



A meredek dőlésű mészkőkarszt és felszín alatti vízrendszere

Kelet Bükk hegységi tapasztalatokon kialakított karszt
modell

Írta

George Las Seymour M.Sc. (Korábban Szabó László György)
Érckutató és Gazdasági Geológus, Hidrogeológus

A Magyar Hidrológiai Társaság Borsodi Csoportja Karszt- és Karsztvízkutató
Szakosztályának egykori tagja és Kutatásvezető Titkára

A Magyar Karszt és Barlangkutató Társulat egykori tagja
A Marcell Loubens Barlangkutató Egyesület tiszteletbeli tagja

Published under Creative Commons License [Attribution 4.0 International](#).

Brisbane, Australia, 2012, reviewed in 2021.

SUMMARY

Based on lithological investigations, grain size analyses, laboratory and field analyses of a large number of water samples, and experiments involving the mechanical and chemical transportation of limestone, the Author has tracked down and demonstrates the evolution of water conducting and storing network of secondary interstices in the carbonate karst.

Considering the results of modern paleo-climate investigations, the Author also deciphered the evolution of the mechanism of the steeply dipping high karst.

In a practical sense the dense aquiclude limestone developed good fractured conductivity during the structural evolution of the mountain that involved folding, overturning, faulting, strike-slips and up-thrusting, which also produced a network of micro- to macro-fracturing of the rocks. Above the base of erosion the effective diameters of interconnected network of secondary interstices so evolved, have been enlarged by the infiltrating water of meteoric origin descending under gravity, and carrying erosive and corrosive energies, which expanded and interconnected them into subterranean river systems; caves. The subterranean system of flow collects and delivers the infiltrated water to the points of discharge, named karst springs, at the peripheries of karstic mountains,

The karstic mountains, which raise high above the terrain, are characterized by deeply incised valleys with high levels of alluvial fills and multi-level cave systems.

The evolution of multi-level cave systems are the products of the rhythmic and powerful climatic changes of the Quaternary period, more precisely the rhythmic variations of the polar ice sheet causing 100 - 120 meters of fluctuation of oceanic levels, the global base of erosion, having resulted in significant regressive incisions into the continental land surface, and transgressive depositions of terrestrial sediments on the lands.

In the limestone extending far below the surface, the descending water penetrates below the regional base of erosion forming deep or thermal karst, which gains heat from the Earth's inner heat sources and transports it away from its source resulting in a geothermally cool island in the warming zone of the descending water.

This analysis of karst process has described the evolutionary and functional components of both cold and thermal karsts evolved above and below the base of erosion.

ÖSSZEFOGLALÁS

A Szerző földtani, közettani, laboratóriumi szemcseeloszlás, vegyi és helyszíni vízelemzések, valamint terepi kísérletek vizsgálati eredményeire alapozva bemutatja a karszt vízvezető interstíciáknak és járatainak fejlődési mechanizmusát, és a modern paleoklíma vizsgálatok eredményeit felhasználva kifejtette a felszín fölé magasan kiemelkedő, meredek dőlésű karbonát karszt mai szerkezetének és működésének a képét.

A vízvezetésre alig alkalmas tömör mészkő másodlagos, aktív és figyelemre méltó porozitását és áteresztő képességét a hegység szerkezeti fejlődése, erőteljes, gyakran átbuktatott felgyűrődése során kialakult finom repedezettség, elválási lapok kialakulása, réteg menti elcsúszások, haránt törések és réteg felcsúszások során keletkezett finom repedésektől tágas üregekig terjedő méretű interstíciális terek összekapcsolt hálózata képezi. E terek erózió bázis feletti, tágasabb, és gravitációs energiát biztosító térszíneken elhelyeződő tagjait a gravitáció alatt turbulensen áramló, és korróziós energiát szállító vizek eróziós és vegyi oldó tevékenysége együttesen vízvezető csatornákká, barlangokká, felszín alatti folyókká alakították át. Az így kialakult felszín alatti vízhálózat gyűjti és szállítja az összefüggő repedéshálózatban felhalmozódott vizeket a karsztos hegység peremén elhelyezkedő, és karsztforrásnak nevezett kibocsájtási pontokhoz.

A felszín fölé magasan kiemelkedett karsztos hegységet magasan feltöltött völgyek, és jellegzetes emeletes vízrendszerek, történelmi barlang-

rendszerek jellemzik, amelyeket többnyire közel függőleges aknarendszerek kapcsolnak össze. Az emeletes karsztvízrendszerek kifejlődése a negyedkor erőteljes és ritmikus klímaváltozásainak a következményei abban, hogy a globális jégtakarók dimenzióinak jelentős és szakaszos változásai következtében az óceáni vízszintek, a globális erózió bázis térszíni magasságai, 100 – 120 métert süllyedtek és emelkedtek jelentős regressziós és transzgressziós, bevágódásokat és feltöltési ciklusokat okozva a szárazföldeken.

Az erózió bázis alá nagy mélységbe is kiterjedt hegységi karbonát kőzetekben mélységi meleg karszt fejlődött ki, amely hőenergiáját a Föld belső hőforrásaiból nyeri. A mélykarszti vízáramlás elszállítja a felvett hőenergiát egy hűvös geotermális szigetet hagyva maga után a mélykarszti víz leszálló zónájában.

A karsztfolyamat elemzése meghatározta, a dolgozat pedig ismerteti a hideg és meleg karsztok kifejlődésének folyamatát és komponenseink funkcionális szerepeit.

Table of Contents



| | |
|---|----|
| | 1 |
| A meredek dőlésű mészkőkarszt és felszín alatti vízrendszere | 1 |
| Kelet Bükk hegységi tapasztalatokon kialakított karszt modell | 1 |
| SUMMARY | 2 |
| ÖSSZEFOGLALÁS | 4 |
| ELŐSZÓ | 9 |
| I. RÉSZ - A MÉSzkŐKARSZT KIFEJLŐDÉSÉNEK ALAPELEMEI | 10 |
| 1. KARBONÁT KÖZETEK..... | 10 |
| 2. REPEDEZETTSÉG - A KARBONÁTKÖZETEK MÁSODLAGOS POROZITÁSÁT KIALAKÍTÓ HEGYSÉGSZERKEZETI TÉNYEZŐK..... | 11 |
| 3. TÖRÉSEK (VETŐK) - A KARSZT VIZRAJZÁT KIALAKÍTÓ ELEMÉK..... | 14 |
| 4. ANIZOTRÓP VIZVEZETÉS - A KÖZETEK TÖRÉSEINEK ÉS FOLYAMATOSSÁGI HIÁNYAINAK HIDRODINAMIKAI KÖVETKEZMÉNYE | 19 |
| 5. A MÉSzkŐTARTOMÁNY ÉS KARSZT HIDRODINAMIKAI TULAJDONSÁGAI..... | 26 |
| 6. A HIDROGEOLÓGIA VÍZÁRAMLÁSÁNAK TÍPUSAI | 27 |
| 7. BARLANG - A KARSZTVIZRENDSZER FŐELEME | 31 |
| 8. A KARSZTFELSZÍN VÍZTELENÍTÉSÉNEK ELEMÉI..... | 35 |
| II. RÉSZ - BARLANGALKÍTÓ TÉNYEZŐK - SZABÓ (1966) VIZSGÁLATAI..... | 41 |
| 1. A KISÉRLETEK | 42 |
| 2. HELYSZINI VIZELEMZÉSEK | 48 |
| 3. BARLANGALKÍTÓ TÉNYEZŐK | 58 |
| 4. A BARLANGOKBAN ÉSZLELT MAGAS HIDROKARBONÁT TARTALOM EREDETE LÉTRÁS - JÁVORKÚT TÉRSÉGÉBEN | 60 |
| III. RÉSZ - A KARSZT VÍZÁRAMLÁSAI | 66 |
| 1. A KARSZTVÍZ TURBULENS ÁRAMLÁSA ÉS SZÍNTERE | 66 |
| 2. A KARSZT LAMINÁRIS ÁRAMLÁSA ÉS HELYSZÍNÉNEK VIZSGÁLATA..... | 80 |
| 3. Az 1958. és 2006. évi karsztárvizek összehasonlítása | 83 |

| | |
|---|-----|
| 4. Visszaesés a szakmai barbárizmusba | 89 |
| 5. LAMINÁRIS SZIVÁRGÁSSAL JELLEMZETT KARSZTOS TÖMEG FUNKCIONÁLIS FELBONTÁSA.... | 100 |
| IV RÉSZ - A HIDE GKARSZT | 107 |
| 1. LESZÁLLÓ BESZIVÁRGÁSI ZÓNA..... | 107 |
| 2. TELITETT ZÓNA, A TERMÉSZETES VÍZTÁROLÓ | 110 |
| V. RÉSZ - ZÁRT, NYOMÁS ALATTI MÉLYKARSZT ZÓNA ÉS FORRÁSAI..... | 133 |
| 1. A MÉLYKARSZT VÍZRENDSZERE | 133 |
| 2. A MÉLYKARSZT VÍZFORRÁSA..... | 135 |
| 3. A MÉLYKARSZT VÍZÁRAMLÁSÁT MEGHAJTÓ ENERGIA..... | 135 |
| 4. A MÉLYKARSZT HŐFORRÁSAI | 135 |
| 5. A MÉLYKARSZT MECHANIZMUSA..... | 142 |
| VI. RÉSZ - A MÉLYKARSZT ELEMEI ÉS DINAMIKÁJA..... | 148 |
| 1. A mélykarszti vízvezető..... | 149 |
| 2. A mélykarszt vízutánpótlása | 153 |
| 3. A vízáramlás transzportációs zónája | 154 |
| 4. A kibocsátási zóna | 156 |
| 5. A hőforrás | 158 |
| 6. A víz felmelegedési zónája | 162 |
| 7. A közetlehűlési zóna | 167 |
| 8. A karszthegységi előtér nem karsztos fedőhegysége | 169 |
| VII. RÉSZ - A MÉLYKARSZT DINAMIKUS KAPCSOLATAI..... | 171 |
| 1. AZ ERÓZIÓBÁZIS SZEREPE..... | 172 |
| 2. A HEGYSÉGI MÉLYKARSZTOT LEFEDŐ VIRTUÁLIS VIZREKESZTŐ KÉPZŐDMÉNY..... | 173 |
| 3. A MÉLYKARSZT VÍZFORRÁSA ÉS TÖLTÉSE | 175 |
| 4. A MÉLYKARSZTI ÁRAMLÁS MEGHAJTÓ MOTORJA | 176 |
| 5. A MÉLYKARSZT KINYERHETŐ VIZKÉSZLETE..... | 177 |
| 6. MÉLYKARSZT VÍZ BELÉPÉSE A HIDE GKARSZTBA | 178 |
| 7. FEDŐHEGYSÉGI VÍZVEZETŐ ÉS MÉLYKARSZT INTERAKCIÓJA..... | 193 |
| VIII. RÉSZ - ÖSSZEFOGLALÓ SZINTÉZIS | 196 |
| A HEGYSÉGI HIDE GK- ÉS MÉLYKARSZTI VÍZRENDSZEREK HARMONIKUS EGYÜTTMŰKÖDÉSE..... | 196 |
| IX. RÉSZ - A KELETI ELŐTÉR JELENTŐS MELEGVÍZKUTATÓ FÚRÁSAI | 200 |
| 1. Pávai-Vajna lillafüredi melegvíz kutató mélyfúrása | 200 |
| 2. Selyemrét-2 (Augusztus 20-2 sz.) melegvíz kút..... | 218 |
| 3. A Mályi energiatermelés céljából mélyített termál karsztvíz kutató mélyfúrás | 220 |

| | |
|---|-----|
| X. RÉSZ - ÖSSZEFOGLALÁS | 222 |
| XI. RÉSZ – KÖSZÖNETEK | 226 |
| XII. RÉSZ - IRODALOM | 228 |
| APPENDIX 1 | 235 |
| Az Oroszkúti víznyelő – Csöves forrás (Közép-Szinva 1, csöves Vízmű forrás) kapcsolatának vizsgálata sózásos nyomjelzéssel | 235 |
| APPENDIX 2. | 237 |
| G.L. Seymour tényrögzítő jegyzetei | 237 |
| Szinva- fő (Csöves) forrás komplex az 1964 évi vízkivételi mű létesítése előtt, (négy névtelen forrás a patakmederben) | 238 |
| Gyenge Lajos Szinva- Fő (Csöves) forrást célzó nyomjelzései | 239 |
| Csöves forrás és Oroszkút karsztvíz rendszerinek kapcsolata | 240 |
| A Csöves forrásba felszálló vízvezető kürtő..... | 241 |
| Computer monitor foto 1. | 242 |
| Szlabóczky szakvéleményéhez csatolt térkép | 243 |
| Appendix 3. - Kelet | 244 |
| Közép..... | 245 |
| Nyugat | 246 |
| Appendix 4. Rh-1 kút vízszintjei - 3..... | 247 |
| Rh-1 kút vízszintjei – 2 | 248 |
| Rh-1 kút vízszintjei - | 249 |

ELŐSZÓ

Világviszonylatban talán ez az első, és remélhetően sikeres erőfeszítés egy valós karsztmodell összeállítására terepi, valós és reprezentatív adatok ok és okozati összefüggésekbe kapcsolt láncolatában.

A magyarhoni Kelet Bükk hegységben a Szerző által 1954 és 1966 évek során végzett vizsgálatok, mérések, a karszt főleg magyar kutatói által közreadott tanulmányok, barlangkutatási eredmények, barlang dokumentációk, nyomjelzések, karsztvízszint és klimatológiai adatsorok kíméletlen kritikai vizsgálaton átszűr adatai, valamint fél évszázad során több kontinensre kiterjedt, a Bükk hegységre pedig 2008 és 2011



években felújított tényleges terepmunkával gyűjtött terepi anyag szintéziséből állott össze a meredek dőléssel jellemzett, és nagymélységbe terjedő karszt modellje és dinamikája.

Az Ön kezében tartott, vagy számítógépe képernyőjén megjelenített munka részleteiben, és a karsztfolyamatok összefüggéseiben ismerteti a karsztról és dinamikájáról így kialakult képet.

G. L. Seymour, M.Sc.

Brisbane, Ausztrália, 2021.

I. RÉSZ - A MÉSZKŐKARSZT KIFEJLŐDÉSÉNEK ALAPELEMEI

1. KARBONÁT KÖZETEK

A földkerekség csaknem valamennyi karsztja karbonát kőzetekben fejlődött ki.

Karbonát kőzetek, közöttük a legnagyobb tömegben előforduló mészkövek oldódnak gyenge szénsav oldatokban, ezért földtani időtávban képesek repedéseiket vízvezető csatornákká alakítani a szénsavas korrózió és turbulens áramlással szállított törmelékanyag eróziós tevékenységének összehangolásával (Szabó et Al. 1966, pp. 13-15).

Tömeges mészkő eredetileg egy megkeményedett, többnyire tömör, leginkább vegyi és szerves eredetű kőzet, amelynek vízvezetésre alkalmas elsődleges porozitása a szerves, karbonát vázából felépült változatai kivételével elhanyagolhatóan kicsi, gyakorlati vízvezetésre alkalmatlan. A márványok és tömör mészkövek elsődleges porozitása jóval 1 % alatt van. Laza szerkezetű mészkövek (kagyló mészkő, kréta [chalk], mésztufa, valamint az arid területeken kapilláris emelkedés és felszíni párolgásából lerakódott laza mészkő, (kalkrét) porozitása elérheti a 45 - 60 %-ot, bár ez a porozitás nem társul minden esetben, például a mésztufa esetében, fokozott áteresztőképességgel.

A tömör kőzetek, így a karbonát kőzetek vízvezetésre alkalmas töréseit és töredezettségeit a hegység szerkezeti fejlődése során fellépett nyomó- és húzóerők alakították ki, ezért csaknem valamennyi hegységi karbonát kőzet hajlamos karsztosodásra.

A **tömör dolomitok** elsődleges porozitása meglehetősen nagy a mészkő dolomitos átalakulása következtében. A mészkő kalcit tartalmát dolomittal kicserélő metasomatikus folyamat során a kőzet karbonát ásványi térfogata csökkent. Az így felszabadult tér kristályközi összekapcsolt porozitássá alakul a mikro méret tartományban, a szabad szemmel látható tartományban pedig a mikro repedezettség fokozott sűrűségében nyilvánul meg.

2. REPEDEZETTSÉG - A KARBONÁTKŐZETEK MÁSODLAGOS POROZITÁST KIALAKÍTÓ HEGYSÉGSZERKEZETI TÉNYEZŐK

A mészkőre jellemző másodlagos hidrodinamikai tulajdonságok kifejlődésében a hegység szerkezeti fejlődése kapott főszerepet.

Egy hegység különböző fizikai tulajdonságokkal (szilárdság, rugalmasság, plaszticitás) rendelkező kőzetrétegeinek érintkezése mentén, a rétegek közetté válása, deformációja, felgyűrődése, vagy széthúzódása során fokozott repedezettség, repedés menti hézagok alakulhattak ki. A kőzetek tömörülése esetében a nyílások leszűkülhetnek, kemény kőzetekben

keletkezett nyílások eltömedékelése fordulhat elő, ha nyomás alatt duktil, plasztikus alakváltozásra hajlamos kőzettel (pl. agyagpala) érintkeznek.

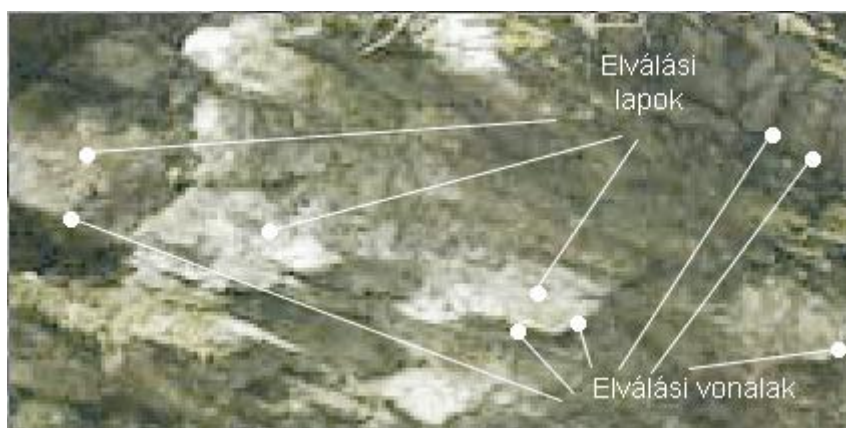
Ábra 1. A mészkő töredezettsége és törései a Létrási vizesbarlang bejáratát magában foglaló fal feltárásában



A felül fekvő rétegek lerakódásából, vagy letarolásából származó, és / vagy a mészkőréteget magába foglaló rétegösszlet felgyűrődésből származó helyi nyomáskülönbségek kiegyenlítéseként a mészkőréteg töredezetté válhat annyira, hogy homogén folytonossága megszakad, sűrűn behálózó elválási lapok, kis átmérőjű hézagok, apró repedezettség, valamint réteg menti elmozdulások (Ábra 2 és 3), tömörülések, vagy fellazulások alakulnak ki benne. Az így kialakult kis- és mikro-méretű nyílások sokasága

természeténél fogva a teljes mészkőrétegre kiterjed, és összefüggő hálózatba egyesülve alkotják a mészkőréteg másodlagos porozitását.

Ábra 2. Elválási lapok és az élére állított (hézagok) lapok vonalai a Létrási vizesbarlang bejáratát magában foglaló mészkőfal feltárásában



Ábra 3. Elválási lapok a Létrási vizesbarlang bejáratát magában foglaló mészkőfal feltárásában



3. TÖRÉSEK (VETŐK) - A KARSZT VIZRAJZÁT KIALAKÍTÓ ELEMÉK

A Bükk hegység erőteljes felgyűrődés során, és azt követően, a maradék feszültségek kiegyenlítődése kapcsán keresztörések, azok mentén pedig két-, vagy háromdimenziós elmozdulások keletkeztek.

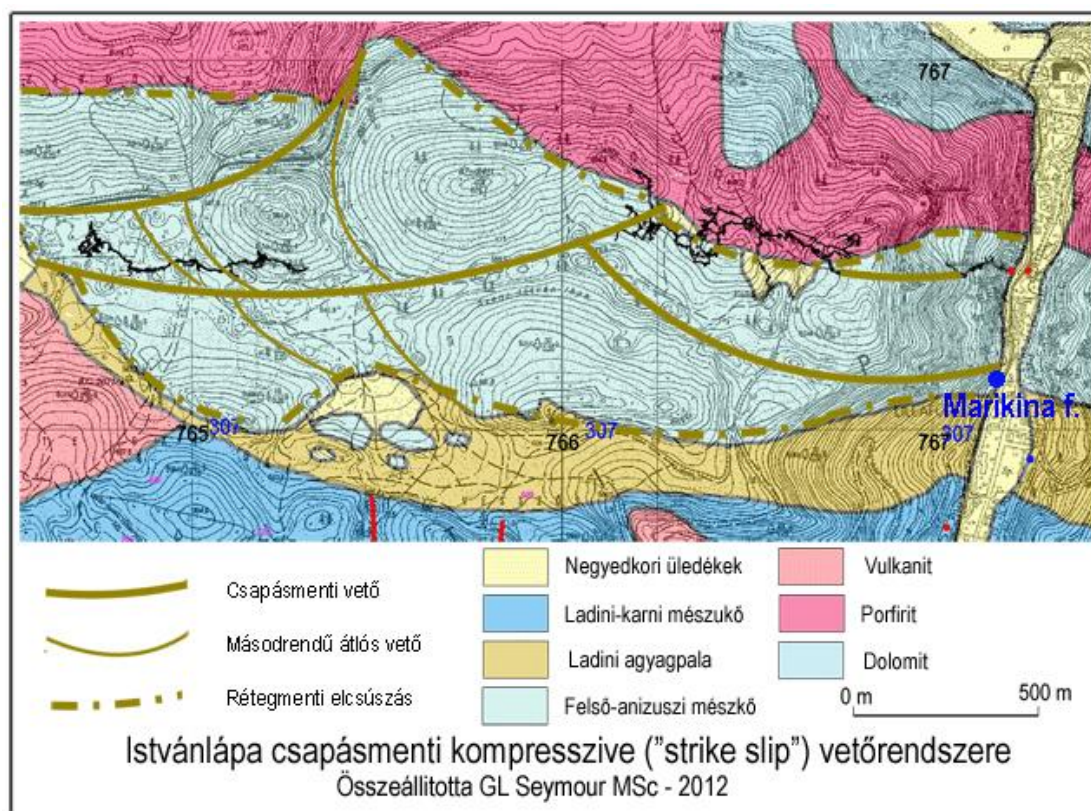
A rétegezésre párhuzamos, vagy alacsony szögben ható átlós nyomóerő nagyméretű ***réteg menti (strike-slip) elcsúszásokat***, a vízszinteshez viszonyított kis szögű szerkezeti törések mentén pedig feltolódást és rétegtorlódást eredményezett, például a felső- anizuszi mészkő réteg jelentős kivastagodása Létras-tető - István lópán (Ábra 4), a Szepesi barlang környezetében), valamint a rétegek folytonossági hiányát okozták, például a porfirit réteg folytonossági hiánya Bolhástól közvetlenül Északra (Ábra 5).

A rétegmenti elmozdulások, különösen a kisméretű elmozdulásokkal járó rétegmenti elcsúszások rendkívül gyakoriak a Bükk hegységben, azonban felszíni kinyilatkoztatásuk alig észlelhető a kőzet egyöntetősége, egyenletes letarolása és felszíni fedettsége miatt. Kétségtelen észlelésük csupán tiszta feltárásokban, és a csapás irányú folyók medrei mentén, így a karszt esetében a csapásirányú barlangokban lehetséges.

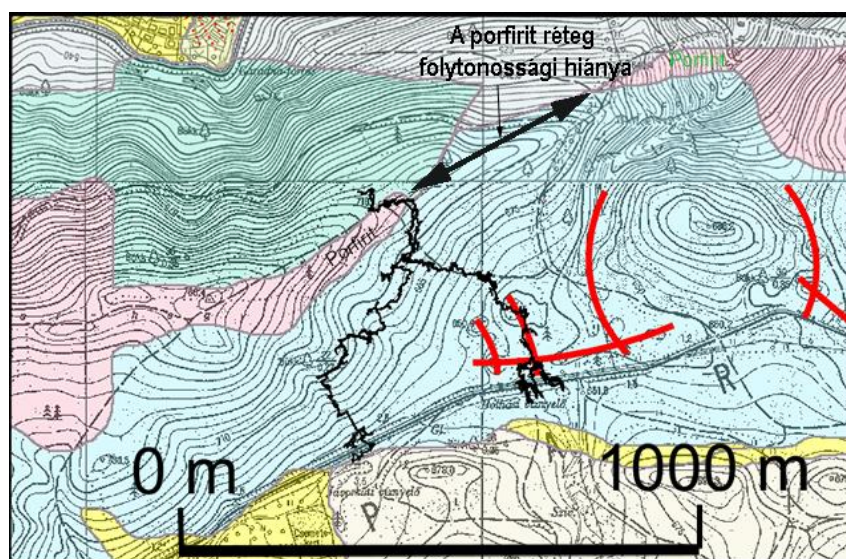
A ***nagyszerkezeti töréseknek***, ide értve a csapás menti elmozdulásokat is, nyitott apertúrái nagyságrendekkel nagyobbak, mint az apró és mikro-repedezettség hatékony átmérői, ezért a nagyszerkezeti törések képesek

voltak befolyásolni a kőzetréteg felszínén, és - karbonát kőzet esetében - a kőzetrétegen belül, a mélységben kialakult regionális vízrajz képét.

Ábra 4. István lápa - Létrás rétegtorlódáshoz vezető rétegmenti vetőrendszere



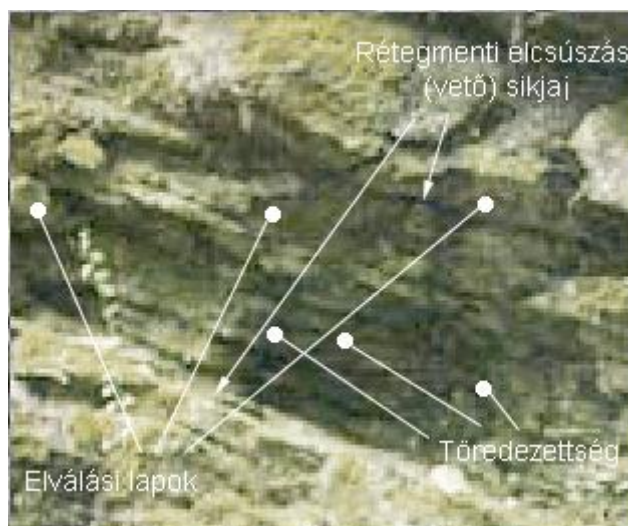
Ábra 5. Bolhás réti nyílás a vízzáró porfirit rétegben



Ábra 6. A Létrási vizesbarlang bejáratí szakaszát preformáló törések (vetők)



Ábra 7. Kisméretű rétegmenti elcsúszás és társult töredezettség a Létrási vizesbarlang bejáratát magában foglaló mészkőfal feltárásában

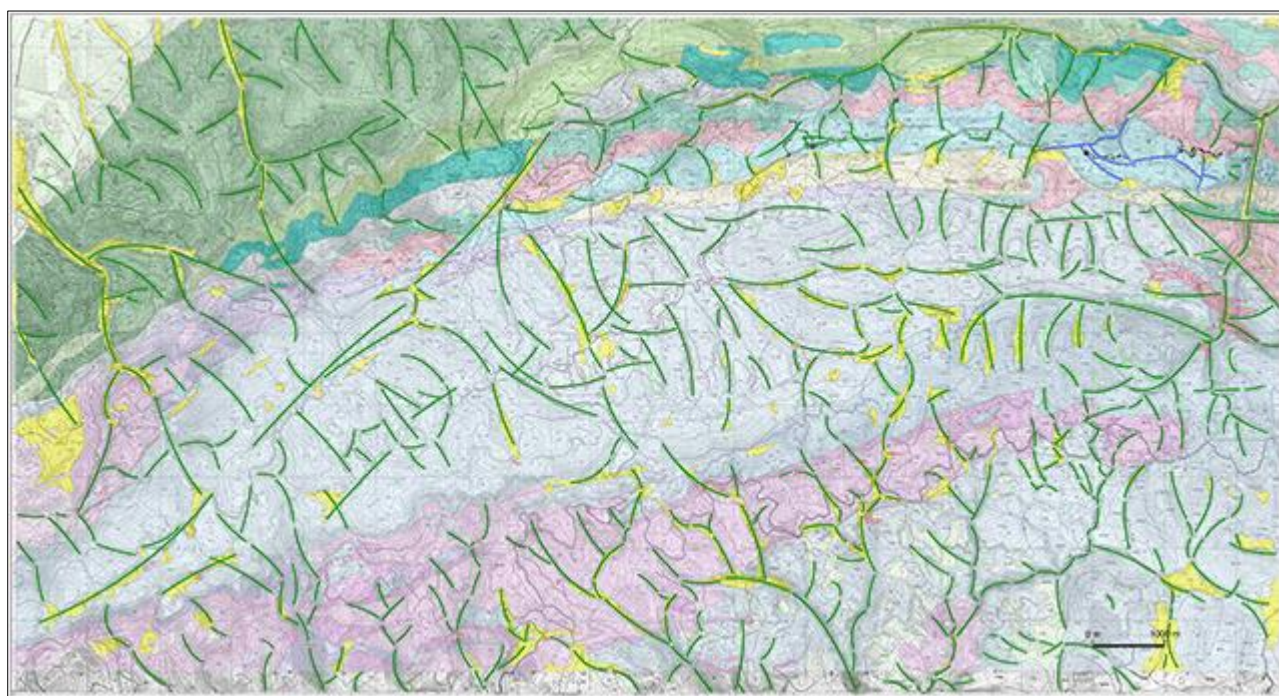


Valóban, a Garadna-1 forrás barlangrendszerének Bánkút (Diabáz barlang) térségétől a Jávorkúti víznyelőbarlangig terjedő szakasza, valamint a Szepesi és Istvánlápai barlangok teljes hosszukban réteg menti törés

mentén alakultak ki. A Garadna rendszer Jávorkút - Bolhástól Garadna forrásig terjedő szakasza, valamint a Szivárvány barlang, Létrási vizes barlang, és Kecskelyuk barlang pedig nagyjából Észak - Dél irányú, a kőzet csapásához viszonyított kereszttörések mentén fejlődtek ki.

A kőzetfelszín törések mentén szerkezetileg meggyengült (repedezett), vagy préselt sávjaiban alakult ki a terület felszínének vízhálózata, ezért felszíni vízhálózat és völgyei kielégítő hűséggel ábrázolják a törésvonalak hálózatát (Ábra 8.).

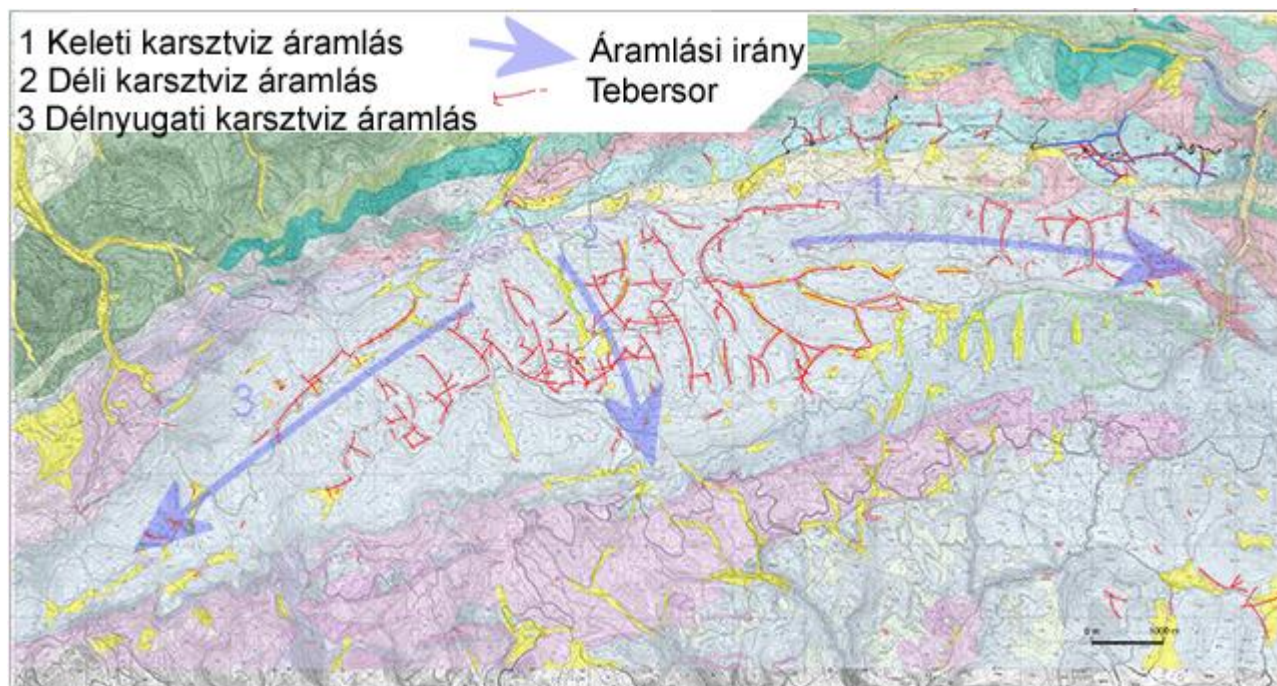
Ábra 8. A Közép Bükk hegység völgyeket preformáló szerkezeti törései (vetői)



Ábra 8 tanúsága szerint a közép- Bükk hegység haránt- töréseinek főtömege ÉÉNy felé irányul. Ez látszólag ellentmondásban van a barlangi vízrendszerek tapasztalatból ismert általános csapás menti (K - Ny) irányával. Az ellentmondást az a tapasztalati tény oldja fel, hogy a csapás

menti törésvonalak alig észlelhetők a felszínen, barlangi feltárásainak száma pedig elenyésző a felszíni völgyek kinyilatkoztatásaihoz viszonyítva.

Ábra 9. A közép Bükk hegység tebersorai, barlangalakító szerkezeti törései



A karsztvízrendszereket képviselő főjáratok barlangokkal és oldalágaikkal társult töréseket a karsztfelszín gyakran észlelt tebersorai nyilatkoztatják ki. A közép- Bükk hegység tebersorai jól mutatják a mélyben fekvő barlangjáratok helyzetét és irányait ott, ahol a felszíni letarolás megközelítette a barlangjáratok valamely emeletének a szintjét annyira, hogy rogyásos, vagy omlásos tebrek alakulhattak ki a felszínen (Ábra 9). Mivel a barlangjáratokat preformáló szerkezeti törések nagy mélységbe hatolnak, a barlangrendszer valamennyi mélyebb szintű járata szükségszerűen ugyanabban a törésben helyezkedik el. A tebersorok tehát

az aktív barlangjárat és hozzá tartozó karsztvízáramlás irányát és mélységi helyzetét jelzik a felszínen.

4. ANIZOTRÓP VIZVEZETÉS - A KŐZETEK TÖRÉSEINEK ÉS FOLYAMATOSSÁGI HIÁNYAINAK HIDRODINAMIKAI KÖVETKEZMÉNYE

A mészkőtömeg réteglapjai mentén kialakult szerkezeti elválások víz által járható apertúrái általában túlsúlyban vannak, és fokozzák a vízvezetés mértékét csapás irányban. A vízszintes síkban így egy irányban fokozottan kifejlődött vízvezetés *anizotrop vízvezetésnek* minősül, amit elliptikus szimmetria jellemez maximális vezetőképességgel (K_{\max}) a rétegek csapása irányában, és minimális vezetéssel (K_{\min}) arra merőlegesen, ellentétben a törmelékes üledékes kőzetek vízszintes síkjában kifejlődött izotróp, radiális szimmetriával jellemzett tulajdonságával (Ábra 10.).

Ábra 10. Az áramlási szimmetria alakulása izotróp és anizotrop vízvezetőkben



Anizotrop vízvezetés rendkívül gyakori jelenség a hidrogeológiában. Csaknem valamennyi törmelékes üledékes kőzetekből álló vízvezető réteg anizotrop vezetést mutat a függőleges síkban. Ennek oka az, hogy a vízi lerakódás következményeként a kőzet lapos ásványszemcséi nagy lapjaikon fekvé épültek be a kőzetbe. Ez a függőleges anizotrópia mértékét 4:1 arányig növelheti. Homokos üledékek gyakori csillámtartalma erősen fokozza az anizotrópia mértékét 16:1 arányig. A függőleges anizotrópiát azonban kielégítően kezelik a vízvezető rétegek hidrodinamikai tulajdonságait vizsgáló modellek.

A törmelékes eredetű vízvezetők megőrzik a kőzetszerkezetben rejlő függőleges anizotrópia mértékét, ha azok hegységszerkezeti hatásokra meredeken, vagy közel függőlegesen dőlő helyzetbe kerülnek. Ilyen esetekben a homokos üledékek is figyelemre méltó anizotrópiát mutatnak a vízszintes síkban. Ezekben az esetekben a vízvezető réteg értékelésére általában a réteghatár elérését elemző módszert alkalmazzák a gyakorló hidrogeológusok több - kevesebb sikerrel olyannyira, hogy a radiális szimmetria hiányából azonnal vízvezető határ jelenlétére következtetnek. Ilyen esetekben az értékelés hibákkal terhelt.

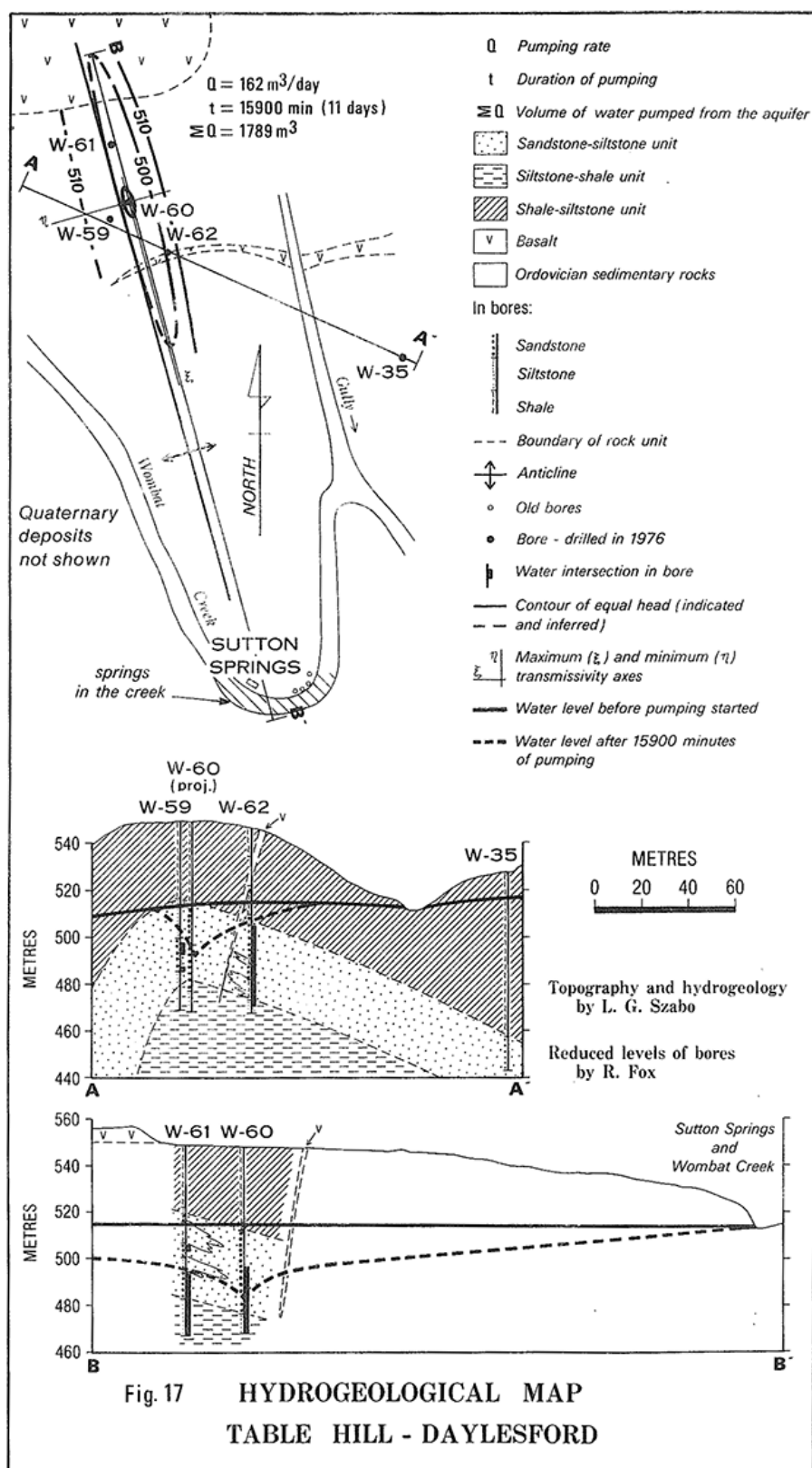
A töredezett kőzetek vízszintes anizotrop vezetése értékelésére Papadopoulos (1965) fejlesztett ki egy jó eredménnyel dolgozó, és általános érvényű modellt, amely - feltehetően költség-, munka- és az értékelés időigényes jellege miatt nem nyert általános alkalmazást. (Radiális szimmetria esetében a vízvezető hidraulikai tulajdonságainak meghatározásához alkalmazott vízkivételi kísérlethez egy megfigyelőkút lefúrása szükséges a vízkivételi kút közelében. Elliptikus szimmetria esetében kettő, vagy három megfigyelő kút mélyítése szükséges, attól függően, hogy ismert-e a vízvezetés principális tengelyének az iránya.)

A Bükk hegység főtömegét csapás irányú ***anizotrop hidrodinamika*** jellemzi, ami -

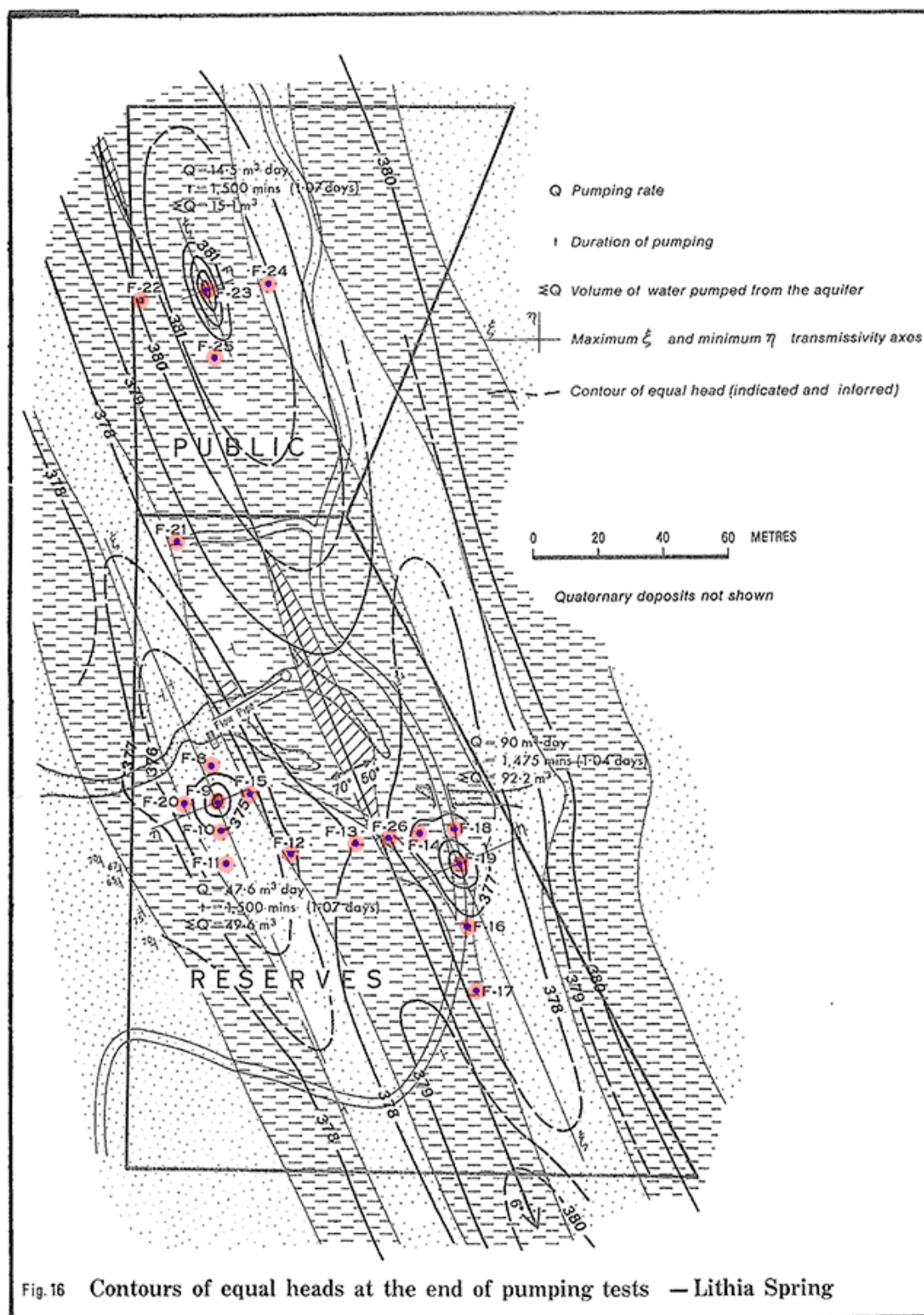
- regionálisan a karsztvíz felszín szintvonalainak csapásirányban, nagyjából Kelet - Nyugat irányban elnyújtott geometriájában nyilvánul meg. A Bükk hegységi regionális anizotrópia mértéke, 1.98 -ban illetve 1.54 -ben adódtak Tóth G. a Bükk hegységi karsztforrások térszíni magasságai alapján összeállított térképének (1976) észak-nyugati negyedében vázolt karsztvíz felszín szintvonalai alapján, illetve Lénárt et Al. (2006, benne: Szilágyi G. 1977-es térképe) által bemutatott, a Bükk hegységi mélykarsztvíz 200 méter B.f. területén kialakult nyomás szintvonalainak térképen (Ábra 13 és 14).

A mélykarszti anizotrópia kissé mérsékelt, a Bükk hegység esetében. Egy ötödnnyivel kisebb értéke annak tudható be, hogy a hidegkarszt főleg csapásirányú barlang-főjárataihoz hasonló csatornák nem alakultak ki a mélykarsztban a rendkívül lassú áramlás és erózió hiánya miatt. A mélykarszti vízvezetés alakításában csupán a nyomásviszonyok fokozódásával együtt járó, mérsékelt korrózió, a vegyi oldásnak van szerepe. A korrózió pedig az áramlási sebesség mértékének megfelelően, egyenletesen hat minden áramlási irányban. Ebből következően, ***a mélykarszti anizotrópia mértéke a repedéshálózat, az összekapcsolt másodlagos porozitás anizotrópiáját jellemzi*** (barlangjáratok nélküli állapotában).

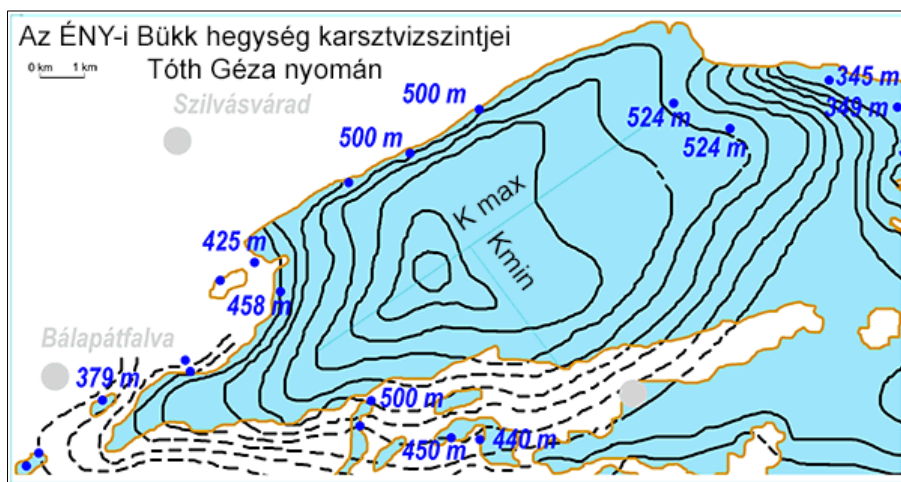
Ábra 11. Erőteljes anizotrópia Ordovícium korú törmelékes üledékben.
Tizenegy napos vízkivételi test W-60. sz. ásványvíz kutató fúráson -
Daylesford, Viktória, Ausztrália.



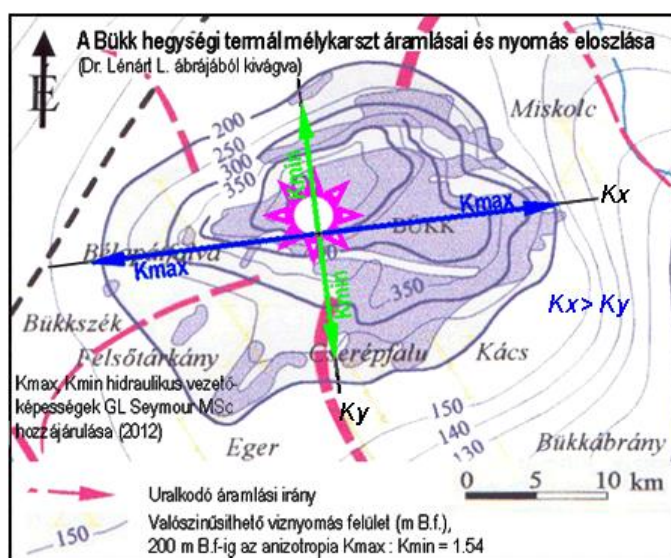
Ábra 12. Az ásványvíz kutatás tanuló területe. - Felderítő fúrás program és vízkivételi kísérletek a vízvezető réteg hidraulikai tulajdonságainak meghatározása céljából - Lithia Spring, Viktória, Ausztrália.



Ábra 13. A Bükk hegységi karszt anizotrópiája Tóth G. (1976) térképe és karsztvízszint vonalai alapján



Ábra 14. A Bükk hegységi mélykarszt anizotrópiája Dr. Lénárt L (2016) et Al. hivatkozott ábrája, GL Seymour MSc kiegészítésével



- helyileg pedig a principális irányokban kifejlődött aktív barlangjáratok gradienseinek kontrasztjában észlelhető a legegyszerűbben. Az Észak - Dél irányú általános K_{min} áteresztőképesség irányában kialakult Kecskelyuk és Szivárvány barlangok esetében a gradienseik 0.0762 m/m, illetve 0.0727 m/m-ben, a Jávorkúti víznyelőbarlang csapásmenti, Nyugat - keleti K_{max} áteresztőképesség irányával

megegyező patakos ágában pedig 0.0290 m/m-ben alakultak. A keleti és északi gradiensek aránya ($\text{grad}_{\text{Észak}} / \text{grad}_{\text{Kelet}}$) 2.63 és 2.51 a Kecskelyuk, és Szivárvány barlangok Jávorkúti víznyelőbarlang patakos ága viszonylatában.

- A Bükk hegységi karszt anizotrop vizezetését tűnik szintén alátámasztani Lénárt és Szegediné- Darabos (2013, p 159) következtetés nélkül tett észrevétele: *"According to the correlation investigations which have been based on the water level data of 20 years long measurements, the relationship between the cold karst water level and warm karst water level (pressure level) is clear but its tightness differs. The tightness of the relationship increases in case of wells situated in the east-west carbonate patches, but it weakens in case of wells situated perpendicular to such patches."* - **Magyar fordításban:-** *"Húsz év során végzett vízszintméréseink korrelációja szerint a viszony a hideg karsztvízszint és a meleg karsztvízszint (nyomás szint) között világos, de azok szorossága (hasonlósága?) különbözik. A szorosság (hasonlóság?) mértéke növekszik a Kelet - Nyugat irányban elhelyezkedő karbonát foltok (blokkok?) esetében, de gyengül azoknak a kutaknak az esetében, amelyek merőlegesen helyezkednek el azokra a foltokra (blokkokra?)."*

Nagy mészkőtömegre vonatkoztatva (például egy 100 m x 100 m x 100 m dimenziójú blokk) a repedéshálózat hidrodinamikai tulajdonságai az anizotrópiában kifejezett irányítottság kivételével hasonlóak a törmelékes üledékes kőzetek összekapcsolt porozitásának jellegéhez.

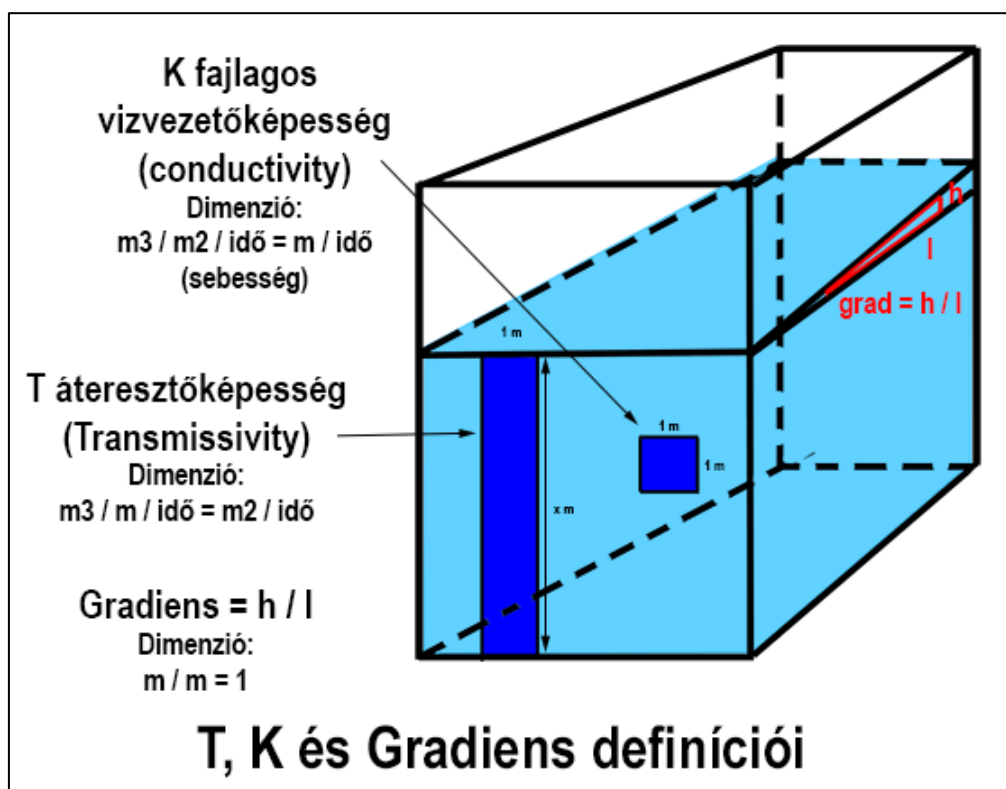
5. A MÉSZKŐTARTOMÁNY ÉS KARSZT HIDRODINAMIKAI TULAJDONSÁGAI

Gazdaságilag számításba vehető vízvezetésre a karbonát kőzetek csak akkor képesek, ha egységes és összekapcsolt hézagok, repedések rendszerei fejlődtek ki bennük a hegység, azon belül pedig a karbonát kőzetréteg szerkezeti fejlődése során (Tábla 01., Ábra 15).

Tábla 1. Néhány mészkő típus hatékony elsődleges és másodlagos porozitása és vízvezető képessége

| A mészkő leírása | Elsődleges | | Másodlagos | |
|---|-----------------------------------|---|--|--|
| | Hatékony porozitás | Áteresztő képesség | Porozitás | Áteresztő képesség |
| Lincolnshire mészkő, UK, kréta, porózus és repedezett, üreges, UK | $S = 0.15 \text{ m}^3/\text{m}^3$ | $K = 10^{-4} \text{ m}^3/\text{m}^2/\text{nap}$ | | $K = 20 - 100 \text{ m}^3/\text{m}^2/\text{nap}$ között (1b) |
| San Antonio, Texas, US, Kréta kori mészkő | | $K = 10^{-3} \text{ m}^3/\text{m}^2/\text{nap}$ | | $K = 7 \text{ m}^3/\text{m}^2/\text{nap}$ |
| Mt. Larcom körzet Queensland, Ausztrália, Devon kori mészkő | | | | $T = 10 \text{ m}^3/\text{m}/\text{nap}$ |
| Mount Gambier, South Ausztrália, porózus, töredezett és üreges mészkő | | | $S = 0.5 - 0.6 \text{ m}^3/\text{m}^3$ | |
| Murray Group mészkő, South Ausztrália, erősen porózus kagyló mészkő, | | $K = 1.0 \text{ m}^3/\text{m}^2/\text{nap}$ | | $T = 200-10,000 \text{ m}^3/\text{m}/\text{nap}$ |
| <p>S = tároló kapacitás (egységnyi kőzettérfogatban hatékonyan összekapcsolt vízvezető nyílások térfogata a kőzettérfogathoz viszonyítva, tizedes százalékban kifejezve)</p> <p>K = egységnyi (fajlagos) vízvezető képesség, a keresztmetszvény egységnyi területén egységnyi idő alatt átfolyó víz mennyisége</p> <p>T = a vízáradó képződmény teljes telített magasságának egységnyi szélességében, egy egységnyi idő alatt átfolyó víz mennyisége</p> | | | | |

Ábra 15. Magyarázó Ábra - T, K és Gradiens definíciói

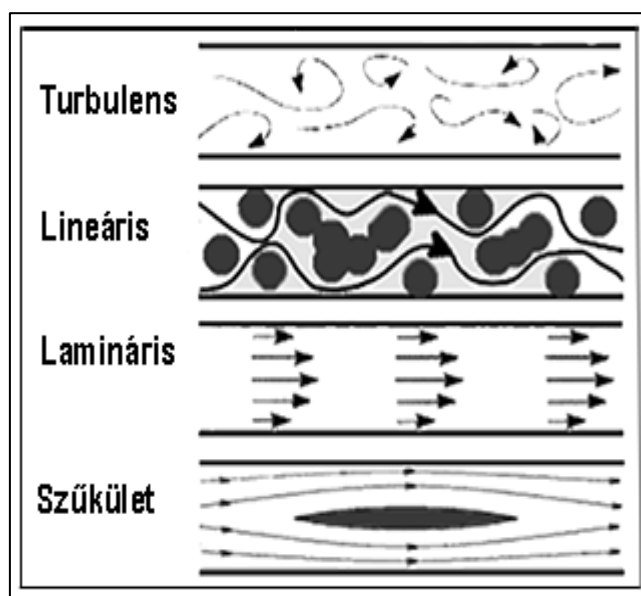


6. A HIDROGEOLÓGIA VÍZÁRAMLÁSÁNAK TÍPUSAI

A felszíni és felszín alatti vizek, közöttük a karsztvíz áramlásainak értelmezéséhez a Szerző kívánatosnak tartja a hidrogeológiában észlelt három áramlási típus ismertetését (Ábra 16).

1. Turbulens vízáráramlást egy folyamatos mozgás, és abban kaotikusan változó áramlási tulajdonságok, diffúzió, kinetikus áramlások, a nyomás és sebesség gyors változásai, örvénylés, ellenáramok, eddy és kereszt áramlatok jellemzik.

Ábra 16. Áramlás típusok (Az Ábra forrása: Internet)



2. Lineárisan áramló vízben az áramlás vékony, megszakítatlan, párhuzamos vonalak és görbék mentén tartanak, követve a legrövidebb gradienseket, és kitöltve a rendelkezésre álló tér keresztmetszeteit. Az áramlási vonalak ritkulnak és lelassulnak az áramlási tér nagy keresztmetszeteiben, sűrűsödnek és felgyorsulnak a kis keresztmetszetekben.

A víz nyomása az áramlási sebességgel fordított arányban változik, magas a tágas keresztmetszetekben széthúzódtott és lelassult vonalak szakaszaiban, és alacsony a szűk keresztmetszetekben összesűrűsödött és felgyorsult áramlási vonalak szakaszaiban. Ezért a folyadékvezető közeg bármely áramlási nyalábjának keresztmetszetén azonos mennyiségű folyadék áramlik keresztül egy időegység alatt.

3. Laminárisan áramló vízben a vízáramlás vékony, párhuzamos rétegekben (laminák) történik egyenes és görbült síkok mentén, és nincs

megszakítás a rétegek között. Alacsony áramlási sebességek mellett a rétegek nem keverednek, a rétegek egymáson siklanak, mint a játékkártya lapjai. Benne nincsenek sem áramlási irányra merőleges, vagy ellenirányú, sem eddy, sem pedig örvénylő, rendezetlen áramlatok.

A lamináris áramlás lemezeiben a folyadék részecskéi rendezett állapotban, egyenes vonalak, és a vezető közeg irányváltozásainak megfelelő görbületek mentén, a falak irányváltozásait követő, alkalmas párhuzamost közelítő görbületek mentén mozognak. Szűkülő keresztmetszetekben az áramlási lapok összesűrűsödnek, tágulatokban széthúzódnak.

A folyadék nyomása az áramlási sebességgel fordított arányban változik, magas a tágas keresztmetszetekben széthúzódnak és lelassult lemezek szakaszaiban, és alacsony a szűk keresztmetszetekben összesűrűsödött és felgyorsult áramlási lemezek szakaszaiban. Ezért a folyadékvezető közeg áramlási csatornájának bármely keresztmetszetén azonos mennyiségű folyadék folyik keresztül egy időegység alatt.

A lamináris áramlás egyik főtétele, az áramlási lapok közötti ioncsere hiánya, nem csupán egy absztrakt elképzelés, a gyakorlatban is jól észlelhető.

A Nyugat Salamon szigetek Noro Passagába tervezett nemzetközi kikötő és szolgálatára létesítendő 10,000 lakosú város, valamint társult létesítmények vízellátásának biztosítására a Szerző kapott megbízást az UNESCO-tól.

Noro szigete a Föld legintenzívebb szeizmikus zónájában fekszik (évi 60,000 szeizmikus esemény gyakori erőteljes rengésekkel, környezetében időként

működő vulkáni szigetek emelkednek ki az Óceánból és néhány nap múlva elsüllyednek). Ezért felszíni víztároló létesítésére nem volt lehetőség, de nem volt vízellátásra alkalmas folyó sem a szigeten. Évi 8-12 m csapadék mellett a Szerző választása a jelentős kiterjedésű kiemelkedett, Harmadkorú kristályos zátonymészkő platóra esett. Huszonkét kút mélyítése során bebizonyosodott, hogy a sósvízre települt édesvíz vastagsága (10 - 24 m) kielégítő, és rendszeresen felújuló vízkészletet tartott, amely termelésére (lefölözésére) a Szerző egy egyedi technológiát fejlesztett ki. (Erre azért volt szükség, mert a karsztvízszint alá mélyített termelő kutak depressziós tölcseireiben az alig nehezebb (1.028 fajsúlyú) sósvíz szintje hajlamos felemelkedésre, és a kiemelt keveredett víz költséges deszalinálás nélkül alkalmatlanná válhat emberi fogyasztásra.)

A vizsgálatokhoz kritikus fontosságú volt a sós-édesvíz határ helyzetváltozásainak figyelemmel kísérése a fúrásokba kis sebességgel (30 cm/perc) leeresztett ellenállás szondával történt. A mérések tanúsága szerint, a szondával ismételten megzavart határfelület mentén 20 - 40 cm vastag kevert zóna volt észlelhető. A kevert zóna rendkívül kis vastagsága (a víztömeg méreteihez viszonyítva) azt jelezte, hogy a laminárisan áramló víz zavartalan lapjai között valóban nem volt gyakorlati keveredés, ion-vándorlás, a vékony kevert zóna kialakulását a szonda ismételt mozgatása okozta.

(A nemzetközi kikötő terve sajnos nem valósult meg. Visszatekintve úgy tűnik, hogy a terv az Egyesült Nemzeteket befolyásoló hatalmak politikai manővere volt a Szovjet Unió Dél-csendesóceáni terjeszkedésének megakadályozása céljából. A Szovjet Unió az Indiai Óceán Diego García szigetén létesített angol-amerikai támaszpontot kívánta ellensúlyozni, és a diplomáciai utak elkerülésével erőfeszítéseket tett jó kapcsolatok kiépítésére a Salamon Szigetek nemzeti fejlődést szorgalmazó kormányával. A nemzetközi kikötő

ígérete miatt a kormány nem viszonzta a Szovjet közeledést. A Szovjet támaszpont végül Gilbert szigeteken (Kiribati Köztársaság) létesült, az ENSZ pedig megfeledezett a noroi kikötő építéséről.)

4. A szűkület vázlata azt ábrázolja, hogy a lineáris áramlás vonalai, valamint a lamináris áramlás lemezei sűrűsödnek, vagy távolodnak egymástól a nyíláskeresztmetszet függvényében.

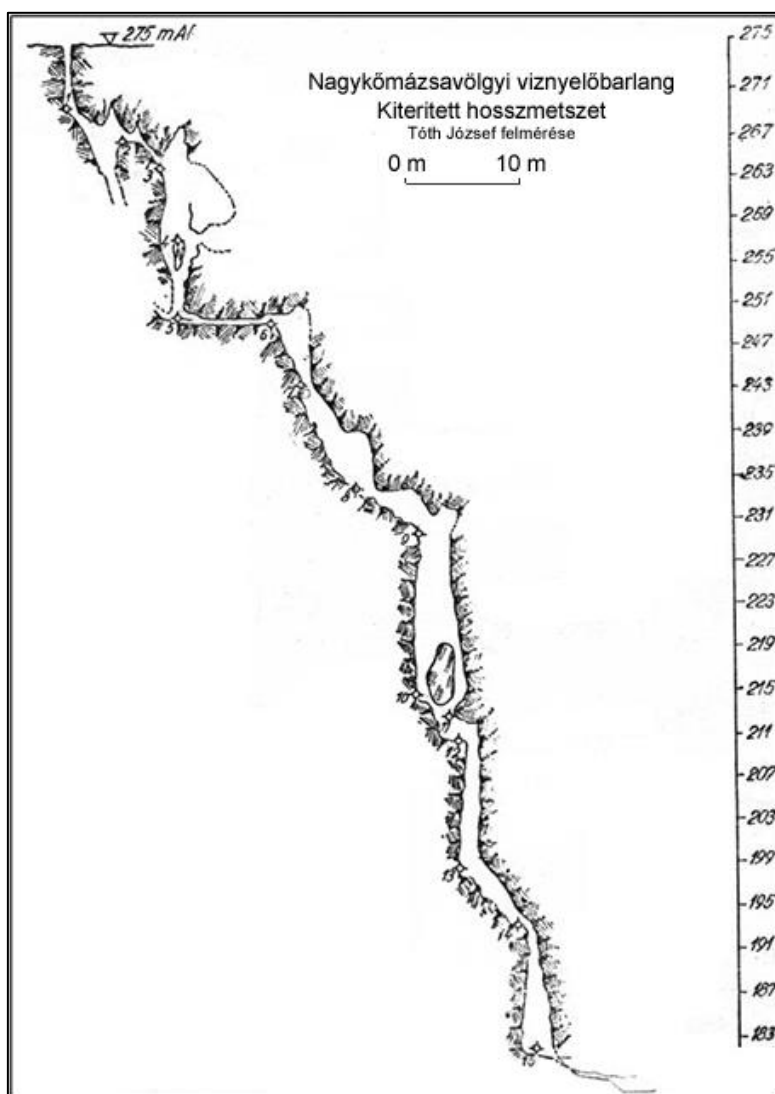
A továbbiakban, a Szerző "lamináris" áramlás kifejezése a lineáris és lamináris áramlást foglalja magában, mivel, véleménye szerint, mindkettő többnyire együttesen fordul elő a karsztban. Egy karsztos vízvezető rendszerben a két áramlás alig választható szét azon túl, hogy a mészkő elsődleges, összekapcsolt porozitásában, valamint a vízvezető nyílások finomszemcsés eltömődéseinek keresztül lineárisan, az összefüggő repedéshálózaton keresztül pedig laminárisan áramlik.

7. BARLANG - A KARSZTVIZRENDSZER FŐELEME

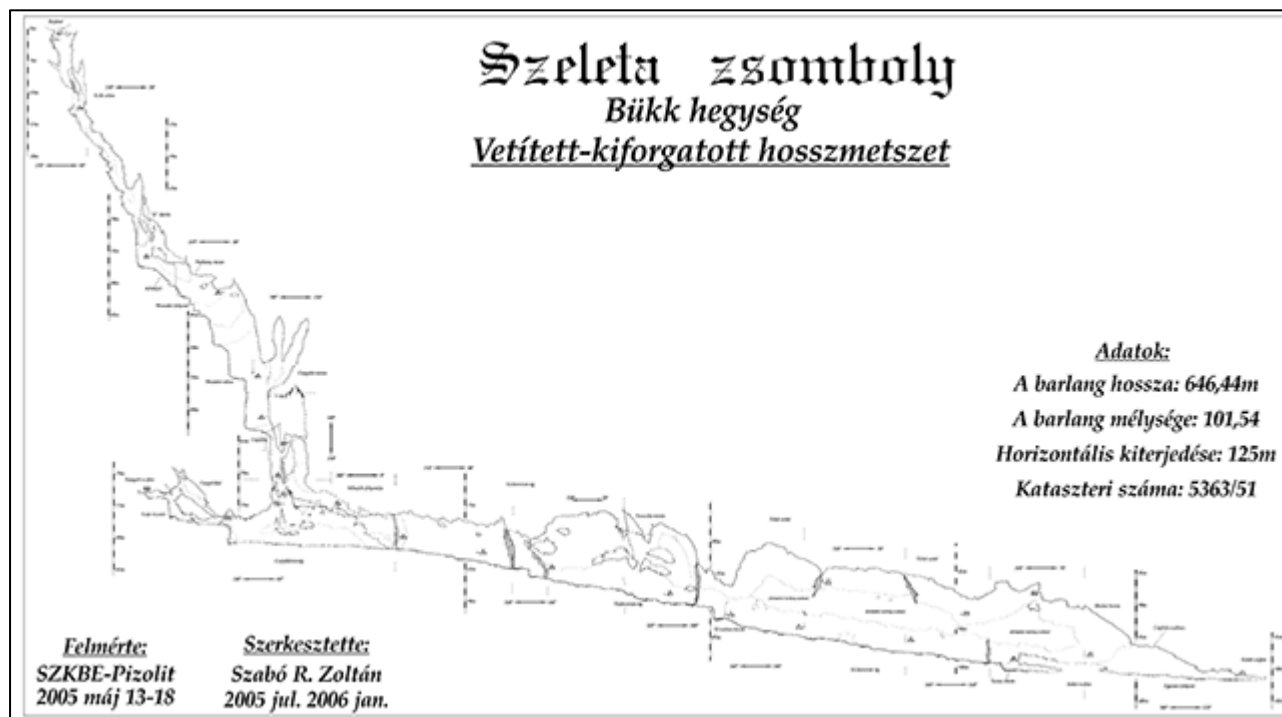
A víz globális körforgalma során szárazföld hullott csapadék elfolyó és elszivárgó vizeinek összegyűjtése és elszállítása a regionális és globális vízgyűjtőkbe a felszíni folyók feladata. Tömeges mészkőfelszín esetében ezt a feladatot mélységben, a mészkő belsejében kialakult légteres csatornák, más néven aktív barlangjáratok látják el.

Valamennyi barlangrendszer főjárata funkcionálisan átmenőbarlangnak minősül abban az értelemben, hogy - a feltártság mértékétől függetlenül - magas térszínről induló, meredek lejtésű víznyelő ágakkal kezdődnek, amelyek alacsony lejtésű, szintes ágakba torkollnak, és végső soron tágas nyílásokkal jellemzett, szerteágazó forrásbarlangi szakaszon keresztül nyílnak ismét a felszínre (Ábra 17 - 21).

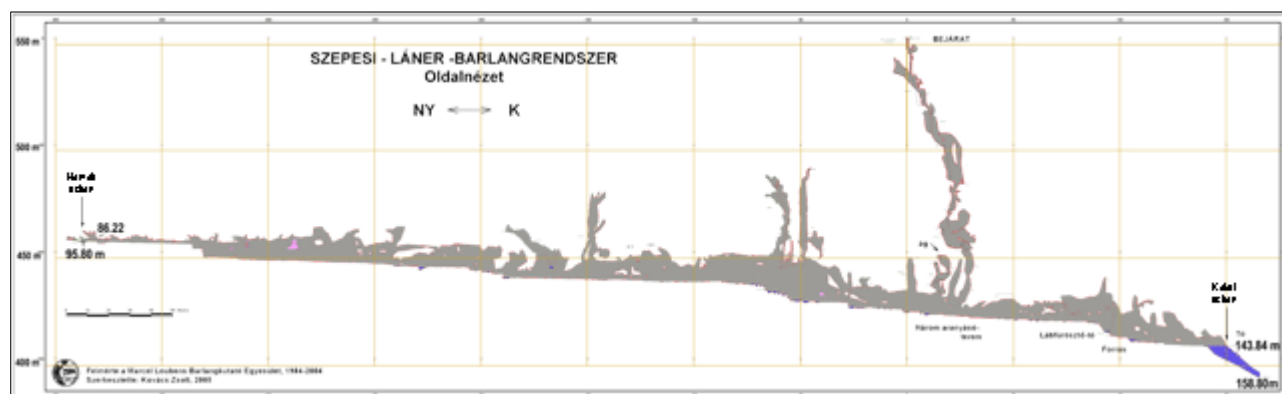
Ábra 17. Nagykőmázsvölgyi víznyelőbarlang hossz-szelvénye



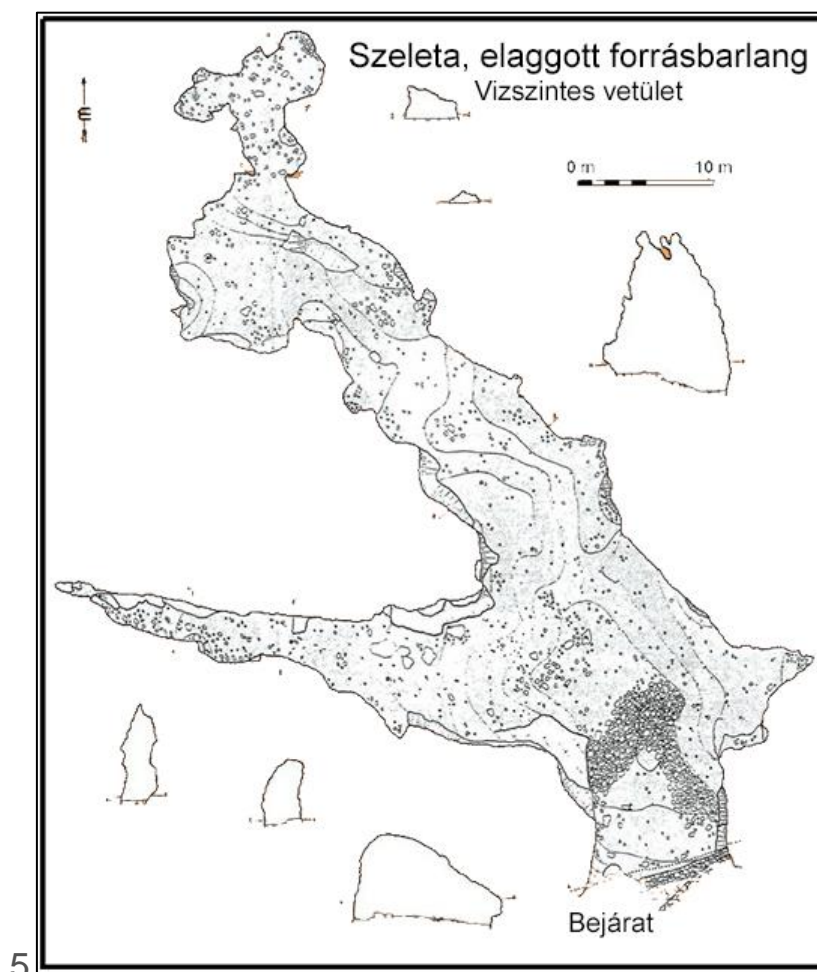
Ábra 18. A Szeleta "zsomboly" víznyelő ág becsatlakozása a szintes barlangjáratba.



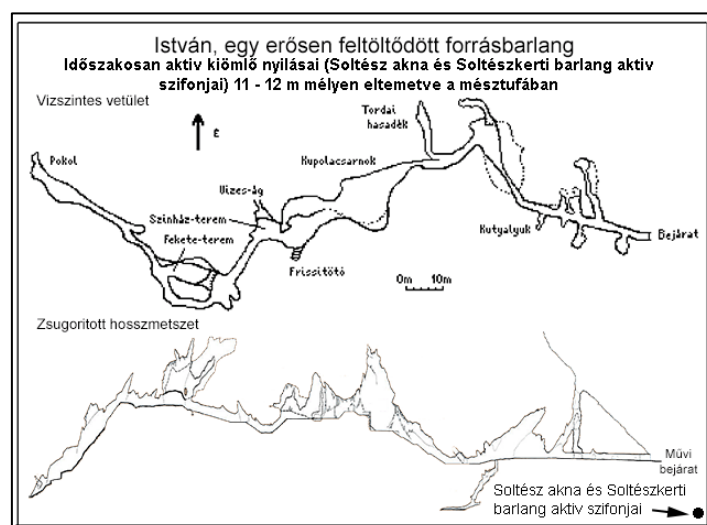
**Ábra 19. Szepesi barlang szintes járata becsatlakozó víznyelő
aknákkal**



Ábra 20. Szeleta, egy inaktív, Mindel korú, magasan feltöltött, kiemelkedett forrásbarlang



Ábra 21. István barlang, az István barlangrendszer Riss korú forrásbarlangjának részlete.



8. A KARSZTFELSZÍN VÍZTELENÍTÉSÉNEK ELEMEI

A lehullott csapadék három úton távozik el a karsztfelszínről:-

1. Felszíni elfolyás

A felszínre hullott csapadék egy része lefolyik a lejtőkön a helyi környezet legmélyebb térszínén kialakult folyómederbe, amely a helyi erózióbázist testesíti meg.

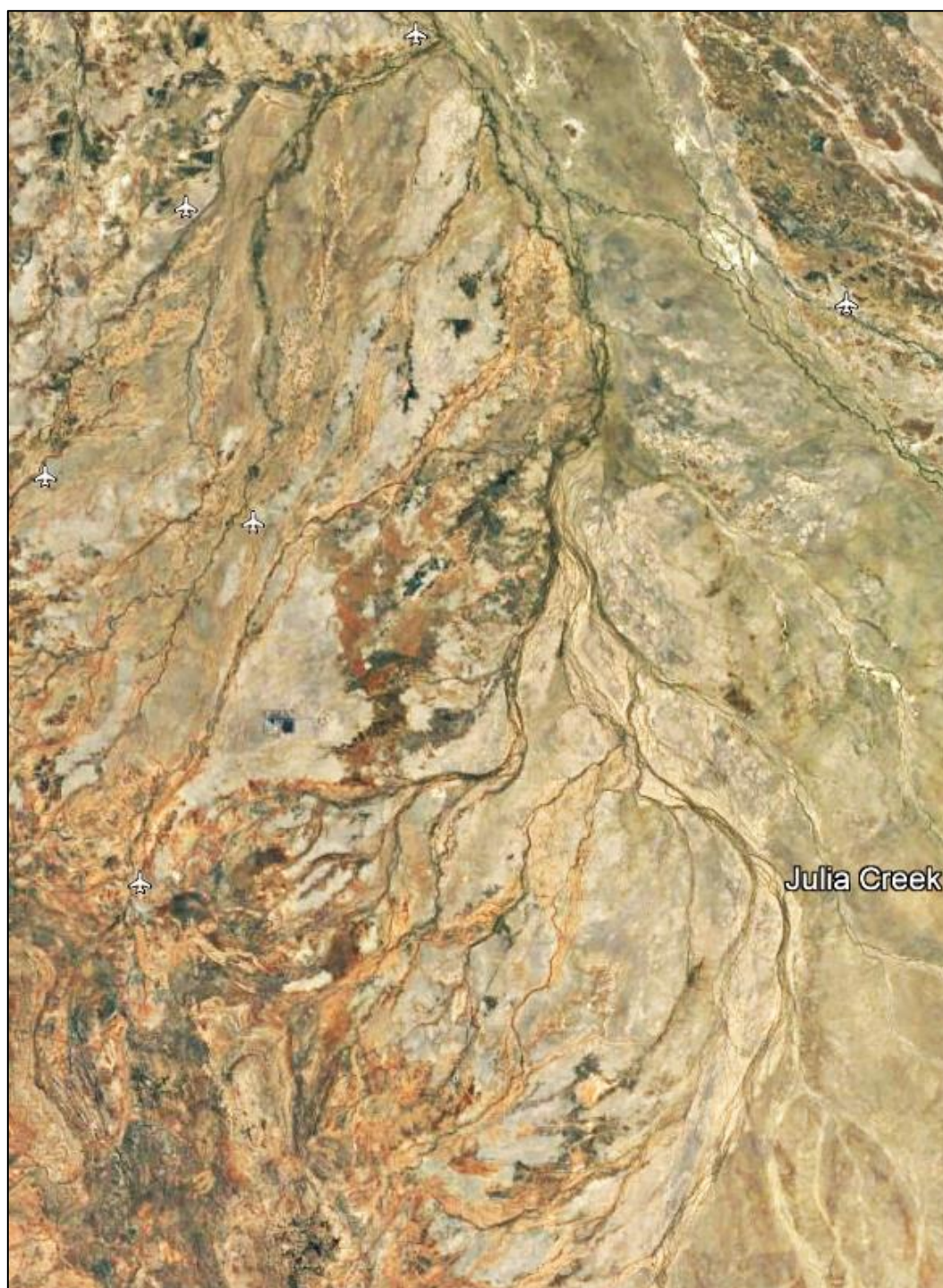
A felszínről elfolyó vizek összegyűjtése és leszállítása a regionális erózióbázist képező víztestbe a folyó feladata, amelyet a folyó dendrites megjelenésű, vagy egy fa koronájára emlékeztető, szerteágazó csatornahálózatával hajt végre azon a területen, amelyet a felszín lejtői a folyó háromdimenziós térszíni nyomvonalához kapcsolnak (Ábra 22). Ez a terület a folyó vízgyűjtője.

A folyók további, rejtett feladata az, hogy medrében összegyűjtse a vízgyűjtő medence felszín alatt áramló talaj- és rétegvizeit is.

A folyórendszer medreinek vizei turbulens áramlással folynak.

Julia Creek egy jellegzetesen belföldi folyó Ausztráliában. Hatalmas vízgyűjtőjéről az esős évszak ritkán előforduló viharos esőinek elfutó vizeit vezeti le Észak ausztráliai tengerbe. Medre főleg száraz, vize főként homokos üledékében áramlik, a meder évente csupán néhány napig aktív felszíni vízfolyás színtere.

Ábra 22. Egy felszíni folyórendszer tipikusan behálózza vízgyűjtőjét - Julia Creek, Central Queensland, Ausztrália (Műhold fotó)



Mészőkarszt esetében a felszín víztelenítése hasonló módon történik. Különbség csupán abban van, hogy a vízgyűjtés és szállítás főeleme, a barlang, egy felszín alatt kialakult csatornahálózat, folyórendszer. A barlang gyűjti össze a karsztba turbulensen beömlött, és laminárisan beszivárgott vizeket.

2. Evapotranszpiráció

A talajban visszatartott, és hosszú távú beszivárgásra rendelkezésre álló vízkészletet erőteljesen csökkenti a párolgásra és növényi felhasználásra került víz mennyisége.

A párolgás és növényi vízfelhasználás, gyűjtőnéven evapotranszpiráció, mennyiségileg alig választható szét, és mivel együttes mértéke számos változótól függ, mennyisége alig becsülhető.

A növénytakarót fenntartó, talajban honos mikrobiológiai folyamatok jelentősége rendkívül nagy a bioszféra, a növényi élettér és élelmiszer lánc fenntartásában. A mikrobiológiai folyamatok fontosak abban, hogy a felhasznált biológiai anyagokat re- cirkulálják. Karszt tekintetében fontossága abban van, hogy a talaj mikrobiológiai folyamatai széndioxidot termelnek, ami fokozza a beszivárgó víz mész-agresszív vegyi energiáját, valamint fokozza az agresszivitást humusz savak hozzáadásával.

A víz körforgalmának legkevésbé ismert tényezője a felszíni párolgás és növényi párologtatás együttes mértéke. Bár a légköri párologtatás mértéke függ a felszíni viszonyoktól, az időjárás szinte óránként változó elemeitől (hőmérséklet, csapadék, a levegő relatív páratartalma, széljárás és erőssége), azok becslésére alkalmas segéd módszerek és sok éves feljegyzések állnak rendelkezésre. Terepi viszonyok között azonban mindezek nem bizonyultak elégségesnek a növényi párologtatástól független becslésére.

A növényi párologtatás jelentős. Mértéke azonban függ a talajviszonyoktól (minősége, vastagsága, az alul fekvő "B" és "C" talajszintek vízvezető képessége, a talaj víztartalma, víz tartó képessége, mikrobiológiai aktivitása), valamint a növényzettől (a fajták vízigénye, sűrűsége, változatossága, a növénytakaró talajfedésének mértéke, stb.), ezért a növényi párologtatás mértékét csupán jól meghatározott helyi viszonyokra lehet számszerűen értékelni. Az evapotranszpiráció általános érvényű modellje még nem alakult ki az alkalmazható vizsgálati eredmények hiányában. Első megközelítésben a lehullott csapadék évi mennyiségének egy-harmadát tekintik az evapotranszpirációból származó vízveszteségnek.

3. Beszivárgás

Karsztfejlődés és a karsztvíz mennyiségi vizsgálata tekintetében a beszivárgás egy fokozott figyelmet igénylő folyamat, mivel a karszt vízhozamának hosszú időszakos alacsony hozamai a lamináris áramlási zónába beszivárgott, és ott tárolt vizekből táplálkoznak.

A karszt vízháztartásának egyszerű mérlege -

$$V_{\text{Z}_{\text{Ki}}} = V_{\text{Z}_{\text{Be}}}$$

ahol -

$$V_{\text{Z}_{\text{Be}}} = \text{Csapadék} - (\text{Felszíni elfolyás} + \text{Párolgás} + \text{Növényi felhasználás})$$

$$V_{\text{Z}_{\text{Ki}}} = \text{Kibocsájtott} + \text{Mélykarsztnak átadott} + \text{Érintkező vizezetőknek átadott vízmennyiségek}$$

Bár a csapadék beszivárgás százaléka különböző módokon értékelhető, Magyarországon többnyire közvetett, főleg a karsztos tömegből ismert valamint kiáramolni vélt vízmennyiségek összegezésén alapuló módszerekkel becsülték. A Bükk hegységre megállapított beszivárgás 32 % körüli értéke az általános felfogást látszik képviselni, miszerint a felszíni elfolyás, evapotranszpiráció és beszivárgás mindegyikének mértéke a lehullott csapadék évi mennyiségének nagyjából egy-harmadát teszi ki. A lamináris szivárgási zóna három dimenziós mértéke, a kőzet és abban szivárgó víz hidraulikai tulajdonságainak mérése alig kapott valami figyelmet. A Szerző ilyen irányú, nemzetközileg elfogadott modellek módszereivel végrehajtott vizsgálatai szerint az évi átlagos beszivárgás mértéke az évi csapadék 40 százaléka körül változik. Ez az érték nem foglalja magában a mélykarsztba elszivárgott víz mennyiségét. A Szerző vizsgálatait a Sebes forrás egyszerű karsztvízrendszerén végezte, ahol nagy biztonsággal feltételezhető, hogy a felszíni elfolyás mértéke kicsi. (A vízgyűjtő felszínének lejtése alacsony, a területéről elfolyás alig, csupán a Nagysebes- völgyben létezik. A vízgyűjtő felszínét főleg füves felszín, és kis mértékben bozótmentes, ritka erdő jellemzi). A Sebes esetében a beszivárgás mértéke 42 százalékban adódott (Seymour 2003).

Karsztos beszivárgáshoz az szükséges, hogy a felszínt alkotó, és alatta fekvő kőzetek víz vezetésére és befogadására alkalmas vezető és tároló hálózattal rendelkezzenek. Törmelékes üledékek esetében ez a

követelmény az összekapcsolt (elsődleges) szemcseközi térben valósul meg. Megkeményedett kőzetekben, beleértve a mészkövet is, tömeges vízvezetés és víztárolás másodlagosan, a kőzetté válás, és azt követő szerkezeti változások során keletkezett nyílásokban, összekapcsolt réshálózatban alakulhattak ki (elválási lapok, repedezettség, hasadékok, vetősíkok, vulkáni kőzetekben dilációs repedéshálózat, lebomlott ásványi komponensek és gázbuborékok összekapcsolt üregei, stb.).

A meredek dőlésű karsztos rétegek az erős összenyomó erő hatására erősen töredezetté is váltak, de a homogén kőzetrétegen belül a töredeзések átmérőit többnyire olyan kicsik a felül fekvő kőzetnyomása miatt, hogy azok nagy részében csupán kis sebességű szivárgás, lamináris vízáramlás, alakulhat ki. Ebben a repedéshálózatban a törmelékes kőzetekéhez hasonló, többnyire egyenletes elterjedésű lamináris vízvezető és tároló képességek kialakulása vált lehetségessé. Az így szerzett hidrológiai tulajdonságot másodlagos vízvezető és víztároló tulajdonságoknak, ezeket a tulajdonságokat lehetővé tévő kőzetnyílásokat pedig másodlagos interstíciáknak (hézagoknak) nevezik.

A karszt lamináris áramlási zónájába felszínről beszivárgott víz a karsztos tömeg mélysége felé szivárog gravitációs hatás alatt, turbulencia nélkül, ezért lamináris áramlással leszálló karsztvíznek nevezhető a víznyelőkben zuhatagosan, turbulens áramlással lefolyó vízzel ellentétben. A lamináris szivárgás sebessége rendkívül kicsi a turbulens vízfolyás sebességéhez viszonyítva.

II. RÉSZ - BARLANGALKÍTÓ TÉNYEZŐK - SZABÓ (1966) VIZSGÁLATAI

Mivel a karszthidrológia elemei a barlangokhoz, mint a karszt vízlevezető főcsatornáikhoz kapcsolódnak ugyan úgy, mint ahogy a szárazföld felszíni és felszín alatti vizei a regionális folyórendszerekhez kötődnek, kíváncsú áttekinteni a barlang kialakulását és működését a karsztfolyamat értelmezéséhez.

A víz és pályája gradiensében kinyilatkoztatott gravitációs energiája nem elég a felszín alatti folyómedrek kialakításához, mivel a tömör mészkő felszínéről a tiszta víztömeg nem képes behatolni a mészkő belsejébe, az áramló víz letaroló hatása ezért csupán a felszíni alakzatok kialakításában érvényesülhet. További körülmények teljesülésére és anyagokra, mint alkalmazható szerszámokra van szükség ahhoz, hogy a víz barlangalkító tevékenysége megvalósuljon: -

1. víztömegek rendszeres megjelenése a felszínen, mint energiahordozó, amit az időjárás csapadékossága biztosít,
2. a tömör mészkő folyamatosságát megszakító, összekapcsolt szerkezeti törések és repedezettség, amelyek alkalmasak víz befogadására és átvonulására,
3. vízi szállításra alkalmasan felaprózott közettörmelék, amit a víz szerszámként használhat üregformáló eróziós tevékenysége során.

4. a víz körforgalmi pályáján elérhető széndioxid, ami korrozív, vegyi oldást biztosító energiát szolgáltat a felaprózott mészkőtörmelék vegyi úton, oldatban történő elszállításához.

A fenti körülmények teljesülésének vizsgálatát célzó, és a Bükk hegységi Kecskelyuk barlangban végrehatott kísérletsorozatról számolt be a Szerző, Szabó et Al. 1966-ban (pp. 13-15). A kísérletek tárgya a barlangi patak törmelékszállító és vegyi oldó képességeink gyakorlati vizsgálata volt. Eredményei közül különös figyelmet érdemelnek a barlangi patak egymást harmonikusan kiegészítő eróziós és korróziós ciklusainak váltakozása, valamint a patak vizében oldott agresszív széndioxid tartalom jelentős részének helyi, "in situ" eredete.

1. A KISÉRLETEK

Kísérlet 1: Erózió, mint barlangalakító tevékenység

A barlangok falain gyakran észlelt pattintott jellegű törések, valamint többnyire a kanyarokban megfigyelt eróziós szilnők sokasága az erózió barlangalakító tevékenységére irányítják a figyelmet. A barlangi vízfolyás közepestől nagy, valamint árvízi hozamai kétséget kizáróan igen figyelemre méltó munkavégzésre, barlangalakításra fordított eróziós energiáról tanúskodnak. Mindez azonban nem elég egy barlang kialakításához, mert az így keletkezett laza eróziós törmelék és felaprózott változata előbb,

vagy utóbb eltömedékelné a vízvezető nyílásrendszert, az pedig lefékezne a víz sebességét és azzal együtt az eróziót. Egy törmelékkel elzárt barlangjáratban áramló víz barlangalakító eróziós tevékenysége jelentéktelen, mivel a feltöltött barlangjárat vízvezető képessége egy kavics-, vagy homokréteg vezetőképességével válna egyenértékűvé. Kavics és homokrétegekben pedig nyitott légteres és összefüggő csatornarendszerek kialakulása erózió útján, vagy fenntartása nem ismert.

A felaprózott törmeléket el kell szállítani keletkezési, vagy lerakódási helyéről, és ki kell szállítani a barlangból ahhoz, hogy a barlang, mint egy nagy hozamú, légteres vízlevezető csatorna működhessen.

Szabó az üledékmozgatásra vonatkozóan a következő kísérletekről számolt be (1966):-

1. A Kecskelyuk barlang 350 l/perc vízhozammal áramló patak mederébe egy ponton behelyezett 1-2 és 4-8 mm átmérőjű és egyenlő 1 kg mennyiségű, szitálással osztályozott, szintelen üvegzúzalékot 3 nap alatt teljesen elhordta a patak egy 70 m hosszúságban észlelt mederszakaszára. A 10 m-ként elhelyezett hordalékfogó ideiglenes (deszka) gátak mögött összegyűlt hordalékban üvegtörmeléket nem sikerült azonosítani a barlangi üledék megfelelő szemnagyság frakciójának sztereo- és polarizációs mikroszkópokkal végzett vizsgálatainak során.

2. Ugyanezt a kísérlet 25 l/perc hozam mellett, ezúttal sötétzöld, hasonló szemnagyságú üvegzúzalékkal megismételve a következő eredményt adta:-

- a 1-2 mm-es frakció anyaga 10 m,
- a 4-8 mm-es frakció anyaga pedig 3 m

hosszú távon szóródott szét 3 nap alatt.

Kis vízhozam mellett az elmozgatott apró, 1-2 mm átmérőjű törmeléket 2.3 mm/perc maximális sebességgel szállította a víz, ami az évi 250 napos, kisvízhozammal jellemzett időszak alatt 833 m szállítási távolságot eredményezhet. A nagyobb, 4 - 8 mm átmérővel jellemzett törmelékes anyag 0.7 mm/perc maximális szállítási sebességgel utazó szemcséi pedig 252 m-t vándorolnának az év nagy hozamokkal jellemzett részében.

Figyelembe véve -

- hogy a barlanghoz nem kapcsolódik egy, a felszíni folyókra jellemző árterület, ahová a folyómeder vízszállító kapacitását meghaladó vízhozamok kiléphetnek, és ahol ezek az árvizek lerakhatják lebegve szállított, finomszemű eróziós törmelékeik jelentős tömegét,
- a barlangok hatékony keresztmetszévényeiben észlelt gyakori és jelentős változásokat,
- hogy a barlangi vízfolyás nagy vízhozamainak közepes szállítási sebességei az év további 115 napjára korlátozódnak, és azokból

csupán néhány napot jellemeznek árvízi hozamok valamint azokhoz kapcsolt rendkívül nagy szállítási kapacitások,

- hogy a Bükk hegységben nincs olyan karsztforrás, amelynek nagy- és árvízi hozamai lebegve szállított, többnyire agyag szemnagyságú szilárd anyagon kívül homokot, kavicsot, vagy közettörmeléket hozna rendszeresen a felszínre,

a kísérlet azt mutatta, hogy a barlangi vízfolyás mechanikai szállítóképessége nem elég a barlangjárat nyitva tartásának biztosításához.

Szabó további kísérletei a barlangi vízfolyás üledékében tömegesen jelenlévő mészkőtörmelék természetes vegyi oldását, pontosabban annak jelenlétét és mértékét vizsgálták.

Kísérlet 2: - A barlangi patak üledékében felaprózódott mészkő oldódásának mértéke a vízhozamok függvényében

Szabó három pár, 0.1 mm lyukátmérőjű műanyag laboratóriumi szitahálóból készült nagy, túlméretezett zsákba gondosan iszapolt, szitált 0.125 - 0.25 mm közötti szemnagyságú, egy- egy kg száraz súlyú barlangi hordalékot helyezett. A szemnagyság frakció 41.7% savban oldódó anyagot (karbonátot) tartalmazott. A zsákpárokat a barlangi patak medrében három helyen ágyazta be a barlangi patak hordalékágyának felszínére úgy, hogy a zsákok a vízszint alatt maradtak, és állandó

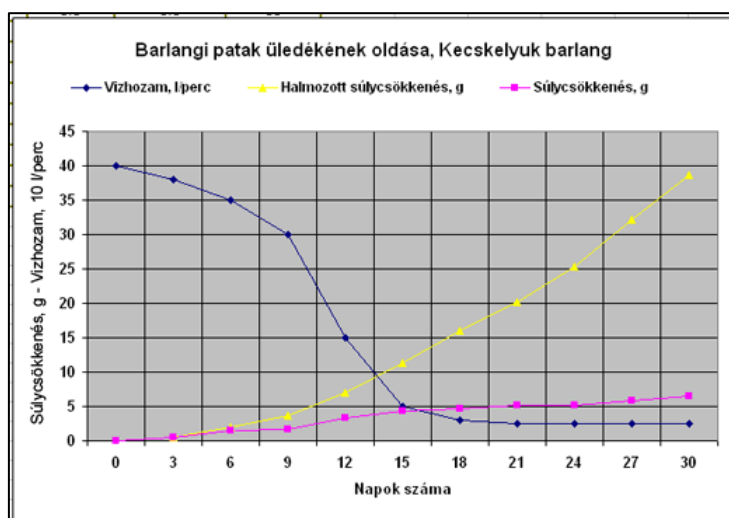
érintkezésben álltak az áramló vízzel. Az egymás mellett elhelyezett zsákpárok váltakozóan vizsgált egyikének súlyát három naponként mérte gondos mosás és 95 fok Celsius hőmérsékleten történt szárítás után. (Az így kivett mintát a következő, három naponként esedékes mintavizsgálatkor helyezte vissza a patakba.) A zsákpárok esedékesen választott egyike súlyviszonyainak korrigálása után kapott és a három helyre átlagolt mérési eredményeket Tábla 2 és Ábra 24 mutatják be.

A kísérlet befejezése után a vizsgált anyag savban oldódó tartalma 6.1%-kal, 35.6%-ra csökkent. Az oldható anyagvesztéségekben tapasztalt sajnálatosan nagy, 2.1% diszkrepanciát nyilván az anyagkezelés során elszenvedett veszteségek, valamint a 0.1 mm alá csökkent szemcsék elvesztése okozták.

Tábla 2. Barlangi üledék oldása változó patakhozamokban, Kecskelyuk barlang - A vizsgált üledék savban oldódó (mészke) tartalma: 41.7%

| Napok száma | Hordalékanyag súlya g | Súlycsökkenés g | Halmozott súlycsökkenés g | Vízhozam, l/p |
|-------------|--------------------------|-----------------|------------------------------|---------------|
| 0 | 1000.0 | - | - | 400 |
| 3 | 999.5 | 0.5 | 0.5 | 380 |
| 6 | 998.0 | 1.5 | 2.0 | 350 |
| 9 | 996.3 | 1.7 | 3.7 | 300 |
| 12 | 993.0 | 3.3 | 7.0 | 150 |
| 15 | 988.7 | 4.3 | 11.3 | 50 |
| 18 | 984.0 | 4.7 | 16.0 | 30 |
| 21 | 978.9 | 5.1 | 20.1 | 25 |
| 24 | 973.7 | 5.2 | 25.3 | 25 |
| 27 | 967.9 | 5.8 | 32.1 | 25 |
| 30 | 961.4 | 6.5 | 38.6 | 25 |

Ábra 24. A barlangi patak üledékének oldása, Kecskelyuk barlang



A kísérlet kimenetele: - annak felismerése, hogy, a barlangi patak üledékágyát telítő víz jelentős és felújuló mennyiségű agresszív széndioxidot tartalmaz, ami oldja a beágyazott mészkőszemcséket. Az oldódás mértéke csökken a vízhozam növekedésével, jelezve, hogy a vízzel telített üledékben jelenlévő széndioxid mennyisége határos és független a benne és rajta áramló víz mennyiségétől. Ebből következően, a barlangi patak széndioxid forrásának jelentős része a barlangi vízfolyás üledékhalmozékában van. A legnyilvánvalóbb ilyen széndioxid forrást a szerves anyag lebomlásához vezető mikrobiológiai folyamatban látta Szabó.

Kísérlet 3: - Széndioxid felszabadítása a barlangi patak üledékéből

Szabó egy zárt kísérleti edényrendszerbe 10 kg súlyú, Kecskelyuk barlangiból vett és a súlymérés céljából szobahőmérsékleten szárított folyóvízi üledéket helyezett el, és 10 cm magasságban fölös vízzel

árasztotta el az anyagot. Klór jelenlétének elkerülése, valamint az esetleges barlangi mikrofauna megőrzése céljából a Kecskelyuk barlang patakjából vett vizet használt a kísérletben.

A szobahőmérsékleten tartott rendszerben az elárasztott üledéket szárított és CO₂-tól mentesített légköri gázzal levegőztette, és a zárt rendszerből eltávozó gázt CO₂-t gyűjtő, Ca(OH)₂ oldatot tartalmazó zárt rendszeren buborékoltatta át.

Néhány nap után a Ca(OH)₂ oldat némi opalizációt mutatott, a kísérletet befejező 15-ik napon pedig - bár opalizáció szintén jelen volt - az edény alsó falaira látható mennyiségű szilárd, opak, szennyezett, fehéres színű kéreg rakódott le. Ásványtani mikroszkópos vizsgálat során ez a szilárd anyag mikrokristályos kalcitnak bizonyult.

A kísérlet kimenetele: - A barlangi üledékből hosszú időtartamú, szobahőmérsékleten végrehajtott kísérlettel széndioxid termelést sikerült kvalitatívan kimutatni laboratóriumi körülmények között. A kísérleti rendszerben termelődött széndioxid az üledékben jelen lévő szerves törmelék mikrobiológiai lebontásából származott.

(A Szerző ezúton fejezi ki köszönetét Pálfi József Főgeológusnak a kísérletek végrehajtása engedélyezéséért az OFK FV miskolci Kamerális Laboratóriumában.)

2. HELYSZINI VIZELEMZÉSEK

Két hidrológiai éven keresztül Szabó rendszeresen helyszíni vízelemzéseket végzett a Garadna – Felső- Szinva völgyekkel határolt

négyszög felszíni vízfolyásain, karsztforrásain és csaknem valamennyi pala és törmelék forrásán (1966). Mérései szerint a nyári esővizek széndioxid tartalma 6 - 9 mg/l között váltakozott Létrástető – Jávorkút térségében. Ez a széndioxid tartalom azonban felhasználódott a víz útján a karszt víznyelőihez, amint Szabó 3. számú tábláján, a víznyelőbe belépő víz mért CO₂ tartalma mutatja. A Jávorkúti nyelőbe belépett patak vizében maradt némi, nem agresszív jellegű oldott széndioxid, de mennyisége ebben a patakban is jelentősen lecsökkent az atmoszférából hozott CO₂ mennyiségéhez viszonyítva (Tábla 3.) négyszög felszíni vízfolyásain, karsztforrásain és csaknem valamennyi pala

és törmelék forrásán (1966). Mérései szerint a nyári esővizek széndioxid tartalma 6 - 9 mg/l között váltakozott Létrástető – Jávorkút térségében Ez a széndioxid tartalom azonban felhasználódott a víz útján a karszt víznyelőihez, amint Szabó 3. számú tábláján, a víznyelőbe belépő víz mért CO₂ tartalma mutatja. A Jávorkúti nyelőbe belépett patak vizében maradt némi, nem agresszív jellegű oldott széndioxid, de mennyisége ebben a patakban is jelentősen lecsökkent az atmoszférából hozott CO₂ mennyiségéhez viszonyítva (Tábla 3.).

Tábla 3. A víznyelőkbe belépő patakok elemzési adatai nyári kis vízhozamoknál, Szabó mérései

| Becsatlakozó búvópatak / karsztforrás | Mért HCO ₃ mg/l | Mért szabad CO ₃ mg/l | Mért CO ₂ mg/l | HCO ₃ -ban lekötött CO ₂ , Számított mg/l |
|---|-------------------------------|-------------------------------------|------------------------------|--|
| Jávorkúti törmelékforrás patakja / Garadna-1 karsztforrás | 202.2 | Észleléshatár alatt (É.h.a.) | 2.6 | 72.9 |

| | | | | |
|---|-------|-----|--------|------|
| Bolhás patak / Garadna-1 karsztforrás | 192.6 | 1.2 | É.h.a. | 69.5 |
| "Y" palaforrás patakja / Nagy Sebes karsztforrás | 262.4 | 0.7 | É.h.a. | 94.6 |
| Fenyvesréti víznyelő / Nagy Sebes karsztforrás | 254.3 | 0.7 | É.h.a. | 91.7 |
| Létrási munkásház palaforrás patakja / Létrási vizesbarlang | 216.2 | 0.2 | É.h.a. | 77.9 |

A vizsgált források és barlangjaik:-

1. Garadna 1 forrás barlangrendszere jelentős hosszúságban, több rétegtani egység különböző kifejlődésű karbonát kőzeteiben alakult ki. Vízugyűjtőjét a hegység legmagasabb területére jellemző hűvös mikroklima, heterogén növény- és talajtakaró, valamint jelentős térszíni magasságváltozások jellemzik. Mivel a forrás egy jelentős kiterjedésű vízrendszer erózióbázisát képezi, a karszt vízszint alatt tárolt vízkészletét jelentős mértékben csapolja.
2. Nagy- Sebes forrás rendszere kis hosszúságban, egységes, kiválóan karsztosodó kis térszíni magasságkülönbségében alakult ki. Vízugyűjtője főleg homogén karsztos mészkő, valamint kis kiterjedésű, jól azonosított agyagpala. Mikroklimája, növény- és talajtakarója szintén egységes. A viszonylag magas térszíni forrásforrás egy völgyet átszelő vulkánit rétegen átbuktatott jellege miatt a felső- anizuszi mészkő karsztvíztömegét "fölozi".

A helyszíni vízelemzések célja a karsztba érkezett összes széndioxid mennyiségének, valamint a karsztvizek és források széndioxid tartalmának

időben és térben végbement alakulásának a vizsgálata volt. Ehhez a karbonát gyök vízben oldott hidrokarbonát gyökké alakításához szükséges szabad széndioxid mennyiségét a következő meggondolás alapján számította:-



$$\text{Atomsúlyokban: } 60 + 44 + 18 = 2 * 61,$$

$$\text{Összegezve: } 122 = 122$$

$$\text{CO}_2 = 2 \text{HCO}_3 - (\text{CO}_3 + \text{H}_2\text{O}), \text{ Összegezve: } 44 = 122 - (60 + 18)$$

Hidrokarbonát képzéséhez a karbonát gyökhöz adott, a hidrokarbonát százalékában kifejezett mennyiségek:-

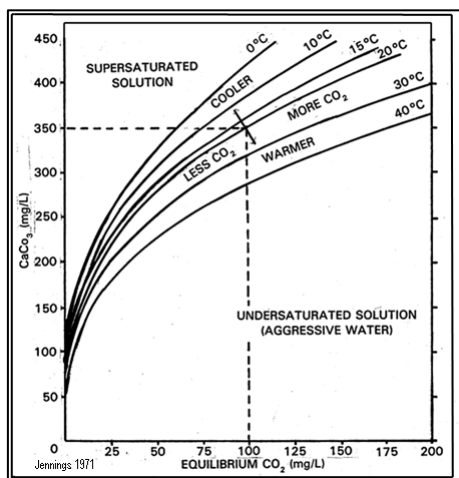
$$\text{Hozzáadott CO}_2 \%: 44 / (122 / 100) = 36.07 \%$$

$$\text{Hozzáadott H}_2\text{O \%}: 18 / (122 / 100) = 14.75 \%$$

$$\begin{aligned} &\text{A karbonát hidrokarbonáttá alakításához szükséges CO}_3 \text{ mennyiség, mg/l} \\ &= (\text{Mért hidrokarbonát mg/l} / 100) * 36.07 \% \end{aligned}$$

Az elemzési adatok szerint a Jávorkúti törmelékforrás patakja kivételével nem volt szabad oldott széndioxid a víznyelőkbe beömlő patakokban, A vizek karbonát tartalma kicsapódó körülmények között volt. A Jávorkúti törmelékforrás patakjában oldott széndioxid mennyisége viszont kevesebb volt, mint amennyi szükséges az oldott hidrokarbonát oldatban tartásához. Tehát ez a víz sem tartalmazott agresszív, barlang alakító széndioxidot.

Ábra 25. Oldott karbonát - széndioxid equilibrium különböző hőmérsékleteken (Jennings 1971)



Tábla 4. tanúsága szerint Szabó egy nagyságrenddel magasabb mennyiségű, hidrokarbonátban lekötött széndioxidot talált a víznyelőkbe ömlő patakokban, mint amennyit az esővizekben mért. A patakok hidrokarbonátjában lekötött szabad széndioxid jelentős többletének eredetére még visszatér a Szerző, azonban ezen a ponton hangsúly a barlangba belépő víz agresszív széndioxid hiányán van.

Megkülönböztetést kell tenni a repedéshálózaton keresztül karsztba, és végül a barlangba beszivárgó, valamint a barlangba turbulensen beömlő vizek között.

A barlangi cseppkőképződés tanúsága szerint, a beszivárgó vizek légkörből és talajból származó szabad széndioxid tartalma felhasználódott a víz leereszkedése során. Mivel a szűk intersticiális térben leszálló útján a víz hidrosztatikus nyomás alá kerül, a széndioxid magasabb parciális nyomása mellett több hidrokarbonátot képes oldatban tartani, mint atmoszférikus nyomáson. A barlangba belépett szivárgó víz elveszíti hidrosztatikus nyomását, ezért túltelítetté válik, tehát hidrokarbonátot lerakó jellegűvé válik

(cseppkőképződés), és ezért nem adhat agresszív tulajdonsággal rendelkező vizet a barlangi vízfolyáshoz.

Hasonlóképpen, a víznyelőkbe befolyó vizek szintén lerakó jellegűnek bizonyultak a helyszíni elemzések során kihangsúlyozva, hogy a légkörből és talajból származó agresszív széndioxid tartalmuk többnyire már felhasználódott, mielőtt a víznyelőt, a karsztba leereszkedés pontját elérték volna.

A víznyelőkhez tartozó karsztforrások ugyanazonan végzett helyszíni elemzéseinek eredményeit, valamint a víz összes széndioxid tartalmában beállott, figyelmet követelő növekedés mértékét Tábla 4 és 5 mutatják.

A táblázatok tanúsága szerint a víznyelőn befolyó patak szabad, széndioxidot nem, vagy alig, agresszív széndioxidot pedig egyáltalán nem tartalmaztak. E vizek kifejezetten tútelítettek voltak hidrokarbonátban.

Viszont a vizsgált karsztforrásokból kilépett vizek jelentősen megemelkedett hidrokarbonát tartalma mellett ezek a vizek 11.6 - 25.9 mg/l ténylegesen szabad, oldott széndioxidot is tartalmaztak. Jennings görbéi (Ábra 25.) szerint mindkét forrás vize agresszívnek minősült. ***Az oldott és barlangi útja során felvett, főleg hidrokarbonátban lekötötté vált széndioxid, és kisebb mértékben oldatban maradt széndioxid mennyisége együttesen 33.8 és 44.8 mg/l értékek között, illetve 30.9 - 48.9% közötti értékekkel emelkedett a két vizsgált barlang ágaiban a víznyelők és források között*** (Tábla 4 és 5).

**Tábla 4. Garadna 1. forrás barlangrendszerében termelődött széndioxid
nyári kis vízhozamánál**

| Garadna 1 forrás rendszer | Vízfolyás iránya | Elemzési adatok | | | | Garadna f-ból kilépő vízben CO ₂ növekedés a bg-ba belépő vízhez viszonyítva | |
|------------------------------|---------------------|--------------------------|--|---|---|--|------|
| | | Mért HCO ₃ | HCO ₃ - ban lekötött szabad CO ₂ mg/l | Mért szabad CO ₂ mg/l | Összes szabad CO ₂ mg/l | CO ₂ mg/l | % |
| Jávorkúti víznyelő barlang | Befolyó víz | 202.2 | 72.9 | 2.6 | 75.5 | 33.8 | 30.9 |
| Bolhási víznyelő barlang | Befolyó víz | 192.6 | 69.5 | É.h.a. | 69.5 | 39.8 | 36.4 |
| Garadna 1 forrás | Kifolyó víz | 270.9 | 97.7 | 11.6 | 109.3 | - | - |

**Tábla 5. Nagy- Sebes forrás barlangrendszerében termelődött széndioxid
nyári kis vízhozamánál**

| Nagy- Sebes forrás rendszer | Víz folyás iránya | Elemzési adatok | | | | Nagy-Sebes f- ból kilépő vízben CO ₂ növekedés a bg-ba belépő vízhez viszonyítva | |
|--------------------------------|----------------------|----------------------------------|--|---|-----------------------------------|---|------|
| | | Mért HCO ₃ mg/l | HCO ₃ - ban lekötött CO ₂ mg/l | Mért szabad CO ₂ mg/l | Összes CO ₂ mg/l | CO ₂ mg/l | % |
| "Y"- völgyi víznyelő | Befolyó víz | 262.4 | 94.6 | É.h.a. | 94.6 | 41.9 | 44.3 |
| Fenyvesréti víznyelő | Befolyó víz | 254.3 | 91.7 | É.h.a. | 91.7 | 44.8 | 48.9 |
| Nagy- Sebes forrás | Kifolyó víz | 306.7 | 110.6 | 25.9 | 136.5 | - | - |

Az elemzésekben nyilvánvaló az, hogy az összes széndioxid mennyisége jelentősen növekedett mindkét vizsgált karsztforrás vizének barlangi útján. Szabó ***figyelemre méltó felfedezése volt az, hogy a barlangalakításban kiemelkedő fontosságú agresszív széndioxid főtömegét a víz nem az atmoszférából és felszíni talajból szállította be a barlangba, hanem ez a széndioxid helyi, "in situ" forrásból, a víz barlangi útja során került oldatba.***

Ez a tény arra mutat, hogy a széndioxid a barlangban keletkezett, nyilvánvalóan az árvízi hozamok által beszállított, és a barlangi patak üledékébe beágyazott növényi és egyéb szerves anyag bomlásából. A továbbiakban arra hívja fel a figyelmet, hogy a barlangi patakok törmelékes üledékhalmaiban biokémiai folyamatok mennek végbe a felszíni talajokhoz hasonlóan. Aktív aerob mikroflóra létezik bennük, amely alkalmazkodott a barlang barátságtalan környezetéhez, és képes gyorsan újralétesíteni kolóniáit az árvízi üledékmosás és üledékáthalmazások után.

Valóban, az elmúlt évtized vizsgálatai arra mutatnak, hogy a barlangi baktériumok és mikro-gombák képezik a barlangi élettér egyik, talán legfontosabb komponensét, az élő szerves tápláléklánc kezdő tagját. Sajnálatos módon a mikrobiológiai vizsgálatok ez ideig a barlang látványos jelenségeire (moon-milk, fluoreszcens színű hárttyák, stb.), valamint exotikus, barlangi vízfolyás közönséges üledékei azonban elkerülték a mikrobiológusok figyelmét.

A megjelent tanulmányok szerint a barlang rendkívül szegény szerves anyagban, a tápláléklánc alapanyagában. Ez a felfogás a barlangi környezet

ismeretének hiányát tükrözi. A barlangi vízfolyás gazdag növényi törmelékben és szükségszerűen gazdag abból táplálkozó mikro-organizmusokban. Például egy barlangban hosszabb ideig fekvő nagyobb, látható fatörmeléken és 1/2 - 1 négyzetméteres környezetében csaknem mindig fehér, finomszálas, gazdag gombatelep látható. Miért-ne létezhetne gazdag mikrofauna a barlangi patak üledékágyában, amiben víz, oxigén és szerves törmelék mind együttesen jelen vannak?

Ha légáramlás, látogatók és barlangi vendéglények képesek mikroflórát betelepíteni a barlang számukra hozzáférhető szakaszába, miért ne tudná megtenni ugyanazt az áramló víz, ami a szerves anyagban és mikrofaunában gazdag felszíni talajokról folyik be, és keresztül a barlang teljes hosszán?

A vizsgált hóolvadási magas vízhozamok idején az összes szabad és hidrokarbonátban kötött széndioxid koncentráció a kis vízhozamok szintjének 25 - 26% körüli értékére zuhant, felhígult (Tábla 6 és 7) a vízhozam 10 - 10² nagyságrendű emelkedése mellett.

Tábla 6. Garadna 1. és Nagy- Sebes források barlangrendszerében termelődött széndioxid tavaszi hóolvadás nagy vízhozamánál

| Forrás | HCO ₃ mg/l | HCO ₃ -ban megkötött CO ₂ mg/l | Mért szabad CO ₂ mg/l | Összes CO ₂ mg/l |
|--------------------|-----------------------|--|----------------------------------|-----------------------------|
| Garadna 1 forrás | 72.2 | 26.0 | 2.6 | 28.6 |
| Nagy- Sebes forrás | 81.4 | 29.4 | 3.1 | 32.5 |

Tábla 7. Tavaszi hóolvadás nagy vízhozamainak csökkenése a nyári kisvízhozamokhoz viszonyítva, Garadna 1. és Nagy- Sebes források

| Forrás | Évszak / forrás hozam | HCO ₃ mg/l | HCO ₃ -ban megkötött CO ₂ mg/l | Mért szabad CO ₂ mg/l | Összes CO ₂ mg/l |
|---------------------------|-----------------------------|--------------------------|--|-------------------------------------|--------------------------------|
| Garadna 1 forrás | Nyári kis | 270.9 | 97.7 | 11.6 | 109.3 |
| | Tavaszi nagy | 72.2 | 26.0 | 2.6 | 28.6 |
| Változás mg/l / % | | -198.7 / 74.4% | -72.7 / 74.4% | -9.0 / 77.6% | -61.7/ 73.6% |
| Nagy- Sebes forrás | Nyári kis | 306.7 | 110.6 | 25.9 | 136.5 |
| | Tavaszi nagy | 81.4 | 58.7 | 3.1 | 61.8 |
| Változás mg/l / % | | -225.3 / 73.5% | -51.9 / 53.1% | -22.8 / *** 88.0% | -74.7 / 45.3% |

A vízhozam $10 - 10^2$ nagyságrendű emelkedése mellett a kötött és szabad széndioxid együttes koncentrációban észlelt 25 - 26% csökkenés a barlangból kiszállított széndioxid tekintetében rendkívül nagy mennyiségű emelkedését jelent abszolút értelemben. A széndioxid koncentráció 25 százalékos csökkenése esetében a nagyban emelkedett vízhozamok 2.5-től 25-ször több széndioxidot szállítanak ki a barlangból, mint a kis hozamok vízmennyiségei.

A széndioxid koncentrációjának csökkenése azonban azt is jelzi, hogy a széndioxid ellátás véges, a barlang széndioxidot termelőkapacitása korlátozott.

A nagy vízhozamok felkavarják, valamint áthalmozzák a barlangi vízfolyások üledékágyait, és kimossák belőlük, felszabadítják az üledékben feldúsult és megkötött hidrokarbonát anyagot. Az üledékanyag agyagtartalmának duzzadó jellegét is a hidrokarbonát és széndioxid együttesének savas kémhatása okozza. Az üledék csaknem teljes átmosásából származik a magas

forráshozamokban észlelt abszolút értelmű hidrokarbonát többlet. Ez a tény megerősíti a korábbi következtetést, miszerint a nagy vízhozamok barlangalakító tevékenysége fokozott eróziós munkájában és anyagszállításában rejlik, beleértve a vegyileg oldott és a barlangi patak üledékágyában nyugvó hidrokarbonát kiszállítását is.

Ugyanakkor az árvízi hozamok nagymennyiségű szerves törmeléket is hoznak a barlangba, ami biztosítja a mikrobiológiai élettér és széndioxid termelés folyamatosságát.

3. BARLANGALAKÍTÓ TÉNYEZŐK

Szabó kísérleteinek kimenetele, valamint helyszíni vízelemzéseinek eredményei alapján az ok és okozati összefüggések láncolatában meghatározott barlangkialakító tényezők:-

1. Hegységszerkezeti töréses preformáció, vetők, törés- és rétegmenti elmozdulások, repedezettség, mikro- repedezettség és rétegmenti mikro-elmozdulások makro- és mikro- intersticiális tereinek hidrogeológiai vízvezetés értelmében összekapcsolt egysége alkotja a karsztos tömeg összefüggő vízvezető és tároló hálózatát.
2. A felszínen rendszeresen és szakaszosan megjelenő csapadék eredetű víztömegek.
3. A víz gradiensében kifejezett áramlása, tekintélyes eróziós energiája és szállító képessége.
4. A karszt belsejében kialakult élettér, amely a beszállított szerves törmelék mikrobiológiai lebontásából származó széndioxidot termel,

pontosabban a víz így nyert széndioxid tartalmából származó vegyi, korróziós energiája és oldatban történő szállító munkája.

5. A karszt belsejébe turbulensen beömlő vizek mennyiségének, és ahhoz kapcsolt eróziós és korróziós munkáinak ritmikus váltakozása.
6. Az eróziósan felaprított és korróziósan kioldott anyag vízhozamoktól függő szállításának ritmikus váltakozása.

Amíg az első pontban említett szerkezeti preformáció passzív előfeltétele egy barlangrendszer kialakulásának, a 2 - 6 pontokban felsorolt aktív tényezők összehangolt, egyensúlyra törekvő tevékenysége szükséges a karszt felszíne alatti víztároló és csatornarendszerének kialakításához és fenntartásához. ***Egy légtéres barlangcsatorna kialakításához és fenntartásához az szükséges, hogy a vegyi oldás mértéke egyenlő, vagy nagyobb legyen, mint az eróziós energia által előállított törmelék mennyisége.*** A barlangalakító aktív tényezők egymást kiegészítő működésének harmóniája határozza meg a barlangrendszer szükséges, és hatékony keresztzelvényeinek méreteit.

Amint Szabó kísérletei és helyszíni vízelemzései mutatták, a légkörből felvett, és felszíni talajból kioldott széndioxidnak nincs jelentős szerepe a barlangképzésben. A barlangi mészkőtörmelék vegyi oldását végző agresszív széndioxid a barlangi vízfolyás hordalékágyában keletkezik, és azt a hordalékban szivárgó, és felszínén csordogáló patak kis- és középhozamai propagálják.

A légkörből és felszíni talajból felvett széndioxidnak csupán a karsztfelszín oldásos jelenségeinek alakításában, a leszálló zóna intersticiális tereinek bővítésében, valamint a barlangi cseppkövek és kérgék építésében van szerepe.

Röviden összefoglalva, barlangképzéshez a következő feltételek megvalósulása szükséges:-

- Szerkezeti preformáció
- Víz, mint fizikai és vegyi energiát tömegesen szállító közeg
- Gravitációs energia
- A karszt belsejében kialakult élettér, ami az aerob mikrofaunát, a vegyi energia termelőjét fenntartja, és
- földtörténeti időskálán kifejezhető időszak átlagában egyenlő, vagy nagyobb vegyi, mint eróziós energia mennyiségek aránya.
- Az óceáni vízszintek 100 m-t meghaladó oszcillációja, a Negyedkor klíma változásai (barlangemeletek kialakulása).

4. A BARLANGOKBAN ÉSZLELT MAGAS HIDROKARBONÁT TARTALOM EREDETE LÉTRÁS - JÁVORKÚT TÉRSÉGÉBEN

Lamináris szivárgás útján barlangba érkező, magas hidrokarbonát tartalmú vizek:-

1. Felszínről beszivárgó, és a repedéshálózaton leereszkedő csapadékvizek, amelyek agresszív széndioxid tartalma a légkörből és talajból származnak. A vizek főtömege Darcy törvényét követő beszivárgás útján a kőzet résein keresztül, kisebb része pedig

csepegés útján kerül a barlangba. Az utóbbi felelős a cseppkőképződésért, valamint a falakra települt kalcit képződmények lerakásáért.

A helyi erózió bázis alatt elhelyezkedő mélykarsztból a hidrosztatikus nyomástól mentes barlangi vízfolyásba felemelkedő, emelkedett hőmérsékletű vizek, amelyeket a mélykarsztra jellemző hidrosztatikus nyomás kényszerít a hideg vizes, légteres barlang aktív. atmoszférikus nyomás alatt lévő szakaszaiba. A mélykarsztvíz belépési pontjai környezetében rakódnak le a nyomáscsökkenés és hideg karsztvízzel történt keveredés miatt túltelítetté vált mélykarszti vizekből a láb alatti cseppkőkérgék és többnyire faltól felig terjedő mésztufa gátak.

A felső- anizuszi mészkőszáv esetében egy harmadik tényező, a 150 - 200 méterrel magasabban fekvő magas- fennsíki ladini- karni mészkőplató is szerepel.

A meredeken dőlő felső- anizuszi mészkőréteget Délen egy agyagpala réteg választja el a Magas- fennsík ladini- karni korú mészkő mintegy 200 méterrel magasabb platójától. Az agyagpalaréteg erősen lepusztult a karsztos ladini- karni mészkőplató plató pedig meredeken kiemelkedő lejtőt alkot az agyagpala határa mentén. Az agyagpala felszínén, a két réteg határa közelében nagy vizenyős területek, valamint állandó jellegű, kis hozamokkal jellemzett, úgynevezett "palaforrások" sora alakult ki. A palaforrások topográfiai vízgyűjtő területei kicsinyek, a területükre hullott csapadék nem ad számot a források állandó jellegéért, valamint évi vízhozamaiért. Ezek a vizek a palán történt megjelenésüktől kezdődően

oldott hidrokarbonátot tartalmaznak 200 - 300 mg/l koncentrációban. A hidrokarbonát kiválása miatt a patakok hidrokarbonát koncentrációja csökken kis mértékben a patakok útján a felső- anizuszi mészkő víznyelőihez.

A palaforrásokhoz tartozó topográfiai vízgyűjtők területek és azokon rendelkezésre álló talaj felülete és vastagsága nem képes biztosítani sem a patakok vízhozamait, sem pedig a bennük oldott és hidrokarbonátban lekötött széndioxid mennyiségét (144 - 216 mg/l).

A szakirodalom (Pelikán, Dátumozatlan) helyhez nem kötöten, "helyenként" meszes kifejlődésű agyagpalát említ az agyagpalaréteg legfelső szintjén. Ez a meszes réteg nem ismert a vizsgált területen, hacsak Pelikán nem a ladini- karni mészkő és agyagpala közé települt tűzköves mészkőként leírt, valójában vékonyréteges, lemezes, tisztátalan mészkőlelencsékre utalt.

A patakok magas hidrokarbonát tartalmának eredetét vizsgálni célzott kutatóárkok, amelyeket az agyagpala vizenyős zónáiban a Szerző 0.3 - 0.8 méter mélységig mélyített az 1960-as években, nem tártak fel meszes agyagpalát, helyette az agyagpala kinyílt lemezei közül magas hidrokarbonát tartalmú víz csordogált az árkokba. (Ezek az árkok a vizenyős agyagpalában gyakran létesített kis kutakhoz hasonló forrásokká válhattak volna kezdetleges foglalás beépítésével.) Az agyagpala felszínét száraz időben nagy foltokban kialakult porózus, fehér, sárgás és halvány

szürke színű karbonát kiválás borította. Ez a karbonát kéreg a felszínről elpárolgott víz után maradt vissza.

A ladini- karni mészkő északi határa mentén húzódó 3 kilométer hosszú sávjának karszt-hidrogeológiai vizsgálata (Seymour, 2011) kiderítette, hogy a ladini- karni karszt északi határán húzódó tűzköves, tisztátalan lemezes mészkőlelencsék sorozata vizet bocsájt ki az északi határa mentén húzódó agyagpalaréteg kinyílt és töredezett felszín közeli lemezei közé. Ez a magas hidrokarbonát tartalmú víz csaknem szabad úton terjed a pala Kelet- Nyugat irányú lemezei között kinyílt résekben, vízenyős területeket alkotva a térszíni mélyedésekben. Palaforrások ott keletkeztek, ahol a réteg csapását átszelő törések mentén völgyek vágódtak be, amelyek völgytalpi törmelék-lerakódásuk alatt gyűjtik a pala rétegmenti hézagaiban áramló vizet. Ilyen palaforrások az "Y" völgyi forrás és Disznós kút, amelyek a Sebes barlangrendszer déli ágába ömlenek be. A Sebes forráson keresztül felvett hidrogeológiai szelvény bemutatja a hidrológiai viszonyokat, amelyek fenntartják a palaforrások vízhozamát (Ábra 26.).

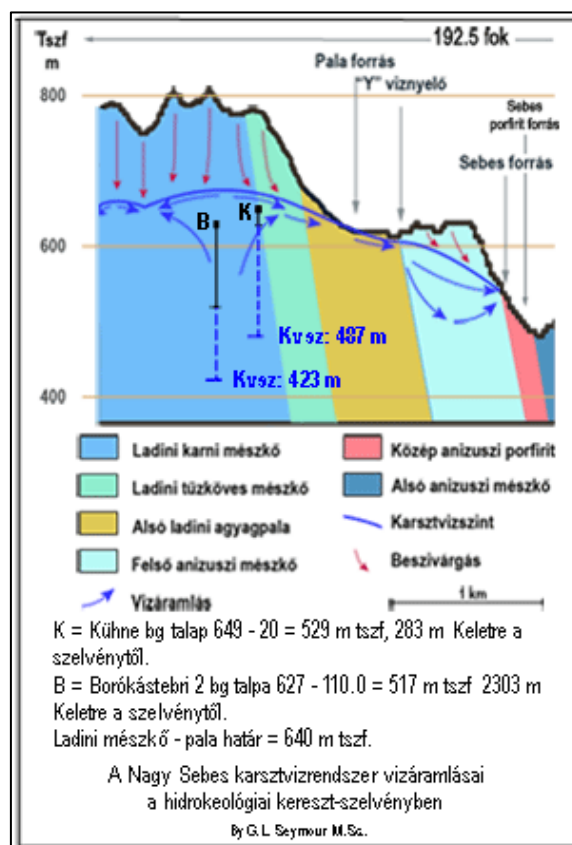
Hivatkozott munkájában (2011) a Szerző a Kelet Bükk hegységi magas plató északi, a Felső Szinva forrás vízgyűjtőjét is magában foglaló felső- ladini karni mészkősáv karszthidrológiai viszonyait vizsgálta.

Vizsgálatai során megállapította, hogy a ladini karni mészkősáv Bánkúttól Nyugatra eső része a Bükk hegység dél- délkeleti forrásait táplálja, a Bánkúttól Keletre eső terület pedig a Felső Szinva völgy három forráscsoportját látja el vízzel. Ezek: -

1. Felső Szinva források,

2. Közép Szinva források Csöves csoport),
3. a Vesszős völgyi zsomboly által kinyilatkoztatott, és a mésztufa alatt eltemetett, ez ideig feltáratlan Vesszős forrás.

Ábra 26. Agyagpala kinyílt rétegeibe átszivárgó karsztvíz - Nagy Sebes karsztvízrendszer vízáramlásai a hidrogeológiai keresztszelvényében



A forráscsoportokhoz vezető aktív barlangjáratok nyomvonalát a felszínen kialakult, és kiválóan nyomozható teber sorok jelzik. Bár a tebersorok elaggott, magas szintű barlangjáratok nyomvonalát követik, de kétségtelenül az azokat preformáló szerkezeti törések mentén alakultak ki a későbbi és nagyobb mélységekben fekvő barlangszintek járatai is, beleértve a Jelen aktív barlangrendszereit is.

A teberk némelyikét a barlangkutató társadalom megbontotta, és száz méter mélységet meghaladó aknasorokat tártak fel. Az elmúlt 60 év során végzett nyomjelző vizsgálatok szerint a teber sorokhoz kapcsolt víznyelők a felső Szinva völgy forrásaival állnak közvetlen hidrológiai kapcsolatban. Hasonlóképpen, a Vesszős völgyi barlang

két nyomjelző vizsgálata a felső Szinva patakhoz és annak lefolyása mentén a mésztufában áramló, és ahhoz csatlakozó ismert karsztforrásokhoz (Soltészkeri barlang és Soltész akna aktív túlfolyó szifonjai, az Anna barlang forrásai) mutatott kapcsolatot.

A Kelet Bükk hegység Nyugat - Kelet csapásirányú aktív barlangi vízfolyásaihoz számított gradiens értékek nagyban változnak 0.007353 és 0.093103 m/m értékek között a lillafüredi mésztufa lerakódás visszaduzzasztó hatása miatt. Közülük a Jávorúti víznyelő barlang patakos ágában mért 0.028986 m/m értéket ítélte csapásirányban jellemző, visszaduzzasztástól mentes gradiensnek a Szerző,

A réteglapokra közel merőlegesen kialakult Észak - Dél irányú vizes barlangágakra a Kecskelyuk barlangban mért 0.076693 m/m gradiens jellemző. Ennek a feltevésnek az érvényességét a 2012-ben feltárt Szivárvány barlangban észlelt 0.072709 m/m gradiens igazolta. A két érték átlagolásából származó 1.992 mm nagyságú eltérés +/- 2 m hibahatárt jelez 1,000 m távolságon, ami elfogadható a modellelemekkel szemben támasztott megbízhatóság kritériumai szerint.

III. RÉSZ - A KARSZT VÍZÁRAMLÁSAI

1. A KARSZTVÍZ TURBULENS ÁRAMLÁSA ÉS SZÍNTERE

A karszt turbulens áramlásának színtere a többnyire légterés átmenő barlang, ami valójában egy természetes vízlevezető csatornarendszert képez egy vagy több azonosítható, magas térszíni vízbetápláló terület, valamint a mélyen fekvő helyi erózióbázison kilépő karsztforrás között. A barlangjáratok lejtése a vízszintest közelíti, többnyire alacsonyabb rendű légterés víz utak, valamint azokhoz csatlakozó oldalágak és felszínre nyíló víznyelő kúrtók is csatlakoznak hozzá, együttesen alkotva egy barlang rendszert.

A barlangrendszer feladata a karsztos tömeg és környezete felszínére hullott csapadékvizek összegyűjtése nyitott csatornái és összekapcsolt repedéshálózata segítségével. Az így összegyűlt, dinamikus mozgásban lévő víztömeget a többnyire légterés járatok leszállítják a területi erózióbázis alkalmas pontjaira, ahol a forrásbarlangi szakaszán keresztül a víz újra a szabadba lép.

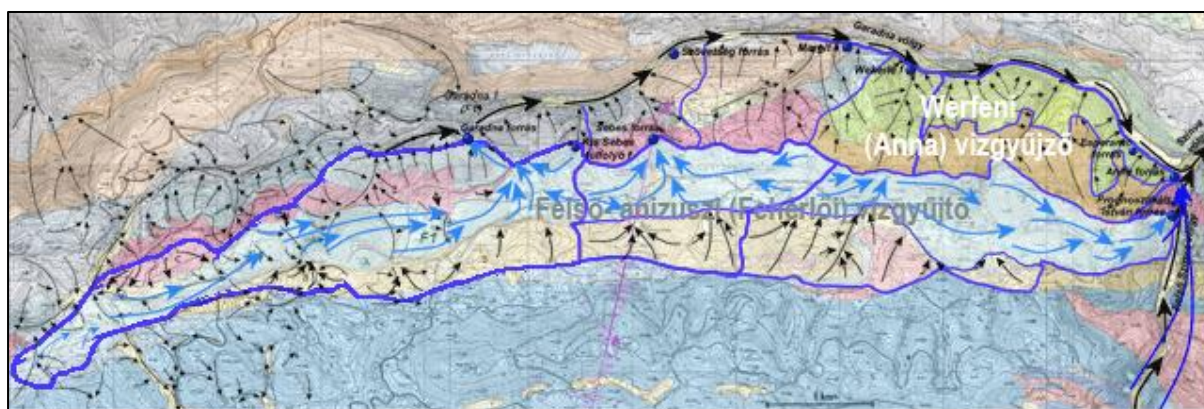
Mivel egy barlang a mészkő szerkezeti törései mentén fejlődött ki, ezért topográfiai vízgyűjtőjének szerepe csupán az, hogy a felszín lejtői levezessék a vizet mészkő szerkezetileg meggyengült, vízáteresztő

pontjaihoz Ezeken a pontokon alakultak ki a felszín alatti karsztvízrendszer turbulens, gyors leáramlást biztosító víznyelői.

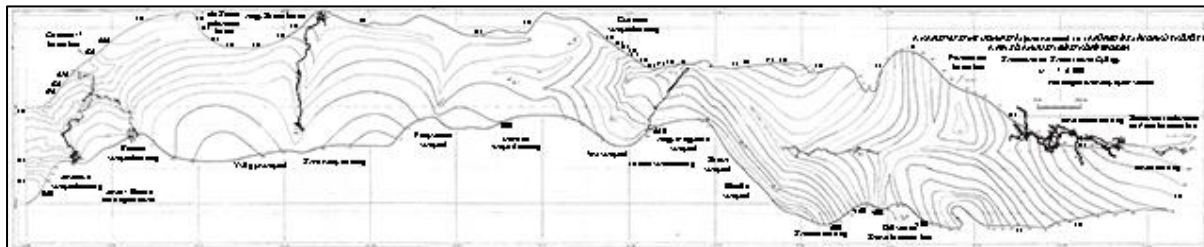
A repedéshálózatban a barlangalakító tényezők mindig a legrövidebb, és a legkedvezőbb áramlási sebességet biztosító utat választják. Ennek köszönhetően, egy karbonát karszton belül több vízkibocsátó nyílással (forrással) rendelkező, de beszivárgás és víztárolás tekintetében egységes, összefüggő karsztvízrendszer is kialakulhat.

Ilyen típusú karszt a felső- anizuszi mészkőréteg Bánkút és Lillafüred közötti szakasza, ahol valamennyi aktív barlangrendszer közvetlen és egyedi kapcsolatban áll a topográfiai vízgyűjtőjével (Ábra 27), a felszín alatt azonban a vízrendszerek egyesültek egy összefüggő karsztvízrendszerbe (Ábra 28).

Ábra 27. A felső- anizuszi mészkőréteg Lillafüred és Bánkút közötti szakaszán kialakult valamennyi karsztvízrendszer, és a Margit valamint Anna források topográfiai vízgyűjtő területei



Ábra 28. A Felső- anizuszi mészkőszáv karsztvízszintjének izohipszái Jávorkút és Lillafüred között A felnagyított változat csatolva – Appendix - 3.). Forrás: Szabó, L.G et Al., 1966,



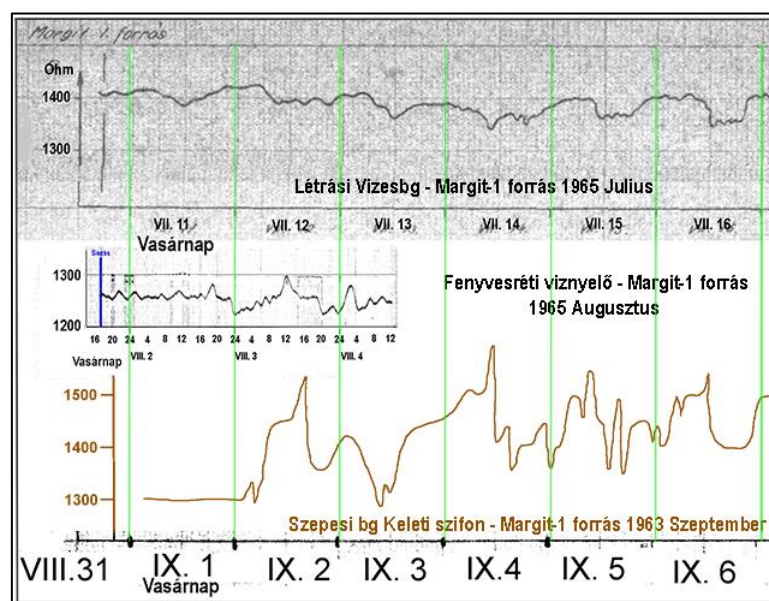
A fent mondott normákkal nem teljesen egyező áramlási viszonyok létezését valószínűsítette a **Margit forrás** oldott szilárd anyag tartalmában rendszeresen észlelt, viszonylag gyors fluktuáció, ami egy idegen vízáramlás szakaszos bekapcsolódására engedett következtetni. Az **oldott szilárd anyag koncentráció** látszólag szakaszos változását a forrásvíz elektromos ellenállásának szózásos nyomjelzés kísérletekhez kapcsolt folyamatos mérései tárták fel.

További vizsgálatok azonban a fluktuáló eseményt a Nyavalyáshegyi dolomit bányában a rendszeresen végrehajtott jövesztő robbantások karsztos víztárolókra gyakorolt lökéshullámai okozták, és észlelhetők voltak a Nagy Sebes és Szinva-fő (Csöves) forrásban is.

A forrásvíz ellenállás emelkedéssel jelzett oldott szilárd tartalmának napi szabályos csökkenése és a bányarobbantások összefüggésére az a tény hívta fel a figyelmet, hogy a szózásos nyomjelzések jelzett vizének megjelenését észlelő elektromos ellenállás mérések napi szabályossággal egyöntetű emelkedő ciklusokat mutattak azonos időben, de ezek a ciklusok nem társultak a klorid koncentráció növekedésével, **és általában nem jelentkeztek vasárnap**, a munkaszüneti napon (Ábra 29).

A felszín közeli robbantások lökéshullámai ideiglenesen a mélybe kényszerítették a kőzet karsztvízszint közeli interstíciáiban áramló vizet, ami tovább nyomta és kicserélte a forráshoz áramló, mélyebb szintű, és magasabb oldott szilárd koncentrációval jellemzett vizeket, ezért a magasabb szintről származó, és kisebb oldott szilárd tartalmú vizek jelentek meg az érintett forrásokban, emelkedést okozva a vizek elektromos ellenállásában. A lökéshullám átvonulása után a vizek visszatértek eredeti, hidrodinamikailag stabil környezetükbe egy aszimmetrikus, többé – kevésbé egy 24 órás frekvenciájú szinusz-görbében kifejezve a kapcsolódott változást az oldott anyag tartalomban végbement változást kifejező elektromos ellenállás értékekben.

Ábra 29. A nyavalyáshegyim dolomitbánya jövesztő robbantásainak hatása a Margit-1 forrásból kifolyó víz elektromos ellenállására.



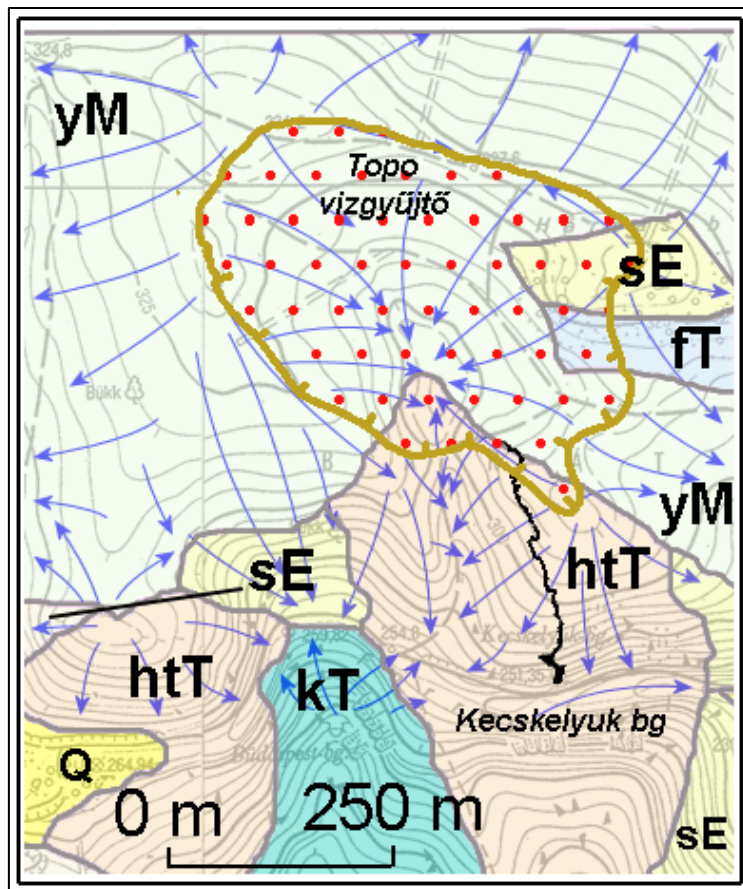
Egy másik atipikus példa a Kecskelyuk barlang esetében látható.

A **Kecskelyuk barlang** egyetlen turbulens beáramlásra alkalmas víznyelője a feltárt barlangtól Észak- Észak- Keletre, mintegy 83 méter távolságra fekvő teber központjában, a Miocén korú agyagos - homokköves üledékek és Triász

korú mészkő diszkordáns határa mentén helyezkedik el. A teber vízgyűjtőjén kívül más topográfiai vízgyűjtő nem tartozik a barlanghoz (Ábra 30).

A teber 235 Hektárnyi topográfiai vízgyűjtőjének 85.5 százaléka a Miocén korú üledékeken fekszik. A terület többi részét Eocén kori mészkő (18 Ha), elszigetelt Triász kori kis mészkő blokk (16 Ha), és a barlangot befogadó, szintén Triász kori mészkő egyik nyúlványa (5 Ha) teszi ki. Ez a jól azonosítható, rendkívül kis területű vízgyűjtő látszik szolgáltatni a barlangi patak viszonylag bő, állandó hozamát. Részletes vizsgálat azonban kiderítette, hogy a barlangot preformáló törés kiterjed a Miocén sorozat határáig, és a Miocén rétegvizeinek, valamint a Miocén rétegek által lefedett Eocén korú kagylós mészkő gazdag porozitásának megcsapolásából kapja a barlangi patak állandó hozamának jelentős részét.

Ábra 30. A Kecskelyuk barlang és topográfiai vízgyűjtője



A víz főleg turbulens áramlással folyik a barlangokban, lamináris áramlás általában a folyóvízi üledékkel elzárt szűkületeken keresztül fordulhat elő. A járatokat elzáró szűkületek sokasága azonban lamináris áramlásra kényszerítheti az eltömődött szakaszok közé zárt légtérben folyó vizet is.

A **Kecskelyuk** (Ábra 31 - 34) egy aktív folyóvízes barlang. Magas, tágas bejárata egy nagy terembe nyílik, amely nyugati oldalán meredek lejtő egy mennyezeti kürtő felé vezet.

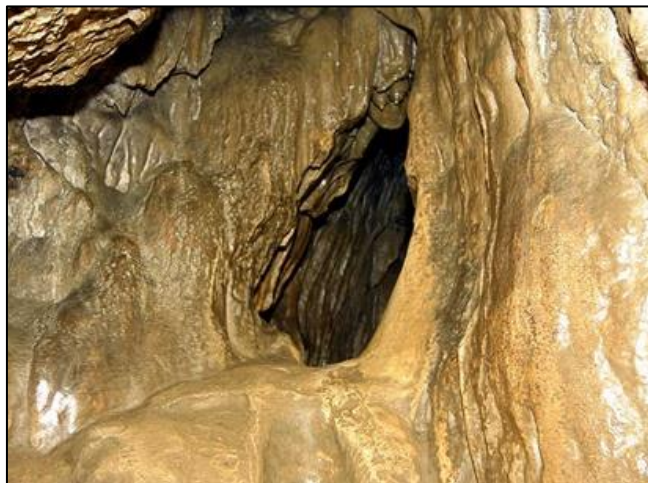
Ábra 31. Kecskelyuk barlang bejárata (Észak felé nézve)ű



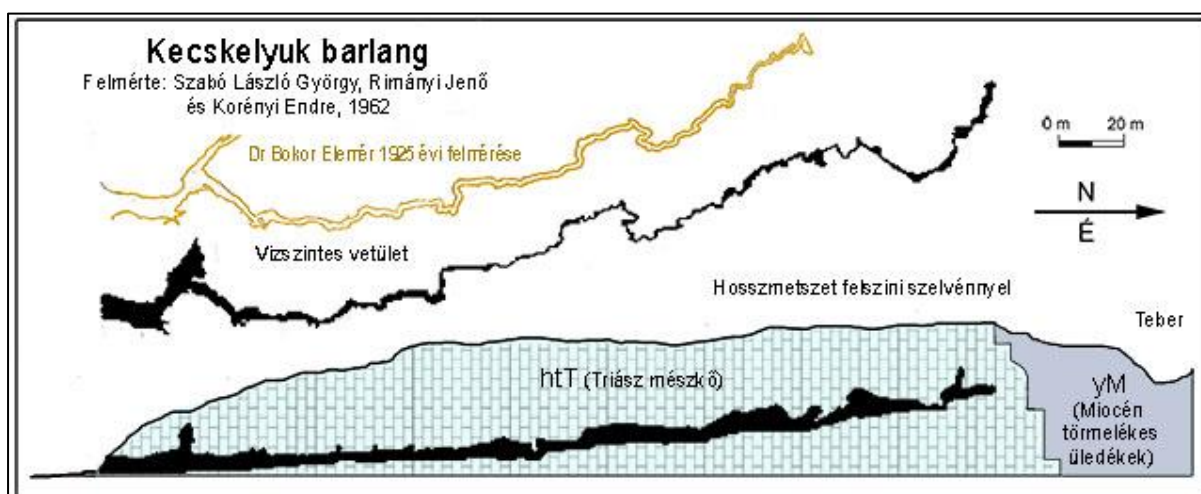
Ábra 32. A barlangfolyosó bejárata a bejárat nagyteremben – Kecskelyuk



Ábra 33. A folyosó leszűkülő vége - Kecskelyuk barlang (a bemutatott három fényképen jól észlelhető a barlangok preformáló, meredeken Nyugatra dőlő szerkezeti törés.)



Ábra 34. Kecskelyuk átmenő patakos barlang, vízszintes vetület



A terem keleti oldalán egy közel szintes folyosó nyílik (Ábra 32.), amelyből kishozamú patak lép be a terembe, és vize eltűnik, leszáll a terem aljzatát képező törmelékbe. A patak követhető végig a folyosó teljes, járható hosszában. A folyosó falain több mint 2 m magasságig széles, eróziós eredetű

szilnő barázdák gyakoriak, amelyek egykori, a mainál sokkal nagyobb vízhozamok áramlásáról tanúskodnak.

A barlangot preformáló É-ÉNy irányú, meredeken Nyugatra dőlő szerkezeti törés végig követhető a barlang teljes hosszában.

A barlang végső szakaszában kialakult víznyelő kürtők emelkednek, amelyek átmérői szűkek, járhatatlanok. A járat ismert végét egy erősen leszűkült járat képezi (Ábra 33.), ami egy felszíni teber csoport déli közelségében helyezkedik el.

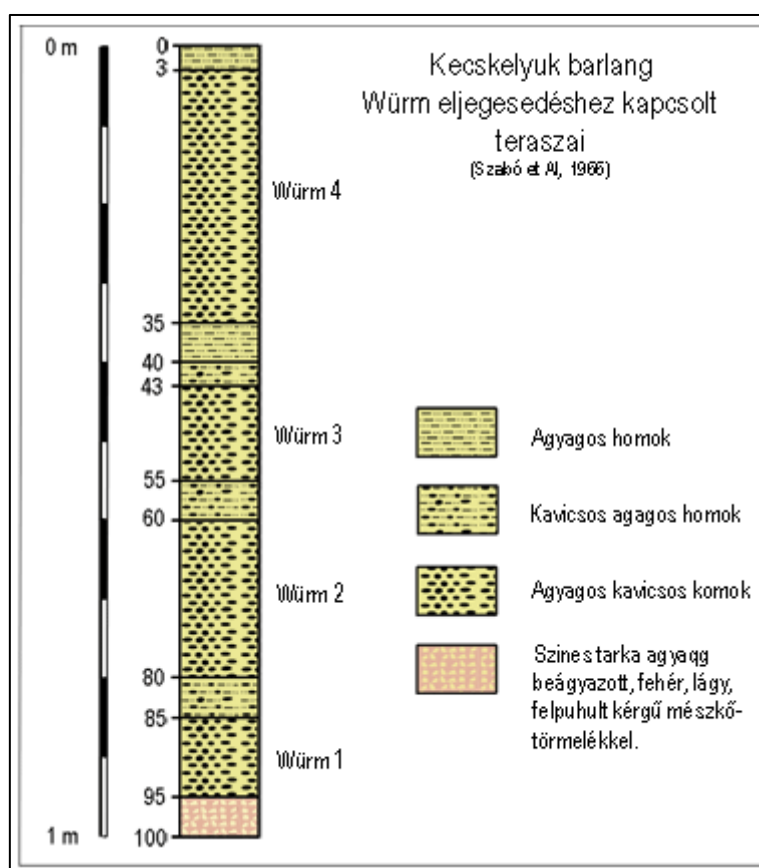
A barlang aktív patakos ágának gradiense 0.0762 m/m (Ábra 34 – Hossz-szelvény).

A folyosó keleti oldalán 0.8 - 1.2 m vastagságban kifejlődött, és összefüggő roncsban visszamaradt folyóvízi üledéksorozat látható négy jól fejlett kavics-homok- agyagos kőzetliszt üledékciklussal (Ábra 35.), amelyet a Szerző a Würm eljegesedéshez tartozó teraszokkal azonosított (Szabó, 1965, 1966). Az üledéksorozat felpuhult felületű, fehér mészkőtörmelékes, barna, sárga és vörös színekben gazdag, zsíros tapintású tarka agyagon nyugszik.

Kialakulása tekintetében a Kecskelyuk nagyban eltér a Bükk hegységre jellemző négy-emeletes barlangrendszerek típusától abban, hogy csupán a legalsó, Würm eljegesedéshez kapcsolt emelete fejlődött ki, és ez az emelet aktív, forrás nyílása pedig eltemetetlen maradt. Ennek okát a Szerző abban látja, hogy a barlang és környezetének alakításában a Miocén és Eocén kori rétegekből származó víznek volt szerepe. Ezeket a rétegeket a késő Pleisztocén letarolása nyitotta fel, hozta vizet felvevő és vízvezető helyzetbe. Ennek megfelelően, a Kecskelyuk vízrendszere nem rendelkezett egy megelőzően kialakult mélykarszti kapcsolattal, amely a forrás nyílást és

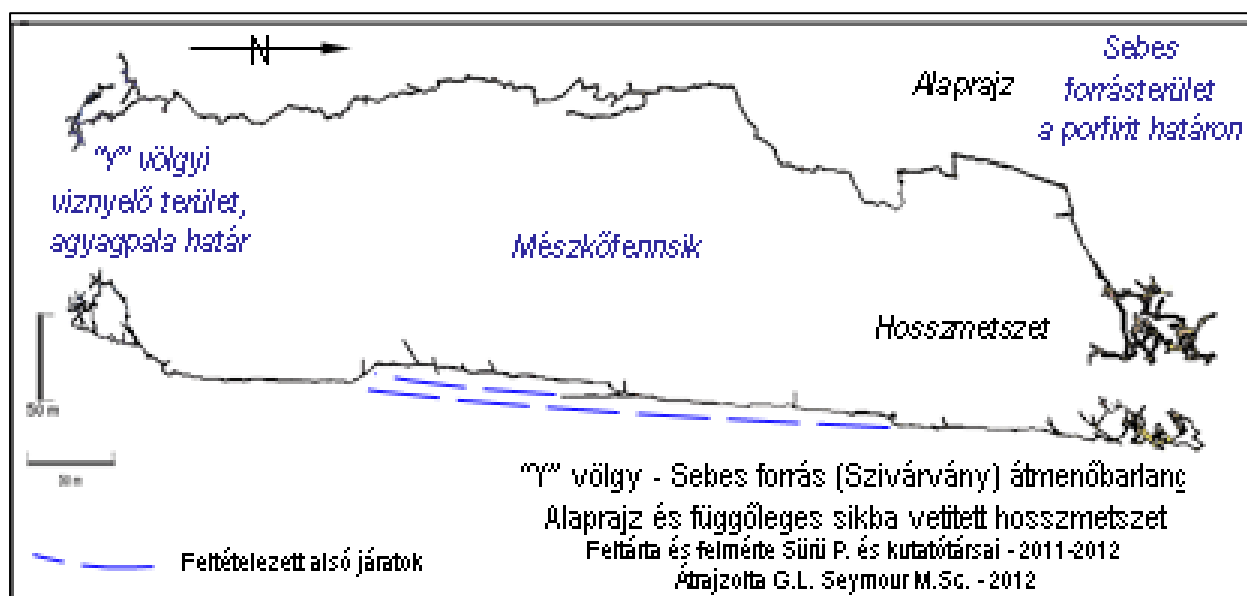
környezetét feltölthette volna mésztufával. A Kis Fennsík dél-keleti szegélyének folyóvizei pedig lerakták szállított törmelékeiket a Flóra forrás észak-keleti előterében kialakult üledékgyűjtőben. A Kecskelyuk előterében húzódó völgy a Würm befejező szakaszához kapcsolt feltöltése ezért erősen lecsökkent mértékben mehetett végbe.

Ábra 35. Würm eljegesedéshez tartozó folyóvízi teraszképződmény szelvénye a Kecskelyuk barlangban



A **Szivárvány** az első céltudatosan feltárt aktív átmenő barlang a Bükk hegységben (Ábra 36.). A barlang egy, a mészkőréteg csapását átszelő, és Nyugatra dőlő törés, valamint két rétegmenti elmozdulás mentén alakult ki. A nagyszerkezeti törésvonal jól látható a barlangrendszer egyetlen karsztforrásánál (Ábra 37).

Ábra 36. Szivárvány barlang, átmenő patakos rendszer



A barlang Délen, az "Y" völgyi agyagpala- mészkő határ mentén kialakult víznyelő ponttól az Északon elhelyezkedő Sebes forrás (Ábra 35.) között fejlődött ki. A kiömlési pont közelében kifejlődött tágas és zeg-zugos forrásbarlangi szakaszában két aktív, vizes barlangjárat egyesül a nyomjelzésvizsgálatok tanúsága szerint. A Szivárvány néven feltárt déli ág Délen kürtőkbe torkollik, a Fenyvesréti víznyelőhöz vezető keleti ága még feltárára vár. Az ismert járat aktív szintjét szifonok zárják el, ezek megkerülése a Bükk hegységre jellemző felsőjáratokon keresztül történt.

Számos kutató behatolási kísérleteit követve, beleszámítva Várszegi Sándor és Bányász Barlangkutató Egyesületének vízszintsüllyesztéssel végrehajtott bejutási erőfeszítését is, a barlangot az MLBE tagjai, déli kétharmadát Kiss János, északi, kevesebb, mint egyharmadát Sűrű Péter, a közbeeső kis részt pedig különböző barlangkutató egyesületek munkacsoportjai tárták fel.

Sűrű felmérése alapján a Szivárvány barlang aktív járatának gradiense 0.0727 m/m-nek adódott, ami jó egyezést mutat a hasonló szerkezeti törés

mentén kialakult Kecskelyuk barlang gradiensevel. Ebben a két, teljes hosszában megismert átmenő barlangban észlelt, csaknem azonos gradiensek együttese az Észak főirányú törések mentén kialakult barlangi főágak általános gradienseként tekinthető. (A csapás mentén kialakult barlangok gradiense ennél sokkal alacsonyabb, 0.0290 m/m a Jávorkúti víznyelőbarlang patakos ágának mintegy 80 méter hosszúságban megismert szakaszán.)

A forrás a Garadna völgybe torkoló Sebes - völgy mély bevágódásában bukkan a felszínre egy porfirit vízzáró réteg déli határa mentén, magasan a helyi erózióbázist képviselő Garadna- völgy felett. Vízhozama széles határok között, 20 l/pert és 2,000 l/perc között váltakozik.

A barlangrendszerhez egyetlen, (Nagy-) Sebes néven ismert forrás tartozik, bár magasabb szintű ágainak elaggott és időszakosan aktív forrásbarlangjai ismertek a Sebes forrás mindkét oldalán. A régi forrásbarlangok koncentrálódása tekintetében a Szivárvány barlang egyedülállónak tekinthető. Oka abban van, hogy a Pleisztocén legalább utolsó szakaszában a vízzáró porfirit réteg szűk "V" alakú bevágása határozta meg a kiömlő nyílás mindenkori helyzetét.

Ábra 37. Sebes forrás és nyári kis vízhozammal (Délre nézve)



Ábra 38. A Nagy- Sebes forrás tavaszi nagy vízhozama



A karsztrendszer felszín alatti folyói csupán abban különböznek a felszíni folyóktól, hogy medreik a karsztos kőzet belsejében, a felszín alatt alakultak ki, és azokat barlangoknak nevezik (Tábla 8.).

Tábla 8. A felszíni, és karsztos (felszín alatt) kialakult folyóvízrendszerek összehasonlítása

| Komponens | Felszíni folyó | Barlang |
|--|--|--|
| Vízgyűjtő, folyóhoz irányuló lejtők | Összefüggő lejtőkből álló, alkalmilag lefutó felszíni vizek színtere. | Alkalmilag lefutó felszíni vizek színtere. Tartalmazhat vízvásztató hátságokkal elkülönített területeket, ha azokat összekapcsolja a barlangrendszert preformáló töréshálózat. |
| Becsatlakozó időszakos és állandó vízfolyások | A vízgyűjtő felszín erei, patakjai, amelyek a felszín lefutó vizet a főmeder víztestébe gyűjtik. | A vízgyűjtő felszín erei, patakjai, mélyégbe vezető víznyelő járatok, amelyek a felszín lefutó vizet a főjáratú folyó víztestébe gyűjtik. |
| Oldalágak | Becsatlakozó felszíni folyó-vizek | Becsatlakozó barlangjáratok |
| Főmeder | A helyi erózióbázis szintjén felszínbe vágódott csatornák | A közettömeg belsejében, a helyi erózió bázishoz többnyire szintesen kialakult légtér csatornák |

| | | |
|--|--|--|
| Árterület | A folyó mentén elhelyezkedő alacsony térszínű terület, amelyre a folyómeder kapacitását meghaladó vízhozamok kiléphetnek, és lerakhatják lebegve szállított eróziós törmelékük jelentős tömegét. | A barlangnak nincs árterülete a vízszintes síkban. Rendkívül nagy hozamok esetében a barlangba belépő nagy víztömeg eláraszthatja a barlang inaktívvá vált magasabb szintjeit, melyek inaktív, magas térszínű forrásai időszakosan megnyílhatnak. |
| Folyómederhez csatlakozó nyílt tükrű vízáramlások | Betápláló, laminárisan vezető vízáadó rétegek | A karsztos tömeg elsődleges (összekötött szöveti pórusok) és másodlagos (repedezett) porozitásából betápláló lamináris vízáramlások |
| Folyómederhez csatlakozó nyomás alatti vízáramlások | Betápláló és megcsapoló artézi rendszerek | Betápláló és megcsapoló mélykarszti rendszerek |
| Torkolat | A nagyobb víztesthez csatlakozás pontja jellegzetes tölcsér, vagy delta kifejlődésű kapcsolódással ömlik a regionális / globális erózióbázist alkotó víztömeghez | Felszínre bukkanás és felszíni víztesthez csatlakozás pontja jellegzetes forrásbarlang kialakulási formával |

Geomorfológia tekintetében Szabó et Al (1968, pp. 12-13) a következőkben azonosította a felszíni folyók jellegzetes szakaszait a felszín alatti barlangi folyó szakaszaival:-

- Felsőszakasz:- függőlegestől meredek dőlésű víznyelő barlangágak összessége, amelyben főleg eróziós hatások uralkodnak.
- Középszakasz:- közel vízszintes folyókkal, alján hordalékágyban kialakult patakmederrel, falain eróziós szinlőkkel, alján gyakori mésztufa bekérgezéssel és betelepült mésztufa gáttal jellemzett barlangszakasz.
- Alsószakasz:- a karsztforrás mögött helyezkedik el, külső hatások benyomulása miatt erősen üregesedett, omladékos, tágas termekkel

és szűk összekötő folyosókkal, részleges, vagy teljes feltöltéssel jellemzett szakasz.

2. A KARSZT LAMINÁRIS ÁRAMLÁSA ÉS HELYSZÍNÉNEK VIZSGÁLATA

A karsztfelszín gyakran fedett különböző vastagságú fiatal, többnyire áteresztő, szemcsés - törmelékes üledékes kőzetekkel, amelyeket talajtakaró borít. Más esetekben a nyílt karsztos felszín többnyire oldásos mélyedéseit, üregeit (karrok) többnyire humuszos talaj tölti ki.

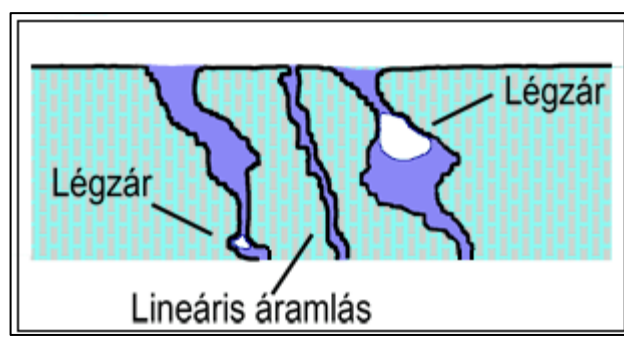
A karszt felszínén kialakult centiméterektől néhány deciméterekig terjedő vastagságú karros zónában a könnyen oldódó tiszta mészkőrtegek, valamint a repedezettség átformálódtak. Barázdák (ördögszántás), apró üregek és csatornák hálózata keletkeztek a víz fokozott vegyi oldó hatásának, valamint fagyhatás és egy minimális erózió eredményként. Ezek a tágas mikro-üregek nem alkalmasak lamináris áramlásra. Mivel a felszínen, vagy közelében helyezkednek el, rendszeresen elvíztelenednek, kiszáradnak majd újra felöltődnek. A karros zóna sok tekintetben hasonló a kielégítően tanulmányozott feltalaj vízvezetőhöz abban, hogy hajlamos kiszáradásra, a mikro-üregeiket kitöltő vizet gáz, levegő cseréli ki. Hasonlóan a feltalajhoz, a kiszáradt áteresztő karr nyílások érdemi újratöltődésük előtt a falainak nedvesítése, majd az üregek légtelenítése és feltöltése szükséges ahhoz, hogy az alattuk elhelyezkedő repedezettség által diktált lamináris vízáramlás beinduljon bennük. Laza talaj esetében ezt egyszerűsíti a porózus tárolás és szemcseközi áteresztés, mivel a

levegővel töltött mikro-üregek gáztalanítsa nem ütközik akadályba a talaj lazaságából eredő alakváltozás miatt.

A karros apró üregek elvítelenedése nem jár ilyen egyszerű következménnyel.

Az üregek feltöltődése során egy nagy intenzitású eső gyors beszivárgása hajlamos légbuborékok bezárására, amelyek légzárakká fejlődhetnek ki (Ábra 39.), a légzárak pedig megakadályozzák a további beszivárgást. Ezért egy kiszáradt karros felszínre hullott zápor vizének jelentős része felszíni elfolyásra kényszerül.

Ábra 39. Légzárak és lamináris beszivárgás a karros felszíni zónában



A légzárak felszámolása rendkívül lassú folyamat, mert a légteret feltölteni képes víz csupán a falakon lassan terjedő vízhártyában képes a buborék alá hatolni. A vízhártya előnyomulását viszont rendkívül lelassítja a légbuborék rugalmas összenyomhatósága, ami a felette fekvő vízoszlop nyomását egyenlő nyomással ellensúlyozza. Ezért a vízhártya előnyomulása rendkívül ritkán oldja fel a légzárat belátható időn belül. Gyakoribb az, hogy a gyors záport követő száradás során a buborékot

bezáró vízoszlop elpárolog. Ennek tudható be az, hogy egy kiszáradt felszínre hullott zápor hatása nem, vagy csupán nagy késéssel, és kismértékben észlelhető a barlangi csepegés intenzitásában.

Egy kis intenzitású, hosszan tartó eső gyorsabban és hatékonyabban teljesítheti a kiszáradt nyílások feltöltését, mint nagy intenzitású záporok. Kis intenzitású csapadék lassú beszivárgása előbb nedvesíti a nyílások falait, és csak azután tölti fel az üregeket a nedves hártárában és azon áramló vízzel, ami az üreget alulról felfelé töltve lassan kizárja a levegőt.

E jenségnek nagy szerepe volt az 1958-as lillafüredi árvíz (Szabó et Al, 1966) és a 2006, évi, súlyos biológiai szennyeződést is okozó Bükk hegységi árvíz kialakulásában, amit Lénárt (2006, 2007), és a Vízszennyezés Feltáró Bizottság (Kádár, S. et Al, 2006) kielégítően dokumentált csapadék és vízszint adatsorokkal, de gyenge koordinációval és a felelősség kérdésének elvárható vizsgálata nélkül ismertetett.

A **tényleges lamináris beszivárgási zóna** a karos kifejlődésű vékony zóna alatt kezdődik, kapilláris emelkedésre is alkalmas, és kis átmérőjű vízvezető rések hálózata jellemzi. Tartalmazhat nagyobb üregeket, de azok csupán a tároló kapacitást növelik, az uralkodó lamináris áramlás átlagos sebességét nem, mert azokból a kiáramlás a résekben elérhető lamináris sebességgel történik (üvegnyak elve).

A lamináris beszivárgási zónából származik a barlangban észlelt csepegés vize, valamint a karsztvízszint magasságának emelkedését

okozó vízmennyiség, és az ahhoz kapcsolt hosszú időszakos forráshozam növekedése.

Mivel ebben a lamináris beszivárgási zónában a víznyomás egyenlő a légköri nyomás, valamint a nyílásokon keresztül összekapcsolt víztömegben fellépő hidrosztatikus nyomás összegével az adott ponton, az oldott szilárd anyagot domináló hidrokarbonát magasabb koncentrációban képes oldatba lépni, mint a légköri nyomás alatt álló karsztvizekben. A légterés barlangi üregbe belépett víz nyomása atmoszférikusra csökken és az így túltelítetté vált oldat az oldott karbonát felesleg kiválásához, cseppkőképződéshez, valamint barlangi kalcit bekérgezések kialakulásához vezet.

A beszivárgási zónában tárolt víz jelentős mennyiségét jelzi az, hogy -

- az árhullámok lefutása után a karsztforrások képesek állandó jellegű, bár erősen csökkent hozamokat biztosítani még egy anomáliásan hosszan tartó, rendkívül száraz. időszakban is, és

a cseppkőképződés folyamatos a hidrológiai éven keresztül olyan mértékben, hogy az évi bő és alacsony vízhozamok váltakozása vizuálisan észlelhető a cseppkő keresztmetszetén, mint évgyűrűk a fában. A cseppkő évi növekedése mérhető, a többéves nedves és száraz nagyciklusok is megkülönböztethetők.

3. Az 1958. és 2006. évi karsztárvizek összehasonlítása

Méreteiben a 2006. évi Bükk hegységi karsztárvíz mérsékeltebb volt, mint az 1958-as bükki árvíz annyiban, hogy az utóbbi súlyos rombolást végzett, felszakította a beton alapzatú egri műutat Lillafüreden, Miskolc városban kilépett medréből anyagi károkat és vészhelyzetet okozva. 1958-ban a jelentős záporokat megelőző időszak hosszantartó, kisintenzitású esőzése nedvesítette, gáztalanította és feltöltötte a karros zónát, a beszivárgó rendszer ideálisan vízvezető állapotba került. A későbbi erős záporok ezért maximális vízvezető képességű kőzetfelszínre hullottak, a karszt maximális sebességgel töltődhetett fel (Tábla 9.).

*Tábla 9. Az 1958-as lillafüredi árvízhez vezető napok csapadék adatai
(Szabó et Al, 1966)*

| Mérőállomás | Csapadék, mm | | | | |
|-------------|--------------|---------|---------|---------|----------|
| | Jun. 10 | Jun. 11 | Jun. 12 | Jun. 13 | Összesen |
| Lillafüred | 0.6 | 66.0 | 44.8 | 1.4 | 112.8 |
| Garadna | 0 | 71.0 | 80.3 | 6.2 | 157.5 |
| Jávorkút | 0 | 68.0 | 81.2 | 15.9 | 165.1 |

1958 június 12-én és 13-án a fennsíki víznyelők és többségének vízvezető nyílásai nem voltak képesek befogadni a beléjük folyó víztömeget, mélyedéseikben a víz örvénylő tavakba halmozódott fel. A fennsík peremi völgyiben lefutó vizek kiléptek medreikből, és elárasztották a völgytalpakat csaknem teljes szélességben.

Amikor az aktív barlangjáratokban folyó árvízi hozam meghaladta a forrásokhoz közeli, és gyakran leszűkült szakaszok, és a törmelékes üledékkel elzárt szifonok járatainak áteresztő kapacitásait, valamint az

aktív forrasszájakat gyakran elfedő üledékek áteresztő képességét, a víztömeg visszatorlódott a karszt belsejében. Következésképpen a karsztvízszint magasan a forrasszájak fölé emelkedett a barlangrendszerben, elérte és elárasztotta az István barlang turista járatait, ajtáján ömlött ki a víz. Az 1958-as észlelési naplók szerint új és ismeretlen források indultak meg 5 - 15 méter magasan a Felső- Szinva- völgy talpa felett.

A Soltész akna - Golgota barlang térségében az István rendszerben felhalmozódott víztömeg túlnyomása áttört egy eltömődött, addig (1958) ismeretlen járaton keresztül, és átszakította a beton alapzatú egri műút felszínét. Az út középvezetől kissé Keletre elhelyezkedő középponttal egy három méter átmérőjű kráter keletkezett, amelyből egy 2 - 3 méter magas vízoszlop emelkedett az út fölé.



A feltört vízoszlop magassága legalább 2.4– 3.0 körüli atmoszférikus nyomást, és annak megfelelő legalább 25 méter körüli nettó vízszintemelkedést jelzett a súrlódás leküzdéséhez szükséges nyomás felett, a vízfeltörés eredeti, a későbbi Soltész aknával feltárt túl- és

visszafolyó szifon mögött felépült, a szifonban leggyakrabban észlelt vízálláshoz viszonyítva. A vízfeltörés csökkenő magassággal folytatódott közel két napon keresztül.

Ábra 40. tanúsága szerint a 2006-os árvíz esetében a fent mondottak mellett nagy szerepe volt annak is, hogy a rendkívül csapadékos évben a karros zóna feltehetőleg nem száradt ki a májusi hóolvadást követően június végéig.

Ábra 40. digitalizált részletei szerint kb. június 10-én a karszt tároló kapacitása rendkívül magas szintre töltődött fel (kb. -233.3 m (kb. 546,3 m Bf), mintegy 20 méterrel meghaladva a hóolvadás levonulását követő alacsony vízszintet), s azt követően gyors, lineáris irányzattal süllyedni kezdett.

A június 27 körüli kb. 40 mm napi csapadék még jól látható relatív emelkedést (a meredeken süllyedő irányzatban jelentkező törést) okozott a karsztvízszintben. A kialakult és hosszan tartó rendkívül magas gradienseken nagymértékben felgyorsult a lamináris áramlás, és a katasztrófát fokozó jelentős víztömegekkel növelte a barlangjáratokon átvonuló, esőzésekből elfutó magas, turbulens árhullámok hozamait.

A július 23 körüli egy napi 38 mm csapadék hatása már nem jelentkezett az NV-17. kút vízszint diagramján. A több mint három hétig tartó szárazság során a karros zóna nyilvánvalóan kiszáradt. A feltehetően gyors eső következtében légzárak alakultak ki a karros zónában, amelyek megakadályozták az érdemi beszivárgást.

(Megjegyzés:- A Szerző rendelkezésére álló, szintén Lénárttól publikációiból származó ábrák (2002, 2006) digitalizált adatai szerint az NV-17 számú fúrásban észlelt 2006-os árvízi szintet megközelítő karsztvízszintek alakultak ki-

- 1995-ben, kb. -238.0 m (kb. 541.6 m f), és
- 2000-ben, kb. -236.5 m (kb. 543.1 m f).

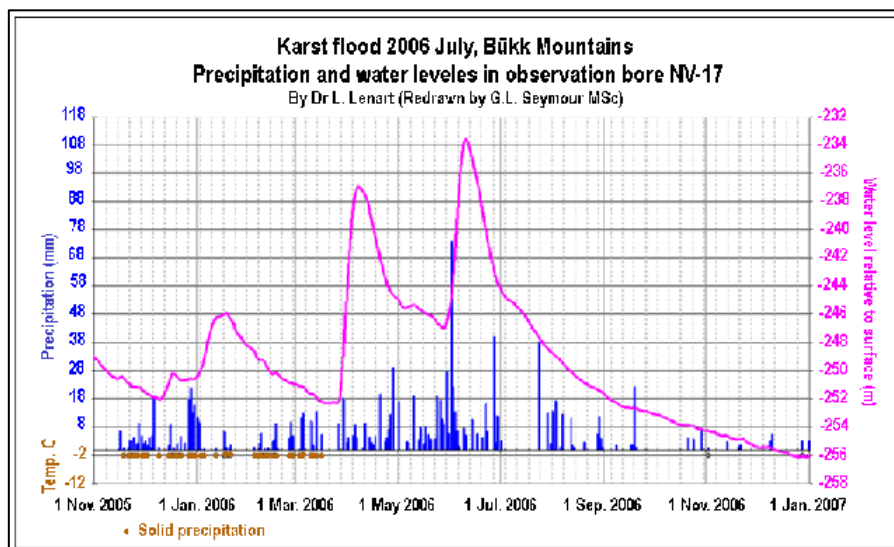
Tanulságos lehet egy történelmi visszapillantásban megvizsgált, vajon

- azok a vízszintek együttjártak-e az 1958-as és 2006-os katasztrófákat közelítő karsztárvizekkel,
- egy kritikus vízszint egyedül, vagy milyen más tényezőkkel párosulva képes-e megbízhatóan előrejelenezni egy, a tapasztaltakhoz hasonló katasztrófális karsztárvizet?

Ide vonatkozó adatbázis nem áll a Szerző rendelkezésére.)

Figyelemre méltó, lényeges különbség a két karsztárvíz között abban van, hogy az 1958. évi árvíz nem párosult a vízellátás szennyezésével, a 2006-os árvíz viszont súlyos, fekáliás eredetű bakteriológiai szennyeződést és ahhoz kapcsolt járványt vezetett be Miskolc város lakosai soraiba.

Ábra 40. 2006-os Bükk hegységi karszt árvíz, napi csapadékok és vízszint változások NV-17. megfigyelő kútban



Ez az alapvető különbség arra mutat, hogy a korábbi várostervezés, vízellátás, közegészségügy, szakmai konzultánsok, érdekelt ipari és társadalmi szervek szakemberi tudatában voltak Miskolc város karsztvíz alapú vízellátása sebezhetőségének és a szennyezés megelőzése kívánalmainak. Ezt tükrözik a források védőidoma területének 1978-ban történt lehatárolása, majd módosítása 1987-ban (Lénárt, Dátumozatlan) és a források védelmét biztosító alapvető közegészségügyi tilalmak kihirdetése is, amelyek betartásának ellenőrzését a később jövő hatóságok és érdekelt szakemberek sajnálatos módon elhanyagolták, a közegészségügy, a víz szolgáltatók és szakmai konzultánsai pedig nem szorgalmazták. Így történhetett meg az, hogy fekáliás és szerves hulladék felgyűlt a karszt beszivárgási felszínén, elszennyezte a források „védett” vízgyűjtőjét, és csak arra várt, hogy egy nagyobb esőzés tömegestől,

járványt okozó mennyiségben bemossa az ivóvíz rendszerbe, a háztartásokba. Ez történt 2006-ban.

Ezek a tilalmak, vonatkozó szakismeretek, valamint a társult professzionalizmus és kötelességtudat elsikkadtak az évtizedek, az önérdkek ápolása és személycserék során. Miskolc város vízellátásának nyitva hagyott sebezhetőségére a természet brutális válasza volt a 2006. évi fekáliás eredetű bakteriológiai ivóvíz szennyezés és járvány..

4. Visszaesés a szakmai barbárizmusba

Ez a visszaesés a szakmai barbárizmusba 1966-ban kezdődött, amikor a szakérettségis káder, „Dr.” Juhász András geológus mérnök, „Akadémikus és Karszt hidrológiai Szakértő” valamint érdekközösségi társa, Gerhard Kálmán a Miskolci Vízművek főmérnöke és a Magyar Hidrológiai Társaság Miskolci csoportjának elnöke, feloszlatták a Karszt és Karsztvízkutató Szakosztályt azzal az indoklással, hogy a Hidrológiai Társaság feladata nem terepi, hanem „tudományos kutatás”, tagjait pedig kizárták, mert azok nem kötelezték el magukat írásban arra, hogy Juhászt feltétel nélkül szolgálják. Az így elveszített tagságot pedig majd „iskolás gyerekek” beszerzésével pótolják.

Ebben a Hidrológiai Társaság elnökének. Dr. Alföldi Lászlónak is jelentős szerepe volt annyiban, hogy a Szakosztály tagsága két ízben kérte írásban

Alföldit arra, hogy vizsgálja felül a Miskolci Elnökség határozatát. Alföldi mindkét kérést figyelmen kívül, válasz nélkül hagyta. A továbbiakban Juhász pártvonalon politikai üldöztetést kezdeményezett a Szerző ellen, külföldre menekülésre kényszerítve őt 1966 októberében, és együttműködést követelve, kizárással fenyegette a volt szakosztály miskolci egyetemen tanuló tagjait.

Mindez csupán néhány hónappal követte a Szakosztály rendezésében megtartott legsikeresebb szakmai összeövetelt, „Karszt Ankét 1966”-ot amelyet a megjelent szaktekintélyek, Dr. Vitális Sándor, Dr. Vadász Elemér (ELTE), Dr. Balogh Kálmán, Dr. Kiván Pál (MÁFI) és Dr. Kessler Hubert (VITUKI), nyilvánítottak sikeresnek és buzdították a tagságot a munka folytatására.

Sajnálatos módon, a Juhász – Gerhard féle szakmai barbarizmus és szakmai etikájuk hiánya ma is jellemzője a magyarhoni karszthidrológiai kutatásnak. Ezt tanúsítják a tények, miszerint Miskolc város vízellátását három súlyos, fekáliás eredetű bakteriális vízszennyezés érte az elmúlt alig 20 évben, amelyek következtében 5000 főre kiterjedt járványos fertőzés történt Miskolc városban, valamint a vízellátás két, magas költséggel létesített, és számottevő forrását ki kellett zárni a vízellátásból:-

1. Az Anna barlangi források elszennyezése

A forrásokat Dr. Kessler Hubert, a VITUKI főmérnöke vizsgálta és kapcsolta be a vízellátásba (Kessler H., 1953) költséges forrás feltáró vágatok hajtásával és csőfektetéssel. Az elszennyeződés oka az volt, hogy a Garadna- völgy népessége, a lakó- és üdülőházak, valamint azokat szolgáló létesítmények száma erősen megnövekedett a

közegészségügyi létesítmények és szennyacsatornázás megfelelő fejlesztése nélkül. Ezek hiányában a fekáliás és egyéb szerves hulladékok a talajba mélyített emésztőgödrökben kerültek elhelyezésre. Az évek során ezek a szerves szennyezők és a bennük kifejlődött mikrobiológiai kolóniák leszivárogtak a Hámori tóba, ahol algák, és azokkal társult nem kívánatos organizmusok feldúsulásához vezettek, amelyek a tó vizével, hidrosztatikus nyomása alatt beszivárogtak a dolomit alapzat alul fekvő vízrendszerébe, az Anna barlangi források karsztvíz rendszerébe, elszennyezve azt.

2. **A 2006. évi fekáliás forrás szennyezés és azzal együtt járó járványos megbetegedések**, amelyek a nem kielégítő forrásvédelmi intézkedések, illetve azok betartását sem szorgalmazó intézkedések elhanyagolásából eredt. Ennek következtében a fekáliás és egyéb szerves szennyeződés erősen feldúsult a források topográfiai vízgyűjtő és beszivárgási felszínén egy jelentős esőzésre várva, amely bemossa a fekáliás és szerves szennyező anyagokat az aktív forrásrendszerekbe. Ez történt 2006. évben.

A 2006. évi karszt árvízhez kapcsolt ivóvíz szennyezés pikantériája az, hogy azok a víz- és egészségügyi szakemberek vizsgálták a vízellátás szennyeződésének körülményeit, akik hanyagsága előidézte azt. Így nem véletlen, hogy a tényfeltáró jelentés (Vízszennyezés Feltáró Bizottság, Kádár, S. et Al, 2006) néhány szennyező pont és az ivóvíz fekália eredetű bakteriális szennyezés

azonosításán túl semmitmondó volt a valós okok, a szakmai és hatósági kötelességmulasztások tekintetében.

3. **A Szinva fő- (Csöves) forráson Léczfalvy (1970) által, jelenős társadalmi befektetéssel létesített vízkivételi mű vizének fekáliás elszennyezése.** Ebben az esetben a kompetencia hiánya mellett a szakmai etika kérdése is felmerül ugyanis az oroszúti Lovas tanya létesítésének engedélyezéséhez egy szakértői véleményre volt szükség, amely szerint a létesítmény emberi, állati fekáliás és egyéb hulladéka nem veszélyezteti a vízellátást biztosító karsztforrások tisztaságát.

Ezt a szakvéleményt Szlabóczky, P, (1999) geológus mérnök bocsátotta ki. Munkája, úgy tűnik, csupán részben tükrözi a valóságot. Szlabóczky szakvéleménye ma már elérhetetlen, a nyilvános forrásokból törölték, és másolatait eltávolították az Internetről. Csupán a felhasználók által hivatkozott és idézett részletek maradtak fenn a közarénában. Ezek között van egy terhelő dokumentum, Szlabóczky vízföldtani térképe Oroszkút és a Szinva- főforrás környezetéről (Appendix 2.). Ezen Szlabóczky látszólag nem jelöli egyértelműen az Oroszkúti víznyelőt, és nem jelezte a víznyelő és a forrás bizonyított összefüggését sem, ami 1961 óta ismert volt (Gyenge, L, (1961) és Appendix 1.), és amely vizsgálatának a hitelességét Magyar Gábor, a VITUKI geológusa igazolta, végrehajtását pedig a Miskolci Városi Vízmű 350 kg sóval és gépkocsi szolgáltatásával segítette.

A hiteles nyomjelzéssel bizonyított közvetlen hidrológiai összefüggés helyett Szlabóczky két fiktív hidrológiai áramlást jegyzett be térképébe. Mindkettő Oroszkút környezetéből indul. Egyik, a D-i, a Szinva Felső- és Fő-források között nagyjából félúton, a műút K-i oldalán vulkánit törmelékből fakadó két kis forráshoz vezet, A másik, É-i áramlás, a

kiszáradt Jakab forráshoz irányul. Ezekkel ellentétben Gyenge nyomjelzése kifejezetten a Szinva Fő- forrásához mutatott kétségtelen kapcsolatot, a jelzett víz megjelenését a bővizű tényleges Szinva- Fő (Csöves) forrásban észlelte.

A szózásos összefüggés-vizsgálatot Gyenge Lajos végezte el 1961 Juliusában Magyar Gábor, a VITUKI geológusának a jelenlétében.

Gyenge Lajos vizsgálati eredményei kiváló hidrológiai kapcsolatot jeleztek. A jelzett víz rekord sebességgel, 12 óra és 20 perc alatt, 128.9 m / óra sebességgel ért le a Szinva Fő- forrásához. Ez többnyire nyitott, légtér és szabad folyást biztosító vízvezető járatokra mutat.

Szlabóczky és Smaragd (Smaragd-GSH, 2012) szakvéleményére és földtani térképére utalva Horányiné et Al (Dátumozatlan) a következő téves következtetésre jutottak:-

"A szóban forgó problémás terület vízáramlási viszonyait tekintve a felszíni és felszín alatti vízáramlás iránya ellentétes. Ez azt jelenti, hogy ez a terület időszakosan valóban a Szinva forrás felszíni, felszín közeli ráfolyási területe, ahonnan szennyeződés kerülhet a forrástérbe. Azonban a felszín alatti hidrológiai viszonyokat vizsgálva a hidraulikus gradiens Miskolctapolca irányába [DK-re] mutat".

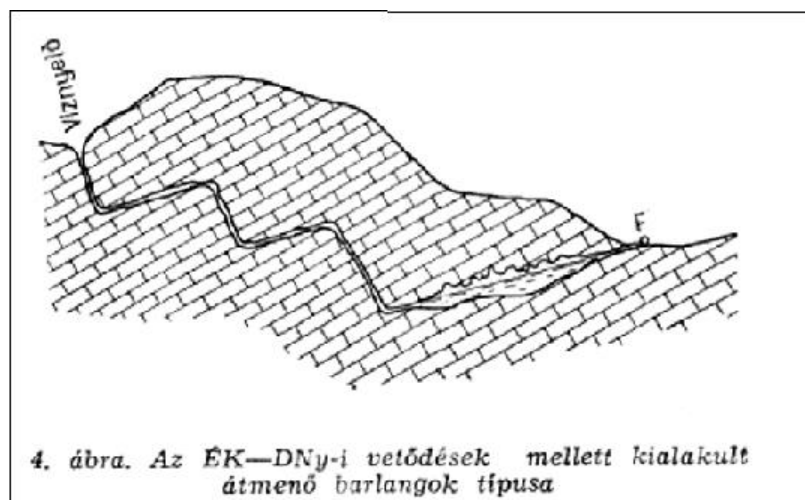
Horányiné kijelentése arra mutat, hogy - bár a domborzat ráfolyást mutat ÉNy felé, Miskolctapolca irányából (Dél- Keletről) a Szinva főforrásra, - Gyenge Lajos nyomjelzett vize az Oroszkúttól Észak- Nyugatra a természetes nyugati lejtő fölé **emelkedő (??) speciális hidraulikus Keleti gradiens** felkapaszkodva folyt le (vagy fel ?) a Szinva főforrásba többnyire nyitott és - feltehetően - emelkedő karsztjáratokon keresztül. Ez,

és hasonló képtelenségek a lejtőn felfelé folyó vízről gyakran jelentkeztek a Bükk- hegységi karszthidrológia vizsgálati eredményei között.

Példák erre:-

- Az Istvánlápai barlang Keleti szifontótól a jelzett víz **felfolyt** a magasabb térszínen fakadó Eszperantó forráshoz (Juhász, 1973),
- A Pénzpataki barlangból **felfolyik** a jelzett víz a 106 méterrel magasabban fekvő Garadna forráshoz (Kordos, 1982).
- Juhász és Pálffy 14.7 fokban emelkedő vízszintje, a **gravitációs meghajtással felfelé folyó barlangi patak esetében (Kiegészítő ábra 1.** Forrása: Hidrológiai Tájékoztató, 1972, Pp. 61 - 65, 4. ábrája).

Kiegészítő ábra 1. Gravitációs meghajtással felfelé folyó patak, Juhász és Pálffy, 1972, Pp 61-65, 4. ábrája.

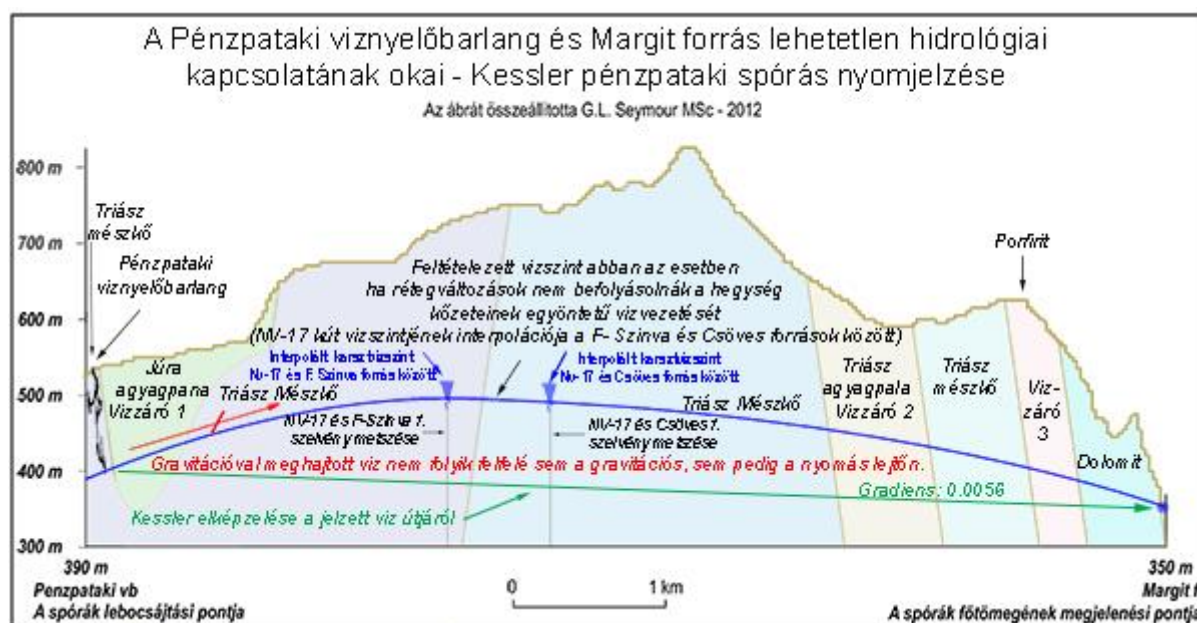


- Kessler Hubert (VITUKI, (1965)) Licopodium Clavatum spórákkal jelzett, és a Pénzpataki víznyelőbe lebecsájtott jelzett vize szerint a Margit forrásban jelent meg. Ehhez **a jelzett víznek gravitációs meghajtással fel kellett volna folynia a Bükk hegység központi, K - Ny irányú belső karsztos vízvásztó tetejére, az Nv-17 és M-6 kutak vízállásainak extrapolációja szerint mintegy 50 méterrel magasabb szinten fekvő hátságára,** majd 90 métert leereszkednie az északi oldalán ahhoz, hogy a jelzett víz a Margit forrásban megjelenhessen (Kiegészítő ábra 2).

Kessler szerint a Pénzpataki víznyelőbe beadagolt spórákat megfestette egy kopásnak ellenálló festőanyaggal. Azonban kollégája, Sárvári I. - a VITUKI munkatársa, és a nyomjelzés egyik résztvevője - szóbeli közléséből

(Szabó,1960) köztudatba került a tény, miszerint a spórák **festetlen** állapotban jelentek meg a megfigyelt forrásokban. Szerintük a festék lekopott a spórákról hosszú útjuk során és valamennyi megfigyelt 16 forrásban festetlen állapotban, legnagyobb tömegben pedig a Margit forrásban jelentek meg.

Kiegészítő ábra 2. Az Nv-17 és M-6 kutak által jelzett vízválasztó hátság a Nagyfennsík alatt, amelyre „felkapaszkodott” a spórával jelzett víz.



Mikrobiológiában és patológiában specializált orvos szakvéleménye szerint a megfestett biológiai specimenekről, baktériumokról és spórákról nem kopik le a biológiai festékanyag.

Kessler talán nem volt tudatában annak, hogy a *Licopodium Clavatum* (kapcsos korpafű) honos a Bükk hegységben, és különösen gyakori a Margit forrás térségében. Plankton hálókival nyilvánvalóan a források természetes spóra szennyeződését észlelték, a víznyelőbe beadagolt festett spórák pedig kiszűrődtek a vízjáratok agyag dugóin (Szabó et Al., 1966).

Ebben a súlyosan kompromittált szakmai és etikai környezetben a Juhász és Gerhard érdekközösségnek nem volt más választása a szakmai és társadalmi pozícióik megtartásához, mint felszámolni a Karszt és Karsztvízkutató Szakosztályt, tagjait elnémítani, és végül az érdekközösség számára

elérhetetlen szakmai és etikai színvonalak minden idők legmélyebb pontjára süllyesztése, mert csupán így, a kritika felszámolásával remélték fenntartani magukat társadalmi és hivatali pozícióikban. Ezt szolgálta

- A Szerző politikai üldöztetése, és a volt tagok megfélemlítése, elnémítása.
- Az ez ideig legsikeresebb, Darcy (1856) és Theiss (1935) munkásságán alapuló, és Alan Freeze et Al (1979). munkájában tökéletesen értelmezett hidrogeológia és hidraulika, valamint a vizsgálati dokumentációval szemben támasztott minimális követelmények figyelmen kívül hagyásával kísérelték meg az Istvánlápai barlangban állítólagosan végrehajtott nyomjelzésüket hihetővé tenni a következő „kemény”, de smmit mondú adatok állításával:-
 - **A nyomjelzés vizsgálat ideje:** „1972 nyara, illetve ősze”.
 - **A jelzés helye:** „az István-lápai barlangrendszer különböző pontjai”.
 - **Az összefüggés vizsgálatához használt anyag:** „különböző színűre festett lycopodium spóra, amely mellé még más nyomjelzésre használt anyagokat is” felhasználtak.
 - **A jelzőanyagok megjelenési helyei:** „a Soltész-kerti-túlfolyó, az Eszperantó-, Anna-barlangi- és Tavi-források, valamint a Szt. György akna”.

A fenti adatok ezeknél pontosabb rögzítésének szükségességét még Gyenge Lajos, vasmunkás és autodidakta karsztkutató is jól ismerte és kötelességszerűen rögzítette (Appendix 1.), akinek a rátermettségét az Istvánlápai barlang feltárása fémjelez. A szakérettségis, kommunista káder, geológus mérnök és Akadémiai Doktor Juhász viszont egyetlen kemény adatot sem volt képes feljegyezni.

Ebből az alpári háttérből nőttek fel a Bükk- hegységi karsztkutatás jelen hangadói, Ferenczy Gergely geológus mérnök, a Bükki Nemzeti Park szakreferense, és Dr. Lénárt László, geológus mérnök, karszt hidrológiai szakértő és egyetemi docens, akik még Darcy törvényének a jelentőségér sem képesek felfogni, alkalmazni és tanítani.

Az általános szakmaiatlanság mellett széleskörű plagizálás fokozta az alpári állapotokat:-

- Sűrű Péter diploma dogoztában (Sűrű, 2010) hivatkozás nélkül átmásolta a felső- anizuszi mészkőkarszt topográfiai vízgyűjtő területének Seymour/Szabó et Al (2002d) munkájában publikált határait.
- Seymour G. L. és Kovács A. által készített Soltész akna térképét Sűrű Péter a saját neve alatt, és súlyos méretarány hibával átrajzolt változatát benyújtotta a Barlangtani Intézetnek, mint saját munkáját, egy tiszteletdíjért.
- Juhász A. és Pálfi. J. szóról szóra plagizálták Szabó (1966) OFKFV számára készített jelenetesét a Nyavalyáshegyi dolomit előfordulás karszthidrológiai vizsgálatairól és publikálták azt a Hidrológiai Tájékoztatóban (Juhász, A., Dr., Pálfi, J., 1972).
- Kecse-lyuk (5363/2 - felszíni vetület) egy plágium. Az eredeti térkép NEM a KTM TVH BTI támogatásával készült 1998-ban, hanem Szabó László György, Rimányi Jenő és Korényi Endre 1963 évi felmérése alapján Szabó L.G. rajzolta és másolta az 1:25000 méretarányú, és az 1880-as évek bécsi háromszögelés során készített, és titkosított katonai térkép szintvonalaira, amely térképhez Szabónak munkaköri beosztásából származóan hozzáférése volt.

Ez a szégyenletes, szakmaiságot és etikát nélkülöző örökség nyilvánult meg az Oroszkúti Lovas tanya létesítését Miskolc város lakosainak vízellátása és közegészsége terhére támogató szakértői dokumentumokban is.

Visszatérve Horányié kijelentéséhez, a valóság az, hogy a Dél - Észak irányú Felső- Szinva völgy a valóságban fizikai szükségszerűségből

egyöntetűen csapolja meg a nyugati és keleti oldalán elhelyezkedő és topográfiailag kiemelkedett mészkőtömegek vizeit. (Kiegészítő ábra 3.) Erre utalnak a völgy Szinva- Fő (Csöves) forrásának térségében a völgy keleti oldalán ismert, kiemelkedett forrásbarlangok is.

Ez cáfolja Horányiné kijelentését, miszerint a keleti (oroszkúti) oldalon a felszín topográfiai lejtője Nyugatra tart, viszont a nyugatra lejtő felszín alatt (vagy felszínén?) a negatív hidraulikus gradiens Keletre irányul. Ha ez valóban így lenne, a Felső- Szinva völgy forrásainak vizei nem a Felső- Szinva völgyen, hanem Miskolc- Tapolcán lépnének a felszínre, feltéve, hogy a két pont között a hidraulikus gradiens eléggé meredek ahhoz, hogy a benne foglalt gravitációs energia leküzdje a vízvezető intersticiák falain fellépett súrlódási ellenállást.

A valóságban az Felső- Szinva völgy egyaránt csapolja meg a nyugati és keleti karsztos tömbök mindegyikét ahol a völgytalpi erózió bázis mélyebben helyezkedik el, mint az karsztvízszint uralkodó magassága a tömbökben. (Darcy törvénye alapján, ha alkalmas vízvezető képesség létezik, és a gradiensben kifejezett gravitációs energia kielégítően nagy az intersticiális tér falain fellépett súrlódási ellenállás leküzdéséhez, abban az esetben vízáramlás szükségszerűen létezik a hidraulikus lejtőn.)

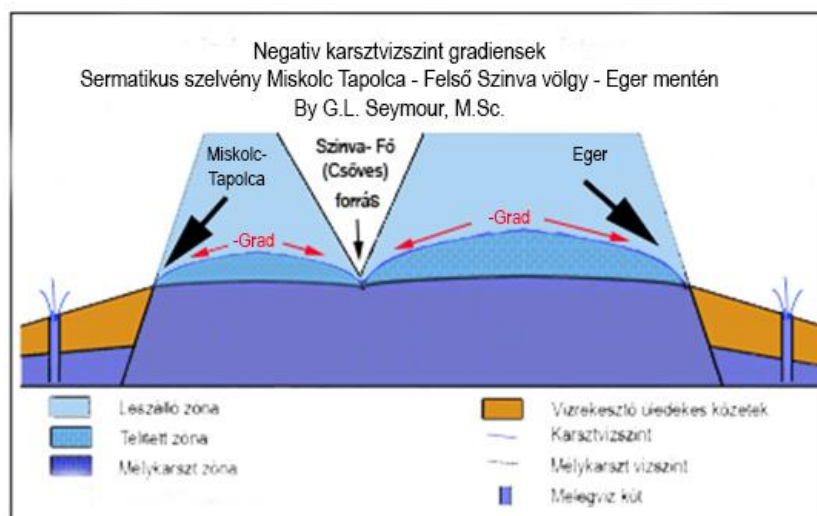
A Szinva- Fő (Csöves) forrástól 1600 méter DK-re, és mintegy 560 m tszf magasságon elhelyezkedő Oroszkúti víznyelő és a Fő (Csöves) forrás 345m tszf magas, átlagos nyugalmi vízszintje közötti ÉNy-ra lejtő hidraulikus gradiens mértéke:-

$$-\text{Grad}_{(\text{ÉNy})} = (560 \text{ m} - 345 \text{ m}) / 1600 \text{ m}$$

$$-\text{Grad}_{(\text{ÉNy})} = 0.1344 \text{ m/m}$$

(vagy 13.44 %-os ÉNy-i hidraulikus lejtő)

Kiegészítő ábra 3. A karszthidrológiai áramlások, sematikus K-Ny-i szelvény Miskolc- Tapolca, Felső- Szinva völgy és Eger vonalon.



Ez a gradiens meglehetősen meredek, és magyarázatot ad arra, hogy a jelzett víz Bükk- hegységi rekord sebességgel, 128.76 m/hr sebességgel futott le, nagy valószínűséggel szabad, légtérrel járatokon a Szinva Fő- (Csöves) forráshoz.

A Fő (Csöves) forrás 345 m magas átlagos nyugalmi szintjétől a 122 m magasan elhelyezkedő miskolctapolcai Új kút vízszintjéig a hidraulikus gradiens:-

$$-\text{Grad} = (345 - 122) / 10000 = 0.0223 \text{ m/m},$$

ami nem tart elég gravitációs energiát ahhoz, hogy a tömeges vulkánit kőzetekkel komplikált karszt intersticiáin a Fő (Csöves) forrás és a keleti blokk karsztvizeit hatékonyan lehajtsa a mintegy 10 kilométerrel távolabb fekvő miskolctapolcai forrásokhoz.

Amint Ábra 47-ből kitűnik, a karsztos beszivárgás kezdetben meredeken, és ezért nagy sebességgel leszivárgó vizének áramlási sebessége lelassul, amint eléri a karsztvízszintet, ahol a gradiens vízszintes komponense válik

uralkodóvá, felpúpozódásra kényszerítve a beszivárgó felszín központi területén beszivárgó vizeket. A karsztvízszint felszínén így keletkezett központi vízválasztó magaslat pedig a karsztos blokk vízkibocsájtó peremei felé tereli a vízáramlást. Ennek megfelelően, a Felső-Szinva völgy Fő (Csöves) forrási térségének a keleti szegélyén a karsztvíz nem Keletre, a miskolctapolcai forrásokhoz, hanem a keleti tömb központi vízválasztó magaslatától Nyugatra, a Fő (Csöves) forrás felé irányul (Kiegészítő ábra 3. keleti és nyugati blokkjai karsztvízszintjeinek központi, vízválasztó magaslatai és társult hidrológiai gradiensek). Ennek megfelelően, az Oroszkúttól Keletre fekvő területen a hidraulikus gradiensek mind a felszínen, mind pedig a karsztban Nyugat felé, a Fő (Csöves) forrás felé áramlanak.

5. LAMINÁRIS SZIVÁRGÁSSAL JELLEMZETT KARSZTOS TÖMEG FUNKCIONÁLIS FELBONTÁSA

A laminárisan szivárgó karsztos főtömeg három, hidrodinamikai és funkcionális szempontokból élesen elkülönülő tartományra osztható:-

- leszálló zóna,
- telített zóna, és
- mélykarszt zóna.

A vízforgalom elemei:-

- a karbonát kőzet nyitott felszíne, és hatékony áteresztőképessége,
- hegységperemi források,

- artézi vízkibocsájtások, és érintkezés vizet befogadó, nem karsztos kőzetekkel.

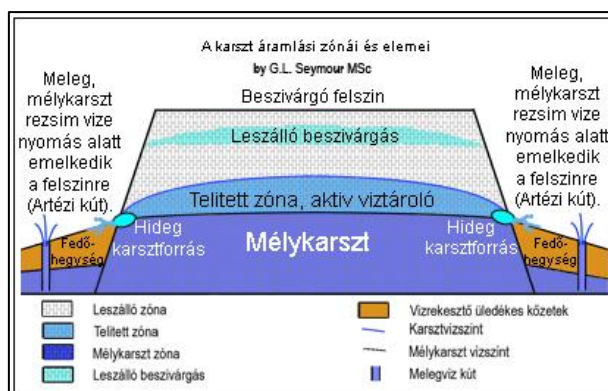
A vízáramlás meghajtó motorjai:-

- gravitációs és
- nyomás

energiák gradiensben kifejezve.

A karszt és vízáramlásának elemeit Ábra 41, a szivárgás lamináris áramlásának zónáit és elemeit pedig egy ideális karszt blokk szemlélteti (Ábra 42.)

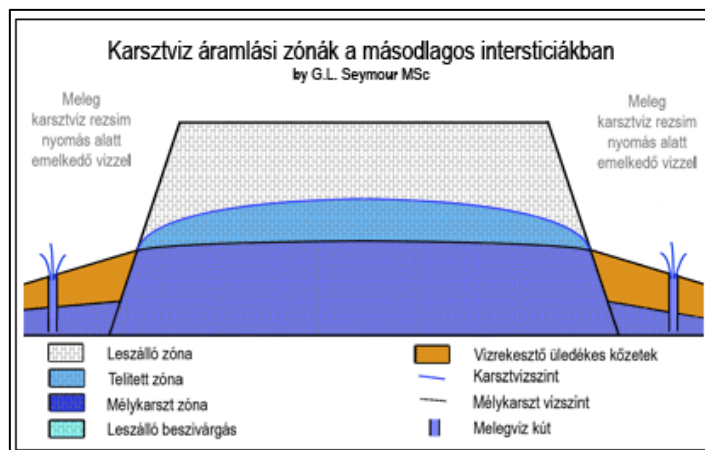
Ábra 41. A karszt áramlási zónái és elemei



Az ideális szelvényen a térszíni környezetéből kiemelkedett hegység K-Ny csapású rétegei közel függőlegesen dőlnek, és nagy mélységbe terjednek. A központban elhelyezkedő mészkőréteget Északon porfírit, Délen pedig agyagpala határolja (hasonlóan a Kelet Bükk hegységi felső- anizuszi mészkőréteg szerkezetéhez.). A határoló rétegek vízrekesztő jellegűek,

ezért a mészkőrétegnek kezdetben és első közelítésben csupán Keltere és Nyugatra elhelyezkedő előterekbe van kifolyása. A mészkőtömegi karszt

Ábra 42. A lamináris áramlás zónái egy barlangjáratokat nélkülöző karsztban (amelyben csupán lamináris áramlás létezik). Egy ideális bemutató szelvény



kezdeti állapotában mentes oldott csatornáktól, barlangoktól, vető menti karsztos üregektől. Vízkibocsájtás a tömb keleti és nyugati szélein feltárt elsődleges porozitásból és másodlagos interstíciákból történik. Ezért a kibocsájtott vízhozamok lassan, és egyenletesen változnak a karsztvízszint változó magasságának függvényében.

Ez a körülmény a Sebes forrás "Y" völgybe tartó barlangágát (az újonnan feltárt Szivárvány barlangot) mintázza meg. A forrásbarlang az északi porfirit réteg vízzáró (gát) hatása miatt a környezet területi erózió bázisa (Garadna völgy), valamint a karsztvízrendszer alapkomponeként képező mélykarszt rezsím fölött magasan, és kis mélységben a karsztvízszint alatt nyílt meg. Ezért a barlangi vízfolyás gradiense által érintett terület kicsi, a

vízhozama alacsony, a helyi depressziós völgy kialakulásán túlmenően alig befolyásolja a tömeges karsztvíz felszínének geometriáját.

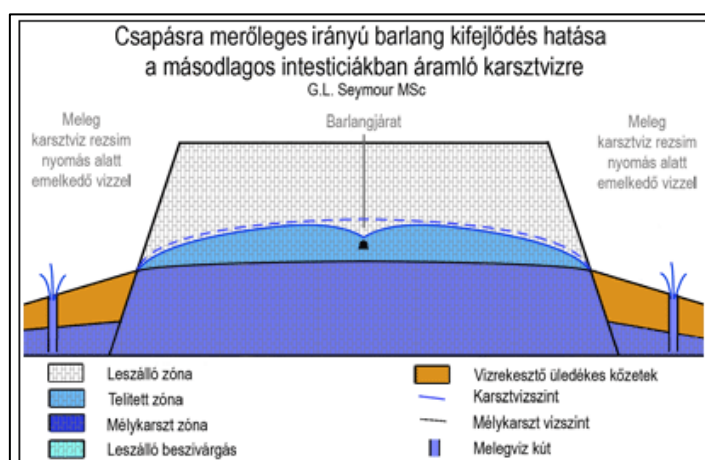
Ábra 44 az előbbiekre merőleges irányú keresztmetszvény, egy csapás irányban, a karszt tömb hossz tengelye, a kőzet csapása és maximális vízvezetése mentén kialakult barlang hatását mutatja be a karsztvíz felszín geometriájára. A barlang begyűjti és gyors turbulens áramlással elvezeti az oldalokról beszivárgó vizeket. Ennek következtében-

- a karsztvízszint jelentősen lesüllyedt,
- a karsztban tárolt víz mennyisége jelentősen csökkent,
- a gradiens lecsökkent,
- az interstíciákban áramló víz sebessége a gradienshez arányosan csökkent
- a barlang-csatorna kifejlődésével a karszt turbulens áramlással nagymennyiségű vizet áthalmozó kapacitása kialakult.
- az évszakos, csapadéktól és a rendszer vízkibocsájtástól függő feltöltöttség mértéke és az ahhoz kapcsolt gradiensek lecsökkennek, változásaik sebessége felgyorsul. Mindezek következtében a rendszer vízhozama szélsőségesse válik, a maximum – minimum forráshozamok aránya 10 – 10 nagyságrendek közé emelkedhet.

Mivel a telített zóna vastagsága, és abból származóan a mélykarsztra gyakorolt hidrosztatikus nyomása jelentősen lecsökkent, a mélykarsztvíz felszíne a nyomáscsökkenéssel arányosan felemelkedik. Ez az emelkedés kicsi, közel elhanyagolható, mert az emelkedés rugalmas

tárolóban történik. (A rugalmas tároló hatékony vízkibocsájtó kapacitása megegyezik a kőzet és víz összenyomhatóságának összegével, nagyságrendekkel kisebb, mint egy ugyanolyan űrteliséggel rendelkező, nyílt felszínű szemcseközi, vagy intersticiális tároló hatékony űrtelisége.)

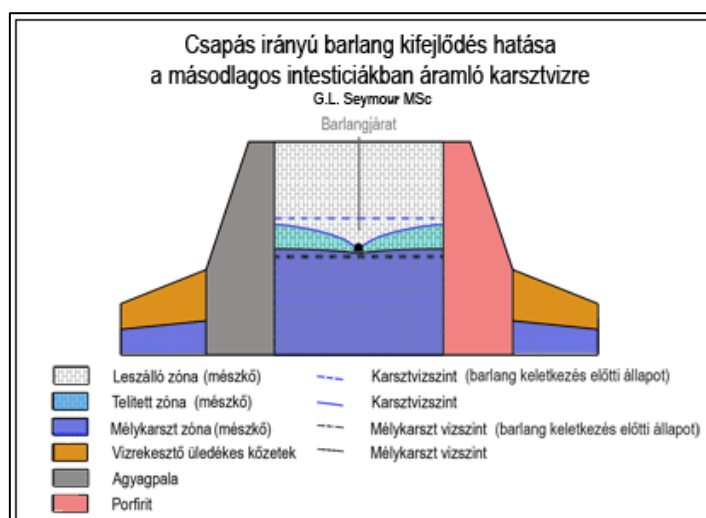
Ábra 43. Az áramlási zónák alakulása egy csapás irányra merőlegesen kialakult barlang esetében



Ábra 45. szintén egy keresztirányú szelvény, amely csapás irányban, a karszt tömb hossz tengelye mentén kialakult két párhuzamos barlang hatását mutatja be a karsztvíz felszínének geometriájára a Szepesi és Létrási vizesbarlangok analógiája szerint.

A két párhuzamos barlangrendszer erősen csapolja a telített zónát, ezért-

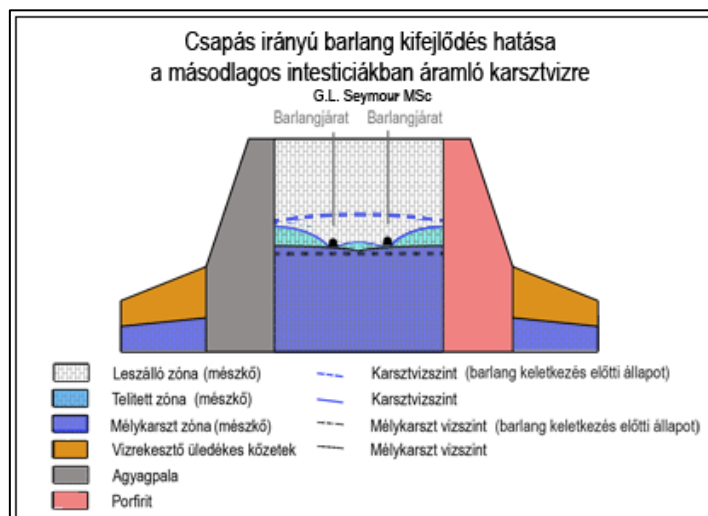
Ábra 44. Csapás irányú barlang kifejlődés hatása a karsztvízszintre



- a karsztvízszint erősen lesüllyedt,
- a karsztban tárolt víz mennyisége erősen csökkent,
- a gradiens tovább csökkent,
- az intersticiákban áramló víz sebessége a gradienssel arányosan tovább csökkent,
- két barlang-csatorna kialakulásával a karszt turbulens áramlással vizet áthalmozó kapacitása pedig erősen megnövekedett,
- mindezek együttes hatásaként a barlanghoz tartozó forrás hozama rendkívül szélsőségesé vált, a forrás maximum-minimum hozamának aránya $10^2 - 10^4$ nagyságrendekbe emelkedhet.

Mivel a felül fekvő telített zóna vastagsága, és abból származóan a mélykarsztra gyakorolt hidrosztatikus nyomása jelentősen tovább csökkent, a mélykarsztvíz felszíne a nyomáscsökkenéssel arányosan magasabbra emelkedik.

Ábra 45. A karsztvízszint alakulása két párhuzamos, csapás irányú barlang kifejlődése esetében



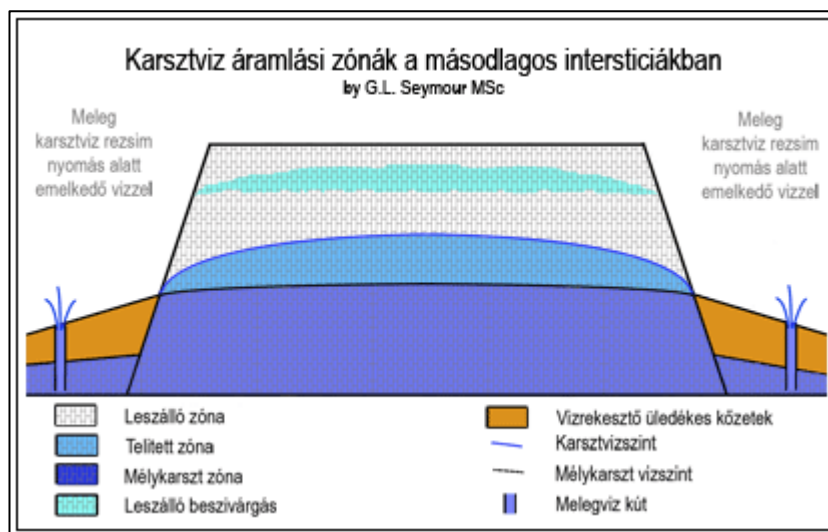
IV RÉSZ - A HIDEGKARSZT

A karszthegységi hidegkarszt a hegység kiemelkedett felszínétől az alapját képező mindenkori erózió bázis szintjéig terjed.

1. LESZÁLLÓ BESZIVÁRGÁSI ZÓNA

Ebben a zónában a karszt felszínén belépő időszakos víz hullámok gravitációs energiája, valamint az interstíciák falain kialakult vízhártya segítségével csökkentve a falakon fellépő súrlódást, közel függőlegesen lefelé áramlik gyors lamináris sebességgel addig a mélységig, amelyben az interstíciák tartósan telítettek vízzel, pontosabban a telített zónáig.

Ábra 46. Egy csapadékhullámból beszivárgott leereszkedő víztömeg helyzete egy adott pillanatban



A felszín víztelenítése után a leszálló interstíciákból felszabadítható víz leürül a telített zónába (Ábra 46). A leszivárgás nyílásai légteressé válnak, a nyílásokban csupán a falakat nedvesítő vízhártya marad vissza.

Ahhoz, hogy az interstíciák falain a vízhártya állandó jelleggel megmaradjon az szükséges, hogy az interstíciák légterének relatív páratartalma 100% közvetlen közelében maradjon még hosszan tartó száraz időszakban is. Ezt a körülményt a közettömeg változatlan hőmérséklete és az ebből származó, számottevő légmozgás hiánya biztosítja.

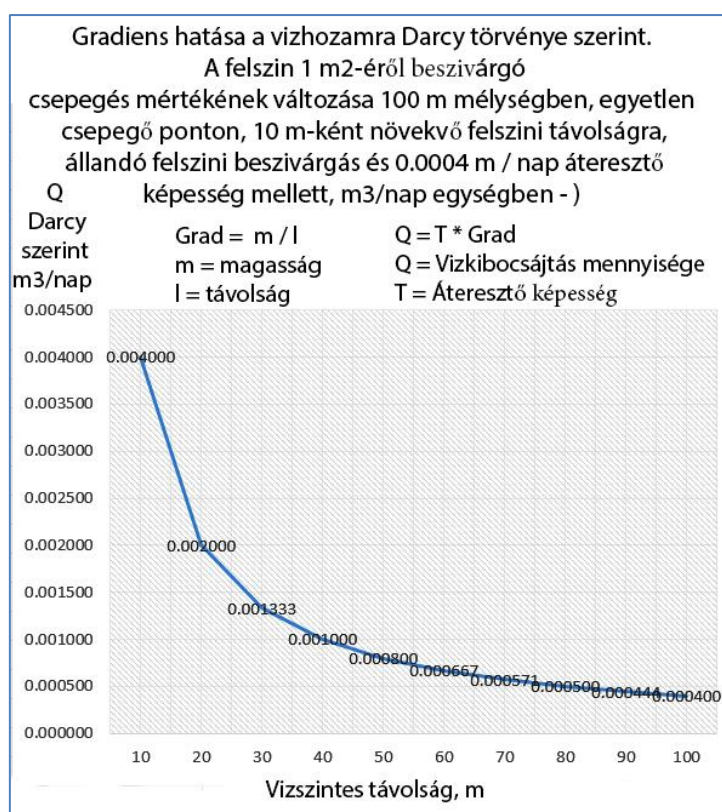
A leszálló zónában a gradiens mértéke rendkívül nagy, a végtelen felé tart, ezért a leszálló víznek fölös energiája van ahhoz, hogy a pórusok és interstíciák falain fellépő súrlódásos ellenállást jelentős késedelem nélkül leküzdje. Ez az uralkodóan nagy sebességű függőleges komponenssel rendelkező leáramlás változatlanul lamináris marad az áteresztő interstíciák geometriája és kis hatékony átmérői miatt.

Lénárt (1986) a Létrási vizesbarlangban végzett csepegés mérései alapján a meredeken dőlő fedőrétegi beszivárgást 10^{-4} és 10^{-5} m/s nagyságrendekben, vagy napi hozamban kifejezve a négyzetméterenkénti beszivárgást $0.864 \text{ m}^3/\text{m}^2/\text{nap}$ és $8.64 \text{ m}^3/\text{m}^2/\text{nap}$ határok között értékelte. A beszivárgás ekkora értéke függőlegest megközelítő pályán történt leszivárgásra utal. Sajnálatos az, hogy Lénárt nem közölte a csepegés mérések részleteit, mivel azok lehetővé tették volna a beszivárgási érték

finomabb meghatározását a felül fekvő mészkőréteg vastagsága függvényében.

Tanulságos lehet a Darcy törvényével számított leszálló vízhozamok (vagy Darcy féle sebesség) értékek megtekintése, mert fogalmat nyújt arra, hogyan befolyásolja a leszálló víz sebességét a leszálló pálya irányának a függőlegeshez viszonyított szöge, illetve a gradiens végtelen felé tartó irányzata.

Ábra 47. Beszivárgás sebességek m / nap egységben közel függőlegestől közel vízszintes gradienssek mellett.



Ábra 47 bal oldalán $h = 100$ m magasságú, kék színben látható lejtők $l = 1$ -től 30 m távolságig méterenként számított fajlagos vízhozamok (Darcy féle sebességek) láthatók a jobb oldali diagramon $\text{m}^3/\text{m}^2/\text{nap}$ (egyszerűsítve: m/nap) dimenzióban kifejezve.

Az aggteleki karszt Vass Imre barlangjában végzett csepegés mérések alapján Izápy G. és Maucha L (Dátumozatlan) a sokévi átlagos beszivárgás sebességét négyzetméterenként 0.9 m/óra, vagy, a függőleges beszivárgás értékét dimenziója alapján Darcy sebességeként értékelve, 21.6 m³/m²/nap értékben határozták meg. Ez az érték erősen túlbecsültnek tűnik.

A Vass Imre barlang csepegés méréssel megállapított beszivárgás mértéke (**21.6 m³/m²/nap**) erősen ütközni látszik a szintén Izápy és Maucha által idézett, és Gádoros által, valamint az aggteleki karsztra csehszlovák és magyar együttműködésben megállapított értékekkel. Gádoros beszivárgási értéke 0,7 L/nap (= **0.0007 m³/m²/nap**), a csehszlovák - magyar együttműködés értéke pedig (a 10 évi átlagos csepegés hozam 1 m²-re átszámított értéke) 146 L/év (= **0.0004 m³/m²/nap**).

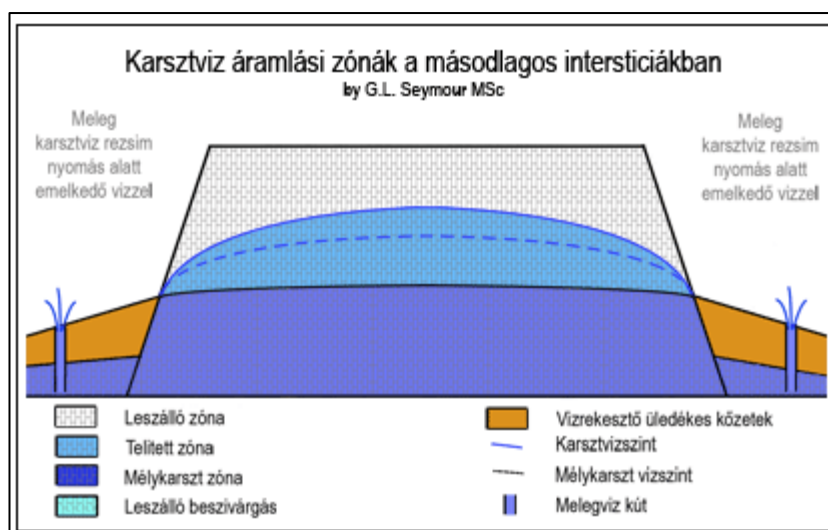
Nagyságrendek tekintetében az utóbbi két, dimenziókban kevésbé jól meghatározott érték összhangban van Lénárt és Ábra 42 értékeivel, amelyekhez viszonyítva a Vass Imre barlang beszivárgási értéke erősen túlbecsültnek látszik.

2. TELITETT ZÓNA, A TERMÉSZETES VÍZTÁROLÓ

A telített zónában a vízvezető és tároló nyílások vízzel telítettek. Ide érkezve, a leszálló zónából beszivárgott víz megemeli a telített zóna vízszintjét (Ábra 48.). **A telített zónába leszállt víz sebességének függőleges komponense lecsökken oly mértékben, hogy az áramlási**

sebesség vektorának vízszintes tényezője válik egyre uralkodóbbá a vízszintes távolság növekedésével (Ábra 47). A vízszintes sebesség mértékét és irányát a telített zónát megcsapoló pontok (aktív vízvezető barlangi vízfolyások, a forrásszelvények valamint a nem karsztos vízvezető rétegekkel érintkező felületek minden egyes pontja) távolsága és térszíni helyzete határozzák meg Darcy törvénye alapján.

Ábra 48. A telített zónába beérkezett csapadékvíz növeli a benne tárolt víz mennyiségét és a telítettség szintjét (A 41. ábrán leereszkedő víztömeg leérkezett a telített zónába)



Az uralkodóan függőleges komponensű, és az uralkodóan vízszintes komponensű áramlási sebességek jelentős különbségét egy, Darcy törvényével számított egyszerű példa szemlélteti.

Darcy törvénye:-

$$q = k \cdot i,$$

ahol q = vízhozam, k = a vízadó képződmény vízvezető képessége, és i = gradiens, mind konzisztens kifejezésekben és egységekben.

A gradiens $i = m / l$, ahol m = függőleges magasság l = vízszintes távolság.

Tétezzük fel, hogy a telített zóna felszínének egy pontjára a víz a 100 m magasan lévő felszín egy 10 m vízszintes távolságban fekvő pontjából érkezik.

A közet fajlagos áteresztőképessége legyen 10^{-4} ml/cm²/perc.

A meghatározott beszivárgó pont vízhozama a telített zóna felszínén:-

$$10^{-4} * ((100*100) / (10*100)) = 10^{-3} \text{ ml/cm}^2/\text{perc}.$$

A számított 10^{-3} ml/cm²/perc áramlási sebesség elég lassú, kielégíti a Darcy törvény alkalmazásának kritériumát. Ezzel az áramlási sebességgel leszálló víz, ha egy barlangi csepegő pont vízellátását szolgáltatná, a csepegő pont 10 - 20 percenként adna egy csepp vizet.

Tovább feltételezve, a telített zóna ugyanattól a beérkezési pontjától a víz 10 m magas lejtőről 100 m vízszintes távolságra áramlik a kibocsájtási pontig, a kibocsájtási pont vízhozama:-

$$10^{-4} * ((10*100) / (100*100)) = 10^{-5} \text{ ml/cm}^2/\text{perc}$$

Ha 10^{-5} ml/cm²/perc sebességgel áramlik víz például egy mészkőréteg 300 m szélességben és 10 m magasságig kifejlődött telített zónájában, a forrás, ami ezt a szivárgást összegyűjti és kibocsájtja, 0.03 m³/perc (30 l/perc, vagy 43.2 m³/nap) vízhozammal működne.

A láthatóan valós értékhatárok között nyugvó adatokból számított példa jól érzékelhetően szemlélteti azt, hogy a leszálló víz áramlási sebessége jelentősen, a példa szerint két nagyságrenddel csökken, amint elérte a telített zónát, és abban áramlik tovább az erősen lecsökkent gradiensén.

Miután a telített zóna felszínét elérve a leszálló zónából leérkezett víz uralkodó áramlási iránya jelentősen megváltozik, az áramlást meghajtó, uralkodóan függőleges áramlási komponenst uralkodóan vízszintes áramlási komponens váltja fel, ezért áramlási sebessége drasztikusan lecsökken. Az így kialakult alacsony gradiensen a leszivárgó vizek feltorlódhatnak, a telített zóna vastagságát növekszik, ami szükségszerűen emeli-

- a telített zóna felszínének a magasságát,
- a benne tárolt víz mennyiségét,
- a kibocsájtási ponthoz viszonyított gradiense növekedését, és
- a kibocsájtási pont vízhozamát.

A beszivárgás megszűnésével a telített zóna felszíne lassan süllyedni kezd, vastagsága és a benne tárolt víz mennyisége pedig Darcy törvényének megfelelően, arányosan csökken a megcsapoló pontokon fellépő vízveszteség miatt. A kibocsájtási pont vízhozama fokozatosan mérséklődik a telített zóna vastagságának csökkenése, más szavakkal, a gradiens mértékének csökkenése következtében.

A viszonylag nagy sebességgel leszivárgott és a vízszintes-közeli áramlás során az interstíciák falain fellépett súrlódásnak köszönhetően rendkívül lelassult kiürítő áramlási sebességek nagy különbségéből következik az, hogy **a karszt telített zónája** nem más, mint **egy hosszú távú természetes víztároló egység, ami a kiömlő pontok** (források, nem-

karsztos vizezetőkbe áteresztő karsztos front felületek) ***többé- kevésbé állandó vízellátását biztosítja.***

A karszt víztárolójának ismerete tekintetében félelmetes elégtelenség jellemzi a karszthidrológiát. Bár nemzetközi szinten néhány hidrogeológus úgy kezeli a karsztot, mint bármelyik repedezett kőzetet azzal a megszorítással, hogy nyitott karsztcsatornái rendkívül nagy bizonytalanságot vezetnek be a vizsgálati adatok értékelésébe. A karszthidrológia még nem jutott túl a karosszék spekulációkon ebben a tekintetben.

A karsztkutatás magyar klasszikusai (Dr. Kessler Hubert és utódai a VITUKI szolgálatában, valamint a súlyos inkonzisztenciákkal terhelt Jakucs László) sem határozták meg a karsztos víztároló médiumát és tulajdonságait. Az utánuk felnőtt generációk főleg a barlangkutató társadalomból kerültek ki. Vélhetően ezért, vizsgálataik alig terjednek túl a barlangokon. Ez az egyoldalúság, amit a Szerző "barlangkutató szindrómának" nevez, világviszonylatban is szabad utat enged a karosszéki álmodozás számára, amiből gyakran a fizikai valóság alaptörvényeivel sem egyező tároló rendszer elméletek születtek. Nézzünk néhány példát.

1. A Juhász fiaskó

1965-66 évek óta Dr. Juhász András véleménye szerint a karsztforrások hosszú távú vízkészlete a karszt szivacsos jellegű, repedezett, és csatornahálózat jellegű szerkezetében, valamint barlangjáratokban tárolódott. Szerinte ez a vízkészlet súlyos veszteségeket szenvedett az árvízi bő hozamok felhasználatlan elfolyásával. Az erősen változó forráshozamokat

kiegyensúlyozó víztermelést vélt Juhász elérni azzal a megfontolással, hogy a barlangjáratokat elzárva visszatarthatja az árvízi hozamokat, alacsony vízhozamok idején pedig kiengedheti a visszatartott vizet a szükségnek megfelelően. Mindezt Juhász 1973. évben fektette le először és egyetlen, néhány soros írásban rögzítve (Juhász, A., Dr., 1973).

1965 év őszén Juhász konzultált Láner Olivérrel és a Szerzővel a vízelszökésre alkalmas barlangjáratok elcementezésének lehetőségéről. Láner véleménye szerint az ismert oldalágak nagy száma miatt az elcementezés gyakorlatilag megoldhatatlan, mert elfogadható elzárás eléréséhez valamennyi járatot ki kell tisztítani a szálkőzetig. Ezt a munkaigényt a Szakosztály nem képes ellátni, de a barlangi szűkületek sokasága sem teszi lehetővé a kitermelt nagy mennyiségű anyag szállítását és tárolást, valamint az elzáráshoz szükséges hatalmas mennyiségű cement, vagy betonkeverék beszállítását.

A szerző véleménye szerint különös gondot okozhatnak a törmelékkel feltöltött barlangi nagy termek, mint például a Hágcsós terem a Létrási vizesbarlangban, vagy az Athén romjai terem a Bolhási víznyelőbarlangban. A barlangba befolyt patakok vizei mindkét helyen elnyelődnek a termeket magasan feltöltő törmelékben. Biztonságos vízelzáráshoz az ilyen termekből előbb el kellene távolítani a feltöltő törmeléket, vagy a törmelék felszínét kellene vízzáró módon elcementezni a terem teljes terjedelmében. Ezek bármelyikéhez tehervonatnyi anyagmozgatás lenne szükséges, ami gyakorlatilag megoldhatatlan az ismert barlangjáratokban. Az ismert járatok elzárását követően a víz, természeténél fogva, máshelyeken eltemetett, ismeretlen járatok felé fordulhat. Ezek felkutatása és elzárása további, hasonló természetű munkát igényel.

Feltehetőleg személyes barlangi tapasztalat teljes hiánya miatt Juhász azzal zárta a konzultációt, hogy a Szakosztály tagjai nem támogatják erőfeszítését.

Válaszként a Szerző meghívta Juhászt, hogy tekintse meg az említett barlangi termék valamelyikét. Juhász a Létrási vizesbarlang Hágcsós termét választotta, amelyhez a lejutás alacsony barlangjáró gyakorlatot kívánt, a terembe lejutás pedig csupán 9 méter hágcsó mászást igényelt. Juhász elfogadta a meghívást, de a Hágcsós terem bejáratában felfüggesztett hágcsót megpillantva arra kért bennünket, hogy segítsük őt vissza a felszínre.

A víz karsztban történő tárolásának első, és egyetlen leírását Juhász a következőkben adta meg:-

“Kedvező lehetőségek mutatkoznak a felszín alatti, azaz hegység belsejében történő - a karszt "szivacsos" szerkezetét és üregrendszerét kihasználó - tárolási lehetőségekre.” (Juhász, A., 1973)

Juhász figyelmét elkerülte az a tény, miszerint a karszt “szivacsos szerkezete” nem korlátozódik a karsztos tömeg belsejére, hanem kiterjed, és magában foglalja a karsztos tömeg felületét is, amelyen keresztül, a szivacs nyílásain, szabadon kifolyik az erózióbázis fölé emelkedő víz, vagy átáramlik egy nem-karsztos vízvezetőbe. Hatékony tárolás a szivacsos szerkezetben ezért csupán abban az esetben érhető el, ha valamennyi felszínre vezető, vagy a karsztból kivezető nyílás hatékonyan elzárt állapotba kerül. Erre mutat Tóth G. Dr., (1982, p 165) visszaduzzasztási kísérlete az időszakosan működő Imókö forráson, ahol –

„ ...1976 őszén bekövetkező aktív periódus alkalmával 1—2 hetes visszaduzzasztásokat végeztünk.

A visszaduzzasztás maximális értéke nem növekedett az idővel (mind nyitott hidrográfiai rendszer). Ugyanakkor egymás után mosta ki a víz a forrásküszöb felett elhelyezkedő járatokat néhány cm-től több deciméteres átmérőig. Növekedett az elzárás pillanatában szárazzá vált patakmederben a karsztvíz forrás alatti vonalas feltörése.”

Juhász a karsztvíz áramlás teljes elzárását egyszerű zárószerkezettel műszakilag megoldhatónak vélte, és ezért a Miskolci Vízművek főmérnökével, Gerhard Kálmánnal együttműködve becementezett vasajtóval elzárta a Soltészkeri barlang szifonját abban a reményben, hogy ezzel felduzzasztja a karsztvízszintet, és visszatarthatja a túlfolyó szifonon keresztül rendszeresen elszökő árvízi hozamokat.

Hasonló, feltehetőleg Juhász szaktanácsának tulajdonítható felfogás nyilvánult meg a Diabáz barlangban is, ahol a folyóvizes ágba vasajtót építettek be azzal a céllal, hogy Bánkút vízellátásának biztosítása céljából visszatartsák a barlangban elfolyó vizet.

A vízjáratok elzárása természetesen egyik esetben sem járt eredménnyel, csupán a számos (vagy számtalan) más utak egyikébe kényszerítette át az áramló vizet.

A Soltészkeri barlangban, miután a szifon elzárása nem hozta meg a kívánt eredményt, Juhász és Gerhard elgátolták két helyen a szifon túlfolyását levezető barlangjáratot, később a gátak közötti teret teljesen eltömédékelték és elcementezték, végül mindkét végén elfalazták a barlangjárat 10 méter

hosszúságban eltömedékelt és elfalazott szakaszát, a feltételezett vízveszteség egyetlen lehetségesnek vélt útját. A fokozott elzárás sem hozta meg a várt eredményt. A Soltéskerti „forrás”, ami valójában a Soltéskerti barlang szifonjából kifolyó víz a barlangjárat hosszában végig folyva, és egy csatlakozó, 80 méter hosszú, nagy átmérőjű beton csövön keresztül a Szinva patak medrébe vezetve, változatlanul működésben maradt (VITUKI Évkönyvek vízhozam adatai), jelezve, hogy a szifonból korábban kifolyó nem árvízi hozamok egy alternatív utat találtak a barlang végébe beépített betoncsőhöz. Ennek ellenére, Juhász és Gerhard állítása szerint az elzárás következtében-

"A gát megépítésével [a Soltéskerti barlangjárat elfalazásával] kb.(egy mérési adattal nem támogatott, fiktív) 500.000 m³ vízmennyiséget sikerült tárolni a hegység belsejében. A betározással egy időben megemelkedtek a Szinva-, Anna-, Tavi- és Szt. György-források vízhozamai olyan mértékben, hogy – mérési adatok alátámasztása nélkül - a sokévi átlagnak megfelelő értékek fölött adtak vizet. A kísérletek első eredményei kb. 2.500 m³ / nap plusz vízmennyiséget jelentettek (Ezt hogyan becsülték? a betárolt 500.000 m³ víz csupán 200 napra képes 2.500 m³-nap extra vízkivételt bitósítani..). " (Juhász, A., Dr., 1973, p 2).

A valóságban azonban az eltömedékelést követően, a barlang elzárt túlfolyó szifonjától néhány méterrel Délre, (az 1958-as karsztárvíz feltörési helyén) az addig inaktív szifon aktiválódott az évi nagy árvízi hozamok alkalmával, és az erőteljes hidrosztatikus nyomás alá került vízhozamok új utat nyitva a felszínre, rendszeresen áttörték a lillafüredi műút felszínét. Ezt a gyakran ismétlődő kis katasztrófát a Soltész aknában feltárt szifon, és annak felszínre nyitása szüntette meg.

Magyarázó megjegyzés: - A Soltéskerti szifon elzárása előtt a szifonból időszakosan kifolyt víz a Soltéskerti mésztufa barlang járatán folyt keresztül Északra. Lillafüred rendezése során a barlang északi nyílásába egy nagy átmérőjű, nagyjából 80 méter hosszú betoncsövet építettek be, amely a vizet a Szinva patakba vezeti. A cső kiömlő nyílása Soltéskerti forrás néven vált ismertté.

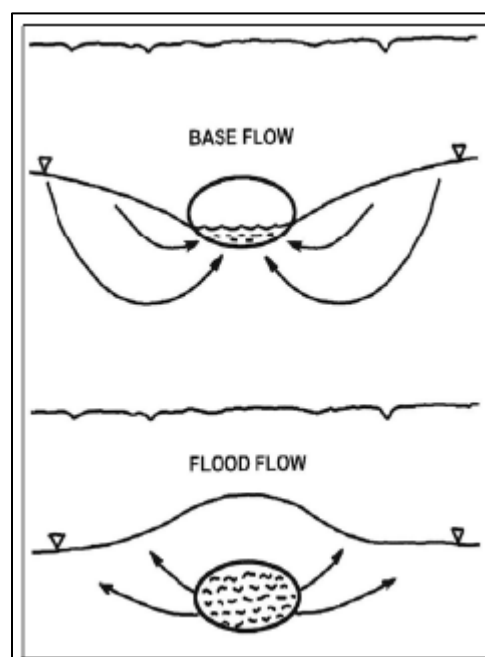
Kemény tény maradt az, hogy a szifon és a barlangjárat elzárást követően a karsztvíz egy új utat talált magának az elzáró szerkezetek megkerülésére a betoncsőhöz is, mivel a Soltéskerti forrás működése zavartalanul folytatódott az évek során, az előző időkből ismert módon és hozamokkal.

2. *White professzor különös fizikája*

Professor W. B. White, Department of Geosciences and Materials Research Laboratory, Pennsylvania State University (White, 2003, Pp. 4-5) szerint:-

“Conduit / fracture coupling coefficients

Conduit systems [vizezető barlangok] act as low-hydraulic-resistance drains, so that the flow field in the surrounding matrix and fracture system is directed toward the conduit rather than toward groundwater discharge zones on the surface. During base flow conditions, groundwater



recharged from diffuse infiltration and stored in the fracture and matrix porosity will drain toward the conduit system (Fig. 49, upper "Base flow" picture).

Ábra 49. Fig. 2. Sketch showing exchange between conduit system and matrix and fracture system during base flow and flood

However during storm flows, the conduit system may flood to the roof and indeed establish a substantial piezometric head above the roof of the conduit. During intervals of storm flow, the flow field will reverse and water will move from the conduit into the surrounding fracture and matrix porosity (lower "Flood flow" picture). The effectiveness, with which these two (or three) systems are coupled, combined with the intrinsic hydraulic conductivity of the matrix and fracture systems, will determine the rate of movement of groundwater into and out of storage and also the base-flow discharge of the springs."

Magyar fordításban:-

Fig. 49. fordítása: Vázlat, amely a barlangjárat, anyakőzet és repedésrendszer közötti vízcserét ábrázolja alacsony és árvízi hozamok eseteiben.

„A járatrendszer / törés kapcsolati együtttható

A járatrendszerek, mint alacsony hidraulikus ellenállású csatornák működnek úgy, hogy az áramlási mező az anyakőzetben és a repedés rendszerben a járat felé irányul a felszínre ömlés [forrás] iránya helyett. Kis vízhozamok esetén a szétszórt beszivárgásból feltöltődött és a repedésekben, valamint az anyakőzet porozitásában tárolt víz a járatrendszer felé áramlik (Ábra 2, Felső kép). Árhullámok esetén pedig a járatrendszert a tetejéig eláraszthatja az árvíz, ami nagy piezometrikus nyomást gyakorolhat a járat feletti zónára [más szavakkal a járat feletti zónába víz nyomódik fel - Szerző]. Az árvízi hozamok

során az áramlási mező megfordul, és a víz a járatból folyik a környező törések és az anyakőzet porozitása felé (Ábra 2. Alsó kép). A hatékonyság, amelyjel ez a két (vagy három) rendszer kapcsolódik és kombinálódik a környező törések és anyakőzet belső hidraulikus vezetőképességével, határozza meg a tárolókapacitásba be- és kiáramló víz mennyiségét, valamint a források alacsony vízállásokhoz tartozó vízhozamát.”

White idézett kijelentésének csupán az első mondata helyes.

Valójában nem lehet tagadni a víz barlangjáratokból az anyakőzetbe történő ki- és vissza-áramlását árvízi és minimális hozamok esetén, de a barlangi vízállás magasságának szerepe csupán pillanatnyi, végtelenül kicsi a karszt vízháztartásában. A karszt feltöltésében a felszíni beszivárgásnak van jelentős szerepe. A barlangi feltöltésnek csupán abban az esetben van figyelemre méltó jelentősége, ha a karszt felszínét hatékony vízzáró képződmény fedi le, és hatékony utánpótlás csupán víznyelő nyílásokon, vagy aknákon keresztül folyik be a vizezető barlangjáratba.

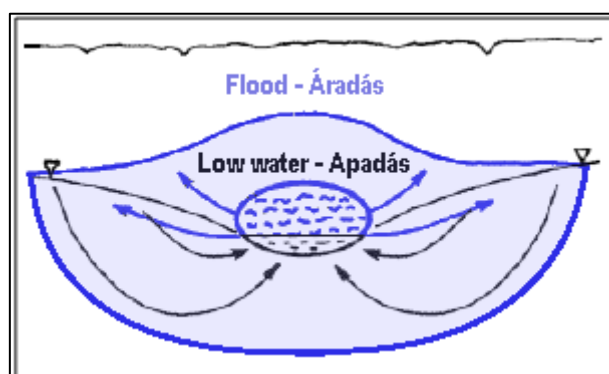
Nem a barlangi vízállás magassága határozza meg a karsztos víztároló feltöltöttségét a hidrológiai év uralkodóan nagy részében. Az ellenkezője igaz. A karszt feltöltöttsége határozza meg, ok és okozati összefüggésben, a barlangi folyó vízállásának alacsony, közepes, vagy magas szintjét. A nyelőkbe ömlő árvízi hozamok levezetése tekintetében pedig a barlang szerepe nem annyira a karsztra, mint inkább egy felszíni folyóra, vagy egy városi esővíz levezető csatornára jellemző, amelynek az a feladata, hogy a karszt esetében felszínt, illetve egy város esetében az utakat és lakótelepeket víztakarótól mentesen tartsa.

Függetlenül attól, hogy Professzor White-nak van-e barlangkutató múltja, vagy csak egy műkedvelő karszthidrológus, és dolgozatában kifejtett karosszéki

nézetei a „barlangkutató szindróma” fatálisan súlyos tünetét mutatja be. Csak a barlangot látja, a karsztot nem, annak ellenére, hogy a karszt vízvezető interstíciáinak összegezett térfogatához viszonyítva a barlangjárat térfogata elenyésző.

White szerint a barlangjárat az a csatorna, amelyen keresztül feltöltődhet a karszt víztároló kapacitásának főtömege annak ellenére, hogy a barlangot magában foglaló közettömeg felszínre nyitott összefüggő interstíciális tere sokkal nagyobb terjedelmű, mint a barlangjárat tér.

Az interstíciális teret White „szétszórt beszivárgásból feltöltődött... repedések”-re, a víztárolás esetleges, zárójelek közé helyezett "harmadik" komponensére zsugorítja meg-nem-határozott minőségi és mennyiségi szereppel a karszt vízháztartásában.



Ábra 50. White karsztos víztárolója egy karsztárvizet követő maximális feltöltés állapotában. (Világos-kék = White telített zónája). Az ábrában a Szerző kombinálta White magas és alacsony vízállásokat bemutató ábráit.

Szerinte víztárolás a barlangban és annak közvetlen környezetében történik. Az utóbbit a barlangi árvizek töltik fel, és abból származnak a száraz időszak alacsony vízhozamai (Ábra 50 kékre színezett tere).

White szerint a karszt interstíciális tárolókapacitásából felszabadítható vízmennyiség főtömegét a barlangi árvizek nyomják be a környező interstíciális térbe. Az effajta feltöltést ritka esetekben fokozza az, ha - szerinte - a járatok teljes szelvényét víz tölti ki, s e víz hidrosztatikus nyomása a felülfekvő kőzet réseibe is vizet, kényszerít. Ez a rendkívül rövid idő (csupán néhány nap, az

árvízi hozam időtartama) alatt benyomott vízmennyiség tartja fenn a viszonylag rendkívül hosszú idejű, alacsony vízállással jellemzett időszak vízhozamait. Ez nem egyezik a karszt alapvető vízmérlegével: $V_{\text{Ki}} = V_{\text{Be}}$, ha az interstíciák hidraulikai ellenállása egyenlően magas a be- és kiáramló vizek számára. (White az interstíciák (valóan) magas hidraulikai ellenállásának a valószínűségére utal közvetve azzal, hogy írásába bevezette a „barlangjárat *alacsony hidraulikus ellenállása*” kifejezést.)

Whitenak a következő kérdésekre kellene fizikai alapokon helytálló, kielégítő válaszokat adni, ha hitelképességét meg kívánná védeni:-

1. Példaként tételezzünk fel egy átlagosan 6 m magas járatszelvényt (ami inkább óhaj, mint valóság Bükk hegységi viszonylatban), amiben évente 3-6 napon keresztül teljes szelvényben ömlik az árvíz. Hogyan egyeztethető össze az abból származó beszivárgás az NV-17 fúrásban mért, maximálisan 20 m-t meghaladó (Ábra 51), vagy az Rh-1 fúrásban évente 80 – 119 métert meghaladó vízszintemelkedésekkel (Appendix 4)? Hogyan képes az 3-6 napig tartó, területileg a barlangjárat közvetlen környezetére korlátozott beszivárgás fenntartani 90-120, vagy annál is több napos alacsony vízhozamokat?
2. Hogyan képes a néhány napos barlangi árvíz főleg a barlangi környezetre korlátozott, magas hidrológiai ellenállású (ezért kis hatékony átmérővel jellemzett) intersticiális terébe benyomni a vízgyűjtőre hullott évi csapadék 30 - 40% körüli vízmennyiségét, ami megegyezik a forrás évi hozamával?
3. Milyen fizikai törvény szerint púposodnak fel a gravitációs úton lefelé áramló és folyó vizek egy barlangjárat felett, amikor White maga állítja, hogy az alatta húzódó barlangjárat egy alacsony hidraulikus ellenállású

csatorna közvetlenül a repedezett kőzet alatt? Hogyan képes egy ilyen, jelentősen leürült légteres csatorna lebegésben tartani a felette álló, és alul nyitott, feneketlen szerkezetben gravitációs hatás alatt lévő víztömeget?

4. Miben különbözik a vízáramlás a karszt összefüggő intersticiáiban a közönséges kőzetek pórusközi terében és repedéseiben végbemenő áramlástól? A közlekedő edények elve alapján szerintem miért nem alkot a karszt repedéseiben áramló víz egy összefüggő tömeget egy közös, vízszint alatt a közönséges rétegvizekhez hasonlóan, amely vízszintet az intersticiális vízvezetőben helyileg végbemenő, a gradiensek és vezetőképességek arányainak megfelelő sebességű áramlások tagolnak?

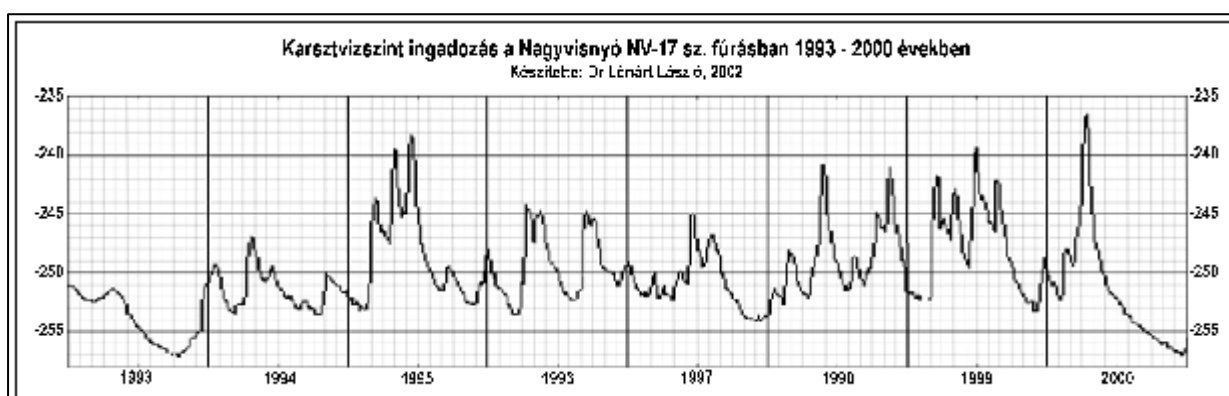
Juhász és White felfogásainak közös alaptétele az, hogy a víztárolás légteres barlangjáratokban és White esetében azokkal közvetlen kapcsolatban álló, kis kiterjedésű repedésekből álló vízvezető gyűrűben történik. Ha ez így lenne, a csapadékesemények után rövid idővel kiürülnének a barlangjáratok, illetve White felfogása esetében a barlangjáratot körbefogó vízvezető gyűrű, és a források vízáradása leállna a következő, jelentős csapadékesemény beérkezéséig. Ez nem így történik a valóságban.

A telített zóna évi vízszintingadozásának mértéke jelentős. A Bükk hegységi NV-17 megfigyelő kútban (Lénárt, (2002) adatsorának digitalizálásából az öt naponként átlagolt vízszintmagasságok évi minimumai és maximumai közötti különbség 6.1 m és 20.6 m között váltakozott az 1993-tól 2000-ig terjedő 8 évben (Ábra 51 és 52). Az Istvánlápai barlang Keleti szifonjában a vízszint 45 métert emelkedett a katasztrofális karsztárvíz során (Lénárt, L., 2010b). A 2010. évi árvízi

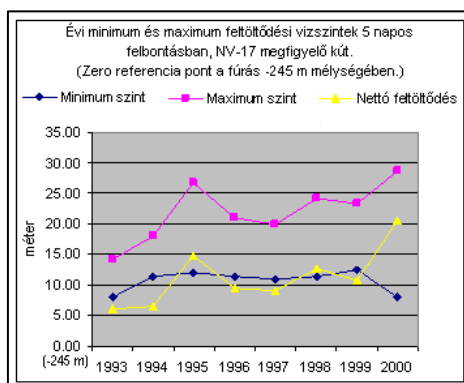
szintemelkedés meghaladta a 119 métert az Rh-1 megfigyelő fúrásban (Appendix 4).

A telített zóna vastagságát, valamint a benne tárolt víz mennyiségét és kibocsájtását nagyban befolyásolja az eljegesedés arid periglaciális klímával jellemzett területein az eljegesedést követő gyors felmelegedéshez kapcsolt erőteljes feltöltődés. Ez a feltöltődés magasan befedte az utolsó (Würm) eljegesedés forrasszájait oly mértékben, hogy a forrasszájak vízkibocsájtása erősen lecsökkent, mögöttük pedig felduzzadt

Ábra 51. Vízsztint ingadozás NV-17 számú megfigyelő kútban 1993-tól 2000-ig terjedő 8 évben



Ábra 52. Évi minimum és maximum vízállások NV-17. megfigyelő kútban



a víz. Az így felemelkedett vízszint elérte, sok esetben meghaladta a megelőző (Riss) eljegesedés barlangjáratainak szintjeit, - így a tényleges turista utakat is az István barlangban, amelyek újra aktivizálódtak, és azok járataiból jelennek meg a Jelen egyes forrásai.

Az 1958-as katasztrofális karsztárvíz során az István barlang Riss korú, ismert barlangjáratait teljes hosszában elárasztotta a víz az István barlangban is, és addig ismeretlen időszakos karsztforrások nyíltak meg a Felső Színva- völgyben 5 - 15 m magasan a völgytalp felett.

A Szerző 1966 évet megelőző években végzett észlelései szerint rendkívüli esőzéseket követően a karsztvíz rendszeresen felemelkedett az István barlang Pokol hasadékából mennyezetig elárasztva az oda vezető mesterségesen bővített tárot, és 0.8 - 1.2 m magasságig elárasztotta a kapcsolódó magasabb fekvésű Színház termet. Ezek az elárasztások az árvízi karsztvízszint 25 m-t meghaladó emelkedését jelezte az István barlang térségében.

A karsztvízszint ekkora emelkedése nem egyedi jelenség.

- Lénárt (2010b) a 2006 évi katasztrofális karsztárvízét követően az Istvánlápai barlang keleti szifonjánál 45 m vízszint emelkedésről számolt be a barlangjárat falain észlelt falevelek magassága alapján (Ábra 53.).

tulajdonságait, ezért első, és talán legjobb közelítésben arra Darcy törvénye és az ahhoz kapcsolódó becslési módszerek alkalmazhatók.

A repedezett, összetört, hasadékos kőzetszerkezetek hidraulikai tulajdonságainak vizsgálatára alkalmazható módszerek kialakítása céljából végzett rendkívül nagyszámú kísérleteket dokumentált a szakirodalom. A vizsgálatok kimenetele, sajnálatos módon, alig jutott túl a probléma meghatározásán, mások pedig csupán egy rendkívül szűk környezetben használhatók kellően nem megerősíthető kimenetellel.

A Szerző személyes tapasztalata során csupán két módszert talált kielégítőnek a repedezett vizező értékelésére.

Az oszlopos elválású bazaltban kialakult vízrendszerek hidrodinamikája nagy hasonlóságot mutat a törmelékes üledékek tulajdonságaihoz, amely vizsgálati módszereit Darcy és klasszikus követői sikeresen megalapoztak. Ezért az oszlopos bazalt hidrodinamikájának vizsgálatához az izotróp (a vízszintes síkban radiális szimmetriát mutató) rendszerek értékelésére kifejlesztett és bevált módszerek elfogadható eredménnyel alkalmazhatók.

Darcy törvényének kétdimenziós anizotrópiára (elliptikus szimmetria a vízszintes síkban) alkalmazható rendszert dolgozott ki Papadopoulos (1965) az ide sorolható vízvezetők hidraulikai paramétereink meghatározásához. Módszere jó eredménnyel használható rétegezés, törés, fissúr által irányítottan töredezett vízvezetők, valamint gyűrt redők lábaiban és csúcsában kialakult töredezett, hasadozott vízvezetők esetében.

A Szerző 1974-76-ban Victoria állam megbízásából vizsgálta a Közép- ÉNy Viktóriában előforduló magas széndioxid tartalmú ásványvízmezőket, 1977-78-ban pedig Coca-Cola számára létesített ásványvíztermelő kutakat Hepburn

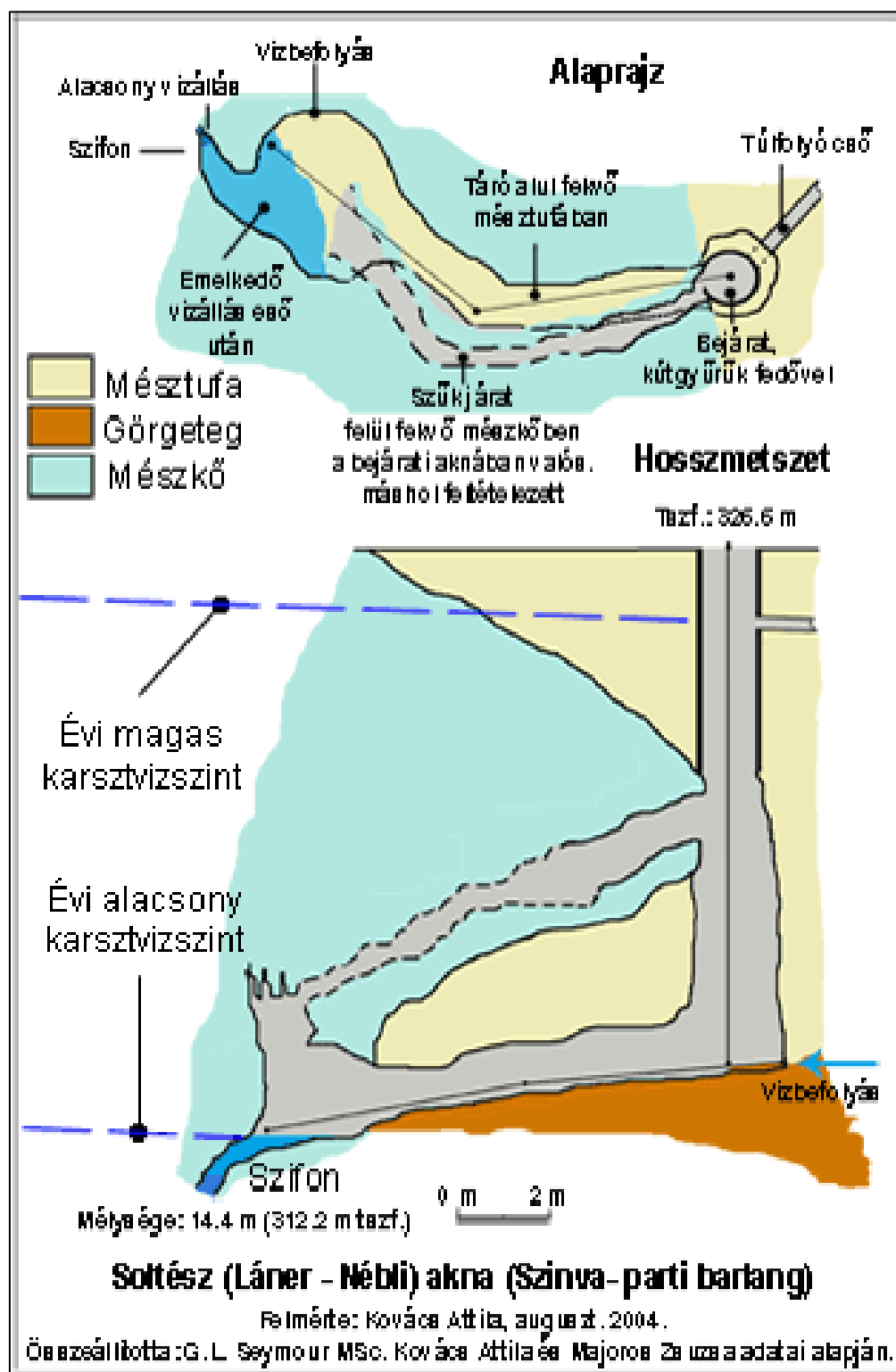
Springs városka közelében. Értelmezése szerint CO_2 gáz és magas oldott anyag koncentrációjú ásványvizek emelkedtek a késő Pleisztocén és korai Holocén korú, szárazföldi bazaltos vulkanizmus forrásaiból az Ordovícium korú törmelékes eredetű üledékes kőzetekből álló antiklinóriumokba (mérsékelt dómokba felgyűrt redők sokasága) foglalt redők lábainak a homokkő tagok rétegmenti elválásaiban és repedéseiben. A felemelkedő post-vulkáni eredetű folyadék és gáz, valamint a felszínről artézi stílusban nagymélységbe beszivárgó vizekkel keveredve alkották a terület Vichy típusú ásványvizeit. A vízáadó rétegek értékelését Papadopoulos módszerével végezte el a Szerző. A módszer megbízhatóságát jellemzi az, hogy az ipari termelés céljából létesített kutak a számított kapacitásnak megfelelően teljesítettek 1979 óta (33 éve).

Papadopoulos módszere kiválóan alkalmas a Bükk hegységi karszt szivárgó vizeinek vizsgálatához, mivel ott a másodlagos interstíciák többsége a rétegek csapás irányában, mások pedig arra átlósan orientáltak. Ezekben az irányokban fejlődtek ki K_{\max} maximális, és az azokra merőleges K_{\min} minimális vezetőképességek.

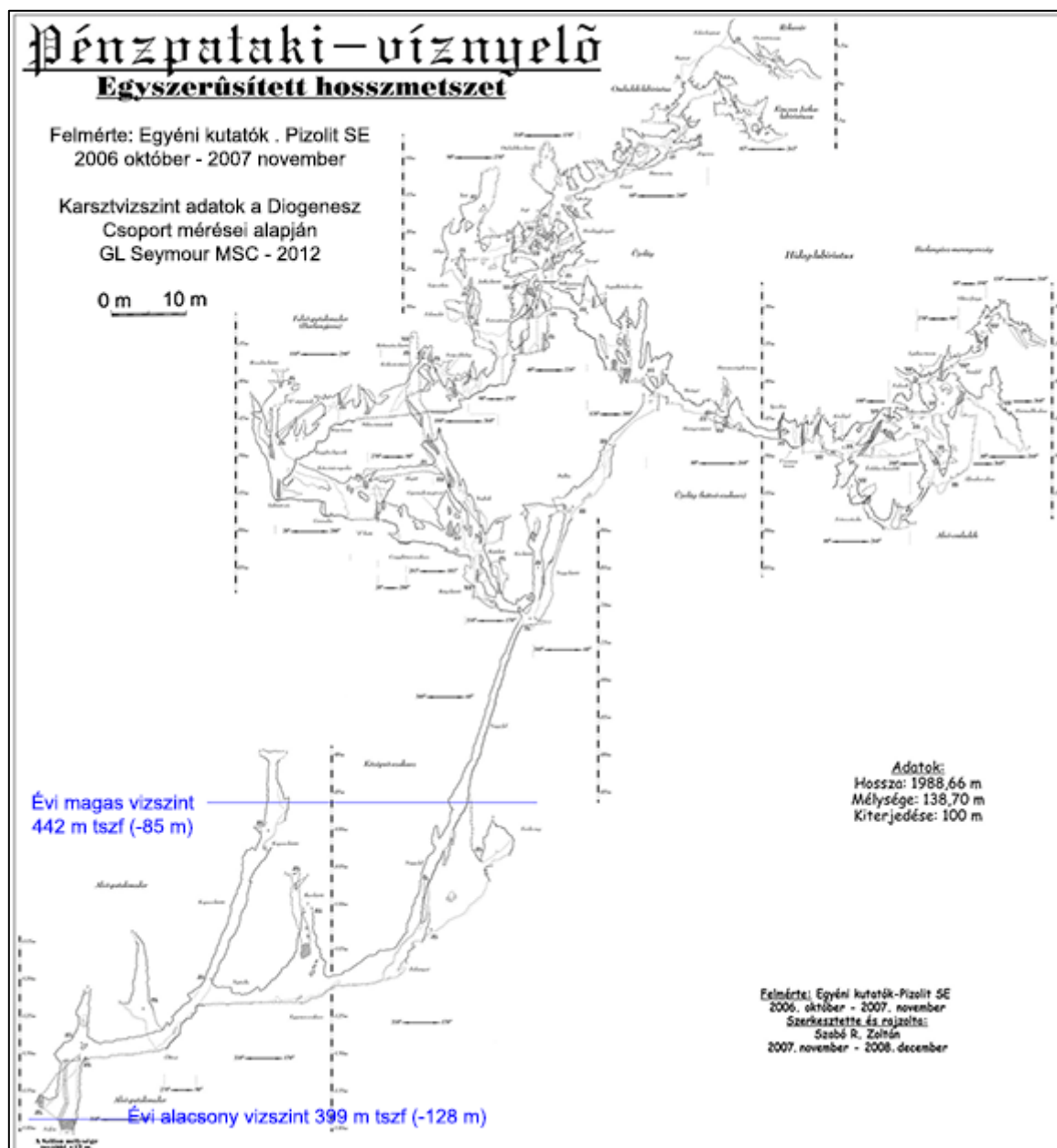
A módszer hátránya az, ha K_{\max} iránya ismert, vagy kielégítő pontossággal valószínűsíthető, a vízáadó értékeléséhez három fúrás mélyítése szükséges: - a termelő kút és két megfigyelő kút K_{\max} , valamint K_{\min} tengelyeken. Ha K_{\max} iránya nem ismert, a termelő kút körül három megfigyelő kút mélyítése szükséges.

Holocén korú, szárazföldi bazaltos vulkanizmus forrásaiból az Ordovícium korú törmelékes eredetű üledékes kőzetekből álló antiklinóriumokba (mérsékelt dómokba felgyűrt redők sokasága) foglalt redők lábainak a homokkő tagok rétegmenti elválásaiban és repedéseiben. A felemelkedő post-vulkáni eredetű folyadék és gáz, valamint a felszínről artézi stílusban nagymélységbe beszivárgó vizekkel keveredve alkották a terület Vichy típusú ásványvizeit. A vízáadó rétegek értékelését Papadopoulos módszerével végezte el a Szerző. A módszer megbízhatóságát jellemzi az, hogy az ipari termelés céljából létesített kutak a számított kapacitásnak megfelelően teljesítettek 1979 óta (33 éve).

Ábra 54. A Láner – Nébli akna (Soltész Akna), és azzal feltárt, eltemetett
Riss kori forrásbarlang



Ábra 55. Pénzptaki víznyelőbarlang évi 43 m vízszint ingadozással



Papadopoulos módszere kiválóan alkalmas a Bükk hegységi karszt szivárgó vizeinek vizsgálatához, mivel ott a másodlagos interstíciák többsége a rétegek csapás irányában, mások pedig arra átlósan orientáltak. Ezekben az irányokban fejlődtek ki K_{\max} maximális, és az azokra merőleges K_{\min} minimális vezetőképességek.

A módszer hátránya az, ha K_{\max} iránya ismert, vagy kielégítő pontossággal valószínűsíthető, a vízádo értékeléséhez három fúrás mélyítése szükséges:- a termelő kút és két megfigyelő kút K_{\max} , valamint K_{\min} tengelyeken. Ha K_{\max} iránya nem ismert, a termelő kút körül három megfigyelő kút mélyítése szükséges.

V. RÉSZ - ZÁRT, NYOMÁS ALATTI MÉLYKARSZT ZÓNA ÉS FORRÁSAI

1. A MÉLYKARSZT VÍZRENDSZERE

Nagy mélységbe kiterjedő emelkedett térszínű, meredek dőlésű mészkőrétegek áteresztő intersticiái és szerkezeti törései folytatódnak a helyi és regionális erózióbázis alatt is, és a peremi vetők mentén kapcsolatban állnak az eltemetett karsztos előhegység hézagaival, vagy nem-karsztos környezetük vízvezető rétegeivel. Az erózió bázis alatt ez az összekapcsolt vízvezető rendszer telített, és a hideg karsztban tárolt víz és felül fekvő közettömeg nyomása alatt áll. Ha a mélykarszti rendszer, vagy ahhoz kapcsolódó nem-karsztos vizezetők egy kedvezően alacsony térszínen megnyílnak, vízkibocsájtásra alkalmassá válik és vízáramlás indul meg benne. A vízáramlás mindaddig tart, amíg a hegységi karszt képes a kibocsájtott vizet pótolni.

A nagy mélységbe lehatolt víz útja során hőt vesz fel a Föld belső hőforrásából, és egyéb hő termelő folyamatokból. A kibocsájtási pontokon megjelenő víz ezért melegebb, mint a megjelenési környezet átlagos hőmérséklete. Ezt a hegységi karszt és környezetének erózió bázisa alatt kialakult összefüggő, áramló, és megjelenési pontján emelkedett hőmérséklettel jellemzett vízrendszert nevezik mélykarsztnak.

A mélykarszti vízvezetőt a telített zóna, valamint eltemetett szakaszán a felette fekvő vízzáró kőzetek fedik le, ezért zárt tükrű, nyomás alatti vízvezetőnek minősül a felette fekvő telített zónával ellentétben, amely nyitott vízvezető résein keresztül levegőző kapcsolatban áll a felszínnel és azt fedő atmoszférával. A mélykarszt nyílásait kitöltő víz ezért a felülfekvő víztömeg és kőzet nyomása alatt áll, és **nyomás a meghajtó motorja** a felette nyugvó telített zóna gravitációs meghajtásával ellentétben.

A mélykarszti interstíciákban és oldott járatokban a vízáramlás rendkívül kis sebességgel, nyomás gradiensen folytatódik a természetes (felszínre emelkedő meleg források), vagy mesterséges kivételi pontok (melegvíz kutak) felé, valamint a karsztos front felületekig, amelyeken keresztül a karszt nem-karsztos vizezetőkkel érintkezik és azoknak vizet ad át.

A mélykarszt mélységi eredetű, valamint járulékos ásványok bomlásából, átalakulásából felszabadult CO_2 és SO_2 felvételével a hideg karsztrezsimhez hasonlóan barlangképződés színtere is. Karsztcsatornái vízvezető törésszerkezetek mentén alakultak ki, hasonlóan az ismert hidegvizes karsztfolyamathoz. Radiális üregkeresztmetszetei a nyomás alatti korrózió tipikus megnyilvánulása. Eróziós törmelék és nagy áramlási sebesség hiánya miatt a járatok képződésében eróziónak nincs szerepe. Kiválási képződményei főleg magasabb hőmérsékletű CaCO_3 (aragonit) és gipsz ásványtársaság.

2. A MÉLYKARSZT VÍZFORRÁSA

Vizét a mélykarszt hegységi tartományában, a közvetlenül felette fekvő telített zónából kapja. A mélykarszt vize tehát csapadék eredetű közönséges karsztvíz, amelynek oldott tartalma feldúsul a befogadó kőzet ásványi anyagainak oldása során.

3. A MÉLYKARSZT VÍZÁRAMLÁSÁT MEGHAJTÓ ENERGIA

A vizet áramlásban tartó energiát a mélykarszt a hegységi karsztban közvetlenül felette fekvő kőzet, valamint a kőzet telített zónájában tárolt víz nyomásából, valamint a víztömeg magas térszíni helyzetéből kapja.

4. A MÉLYKARSZT HŐFORRÁSAI

A nagymélységbe hatoló mélykarszti régióban leszálló, eredetileg hideg karsztból származó víz rendkívül nagy mélységekbe ereszkedik le, mielőtt egy, vagy több távoli ponton, a nyomás gradiens mentén haladva a felszínre emelkedik. Ezért az artézi vizekhez hasonlóan, a mélykarsztvíz -

- Nagy mélységi lehatolása miatt a Föld hő áramából hőt vesz fel, amit a víz áramlása következtébe elszállít, áthalmoz,

- A súrlódás leküzdésére felhasznált nyomásenergiája munkává alakul, ezért áramlása a nyomás gradiensen haladva hőt termel,
- Mélységbe leszállása során a víz összenyomódik, térfogata csökken a növekvő nyomás következtében, és ezért hőmérséklete kismértékben tovább növekszik,
- Válaszol a légköri nyomásváltozásokra, és válaszol a Hold és Nap okozta gravitációs hatásokra (Nap és Hold okozta diurnális és áldiurnális dagályok), amelyek a mélykarsztvíz szintjében észlelhető kismértékű, millimétertől centiméteres nagyságrendben mérhető ingadozásokban jelentkezhet az Egyenlítő és a Sarkkörök között. Ezekhez a kismértékű nyomásváltozásokhoz kapcsolt térfogati változások hőmérséklet emelkedésben és csökkenésben nyilvánulnak meg. E hőmérséklet ingadozás egyenlege elvileg Zéró, de gyakorlatilag pozitív a víz és kőzet principális irányú hővezető képességeinek nagyságrendnyi különbsége következtében. A napi eseményekből visszamaradt kis hőmennyiség egyenlegek az áramlás rendkívül kis sebessége következtében figyelemre méltó mennyiségekre épülhetnek fel a kultúrtörténetitől földtörténetibe terjedő idők során, amit a víz útja a beszivárgástól a megjelenési pontig igényel.

A mélykarsztvíz hő felvételében és hőátadásában fontos szerepe van a nyomás alatt álló vízrendszereket érintő, földtörténeti időskálán gyors vibrációnak minősíthető nyomásváltozások-

1. évszaki leürülésből és tömeges csapadékeszivárgásból származó, legalább két nagyciklusú piezometrikus fluktuáció,
2. naprendszeri gravitációs eredetű dagály jelenségek (a Nap diurnális, és a Hold ál- diurnális dagályai), valamint
3. az atmoszférában átvonuló jelentős légnyomásváltozások.

Ezek a ritmikus események a földtörténeti időskálán 2 Hz / év nagy intenzitású, valamint 365 Hz / év, 730 Hz / év és 100-200 Hz / év kisintenzitású frekvenciákon dolgozó rázómechanizmusokként működnek. Az egymás mellett működő többsebességű vibrálás nagyban fokozza a hó diszperziót a viszonylag alacsony hővezető képességű vízben, az ebből származó gyorsulást a közet és víz hőcseréjében, valamint a víz hő áthalmozó képességét.

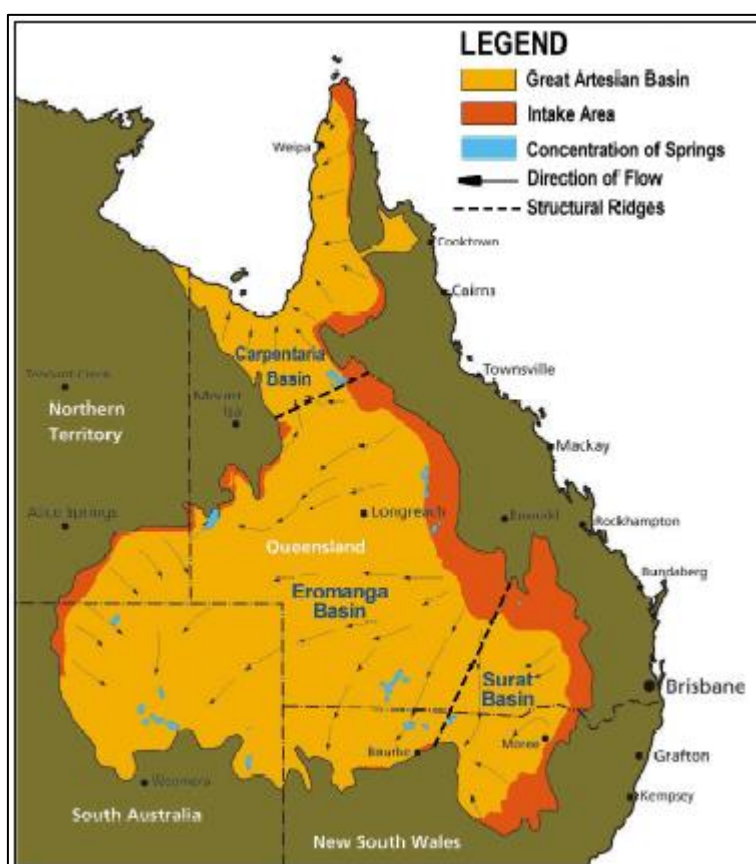
A hó felvétel miatt a felszínre vagy magasabb közetszerkezetekbe felemelkedett mélykarsztvíz a megjelenési környezeténél magasabb hőmérsékletet mutat. Ez természetesen geotermális anomáliaként értelmeződik. A hó anomália oka ebben, és a legtöbb esetben nem szükségszerűen egy tűzi eredetű helyi hőforrás (bár attól is származhatnak hó anomáliák), ahogy Liebe (2003) magyarázta Ábra 56-ban bemutatott "30 C fokos izoterma" vázlatában.

Az artézi rendszerekhez hasonlóan, mélykarszti vízrendszerek emelkedett hőmérsékletének oka első sorban a földkéreg mélységgel növekvő hőmérsékletében keresendő.

Az Ausztrál Great Artesian Basin (Ábra 54 - 55.), a Föld legnagyobb ismert artézi vízrendszere (2,400 km hosszú, 1,800 km széles, területe 1.7 millió km², Magyarország területének 18.5-szerese), 3.0 km mélységbe terjed a felszín

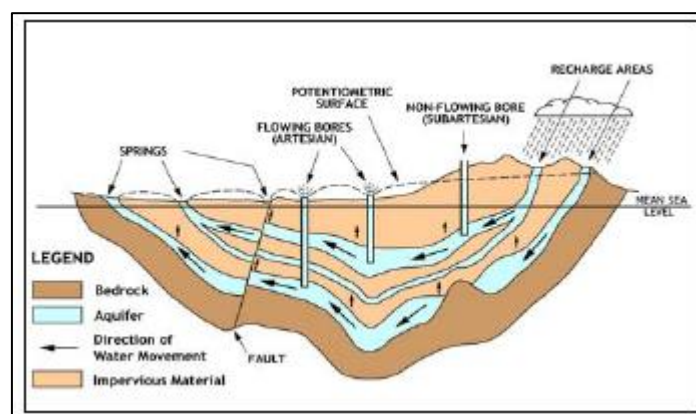
alá, és 64,900 millió megaliter vizet tárol. Legidősebb vizének kora közel 2 millió év. Felszínre, vagy közelébe emelkedő vizének hőmérséklete 30 - 100 C fok között változik (Department of Environment and Resource Management). Magas hőmérsékletéért felelős magmás eredetű benyomult hőforrás nem ismert az artézi medence területén. Hőmérséklete jó egyezést mutat a laposan fekvő rétegek általános 30 m/C fok geotermális gradiensevel.

Ábra 54. A Great Artesian Basin, Ausztrália



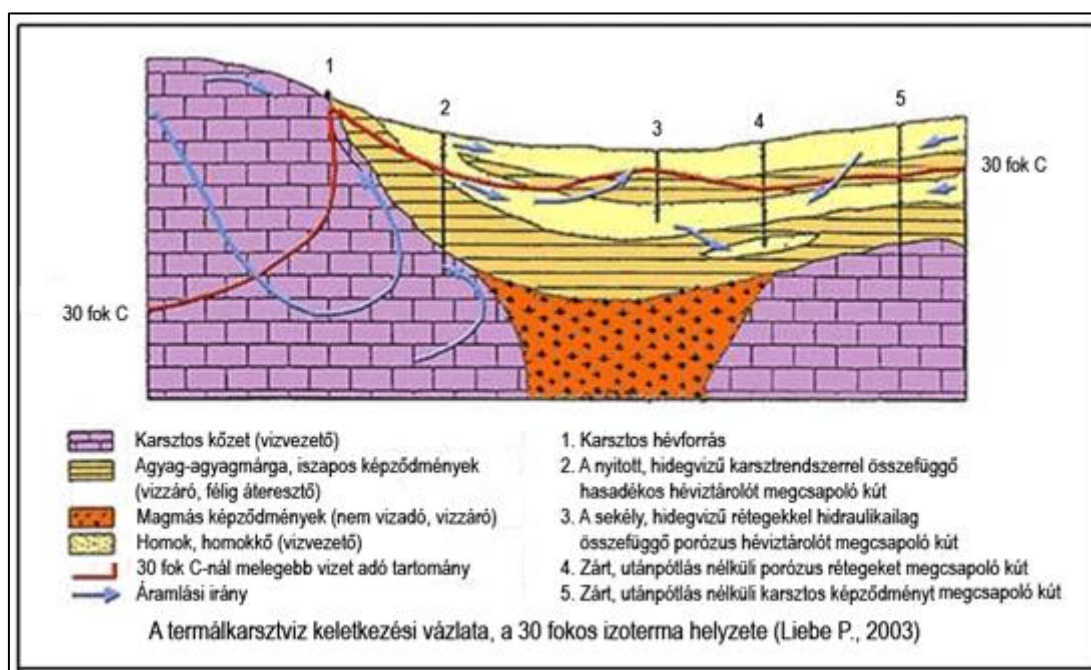
A Bükk hegységhez tartozó termálkarszt meghatározó jellegűnek vélt 30 fokos izoterma (Liebe, Ábra 56.) felvázolása sajnálatos inkonzisztenciákkal terhelt. Ábráján Liebe egy dolgot fogott meg helyesen: a kiemelkedett karsztos tömeg alatt a 30 fokos izoterma a mélységbe süllyed.

Ábra 55. A Great Artesian Basin egyszerűsített keresztmetsvénye



Súlyos hibája az, hogy, ábrája szerint, a Bükk hegységi termál karsztvizek hőforrását egy, a mészkőbe benyomult magmás eredetű test képezi.

Ábra 56. A termálkarsztvíz keletkezésének vázlata, a 30 fokos izoterma helyzete (Liebe, 2003)



További inkonzisztencia az is, hogy a 4-es számmal jelzett "Zárt, utánpótlás nélküli porózus rétegeket megcsapoló kút" az ábra szerint egy "vizzáró, félig áteresztő" rétegbe ágyazott vízvezető lencsét csapol meg. Az ábra magyarázatában mondottak ellenére, a jelzett áramlási irányok szerint, ez a

lencse utánpótlást kap egy magasabb helyzetű homokkőrétegből, tehát nincs utánpótlás nélkül.

Hitelképességét leginkább az ábra központi eleme, a hőanomália forrását képező benyomult magmás közettömeg számolja fel.

Egy vulkáni működést követő hidrotermális tevékenység időtartama 10^4 - 10^5 év. Késő- Pleisztocén - Holocén vulkanizmus és intruzív tevékenység, amik hőanomália forrásai lehetnének, nem ismertek Magyarország területén.

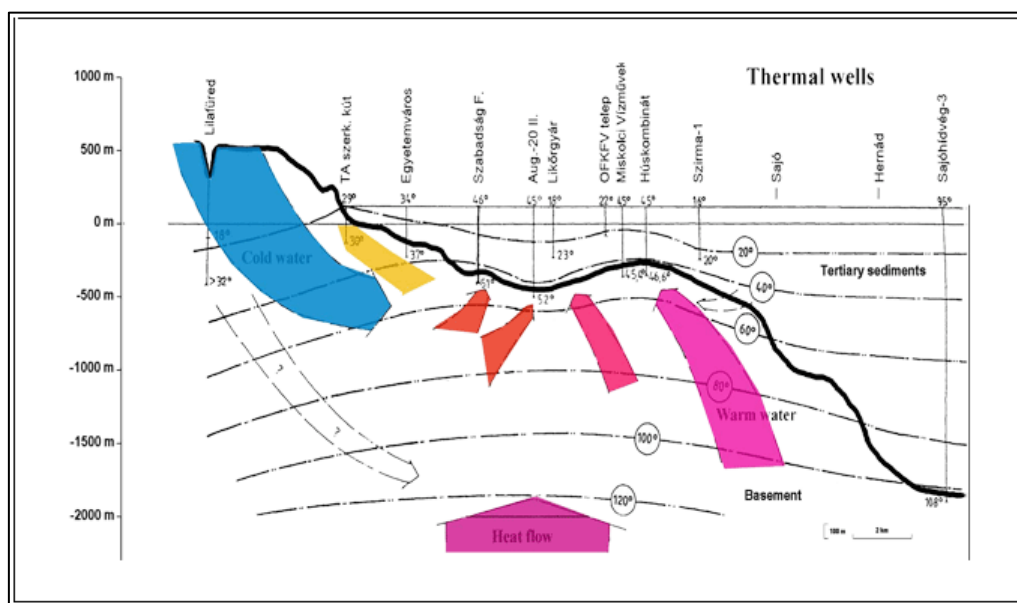
Egy nagyobb, batolitos jellegű magmás benyomulás, vagy annak nyúlványa hosszan tartó hő anomália forrása lehet. A Szerző nem ismeri a magyarhoni földtani kutatás újabb eredményeit, és nincs tudomása egy újabban felfedezett, több kilométer átmérőjű tűzi eredetű intruzív testről a Bükk hegység keleti előterében, ennek ellenére, Liebe vázlatán ábrázolt magmás képződmény egy nagymélységű és rendkívül nagy átmérőjű vulkáni csőre, vagy egy intruzív test magas régióba felnyomult nyúlványára emlékeztet.

Karbonát kőzetekbe benyomult ilyen intruzív testek gazdasági potenciálja rendkívüli figyelmet érdemel, különösen egy ásványforrásokban szegény országban, mert a karbonát kőzetek vegyi csapdaként szolgálhatnak a magma illó komponenseiben szállított haszonanyagok számára.

Liebe magmás konfigurációjának szükségszerűen létező kontakt metasomatikus övében a mészkő skarnná alakulhat víz, vas, alumínium, és szilikát (a magmás illóanyag közönséges komponensei) bevezetésével. A skarnban magas hőmérsékletű haszonásvány társaság (ón, wolfram, bizmut, molibdén és nemesfémek) koncentrálódhat fel. A skarn hűvös oldalán pedig masszív szulfid testek alakulhatnak ki hasonlóan a finnországi Outokumpu tömör réz - arany előforduláshoz.

Ha Liebe magmás benyomulása valós, hihetetlennek tűnik az, hogy az ilyen jelentős gazdasági lehetőséget hordozó konfigurációt a magyarhoni geológusok, bányászati szakemberek és a nemzetközi bányáipar figyelmen kívül hagytak volna. Valószínűbb az, hogy a magmás benyomulás egy hipotetikus fabrikáció azért, hogy legyen egy valósnak tűnő hőforrás Szlabóczy általános "hőáram" meghatározásával szemben (Szlabóczy (1974) idézve Lénárt (2010) dolgozatából). Szlabóczy a termálvizek hőtartalmát helyesen, a Föld hő áramával hozta összefüggésbe.

Ábra 57. Szlabóczy izotermái a Bükk hegység keleti előterében (1974)



Szlabóczy ábrája egy pillanatképet nyújt a mélykarszti termál vízrendszer működéséről. Főhibája statikus jellegéből ered. A rendszer három főeleme (víz- és hővezető kőzet, víz valamint hő) közül kettő, a víz és hő, állandó mozgásban van, s e dinamizmust az ábra nem tükrözi. További tartalmi hiba a diósgyőri langyos források figyelmen kívül hagyása volt.

Helyesen, Szlabóczy a hőforrást a Föld hő áramával, a víz utánpótlását pedig a Bükk hegység mélykarszti beszivárgásával hozta összefüggésbe. Az izotermák bevezetésével a felmelegedési, valamint transzport zónák

szükségszerűen kinyilatkoztatták magukat. A kibocsájtási zónákból Szlabóczy egyértelműen csupán a melegvíz kutakat azonosította, a lehűlési zóna pedig elkerülte figyelmét, bár további munkáiban utalt a felmelegedési és lehűlő zónákra.

5. A MÉLYKARSZT MECHANIZMUSA

A hő- és vízáramlás harmóniára törekvéséből alakult ki a jelen termál karsztvízrendszer mechanizmusa, amely elemei a következők:-

- nagymélységbe kiterjedő hegységi, nyitott felszínű karsztos vízvezető kőzet,
- hőforrás,
- víz utánpótlás (LEáramló zóna),
- vízáramlás, transzportációs zóna (Eláramló zóna),
- felmelegedési zóna,
- a víz hőt áthalmozó tevékenységéből szükségszerűen származó lehűlési zóna,
- hidrosztatikus nyomást és hőmérsékletet megőrző fedőrétegek a transzportációs zóna felett,
- kibocsájtási zóna.

Mivel a mélykarszt vizsgálata során ezek az elemek alig, vagy egyáltalán nem kaptak figyelmet, azok ok- és okozati összefüggéseit a Szerző egy külön fejezetekben vizsgálja. Azonban a teljesség megközelítése

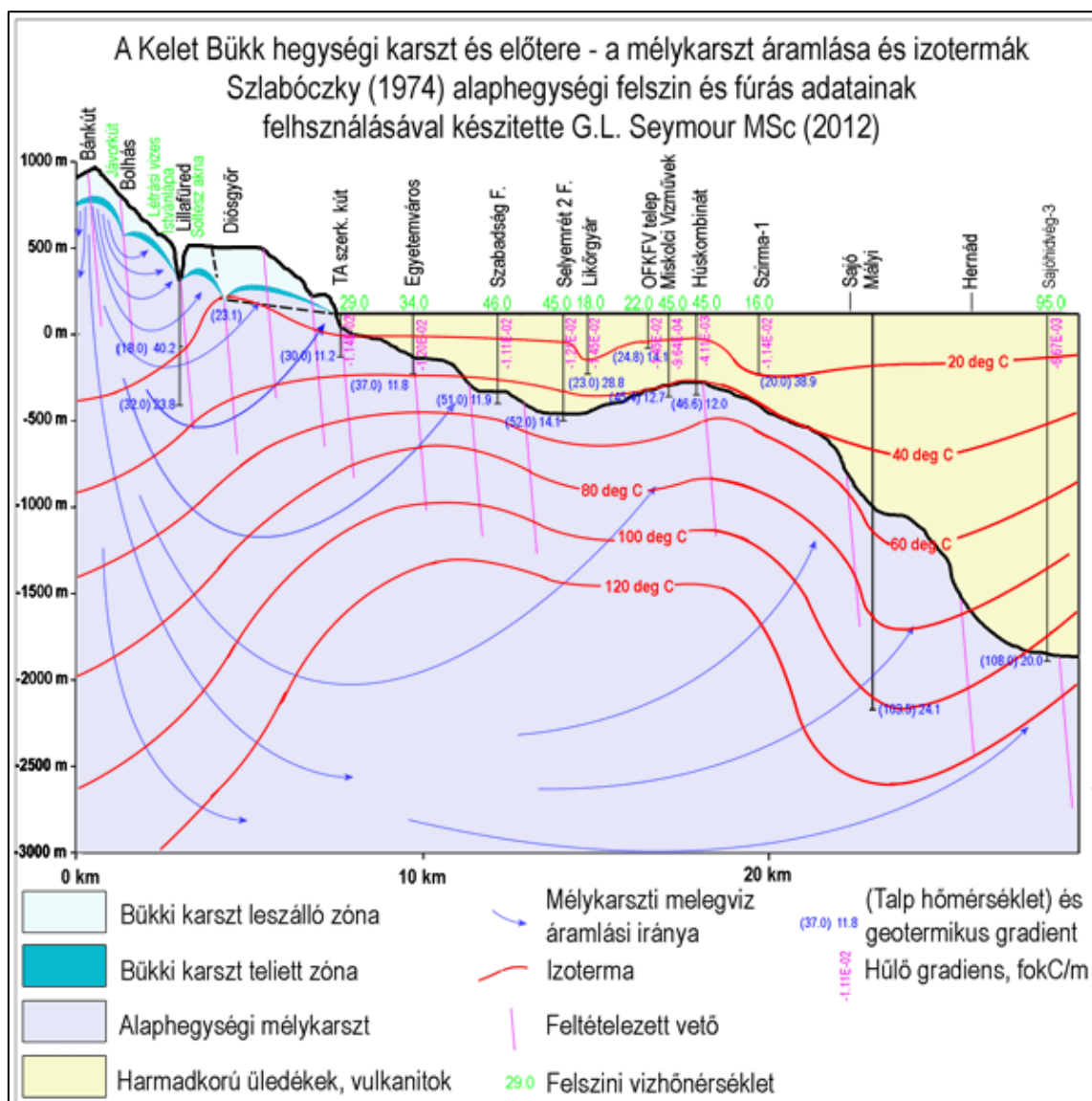
céljából Ábra 58-ban a Szerző bemutatja Szlabóczky vázlatának átdolgozott változatát, amelyet a felsorolt elemek figyelembevételével állított össze.

Ábra 58-ba a következő új, valamint Ábra 57-ben ismertetett adatokat vezetett be a Szerző:-

- A Bükk hegységi barlangokban megismert vízszintek és vízhőmérsékletek.
- A Felső Szinva völgy hidegvizű karsztforrásainak térszíni magassághoz kötött hőmérsékleti irányzata.
- Pávai-Vajna lillafüredi mélyfúrásának két hőmérsékleti zónára történt felbontásából származó geotermikus gradiensek.
- Diósgyőr langyos forrásai.
- A Mályi mélyfúrás bevonása az értékelt melegvizes kútcsoporthoz (a fúrás rétegsorának ismerete nélkül).
- Geotermikus gradiensek számítása a vizsgált kutakra.
- Hűlő gradiensek számítása a kutakban felemelkedő meleg vizekre.
- A számított vonatkozó adatok pontosságát negatívan befolyásolja az, hogy a fúrások mélységeit, valamint az alaphegységi határt Szlabóczky ábrájának digitalizálásával nyerte a Szerző. Az alaphegységi határ mélysége nem ismert a Mályi fúrásban.

Az ábra nyugati oldalán jól látható az izoterma vonalak széthúzódása és mélyégbe süllyedése, amit a leszálló és mélykarszti előtér felé eláramló felszíni beszivárgás hő felvétele és hő elszállítása okoz.

Ábra 58. Kelet Bükk hegységi karszt és előterének meleg, mélykarsztvíz rendszere, izotermák (Összeállította: GL Seymour)



Az ábra keleti negyedében az izotermák ismét a mélybe süllyednek. Ennek oka az, hogy ott a mélykarszt ezer métert meghaladó mélységben folytatódik. A mélységváltozást okozó vetőrendszer mentén a mélykarszt meleg vizet ad át fedőhegységi rétegeknek, a hűvös fedőhegységi rétegvizek pedig beszívárognak a mélykarsztba, és újratöltik az ábra

középső területén kivett és kibocsájtott, valamint az ezer métert meghaladó törés mentén, természetes úton kibocsájtott jelentős vízmennyiséget.

Víz kibocsájtás mélykarszti nyomás csökkenésével jár, ami a fedőhegység nagymélységű, fedett rétegvizeihez viszonyított nyomásegyensúly felbomlásához vezet. Az így kialakult nyomáskülönbség teszi lehetővé a fedőhegységi rétegvizek benyomulását a mélykarsztba.

Tábla 10. Az ábrázolt fúrások hőmérséklet adatai

| Fúrás név | Mélység / vastagság m | Talp hőmérséklet fok C | Felszíni hőmérséklet fok C | Delta hőmérséklet fok C | Geoterm. gradiens m / fok C | Nyugalmi vízszint m | A kút hűlő gradiense fok C / m |
|--|-----------------------|------------------------|----------------------------|-------------------------|-----------------------------|---------------------|--------------------------------|
| Pávai-Vajna lillafüredi mélyfúrása 0 - 734,5 m | 734.5 | 32.00 | | | 30.52 | | |
| Pávai-Vajna lillafüredi mélyfúrása 0 - 402 m | 402.0 | 18.00 | | | 40.20 | | |
| Pávai-Vajna lillafüredi mélyfúrása 402 - 734,5 m | 332.5 | 32.00 | | | 23.75 | | |
| TA Szerk., kút | 247.0 | 30.00 | 29.00 | -1.00 | 11.23 | | -1.14E-02 |
| Egyetem | 342.0 | 37.00 | 34.00 | -3.00 | 11.79 | | -1.20E-02 |
| Szabadság fürdő | 510.0 | 51.00 | 46.00 | -5.00 | 11.86 | | -1.11E-02 |
| Selyemrét 2, fúrás | 620.0 | 52.00 | 45.00 | -7.00 | 14.09 | | -1.21E-02 |
| Likörgyár (*) | 345.0 | 23.00 | 18.00 | -5.00 | 28.75 | | -1.45E-02 |
| OFKV telep (*) | 195.0 | 24.83 | 22.00 | -2.83 | 14.10 | | -1.45E-02 |
| Miskolci Vízmű | 474.0 | 45.40 | 45.00 | -0.40 | 12.67 | | -9.64E-04 |

| | | | | | | | |
|---------------|---------|--------|-------|-------|-------|-------|-----------|
| Húskombinát | 462.0 | 46.60 | 45.00 | -1.60 | 11.97 | | -4.11E-03 |
| Szirma 1. (*) | 350.0 | 20.00 | 16.00 | -4.00 | 38.89 | | -1.14E-02 |
| Mályi | 2,311 | 103.5 | 98.0 | -5.5 | 24.10 | -21.1 | -2.40E-03 |
| Sajóhidvég 3. | 2.003.0 | 108.00 | 95.00 | -13 | 20.03 | | -6.67E-03 |

Megjegyzések Tábla 10-hez:-

1. (*) A Likörgyár, OFKV telep és Szirma 1 kutak csupán az alaphegységet elfedő rétegekbe hatoltak be, geotermikus gradienseik a rétegvizek és kiszivárgott mélykarszt vizek együttesét jellemzik.
2. Az OFKV fúrásban a talpon észlelt vízhőmérséklet nem áll rendelkezésre.
Talphőmérsékletét a Szerző a hasonló körülmények között mélyült Likörgyár fúráshoz számított hűlő gradiens alkalmazásával becsülte.
3. A Mályi fúrás kivételével a nyugalmi vízszintek magassága nem ismert, ezért a hűlő gradiens számításához nyugalmi vízszint helyett a kutak 0 m mélysége került alkalmazásra.
4. A geotermális gradiens számításához alkalmazott formula: $gg = m / (t_1 - t_0)$, ahol gg = geotermikus gradiens, m = a vízbetörés, vagy fúrástalp mélysége, t_1 = vízhőmérséklet a fúrás talpán, és t_0 = a jellemző felszín évi középhőmérséklete.
5. A kút hűlő gradiense a fúrás és környezetében nyugalmi állapotban kialakult vízhőmérsékleti állapototokat jelzi, amely kialakulásában szerepet kapnak a meleg rendszerbe beszivárgó hűvös karszt- és rétegvizek. Számításához alkalmazott formula: $hg = (t_1 - t_2) / m_t$, ahol hg = a kút hűlő gradiense, t_1 = vízhőmérséklet a talpon, t_2 = vízhőmérséklet a nyugalmi szinten, m_t = távolság a nyugalmi szint és talp között.

6. Az alkalmazott t_0 értékek:- alaphegységből feltárt vizek: 8 fok C, harmadkorú fedőrétegekből feltárt vizek: 11 fok C, Pávai-Vajna Lillafüredi fúrás 402.0 - 734.5 m szakaszában feltárt vizek: 18 fok C

VI. RÉSZ - A MÉLYKARSZT ELEMEI ÉS DINAMIKÁJA

A nyomás alatti mélykarszt zóna kifejlődése sajátos abban, hogy vízvezető tulajdonságát a karsztra jellemző repedezettség és oldás alakítja, vízáramlásának főtömege a csapadék eredetű hideg karsztvízből származik, de szerepe és működése megegyezik a törmelékes kőzetekben ismert artézi rendszerek tevékenységével, benne víz és hő áramlanak nyomás és hő gradienseken.

A gradiensek szabályozása alatt folytatódó mélykarszti víz- és hőáramlás harmóniára törekvéséből alakult ki a jelen mélykarszti termál vízrendszer mechanizmusa, amely megértéséhez kívánatos a következő tényezők vizsgálata:-

1. a mélykarszti vízvezető,
2. a víz utánpótlás,
3. vízáramlás transzportációs zónája,
4. a kibocsájtási zóna,
5. a hőforrás
6. felmelegedési zóna,
7. a víz hő áthalmozásából szükségszerűen származó lehűlési zóna,
8. A karszthegységi előtér nem karsztos fedőhegységének szerepe

1. A mélykarszti vízvezető

Kialakulása

A geoszinklinális üledékek vastagsága általában 4 - 8 km között változik, ritkán éri el a 10 km vastagságot, vagy marad 3 km alatt. A tektogenezis során erősen felgyűrt szerkezetben, mint a Bükk hegység szerkezete, az antiklinális redők szárnyainak mélységi kiterjedése többszörösen meghaladja a redők szélességét, így a letarolt jelen Bükk hegységi redők mélységi kiterjedése még ma is több kilométerre tehető.

A tektogenezis és azt követő hegységszerkezeti változások során fellépett feszültségek egyaránt érintették a gyűrt szerkezetet, amelyekre a különböző kőzetek fizikai tulajdonságaiknak megfelelően válaszoltak, egyesek plasztikus deformációval (agyagos kőzetek képlékenysége), mások törésekkel (rideg kőzetek), és ismét mások az előző kettő kombinációival.

A karszt hegység nagyformáinak gyűrött főtömegét alkotó mészkő feszültségre válaszolva törött és elmozdult, vetődések jöttek létre nyújtó feszültségre, kompresszív nyomásra pedig redők, gyüredezettség és feltolódások alakultak ki. Részleteiben pedig mindkét feszültség típus töredezettséghez vezetett. Az elmozdulásos töredezettség a legnyilvánvalóbb szerkezeti gyengeség, a réteglapok mentén ment végbe, amelyeket alárendelt arányban kialakult haránt irányú töredezettség kapcsol össze. Ez az összekapcsolt töredezett hálózat még a mélységgel

arányosan növekvő nyomás ellenére is visszatartott hatékonyabb átmérőket, mint a mészkő eredeti, szöveti (szemcseközi) üregeit összekapcsoló, hidrológiai vezetés tekintetében alig hatékony mikro csatornái.

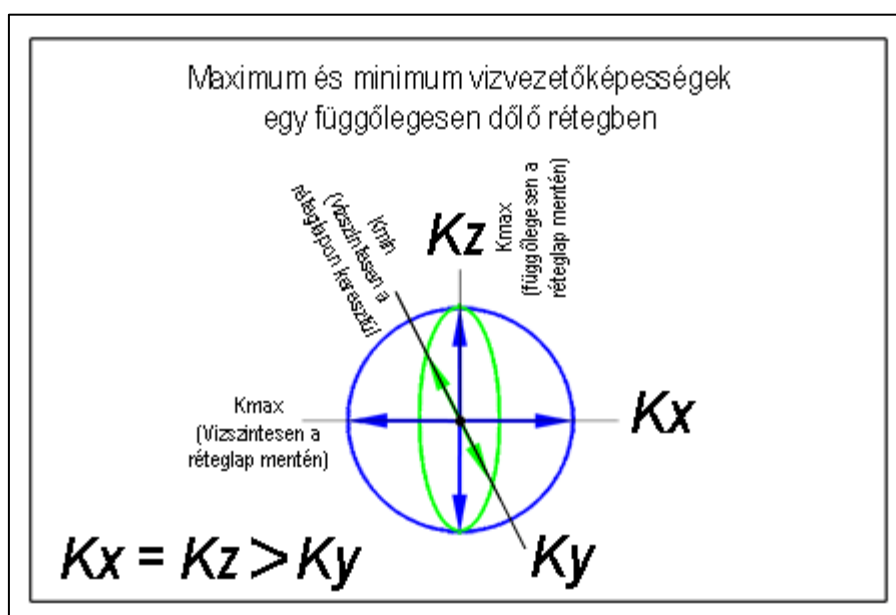
Az összekapcsolt repedezettség intersticiális tere a karsztvíz szivárgás színtere, amelynek a felszíntől helyi erózióbázisig terjedő szakaszát gravitációs lejtőn áramló hideg, az alatt pedig a Föld hő áramából hőt elvonó, felmelegedő, nyomás gradiensen áramló vizek jellemezznek.

Vízvezető tulajdonságai

A réteglapok menti preferenciális repedezettség a mészkőréteg áteresztőképességének geometriáját nagyban befolyásolja (Ábra 59), kék színű nyilakkal és radiális szimmetriával ábrázolva):-

- a meredeken dőlő réteglapok menti közel függőleges síkban alakult ki a maximális vezetőképesség, amely a meredek sík mentén radiálist jól megközelítő szimmetriát (izotrópiát) mutat (Ábra 59, kék színű nyilakkal és radiális szimmetriával ábrázolva),
- a réteglapon keresztül minimális vezetőképesség fejlődött ki, amely a réteglapon keresztül, arra merőlegesen felvett, és a közel vízszintes sík mentén (Ábra 59, zöld színű nyilakkal és elliptikus szimmetriával ábrázolva) elnyújtott elliptikus szimmetriát (anizotrópiát) közelít.

Ábra 59. Maximális és minimális víz- és hővezetés egy függőlegesen dőlő kőzetrétegben



Az így kialakult vezetőképességek következtében a mélykarszti víz- és hőáramlás sokkal gyorsabb a réteglap principális irányában, szállhat lefelé, vagy emelkedhet, mint oldalirányban, a réteglapokon keresztül. Regionális viszonylatban azonban a vízszintes irányú anizotrópia mértékét nagyban csökkentheti a rétegeket harántoló vízvezető vetők sokasága (Ábra 8 és 9). A Bükk hegységi mélykarsztvíz nyomásfelületét bemutató ábráján Lénárt (2006) 200 m B.f. szintvonal a harántvetőkön csökkent anizotrópia értékét, $K_{max} : K_{min}$, 1.54 értékben jelzi.

Ennek a rétegmenti síkban kialakult *irányított* víz vezetőképességnek jelentős szerepe van a mélykarszt feltöltésében, a mélykarsztvíz felmelegedésében, környezetének hűtésében, és hő áthalmozásában

Területi felosztása

A mélykarszti tömeg vízszintes kiterjedésben két rezsimre osztható:-

1. A **kiemelkedett karsztos tömeg**, amelyen keresztül a mélykarszt közvetve, a hideg karsztvíz telített zónáján keresztül áll kapcsolatban a felszínnel, ahonnan vízkészlete a telített zóna közvetítésével töltődik. A hidegkarszti telített zóna uralkodóan vízszintes áramlási irány komponensével ellentétbe, a hegységi mélykarsztot főleg függőleges irányú vízáramlás jellemzi. Ezért a kiemelkedett karsztos tömeg képezi a mélykarszt töltődési, **leáramló** rezsimjét.
2. Az **eltemetett karsztos előtér**, amelyben a mélykarsztvíz áramlik a kibocsájtási pontok felé. Ez az **eláramló**, vagy vízkibocsájtási pontok felé irányuló, főleg vízszintes áramlási iránnyal jellemzett rezsim. Miután az eltemetett karsztos előtér, ahogy neve is jelzi, a távolsággal növekvő arányban kivastagodó, többnyire vízszintes rétegződést közelítő, fiatalabb kőzetképződmények alatt nyugszik, amelyek változó rétegtani összetevői változó, vízrekesztőtől vizezetőig terjedő tulajdonságokkal rendelkeznek. A fedőrétegek összessége ezért általános vízrekesztő hatást gyakorol az eltemetett mélykarsztra, ami ezért megőrzi a kiemelkedett tömegben felvett hidrosztatikus nyomását, ami tulajdonképpen a mélykarszti áramlás meghajtó motorja az artézi vízáramláshoz hasonlóan.

Mivel a mélykarsztvíz nyomás gradiensen áramlik, ezért az áramlásban csak az a vízmennyiség vesz részt, ami a víz és kőzet rugalmas

összenyomhatóságából kinyerhető. A mélykarszt vízhozama ezért nagyságrendekkel kisebb, mint egy hasonló áteresztőképességgel rendelkező, gravitációs meghajtással működő vízáramlás hozama.

2. A mélykarszt vízutánpótlása

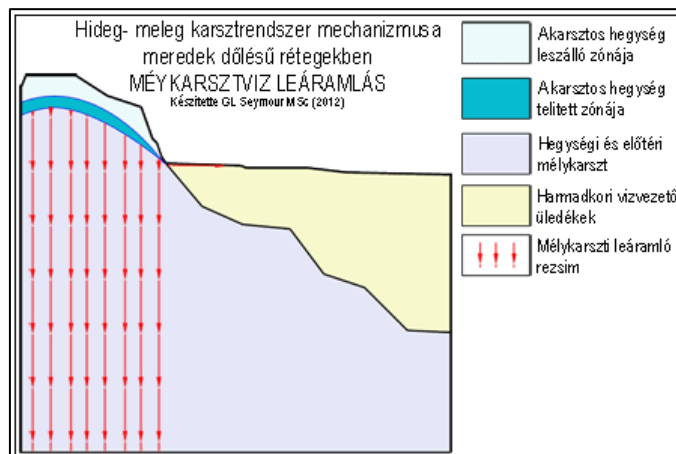
Nyomás gradiensen áramló mélykarszt víznek utánpótlásra van szüksége ahhoz, hogy áramlásban maradjon a kibocsájtási pontok felé.

A hegységi mélykarszt utánpótlását a közvetlen fedőjét képező, áramlási irányokat elkülönítő, és vonalnyi vastagsággal jellemezhető **helyi erózióbázison** keresztül, az arra települt hidegkarszti telített zónájából nyeri annak mindenkori nyomása arányában. A telített zóna felszíne viszont nyitott az atmoszféra felé, ezért a mélykarsztra nehezedő hidrosztatikus nyomás mellett a mélykarszt töltésében alárendelt szerepet kapnak a légkörben átvonuló nyomásváltozások is.

A mélykarszt feltöltöttségének mértékét tehát végső soron a csapadék- és időjárási viszonyok, pontosabban az azokból származó beszivárgás mértéke határozza meg. Ennek megfelelően, a mélykarszti vízszint egy erősen simított formában követi a hidegkarszti telített zóna éves változásait, amelyeket kismértékben tagolnak a légköri nyomásváltozások.

A Bükk hegység és hasonló kifejlődésű magas, és ahhoz csatlakozó, jelentős kiterjedésű eltemetett előtéri karszt esetében a mélykarszt feltöltésének mechanizmusát Ábra 60. mutatja be.

Ábra 60. A mélykarsztot töltő víz-leáramlás



Amint Ábra 60. szemlélteti, a mélykarszt feltöltődése csak a magashegységi karszt alatt történhet, mert csak ott nyitott beszivárgásra, és ott kerülhet a mélykarsztvíz a környezetét meghaladó nyomás alá. Ott a mélykarsztvíz a felül fekvő kőzetek és a változó nyomású telített zónájának a nyomása, az atmoszférikus nyomásváltozások, valamint naprendszeri hatások alatt áll. Ezeknek a nyomásoknak az összege az, ami a kezdeti fokon beindította, és fenntartja a mélykarszt áramlását az alacsonyabb nyomással jellemzett kibocsájtási pontok felé.

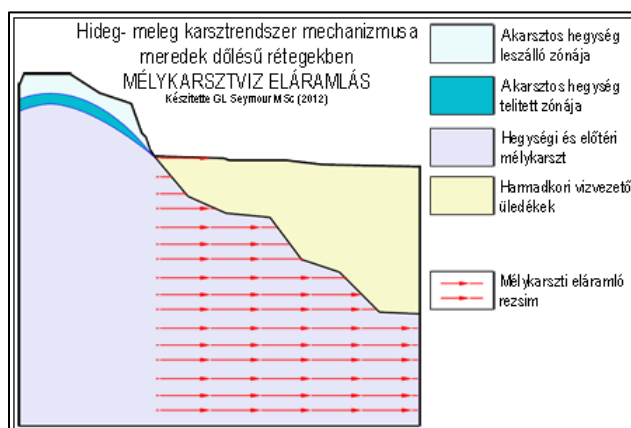
3. A vízáramlás transzportációs zónája

A karszthegységi perimétereket elhagyva a mélykarszt már csak az azt eltemető, alacsony térszínű fedőrétegek nyomása alatt áll, ami szükségszerűen a kisebb vastagságú fedőhegységből származik, és

ezért kisebb nyomást képvisel, mint a magashegységi kőzetnyomás. Mivel a fiatalabb, változatos fedőrétegek vízszintest közelítő szög diszkordanciával települtek az eltemetett karszt meredeken dőlő rétegeire, azok változatos vízvezető tulajdonsággal jellemzett rétegei együttesen egy vízrekesztő fedőt képeznek a mélykarszt számára, amely közreműködésével a mélykarsztvíz meghajtó nyomását megőrzi, és folytathatja útját a kibocsájtási pontok felé (Ábra 61.).

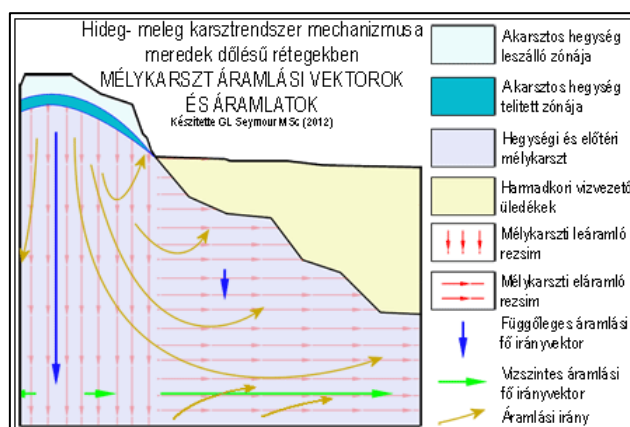
Azonban a karszt hegységi perimétereit elérve, a mélykarszt vízáralmása szétterül a peremi vetők sokasága mentén, ezért a vízvezető nyílások hatékony keresztmetszeteinek együttes térfogata növekszik, áramlási sebessége lassul és (az energia megmaradás elvének megfelelően) nyomása pedig növekszik.

Ábra 61. Az előtéri víz-eláramlás



A hegységi karszt alatti **LEÁRAMLÓ**, és az előtérben **ELÁRAMLÓ** szivárgások kombinációjából alakult ki a mélykarszt áramlási mechanizmusa, amit Ábra 62. szemléltet.

Ábra 62. A mélykarsztvíz áramlási mechanizmusa



4. A kibocsájtási zóna

A hidegkarszt egyszerűnek nevezhető vízkibocsájtási pontjaival ellentétben, a mélykarszt vízkibocsájtása heterogénnek tekinthető abban, hogy természetes kibocsájtó pontjait többnyire eltemetett szerkezeti törések határozzák meg, amelyek vizuális észleléssel nem határozhatók meg olyan egyértelműen, mint például egy hideg karsztforrás helyzete.

A törések a felszínre emelkedő kevertvízű és meleg források kialakulása mellett, mint például Diósgyőr, Miskolc-Tapolca és a szilvásvárad Sziklaforrás, szintén lehetővé teszik a mélykarszti vizek belépését az eláramló rezsim fölött fekvő fedőrétegekbe, ahol a nem-karsztos kőzetek rétegvizeivel keveredve azok emelkedett hőmérsékletű vizeiként jelentkezhetnek. Ilyen mélykarszti eredetű, főleg keveredéssel felmelegedett rétegvizeknek minősülhetnek az Ábra 58-ban ábrázolt Likörgyár, OFKV telep és Szirma 1. fúrásokban feltárt langyos vizek.

Más esetekben a mélykarszt rétegei vetők mentén érintkezésbe léphetnek és vizet adhatnak át azokhoz laterálisan csatlakozó nem-karsztos vízvezető kőzeteknek, amelyekben a mélykarsztvíz tovább áramlik, oldott anyaga vegyi változásokon mehet keresztül oly mértékben, hogy karsztos eredete részben, vagy teljesen elmosódhat.

A Mályi mélyfúrás 2,300 m körül ért el 100 fok C hőmérsékletű vizet 24.1 m - fok C geotermális gradiens mellett. A szelvényből látható, hogy tovább haladva kelet felé az eltemetett mélykarszti alaphegység további 1,000 m-rel a mélyebbre bukik egy vetőrendszer mentén. Ez a kilométernyi mélységgel megnövekedett, oldalán felnyílt mélykarszti felület nyilvánvalóan a fedőhegység vízvezetőibe segít át jelentős mennyiségű mélykarsztvizet. A mélykarsztból eltávozott meleg vizet pedig a fedőhegység magasabb szintjeiből származó hűvösebb vizek cserélték ki. Az így kialakult keveredési körforgalom a geotermális gradiens 10 m-t meghaladó növekedéséhez vezetett a nyugatabbra észlelt 11 - 14 m / fok C gradiens értékekhez viszonyítva.

A Sajóhidvég 3. fúrásban a 100 fok C hőmérsékletű víz az eltemetett mészkőréteg felszíne közelében, mintegy 300 m-rel magasabban jelentkezett a Mályi kúthoz viszonyítva, jelezve azt, hogy a nagyobb mélységből feláramló forró vizek részben helyreállították a mélykarszti környezet Nyugatra megismert hőmérsékleti egyensúlyát, 20.0 m / fok C-ra emelve a gradiens értékét.

5. A hőforrás

Nem véletlen az, hogy Magyarország területén jelentős melegvíz források találhatók. Ennek oka az, hogy a Pannon medence alatt a földkéreg vastagsága csupán 25 km az általános 35 km vastagság helyett. Ezt a területet 25 m/C fok körüli geotermális gradiensek jellemzik a többnyire érvényes 30 m/C fok helyett.

Érvényesnek ítélt ismereteink szerint a Föld dinamikus tevékenységét belső hő készlete hajtja. Ez a hő készlet három forrásból származik:-

1. a Föld keletkezése során összeállott, és azt követően becsapódott Földön kívüli anyag magával szállított és becsapódásokból származó energiája,
2. az anyag gravitációs erő alatt végbement sűrűsödése és szegregációja,
3. vegyi, ásványkémiai és nukleáris reakciók.

A földkéreg, különösen annak felső rétege, a litoszféra gyenge hővezető képessége következtében mérsékeli a Föld hőkisugárzását, csökkenti a Föld hő veszteségét. A kéregben ezért hő halmozódik fel, ami a felszíni kisugárzásból származó veszteséget lassú hőáramlással pótolja.

A kőzetöv felszíni hőkisugárzása nem egyenletes a kőzettípusok heterogén összetétele, valamint szerkezeti helyzetüknek megfelelően. Összetételük alapján a kőzetek hővezető képessége széles határok között változik.

Szerkezeti helyzetből eredő változások oka pedig a kőzetek hővezetésében észlelt anizotrópia. Rétegezés irányában a kőzetek hővezető képessége nagyobb, mint arra merőlegesen, a rétegen keresztül. Meredeken dőlő felszíni

rétegeken keresztül ezért a kőzetöv hő vesztesége nagyobb, mint laposan fekvő rétegek esetében.

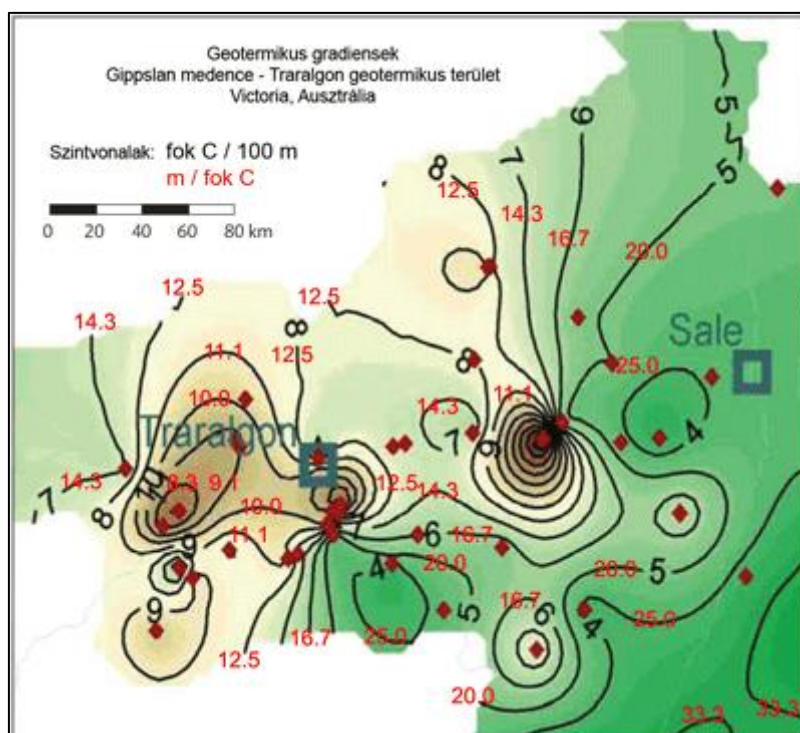
A kőzetöv helyi hőtartalmának és hő veszteségének egyik mutatója a geotermális gradiens, ami a mélységgel arányos hőmérséklet növekedés mértékét mutatja a litoszféra különböző pontjain. Mértéke az egy fok C hőmérsékletemelkedéshez szükséges függőleges távolság, vagy 100 m-re eső hőmérsékletemelkedés Celsius fokokban. A kőzetöv átlagos gradiense 30 m / fok C.

A geotermikus gradiens azonban nem egységes. Medencékben a földkéreg általában vékonyabb, mint hegységi területeken (Ábra 63.), ezért ott a geotermikus gradiens meredekebb, mint a kéreg más területein. Ez a vastagság különbség feltehetően a feltört kontinentális táblák izosztatikus helyzetéből adódik. Szintén meredek gradiensek jellemzik a tektonikusan aktív területeket.

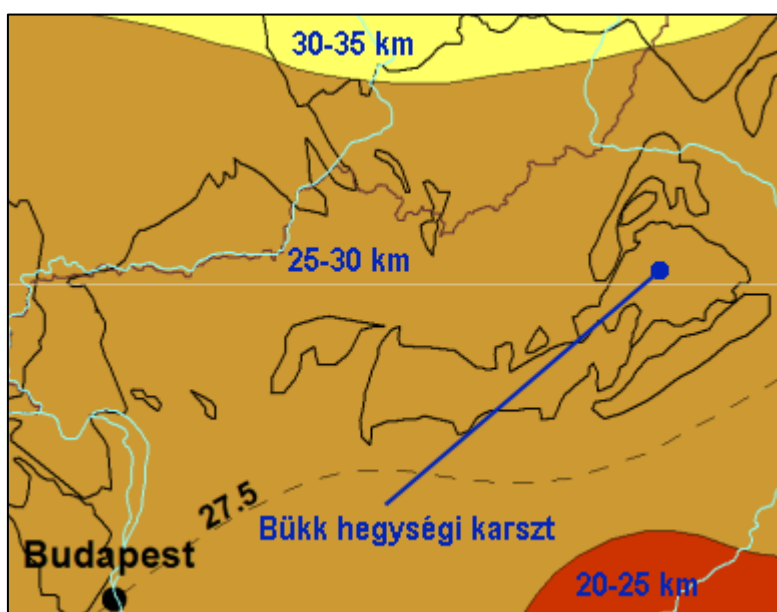
Hegyvidéken a geotermikus gradiens alacsony, különösen alacsony a merek dőlésű idős hegységszerkezetekben, ahol a gradiens 40 – 60 m / fok C között változhat.

Horváth et Al (Dátumozatlan) szerkesztésében megjelent geofizikai atlasz a Bükk hegységi karsztos térséget magában foglaló sáv kéregvastagságát 27.5 - 30 km-re (Ábra 64.) a litoszféra, ami magában foglalja a kérget és a mantle törékeny felső részét is, vastagságát pedig 80 - 100 km-re (Ábra 64.) becsüli.

Ábra 63. Traralgon geotermális terület, Gippsland medence, Ausztrália

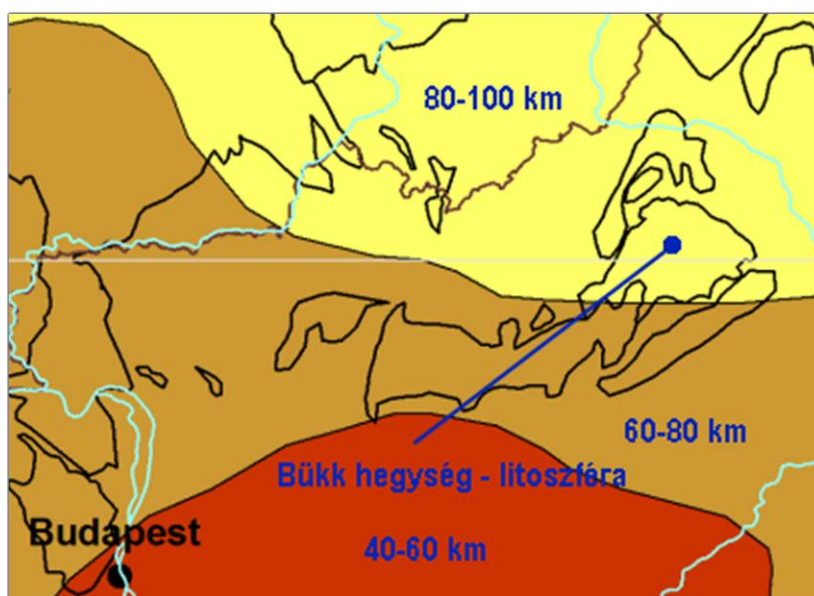


Ábra 64. A Bükk hegységi zóna kéregvastagsága



A mélykarsztba leszálló hidegkarszt vize rendkívül nagy mélységekbe hatol le, mielőtt a nyomás gradiense mentén haladva felemelkedik. Mechanizmusa ezért az artézi vizekkel megegyezik.

Ábra 65. Bükk hegységi zóna - A litoszféra vastagsága



A szűk interstíciákban nagy nyomás alatt rendkívül kis sebességgel és rendkívül nagy távolságokon keresztül földtani időskálán áramló víztömeg sűrűlódása figyelemreméltó hőt termel. Ehhez adódik a behatolási mélységének megfelelő jelentős hőmennyiség, amit a földkéreg belső, mélységgel növekvő hőmérsékletű hő áramából vesz fel a víz. Ehhez járulnak még a naprendszeri gravitációs hatásokból, valamint légköri nyomásváltozásokból származó nyomásváltozásokhoz és sűrűlódáshoz kötött hő termelő folyamatok egyenlegei.

A felszínre emelkedett meleg víztömeg és földtörténeti időben mérhető áramlása során felmelegített kibocsájtási környezete hő anomáliaként jelentkezik éppen úgy, mint ahogy egy magmás eredetű kőzet benyomulásából származó geotermális anomália is jelentkezhet. Egy, a vízáramlás útjába benyomult tűzi eredetű hőforrás természetesen tovább emelheti a víz hőmérsékletét, de nem szükséges ahhoz, hogy egy nagymélységből felszálló víztömeg és környezetének hőmérséklete

jelentősen magasabb legyen, mint a szélesebb környezetű felszín hőmérséklete.

6. A víz felmelegedési zónája

A felmelegedési zóna a karszthegységi hideg karszt telített zónája alatt kezdődik, és a karsztos vízvezető réteg teljes mélységére terjed ki. A hegységi mélykarszt felmelegedési zónája folytatódik a peremi vetőkön túl fekvő eltemetett előtéri karsztban addig a pontig, amelyen az áramló víz hőmérséklete, valamint a kőzet helyi hőmérséklete egyensúlyba kerül. Egyensúly hiányában pedig a felmelegedés folytatódik a kibocsájtási pontok határáig, amelyen túl a mélykarszt működése megszűnik, vagy a mélykarszt teljes, vagy maradék vízmennyisége nem-karsztos vízvezetőkbe lép át.

Mivel a termál karsztvíz hő tömegének jelentős részét a kéreg kőzeteinek közreműködésével a Föld hő áramából nyeri, ezért a kőzetek idevaló termodinamikai tulajdonságainak vizsgálata szükséges a hőcsere értelmezéséhez.

Robertson (1988) a Föld felső kérgét alkotó kőzetek hővezető tulajdonságainak főleg szakirodalmi kutatása szerint a kőzetek hővezetése erőteljesen növekszik, ha a szemcseközi teret gáz (levegő) helyett víz tölti ki, Bizonyos ásványok jelenléte szintén növeli a kőzetek hővezető képességét (Tábla 11.).

Tábla 11. Karsztra jellemző kőzetek hővezető tulajdonságai a pórusokat kitöltő anyag függvényében, 10^{-3} kal / cm sec fok C egységben ($1 \text{ W / m fok K} = 2.390 \times 10^{-3}$ kal / cm sec fok C) Robertson, 1988, után

| Kőzet | Hővezetés, pórus kitöltő anyag: | | Feltétel |
|------------------------|---------------------------------|-------|-------------------|
| | gáz (levegő) | víz | |
| Mészkö | 6.40 | 7.10 | - |
| Dolomit | 10.20 | 11.04 | - |
| Homokkő | 3.50 | 3.63 | 0 Térf. % kvarc |
| Homokkő | 12.50 | 19.35 | 100 Térf. % kvarc |
| Agyagpala | 3.50 | 3.63 | 0 Térf. % kvarc |
| Agyagpala | 12.50 | 19.35 | 100 Térf. % kvarc |
| Tűzi Mg-vasas kőzetek | 3.60 | 4.40 | 0 Térf. % olivin |
| Tűzi Mg-vasas kőzetek | 4.68 | 6.20 | 30 Térf. % olivin |
| Tűzi földpát-sziklátok | 3.50 | 3.63 | 0 Térf. % kvarc |
| Tűzi földpát-sziklátok | 12.50 | 14.64 | 100 Térf. % kvarc |

Vizsgálatai szerint a kőzetek hővezető képességét anizotrópia jellemzi (Tábla 12.), amely alakulását a három dimenziós térben a Szerző a függőleges és vízszintes rétegdőlésekhez kapcsoltan mutatja be (Ábra 66. és 67.).

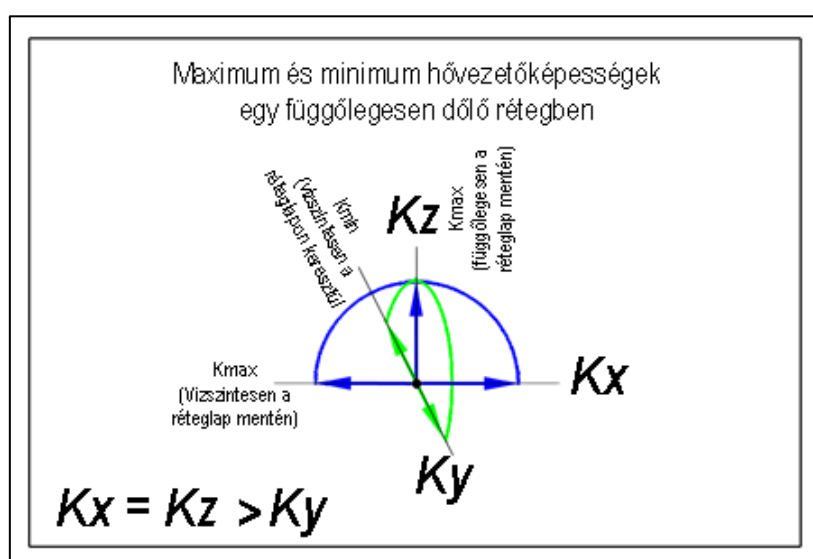
Tábla 12. Karsztvíz áramlásra jellemző természetes állapotú kőzetek hővezető tulajdonságai 300 K fokon, 10^{-3} kal / cm sec fok C egységben ($1 \text{ W / m fok K} = 2.390 \times 10^{-3}$ kal / cm sec fok C) Robertson, 1988, után.

| Kőzet | Hővezetés a rétegezésre | | Anizotrópia (Párhuzamos : Merőleges) |
|-----------|-------------------------|-------------|--|
| | párhuzamosan | merőlegesen | |
| Mészkövek | 7.90 | 5.90 | 1.34 |

| | | | |
|-------------------|----------------------------|------|------------------|
| Dolomitos kőzetek | 9.50 | 9.35 | 1.02 |
| Homokkövek | 5.46 | 4.59 | 1.19 |
| Agyagpalák | 6.03 | 3.62 | 1.67 |
| Porfírit | 7.66 | | Nincs adat |
| Víz | 0.58 (nem Robertson adata) | | Nem alkalmazható |

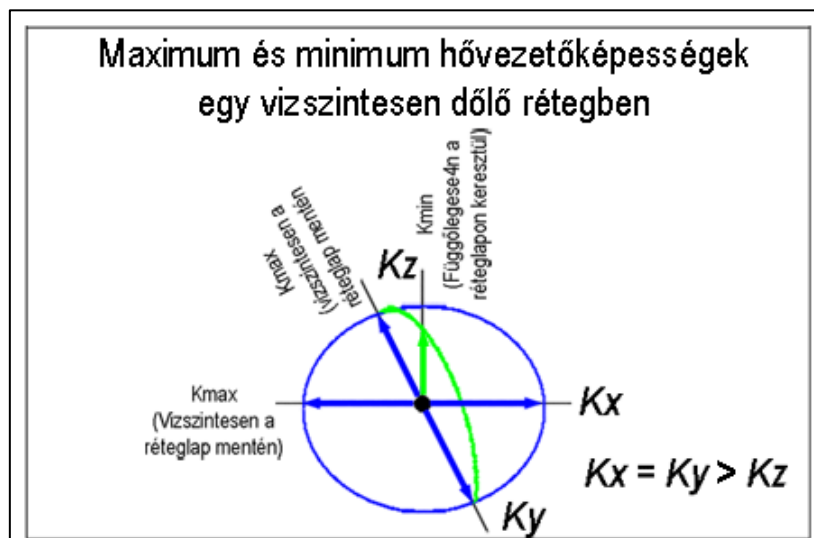
A Szerző következtetése szerint, a kőzetek hővezetésében észlelt anizotrópiát jelentősen fokozza a kőzet vízvezető képességében jelen lévő hasonló típusú anizotrópia is.

Ábra 66. Maximális és minimális hővezetés egy függőlegesen dőlő kőzetrétegben



Ez a rétegdőléshez kapcsolt, irányított hővezetés a fő oka annak, hogy a geotermális gradiens közel vízszintesen rétegzett kőzet összletben 30 m / fok C, a meredek dőléssel jellemzett idősebb hegységekben pedig 40 - 60 m / fok C között változik.

Ábra 67. Maximális és minimális hővezetés egy vízszintesen dőlő kőzetrétegben



A hőcsere mechanizmusa a statikus kőzetben áramló hőenergia, és ugyancsak abban dinamikusan áramló hőhordozó tömeg, a víz, interakciójából alakult ki. Hőáramlás a két érintkező hőmérsékleti tartomány között a hő gradiensen történik Fourier törvénye alapján:-

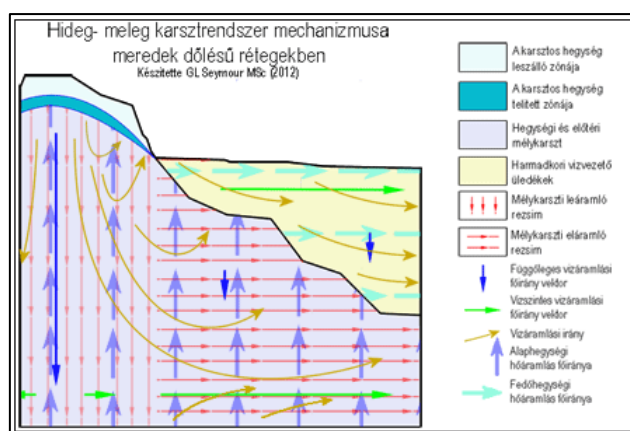
$$q = K \cdot i$$

ahol q = az egységnyi területen átáramló hőmennyiség, K = az anyag hővezető képességei együtthatója, i = hőmérsékleti gradiens (fok K / távolság, vagy fok C / távolság), mind egységes kifejezésben és mértékegységben.

Fourier törvényének megfelelően, a Föld hő árama a belső hőforrásától a felszín felé tart a kőzetrétegek hővezető képességének megfelelő sebességgel, illetve mennyiségben (Ábra 68.).

A mélykarszti leáramló rezsimet lefelé szivárgó víz és felfelé áramló hő jellemzi. Ábra 68 párhuzamos kék nyilakkal jelzi a mélykarszt rétegmenti maximális sebességű, felfelé tartó hő áramát. Azzal szemben halad a lefelé maximális sebességgel áramló víz, ami ebben az esetben a vegyipari technológiából jól ismert, hatékony keveredési ellenáram elvét valósítja meg. Ellenáramban az alacsony hővezető tulajdonságú víz hőfelvétele hatékonyabb, mint egyszerű hőátadás az intersticiális felületek statikus érintkezése esetén. A víz hő felvételének sebességét tovább fokozza a földtörténeti időskálán ismétlődő több frekvenciájú vibrációs keverésnek számító ritmikus nyomásingadozások.

Ábra 68. A mélykarsztra és fedőrétegeire jellemző rétegmenti, K_{max} , maximális hőáramlatok



A peremi vetőket elérve a mélykarsztvíz lefelé tartó maximális sebességű áramlásának főiránya függőlegesebből vízszintesre változik és szétterül az eltemetett előtéri mélykarsztban a peremi és azokat követő vetőkön. A víz áramlási sebessége lelassul, hosszabb időt tölt az előáramló, mint a leáramló felmelegedési zónában, és ezért további, nagyobb hőmennyiségeket vesz fel, mint a leszálló zónában tehette. Hőmérséklete tehát tovább, és fokozottan emelkedik.

7. A kőzetlehűlési zóna

A kőzetlehűlési zóna a kiemelkedett karszthegység periméterein belül helyezkedik el, és a kőzet a víznél egy nagyságrenddel jobb hővezető képessége miatt a mélykarszt aktív mélyégének határán túl terjed.

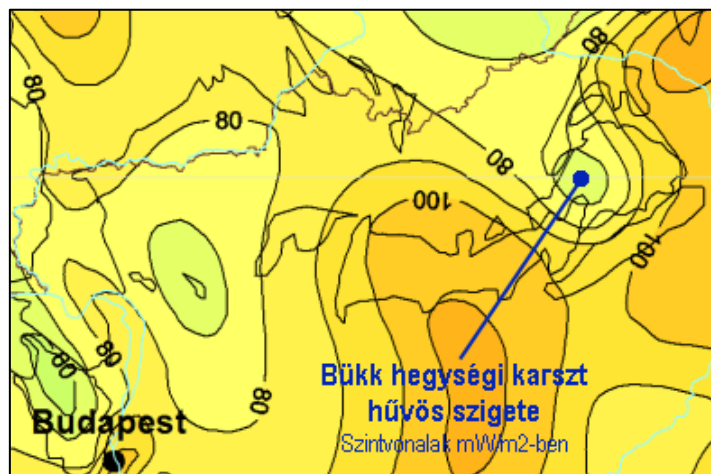
A lehűlési zónában leáramlása során a felülről érkező és lefelé süllyedő hűvösebb víz medreken tartja a víz és kőzet közötti hő gradienst, ezáltal fokozza a kőzet és víz között végbemenő hőcsere mértékét. A már ismertetett több frekvencián működő vibrációs tevékenység által fokozott hőeloszlás ebben az esetben a kőzet lehűlésének sebességét fokozza. A víz, mint mozgó, áramlásban lévő hőcsere- és hőszállító közeg fokozott hőelvonása következtében a hegységi karszt mélységi kőzettömegének hőmérsékletét csökkenti, ami a karszthegységi környezethez viszonyítva, a helyi, karszthegységi geotermikus gradiens lejtőjének enyhülésében nyer kifejezést.

A karszthegységi tömeg ezért egy háromdimenziós hűvös szigetet alkot magasabb hőmérsékletű környezetében.

Valóban, Horváth et Al (Dátumozatlan) szerkesztésében megjelent geofizikai atlasz a Bükk hegységi karsztos térséget egy hűvös, 60 - 70 mW / m² hőáramlással jellemzett szigetként ábrázolja egy, a keleti előterét

gyűrűkként, máshol pedig regionálisan körülvevő, $70 - 80 \text{ mW} / \text{m}^2$, majd egy további azt követő $80 - 90 \text{ mW} / \text{m}^2$ zónákban (Ábra 69.).

Ábra 69. A Bükk hegységi karszt hűvös szigete - A meleg mélykarszttal társult közetlehideg zóna



A Kelet Bükk hegységi előtér mélyfúrásainak értékelése útján számított geotermális gradiensek segítségével megvont izotermák vonalai, valóban, széthúzódnak és mélybe süllyednek, amint közelítik a hegységi karsztot (Ábra 17 és 22a). Keleten, a közvetlen előtéri környezet 10 kilométert meghaladó kiterjedésében mélyített, és a karsztos alaphegységet elért öt fúrás $11 - 14 \text{ m} / \text{fok C}$ körüli geotermális gradienseihez viszonyítva a Lillafüreden, a karsztos hegység belsejében mélyített Pávai-Vajna féle fúrás alsó, melegebb szakaszában a geotermikus gradiens $23.75 \text{ m} / \text{fok C}$ értékre csökkent.

A lehűlés mértékének mélységi irányzatába szintén a lillafüredi fúrás nyújtott betekintést. A fúrásban történt két melegvíz betörés segítségével két hőmérsékleti rezsimre felosztott fúrás magasabb, 402 m-ig terjedő mélységét $40.2 \text{ m} / \text{fok C}$ geotermális gradiens jellemzi az alatta fekvő

402.0 m-től 734.5 m-ig terjedő szakaszra számított 23.75 m / fok C értékkel ellentétben.

A lillafüredi fúrás tanúsága szerint a lehűlés egy mélységgel nem-lineáris arányban csökkenő irányzatot mutat. Ez az irányzat nyilvánvalóan a vízáramlás mélységgel változó sebességéhez, illetve a karsztos réteg vízvezető nyílásainak fejlettségéhez kapcsolódik. Ezt jelzi az is, hogy a 402 m-ig terjedő vízbetörés 2.5 m magas vízoszloppal emelkedett a felszín fölé. Ez a magasság a Soltész aknából, valamint a Soltéskerti barlangból ismert karsztvízszintek térszínéhez viszonyítva 1.3 - 1.4 atmoszférikus túlnyomással egyenértékű hidrosztatikus nyomás alól érkezett a felszínre a hideg karszthoz kapcsolt, valamint a mélykarszt felső kapcsolódó részében kialakult jó vízvezető nyílások közreműködésével.

A transzportációs, eláramló zónában rendkívül lassan áramló víz addig a hőmérsékletig képes hőt felvenni, amelyen hőmérséklete egyensúlyba kerül a befogadó közet hőmérsékletével. Ezért az évi hozamváltásokat magában foglaló, nagyjából változatlannak tekinthető vízkibocsájtás mellett a transzportációs zóna hőmérsékleti tartományai a hőegyensúly kialakulása óta eltelt földtani időskálán mérhető időben gyakorlatilag változatlannak tekinthetők.

8. A karszthegységi előtér nem karsztos fedőhegysége

A hegységi karszt előterének mélységében folytatódó mélykarsztot az arra jelentős szög- diszkordanciával települt, törmelékes üledékek és vulkánitok

sorozata fedi le. Hidrogeológiai szempontból a fedőhegység rétegösszlete vízvezető és vízrekesztő képződmények sokaságából épül fel, amelyek vízvezető tagjai mélyülő rétegtani helyzetüknek megfelelően egyre inkább nyomás alatti artézi karaktert vesznek fel.

A mélykarszt számára a fedőhegység egy általános vízrekesztő fedőt képez, amely megőrzi a mélykarszti vizek hőmérsékletét és hidrosztatikus nyomását.

A fedőhegységi vizezetőkbe szerkezeti törések mentén benyomulhat a magasabb nyomás alatt álló, és melegebb mélykarszti víz, ami nemcsak emeli az artézi jellegű rétegvíz hőmérsékletét, azon túl megváltoztatja a rétegvízben oldott szilárd anyag összetételét is. A kevert vizek hidrokarbonát tartalma figyelemre méltóan megemelkedik. Ilyen kevertvízű kutaknak minősülnek a Likörgyár, OFKV telep, valamint Szirma 1. fúrások.

A fedőhegységbe belépett, valamint azokat átszelő törések mentén felszínre emelkedett vizek víz- és nyomásveszteséggént jelentkeznek a mélykarsztban, amik lehetővé teszik azt, hogy a fedőhegység mélyebb, nagy nyomású artézi vizezetőiből víz léphessen be a mélykarsztba.

A két rendszer interakciója mellett a fedőhegység legfontosabb szerepe az, hogy megőrzi a mélykarszti vizek hidrosztatikus nyomását.

VII. RÉSZ - A MÉLYKARSZ DINAMIKUS KAPCSOLATAI

A hegységi mélykarszt zóna a nyitott karszt alatt, közvetlenül az erózióbázis helyi magassága alatt kezdődik, és a repedezett mészkőréteg legmélyebb pontjáig terjed. Aktív zónája pedig abba a változó mélységbe terjed, amelyben a nyomás gradiens hajtóereje egyenlővé válik a víz viszkozitása és a kőzetnyílások falain fellépő súrlódásos ellenállással. Ott a mélykarszt rendszer nyugalmi állapotba kerül. A nyugalmi állapot szintje azonban változik a telített zóna hidrosztatikus- valamint kőzetnyomása, és a vízkibocsátás függvényében.

A hegységi karszt felszínre emelkedett karsztos rétegeiben a mélykarszt főtömegét általában nem fedik el vízrekesztő kőzetek, mint az artézi vízrendszerek esetében történik. Mennyiségi különbség abban van, hogy az artézi rendszer egy viszonylag keskeny zónában, a mélykarszt pedig a hegységi karszt teljes felületén töltődhet. A mélykarszt feltöltési felülete ezért sokkal nagyobb, mint az artézi rendszerek esetében, és ebben rejlik a két rendszert víz- és hőháztartásában észlelt különbségek oka.

Az artézi rendszer kis feltöltési felülete korlátozza a rendszer vízhozamát, és ezért stabilizálja a vízhozam hőmérsékletét.

Mélykarszt esetében a nagy feltöltési felület és a közvetlenül felette fekvő hidegkarszti telített zóna lehetővé teszi a mélykarszt mindenkori

szükségnek megfelelő feltöltését bizonyos határok között, ami a vízkivétel fokozását teszi lehetővé. Viszont az így felgyorsított áramlási sebességgel arányosan csökken a mélykarszt rendszer vizének hőmérséklete, mivel a rendelkezésre álló geotermikus energia mennyisége állandónak tekinthető. Kiváló példát nyújtott erre a miskolci Selyemrét 2.sz. fúrás üzembe helyezése, ami Miskolc-Tapolca meleg forrásainak hőmérsékletében 2 fok C csökkenést okozott.

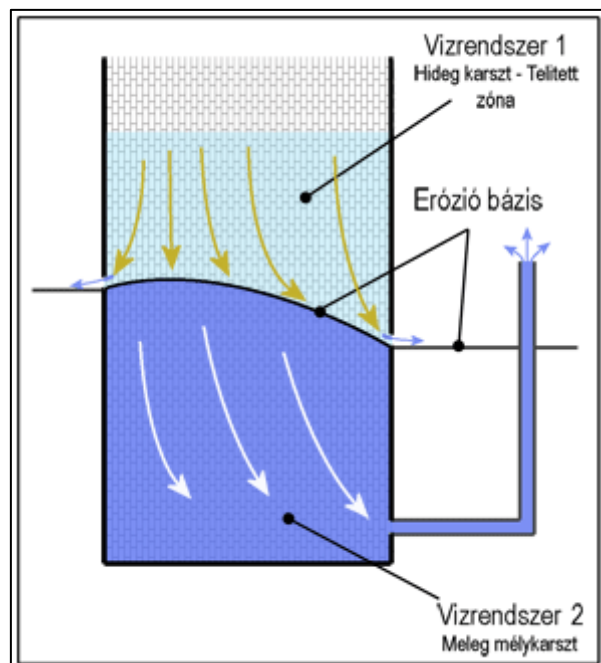
1. AZ ERÓZIÓBÁZIS SZEREPE

A nagymélységbe terjedő karszt vízvezető nyílásai hidrológiai értelemben folyamatosak a hideg- és mélykarszti tartományok között és nyitottak a felszínig, ezért a réseiket kitöltő víz is egységes, és összefügg mindhárom dimenzióban. ***Ebben az egységes rendszerben a hideg karszti telített zóna és a mélykarszt határát az áramlási irányokat határozottan elválasztó érintkezési felület alkotja. Ez a határfelület valójában az erózióbázis,*** annak helyi magasságainak pontjaiból összeállott, tagoltan görbült síkok folyamatos összessége, amely felett a víz a területi erózióbázis irányába, alatta pedig a mélykarszt kibocsájtási pontjai felé áramlik (Ábra 70.)

2. A HEGYSÉGI MÉLYKARSZTOT LEFEDŐ VIRTUÁLIS VIZREKESZTŐ KÉPZŐDMÉNY

A hegységi mélykarszt fedőképződményét a hideg karszt nyitott felületű telített zónája alkotja, amelyben a tárolt víz hidrosztatikus nyomása képezi a mélykarsztot fedő virtuális vízrekesztőt. A felszínre nyitott hidegkarszti telített zóna azért működhet virtuális vízrekesztőként, mert a két víztestet elválasztó erózió bázis miatt azok áramlási irányai függetlenné váltak egymástól (Ábra 70). Az érthetőség érdekében az Ábra figyelmen kívül hagyja a hideg karszt kifolyó nyílásai felett kialakult depressziós tölcséreket.

Ábra 70. A hegységi mélykarsztot fedő, és arra nyomást gyakorló telített zóna, valamint az erózió bázis határfelület



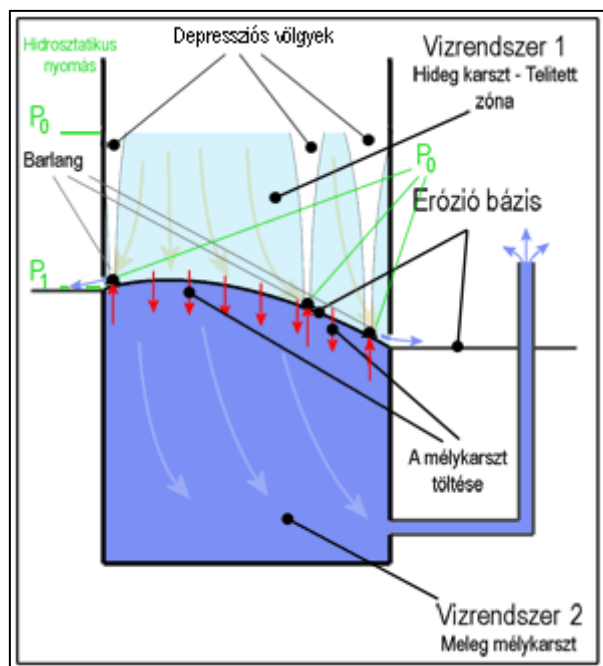
Mélykarszti viszonylatban a hidegkarszt telített zónájának tehát két szerepe van:-

1. Mivel a vízvezető interstíciák folyamatosak és folytatódnak az erózió bázison keresztül a mélykarsztba, a telített zóna folyamatosan utántölti a mélykarszt vízkibocsájtásából származó vízveszteségeket.
2. A mélykarszti felület minden pontja az erózió bázis felett fekvő telített zóna vonalnyi oszlopaiban tárolt víz összességének P_1 -nyi nyomása nehezedik:-

$$(P_1 = P_0 \text{ (Atmoszferikus nyomás)} + \text{Vízoszlop hidrosztatikus nyomása}).$$

Ezért a karsztos terület mélykarszti víztestéből az erózió bázis fölé irányuló áramlás csupán ott lehetséges, ahol a hegységi erózió bázison kialakult aktív, légteres vízvezető barlangok felett kialakult depressziós tölcsekben a hidrosztatikus nyomás nem érvényesül.

Ábra 71. A telített zóna, mint a hegységi mélykarszt nyomását biztosító virtuális vízrekesztője és vízutánpótlásának forrása



E pontok környezetében csupán az atmoszférikus nyomás (P_0) hat a mélykarszt felszínére más helyekkel ellentétben, ahol a légköri nyomáshoz adódik a telített zónában tárolt víz nyomása. Ennek megfelelően, az így kialakult nyomás gradiensnek megfelelően, a mélykarszti víz beléphet az aktív hidegkarszti járatba, melegebb vize keveredve a hideg karsztvízzel túltelített oldattá válik, láb alatti kalcit kérget és faltól falig terjedő mésztufa gátakat építve a barlangjáratban.

ű

3. A MÉLYKARSZT VIZFORRÁSA ÉS TÖLTÉSE

Amint a Szerző már említette, a mélykarszt felújuló vízkészletének főforrását a felette fekvő hideg karszt telített zónája képezi. A hideg- és mélykarszti zónák egy folyamatos és összefüggő repedéshálózat különböző szintjeit foglalják el, egyetlen közös nyomásrendszert osztanak meg, a két rendszert megkülönböztető és elválasztó felületet a vonalnyi vastagságú erózió bázis képezi, amelyen a hideg karsztvíz áramlik a kibocsájtási pontja felé. Ez az egységes karsztvízrendszer hasonló egy vízzel szakaszosan és rendszeresen töltött edényhez, amely oldalán két különböző magasságban és irányban elhelyezett nyílásokon áramlik ki a víz (Ábra 71.). A felső nyílások a karszt erózió bázisát, az alsó pedig a mélykarszt kibocsájtási pontját képviseli.

A közös vízvezető rendszer kívánalmának megfelelően a két vízrendszer egy és azonos forrásból, felszíni csapadékvizekből töltődik, és az azokat elválasztó határfelület térszíni magassága a hidegkarszti telített zóna vastagságából származó hidrosztatikai nyomás mindenkor arányában változik, süllyed, vagy emelkedik. Ennek megfelelően, a két vízrendszer hozamai együttesen és azonos irányban változnak Darcy törvényével egyetértésben. Azonban a mélykarszt esetében ezek a változások tompítva, és jelentős késedelemmel jelentkeznek a vízkibocsájtási pontokon. Ennek oka a gravitációs és rugalmas áramlások különbségeiben rejlik.

4. A MÉLYKARSZTI ÁRAMLÁS MEGHAJTÓ MOTORJA

A mélykarszti vízvezetést a karsztos réteg teljes mélységében kialakult a hézagok áteresztőképessége (bár a hézagok hatékony átmérői csökkennek a mélységgel növekvő kőzetnyomás arányában), valamint a gradiens, ezúttal a felülfekvő víz és kőzettömeg vízre és befogadó kőzetre gyakorolt terheléséből adódó nyomás és a vízkibocsájtási pont(ok)hoz tartozó nyomás gradiensek határozzák meg Darcy törvénye szerint.

A nyitott hideg karsztvízrendszer gravitációs áramlásával ellentétben tehát nyomás, a felül fekvő kőzet és víz együttes nyomása, képezi a mélykarszt meghajtó motorját.

5. A MÉLYKARSZT KINYERHETŐ VIZKÉSZLETE

A rendszeren átvonuló vízmennyiséget a nyomás gradiens és a vízvezető kőzet áteresztőképessége mellett a kőzet és víz rugalmas összenyomhatósága határozzák meg.

A víz összenyomhatósága (β):- a víz rugalmas térfogatcsökkenése a nyomás növekedésével. Az atmoszferikus nyomás egységenkénti növelésével víz térfogata 46.4 ppm (rész per millió) arányban csökken.

A kőzet összenyomhatósága (α):- kőzetenként széles határok között változik. Mivel a kőzetalkotó ásványkristályok összenyomhatósága rendkívül kicsi, az összenyomhatóság tömeges mértékét a szemcse-, vagy nyílásközi tér összenyomhatósága határozza meg. Az összenyomhatóság mértéke kőzetenként, a kőzet megszilárdulásának mértékétől, és a kőzetszerkezetet átalakító másodlagos hatások (metamorfózis, metasomatikus átalakulás, stb.) határozzák meg.

Egy adott kőzet- és hidrosztatikus nyomás együttesén csupán az a vízmennyiség vesz részt az áramlásban, ami a víz és kőzet rugalmas összenyomhatóságából kinyerhető. A mélykarszti vízvezető nyílásai ezért állandó jelleggel telítettek maradnak, és ebből származóan, fajlagos vízhozamuk nagyságrendekkel kisebb, mint a telített zónában kialakult, hasonló repedezettséggel rendelkező, és az erózióbázisra gravitáció alatt áramló nyílt tükrű (hideg karsztforrásokhoz tartozó) vízrendszerek fajlagos hozamai, mivel a telített zóna vízkészletei részben, vagy teljesen leürülhetnek. (Egy nyílt tükrű vízvezető elvíztelenedése esetén csupán azt

a vízmennyiséget tartja vissza, amit az interstíciák falait nedves állapotban tartó felületi feszültség helyben tart.)

Ennek megfelelően, a mélykarsztban tárolt vízmennyiség két csoportra osztható:-

1. A vízvezető nyílások kitöltéséhez szükséges, **kinyerhetetlen** vízmennyiség. Ez képezi a mélykarsztban tárolt víz főtömegét.
2. A kőzet és víz adott rendszerében ténylegesen létező rugalmas összenyomásából származó térfogattal egyenlő térfogatú vízmennyiség. Ebben a változó térfogatban tárolt vízmennyiség képezi a mélykarsztból **kinyerhető vízkészletet**.

A mélykarszt zóna vízvesztései a mindig jelen lévő telített zóna vízkészletéből nyernek feltöltést, azonban a telített zóna feltöltésének mértéke a hidrológiai év csapadékviszonyainak függvényében változik, ezért a mélykarszt zóna felszínének magassága kis mértékben ingadozik a hidrológiai év során (Ábra 70).

6. MÉLYKARSZVIZ BELÉPÉSE A HIDEGKARSZTBA

A mélykarszti zóna felszíne első fokon a hidegkarszti telített zónában tárolt víztömeg hidrosztatikus nyomása alatt áll. Azonban egy, az erózió bázison haladó légterezs aktív barlangjárat leüríti a felette fekvő, és hatáskörébe tartozó telített zóna vizét egy depressziós vályút alkotva a

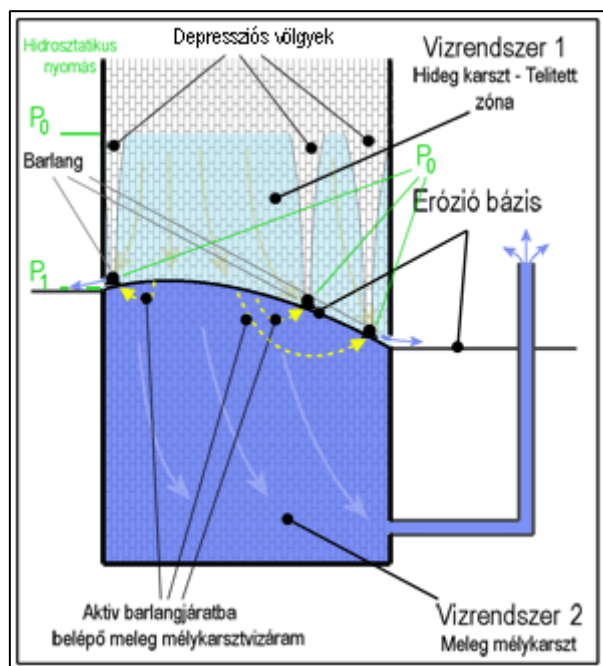
karsztvízszintben, ezért ott az aktív barlangi vízfolyás felszíne képviseli a telített zóna felszínét. Ennek a felszínnek a nyomása a légteres barlangban csupán atmoszferikus (gyakorlatilag $P_0 = \text{Atmoszferikus nyomás}$), ezért az alatta elhelyezkedő, és atmoszférikust meghaladó nyomás alatt mozgó mélykarszt emelkedett hőmérsékletű vizet bocsájt fel a barlangba (Ábra 72.).

Máshol az erózió bázis felett fekvő víz nyomása kizárja a felfelé történő mélykarszti áramlás lehetőségét a hegységi karsztban. Ily módon, a hidegkarszti telített zóna, a benne felépült víztömeg nyomása segítségével egy vízrekesztő réteghez hasonló virtuális vízrekesztőt alkot a mélykarszt fölött. A depressziós vályúk az erózió bázison kialakult hidegkarszti barlangjáratokhoz tartozó víznyelő aknák körzetében, a telített zónában alakultak ki.

Az átbocsájtott mélykarszti melegvíz mennyiségét a két rendszer közötti nyomáskülönbség (gradiens) és a közet vízvezető képessége határozzák meg Darcy törvényének megfelelően.

A barlangi vízfolyás vízállásában azonban jelentős változást okozhatnak az átvonuló nagy és árvízi hozamok, ami megváltoztathatja a nyomásviszonyát. A Pénzpataki barlangban a hidegkarszti vízszint árvízi magassága meghaladja a 70 métert, az Istvánlápai barlangban pedig a 2010 évi karsztárvíz kapcsán 46 métert jegyeztek le Lénárt és társszerzői kéziratnak tűnő, dátumozatlan Internet publikációikban. Az Rh-1 számú fúrás esetében 105 méterig terjedő vízszint emelkedést mutatnak Kutas

Ábra 72. Meleg mélykarsztvíz beáramlása a hidegvizes aktív barlangokba



Tamás terepi jegyzőkönyvei (2016), Ezek a szintemelkedések 4.6 - 10 atmoszferikus nyomást meghaladó hidrosztatikus nyomásnak felelnek meg, ami a barlangi hidegvíz rövid időtartamú, intenzív mélykarszti beáramlását teheti lehetővé a mélykarszti rezsimbe.

1. A hegységi karszt központjától távolodva a hideg források hőmérsékletében észlelt emelkedő irányzat

A fent mondott módon barlangba belépő mélykarsztvíz a barlangi patak hőmérsékletét emeli. A beáramló mélykarszti melegvíz mennyiségével arányosak az azonos regionális karsztvízrendszerből eredő hideg források vízhőmérsékleteiben gyakran észlelt 1 - 3 Celsius fok közötti paradoxnak tűnő hőmérsékleti eltérések (Tábla 13.).

Tábla 13. Kelet Bükk hegységi hideg karsztforrások hőmérsékletei (1964-65 kétévi átlag, Szabó L.G. mérései) Felső- anizuszi mészkő Szinva és Garadna völgyi forrásai

| Felső- anizuszi mészkő Szinva és Garadna völgyi forrásai | | Werfeni és dolomit rétegek, Garadna völgy forrásai | | Ladini- karni mészkövek Felső Szinva völgyi forrásai | | Egyéb források | |
|--|-------|---|-------|--|-------|------------------------------|-------|
| Forrás | C fok | Forrás | C fok | Forrás | C fok | Forrás | C fok |
| Garadna főforrás | 7.2 | Margit forrás | 9.8 | Felső Szinva 1 forrás | 8.6 | Miskolc-Tapolca Vízmű forrás | 11.5 |
| Sebes forrás | 8.2 | Wekerle forrás Vize a völgy talp alá süllyedt, feltehető megjelenése: Garadna patak. | | Felső Szinva 2 forrás | 9.0 | Szalajka völgy Szikla forrás | 11.6 |
| István forrás Eltemetve a mésztufa alatt, feltárásra vár. | | Eszperantó forrás | 9.0 | Csőves forrás (Közép Szinva 1) | 9.2 | | |
| | | Anna források | 9.8 | Jakab forrás (Közép Szinva 2) | 9.5 | | |

Amint Tábla 13. mutatja, a hideg karsztforrásnak minősülő Margit és Anna források, a Felső Szinva völgy forrásai, Miskolc-Tapolca hideg forrásai, valamint a szilvásvárad Szikla-forrás hőmérsékletei figyelemre méltóan magasabbak, mint a karsztos vízgyűjtők átlagos évi középhőmérsékletei, amelyek mélykarszt víztől függetlennek vélt forrásait, mint például Garadna főforrást, 7 - 8 fok C körüli évi középhőmérséklet jellemmez a Kelet Bükkben.

Közfelfogás szerint a hideg kasztforrások átlagos vízhőmérséklete azonos a vízgyűjtőjének átlagos évi középhőmérsékletével. A Szerző ezzel egyetért bizonyos megkötésekkel, de általánosítását vitatja következők alapján.

Garadna főforrás felső- anizuszi mészkő és társult rétegeken kialakult vízgyűjtője Nyugaton a Bükk hegységi térszín legmagasabb pontjától, Bánkúttól közvetlenül Délre kezdődik, Északon és Délen porfírit, illetve agyagpala határolják. Keleti határa Kis- Sebes időszakos forrás körzetében ingadozik a karsztvízszint helyi magasságának függvényében. A forrás a Lillafüredtől Nyugatra fekvő felső- anizuszi mészkősáv karszthidrológiai egységének legnyugatibb tagja. Ezért vizének a Láner- Szepesi- István rendszer forrásában kellene megjelenni. Az, hogy nem így történik, annak tudható be, hogy Bolhás rét térségében az északi vízzáró porfírit réteg folytonossága megszűnt több száz méter hosszúságban egy csapás irányú szerkezeti eltolódáson. A nyitott zónát egy ÉÉNy - DDK irányú nyitott vető szeli át, ami a felső- anizuszi karsztvízrendszer Nyugatról áramló vizét Északra, a Garadna völgybe átvezeti. Az átvezetés valószínűleg a Pleisztocén korú Riss eljegesedést megelőző bevágódási szakaszban kezdődött meg, mert magasabb szintű elaggott forrásbarlangok és forrásképződmények nem ismertek a Garadna forrás feletti lejtőn, a törés feltételezhető nyomvonala mentén. A felső- anizuszi karsztvízrendszer nyugati, kezdeti szakaszán, valamint azt megcsapoló Garadna forrás magas térszíni helyzete miatt magasabb hőmérsékletű mélykarsztvíz belépése a Garadna vízrendszerbe valószínűtlen a mélykarszt kezdeti, főleg leszálló állapota miatt. Ezért a forrás 7.2 fok C körüli hőmérséklete elfogadhatóan jellemzi Bánkút és környezetének évi középhőmérsékletét.

A felső- anizuszi mészkőréteg Bolhástól Keletre elhelyezkedő további szakaszán a mélykarszt már eléggé fejlett ahhoz, hogy emelkedett hőmérsékletű vizet adjon át a hideg rendszernek. Ezért Délre, illetve Keletre haladva a Felső- Szinva és Garadna völgyek további forrásai fokozatosan emelkedett hőmérsékleteket mutatnak. Az eltemetett István forrás vízhőmérséklete pedig 9 -10 C fok körül várható. A felső- anizuszi

mészköréteg területéről származónak vélt (de a Szerző által tagadott) Margit, Wekerle, Eszperantó és Anna források, ha vízgyűjtőik valóban a felső- anizuszi mészkőszávon helyezkednek el, azok földrajzi és térszíni helyzetei nem indokolnának 2.3 C fokig terjedő magasabb hőmérsékletű mikroklíma zónákat a forrásokhoz távozónak vélt vízgyűjtő területeken, pontosabban a felső- anizuszi mészkőréteg Bolhástól Létrástetőn keresztül az Istvánlápát is magába foglaló szakaszán. Keletről nyugatra haladva a mikroklíma hidegebbre fordulása hőmérő nélkül is megfigyelhető a nyári napok hőmérsékletének érzékeléseivel, valamint a tavaszi hóolvadás Keletről Nyugatra történő terjeszkedésének vizuális észlelésével, de ez a hőmérséklet csökkenés nem ér el 2.3 fok C változást a kérdéses mikroklíma sorozatban.

A felső Szinva 1 és 2 források, valamint a Csöves és Közép Szinva (Jakab) források 1.4-től 2.3 C fokig terjedő hőmérséklet emelkedései (Garadnához irt hőmérséklethez viszonyítva) ellen- indokolják a mikroklíma változást. E források vízgyűjtője a Magas Fennsík ladini - karni mészkőrétegén helyezkednek el, amely tengerszint feletti magassága nagyjából 150 - 200 méterrel meghaladja a Garadna-István lápai karsztvízrendszerek vízgyűjtőinek térszíni magasságát. A Magas Fennsík mikroklímája hűvösebb, és az onnan származott karsztvizek legalább 7 – 8 C fok körüli, vagy alacsonyabb hőmérsékleten kellene lenniük mélykarsztvíz hozzáadása nélkül. Mégis, hőmérsékleteik a legalacsonyabb térszínű és legmelegebb mikroklímájú vízgyűjtők forrásainak hőmérsékleteit közelítik (Eszperantó, Margit, Anna források) annak ellenére, hogy a Kelet Bükk Lillafüredtől Nyugatra eső fennsíki szakaszán évi 10-12 fok C átlaghőmérsékletű zónák nem ismertek.

2. Emelkedett hőmérsékletű hidegforrások, lábalatti kalcitkéreges, faltól- falig terjedő mésztufagátak a barlangokban

Mivel a mélykarsztból a barlangrendszerbe belépő vizek hőmérséklete jelentősen magasabb, mint a karsztos vízgyűjtő átlagos évi középhőmérséklete, azok bekeveredése melegíti fel a bennük áramló természetes hideg vizeket. A 7 - 8 fok C körüli hőmérsékletekkel jellemzett hideg karsztvízhez viszonyítva a Margit és Anna források 9.8 fok C, a Miskolc-Tapolcai hideg forrás 11.5 fok C körüli, valamint a szilvásvárad Sziklaforrás 11.6 fok C hőmérsékletei a mélykarsztvíz hideg karsztvízbe történő jelentős bekeveredésére utalnak.

A barlangba belépett meleg mélykarsztvíz nyomását elveszíti, és hőmérsékletének különbségét átadja hűvösebb környezetének. Hideg karsztvízzel keveredve azt felmelegíti, ezért a nyomástalanított keverékvíz CO₂ oldóképessége lecsökken, és agresszív tulajdonságát túltelítettség válthatja fel. A mélykarszt vizének belépési térségét ezért láb alatti mészkő kéreges és mésztufa gátak kifejlődése jelzik a barlangban.

A felső- anizuszi mészkőréteg Bolhástól Keletre elhelyezkedő további szakaszán a mélykarszt már eléggé fejlett ahhoz, hogy emelkedett hőmérsékletű vizet adjon át a hideg rendszernek. Ezért Délre, illetve Keletre haladva a Felső- Szinva és Garadna völgyek további forrásai fokozatosan emelkedett hőmérsékleteket mutatnak. Az eltemetett István forrás vízhőmérséklete pedig 9 -10 C fok körül várható. A felső- anizuszi mészkőréteg területéről származónak vélt (de a Szerző által tagadott) Margit, Wekerle, Eszperantó és Anna források, ha vízgyűjtőik valóban a felső- anizuszi mészkősávon helyezkednek el, azok földrajzi és térszíni helyzetei nem indokolnának 2.3 C fokig terjedő magasabb hőmérsékletű mikroklíma zónákat a forrásokhoz tartozónak vélt vízgyűjtő területeken, pontosabban a felső- anizuszi mészkőréteg Bolhástól Létrástetőn keresztül

az Istvánlápát is magába foglaló szakaszán. Keletről nyugatra haladva a mikroklima hidegebbre fordulása hőmérő nélkül is megfigyelhető a nyári napok hőmérsékletének érzékeléseivel, valamint a tavaszi hóolvadás Keletről Nyugatra történő terjeszkedésének vizuális észlelésével, de ez a hőmérséklet csökkenés nem ér el 2.3 fok C változást a kérdéses mikroklima sorozatban.

Mivel a mélykarsztból a barlangrendszerbe belépő vizek hőmérséklete jelentősen magasabb, mint a karsztos vízgyűjtő átlagos évi középhőmérséklete, azok bekeveredése melegíti fel a bennük áramló természetes hideg vizeket. A 7 - 8 fok C körüli hőmérsékletekkel jellemzett hideg karsztvízhez viszonyítva a Margit és Anna források 9.8 fok C, a Miskolc-Tapolcai hideg forrás 11.5 fok C körüli, valamint a szilvásvárad Sziklaforrás 11.6 fok C hőmérsékletei a mélykarsztvíz hideg karsztvízbe történő jelentős bekeveredésére utalnak.

A barlangba belépett meleg mélykarsztvíz nyomását elveszíti, és hőmérsékletének különbségét átadja hűvösebb környezetének. Hideg karsztvízzel keveredve azt felmelegíti, ezért a nyomástalanított keverékvíz CO_2 oldóképessége lecsökken, és agresszív tulajdonságát túltelítettség válthatja fel. A mélykarszt vizének belépési térségét ezért láb alatti mészkő kérges és mésztufa gátak kifejlődése jelzik a barlangban.

3. Rétegzett, tömeges mésztufa lerakódások

Szabó (1966) faunavizsgálatai alapján a lillafüredi mésztufából hosszantartó laboratóriumi eljárások alkalmazásával kiszabadított fosszilis csigafauna mindegyike ma is élő fajnak, és a Holocénre jellemzőnek bizonyult.

A fosszilis faunamaradványokat Szabó kérésére Kriván Pál közreműködésével a Magyar Állami Földtani Intézet specialistája a következőkben határozta meg:-

Sadleriana pannonica (Frnf.) - 1865, jelen hivatalos neve:
 Bythinella pannonica
 Vallonia costata (Müll.) - 1774
 Vitrea crystallina (Müll.) - 1774
 Clausilia dubia (Drap.) - 1805
 Laciniaria biplicata (Mont) - 1803, jelen hivatalos neve: Balea biplicata
 Fruticicola fruticum (Müll.) - 1774
 Helicodonta obvoluta (Müll.) - 1774
 Helicigona faustina (Rm.) - 1835
 Helicida sp. indet.
 Cochlodina sp. Indet.

A nyolc meghatározott species közül hét csupán a Holocénből ismert, egy pedig, *Laciniaria biplicata*, a késő- Pleisztocénben, az azt lezáró felmelegedés időszakában jelent meg, és áterjedt a napjainkig tartó Jelenbe.

A csigafaunája ezért a lillafüredi mésztufa tömeges lerakódását legfeljebb a Pleisztocént lezáró felmelegedéstől mélyen a Holocénbe, annak mainál magasabb hőmérséklettel és nagyobb csapadékkal jellemzett első felébe helyezi. (Seymour, 2002c).

A Holocén mainál néhány Celsius fokkal magasabb hőmérséklettel, és sokkal csapadékosabb éghajlattal jellemzett kezdeti 5,000 - 6,000 évébe tehető a mésztufa tömeg lerakódása. A letarolás előtti 50 - 60 m vastagra becsült Lillafüredi mésztufalerakódás évi növekedése 8 - 12 mm-ben adódik. Ez az érték elfogadhatónak, és valósnak tűnik, ha a globális eljegesedést 950 év alatt felszámoló hőmérsékleti viszonyok maradványát, valamint olyan csapadékviszonyokat veszünk figyelembe, amelyek nyomtalanul letisztították

és elszállították a megelőző mintegy 80,000 év arid periglaciális klíma fagyhatásából a Bükk hegység felszínén felépült kőzettörmelék takarót. Valóban, a mésztufában megőrzött növénybevonatok dús, mainál melegebb, és csapadékosabb viszonyok növényzetére emlékeztetnek.

Az ilyen típusú tömeges mésztufa kifejlődések meleg forrásokkal társulva fordulnak elő a Föld minden részén, ezért Lillafüred Puskaporos szorostól legalább a Szinva középforrásokig terjedő, maximálisan a kezdeti 50 - 60 m össz-vastagságra becsült réteges mésztufa lerakódása történelmi vonatkozásban jelentős, a mainál sokkal nagyobb mennyiségű meleg karsztvíz közreműködésére utal.

Hasonló mésztufa platóra települt Ómassa község is, ami azt jelzi, hogy a Holocén első felében a Bükk hegység a mainál melegebb klíma, a Felső Szinva és Felső Garadna völgyek térségei pedig a mainál jelentősebb mélykarszti melegvizes tevékenység szinterei voltak.

Erre utalnak a paleo- klímavizsgálatok utolsó húsz évének eredményei is (Ábra 73). A vizsgálati eredmények egy erőteljes hő-influxot jeleznek a Pleisztocén végén, ami 950 év alatt az átlagos évi középhőmérsékletben 13 fok C emelkedést okozott Dél-Kína térségében (Qin Jiaming, 1996), globálisan pedig bevezette a Würm utolsó eljegesedését követő Jelen hőmérsékleti tartományát.

Amint Ábra 73 mutatja, -

4,200 és 6,200 évek BP között az évi középhőmérséklet 17 - 26 fok C között, a jelen hőmérséklet alatt 1 foktól az átlag felett 7 fok C határértékek között ingadozott Dél-Kínában,

7,200 és 9400 BP között az évi átlagos léghőmérséklet 23 és 25 fok C között volt, 4 - 6 fok C-szal volt magasabb, mint a jelen évek léghőmérséklete Gulinban,

Azt megelőzően, a würmi eljegesedés hőmérséklete 950 év alatt 13 fok C-t emelkedett két meredek lépcsőben, 5 fok C-ról 18 fok C-ra növelve Guilin évi középhőmérsékletét.

A Panlong sztalagmiton végzett gulini vizsgálatok eredménye jó egyezést mutat a Föld különböző pontjain, különböző földtani képződményeken végzett, kisebb feloldással publikált vizsgálatok eredményeivel.

Y.Y. Yakov a trieszti Savi barlang sztalagmitjain végzett lumineszcencia vizsgálatai szerint a naprendszeri besugárzás meredeken emelkedett 14,000 év BP-től 8,400 BP-ig, stagnált 6500-ig, majd hasonló meredek irányzattal csökkent napjainkig.

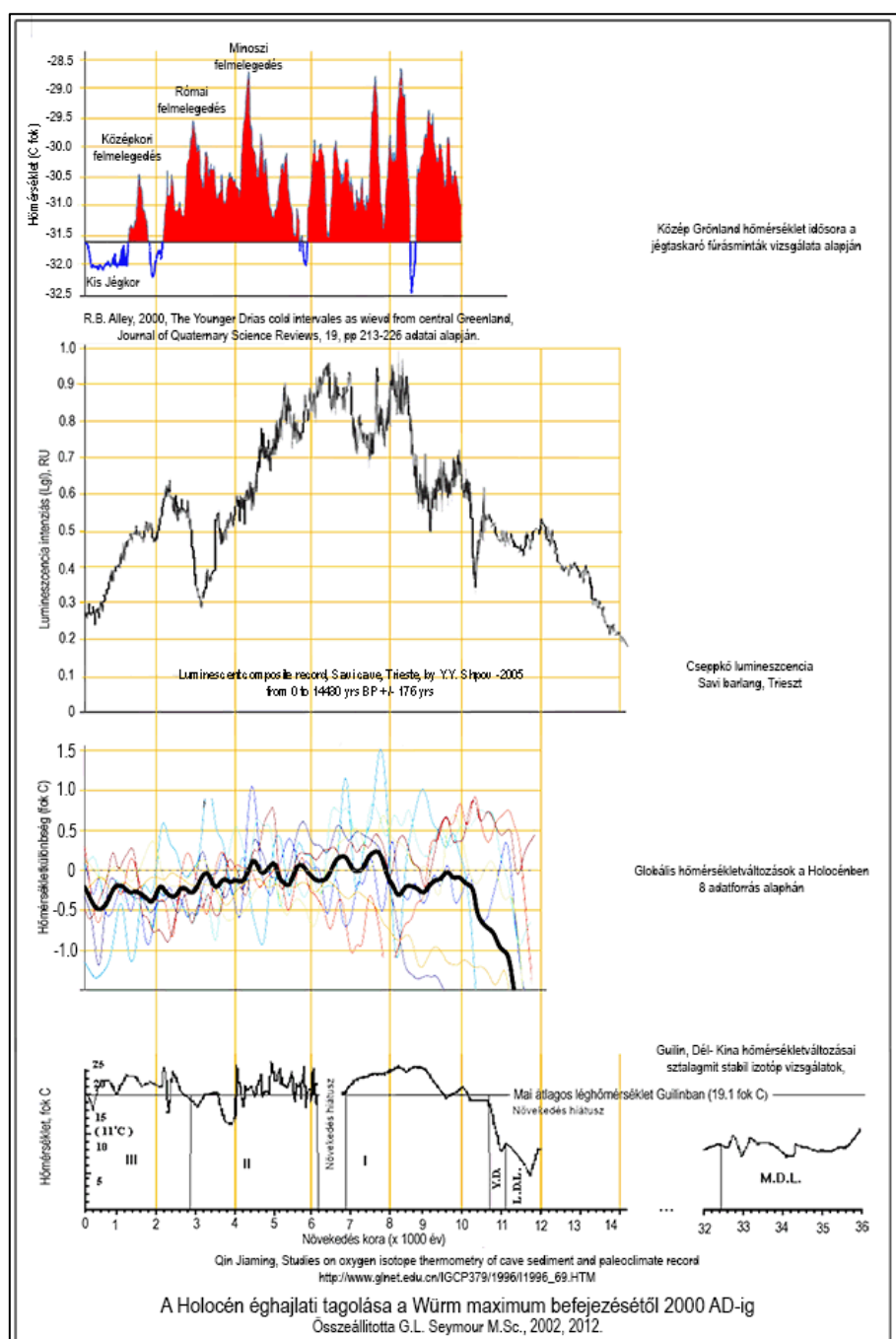
7,600 BP-től a Jelen napjaiig. Yakov szerint a besugárzás intenzitása részben a naprendszeri sugárzás intenzitás változásainak, részben pedig a geomágneses tér napsugárzás hatására történt változásainak tudhatók be.

Yakov lumineszcencia görbéjének jellegzetes irányzatai elég jó egyezést mutatnak Guilin hőmérséklet görbéjén észlelt változásokkal. A hőmérsékleti diszkrepanciák pedig feltehetően a globális klímazónák átrendeződésiből adódnak.

A lumineszcencia és hőmérséklet görbék jelzik, és megerősítik egymást abban, hogy a Jelenben, 7,200 és 9400 évek BP között magasabb hőmérsékletű, és feltehetően csapadékosabb klíma jellemezte a bioszférát. Ebben az időben rakódhattak le Lillafüred és Ómassa mésztufa tömegének vastagpados alsó rétegei. Az összlet felső részét jellemző 2 - 15 cm vastag

rétegekkel jellemzett felső szakasza pedig 4,200 és 7,200 BP közötti évek erősen változó hőmérsékletekkel jellemzett magasabb hőmérsékletű időszakában rakódhattak le.

Ábra 73. Az elmúlt 12,000 év klímaváltozásai Gulinban - Dél- Kína (Qin Jiaming (1996), a Nap besugárzás intenzitása a Pleisztocén befejező szakaszában és a Holocénben, Savi barlang, Trieste (Shopow, Y.Y 2005)



4. Hegységperemi források emelkedett hőmérséklete

Tábla 14. Diósgyőr és a Miskolc-tapolcai tavas barlang langyos forrásai - vízhozamok és hőmérsékletek. Kuchta Gyula és Tóth József (1955), valamint Rimányi Jenő kéziratai után

| Forrás | Tszf, m | Vízhozam m ³ /nap | Hőmérséklet, fok C | | | | | |
|--|---------|------------------------------|--------------------|-------------|-------------|------------|------------|---------------------|
| | | | Wein Gy. | Schréter Z. | Papp F. | Borbély S. | Rimányi J. | Átlagos hőmérséklet |
| Diósgyőr Tavi | 173 | 4,200 | | 28.0 | 19.8 - 22.6 | | | 23.5 |
| Diósgyőr Strand | 190 | 250 - 1,800 | 22.5 | | 19.8 - 22.8 | 22.3 | | 21.9 |
| Diósgyőr Szt. György | 195 | 5 (Túlfolyás) | 22.5 | 20.5 | | | | 21.5 |
| Diósgyőr Várarki | 180 | 22 | | 16.5 - 17.0 | | | | 16.8 |
| Diósgyőr Kis | 172 | 22 | 18.5 | | 14.9 - 17.1 | | | 18.8 |
| Miskolc-Tapolca meleg- tavas barlang 1. pont 1964 előtt | | | | | | | 28.4 | |
| Miskolc-Tapolca meleg- tavas barlang 2. pont 1964 előtt | | | | | | | 26.2 | |
| Miskolc-Tapolca meleg- tavas barlang 1. pont 1964, a Selyemréti fúrás mélyítése után | | | | | | | 26.3 | |
| Miskolc-Tapolca meleg- tavas barlang 2. pont 1964, a Selyemréti fúrás mélyítése után | | | | | | | 24.0 | |

Megjegyzés: - A Selyemrét 2. sz. fúrás 1964-ben végzett teljes kapacitású termelési kísérletének beindítását követő 18. percben Miskolc-Tapolca meleg forrásai elapadtak. A selyemréti kút kísérleti termelésének azonnali leállítását követően a források hozama 2 hét múlva tért vissza. Az optimális termelési

kapacitás beállítását követően a tapolcai meleg források hőmérséklete 2 fok C körüli értékkel csökkent. (Személyes kommunikáció Gerhard Kálmánnal, valamint belső információ az Északmagyarországi Földtani Kutató Fúró Vállalattól 1964 évben.)

Ha figyelembe vesszük azt, hogy Tábla 14. a diósgyőri vízhőmérsékleteket mérő egyének méréseik időrendjében sorolja fel, kitűnik az is, hogy a forrásokból nyert vizek hőmérséklete csökkenő irányzatot mutat sok év során. Ez annak tudható be, hogy a kultúrigények növekedésével a vízkivétel mennyisége is növekedett, és ezért a fokozott víztermelés a mélykarszti áramlás felgyorsulásából származó mélykarszti hőmérséklet csökkenéshez vezetett.

A diósgyőri források átlagos vízhozamokkal súlyozott átlaghőmérséklete, 23.1 fok C, alapján a hidegvízhez keveredő mélykarsztvíz tömege 462 m felszín alatti, és azon túli mélységekből származik a lillafüredi Pávai-Vajna mélyfúrás teljes mélységére számított geotermális paraméter alkalmazásával $[30.5 \text{ m} \cdot (23.1 - 8 \text{ fok C})]$.

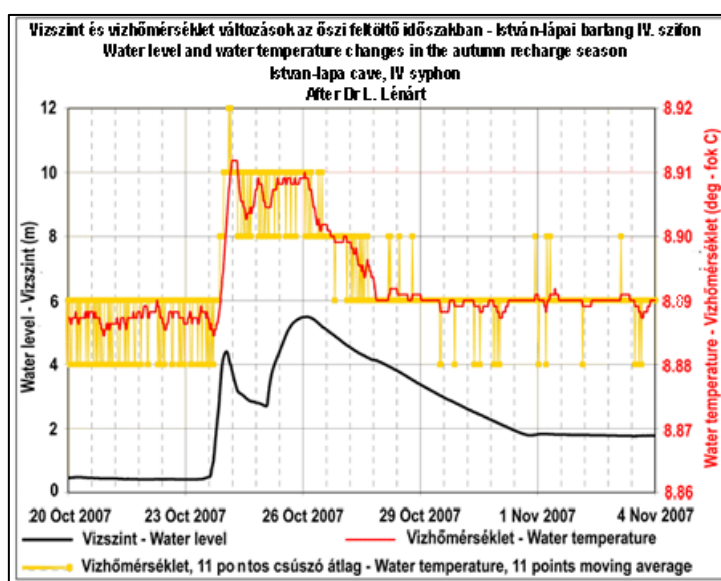
5. A telített zóna gyors feltöltésének hatása a mélykarsztvíz barlangi beáramlására

A meleg mélykarsztvíz aktív barlangi vízfolyásba történt benyomulását jelezte az István- lápai barlang IV. szifonjában 10^{-2} fok C pontossággal végzett vízhőmérséklet méréssorozat, amelyet Lénárt et Al. (2008) a karszt őszi feltöltődés ciklusában, magas vízálláson végzett vízszint és vízhőmérséklet automatikusan jegyzett mérései dokumentáltak (Ábra 74.) .

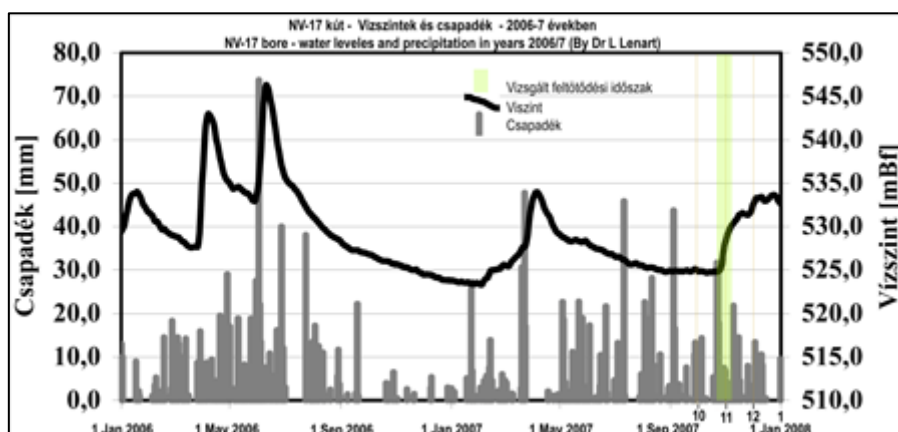
Az NV-17. sz. karsztvíz. A szifon vízszint emelkedése és kb. 58 órán keresztül tartó magas megfigyelőkútban 2007. október 20-t követően beindult gyors vízszintemelkedést október 23 körül egy kezdeti 5-6 m emelkedés jellemezte az NV-17. kútban (Ábra 74.), ami kb. 15 órával később 4 m vízszint emelkedésként jelentkezett az István- lápai barlang NV-17-től alacsonyabban, közel csapásirányban 8.5 km távolságban elhelyezkedő IV. sz. szifonjában vízszintje során a víz hőmérséklet nagyjából 8.887 fok C-ról 8.909 fok C huzamosan tartó hőmérsékleti szintre emelkedett.

A hőmérsékletemelkedést, a Szerző véleménye szerint, a gyorsan kivastagodott telített zóna mélykarsztra gyakorolt nyomás-lökése okozta úgy, hogy a lökés hatására nagyobb mennyiségű, meleg mélykarsztvíz nyomult be az aktív barlangjáratba. Az lökeshullám levonulása után a víz hőmérséklet nagyjából 0.003 fokokkal a kezdeti hőmérséklet felett maradt, elfogadható egyezést mutatva a kezdeti viszonyoknál magasabb karsztvízszinthez tartozó magasabb nyomással.

Ábra 74. Vízszint és víz hőmérséklet változások az őszi feltöltő időszakban - István-lápai barlang IV. szifon (Dr. L. Lénárt et Al., (2008) után)



Ábra 75. NV-17 sz. kút - Vízszint és csapadék - 2006-7 években (Darabos et Al., 2008)



A tavaszi hóolvadást követő feltöltési ciklusban Lénárt et Al (2008) 2 fok C körüli hőmérséklet csökkenést tapasztalt ugyanazon a mérőhelyen. A lehűlés okát a beáramló, fagypont közeli víztömegben látja a Szerző, ami nagyságánál fogva elfedte a mélykarszti nyomásnövekedésből származó melegvíz beáramlásából eredő század fok C nagyságrendű hőmérsékletemelkedést.

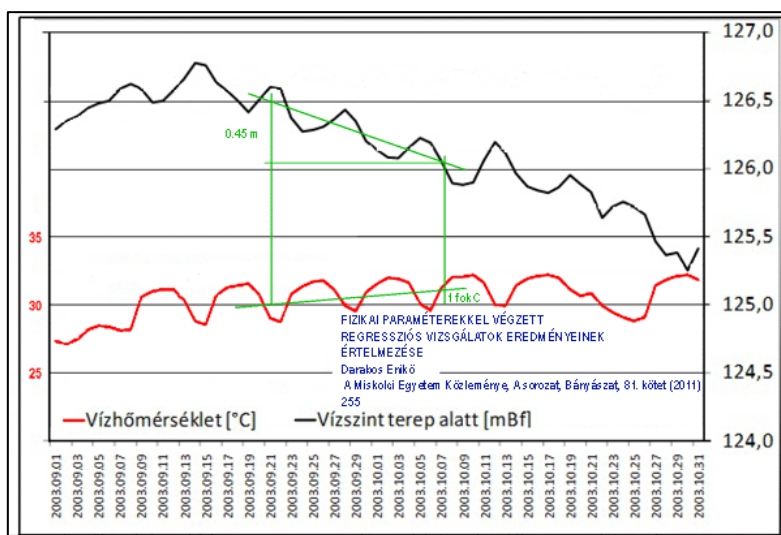
7. FEDŐHEGYSÉGI VIZVEZETŐ ÉS MÉLYKARSZT INTERAKCIÓJA

A hűvös rétegvizek és meleg mélykarsztvíz együttesének színtingadozásaihoz kötött hőmérsékleti interakciót szemléletei Darabos (2011) két hónapig tartó vízszint és vízhőmérséklet mérés sorozatai, amely adatsorait a Szerző Ábra 76-ban az áttekinthetőség fokozása céljából egymást fedő helyzetűkből szétválasztott.

Az ábra két azonos irányzatú, vízszint csökkenéshez kapcsolt hőmérsékletemelkedést nyilatkoztat ki, ami a vízszintváltozásra fordítottan arányos hőmérsékletváltozásban nyilvánul meg.

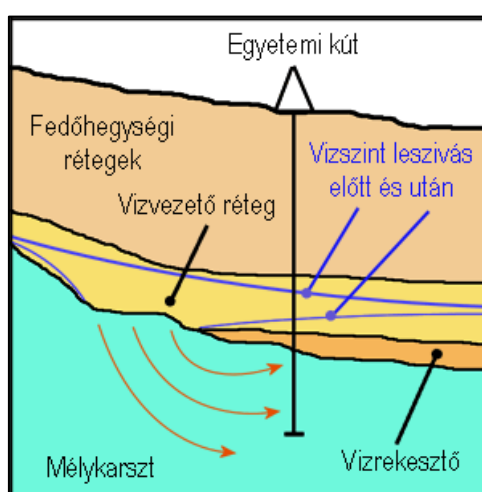
- Darabos szerint ábrája hullámzó görbéiből "látható, hogy mind a vízszint, mind a hőmérséklet egy folyamatosan ismétlődő 7 napos periódust mutat, ami egyértelműen a kollégiumok számára [a kútból] történő [víz-] termelés miatt van." A görbék három, egységesnek tűnő leszívási ciklusát tanulmányozta a Szerző. Vizsgálatai szerint a heti átlagos leszívás mértéke 0.27 m. Ehhez a leszíváshoz tartozó vízhőmérséklet **emelkedés** átlagos mértéke pedig 2.7 fok C, vagy 0.1 m / 1 fok C vízszintsüllyedéssel egyenértékű Darabos ábrája szerint.
- Az ábra további érdekessége az, hogy a vízszintcsökkenés hosszú távú irányzata hasonló hőmérsékletemelkedéssel párosul. A görbékhez illesztett egyenesek tanúsága szerint, a vízszint (piezometrikus szint) 0.45 m hosszú távú, időszakos süllyedéséhez kötött vízhőmérséklet növekedés nagyjából 1 C fokos emelkedéssel, vagy 0.45 m / 1 fok C gradiens mentén megy végbe.

Ábra 76 Vízszintváltozás és vízhőmérséklet összefüggései a Miskolci Egyetemi kútban (Darabos E., 2011 után átdolgozta a Szerző)



A Szerző véleménye szerint az Egyetemi kút termálvize egy nagy tárolókapacitású, de gyenge vízvezető képességű, és ezért kishozamú rétegvíz előfordulással áll kapcsolatban, amely a kút hatáskörében leürül a vízkivétel kezdeti szakaszában, és visszaépül a vízkivétel szünetelése során (Ábra 77.).

Ábra 77. Hűvös rétegvíz és meleg mélykarsztvíz keveredése az Egyetemi kútban

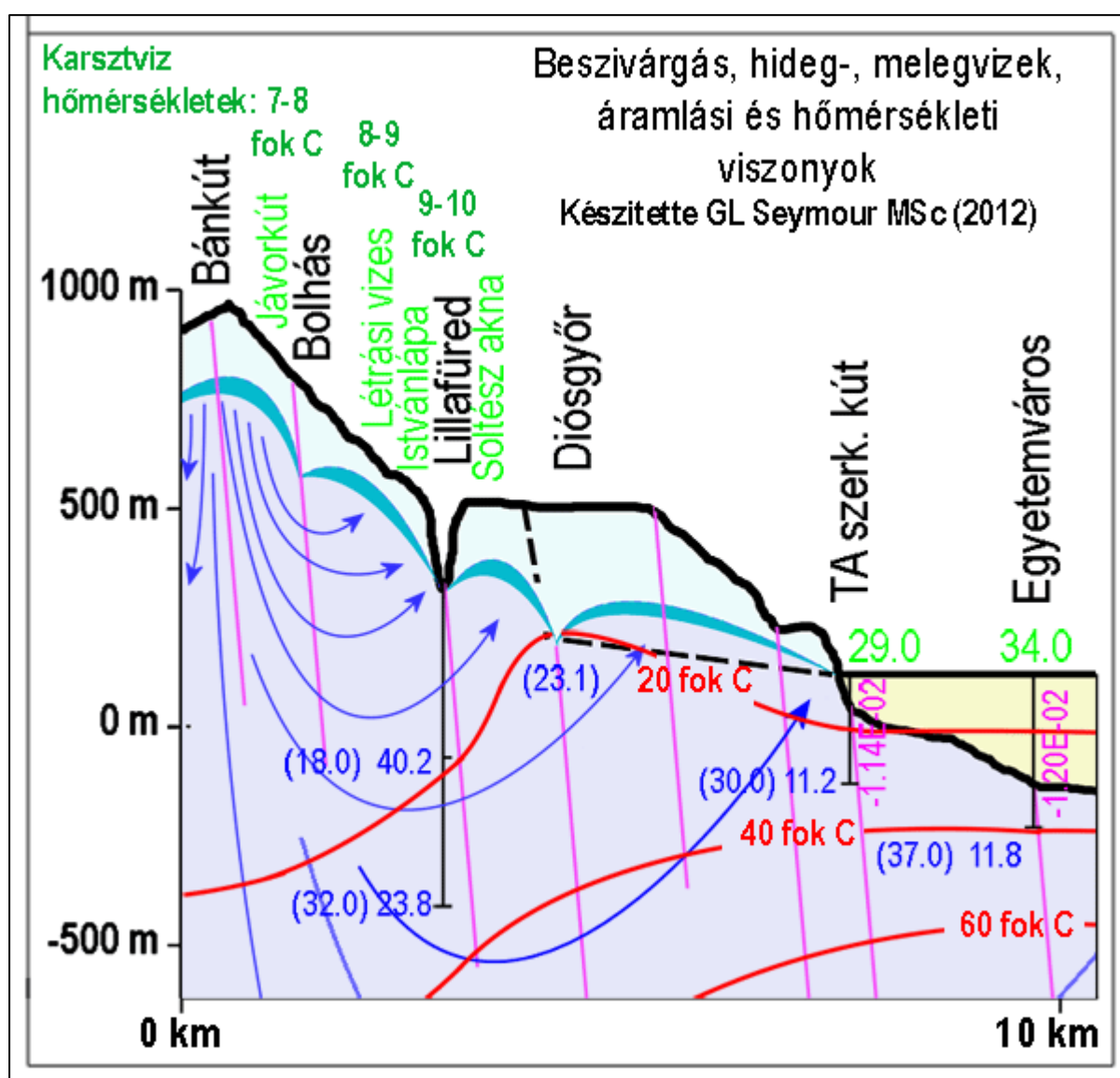


VIII. RÉSZ - ÖSSZEFOGLALÓ SZINTÉZIS

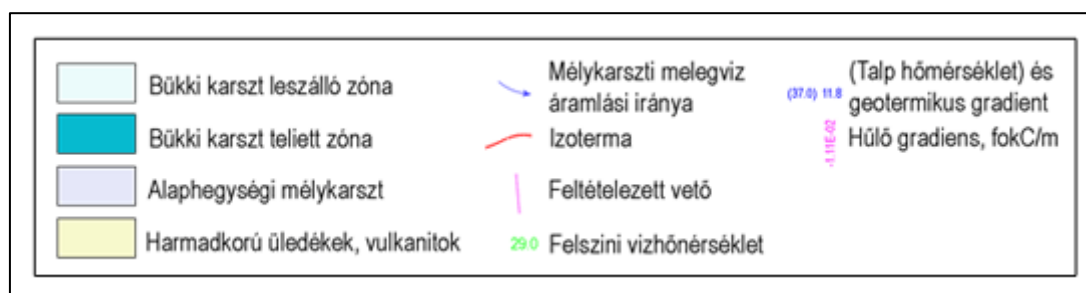
A HEGYSÉGI HIDEG- ÉS MÉLYKARSZTI VIZRENDSZEREK HARMONIKUS EGYÜTTMŰKÖDÉSE

Az előbb mondottak szintéziséből alakult ki a Kelet Bükk hegységi karszt működésének dinamikus képe, amit Ábra 78a mutat be.

Ábra 78a. A Kelet Bükk hideg- és meleg vizeinek áramlása és összefüggései



Ábra 78b. Jelmagyarázat Ábra 52a-hoz



Az ábra bemutatja az erózió bázis felett, a hidegkarszti telített zónában felhalmozott csapadék eredetű vízzel telített zónát, amelyben depressziós völgyeket alakítottak ki a karsztot megcsapoló forrásrendszerek.

Az ábrán látható az is, hogy a hegységi mélykarsztot a hidegkarszt telített zónája fedi és tölti, valamint működésben tartja a teljes mélykarsztot, vízfeltöltést és meghajtó nyomást szolgáltatva.

A mélykarszt kialakuló, felső szakaszát (Bánkút környéke) főleg leszálló víz jellemzi, nincs figyelemre méltó mélykarszti beáramlás a hidegkarszt légterés barlangjárataiba.

A mélységbe leszálló víz hőt vesz át a Föld felfelé áramló hőképzéséből, miközben hűti a jobb hővezető tulajdonságokkal rendelkező felmelegített kőzeteket.

Bánkúttól Keletre, Bolhás- Létrás tető - István- lápa térségében mélykarszti melegvíz táplál be az aktív, légterés barlangjáratok vízfolyásaiba. A melegvíz betáplálásának mennyisége az erózió bázis lejtésének megfelelően Nyugatról Keletre növekszik. E növekedést jól jellemzi a Bánkút- környéki 7-8 C fokos karsztvizek hőmérsékletének emelkedése 8-9

fokra Bolhástól István- lápaig, majd 9-10 fok C-ra emelkedése István- lápa és Lillafüred között.

Távolabb Keletre, Diósgyőr és Miskolc- Tapolca egyes hidegkarszti forrásaiba jelentős mennyiségű meleg mélykarsztvíz keveredik be, ami a kérdéses források eredetileg 8 fok C körüli vizeinek hőmérsékletét 20 és 30 fok C fölé emeli.

Diósgyőr és Miskolc- Tapolca térségek peremi vetői mentén a karszt mélységbe bukik, és az előtéri mélykarszt és működése a fiatal előtéri hegység vízrekesztő rétegei alatt folytatódik tovább Kelet felé a kibocsájtási pontokig, valamint átbocsájtási felületekig, ahol a mélykarszt átadja vizét nem-karsztos, artézi jellegű vízvezetőknek.

Keleten, a karszthegység peremi vetői mentén, és azokon túl a mélységi, felmelegedett karsztvizek felszínre emelkednek (Miskolc-Tapolca és Diósgyőr langyos és meleg forrásai), vagy mélyfúrással feltárhatók a hegység előterében a mészkőréteg mélyben maradt tömegéből (Miskolc Augusztus 20-2 sz. selyemréti termálfúrással), vagy a karsztötömeggel érintkező nem karsztos, kevert vizű vízvezetőkben a fedőrétegbe mélyült fúrások tanúsága szerint (Likörgyár, OFKV telep, Szirma 1. fúrások).

A Bükk hegység keleti előterében a mélykarsztba kevesebb, mint 700 m mélységig süllyesztett kutak vizeinek hőmérséklete 30 és 52 fok C között változik. A geotermikus gradiens pedig 11 - 14 m / fok C értékeket ér el a

harmadkori rétegek alatt eltemetett mélykarsztban áramló meleg vizeknek köszönhetően (Szintén 31. Ábra).

Szintesen fekvő rétegzett környezetéhez viszonyítva a karszthegység meredeken dőlő kőzetekben (az anizotrop hővezetés következtében) gyorsam emelkedő hőmennyiséget átveszi és a karszt rétegmenti anizotrop vizezetésének köszönhetően viszonylag gyorsan elszállítja a le- és eláramló mélykarsztvíz, ezért a karsztos hegységtömeg mélységében egy hűvös zóna alakul ki, ami a felszínen egy hűvös szigetként jelentkezik. A lehűlt mélységi zónát kielégítően ábrázolja az izoterma vonalak széthúzódása, amint behatolnak a hegységi karszt tömegébe.

A történelmi és földtörténeti időskálán végbement monoton víz- és hőáramlás egyensúlyra törekvése kialakította a hegységi és előtéri karszt állandónak tekinthető természetes víz- és hőkibocsátásának mértékét és a terület hőmérsékleti zónáit. Ezt az egyensúlyt természetes változás, vagy művi beavatkozás megbonthatja, és az szükségszerűen egy újabb egyensúlyi állapot kialakulásához vezethet. Az ilyen egyensúlyi változást kiválóan szemlélteti a Selyemrét 2. sz. fúrás üzembe helyezése, ami Miskolc- Tapolca meleg forrásainak hőmérsékletét 2 C fokkal csökkentette, valamint kis mértékben bár, de kétségtelenül csökkentette a Bükk hegységi karsztvízszintet is.

IX. RÉSZ - A KELETI ELŐTÉR JELENTŐS MELEGVIZKUTATÓ FÚRÁSAI

1. Pávai-Vajna lillafüredi melegvíz kutató mélyfúrása

A pazar, reneszánsz stílusban épült luxus Palotaszálló az adott természeti környezetben termálvizes fürdőkultúrával társulva a nemzetközi elit egyik kedvelt fürdőhelyévé változtathatta volna Lillafüredet. Megvalósítása céljából Pávai-Vajna Ferenc, geológus, háttérében sikeres melegvíz kutak létesítésével, mélyfúrást javasolt Lillafüreden. Javaslatát a kormány elfogadta.

Lillafüreden, a jelenlegi gépkocsi parkoló területén 1928-ban 734,5 m mélységig mélyítette Pávai-Vajna a fúrást.

A fúrás nem tárt fel figyelemre méltó hozamú melegvíz forrást.

Fúrás közben sok gondot, költségnövekedést és késedelmet okozott az átfúrt repedések sokaságának betudható fúróiszap veszteségek és a repedések elcementezése.

A beköszöntött gazdasági válság során politikai vihar alakult ki a fúrás költségeit illetően, és a kormány végül megtagadta fúrás további finanszírozását. A politikai és szakmai érdekek azóta is napirenden tartják a fúrás tovább mélyítésének kérdését.

1956-ban az Északmagyarországi Földtani Kutató Fúró Vállalat állami megbízást kapott a fúrás továbbmélyítésére, de a Forradalom következtében elmaradt a munkálatok megkezdése. A Forradalom leverését követő ellenforradalmi kommunista kormány nem újította meg a fúróvállalat megbízását

Az elmúlt évtizedben Szlabóczky (2011) és Lénárt szakvéleményei nyomán a fúrás és esetleges folytatása, vagy megismétlés ismét a felszínre került.

Szlabóczky véleménye szerint a fúrás tovább mélyítése indokolt lehet. Véleményének rétegtani és szerkezeti hátterét Pávai-Vajna 1930-ban készített és nem feltétlenül időtálló Lillafüredi földtani szelvénye, valamint Lillafüred körzetét átszelő két újabban felismert regionális törésvonal alkotja. A továbbfúrás sikerét a Triász rétegek ősi alapzatát is átszelő regionális törésekben feltételezhetően felemelkedő mélységi vizek elérésében látja. Mivel a régi fúrás rossz állapota, valamint kezdeti kis átmérője fúrástechnikai gondok forrása lehet, véleménye szerint megismétlése lehet kívánatos. Újrafúrás esetén a fúrópont kiválasztásához körültekintő vizsgálatokat lát szükségesnek.

Lénárt szerint a lillafüredi fúrás a mélykarszt kezdeti, hegységi szakaszában, a Szerző értelmezése szerint uralkodóan a leszálló karsztvíz zónában mélyült, ahol a mélykarszt nem eléggé fejlett a kívánt hőmérsékletű és mennyiségű melegvíz szolgáltatására gazdaságilag elfogadható mélységen belül.

1. Rétegsor

A lillafüredi mélyfúrás Holocén korú, 1 m vastag feltalajon, majd 15 m mésztufán és 2 m alapkonglomeráton áthaladva 18.0 m-től 726.4 m-ig felső- anizuszi mészkőben mélyült. 726.4 m mélységben elérte az agyagpala réteghatárt (ami nem szükségszerűen azonos a ladini agyagpalával. Valószínűbb az, hogy az átfúrt anyag azonos a mészkő feküjét alkotó porfirit magas szintű pirites, feltehetően exhalatív eredetű, palásodott, tuffitos fáciesével).

A fúrás 734.5 m mélységben, agyagpalában (porfiritban?) állt le, amit Pávai-Vajna így írt le: *"Agyagpala, vörös, töredezett, piritben gazdag"*. Ez a leírás jobban illik a porfirit felső, tuffitos jellegű rétegeire, mint a szürke, és nyomás alatt meglehetősen képlékeny agyagpalára.

2. Vízázó szintek

fúrás két mélységben észlelt melegvíz beáramlást:-

380.0 - 402.0 m mélységben egy 22 m vastag zónában üregeken fúrt keresztül, amelyekből 15 fok C hőmérsékletű víz tört fel 2.5 m magas oszlopban a felszín fölé emelkedve. (Figyelemre méltó itt

megjegyezni, hogy az 1958-as karszt-árvíz során a lillafüredi műutat áttörő vízoszlop is 3 m közüli magasságba emelkedett.)

A víz hőmérséklete emelkedett, végül 18 fok Celsiuson állandósult.

Ez a hőmérséklet emelkedés a hideg karsztvíz 8 fok C hőmérsékletét feltételezve a geotermikus gradiens értékét 40.2 m-ben jelezte 402.0 m mélységig ($402 \text{ m} / (18 - 8 \text{ fok C})$), ami megegyezik a meredek dőléssel jellemzett régi hegységekben észlelt 40 - 60 m/fok C geotermális gradiens alsó határával.

Tábla 15. Pávai-Vajna lillafüredi melegvíz kutatófúrásnál rétegtani és hidrológiai összefoglalása

| Fúrt mélység | | | Átfúrt közetréteg | | Vízadó zóna | | | Fúrás szelvény |
|--------------|-------|-----------|--|---------------|----------------------|----------------------|-----------------------|----------------|
| m-től | m-ig | Vastagság | Leírás | Jelmagyarázat | Helyzete m | Nyugalmi vízszint m | Víz hőmérséklet fok C | |
| 0.0 | 18.5 | 18.5 | Mésztufa | | | | | |
| 18.5 | 19.7 | 1.2 | Görgeteg | | | | | |
| 19.7 | 726.4 | 706.7 | Mészkő, világosszürke, repedezett, jelentős, folyamatos öblítővíz veszteség történt a repedezettség miatt. 380 - 402 m között a fúrás üreges vízadó szerkezetet harántolt, amelyből nagy, nyomás alatti vízmennyiség áramlott a kútba. A kiömlő, emelkedett hőmérsékletű víz 2.5 m | | 380.0 - 402.0 (22.0) | 2.5 m felszín felett | 15.0 - 18-0 | |

| | | | | | | | | |
|-------|-------|-----|---|--|------------------------------|--------------|----------------|--|
| | | | magasra emelkedett a fúrás szája fölé. | | | | | |
| 726.4 | 734.5 | 8.1 | <p><i>Pávai-Vajna leírása:</i></p> <p>Agyagpala, vörös, töredezett, piritben gazdag, vízadó képződmény.</p> <p>A vízadó kis hozamú, a víz erősen lúgos kémhatású, (cement nem kötött benne, a parafa dugót elroncsolta), sok nitrogént (nitrogén, nitrózus gáz? - ammónia? - a Szerző) és nyom mennyiségű borátot tartalmazott</p> <p><i>A Szerző által feltételezett kőzet leírás:</i></p> <p>Palásodott, piritess tuffitos üledék, a porfirit összlet legfelső tagja.</p> | | 726.4 - 734.5 (8.1) | 725.4 (?) | 28.0 - 32.0 | |
| | 734,5 | | A fúrás talpa | | | | | |

A fúrás ebben a nagy mennyiségű vizet szolgáltató mélységben nyilván egy nyomás alatt álló mélykarszti vízvezető töréseit harántolta, amely kiváló hidrológiai kapcsolaton keresztül kommunikált a magasabban fekvő, és jelentős

726.4 m mélységben 28 fok C hőmérsékletű vizet észlelt a felső-anizuszi mészkő alsó határán. A meredek

dőlésű fekü agyagpala (porfírit?) rétegben tovább fúrva 734.5 m mélységig, a víz hidrosztatikus nyomás alatt álló hideg karsztvíz rendszerrel.

A feltörő víz 1.2 - 1.3 atmoszférikus túlnyomás alól szabadult fel a Soltész aknában, valamint a Soltészkerti barlangban megismert helyi karsztvízszint magasságához viszonyítva hőmérséklete 32 fok Celsiusra emelkedett.

Ez a vízbetörés kishozamú volt, nyugalmi szintjéről a Szerző nem talált adatot.

A 32 fok C fúrástalpi vízhőmérséklet a geotermikus gradiens értékét 30.60 m/fok Celsiusban határozta meg a felszíntől fúrás talpig terjedően a mélykarszt lillafüredi zónájában ($734.5 \text{ m} / (32 - 8 \text{ fok C})$). Ez egy meglehetősen meredek gradiens érték az adott hegységszerkezetben, valamint a 402.0 m mélységig észlelt gradienshez viszonyítva. -ban adódott $((734.5 - 402 \text{ m}) / (32 - 18 \text{ fok C}))$.

A 402.0 m-től fúrástalpig számított gradiens pedig 23.75 m/fok C

3. Továbbfúrás 1,300 m mélységig

Pávai-Vajna tovább kívánt fúrni 1,300 m mélységig, a nagyobb mélységben feltételezett dolomit rétegbe, amelyből jelentős melegvíz beáramlást várt.

Elvárását földtani szelvényére alapozta (Ábra 79.) amely szerint az átfúrt mészkő feküjének vélt, Délről dőlő agyagpalaréteg átfúrása után a Vesszős térségében térképezett dolomit rétegben fúr majd tovább.

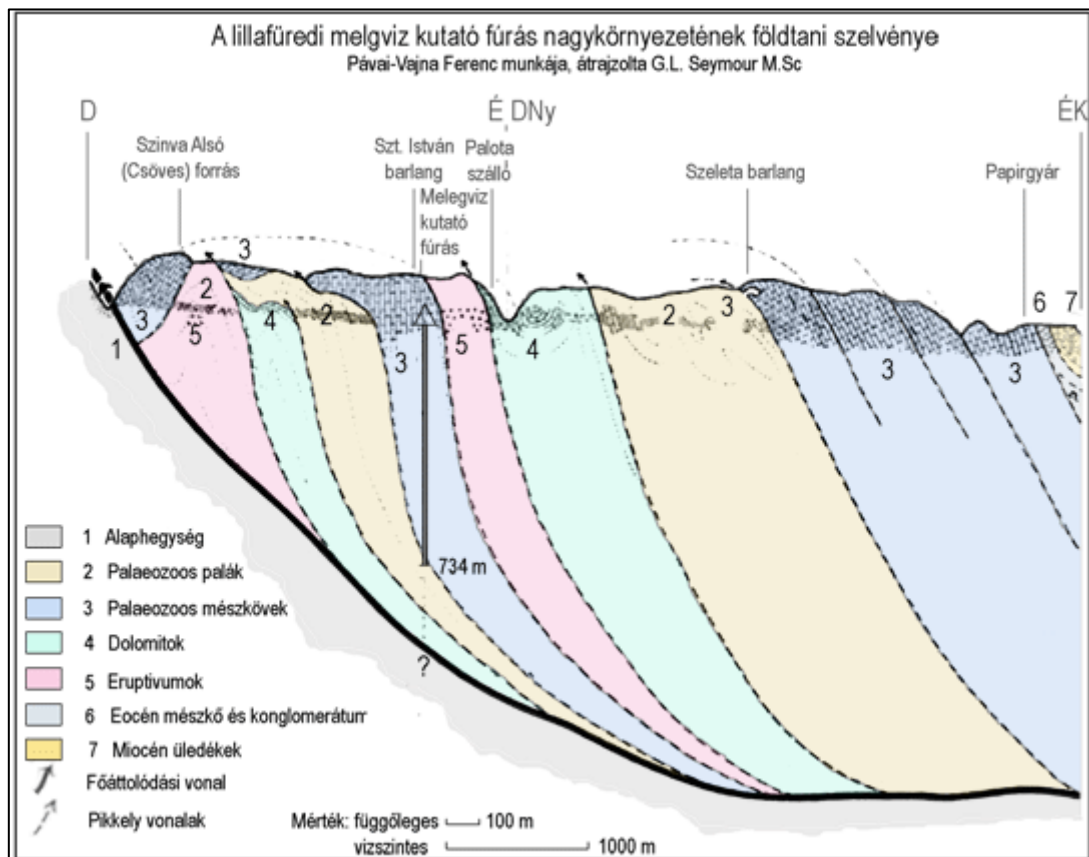
Pávai-Vajna figyelmét azonban elkerülte az a tény, hogy a vesszősi dolomit és ahhoz rétegtani folytonossággal társult kőzetcsoporthoz szerkezeti határok mentén érintkezik a magas fennsíki mészkővel. Ezeknek a szerkezeti elemeknek a paraméterei nem tisztázottak, ezért a vesszősi dolomit kiterjedése és mélységi helyzete még ma is ismeretlen. Balogh (1964) és Pelikán (Dátumozatlan) felfogása szerint Pávai-Vajna szelvényének Felső Szinva völgyi részén a Triász összlet Délre átbuktatott antiklinálisának déli szárnyát képező kőzetek foglalják el. Kétségtelen, mikrofaunával alátámasztott tény az, hogy Lillafüredtől Vesszősig, és feltehetőleg Vesszősön túl is, a Triász rétegei fiatalodnak Dél felé. A vesszősi vulkánit és ahhoz kapcsolódó mészkő és dolomit idegen abban a rétegtani környezetben. Ez a tény sajnálatosan kétséget ébreszt a közszájon forgó szerkezeti képek érvényességét illetően.

Pávai-Vajna szelvényéből az tűnik ki, hogy, értelmezése szerint-

- A Bükk hegység Lillafüredtől Vesszősig terjedő szakaszának ma Triász korúnak bizonyult rétegösszletét Pávai-Vajna a Paleozoikumba sorolta.

- Lillafüred térségében a ma Triászként ismert, szerinte paleozoikumi mészkő- pala- dolomit- vulkánit sorozat nagy szög- diszkordanciával települt az alatta fekvő, szerinte "Paleozoikum előtti" ősi alapzat meghatározatlan rétegeire.

Ábra 79a. Pávai-Vajna lillafüredi szelvénye



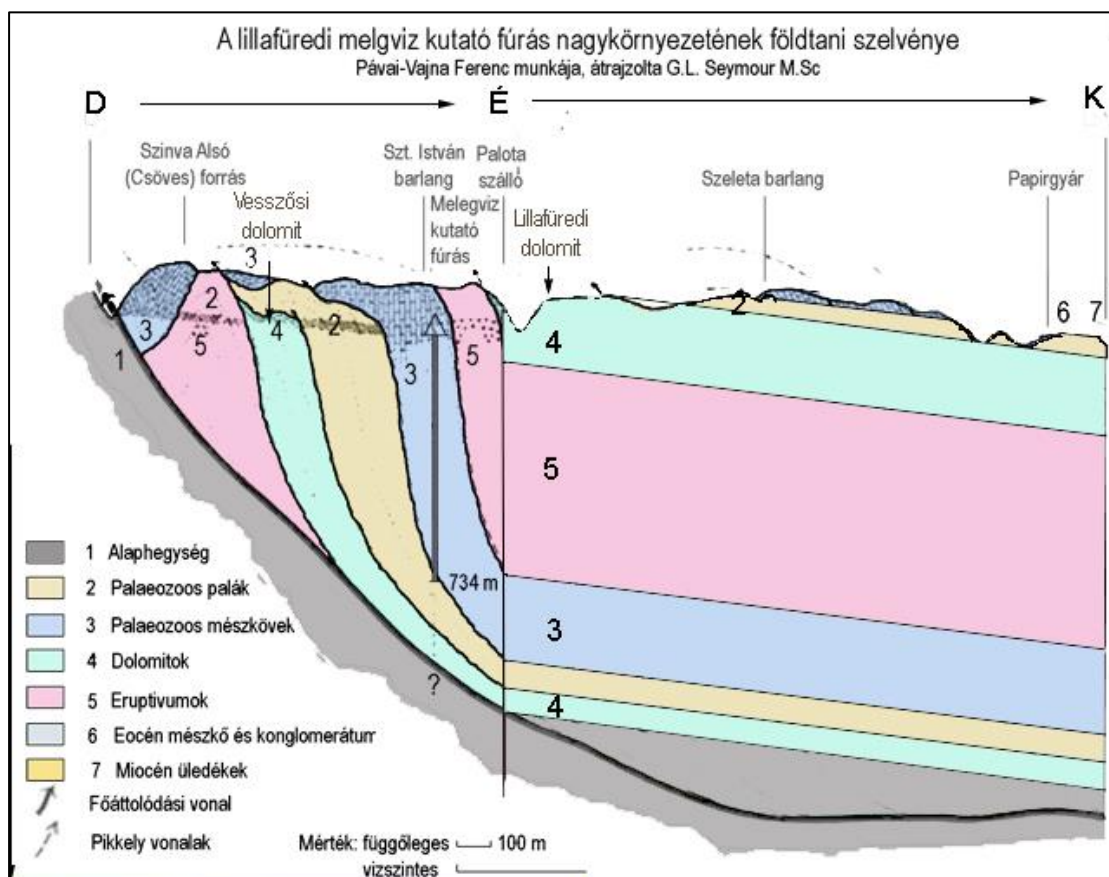
- Értelmezése szerint, a vélt "paleozoikumi" rétegek ősi alapzatának a felszíne meredeken emelkedik Lillafüredtől déli irányban, és felszínre bukkan Vesszős térségében. A Vesszőstől Délre eső rétegek ezért Pávai-Vajna értelmezésében az ősi, pre-paleozoikumi alapzat képződményei közé tartoznak. A

valóságban azonban ezek sokkal fiatalabb, ladini- karni és Jura kori rétegek.

- A vesszősi mészkő- vulkánit- dolomit sorozat egy antiklinális redőt képez, amelyre felpikkelyeződött a Szeleta barlang - Papírgyár térségében ismert mészkőtől Lillafüreden ismert porfiritig terjedő mészkő- pala- dolomit rétegösszlet.
- A vesszősi pala és dolomit rétegek Lillafüred irányába, Északra dőlnek és mélységben becsatlakoznak a fúrás szelvényébe.
- Pávai-Vajna értelmezéséből az is kitűnik, hogy a fúrás 1,300 m-ig meghosszabbított szakasza átfúrná a vesszősi dolomitot, és mélyen behatolna az ősi alapzat rétegeibe.
- A fúrástól Északra elhelyezkedő lillafüredi porfirit és alatta fekvő mészkő-dolomit összlet szintén Északra dől, és a mélységgel arányosan Észak felé távolodik a fúrástól.
- Szelvényének ***végzetes hibája*** az, hogy ábrázolásában figyelmen kívül hagyta a Délről Északra tartó szelvény közel derékszögű irányváltását Lillafüred térségében (Ábra 79a). A Felső-Szinva völgyben K-NY csapású közetrétegek meredeken Északra dőlő ábrázolása helyes, de a szelvény közel derékszögű irányváltása következtében a rétegek látható dőlésszöge a szelvényben valójában közel vízszintessé vált (Ábra 79b). Az irányváltás jelzését és együttjáró geometriai ábrázolást Pávai-Vajna elmulasztotta, és ezáltal egy alapvetően hamis képet rajzolt a hegységszerkezetről.

Jelen felfogás szerint a felszínen látható lillafüredi porfírit- dolomit összlet északi dőlése egy Dél felé átbuktatott antiklinális szerkezet felszíni kinyilatkoztatása. Ezért mélységben az antiklinális szerkezet déli szárnyának dőlése szükségszerűen Délre fordul a fúrás szelvénye felé, áthalad a fúrás alatt, majd szintessé válik mielőtt az így kialakult szinklinális redő déli szárnyában ismét felemelkedik. Mélységben, a fúrással harántolt mészkő alatt ezért porfírit, majd a lillafüredi vasút felső- alagútjának térségében ismert mészkő- dolomit összlet várható.

Ábra 79b. Pávai-Vajna hibás szelvényábrázolásának javított változata



Pávai-Vajna értelmezéséből az következhet, hogy az alaphegységi lejtő határozta meg a ma Triásznak ismert képződmények vizeinek áramlási főirányát Délről Északra. - *Ezért a lillafüredi fúrásba melegvíz beáramlás Délről, megfelelő mélység hiányában csak egy magmás hőforrás bevonásával történhetett. Valóban, a számításba vehető vesszősi területen Triász korú vulkánitok ismertek, de azok kizárja hőforrás szerepüket (vulkanizmushoz kötött hidrotermális aktivitás élettartama 10^2 - 10^3 év).*

Pávai-Vajna alternatív hőforrása az implikáció útján ősi alaphegységinek vélhető fennsíki mészkő lehet, amiből az ősi mészkövet átjáró törésekben nagy mélységek meleg vizei áramolhatnak a diszkordancia síkjához, ami a fúrás térsége felé tereli a meleg vizet.

Az utóbbi feltevést Pávai-Vajna láthatóan elvetette azzal, hogy a melegvíz betörését a továbbfúrás mélységében feltételezett, és a Vesszősnél feltárt durva szövetű dolomitból várta, bár ez a feltevése nem igényelt közel 600 m továbbfúrást.

Ha a Bükk hegység szerkezetének jelen értelmezése valós a vesszősi sorozat ma is tisztázatlan szerkezeti helyzete ellenére, a fúrás tervezett meghosszabbítása 1,300 m mélységig nagy valószínűséggel átfúrná a fúrástól északra kiemelkedő porfirit és alatta fekvő mészkő-dolomit rétegeket, amelyekben kielégítő vízáramlás várható a Margit és Anna források analógiája alapján.

A mészkőből metasomatikus úton átalakult dolomit elsődleges porozitása és áteresztőképessége sokkal nagyobb, mint a mészkőé. A másodlagosan

kifejlődött intersticiák szintén várhatók a Margit forrás analógiája valamint a Szomorúvölgy - Nyavalyástető dolomitbánya feltárásainak tanúsága szerint, ezért valóban jó vízáramlás várható a dolomitból.

Ami a várható vízhőmérsékletet illeti, a lillafüredi fúrás 402 m-ben kezdődő szakaszára számított 23.75 m/ fok C geotermális gradiens alapján a talphőmérséklet 1,300 m-ben $= 18 + (898 / 23.75) = 55.81$ fok C várható elvileg. Figyelembe véve azonban azt, hogy a fúrás alsó vízadójában az áramlási sebesség alacsony volt feltehetően a tuffit (?) - palaréteg plasztikus tulajdonsága, valamint agyagásványos bomlása miatt, az alatta feltételezett mészkő- dolomit összlet várhatóan fokozott repedezettsége miatt nagyobb sebességgel szivárgó vizek hőelvonása és elszállítása következtében reálisan ennél alacsonyabb vízhőmérséklet várható.

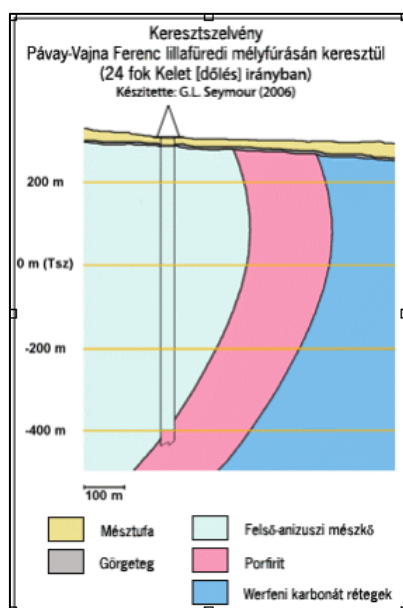
4. Agyagpala - porfírit fekü kérdése

A fúrás rétegsorát a Szerző kérésére **Majoros Zsuzsa**, geofizikus mérnök - Természetvédelmi Felügyelő, szolgáltatta 2001 évben. A kapott rétegsor Majoros elmondása szerint Lénárt Lászlótól származott. A rétegsor utolsó tétele szerint a fúrás a mészkő jól ismert fekjében, 726.4 m- től 734.5 m-ig terjedő porfirinban fejeződött be.

Majoros rétegsora és a jelen felfogást alkalmazva, ami szerint Lillafüred körzetében a Triász rétegek egy antiklinális redő Délre átbuktatott szárnyában helyezkednek el, a Szerző megszerkesztette a fúrás

környezetének földtani szelvényét (Ábra 80.). Ilyen értelmezés szerint a mélybe bukó déli szárny rétegeinek dőlése szükségszerűen kis mélységben (<2,000 m) fordul Délre az antiklinális szerkezethez kapcsolódó szinklinális pár íve felé.

Ábra 80. A lillafüredi fúrás földtani szelvénye Majoros rétegsora és a ma érvényes hegységszerkezeti kép alapján



Később beszerzett, Pávai-Vajnáthól származó adatok a fekü képződményt agyagpalának írták le, ami jobban beilleszkedik a vizsgált területre érvényesnek tartott "átbuktatott antiklinális redő" déli szárnyának statikus szerkezeti képébe.

Ebben az esetben a délen kapcsolódó szinklinális ív mélysége több kilométerre tehető.

A diszkrepancia feloldása céljából a Szerző átvizsgálta a rendelkezésére álló rétegtani és hegységszerkezeti adatokat, valamint a korabeli "rotary" fúró technikát.

A rotary technikát főként kőolajkutatóban használták, ahol a hidrokarbonátok előrejelzését elsősorban a fúróiszap gázvizsgálatából nyerték. Ezért, és költségcsökkentés céljából teljes szelvényű vésőfúró, vagy görgő szerszámot alkalmaztak, ami felőrölte a fúrt kőzetet. A fúrás rétegsorát a fúróiszapban felhozott kőzettörmeléből határozták meg. Miután a nagytérű fúrószerszámot kisátérű forgatócső / öblítő vezeték követte, a fúrószár lazasága és hajlékonysága miatt a fúrás jelentős mértékben elvándorolt a tervezett iránytól. A vándorlás mértéke több kritérium szerint, a mélységgel arányosan növekedett.

A fúró technika mai állása szerint is nehéz, és rendkívül költséges feladat egy tökéletesen egyenes lyukat fúrni (ami a bányáipar nagymélységű aknasüllyesztésének kívánatos bevezető eleme), mivel a fúrás hajlamos a rotáció irányában elvándorolni. Ennek következtében egy nagymélységű fúrás a dugóhúzó spiráljához hasonló pályán mélyül le. M ind ezek mellett, meredeken dőlő rétegek hajlamosak a fúrószerszámot dőlés irányba eltéríteni. Egy 1,000 m mélységű fúrásban az eltérítés mértéke 10 - 18 fokot is elérhet, ami vízszintes távolságban 174 - 309 m elvándorlást jelenthet. Ilyen hibahatárokon belül lehetséges az, hogy a lillafüredi fúrás 726.4 méterében az átbuktatottan ívelő redő fekvő porfirit tagjának zavartalanul dőlő rétegét érte el legalább 15 méterrel magasabban, és közel 200 méterrel Északra a fúróponttól. Ezzel a megfontolással Majoros / Lénárt rétegsora valószínűnek tűnik.

Pávai-Vajna rétegleírása: **"agyagpala, vörös, töredezett, piritben gazdag"** inkább a porfírit felső, vörösbarna, finom szövetű tuffitos réteget jellemzi, mint a kékes- szürke monoton ladini agyagpalát.

Bár a porfíritot szárazföldi vulkanizmus termékének tulajdonítja a szakirodalom, a Szerző nem észlelt, a szakirodalom pedig nem említett szárazföldi lávafolyás felszínére jellemző láva breccsiát és gázbuborékok sokaságát. Finomszövetű, agyagos rétegei pedig finoman rétegzettek, ami vízi lerakódásra, tuffitos kifejlődésre jellemző. A Szerző véleménye szerint a vulkáni epizód teljes, de legalább a befejező szakasza sekélytengeri környezetben ment végbe.

Agyagpala ellen szól az is, hogy a mészkő- agyagpala sorozat nyílt tengeri eredetű képződmény. Ahhoz, hogy piritben gazdag legyen, szellőzetlen, oxigén- szegény lerakódási környezetre van szükség, ami szellőzetlen, lefűzött öblökre jellemző.

Agyagpala fekvése mellett szól viszont az a tény, hogy a fúrás adott mélységében elért képződmény helyzete egyezést mutat a fúrástól Délre kibúvott agyagpala felszíni helyzetének és dőlésének extrapolált mélységével a terület jelen szerkezeti képében.

Pávai-Vajna fúrásának további értékeléséhez és továbbfúrás prognózisához irható valószínűség értékének meghatározásához valójában szükséges:-

- a fúrásban észlelt fekvő képződmény egyértelmű meghatározása, valamint
- a törésekkel határolt vesszősi dolomit- mészkő- porfírit összlet szerkezeti értelmezése.

Vulkanogén szulfid ásványosodás

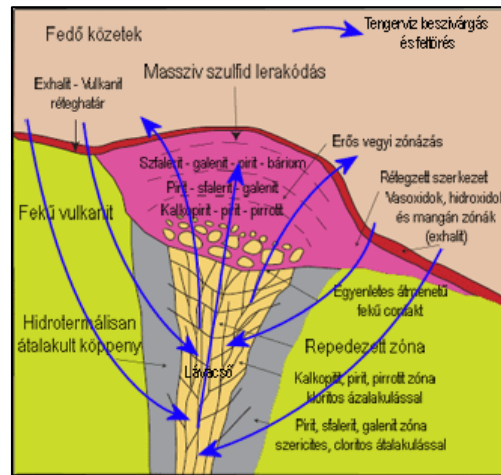
Az átfúrt mészkőrétteg fekvőképződménye kapcsán felmerült kétség felvetette a palás megjelenésű kőzet vulkanogén eredetének lehetőségét.

Egy tengeralatti lávaömlés nyomástalanítja a vulkánt tápláló lávacsatornákat, valamint csökkenti a nyomást a magma rezervoírban. A nyomáscsökkenés lehetővé teszi a tengervíz beszivárgását a lávajáratokba, ahol az felmelegszik, és saját gőznyomása alatt a kráteron keresztül kinyomódik. Útközben fokozódó gőznyomás alatt feloldja a lávamaradék és gázok, valamint gőzök vízben oldható komponenseit. A kráterből kilépett oldat a vegyi csapdának minősülhető tengervízzel érintkezve lehűl, nyomása lecsökken, és lerakja az oldatból kiváló oldott, valamint szemcsékben szállított szilárd anyagokat (Ábra 81).

A víz- és gőzömlésből (gejzír-szerű vízszugárból - "plume"- ból) származó anyag a vulkáni halmaz felszínére szulfidban gazdag, vegyi, valamint többnyire finomszemű üledékrétegeket épít egy jellegzetes sorozatban, amelynek változatossága a szolgáltatott exhalatív komponensek vegyi potenciáljainak változását, valamint az exhalatív komponensek csökkenő irányzatát tükrözi.

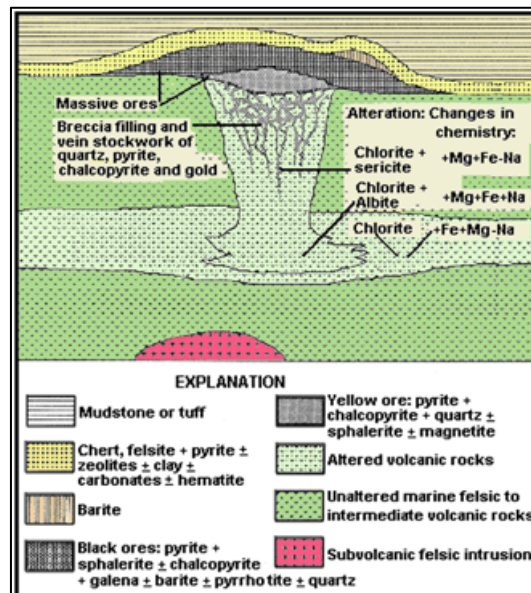
A tenger alatti exhalatív folyamat képes gazdasági szempontból is jelentős tömegű tömör szulfid ércetek lerakására. Fő típusuk egyike a Cyprus stílusú folyamat, amely a kráterban rak le tömör, nagy vastagságú szulfid rétegeket. A másik, gyakoribb, a

Ábra 81. Vulkáni exhalatív folyamat - Cyprus típusú tömör szulfid érctest kifejlődése (Egy 19. század végéről származó vázlat, ami 120 év alatt nem változott)



Kuroko típus (Ábra 82.), ami a tengeráramlat közreműködésével nagy kiterjedésű, lapos szulfid réteget rak le.

Ábra 82 Vulkáni exhalatív processz - Kuroko típusú tömör szulfid érctest kifejlődése



Mindkét esetben, a szulfidban gazdag képződményt vasoxidban és vashidroxidokban gazdag képződmények fedik le, amire végül mangán tartalmú, finom üledékes fedő települ.

Az exhalatív folyamat jellegzetes ásványai lerakódási (rétegezési) sorrendben: szulfidok, vasoxidok, vashidroxidok, és kevés mangán ásványok, bőséges finomszemű vulkáni és esetleg szárazföld anyag tengeri eredetű üledékekkel elkeverve.

További elgondolkasztó anomáliák a Kelet- Bükk hegységben

- A diósgyőri Várhegyen ércásványosodást vizsgáló tárót, Lillafüreden a Boldogasszony sétány mentén calcit teléreket, Vesszősön pedig metasomatikus dolomitosodást említett Szlabóczky (2011) a hidrotermális és metasomatikus események Bükk hegységi jelenlétére hívva fel a figyelmet.
- Az alsó vízáadó réteg vizében Pávai-Vajna nitrogént, nyom mennyiségű borátot, valamint erősen lúgos kémhatást észlelt. Az utóbbi megakadályozta a cement kötését, és elroncsolta a parafa dugót a vízmintás üvegekben. - *Nitrogén a magma, bór a pneumatolitos fázis és hidrotermális folyadékok egyik komponense. Az erősen lúgos kémhatás egy erotikus körülmény, amire a Szerző nem talál magyarázatot anyagvizsgálat nélkül*
- A felső- anizuszi mészkő alsó rétegeiben kialakult István lápai barlangban gyakoriak a gipsz kristály kiválások. - *Az adott környezetben csupán fémszulfidok bomlása képes ként, pontosabban kénoxidokat szolgáltatni. Következésképpen fémszulfidok jelenléte valószínűsíthető az felső- anizuszi mészkő alsó, vagy fekvőjének felső rétegeiben.*
- Különösen szembeűnő, mészkőbe ágyazott sötét, nagy vörösbarna foltok (oxidált szulfid koncentrációk? - vulkáni bombák, agglomerátok?) láthatók az István barlang Tordai hasadékanak felső részében, az északi falakon (a porfirrit fekvő rétegtani közelségében).
- A Savósi hasadékbárlang (Szabó, 1964) egyedülálló witherit cseppköveiben foglalt bárium egy exotikus fém a Bükk hegységi mészkő környezetben.

Bárium a kalciumhoz hasonlóan reagál szénssavval, de együttesen nem épülnek be ásványokba (ion rádiuszuk nagy különbsége miatt), ezért a bárium idegen a mészkőterületen. Bárium gyakori az evaporitokban, de jelenléte a Bükk hegységi Triászhoz hasonló nyílttengeri mészkő kifejlődéssel összeegyeztethetetlen. Bárium megjelenése a Bükk hegységben ezért post-extruzív folyamathoz kapcsolható. Hidro- és epitertermális fázisokból a bárium barit (BaSO_4) ásványként válik ki tömegesen, ami vízben notóriusan oldhatatlan. Witherit (BaCO_3) csak akkor válhat ki egy vulkanogén oldatból, ha az oldat kéntartalma már kimerült, ami egy tengeralatti post-eruptív exhalatív folyamatban előfordulhat. Witherit visszaoldható agresszív szénssavas oldatban, és ezért agresszív vizekkel vándorolni képes. Az elvándorolt oldat cseppkő képzésre és bekérgezés kialakítására alkalmasnak bizonyult a savósi precedens szerint. A witherit elsődleges forrása a Savósi hasadékbarlangtól kis távolságra, a Délre fekvő porfirit összletben valószínűsíthető.

2. Selyemrét-2 (Augusztus 20-2 sz.) melegvíz kút

A Selyemrét-2 (Augusztus 20-2 sz.) melegvíz kút további, fokozott, mélykarsztra jellemző hőmérséklet anomáliát mutat. A fúrás Negyed- és Harmadkori üledékeken áthaladva 580 m-ben érte el a Triász mészkövét. A fúrás 620 m-ig, a fúrás talpáig mészkőben haladt (Ábra 83).

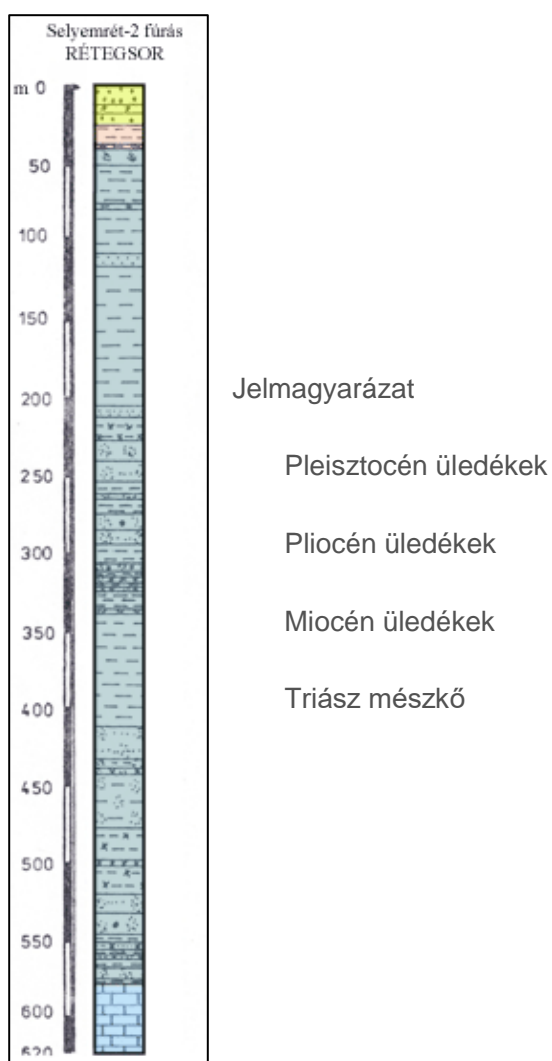
620 m-ben, fúrástalpon a mélykarsztvíz hőmérséklete 52 fok C hőmérsékletet mutatott. A hideg karsztvíz 8 fok C alaphőmérsékletét alkalmazva, a geotermikus gradiens 18.24 m/C fokban adódott.

A Selyemréten megfúrt mészkő a Bükk hegységben tömegesen feltárt, és a felszínen Miskolc-Tapolcáig terjedő felső- Triász korú (ladini- karni) mészkőtömeg mélyben maradt folytatása. Mélykarsztvize magában foglalja a Nagy Fennsík mélységbe leszállott karsztvizeit, közöttük Miskolc-Tapolca és a Szinva forrásrendszereit is. Erre a fúrásban feltárt melegvíz első termelési kísérlete szolgáltatott nagyon is meggyőző bizonyítékot.

1964-ben, az első nagy kapacitású víztermelés kísérlet kezdetét követő 18-ik percben Miskolc-Tapolca valamennyi meleg forrása (beleértve a tavi forrásokat is) elapadt (Személyes információ az Északmagyarországi Kutató Fúró Vállalat, a Szerző akkori munkahelye). Ezért a kísérletet azonnal leállították. A korai leállítás ellenére a tapolcai meleg források vizei csupán két nap múlva jelentkeztek, és hetekig tartott, amíg teljes hozamuk visszatért (A Szerző személyes kommunikációja a Miskolci Vízművek főmérnökével, Gerhard Kálmánnal és kollégáival, az Északmagyarországi Kutató Fúró Vállalat földtani szakembereivel).

A kút kikísérletezett, rendszeresen alkalmazott kis kapacitású üzemelése során a tapolcai források változatlan hozamokkal működésben maradtak, de hőmérsékleteik 2 C fok körüli értékekkel az eredeti hőmérsékletek alatt állandósultak (Rimányi Jenő hőmérséklet mérései, 1965).

Ábra 83. Selyemrét-2 számú melegvíz fúrás rétegsora



3. A Mályi energiatermelés céljából mélyített termál karsztvíz kutató mélyfúrás

IDÉZET: - Lénárt L., HOL VAN TERMÁLKARSZTVÍZ A BÜKK-TÉRSÉGBEN?,
Miskolci Egyetem, Multidiszciplináris tudományok, 1. kötet (2011) 1. szám, pp. 291-
298.

“A Bükk térségében az első, energiatermelés céljából készített fúrás Mályi térségében történt 2010-ben. A 162 mBf-i terepszintről indult 2311 m mély kút talphőmérséklete (2305,5 m-ben) 103,5 °C, a próbatermelés során felszínre emelt víz hőmérséklete 98 °C, a hozama 5358 l/p, a nyugalmi vízszint -21,1 m, a vízminőség Ca-Mg-HCO₃-Cl-SO₄-os, kemény, fluoridos. Pillanatnyilag a kút áll, a visszasajtoló kút engedélyezve van, de a fúrási munkálatok még nem kezdődtek meg.”

X. RÉSZ - ÖSSZEFOGLALÁS

A karszt sajátossága az, hogy vízgyűjtő folyórendszere a felszín alatt fejlődött ki a közönséges folyókkal ellentétben.

A felszíni folyókkal megegyezően, a karszt folyórendszerének feladata az, hogy vízgyűjtő területének felszínén elfolyó csapadékvizeket, valamint a kőzetek vízvezető nyílásaiban (interstíciáiban) szivárgó jelentős tömegű csapadék vizeket összegyűjtse szerteágazó csatornáival, és a folyókra jellemző turbulens, és viszonylag gyors áramlással leszállítsa a regionális vízgyűjtőkbe.

A karszt másodlagos interstíciái befogadják, tárolják, vezetik, és szolgáltatják a karsztforrások, valamint a mélykarszt hozamainak a főtömegét.

A másodlagos interstíciákban vizet vezető karsztos tömeg hidraulikai tulajdonságait két-dimenziós anizotrópia, hosszan elnyújtott elliptikus szimmetria jellemzi a vízszintes síkban, ellentétben az összekapcsolt és egyenletes porozitással vezető kőzetek radiális szimmetriájával, ami a törmelékes üledékek vízvezetését jellemzi.

A Bükk hegység karsztos tömegére a hidraulikus anizotrópia mértéke:

$$K_{\max} / K_{\min} = 1.54.$$

A hegység K_{\max} vízvezető képességének iránya megegyezik a hegység általános $K - Ny$ csapásával. Arra merőleges a K_{\min} minimális vezetőképesség.

A Bükk hegységet alkotó kőzetek hővezetését szintén anizotrópia jellemzi. A hő áramlási sebességének aránya a mészkőben 1.34 a rétegezés mentén és azon keresztüli vezetőképességek viszonylatában.

A karsztrendszer forrásaiban megjelenő rövid tartamú nagy és árvízi hozamok főleg a csapadék gyors, felszíni elfolyásából, és az inaktívvá vált magasabban fekvő barlangjáratok alkalmi re-aktiválásából származóan megsokszorozott karsztos vízvezető képességnek, és azokban történő gyors, turbulens áramlásoknak tulajdonítható. A hosszan tartó stabil, alacsony hozamok pedig az aktív karszt vízvezető interstíciáiban felhalmozódott, és onnan súrlódási ellenállás által lelassított, a kibocsájtási pontokhoz vezető lejtőn leszivárgó csapadékvizekből állnak.

A karszt hidrológiai vonatkozásban három alapvető elemre tagolódik:-

1. **Leszálló zóna:** - telietlen vízvezető zóna, amelyben a felszínről alkalmilag leszálló csapadékvizeket nagy áramlási sebesség jellemzi közel függőleges gradiensei miatt.
2. **Telített zóna:** - hasonló a felszín közeli rétegvízrendszerekhez abban, hogy nyílt tükrű felszíne a leszálló zónán keresztül kapcsolatban áll az atmoszférával, ezért víztároló nyílásai elvízteleníthetők. Hatékony és tömeges vízvezetése és víztárolása főleg másodlagos interstíciákban történik, és benne az áramlás

gravitációs lejtőn halad. Áramlási irányvektorának vízszintes eleme sokkal nagyobb, mint a függőleges elem, ezért a leszálló és a telített zóna áramlási sebességeinek rendkívül nagy különbsége miatt a telített zónának késleltető, és ebből eredően víztároló szerepe van. A telített zóna valójában a karszt természetes víztárolóját testesíti meg. A telített zóna felszíne összefüggő, de a barlangrendszerek és vízkibocsájtási pontok sokaságának megfelelően, erősen tagolt karsztvízszintet alkot, hasonlóan a felszíni regionális vízgyűjtő medencék összefüggő vízszintjeihez.

3. **Mélykarszt zóna:** - felszíne nincs kapcsolatban az atmoszférával, nyomás gradiensen áramlik. Nyomás alatti állapota miatt válaszol a légköri nyomás és naprendszeri gravitációs változásokra (solar, lunár dagályok). Hatékony víztárolása rugalmas tárolóban történik, és az abból felszabadítható vízmennyiség kicsi, egyenlő a kőzet és víz rugalmas összenyomhatóságának összegével, azon túl üregei nem vízteleníthetők el. Ezért a mélykarszt hatékonyan kinyerhető vízkészlete nagyságrendekkel kisebb, mint egy hasonló áteresztő képességgel rendelkező kőzettömeg készlete a hidegekarszti telített zónában. Mélykarsztban a víz olyan mélységekbe ereszkedhet, amelyekben a Föld belső hőtartalma figyelemre méltóan magas, ott hőt vesz fel és elszállít, amihez a nyomás gradiensen történő áramlása során a súrlódás leküzdéséből, valamint külső nyomásváltozásokból származó hőenergia hozzáadódik. A vízhőmérséklet emelkedéséhez magmás eredetű hőforrások is hozzájárulhatnak, de jelenlétük nem szükséges egy termál-

mélykarszt működéséhez. A felszínre lépő mélykarsztvíz ezért valamennyi esetben melegebb, mint a felszíni környezet, megjelenése ezért geotermikus anomáliaként értelmezhető. A mélykarsztvíz képes interakcióba lépni vízföldtani környezetének csaknem valamennyi komponensével

A karszt valamennyi hidrológiai komponense harmonikus együttműködésre törekszik. A megvalósult harmónia a karsztvízrendszer paramétereiben és a karsztjelenségek fizikai méreteiben nyer kinyilatkoztatást. A harmóniát csupán extrém események képesek ideiglenesen megbontani, mint például rendkívüli csapadék, szárazság, művi beavatkozás.

A felvázolt karsztismeretek céltudatos alkalmazásával csaknem tökéletes, kockázatmentes és ellenőrizhető karsztvízgazdálkodás valósítható meg.

XI. RÉSZ – KÖSZÖNETEK

A Szerző köszönetet mond kollégáinak és barlangkutató barátainak a szakmai vitákért, a sok áldozatos és gyakran veszélyes munkáért, amely körvonalazta a jelen dolgozatot, és amivel hozzájárultak a „Karszt Ankét - 1966” sikeréhez, ami az itt követett gondolatmenetet alapozta meg. A sikert a megkülönböztetett résztvevők; Dr Vitális Sándor, Dr Vadász Elemér (ELTE), Dr Balogh Kálmán, Dr Kriván Pál (MÁFI) és Dr Kessler Hubert (VITUKI) deklarálták, és a munkát úttörő jellegűnek minősítették bátorítva a Szakosztályt abban, hogy az Ankéton felvázolt szellemben dolgozzon tovább.

A kor szaktekintélyeinek ezúton mond a Szerző köszönetet bátorításukért önmaga és társai nevében.

Két személyes barátjának; Rimányi Jenőnek és Korényi Endrének, valamint karszt és barlangkutató barátainak és kollégáinak;

Balogh Tamás, Gyurkó Péter, Láner Olivér, Tokár Ferenc, Zámpory Vilma, Kovács Attila, Kuchta Gyula, Gyenge Lajos, Várszegi Sándor, Dr Lénárt László, Majoros Zsuzsa, Kutas Tamás, és sokan mások,

itt is mond a Szerző szívből jövő, őszinte köszönetet a Bükk hegységben végzett kutatómunkáért, valamint külföldre menekülését követően az olykor kockázatos személyes és szakmai kapcsolatok fenntartásáért.

Voltak gáncsoskodók,

- a Vízművek főmérnöke, Gerhard Kálmán és a szakérettségis káder „Dr” Juhász András „Akadémikus”, akik közös önérdékből feloszlatták a Hidrológiai Társaság Karszt és Karsztvízkutató Szakosztályát

1966-ban, és Juhász politikai üldöztetést kezdeményezett a Szerző ellen, külföldre menekülésre kényszerítve őt,

- az MKBT budapesti vezetősége, akik a szívélyes meghívás ellenére nem képviseltették magukat az Ankéton, az Ankét két példányban megküldött szakmai kiadványa pedig elsikkadt a kezeiken, nem vették fel a szakmai adattárukba annak ellenére, hogy a Szerző az Ankét szervezését és anyagának publikálását a Magyar Hidrológiai Társaság és az MKBT nevében végezte.

Bármilyen kátyús volt az út, a szekér haladt... Köszönet ismét mindazoknak, akik erőfeszítéseikkel és bátorítással részt vettek a közös munkában.

XII. RÉSZ - IRODALOM

Balogh K., 1964, A Bükkhegység földtani képződményei. Die geologischen Bildungen des Bükk-Gebirges. Diss. , Pp 246-719.

Darabos E., Lénárt L., 2008, Csapadék és karsztvízszintek összefüggéseinek vizsgálata a 2006 évi Bükki karsztárvíz elemzése során, KARSZTFEJLŐDÉS XIII., Szombathely, pp. 43-60.

Darabos E., 2011, A Miskolci Egyetem Közleménye, A sorozat, Bányászat, 81. kötet (2011), 2011, Fizikai paraméterekkel végzett regressziós vizsgálatok eredményeinek értelmezései, A Miskolci Egyetem Közleménye, A sorozat, Bányászat, 81. kötet.

Darcy, H. (1856). Les Fontaines Publiques de la Ville de Dijon, Victor Dalmont, Paris, pp. 647.

Department of Environment and Resource Management, Queensland Government, The Great Artesian Basin, Fact sheet.

Freeze. R. A., J. A. Cherry, 1979, Prentice-Hall. Inc. (Free download is available at <http://hydrogeologistswithoutborders.org/wordpress/1979-english/>)

Gyenge, L., 1961, Az Oroszkúti víznyelő szószagos nyomjelzése, a Miskolci Herman Ottó karszt és barlangkutató Csoport Jelentésében az 1961. július 1 - 17 -ig tartó Kutató Tábor munkájáról, Karszt és Barlangjutási Tájékoztató, MKBT, Budapest, 1961. szeptemberi szám.

Horányiné Csiszár Gabriella, Kajtár Mónika, Dátumozatlan, A Szinva-forrás vízbázisvédelmi kérdése, MIVÍZ Kft. Miskolc.

Horváth F. et Al, Szerk. Dátumozatlan, A Pannon-medence jelenkori geodinamikájának atlasza: Euro-konform térképsorozat és magyarázó, ELTE Geofizikai Tanszék, http://geophysics.elte.hu/atlas/geodin_atlas.htm

Jiaming, Qin, 1996, Studies on oxygen isotope thermometry of cave sediments and paleoclimatic record,
(<http://www.gxnu.edu.cn/KDL/IGCP/IGCP379/1996/part3-4-2.htm>)`

Juhász, A., Dr., Pálffy, J., 1972, A nyavalyáshegyi dolomit előfordulás (Bükk hegység) vízföldtani viszonyai, Hidrológiai Tájékoztató, 1972, Pp. 61 -65.

Juhász, A., Dr., 1973, István lápai karsztvíz-összefüggés, KARSZT- ÉS BARLANGKUTATÁSI TÁJÉKOZTATÓ, JELENTÉSEK, A BORSODI TERÜLETI OSZTÁLY KÖZLEMÉNYEI, Belső használatra. [A Soltészkeri szifon elzárásának, és a Soltészkeri barlangjárat elfalazásának története, valamint a karszt belsejében, a barlangjáratokban történő víztárolás elvélnek egyetlen dokumentált vázlata. – Teljes szöveg idézve.]

Kádár, S., Lénárt, L., Dr., Bodnár, J., Lainé, Timer Á., Juhász, H., (2006), Vízszennyezés Tényfeltáró Bizottság Előzetes Jelentése, Miskolc, Kézirat.

Kessler H. 1953. A lillafüredi Anna-barlang forrásai. Hidr. Közi. 33. p. 60-65.

Kuchta Gy., Tóth J., 1955, A Vártetői barlangok, Miskolc, Kézirat, MLBE irattár.

Kutas, T., 2016, Rendszeres vízszint mérések a Kelet. Bükkben mélyített megfigyelő kutakban, kivonatok a terepi jegyzőkönyvből, kéziratos, EXCEL táblázatok.

Léczfalvy, Sándor (1970). „A Szinva-forrás foglalása Miskolc részére”. *Vízügyi közlemények* **52** (1), pp. 41-70.

Lénárt László, Dr., Dátumozatlan, HIDEGKARSZTVÍZ ÉS MELEGKARSZTVÍZ KAPCSOLATRENDSZERE A BÜKK TÉRSÉGÉBE (Kutatástörténeti megjegyzések a bükki termálkarszt kialakítás történetéhez)

Lénárt, L., Kb. 2002, Egy Dataqua promócióhoz csatolt rövid dolgozat, amely csatolt ábrája a NV-17 megfigyelő kútban 1993 - 2000 években mért vízszinteket ábrázolta. A számszerű adatokat az ábra digitálálásával nyerte a Szerző.

Lénárt, L., 2006, A Bükk-térség karsztvízpotenciálja – A hosszú távú hasznosíthatóságának környezetvédelmi feladatai, Észak-magyarországi Stratégiai Füzetek III. évf. 2. sz., pp 17-28.

Lénárt L., 2006: A miskolcopolcai új-kút szennyező forrásainak feltárása, műszaki megoldási javaslatok a hosszútávú, biztonságos karsztvíztermelés biztosításához. Miskolci Vízművek Rt megbízás, Miskolc.

Lénárt, L. Dr, 2007, A 2006 JÚNIUSÁBAN TÖRTÉNT MISKOLCI KARSZTÁRVÍZ HIDROGEOLOGIAI OKAI, WORD Dokumentum, www.zoldinfo.lanc.hu/doksik/.../lenartkarsztarviz.d...

Lenart L., Havas-Szilágyi E., 2008, Havaria-like pollutions of karstic drinking water sources Powerpoint demo.

LÉNÁRT, L., University of Miskolc, Hungary, HAVAS-SZILÁGYI, E., Ministry of Environment and Water, Hungary, Havaria-like pollutions of karstic drinking water sources, the protection of groundwater, a Workshop on the protection of groundwater as a source of drinking water in karst areas, Malinska, Island Krk, April 2008, https://unece.org/fileadmin/DAM/env/water/meetings/karst_croatia_2008/Lenart%20and%20Havas-Szilagy%20Havaria-like%20pollutions%20of%20karstic%20drinking%20water%20sources.pdf

Lénárt L. Dr, - Lénárt E.I., 2008, A GVOP 3.1.1.-2004-05-0530/3.0 VIMORE Projekt keretében végzett Bükki, barlangi karszthidrológiai mérések összefoglaló értékelése, KARSZTFEJLŐDÉS XIII. Szombathely, 2008. pp. 103-116.

Lénárt, L., 2008, Hideg, langyos és meleg karsztvíz-zónák a Bükkben és környezetében. Mineral waters in the Carpathian Basin 5th International Scientific Conference. Csíkszereda, 2008. július 25-26. pp. 41-50.

Lénárt, L., 2010, The Interaction of Cold and Warm Karst Systems in the Bükk Region. Proceedings of the 1th Knowbridge Conference on Renewables, pp. 111-118, Miskolc.

Lénárt, L., 2011, Hol van karsztvíz a Bükk térségében? Miskolci Egyetem, Multidiszciplináris tudományok, 1. kötet, 1 sz., pp.291 - 298.

Liebe, P., 2003, A termálkarsztvíz keletkezésének vázlata, a 30 fokos izoterma helyzete, Lénárt 2011-ben.

Mádlné Szőnyi, J, Dr., Czauner, B., Dr., Erőss, A, Dr., Havril, T., Pulay, E., Simos, Sz., Dr., Zsemle, F., 2013, Hidrogeológia, ELTE, Természettudományi Kar, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Hidrogeológia és Geometria Műhely, Budapest.

Pelikán, P. (Szerk.), Less Gy., Kovács, S., Pelikán P., Pentelényi, L., Sásdi, L., Dátumozatlan, A Bükk hegység földtani térképe, 1:100000, készült 1:50000 (2002) alapján, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.

Papadopoulos, I.S., 1965, Nonsteady flow to a well in an infinite anisotropic aquifer, Proc. Dubrovnik Symposium on Hydrology of Fractured Rocks, pp 21-31.

Rimányi J., 1965, Miskolc-Tapolca meleg forrásainak hőmérsékletmérései, 1962 - 1965, MHT Északmagyarországi Csoport, Karsztvízkutató Szakosztálya, Miskolc, kézirat.

Robertson, Eugene C., 1988, THERMAL PROPERTIES OF ROCKS, United States Department of the Interior Geological Survey, Open-File Report 88-441.

Schréter, Z., 1954, A Bükk hegység régi tömegének földtani és vízföldtani viszonyai, Hidrológiai Közlöny. 34. évf. 1954. 7 - 8. sz.

Seymour, G.L., 1979, Summary Report, Occurrence, hydrogeology, renewable reserves, and management technique, Mount Franklin carbonated mineral water resource, Melbourne, Unpublished company report for Coca-Cola Bottlers (AMATIL), Melbourne.

Seymour, G.L., 1985, Water supply resources of the karstic raised reef limestone plateau of Noro for the proposed international port, servicing township and industries, The Island of Noro, Western Solomon, Solomon Islands, Summary Report , Reserves and Management techniques, commissioned by the UNESCO.

Seymour, G.L., 2001, Karsthydrology fundamentals, Sub-web Karst Pages-ben

Seymour, G.L., 2002a, Darcy a karsztban, Sub-web Karst Pages-ben.

Seymour, G.L., 2002b, Karszt Ankét 66, Sub-web Karst Pages-ben.

Seymour, G.L., 2002c, A lillafüredi mésztufa, Sub-web Karst Pages-ben.

Seymour, G.L., 2002d, Az eltemetett István forrásbarlang, Sub-web Karst Pages-ben.

Seymour, G.L., 2002e, A Sebes forrás karsztvízrendszere, Sub-web Karst Pages-ben.

Smaragd-GSH, 2012: Miskolc Város Karsztos Vízbázisának Diagnosztikai Vizsgálata – A vízbázis ismertetése és a védőterületek meghatározása I.-II. kötet; (Budapest, 2012). Nem áll köz-rendelkezésre az Interneten - Google keresés.

Sűrű Péter, 2010, Legújabb karszthidrogeológiai kutatási eredmények a Fehérkői Mészke Formáció Szinva-völgytől nyugatra eső szakaszán, Diplomamunka, Miskolci Egyetem Műszaki Földtudományi Kar, Hidrogeológiai- Mérnökgeológiai Intézeti Tanszék, PDF.

Szabó, L.G, 1964, Savós-völgyi hasadékbarlang, Dokumentáció, a Magyar Hidrológiai Társaság Borsodi Csoportjának Karsztvíz- és Barlangkutató Szakosztály kiadványa, Miskolc.

Szabó, L.G., 1965, On the correlation and functions of cave levels in the Bükk mountains, Hungary, IV. International Speleological Congress, Ljubjana, Yugoslavia, Proceedings.

Szabó, L.G., 1965, A Bükk hegység vízzáró képződményekkel elválasztott diszkrét karsztvízrendszerei, Karszt Ankét 1965, Miskolc, előadás kézírata.

Szabó, L.G., 1965, A szomorúvölgyi dolomit karszthidrológiája, Szakértő jelentés, Északmagyarországi Földtani Kutató-fúró Vállalat, Miskolc, Szintén: Sub-web Karst Pages-ben (2002).

Szabó, L.G., Balogh T., Gyurkó P., Láner O., Tokár F., Zámpory V., 1966, Összefoglaló jelentés a felsőanizuszi mészkőréteg Lillafüred - Jávorkút közötti szakaszának karszthidrológiai kutatásáról, Magyar Hidrológiai Társaság Borsodi Csoportjának Karszt és Karsztvízkutató Szakosztálya, Miskolc.

SZLABÓCZKY P. [1974]: Karsztvíz tározó rendszer termohidraulikai vizsgálata Miskolc környéki adatok alapján, Hidrológiai Közlöny, 54. évf. 11. füz. pp. 516-523.

Szlabóczky P. et al., 1999, Szakvélemény – Bükk-szentkereszt - Oroszkút Lovastanya hidrogeológiai hatásának vizsgálata a Szinva-forrásokra Törölve az Internetről (Lásd: Computer monitor foto 1. - Google keresés).

Szlabóczky, P., 2011, A Pávai-féle lillafüredi fúrás sikeres továbbmélyítésének földtani feltételei, Hidrológiai Tájékoztató, pp. 95-97.

Szűcs, P., Dr., Szabó, I., Dr., Dátumozatlan, Felszín alatti hidraulika, Miskolci Egyetem, Hidrogeológiai – Mérnökgeológiai Tanszék.

Theis, C., V, 1935, The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground-water storage, Am. Geophys. Union Trans., vol. 16, pp. 519 - 524.

Tóth G. Dr., Karsztvíz-visszaduzzasztási kísérlet, Hidrológiai Közlöny 1982. 4. sz., p. 165.

VITUKI, 2008, Vízrajzi Évkönyv 2004, Vol. CIX, CD melléklet, Budapest.

VITUKI, 2009, Vízrajzi Évkönyv 2005, Vol. CX, CD melléklet, Budapest.

VITUKI, 2010a, Vízrajzi Évkönyv 2006, Vol. CXI, CD melléklet, Budapest.

VITUKI, 2010b, Vízrajzi Évkönyv 2006, Vol. CXI, Budapest.

White, W.B., Dátumozatlan, Conceptual models for karstic aquifers,
Department of Geosciences and Materials Research Laboratory, The
Pennsylvanian State University, Forrás:

http://www.speleogenesis.info/directory/karstbase/pdf/seka_pdf4491.pdf

APPENDIX 1.

Az Oroszkúti víznyelő – Csöves forrás (Közép-Szinva 1, csöves Vízmű forrás) kapcsolatának vizsgálata sózásos nyomjelzéssel

Irta: Gyenge Lajos

A vizsgálatot végezte: Gyenge Lajos és csoportja.

A VITUKI-t képviselte: Magyar Gábor geológus

1961. július 14-en délután elzártuk a nyelőbe ömlő patak gátját és felduzzasztottuk a vizet a másnapi vizsgálatokhoz. 7 m³ víz összegyűjtése után, 15-én hajnalban beoldottunk 500 kg konyhasót, amit 7 óra 45 perckor a flureszceinnel együtt engedtünk a víznyelő aknába.

Az oldat a forrásban este 20 óra 5 perckor jelent meg először és 16-án 4 óra 10 percig áramlott a barlangrendszeren keresztül.

A festéket most is kiszűrte a nyelőt kitöltő hordalék, mint az előző évi festésnél, amiből arra következtethetünk, hogy még sok agyagos üledék van a víznyelő járatában.

A vizsgálat diagramját mellékelem. Jellegzetesen hasonlít az előző évben elvégzett két vizsgálat eredményéhez.

Ez évi vizsgálatainkhoz - kérésünkre - a VITUKI kiküldte hozzánk Magyar Gábor geológust, akinek ellenőrzése mellett végeztük a vizsgálatokat.

A Vituki 150 kg sóval és 3 kg fluoreszcinnel járult hozzá a vizsgálatokhoz.

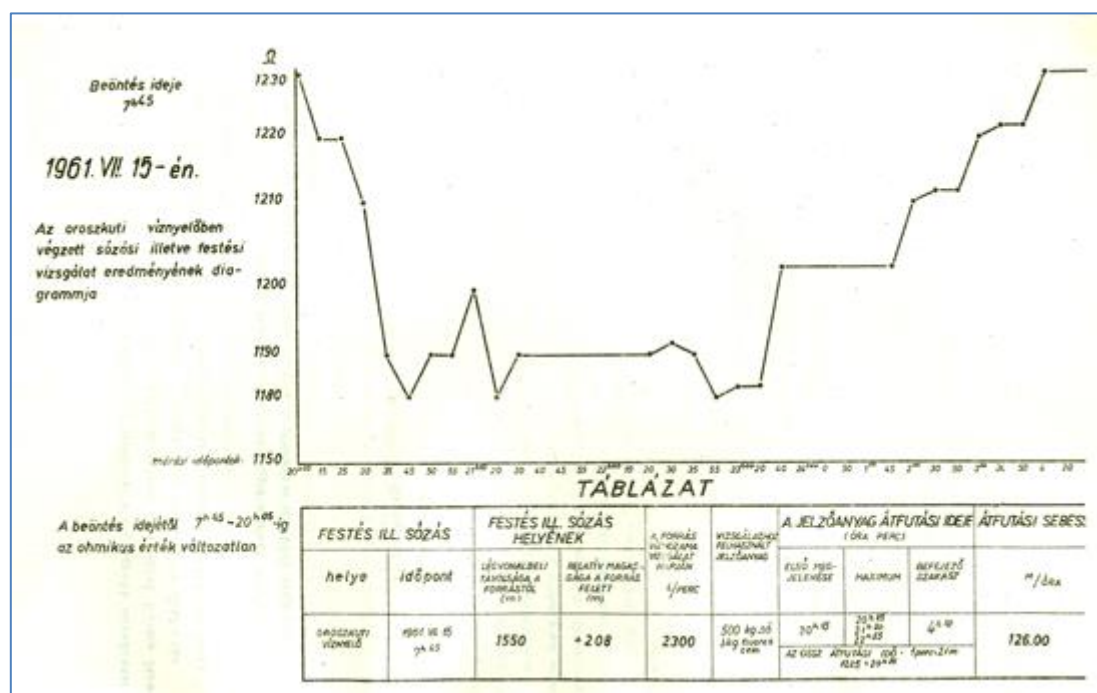
A Miskolci Városi Vízmű 350 kg sóval és gépkocsival segítette munkánkat.

A Magyar Karszt és Barlangkutató Társulat 300.-Ft-tal, a Diósgyőri Vasas Természetbarát Egyesület 500 Forinttal és sátorlapokkal nyújtott

támogatást, a Magyar Hidrológiai Társaság pedig a havonta felmerült útiköltségeink megváltásával, 1200 Ft-ot juttatott a táborozás költségeihez.

Ez összesen

2000 Forint, ezzel szemben az összes kiadásunk 2690.54 Forint volt.



Forrás: Gyenge, L., 1961, Az Oroszkúti víznyelő sózásos nyomjelzése, a Miskolci Herman Ottó karszt és barlangkutató Csoport Jelentésében az 1961. július 1 - 17 -ig tartó Kutató Tábor munkájáról, Karszt és Barlangutási Tájékoztató, MKBT, Budapest, 1961. szeptemberi szám.

APPENDIX 2.

G.L. Seymour tényrögztő jegyzetei

| | | |
|-------------------------------|---------------------------------|----------------|
| Só és Fluoreszcein indítás: | 15, July 1961 | 7.45 óra.perc |
| A só megjelenése a Csövesben: | 15 .July 1961 | 20.05 óra.perc |
| A megjelenésig eltelt idő: | | 12.20 óra.perc |
| Max. áramlási sebesség: | 1600m /12.33 hr = 128.76 m / hr | |

| | |
|--------------------------------------|---|
| A só felhő átvonulásának befejezése: | 16. July 1961, 04.10 óra.perc |
| A só felhő átvonulásának időtartama: | 8.05 óra.perc |
| Min. áramlási sebesség: | $1600\text{m} / (12.20 + 8,05 \text{ hr}) = 87.19 \text{ m / hr}$ |

Gradiens számítása:

| | |
|----------------------------|------------|
| Oroszkúti nyelő magassága: | 560 m tszf |
|----------------------------|------------|

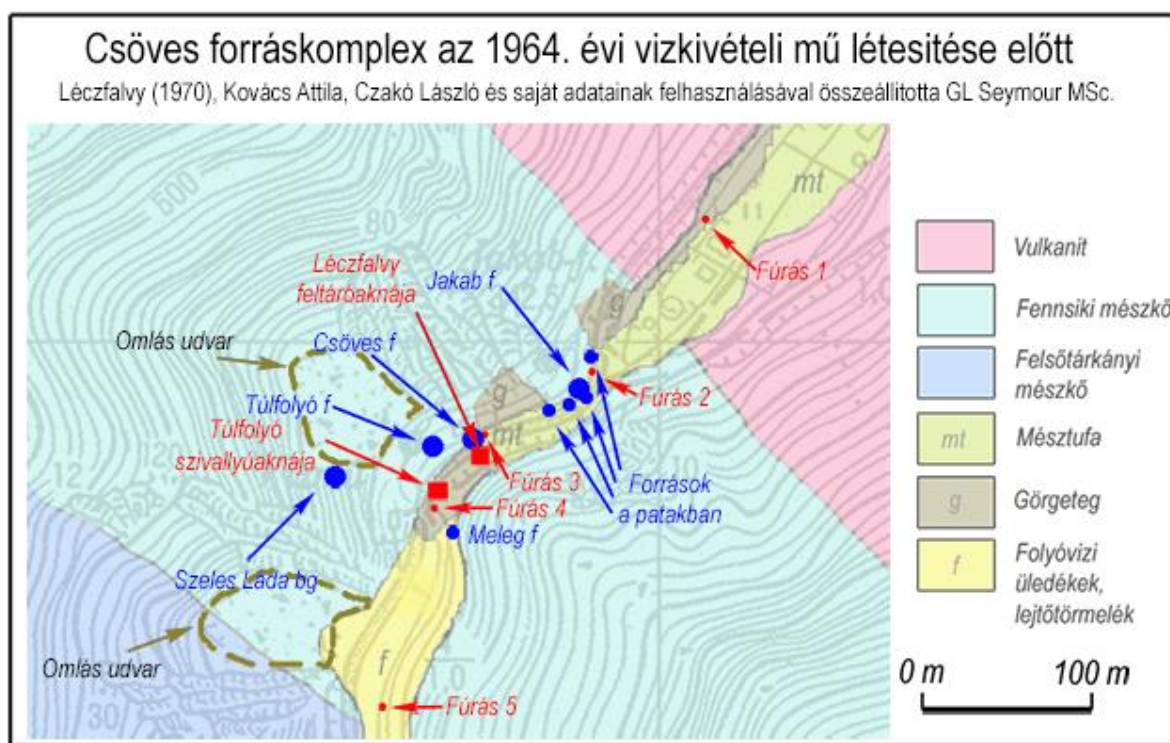
| | |
|--|------------|
| Csőves forrás átlagos nyugalmi vízszintje: | 345 m tszf |
|--|------------|

| | |
|---|--------|
| Távolság: Oroszkúti nyelő – Csöves forrás | 1600 m |
|---|--------|

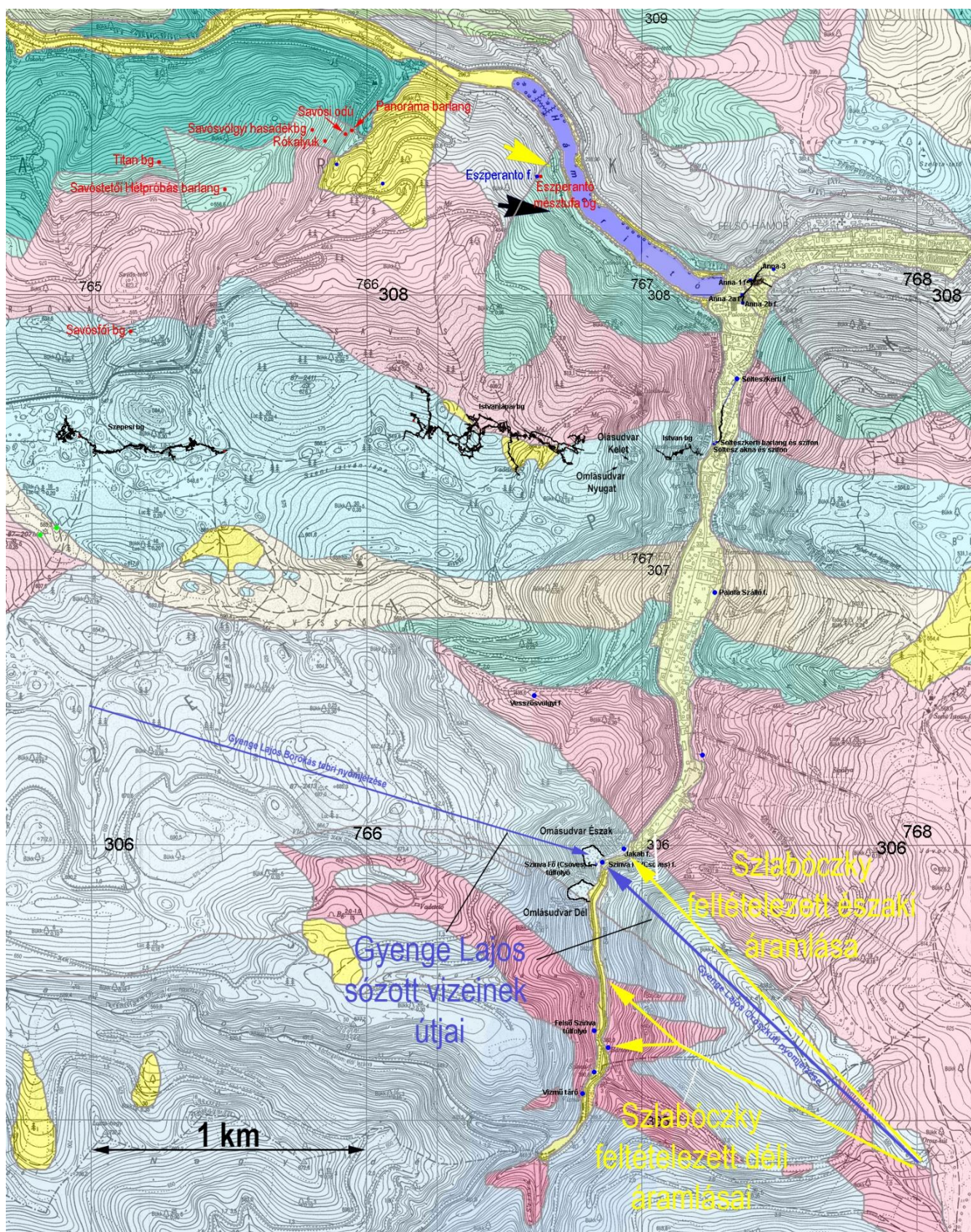
Gradiens Oroszkúttól Csövesig:

$$-\text{Grad}_{(\text{ÉNy})} = (560\text{m} - 345\text{m}) / 1600\text{m} = -0.1344 \text{ m/m}$$

Szinva- fő (Csöves) forrás komplex az 1964 évi vízkivételi mű létesítése előtt, (négy névtelen forrás a patakmederben, Csöves (Fő) és elvíztelenedett Jakab forrás, valamint a túlfolyó és meleg forrás helyzete Szabó-Seymour szerint, és Léczfalv 5 felderítő fúrása, - Léczfalvy (1970) felmérése

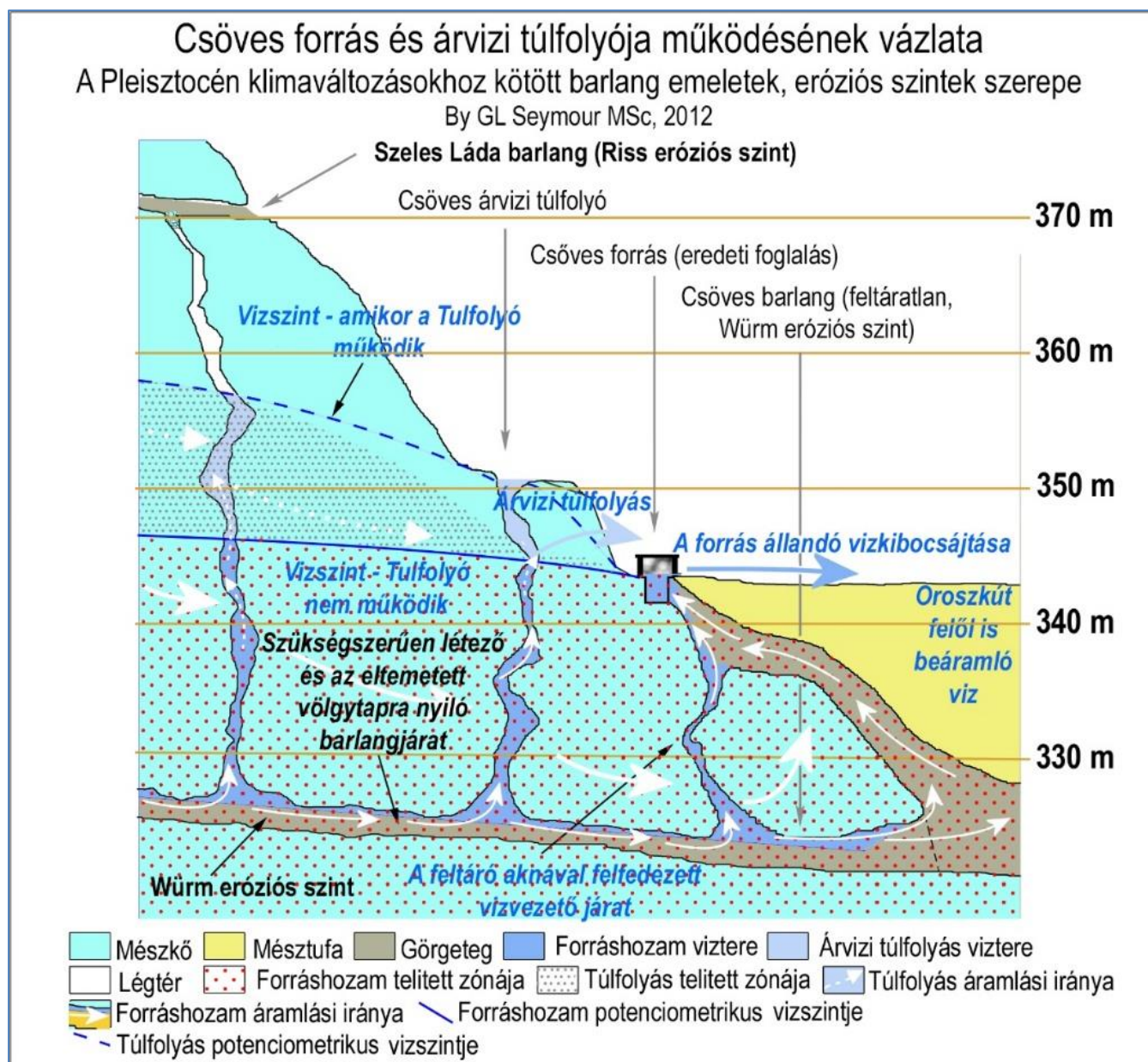


Gyenge Lajos Szinva- Fő (Csöves) forrást célzó nyomjelzései



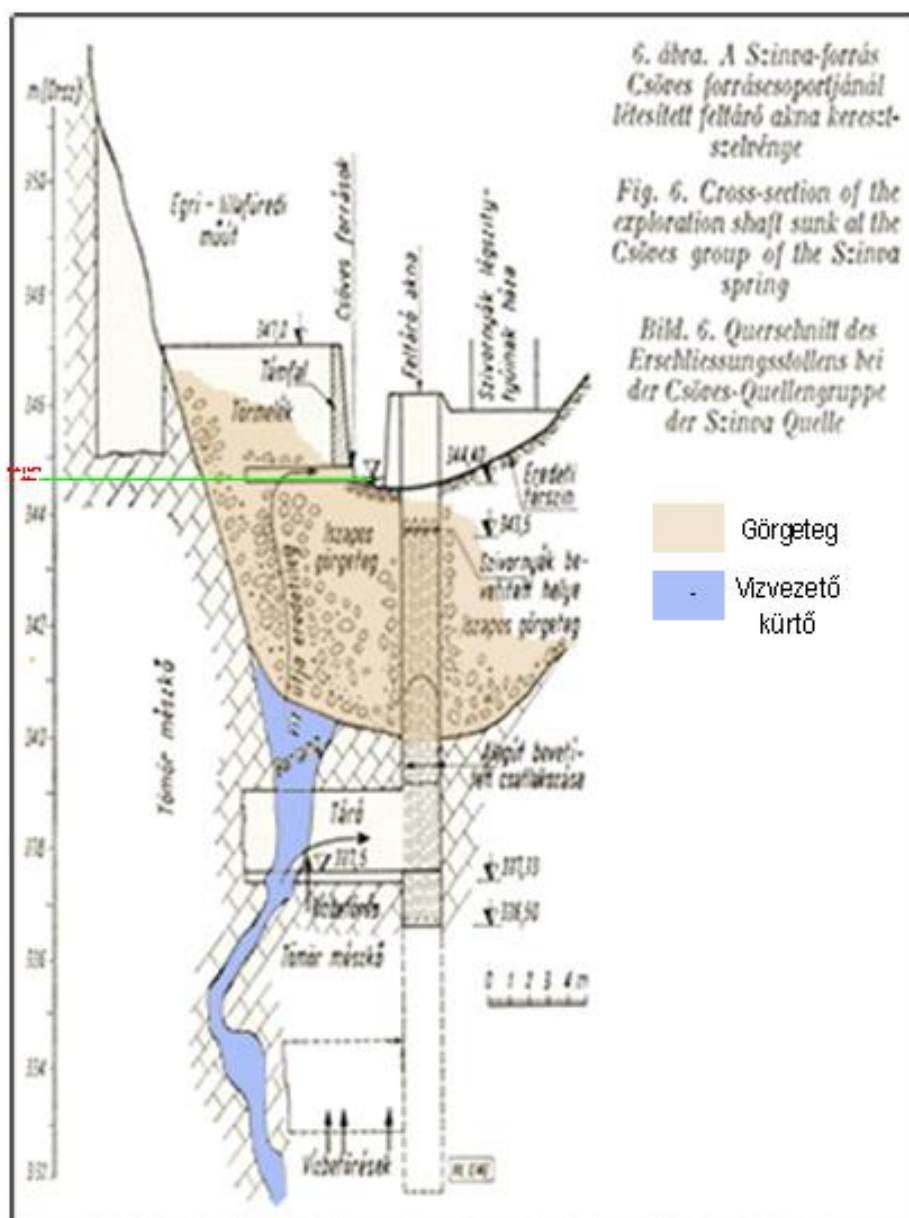
Csöves forrás és Oroszkút karsztvíz rendszerének kapcsolata

(PDF publikáció ábrája, Seymour, G.L., 2012, A lillafüredi mésztufa és a Felső- Szinva völgy hidrológiája)



A Csöves forrásba felszálló vízvezető kürtő

(Léczfalvy (1970) ábrája)



Computer monitor foto 1.

Szlabóczky Szakvéleményét eltávolították a nyilvános hozzáféréstől.

MIÉRT ???

(Google kereső oldal)

Lovastanya Bekecs - Home | Facebook

Lovastanya Bekecs, Borsod-Abaúj-Zemplén County. 879 likes · 77 talking about this · 472 were here. Local Business.

★★★★★ Rating: 5 · 3 votes · Price range: \$

Missing: Szlabóczky, 1999: Szlabóczky P. Szakvélemény— Bükkzentkereszt- Oroszkúti hidrogeológiai hatásának vizsgálata Szinva- forrásokra

<https://www.programturizmus.hu> › p... ▼ [Translate this page](#)

Bükki Lovaspark - Oroszkúti lovastanya - Programturizmus

Bükkzentkereszten, a sípályával szemben található lovasparkunk gyönyörű környezetben. A természet adta lehetőségeket kihasználva tereplovaglásaink ...

Missing: Szlabóczky, 1999: Szlabóczky P. Szakvélemény— hidrogeológiai hatásának vizsgálata Szinva- forrásokra

<https://www.matyusudvarhaz.hu> ▼ [Translate this page](#)

MÁTYUS UDVARHÁZ – EGEDHEGYI LIPICAI LOVASTANYA

Szállás Panzió részünkben 17 db 2 ágyas szoba és 2 db 4 ágyas, családi jellegű szoba került kialakításra. A szobák mindegyike csendes erdei környezetre ...

Missing: Szlabóczky, 1999: Szlabóczky P. Szakvélemény— Bükkzentkereszt- Oroszkúti hidrogeológiai hatásának vizsgálata Szinva- forrásokra

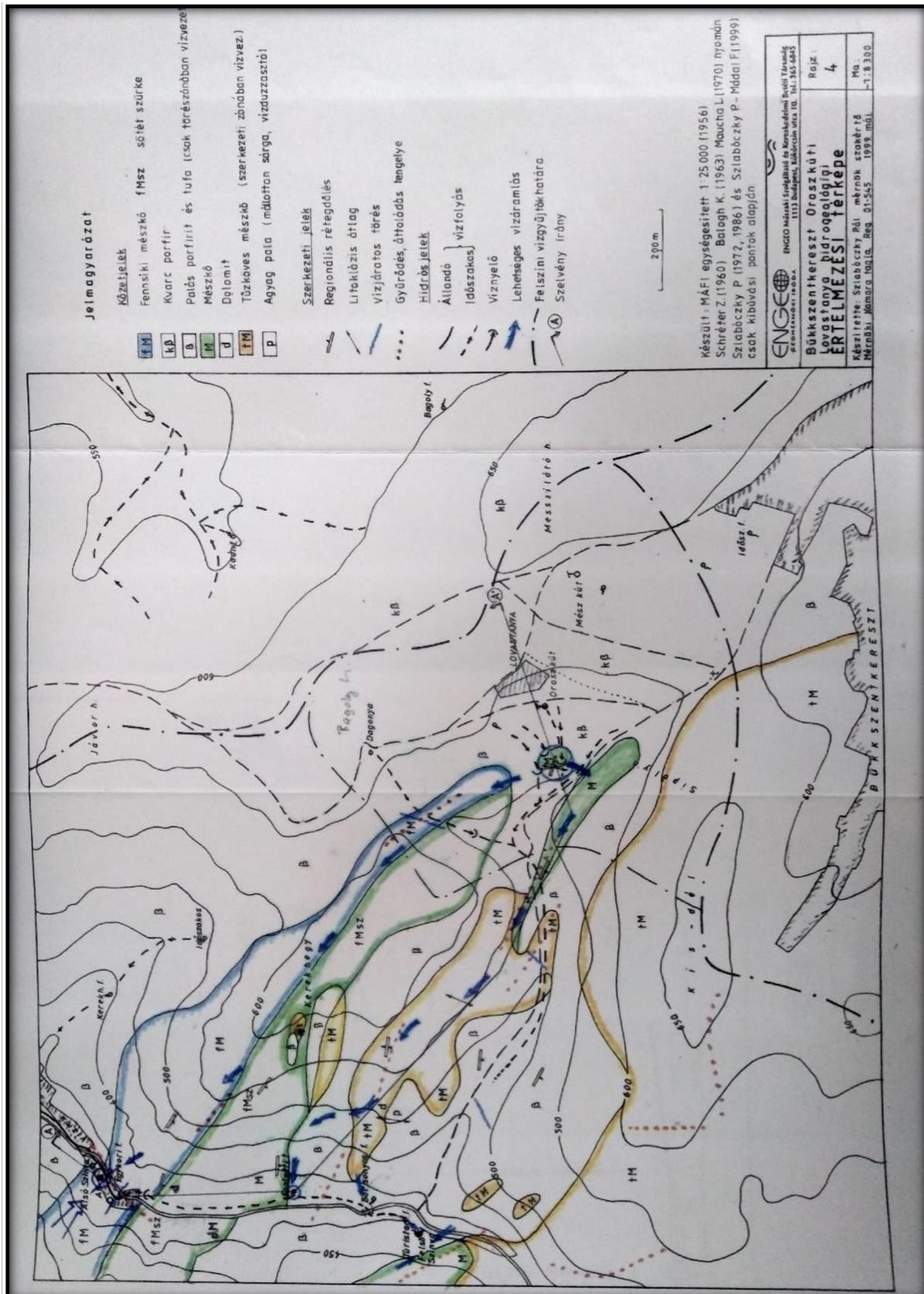
<https://www.instagram.com> › farm_in_szarvas

Szárnyaló Lovastanya (@farm_in_szarvas) • Instagram photos ...

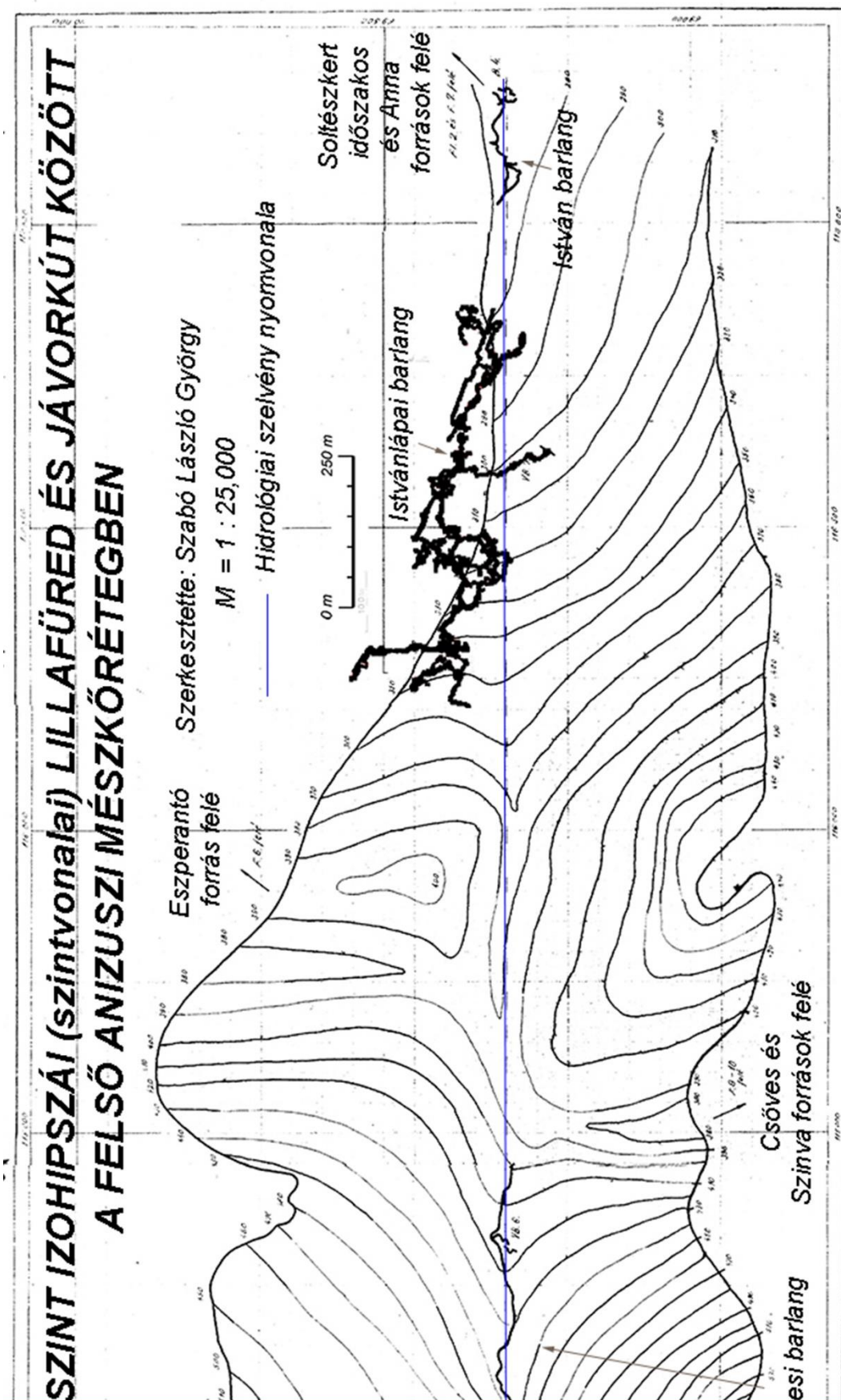
Szárnyaló **Lovastanya**. 5540 Szarvas, Tanya II. kk. 22-2. A kezdő lovasoktól kezdve a legügyesebb haladó lovasokig minden korosztálynak megfelelő lovas ...

Missing: Szlabóczky, 1999: Szlabóczky P. Szakvélemény— Bükkzentkereszt- Oroszkúti

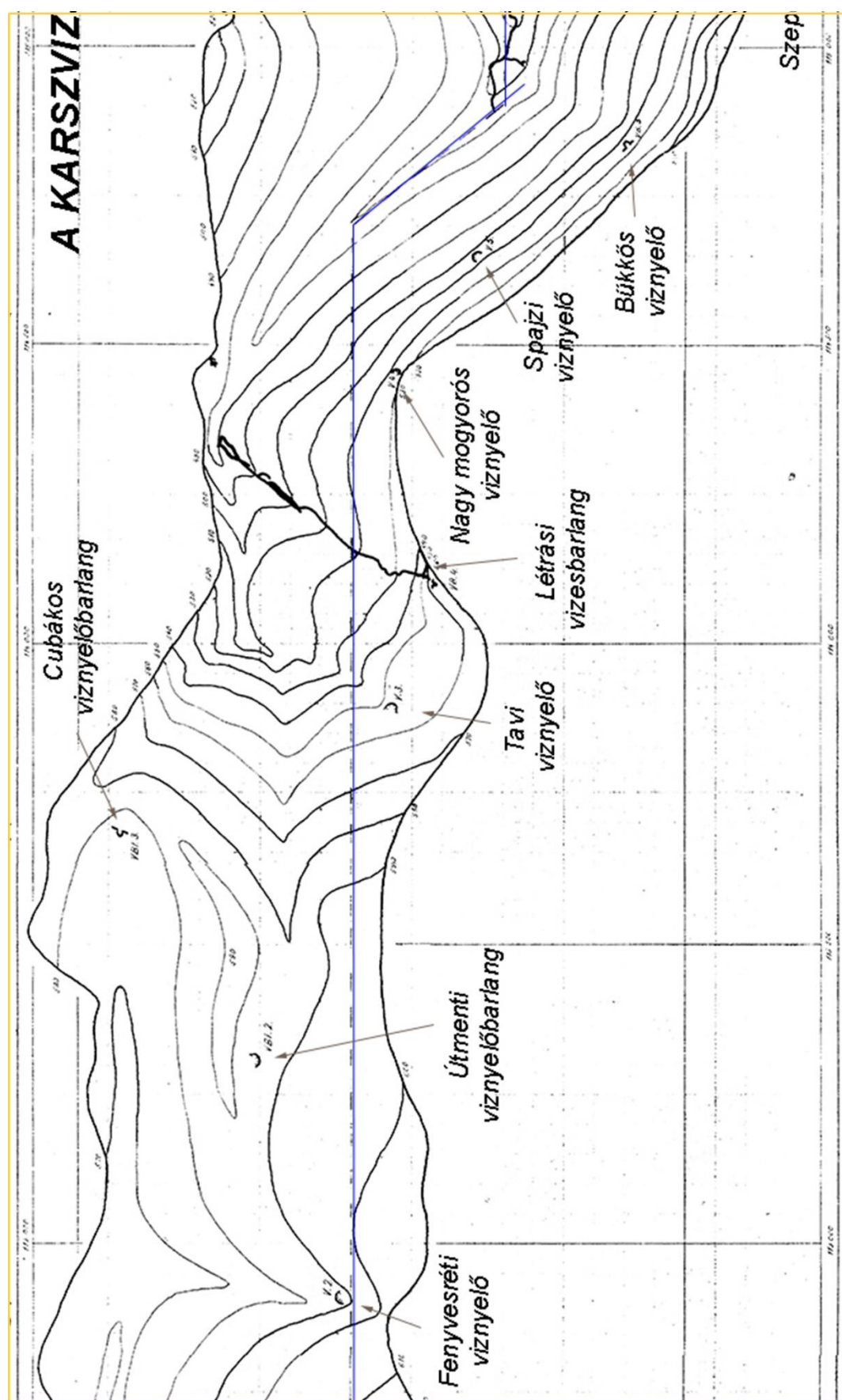
Szlabóczky szakvéleményéhez csatolt térkép



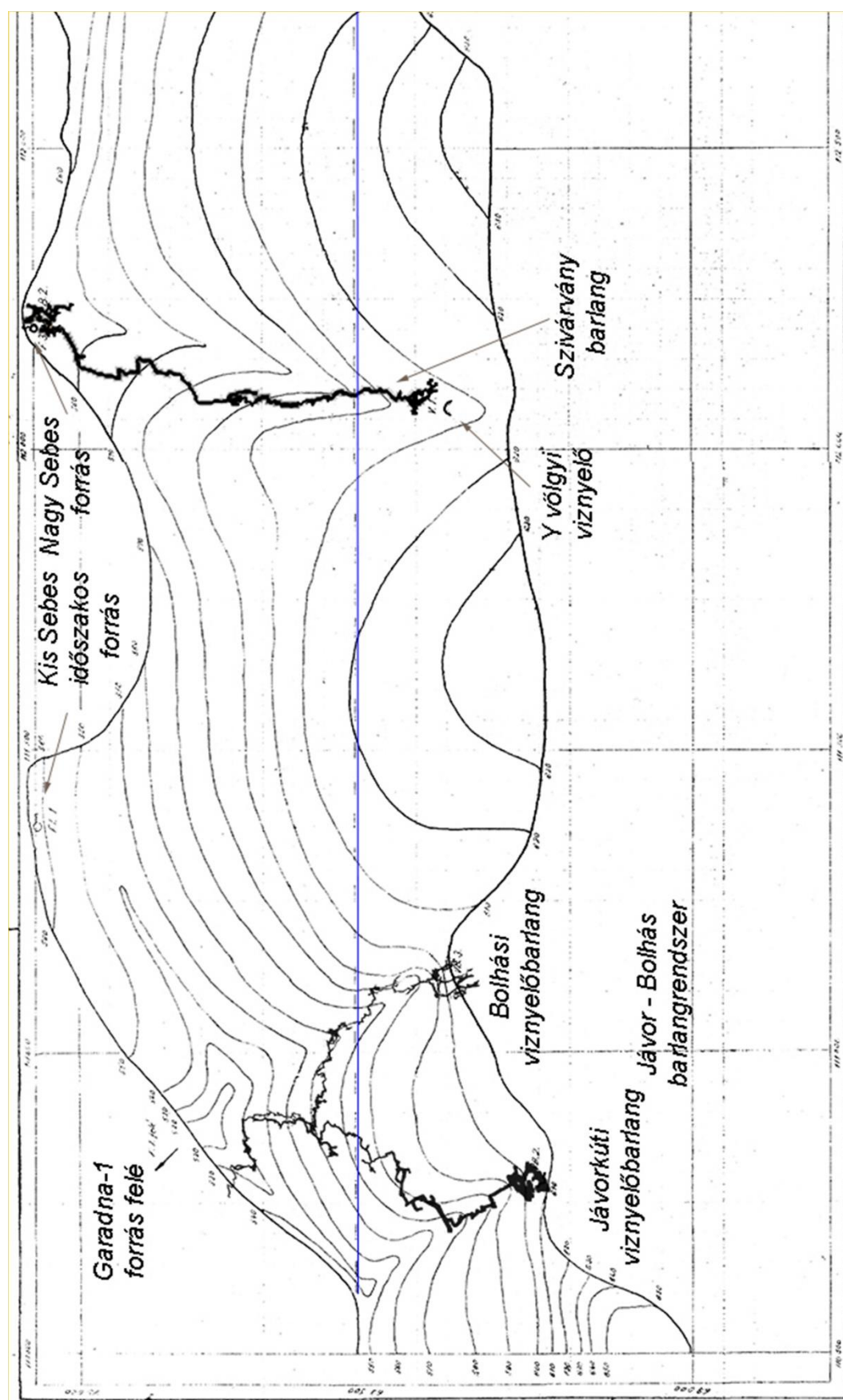
Appendix 3. - Kelet



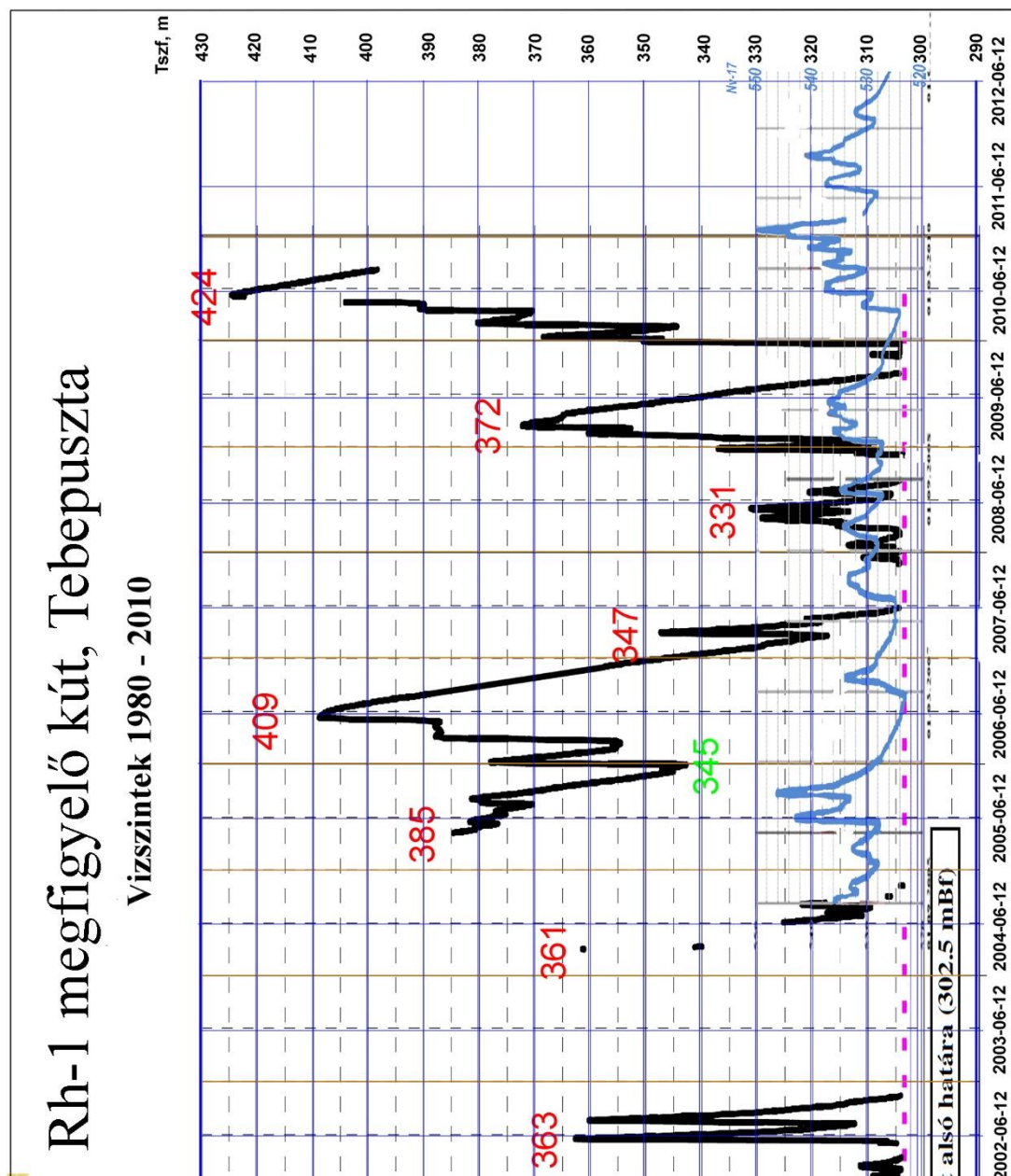
Közép



Nyugat



Appendix 4. Rh-1 kút vízszintjei - 3

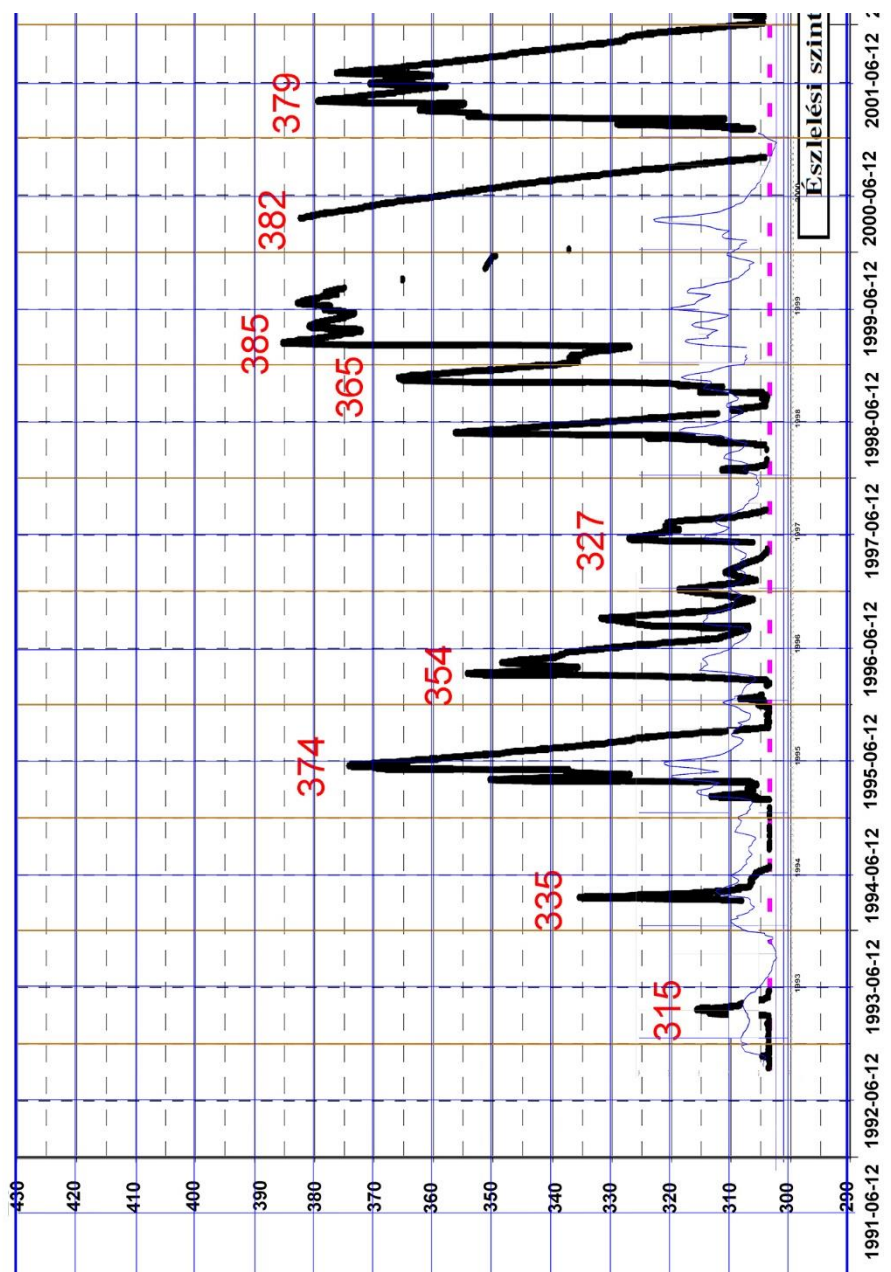


Rh-1 kút vízszintjei – 2

Összeállította: G.L. Seymour MSc

v-17 kút vízszintjei méretarányban, összehasonlítás céljából

Piros számok: digitalizált vízszint magasságok



Rh-1 kút vízszintjei - 1

