

BARLANGI JÉGKÉPZŐDMÉNYEK KORÁNAK ÉS FEJLŐDÉSÉ- NEK VIZSGÁLATA IZOTÓPOS ELEMZÉSEK ALAPJÁN¹

KERN ZOLTÁN²-NAGY BALÁZS²-FÓRIZS ISTVÁN³-
KÁZMÉR MIKLÓS⁴-SZÁNTÓ ZSUZSA⁵

²Eötvös Loránd Tudományegyetem, Természetföldrajzi Tanszék; Budapest
1117 Pázmány Péter sétány 1/c; kernzoli@freemail.hu

³Magyar Tudományos Akadémia Geokémiai Kutatólaboratóriuma; Buda-
pest 1112 Budaörsi út 45

⁴Eötvös Loránd Tudományegyetem, Őslénytani Tanszék; Budapest 1117
Pázmány Péter sétány 1/c

⁵Magyar Tudományos Akadémia Atommagkutató Intézet; Debrecen 4026
Bem tér 18/c

Abstract: The thousand year-old cave ice records information about the Late Holocene enviromental changes. Isotope studies are proxies to reveal frozen information. Using ³H–³He and radiocarbon methods few individual ice layers were dated. Furthermore, short term (2.7 c m/y) and long term (0.79–0.9 c m/y) growth rates were calculated. The two growth rates show a ratio of cca. 3:1. Identifying the strata of impurities the different ice producing periods are separated. So the $\delta^{18}O$ – curve of ice core, which can represent maximum 850±50 years long duration, is divided into intervals according to freezing age.

Bevezetés

A barlangi üledékek között egyedi típust képviselnek az egész évben fennmaradó jégképződmények. A jég ilyen hosszú időn keresztül történő megőrződésének éghajlati, hidrográfiai és morfológiai feltételei vannak. A jellegzetes ventillációs ciklus alapján a jeges barlangok két típusát különböztetik meg.

Dinamikus barlangok

A morfológiai feltétel az, hogy több bejárattal rendelkezzen a barlang. A bejáratok között hőmérsékletkülönbség, és ezáltal légnyomáskülönbség lépjen fel, mely állandó légáramlást biztosít a barlangon belül. A légnyomáskülönbség származhat a bejáratok különböző tengerszint feletti magasságából (LAMBERT 1967), de okozhatja a bejáratok eltérő kitettsége is. Ilyen hely-

¹ a tanulmány T43666 sz. OTKA pályázat támogatásával készült

zetben mindig a viszonylagosan hidegebb oldalról történik a levegő beáramlása, és ha a beáramló levegő hőmérséklete az év nagy részében negatív, akkor ez a barlangban szintén fagyponthoz alatti hőmérsékletet tarthat fenn. Ilyen körülmények között a járatrendszerbe kerülő víz – mely elsősorban, a felszíni vizek beszivárgásából származik – megfagy és felhalmozódik.

Statikus barlangok

Földalatti üregekben akkor is felhalmozódhat, és hosszú időn át megőrződhet a jég, ha csak egy bejáratral rendelkezik a barlang, és a felszíni hőmérséklet az év nagy részében pozitív, sőt jelentősen magasabb nulla foknál.

Ez az eset akkor áll fenn, ha a járatok a bejáratától lejtjenek a barlang belseje felé, így a téli időszakban a hideg – és nagyobb sűrűségű – külső levegő beáramlik a barlangba, és lehűti a belső teret (*RACOVİȚA-ȘERBAN*, 1990).

Az éghajlati feltételek azt jelentik, hogy a téli időszakban olyan hideg levegőnek olyan hosszú időn keresztül kell a barlangba áramlania, amely eléggé lehűti a rendszert ahhoz, hogy a keletkezett jég ne olvadjon el teljesen. Ha a hideg felhalmozódásának morfológiai és fizikai feltételei adottak, akkor már csak kedvező hidrológiai viszonyokra van szükség a jég megjelenéséhez (*HALAŠ* 1980). Ez azt jelenti, hogy a barlangba víznek kell bejutnia, ami megfagyhat, hiszen ha nem jut víz a lehűlt, illetve lehűlő üregbe, akkor az csak egy hideg mikroklimájú, száraz hely marad. Ámde csak annyi víznek szabad érkeznie, amennyi még nem melegíti fel nagyon az üreget (*HALAŠ* 1984).

Bár a barlangi jégfelhalmozódás és a külső klíma elemeinek kapcsolatát több munkában is részletesen vizsgálták (*TERLANDAY* 1899, *ȘERBAN et al.* 1967, *RAJMAN et al.* 1987, *RACOVİȚA et al.* 1987, *RACOVİȚA-ȘERBAN* 1990, *OHATA et al.* 1994a, *OHATA et al.* 1994b), a fenti általános megfogalmazást, azaz hogy a különböző földrajzi szélességeken és tengerszint feletti magasságokban mi az elegendő lehűlés, és mennyi tekinthető elégséges vízutánpótlásnak, még nem sikerült tisztázni.

A jégképződés folyamata statikus barlangokban

A jégképződés szempontjából egy éves hosszúságú periódus a jégképződés két azonos fázisa között eltelt idő – ez a Kárpátokban például két jéggyarapodási ciklus közti időszak, amely májustól-májusig tart (*RACOVİȚA-CRACIUN* 1970, *RACOVİȚA-ȘERBAN* 1990) – és három “évszakra” osztható (*RAJMAN et al.* 1987, *OHATA et al.* 1994a).

Lehülési fázis

Fő jellemzője, hogy a külső hőmérséklet negatív, és a barlangban nincs folyékony halmazállapotú víz. Ha a külső hőmérséklet alacsonyabb, mint a barlangi, akkor a fajsúly-különbség miatt a járatokba befele indul meg a levegő áramlása. A hideg levegő lehűti a barlang légterét, és ami még fontosabb, a járatrendszer falát, valamint a felhalmozódott jeget is. Ezekben raktározódik a hőenergia-hiány (magnövekszik a hőfelvevő képessége) – *RAJMAN et al.* (1987) szóhasználatával negatív energia – a többi fázisra.

Ha a külső hőmérséklet nem kisebb a barlangi hőmérsékletnél, akkor nem indul meg légbeáramlás (vagy a korábban működő leáll).

Jégképződés egyik állapotával sem történik, sőt a lehülési fázis mindkét állapota jégfogyasztó fázisnak tekinthető a jég szublimációja miatt. A lehülési fázis novembertől az olvadás megindulásáig tart.

Fagyási fázis

Megjelenik a folyékony halmazállapotú víz (a külső hőmérséklet bármilyen lehet). Akár alacsonyabb a külső hőmérséklet, mint a barlangi, és így megindul a levegő beáramlása, akár magasabb, és szünetel a légáramlás, ebben a fázisban a jég fagyása a legmeghatározóbb folyamat. Ez a jégképződés időszaka. Ennek a fázisnak a jellemző időtartama az olvadás kezdetétől május végéig tart. A jéggé fagyó víz tehát abból a vízből származik, ami ebben az időszakban a barlangba szivárog. Így a jéggyarapodáshoz szükséges vízutánpótlás a téli hócsapadék olvadásából és a tavaszi esőkből eredhet.

Olvadási fázis

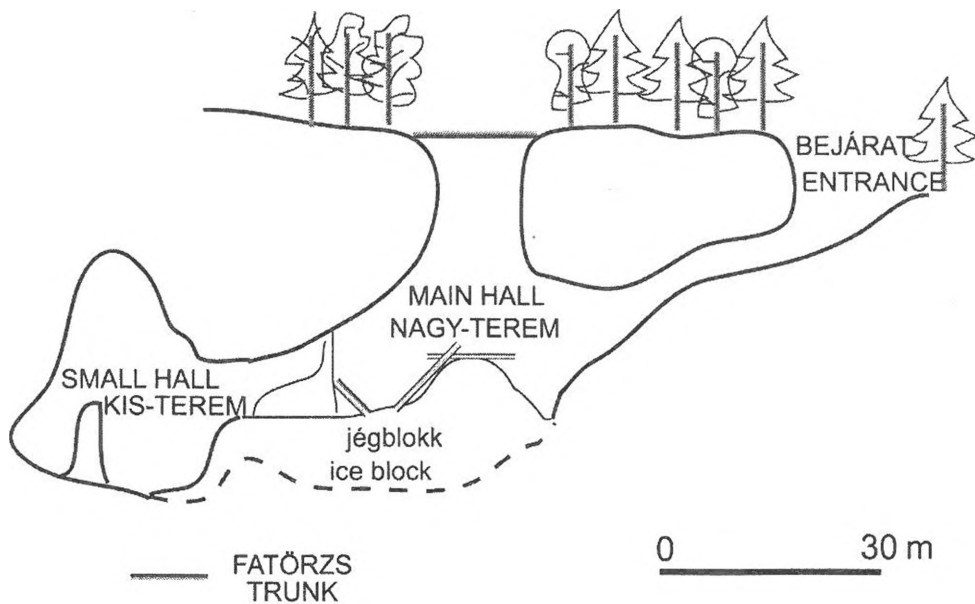
A külső hőmérséklet pozitív, a barlangi kevéssel 0 °C feletti. Kialakul egy termikus határfelület a barlang és a külső környezet között. A rendszer a határfelület mentén lezajló hőcsere és a beérkező víz által szállított hőenergia révén melegszik, ezért sor kerül az előző fázisban keletkezett jég egy részének (esetleg egészének) olvadására. Ilyen állapotok uralkodnak májustól az első őszi fagyok beköszöntéig, azaz kb. novemberig.

Az Eszkimó-jégbarlang

Az Eszkimó-jégbarlang (Ghețarul Focul Viu, 46° 40' N) a Bihar-hegységben 1120 méter tengerszint feletti magasságban helyezkedik el (*1. ábra*).



1. ábra Az Eszkimó-barlang elhelyezkedése.
 Figure 1: The location of Ghețarul Focul Vii



2. ábra: Az Eszkimó-barlang hosszmetsete
 Figure 2: Longitudinal section of Ghețarul Focul Vii

A lejtősen megközelíthető bejárat az első ún. Nagy-terembe vezet, melynek nagyobb részét jég tölti ki. Innen ereszkedhetünk tovább a hátsó, ún. Kis-terembe (2. ábra). A barlang hossza megközelítőleg 100 méter, legnagyobb szélessége 30 m. A bejáraton kívül a Nagy-terem felszakadt mennyezete is kapcsolatot jelent a külvilág felé. A beszakadt mennyezet teremtette meg azt a különleges helyzetet, amely figyelmünket az Eszkimó-barlangra irányította. Ugyanis a mennyezeti nyíláson át a csapadék és a nyílás peremén álló, majd kidőlő fák a barlangba hullnak. Így a Nagy-teremben – a korábban vázolt statikus barlangi jégképződés folyamatával – kialakult egy 14 méter vastagságúra becsült jégkitöltés. Továbbá a behullott fatörzsek a jégben és a jég felszínén jóval hosszabb ideig megőrződnek, mint a felszíni körülmények között.

Módszerek

Mintagyűjtés

Az Eszkimó-jégbarlang 14 méter vastag padozati jégébe 2001 novemberében egy 7,6 méter mély furást mélyítettünk egy erre a célra kialakított, talajfúróhoz csatlakoztatható, saját tervezésű fúrófej segítségével. A fúrómagokat 2 – 8 cm hosszú darabokra szeleteltük a helyszínen, és zárható műanyag tasakokban szállítottuk az MTA Geokémiai Kutatólaboratóriumába oxigénizotópos vizsgálatra.

A barlangban található nagy mennyiségű famaradványból többször is vettünk mintát. A fúrómagban 6,67 m mélységben megjelent famaradványon, és egy, a jégfalból 11,1 m mélységben kiálló ágdarabon radiometrikus kormeghatározás történt. 2002 februárjában a jégpadozat felszínétől számított 0,4–0,5 m, 2,95–3,05 m és 3,95–4,05 m közötti tartományaiából trícium izotópos vizsgálatra vettünk mintákat. Ezt a két mérést az MTA ATOMKI Környezetanalitikai Laboratóriumában végezték el.

Mintafeldolgozás

A jégminták elolvadása után az oxigénizotópos összetételt a következőképp mértük meg. Mintánként 5 ml vizet tettünk 25 ml-es menetes nyakú edényekbe, majd az edényeket kapillárison keresztül vákuumvonalra csatlakoztattuk. Az edények vákuumra szívása után az 5 ml víz fölé analitikai tisztaságú széndioxid gázt engedtünk. A rendszert állandó hőmérsékleten tartva az edényeket 5 órán át rázattuk, a H₂O és a CO₂ molekulák oxigénjei közti izotópegyensúly elérése érdekében, majd Finnigan MAT delta S tömeg-

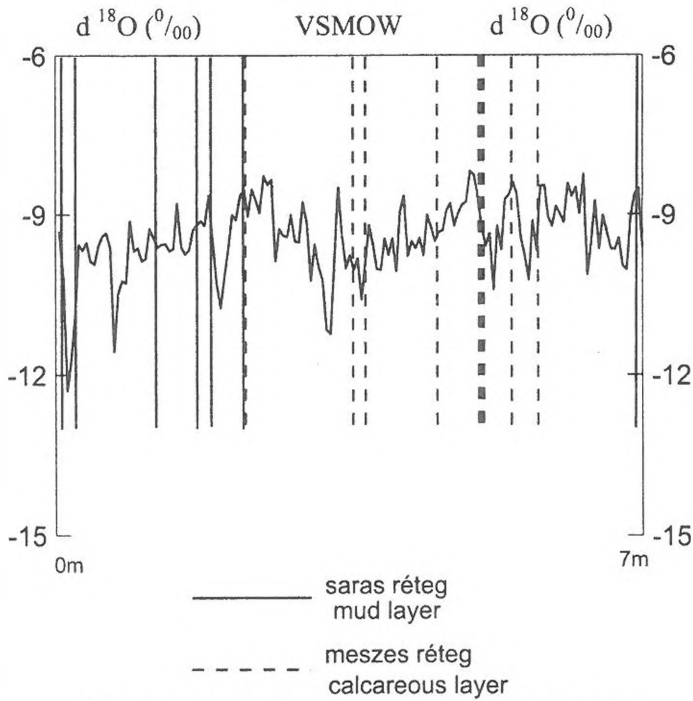
spektrométeren megmértük mind a laborszterd-vízzel, mind a vízmin-tákkal izotópegyensúlyba került széndioxid stabil izotópos összetételét. Az *EPSTEIN-MAYEDA* (1953) által közölt mérési eljárás többszörösen módosí-tott változatát (*FÓRIZS* 1995) alkalmaztuk. A mérés hibája $\pm 0,1\%$. Az eredményeket a 3. ábra mutatja.

A hidrogén radioaktív izotópja, a trícium természetes úton, a légköri ^{14}N , és kozmikus sugárzásból származó neutron kölcsönhatásából jön létre a $^{14}\text{N} + n = ^{12}\text{C} + ^3\text{H}$ magreakció során. Részben mesterséges eredetű is, sőt a légköri termonukleáris robbantások – beszüntetésükig – a természetes úton keletkező trícium mennyiségének több ezerszeresét juttatták a légkörbe, és ezáltal a XX. században a legfontosabb tríciumforrásnak tekinthetők. De az atomerőművekből, valamint az iparból is kerül mesterséges eredetű trícium az atmo- és hidroszférába. A trícium negatív β -bomló izotóp és stabil ^3He atommá alakul. Felezési ideje 12,43 év.

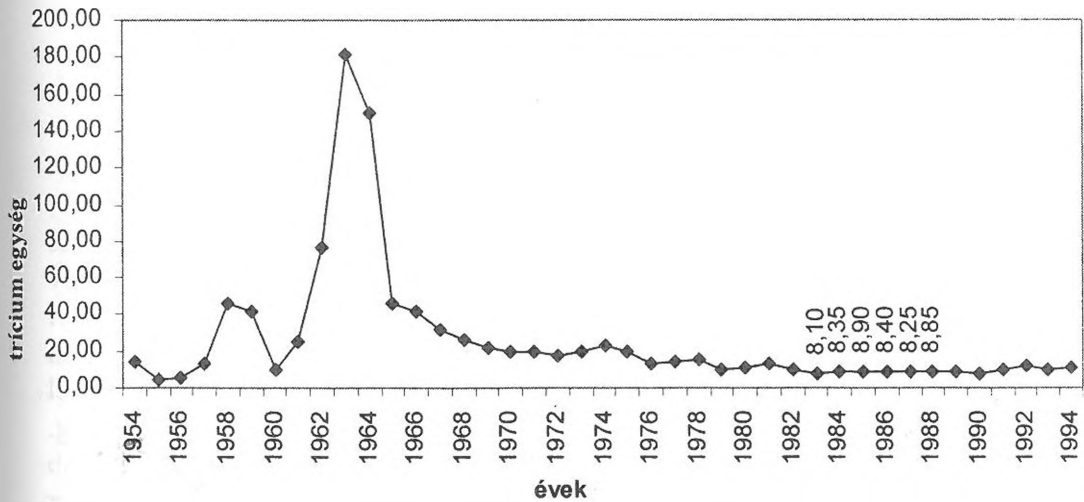
A trícium koncentrációjának mérésére a ^3H - ^3He módszert alkalmaz-tuk, vagyis a vízminták trícium tartalmának meghatározását a trícium bom-lásából származó hélium tömegspektrométeres mérésére vezettük vissza. A trícium koncentrációját TE (trícium egység) egységben adtuk meg. 1 TE a koncentrációja a tríciumnak, amennyiben a T/H arány 10^{-18} .

A módszer alkalmazása során a vízmintát ledesztilláltuk, kigázosítot-tuk, majd néhány hónap elmúltával megmértük az időközben összegyűlt hélium mennyiségét. A hélium mennyiségét száraz levegőre kalibrált ne-mesgázizotóp-aránymérő tömegspektrométerrel (VG 5400) mértük.

A famaradványok radiokarbon kormeghatározásához a mintákat a karbonát és a szerves huminsavak kioldásával készítettük elő. A mérések alacsony háttérű mérőhelyen, passzív védelemmel, antikoincidencia védő-számlálóval ellátott gázproporcionális számláló segítségével történtek. A mért ^{14}C koncentrációból meghatároztuk a konvencionális radiokarbon kort, majd a konvencionális korokhoz tartozó naptári korokat a RADIOCARBON CALIBRATION PROGRAM REV 4.0 szoftverrel kalibráltuk (*STUIVERT et al.* 1993).

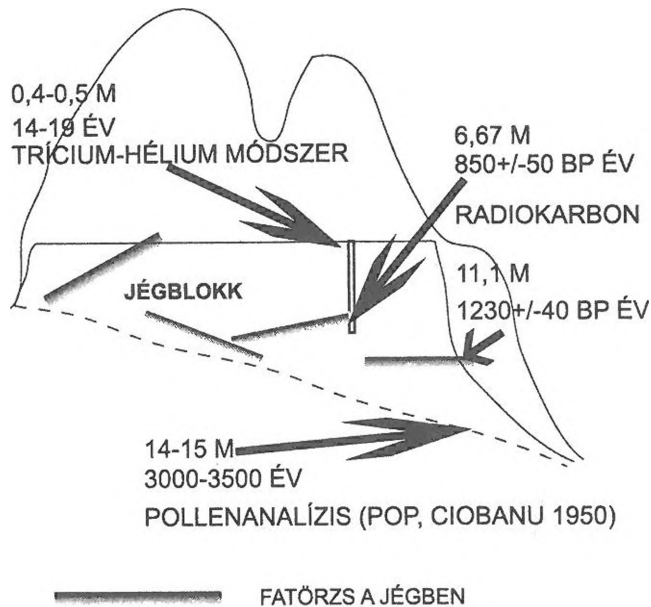


3. ábra Az Eszkimó-barlang jegéből nyert oxigénizotópos görbe
 Figure 3: Oxygen isotope curve of the ice core from Ghetarul Focul Viu cave



4. ábra: 1954 és 1997 közötti évek decembertől májusig figyelembe vett trícium értékeinek 2002-re vonatkoztatott két éves mozgó átlagai Budapesten (Süveges M. szóbeli közlése alapján)

Figure 4: Biannual running mean of tritium content in the period December-May of the years 1954-1997 calculated to 2002 at Budapest (Süveges, M. pers. comm.)



5. ábra Az Eszkimó-barlang padozati jegéről összegyűlt adatok.
Figure 5: Dated depth of the ice block in Ghețarul Focul Viu

Következtetések, az eredmények értékelése

A jég gyarodása

A trícium értékeket a következőképp értelmeztük. A budapesti² csapadék – 1954-től a prognosztizált, illetve 1977-től a mért (SÜVEGES 2000, személyes közlés) – átlagos trícium tartalmának havi felbontású adatsorából januártól májusig vettük figyelembe az értékeket hozzájuk véve az előző év decemberének értékét, és ezt átlagoltuk³. Majd kiszámítottuk, hogy mennyi lenne az egyes évekből származó minták trícium tartalma 2002-ben. Ezután pedig rendre, az egymást követő évek értékeinek átlagát számítottuk, mivel a vizsgálathoz vett jégréteg képződéséhez körülbelül két évre van szükség. A kapott görbét a 4. ábra mutatja be. Azt elfogadhatjuk, hogy a kisebb mélységből származó minta fiatalabb kell, hogy legyen. A 0,4–0,5 méter

² Azért alkalmazhatjuk a budapesti értékeket a bihari adatok értelmezésekor, mert a trícium csapadékban való eloszlását tekintve a két terület azonos zónába esik (DONEY, S. C. et al. 1992).

³ Tekintettel arra, hogy ennek a hat hónapnak a csapadékból származik egy adott évben a jéggyarodás.

közötti tartomány trícium tartalma $8,40 \pm 0,17$ TE-nek adódott. A görbénken ehhez elfogadhatóan közel eső értékeket 1983 és 1988 között találunk (4. ábra), ez alapján a 0,4–0,5 m közti jég 14–19 évesnek mondható. Az évi növekedés átlagos értéke 2,7 cm/év. A 2,95–3,05 méter, és a 3,95–4,05 méter mélység közötti jég trícium tartalma $4,40 \pm 0,10$ TE és $5,26 \pm 0,11$ TE volt. Ezeket az értékeket nem sikerült a 4. ábra görbéjével megfeleltetni.

A 3–4 méteres mélységben a légköri termonukleáris robbantások kezdeténél idősebb jégre számítottunk. Az atombomba robbantások előtti időben a csapadék természetes tríciumtartalmát a szakértők 5 TE-re becsülik. Ez az érték mára – a 12,43 éves felezési idő miatt – jelentősen lecsökkent, maximum néhány tized TE lehet. A mélyebb rétegekben ezért nem vártunk 0,5 TE-nél nagyobb értéket.

Két esetleges magyarázatot tudunk megfogalmazni a kapott magasabb értékek okaként. Az egyik az, hogy a mélyebb rétegek keletkezési ideje korábbra tehető, mint amekkora intervallumra megbízhatóbb, mérésen alapuló adatok álltak a rendelkezésünkre. Ez azt jelentené, hogy a jég nagyobb mélységben is viszonylag fiatal. A másik magyarázat az, hogy a minták begyűjtésekor a fosszilis jég recens jéggel keveredett, és ez eredményezte a magasabb értékeket. A hipotézisek igazolására, vagy cáfolására ellenőrző vizsgálatok elvégzése szükséges

A fúrásból 6,67 m mélységből előkerült fa 850 ± 50 BP évesnek (cal AD 1160–1260) adódott, míg a 11,1 m mélyről származó ág 1230 ± 40 (BP) évesnek (cal AD 720–730 vagy 750–870) mutatkozott. A kapott korok tulajdonképpen a befoglaló jég korának jó közelítéseként kezelendők. Ugyanis az nem fordulhat elő, hogy a jég idősebb legyen, mint a fa, mert a jégben süllyedni nem tud a belefagyott fatörzs. Másrésztől lényegesen fiatalabb se lehet a jég, mert ha már belekerült a fa a jégbe, akkor együtt mozog vele, ha esetleg „fennakadna” a fatörzs, akkor a rá nehezedő nyomás összeroppantná a többszöri újrafagyástól leromlott megtartású törzset. Tehát csak annyival lehet fiatalabb a jég amennyi a fa eltemetéséhez szükséges idő. A fenti értékekből számítható növekedési ráta 0,78–0,9 cm/év.

A két növekedési ráta közötti arány 3:1. A 2,7 cm/év a rövidebb, míg a 0,78–0,9 cm/év a hosszabb időszakra érvényes növekedés ütemét jellemzi. Az eltérés pedig abból adódik, hogy míg a rövid időszakot vizsgálva a valódi növekedés értékét kapjuk meg, addig a hosszú időintervallum esetében a jégfogyás időszakait⁴ is beleszámítjuk a növekedési rátába.

⁴ A jégblokk felszínének több éven, évtizeden át történő csökkenésére gondolunk, nem a szezonálisan évente jelentkező olvadási fázisra.

A jég fogyása

A jégfogyási periódusok a klíma melegedési eseményeihez kapcsolódnak. A téli időszak általános jellemzőiből számított Easton-féle hőmérsékleti koeficiens változásainak elemzésével a Bihar-hegység területére 1600-tól napjainkig a klíma három felmelegedési fázisát határozták meg (RACOVITA 1972, RACOVITA-ŞERBAN 1990), amelyek az alábbiak:

- XVIII. sz. eleje,
- 1897-1927,
- 1948-1985.

Azok a periódusok, amikor a jéggyarapodás éves egyenlege negatív, a jégblokk rétegződésében is jellegzetes nyomot hagynak. Az elolvadó jég-rétegekből a szennyeződés (por, növényi maradványok) egy rétegbe halmozódik. A mészkiválások is egykori olvadások emlékeiként értelmezhetőek. Hiszen jelenleg is megfigyelhető, amint a nyári szezonális olvadás időszakában a jégsztalagmitok felületének, és a jégblokk felszínének apró mélyedéseiben összegyűlik az iszap-finomságú mész.

A fűrőmagból alkotott oxigénizotópos görbe nem mutatja egyértelműen azokat a rétegeket, ahol visszaolvadási időszakban történt anyaghiány lép fel. Ezért a magokon tett megfigyelések alapján helyeztük el az izotópgörbén a saras és meszes rétegek mélységét jelölő függőleges vonalakat (3. ábra).

Két vonal közötti tartomány két olvadási periódus között keletkezett jégből az olvadás által hátrahagyott réteg. Az izotópos görbénk tehát azért nem mutat nagy változásokat, mert tulajdonképpen csak a jéggyarapodásra kedvező időszakok csapadékvizeinek az izotópos összetétele jelenik meg benne, a jégfogyasztó időszakok, melyek eltérő izotópos nyomokat hagyhattak volna hátra, nem őrződtek meg ebben a speciális barlangi üledéksorozatban.

Összefoglalás

Az Eszkimó-barlang jégkitöltésének vizsgálata során több mélységből és több módszer alkalmazásával nyertünk koradatokat. Az eredményeket az 5. ábrán foglaltuk össze.

A jégfelhalmozódás évezredes történetében felhalmozódási, és olvadási (eróziós) periódusok váltogatják egymást. Ezek eredője szabja meg a jég fejlődésének dinamikáját.

A japán Fuji Fuketsu (36° 24'N, 1120 m) jégbarlangban 1985-86 közötti időszakra az éves nettó jéggyarapodás 38 kg/m² (OHATA *et al.* 1994a),

ebből magasságváltozásként kifejezve az éves növekményt, 4,2 cm/év értéket kapunk. Ez nagyságrendileg azonos az Eszkimó-jégbarlangban kalkulált rövidtávú növekedési rátával.

A Bihar-hegység egy másik jégkitöltéses barlangjában, a Skărișoarai-jégbarlangban (46° 29'N, 1150 m), a jégpadozat Kis-terem felé eső 18 méter magas jégfalából vett pollenmintákon végzett pollenanalitikai vizsgálatok alapján a jég maximális korát 3000 évre becsülték (POP-CIOBANU 1949). Ez alapján a hosszú intervallumra érvényes növekedési rátát számíthatjuk ki a Skărișoarai-barlang esetében. Az osztás után 0,6 cm/év eredményt kapunk, ez az érték viszont nem esik távol az Eszkimó-jégbarlangban számított hosszútávú rátától.

A fenti egyezések alapján megfogalmazhatjuk, hogy a közepes szélességeken, 1100 m körüli tengerszint feletti magasságban a barlangi jég képződésére vonatkozóan meg kell különböztetnünk egy hosszú és egy rövidtávú növekedési rátát. A két növekedési érték aránya pedig kb. 1:3.

Azok az időszakok, amikor a jégfelszínt többéves olvadás érinti, a jégblokkban saras, vagy meszes szennyeződésrétegeket hagynak hátra. Ezeknek a rétegeknek a segítségével tudjuk tagolni az egységesnek tűnő jégrétegsorozatot.

Ezzel egy újabb lépést tettünk a barlangi jégben megőrződött öskörnyezeti információk értelmezése felé, de ennek a gazdag adathalmaznak a feldolgozásához még sok, mélyreható vizsgálat elvégzése szükséges.

IRODALOM

EPSTEIN, S.-MAYEDA, T. (1953): Variation of ^{18}O content of waters from natural sources. - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 4 p.89–103.

DONEY, S.C.-D.M. GLOVER-W.J. JENKINS (1992): A model function of the global bomb tritium distribution in precipitation. - *Journal of Geophysical Research* 97, p.5481-5492.

FÓRIZS I. (1995): Rétegvizek eredete és a hozzájuk keveredő friss talajvíz kimutatása stabilizotóp mérésekkel. - Doktori dolgozat, Kézirat, KLTE, Debrecen

HALAŠ, J. (1980): Vply fyzikálnych veličín ovzdušia na genezu ľadových útvarov v Dobšinskej a Demänovskej ľadovej jaskyni, - *Slovenský kras XVIII.*, p.139–143.

HALAŠ, J. (1984): Demänovská ľadová jaskyňa – Niektoré poznatky a výsledky z merania teploty vzduchu za obdobie 1970–1982, - *Slovenský kras XXII.*, p.111–128.

- LAMBERT, A. (1967): La formation de glace dans les conduits karstiques, les roches fissurées et les pierries, - Revue de géographie physique et de géologie dynamique (2) vol. IX. fasc. 4, p. 321–324. Paris
- OHATA, T.-FURUKAWA, T.-HIGUCHI, K. (1994a) Glacioclimatological study of the perennial ice in the Fuji Ice Cave, Japan. Part 1. - Seasonal variation and mechanism of maintenance Arctic and Alpine Research, Vol 26, No. 3, p. 227–237.
- OHATA, T.-FURUKAWA, T.-OSADA, K. (1994b) Glacioclimatological study of the perennial ice in the Fuji Ice Cave, Japan. Part 2. - Interannual variation and relation to climate Arctic and Alpine Research, Vol 26, No. 3, p. 238–244.
- POP, E.-CIOBANU, I. (1949): Analize de polen in Ghița de la Scărișoara, - Analele Academiei R.P.R., Cluj, p. 28.
- RACOVÎȚA, G.-CRACIUN, V. (1970): Considérations sur la variation saisonnière des formations de glace de la grotte "Ghețarul de la Scărișoara" Livre du centenaire Emil G. Racovitza 1868-1968, Editions de L'academie de la Republique Socialiste de Roumanie Bucarest, p. 587–616.
- RACOVÎȚA, G. (1972): Sur la corrélation entre l'évolution du climat et la dynamique des dépôts souterrains de glace de la grotte de Scărișoara, *Trav. Inst. Spéol. "Emil Racovitza" XI.*, Bucarest, p. 373–392.
- RACOVÎȚA, G.-ȘERBAN, M.-VIEHMANN, I. (1987): Tendences de long terme dans la dynamique des formations de glace de la Grotte de Scărișoara (Monts de Bihor) *Theoretical and Applied Karstology* vol. 3 p. 143–163.
- RACOVÎȚA, G.-ȘERBAN, M. (1990): Interpretation en vue d'une reconstruction paleoclimatique des particularités structurales et dynamiques du dépôt de glace pérenne de la Grotte de Scărișoara *Studia universitatis Babeș-Bolyai, Geologia* XXXV, 2, p. 47–61.
- RAJMAN, L.-RODA, Š.-RODA ML., Š.-ŠČUKA, J. (1987): Termodynamický režim Silickej ľadnice, *Slovenský kras* XXV., p. 29–61.
- ȘERBAN, M.-BLAGA, L.-BLAGA, L.-CHIFU, A.-CIOBOTARU, T. (1967): Contribuții la stratigrafia depozitelor de gheață din Ghețarul de la Scărișoara *Lucr. inst. de speol. "Emil Racovita"*, VI. p. 107–140. București
- STUIVER, M.-REIMER, P. J. (1993): Extended ¹⁴C data base and revised CALIB 3.0 ¹⁴C age calibration program. *In: Stuiver, M., Long, A.-Kra, R. S., (szerk.), Calibration Radiocarbon 35/1* p.215–231.
- TERLANDAY E. (1899): A szilicei jégbarlangról, - *T ermészeti Tudományi Közlöny* 25., p. 404–411.