

**TERMÁLVÍZ MEGCSAPOLÓDÁSHOZ KÖTHETŐ VÍZKÉMIAI ÉS KIVÁLÁSI
FOLYAMATOK KÍSÉRLETI TANULMÁNYOZÁSA**

DOKTORI ÉRTEKEZÉS

KÉSZÍTETTE:

KOVÁCSNÉ BODOR PETRA

Okleveles geológus

Eötvös Loránd Tudományegyetem, Természettudományi Kar, Környezettudományi Doktori
Iskola, Környezeti Földtudomány Doktori Program

Témavezető: MÁDLNÉ DR. SZÓNYI JUDIT, egyetemi docens, Általános és Alkalmazott Földtani
Tanszék, Eötvös Loránd Tudományegyetem



A Környezeti Földtudományi Doktori Program vezetője: Dr. Szabó Csaba, egyetemi docens

A Környezettudományi Doktori Iskola vezetője: Prof. Jánosi Imre, egyetemi tanár

Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék

Természettudományi Kar

Eötvös Loránd Tudományegyetem

Budapest

2020

Tartalomjegyzék

1.	Bevezetés	- 1 -
2.	Elméleti háttér	- 3 -
2.1	Vízkeimiai alapok – ásványok oldhatósága és kiválása	- 3 -
2.2	Források áramlásmenti fizikai-kémiai paraméterváltozásai	- 7 -
2.3	Források karbonátkiválásai	- 11 -
2.4	Mikroorganizmusok által képzett felületi közösség: a biofilm	- 17 -
2.5	Vas-oxihidroxidos kiválások	- 19 -
2.6	Felszínalatti vizek természetes radionuklidjai	- 20 -
3.	Kutatási terület, kutatási előzmények	- 24 -
3.1	Földrajzi elhelyezkedés	- 24 -
3.2	Hidrogeológiai kutatási előzmények	- 25 -
3.2.1	A Budai-termáلكarszt hidrogeológiai helyzete	- 25 -
3.2.2	A Gellért-hegy környezetének hidrogeológiai helyzete	- 28 -
3.3	Barlangok, kiválások	- 31 -
3.3.1	A Gellért-hegyi üregek, barlangok képződése	- 31 -
3.3.2	A Gellért-hegyi aktív forrásbarlangok karbonátos kiválásai	- 32 -
3.3.3	A Gellért-hegyi aktív forrásbarlangok biogeokémiai kiválásai (biofilmjei)	- 33 -
3.3.4	A Gellért-hegyi források radioaktivitása	- 34 -
3.4	Korábbi <i>in situ</i> kísérletek a Gellért-hegy Török-forrásában	- 35 -
3.5	Összefoglalás – Mit tudunk eddig a Gellért-hegy aktív termálforrásaiban zajló folyamatokról az eddigi vizsgálatok és nemzetközi analógiák alapján?	- 38 -
4.	Célkitűzések	- 40 -
5.	Az <i>in situ</i> kísérlet előkészítése, körülményei	- 41 -
5.1	A Gellért-hegyi források vizének és biogeokémiai kiválásainak radioaktivitása	- 41 -
5.2	Az <i>in situ</i> kísérlet helyszíne: a Gellért táró	- 42 -
5.2.1	A Gellért táró levegője	- 44 -
5.2.2	A Gellért táróban mélyített vályú kiválásai	- 45 -
5.3	Az <i>in situ</i> kísérlet megtervezése	- 46 -
6.	Az <i>in situ</i> kísérlet első fázisa – a felszínre lépő termálvíz áramlásmenti fizikai-kémiai paraméterváltozásai	- 47 -
6.1	Az <i>in situ</i> kísérlet első fázisának előkészítése és körülményei	- 47 -
6.2	Mérések, módszerek	- 50 -
6.2.1	Terepi és laboratóriumi mérések, módszerek	- 50 -

6.2.2	Vízkémiai számolások, modellezés – A PHREEQC vízkémiai modellező szoftver -	
	53 -	
6.2.3	Adatfeldolgozási módszerek	- 56 -
6.3	Eredmények	- 57 -
6.3.1	A termálvíz fizikai-kémiai paramétereinek változása a vízáramlás mentén	- 57 -
6.3.2	A levegő hőmérsékletének és relatív páratartalmának változása	- 63 -
6.4	Értelmezés és diszkusszió – a termálvíz fizikai-kémiai paramétereinek közötti kapcsolatok és a mögöttes folyamatok	- 64 -
7.	Az <i>in situ</i> kísérlet második fázisa – az áramló termálvíz és a vízből képződő kiválások egyidejű tanulmányozása	- 72 -
7.1	Az <i>in situ</i> kísérlet második fázisának előkészítése és megtervezése	- 72 -
7.2	Mérések, módszerek	- 78 -
7.2.1	Terepi és laboratóriumi vízmérések és -mintavételek	- 78 -
7.2.2	Vízkémiai számolások	- 80 -
7.2.3	Kiválások terepi mintázási és laboratóriumi mérési módszerei	- 81 -
7.2.4	Adatszűrés és adatfeldolgozási módszerek	- 83 -
7.2.5	Lehetséges hibaforrások	- 84 -
7.3	Eredmények	- 85 -
7.3.1	A be- és kifolyó termálvíz hőmérsékletének, fajlagos elektromos vezetőképességének, oldottoxigén-tartalmának és pH-jának időbeli változása	- 85 -
7.3.2	A termálvíz fizikai-kémiai paramétereinek változása a vízáramlás mentén	- 87 -
7.3.3	A kiválások idő-és térbeli alakulásának nyomon követése	- 97 -
7.3.4	A kiválások morfológiája és ásványos összetétele	- 111 -
7.3.5	A biogeokémiai kiválások radioaktivitása	- 115 -
7.3.6	A biogeokémiai kiválások elemi összetétele	- 118 -
7.3.7	A biogeokémiai kiválások stabilizotóp-összetétele	- 121 -
7.4	Értelmezés és diszkusszió – a termálvíz és a vízből képződő biogeokémiai kiválások egyidejű vizsgálata	- 122 -
7.4.1	A befolyó termálvíz fizikai-kémiai paramétereinek és azok időbeli változékonysága	- 122 -
7.4.2	A termálvíz fizikai-kémiai paramétereinek változása a vízáramlás mentén	- 124 -
7.4.3	A termálvízből képződő biogeokémiai kiválások kialakulása, időbeli fejlődése és ásványos összetétele	- 127 -
7.4.4	A termálvízből képződő biogeokémiai kiválások nyomelem és radionuklid megkötő képessége	- 132 -

7.4.5	A termálvíz és a vízből képződő biogeokémiai kiválások kapcsolata	- 134 -
8.	Következtetések, az <i>in situ</i> kísérlet eredményeinek értékelése	- 139 -
9.	Kitekintés	- 143 -
10.	Összegzés	- 145 -
	Abstract	- 149 -
	Köszönetnyilvánítás	- 150 -
	Irodalomjegyzék	- 155 -
	Ábrajegyzék	- 168 -
	Táblázatjegyzék	- 173 -

Mellékletek

I.	Az <i>in situ</i> kísérlet első fázisának mérési eredményei	I
I.1	Vízhozam és -sebesség	I
I.2	Terepi paraméterek	II
I.3	Fő ionok koncentrációja	III
I.4	CO ₂ parciális nyomás és kalciteltettség	IV
I.5	Radionuklidok aktivitáskoncentrációja	V
I.6	Nyomelemek koncentrációja	VI
I.7	Levegő paraméterek	VII
II.	Az <i>in situ</i> kísérlet első fázisának korrelációs mátrixa és a modellezési eredmények	VIII
II.1	A víz fizikai-kémiai paramétereinek korrelációs mátrixa	VIII
II.2	A reaktív transzport modellezés eredményei	IX
III.	Az <i>in situ</i> kísérlet második fázisának mérési és vizsgálati eredményei	X
III.1	A kísérlet ütemezése	X
III.2	Vízhozam mérési eredmények	XI
III.3	A víz fizikai-kémiai paramétereinek mérési eredményei	XI
III.3.1	Terepi paraméterek	XI
III.3.2	Fő ionok koncentrációja	XII
III.3.3	CO ₂ parciális nyomás és kalciteltettség	XII
III.3.4	Radionuklidok aktivitáskoncentrációja	XIII
III.3.5	Nyomelemek koncentrációja	XIV
III.4	A biogeokémiai kiválások vizsgálati eredményei	XVI
III.4.1	Mössbauer-spektroszkópiás mérések spektrumai	XVI
III.4.2	Röntgenpordiffrakciós mérések diffraktogramjai	XVII
III.4.3	Radionuklidok fajlagos aktivitása	XVIII
III.4.4	Nyomelemek koncentrációja	XIX
III.4.5	Stabilizotóp-összetétel	XX
III.4.6	Karbonátok kiválási rátája	XX

1. Bevezetés

A felszínalatti vízáramlási rendszerek természetes megcsapolódásai a források. A forrásvizek összetétele a mögöttes áramlási rendszer függvénye. Így regionális felszínalatti vízáramlási rendszerek felszínre lépésénél jellemzően magas hőmérsékletű és oldottanyag-tartalmú forrást találunk [TÓTH J, 1963]. A felszínalatti víz emellett földtani hatótényező, útja során kölcsönhatásba lép a kőzetekkel, elemeket old ki és szállít [TÓTH J, 1999]. Így a megcsapolódó víz tükrözi a terület geológiáját. Karbonátos területeken például a felszínre lépő víz nagy mennyiségben tartalmaz kalcium és hidrogénkarbonát iont.

Karsztos területeken a felszínalatti vízáramlások tükrében elkülöníthetők az úgynevezett hipogén karsztrendszerek, melyek a mélyből érkező fluidumok oldó hatásának eredményeképpen alakulnak ki [KLIMCHOUK, 2007]. Ilyen aktív hipogén karsztrendszer a nagyrészt Budapest területén található Budai-termálkarszt. Aktív karsztrendszer, mert az oldódási és kiválási folyamatok ma is zajlanak a területén. Ennek köszönhetően a Budai-termálkarszt egy természetes laboratóriumnak tekinthető, ahol a döntően karbonátos Dunántúli-középhegység felől érkező regionális felszínalatti vízáramlás termálvízként csapolódik meg.

A budai termálforrások balneológiai célú hasznosítása már a török időkben elkezdődött, de nem csak a fürdőekben való hasznosítása, hanem tudományos értéke miatt is régóta kutatott terület a Budai-termálkarszt. A kutatások eredményeképpen megszületett a megfigyeléseken [pl. VENDEL és Kisházi, 1964; ALFÖLDI, 1981], majd méréseken és numerikus szimuláción alapuló koncepcionális hidrogeológiai modell [MÁDL-SZŐNYI és TÓTH Á, 2015]. ERŐSS ANITA doktori kutatása [2010], majd a 2012-ben induló OTKA projekt (OTKA NK 101356 projekt, Hipogén karsztosodási folyamatok tanulmányozása különös tekintettel a mikrobák szerepére, témafelelős: Mádlné Dr. Szőnyi Judit, 2012–2017) keretében a termálforrásokhoz kapcsolódó forrásbarlangokban zajló folyamatok, megcsapolódási jelenségek vizsgálata volt a cél. Bizonyítást nyert, hogy az oldódás és kiválás is aktívan zajlik a forrásbarlangokban [ERŐSS, 2010]. A kiválás eredményeképpen kalcium-szulfid és vas-oxihidroxid tartalmú biofilmek képződnek. Ezen kiválások ásványos és elemi összetételét, baktériumközösségét részletesen vizsgálták [ERŐSS, 2010; BORSODI és mtsi., 2012, 2018;

ANDA és mtsi., 2014; DOBOSY és mtsi., 2016]. A forrásokban zajló folyamatok azonban a terület beépítettsége és a termálvíztermelés miatt természetes körülmények között nem vizsgálhatók.

Természetes forrásokból ismertek a vízáramlás mentén végbemenő folyamatok (vízben oldott CO₂ kigázosodása, légköri oxigén beoldódása a vízbe, víz hűlése) [pl. DANDURAND és mtsi., 1982; CHAFETZ és LAWRENCE, 1994; OKUMURA T és mtsi., 2012]. Ezen folyamatokat a felszínre bukkanó víz fizikai és kémiai paraméterei, a helyi éghajlat, a vízi és a környező növényzet, a mikroorganizmusok, a vízhozam, a víz mélység/felület aránya és a meder esése is befolyásolja. Egy-egy forrás tehát rendkívül komplex, összetett rendszer, ahol a változások nem köthetők egyértelműen egy bizonyos körülményhez. Az édesvízi mészkövet lerakó forrásoknál sokszor az is bizonytalan, hogy a karbonáttal érintkező víz összetétele megegyezik-e a karbonát anyagának összetételével.

Egy-egy tényező hatását például a karbonátképződésre laboratóriumi kísérletekkel is vizsgálják. Ezek a kísérletek sokszor nagyon leegyszerűsítettek, egyidejűleg egy-két tényező hatása vizsgálható. Az összetett természetes rendszerek és a nagyban leegyszerűsített laboratóriumi kísérletek mérési eredményei között mutatkozó eltérések feloldására lehet megoldás az *in situ* (helyszíni) kísérlet. Egy *in situ* kísérlet során ellenőrzött körülmények között, a természetes viszonyok leegyszerűsítésével vizsgálhatjuk a jelenségeket. Ezáltal választ kaphatunk olyan kérdésekre, melyeket sem a természetes rendszerekben, sem a laboratóriumi kísérletekkel nem tudunk megválaszolni.

2. Elméleti háttér

A termálvíz felszínre lépését követően az áramló vízben zajló fizikai-kémiai folyamatok megértéséhez, valamint a termálvízből képződő kiválások megismeréséhez szükséges elméleti háttérrel mutatom be ebben a fejezetben. Az ásványok oldhatóságának és kiválásának háttérét, a vízkémiai alapokat, törvényeket APPELO és POSTMA [2005] könyvét felhasználva ismertetem. Ezután bemutatom, hogy milyen fizikai-kémiai paraméterváltozások következnek be a felszínalatti víz felszínre lépését követően, azaz a forrásokban az áramlás mentén és mely folyamatok okozzák ezen változásokat. Ezt követően kitérek a forrásokban képződő karbonátkiválások kémiai és stabilizatóp-összetételére, illetve morfológiájára. Ezután a termálvízben is gyakran képződő mikrobiológiai közösség, a biofilm jellegzetességeiről és felépítéséről írok. Bemutatom a vas-oxihidroxidos kiválások kialakulását és jellegzetességeit. Végül a felszínalatti vizekben gyakran előforduló radionuklidokról írok, kitérve geokémiai viselkedésükre és alkalmazhatóságukra felszínalatti víz-áramlási rendszerek jellemzésében.

2.1 Vízkémiai alapok – ásványok oldhatósága és kiválása

A felszínalatti víz útja során a vele érintkező kőzetekből különböző elemeket old ki, így felszínre lépésekor kémiai oldatnak tekinthető. Ebben az oldatban ezután különböző kémiai reakciók játszódhatnak le, melyek az alábbi általános egyenlettel írhatóak fel:



ahol a, b, c, d sztöchiometriai együtthatók, A és B kiindulási termékek, C és D végtermékek. A tömeghatás törvénye szerint kémiai egyensúlyban:

$$K = \frac{[C]^c [D]^d}{[A]^a [B]^b} \quad (2)$$

ahol K az egyensúlyi állandó, [] a kiindulási és végtermékek aktivitása. Ha egyensúlyi állapotban az egyik anyag koncentrációja megváltozik, akkor a többi anyag koncentrációja a (2) egyenletnek megfelelően változik. Az egyensúlyi állandó adott hőmérsékleten és nyomáson konstans, értéke a hőmérséklettel és a nyomással változik.

Kémiai reakciókban – ahogy az a (2) egyenletben is látható – nem a tényleges (mért) koncentrációval számolunk, hanem az aktivitással, az ún. effektív koncentrációval. Az aktivitás figyelembe veszi a vízben oldott ionok között fellépő elektrosztatikus kölcsönhatás miatti árnyékolóhatást, illetve a komplexképződést, melyek mindegyike csökkenti az ionok reakciókban való részvételi hajlamát. Minél magasabb a víz oldottanyag-tartalma, azaz minél több ion található benne, annál nagyobb az árnyékolóhatás és a komplexképződés mértéke, vagyis annál nagyobb az eltérés a koncentráció és az aktivitás között. A két paraméter az aktivitási koefficienssel hozható összefüggésbe:

$$[i] = \gamma_i \cdot m_i \quad (3)$$

ahol $[i]$ az i ion aktivitása (dimenzió nélküli), γ_i az i ion aktivitási koefficiense (dimenzió nélküli), m_i az i ion molalitása (mol/kg H₂O). Az aktivitási koefficiens értéke 0 és 1 között változik, híg oldatokban értéke 1. Ekkor az aktivitás és a koncentráció megegyezik. Az aktivitási koefficiens meghatározásához szükség van az ionerősségre, ami az oldatban lévő összes ion koncentrációjától és töltésétől függ:

$$I = \frac{1}{2} \sum m_i z_i^2 \quad (4)$$

ahol I az ionerősség (dimenzió nélküli), z_i az i ion töltése (dimenzió nélküli). Édesvizek ionerőssége általában kevesebb, mint 0,02, míg a tengervízé kb. 0,7. Híg oldatok esetében, ahol az ionerősség kisebb, mint 0,1, az aktivitási koefficiens a Debye-Hückel-egyenlet alapján számolható:

$$\log \gamma_i = - \frac{Az_i^2 \sqrt{I}}{1 + B \tilde{a}_i \sqrt{I}} \quad (5)$$

ahol A és B hőmérséklettől függő állandók (értékeiket ld. pl. LANGMUIR [1997]), \tilde{a}_i a hidratált i ion effektív átmérője (értékeit ld. pl. GARRELS és CHRIST [1965]).

Egy másik gyakran használt egyenlet az aktivitási koefficiens meghatározására a Davies-egyenlet, amely 0,5-ös ionerősségig alkalmazható:

$$\log \gamma_i = -Az_i^2 \left(\frac{\sqrt{I}}{1 + \sqrt{I}} - 0,3I \right) \quad (6)$$

A fent említett komplexképződés során a vizes oldatokban jelenlévő ionok összekapcsolódhatnak és ionpárokat, ún. komplexeket alkothatnak. A komplexképződés csökkenti a szabad ionok aktivitását, ezáltal növeli az ásványok oldhatóságát és a nyomelemek mobilitását. A komplexképződés folyamata az (1) és (2) egyenletekkel írható le. Azonban a (2) egyenlet esetén K a stabilitási vagy disszociációs együttható (a folyamat függvényében). A szabad ionok aktivitását tehát a komplexképződés és az elektrosztatikus árnyékolóhatás is csökkenti, így kémiai reakciók során mindkettőt figyelembe kell venni. Egy ion összes mennyisége az oldatban az egyes komplexek molalitásának az összege. Például Ca^{2+} esetén:

$$\Sigma Ca = m_{Ca^{2+}} + m_{CaF^+} + m_{CaSO_4^0} + m_{CaOH^+} + \dots \quad (7)$$

A fentiek ismeretében kiszámolható a víz telítettsége egy adott ásványra vonatkozóan. Ehhez az oldhatósági szorzatot az ionaktivitási szorzattal hasonlítjuk össze. Az ionaktivitási szorzat az ionok aktivitásának megfelelő hatványon (sztöchiometriai együtthatón) vett szorzata, kalcit esetén például:

$$IAP_{kalcit} = [Ca^{2+}][CO_3^{2-}] \quad (8)$$

ahol IAP az ionaktivitási szorzat. A telítettségi állapot az ionaktivitási szorzat és az oldhatósági szorzat hányadosával fejezhető ki:

$$\Omega = \frac{IAP_{\text{ásvány}}}{K_{\text{ásvány}}} \quad (9)$$

ahol Ω a telítettség állapotát (hányszorosán telített az oldat) fejezi ki, K az oldhatósági szorzat. Egyensúlyban az ionaktivitási szorzat egyenlő az oldhatósági szorzattal, ekkor az oldat telített az adott ásványra nézve, $\Omega=1$. Ha $\Omega>1$, akkor a víz túltelített, ha $\Omega<1$, a víz alultelített az adott ásványra nézve.

A (9) egyenlet logaritmusát véve megkapjuk a telítettségi indexet:

$$SI = \log \frac{IAP_{\text{ásvány}}}{K_{\text{ásvány}}} \quad (10)$$

ahol SI a telítettségi index. Ha $SI=0$, akkor a víz telített, ha $SI>0$, akkor a víz túltelített, ha $SI<0$, akkor a víz alultelített az adott ásványra nézve.

A felszínre lépő termálvízből elsősorban karbonát válik ki, így a továbbiakban a karbonátoldódás és -képződés kémiai hátterét ismertetem. A karbonátoldódásban fontos szerepe van a CO_2 -nak. Gáz halmazállapotú $\text{CO}_{2(g)}$ oldódásakor oldott $\text{CO}_{2(aq)}$ keletkezik:



amely a vízzel reakcióba lépve szénsavat képez:

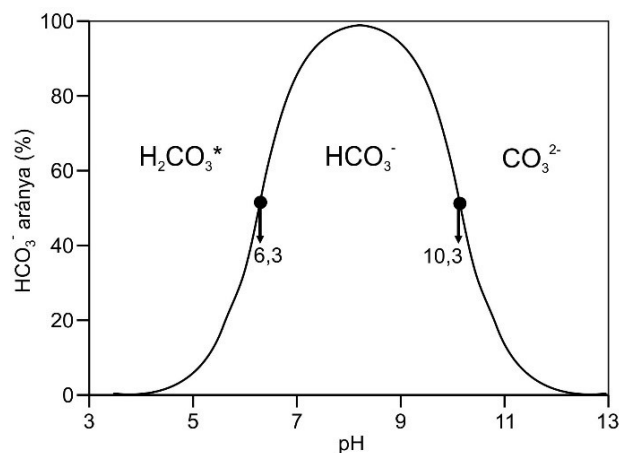


A $\text{CO}_{2(aq)}$ -t és a H_2CO_3 -t számítások során együtt szokták kezelni, így a (12) reakció:



ahol $\text{H}_2\text{CO}_3^* = \text{CO}_{2(aq)} + \text{H}_2\text{CO}_3$

A szénsav disszociál, először egy proton leadásával HCO_3^- , majd még egy proton leadásával CO_3^{2-} keletkezik, így ezen reakciók az oldat pH-ját is befolyásolják. A karbonátformák aktivitása és a pH kapcsolata egyenletek és egyensúlyi állandók segítségével kiszámolható (ld. részletesen APPELO és POSTMA [2005] 180. oldal). Azt kapjuk, hogy pH=6,3 esetén a HCO_3^- és H_2CO_3^* aktivitása megegyezik, pH<6,3 esetén a H_2CO_3^* dominál, pH>6,3 esetén pedig a HCO_3^- . A HCO_3^- és a CO_3^{2-} aktivitása pH=10,3 esetén egyenlő, ha pH<10,3 akkor HCO_3^- , ha pH>10,3 akkor a CO_3^{2-} dominál. A természetes vizek pH-ja legtöbbször 6,3 és 10,3 között van, így az oldott CO_2 döntően HCO_3^- formájában van jelen (1. ábra).



1. ábra A karbonátformák pH szerinti megoszlása a HCO_3^- arányában [APPELO és POSTMA, 2005]

A kalcit kinetikai oldódását PLUMMER és mtsi. [1978] írták le, mely folyamat a szerzők után PWP modellként is ismert. A modell három oldódási egyenleten alapszik:



Az első reakció pH<3,5, a második magasabb, 3,5–7-es pH-n, míg a harmadik pH>7 esetén dominál. A fordított, karbonátkiválást leíró egyenlet:



A (14), (15), (16), (17) egyenletek alapján áll össze a kalcitoldódásra és -kiválásra is érvényes egyenlet:

$$r = k_1[\text{H}^+] + k_2[\text{H}_2\text{CO}_3] + k_3[\text{H}_2\text{O}] - k_4[\text{Ca}^{2+}][\text{HCO}_3^-] \quad (18)$$

ahol r a kalcitoldódás/kiválás mértéke (mmol/cm²/s), k_1 , k_2 , k_3 és k_4 pedig hőmérséklettől függő egyensúlyi állandók (egyenleteiket ld. PLUMMER és mtsi. [1978]).

2.2 Források áramlásmenti fizikai-kémiai paraméterváltozásai

A források áramlásmenti fizikai-kémiai változásainak kutatása az 1970–80-as években kezdődött a felszínalatti víz táplálta édesvízi mészkövet lerakó patakokban [JACOBSON és USDOWSKI, 1975; USDOWSKI és mtsi., 1979; AMUNDSON és KELLY, 1987]. Azóta számos tanulmány készült hideg, langyos és termálforrásokban egyaránt, arra keresve a választ, hogy milyen folyamatok állnak a paraméterváltozások hátterében [CHAFETZ és LAWRENCE, 1994; FOUKE és mtsi., 2000; DRYSDALE, 2001; DRYSDALE és mtsi., 2002; NORDSTROM és mtsi., 2005; KELE és mtsi., 2011; OKUMURA T és mtsi., 2012; DAS és MOHANTI, 2015; BÓDAI és mtsi., 2016; SUGIHARA és mtsi., 2016]. A kutatások ugyanarra a következtetésre jutottak, a vízhőmérséklet a felszínre bukkanó víz hőmérsékletétől és az évszaktól függően változik. Az áramlás irányában a pH és a kalciteltetés nő, a Ca²⁺ és a HCO₃⁻ koncentrációja, valamint a CO₂ parciális nyomása csökken. Ezen változások fő hajtóereje a CO₂ kigázosodása a vízből, melynek mértéke függ a víz kezdeti CO₂ parciális nyomásától [HERMAN és LORAH, 1987;

CHAFETZ és LAWRENCE, 1994], a víz felület/mélység arányától [DANDURAND és mtsi., 1982; DRYSDALE, 2001; DRYSDALE és mtsi., 2002], a turbulencia mértékétől [USDOWSKI és mtsi., 1979; AMUNDSON és KELLY, 1987; ZHANG és mtsi., 2001; DRYSDALE és mtsi., 2002; CHEN és mtsi., 2004; BÓDAI és mtsi., 2016], illetve a vízesésekhez kapcsolódó hatásoktól (pl. megnő a levegő és a víz érintkezési felülete, hirtelen lecsökken a nyomás) [JACOBSON és USDOWSKI, 1975; ZHANG és mtsi., 2001; CHEN és mtsi., 2004]. A vízi növényzet fotoszintézisük, míg a mikroorganizmusok autotrófiájuk által további CO₂-t vonhatnak ki a vízből, ezt a hatást azonban sokszor elnyomják az erősebb kémiai folyamatok [DANDURAND és mtsi., 1982; PAZDUR és mtsi., 2002a, b].

Az áramlás mentén a CO₂ kigázosodása a (19) egyenlet szerint befolyásolja a pH-t és ezzel egy időben csökkenti a HCO₃⁻ koncentrációját.



A HCO₃⁻ koncentráció változásának mértéke kisebb, mint a pH-é [BARNES, 1965; ROSE és VINCENT, 1986]. A CO₂ kigázosodása mellett, ha a HCO₃⁻ alig változik, a CO₃²⁻ aktivitása nő, így az IAP_{kalcit} is a (8) egyenlet szerint, ennek következményeképpen pedig a karbonáttelítettség is a (10) egyenletnek megfelelően. Túltelítettség esetén a karbonátkiválás a Ca²⁺ és a HCO₃⁻ koncentrációját csökkenti a víz áramlási irányában.

A vízhőmérséklet változását a víz és a levegő hőmérsékletének viszonya befolyásolja. A termálforrások hőmérséklete csökken a felszínre lépést követően [FOUKE és mtsi., 2000; NORDSTROM és mtsi., 2005; KELE és mtsi., 2011; OKUMURA T és mtsi., 2012; SUGIHARA és mtsi., 2016], míg alacsonyabb hőmérsékletű (~10–20 °C) források esetén évszakos változás mutatható ki a vízhőmérséklet alakulásában [JACOBSON és USDOWSKI, 1975; BÓDAI és mtsi., 2016]. A víz hőmérséklete az oldott CO₂ koncentrációjára is hatással van, hiszen a hideg víz több CO₂-t tud oldatban tartani, mint a meleg, ezáltal csökkenti a kigázosodás mértékét. Emellett a víz és a levegő hőmérsékletének különbsége, illetve a levegő egyéb paraméterei (relatív páratartalom, szélereősség, napsütés) a víz párolgását is befolyásolja, ami szintén hatással lehet a paraméterek változására. Az időjárás egy másik eleme, a csapadék is befolyásolhatja az áramlásminti vízkémia alakulását, ahogy azt DRYSDALE [2001] méréseivel kimutatta.

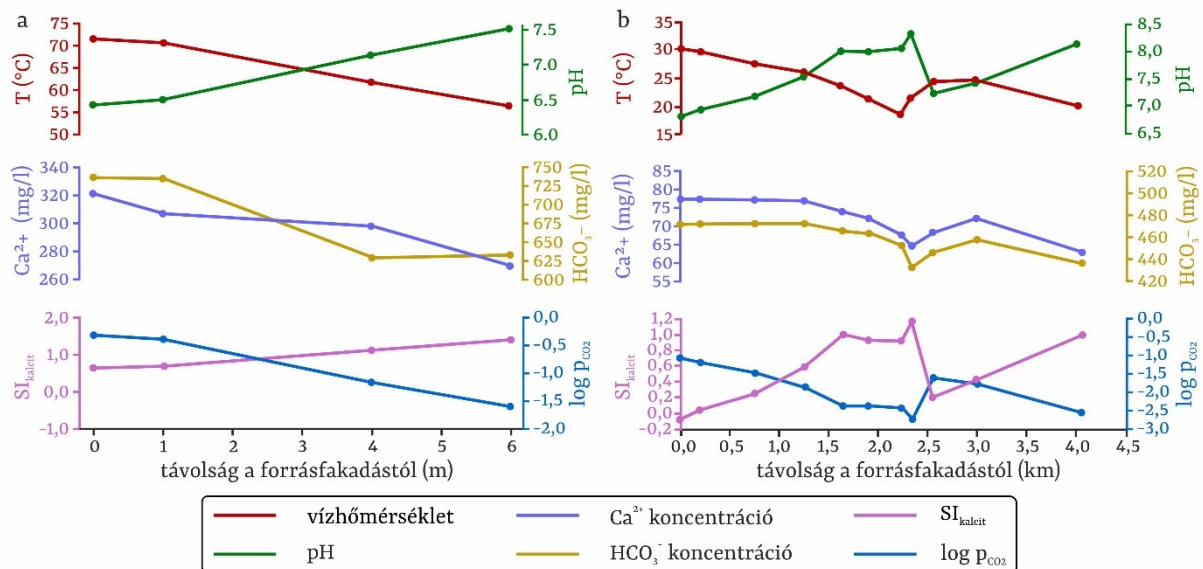
Fontos kémiai folyamat a CO₂ kigázosodásán kívül a levegő oxigéntartalmának vízbe történő beoldódása, mely a víz oldottoxigén-tartalmának növekedését eredményezi az áramlás mentén [NORDSTROM és mtsi., 2005; OKUMURA T és mtsi., 2012; SUGIHARA és mtsi., 2016]. Ez hatással lehet a vízi (mikro)organizmusok elterjedésére és diverzitására.

A Ca²⁺ és a HCO₃⁻ koncentrációjának csökkenése mellett a források többségében a többi fő ion koncentrációja nem változik a folyás mentén [JACOBSON és USDOWSKI, 1975; USDOWSKI és mtsi., 1979; DANDURAND és mtsi., 1982; OKUMURA T és mtsi., 2012; SUGIHARA és mtsi., 2016; RITTER és mtsi., 2017]. A legtöbb helyen megjelenő CaCO₃ kiválás szempontjából ezek az elemek kémiailag konzervatívak, így nem várható változásuk [RITTER és mtsi., 2017]. A Na⁺ és Cl⁻ koncentrációját a víz párolgása növelheti, a növekedés nagyságából pedig a párolgás mértékét is becsülni lehet [AMUNDSON és KELLY, 1987; CHAFETZ és mtsi., 1991; KELE és mtsi., 2011]. A fő ionok koncentrációját továbbá valamilyen vízutánpótlás (forrás, patak befolyása) is megváltoztathatja [JACOBSON és USDOWSKI, 1975].

A fentieken túl változás figyelhető meg az áramlás mentén a víz stabilizotóp-összetételében is. A δ¹⁸O értéke legtöbbször pozitív irányba változik [DANDURAND és mtsi., 1982; AMUNDSON és KELLY, 1987; CHAFETZ és LAWRENCE, 1994; FOUKE és mtsi., 2000; KELE és mtsi., 2011; KEPPEL és mtsi., 2012] vagy konstans [USDOWSKI és mtsi., 1979; BÓDAI és mtsi., 2016]. A δ¹⁸O növekedését leginkább a CO₂ kigázosodása, a párolgás, a hőmérséklet változása, a karbonátkiválás miatti frakcionáció és más forrásból érkező víz hozzáadódása okozza [CHAFETZ és LAWRENCE, 1994]. Ezek közül a párolgásnak van a legerősebb hatása [AMUNDSON és KELLY, 1987; CHAFETZ és LAWRENCE, 1994; FOUKE és mtsi., 2000; KELE és mtsi., 2011], mely a könnyű izotópot viszi el a vízből. Ezzel szemben a kiválás és a CO₂ kigázosodása ¹⁸O-t vonja ki a vízből, vagyis ezen folyamatok hatására a δ¹⁸O negatív irányba tolódna el [GONFIANTINI és mtsi., 1968; FRIEDMAN, 1970; USDOWSKI és mtsi., 1979; TURI, 1986]. A hőmérséklet csökkenése szintén a δ¹⁸O növekedését okozza [CHAFETZ és LAWRENCE, 1994; KELE és mtsi., 2011]. Az oxigén stabilizotóp-összetételéhez hasonlóan a hidrogénében is a párolgás miatti relatív nehézizotóp-dúsulás okoz pozitív irányú eltolódást az áramlás mentén [AMUNDSON és KELLY, 1987; FOUKE és mtsi., 2000; KELE, 2009; KELE és mtsi., 2011]. A δ¹³C értéke legtöbbször pozitív irányba tolódik el az áramlás irányában, a δ¹⁸O-nál erőteljesebb növekedést mutatva [USDOWSKI és

mtsi., 1979; DANDURAND és mtsi., 1982; FOUKE és mtsi., 2000]. Változását a CO₂ kigázosodása, a kiválás miatti frakcionáció, a zöld növények fotoszintézise, illetve más forrásból származó víz hozáfolyása befolyásolja [CHAFETZ és LAWRENCE, 1994]. A folyamatok közül a ¹²CO₂ eltávozása miatti relatív ¹³C dúsulásnak van a legfontosabb szerepe [GONFIANTINI és mtsi., 1968; USDOWSKI és mtsi., 1979; AMUNDSON és KELLY, 1987; CHAFETZ és LAWRENCE, 1994; FOUKE és mtsi., 2000; KELE és mtsi., 2011].

Az 1970-80-as évektől zajló kutatások alapján megállapítható, hogy a vízkémia alakulásának fő trendje megegyezik a különböző vízfolyások esetén, a változások mértéke és azok térbeli elterjedése (távolság a felszínre lépési ponttól) azonban eltérő. Ennek oka több folyamat, illetve tényező együttesében keresendő. Függ a felszínre bukkanó víz fizikai és kémiai paramétereitől, a helyi éghajlattól, a vízi és a környező növényzettől, a vízi mikroorganizmusoktól, a vízhozamtól, a víz mélység/felület arányától, valamint a meder esésétől. Termálforrások esetén a víz fizikai-kémiai paraméterei már a fakadáshoz közel jelentősen megváltoznak. Például a Yellowstone Nemzeti Parkban található Angel Terrace 71,4 °C-os vize 6 m után mutat olyan mértékű változásokat [NORDSTROM és mtsi., 2005], mint a 30,3 °C-os ausztráliai Louie Creek vize kb. 1,5-2 km-es távolságban (pl. pH 6,5-ről 7,5-re növekszik, log p_{CO₂} -1-gyel csökken, SI_{kalcit} 1-gyel nő [DRYSDALE és mtsi., 2002] (2. ábra). A fenti különbségeket az okozza, hogy különböző rendű felszínalatti vízáramlási rendszerek táplálják a forrásokat. A termálvizek legtöbbször hosszabb áramlási pályák végén bukkannak a felszínre, így a magasabb hőmérséklet mellett magasabb CO₂ parciális nyomás, oldottanyag-tartalom, valamint Ca²⁺ és HCO₃⁻ koncentráció (dominánsan karbonátos környezet esetén) és alacsonyabb oldottoxigén-tartalom várható a fakadásnál, mint alacsonyabb hőmérsékletű, rövidebb áramlási pályák végén fakadó források esetén. A hideg víz tovább oldatban tudja tartani az oldott CO₂-ot, így késlelteti annak kigázosodását és az abból következő folyamatokat. Termálvíz esetén ez a hatás nem jelentkezik, illetve a felszínre bukkanó víz paraméterei jobban különböznek a levegő paramétereitől, így nagyobb lesz a fizikai-kémiai folyamatok hajtóereje, azaz gyorsabban, rövidebb távon következnek be ugyanazok a változások. A Louie Creek paramétereinek alakulásában további érdekesség azok hirtelen növekedése kb. 2,5 km-re a fakadástól, melynek oka az itt betorkolló másik vízfolyás (2. ábra).



2. ábra Áramlásmenti fizikai-kémiai paraméter változások a) az Angel Terrace (Yellowstone Nemzeti Park, USA; NORDSTROM és mtsi. [2005]) és b) a Louie Creek (Ausztrália; DRYSDALE és mtsi. [2002]) vízfolyásokban

Különleges helyzet, amikor a felszínalatti víz barlangban „lép a felszínre”. Például a romániai Movila-barlangban [SARBU és mtsi., 1996], a mexikói Cueva de Villa Luzban [HOSE és mtsi., 2000], az amerikai Parker-barlangban [ANGERT és mtsi., 1998] és az olaszországi Acquasanta Terme barlangjaiban [GALDENZI és mtsi., 2010] kénhidrogénben gazdag felszínalatti víz csapolódik meg. Egyrészt a barlangi levegő teremt más környezetet, melynek paraméterei sokkal stabilabbak, függetlenek az évszakoktól és az időjárástól és sokszor magasabb a CO_2 -tartalmuk [pl. HOSE és mtsi., 2000]. Másrészt fény hiányában hiányoznak a fotoszintetizáló mikroorganizmusok. A barlangok különleges élővilága elvonta a figyelmet a víz fizikai-kémiai paramétereinek részletes felmérésétől, így nem ismerjük az áramlásmenti változásokat. A barlangi levegő tulajdonságai miatt az áramlás mentén elhúzódó változások várhatóak, kisebb a folyamatok hajtóereje.

2.3 Források karbonátkiválásai

A 2.2 fejezetben ismertetett kutatásokból kiderült, hogy a vízfolyásokban az áramlásmenti fizikai-kémiai paraméterváltozások fő hajtóereje a CO_2 kigázosodása a vízből, ami a víz kalcitra vonatkoztatott túltelítettségét okozza. Azonban a kiválás legtöbbször nem indul meg azonnal a túltelített vízből, többszörös túltelítettség szükséges az ún. kinetikai gát átlépéséhez. A szükséges

tútelítettség mértéke változó, van, ahol elegendő 3–6-szoros tútelítettség, míg máshol nem indul meg a kiválás 10-szeres tútelítettség alatt (1. táblázat). Ebben szerepe lehet a víz összetételének, elsősorban a Ca^{2+} és HCO_3^- koncentrációjának, melyek a karbonátok fő alkotói. Másrészt lehetnek a vízben más ionok olyan koncentrációban, mely gátolja a karbonátképződést. Ilyen gátló ion például a Mg^{2+} [REDDY, 1986] vagy a SO_4^{2-} [BRADY és HOUSE, 1995]. Ezen tényezőknek a szerepét legtöbbször laboratóriumi körülmények között vizsgálták, ahol csak egy-egy elem, tényező hatását tudták elemezni. A természetben azonban több hatás együttese befolyásolja a folyamatokat, így nehéz átfogó képet kapni arról, hogy mi áll az eltérő tútelítettségi szintek hátterében.

1. táblázat A kritikus tútelítettség értékei kalcitra forrásokból (PENTECOST [2005] után módosítva)

Kritikus tútelítettség (Ω_{krit})	Hivatkozás
2-5	JONES és mtsi. [2000]
>3	KANO és mtsi. [1998]
3-6 tavasszal és télen, 11-16 nyáron és ősszel	LORAH és HERMAN [1990]
4-6	DRYSDALE és mtsi. [2003]
5 (10 felett gyorsabb kiválás)	JACOBSON és USDOWSKI [1975]
5	HOFFER-FRENCH és HERMAN [1989, 1990]
5-7	HORVATINCIC és mtsi. [1993]
>6	MERZ-PREIß és RIDING [1999]
7 télen, 11 nyáron	DAS és MOHANTI [2015]
10	DANDURAND és mtsi. [1982]
10	LIU és mtsi. [1995]

Ami bizonyos, hogy sok forrásban csak bizonyos szakaszokon képződik édesvízi mészkő, főleg olyan helyeken, ahol a meder esése miatt élesebben változnak a víz paraméterei és lokálisan magas a tútelítettség [DANDURAND és mtsi., 1982; HERMAN és LORAH, 1987, 1988; LORAH és HERMAN, 1988; HOFFER-FRENCH és HERMAN, 1989, 1990; ZHANG és mtsi., 2001]. Más források vizéből bizonyos távolság után folyamatos a kiválás [JACOBSON és USDOWSKI, 1975; USDOWSKI és mtsi., 1979; DRYSDALE, 2001; DRYSDALE és mtsi., 2002; DAS és MOHANTI, 2015]. Az, hogy mikor, mekkora távolságra a fakadástól indul meg a karbonátkiválás, függ a forrás hőmérsékletétől is. Ahogy az előző fejezetben láthattuk, van eltérés a hideg- és melegvízű források paraméterváltozásai között. A hidegvízű források esetén távolabb kezdődik a kiválás, mivel tovább tudja oldatban tartani a CO_2 -ot, illetve kisebb a változások hajtóereje, így a fakadástól távolabb éri el a kritikus tútelítettséget.

A kiválás mértékét befolyásolja még a vízhozam is. Nagyobb hozam esetén általában megnő a vízfelület, illetve fokozódik a turbulencia mértéke, így intenzívebbé válik a CO₂ kigázosodása. Emellett gyorsabb lesz az ionok diffúziója a kiválási felülethez [DREYBRODT és BUHMANN, 1991; PEDLEY és ROGERSON, 2010; OKUMURA T és mtsi., 2012]. Ezek a folyamatok pedig fokozzák a kiválás mértékét [LIU és mtsi., 1995; KANO és mtsi., 1999; PENTECOST, 2005]. Más kutatások során viszont azt találták, hogy a kiválási ráta kisebb vízhozam esetén nő meg [DRYSDALE és GILLIESON, 1997; DRYSDALE és mtsi., 2002, 2003; IHLENFELD és mtsi., 2003]. Ilyenkor a kisebb vízmennyiség hideg vizek esetén könnyebben melegszik fel, ami a CO₂ eltávozásának, illetve a párolgásnak kedvez. Másrészt nagyobb eséllyel alakulnak ki olyan szakaszok, ahol a víz áramlása lelassul a kisebb víz-utánpótlás miatt. A víz nagyobb felület/mélység aránya miatt pedig felerősödhet a CO₂ kigázosodása, valamint sekélyebb vízben a fotoszintézis szerepe is megnő [PENTECOST, 2005].

Ásványtanilag a források karbonátkiválásai nagyrészt aragonitból és/vagy kalcitból állnak. Mindkettő CaCO₃ polimorf változat világszerte előfordul. Például Új-Zélandon a Waikite termálforrás (>90 °C) [JONES és mtsi., 1996, 2000], Izland több aktív termálforrásának (~50 °C) [JONES és mtsi., 2005], Kína egyik termálforrásának (~90°C) [JONES és PENG, 2012] és Kanada egyik ma már nem aktív forrásának travertínóját [JONES és RENAUT, 2008] csak kalcit alkotja. A Kanári-szigetek vulkanikus területének travertínója ezzel szemben csak aragonitból áll [RODRÍGUEZ-BERRIGUETE és mtsi., 2012]. Más helyeken, például a kenyai kb. 90 °C-os Bogoria-tó vizében képződött karbonátokban [JONES és RENAUT, 1995, 1996; RENAUT és JONES, 1997], egy olaszországi termálforrás (~35 °C) kiválásaiban [GUO és RIDING, 1992], és a törökországi Pamukkale (~35 °C) karbonátjaiban [KELE és mtsi., 2011; ÖZKUL és mtsi., 2013] kalcit és aragonit együtt fordul elő. A fenti példákból kiderül, hogy változatos környezetekben keletkezik aragonit, a kiváltó tényezők, folyamatok máig nem tisztázottak pontosan. Néhány éve jelent meg egy összefoglaló tanulmány a kalcit és aragonit képződéséről, mely az eddigi laboratóriumi és természetes rendszerekben történő vizsgálatokat foglalja össze [JONES, 2017a]. Kitér a víz hőmérséklet, a víz pH-jának, CO₂-tartalmának, a CO₂ kigázosodásának, a víz telítettségének, az alkálifémek, a kationok (Mg²⁺, Sr²⁺, Ba²⁺) és a laborkísérletek során alkalmazott különböző adalékanyagok (pl. poliszacharidok) szerepére. Az aragonitképződés tehát összetett folyamat, amit több tényező is befolyásol. Ezek közül a tanulmány a CO₂ gyors

kigázosodását emeli ki [JONES, 2017a]. A Mg^{2+} gátolja a kalcitképződést, így a magas Mg/Ca arány is hatással lehet az aragonitképződésre [BERNER, 1975; BISCHOFF, 1968].

A kalcit és az aragonit (elsősorban travertínokra értve) kristályrácsába Ca^{2+} és CO_3^{2-} mellett más ionok is beépülhetnek. A Ca^{2+} helyére legtöbbször Mg^{2+} , Ba^{2+} , Sr^{2+} épül be, a Ba^{2+} és a Sr^{2+} inkább aragonitba, mint kalcitba. A CO_3^{2-} -t SO_4^{2-} helyettesítheti (pl. FAIRCHILD és TREBLE [2009]). Az alkálifémek a rácsközi helyekre épülhetnek be $Li > Na > K > Rb$ gyakorisági sorrendben [OKUMURA M és KITANO, 1986]. A fentiekén túl nyomelemek folyadék vagy szilárd zárványként fordulhatnak elő karbonátokban, valamint a kristályszerkezet hiányzó helyeire épülhetnek be [PENTECOST, 2005].

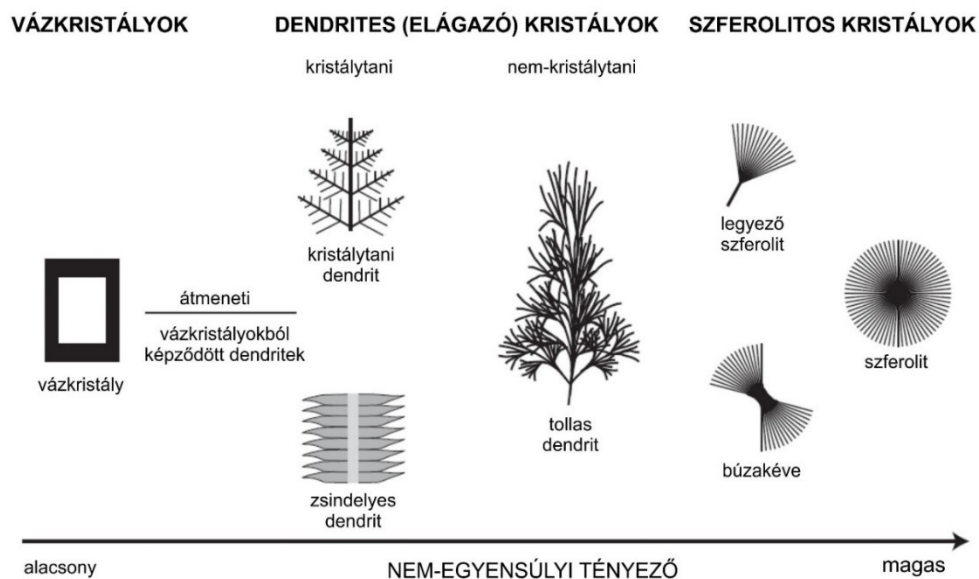
A kiválások stabilizotóp-összetételét a víz stabilizotóp-összetétele, a vízhőmérséklet és a kiválás-víz közötti frakcionáció befolyásolja. Karbonátképződés esetén a kiválásban a nehezebb ^{18}O fog dúsulni, míg a víz, amiből képződött, a könnyebb ^{16}O izotópban. A kiválás $\delta^{18}O$ értéke gyakran pozitív irányba változik a vízáramlás irányában [CHAFETZ és LAWRENCE, 1994; FOUKE és mtsi., 2000; KELE és mtsi., 2011; WANG és mtsi., 2014] a víz oxigénizotóp-összetételének változása miatt (2.2 fejezet). Termálforrások esetén a víz fokozatos hűlése idővel a kiválás $\delta^{18}O$ értékének növekedését okozza [FRIEDMAN és O'NEIL, 1977]. A $\delta^{13}C_{\text{kalcit}}$ szintén a víz összetételének megfelelően változik, legtöbbször pozitív irányba [CHAFETZ és LAWRENCE, 1994; FOUKE és mtsi., 2000; KELE és mtsi., 2011; WANG és mtsi., 2014]. Az áramlásmenti pH és hőmérsékletváltozás miatt változik az ionos formák relatív gyakorisága (pl. CO_2 , HCO_3^-), amely befolyásolja a víz és kalcit közötti ^{13}C frakcionációt [FRIEDMAN, 1970]. Emiatt a kiválás szénizotóp-összetétele sok helyen kisebb növekedést mutat a fakadási ponttól távolodva, mint a vízé [CHAFETZ és mtsi., 1991; CHAFETZ és LAWRENCE, 1994]. A CO_2 gyors eltávozása és a sokszoros túltelítettség miatti nagy kiválási rátának köszönhetően nem egyensúlyi frakcionáció zajlik a karbonátképződés során [GONFIANTINI és mtsi., 1968; FRIEDMAN, 1970; TURI, 1986; FOUKE és mtsi., 2000; KELE és mtsi., 2008b; KELE, 2009]. A víz és kalcit közötti frakcionáció csökken a kiválási ráta növekedésével [GONFIANTINI és mtsi., 1968; USDOWSKI és mtsi., 1979; DANDURAND és mtsi., 1982; MICHAELIS és mtsi., 1985; TURI, 1986; CHAFETZ és mtsi., 1991; CHAFETZ és LAWRENCE, 1994]. A víz hűlése pedig a $\delta^{18}O$ növekedését okozza, ami legtöbbször a fakadástól

távolabb következik be [EPSTEIN és mtsi., 1953; O'NEIL és mtsi., 1969; PENTECOST, 2005]. A kalcit oxigénizotóp-összetételéből a kiválaskori vízhőmérsékletet lehet becsülni, a kalcit-víz frakcionációs egyenlet azonban csak egyensúly esetén érvényes [FRIEDMAN és O'NEIL, 1977]. Nem-egyensúlyi kiválás esetén nem használható ez az egyenlet, mivel az egyensúlyi és nem-egyensúlyi körülmények között képződött karbonát izotópos összetétele nem egyezik meg, kb. 1 %-os eltolódás figyelhető meg az egyensúlyi görbéhez képest [COPLIN, 2007]. Emiatt a számítás túlbecsüli a vízhőmérsékletet [USDOWSKI és mtsi., 1979; DANDURAND és mtsi., 1982]. DANDURAND és mtsi. [1982] azt találták, hogy kb. 6 °C-os a túlbecslés, míg KELE és mtsi. [2008a, b] kb. 8 °C-os eltérést állapítottak meg.

A rendkívül változatos kalcitkristály morfológiákat számos laboratóriumi kísérlettel vizsgálják, főleg egy-egy elem, anyag hatására fókuszálva. Emellett tanulmányozzák azokat természetes rendszerekben is, azt feltételezve, hogy a kiválás a vele érintkező vízből képződött, így annak a fizikai-kémiai paramétereit, folyamatait kapcsolják össze a kristályok morfológiájával. Ezen kutatások egy részének fő eredményeit JONES [2017b] foglalta össze. A kutatások arra jutottak, hogy a kristályok alakját több tényező és folyamat együttesen befolyásolja, s ezeket az ún. nem-egyensúlyi tényező összegzi. Ez lényegében az egyensúlyi állapottól való eltérés mértékét fejezi ki, melyet befolyásol a víz gyors hűlése, a CO₂ gyors kigázosodása, a víz kalcittúltelítettsége, valamint olyan elemek jelenléte a vízben, amelyek befolyásolják a kristálynövekedést [JONES és RENAULT, 1995]. JONES [2017b] ezek közül a gyors hűlést és CO₂ kigázosodást emelte ki. Az összefoglalt tanulmányok alapján, ha az eltérés kisebb az egyensúlyi állapottól, akkor leginkább egyszerűbb vázkristályok képződnek. Ha az eltérés nagyobb, akkor pedig összetettebb, elágazó formák, dendrites és szferolitos kristályok alakulhatnak ki (3. ábra).

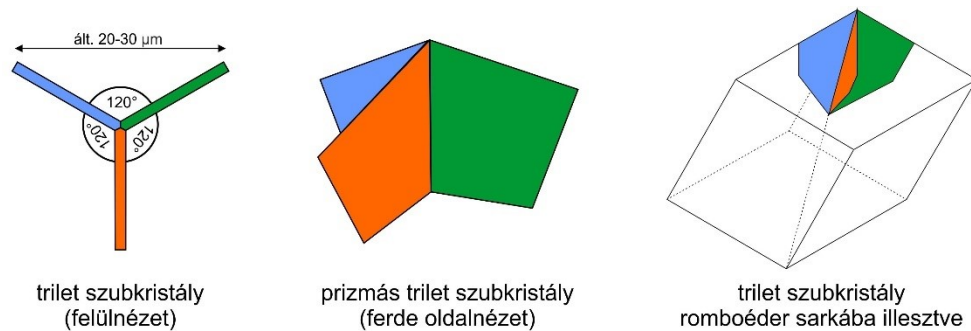
Az összetett, dendrites kalcitkristályok világszerte gyakoriak különböző hőmérsékletű források karbonát kiválásaiban (hideg forrásokban pl. TURNER és JONES [2005]; termálforrásban pl. JONES és mtsi. [2000, 2005]; RAINEY és JONES [2009]), illetve egyéb környezetekben, például barlangi kiválásokban is (pl. GONZALEZ és mtsi. [1992]). Kialakulásukat legtöbbször a gyors CO₂ kigázosodás miatti sokszoros túltelítettségnek, és az ebből adódó gyors kiválásnak tulajdonítják [JONES és

KAHLE, 1986; CHAFETZ és mtsi., 1991; GONZALEZ és mtsi., 1992; JONES és mtsi., 2000, 2005; JONES és RENAUT, 2008; JONES 2017b]. CHAFETZ és mtsi. [1991] több mint 4-szeres, JONES és mtsi., [2000] 2–5-szörös, GONZALEZ és mtsi. [1992] pedig több mint 12-szeres túltelítettség mellett találtak dendrites kalcitkristályokat a karbonátkiválásokban. A különböző előfordulások esetén mindig más-más alakú dendrites kristályokat találtak, de egy adott helyen belül morfológiájuk változatlan [JONES és KAHLE, 1986; JONES, 2017b]. Izland egyik ~ 50 °C-os termálforrásában például háromágú kristályokat találtak, amelyek ún. trilet szubkristályokból állnak. A három ág 120°-os szöget zár be egymással. Az ágak találkozása magasabban van, mint az ágak végei, így beilleszhetők egy romboéder sarkába (4. ábra). A szubkristályok sokszor „versenyeznek” a rendelkezésre álló helyért. Ahol nincs elegendő helyük a növekedésre, ott rövidebb ágak tudnak csak kifejlődni [JONES és mtsi., 2005]. Ez más dendrites kristályokra is jellemző. Alakjukat, méretüket a rendelkezésre álló hely, az azért folytatott versengés is befolyásolja.



3. ábra A kristálymorfológia és a nem-egyensúlyi tényező közötti összefüggés [JONES és RENAUT 2010]

A fentiek alapján döntően kémiai folyamatok állnak a kalcitkiválás és az összetett, dendrites morfológia kialakulásának hátterében. A biológiai folyamatok szerepe nehezen vizsgálható, mert aktív rendszerekben sokszor a hangsúlyosabb kémiai folyamatok elfedik azokat. A mikrobák nyomai a legtöbb esetben a karbonátkiválásban csak rövid ideig maradnak meg [JONES, 2017b] vagy jelenlétüket nem lehet egyértelműen összefüggésbe hozni a kiválással [JONES és PENG, 2012, 2014].



4. ábra Trilet szubkristály alakja (JONES és mtsi. [2005] után módosítva)

Emellett az élőlények, főleg a mikrobák csak közvetlen környezetükben, mikroskálán változtatják meg a paramétereiket. Ezen a skálán mozog a kalcitkristályok morfológiája is [CHAFETZ és mtsi., 1991], így nem kizárt, hogy a mikrobiológiai folyamatok hatással lehetnek a kristályok alakjára. Például JONES és KAHLE [1986] szerint algákhoz kapcsolódóan alakultak ki dendrites kalcitkristályok, TURNER és JONES [2005] szerint pedig a mikrobiális EPS-nek (extracelluláris polimer szubsztancia) is lehet szerepe kialakulásukban.

2.4 Mikroorganizmusok által képzett felületi közösség: a biofilm

A határfelületeken kialakuló biofilm az egyik legelterjedtebb és legsikeresebb életközösség a Földön, amely a legtöbb természetes és mesterséges környezetben előfordul, ahol van elegendő nedvesség [STOODLEY és mtsi., 2002]. Így például folyókban, tavakban, felszínalatti vizekben, az emberi szervezetben, klíma- és ipari berendezésekben is megtalálhatóak. A biofilmben élő mikroorganizmusok a biofilm csupán 2–15 %-át adják, a sejtek közötti teret az EPS mátrix tölti ki, melynek nagy része (akár 97 %-a) víz. Emellett különféle poliszacharidokat, fehérjéket és nukleinsavakat tartalmaz [SUTHERLAND, 2001]. A mátrixot vízcsatornák, üregek hálózák be, melyek elősegítik a tápanyagok, anyagcseretermékek biofilmen belüli áramlását, mozgását a sejtek között.

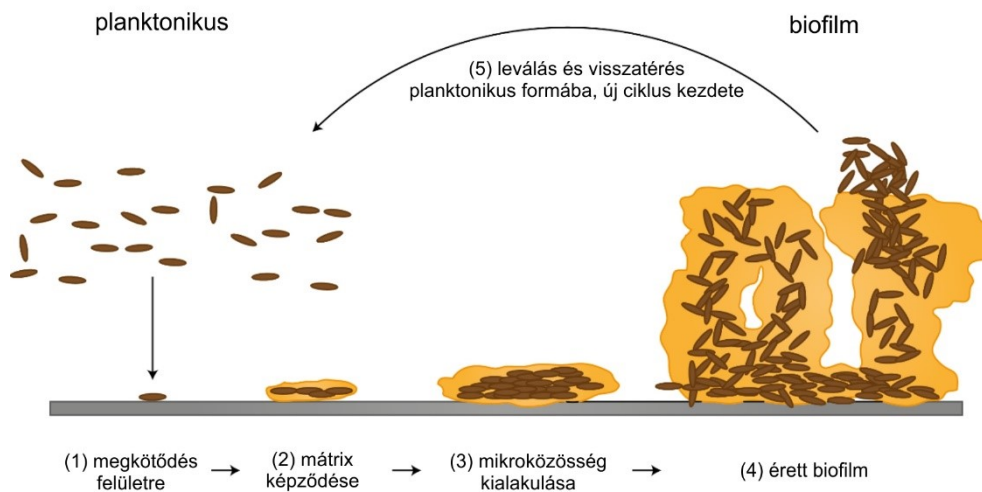
A biofilm életközössége számtalan előnyt jelent a benne élő mikroorganizmusok számára a planktonikus életmódhoz képest. Egyrészt a mikroorganizmusok közel élnek egymáshoz, így mások a közöttük lévő kölcsönhatások, másrészt az EPS mátrix védelmet nyújt számukra [FLEMMING és mtsi., 2016]. A mátrix egy sajátos mikrokörnyezetet jelent a sejtek számára, mely egyben pufferként viselkedik a környezet változásaival szemben. Emellett fizikai és kémiai gátat képez, tápanyagot és a sejtek számára toxikus anyagokat (pl. nehéz fémeket) képes megkötni akkor is, ha

azok koncentrációja alacsony a vízben. Ezért biofilmek oligotróf (tápanyagszegény) környezetben is megélnek [STOODLEY és mtsi., 2002; SAUER és mtsi., 2007; FLEMMING és mtsi., 2016]. Mivel a mátrixban a semleges összetevők mellett pozitív és negatív töltésű funkciók csoportok (pl. karbonát, karboxil, szulfát, foszfát csoport) is találhatóak, így kationok és anionok megkötésére is képesek oldott formában és szuszpendált anyagként is. Egyes, a mátrixban megkötött kationok, pl. Ca^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mn^{3+} elősegítik a biofilm stabilizálódását és védelmet nyújtanak a biofilm eróziója ellen [DECHO és mtsi., 2005; DECHO, 2010].

Az EPS mátrix fenti tulajdonságai miatt a biofilmekben élő baktériumok szélsőséges körülmények között is képesek megélni. A leggyakoribb extrém környezeti tényezők a magas, illetve alacsony hőmérséklet, a savas vagy lúgos pH, a magas nyomás, az alacsony oxigénkoncentráció, a kiszáradás és az extrém UV sugárzás [ROTSCHILD és MANCINELLI, 2001; YIN és mtsi., 2019]. Így például természetes radioaktivitású termálforrásokban is nagy diverzitású baktériumközösségek élnek a biofilmekben (pl. Japánban TAZAKI [2009]; Magyarországon BORSODI és mtsi. [2012, 2018]; ANDA és mtsi. [2014]; ENYEDI és mtsi. [2019]).

A biofilm képződése, fejlődése öt lépésben zajlik (5. ábra): (1) reverzibilis megkötődés, a planktonikus mikroorganizmusok véletlenszerűen megkötődnek valamilyen felületen; (2–3) irreverzibilis megkötődés, EPS mátrix képződik, illetve mikroközösségek alakulnak ki, melyben a mikroorganizmusok már több rétegben helyezkednek el; (4) kialakul az érett biofilm vízcsatornákkal és üregekkel; (5) leválás, kisebb egységek, organizmusok szakadnak le a biofilmről és térnek vissza planktonikus formába (pl. SAUER és mtsi. [2007]; YIN és mtsi. [2019]).

A biofilm felépítése, szerkezete függ a benne élő mikroorganizmusoktól, a fizikai környezettől, az elérhető tápanyagok koncentrációjától és a hidrodinamikai viszonyoktól [SUTHERLAND, 2001]. Gyors folyású vizekben fonalas 'streamer' alakul ki, melynek folyással szembeni oldala rögzül valamilyen felületre, a többi része pedig szabadon mozog az áramló vízzel. Viszkoelasztikus tulajdonságokat mutat, így jobban ellen tud állni az erózióknak [HALL-STOODLEY és mtsi., 2004].



5. ábra Biofilm képződésének és fejlődésének szakaszai (BRITISH SOCIETY FOR IMMUNOLOGY¹)

A barlangi mikroorganizmus közösségek kiemelt figyelmet kapnak, mivel az 1960-70-es évekig úgy gondolták, hogy fény hiányában nem áll rendelkezésükre tápanyag forrás. Később felismerték, hogy az itteni életközösségek kemolitoautotrófián alapulnak. Tápanyagot az oldott anyagban gazdag vízből és a reaktív ásványfelszínből hasznosítanak [pl. SARBU és mtsi., 1996]. Barlangi környezetben is előfordul biofilm. Például a Borra-barlangban, Indiában [BASKAR és mtsi., 2008] és a Lower Kane-barlangban, az Amerikai Egyesült Államokban [ENGEL és mtsi., 2003]. A barlangi geomikrobiológiai folyamatokról, azaz a mikroorganizmusok oldódási és kiválási folyamatokban betöltött szerepéről NORTHUP és LAVOIE [2001] írtak összefoglaló tanulmányt.

2.5 Vas-oxihidroxidos kiválások

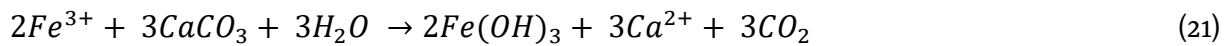
Vas-oxihidroxidos kiválások termálforrásokban [KOZUBAL és mtsi., 2012; WARD és mtsi., 2017] és barlangi környezetben [HILL és FORTI, 1997; KASAMA és MURAKAMI, 2001; FRIERDICH és mtsi., 2011] is előfordulnak. Gyakran Mn-oxidokkal együtt jelennek meg, a Fe és a Mn hasonló geokémiai viselkedése miatt [SKINNER és FITZPATRICK, 1992]. Amikor a Fe^{2+} -t tartalmazó redukzív víz oxidatív vízzel vagy az oxigéndús levegővel találkozik, Fe^{3+} -á oxidálódik és Fe-ásványok képződnek [SINGER és STUMM, 1970; MOORE, 1981; STUCKI és mtsi., 1988]. Gyakran mikroorganizmusok is részt vesznek a Fe^{2+} oxidálásában [FISCHER, 1988], termálforrásokban [WARD és mtsi., 2017] és barlangokban is [NORTHUP és LAVOIE, 2001]. KASAMA és MURAKAMI [2001] terepi vizsgálatokkal és modellezéssel azt

is bizonyították, hogy a biológiai folyamatok gyorsabb Fe-ásvány kiválást eredményeznek, mint a kémiai folyamatok.

Az oldott Fe^{2+} oxidálódása, a ferrolízis az alábbi egyenlet szerint játszódik le [FISCHER, 1988]:



A ferrolízis során H^+ szabadul fel, ami csökkenti a víz pH-ját, savas közeget eredményezve [BRINKMAN, 1970; VAN BREEMEN, 1988]. Ezáltal a víz karbonátra vonatkoztatott telítettségére, a karbonát-kiválásra és -oldódásra is hatással lehet. $CaCO_3$ és Fe^{3+} együttes jelenlétében az alábbi reakció játszódik le [LOEPPERT, 1988]:



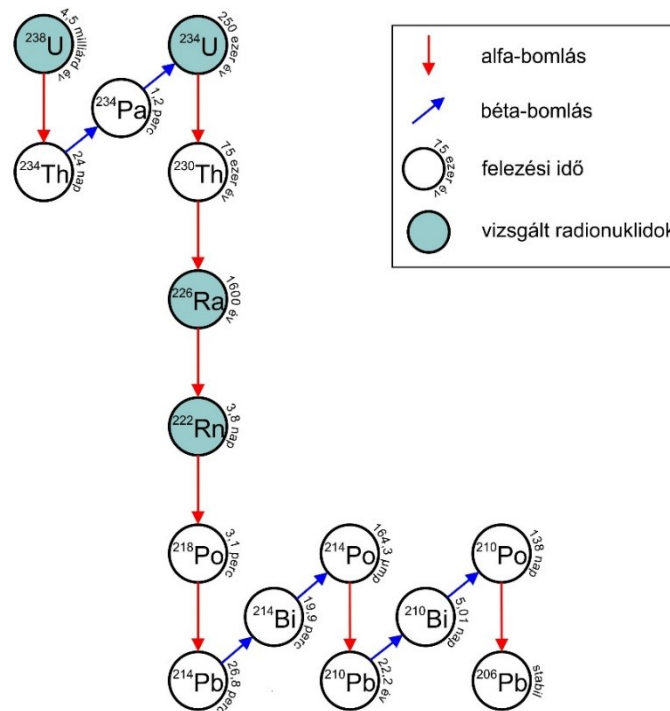
Azaz a vas-(oxi)hidroxid kialakulása karbonátoldódást eredményez.

A vas-oxihidroxidoknak a nyomelemek és nehézfémek megkötésében is fontos szerepe van. A vízben oldott koncentráció többszörösét képesek adszorbeálni [LUISZER, 1995; BROWN és mtsi., 1999; FRIERDICH és mtsi., 2011].

2.6 Felszínalatti vizek természetes radionuklidjai

A felszínalatti vizek gyakori természetes radionuklidjai közé tartozik a ^{238}U bomlási sorának néhány tagja, mint például maga a ^{238}U , illetve a ^{234}U , a ^{226}Ra és a ^{222}Rn (6. ábra). A vízbe az azzal érintkező kőzetekből kerülnek oldódás, deszorpció útján vagy diffúzióval, illetve ún. kilökődéssel radioaktív bomlásuk során [HOEHN, 1998]. A bomlási sor többi tagja rövid felezési idejének és/vagy erős mobilitásának köszönhetően nem fordul elő jelentős koncentrációban a vizekben [ZAPECZA és SZABÓ, 1986]. Egy néhány évvel ezelőtti, ^{226}Ra és ^{222}Rn aktivitáskoncentrációkat összegyűjtő adatbázis szerint a természetes (felszíni és felszínalatti) vizekben a ^{226}Ra hat, míg a ^{222}Rn aktivitáskoncentrációja kilenc nagyságrendnyi tartományban változik [GIRAULT és mtsi., 2016]. Az anyaelem (^{226}Ra) és leányelemének (^{222}Rn) aránya szintén széles tartományban mozog, ami azt mutatja, hogy magas aktivitáskoncentrációjuk nem feltétlenül jár együtt, hiába van közöttük kapcsolat. Ez nem csak ezen két izotóp között áll fent, hanem a ^{238}U bomlási sor más anya-leányizotópjai között is [ZAPECZA és SZABÓ, 1986]. Ennek oka egyrészt a radionuklidok különböző nagyságrendű felezési

ideje, másrészt eltérő geokémiai viselkedése. Azaz más környezetben mutatnak magas mobilitást vagy képeznek oldhatatlan vegyületeket.



6. ábra ^{238}U bomlási sorozata

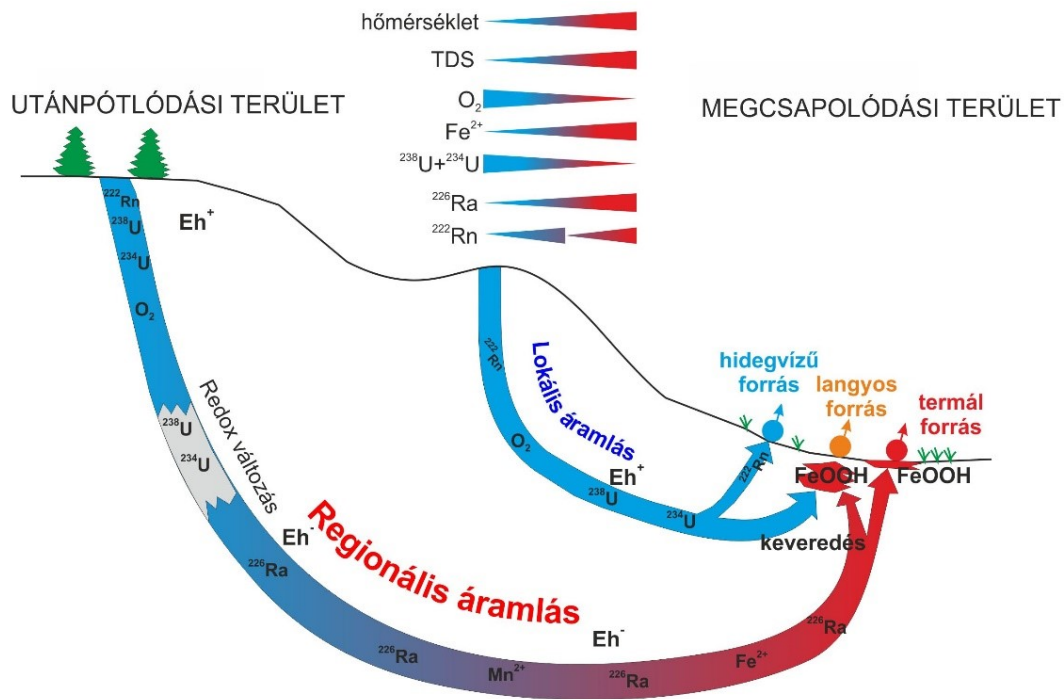
A ^{238}U és a ^{234}U hosszú felezési idejű radioaktív izotópok. A ^{238}U felezési ideje 4,5 milliárd év, míg a ^{234}U -é 250 ezer év. Az uránnak több oxidációs állapota is van, ezek közül a leggyakoribbak az U^{4+} redukzív, illetve az U^{6+} oxidatív környezetben. Oxidált formájában, uranilként (UO_2^{2+}) rendkívül oldható és mobilis, főleg savas környezetben. Reduktív környezetben oldhatatlan hidroxidot ($\text{U}(\text{OH})_4$) és oxidot (UO_2) képez, szabad U^{4+} ionként mennyisége elhanyagolható [HERCZEG és mtsi., 1988; GASCOYNE, 1989; SZABÓ és ZAPECZA, 1991; PORCELLI és SWARZENSKI, 2003].

A ^{226}Ra az alkáliföldfémek közé tartozik, felezési ideje 1600 év. Természetes vizekben gyakran Ra^{2+} -ként van jelen, így kémiailag hasonló viselkedést mutat más két vegyértékű kationokkal (Ba^{2+} , Sr^{2+} , Ca^{2+} , Mg^{2+}) [DICKSON, 1990]. Emiatt válik ki Ca és Ba ásványokkal együtt, beépülve a kationok helyére [LANGMUIR és MELCHIOR, 1985]. Reduktív-oxidatív környezet határán (pl. mélységi eredetű redukzív és oxidatív meteorikus víz keveredésekor), ahol Fe-, Mn-oxidok és -hidroxidok válnak ki, adszorbeálódnak ezen kiválások felületén [AMES és mtsi., 1983; FUJISAWA és TAZAKI, 2003, 2007; GAINON és mtsi., 2007a; TAZAKI, 2009]. A ^{226}Ra mobilitása a vízben tehát korlátozott, redukzív,

savas környezetben mutat erős mobilitást [AMES és mtsi., 1983; SZABÓ és ZAPECZA, 1991; MARTIN és mtsi., 2003; PORCELLI és SWARZENSKI, 2003].

A ^{222}Rn egy inert nemesgáz, azaz nem lép kémiai reakcióba a környezetével. Ennek és erős oldhatóságának köszönhetően rendkívül mobilis. Felezési ideje kb. 3,8 nap, a ^{226}Ra α -bomlása során keletkezik. Rövid felezési ideje miatt nem tud messzire szállítódni, nyílt rendszerben könnyen kigázosodik [EISENLOHR és SURBECK, 1995]. A Fe-, Mn-oxihidroxidok által adszorbeált ^{226}Ra lokálisan magas ^{222}Rn aktivitáskoncentrációt okozhat [SCHOTT és WIEGAND, 2003; GAINON és mtsi., 2007a, b; ERŐSS és mtsi., 2012].

Legtöbbször a radionuklidok származási helyeként a környező kőzeteket azonosítják, a ^{222}Rn -t pedig többnyire talajeredetűnek vélik, tehát közeli forrást keresnek. Fontos azonban figyelembe venni a felszínalatti vízáramlási rendszereket, mint földtani hatótényezőt, azaz mint olyan közeget, ami nem csak oldani, de szállítani is képes különféle anyagokat [TÓTH J, 1999], így a radionuklidokat is. A felszínalatti vizek áramlásának szerepét az izotópok frakcionációjában az áramlás mentén változó geokémiai környezet miatt már korábban felismerték [VON GUNTEN, 1995; HOEHN, 1998], de a modern hidrogeológiai szemlélet csak később kapott szerepet a természetes radionuklidok előfordulásának megértésében. Fontos felismerés volt továbbá, hogy a fent ismertetett természetes radionuklidok eltérő geokémiai viselkedésüknek köszönhetően különböző eredetű vizek keveredésének jellemzésére használhatóak [EISENLOHR és SURBECK, 1995; HOEHN, 1998; GAINON és mtsi., 2007a, b; SWARZENSKI, 2007]. A különböző rendű felszínalatti vízáramlási rendszerek és az eltérő rezsimjellegű területek eltérő geokémiai környezetet jelentenek [TÓTH J, 1999], így más-más radionuklid mobilizációját, szállítását segítik elő. ^{234}U és ^{238}U izotópokat beáramlási területeken, illetve lokális áramlási rendszerek megcsapolódási zónájában találhatunk nagyobb koncentrációban. Előbbi helyeken az oxidatív meteorikus víz beszivárgása, utóbbi helyen a rövid áramlási pályának köszönhető oxidatív viszonyok miatt. ^{226}Ra regionális áramlási rendszerek megcsapolódási zónájában fordul elő nagyobb mennyiségben, az ottani redukzív viszonyoknak köszönhetően. A redukzív víz oxigéndús levegővel, vagy a beszivárgó oxigéndús meteorikus vízzel való érintkezésekor Fe-, Mn-oxihidroxid válhat ki, mely adszorbeálja a felszínalatti vízzel érkező ^{226}Ra -t, ami lokális radonforrásként szolgálhat [GAINON, 2008; ERŐSS, 2010; ERŐSS ÉS MTSI. 2012] (7. ábra).



7. ábra ^{238}U , ^{234}U , ^{226}Ra és ^{222}Rn előfordulása a felszínalatti vízáramlási rendszerekben (GAINON [2008] után módosította ERŐSS és mtsi. [2017])

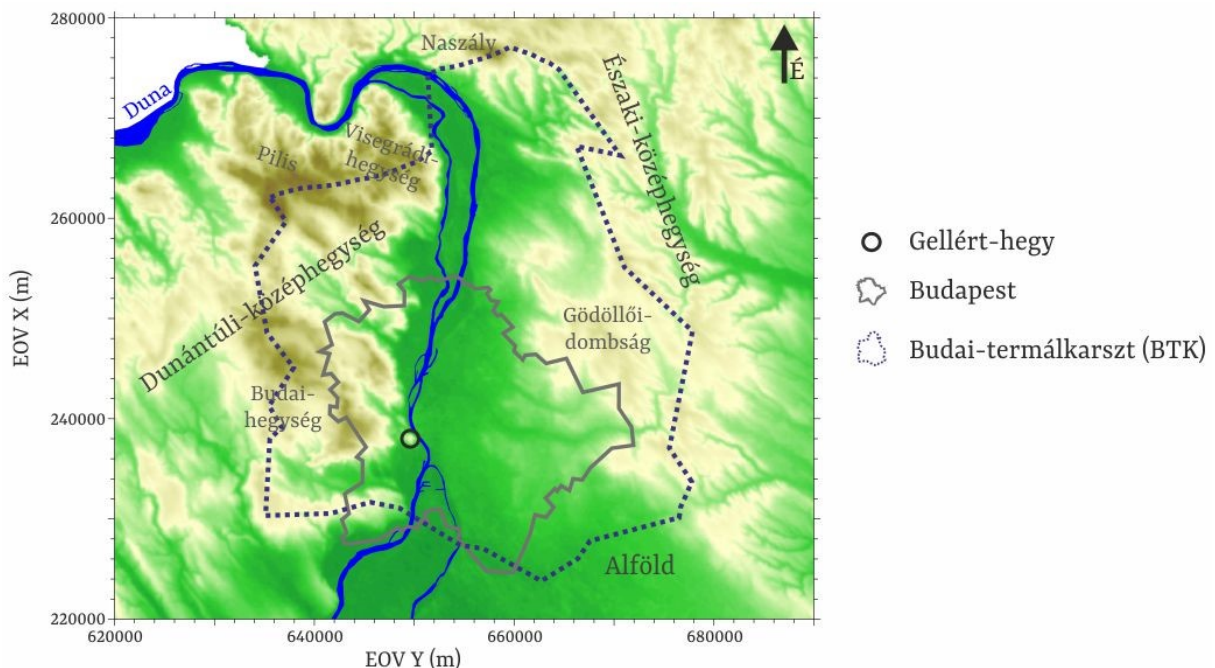
A különböző rendű áramlási rendszerek vizsgálatát már több magyarországi karsztos területen (Budai-termálkarszt, Bükk, Villányi-termálkarszt) is vizsgálták radionuklidok segítségével. Előfordulásuk jó egyezést mutatott a hidraulikai módszerekkel is alátámasztott áramlási viszonyokkal [ERŐSS és mtsi., 2012, 2015, 2017]. Újabban pedig teljesen vagy részben (parti szűrésű) felszínalatti vízből származó, határértéket (0,1 Bq/l-t) meghaladó összes alfa aktivitású ivóvizekben mutattak ki magas $^{234}\text{U}+^{238}\text{U}$ aktivitáskoncentrációkat és hozták összefüggésbe felszínalatti víz-áramlási rendszerekkel [ERŐSS és mtsi., 2018; CSONDOR és mtsi., 2020].

3. Kutatási terület, kutatási előzmények

Kutatásomat a Budai-termáلكarszton (BTK), azon belül is a Gellért-hegy területén végeztem. A BTK régóta kutatott terület, részben az itt megcsapolódó termálvizeknek köszönhetően, így rendkívül gazdag szakirodalommal rendelkezik. A földrajzi elhelyezkedést bemutató rövid alfejezet után eme gazdag szakirodalom legfontosabb területeit szeretném áttekinteni a teljesség igénye nélkül. A bemutatás során azokra a kutatási eredményekre koncentrálok, melyek segítik megérteni a terület hidrogeológiai helyzetét és a ma is aktívan zajló oldódási és kiválási folyamatok hátterét. Végül röviden összefoglalom, hogy mit tudunk eddig általánosan, illetve a Budai-termáلكarszton a termáلفorrásokban zajló folyamatokról, azok következményeiről.

3.1 Földrajzi elhelyezkedés

A Budai-termáلكarszt (BTK) Magyarország három nagytája, a Dunántúli-középhegység, az Északi-középhegység és az Alföld találkozásánál helyezkedik el. Határait a környező hegységek, domságok (Budai-hegység, Pilis, Visegrádi-hegység, Naszály, Gödöllői-domság) felszíni vízválasztói rajzolják ki [MINDSZENTY és MÁDLNÉ SZÖNYI, 1999]. A Gellért-hegy Budapest területén, a Duna jobb partján helyezkedik el (8. ábra).



8. ábra A Budai-termáلكarszt (BTK) és a Gellért-hegy földrajzi elhelyezkedése (BTK határa: MINDSZENTY és MÁDLNÉ SZÖNYI, 1999]

3.2 Hidrogeológiai kutatási előzmények

Kutatási területem hidrogeológiai helyzetének bemutatását a tágabb környezet, a Budai-termálkarszt áramlási rendszereinek ismertetésével kezdem. Ezt követően a szűkebb területre, a Gellért-hegy környezetére koncentrálva mutatom be a terület hidrogeológiáját és a megcsapolódó vizek tulajdonságait.

3.2.1 A Budai-termálkarszt hidrogeológiai helyzete

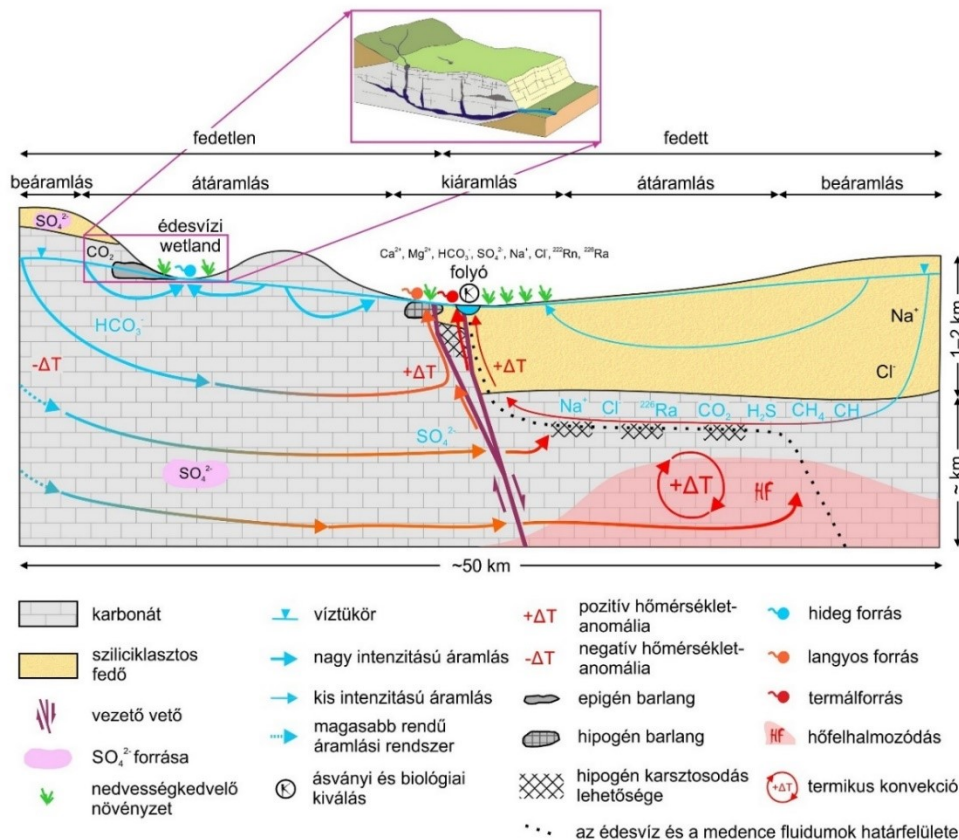
A BTK felszínalatti vízáramlási rendszerei, a felszínre lépő termálvizek eredete régóta foglalkoztatja a kutatókat. Már a 19. században születtek közlemények a hévforrásokról (pl. LINZBAUER [1837], a század második felében pedig lemélyítették az első termálvíz kutakat (Margitsziget 1866, Városliget 1868–1877). Úgy gondolták, hogy az itteni hévizek a Dunántúli-középhegység területén szivárognak be a karbonátos kőzetekbe, majd a mélybe kerülve felmelegszenek [ZSIGMONDY, 1878]. A Duna mentén megcsapolódó források mellett 1920-ban Schafarzik Ferenc felfedezte az ún. szőkevényforrásokat, melyek a folyó medrében csapolódnak meg [SCHAFARZIK, 1920]. Az 1940-es években megkezdődtek az első részletes vízhozam, hőmérséklet és vízminőségi felmérések a forrásokban és kutakban [PAPP, 1942]. Részben ezen adatokra, részben egyéb megfigyelésekre alapozva megszülettek az első hidrogeológiai modellek a BTK területére. Az egyik szerint a nyugatról érkező áramlás a Duna alatt a medence aljzatában elhelyezkedő karbonátos kőzetekbe áramlik („karsztvíz-alááramlási modell”, VENDEL és KISHÁZI [1964]). Habár korábban a Dunántúli-középhegység karbonátos kőzeteinek víztömegét egységesnek tekintették [SCHRÉTER, 1912], Alföldi 1981-es modellje szerint a karbonátokban impermeábilis rétegek vannak, melyek egymástól elkülönülő vízáramlási rendszereket eredményeznek [ALFÖLDI, 1981]. ALFÖLDI [1981], illetve KOVÁCS JUDIT és MÜLLER [1980] modelljében is megjelenik a középhegység felől érkező, és a medence fedőüledékei alatt, a karbonátos kőzetekben visszaforduló áramlás, mely ezután a Duna mentén csapolódik meg. Amivel egyik korai modell sem számolt, az a medence fedőüledékeinek szerepe, illetve, hogy ezekből is történhet felszínalatti vízáramlás a karbonátos kőzetekbe.

A terület elvárosiasodása, a fürdők létesítése, új kutak fúrása egyre nehezebbé tették a víz fizikai és kémiai paramétereinek, valamint a megcsapolódási jelenségek természetes helyzetének

megismerését. A források eredeti forrásfakadásának helyére, a természetes vízhőmérsékleti és -kémiai állapotot vizsgáló retrospektív kutatások [pl. LIEB, 2004; FRÉSZ, 2008; ERŐSS, 2010; KIS-CSI-TÁRI, 2011], valamint a részletes felméréseken alapuló vizsgálatok differenciált (központi és déli rendszer) modellek felállítását tették lehetővé [ERŐSS, 2010; ERŐSS és mtsi., 2012]. A felszínalatti vizekből kivált korábbi ásványfázisok fluidzárvány vizsgálatai is segítették az áramlási rendszerek helyzetének megismerését [POROS, 2011; POROS és mtsi., 2012]. Az új modell újítása a korábbiakhoz képest az volt, hogy a kémiai adatok alapján felismerték, hogy a medence oldalon a fedő üledékek és az alatta lévő karbonát között kapcsolat van (amit már ALFÖLDI [1981] is felvetett), és a fedő üledékekből származó fluidumok hozzájárulása tehető felelőssé a BTK területén megcsapolódó vizek Na^+ , Cl^- , H_2S , CH_4 , CO_2 karakteréért [ERŐSS és mtsi. 2008, 2012; ERŐSS, 2010]. Ez a medenceeredetű fluidum a Gödöllői-dombság kiemelkedésének eredményeképpen kialakuló domborzati hajtóerő következményeként kezdett el nyugat felé, a BTK megcsapolódási rendszere felé áramlani [MÁDL-SZŐNYI és mtsi., 2015]. Később a Budai-hegység kiemelkedésével és a fedő eróziójával megnőtt a beszivárgás mértéke, így csökkent a medencefluidum aránya a megcsapolódó vizekben [POROS, 2011; POROS és mtsi., 2012]. A budai és pesti oldalon a földtörténeti múltban bekövetkezett kiemelkedések és eróziós események a felszínalatti vízáramlásokra és azok hajtóerejére, valamint a medencefluidum karbonátba jutására is hatással voltak. A kiemelkedésekkel egyre nagyobb szerepet kapott a domborzati hajtóerő a felhajtóerővel szemben és nőtt az advektív hőtranszport szerepe [HAVRIL és mtsi., 2016].

A megcsapolódási területen végzett kutatások és az egész vízgyűjtőre kiterjedő medencehidraulikai kutatások alapján a BTK példáján született egy általános modell fedett és fedetlen karbonátok határterületének felszínalatti vízáramlási képéről (9. ábra) [MÁDL-SZŐNYI és TÓTH Á, 2015]. A modell numerikus és hőtranszport szimuláción alapul, így kvantitatív értelmezést nyújt az áramlások megértéséhez. Újdonsága, hogy a Tóth-féle gravitáció-vezérelte áramlási rendszer elméletet [TÓTH J, 1963] karbonátos rendszerre alkalmazták a hidraulikus folytonosság [TÓTH J, 1995] és az üledékes, valamint karbonátos kőzetek közötti kapcsolat figyelembevételével. A gravitáció-vezérelte felszínalatti vízáramlások a nyugati, fedetlen karbonátos oldalon különböző

rendű áramlási rendszereket alkotnak. A BTK a Dunántúli-középhegység karbonátos rendszerének regionális megcsapolódási területe. A sekély mélységben érkező áramlások közvetlenül a Dunától nyugatra csapolódnak meg, míg a mélyebbek átáramlanak a folyó alatt a medence fedő üledékei alá [MÁDL-SZŐNYI és TÓTH Á, 2015]. A medencében, a fedő üledékek alatt az áramlás visszafordul, ahogy azt már VENDEL és KISHÁZI [1964], illetve KOVÁCS JUDIT és MÜLLER [1980] is feltételezte.



9. ábra Fedett és fedetlen karbonátok határterületének koncepcionális hidrogeológiai modellje (MÁDL-SZŐNYI és TÓTH Á [2015] után módosította MÁDLNÉ SZŐNYI [2019])

A szimulációval azonban az is kiderült, hogy az aszimmetrikus áramlás oka a két rész közötti eltérő hidraulikus vezetőképesség és beszivárgási intenzitás. Továbbá a modell alátámasztja a fedő rétegekből történő leszivárgást a karbonátos vízadó irányába. A szerkezeti elemek által is segített megcsapolódás a két terület határán, a regionális erózióbázison, azaz a Duna szintjén történik. A hő szállítása részben advektív, jelentős hőfelhalmozódás alakul ki a fedett részen, a több száz méter vastag fedő üledék alatt. Ennek oka egyrészt a fedő szigetelő hatása, másrészt mert azon keresztül korlátozottan érkezik hideg meteorikus víz utánpótlódás. Jelentős szerepe

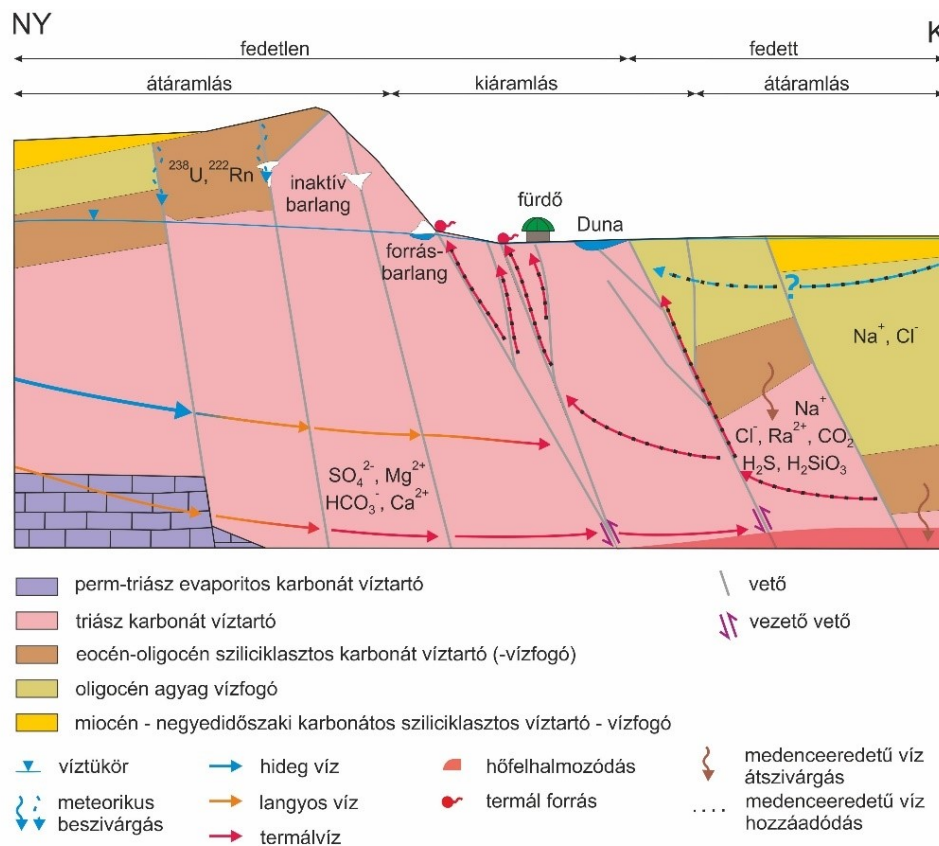
van a medence felől érkező fluidumnak, mely a fedő üledékből szivárog be az alatta lévő karbonátba [MÁDL-SZŐNYI és TÓTH Á, 2015; MÁDL-SZŐNYI és mtsi. 2015, 2019; MÁDLNÉ SZŐNYI 2019]. A horizontális és vertikális vízáramlás irányait hidraulikus adatfeldolgozási módszerekkel is alátámasztották a BTK területén [MÁDL-SZŐNYI és mtsi., 2015, 2019; ERHARDT és mtsi., 2017; ÖTVÖS és mtsi., 2017; MÁDLNÉ SZŐNYI, 2019].

A felszínre törő források elhelyezkedése, hőmérséklete és vízkémiai jellemzői alapján a BTK területén három megcsapolódási terület különíthető el. Ezek az északi rendszer, mely a Csillag-hegy langyos vizeit, a központi rendszer, mely a József-hegy és a Rózsadomb langyos és termálvizeit, illetve a déli rendszer, mely a Gellért-hegy termálvizeit foglalja magába [PAPP, 1942; ALFÖLDI és mtsi., 1968; ERŐSS és mtsi., 2008, 2012]. Ezt az elkülönítést a BTK forrásainak többváltozós adatelemző módszerekkel való feldolgozása is alátámasztotta, néhány esetben kisebb csoportokat is elkülönítettek a három nagy megcsapolódási területen belül [DÉRI-TAKÁCS és mtsi., 2015; KOVÁCS JÓZSEF és ERŐSS, 2017]. Klaszteranalízis alapján a központi rendszer további két csoportra osztható [DÉRI-TAKÁCS és mtsi., 2015], míg KOVÁCS JÓZSEF és ERŐSS [2017] kombinált klaszter és diszkriminancia analízissel (CCDA) összesen hét csoportot különítettek el. A Gellért-hegyi források eszerint is egy csoportba tartoznak, azoktól a dél-pesti (csepeli) vizek elválnak.

3.2.2 A Gellért-hegy környezetének hidrogeológiai helyzete

A Gellért-hegy környezetében megcsapolódó források, valamint kutak vize hőmérsékletileg és kémiai összetételét tekintve is kis térbeli változékonyságot mutat. Hőmérsékletük 31,4–46,7 °C közötti, míg összes oldottanyag-tartalmuk 1370–1790 mg/l [ERŐSS és mtsi., 2012]. A természetes radionuklidok ($^{234}\text{U}+^{238}\text{U}$, ^{226}Ra) eltérő geokémiai viselkedésén alapuló modellezéssel a Gellért-hegyi területen, a központi rendszerrel ellentétben, csak egy hidrotermális komponenst sikerült kimutatni [ERŐSS és mtsi., 2008, 2012]. A felszínelatti vízáramlási viszonyok a már korábban tárgyalt fedett-fedetlen karbonátok határterületének megfelelően alakulnak [MÁDL-SZŐNYI és TÓTH Á, 2015]. Az áramlások által szállított jellemző ionokat, gázokat, elemeket a források és kutak hidrogeokémiai elemzéséből ismerjük [ERŐSS és mtsi., 2008, 2012; ERŐSS, 2010]. A Dunántúli-középhegység felől érkező áramlások a kationok közül főleg Ca^{2+} -t és Mg^{2+} -t, az anionok közül pedig SO_4^{2-} -t és HCO_3^- -t hoznak magukkal. A fedett oldalról érkező medencefluidum főként a magas Na^+ ,

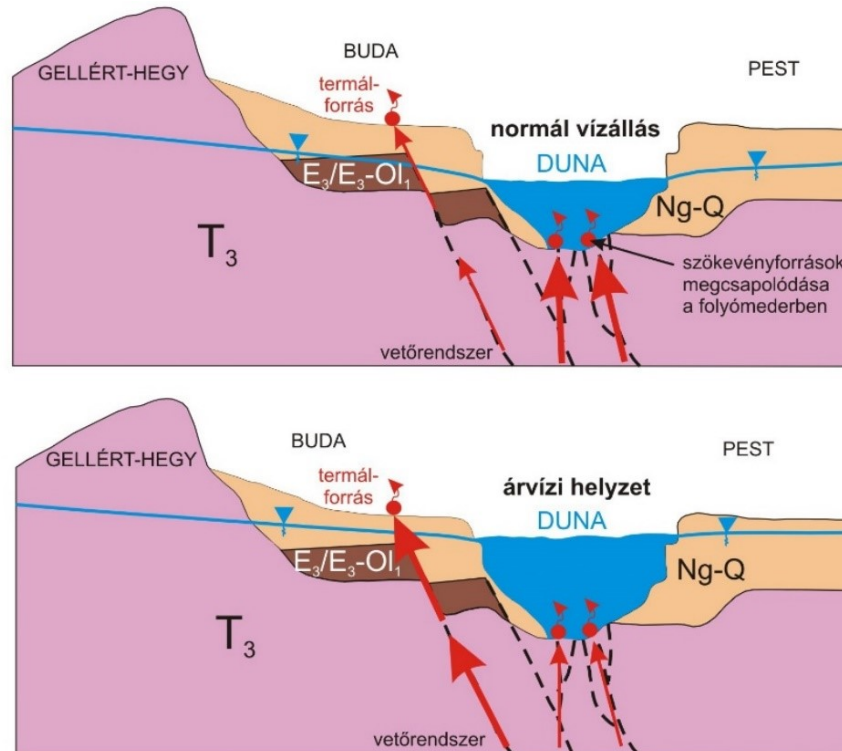
Cl⁻, Ra²⁺, CO₂ tartalomhoz, valamint kisebb mennyiségben a H₂S és H₂SiO₃ jelenlétéhez járul hozzá a megcsapolódó vizekben (10. ábra) [ERŐSS, 2010; ERŐSS és mtsi., 2012; MÁDL-SZŐNYI és mtsi., 2019].



10. ábra A Gellért-hegyi megcsapolódási terület koncepcionális hidrogeológiai modellje (ERŐSS [2010] után módosította MÁDL-SZŐNYI és mtsi. [2017])

Regionális felszínalatti vízáramlási rendszerek által táplált források fizikai-kémiai paramétereinek általában csekély időbeli változékonyságot mutatnak, mivel a hosszú áramlási pálya mentén a beszivárgó vizek tulajdonságai kiegyenlítődnek a fizikai, kémiai és biológiai folyamatok során [TÓTH J, 1963]. A Gellért-hegyi források az archív és recens adatok alapján nem mutatnak nagy időbeli változékonyságot, bár a mesterséges hatások (pl. fürdők vízkivétele, forrásbarlangok beépítése) nehezen elkülöníthetők a természetes folyamatoktól. Egy természetes folyamatról azonban említést kell tenni, mely bizonyítottan szerepet játszik a források paramétereinek időbeli változásában. A fejezetben már többször említésre került a Duna mint regionális erózióbázis szerepe a termálvizek megcsapolódásában. A folyó és a felszínalatti vizek kapcsolatát már a 19–20. század első felében is vizsgálták [pl. LINZBAUER, 1837; SCHAFARZIK, 1920; KUNSZT, 1947], de a kvantitatív tér- és időbeli vizsgálatokra csak a 2000-es években nyílt lehetőség a 4-es metró és a budai

főgyűjtő csatorna építéséhez kapcsolódó monitoringrendszer kiépítésének köszönhetően. A folyó és felszínalatti víz kapcsolatát leíró általános modell szerint „normál állapotban” a folyó megcsapolja a felszínalatti vizeket, melynek mértéke a vízszint-gradienstől, valamint a meder hidraulikus vezetőképességétől függ. A Duna megcsapoló szerepének közvetlen bizonyítékai a SCHAFARZIK [1920] által felfedezett szökevényforrások. A folyó áradásakor a hidraulikai kapcsolat megfordulhat, ekkor a folyó vize parti tározásba kerül, a folyóvíz és a felszínalatti víz keverednek egymással. A Gellért-hegy előterében, forrásokban és kutakban végzett térbeli (Dunára merőleges szelvényeken) és időbeli vizsgálatok alapján bizonyítást nyert az a speciális modell [SCHAFARZIK, 1920; PAPP, 1942; KESSLER, 1963, 1965], miszerint áradások idején a folyóvíz szökevényforrásokra gyakorolt hidrosztatikus nyomása befolyásolja azok megcsapolódását. A megnövekedett nyomás miatt a források nem tudnak teljes mértékben a mederben megcsapolódni, és más úton, a szerkezeti elemek mentén a Duna parti régiójában csapolódnak meg (11. ábra). Így az ottani kutakban, forrásokban vízszint/vízhozam-, illetve víz hőmérséklet- és fajlagos elektromos vezetőképesség-emelkedés tapasztalható magas folyóvízállás idején [SOMOGYI, 2009; PÁLL-SOMOGYI, 2010].



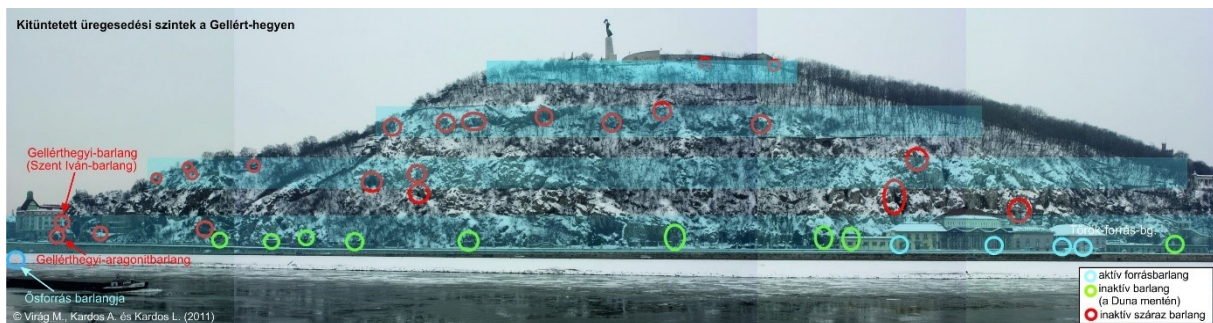
11. ábra A Duna és a felszínalatti vizek kapcsolatát bemutató speciális modell a Gellért-hegy előterében [PÁLL-SOMOGYI 2010]

3.3 Barlangok, kiválások

A BTK két fő megcsapolódási területe (Rózsadomb és Gellért-hegy) a barlangok morfológiája, mérete és a kialakító folyamatok tükrében is különbözik egymástól. Ez a hidrogeológiai helyzetre vezethető vissza (különböző eredetű és fizikai-kémiai tulajdonságú vizek megcsapolódása, keveredése vagy ennek hiánya). Így a felszínalatti vízáramlások tükrében értelmezhető a BTK barlangjainak helyzete, kialakulása. A BTK barlangjainak kialakulásával, képződésével foglalkozó kutatásokat az utóbbi években több átfogó mű is részletezte [MINDSZENTY, 2013; VIRÁG, 2016; LEÉL-ŐSSY, 2017; LEÉL-ŐSSY és VIRÁG, 2018; VIRÁG, 2018]. A Gellért-hegy barlangjairól pedig KARDOS A [2011], illetve KARDOS L és mtsi. [2011] írtak részletesen. Ezért csak a témám szempontjából legfontosabb tudományos eredményeket emelem ki a Gellért-hegyre összpontosítva.

3.3.1 A Gellért-hegyi üregek, barlangok képződése

A Gellért-hegyet felépítő dolomitban különböző magasságban inaktív, fosszilis üregek, forrásbarlangok, míg a Duna szintjében aktív forrásbarlangok találhatóak (12. ábra). Ezeket a mélyből érkező fluidumok, az ún. hipogén karsztosodás [KLIMCHOUK, 2007] folyamatai révén hozták létre.



12. ábra A Gellért-hegy inaktív és aktív forrásbarlangjai [VIRÁG és mtsi., 2013a]

A mélyből gázokat szállító hévizek oldó hatását már a 20. század elején felismerték és elfogadták [pl. PÁVAI-VAJNA, 1930]. A korábban általánosan elfogadott oldódási folyamat, a keveredési korrozó azonban a Gellért-hegy környezetében nem nyert bizonyítást két, összetételében különböző keveredési komponens hiányában [ERŐSS, 2010; ERŐSS és mtsi., 2012]. Ezen a területen a medencefluidumokkal érkező CO₂ és a H₂S oxidációjával kialakuló kénsav agresszivitása okozhatja a karbonátok oldódását, illetve a mikrobák által segített kénsavas barlangképződésnek is jelentős szerepe lehet [ERŐSS, 2010; BORSODI és mtsi., 2012, 2018; ANDA és mtsi., 2014]. Az üregek, barlangok a

mindenkori regionális erózióbázis szintjén, az egykori felszínalatti víz szintjében alakultak ki, majd a Gellért-hegy kiemelkedésével és a Duna bevágódása miatt szárazra kerültek. Az egykori szinteket az inaktív üregek rajzolják ki (12. ábra).

3.3.2 A Gellért-hegyi aktív forrásbarlangok karbonátos kiválásai

A Gellért-hegyen nem csupán oldódás zajlott és zajlik, hanem mind az inaktív, mind az aktív üregekben és barlangokban kiválásokkal is találkozhatunk. A források és fürdők kiválásait már a 17. században is megfigyelték [KUNSZT, 1947], melynek történeti nyomai is vannak. A Gellért fürdő elődje, a Sárosfürdő a vízben lerakódó, sárra emlékeztető mészsizsapról kapta a nevét [MOLNÁR, 1869]. Napjainkban intenzív kalcitkiválás figyelhető meg a szinte stagnáló vízfelszínnek felületén kalcitlemez formájában (pl. Török-, Diana Hygieia-forrás, Ősforrás). Ez a múltban is zajló folyamat a mindenkori karsztvízszintet jelöli. Ezen képződményeken végzett kormeghatározási vizsgálatok [KARDOS A, 2011], valamint a korábbi forráskilépéshez kapcsolódó travertínók elemzése [KELE, 2009; KELE és mtsi., 2009, 2011] alapján a Gellért-hegy kb. 0,5 mm/év sebességű kiemelkedését rekonstruálták. A kiválások stabilizotópos vizsgálatai pedig azt támasztják alá, hogy az egykori és a recens kiválások azonos összetételű termálvízből képződtek, tehát jelentős fizikai-kémiai paraméterbeli változás nem következett be az idők folyamán [KELE, 2009].

Jellemző képződmény még a forrásmedencék alján összegyűlő mészsizsap, mely a vízfelszínen keletkezett kalcitlemezek összetöredezésével, lesüllyedésével keletkezik. Részletesebben az Ősforrás és a Török-forrás kalcitlemezeit és mészsizsapját vizsgálták meg. Ezek a kiválások ásványtanilag főleg Mg-kalcitból állnak, ezen kívül aragonit, gipsz és dolomit fordul elő bennük [ERŐSS, 2010; VIRÁG és mtsi., 2013b; AMBRUS, 2014]. Az Ősforrás kalcitlemezeinek belseje mikrites, romboéderezes kalcitkristályokból áll. Ezen réteg felületéről merőlegesen további kalcitkristályok nőnek lefelé és felfelé is. A lefelé néző kristályok megnyúltabb dárda alakú dendrites kalcitkristályok, míg a felfelé nőők izometrikusak. Barnás színük, illetve a mikroszkópos vizsgálatok alapján biofilm jelenlétét is feltételezik [VIRÁG és mtsi., 2013b]. A Török-forrás kalcitlemezei és mészsizsapja esetén hasonló, dárda alakú kristályokat figyeltek meg [AMBRUS, 2014]. A kalcit mellett jelentős ásványkiválás még a gipsz, mely a barlang falán, a vízfelszín felett, ahhoz közel jelenik meg gipsz-

kéreg formájában (pl. Török-forrás). A Gellért-hegyi forrásbarlangok esetén az intenzív kalcitképződés oka a magas Ca^{2+} és HCO_3^- koncentráció, illetve a nyílt vízfelszín, amelyen keresztül a CO_2 el tud távozni a vízből [ERŐSS, 2010].

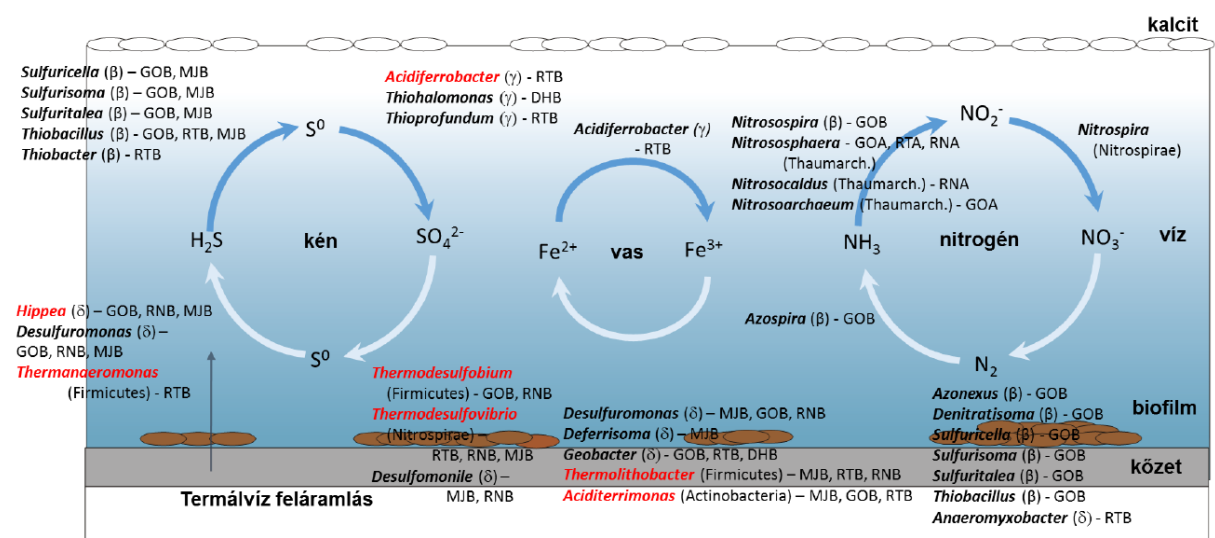
Kémiaailag tehát két ellentétes folyamat, oldódás és kiválás zajlik időben párhuzamosan. A víz kalcitra vonatkoztatott telítettségi indexe szerint a Gellért-hegyi források egy része közel egyensúlyi állapotban van (Török-, Rákóczi-, Mátyás, Nagy-forrás), míg másik része enyhén (1,5-2-szeresen) túltelített kalcitra nézve (Ősforrás, Diana-Hygieia-forrás) [ERŐSS, 2010]. VIRÁG és mtsi. [2013b] mérései és számításai szerint az Ősforrás vize több mint 6-szorosan volt túltelített kalcitra nézve az ő vizsgálataik idején.

3.3.3 A Gellért-hegyi aktív forrásbarlangok biogeokémiai kiválásai (biofilmjei)

A kalcitlemezek és mészszipa mellett a forrásbarlangok falán, a vízfelszín alatt egy nyálkás anyagú, legtöbbször vörös színű képződmény is megjelenik, melyet biofilmként azonosítottak [ERŐSS, 2010; BORSODI és mtsi., 2012; ERŐSS és mtsi., 2012]. Színét Fe^{3+} adja, ami amorf megjelenése miatt ásványtanilag nem volt megfogható, csak Mössbauer-spektroszkópiával, ami ferrihidritet (vas-oxihidroxidot) mutatott ki [KUZMANN és mtsi., 2014]. A biofilmet változatos morfológiájú prokarióta szervezetek (baktériumok, ősbaktériumok) alkotják, melyek EPS mátrixban helyezkednek el. Gyakoriak bennük a fonalat képző baktériumok, melyek hálózatos szerkezetet hoznak létre. A biofilm szerves szén tartalma alacsony, nagy mennyiségben tartalmaz szerves szén és nitrogént, illetve ásványszemcséket (kalcit, Mg-kalcit, dolomit, kvarc; ERŐSS [2010]). Emiatt DOBOSY és mtsi. [2016] a biogeokémiai kiválás elnevezést javasolták a BTK területén képződő biofilmekre. A mikroorganizmusok és a szerves anyag, ásványszemcsék együttes jelenléte arra utal, hogy a mikrobiológiai és kémiai folyamatok egyidejűleg zajlanak a BTK forrásvizeiben.

A biogeokémiai kiválás baktériumközössége változatosabb, mint a forrásvizeké. A mikroorganizmusok a C körforgalom mellett a Fe, S és N körforgalomban vesznek részt (13. ábra), így potenciálisan a kénsavas barlangképződésben is szerepük lehet [BORSODI és mtsi., 2012, 2018; ANDA és mtsi., 2014, 2015; ANDA, 2019]. A vas-oxihidroxidos biogeokémiai kiválás fontos tulajdonsága még az adszorpciós képessége (ld. 2.5 fejezet), melyet a Gellért-hegy területén is bizonyítottak. A

kiválások a forrásvizekből jelentős mennyiségű ^{226}Ra -ot és nyomelemeket kötnek meg [ERŐSS, 2010; ERŐSS és mtsi., 2012; DOBOSY és mtsi., 2016]. A ^{226}Ra felhalmozódása miatt rendkívül magas egyes forrás- és kútvezek radioaktivitása (akár 963 Bq/l ^{222}Rn aktivitáskoncentráció) [ERŐSS és mtsi., 2012]. A mikroorganizmusok azonban ellenállóak a magas radioaktivással szemben [ENYEDI és mtsi., 2019].



13. ábra A Budai-termálkarszt biogeokémiai kiválásaiból kimutatott prokarióta szervezetek lehetséges szerepe a S, Fe és N körforgalomban (Kiemelve a nemzetségek neve (pirossal a termofil szervezetek), utána a mintavételi hely neve; mintavételi helyek: DHB: Diana-Hygieia-forrás, GOB: Ósforrás, MJB: Molnár János-barlang, RNB: Rác-forrás, RTA és RTB: Török-forrás) [ANDA, 2019]

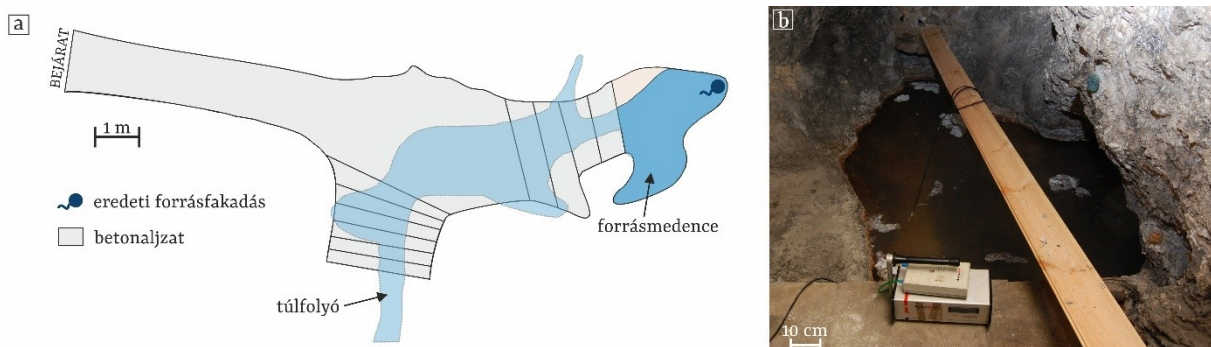
3.3.4 A Gellért-hegyi források radioaktivitása

A BTK termálvizeinek magas radioaktivitását először WESZELSZKY [1912] ismerte fel. Ezután több ^{222}Rn és ^{226}Ra mérés is történt a terület kútjaiban és forrásaiban [pl. ALFÖLDI és mtsi., 1968; KASZTOVSZKY és mtsi., 1996; BARADÁCS és mtsi., 2001, 2002]. A különböző módszerrel történő méréseket PALOTAI és mtsi. [2005] foglalták össze a Gellért-hegy környezetére. E korábbi tanulmányok kiemelkedően magas (akár 600 Bq/l-t) meghaladó ^{222}Rn aktivitáskoncentrációt mértek a vizekben. A legmagasabb értékek a Rudas fürdő környezetében fordultak elő, míg a legmagasabb ^{226}Ra aktivitáskoncentrációk 1000 mBq/l körül alakultak [PALOTAI és mtsi., 2005]. Erőss Anita korábban említett részletes vízkémiai felmérése során a források és kutak radionuklidjainak ($^{234}\text{U}+^{238}\text{U}$, ^{226}Ra , ^{222}Rn) aktivitáskoncentrációit is megmérte [ERŐSS és mtsi., 2008, 2012; ERŐSS, 2010]. A Gellért-hegy termálvizeiben a $^{234}\text{U}+^{238}\text{U}$ aktivitáskoncentrációja 11 és 33 mBq/l, a ^{226}Ra -é 221 és 870 mBq/l, míg a

^{222}Rn -é 3 és 963 Bq/l között alakult. A mélységi vizek alacsony, a felszínközeli vizek magas ^{222}Rn -tartalma a felszínhez közeli forrásra engedett következtetni. De a $^{226}\text{Ra}/^{222}\text{Rn}$ arány alapján a vizek ^{226}Ra -tartalma nem elegendő a magas ^{222}Rn aktivitáskoncentrációk kialakulásához. Illetve a két elem között nem lineáris a kapcsolat, azaz a magas ^{226}Ra -tartalom nem feltétlenül jár együtt magas ^{222}Rn -tartalommal és vice versa [ERŐSS és mtsi., 2012]. A ^{222}Rn forrásaként a vörös, vas-oxidos biogeokémiai kiválást azonosították, melynek 1830 Bq/kg-os fajlagos aktivitás értéke bizonyult a legmagasabbnak a Török-forrás képződményei közül [ERŐSS, 2010; ERŐSS és mtsi., 2012].

3.4 Korábbi *in situ* kísérletek a Gellért-hegy Török-forrásában

A Török-forrás a Gellért-hegy egyik aktív forrásbarlangja a Rudas Gyógyfürdő közelében (12. ábra). Maga a természetes barlang néhány m^3 -es, melyet mesterségesen tágítottak tovább. A forrásmedencéhez egy betonaljzat és lépcső vezet. A forrásmedence kb. 1 mély, 2×2 m-es szabad vízfelszínnel rendelkezik. Az eredeti forrás a medence egyik végében van, de a környék intenzív víztermelése miatt lecsökkent vízszint a forráshozamot is jelentősen lecsökkentette. A forrásmedence vize a betonaljzat alatt folytatódik, vizét egy túlfolyó csatornán keresztül vezetik el egy gyűjtőcsatornába (14. ábra).



14. ábra A Gellért-hegyi Török-forrás a. alaprajza (ALFÖLDI és mtsi. [1968] után módosítva) és b. forrásmedencéje (fotó: HEGEDŰS ANDRÁS)

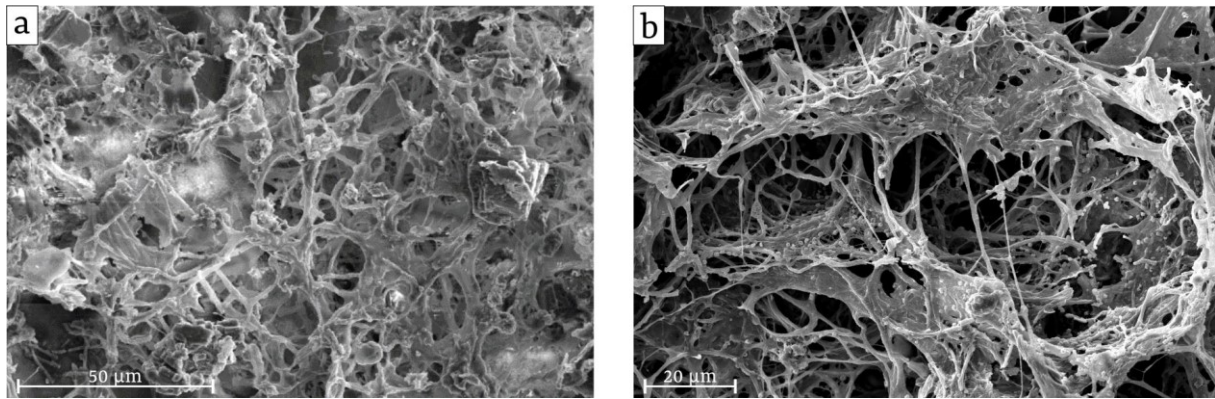
A vízáramlás sebessége a forrásmedencében nagyon lassú, műszerrel nem mérhető, így a medencében szinte álló víz van. A Török-forrás a Gellért-hegy legkönnyebben elérhető, háborítatlan aktív forrásbarlangja, így részletes kutatási előzmények után itt folytattak *in situ* kísérleteket. A

kísérleteket megelőző vizsgálatok alapján a Török-forrás termálvizének fizikai-kémiai paramétereit a Gellért-hegy forrás- és kútvízeire jellemző, csekély idő- és térbeli változékonyságot mutató paramétereivel egyezést mutat [ERŐSS, 2010].

Erőss Anita 2009-ben doktori kutatása részeként oldódási kísérletet végzett a Török-forrásban. A kísérlettel arra kereste a választ, hogy aktívan zajlik-e oldódás a forrásbarlangban. A kísérlet elvégzéséhez kőzetlemezeket helyezett a forrásvízbe 40 napig, illetve 4 hónapig. Az oldódás folyamatát tömegméréssel és SEM-mel (pásztázó elektronmikroszkóp) követte nyomon. 40 nap és 4 hónap után is kimutatható volt a lemezek tömegének csökkenése, de a két időpont között nem volt jelentős változás. A lemezek felületén nem csak oldódási nyomok, hanem kiválások is megfigyelhetők voltak. Ezek anyaga főleg kalcit volt, illetve előfordult aragonit és gipsz is. Emellett baktériumtelepek is láthatóak voltak a lemezeken. Ez a kísérlet tehát bebizonyította, hogy az oldódás napjainkban is aktív folyamat, azzal párhuzamosan kalcitkiválás zajlik és biogeokémiai kiválás is képződik [ERŐSS, 2010].

A másik *in situ* kísérlet, melyben én is részt vettem, 2015. szeptember 31-től 2016. október 7-ig zajlott a Török-forrás medencéjében. Ezen kísérlet célja a képződő kiválás(ok) időbeli tanulmányozása volt az oldódási folyamatok kizárásával. Ezért a vízbe steril tárgylemezeket helyeztünk kiválási felületként. A kísérlet ideje alatt folyamatosan mértük a víz hőmérsékletét, fajlagos elektromos vezetőképességét, valamint az első néhány hónap során heti rendszerességgel a pH-t és az oldottoxigén-tartalmat. A kísérlet ideje alatt a forrásvíz egyik fizikai-kémiai paramétere sem mutatott jelentős időbeli változást [BURKUS, 2017; ANDA, 2019]. A kísérlet során megmértük a nyomelemek koncentrációját szűrt és szűretlen vízben. A vas koncentrációja a szűretlen vízben volt magasabb, míg a többi elem esetében a szűrt és szűretlen vízben mért koncentráció megegyezett [BURKUS, 2017]. A kísérlet során képződő biogeokémiai kiválás mikroorganizmus közösségének morfológiai és diverzitás fejlődését 30 héten keresztül 3 hetente követtük nyomon, valamint megvizsgáltuk az egy éves kiválást is. A vizsgálatok alapján a baktériumközösség taxonómiai diverzitása a 3. héten érte el maximumát. A bakteriális OTU-k („számításba vont taxonómiai egység”, faj) száma a 9. hétig nőtt, dinamikus változások a 12. hétig voltak, így az érett biogeokémiai kiválás kialakulása a 9–12. hétre tehető. A mikroszkópos felvételeken ettől kezdve lehetett látni EPS-t,

illetve a Török-forrás kiválására jellemző hálózatos szerkezetet változatos alakú baktériumsejtekkel (15. ábra). A biogeokémiai kiválás gazdag taxonómiai diverzitásával szemben a vízben egy OTU volt domináns, mely a legnagyobb szekvenciaegyeztést kén-oxidáló baktériumfajokkal mutatta [ANDA, 2019].

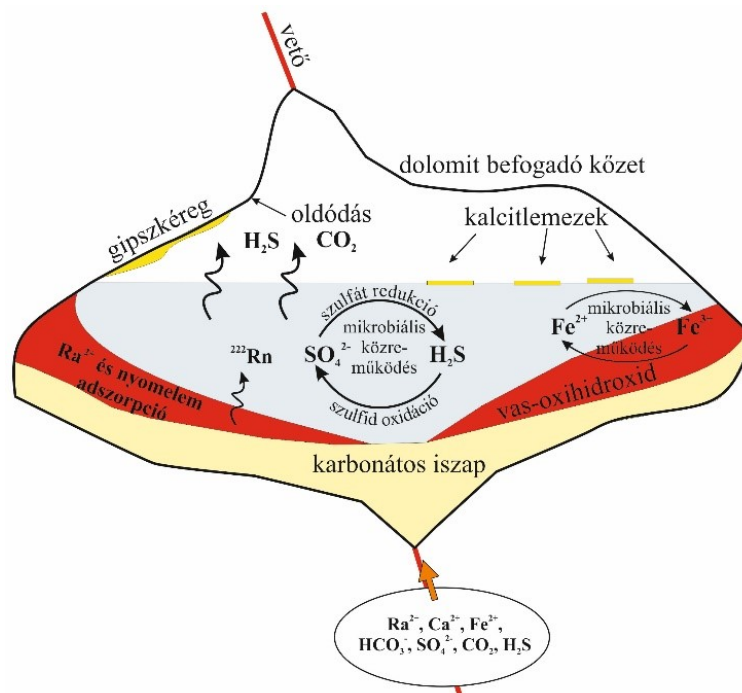


15. ábra a. A Török-forrás kőzetfalán hosszabb idő alatt képződött hálózatos szerkezetű biogeokémiai kiválás SEM felvétele, b. a Török-forrásban lezajlott in situ kísérlet során képződött 1 éves biogeokémiai kiválás hálózatos szerkezetének SEM felvétele [ANDA, 2019]

Az egy év után begyűjtött nedves biogeokémiai kiválás tömege alapján kb. $6 \text{ mg/cm}^2/\text{év}$ a kiválás produktivitása a Török-forrás szinte álló vizében. A friss kiválásban röntgenpordiffrakcióval Mg-kalcitot, dolomitot és kvarcot találtunk, vas-tartalmú ásványt a vizsgálat nem mutatott ki [BURKUS, 2017]. Ez megegyezik a forrásmedencében korábban kialakult, ismeretlen korú biogeokémiai kiválás ásványos összetételével [ERŐSS, 2010; AMBRUS, 2014]. Már az egy éves biogeokémiai kiválás is nagy mennyiségben tartalmazott ^{226}Ra -ot (220 Bq/kg -ot), a Török-forrásban korábban a hosszabb ideje képződött kiválásban mért értékek kb. egynolcadát (1830 Bq/kg [ERŐSS, 2010]). A nyomelemek maximális koncentrációja a friss biogeokémiai kiválásban kb. 22000 µg/kg volt, a „rég” kiválásban mért értéknek csupán töredéke. Továbbá megmértük, hogy a képződő biogeokémiai kiválás $\delta^{34}\text{S}$ értéke $-1,6 \text{ ‰}$ volt, ami jóval negatívabb a víz $6,85 \text{ ‰}$ -es értékénél [BURKUS, 2017]. Ez a kísérlet alátámasztotta ERŐSS [2010] oldódási kísérletének azt az eredményét, hogy a biogeokémiai kiválás képződése aktívan zajlik a forrásban. A képződési sebesség lassú, de az érett kiválás már 9–12 hét után kialakul. A fiatal biogeokémiai kiválás pedig már részt vesz a ^{226}Ra és a nyomelemek megkötésében.

3.5 Összefoglalás – Mit tudunk eddig a Gellért-hegy aktív termálforrásaiban zajló folyamatokról az eddigi vizsgálatok és nemzetközi analógiák alapján?

A BTK-n folytatott kutatások eredményeképpen felismerték a Gellért-hegyi forrásbarlangokban aktívan zajló folyamatokat. Így a befogadó kőzet, a dolomit oldódását, a nyugodt vízfelszínen kalcitlemezek, illetve a vízfelszín alatt vas-oxihidroxidos biogeokémiai kiválás képződését. Habár a kiválások jelenlétéből tudtak következtetni a kiváltó folyamatokra (kalcitlemez esetében CO_2 kigázosodás, vas-oxihidroxidos biogeokémiai kiválás esetében Fe^{2+} oxidációja Fe^{3+} -á mikroorganizmusok által), azokat nem tudták kvantitatívan bizonyítani, csak egy elméleti modellt születtett a folyamatokról (16. ábra). Így a képződési körülmények, mögöttes biogeokémiai folyamatok nem ismertek. További fontos felismerés volt, hogy a vas-oxihidroxidos biogeokémiai kiválás adszorbeálja a vízből a nyomelemeket és a ^{226}Ra -t. Az utóbbi bomlásából származó ^{222}Rn pedig a forrásvízben halmozódik fel (16. ábra). Az adszorpció folyamata és kapcsolata a kiválások képződésével szintén nem ismert.



16. ábra A Gellért-hegyi forrásbarlangok oldódási és kiválási folyamatainak elvi modellje [ERŐSS, 2010]

Maguk a kiválásokat eredményező folyamatok tehát csak közvetve ismertek a BTK-n, de nemzetközi szakirodalomból tudjuk milyen fizikai-kémiai folyamatok zajlanak a forrásokban (2.2. fejezet), barlangokban nem végeztek hasonló méréseket. A fizikai-kémiai paraméterváltozások

áramló víz hiányában a BTK-n nehezen azonosíthatóak, mivel a szinte álló vízben ezek a folyamatok lassan zajlanak. A világszerte különböző forrásokban végzett vizsgálatok alapján azonban felállítható egy előzetes hipotézis a BTK-n zajló fizikai-kémiai folyamatokról, ezáltal segítik az *in situ* kísérlet megtervezését.

A felszínalatti víz felszínre lépését követően az egyik legfontosabb folyamat a vízben oldott CO₂ kigázosodása, amely a pH és a karbonáttelítettség növekedését okozza. Megfelelő mértékű túltelítettség esetén karbonát válik ki a vízből, a vízben pedig ezáltal csökken a Ca²⁺ és a HCO₃⁻ koncentrációja. A vízfelszínen történő kalcitlemez-képződés arra utal, hogy a BTK-n a túltelítettség ebben a felső részben éri el a kritikus mértéket. A kalcitlemezek megnyúlt dendrites kristályai gyors kiválásra, magas túltelítettségre utalnak (2.3 fejezet), amit a forrásokra számított közel egyensúlyi értékek nem igazolnak. Ennek oka valószínűleg az, hogy a túltelítettség csak a felső vékony vízrétegben éri el a kritikus értéket.

Egy másik fontos folyamat az oxigén levegőből vízbe történő beoldódása az áramlási pályá mentén, amely a redox viszonyokat változtatja meg. Ezáltal hat a redoxérzékeny elemek (pl. ²²⁶Ra, ²³⁴U+²³⁸U, nyomelemek) mobilitására, megkötődésére. A redox határ a vas-oxihidroxid kiválásának is kedvez, mely a BTK-n biogeokémiai kiválás formájában jelenik meg.

A források áramlási pályája mentén tapasztalható fizikai-kémiai paraméterváltozások alapján tehát tudunk következtetni a BTK forrásbarlangjaiban is zajló folyamatokra, de közvetlen bizonyítékok nem állnak rendelkezésre.

4. Célkitűzések

A Budai-termálkarszton a megcsapolódási jelenségekre és folyamatokra koncentráló korábbi kutatások tükrében azt a célt tűztem ki, hogy a kiválási folyamatokat és azok kiváltó okait megismerjem a területen. Ehhez kapcsolódóan pedig bizonyítsam azon folyamatok aktív működését, amelyek a forrásbarlangokra felállított elvi modellben szerepelnek.

A terület beépítettsége és a termálvízhasznosítás miatt az itteni termálforrások megcsapolódásuk után már nem áramlanak tovább felszíni vízfolyásként. Emiatt a forrásvizek és kiválásaik helyszíni vizsgálatával a folyamatokat csak közvetve, elméleti szinten tudták azonosítani. A legfőbb célom ezért egy olyan *in situ* kísérlet megtervezése és kivitelezése, melyben a termálvíz és az abból képződő kiválások tulajdonságait egyidejűleg tanulmányozhatom, az oldódási folyamatok és hatásaik kizárásával.

Az analógiaként szolgáló természetes forrásrendszerek alapján a vízben zajló folyamatok az áramlás menti fizikai-kémiai paraméterváltozásokban követhetők nyomon. Emiatt egy folytatásos *in situ* kísérletet terveztem, ahol a termálvíz fizikai-kémiai paramétereit, és a képződő kiválásokat térben, az áramlás mentén lehet vizsgálni.

A Budai-termálkarszt forrásainak és kiválásainak eddig megismert tulajdonságait figyelembe véve az *in situ* kísérlettel szeretném megvizsgálni:

- a biofilm- és a karbonátképződés körülményeit, kapcsolatát a termálvíz fizikai-kémiai paramétereivel, kialakulásuk okát, időbeli és hossz-szelvény menti fejlődését,
- a képződő kiválások jellegét és hatását a termálvízre,
- a biogeokémiai kiválás adszorpciós képességét, az adszorbeált elemek (nyomelemek és radionuklidok) mennyiségének időbeni alakulását, különösen az adszorbeált ^{226}Ra mennyiségét, ennek hatását a víz ^{222}Rn aktivitáskoncentrációjára.

A kísérlet nem csupán a Budai-termálkarszton zajló kiválási folyamatok megismeréséhez járul hozzá, hanem a víz és a belőle képződő kiválások egyidejű tanulmányozásával más termálforrásokban végbemenő folyamatokra is rávilágít.

5. Az *in situ* kísérlet előkészítése, körülményei

Az *in situ* kísérlet előtt a Gellért-hegyi forrásbarlangok biogeokémiai kiválásainak ^{226}Ra fajlagos aktivitásáról szerettem volna egy átfogó képet kapni. A termálvizek ^{226}Ra -tartalmától független, széles tartományban mozgó ^{222}Rn aktivitáskoncentrációjából (3–963 Bq/l) arra lehet következtetni, hogy a források biogeokémiai kiválásainak ^{226}Ra fajlagos aktivitása eltérő. Erre vonatkozó publikált eredmény csak a Török-forrásból áll rendelkezésre [ERŐSS, 2010]. Mivel ez a vizsgálat nem képezte szerves részét a doktori kutatásomnak, de segíti az *in situ* kísérlet eredményeinek értelmezését, röviden szeretném ismertetni a legfőbb következtetéseket. Az eredményeket részletesen KOVÁCS-BODOR és mtsi. [2019] cikkünk tartalmazza. Ezután térek át az *in situ* kísérlet helyszínének és a kísérlet előkészítésének bemutatására.

5.1 A Gellért-hegyi források vizének és biogeokémiai kiválásainak radioaktivitása

OTKA projekt keretében 2012-ben már megmintázták a Gellért-hegyi források (Nagy-, Török-, Diana Hygieia- és Ósforrás) vizét és biogeokémiai kiválásait. Ennek mikrobiológiai és nyomelem vizsgálataiból több publikáció is született [BORSODI és mtsi., 2012, 2018; DOBOSY és mtsi., 2016], melyek eredményeit a 3.3 fejezetben ismertettem. Emellett a forrásvizek és a kiválások radioaktivitását is megmérték, de ezeket az eredményeket nem publikálták. 2018-ban megismételtük a mintavételt a Török-, Diana Hygieia- és Ósforrásban. A radioaktivitást ez alkalommal a levegőben is megmértük AlphaGuard műszerrel. A 2012-es és 2018-as mérési eredményekből született egy összefoglaló cikk a Gellért-hegyi forrásbarlangok vizének, biogeokémiai kiválásainak és levegőjének radioaktivitásáról [KOVÁCS-BODOR és mtsi., 2019].

Eredményeink alapján a forrásokban begyűjtött biogeokémiai kiválások ^{226}Ra fajlagos aktivitása széles tartományban változik (760 ± 45 – 187000 ± 9000 Bq/kg). A legmagasabb értékeket a Diana Hygieia-forrásban mértük, ahol a legmagasabb volt a víz ^{222}Rn aktivitáskoncentrációja (1065 ± 35 Bq/l). A forrás a Rudas fürdő alagsorában egy csatornafedél alatt helyezkedik el, ahol könnyen felhalmozódhatna a vízfelszín felett a levegőben a kigázosodó radon. Mégis kimutatási határ alatt volt a levegő radontartalma, míg a többi forrásnál 2360 ± 415 – 7470 ± 790 Bq/m³-t mér-

tünk. Ennek oka, hogy a háborítatlan Diana Hygieia-forrás felszínén összefüggő kalcitréteg alakul ki, mely gátolja a ^{222}Rn kigázosodását. Így a radionuklid a vízben marad, a víz magas radioaktivitását eredményezve.

A Török-forrás esetében két ponton tudtunk mintát venni. Magában a forrásmedencében és a forrás vizét elvezető csatornában. Mindkét helyen a vízből és a biogeokémiai kiválásból is vettünk mintát. A két helyen mért értékeket összevetve azt láttuk, hogy a víz ^{226}Ra -tartalma közel azonos volt (forrásmedencében 510 ± 23 mBq/l, csatornában 479 ± 22 Bq/l). A ^{222}Rn aktivitáskoncentrációja a csatornában kicsit alacsonyabb volt (519 ± 20 Bq/l), mint a forrásmedencében (579 ± 21 Bq/l). Ez kismértékű ^{222}Rn kigázosodásra utal a két hely között. A két ponton vett biogeokémiai kiválás ^{226}Ra fajlagos aktivitásában azonban jelentős különbség volt. Míg a forrásmedencében, ahol szinte álló víz van, 2100 ± 140 Bq/kg volt, addig a csatornában 9530 ± 550 Bq/kg. Mivel a vízben közel azonos volt a ^{226}Ra aktivitáskoncentrációja, így más a nagy eltérés oka. A medencéből a sekély, keskeny csatornába kerülve a vízáramlás sebessége jelentősen megnő. Az áramló víz felgyorsítja a vízben lévő mikroorganizmusok, a benne oldott elemek, tápanyagok szállítását, így fokozza a biogeokémiai kiválás képződésének sebességét, így közvetve a ^{226}Ra megkötés mértékére is hatással van.

5.2 Az *in situ* kísérlet helyszíne: a Gellért táró

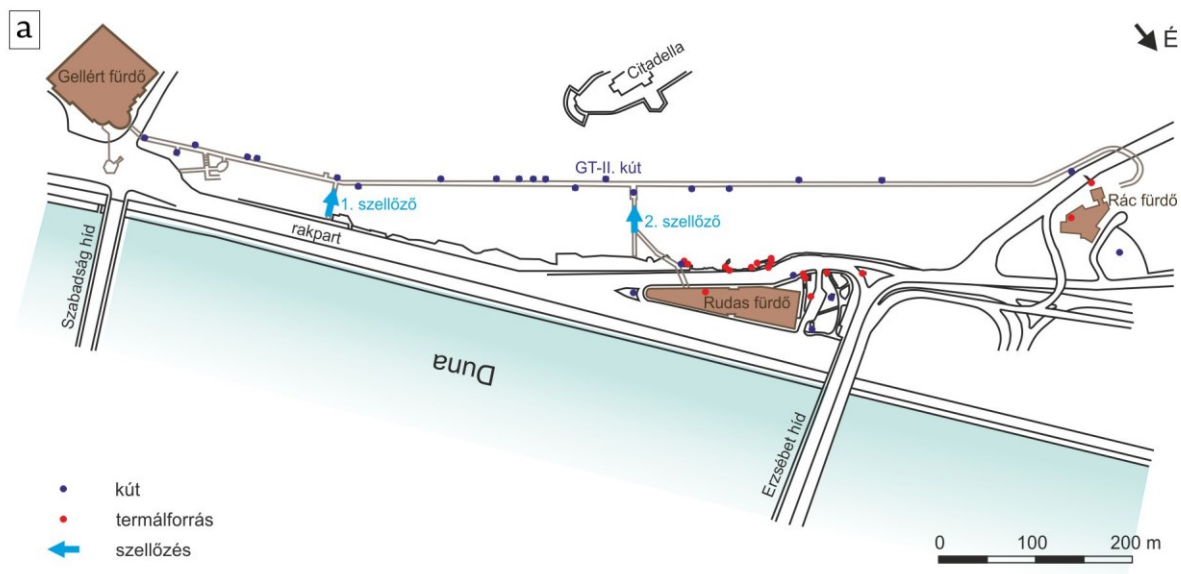
A termálvízben zajló folyamatok azonosítására, közvetlen bizonyítására szolgáló *in situ* kísérlet megvalósításához olyan helyszínrre volt szükségünk, ahol a víz áramlik. Így az áramlási pálya mentén vizsgálhatóak a víz fizikai-kémiai paramétereinek változásai, ezáltal megismerhetőek a mögöttes folyamatok, hasonlóan, mint az édesvízi mészkő lerakó források, patakok esetén (2.2 fejezet). A kísérlet során használt víznek a Gellért-hegy környezetében megcsapolódóval megegyezőnek (tehát forrás vagy kútvíz), megfelelő mennyiségűnek kellett lennie, amelyet néhány száz méter hosszan lehet folytatni és utána el lehet vezetni. Fontos volt továbbá, hogy a kísérlet elzárt helyen történjen, ahol kevesen járnak, így nem zavarják a kísérletet és a mérőműszerek is biztonságban vannak. A legtöbb forrás nem felelt meg a kritériumoknak, így a Gellért-hegyben húzódó alagútra, a Gellért táróra esett a választás, ahol számos kút mélyült a termálvíz hasznosítására. Ezek a táróból mélyített, néhány méter mélységű kutak, valamint a betonaljzatba vájt

zsompok és vályú a vízszerezés és -elvezetés problémájára is megoldást kínáltak. Mivel a táró csak a Gellért Gyógyfürdő alagsorából, illetve a Rudas Gyógyfürdő felől közelíthető meg, ahova csupán a fürdők gépészei járnak be rendszeresen, a kísérlet háborítatlansága is biztosítva volt.

A Gellért-hegyi megcsapolódási területen épült három fürdő (Gellért, Rudas és Rác Gyógyfürdő) által használt források vize az 1960-as évekre elszennyeződött a terület egyre nagyobb beépítése miatt. A fürdők vízellátására Kessler Hubert egy, a Gellért-hegyben a Dunával nagyjából párhuzamosan futó galériát (17.a ábra) tervezett a Dunában megcsapolódó szökevényforrások befogására, tehát lényegében a Gellért-hegy alatt a Duna felé lejtő karsztvízszintet szerette volna megnyitni egy alagúttal (17. b ábra). Az 1100 méter hosszú tárót 1969 és 1978 között építették meg. A karsztvízszintet azonban nem sikerült elérni, néhány méterrel felette húzódik az alagút aljzata. Így az alagútból oldalirányban kamrákat létesítettek és onnan mélyítettek víztermelő sekély fúrásokat és megfigyelő kutakat. A karsztvízszintet 3–21,5 méter mély kutakkal érték el. A Rudas és a Gellért fürdő között nagy vízszintkülönbséget mutattak ki. A Rudas fürdőnél a táró aljzatához közel, 1–3 méteres mélységben van a vízszint, majd a Gellért fürdő felé haladva egy kb. 50 m-es szakaszon 6 m-t esik. A hirtelen nagymértékű vízszintesést egy, a tárót metsző vető okozza [SZALONTAI, 1972; PRIEGL, 2016]. A táró kútjai közül ma csupán kettő üzemel a Gellért fürdő ellátására.

A táró kialakítását követően a Duna magas vízállásai idején visszaduzzadó és megemelkedő karsztvízszint azt eredményezte, hogy a tárót teljesen elöntötte a termálvíz (17.c ábra), így a kutakat üzemelő berendezések is víz alá kerültek, valamint a gépészek is nehezen tudták megközeleltetni a kutakat. Mivel a vízszint a Rudas fürdői részen közelíti meg a táró aljzatát, 2011-ben a betonaljzatba két zsompot mélyítettek a Rudas fürdői elágazásnál (17.d ábra), illetve egy vályút véstek a Duna magas vízállásakor megemelkedett karsztvízszint megcsapolására és elvezetésére (17.e ábra). A vályú a zsompok felől a Gellért fürdő irányába lejt kb. 500 m hosszan, így túlfolyáskor arrafelé áramlik a víz, ahol egy gyűjtőaknába kerül.

A Duna vízállásának hatása a táró kútjaiban főleg a vízszintekben érzékelhető. A víz hőmérséklete a Rudas fürdői elágazáshoz közel elhelyezkedő megfigyelő kútban ellentétesen változik a folyó vízállásával. Magasabb vízállás esetén csökken, míg alacsonyabbnál nő [SOMOGYI, 2009].



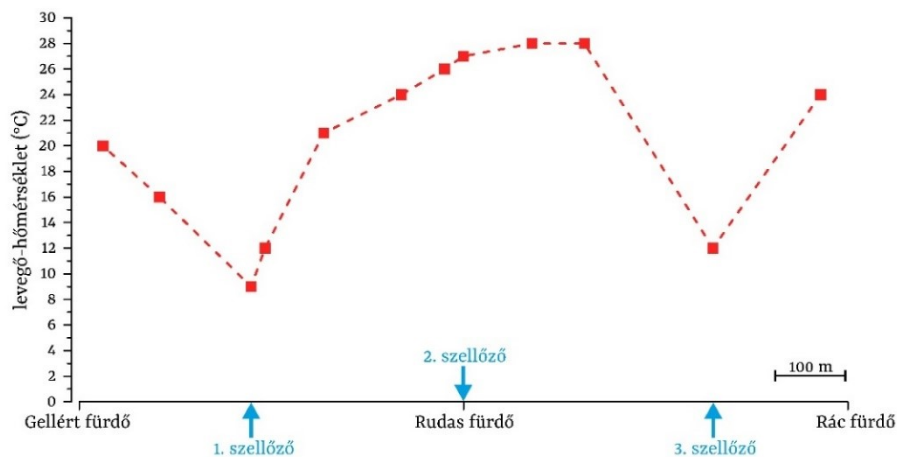
17. ábra a. A Gellért táró alaprajza a terület gyógyfürdőinek, kútjainak és forrásainak feltüntetésével; b. a Gellért táró (fotó: HEGEDŰS ANDRÁS); c. az elárasztott Gellért táró a zsompok és a vályú megépítése előtt a Duna áradása idején [SOMOGYI, 2009]; d. az egyik zsomp (fotó: HEGEDŰS ANDRÁS); e. a vályú (fotó: TÓTH ÁDÁM)

5.2.1 A Gellért táró levegője

A Gellért táró levegőjének hőmérsékletét és páratartalmát meghatározza egyrészt, hogy aljzata közel helyezkedik el a termálvíz szintjéhez, azaz az alagút alulról természetesen felfűtődik. Másrészt az alagutat a külvilággal két szellőzőjárat köti össze (17.a ábra). Az egyik a táró Gellért fürdő

felőli végétől kb. 200 m-re található (1. szellőző). Ez a járat kb. 40 m hosszú és a végén egy ventilátor van, ami szabályozza a szellőztetést. A másik szellőzőjárat a Rudas fürdőnél található, kb. 70 m hosszú, végén egy ventilátorral (2. szellőző). A táró két végén, a Gellért és a Rác fürdőnél is a fürdők alagsorában van a bejárat, így ott nincsen közvetlen kapcsolat a kinti levegővel.

A levegő-hőmérsékletet a táró teljes hosszában először Szalontai János mérte meg 1972. január 6-án. Ábráján jelölte a két ma is ismert szellőzőjárat helyét, valamint még egy, Rác fürdőhöz közeli helyet emelt ki (3. szellőző). Itt, valamint a Gellért fürdőtől 200 m-re lévő szellőzőjáratnál 9 °C-ot mért. Ezen pontoktól minden irányban növekvő hőmérsékletet tapasztalt. A legmagasabb értéket, 28 °C-ot a Rudas fürdői elágazástól kb. 100 m-re mérte (18. ábra). Az adatok alapján a két 9 °C-os helyen áramolhatott be a kinti hideg januári levegő. A megcsapolódó, közel 40 °C-os termálvíz pedig a Rudas fürdőnél fűt legerőteljesebben, ahol a víz az aljzathoz közel, 1–2 méterrel alatta helyezkedik el a kutakban mért vízszintek alapján.



18. ábra A Gellért táró levegő-hőmérséklete 1972. január 6-án (SZALONTAI [1972] után módosítva)

1984-85-ben a Gellért táróban helyezték el a Kelenföldi Erőművet a Budai Várnegyeddel összekötő távhővezetékeket². A vezetékek beépítése után megemelkedett a táró levegőjének hőmérséklete, de erről korábban nem állt rendelkezésre mérési adat.

5.2.2 A Gellért táróban mélyített vályú kiválásai

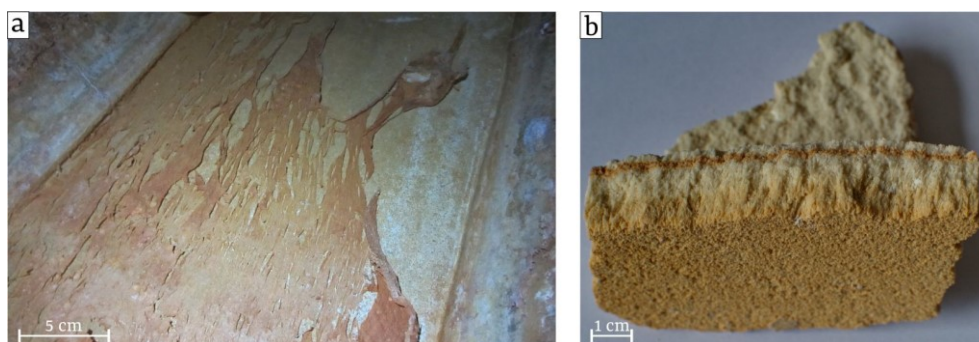
A 2011 óta a túlfolyó termálvizet elvezető vályúban az időszakosan áramló vízből kiválások képződtek. A kiválásokról csak helyszíni megfigyelések és néhány előzetes mérés készült [VIRÁG és mtsi., 2013c]. Eszerint a vályú zompokhoz közeli részén hosszú, vékony, hajladozó szálakból álló

mikrobaszövedéket figyeltek meg, a vályú többi részén pedig fehér porózus kiválást. A túlfolyás megszűnése után a nyugodt víz felszínén kalcitlemez képződik. A porózus kiválás „tollpiheszerű” kalcitkristályokból áll, közöttük mm-nyi vastagságú vasoxidos sávokkal és helyenként vékony kalcitlemezekkel. A kalcit stabilizotóp-összetétele egyezést mutat a Gellért-hegy forrásainak kiválásaival [VIRÁG és mtsi., 2013c].

5.3 Az *in situ* kísérlet megtervezése

Terepbejárást és a Budapest Gyógyfürdői és Hévízei Zrt.-vel való egyeztetést követően kezdtük meg a kísérlet megtervezését és előkészületeit. A tervezésben és a kivitelezésben mikrobiológusok és kémikusok is részt vettek az ELTE TTK Mikrobiológiai és Analitikai Kémia Tanszékéről.

A terepbejárás során megfigyeltük a zomp közelében képződött barnászörös szálasképződést (19.a ábra), illetve a zomptól kb. 10 méteres távolságban porózus kiválást, benne különböző vastagságú barnászörös sávokkal (19.b ábra). Ebből arra következtettünk, hogy túlfolyások idején a víz változó hozammal, sebességgel áramlik a vályúban, emiatt a két képződmény közötti határ mindig más távolságban van a zomptól. Megfigyeléseink alapján a határ legkisebb távolsága a zomptól 20 m volt, de még 70 m-en is lehetett látni vörös csíkokat a porózus kiválásban belül. Mivel ez egy elég hosszú, 50 m-es szakasz volt, és szeretnénk volna minél optimálisabban megvalósítani a kísérletet a mintaszám és a felmerülő mérések költségei miatt, első fázisként a vályúban, a vízáramlás mentén történő fizikai-kémiai paraméterek változásait terveztük felmérni egy rövid idejű folytatásos kísérlet alkalmával. A vízszintet megnyitó zompok lehetővé tették, hogy azokba szivattyút telepítve a vályúba vezessük a termálvizet állandó hozam mellett.



19. ábra A Gellért táróban mélyített vályúban időszakosan áramló termálvízből képződött kiválások a. szálasképződés (fotó: PÁSZTOR DOMOKOS); b. kristályos kiválás vörös sávokkal (fotó: KOVÁCS ZOLTÁN)

6. Az *in situ* kísérlet első fázisa – a felszínre lépő termálvíz áramlásmenti fizikai-kémiai paraméterváltozásai

Az *in situ* kísérlet első fázisának célja a termálvíz fizikai-kémiai paraméterváltozásainak felmérése volt a víz áramlása mentén állandó vízhozam mellett. Az *in situ* kísérlet során az alábbi kérdésekre kerestem a választ:

- Milyen változások tapasztalhatóak a víz fizikai-kémiai paramétereiben állandó vízhozamú befolyás mellett és milyen ezen változások lefutása a vízáramlás mentén?
- Hogyan változik a Budai-termálkarszt termálvizeire jellemző radionuklidok és nyomelemek koncentrációja a vízáramlás mentén, ha nincsenek kiválások, amelyek megkötnék azokat?
- Hogyan változik a táró levegőjének hőmérséklete és relatív páratartalma a vizsgált szakasz mentén amikor áramlik víz a vályúban és amikor nem? Milyen hatása van a szellőzésnek, valamint a távhővezetékeknek a levegő paramétereire?
- Van-e a víz egyes paramétere, valamint a víz és a levegő paramétere között kapcsolat?
- Mely folyamatok befolyásolják a tapasztalt változásokat? Mi várható hosszabb idejű termálvíz áramlás esetén?

6.1 Az *in situ* kísérlet első fázisának előkészítése és körülményei

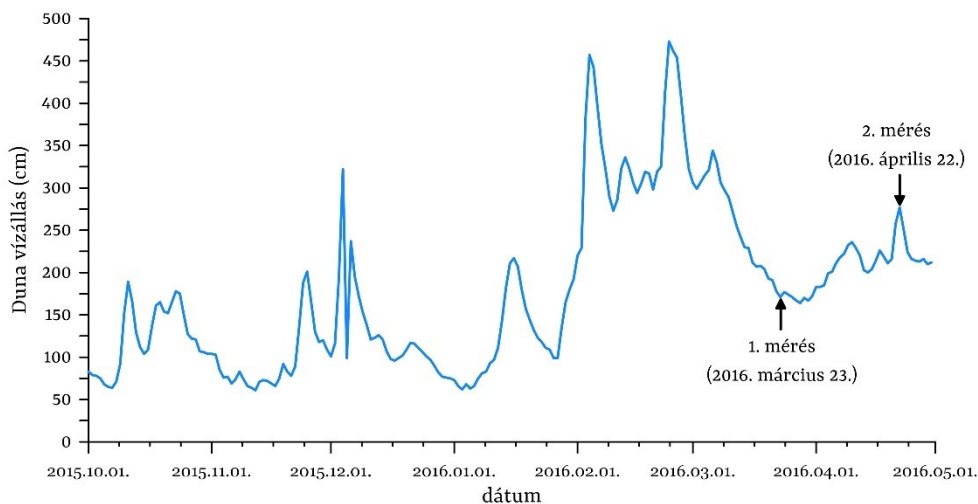
A kísérlet megvalósításához a Rudas fürdői elágazásnál lévő egyik zomp vizét használtuk. Szükséges volt a vályú kitisztítása, a kiválások eltávolítása, hogy legyen elegendő hely a víznek és egyenletesebb legyen a vályú alja. 2015. október 21-én takarítottuk ki a vályú zomphoz közel eső 50 m-es szakaszát vésővel és kalapáccsal. A várhatóan alacsony hozamú szivattyúzás, így alacsony vízsebesség miatt a zomphoz közel vártuk a fonalas biogeokémiai kiválás és a fehér kristályos kiválás átmenetét, ezért tisztítottuk először az első 50 m-es szakaszt.

A víz zompból vályúba juttatásához olyan szivattyúra volt szükségünk, amely bírja a víz és a levegő magas hőmérsékletét, valamint a levegő magas relatív páratartalmát. Emellett a zomp kis mérete (25 x 35 cm széles, 39 cm mély) és a benne lévő víz kis mélysége (2015. október 22-én 19 cm)

is fontos szempont volt a szivattyú beszerzése során. A zsonpban rendelkezésre álló kis mennyiségű víz ($\sim 1,66 \cdot 10^{-2} \text{ m}^3$), utánpótlódásának ismeretlen mértéke, illetve a vályú sekély mélysége ($\sim 4\text{--}5 \text{ cm}$) miatt arra is oda kellett figyelni, hogy ne legyen túl nagy a szivattyú teljesítménye, azaz a szivattyúzás hozama. Végül egy kis teljesítményű, kis méretű búvárszivattyút szereztünk be, amelyet hálózati adapterrel és egy méter hosszú tömlővel szereltünk fel. Az adapter segítségével 6, 9 és 12 V-ról lehet működtetni, 12 V-on fél óráig, 9 V-on állandóan. Ezáltal különböző vízhozammal lehet szivattyúzni. A szivattyú táros körülmények közötti tesztelését, illetve próbaszivattyúzást végeztem, hogy lássam a zsonp vize mekkora hozammal használható fenntarthatóan (ne csökkenjen le teljesen a vízszint a zsonpban, megfelelő legyen az utánpótlódás), illetve, hogy ekkora hozammal elég magas-e a víz a vályúban a tervezett mérések kivitelezéséhez. Két próbát végeztem, az elsőt 2015. október 28-án. Ekkor a szivattyút 12 V-on üzemeltettem és vízhozamot is mértem köbözéssel a kivezető tömlőnél. A zsonpban a kezdeti vízoszlop magasság 15 cm volt, majd 11 perces, 8,6 l/perc hozamú szivattyúzás után lecsökkent 11,8 cm-re. További szivattyúzás után nem csökkent tovább a zsonp vízszintje. A vályúban sekély, 1–2 mm mélységű vízfolyás alakult ki. A második próba alkalmával, 2015. október 29-én 9 V-ról működtettem a szivattyút 12 órán keresztül. Az előző napi egy órás szivattyúzás után másnap reggelre 17 cm-es vízoszlop volt a zsonpban. Átlagosan 10,8 l/perc hozam mellett 210 perc után állt be az állandó vízszint 9,8 cm-re. A vályúban 6–7 mm magas volt a víz a fenti vízhozam mellett. A második szivattyúpróba alkalmával a zsonp vizének terepi paramétereit is megmértem, hőmérséklete 37,2 °C, fajlagos elektromos vezetőképessége 1762 $\mu\text{S/cm}$, pH-ja 6,81, oldottoxigén-tartalma 4,9 mg/l volt.

A mérési és mintavételi helyek megtervezésekor a 2.2 fejezetben ismertetett tanulmányokat, illetve a vályú kiválásainak megfigyelését és a táro tulajdonságait vettem alapul (5.2 fejezet). Ezek alapján 400 m-es vályúszakaszt jelöltem ki a zsonptól a termálvíz áramlásmenti paraméterváltozásainak vizsgálatára. Ekkora szakasz feltételezhetően már elég hosszú ahhoz, hogy a paraméterek stabilizálódjanak. Továbbá a Rudas fürdői elágazásnál lévő 2. szellőző mellett így a zsonptól 300 m-re lévő 1. szellőző hatása is vizsgálható volt. Az első 50 m-en sűrűbben jelöltem ki mérési pontokat (zsonp, 2, 5, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 45, 50 m-nél), mivel itt gyorsabb, markánsabb paraméterváltozást vártam. A további 350 m-es szakaszon 50 m-enként jelöltem ki mérési pontokat.

A kísérlethez tehát minden készen állt, de időközben a Duna vízszintje annyira lecsökkent, hogy nem volt megfelelő a vízmélység a zsompban (20. ábra). 2015. november-decemberében, de még 2016 januárjában sem tudtuk a kísérletet megvalósítani a folyó, és így a zsomp alacsony vízszintje miatt. A Duna vízállását, illetve az arra vonatkozó előrejelzést folyamatosan nyomon követtem, illetve többször is megnéztem a zsompban a vízmélységet. 2016. március 22-i terepbejárás során a zsompban 30 cm magas volt a vízoszlop. Ezen vízmélység mellett is végeztem próbaszivattyúzást és vízhozammérést. A fél órás próba 17. percétől nem csökkent tovább a vízszint a zsompban, 24 cm-es vízmagasságnál állt meg. Az átlagos vízhozam 10,2 l/perc volt. A 6 napos Duna vízállás előrejelzés szerint nem volt várható markáns változás a folyó vízszintjében március végén. Így a kísérlet első fázisára végül 2016. március 23-án került sor. A mérések elvégzése és kiértékelése után a kísérletet megismételtük 2016. április 22-én, amikor a Duna vízállása és így a zsompban a vízszint szintén megfelelő volt (20. ábra). Az első kísérlet eredményei alapján a második alkalommal a mérési pontokat ritkítottam az első 50 m-en (zsomp, 10, 20, 30, 40, 50 m), és 50–100 m közé is kerültek mérési pontok (60, 70, 80, 90, 100 m-nél). A második alkalom előtt, 2016. április 1-jén eltávolítottuk a korábbi kiválásokat a vályú zsomptól számított 50–150 m közötti szakaszán is vésőgéppel, kézi vésővel és kalapáccsal.



20. ábra A Duna vízállása 2015. október 1. és 2016. május 1. között (adatok forrása: ORSZÁGOS VÍZJELZŐ SZOLGÁLAT³)

Mindkét alkalommal a mérések megkezdése előtt 2–3 órával elindítottam a szivattyút, hogy a zsomp és a vályú állott vize kicserélődjön és legyen elég ideje a víznek végigáramolni a teljes kísérleti szakaszon. A két mérési alkalom vizsgált paramétereit között eltérés volt (2. táblázat).

Mindkét alkalommal megmértük a víz terepi paramétereit és a HCO_3^- koncentrációját minden előzetesen kijelölt mérési ponton. A szakirodalom alapján ezen paraméterek jelentősen változnak a víz áramlási irányában, illetve fontos szerepet játszanak a kiválási folyamatokban. A Ca^{2+} koncentrációját csak 2016. április 22-én mértük meg minden mérési ponton, 2016. március 23-án a többi fő ion koncentrációjával együtt csak a zsompban, illetve 50 és 400 m-es távolságban vizsgáltuk. Szintén csak a második alkalommal elemeztük meg a víz azon komponenseit, amelyek a BTK területén a forrásvizekben és a kiválásokban jelentős mennyiségben fordulnak elő (radionuklidok, nyomelemek). Ezen felül áprilisban megmértük a táró levegőjének hőmérsékletét és relatív páratartalmát is a szivattyúzás megkezdése előtt és után is, tehát akkor, amikor nem folyt meleg víz és amikor folyt meleg víz a vályúban.

2. táblázat Az in situ kísérlet első fázisának mérései 2016. március 23-án és 2016. április 22-én

	terepi para- méterek	HCO_3^-	Ca^{2+}	többi fő ion	radio- nuklidok	nyom- elemek	levegő para- méterek
2016. március 23.	minden pon- ton	minden ponton	0, 50, 400 m-nél	0, 50, 400 m-nél	nem mértük	nem mértük	nem mértük
2016. április 22.	minden pon- ton	minden ponton	minden ponton	nem mér- tük	minden ponton	mérési pontokon 150 m-ig	minden pon- ton

6.2 Mérések, módszerek

A kísérlet során a különböző helyszíni mérések és mintavételek párhuzamosan zajlottak egyetemi hallgatók és a kutatásban részt vevő mikrobiológus, kémikus szakemberek segítségével. A víz-mintákat később több laboratóriumban, különböző komponensekre elemeztük meg. A mérési eredményekből pedig további paramétereket számoltam ki és egy reaktív transzport modellt is készítettem a fizikai-kémiai folyamatok kvantitatív bizonyítására.

6.2.1 Terepi és laboratóriumi mérések, módszerek

A zsompból a vizet egy Barwig BWV 01 típusú búvárszivattyú segítségével juttattuk a vályúba. A mérések során használt műszereket és mérési módszereket, azok pontosságát és hibáját, valamint a mérési helyszínt a 3. táblázat foglalja össze. Mindkét alkalommal először a helyszíni méréseket végeztük el. HQ40d Multi-Parameter Meter műszerrel mértük meg a víz hőmérsékletét,

pH-ját, fajlagos elektromos vezetőképességét és oldottoxigén-tartalmát. Mivel a vízmélység a vályúban sekély volt (5–6 mm), az elektródáknak pedig 1–2 cm-es vízmélység szükséges, a mérési pontokon felduzzasztottuk a vizet, összegyűjtöttük egy mérőedénybe és ebbe helyeztük bele az elektródákat. A felduzzasztás után mindig megvártuk, hogy a felduzzasztott vízmennyiség levo-
nuljon, a következő mérési pontot elhagyja, mielőtt ott megkezdtük a mérést. A vízhozamot a szivattyúra erősített tömlő végénél köbözéssel határoztuk meg. Márciusban az első 10 m-es szakaszon, míg áprilisban 10 m-es szakaszokon az egész tanulmányozott hossz mentén megmértük a vízsebességet úsztatással.

A helyszíni mérések után következett a vízmintavétel különböző mérési célokra, mely szintén duzzasztás segítségével történt. A mintavétel előtt minden helyen kiöblítettük az edényeket és a fecskendőt a megmintázandó vízzel. Vettünk mintát 1,5 literes PET palackokba légmentesen a fő ionok koncentrációjának meghatározásához. Az egyetemre szállítás után a mintákat hűtőben tároltuk és másnap mértük meg hagyományos laboratóriumi módszerekkel (titrálással, lángfotometriával, ld. részletesen a 3. táblázatban). A ^{222}Rn aktivitáskoncentrációjának folyadékszintillációs méréséhez 10 ml-es fecskendővel vettünk mintát 23 ml-es üveg küvettába, az előzetesen belemért Optifluor-O szcintillációs koktél alá. A küvettákat parafilmmel zártuk le, és másnap megmértük a mintákat. A ^{226}Ra és a $^{234}\text{U}+^{238}\text{U}$ aktivitáskoncentrációt alfa-spektrometriával határoztam meg, melyhez 250 ml-es LDPE (kis sűrűségű polietilén) palackokba vettünk mintát. Az egy hónapon belüli mérést megelőzően a vízmintákat hűtőben tároltuk. A nyomelemek koncentrációját tömegspektrométerrel vizsgáltuk az első 150 m-es szakaszon. Ehhez 15 ml-es polipropilén centrifugacsőbe vettünk vízmintát egyszer használatos polipropilén fecskendővel. Minden mérési ponton két mintát vettünk, egyet szűrés nélkül és egyet 0,2 μm -es cellulóz-acetát membránszűrőn átszűrve. A helyszínen valamennyi vízmintát salétromsavval tartósítottuk (hogy $\text{pH}<1$ legyen), később a mérés előtt 10 $\mu\text{g/l}$ -es indium belső sztenderdet is adtunk hozzá.

A második alkalommal a vízmérés és -mintavétel előtt és után megmértük a levegő hőmérsékletét és relatív nedvességtartalmát egy Voltcraft DL-120TH típusú műszerrel minden mérési pontnál a táró betonaljzata felett kb. 20 cm-rel.

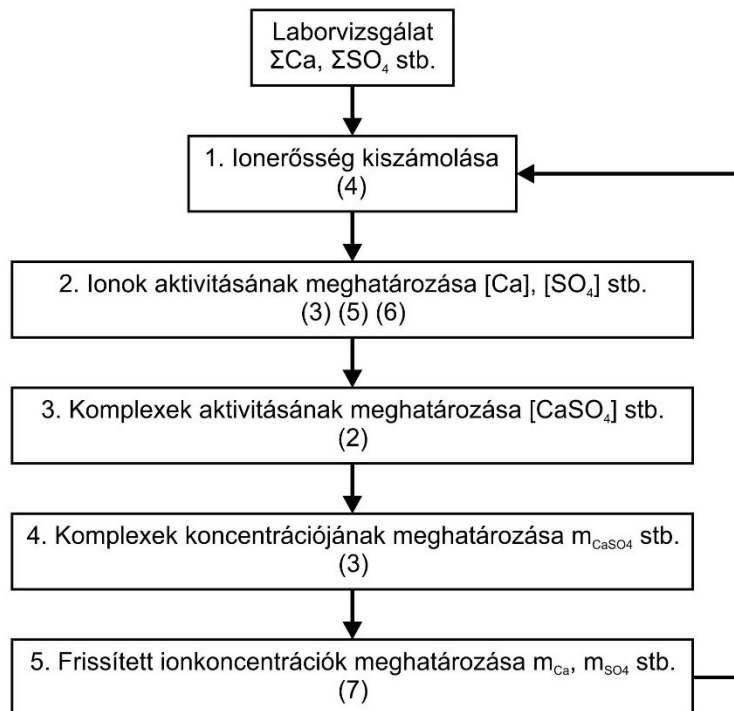
3. táblázat Az első fázis során mért paraméterek és komponensek mérési módszerei, a mérések pontossága, kimutatási határa és a mérési helyszín

mért paraméter	mérőműszer/mérési módszer	pontosság/kimutatási határ	mérési helyszín (laboratóriumi mérést végző személy neve)
hőmérséklet, fajlagos elektromos vezetőképesség, pH, oldottoxigén-tartalom	HQ40d Multi-Parameter Meter	fajlagos elektromos vezetőképesség: $\pm 2 \%$ pH: $\pm 0,01$ oldottoxigén-tartalom: $\pm 0,1$ mg/l	helyszínen
Ca ²⁺ koncentráció	EDTA titrimetrálás (ASTM 3500-Ca D)	$\pm 2 \%$	ELTE, Mikrobiológiai Tanszék (Jurecska Laura)
HCO ₃ ⁻ koncentráció	alkalinitás titrálás (ASTM 2320 B)	$\pm 2 \%$	ELTE, Mikrobiológiai Tanszék (Jurecska Laura)
Na ⁺ , K ⁺ koncentráció	lángfotometria (ASTM 3500-Na D, ASTM 3500-K D)	$\pm 2 \%$	ELTE, Természetföldrajzi Tanszék (Szikszay László)
Mg ²⁺ koncentráció	EDTA titrimetrálás (ASTM 3500-Mg E)	$\pm 2 \%$	ELTE, Mikrobiológiai Tanszék (Jurecska Laura)
Cl ⁻ koncentráció	argentometriás titrálás (ASTM 4500-Cl ⁻ -B)	$\pm 2 \%$	ELTE, Mikrobiológiai Tanszék (Jurecska Laura)
SO ₄ ²⁻ koncentráció	turbidimetria (ASTM 4500-SO ₄ ²⁻ -E)	$\pm 5 \%$	ELTE, Mikrobiológiai Tanszék (Jurecska Laura)
²²² Rn aktivitáskoncentráció	folyadékszcintilláció TRICARB 1000 TR	min. 3 Bq/l	ELTE, Atomfizikai Tanszék (Kovácsné Bodor Petra)
²²⁶ Ra, ²³⁴ U+ ²³⁸ U aktivitáskoncentráció	alfa-spektrometria Nucfilm lemezekkel	min. 10 mBq/l	ELTE, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Müller Imre és Heinz Surbeck Hidrogeológiai Laboratórium (Kovácsné Bodor Petra)
nyomelemek koncentrációja	ICP-MS (Element2, ThermoFinnigan, Bremen, Germany)	a minta folyamatos beporlasztása mellett 15 egyedi spektrumból számolt szórás értéke	ELTE, Analitikai Kémia Tanszék (Óvári Mihály)
levegő-hőmérséklet és relatív páratartalom	Voltcraft DL-120TH	hőmérséklet: ± 1 °C relatív páratartalom esetén: $\pm 3 \%$	helyszínen

6.2.2 Vízkémiai számolások, modellezés – A PHREEQC vízkémiai modellező szoftver

A mért paramétereken kívül kiszámoltam a CO_2 parciális nyomását (p_{CO_2}) a vízben és a víz kalcitra vonatkoztatott telítettségét ($\text{SI}_{\text{kalcit}}$) a PHREEQC-2 (PHREEQC for Windows 2.18.00 verzió) vízkémiai modellező szoftverrel. Ezen kívül reaktív transzport modellezést is végeztem a vízáramlás mentén zajló folyamatokra vonatkozó következtetések ellenőrzésére. Az alábbiakban a kiszámolt paraméterek meghatározásának hátterét, folyamatát szeretném ismertetni APPELO és POSTMA [2005], illetve PARKHURST és APPELO [1999] PHREEQC felhasználói kézikönyve alapján. A vízkémiai alapok, egyenletek a 2.1. fejezetben olvashatóak. Ezen kívül kitérek a lehetséges hibaforrásokra és a számítások pontosságára.

A PHREEQC (**PH-REdox-EQ**ulibrium-Calculations) számítógépes program C++ programozási nyelven írt, különböző, alacsony hőmérsékleten végbemenő vízkémiai reakciók modellezésére, a hozzájuk kapcsolódó számítások elvégzésére alkalmas szoftver. A programot úgy írták meg, hogy a számítások során vegye figyelembe az elektrosztatikus árnyékolóhatást és az ionok komplexképzését (ld. 2.1. fejezet), azaz az általunk mért ionkoncentráció nem lesz egyenlő a program által a további számítások során használt ionkoncentrációval. Az általunk mért teljes koncentrációt egy adott ionra vonatkoztatva, az ion által képzett komplexek között osztja meg. A komplexeket a megadott ionok alapján rakja össze, azaz minél több ion koncentrációját adjuk meg a bemeneti fájlban, annál több komplex között oszlik meg egy adott ion teljes koncentrációja. Így végül a szabad, komplexet nem képző ion koncentrációja alacsonyabb lesz, mint az általunk mért. A komplexek közötti megoszlás meghatározására egy ismétlődő folyamatot építettek a szoftverbe, mely több kémiai egyenleten alapszik (21. ábra). Először kiszámítja az ionerősséget, majd ezt használja az aktivitási együttható kiszámolására és az elektrosztatikus hatás korrekciójára. Ezt követően az ionok, majd a komplexek aktivitását határozza meg. Ezeket a már kiszámolt aktivitási együttható segítségével koncentrációra (molalításra) váltja át, és végül a fentiek alapján frissíti a szabad ion koncentrációját a tömeghatás törvénye alapján. Az új eredmények alapján megbízhatóbb ionerősséget számol a program, majd újra kezdi a fent leírt folyamatot, melyet addig folytat, amíg az eredmények már nem változnak jelentősen. Mindig abból a megközelítésből indul, hogy egy adott ion teljes (mért) koncentrációja megegyezik a szabad ion koncentrációjával.



21. ábra A PHREEQC által alkalmazott ismétlődő folyamat lépései a számításokhoz használt ionkoncentrációk meghatározására (a zárójelben lévő számok a 2.1. fejezetben leírt egyenleteket jelölik)

A p_{CO_2} és SI_{kalcit} kiszámolásához a víz hőmérsékletén és pH-ján kívül az ionok és komplexek molalitására és aktivitására van szükség, melyeket a fenti ismétlődő folyamat eredményeképpen kapunk meg. Ezen komponensekből állnak elő a telítettségi indexek, valamint az ahhoz szükséges paraméterek (ionaktivitási szorzat és egyensúlyi állandó). A szoftverrel az ionaktivitási szorzat és a hőmérséklettől függő egyensúlyi állandó logaritmusát számolhatjuk ki külön, majd ebből a (10) egyenletnek megfelelően a telítettségi index, az alábbi matematikai formula szerint:

$$SI = \log IAP - \log KT \quad (22)$$

Az ionaktivitás értéke p_{CO_2} esetén a $\text{CO}_{2(\text{g})}$ aktivitása, SI_{kalcit} esetén pedig a Ca^{2+} és a CO_3^{2-} aktivitásának szorzata. A $\text{CO}_{2(\text{g})}$ telítettségével a p_{CO_2} értékének 10-es alapú logaritmusát kapjuk meg. Mindkét esetben KT értékét a program egy analitikai formula alapján számolja ki:

$$\log K = A_1 + A_2 \cdot T + \frac{A_3}{T} + A_4 \cdot \log T + \frac{A_5}{T^2} \quad (23)$$

ahol T a hőmérséklet (K), A_1 , A_2 , A_3 , A_4 és A_5 pedig együtthatók, amelyek értékei szerepelnek a program adatbázisában (phreeqc.dat).

Mivel az első fázis során nem mértük meg minden ion koncentrációját, ezért a program kevesebb komplexszel számolt a C(4), azaz szén formák esetében, ami befolyásolja a $\text{CO}_{2(g)}$ aktivitását, így a p_{CO_2} értékét is. Hogy a két mérési alkalom parciális nyomás értékei összehasonlíthatóak legyenek, a bemeneti fájlban csak a HCO_3^- koncentrációját adtam meg a második alkalommal is, amikor mértük a Ca^{2+} koncentrációját. Megállapítottam, hogy a Ca^{2+} koncentrációk megadása max. 0,06-tal csökkentette volna le a $\log p_{\text{CO}_2}$ értékét, amihez képest kb. 5 %-os hibát jelent a csak HCO_3^- alapján számolt érték. A kisebb ionkoncentráció megadásának problémája a második alkalommal mért adatokból számolt $\text{SI}_{\text{kalcit}}$ értékeket is érinti. A fentiek tükrében tehát ezen számolt paraméterek értékeinek hibájával kell számolni, azonban a paraméterek változása a vízáramlás mentén értékelhető, mert a bemeneti adatoknál a megadott ionok az egyes pontokon megegyeztek.

A reaktív transzport modellbe a víz és levegő közötti gázcserét (CO_2 és ^{222}Rn kigázosodása, O_2 beoldódása), illetve a kalcitkiválás folyamatát építettük be. A gázcsere mértékének meghatározása az alábbi egyenlettel történt:

$$r = k(m - m_{eq}) \quad (24)$$

ahol r a gázcsere mértéke a levegő és a víz között (m/s, ahol m a molalitás), k a gázcsere állandó (1/s), m a gáz koncentrációja (molalitása), m_{eq} a gáz koncentrációja (molalitása) egyensúlyi állapotban az adott hőmérsékleten. A gáz egyensúlyi koncentrációját (m_{eq}) a program számolja ki, a hőmérsékletfüggését a (23) egyenlet alapján az adatbázisban megadott együtthatókkal. A gázcsere állandó (k) értéke több tényezőtől is függ, például a víz-levegő határfelületén bekövetkező turbulencia disszipációtól, a vízmélységtől, a vízsebességtől, a víz kinematikai viszkozitásától, illetve a gáz diffúziójától [RAYMOND és mtsi., 2012]. Az elméleti számolásokkal kapott és a kísérletek során mért értékek rossz egyezést mutattak [pl. GENEREUX és HEMOND, 1992]. Így a k értékét a modell mért adatokra való illesztésével optimalizáltuk PEST szoftver [DOHERTY, 2016] segítségével. A modellezés során használt k értékeket a 4. táblázat tartalmazza.

A kalcitkiválás mértékét a PLUMMER és mtsi. [1978] által leírt modellel számolja ki a program a (18) egyenlet szerint, mely szerepel a phreeqc.dat adatbázisban, illetve a lépései PARKHURST és APPELO [1999] kézikönyvében is részletesen szerepelnek.

Az 1D-s, áramlási szelvény menti transzportmodellezés az advekciónak, diszperzió és diffúzió folyamatait foglalja magába. A szelvényt a modell cellákra osztja fel, ezek számát és hosszát megadjuk meg a programnak, az ismert kísérleti vályúhossz alapján. Mindegyik cellában azonos időt tölt a víz, ezt a cellák hosszából és a mért vízsebességéből számoltuk ki. Ezen kívül meg kell adni a diszperzivitást és a diffúziós állandót. A megadott értékeket a 4. táblázat tartalmazza.

A szimulációhoz a következő advekciónak-diszperziós egyenletet használtuk:

$$\frac{\partial m}{\partial t} = -v \frac{\partial m}{\partial x} + D_L \frac{\partial^2 m}{\partial x^2} + r \quad (25)$$

ahol m a koncentráció (molalitás), t az idő (s), v a vízsebesség (m/s), x a befolyástól való távolság (m), D_L pedig a hidrodinamikai diszperziós tényező (m²/s), mely a következő módon definiálható:

$$D_L = \alpha_L v + D_e \quad (26)$$

ahol α_L a diszperzivitás (m) és D_e a diffúziós tényező (m²/s).

4. táblázat A reaktív transzport modell során használt paraméterek értékei

paraméter	márciusi modell	áprilisi modell
k_{CO_2} (1/s)	$9,5 \cdot 10^{-3}$	$9,2 \cdot 10^{-3}$
k_{O_2} (1/s)	$8,1 \cdot 10^{-3}$	$5,9 \cdot 10^{-3}$
k_{222Rn} (1/s)	$6,5 \cdot 10^{-3}$	$5,5 \cdot 10^{-3}$
cellák száma	400	400
cellák hossza (m)	1	1
idő/cella (s)	7,14	6,7
D_e (m ² /s)	$5 \cdot 10^{-9}$	$5 \cdot 10^{-9}$
α_L (m)	0,05	0,05

6.2.3 Adatfeldolgozási módszerek

A mért adatok áramlásmenti változását diagramokon ábrázoltam, melyeket a Grapher 13-as verziójával készítettem. A diagramokon a táró térképi nézetéhez igazodva (17. ábra) a távolság a víz befolyásától jobbról balra nő, ez a vízáramlás iránya. Továbbá a pontokat a könnyebb átláthatóság miatt összekötöttem, de a vonalak nem feltétlenül a tényleges változást mutatják.

Az egyes mért paraméterek közötti, illetve a mért és modellezett eredmények közötti kapcsolatot korrelációval elemeztem. A korrelációanalízis két paraméter lineáris kapcsolatát vizsgálja,

azt, hogy azok milyen mértékben változnak együtt. A kapcsolat erősségét a korrelációs együtthatóval fejezzük ki, melynek értéke -1 és 1 közötti lehet. Ha értéke 0, a két paraméter között nincsen lineáris kapcsolat, de ez nem jelenti azt, hogy a két paraméter független egymástól. Ennek oka, hogy a korrelációs együttható jobban méri a sztochasztikus kapcsolat linearitását, mint annak szorosságát. Az együttható negatív előjele a paraméterpár közötti ellentétes kapcsolatot jelenti. A kapcsolat szignifikanciáját is vizsgáltam SPSS szoftver segítségével. A szignifikanciát a korrelációs együtthatók mellett *-gal jelöltem.

6.3 Eredmények

Először a vízáramlás menti fizikai-kémiai paraméterváltozásokat mutatom be, majd a levegő hőmérsékletének és relatív páratartalmának alakulását a Gellért tóban. A mérési eredményeket az I. melléklet táblázatai tartalmazzák.

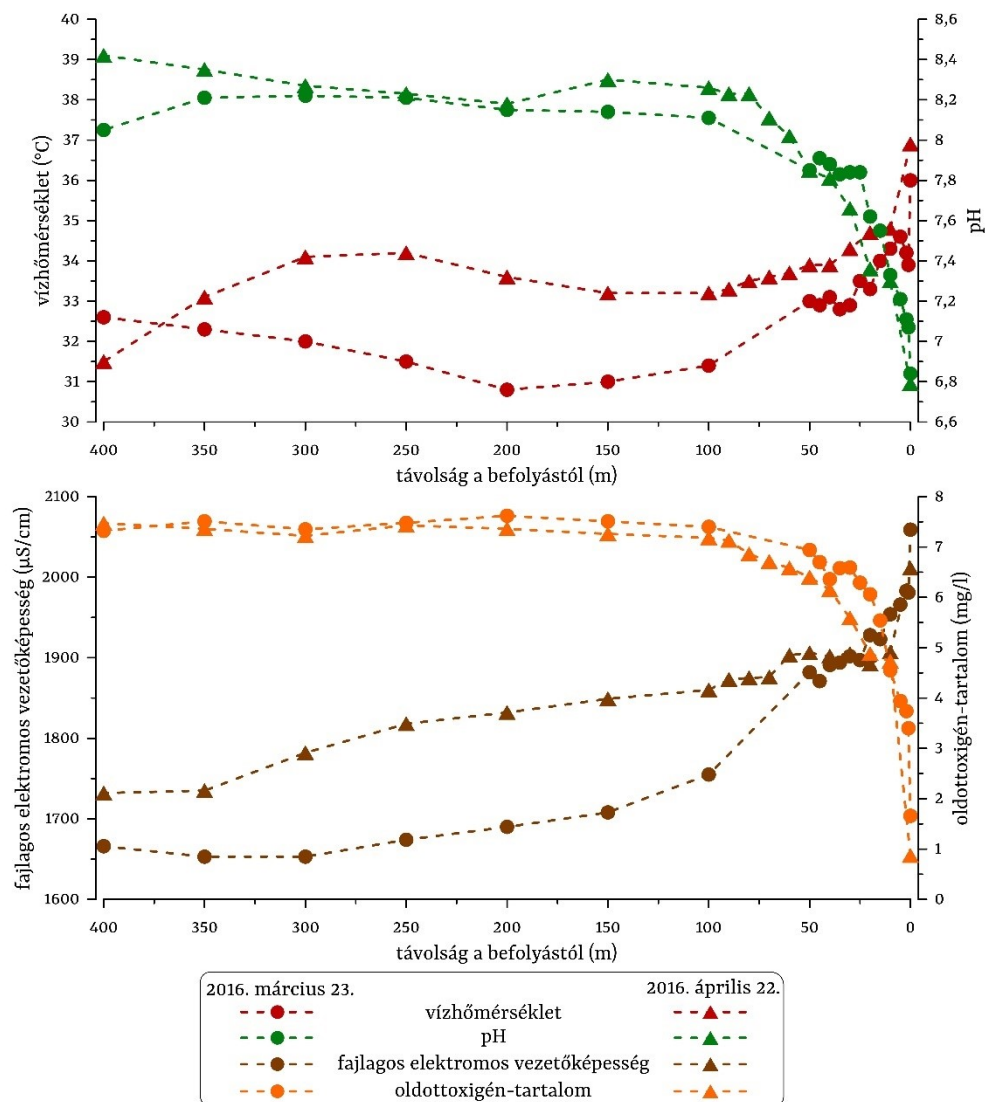
6.3.1 A termálvíz fizikai-kémiai paramétereinek változása a vízáramlás mentén

A márciusi mérés alkalmával 10,8 l/perc vízhozammal szivattyúztunk a vályúból, mely az első 10 m-es szakaszon 0,14 m/s-os vízsebességet eredményezett. Áprilisban 7,1 l/perc volt a vízhozam, a vízsebesség pedig 0,09 és 0,22 m/s között változott a tanulmányozott szakaszon (I.1 melléklet).

A víz hőmérséklet a zompban volt a legmagasabb, márciusban 36,0 °C, áprilisban 36,9 °C. Az első mérés alkalmával 200 m-es távolságig csökkent a víz hőmérséklete, itt érte el minimumát, 30,8 °C-ot. Ezután emelkedett a szakasz végéig kb. 2 °C-ot. A második alkalommal 100–150 m-ig csökkent a víz hőmérséklete kb. 4 °C-ot, 200–250 m-re megemelkedett 1 °C-kal, majd ismét csökkent és a szakasz végén, 400 m-en érte el minimumát, 31,5 °C-ot (22. ábra, I.2 melléklet).

A felszínre jutó termálvíz pH-ja közel semleges volt (kb. 6,8) a zompban mindkét alkalommal. Márciusban gyorsan növekedett 25 m-ig, ahol 7,84 volt a víz pH-ja. 25 és 50 m között 7,8–7,9 körül volt. Utána ismét növekedett, 350 m-nél 8,22 volt az értéke. A végére lecsökkent 8,05-re. Áprilisban szintén gyorsan emelkedett a víz pH-ja az első szakaszon, ezúttal 80 m-ig növekedett erősen 8,23-as értékig. 80 m után jelentős változások nem voltak, a pH 8,3 körül alakult (22. ábra, I.2 melléklet).

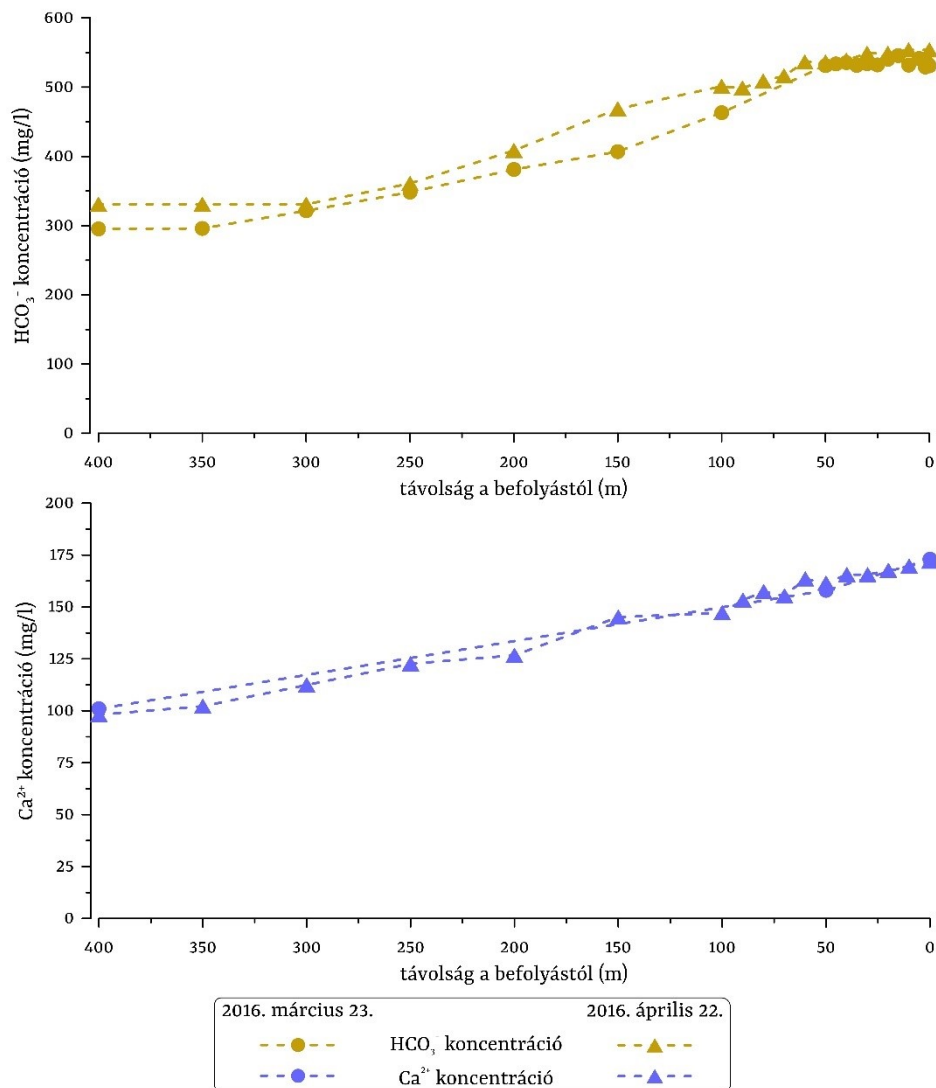
A víz fajlagos elektromos vezetőképessége a zsonpban volt a legmagasabb mindkét alkalommal (2059, illetve 2011 $\mu\text{S}/\text{cm}$) és innen folyamatosan csökkent a folyás mentén. Az első 50 m-en márciusban és áprilisban is számottevő csökkenést mutatott, 200, illetve 100 $\mu\text{S}/\text{cm}$ -rel csökkent az értéke. Márciusban még 50 m-ről 100 m-re is több mint 100 $\mu\text{S}/\text{cm}$ -rel esett az értéke. 100 m-től jelentős eltérés volt a paraméter értékeiben a két mérési alkalom között (22. ábra). Áprilisban az ezt követő mérési pontokon 100–150 $\mu\text{S}/\text{cm}$ -rel magasabb értékeket mértünk. 100 és 300 m között mindkét alkalommal enyhe csökkenést tapasztaltunk, 300 m után márciusban már nem változott az értéke. Az első alkalommal összességében 406 $\mu\text{S}/\text{cm}$ -t, a második mérés alkalmával 279 $\mu\text{S}/\text{cm}$ -t csökkent a víz fajlagos elektromos vezetőképessége (I.2 melléklet).



22. ábra A terepi paraméterek (vízhőmérséklet, pH, fajlagos elektromos vezetőképesség, oldottoxigén-tartalom) változása a vízáramlás mentén

A víz oldottoxigén-tartalma a zompban volt a legalacsonyabb mindkét alkalommal. Márciusban 1,66 mg/l-ről 7,62 mg/l-re nőtt az értéke a zomptól 200 m-ig, amely szakaszon belül az első 100 m-en volt markáns a növekedés. 200 m után csökkent az értéke 7,3 mg/l-re. Áprilisban a zomp 0,87 mg/l-es értékéről a tanulmányozott szakasz végére 7,47 mg/-re nőtt az oldottoxigén-tartalom. Gyorsabb növekedést ekkor is az első 100 m-en tapasztaltunk, 150 m után már nem változott jelentősen az értéke, 7,3 mg/l körül alakult (22. ábra, I.2 melléklet).

A HCO_3^- koncentrációja az első alkalommal a zomphoz közeli 50 m-es szakaszon 530–540 mg/l körül volt, majd utána folyamatosan csökkent 295 mg/l-ig a szakasz végére. Kb. 240 mg/l-t csökkent összesen az anion koncentrációja a vízáramlás mentén. A második alkalommal 540 és 550 mg/l körüli értékről folyamatosan csökkent. Minimumát, 331 mg/l-t 300–400 m-en érte el.



23. ábra A HCO_3^- és a Ca^{2+} koncentráció változása a vízáramlás mentén

Összességében kb. 220 mg/l-t csökkent a koncentrációja (23. ábra, I.3 melléklet).

A Ca^{2+} koncentrációja márciusban a zomp vizében 173 mg/l, 50 m-en 158 mg/l, míg 400 m-en 101 mg/l volt (5. táblázat). Áprilisban koncentrációja folyamatosan csökkent a zomptól a tanulmányozott szakasz végéig (172 mg/l-től 98 mg/l-ig). Ez kb. 74 mg/l csökkenést jelent (23. ábra, I.3 melléklet).

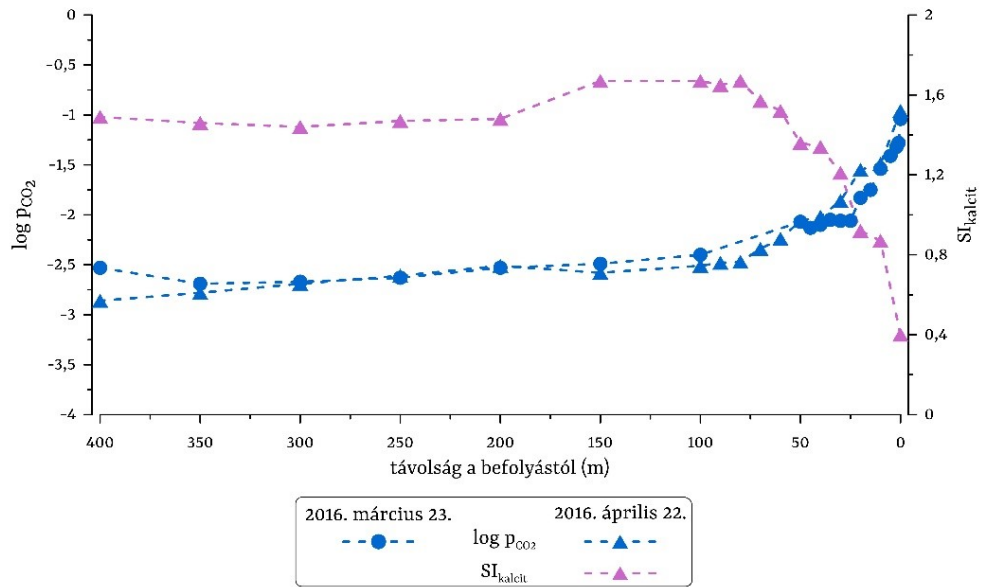
A többi fő ion közül a Mg^{2+} , a K^+ és a Cl^- koncentrációja hibahatáron belül ugyanaz volt a három mérési ponton. A Na^+ esetében magasabb koncentrációt mértünk a 400 m-es ponton 9 mg/l-rel. A SO_4^{2-} koncentrációja a zompban 353 mg/l, 50 m-en 295 mg/l, míg 400 m-en 336 mg/l volt (5. táblázat, I.3 melléklet).

5. táblázat A fő ionok (kivéve HCO_3^-) koncentrációja 0, 50 és 400 m-es távolságban a befolyástól 2016. március 23-án

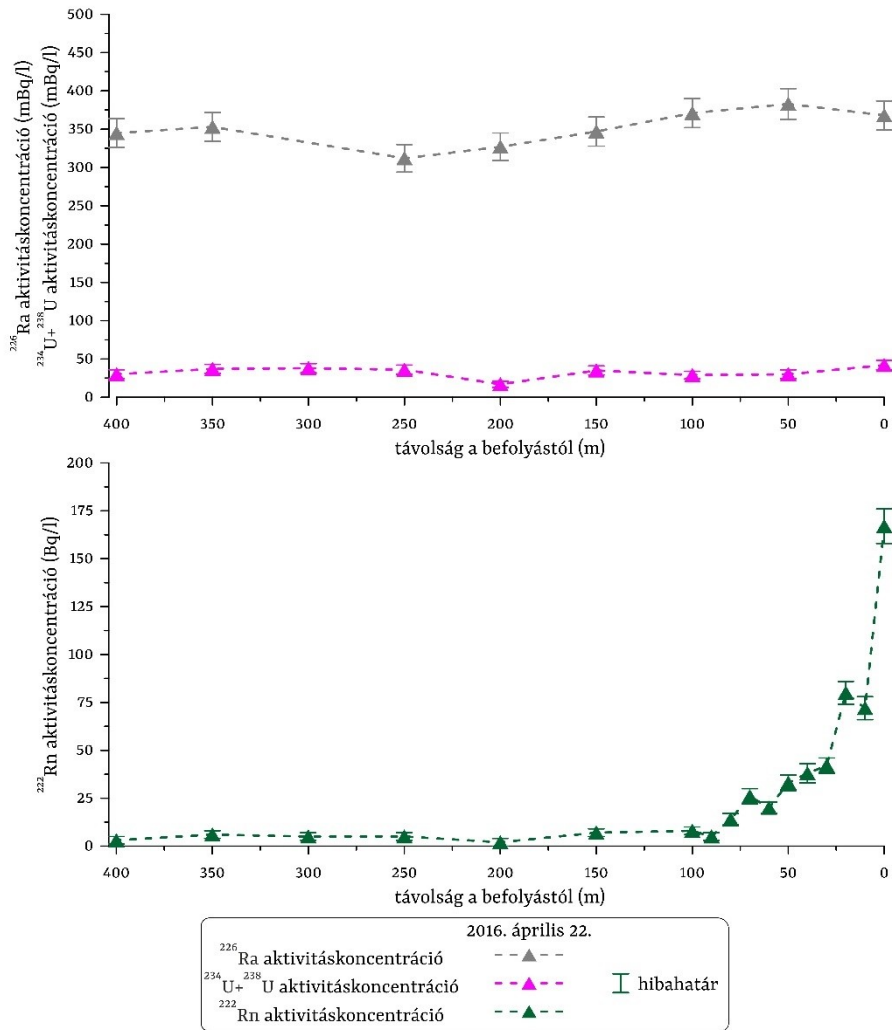
távolság a befolyástól (m)	Ca^{2+} koncentráció (mg/l)	Mg^{2+} koncentráció (mg/l)	Na^+ koncentráció (mg/l)	K^+ koncentráció (mg/l)	Cl^- koncentráció (mg/l)	SO_4^{2-} koncentráció (mg/l)
0	173	58	119	17	147	353
50	158	58	121	17	147	295
400	101	58	128	19	153	336

A víz p_{CO_2} értéke a befolyásnál kb. 10^{-1} volt mindkét alkalommal. 80–100 m-ig meredeken esett, ezután $10^{-2,5}$ körüli értéken lelassult a csökkenése (24. ábra, I.4 melléklet). A víz enyhén túltelítetten (0,4) érkezett a vályúba kalcitra nézve. Az első 80 m-en értéke jelentősen megnőtt, elérte az 1,67-es értéket. 150 m-ről 200 m-re lecsökkent 1,67-ről 1,48-ra, majd a hátralévő 200 m-es szakaszon értéke 1,44 és 1,49 között alakult (24. ábra, I.4 melléklet).

A mért radionuklidok közül a ^{226}Ra aktivitáskoncentrációja 312 ± 18 mBq/l (250 m-en) és 383 ± 20 mBq/l (50 m-en) között változott, míg a $^{234}\text{U} + ^{238}\text{U}$ aktivitáskoncentrációja 17 ± 4 mBq/l (200 m-en) és 42 ± 6 mBq/l (zompban) között alakult. Sem a ^{226}Ra , sem a $^{234}\text{U} + ^{238}\text{U}$ aktivitáskoncentrációjában nem volt jelentős változás a vízfolyás mentén. A ^{222}Rn aktivitáskoncentrációja a zomp vizében 167 ± 9 Bq/l volt, utána folyamatosan csökkent egészen 90 m-ig (5 ± 2 mBq/l). Innentől mennyisége a vízben gyakorlatilag nulla volt (25. ábra, I.5 melléklet).

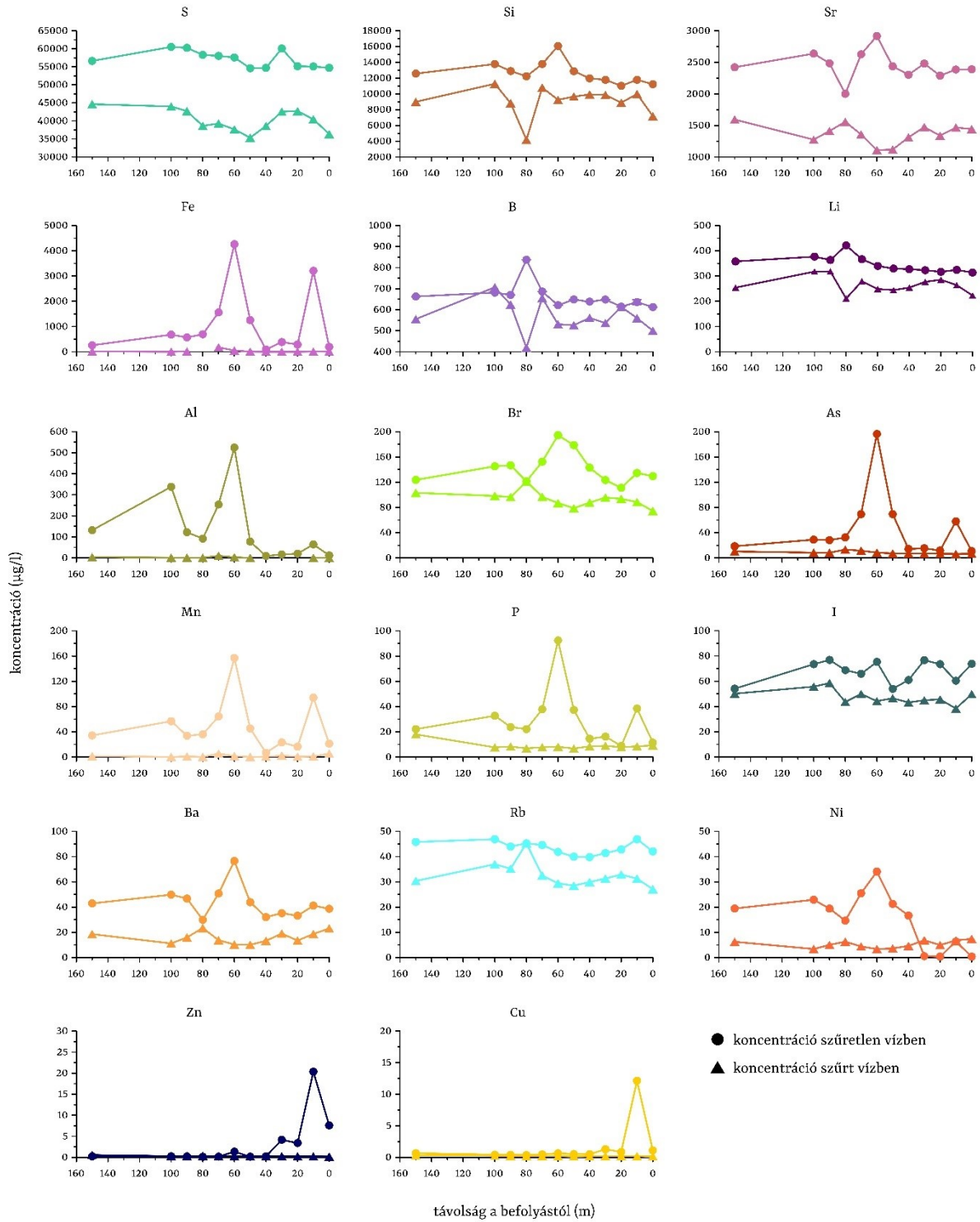


24. ábra A víz CO₂ parciális nyomásának és kalcitra vonatkoztatott telítettségének változása a vízáramlás mentén



25. ábra A mért radionuklidok (²²⁶Ra, ²³⁴U+²³⁸U, ²²²Rn) aktivitáskonzentrációjának változása a vízáramlás mentén

A nyomelemeket a mért legmagasabb koncentrációik szerint csökkenő sorrendben ábrázoltam a diagramon (26. ábra). A koncentrációkat ábrázoló függőleges tengelyek minimum-maximum értékei eltérnek!

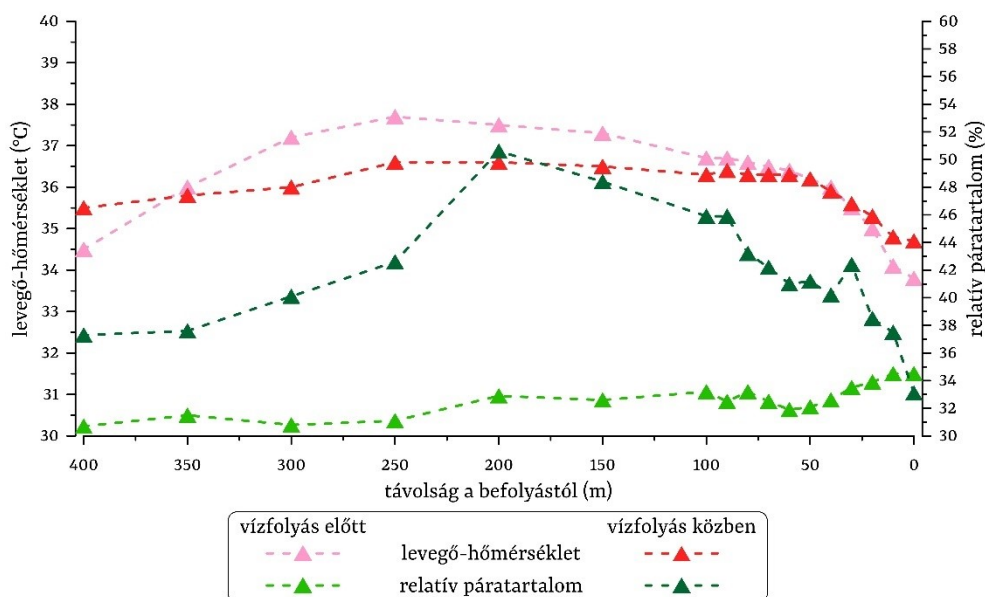


26. ábra Nyomelemek (S, Si, Sr, Fe, B, Li, Al, Br, As, Mn, P, I, Ba, Rb, Ni, Zn, Cu) koncentrációjának változása a víz-áramlás mentén szűretlen és szűrt vízben

A szűretlen vízmintákban a legnagyobb koncentrációban, 1 mg/l feletti értékkel S, Si és Sr fordult elő minden távolságban, illetve a Fe néhány helyen. 0,1–1 mg/l közötti koncentrációt mérünk a B, Li, Br esetében minden távolságban, illetve az Al, As és Mn esetében néhány távolságban. A többi elem (P, I, Ba, Rb, Ni, Zn, Cu) 0,1 mg/l-nél kisebb koncentrációban fordult elő a szűretlen vízben. A Co, Cr és Pb koncentrációja kimutatási határ alatt volt. A legtöbb nyomelem koncentrációja alacsonyabb volt a szűrt vízben, mint a szűretlenben. Zn és Cu esetében 20 m után, míg a Fe, B, As, Mn, P, I, Ba, Rb és Ni esetében néhány mérési ponton megegyezett a koncentráció a szűrt és szűretlen vízben. Az elemek koncentrációjának vízáramlás menti változását tekintve azt látjuk, hogy a legtöbb elem esetében 10, 60 és/vagy 80 m-nél kiugró pozitív csúcs van a szűretlen vízben. A szűrt vízben pozitív kiugrás csak néhány elem esetén látszik (pl. Rb és Br 80 m-nél). Míg a Si, B, Li koncentrációjában 80 m-nél negatív csúcs figyelhető meg. Ezeket a csúcsokat leszámítva a legtöbb elem esetében nem volt jelentős változás a vízáramlás mentén, főleg a szűrt vízmintákban. Egyes elemek hasonlóan viselkednek a vízáramlás mentén a szűretlen vízben. A Fe, Al, As, Mn és P koncentrációjában 10 és 60 m-en pozitív kiugrás látszik. Zn és Cu esetében pedig 10 m-es távolságban nő meg a koncentráció, míg a többi távolságban alacsonyak az értékek. Az előbb említett elemek (Fe, Al, As, Mn, P, Zn, Cu) mindegyikének nagyon alacsony a koncentrációja a szűrt vízben a szűretlen vízben mérthez képest. S, Si, Sr, B, Li, Br és I esetében a szűrt vízben mért koncentráció is viszonylag magas volt (26. ábra, I.6 melléklet).

6.3.2 A levegő hőmérsékletének és relatív páratartalmának változása

A levegő-hőmérséklet a tanulmányozott 400 m-es szakaszon a víz szivattyúzásának megkezdése előtt 33,8 és 37,7 °C között változott. A legalacsonyabb hőmérsékletet (33,8 °C) a szakasz elején, a Rudas fürdői elágazásnál mértük. Ezután növekedést tapasztaltunk 200–250 m-ig, ahol elérte maximumát, 37,7 °C-ot. Ezt követően a szakasz végére a levegő hőmérséklete lecsökkent 34,5 °C-ra. Miközben termálvíz áramlott a vályúban, a levegő-hőmérséklet hasonlóan változott a szakasz mentén, mint a folytatás előtt. A szakasz elején volt a legalacsonyabb a hőmérséklet (34,7 °C), míg 150–250 m-en a legmagasabb (36,6 °C). A két mérés közötti eltérés maximum 1,2 °C volt, ami alig haladja meg a mérési hibát (1 °C-ot). A legnagyobb eltérések 150 és 250 m-en voltak, ahol mindkét mérés során maximális volt a hőmérséklet értéke (27. ábra).



27. ábra A levegő hőmérsékletének és relatív páratartalmának változása a tanulmányozott szakaszon a víz szivattyúzása előtt és közben 2016. április 22-én

A levegő relatív páratartalma a víz folyatása előtt 30,7 és 34,5 % között változott és a szakasz elejétől a végéig enyhe csökkenést (kb. 4 %-t) mutatott. A víz vályúbeli áramlása közben 30 m-től a mérés pontosságát (3 %-ot) meghaladó, magasabb értékeket mértünk. A relatív páratartalom a szakasz mentén más változást mutatott, mint a víz folyatása előtt. 0 és 200 m között értéke nőtt (33,1 %-ról 50,6 %-ra), majd a szakasz végéig csökkent (37,3 %-ra) (27. ábra, I.7 melléklet).

6.4 Értelmezés és diszkusszió — a termálvíz fizikai-kémiai paramétereinek közötti kapcsolatok és a mögöttes folyamatok

A Gellért-hegyre jellemző termálvíz felszínre lépését követő fizikai-kémiai paraméterváltozások vizsgálatára kétszer egy napos *in situ* kísérletet végeztünk. Mivel regionális áramlási rendszer csapolódik meg a területen, nem várható nagy változékonyság ilyen rövid időn belül a kifolyó víz paramétereiben [TÓTH J, 1999]. Emiatt és mivel állandó hozammal szivattyúztunk, az értelmezés során azzal a feltételezéssel élek, hogy a vályúba befolyó víz fizikai és kémiai jellege időben állandó. Ez a fizikai-kémiai jelleg megegyezik a kis térbeli változékonyságot mutató Gellért-hegyi források és kutak paramétereivel [ERŐSS és mtsi., 2012]. A megcsapolódó termálvíz oldottoxigéntartalma alacsony, oldottanyag-tartalma és oldott CO₂-tartalma magas. A domináns kationok és anionok a fedetlen oldalról, a karbonátos hegységéből érkező regionális áramlásra (Ca²⁺, HCO₃⁻,

SO_4^{2-}) és a fedett oldalról érkező medencefluidumra (Na^+ , Cl^-) jellemzőek, a Gellért-hegyi hidrogeológiai viszonyoknak megfelelően (10. ábra) [MÁDL-SZŐNYI és mtsi., 2017]. A mért radionuklidok közül a geokémiai viszonyok szerint a ^{226}Ra dominál, $^{234}\text{U}+^{238}\text{U}$ kisebb mennyiségben van jelen a vízben. A ^{222}Rn aktivitáskoncentrációja a Gellért táró közelben lévő kútjainak értékeivel egyezik meg (150–180 Bq/l, ERŐSS [2010]).

A legfőbb fizikai-kémiai paraméterbeli változások a vízáramlás mentén, melyekből a folyamatokra lehet következtetni, a pH, az oldottoxigén-tartalom és a kalcitléttség növekedése, a CO_2 parciális nyomás, a fajlagos elektromos vezetőképesség, a Ca^{2+} és HCO_3^- koncentráció csökkenése. Ezeket a változásokat mutatja az édesvízi mészkövet lerakó források többsége (ld. 2.2 fejezet).

Ahogy a természetes rendszerekben, úgy itt a táróban is a CO_2 kigázosodása zajlik, melyet a p_{CO_2} értékének csökkenése jelez (24. ábra). A CO_2 eltávozásának oka, hogy a felszínre lépő termálvíz p_{CO_2} -je magasabb (10^{-1}), mint a légköré ($10^{-3,5}$), így az egyensúly eléréséhez a víz parciális nyomásának csökkennie kell, melyet CO_2 leadásával tud elérni. Ennek hatására a pH növekszik (22. ábra). A p_{CO_2} és a pH tehát két ellentétesen változó, szoros kapcsolatban lévő paraméter ($-0,99^*$) (a víz paramétere közötti kapcsolatok korrelációs mátrixa a II.1 mellékletben található). A CO_2 kigázosodását a reaktív transzport modellbe beépítettük, ennek hatása a modellben is a pH-ban jelentkezik (a reaktív transzport modellel kapott eredményeket táblázatos formában a II.2 melléklet tartalmazza). A vízáramlás menti modellezett változás jól egyezik a mérttel ($0,98^*$ és $0,99^*$) (28. ábra). Az értékek között azonban van eltérés. A modell mindkét alkalommal alábecsüli a pH-t. Az első alkalommal az első 30 m-es szakaszon, a második alkalommal pedig 80 m után nagyobb ez az eltérés, mint a mérési hiba ($\pm 0,1$), de egyszer sem haladja meg a 0,3-t, vagyis a mért és modellezett értékek eltérése nem jelentős.

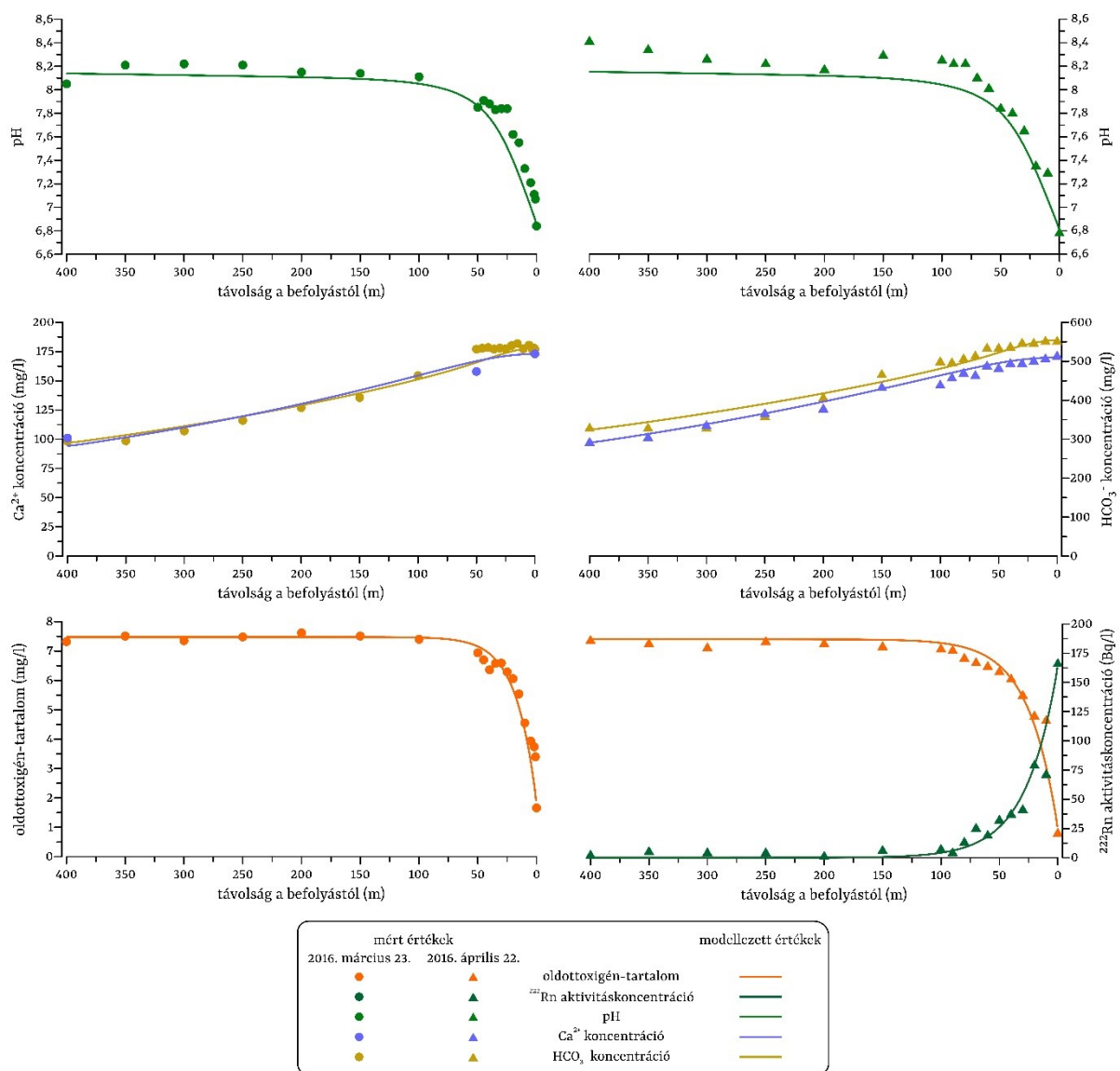
A pH növekedésével nő a kalcitléttség (24. ábra) ($0,95^*$), közvetetten a CO_2 kigázosodásának köszönhetően ($-0,90^*$). A víz már a zompban is enyhén túltelített volt (2,5-szeresen), a vízfolyás mentén pedig 47-szeres maximális túltelítettséget ért el. A szakirodalom alapján akár már a zompban átlépheti a víz a kritikus túltelítettséget, azaz megindulhat a karbonátkiválás, de 20–

30 m-től már biztosan (10-szeres túltelítettség). A karbonátkiválás folyamatának fizikai bizonyítékai, vagyis szabad szemmel látható kiválást nem tapasztaltunk a rövid idejű, néhány órás folyamatnak köszönhetően. Azonban megindulhatott a kiválás kisebb méretben, szuszpenzióként, melyre közvetett bizonyítékok vannak. Az egyik a fajlagos elektromos vezetőképesség, azaz az oldottanyag-tartalom csökkenése az áramlás mentén (22. ábra). Mindkét alkalommal értéke jelentősen, kb. 300-400 $\mu\text{S}/\text{cm}$ -rel csökkent. A p_{CO_2} -vel fennálló erős pozitív (0,94*, 0,85*), illetve a pH-val meglévő erős negatív (-0,89*, -0,79*) kapcsolat arra utal, hogy csökkenésének hátterében a CO_2 kigázosodása áll. Habár a fő ionok közül nem mértük meg minden ponton minden ion koncentrációját, közülük csak a Ca^{2+} és a HCO_3^- koncentrációja mutatott mindkét mérés alkalmával jelentős csökkenést (23. ábra) (Ca^{2+} 74 mg/l-t, HCO_3^- 240 és 220 mg/l-t), míg a többi ion koncentrációja a Na^+ és SO_4^{2-} kivételével a mért pontokon megegyezett (5. táblázat). A fajlagos elektromos vezetőképesség csökkenését tehát a két fő ion koncentrációjának csökkenése eredményezi (0,90*, 0,94*), azaz a rövid idejű folyamatok idején is történt szabad szemmel nem látható skálán CaCO_3 kiválás. Emellett a HCO_3^- koncentrációjának csökkenését a CO_2 kigázosodása közvetlenül is befolyásolhatja (ld. 2.2 fejezet). A többi fő ion koncentrációja nem változott, mivel azok a karbonátkiválás szempontjából konzervatív elemek [RITTER és mtsi., 2017].

A CaCO_3 képződésének folyamatát a reaktív transzport modellbe is beépítettük. A kiválási ráta az oldott Ca^{2+} és HCO_3^- csökkenésében jelenik meg (28. ábra). Mindkét ion esetén jó egyezést láthatunk a mért és modellezett értékek alakulásában (minden esetben 0,99*). HCO_3^- esetében csak a szakasz első 50 m-én van eltérés, ugyanis a mért értékek ezen a szakaszon alig változnak, míg a modell már a befolyástól a koncentráció csökkenését mutatja. Ez főleg a márciusi mérés alkalmával látható. A mért és modellezett HCO_3^- és Ca^{2+} koncentráció között sincsen a mérési és a modellezés hibáját meghaladó eltérés.

A víz oldottoxigén-tartalma a felszínre lépéskor jóval alacsonyabb (1-2 mg/l), mint amit a víz ezen a hőmérsékleten oldani képes (kb. 7 mg/l). A rendszer tehát ismét egyensúlyra törekszik, melynek eredményeképpen a levegőből oxigén oldódik be a vízbe, tehát az áramlás mentén nő a víz oldottoxigén-tartalma (22. ábra), akárcsak több tanulmányozott természetes rendszerben [NORDSTROM és mtsi., 2005; OKUMURA T és mtsi., 2012; SUGIHARA és mtsi., 2016]. A beoldódás addig

tart, amíg a vízbe annyi oxigén nem kerül, amennyit az adott hőmérsékleten oldani képes. A kísérlet során mindkét alkalommal 100 m-es távolságban állt be az egyensúly 7–7,5 mg/l értéknél. Az oxigén beoldódása tehát ellentétes folyamat a CO₂ kigázosodásával, azaz a p_{CO2} változásával (-0,96*, -0,94*). Az oldottoxigén-tartalom változása a pH és a SI_{calcit} alakulásával is erős kapcsolatot mutat (pH-val 0,98*, 0,95*, SI_{calcit}-tal 0,93*). Az oxigén beoldódás folyamatát is beépítettem a modellbe. A modellezett áramlásmenti változás jól követi a kísérlet során mértet (0,98*, 0,97*) (28. ábra). Az egyes pontokon az értékek közötti különbségek itt sem haladják meg a mérés és a modellezés hibáját.

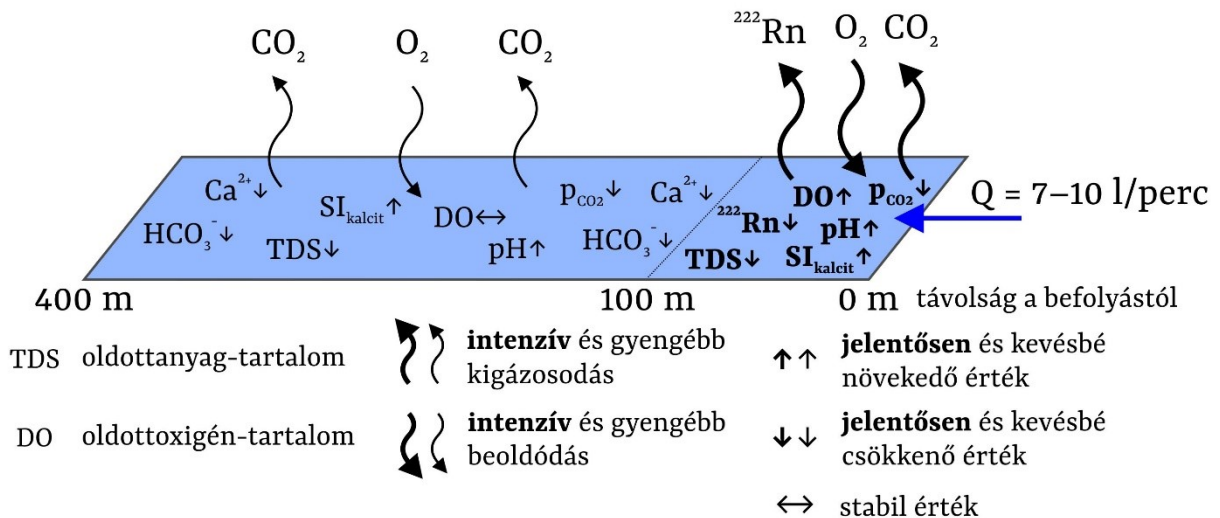


28. ábra A mért és modellezett pH, Ca²⁺ és HCO₃ koncentráció, valamint oldottoxigén-tartalom, és ²²²Rn aktivitáskonzentráció értékek összetevése 2016. március 23-án és 2016. április 22-én

A felszínre lépő alacsony oldottóxiigén-tartalmú víz redox állapota megváltozik az áramlás mentén, jóval oxidatívabbá válik. Ez a redoxérzékeny radionuklidok és nyomelemek koncentrációjára lehet hatással. A ^{226}Ra és a $^{234}\text{U}+^{238}\text{U}$ aktivitáskoncentrációja nem változott jelentősen a víz-áramlás mentén (25. ábra). Ennek oka, hogy a rövid idejű folytatás alatt nem alakult ki jelentős mennyiségű (leginkább biogeokémiai) kiválás, ami megkötötte volna elsősorban a ^{226}Ra -t. Ezzel szemben voltak olyan nyomelemek (Fe, Al, As, Mn, P, Zn, Cu), amelyek a szűretlen mintában néhány távolságban kiugróan magas értéket mutattak, de a szűrt vízben végig alacsony volt a koncentrációjuk (26. ábra). Ezek közül a Fe a Gellért-hegyi forrásbarlangokban jellemző biogeokémiai kiválás fő alkotó eleme. A többi elemet pedig a biogeokémiai kiválás előszeretettel adszorbeálja, így magas koncentrációban fordulnak elő bennük [ERŐSS, 2010; DOBOSY és mtsi., 2016]. A kiugró nyomelem koncentráció értékekre a szűretlen vízben több magyarázat is lehet. Az egyik, hogy már a rövid idejű folytatás alatt is képződött vas-oxihidroxidos biogeokémiai kiválás, amely adszorbeálta a nyomelemeket. A másik, hogy a vályúban a mérések, mintavételek alkalmával megzavartuk a vizet és az esetleges szuszpendált, korábban képződött és a vályú aljára leülepedett anyag továbbcsodródott. Ez a felkavarodás a többi paraméter esetében nem mutatkozott meg, viszont a nyomelemek ilyen szempontból nagyon érzékenyek alacsony koncentrációjuknak köszönhetően. A S, Si, Sr, B, Li, Br és I koncentrációja a szűrt vízben is viszonylag magas volt és nem ugrott meg az értékük ott, ahol a fenti nyomelemeké. Vagyis ezek az elemek kevésbé adszorbeálódtak a szuszpendált anyagban.

A ^{226}Ra -mal és $^{234}\text{U}+^{238}\text{U}$ -nal szemben a vízben oldott gázként jelenlévő ^{222}Rn aktivitáskoncentrációja jelentősen változott a víz-áramlás mentén. Az aktivitáskoncentráció a zsompanban 167 ± 9 Bq/l volt, ami azt mutatja, hogy van közeli radon forrás, vagyis a „háttérben” van rádiumakkumuláció. A zsomptól a ^{222}Rn mennyisége csökkent, mivel eltávozik a vízből a CO_2 -hoz hasonlóan (0,94*). Emiatt a pH-val és $\text{SI}_{\text{kalcit}}$ -tal erős negatív kapcsolatot mutat (-0,96*, -0,94*). Az oxigén beoldódásával pedig ellentétes folyamat a ^{222}Rn kigázosodása (-0,99*). A reaktív transzport modellbe ezt a folyamatot is beépítettük, mely szintén a gáz vízből való eltávozását mutatja (0,97*). A mérés és a modellezés eredménye a háttér érték (2–3 Bq/l) elérésének helyében tér el némileg. A mérés szerint 90 m-nél, míg a modell szerint 100 m-nél éri el ezt az értéket (28. ábra).

A CO₂ kigázosodása, az ebből következő pH és kalcittelítettség növekedés, a fajlagos elektromos vezetőképesség, Ca²⁺ és HCO₃⁻ koncentráció csökkenés, valamint a légköri oxigén beoldódása és a ²²²Rn kigázosodása a legfőbb folyamatok és változások a termálvíz felszínre lépését követően (29. ábra), melyet a modellezés is alátámasztott. A levegő és víz közötti gázcsereben fontos szerepe van a gáz kezdeti parciális nyomása mellett a felület/mélység aránynak, mely a vályú esetén nagy. A 400 m hosszán, kb. 25 cm szélességű vályúban a közel 100 m² felületű víz csupán néhány mm-es mélysége gyors gázcserét tesz lehetővé. Itt a meder, azaz a vályú jelentős esésével, így fokozott turbulenciával és az ebből származó hatásokkal nem kell számolni, ellentétben sok természetes rendszerrel [pl. JACOBSON és USDOWSKI, 1975; ZHANG és mtsi., 2001; CHEN és mtsi., 2004). A vályú aljzatának egyenetlenségei okozhatnak kisebb turbulenciát, illetve a vályú szélessége, alakja sem egyenletes. Emiatt a változó vízsebesség is befolyásolhatja a gázcsere mértékét. Ez lehet egy lehetséges oka a mért és modellezett eredmények eltérésének, ugyanis a modellben a vízáramlás mentén egyenletes vízsebességgel számoltunk.



29. ábra A termálvízben zajló folyamatok, a folyamatok intenzitásának változása és a hatásukra bekövetkező fizikai-kémiai paraméterváltozások a vízáramlás mentén

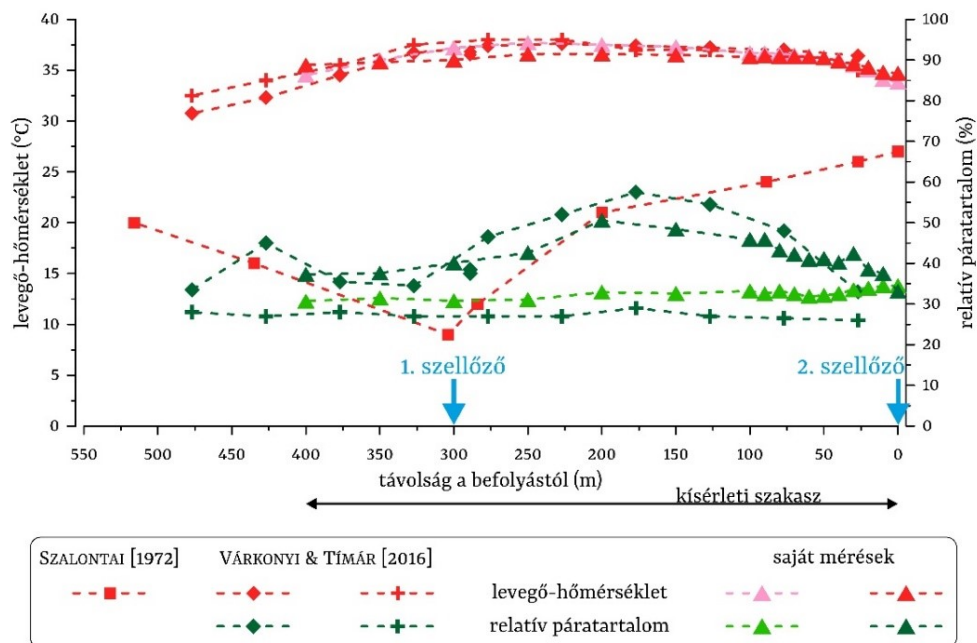
A pH, oldottoxigén-tartalom, p_{CO2}, SI_{kalcit} és ²²²Rn vízáramlás menti változása esetén nagy a kiváltó folyamatok hajtóereje a felszínre lépést követően. Ennek eredményeképpen jelentős változások következnek be a vályúba történő befolyáshoz közeli szakaszon. Ez a nagy ugrás a fenti paraméterekben az első 50 m-en látható (7–10 l/perces vízhozam mellett). Az 50–100 m közötti szakaszon már kisebb mértékű a változás, 100 m után pedig gyakorlatilag elhanyagolható.

A víz hőmérsékletére legtöbbször a levegő paraméterei vannak hatással. A vízhőmérséklet termálforrások esetén a felszínre jutást követően csökkenni szokott [pl. FOUKE és mtsi., 2000; NORDSTROM és mtsi., 2005; SUGIHARA és mtsi., 2016] a levegő és a víz hőmérséklete közötti különbség miatt, a táróban azonban az eltérés mindössze 1–4 °C. Emiatt nem látható egyértelmű csökkenés a vízáramlás egésze mentén a vízhőmérsékletben. Mindkét alkalommal voltak csökkenő és emelkedő szakaszok is. A két mérés között, főleg a 100–300 m-es szakaszon jelentős különbség volt (1–3 °C) (22. ábra). A víz és levegő közötti kis különbség, illetve a víz relatíve nagy sebessége miatt, a két közeg hőmérséklete nem hatott egymásra (-0,53*).

A levegő hőmérséklete és relatív páratartalma magasabb, mint a kinti levegőé, a táró aljzatához közeli termálvízszintnek, valamint a táró tetején húzódó távhővezetékeknek köszönhetően. Előbbi SZALONTAI [1972] méréseiből látszik, utóbbi pedig az 1972-es méréseket jóval meghaladó értékekből (30. ábra). A távhővezetékek telepítését követően VÁRKONYI és TÍMÁR [2016] végeztek méréseket a táró levegőjében. Az eddigi méréseket összegezve azt látjuk, hogy a távhővezetékek a táróban állandó magas hőmérsékletet (34–38 °C) tartanak fenn, melyet a vályúban történő termálvíz áramlása nem befolyásol. A levegő relatív páratartalma viszont jelentősen megnő (15–20 %-kal) a vízáramlás hatására és a Rudas fürdői elágazástól 100–300 m-re halmozódik fel a keletkezett vízgőz. A termálvíz tehát párolog, ennek hatása a vízben a Na⁺ és Cl⁻ mennyiségének relatív növekedésében szokott megmutatkozni [AMUNDSON és KELLY, 1987; CHAFETZ és mtsi., 1991; KELE és mtsi., 2011]. A Cl⁻ koncentrációjában ez a hatás nem látszik, melynek oka lehet a ritka mérés. A Na⁺ koncentrációjában azonban tapasztaltunk enyhe növekedést a tanulmányozott szakasz végére, mely lehet a párolgás hatása, azonban a ritka mérés miatt nem egyértelmű.

A Rudas fürdői elágazásnál mért alacsonyabb levegő-hőmérséklet (kb. 34 °C), illetve a kis különbség (kb. 3–5 %) a vízáramlás nélküli és vízáramlásos időszak relatív páratartalma között arra utal, hogy a járat végén lévő ventilátoron levegő érkezik be és innen a Gellért fürdő felé tolja a nedves levegőt. Az elágazástól 300 m-re szintén van egy ventilátor, melynek hatása SZALONTAI [1972] mérésein egyértelműen látszott, jelentősen lecsökkent itt a levegő hőmérséklete. Ezzel szemben VÁRKONYI és TÍMÁR [2016] azt találták, hogy a járatban kb. 1 °C-kal alacsonyabb a hőmérséklet és kb. 10 %-kal alacsonyabb a relatív páratartalom, mint a táróban, így nincs olyan markáns

hatása. Mérésük idején, 2016. október 18-án a napi időjárás-jelentés³ alapján a kinti hőmérséklet 10 és 15 °C között volt napközben, a ventilátor pedig működött. Ha a levegő kintről érkezett volna befelé, akkor a járatban és a táróban is alacsonyabb hőmérsékletet kellett volna mérni. Valószínűbb, hogy a szellőző a benti levegőt vezeti ki a szabadba. A méréseink alapján ennek a járatnak a vonalában van a magasabb páratartalmú levegő másik határa. A Gellért fürdő alagsorából nyíló bejárat felől is érkezhethet friss levegő. Ugyanis a tanulmányozott szakasz végén, a Gellért fürdőhöz legközelebbi részen is alacsonyabb hőmérsékletet és relatív páratartalmat mértünk (30. ábra).



30. ábra A Gellért táró levegőjében mért hőmérséklet és relatív páratartalom változása a Gellért és Rudas fürdő között, kiegészítve SZALONTAI [1972], illetve VÁRKONYI és TÍMÁR [2016] méréseivel

Az *in situ* kísérlet első fázisának eredményei alapján tehát hasonló következtetésekre jutottunk, mint természetes forrásrendszerek esetében. Azonban fontos különbség, hogy a táró sajátosságából adódóan az időjárás elemeivel, a napszakok és évszakok váltakozásával, valamint fényhiányában a fotoszintetizáló organizmusok hatásával nem kell számolni az értelmezés során. Bebizonyosodott, hogy a táró levegője független a kinti levegőtől és nincsen hatással a vízben zajló folyamatokra.

7. Az *in situ* kísérlet második fázisa – az áramló termálvíz és a vízből képződő kiválások egyidejű tanulmányozása

Az *in situ* kísérlet második fázisának célja az áramló termálvízből képződő kiválások időbeli fejlődésének, elterjedésének, sajátosságainak vizsgálata volt a termálvíz fizikai-kémiai paramétereinek egyidejű tanulmányozásával. A kísérlet során az alábbi kérdésekre kerestem a választ:

- Változnak-e időben a termálvíz kezdeti fizikai-kémiai paramétereinek hosszabb idejű folytatás alatt?
- Az első fázis során tapasztalt vízáramlás menti változások jellegében, mértékében van-e eltérés hosszabb idejű folytatás során?
- Milyen kiválások alakulnak ki a termálvízben? Van-e változás a kiválás jellegében, és ha igen, milyen távolságban a befolyástól? Mi a változás oka?
- Milyen gyorsan alakulnak ki a kiválások? Milyen az időbeli fejlődésük?
- Kimutatható-e a kialakult kiválások, a kialakulásukat kiváltó folyamatok hatása a termálvíz fizikai-kémiai paramétereiben? Ha igen, melyek ezek a hatások és mi azok oka?
- A kísérlet ideje alatt mennyi radionuklidot, nyomelemet képesek megkötni a képződő kiválások? Ezek a mennyiségek hogyan viszonyulnak a Gellért-hegyi források kiválásaiban mért mennyiségekhez?

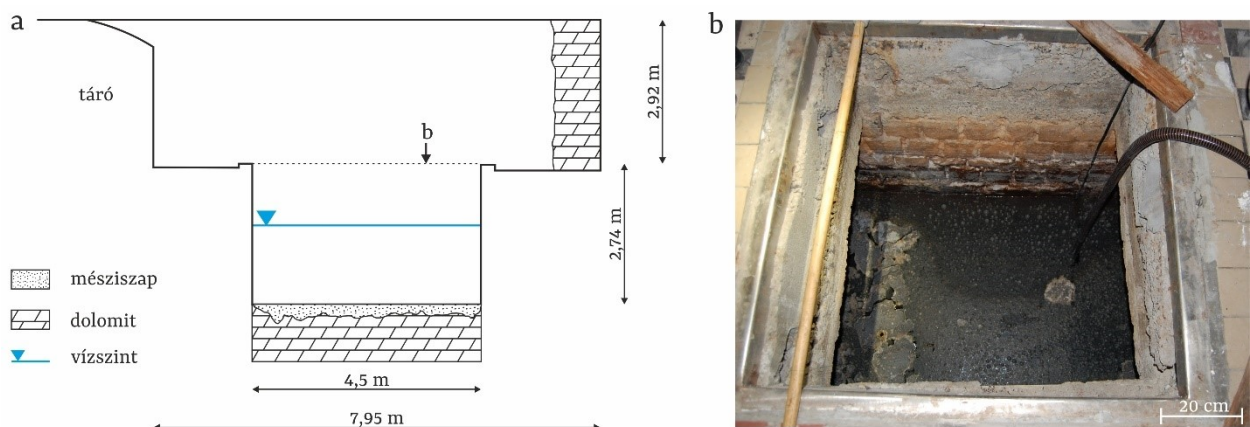
A kérdésekre az első fázis eredményeit felhasználva, de már a kiválások egyidejű vizsgálatával szerettem volna választ adni. A kivitelezéshez a zompvíz használatának felülvizsgálatára, a kiválások számára kiválási felület biztosítására, a tanulmányozott vályúszakasz elején és végén folyamatos vízmérésre volt szükség. Ezek megtervezése, előkészítése előzte meg a második fázist.

7.1 Az *in situ* kísérlet második fázisának előkészítése és megtervezése

Az *in situ* kísérlet második fázisát az első fázis eredményeinek kiértékelését követően kezdtük megtervezni. A kísérlet időtartamát nem tudtuk előre, de több hetes, néhány hónapos folyamatos, állandó hozamú szivattyúzást terveztünk. Mivel az első fázis során használt zompban a vízszint és így a víz mennyisége erősen függ a Duna vízállásától, és több hetes–hónapos folytatást kellett

biztosítani a kísérlethez, a második fázis során nem tudtuk a zsomp vizét használni. Ezért a Budapest Gyógyfürdői és Hévízei Zrt.-vel való egyeztetés és közös terepbejárás (2016. október 20.) után a zsomphoz legközelebbi GT-II. azonosítójú kút aknájából tudtunk vizet szivattyúzni a kísérlet második fázisában. Így a Duna vízállása nem befolyásolta a rendelkezésre álló vízmennyiséget.

A GT-II. (Rudas-XI. kút) a Rudas fürdői elágazáshoz legközelebb eső kút (17.a ábra), amely aknás kialakítású és vize egy fedél leemelésével könnyen elérhető. A víz a peremtől átlagosan kb. 1–1,5 m-es mélységben helyezkedik el. A kút egy 8 m-es beugróban található, maga az akna 4,5*2,74 m-es és egy 1*1,5 m-es csatornafedél alatt található. Az akna aljzata a Gellért-hegy természetes kőzete, azaz triász dolomit. A víz alján mészszipa található, ami a víz felszínén keletkező kalcitlemezek széttöredéséből és lesüllyedéséből követően halmozódik fel. Ezen réteg pontos vastagsága nem ismert. Az akna oldalfalai betonból, téglából vannak (31. ábra).



31. ábra a. A GT-II. kútakna szelvényrajza (ALFÖLDI és mtsi. [1968] után módosítva), b. A GT-II. kútakna fényképe (fotó: CSONDOR KATALIN)

Annak érdekében, hogy megállapítsam, az első fázis eredményei használhatóak-e a második fázis megtervezéséhez, azaz mennyiben tér el a GT-II. kútakna és a zsomp vize egymástól, összehasonlítottam a vizek fizikai-kémiai paramétereit. A kútvíz utolsó ismert mérése ERŐSS [2010]-től származik, ezen mérés adatait vettem össze az első fázis során a zsomp vízében mért paraméterekkel (6. táblázat). A zsomp és a kútakna vize hőmérsékletében (4 °C-ot), fajlagos elektromos vezetőképességében (kb. 400 $\mu\text{S}/\text{cm-t}$) és Cl^- koncentrációjában (37 mg/l-t) tér el jelentősen. Ezek egyike sem bizonyult meghatározónak a vízáramlás mentén lezajló folyamatokban az első fázis

során. A folyamatok fő hajtóerejeként azonosított CO₂ kigázosodást jelző p_{CO₂} értékek közötti 0,3-es eltérés az 6.2.2 fejezetben tárgyalt pontosság szerint elhanyagolható. Így várhatóan a víz másik helyről történő szivattyúzása, azaz a kezdeti értékek eltérése a fenti néhány paraméter esetén nem zárja ki, hogy az első fázis eredményeit használjam a második fázis megtervezésekor.

6. táblázat A zsomp és a GT-II. kútakna vizének összehasonlítása terepi paraméterek, fő ion koncentrációk és radionuklidok aktivitáskoncentrációja alapján (adatok: zsomp: saját mérések, 2016. március 23. és április 22.; GT-II. kútakna ERŐSS [2010])

távolság a befolyástól (m)	zsomp	GT-II. kútakna
víz hőmérséklet (°C)	36,0	40,1
pH	6,84	6,45
fajlagos elektromos vezetőképesség (µS/cm)	2059	1653
oldott oxigén-tartalom (mg/l)	1,66	2,06
Ca ²⁺ koncentráció (mg/l)	173	177
Mg ²⁺ koncentráció (mg/l)	58	54,4
Na ⁺ koncentráció (mg/l)	119	119
K ⁺ koncentráció (mg/l)	17	16,8
HCO ₃ ⁻ koncentráció (mg/l)	531	535
Cl ⁻ koncentráció (mg/l)	147	110
SO ₄ ²⁻ koncentráció (mg/l)	353	333
²²⁶ Ra aktivitáskoncentráció (mBq/l)	368±19	431±15
²³⁴ U+ ²³⁸ U aktivitáskoncentráció (mBq/l)	42±6	21±4
²²² Rn aktivitáskoncentráció (Bq/l)	167±9	153±9
p _{CO₂}	-0,96	-0,65
SI _{kalcit}	0,40	0,10

A kútaknából történő szivattyúzáshoz új szivattyúra volt szükség, mivel a zsompban használt kis szivattyú a többméteres emelési magasságnál nem tudott volna elegendő vizet juttatni a vályúba. Az új szivattyúnál is szempont volt, hogy folyamatosan üzemeljen magas hőmérsékletű víz szivattyúzása, valamint magas hőmérsékletű és páratartalmú környezetben is. Az új, felszívó típusú szivattyú alacsony emelési magassághoz (~1–2 m) tartozó nagy szállítási teljesítménye (~40 l/perc) miatt lefojtás is szükséges volt, illetve el kellett látni védelemmel az esetleges szárazra kerülés miatti kiegészítés ellen. A szivattyút 2016. november 16-án szereltük össze és telepítettük a kútaknába. A szivattyúra szívócső került, amin keresztül történik a víz felszívása az aknából. A kimeneti végére kb. 15 m hosszú tömlő került, hogy a vizet a vályú zsomp felőli végére vezessük és onnan indíthassuk a vizet a kísérlethez, így biztosítva, hogy a kísérlet a már kitakarított vályúszakaszon valósuljon meg (32.a ábra). A tömlő szivattyú felőli végére csapot tettünk a lefojtás,

valamint a vízhozam szabályozása miatt, a vályú felőli végére pedig vízórárt a víz fogyásának nyomon követésére (32.b ábra). A szivattyú telepítéskor 120 cm mélyen volt a vízszint az aknapereimtől, ami kb. 1,5 m-es vízmagasságot jelent. A Duna vízállásának csökkenése, valamint a szivattyúzás hatására várhatóan bekövetkező vízszintesés miatt a szívócső végét minél mélyebbre próbáltuk helyezni, de elég magasan az aljzat felett ahhoz, hogy a mészszipot ne szívjuk fel.

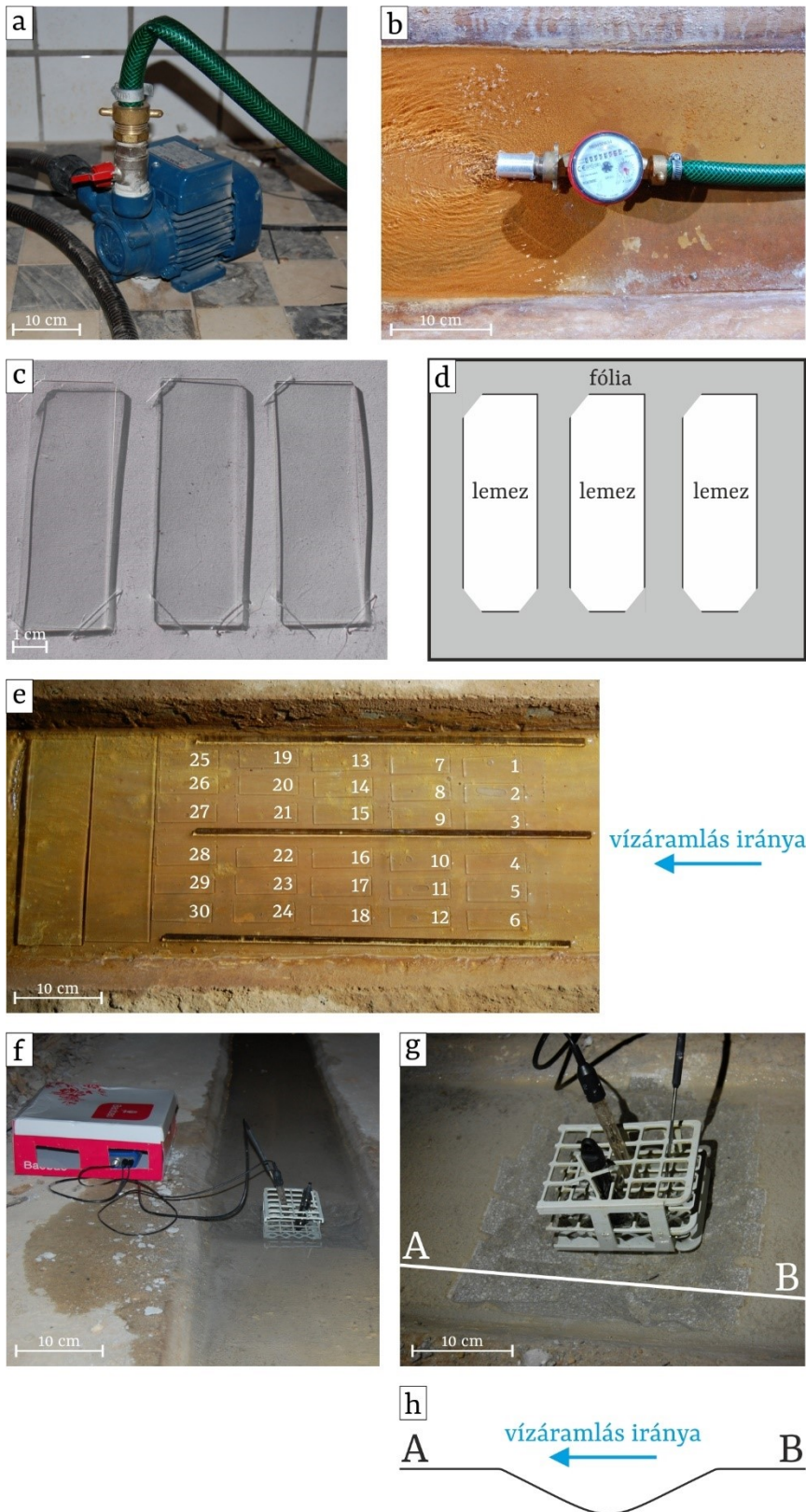
A kiválások fejlődésének nyomon követésére tárgylemezeket helyeztünk a vályúba. 2016 novemberében a tárgylemezek elhelyezésének megtervezése volt a feladat, továbbá a megfelelő vízhozam kikísérletezése, amely mellett a lemezeket mindenhol ellepi a víz (a lemezek vastagsága 1–1,2 mm, az első fázis során kb. 5 mm volt a vízmagasság a vályúban). Kis vízhozam mellett is könnyen elsodródtak a lemezek a vályúban, így biztossá vált, hogy a lemezeket rögzíteni kell valamilyen módon, amely a kísérlet során a lemezek könnyű eltávolítását is lehetővé teszi. Emiatt a betonaljzathoz való rögzítés nem jöhetett szóba. Kellett valamilyen felület, amire ráerősíthettük a lemezeket. Végül írásvetítő fóliára esett a választás, mert vízálló, kellően rugalmas és kicsi a vastagsága. A rögzítéshez többféle ragasztót is teszteltünk, de egyik sem volt alkalmas, mert vagy nem bírták a meleg vizet, vagy nehezen lehetett eltávolítani őket a lemezekről (mely a tömeggyarapodás mérésénél és a fénymikroszkópos vizsgálatoknál okozott volna problémát). A rögzítést végül úgy oldottuk meg, hogy a tárgylemezek három sarka számára kis bemetszést csináltunk a fóliákon és ezekbe tűztük bele a lemezek sarkait (32.c és d ábra). Habár így a lemezek kis részét fólia fedte, amin így nem tudott kiválás kialakulni, ez bizonyult a legjobb módszernek. A víz így már nem sodorta el a lemezeket, de a fólia alá befolyt a víz, ami kiemelte a lemezeket a vízből. Így szükség volt a fóliák leszorítására, melyet kb. 1 cm átmérőjű üvegrudakkal oldottunk meg, melyeket a fóliák két szélére és közepére helyeztünk. Az üvegrudakkal így további, a már használt hordozók (tárgylemez és fólia) anyagán kívül nem került új anyag a vízbe. Végül egy A4-es fóliára 2 sorban 6-6 tárgylemez került és minden kijelölt mérési helyre öt sor lemezt készítettünk elő, azaz mindenhol 30 lemezt helyeztünk el (32.e ábra). A rögzítés előtt minden tárgylemezbe bevéstünk egy azonosítót (mérési hely távolsága a víz befolyásától/lemez száma az adott helyen) és lemértük a tömegét. A mérési helyen belül a lemezek számozásának módját a 32.e ábra mutatja. A tárgylemezeken kívül minden mérési helyen elhelyeztünk 2-2 darab 7*25 cm-es üveglemezt is,

további felületet szolgáltatva ezzel a kiválásoknak (32.e ábra). Tekintettel a kísérlet során párhuzamosan zajló mikrobiológiai vizsgálatokra, minden, a vízbe helyezett tárgyat a behelyezés előtt sterilizáltunk, hogy az esetlegesen rájuk kerülő baktériumok ne befolyásolják az eredményeket.

A kísérleti szakasz elején és végén folyamatos mérést terveztünk a paraméterek időbeli változásának monitorozására. Az elektródák mérete és a kis vízmélység miatt nem lehetett elhelyezni az eszközöket közvetlenül a vályúba. Ezért vésőgéppel 2016. december 6-án, 0,5 és 130 m-nél egy-egy ~10 cm mély, az áramlási irány felé lankás oldalú mélyedést alakítottunk ki az elektródák elhelyezésére (32.f–h ábra). A műszerek kalibrálást és összemérést követően 2016. december 7-én kerültek a helyükre, miután elindítottuk a szivattyút. Az elektródákat kémcsőállványba állítottuk bele és úgy helyeztük el őket a betonmélyedésekbe (32.f és g ábra). A műszereket dobozba tettük a vályú mellé, hogy a portól, nedvességtől óvjuk őket (32. f ábra).

Az *in situ* kísérlet második fázisának megkezdése előtt a mérési pontokat az első fázis eredményei alapján jelöltük ki. A befolyáshoz közel, az első 50 m-en tapasztaltunk gyors változást a víz fizikai-kémiai paramétereiben, így itt sűrűbb mintavételt terveztünk, egészen 20 m-ig, ahol az előzetes feltételezéseink szerint már nagy valószínűséggel karbonát fog kiválni. Innentől egyenlő közönként jelöltünk ki mintavételi helyeket 120 m távolságig, mivel 100 m után már a legtöbb paraméter nem vagy alig mutatott változást. Így végül 1, 8, 20, 40, 60, 80, 100 és 120 m távolságban voltak mintavételi pontok a kísérlet során (a 0 métert a tömlő vályú felőli vége jelentette). A kísérlet elején a vízméréseket és -mintavételeket követően helyeztük el a fóliára rögzített tárgylemezeket, valamint az üveglemezeket és üvegrudakat a vályúba. Az első sor tárgylemez került a meghatározott távolságra a befolyástól, ezután következett a többi (még négy sor) tárgylemez, utána a két üveglemez. Így összességében egy adott mérési ponton a lemezekkel lefedett terület nagysága kb. 60–70 cm*25–30 cm (vályú szélességétől függően) lett.

A második fázist végül 2016. december 8-án kezdtük el. A szivattyút előző nap délután 17 órakor indítottuk el, hogy a vályút átmossa a víz, és a kútakna régóta pangó vize kicserélődjön, frissüljön.



32. ábra Helyszíni fotók az in situ kísérlet második fázisának körülményeiről, a. a csappal és tömlővel felszerelt szivattyú; b. a tömlő vályú felőli végére szerelt vízóra; c. a tárgylemezek rögzítésének módja fényképen és d. rajzon; e. a tárgylemezek, üveglemezek és üvegrudak elhelyezése a vályúban és a tárgylemezek számozása; f. a folyamatosan mérő műszerek és elektródák elhelyezése a kísérleti szakasz végén; g. az elektródák elhelyezésére kialakított mélyedés fényképen és h. rajzon (fotók: a, b, e, f, g: CSONDOR KATALIN, c: KOVÁCS ZOLTÁN)

A kezdéskor nem tudtuk pontosan milyen hosszú kísérletre lesz szükség a kérdések megválaszolásához, de több hétre–néhány hónapra számítottunk. A terv az volt, hogy kétszer elemezzük meg a kiválásokat minden mintavételi helyről, hogy képet kapjunk az időbeli változásokról is. Ehhez az kellett, hogy legyen elegendő kiválás minden helyen a tervezett mérésekhez (kb. 20–30 g száraz minta). Az első mintavétel után még egyszer annyi ideig terveztük folytatni a kísérletet, tehát a kísérlet közepén és végén szeretnénk volna részletesen megvizsgálni a képződött kiválásokat (ásványos és elemi összetétel, vas-tartalom és forma, radionuklidok mennyisége, stabilizotóp-összetétel). A kiválások kialakulását a tárgylemezekon átesőfényes és ráesőfényes fénymikroszkóp alatt terveztük nyomon követni, amíg lehetséges (amíg még nem túl vastag a kiválás a lemezen), majd elektronmikroszkóp alatt tanulmányozni a morfológiájukat, felépítésüket.

7.2 Mérések, módszerek

A különböző helyszíni mérések és mintavételek ezúttal is párhuzamosan zajlottak egyetemi hallgatók és a kutatásban részt vevő mikrobiológus, kémikus szakemberek segítségével. A mérések és mintavételek alkalmával különösen figyeltünk, hogy a mikrobiológiai vizsgálatokra szánt mintákat ne szennyezzük be.

7.2.1 Terepi és laboratóriumi vízmérések és -mintavételek

A GT-II. kút aknájából egy Pedrollo PQm 60 típusú szivattyúval juttattuk a vizet lágyított PVC anyagú tömlőn keresztül a vályúba. A vízhozamot a tömlő végére szerelt vízóráról leolvastott, meghatározott idő alatt elfolyt vízmennyiség alapján számoltam ki.

A vízmérések során használt műszerek és mérési módszerek megegyeznek az első fázis során használtakkal. Ezek részleteit (műszer típusa, mérés pontossága, hibája, mérési helyszín) a 3. táblázat, a második fázis során újonnan mért paramétereiket pedig a 7. táblázat tartalmazza.

7. táblázat A második fázis során mért víz és levegő paraméterek mérési módszerei, a mérések pontossága, kimutatási határa és a mérési helyszín

mért paraméter	mérőműszer/ mérési módszer	pontosság/kimutatási határ	mérési helyszín
folyamatos mérések			
hőmérséklet, fajlagos elektromos vezetőképesség	CTD Diver	hőmérséklet: $\pm 0,2$ °C fajlagos elektromos vezetőképesség: ± 1 %, min. $10\mu\text{S}/\text{cm}$	helyszínen
pH	Greisinger GMH 5550 kézi műszer Greisinger GE 100 BNC általános pH elektródával	$\pm 0,1$	helyszínen
alkalmi mérések			
stabilizotóp-összetétel	Thermo Finnigan Delta plus XP stabilizotóp-arány mérő tömegspektrométer	δD : ± 2 ‰ $\delta^{18}\text{O}$: $\pm 0,1$ ‰ $\delta^{13}\text{C}$: $\pm 0,08$ ‰ $\delta^{34}\text{S}$: $\pm 0,5$ ‰	MTA Atomki Izotóp Klimatológiai és Környezetkutató Központ (Futó István)
szulfid koncentráció	UV/VIS Evolution300 (EPA Method 376.2:1978, MSZ 448-14:1990)	min. $0,01$ mg/dm ³	Wessling Hungary Kft.
metán koncentráció	HP-5890-GC_01-FID/TCD (WBSE-27:2002)	min. $0,04$ mg/dm ³	Wessling Hungary Kft.

A víz néhány paraméterének időbeli nyomon követésére a tanulmányozott vályúszakasz elején (0,5 m-nél) és végén (130 m-nél), a vályú mélyedéseiben elhelyezett CTD Diver műszer fél óránként rögzítette a víz hőmérsékletét és fajlagos elektromos vezetőképességét, a pH elektródával felszerelt Greisinger GMH 5550 műszer pedig a víz hőmérsékletét és pH-ját. Emellett ezen a két helyen naponta mértük a víz oldottoxigén-tartalmát HQ40d Multi-Parameter Meter készülékkel.

A kísérlet során háromszor, a kísérlet elején, közepén és végén végeztünk részletes mérést és mintavételt a vízáramlás mentén minden mérési ponton. Mindhárom alkalommal a sekély vízmélység miatt ebben a fázisban is felduzzasztottuk a vizet a mérések elvégzéséhez és vízminta gyűjtéséhez, ugyanúgy, mint az első fázis során. Először a víz hőmérsékletét, pH-ját, fajlagos elektromos vezetőképességét és oldottoxigén-tartalmát mértük meg HQ40d Multi-Parameter Meter készülékkel. Ezután mintát vettünk a laboratóriumi mérésekhez. A fő ionok (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-}), a radionuklidok (^{226}Ra , $^{234}\text{U}+^{238}\text{U}$, ^{222}Rn) és a nyomelemek koncentrációjának meghatározásához a mintavétel és a mérés módja megegyezett az első fázis során alkalmazottakkal (ld. 6.2.1 fejezet).

Ezen felül a kísérlet elején vettünk vízmintát a szulfid- és metán-tartalom meghatározására is 0,5 és 130 m-ről a mérést végző laboratórium által biztosított edényekbe. A szulfid meghatározásához 250 ml-es polietilén palackba vettünk mintát, melybe előzetesen cink-acetát tartósítószerrel helyezett el a laboratórium. A metán méréséhez 40 ml-es küvettába vettünk vízmintát. A kísérlet végén pedig szintén 0,5 és 130 m-nél vettünk vízmintát egy-egy 1,5 literes PET palackba a stabilizotóp-összetétel ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{34}\text{S}$) tömegspektrométeres vizsgálatához.

7.2.2 Vízkémiai számolások

A mért adatok felhasználásával ez alkalommal is kiszámoltam a CO_2 parciális nyomását (p_{CO_2}) a vízben, valamint a víz kalcitra vonatkoztatott telítettségét ($\text{SI}_{\text{kalcit}}$) a PHREEQC vízkémiai modellező szoftverrel. A számoláshoz ezúttal minden fő ion koncentrációja rendelkezésre állt, így mindegyik szerepelt a bemeneti fájlban. A számítás háttéréről és hibájáról bővebben az 6.2.2 fejezetben írtam.

7.2.3 Kiválások terepi mintázási és laboratóriumi mérési módszerei

A kiválások analitikai vizsgálatára a vízméréseket követően vettünk mintát. A kiválások vizsgálati módszereit, a mérések során használt műszereket, azok pontosságát és hibáját, valamint a mérési helyszínt részletesen a 8. táblázat foglalja össze.

A kísérlet közepén, vagyis az első kiválás-mintavétel során az első két mérési ponton a kiválás jellege miatt pipettával gyűjtöttünk mintát 50 ml-es műanyag centrifugacsőbe. Egy-egy nagy üveglemezről pedig Petri-csészébe raktuk bele a mintát és lezártuk parafilmmel. A többi mintavételi helyről az egyik nagy üveglemezt és egy sor tárgylemezt (6 db-ot) hoztunk be a fóliával együtt. A kísérlet végén, vagyis a második kiválás-mintavétel alkalmával 1 és 8 m-ről szintén pipettával vettünk mintát centrifugacsőbe, a többi helyről pedig behoztuk a második nagy üveglemezt és a maradék tárgylemezeket fóliával együtt, valamint a rögzítésre szolgáló üvegrudakat. Mindkét alkalommal az egyetemre szállítottuk a mintákat. A centrifugacsöves mintákat álló helyzetben tároltuk a hűtőben, melynek következtében a kiválások a csövek aljára ülepedtek, a felesleges vizet leöntöttük. Ezután liofilizáltuk (fagyasztva szárítottuk) a mintákat. A többi mintavételi helyről származó üveg- és tárgylemezek felületéről Petri-csészébe kapartam le a kiválások nagy részét kerámiakéssel a szennyezés elkerülése érdekében. Ezeket a mintákat szántuk a különböző műszeres vizsgálatokra, ezért ezeket is liofilizáltuk. Minden helyről meghagytam néhány tárgylemezt a tömegváltozás meghatározására. Ezeket a mintákat szobahőmérsékleten szárítottam ki, majd a tömegüket analitikai mérleggel mértem meg. A tömeggyarapodást a kiválások lemez tömegéből a kiválás nélküli lemez tömegét kivonva állapítottam meg. A liofilizált mintákat szétszítottam különböző mérésekre. Az ásványos összetétel meghatározása röntgen pordiffrakcióval történt (XRD), az elemi összetételé (fő- és nyomelem) induktív csatolású plazma tömegspektrométerrel (ICP-MS). Ezekhez a mérésekhez a mintákat achát mozsárban porítottam és homogenizáltam. A vastartalmú fázisokat Mössbauer-spektroszkópiával, a radionuklidok (^{238}U , ^{226}Ra , ^{226}Ra leányelemek, ^{210}Pb) mennyiségét gamma-spektroszkópiával, a stabilizotóp-összetételt szintén tömegspektrométerrel határoztuk meg. A kiválások morfológiáját és felépítését pásztázó elektronmikroszkóppal (SEM) vizsgáltuk, másodlagos (SE) és visszaszórt (BSE) elektronos felvételek készültek. Ahhoz, hogy a biofilmek megőrizzék eredeti formájukat, tartósításra volt szükség. Ehhez

8. táblázat A második fázis során képződött kiválások mérési módszerei, a műszerek típusa, a mérések pontossága, kimutatási határa és a mérést végző laboratórium

mérés	mérőműszer/ mérési módszer	pontosság/kimuta- tási határ	mérési helyszín (laboratóriumi mérést végző személy neve)
tömegváltozás	Mettler Toledo B154 analitikai mérleg	±0,1 mg	ELTE, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék (Kovácsné Bodor Petra)
ásványos összetétel (XRD)	Siemens D5000 röntgen-pordiffraktométer	-	ELTE, Ásványtani Tanszék (Tóthné Király Judit, Topa Boglárka)
elemi összetétel (ICP-MS)	ICP-MS (Element2, ThermoFinnigan, Bremen, Germany)	-	ELTE, Analitikai Kémia Tanszék (Óvári Mihály)
vastartalmú fázisok (Mössbauer-spektroszkópia)	állandó gyorsulást alkalmazó, hagyományos (WISSEL és KFKI típusú) Mössbauer-spektrométerek (transzmissziós geometriában szobahőmérsékleten és cseppfolyós nitrogén hőmérsékleten (78K))	-	ELTE, Kémiai Intézet, Magkémiai Laboratórium (Kuzmann Ernő, Kovács Krisztina, Homonnay Zoltán)
radionuklidok (gamma-spektroszkópia)	Canberra-Packard BE5030-7915-30ULB vékonyablakos, széles energiatarományú gamma-spektrométer HPGe detektor	-	MTA Atomki Izotóp Klimatológiai és Környezetkutató Központ (Bihari Árpád)
stabilizotóp-összetétel (ICP-MS)	Thermo Finnigan Delta plus XP stabilizotóp-arány mérő tömegspektrométer	$\delta^{18}\text{O}$: ±0,1 ‰ $\delta^{13}\text{C}$: ±0,08 ‰ $\delta^{34}\text{S}$: ±0,5 ‰	MTA Atomki Izotóp Klimatológiai és Környezetkutató Központ (Futó István)
kiválások morfológiája (SEM)	EVO MA 10 Zeiss pásztázó elektronmikroszkóp (10 kV) AMRAY 1830 pásztázó elektronmikroszkóp	- -	MTA Ökológiai Kutatóközpont (Makk Judit) ELTE, Kőzettani és Geokémiai Tanszék (Kovács Zoltán)
kiválások időbeli fejlődése (ráeső- és átesőfényes fénymikroszkóp)	Olympus BH2 típusú sztereomikroszkóp Nikon fénymikroszkóp	-	ELTE, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék (Kovácsné Bodor Petra) ELTE, Mikrobiológiai Tanszék (Makk Judit)

a biofilm mintákat 5 %-os glutáraldehidbe helyeztük 3 órára, majd kétszer 10 percre foszfát-pufferbe. Ezután a mintákat liofilizáltuk, majd kiszárítottuk, végül a vizsgálat előtt vékony aranyfilmmel vontuk be. A kristályos kiválásokból kisebb, kb. 1 cm-es darabokat választottam ki, melyet szénnel vontunk be. A minták jellegéből adódóan nehezen lehetett vékonycsiszolatot készíteni, így csak egy darab készült egy 100 m-en keletkezett vastagabb, tömörebb darabból. Ezt a csiszolatot petrográfiai mikroszkóppal vizsgáltam.

A fenti méréseken kívül a kísérlet első néhány hetében áteső- és ráesőfényes fénymikroszkóppal követtük nyomon a kiválások kialakulását és fejlődését. Ehhez több mintavételi helyről egy-egy lemezt vittünk be a laboratóriumba. Annak érdekében, hogy a baktériumok még éljenek a vizsgálat során, a lemezeket a mintavételi helyen vett vízbe raktuk bele és a laborba történő szállítását követően a mikrobiológusok azonnal megkezdték a vizsgálatukat. Egy-egy lemez átvizsgálása több órát vesz igénybe, ezért egyidejűleg csak a mintavételi helyek feléről, minden második helyről történt vizsgálat a kísérlet első néhány napjában.

7.2.4 Adatszűrés és adatfeldolgozási módszerek

A folyamatos víz- és levegőmérések adatsora esetén szükséges volt az adatok áttekintése és szűrése. A fél órás, illetve öt perces mérési intervallum túl sűrűnek bizonyult, így leszűrtem az adatsorokat órás felbontására. A vízmérések esetében mindkét mérési ponton a Greisinger műszereket két alkalommal be kellett vinni az egyetemre adatletöltés és elemcsere céljából, emiatt néhány órás-napos hiány van az adatsorukban. A Diverok esetén letöltésre és elemcsere nem volt szükség a kísérlet alatt. Ezen felül a Greisinger műszer esetében a pH-ban és a hőmérsékletben is egy időpontban, 2017. február 8-án 9:00-kor volt kiugró érték mindkét helyen, ezeket töröltem. A Diver által 0,5 m-nél mért fajlagos elektromos vezetőképesség adatsorában több alkalommal is néhány órára, de akár néhány napra is hirtelen nagyon lecsökkent a vezetőképesség értéke, ami azt jelzi, hogy a műszer érzékelőjét nem érte a víz, kikerült a levegőre. Ezeket az időszakokat töröltem az adatsorból. Ugyanúgy a Diver vízhőmérséklet adatsorából is. 130 m-nél a Diver által mért fajlagos elektromos vezetőképesség és vízhőmérséklet adatokból nem kellett törölni. A törölt, kiugró értékeket a diagramokon szaggatott vonallal tüntettem fel.

A víz hőmérsékletét a Greisinger és a Diver műszer is mérte, így el kellett dönteni, hogy melyik műszer adatait használom fel a későbbiekben. 0,5 m-nél a két műszer által mért vízhőmérséklet értékek között 0,2–2,5 °C különbség volt, minden időpillanatban a Diver mért magasabb hőmérsékletet. A különbség főleg a Greisinger letöltését és elemcseréjét, majd visszahelyezését követően volt jelentős. Mivel a Diver többször is kikerült a levegőre és ilyenkor nem a víz hőmérsékletét mérte, a 0,5 m-es mérési helyen a Greisinger által mért vízhőmérséklet adatokat használtam fel az eredményeknél és az értékelésnél, az adathiányos időszakok ellenére is. 130 m-nél a két műszer által mért értékek között csupán 0,1–0,4 °C volt az eltérés és mindig a Diver mért magasabb vízhőmérsékletet. Mivel a Divernek teljes az adatsora és ez a műszer nem került ki a levegőre, 130 m-nél a Diver adatsorát használtam fel a továbbiakban. Az oldottoxigén-tartalmat naponta mértük, így ott az adatsor ritkítására nem volt szükség. A műszer néhány alkalommal nem mért jól, így nem állt rendelkezésre minden napról mérési adat.

Az *in situ* kísérlet második fázisának ütemezését egy táblázatban foglaltam össze, melyet a III.1 melléklet tartalmaz. A táblázatban feltüntettem a kísérlet kitüntetett időpontjait (kísérlet eleje, közepe, vége), illetve, hogy melyik nap milyen mérési adat állt rendelkezésemre a folyamatos mérésekből.

7.2.5 Lehetséges hibaforrások

Az analitikai vizsgálatok eredményeinek értékelése során fontos figyelembe venni a biogeokémiai kiválások (biofilmek) sajátosságait, valamint a mintaelőkészítés módját. A biogeokémiai kiválás mátrixának magas, akár 90 %-os a víztartalma (ld. 2.4 fejezet) és nagy a térfogat/tömeg aránya. A mintavétel során pedig nagy mennyiségű víz került a mintavételi csövekbe, amit igyekeztünk eltávolítani liofilizálás előtt (ülepíteni a kiválást és leönteni róla a vizet). A liofilizálás során a biogeokémiai kiválás elveszíti a víztartalmát, térfogata nagyon lecsökken (kb. 10 %-ára). A mátrixban adszorbeált elemek pedig ebben a liofilizált tömegben koncentrálnak. Habár egyenlő térfogatú kiválásmintából indultunk ki a mérések során, az eredeti nedves tömeg nem biztos, hogy megegyezett.

7.3 Eredmények

Az *in situ* kísérlet második fázisának kezdésekor kb. 8 hetesre terveztük a kísérletet, így 2017. január 6-án (4 hét után) tartottunk terepbejárást, hogy megnézzük, van-e elegendő kiválás a vizsgálatokhoz. A befolyáshoz közeli szakaszon a kiválás mennyiségét nem ítéltük elegendőnek, így a kísérlet közepére tervezett mintavételezést elhalasztottuk. Nagyjából egy héttel később ismét terepszemlét tartottunk, mely során úgy gondoltuk, hogy további egy hét elegendő lesz. Így a második mérésre 2017. január 18-án, a 6. héten került sor. Így kirajzolódott a kísérlet vége is, melyre a 12. héten, 2017. február 28-án került sor.

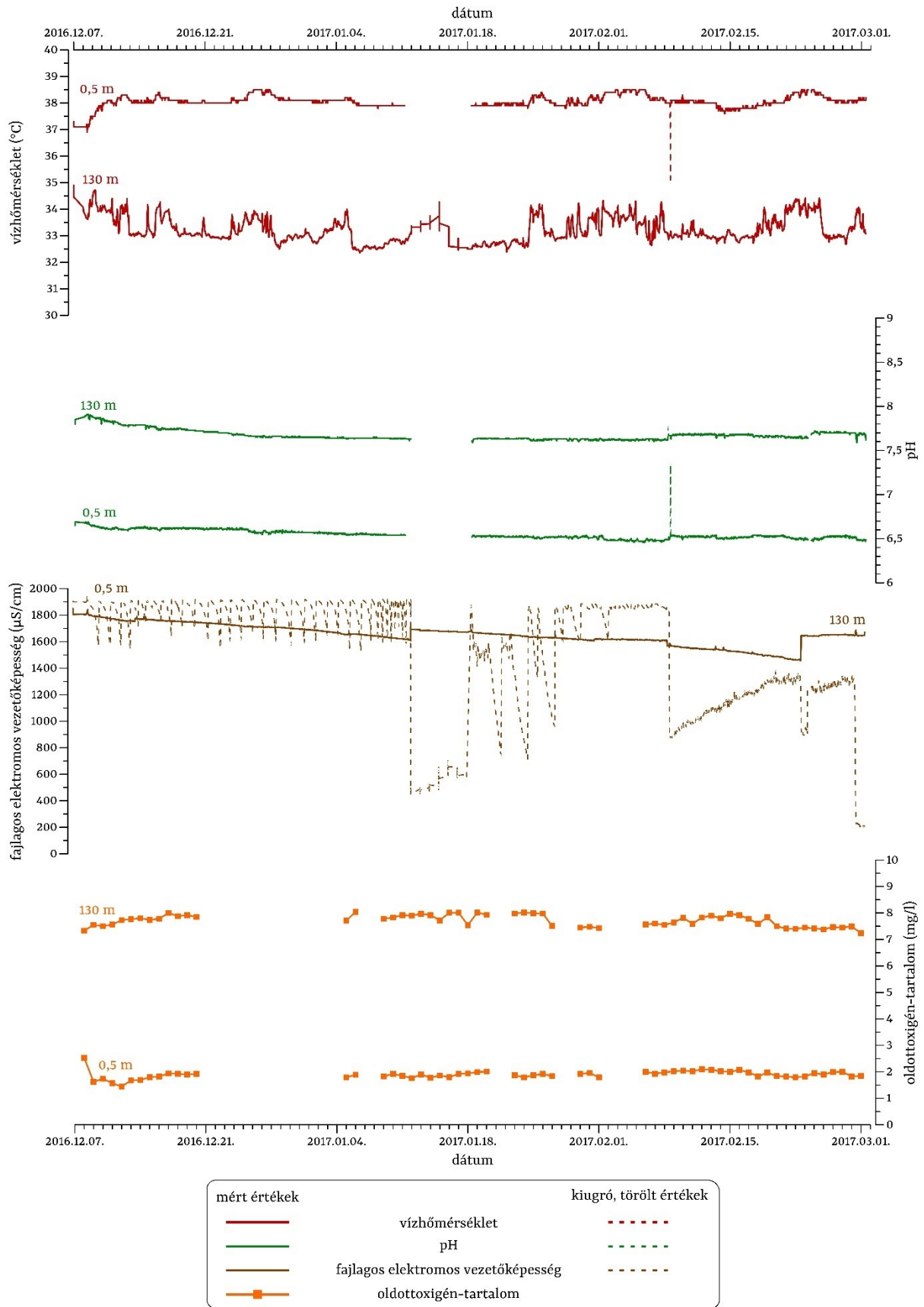
A kiválások, terepi viszonyok fotózását a második és a harmadik méréshez kapcsolódóan néhány nappal előbb valósítottuk meg, mert a nagy páratartalom és hőmérséklet, a gyér világítás speciális felszerelést és hosszabb időt igényelt, ami a mérési napokon nem lett volna megvalósítható. Ezek időpontját a kísérlet ütemezését leíró táblázat tartalmazza (III.1 melléklet).

7.3.1 A be- és kifolyó termálvíz hőmérsékletének, fajlagos elektromos vezetőképességének, oldottóxigén-tartalmának és pH-jának időbeli változása

A vízhőmérséklet 0,5 m-en, a befolyáshoz közel 36,9–38,5 °C között, azaz kevesebb, mint 2 °C-ot változott a kísérlet ideje alatt. Az első 4 napban, 2016. december 12-ig fokozatosan nőtt a vízhőmérséklet 38,3 °C-ig, ezután már nem csökkent 37,6 °C alá. 130 m-en, a tanulmányozott szakasz végén alacsonyabb volt a vízhőmérséklet, mint 0,5 m-en, átlagosan kb. 5 °C-kal. Ezen a mérési ponton 32,4 és 34,9 °C között változott a hőmérséklet, összesen 2,5 °C-ot. Itt nagyobb volt az ingadozás mértéke, mint a befolyásnál (33. ábra).

A víz pH-jának változása mindkét helyen alig haladta meg a mérési hibát ($\pm 0,1$). 0,5 m-en az egész kísérlet alatt enyhén savas-semleges volt (6,46–6,69), míg 130 m-en magasabb, lúgos értékeket mértünk (7,59–7,91) (33. ábra).

A fajlagos elektromos vezetőképességet mérő műszer a befolyásnál sokszor kikerülhetett a vízből a levegőre és a közties időszakokban sem mindig mérhetett jól, mert értéke kisebb volt, mint a szakasz végén, 130 m-nél. 1850–1900 $\mu\text{S}/\text{cm}$ érték körül az ingadozások maximum pontja kirajzol egy vonalat, ami a legközelebb állhat a valós értékhez. 130 m-en a fajlagos elektromos



33. ábra A víz hőmérséklet, pH, fajlagos elektromos vezetőképesség és oldott oxigén-tartalom változása a kísérlet ideje alatt a törölt értékek feltüntetésével

vezetőképesség értéke 1459 és 1850 $\mu\text{S}/\text{cm}$ között alakult. Amikor a 0,5 m-en lévő műszer kikerült a levegőre, akkor ennek a műszernek az adatsorában is látható egy-egy kisebb ugrás. A legnagyobb ugrás, kb. 200 $\mu\text{S}/\text{cm}$, 2017. február 22-én következett be. Ha a hirtelen változásokat nem vesszük figyelembe, akkor az ugrások közötti időszakokban időben csökkent a fajlagos elektromos vezetőképesség értéke, kivéve február 22-t követően, amikor értéke hibahatáron belül ($\pm 1\%$) maradt (33. ábra).

A naponta mért oldottoxigén-tartalom értéke 0,5 m-en kb. 1 mg/l-t változott (1,44 és 2,53 mg/l között) a kísérlet alatt. Az 1. nap a többi naphoz képest kiugró értéket mértünk, 2,53 mg/l-t, ezt követően nem haladta meg a 2,1 mg/l-t. 130 m-en csupán 0,8 mg/l-t változott (7,24 és 8,04 mg/l között) (33. ábra).

7.3.2 A termálvíz fizikai-kémiai paramétereinek változása a vízáramlás mentén

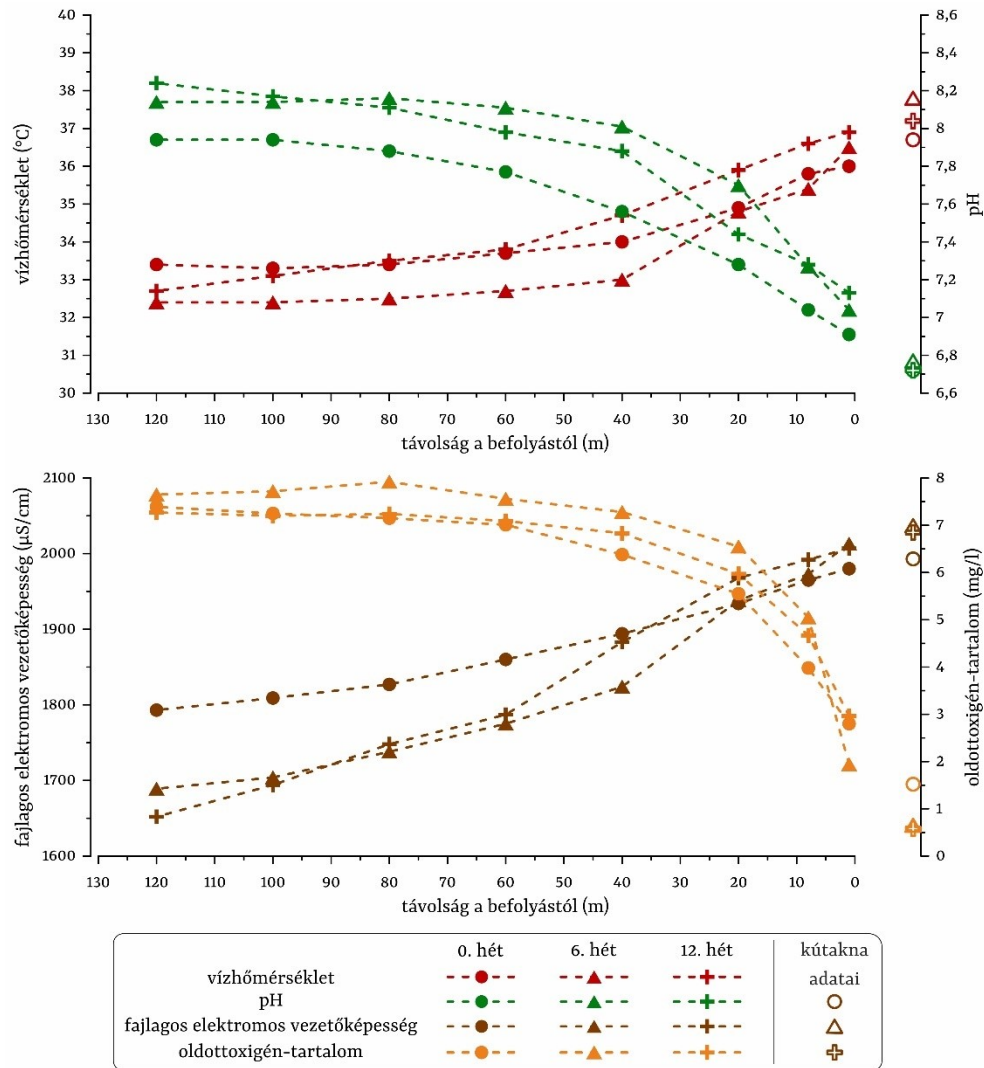
A kísérlet során nem volt állandó a vízhozam. A kezdéskor nagyobb, 11,6 l/perc vízhozamot mértünk, míg a 12. heti méréskor 8,5 l/perc-et (III.2 melléklet).

A víz hőmérséklet a kútaknában a 0., 6. és 12. héten rendre 36,7 °C, 37,8 °C és 37,2 °C volt, tehát alig 1 °C-ot változott. Értéke a vízáramlás mentén a 0. héten 40 m-ig csökkent kb. 3 °C-ot, majd 40 és 120 m között értéke 33,5 °C körül alakult. A kísérlet 6. hetében szintén 40 m-ig csökkent a víz hőmérséklet, kb. 5 °C-ot, ezután 32,5 °C körül maradt az értéke. A 12. heti méréskor a víz hűlt egészen a szakasz végéig kb. 4,5 °C-ot, 120 m-en értéke 32,7 °C volt (34. ábra, III.3.1 melléklet).

A víz pH-ja a kútaknában minden alkalommal közel semleges volt, a hibahatárt alig meghaladó eltérés volt az értékekben (6,72–6,77). Mindhárom alkalommal 40–60 m-ig tapasztaltunk gyors növekedést, majd ezt követően enyhe növekedés vagy stabilitás volt megfigyelhető a pH adatokban. A 0. és a 6. héten 100–120 m-es szakaszon beállt egy stabil érték, első alkalommal 7,94-n, második alkalommal 8,14-n. A 12. héten végig növekedett az értéke, 120 m-en 8,24-ig. Jól látható továbbá, hogy a kísérlet kezdésekor az egész szakasz mentén alacsonyabbak voltak a pH értékek 0,1–0,5-tel, mint a kísérlet közepén és végén (34. ábra, III.3.1 melléklet).

A víz fajlagos elektromos vezetőképessége a kútaknában mindhárom alkalommal 2000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ körül volt (1993–2037 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Mindegyik mérés során végig csökkent az értéke, 120 m-nél érve el

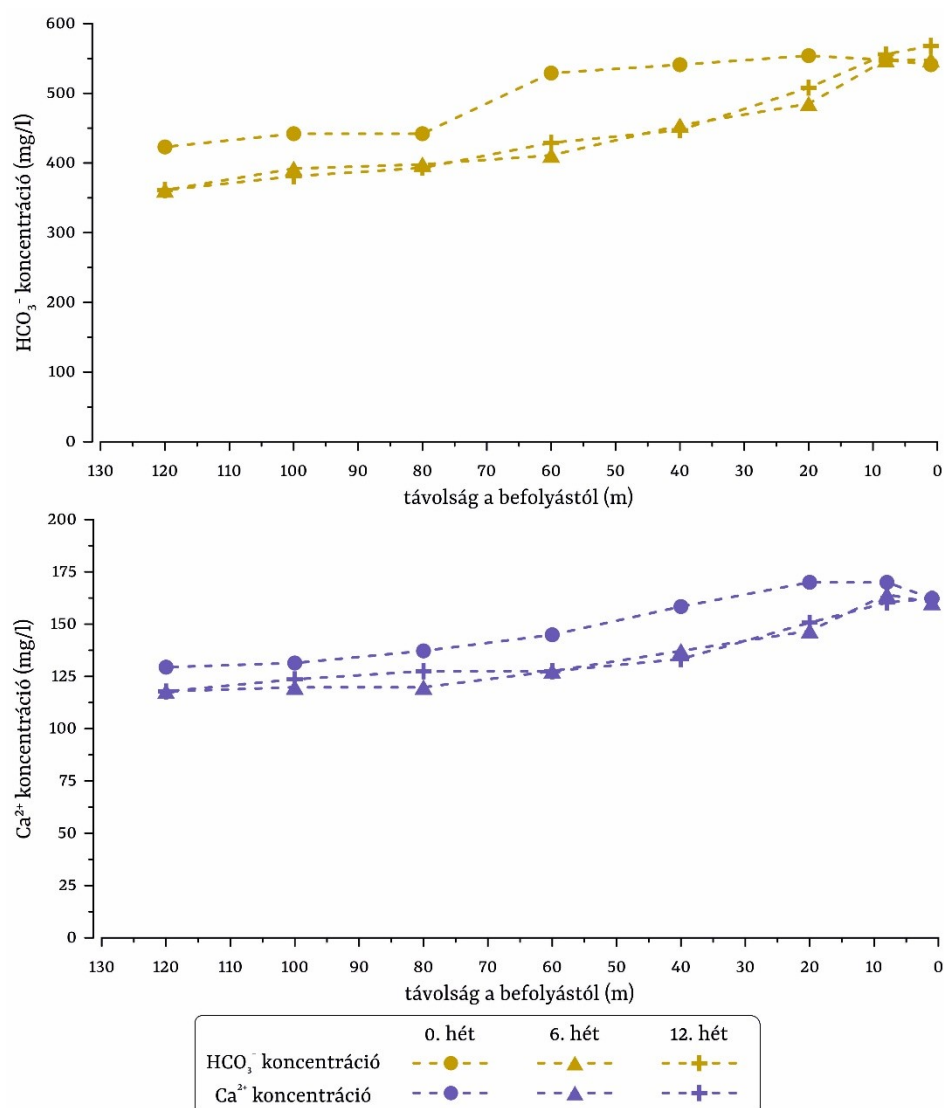
a minimumát (rendre 1793 $\mu\text{S}/\text{cm}$, 1689 $\mu\text{S}/\text{cm}$ és 1652 $\mu\text{S}/\text{cm}$ -t). Így összesen 200 $\mu\text{S}/\text{cm}$ -t csökkent az értéke a 0. héten, míg a 6. és 12. héten többet, 350–380 $\mu\text{S}/\text{cm}$ -t. Az első mérés alkalmával a másik két mérésakor tapasztaltaknál az első 60 m-en 70–150 $\mu\text{S}/\text{cm}$ -rel magasabb értékek láthatóak, ami szintén a kisebb mértékű csökkenést mutatja (34. ábra, III.3.1 melléklet).



34. ábra A terepi paraméterek (vízhőmérséklet, pH, fajlagos elektromos vezetőképesség, oldottoxigén-tartalom) változása a vízáramlás mentén

A víz oldottoxigén-tartalma a kútaknában a kísérlet kezdetekor magasabb volt (1,52 mg/l), mint a következő két alkalommal (0,65 és 0,58 mg/l). Mindhárom mérés során a vízáramlás mentén 40 m-ig gyorsan nőtt az értéke, majd a növekedés lelassult. A 0. héten 7,39 mg/l-ig nőtt az értéke a szakasz végére. A 6. héten 80 m-en érte el maximumát, 7,92 mg/l-t, majd 120 m-re lecsökkent 7,65 mg/l-re. A 12. héten 80–120 m-es szakaszra stabilizálódott 7,24 mg/l körül az oldottoxigén-tartalom (34. ábra, III.3.1 melléklet).

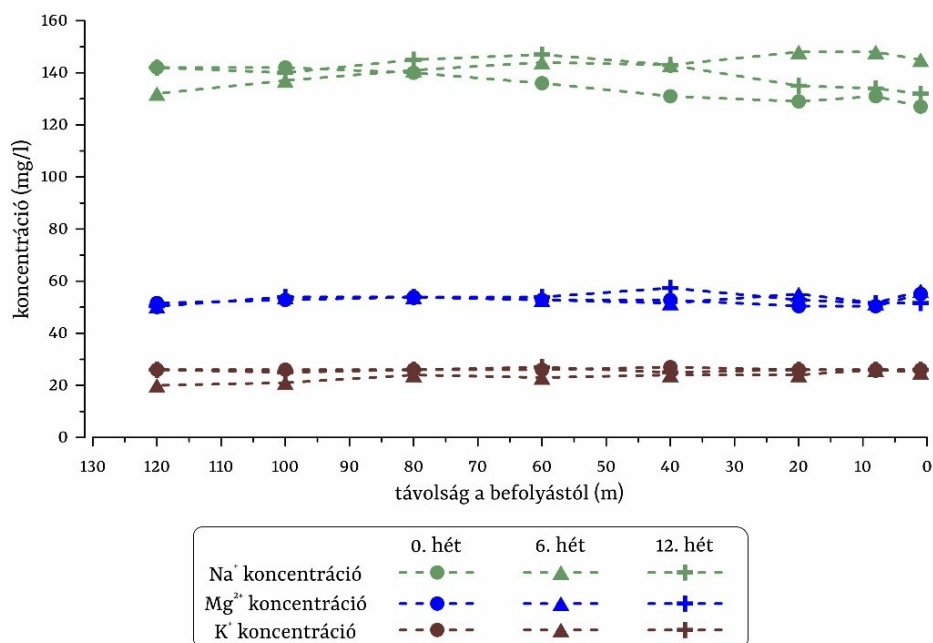
A víz HCO_3^- koncentrációja a 0. héten eltérően alakult a vízáramlás mentén, mint a 6. és 12. héten. 40 m-ig értéke 546 mg/l körül alakult, alig változott, majd 60 m-től jelentősen csökkent 423 mg/l-re a szakasz végén. A 6. héten 8 m-től, a 12. héten az egész szakasz mentén folyamatos csökkenést figyeltünk meg. Az értékek is hasonlóan alakultak a 6. és 12. héten, 120 m-re mindkét-szer 361 mg/l-re csökkent le a koncentráció. 20 m-től 50–120 mg/l-rel magasabbak voltak a HCO_3^- koncentráció értékek a kísérlet elején, mint a következő két alkalommal. A 0. héten összességében 131 mg/l-t, a 6. héten 187 mg/l-t, míg a 12. héten 207 mg/l-t csökkent a HCO_3^- koncentrációja a tanulmányozott 120 m-es szakaszon (35. ábra, III.3.2 melléklet).



35. ábra A HCO_3^- és Ca^{2+} koncentráció változása a vízáramlás mentén

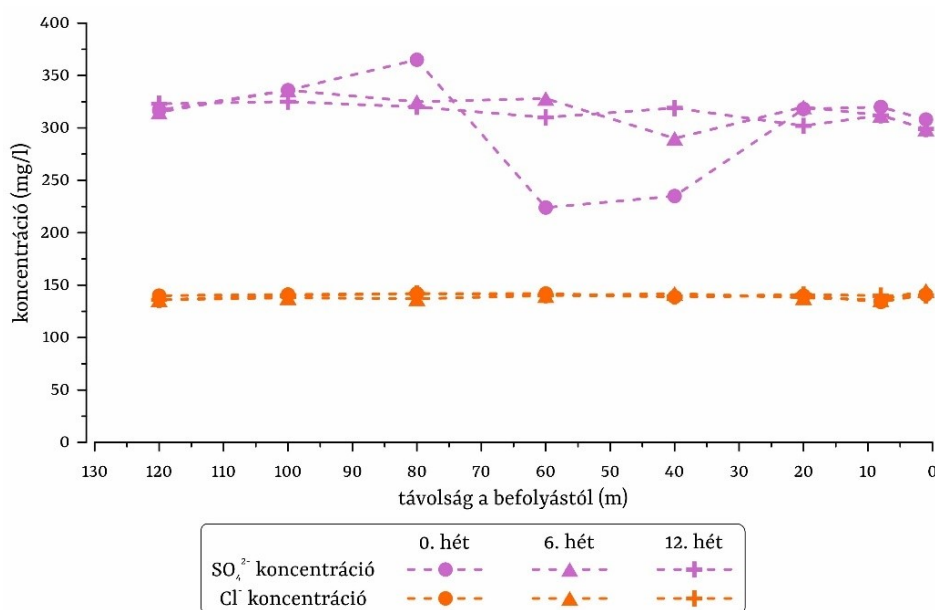
A Ca^{2+} koncentráció értékei a kísérlet elején 20 m-től 10–25 mg/l-rel magasabbak voltak, mint a kísérlet közepi és végi méréskor. Az első alkalommal az első 20 m-en, míg a másik két alkalommal az első 8 m-en nem változott a koncentráció. Ezen a szakaszon átlagosan rendre 167 mg/l, 162 mg/l és 161 mg/l volt az értéke. Ezt követően mindhárom mérés alkalmával csökkent a Ca^{2+} koncentráció, a 0. héten összesen 41 mg/l-t, a 6. héten 46 mg/l-t, míg a 12. héten 44 mg/l-t (35. ábra, III.3.2 melléklet).

A Na^+ koncentrációja a kísérlet elején az első 40 m-en átlagosan 130 mg/l volt, utána nőtt, 80–120 m-en átlagosan 141 mg/l-re. A kísérlet közepén az első 20 m-en átlagosan 147 mg/l volt az értéke, utána csökkent, 40–100 m-en átlag 141 mg/l-re, majd tovább csökkent 132 mg/l-re 120 m-en. A kísérlet végén az első 20 m-en 134 mg/l körül volt a Na^+ koncentrációja, majd értéke nőtt, 40–80 m-en átlag 145 mg/l-re, végül csökkent, 100–120 m-en átlag 141 mg/l-re (36. ábra, III.3.2 melléklet). A Mg^{2+} és K^+ koncentrációja mindhárom alkalommal gyakorlatilag hibahatáron belül maradt. Továbbá értékük a három alkalom között sem mutatott jelentős eltérést. A Mg^{2+} koncentrációjának átlagos értéke a 0. héten 52 mg/l, a 6. és 12. héten 53-53 mg/l volt. A K^+ koncentráció átlagos értéke pedig a kísérlet elején és végén 26 mg/l, míg közepén 23 mg/l volt (36. ábra, III.3.2 melléklet).



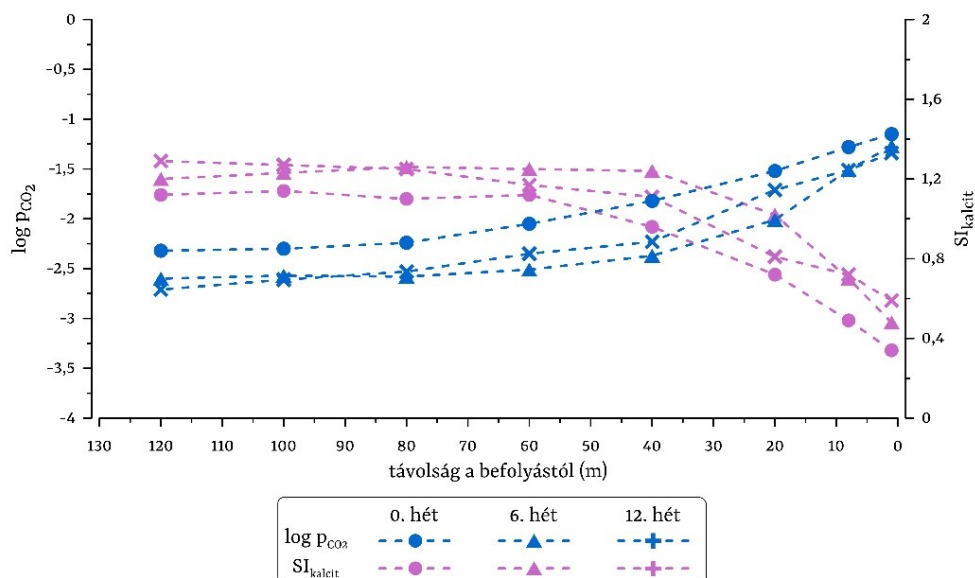
36. ábra A kationok (Mg^{2+} , Na^+ , K^+) koncentrációjának változása a vízáramlás mentén

Az anionok közül a SO_4^{2-} koncentrációjának értéke és lefutása mindhárom alkalommal az 1–8–20 és 100–120 m-es szakaszon hasonló volt. 1–20 m-en 300–320 mg/l volt az értéke és alig változott, a 100–120 m-es szakaszon pedig 315–336 mg/l körül volt a koncentrációja. A 6. és 12. héten a 20–100 m közötti szakaszon is kisebb mértékű változást tapasztaltunk, 290 és 336 mg/l közötti értékekkel. Ezzel szemben a 0. héten a SO_4^{2-} koncentrációja a 40–60 m-es szakaszon lecsökkent 230 mg/l-re, majd 80 m-re megnőtt 365 mg/l-re (37. ábra, III.3.2 melléklet). A víz Cl^- koncentrációja mindhárom alkalommal alig változott a vízáramlás mentén. A kísérlet elején és végén átlagosan 140 mg/l volt az értéke, míg a kísérlet közepén 139 mg/l (37. ábra, III.3.2 melléklet).



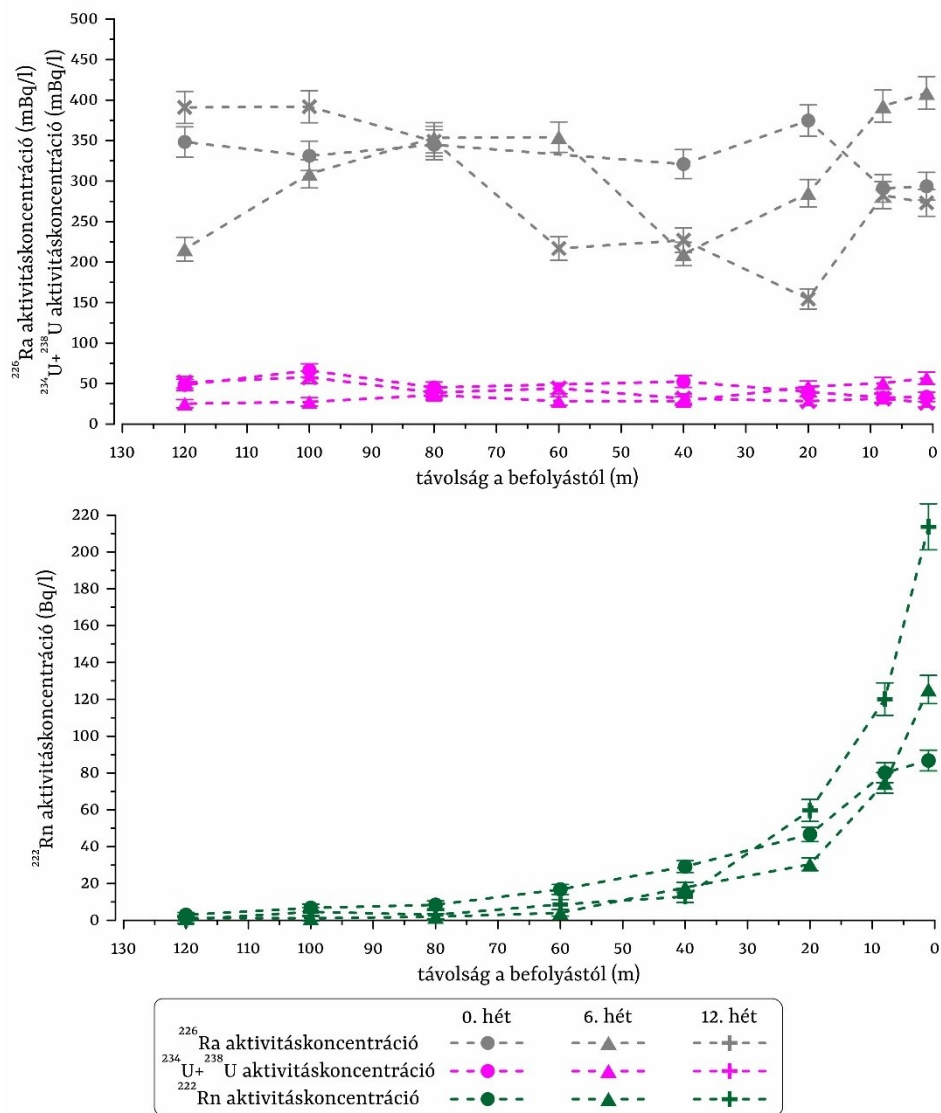
37. ábra Az anionok (SO_4^{2-} , Cl^-) koncentrációjának változása a vízáramlás mentén

A p_{CO_2} a befolyásnál a kísérlet ideje alatt csökkent, az elején $10^{-1,15}$, közepén $10^{-1,27}$, végén $10^{-1,34}$ volt. A 0. héten 100 m-ig csökkent $10^{-2,3}$ -ig, majd 120 m-re nem változott. A 6. héten 80 m-ig csökkent $10^{-2,58}$ -ig, utána értéke ekörül változott. A 12. héten végig csökkent a p_{CO_2} , egészen $10^{-2,71}$ -ig. A kísérlet elején az egész kísérleti szakaszon magasabbak voltak az értékek, mint a másik két alkalommal (38. ábra, III.3.3 melléklet). A $\text{SI}_{\text{kalcit}}$ értéke a kísérlet során növekedett a befolyásnál, a kezdetén 0,35, közepén 0,48, végén 0,59 volt. Első alkalommal 60 m-ig növekedett (1,12), második alkalommal 40 m-ig (1,24), végül 80 m-ig (1,25). Ezután mindegyik alkalommal értéke alig változott (38. ábra, III.3.3 melléklet).



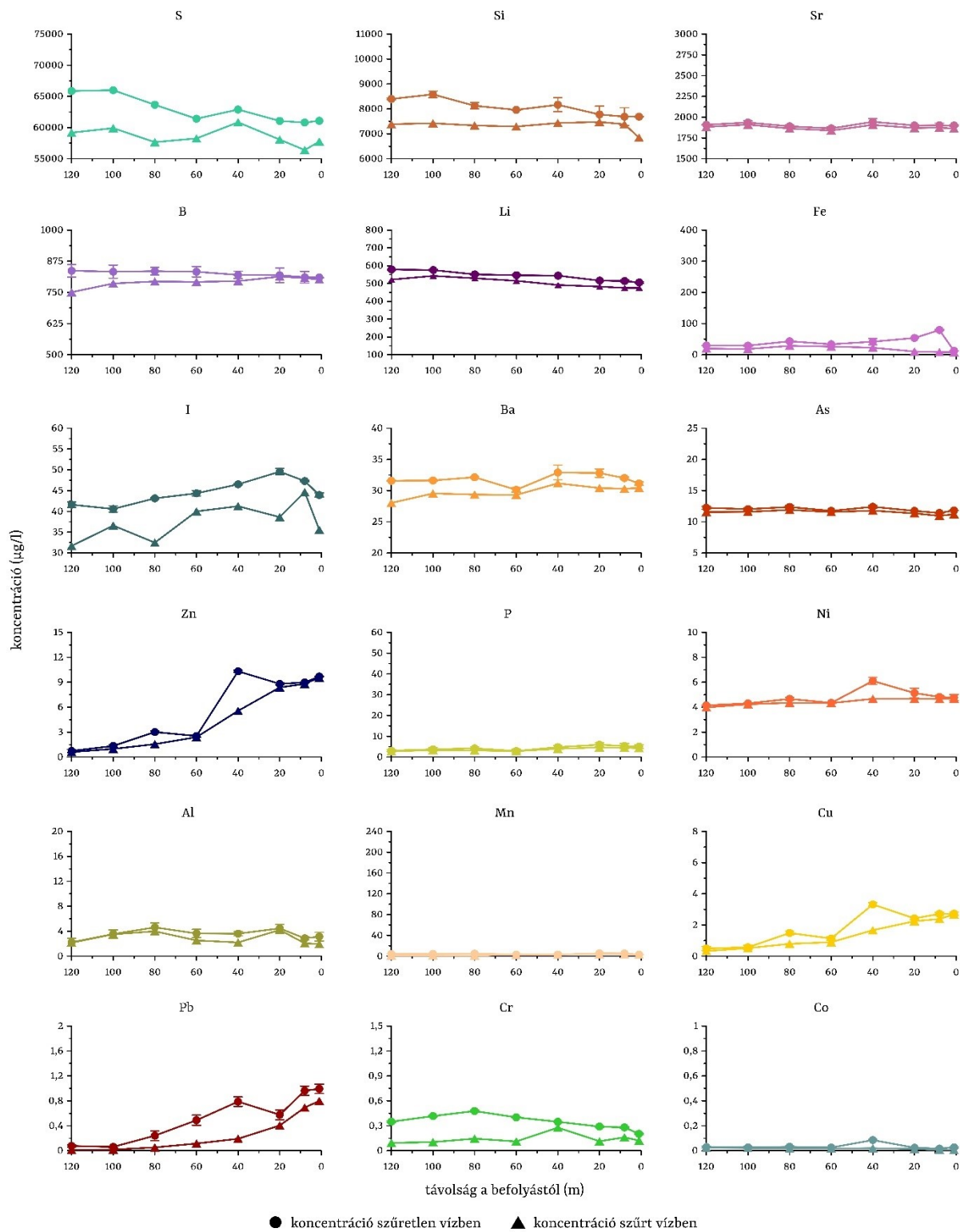
38. ábra A víz CO₂ parciális nyomásának és kalcitra vonatkoztatott telítettségének változása a vízáramlás mentén

A ²²⁶Ra aktivitáskonzentrációja változatosan alakult a vízáramlás mentén a kísérlet során. 1 m-nél a kísérlet elején és végén hasonló volt az értéke (294±17 mBq/l, illetve 273±17 mBq/l), míg a kísérlet közepén jóval magasabb volt (409±20 mBq/l). Ezután mindhárom alkalommal máshogy változott a radionuklid aktivitáskonzentrációja, felváltva mutatott növekedést és csökkenést a kísérleti szakasz mentén. A 0. héten minimumát, 291±17 mBq/l-t 8 m-en, maximumát, 375±19 mBq/l 20 m-en érte el. A 6. héten a legkisebb ²²⁶Ra aktivitáskonzentrációt (210±14 mBq/l) 40 m-en, a legnagyobbat pedig (409±20 mBq/l) 1 m-en mértük. A 12. héten az értékek 155±12 mBq/l (20 m) és 392±20 mBq/l (100 m) között változtak (39. ábra, III.3.4 melléklet). A ²³⁴U+²³⁸U aktivitáskonzentráció kezdeti értéke szintén magasabb volt a 6. héten (57±8 mBq/l), mint a másik két alkalommal (34±6 és 26±5 mBq/l). Az aktivitáskonzentráció a kísérlet kezdetén 33±6 (8 m) és 66±8 mBq/l (100 m), közepén 25±5 (120 m) és 57±8 mBq/l (1 m), végén pedig 26±5 (1 m) és 58±8 mBq/l (100 m) között változott, váltakozó növekvő és csökkenő szakaszokkal (39. ábra, III.3.4 melléklet). A ²²²Rn aktivitáskonzentrációja mindegyik alkalommal csökkent a befolyástól az áramlás mentén. Értéke a befolyásnál nőtt az egyes alkalmak között, a kísérlet kezdetén 87±6 Bq/l, közepén 125±8 Bq/l, végén 215±13 Bq/l volt. Az első 20–40 m-en erőteljes csökkenést tapasztaltunk. A háttérértéket, 10 Bq/l-t az első alkalommal 80 m-nél, a másik két alkalommal 60 m-nél érte el (39. ábra, III.3.4 melléklet).

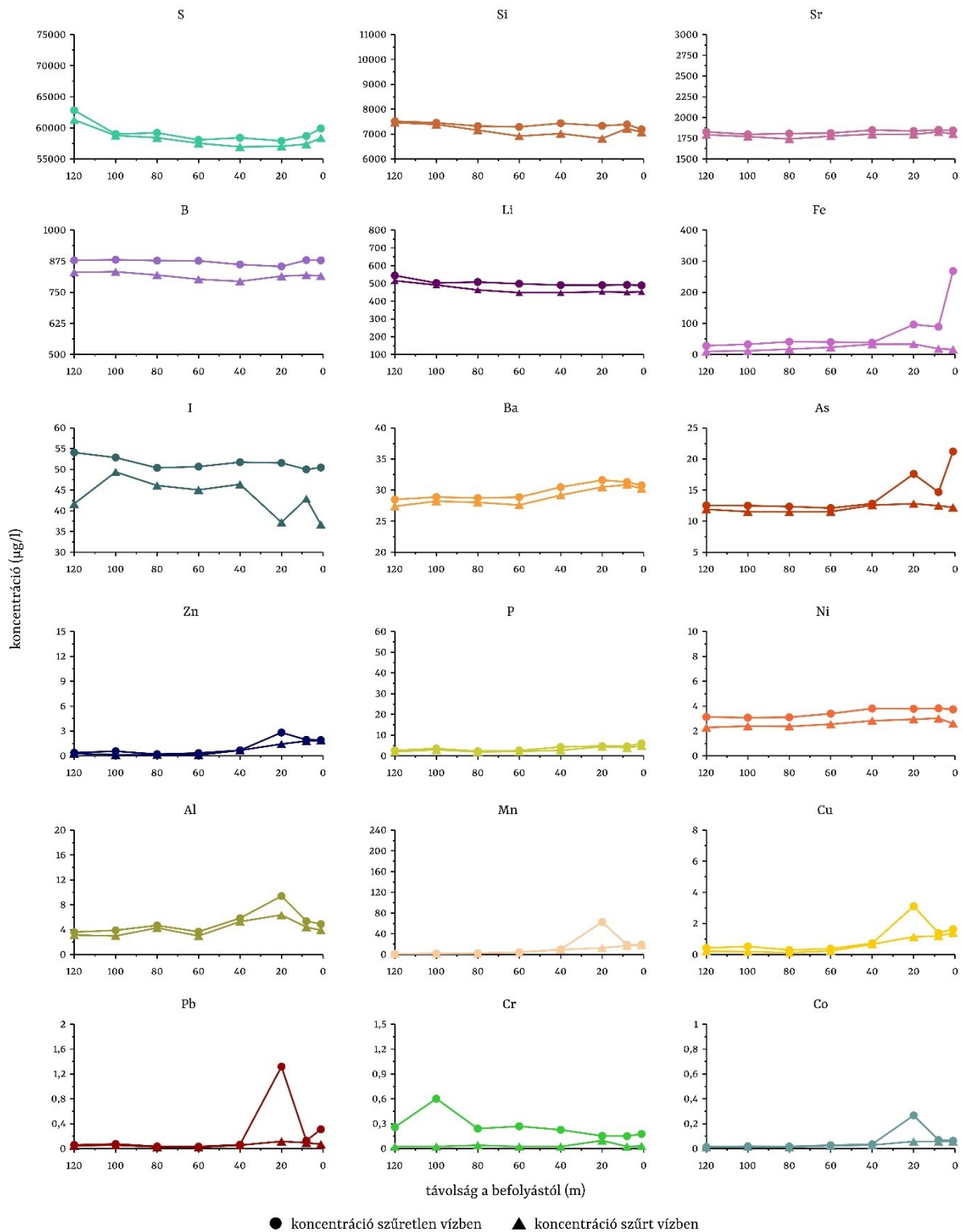


39. ábra A radionuklidok (^{226}Ra , $^{234}\text{U} + ^{238}\text{U}$, ^{222}Rn) aktivitáskonzentrációjának változása a vízáramlás mentén

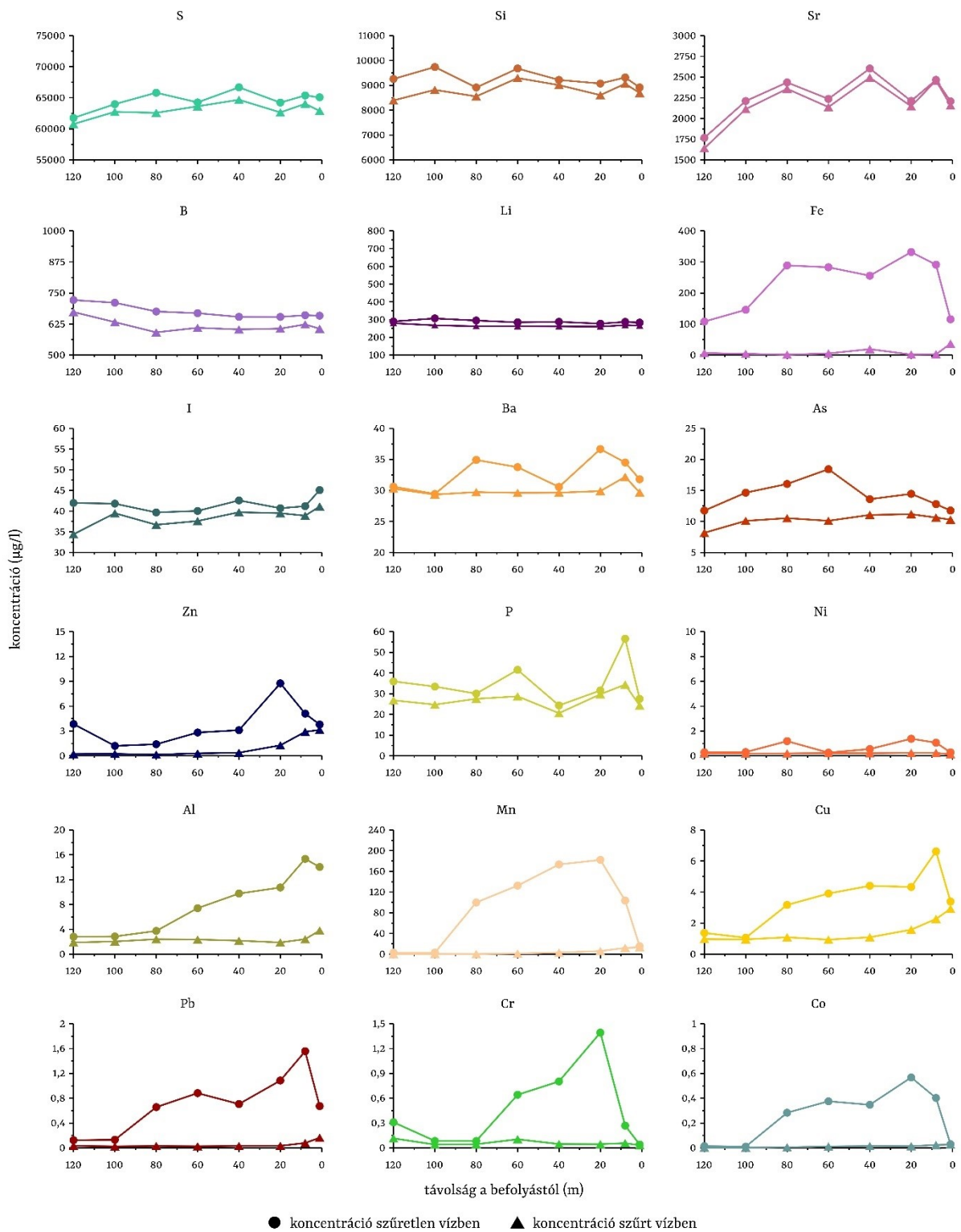
Ahogy az első fázisnál, úgy itt is a mért legmagasabb koncentrációik szerint csökkenő sorrendben ábrázoltam a nyomelemeket a diagramokon (40–42. ábra). A koncentrációkat ábrázoló függőleges tengelyek minimum-maximum értékei ez esetben is eltérnek az egyes elemek esetén, de a három mérés alkalmával megegyeznek! Az egyes elemek koncentrációjának nagyságrendje megegyezett az első fázisban mértekkel. A legnagyobb koncentrációban, 1 mg/l feletti értékkel ezúttal is S, Si és Sr fordult elő a szűretlen és szűrt vízben is. 0,1–1 mg/l közötti koncentrációt mértünk B és Li esetében, illetve a 12. héten a Fe koncentrációja is ebbe a tartományba esett a szűretlen vízben. A többi elem (I, Ba, As, Zn, P, Ni, Al, Mn, Cu, Pb, Cr, Co) koncentrációja nem haladta meg a 0,1 mg/l-t.



40. ábra A nyomelemek (S, Si, Sr, B, Li, Fe, I, Ba, As, Zn, P, Ni, Al, Mn, Cu, Pb, Cr, Co) koncentrációjának változása a vízáramlás mentén szűrt és szűretlen vízben a 0. héten



41. ábra A nyomelemek (S, Si, Sr, B, Li, Fe, I, Ba, As, Zn, P, Ni, Al, Mn, Cu, Pb, Cr, Co) koncentrációjának változása a vízáramlás mentén szűrt és szűretlen vízben a 6. héten



42. ábra A nyomelemek (S, Si, Sr, B, Li, Fe, I, Ba, As, Zn, P, Ni, Al, Mn, Cu, Pb, Cr, Co) koncentrációjának változása a vízáramlás mentén szűrt és szűretlen vízben a 12. héten

A legtöbb elem koncentrációja alig változott a vízáramlás mentén, főleg a 0. és 6. héten. Kivétel a Zn, Pb és Cu, melyek koncentrációja a 0. héten csökkent a vízáramlás mentén (40. ábra). A 6. héten a Fe és As esetében az első 20 m-en látunk kiugró értékeket, míg az Al, Mn, Cu, Pb és Co

koncentrációjában 20 m-nél látható pozitív csúcs (41. ábra). Az Al, Pb, Cu és Cr szűretlen vízben mért koncentrációja a 12. héten 10–20 m-től csökkent. Ba, Zn, P, Cu, Pb, Cr és Co koncentrációjában pedig 20 m-nél pozitív csúcs látható (42. ábra). A szűretlen és szűrt vízben mért koncentrációk a legtöbb elem esetében megegyeztek a 0. és 6. héten. A 0. héten S, Si, I, Pb és Cr, míg a 6. héten I esetében van eltérés (ha nem vesszük figyelembe a pozitív kiugrásokat). Több elem koncentrációja és annak vízáramlás menti alakulása megváltozott a 12. hétre. A B, Li és Ni koncentrációja lecsökkent a 0–6. héten mérthez képest. Ezzel szemben a Fe, As, P, Al, Mn, Cu, Pb, Cr és Co koncentrációja megnőtt a 12. hétre, főleg a szűretlen vízben (42. ábra). Ezen elemek esetében ez a növekedés azt eredményezte, hogy nagyobb lett az eltérés a szűretlen és szűrt vízben mért koncentrációk között (III.3.5 melléklet).

A víz stabilizotóp-összetételében a 12. héten 0,5 és 130 m-es távolság között csak a $\delta^{13}\text{C}$ értékében volt jelentős különbség. A befolyásnál $-3,86\text{ ‰}$ volt az értéke, míg a kifolyásnál magasabb, $-0,61\text{ ‰}$. A $\delta^{18}\text{O}$ értéke is hibahatárt meghaladó mértékben tért el a két pont között. A kifolyásnál $0,4\text{ ‰}$ -kel pozitívabb volt az értéke. A többi stabilizotóp értéke hibahatáron belül megegyezett a be- és kifolyásnál. A víz $\delta^2\text{H}$ értéke a két pontnál átlagosan $-82,3\text{ ‰}$, $\delta^{34}\text{S}$ értéke pedig $6,7\text{ ‰}$ volt (9. táblázat).

9. táblázat A víz stabilizotóp-összetétele a be- és kifolyásnál

távolság a befolyástól (m)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^{34}\text{S}$ (‰)
0,5	-3,86	-82,1	-11,5	6,7
130	-0,61	-82,5	-11,1	6,7

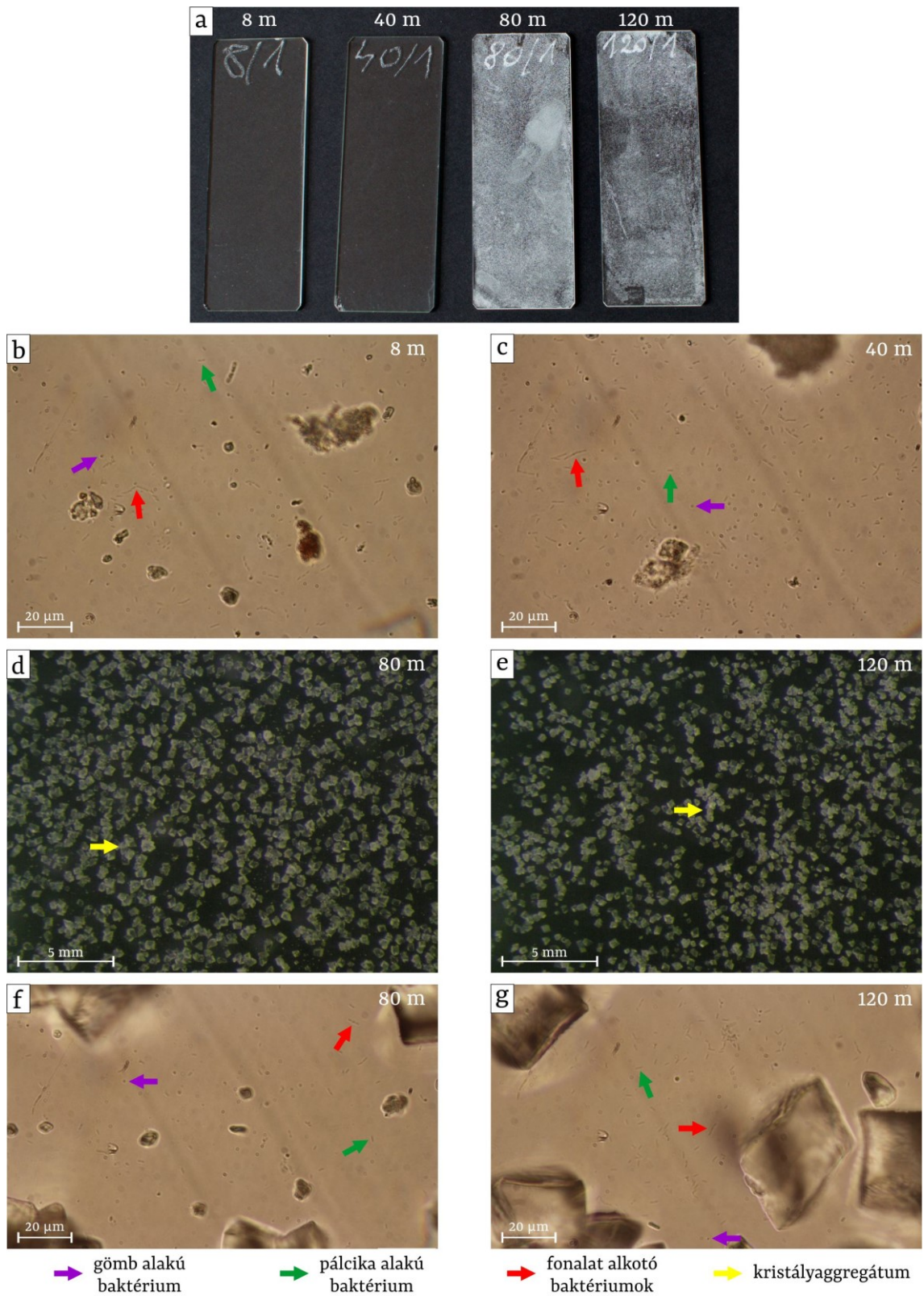
A kísérlet elején a víz szulfid- és a metántartalma kimutatási határ alatt volt 0,5 és 130 m-en is. Vagyis a szulfidtartalom kevesebb volt, mint $0,01\text{ mg/dm}^3$, míg a metántartalom kisebb, mint $0,04\text{ mg/dm}^3$.

7.3.3 A kiválások idő-és térbeli alakulásának nyomon követése

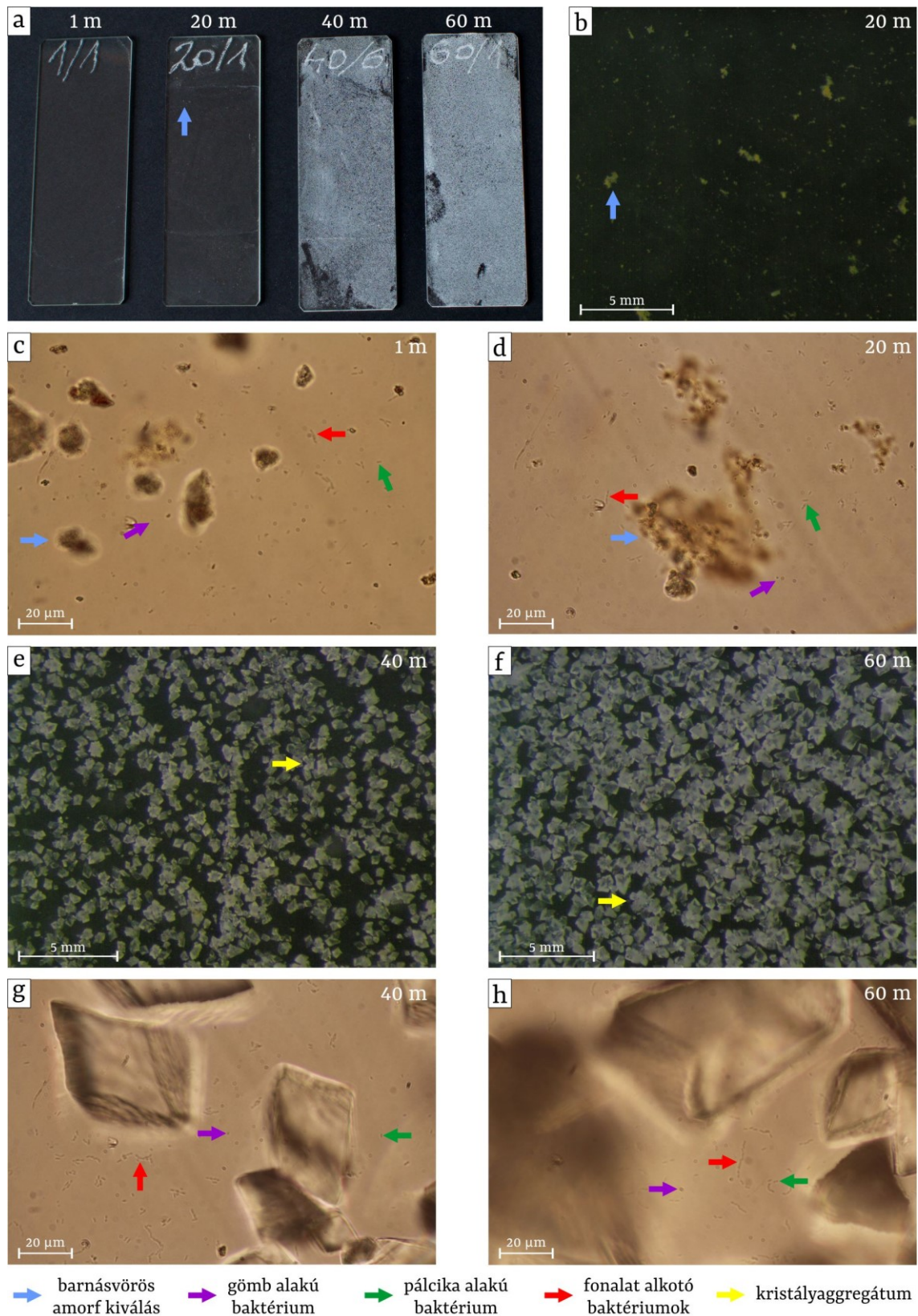
Az egyes alkalmakkor megvizsgált lemezek számát, a lemezeken kialakuló kiválások tömegét, illetve a kiválások makroszkópos és mikroszkópos jellegzetességeit a 10. táblázat foglalja össze.

Először a kísérlet megkezdése után 2 nappal, 8, 40, 80 és 120 m-es távolságokból származó lemezeket vizsgáltunk meg. A 8 és a 40 m-es mérési pontról származó lemezeken szabad szemmel nem láttunk semmit (43.a ábra) és tömeggyarapodást sem tudtunk mérni. Mikroszkóp alatt a lemezek felületén néhány μm átmérőjű gömb és néhány μm hosszúságú pálcika alakú baktériumokat láttunk, melyek közül néhány hosszabb fonalakat alkotott (43.b és c ábra). A 80 és 120 m-es távolságokból származó lemezeken szabad szemmel vékony, a lemezeket nem egyenletesen fedő fehér bevonatot figyeltünk meg (43.a ábra), a tömeggyarapodás mindkét helyen csekély volt (10. táblázat). A kristályos kiválást önállóan és csoportokban elhelyezkedő, maximum 0,5 mm-es sajátalakú (romboéderes) szemcsék alkották (43.d és e ábra). A lemezek felületén, a kristályok között, a kisebb távolságokból származó lemezekhez hasonlóan, gömb, valamint pálcika alakú és fonalakat képező baktériumok jelentek meg (43.f és g ábra).

A kísérlet 4. napján 1, 20, 40 és 60 m-es távolságokból hoztunk be lemezeket. Az 1 és 20 m-es távolságokból származó lemezeken szabad szemmel helyenként barnászörös színű foltoszerű képződményeket láttunk (44.a ábra), de egyik lemez tömege sem növekedett. A 2. nap után is látható baktériumokon kívül barnászörös amorf foltokat (EPS mátrix) is észleltünk a mikroszkóp alatt (44.b–d ábra). A 40 és 60 m-en lévő lemezeket vékony, fehér, inhomogén kristályos réteg fedte (44.a ábra). A kristályos kiválások tömege egyik távolságban sem haladta meg a 0,1 g-ot (10. táblázat). A 40 és a 60 m-ről származó lemezen is egyedülálló sajátalakú (romboéderes) kristályok és kristályaggregátumok voltak (44.e és f ábra). A 40 m-ről származó lemez kristályai néhány tized mm-esek, a 60 m-es lemezéi nagyobbak, 0,5–1 mm-esek voltak. 60 m-en a lemez felületére közvetlenül kivált kristályokra már újabbak növekedtek (44.f ábra). A kristályok között gömb alakú, illetve egyedülálló és fonalat képező pálcika alakú baktériumok is láthatóak voltak (44.g és h ábra).



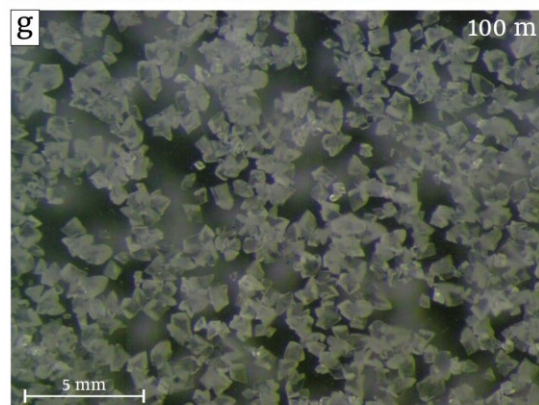
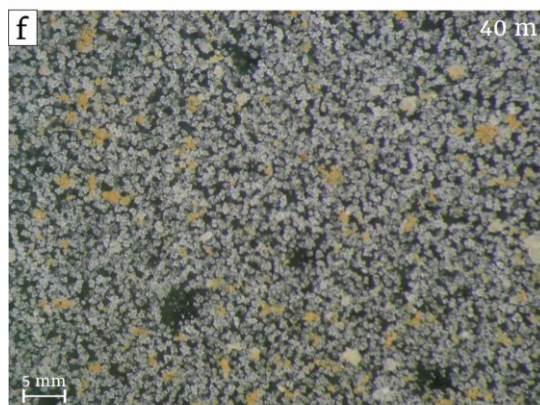
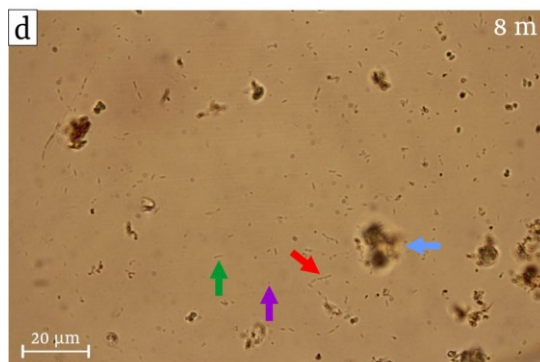
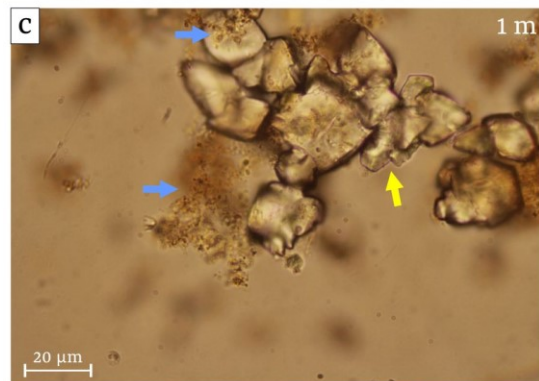
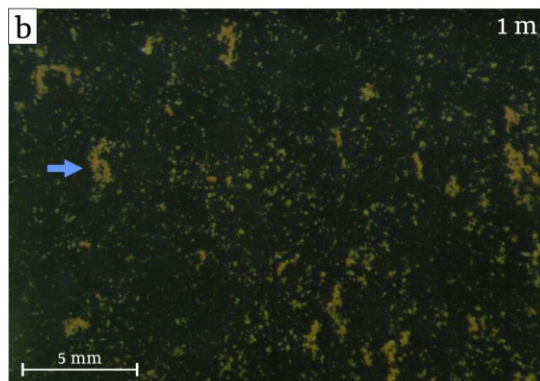
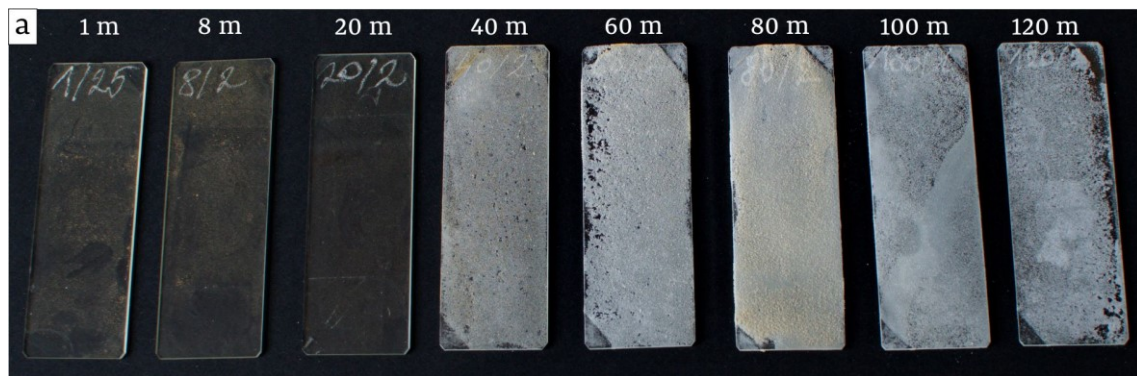
43. ábra a. 8, 40, 80, 120 m-es távolságból származó lemezek 2 nap elteltével; gömb és pálcika alakú, fonalat alkotó baktériumok b. 8 és c. 40 m-es távolságban; d. önálló sajátalakú kristályok és kristályaggregátumok d. 80 és e. 120 m-es távolságban; romboéderez kristályok és gömb, pálcika alakú és fonalat képező baktériumok f. 80 és g. 120 m-es távolságban (ráesőfényes mikroszkópos fotók - a, d, e: saját, átesőfényes fotók - b, c, f, g: MAKK JUDIT)



44. ábra a. 1, 20, 40, 60 m-es távolságból származó lemezek 4 nap elteltével; b. barnásvörös foltok a 20 m-es lemez felületén; gömb és pálcika alakú, fonalat képző baktériumok c. 1 és d. 20 m-es távolságban; önálló romboéderes kristályok és kristályaggregátumok e. 40 és f. 60 m-es távolságban; romboéderes kristályok és gömb, pálcika alakú és fonalat képző baktériumok g. 40 és h. 60 m-es távolságban (ráesőfényes mikroszkópos fotók - a, b, e, f: saját, át-esőfényes mikroszkópos fotók - c, d, g, h: MAKK JUDIT)

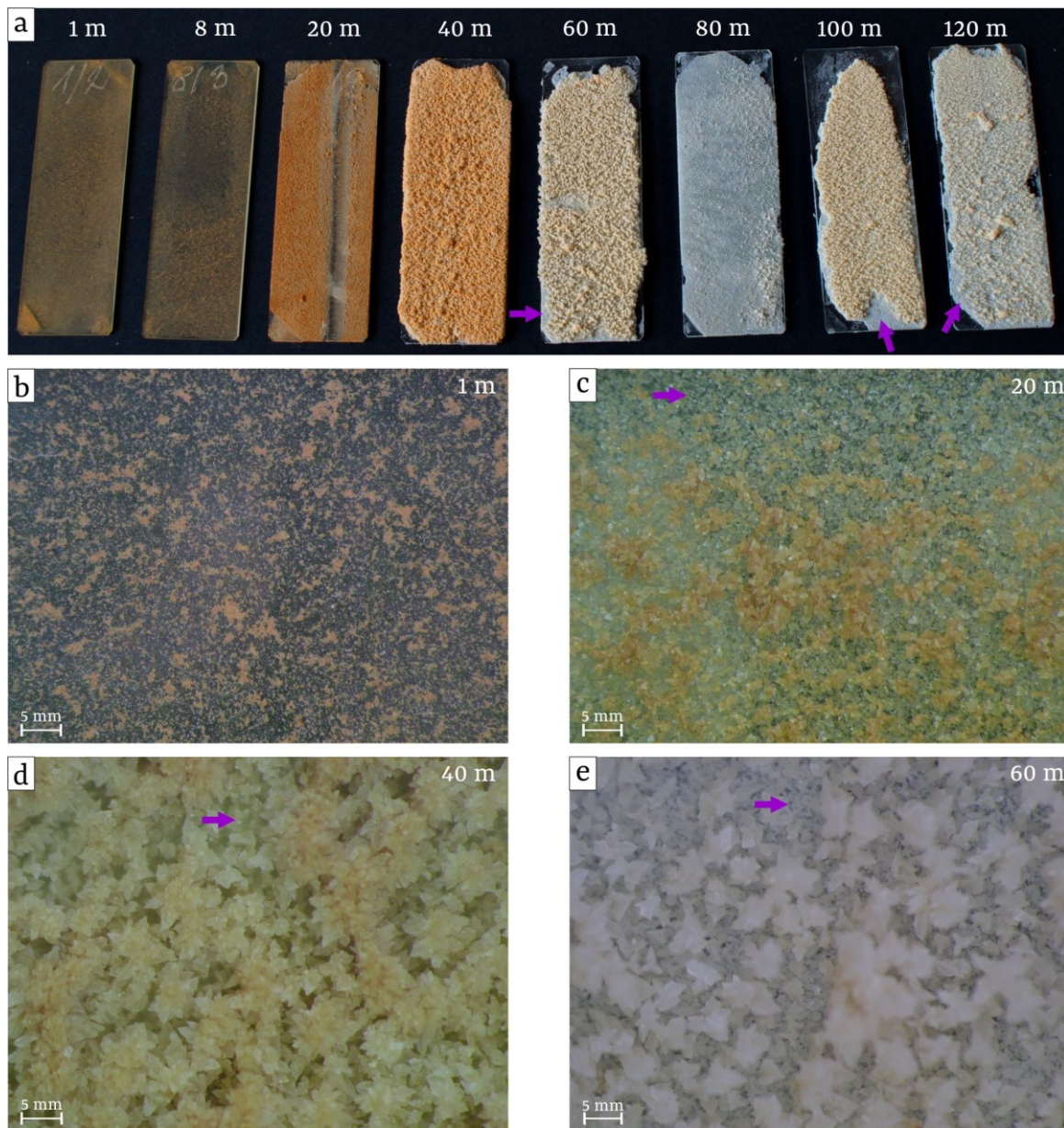
1 hét után minden távolságból vizsgáltunk lemezt, de 40 m-től a kiválások vastagsága már nem tette lehetővé az áteső fényben történő mikroszkópos vizsgálatot. 1, 8 és 20 m-en, illetve 40, 60, 80, 100 és 120 m-en a kiválások mikroszkóp alatt ugyanolyanok voltak, ezért csak néhány képet mutatok be. Az első 20 m-es távon a lemezek mintázásakor a barnásvörös kiválás levált a lemezekről és elvitte a víz, így a fotókon, felvételeken nem a teljes kialakult kiválás látható, csupán az a része, ami erősebben tapadt a lemezekre. Az 1, 8 és 20 m-es távolságokról származó lemezeken néhány mm-es barnásvörös foltoszerű képződményeket láttunk szabad szemmel (45.a ábra) és a ráesőfényes mikroszkópos felvételen is (45.b ábra). Átesőfényben a lemezek felületén továbbra is gömb és pálcika alakú, valamint fonalat képző baktériumokat és változó méretű, barnásvörös amorf szerves anyagot figyeltünk meg (45.c és d. ábra). Az 1 m-ről származó lemezen egy összenőtt kristályokból álló aggregátumot is láttunk, felületén a barnásvörös kiválással (45.c ábra). A 45.e ábrán az 1 m-ről származó lemezeről levált barnásvörös kiválás látható mikroszkóp alatt. A kiválás szélén mikrobiális fonalas képződmények láthatóak (45.e ábra). 40 m-től mindegyik lemezen kristályos kiválást figyeltünk meg. 40 m-en a fehér kiváláson néhol sárgásvörös foltokat láttunk. A 60, 100 és 120 m-es távolságban kialakult kiválások fehér színűek, míg a 80 m-es lemezen képződött sárgásfehér színű volt (45.a ábra). Szabad szemmel is lehetett látni a kiválások eltérő vastagságát a lemezeken. 60 és főleg 80 m-en vastagabb volt, mint a többi lemezen (45.a ábra). Ez a kiválások tömegében is megmutatkozott (10. táblázat). A 40 m-ről származó lemezen 1 mm-nél kisebb szemcséket láttunk, helyenként néhány mm nagyságú sárgásvörös foltokkal, amelyek a kristályok felszínére tapadtak (45.f ábra). 60, 80, 100 és 120 m-en nagyobb, néhány mm-es kristályok alkották a kiválást, mely az 1. hétre már több rétegben borította a lemezeket (45.g ábra).

A 4. hétre a kiválások tovább gyarapodtak, vastagodtak a lemezeken (10. táblázat). 1 és 8 m-es távolságban a mintázáskor a barnásvörös kiválás nagy része ezalkalommal is levált a lemezeről. A lemezekre tapadt bevonat vékony összefüggő réteget alkotott a lemezek felületén (46.a ábra). Mikroszkóp alatt néhány tízed mm-néhány mm nagyságú barnásvörös foltokat láttunk (46.b ábra). A 20 m-nél távolabbi lemezeken különböző vastagságú és színű kristályos kiválások képződtek. 20 m-en sötétebb barnásvörös színű kristályos kiválás alakult ki (a lemezen



→ barnásvörös amorf kiválás → gömb alakú baktérium → pálcika alakú baktérium → fonalat alkotó baktériumok → kristályaggregátum

45. ábra a. 1, 8, 20, 40, 60, 80, 100, 120 m-es távolságból származó lemezek 1 hét elteltével; b. barnásvörös foltok az 1 m-es lemez felületén; c. kristályaggregátum és barnásvörös kiválás 1 m-es távolságban; d. gömb és pálcika alakú, fonalat alkotó baktériumok 8 m-es távolságban; e. barnásvörös kiválás mikrobiális fonalas képződéssel; f. kristályok sárgásvörös foltokkal 40 m-es távolságban; g. 100 m-es lemezt több rétegben borító kristályok (fotók: a, b, f, g: saját, c, d, e: MAKK JUDIT)



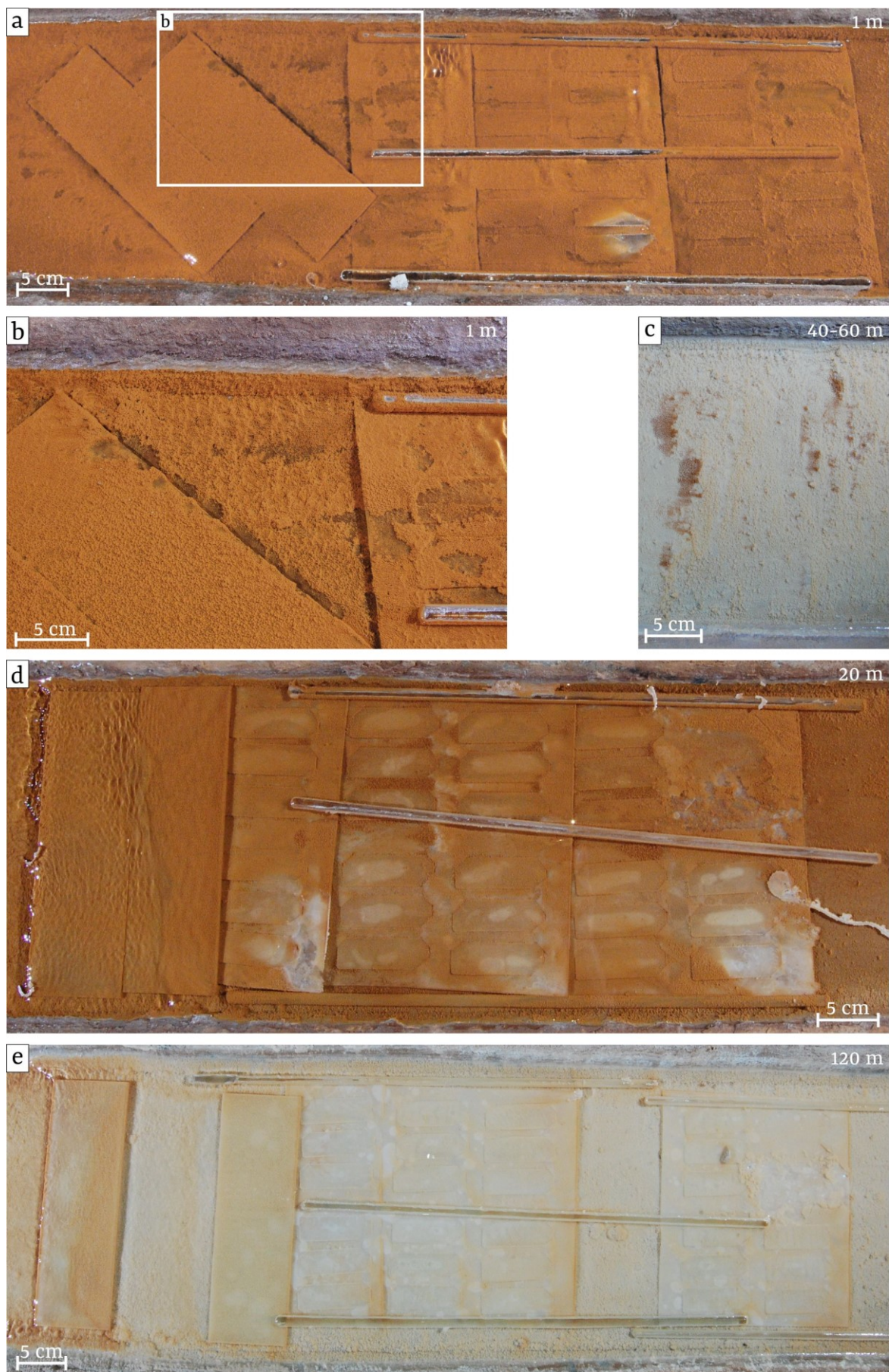
➡ alsó fehér színű, áttetsző kristályokból álló réteg

46. ábra a. 1, 8, 20, 40, 60, 80, 100, 120 m-es távolságban elhelyezett lemezek 4 hét elteltével; b. barnásvörös foltok az 1 m-es lemez felületén; c. áttetsző kristályos rétegen kialakult barnásvörös kristályok és kristályaggregátumok 20 m-es távolságban; áttetsző kristályos rétegen kialakult sárgásfehér és fehér kristályok és kristályaggregátumok d. 40 m-es és e. 60 m-es távolságban (fotók: saját)

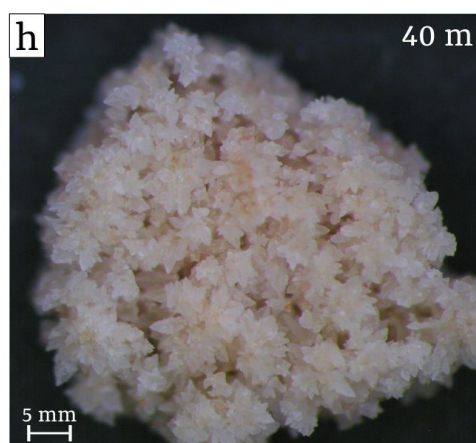
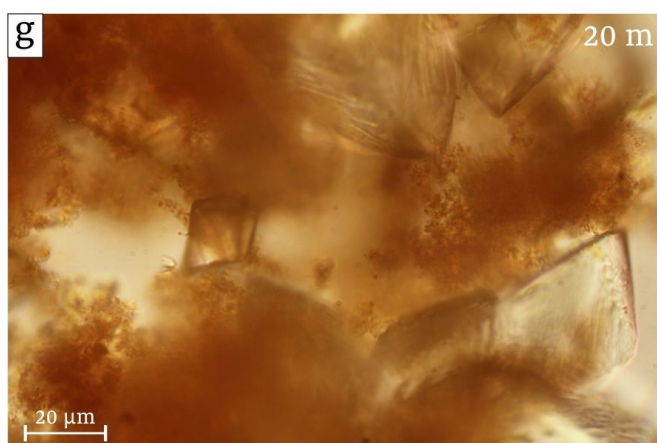
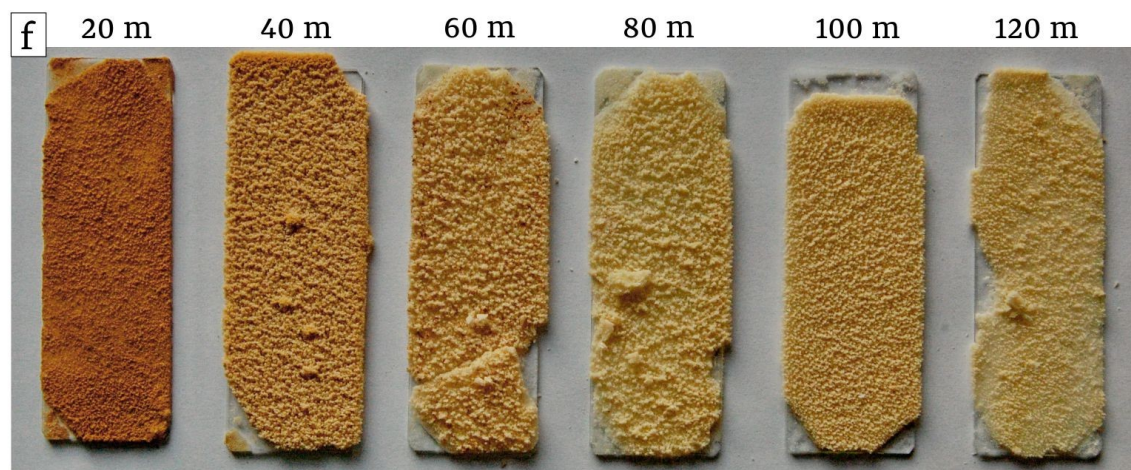
hosszirányban kb. közepén húzódó kiválás nélküli rész a fóliák leszorítására használt üvegrúd nyoma, ami rágurult a lemezre). 40 m-en világosabb barnásvörös, 60, 100 és 120 m-en sárgásfehér, míg 80 m-en fehér kristályos kiválás képződött (46.a ábra). 60, 100 és 120 m-en kibukkant a lemezek felületén kezdetben kialakult vékony, fehér kiválás, amelyen a 80 m-es lemezen látható (46.a ábra). 40, 60 és 100 m-es távolságban képződött a legvastagabb, míg 80 m-en a legvékonyabb kris-

tályos kiválás a lemezek felületén 4 hét alatt (46.a ábra). A 20 m-es távolságban elhelyezett lemezen mikroszkóp alatt egy alsó, áttetsző kristályokból álló rétegen barnásvörös kristályokat, kristályaggregátumokat figyeltünk meg (46.c ábra). A többi távolságban kialakult kiválásoknál is látható volt egy alsó, áttetsző kristályokból álló réteg és az azon képződött sárgásfehér, fehér színű kristályok és kristályaggregátumok. Az 5–10 mm átmérőjű aggregátumok nem egyenletesen fedték be az alsó réteget (46. d és e ábra).

A kísérlet 6. és a 12. hetében a mintavételezés előtt a helyszínen fotókat készítettünk a kiválásokról. Mikroszkópos felvételek a kiválások nagy részéről azok vastagsága miatt már nem készültek. A 4. heti megfigyelésekhez képest a kiválások makroszkópos jellegét tekintve nem volt változás. 1–8 m-es távolságban barnásvörös színű, néhány mm-es gömbökből álló kiválást figyeltünk meg (47.a és b ábra), mely kismértékű bolygatásra is levált a felületről és elvitte a vízáramlás. A vályú távolabbi részein, különböző akadályoknál ezek a gömbök kisebb-nagyobb mennyiségben felhalmozódtak (47.c ábra). A terepen jól látszott, hogy a víz áramlása hogyan mozgatta a gömbös kiválást és hogy meghatározta a felhalmozódásuk helyét, mennyiségét és „alakját”. 20 m-től a már korábban is megfigyelt kristályos kiválás alakult ki és gyarapodott tovább az eltelt hetek során. A 6. heti terepbejárás során megfigyeltük, hogy 20 m-en a kiválás barnásvörös volt (47.d ábra), 40 m-től pedig már döntően sárgásfehér színű (47.e ábra). Ahol a lemezek jobban kiálltak, akadályt képeztek, ott barnásvörös volt a kiválás. Ez főleg a szakaszok végén elhelyezett nagy üveglemezeknél és a fóliák vízáramlással szembeni végénél volt megfigyelhető (47.e ábra). Ahol a víz felszínén volt megfelelő felület (vízből kiemelkedő üvegrudak, tárgylemezek és fólia), ott fehér színű kiválás alakult ki (47.d ábra). A kiválás jellege miatt az 1 és 8 m-es távolságból nem lemezt gyűjtöttünk be, hanem a gömbös kiválásból külön vettünk mintát pipettával. A többi helyről egy-egy lemezt gyűjtöttünk be. Mintavételkor a kristályos kiválás könnyen eltörtött kisebb darabokra (47.e ábra). Az egymás mellé rakott 20, 40, 60, 80, 100 és 120 m-es távolságból származó lemezekon kialakult kiválások színében átmenet figyelhető meg. 20 m-en sötét barnásvörös színű a kiválás. 40 és 60 m-en halványabban, illetve foltokban látható még a barnásvörös szín, míg 80 m-től sárgásfehér volt a kiválás (47.f ábra).



47. ábra (ábraalírást ld. a következő oldalon)



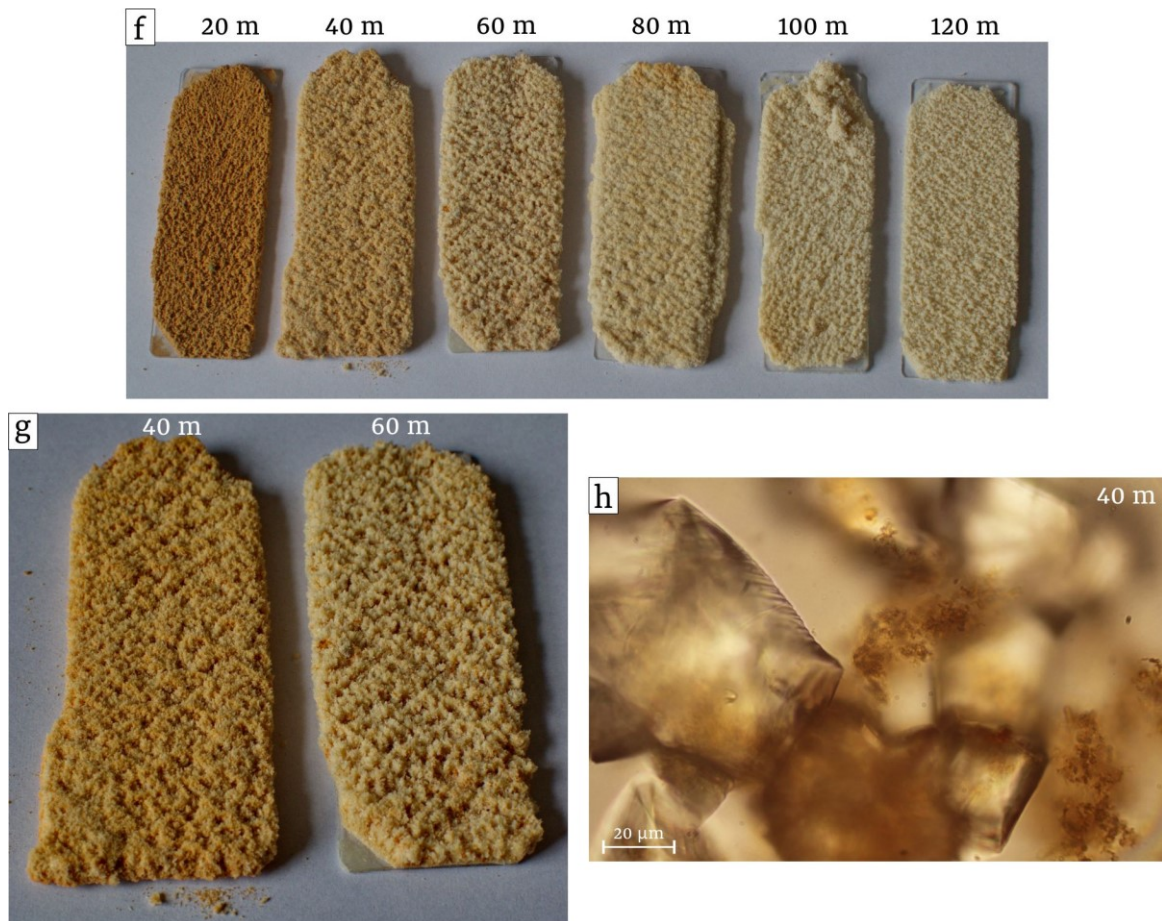
47. ábra Kiválások 6 hét elteltével; a. és b. Barnásvörös, gömbös megjelenésű kiválás 1 m-es távolságban; c. akadályon fennakadt barnásvörös kiválás a 40–60 m közötti szakaszon; d. barnásvörös kristályos kiválás 20 m-es távolságban; e. sárgásfehér színű kristályos kiválás 120 m-es távolságban; f. 20, 40, 60, 80, 100, 120 m-es távolságban elhelyezett lemezek 6 hét elteltével; g. barnásvörös kiválás átlátszó kristályokkal 20 m-es távolságban; h. kristályaggregátumok 40 m-es távolságban (fotók: a, b, c, d, e: HEGEDŰS ANDRÁS, f, h: saját, g: MAKK JUDIT)

A legvastagabb kiválás a 40 m-ről származó lemezen, míg a legvékonyabb a 20 m-ről származó lemezen alakult ki, melyet a tömegváltozás értékei is tükröznek (10. táblázat). A 40 m-es távolságban képződött kiválás egy kis darabján a kristályaggregátumok figyelhetőek meg (47.h ábra). A begyűjtött barnásvörös színű gömbök mikroszkópos felvételein átlátszatlan vörös képződmény látható. Több mintában is láttunk átlátszó, 1 mm-nél kisebb kristályokat (47.g ábra).

A 12. hétre a 6. héthez képest a kiválások jellegében nem, csak mennyiségében, vastagságában történt változás (10. táblázat). 1 és 8 m-en továbbra is barnásvörös, gömbös kifejlődésű kiválást figyeltünk meg (48.a–c ábra). A terepi fotókon jól látszanak azok a helyek, ahonnan mintát vettünk és a lemezekken alig maradt kiválás (48.a és b ábra). A mintavétel során ez a



48. ábra (ábraalírást ld. a következő oldalon)



48. ábra Kiválások 12 hét elteltével; a. és b. Barnásvörös, gömbös megjelenésű kiválás 8 m-es távolságban; c. barnásvörös, gömbös megjelenésű egy akadály körül az 1–8 m közötti szakaszon; d. sárgásfehér kristályos kiválás nagy mennyiségű barnásvörös, gömbös megjelenésű kiválással 40 m-es távolságban; e. sárgásfehér színű kristályos kiválás 120 m-es távolságban; f. 20, 40, 60, 80, 100, 120 m-es távolságban elhelyezett lemezek 12 hét elteltével; g. 40 és 60 m-es távolságban elhelyezett lemezekon kialakult döntően sárgásfehér kristályos kiválás barnásvörös foltokkal; h. barnásvörös kiválás kristályok felületén 40 m-es távolságban (fotók: a, b, c, d, e: CSONDOR KATALIN, f, g: saját, h: MAKK JUDIT)

gömbös kiválás nagy mennyiségben elúszott és a kísérleti szakasz távolabbi részein halmozódott fel (48.d ábra). 20 m-es távolságtól halvány barnásvörös-sárgásfehér kristályos kiválás képződött továbbra is (48.d és e ábra). A vízfelszínre kiérő felületeken az egész tanulmányozott szakaszon fehér színű kiválás alakult ki (48.a, b és d ábra). Az egyes lemezeken 12 hét után is jól látható volt a kiválások színének átmenete. 20 m-en sötét barnásvörös, 40 és 60 m-en foltokban barnásvörös, míg 80 m-től sárgásfehér színű volt (48.f és g ábra). Mikroszkóp alatt a kristályok felületén is megfigyeltünk barnásvörös kiválást (48.h ábra). A terepi felvételek és a több lemezen végzett tömegváltozás mérések alapján is elmondható, hogy a kiválási ráta egy mérési helyen belül nem volt egyenletes (10. táblázat).

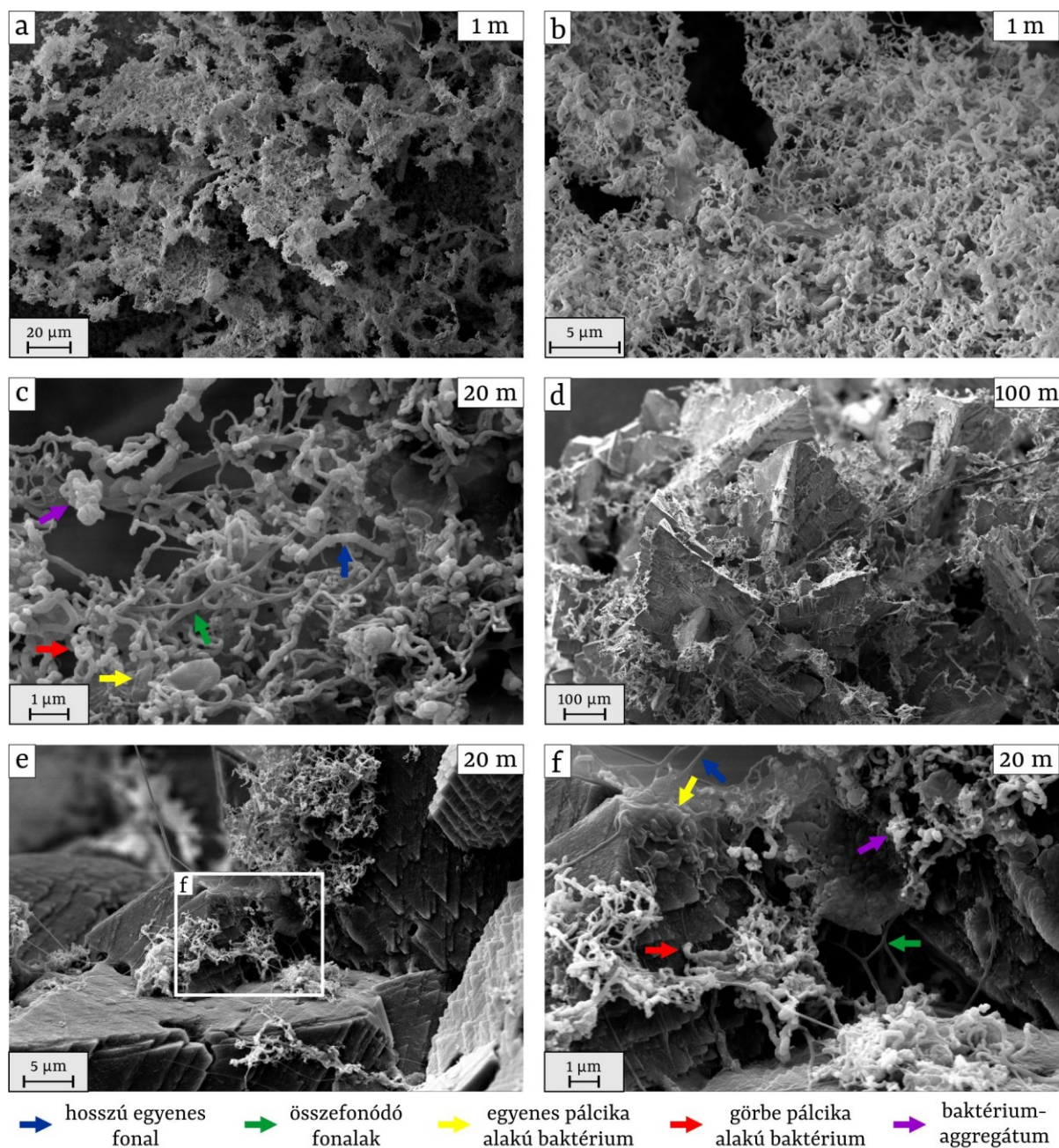
10. táblázat A kiválások időbeli fejlődése, a vizsgált lemezek száma, tömeggyarapodása, valamint a lemezeken szabad szemmel és mikroszkóp alatt látható képződmények

eltelt idő	vizsgált lemez (távolság/sorszám)	tömegváltozás (g)	szabad szemmel látható a lemezen	mikroszkóp alatt látható a lemezen	
				bakteriális, amorf képződmény	kristályos képződmény
2 nap	8/1	nem mérhető	nem látható	gömb és pálcika alakú, fonalat alkotó baktériumok	nem látható
	40/1				
	80/1	0,0420	fehér kristályos kiválás		0,5 mm-es és kisebb sajátalakú kristályok, kristályaggregátumok
	120/1	0,0292			
4 nap	1/1	nem mérhető	néhány mm-es barnás-vörös foltok	gömb és pálcika alakú, fonalat alkotó baktériumok, barnásvörös amorf képződmény	nem látható
	20/1				
	40/6	0,0408	fehér kristályos kiválás		néhány tized mm-es sajátalakú kristályok, kristályaggregátumok 0,5–1 mm-es sajátalakú kristályok, kristályaggregátumok több rétegben
	60/1	0,0934			
1 hét	1/25	nem mérhető	néhány mm-es barnás-vörös foltok	pálcika alakú baktériumok, változó méretű, szabálytalan alakú barnásvörös képződmények	kristályaggregátum
	8/2				nem látható
	20/2				
	40/2	0,1446	fehér kristályos kiválás sárgásvörös foltokkal	kristályok felszínén néhány mm-es sárgásvörös foltok	1 mm-nél kisebb kristályok
	60/2	0,4257			
	80/2	0,4442	fehér kristályos kiválás	nem látható	néhány mm-es kristályok több rétegben
	100/1	0,2372	fehér kristályos kiválás		
	120/2	0,1761	fehér kristályos kiválás		

4 hét	1/2 8/3	nem mérhető		barnásvörös kiválás	néhány mm-es barnásvörös foltok	nem látható
	20/3	0,4134		barnásvörös kristályos kiválás		áttetsző kristályos rétegen sárgás-vörös kristályok
	40/3	2,8115				
	60/3	1,8049		sárgásfehér kristályos kiválás	nem látható	áttetsző kristályos rétegen sárgás-fehér 5-10 mm átmérőjű kristályaggregátumok
	80/3	0,1717		fehér kristályos kiválás		
	100/2	1,8485		sárgásfehér kristályos kiválás		
	120/3	1,4121		kiválás		
6–12 hét	1			barnásvörös, néhány mm-es gömbökből álló, felületekre gyengén tapadó kiválás		
	8	nem mérhető	nem mérhető		átlátszatlan barnásvörös amorf képződés	átlátszó néhány tized µm-es kristályok
	20	0,9605	2,7113–5,6613	barnásvörös kristályos kiválás		
	40	4,4076	5,3907–11,7168	döntően sárgásfehér,		
	60	2,5095	5,4408–8,4550	kiálló részeken barnás-vörös, vízből kiemel-	nem látható	kristályok több rétegben, kristályaggregátumok
	80	2,2814	5,5717–11,9666	kedő felületeken fehér színű kristályos kiválás		
	100	2,4715	5,8610			
120	1,4854	2,6136–4,9267				

7.3.4 A kiválások morfológiája és ásványos összetétele

A tanulmányozott szakasz teljes hosszában már az első 2 nap után is gömb és pálcika alakú baktériumokat, valamint a baktériumok alkotta fonalakat láttunk a lemezek felületén (43. ábra). A 6–12. hétre ezek a baktériumok 1 és 8 m-es távolságban komplex, hálózatos szerkezetet hoztak létre (49.a ábra). A baktériumok változatos morfológiával rendelkeztek, dominánsan különböző vas-



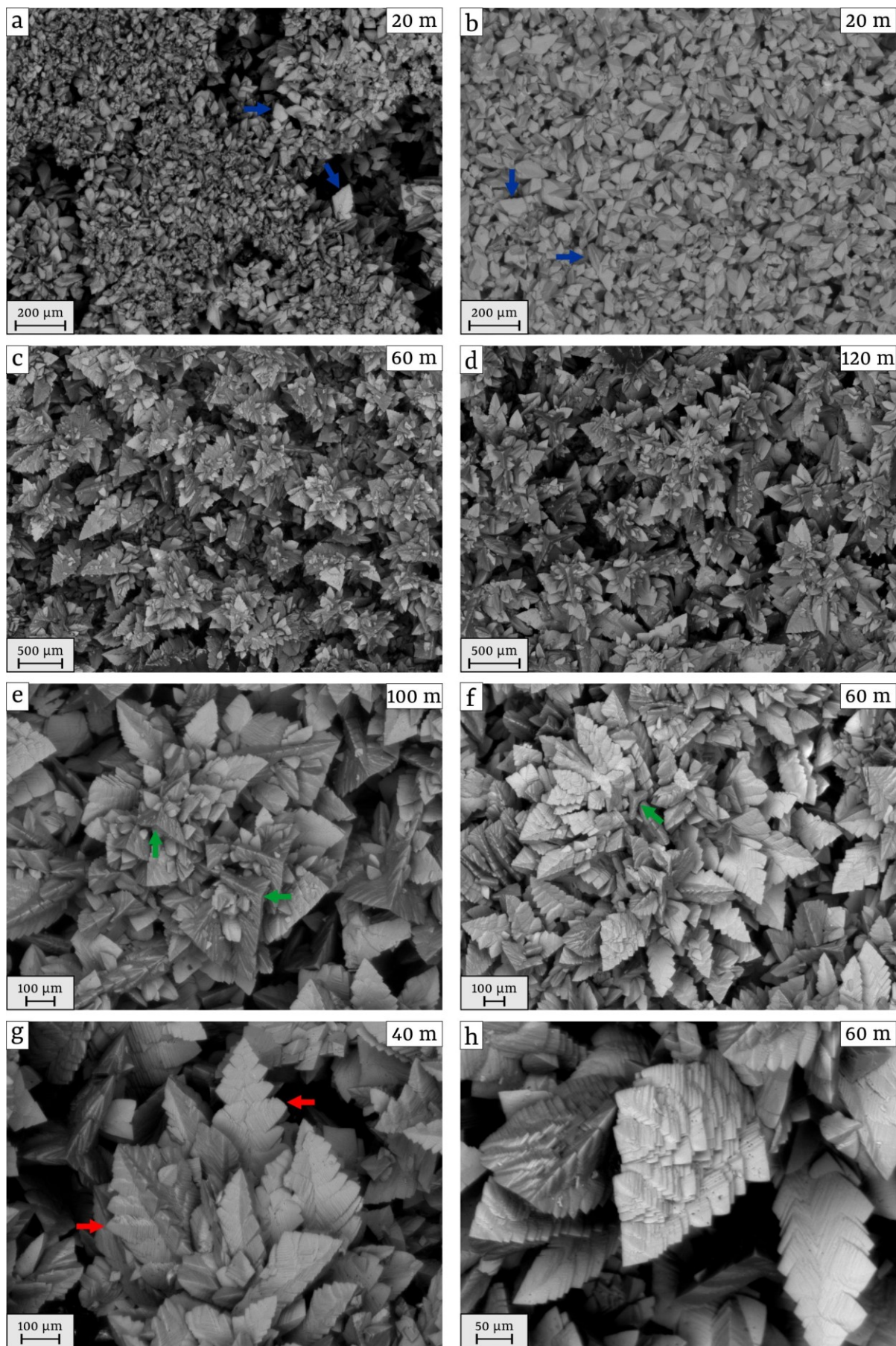
49. ábra Az 1 és 8 m-es távolságokban kialakult kiválás SEM-SE felvételei a. és b. hálózatos szerkezetű kiválás 1 m-es távolságban; c. változatos morfológiájú baktériumok 20 m-es távolságban; d–f. kristály felületén megtelepedett sejtszomszomsorosság (fotók: MAKK JUDIT)

tagságú görbült pálcák és csavart fonalak jelentek meg (49.b ábra). Ezen kívül hosszú egyenes és összefonódó fonalak, valamint sejtaggregátumok is előfordultak (49. ábra). Ott is láttunk sejtcsoportosulásokat, ahol már a kristályos kiválás dominált (20 m-től) (49.d–f ábra).

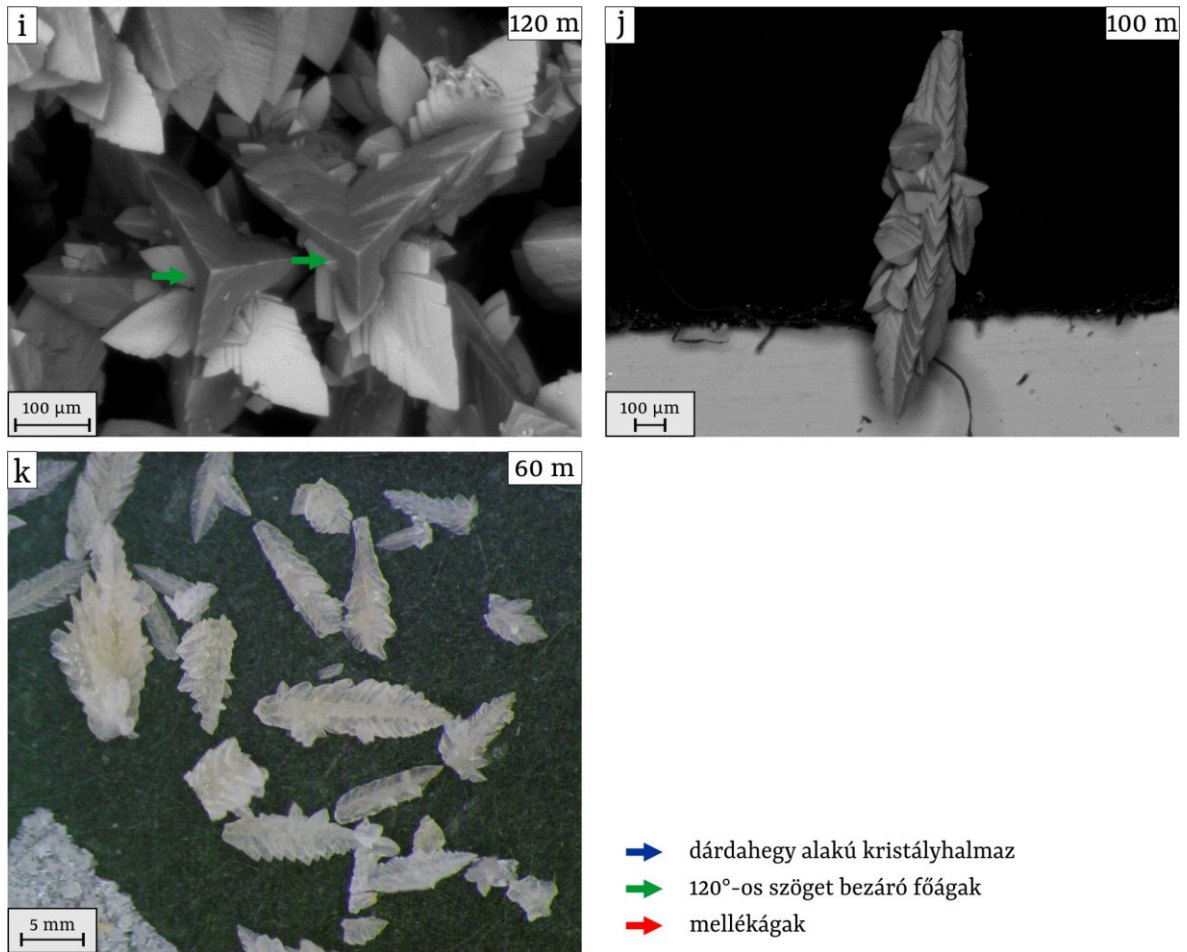
2 nap után 80 m-től már lehetett látni a lemezek felületén romboédes kristályokat (43. ábra), 4 hét után pedig komplexebb morfológiát is (46. ábra). A 6–12. hétre 20 m-nél a kiválást döntően romboédes kristályok alkották. Helyenként a romboédereknél nagyobb, dárdahegy alakú, romboéderekből álló aggregátumokat, halmazokat láttunk (50.a és b ábra). A két, különböző korú kiválás kristályai között méretbeli különbséget figyeltünk meg. Míg a 6 hetes kiválás romboédes kristályai 100 μm -nél kisebbek (50.a ábra), addig a 12 hetes kiválásban 100 μm -nél nagyobbak voltak (50.b ábra). 40–120 m között a kiválások megjelenése, a kristályok morfológiája hasonló volt 6 és 12 hetesen is. A SEM felvételeken jól látszik a kristályhalmazok csoportokban való növekedése (50.c és d ábra). A csoportokon belül a kristályhalmazok mérete és orientációja eltérő (50.e és f ábra). Az egyik irányból a dárdahegy alakú halmazok hossza döntően néhány száz μm (50.g ábra). 3 fő ága van az aggregátumoknak. Ezek az ágak egymással 120° -os szöveget zárnak be és hosszuk eltérő lehet (50.e, f és i ábra). A főágak több mellékágból állnak (50.k ábra), melyek kis romboéderek (50.h ábra). A főágak élén ezen romboéderek sarkai láthatóak egymás felett (50.j ábra).

A 12 hetes 100 m-en kialakult kristályos kiválásból a lemez felületére merőlegesen vékonycsiszolatot is készítettünk. A csiszolatban is látni lehet, hogy a dárdahegy alakú kristályok kisebb egységekből állnak, melyek egy központi főtengelyről ágaznak le és különböző hosszúságúak (51.a ábra). Belsejükben sötét színű, zárványszerű, hosszúkás struktúrák láthatóak (51.b ábra).

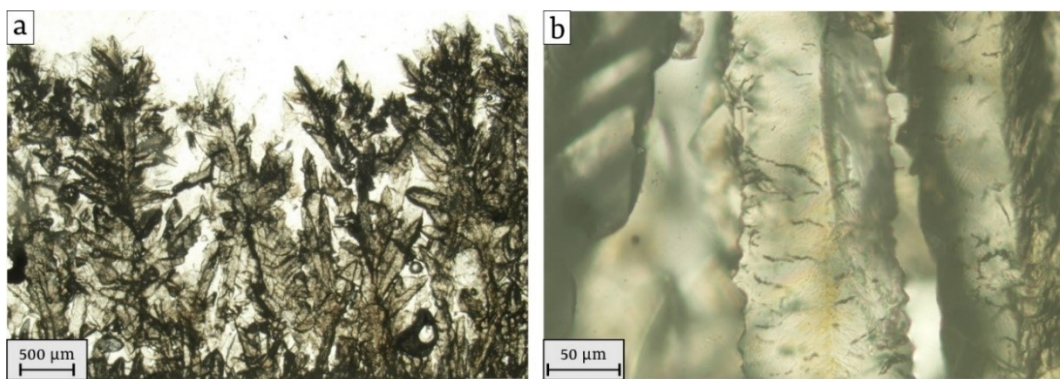
Az 1 és 8 m-es távolságban kialakult kiválás a Mössbauer spektrumok alapján ferrihidritet ($\text{Fe}^{3+}_{10}\text{O}_{14}(\text{OH})_2$) tartalmaz (III.4.1 melléklet). Értékelhető diffraktogramot csak az 1 m-es kiválás röntgenpordiffrakciós mérése adott. Kis intenzitással kalcit és dolomit jelenik meg a mintában (III.4.2 melléklet). Vastartalmú fázist nem sikerült kimutatni.



50. ábra (ábraalírást ld. a következő oldalon)



50. ábra A 20–120 m-es távolságokban kialakult kiválás SEM-BSE (a–j) és ráesőfényes mikroszkópi felvételei; a. és b. döntően romboéderees kristályok 20 m-es távolságban; c–k. 40–120 m-es távolságban képződött dárdahegy alakú kristályhalmazok (fotók: a–j: KOVÁCS ZOLTÁN, k: saját)



51. ábra A 12 hetes 100 m-es távolságban kialakult biogeochemiai kiválás vékonycsiszolatos felvételei (fotók: GYŐRI ORSOLYA)

A 20–120 m-es távolságban kialakult kiválások ásványtanilag nagyrészt kalcitból épülnek fel a röntgenpordiffrakciós mérések szerint. A diffraktogramokon a kalcit csúcaihoz képest kismértékű eltolódások Mg^{2+} beépülését jelzik a kristályrácsba (III.4.2 melléklet). A 6 hetes 20 m-es minta

esetében is kimutatható volt Mössbauer-spektroszkópiával Fe^{3+} jelenléte ferrihidrit formájában (III.4.1 melléklet). 40 m-től viszont, illetve a 12 hetes minták esetében már 20 m-től a vizsgálat nem adott értékelhető spektrumot.

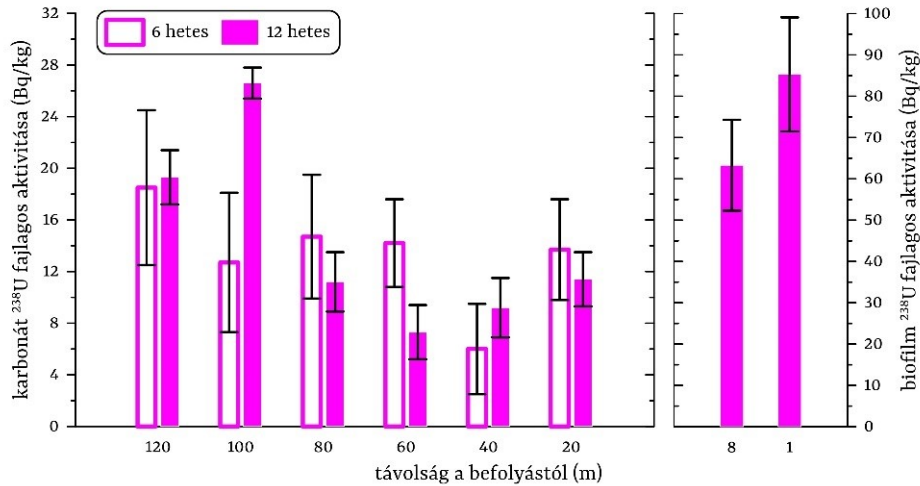
A vizsgálatok eredményei igazolták, hogy az egész tanulmányozott kísérleti szakaszon biogeokémiai kiválás zajlik, melyben mikroorganizmusok, biológiai eredetű képződmények és ásványi anyagok egyaránt előfordulnak. 1 és 8 m-es távolságban a kiválásban a változatos méretű és morfológiájú mikroorganizmusok és a hozzájuk köthető mikrobiológiai folyamatok (pl. EPS termelése) dominálnak, alárendelt mennyiségben ásványszemcsékkel. Ez a képződmény biofilm jellegű biogeokémiai kiválásnak tekinthető, melyre az egyszerűség kedvéért a továbbiakban biofilmként hivatkozom. A 20–120 m-es távolságban kialakult kiválásban a fizikai-kémiai folyamatok dominálnak, így döntően romboédeses karbonátkristályokból és kristályhalmazokból áll, felületükön alárendelt mennyiségben mikroorganizmusokkal. Ez a képződmény karbonátos biogeokémiai kiválásnak tekinthető, melyre a továbbiakban karbonátként hivatkozom.

7.3.5 A biogeokémiai kiválások radioaktivitása

A 6 hetes biofilm tömege liofilizálást követően 1 és 8 m-es távolságban sem volt elegendő a gamma-spektroszkópiás mérésekhez, így ebből az időpontból csak a karbonát kiválások radioaktivitásáról rendelkezünk mérési eredményekkel. Először a 6 hetes karbonátok ^{238}U , ^{226}Ra , ^{226}Ra leányelemek és ^{210}Pb fajlagos aktivitás értékeit ismertetem. A karbonátok ^{238}U fajlagos aktivitása $6\pm 3,5$ és $18,5\pm 6$ Bq/kg értékek között volt. 40 m-nél alacsonyabb volt az értéke (kb. feleakkora, mint a többi távolságnál), a többi távolságban az értékek hibahatáron belül megegyeztek (52. ábra, III.4.3 melléklet).

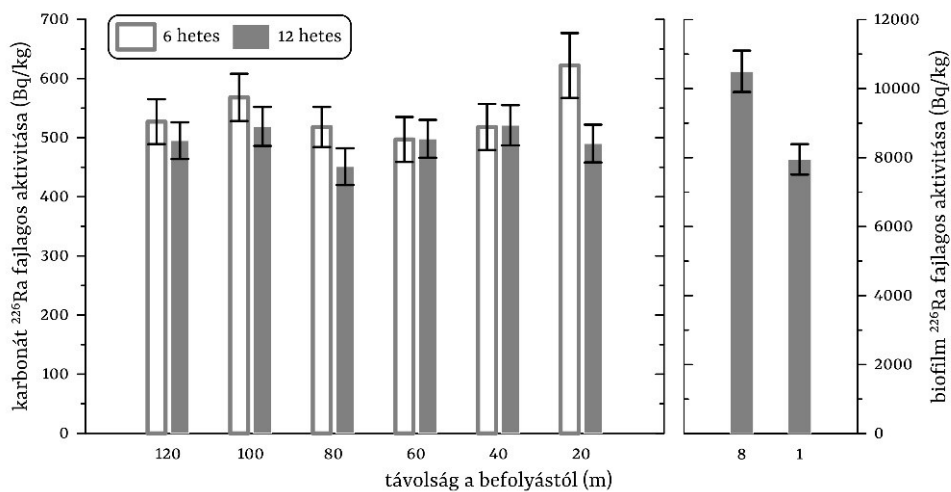
A karbonátok ^{226}Ra fajlagos aktivitása 497 ± 38 és 622 ± 55 Bq/kg között változott, a vízáramlás mentén az értékek hibahatáron belül megegyeztek, a 20 m-es kiválás mutatott kicsit magasabb értéket (kb. 50 Bq/kg-mal) (53. ábra, III.4.3 melléklet). A ^{226}Ra leányelemek fajlagos aktivitás értéke 454 ± 6 és 520 ± 6 Bq/kg között változott. A vízáramlás mentén nem volt számottevő különbség (54.

ábra, III.4.3 melléklet). A 6 hetes karbonátok ^{210}Pb fajlagos aktivitása $45,8 \pm 5,4$ és 527 ± 27 Bq/kg között alakult, 20 és 60 m között erőteljesen csökkent, 60 m után pedig alig változott (55. ábra, III.4.3 melléklet).



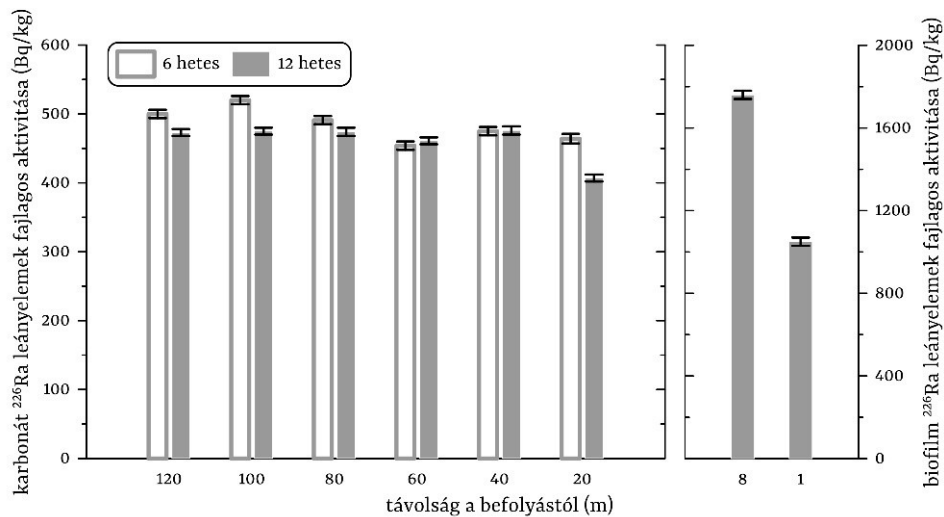
52. ábra A biogeokémiai kiválások ^{238}U fajlagos aktivitása

A 12. héten a biofilm és a karbonát radioaktivitását is tudtuk mérni. A biofilmek ^{238}U fajlagos aktivitása több mint kétszerese volt a karbonátokénak. Biofilmben 1 m-en $85,3 \pm 13,8$ Bq/kg, 8 m-en $63,3 \pm 11$ Bq/kg, míg a karbonátokban $7,3 \pm 2,1$ és $26,6 \pm 1,2$ Bq/kg között volt az értéke. 20–80 m között alacsonyabbak, míg 100–120 m-nél magasabbak voltak az értékek. A 6. héthez képest 20, 40, 80 és 120 m-en nem volt változás, 60 m-en alacsonyabb (kb. fele akkora), 100 m-en pedig magasabb (kb. kétszeres) értékeket mértünk (52. ábra, III.4.3 melléklet).



53. ábra A biogeokémiai kiválások ^{226}Ra fajlagos aktivitása

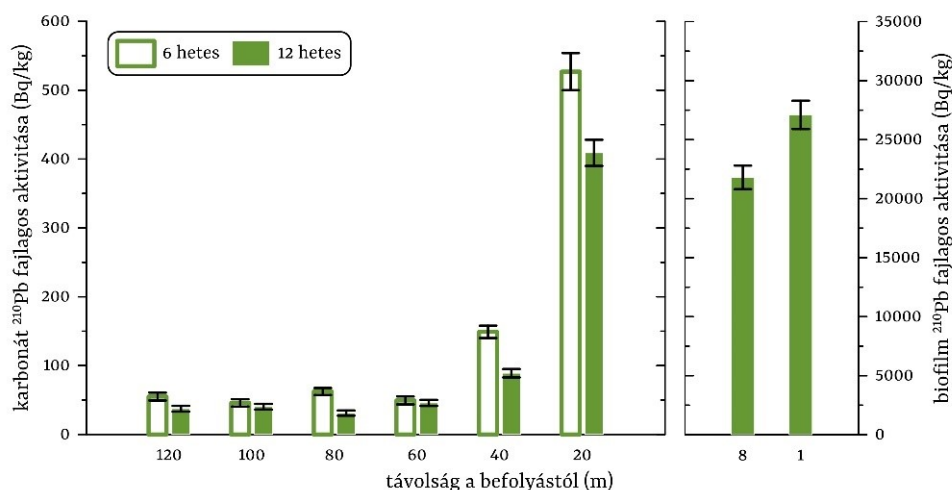
A biofilm ^{226}Ra fajlagos aktivitása egy nagyságrenddel magasabb volt, mint a karbonátoké (1 m-nél 7950 ± 440 Bq/kg, 8 m-nél 10500 ± 600 Bq/kg). A karbonátok esetében nem láttunk változást a vízáramlás mentén, a fajlagos aktivitás értékek 451 ± 31 és 521 ± 34 Bq/kg között változtak. A 6 és 12 hetes karbonátok esetében csak 20 és 80 m-nél volt eltérés, mindkét távolságnál a 12 hetes mintákban mértünk alacsonyabb ^{226}Ra fajlagos aktivitást (20 m-nél kb. 144 Bq/kg-mal, 80 m-nél kb. 70 Bq/kg-mal) (53. ábra, III.4.3 melléklet).



54. ábra A biogeokémiai kiválások ^{226}Ra leányelemek fajlagos aktivitása

A biofilm ^{226}Ra leányelem fajlagos aktivitása magasabb volt, mint a karbonátoké. Az 1 m-es biofilmben 1050 ± 20 Bq/kg, míg a 8 m-esben 1760 ± 20 Bq/kg volt a fajlagos aktivitás. A karbonátok ^{226}Ra leányelemek fajlagos aktivitása 407 ± 5 és 476 ± 6 Bq/kg között volt, a vízáramlás mentén nem volt számottevő különbség. A 20, 100 és 120 m-es távolságokban a 6 hetes karbonátokban magasabb volt a fajlagos aktivitás, mint a 12 hetesekben (rendre kb. 60, 45, 44 Bq/kg-mal) (54. ábra, III.4.3 melléklet).

Az 1 m-es távolságban képződött biofilm ^{210}Pb fajlagos aktivitása 27100 ± 1200 Bq/kg volt, a 8 m-esé pedig 21800 ± 1000 Bq/kg. Ez a karbonátok értékeihez képest 40–400-szoros. A karbonátok ^{210}Pb fajlagos aktivitása $31 \pm 3,8$ és 409 ± 19 Bq/kg között változott. A 6 és a 12 hetes karbonátok fajlagos aktivitása is 20 és 60 m között erőteljesen csökkent, 60 m után pedig alig változott. A legtöbb távolságban a 6 hetes karbonátok fajlagos aktivitása volt magasabb (55. ábra, III.4.3 melléklet).

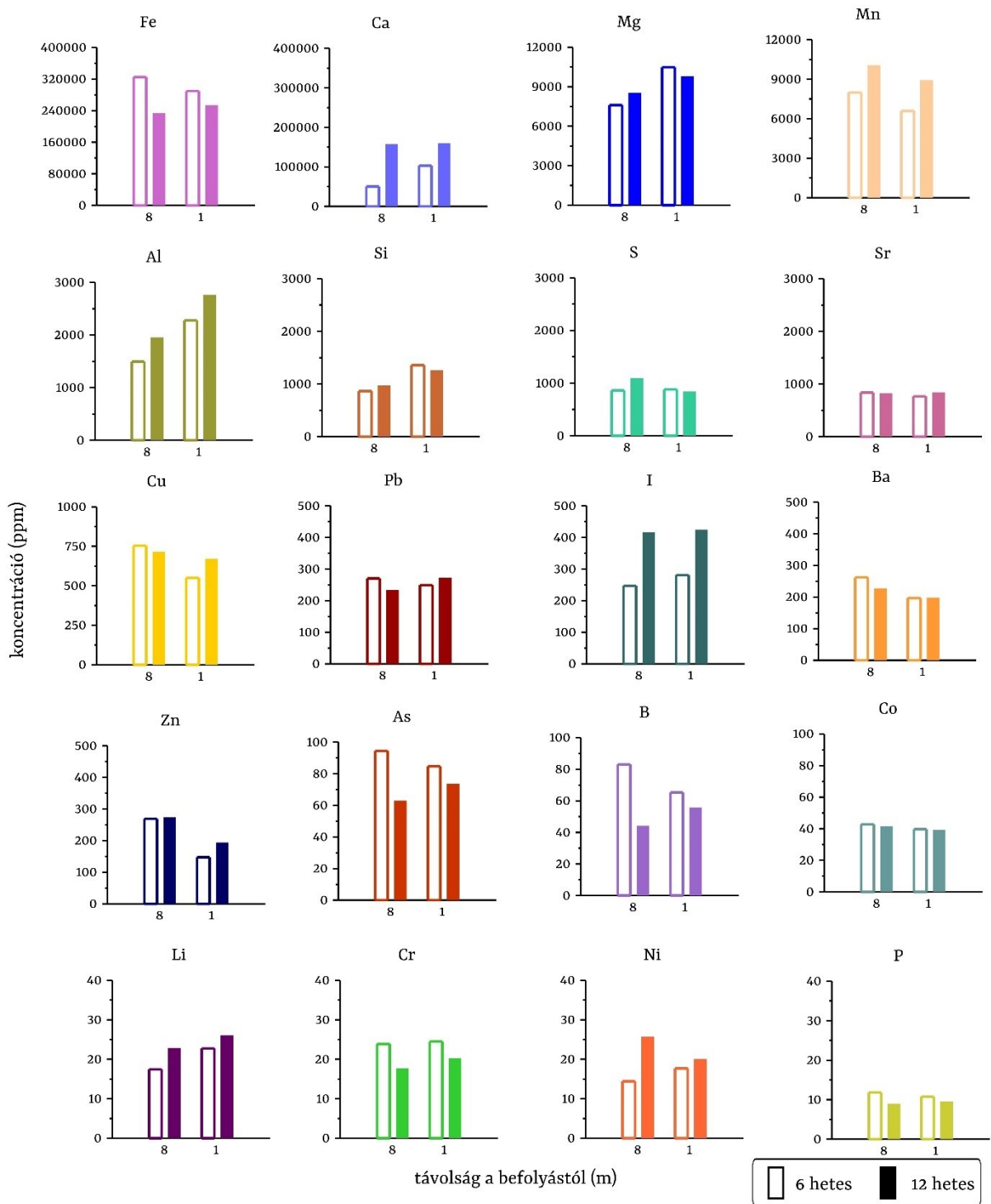


55. ábra a biogeokémiai kiválások ^{210}Pb fajlagos aktivitása

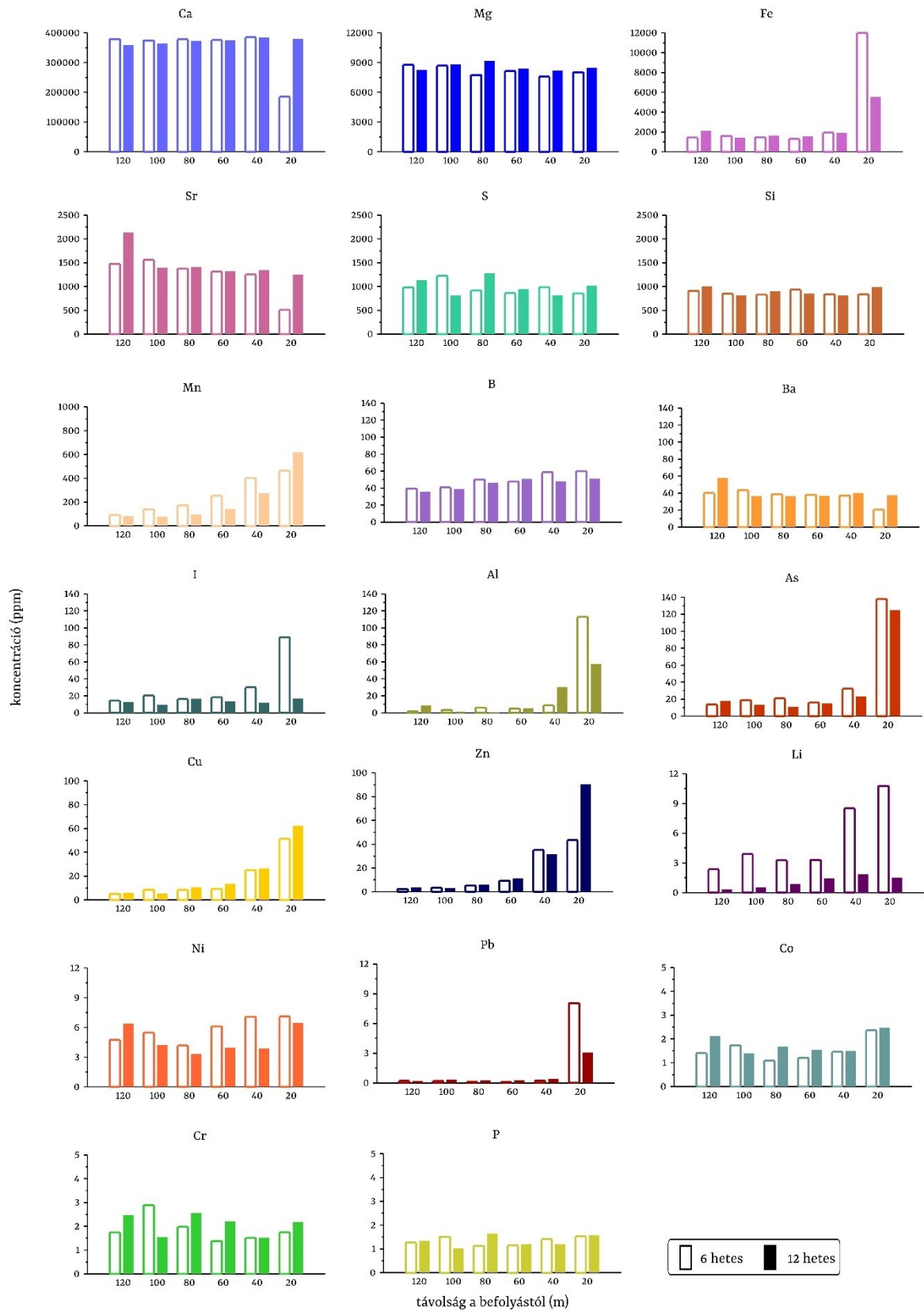
7.3.6 A biogeokémiai kiválások elemi összetétele

A biofilmek és a karbonátok esetében is az elemeket a mennyiségük szerint csökkenő sorrendben ábrázoltam. A függőleges tengelyek minimum–maximum értéke eltérő! A 7.2.5 fejezetben leírtak miatt a biofilmekben mért elemek koncentrációja nem vethető össze egymással, de jelentős különbség az 1 és 8 m-es minta, illetve a 6. és 12. heti között sem látható (56. ábra). Legnagyobb mennyiségben Fe és Ca (10^5 ppm) fordult elő a biofilmekben. Magas koncentrációban tartalmazott még Mg-ot, Mn-t, Al-ot, Si-ot, S-t és Sr-ot (10^3 ppm). A többi elem kisebb mennyiségben fordult elő, Cu, Pb, I, Ba és Zn 10^2 ppm, míg As, B, Co, Li, Cr, Ni és P 10^1 ppm nagyságrendben.

A karbonátokban a Ca és Sr mennyisége több volt, mint a biofilmekben. A Mg, S, Si és B koncentrációja a biofilmekben és a karbonátokban közel azonos volt. A többi elem mennyisége a karbonátokban volt kevesebb (57. ábra). A 6. és a 12. heti mennyiségek között néhány kivételtől eltekintve (pl. Fe, I, Al és Zn 20 m-en, Li minden távolságban) nem volt jelentős különbség. A Ca, Mg, Sr, S, Si, B, Ba, Ni, Co, Cr, P, illetve a I 12. heti koncentrációi a vízáramlás mentén minden távolságban azonosak voltak. A Fe, Al, As, Pb és a I 6. heti koncentrációi a 20 m-en kialakult karbonátban jelentősen nagyobb volt, mint a tanulmányozott szakasz többi részén. 40 és 120 m között mennyiségükben nem volt jelentős változás. A Mn, Cu, Zn és Li koncentrációja csökkent a vízáramlás mentén mindkét alkalommal 60–80 m-ig, utána már alig változott (57. ábra, III.4.4 melléklet).



56. ábra Az 1 és 8 m-es távolságban képződött biofilm elemi összetétele

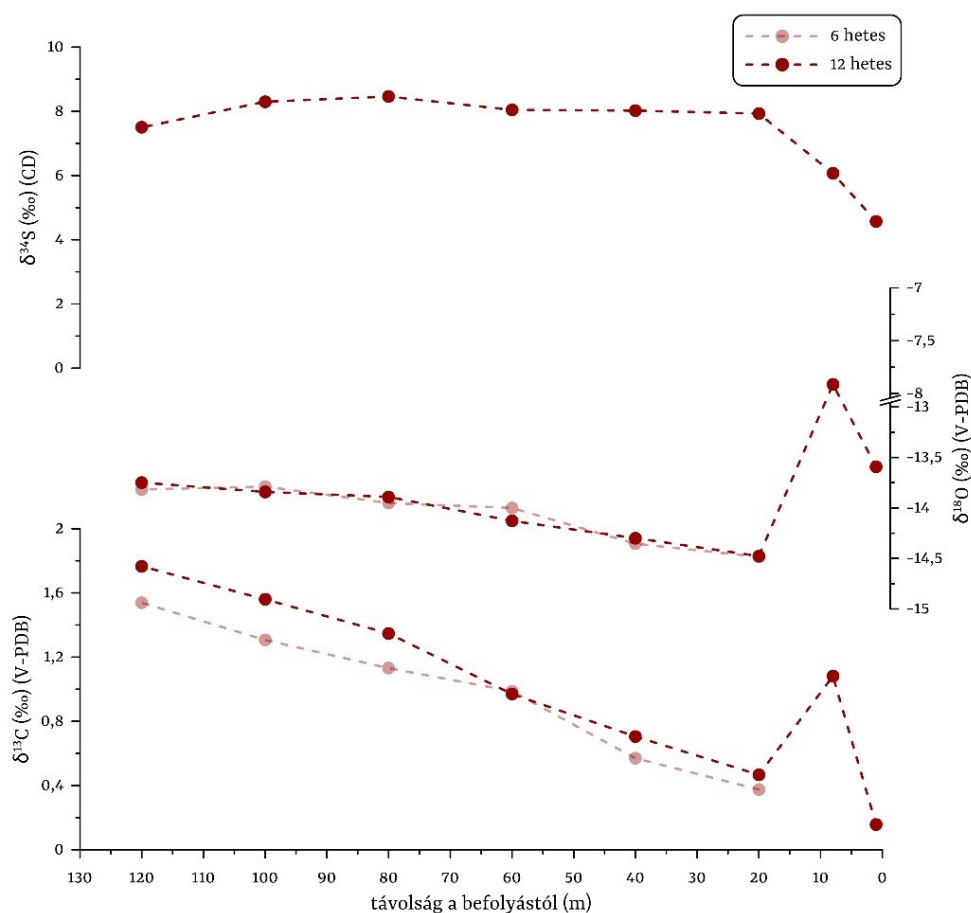


57. ábra A 20–120 m-es távolságban képződött karbonátok elemi összetétele

7.3.7 A biogeokémiai kiválások stabilizotóp-összetétele

A 6 hetes biogeokémiai kiválások közül csak a karbonátok stabilizotóp-összetételét tudtuk mérni, mivel a biofilmekből nem volt elegendő mennyiség a vizsgálathoz a liofilizálást követően.

A biogeokémiai kiválások $\delta^{13}\text{C}$ értékeiben enyhe növekedést tapasztaltunk a vízáramlás mentén mindkét alkalommal. A 6. héten 0,38 ‰-ről 1,54 ‰-re változott, míg a 12. héten 0,16 ‰-ről 1,77 ‰-re. 8 m-nél egy nagy pozitív kiugrás látható, az itt kialakult biofilm $\delta^{13}\text{C}$ értéke 1,08 ‰ volt. A 60 m-en képződött karbonát kivételével a 12. héten pozitívabbak voltak az értékek, 0,1–0,25 ‰-kel (58. ábra, III.4.5 melléklet).



58. ábra A biogeokémiai kiválások stabilizotóp-összetételének ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{34}\text{S}$) változása a vízáramlás mentén

A biogeokémiai kiválások $\delta^{18}\text{O}$ értéke a be- és kifolyás között 6 hét után -14,5 és -13,8 ‰, 12 hét után -13,6 és -13,7 ‰ között alakult. A két alkalommal 20 és 120 m között az értékek megegyeztek, azokban enyhe emelkedés látható (kb. 0,2 ‰). Ebbe az enyhén növekedő trendbe nem illeszkedik bele az 1 és 8 m-es biofilm $\delta^{18}\text{O}$ értéke. 1 m-nél az értéke a 120 m-es karbonátéval egyezik meg

(-13,6 ‰), míg 8 m-nél ennél jóval pozitívabb, -7,9 ‰ az értéke (58. ábra, III.4.5 melléklet).

$\delta^{34}\text{S}$ adatok csak a 12 hetes mintákból álltak rendelkezésre. 1 és 20 m között növekedés látható, azaz a biofilmek $\delta^{34}\text{S}$ értéke alacsonyabb volt, mint a karbonátoké (4,6 és 6,1 ‰). 20 m-től a karbonátok értékei hibahatáron belül megegyeztek (átlagosan 8 ‰) (58. ábra, III.4.5 melléklet).

7.4 Értelmezés és diszkusszió – a termálvíz és a vízből képződő biogeokémiai kiválások egyidejű vizsgálata

Az áramlásmenti változások és folyamatok értelmezésénél figyelembe kell venni, hogy a befolyó víz fizikai-kémiai paraméterei változtak-e a kísérlet ideje alatt. Ezért először a paraméterek időbeli változékonyságát ismertetem, ezután térek át az áramlásmenti vízkémiai változások, majd a biogeokémiai kiválások időbeli fejlődésének, morfológiájának, adszorpciós képességének és a vízkiválás kölcsönhatás értelmezésére.

7.4.1 A befolyó termálvíz fizikai-kémiai paraméterei és azok időbeli változékonysága

A karbonátképző források esetében a vízáramlás mentén zajló folyamatok szempontjából meghatározóak a felszínre lépő víz kezdeti fizikai-kémiai paraméterei, valamint azok viszonya a levegővel (ld. 2.2 fejezet). Ez határozza meg a folyamatok hajtóerejét. Az *in situ* kísérlet során a tömlő vályú felőli végét vettem a termálvíz felszínre bukkanásának, a 0. heti 0,5, illetve 1 m-es távolságban mért adatokat pedig a kezdeti paramétereknek. Az első fázis eredményei alapján a táro levegőjének paraméterei nem befolyásolják a vízben zajló folyamatokat, így a második fázis eredményeinek értelmezése során is ezzel a feltételezéssel éltem.

A felszínre bukkanó víz paramétereit a mögöttes áramlási rendszer határozza meg. A Gellért-hegyi területen regionális áramlási rendszer csapolódik meg, ennek megfelelően a termálvíz oldottoxigén-tartalma alacsony (2,8 mg/l), hőmérséklete (36 °C), az oldottanyag-tartalmát jellemző fajlagos elektromos vezetőképessége (1980 $\mu\text{S}/\text{cm}$) és az oldott CO_2 -tartalma magas ($p_{\text{CO}_2} 10^{-1,15}$). A területre felállított hidrogeológiai modell szerint a domináns kationok és anionok a fedetlen oldalról, a karbonátos hegységéből érkező regionális áramlással (Ca^{2+} , HCO_3^- , SO_4^{2-}) és a fedett oldalról érkező medencefluidummal (Na^+ , Cl^-) kerülnek a termálvízbe (10. ábra) [ERŐSS és mtsi., 2012; MÁDL-

SZŐNYI és mtsi., 2017]. A befolyó termálvízben a radionuklidok közül a geokémiai viszonyoknak megfelelően a ^{226}Ra dominál (434 ± 17 mBq/l), a $^{234}\text{U}+^{238}\text{U}$ kisebb mennyiségben van jelen a vízben (34 ± 6 mBq/l). A ^{222}Rn aktivitáskoncentrációja a Gellért tó közelben lévő kútjainak értékeinél alacsonyabb, kb. fele akkora (87 ± 6 Bq/l). Jelenléte a vízben azt mutatja, hogy a radon forrása a „hátérben” található, valamilyen ^{226}Ra -akkumuláció lehet (pl. a kútaknában vagy a vízáadó triász dolomit repedéseiben, üregeiben jelenlévő biogeokémiai kiválás). A víz a befolyásnál 2-szeresen túltelített kalcitra nézve. A fenti fizikai-kémiai paraméterek koncentrációi, mennyiségei beleillenek a Gellért-hegyi megcsapolódási terület termálvizeinek kis térbeli változékonyságot mutató csoportjába. Ez egyben azt is jelenti, hogy a kísérlet során tapasztaltak és a Gellért-hegyi forrásbarlangokban, kutakban észlelt jelenségek közötti különbségek oka nem a víz fizikai-kémiai paramétereiben való eltérésben keresendők.

A Gellért-hegyi termálvizekre nemcsak a kis térbeli, de a kis időbeli változékonyság is jellemző [ERŐSS és mtsi., 2012], mivel regionális megcsapolódási terület [TÓTH J, 1963]. A terület beépítettségének, a mesterséges tevékenységeknek (pl. termálvíztermelés), illetve a Dunának lehet hatása a területen a paraméterek alakulására. A folyamatos mérések szerint egyik mért paraméter (vízhőmérséklet, pH, fajlagos elektromos vezetőképesség, oldottoxigén-tartalom) sem változott számottevően a kísérlet ideje alatt, annak ellenére, hogy a vízhozam nem volt állandó. A vízhozam a kísérlet végén 3 l/perc-cel volt alacsonyabb, mint a kísérlet elején, de pontos alakulását a kísérlet ideje alatt nem ismerjük. A vízhőmérséklet összességében $2\text{ }^\circ\text{C}$ -ot, a pH 0,2-t, az oldottoxigén-tartalom pedig 1 mg/l-t változott a kísérlet 12 hete alatt. A fajlagos elektromos vezetőképesség adatok nem értelmezhetőek, mivel a kísérlet közben a műszer kikerült a levegőre. A paraméterek kismértékű változása arra utal, hogy sem a közeli kutak termelése (leginkább a termelés mértékének változása), sem a Duna vízállása nem volt rájuk hatással (a Duna a kísérlet ideje alatt nem áradt, vízállása 68 és 411 cm között változott³).

A fentiek alapján tehát elmondható, hogy a termálvíz kezdeti (befolyásnál lévő) hőmérséklete, pH-ja és oldottoxigén-tartalma (és feltételezhetően a fajlagos elektromos vezetőképessége) a kísérlet során, változó vízhozam mellett csak kismértékben változtak. A Duna vízállásának változása, valamint egyéb hatás sem volt kimutatható a rendszerben. Így a továbbiakban a vízáramlás

mentén tapasztalt változások, a 0., 6. és 12. heti mérések közötti eltérések a kísérlet során lezajló folyamatok, és nem a változó kezdeti paraméterek hatásaiként értelmezhetőek.

7.4.2 A termálvíz fizikai-kémiai paramétereinek változása a vízáramlás mentén

A termálvíz fizikai-kémiai paraméter változásainak áramlás menti vizsgálata lényegében az első kísérleti fázis megismétlése. Az első fázis során használt zompvíz és a második fázisban használt kútvíz paramétereiben nincsen nagy eltérés (6. táblázat), így a vízáramlás menti legfőbb változások is megegyeztek a két fázis során. Ezért megállapíthatjuk, hogy az első fázisban azonosított, reaktív transzport modellel is alátámasztott folyamatok zajlottak a második fázisban is. Ezek a folyamatok a CO₂ kigázosodása a vízből, a légköri oxigén beoldódása a vízbe, a víz párolgása és a vízben oldott ²²²Rn kigázosodása. A kísérlet ideje alatt, a három mérési alkalom között láttunk eltérést a paraméterek vízáramlás menti változásának lefutásában, illetve az egyes távolságokban mért értékek között. Ez arra utal, hogy a kiváltó folyamatok erősségében változás volt a kísérlet alatt. Először ezeket az eltéréseket mutatom be, majd azon paraméterek áramlás menti változását, melyeket az első fázisban nem mértük vagy eltérő volt a viselkedésük a második fázis során.

A p_{CO₂} értéke kismértékben csökkent a befolyó termálvízben a kísérlet során. A kísérlet elején volt a legnagyobb az eltérés a levegő p_{CO₂} értékéhez (10^{-3,5}) képest, vagyis ekkor várható a legnagyobb mértékű CO₂ kigázosodás. Ennek ellenére ekkor csökkent legkevésbé a víz p_{CO₂} értéke. A 6. és 12. heti vízáramlás menti lefutása megegyezett (38. ábra). Ez az eltérés a kísérlet eleje és közepe-vége között a CO₂ kigázosodás által befolyásolt paraméterek (pH, SI_{kalcit}, fajlagos elektromos vezetőképesség, Ca²⁺ és HCO₃⁻ koncentráció) esetében is megmutatkozott. A pH értéke a vízáramlás mentén a 0. héten az egész szakaszon alacsonyabb volt, mint a 6. és 12. héten. Ezen két alkalommal hasonlóak voltak az értékei (34. ábra). A SI_{kalcit} kezdeti értéke, illetve az áramlás menti növekedésének mértéke is növekedett a kísérlet során. A tútelítettség a befolyásnál kezdetben 2-szeres, a 6. héten 3-szoros, a 12. héten pedig már 4-szeres volt. A maximális értéke 120 m-en pedig 13-szorosról 16-szorosra, végül 20-szorosra növekedett (38. ábra). A fajlagos elektromos vezetőképesség értékei a 60–120 m közötti szakaszon a kísérlet elején magasabbak voltak, mint a kísérlet közepén és végén (34. ábra). A Ca²⁺ és a HCO₃⁻ koncentrációk pedig a 20–120 m közötti szakaszon voltak magasabbak a 0. héten (35. ábra). Ezen paraméterek változásai mind arra utalnak, hogy a

kísérlet elején kisebb volt a CO₂ kigázosodás mértéke, így a pH, SI_{kalcit}, fajlagos elektromos vezetőképesség, Ca²⁺ és HCO₃⁻ koncentráció is kisebb mértékben változott.

Az *in situ* kísérlet első fázisa során a Ca²⁺-n és HCO₃⁻-n kívül a többi fő ion koncentrációját csak néhány távolságban mértük, a második fázisban viszont már az egész szakaszon, így ezek az eredmények új információval szolgálnak. A Mg²⁺, K⁺ és Cl⁻ koncentrációja nem változott a vízáramlás mentén, mely arra utal, hogy ezek a (kiválási) folyamatokban nem vesznek részt számottevően. Természetes forrásrendszerek vizsgálata alapján a víz párolgásának hatása a Na⁺ és Cl⁻ koncentrációjának növekedésében mutatható ki [AMUNDSON és KELLY, 1987; CHAFETZ és mtsi., 1991; KELE és mtsi., 2011]. A kísérlet során a Cl⁻ koncentrációjában nem, viszont a Na⁺ koncentrációjában kimutatható volt enyhe (15 mg/l-es) növekedés a vízáramlás mentén, melyet a víz párolgása okozhat. A SO₄²⁻ koncentrációjában növekvő és csökkenő szakaszok is voltak, főleg a 0. héten változott erőteljesen a 20–80 m-es szakaszon (36. és 37. ábra). H₂S kimutatási határ alatt volt a vízben, így oxidációja miatti többlet SO₄²⁻-tartalommal nem számolhatunk. De a BTK-ról ismert a baktériumok szulfid-oxidáló szerepe [BORSODI és mtsi., 2012, 2018; ANDA és mtsi., 2014], amely befolyásolhatta a víz SO₄²⁻-tartalmát.

A légköri oxigén beoldódása a vízbe ezúttal is a víz oldottoxigén-tartalmának növekedését okozta. Emiatt egyre oxidatívabb volt a környezet a vízáramlás mentén. A redoxérzékeny radionuklidok, a ²²⁶Ra és a ²³⁴U+²³⁸U aktivitáskoncentrációja az első fázis során tapasztaltakkal ellentétben változott a vízáramlás mentén. Váltakozva mutattak növekedést és csökkenést, melyek erőteljesebbek voltak a ²²⁶Ra esetében. A ²²⁶Ra aktivitáskoncentráció értékei a befolyó vízben is változtak, a 6. héten magasabb volt, mint a 0. és 12. héten (39. ábra). Ez alapján lehetséges, hogy a befolyó vízben változott időben a radionuklidok értéke. Radionuklidok aktivitáskoncentrációjának időbeli változását még nem vizsgálták egyik Gellért-hegyi forrásban, kútban sem, így nem ismert, hogy mennyire érzékenyek ezek a paraméterek, mekkora változékonyságot mutatnak időben. Az is lehet, hogy a vízmintavétel során szuszpendált anyag is került a vízmintába. A mintákat a mérés előtt nem szűrtük, így előfordulhat, hogy a szuszpendált anyag adszorbeált ²²⁶Ra-t és ²³⁴U+²³⁸U-t tartalmazott, ezért mértünk magasabb értékeket bizonyos távolságokban. Erre utal

egyres nyomelemek koncentrációjának változása is. Több elem esetében is láttunk kiugró értéket a vízáramlás mentén, akár az első fázisban. A Fe, Ba, As, Zn, P, Al, Mn, Cu, Pb, Cr és Co szűretlen vízben mért koncentrációjában is volt pozitív csúcs egy vagy több mérés alkalmával. Ez szintén szuszpendált anyag jelenlétére utal a vízben, amely különféle elemeket adszorbeál. Korábbi kutatások alapján biogeokémiai kiválás köt meg nagy mennyiségben nyomelemeket és radionuklidokat a vízből [ERŐSS, 2010; ERŐSS és mtsi., 2012; DOBOSY és mtsi., 2016]. A 12. hétre több nyomelem koncentrációja is jelentősen megváltozott. A Fe, As, P, Al, Mn, Cu, Pb, Cr és Co koncentrációja nőtt, főleg a szűretlen vízben (40–42. ábra). Ezek azok az elemek, amelyek az első fázisban is kiugró értéket mutattak néhány távolságban. Ez alkalommal is a kísérlet során vagy korábban képződő, a mintavételezés során felkavart szuszpendált anyagnak lehet szerepe az elemek dúsulásában.

A vízben oldott ^{222}Rn kigázosodása miatti aktivitáskoncentráció csökkenést látjuk a vízáramlás mentén (39. ábra). Az aktivitáskoncentráció értéke növekedett a befolyó vízben a kísérlet során, amely a „háttérből” érkező plusz radonforrást jelent. A kezdeti 87 ± 6 Bq/l-es érték a 6. hétre 125 ± 8 Bq/l-es, majd a 12. hétre 214 ± 13 Bq/l-es értéket ért el. A nagyobb érték nagyobb hajtóerőt is jelentett a ^{222}Rn kigázosodásának, így a szakasz elején egyre erőteljesebb csökkenés látható a vízáramlás mentén az idő előrehaladtával. A háttér értéket minden alkalommal 60–80 m-en érte el.

Az első fázissal szemben a második fázis során megmértük a víz oxigén, hidrogén, szén és kén stabilizotóp-összetételét is, viszont csak a kísérlet végén a be- és kifolyásnál. Emiatt a pontos vízáramlás menti változásuk, illetve a mögöttes folyamatok nem ismertek. Azonban a vízből keletkező kiválások tükrözik az anyaoldatuk stabilizotóp-összetételét, így azokkal együtt értelmezhetőek. Itt most csak röviden írom le a víz stabilizotóp-összetételének változását, részletesen a későbbiekben fejtem ki a kiválások stabilizotóp-összetételével együtt értelmezve. A δD értékét csak a vízben mértük, így ehhez nincsen plusz információ a kiválásokból. A δD értékében nem volt változás a két mérési pont között. Szakirodalom alapján növekedése várható, döntően a párolgás miatt [AMUNDSON és KELLY, 1987; FOUKE és mtsi., 2000; KELE és mtsi., 2011]. A párolgás hatása azonban a Cl^- koncentrációjában sem volt kimutatható és a Na^+ koncentrációja is csak kismértékben növekedett, így valószínű, hogy a δD értéke sem változott a vízáramlás mentén. A $\delta^{18}\text{O}$ értéke a vízben kismértékben, míg a $\delta^{13}\text{C}$ erőteljesebben növekedett a két mérési pont között. Értéküket

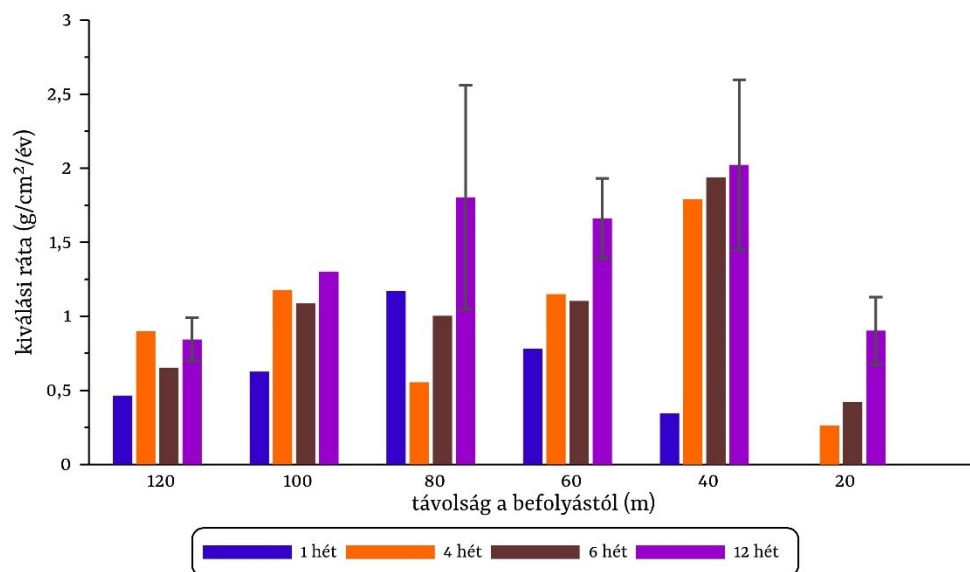
főleg a CO₂ kigázosodása és a karbonátkiválás befolyásolja, illetve δ¹⁸O esetében még a víz párolgása és hőmérsékletváltozása [CHAFETZ és LAWRENCE, 1994]. A víz δ³⁴S összetétele megegyezett a két mérési ponton (9. táblázat).

7.4.3 A termálvízből képződő biogeokémiai kiválások kialakulása, időbeli fejlődése és ásványos összetétele

A kísérlet 12 hete alatt, a 120 m-es kísérleti szakasz teljes hosszában biogeokémiai kiválás képződött, mely kétféle jelleggel jelent meg, biofilmként és karbonátként. Először a kiválások időbeli fejlődését, a kiválási ráta idő- és térbeli alakulását ismertetem, majd a kifejlődött (6 és 12 hetes) kiválások vizsgálati eredményeit értelmezem. A kísérlet során kialakult biogeokémiai kiválásokat elsősorban a Gellért-hegyi forrásbarlangokban képződött kiválásokkal vetem össze, mivel az azonos hidrogeológiai, vízkémiai háttér lehetővé teszi az ezektől független eltérések okának feltárását. Nemzetközi szinten hasonló kiterjedt elemzés, időbeli fejlődési vizsgálat nem történt. Ahol vannak egy-egy vizsgálatról nemzetközi eredmények is, ott megemlítem.

A biogeokémiai kiválások kialakulásának első nyomait már 2 nap után láttuk mikroszkóp alatt. A biofilmképződés első lépéseként a termálvízzel érkező planktonikus mikroorganizmusok tapadtak a lemezek felületére. Többségében önálló gömb és pálcika alakú, illetve fonalat képző baktériumsejteket láttunk az összes vizsgált távolságban. 80 és 120 m-es távolságban a lemezeken már szabad szemmel is lehetett látni a karbonátképződés nyomát, a lemezeket borító fehér bevonatként. 4 nap elteltével 1 és 20 m-es távolságban már barnásvörös, átlátszatlan, kocsonyás anyagként lehetett látni a biofilmet, azaz már elkezdett kialakulni az EPS mátrix. 40 és 60 m-en ennek nyomát még nem láttuk, továbbra is csak a lemezek felületére tapadt baktériumokat, valamint sajátalakú kristályokat. A 60 m-es lemezen már több réteg ásványszemcse látszott. Azaz valószínűleg 60 m-en már 2 nap után is karbonátképződés zajlott. Így a kísérlet 2. napján 40 és 60 m között, míg 4. napján 20 és 40 m között volt a biofilm és a karbonát közötti határ. 1 hét után az 1–20 m-es szakaszon már összefüggő, néhány mm-es gömbökből álló, barnásvörös érett biofilmet láttunk. 40 m-től a lemezeket már több rétegben borították a karbonátkristályok. A karbonát vastagsága miatt már nem lehetett baktériumokat látni. Továbbra is 20 és 40 m között volt a határ a kétfajta kiválás között. A 4. hétre a biofilmképződés határa visszahúzódott 8 és 20 m közé.

Az első 8 m-en zajlott tovább a biofilm gyarapodása, de tömeggyarapodását a kiválás jellege miatt nem tudtuk mérni. A 4. héttől tehát már 20 m-en is karbonát képződött. Ezután 20 és 120 m között a kísérlet végéig a kiválások gyarapodása, vastagodása zajlott. A karbonátok tömeggyarapodási értékeiből kiválási rátát számoltam (III.4.6 melléklet). Azaz meghatároztam, hogy egységnyi felületen, egységnyi idő alatt mennyi karbonát képződött. Az 1. héttől állt rendelkezésemre minden távolságban képződött karbonátról adat, így csak ezeket mutatom be. Az 1. héten 80 m-en volt a legmagasabb a kiválási ráta, 40 m-en pedig a legalacsonyabb. 40 m-en ekkortól indult meg a karbonátképződés, ez magyarázza az alacsony értéket. A 4. héten 20 m-en volt a legalacsonyabb a kiválás mértéke, hiszen ebben a távolságban ekkor kezdődött a karbonátképződés. A legmagasabb érték 40 m-en volt, ahol a kiválás mértékében nagy növekedés történt az 1. és 4. hét között. A kísérlet 6. hetében szintén 40 m-en volt a legmagasabb a kiválási ráta, míg 20 és 120 m-en a legalacsonyabb. A köztes távolságokon nagyjából egyforma volt a karbonátképződés mértéke.



59. ábra A karbonátok kiválási rátája

A 12. héten egy távolságból több lemez tömeggyarapodását is megmértük, amiből az látszott, hogy egy távolságon belül is eltérő a kiválási ráta (diagramon az átlag értékeket ábrázoltam a szórással mint hibával). Az egy távolságon belüli eltérő képződési ráta oka lehet, hogy a víz mélysége és sebessége, a vályú paraméterei (mélysége, szélessége, aljzata) nem voltak azonosak a szakasz mentén. Valamint helyenként kisebb turbulenciák alakulhattak ki az akadályok miatt (tárgy- és üveglemezek széle), melyek fokozzák a CO₂ kigázosodását, ezáltal növelik a kiválás mértékét. A

12. héten 20 és 120 m-en volt a legalacsonyabb a kiválási ráta értéke. A 40–100 m-es szakaszon ennél magasabb értékek voltak (59. ábra, III.4.6 melléklet).

Az *in situ* kísérlet során képződött biofilm néhány mm-es gömbökből álló, barnászvörös színű kiválás. A kísérlet során használt szivattyú és tömlő szétszedése után láttuk, hogy nem csak a vályú első 8 m-es részén, hanem a termálvizet a kútaknából a vályúba vezető 15 m hosszú tömlőben is biofilm képződött a kísérlet ideje alatt. A biofilm barnászvörös színét Fe^{3+} jelenléte okozza, amely ferrihidrit formájában van jelen. Az, hogy röntgenpordiffrakcióval nem sikerült ezt a fázist azonosítani arra utal, hogy kicsi a ferrihidrit kristályossági foka. A BTK-n korábban sem sikerült ferrihidritet kimutatni ezzel a módszerrel, csupán Mössbauer-spektroszkópiával [ERŐSS, 2010]. A termálforrásokban és barlangokban képződött vasas kiválások is sokszor ferrihidritből állnak [NORTHUP és LAVOIE, 2001; TAZAKI, 2009; WARD és mtsi., 2017]. A japán Misasa termálforrás vörös színű biofilmjében röntgenpordiffrakcióval is kimutatták a ferrihidrit jelenlétét [TAZAKI, 2009]. Vagyis nem általános, hogy a biofilmek amorf ferrihidritből állnak.

A Gellért-hegyi forrásbarlangokban korábban vizsgált biofilmekkel összehasonlítva a kísérlet során képződött biofilmeket, hasonlóságokat és különbségeket is felfedezhetünk. Színét tekintve a forrásvizek nagy részében is barnászvörös színű, vas-oxihidroxidos (ferrihidrit összetételű) biofilm képződik [ERŐSS, 2010; KUZMANN és mtsi., 2014]. A biogén anyagban a legtöbb helyen ásvány-szemcséket is megfigyeltek. A Török-forrás biofilmjében azonosított kalcit, Mg-kalcit, dolomit és kvarc [ERŐSS, 2010] az ott folytatott *in situ* kísérlet során képződött biofilmben is kimutatható volt [BURKUS, 2017]. Illetve ezen kísérlet során is kalcitot és dolomitot azonosítottunk az 1 m-en képződött biofilmben. A japán Misasa termálforrás biofilmjében szintén mutattak ki kalcitot [TAZAKI, 2009].

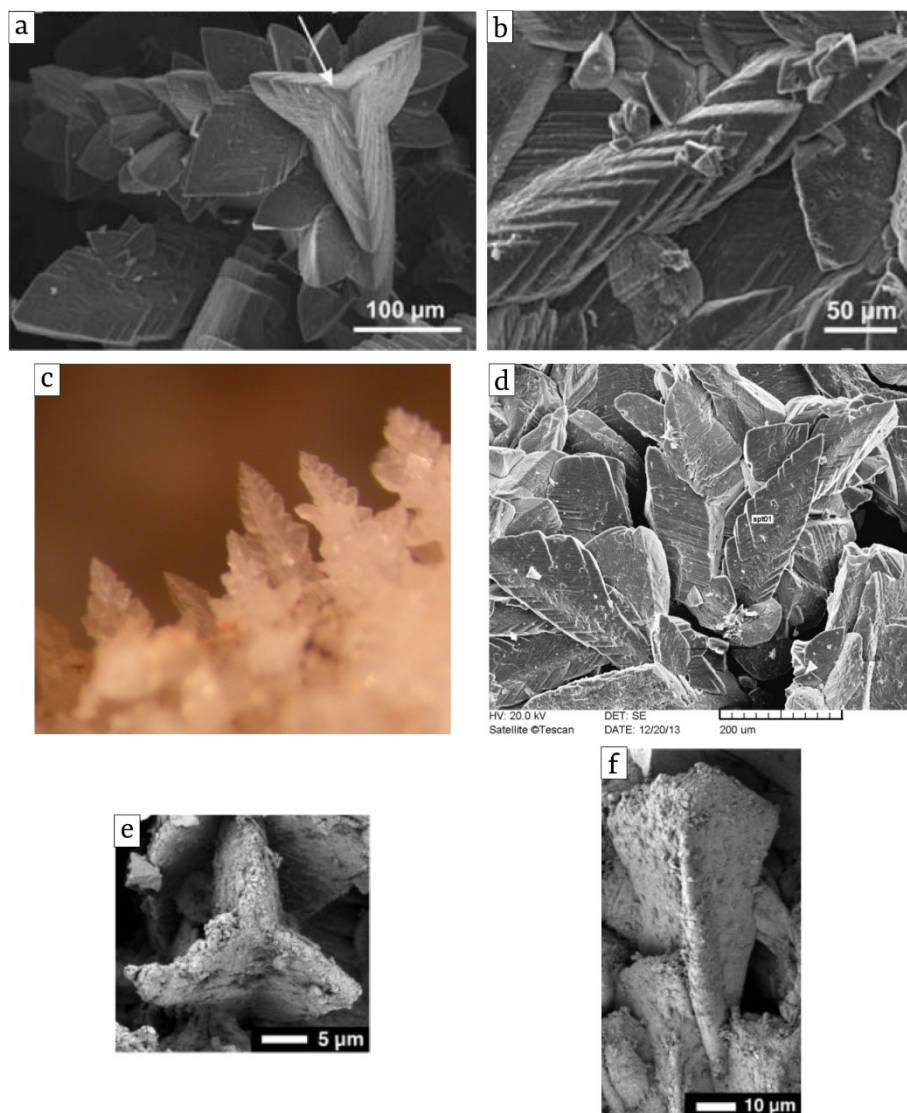
Makroszkóposan eltérő a Gellért-hegyi biofilmek megjelenése. Míg a forrásbarlangokban a kőzetfalra erősen tapadó, összefüggő, amorf biofilm a jellemző, addig a kísérlet során néhány mm-es gömbökből álló, a kiválási felületre lazán tapadó biofilm képződött. Áramló vízben az ún. 'streamer' a jellemző, hosszú fonalas szerkezet, mely az áramlással tud mozogni, de az erózióknak ellenáll [HALL-STOODLEY és mtsi., 2004]. Korábban a Gellért táróban lévő vályúban is ilyen hosszú

fonalas biofilmeket figyeltek meg a túlfolyások alkalmával [VIRÁG és mtsi., 2013c], a kísérlet során ezzel szemben mégsem a fonalas struktúra volt a jellemző makroszkóposan. Ahogy a 7.4.1 fejezetben írtam, mivel a Gellért-hegy környezetében megcsapolódó termálvizek fizikai-kémiai paramétereinek kismértékű tér- és időbeli változást mutatnak, nem a különböző vízösszetétel az eltérő biofilm megjelenés oka.

Mikroszkóposan a kísérlet során is komplex, hálózatos szerkezetű, változatos morfológiájú baktériumokból álló biofilm képződött, akár csak a Török-forrásban, Óforrásban és Diana Hygieia-forrásban [BORSODI és mtsi., 2012, 2018; ANDA és mtsi., 2014; ANDA, 2019]. Míg a forrásbarlangokban inkább a hosszú egyenes fonalak dominálnak, itt a görbült pálcák és hosszú csavart fonalak. Hasonló környezetben képződött biofilmekről nemzetközi szinten leginkább a baktériumközösségről áll rendelkezésünkre információ [pl. TAZAKI, 2009; WARD és mtsi., 2017], így makroszkópos és mikroszkópos megjelenést illetően nincsen összehasonlítási alap.

A BTK-n a közelmúltig nem ismertük a biofilm-és kalcitképződés folyamatát, sebességét. A Török-forrásban lefolytatott *in situ* kísérlet volt az első, ahol a biofilm időbeli fejlődését vizsgáltuk. Ott szinte álló vízben a biofilm szerkezete és baktériumközössége alapján 9–12 hét kellett az érett biofilm kialakulásához [ANDA, 2019], míg itt az áramló vízben elegendő volt 4 nap–1 hét. Utóbbit csak a makroszkópos és mikroszkópos megfigyelések alapján állapítottuk meg, a baktériumközösség vizsgálati eredményei még folyamatban vannak. Ezek később segíthetnek pontosítani az érett biofilm kialakulásának pontos idejét. Az azonban biztos, hogy az áramló vízben gyorsabban kialakult az érett biofilm. Illetve egyértelmű különbség van a két *in situ* kísérlet során képződött biofilmek mennyiségében is. Habár egyik kísérlet során sem tudtuk mérni a tömeggyarapodást, a Török-forrás szinte álló vizében 1 év alatt kisebb mennyiségű biofilm képződött, mint a Gellért-tározó áramló vizében 12 hét alatt, mely utóbbi esetén nagyobb produktívásra enged következtetni. Mind az érett biofilm kialakulásának ideje, mind pedig az eltérő produktívitás az eltérő vízáramlási sebesség következménye. Ugyanis az áramló vízben folyamatos a tápanyag szállítása a felülethez, ami elősegíti a biofilmképződést [SUTHERLAND, 2001].

Az *in situ* kísérlet során képződött karbonátok főleg kalcitból állnak, melyekbe kis mennyiségben Mg^{2+} épült be. Morfológiájukat tekintve kétfélék voltak. Míg 20 m-nél romboédes, addig 40 m-től dárda alakú kristályaggregátumok alakultak ki. Ilyen dárda alakú kristályokat találtak a Török-forrás és az Ősforrás kalcitlemezeiben is (60. ábra) [VIRÁG és mtsi., 2013b; AMBRUS, 2014; VIRÁG, 2018]. A szakirodalomban nem találtam pont ugyanilyen dárda alakú kristályokat, csak hasonló, szintén három ágú kristályokat egy izlandi termálforrás karbonátjaiban (60. ábra) [JONES és mtsi., 2005]. Ezek a három ágú kristályok ún. trilet szubkristályok, melyek egy romboéder sarkába illeszthetők bele (4. ábra). A három ág 120° -os szöget zár be egymással, és a romboéder sarka felől



60. ábra Dárdahegy alakú karbonátkristályok a Gellért-hegyi forrásbarlangokból, a és b. az Ősforrás kalcitlemezében [VIRÁG, 2018], c és d. a Török-forrás kalcitlemezében [AMBRUS, 2014]; e és f. izlandi termálforrás karbonátjának trilet szubkristályai [JONES és mtsi., 2005]

nézve a három ág a három élnek felel meg. A karok hossza sokszor eltérő, a rövidebbeknek nem volt elegendő helye a növekedésre. Lényeges különbség, hogy a kísérlet során képződött kristályok ágai több kisebb egységből, romboéderből állnak, tehát lényegében kristályhalmazok. Az ilyen összetett, elágazó morfológiájú kristályok kialakulását az egyensúlyi helyzettől való nagy eltérés okozza, melyben a hűlésnek és a gyors CO₂ kigázosodás miatti magas túltelítettségnek van a legnagyobb szerepe [JONES, 2017b]. A kísérlet során az utóbbi bizonyult dominánsnak, melyet nagyban elősegít a nagy vízfelület/mélység arány, mely az ionok diffúzióját is gyorsítja a kiválási felülethez, ezáltal gyorsabb kiválást eredményez [DREYBRODT és BUHMANN, 1991; KANO és mtsi., 1999; PENTECOST, 2005; OKUMURA T és mtsi., 2012]. Romboéderes kristályok esetén kisebb az eltérés az egyensúlyi helyzettől, mint az összetettebb felépítésű kristályok esetében. Ez alapján itt kisebb mértékű a CO₂ kigázosodása és alacsonyabb a túltelítettség.

7.4.4 A termálvízből képződő biogeokémiai kiválások nyomelem és radionuklid megkötő képessége

A vas-oxihidroxidok, illetve a biofilmek a vízben kis koncentrációban jelenlévő nyomelemeket [LUISZER, 1995; BROWN és mtsi., 1999; FRIERDICH és mtsi., 2011; FLEMMING és mtsi., 2016] és radionuklidokat [AMES és mtsi., 1983; FUJISAWA és TAZAKI, 2003, 2007; GAINON és mtsi., 2007a] is képesek nagy mennyiségben adszorbeálni. Ezt a BTK területén a korábbi kutatások is bebizonyították [ERŐSS, 2010; ERŐSS és mtsi., 2012; DOBOSY és mtsi., 2016]. Az adszorpció folyamatának időbelisége, a kiválások kialakulásához való viszonya azonban nem ismert.

Annak ellenére, hogy a kísérlet viszonylag rövid ideig, 12 hétig tartott, a biofilmekben magas radionuklid és egyéb elem koncentrációkat mértünk. A biofilmek adszorpciók képessége a radionuklidok és a legtöbb nyomelem esetén is többszörösen meghaladta a karbonátokba való beépülés mértékét. A Ca²⁺-t helyettesítő Sr és Mg, valamint S, Si és B koncentrációja volt magasabb a karbonátokban, mint a biofilmben (56. és 57. ábra). A Mg beépülését röntgenpordiffrakcióval is sikerült kimutatni. A 20 m-es távolságban képződött karbonátban a 6. héten a Fe, Al, As, Pb és I esetében magasabb volt a koncentráció, mint a 40–120 m-es távolságokban képződött karbonátokban, de alacsonyabb, mint a biofilmekben. Illetve ezen elemek mennyisége a 20 m-en képződött karbonátban a 6. héten magasabb volt, mint a 12. héten (57. ábra). Ennek oka, hogy 20 m-en a

4. hétig a fenti elemeket nagyobb mennyiségben adszorbeáló biofilm képződött. A 6. heti immár karbonátos mintában még nagy volt a biofilm aránya. Majd a 4. héttől karbonát vált ki ebben a távolságban, amely kristályrácsába a Fe, Al, As, Pb és I nyomelemek kisebb mennyiségben épülnek be. A legtöbb elem (Ca, Mg, Sr, S, Si, Ba, Ni, Co, Cr) mennyisége nem változott 40 és 120 m között a karbonátokban, míg a Mn, Cu és Zn koncentrációja csökkent.

Mindegyik mért radionuklid (^{238}U , ^{226}Ra , ^{226}Ra leányelemek, ^{210}Pb) esetében magasabb értékeket mértünk a biofilmekben, mint a karbonátokban (51–54. ábra). A ^{226}Ra a karbonátokba Ra^{2+} -ként a Ca^{2+} -t helyettesítve épül be [LANGMUIR és MELCHIOR, 1985]. Ennek mértéke a 40–120 m-es szakaszon egyenletes volt, ahogy a ^{226}Ra leányelemek esetén is. A ^{210}Pb fajlagos aktivitása, mivel a ^{222}Rn leányeleme, csökkent a karbonátokban a vízfolyás mentén 60 m-ig, utána nem változott.

A kísérlet során 12 hét alatt képződött biofilm ^{226}Ra fajlagos aktivitása a Gellért-hegyi forrásokban képződött biogeokémiai kiválások értékeinek tartományába esik (760–187000 Bq/kg). A Török-forrás elvezető csatornájában képződött biogeokémiai kiválás értékéhez áll a legközelebb (9530 ± 550 Bq/kg) [KOVÁCS-BODOR és mtsi., 2019]. A Török-forrásban elvégzett *in situ* kísérlet során képződött 1 éves kiválás ^{226}Ra fajlagos aktivitása sokkal kisebb volt (220 Bq/kg) [BURKUS, 2017], mint a Gellért táróban elvégzett kísérlet során képződött 12 hetes biofilmé (7950–10500 Bq/kg). Annak ellenére is, hogy a Török-forrás vizének ^{226}Ra fajlagos aktivitása sokkal magasabb (612 ± 25 Bq/l), mint a GT-II. kútaknáé (kb. 300–400 Bq/l). Ez is a korábban leírtakat támasztja alá, miszerint az áramló víz elősegíti a biofilmképződést. A nagyobb produktivitás pedig nagyobb radioaktivitást, több ^{226}Ra adszorpciót eredményez, mely független a forrásvíz ^{226}Ra fajlagos aktivitásától.

A radionuklidok és a legtöbb nyomelem esetében tehát azt látjuk, hogy a biofilmek adszorpciók képessége jelentős és nagyobb mennyiségű elemet köt meg annál, mint amennyit a karbonát beépít. A legtöbb elem esetében az is elképzelhető, hogy nem a karbonát kristályrácsába épülnek be, hanem a kristályok felületén képződő, később a karbonátban csapódó biofilm adszorbeálta őket, amit a minták feldolgozása során nem választottunk külön a karbonátoktól.

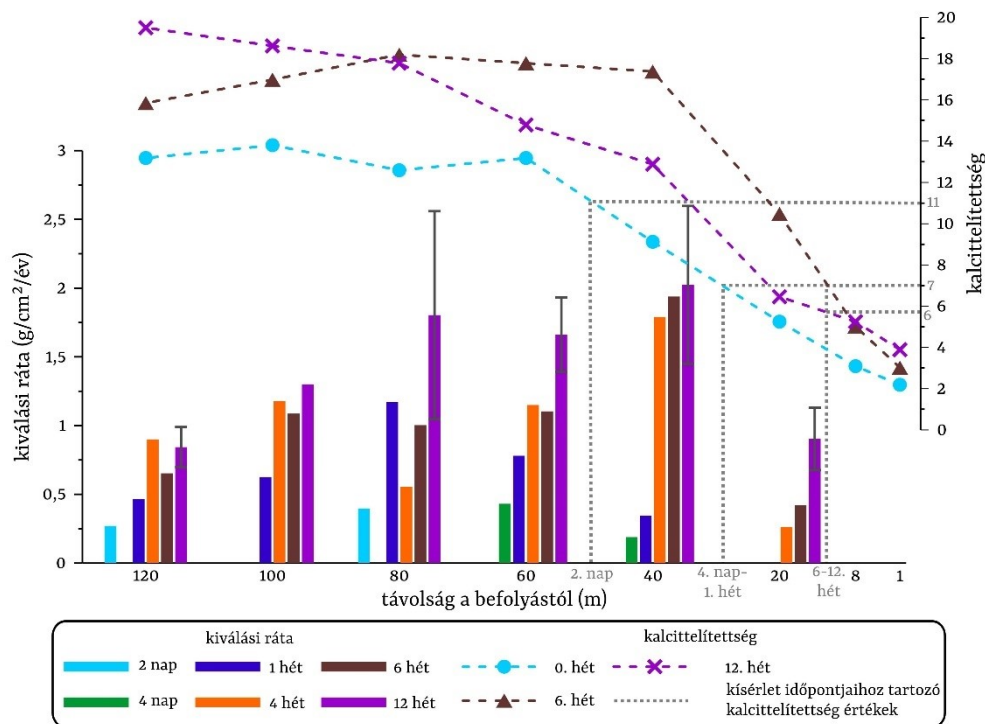
7.4.5 A termálvíz és a vízből képződő biogeokémiai kiválások kapcsolata

A befolyáshoz közeli 8 m-es szakaszon, illetve a szivattyútól a vályúig vezető 15 m-es tömlőben vas-oxihidroxid összetételű biofilm alakult ki. A redukzív víz oxidatív vízzel vagy az oxigéndús levegővel való találkozása során a vízben oldott Fe^{2+} gyorsan Fe^{3+} -á oxidálódik [SINGER és STUMM, 1970; STUCKI és mtsi., 1998]. Az oxidálódást a mikrobiológiai folyamatok elősegíthetik [FISCHER, 1988; KASAMA és MURAKAMI, 2001]. A Gellért-hegyi forrásbarlangokban a redukzív termálvíz és az oxigéndús levegő találkozásánál, legtöbbször a vízfelszín alatt, annak közelében, a kőzetfelszínen alakulnak ki a vas-oxihidroxidos biofilmek [ERŐSS, 2010]. A biofilmek baktériumközösségének vizsgálatával azt is bizonyították, hogy a baktériumok részt vesznek a Fe körforgalmában [BOR-SODI és mtsi., 2012, 2018; ANDA és mtsi., 2014; ANDA, 2019]. A kísérlet során a redox környezet megváltozása a befolyáshoz közel zajlik a légköri oxigén vízbe történő beoldódása miatt. Ezért a befolyáshoz közelebbi részen alakul ki a vas-oxihidroxidos összetételű biofilm. A mikrobiológiai vizsgálatok még folyamatban vannak, így a mikroorganizmusok szerepe a Fe^{2+} -oxidáció folyamatában még nem ismert.

A (20) egyenlet szerint a Fe^{2+} és a víz reakciója savas kémhatást eredményez [BRINKMAN, 1970; FISCHER, 1988; VAN BREEMEN, 1988]. A savas kémhatás, valamint a Fe^{3+} és a CaCO_3 között lezajlott reakció ((21) egyenlet) [LOEPPERT, 1988] is gátolhatja a karbonátképződést a vályúhoz közeli szakaszon. Ezt támasztja alá, hogy az első 8–20 m-es szakaszon, ahol vas-oxihidroxidos biofilm képződött, a vízben oldott Ca^{2+} koncentrációja növekedett vagy hibahatáron belül megegyezett. Ennek oka, hogy a (21) reakció során Ca^{2+} képződik. A víz Ca^{2+} koncentráció csökkenése a 0. héten 20 m után, a 6. és 12. héten pedig 8 m után kezdődött, ahol a karbonátképződés dominált.

A termálvízből képződő biofilm és karbonát közötti határ időbeli eltolódását láttuk. Az idő előrehaladtával a határ a befolyáshoz közeledett. Ha összevetjük a határ befolyástól való távolságát az adott távolságban, adott időpontban jellemző túltelítettség értékkel, akkor azt látjuk, hogy a kísérlet elején kb. 11-szeres túltelítettségnél kezdődött a karbonátkiválás. A 4. napra, 1. hétre ez az érték 7-szeresre csökkent. A 6–12. hétre megmaradt a 6–7-szeres túltelítettség, de ezt az értéket a befolyáshoz közelebb, 8 és 20 m között érte el, míg az 1. héten 20 és 40 m között (61. ábra). A kalcittelítettség értékének növekedése egy adott távolságban az idővel fokozódó CO_2 kigázosodás

eredménye, amely a víz p_{CO_2} értékeiben, valamint a pH-ban is megfigyelhető (7.4.2 fejezet).



61. ábra A kiválási ráta, a karbonátképződés határa és a kalciteltetés közötti összefüggés

A kísérlet során a kritikus túltelítettség, ami mellett a karbonátképződés dominált, a kísérlet elején kb. 11-szeres volt, a kísérlet közepén-végén pedig kb. 6-szoros. Ez a kb. 5–10-szeres kritikus túltelítettségi érték megegyezik a legtöbb természetes forrásrendszerben mért értékekkel [pl. JACOBSON és USDOWSKI, 1975; HORVATINCIC és mtsi., 1993; DRYSDALE és mtsi., 2003; DAS és MOHANTI, 2015]. A biofilmben is láttunk karbonátkristályokat, így ennél kisebb túltelítettség mellett is képződött karbonát, melyet elősegíthettek a baktériumok is.

A kalcitúltelítettség mértéke és a kiválási ráta között nem fedezhető fel egyértelmű kapcsolat. Míg 20 m-en legalacsonyabb a túltelítettség és a kiválási ráta is, addig a maximális kiválási ráta helye (40 m) nem esik egybe a legmagasabb túltelítettség helyével (80–120 m) (61. ábra). Fontos kiemelni, hogy a kiválási ráta mértéke egy távolságon belül is változott. Az első 6 hétben csak egy-egy lemezen képződött kiválás tömege alapján számoltam ki a kiválási rátát, amely így nem reprezentatív az egész távolság kiválási rátájára nézve. Így a kiválási ráta és a túltelítettség mértékének összefüggése, kapcsolata nem zárható ki, csupán a rendelkezésre álló adatok alapján nem látszik összefüggés.

A karbonátok kétféle morfológiával jelentek meg. 20 m-es távolságban, a 6. héten 10-szeres, míg a 12. héten 6-szoros túltelítettség mellett romboéderes kristályok alakultak ki. 40–120 m között pedig a kísérlet 6. hetében 17-szeres, míg 12. hetében 13-szoros túltelítettségtől képződtek dárdahegy alakú kristályaggregátumok. Hasonló összetett, elágazó morfológiájú kristályokat termálforrásokban 2–5-szörös [CHAFETZ és mtsi., 1991; JONES és mtsi., 2005], barlangi környezetben több mint 12-szeres [GONZALEZ és mtsi., 1992] túltelítettség mellett találtak. A karbonátkristályok morfológiája és a CO₂ kigázosodás, illetve a víz karbonáttúltelítettsége ellentmondásban vannak JONES [2017b] megállapításaival. Romboéderes kristályok a befolyáshoz közelebb képződtek, ahol nagyobb a kigázosodás mértéke és alacsonyabb a kalcitra vonatkoztatott túltelítettség. Így valószínűleg a romboéderes morfológia kialakulásában inkább a (relatív) alacsony túltelítettségnek van szerepe. Továbbá figyelemre méltó, hogy 20 m-es távolságban a 4. hetet megelőzően biofilm képződött, erősebb volt a mikrobiológiai tevékenység, így ennek hatása sem kizárt. A rendelkezésre álló információk alapján ezt nehéz alátámasztani, a folyamatban lévő mikrobiológiai vizsgálatok erre is választ adhatnak.

A termálvízben Fe, Ba, As, Zn, P, Al, Mn, Cu, Pb, Cr és Co esetében a szűretlen mintában egyes távolságokban kiugró csúcsot láttunk és ezen elemek koncentrációjának növekedését a 12. hétre. Amiből arra következtettem, hogy ezek az elemek szuszpendált anyagban kötődtek meg (7.4.2 fejezet). A fenti elemek mindegyike nagy mennyiségben adszorbeálódott a kísérlet során képződött biofilmben. A 12. hétre ez a biofilm már nagy mennyiségben kialakult és a mintavételek során nagy részük levált a felületről és elúszott a vízzel. Így valószínű, hogy a vízmintákba biofilm is került, ami megnövelte a szűretlen vízben mért koncentrációkat. A karbonátokba Mg²⁺ épült be a Ca²⁺ helyére. Ez azonban nem számottevő, a víz Mg²⁺ koncentrációját nem csökkenti a vízáramlás mentén a beépülés.

A víz és a biogeokémiai kiválások radionuklid tartalma között a ²¹⁰Pb kivételével nincsen egyértelmű kapcsolat. Mindegyik mért radionuklid (²³⁸U, ²²⁶Ra, ²²⁶Ra leányelemek, ²¹⁰Pb) fajlagos aktivitása a biofilmben magasabb volt, mint a karbonátokban. Ez alapján a ²³⁴U+²³⁸U, illetve a ²²⁶Ra aktivitáskoncentrációjának csökkenését várnánk a vízben, azonban nem ezt látjuk. Valószínű,

hogy a vízmintákba több helyen biofilm került, illetve a befolyó vízben is változhatott a radionuklidok mennyisége. A ^{210}Pb fajlagos aktivitása csökkent a vízáramlás mentén a kiválásokban, mely anyaelemének, a ^{222}Rn kigázosodásának következménye. Egyre kevesebb a vízáramlás mentén a vízben oldott ^{222}Rn , így egyre kevesebb ^{210}Pb képződik. A ^{222}Rn 60 m-re fogyott el a vízből, és a ^{210}Pb is itt érte el minimumát.

A ^{222}Rn aktivitáskoncentrációja jelentősen növekedett a befolyó vízben, mely arra utal, hogy a befolyás előtt egyre több ^{226}Ra halmozódott fel, ami egyre több ^{222}Rn -t termelt. Ez a radonforrás a már korábban is említett, 15 m-es tömlőben kialakult biofilm. Ez a biofilm kötött meg nagy mennyiségű ^{226}Ra -t (1–8 m-es szakaszon átlagosan 9225 Bq/kg-ot). Ez az egyre nagyobb ^{226}Ra felhalmozódás a kútakna és a kísérleti szakasz eleje között azonban nem okozott időben csökkenő ^{226}Ra aktivitáskoncentrációt a vízben. Ez is arra utal, hogy a $^{234}\text{U}+^{238}\text{U}$ és a ^{226}Ra aktivitáskoncentrációja időben változott a befolyó vízben.

A biogeokémiai kiválások stabilizotóp-összetétele az anyaoldat stabilizotóp-összetételét tükrözi. A kiválások és a víz $\delta^{18}\text{O}$ értéke is enyhén nőtt a vízáramlás mentén, azaz nehézizotópban dúsult. A párolgás ^{16}O -t viszi el a vízből, de ezen folyamat hatására erőteljesebb növekedést kellene tapasztalnunk. A karbonátképződés és a CO_2 kigázosodása a vízből a nehezebb ^{18}O -t vonja ki, így pont ellentétesen hat a párolgással [GONFIANTINI és mtsi., 1968; FRIEDMAN, 1970]. Az enyhe növekedés arra utal, hogy a karbonátképződés és a CO_2 kigázosodás erőteljesebb folyamatok, mint a párolgás. A gyenge párolgást támasztja alá az is, hogy a víz Na^+ és Cl^- koncentrációjában nem tapasztaltunk erős növekedést. Mivel a karbonátban a nehezebb izotópok dúsulnak, ezért ezek $\delta^{18}\text{O}$ és $\delta^{13}\text{C}$ értékei pozitívabbak, mint a vízé. A víz és a kiválás $\delta^{13}\text{C}$ stabilizotóp-összetétele is növekedett a vízáramlás mentén, erőteljesebben, mint $\delta^{18}\text{O}$ esetében. A $^{12}\text{CO}_2$ kigázosodás és a karbonátkiválás hatnak az értékeire. A növekedés alapján a kigázosodás miatti relatív nehézizotóp-dúsulás dominál, ahogy a legtöbb édesvízi mészkő lerakó forrás esetében [pl. USDOWSKI és mtsi., 1979; DANDURAND és mtsi., 1982; FOUKE és mtsi., 2000; KELE és mtsi., 2011]. A $\delta^{34}\text{S}$ értékei a vízben és a kiválásban is alig változtak a vízáramlás mentén melynek oka, hogy a rendszerben zajló folyamatok nincsenek rá hatással, a kén nem vesz részt ezekben a folyamatokban. Az 1 és 8 m-es távolságban képződött biofilmek $\delta^{34}\text{S}$ értékei negatívabbak a karbonátokénál. Ez valószínűleg annak köszönhető,

hogy a biofilm baktériumai a könnyebb izotópot használják inkább anyagcsere folyamataik során. A baktériumközösség vizsgálata még folyamatban van, így egyelőre nem ismert, hogy vannak-e kenet hasznosító baktériumok a biofilmben. De korábbi vizsgálatok alapján a BTK termálvizeiben gyakoriak a S körforgalmában résztvevő mikroorganizmusok [BORSODI és mtsi., 2012, 2018; ANDA és mtsi., 2014; ANDA, 2019]. A Török-forrásban lezajlott in situ kísérlet során képződött biofilm $\delta^{34}\text{S}$ összetétele szintén negatívabb volt, mint a vize [BURKUS, 2017], ahol a baktériumok S körforgalomban való szerepét is bizonyították [ANDA, 2019].

8. Következtetések, az *in situ* kísérlet eredményeinek értékelése

A Gellért táróban, áramló termálvízben elvégzett *in situ* kísérlet két fázisban valósult meg. Az első fázis során a termálvíz felszínre lépését követő fizikai-kémiai paraméterváltozásokat vizsgáltuk annak érdekében, hogy megismerjük a mögöttes folyamatokat, hajtóerőket. A második fázisban a termálvíz és az abból képződő biogeokémiai kiválások egyidejű vizsgálata volt a cél. A két fázis eredményeiből együtt vonhatóak le a kutatás végső következtetései, bevonva az értékelésbe a Gellért-hegyen korábban végzett vizsgálatok és a Török-forrásban elvégzett *in situ* kísérlet eredményeit.

Az *in situ* kísérlet során termálvíz szivattyúzásával és vályúba vezetésével sikeresen szimuláltuk a Gellért-hegyi források megcsapolódását és a víz felszínre lépését követő áramlást. Ezáltal a vízáramlás mentén bekövetkezett paraméterváltozásokból a forrásokban is zajló folyamatok azonosíthatóak voltak. A vízbe helyezett üveglemezek megfelelő felületet jelentettek a kiválások számára és így a Gellért-hegyi forrásbarlangokban is zajló kiválási folyamatokat az oldódási folyamatok kizárásával tudtuk vizsgálni.

Korábbi tanulmányok bebizonyították, hogy a Gellért-hegyi források és kutak fizikai-kémiai paraméterei csekély időbeli változékonyságot mutatnak [ERŐSS, 2010], értékük csak a regionális erózióbázisként szolgáló Duna magas vízállásai idején változik [SOMOGYI, 2009; MÁDLNÉ SZÖNYI és mtsi., 2013]. A kísérlet ideje alatt a megcsapolódó termálvíz hőmérsékletének, fajlagos elektromos vezetőképességének, pH-jának és oldottoxigén-tartalmának időbeli változása elhanyagolható volt, sem természetes folyamatok (Duna áradása), sem mesterséges hatások (fürdők vízkivétele), sem pedig a kísérlet során változó vízhozam nem befolyásolták. Azonban a ^{226}Ra és $^{234}\text{U}+^{238}\text{U}$ aktivitáskoncentrációja a befolyó termálvízben változott az idővel.

A fentiek tükrében az analógiaként szolgáló természetes forrásrendszerekhez képest lényeges különbség, hogy az áramló víz kezdeti terepi paraméterei időben állandónak tekinthetőek, változásukkal nem kell számolni a vízáramlás mentén zajló folyamatok értelmezésekor. További fontos egyszerűsödés természetes forrásrendszerekhez képest, hogy a termálvíz lényegében barlangi környezetben csapolódik meg, ahol az évszakok váltakozása és az időjárás nincsen hatással

a víz paramétereire és a vízben zajló folyamatokra.

A Gellért táró levegőjére irányuló vizsgálatok alapján a levegő magas, a víz hőmérsékletéhez közeli hőmérséklete főleg a táró tetején húzódó távhővezetékeknek köszönhető. A termálvíz folyatása idején a levegő relatív páratartalma megnő, a víz párolog. Ennek a víz paramétereire gyakorolt hatása azonban gyenge volt. A víz Na^+ koncentrációjában, illetve a $\delta^{18}\text{O}$ és $\delta^{13}\text{C}$ stabilizotóp-összetételében tapasztaltunk csak enyhe növekedést. A táró levegőjének paraméterei a vízben zajló folyamatokra nincsenek hatással.

A felszínre lépő termálvíz p_{CO_2} értéke magasabb, oldottoxigén-tartalma alacsonyabb, mint a vele érintkező levegőé, amely gyors, jelentős változásokat eredményez a víz fizikai-kémiai paramétereiben a befolyáshoz közeli szakaszon. A gyors változásokat a víz nagy felület/mélység aránya is elősegíti. Az *in situ* kísérlettel a korábban a forrásbarlangokban hipotetikusán azonosított folyamatokat a paraméterek áramlásmenti változásával és reaktív transzport modellel is bizonyítottuk. A legfontosabb folyamat a CO_2 kigázosodása a vízből, ami a pH és a kalcittelítettség növekedését, valamint az oldottanyag-tartalom (fajlagos elektromos vezetőképesség), a Ca^{2+} és HCO_3^- koncentrációk csökkenését okozza a vízben az áramlás mentén. Ezen paraméterek kapcsolatát korrelációanalízis is alátámasztotta. Az oldottanyag-tartalom, valamint a Ca^{2+} és HCO_3^- koncentrációk csökkenése karbonátkiválásra utal az egész tanulmányozott szakaszon. Ennek első nyomait 2 nap után láttuk szabad szemmel fehér bevonatként a lemezeken és mikroszkóp alatt is sajátalakú romboéderes kristályokként. A többi fő ion koncentrációja nem vagy alig változott a vízáramlás mentén. Döntően kalcit képződött, csupán Mg^{2+} épült be a Ca^{2+} helyére a kristályrácsba kis mennyiségben. A Mg^{2+} vízben oldott koncentrációjára a beépülés nem volt hatással.

Egy másik fontos folyamat – melyet szintén bizonyítottunk reaktív transzport modellel is – a légköri oxigén beoldódása a vízbe, amely a víz oldottoxigén-tartalmának növekedését okozza a vízáramlás mentén. A beoldódás addig folytatódik, amíg a vízben oldott oxigén koncentrációja eléri azt a mennyiséget, amelyet a víz az adott hőmérsékleten oldani képes. Ekkor áll be az egyensúly a víz és a vele érintkező levegő között. A befolyó reduktív víz tehát oxidatív válik.

A kísérlet során az egész tanulmányozott szakasz hosszában biogeokémiai kiválás képződött,

a biológiai és kémiai folyamatok, kiválások nem váltak el egymástól. A befolyáshoz közel vas-oxihidroxidos biofilm jellegű biogeokémiai kiválás (röviden: biofilm) alakult ki. A döntően biogén anyagban kalcit és dolomitszemcséket is találtunk. Mikroszkópos szerkezetét tekintve összetett, hálózatos struktúrájú biofilm, akárcsak a Gellért-hegyi forrásbarlangokban [BORSODI és mtsi., 2012, 2018]. A ferrolízis eredményeként kialakuló savas környezet, illetve a Fe^{3+} és CaCO_3 közötti reakció akadályozhatta a karbonátképződést a biofilm dominálta szakaszon. Emiatt, és a folyamat során képződő Ca^{2+} -nak köszönhetően ezen a szakaszon a víz oldott Ca^{2+} koncentrációja növekedett vagy nem változott. A reaktív transzport modell ezzel szemben már a befolyástól a Ca^{2+} koncentráció csökkenését mutatta. A modellbe csak a karbonátkiválás folyamatát építettük be, a ferrolízist nem. Így a ferrolízis lehet a mért és modellezett eredmények eltéréseinek oka, mely gátolja a karbonátképződést.

A befolyástól távolabb karbonát jellegű biogeokémiai kiválás (röviden: karbonát) alakult ki, mely döntően kalcitból áll (kevés Mg^{2+} beépülésével). Kisebb mennyiségben az ásványzemcsék felületén biofilm képződött, mely a karbonát továbbnövekedésével csapdázódott az ásvány belsejében. A biofilm a Gellért-hegyi forrásbarlangokban korábban biofilmként azonosított, majd biogeokémiai kiválásnak nevezett [DOBOSY és mtsi., 2016] képződménynek feleltethető meg, mely a forrásbarlangokban a kőzetek felületén, a vízfelszín közelében alakul ki. A karbonát pedig a források vízfelszínén képződő kalcitlemezeknek, melyeken szintén találtak baktériumközösségeket [ERŐSS, 2010; VIRÁG és mtsi., 2013b]. DOBOSY és mtsi. [2016] felvetését tovább gondolva, javasolom ezentúl a biogeokémiai kiválás használatát minden, a termálvízben képződő kiválásra, a korábban biofilmként és kalcitlemezként említett képződményekre egyaránt. Ahol a biológiai anyag dominál, a biofilm (jellegű biogeokémiai kiválás), ahol az ásványos kiválás dominál, a karbonát (jellegű biogeokémiai kiválás) elnevezés a célszerű.

Az érett biofilm az áramló vízben 4–7 nap alatt alakult ki. Ez jelentősen rövidebb idő, mint a Török-forrás szinte álló vízében, amiben az érett biofilm 9–12 hét alatt képződött [ANDA, 2019]. A víz hidrodinamikájának különbsége nem csak az érett biofilm kialakulásának idejét, hanem a képződés sebességét és a biofilm által adszorbeált ^{226}Ra mennyiségét is befolyásolta. Az áramló víz folyamatosan szállítja a kiválási felülethez a planktonikus mikroorganizmusokat, tápanyagot és

különböző elemeket, amely elősegíti a biofilm képződését. A biofilm a ^{226}Ra mellett más radionuklidokat (^{238}U , ^{226}Ra leányelemek és ^{210}Pb) és nyomelemeket (pl. Al, As, Cr, Co, Cu, Mn, P, Pb, Zn) is nagy mennyiségben adszorbeál már rövid idő alatt. A kialakuló biofilm által megkötött ^{226}Ra azonnal képes megnövelni a víz ^{222}Rn aktivitáskoncentrációját. A kísérletben a 15 m-es tömlőben képződött biofilm a kísérleti szakaszra belépő víz ^{222}Rn -tartalmát több mint duplájára növelte meg a kísérlet 12 hete alatt. Az áramlás mentén aztán a vízben oldott ^{222}Rn teljesen kigázósodott a vízből. Ezt a folyamatot a reaktív transzport modell is alátámasztotta. A ^{222}Rn leányeleme, a ^{210}Pb is ezt a csökkenő tendenciát mutatta az áramlás mentén a karbonátokban.

A kísérlet során a biofilm és karbonát közötti határ időben eltolódott, közelebb került a befolyáshoz. A kísérlet körülményei között kezdetben 11-szeres túltelítettség mellett dominált a karbonátképződés, majd később 5-szörös túltelítettség mellett. Idővel a CO_2 kigázosodás mértéke fokozódott, amely a kalcitlétettségre is hatással volt. Ugyanazt a túltelítettségi értéket a víz a befolyáshoz közelebb érte el a kísérlet későbbi szakaszában, mint az elején. Emiatt került közelebb a befolyáshoz a biofilm és a karbonát közötti határ. Az eltolódás által legjobban érintett szakaszon (20 m-es távolságban) a kísérlet majdnem feléig biofilm, majd karbonát képződött. Ezt a váltást tükrözi, hogy a biofilm által nagy mennyiségben adszorbeált Al, As, Fe és Pb az átmeneti szakaszon képződött kiválásban mért koncentrációi átmeneti értéket képviselnek a biofilm és karbonát között. Ahol a biofilmképződést karbonátképződés váltotta fel, ott romboédes karbonátkristályok képződtek, míg a távolabbi szakaszon összetettebb morfológiájú, dárdahegy alakú romboédeserekből álló kristályaggregátumok. A romboédes kristályok kialakulásában a relatíve alacsonyabb kalcitlétettségnek és a mikroorganizmusoknak lehet szerepe. A dárdahegy alakú kristályok kialakulását pedig a gyors CO_2 kigázosodásból és a magas túltelítettségéből (17-szeres, majd 13-szoros) következő gyors kiválást eredményezi.

9. Kitekintés

A doktori kutatásom keretében elvégzett *in situ* kísérlettel bizonyítani tudtam a Budai-termálkarszton zajló folyamatokat. Emellett a termálvíz és az abból képződő biogeokémiai kiválások egyidejű tanulmányozásával választ tudtam adni olyan kérdésekre, amelyekre a terepi vizsgálatokkal nem tudtak. A kutatás sokrétűsége miatt azonban nem volt lehetőségem az egy-egy tudományterülethez tartozó eredményekben részletesen elmerülni és további vizsgálatokat folytatni. Az alábbiakban összefoglalom, hogy mely kérdésekben látom a legfontosabb továbblépési lehetőségeket.

A reaktív transzport modellel a fizikai-kémiai folyamatokat bizonyítani tudtam, azonban nem minden folyamatot adtuk meg a modellnek. A második fázisban derült fény a Fe^{2+} oxidációjának szerepére a befolyáshoz közeli szakaszon, melyről eredményeim alapján nem tudtam egyértelműen megállapítani, hogy kémiai vagy mikrobiológiai folyamat eredmény-e, esetleg a kettő együttes hatásaként alakul ki ferrihidrit. A kémiai oxidáció folyamata beépíthető a modellbe, így segíthet a kérdés megválaszolásában. A folyamatban lévő mikrobiológiai vizsgálatok pedig választ adnak arra, hogy a mikroorganizmusok között vannak-e vas-oxidálók. A mikrobiológiai vizsgálatok emellett a mikroorganizmusok további elemkörforgalmakban (pl. S) való részvételét is bizonyítani fogják. Így a mérések elkészülése után az értékelésbe való bevonásukkal az eddigi eredmények pontosíthatók vagy újabb fontos következtetések vonhatók le.

A biogeokémiai kiválásokról nagyobb felbontású röntgenpor-diffrakciós mérések készítése feltárhat rejtőzködő fázisokat (pl. ferrihidritet az 1 és 8 m-es biofilmben), amelyeket nekünk nem sikerült kimutatni. Továbbá a karbonátokban az áramlás menti és időbeli Mg^{2+} beépülés mértékét sem tudtam összevetni egymással. A porított mintákhoz kvarcot keverve a Mg-tartalom változása összehasonlítható lenne. Így a víz fizikai-kémiai paramétereivel együtt értelmezve a Mg^{2+} kalcitba történő beépülésének körülményeinek ismerete bővülne.

További elemzést igényelnek a karbonátok is. A kristályok méretének és alakjának időbeli fejlődése pásztázó és transzmissziós elektronmikroszkóppal is vizsgálható. A víz fizikai-kémiai összetételének eredményeivel együtt a kristályok képződésének története rekonstruálható lenne.

Az oxigén stabilizotóp-mérésekből a karbonátok képződési hőmérséklete számolható, melyre különböző egyenletek születtek. Itt ismert a víz és a karbonát $\delta^{18}\text{O}$ értéke és a víz hőmérséklete, így hasznos kiegészítésül szolgálhat az egyenletekhez.

A vízben oldott SO_4^{2-} koncentrációjának változása, valamint a víz és a biogeokémiai kiválások $\delta^{34}\text{S}$ stabilizotóp-összetételének értelmezése a mikrobiológiai vizsgálatok hiányában szintén kérdéseket hagyott maga után. A $\delta^{34}\text{S}$ értékek összevetése a Gellért-hegyi forrásbarlangokban mért értékekkel további következtetések megszületését eredményezheti.

Az *in situ* kísérlet egyik fontos eredménye, hogy a víz hidrodinamikája befolyásolja a biogeokémiai kiválások produktivitását és az adszorbeált elemek mennyiségét. Ez a Török-forrás szinte álló vízében végzett *in situ* kísérlet során kapott eredményekkel összevetve vált egyértelművé. Érdeemes lenne a folytatásos kísérletet megismételni más, akár többfajta vízhozammal szivattyúzva a GT-II. kútaknából. Mivel a szivattyúzott víz összetétele azonos, a víz hidrodinamikájának hatásait lehetne ezzel vizsgálni.

Doktori kutatásom célja a termálvíz és az abból képződő kiválások egyidejű vizsgálata volt az oldódás hatásainak kizárásával, ezáltal a kiválási folyamatokat bizonyítottam a kísérlettel. A következő lépésben az oldódás bevonásával a kiválási és oldódási folyamatok együttes hatása vizsgálható. Ehhez a termálvízbe tárgylemezek helyett vékony kőzetlemezeket lehet elhelyezni. Ezzel a ferrolízis oldó hatása is kimutatható, bizonyítható lenne.

A Gellért-hegyen nem csak aktív, hanem inaktív barlangok is vannak a Duna vízszintje felett. Ilyen inaktív barlang például az Aragonit-barlang, amely képződményeit többen is vizsgálták [ERŐSS, 2010; VIRÁG és mtsi., 2013, PÁSZTOR, 2016]. PÁSZTOR [2016] eredményeit a Török-forrással összevetve egy fejlődési modellt állított fel az Aragonit-barlang képződésére. A fejlődési modellt a kísérlet eredményeivel tovább lehetne pontosítható. Továbbá az aktív és a fosszilis képződmények (pl. ferrihidrit és goethit) jellegzetességeinek összevetésével azonosítani lehetne egy olyan jelenséget, indikációt, amely a mélyebben elhelyezkedő (pl. a pesti fedő üledékek alatt) karbonátokban korábbi üregképződést, oldódást jelezne.

10. Összegzés

Doktori kutatásomban egy aktív hipogén karsztrendszer, a Budai-termálkarszt megcsapolódó termálvizeiben a kiválások képződésének és az azt meghatározó folyamatok megismerését tűztem ki célul. Ehhez egy *in situ* kísérletet terveztem és valósítottam meg, melyben a termálvíz áramlási pályája mentén egyidejűleg vizsgáltam a víz fizikai-kémiai paramétereit és a vízből képződő kiválásokat. Ezáltal megismertem a kiválások képződési körülményeit, kialakulását és időbeli fejlődését, hatásukat a víz paramétereire, valamint, hogy időben hogyan alakul a kiválások által adszorbeált elemek mennyisége. Az *in situ* kísérlet legfőbb eredményeit az alábbi tézisekben foglalom össze:

1. A Budai-termálkarszton és nemzetközi szinten is elsőként dolgoztam ki és valósítottam meg egy *in situ* kísérletet szisztematikus módon, ellenőrzött körülmények között szimulálva a hipogén karsztrendszer barlangi termálforrásainak felszínre jutását és a kilépésnél zajló folyamatokat. A kísérlet során a termálvíz megcsapolódását és hossz-szelvény menti áramlását monitorozva és modellezve egyidejűleg nyomon követtem a víz és a belőle képződő kiválások jellemzőit és változásait az oldódási folyamatok kizárásával. Az *in situ* kísérlet előkészítése, körülményei és eredményei alapját képezik más területeken és további paraméterek vizsgálatára irányuló hasonló kísérletek kivitelezésének.

2. Megállapítottam, hogy a Gellért-hegy kútjában megcsapolódó termálvíz hőmérséklete, pH-ja, oldottoxigén-tartalma és fajlagos elektromos vezetőképessége a három hónapos monitorozás alapján időben állandó, összhangban a korábbi, de csak egy-egy alkalomra vonatkozó terepi mérési eredményekkel. Ezzel kimutattam, hogy az *in situ* kísérletben a vízáramlás menti változások értelmezésénél a belépő termálvíz terepi paramétereinek időbeli változását nem kell figyelembe venni.

3. A vízáramlás mentén nyomon követett fizikai-kémiai paraméterváltozásokkal és reaktív transzport modellezéssel bizonyítottam a korábban a Gellért-hegyi megcsapolódási terület forrásaiban és a kapcsolódó barlangokban feltételezett folyamatokat [ERÖSS, 2010]: a vízben oldott CO₂ és ²²²Rn kigázosodását és a levegő oxigénjének a vízbe való beoldódását. Az egyes paraméterek kapcsolatát alátámasztottam korrelációanalízissel is. Vizsgálataim alapján kimutattam, hogy a

barlangi levegő paramétereit a vízben zajló folyamatokra nincsenek hatással.

4. Az *in situ* kísérlettel igazoltam, hogy a forráskilépésnél zajló mikrobiológiai és fizikai-kémiai folyamatok nem válnak el élesen egymástól, egyidejűleg zajlanak, azaz a korábban DOBOSY és mtsi. [2016] által bevezetett biogeokémiai kiválás kifejezés alkalmazható. Ugyanakkor a képződő kiválások domináns jellegében kimutattam egy hossz-szelvény menti és időbeli szekvenciát. A keletkező biogeokémiai kiválások két altípusát ismertem fel és ennek megfelelően a következő új nevezéktant vezettem be: 1) „biofilm jellegű biogeokémiai kiválás” és 2) „karbonátos jellegű biogeokémiai kiválás”. Az új terminológiát a következőképpen javaslom alkalmazni, melyet dolgozatomban is követek:

- „biofilm jellegű biogeokémiai kiválás”, röviden „biofilm”, melyben a mikroorganizmusok jelenléte és a hozzájuk köthető mikrobiológiai folyamatok (pl. extracelluláris polimer szubsztancia (EPS) termelése) dominálnak és kevés ásvány szemcsét is tartalmaz,

- „karbonátos jellegű biogeokémiai kiválás”, röviden „karbonát”, melyben a fizikai-kémiai folyamatok a meghatározók, ezért a CaCO_3 összetételű kristályos fázis dominál, ahol a kristályok felszínén vagy a kristályokban mikroorganizmusok által képzett sejtszomszédosulások is megfigyelhetők.

5. Eredményeimmel bizonyítottam, hogy a felszínre lépő alacsony oldottóxidigén-tartalmú redukáló termálvíz a légköri oxigén beoldódása miatt oxidatív válik, így a vízben oldott Fe^{2+} oxidálódik. Ennek hatására a forráskilépési hely közelében, az első 8 m-en ferrihidritet tartalmazó biofilm képződik. A modellezési és mérési eredmények összevetése alapján feltételezem, hogy a ferrolízis folyamata gátolhatja a karbonátképződést ott, ahol ferrihidrit alakul ki.

6. Az elvégzett *in situ* folytatási kísérlet eredményeit a stagnáló kísérlettel [BURKUS, 2017; ANDA, 2019] összevetve igazoltam, hogy az érett biofilm kialakulása, a biofilmképződés sebessége és a biofilm által adszorbeált elemek mennyisége összefüggést mutat a víz hidrodinamikájával. A folyamatosan felszínre lépő áramló termálvíz elősegíti a biofilmképződést azáltal, hogy folytonosan szállítja a kiválási felülethez a planktonikus mikroorganizmusokat, valamint a növekedésükhöz és szaporodásukhoz szükséges különféle tápelemeket és energiaforrásokat.

7. Vizsgálataimmal kimutattam, hogy a biofilm által nagy mennyiségben adszorbeált ^{226}Ra (8000–10000 Bq/kg) rövid idő alatt is (kísérleti viszonyok között néhány hét alatt) a víz oldott ^{222}Rn aktivitáskoncentrációjának növekedését okozza (130 Bq/l-rel). A vízben oldott ^{222}Rn intenzív kigázosodását a Budai-termálkarszton elsőként bizonyítottam mérésekkel és reaktív transzport modellezéssel. A ^{222}Rn leányelemének, a ^{210}Pb jelenlétét is kimutattam és megállapítottam, hogy a vízáramlás mentén kialakuló karbonátokba a vízben oldott ^{222}Rn arányában épül be, ezáltal követi annak áramlás menti csökkenését.

8. A termálvíz és a belőle képződő karbonát egyidejű vizsgálatával meg tudtam adni a Gelért-hegyen megcsapolódó termálvizekre jellemző kritikus karbonátra vonatkoztatott túltelítettség értékét és megállapítottam, hogy a karbonátok kiválása 5-10-szeres túltelítettség mellett kezdődik. Ez referencia érték lehet nemzetközi szinten is, mert itt bizonyítottan abból a vízből keletkezett a karbonát, amivel érintkezik. Ez sokszor kétséges a természetes forrásrendszerek kiválási esetén.

9. A biogeokémiai kiválások fejlődésének vizsgálatával feltártam, hogy a biofilm- és a karbonátképződés határa a kísérlet során nem csak térben, de idővel is változott. A víz fizikai-kémiai paramétereinek egyidejű mérésével bizonyítottam, hogy az idővel fokozódó CO_2 kigázosodás a kritikus karbonáttúltelítettség érték helyét a befolyáshoz közelebb tolta (a 12 hetes kísérlet körülményei között 30–40 m-rel). Ennek következtében a karbonátkiválás határa is egyre közelebb került a befolyáshoz. A kísérletben emiatt volt egy szakasz, ahol először biofilm, majd később karbonát képződött. Ezt az átmenetet néhány nyomelem (Al, As, Fe, Pb) koncentrációja is követte.

10. Meghatároztam, hogy az *in situ* folytatási kísérlet körülményei között a karbonátkiválási ráta 0,34–2,66 g/cm²/év. Kimutattam ugyanakkor, hogy értékei időben, a vízáramlás mentén és lokálisan is változnak. A kísérleti körülmények, a víz fizikai-kémiai paramétereinek részletes dokumentációjával a kiválási ráta értékek is referenciaként, összehasonlítási alapként szolgálnak más karbonátképző rendszerek eredményeinek értékeléséhez.

11. Elkülönítettem az *in situ* kísérlet során képződött karbonátok két típusát a kristálymorfológia alapján: 1) önálló romboédes kristályok és kristálycsoportok alkotta karbonátot, amely kialakulásában a relatíve alacsony túltelítettségnek van szerepe és a mikrobiológiai folyamatok

is hatással lehetnek rá, 2) dárda alakú, romboéderes kristályokból álló, összetett kristályaggregátumot, amelyet a Gellért-hegyi aktív forrásbarlangok kalcitlemezeiben korábban is megtaláltak [VIRÁG és mtsi., 2013b; AMBRUS, 2014; VIRÁG, 2018]. Ennek kialakulását a gyors CO₂ kigázosodás és a magas karbonáttelítettség (13-17-szeres) okozza.

Abstract

The active hypogene karst area of Buda Thermal Karst (BTK), situated in the regional discharge zone of a thick carbonate range, is a natural laboratory where ongoing dissolution and precipitation processes can be studied. Discharging thermal springs can be found in small spring caves with almost stagnant conditions. The detailed investigation of the area's hydrogeological situation and the thermal water composition gave the background of the analysis of complex discharge phenomena. Based on the study of biogeochemical precipitates (biofilm) and calcite rafts in spring caves, a conceptual model was proposed about the processes behind these phenomena.

As *in situ* measurements could only indirectly prove the processes, the main goal of my study was to perform an *in situ* experiment to demonstrate these mechanisms. In the experiment, the physicochemical parameters of the flowing thermal water and the related forming precipitates were analysed simultaneously excluding dissolution processes.

The *in situ* experiment proved that the most important mechanisms are CO₂ degassing from the water and the ingassing of atmospheric O₂, causing the change of other physicochemical parameters of the water. The observed changes resulted in the formation of two kinds of biogeochemical precipitates: 1) biofilm, dominated by microbiological processes, with minor mineral content and 2) carbonate, dominated by physical-chemical processes, with small colonies of microorganisms. Biofilm formed close to the thermal water discharge, where the reductive water changes into oxidative conditions. The flowing water enhanced the evolution and productivity rate of the biofilm and also the absorption of trace elements (e.g. Al, As, Mn, ²²⁶Ra). The accumulated ²²⁶Ra significantly increased the ²²²Rn activity concentration of the water in a short time. Under the circumstances of the experiment, the critical supersaturation value for carbonate precipitation was 5–10. The precipitation rate was 0,34–2,66 g/cm²/year and changed locally and also along the flow path. Two carbonate crystal morphologies formed: 1) single rhombohedra and 2) spearhead-like crystal aggregates built by rhombohedral units. CO₂ degassing rate, the level of supersaturation and microbiological processes influenced the morphologies.

The detailed simultaneous water and related precipitate measurements can serve as a basis and a reference to other *in situ* experiments or in the evaluation of complex natural springs.

Köszönetnyilvánítás

Doktori kutatásom során rengeteg segítséget kaptam a terepi mérések, az adatok feldolgozása és értelmezése során. Tapasztalataikkal, konzultációval, javaslataikkal és támogatásukkal az alábbi személyek segítettek munkámat. Legelőször témavezetőmnek, Mádlné Szőnyi Juditnak szeretnék köszönetet mondani. MSc hallgatóként dolgoztunk először együtt OTKA projektjében. Ekkor kezdtem el barátkozni a Gellért-hegyi termálvizekkel és kiválásokkal. Később elmesélte egy kísérlet tervét azok behatóbb tanulmányozására és rám bízta ezen terv továbbgondolását és megvalósítását, így született meg doktori kutatásom. Habár az eredeti elgondoláshoz képest a kísérlet más formában valósult meg a körülmények miatt, témavezetőm végig mellettem volt, együtt gondolkodtunk, konzultáltunk. A kísérlet alatt ő is mindig lelkesen részt vett a terepi munkában. Köszönöm, hogy bármikor fordultam hozzá, segített, szakmai konzultációval, beszélgetéssel vagy pár jó szóval. Köszönöm a dolgozat átnézését, a javításokat és javaslatokat!

A kísérlet előkészítése sok egyeztetést, terepbejárást, a szükséges műszerekhez utánajárást igényelt. Köszönöm a mikrobiológiai háttér biztosítását, a szakmai konzultációkat Anda Dórának, Borsodi Andreának, Makk Juditnak és Márialigeti Károlynak, az előzetes kémiai konzultációkat Óvári Mihálynak és Záray Gyulának. Köszönettel tartozom a Budapest Gyógyfürdői és Hévízei Zrt.-nek, különösen Kovács László üzemeltetési igazgatónak és Balogh Évának az engedélyért, hogy a kísérletet a Gellért táróban valósíthattuk meg. Köszönöm a Gellért és Rudas fürdő gépészeinek a helyszíni bejutásban való segítségét. A szivattyúk beszerzése nem bizonyult könnyű feladatnak a táróbeli körülményeknek és az elvégzendő feladatnak köszönhetően. A szivattyú kiválasztásában, összeszerelésében és beüzemelésében Angelus Béla, Rózsavölgyi János, Szikszay László és Zsemle Ferenc nyújtottak segítséget. A műszerek beszerzése során a kollégák korábbi tapasztalatai mellett nagyban támaszkodhattam Müller Imre professzor tapasztalataira és tudására, valamint kölcsönadott műszereire. Köszönöm a sok-sok tanácsot! A Diver regisztráló műszerekkel és azok használatával Jakab András (Jakab és Társa Kft.) ismerttetett meg, aki együttműködés keretében az első fázis alatt biztosított a kísérlethez műszert, később pedig új műszerek beszerzésében volt segítségünkre. A meteorológiai mérésekhez szükséges műszereket Weidinger Tamás, illetve az ELTE TTK Meteorológiai Tanszéke bocsátotta rendelkezésünkre. A helyszíni meteorológiai mérésekben Weidinger Tamás és Tordai Ágoston segítettek. Mindnyájuknak köszönöm a segítséget!

Nehéz fizikai munkát jelentett a vályúból a kiválások eltávolítása, így megfelelő fizikai erőnlétre volt szükség, melyben természetesen nagyrészt fiúk segítségére támaszkodhattam, de mi lányok is helyt álltunk! Köszönöm, hogy mindannyian a meleg és páradús körülmények között is kitartóan dolgoztatok! A vályú kitakarításáért az alábbi személyeknek tartozom köszönettel: Anda Dóra, Enyedi Nóra, Garamhegyi Tamás, Mádl Miklós, Mádlné Szőnyi Judit, Molnár Zsombor, Pásztor Domokos, Trásy Balázs. Garamhegyi Tamásnak és Trásy Balázsnak külön köszönet, hogy a munka megkönnyítésére szereztek vésőkalapácsot, ami jelentősen felgyorsította a munkát!

A helyszíni mérések és mintavételek párhuzamos lebonyolításához sok ember összehangolt és pontos munkájára volt szükség. Köszönöm a BSc és MSc hallgatóknak, doktoranduszoknak, egyetemi oktatóknak és kutatóknak, akik a terepi munkában részt vettek egy vagy akár több mérési napon. Remélem, senki sem marad ki a listából: Albirt József, Anda Dóra, Baláz Dominik, Burkus Viktória, Csondor Katalin, Enyedi Nóra, Horváth Ákos, Lukovszki Orsolya, Mádlné Szőnyi Judit, Molnár Zsombor, Müller Imre, Osváth Veronika, Óvári Mihály, Rába István, Szabó Zsóka, Szikszay László, Tóth Ádám, Tóth Mónika. Külön köszönöm Szikszay Lászlónak, hogy a második fázis alatt útba ejtette hazafelé a Gellért tárót a víz oldottoxigén-tartalmának napi mérése miatt.

A magas páratartalom és a gyér fényviszonyok a fotózást sem tették egyszerűvé. Köszönöm Csondor Katalinnak és Hegedűs András Jujunak a felszerelést és a profi fotókat, Tóth Ádámnak, hogy beállt velem fotós asszisztensnek!

A laboratóriumi mérések elvégzéséért, az infrastruktúra biztosításáért az alábbi személyeknek és intézményeknek, azok vezetőinek szeretném kifejezni hálámat: a fő ionok koncentrációjának méréseért Jurecska Laurának (ELTE TTK Mikrobiológia Tanszék), Szikszay Lászlónak és Csondor Katalinnak (ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék és Természetföldrajzi Tanszék); a ^{226}Ra és $^{234}\text{U}+^{238}\text{U}$ méréseért Heinz Surbeck professzornak, akinek a műszereit és tudását tudtam használni a Müller Imre-Heinz Surbeck Hidrogeológiai Laboratóriumban (ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék); a ^{222}Rn méréseért Horváth Ákosnak, aki az ELTE TTK Atomfizikai Tanszékén található TriCarb készülékhez biztosította a hozzáférést és időnként a mérésekben is besegített; a nyomelem mérésekért Óvári Mihálynak (ELTE TTK Analitikai Kémiai Tanszék); a stabilizotóp mérésekért Futó Istvánnak (ATOMKI); a mikrobiológiai vizsgálatokért Anda Dórának és Makk Juditnak (ELTE TTK Mikrobiológia Tanszék és MTA ÖK Duna-kutató Intézet); a sztereo

mikroszkóp lelkivilágának és a fotózás rejtelseinek megismeréséért Győri Orsolyának; a gamma-spektroszkópiás mérésekért Bihari Árpádnak (ATOMKI); a Mössbauer-spektroszkópiás mérésekért Homonnay Zoltánnak, Kovács Krisztinának és Kuzmann Ernőnek (ELTE TTK Analitikai Kémiai Tanszék); a röntgenpordiffrakciós mérésekért Tóthné Király Juditnak és Topa Boglárkának (ELTE TTK Ásványtani Tanszék); a SEM kezeléséért Kovács Zoltánnak (ELTE TTK Közöttani Tanszék); a csiszolat készítéséért Tóth Ágostonnak.

Hálásan köszönöm Kis Annamáriának és Topa Boglárkának a röntgenpordiffrakciós mérések értelmezésében nyújtott segítségét. Külön köszönöm Boginak, hogy olyan lelkesen érdeklődött a kísérlet iránt és a többi mérés eredményeire is ránézett, ötleteket adott. Emellett a leadás előtti utolsó hetekben is rendelkezésemre állt és segített a mérésekkel kapcsolatos kérdések megválaszolásában. Köszönöm az ásványtani rész átnézését, javítását Harman-Tóth Erzsébetnek és Fehér Bélának.

Köszönöm Vincent Postnak a reaktív transzport modell kivitelezésében nyújtott segítségét, és hogy 'Bevezetés a vízkémiai modellezés'-be címmel rövidkurzust is tartott az egyetemen, megtartva a maroknyi résztvevőnek a PHREEQC geokémiai hátterének és használatának alapjait. A rövid kurzus megvalósítását a Nemzet Fiatal Tehetségeiért Program támogatta. Hálásan köszönöm Kovács József tanár úrnak a korrelációanalízisben nyújtott segítségét, szakmai tanácsait. Az adatfeldolgozáshoz használt Grapher szoftver beszerzését a Környezettudományi Doktori Iskola támogatta. Köszönöm a támogatást a doktori iskola vezetőjének, Jánosi Imrének és a doktori program vezetőjének, Szabó Csabának. Továbbá Katának, hogy betársult a program beszerzésébe.

Köszönettel tartozom a szakmai konzultációkért, tapasztalataik és tudásuk átadásáért az alábbi személyeknek: Anda Dóra, Borsodi Andrea, Csondor Katalin, Erőss Anita, Győri Orsolya, Hannes Claes, Heinz Surbeck, Kovács Zoltán, Mádlné Szőnyi Judit, Makk Judit, Mindszenty Andrea, Óvári Mihály, Szabó Csaba, Topa Boglárka, Tóth Ádám, Török Ágnes, Vincent Post, Weidinger Tamás és Weiszburg Tamás. Különösen hálás vagyok a disszertáció első verziójának átolvasásáért „házi bírálóimnak” Mindszenty Andreának és Pósfai Mihálynak, akik gondolatébresztő javaslataikkal, megjegyzéseikkel és javításaikkal segítették a dolgozat végleges formájának megszületését. Köszönöm a dolgozat egészének vagy részeinek átolvasását Anda Dórának, Borsodi Andreának, Makk Juditnak, Mádlné Szőnyi Juditnak és Tóth Ádámnak.

Doktori ösztöndíjas éveim alatt számos nemzetközi konferencián adtam elő, amelyhez az anyagi támogatást az alábbi szervezetek, programok biztosították: ELTE Tehetséggondozási Tanács, SzakMOLgozat, Campus Mundi, Nemzet Fiatal Tehetségeiért Program, Papp Simon Alapítvány, ELTE TTK Hallgatói Önkormányzat, Tóth József és Erzsébet Hidrogeológia Professzúra. Köszönöm a fenti szervezetek ügyintézőinek, különösen Gellérthegyi Etelka és Tóth Eszter munkáját.

A megfelelő légkör elengedhetetlen az elmélyült munkához, ezt számomra az ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszéke biztosította. Köszönöm az előző tanszékvezető, Pálffy József és a jelenlegi tanszékvezető, Kovács József támogatását és munkáját, és hogy évekig használhattam a tanszéki infrastruktúrát. Köszönöm a hidrós csapatnak a mindennapos szakmai és nem szakmai beszélgetéseket, társaságot az ebédeknél, közös utazásokat, együtt tanulást, társasjátékos délutánokat és minden jó dolgot, amit együtt éltünk meg: Baják Petra, Csondor Katalin, Erhardt Ildikó, Erőss Anita, Hana Ben Mahrez, Havril Tímea, Iván Veronika, Mádlné Szőnyi Judit, Modrovits Kamilla, Szabó Zsóka, Szijártó Márk, Szkolnikovics-Simon Szilvia, Tóth Ádám, Zentainé Czauner Brigitta. Külön köszönöm szobatársaimnak, Timinek és Ádámnak a kellemes és jókedvű légkört.

Doktori ösztöndíjas, majd egyetemi tanársegédi éveim alatt több hallgató BSc szakdolgozatának, MSc diplomamunkájának és TDK dolgozatának voltam témavezetője vagy konzulense. Köszönöm nekik a közös munkát: Burkus Viktória, Juhász Gyula, Meszleny Lilla, Priegl Csongor, Rába István, Timár Mihály és Várkonyi Dániel.

Doktori kutatásom koncepcionális hátterét és a kísérlet tervét az OTKA NK 101356 számú projektje biztosította (Hipogén karsztosodási folyamatok tanulmányozása különös tekintettel a mikroorganizmusok szerepére, témavezető: Mádlné Szőnyi Judit). A műszerek beszerzését és a mérések megvalósítását az Európai Unió és Magyarország támogatta az Európai Regionális Fejlesztési Alap társfinanszírozásában a GINOP-2.3.2-15-2016-00009 azonosítószámú 'IKER' pályázatban (Izotóp Klimatológiai és Környezetkutató Központ (IKER): Recens és paleo-környezetgeokémiai kutatás-fejlesztési irányok megerősítése, projektvezető: Palcsu László). A kutatást továbbá az ENERAG pro-

jekt (Excellency Network Building for Comprehensive Research and Assessment of Geofluids, European Union's Horizon 2020 under grant agreement No 810980, scientific coordinator: Mádlné Szőnyi Judit) támogatta.

Hálásan köszönöm barátaimnak a közös programokat és beszélgetéseket, amelyek segítettek a kikapcsolódásban. Köszönöm, Ádám és Kata a közös utazásokat, barlangászást, szabadulásokat. Ádám és Orsi, köszönöm a könyves beszélgetéseket és könyvcseréket, ajánlásokat. Evelin, köszönöm a beszélgetéseket és támogatást a távolból.

Végezetül családomnak szeretném megköszönni a támogatást! Legfőképpen Szüleimnek az egész életen át tartó támogatást, a családi háttér biztosítását a tanulmányaimhoz és végtelen szeretetüket. Nagymamámnak, aki szintén mindig mindenben támogatott és mellettem állt. Köszönöm nővéremnek, Adrinak és férjének, Daninak a beszélgetéseket, utazásokat, látogatásokat. Köszönettel tartozom férjemnek, Zolinak és családjának a biztatásért. Köszönöm Zolinak, hogy elviselt és nélkülözött a doktori írás napjai alatt, ha kellett fotózott, ha kellett az informatikai problémákat oldotta meg.

Irodalomjegyzék

- ALFÖLDI L (1981) A budapesti geotermikus áramlási rendszer modellje. *Hidrológiai Közlöny* 61(9): 397–403.
- ALFÖLDI L, BÉLTEKY L, BÖCKER T, HORVÁTH J, KORIM K, LIEBE P, RÉMI R (szerk.) (1968) Budapest hévizei, VITUKI, Budapest, 365p.
- AMBRUS R (2014) A Gellért-hegyi és Rózsadombi forrásbarlangok hidrotermás ásványkiválásainak vizsgálata. ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, TDK dolgozat, 55p.
- AMES LL, MCGARRAH JE, WALKER BA, SALTER PF (1983) Uranium and radium sorption on amorphous ferric oxyhydroxide. *Chemical Geology* 40(1–2): 135–148.
- AMUNDSON R, KELLY E (1987) The chemistry and mineralogy of a CO₂-rich travertine depositing spring in the California Coast Range. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 51(11): 2883–2890.
- ANDA D (2019) A Budai Termálkarszt víz és biofilm prokarióta közösségeinek sokfélesége összefüggésben a hipogén karsztosodással. ELTE TTK Mikrobiológia Tanszék, PhD disszertáció, 134p.
- ANDA D, BÜKI G, KRETT G, MAKK J, MÁRIALIGETI K, ERŐSS A, MÁDL-SZŐNYI J, BORSODI A (2014) Diversity and morphological structure of bacterial communities inhabiting the Diana-Hygieia Thermal Spring (Budapest, Hungary). *Acta Microbiologica et Immunologica Hungarica* 61(3): 329–346.
- ANDA D, MAKK J, KRETT G, JURECSKA L, MÁRIALIGETI K, MÁDL-SZŐNYI J, BORSODI AK (2015) Thermophilic prokaryotic communities inhabiting the biofilm and well water of a thermal karst system located in Budapest (Hungary). *Extremophiles* 19(4): 787–797.
- ANGERT ER, NORTHUP DE, REYSENBACH AL, PEEK AS, GOEBEL BM, PACE NR (1998) Molecular phylogenetic analysis of a bacterial community in Sulphur River, Parker Cave, Kentucky. *American Mineralogist* 83: 1583–1592.
- APPELO CAJ, POSTMA D (2005) *Geochemistry, groundwater and pollution*. 2nd ed. A.A. Balkema Publishers, 634p.
- BARADÁCS E, DEZSŐ Z, HUNYADI I, CSIGE I, MÓCSY I, MAKFALVI Z, SOMAY P (2002) Felszínalatti vizek maratottnyom-detektoros eljárással mért ²²²Rn- és ²²⁶Ra-tartalma. *Magyar Kémiai Folyóirat* 108(11): 492–500.
- BARADÁCS E, HUNYADI I, DEZSŐ Z, CSIGE I, SZERBIN P (2001) ²²⁶Ra in geothermal and bottled mineral waters of Hungary. *Radiation Measurements* 34(1–6): 385–390.
- BARNES I (1965) Geochemistry of Birch Creek, Inyo County, California, a travertine depositing creek in an arid climate. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 29(2): 85–112.
- BASKAR S, BASKAR R, LEE N, KAUSHIK A, THEOPHILUS PK (2008) Precipitation of iron in microbial mats of the spring waters of Borra Caves, Vishakapatnam, India: some geomicrobiological aspects. *Environmental Geology* 56: 237–243.
- BERNER RA (1975) The role of magnesium in the crystal growth of calcite and aragonite from seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 39: 489–504.
- BISCHOFF JL (1968) Kinetics of calcite nucleation: magnesium ion inhibition and ionic strength catalysis. *Journal of Geophysical Research* 73(10): 3315–3322.
- BÓDAI B, MÓGA J, BARTHA A, HOLLÓ S, KELE S (2016) A szilvásvárad Szalajka-patak mésztufáinak szezonális geokémiai vizsgálata. *Karsztfejlődés XXI*: 45–64.

- BORSODI AK, ANDA D, MAKK J, KRETT G, DOBOSY P, BÜKI G, ERŐSS A, MÁDL-SZŐNYI J (2018) Biofilm forming bacteria and archaea in thermal karst springs of Gellért Hill discharge area (Hungary). *Journal of Basic Microbiology* 58(11): 928–937.
- BORSODI AK, KNÁB M, KRETT G, MAKK J, MÁRIALIGETI K, ERŐSS A, MÁDL-SZŐNYI J (2012) Biofilm bacterial communities inhabiting the cave walls of the Buda Thermal Karst System, Hungary. *Geomicrobiology Journal* 29(7): 611–627.
- BRADY PV, HOUSE WA (1995) Surface-controlled dissolution and growth of minerals. – In: BRADY PV (szerk.): *Physics and Chemistry of Mineral Surfaces*. CRC Press, pp. 225–306.
- BRINKMAN R (1970) Ferrolysis, a hydromorphic soil forming process. *Geoderma* 3: 199–206.
- BROWN JR GE, HENRICH VE, WCASEY WH, CLARK DL, EGGLESTON C, FELMY A, GOODMAN DW, GRATZEL M, MACIEL G, MCCARTHY MI, NEALSON KH, SVERJENSKY DA, TONEY MJ, ZACHARA JM (1999) Metal oxide surfaces and their interaction with aqueous solutions and microbial organisms. *Chemical Reviews* 99(1): 77–174.
- BURKUS V (2017) Termálvízből történő biofilm képződés folyamatainak értékelése a Török-forrásban zajló in situ kísérletben. ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, MSc diplomamunka, 77p.
- CHAFETZ HS, LAWRENCE JR (1994) Stable isotopic variability within modern travertines. *Géographie Physique et Quaternaire* 48(3): 257–273.
- CHAFETZ HS, UTECH NM, FITZMAURICE SP (1991) Differences in the $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ signatures of seasonal laminae comprising travertine stromatolites. *Journal of Sedimentary Petrology* 61(6): 1015–1028.
- CHEN J, ZHANG DD, WANG S, XIAO T, HUANG R (2004) Factors controlling tufa deposition in natural waters at waterfall sites. *Sedimentary Geology* 166(3–4): 353–366.
- COPLEN TB (2007) Calibration of the calcite–water oxygen-isotope geothermometer at Devils Hole, Nevada, a natural laboratory. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71(16): 3948–3957.
- CSONDOR K, BAJÁK P, SURBECK H, IZSÁK B, HORVÁTH Á, VARGHA M, ERŐSS A (2020) Transient nature of riverbank filtered drinking water supply systems – A new challenge of natural radioactivity assessment. *Journal of Environmental Radioactivity* 211, 106072
- DANDURAND J, GOUT R, HOEFS J, MENSCHEL G, SCHOTT J, USDOWSKI E (1982) Kinetically controlled variations of major components and carbon and oxygen isotopes in a calcite-precipitating spring. *Chemical Geology* 36(3–4): 299–315.
- DAS S, MOHANTI M (2015) The geochemistry of tufa-depositing stream waters of Bhaliadal, Mayurbhanj District (Odisha), India. *Vistas in Geological Research Special Publication in Geology* 13: 141–151.
- DECHO AW (2010) Overview of biopolymer-induced mineralization: What goes on in biofilms? *Ecological Engineering* 36(2): 137–144.
- DECHO AW, VISSCHER PT, REID RP (2005) Production and cycling of natural microbial exopolymers (EPS) within a marine stromatolite. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 219(1–2): 71–86.
- DÉRI-TAKÁCS J, ERŐSS A, KOVÁCS J (2015) The chemical characterization of the thermal waters in Budapest, Hungary by using multivariate exploratory techniques. *Environmental Earth Sciences* 74(12): 7475–7486.

- DICKSON JAD (1990) Carbonate mineralogy and chemistry. – In: TUCKER ME, WRIGHT VP (szerk.) Carbonate Sedimentology, Oxford (Blackwell), pp.284–313
- DOBOSY P, SÁVOLY Z, ÓVÁRI M, MÁDL-SZŐNYI J, ZÁRAY GY (2016) Microchemical characterization of biogeochemical samples collected from the Buda Thermal Karst System, Hungary. *Microchemical Journal* 124: 116–120.
- DOHERTY J (2016) PEST—model-independent parameter estimation user manual part I: PEST, SENSAN and Global Optimisers. Watermark Numerical Computing
- DREYBRODT W, BUHMANN D (1991) A mass transfer model for dissolution and precipitation of calcite from solutions in turbulent motion. *Chemical Geology* 90(1–2): 107–122.
- DRYSDALE RN (2001) Factors controlling the hydrochemistry of Louie Creek, a travertine-depositing stream in the seasonally wet tropics of northern Australia. *Marine and Freshwater Research* 52(5): 793–804.
- DRYSDALE RN, GILLIESON D (1997) Micro-erosion meter measurements of travertine deposition rates: a case study from Louie Creek, Northwest Queensland, Australia. *Earth Surface Processes and Landforms* 22(11): 1037–1051.
- DRYSDALE RN, LUCAS SA, CARTHEW K (2003) The influence of diurnal temperatures on the hydrochemistry of a tufa-depositing stream. *Hydrological Processes* 17: 3421–3441.
- DRYSDALE RN, TAYLOR MP, IHLENFELD C (2002) Factors controlling the chemical evolution of travertine-depositing rivers of the Barkly karst, northern Australia. *Hydrological Processes* 16(15): 2941–2962.
- EISENLOHR L, SURBECK H (1995) Radon as a natural tracer to study transport processes in a karst system. An example in the Swiss Jura. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences. Serie 2, Sciences de la Terre et des Planetes* 321(9): 761–767.
- ENGEL AS, LEE N, PORTER ML, STERN LA, BENNETT PC, WAGNER M (2003) Filamentous „*Epsilonproteobacteria*” Dominate Microbial Mats from Sulfidic Cave Springs. *Applied and Environmental Microbiology* 69(9): 5503–5511.
- ENYEDI NT, ANDA D, BORSODI AK, SZABÓ A, PÁL SE, ÓVÁRI M, MÁRIALIGETI K, KOVÁCS-BODOR P, MÁDL-SZŐNYI J, MAKK J (2019) Radioactive environment adapted bacterial communities constituting the biofilms of hydrothermal spring caves (Budapest, Hungary). *Journal of Environmental Radioactivity* 203: 8–17.
- EPSTEIN S, BUCHSBAUM R, LOWENSTAM HA, UREY HC (1953) Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Geological Society of America Bulletin* 64(11): 1315–1326.
- ERHARDT I, ÖTVÖS V, ERŐSS A, CZAUNER B, SIMON SZ, MÁDL-SZŐNYI J (2017) Hydraulic evaluation of the hypogenic karst area in Budapest (Hungary). *Hydrogeology Journal* 25(6): 1871–1891.
- ERŐSS A (2010) Characterization of fluids and evaluation of their effects on karst development at the Rózsadomb and Gellért Hill, Buda Thermal Karst, Hungary. ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, PhD disszertáció, 232p.
- ERŐSS A, CSONDOR K, IZSÁK B, VARGHA M, HORVÁTH Á, PÁNDICS T (2018) Uranium in groundwater—The importance of hydraulic regime and groundwater flow system's understanding. *Journal of Environmental Radioactivity* 195: 90–96.
- ERŐSS A, MÁDL-SZŐNYI J, CSOMA AÉ (2008) Characteristics of discharge at Rose and Gellért Hills, Budapest, Hungary. *Central European Geology* 51(3): 267–281.

- ERŐSS A, MÁDL-SZŐNYI J, SURBECK H, HORVÁTH Á, GOLDSCHIEDER N, CSOMA AÉ (2012) Radionuclides as natural tracers for the characterization of fluids in regional discharge areas, Buda Thermal Karst, Hungary. *Journal of Hydrology* 426: 124–137.
- ERŐSS A, SURBECK H, CSONDOR K, HORVÁTH Á, MÁDL-SZŐNYI J, LÉNÁRT L (2015) Radionuclides in the waters of the Bükk region, Hungary. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry* 303: 2529–2533.
- ERŐSS A, CSONDOR K, HORVÁTH Á, MÁDL-SZŐNYI J, SURBECK H (2017) Radionuclides in groundwater flow system understanding. *Geophysical Research Abstracts Vol. 19, EGU2017-11715*.
- FAIRCHILD IJ, TREBLE PC (2009) Trace elements in speleothems as recorders of environmental change. *Quaternary Science Reviews* 28(5–6): 449–468.
- FISCHER WR (1988) Microbiological reactions of iron in soils. – In: STUCKI JW, GOODMAN BA, SCHWERTMANN U (szerk.) *Iron in Soils and Clay Minerals*, NATO ASI Series, Series C: Mathematical and Physical Sciences 217: pp. 715–748.
- FLEMMING HC, WINDENGER J, SZEZYK U, STEINBERG P, RICE SA, KJELLEBERG S (2016) Biofilms: an emergent form of bacterial life. *Nature Reviews Microbiology* 14(9): 563–575.
- FOUKE BW, FARMER JD, DES MARAIS DJ, PRATT L, STURCHIO NC, BURNS PC, DISCIPULO MK (2000) Depositional facies and aqueous-solid geochemistry of travertine-depositing hot springs (Angel Terrace, Mammoth Hot Springs, Yellowstone National Park, USA). *Journal of Sedimentary Research* 70(3): 565–585.
- FRÉSZ R (2008) A Gellért a Rudas és a Rác fürdő forrásainak és kútjainak retrospektív kutatása. ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, MSc diplomamunka
- FRIEDMAN I (1970) Some investigations of the deposition of travertine from hot springs—I. The isotopic chemistry of a travertine-depositing spring. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 34(12): 1303–1315.
- FRIEDRICH AJ, HASENMUELLER EA, CATALANO JG (2011) Composition and structure of nanocrystalline Fe and Mn oxide cave deposits: Implications for trace element mobility in karst systems. *Chemical Geology* 284: 82–96.
- GAINON F (2008) Les isotopes radioactifs de la série de l'uranium-238 (^{222}Rn , ^{226}Ra , ^{234}U et ^{238}U) dans les eaux thermales de Suisse. Université de Neuchâtel, Thèse CHYN, 109p.
- GAINON F, GOLDSCHIEDER N, SURBECK H (2007a) Conceptual model for the origin of high radon levels in spring waters—the example of the St. Placidus spring, Grisons, Swiss Alps. *Swiss Journal of Geosciences* 100(2): 251–262.
- GAINON F, SURBECK H, ZWAHLEN F (2007b): Natural radionuclides in groundwater as pollutants and as useful tracers. *Water-Rock Interaction 12*, Kunming, China, Taylor & Francis, London 1: 735–738.
- GALDENZI S, COCCHIONI F, FILIPPONI G, MORICHETTI L, SCURI S, SELVAGGIO R, COCCHIONI M (2010) The sulfidic thermal caves of Acquasanta Terme (Central Italy). *Journal of Cave and Karst Studies* 72(1): 43–58.
- GARRELS RM, CHRIST CL (1965) *Solutions, minerals and equilibria*. Harper and Row, New York, 450p.
- GASCOYNE M (1989) High levels of uranium and radium in groundwaters at Canada's Underground Research Laboratory, Lac du Bonnet, Manitoba, Canada. *Applied Geochemistry* 4(6): 577–591.

- GENEREUX DP, HEMOND HF (1992) Determination of gas exchange rate constants for a small stream on Walker Branch Watershed, Tennessee. *Water Resources Research* 28(9): 2365–2374.
- GIRAULT F, PERRIER F, PRZYLIBSKI TA (2016) Radon-222 and radium-226 occurrence in water: a review. Geological Society, London, Special Publications 451(1): 131–154.
- GONFINATINI R, PANICHI C, TONGIORGI E (1968) Isotopic disequilibrium in travertine deposition. *Earth and Planetary Science Letters* 5(1): 55–58.
- GONZALEZ LA, CARPENTER SJ, LOHMANN KC (1992) Inorganic calcite morphology; roles of fluid chemistry and fluid flow. *Journal of Sedimentary Research* 62(3): 382–399.
- GUO L, RIDING R (1992) Aragonite laminae in hot water travertine crusts, Rapolano Terme, Italy. *Sedimentology* 39(6): 1067–1079.
- HALL-STOODLEY L, COSTERTON JW, STOODLEY P (2004) Bacterial biofilms: from the natural environment to infectious diseases. *Nature Reviews Microbiology* 2(2): 95–108.
- HAVRIL T, MOLSON JW, MÁDL-SZÓNYI J (2016) Evolution of fluid flow and heat distribution over geological time scales at the margin of unconfined and confined carbonate sequences—A numerical investigation based on the Buda Thermal Karst analogue. *Marine and Petroleum Geology* 78: 738–749.
- HERCZEG AL, SIMPSON HJ, ANDERSON RF, TRIER RM, MATHIEU GG, DECK BL (1988) Uranium and radium mobility in groundwaters and brines within the Delaware Basin, southeastern New Mexico, USA. *Chemical Geology* 72(2): 181–196.
- HERMAN JS, LORAH MM (1987) CO₂ outgassing and calcite precipitation in Falling Spring Creek, Virginia, USA. *Chemical Geology* 62(3–4): 251–262.
- HERMAN JS, LORAH MM (1988) Calcite precipitation rates in the field: Measurement and prediction for a travertine-depositing stream. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52(10): 2347–2355.
- HILL C, FORTI P (1997) *Cave Minerals of the World*. National Speleological Society, Inc., Huntsville, Alabama. 463 pp.
- HOEHN E (1998) Radionuclides in groundwaters: contaminants and tracers. – In: HERBERT M, KOVAR K (szerk.): *Groundwater Quality: Remediation and Protection*, IAHS Publications 250: 3–9.
- HOFFER-FRENCH KJ, HERMAN JS (1989) Evaluation of hydrological and biological influences on CO₂ fluxes from a karst stream. *Journal of Hydrology* 108: 189–212.
- HOFFER-FRENCH KJ, HERMAN JS (1990) A CO₂ outgassing model for Falling Spring Run, Augusta County, Virginia. – In: HERMAN JS, HUBBARD J (szerk.): *Travertine-marl: stream deposits in Virginia*, Virginia Division of Mineral Resources Publication 101: 5–17.
- HORVATINCIC N, SRDOC D, OBELIC B, KRAJCAR-BRONIC I (1993) Environmental conditions for travertine formation in karst. – In: *Applications of isotope techniques in studying past and current environmental changes in the hydrosphere and atmosphere*, IAEA Symposium SM-329, Vienna (IAEA)
- HOSE LD, PALMER AN, PALMER MV, NORTHUP DE, BOSTON PJ, DUCHENE HR (2000) Microbiology and geochemistry in a hydrogen-sulphide-rich karst environment. *Chemical Geology* 169: 399–423.
- IHLENFELD C, NORMAN MD, GAGAN MK, DRYSDALE RN, MAAS R, WEBB J (2003) Climatic significance of seasonal trace element and stable isotope variations in a modern freshwater tufa. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67(13): 2341–2357.

- JACOBSON RL, USDOWSKI E (1975) Geochemical controls on a calcite precipitating spring. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 51(1): 65–74.
- JONES B (2017a) Review of aragonite and calcite crystal morphogenesis in thermal spring systems. *Sedimentary Geology* 354: 9–23.
- JONES B (2017b) Review of calcium carbonate polymorph precipitation in spring systems. *Sedimentary Geology* 353: 64–75.
- JONES B, KAHLE CF (1986) Dendritic calcite crystals formed by calcification of algal filaments in a vadose environment. *Journal of Sedimentary Research* 56(2): 217–227.
- JONES B, PENG X (2012) Intrinsic versus extrinsic controls on the development of calcite dendrite bushes, Shuzhishi Spring, Rehai geothermal area, Tengchong, Yunnan Province, China. *Sedimentary Geology* 249–250: 45–62.
- JONES B, PENG X (2014) Hot spring deposits on a cliff face: A case study from Jifei, Yunnan Province, China. *Sedimentary Geology* 302: 1–28.
- JONES B, RENAUT RW (1995) Noncrystallographic calcite dendrites from hot-spring deposits at Lake Bogoria, Kenya. *Journal of Sedimentary Research* 65(1a): 154–169.
- JONES B, RENAUT RW (1996) Morphology and growth of aragonite crystals in hot-spring travertines at Lake Bogoria, Kenya Rift Valley. *Sedimentology* 43(2): 323–340.
- JONES B, RENAUT RW (2008) Cyclic development of large, complex, calcite dendrite crystals in the Clinton travertine, Interior British Columbia, Canada. *Sedimentary Geology* 203(1–2): 17–35.
- JONES B, RENAUT RW (2010) Calcareous spring deposits in continental settings. – In: ALONSO-ZARZA AM, TANNER L (szerk.): *Carbonates in Continental Settings: Facies, Environments, and Processes*, Elsevier: pp. 177–224.
- JONES B, RENAUT RW, BERNHART OR, TORFASON H (2005) Growth patterns and implications of complex dendrites in calcite travertines from Lýsuhóll, Snæfellsnes, Iceland. *Sedimentology* 52(6): 1277–1301.
- JONES B, RENAUT RW, ROSEN MR (1996) High-temperature (>90°C) calcite precipitation at Waikite hot springs, North Island, New Zealand. *Journal of the Geological Society* 153(3): 481–496.
- JONES B, RENAUT RW, ROSEN MR (2000) Trigonal dendritic calcite crystals forming from hot spring waters at Waikite, North Island, New Zealand. *Journal of Sedimentary Research* 70(3): 586–603.
- KANO A, KAMBAYASHI T, FUJII H, MATSUOKA J, SAKUMA K, IHARA T (1999) Seasonal variation in water chemistry and hydrological conditions of tufa deposition of Shirokawa, Ehime Prefecture, southwestern Japan. *The Journal of the Geological Society of Japan* 105(4): 289–304.
- KANO A, SAKUMA K, KANEKO N, NAKA T (1998) Chemical properties of surface waters in the limestone regions of western Japan: Evaluation of chemical conditions for the deposition of tufas. *Journal of Science of Hiroshima University Series C* 11: 11–22.
- KARDOS A (2011) A Gellért-hegy barlangjai. ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, MSc diplomamunka, 102p.
- KARDOS L, KARDOS A, KARDOS B (2011) A Gellért-hegy üregei, barlangjai. 100 éves a szervezett magyar barlangkutatók, Budapest, 2010. május 7–9.
- KASAMA T, MURAKAMI T (2001) The effect of microorganisms on Fe precipitation rates at neutral pH. *Chemical Geology* 180: 117–128.

- KASZTOVSZKY ZS, KUCZI R, SZERBIN P (1996) On the natural radioactivity of waters in Hungary. *Central European Journal of Occupational and Environmental Medicine* 2(4): 335–347.
- KELE S (2009) Édesvízi mészkövek vizsgálata a Kárpát-medencéből: paleoklimatológiai és szedimentológiai elemzések. MTA Geokémiai Kutatóintézet, PhD disszertáció, 262p.
- KELE S, DEMÉNY A, MEHMET Ö, ALI G, ALÇIÇEK MC, SIKLÓSY Z, FÓRIZS I (2008a): Non-equilibrium fractionations during travertine deposition, or a new equilibrium line? *European Geosciences Union, General Assembly, Bécs, 2008. április 13–18.*
- KELE S, DEMÉNY A, SIKLÓSY Z, NÉMETH T, TÓTH M, KOVÁCS MB (2008b) Chemical and stable isotope composition of recent hot-water travertines and associated thermal waters, from Egerszalók, Hungary: Depositional facies and non-equilibrium fractionation. *Sedimentary Geology* 211(3–4): 53–72.
- KELE S, ÖZKUL M, FÓRIZS I, GÖKGÖZ A, BAYKARA MO, ALÇIÇEK M, NÉMETH T (2011) Stable isotope geochemical study of Pamukkale travertines: New evidences of low-temperature non-equilibrium calcite-water fractionation. *Sedimentary Geology* 238(1–2): 191–212.
- KELE S, SCHEUER GY, DEMÉNY A, SHEN CC, CHIANG HW (2009) U-series dating and isotope geochemical study of the Gellért Hill (Budapest) travertine. *Central European Geology* 52(3–4): 199–224.
- KEPPEL MN, POST VE, LOVE AJ, CLARKE JD, WERNER AD (2012) Influences on the carbonate hydrochemistry of mound spring environments, Lake Eyre South region, South Australia. *Chemical Geology* 296–297: 50–65.
- KESSLER H (1963) Karszthidrológiai észlelőállomás a Gellért-hegyi Iván-barlangban. *Karszt és Barlang* 2: 91–92.
- KESSLER H (1965) A Gellérthegyi Karszthidrológiai Észlelőállomás. *Karszt és Barlang* 1: 1–6.
- KIS-CSITÁRI T (2010) Az észak-budai langyos források állapotértékelése a használat kezdetétől napjainkig. ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, MSc diplomamunka, 77p.
- KLIMCHOUK AB (2007) Hypogene Speleogenesis: Hydrogeological and Morphogenetic Perspective *Special Paper no.1, National Cave and Karst Research Institute, Carlsbad, NM, 106p.*
- KOVÁCS-BODOR P, CSONDOR K, ERŐSS A, SZIEBERTH D, FREILER-NAGY Á, HORVÁTH Á, BIHARI Á, MÁDL-SZŐNYI J (2019) Natural radioactivity of thermal springs and related precipitates in Gellért Hill area, Buda Thermal Karst, Hungary. *Journal of Environmental Radioactivity* 201: 32–42.
- KOVÁCS J, ERŐSS A (2017) Statistically optimal grouping using combined cluster and discriminant analysis (CCDA) on a geochemical database of thermal karst waters in Budapest. *Applied Geochemistry* 84: 76–86.
- KOVÁCS J, MÜLLER P (1980) A Budai-hegyek hévizes tevékenységének kialakulása és nyomai. *Karszt és Barlang* 2: 93–98.
- KOZUBAL MA, MACUR RE, JAY ZJ, BEAM JP, MALFATTI SA, TRINGE SG, KOCAR BD, BORCH T, INSKEEP WP (2012): Microbial iron cycling in acidic geothermal springs of Yellowstone National Park: integrating molecular surveys, geochemical processes, and isolation of novel Fe-active microorganisms. *Frontiers in Microbiology* 26, Article 109.
- KUNSZT J (1947) A Rudas Gyógyfürdő Monográfiája. A Budapesti Központi Gyógy- és Üdülöhelyi Bizottság Rheuma- és Fürdőkutató Intézete Kiadványa, Mérnökök Nyomdája, Budapest, 224p.
- KUZMANN E, HOMONNAY Z, KOVÁCS K, ZSABKA P, ERŐSS A, MÁDL-SZŐNYI J (2014) Mössbauer study of biofilms formed at spring caves of Buda Karst, Hungary. *Hyperfine Interactions* 226: 571–577.

- LANGMUIR D (1997) Aqueous environmental geochemistry. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, 600p.
- LANGMUIR D, MELCHIOR D (1985) The geochemistry of Ca, Sr, Ba and Ra sulfates in some deep brines from the Palo Duro Basin, Texas. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 49: 2423–2432.
- LEÉL-ŐSSY SZ (2017) Caves of the Buda Thermal Karst. – In: KLIMCHOUK A, PALMER A, DE WAELE J, AULER A, AUDRA P (szerk.): Hypogene Karst Regions and Caves of the World. Cave and Karst Systems of the World, Springer, pp.279–297.
- LEÉL-ŐSSY SZ, VIRÁG M (2018) Az utóbbi 20 év barlangkutatói eredményei a Budai-hegységben (különös tekintettel a Rózsadomb környékére). *Földtani Közönlöny* 148(1): 45–74.
- LIEB I (2004) A Lukács fürdő bemutatása. Földtani és hidrogeológiai viszonyai, történetének felkutatása és forrásainak retrospektív vizsgálata. ELTE TTK Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, MSc diplomamunka, 106p.
- LINZBAUER XF (1837) Die warmen Heilquellen der Hauptstadt Ofen. – In: KUNSZT J (1947) A Rudas Gyógyfürdő Monográfiája. A Budapesti Központi Gyógy- és Üdülőhelyi Bizottság Rheuma- és Fürdőkutató Intézete Kiadványa, Mérnökök Nyomdája, Budapest
- LIU Z, SVENSSON U, DREYBRODT W, DAOXIAN Y, BUHMANN D (1995) Hydrodynamic control of inorganic calcite precipitation in Huanglong Ravine, China: Field measurements and theoretical prediction of deposition rates. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59(15): 3087–3097.
- LOEPPERT RH (1988) Chemistry of iron in calcareous systems. – In: STUCKI JW, GOODMAN BA, SCHWERTMANN U (szerk.) Iron in Soils and Clay Minerals, NATO ASI Series, Series C: Mathematical and Physical Sciences 217: pp. 689–715.
- LORAH MM, HERMAN JS (1988) The chemical evolution of a travertine-depositing stream: Geochemical processes and mass transfer reactions. *Water Resources Research* 24(9): 1541–1552.
- LORAH MM, HERMAN JS (1990) Geochemical evolution and calcite precipitation rates in Falling Spring Creek, Virginia. – In: HERMAN JS, HUBBARD J (szerk.): Travertine-marl: stream deposits in Virginia, Virginia Division of Mineral Resources Publication 101: 17–32.
- LUISZER FG (1995) Study of iron and manganese oxide deposits from Jewel and Jasper Caves, South Dakota, Cave of the Winds, Ocher Cave, Fairy Cave, Premonition Cave and Porcupine Cave, Colorado, and two caves in Arizona. *Bulletin of the National Speleological Society* 57(1): 72.
- MÁDLNÉ SZŐNYI J (2019) Felszínalatti vízáramlások mintázata fedetlen és kapcsolódó fedett karbonátos víztrató rendszerekben a Budai-termálkarszt tágabb környezetének példáján. MTA Doktori értekezés, 131p.
- MÁDL-SZŐNYI J, ERŐSS A, TÓTH Á (2017) Fluid flow systems and hypogene karst of the Transdanubian Range, Hungary—with special emphasis on Buda Thermal Karst. – In: KLIMCHOUK A, PALMER A, DE WAELE J, AULER A, AUDRA P (szerk.): Hypogene Karst Regions and Caves of the World. Cave and Karst Systems of the World, Springer, pp.267–278.
- MÁDL-SZŐNYI J, TÓTH Á (2015) Basin-scale conceptual groundwater flow model for an unconfined and confined thick carbonate region. *Hydrogeology Journal* 23(7): 1359–1380.
- MÁDL-SZŐNYI J, TÓTH Á, BODOR P, PULAY E (2015) Regional underpressure: a factor of uncertainty in the geothermal exploration of deep carbonates, Gödöllő Region, Hungary. *Environmental Earth Sciences* 74(12): 7523–7538.

- MÁDL-SZŐNYI J, TÓTH Á, BODOR P, CZAUNER B, IVÁN V, SIMON SZ, ERŐSS A, HAVRIL T, BONCZ L, SÓREG V (2019) Confined carbonates—Regional scale hydraulic interaction or isolation? *Marine and Petroleum Geology* 107: 591–612.
- Mádlné Szőnyi J, Páll-Somogyi K, Erőss A (2013) A Duna és a felszín alatti vizek kapcsolatának elemzése. – MINDSZENTY A (szerk.) (2013): Budapest. Földtani értékek és az ember. ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, pp. 164–169.
- MARTIN A, CRUSIUS J, MCNEE JJ, YANFUL E (2003) The mobility of radium-226 and trace metals in pre-oxidized subaqueous uranium mill tailings. *Applied Geochemistry* 18(7): 1095–1110.
- MERZ-PREIß M, RIDING R (1999) Cyanobacterial tufa calcification in two freshwater streams: ambient environment, chemical thresholds and biological processes. *Sedimentary Geology* 126(1–4): 103–124.
- Michaelis J, Usdowski E, Menschel G (1985) Partitioning of ^{13}C and ^{12}C on the degassing of CO_2 and the precipitation of calcite: Rayleigh type fractionation and a kinetic model. *American Journal of Sciences* 285: 318–325.
- MINDSZENTY A (szerk.) (2013): Budapest. Földtani értékek és az ember. ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 311p.
- MINDSZENTY A, MÁDL-SZŐNYI J (szerk.) (1999) A Rózsadombi termálkarszt monitoring működtetése, ELTE TTK Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, nem publikált jelentés, Budapest, 118p.
- MOLNÁR J (1869) A hévizek Buda környékén. *Math. és Természettudományi Közlemények VII*: 163–244.
- MOORE GW (1981) Manganese deposition in limestone caves. *Proceedings of the 8th International Congress of Speleology, A Meeting of the International Union of Speleology, International Speleological Congress, Bowling Green*, pp. 642–644.
- NORDSTROM DK, BALL JW, MCCLESKEY RB (2005) Ground water to surface water: chemistry of thermal outflows in Yellowstone National Park. *Geothermal Biology and Geochemistry in Yellowstone National Park*: 73–94.
- NORTHUP DE, LAVOIE KH (2001) Geomicrobiology of caves: a review. *Geomicrobiology Journal* 18: 199–222.
- O'NEIL JR, CLAYTON RN, MAYEDA TK (1969) Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *The Journal of Chemical Physics* 51(12): 5547–5558.
- OKUMURA M, KITANO Y (1986) Coprecipitation of alkali metal ions with calcium carbonate. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 50(1): 49–58.
- OKUMURA T, TAKASHIMA T, TAKASHIMA C, SHIRAISHI F, AKMALUDDIN, KANO A (2012) Textural transition in an aragonite travertine formed under various flow conditions at Pancuran Pitu, Central Java, Indonesia. *Sedimentary Geology* 265–266: 195–209.
- ÖTVÖS V, ERHARDT I, ERŐSS A, CZAUNER B, SIMON SZ, MÁDLNÉ SZŐNYI J (2017) A Budai Termálkarszt hidraulikai viszonyainak barlangképződési vonatkozásai. *Karsztfejlődés XXII*: 5–33.
- ÖZKUL M, KELE S, GÖKGÖZ A, SHEN CC, JONES B, BAYKARA MO, FÓRIZS I, NÉMETH T, CHANG YW, ALÇIÇEK M (2013) Comparison of the Quaternary travertine sites in the Denizli extensional basin based on their depositional and geochemical data. *Sedimentary Geology* 294: 179–204.
- PÁLL-SOMOGYI K (2010): A Duna hatásának vizsgálata a Gellért-hegy környezetének felszín alatti vizeire. *Hidrológiai Tájékoztató* 50(1): 23–24.

- PALOTAI M, MÁDLNÉ SZŐNYI J, HORVÁTH Á (2005) A Budapest Gellért- és a József-hegy felszín alatti vizeiben mért radon-és rádiumtartalom lehetséges forrásai. *Általános Földtani Szemle* 29: 25–40.
- PAPP F (1942) Budapest meleg gyógyforrásai. A Budapesti Központi Gyógy- és Üdülőhelyi Bizottság Rheuma és Fürdőkutató Intézete, Budapest, 252p.
- PARKHURST DL, APPELO CAJ (1999) User's guide to PHREEQC (version 2) –A computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations: U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 99–4259, 312p.
- PÁSZTOR D (2016) Hipogén karsztosodási indikátorok a Gellért-hegyi Aragonit-barlangban. ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, MSc diplomamunka, 98p.
- PÁVAI-VAJNA F (1930) A forró oldatok, gőzök és gázok szerepe a barlangképződésnél. *Hidrológiai Közlöny* 10: 115–122.
- PAZDUR A, DOBROWOLSKI R, DURAKIEWICZ T, MOHANTI M, PIOTROWSKA N, DAS S (2002a) Radiocarbon timescale for deposition of Holocene calcareous tufa from Poland and India (Orissa). *Geochronometria* 21: 85–96.
- PAZDUR A, DOBROWOLSKI R, DURAKIEWICZ T, MOHANTI M, PIOTROWSKA N, DAS S (2002b) $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ time record and palaeoclimatic implications of the Holocene calcareous tufa from south-eastern Poland and eastern India (Orissa). *Geochronometria* 21: 97–108.
- PEDLEY HM, ROGERSON M (2010) In vitro investigations of the impact of different temperature and flow velocity conditions on tufa microfabric. Geological Society, London, Special Publications 336(1): 193–210.
- PENTECOST A (2005) Travertine. Springer, The Netherlands, 445p.
- PLUMMER L, WIGLEY T, PARKHURST D (1978) The kinetics of calcite dissolution in CO_2 -water systems at 5° to 60°C and 0.0 to 1.0 atm CO_2 . *American Journal of Science* 278(2): 179–216.
- PORCELLI D, SWARZENSKI PW (2003) The Behavior of U-and Th-series Nuclides in Groundwater. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 52(1): 317–361.
- POROS Zs (2011) Fluid migration and porosity evolution in the Buda Hills, Hungary—selected examples from Triassic and Paleogene carbonate rocks. Eötvös Loránd Tudományegyetem, PhD disszertáció, 155p.
- POROS Zs, MINDSZENTY A, MOLNÁR F, PIRONON J, GYŐRI O, RONCHI P, SZEKERES Z (2012) Imprints of hydrocarbon-bearing basinal fluids on a karst system: mineralogical and fluid inclusion studies from the Buda Hills, Hungary. *International Journal of Earth Sciences* 101(2): 429–452.
- PRIEGL Cs (2016) Mi állhat a felszín alatti vizek útjába? Vízsztintváltozások észlelése és értelmezése a Gellért-tározó szelvényében. ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, TDK dolgozat, 42p.
- RAINEY DK, JONES B (2009) Abiotic versus biotic controls on the development of the Fairmont Hot Springs carbonate deposit, British Columbia, Canada. *Sedimentology* 56(6): 1832–1857.
- RAYMOND PA, ZAPPA CJ, BUTMAN D, BOTT TL, POTTER J, MULHOLLAND P, LAURSEN AE, McDOWELL WH, NEWBOLD D (2012) Scaling the gas transfer velocity and hydraulic geometry in streams and small rivers. *Limnology and Oceanography: Fluids and Environments* 2(1): 41–53.

- REDDY MM (1986) Effect of magnesium ions on calcium carbonate nucleation and crystal growth in dilute aqueous solutions at 25 °C. – In: MUMPTON FA (szerk.): Studies in Diagenesis, U.S. Geological Survey Bulletin 1578: pp.169–182.
- RENAUT RW, JONES B (1997) Controls on aragonite and calcite precipitation in hot spring travertines at Chemurkeu, Lake Bogoria, Kenya. *Canadian Journal of Earth Sciences* 34(6): 801–818.
- RITTER SM, ISENBECK-SCHRÖTER M, SCHRÖDER-RITZRAU A, SCHOLZ C, FRANK N (2017) Geochemical insights into an active calcareous tufa depositing system in southern Germany. *Procedia Earth and Planetary Science* 17: 328–331.
- RODRÍGUEZ-BERRIGUETE A, ALONSO-ZARZA AM, CABRERA M, RODRIGUEZ-GONZALEZ A (2012) The Azuaje travertine: an example of aragonite deposition in a recent volcanic setting, N Gran Canaria Island, Spain. *Sedimentary Geology* 277–278: 61–71.
- ROSE L, VINCENT P (1986) Alkalinity measurements in karst water studies. – In: PATERSON K, SWEETING MM (szerk.) *New Directions in Karst*, Geo Books, Norwich, pp.1–15.
- ROTHSCHILD LJ, MANCINELLI RL (2001) Life in extreme environments. *Nature* 409(6823): 1092–1101.
- SARBU SM, KANE TC, KINKLE BK (1996) A chemoautotrophically based cave ecosystem. *Science* 272(5270): 1953–1955.
- SAUER K, RICKARD AH, DAVIES DG (2007) Biofilms and Biocomplexity. *Microbe* 2(7): 347–353.
- SCHAFARZIK F (1920) Szökevény hévforrások a Gellérthegy tövében. *Földtani Közlöny* 3: 79–158.
- SCHOTT B, WIEGAND J (2003) Processes of radionuclide enrichment in sediments and groundwaters of Mont Vully (Canton Fribourg, Switzerland). *Eclogae Geologicae Helvetiae* 96: 99–107.
- SCHRÉTER Z (1912) Harmadkori és pleisztocén hévforrások tevékenységének nyomai a Budai hegyekben. *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve* 19: 179–231.
- SINGER PC, STUMM W (1970) Acid mine drainage: The rate-determining step. *Science* 167: 1121–1123.
- SKINNER HCW, FITZPATRICK RW (szerk.) (1992) *Biominalization Processes of Iron and Manganese: Modern and Ancient Environments*. Catena Supplement, 21. Catena-Verlag, Cremlingen-Destedt.
- SOMOGYI K (2009) A Duna hatásának vizsgálata a Gellért-hegy környezetének felszín alatti vizeire. ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, MSc diplomamunka, 112p.
- STOODLEY P, SAUER K, DAVIES DG, COSTERTON JW (2002) Biofilms as complex differentiated communities. *Annual Reviews in Microbiology* 56(1): 187–209.
- STUCKI JW, GOODMAN BA, SCHWERTMANN U (szerk.) *Iron in Soils and Clay Minerals*, NATO ASI Series, Series C: Mathematical and Physical Sciences 217, 893p.
- SUGIHARA C, YANAGAWA K, OKUMURA T, TAKASHIMA C, HARIJOKO A, KANO A (2016) Transition of microbiological and sedimentological features associated with the geochemical gradient in a travertine mound in northern Sumatra, Indonesia. *Sedimentary Geology* 343: 85–98.
- SUTHERLAND IW (2001) Biofilm exopolysaccharides: a strong and sticky framework. *Microbiology* 147(1): 3–9.
- SWARZENSKI P (2007) U/Th series radionuclides as coastal groundwater tracers. *Chemical Reviews* 107(2): 663–674.

- SZABÓ Z, ZAPECZA OS (1991) Geologic and geochemical factors controlling uranium, radium-226, and radon-222 in ground water, Newark Basin, New Jersey. – In: GUNDERSEN L, WANTRY R (szerk.): *Field Studies of Radon in Rocks, Soils, and Water*, U.S. Geological Survey Bulletin 1971: pp.243–265.
- SZALONTAI G (1972) Gellérthegyi kutatótáró. Fővárosi Főigazgatóság, nem publikált szelvényrajz
- TAZAKI K (2009) Observation of microbial mats in radioactive hot springs. *Science Reports of Kanazawa University* 53: 25–37.
- TÓTH J (1963) A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *Journal of Geophysical Research* 68(16): 4795–4812.
- TÓTH J (1995) Hydraulic continuity in large sedimentary basins. *Hydrogeology Journal* 3(4): 4–16.
- TÓTH J (1999) Groundwater as a geologic agent: an overview of the causes, processes, and manifestations. *Hydrogeology Journal* 7(1): 1–14.
- TURI B (1986) Stable isotope geochemistry of travertines. – In: FRITZ P, FONTES JC (szerk.): *Handbook of Environmental Isotopic Geochemistry*, Elsevier, Amsterdam: pp.207–238.
- TURNER EC, JONES B (2005) Microscopic calcite dendrites in cold-water tufa: Implications for nucleation of micrite and cement. *Sedimentology* 52(5): 1043–1066.
- USDOWSKI E, HOEFS J, MENSCHEL G (1979) Relationship between ¹³C and ¹⁸O fractionation and changes in major element composition in a recent calcite-depositing spring—A model of chemical variations with inorganic CaCO₃ precipitation. *Earth and Planetary Science Letters* 42(2): 267–276.
- VÁRKONYI D, TÍMÁR M (2016) A radon tartalom változása és lehetséges okai a Gellért-táró légtérében. *ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, TDK dolgozat*, 38p.
- VENDEL M, KISHÁZI P (1964) Összefüggések melegforrások és karsztvizek között a Dunántúli-középhegységben megfigyelt viszonyok alapján. *MTA Műszaki Tudományos Osztályának Közleményei* 32: 393–417.
- VIRÁG M (2016) Történeti áttekintés a budai barlangok keletkezéséről – a klasszikus karsztfejlődéstől a hipogén barlangképződésig. *Karszt és Barlang* 2012–14: 24–46.
- VIRÁG M (2018) Hipogén és epigén karsztos folyamatok és hatásuk a budai rózsadombi barlangok fejlődéstörténetében–a Szemlő-hegyi-és a Molnár János-barlang példáján. *ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, PhD disszertáció*, 318p.
- VIRÁG M, KÁLMÁNFINE AH, MINDSZENTY A (2013a) A barlangszintek, barlangi kiválások és travertínók térbeli jellemzése. – In: MINDSZENTY A (szerk.) (2013): *Budapest. Földtani értékek és az ember*. ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, pp. 259–263.
- VIRÁG M, MINDSZENTY A, BENDŐ Zs (2013b) A Gellért-táró karbonátkiválásai. – In: MINDSZENTY A (szerk.) (2013): *Budapest. Földtani értékek és az ember*. ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, p.191.
- VIRÁG M, MINDSZENTY A, BENDŐ Zs (2013b) Az Ósforrás kalcitlemezei. – In: MINDSZENTY A (szerk.) (2013): *Budapest. Földtani értékek és az ember*. ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, pp. 188–191.
- VON GUNTEN HR (1995) Radioactivity: a tool to explore the past. *Radiochimica Acta* 70–71: 305–316.
- WANG H, YAN H, LIU Z (2014) Contrasts in variations of the carbon and oxygen isotopic composition of travertines formed in pools and a ramp stream at Huanglong Ravine, China: Implications for paleoclimatic interpretations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 125: 34–48.

- WARD LM, IDEI A, TERAJIMA S, KAKEGAWA T, FISCHER WW, MCGLYNN SE (2017): Microbial diversity and iron oxidation at Okuoku-hachikurou Onsen, a Japanese hot spring analog of Precambrian iron formations. *Geobiology* 15: 817–835.
- WESZELSKY GY (1912) A budapesti hévvizek radioaktivitásáról és eredetéről. *Matematikai és természettudományi értesítő* 30: 340–381.
- YIN W, WANG Y, LIU L, HE J (2019) Biofilms: The Microbial “Protective Clothing” in Extreme Environments. *International Journal of Molecular Sciences* 20(14): 3423.
- ZAPÉCZA OS, SZABÓ Z (1986) Natural radioactivity in ground water – A review. *National Water Summary, Ground-Water Quality: Hydrologic Conditions and Events*, 50–57.
- ZHANG DD, ZHANG Y, ZHU A, CHENG X (2001) Physical mechanisms of river waterfall tufa (travertine) formation. *Journal of Sedimentary Research* 71(1): 205–216.
- ZSIGMONDY V (1878) A városligeti artézi kút Budapesten. *Földtani Közöny* IX: 128.

Internetes hivatkozások

¹<https://www.immunology.org/public-information/bitesized-immunology/pathogens-and-disease/biofilms-and-their-role-in> utolsó megtekintés: 2020. január 1.

²<http://www.fotav.hu/hu/a-tavfutes-tortenete> utolsó megtekintés: 2020. január 20.

³http://www.hydroinfo.hu/Html/archivum/archiv_tabla.html utolsó megtekintés: 2020. február 15.

⁴https://www.met.hu/idojaras/aktualis_idojaras/napijelentes/ utolsó megtekintés: 2020. február 15.

Ábrajegyzék

1. ábra A karbonátformák pH szerinti megoszlása a HCO_3^- arányában [APPELO és POSTMA, 2005]- 6
-
2. ábra Áramlásmenti fizikai-kémiai paraméter változások a) az Angel Terrace (Yellowstone Nemzeti Park, USA; NORDSTROM és mtsi. [2005]) és b) a Louie Creek (Ausztrália; DRYSDALE és mtsi. [2002]) vízfolyásokban - 11 -
3. ábra A kristálymorfológia és a nem-egyensúlyi tényező közötti összefüggés [JONES és RENAUT 2010] - 16 -
4. ábra Trilet szubkristály alakja (JONES és mtsi. [2005] után módosítva) - 17 -
5. ábra Biofilm képződésének és fejlődésének szakaszai (BRITISH SOCIETY FOR IMMUNOLOGY¹) - 19 -
6. ábra ^{238}U bomlási sorozata - 21 -
7. ábra ^{238}U , ^{234}U , ^{226}Ra és ^{222}Rn előfordulása a felszínalatti vízáramlási rendszerekben (GAINON [2008] után módosította ERŐSS és mtsi. [2017]) - 23 -
8. ábra A Budai-termálkarszt (BTK) és a Gellért-hegy földrajzi elhelyezkedése (BTK határa: MINDSZENTY és MÁDLNÉ SZŐNYI, 1999] - 24 -
9. ábra Fedett és fedetlen karbonátok határterületének koncepcionális hidrogeológiai modellje (MÁDL-SZŐNYI és TÓTH Á [2015] után módosította MÁDLNÉ SZŐNYI [2019]) - 27 -
10. ábra A Gellért-hegyi megcsapolódási terület koncepcionális hidrogeológiai modellje (ERŐSS [2010] után módosította MÁDL-SZŐNYI és mtsi. [2017]) - 29 -
11. ábra A Duna és a felszínalatti vizek kapcsolatát bemutató speciális modell a Gellért-hegy előterében [PÁLL-SOMOGYI 2010] - 30 -
12. ábra A Gellért-hegy inaktív és aktív forrásbarlangjai [VIRÁG és mtsi., 2013a] - 31 -
13. ábra A Budai-termálkarszt biogeokémiai kiválásaiból kimutatott prokarióta szervezetek lehetséges szerepe a S, Fe és N körforgalomban (Kiemelve a nemzetségek neve (pirossal a termofil szervezetek), utána a mintavételi hely neve; mintavételi helyek: DHB: Diana-Hygieia-forrás, GOB: Ósforrás, MJB: Molnár János-barlang, RNB: Rác-forrás, RTA és RTB: Török-forrás) [ANDA, 2019] - 34 -
14. ábra A Gellért-hegyi Török-forrás a. alaprajza (ALFÖLDI és mtsi. [1968] után módosítva) és b. forrásmedencéje (fotó: HEGEDŰS ANDRÁS) - 35 -

15. ábra a. A Török-forrás kőzetfalán hosszabb idő alatt képződött hálózatos szerkezetű biogeokémiai kiválás SEM felvétele, b. a Török-forrásban lezajlott in situ kísérlet során képződött 1 éves biogeokémiai kiválás hálózatos szerkezetének SEM felvétele [ANDA, 2019]- 37 -
16. ábra A Gellért-hegyi forrásbarlangok oldódási és kiválási folyamatainak elvi modellje [ERŐSS, 2010] - 38 -
17. ábra a. A Gellért táró alaprajza a terület gyógyfürdőinek, kútjainak és forrásainak feltüntetésével; b. a Gellért táró (fotó: HEGEDŰS ANDRÁS); c. az elárasztott Gellért táró a zsombok és a vályú megépítése előtt a Duna áradása idején [SOMOGYI, 2009]; d. az egyik zsomp (fotó: HEGEDŰS ANDRÁS); e. a vályú (fotó: TÓTH ÁDÁM) - 44 -
18. ábra A Gellért táró levegő-hőmérséklete 1972. január 6-án (SZALONTAI [1972] után módosítva) - 45 -
19. ábra A Gellért táróban mélyített vályúban időszakosan áramló termálvízből képződött kiválások a. szálás biogeokémiai kiválás (fotó: PÁSZTOR DOMOKOS); b. kristályos kiválás vörös sávokkal (fotó: KOVÁCS ZOLTÁN) - 46 -
20. ábra A Duna vízállása 2015. október 1. és 2016. május 1. között (adatok forrása: ORSZÁGOS VÍZJELZŐ SZOLGÁLAT³) - 49 -
21. ábra A PHREEQC által alkalmazott ismétlődő folyamat lépései a számításokhoz használt ionkoncentrációk meghatározására (a zárójelben lévő számok a 2.1. fejezetben leírt egyenleteket jelölik) - 54 -
22. ábra A terepi paraméterek (vízhőmérséklet, pH, fajlagos elektromos vezetőképesség, oldotttoxigén-tartalom) változása a vízáramlás mentén - 58 -
23. ábra A HCO_3^- és a Ca^{2+} koncentráció változása a vízáramlás mentén - 59 -
24. ábra A víz CO_2 parciális nyomásának és kalcitra vonatkoztatott telítettségének változása a vízáramlás mentén - 61 -
25. ábra A mért radionuklidok (^{226}Ra , $^{234}\text{U}+^{238}\text{U}$, ^{222}Rn) aktivitáskoncentrációjának változása a vízáramlás mentén - 61 -
26. ábra Nyomelemek (S, Si, Sr, Fe, B, Li, Al, Br, As, Mn, P, I, Ba, Rb, Ni, Zn, Cu) koncentrációjának változása a vízáramlás mentén szűretlen és szűrt vízben - 62 -
27. ábra A levegő hőmérsékletének és relatív páratartalmának változása a tanulmányozott szakaszon a víz szivattyúzása előtt és közben 2016. április 22-én - 64 -

28. ábra A mért és modellezett pH, Ca^{2+} és HCO_3^- koncentráció, valamint oldottóxigén-tartalom, és ^{222}Rn aktivitáskoncentráció értékek összevetése 2016. március 23-án és 2016. április 22-én - 67 -
29. ábra A termálvízben zajló folyamatok, a folyamatok intenzitásának változása és a hatásukra bekövetkező fizikai-kémiai paraméterváltozások a vízáramlás mentén - 69 -
30. ábra A Gellért tó levegőjében mért hőmérséklet és relatív páratartalom változása a Gellért és Rudas fürdő között, kiegészítve SZALONTAI [1972], illetve VÁRKONYI és TÍMÁR [2016] méréseivel - 71 -
31. ábra a. A GT-II. kútakna szelvényrajza (ALFÖLDI és mtsi. [1968] után módosítva), b. A GT-II. kútakna fényképe (fotó: CSONDOR KATALIN) - 73 -
32. ábra Helyszíni fotók az in situ kísérlet második fázisának körülményeiről, a. a csappal és tömlővel felszerelt szivattyú; b. a tömlő vályú felőli végére szerelt vízóra; c. a tárgylemezek rögzítésének módja fényképen és d. rajzon; e. a tárgylemezek, üveglemezek és üvegrudak elhelyezése a vályúban és a tárgylemezek számozása; f. a folyamatosan mérő műszerek és elektródák elhelyezése a kísérleti szakasz végén; g. az elektródák elhelyezésére kialakított mélyedés fényképen és h. rajzon (fotók: a, b, e, f, g: CSONDOR KATALIN, c: KOVÁCS ZOLTÁN) - 77 -
33. ábra A vízhőmérséklet, pH, fajlagos elektromos vezetőképesség és oldottóxigén-tartalom változása a kísérlet ideje alatt a törölt értékek feltüntetésével - 86 -
34. ábra A terepi paraméterek (vízhőmérséklet, pH, fajlagos elektromos vezetőképesség, oldottóxigén-tartalom) változása a vízáramlás mentén - 88 -
35. ábra A HCO_3^- és a Ca^{2+} koncentráció változása a vízáramlás mentén - 89 -
36. ábra A kationok (Mg^{2+} , Na^+ , K^+) koncentrációjának változása a vízáramlás mentén - 90 -
37. ábra Az anionok (SO_4^{2-} , Cl^-) koncentrációjának változása a vízáramlás mentén - 91 -
38. ábra A víz CO_2 parciális nyomásának és kalcitra vonatkoztatott telítettségének változása a vízáramlás mentén - 92 -
39. ábra A radionuklidok (^{226}Ra , $^{234}\text{U}+^{238}\text{U}$, ^{222}Rn) aktivitáskoncentrációjának változása a vízáramlás mentén - 93 -
40. ábra A nyomelemek (S, Si, Sr, B, Li, Fe, I, Ba, As, Zn, P, Ni, Al, Mn, Cu, Pb, Cr, Co) koncentrációjának változása a vízáramlás mentén szűrt és szűretlen vízben a 0. héten - 94 -
41. ábra A nyomelemek (S, Si, Sr, B, Li, Fe, I, Ba, As, Zn, P, Ni, Al, Mn, Cu, Pb, Cr, Co) koncentrációjának változása a vízáramlás mentén szűrt és szűretlen vízben a 6. héten - 95 -

42. ábra A nyomelemek (S, Si, Sr, B, Li, Fe, I, Ba, As, Zn, P, Ni, Al, Mn, Cu, Pb, Cr, Co) koncentrációjának változása a vízáramlás mentén szűrt és szűretlen vízben a 12. héten - 96 -
43. ábra a. 8, 40, 80, 120 m-es távolságból származó lemezek 2 nap elteltével; gömb és pálcika alakú, fonalat alkotó baktériumok b. 8 és c. 40 m-es távolságban; d. önálló sajátalakú kristályok és kristályaggregátumok d. 80 és e. 120 m-es távolságban; romboédes kristályok és gömb, pálcika alakú és fonalat képező baktériumok f. 80 és g. 120 m-es távolságban (ráesőfényes mikroszkópos fotók - a, d, e: saját, átesőfényes fotók - b, c, f, g: MAKK JUDIT) - 99 -
44. ábra a. 1, 20, 40, 60 m-es távolságból származó lemezek 4 nap elteltével; b. barnásvörös foltok a 20 m-es lemez felületén; gömb és pálcika alakú, fonalat képző baktériumok c. 1 és d. 20 m-es távolságban; önálló romboédes kristályok és kristályaggregátumok e. 40 és f. 60 m-es távolságban; romboédes kristályok és gömb, pálcika alakú és fonalat képző baktériumok g. 40 és h. 60 m-es távolságban (ráesőfényes mikroszkópos fotók - a, b, e, f: saját, átesőfényes mikroszkópos fotók - c, d, g, h: MAKK JUDIT) - 100 -
45. ábra a. 1, 8, 20, 40, 60, 80, 100, 120 m-es távolságból származó lemezek 1 hét elteltével; b. barnásvörös foltok az 1 m-es lemez felületén; c. kristályaggregátum és barnásvörös kiválás 1 m-es távolságban; d. gömb és pálcika alakú, fonalat alkotó baktériumok 8 m-es távolságban; e. barnásvörös kiválás mikrobiális fonalas képződménnyel; f. kristályok sárgásvörös foltokkal 40 m-es távolságban; g. 100 m-es lemezt több rétegben borító kristályok (fotók: a, b, f, g: saját, c, d, e: MAKK JUDIT) - 102 -
46. ábra a. 1, 8, 20, 40, 60, 80, 100, 120 m-es távolságban elhelyezett lemezek 4 hét elteltével; b. barnásvörös foltok az 1 m-es lemez felületén; c. áttetsző kristályos rétegen kialakult barnásvörös kristályok és kristályaggregátumok 20 m-es távolságban; áttetsző kristályos rétegen kialakult sárgásfehér és fehér kristályok és kristályaggregátumok d. 40 m-es és e. 60 m-es távolságban (fotók: saját) - 103 -
47. ábra Kiválások 6 hét elteltével; a. és b. Barnásvörös, gömbös megjelenésű kiválás 1 m-es távolságban; c. akadályon fennakadt barnásvörös kiválás a 40–60 m közötti szakaszon; d. barnásvörös kristályos kiválás 20 m-es távolságban; e. sárgásfehér színű kristályos kiválás 120 m-es távolságban; f. 20, 40, 60, 80, 100, 120 m-es távolságban elhelyezett lemezek 6 hét elteltével; g. barnásvörös kiválás átlátszó kristályokkal 20 m-es távolságban; h. kristályaggregátumok 40 m-es távolságban (fotók: a, b, c, d, e: HEGEDŰS ANDRÁS, f, h: saját, g: MAKK JUDIT) - 106 -
48. ábra Kiválások 12 hét elteltével; a. és b. Barnásvörös, gömbös megjelenésű kiválás 8 m-es távolságban; c. barnásvörös, gömbös megjelenésű egy akadály körül az 1–8 m közötti szakaszon; d. sárgásfehér kristályos kiválás nagy mennyiségű barnásvörös, gömbös

- megjelenésű kiválással 40 m-es távolságban; e. sárgásfehér színű kristályos kiválás 120 m-es távolságban; f. 20, 40, 60, 80, 100, 120 m-es távolságban elhelyezett lemezek 12 hét elteltével; g. 40 és 60 m-es távolságban elhelyezett lemezeken kialakult döntően sárgásfehér kristályos kiválás barnászörös foltokkal; h. barnászörös kiválás kristályok felületén 40 m-es távolságban (fotók: a, b, c, d, e: CSONDOR KATALIN, f, g: saját, h: MAKK JUDIT) - 108 -
49. ábra Az 1 és 8 m-es távolságokban kialakult kiválás SEM-SE felvételei a. és b. hálózatos szerkezetű kiválás 1 m-es távolságban; c. változatos morfológiájú baktériumok 20 m-es távolságban; d–f. kristály felületén megtelepedett sejtcsoportosulás (fotók: MAKK JUDIT) - 111 -
50. ábra A 20–120 m-es távolságokban kialakult kiválás SEM-BSE (a–j) és ráesőfényes mikroszkópi felvételei; a. és b. döntően romboédes kristályok 20 m-es távolságban; c–k. 40–120 m-es távolságban képződött dárdahegy alakú kristályhalmazok (fotók: a–j: KOVÁCS ZOLTÁN, k: saját) - 114 -
51. ábra A 12 hetes 100 m-es távolságban kialakult biogeokémiai kiválás vékonycsiszolatos felvételei (fotók: GYÓRI ORSOLYA) - 114 -
52. ábra A biogeokémiai kiválások ^{238}U fajlagos aktivitása - 116 -
53. ábra A biogeokémiai kiválások ^{226}Ra fajlagos aktivitása - 116 -
54. ábra A biogeokémiai kiválások ^{226}Ra leányelemek fajlagos aktivitása - 117 -
55. ábra a biogeokémiai kiválások ^{210}Pb fajlagos aktivitása - 118 -
56. ábra Az 1 és 8 m-es távolságban képződött biofilm elemi összetétele - 119 -
57. ábra A 20–120 m-es távolságban képződött karbonátok elemi összetétele - 120 -
58. ábra A biogeokémiai kiválások stabilizotóp-összetételének ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{34}\text{S}$) változása a vízáramlás mentén - 121 -
59. ábra A karbonátok kiválási rátája - 128 -
60. ábra Dárdahegy alakú karbonátkristályok a Gellért-hegyi forrásbarlangokból, a és b. az Ősforrás kalcitlemezében [VIRÁG, 2018], c és d. a Török-forrás kalcitlemezében [AMBRUS, 2014]; e és f. izlandi termálforrás karbonátjának trilet szubkristályai [JONES és mtsi., 2005] - 131 -
61. ábra A kiválási ráta, a karbonátképződés határa és a kalcittelítettség közötti összefüggés- 135 -

Táblázatjegyzék

1. táblázat A kritikus tútelítettség értékei kalcitra forrásokból (PENTECOST [2005] után módosítva) - 12 -
2. táblázat Az in situ kísérlet első fázisának mérései 2016. március 23-án és 2016. április 22-én - 50 -
3. táblázat Az első fázis során mért paraméterek és komponensek mérési módszerei, a mérések pontossága, kimutatási határa és a mérési helyszín - 52 -
4. táblázat A reaktív transzport modell során használt paraméterek értékei - 56 -
5. táblázat A fő ionok (kivételem HCO_3^-) koncentrációja 0, 50 és 400 m-es távolságban a befolyástól 2016. március 23-án - 60 -
6. táblázat A zsomp és a GT-II. kútakna vizének összehasonlítása terepi paraméterek, fő ion koncentrációk és radionuklidok aktivitáskoncentrációja alapján (adatok: zsomp: saját mérések, 2016. március 23. és április 22.; GT-II. kútakna ERŐSS [2010]) - 74 -
7. táblázat A második fázis során mért víz és levegő paraméterek mérési módszerei, a mérések pontossága, kimutatási határa és a mérési helyszín - 79 -
8. táblázat A második fázis során képződött kiválások mérési módszerei, a műszerek típusa, a mérések pontossága, kimutatási határa és a mérést végző laboratórium - 82 -
9. táblázat A víz stabilizotóp-összetétele a be- és kifolyásnál - 97 -
10. táblázat A kiválások időbeli fejlődése, a vizsgált lemezek száma, tömeggyarapodása, valamint a lemezeken szabad szemmel és mikroszkóp alatt látható képződmények - 109 -

Mellékletek

I. Az *in situ* kísérlet első fázisának mérési eredményei

I.1 Vízhozam és -sebesség

idő (másodperc)	köbözött térfogat (ml)	számított vízhozam (l/perc)	számított vízhozam (m ³ /s)
2016. március 23.			
16,5	3000	10,91	1,82E-04
16,6	3000	10,84	1,81E-04
16,7	3000	10,78	1,80E-04
16,7	3000	10,78	1,80E-04
átlag		10,83	1,80E-04
2016. április 22.			
16,5	2000	7,27	1,21E-04
25,2	3000	7,14	1,19E-04
25,8	3000	6,98	1,16E-04
25,5	3000	7,06	1,18E-04
8,7	1000	6,90	1,15E-04
átlag		7,07	1,18E-04

mérési szakasz (m)	idő (másodperc)	megtett táv (m)	számított vízsebesség (m/s)
2016. március 23.			
1-9	65	9	0,14
1-9	64	9	0,14
átlag			0,14
2016. április 22.			
5-15	77	10	0,13
15-25	55	10	0,18
25-35	60	10	0,17
35-45	50	10	0,20
45-55		nem lehetett mérni	
55-65	53	10	0,19
65-75	88	10	0,11
75-85		nem lehetett mérni	
85-95	95	10	0,11
95-105	62	10	0,16
átlag			0,16

I.2 Terepi paraméterek

távolság a befolyástól (m)	víz hőmérséklet (°C)	pH	fajlagos elektromos vezetőképesség (µS/cm)	oldott oxigén-tartalom (mg/l)
2016. március 23.				
0	36,0	6,84	2059	1,66
1	33,9	7,07	1981	3,40
2	34,2	7,11	1983	3,74
5	34,6	7,21	1966	3,94
10	34,3	7,33	1954	4,55
15	34,0	7,55	1923	5,54
20	33,3	7,62	1928	6,06
25	33,5	7,84	1897	6,29
30	32,9	7,84	1902	6,59
35	32,8	7,83	1894	6,58
40	33,1	7,88	1891	6,36
45	32,9	7,91	1871	6,70
50	33,0	7,85	1882	6,94
100	31,4	8,11	1755	7,40
150	31,0	8,14	1708	7,51
200	30,8	8,15	1690	7,62
250	31,5	8,21	1674	7,48
300	32,0	8,22	1653	7,35
350	32,3	8,21	1653	7,51
400	32,6	8,05	1666	7,32
2016. április 22.				
0	36,9	6,79	2011	0,87
10	34,8	7,3	1907	4,73
20	34,7	7,36	1892	4,88
30	34,3	7,66	1905	5,59
40	33,9	7,81	1902	6,15
50	33,9	7,85	1906	6,40
60	33,7	8,02	1903	6,58
70	33,6	8,11	1876	6,71
80	33,5	8,23	1875	6,86
90	33,3	8,23	1873	7,13
100	33,2	8,26	1860	7,18
150	33,2	8,3	1849	7,26
200	33,6	8,18	1832	7,36
250	34,2	8,23	1818	7,43
300	34,1	8,27	1782	7,22
350	33,1	8,35	1735	7,36
400	31,5	8,42	1732	7,47

I.3 Fő ionok koncentrációja

távolság a befolyástól (m)	koncentráció (mg/l)						
	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻
2016. március 23.							
0	173	58	119	17	531	147	353
1					534		
2					529		
5					541		
10					532		
15					546		
20					540		
25					532		
30					534		
35					531		
40					535		
45					534		
50	158	58	121	17	531	147	295
100					463		
150					407		
200					381		
250					348		
300					321		
350					296		
400	101	58	128	19	295	153	336
2016. április 22.							
0	172				554		
10	170				554		
20	168				549		
30	166				549		
40	166				539		
50	161				536		
60	164				536		
70	155				516		
80	157				509		
90	153				499		
100	147				501		
150	145				469		
200	127				409		
250	123				361		
300	112				331		
350	102				331		
400	98				331		

I.4 CO₂ parciális nyomás és kalciteltetés

2016. március 23.			
távolság a befolyástól (m)	log p _{CO2}	SI _{kalcit}	Ω _{kalcit}
0	-1,04		
1	-1,28		
2	-1,32		
5	-1,41		
10	-1,54		
15	-1,75		
20	-1,83		
25	-2,06		
30	-2,06		
35	-2,05		
40	-2,10		
45	-2,13		
50	-2,07		
100	-2,40		
150	-2,49		
200	-2,53		
250	-2,63		
300	-2,67		
350	-2,69		
400	-2,53		
2016. április 22.			
0	-0,96	0,40	2,51
10	-1,49	0,87	7,41
20	-1,55	0,92	8,32
30	-1,86	1,21	16,22
40	-2,02	1,34	21,88
50	-2,06	1,36	22,91
60	-2,24	1,52	33,11
70	-2,34	1,57	37,15
80	-2,47	1,67	46,77
90	-2,48	1,65	44,67
100	-2,51	1,67	46,77
150	-2,58	1,67	46,77
200	-2,51	1,48	30,20
250	-2,61	1,47	29,51
300	-2,69	1,44	27,54
350	-2,78	1,46	28,84
400	-2,86	1,49	30,90

I.5 Radionuklidok aktivitáskonzentrációja

2016. április 22.						
távolság a befolyástól (m)	aktivitáskonzentráció (mBq/l)				aktivitáskonzentráció (Bq/l)	
	²²⁶ Ra	²²⁶ Ra hiba	²³⁴ U+ ²³⁸ U	²³⁴ U+ ²³⁸ U hiba	²²² Rn	²²² Rn hiba
0	368	19	42	6	167	9
10					72	6
20					80	6
30					42	4
40					38	5
50	383	20	30	6	33	4
60					20	3
70					26	4
80					14	3
90					5	2
100	371	19	29	5	8	2
150	347	19	35	6	7	2
200	327	18	17	4	2	2
250	312	18	36	6	5	2
300			38	6	5	2
350	353	19	37	6	6	2
400	345	19	30	6	3	2

I.6 Nyomelemek koncentrációja

2016. április 22.																	
távolság a befolyástól (m)	koncentráció szűretlen vízben (µg/l)																
	Al	As	B	Ba	Br	Cu	Fe	I	Li	Mn	Ni	P	Rb	S	Si	Sr	Zn
0	11,95	10,74	612,50	38,66	129,58	1,09	190,46	73,79	313,63	21,20	0,38	11,49	42,05	54724,64	11223,37	2389,66	7,61
10	64,14	58,02	636,10	41,12	134,56	12,13	3206,06	60,36	324,42	94,17	6,33	38,43	46,87	55074,34	11784,87	2385,50	20,36
20	20,05	11,72	614,33	33,11	110,99	0,86	285,44	73,50	316,60	16,37	0,41	8,79	42,81	55155,47	11012,73	2288,75	3,40
30	16,35	15,25	648,19	35,20	123,30	1,28	383,69	76,64	323,09	23,11	0,57	16,20	41,39	60068,80	11778,53	2479,41	4,18
40	9,17	14,11	638,01	32,04	142,88	0,50	91,99	60,95	327,02	6,63	16,63	14,47	39,82	54707,13	11975,00	2303,50	0,23
50	77,27	69,49	648,40	43,85	178,71	0,53	1252,20	53,97	329,46	45,37	21,29	37,30	39,98	54613,19	12879,57	2436,45	0,15
60	524,50	196,29	621,19	76,51	194,43	0,65	4262,10	75,28	339,86	156,92	34,06	92,36	41,85	57584,46	16076,59	2916,28	1,37
70	253,88	69,34	686,29	50,75	152,45	0,45	1558,59	65,86	366,55	64,30	25,49	37,76	44,58	58025,19	13778,52	2626,17	0,17
80	91,55	32,50	837,38	29,91	121,28	0,35	693,93	68,80	421,18	35,94	14,64	22,12	45,26	58303,68	12222,79	1999,67	0,13
90	121,96	28,15	670,26	46,74	146,76	0,39	567,19	76,84	363,55	33,82	19,42	23,75	43,96	60259,63	12894,71	2485,52	0,22
100	337,85	29,00	681,24	49,83	145,18	0,41	677,92	73,50	376,73	56,78	22,91	32,71	46,88	60515,92	13777,16	2638,20	0,26
150	131,47	18,52	662,69	42,89	123,57	0,65	256,26	54,08	357,80	34,19	19,44	22,10	45,79	56627,58	12566,75	2421,85	0,24
koncentráció szűrt vízben (µg/l)																	
0	0,33	6,53	500,11	23,10	74,37	0,14	4,70	49,78	223,13	5,48	7,407	9,23	27,08	36355,40	7173,10	1441,65	0,19
10	0,39	6,26	560,01	18,67	88,46	0,19	6,80	38,33	263,86	0,91	6,818	8,45	31,28	40457,65	9988,32	1467,13	0,24
20		6,70	613,60	13,48	93,65	0,21	1,55	45,62	285,46	0,59	4,959	7,79	32,87	42713,56	8881,74	1337,33	0,25
30		6,96	536,65	18,99	95,67	0,20	2,01	44,93	277,05	2,41	6,891	8,86	31,33	42569,41	9872,72	1474,22	0,27
40		7,18	561,30	13,27	87,58	0,18	1,61	43,17	254,23	0,56	4,632	8,48	29,92	38589,59	9923,97	1310,70	0,26
50	0,10	7,14	526,10	10,10	78,81	0,15	5,41	46,52	244,24	0,20	3,645	6,77	28,49	35339,54	9659,20	1117,97	0,24
60	3,11	8,44	530,84	10,36	86,90	0,18	50,64	44,18	248,54	1,61	3,382	8,10	29,41	37650,27	9240,48	1108,75	0,26
70	10,17	11,46	655,76	13,76	96,75	0,21	174,37	49,89	279,45	5,38	4,402	7,75	32,56	39275,02	10798,64	1357,20	0,28
80	0,587	13,24	419,6	23,5	121,28	0,21		43,616	210,82	0,2543	6,312	6,8816	45,26	38627,6	4183,73	1557,5	0,36
90	1,401	8,266	624,4	16	96,45	0,23	11,183	58,554	318,39	0,835	5,030	8,3141	35,19	42711,3	8824,96	1411,9	0,29
100	1,214	8,362	706,7	11,2	98,25	0,27	2,1996	55,702	317,6	0,227	3,401	7,6509	36,97	44006,6	11278,7	1274,7	0,30
150	3,578	10,22	555,3	18,6	103,13	0,36	9,6269	50,111	254,17	1,3209	6,257	17,959	30,34	44642,7	8991,81	1593,2	0,56

I.7 Levegő paraméterek

távolság a befolyástól (m)	vízfolyás előtt		vízfolyás közben	
	levegő-hőmérséklet (°C)	relatív páratartalom (%)	levegő-hőmérséklet (°C)	relatív páratartalom (%)
0	33,8	34,5	34,7	33,1
10	34,1	34,5	34,8	37,5
20	35,0	33,9	35,3	38,5
30	35,5	33,5	35,6	42,4
40	36,0	32,6	35,9	40,2
50	36,2	32,1	36,2	41,2
60	36,4	31,9	36,3	41,0
70	36,5	32,5	36,3	42,2
80	36,6	33,2	36,3	43,2
90	36,7	32,5	36,4	45,9
100	36,7	33,2	36,3	45,9
150	37,3	32,6	36,5	48,4
200	37,5	32,9	36,6	50,6
250	37,7	31,1	36,6	42,6
300	37,2	30,8	36,0	40,1
350	36,0	31,5	35,8	37,6
400	34,5	30,7	35,5	37,3

II. Az *in situ* kísérlet első fázisának korrelációs mátrixai és a modellezési eredmények

II.1 A víz fizikai-kémiai paramétereinek korrelációs mátrixa

	T	pH	EC	DO	HCO ₃ ⁻	Ca ²⁺	²²⁶ Ra	²³⁴ U+ ²³⁸ U	²²² Rn	pCO ₂	SI _{kalcit}
T	1										
pH	-0,91* (20)	1									
	-0,87* (17)										
EC	0,87* (20)	-0,89* (20)	1								
	0,76* (17)	-0,79* (17)									
DO	-0,90* (20)	0,98* (20)	-0,84* (20)	1							
	-0,87* (17)	0,95* (17)	-0,76* (17)								
HCO ₃ ⁻	0,64* (20)	-0,67* (20)	0,92* (20)	-0,58* (20)	1						
	0,50* (17)	-0,66* (17)	0,90* (17)	-0,56* (17)							
Ca ²⁺	-	-	-	-	-	1					
	0,60* (17)	-0,69* (17)	0,94* (17)	-0,60* (17)	0,99* (17)						
²²⁶ Ra	-	-	-	-	-	-	1				
	0,19 (8)	-0,41 (8)	0,46 (8)	-0,40 (8)	0,70 (8)	0,57 (8)					
²³⁴ U+ ²³⁸ U	-	-	-	-	-	-	-	1			
	0,46 (9)	-0,39 (9)	0,19 (9)	-0,47 (9)	0,02 (9)	0,12 (9)	0,21 (8)				
²²² Rn	-	-	-	-	-	-	-	-	1		
	0,86* (17)	-0,96* (17)	0,75* (17)	-0,99* (17)	0,56* (17)	0,59* (17)	0,41 (8)	0,48 (9)			
pCO ₂	0,90* (20)	-0,99* (20)	0,94* (20)	-0,96* (20)	0,77* (20)	-	-	-	-	1	
	0,86* (17)	-0,99* (17)	0,85* (17)	-0,94* (17)	0,75* (17)	0,78* (17)	0,46 (8)	0,34 (9)	0,94* (17)		
SI _{kalcit}	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1
	-0,83* (17)	0,95* (17)	-0,57* (17)	0,93* (17)	-0,39 (17)	-0,42 (17)	-0,28 (8)	-0,47 (9)	-0,94* (17)	-0,90* (17)	

rövidítések: T–vízhőmérséklet, EC–fajlagos elektromos vezetőképesség, DO–oldottoxigén-tartalom

2016. március 23-i korrelációs együtthatók, 2016. április 22-i korrelációs együtthatók

*szignifikáns értékek, (17) adatpárok száma

II.2 A reaktív transzport modellezés eredményei

Mivel a modell 1 m-enként számolta ki a paramétereket és ennyi adat ismertetésére itt nincsen lehetőségem, csak a mérési pontokra modellezett értékeket mutatom be.

2016. március 23.					
távolság a befolyástól (m)	pH	oldottoxigén-tartalom (mg/l)	Ca ²⁺ koncentráció (mg/l)	HCO ₃ ⁻ koncentráció (mg/l)	²²² Rn aktivitáskoncentráció (Bq/l)
0	6,87	1,93	173	535	124
1	6,91	2,31	173	535	117
5	6,99	3,12	173	534	102
10	7,13	4,21	173	532	81
15	7,26	5,02	172	529	64
20	7,39	5,64	172	526	51
25	7,50	6,10	171	522	40
30	7,60	6,44	171	517	32
35	7,68	6,70	170	512	25
40	7,75	6,89	169	507	20
45	7,81	7,04	168	502	16
50	7,86	7,15	167	497	13
100	8,05	7,46	155	454	1
150	8,09	7,48	142	419	0
200	8,11	7,48	130	387	0
250	8,12	7,48	120	359	0
300	8,12	7,48	110	334	0
350	8,13	7,48	102	311	0
400	8,14	7,48	94	291	0
2016. április 22.					
0	6,82	1,08	170	555	162
10	7,05	3,03	170	552	116
20	7,30	4,48	169	548	80
30	7,51	5,45	168	541	56
40	7,68	6,11	167	532	39
50	7,80	6,56	165	523	27
60	7,88	6,86	163	514	19
70	7,94	7,06	161	505	13
80	7,99	7,20	159	497	9
90	8,02	7,29	157	489	6
100	8,04	7,35	155	481	4
150	8,10	7,46	143	448	1
200	8,12	7,48	132	418	0
250	8,13	7,48	122	391	0
300	8,14	7,48	113	367	0
350	8,15	7,48	105	344	0
400	8,15	7,48	97	325	0

III. Az *in situ* kísérlet második fázisának mérési és vizsgálati eredményei

III.1 A kísérlet ütemezése

dátum	hányadik nap	folyamatos vízmérés	vizsgált lemez sorszáma	egyéb
2016.12.07	"-1"	18:30-tól mérés fél óránként		17:00-kor szivattyú indítása
2016.12.08	0.	T, EC, pH, DO	lemezek elhelyezése a vályúban	helyszíni fényképezés
2016.12.09	1.	T, EC, pH, DO		
2016.12.10	2.	T, EC, pH, DO	8/1, 40/1, 80/1, 120/1	
2016.12.11	3.	T, EC, pH, DO		
2016.12.12	4.	T, EC, pH, DO	1/1, 20/1, 40/6, 60/1	
2016.12.13–14	5–6.	T, EC, pH, DO		
2016.12.01	7.	T, EC, pH, DO	1/25, 8/2, 20/2, 40/2, 60/2, 80/2, 100/1, 120/2	
2016.12.16–20	8–12.	T, EC, pH, DO		
2016.12.21–01.04	13–27.	T, EC, pH		
2017.01.05	28.	T, EC, pH, DO		
2017.01.06	29.	T, EC, pH, DO	1/2, 8/3, 20/3, 40/3, 60/3, 80/3, 80/13, 100/2, 120/3	terepbejárás
2017.01.07–08	30–31.	T, EC, pH		
2017.01.09–10	32–33.	T, EC, pH, DO		
2017.01.11	34.	T, EC, DO; pH csak 6:30-ig		terepbejárás, helyszíni fényképezés, videózás
2017.01.12–15	35–38.	T, EC, DO		
2017.01.16	39.	T, EC, DO		adatok letöltése és elemcsere (Greisinger)
2017.01.17	40.	T, EC, DO		
2017.01.18	41.	T, EC, DO; pH csak 9:00-tól	minden helyről 25-30 sorszámú lemezek, egyik nagy üveglemez	Greisinger műszer visszahelyezése (8:50)
2017.01.19–20	42–43.	T, EC, pH, DO		
2017.01.21–22	44–45.	T, EC, pH		
2017.01.23–27	46–50.	T, EC, pH, DO		
2017.01.28–29	51–52.	T, EC, pH		
2017.01.30–02.01	53–55.	T, EC, pH, DO		
2017.02.02–05	56–59.	T, EC, pH		
2017.02.06–21	60–75.	T, EC, pH, DO		
2017.02.22	76.	T, EC, DO; pH mérés csak 8:30 előtt és 15:00 után		adatok letöltése és elemcsere(Greisinger), visszahelyezés(14:45)
2017.02.23–27	77–81.	T, EC, pH, DO		
2017.02.28	82.	T, EC, pH, DO	maradék lemez és másik nagy üveglemez	

III.2 Vízhozam mérési eredmények

idő	vízóra állása (m ³)	vízóra állása (l)	elfolyt vízmennyiség (l)	eltelt idő (perc)	hozam (l/perc)	hozam (m ³ /s)
0. hét						
10:19	1,043	1043,00				
10:24	1,103	1103,00	60,00	5,17	11,61	1,93E-04
12. hét						
9:56	1145,697	1145697,00				
10:01	1145,740	1145740,00	43,00	5,06	8,50	1,42E-04

III.3 A víz fizikai-kémiai paramétereinek mérési eredményei

III.3.1 Terepi paraméterek

távolság a befolyástól (m)	víz hőmérséklet (°C)	pH	fajlagos elektromos vezetőképesség (μS/cm)	oldott oxigén-tartalom (mg/l)
0. hét				
kútakna	36,7	6,72	1993	1,52
1	36,0	6,91	1980	2,80
8	35,8	7,04	1965	3,98
20	34,9	7,28	1934	5,55
40	34,0	7,56	1894	6,38
60	33,7	7,77	1860	7,01
80	33,4	7,88	1827	7,15
100	33,3	7,94	1809	7,25
120	33,4	7,94	1793	7,39
6. hét				
kútakna	37,8	6,77	2037	0,65
1	36,5	7,04	2013	1,94
8	35,4	7,27	1973	5,05
20	34,8	7,7	1938	6,55
40	33,0	8,01	1824	7,28
60	32,7	8,11	1775	7,56
80	32,5	8,16	1738	7,92
100	32,4	8,14	1704	7,72
120	32,4	8,14	1689	7,65
12. hét				
kútakna	37,2	6,72	2028	0,58
1	36,9	7,13	2007	2,96
8	36,6	7,28	1992	4,67
20	35,9	7,44	1968	5,97
40	34,7	7,88	1883	6,83
60	33,8	7,98	1787	7,09
80	33,5	8,11	1748	7,24
100	33,1	8,17	1694	7,20
120	32,7	8,24	1652	7,27

III.3.2 Fő ionok koncentrációja

távolság a befolyástól (m)	koncentráció (mg/l)						
	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻
0. hét							
1	162	55	127	26	541	141	308
8	170	50	131	26	548	134	320
20	170	50	129	26	554	140	318
40	158	53	131	27	541	139	235
60	145	53	136	26	529	142	224
80	137	54	140	26	442	142	365
100	131	53	142	26	442	141	336
120	129	52	142	26	423	140	317
6. hét							
1	160	56	145	25	548	145	299
8	164	52	148	26	548	136	312
20	147	55	148	24	485	138	320
40	137	52	143	24	454	142	290
60	128	53	144	23	411	140	328
80	120	54	141	24	398	137	325
100	120	54	137	21	392	138	336
120	118	50	132	20	361	136	315
12. hét							
1	162	52	132	26	568	140	299
8	160	52	134	26	556	140	312
20	151	53	135	26	508	141	302
40	133	57	143	25	447	139	319
60	128	54	147	27	429	140	310
80	128	54	145	26	393	142	320
100	124	54	140	25	381	140	325
120	118	50	142	26	361	136	323

III.3.3 CO₂ parciális nyomás és kalciteltetés

távolság a befolyástól (m)	log pCO ₂	0. hét		log pCO ₂	6. hét		12. hét		
		SI _{kalcit}	Ω _{kalcit}		SI _{kalcit}	Ω _{kalcit}	SI _{kalcit}	Ω _{kalcit}	Ω _{kalcit}
1	-1,15	0,34	2,19	-1,27	0,48	3,02	-1,34	0,59	3,89
8	-1,28	0,49	3,09	-1,51	0,70	5,01	-1,51	0,72	5,25
20	-1,52	0,72	5,25	-2,01	1,02	10,47	-1,71	0,81	6,46
40	-1,82	0,96	9,12	-2,37	1,24	17,38	-2,23	1,11	12,88
60	-2,05	1,12	13,18	-2,51	1,25	17,78	-2,35	1,17	14,79
80	-2,24	1,10	12,59	-2,58	1,26	18,20	-2,53	1,25	17,78
100	-2,30	1,14	13,80	-2,57	1,23	16,98	-2,61	1,27	18,62
120	-2,32	1,12	13,18	-2,60	1,20	15,85	-2,71	1,29	19,50

III.3.4 Radionuklidok aktivitáskoncentrációja

távolság a befolyástól (m)	aktivitáskoncentráció (mBq/l)				aktivitáskoncentráció (Bq/l)	
	²²⁶ Ra	²²⁶ Ra hiba	²³⁴ U+ ²³⁸ U	²³⁴ U+ ²³⁸ U hiba	²²² Rn	²²² Rn
0. hét						
1	294	17	34	6	87	6
8	291	17	33	6	80	5
20	375	19	40	6	47	4
40	321	18	53	7	29	3
60		a minta elveszett			17	3
80	345	19	45	7	8	2
100	331	18	66	8	7	2
120	348	19	48	7	3	1
6. hét						
1	409	20	57	8	125	8
8	393	20	50	7	75	6
20	285	17	46	7	30	3
40	210	14	28	5	18	3
60	354	19	28	5	4	2
80	353	19	36	6	2	2
100	309	18	27	5	1	2
120	216	15	25	5	1	2
12. hét						
1	273	17	26	5	214	13
8	283	17	32	6	120	9
20	155	12	28	5	60	6
40	227	15	32	6	13	3
60	217	15	44	7	9	3
80	349	19	39	6	3	2
100	392	20	58	8	5	2
120	391	20	52	7	0	2

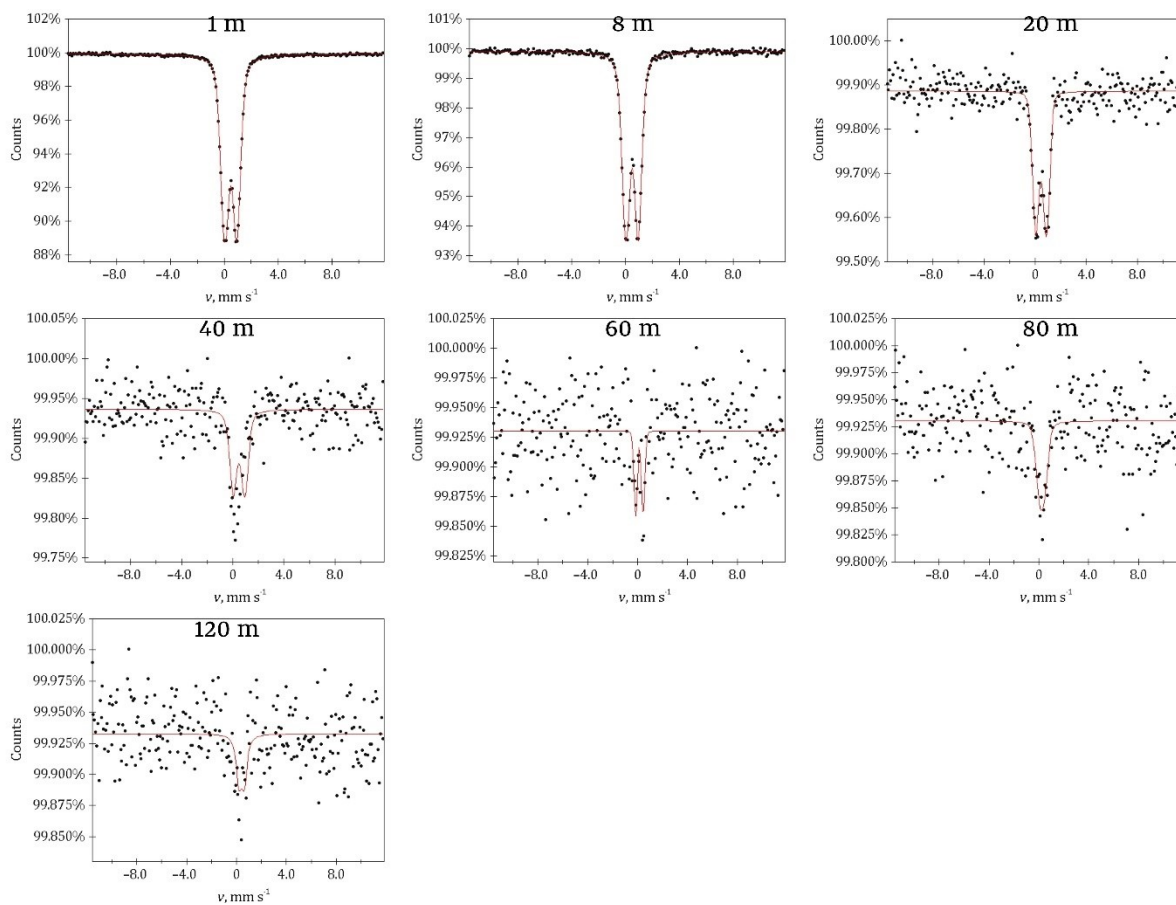
III.3.5 Nyomelemek koncentrációja

távolság a befolyástól (m)	koncentráció szűretlen vízben a 0. héten (µg/l)																	
	Al	As	B	Ba	Co	Cr	Cu	Fe	I	Li	Mn	Ni	P	Pb	S	Si	Sr	Zn
1	3,13	11,82	809,74	31,14	0,03	0,20	2,73	12,59	43,94	505,90	2,99	4,77	5,04	0,99	61093,43	7688,54	1900,43	9,69
8	2,87	11,41	810,85	32,00	0,02	0,28	2,71	79,18	47,30	513,96	5,25	4,83	5,32	0,96	60806,84	7690,38	1902,19	8,98
20	4,46	11,75	818,68	32,81	0,02	0,29	2,42	53,81	49,56	516,08	5,45	5,14	5,93	0,58	61066,96	7775,28	1900,92	8,81
40	3,60	12,40	820,21	32,90	0,09	0,35	3,32	41,86	46,51	543,82	3,00	6,10	4,78	0,79	62894,46	8165,35	1944,48	10,32
60	3,63	11,75	832,82	30,12	0,03	0,40	1,13	33,83	44,34	546,52	3,11	4,34	2,90	0,49	61416,10	7961,14	1865,45	2,53
80	4,61	12,38	835,10	32,14	0,03	0,48	1,49	43,24	43,14	551,07	4,83	4,67	4,20	0,24	63654,63	8124,58	1890,75	3,01
100	3,55	12,03	833,30	31,63	0,03	0,42	0,57	29,23	40,58	575,38	4,49	4,30	3,73	0,06	65996,30	8582,44	1936,23	1,33
120	2,23	12,24	836,79	31,57	0,03	0,35	0,49	29,57	41,62	578,57	4,24	4,14	3,08	0,08	65862,22	8397,49	1909,04	0,73
	koncentráció szűrt vízben a 0. héten (µg/l)																	
1	1,94	11,21	801,76	30,43	0,01	0,12	2,68	8,12	35,59	475,64	2,86	4,68	4,34	0,80	57753,45	6845,62	1863,47	9,56
8	2,06	10,95	807,25	30,30	0,01	0,16	2,39	8,45	44,64	475,25	3,15	4,65	4,48	0,69	56403,48	7382,48	1873,86	8,80
20	4,20	11,34	813,28	30,41	0,01	0,11	2,24	10,44	38,62	482,30	3,88	4,68	4,64	0,40	58068,90	7477,40	1869,41	8,37
40	2,20	11,79	795,22	31,17	0,02	0,28	1,66	22,64	41,25	491,69	2,85	4,67	3,98	0,19	60848,01	7432,80	1907,37	5,56
60	2,52	11,57	792,06	29,30	0,02	0,11	0,89	26,27	40,00	514,90	2,67	4,33	2,85	0,12	58260,44	7292,58	1839,49	2,39
80	3,99	11,90	793,86	29,36	0,02	0,15	0,79	28,62	32,48	529,27	1,18	4,35	3,17	0,05	57659,33	7334,12	1863,53	1,55
100	3,50	11,59	785,77	29,54	0,02	0,10	0,51	18,33	36,60	542,65	1,39	4,24	3,33	0,02	59913,66	7423,37	1910,14	0,98
120	2,16	11,56	750,80	28,02	0,02	0,09	0,32	19,69	31,68	521,89	1,27	3,98	2,76	0,01	59184,13	7385,41	1882,91	0,61
	koncentráció szűretlen vízben a 6. héten (µg/l)																	
1	4,89	21,20	878,57	30,76	0,06	0,18	1,63	268,49	50,43	489,28	18,99	3,74	6,08	0,31	59913,07	7192,04	1844,81	1,91
8	5,37	14,68	879,28	31,30	0,07	0,15	1,38	89,30	49,98	492,25	18,70	3,82	4,62	0,13	58702,38	7388,44	1852,01	1,94
20	9,40	17,60	853,98	31,60	0,27	0,15	3,11	96,30	51,55	490,39	62,73	3,79	4,75	1,32	57904,65	7332,81	1838,60	2,82
40	5,84	12,81	861,75	30,47	0,04	0,23	0,72	38,34	51,72	490,62	9,74	3,81	4,32	0,06	58403,06	7437,71	1848,33	0,68
60	3,66	12,11	876,80	28,85	0,03	0,27	0,38	40,12	50,65	498,21	4,37	3,40	2,61	0,03	58072,01	7289,04	1812,92	0,35
80	4,68	12,35	877,53	28,73	0,02	0,24	0,29	41,05	50,35	508,12	2,59	3,11	2,30	0,04	59202,77	7322,40	1806,45	0,21
100	3,90	12,50	880,93	28,87	0,02	0,60	0,52	32,93	52,84	502,32	2,13	3,07	3,55	0,08	59003,43	7454,44	1797,43	0,56
120	3,61	12,54	878,69	28,49	0,01	0,26	0,42	28,34	54,05	544,77	1,16	3,13	2,65	0,06	62818,92	7515,64	1827,46	0,38
	koncentráció szűrt vízben a 6. héten (µg/l)																	
1	3,90	12,22	815,68	30,22	0,06	0,03	1,38	16,56	36,69	452,64	18,14	2,60	4,84	0,07	58385,71	7077,72	1801,30	1,87
8	4,42	12,48	819,13	30,86	0,06	0,03	1,19	18,65	42,90	450,29	17,09	3,02	3,95	0,09	57386,38	7225,90	1827,25	1,79
20	6,37	12,81	814,88	30,48	0,06	0,10	1,14	33,62	37,22	452,92	12,73	2,94	4,45	0,12	57039,80	6825,32	1795,84	1,43
40	5,29	12,57	793,95	29,17	0,03	0,02	0,67	33,16	46,40	448,35	9,24	2,83	2,68	0,06	56953,34	7022,71	1799,62	0,67
60	2,98	11,52	802,41	27,59	0,02	0,03	0,23	23,34	45,05	448,21	4,20	2,54	2,16	0,02	57523,85	6918,70	1776,00	0,11
80	4,29	11,50	819,45	28,01	0,01	0,04	0,12	17,03	46,10	463,46	2,27	2,37	1,91	0,03	58415,55	7159,45	1740,78	0,15
100	2,99	11,52	832,60	28,20	0,02	0,03	0,19	11,94	49,36	490,97	1,85	2,40	2,92	0,06	58774,15	7389,60	1769,67	0,13
120	3,14	11,91	830,44	27,39	0,01	0,02	0,21	10,03	41,68	515,33	1,09	2,29	1,99	0,05	61292,50	7462,36	1792,73	0,29

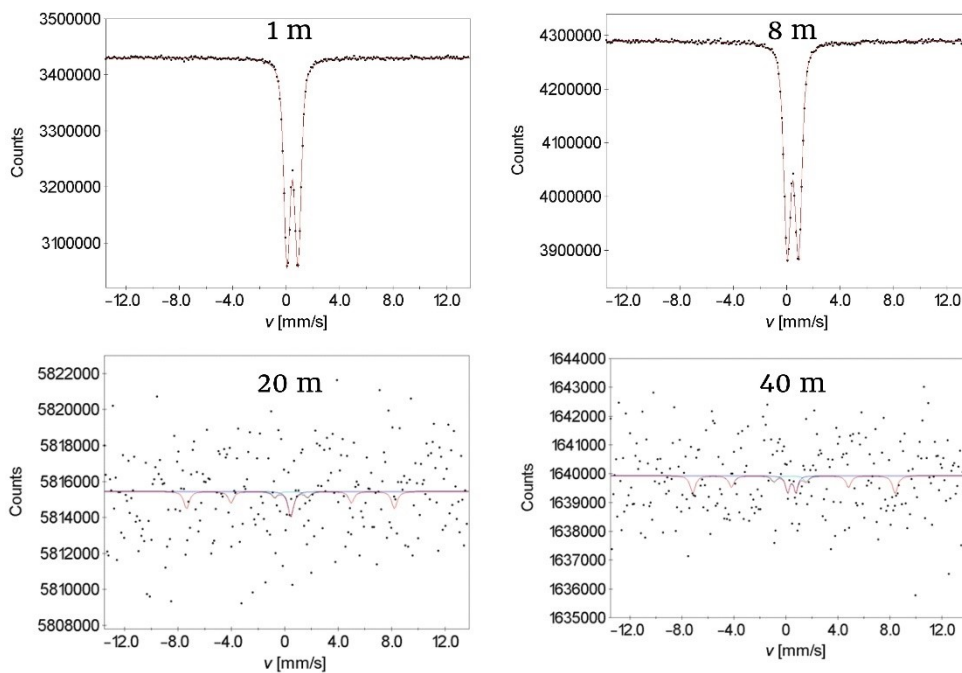
koncentráció szűretlen vízben a 12. héten (µg/l)																		
1	14,0 3	11,76	658,66	31,80	0,03	0,04	3,39	115,41	45,08	283,15	15,27	0,28	27,52	0,67	65075,40	8916,96	2207,59	3,79
8	15,3 4	12,80	660,63	34,50	0,40	0,27	6,62	291,23	41,19	287,05	103,58	1,06	56,59	1,56	65371,15	9319,30	2466,98	5,10
20	10,7 3	14,45	653,71	36,66	0,57	1,39	4,33	331,98	40,70	277,25	182,20	1,38	31,61	1,09	64220,82	9073,85	2211,31	8,76
40	9,77	13,59	653,96	30,57	0,35	0,80	4,40	255,71	42,59	287,58	173,42	0,55	24,34	0,71	66683,12	9218,67	2603,38	3,10
60	7,40	18,42	668,66	33,75	0,38	0,64	3,90	283,03	40,05	284,95	132,50	0,26	41,55	0,88	64257,12	9679,83	2236,38	2,82
80	3,74	16,04	675,50	34,92	0,28	0,08	3,17	288,92	39,68	294,95	99,94	1,18	30,06	0,66	65813,72	8912,65	2436,01	1,40
100	2,85	14,64	710,90	29,44	0,01	0,09	1,06	145,85	41,81	306,80	2,94	0,30	33,45	0,13	63966,19	9739,38	2210,83	1,21
120	2,81	11,75	721,57	30,60	0,01	0,31	1,37	108,04	41,98	289,93	2,92	0,29	35,95	0,13	61753,06	9257,93	1766,34	3,84
koncentráció szűrt vízben a 12. héten (µg/l)																		
1	3,80	10,29	605,99	29,67	0,03	0,03	2,92	36,79	41,13	266,46	13,28	0,12	24,29	0,17	62886,11	8693,16	2157,74	3,14
8	2,42	10,64	623,63	32,19	0,02	0,06	2,27	2,71	38,91	269,03	12,13	0,24	34,45	0,08	64021,42	9067,97	2457,83	2,90
20	1,89	11,17	606,67	29,90	0,01	0,05	1,58	1,97	39,50	260,53	6,04	0,24	29,74	0,03	62641,45	8607,31	2147,44	1,27
40	2,17	11,06	603,28	29,64	0,02	0,05	1,09	19,18	39,73	261,92	3,09	0,21	20,62	0,03	64679,97	9012,07	2494,47	0,38
60	2,36	10,11	609,92	29,62	0,01	0,11	0,94	5,39	37,62	262,10	1,17	0,22	28,74	0,03	63620,08	9298,77	2137,90	0,30
80	2,41	10,54	591,67	29,73	0,01	0,04	1,09	1,50	36,70	262,87	0,35	0,20	27,55	0,03	62577,03	8555,97	2358,06	0,16
100	2,04	10,11	632,87	29,34	0,00	0,04	0,95	4,33	39,50	267,62	0,43	0,19	24,76	0,03	62738,98	8820,31	2113,64	0,24
120	1,88	8,17	673,39	30,29	0,00	0,12	0,97	6,71	34,41	279,62	0,30	0,18	26,84	0,03	60767,79	8394,26	1640,66	0,22

III.4 A biogeokémiai kiválások vizsgálati eredményei

III.4.1 Mössbauer-spektroszkópiás mérések spektrumai

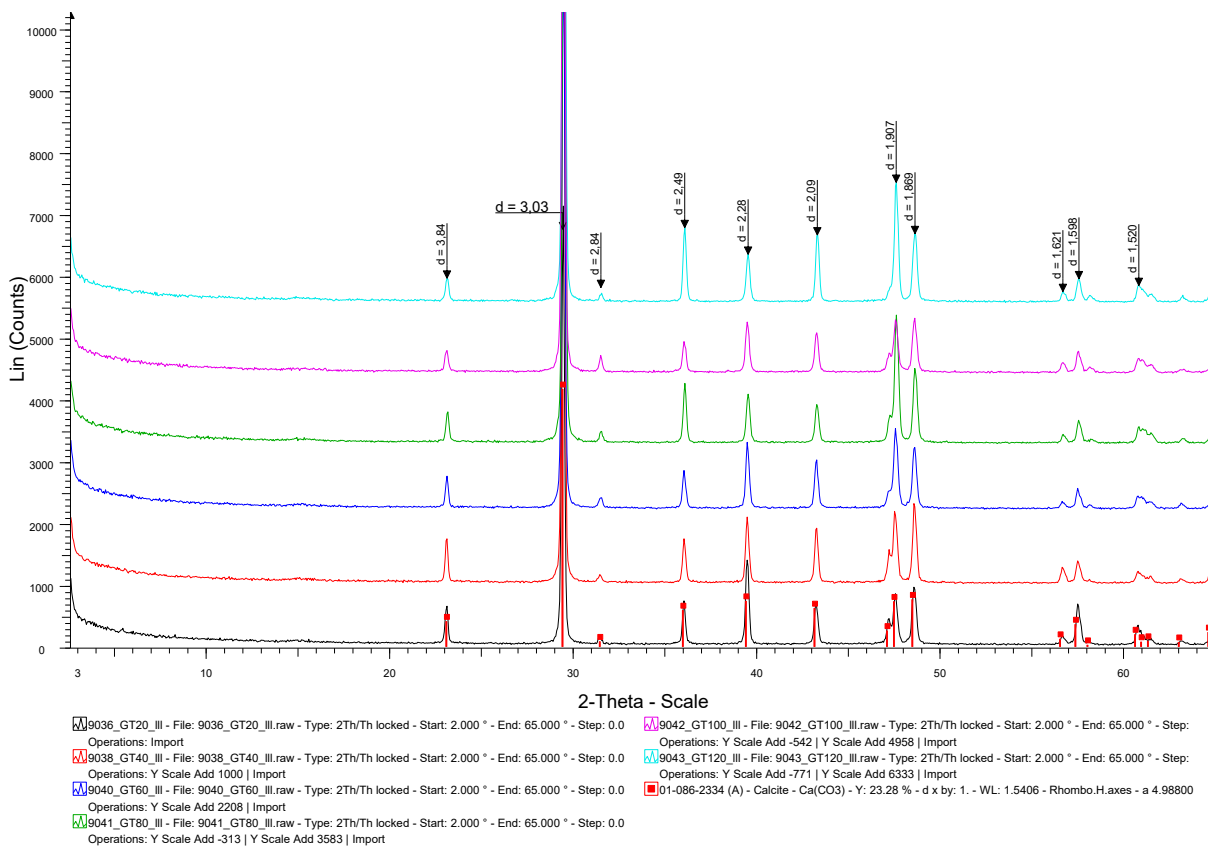
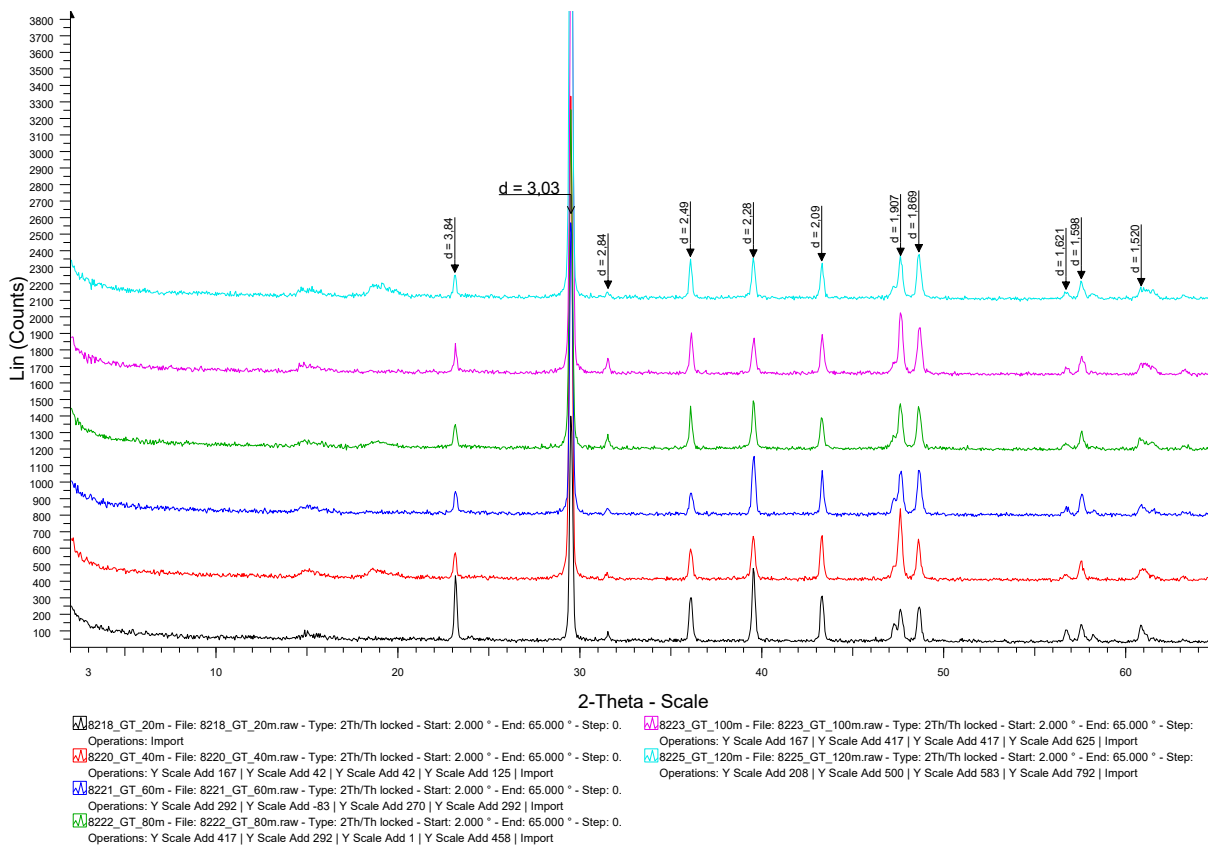


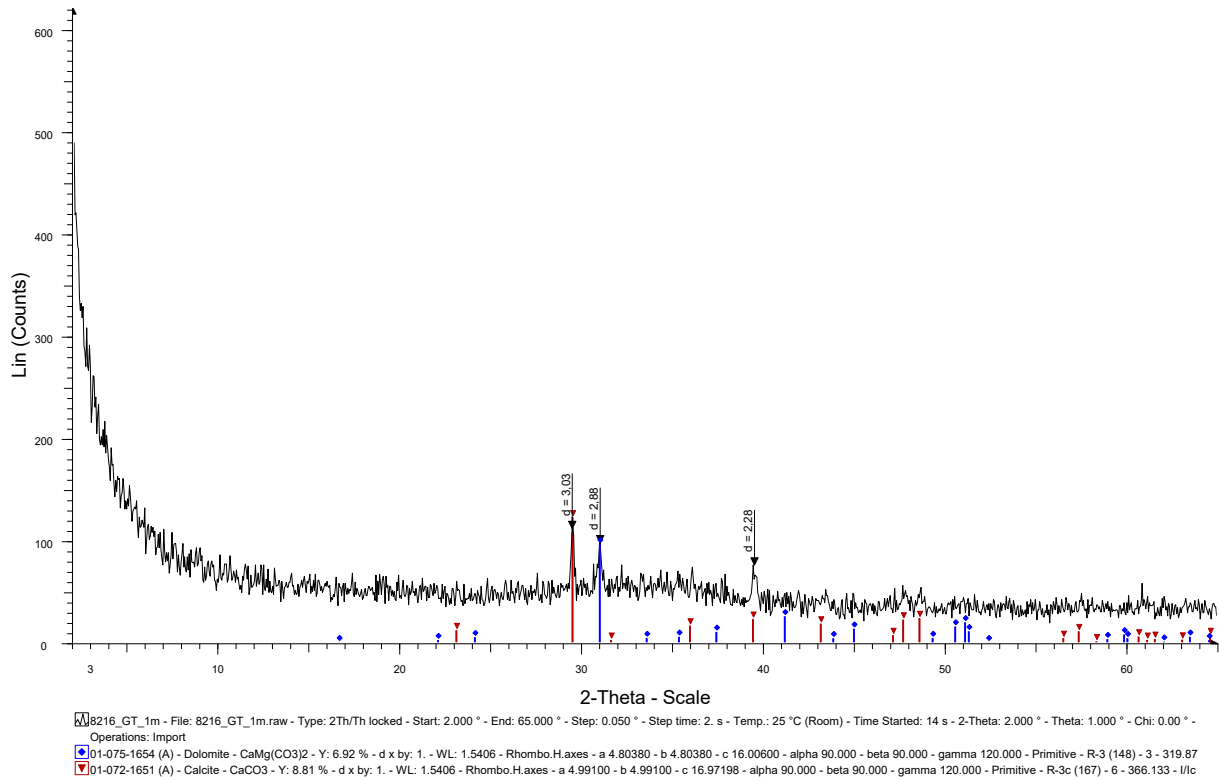
6 hetes kiválások spektrumai



12 hetes kiválások spektrumai

III.4.2 Röntgenpordiffrakciós mérések diffraktogramjai





1 m-es távolságban kialakult biofilm diffraktogramja

III.4.3 Radionuklidok fajlagos aktivitása

távolság a befolyástól (m)	fajlagos aktivitás (Bq/kg)							
	²³⁸ U	²³⁸ U hiba	²²⁶ Ra	²²⁶ Ra hiba	²²⁶ Ra leányelemek	²²⁶ Ra leányelemek hiba	²¹⁰ Pb	²¹⁰ Pb hiba
6. hét								
20	13,7	3,9	622	55	464	7	527	27
40	6,0	3,5	518	39	475	6	149	9
60	14,2	3,4	497	38	454	6	49,4	5,8
80	14,7	4,8	518	34	491	6	62,3	5,1
100	12,7	5,4	568	40	520	6	45,8	5,4
120	18,5	6,0	527	38	500	6	55,0	5,7
12. hét								
1	85,3	13,8	7950	440	1050	20	27100	1200
8	63,3	11,0	10500	600	1760	20	21800	1000
20	11,4	2,1	490	32	407	5	409	19
40	9,2	2,3	521	34	476	6	88,9	6,1
60	7,3	2,1	498	32	461	5	45,8	4,4
80	11,2	2,3	451	31	474	6	31,0	3,8
100	26,6	1,2	519	33	475	5	40,3	4,1
120	19,3	2,1	495	31	473	5	37,4	4,2

III.4.4 Nyomelemek koncentrációja

távolság a befolyástól (m)	koncentráció (ppm)																			
	Al	As	B	Ba	Ca	Co	Cr	Cu	Fe	I	Li	Mg	Mn	Ni	P	Pb	S	Si	Sr	Zn
6. hét																				
1	2279	84,8	65,2	197	102780	39,7	24,5	550	289630	281	22,7	10481	6587	17,7	10,7	249	882	1358	765	148
8	1494	94,5	83,0	262	50529	42,8	23,9	754	324817	247	17,4	7599	7994	14,4	11,8	271	861	867	841	269
20	113	138	60,1	20,5	185108	2,36	1,74	51,3	11992	89,2	10,8	8026	464	7,09	1,52	8,060	857	838	510	43,5
40	8,78	32,2	58,6	37,2	385755	1,46	1,51	25,1	1936	30,1	8,50	7594	403	7,08	1,41	0,235	988	839	1253	35,1
60	5,02	15,9	47,8	38,1	375737	1,21	1,38	9,31	1309	18,4	3,30	8161	252	6,10	1,15	0,102	860	936	1315	9,30
80	6,19	20,9	50,2	38,9	378511	1,09	1,98	8,31	1478	16,2	3,26	7753	173	4,17	1,13	0,131	917	829	1379	5,39
100	3,46	19,0	40,8	43,4	374618	1,73	2,89	8,50	1605	20,5	3,89	8692	140	5,48	1,51	0,199	1224	849	1562	3,45
120	1,88	13,8	39,6	40,0	379161	1,40	1,74	5,11	1436	14,4	2,36	8777	92,6	4,74	1,26	0,214	982	912	1475	2,35
12. hét																				
1	2762	73,6	55,7	198	160355	39,4	20,3	671	253280	424	26,0	9791	8929	20,0	9,51	272	842	1261	843	194
8	1954	63,0	44,1	228	157436	41,6	17,7	714	233341	417	22,9	8542	###	25,7	8,94	234	1095	973	825	274
20	57,6	125	51,2	37,2	379149	2,47	2,19	62,2	5547	16,7	1,53	8493	618	6,45	1,58	3,082	1015	993	1245	90,5
40	30,2	23,4	48,1	40,2	384292	1,50	1,52	26,4	1909	12,1	1,85	8215	274	3,88	1,20	0,411	811	811	1345	31,6
60	5,65	15,2	50,8	36,5	374443	1,54	2,20	13,5	1579	13,3	1,42	8382	143	3,97	1,19	0,279	949	851	1326	11,4
80	0,921	10,9	46,1	36,3	372457	1,67	2,56	10,4	1640	16,5	0,858	9192	94,3	3,32	1,65	0,249	1281	904	1410	6,08
100	1,25	13,3	39,2	36,3	364763	1,39	1,55	5,17	1417	9,67	0,523	8832	75,4	4,24	1,02	0,318	807	815	1396	3,20
120	8,93	17,9	35,8	57,7	359364	2,13	2,46	5,68	2115	12,9	0,331	8275	83,7	6,39	1,33	0,202	1134	1007	2139	3,71

III.4.5 Stabilizotóp-összetétel

távolság a befolyástól (m)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰) (V-PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰) (V-PDB)	$\delta^{34}\text{S}$ (‰) (CD)
6. hét			
20	0,38	-14,5	
40	0,57	-14,4	
60	0,99	-14,0	
80	1,13	-14,0	
100	1,31	-13,8	
120	1,54	-13,8	
12. hét			
1	0,16	-13,6	4,6
8	1,08	-7,9	6,1
20	0,47	-14,5	7,9
40	0,71	-14,3	8,0
60	0,97	-14,1	8,0
80	1,35	-13,9	8,5
100	1,56	-13,8	8,3
120	1,77	-13,7	7,5

III.4.6 Karbonátok kiválási rátája

távolság a befolyástól (m)	tömeggyarapodás (g)	kiválási ráta (g/cm ² /év)
2. nap		
80	0,0430	0,40
120	0,0292	0,27
4. nap		
40	0,0408	0,19
60	0,0934	0,43
1. hét		
40	0,1306	0,34
60	0,2957	0,78
80	0,4442	1,17
100	0,2372	0,63
120	0,1761	0,46
4. hét		
20	0,4131	0,26
40	2,8115	1,79
60	1,8049	1,15
80	0,8721	0,56
100	1,8485	1,18
120	1,4121	0,90

	6. hét	
20	0,9605	0,42
40	4,4076	1,94
60	2,5095	1,10
80	2,2814	1,00
100	2,4715	1,09
120	1,4854	0,65
	12. hét	
	4,1794	0,93
	4,5840	1,02
	3,6385	0,81
	5,6613	1,26
20	5,3236	1,18
	3,1604	0,70
	2,7113	0,60
	3,1322	0,70
	4,8788	1,09
	3,3235	0,74
	5,3907	1,20
	10,9486	2,44
40	7,6245	1,70
	9,7671	2,17
	11,7168	2,61
	8,4550	1,88
	8,2644	1,84
60	7,8421	1,75
	7,3337	1,63
	5,4408	1,21
	11,9666	2,66
80	6,7674	1,51
	5,5717	1,24
100	5,8610	1,30
	3,7125	0,83
	4,1687	0,93
	4,9267	1,10
	4,3334	0,96
	3,8995	0,87
120	3,7922	0,84
	4,2206	0,94
	3,8051	0,85
	2,6136	0,58
	2,9385	0,65
	3,3015	0,73

ADATLAP

a doktori értekezés nyilvánosságra hozatalához*

I. A doktori értekezés adatai

A szerző neve: Kovácsné Bodor Petra

MTMT-azonosító: 10045039

A doktori értekezés címe és alcíme: Termásvíz megcsapolódáshoz köthető vízkémiai és kiválási folyamatok kísérleti tanulmányozása

DOI-azonosító⁴⁶: 10.15476/ELTE.2020.093

A doktori iskola neve: Környezettudományi Doktori Iskola

A doktori iskolán belüli doktori program neve: Környezeti földtudomány

A témavezető neve és tudományos fokozata: Mádlné Dr. Szőnyi Judit, PhD

A témavezető munkahelye: ELTE TTK Földrajz- és Földtudományi Intézet, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék

II. Nyilatkozatok

1. A doktori értekezés szerzőjeként

a) hozzájárulok, hogy a doktori fokozat megszerzését követően a doktori értekezésem és a tézisek nyilvánosságra kerüljenek az ELTE Digitális Intézményi Tudástárban. Felhatalmazom a Természettudományi kar Dékáni Hivatali Doktori, Habilitációs és Nemzetközi Ügyek Csoportjának ügyintézőjét, hogy az értekezést és a téziseket feltöltse az ELTE Digitális Intézményi Tudástárba, és ennek során kitöltse a feltöltéshez szükséges nyilatkozatokat.

b) kérem, hogy a mellékelt kérelemben részletezett szabadalmi, illetőleg oltalmi bejelentés közzétételéig a doktori értekezést ne bocsássák nyilvánosságra az Egyetemi Könyvtárban és az ELTE Digitális Intézményi Tudástárban;

c) kérem, hogy a nemzetbiztonsági okból minősített adatot tartalmazó doktori értekezést a minősítés (*dátum*)-ig tartó időtartama alatt ne bocsássák nyilvánosságra az Egyetemi Könyvtárban és az ELTE Digitális Intézményi Tudástárban;

d) kérem, hogy a mű kiadására vonatkozó mellékelt kiadó szerződésre tekintettel a doktori értekezést a könyv megjelenéséig ne bocsássák nyilvánosságra az Egyetemi Könyvtárban, és az ELTE Digitális Intézményi Tudástárban csak a könyv bibliográfiai adatait tegyék közzé. Ha a könyv a fokozatszerzést követően egy évig nem jelenik meg, hozzájárulok, hogy a doktori értekezésem és a tézisek nyilvánosságra kerüljenek az Egyetemi Könyvtárban és az ELTE Digitális Intézményi Tudástárban.

2. A doktori értekezés szerzőjeként kijelentem, hogy

a) az ELTE Digitális Intézményi Tudástárba feltöltendő doktori értekezés és a tézisek saját eredeti, önálló szellemi munkám és legjobb tudomásom szerint nem sértem vele senki szerzői jogait;

b) a doktori értekezés és a tézisek nyomtatott változatai és az elektronikus adathordozón benyújtott tartalmak (szöveg és ábrák) mindenben megegyeznek.

3. A doktori értekezés szerzőjeként hozzájárulok a doktori értekezés és a tézisek szövegének plágiumkereső adatbázisba helyezéséhez és plágiumellenőrző vizsgálatok lefuttatásához.

Kelt: Budapest, 2020. 07. 08.


a doktori értekezés szerzőjének aláírása

*ELTE SZMSZ SZMR 12. sz. melléklet