

Nyomdetektoros radonmérések a bükki karsztvizekben*

DR SOMOGYI GYÖRGY**—DR. LÉNÁRT LÁSZLÓ***

1. BEVEZETÉS

A vizes közegben végbemenő radontranszport a természetben nagyon általános folyamat. A vizek radontartalma néhány kBq/m³-tól (felszíni vizekben) ezer kBq/m³-t meghaladó értékekig (pl. gránitos területeken fúrt kutakban) széles határok között változhat. A radon, ennek megfelelően, számos hidrogeológiai folyamat természetes, radioaktív nyomjelzője lehet.

A radongáz a természetes vizekbe alapvetően kétféle módon kerülhet: a vizekben levő rádium bomlási termékeként (helyi eredetű radon) vagy a felszín alatti vizek környezetéből, üregek légteréből, kőzetekből történő beoldódás révén (környezeti eredetű radon). Természetes vizekben a „környezeti radon” koncentrációja általában néhány nagyságrenddel nagyobb, mint a vizek rádiumtartalmából származó „helyi radoné”. Talajvizekben a helyi eredetű és a talajból beoldott Rn-222 aránya rendszerint kisebb, mint 10⁻⁴, ami elsősorban a vizes fázisban levő Ra-226 gyors megkötődésének tulajdonítható a vizek és kőzetek érintkezési határán (Krishnaswami et al., 1982). A hatásos rádiumszorpció egyik fontos következménye, hogy a rádiumot eredete helyéről a természetes vizek nem tudják messzire elszállítani. Ezért a helyi radon laboratóriumi mérésének (amelynek során a környezeti radon gyakorlatilag lebomlik) uránkutatói módszerként való alkalmazása eléggé korlátozott. Mindemellett a vizek Ra-226 tartalmával radioaktív egyensúlyban levő radon laboratóriumi mérése sokkal érzékenyebb eljárás is, mint egy terepi idő-integrált mérés, ahol a vízben oldott környezeti radon viszonylag nagy koncentrációjú.

A természetes vizekben megvalósított, „in-situ” radonmérések számos kutatási feladat megoldására alkalmasak: pl. terepi uránkutató; geológiai törésvonalak felderítése; ivó-, termál- és bányavizek rádium- és radontartalmának folyamatos monitorozása egészségvédelmi célból; felszíni és mélyégi vizek megkülönböztetése eltérő radontartalmuk alapján; szeizmikus jelenségekkel összefüggő szezonális radonkoncentráció-változások követése stb.

A természetes vizekben levő radon hosszú-periódusú szezonális változásaival kapcsolatosan irodalmi adatok alig állnak rendelkezésre. Az ilyen típusú mérések megvalósításának egyik nehézsége abból ered, hogy elektronikus mérőeszközök tömeges alkalmazása terepi körülmények között alig valósítható meg. A vízminta-vételezéssel megoldott radonméréseknek azonban már kiterjedt irodalma van, különösen az uránkutatókkal összefüggésben. Az egyedi vízminták mérésére alapozott, földregés-előrejelzéssel kapcsolatos radonvizsgálatok helyzetét nemrég Teng (1980), továbbá Talwani és munkatársai (1980) foglalták össze. A forrásvizekbe beoldott gázok radontartalmának mérése területén bizonyos előrehaladást az ionizációs kamrával (Friedmann és Hernegger, 1978) és a fél-

vezető detektorral (Endo et al., 1985) ellátott hordozható mérőeszközök megjelenése jelentett.

A fent említett kutatások céljára a legegyszerűbb és leghatásosabb eljárásnak jelenleg a hengeres edényekbe zárt műanyag nyomdetektorok alkalmazása látszik. Ezt az energiaforrást nem igénylő, passzív detektálási módszert eddig túlnyomórészt a talajgáz radontartalmának mérésére használták uránkutatók céljából, illetve földregészeket megelőző radonjelek keresésére (Gingrich és Fisher, 1976; Fleischer és Mogro-Campero, 1978).

A szerzők célja az volt, hogy az alfa-részecskékre érzékeny nyomdetektorok technikáját, a „talaj-radon” mérések mellett, a „víz-radon” mérésekre is kiterjesszék, és a radontartalom hosszú-periódusú változásaira vonatkozóan adatokat gyűjtsenek különböző magyarországi természetes vizekben.

2. NYOMDETEKTOROS MÓDSZEREK VIZEK RADONTARTALMÁNAK MÉRÉSÉRE

A nyomdetektoros radonmérési technika talajban, barlangokban, illetve kútvezetekben történő vizsgálatokra az ATOMKI-ban 1977–78 folyamán került bevezetésre. A módszert, fokozatos továbbfejlesztések után, ma már rutinszerűen alkalmazzuk a környezeti alfaaktivitás térbeli és időbeli változásainak vizsgálatára, az ország számos területén (Somogyi et al., 1982).

A természetben előforduló radon „in-situ” méréseire különböző fajta mérőedényeket fejlesztettünk ki (Somogyi et al., 1983). Itt csak a víz alatti radonméréseink fontosabb metodikai kérdéseit tekintjük át. Ezt megelőzően, azonban, a vizek osztályozására, áramlási sebességük, hőmérsékletük és mélységük szerint, célszerűnek látszik egy egyszerű terminológiát bevezetni. Ennek megfelelően meg fogunk különböztetni stagnáló és áramló vizeket, normál-hőmérsékletű és termálvizeket, valamint sekély (< 5 m) és mély (> 5 m) vizeket. A valóságban természetesen mindezek különböző kombinációival találkozhatunk.

A természetben előforduló leggyakoribb eseteket a normál-hőmérsékletű és sekély *stagnáló vizek* (kutak, tavak) és *áramló vizek* (források, patakok) képviselik. Ilyen esetekben a vízalatti radonmérésekhez légreteget tartalmazó, lefordított hengeres edényeket használunk, amelyek átmérője 7 cm, hossza pedig 13 cm. A víz-levegő közti fázishatáron a légrétegben elhelyezett nyomdetektor radon-detektálási határfoka több, mint három nagyságrenddel nagyobb a közvetlenül vízbe merített detektorok határfokánál. Ez annak tulajdonítható, hogy az alfa-részecskék hatótávolsága levegőben jelentősen nagyobb, mint vízben (lásd a határfokot leíró formulákat a Somogyi et al., 1983. közleményben), s ugyanakkor a víz-levegő rendszerben a radon-megoszlás is a levegőre nézve kedvező. A mérőedényeket, a felhajtóerő ellensúlyozására, megfelelő súlyokkal ellátva általában a vizek aljára telepítjük. Az edények alsó pereme perforálva van, hogy hosszabb méréseknél (rendszerint 1 hónap) a folytonos vízkicserélődés biztosítva legyen. Erősebben áramló vizekben az edényeket huzalokkal is rögzítjük.

* Elhangzott az NME környezet és természetvédelmi kutatásainak bemutatása c. an kéton, 1986. május 6.

** a műszaki tudományok kandidátusa, az MTA Atommag Kutató Intézet osztályvezetője, Debrecen

*** egyetemi adjunktus, NME Földtan-Teleptani Tanszék, Miskolc

Termálvizekben történő radonméréseknél további elővigyázatosság szükséges, hogy a detektorok felületén a vízkondenzáció létrejöttét elkerüljük. (Normálhőmérsékletű vizekben ilyen effektust nem tapasztaltunk.) Ez a jelenség az edénymenti hőmérséklet-gradiens vagy a víz és detektor közti nagyobb hőmérséklet-különbség hatására alakulhat ki. Tapasztalataink szerint az első probléma elkerülhető, ha hosszabb (kb. 0,4 m), kettősfalú mérőcsöveket használunk, amelyek köpenyét nagyobb hőkapacitású folyadékkal töltjük meg (Somogyi et al., 1983). A második probléma ugyancsak megoldható, ha a lemerítés előtt a detektorokat a mérendő termálvíz hőmérsékletére melegítjük fel.

Mély vízben (pl. fúrólukokban) egy újabb metodikai problémával találkozunk, amely a vízmélységgel (z) növekvő hidrosztatikai nyomással (p) kapcsolatos. Az általános gáztörvénynek megfelelően ugyanis z (m) vízmélységben, a mérőedény légtérfogata (V_z) a vízfelszínen mérhető légtérfogathoz (V_0) képest a

$$V_z/V_0 = p_0 T_z / p_z T_0 \approx p_0 / p_z = (1 + 0.1z)^{-1} \quad (1)$$

összefüggés szerint lecsökken, ahol a vízhőmérséklet ($T^\circ\text{K}$) mélységfüggésétől, amely általában 10°C -nál kisebb eltekintettünk. Ennek megfelelő mélységfüggés várható a nyomdetektoros radonmérés hatásfokára (η) is, amely az alfa-részecskék hatótávolságával (R) lineárisan arányos, a légnyomással (p) pedig fordítva, vagyis:

$$\eta_z/\eta_0 = R_z/R_0 = p_0/p_z = (1 + 0.1z)^{-1}. \quad (2)$$

Az (1) összefüggés szerint pl. egy 90 m mély, vízzel kitöltött fúróluk alján a mérőedény eredeti térfogatának már csak 10 százaléka marad meg. Ilyenkor a detektorok vízzel való érintkezésének elkerüléséhez megfelelő hosszúságú mérőcsöveket kell használni. A kutakban kialakuló mélységi radon-koncentráció eloszlás méréséhez a csöveket közös huzalra felerősítve ellensúlyllyal kell ellátni. Hosszabb mérési periódusok alatt a huzal felső végéhez úszót célszerű rögzíteni, hogy az egész mérőrendszer követni tudja az esetleges vízszint-ingadozásokat.

Végül megjegyezzük, hogy abszolút méréseknél egy újabb korrekciót kell alkalmazni a levegő-víz rendszerben levő radon megoszlási együtthatójának hőmérsékletfüggése miatt. A természetes vizekre jellemző feltételeknél a radon A_v aktivitáskoncentrációja t ($^\circ\text{C}$) hőmérsékletű vízben a következő empirikus formulából számolható (Serdjukova és Kapitanov, 1975):

$$A_v = A_1 [0,1057 + 0,405 \exp(-0,05 t)]. \quad (3)$$

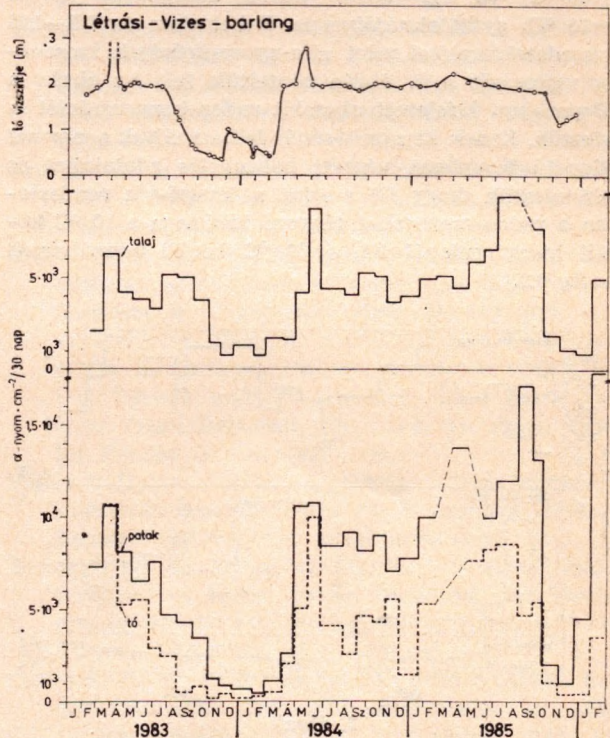
ahol A_1 a radonnak a mérőedény légtérfogatában mérhető aktivitáskoncentrációja.

3. ESETTANULMÁNYOK

Alfa-részecskékre érzékeny nyomdetektorok (Kodak gyártmányú LR-115 filmek) alkalmazásával különböző bükki karsztvizekben számos, „in-situ” radonmérést végeztünk. Ezek közül itt négy esettanulmányunk főbb eredményét mutatjuk be.

Barlangi tó és patakviz (Létrástető). Radonméréseink egyik színhelye a Létrási-Vizes-barlang főága volt,

amelynek mentén a talajban és levegőben több helyen helyeztünk el mérőedényeket, s ezeket általában egyhónapi expozíció után rendszeresen kicseréltük. E mérések első eredményeit más helyen már összefoglaltuk (Somogyi és Lénárt, 1986). Itt csak azokkal a mérésekkel foglalkozunk, amelyeket a barlang jelenleg ismert végpontján, a bejáratától kb. 0,6 km távolságban, az ún. Tavi-ágban végeztünk 1983–85 folyamán egy patakban, az általa táplált tóban és a tó környéki agyagos talajban. Megjegyezzük, hogy a tóba a patak vize egy ritkán és csak rövid ideig kinyíló szifonon keresztül érkezik és egy bejáratatlan nyelőn át távozik. A hároméves periódusban LR-115 detektorral mért alfa-nyomsűrűségeket 30 napra normálva az 1. ábrán tüntettük fel.



1. ábra

A radontól származó alfa-aktivitás szezonális változása a Létrási-Vizes-barlang végén egy szifonból előtörő forrásban, a forrás utáni tóban és a közeli talajban.

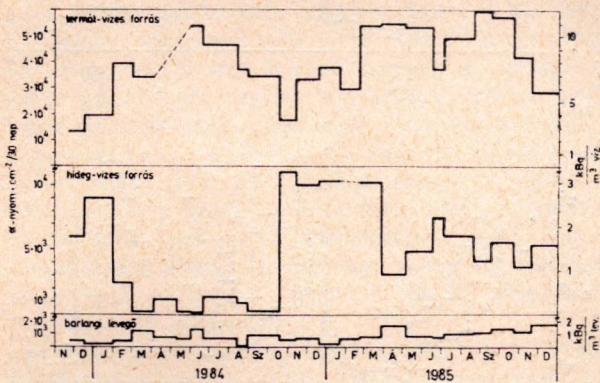
A radonkoncentrációnak az egyes mérési helyeken mutatott időbeli változása alapján néhány általános megállapítást tehetünk. Egyrészt nyilvánvaló, hogy a radon a tóba és a talajba zömmel a patak vizén keresztül érkezik. Az is megfigyelhető, hogy a radontartalom és a tó vízszintjének szezonális változása erős, pozitív korrelációt mutat, s a radonaktivitás maximuma mindig a legnagyobb vízhozam idején jelentkezik. Ennek magyarázata a következő lehet. A patak egy szűk szifonon folyik át, amely mögött egy még ismeretlen, vízzel csak részlegesen kitöltött üregrendszer húzódhat. Ezért amikor a vízhozam (ill. áramlási sebesség) növekszik, a víz nagyobb közetfelülettel kerül érintkezésbe és a vízbe több radon tud beoldódni a „radon-kilöködési” (recoil) mechanizmus következtében. Ugyanakkor a megnövekedett vízáramlási sebesség eredményeként, a radioaktív bomlás miatti radon-vesztés is lecsökken. Egy L nagyságú úthossz mentén $\Delta C = C_0 - C_L$ radonvesztés jól közelítéssel fordítva arányos a víz v áramlási sebes-

ségével, ami a $t = L/v < \lambda^{-1}$ feltétel teljesülése esetén könnyen belátható, hiszen ekkor:

$$\Delta C = C_0 - C_0 \exp(-\lambda t) \approx C_0 \lambda L/v. \quad (4)$$

Mindezen túlmenően még az is várható, hogy a radon oldhatósága — a többi nemesgázhoz hasonlóan (Smith és Kennedy, 1983) az ásványi sókat tartalmazó vizekben kisebb lesz, mint tiszta vizekben. Nagyobb esők, vagy hóolvadás után tehát a radongáz beoldódása valamelyest megnövekedhet, az ún. „kisózási effektus” gyengülése miatt.

Hideg- és termál-vizes források (Miskolctapolca). 1983 vége óta nyomdetektoros radonméréseket rendszeresen folytatunk a miskolctapolcai barlangfürdő levegőjében, valamint a fürdőt tápláló termálforrás (~30 °C) és egy ehhez közeli hideg-vizes forrás (~10 °C) gyűjtőaknájában is. E helyeken az LR-115 nyomdetektorokkal mért alfa-nyomsűrűségek szezonális változását a 2. ábrán tüntettük fel. Az ábrán a kBq/m³-ben kifejezett abszolút radon-koncentrációt is jeleztük. Ennek kiszámításánál felhasználtuk a normál állapotú levegőben végzett kalibrációs adatainkat és feltételeztük, hogy (3) szerint a levegő-víz rendszerben a radon-megoszlási tényező időátlaga a 10 °C körüli hidegforrásnál 0,3, a 30 °C körüli termálvíznél pedig 0,2.



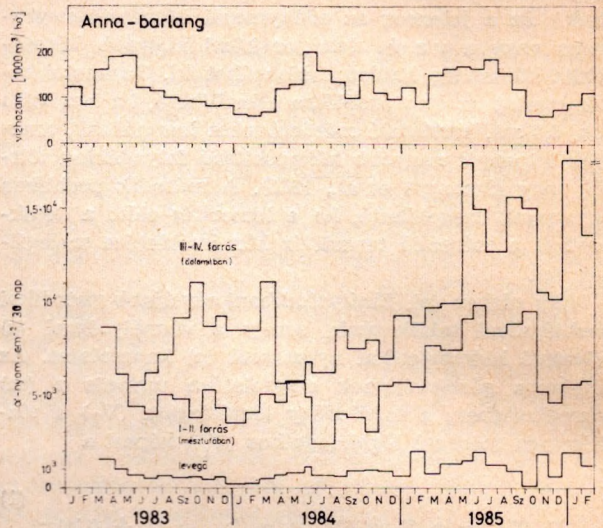
2. ábra)

A radontól származó alfa-aktivitás szezonális változása a miskolctapolcai Tavas-barlangot tápláló termál- és hidegvizes forrás gyűjtőaknájában, valamint a barlangfürdő légtérében.

A 2. ábra egyik jellegzetessége, hogy a radontartalom a két vizsgált forrásvízben, 6–8 hónapos periódicitással, közel ellentétes fázisban változik. A termálvíz radon-koncentrációjának maximuma a nyári szezonban jelentkezik, amikor a barlangfürdő ellátását szolgáló vizet, a triász mészkőn keresztül, gyakrabban szivattyúzzák fel a mélykarsztból. Ebben az időperiódusban a vízcsere sebessége maximális és így (4) szerint a radonvesztés minimális. Az ábrából az is megállapítható, hogy az év elején és végén a meleg és hideg víz összekeveredhet, hiszen ekkor radioaktivitásuk közel azonos értéket mutat.

Források dolomitban és mésztufában (Anna-barlang). A lillafüredi Anna-barlang lezárt részében radonméréseket a mésztufából kilépő I. és II. sz. források vizében, a dolomitban levő III. és IV. sz. forrásokban és a két hely közti légtérben végeztünk. A 3. ábrán bemutatott mérési eredmények szerint (ahol az I–II., valamint a III–IV. források átlagolt adatait tüntettük fel) a dolomitból érkező forrásvíz radontartalma mindig magasabb. A légtér radioaktivitásának idő-

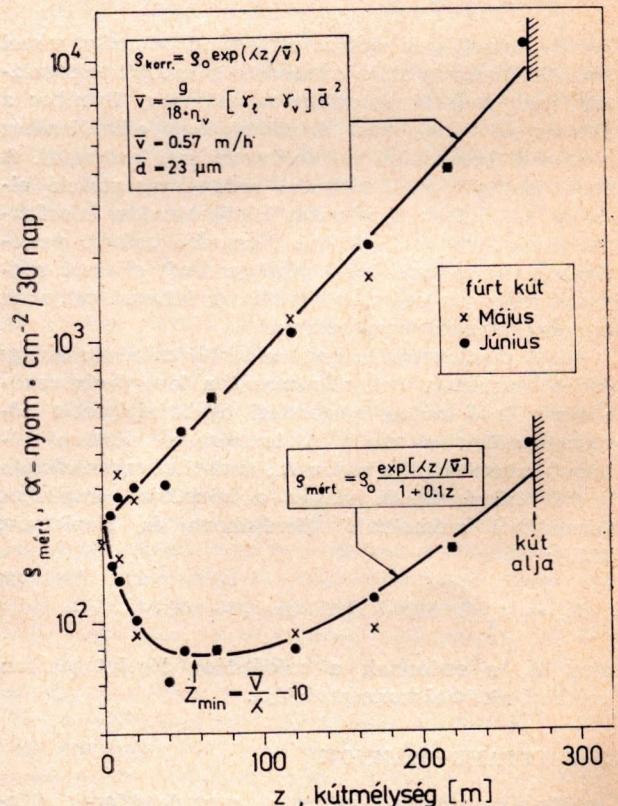
beli változása az alacsonyabb aktivitású, mésztufából jövő forrásvíz radontartalmának változásaival mutat jobb korrelációt. (II. sz. „forrásnak” az I. sz. forrás gyűjtőaknáját tekintjük.)



3. ábra

A radontól származó alfa-aktivitás szezonális változása a lillafüredi Anna-barlang lezárt szakaszában, dolomitból és mésztufából előtörő forrásokban és e források közötti légtérben.

Karsztvíz mélyfúrásban (Miskolc, NME területe). A felszín alatti radon-transport lehetséges mechanizmusát illetően az irodalomban számos ellentmondó közleménnyel találkozhatunk. A természetes vizekben



4. ábra

A csak radont érzékelő LR-115 típusú nyomdetektorokkal mért (alsó görbe) és a hidrosztatikai nyomás változására korrigált (felső görbe) alfa-nyom sűrűség profilja egy 270 m-es mélyfúrás vízoszlopa mentén elhelyezett légtérben.

lejátszódo radontranszportra vonatkozóan legutóbb Kristiansson és Malquist (1980) közöltek egy ígéretes, ún. „hordozógáz”-elképzelést, amelyben posztulálták egy buborékos formában feláramló „geogáz” létezését, hogy megmagyarázzák a radon gyakran megfigyelhető nagy migrációs sebességét a litoszférán keresztül. Ezt az elképzelést nyomdetektoros mérésekkel megpróbáltuk közvetlenül igazolni egy 270 mm mély és kb. 30 cm átmérőjű fúrt kút vizében. A kútban két nyári hónapban, 30 napos expozícióval mért nyomásviszonyok mélység szerinti eloszlást a 4. ábra alsó görbéje mutatja. A jellegzetes, minimummal rendelkező görbe a „geogáz”-mikrobuborékokban beoldva felszálló radon jelenlétét igazolja, amiről egy egyszerű számításal könnyen meggyőződhetünk. Ha ugyanis, a (2) összefüggés szerint, a radon detektálási határfok mélységfüggését korrekcióba vesszük, akkor a mérési adatok exponenciális görbén helyezkednek el (lásd a 4. ábra felső görbéjét) ami egy v átlagsebességgel felfelé mozgó radioaktív anyagra jellemző. (Megjegyezzük, hogy esetünkben a béléscső jelenléte miatt a horizontális radonbeáramlás kizárt.) Feltételezve, hogy a radon szállító buborékok mozgását a vízoszlopban a Stokes-féle közegellenállás és az Archimedes-féle felhajtóerő egyensúlya szabályozza, mérési adatainkra elméleti görbét is illeszthetünk (lásd a 4. ábra kihúzott görbéit). Így arra az eredményre jutunk, hogy a megvizsgált karsztvízben a buborékok átlagos átmérője $23 \mu\text{m}$, átlagos felemelkedési sebessége pedig 0.57 m/h körül lehet. Megemlítjük, hogy a fenti modellnek egy pontosabb és részletesebb változatát is sikerült kidolgozni. Ennek leírása és fontosabb geológiai, kutatásmetodikai következményeinek tárgyalása azonban már egy másik közlemény tárgyát képezi (Várhegyi et al. 1986).

A mélyfúrásban végzett nyomdetektoros kísérleteink egyik fontos következtetéseként végeredményben megállapíthatjuk, hogy a radon „geogáz-buborékokban” történő, felgyorsított transzportja igen realiztikusnak látszik. Ez számos eddigi érthetetlen jelenséget megmagyarázhat, új fénybe helyezheti a talajvízen keresztül történő gázmigráció kérdését, s újszerű munkahipotézisként szolgálhat a radonemanációs urán-kutatások számára.

HIVATKOZÁSOK

Endo, K., M. Yanaga, H. Yoshikawa, K. Horiuchi, H. Nakahara, and Y. Murakami (1985). Determination of radon concentration in spring gases with a portable semiconductor detector. *Int. J. Appl. Radiat. Isot.*, 36, 197—201.

Fleischer, R. L., and A. Mogro-Campero (1978). Mapping of integrated radon emanation for detection of long-distance migration of gases within the earth: techniques and principles. *J. Geophys. Res.*, 83., 3539—3549.

Friedmann, H., and F. Hernegger (1978). A method for continuous measurement of radon in water of springs for earthquake prediction. *Geophys. Res. Letter*, 5, 565—568.

Gingrich, J. E., and J. C. Fisher (1976). Uranium exploration using track-etch method. Paper presented at *Int. Symp. on Expl. at Uranium Ore Deposits*, IAEA, Vienna, March 29—April 2.

Krishnaswami, S., W. C. Graustein, and K. K. Turekian (1982). Radium, thorium and radioactive lead isotopes in groundwaters. *Water Resour. Res.*, 18, 1633—1675.

Kristiansson, K., and L. Malqvist (1980). A new model mechanism for the transportation of radon through the ground. *50th Ann. Int. Meeting, Soc. Expl. Geophysicists*, Houston, Tech. Papers, 5, 2535—2566.

Serdjukova, A. S., and I. T. Kapitanov (1975). *Radon isotopes and their decay products in nature*. Atomizdat, Moscow, (in Russian).

Smith, S. P., and B. M. Kennedy (1983). The solubility of noble gases, in water and NaCl brines. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 47, 503—515.

Somogyi G., Gy. Németh, J. Pálfalvi and I. Gerzson (1982). Subsurface radon measurements with LR—115, CR—39 and TL-detectors. *Solid State Nuclear Track Detectors*, Proc. 11th Int. Conf., Bristol, Pergamon Press, 525—529.

Somogyi Gy. és Lénárt L. (1986). Bükk-barlangok radioaktivitásának vizsgálata, *Nehézipari Műszaki Egyetem Közleményei*, megjelenés alatt.

Somogyi, G., Zs. Varga, and B. Paripás (1983). Measurement of radon, radon daughters and thoron concentrations by multi-detector devices. *The Nucleus (Pakistan)*, 20, 51—55.

Talwani, P., W. S. Moore, and J. Chiang (1980). Radon anomalies and microearthquakes at Lake Jocassee, South Carolina. *J. Geophys. Res.*, 85, 3079—3088.

Teng, T., (1980). Some recent studies on groundwater radon content as an earthquake precursor. *J. Geophys. Res.*, 85, 3089—3099.

Várhegyi A., Baranyi I. és Somogyi Gy. (1986.). Geogáz mikrobuborékok segítségével megvalósuló felszín alatti, vertikális radontranszport modellje. *Izotóptechnika*, megjelenés alatt.

**Az Ön lapja is! Segítjük munkáját.
Hirdessen
a Borsodi Műszaki-Gazdasági Életben!**