიერი t მომენტისთვის რადიოგენური ^{206}Pb, ^{207}Pb და ^{208}Pb იზოტოპების რაოდენობები, რომლებიც იმყოფებოდნენ ტყვიის მინერალებში განისაზღვრება, როგორც სხვაობა მთლიანი ტყვიის რაოდენობისა პირველადი ტყვიის რაოდენობასთან, რომელიც არაა დაკავშირებული ურანისა და თორიუმის დაშლასთან(მთლიანი რადიოგენური+საწყისი).

$$^{206}Pb_{\text{რ}} = {}^{206}Pb_{\text{მთ}} - {}^{206}Pb_0$$
$$^{207}Pb_{\text{რ}} = {}^{207}Pb_{\text{მთ}} - {}^{207}Pb_0 \qquad (23)$$
$$^{208}Pb_{\text{რ}} = {}^{208}Pb_{\text{მთ}} - {}^{208}Pb_0$$

რადაგან ^{204}Pb არადიოგენურია უკეთესია გადავიდეთ შეფარდებებზე

$$^{206}Pb_{\text{რ}} = {}^{204}Pb({}^{206}Pb/{}^{204}Pb)_{\text{მთ}} - {}^{204}Pb/({}^{206}Pb/{}^{204}Pb)_0$$
$$^{207}Pb_{\text{რ}} = {}^{204}Pb({}^{207}Pb/{}^{204}Pb)_{\text{მთ}} - {}^{204}Pb/({}^{207}Pb/{}^{204}Pb)_0 \qquad (24)$$
$$^{208}Pb_{\text{რ}} = {}^{204}Pb({}^{208}Pb/{}^{204}Pb)_{\text{მთ}} - {}^{204}Pb/({}^{208}Pb/{}^{204}Pb)_0$$

ინდექსი რ-ნიშნავს რადიოგენურს. ($^{206}Pb/^{204}Pb$), ($^{207}Pb/^{204}Pb$), ($^{208}Pb/^{204}Pb$) -რაღაც t მომენტისათვის იზოტოპური ფარდობებია, ხოლო ($^{206}Pb/^{204}Pb$)$_0$, ($^{207}Pb/^{204}Pb$)$_0$, ($^{208}Pb/^{204}Pb$)$_0$ ფარდობებია დროის საწყის მომენტში, რომელიც არაა დაკავშირებული ურანთან და თორიუმთან.
თუ ჩავთვლით, რომ t_0 მომენტისათვის ტყვია იზოტოპური შემადგენლობით , რომელიც განისაზღვრება ფარდობებით ($^{206}Pb/^{204}Pb$)$_0$, ($^{207}Pb/^{204}Pb$)$_0$, ($^{208}Pb/^{204}Pb$)$_0$ გამოვიდა ჩაკეტილი სისტემიდან ურანთან და თორიუმთან ერთად, მაშინ დროის მიხედვით ტყვიის იზოტოპური ფარდობები უნდა შეიცვალოს. საბოლოოდ ვღებულობთ

$$({}^{207}Pb)_t = ({}^{207}Pb)_0 + ({}^{235}U)_0(e^{\lambda_{235}t} - 1) \qquad (25)$$
$$({}^{206}Pb)_t = ({}^{206}Pb)_0 + ({}^{238}U)_0(e^{\lambda_{238}t} - 1)$$

სადაც ინდექსი t ნიშნავს იზოტოპის კონცენტრაციას გაზომვის მომენტში, ხოლო ინდექსი 0 -საწყის მომენტში. უფრო მოსახერხებელია არა კონცენტრაციების განსაზღვრა , არამედ მათი შეფარდებისა არარადიოგენულ ^{204}Pb იზოტოპის კონცენტრაციასთან:

(26)

ISSN 1512-1461

$$({}^{207}Pb/{}^{204}Pb)_t = ({}^{207}Pb/{}^{204}Pb)_0 + ({}^{235}U/{}^{204}Pb)(e^{\lambda_{235}t} - 1)$$
$$({}^{206}Pb/{}^{204}Pb)_t = ({}^{206}Pb/{}^{204}Pb)_0 + ({}^{238}U/{}^{204}Pb)(e^{\lambda_{238}t} - 1)$$

გავყოთ პირველი განტოლება მეორეზე მივიღებთ:

$$\frac{({}^{207}Pb/{}^{204}Pb)_t - ({}^{207}Pb/{}^{204}Pb)_0}{({}^{206}Pb/{}^{204}Pb)_t - ({}^{206}Pb/{}^{204}Pb)_0} = \left(\frac{1}{137.88}\right)\left(\frac{e^{\lambda_{235}t}-1}{e^{\lambda_{238}t}-1}\right) \qquad (27)$$

მიღებული ამ მეთოდით ფარდობები $({}^{207}Pb/{}^{204}Pb)$ და $({}^{206}Pb/{}^{204}Pb)$ უნდა გამოისახოს გრაფიკზე , რომელსაც ეწოდება ე.წ ზრდის მრუდები , თვითეული მნიშვნელობა შეესაბამება ურანის გარკვეულ მნიშვნელობას, რომელიც ნორმირებულია ${}^{204}Pb$ იზოტოპზე.
ღერძების გასწვრივ გადაზომილია შეფარდებები ${}^{207}Pb/{}^{204}Pb$ და ${}^{206}Pb/{}^{204}Pb$. ამ დიაგრამაზე, სხვადასხვა საწყისი U/Pb შეფარდების მქონე ნიმუშების შესაბამისი წერტილები დალაგდება სწორი ხაზის გასწვრივ (იზოქრონი), რომლის დახრილობა აჩვენებს ნიმუშის ასაკს. ტყვია-ტყვიის მეთოდი გამოიყენებოდა მზის სისტემის პლანეტების (ანუ დედამიწის ასაკის) წარმოქმნის დროის დასადგენად. ეს პირველად გააკეთა კლერ კამერონ პატერსონმა 1956 წელს [15] სხვადასხვა ტიპის მეტეორიტების შესწავლის შედეგად. იმის გამო, რომ ისინი წარმოადგენენ პლანეტების ფრაგმენტებს, რომლებმაც განიცადეს გრავიტაციული დიფერენციაცია, სხვადასხვა მეტეორიტებს აქვთ განსხვავებული U/Pb მნიშვნელობები, რაც იძლევა იზოქრონის აგების საშუალებას. აღმოჩნდა, რომ ეს იზოქრონი ასევე შეიცავს წერტილს, რომელიც წარმოადგენს დედამიწისთვის ტყვიის იზოტოპების საშუალო თანაფარდობას. დედამიწის ამჟამინდელი ასაკი არის 4,54 ± 0,05 მილიარდი წელი [16-19].

დედამიწის ასაკის ზედა ზღვარის შეფასება კალიუმ-არგონის მეთოდით

დედამიწის ასაკის ზედა ზღვარი შეიძლება განვსაზღვროთ, თუ ჩავთვლით, რომ დედამიწაზე არსებული ^{40}Ar მთლიანად წარმოიქმნება ^{40}K-დან e-ჩაჭერის პროცესში. დღევანდელ პირობებში ყოველ 300 ატომ^{40}Ar მოდის ერთი ^{40}K.
დაუშლელ ^{40}K ის რიცხვი იქნება

$$N_K = \frac{N_{Ar}}{300} = N_0 e^{-tln2/T_{1/2}}, \qquad (28)$$

სადაც N_0 - ^{40}K -ის საწყისი რაოდენობაა დედამიწის წარმოქმნის მომენტში, t - დედამიწის ასაკი. $T_{1/2}$ - ^{40}K-ის ნახევარდაშლის პერიოდი, რომელიც შეადგენს $1.248{\cdot}10^9$ წელს. ^{40}K რადიაქტიური დაშლისას e- ჩაჭერის გზით იშლება მხოლოდ 10.67% ბირთვებისა, ამიტომ არგონის ატომების რიცხვი დღესდღეობით იქნება

$$N_{Ar} = 0.1067N_0(1 - e^{-t\cdot ln2/T_{1/2}}) \qquad (29)$$

მივიღებთ განტოლებას:

$$300N_0 e^{-t\cdot ln2/T_{1/2}} = 0.1067N_0\left(1 - e^{-t\cdot ln2/T_{\frac{1}{2}}}\right), \qquad (26)$$

ISSN 1512-1461

საიდანაც

$$t = -ln\left(\frac{0.1067}{300 + 0.1067}\right)\frac{1.248 \cdot 10^9}{ln2} \approx 1.5 \cdot 10^{10}\text{წელი}$$

მთვარის ასაკის შეფასება კალიუმ არგონის მეთოდის გამოყენებით

მთვარის ნიადაგის მასს-სპექტროსკოპულმა ანალიზმა აჩვენა, რომ ^{40}Ar და ^{40}K ატომებისრაოდენობის ფარდობა შეადგენს η=10.3. ჩავთვალოთ, რომ არგონი მთლიანად წარმოიშვა კალიუმის რადიოაქტიური დაშლის პროცესში და განვსაზღვროთ მთვარის ასაკი. ცნობილია, რომ ^{40}K-ის ნახევარდაშლის პერიოდი ტოლია $T_{1/2} = 1.25 \cdot 10^9$წელი. დავწეროთ რადიაქტიური დაშლის კანონი ^{40}K ბირთვებისათვის

$$N_K(t) = N_K(0)\exp{(-\lambda t)} \quad (27)$$

დაშლის მუდმივა დაკავშირებულია ნახევარდაშლის პერიოდთან შემდეგი თანაფარდობით:

$$\lambda = \frac{ln2}{T_{1/2}} \quad (28)$$

კალიუმის დაშლის შედეგად მიღებული არგონის ბირთვების რაოდენობა იქნება დაშლილი ბირთვების რაოდენობის ტოლი

$$N_{Ar}(t) = N_K(0) - N_K(t) \quad (29)$$

არგონისა და კალიუმის ბირთვების რაოდენობის შეფარდება

$$\eta = \frac{N_{Ar}}{N_K} = \frac{N_K(0)-N_K(t)}{N_K(t)} = 2^{t/T_{1/2}} - 1 \quad (30)$$

აქედან მარტივად მიიღება მთვარის ასაკის შეფასებული მნიშვნელობა

$t = T_{1/2}\frac{\ln{(1+\eta)}}{ln2}$, $t = 4.37 \cdot 10^9$ წელი. ეს სიდიდე ახლოსაა რეალურთან

დედამიწის ასაკის შეფასება ურანის იზოტოპების გამოყენებით

ბუნებრივი ურანი შეიცავს $\eta_1 = 99.28\%$ ურან-238 და $\eta_2 = 0.72\%$ ურან-235. ჩავთვალოთ, რომ დედამიწის ჩამოყალიბების პროცესში ორივე იზოტოპის რაოდენობა იყო ერთნაირი და ამაზე დაყრდნობით შევაფასოთ დედამიწის ასაკი. ცნობილია, რომ მოცემული იზოტოპებისათვის ნახევარდაშლის პერიოდები ტოლია $T_1(U^{238}) = 4.56 \cdot 10^9$წელი და $T_2(U^{235}) = 0.71 \cdot 10^9$წელი შესაბამისად.
ამოხსნა:

დავწეროთ რადიაქტიური დაშლის კანონი $N(t) = N_0 e^{-t/\tau}$, სადაც N_0 რადიაქტიური ბირთვების რაოდენობაა დროის საწყის *t=0* მომენტში, $N(t)$- დროის მოცემულ t მომენტში, τ ბირთვის სიცოცხლის ხანგრძლივობაა, რომელიც დაკავშირებულია

ISSN 1512-1461

ნახევარდაშლის პერიოდთან შემდეგი თანაფარდობით $T = \tau \cdot ln2$. დავწეროთ დაშლის კანონი U^{238} და U^{235} ბირთვებისათვის:

$$N_1(t) = N_{01}e^{-(t\cdot ln2)/T_1}, \text{ და } \; N_2(t) = N_{02}e^{-(t\cdot ln2)/T_2} \qquad (31)$$

N_{01} და N_{02} მოცემული რადიაქტიური ბირთვების რაოდენობაა დროის სდაწყის მომენტში. განვსაზღვროთ რადიაქტიური ბირთვების რაოდენობების შეფარდება $\frac{N_1(t)}{N_2(t)}$დროის მოცემულ მომენტში

$$\frac{N_1(t)}{N_2(t)} = \frac{\eta_1}{\eta_2} = e^{\mathrm{t}\cdot\ln2\left(\frac{1}{T_1}-\frac{1}{T_2}\right)} \qquad (32)$$

აქედან საბოლოოდ მივიღებთ:

$$t = \frac{\ln\left(\frac{\eta_1}{\eta_2}\right)}{ln2}\cdot\frac{T_1\cdot T_2}{T_1-T_2} \approx 6\cdot 10^9 \text{ წელი} \qquad (33)$$

ხის ნიმუშის ასაკის დადგენა ნახშირბადის მეთოდით

^{14}C შემცველობა, რომელიც შეთვისებულია ხის მიერ მთელი არსებობის პერიოდში, მცირდება ხის მოჭრის შემდეგ,^{14}C-ის β- დაშლის შედეგად ($T_{1/2}$=5700წელი). აქედან გამომდინარე შეგვიძლია განვსაზღვროთ ხის საგნის-ნიმუშის ასაკი, რომელიც აღმოაჩინეს გათხრებში, თუ მისი ფარდობითი აქტივობა, ახლად მოჭრილი ხის ფარდობით აქტივობასთან შედარებით, შეადგენს 0.1. ჩათვლილია, რომ მოუჭრელ (ხე , რომელიც განიცდის ზრდას)ხეში საუკუნეების მანძილზე არ იცლება ფარდობითი აქტივობა.

$^{14}_{6}C$ ბირთვები მიიღება აზოტიდან კოსმოსური სხივების ზემოქმედებით. ფარდობითი აქტივობა არის აქტივობა მოსული ერთეულოვან მასაზე:

$$N(t) = N_0e^{-\lambda t}, \;\; \ln 0.1 = -\lambda t, \;\; t = -\frac{T_{1/2}\ln 0.1}{\log 2} = 19000 \text{ წელი}$$

ამ ამოცანიდან ჩანს, რომ ნახშირბადის მეთოდით შეიძლება შეფასდეს რამოდენიმე ათეულათასი წლის ნიმუშის ასაკი.

დასკვნა

ნაშრომი მიმოხილვითი ხასიათისაა. მასში ძირითადად განხილულია დათარიღების ბირთვული მეთოდები. განხილულია მასალა, რომელიც მოიცავს საკმაოდ დიდ პერიოდს და წარმოდგენილია ადრინდელ და უახლეს სამეცნიერო პუბლიკაციებში. ნაჩვენებია, რომ ასეთი მიმართულების კვლევები მნიშვნელოვანია დედამიწის ისტორიის, სიცოცხლის ევოლუციისა და ადამიანური ცივილიზაციების ქრონოლოგიის გაგების თვალსაზრისით.

ISSN 1512-1461

ლიტერატურა:

[1].*Plastino, W.; Kaihola, L.; Bartolomei, P.; Bella, F. (2001).* „Cosmic Background Reduction in the Radiocarbon Measurements by Liquid Scintillation Spectrometry at the Underground Laboratory of Gran Sasso“ Published online by Cambridge University Press: 18 July 2016 *Radiocarbon. 43 (2A):* 157–161. *doi:*10.1017/S0033822200037954.
[2]. *wikipedia.org, Radiocarbon dating, 2016,* http://en.wikipedia.org/wiki/Radiocarbon_dating
[3]. Ю.А.Костицын, Геохимия изотопов и геохронология., 2016, http://wiki.web.ru/wiki/Геологический_факультет_МГУ:Геохимия изотопов и геохронология
[4]. Potassium-Argon Method http://hyperphysics.phy-astr.gsu.edu/hbase/Nuclear/clkroc.html#c3
[5].Hajdas, Irka; Ascough, Philippa; Garnett, Mark H.; Fallon, Stewart J.; Pearson, Charlotte L.; Quarta, Gianluca; Spalding, Kirsty L.; Yamaguchi, Haruka; Yoneda, Minoru (2021-09-09). *"Radiocarbon dating"*. Nature Reviews Methods Primers. 1 (1): 1–26. *doi:10.1038/s43586-021-00058-7. ISSN 2662-8449*
[6]. Н. А. Кренке, Е. Г. Ершова, И. Н. Ершов и др.
РАДИОУГЛЕРОДНОЕ ДАТИРОВАНИЕ АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ И ПРИРОДНЫХ ОБЪЕКТОВ
СМОЛЕНЩИНЫ В 2014–2021 ГГ.1 http://doi.org/10.25681/IARAS.0130-2620.267.320-344
[7].THE K/AR DATING METHOD: PRINCIPLE, ANALYTICAL TECHNIQUES, AND APPLICATION TO HOLOCENE VOLCANIC ERUPTIONS IN SOUTHERN ITALY
Pierre-Yves Gillot*,Anthony Hildenbrand , Jean-Claude Lefèvre,Claude Albore-Livadie
Acta Vulcanologica» · Vol. 18 (1-2), 2006: 55-66
[8]. *Patrick Moore (1968).* "Friedrich Wilhelm Spoerer". The Sun. W. W. Norton & Company. *p. 113.* ISBN 0393062767. , https://en.wikipedia.org/wiki/Maunder_Minimum
[9]. S. Tsereteli, V. Bochorishvili, M. Makhviladze, M. Samkharadze, V. Gokieli. “Study Of Variations Of Cosmic Ray Intensities Over The Last Several Centuries By Determination Of Cosmogenic Radiocarbon Concentration”. Bulletin Of The Georgian Academy Of Scienes, 2005,V171, N3 Pp41-44. ვალერი ბოჭორიშვილი „ მზის აქტივობის ღრმა მინიმუმის შესწავლა კოსმოგენური იზოტოპების ^{14}C და ^{10}Be – ის საშუალებით“ სადოქტორო დისერტაცია, ივ.ჯავახიშვილის თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტი, 2009წ. https://dspace.nplg.gov.ge/bitstream/1234/164445/1/Disertacia.pdf
[10]. I.G. Usoskin Kromer, B.: 2005.” Reconstruction Of The ^{14}C Production Rate From Measured Relative Abumdarence”. *Radiocarbon, V47. N1, P31-37.*
[11] Russell, Nicola (2011) Marine radiocarbon reservoir effects (MRE) in archaeology: temporal and spatial changes through the Holocene within the UK coastal environment. PhD thesis. Glasgow Theses Service, http://theses.gla.ac.uk/2941 , theses@gla.ac.uk
[12]. Lead-lead dating https://en.wikipedia.org/wiki/Lead%E2%80%93lead_dating
[13]. *Dickin A. P.* Radiogenic Isotope Geology. — 2nd ed. — Cambridge University Press, 2005. — P. 29—31, 101—135, 275, 324—382. — 512 p. — ISBN 0-521-82316-1.
[14].http://www.princeton.edu/geosciences/people/schoene/pdf/4_10_Schoene_UThPb_geochronology.pdf.
[15]. Patterson, Claire (1956). "Age of meteorites and the earth". Geochimica et Cosmochimica Acta. 10 (4): 230–237. Bibcode:1956GeCoA..10..230P. doi:10.1016/0016-7037(56)90036-9.
[16]James M. Mattinson „Revolution and Evolution: 100 Years of U–Pb Geochronology“ Research Article| February 01, 2013 . https://doi.org/10.2113/gselements.9.1.53 .,
[17].Schoene, B., 2014, U-Th-Pb geochronology, in Rudnick, R., ed., TreaEse on Geochemistry, Volume 4.10:Oxford, U.K., Elsevier, p. 341-378
[18].Connelly, J. N.; Bizzarro, M.; Krot, A. N.; Nordlund, A.; Wielandt, D.; Ivanova, M. A. (2012). "The Absolute Chronology and Thermal Processing of Solids in the Solar Protoplanetary Disk". Science.

ISSN 1512-1461

[19]. [16]Brennecka, G. A.; Weyer, S.; *Wadhwa, M.*; Janney, P. E.; Zipfel, J.; Anbar, A. D. (2010). "238U/235U Variations in Meteorites: Extant 247Cm and Implications for Pb-Pb Dating". *Science*. ***327*** (5964): 449–451. Bibcode*:*2010Sci...327..449B. doi*:*10.1126/science.1180871. PMID 20044543. S2CID 5382457

Article received 2023-12-12