

GONDÁR KÁROLY-SÓREGI KATALIN

A „depressziós” Dunántúli-középhegység

Már az 1960-as években nyilvánvalóvá vált, hogy a Dunántúli-középhegység fő karsztvíztároló rendszerének dinamikus egyensúlya megbomlott. Ennek ellenére a biztonságos bányászkodás érdekében folytatódott, sőt növekedett a vízkiemelés mértéke. Napjainkra tragikussá vált a helyzet. 1989. január 1-jei adatok szerint a fő karsztvíztároló területének 25%-án +100 m alá süllyedt a karsztvízszint. Ez pedig a karsztrendszer természetes működésének teljes megszüntését jelentheti.

A kialakulóban lévő környezeti katasztrófáról a Hévízi-tó megmaradása érdekében indított harc során szerezhetett tudomást a közvélemény. Itt azonban sokkal többről van szó, mint egy tó sorsáról. Elveszíthetjük felbecsülhetetlen értékű, ivóvízként szolgáló karsztvízkészletünk jelentős részét, egy évmilliók során kialakult természeti rendszert.

Melyek voltak azok a fontosabb földtörténeti események, amelyek a Dunántúli-középhegység mint karsztvíztároló kialakításában szerepet játszottak?

A mészkő- és dolomitképződés legfőbb időszaka a hegység területén a triász volt. Már az alsó és középső triászban is képződtek a márga- és homokrétegek között olyan mészkő- és dolomitösszletek, amelyek később jól karsztosodtak. Ezekből a különböző vízvezető, tároló és vízáadó képességű kőzetekből a Balaton-felvidéken források fakadnak.

A Dunántúli-középhegység legjobb vízvezető, víztároló és vízáadó kőzete a Földolomit, amely a felső triászban képződött, egy meleg vízü tenger árapályzónájában. Hatalmas, eredetileg több ezer méter vastagságot is elérő tömegét elsősorban primitív szervezetek által kiválasztott mészkő építi fel, amely csak fokozatosan alakult át dolomittá. A Földolomit kőzeté válása után átkristályosodott. Ez a folyamat „tüntette el” belőle az ősmaradványokat, valamint segítette a dolomit repedezését és porlódását. A dolomit igazi repedezettsége a későbbi fejlődéstörténete során kéregmozgások eredményeként jött létre.

A Földolomit összletet vetőrendszerek szabdalják fel, melynek során egyes rögök a törések mentén kiemelkedtek, mások a mélybe zökkentek. A vetőket – különösen a fiatalabb, orogén mozgásokban megújultakat – 30–50 m széles vetőzónák kísérik, amelyek igen jó vízvezetők. A zömkel a Földolomitból álló alaphegység a kettős repedezettsége és a nagyságrendileg azonos vízvezető képessége miatt mátrix porozításának

tekinthető, amelyben a víz áramlása kváziizotóp. A Földolomit a törésvonalak mentén nagy mennyiségig karsztosodott, de mivel a dolomit mind szénsavas, mind szénsavmentes vízben nehezen oldódik, benne nagyobb barlangok nem alakultak ki.

A felső triász másik jellegzetes képződménye a nyugodt, sekély tengerben lerakódott finom mésziszapból keletkezett dachsteini mészkő, melynek 400–500 m vastagságot is elérő összlete elsősorban a Gerece és a Pilis felépítésében uralkodó. A mészkő vegyileg csaknem tiszta kalciumkarbonát, ezért kiválóan karsztosodik. A Dunántúli-középhegység barlangjainak nagy része ebben a kőzetben keletkezett.

A triász tengerüledékei a kéregmozgások hatására szétföredtek és különböző mértékben megsüllyedtek. Erre az egyenetlen térszínre rakta le üledékeit a jura tenger. Jól látható mindez a tatai Kálvária-dombon, ahol alsó jura rózsaszín mésziszap tölti ki a felhasadozott triász mészkőfelszínt.

A jura időszaki mészkövek is jól karsztosodtak. Fosszilis karsztosodás nyomait őrzi az Úrkút melletti Csárda-hegy, ahol az alsó jura rózsaszín mészkőbe oldódott 25–30 m mély kúrtókat tengeri lerakódásból származó mangánérc töltötte ki.

Zirc déli részén, a Kakashegyi úti köfjétfőben megfigyelhetők a felső jura tűzkőgumós mészkőbe oldódott karsztos üregek, az alsó kréta üledékek pedig a szintén felső jura fehér mészkő (zircei márvány) karsztos repedéseibe nyomultak.

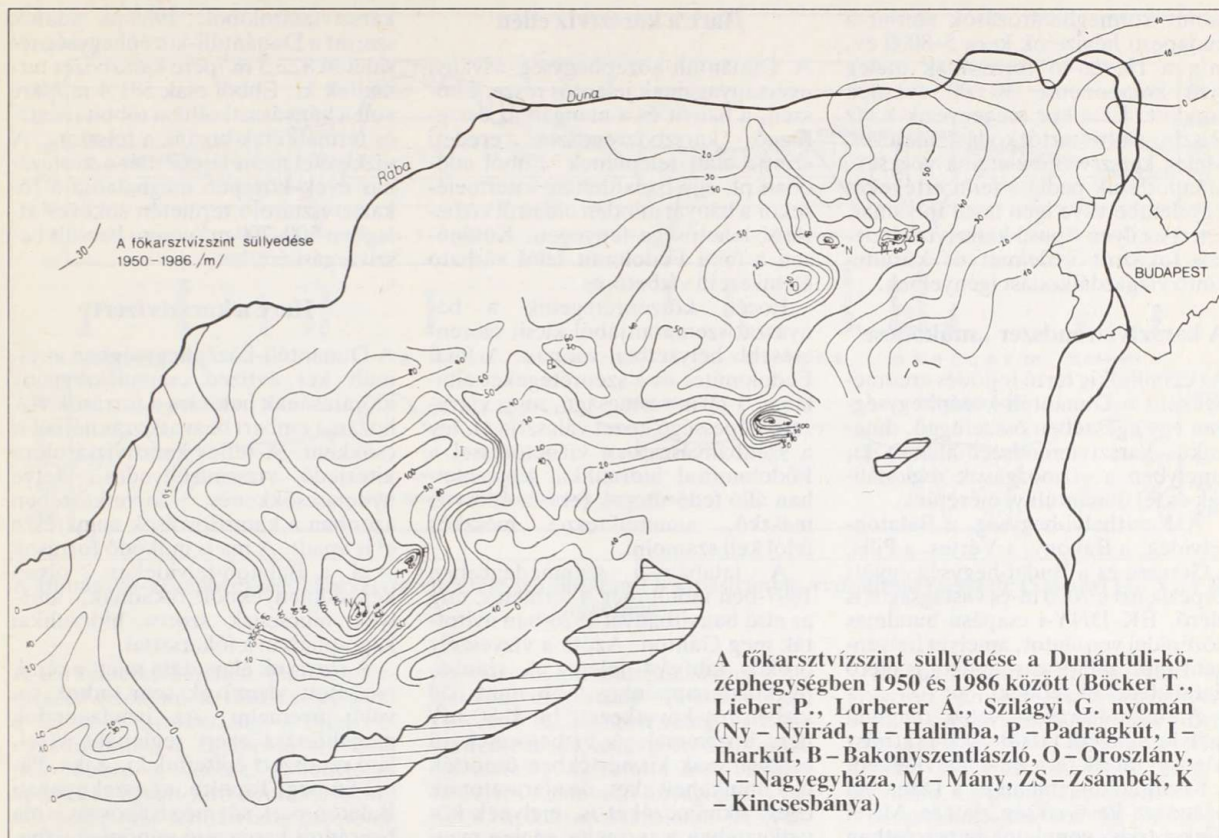
A mészkövek lerakódásának időpontját a bennük lévő ősmaradvá-

nyok korából pontosan meg lehet határozni. A karsztosodás időpontját azonban nehéz megmondani. Gyakorlatilag minden olyan korszak szóba jöhet, amelyben a karbonátos összlet a szárazföld része volt.

A földtani kutatások eredményei azt igazolják, hogy a kréta időszak első harmadában már szárazföldi sáv választotta el a Déli-Bakony és a Vértes-Gerece közötti üledékgyűjtőket. A Dunántúli-középhegység nagy része azonban csak a kréta utolsó harmadában emelkedett ki az egyre intenzívebbé váló kéregmozgások következtében.

A kréta végi kiemelkedés után a jura üledékek zömét és a triász karbonátos rétegeket egy részét eltüntette az erózió. Egyes kutatók szerint akár 3000 m vastag kőzetösszlet is lepusztulhatott, különösen a hegység peremi részein. Az intenzív mállást és aprózódást elősegítette a meleg, csapadékos trópusi éghajlat. Ekkor kezdődhetett a korábban már alaposan feldarabolódott triász felszín karsztosodása. Karsztos mélyedések, töbrök, szakadékvölgyek oldódnak a felszínbe. A töbrök gyakran 100 m mélyek is lehetnek, ugyanakkor csak 30–50 m átmérőjűek. Ezekben a karsztos mélyedésekben halmozódott fel bauxittelepeink többsége, még ugyanebben az időszakban. A legszebb paleokarsztos formák Gánton, Iharkúton és Darvaston láthatók. A Pilisben a lepusztulási időszakban elsősorban a dachsteini mészkő karsztosodott. Karsztos üregeit gyakran terra rossa (vörösföld) béleli ki. Pilisvörösvár környékén tűzálló agyag és festékföld halmozódott fel ily módon.

Az eoecénben a délnyugat felől előre nyomuló tenger öblein képződtek a Dunántúli-középhegység kőszentele-



pei. A szentelepek közé települő édesvízi mészkő különösen veszélyes a bányavízbetörések szempontjából, mivel a töredezett zónák mentén jól karsztosodott és már a kisebb vetők mentén is hidraulikai kapcsolatban áll a fő karsztvíztároló rendszerrel. A szintén eocén korú alveolinás nummulinás mészkő rosszabb víztároló és vízáadó képessége miatt a bányavíz-ellenítések során viszonylag könnyen lecsapolható.

Az eocénben képződtek a Budai-hegység algás, nummuliteszes mészkőrétegei is. Ez a kőzet rejtje magában Budapest néhány világhírű barlangját, pl. a Pálvölgyi-, a Ferenc-hegyi és a Mátyás-hegyi barlangot.

Napjaink felé közeledve a hegység történetében, egyre gyakoribbá váltak a szárazföldi periódusok. Az oligocén elején a Bakony, a Vértes, a Gerecse és a Pilis területe kiemelkedett, így lepusztulási térszínné vált. Az oligocénben tengeri üledékképződés csak a Budai-hegység területén, illetve peremi részein volt.

A miocén során képződött üledékek közül karsztvízföldtani szempontból csupán a szarmata mészkő jelentős, melyben a Tapolcai tavas-barlang is kialakult.

A pannonban a Dunántúli-közép-

hegység karszt történetében új fejezet kezdődött. A mély törések mentén hévíz kezdett a felszín felé áramlani. A meleg víz a mélybe süllyedt dolomit- és mészkörögből származott, amelyek repedéseiben tárolódó karsztvizet a geotermikus energia melegítette fel. Ez a folyamat napjainkban is tart. A forrástevékenység első időszakában a kőzetekben kovás, fluoritos, baritos és vasas ásványkiválások keletkeztek. Ezt követően hidrogénkarbonátossá vált a forrástevékenység. A felszínre lépő meleg vízü forrásokból forrásmészkő vált ki. Nyomai a Dunántúli-középhegység csaknem egész területén előfordulnak. Öcs, Pula, Vigándpetend és Nagyvácsny körül 50 km²-nyi területet borít 30–40 m vastagságban. A pannon végi forrásmészkő megtalálható Tótvázsonynál, Szentkirályszabadjánál és Kádártán is.

A Gerecsében az édesvízi mészkő azokban a forrásokban az elődeiből vált ki, amelyek például a tatai Fényes- és a Cseke-tavat is táplálták. A vértesszőlősi előember 350 000 éves maradványai, valamint a tatai Kálvária-dombon a Neander-völgyi ősember kőeszközei is forrásmészkőből kerültek elő. Tata városa pedig olyan mésztufára épült, amely nemrég még gyarapodott.

A forrástevékenység központja – mint ahogy ma is – a Budai-hegység volt. Forrásmészkő borítja a Szabad-ság-hegy és a Vár-hegy tetejét is.

A törések mentén feltörő forró víz nemcsak a mészkőben, hanem helyenként a dolomitban is üregeket, barlangokat oldott ki. A hévízes barlangokra jellemző a gömbfűlkés, gömbüst forma. A barlangok falát gyakran díszítik borsókővek és gipszkristályok. A Budai-hegység, a Pilis és a Gerecse több száz barlangja csaknem mind hévízes eredetű. A leszálló hideg karsztvizek csak később vették át a szerepet a barlangrendszerek alakításában.

Napjainkban Budapestnél, a Duna jobb partján több mint 60 természetes forrás működik. Hőmérsékletük 18 °C és 64 °C között változik. E források vizét használják fel világhírű fürdőink. A Duna bal partján mély fúrások hozzák felszínre a termálvizet. Az első kutat, a Margit-szigeti I. sz. kutat Zsigmondy Vilmos furta 1866–67-ben. Ma a termálkúttá kiképzett fúrások száma 28.

A Dunántúli-középhegység peremén fakad a Hévíz-tó forrás, melynek barlangjában keverékvíz tört fel. A felszálló meleg karsztvíz a pannon rétegek hideg vizével keveredik. A C¹⁴ természetes izotóppal végzett ab-

szolút kormeghatározások szerint a budapesti hévizeink kora 5–8000 év, míg a Hévízi-tó forrásának meleg vízi komponense 10 000 évesnek adódott. Ez a kor megegyezik a víz felszín alatti tartózkodási idejével. Meleg karsztvízkészleteink végesek, utánpótlásuk pedig a fenti értékeket figyelembe véve igen lassú folyamat. Ezért az ilyen típusú karsztvízkészletek fokozott védelmet és körülmintó vízgazdálkodást igényelnek.

A karsztvízrendszer „működése”

Az évmilliókig tartó fejlődés eredményeként a Dunántúli-középhegységben egy egészében összefüggő, dinamikus karsztvízrendszer alakult ki, amelyben a vízmozgások regionálisak és fél dunántúlnyi méretűek.

A Keszthelyi-hegység, a Balaton-felvidék, a Bakony, a Vértes, a Pilis, a Gerecse és a Budai-hegység együtt képezik azt a 2000 m-es vastagságot is elérő, ÉK–DNY-i csapású hatalmas középidői vonulatot, amelyet helyenként több 100 m vastagságot is elérő fiatal üledékek fednek.

A kutatófúrások vetők mentén mélybe süllyedt (1000–2000 m) triász rögöket tártak fel a zalai olajvidéken, a Kisalföld aljzatában és a Duna bal partján a Pesti-síkság alatt is. Mivel ezek a triász vonulatok kapcsolatban állnak a Dunántúli-középhegység mélyen fekvő, szintén triász rétegeivel, ezért a karsztvíztároló kiterjedését nehéz lehatárolni. Földtani-vízföldtani információk hiányában éppen ezekről a mélyáramlási rendszerekről tudunk a legkevesebbet.

A különböző karsztjelenségekből, a vízkémiai elemzésekből, a források és a karsztvízszintészlelő kutak adataiból csak a karsztvíztároló összlet legfelső néhány száz méterének törvényszerűségeit lehet megállapítani. Sokszor még az így nyert információk sem általánosíthatók, hiszen a víz-közet kölcsönhatás nagymértékben függ a közetek fizikai-kémiai paramétereitől. Márpedig a Dunántúli-középhegység fejlődéstörténete során rendkívül változatos rétegsor rakódott le. Ebből a hegység fő tömegét adó nagy vastagságú Földolomit és dachsteini mészkő emelkednek ki dominánsan. Ezt a felső triász korú karbonátos összletet nevezzük főkarszttnak.

Az alsó és középső triász, illetve az ennél fiatalabb mészkőrétegek rétegek-karsztokként kapcsolódnak a főkarszthoz. A márgás, homokos, agyagos rétegek pedig vízzáróként működnek, de a szerkezeti vonalak sok esetben módosítják a vízföldtani tulajdonságukat.

Harc a karsztvíz ellen

A Dunántúli-középhegység ásványi nyersanyagainak jelentős része, a kőszén, a bauxit és a mangán az összefüggő karsztvízrendszer eredeti szintje alatt települnek. Ebből adódóan pl. egy bauxitlencse kitermelésekor a bányát minden oldalról vízbetörés lehetősége fenyegeti. Különösen a fekvő Földolomit felől várható elemi erejű vízbetörés.

Eocén kőszénrétegeink a bányászat szempontjából kicsit szerencsésebb helyzetben vannak. A fekvő Földolomit és a szénrétegeket általában 0–60 m vastagságú, rossz vízvezető képességű közet választja el, így a szénbányászatban vízbetöréssel a Földolomittal hidraulikai kapcsolatban álló fedőrétegek (eocén édesvízi mészkő, nummuliteszes mészkő) felől kell számolni.

A tatabányai szénmedencében 1897-ben indult meg a termelés, míg az első bauxitbányát 1926-ban nyitották meg Gánton. Azóta a vízveszély örökös kihívást jelent. A szénbányákban napjainkig több mint 850 vízbetörés következett be 1–80 m³/perc hozammal. A vízbetörések jó esetben csak kismértékben öntötték el a munkahelyeket, de elárasztottak egész aknamezőket is, melynek következtében a termelés végleg megszűnt.

Kezdetben passzív módon folyt a védekezés. A vízbeáramlásokat elzárták, majd a bányatérsegből centrifugálszivattyúkkal külszínre emelték a beáramlott vizet. Később, az 1920-as években tértek át a passzív-preventív módszerre. Ez azt jelenti, hogy már az aknamélyítés, a vágathajtás során megpróbálták a közeteket szilárdítani, a repedéseket és a vetőket tömíteni. A szénbányászatban, ha nem is teljes sikerrel, de működött ez a módszer. A bauxitbányászatban azonban összefüggő védőréteg híján teljesen hatástalan maradt.

Vajon miért nem képeztek magából a bauxitból védőréteget, hiszen a bauxit maga is vízzáró? Ennek a lehetőségét is felfelrútt, de a szakemberek számításai szerint megfelelő védőréteg meghagyása mellett alig maradt volna a bauxitlencsékben művelhető érc. A szakemberek a bauxit biztonságos kitermelésére nem találtak más megoldást, mint hogy a karsztvízszintet a bauxittelepek alá süllyeszti. Az aktív vízszintsüllyesztést 1959-ben Nyírádnál kezdték meg. Később a szénbányászat is alkalmazta, hiszen ily módon teljes mértékben vízteleníteni lehetett a széntelepek fedőrétegeit.

Sajnálatos, hogy a lokális süllyesztések regionálissá fejlődtek, ahol egyre több vizet emeltek ki a fő

karsztvíztárolóból. 1988-as adatok szerint a Dunántúli-középhegység területén 822,3 m³/perc karsztvizet termeltek ki. Ebből csak 581,4 m³/perc volt a bányászati célú, a többi ivóvíz- és termálkutat hozták a felszínre. A vízkivétel mennyisége már a nyolcvanas évek közepén meghaladta a főkarsztvíztároló területén sokéves átlagban 500–700 m³/percre becsült beszívárgási értéket.

Harc a karsztvízért

A Dunántúli-középhegységben az elmúlt két évtized csapadékszegény időjárásának hatására a források vízhozama emberi beavatkozás nélkül is csökkent. A teljes karsztvíztárolóra kiterjedő vízszintsüllyedés, illetve nyomáscsökkenés következtében azonban a karsztforrások nagy része is apadt. A ma is működő források – pl. a Balaton-felvidéken – olyan képződményekből fakadnak, amelyek nincsenek szoros hidraulikai kapcsolatban a főkarszttal.

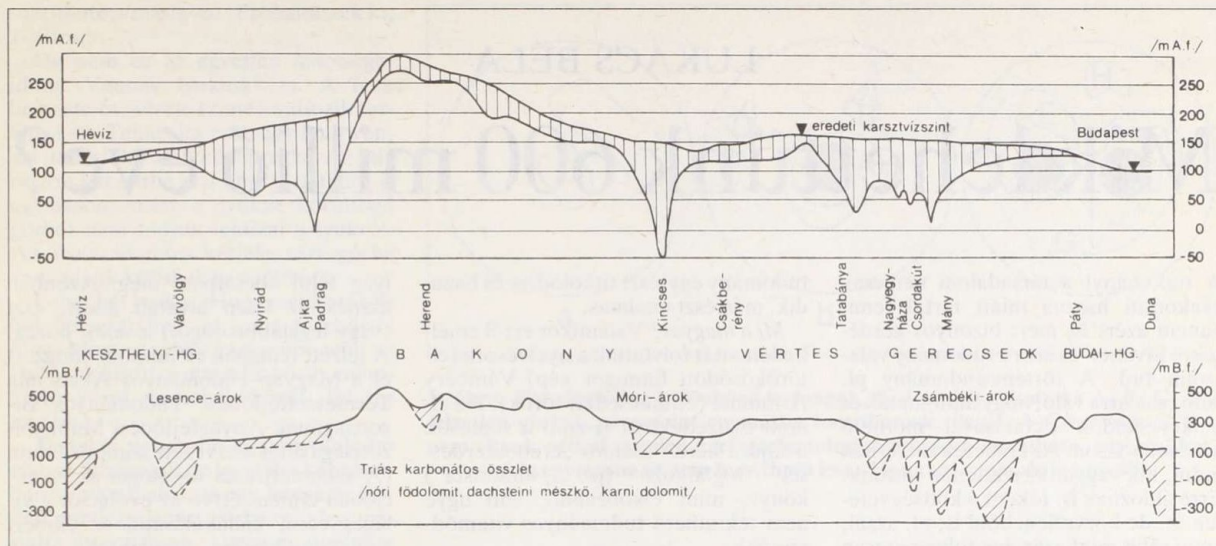
A források elapadása miatt a rájuk telepített vízművek sem tudtak tovább üzemelni. Az ivóvízgondok megoldására ezért regionális vízelátó rendszert építettek ki. Ajka, Pápa, Sümeg, Tapolca, az északnyugati Balaton-part, sőt még Kaposvár is ma Nyírádnál kapja a jó minőségű ivóvizet, Székesfehérvárra pedig Iszakszentgyörgy-Kincsesbányáról szállítják a tiszta karsztvizet. Tatabánya, Oroszlány és Pusztavám ivóvízellátása is eredetileg vízszintsüllyesztés céljából mélyített karsztaknából történik.

A kisvíztáruzott bányavíznek mindössze negyedrészt tudják ipari és ivóvízellátásra hasznosítani. A többi „csak úgy” elfolyik, pedig a lakossági vízigény kielégítésére egyre többre lenne szükség. A hiányt új kutak létesítésével sem lehet megszüntetni, hiszen – pontosan a karsztvízrendszer érdekében – maxímálták a kiemelhető mennyiséget.

A felszínre hozott víz nagyobb része a patakok elapadt forrásainak a vizét pótolja. Kincsesbányánál kiemelt tiszta karsztvíz folyik pl. a Galya-patak medrében. A Nyírádnál ki-termelt langyos karsztvizet a meleg-víz-patak vezette el, a tatabányai bányavizet pedig az Általérbe, illetve a tavakba vezették. A kiemelések csökkentésével, illetve megszüntetésével a Dunántúli-középhegység főkarsztból táplálkozó felszíni vízfolyásainak nem lesz sem természetes, sem mesterséges forrása.

Mára a karsztvízszintsüllyedés mértéke általában elérte a 30 m-t.

A bányauzemek körzetében a depresszió mértéke ennél jóval nagyobb.



A Dunántúli-középhegység főkarsztvízrendszerének hosszanti (csapásirányú) vízföldtani metszete (Szilágyi G., Víz B. nyomán)

A kár felbecsülhetetlen. Páratlan természeti értékeink kerültek veszélybe, a Tapolcai-tavasbarlang, a tatai Fényes-forrástó, a Tapolcafői-források már tönkre is mentek. A tényleges apadással együtt járó nyomáscsökkenés pedig már termálvízrendszereink működését is zavarhatja. A budapesti termálkarszt veszélyeztetettsége a bányászatról csak az utóbbi években, az eocénprogram elindításával nőtt meg. A Hévízi-tóforrás vízhozama és hőmérséklete azonban már 1980-tól fokozatosan csökkent.

A Hévízi-tó pusztulásának veszélye az utolsó csepp volt a pohárban. A hidrogeológus szakemberek és a környezetvédők megkongatták a vészharangot. A kérdés drasztikus formában vetődött fel. A mérleg egyik serpenyőjébe a még ki nem bányászott 150 millió tonna bauxit és 1500 millió tonna szénvagyont került, a másikba termálvíz, források, tavak, patakok és felbecsülhetetlen értékű ivóvízkészletünk. A végeredmény ismert: leállították az eocénprogramot, Nagygyűhán és Mátyon megszünt a termelés. Előírták a legfőbb „bajkeverő”, a nyírádi bauxitbányászat fokozatos megszüntetését is. A bezárt bányák vagyonáldozatát, amely a benn maradt nyersanyagból és állóeszközökből tevődik össze, összesen 51,1 milliárd forintba becsülik.

A regionális karsztvízszintsüllyedés okozta környezeti károknál talán még súlyosabb gondokat idézhet elő karsztvizeink elszennyeződése. Sajnos ennek a lehetősége is fennáll.

A karsztvízrendszerben bekövetkező vízszint- és nyomáscsökkenés hatására a természetes karszt-réteg-

víz-talajvíz kommunikációs rend helyenként megfordult. A karsztvízzel keveredő szennyezett réteg- és talajvíz nemcsak a karsztvíz eredeti kémiai összetételét változtatja meg, hanem veszélyes szennyező anyagokat is bejuttat a karsztvíztárolóba. Helyenként már kimutatható a felszíni eredetű szennyeződésre utaló nitráttartalom megjelenése és növekedése.

Megváltozott a karsztvíztároló viszonya a felszíni vizekhez is. A karsztvíz eddig mederforrásokon keresztül távozott a Balatonba, Dorog, Esztergom térségében pedig a Dunába. Féltő, hogy az áramlási irányok megfordulásával a Duna, valamint a Balaton közel sem tiszta vize beszívároghat a karsztba. A víznélő patakmederszakaszok hossza is nőtt az elmúlt években. Ez különösen veszélyes, hiszen felszíni vízfolyásainkat sokszor ipari és kommunális szennyvíz elvezetésére szolgáló csatornáként használják.

Potenciális veszélyforrást jelent minden egyes, a nyílt karszton felhalmozott szemétdomb, a mezőgazdaságban felhasznált műtrágyák és növényvédők szerek is. A szennyező források hiába pontszerűek, a karsztba bejutva regionális szennyeződéseket okoznak. Az ipari objektumokat közvetlen szennyező forrásnak tekinthetjük. A szigorú környezetvédelmi előírások ellenére az ipari hulladék és az ipari szennyvíz nem mindig kerül a megfelelő helyre. Még csak most kezdődik annak a felmérése is, hogy mekkora kárt okoztak a hazánkban állomásozó szovjet csapatok. A Dunántúli-középhegység legszebb nyílt karsztos területe, a Veszprémi-fennsík túlnyomó része katonai terület volt.

Maguk a felhagyott és vízzel elárasztott bányáuregek is elszennyezhetik a karsztvizet. Egy bánya kitisztításához legalább 15-ször annyi vizet kellene átvittatni rajta, mint a térfogata. Ez pedig lehetetlen.

A szakemberek azt ígérik, hogy sokkal körültekintőbben, takarékosabban fognak gazdálkodni karsztvízkészletünkkel. Ha megáll a Dunántúli-középhegység karsztvíztermelésének a növekedése, talán nem terjed tovább a regionális depresszió. Új, dinamikus egyensúlyi állapot áll be, amely mellett a környezeti károk nem haladják meg az elviselhető mértéket. Az évmilliók során kialakult eredeti állapotot azonban már nem lehet visszaállítani.

E SZÁMUNK SZERZŐI

DR. ABONYI IVÁN, a fizikai tudományok kandidátusa, MTA, ELTE elméleti fizikai kutatócsoport, Budapest; ASZÓDI ATTILA biológus, Mezőgazdasági Biotechnológiai Kutatóközpont, Gödöllő; BÖSZE ZSUZSANNA biológus, Mezőgazdasági Biotechnológiai Kutatóközpont, Gödöllő; GONDÁR KÁROLY geológus, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest; DR. KAMARÁS KATALIN fizikus, KFKI, Budapest; DR. LAUNÉ GYÖRGY egy. tanársegéd, SOTE Pszichiátriai és Pszichoterápiás Klinika, Budapest; DR. LUKÁCS BÉLA elméleti fizikus, KFKI, Budapest; NÉMETH GÉZA szerkesztő, Természet Világa, Budapest; DR. PAIS ISTVÁN tszv. egy. tanár, Kertészeti és Tartósi-tóipari Egyetem, Budapest; DR. PATKÓS ANDRÁS egy. tanár, ELTE atomfizikai tanszék, Budapest; DR. TÓTH SÁRA egy. adjunktus, SOTE, Biológiai Intézet, Budapest; DR. SZÉKY PÁL ny. egy. docens, Budapest; DR. VERESS ISTVÁN, a Kolozsvári Agrártudományi Egyetem ny. professzora, Kolozsvár, Románia; DR. VERESS MARTON főiskolai tanár, Berzsenyi Dániel Tanárképző Főiskola, Szombathely.