

KARSZTVÍZFÖLDTANI VIZSGÁLATOK A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZETBEN

Jocháné Edelényi-Emőke-Tóth György-Sásdi László-Rotárné Szalkai Ágnes

Bevezetés

A MÁFI-ban 1892-ben alakult meg a Vízföldtani Osztály, amely 1963-ban történt megszűnéséig az ország meghatározó hidrogeológiai kutatóhelye volt. Az osztály az 1970-es évek elején alakult újjá, s tevékenysége, jogutódjaival együtt, azóta is alapvetően három fő feladatcsoportba sorolható: *Országos vízföldtani kutatások, értékelések*, ezen belül az Országos Vízföldtani Monitoring működtetése; *Nagyrégiók vízföldtani kutatása*; és; *Módszertani kutatások, mintaterületek, szelvények értékelése*, ezen belül hidrogeológiai modellezés.

A MÁFI-ban folyó tevékenységek közül főként a témánkhöz is kapcsoló munkákat emeljük ki.

1949-ben Dorogon indult meg a bányavágatokkal feltárt földalatti üregek vizeinek helyszíni elemzése ([Venkovits I., 1949](#)), s a helyszíni kémiai vizsgálatok a Balaton-felvidék forrásainak és kútjainak vizsgálatával folytatódtak. A Balaton-felvidék kutatására több ízben is sor került ([Gondár K., 1991](#), [Gondár K.-Gondárné Sőregi K., 1999](#)) és megtörtént a Káli-medence környezet- és vízföldtani kiértékelése ([Gondárné Sőregi K., 1996.](#)) is. A térségben részletes kutatás folyt a balatonfüzfő-berhidai szennyezett karsztvíz-talajvízrendszer területén.

Az osztály az 1970-es években kezdte meg a hegyvidéki területek kiegészítő vízföldtani felvételezését, melynek során valamennyi hegységre elkészült a vízforgalmi értékelés ([Dér I.-Venkovits I., 1976](#)). Elkészült Borsod megye és környéke 1: 150 000-es ([Deák J.-Szlabóczky P., 1978](#)), valamint Észak-Magyarország Ny-i részének 1: 100 000-es ([Horváth V.-Tóth Gy., 1984](#)) méretarányú vízföldtani atlasza. A Dunántúli-középhegység vízföldtani információs rendszerének terve 1985-ben készült ([Böcker T.-Tóth Gy., 1985](#)), a rendszer

kialakítása megkezdődött, s a későbbiekben a megváltozott körülményeknek megfelelően módosult (Tóth Gy-Horváth V. et al., 1987)

1982-ben indult országos áttekintő felvételezéssel a „Magyarország vízgeokémiai kutatása” program. Az eredményeket bemutató 1: 1 000 000-os „Vízgeokémiai Atlasz” a Miskolci Egyetem részvételével készült el 1985-ben.(Tóth Gy.- Egerer F.-Namesánszky G., 1985). Az egész országra kiterjedő geokémiai adatgyűjtés és feldolgozás ([Gál N.-Ó.Kovács L., 1991](#)) jelenleg is folyik.

Országos vízföldtani térképváltozatok 1: 500 000-es méretarányban készültek, „Magyarország vízföldtani térképe” Siposs Zoltán és Tóth György, valamint az „Ásvány- és hévízek térképe”, és „Magyarország talajvízforgalmi térképe” Tóth Gy. szerkesztésében 1986-ban és 1989-ben. Mezősós karszterületeinkről 1994-ben készült 1: 500 000-es méretarányú térkép ([Jocháné Edelényi E., 1994](#)). Ausztria, Szlovákia és Magyarország közös munkájának eredménye a folyó 30 km-es környezetét bemutató „Danube Region Enviromental Geology Programme” térképsorozata, melynek része az 1: 200 000-es méretarányú hidrogeológiai térkép. ([Malik et al., 1999](#))

A vízföldtani módszerfejlesztés keretén belül „A litosztratigráfiai formációk vízföldtani jellemzése” c. munka során értékelés készült valamennyi jelentősebb kiterjedésű kréta, eocén, oligocén és miocén formáció vízföldtani tulajdonságairól és térbeli elterjedéséről. ([Lorbererné Szentes I., 1987](#)).

A rendszeres 1:10 000-es részletességű földtani térképezések fontos támogatást jelentettek a vízföldtani tevékenység számára is. A földtani térképekhez készült alapadat-gyűjtemények és térképmagyarázók igen nagy mennyiségben tartalmaznak hidrogeológiai információkat ([Földi M., 1972](#)).

A térképezések és az alapkutatói munkák során lemélyített, s megfigyelőkúttá kiképzett fúrásokból alakult ki az intézeti vízmegfigyelő-hálózat, melyek egy része több mint 30 éves adatsorral rendelkezik. Az észlelőkutak vízszintváltozásainak értelmezésére módszertani kutatások is folytak ([Tóth Gy 1986b, Dér I.- Venkovits I., 1986, 1990](#)).

A térképezési munkák és a vízföldtani monitoring során összegyűlt számos adat hidrogeológiai szempontú részletes vizsgálatára és áttekintő értékelésére a Dunántúli-középhegység és az Északi-középhegység területén került sor.

Dunántúli-középhegység

Közismert tény, hogy a Dunántúli-középhegységben a nagyméretű bányászati vízkiemelés kedvezőtlenül érintette az ország legkiterjedtebb karbonátos összletében tárolt karsztvízkészletet. A 90-es évek kezdetén meginduló rehabilitációs folyamat térben és időben egyedülálló volta, a csak ekkor és e térségben elvégezhető karsztvízföldtani elemzések elvégzésének kötelezettsége tette indokoltá a rendelkezésre álló földtani ismeretanyag összefoglalását és célirányos értékelését, amit a „*Dunántúli-középhegység karsztvízföldtani vizsgálata*” projekt keretében végeztünk el. Tevékenységünk igen fontos – az OVF támogatását is élvező - részét képezte a *depressziós tölcsepek visszatöltődésének, e folyamatok földtani meghatározottságának vizsgálata*. A nyirádi, a kincsesbányai és a Tatabánya-dorogi depresszió elemzését az e térségekről különösen sokrétű földtani ismeretanyag és a bauxitbányászati iparág által létrehozott és fenntartott sűrű észlelőkút-hálózat tette lehetővé, melyből több kút ma már a MÁFI észlelőhálózatának része. Az elvégzett vizsgálatok a geológiai felépítés meghatározó szerepét igazolták, egyértelműen kirajzolódtak a földtani felépítés karsztvízszintet meghatározó elemei, világossá vált e területen a karsztvízszint és a földtani-szerkezeti kép kapcsolata. Lényeges a vízföldtani szempontból eltérő viselkedésű - víztároló-, vízáteresztő, illetve vízrekesztő - kőzettestek térbeli helyzete és érintkezési felületeik jellege. A kőzetek vízvezető képességét részben képződéskori sajátosságaik - tömör vagy üregekkel tagolt voltak - részben a leülepedésük óta eltelt idő alatti, eredeti jellegüket megerősítő vagy gyengítő geológiai történések határozzák meg. A karbonátos kőzetek esetében elsősorban a karsztosodás döntő jelentőségű. Igen lényegesek a földtörténet folyamán végbement tektonikai események, amelyek a kőzettesteket képződési helyükről elmozdíthatják, eltérő vízföldtani viselkedésű kőzettesteket rendezhetnek egymás mellé, és a mozgások jellege szerint meghatározzák a közöttük lévő határfelületek vízföldtani tulajdonságait.

A térség karsztvízföldtani szempontból legnagyobb jelentőségű kőzetcsoportja a kétezeröttszáz-háromezer méter vastagságúra becsülhető főkarsztvíztároló összlet, amelynek elsősorban felső-triász karbonátos kőzetei lényegesek. A triász képződménysoron belül jelentősek - az egykori képződési környezeteknek megfelelő - különböző kőzettípusok, elsősorban a tisztán karbonátos kőzetek között kifejlődött változó mennyiségű finomtörmelékes alkotórészt tartalmazó képződmények. Vízföldtani jelentősége különösen a felső-triász számottevő vastagságú karbonátos összletet tagoló kőzetesteknek - a Fődolomit alatt települő Veszprémi Márga és a Fődolomit és Dachsteini Mészke Formáció között kifejlődött Kösszeni Formációknak - van, valamint a középső- és alsó-triász korú, törmelékes elegyrészeket változó mértékben tartalmazó kőzetesteknek. A csaknem tisztán karbonátos képződmények sem teljesen homogének, így víztároló és -vezető képességeik is különböznek. A nagyvastagságú Fődolomit és a jóval vékonyabb Dachsteini Mészke - egykori, a tengerszint oszcillációjának megfelelően többször változó képződési környezetüknek megfelelően, amely az ár-apály övtől a folyamatosan vízzel borított sekélytengeri sávig terjedt - ciklikus felépítésű képződmények. Ennek megfelelően egyes rétegei jelentős elsődleges porozitással rendelkeznek, másodlagos üregrendszerük kialakulását pedig a kőzettéválási folyamat utáni történetük - a tektonikai események és karsztosodási folyamatok - szabták meg. Képződési környezetükből fakadóan eltérően reagálnak a szerkezeti igénybevételekre, s ennek következtében eltérő a vízvezető képességük is. A mészke törések, vetők mentén kioldott vízjáratos zónákban, vagy nagyobb karsztosodott üregrendszerekben vezeti a vizet. A dolomit törésrendszere a kőzet ridegsége miatt viszonylag homogén, a vetőzónák környezetén kívül kevésbé alakulnak ki kitüntetett irányok.

A főkarsztvíztároló összlet leülepedését követő első - az egész Dunántúli-középhegységi zónában jelentős fejlődéstörténeti esemény - vízföldtani szempontból is lényeges volt. Az ausztriai, majd a párszáz méter vastagságú függőkarsztvíz-tárolót is magában foglaló albai képződménysor lerakódását követően, a szenon előtt végbement pregozau tektonikai fázis az addig lerakodott képződménysorban szinklinorium szerkezetet alakított ki. A zóna középső sávjában az akkor még legfiatalabb - uralkodóan aleuritós, agyagos, márgás kifejlődésű, helyenként a karbonátos, függő-karsztvíztároló közbetelepüléseket is tartalmazó - albai képződmények voltak felszínen. Észak és dél felé haladva a szinklinális szerkezetnek megfelelően, a fiatalabb képződmények lepusztulása következtében jelentős területi elterjedésben alkották az egykori felszínt a térség földtani felépítésében legnagyobb súllyal szereplő felső-triász karbonátos kőzetek, elsősorban a több, mint ezer méter vastag Fődolomit.

A hosszú ideig felszínen lévő karbonátos kőzetek erőteljes karsztosodásához, másodlagos üregrendszerük kialakulásához (amely nagy valószínűséggel elsősorban az elsődleges porozitással is rendelkező rétegeket érintette) az egykori trópusi klíma igen kedvező feltételeket teremtett. Természetesen e tektonikai fázis során egyes területeken erősen gyűrt, torlódásos szerkezetek is kialakultak. A szinklinális középső sávja is helyenként lepusztult, s az itt felszínre került karsztvíztároló karbonátos kőzetek is karsztosodtak.

A szerkezetalakulást követő felső-kréta üledékciklus során képződött az ugyancsak függőkarsztvíztároló Ugodi Mészke, amely zátonyképződmény, s ennek megfelelően jelentős elsődleges porozitással rendelkezik. Helyenként - a képződési idején kiemelt helyzetű, csak később előntésre került sávokban - közvetlenül települ a főkarsztvíztároló összletre, s e területeken egységes hidrodinamikai rendszert alkot a főkarsztvíztároló képződményekkel .

A felső-kréta ciklust követően ismét kiemelkedés, lepusztulás, s a felszínen települő karsztvíztároló képződmények karsztosodása következett. Az összetett karsztrendszer legfontosabb ismérve, hogy a korábbi fázisok során keletkezett karsztos elemek a későbbi fázisok során felülíródnak. Ez egyaránt jelentheti a porozitás (vízvezető járatok) csökkenését mélybetemetődés, cementáció, vagy éppen kiemelkedés és felszínközeli omlások hatására, de ennek ellenkezőjét is (a járatok további oldódásos tágulását újabb karsztesemények hatására). Bármelyik esetről is legyen szó, a korábbi karsztfázisok döntően befolyásolják a későbbi folyamatokat.

E folyamatot újabb süllyedés s az eocén - az ugyancsak függőkarsztvíztároló karbonátos képződményt, a Szóci Mészke Formációt, valamint a vízszintsüllyesztést végző bányák által kitermelt kőszén- és bauxitrétegeket is lerakó - üledékciklus képződése követte.

A következő lényeges fejlődéstörténeti esemény az allochton helyzetben lévő Dunántúli-középhegységi nagyszerkezeti egység mai helyére kerülésének folyamata a határait képező két jelentős tektonikai vonal - ÉNy-on a Rába-, délen a Balaton-vonal - mentén. E mozgáshoz -amely az európai és afrikai kéreglemezek egymáshoz való közeledésének egyik következménye - számos, a felszínalatti vízmozgásokban szerepet játszó tektonikai vonal létrejött kötődik. Az oligocén végén megkezdődött s a maximális intenzitást a miocénban elérő tektonikai mozgás során az ÉK-DNy-i csapású zónában a szinklinális szerkezet alapvetően megőrződött. Természetesen az egész térség nem viselkedett egységes merev

tömbként, hanem -igen gyakran a már korábban létrejött tektonikai vonalak felújulásával- elsősorban ÉNy-DK-i, de igen gyakran erre merőleges ÉK-DNy-i irányú horizontális elmozdulási vonalak mentén önállóan -gyakran kulisszaszerűen- mozgó részterületek alakultak ki, melyek csapása eltérhet az uralkodó iránytól. E horizontális elmozdulásokat okozó tektonikai vonalak valamennyi depressziós térségben jelentős szerepűek. Csapásirányban igen jó, arra merőlegesen viszont erősen korlátozott vízvezetőképességet mutatnak, a tektonikai vonalak menti összetöredezett közetsáv, illetve a vetősíkok elagyagosodása következtében.

Karsztosodásra az oligocén végén-alsó-miocén elején nyílt lehetőség a térségben, főként a már kialakult szerkezeti vonalak mentén.

A következő, karsztvízföldtani szempontból is jelentős események a szarmata karsztvíztároló képződményt eredményező - biogén karbonátos üledékképződés, és a változó szemcseméretű törmelékes képződményeket lerakó pannóniai üledékképződés, valamint a felső-pannóniai vulkanizmus, amely a hegység DNy-i részén jelentős tömegű, s a főkarsztvíz-tároló összletet átharántoló gyökérszónájuk következtében a karsztvízáramlást korlátozó bazalttesteket hozott létre.

A pannóniai beltó partvonalai mentén a meredeken kiemelt területek parti sávjában abrázációs barlangok létrejöttére, a karbonátokból felépülő fennsíkokon pedig jelentős kiterjedésű karsztos üregrendszerek kialakulására nyílt lehetőség.

Természetesen a fejlődéstörténeti események hatásai a későbbi történések hatására gyakran erősen módosultak, gyengültek vagy erősödtek, de mindenképpen nyomot hagytak, s a későbbi események is általában a közettestek korábban már igénybevett részeit érintették.

A térség mai morfológiai képe - néhány már korábban kiemelkedett terület kivételével - alapvetően a pleisztocén folyamán alakult ki. A főkarsztvíztároló összlet jelentős területen felszínre bukkan, beszivárgásra alkalmas területeket képezve, ahol a lehulló csapadék a mélybe szivárog, s a helyenként jelentős mélységbe süllyedő kőzetek üreg és hasadékrendszerében a megcsapolási pontok felé áramlik. Az utánpótlódási és megcsapolódási területek alakulását, s a földtani felépítés által meghatározott áramlási

pályákat a későbbiekben - földfejlődés-történeti események már nem - csupán az emberi tevékenység módosította.

A *nyirádi depressziós tölcsér* és a földtani szerkezet kapcsolatának elemzése során egyértelműen meghatározhatóvá váltak a vízszint alakulására hatást gyakorló földtani tényezők, melyek a depresszió központi részét jól körbehatárolták ([1. ábra](#)): ÉNy-on a szinklinális szerkezet, elsősorban annak központi sávja jelentős, amelyben a folyamatos üledékképződés következtében csak igen korlátozott lehetőség volt a víztároló-, vízvezető karsztos üreg- és járatrendszer kialakulására.; DNy-on, DK-en és ÉK-en az ÉNy-DK-i, illetve erre merőleges irányú - uralkodóan alsó-miocén korú horizontális elmozdulási vonalak játszanak lényeges szerepet. A karsztvíz nyomásszintjét bemutató izovonalak alapján a tektonikai elemek csapásirányukban igen kedvező, arra merőleges irányban pedig erősen korlátozott lehetőséget biztosítanak a nyomásterjedés és az áramlás számára. ([Jocháné Edelényi E., 1997](#)). E tényeket jól magyarázza a horizontális elmozdulási vonalak mentén a kőzetek felaprózódása, a merőleges irányú korlátozást pedig a vetők mentén végbemenő nagymértékű elagyagosodás. Lényeges szerepük van a horizontális elmozdulási vonalaknál fiatalabb jó vízvezető felső-miocén és pannóniai képződményeknek. A jó vízvezető mészkő és kavics kőzetekből felépülő rétegek a horizontális elmozdulási vonalak fölött települnek, lefedik azokat, s kifejlődési területük azon részein, ahol közvetlenül a főkarsztvíztároló ösztlet fölött települnek, jó lehetőséget teremtenek az egyébként a horizontális elmozdulási vonalak által korlátozott nyomásterjedés számára. Ez a tény magyarázza a depressziós tölcsér központi részének jó kapcsolatát a Tapolcai medence és a Keszthelyi hegység DK-i része felé a közöttük húzó horizontális elmozdulások ellenére, s ennek köszönhető, hogy a tapolcai tavasbarlangban már a visszatöltődés korai szakaszán ismét megjelent a víz. Valószínűleg fontos - a nyomásterjedést és a vízáramlást gátló -szerepük van a Várkölyi medencében és a nyirádi plató DK-i részén lévő bazaltoknak ([Jocháné Edelényi E. 1999](#), [Jocháné Edelényi E., 2000](#)).

A térség eredeti áramlási rendszerében a bányászati vízkiemelések hatására változások történtek, amelyek jelentőssé váltak a Hévízi-tó utánpótlódása szempontjából. Nyirád környéke - a korábbi utánpótlódási terület - a legalacsonyabb nyomásintű megcsapolódási területté vált. A Keszthelyi hegységben ÉNy-DK-i irányú vízválasztó alakult ki. A hegység karsztos felszínére lehulló csapadék beszivárgó része a megcsapolási területet jelentő tó irányába áramolva a karsztos járatokban lefelé szivárog, maximálisan a vízrekesztő felső-

triász márgás rétegekig, majd Ny felé áramlik ([Csillag G-Nádor A., 1997](#)). A viszonylag rövid áramlási pálya következtében még fel nem melegedett, csupán pár ezer éves karsztvíz a tó alatt húzódó - csapásirányban igen kedvező, arra merőlegesen kedvezőtlen vízvezetést okozó - horizontális elmozdulási vonal K-i oldalán áramlik fel a tó forrásbarlangjába. A tó meleg ágának utánpótlódási területe döntően a Bakony, ahonnan a beszivárgó csapadék a szinklinális szerkezet északi szárnyán DNy-i irányba áramlik. A zalai térségben elérve egy - Nagylengyel térségéből kiinduló - ÉNy-DK-i csapású, felső-triász--felső-kréta korú vízrekesztő kőzetekből felépülő, s a miocén szerkezetalakuláshoz kapcsolódó horizontális elmozdulási vonalakkal határolt - vízrekesztő zónát kelet felé áramlik tovább, majd a Hévíz-tó alatti horizontális elmozdulási vonal Ny-i oldalán jut a forrásbarlangba ([1. ábra](#)). A meleg ág utánpótlásához a Keszthelyi hegységből származó csapadék is hozzájárul, a hegység előterében húzódó, a szinklinális szerkezet vízzáró középső sávját harántoló, ÉNy-DK-i irányú horizontális elmozdulási vonalak mentén ÉNy felé áramolva. A nyirádi depressziós tölcser területe az ÉNy-DK-i, csapásirányban jó vízvezető szerkezeti vonalak mentén csapolta meg a meleg ágat. A tó utánpótlódási modelljének modell-elemei már körvonalazódtak a korábbi évtizedek kutatásai során. A részletes földtani elemzés eredményeként az áramlási modell konkrét földtani tényezőkhöz kapcsolható, melyek helye pontosan rögzíthető.

A *kincsesbányai térségben* is a depressziós tölcser alapvetően a földtani felépítés és szerkezet által meghatározott. ÉK-DNy-i alakját a Dunántúli-középhegységi szinklinális ÉK-DNy-i csapású déli szárnyán települő, igen jól karsztosodott Dachsteini Mészke és a Fődolomit, valamint a Budaörsi Dolomit Formáció, s a fekéjükben települő – a szinklinális szerkezet következtében a prekainozóos felszín alkotó – gyenge víztároló-vízrekesztő középső- és alsótriász kőzetestek csapása határozza meg. A területen az alaphegység szerkezetét alapvetően a feltolódások és a horizontális elmozdulások határozzák meg. A kincsesbányai depresszió hatásterületét dél-délnyugat felé az Iszka-hegy déli tövében futó, nagyjából NyÉNy-KDK-i irányú jobbos horizontális elmozdulás, az ún. *Telegdi Róth-vonal* határolja. Ez a vonal Várpalotánál megszakítja a Balaton-felvidéktől idáig követhető Litéri-feltolódást, amely attól északkelet felé, a vizsgált területtől északkeletre folytatódik. Jelentős, a terület alaphegységi képződményeinek helyzetét meghatározó szerkezet a Móri-árok. A depressziós tölcser K-i része az árok déli részén helyezkedik el. ([Jocháné Edelényi E.- Gondárné Sőregi K. -Farkas S.-né, 1996](#)).

A tatabányai-mányi és a dorogi depressziós térségben a mezozoos alaphegységet túlnyomórészt felépítő karbonátok hasadékos tározó képződményei fölött települő kainozoos rétegsort - az eocén mészkövek és az oligocén homokkő rétegcsoportját leszámítva - finomtörmelékes vízzáró képződmények alkotják, melyek a medencék területén jelentősen kivastagodnak. A fiatal üledékek szerepe lényeges, mert a területen található mély szerkezeti árkok, pull-apart jellegű, fiatal, a fenti rossz vízvezető képességű üledékkal kitöltött medencék késleltetik a nyomásterjedést, és módosíthatják az áramlási viszonyokat. Az eocén regionális mértékben mérve kis vastagságú mészkő-betelepülések függőkarsztnak tekinthetők. A vizsgált terület szerkezeti felépítése rendkívül bonyolult, s azok a földtörténeti fázisok alakították ki, amelyek a Dunántúli-középhegység egészének fejlődéstörténetére jellemzőek. A szerkezeti elemek többsége normál vető, amelyek mentén egyes blokkok kiemelkedtek, mások a mélybe zökkentek. E szerkezeti elemeknek a többsége balos és jobbos horizontális vetőként is működött, oldalirányú elmozdulások jöttek létre, és az ellenkező irányú mozgások következtében alakultak ki a pull-apart jellegű, mélybezökkent medencék. A legjelentősebb nagyszerkezeti vonal a tatabányai depressziót délről lezáró NyDNy-KÉK irányú Vértessomló vonal, amely mentén jobbos irányú elmozdulás jött létre. ÉNy-DK-i irányú a Budai hegység nyugati peremén húzódó liztrikus nagyszerkezeti zóna is, amely mentén ívesen csúsztak a mélybe a Földolomit és Dachsteini Mészkő rétegek. Jelentős nagyszerkezeti zóna ezen kívül a terület ÉK-i részén húzódó mélytörés, amely mentén a karbonátos összlet a mélybe zökkent, és ugyanígy a nyugati részen az ÉK-DNy-i irányú nagyszerkezeti zóna, amely mentén a karbonátos rétegek a Kisalföld felé zökkentek a mélybe, s amely a tatabányai térség és a tatai források között teremt szinte közvetlen kapcsolatot. A tatabányai — mányi és a dorogi depressziós területek legfőbb utánpótlódási területe a Gerecse, a Dél-Pilisen keresztül a Budai hegység É-i része, valamint a dorogi depressziós tölcseré kelet, délkelet felől az Észak-Pilis-Dunazug-hegység. ([Jocháné Edelényi E.- Gondárné Sőregi K. -Farkas S.-né 1996, Jocháné Edelényi E.– Gondárné Sőregi K.- Gál N.](#))- in press).

A Dunántúli-középhegység ÉK-i régiója egy hidrodinamikailag folytonos rendszernek tekinthető, amely kisebb áramlási rendszerekből, egységekből áll össze. Ezeket a kisebb áramlási egységeket nagyszerkezeti elemek és/vagy a felszín alatti vízváltakók választják el egymástól. Áramlási irányokkal és jellemző nyomásállapottal jellemezhetők. Az áramlási egységek hidrodinamikailag kapcsolatban állnak egymással, részben a regionális méretű horizontális szerkezeti elemeken keresztül, részben a közös vízváltakó vonalon, ahol a potenciálértékek azonosak. Bármelyik egységben potenciálváltozás következik be, úgy az a

másikban is bekövetkezik, a potenciálesés-terjedés sebességének megfelelően. A nyomás-változás sebességét a márgás, aleurolitos, agyagos fedőképződmények erősen lecsökkentik. Ebből következik, hogy a budai melegvizes forrásokra mind a dorogi, mind a tatabányai depresszió által okozott nyomáscsökkenés hatással volt. Az egyes áramlási egységek közötti nyomás-kiegyenlítődést felgyorsíthatja a mindkét területet harántoló csapásirányban jó vízvezető képességű horizontális vető, pl. a tatabányai vízaknák és a tatai források között, amit az idei év tavaszán a forrásoknak az előre vártnál jóval korábbi megindulása is jelez. Egy adott terület utánpótlódási, áramlási képének megismeréséhez szükséges *a karsztvíz kémiai összetétele és a földtani felépítés közötti kapcsolat megismerése*, aminek vizsgálatát a budapesti termálkarszt területén kezdtük meg ([Jocháné Edelényi E.-Gál N.-Jordán Gy., 2000](#)). A Budai-hegységben évekig végzett paleokarszt-vizsgálatok eredményeként sikerült kimutatni egy, a triász végétől napjainkig tartó, több fázisból álló összetett karsztfejlődési folyamatot ([Nádor A.- Korpás L. –Juhász E. 1993](#), [Nádor A., Sásdi L., 1991](#)). A Budai-hegység paleokarsztos fejlődéstörténete döntően termális hatást nem tükröző, korai karszteseményekre, valamint az alaphegységet felépítő triász-eocén karbonátos sorozat betemetődését követő termális karsztfejlődési fázisokra bontható. Az első, bizonyítottan termális hatást tükröző karsztosodási esemény az oligocén esetleg korai miocén során történt, amikor a triász-eocén kőzetekből álló karsztrendszer többszáz méteres mélységben betemetődött. A Budai-hegység arculatát döntően befolyásoló hidrotermális barlangrendszer kialakulása a plio-pleisztocén időszakra tehető. A miocénben kezdődő kiemelkedés hatására a hegység ismét meteorikus környezetbe került. A karsztos térszínen lehulló csapadék beszivárogva a mélybe került, ahol az anomálishan magas geotermikus energia által felfűtve termális karsztforrások formájában tör ismét a felszínre a Duna mentén. E fő törés egyben a hegységi területéről leszivárgó hideg karsztvíz fő megcsapolója is, így ebben a töréses zónában a hideg és a meleg karsztvíz intenzív keveredése és üregtágító folyamata figyelhető meg.

Tevékenységünk fontos részét képezte a *Dunántúli-középhegység karsztvízföldtani térképsorozatának* szerkesztése, melynek során elkészítettük. a térség karsztvízföldtani szempontból egységesnek tekinthető, víztartó illetve vízzáró kőzetösszleteinek 1:100.000-es méretarányú térképeit ([Jocháné Edelényi E. – Gál N. – Jordán Gy., 2000](#)). A sorozat bemutatja a főkarsztvíztároló felszínének és a prealbai felszínnek a kifejlődését és tengerszinthez viszonyított helyzetüket, a felső-kréta és középső-kréta függőkarsztvíztároló kőzettestek kifejlődését és tengerszinthez viszonyított helyzetüket. A térképsorozat és a karsztvíz nyomásszintjét ábrázoló térképek ([Böcker T. – Müller P. 1969-1977](#), [Böcker T. –](#)

[Liebe P. – Lorberer Á., 1978-1998](#)) összevetése alapján egyértelmű, hogy a térség egészében meghatározóak azok a földtani elemek, amelyek a depressziós tölcések részletes vizsgálata alapján körvonalazódtak, így az ott szerzett ismeretek extrapolálhatók.

A térképek alapján elkészítettük a *nyirádi depressziós térségre* a terület *3D modelljét*, [\(Jocháné Edelényi E. – Gál N. – Jordán Gy., 2000\)](#) amely rendkívül hasznosnak bizonyult a *Hévízi-tó utánpótlódási területének pontosítását* célzó, a gyógyfürdő és az OVF megbízásából a VITUKI-val közösen készített munkánkban.

Északi- középhegység

Az *Aggtelek-Rudabányai hegység* területének földtani térképezése 1980-ban indult meg. Ennek során hidrogeológiai térképezés alig történt, mivel a térséget a VITUKI kiemelt vizsgálati területként kezelte, a Jósvalói Kutatóállomás munkatársai magas szintű karsztvízföldtani kutatásokat végeztek.

A MÁFI Északmagyarországi Osztályának munkatársai a hidrogeológiai munkák keretében a hegység jelentős karsztforrásainak mintavételét végezték el; a kémiai elemzések a MÁFI Vízkémiai Laboratóriumában készültek el. A munkák során elkészült a hegység addig végzett nyomjelzéseinek értékelése is [\(Sásdi L.Szilágyi F., 1993\)](#). A kb. 100 vizsgálat jelentős része megfelelő eredményt hozott, ezek 40 %-át a Baradla-barlang és a Jósvalói forrás vízrendszerének vizsgálata során végezték el. Kisebb jelentőségű vizsgálat történt a térképezés során a Szőlősárdó környéki kis karsztrendszerek esetében a Bedela-kút - Túrós-töbri víznyelő, valamint a Szén-völgyi-víznyelő - Sárkánykút vonatkozásában [\(Sásdi L., 1986\)](#). Újabb árvízi bifurkációt sikerült kimutatni Szögliget térségében a Bene-bérci-víznyelő - Bene-bérci-forrás - Alsó-Acskó-forrás között [\(Sásdi L.Szilágyi F., 1987\)](#). Nagyobb volumenű felkészülést jelentett a Jósvalói melletti Nagytóhonya-forrás vízrendszerének vizsgálata, melynek során a Szelcepuszta melletti Hazugkúttal, valamint a Ménes-völgyben fakadó Mogyorós-kút eltűnő vizével való kapcsolatot sikerült igazolni [\(Sásdi L.Szilágyi F., 1992\)](#). Magyarországon először a Baradla-barlangban végeztünk izotópos nyomjelzéses vizsgálatot, mely inkább módszertani eredményeket hozott. Ennek során, sajnálatos módon a csernobili atomreaktor egy időben történő sugárszennyezését is sikerült kimutatni, ami második kísérletünket részben eredménytelenné tette. A szlovákiai Kecő-völgyben eltűnő patak vizsgálataink szerint a Jósvalói forrásban jelentkezik, sajnálatos módon a forrás vizének

szennyeződését eredményezve. Az Imolai Ördöglyuk-víznyelőben végzett kísérlet során arra a következtetésre jutottunk, hogy az elnyelődő víz közvetlenül a mélykarsztba jut, s a szlovákiai Safarikovó forrásaiban jelenik meg évezredek múlva ([Sásdi L. Szilágyi F., 1987](#)).

A földtani-tektonikai adatok alapján sikerült megalkotni a hegységek karszthidrológiai modelljét ([Sásdi L., 1994; 1998](#)). Eszerint egyértelmű, hogy egy vízzáró kőzetekből felépült alsó takarórendszeren karsztosodó kőzetblokkok helyezkednek el, melyek nincsenek egymással közvetlen hidrológiai kapcsolatban, így egységes karsztvíz sem képzelhető el. A nagyobb egységek (Alsóhegy vonulata, Szelcepusztai-karszt, Dusa, Galyaság, Rudabányai-hegység, Szalonnai-hegység) a kémiai vizsgálatok alapján is elkülöníthetők. A vizet is feltáró szerkezetkutató fúrások (Szögliget-4, Bódvarákó-4, -6, Perkupa-14) segítségével a Bódva-medence térségében sikerült kimutatni egy a már említett vízzáró takaró alatti karsztemeletet, melynek piezometrikus szintje a normál karsztvízszintnél 40 méterrel magasabb ([2. ábra](#)).

A *Bükk hegység* földtani térképezése 1986-ban indult meg. A terepi felvétel 1:10000-es méretarányú topográfiai térképek alapján történt, mellyel párhuzamosan karszthidrológiai adatgyűjtés is kezdődött. Ennek első fázisában **Nagy G.** vezetésével a Szalajka- és Szikla-forrásoknál vízszintregisztráló műszer, a Bán-forrásnál Thomson vízhozammérő bukógát és vízszintregisztráló műszer lett felszerelve ([Nagy G. et al., 1991](#)). Ezzel egyidőben az Észak-bükki Kemesnye É-i oldalán létesített Mályinka 16. sz. fúrásra és a Hór-völgyben mélyített Cserépfalu-9. és -10. sz. fúrásokra is vízszintregisztráló műszer lett felszerelve. A későbbiekben (1990-től) 2 csapadékmérő állomás (Hármaskút, Pazsag őrház), a Garadna-forrás vízhozammérése céljából vízszintregisztráló műszerállás, valamint az időközben mélyített Cserépfalu 11-13 sz. fúrásokon vízszintregisztráló műszer lett felszerelve.

Az elsődleges vizsgálatok elsősorban a Hór-völgy környéki karszterület vonatkozásában hoztak eredményeket. Egyértelművé vált, hogy a Hór-völgyi patak működése, illetve vízhozama nincs kapcsolatban a terület karsztvízszintjének ingadozásával. A terület különböző kőzeteiben (Hollóstetői F. tüzköves mészkő, illetve dolomit, Bervai F.) mélyített fúrások alapján a karsztvízszint ingadozása eltérő, olykor éppen ellentétes irányú mozgás tapasztalható. A karsztvízszint észlelését a Bükk projektől a Vízföldtani Osztály vette át, 1995 után a megfigyeléseket pénzhiány miatt fel kellett adni..

A földtani térképezéssel egy időben megkezdődött a forráskataszteri felvétel is, mely 3 db. 25000-es méretarányú térképlapon készült el (Istállóskő, Mályinka, Lillafüred). Ennek során minden forrásról állapotfelvétel készült (pillanatnyi vízhozam, vízhőmérséklet, elektromos ellenállás, pH, helyszínleírás). Kedvező esetben vízmintavétel is történt, a kémiai elemzések a Borsodi Regionális Vízmű (Kazincbarcika) laborjában készültek el.

A terepi munkák mellett összegyűjtöttük a hegység területén végzett víznyomjelzéses vizsgálatok fellelhető dokumentációit. Ennek eredményeként 1911 óta (MÁFI vizsgálatokkal együtt !) 59 ponton történt 109 víznyomjelzéses vizsgálatról van valamilyen információ. Közülük 53-at víznyelőben, 12-et medernyelőben, 31-et barlangi patakban, vagy szifonban, 3-at töbörben, 9-et fúrólukban végeztek el, 1 esetben pedig időszakos forrás visszahúzódó vizét jelezték. 43 esetben fluoreszcenciával, 38 esetben konyhasóval végezték a jelzést. Néhányszor vegyesen használtak jelzőanyagot, közöttük a spóra is szerepet kapott. Egyedi jelzőanyagként fuxint, metylviolettet, indigót és (véletlenül) fúróiszapot használtak. A 109 nyomjelzéses vizsgálat 53 %-a végződött elfogadható eredménnyel, 23 %-a eredménytelenül (sehol nem jelentkezett a jelzőanyag). 8 %-ban vegyes eredmény állapítható meg (több forrásban jelentkezett a jelzőanyag, egy része kizárható). 7 %-ban kérdéses a kimutatott összefüggés, 9 %-ban a földtani viszonyok illetve szintadatok alapján a kimutatott összefüggés egyértelműen kizárható. Összesen 38 pontról sikerült kideríteni hidrológiai hovatartozását, ezek zöme a fennsík keleti régiójához tartozik.

A térképezési program keretében 8 víznyomjelzéses vizsgálatot végeztünk el ([Sásdi L.Szilágyi F., 1993](#)). A Hármaskúti víznyelő sózásos nyomjelzése sikertelen volt. A Feketesári-víznyelő melletti fúrás fluoreszcenciás vizsgálata során megállapítottuk, hogy a térség egyértelmű kapcsolatban van a Szalajka-forrással, míg a Szikla-forrással való kapcsolata másodlagos is lehet. A Fenyves-réti-víznyelő vizsgálata során (3 kísérlet) bizonyítottá vált a Huba-forrással való kapcsolat, valamint a nem minden hidrológiai körülmények között fennálló kapcsolat a Margit-forrással. A Csipkési-víznyelő vizsgálata csak annyi eredményt hozott a régebbi eredményekkel szemben, hogy a térség nem áll kapcsolatban a Garadna-forrással. A Bánkúti-víznyelő nyomjelzése egyértelmű kapcsolatot bizonyított a Garadna-forrással. A Létrási Vizes-barlang szifontavának nyomjelzése bizonyította, hogy a terület vizei az Anna I-es forrással másodrendű, az Anna II-III-as forrásokkal harmadrendű kapcsolatban állnak. Ugyanakkor az is bizonyítottá vált, hogy az Anna II-III-as források vizének 80 %-a a Hámori tóból származik.

A földtani-hidrológiai munkák 1993-végén a kedvezőtlen gazdasági folyamatok és költségvetési megszorítások miatt félbeszakadtak. 1996-ban lehetőség adódott a munkák folytatására, ami a Bükk-hegység 25000-es méretarányú földtani térképének elkészítését jelentette, az eddigi eredmények kiegészítéseként történő földtani térképezéssel. Hidrogeológiai terepi adatgyűjtésre a pénzügyi keret nem bizonyult elegendőnek, így ebben a fázisban az eddigi földtani tektonikai adatok alapján történő hidrodinamikai modell, valamint a hegység karszt-fejlődéstörténeti modelljének megalkotása került előtérbe.

A Bükk-hegységet felépítő kőzetek között az ÉNy-i Bükkben ismert karbon agyagpala-összlet vízzáró, csak a benne elhelyezkedő mészkőlelencsék tárolnak vizet, amit kis vízhozamú karsztforrások jeleznek. Ugyancsak vízzáró az alsó-középső-perm palaösszlet. Gyengén karsztosodik a felső-perm mészkő, mely karsztos kőzettel érintkezve inkább vízzáró gátként működik (Tekenős-völgy). Az 5 osztatú alsó-triász kőzetek között a mészkőtagok jól karsztosodnak, a márga és homokkő közbetelepülések vízzáróak. A háromi dolomit közepesen karsztosodik, jó minőségű csak a felső részében kifejlődött Nyavalyási Mészkő Tagozatra jellemző. A középső-triász porfirrit hasadékos kőzet, melynek felső, felszínközeli repedezett zónái vízvezetők, összességében a kőzet vízzáró. Kitűnően karsztosodnak a középső-triász mészkő kőzettestek (Fehérkői, Fennsíki, Kisfennsíki, Bervai) amit a bennük kialakult barlangrendszerek, a hegységperemen belőlük fakadó nagyhozamú karsztforrások jeleznek. A Vesszősi Agypala ugyancsak vízzáró, kis mértékű víztározásra csak a benne levő mészkő- és vulkanitlencsék alkalmasak (Csipkésút, Jávorkút, Létrás). Közepesen karsztosodik a DK-i Bükk néhol porlódó dolomitja, a tűzkőtartalom függvényében közepesen-gyengén karsztosodnak a felső-triász tűzköves mészkövek (DK-i Bükk). A felső-triász vulkanitok a porfirithoz hasonló jellegű hasadékos kőzetek, karsztos kőzettel érintkezve vízzáró gátat alkotnak. A jura radiolarit jó vízvezető hasadékos kőzet, amit számos, belőle fakadó rétegforrás jelez Répáshutától É-ra. A jura agyagpalák vízzáróak, közepes szintű karsztosodásra csak a palaösszletben elhelyezkedő mészköves tagozatok (Jómarci Mészkő, Bükkzsérci Mészkő) alkalmasak. Jól karsztosodik az eocén mészkő, melyet a triász-jura összletektől helyenként vízzáró, ugyancsak eocén agyagos kavicsüledék választ el. A miocén üledékek (agyag, riolittufa) szintén vízzáróak, amit rajtuk kialakult nem karsztos vízgyűjtővíz víznyelők jeleznek (Nagymező, Perpác, Kisfennsík).

A Bükk hidrogeológiai felépítését a rétegtani felépítés következtében váltakozva következő, eltérő vízföldtani tulajdonságú elemekből álló közetsorozat, a tektonikai nagyszerkezet (nagy amplitúdójú gyűrődések, feltolódások, takaróhatár), valamint a kisebb jelentőségű szerkezeti elemek (palássági síkok, réteglapsíkok, törésvonalak) határozzák meg. Eszerint a hegység rétegtanilag több emeletből álló karsztrendszer alkot, mely a meredek dőlésű, olykor élére állított rétegek következtében oldalirányban elválasztott karsztegységekből épül fel.

A hegység karsztjának rétegtani és tektonikai megosztottságának következtében elvethetjük az egységes karsztvízszint elméletet. Számos ponton egymás melletti karsztegységek karsztvízszintje között lényeges szintkülönbség mutatható ki, s a földtani felépítés erre magyarázatot ad. A karsztvízszint szerkesztésénél a barlangok vízszintjeit csak, mint lehetséges maximum értéket vehetjük figyelembe, ugyanakkor egyes karsztvízszint-észlelő fúrások esetében is a vízjáték inkább barlangokban történő vízmozgásra, vízhozamváltozásra emlékeztet.

A Bükkt hidogeológiaiilag 3 nagy blokkra tagolhatjuk, melyek további kisebb egységekre oszthatók. A legészakibb nagy egység a kalfennsíki takarórendszer középső-triász - felső-jura üledéksorozata, mely ÉÉK-felől tolódott rá a középső nagy egységre, azon takaróként helyezkedik el. A középső egységet karbon - felső-triász, általában meredek rétegállású sorozat (antiklinális szerkezet D-i, átbuktatott szárnya) alkotja, melyre dél felől tolódott rá a déli nagy egység (Fennsík, D-i Bükk) középső-triász - felső-jura rétegsorozata. Ez a feltolódási sík tovább bonyolítja a hidrológiai képet, mivel a felső és alsó tektonikai blokk helyenként hidrológiai kapcsolatban van egymással, máshol viszont a vízzáró kőzetek elhelyezkedése a két blokkban befolyásolja a vízáramlási pályákat. A 3 nagyszerkezeti egységet további kisebb, hidrológiaiilag önálló egységekre lehet osztani, kapcsolat legfeljebb közös forrás létevel (Szilvásváradi Szikla), illetve időszakosan, vízhozamtól függő irányú vízvezetés (Diabáz-barlang), valamint vízhozamtól függő felszín alatti vízfolyás hossz változás (Fenyves-réti víznyelő Huba-forrás - Margit-forrás) által lehetséges. Az É-i egységben a jellemző felszínalatti vízáramlási irányok északiak és keletiek. A középső egységben nyugati és keleti, míg a déliben, a fennsíki régióban nyugati és keleti, a Tapolca - répáshutai tömbben keleti, ettől délre déli áramlási rendszerek mutathatók ki. Ezek általában barlangban, nyitott hasadékrendszerben történő áramlási irányokat jelentenek. A gyűrődési rendszerek miatt a Nagyfennsík D-i morfológiai letörésétől délre a gyűrődési tengelyekre merőlegesen lefelé, majd felfelé történő áramlás is lehetséges, mely akár többször ismétlődhet

a gyűrődések számától függően. A két eltérő áramlási irány ugyanabban az egységben egyszerre is előfordulhat.

Vízföldtani Monitoring

Az utóbbi tíz évben karsztos területen végzett tevékenységünk főként a 36 észlelőkút folyamatos észlelésének biztosításából állt. Az észleléseket leggyakrabban havonkénti kézi mérésekkel végezzük. Egyes területeken regisztráló műszer alkalmazására volt lehetőségünk, máshol negyedévenkénti kézi méréseket végzünk ([1. táblázat](#)). Sajnos az észlelés nem volt zavartalan., több alkalommal rongálások nehezítették a munkát (Esztergom Török-fürdő, Pilisvörösvár-5, HgI-37), ami több helyen a folyamatos műszeres észlelések felhagyását eredményezte.

Az észlelőkutak földtani térképezés és alapkutatók során mélyült fúrások átalakításával létesültek, s ma a MÁFI Országos Felszínalatti Vízmegfigyelő-hálózatához kapcsolódnak. 1995-ben a HUNGALU Rt. megszűnésekor, annak Dunántúli Középhegységi Vízmegfigyelő hálózatából 16 db észlelőkutat átvettünk.

A megfigyelő-hálózat sajátossága, hogy az ország szinte valamennyi régiójában egységes módszerekkel regisztrálja a felszínalatti vízszintváltozásokat, és dolgozza fel a mért adatokat. A több évtizedes megfigyelés eredményeként pótolhatatlan értékű adatbázis jött létre ([Rotárné Szalkai Á et al., – in press](#)).

A kezelésünkben lévő adatmennyiség elvileg nyílt, bárki által hozzáférhető. Rendszeres adatszolgáltatást végzünk elsősorban a főhatóságok, a VITUKI, a Közép-dunántúli Vízügyi Igazgatóság számára, s 1996 utáni észlelési adatainkat átadjuk a Vízrajzi Évkönyv részére. A több évtizedes észlelési adatok feldolgozását elsősorban az intézet más egységeihez kapcsolódva végezzük. Az 1997–2000 időszakban mintaterületeken - a vilonyai észlelőkút-csoport és Esztergom térségében - végeztünk összehasonlító elemzéseket.

Tervezett munkáink

A Dunántúli-középhegység DNy-i részének kapcsolata a zalai térséggel még igényli az utóbbi területen képződött nagy mennyiségű adat további célirányos kiértékelését. A hegység ÉK-részén folyik a földtani térképezés, mellyel párhuzamosan hidrogeológiai felmérést tervezünk. Lényegesnek tartjuk a háromdimenziós földtani térmodellek készítését, amely a hidrogeológiai modellezés fontos alapját képezi.

A Bükk-hegységben a földtani térkép szerkesztése rövidesen befejeződik, ezt követően a térképmagyarázó készítése következik, amely hidrogeológiai összefoglalást is fog tartalmazni. A vízföldtani monitoring reményeink szerint tovább folytatódik, tervezzük a geokémiai értékelések nagyobb súlyát.

Köszönetnyilvánítás

Köszönetet mondunk a karsztos térségekben az elmúlt évtizedekben a földtanhoz, hidrológiához, bányászathoz kapcsolódóan tevékenykedő valamennyi - még aktív, nyugdíjba vonult, esetleg már eltávozott - kollégának, hogy munkájukkal hozzájárultak a mai karszthidrogeológiai ismeretek létrejöttéhez.

Irodalom

- Böcker T.–Müller P. (1969-1977):
A Dunántúli-középhegység karsztvízszint térképei. M= 1:200 000. – *VITUKI kiadv.*
- Böcker T.–Liebe P.–Lorberer Á. (1978-1998):
A Dunántúli-középhegység karsztvízszint térképei. M= 1:200 000. – *VITUKI kiadv.*
- Böcker T.-Tóth Gy. (1985):
Karsztvízföldtani térképezés a Dunántúli-középhegységben. Ütemterv és költségvetés. - *MÁFI adattár. Kézirat.*
- Csillag, G-Nádor, A. (1997):
Multi-phase geomorphological evolution of the Keszthely Mountains (SW-Transdanubia) and karstic recharge of the Hévíz lake. - *Z. Geomorph. N.E. pp16-26.*
- Deák J.-Szlabóczky P. (1978):
Borsod és környékének Vízföldtani Atlasza. M=1:150 000. Budapest.
- Dér I.–Venkovits I. (1976):
Felszín alatti vízforgalom gyors terepi mérési módszereinek vizsgálata hegyvidéki területe, - *Földt.Int.Évi Jel. pp 363-372.*
- Dér I.-Venkovits I. (1986):
A MÁFI pilisvörösvári vízmegfigyelő kútcsoportjának vizsgálati eredményei – *Földt.Int.Évi Jel. pp 389-402.*
- Dér I.–Venkovits I. (1990):
Az Esztergom vízvárosi karsztforrás története és összefüggése a Duna vízállásával. - *MÁFI Évi Jel. I. rész: 267-275.*
- Földi M. (1972):
Újabb vízföldtani adatok a Villányi hegységi karszterületről. - *Földt.Int. pp. 181-197.*
- Gál N.-Ó Kovács L. (1991):
Felszínalatti vizek kémiai adatainak feldolgozása matematikai módszerekkel. - *Hidr.Közl. 71.(4.) pp. 224-231.*
- Gondár K. (1991):
A Balaton-felvidék összefoglaló vízföldtana. - *Kézirat. Orsz.Földt. és Geof. Adattár. Budapest.*
- Gondárné Sőregi K. (1996):
Vízföldtani térkép. A Káli-medence környezetföldtani és természetvédelmi térképei 4. – *Kézirat. Orsz.Földt. és Geof.Adattár. Budapest.*

- Gondár K.-Gondárné Sőregi K. (1999):
Hidrogeológia. A Balaton-felvidék. - In: *A Balaton-felvidék földtana. pp151-157.*
- Horváth I. (1993-98):
Geokémiai tevékenység - In: *125 éves a Magyar Állami Földtani Intézet. Tanulmányok. pp 93-98. Budapest.*
- Horváth V.-Tóth Gy. (1984):
Nógrád megye és környéke vízföldtani térképe (Hydrogeological map of the Nógrád County and the surroundings). In: *Horváth V-Tóth Gy.: Nógrád megye és környéke vízföldtani atlasza. - Kézirat. Orsz.Földt. és Geof. Adattár. Budapest.*
- Jocháné Edelényi E. (1994):
Felszíni és felszínalatti mezozóos karbonátos összletek. M= 1: 500 000 – In: *Kis és közepes radioaktivitású hulladékok elhelyezése. Kézirat.*
- Jocháné Edelényi E.- Gondárné Sőregi K. -Farkas S.-né (1996):
A Dunántúli-középhegységi depressziók feltöltődésének geológiai meghatározottsága.-- Kézirat. Orsz.Földt. és Geof. Adattár. Budapest.
- Jocháné Edelényi E. (1997):
A geológiai felépítés hatása a Dunántúli-középhegységi karsztvízdepressziók visszatöltődésében. - *A Magyar Geológiai Szolgálat 1996.évi beszámolója. pp.25-27.*
- Jocháné Edelényi E. (1999):
Hidrogeológia. A Keszthelyi-hegység és a Tapolcai medence. - In: *A Balaton-felvidék földtana. .pp. 157-1610.*
- Jocháné Edelényi E. (2000):
A nyirádi depresszió és a Hévízi-tó kapcsolatának geológiai meghatározottsága. – *Hévízi Könyvtár 12. Karsztvízvédelem a Dunántúlon..pp 54-55.*
- Jocháné Edelényi E.–Gál N.–Jordán Gy. (2000):
A Dunántúli-középhegység karsztvízföldtani vizsgálata. - *Zárójelentés1998-2000. Kézirat Orsz.Földt. és Geof.Adattár. Budapest.*
- Jocháné Edelényi, E.–Gondárné Sőregi, K.-Gál N. (in press):
Impact of mining withdrawal on the thermal karst system, Transdanubian Central Range - *NATO Series Book.*
- Kuchen Z.-Nagy P.-Tóth Gy. (1991):
A Magyar Állami Földtani Intézet mélységi vízfigyelő kútjainak észlelési adatai. 1982-1988. - *MÁFI kiadvány*
- Lorbererné Szentes I. (1987):
Felső kréta formációk vízföldtani jellemzése. – *Kézirat. Orsz.Földt. és Geof. Adattár. Budapest.*
- Malik, P.-Boroviczenyi F.-Schubert, G.-Jocháné Edelényi, E.-Zsámbok, I.-et al (1999): - *DANREG Hydrogeological Map. M=1:200 000.*

- Nádor, A.-Korpás, L.-Juhász, E. (1993):
Tengerszint változásokkal kapcsolatos korai paleokarsztok a Budai-hegységben. - *Földt. Int. Évi Jel. pp. 118-128.*
- Nádor A.-Sásdi L. (1991):
A Budai-hegység paleokarsztjai és fejlődéstörténetük, I. Termális hatást nem tükröző paleokarsztok. - *Karszt és Barlang (I-II.) pp. 3-10.*
- Nagy G.- Pentelényi A.- Sásdi L. - Szilágyi F. (1991):
Vízföldtani ellenőrző mérőrendszer a Bükk-hegység területén. - *Kézirat, MÁFI Ad.*
- Rotárné Szalkai Á.- Marsó K.– Nagy P.– Gellér P.né - Vassné Hartyányi Z. (in press):
A MÁFI Országos Vízmegfigyelő Hálózata – *MÁFI Évi Jel. 1996-ról.*
- Sásdi L. (1986):
Karsztvíz és barlangrendszerek Szőlösárdó környékén. - *Karszt és Barlang II. p. 13.*
- Sásdi L.- Szilágyi F. (1987):
Víznyomjelzéses vizsgálatok az Észak-borsodi-karszton. - *Karszt és Barlang I. p. 33-37.*
- Sásdi L.-Szilágyi F. (1987):
Víznyomjelzéses vizsgálatok a Bükk-hegységben. - *A Bükk karsztja, vizei, barlangjai. Alkalmi kiadvány, Miskolc pp. 59-70.*
- Sásdi L.-Szilágyi F. (1992):
A jósvafői Nagy-Tohony-forrás vízgyűjtő területének karszthidrológiai viszonyai. - *Kossuth Emléknepok. Alkalmi kiadvány. pp. 67-72.*
- Sásdi L.-Szilágyi F. (1993):
A Magyar Állami Földtani Intézet által a Bükk hegységben végzett víznyomjelzéses vizsgálatának értékelése. - *A bükki barlangok kutatásának, védelmének és hasznosításának legújabb eredményei c. konferencia alkalmi kiadványa. Miskolc, pp. 97-106.*
- Sásdi L.–Szilágyi F.(1994):
Az Észak-borsodi-Karszt és a Bükk-hegység hidrodinamikai vázlata. – *Kézirat. Bányászat és Környezete Mérnöki Iroda Ad.*
- Sásdi L. (1995):
A Bükk-hegységi Balekina-barlang víznyomjelzéses vizsgálata. – *Kézirat. KTM BTI Ad.*
- Sásdi, L. (1996):
Karst drainage systems established by water tracing methods in Aggtelek National Park. - *Research in Aggtelek National Park and biosphere reserve. Proceedings of the Research, conservaton, managment conference Aggtelek, Hungary. 1-5 máj. p. 207-208.*
- Sásdi L. (1996):
A Bükk-hegységi Fekete-barlang víznyomjelzéses vizsgálata. – *Kézirat. KTM BTI Ad.*

Sásdi L. (1998):

Az Aggteleki Nemzeti Park vízföldtani viszonyai és vízrajza. - *Aggteleki Nemzeti Park. (Szerk. Baross Gábor) Budapest, pp. 118-156.*

Sásdi, L.- Szilágyi F. (2000):

An experimental study of the connection between karst waters in the area of Létrás-tető, Bükk mountains, Hungary. - *A Magyar Állami Földtani Intézet évi jelentése. I-II. pp. 147-151.*

Siposs Z.-Tóth Gy. (1989):

Vízföldtan (Hydrogeology). - *In: Pécsi M. et al. (eds.): Magyarország nemzeti atlasza. (National Atlas of Hungary). MTA kiadvány, Cartographia, Budapest: pp. 46-47.*

Tóth Gy. (1986a):

Magyarország talajvízforgalmi térképe. M=1:500 000. (Groundwater balance map of Hungary. Scale 1:500 000.). - *MÁFI kiadvány.*

Tóth Gy. (1986b):

A Magyar Állami Földtani Intézet felszín alatti vízmegfigyelő hálózata. (Res.: The subsurface water monitoring network of the Hungarian Geological Institute.) - *Földt. Kut.: 29. 4.:pp. 91-96.*

Tóth Gy. (1989):

Ásvány- és hévizek. (Mineral and thermal waters). - *In: Pécsi M. et al. (eds.): Magyarország nemzeti atlasza. (National Atlas of Hungary). MTA kiadvány, Cartographia, Budapest: 74.*

Tóth Gy.-Egerer F.-Namesánszky K. (1985):

Magyarország Vízgeokémiai Atlasza. M=1:1 000 000. - *MÁFI kiadvány.*

Tóth Gy.-Horváth V.- Puskely G.-Havas L. (1987):

Construction of the new geological--hydrogeological models of Hungary by the help of digitizing formation contour maps. - *Hungarian Geol. Society Annual Meeting Abstracts: 45. Budapest.*

Tóth Gy. – Kuti L.- Cserny T. (1994):

Hidrogeológiai Kutatások. - *In: 125 éves a Magyar Állami Földtani Intézet. Tanulmányok. pp. 102-103. Budapest.*

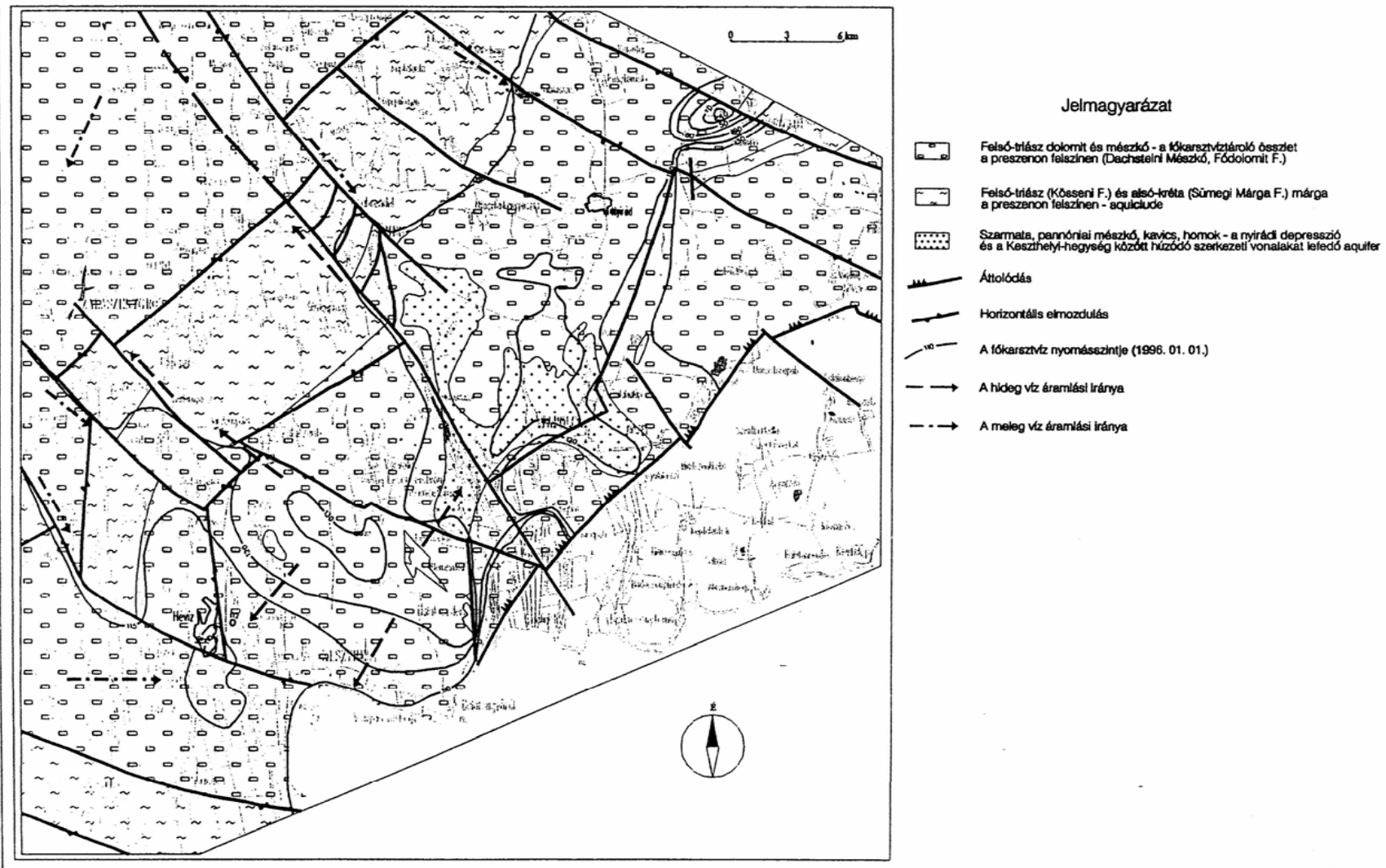
Venkovits I. (1949):

Adatok a dorogi mezozoós alaphegység szerkezetével kapcsolatos üregekhez és járatokhoz. - *Hidr.Közl. pp. 160-168.*

helyseg	kut szama	X	Y	Z (mBf)	melyseg	vizado	meres jellege	eszleles -tol -ig	megjegyzes
Cserszegtomaj	retegviz	164026.00	510927.00	115.50		13 dolomit	musz.	1989 - 2000	
Duka	1. karszt	198749.00	503524.00	146.53	586.00	13	musz.	1988 - 2000	
Vonyarcvashegy		159629.00	516547.00	122.50		karszt	musz.	1988 - 2000	vizmikut
Zalacsany	1.	166209.00	501442.00	120.52	239.60	13 dolomit	kezi	1983 - 2000	
Zalaszent		171571.00	512670.00	176.82		karszt	musz.	1990 - 2000	bizonytalan tulajdonu, egykor HM letesitm.
Berkenye	K.1.karszt	283333.00	651117.00	207.07	402.00	13	musz.	1978 - 2000	
Esztergom	1 orokt. 1.akna	272930.00	626531.00	107.48	kb. 7.0	13 nori dol./dach.m.	kezi/musz.	1966 - 1996	eszleles szunetel
Esztergom	1 orokt. 2.akna	272930.00	626531.00	kb.107	kb.4.0	13 nori dol./dach.m.	kezi/musz.	1988 - 1996	eszleles szunetel
Esztergom	E.120.	273109.00	632084.00	130.76	373.50	13 dachst. meszko	musz.	1989 - 2000	Dorogi Szebanyak tulajdona
Esztergom	EK.1.	272998.00	626573.00	109.60	54.00	13 meszko	kezi	1989 - 2000	
Gyepukajan	Gyk.1.	189806.00	520121.00	kb.160	6.20	E numm.mkó, marga	kezi	1977 - 1977	*eszleles szunetel
Gyermely	Gyrk 1.					karszt	kezi	1965 - 1972	* eszleles szunetel
Leanyfalu	strand,karszt	263877.00	652593.00	134.12	1009.00	13 dolomit	kezi	1968 - 2000	
Nagybereny	Nb.5. K 6.	160073.13	581989.15	150.20	1019.50	12, repedezett mkó.	musz.	1989 - 1993	eszleles szunetel, Oazis panzio kutja
Nagygorbo		179482.00	507824.00	169.55		K3 meszko	musz.	1986 - 2000	
Paty	2.karszt			227.03			kezi	1990 - 1991	* eszleles szunetel
Paty	4. karszt			254.99		Eocen	kezi	1969 - 1969	* eszleles szunetel
Pilisborosjeno	2.(Juhasz)K5	252034.00	643117.00	147.29	174.00	13 dolomit	kezi	1970 - 2000	
Pilisborosjeno	3/a.			197.50	180.00	13 dolomit	kezi	1984 - 1990	Vizmu tulajdona
Pilisborosjeno	3.	251172.00	645982.00	197.56	100.00	13 dolomit	kezi	1968 - 1990	Vizmu tulajdona
Pilisszentivan	2.	251883.00	638553.00	193.09	109.80	13 dolomit	kezi	1995 - 2000	
Pilisszentivan	Pisze.3.	251476.00	637348.00	216.31		karszt	kezi	1986 - 2000	
Pilisvorosvar	Pvv.5.	253789.00	640766.00	184.66	225.30	10karszt 13 dolomit	musz.	1977 - 2000	
Solymar	1 eglagy.K10.	249991.00	642170.00	171.24	217.80	13 meszko	kezi	1970 - 2000	1 eglagyar tulajdona
Solymar	PEMU, K11.	250766.00	640442.00	217.99	158.00	13 dolomit	kezi	1970 - 2000	
Som	Som 1.	160344.88	581530.65	124.26	1500.00	1	musz.	1974 - 1976	* eszleles szunetel
Urom	Pilisborosj.1.	251089.00	646413.00	183.21	89.90	13 meszko	kezi	1977 - 1998	
Urom	Pilisb.1/a.			186.38	112.50	1, dolomit	kezi	1978 - 1998	* eszleles szunetel
Visegrad, Lepence	strand,karszt	269103.00	643051.00	kb.111	1301.70	13 meszko	kezi	1994 - 1996	
Vilonya	VI.6.	197004.00	574518.00	151.00	79.40	13 dolomit	musz.	1978 - 2000	
Acseszter	HgSr3	230273.00	571662.00	269.87	150.00	OM1	kezi	1995 - 1999	
Acseszter	HgSr3a	230273.00	571662.00	270.01			kezi	1995 - 1999	
Bakonyszlop	Böb969a	222407.00	566522.00	253.83	250.00	13 dolomit	kezi	1995 - 1995	
Bakonyszentkiraly	HgB02	226237.00	561619.00	239.10	200.00	13, dolomit	kezi	1995 - 1999	
Bakonyszentiaszlo	HgF9	225399.00	556995.00	256.64	160.00	13 dolomit	kezi	1995 - 1999	
Csesznek	HgB014	222693.00	562515.00	316.61	235.00	13	kezi	1995 - 1999	
Fenyöfö	HgF18	224367.00	554033.00	270.14	250.00	13	kezi	1995 - 1999	
Gyepukajan	HgN63	189070.00	520544.00	172.68	550.00		kezi	1995 - 1999	
Iszkaszentgyorgy	HgI38	210786.00	592799.00	138.00		13 dolomit	kezi	1995 - 1999	
Iszkaszentgyorgy	HgI37	211857.00	592893.00	138.23		13 dolomit	kezi	1995 - 1999	
Kozmatag HgNp3/2	HgNp3	185463.00	518063.00	215.76	210.00	K3	kezi	1995 - 1999	Usabrendek resze
Magyaralmas	HgI45	216573.00	594542.00	134.81	100.00	13 dolomit	kezi	1995 - 1999	
Moha, rakodo	M3	214548.00	593882.00	127.49		13 dolomit	kezi	1995 - 1995	
Sumég	HgN82	182162.00	517818.00	198.22	200.00	13	kezi	1995 - 1999	
Sur	HgSr1	224921.00	572881.00	229.06	390.00	13, dolomit	kezi	1995 - 1999	
Ugod	Ug55	216955.00	544094.00	345.76	300.00	13, dolomit	kezi	1995 - 1999	
Aggtelek	1.	346408.00	756037.00	341.45	107.00	12, wettersteini mkó.	musz.	1994 - 1995	
Csereptalu	1.	293747.00	761137.00	258.70	46.00	13, tuzkoves dolomit	kezi	1994 - 1995	
Csereptalu	2.	292880.00	761619.00	248.65	42.65	1, meszko	musz.	1995 - 1995	
Csereptalu	9.	291896.00	761824.00	231.9	51.00	13, meszko	musz.	1995 - 1995	
Csereptalu	10.	294423.00	760783.00	266.85	23.50	13, tuzkoves meszko	musz.	1994 - 1995	
Csereptalu	11.	296135.00	760562.00	29.00		13, tuzkoves meszko	kezi	1994 - 1994	
Csereptalu	12.	298725.00	762075.00	336.55	60.00	13, meszko/pala	musz.	1994 - 1995	
Garadna forras		308150.00	760371.00			buko	musz.	1994 - 1996	
Malyinka	16.	312489.00	757615.00	342.8	17.00	1P, fekete meszko	musz.	1994 - 1995	
Szalajka forras		306452.00	750422.00			buko	musz./kezi	1994 - 1995	

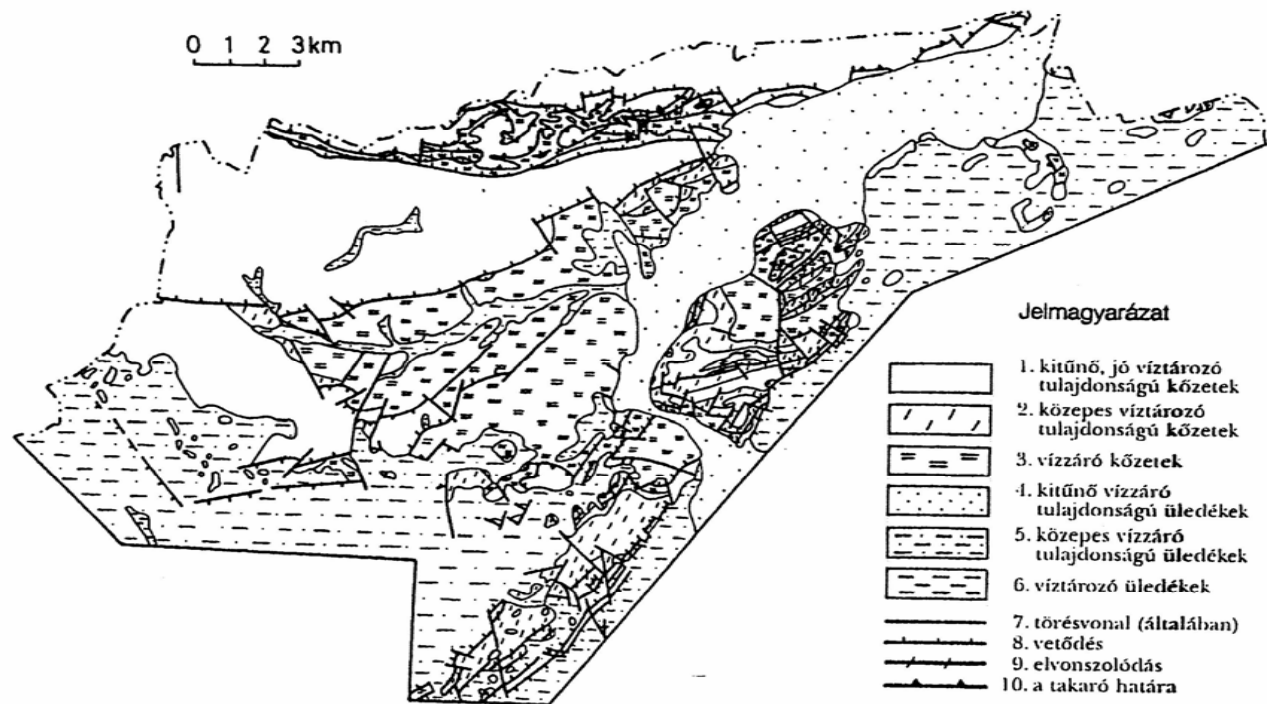
1. táblázat

A nyirádi depresszió és a Hévízi-tó közötti kapcsolat.

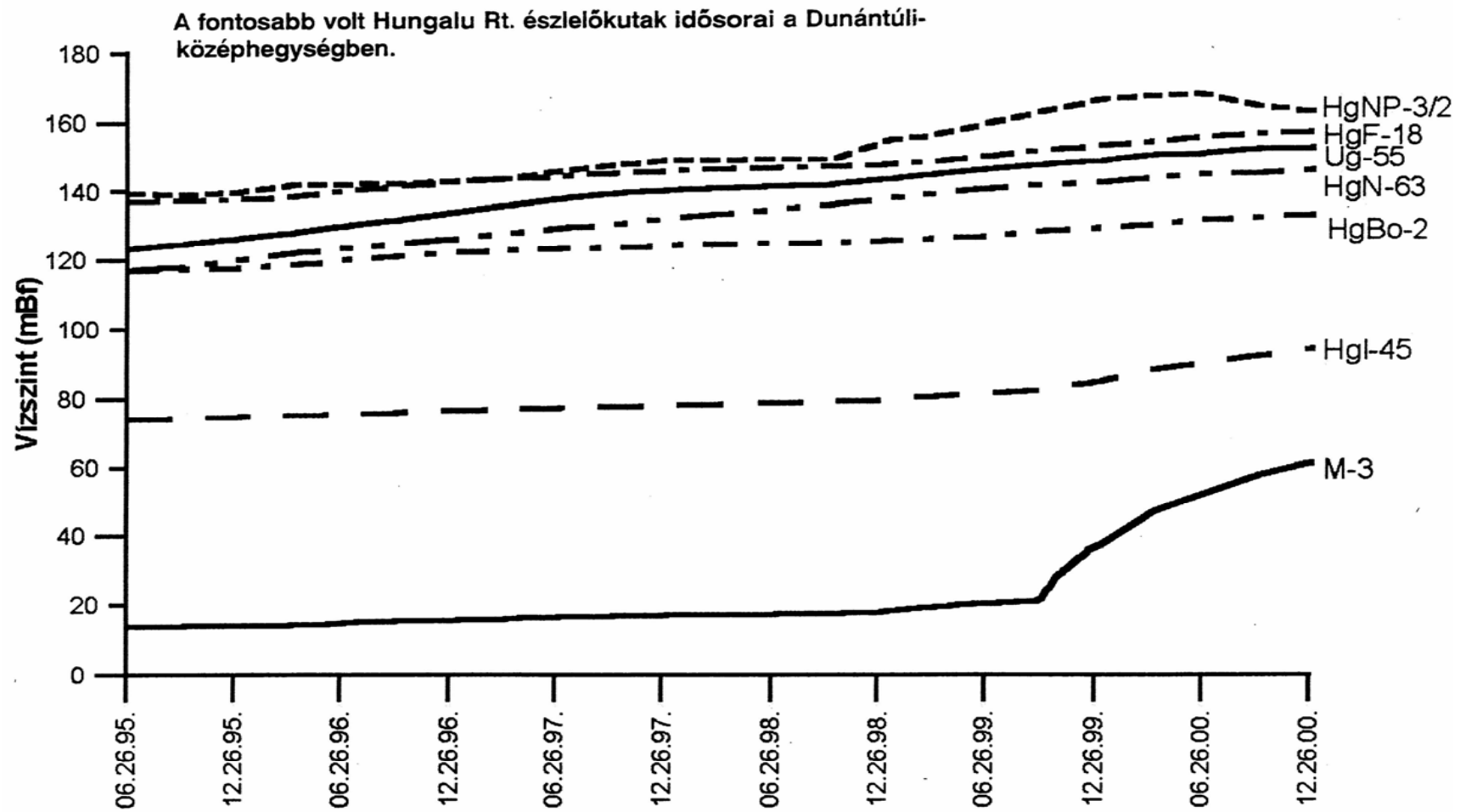


1. ábra

Az Aggtelek-Rudabányai-hegység vízföldtani térképe a földtani térkép felhasználásával (Szerk: Sásdi L.)



2. ábra



3. ábra