

Fluidumok, áramlási rendszerek és ásványtani lenyomataik összefüggései a Budai-termálkarszton

MÁDLNÉ SZÓNYI Judit¹, ERŐSS Anita¹, HAVRIL Tímea¹, POROS Zsófia², GYÓRI Orsolya³, TÓTH Ádám¹, CSOMA Anita⁴, Paola RONCHI⁵, MINDSZENTY Andrea¹

¹Eötvös Loránd Tudományegyetem, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány P. sétány 1/C

²ConocoPhillips, Houston, USA, TX 77252-2197600 North Dairy Ashford (77079-1175) P.O. Box 2197

³MTA-ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport, 1117 Budapest, Pázmány P. sétány 1/C

⁴MOL Nyrt. 1117 Budapest, Október huszonharmadika u. 18.

⁵Eni Spa, Róma, Olaszország, Piazzale Enrico Mattei, 100144

¹e-mail: szjudit@ludens.elte.hu, ORCID: 0000-0002-5628-4386

Fluids, flow systems and their mineralogical imprints in the Buda Thermal Karst

Abstract

The fluid evolution of the Buda Thermal Karst (BTK) has been ongoing since the Late Miocene. At that time the system was fully confined and only the thermal buoyancy influenced the flow of fluids in the system. Parallel with the uplift of the Buda Hills, the infiltration of fresh water into the system began; thus the subsequent evolution of the topography-driven groundwater flow brought about the superposition of the two fluid flow systems. This occurred with different prevailing driving forces: namely, the topography in the upper part and buoyancy in the lower. The uplift of the Gödöllő Hills also had an influence on the processes of the BTK and resulted in the evolution of fluid flow heading from the eastern, confined part of the system towards the River Danube. Consequently, the dominantly basinal fluids of the confining strata infiltrated into the underlying carbonate aquifers filled with meteoric water via vertical leakage. These changes were followed in the mineral paragenesis of the BTK. The western region of the BTK is part of the NE Transdanubian Range and nowadays the carbonate aquifers are semi- or unconfined. The springs of this area represent the terminal points of local, intermediate and regional flow systems and they display the rock-water interaction along the flow path. The evaluation of the flow pattern could reveal the West–East direction of flow under the River Danube and the upwelling of fluids towards the discharge areas along the River Danube in the upper, shallow part of the system. The NaCl-type basinal fluids originated from the eastern-confining layers and they contribute to the regional flow component. West–Southwest of the River Danube, Mg²⁺- and SO₄²⁻- rich water can be found. The results represent the hydraulically continuous flow system of the BTK, the asymmetric flow pattern at the boundary of unconfined and confined carbonate aquifers and, moreover, the significance of confining layers in the accumulation and dissipation of heat. The pressure conditions present in the system are nearly hydrostatic. The NE Marginal Fault also has a role in the differentiation of the discharge areas at the foothills of the Rózsadomb and the Gellért Hill. In the area behind the Gellért Hill an intermediate flow system appears; therefore, at the foothills of the Gellért Hill only thermal water is discharged. At the Rózsadomb the lukewarm and hydrothermal fluid discharge areas are close to each other. Thus the evidence strongly suggests that the respective hydrothermal components of the Central and Southern systems differ. The NaCl-type water of the eastern half of the basin contributes to the discharge of the regional flow path of the Central system. This system transfers H₂S and CH₄ to the springs. In the case of the Southern System, the excess of sulphate in the water is more prevalent, and this may be in connection with the evaporite layers in the SW. On the basis of sulphur isotope analysis, the meteoric fluid component of the Rózsadomb receives its sulphur during infiltration through a pyrite-rich covering strata. The brief details mentioned here suggest that a better understanding of the fluid evolution of the BTK will contribute to the interpretation of hypogenic karstification and cave evolution in the area.

Keywords: fluid evolution, topography driven groundwater flow systems, buoyancy force, sulphur isotope, Buda Thermal Karst, Gödöllő Hills

Összefoglalás

A Budai-termálkarszt (BTK) fluidum-fejlődéstörténetét az ásványparagenezisek tükrében a késő-miocén fedett karbonátos állapottól vizsgáltuk. Ekkor a termikus felhajtóerő vezérelte a felszín alatti vízáramlást. Később, a Budai-hegység kiemelkedésével és a csapadékvíz beszivárgásával megkezdődött a vízszintkülönbségek által vezérelt vízáramlási rendszerek kialakulása. További változást okozott a Gödöllői-dombság kiemelkedése, mely a Budai-hegység kiemelt területei mellett a keleti medencerész felől is domborzati hajtóerőt biztosított. A meginduló beszivárgás lehetővé tette a fedő sziliciklasztos képződmények nátrium-kloridos vizeinek karbonátos víztartóba történő lejutását. Jelenleg a Budai-hegység és tágabb környezete a BTK áramlási rendszerének nyugati, félig fedett részét, míg a Gödöllői-dombságtól a

Dunáig tartó terület a rendszer keleti, fedett részét képezi. A BTK összefüggő áramlási rendszerében hidrosztatikushoz közeli nyomásviszonyok uralkodnak. A rendszer regionális és köztes megcsapolódási területei a Duna mentén húzódnak. A helyi, köztes és regionális áramlási rendszerek különbségeit a nyugati, félig fedett terület forrásai jelzik. A jelenkori vízáramlás domináns hajtóereje a vízszintkülönbségekből fakad, asszimmetrikus jellege a hidrosztratigráfiai helyzet, valamint a keleti és nyugati medencerészek közötti beszivárgáskülönbség következménye. A Duna alatt Ny–K irányú regionális átáramlás zajlik. A regionális feláramlás hidrotermális komponense NaCl-os medenceeredetű vízzel egészül ki. A meteorikus eredetű, langyos köztes, ill. a hideg helyi vízáramlásokban Mg^{2+} és SO_4^{2-} gazdag vizek jellemzőek, a medenceeredetű fluidumok jelenléte itt nem bizonyított. Az eredmények rámutatnak a rendszer hőmérsékleti eloszlását meghatározó folyamatokra, valamint a fedőüledékek hőfelhalmozódásban betöltött szerepére. A rózsadombi és a Gellért-hegy előterében található források fizikai-kémiai tulajdonságok szerinti elkülönülését szerkezeti és a két áramlási rendszer különbségei okozhatják. A Gellért-hegynél csak termálvíz lép felszínre, míg a Rózsadombnál langyos és termálvíz megcsapolódás egyaránt zajlik. A különbség a hidrotermális vizek összetételében, eltérő forrásterületre és vízkémiai folyamatokra utal. A déli rendszer szulfáttöbblete az evaporitösszletekkel, a központi rendszer szulfátja medenceeredetű kén-hidrogénnel hozható összefüggésbe. A rózsadombi langyos meteorikus vizek szulfátforrása a fedő képződménybek piritje lehet. A fluidum-fejlődéstörténeti tanulmány eredményei hozzájárulnak a barlangképződési folyamatok értelmezéséhez.

Tárgyszavak: fluidum-fejlődéstörténet, gravitációs áramlási rendszerek, termikus felhajtóerő, kénizotóp, Budai-termálkarszt, Gödöllő-dombság

Bevezetés, előzmények

A Budai-termálkarszt (BTK) évszázadok óta a geológusok, barlangászok, ásványtani szakemberek és hidrogeológusok kutatásainak középpontjában áll termálvízkincese, az utóbbi évszázadban felfedezett barlangjai, azok ásvány paragenézisei, valamint a főváros urbángeológiai vonatkozásai miatt (*l. ábra*). A számos, e témában született publikáció közül a teljesség igénye nélkül kiemelhető MINDSZENTY (2013) összefoglaló munkája, mely a terület földtani, geomorfológiai, vízföldtani kutatástörténetét és adatosságait, a források és az édesvízi mészkövek viszonyát, valamint barlangtani kérdéseket tárgyal, továbbá rávilágít az adottságok hasznosítási és természetvédelmi jelentőségére Budapest életében. GYALOG et al. (2016) kiadványa a földtani viszonyokat foglalja össze. VIRÁG (2016) a budai barlangok keletkezéséről, a termálkarsztos, illetve a hidrotermális eseményekkel foglalkozó szakirodalmakról közölt kutatástörténeti tanulmányt. LEÉL-ŐSSY (2017) a Budai-termálkarszt barlangjairól publikált. A fent idézett munkákban a témában szinte valamennyi korábban született szakirodalom fellelhető, melyek egyedi hivatkozásától sokaságuk okán itt eltekintünk.

Felmerül a kérdés, hogy egy ilyen sokoldalúan és részletesen feltárt területen tudományos értelemben lehet-e „újat mondani”, és ha igen, hogyan és milyen módon? A válaszadásnál figyelembe kell vennünk, hogy a kutatási területen, kiemelten Budapesten, az emberi beavatkozások megnehezítik a kutatók szándékát, hogy a természeti folyamatokat értelmezzék. A továbblépés kulcsa TÓTH J. (1999) megközelítésében rejlik, aki felvázolta a felszín alatti víz földtani hatótényező szerepét, azaz a földtani időskálán működő felszín alatti vízáramlási rendszerek kőzetvázra gyakorolt hatásának mechanizmusait. Ennek megfelelően összefüggéseket kereshetünk az áramlási rendszerekben mozgó víz, valamint a víz–kőzet kölcsönhatás földtani rétegsorokban hagyott nyomai között. Ennek jegyében indultak el az ELTE Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék rózsadombi termálkarsztos kutatásai (MINDSZENTY & MÁDL-SZŐNYI 1999, MINDSZENTY et al. 2001, MINDSZENTY et al. 2000). A Budai-

termálkarsztra vonatkozó tanszéki kutatások később (2007–2011) két, egymással párhuzamosan futó, iparilag támogatott (Shell, Eni) projekt formájában folytatódtak (ERŐSS et al. 2011a, POROS 2010). A hidrogeológiai felfedező kutatások (2011–2017) következő szakasza egy interdiszciplináris OTKA pályázat volt. E kutatások egészültek ki a Paleogén-medencére — a Mol NyRt. megbízásából (2011–2013) — végzett, a fluidumokat érintő alkalmazott kutatással (MÁDLNÉ SZŐNYI et al. 2013).

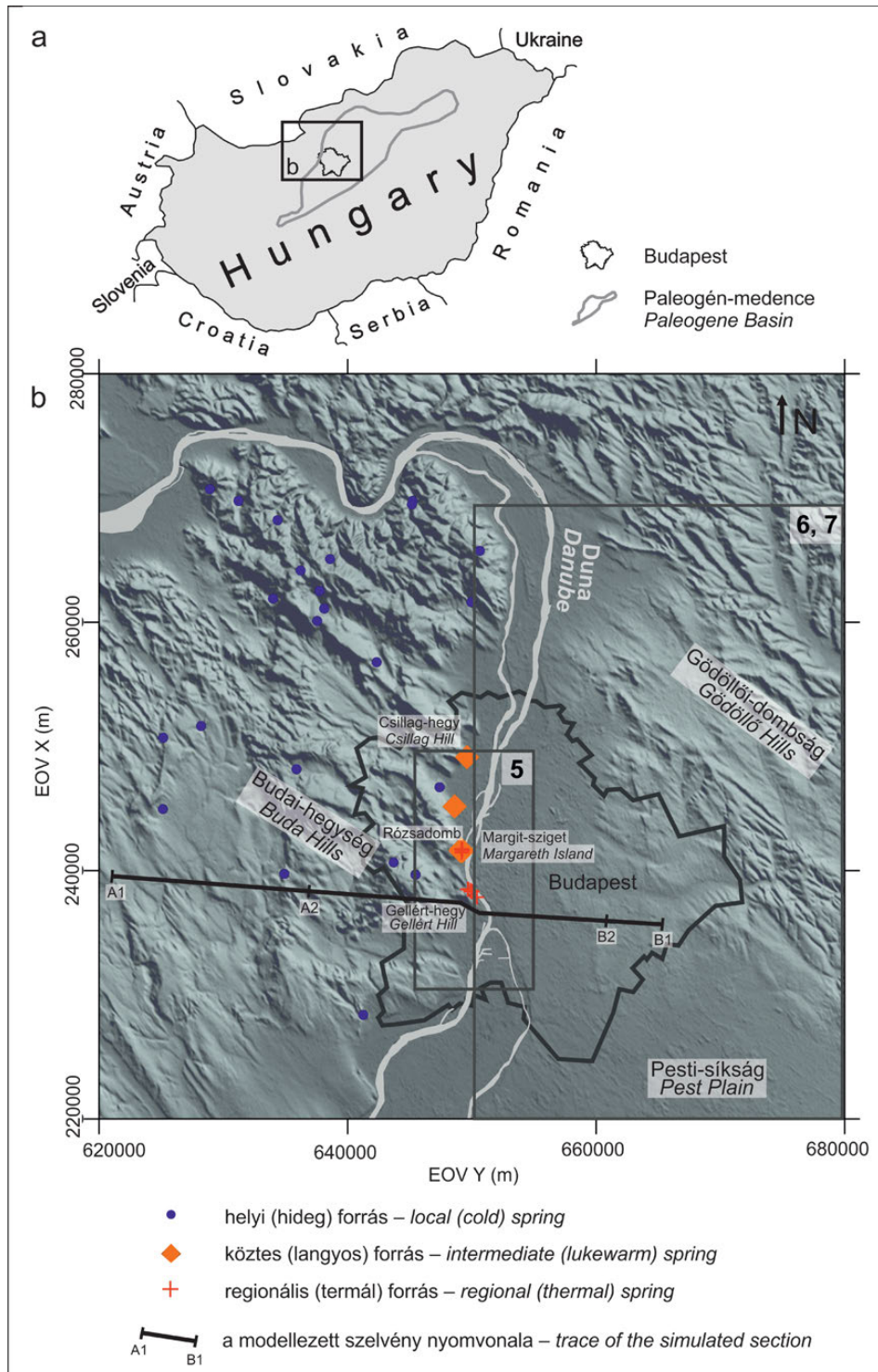
Hagyományosan a BTK-n belül, Budapesten három természetes forrásfeltérési helyet különítünk el. Az északi területeken (Csillag-hegy) csak langyos vizek, a központi területen (József-hegy vagy Rózsadomb) langyos és termálvizek, míg a déli területen (Gellért-hegy) csak termálvizek lépnek a felszínre (ALFÖLDI et al. 1968; ERŐSS et al. 2008, 2012a; PAPP 1942). E tanulmányban csak a központi és déli területek kútjaival és forrásaival foglalkozunk. Az ún. központi rendszer alatt a Rózsadomb előterében található forrásfakadások mellett a Lukács kutakat, a margitszigeti és az észak-pesti kutakat értjük. Az ún. déli rendszerhez soroljuk a Gellért-hegy előterében található forrásfakadások mellett a Gellért-hegy előterében található (Gellért, Rudas és Rác fürdő) kútjait, továbbá a dél-budai és pesti kutakat (lásd később *1., 2., 3. ábra*). A két rendszer határai korábbi irodalmi munkák alapján nem ismertek.

A fentiekben vázolt kutatások alapján tanulmányunk a következő kérdésekre kíván választ adni. Hogyan alakultak a miocéntől kezdve napjainkig a vízáramlást okozó hajtóerők, valamint — az ásványfázisok tükrében — a fluidum komponensek a BTK vízáramlási rendszerében? Mi jellemzi a BTK jelenlegi regionális léptékű vízáramlását a rendszer határai, nyomásviszonyai, vízáramlási rendszerei és fluidum komponensei tekintetében? Miben hasonlít és miben tér el egymástól a BTK központi és déli rendszere, ill. mi magyarázhatja az eltéréseket? E kérdések megválaszolásával a BTK új, regionális vízföldtani szintézisének kidolgozásához kívánunk hozzájárulni.

A cikkben a fluidum kifejezést SCHUBERT et al. (2007) értelmezésében használjuk ott, ahol a folyadék és gázfázisok együttesére gondolunk. A meteorikus víz fogalmát a

csapadékból származtatható vizekre használjuk. A medencefluidum elnevezést a származását tekintve tengeri eredetű, kémiaailag módosult összetételű, de jellegét tekintve nátrium-kloridos fluidumokra használjuk. Mindkét esetben, DEMING (2002) értelmezését követjük.

Tanulmányunkban a többnyire különálló cikkek formájában, angol nyelven közölt eredményeinket szintetizáljuk a feltett kérdések tükrében, valamint korábban nem publikált $\delta^{34}\text{S}$ vizsgálati eredményekkel egészítjük ki, melyek csak doktori dolgozatban, konferencia közleményekben vagy



1. ábra. A Budai-termálkarszt vizsgálati területe, a Rózsadomb és a Gellért-hegy megcsapolódási terület, a források elhelyezkedése, valamint a modellezett szelvény és térkép kivágatok

Figure 1. The Buda Thermal Karst area, discharge area of the Rózsadomb and Gellért Hill, springs, the trace of the simulated section and insets of further figures

kutatási jelentésekben szerepeltek. Az eredeti adatok közlésétől, azok minőségi, megbízhatósági értékelésétől itt eltekintünk, ezek a hivatkozott publikációinkban megtalálhatók. A tanulmány újdonsága mindezen ismeretek szintézisében rejlik. A dolgozat jellege miatt az alkalmazott módszerek önálló fejezetben történő ismertetésétől eltekintünk. A cikkben tárgyalt projekteken kívül a régióra párhuzamosan született egyéb eredményeket diszkussziós céllal említjük.

Az ásványfázisok, felszín alatti vizek és vízáramlási rendszerek megismerésére vonatkozó eredmények és értelmezésük

Ásványfázisok és fluidumzárványaik a miocén rendszerben

A paleofluidumok összetételének, az ezekből kiváló ásványfázisok, ill. azok időbeli változásainak megismerése fejlődéstörténeti szempontból, valamint a budai barlangok kialakulása szempontjából egyaránt lényeges kérdés. A legjellemzőbb telérkitöltő ásványok a kalcit, barit, fluorit és a szulfidok, melyek közül a Budai-hegységben a kalcit dominál, a második leggyakoribb ásvány a barit. A fluorit mellett kisebb mennyiségben pirit, markazit, cinnabarit és egyéb szulfidásványok (cink-szulfid, metacinnabarit, galenit és elemi kén) is előfordulnak (GÁL et al. 2008, GYŐRI et al. 2011, POROS et al. 2012).

A miocén korú repedéskitöltő kalcitból szénhidrogén- és vizes fázisú zárványokat egyaránt azonosítottak (POROS et al. 2012), melyek spektroszkópos vizsgálata CO_2 és CH_4 jelenlétét mutatta ki mind a szénhidrogén, mind a vizes fázisban. Szénhidrogén-indikációk csak a központi régió zárványaiban voltak megfigyelhetők, a déli paleorendszerben nem jelentkeztek. Mikrotermometriai vizsgálatok alapján a repedéskitöltő ásványok 80°C -os fluidumból váltak ki (POROS et al. 2012). A zárványok szalinitása extrém alacsony ($<1,7 \text{ NaCl}_{\text{eq}}$ wt%), csapdázódásuk 85 bar nyomáson történt (POROS et al. 2012). A miocéntől fennálló hidrotérmiális rendszer fő ásványkiválásai időben változtak (ERŐSS et al. 2011b, POROS et al. 2010). A miocénre jellemző kalcit-, barit- és fluorit-kiválást a miocén végétől megjelenő fluorit, barit, dolomit és gipsz váltotta fel a travertínó-kiválások oldási maradékában (KOVÁCS-PÁLFFY & FÖLDVÁRI 2004, KELE 2009).

A telérkitöltések megismerése azért lényeges, mert számos barlang ezen miocén korú telérek mentén oldódott ki (GÁL et al. 2008, GYŐRI et al. 2011, POROS et al. 2012). A kalcit, barit és fluorit kiválása ún. medence fluidumokból történt. Mikrotermometriás nyomásadatok alapján az ásványokban található primer zárvány bezáródása idején a karbonátot hozzávetőlegesen 800 m vastag fedő borította (POROS et al. 2012). A fluidumzárványokban jelenlévő szénhidrogén a középső-miocénben kifejlődő paleoáramlási rendszerben jelenlévő medenceeredetű, NaCl -os jellegű vizekhez és gázokhoz köthető. A vizsgált repedéskitöltő ásványok nyomelem-összetétele azt jelzi, hogy a Ba, F, S,

Fe, Sr, Hg és Cu a szénhidrogénfázissal, valamint a CO_2 -vel együtt migrálhattak (POROS 2011). A fluidumzárványok szalinitása ugyanakkor arra utal, hogy a medence fluidumokat már ekkor számottevő mennyiségű beszivárgásból származó, azaz meteorikus eredetű karsztvíz hígította (POROS et al. 2012). A szeleotémákban a pleisztocén végétől az alacsony Mg-tartalmú kalcit, aragonit, gipsz vált dominánssá.

Az ásványfázisok ^{34}S értékei

A kéntartalmú ásványok időbeli, trendszerű változásának, valamint a kén eredetének megértéséhez az ásványfázisokból mért ^{34}S -izotóp értékek nyújtottak támpontot (*I. táblázat*, 2. ábra), melyek méréseink alapján a Budai-termálkarszt tágabb környezetére vonatkozóan széles spektrumon, -32 – -38% között mozognak (ERŐSS et al. 2011b, POROS et al. 2010).

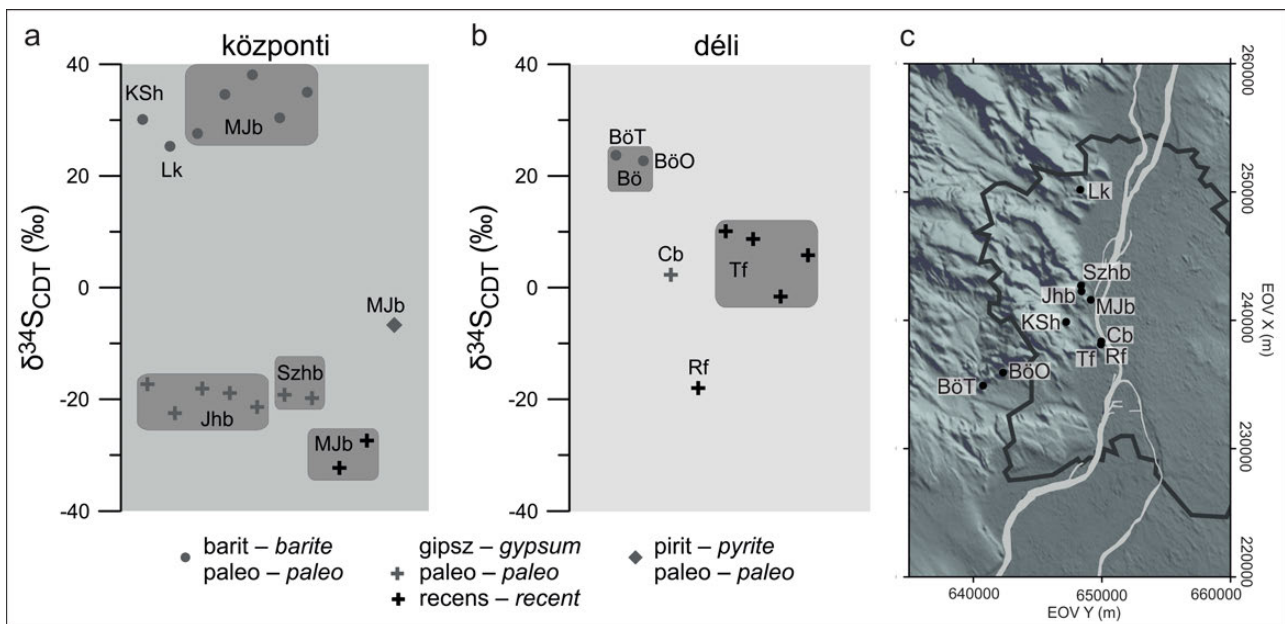
A szulfáthordozó ásványok tekintetében a Budai-hegység kőfejtőiből és barlangjaiból származó baritminták ^{34}S -tartalma 22 – $(38)\%$ közötti értéktartományban változnak mind a központi (barit II minta, *I. táblázat*), mind a déli (barit I minta, *I. táblázat*) rendszerből származó minták esetében (ERŐSS et al. 2011b, POROS et al. 2010). A központi rendszerhez tartozó József-hegyi- és Szemlő-hegyi-barlangokból származó gipszminták ^{34}S -értékei, $(-22$ – $-17\%)$ a Budai-hegység déli területén található Citadella-barlangból származó gipsszel összevetve $(2,3\%)$ jelentős eltérést mutatnak (*I. táblázat*). A Molnár János-barlangban képződő gipsz izotópterékei a központi rendszer száraz barlangjainak gipszkiválásához képest is számottevő negatív eltolódást mutatnak $(-32$ – $-27\%)$. A déli rendszerben a forrásbarlangokból származó gipsz kénizotóp értéke széles skálán változik, a Török-forrásra jellemző $-1,6$ – 10% értéktől egészen a Rákóczi-forrás -18% értékéig. A Molnár János-barlang Budai Márga Formációból származó piritje $-6,7\%$ értéket mutat (ERŐSS et al. 2011b, POROS et al. 2010).

Az adatokból láthatjuk, hogy a baritásványokon mért értékek a központi rendszeren belül nem mutatnak jelentős szórást, a déli rendszerben is csak némileg kisebbek a központihoz viszonyítva (*2. ábra*). A déli rendszerre vonatkozóan a Citadella-barlang és a Török-forrás közel állnak egymáshoz, mely a kénforrás tekintetében közös genetikára utalhat. A Török-forrás néhány gipszmintája és a Rákóczi-forrás gipszkiválásának kénizotópteréke ugyanakkor jelentős negatív eltolódást mutat. Ezt valószínűsíthetően az ezen barlangokban kimutatott mikrobiológiai hatásokkal magyarázhatjuk, mely az ásványkiválást és a kénizotópterékeket is befolyásolhatja (ANDA et al. 2015).

A központi rendszer száraz barlangjaiban és a vízzel kitöltött Molnár János-barlangban a gipszre kapott $\delta^{34}\text{S}$ értékek jelentősen negatívabbak a déli rendszer recens gipszkiválásainak izotópterékeihez képest. Magyarázatként felmerülhet a pirit bakteriális oxidációja és az ennek hatására bekövetkező negatív irányú $\delta^{34}\text{S}$ -izotóp-eltolódás (ANDA et al. 2015, 2016).

I. táblázat. Ásványkiválások $\delta^{34}\text{S}$ értékeiTable I. $\delta^{34}\text{S}$ isotope values of mineral precipitations

Név	Rövidítés	Rendszer	$\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ (‰)	Ásvány	Kiválás kora	Mérés helye	Mérési hiba (%)
Kis-Sváb-hegy	KSh	központi	30,1	barit II	paleo	ENI	$\pm 0,3$
Lapos kőfejtő	Lk	központi	25,3	barit II	paleo	ENI	$\pm 0,3$
Molnár János -barlang 1	MJb	központi	27,6	barit II	paleo	ENI	$\pm 0,3$
Molnár János -barlang 2	MJb	központi	34,6	barit II	paleo	Atomki	$\pm 0,5$
Molnár János -barlang 3	MJb	központi	38,1	barit II	paleo	Atomki	$\pm 0,5$
Molnár János -barlang 4	MJb	központi	30,4	barit II	paleo	Atomki	$\pm 0,5$
Molnár János -barlang 5	MJb	központi	35	barit II	paleo	Atomki	$\pm 0,5$
Józsefhegyi-barlang 1	Jhb	központi	-17,30	gipsz	paleo	Atomki	$\pm 0,5$
Józsefhegyi-barlang 2	Jhb	központi	-22,50	gipsz	paleo	Atomki	$\pm 0,5$
Józsefhegyi-barlang 3	Jhb	központi	-18,10	gipsz	paleo	Atomki	$\pm 0,5$
Józsefhegyi-barlang 4	Jhb	központi	-18,90	gipsz	paleo	Atomki	$\pm 0,5$
Józsefhegyi-barlang 5	Jhb	központi	-21,40	gipsz	paleo	Atomki	$\pm 0,5$
Szemlőhegyi-barlang 1	Szhh	központi	-19,20	gipsz	paleo	Atomki	$\pm 0,5$
Szemlőhegyi-barlang 2	Szhh	központi	-19,80	gipsz	paleo	ENI	$\pm 0,3$
Molnár János -barlang 6	MJb	központi	-32,3	gipsz	recens	ENI	$\pm 0,3$
Molnár János -barlang 7	MJb	központi	-27,40	gipsz	recens	Atomki	$\pm 0,5$
Molnár János-barlang 8	MJb	központi	-6,70	pirit	paleo	Atomki	$\pm 0,5$
Budaörs, Odvas-hegy	BöO	déli	23,70	barit I	paleo	ENI	$\pm 0,3$
Budaörs, Törökugrató	BöT	déli	22,70	barit I	paleo	ENI	$\pm 0,3$
Citadella-barlang	Cb	déli	2,30	gipsz	paleo	Atomki	$\pm 0,5$
Rákóczi-forrás	Rf	déli	-18,00	gipsz	recens	ENI	$\pm 0,3$
Török-forrás 1	Tf	déli	10,10	gipsz	recens	Atomki	$\pm 0,5$
Török-forrás 2	Tf	déli	8,70	gipsz	recens	Atomki	$\pm 0,5$
Török-forrás 3	Tf	déli	5,80	gipsz	recens	Atomki	$\pm 0,3$
Török-forrás 4	Tf	déli	-1,60	gipsz	recens	ENI	$\pm 0,3$



2. ábra. a) Ásványkiválások $\delta^{34}\text{S}$ értékei és tartományai a központi és a déli rendszerből származó minták elkülönítésével: KSh = Kis-Sváb-hegy, Lk = Lapos kőfejtő, MJb = Molnár János-barlang, Jhb = József-hegyi-barlang, Szhh = Szemlő-hegyi-barlang, Bö = Budaörs, BöO = Budaörs, Odvas-hegy, BöT = Budaörs, Törökugrató, Cb = Citadella-barlang, Rf = Rákóczi-forrás, Tf = Török-forrás (adatok forrása: POROS et al. 2010) (Mérés: Atomki és Eni (2010); három mérés átlagából kapott értékek, hiba: $\pm 3-5\%$) b) A mintavétel helyszíneinek indextérképe (magyarázat: I. táblázat)

Figure 2. a) $\delta^{34}\text{S}$ isotope values and ranges of mineral precipitations of the Central and Southern system: KSh = Kis-Sváb Hill, Lk = Lapos quarry, MJb = Molnár János Cave, Jhb = József-hegy Cave, Szhh = Szemlő-hegy Cave, Bö = Budaörs, BöO = Budaörs, Odvas-hegy, BöT = Budaörs, Törökugrató, Cb = Citadella Cave, Rf = Rákóczi Spring, Tf = Török Spring (data source: POROS et al. 2010), Rk = Ráckeve (data source: POROS et al. 2010) (Analysis: Atomki and Eni (2010); average values of three measurements, the error of analysis: $\pm 3-5\%$) b) Index map of sample locations (explanation: Table I)

A Rózsadomb és a Gellért-hegy előterében megcsapolódó vizek komponensei

A Budai-termálkarszt kutakban, ill. forrásokon keresztül felszínre jutó vizeiben a központi és déli rendszerek különbségei a vízkémiai összetételben és radionuklid tartalomban is nyomonkövethetők. ERŐSS (2010), valamint ERŐSS et al. (2012b) — a BTK két alrendszerének termálkútjai és forrásai fő- és nyomelem-összetételére, valamint a radionuklidokra kiterjedő — elemzésével, átfogó képet adott a BTK déli és központi rendszerének megcsapolódási területein megmutatkozó különbségekről. Geokémiai — PHREEQC — modellezés alapján a Rózsadomb (központi rendszer) esetében két keveredési szélső tag mutatható ki, egy meteorikus és egy hidrotermális összetevő (ERŐSS et al. 2012b), melyek kémiai összetételét a *II. táblázat* foglalja össze. A központi rendszerben e két összetevő különböző arányú keveredésével kell számolni (ERŐSS 2010, ERŐSS et al. 2012b). Ugyanakkor a Gellért-hegy előterében felszínre jutó források kémiai összetételében és hőmérsékletében nincs számottevő különbség. Az itt megcsapolódó vizekben — a radionuklidok alapján — csak hidrotermális összetevő azonosítható (ERŐSS et al. 2012b).

A két területre levezetett hidrotermális komponensek fizikai-kémiai paramétereinek, valamint radionuklid-tartalmának összevetése révén kiderült, hogy a kationokat tekintve a Rózsadomb forrásai és kútjai nagyobb Na^+ , míg a Gel-

II. táblázat. A meteorikus és a hidrotermális vizek (keveredési szélsőtágok) PHREEQC modellezéssel levezetett fizikai-kémiai paramétere, valamint azok levezetett radionuklid-tartalma a Rózsadomb területére (ERŐSS et al. [2012] táblázata, Table 4) kiegészítve ERŐSS (2010) dolgozatából származó adatokkal, valamint a Gellért-hegy előterére a kutakban és forrásokban mért ugyanezen adatok átlagértékei (ERŐSS [2010] adatai alapján)

Table II. Characterization of the Rózsadomb and Gellért Hill discharge areas. Physicochemical parameters and radionuclides of meteoric and hydrothermal components (mixing end members) on the basis of PHREEQC modelling for the Rózsadomb area (Table 4 of ERŐSS et al. 2012b, complemented by the data of ERŐSS 2010; and on the basis of average values of springs and wells for the foothills of the Gellért Hill (after the data of ERŐSS 2010))

		Rózsadomb		Gellért-hegy Gellért Hill
		Meteorikus Meteoric	Hidrotermális Hydrothermal	Hidrotermális Hydrothermal
T	°C	12,0	76,5	42,7
TDS	mg/l	775,0	1440,0	1617,0
pH	mg/l	7,0	6,0	6,5
Na^+	mg/l	9,0	180,5	169,5
K^+	mg/l	2,0	20,6	20,6
Ca^{2+}	mg/l	115,5	163,2	187,0
Mg^{2+}	mg/l	44,5	33,4	57,3
Cl	mg/l	16,0	202,0	169,3
HCO_3^-	mg/l	445,0	576,0	618,0
SO_4^{2-}	mg/l	113,0	207,5	352,7
^{226}Ra	mBq/l	0,0	503,9	594,8
$^{234+238}\text{U}$	mBq/l	74,0	0,0	15,5
szabad CO_2 free CO_2	mg/l	52,0	228,7	156,7
CH_4	mg/l	0,0	0,5	0,0
H_2SiO_3	mg/l	9,0	62,0	35,9
S^{2-}	mg/l	0,2	0,7	0,6

lért-hegy forrásai és kútjai nagyobb Ca^+ és Mg^{2+} -tartalommal bírnak. Az anionokat tekintve a Rózsadomb esetén magasabb, a Gellért-hegy megcsapolódási területén alacsonyabb Cl-tartalom, valamint a szulfáttartalom fordított irányú különbsége figyelhető meg. A két terület jellegzetességei közötti további különbség a szabad CO_2 -tartalomban jelentkezik. A legnagyobb CO_2 -tartalommal a központi rendszer hidrotermális összetevője rendelkezik, melynek egyúttal legalacsonyabb a pH-ja. A CH_4 jelenléte kizárólag a központi rendszer hidrotermális komponensében volt kimutatható, melyben a H_2S -hez kötődő szulfidtartalom is némileg nagyobb (ERŐSS 2010). Továbbá a központi rendszer vizeiben a Gellért-hegyi értéket jelentősen meghaladó kavasvartartalom figyelhető meg.

A vizekben mért $\delta^{34}\text{S}$ izotóp értékek

A budapesti termálvizek oldott szulfátjának $\delta^{34}\text{S}$ elemzése a kénizotópok ásványparagenezisekben megmutatkozó térbeli különbségek, valamint a központi és déli rendszer vizeiben tapasztalt különbségek magyarázata szempontjából egyaránt indokolt. Az ERŐSS (2010) dolgozatában szereplő $\delta^{34}\text{S}$ és szulfáttartalomra vonatkozó adatokat az értelmezés érdekében kiegészítettük SZABÓ et al. (2009) munkájából rendelkezésre álló adatokkal (*III. táblázat, 3. ábra*).

A szulfáttartalom alapján a két rendszer vízei egyértelműen elkülönülnek. A termálkutakat és a termálforrásokat tekintve a $\delta^{34}\text{S}$ -tartalomban különbség nem figyelhető meg (*3. ábra*). A langyos források szulfátja a központi rendszer termálvizeinek alsó tartományában marad, viszont $\delta^{34}\text{S}$ -tartalma eltér a termálkutak és termálforrások értékétől. A központi rendszer termálkútjaira lineáris összefüggés figyelhető meg a szulfáttartalom és a $\delta^{34}\text{S}$ között. Ez nem mondható el a déli rendszer termálkútjaira és forrásaira, ott a szulfáttartalomnak nincs egyértelmű összefüggése a $\delta^{34}\text{S}$ értékekkel. Ugyanakkor területi trend figyelhető meg a $\delta^{34}\text{S}$ -tartalomban. A dél-pesti termálkutakat jellemzik a legpozitívabb értékek, a Gellért-hegy termálkútjainak adatai némileg alacsonyabbak, míg a termálforrások $\delta^{34}\text{S}$ értékei jellemzően némi negatív eltolódást mutatnak ugyanezen terület termálkútjainak vizéhez képest.

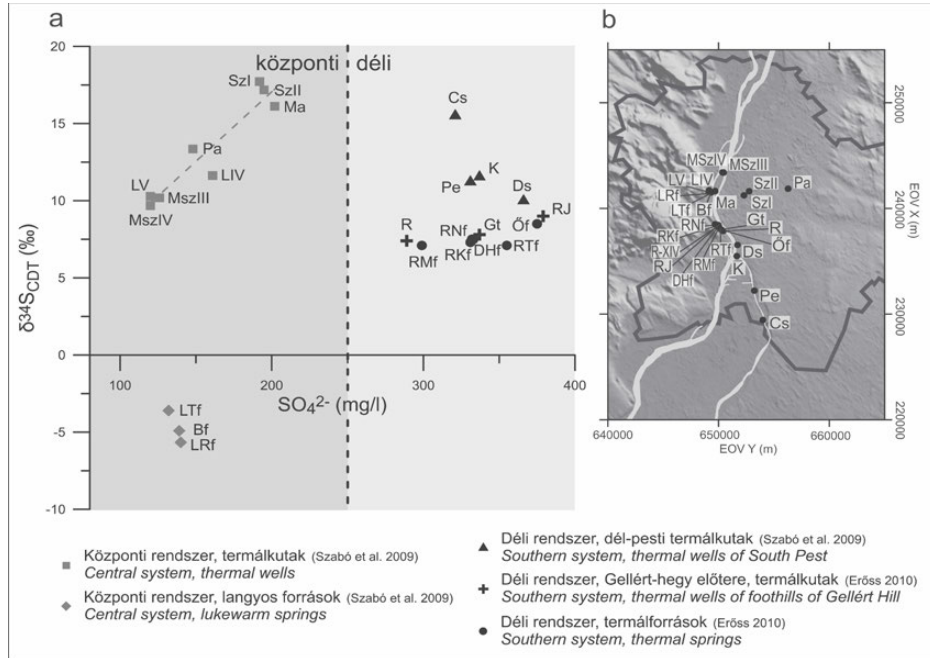
A megcsapolódási terület tágabb környezetében található források bevonása az értékelésbe

A központi és déli kutakra és forrásokra szorítókozó elemzéseken túl a vizsgálatokat a BTK tágabb környezetére is kiterjesztettük. Ehhez a Dunántúli-középhegység ÉK-i részén található kataszterezett források (IZÁPY 2002) 1960 előtti archív adatainak klaszterezési eredményeit használtuk (*4. ábra*), lehetővé téve, hogy az áramlási rendszereket az intenzív bányavíztelenítés előtti, mintegy természetes állapotban tanulmányozhassuk (ALFÖLDI & KAPOLYI 2007). A vizsgálatok hipotézise szerint a források a felszín alatti víz-áramlási pályák végpontjai (MÁDL-SZŐNYI & TÓTH Á. 2015). Így azok nemcsak a megtett utat, de a tápláló áramlási rendszert is jellemzik, beleértve azok hierarchizáltságát

III. táblázat. Kutakban és forrásokban mért $\delta^{34}\text{S}$, hőmérséklet és szulfáttartalom a központi és déli rendszer, a termálkút és forrás, valamint a déli rendszeren belül a dél-pesti, gellért-hegyi területek elkülönítésével. Adatok forrása: ERŐSS (2010), mérést végezte: Atomki (2010) három mérés átlagából kapott értékek, hiba: $\pm 5\%$, továbbá SZABÓ et al. (2009)

Table III. $\delta^{34}\text{S}$ temperature and sulphate of wells and springs of the Central and Southern system showing different regions. Data source: ERŐSS 2010, measured by Atomki (2010), average values based on three measurements, error: $\pm 5\%$; and SZABÓ et al. 2009, respectively

Név	Rövidítés	$\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ (‰)	Hőm. (°C)	SO_4^{2-} (mg/l)	Rendszer	Megjegyzés	Hivatkozás
Széchenyi II. kút	SzII	17,18	76,80	195	központi	termálkút	SZABÓ et al. 2009
Széchenyi I. kút	SzI	17,72	53,00	192	központi	termálkút	SZABÓ et al. 2009
Lukács IV. kút	LIV	11,63	52,50	161	központi	termálkút	SZABÓ et al. 2009
Lukács V. kút	LV	10,28	50,90	120	központi	termálkút	SZABÓ et al. 2009
Paskál kút	Pa	13,35	67,70	148	központi	termálkút	SZABÓ et al. 2009
Magda kút	Ma	16,12	69,00	202	központi	termálkút	SZABÓ et al. 2009
Margitsziget, IV. kút	MszIV	9,68	38,10	120	központi	termálkút	SZABÓ et al. 2009
Margitsziget, III. kút	MszIII	10,19	37,80	126	központi	termálkút	SZABÓ et al. 2009
Lukács Boltív-forrás	Bf	-4,91	22,00	139	központi	langyos forrás	SZABÓ et al. 2009
Lukács Római-forrás	LRf	-5,66	20,80	140	központi	langyos forrás	SZABÓ et al. 2009
Lukács Török-forrás	LTf	-3,60	23,90	132	központi	langyos forrás	SZABÓ et al. 2009
Csepel II. kút	Cs	15,61	45,20	321	déli	dél-pesti termálkút	SZABÓ et al. 2009
Kvassay kút	K	11,65	46,20	337	déli	dél-pesti termálkút	SZABÓ et al. 2009
Pesterzsébet kút	Pe	11,32	41,80	331	déli	dél-pesti termálkút	SZABÓ et al. 2009
Dunasétány kút	Ds	10,10	45,30	366	déli	dél-pesti termálkút	ERŐSS 2010
Rudas Juventus kút	RJ	9,00	44,60	379	déli	Gellért-hegy előtere termálkút	ERŐSS 2010
GT-III kút	Gt	7,80	42,50	337	déli	Gellért-hegy előtere termálkút	ERŐSS 2010
R-XIV kút	R	7,40	43,20	289	déli	Gellért-hegy előtere termálkút	ERŐSS 2010
Ősforrás	Óf	8,50	37,30	375	déli	termálforrás	ERŐSS 2010
Rudas Török-forrás	RTf	7,50	35,20	333	déli	termálforrás	ERŐSS 2010
Rudas Mátyás-forrás	RMf	7,10	37,00	299	déli	termálforrás	ERŐSS 2010
Rudas Diana Hygieia-forrás	DHf	7,50	31,40	332	déli	termálforrás	ERŐSS 2010
Rác-Kis-forrás	RKf	7,10	35,70	355	déli	termálforrás	ERŐSS 2010
Rác-Nagy-forrás	RNf	7,30	37,40	331	déli	termálforrás	ERŐSS 2010



3. ábra. Kutakban és forrásokban mért $\delta^{34}\text{S}$ értékek a szulfáttartalom függvényében.

Az ábrán szereplő kutak és források neveinek rövidítései: Msz = Margitsziget, L = Lukács, Pa = Paskál, Ma = Magda, Sz = Széchenyi, Cs = Csepel, K = Kvassay, Pe = Pesterzsébet, R = Rudas, Gt = Gellért-táró, Ds = Dunasétány, RJ = Juventus, RMf = Mátyás-forrás, RNf = Rác-Nagy-forrás, RKf = Rác-Kis-forrás, RTf = Rudas Török-forrás, Óf = Ősforrás, DHf = Diana-Hygieia-forrás, LTf = Lukács Török-forrás, Bf = Lukács Boltív-forrás, LRf = Lukács Római-forrás (adatok: III. táblázat). Római számok jelzik a kutak sorszámat

Figure 3. $\delta^{34}\text{S}$ vs. sulphate plot of water samples of wells and springs.

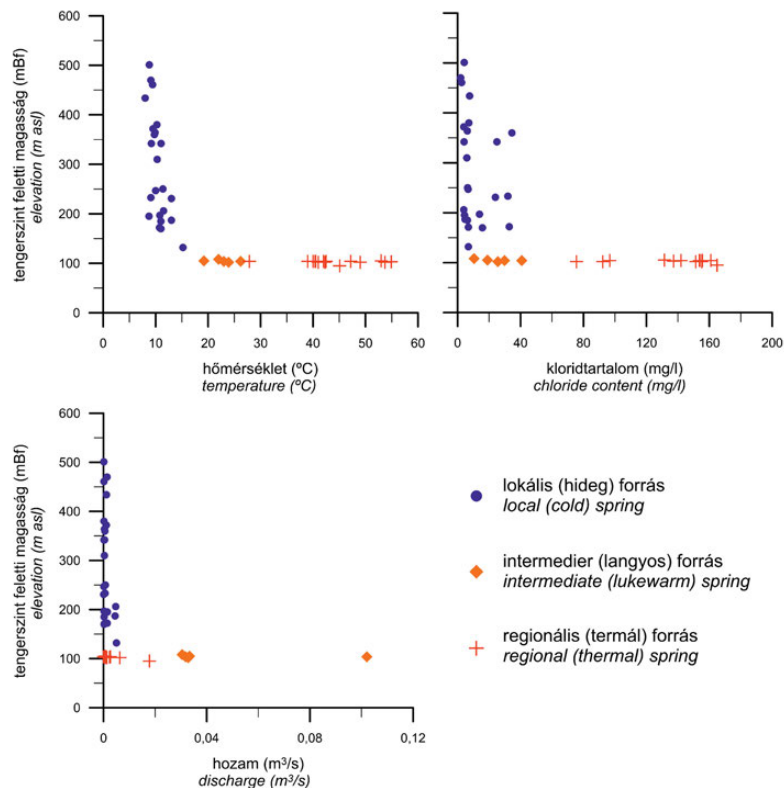
Abbreviations of data points: Msz = Margitsziget, L = Lukács, Pa = Paskál, Ma = Magda, Sz = Széchenyi, Cs = Csepel, K = Kvassay, Pe = Pesterzsébet, R = Rudas, Gt = Gellért-táró, Ds = Dunasétány, RJ = Juventus, RMf = Mátyás Spring, RNf = Rác-Nagy Spring, RKf = Rác-Kis Spring, RTf = Rudas Török Spring, Óf = Ős Spring, DHf = Diana-Hygieia Spring, LTf = Lukács Török Spring, Bf = Lukács Boltív Spring, LRf = Lukács Római Spring (data source: Table III). Roman numbers denote the identification number

(PENTECOST 2005, TÓTH J. 2009). Ebből a szempontból kiemelkedő a fakadási szint, hiszen domborzati hajtóerő esetén — a hipotézis értelmében — összefügg az áramlási rendszerek rendűségével (TÓTH J. 2009). Kérdés, hogy a fakadási szint mutat-e szisztematikus kapcsolatot a források egyéb — hőmérsékleti, kémiai és hozam — jellemzőivel. Ennek megválaszolására a Dunántúli-középhegység egészére hierarchikus klaszteranalízist végeztünk (BODOR et al. 2015), melynek eredményeként a régió egészére a források hat, egyértelműen elkülönülő csoportot alkottak. E csoportokat kétdimenziós stationer vízármlási szimuláció alapján regionális, köztes és helyi áramlásokhoz kötöttük (MÁDL-SZÖNYI & TÓTH Á. 2015). Ezen eredményt a BTK tágabb környezetében található negyven forrás értékelésére használtuk fel, melyek előzetes vízármlási rendszerbe történő illeszkedése az 1. ábrán követhető. A vizsgált negyven forrás fakadási szintjének tengerszint feletti magasságát az 1960 előtti kloridtartalom, hőmérséklet- és forráshozam adatok mediánjának függvényében ábráztuk, a források regionális értékelésen alapuló vízármlási rendszerbe történő besorolásával együtt (helyi, köztes és regionális) (4. ábra).

A forráskilépési pont tengerszint feletti magassága tekintetében a helyi források egyértelműen elkülönülnek, ugyanakkor a termál- és a langyos források között csak igen

kis különbség jelentkezik. A legalacsonyabb tengerszint feletti magasságon a regionális áramláshoz köthető termálforrások fakadnak. A kloridtartalom tekintetében a helyi és köztes áramlásokhoz köthető források adatai közel azonos értéktartományban mozognak (< 40 mg/l), ugyanakkor a regionális áramláshoz köthető források kloridtartalma szignifikánsan nagyobb (80–170 mg/l). A forráskilépési pont tengerszint feletti magassága szerinti hőmérséklet-eloszlás egyértelmű elkülönülést mutat a hideg, (<15 °C), langyos (20–28 °C) és termál (38–58°C) források között. A köztes áramlásokhoz köthető források rendelkeznek a legnagyobb vízhozammal. A regionális termálforrások vízhozama nagyságrendileg a helyi hideg források és a langyos források között mozog (MÁDL-SZÖNYI & TÓTH Á. 2015).

A NaCl-jellegű medence fluidumok hozzájárulásával a regionális áramlások esetében számolhatunk. Ezek a meteorikus eredetű hidrotermális vizek kémiai jellemzőit módosítják, ill. olyan elemekkel gazdagítják összetételét, melyek a NaCl-os jellegű vízhez köthetőek. A köztes áramlásokhoz kapcsolható langyos vizek és a helyi rendszerekhez köthető hideg vizek egyaránt meteorikus eredetűek, ugyanakkor a vizsgálatok alapján fakadási szintjükben, hőmérsékletükben és vízhozamukban is elkülönülnek egymástól.



4. ábra. Forráscsoportok hőmérséklet-, vízhozam- és kloridtartalom-fakadási szint diagramokon ábrázolva (MÁDL-SZÖNYI & TÓTH Á. 2017 alapján). A Dunántúli-középhegység forrásaira elvégzett hierarchikus klaszteranalízis eredményéből ábrázolva (BODOR et al. 2015)

Figure 4. Spring groups in the Buda Thermal Karst displaying on temperature, discharge and chloride content vs. elevation plots after MÁDL-SZÖNYI & TÓTH Á. (2017). Groups are based on hierarchical cluster analysis for the springs of the Transdanubian Range (BODOR et al. 2015)

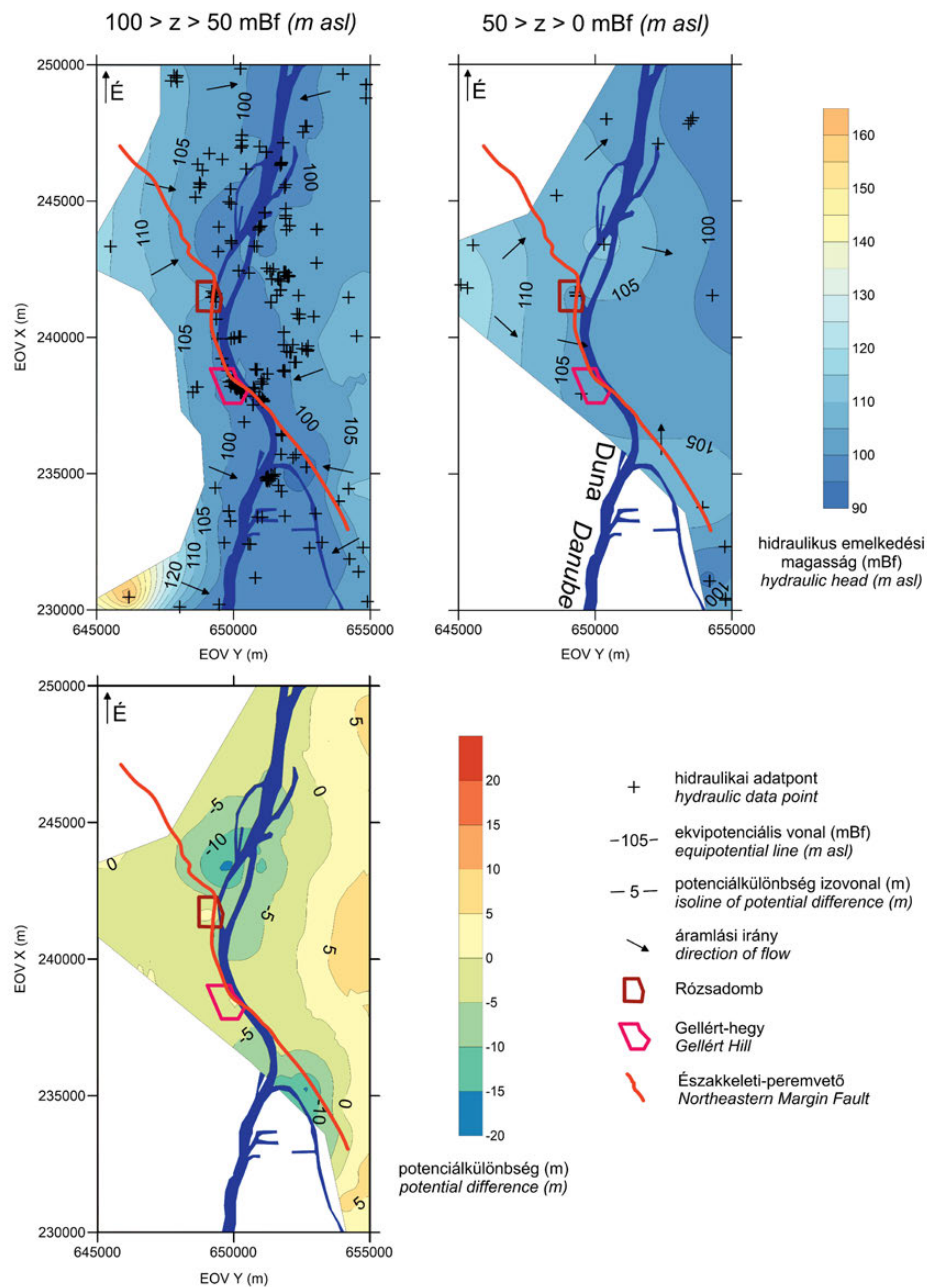
A megcsapolódási területek környezetének áramlási viszonyai

Annak érdekében, hogy a függőleges áramlási irányokról információt nyerjünk, a kutakban mért nyugalmi vízszintek szisztematikus értékeléséhez ERHARDT et al. (2017) és ÖTVÖS et al. (2017) hidraulikai adataiból kiindulva két mélységszintközre potenciáltérképet szerkesztettünk, majd képeztük a két potenciáltérkép különbségét (5. ábra).

A budai oldalon az ekvipotenciál vonalak lefutása egyértelműen korrelál a domborzattal (ERHARDT et al. 2017, ÖTVÖS et al. 2017), mely a vízszintek magasságkülönbségei

által vezérelt, gravitációs áramlási rendszerek jelenlétét jelzi. A felső, 100–50 mBf szintközre vonatkozó potenciáltérképen kirajzolódik a Duna megcsapoló hidraulikai jellege. Az alsó, 50–0 mBf szintközre vonatkozó potenciáltérképen a nyugatról kelet felé csökkenő ekvipotenciál vonalak a felszín alatti víz Duna alatti átáramlását jelzik (ERHARDT et al. 2017). A Duna megcsapoló szerepe ebben a mélységben nem követhető.

A Rózsadomb területén kb. –5 m-es potenciálkülönbség tapasztalható a mélyebb és sekélyebb szintközre jellemző hidraulikus emelkedési magasságok között, míg a Gellért-hegy előterében a különbség ettől kisebb, <–5 m. Ezek



5. ábra. Tomografikus potenciáltérkép, valamint a belőlük szerkesztett potenciálkülönbség térkép (ERHARDT et al. (2017) adatainak felhasználásával)

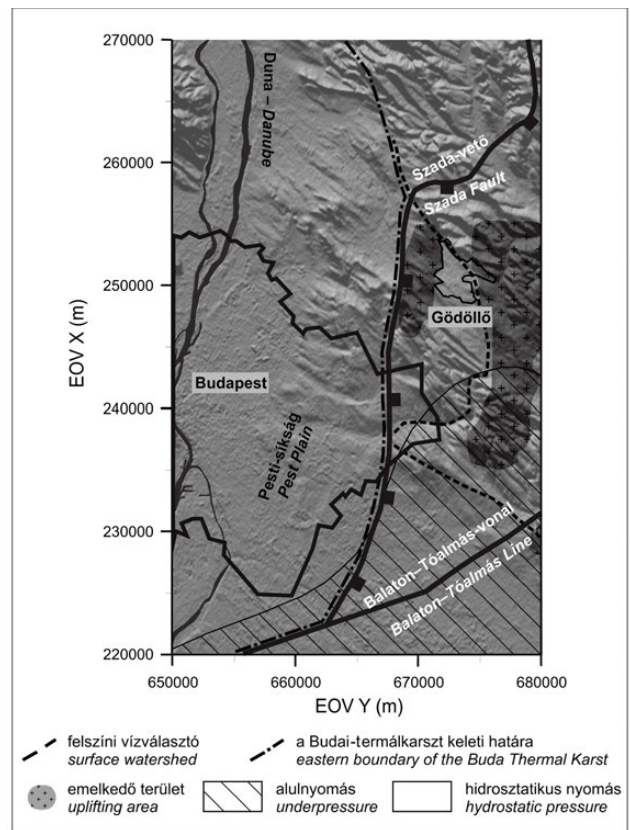
Figure 5. Tomographic potential maps and potential difference map (data source: ERHARDT et al. 2017)

alapján hidraulikailag is bizonyítható, hogy a vízáramlás függőleges komponense mindkét forrásterület esetében felfelé mutat, azaz feláramlás zajlik. A Dunától keletre ezzel szemben 5 m-es különbség jelenik meg, azaz a mélyebb szeletben kisebb, a sekélyebb zónában nagyobb hidraulikus emelkedési magasság jellemző, kifejezve a vizek a pesti oldal sziliciklasztos felszínközeli képződményeiben történő leáramlását. ERHARDT et al. (2017) és ÖTVÖS et al. (2017) rámutattak a területen húzódó északkeleti peremvető (5. ábra) torlasztó — függőlegesen vezető, és vízszintesen záró — hidraulikai hatására és ezzel magyarázták a rózsadombi és a Gellért-hegy előterében található megcsapolódási területek elkülönülését. Ugyanakkor a mélyebb zóna potenciálos eloszlása a Duna alatt átáramlást jelez, ami a peremvető vízszintes irányú torlasztó hatásának némileg ellentmond.

A Budai-termálkarszt keleti határa

Felmerült a kérdés, hogy keleti irányban meddig mozoghat a Duna alatt átáramló felszín alatti víz, ill. mi a forrásterülete a keleti irányból érkező, a Duna mentén feláramló víznek. A Gödöllői-dombság környezetére elvégzett, kutakban mért nyugalmi vízszintek és nyomásadatok értékelésén alapuló hidraulikai elemzés alapján a Pesti-síkság és a Gödöllői-dombság területe alatt a triász és eocén karbonátos víztartóban a felszín alatti víz kiáramlási terület felé történő mozgását nem túlnyomás okozza (MÁDL-SZŐNYI et al. 2015, 2017). A jelenlegi normál, ill. közel hidrosztatikus pórnyomás-értékek inkább az alulnyomás felé tolódtak el. E jelenséget vízkivétel is előidézheti — melynek szerepe nem zárható ki —, de ennek egyértelmű hatását a kutak létesítéskori vízszintjei és azok időbeli változásának elemzése nem igazolta. Az alulnyomás kialakulásához ugyanakkor hozzájárulhatott a dombság 4 millió éve kezdődött kiemelkedése. A kiemelkedés eróziót idézett elő (RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. 2006), melynek hatására a vízzel telített kőzetváz egésze kőzetmechanikai értelemben nem egyensúlyi állapotba került. A Gödöllői-dombság paleogén és neogén vízfogó képződményeinek beszivárgást korlátozó hatása miatt a kiemelkedést nem követhette hatékony beszivárgás (MÁDL-SZŐNYI et al. 2015). A karbonátos képződmények a Szada-vetőtől K–DK irányban vastag fedőüledék alatt találhatók. A karbonátos víztartóból nyugat felől érkező oldalirányú utánpótlódást a Szada-vető korlátozza, mert síkjában az érkező víz, kelet felől kis hidraulikus vezetőképességű sziliciklasztos képződményekkel érintkezik. A Gödöllői-dombság vízfogó sziliciklasztos képződményein át szintén korlátozott a karbonátos víztartó utánpótlódása. INGEBRITSEN et al. (2006) nyomán e hatások együttesen vezethettek a karbonátos víztartó alulnyomásos helyzetéhez, és magyarázatként szolgálhatnak a Szada-vetőtől délkeletre, a Balaton–Tóalmás-vonal környezetében kimutatott alulnyomásos zóna kialakulására (6. ábra).

A Budai-termálkarszt K–DK-i hidraulikai határát — domborzatilag vezérelt vízáramlást feltételezve — a dombság felszíni vízválasztója és az alulnyomásos zóna jelöli ki. Az alulnyomás közvetetten utal arra, hogy a Szada-vetőtől



6. ábra. A BTK K-i lehatárolása a Gödöllői-dombság irányában (módosítva MÁDL-SZŐNYI et al. 2015). A főbb tektonikai elemek: HAAS et al. (2010), a kiemelkedő területek: RUSZKICZAY-RÜDIGER (2007), vízválasztó és a normál- valamint az alulnyomásos területek (MÁDL-SZŐNYI et al. 2017)

Figure 6. Delineation of eastern boundary of the BTK (Gödöllő Hills) (modified after MÁDL-SZŐNYI et al. 2015). Data source: tectonic lines – HAAS et al. (2010), uplifting areas – RUSZKICZAY-RÜDIGER (2007), surface watershed and areas of hydrostatic and underpressure – MÁDL-SZŐNYI et al. (2017)

K–DK irányban található karbonátos alaphegységi képződmények feltehetően nem állnak kapcsolatban a normál hidrosztatikus nyomásviszonyokkal rendelkező Pesti-síkság alatti területekkel. A Budai-termálkarszt vízáramlási rendszerének feltételezhető keleti határát a 6. ábra szemlélteti.

A medence fluidumok jelenléte a Budai-termálkarszt keleti félmedencéjében

A BTK rendszerében azonosított medence fluidumokat korábbi szerzők a pesti oldal felől származtatták, ugyanakkor eredetükre vonatkozó magyarázattal nem szolgáltak (ERŐSS et al. 2011a, b, MÁDL-SZŐNYI & TÓTH Á. 2015). Archív adatok alapján a kutakban mért Cl⁻-koncentráció a –500 és –1000 mBf közötti elevációtartományban a Dunától Budapest keleti határáig növekedő trendet mutat, és 18 000 mg/l maximális értéket ér el. Mélyebben, –1000 mBf alatti mélységben — mely a karbonátos víztartót is érinti — ugyanezen távolságban (a Dunától Budapest keleti határáig) a kloridkoncentráció mindössze 3000 mg/l értéket ér el (MÁDL-SZŐNYI & TÓTH Á. 2015, MÁDL-SZŐNYI et al. 2015, 2017). Ezt felismerve, a Gödöllői-dombság területére elvég-

zett elemzések alapján ott, ahol az összes oldottanyag-tartalom (TDS) meghaladja a 3000 mg/l értéket, a terület alaphegységi karbonátos és fedőképződményeiben a vizek Cl-tartalma követi a TDS értékeket (MÁDL-SZŐNYI et al. 2015). Megvizsgálva a TDS eloszlását a Dunától keletre húzódó kivágatban, a medence fluidumok forrása levezethető a Gödöllői-dombság területén található vizekből, a -500 és -1000 mBf közötti zónából, ahol az összes oldottanyag-tartalom maximuma meghaladja a 40 000 mg/l koncentrációértéket (7. ábra, a). Összevetve a -1000 mBf alatti koncentráció értékeket a kizárólag a karbonátos víztartóra szűrőzött kutakból származó koncentráció értékekkel, a medence fluidum forrása a karbonátos fedőben keresendő (7. ábra, b, c) (MÁDL-SZŐNYI et al. 2017). A NaCl-os „medence fluidum” az összes oldottanyag-tartalom maximuma alapján tehát a karbonátot fedő neogén és paleogén képződ-

ményekhez kötődik. Ugyanakkor ilyen NaCl-os jellegű vizek koncentrált jelenléte a BTK Dunától nyugatra eső területein nem volt kimutatható.

További felmerülő, BTK-ra vonatkozó kérdés a vizek szulfáttartalmának eredete. Az archív kútadatok vízkémiai feldolgozásán alapuló elemzés azt mutatta, hogy 0 – (-500) mBf eleváció intervallumban a szulfátkoncentráció maximuma < 300 mg/l értékkel Budapest területére esik, ugyanakkor mélyebben, -500 – (-1000) mBf leváció intervallumban, ~1000 mg/l értékkel Budapesttől DNy-ra található. A -1000 mBf alatti eleváció tartományban a koncentráció maximum értéke 600 mg/l értékre csökken és a Csepel-sziget déli vonalában található (kívül esik az 1. ábra területén). A Dunától keletre eső területen hasonló szulfát-anomália nem tapasztalható (MÁDLNÉ SZŐNYI et al. 2013).

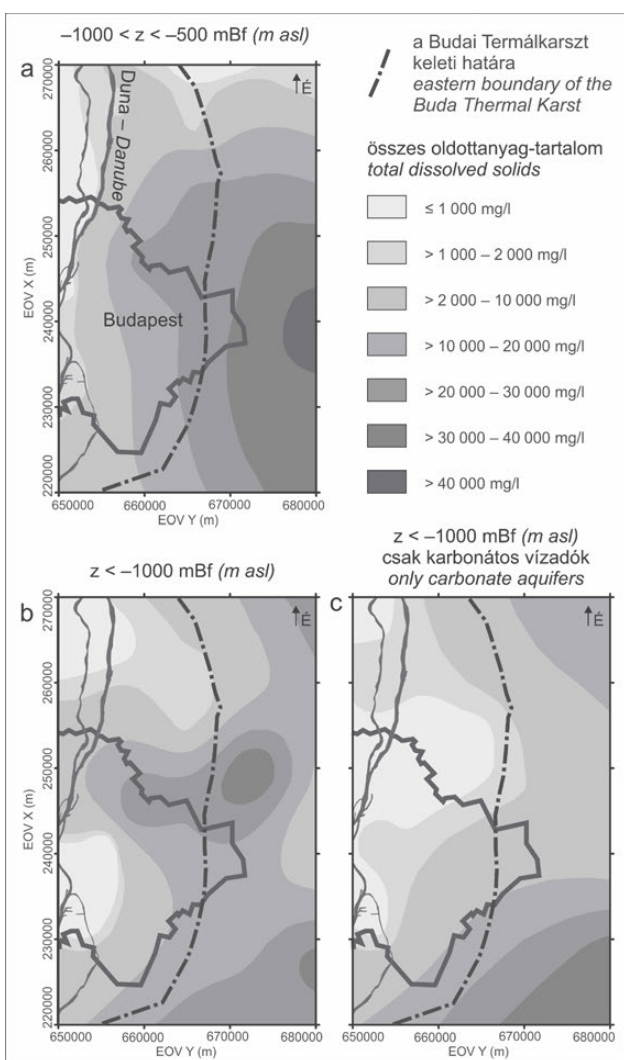
2D regionális léptékű áramlási- és hőtranszport-szimuláció a BTK déli rendszerében

A felszín alatti víz-áramlási kép, valamint a rendszerben zajló hőtranszport-folyamatok megismerésére a COMSOL Multiphysics szoftver (ZIMMERMAN 2006) segítségével két-dimenziós stacioner numerikus modellezést végeztünk. A regionális léptékű szimuláció során EPM (ekvivalens porózus média) megközelítést alkalmaztunk. A szerkezeti elemeket (normál vetők és oldaleltolódások) FODOR et al. (1994) szerkezetföldtani adatai alapján vízvezető elemekként vettük figyelembe, melyhez a szoftver „fracture flow” modulját használtuk. A szimulációhoz a Budai-termálkarszt területére készült reprezentatív földtani szelvényekből indultunk ki (FODOR 2011 in MINDSZENTY szerk. 2013). Tanulmányunkban a déli rendszert keresztező földtani szelvény mentén végzett víz-áramlás-modellezés eredményeit mutatjuk be MÁDL-SZŐNYI & TÓTH Á. (2017) munkája nyomán (1. és 8. ábra).

A BTK területén előforduló földtani képződmények hidrosztratigráfiai besorolása, valamint a képződmények modellezéséhez szükséges fizikai paramétereinek megállapítása MARTINECZ (2014) munkája alapján történt (8. ábra, a). A modell felső határa a karsztvíz-, illetve a talajvízszint, mely a Duna vonalában rendelkezik a legkisebb értékkel. A nyugati határt CSEPREGI (2007) adataiból kiindulva konstans hidraulikus emelkedési magasságokkal jellemeztük. A K-i oldalon csökkenő hidraulikus emelkedési magasságokat adtunk meg a fedő réteg vastagságáig, alatta állandó hidraulikus emelkedési magasságokkal dolgoztunk MÁDL-SZŐNYI et al. (2015) tanulmánya alapján. Az alsó határt impermeábilisként kezeltük.

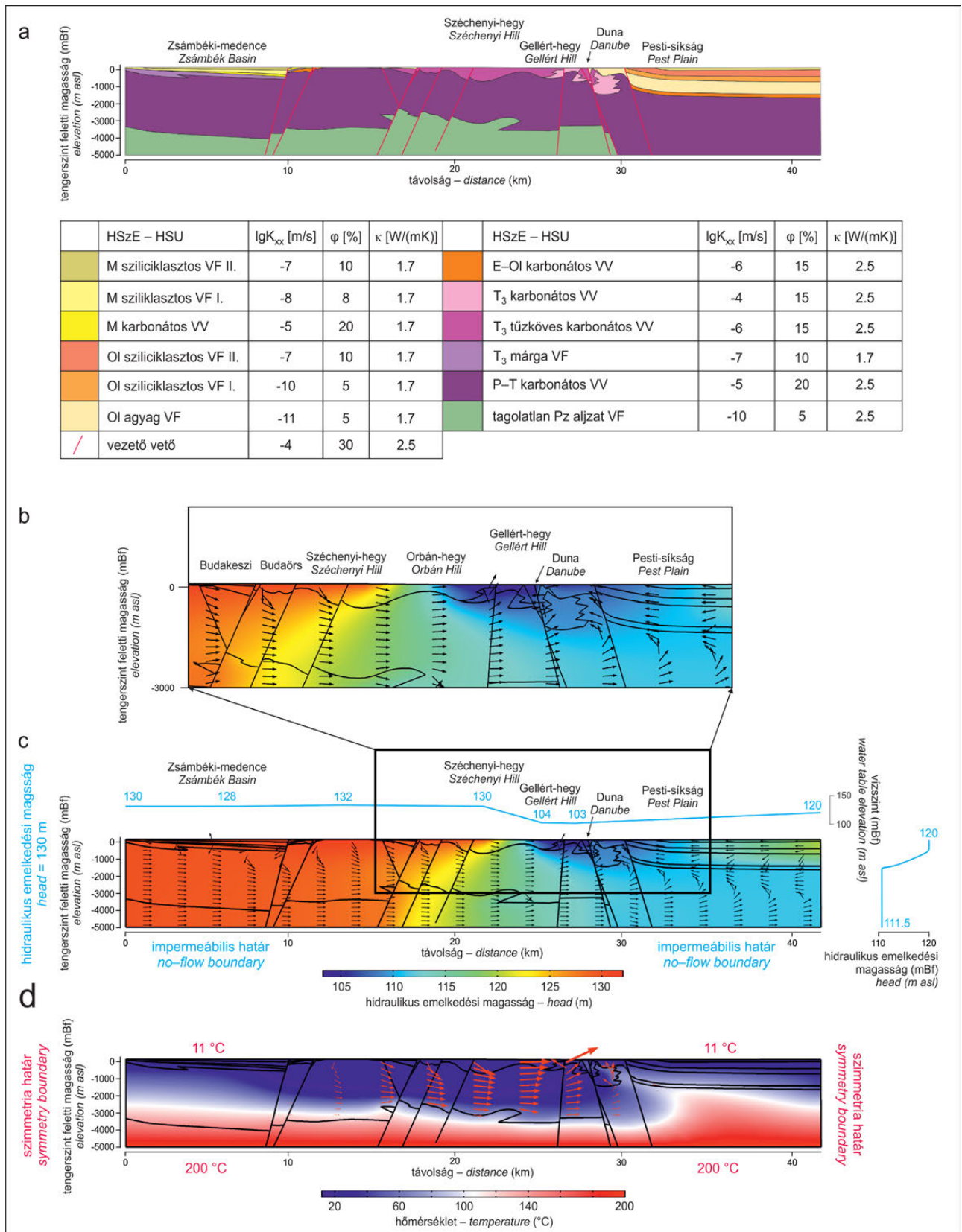
A hőtranszport-szimulációhoz a felső határt 11 °C középhőmérséklettel jellemeztük és LENKEY et al. (2002) nyomán 5 °C / 100 m geotermikus gradienst alkalmaztunk. Az oldalsó határokon keresztül a hőmérsékleti gradiens zérus. Az alsó határt 200 °C-os kezdeti hőmérsékletértékkel jellemeztük. A felhajtóerő szerepét nem vettük figyelembe a szimulációnál (8. ábra, a).

A modellezett szelvény a Zsámbéki-medencétől indul és a Gellért-hegytől délre a Pesti-síkságon át húzódik, ugyan-



7. ábra. TDS-térkép a BTK Dunától K-re található területére: a) -500 – (-1000) mBf között szűrőzött kutak adataiból szerkesztve, b) -1000 mBf alatt szűrőzött valamennyi kútra szerkesztve, c) -1000 mBf alatt az alaphegységi karbonátos képződményekre szűrőzött kutak adataiból szerkesztve (MÁDL-SZŐNYI et al. 2017 térképei felhasználásával)

Figure 7. TDS map of the Eastern part of the BTK based on well data of a) -500 – (-1000) m asl elevation b) under -1000 m asl c) under -1000 m asl only for basement carbonates (after MÁDL-SZŐNYI et al. 2017)



8. ábra. a) Hidrosztratigráfiai szelvény FODOR (in MINDSZENTY szerk. 2013) földtani szelvényéből levezetve, hidrosztratigráfiai kategóriákkal ellátva; b)-c) Szimulált áramlási kép a Gellért-hegyen keresztül egységes Darcy-sebesség vektorokkal; d) Szimulált hőmérséklet eloszlás arányos Darcy-sebesség vektorokkal (MÁDL-SZÖNYI & TÓTH Á. 2017 nyomán) Szelvény nyomvonala: 1. ábra, A1-B1

Figure 8. a) Hydrostratigraphic section based on geologic section of FODOR (in MINDSZENTY ed. 2013); b)-c) Simulated flow field across the Gellért Hill displaying uniform Darcy velocity vectors; d) simulated temperature field displaying proportional Darcy velocity vectors (after MÁDL-SZÖNYI & Tóth Á. 2017). See Figure 1. for the trace of the section A1-B1

akkor nem éri el a Gödöllői-dombságot (8. ábra, c, d). A szelvény Dunától nyugatra fekvő része a Zsámbéki-medencét leszámítva fedetlennek tekinthető. A keleti egységben a karbonátos víztartók fedett helyzetben vannak, ~1500 m vastag paleogén és neogén, uralkodóan sziliciklasztos összlet alatt.

A nyugati régióban az áramlási kép alapvetően igen hasonló az egységmedence (TÓTH J. 1962, 1963) mintázatához. Eltéréseket mindössze a felső 500–1500 m vastag medencerészben tapasztaltunk (8. ábra, b). A szelvény nyugati részén, a Zsámbéki-medencén belül rétegeken keresztüli leáramlás figyelhető meg. A 10–22 km közötti szelvényszakaszon a vezető vetők elősegítik az utánpótlódó vízek mélybe jutását. A Duna felé irányuló vízáramlás a Zsámbéki-medence keleti peremétől indul és utánpótlódása Budaörs, a Széchenyi- és Orbán-hegy területén is kimutatható (8. ábra, b, c). Ez az áramlás két rendszerre bontható. A felszínhez közelebbi rendszer feláramlása a Dunától nyugatra történik és szerkezetiileg segített (8. ábra, b, 27 km). A rendszer mélyebb felszín alatti vízáramlása a Duna alatt folytatódik, így a víz egy része tovább halad kelet felé, másik része azonban a Dunánál megcsapolódik. A medence keleti, fedett része alatt a vízáramlás a fedőben zajlik, uralkodóan vízszintesen a Duna irányában, függőlegesen lefelé irányuló komponenssel (8. ábra, c) jellemezhető.

A területen zajló vízáramlás intenzitásában megmutatózó különbségeket a Darcy-vektorok jelzik (8. ábra, d). A 15–30 km közötti szelvényszakaszon intenzív vízáramlás zajlik, ezzel szemben a vízforgalmi kapcsolatok mennyiségi értelemben mind a nyugati, mind pedig keleti irányban elhanyagolhatóak. Ugyanakkor a vízáramlási kép egésze szempontjából az ezen a szakaszon kívül eső részeknek (8. ábra, c) is fontos szerepe van, rámutatnak ugyanis a vízáramlás aszimmetrikus jellegére (8. ábra, c, d). A jelenség oka valószínűleg a fedett és a fedetlen medencerészek közötti hidraulikus vezetőképesség, és beszivárgás mennyiségi különbsége. Az aszimmetrikus áramlási kép egyértelműen jelzi, hogy bár mennyiségileg elhanyagolható mértékben, de a pesti oldal karsztos fedőképződményein át is érkezik víz az alatta található fedett karbonátba, mely hozzájárul a Dunánál történő megcsapolódáshoz (8. ábra, c, d).

A hőtranszport-modellezés eredményeként kapott hőmérséklet-eloszlás tükrözi a hő, felszín alatt áramló víz által közvetített advektív transzportját. Ezzel összefüggésben a fedett karbonátos területek alatt hőakkumuláció figyelhető meg a szelvény 0–5 km és 32–40 km-e között (vö. 8. ábra, a, d). A K-i terület alatt a hőszállítás advektív módon történik a megcsapolódási terület forrásai felé (8. ábra, d). A fedett karbonátos víztartó felső részében a hőmérséklet >70 °C a pesti oldalon, míg 20–30 °C a Dunánál (MÁDL-SZŐNYI & TÓTH Á. 2017).

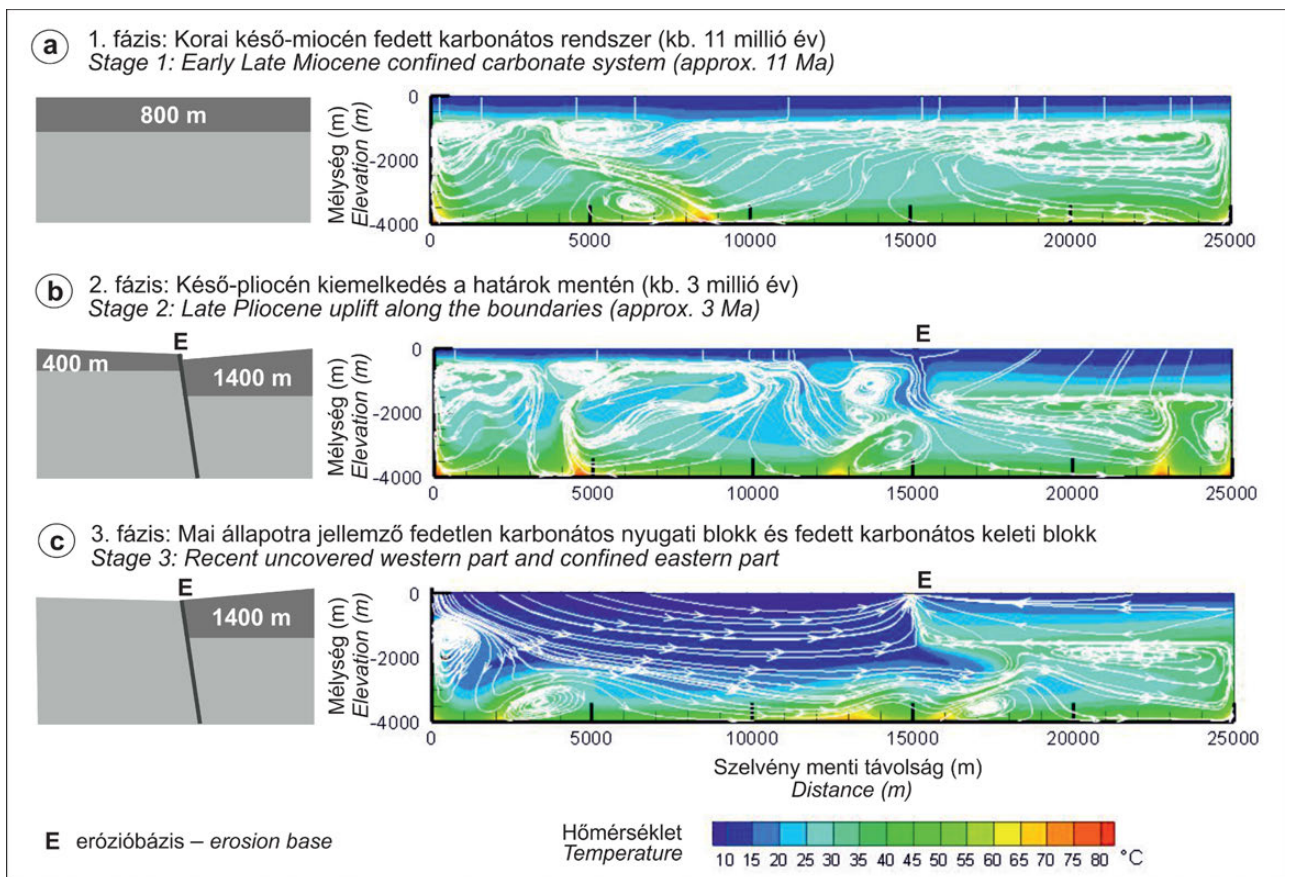
A vízáramlási rendszerek és a hőtranszport változásai a miocén végétől máig

A vízáramlás- és hőtranszport-modellezést a BTK miocéntől értelmezhető három földtani fejlődéstörténeti fázisára (GYŐRI et al. 2011, POROS et al. 2012, módosítva in

MINDSZENTY szerk. 2013) is elvégeztük a Heatflow-Smoker véges elemes szoftver (MOLSON & FRIND 2015) segítségével (HAVRIL et al. 2016). A vizsgálat során a rendszer valós paramétereiből indultunk ki, ugyanakkor a folyamatok követhetősége érdekében a modellezés során egyszerűsítésekkel éltünk. A tanulmány regionális léptéke és céljai miatt — az előzőekhez hasonlóan — EPM megközelítést alkalmaztunk, ugyanakkor e szimuláció során a felhajtóerő hatásával is számoltunk. A modellek határfeltételei, a képződmények fizikai tulajdonságai HAVRIL et al. (2016) munkájában megtalálhatók.

A numerikus szimuláció során a késő-miocénre jellemző teljesen fedett karbonátos rendszerből indultunk ki, amely a szárazulattá válás előtti időpillanatot képviseli (9. ábra, a). A következő, a késő-pliocén viszonyoknak megfelelő állapotot a 9. b ábra szemlélteti, mely a Budai-hegység kiemelkedése és eróziója által előidézett hatásokat, valamint a Gödöllői-dombság kiemelkedésének megindulását mutatja. A harmadik fázis a nyugati blokk kvázi fedetlenné válása révén bekövetkező változásokat szemlélteti a mai, fedett és fedetlen karbonát határán elhelyezkedő rendszerben (9. ábra, c). A tranziens modellezés segítségével követhetővé vált a felszín alatti vízáramlást előidéző főbb hajtóerők és a hőmérséklet-elosztást befolyásoló folyamatok jellege, valamint az egyes hajtóerők relatív jelentősége.

A teljesen fedett állapotot reprezentáló első fázisban a kis hidraulikus vezetőképességű fedőréteg megakadályozza az alulról érkező hő rendszerből történő elszökését, mely a rendszer felfűtését idézi elő. A fluidum mozgását és a hőmérsékleti viszonyokat a rendszer alsó és felső határa közötti hőmérséklet-különbség határozza meg. A kifejlődő komplex, konvekciós cellák által uralt vízáramlási rendszer a termikus felhajtóerő domináns hatására utal (8. ábra, a). A következő, átmeneti fázisban a nyugati blokk csökkent fedővastagsága révén a csapadékeredetű víz rendszerbe történő beszivárgásának megindulása módosítja a felszín alatti vízáramlás jellegét, hatást gyakorol a hajtóerőkre, valamint előidéz a rendszer hűlését. A nyugati blokk kiemelt helyzete miatt a rendszer ezen részében szerepet kap a domborzati hajtóerő, mely alárendelten a kevésbé kiemelt K-i blokk fedőképződményében zajló vízáramlásban is szerepet játszik. E fejlődéstörténeti szakaszban azonban a vízáramlást és hőeloszlást továbbra is a hőkonvekció uralja (9. ábra, b). A jelenlegi állapotot képviselő harmadik fázisban a „fedetlenné” vált nyugati blokkon keresztüli intenzív beszivárgás jelentős változásokat idézett elő a rendszerben (9. ábra, c). A hajtóerőket tekintve ekkorra már egyértelműen a domborzati vízáramlást generáló szerepe érvényesül a hőkonvekció kisebb részaránya mellett. Megfigyelhető továbbá, hogy a keleti blokkban a fedőképződmény szigetelő hatása miatt kedvező viszonyok uralkodnak a konvekciós cellák működéséhez, különösen a K-i peremhez közeli területeken. Így a fedő szigetelő hatása jelentős hőfelhalmozódást idéz elő a rendszer ezen részében (HAVRIL et al. 2016). A nyugati terület mélyebb zónáiban ugyancsak számolhatunk konvekciós cellák jelenlétével, melyet a Rayleigh-szám kritikuskál nagyobb értéke is jelez.



9. ábra. A Budai-termálkarszt főbb geológiai fejlődéstörténeti fázisainak felszín alatti vízáramlási képe és hőmérséklet-eloszlása a) a korai késő-miocénre jellemző fedett karbonátos rendszertől b) a késő-pliocén kiemelkedésén át c) a részben fedetlenné váló mai rendszerig (módosítva HAVRIL et al. (2016) után)

Figure 9. Groundwater flow and heat distribution of the main geological evolutionary stages from the early Late Miocene confined carbonate system a) through the Late Pliocene uplift b) to the recent partly uncovered system c) (HAVRIL et al. 2016). See Figure 1. for the track of the section A2–B2

Diszkusszió és következtetések

Fluidumáramlási rendszerek és kapcsolódó folyamataik a miocéntől napjainkig

A BTK fluidumfejlődését tekintve hosszú időn keresztül a pliocén–pleisztocéntól napjainkig tartó állapotra levezetett ún. kétfázisú, vagyis „zárt cellás” (fedett) és „nyílt cellás”, (nyílt tükrű) modell volt érvényben (KOVÁCS & MÜLLER 1980, LEÉL-ÓSSY 1995, NÁDOR 1991, TAKÁCS-BOLNER 1989). A hőmérsékleti hatótényezőt vulkáni tevékenységre vezették vissza (BALLA & KÖRPÁS 1980, JAKUCS 1950, SCHRÉTER 1912). POROS (2011), POROS et al. (2012) valamint GYÓRI et al. (2011) azonban rámutattak, hogy a hidrotermás fluidumok miocéntől való megjelenéséért a Pannon-medence miocén extenziója révén megemelkedő hőfluxus (ROYDEN & HORVÁTH 1988) tehető felelőssé. GYÓRI et al. (2011) és POROS et al. (2012, módosítva in MINDSZENTY 2013) a korábbiaktól eltérően már három fejlődéstörténeti fázist különít el a miocéntől: (1) fedett karbonátos állapot, tenziós barit–kalcit-telérekkel, szulfidásványokkal; (2) a pliocén kiemelkedés az erózióval, a barlangképződés kezdete; (3) pleisztocén és holocén barlangképződés, szeleotémák kialakulása és édesvízimésző-képződés.

Az első fázis (1) a rendszer teljesen fedett állapotát képviseli, amely során a tengeri eredetű vízzel kitöltött rendszer pórusterében történő vízáramlást a termikus felhajtóerő idézte elő (9. ábra, a). POROS (2011) a barit I – kalcit – barit II telérek és kapcsolódó paragenezisek regionális elterjedését jelzi a területen, melyet a központi (barit II) és déli rendszerből (barit II) származó baritásványok kénizotóp-összetételének hasonlósága is megerősít (1. táblázat, 2. ábra). Mindezek a BTK területén egységes áramlási rendszerre utalnak. A teljesen fedett (felülről zárt) rendszerben a meghatározó karsztosodási folyamat a modellezéssel kimutatott konvekciós cellák feláramló ágának hűlése által megújult oldóképesség lehetett (ANDRE & RAJARAM 2005). A konvekciós cellákban időszakosan felfelé mozgó — és fokozatosan hűlő —, majd lefelé mozgó — és emiatt felmelegedő — víz a kalcit $\delta^{18}\text{O}$ értékeinek szórására is magyarázattal szolgálhat (GYÓRI et al. 2011, POROS et al. 2012). A paragenezisben megtalálható ásványok jelentős kéntartalommal bírnak. A kéntartalmú ásványok közül a barit II az utolsó repedéskitöltő fázis, mely a környezet oxidatívabbá válását jelzi (POROS et al. 2012), egyúttal átvezet a következő fejlődéstörténeti szakaszba, mely során a budai oldal kiemelkedése és a csapadék beszívargása oxigént juttatott a korábban teljesen reduktív állapotú rendszerbe (9. ábra, b).

A pliocéntól (2) a Budai-hegység szelektív kiemelkedésével (KELE 2009; KELE et al. 2011; RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. 2005a, b, c; SZANYI et al. 2012; WEIN 1977) a domborzati hajtóerő is szerepet kapott, megindítva a hévforrás-tevékenységet és a vele járó barlangképződés napjainkban is — változó intenzitással — zajló folyamatát. A beszivárgó csapadékvíz a módosult tengervíz fokozatosan kiszorította a pórusteréből. A forrástevékenység megindulásával megkezdődött az édesvízi mészkő kiválása (SCHEUER & SCHWEITZER 1980, KELE 2009). A travertín oldási maradékában felismert fluorit és barit (KOVÁCS-PÁLFFY & FÖLDVÁRI 2004, KELE 2009) arról tanúskodik, hogy a forrásukat tápláló fluidumáramlási rendszer a fedett szakaszban működő áramlási rendszerből fejlődött tovább (POROS 2011). Az oldási maradékban megjelenő gipsz azonban már változást tükröz (KOVÁCS-PÁLFFY & FÖLDVÁRI 2004). A miocénben domináns barit szerepét fokozatosan a gipsz vette át a rendszer fejlődésének előre haladásával (POROS 2011).

A fluidumok szempontjából új elem a Pesti-síkság és a Gödöllői-dombság felől a rendszerbe érkező vizek bevonása a fejlődéstörténetbe (7. és 8. ábra). Ugyanakkor a medence fluidumnak az Alföld aljzatában kimutatott túlnyomás révén történő hozzájárulását — ahogyan azt korábban ALMÁSI (2001) nyomán POROS et al. (2012) feltételezte —, az adatfeldolgozás és a numerikus modellezés nem igazolta (HAVRIL et al. 2016). A medence fluidum hozzájárulás valószínűsíthetően a Gödöllői-dombság 4 millió éve megkezdődött kiemelkedéséhez köthető (RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. 2007), melynek hatására a rendszer keleti területein is domborzati hajtóerő alakult ki (9. ábra, b). A Gödöllői-dombságon kezdődő beszivárgás és a kialakuló domborzati gradiens megindította a pórusterben tárolt „medence fluidumok” keletre nyugatra áramlását, valamint lefelé, egészen a karbonátos alaphegységi képződményekig történő szivárgását (7. ábra, c). A kiemelkedés egyidejűleg hozzájárulhatott a BTK K–DK-i irányú elkülönüléséhez (6. ábra).

A pliocéntól a medence fluidumok jelenléte miatt az agresszív gázok — mint a kén-hidrogén — oldó hatása is szerepet kaphatott a karsztosodásban. A kén-hidrogén gázt tartalmazó víz eltérő összetételű vízzel keveredve még hatékonyabb oldódást tesz lehetővé a keveredési korrózió és a kén-hidrogén oldóképességének megújulása révén (PALMER 2007). A feláramló és hűlő víz karbonátok szempontjából korrozív hatásával a felhajtóerő által vezérelt áramlások környezetében továbbra is számolhatunk. Továbbá a különböző eredetű fluidumok együttes jelenléte miatt a medence-fluidumok és a karsztvíz közötti keveredési zónában is feltelezhető karsztosodás (GRAY & ENGEL 2013, MÁDL-SZŐNYI & TÓTH Á. 2015).

A pleisztocén végétől máig tartó fejlődéstörténeti fázisban (3) a Budai-hegység és a Gödöllői-dombság kiemelkedésével párhuzamosan, a domborzati hajtóerő pleisztocén végétől máig tartó növekedésével kell számolnunk, a felhajtóerő szerepének csökkenése mellett (9. ábra, c). Ezt a helyzetet tovább árnyalják a pleisztocén során, klimatikus hatásra, a rendszerben tárolt víz mennyiségében bekövetkező változások, melyek az ásványkiválásokban és a traver-

tínó képződésben egyaránt nyomozhatók (KELE 2009, MINDSZENTY szerk. 2013).

Jelenlegi regionális léptékű vízáramlási rendszerek

A kutatás a mért adatokkal vizsgálható mélységig igazolta a domborzati magasságkülönbségek által vezérelt vízáramlási rendszerek jelenlétét (ERHARDT et al. 2017, MÁDL-SZŐNYI et al. 2015, 2017, ÖTVÖS et al. 2017) (8. ábra). A BTK-ra vonatkozó korai koncepcionális modellek által leírt (KOVÁCS & MÜLLER 1980, VENDEL & KISHÁZI 1964), Duna alatti átáramlást és az áramlás termálforrásokhoz történő részleges visszajutását a vízáramlási kép modellezése kvantitatívan alátámasztotta. A hidraulikai adatfeldolgozás megerősítette a Duna felszínalattvíz-megcsapoló szerepét, a térfelszín és a –50 mBf közötti tartományban, mely egy Ny–K-i irányú átáramlási zóna fölött jelenik meg (ERHARDT et al. 2017) (5. ábra). A központi rendszerre vonatkozóan vízgeokémiai modellezéssel meteorikus és hidrotermális eredetű keveredési komponenseket tudunk levezetni, míg a déli rendszer természetes megcsapolásánál csak hidrotermális komponens mutatható ki (ERŐSS et al. 2012a, b).

Az archív forrásadatokra vonatkozó hierarchikus klaszteranalízis eredményei — a modellezés és az adatfeldolgozás eredményeivel összhangban — rámutattak arra, hogy a helyi, köztes és regionális áramláshoz köthető források paraméterei szisztematikusan összefüggnek a fakadási szint magasságával, utalva a domborzati hajtóerő szerepére. A legnagyobb vízhozammal a köztes áramlásokhoz köthető langyos források rendelkeznek. A legalacsonyabb fakadási szinttel a regionális, termálforrások jellemezhetők (4. ábra). Kizárólag a regionális források mutatnak a karsztvizek összetételéhez képest nagyobb kloridtartalmat, mely a medence fluidumok hozzájárulásából adódik. ALFÖLDI (1979) felismerését, miszerint a karbonátos alaphegységi tároló fedett, keleti részén található miocén és oligocén medenceüledékek hidraulikailag kapcsolatban lehetnek a karbonátos alaphegységi rezervoárral, modellezéssel és az összes oldottanyag-tartalomra vonatkozó adatok feldolgozásával is sikerült igazolni. ALFÖLDI et al. (1968) és ALFÖLDI (1981) koncepciók modelljével megegyezően, numerikus szimulációval és a források adatai alapján a budai, nyugati területen belül két áramlási ágat (köztes és regionális) lehet elkülöníteni, ugyanakkor azok hidrosztratigráfiai egységek mentén történő elkülönülése nem igazolódott.

A kutatás választ adott a rendszer keleti határának korábbiakban nem kezelt kérdésére (6. ábra), valamint a karbonátokat fedő sziliciklasztos üledékekben tárolt medence fluidum — függőleges átszivárgással történő — karsztba jutásának mechanizmusára (7. ábra) (MÁDL-SZŐNYI & TÓTH Á. 2015, MÁDL-SZŐNYI et al. 2015). Így ERŐSS et al. (2011a) és POROS (2010) a medence fluidumok túlnyomásos eredetére vonatkozó korábbi meglátását, az eredmények tükrében nem látjuk bizonyíthatónak. A sziliciklasztos medencéből a karbonátos víztartóba az uralkodóan NaCl-os medence fluidummal együtt metán és kén-

hidrogén is szállítódik (ERŐSS et al. 2012a, MÁDL-SZŐNYI & TÓTH Á. 2015), ahogyan erre a Paleogén-medence kutatása során rámutattunk (MÁDLNÉ SZŐNYI et al. 2013).

A vizsgálatok megerősítették, hogy a Dunától Ny-ra eső területek domináns anionja a szulfát, mely a meteorikus és a hidrotermális szélsőtagokban is megtalálható, jelezve annak eltérő eredetét. Korábbi szerzők a budapesti termálvizek szulfáttartalmát részben a Tardi Agvag formáció piritjének oxidációjából származtatták (in SZABÓ et al. 2009). VETŐ et al. (1999) közöl adatot az Alocsútdoboz–3 fúrásból, melyben a Tardi Agvag piritjéből származtatható összes $\delta^{34}\text{S}$ -tartalmát átlagosan 2,6‰-nek adja meg. Ez a hipotézis elfogadható a helyi és a köztes vízáramlási komponensre, ugyanakkor vizsgálatainkból mindössze egy, a Budai Marga Formációból származó adat áll rendelkezésre (I. és III. táblázat, 2. és 3. ábra), így ezen feltételezés bizonyításához további mérések szükségesek.

A budapesti termálvizek szulfáttartalmát SZABÓ et al. (2009) stabil kénizotópos vizsgálatok alapján perm korú evaporitok beoldódásából származtatja. A szulfáteloszlásban tapasztalt anomáliákat összevetve a felső-perm karbonát- és evaporitképződmények elterjedésével és előfordulásuk tengerszint feletti magasságával (–500 – –1500) mBf, HAAS et al. 2010 térképe alapján), egyezést találunk (2. és 3. ábra). Üledékes szulfátokon HÁMOR (1991) által mért $\delta^{34}\text{S}$ adatok a perm korú minták átlagára 12,78‰, míg a triász korú minták átlagára 24,28‰-et adtak. Ugyanakkor a termálkutakból származó minták (III. táblázat és 3. ábra) a központi és északi rendszerre szignifikánsan eltérő szulfát-tartalmat jeleznek és 7,4–17,7‰ közötti kénizotóp értékeket mutattak, mely adatok az eredetre vonatkozó korábbi hipotézis további árnyalását teszik szükségessé. Felmerülhet a H_2S mint kénforrás szerepe is, mely a medence eredetű fluidum komponenssel együtt szállítható. Ezt saját adataink (MÁDLNÉ SZŐNYI et al. 2013) mellett, MACHEL (1992) tanulmánya is megerősíti. Irodalmi adatok alapján a H_2S kénizotóp értéke $\delta^{34}\text{S}=10‰$ (ERŐSS et al. 2011b), mely magyarázhatja a tisztán evaporit értékek alapján vártnál kisebb mért értékeket.

Az ALFÖLDI et al. (1968) és ALFÖLDI (1981) által feltételezett geotermikus „vezérlés” máig tartó részleges megőrződését a karsztrendszer mély és főleg fedett régióiban HAVRIL et al. (2016) áramlási és hőtranszport modellezése megerősítette. POYANMEHR (2016a, b) három dimenziós numerikus modellezésével az eltérő célok miatt, e kutatás eredményei nem vethetők össze.

A feldolgozás alapján vázolt koncepció modell (10. ábra) leírja a BTK fedett és fedetlen karbonátos területén várható áramlási viszonyokat, valamint azok vízminőségre, források rendűségére (hideg, langyos, termál), valamint kloridtartalmára, vízhozamára és hőmérsékletére gyakorolt hatásait. A fedett térrész alatt számottevő hőfelhalmozódás és egy hidraulikailag determinált határfelület alakul ki. Az aljzat felől a források felé irányuló hőcsóva e határfelület mentén jelzi a hőszállítást. A karsztvíz és a fedőből érkező medence fluidumok áramlási határán jelenleg is számíthatunk hipogén karsztosodásra, melyben a

keveredési korrózió játszhat meghatározó szerepet. Az advekción és a konvekción révén feláramló és fokozatosan hűlő víz oldóképessége zárt rendszerben nő, mely további hipogén karsztosodási folyamatokat gerjeszthet a fedett rendszerben (ANDRE & RAJARAM 2005, BAKALOWICZ et al. 1987, DUBLYANSKY 2000).

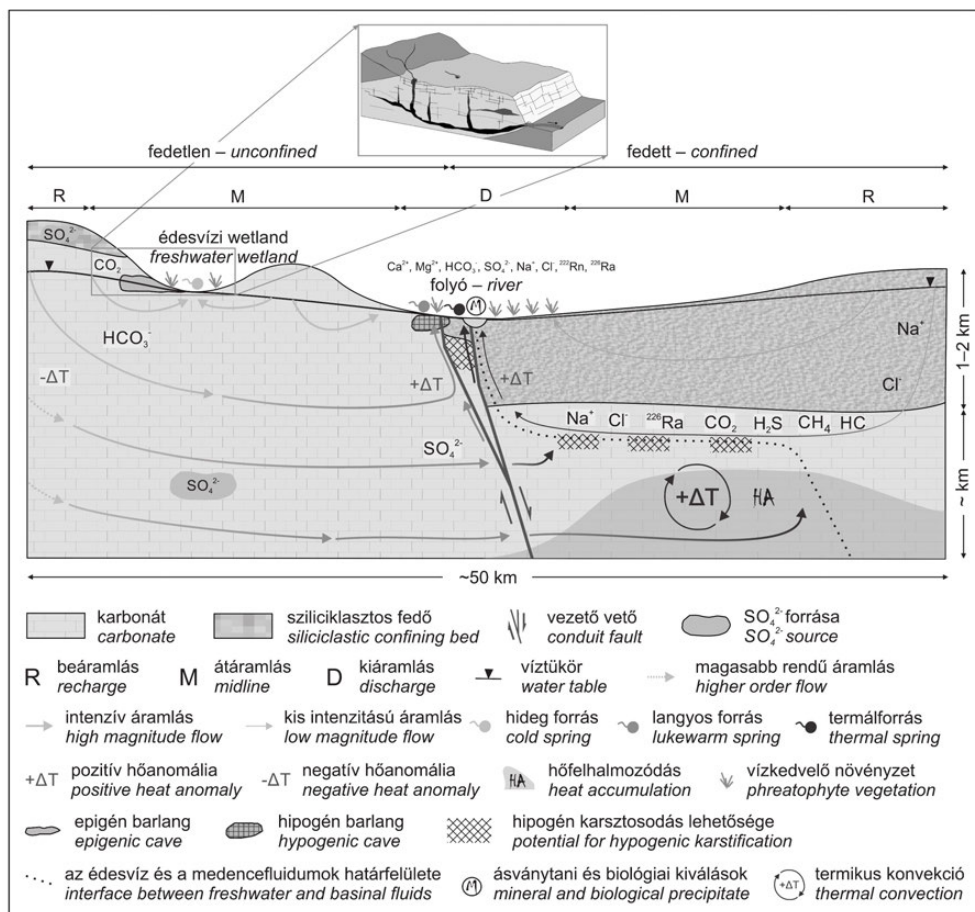
A központi és déli rendszer vizeinek áramlási rendszerekből következő elkülönülése

A BTK egységes áramlási rendszerén belül a tanulmányban vizsgált központi és déli rendszerekben feláramló vizek, valamint az azokat tápláló áramlási rendszereik jellegében különbségek mutatkoznak, melyre korábbi szerzők is rámutattak (ALFÖLDI et al. 1968, ERŐSS et al. 2008, PAPP 1942).

A központi és a déli rendszer elkülönülésében hidraulikai szerepet játszhat az ÉK-i peremvető torlasztó hatása (5. ábra). ERHARDT et al. (2017) és ÖTVÖS et al. (2017) úgy véli, hogy a peremvető szerepet játszhat abban, hogy a Rózsadomb előterében két áramlási összetevő, míg a Gellért-hegy előterében csak hidrotermális vizek jellemzőek. A Gellért-hegytől Ny-ra ugyanis egy köztes áramlási ág végződik, mely ERHARDT & ÖTVÖS (2011) alapján a Kis-Gellért-hegy vizeivel azonos (8. ábra).

Ugyanakkor felmerül, hogy hogyan lehetséges a Duna alatti átáramlás egy torlasztó vetőn keresztül. FODOR et al. (1994) tanulmánya alapján a területen vezető vetőket feltételezve azok torlasztó hatásával akkor kell számolnunk, ha a vető két oldalán eltérő vízvezető képességű képződmények érintkeznek. A vízmozgás iránya a vezető vetőben a környező potenciáeloszlás függvénye, ennek megfelelően fel- és leáramlás, valamint átáramlás is lehetséges rajta keresztül. Így az ÉK-i peremvetőn, mint vezető vetőn keresztül kimutatott Ny–K-i irányú horizontális áramlás a budai oldalon nagyobb, míg a pesti oldal kisebb folyadékpotenciál értékének a következménye. Első közelítésben ott lehetséges az átszivárgás a vetőn, ahol a vető mindkét oldalán jó vízvezető-képességű kőzetek találhatók (5. ábra, b és 8. ábra).

A kutatás rámutatott arra, hogy a központi rendszer vizeiben — a déli rendszerhez képest — a medencekomponens aránya a hidrotermális szélső tagban nagyobb (ALFÖLDI et al. 1968, ERŐSS et al. 2012b, POROS et al. 2012) (II. táblázat). A déli rendszerben ugyanakkor a szulfát és magnézium szerepe hangsúlyosabb. Ezt a különbséget tovább árnyalja a H_2SiO_3 mellett a CO_2 , H_2S és CH_4 eltérő mértékű jelenléte. A magasabb kovavtartalom összhangban van a magasabb hőmérséklettel, és utalhat az áramlások északi rendszerben jellemzően nagyobb behatolási mélységére, mint a déli rendszerben. A két rendszer a miocén korú, metántartalmú szénhidrogénzárványok tekintetében is elkülönül. Ezek ugyanis csak a központi rendszerből származó mintákban voltak kimutathatók, a déliekből nem (POROS 2011). Hasonlóképpen a jelenlegi vízmintákon elvégzett elemzések alapján szénhidrogén-indikáció csak a központi rendszer termálkútjaiban volt kimutatható, a déli-ben nem (ERŐSS 2010) (II. táblázat).



10. ábra. Általánosított modell a vízármlások, hőszállítás és a kapcsolódó jelenségek bemutatására a BTK fedett és fedetlen karbonátos határterületére. A sekély karsztos vízadó (módosítva GOLDSCHIEDER & DREW 2007 után) a regionális áramlási kép helyi rendszereként értelmezhető (módosítva MÁDL-SZÖNYI & TÓTH Á. 2015 után)

Figure 10. Conceptual groundwater flow model and its consequences of flow-related manifestations for the interface of confined and unconfined carbonates on the basis of the Buda Thermal Karst. The shallow karst aquifer (modified after GOLDSCHIEDER & DREW 2007) is embedded into the regional flow pattern as a local system (modified after MÁDL-SZÖNYI & TÓTH Á. 2015)

A központi rendszer esetében az köztes és regionális megcsapolódás egymás közelében, mégis hidraulikailag elkülönülten történik. A kutak kémiai összetétele a levezetett meteorikus és hidrotermás vizek lineáris keveredési arányát mutatják (ERŐSS et al. 2012b). A BTK vizeinek klaszteranalízise (1960–2009) a központi rendszerre vonatkozóan elkülönítette a meleg vizek és a mélykarsztvizek csoportját (DÉRI-TAKÁCS et al. 2015), melyet (KOVÁCS & ERŐSS 2017) CCDA módszer segítségével további alcsoportokra bontott, elkülönítve a Lukács kutakat, a Margitsziget kútjait és a pesti oldal kútjait, bizonyítva azok különbözőségét. Ezek a csoportok a központi terület regionális áramlási rendszerének hidrotermális fluidumkomponenseit reprezentálják (a medence-komponenssel együtt). A csoportok elkülönülésének további oka az lehet, hogy a kutak esetében a köztes áramlási komponens meteorikus eredetű vizeinek különböző arányú hozzákeveredésével is számolnunk kell. Ezt támasztják alá a központi rendszer termálkútjaiban mért kénizotóptértékek, melyek lineáris összefüggést jeleznek. Egyúttal a termálkutatok δ³⁴S értékeinek langyos forrásokhoz képest pozitív irányú eltérései különböző eredetre utalnak (III. táblázat és 3. ábra). Ez megerősíti

a központi rendszerhez sorolt termálkutat és a langyos források eltérő víz és kén eredetét. Mivel a termálkutat vizeinek δ³⁴S alsó értékei közel állnak a kén-hidrogén izotóptértékéhez (10‰), így valószínűsíthetően a kén-hidrogénnek, mint kén-forrásnak is lehet szerepe (III. táblázat, 3. ábra).

A kémiai szélső tagok (II. táblázat) között kimutatott különbségek a langyos források kénizotóp-összetételében is tükröződnek (SZABÓ et al. 2009). Ezek ugyanis sokkal közelebb állnak a Molnár János-barlangban a Budai Márga Formációból származó pirit kénizotóptértékéhez, mint a termálkutat izotóptértékéhez (I. és III. táblázat, 2. és 3. ábra) (ERŐSS et al. 2011b, POROS et al. 2010). Azaz, a rózsadombi langyos források esetében a piritből származó eredet valószínűsíthető. Ugyanakkor a Molnár János-barlang gipsz kiválása esetében számottevő hatást okozhat a redukált kénvegyületek bakteriális oxidációja, mely a kénizotóp-értékek negatív eltolódásában mutatkozik meg (I. táblázat, 2. ábra) (ANDA et al. 2017).

A déli rendszerre vonatkozóan csak hidrotermális szélső tagot találtunk (ERŐSS et al. 2012b), ugyanakkor későbbi munkák a klaszteranalízissel egységesnek talált dél-buda-

pesti vizeket (DÉRI-TAKÁCS et al. 2015), további két csoportra osztották a CCDA segítségével (KOVÁCS & ERŐSS 2017). A szulfáteredet kérdésének vizsgálata itt is döntő lehet, a különbségek megértésében. Gondolnunk kell a már említett evaporitrétegekre a Dunától nyugatra, ugyanakkor nem csak alaphegységi perm és alsó-triász evaporitokkal számolhatunk. További lehetőségként adódik a déli rendszer miocén fedőképződményeiben, a Zsámbéki-medencében 260 m mélységben talált anhidritréteg (JÁMBOR 1974). A numerikus vízáramlás-szimuláció a Zsámbéki-medence fedőképződményein keresztül átszivárgást mutatott ki. Mivel a medence érintkezik azzal az intenzív vízáramlással jellemezhető zónával, mely Gellért-hegy, ill. a déli rendszer felé szállítja a vizeket, elképzelhető a szulfát bekerülése a rendszerbe (8. ábra, b, c).

A vizsgálati terület határának közelében — az 1. ábra határán kívül eső — Ráckeve–1 fúrásban 200 m vastag evaporit- (gipsz- és anhidrit-) réteg található (PALOTAI 2013). Jelenlegi vizsgálatainkkal ez nem hozható összefüggésbe, ugyanakkor a fúrás miocén korú tengeri anhidritjéből rendelkezésre álló $\delta^{34}\text{S}$ izotópadatok (~12–13‰) referenciaként szolgálhatnak (MÁDLNÉ SZÖNYI et al. 2013). Az, hogy a déli rendszer termálvizében a perm, alsó-triász, vagy a miocén evaporit játszik-e szerepet, az egyedi adatok és a közelálló értékek miatt nem dönthető el. A déli rendszer esetében a dél-pesti termálkutak kénizotóptérfékei (2. és 3. ábra) közel állnak mind a perm evaporitok átlagértékéhez, mind pedig a Ráckeve–1 fúrásból rendelkezésre álló adathoz. A kénizotóptérfékek a déli rendszer kútjaiban a Gellért-hegy előterében található kutak irányába csökkennek, míg a forrásokra a kutakhoz képest negatív irányú eltolódás figyelhető meg. Ez utóbbi a jelenlegi forrásmedencékben is megfigyelhető bakteriális aktivitással magyarázható (ANDA et al. 2015, ERŐSS 2010, ERŐSS et al. 2012a).

Az evaporit déli rendszerbe kerülésével egy újabb hipogén karsztosodási folyamat lehetősége is felmerül. A gipsz, dolomit és kalcit közötti reakció során a gipsz oldódása elősegíti a kalcit kiválását, amely a dolomit oldódásához és a víz kalcium- és magnézium-tartalmának növekedéséhez vezet (BISCHOFF et al. 1994, PALMER 2007, PLUMMER & BACK 1980). Ez regionális skálán tekintve megnöveli a termálvíz magnézium- és a szulfáttartalmát. Elképzelhető, hogy ez a folyamat felelős a szulfát és a magnézium déli rendszer termálvizeiben megfigyelt magasabb értékeiért (ERŐSS 2010, ERŐSS et al. 2012b).

Összefoglalás

A BTK késő-miocéntől tartó fluidum-fejlődéstörténetét egy új elemmel, a Gödöllői-dombság négymillió éve kezdődött kiemelkedésével egészítettük ki. Ezzel a BTK vízáramlási rendszereinek értelmezésébe bevontuk a fedett Pesti-síkságtól a Gödöllői-dombság vízválasztójáig tartó területeket. A dombság kiemelkedésének feltételezhetően szerepe volt a BTK vízáramlási rendszereinek K–DK-i irányú elkülönülésében. E fedett régió — a domborzati

hajtóerő kialakulásától kezdve egészen máig — hozzájárul a paleogén–neogén fedőüledékekből származó medence fluidumok termálforrásokhoz történő szállításához. Felváltottuk az egyes szakaszokra jellemző fluidumkomponenseket, numerikus vízáramlás-szimulációval kimutattuk a felhajtóerő és a domborzati hajtóerők miocéntől változó jelentőségét a rendszeren belül és ezzel párhuzamba állítottuk az egyes szakaszokra jellemző ásványfázisokat.

A jelenlegi állapotban a BTK-t egy részben fedetlen Nyi és egy fedett K-i félmedence egymással szoros kölcsönhatásban lévő aszimmetrikus áramlási rendszerével jellemezhetjük. Az aszimmetrikus jelleg a hidrosztratigráfiai helyzet (fedett–fedetlen területek érintkezése) és a K-i és Ny-i medencerészek közötti beszivárgáskülönbség következménye. A BTK Ny-i egységében a terület források csoportjai elkülönülnek fakadási szintjük, kloridtartalmuk, hozamuk és hőmérsékletük alapján. A hierarchikus klaszteranalízissel levezetett források csoportok illeszkednek a numerikus 2D stationer szimulációval kimutatható helyi, köztes és regionális áramlásokhoz, jelezve azok természetes kiáramlási helyeit. A rendszer fő hajtóerejét ma már a vízszintkülönbségek adják, a felhajtóerő szerepe alárendeltté vált, s a fedett területek mélyebb régióiban maradt meg a jelentősége. A regionális vízáramlási rendszer Duna alatti Ny-ról K-re történő átáramlását és fölötte a Duna megcsapoló szerepét a hidraulikai adatfeldolgozás megerősítette. Az áramlási rendszerekhez meteorikus és hidrotermális fluidumkomponenseket rendeltünk. A NaCl-os medencekomponens hozzájárulása a hidrotermális fluidumokhoz a K-i fedett félmedence domborzatilag vezérelt áramlásai révén, igazolást nyert. A Dunától Ny-ra eső területeken a nátrium-klorid jelenléte nem, viszont a szulfát és a magnézium magasabb koncentrációja kimutatható volt a vizekben. A szulfát részben a telítetlen zónában található pirit oxidációjából, részben pedig különböző korú (perm és alsó-triász, illetve miocén) evaporitokból származtatható a kénizotóp, hidraulikai adatok és numerikus szimuláció eredményeinek összevetése alapján. Az evaporit kétféle eredete nem zárható ki. A kutatás alapján vázolt általános modell az áramlási jelenségek bemutatása mellett a vízkémiai komponenseket és a kapcsolódó jelenségeket is bemutatja. A rendszer fedett része alatt jelentős hőfelhalmozódás tapasztalható és kimutattuk azt a hőcsóvát, mely a felhalmozott hő termálforrásokhoz juttatásáért felelős.

Mind a hidraulikai adatfeldolgozás, mind pedig a numerikus szimuláció bizonyítja a BTK hidraulikailag összefüggő áramlási rendszerét, melyben dominánsan hidrosztatikus közeli nyomásviszonyok uralkodnak, emiatt a be- és kiáramlási területek kisebbek, a nagy kiterjedésű átáramlási zónákhoz képest. A szerkezeti elemek közül az ÉK-i peremvető a Ny felől érkező vízáramlásokat felduzzasztja, aminek jelentősége lehet a Rózsadomb és a Gellért-hegy előterében fakadó források elkülönülésében. A vízáramlási modellezés eredménye arra is rávilágított, hogy a Gellért-hegy mögött, a Kis-Gellért-hegy zónájában egy köztes áramlási rendszer jut a felszínközelbe. Ez lehet az oka, hogy a Gellért-hegy előterében csak egy termálvizes áramlás

csapolódik meg. A Rózsadombon a langyos vizek megcsapolódása a termálfvízforrások közelében, de azokhoz képest némileg magasabb tszf magasságon figyelhető meg.

Az eredmények a rózsadombi és Gellért-hegy előterében felszínre jutó vízkomponensek hasonlósága mellett azok különbségére is felhívják a figyelmet, mely a két rendszer hidrotermális vizeiben mutatkozik meg. Ez a korábban radionuklidok alapján feltárt különbségeken túl, leginkább a szulfát- és kloridionok és a kapcsolódó kationok rendszerként eltérő mennyiségében érvényesül, de megnyilvánul a nátrium-, magnézium- és a gáztartalomban is. A kutatás rávilágított arra, hogy a Gellért-hegy előtere esetében a medencekomponens hozzájárulás a hidrotermális komponenshez kisebb jelentőségű, viszont sokkal számottevőbb az a szulfát-többlet, mely a DNY-on kimutatott evaporitrétegekkel is összefüggésbe hozható. Ezt a képet árnyalja a vizek kénizotóp-összetételében megnyilvánuló különbség a két rendszer között. A rózsadombi hidrotermális vizek esetében a kén-hidrogén, mint lehetséges szulfátforrás is felmerült. A meteorikus eredetű vizek esetében az izotóptértek és áramlási kép arra utal, hogy a szulfát a fedőüledékben található Budai Márga, Tardi Agyag pirittartalmából a fedőn keresztüli átszivárgással kerülhetett a megcsapolódó langyos vízbe.

Jelen tanulmányban vázolt eredmények a barlangképződési folyamatok értelmezéséhez is hozzájárulnak. A flui-

dumkomponensek, a kimutatott áramlási kép és hőmérsékleti viszonyok alapján a hipogén karsztosodás több folyamatának egyidejű jelenlétét feltételezhetjük a rendszerben, a miocéntől napjainkig változó jelleggel.

Köszönetnyilvánítás

A cikk szerzői elsődlegesen MINDSZENTY Andrea professzor asszonynak szeretnének köszönetet mondani, aki az 1990-es évek második felében felismerte a tanulmány „megközelítésében” rejlő lehetőségeket, s ennek jegyében azonnal kutatásokat kezdeményezett, melyekben aktívan, témavezetőként részt vett. Köszönettel tartozunk az anyagvizsgálatokat végző, a terepmunkába és a numerikus simulációba bekapcsolódó számos kollégának és hallgatónak. Ezúton fejezzük ki köszönetünket a Shell, Eni, Mol olajvállalatoknak, valamint az NKFI-nek az OTKA 101356 projekt támogatásáért. Végezetül, de nem utolsón sorban köszönjük a cikk névtelen lektorának és Almási Istvánnak, valamint SZTANÓ Orsolya főszerkesztőnek alapos és mélyreható észrevételeit, melyekkel hozzájárultak a kézirat véglegesítéséhez.

Irodalom — References

- ALFÖLDI L. 1979: *Budapesti hévizek*. — VITUKI kiadvány, Budapest, 102 p.
- ALFÖLDI L. 1981: A budapesti geotermikus áramlási rendszer modellje. — *Hidrológiai Közlemény* **61/9**, 397–403.
- ALFÖLDI L., BÉLTEKY L., BÖCKER T., HORVÁTH J., KORIM K., LIEBE P. & RÉMI R. 1968: *Budapesti hévizei*. — VITUKI, Budapest, 365 p.
- ALFÖLDI, L. & KAPOLYI, L. 2007: Bányászati karsztvízszintsüllyesztés a Dunántúli-középhegységben (Mining-dewatering in the Transdanubian Range). — Geography Institute of Hungarian Academy of Sciences, Budapest.
- ALMÁSI, I. 2001: Petroleum Hydrogeology of the Great Hungarian Plain, Eastern Pannonian Basin, Hungary. — *PhD dissertation*, University of Alberta, 324 p.
- ANDA D., MAKK J., KRETT G., MÁRIALIGETI K., MÁDL-SZŐNYI J. & BORSODI A. 2016: A Molnár János-barlang víz és biofilm baktériumközösségei. — *Hidrológiai Közlemény* **96/1**, 3–7.
- ANDA, D., KRETT, G., MAKK, J., MÁRIALIGETI, K., MÁDL-SZŐNYI, J. & BORSODI, A. K. 2017: Comparison of Bacterial and Archaeal communities from different habitats of the hypogenic Molnár János Cave of the Buda Thermal Karst System (Hungary). — *Journal of Cave and Karst Studies* **79/2**, 113–121. <http://doi.org/10.4311/2015mb0134>
- ANDA, D., MAKK, J., KRETT, G., JURECSKA, L., MÁRIALIGETI, K., MÁDL-SZŐNYI, J. & BORSODI, A. K. 2015: Thermophilic prokaryotic communities inhabiting the biofilm and well water of a thermal karst system located in Budapest (Hungary). — *Extremophiles* **19/4**, 787–797. <https://doi.org/10.1007/s00792-015-0754-1>
- ANDRE, B. J. & RAJARAM, H. 2005: Dissolution of limestone fractures by cooling waters: Early development of hypogene karst systems. — *Water Resources Research* **41/1**, <https://doi.org/10.1029/2004wr003331>
- BAKALOWICZ, M. J., FORD, D. C., MILLER, T., PALMER, A. N. & PALMER, M. V. 1987: Thermal genesis of dissolution caves in the Black Hills, South Dakota. — *Geological Society of America Bulletin* **99/6**, 729–738. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1987\)99%3C729:tgodci%3E2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1987)99%3C729:tgodci%3E2.0.co;2)
- BALLA Z. & KÖRÖSI L. 1980: A Börzsöny hegység vulkáni szerkezete és fejlődéstörténete (Volcanotectonics and evolution of the Börzsöny Mts). — *MÁFI Évi Jelentés 1978*, 78–101.
- BISCHOFF, J. L., JULIÁ, R., SHANKS, W. C. & ROSENBAUER, R. J. 1994: Karstification without carbonic acid: Bedrock dissolution by gypsum-driven dedolomitization. — *Geology* **22/11**, 995–998. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1994\)022<0995:kwcabd>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1994)022<0995:kwcabd>2.3.co;2)
- BODOR, P., TÓTH, Á., KOVÁCS, J. & MÁDL-SZŐNYI, J. 2015: Multidimensional data analysis of natural springs in a carbonate region. — *First EAGE/TNO Workshop: Basin Hydrodynamic Systems in Relations to their Contained Resources, Utrecht (6–8 May 2015)*. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201412324>
- CSEPREGI A. 2007: A karsztvíztermelés hatása a Dunántúli-középhegység vízháztartására. — In: ALFÖLDI L. & KAPOLYI L. (szerk.): *Bányászati karsztvízszintsüllyesztés a Dunántúli-középhegységben*. Magyar Tudományos Akadémia, Földrajztudományi Intézet, Budapest, 77–112.

- DEMING, D. 2002: *Introduction to hydrogeology*. — McGraw-Hill College, New York 480 p.
- 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. <https://doi.org/10.1007/s12665-014-3904-3>
- DUBLYANSKY, Y. V. 2000: Hydrothermal speleogenesis: its settings and peculiar features. — In: KLIMCHOUK, A., FORD, D., PALMER, A. & DREYBRODT, W. (eds): *Speleogenesis: Evolution of karst aquifers*. National Speleological Society, 292–297.
- ERHARDT I. & ÖTVÖS V. 2011: Meteorikus fluidum hozzájárulás vizsgálata a Gellért-hegy környezetében megcsapolódó vizekben. — *Tudományos Diákköri dolgozat*, Eötvös Loránd Egyetem, 90 p.
- ERHARDT, I., ÖTVÖS, V., ERŐSS, A., CZAUNER, B., SIMON, S. & MÁDL-SZŐNYI, J. 2017: Hydraulic evaluation of the hypogenic karst area in Budapest (Hungary). — *Journal of Hydrogeology* **125/6**, 1871–1891. <https://doi.org/10.1007/s10040-017-1591-3>
- ERŐSS, A. 2010: Characterization of fluids and evaluation of their effects on karst development at the Rózsadomb and Gellért Hill, Buda Thermal Karst, Hungary. — *PhD dissertation*, Eötvös Loránd University, Budapest, 171 p.
- ERŐSS, A., CSOMA, É., MÁDL-SZŐNYI, J., SASOWSKY, I., FEAZEL, C., MYLORIE, J., PALMER, A. & PALMER, M. 2008: The effects of mixed hydrothermal and meteoric fluids on karst reservoir development, Buda Thermal Karst, Hungary. — *Karst from recent to reservoirs* **14**, 57–63.
- ERŐSS, A., MÁDLNÉ SZŐNYI, J. & CSOMA, A. É. 2011a: The effects of mixed hydrothermal and meteoric fluids on karst reservoir development, Buda Thermal Karst, Hungary. — *Shell-EMR Final Report*, SR.11.11449.
- ERŐSS, A., POROS, Z., MÁDL-SZŐNYI, J., MINDSZENTY, A., MOLNÁR, F., RONCHI, P. & CSOMA, A. É. 2011b: Role of karstic and basinal fluids in porosity evolution in the Buda Hills, Hungary. — *AAPG International Conference and Exhibition 2011: Following Da Vinci's Footsteps to Future Energy Resources: Innovations from Outcrops to Assets* AAPG, Paper **1071554**.
- ERŐSS, A., MÁDL-SZŐNYI, J. & CSOMA, A. É. 2012a: Hypogenic karst development in a hydrogeological context, Buda Thermal Karst, Budapest, Hungary. — *Groundwater quality sustainability: IAH selected papers on hydrogeology* **17**, 119–133. <https://doi.org/10.1201/b12715-12>
- ERŐSS, A., MÁDL-SZŐNYI, J., SURBECK, H., HORVÁTH, Á., GOLDSCHIEDER, N. & CSOMA, A. É. 2012b: Radionuclides as natural tracers for the characterization of fluids in regional discharge areas, Buda Thermal Karst, Hungary. — *Journal of Hydrology* **426**, 124–137. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.01.031>
- FODOR L. 2013: A Budai-hegység K–Ny-i irányú földtani szelvénye. — In: MINDSZENTY A. (szerk.): *Földtani értékek és az ember*. ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 311 p.
- FODOR L., MAGYARI Á., FOGARASI A. & PALOTÁS K. 1994: Tercier szerkezetfejlődés és késő paleogén üledékképződés a Budai-hegységben. A Budai-vonal új értelmezése (Tertiary tectonics and Late Paleogene sedimentation in the Buda Hills, Hungary. A new interpretation of the Buda line). — *Földtani Közlöny* **124/2**, 130–305.
- GÁL B., POROS Z. & MOLNÁR F. 2008: A Hárshegyi Homokkő Formáció hidrotermális kifejlődései és azok kapcsolatai regionális földtani eseményekhez. — *Földtani Közlöny* **138/1**, 49–60.
- GOLDSCHIEDER, N. & DREW, D. 2007: Methods in Karst Hydrogeology. — *International Association of Hydrogeologists*, CRC Press. <https://doi.org/10.4324/9780203934623>
- GRAY, C. J. & ENGEL, A. S. 2013: Microbial diversity and impact on carbonate geochemistry across a changing geochemical gradient in a karst aquifer. — *The ISME journal* **7/2**, 325–337. <https://doi.org/10.1038/ismej.2012.105>
- GYALOG L., MAROS G. & PELIKÁN P. 2016: Budapest geokalauza. — *Magyar Földtani és Geofizikai Intézet* Budapest, 314 p.
- GYŐRI O., POROS Z., MINDSZENTY A., MOLNÁR F., FODOR L. & SZABÓ R. 2011: Budai-hegységi paleogén karbonátos kőzetek diagenézistörténete. — *Földtani Közlöny* **141/4**, 341–361.
- HAAS J., BUDAI T., CSONTOS L., FODOR L. & KONRÁD G. 2010: Magyarász Magyarország pre-kainozoos földtani térképéhez 1:500 000 (Explanation to the Pre-Cenozoic geological map of Hungary). — *Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Budapest*.
- HÁMOR T. 1991: Az anoxikus üledékképződés és a korai diagenézis vizsgálata stabil izotóp mérések alkalmazásával. — *Az Országos Tudományos Kutatási Alap 259. sz. téma zárójelentése*, Magyar Állami Földtani Intézet.
- HAVRIL, T., MOLSÓN, J. W. & MÁDL-SZŐNYI, 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. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.10.001>
- INGEBRITSEN, S. E., SANFORD, W. E. & NEUZIL, C. E. 2006: Groundwater in geologic processes. — *Cambridge University Press*, 564 p.
- IZÁPY G. 2002: Magyarország forrásainak katasztere. — *VITUKI Rt. Hidrológiai Intézete*.
- JAKUCS L. 1950: A dolomitporlódás kérdése a Budai-hegységben — *Földtani Közlöny* **80/10–12**, 361–380.
- JÁMBOR A. 1974: Üledékes kéntelep a Zsámbéki-medence szarmata sorozatában. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1972-ről*, 301–306.
- KELE S. 2009: Édesvízi mészkövek vizsgálata a Kárpát-medencéből: paleoklimatológiai és szedimentológiai elemzések (Travertine studies from the Carpathian Basin: paleoclimatological and sedimentological analyses). — *Doktori értekezés*, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest, 262 p.
- KELE S., SCHEUER G., DEMÉNY A., SHEN, C.-C. & CHIANG, H.-W. 2011: A Rózsadomb (Budapest) édesvízi mészköveinek U/Th sorozatos kormeghatározása és stabilizotóp-geokémiai vizsgálata (U/Th dating and stable isotope geochemical investigation of the travertines of the Rózsadomb (Budapest)). — *Földtani Közlöny* **141/2**, 445–468.
- KOVÁCS-PÁLFFY P. & FÖLDVÁRI, M. 2004: Északkelet-dunántúli édesvízi mészkövek ásványtana. — *Földtani Közlöny* **134**, 563–587.
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2017.05.009>
- KOVÁCS J. & MÜLLER P. 1980: A budai-hegyek hévizes tevékenységének kialakulása és nyomai (Evolution and evidence of the thermal water activity in the Buda Hills). — *Karszt és Barlang* **1980/2**, 93–98.

- LEÉL-ÓSSY SZ. 1995: A Rózsadomb és környékének különleges barlangjai (Particular caves of the Rózsadomb Area). — *Földtani Közlemények* **125/3–4**, 363–432.
- LEÉL-ÓSSY, S. 2017: Caves of the Buda Thermal Karst. — In: KLIMCHOUK, A. N., PALMER, A., DEWACLE, J., AULER, A. S. & AUDRA, P. (eds): *Hypogene Karst Regions and Caves of the World*. Springer, 279–297. https://doi.org/10.1007/978-3-319-53348-3_18
- LENKEY, L., DÖVÉNYI, P., HORVÁTH, F. & CLOETINGH, S. 2002: Geothermics of the Pannonian Basin and its bearing on the neotectonics. — *EGU Stephan Mueller Special Publication Series* **3**, 29–40. <https://doi.org/10.5194/smssps-3-29-2002>
- MACHEL, H. 1992: Low-temperature and high-temperature origins of elemental sulfur in diagenetic environments. — *Native Sulfur—Developments in Geology and Exploration*, OneMine, Inc., 3–22.
- MÁDLNÉ SZÓNYI J., CZAUNER B., ERŐSS A. & SIMON S. 2013: Karbonátos és csatlakozó üledékes medenceterületek fluidumdinamikai összefüggéseinek vizsgálata a szénhidrogén kutatás hatékonyságának javítása érdekében a Paleogén-medencében. — *Zárójelentés*. Eötvös Loránd Tudományegyetem, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 200 p.
- MÁDL-SZÓNYI, J., CZAUNER, B., IVÁN, V., TÓTH, Á., SIMON, S., ERŐSS, A., BODOR, P., HAVRIL, T., BONCZ, L. & SÓREG, V. 2017: Confined carbonates — Regional scale hydraulic interaction or isolation? — *Marine and Petroleum Geology*, <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2017.06.006>
- MÁDL-SZÓNYI, J., PULAY, E., TÓTH, Á. & BODOR, P. 2015: Regional underpressure: a factor of uncertainty in the geothermal exploration of deep carbonates, Gödöllő Region, Hungary. — *Environmental Earth Sciences* **74/12**, 7523–7538. <https://doi.org/10.1007/s12665-015-4608-z>
- MÁDL-SZÓNYI, J. & TÓTH, Á. 2015: Basin-scale conceptual groundwater flow model for an unconfined and confined thick carbonate region. — *Hydrogeology Journal* **23/7**, 1359–1380. <https://doi.org/10.1007/s10040-015-1274-x>
- MÁDL-SZÓNYI, J. & TÓTH, Á. 2017: Topographically driven fluid flow at the boundary of confined and unconfined sub-basins of carbonates: basic pattern and evaluation approach on the example of Buda Thermal Karst. — In: RENARD, P. & BERTRAND, C. (eds): *EuroKarst 2016, Neuchâtel: Advances in the Hydrogeology of Karst and Carbonate Reservoirs*. Springer International Publishing, Cham, 89–98. https://doi.org/10.1007/978-3-319-45465-8_10
- MARTINECZ Á. 2014: Hidrosztratiográfiai értékelés és áramkép szimuláció a Budai Termálkarszton. (Hydrostratigraphic distribution and groundwater flow simulation in the Buda Thermal Karst). — *Szakdolgozat*, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest.
- MINDSZENTY A. 2013: *Budapest: Földtani értékek és az ember*. — ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 312 p.
- MINDSZENTY A. & MÁDL-SZÓNYI, J. 1999: A Rózsadombi termálkarszt monitoring működtetése. — In: MINDSZENTY A. & MÁDL-SZÓNYI J. (szerk.), *ELTE TTK Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék*, 118 p.
- MINDSZENTY A., MÁDLNÉ SZÓNYI J., ERŐSS A. & PETHŐ S. 2001: A Budai Termálkarszt területén feltételezhető epikarszt vizsgálata. — *ELTE TTK Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék*, 50 p.
- MINDSZENTY A., MÁDL-SZÓNYI J., PETHŐ S., KOVÁCS J., MÜLLER I., FODOR L., KÁDÁR M., ANGELUS B., ERŐSS A., NYÚL K., POYANMEHR Z. & VARGA R. 2000: Rózsadombi Termálkarszt Monitoring Optimalizálása. — *Zárójelentés a 2000. évben végzett munkáról*. — *ELTE TTK Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék*, 111 p.
- MOLSON, J. W. & FRIND, E. O. 2015: HEATFLOW – SMOKER Version 7.0 - Density-dependent flow and advective-dispersive transport of thermal energy, mass or residence time in three-dimensional porous or discretely-fractured porous media. — *Manuscript*, Université Laval.
- NÁDOR A. 1991: A Budai-hegység paleokarsztjai. — *Doktori értekezés*, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Általános és Történelmi Földtani Tanszék, 171 p.
- ÖTVÖS V., ERHARDT I., ERŐSS A., CZAUNER B., SIMON S. & MÁDLNÉ SZÓNYI J. 2017: A Budai Termálkarszt hidraulikai viszonyainak barlangképződési vonatkozásai. — *Karsztféjlődés* **22**, 5–33.
- PALMER, A. N. 2007: Cave geology. — *Cave books*, 454 p.
- PALOTAI, M. 2013: Oligocene-Miocene Tectonic Evolution of the central part of the Mid-Hungarian Shear Zone. — *PhD dissertation*, Eötvös Loránd University, Budapest, 235–248.
- PAPP F. 1942: *Budapest meleg gyógyforrásai*. — Budapest Központi Gyógy-és Üdülőlhelyi Bizottság Rheuma és Fürdőkutató Intézet.
- PENTECOST, A. 2005: *Travertine*. — Springer Science & Business Media. <https://doi.org/10.1007/1-4020-3606-x>
- PLUMMER, L. N. & BACK, W. 1980: The mass balance approach: application to interpreting the chemical evolution of hydrologic systems. — *American Journal of Science* **280/2**, 130–142. <https://doi.org/10.2475/ajs.280.2.130>
- POROS, Z. 2010: Imprints of superimposed meteoric and thermal karst events on the porosity evolution of carbonate reservoirs — The case of the Buda Thermal Karst (Pannonian Basin, Hungary). — *Final report*, ENIS.P.A
- POROS, Z. 2011: Fluid migration and porosity evolution in the Buda Hills, Hungary—selected examples from Triassic and Paleogene carbonate rocks. — *PhD dissertation*, Eötvös Loránd University, Budapest, 141 p.
- POROS, Z., ERŐSS, A., MÁDL-SZÓNYI, J., MINDSZENTY, A., MOLNÁR, F., RONCHI, P. & CSOMA, É. A. 2010: Mixing of karstic and basinal fluids affecting hypogene cave formation and mineralization in the Buda Thermal Karst, Hungary. — In: ZAHARIA, L., KIS, A. TOPA B., PAPP, G. & WEISZBURG, T. (eds): *Acta Mineralogica Petrographica Abstract Series, Budapest*, 864 p.
- POROS, Z., MINDSZENTY, A., MOLNÁR, F., PIRONON, J., GYÓRI, 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. <https://doi.org/10.1007/s00531-011-0677-8>
- POYANMEHR, Z. 2016a: Budai karsztrendszer utánpótlódási viszonyainak hidrodinamikai vizsgálata vizgeokémiai adatok figyelembevételével. — *Doktori értekezés*, Szegedi Tudományegyetem, 120 p.
- POYANMEHR, Z. 2016b: A felszín alatti vízáramlás modellezése Budapest tágabb területén. — *Földtani Közlemények* **146/1**, 61–70.
- ROYDEN, L. H. & HORVÁTH, F. 1988: The Pannonian Basin. A study in basin evolution. — *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir* **45**, 402 p.
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, Z., FODOR, L. & HORVÁTH, E. 2006: Neotectonic and landscape evolution of the Gödöllő Hills, central Pannonian Basin, Hungary. — *Geolines* **20**, 116–118. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.02.010>

- RUSZKICZAY-RÜDIGER, Z., FODOR, L. I. & HORVÁTH, E. 2007: Neotectonics and Quaternary landscape evolution of the Gödöllő Hills, Central Pannonian Basin, Hungary. — *Global and Planetary Change* **58/1**, 181–196. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.02.010>
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, Z., DUNAI, T., BADA, G., FODOR, L. & HORVÁTH, E. 2005a: Middle to late Pleistocene uplift rate of the Hungarian Mountain Range at the Danube Bend, (Pannonian Basin) using in situ produced ^3He . — *Tectonophysics* **410/1–4**, 173–187. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.02.017>
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, Z., FODOR, L., BADA, G., LEÉL-ŐSSY, S., HORVÁTH, E. & DUNAI, T. 2005b: Quantification of Quaternary vertical movements in the central Pannonian Basin: a review of chronologic data along the Danube River, Hungary. — *Tectonophysics* **410/1–4**, 157–172. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.05.048>
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, Z., DUNAI, T., FODOR, L., BADA, G., LEÉL-ŐSSY, S. & HORVÁTH, E. 2005c: A negyedidőszaki függőleges kéregmozgások számszerűsítése a Duna völgyében a korábbi kronológiai adatok és új, kozmogén ^3He kitettségi kor mérések alapján (Quantifying of Quaternary vertical movements of lithosphere in the Duna Valley based on archive chronological and new ^3He exposure data). — *Földtani Közlöny* **135/3**, 373–403.
- SCHUEER, G. & SCHWEITZER, F. 1980: A Budai hévforrások fejlődéstörténete a felső pannontól napjainkig. — *Bull. Soc. Hidr. Hung.* **60/11**, 492–501.
- SCHRÉTER, Z. 1912: Harmadkori és pleisztocén hévforrások tevékenységének nyomai a Budai hegyekben (Traces of Tertiary and Pleistocene thermal spring activity in the Buda Mts). — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve* **19/5**, 56 p.
- SCHUBERT, F., KÓTHAY, K., DÉGI, J., M. TÓTH, T., BALI, E., SZABÓ, C., BENKÓ, Z. & ZAJACZ, Z. 2007: A szakirodalomban használt fluidum-és olvadékszárványokkal kapcsolatos kifejezések és szimbólumok szótára. — *Földtani Közlöny* **137/1**, 83–102.
- SZABÓ, V., FÓRIZS, I., HALAS, S., PELC, A. & DEÁK, J. 2009: A budapesti hévizek szulfátjának eredete stabilizotópos mérések alapján. — *A Miskolci Egyetem Közleménye, A sorozat, Bányászat* **77**, 73–81.
- SZANYI, G., SURÁNYI, G. & LEÉL-ŐSSY, S. 2012: Cave development and Quaternary uplift history in the Central Pannonian Basin derived from speleothem ages. — *Quaternary Geochronology* **14**, 18–25. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2012.09.001>
- TAKÁCS-BOLNER, K. 1989: Regional and special genetic marks on the Pál-völgy cave, the largest cave of thermal water origin in Hungary. — *Proceedings 10th International Congress of Speleology*, Budapest, 819–822.
- TÓTH, J. 1962: A theory of groundwater motion in small drainage basins in central Alberta, Canada. — *Journal of Geophysical Research* **67/11**, 4375–4388. <https://doi.org/10.1029/jz067i011p04375>
- TÓTH, J. 1963: A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. — *Journal of Geophysical Research* **68/16**, 4795–4812. <https://doi.org/10.1029/jz068i016p04795>
- TÓTH, J. 1999: Groundwater as a geologic agent: an overview of the causes, processes, and manifestations. — *Hydrogeology Journal* **7/1**, 1–14. <https://doi.org/10.1007/s100400050176>
- TÓTH, J. 2009: Gravitational systems of groundwater flow: theory, evaluation, utilization. — *Cambridge University Press*. Gravitational systems of groundwater flow: theory, evaluation, utilization. <https://doi.org/10.1007/s100400050176>
- VENDEL, M. & KISHÁZI, P. 1964: Összefüggések melegforrások és karsztvizek között a Dunántúli-középhegységben megfigyelt viszonyok alapján. — *MTA Műszaki Tudományos Osztályának Közleményei*, 97–119.
- VETŐ, I., NAGYMAROSY, A., BRUKNER-WEIN, A., HETÉNYI, M. & SAJGÓ, Cs. 1999: Salinity changes control isotopic composition and preservation of the organic matter: The Oligocene Tard Clay, Hungary revisited. — *19th International Organic Geochemistry. TÜBITAK, Marmara Research Center, Istanbul, Turkey*, 411–412.
- VIRÁG, M. 2016: Történeti áttekintés a budai barlangok keletkezéséről — a klasszikus karsztfejlődéstől a hipogén barlangképződésig. — *Karszt és Barlang* **2012–14**, 24–46.
- WEIN, G. 1977: A Budai-hegység tektonikája (Tectonism of the Buda Hills). — *MÁFI alkalmi kiadvány*, 76 p.
- ZIMMERMAN, W. B. 2006: *Multiphysics modeling with finite element methods*. — World Scientific Publishing Co. Inc., 422 p. <https://doi.org/10.1142/6141>

Kézirat beérkezett: 2018. 01. 14.