

Miskolci Egyetem Műszaki Földtudományi Kar
Hidrogeológiai-Mérnökgeológiai Intézeti Tanszék

Legújabb karszthidrogeológiai kutatási eredmények a
Fehérkői Mészke Formáció Szinva-völgytől nyugatra eső
szakaszán

Diplomamunka

Sűrű Péter
Általános Környezetmérnök
Külső konzulens: Ferenczy Gergely BNPI
Tanszéki konzulens: Dr. Lénárt László, egyetemi docens
Beadás dátuma: 2010. május 10.

Miskolc, 2010

1 Tartalomjegyzék

1	TARTALOMJEGYZÉK.....	II
2	MAGYAR NYELVŰ ÖSSZEFOGLALÓ	1
3	ABSTRACT.....	1
4	CÉLKITŰZÉS	2
5	A VIZSGÁLT TERÜLET JELLEMZÉSE.....	3
5.1	ÁTTEKINTŐ TÉRKÉP.....	3
5.2	A VIZSGÁLT TERÜLET LEHATÁROLÁSA.....	4
5.3	FÖLDTANI, TEKTONIKAI, SZERKEZETI VISZONYOK.....	6
5.3.1	<i>Földtani felépítés.....</i>	6
5.3.2	<i>Tektonika és hegység szerkezet.....</i>	11
5.4	FELSZÍNFEJLŐDÉS.....	13
5.5	KLIMATOLÓGIAI VISZONYOK.....	14
5.6	VÍZRAJZI ÉS VÍZFÖLDTANI, VISZONYOK.....	15
5.6.1	<i>Vízrajz</i>	15
5.6.2	<i>Vízföldtan.....</i>	16
6	KARSZTHIDROGEOLOGIAI KUTATÁSOK.....	18
6.1	VÍZNYOMJELZÉSES VIZSGÁLATOK.....	18
6.1.1	<i>Vizsgálatok módszerei.....</i>	18
6.1.2	<i>Víznyomjelzéses vizsgálatok a területen.....</i>	21
6.2	A KARSZT VÍZJÁRÁS VIZSGÁLATA.....	22
6.2.1	<i>A vizsgálat módszerei.....</i>	24
6.2.2	<i>Mérési eredmények.....</i>	24
7	KÖVETKEZTETÉSEK.....	30
7.1	FORRÁSOK VÍZGYŰJTŐJÉNEK LEHATÁROLÁSA:	30
7.1.1	<i>Garadna-forrás.....</i>	32
7.1.2	<i>Sebes-források.....</i>	34
7.1.3	<i>Anna- és Soltészkeri-források.....</i>	36
8	ÚJ EREDMÉNYEK ÖSSZEFOGLALÁSA AZ 1966-OS MEGÁLLAPÍTÁSOK TÜKRÉBEN	39
9	KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS	41
10	FELHASZNÁLT IRODALOM	42
11	MELLÉKLETEK.....	46

2 Magyar nyelvű összefoglaló

Diplomatervemben a Fehérkői Mészke Formációval kapcsolatos 1966 óta végzett kutatásokkal foglalkozom, elsősorban a mészkőszelvény karsztvízrajzára, az időközben elvégzett összefüggés és vízjárás vizsgálatokra, a vízföldtani eredményekre koncentrálva. Munkámhoz igyekeztem felhasználni a területre vonatkozó legfrissebb, esetenként eddig még nem publikált, vagy alig ismert kutatásokat, illetve saját ismereteimre támaszkodtam.

A dolgozat első részében a Fehérkői Mészke Formáció földtani, tektonikai viszonyait, vízrajzát, vízföldtanát mutatom be, kihangsúlyozva ezek karsztos vonatkozásait. A második szakaszban a területre vonatkozó speciális karszthidrogeológiai kutatásokat ismertetem, az itt végzett összefüggés- és karsztvízjárás vizsgálatokat. Majd az adottságokból és vizsgálatokból levonható következtetéseket tekintem át.

3 Abstract

In my thesis I give a summary of researches having done since 1966 on the Fehérkői Limestone Formation. I want to show the latest achievements based on hydrographical data, dye traces and hydrogeological connections. I proposed to use the newest results of researches and I used also some own data which have not published yet.

At first, I described the geological, tectonical, hydrological and hydrogeological aspects of the area, focused to the karstification. Then, an overview of the newest researches follows. Finally, I summarize the consequences getting from all of the data and examinations.

4 Célkitűzés

1966-ban Szabó László és társai foglalták össze mindazt a tudást, amit a fehérekői mészkősáv akkor már 15 éve folyó rendszeres kutatása eredményezett [Szabó L. et al 1966]. Ilyen átfogó, teljességre törekvő munka nem foglalkozott ezzel a karszterülettel azóta. Akkoriban Miskolc felduzzadó népességének, iparának mindennapi problémát jelentett a megfelelő mennyiségű ivó- és ipari víz hiánya. Így kutatómunkájukra és annak hasznosítására égető szükség volt.

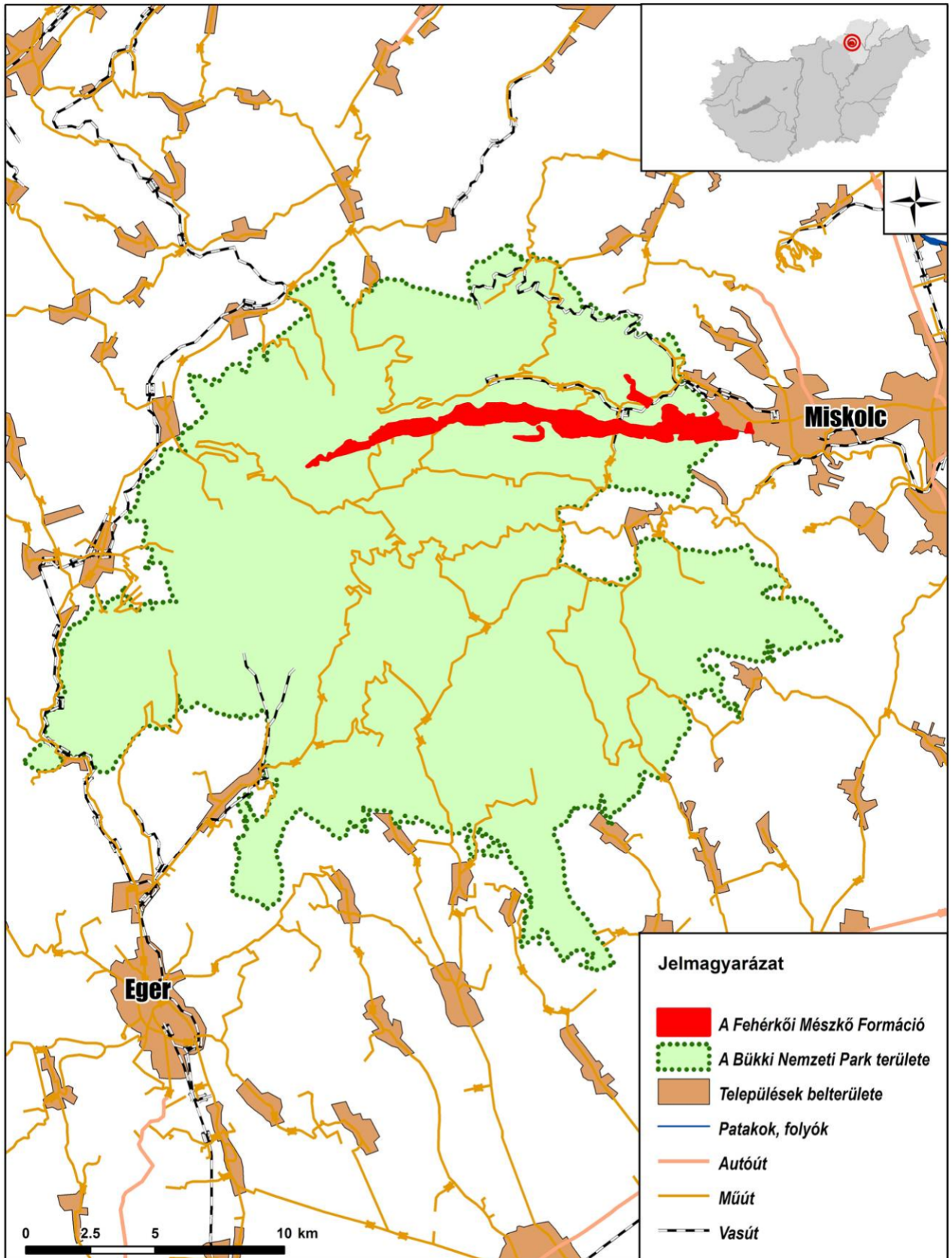
Napjainkban – a nehézipar leépülése, a lecsökkent népesség, és a reális költségeket jobban tükröző vízdíjakkal ösztönzött takarékos vízhasználat miatt – a város vízigénye csökkent. A megoldandó kihívást ma az olyan időjárási szélsőségek miatt kialakuló zavarok jelentik, mint a 2006-os karsztárvíz, vagy a 2007-es aszály. Sajnos a jelenlegi tendenciák szerint a hasonló extrémítások a jövőben gyakoribbá válhatnak. Így továbbra sem szabad elfeledkeznünk a karszt kutatásának fontosságáról, hiszen a problémák megoldásához ismernünk kell azok okait. Feltárásukra jó terep a fehérekői mészkősáv, hiszen kutatása 60 éve folyamatos. A kutatást nagyban megkönnyíti az itt kiépített infrastruktúra, és a felhalmozott ismeretanyag is jelentős. Indokolt viszont ennek rendszerezése, mivel az elért kutatási eredmények sokszor nehezen fellelhetőek, a köztük lévő összefüggések alig vizsgáltak. Korlátai miatt jelen dolgozat is csupán ezen ismeretanyag egy részét foglalhatja össze. Kiemelt szerepet kap a vízrendszerek lehatárolása, vízjárásuk vizsgálata.

Már Kessler Hubert is hangsúlyozta a speleológia szerepét a karszthidrológiában. A karszt vízrendszerét a felszíni vízfolyások rendszeréhez hasonlóan képzelhetjük el, de míg a felszínen általában bárki végigkövetheti a vízfolyások útját, vagy elég ránéznie egy egyszerű domborzati térképre, hogy megtudja az adott pontra hullott csapadék milyen utat tesz meg, a karsztban ez nem ilyen egyszerű. A karsztforrások vízjáratai csak kivételesen járhatók végig teljes egészében. A karszthidrogeológiai kutatások egyik legfontosabb feladata a felszín alatti vízvezető barlangjáratok feltárása, hiszen ezek adják meg a fő áramlási irányokat, a vízáramlás várható sebességét.

5 A vizsgált terület jellemzése

5.1 Áttekintő térkép

1. térkép: A Fehérkői Mészke Formáció elhelyezkedése 1:200 000

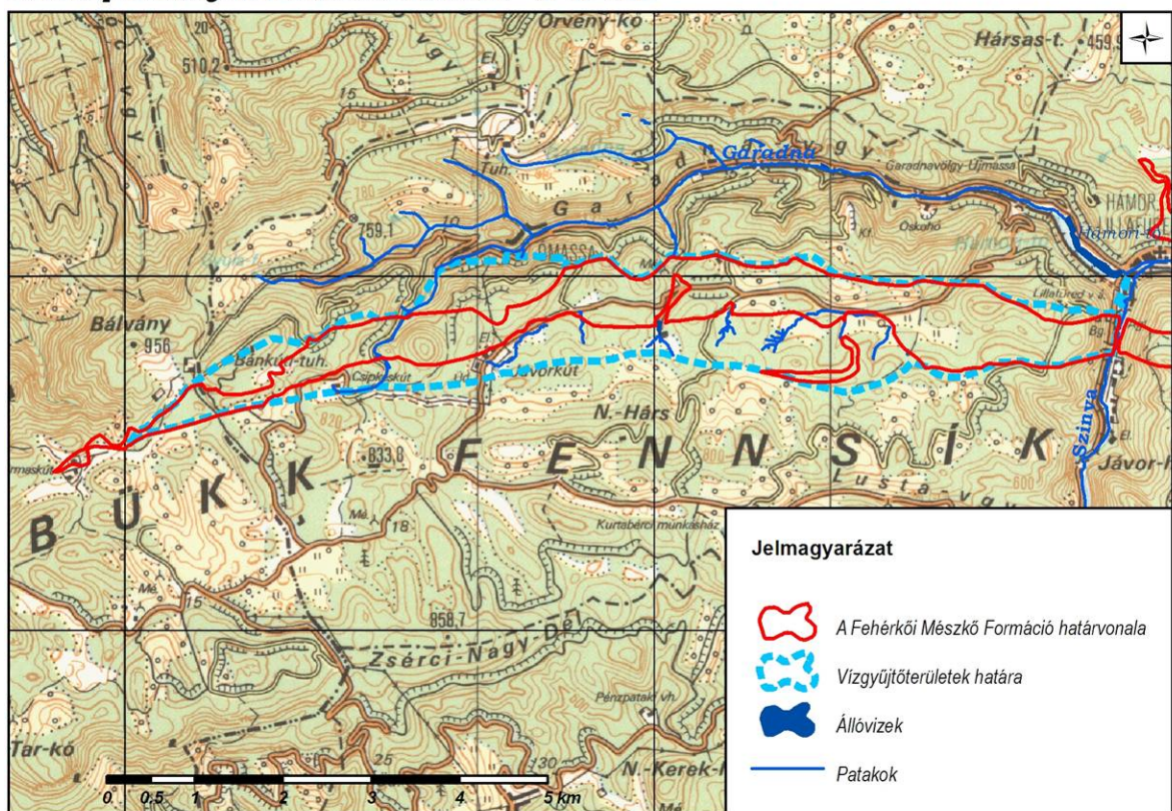


5.2 A vizsgált terület lehatárolása

A Fehérkői Mésző Formáció fő tömege Borsod-Abaúj-Zemplén megyében, Miskolctól nyugatra, a Bükk Nagy-fennsíkjának északi részén húzódik végig (lásd: 1. és 2. térkép) kelet–nyugat irányban.

Keskeny sávja felszínre bukkan ugyan a Szalajka-völgytől nyugatra a Csortos-kő, Somos-hegy vonalában, illetve a Horotna-völgyben és a Lak-völgytől délre is [PELIKÁN

2. térkép: A vizsgált terület lehatárolása 1: 80 000



Készítette: Sűrű Péter, 2010

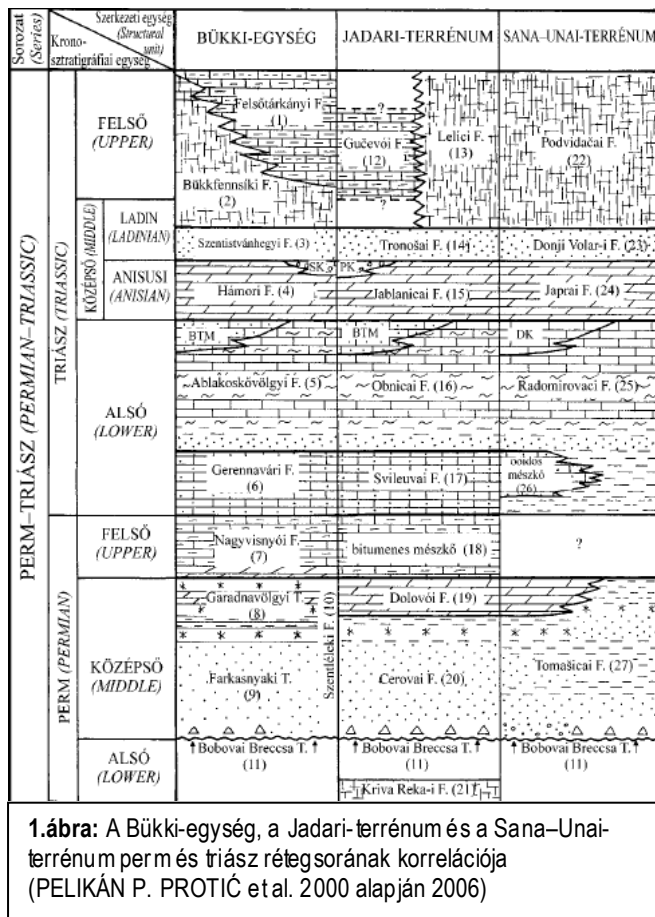
Térképi adatforrások: 1:100 000 EOTR topográfiai szelvények; M-ÁFI

P. BUDAI T. 2005], ezek azonban nincsenek hidrológiai kapcsolatban a fennsíki résszel, amit a Szinva-völgy 200-250 mélyen vág át, és két eltérő jellegű szakaszra oszt (2. térkép). A Szinva-völgytől nyugat felé több mint 10 km hosszan Csurgóig, keletre pedig a Vár-tető lábáig, a Szent György- és Tavi-forrásokig követhetjük, de a felszín alatt eddig ismeretlen hosszban folytatódik. Diplomatervemben a Szinva-völgytől nyugatra eső szakasszal foglalkozom.

Keleti határa az István-oldal meredek kőfolyásokkal, függőleges sziklafalakkal szabdalva letörése. Északról a fekvését alkotó Szentistvánhegyi Metaandezit kiemelt térszínként jelenik meg, és végigköveti a Szent István-tetőtől a Felső-Borovnyákig. Tetőszintje átlagosan 60-70 méterrel magasodik a karsztos térszín fölé. Csupán a Jávor-hegy, Felső-Sebesvíz-völgy térségében szakad meg folytonossága egy rövid szakaszon tektonikai okok miatt. A vonulatot több völgy szeli keresztül, de csak az Alsó-Sebesvíz-völgy pusztította le elég mélyen ahhoz, hogy a karsztvizet megcsapolhassa. Nyugati szélén, Csurgón a mészkősáv elkeskenyedik, kiékelődik. Délen nagyjából 1,5 km hosszan tektonikusan érintkezik a Felsőtárkányi Mészkő Formáció Rónabükki Tagozatával. Ezen a szakaszon a Fehérkői Formáció kiemelkedésként jelenik meg (Lyukas-gerinc). Csipkés-kúttól lapos, É-ÉK felé lejtő térszínként a Vesszősi Formáció kíséri végig, melyből Létrástetőnél a Létrási Metabazaltfoltok és a Bagolyhegyi Metariolit emelkednek ki. A lapos felszínt a Vesszősi Formáció déli szegélyén a Bükkfennsíki Formáció átlag 200 méterrel magasabb, közepesen emelkedő mészkővonulata zárja le. Az egész terület enyhén lejt nyugat-keleti irányban a Szinva-völgy felé, majd a völgybe meredek sziklafalakkal szakad le.

5.3 Földtani, tektonikai, szerkezeti viszonyok

5.3.1 Földtani felépítés



A Bükk földtani felépítése közeli rokonságot mutat a Karni Alpok és a Dinári-hegység Sana-Unai-, Jadar-terrénumainak felépítésével (1. ábra). A környező Upponyi és Szendrői-hegység rétegsorával viszont kevés az egyezés. A lemeztektonikai mozgások valószínűleg a krétában juttatták el jelenlegi környezetébe [PELIKÁN P. et al. 2006]

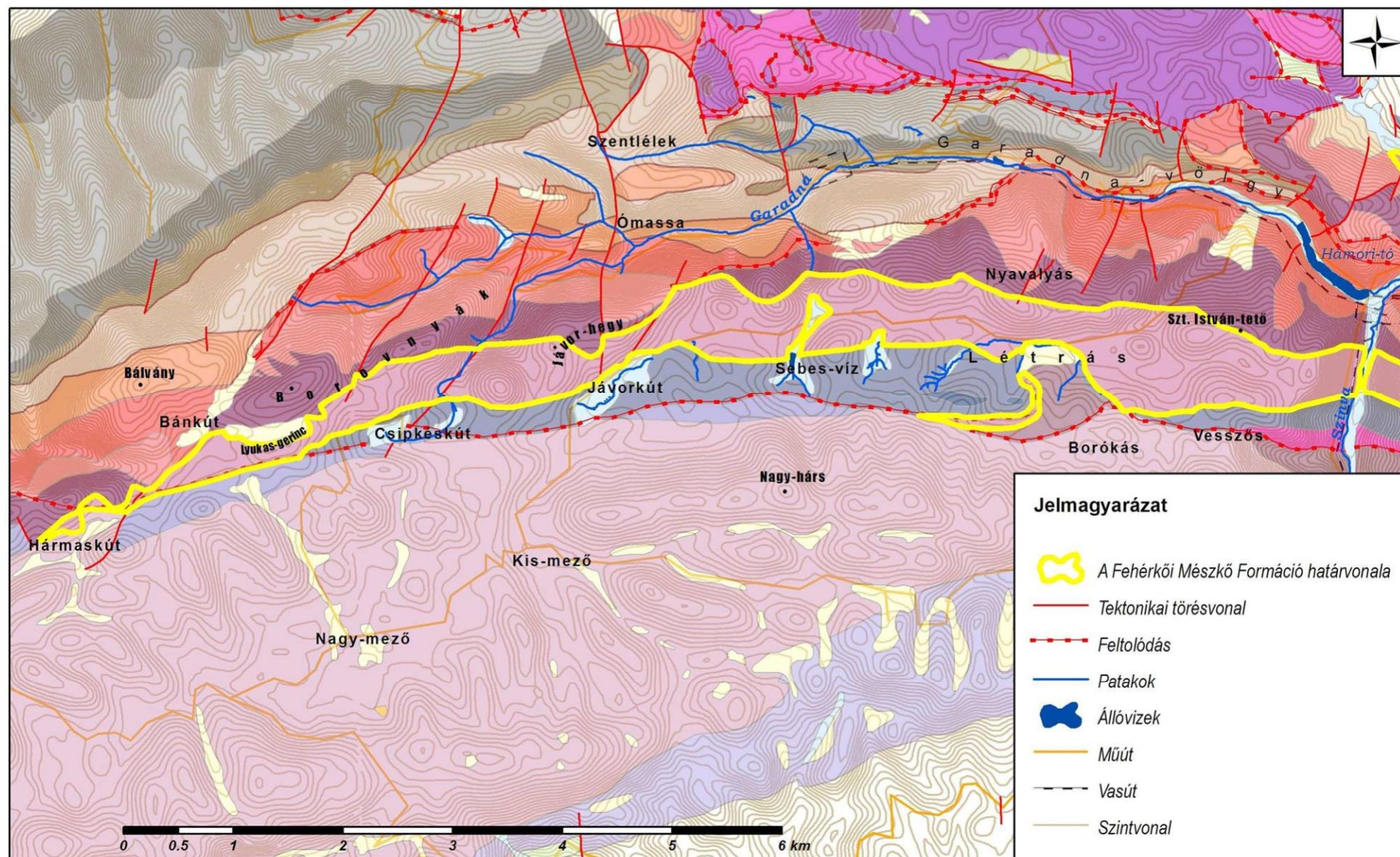
A hegység kialakulása a karbon korban kezdődött, legidősebb kőzetei nyílt tengeri környezetben keletkezett sötét-szürke, fekete színű törmelékes és karbonátos üledékek.

Erre átlag 4-500 m vastag

felső-perm rétegsor települt üledékhezaggal. Ez a diszkordancia Szabó József szerint a szudétai hegységképződéshez köthető. A rétegsor inentől egészen a felső-triászig folyamatos. A perm Nagyvisnyói Mészke Formáció nagy szervesanyag- (bitumen) tartalma oxigénszegény laguna jellegű ülepítő közegre utal [PELIKÁN P.-BUDAI T. 2005]. A Garadna-völgytől délre csupán a Tekenősi és Alsó-Sebesvíz völgyek között fordul elő. A tekenősi Fekete-barlang járatainak egy része ebben a mészkőben alakult ki.

A triász-perm korszakok határa a folyamatos rétegsornak köszönhetően jól vizsgálható, a Nagyvisnyói Mészke Formáció és a Gerennavári Mészke Formáció

3. térkép: A vizsgált terület földtani térképe 1: 50 000 (Részletes jelmagyarázatot lásd az 1. sz. mellékletben)



Készítette: Sírű Péter, 2010

Térképi adatforrások: OTAB; MÁFI; DTA50

közötti határmárgában azonosították a ^{13}C és ^{18}O stabilizotóp tartalomban mutató kiugró negatív csúcs, illetve az ősmaradványok alapján. A bükki alsó-triász másik tagja az Ablakoskő-völgyi formáció, terrigén eredetű üledékekkel indul, majd mindinkább túlsúlyba kerülnek benne a mészkövek, utolsó tagjaiban gyakoriak a világosszürke dolomitpadok. A 6-700 méter vastag alsó-triász rétegeket középső-triász, anizuszi dolomit fedi. 250-300 m vastagságú, kékes színű, erős tektonizáltsága miatt kalciterek hálózák be, gyakran pados, padok közt néha márga betelepülésekkel. A Savós-tető-Nyavalyás közötti szakaszon (3. térkép) felső részén korallós, sárgás dolomitfoltokkal borított mészkő fordul elő (Nyavalyási Mészkő Tagozat), mely jól tanulmányozható a Jáspis- és Balekina-barlangokban. A dolomit fedőjében települt Sebesvízi Konglomerátum osztályozatlan, csak a formáció kőzetanyaga fordul benne elő. Megjelenése újabb kiemelkedésre utal. A konglomerátum kavicsanyaga több helyen keveredik a Szentistvánhegyi Metaandezit Formáció vulkanitjaival, tehát az átmenet itt is folyamatos. A vulkanit réteg a Gulicskától az Ölyves-völgyfőig követhető, a Miklós-luga, Belvács térségében, valamint a Kis-fennsík is több helyen felszínre kerül, de számunkra csupán a Lillafüred, és Felső-Borovnyák közötti szakasz érdekes. Tengeri, tenger alatti vulkánosságból származó lávaközetek, és piroklasztikumok egyaránt megtalálhatók benne. Az üledék és a vulkanit érintkezésénél hőmérséklet hatására történő elválás nincs, Szenthe István [1983] mikroszkópos tufavizsgálata tengeri eredetű szervezeteket mutatott ki. Fedő- és feküképződményeinek kora alapján korai-ladini. A vulkáni tevékenység miatt megkezdődött az addig egységes platform feldarabolódása, az egyes blokkok eltérő sebességgel süllyedtek. Elkülönül az Északi- és Déli-bükki szerkezeti kifejlődési egység.

A Bükk északi felén a vulkáni anyagra a dolgozatban vizsgált Fehérkői Mészkő Formáció települt. Érintkezési zónájuk jól tanulmányozható az Egyetemtebri-, Fekete-, Diabáz-barlangokban és a Szivárvány-Sebes barlangrendszerben, ez utóbbi két barlangban a járatok egy része át is harántol vulkanitokat. A Bolhási-Jávorkúti-, Szivárvány-Sebes-barlangrendszerek és a Létrási-Vizes-barlang szinte teljes keresztmetszetében feltárja a formációt. A mészkő fő tömegében világosszürke, nagy tisztaságú. Az összlet alján kékes és vörös árnyalatú sávokkal, melyeket a diffúzió, és az üledékgyűjtőbe bekerült, áthalmozott tufitok színezték el. Ezt a felszínen is láthatjuk a vadász-völgyi és alsó-sebesvíz-völgyi feltárásban. A kőzetrétegek vízszintes kiterjedése

szerkezetük miatt igen jelentős, legalább 1000 méterre becsülhető. Pávai-Vajna Ferenc lillafüredi mélyfúrása 700 méter mélységig tárta fel. A mészkő erősen tektonizálódott, repedéseit gyakran vöröses vas-oxid vonja be (2. ábra), olykor kalcit tölti ki (3. ábra).



2. ábra: Vas-oxidos repedéskitöltés a Létrási-Vizes-barlangban(fotó: Sűrű P. 2007)



3. ábra: Kipreparálódott kalcit repedéskitöltés a Létrási-Vizes-barlangban(fotó: Sűrű P. 2007)

Néhol egykori lokális kimélyülésekhez kapcsolódó sötét színű márgarétegekkel tagolt üledéklencsét tartalmaz. A formáció felső részén kifejezetten loferciklusos. Gyakoriak a sárga, vörös-halványvörös mészszipba ágyazódott szürke mészkőtöredékek (Lofer A tag) és szalagos algalaminit közbetelepülések (Lofer B tag). A mészkőben csak ritkán található ősmaradványok, és ezek megtartása is rossz. A conodonta maradványok alapján alsó-ladiniak határozták meg. A formáció tetejéhez közeledve fokozatos az átmenet a Vesszősi Formáció felé. A mészkő felső 20-50 méterében vöröses tűzkőgumók és csíkok jelennek meg. Szürke tűzköves lemezes mészkő és meszes agyagpala váltakozásával megy át agyagpalába [LÉNÁRT L. 1983]. A Vesszősi formáció a ladini mészkőbe települt üledéklencsék anyagától nem különböztethető meg, uralkodóan agyag és aleurolitpala vékony mészkő rétegekkel, mészkőlencsékkel. Képződésének kora Kis-fennsíki conodonta maradványok alapján késő-ladini-korai-karni. A fedőjébe települt Hegyestetői Formáció a Nagy-fennsíkon ugyan nem ismert felszíni előfordulásban – csupán a Vesszős-völgyben –, Pelikán Pál földtani szelvénye szerint viszont a feltolódott Bükkfennsíki Mészkő Formáció és Felsőtárkányi Mészkő Formáció alatt követi a Vesszősi Formációt. Legelső tagja márga, aleurolitpala és mészkő váltakozásából áll. Középső tagja vastagpados dolomit, míg legfelső tagja sárgásfehér vastagpados dolomitfészkes mészkő helyenként zöld tufa betelepülésekkel. A formáció ezen tagjában alakult ki a Vesszős-alji-zsomboly. A kőzet kora a zsomboly feletti mészkőfában talált foraminifera alapján legfelső-ladini-karni. A rá települt Bagolyhegyi Metariolit Formáció

előbb víz alatti, majd szárazföldi környezetben felhalmozódott vulkanitokból, vulkanoklasztitokból áll, erősen metamorfizált. Létrástető környékén barnás-zöld, mállottan barna színű préselt tufák, tufitok képviselik, illetve tejfehér cukorszövetű kvarcit [SZABÓ J. 1986]. A karni emeletben bekövetkezett újabb vulkáni esemény terméke a Szinvai Metabazalt formáció, illetve annak Létrási Metabazalt Tagozata. Zöld, sötétzöld színű, szövete porfiros és szubofitos. Gyakoriak benne a termokontakt hatást elszenvedett mészkőzárványok. A Létrási-Vizes-barlangot tápláló patakok vízgyűjtőjén található meg őket. Csipkésút-Bánkút között a Fehérkői Mészkő Formáció tektonikusan, feltolódási vonal mentén érintkezik a Felsőtárkányi Mészkő Formáció Rónabükki Mészkő Tagozatával. A tagozat pelágikus medence kifejlődésű szürke tűzköves, márga közbetelepüléssel meszkő, rétegzettségű vastaglemezes-pados. Metamorfózis hatására harántpalásság alakult ki benne, szövete átkristályosodott, irányítottá vált. Tűzkő és márga tartalma miatt csak közepesen-gyengén karsztosodik, a kitűnően-jól karsztosodó Fehérkői Mészkőhöz képest ezért itt vízzáró helyzetet foglal el.

A Bükk egyéb mezozoikumi képződményei a vizsgált hidrogeológiai egység szempontjából nem játszanak szerepet. Vázlatos ismertetésük azért indokolt, hogy átláthatóbb legyen a vizsgált terület illeszkedése a Bükk egészéhez.

A karbonátos üledékek felhalmozódása a felső-triász rhaeti emeletéig követhető változó intenzitással, ekkor ma még ismeretlen okok miatt az üledékképződés megszakadt. Csak a jura közepétől kezdődött újra, radiolarit, mélytengeri körülményekre utaló disztális turbidit rakódott le, erre egy kinyíló riftzóna bazaltos lávái, ömlöttek (Szarvaskői Bazalt Formáció), míg az üledékekbe felnyomult bázisos intrúziók maradványa a Tardosi Gabbró Formáció. A riftesedés elakadása után peremekről törmelékes üledékek töltötték fel a medencét. Az áthalmazott mészszipából mészkövek is képződtek (Bükkzsérci Mészkő Formáció). A késő-juránál fiatalabb kőzetek nem ismertek a Bükkből. Bár üledékképződés a kora-krétában is folyhatott, ezek azonban a középső-kréta gyűrődés és regionális metamorfózist követő kiemelkedés után a Harmadkor első felében megsemmisültek. A késő-eocénban kezdődő harmadik nagy üledékciklus két alciklusra bontható, az első mélypontján az alsó-oligocén kiscelli emeletben a Magas-Bükk szigetként emelkedhetett ki környezetéből. Az oligocén végén, miocén elején a hegység átmenetileg kiemelkedett, majd újra süllyedni kezdett. A következő üledékciklus mélypontján már a Bükk legmagasabb területeit is elborította a tenger, ezt a Nagy-

fennsíkon megjelenő miocén ősmaradványok bizonyítják. A bükki barlangok – üledékcsapdaként működve – több helyen megőriztek ilyen ősmaradványokat, mint a Király Lajos-zsomboly kitöltéséből előkerült miocén süntüske [VERES L. – SNEIDLER J. 1986], és Kőrös-lyukban talált miocén cápa fog [HÍR J. 1993]. Ezek valószínűleg a miocén agyagos, kavicsos fedőüledékek áthalmozódása során kerültek az üregekbe. Szintén a miocén fedőüledék maradványai lehetnek a terület több barlangjában megfigyelhető erősen legömbölyített kvarcit gyöngykavicsot tartalmazó kitöltési szintek, mivel megjelenésük erősen elüt a barlangi vízfolyások által napjainkban lerakott éles törési felületű szögletes kvarcittörmeléktől [KOVÁCS ZS.-DOBOS T.-SÚRÚ P. 2007]. Egyes előfordulásoknál a dolgozat írója a gyöngykavicsot vörösayagokkal keverten is észlelte (a Létrási-Vizes-barlang Kőcsapda oldaljárata). A miocénban több fázisban vulkáni tufa takaró képződött, ennek maradványa például a Nagy-mezői-víznyelőnél feltárt bentonitosodott tufa. A hegyvidék sárgás, vörös-barna nyirokképződményeit a jégkorszakok löszhullásaiból eredeztetik. A forrásmész-kő képződése napjainkban is tart. Jelentős a Garadna-forrás ómassai mésztufa dombja, és az Alsó-sebesvízi mésztufa vízesés-sor, melyet a Sebes-források vize épít.

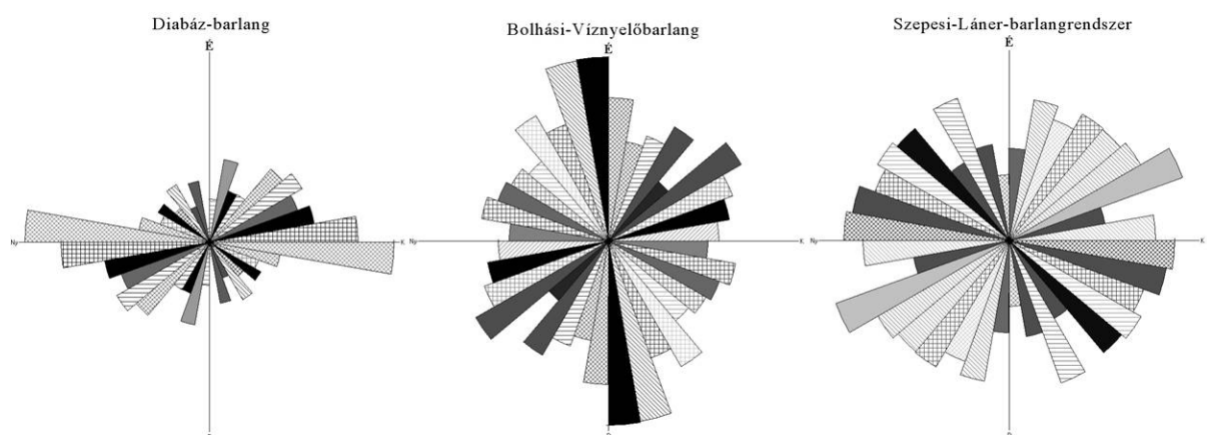
5.3.2 Tektonika és hegységszerkezet

A Bükk a hegységszerkezet és a tektonizáció jellege alapján Északi- és Déli-Bükkre osztható, de ezek nem azonosak a földrajzi megosztással. A két egység határa a Bélapátfalvai Piszkótól induló, a Nagy-fennsík északi felén – a Vesszősi Formációt délről határoló – K-Ny-i irányú (3. térkép), majd a Vesszős-völgy fejétől délkeletre Bükkszentkereszt-Kékmező irányába húzódó feltolódás.

Az addig folyamatos kifejlődésű hegység első üledékhézagja a karbon-felső-perm között észlelhető. A felső-perm rétegek eróziós diszkordanciával települnek, a karbon rétegek azonban ekkor valószínűleg egységesen emelkedtek ki, nem darabolódtak fel, mivel nincs bizonyíték a tektonizációra. A középső-triász ladini vulkanizmus során az addig egységes platform feldarabolódott, egyes blokkjai eltérő sebességgel süllyedtek. A felső-triász-középső-jura üledékhézag tektonikus okai szintén nem ismertek. Az első jól követhető szerkezetalakulás palásodással, és anchizonális metamorfózissal járó gyűrődés. Kora nem határozható meg egyértelműen, de biztosan jura utáni, hiszen ekkor még

üledékképződés volt. K/Ar radiometrikus kormeghatározások alapján a hozzá köthető metamorfózis kulminációja 120-80 millió év között a krétában volt [PELIKÁN P. in BARÁZ CS. 2002]. A gyűrődés az északi részen egyetlen nagy ívű boltozatot hozott létre, melynek tengelye keleti irányba dől. A déli részen ezzel szemben több szinklinális és antiklinális alakult ki nyugati tengelydőléssel. A második gyűrődési fázisban még nagyobb az eltérés a határvonal két oldalán. Tőle északra a két fázis tengelye nagyjából párhuzamos, míg délre jelentős a szögeltérés, ezért bonyolult interferencia alakult ki a redők között. A második fázis előtt, illetve azzal egy időben jöttek létre a hegység földtani képét meghatározó rátolódásos takarók, illetve pikkelyek. A második szakasz is bizonyosan véget ért a késő-eocén előtt, hiszen az ilyen korú rétegek már a kétszeresen meggyűrűt takarós felszínre települtek. A gyűrődések során keletkezett torlódásos zárt és széthúzódnak nyitott, bonyolult törésvonal hálózata be a hegységet. A harmadidőszakban már csak blokkos, töréses tektonika jellemző.

A vizsgált területen több tektonikus vonalnak is hidrogeológiai jelentősége van. Legfontosabb az Alsó- és Felső-Sebesvizet is keresztező, majd a Tekenősi-völgyben lefutó feltolódás, ami mentén a Szentistvánhegyi Metaandezit 700 méter hosszúságban elnyíródott, így a Fehérkői Mészkió vize a Hámori Dolomiton keresztül a Garadna-forrásban léphet felszínre. Ugyanez a szerkezeti vonal szerepet játszhat abban is, hogy a Fenyves-réti-víznyelőkből eltűnő vizek eddig még nem tisztázott törvényszerűségek között a Margit-forrásba is átáramlanak [SÁSDI L.-SYILÁGYI F. 1993]. Az észak-északkelet irányban meredeken dőlő mészkió fő törésvonal rendszere ÉNy-DK-i és ÉK-



4. ábra: A Diabáz-, a Bolhási-víznyelőbarlang és a Szepesi-Láner-barlangrendszer járatirány-diagramjai (Sűrű P. 2010)

DNy-i irányú, a rétegek csapását harántoló vetőkiből, és a rétegekkel párhuzamos K-Nyias csapású törésekből és elmozdulásokból áll. Ez szépen kirajzolódik a terület jelentősebb (500 méternél hosszabb) feltérképezett barlangjainak járatirány diagramján (4. ábra), hiszen a barlangjáratok a fokozott áteresztőképességgel jellemezhető szerkezeti gyengeségek mentén alakultak ki.

5.4 Felszínfejlődés

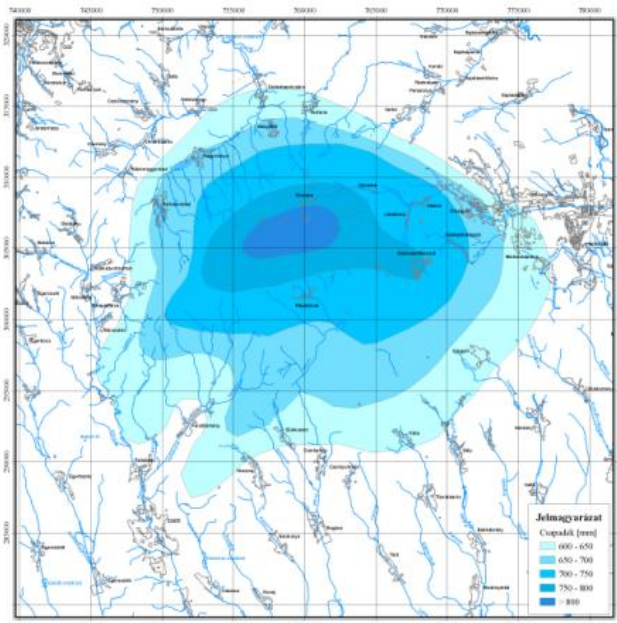
A Bükk felszínfejlődése azóta tart, hogy a kréta végén a hegység elődje szárazulattá emelkedett, és felszíne az eocén alatt trópusi környezetben tönkfelszínre alakult. A Bükk-fennsík legmagasabb bércei valószínűleg ennek az egységes sík felszínnek a maradványai [HEVESI A. in BARÁZ CS. 2002.]. A harmadidőszak során a hegység több lépcsős kiemelkedésen, süllyedésen ment keresztül. Kora-miocén (kora-eggenburgi) korszakában a Bükk mainál nagyobb területe volt szárazulat. Az éghajlat szárazabbá, szubtrópusivá vált. Az erősebb aprózódás termékei befedték az eocén karsztos formák egy részét, így azok eltemetve napjainkig megőrződhetnek a Répáshutai-mészkihátság egyes részein. A kárpát korszak folyamán a hegységet elöntötte a tenger, felszínét sekélytengeri üledékek borították be (ennek bizonyítékairól a földtani felépítés fejezetben már szóltam). A középső-miocénban hullámverési szinlok alakultak ki a hegység É-i oldalán. Később több fázisban vulkáni hamuszórások egyengették tovább a felszínt, és temették el a karsztosodás nyomait.

Csak a szarmatában jelent meg újra a Bükk körüli üledékgyűjtőkben a hegység területéről származó mezozoikumi kőzetek törmeléke, tehát napjainkig is tartó karsztosodása kis területen már ekkor megindulhatott, Ekkor kezdhett el kialakulni mai vízhalózata is. Ma is megfigyelhető karsztosodása jelentősebb mértékben csak az agyagos üledékek erősebb lepusztulása után, a pliocén második felében indulhatott meg. Az ebben az időszakban létrejött karsztfórmák jól elkülöníthetők az alapján, hogy tetőközeliek, vízgyűjtő területüket elvesztették, a töbrök többnyire tálasodtak.

A Fehérkői Mészkon tetőközeli töbrök a Szent István-lápától délre húzódó gerinc északi oldalában és keleti végében, Csipkés-kúttól északra az Alsó-Borovnyák oldalban és Kerek-hegy, Jávor-hegy közötti függővölgyben fordulnak elő. Ritka, nagy méretű tetőközeli zsomboly a Lyukas-gerinc-i zsomboly.

A pliocén végére a Bükk mai tájegységei az Északi-, Déli-Bükk és Bükk-fennsík is elkülönültek. A Fennsík vízfolyásainak zöme már a Szinva és a Garadna elődjén át jutott a Sajóba. A vízfolyások általános mélybefejeződése legkésőbb a pleisztocén elején ment végbe, ugyanis a villányi emelkedés és a szárazodó időjárás a karsztvízszint süllyedését ekkor jelentősen meggyorsította. A Szent István-lápa töbörösorsos völgyé alakult. Létrás keleti felén a Szepesi-réten pedig a több irányból érkező patakágak széles lapos térszint alakítottak ki, Hevesi Attila [2002] szerint tágabb értelemben vett poljét. A térszín sok többrehez ismert víznyelőkürtők kapcsolódnak az Ikertebri-, Speizi-barlangból és a Szepesi-Láner-barlangrendszerből. Töbörösorsos völgyrészek tartanak Bolhás és az Alabástrom-hegy tővétől keleti irányba, illetve Fenyves-réttől nyugat felé a Felső-Sebesvíz-völgy irányába. A pleisztocénra tehető a mészkősáv bűvópatakos vakvölgyeinek kialakulása is, de fejlődésük napjainkban is tart. A karsztperemi víznyelőkön karsztba jutó koncentrált vízhozamok és az általuk szállított nagy mennyiségű hordalék eróziós patakos barlangokat hoztak létre a területen. Ma már szinte minden itt nyíló jelentős visszafolyó mögött tekintélyes hosszúságú barlangjáratok ismertek. Kivételt képeznek a Borovnyák-tető délkeleti lábának nyelői és a Fenyves-réti-víznyelők.

5.5 *Klimatológiai viszonyok*



5. ábra Jellemző csapadékszónák a Bükk-hegységben (Gondárné K. et al. 2008)

A Bükk-hegység éghajlatának sajátosságait a tengerszint feletti magasság változásai, valamint domborzati viszonyai határozzák meg. Az évi középhőmérséklet az országos átlagnál körülbelül 2 °C-kal alacsonyabb, mindössze 7-8 °C, a Bükk-fennsík legmagasabb részein még alacsonyabb, csupán 6 °C. A kontinentális hatás miatt a tél hideg (a januári átlaghőmérséklet -4 °C), a havas napok száma az országban itt a

legmagasabb. Az első fagyok október elején jelentkeznek, az utolsók azonban április végéig is elhúzódhatnak. A nyár meleg, gyakoriak a júliusi eleji és augusztus végi zivatarok. Az éves csapadék eloszlására a kontinentalitás szintén hatással van. Két csapadékmaximum figyelhető meg, egy kora nyári és egy őszi. Az éves csapadékmennyiség 600-800 mm (5. ábra). A hegység alapközetéből adódó változatos felszíni formák gazdag mezo- és mikroklimatikus viszonyokat hoznak létre. Az Alföldre tekintő hegylábi részeken száraz, meleg, míg a központi fennsíkon, valamint a szurdokvölgyekben hűvös, párás klíma uralkodik. A fennsíkon található töbrökben még nyár közepén is mértek 0 °C alatti hőmérsékleteket.

5.6 Vízirajzi és vízföldtani, viszonyok

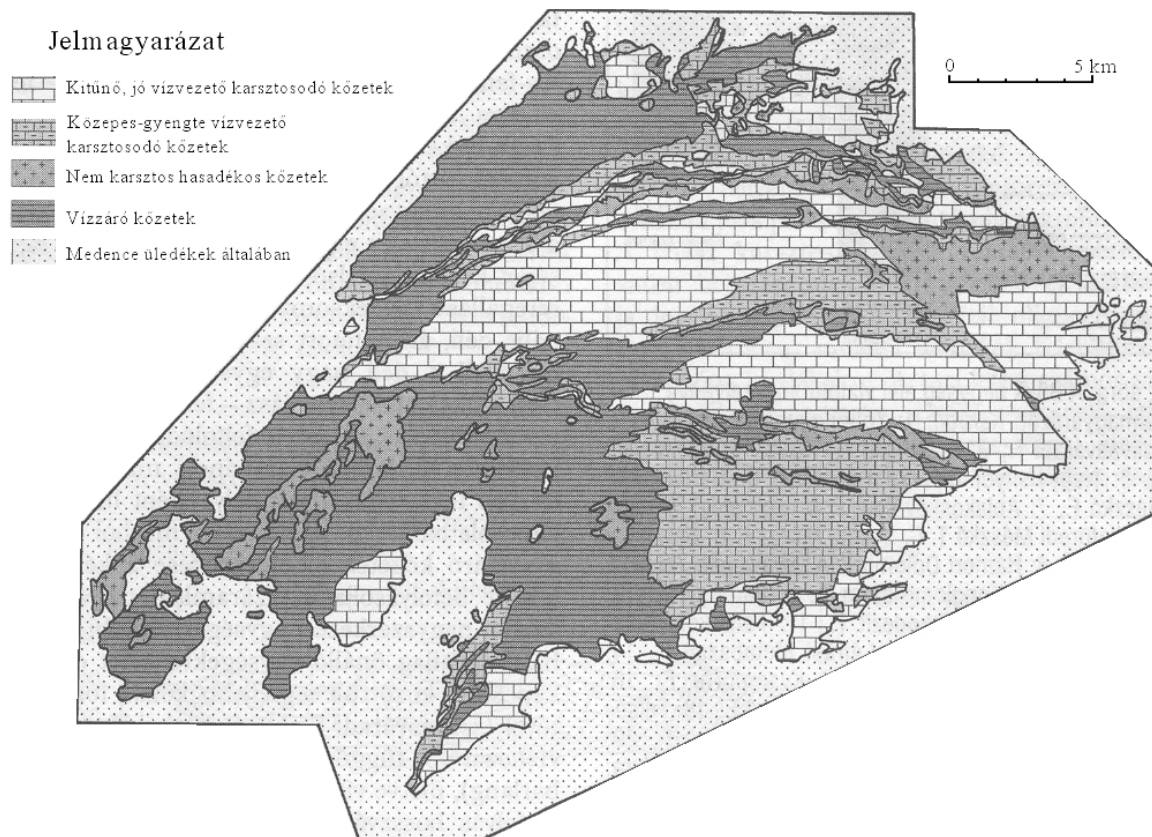
5.6.1 Vízirajz

A terület a Szinva- és Garadna-patak vízgyűjtőjéhez tartozik. A karsztfennsík jellegből adódóan a felszíni vízhálózat gyér. A fennsík jelenlegi vízfolyásai a későpliocén, korapleistocén fedett karszt eredeti felszíni vízfolyásainak mélybe-fejeződésével jöttek létre, rövid felszíni útjuk után karsztperemi víznyelőkben, helyi elnevezéssel visszafolyókban tűnnek el. Állandó felszíni vízfolyásokat csupán a nem karsztos kőzetfoltokon találunk. A fennsík hat jelentősebb patakja közül csak a Létrási-patak hosszabb 1 km-nél, de ennek is mindössze 7-800 méter hosszú szakasza tekinthető állandó vízfolyásnak. Medernyelők működése miatt teljes hosszában csak nagyobb zivatarok után találunk benne vizet. A területen állandó vízfolyás még a Speizi-, Disznós-, Sebesvízi-patak, Bolhás-ér, Jávorkúti-patak, Vadász-völgyi-patak, és a Csipkés-kúti víznyelő patakja. A fennsíkon elnyelődő víz a terület erózióbázisának számító Garadna-(Garadna-forrás, Sebes(Huba)-források, Margit-forrás), és a Felső-Szinva-völgyben (Soltész-kerti-forrás, Anna-források) bukkan ismét felszínre. Felszín alatti útját a feltérképezett barlangjáratok és az elvégzett vízfestések alapján rekonstruálhatjuk.

Természetes állóvizek nincsenek a fennsíkon, de a Sebesvízi és Jávorkúti üdülők mellett kisebb mesterséges tavakat hoztak létre. A Létrástető melletti mesterséges tó fenekén az 1958. június 11-13. közötti árvíz során több víznyelő hasadék nyílt meg, elnyelve a tó teljes víztömegét. Ezek közül a Tavi-nyelő ma is aktív.

5.6.2 Vízföldtan

A Bükk felszínén lévő kőzetei vízföldtani szempontból négy nagy csoportra oszthatók: kitűnő-jó vízvezető karsztosodó kőzetek, közepes-gyenge vízvezető karsztosodó kőzetek, nem karsztos hasadékos kőzetek és vízzáró kőzetek (6. ábra).



6. ábra: A Bükk hegység vízföldtani térképe [SÁSDI L. 2002]

A Fehérkői Mésző kitűnően karsztosodik, amit elősegítenek a Vesszősi Formáció paláiról és agyagásványosodott metariolitból álló vízzáró sávról érkező vizek, melyek nagy mennyiségű erodáló hatású hordalékot, többek közt a sávban található kvarcit erek és foltok anyagát ragadják magukkal a víznyelőkbe. Az északról határoló Szentistvánhegyi Metaandezit Formáció hasadékos vízvezető kőzet. Vízet csupán a felszín közeli felső repedezett zónái vezetnek, egyéb tekintetben vízzárónak tekinthető. A Borovnyák-tetői források, a Cubákos- és a Sziklás-tebri-víznyelőt tápláló forrás is a Szentistvánhegyi Metaandezitből fakad. A Vesszősi Formáció agyagpalái vízzáróak. A

térszínről fakadó források a kőzet felső 3-4 méterének hasadékaiban és a rátelepült agyagos lejtőtörmelékben mozgó vízből táplálkoznak. A fakadó vizek magasabb karbonáttartalmának oka a formációban gyakran előforduló vékony mészkő lemezek, mészkőlencsék oldódásában keresendő. A korábban feltételezett, [SZABÓ L. et al. 1966] a Bükkfennsíki Mészkő Formáció felől a Fehérkői Mészkőbe való vízátáramlás a felszín közelében kizárt, mivel a Bükkfennsíki Mészkő karsztvízszintje a források fakadási szintjénél mélyebben helyezkedik el. Ezt a 1960-as, 80-as évek között itt feltárt barlangok bizonyítják.

A Bagolyhegyi Metariolit Formáció vízföldtani tulajdonságai a metaandazithez hasonlóak. A Fehérkői Mészkővel Lyukas-gerincnél tektonikusan érintkező Felsőtárkányi Mészkő Formáció tűzkőtartalmától függően közepesen-gyengén karsztosodik, ezért a kitűnő-jó vízvezető képességű Fehérkői Mészkővel érintkezve vízzáró kőzetként viselkedik, a víz a kisebb ellenállású utat választja. A mészkősáv Ny-i végén, a Csurgó és Hármaskút közötti erősen tektonizált területen a Bükkfennsíki- és Fehérkői Mészkő Formáció rövid szakaszon közvetlenül határos egymással. Tehát jelenleg nincs ismert földtani akadály annak, hogy a Szalajka-forrás irányában is történjen vízátáramlás.

A terület a Bükk legjobban kutatott része és országosan is a legjobban feltártak közé tartozik. Forrásainak vízgyűjtőterülete víznyomjelzésekkel nagyon jól lehatárolt, jelentősebb barlangjáratok legalább 30 %-át feltárták. Itt található a hazánkban ismert hét barlangrendszerből három, valamint egyetlen, a fő-ág víznyelőjétől egészen a forrásáig feltárt és bejárható, tipikus átmenőbarlang, a 2009-ben feltárt Szivárvány-Sebes-barlangrendszer, mely feltárásának, mint a kutatásvezető egyik irányítója vagyok.

A fő patakos vízgyűjtő járatok hosszabb távon a vízszintkülönbségek legnagyobb gradiensét követik. A terület fő törésrendszerei mentén „lépcsőzve” haladnak a források irányába. Mivel a területet sűrűn behálózzák a törésvonalak, a főjáratok jelentős kitérések nélkül követhetik a karsztvízszint legnagyobb esésének irányát a megfelelő irányú törést favorizálva. Hozzájuk csatlakoznak a jellemzően rájuk közel merőleges kereszt- és mellékjáratok. Ezek szerepe a mészkősáv teljes szélességben való víztelenítése. A kialakult barlangjáratok erősen tektonikus jellegűek, általában oldott formákat mutatnak, az erózió szerepe kialakításukban formakincsük alapján alárendelt. A nyelődelták, rányelők vadózus kialakulásúak, míg a főjáratok a karsztvízszint ingadozásának zónájában az epifreatikus zónában fejlődtek. Állandó vizes szifonjaik az átlagos

karsztvízszint alá nyúlnak le egyes helyeken (István-lápai-barlang IV.-szifon) akár több mint 20 méterrel. Ennek oka a meredek rétegdőlés és a nagy nyelő-forrás távolság [WORTHINGTON S.R.H. 2005]

6 Karszthidrogeológiai kutatások

6.1 Víznyomjelzéses vizsgálatok

A víz karsztban megtett útját, annak legfőbb jellemzőit nagy pontossággal kikövetkeztethetjük különböző nyomjelzős vizsgálatok eredményeiből.

Fontos azonban tudnunk, hogy az így kapott eredményeket két tényező miatt is fenntartással kell kezelnünk. A felszíni folyómedrek lefejezéséhez hasonlóan a karszt fejlődése során a kőzetben több vízvezető járat is kialakulhat, melyek magasabb vízállásoknál aktivizálódhatnak, és a vizek más jellegű (esetleg nagyobb szelvényű járaton nagyobb sebességgel, szifonokat kikerülve) és más irányú (másik forrás felé való) mozgását is lehetővé teszik. Ezért az elvégzett vizsgálatok eredményeinek magasabb vízállásokra történő extrapolálása általában nem lehetséges. Hasonló veszélyeket rejt az, ha alacsonyabb vízállásokra is jellemzőnek tartjuk eredményeinket, mivel ekkor fontos szerephez juthatnak olyan alárendeltebb, fejletlenebb áramlási pályák, melyek a magasabb vízszintnél csak a vízmozgás elhanyagolható hányadát adják. Ezért a jelzőanyag rajtuk keresztül mozgó része ilyenkor kimutathatatlanul felhígul.

6.1.1 Vizsgálatok módszerei

A vizsgálatok lényege, hogy olyan anyagot juttatnak a vízbe, amitől annak valamilyen műszeresen, vagy pl. vizuálisan is észlelhető tulajdonsága megváltozik, és a felszínre bukkanás várható körzetének forrásaiban észlelik a jelzett víz megjelenését.

Ma már a jelzőanyagok igen széles skálája áll rendelkezésre, melyekből kiválaszthatjuk az adott feladatra legmegfelelőbbet. A kiválasztás során sok paramétert kell figyelembe venni. A beérkezési idő várható hossza és a jelzett víz minősége meghatározzák, hogy az alkalmazható anyag lebomlásra és adszorpcióra mennyire lehet hajlamos, a várható hígulás mértéke a szükséges kimutathatósági határt és az

alkalmazandó mennyiséget szabja meg. Az egyik legjelentősebb korlátozó tényező a források vízhasználata (és az ebből adódó engedélyezési problémák), valamint az egyes eljárások költség igénye.

A jelzőanyag lehet só, festékanyag, spóra, fűg, sugárzó izotóp, vagy reaktorban aktívvá tehető izoaktív anyag [JUHÁSZ J. 2002].

A konyhasóval történő nyomjelzés korábban szinte kizárólagos volt. A helyi viszonyok között az egyetlen használható módszernek tartották [SZABÓ L. 1966]. Ennek oka az alacsony költsége mellett az volt, hogy helyesen alkalmazva nem kellett számolni számottevő adszorpcióval. Valamint, hogy akár terepi vezetőképesség mérő műszerekkel is (már a kutatások kezdetén az 1950-es években is) objektíven mérhető volt, titrimetriával pedig egyszerű a pontos mennyiségi meghatározás végzése, míg a különböző festékanyagokat, mint például a fluoreszeint és a fukszint csupán szubjektíven, vizuálisan észlelték.

A NaCl megbízhatóságát rontja, hogy a karsztvizek természetes állapotban is tartalmazzák, akár egy százszoros részét is elérhet a töménysége, és nem állandó. Változik az évszakok változásával, a vízhozammal és alkalmi szennyező hatások miatt. Ha a jelzésünk hatását kimutatni akarjuk, akkor a természetes sótartalom többszörösét kell hozzáadnunk a vízhez, és ez több százszor annyi, mint amennyi a fluoreszeinből kellene, ára alapján azonban még így is a konyhasó a jobb választás [GÁDOROS M. in KORDOS L. 1984].

Ma már könnyen hozzá lehet jutni hordozható fluoriméterekhez, az 1990-es évek eleje óta pedig laboratóriumi fluoreszcens spektrofotométerek is rendelkezésre állnak, így a festékanyagok mennyisége is gyorsan és megbízhatóan mérhető a vízmintákban. A legfontosabb vízfestő anyag mindmáig a fluoreszein, amelyet ha tízmilliószorosan hígítunk, napfényen még szabad szemmel is láthatunk. Ultraibolya fényben pedig tízmilliárdszoros hígításban is felismerhető. Bizonyos fluoreszcens anyagok műszeresen akár billiószoros (10^{12} szoros) hígításban is kimutathatók. Megfelelő laborhátterrel ma már lehetséges, hogy egyszerre akár tíz különböző víznyelő jelzését végezzük el tíz különböző festékanyaggal, majd mind a festések megjelenését és levonulását nyomon követhessük akár akkor is, ha közel egyszerre jelennek meg.

Ha a karsztvíznek nem kell átszivárognia hordalékudugón vagy hasonlóan, akkor használható spóra, pl.: a kaposos korpafű (*Lycopodium clavatum*) spórája. Az igen finom spórapor előnye, hogy kis mennyiség is elegendő, és ha megfelelő festékekkel színezzük, több víznyelőt is megjelölhetünk egyszerre. A forrásnál igen sűrű szövésű, ún. planktonhálóval fogják fel az odajutott szemcséket. Önállóan általában nem használják, csak másik jelzőanyaggal együtt beadva, hogy az összefüggés meglétéén kívül a vízvezető járat jellegére is következtethessenek. A Bükkben végzett első ilyen kísérletek a Pénzpataki-víznyelőnél nem jártak sikerrel, a jelzőanyag leghatározottabb maximummal a Margit-forrásban jelentkezett, négy élére állított vízzáró rétegen keresztül (a beadott spórák festettek voltak, de a forrásokban festetlen spóra jelentkezett). A mintákat valószínűleg vadon élő korpafű szennyezte el természetes módon. A korpafű savanyú talajú mészkerülő erdőekben előforduló védett növény [SUBA J. 2002]. Vojtkó András 1995-ös vegetáció térképe szerint nagy kiterjedésű ilyen erdőtársulásokat találunk a forrás vízgyűjtő területén, a Garadna-völgy déli oldalában és a Borovnyák-tető közelében [VOJTKÓ A. in BARÁZ CS. 2002]. Sikeres spórás kísérletek történtek viszont a Nagykőmázisai-zsombolyban, a Fényeskő-völgyi-víznyelőben és az István-lápai-barlangban.

Izotópos karsztvíz nyomjelzést hazánkban eddig csak a Baradlában végeztek 1986. április 21-én és 25-én Br^{82} izotóppal. Megállapították, hogy nagyon pontosan észlelhető a megjelenés. A sugárzás maximuma alig ötvened része volt a szabvány által megengedett értéknek. Meglevő műszerpark esetén olcsóbb, mint a többi módszer. Érdekesség, hogy a megjelenő radioaktív hullám leszálló ágára szuperponálódott a csernobili balesetből származó sugárterhelés, amit itt mutattak ki először az országban.

Az izotópok adszorpciója bizonytalanná teheti az észlelést. Legkevésbé az amorf vegyületek formájában használt fém radioaktív izotópok adszorbeálódnak. Ha a víz természetes izotópjait (trícium, O^{18}) használjuk, adszorpció egyáltalán nem jelentkezik.

A sugárzó izotópok használatát küszöböli ki az ún. aktivizációs analízis, amikor nem aktív, de reaktorban könnyen aktívvá tehető anyagot (általában brómvegyületeket) kevernek a vízfolyásba. Később a reaktorban felaktivált minták sugárzását mérik [JUHÁSZ J. 2002].

Napjainkban kezd elterjedni a bakteriofágok alkalmazása az összefüggés vizsgálatokban. 2006 júniusában a Szlovákiai Milada-barlang föld alatti vizét nálunk nem

élő, az óceánok halofil baktériumaira specializálódott fágokkal szennyezték. A forrásokban felszínre bukkanó víz fägtartalmát, közös szakembergárda figyelte egy héten keresztül Szlovákia és Magyarország területén.

A fentiek, és a helyi viszonyok alapján a területen víznyomjelzéses vizsgálatok legcélszerűbben festékanyagokkal, például fluoreszcéinnel végezhetők. Ez az a módszer, mellyel kapcsolatban a legtöbb tapasztalattal rendelkezünk, tulajdonságai jól ismertek, elérhető a megfelelő laborháttér. Ha nagy töménységű sóoldatokat és sugárzó izotópokat szeretnénk a karsztvízbe juttatni, bonyolultabb engedélyezéssel és környezetvédelmi aggályokkal számolhatunk. Ha a nyomjelző anyag a jelzés helyére történő terepi eljuttatását is számba vesszük (főleg barlangban végzett jelzéseknel), akkor a vízfestés költségei még a konyhasós jelzésekkel is versenyképesek lehetnek. Ígéretes megoldás még a fágokkal történő jelzés, hazánkban azonban még kevés tapasztalat van a módszerrel kapcsolatban, ami nehézségeket okozhat. Vegetációs időszakon kívül hasznos kiegészítő jelzőanyag lehet a spóra, mivel segítségével a karsztos járatok hordalékkal való feltöltöttségének mértéke is vizsgálható.

6.1.2 Víznyomjelzéses vizsgálatok a területen

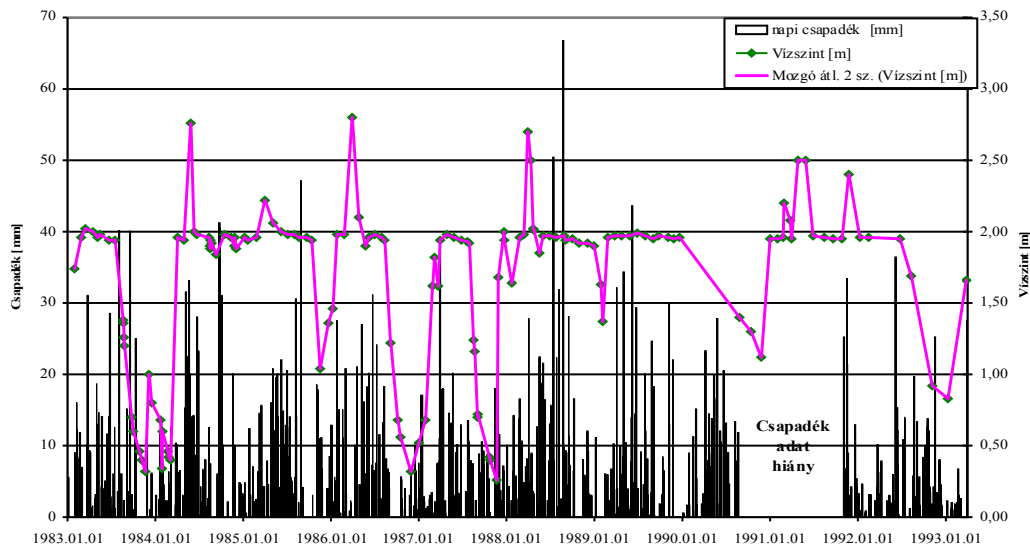
A Fehérkői Formáció területén az első összefüggés vizsgálatok Jakucs László nevéhez fűződnek, aki 1950 nyarától 51 tavaszáig végzett itt kutatásokat. Azóta 49 nyomjelzés történt, de sajnos dokumentáltságuk többnyire hiányos, gyakran csak említés szintjén szerepelnek nagyobb tanulmányokban. Sokszor szóbeli közlésből ismertek. A róluk fellelhető információkat Sásdi László összegezte 2002-ben [SÁSDI L.-LESS GY.-PELIKÁN P. 2002]. A hatvanas évek közepére már elkülönítettek három vízrendszert: a Garadna-, a Sebes-, és az Anna-források rendszerét. Az azóta történt vízjelzések viszont pontosították ezek lehatárolását, és más vízrendszerekkel való kapcsolatait.

A 49 nyomjelzésből 10 eredménytelen volt. Három nem járt elfogadható eredménnyel, mivel a kimutatott összefüggés földtani okok, vagy szintadatok alapján kizárható. Az elfogadható eredménnyel járt nyomjelzéseket térképen ábrázoltuk (4. térkép). Látható, hogy a terület jelentősebb barlangjainak és víznyelőinek forrása ismert.

További víznyomjelzések a Fenyves-réti-nyelőktől keletre a Cubákos és Útmenti-barlangban indokoltak, mivel jelenleg nem tisztázott kellően, hogy ezek a barlangok melyik forrás vízgyűjtő területéhez tartoznak. A Cubákos-barlangban a barlang időszakos patakját, az Útmentiben pedig a végponti hasadékot kitöltő időszakos tó vizét lehet megfesteni. Nem kellően tisztázott még sem a fennsíki terület és a Diósgyőri vár melletti Tavi- és Szent György-források összefüggése, sem a Fenyves-réti-víznyelők és a Margit-forrás kapcsolata.

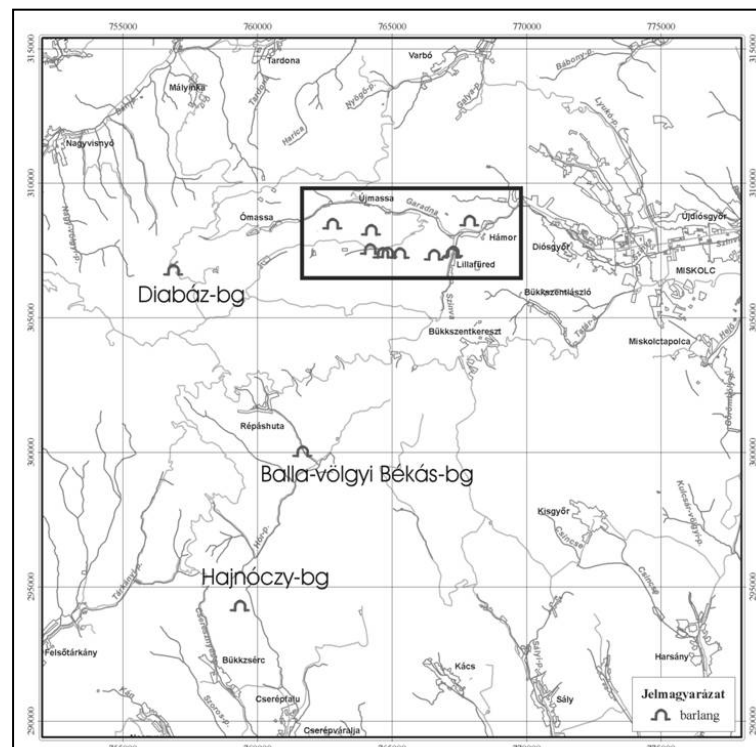
6.2 A karsztvízjárás vizsgálata

A terület első kutatói hamar szembesültek azzal a ténnyel, hogy a feltárt jelentősebb barlangok végpontjai víz alá bukó járatokban, szifonokban végződtek. Már ekkor igyekeztek megfigyelni ezek vízjárását. Kezdetben csak alkalomszerűen, a további járatok feltárásának érdekében, majd rendszeresen, tudományos igénnyel. Igyekeztek törvényszerűségeket is felfedezni vízmozgásukban. Először a Szepesi-barlang tavában helyeztek el lapvízmércét 1963-ban az ekkor végzett sózásos víznyomjelzéshez kapcsolódóan. Itt azonban csak szórványosan történtek megfigyelések nehéz megközelíthetősége miatt. Később a Létrási-Vizes-barlang jóval könnyebben vizsgálható végpontján 1983-ban, ahol 1993 elejéig folytak heti-havi gyakoriságú megfigyelések. Az ilyen módszerrel végzett mérések azonban nem adtak képet az árhullámok pontos lefutásáról, jellegéről és arról, hogy milyen gyorsan jelenik meg a barlangban a lehullott csapadék. Csak az éves átlagos vízjárás alakulására lehetett belőlük következtetni (7. ábra). Ezen mérések továbbfejlesztéseként 2004-ben a Dataqua 2002 Kft. felajánlásával élve méréssorozatba kezdtem a fent említett két barlangban. A műszerek használatát Lénárt László segítségével sajátítottam el. A mérések gyakorlati lebonyolításban a Marcel Loubens Barlangkutató Egyesület (továbbiakban MLBE) tagjaival végeztük. Az első kísérletek sikere után a barlangi mérések szükségessége bekerült a Smaragd-GSH Kft. vezetésével, a Miskolci Egyetem és az Észak-magyarországi Környezetvédelmi és Vízügyi Igazgatóság részvételével a „Vízgazdálkodási döntéseket támogató monitoring rendszer megvalósítása a Bükk-vidéken a fenntartható fejlődés érdekében” (VIMORE) címmel beadott GVOP pályázatba.



7. ábra: Lapvízmércéről leolvasott vízszintek a Létrási-Vizes-barlangban 1983-93 (Lénárt L. adatai alapján Sűrű P. 2004.)

A pályázat sikerét követően 2005 októberében a mérési helyek átépítésre kerültek a hosszú távú vizsgálatok követelményeinek megfelelően. Jelentősen bővült számuk is, így lefedték a Fehérkői Mészkö Formáció szinte minden jelentős patakos barlangját (8. ábra). A további méréseket az MLBE tagjai Juhász Béla és Kiss László végezték szerződéses munka keretében.



8. ábra: A barlangi mérések helyei (Smaragd-GSH 2007a lap térképét felhasználva Lénárt, 2008)

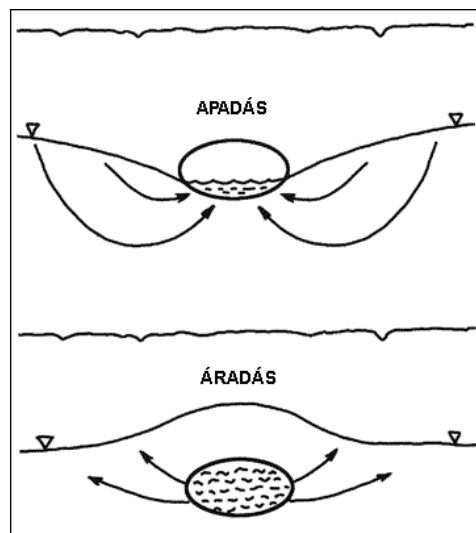
6.2.1 A vizsgálat módszerei

A 2004 májusában elkezdett méréseket DATAQUA PIC-WISE típusú mérőeszközökkel végeztem. Később ilyen típusú műszerek kerültek beépítésre a területen a GVOP pályázat keretében is. Egy helyszínen, az itt nem tárgyalt (Hámori Dolomitban nyíló) tekenősi Fekete-barlangban Eijkelkamp DIVER típusú műszer is alkalmazásra került. A mérések centiméter pontosságúak. Kalibrálásukra az adatok kiolvasásával egy időben minden alkalommal ellenőrző vízszint mérés is történt a helyszínen, ismert magasságú fix ponthoz képest, vagy ahol rendelkezésre állt a beépített lapvízmerce segítségével. A mérési gyakoriság 1 perc és 10 nap között szabadon állítható. A kezdeti mérések 10-15 percnként történtek, majd 15-, 20- és 30 perces beállítások lettek alkalmazva a mérési pont adottságaitól függően. Az adatokat kezdetben a műszereket felszínre szállítva lappal nyertük ki, később hordozható adatkinyerő egységgel (PSION-WA) történt.

6.2.2 Mérési eredmények

Ebben a szakaszban nem szigorúan csak a mért adatok bemutatására törekedtem, hiszen ahogy Lénárt L. is rámutat [LÉNÁRT L.-VID G. 2008], a mérés folyamán észlelt terepi megfigyelések értelmezése és felhasználása legalább ugyanilyen fontos.

A mérési helyek közül ki kell emelni a Speizi-barlang I.-szifonját, a Szepesi-Láner-barlangrendszer Homok-szifonját, és Tavát, illetve az István-lapai-barlang IV.-szifonját. Ezek a szifonok állandó kapcsolatban vannak a karsztvízszint alatti (freatikus) fejletlen vízvezető



9. ábra: Barlangjárat és karsztvízszint kapcsolata (WHITE W.B. 2003)

hasadékokkal, a jelenlegi epifreatikus zóna alá nyúlnak. A 2007-es aszály során tett saját megfigyeléseim és az MLBE tagjainak szóbeli közlései alapján mélypontjukon, esetleg az azt kitöltő patakfordalék alatt még az eddig regisztrált legalacsonyabb 2007-es és 2000-es

karsztvízszinteknél is volt észlelhető víztükör. A Speizi- és Létrási-Vizes-barlangokban végzett vízszintsüllyesztési kísérletek során számottevő apadást nem sikerült elérni, a eredeti vízszint gyorsan helyreállt. A járatok és a környező hasadozott kőzetmátrix közötti kapcsolatot a 9. ábra szemlélteti.

A Vizsgált terület több szifonjánál ki lehetett mutatni ismert, vagy ismeretlen járatok felé való túlfolyás okozta árhullám „lefejezést”. A Speizi-barlang szifonja mögött a 2007-es nyári aszály alatt sikerült is feltárnunk a lefejezést okozó ismeretlen járatot. A mérési eredményeket barlangokra lebontva tárgyalom, az általam végzett mérésekre helyezve a hangsúlyt.

- **Diabáz-barlang:** A Garadna-forrás rendszerének legkeletibb ismert tagja, vadózus víznyelőbarlang. Barlangi patakja járhatatlanná szűkülő hasadékban tűnik el a barlang mélypontján a bejárattól számított -160 m mélyen. Innen fölfelé egészen -145 m-ig tart az Agyagos-szakasz. A falakat itt bevonó agyagréteg vízviisszaduzzadásra utal. A mérési helyet a barlang Vizeséses-aknájának talpán alakították ki, a barlang mélypontjától 245 méterrel magasabban. Itt jelentős vízszintmozgás nem jöhet létre. Ezért – mint korábban a Szepesi-barlangnál – a nyers adatokat a gyártó cég segítségével mm felbontásúan nyerték ki az értelmezhetőséghez. Az adatsorokon a beszivárgó vízhozam változásainak jellege tanulmányozható [LÉNÁRT L. 2008].

- **Létrási-Vizes-barlang:** Itt kezdődött el először a műszeres mérés. Az első mérést 2004.05.31. és 2004.07.13. között végeztem. A mért adatok alapján készült grafikont Jávorkútra korrigált bányászati csapadék adatokkal egészítettem ki (2. melléklet). Jól látszik, hogy minden jelentősebb (10 mm feletti) csapadékot a Tó több tíz centis hirtelen vízszintemelkedése követ. Ez alól csak a június 11-i áradás kivétel, de csak a légvonalban több mint 8 kilométerre levő bányászati csapadékmérő állomás adataiból lineáris összefüggés alapján számolt csapadékadatokat tudtam használni; így ezeket a zivatarcellák hatásai miatt megfelelő kritikával kell kezelni. Az árhullámok igen gyorsan vonultak le. Az adatok szerint a vízszintemelkedés kezdete után egy-két órával már tetőztek, majd a vízszintemelkedés nagyságától függően egy-két nap alatt fokozatosan lassuló apadással vonultak le.

A második mérésorozat (3.melléklet) legmeghatározóbb része a június végén kezdődött egy hónapos száraz időszak után július 26. és 28. között lehullott több mint 190 mm-es csapadékcsoport okozta 1 m-es vízszintváltozás. Jól látható, hogy az első 26-i

csapadék hullám – bár ez volt a legnagyobb –, nem okozott számottevő vízszintnövekedést, mivel a kiszáradt talajpórusok és a növényzet nagyrészt felszívta a vizet, csak hozzávetőleg egyharmada juthatott be a barlangba. Az ezt követően telített, több víz felvételére már nem képes talajra hulló csapadék már akadálytalanul szivároghatott be. Jelentősen megnőtt a barlang nem karsztos vízgyűjtőjéről érkező víz mennyisége is. Az áradás utáni lassabb apadás oka az, hogy a vízszint tetőzése után fokozatosan érkeznek be a vizek az egyre kisebb méretű vízvezető hasadékokból, törésekből. Az apadási görbe kiugrásait talán a számítottnál nagyobb csapadékot adó helyi záporok okozhatták. Az augusztusi záporoknál ismét megfigyelhető, hogy a csapadékok szuperponálódnak, együttes hatásuk jóval nagyobb, mintha egymástól időben távol hulltak volna le.

2004 szeptemberétől több mint két hónapos adathiányom van, mivel nem sikerült megszerveznem a műszer letelepítését. Az újbóli lehelyezést november második felében sikerült megoldani (4.melléklet). Ekkora már leesett az első jelentősebb 25cm-es hótömeg. A hóesést eső, havas eső formájában lehullt csapadékok követték. A hótakaró olvadása és az olvadékvizek szinte akadálytalan beszivárgása hosszú távon is jelentősen megemelték a tó vízszintjét. A hótakaróban és a fagyott talajban megkötött víz fokozatos beérkezése elnyújtotta az apadást. December 17-én, 20-án és 22-én lehullt összesen több, mint 10 cm-es hótakaróra 26-án és 27-én esett eső a tavaszi záporokhoz hasonló árhullámot okozott. Ezt követő hóesések stabilan tartották a vízszintet, az csak a januári fagyok beálltával kezdett ismét csökkenni. A 2005. január 25. és június 4. közötti újabb adathiány oka a műszer légzőkábelének szakadása volt. Utolsó mérés (5. melléklet) alkalmával a mérések időközét próbaképpen 15-ről 10 percesre állítottam, de ez nem adott több információt, így a következő telepítés alkalmával ritkítottam a méréseket. A vízszintváltozások az egy évvel korábbiakhoz hasonlóak, azonban a tó alapszintje magasabb, a csapadékosabb tavaszi időjárásnak köszönhetően.

- **Speizi-barlang:** A Szepesi-Láner-barlangrendszer harmadik tagja, aktív víznyelője, mely jelenleg még nem kapcsolódik közvetlenül a rendszerhez. Végpontjaik a geodéziai mérések szerint 28m-re közelítik meg egymást. A 2006 tavaszán mért adatokból (6.melléklet) jól látszik, hogy a barlang I.-szifonjának árhullámainak leföli a Szepesi-Láner-barlangrendszer felé tartó később 2007 július végén feltárt járat.

• **Szepesi-Láner-barlangrendszer:** A Szepesi-Láner-barlangrendszer K-Ny –i irányú, átmenőbarlang jellegű, azonban teljes hosszán ma már csak nagy csapadékok és hóolvadás után folyik végig a patak. A mélypontját jelentő Tó vízszintje feltehetőleg a karsztvízszintet jelenti. Igen állandó, 45-60 cm körüli érték. 1983-ban például a következő adatokat olvasták le:

02.27.: 45 cm

04.07.: 60 cm

08.18.: 47 cm

12.01.: 45 cm

12.29.: 44 cm

Mint látható, az adatok igen szórványosak, ami azzal magyarázható, hogy a barlang nehezen, csak tapasztalt barlangászok számára járható.

A vízszint csak nagy szárazságok idején süllyed 10-15 cm-t. Méréseim előtt úgy gondolták, hogy ez fölfelé is igaz, áradások is csak maximum 10-20 cm-es vízszintemelkedést okozhatnak. A Tavat állandó vízfolyás is táplálja, a Keleti-ág forrásának rövid patakja folyik bele. Valószínűleg a barlang talpa alatti fejletlen freatikus vízjáratok is táplálják.

2004. július 9-én kezdtük meg a mérést a barlangban. Ekkor még egy óras mérés-időközre állítottam a műszert, mivel nem számoltunk nagymértékű, gyors vízszintváltozással, és szeretnénk volna elérni, hogy lehetőség szerint minél ritkábban kelljen kiolvasni az adatokat.

Az első kinyert adatsor még úgy tűnt, hogy igazolja a korábbi feltételezéseket. A belőle szerkesztett grafikonon nem látszott komolyabb árhullám, bár ekkor esett le a 2004-es év legnagyobb csapadékcsoportja, három nap alatt 195mm. A vízszint emelkedése csak kétnapos késéssel követte a csapadék lehullását. Az árhullám jellegét cm-es felbontásban nem lehetett megfelelően vizsgálni, ezért felvettem a kapcsolatot a műszer gyártójával a Dataqua 2002 K.ft.-vel, ahol a kinyert adatokat milliméter felbontásúra konvertálták számomra. A milliméteres felbontású grafikonon (7.melléklet) jól látszik, hogy az áradó víz lassan, több mint 22 óra alatt tetőzött, az áradás folyamata ennél nagyságrendekkel lassabb a következő árhullám megérkezéséig eltelt 27 nap alatt sem állt helyre az eredeti vízszint. Az augusztus 25-i árhullámot szintén egy nagyobb több mint száz mm-es csapadékcsoport okozta.

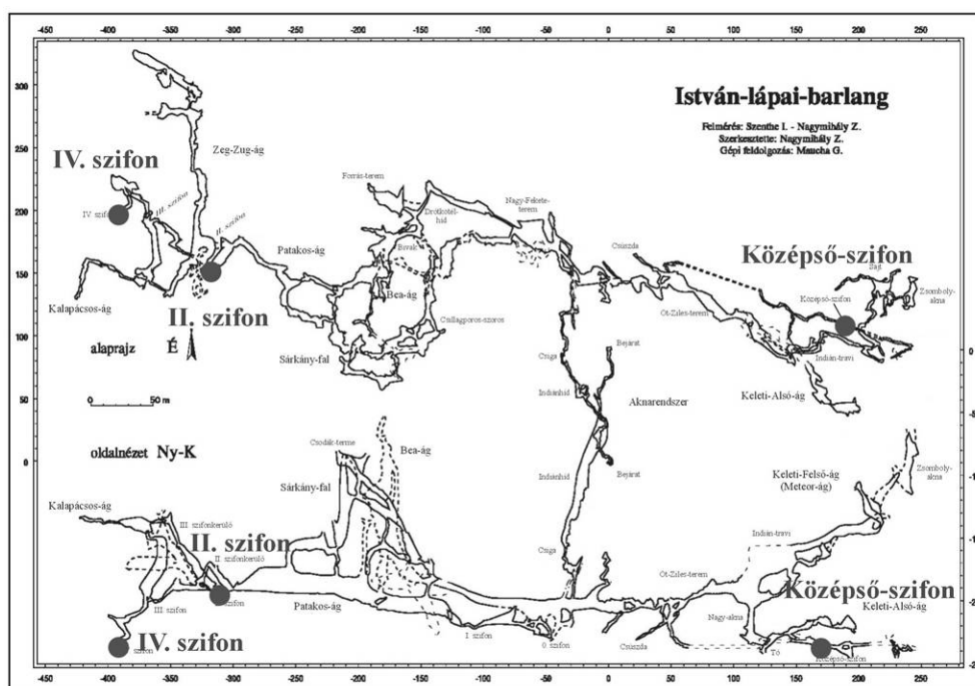
A második telepítés a már említett szervezési nehézségek és meghibásodások miatt csak a következő év január 25-én volt lehetséges; ekkortól azonban a Létrási-Vizes-barlang és a Szepesi-barlang műszerének megfelelő sorrendben történő cseréjével egészen október végéig folyamatos adatsort tudtam rögzíteni. A műszert ekkor a két barlang adatsorának könnyebb összehasonlíthatósága érdekében a Létrási-Vizeshez hasonlóan 15 perces mérésgyakoriságra állítottam. A kinyert adatok igen meglepőek voltak (8.melléklet). Kiderült, hogy a tavaszi hóolvadás több mint 1,5 m-es vízszintemelkedést okozott, ami a Tónál lerakott friss szinlőn is látható volt. Az árhullám több mint két nap alatt tetőzött. Előtte a tó szintje rendkívül állandó, majdnem két hónapon keresztül folyamatosan 50 cm, ettől csak február 23-24-én tért el kis mértékben, amit valószínűleg a két nappal korábban, 21-23 közötti leesett 40 cm hó kismértékű olvadása okozhatott. Sajnos nem jutottam megfelelő hőmérsékleti adatokhoz, ezért nem tudtam vizsgálni, hogy az olvadékvíz milyen gyorsan jelent meg a barlangban, de megfigyeléseim szerint 15-én, egyesületünk tavaszi kutatótáborának utolsó napján, már egyértelmű volt az olvadás, legintenzívebb a következő hétvégén, 18-án és 19-én volt. A vízszint tetőzése 19-én hajnal kettőkor volt. Ennek alapján, ha a legerősebb olvadással 18-án egy-két óra körül számolunk, kb. tizenkét óra alatt jutott el az olvadékvíz a Tóhoz. A későbbi árhullámok esetén a beérkezési idő ennél jóval többnek, 1-2 napnak adódott, de ezt az is okozhatta, hogy hóolvadásnál és a kora tavaszi esők idején a töbrökhöz tartozó nagy átmérőjű kürtökön is jelentős mennyiségű víz jut a barlangba.

A harmadik méréssorozattól a mérések időközét tovább csökkentettem 10 percre, és a továbbiakban az egységesebb mérések érdekében ezt a beállítást használtam. Az azonos beállítások mellett kinyert adatokat egy grafikonba szerkesztettem (9. melléklet). Így vizsgálni tudtam, hogy a csapadékcsoportokon belüli egyes csapadékhullámok elkülönülnek-e a vízszintváltozási görbén, mint ahogy az a Létrási-Vizesnél megfigyelhető. Az április 20-án tetőzött árhullámban sikerült is kimutatni ilyen ingadozásokat: a vízszintemelkedés öt lépcsőben, több mint 20 óra alatt ment végbe. A július 14-i árhullámban, ami a méréssorozat legnagyobb, 3,1 m-es vízszintemelkedését okozta, azonban nincsenek ilyen ingadozások, bár egy 4 napos csapadékcsoport után futott át a barlangon. Ez az árhullám más szempontokból is különleges. Rendkívül gyorsan tetőzött, a megjelenésétől számítva alig több mint egy órán belül (a többi árhullámnál ez 12-20 óra között adódott). A tavaszi árhullámokhoz képest a kürtökön

bejutó víz szerepe alárendeltebb - a beszivárgás ebben a hónapban a legalacsonyabb, az áprilisi érték kevesebb, mint fele – a hordalékmozgás és színlő nyomok alapján a víz a „szintes” ág felső végpontját jelentő 3-as és 4-es szifonokból tört fel, és folyt végig a barlangon. Az április és július közötti időszak két kisebb árhulláma jól tükrözi a beszivárgás változását. Május közepén egy 65mm-es csapadéksoport 44, míg június elején egy 84mm-es csupán 5 cm-es árhullámot okozott. A különbség a tetőzés sebességében is megjelenik, a májusi 12, míg a júniusi 17 óra alatt tetőzött. Az augusztusi csapadékok már csak kisebb, néhány centis, lassan levonuló árhullámokat okoztak, kivéve a 15-16-i zivatart, ami 25 cm-es vízszintemelkedést okozott. Szeptembertől csak 1-2 cm-es változások láthatóak a vízszintben, amiket valószínűleg a Keleti-ág forrásának hozamváltozásai okoztak.

- **István-lápai-barlang:** A barlang a Szinva-völgy feletti Szent István-lápan nyílik, Magyarország legmélyebb, és a Bükk leghosszabb barlangja. Aktív víznyelője nem ismert. A VIMORE projekt alatt három mérési hely lett kialakítva a barlangban (10. ábra).

2006 áprilisában itt is ki lehetett mutatni az árhullám lefejeződését [LÉNÁRT L. 2008]. A hőmérséklet és vezetőképesség, változása az árhullám alatt (10.melléklet) jól egyezik a szakirodalomban leírt hasonló, de forrásokban végzett mérések eredményével



10.ábra: Méréshelyek az István-lápai-barlangban (Szenthe -Nagy Mihály alaptérképét felhasználva Lénárt, 2008)

[KIRALY L. 2003]. A lefejezést az árhullám vízszintadatai, és a barlang geodéziai felmérése alapján a III.szifon peremén átbukó víz okozta.

- **Szent István-barlang:** Szinva-völgy oldalában nyíló „inaktív” forrásbarlang. Rendkívüli árvizek alkalmával végpontjáról a Pokol-ágból feltörő víz önti el járatait. Vízszintmérés a Pokol-ágban, valamint a Nagy-terem alatti Vasas-aknában folyt. A 2006 júniusában mért adatokon jól látható, hogy a Pokolból 22m-t emelkedő vízszint közel állt ahhoz, hogy elöntse a barlangot. (11.melléklet)

- **Szinva-parti-barlang:** A Lillafüredi mésztufa, és a feküjét alkotó lejtőtörmelék (görgeteg) között kialakult forrásterem. Az 1958-as karsztárvíz feltörési helyén mélyített kutatóaknával tárták fel az 1970-es években. A mérési helyet a forrásterem alján lévő vizes szifonban alakítottuk ki.

A 2006-os árvíz folyamán forrásként működött, a vízszint görbéken (12.melléklet) jól látható, hogy a kutatóaknában felemelkedő víz egészen a beépített túlfolyóig emelkedett, amely vizét a Szinvába vezette.

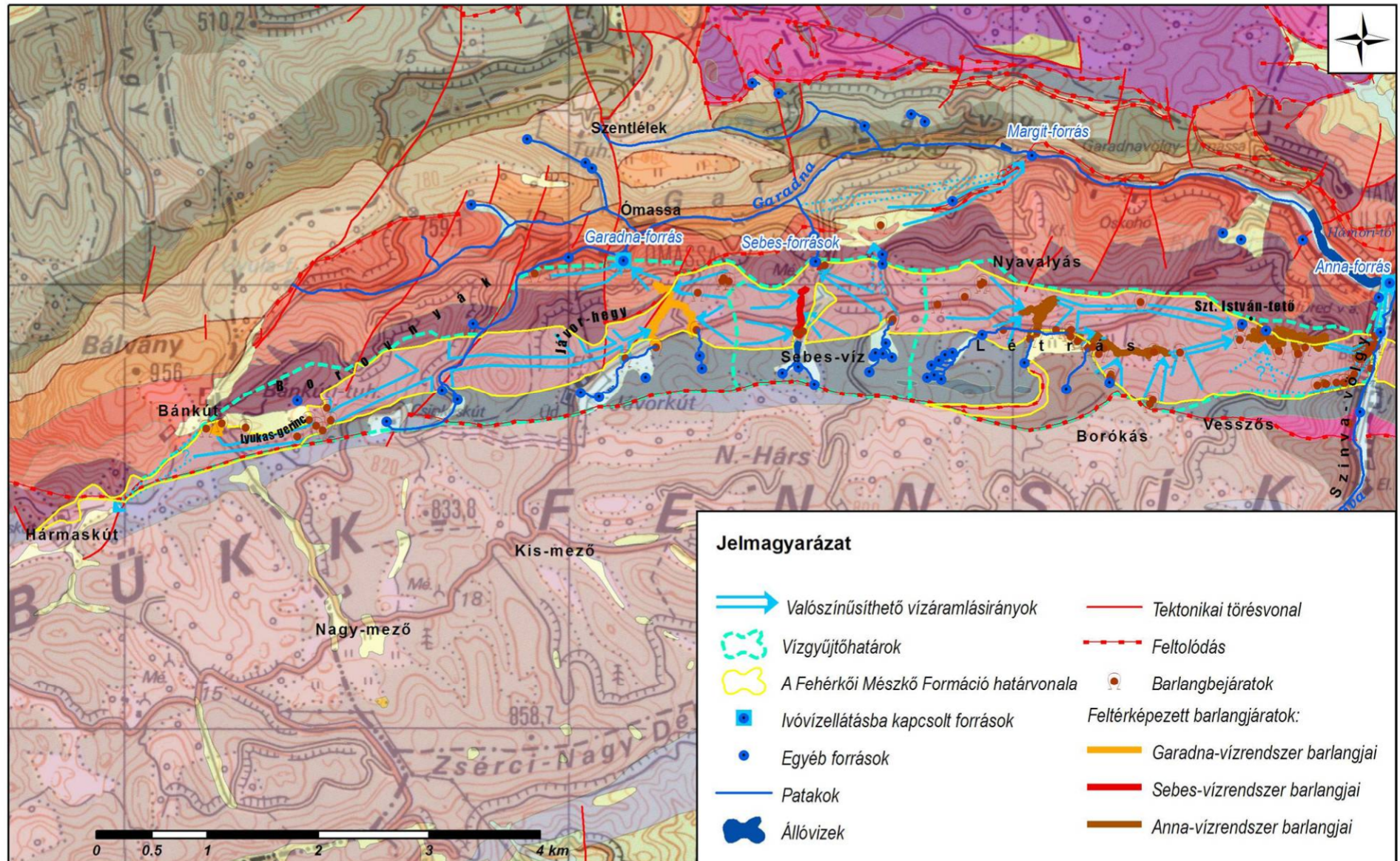
7 Következtetések

7.1 Források vízgyűjtőjének lehatárolása:

Mai tudásunk alapján három vízrendszert különíthetünk el a fennsíkon [SÁSDI L.-LESS GY.-PELIKÁN P. 2002.]. A Garadna-forrás, Sebes- és Anna-források rendszerét (4.térkép). Egymástól nem határolódnak el élesen, inkább depressziós feltöltséreknek tekinthetők. Nem zárható ki vízátadás az össze függő hasadékrendszeren keresztül.

Mivel a Fehérkői Mészke Formáció legalább 1000m mélységig követhető a felszín alá, a mélykarszt irányába is feltételezhetünk vízáramlást, de ennek mértéke nehezen becsülhető. A valószínű áramlási irányok a nyomjelzések, vízföldtani megfontolások és a víznyelőcsoportok elhelyezkedése alapján lettek felvéve. Felvázolásuknál az eddigi ilyen és hasonló jellegű munkákat is figyelembe vettem [SZABÓ L. 1966; SÁRVÁRY I. 1969; SZABÓ J. 1983 és LÉNÁRT L.-HERNÁDI B. 2009]

4. térkép: A vizsgált területen valószínűsíthető vízáramlásirányok áttekintő térképe 1: 45 000



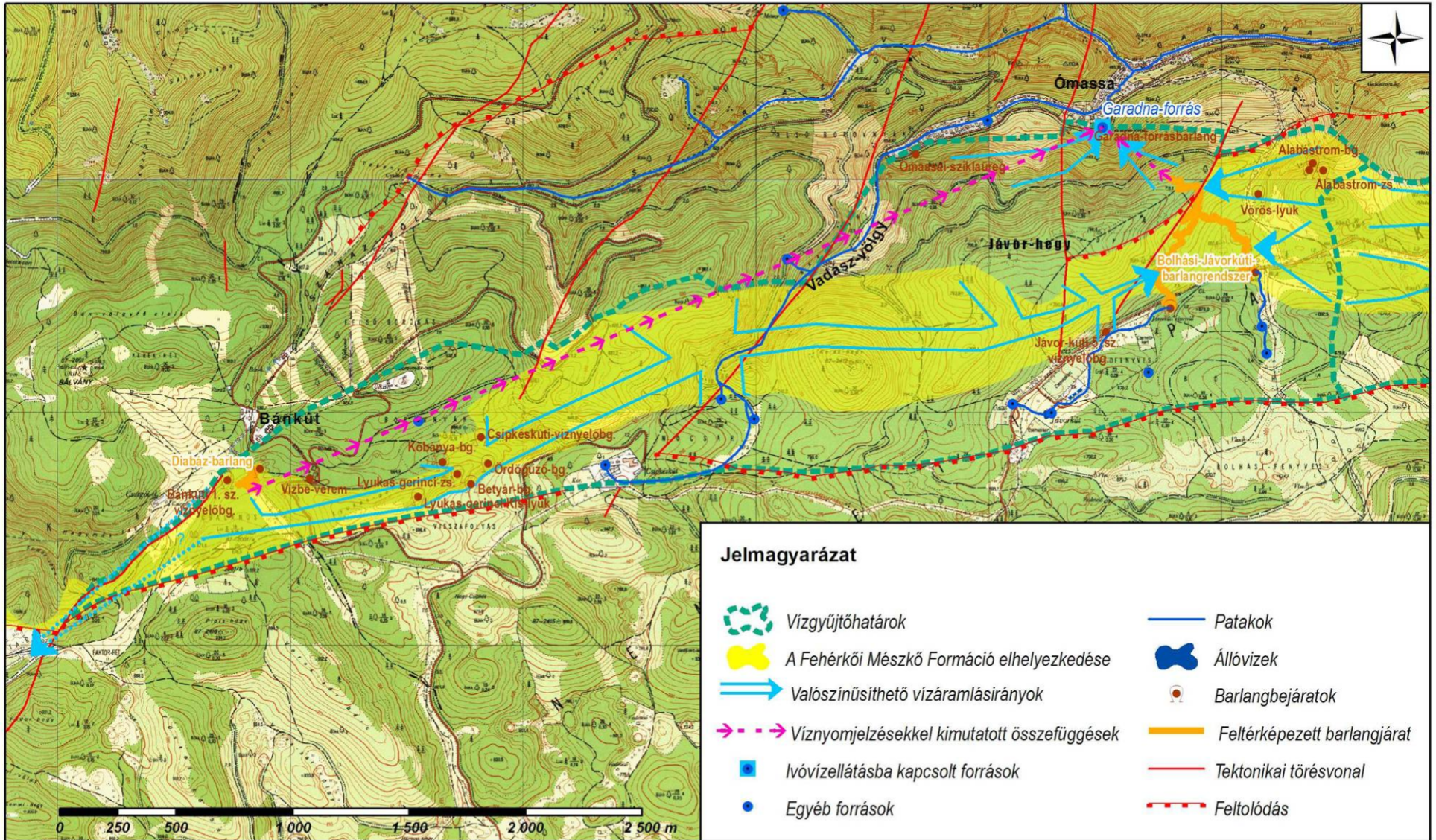
Készítette: Sűrű Péter, 2010

Térképi adatforrások: 1: 100 000 EOTR topográfiai szelvények; MÁFI; Országos Barlangnyilvántartás; MLBE

7.1.1 Garadna-forrás

Nyugat felé vízrendszere a Csipkés-kúti-víznyelőbarlangig és a Diabáz-barlangig terjed [SÁSDI L.-SILÁGYI F. 1993]. Szenthe István nem publikált víznyomjelzése alapján a barlang vize magas vízállásnál a Szalajka-forrásba is eljuthat. A Diabáz-barlangtól induló járatok az itt vízzáróként viselkedő Felsőtárkányi Mészke Formáció mentén indulhatnak ÉK-i irányba. Útjuk során felveszik a Borovnyák-tető déli oldalán kialakult víznyelő vizét és a Jávorkúti-barlang felé haladnak. A Garadna-forrás Hámori Dolomitből fakad, Bolhás térségében alakult ki hidrológiai kapcsolata a mészkőkarszttal, ahol szerkezeti okok miatt a vízzáró Szentistván-hegyi Metaandezit sáv folytonossága megszakadt. Ezen a szakaszon közel 600 m csapás hosszúságban közvetlen kapcsolatba kerül a hámori dolomittal és az Ablakoskővölgyi Formációval. A forrás összefüggése a Bolhási-Jávorkúti-barlangrendszerrel teljes mértékben bizonyított. A Felső-Sebes-víz völgyben fakadó árvízi Kis-Sebes-forrás SZABÓ L.[1966] szerint a morfológiai jelek alapján a rendszer túlfolyója lehet. A rendszer keleti határa körülbelül az Alabástrom-barlang vonalánál húzható meg. A Vadász-völgytől keletre húzódó Hámori Dolomittömeg vize szintén a Garadna-forrásban léphet a felszínre, (5.térkép) ezt Sásdi László szerint a Garadna-forrás vízhozamgörbéi is alátámasztják.

A Garadna-forrás vízrendszere 1: 24 000



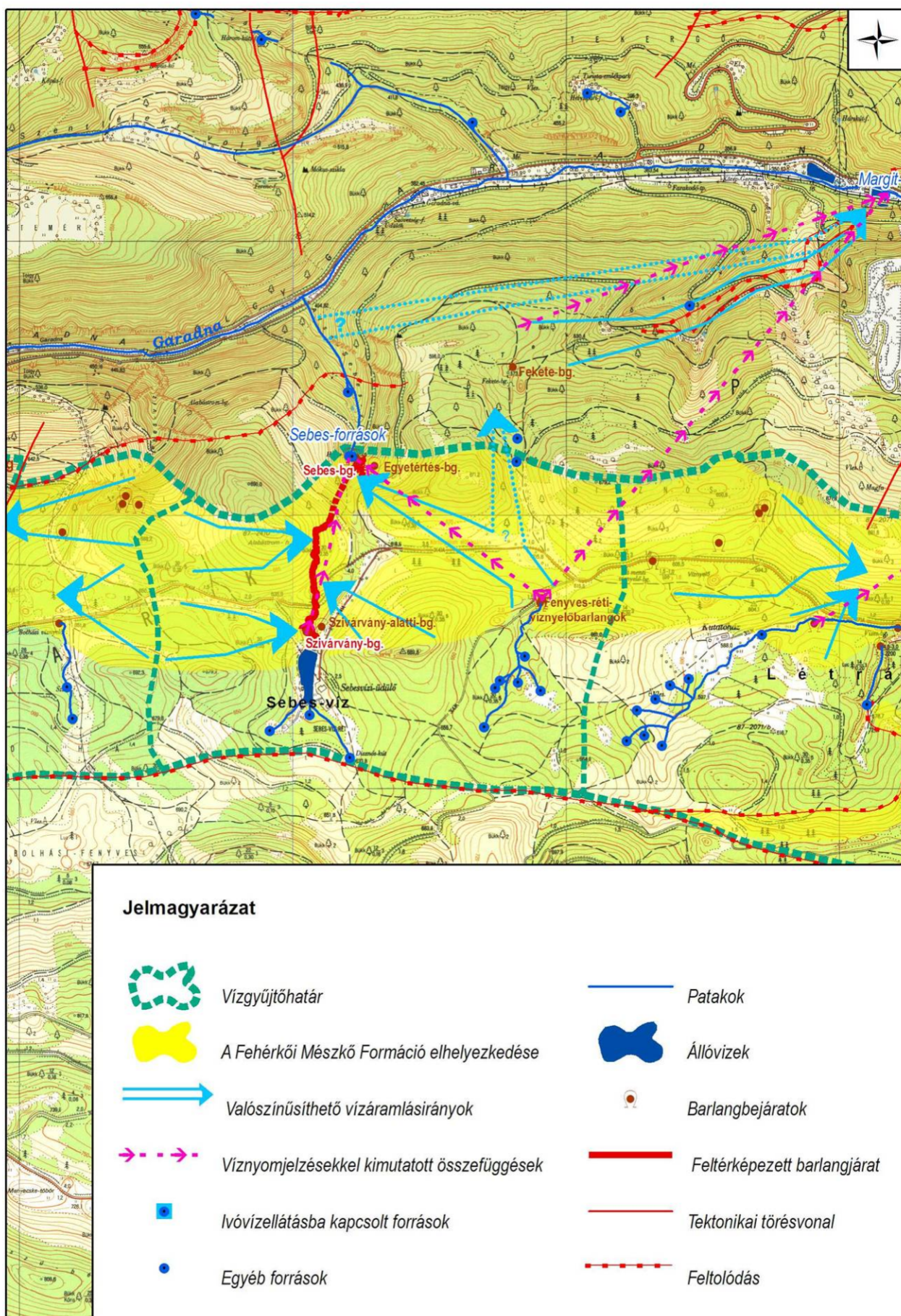
Készítette: Sűrű Péter, 2010

Térképi adatforrások: 1: 10 000 EOTR topográfiai szelvények; MAFI; Országos Barlangnyilvántartás; MLBE; [SÁSDI L. et al., 2002]

7.1.2 Sebes-források

A víznyomjelzések alapján két főágból álló barlang, amely az Y-víznyelő és a Fenyvesréti-nyelők vizét vezeti le a forrásokhoz. A két ág jellege a víznyomjelzések során kapott beérkezési idők alapján erősen eltérő (175 m/h Sebes-víz és 45 m/h, illetve 72m/h Fenyves-rét irányából). A Sebes-vízi-nyelő felől feltárt járat erősen tektonikus jellegű, egyenletesen lejt, nagyobb összefüggő víztömegek nélkül, sok rövid vizes szifonnal tart a forrás irányába, ama aktív szint felett fosszilis inaktív járatokkal. A Fenyves-rét felőli ág valószínűleg több szifonnal tagolt, és feltöltődése is erősebb lehet a kisebb esés miatt, de mint a terület összes jelentős barlangjában valószínűleg itt is várható felsőbb száraz barlangszint. A két-ág a Sebes-barlang morfológiája (több irányból belépő szifonok, találkozásuknál nagy méretű termek, omladékzónák) alapján itt, a források közelében egyesül. A Fenyves-rétnél elnyelődő vizek egy része egyes esetekben kimutatható a Margit-forrásból is. Az ezt okozó áramlási pályák helye és működésük törvényszerűségei ma még nem kellően tisztázottak. (6.térkép)

6. térkép: A Sebes-források vízrendszere 1: 20 000



Készítette: Sűrű Péter, 2010

Térképi adatforrások: 1: 10 000 EOTR topográfiai szelvények; MÁFI; Országos Barlangnyilvántartás; MLBE; [SÁSDI L. et al., 2002]

7.1.3 Anna- és Soltészkeri-források

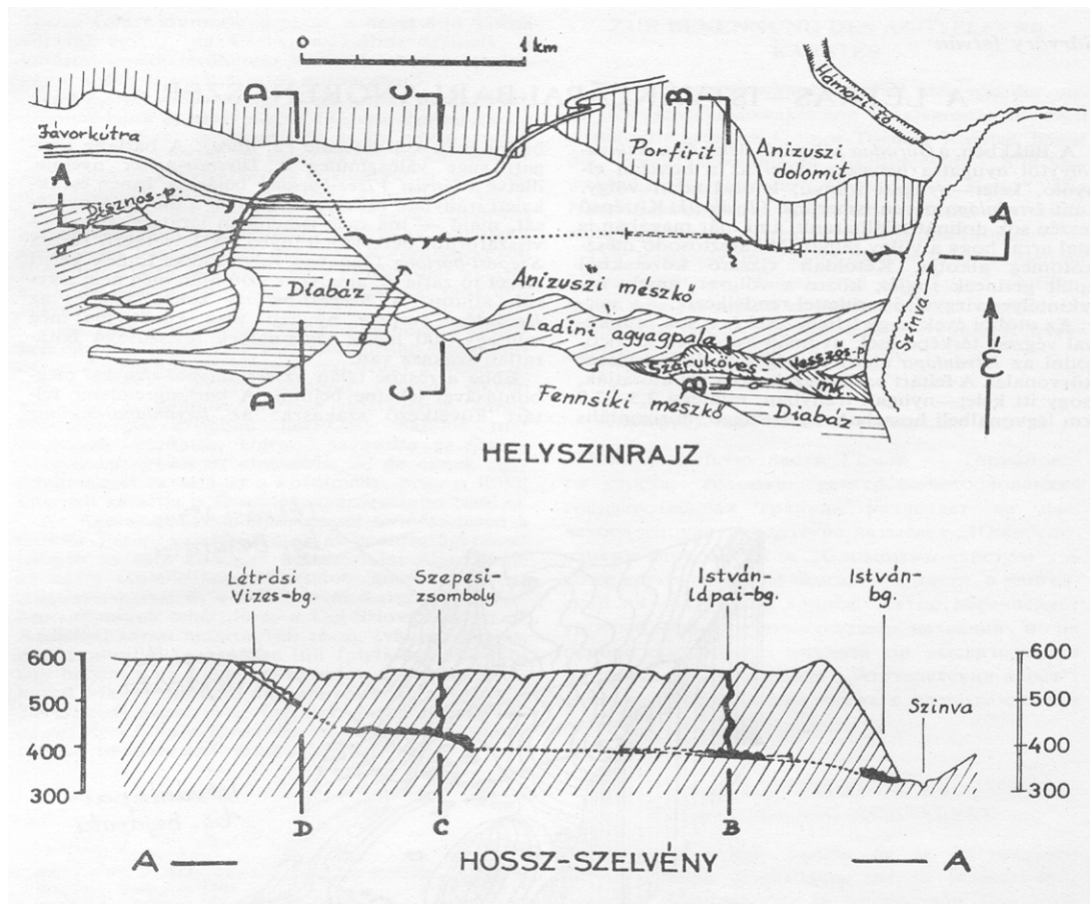
A fennsík legtöbbet kutatott része. 1950-ben Jakucs László foglalkozott először komolyabban a területtel. Jelentősebb barlangjai az 1960-as években tárultak fel, ekkor merült fel először a terület egységes barlangrendszerének gondolata. Többen is próbálkoztak a fő karsztvíz áramlási pályák és barlang összefüggések meghatározásával. Szabó László [1966] karsztvíz izohipszás térképet rajzolt (11. ábra), míg Sárváry István



11. ábra: Karsztvíz szint izohipszás térkép (KOVÁCS ZS. 2007 SZABÓ L. 1966 alapján)

[1969] Létrási-Vizes-barlang, Szepesi-barlang, István-lápai-barlang, Szent István-barlang közvetlen járat összefüggésben gondolkozott (12. ábra) az akkori ismereteknek megfelelően.

Szabó József [1983] modellje viszont már a Tavi-nyelő, Létrási-Vizes-barlang, Nagy-Mogyorós és Speizi barlangok vizét összegyűjtő, a kőzethatáron az Anna-forrásokig haladó barlangágat feltételez. A Szepesi-, István-lápai- és Szent István-barlangok szerinte

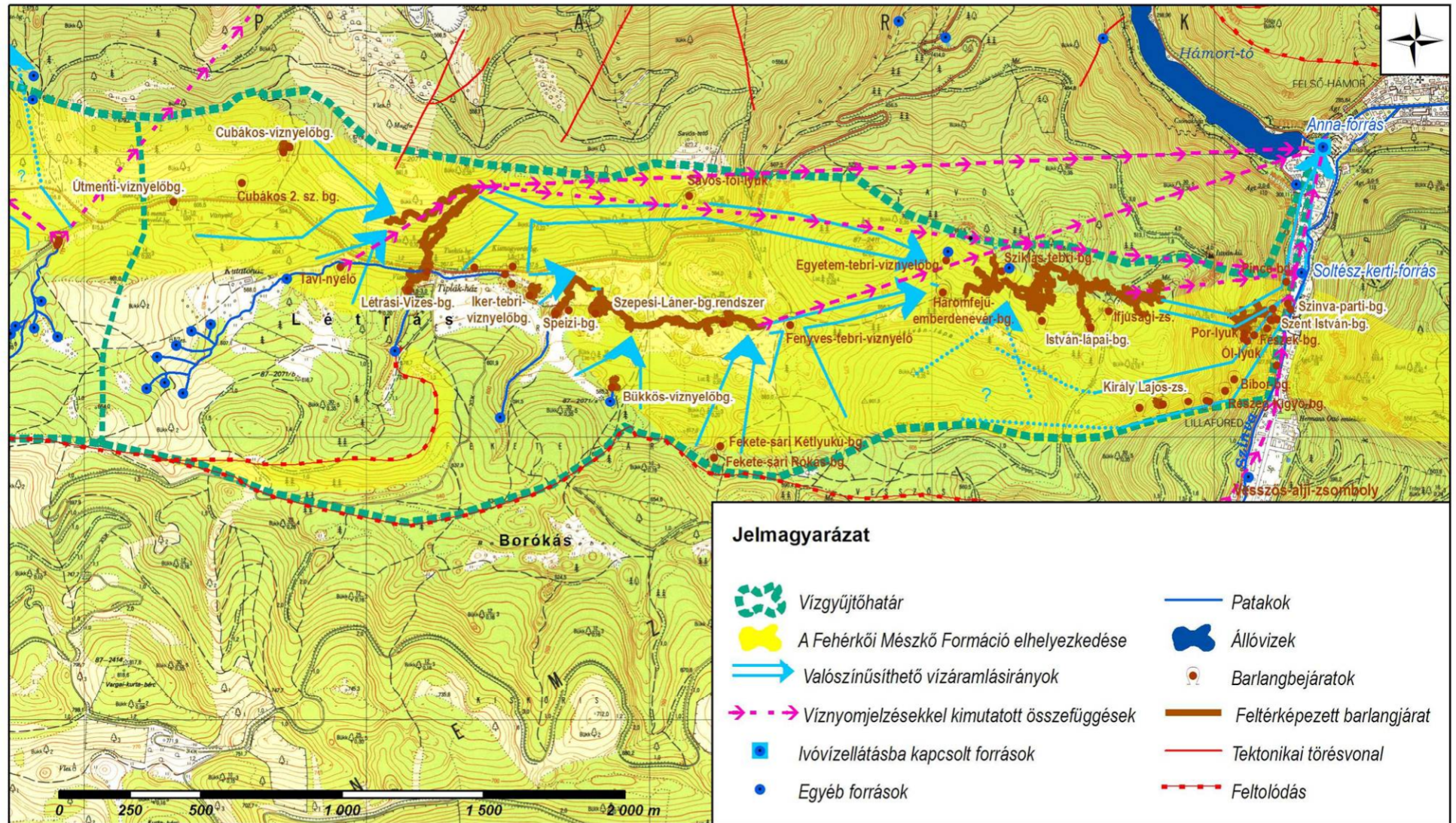


12.ábra: Sárváry István elképzelése(1966)

egy párhuzamos rendszert alkotnak, melynek forrása a Szinva-parti-barlangnál található a Szinva-völgy mésztufája alá temetve és vize a mésztufa alatti görgetegben mozog tovább az Anna-források felé.

Mai tudásunk szerint a rendszer legnyugatibb nyelői valószínűleg az Útmenti- és a Cubákos-barlangok. A Létrási-Vizes-barlang 1982-ben feltárt, de csak 2007-ben felmért Búvár-ágának végén annak vizes szifonjába csatlakoznak. pontos lehatárolásához szükség lenne még további víznyomjelzések elvégzésére. A legújabb 2007-8-as az új felfedezések megerősítik azt a vélekedést, miszerint - korábbi elképzelésekkel szemben – a Létrási-Vizes-barlang mélyponti tavából elfolyó víz nem a Szepesi-Láner-barlangrendszeren keresztül áramlik kelet felé, mivel nyugati, vagy északi irányból nem csatlakozik be vízfolyás a barlangba (7.térkép). A mészkő sávban két jelentősebb barlangág alakult ki, a déli a Speizi-patak nyelőjétől a Szepesi-Láner-barlangrendszeren át tart feltehetően az Istvánlápai-barlang 4. szifonja felé. Erre a barlangágra csatlakozhatnak – tektonikai

Az Anna-forrás vízrendszere 1: 20 000



Készítette: Sírű Péter, 2010

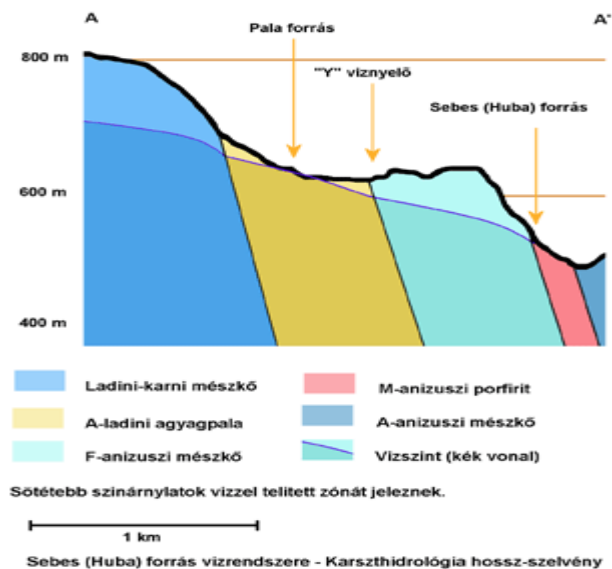
Térképi adatforrások: 1: 10 000 EOTR topográfiai szelvények; MÁFI; Országos Barlangnyilvántartás; MLBE; [SASDI et al., 2002]

megfontolásokból is – a Bükkös-forrás és a Feketesári-víznyelő ma még fel nem tárt vízjáratai is.

Ma ismert forrásai a Soltészkeri-mésztufabarlang, Szinva-parti-barlang és az Anna-források. A Soltészkeri-forrás és a Szinva-parti-barlang árvízi túlfolyóként működik. Az Anna-források pedig másodlagos források, vizüket a mésztufa fekélyét alkotó görgetegen, és hasadozott vulkanitokon keresztül kapják.

8 Új eredmények összefoglalása az 1966-os megállapítások tükrében

Szabó László szerint, az agyagpálán fakadó források vízutánpótlását a magasabb, felsőladíni-karni mészkőkarst rejtett, túlfolyó forrásai, valamint szivárgásai biztosítják.(13. ábra)



13. ábra: Hidrológiai szelvény a Sebes-forráson keresztül Szabó L. szerint (SZABÓ L.)

110m mélységű borókástebri barlangok. A forrásvizek HCO_3 -tartalma pedig azzal magyarázható, hogy az agyagpala márgás, meszes jellegű, vékony mészkőlemezeket, mészkőlelencsákat is tartalmaz [SZABÓ J. 1983; PELIKÁN P.-BUDAI T. 2005; NÉMET N. 2008.].

Bizonyítékát abban látta, hogy a bűvópatakok a legszárazabb évszakban sem száradnak ki, és HCO_3 tartalmuk viszonylag magas (190 - 270mg/l között). Azóta több olyan barlangot is feltártak a fennsíki, és felsőtárkányi mészkőben melyek a források közelében azok fakadási szintjénél mélyebbre nyúlnak. Mint például az 1995 óta ismert 20m mély Kühne

Andor-barlang Sebesvíznél, vagy az 1974-ben és 75-ben feltárt 95m és

A Bükk hegység Létrási-lápáján (középső triász Fehérkői Mészköben) kialakult Létrási-Vizes- és Szepesi-barlangokban több mint egy éve folyó mérésorozat megmutatta, hogy a Dataqua műszerekkel végzett folyamatos vízszintmegfigyelés olyan új információkkal szolgált a barlangi vízmozgásokról, melyeket a hagyományos lapvízmércés módszerekkel nem tudunk volna megszerezni. A kezdeti nehézségek megoldása után barlangi körülmények között is jól használható módszernek bizonyult.

A Létrási-Vizes-barlangban - a kinyert adatok hézagos volta ellenére – meg tudtam figyelni az árhullámok pontos lefutását és a vízszintemelkedéshez szükséges csapadék nagyságát.

A Szepesi-barlangban kimutattam, hogy az évtizedes vélekedéssel ellentétben nagyobb (akár 3,5 m-es) vízszintemelkedés is lehetséges, és hogy a beszivárgás nagyságától függően más-más az árhullámok lefolyása. A két barlang adatainak összehasonlításakor a csapadék beérkezésének idejét, a reagálás mértékét és az eltérések lehetséges okát vizsgáltam.

A Speizi-barlang újonnan feltárt részeiben tett 2007-es helyszíni megfigyelések, mérések és a már korábban rendelkezésre álló adatok alapján reális elképzelés a korábban feltételezett össze függő Speizi-Láner-Szepesi-rendszer. Másrészt az évtizedes vélekedésekkel ellentétben valószínűsíthető a Létrási-Vizes-barlang vízrendszerétől független, a Fehérkői Mészkö összetének déli, majd középső részén, az uralkodó szerkezeti vonalak mentén kialakult, az István-lápai-barlang 4-es szifonja felé vezető barlangág létezése.

Végezetül néhány -talán ma is aktuális- gondolat:

Szabó László: „A felszín alatt kialakult folyómedrek vizsgálata az átlagosnál erősebb testi és pszichés felépítést igényel. Talán ez, nem pedig a szükség hiánya okozza azt, hogy - néhány országtól eltekintve - a megkutatottság alacsony foka miatt a karszt szélsőséges vízjárása inkább gondot, mint hasznot jelent a vízgazdálkodás számára. Jól szemlélteti ezt Miskolc karsztforrásokra telepített vízellátása.”

„Az ingatag alapokon nyugvó ismeretek és a gyakorlati nehézségek túlságosan nagy kockázattal terhelték a regionális karsztvíz kutatás várható eredményét, így érthető módon a karsztkutatás nem hivatalos kutatóintézmények, hanem a mitsem kockázatos társadalmi munkások kezébe került.”

9 Köszönetnyilvánítás

Szeretnék köszönetet mondani belső konzulensemnek, dr. Lénárt Lászlónak, aki szakmai tanácsaival, valamint a mérések gyakorlati fortélyainak átadásával segítette dolgozatom megszületését, valamint külső konzulensemnek, Ferenczy Gergelynek, akinek segítségével a Bükk Nemzeti Park Igazgatóság rendelkezésére álló adataiba nyerhettem bepillantást.

Sokat köszönhetek Majoros Zsuzsának, aki helyszín és a vonatkozó irodalom jó ismerője. Harangozó Editnek, aki dolgozatom formába öntését segítette. De a diplomamunkát nem jöhetett volna létre a Marcel Loubens Barlangkutató Egyesület tagjai nélkül sem, akik mindenben támogatták munkámat.

10 Felhasznált irodalom

1. **Balogh A.-Nagy Zs.** 1998: Barlangolások a Bükkben. Túraajánlatok a barlangokat is kedvelő természetjáróknak. MLBE Miskolc, 1998.
2. **Balogh K.** 1964: A Bükk hegység földtani képződményei. A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve Budapest, 1964
3. **Baráz Cs. [szerk.]** 2002: A Bükki Nemzeti Park. Hegyek, erdők, emberek. Bükki Nemzeti Park Igazgatóság Eger, 2002.
4. **Berki Z.-Kovács A. Gy. et al.** 2002: A Bükk – Turistaatlasz és útikönyv (M = 1:40000) Cartographia kft. Budapest, 2002.
5. **Börcsök P.** 2000: Barlangi túravezetői ismeretek jegyzet. I. rész Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat Budapest, 2000, 35-36.p
6. **Crawford, N.C.** 2008: The Dye Tracing Pages <http://www.dyetracing.com/dyetracing/dyetrace.html> 2009
7. **Erdei Zs.** 1998: Hazánk növényvilága CDROM, TERRA Alapítvány, 1998.
8. **File F.** 2004: A Bükk barlangjainak térinformatikai rendszere Szakdolgozat Budapesti Műszaki Egyetem, Budapest, 2004.
9. **Hevesi A.** 2002: A magyarországi karsztok fejlődéstörténet és formakincs szerinti csoportosítása; az aggteleki jellegű karsztok felszíni formakincse. Akadémiai doktori értekezés Miskolc, 2002.
10. **Hír J.** 1993: A bükki barlangok őslénytani kutatásának legújabb eredményei. - "A bükki barlangok kutatásának, védelmének és hasznosításának legújabb eredményei" c. tud. konferencia előadásai I. kötet, a Miskolci Egyetem kiadványa, 15-28. o.
11. **Juhász A.** 1962: A Létrástetői-barlang = Karszt és Barlang 1962/II. félév. 45-49.p
12. **Juhász J.** 2002 Hidrogeológia Harmadik átdolgozott kiadás Akadémiai kiadó, Budapest, 2002, 721-770.p
13. **Jakucs L.** 1971: A karsztok morfogenetikája Akadémiai Kiadó, Budapest, 1971
14. **Király L.** 2003: Karstification and Groundwater Flow / Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers 2003, 1 (3) 26. o. (megtalálható: <http://www.speleogenesis.info/archive/> 2010)
15. **Kordos L.** 1984: Magyarország barlangjai Gondolat kiadó, Budapest, 1984.

16. **Kovács A.** 2005: 50 év barlangkutatás – A Marcel Loubens Barlangkutató Egyesület és elődei Marcel Loubens Barlangkutató Egyesület, Miskolc, 2005 7-171.p; 248-258.p
17. **Kovács Zs.** 1992: A létrástetői Szepessy- és Láner Olivér-barlangok kutatásának új eredményei. - "A Bükk karsztja, vizei, barlangjai" c. tud. konferencia előadásai I. kötet, a Miskolci Egyetem kiadványa, 189-197.
18. **Kovács Zs.** 2006: A Szepesi-Láner-barlangrendszer geodéziai felmérése és térképezése – zárójelentés – A Bükki Nemzeti Park részére készült kéziratot jelentés és atlasz, Marcel Loubens Barlangkutató Egyesület, Miskolc, 2006.
19. **Kovács Zs.-Dobos T.-Sűrű P.** 2007: Régi elképzelés, új felfedezés - Láthatáron a Speizi-Szepesi-Láner-barlangrendszer. A Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat „Barlangkutatók Szakmai Találkozója” c. konferenciáján megtartott előadás, Jósza, 2007. november 9-11.
20. **Lénárt L.** 1977: A Zombolyosoktól a Marcel Loubens Csoportig. - NME alkalmi kiadvány, Miskolc, 1977.
21. **Lénárt L.** 1983: A Létrási-Vizes-barlang komplex barlangtani felmérése. Egyetemi doktori értekezés Miskolci Egyetem, Miskolc, 1983
22. **Lénárt L.** 2006: A Bükk-térség karsztvízpotenciálja – a hosszú távú hasznosíthatóságának környezetvédelmi feladatai. Észak-magyarországi Stratégiai Füzetek. III. évf. 2. sz. pp. 17-28. Miskolc.
23. **Lénárt L.** 2007: A 2006 júniusában történt miskolci karsztárvíz hidrogeológiai okai. MHT Vándorgyűlés, Tata, 07.04-06. (Az előadások CD-n, ill. az MHT honlapján jelentek meg. <http://www.hidrologia.hu/ovgytata/25/fooldal.html>)
24. **Lénárt L.** 2008: A GVOP-VIMORE projekt (2005-2008) barlangi méréseinek jelentősége a bükki karsztvízszint alakulásának vizsgálatában . MHT Vándorgyűlés, Miskolc, 07.02-04. (Az előadások CD-n, ill. az MHT honlapján jelentek meg. <http://www.hidrologia.hu/vandorgyules/26/4szekcio.html>)
25. **Lénárt L.-Vid G.** 2008: Barlangi kutatásvezetői jegyzet. Magyar Karszt és Barlangkutató Társulat, Budapest, 2008.
26. **Mátyás E.** 1977: Geológia Geoproduct Kft., Mád, 2004.
27. **Nagy Zs.** 1995: Közösen a bükki karsztért. MLBE Miskolc, 1995.

28. **Német N.** 2008: A lillafüredi Vesszős-völgy kőzetei és a rajtuk észlelhető szerkezetföldtani jelenségek <http://fold1.ftt.uni-miskolc.hu/~foldnn/vessz01.htm> 2009.
29. **Pelikán P.-Budai T.** 2005: A Bükk hegység földtana. Magyarázó a Bükk-hegység földtani térképéhez. (M = 1:50 000) Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 2005
30. **Pelikán P. et al.** 2006: A Bükki-terrénum (É-Magyarország), a Jadari-terrénum (ÉNy-Szerbia) és a Sana–Unaiterrénum (ÉNy-Bosznia) karbon, perm és triász rétegsorainak összehasonlítása. A Magyar Állami Földtani Intézet Évi jelentése Budapest, 2006.
31. **Sűrű P.** 2005: Barlangi szifontavak vízszint-változásainak vizsgálata TDK dolgozat Miskolci Egyetem, Miskolc, 2005.
32. **Sűrű P.** 2007: Folyamatos vízmérések kivitelezése barlangokban - XIII. Nemzetközi Környezetvédelmi és Vidékfejlesztési Diákkonferencia. Mezőtúr, 43.o.2007.
33. **Sásdi L.-2006:** Víznyomjelzéses vizsgálatok a Bükk hegységi Létrás- és Nyavalyás-tető térségének fokozottan védett barlangjaiban - Karszt- és Barlang 1995-1996, Bp 29-34.
34. **Sásdi L.-Szilágyi F.** 1993: A Magyar Állami Földtani Intézet által a Bükk hegységben végzett víznyomjelzéses vizsgálatok értékelése. - "A bükki barlangok kutatásának, védelmének és hasznosításának legújabb eredményei" c. tud. konferencia előadásai I. kötet, a Miskolci Egyetem kiadványa, 97-105. o.
35. **Sásdi L.-Less Gy.-Pelikán P.** 2002: A Bükk karsztvíztároló összeleteinek térbeli lehatárolása. Karsztvízkutatás Magyarországon – A bükki karsztvízkutatás legújabb eredményei konferencia. Miskolc, 2002. január 24-26., 2002. pp.7-15.
36. **Sárváry I.** 1969: A Létrás-Istvánlápai-barlangrendszer = Karszt és Barlang 1969.II.53-56.o.
37. **Suba J.** 2002: A Bükk növényvilága. Mezőgazda Kiadó, 2002.
38. **Szabó J.** 1986: Létrástető- és környékének komplex természetföldrajzi feldolgozása. Szakdolgozat Ho Si Minh Tanárképző főiskola, Eger, 1986.
39. **Szabó L. et al** 1966: Összefoglaló Jelentés a felső-anizuszi mészkőrétég Lillafüred - Jávorkút közötti szakaszának karszthidrológiai kutatásáról. MHT, Miskolc 1966. (interneten: <http://www.mlbe.hu/evkonyv/anket66/anket66.htm> 2010)
40. **Székely K. [szerk.]** 2003: Magyarország fokozottan védett barlangjai. Mezőgazda kiadó, 2003.
41. **Vásárhelyi. I.** 1959: Hámori-tó <http://kovatt.lillacamp.hu/hamorito.htm> 2008

42. **Várszegi S.** 1981: A Borsodi Szénbányák Ig. S.E. Karsztkutató Szakcsoport 1981. évi munkájának ismertetése
43. **Veres L. - Sneider J.** 1986: A Király Lajos-barlang üledékföldtani vizsgálata = NME Közleményei, Miskolc, I. Sorozat, Bányászat, 33. kötet, 1-4. füzet, 103-116. old.
44. **Worthington S.R.H.** 2005: Hydraulic and geological factors influencing conduit flow depth / Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers. Cave and Karst Science 2005, 31 (3), 123-134.o.(megtalálható: <http://www.speleogenesis.info/archive/> 2010)

11 Mellékletek



- 1. sz. melléklet:** A 3. térkép részletes jelmagyarázata (földtan)
- 2. sz. melléklet:** Létrási-Vizes-barlang – Tó vízállása 2004.05.31 – 2004.07.12
- 3. sz. melléklet:** Létrási-Vizes-barlang – Tó vízállása 2004.07.14 - 2004.09.19
- 4. sz. melléklet:** Létrási-Vizes-barlang – Tó vízállása 2004.11.08 - 2005.01.25
- 5. sz. melléklet:** Létrási-Vizes-barlang – Tó vízállása 2005.06.04 - 2005.07.09
- 6. sz. melléklet:** A VIMORE projekt során 2006 tavaszán mért vízszintek a Speizi-barlang I.-szifonjában (LÉNÁRT L. adataiból SÚRŰ P. 2010)
- 7. sz. melléklet:** A Szepesi-barlang - Tó vízállása 2004.07.09 – 10.02
- 8. sz. melléklet:** A Szepesi-barlang - Tó vízállása 2005.01.25 – 03.26
- 9. sz. melléklet:** A Szepesi-barlang - Tó vízállása 2005.03.26 – 10.30
- 10. sz. melléklet:** Tavaszi vízszint az István-lápai-barlang IV. szifonjában (Háromszög: napi átlagos vízszint; négyzet: napi átlagos víz hőmérséklet) (Lénárt, 2006)
- 11. sz. melléklet:** A Szt. István-barlang Pokol-ág (kereszt), a Szt. István-barlang Vasas-akna (négyzet és vékony vonal), a Fekete-barlang (háromszög) vízszintje és a jávorkúti óránkénti csapadék (vastag vonal) valamint az összegzett csapadék (vékony vonal) kapcsolata 2006.06.02-06.07 között (15 percenkénti mérések, 1 osztásköz 4 óra) (Lénárt, 2008)
- 12. sz. melléklet:** Az István-lápai-barlang II. szifon (vastag szaggatott vonal), a Láner-barlang (vastag folyamatos vonal), a Soltész-akna (vékony vonal) vízszintje és a jávorkúti óránkénti csapadék (vastag vonal) valamint az összegzett csapadék (vékony vonal) kapcsolata 2006.06.02-06.07 között (20 percenkénti mérések, 1 osztásköz 12 óra) (Lénárt, 2008)

1. számú melléklet: Részletes jelmagyarázat a 3. térképhez

Földtani felépítés:


NEGYEDIDŐSZAK

Pleisztocén-holocén:


-  Lejtőtörmelék
-  Fluviális képződmény

MIOCÉN

Középső-felső-miocén:


-  Felnémeti Riolittufa F.

Alsó-miocén:

-  Felsőnyárádi F.







OLIGOCÉN

Felső-oligocén:


-  Csókási F.

TRIÁSZ






Felső-triász:

-  Kisfennsíki Mészke F.
-  Szinvai Metabazalt F.
-  Létrási Metabazalt F.
-  Vesszősi F.
-  Felsőtárkányi (Rónabükki) Mészke F.
-  Felsőtárkányi Mészke F.



Középső-felső-triász:

-  Bükkfennsíki Mészke F. (+Répašhutai Mészke F.)

Középső-triász:



-  Fehérkői Mészke F.
-  Bagolyhegyi Metariolit F.
-  Szentistvánhegyi Metaandezit F.
-  Hegyestetői F.
-  Hámori Dolomit F.

Alsó-triász:

-  Ablakoskővölgyi F.
-  Gerennavári Mészke F.




PERM

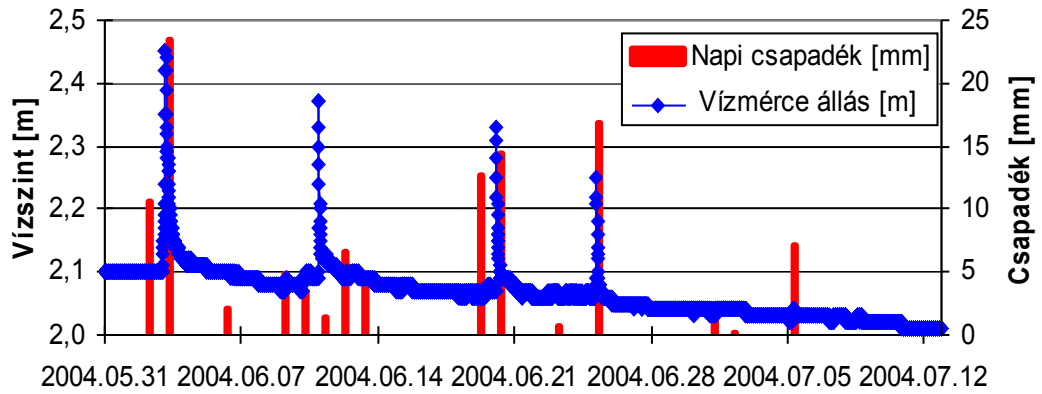
Felső-perm:

-  Nagyvisnyói Mészke F.
-  Szentléleki F.

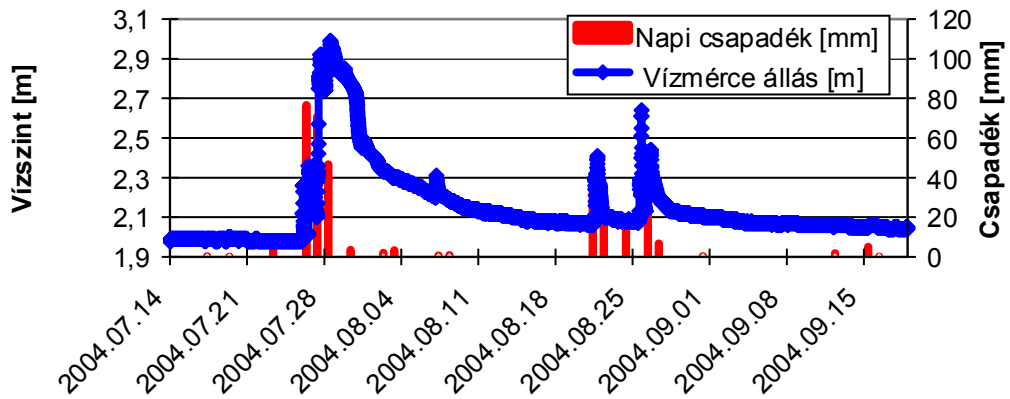
KARBON

Felső-karbon:

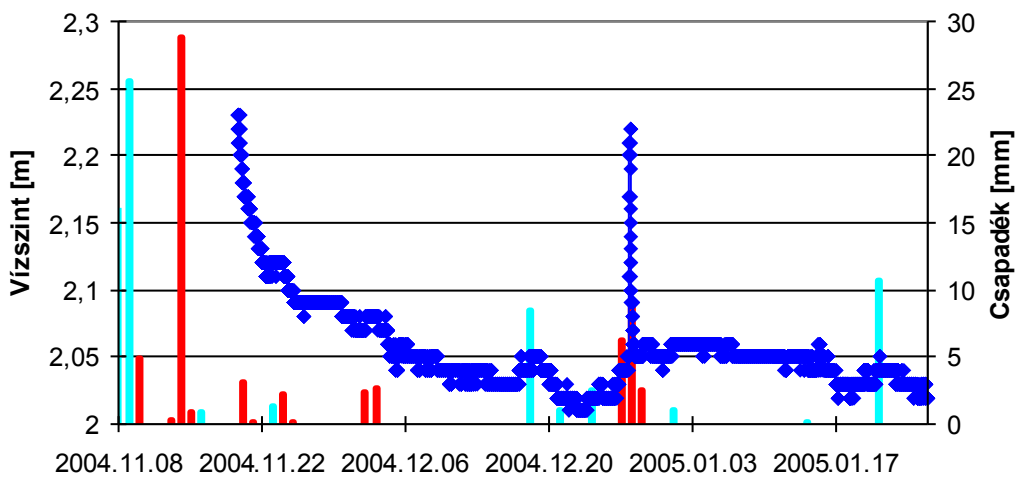
-  Mályinkai F.
-  Zobóhegyesi F.
-  Szilvásváradi F.



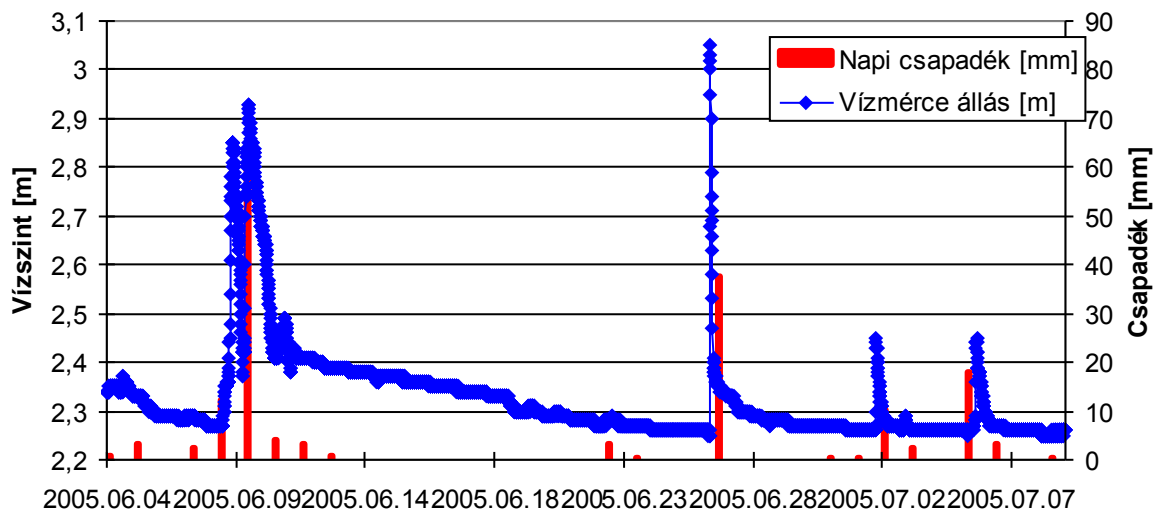
2. melléklet: Létrási-Vizes-barlang – Tó vízállása 2004.05.31 – 2004.07.12



3. melléklet: Létrási-Vizes-barlang – Tó vízállása 2004.07.14 - 2004.09.19



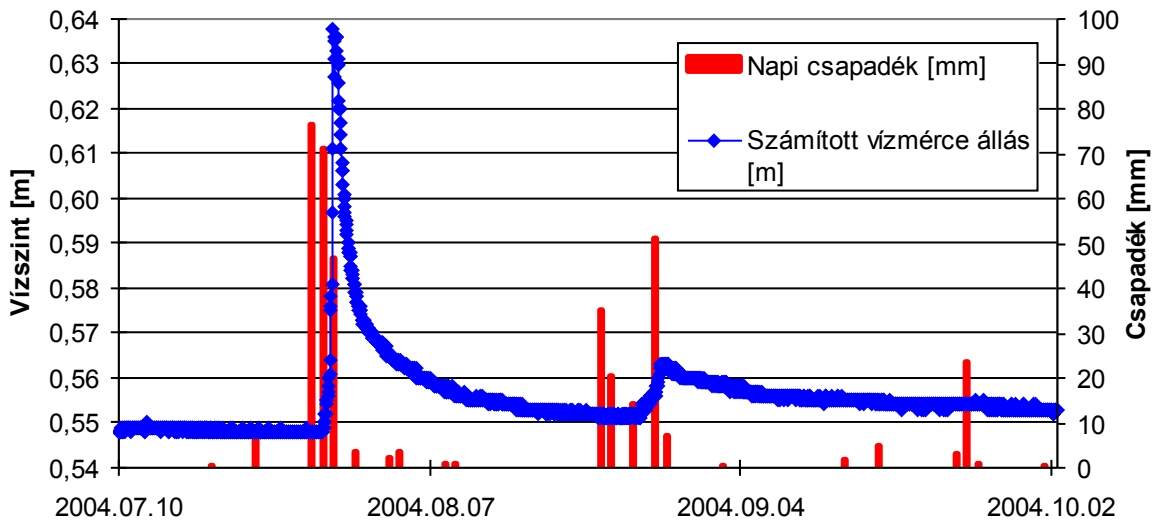
4. melléklet: Létrási-Vizes-barlang – Tó vízállása 2004.11.08 - 2005.01.25



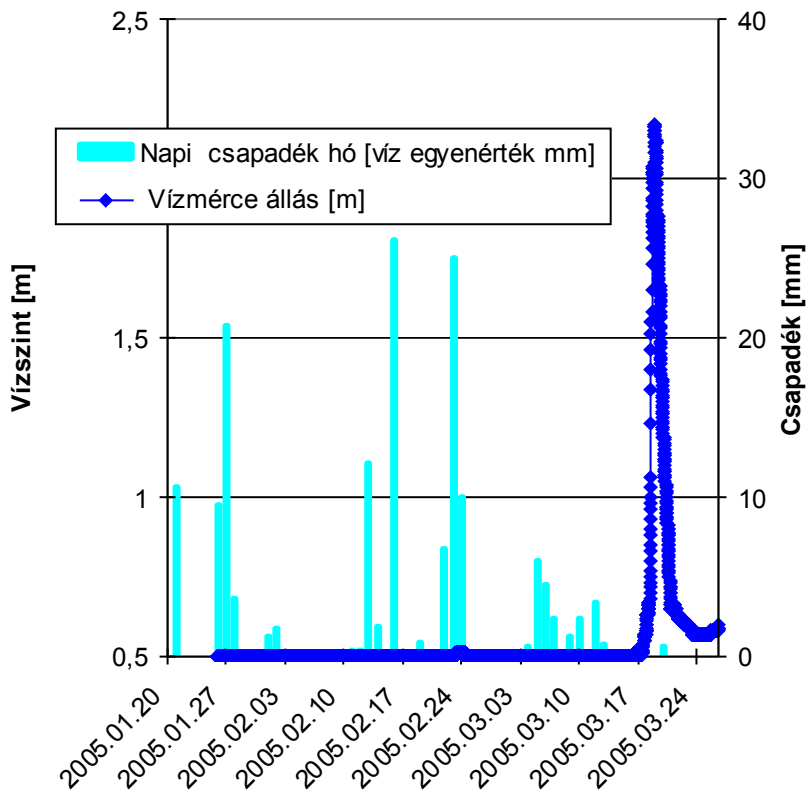
5. melléklet: Létrási-Vizes-barlang – Tó vízállása 2005.06.04 - 2005.07.09



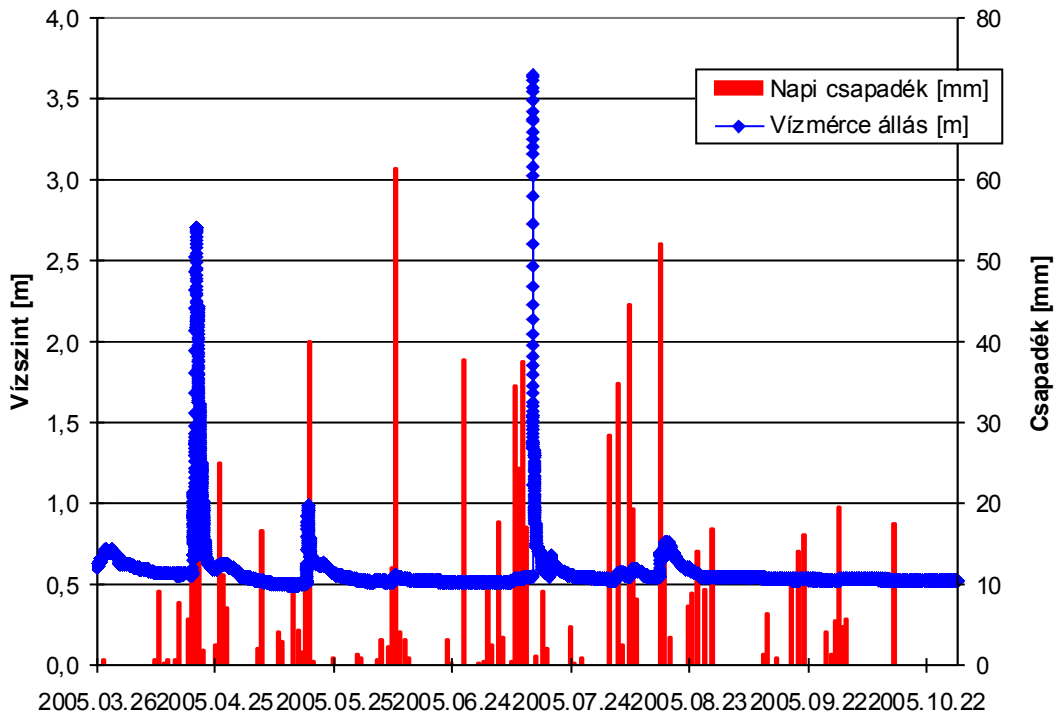
6. melléklet: A VIMORE projekt során 2006 tavaszán mért vízszintek a Speizi-barlang I.-szifonjában (LÉNÁRT L. adataiból SÚRÚ P. 2010)



7. melléklet: A Szepesi-barlang - Tó vízállása 2004.07.09 – 10.02

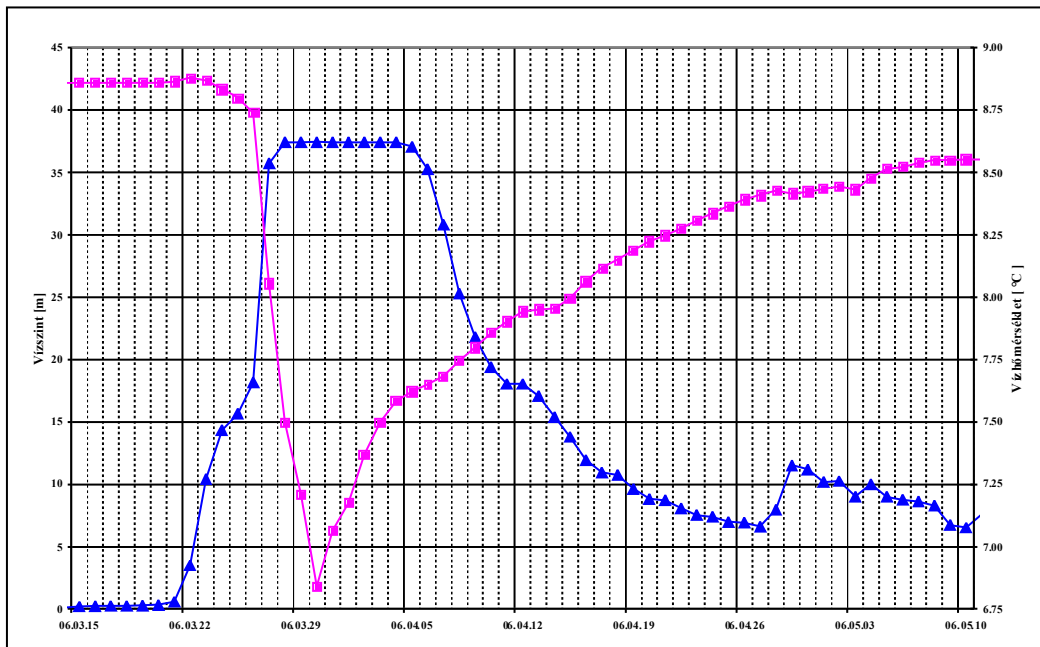


8. melléklet: A Szepesi-barlang - Tó vízállása 2005.01.25 – 03.26

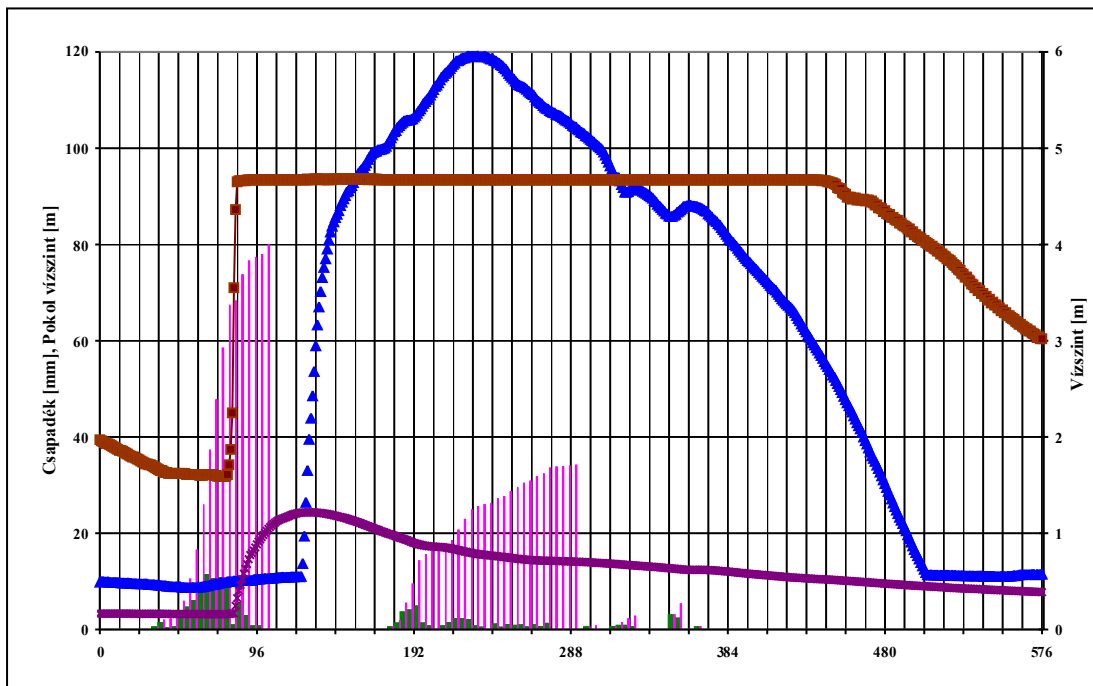


9. melléklet: A Szepesi-barlang - Tó vízállása 2005.03.26 – 10.30

10. melléklet: Tavasi vízszint az István-lápai-barlang IV. szifonjában (Háromszög: napi átlagos vízszint; négyzet: napi átlagos vízhőmérséklet) (Lénárt, 2006)



11. melléklet: A Szt. István-barlang Pokol-ág (kereszt), a Szt. István-barlang Vasas-akna (négyzet és vékony vonal), a Fekete-barlang (háromszög) vízszintje és a jávorkúti óránkénti csapadék (vastag vonal) valamint az összegzett csapadék (vékony vonal) kapcsolata 2006.06.02-06.07 között (15 percnkénti mérések, 1 osztásköz 4 óra) (Lénárt, 2008)



12. melléklet: Az István-lápai-barlang II. szifon (vastag szaggatott vonal), a Láner-barlang (vastag folyamatos vonal), a Soltész-akna (vékony vonal) vízszintje és a jávorkúti óránkénti csapadék (vastag vonal) valamint az összegzett csapadék (vékony vonal) kapcsolata 2006.06.02-06.07 között (20 percnkénti mérések, 1 osztásköz 12 óra) (Lénárt, 2008)

