



MISKOLCI EGYETEM
MIKOVINY SÁMUEL FÖLDTUDOMÁNYI DOKTORI ISKOLA
Doktori Iskola vezetője:
Prof. Dr. Dobróka Mihály
egyetemi tanár

**VÍZKÉSZLET SZÁMÍTÁS ÉS IDŐSOROK ELEMZÉSE KARSZTOSODOTTSÁGI JELLEMZŐK
MEGHATÁROZÁSA CÉLJÁBÓL A BÜKKI KARSZTVÍZSZINT ÉSZLELŐ RENDSZER ADATAI
ALAPJÁN**

Doktori (PhD) értekezés

KÉSZÍTETTE:

Darabos Enikő

okl. környezetmérnök

TUDOMÁNYOS TÉMAVEZETŐ:

Dr. Lénárt László,
ny. egyetemi docens

Miskolc, 2017. 10. 13

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés	4
1.1. Célkitűzés	5
1.2. Alapfogalmak	5
1.3. A Bükk földrajzi, morfológiai bemutatása, kistájai	7
1.4. A vizsgált terület földtani, vízföldtani jellemzői	7
1.5. A Bükk hegységben működő monitoring rendszerek bemutatása	11
1.6. A vizsgálatokba bevont mérőhelyek	15
2. Hatékony csapadékcsoportok (irodalmi áttekintés)	19
3. A karsztvízkészlet mennyiségi meghatározása (irodalmi áttekintés)	23
3.1. Vízkészlet számítási módszerek	23
3.2. A Bükkben lévő víztest jellemzőinek meghatározása korábbi eredmények alapján	27
3.3. Áramlási típusok, vízmozgás	28
3.4. A Bükk karsztvízdomborzatának, vízkészletének meghatározására irányuló korábbi kutatások	28
4. Új karsztvízkészlet meghatározási módszer, eredmények	33
4.1. Előzmények	33
4.2. A számítási módszer ismertetése	33
4.2.1. Az alkalmazott vízszint adatok	34
4.2.2. Az alkalmazott földtani információk	34
4.2.3. A vízdomborzati térkép	36
4.2.4. A térfogatszámítás, vízkészlet típusok	40
5. Idősorok elemzése (irodalmi áttekintés)	54
5.1. Módszerek	55
5.1.1. Fourier-transzformáció	55
5.1.2. Autokorrelációs és spektrál analízis	57
5.1.3. Keresztkorrelációs függvény	58
5.1.4. A keresztspektrum és a fázis függvény	59
5.1.5. Koherencia és gain függvény	60
5.1.6. Forrás és kút hidrogram elemzések, jelleggörbe	62
6. Idősorok elemzése, eredmények	65
6.1. Csapadékmérő állomások vizsgálatának eredményei	65
6.2. Vízszint-csapadék Fourier-transzformációjának eredményei	68
6.3. A csapadék autokorrelációs vizsgálatának eredményei	71
6.4. A vízszintek autokorrelációs vizsgálatának eredményei	72
6.5. Keresztkorrelációs vizsgálatok eredményei	77
6.6. Keresztamplitúdó és koherencia függvények vizsgálatának eredményei	78

6.7.	Fázis függvények vizsgálatának eredményei.....	80
6.8.	Gain függvény elemzésének eredményei	82
6.9.	Jelleggörbe vizsgálatok eredményei	83
6.9.1.	Jól karsztosodott zóna vertikális mélységének meghatározása.....	87
6.9.2.	Előrejelzések eredményei.....	87
7.	Tézisek.....	89
8.	Összefoglalás.....	91
9.	Summary.....	93
10.	Mellékletek	95
11.	Felhasznált irodalom.....	101
12.	Saját tudományos közlemények (MTMT alapján).....	106

1. Bevezetés

Európában a legfontosabb ivóvízkészletek felszín alatti eredetűek, ezek a rendszerek fontos részét képezik a globális és a regionális víz ciklusnak és ezáltal szerves részei ökoszisztémáknak is. A felszín alatti vizek egy speciális esete, amikor a vízkészlet karbonátos kőzetekben található meg. Ezen készletek minőségi és mennyiségi védelme nagyon fontos annak érdekében, hogy az egészséges ivóvízhez emberek számára biztosítani lehessen. A karsztos vízadók jellemzője a hidraulikai folyamatok kettőssége, ami több formában is megmutatkozik (Kovács 2003, Bakalowicz 2005):

- A beszivárgás lehet diffúz vagy pontszerű, a víznyelőkön keresztül.

- A felszín alatti áramlás ennek megfelelően történhet lassan, a repedezett zónában vagy gyorsan a nagyobb karsztos járatok mentén. A karsztosodási folyamatok jelentősen megváltoztatják a tározó eredeti jellegét, így kettős áramlási rendszer alakul ki, ami gyakran vezet nagy időbeli és vízkémiai változékonysághoz.

- A megcsapolási feltételeket tekintve beszélhetünk nem koncentrált szivárgásról vagy nagy hozamú karszt forrásokról, amelyek méreteikben igen eltérőek lehetnek. A Bükkben 2 l/p és 219 000 l/p közötti hozamértéket is regisztráltak már a forráskataszter szerint.

Úgy gondolom, hogy napjainkban megnövekedett jelentősége miatt itt kell megemlíteni a hideg és meleg vizes kutakat is, amik ugyan nem természetes megcsapolások, de mind az ivóvíz, mind pedig a rekreációs célok miatt egyre fontosabbak a Bükk térségben.

A nyíltkarsztok mennyisége Magyarországon 1 350 km², emellett a törmelékes üledékkel fedett karsztok nagysága kb. 30 000 km², aminek a termálvíz termelés miatt van fontos szerepe. A karsztvíz felhasználás hazánkban mindig is alapvető jelentőségű volt és ma is rendkívül fontos a vízhasználók között, bár felhasznált mennyisége az évek során lecsökkent. (Lénárt 2006)

Mára a felszín alatti vizekből történő víztermelés, ennek megfelelően a karsztvíz termelés is, a jelentős társadalmi változások miatt nagymértékben visszaesett, jelenleg az ország felszín alatti vízfogyasztásának a 14-16%-a származik karsztvízből. Arányaiban viszont jelentősen emelkedett a langyos és a kutakon keresztül a felszínre emelt meleg (30°C fölötti hőmérsékletű) karsztvíz aránya, melyet csaknem kivétel nélkül fürdési vagy gyógyászati célokra használnak fel. (A Bükk-térségben Miskolc, Mezőkövesd, Bogács, Eger és Egerszalók.) (Lénárt 2006)

A Bükkből Miskolc termeli a legtöbb karsztvizet, viszont a térség karsztvíz-felhasználása az országos tendenciának megfelelően a 2000-es évek elején jelentősen lecsökkent. A jelenlegi termelés legnagyobb részét ivóvíz-ellátásra fordítják, de jelentős a fürdési és az energetikai célú felhasználás is.

Kutatásaim során a Bükk hegységéből, a Bükki Karsztvíz Észlelő Rendszer (BKÉR) keretein belül gyűjtött - főként vízszint - adatokat elemeztem és használtam fel 1992-től 2016 végéig. Az eredmények 3 nagyobb tématerület köré csoportosíthatóak, melyek mind a Bükki karszt-vízháztartásának egy-egy fontos eleme: a vízkészlet számítás (tározás), forrás és kút hidrogram elemzések (áramlási jellemzők), illetve a hatékony csapadékcsoportok meghatározása (beszivárgás). Mivel az említett kutatási területek szakirodalmat tekintve szerteágazóak, az általános földtani, vízföldtani ismertetés és a monitoring rendszer bemutatása után, a szakirodalmi áttekintést és az egyes rész kutatásokhoz köthető

eredményeket témakörönként külön-külön fejezetben szerepeltetem. Ezzel eltérek ugyan a megszokott tagolástól, viszont úgy gondolom, ez az elrendezés segíti a kutatások és az eredmények jobb áttekinthetőségét.

1.1.Célkitűzés

Kutatási területem a Bükk hegység, a Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer (BKÉR) keretein belül gyűjtött - főként vízszint - adatokat elemzem és használom fel 1992-től 2016 végéig. A vizsgálatok 2 nagy tématerület köré csoportosíthatóak:

- a vízkészlet számítás, melynek célja a tározás mértékének meghatározása különböző feltételek mellett. Ehhez szükség van vízdomborzati térképek előállítására, különböző készlet típusok elhatárolására, kalibrációra, valamint olyan végső számítási metodika meghatározására, ami lehetővé teszi a felhasználók számára a lehető legegyszerűbb számítási módszer alkalmazását.

- A másik nagy tématerület az idősorok spektrál analízise, kiegészítve forrás és kút hidrogram elemzésekkel. Ezek célja az áramlási és karsztosodottsági jellemzők meghatározása és a vízszint előrejelzés. Konkrét cél az idősor elemzésekkel kapcsolatban, hogy a Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer karsztos monitoring kútjaira alkalmazva a recessziós görbe elemzéseket elvégezzem, ezek eredményeit összevetsem a spektrális elemzésekkel, továbbá a jól karsztosodott zóna határát, ahol lehet, megállapítsam, majd ez alapján a hegységre vonatkozó új információkat fogalmazzak meg.

Mivel az említett kutatási területek a szakirodalmat tekintve nem egy irányba mutatnak, az általános földtani, vízföldtani ismertetés és a monitoring rendszer bemutatása után, a szakirodalmi áttekintést és az egyes részkutatásokhoz köthető eredményeket témakörönként külön-külön fejezetekben szerepeltetem. Ezzel eltérek ugyan a megszokott tagolástól, viszont úgy gondolom, ez az elrendezés segíti a kutatások és az eredmények jobb áttekinthetőségét.

1.2.Alapfogalmak

A karsztvíz a mészkőhegységek belsejében mozgó és felhalmozódó felszín alatti víz. A felszínről részben beszivárgással, részben víznyelőkön át jut a hegység hasadékaiba és járataiba. Az alapfogalmakat Horusitzky és Juhász munkája alapján tekintem át. (Horusitzky 1942, Juhász 2002)

Ha a karsztos kőzet kibukkan a felszínre, akkor a karsztvíz nyílt tükrű és a közvetlen ráhulló csapadékvízből is táplálkozik. Ezt a karsztípust **nyílt karsztnak** nevezzük.

A karsztnak azt a részét, amelyben a beszivárgó víz lefelé folytatja útját, vagyis a járatokban nem tárolódik, hanem időszakosan vagy állandóan átfolyik rajtuk **leszálló karsztvíz övezetnek** hívjuk. Ebben a térrészben még nem minden repedés, üreg van vízzel kitöltve, ezért itt még nem beszélhetünk összefüggő karsztvízszintről, hanem egymástól független vízszintek vannak az egyes járatokban. A víz szabad szénsav tartalma először itt fejtheti ki oldó hatását és tágítja a barlangrendszereket. Speciális esetekben, ha a karsztosodás

jellege ezt lehetővé teszi, a leszálló karsztövben helyi, összefüggő karsztvízszint, az ún. **függő karsztvízöv** alakul ki.

A kőzeteket a víz tározására és a szivárgásra rendelkezésre álló tér szerint három csoportba sorolhatjuk: (1) porózus, (2) hasadozott, (3) kettős porozitású. A karsztokra jellemző **kettős porozitás** esetén az **elsődleges porozitás** a kőzetmátrix pórusüregeit jelenti, ami a kőzettel egyidős. A **másodlagos porozitás** a kőzetblokkok közötti nagyobb repedéseket jelenti, ami szintén lehet kőzettel egyidős vagy létrejöhet utólagosan tektonikai mozgások vagy erózió által, ebben az esetben fontos szerepet játszik a mozgásban lévő vízben található szénsav oldó hatása, mely a karsztosodást, a járatok repedések bővülését eredményezi. Tehát a másodlagos porozitás időben nem tekinthető állandónak, a kőzetrendszer itt folyamatos változásban van, ezeken a járatokon történő áramlást nevezzük **gyors áramlásnak**. Az elsődleges és másodlagos porozitást létrehozó repedésekből áll össze a teljes karsztos repedésrendszer, vagy **litoklázis rendszer**.

A leszálló karsztvízszint alján van egy olyan vízoszlop, amely már az üregrendszert teljesen kitölti és a víz összefüggő tükre alatt a hidrosztatikai nyomás érvényesül. A víz lefelé mozgását itt már a járatrendszer teljes beszűkülése (a másodlagos porozitás megszűnése) jelentősen lelassítja, ekkor beszélünk **támaszkodó karsztvíz övről**, illetve a **mátrixban történő lassú áramlásról**. A támaszkodó karsztvíz már tárolt vízmennyiség, amelynek felső zónájában a víz felszínlejtése irányában van mozgása. A víz széndioxid tartalma ebben a felső zónában elhasználandó, így itt már nem beszélhetünk a repedések további bővítéséről

Ha az erózió a térszint a vízrekesztő fekéig átvágja, vagyis a karsztvízszint az erózióbázis felett fekszik, akkor **sekélykarsztról** beszélünk. Ha a karsztvíztároló az erózióbázis szintje alá nyúlik, **mélykarsztnak** nevezzük. A két karszt típusban az áramlás jellege eltérő, sekélykarszt esetén a víz rövid úton újra felszínre léphet, kicsi a víztároló képesség és kicsi a csapadék késleltetése is, a csapadék és a források hozamának összefüggése szoros. A mélykarszt víztároló képessége nagyobb vastagsága miatt nagyobb, mint a sekélykarsztnak.

A karsztterületek másik nagy csoportja, amikor a karszt nem terjed a felszínig, hanem vízzáró kőzetek fedik be a mélybe süllyedt karsztot. Ezt a típust **fedett karsztnak** nevezzük. Ha a vízzáró fedőréteg és a karsztosodott kőzet érintkezési felülete magasabban helyezkedik el, mint a karsztvízszint, akkor **szabad tükrű, fedett karsztról** beszélünk. Ha a karsztvíz szintje magasabban fekszik, mint a vízzáró réteg alsó éle, akkor **leszorított tükrű (nyomás alatti), fedett karsztról** van szó. (Horusitzky 1942, Juhász 2002)

1.3.A Bükk földrajzi, morfológiai bemutatása, kistájai

A Bükk az Északi-középhegységben elhelyezkedő zömmel karszthegység. Az Upponyi-hegységgel együtt a Bükkvidék középtáj része. Ezt az egységet nyugaton a Tarna, északon és északkeleten a Sajó, majd a Hernád völgye, délről az Alföld határolja, emellett északnyugati határa bizonytalan, morfogenetikai szempontból az Ózd-Egercsehi-medence a legelfogadhatóbb. A Bükk és az Upponyi-hegység között a földrajzi határ a Szilvás- és a Bán-patak völgye, míg földtani határuk ettől északabbra van. A hegység elhelyezkedését és kistájjait az 1. melléklet mutatja. (Sásdi 2005)

Legegységesebb megjelenésű kistája a Garadna-völgy által kettéosztott Bükk-fennsík, melynek déli, magasabb része a Nagy-fennsík. Északi és déli határait idős lepusztulási peremlépcsők alkotják.

A Garadna-völgytől északra helyezkedik el a Kis-fennsík. Mindkét fennsík mészkőterületén fejlett karsztformák, karros sziklafelszínek, töbrök, töbörök, víznyelők, karsztzurdokok, sziklautcák és jelentős méretű barlangok találhatók.

A Kis-fennsíktől nyugatra, a Nagy-fennsíktől északra lévő terület az Északi-Bükk, 600-700 méter közötti tetők uralják, felszínét sugarasan kifelé irányuló mély eróziós völgyek tagolják.

A déli fennsíkperemtől délre terül el a Déli-Bükk, kőzettani jellemzők és morfológiai különbségek alapján a Hór-völgy - Hosszú-völgy - Három-kő határral Délkeleti- és Délnyugati-Bükkre osztható. A Déli-Bükk keleti fele elsősorban mészkőből, részben dolomitból, palából és vulkanitokból, viszont a nyugati rész palaközetekből és bázisos magmatitokból épül fel. A kőzettani különbség formakincsbeli különbséget is eredményez, a keleti rész karsztformákban gazdag, míg a nyugati részre sűrű, patakos völgyhálózat jellemző. (Sásdi 2005)

A Bükköt általában mint mészkőhegységet tartjuk számon, viszont a későbbi földtani jellemzés alapján látható, hogy a felénél is kisebb a karbonátos kőzetekből álló felszín a hegységben. A jelentős kiterjedésű mészkőterületek részben fedett, vegyes, nem önálló (allogén) karsztként vannak jelen. Ezek formakincse a fejlődéstörténet során folyamatosan módosult, legjellemzőbb formakincsek a töbrök és a karrmezők, de jelentős számú víznyelő és patakos barlang is található a területen. (Sásdi 2005)

Összességében megállapítható, hogy a karsztos oldásos folyamatok által kialakított formák közül a karrok, töbrök, ikertöbrök, víznyelőben végződő vakvölgyek, karsztvápák (poljék) azon kistájak jellemzői, amiket jól karsztosodó mészkövek építenek föl: Nagy- és Kis-fennsík és a Délkeleti-Bükk. (Hevesi 2002)

1.4.A vizsgált terület földtani, vízföldtani jellemzői

A Bükk hegység a Borsodi nagyszerkezeti egység része; a Darnó-zóna és a Középmagyarországi-zóna közötti térben fekszik. (Budai & Konrád 2011)

A fő szerkezeti egységek délnyugat-északkeletitől északnyugat-délkeletiig változó csapásban elnyúlt, néhány km vagy 10 km széles vetőszeletek. Ezeket meredek dőlésű, oldal eltolódásos jellegű határok jellemzik, amelyek sokszor a réteghatárokkal közel párhuzamosan

alakultak ki. A réteghatárok meredek helyzete egy korábbi, redőződéssel és palásság kialakulásával járó képlékeny deformáció eredménye. (Németh 2006)

Földtani térkép segítségével, illetve karsztforrások vizsgálata alapján Aujezsky Géza és Scheuer Gyula 1974-ben elkészítették a hegység áttekintő vízföldtani térképét. Ezen megkülönböztettek vízzáró, illetve rossz vízvezető kőzeteket (palák és eruptívumok), gyenge, közepes (karbon, perm mészkő), jó és kitűnő vízvezető tulajdonságú triász időszaki karsztos kőzeteket. (Aujezsky & Scheuer 1974)

A2. melléklet a Bükk hegység tektonikai felépítését és a vízvezető képesség szerint egyszerűsített földtani képét mutatja be. (Németh 2006) A hegységben megtalálhatók paleozoós, triász, júra, eocén, oligocén, neogén és negyedkori képződmények egyaránt. Az egyes formációkat és a rájuk jellemző vízvezető képességet a Pelikán Pál által szerkesztett, Less György és Sásdi László munkája alapján 2005-ben készült, A Bükk hegység földtana c. műve alapján tekintem át (Less 2005, Sásdi 2005), 3. mellékletként térképen látható a Bükk hegység egyszerűsített földtani képe, a 4. mellékletben saját, terepbejárások során készült fotókkal is illusztrálom a leírást, amennyiben ez rendelkezésre áll:

A paleozoós képződmények közül, melyek a Bükk hegység északi részén találhatók, a legidősebb a karbon korú Szilvásváradai Formáció. Sötétszürke, fekete aleurit építi fel, néhol azonban finomszemű homokkőréteget is tartalmaz. Vastagsága akár az 1000 m-t is meghaladhatja. Erre a formációra települt a karbon korban a maximum 400 m vastagságú Mályinkai Formáció, amely sötétszürke agyagkőből, aleuritből, finom homokkőből áll, de található benne váltakozó vastagságú mészkőrétegek is. A szárazföldi kifejlődésű késő permben keletkezett Szentléleki Formáció (1. kép) alsó részén mészkőbreccsát, felső részén pedig dolomit-gipsz és anhidrit összetételű evaporitos sorozatot tartalmaz.

A szintén perm korú Nagyvisnyói Mészkő Formáció (2. kép) vékonypados, fekete mészkő, márga és mészmárga rétegekből, alsó részén pedig dolomitósodott testekből épül fel, vastagsága 250–300 m lehet.

Az alsó-triász képződmények egyaránt megtalálhatók fekvő helyzetben, illetve csaknem függőleges rétegzettséggel a felszínen is. A Gerennavári Mészkő Formáció (3. kép) - melynek vastagsága kb. 140 m - világosszürke, szürkésbarna ooidos és sötétszürke mészkőből áll, de található a padok között agyag és márga is.

A közel 300 m vastagságú tarka homokkőből, lemezes mészkőből, agyagmárgából és mészmárgából felépülő Ablakoskővölgyi Formáció (4. kép) csak a Bükk északi részén található meg a felszínen.

A Hámori Dolomit Formáció (5. kép) szürke, sötétszürke dolomitból áll és mintegy 400 m vastag. Erre a formációra települ a Szentistvánhegyi Metaandezit (porfirit) Formáció (6. kép), amely egy rétegvulkáni sorozat, láva, agglomerátum, tufa valamint üledékes keverékkőzetek építik fel, vastagsága elérheti a 350 m-t is.

A Fehérkői Mészkő Formáció (7. kép) vastagsága 400 m körüli, felépítését tekintve világosszürke, pados, gyakran vastagpados megjelenésű.

Ez a formáció fedőjében fokozatosan megy át a Hegyestetői Formációba, amely mészkőből, dolomitból és márgából áll. Vastagpados, rendkívül tiszta mészkőből felépülő formáció a Bervai Mészkő Formáció. A Bükk felszínén legnagyobb kiterjedésben az akár 1000 m-es vastagságot is elérő karbonát platform fáciesű, világosszürke, anchimetamorf

mészkből álló Bükkfennsíki Mészke Formáció (8. kép) található. A Kisfennsíki Mészke Formáció a Bükk északkeleti részén található a Kis-fennsíkon.

A platformok képződését vulkanizmus szakította meg (Bagolyhegyi Metariolit Formáció), de fejlődésük véglegesen csak a karni végén-nori elején szakadt meg. A Fehérkői Mészke Formációra már felső-triász korú agyag, aleuritpala felépítésű Vesszősi Formáció (9. kép) települ, melynek vastagsága kb. 150–200 m lehet. A Déli-Bükkben elterjedt képződmény a pados-vastagpados megjelenésű Felsőtárkányi Mészke Formáció, amelynél a padok között márgarétegek találhatók. A padvastagság felfelé fokozatosan csökken, a márga rétegek pedig vastagodnak.

A márgás, tűzköves Rónabükki Mészke Tagozat a Nagy-fennsík nyugati és északi részén található. Vastagsága 300–500 m között mozog. A Szinvai Metabazalt (10. kép) és a Létrási Metabazalt Formációk a Bükk hegység területén a harmadik vulkáni eseményt jelzik; ezek a formációk már medence környezetbe települtek.

A jura képződmények legnagyobb mennyiségben a nyugati-délnyugati-Bükkben vannak. A képződmény legalsó szintjén a mészkelelencsét és olisztolitokat tartalmazó, néhány 10 m vastagságú Bányahegy-i Radiolarit Formációt (11. kép) találhatjuk.

Erre a formációra települ az akár 1000 m vastagságot is elérő turbidites kifejlődésű, agyag- és aleuritpalából felépülő Lökölgyi Formáció. A rétegek felfelé egyre homokosabbakká válnak és kialakul a Vaskapui Homokkő Formáció. Itt található a Szarvaskői Bazalt és a Tardosi Gabbró Formáció, amelyek a kezdődő óceáni riftesedést jelzik. A Mónosbéli Formációcsoport mélyvízi környezetben halmozódott fel, uralkodóan fekete agyagos aleuritből áll, összvastagsága az 1000 m-t is meghaladhatja. Tagjai az ooidos mészkelelencséből álló Bükkzsérci Formáció, a mészkelelencséből álló - olisztosztrómák alkotta - Mónosbéli Formáció, a radiolarittesteket tartalmazó Csipkéstetői Radiolarit, illetve a mangánlelencsés agyagpala betelepüléses Rocskavölgyi Formáció.

Az eocén képződmények diszkordanciával (réteghiánnyal) települnek a Bükk hegységben. A Kosdi Formáció szárazföldi környezetben képződött, tarka és szürke agyag, homok, kavics, dolomit és mészkelelencsék együtteséből áll. Felső részén található molluszkás agyagmárga, édesvízi mészke és szén. Az összlet vastagsága 10–60 m között van. Az eocén üledékekre települő Szépvölgyi Mészke Formáció (12. kép) világosszürke mészkelelencséből, mészkelelencséből áll. Gyakoriak benne a Nummulitesek, Discocyclinák és Lithothamnium maradványok, átlagos vastagsága 10 m.

Az oligocén Budai Márga Formáció üledékfolytonossággal települt az eocén képződményekre. Összetételét tekintve az alsó része mészkelelencsés, a felső része pedig agyagmárga. Vastagsága 50–200 m. A szerves anyagban dús, sötétszürke mikrorétegzett agyagból felépülő Tardi Agyag Formáció vastagsága 90–130 m. A Kiscelli Agyag Formáció agyagot, agyagmárgás aleuritot, agyagmárgát és mélyebb részein finomszemű homokkő betelepüléseket tartalmaz. Vastagsága 30–50 m között van, de elérheti az 1000 m-t is. Az Egri Formáció aleuritós agyagmárgából, glaukonitos, tufitos homokkőből és kavicsos turbiditrétegekből épül fel, vastagsága kb. 80–150 m. Az Andornaktályai Formáció legnagyobb vastagsága eléri a 200 m-t, durvaszemű homokból, homokból, aleuritből és magas szervesanyag tartalmú agyagból épül fel. Ebben a korban képződött még a Csókási Formáció és a Felsőnyáradi Formáció is, melyek egyaránt a Kis-fennsíkon találhatók meg.

A neogén képződmények közül a Bükk felszínén a miocén korúak hegység szerte megtalálhatóak. A rétegsor a Gyulakeszi Riolittufa Formációval kezdődik, e fölött jelenik meg a Salgótarjáni Formáció szénteleges összetete, majd ezeket követi az Egyházasgergei Homok és a Garábi Slír, melyek a tenger előrenyomulását jelzik. A pannóniai korú Csákvári Agyagmárga Formációt délen találhatjuk meg, összetételét tekintve agyagmárgás aleurit, fehér márga és mészmárga jellemzi. A fölötté elhelyezkedő képződmények felső pannon fluviális és tavi eredetű laza, közép és finomszemű homok, homokkő és aleurit, agyag és agyagmárga.

A negyedkori képződmények a hegyvidéki területen málladéktakaróként, a völgyekben pedig kavicsos patakfordalékok formájában jelennek meg. A domboldalakon, lejtőkön ez az összlet a 10–15 m-es vastagságot éri el, anyagát tekintve barna agyagos, lejtőtörmelékes összetételű; a patak völgyekben szemcsés, homokos kavicsfordalék lerakódásként található meg. A hegységben pleisztocén korú lösz töbrökítőltés vagy vastagabb málladéktakaró formájában jelenik meg, a Nagy-fennsík nyugati részén bizonyítottan eolikus eredetű. A negyedkori képződmények közül talán a legnagyobb jelentősége az édesvízi mészkőnek van, amely több helyen is megjelenik (Mónosbéli, Egerben és Lillafüreden). (Sásdi 2005, Gondárné et al. 2008)

A2. mellékleten láthatjuk, hogy hidrogeológiai szempontból kitűnően karsztosodnak, ezáltal jó vízvezetők a középső-felső-triász platform kifejlődésű mészkövek (Fehérkői Mészkő, Bükkfennsík Mészkő, Kisfennsík Mészkő, Bervai Mészkő), amit a fejlett karsztformák, a jelentős méretű barlangrendszerek, illetve a hegységperemen az e kőzetekből fakadó nagy vízhozamú hideg és langyos vizű karsztforrások jeleznek.

Közepesen karsztosodó, közepes vízvezető, de jó víztározó a felső-perm Nagyvisnyói Mészkő és a középső-triász Hámori Dolomit. Kissé jobb vezető (gyengébb tározó) az alsó-triász Gerennavári Mészkő és a jura Bükkzsérci Mészkő.

Közepesen, gyengén karsztosodó és vízvezető a tűzkőtartalom és a márgabetelepülések függvényében a felső-triász tűzköves mészkőösszlet (Felsőtárkányi Mészkő).

Vegyes tulajdonságúak a mészkő-betelepüléseket tartalmazó palaösszletek pl. Ablakoskővölgyi Formáció, Vesszősi Formáció, Mónosbéli Formáció. Ezek a képződmények alapvetően vízrekesztők, annak ellenére, hogy a bezárt mészkőrétegek, -lencsék esetenként jól karsztosodnak, a beszivárgó víz kis hozamú forrásként bukkan a felszínre, víztározó jelentőségük viszont alárendelt.

Vízrekesztőnek tekinthető a Szilvásvárad, Szentléleki, Lök völgyi, Vaskapui és Rocskavölgyi Formáció. Sok vízvezető hasadékot tartalmaz a Bányahegyi és a Csipkéstetői Radiolarit, amit a belőlük fakadó kis források jeleznek. Ebbe a csoportba tartoznak a magmás kőzetek is: a középső-triász Szentistvánhegyi Metaandezit, a felső-triász Bagolyhegyi Metariolit, a Szinvai és a Létrási Metabazalt, a jura Szarvaskői Bazalt és a Tardosi Gabbró. Ezen formációk esetében csak a felszínközeli repedezett zónák tárolnak jelentéktelen mennyiségű, hasadék-forrásokban megjelenő vizet.

Fedőhegységi képződmények közül jól karsztosodik, ezáltal jó vízvezető a Szépvölgyi Mészkő. Vízrekesztő tulajdonságúak a különböző márga, agyag, riolit- és dácittufa formációk. Víztározó tulajdonságaik vannak a homokos, kavicsos összetételű formációknak. A negyedidőszaki képződmények közül csak az állandó vízfolyással rendelkező völgyek alluviális kitöltései víztározók. (Less 2005, Sásdi 2005)

A dolgozatban vizsgált mérőhelyek nagy része vízföldtani adottságok szempontjából jó vízvezető, illetve jól karsztosodó kőzeteken vagy ezek határán helyezkedik el. Ez egyrészt a mérőrendszer kialakításából adódik, másrészt az is indokolja, hogy a karsztos kőzetek esetében érvényes hidraulikai jellemzőket és alapegyenleteket egyértelműen alkalmazni lehessen.

1.5.A Bükk hegységben működő monitoring rendszerek bemutatása

A vizekkel kapcsolatos monitoring olyan mérési tevékenységet jelent, ami lehetővé teszi a felszíni és felszín alatti vizek mennyiségi és minőségi változásainak nyomon követését, hosszú távú megfigyelését és értékelését. (VKKI-ÉKÖVIZIG 2010)

Az Európai Unió Víz Keretirányelvében a 8. cikk szól a felszíni és felszín alatti vizek és a védett területek állapotának megfigyeléséről. A felszín alatti vizek esetében a monitoring program a kémiai és mennyiségi állapot figyelésére terjed ki. (EU Víz Keretirányelv, 2006/60) A felszín alatti vizekre vonatkozó monitoring követelményeket a 30/2004 (XII. 24.) KvVM rendelet tartalmazza. A rendelet szerint a felszín alatti monitoring rendszer két alrendszerből épül fel:

- Területi monitoring, a közérdek mértékével arányban álló részletességű és sűrűségű monitoring állami, illetve önkormányzati felelősségi körben.
- Környezethasználati monitoring, a környezethasználók által végzett mérések, például vízművek által végzett mérések, ipari üzemek, hulladéklerakók stb. környezetének monitoringja. (30/2004. (XII. 24.) KvVM rendelet)

A hazamegfigyelő hálózat úgy lett kialakítva, hogy lehetőség legyen minden felszín alatti víztest állapotának értékelésére, ami reprezentatív mérési pontok által biztosított, figyelembe véve az utánpótlódás rövid- és hosszú távú változásait is.

Az 5. mellékleten a felszín alatti, karsztos és termálkarsztos területek monitoring pontjai láthatóak. Mivel a dolgozatba ez a monitoringtevékenység csak a teljesség igénye miatt szerepel, ezért csak egy áttekintő ismertetést szeretnék adni, a részletes bemutatás a hivatkozott irodalomban található. A Bükk és a Borsodi-Mezőség nevű alegységen belül összesen 46 kútban és 2 forrásban történik vízszint és 7 ponton hozammérés. A területen sérülékeny külterületi program is működik, vagyis olyan monitoring, ami a település külterületén lévő sekély porózus, hegyvidéki és nyílt hideg karszt víztestekre vonatkozik, ez 13 kút, továbbá 5 forrás monitoringozását foglalja magában. Ugyanezen víztest típusok megfigyelését szolgálja a sérülékeny belterületi program is 3 ipari területen, illetve településeken található kút segítségével. Mindezek mellett a termálvizek védelmét szolgálja további 4 állomás és a védett rétegvíz programhoz kapcsolódik még 20 monitoring pont is. Az adatok alapján végzett mennyiségi értékelés eredménye szerint a Bükk térség csaknem teljes területe jó minősítést kapott a kétfokozatú (jó, vagy gyenge) minősítési rendszer alapján. (VKKI-ÉKÖVIZIG 2010)

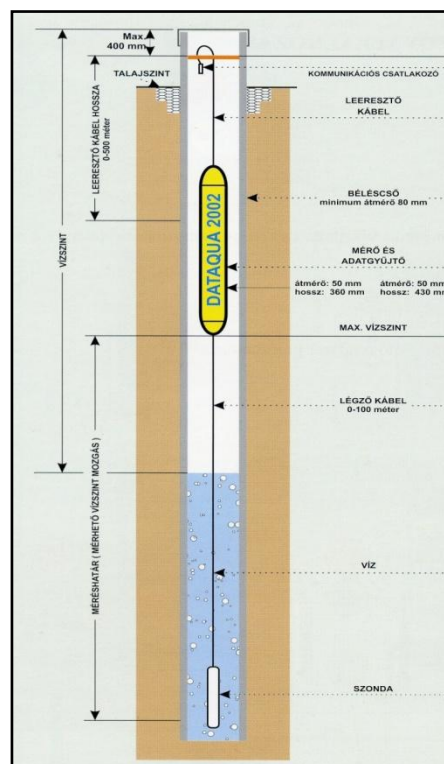
Pillanatnyilag a Bükk hegységre, illetve a miskolctapolcai vízkivételi helyre vonatkozóan több megfigyelő rendszer létezik, illetve létezett egymás mellett, egymástól kevésbé pontos elkülöníthetőséggel. Ezek egyszerűsítve a következők (Lénárt et al. 2007):

- EU monitoring: a Víz Keretirányelv (VKI) írja elő, kialakítását az illetékes vízügyi szervezetek végzik.
- GVOP-Vimore monitoring, (a Nemzeti Fejlesztési Terv része, a GVOP jelentése: Gazdaság és Versenyképesség Operatív Program, a VIMORE rövidítés az alábbiakat foglalja magában: „Vízgazdálkodási döntéseket támogató MONitoring RENDszer megvalósítása a Bükk-vidéken a fenntartható fejlődés érdekében”). Ez a rendszer a következő pontban ismertetett Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer elemeire épült, kiegészült barlangi és külszíni mérőhelyekkel is, de ma már nem üzemel.
- A Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer – BKÉR –, mint mennyiségi monitoring (vízszint, vízhőmérséklet, részben víz vezetőképesség mérésre), mely hozzávetőlegesen 50 mérőhelyből áll. Ehhez a rendszerhez tartoznak diagnosztikai mérések is, például Bélapátfalván, Egerben és Miskolcon.
- A Miskolctapolcai Hidegvízműnél működő „Miskolctapolcai vízgyűjtő vízminőségi monitoring”, amely a szennyezett víz időbeni felismerését (a rendszerből való kizárását) szolgálja.
- A Miskolctapolcai Hidegvízműnél működő „hálózati vízminőségi monitoring”, mely keretében a bejövő és a kiadott víz minőségi vizsgálatát végzi a MIVÍZ (Miskolci Vízmű) Kft.

A bevezető fejezet rövid helyzetértékelésből is láthatjuk, hogy bár a karsztvíz felhasználás országos és regionális szinten is csökkenő tendenciát mutat, Miskolc és környéke vízellátása szempontjából azonban még ma is kulcsfontosságú szerepet játszik. A MIVÍZ Kft. napi 35 - 45ezer m³ bükki karsztvizet biztosít Miskolc lakói számára. Ezért nagyon fontos a folyamatos megfigyelés, a készletek mennyiségi és minőségi változásainak nyomon követése, illetve a hidraulikai viszonyok minél pontosabb ismerete.

Vízföldtani monitoring esetében az adatgyűjtés lényegében a hidrológiai körfolyamat pillanatnyi állapotának megismerése érdekében történik, az ember vízigényének kielégítése, vagy a víz kártételeinek elkerülése érdekében. (Lénárt 2006)

A Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer keretében az első vízszint észlelő műszerek telepítése 1992-ben történt, az akkoriban tetőző, a vízművek számára aggasztó mértékű vízhiány miatt. A rendszer alapját a Böcker Tivadar által 1978-81 között tervezett és kivitelezett 5 kút jelentette. Azóta az évek során összesen

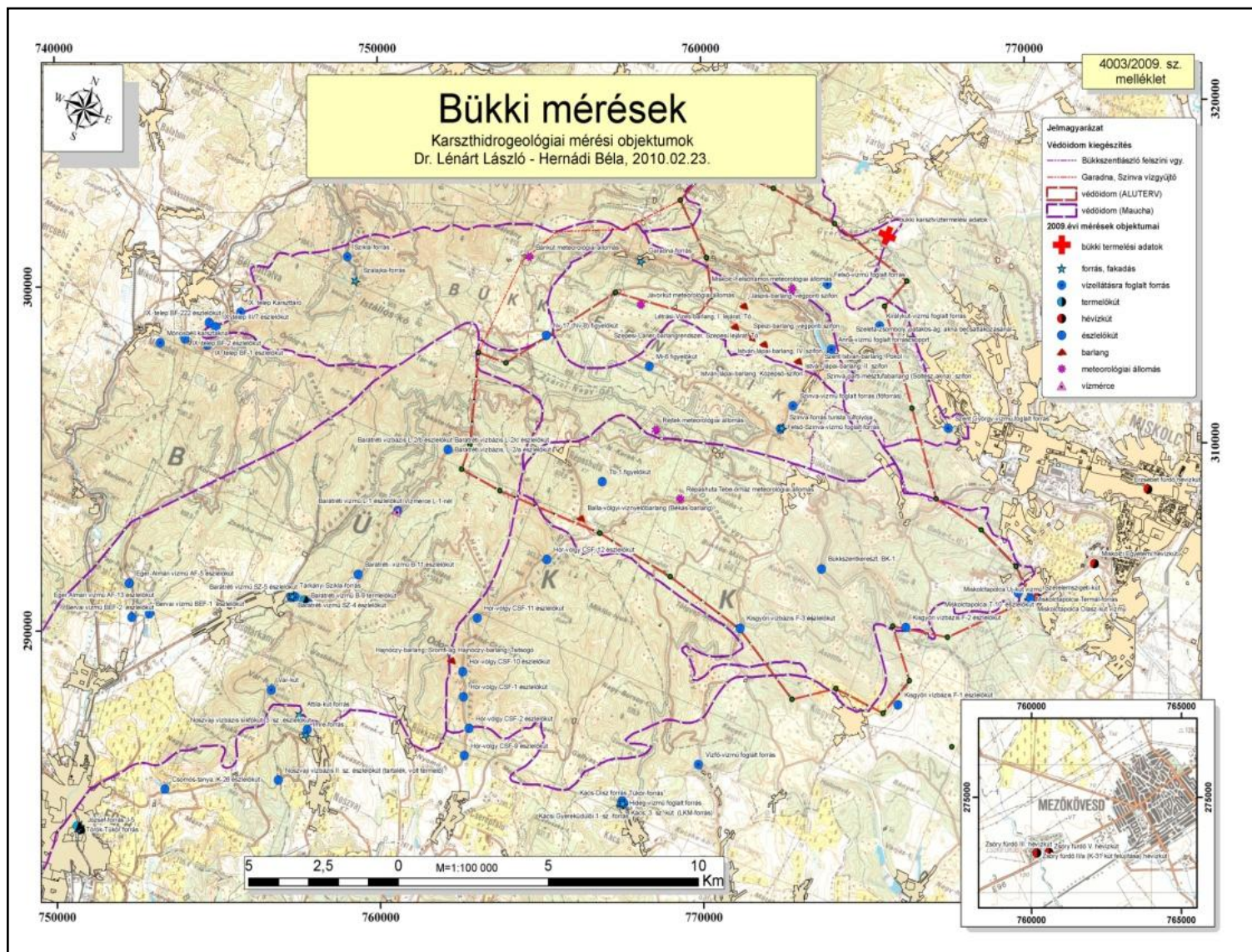


1. ábra: DATAQUA 2002 mérő-rögzőítő berendezés

több mint 80 helyen – kutakban, megfigyelő kutakban és forrásokban – regisztráltak folyamatosan a vízszint, esetleg a vízhőmérséklet és a vezetőképesség értékeit, elektronikus DATAQUA típusú berendezésekkel (1. ábra), a mérőhelyek a 2. ábrán láthatóak.

A vízszint (s), vízhőmérséklet (T), vezetőképesség (ρ) méréseket folyamatosan mérő és rögzítő elektronikus műszerekkel végezzük. A mérési gyakoriság zömében 15-60 perc, de elvétve előfordul 1, 10, illetve 240 perces gyakoriságú mérés is. A mérőeszközök pontossága minden paraméterre $\pm 0,1\%$. A műszerekből az adatkinyerés havonta, 3 havonta történik, amit minden esetben kézi mérés kísér a pontosság, esetleges elmozdulások korrigálhatósága miatt. A kiolvasott adatok eredeti fájl formátumban archiválásra kerülnek, az esetleg szükséges kézi méréssel történt korrekció után a napi átlag értékek MS Office Excel formátumban összefűzésre kerülnek. Az adatokat egy MS Office Access adatbázisba is feltöltjük, ami a későbbi felhasználásukat nagyban megkönnyíti.

A monitoring rendszer szerves részét képezi a csapadék adatok regisztrálása, a napi felbontású értékelésekhez részben az Országos Meteorológiai Szolgálat, részben az Észak-magyarországi Vízügyi Igazgatóság napi csapadékjelentő állomásainak, illetve a BKÉR keretében üzemeltetett csapadékmérő állomás (Répáshuta) adatai állnak rendelkezésre. Csapadékok tekintetében - a vízszintekkel összhangban - szintén napi adatokkal dolgozom. Ezen állomások nagy része telefonon naponta adatot szolgáltat a működtető hatóságok, hivatalok, illetve a Miskolci Egyetem részére, míg kisebbik részük havonta jelenti ezeket. Saját vizsgálatokhoz a jávorkúti erdészház udvarán található automata-távjelző meteorológiai állomás adatait használom leginkább, mivel a mérőhely a fő beszivárgási területen a Nagyfennsíkon helyezkedik el. (Lénárt 2006, Darabos 2010)



2. ábra: Hidrogeológiai megfigyelő helyek a Bükk hegység területén (Hernádi 2010)

1.6.A vizsgálatokba bevont mérőhelyek

A vizsgált mérőhelyek kiválasztásánál igyekeztem szem előtt tartani, hogy a lehető leghosszabb adatsorokat használjam, lehetőség szerint a teljes mért 25 évet figyelembe vegyem. Továbbá törekedtem arra is, hogy a vizsgálatokba kutakból és forrásokból származó adatok egyaránt szerepeljenek. Fontos szempont volt az is, hogy a hegység hidrogeológiai fontos részterületeinek mindegyikén legyen legalább egy jellemző, reprezentatív vizsgálati hely. A kiválasztott monitoring pontok mellett a forráskataszterből felhasznált források fakadási szintjei biztosítják, hogy a hegységperemi részeken a jellemző vízszintértékek rögzítve legyenek, vagyis ezek a pontok biztosítják az interpolációhoz szükséges peremértékeket. Az elkülönített részterületek és a vizsgálatokba bevont mérőhelyek, források térképi elhelyezkedése az egyes fejezetekben szerepelnek majd.

Az alábbiakban a BKÉR mérőhelyeinek rövid bemutatása következik. A leírásokban szereplő jó, gyenge vagy rossz vízvezető, illetve jól, gyengén vagy rosszul karsztosodott kőzetek porozitása 0,75; 0,25; és 0,05 %-os hézagtéveszőkkel jellemezhető. Az egyes kutakhoz tartozó formációk karsztosodottság szerinti besorolása látható majd a 8. ábrán.

Nagyvisnyó, Nv-17 (korábban Nv-8) figyelőkút



3. ábra: Az Nv-17 mérőhely

A kútperem (3.ábra) 779,90 mBf található, a vízszintmérés 1992.10.10-én kezdődött DATAQUA 2002 típusú mérő berendezéssel. (Lénárt 2016)

A BKÉR egyik legfontosabb mérőhelye egyrészt amiatt, hogy a korábbi kutatások szerint a karsztvíz domborzat tetőpontját jelenti, másrészt pedig a gyakorlatilag hiánytalan 25 éves vízszint adatsora miatt. A kutat Bükkfennsíki Mészke Formációba mélyítették.

Répáshuta, Tebepusztá-1 (TBP-1)

A kútperem 498,97 mBf, a mérések 1992 októberében indultak, viszont az évek során a szonda többször szárazra került, ezáltal az adatsor helyenként hiányos. A kút talpa 200 méteres mélységben, 298,97 mBf van, a vízszintregisztráló műszer a kút talpa fölött 5 méterrel került elhelyezésre, de így is előfordult, hogy a vízszint kifutott a kútból. Az adatsorok alapján a vízszintcsökkenés üteme extrapolálható, az így végzett becslések szerint 5-25 m-t süllyedhetett a vízszint a talpszint alá. (Lénárt 2016)

A 2006-os –csapadékos – évben (évi csapadék összeg Jávorkúton 2006-ban 885,9 mm, miközben az 1960–2016 közötti átlag 840,1 mm) a kútban mért vízszintingadozás meghaladta a 110 m-t, a 2010-es rekordcsapadékos évben (1496,3 mm) viszont a teljes becsült ingadozás 150-155 m volt, ami a Bükk legnagyobb ismert karsztvízszint ingadozásának tekinthető.

(Lénárt 2016) Az ilyen hatalmas ingadozási képességet Sásdi László hordalékkal eltömődött hasadékok visszaduzzasztó hatásának tulajdonítja. (Sásdi 2005)

A kutat Bükkfennsíki Mészke Formációba mélyítették.

Bélapátfalva, III/7 (s)

A központi Bükk nyugati peremén elhelyezkedő kút, ami eredetileg az ÉRV Rt. kútja volt, 2005-ben minősítettek át észlelőkúttá. Kútperem a külszínen 429, 86 mBf, 1998.08.03 – ma is aktív mérés. (Lénárt 2016)

A kutat Bükkfennsíki Mészke Formáció peremén mélyítették.

Bükkszentkereszt, Bk-1 figyelőkút (s)

Kútperem 473,70 mBf, 2004.06.04-én kezdődött mérés a keleti Bükk középső részén. (Lénárt 2016) A kutat Bükkfennsíki Mészke Formációba mélyítették.

Cserépfalu, Hór-völgy, Csf-1, 2, 9, 10, 11, 12 figyelőkút (s)

A mérőhelyek nem tartoznak a kiemelt figyelmet érdemlő mérési pontok közé, de a keleti Bükk nyugati peremének vízszint adatait a Hór-völgy mentén jól leírják. A kutak a vízrekesztő Lök völgyi Formáció és a gyenge vízvezető Felsőtárkányi Mészke Formáció határán mélyültek. Ma ÉRV Zrt. mérések folynak benne.

Kács, Tükör-forrás (s,T,p)

A keleti Bükk déli peremének melegvizű forrása, ami gyengén karsztosodó kőzetek peremén helyezkedik el. A központi részeken regisztrált nagyobb árvízi szituációkra jelentős késéssel, időben elnyújtva, de reagál. A késés a termál rendszerhez tartozó jelentősen hosszabb áramlási úttal magyarázható. Medencepereme 195,45 mBf, 2001.04.01 – ma is aktív mérés. (Lénárt 2016)

Kisgyőr, F-1 figyelőkút (s)

A Kisgyőr környékén befejeződött távlati vízbázis kutatási program keretében készült a figyelőkút a keleti Bükk középső részén, a jó vízvezető Bükkfennsíki Mészke Formáció peremi részén. A vízszintmozgása hasonló az F-2-höz. Kútperem 194,50 mBf, 1999.09.14 – ma is aktív ÉMVIZIG mérés DATAQUA mérőműszerrel. (Lénárt 2016)

Kisgyőr, F-2 figyelőkút (s)

A Kisgyőr környékén befejeződött távlati vízbázis kutatási program keretében készült figyelőkút szintén a keleti Bükk középső részén, a jó vízvezető Bükkfennsíki Mészke Formáció peremi részén. Iránycső-perem 249,05 mBf, 1999.12.04 – ma is aktív ÉMVIZIG mérés DATAQUA mérőműszerrel. (Lénárt 2016)

Kisgyőr, F-3 figyelőkút (s)

A Kisgyőr környékén befejeződött távlati vízbázis kutatási program keretében készült a figyelőkút a keleti Bükk északi és déli részének határán, gyenge és rossz vízvezető képződmények között (Felsőtárkányi Mészke Formáció, Lök völgyi Formáció, Bányahegyi

Radiolarit Formáció). Kútpereme 450,46 mBf, 1999.09.14 – ma is történő ÉMVIZIG mérés DATAQUA mérőműszerrel. (Lénárt 2016)

Miskolc, M-6 figyelőkút (s)

A központi Bükkben, az Nv-17-től keletre, a Bükkfennsíki Mészke Formációban elhelyezkedő mérőhely. Kútpereme 723,28 mBf, a mérés 1995.01.05-én kezdődött, de jelentős mérési szünetekkel terhelt. (Lénárt 2016)

Miskolctapolca, Új-kút (s,T)

A keleti Bükk egyik legfontosabb forrása és ivóvíz-kivételi helye, melyet földtanilag egy gyengén karsztos és egy nem karsztos közettömeg választ el a jól karsztos fennsíki részekről. A lebújó nyílás vaspereme 128,86 mBf, a kút járósintje 125,48 mBf, a mérés 1992.12.05-én kezdődött és ma is tart. A közvetlenül mellette elhelyezkedő Olasz-kúttal hidraulikai egységet képez, így az elemzések során csak az egyik adatsort használom. (Lénárt 2016)

A kút a Bükkfennsíki Mészke Formáció peremén helyezkedik el.

Miskolctapolca, Termál-forrás (s,T)

Az Új-kút hidegvíz kivételi pontjától néhány 10 méterre található melegvízes vízkivételi pont, mely a Barlangfürdő vízellátásáról gondoskodik a Bükk keleti részén. Az I-tartó teteje 129,22 mBf, a mérés 1992.10.07-ben kezdődött és ma is tart.

Mivel az eddigi mérésekből egyértelműen kiderült, hogy a hideg, a meleg és a langyos karsztvizek a Bükkben egy nagy mélységű áramlási rendszeren keresztül kapcsolatban állnak, így ez a mérőhely kiemelt jelentőséggel bír. (Lénárt 2016)

A forrás a Bükkfennsíki Mészke Formáció peremén helyezkedik el és a melegvízes karsztrendszer része.

Mónosbél, Vízfő-forrás (s,T)

A központi Bükk jól karsztosodott nyugati részének egyik fontos forrása, a Mónosbéli Formációban. Padlószintje 363,60 mBf, 1992.10.12 kezdődő, hosszabb mérési szünetekkel megszakított, de ma is aktív mérőhely. (Lénárt 2016)

Szilvásvárad, Szalajka-forrás tárója (s,T)

A központi Bükk nyugati peremének aknás kialakítású mérőhelye, a tolózár feletti aknaperem 475,00 mBf magasan van. A mérések egy része a tolózár alatti táróban zajlottak, de ekkor a mérhető ingadozások már túl kicsinek bizonyultak, így a mérés ma már nem zajlik. (Lénárt 2016) A forrás a Bükkfennsíki Mészke Formáció peremén helyezkedik el.

Garadna-fő-forrás (s,T,ρ)

A padlószint 497 mBf, 1996.05.31-én kezdődött a mérés a forrás - foglalás által nem zavart - terében, mivel ez a forrás biztosítja Ómassa vízellátását. A mérőhely a termeléssel nem zavart, gravitációsan kilépő, völgytalpi források működésének vizsgálatát teszi lehetővé. (Lénárt 2016) A forrás a Hámori Dolomit Formációból fakad.

Szinva-fő-forrás (s,T)

A vízszint- és hőmérsékletmérés 1994.05.12-én kezdődött. A forrás kiképzésének köszönhetően itt a túlfolyó vizek mérésére is van lehetőség. A mérési hely a túlfolyó vizek magasságának meghatározására nagyon jól bevált, az ökológiai vízfelhasználás tervezéséhez jó alapadatokat szolgáltat. (Lénárt 2016) A forrás a Bükkfennsíki Mészkö Formáció peremén helyezkedik el.

2. Hatékony csapadékcsoportok (irodalmi áttekintés)

Már az 1900-as években mind a hazai mind pedig a külföldi kutatókat foglalkoztatta a karsztos területekről kitermelhető vízkészletek mennyiségi meghatározása. Vízgazdálkodási szempontból mindannyian egyet értettek abban, hogy bár a karsztos területek igen nagy tartalékokkal rendelkezhetnek, tartós vízellátásra csupán a csapadékból történő utánpótlódó vízmennyiséget lehet felhasználni úgy, hogy a vízháztartási egyensúly ne boruljon fel. (Maillet 1905, Kessler 1954a, Juhász 1955, Böcker 1969, Böcker & Dénes 1977, Juhász 2002)

A Bükkben jellemző hatékony csapadékokat az évek során sok kutató vizsgálta, ami minden vizsgálatban közös, hogy hatékony csapadék alatt mindannyian a csapadék beszivárgó hányadát értették, az egyes elfogadott, alkalmazott határszámok az alábbiak szerint alakultak:

Az eredeti irodalmi forrásokat nem sikerült megtalálnom, mivel Kessler Hubert összefoglaló leírásában nem szerepelnek hivatkozások (Kessler 1954a), de az említett publikáció szerint kezdetben Kassai Ferenc és Böckh János által meghatározott irányadó átlagos beszivárgási százalékokat használták, akik 50 és 20 % -ban határozták meg a beszivárgás mértékét. A cikkben említett külföldi szakirodalom szerint a külföldi kutatók szintén 40 és 20 % -os értékekkel dolgoztak, viszont megpróbálták matematikai összefüggést is adni a csapadék és a beszivárgás kapcsolatára. Kessler szerint Maillet és Prinz közöltek egy lineáris összefüggést:

$$Q = n * H * F \quad (1)$$

ahol

- Q a forrás hozam
- n a felszíntől függő tényező
- H az éves csapadékmennyiség
- F a vízgyűjtő terület nagysága

Ezt a képletet később kiegészítették egy növényzettől függő tényezővel is, de továbbra is egyszerű lineáris összefüggést feltételeztek. (Kessler 1954a)

Kessler Hubert (1907-1994) Magyarországon az elsők között kereste a megfelelő módszert a karsztos beszivárgás mérések alapján történő számítására. Arra a megállapításra jutott, hogy a csapadék beszivárgó hányada, a hatékony csapadék évről évre változik és ez az érték elsősorban a növényzet vegetációs időszakán kívül (szeptembertől - áprilisig) lehullott csapadékmennyiségtől függ, nem pedig a csapadék éves mennyiségétől. Végül meghatározott egy számítási módszert, melyben figyelembe vette, hogy a téli-tavaszi csapadéknak döntő szerepe van a forráshozamok alakulásában. Továbbá megállapította, hogy az aktuális talajnedvességnek is van befolyásoló szerepe. (Kessler 1954b)

Scheuer Gyula és munkatársai a Tettye-karsztforrás hozamának csapadékkal való összefüggését vizsgálták több évtizedes adatsorok alapján. A vizsgálatok során arra a megállapításra jutottak, hogy - mivel a beszivárgási viszonyok nagymértékben a meteorológiai adottságoktól függenek és Magyarországon éghajlati szempontból többféle

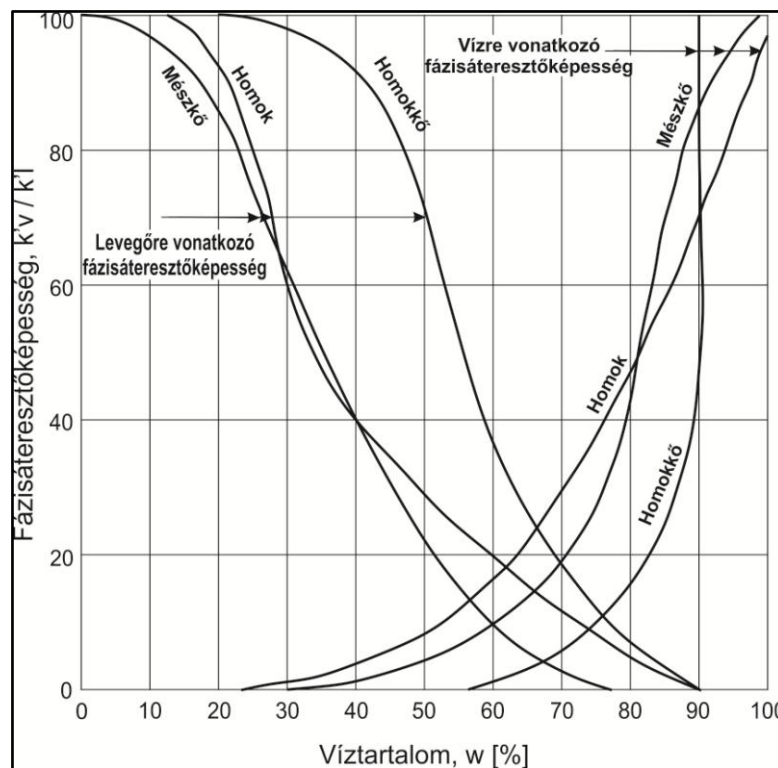
hatás is érvényesülhet - a beszivárgási viszonyok is igen változékonyak lehetnek a különböző években, emiatt nem lehet egy "mindenkor érvényes" beszivárgási százalékkal dolgozni. (Scheuer et al. 1985)

Scselkacsev és Lapukbelátva a csapadék hullás idején jellemző talajnedvesség szerepét, a háromfázisú szivárgást vizsgálták vagyis, amikor a víz és a talaj mellett a levegő is jelen van, illetve levegő is mozog, ennek a jelenségnek kiemelt jelentősége van a vízháztartási és stabilitási vizsgálatok során. A levegő és a víz együttes jelenléte háromféleképpen lehetséges egy talajszelvényben:

- a beszivárgó víz útjában száraz talajszelvényt talál
- a levegő a vízben elnyelve van jelen
- az első két eset együttesen jelentkezik

A vízben elnyelt levegő buborékainak nagysága a nyomás növekedésével csökken, ami a levegő-víz keveréknek kedvező szivárgási viszonyokat biztosít. Az egyszerűsítés érdekében a fázisokat külön vizsgálták, így megállapították az egyes fázisokra vonatkozó fázisáteresztő képességet (levegőre, vízre). Az eredményeket a pórusok telítettségi százalékának függvényében ábrázolták Lapuk kísérletei alapján. (Scselkacsev & Lapuk 1952)

A 4. ábrán már egy másik kutatás eredménye látható, a függőleges tengelyen a kétfázisú talaj víz és levegőáteresztő képessége szerepel. A mészkő esetében, ha a pórusok 20 % folyadékot tartalmaznak, akkor a levegős víz cseppfolyós fázisára vonatkozó áteresztőképessége 0, tehát a folyadék a nyomáskülönbség hatására már nem mozdul. (Juhász 1962)



4. ábra: A fázisáteresztő képesség és az egyes kőzetanyagok pórustérfogatának víztartalma közötti összefüggés (Juhász 1962)

Böcker Tivadar 1975-ben közölte azt a publikációját, melyben a barlangi csepegés és a beszivárgás kapcsolatát vizsgálta a Bükkben. Megállapításait a lillafüredi István-barlangban végzett mérésekre alapozta. 15 éves adatsorából azt a következtetést vonta le, hogy az általa vizsgált negyedévekre külön-külön megállapítható egy-egy határcsapadék, melynek figyelembe vételével megállapítható a kőzetbe beszivárgó csapadékhányad. Ezen értékek segítségével a negyedévenkénti beszivárgás számítható a negyedévben hullott összes csapadék és határcsapadék különbségeként. (A határcsapadék magában foglalja az evapotranspiráció, a felszíni lefolyás és a fedő talajtakaró vízvisszatartását.) Vizsgálatai alapján egyértelmű, hogy a nyári, illetve őszi csapadék mennyiség sem hanyagolható el a beszivárgás szempontjából, viszont tény, hogy a csapadék éven belüli megoszlása lényeges szempont. (Böcker 1975)

A karsztos beszivárgás mértékét szintén barlangi csepegésmérések alapján határozta meg Lénárt László 1976-ban, méréseit a Bükk-fennsíkban lévő Létrási Vizes-barlangban végezte. Vizsgálata alapján a beszivárgó csapadékot a csapadékoszlop magassága, az evapotranspiráció, illetve a domborzat, a növényzet, a talajtakaró, a tektonizáltság (repedések, vetők jelenléte) és a rétegződés együttes hatását figyelembe vevő tényezők határozzák meg. (Lénárt 1976.)

Juhász András a május-augusztus hónapokban hullott csapadékok hatását vizsgálta, mely alapján megállapította, hogy a nyári félév csapadékait sem lehet elhanyagolni a beszivárgás szempontjából. Ennek figyelembe vételére, illetve a Kessler-módszer továbbfejlesztése érdekében egy újabb tényezőt határozott meg. (Juhász 1976.)

A későbbi magyarországi kutatások során az eddigiekhez képest új módszert nem fejlesztettek, inkább a mérés technika fejlődése és a számítógépes modellezés, ami újat hozott a számításokba, ezeket a módszereket és eredményeiket, ill. a nemzetközi gyakorlatot a vízkészlet számításokkal foglalkozó irodalmi áttekintésben fogom bemutatni, mivel az általam kifejlesztett módszert ezekkel az eredményekkel szeretném majd összehasonlítani.

Ebből a rövid irodalmi áttekintésből is láthatjuk, hogy a karsztos területen történő beszivárgás mértékének meghatározása, különösen a földtanilag igen változatos felépítésű Bükk területén nem könnyű feladat. A kutatók leginkább irányadó értékeket határoztak meg, vagy bonyolult vízháztartási számításokba kezdtek a beszivárgás, vagyis a hatékony csapadékcsoportok meghatározásának érdekében.

Az első fejezetben ismertettem a dolgozatomcéljait, ezek közül az egyik, hogy a 25 éve működő Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer segítségével olyan módszert dolgozzak ki a hatékony csapadékok, illetve csapadékcsoportok vagyis a beszivárgás, illetve az utánpótlódó vízkészletek meghatározására, amia felhasználó számára a korábban bemutatottakhoz képest egyszerűbb számítást tesz lehetővé. Érdemes tehát már az elején tisztázni a hatékony csapadék, illetve csapadékcsoportok fogalmát.

A korábbi definíció szerint így hangzott a meghatározás: „Hatékony csapadékcsoporton azon napi csapadékok összegét értjük, melyek több napon keresztül - esetleg 1-2 nap megszakítással - meghatározóak a karsztvízszintek alakulásában, és összegük megközelíti, vagy meghaladja az 50 mm-t.” (Lénárt 2005)

Dolgozatomban hatékony csapadéknak, illetve csapadékcsoportnak tartok minden olyan, a területen hullott csapadékot, amely hatással van a hegység vízkészletére, vagyis gyakorlati szempontból, minden olyan csapadékot, ami regisztrálható mértékben megemeli a hegységben

elhelyezkedő mérőhelyek (kutak vagy források) vízszintjeit (a Dataqua műszerek mérési pontossága 1 mm vízszint változás). Csapadékcsoportról beszélünk abban az esetben, ha egymás után több napon is hullik csapadék, ami azt okozza, hogy hatásuk hidrogeológiai szempontból nem választható külön, vagyis egy, közösen előidézett emelkedés jön létre a vízszintgörbén. Ez a megfogalmazás, mivel nem tartalmaz terület specifikus kritériumot, bármely más, karsztos vagy egyéb geológiai felépítésű területre értelmezhető.

3. A karsztvízkészlet mennyiségi meghatározása (irodalmi áttekintés)

A víz rendelkezésre álló készlete egy ország területén véges. A vízkészlet csapadékból és más területek felőli hozzááramlásokból folyamatosan megújul, de ennek ellenére egy meghatározott nagyságú készlet. A vízkészletek számításánál 2 lehetséges megközelítés létezik:

- az egyik, hogy a területen lévő víztartó rétegekben tározott mennyiséget határozzák meg;
- míg a másik esetben azt a vízmennyiséget keresik, ami utánpótlódik, így a tényleges készlethez elvileg nem is nyúlnak hozzá. Ezzel a módszerrel tehát már nem a teljes vízkészletet határozzuk meg, hanem a maximálisan kitermelhető hozamot, ami még utánpótlódik. (Juhász 1955)

Az elmúlt évtizedek tapasztalatai a Bükkben azt mutatják, hogy a csapadékból történő utánpótlódás és a termelés nagyjából egyensúlyba került a két-három évtizeden át tartó, az utánpótlást meghaladó túltermelés után. Ez a helyzet a termelés jelentős mértékű csökkenése mellett, döntően a korábbiakhoz képest sokkal csapadékosabb időjárásnak tudható be. (Lénárt 2006)

1960 és 2015 között az éves csapadékatlaga jávorkúti mérőállomás adatai alapján: 837,1 mm volt. Az 1960 és 1993 közötti időszak jávorkúti csapadék átlaga: 768,4 mm, míg az utóbbi 23 év jávorkúti csapadék átlaga: 943,3 mm, ami azt mutatja, hogy egyértelműen növekszik a csapadék átlagos éves mennyisége a Bükkben. (Darabos et al. 2016)

Jó és célszerű lenne ezt az egyensúlyi helyzetet fenntartani, mert ez esetben a Bükk-térségben a társadalmi célú víztermelés mellett az ökológiai célú vízkészletek is biztosíthatóak lennének a természeti értékeink számára is. Eza természetvédelem és a víztermelés jelentős mértékű érdekellentétét könnyen kezelhető mértékűre csökkentené. (Lénárt 2006)

3.1. Vízkészlet számítási módszerek

A hagyományos vízkészlet számítási módszerek a vízháztartási egyenlet paramétereinek meghatározásán alapulnak. Ebben az esetben a bevezetőben ismertetett megközelítési lehetőségek közül azt az utat választjuk, ahol a rendszerben történő utánpótlódást határozzuk meg. Ekkor az alábbi alapegyenletet használjuk:

$$P = ET + q_s + q_b + q_n + \Delta S \quad (2)$$

ahol

- P a csapadék
- ET az evapotranspiráció
- q_s a felszíni lefolyás

- q_b a felszín alatt víz lefolyásban szerepet játszó tagja (ez definíció szerint az alaphozam)
- q_n a területre, a csapadékon kívül történő teljes víz be- és kilépés nettó összege
- ΔS a tározásban bekövetkező változás

(Cheng-Haw et al. 2006)

A vízkészlet meghatározási módszerek másik nagy csoportja, a felszín alatti tározott víz térfogatának becslése. Ennek első lépése egy olyan földrajzi információs rendszer létrehozása, amely lehetővé teszi a térfogatbecslés kiszámításához szükséges adatkészlet megjelenítését és kezelését. A következő lépés maga a térfogatbecslés, mely kétféleképpen történhet:

(1) a teljes térfogat számítása a porozitás és a telített zóna vastagsága alapján.

(2) a szivattyúzással kitermelhető térfogat becslése a fajlagos hozam, a fajlagos tározás és a nyomás alatti zóna vastagsága alapján, a befejező lépés a módszer alkalmazása során a becslés érzékenységeinek meghatározása a számítás során használt paraméterekre. (Hinaman 2005)

A szakirodalmat áttekintve, a jól karsztos, hidraulikailag jól definiálható területeken jellemző karsztvízkészlet számítási módszerek a tározott térfogat meghatározására törekednek és főleg számítógépes modelleken alapulnak, amik különféle megközelítések lehetnek.

Alkalmazható módszerek egyik nagy csoportja az osztott karszt szimulációs modellek, melyek a karszt rendszert 2 vagy 3 dimenziós elemekre bontják és emellett megkívánják a jellemző hidraulikus paraméterek, valamint az egyes rácselemekhez tartozó állapotok meghatározását. Ezekben a modellekben a mátrixbantörténő áramlás (vagyis, amikor az elsődleges porozitás dominál) a Darcy egyenlettel írható le.

$$S_s \frac{\partial H}{\partial t} = \nabla(K \nabla H) \quad (3)$$

ahol

- S_s a fajlagos tárolási tényező
- K a szivárgási tényező
- H a hidraulikus nyomás
- ∇ , a nabla operátor
- t az idő

A sokkal dinamikusabb, jól fejlett karsztos járatokban történő áramlást a Darcy-Weisbach egyenlet írja le:

$$\frac{\partial H}{\partial x} = -\mu \frac{q^2}{2gd} \quad (4)$$

ahol

- μ a súrlódási tényező
- d a járat átmérő
- q_{az} átlagos áramlási sebesség
- x az árampályák mentén történő elmozdulás (áramlási út)

(Kinzelbach 1986, Liedl et al. 2003, Reimann et al. 2011)

Ebben az alrendszerben a karsztokra jellemző heterogenitást különféle módokon vehetjük figyelembe, ilyen például az ekvivalens porózus közeg módszer, amely a karsztos térrészt a porózus közeg jellemzőivel, azok átlagos értékeivel és az ott érvényes áramlási egyenletekkel próbálja leírni. A kettős kontinuum módszer két egymással kapcsolatban lévő, különböző tulajdonságú térrészt alkalmaz, az egyik a mátrix a másik pedig a jól fejlett repedés rendszer. Szintén karsztos területekre kifejlesztett módszer a kombinált diszkrét-kontinuum modell, amiben a mátrix, mint egy kontinuum szerepel, melyben a karsztos járatok, mint diszkrét elemek vannak beágyazva. (Hartmann et al. 2014)

Az alkalmazható módszerek másik nagy csoportja az osztott technikák mellett az összegző karszt szimulációs módszerek, melyek leírják a fizikai folyamatokat, de nem veszik figyelembe a modell paraméterek térbeli variabilitását, általában lineáris vagy nem lineáris összefüggéseket alkalmaznak a tárolás és a hozam között.

$$Q = \frac{dS}{dt} = a \cdot S^b \quad (5)$$

ahol

- Q a hozam
- S a tározás
- a és b modell paraméterek

(Hartmann et al. 2014)

A magyarországi gyakorlatot tekintve a kitermelhető felszínalatti vízkészlet meghatározására háromféle mód ismert:

- tapasztalati becslés
- számítás fizikai alapon
- az iménti két módszer együttes alkalmazása

A meghatározott kitermelhető készletet két részre bontották az 1970-es években: a gazdaságosan kitermelhető készletre és a nem műrevaló készletre. A víz értékének növekedésével a rendelkezésre álló készletek egyre nagyobb része lesz gazdaságosan kitermelhető és ez aszimptotikusan tart a műszakilag kitermelhető teljes vízkészlet felé. (Juhász 1973)

1954-ben Kessler Hubert ismertette az általa kidolgozott módszert és azt a nézetét, hogy tartós víztermelés csak az utánpótlódó, csapadék eredetű vízből lehetséges, melynek becslésére a beszivárgási százalékot használta. A beszivárgási százalék számításához szükség

van a mértékadó csapadék számítására, amely az adott év első 4 hónapjában hullott csapadék százalékban kifejezett értéke az egész évben hullott csapadékhoz viszonyítva. (Kessler 1954a)(Kessler 1954b)

A karsztvizek készlet meghatározása során a Budapesti Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem, Ásvány- és Földtani Tanszék munkatársai szerint, valamint Kessler Hubert majdnem teljesen egyező adatai alapján, minimum a csapadék sokévi átlagának kb. 33%-a vehető kitermelhetőnek. (Juhász 1955)

Böcker Tivadar 1975-ben 15 év átlagából negyedévi határcsapadékokat határozott meg, melyekből számítható a beszivárgó csapadékhányad. (Böcker 1975)

Csepregi András 1985-ös munkájában egyértelműen megfogalmazza, hogy a nagyobb beszivárgás értékek nem csupán nagyobb forráshozamokban, hanem magasabb vízsztintértékekben is megmutatkoznak. Hiszen a két jelenség szorosan összefügg egymással, ugyanis egy adott kifolyási szinttel rendelkező forrás hozama csak akkor növekedhet meg, ha a forrás vízgyűjtőjén megnövekszik a hidraulikus gradiens, ami pedig csak a tározott készlet növekedése esetén lehetséges. A szerző összehasonlítja a mintaterületen mért vízsztint adatokat a Kessler- és a Böcker-módszerrel számított értékekkel, tapasztalatai szerint, ha a vizsgált területen a téli félév csapadéka dominánsak, és/vagy a litoklázis rendszer zártabb (a karsztosodottság mértéke alacsonyabb), akkor a Kessler-módszer közelíti jobban a mért értékeket. Ellenkező esetben viszont a Böcker-féle értékek nagyobb egyezést mutatnak a mért adatokkal, mivel ez a módszer lehetővé teszi a nyári félév csapadékainak figyelembe vételét is. (Csepregi 1985)

3.2.A Bükkben lévő víztest jellemzőinek meghatározása korábbi eredmények alapján

Grund és Katzer az 1900-as évek elején két, egymástól alapvetően eltérő elméletet dolgoztak ki a karsztvíz elhelyezkedésével kapcsolatban. Grund úgy gondolta, hogy a karszthegységekben a járatok egymással összefüggnek, a karsztvíz szintjét a porózus kőzetekben lévő vizek szintjéhez hasonlította. Ezzel szemben Katzer úgy gondolta, hogy a hegyeken belül elkülöníthetők járatok, melyeknek önálló beszivárgási helyei, önálló szállító járatai, barlangjai és önálló felszínre bukkanásai vannak. (Grund 1903, Katzer 1909)

Juhász több évtizedes vizsgálatok tapasztalataiként megállapította, hogy mindkét elmélet igaz és a kettő közötti átmenet is gyakran megfigyelhető. Összefüggő, nagyméretű hasadékok, járatok vizét hidraulikailag a közlekedő edényekhez hasonlíthatjuk, ahol a vízmozgás arra irányul, hogy az egész járathálózatban egységes víztükör álljon elő. (Juhász 2002)

A Bükk esetében a földtani fejlődéstörténet, illetve az emiatt bekövetkező változatosság miatt a kutatók között hosszú ideig vita tárgyát képezte, hogy beszélhetünk-e egységes karsztvíztestről. Az egységes karsztvízrendszer létét feltételezte Kessler (Kessler 1964), Böcker (Böcker 1969), Aujeszky és Scheuer (Aujeszky & Scheuer 1974), Schmieder, Böcker és Szilágyi (Schmieder et al. 1976) és Tóth (Tóth 1976).

Kassai 1948-as vizsgálatai során azt is megállapította, hogy a mozgásban lévő karsztvízszint nem sík, hanem egy kétszer görbült felület, melynek felső szakasza felülről nézve domború, alsó szakasza homorú és a közbenső inflexiós szakasza meredek. (Kassai 1948)

Lénárt kutatásai szerint a Bükk hegység döntő mértékben hideg karsztvizet tartalmaz, de mivel a karsztos kőzetei közvetlen kapcsolatban vannak a törmelékes kőzetekkel eltemetett karsztos kőzetekkel, ezért a Bükk-térségben nem csupán egységes hideg karsztvíztestről, hanem egységes hideg-meleg karsztrendszerrel lehet, illetve kell beszélni. Ennek a kapcsolatnak a maximális figyelembevételével a karsztvíz minőségének és mennyiségének, vízszintjének megóvásakor rendkívül nagy jelentőséggel bír. (Lénárt 2006)

Gondárné és munkatársai új módszert dolgoztak ki a hegyvidéki területek vízkészlet számítására (Gondárné et al. 2008), mely során a triász karsztvíztárolót fedő összleteket rossz vízvezető képességűnek, de nem vízzárónak tekintették. Ezt a megállapítást hozammérésekkel is alátámasztották, továbbá a hierarchikus áramlási rendszerek elméletében szereplő lokális rendszerek (Tóth 1963) létét is sikerült bizonyítaniuk jura agyagpala, bazalt és miocén homokos tufa felépítésű területeken. Mindezek mellett a Bükköt ők is egységes víztestnek tekintették, mivel a lokális rendszerek, ha kisebb mértékben is, de egy nagyobb, regionális rendszerbe is adnak vizet.

A korábbiakban ismertetett eredmények és a földtani viszonyok alapján én azt a nézőpontot alkalmaztam a vizsgálataim során, hogy a Bükk egységes nyílt karsztként kezelendő, kivéve a délnyugati részt, ahol a karsztvízszint leszorított tükrű, de ennek ellenére a részek egységes vízrendszert alkotnak. (Gondárné et al. 2008) Mindez lehetővé teszi az időszakos források, illetve - kis léptékű vizsgálatok esetén - a globális jellemzőktől eltérő jelenségek létét. (Lénárt & Darabos 2012, Kovács et al. 2016, Lénárt 2016)

3.3. Áramlási típusok, vízmozgás

1980-ban Szilágyi és munkatársai megalkották a hegység regionális hidrodinamikai képét. Eredményeik szerint a hegység földtani sajátosága a törve gyúrt szerkezete, jellegzetes domborzata és felépítő kőzetei, együttesen arra utalnak, hogy a karsztok esetén jellemző mindkét áramlási típussal, vagyis mind a szabad vízmozgással és az erre jellemző hidraulikai képpel, mind pedig a szivárgó rendszerekkel találkozhatunk. (Szilágyi et al. 1980)

A Bükk hegységben a karsztosodó kőzetek jelenléte sajátos helyzetet teremt a felszíni és felszín alatti vízmozgások terének kijelölésével. A hegységnek vannak olyan területei, melyek felszíni lefolyással gyakorlatilag nem rendelkeznek, ilyen például a Nagymező. Ezen a területen a felszínre hulló csapadék a talajon és mészkő vagy dolomit repedéshálózaton keresztül jut le a karsztvízszintig és onnan források, vízkilépések felé halad. A hegység nem karsztos kőzeteiből álló területén a csapadék a karsztos és nem karsztos kőzetek határán, víznyelőkön, víznyelő barlangokon keresztül jut a karsztos kőzettömegbe és tart a vízkilépési pontok felé. A Bükk-vidék vízmozgását a Bükk központjában lehulló csapadékból származó karsztvízszint vezérli mind a hideg, mind pedig a meleg karsztvizek esetében. (Lénárt 1994)

A vízszintváltozásokról fontos tudni, hogy a területre hulló csapadék egy részét a növények felhasználják, másik részét a talajtakaró tárolja, egy része forrásokon át távozik a rendszerből, egy része peremi törmelékes kőzetekbe átadódik és végül egy része kitermelésre kerül, az arányok pontos megállapítása nem lehetséges. Ezen folyamatok lezajlása után rendelkezésre álló vízmennyiség jelenik meg vízszint változásként. (Lénárt 1994) Ez az utóbbi megállapítás az oka annak, hogy miért érdemes a következő fejezetben ismertetésre kerülő, korábban alkalmazott módszerek helyett inkább vízszint mérések alapján számolni a vízkészletet. Ebben az esetben ugyanis nincs szükség más paraméterek és azok egymáshoz viszonyított arányának becslésére, vagy mérésére, elegendő a vízszintek mérése, ezáltal sokkal egyszerűbb módszerrel és mérések által kapjuk meg ugyanazt az eredményt.

3.4.A Bükk karsztvízdomborzatának, vízkészletének meghatározására irányuló korábbi kutatások

A Bükk hegység vízháztartása, illetve a kitermelhető – hasznosítható - vízkészletének nagysága régóta foglalkoztatja a kutatókat. A korábbi készletbecslések csaknem mindegyike vízháztartási vizsgálatokon alapult. Ezen számítások hátránya, hogy a pontos eredményhez a vízháztartási egyenlet minden elemét pontosan meg kell tudni határozni, ami a több, nehezen mérhető tényező, illetve a hegységben jellemző nagy fokú heterogenitás miatt nem könnyű feladat és az eredmények meglehetősen nagy hibafaktort hordoznak magukban.

1954 és 2008 között készült, összesen 13 különböző meghatározás eredményeit mutatja az 1. táblázat, amit Kun Éva és szerzőtársai gyűjtöttek össze és tettek közzé. A számítások nagy része vízháztartási egyenleteken alapul, de a szerzők nem adtak meg bizonytalansági vagy pontossági faktort. 2008-ban a SMARAGD-GSH Kft. munkatársai már számítógépes modell alapján határozták meg a utánpótlódó felszín alatti vízkészlet nagyságát a Bükkben.

Számításaik során figyelembe vették a földtani felépítést, a talaj fizikai jellemzőit, a talaj vastagságát, a jellemző területhasználatot, éghajlati adatokat (csapadékeloszlást), illetve a felszín morfológiáját. A számításokhoz 2 szoftvert használtak: a WHI Unsat Suite programcsomag HELP modulját és az ARCGIS 9.1 szoftvert. Eredményük nem tér el lényegesen az 1. táblázatban közölt korábbi értékektől. (Gondárné et al. 2008, Kun et al. 2010) További előny, hogy a munka során egy terjedelmes és más szakterületek számára is értékes térképgyűjteményt állítottak elő.

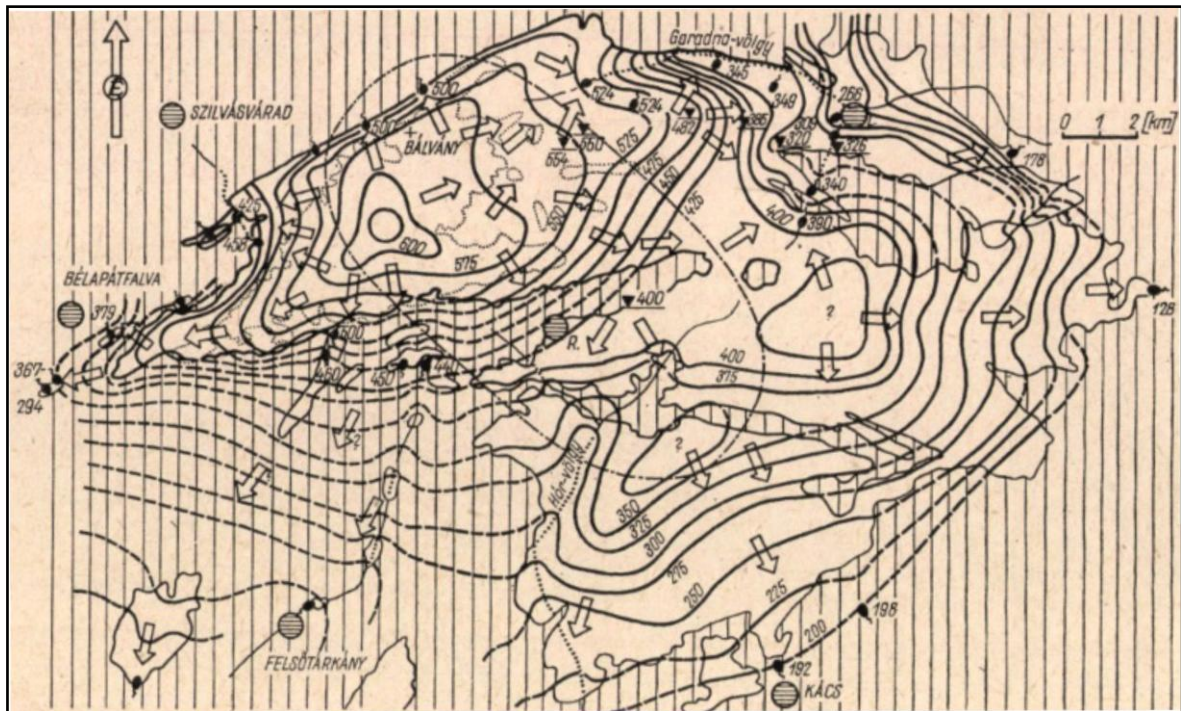
1. táblázat: Különböző szerzők által meghatározott vízkészletek a Bükkben (Kun et al., 2010)

Szerző	Intézmény	Év	Vízgyűjtő terület (km ²)	Dinamikus vízkészlet (m ³ /nap)
Kessler	VITUKI	1954	199,8	113 400
Schmidt	MÁFI	1962	199,8	116 600
Sárváry I.	VITUKI	1964	235,2	153 400
Szlabóczky	KEVITERV	1973	450,0	191 800
Böcker	VITUKI	1977	200,0	213 700
Tóth	Egri Főiskola	1983	100,0	78 900
Dénes	VITUKI	1983	114,5	98 500
Rádai	VITUKI	1984	255,0	177 500
Maucha	VITUKI	1984	254,9	195 600
Rádai	VITUKI	1984	256,7	208 200
Rádai	VITUKI	1986	258,4	183 360
Szabó, Lénárt, Wallacher	NME	1989	230,3	153 000
Székvolgyi	Smaragd-GSH	2008	232	112 595

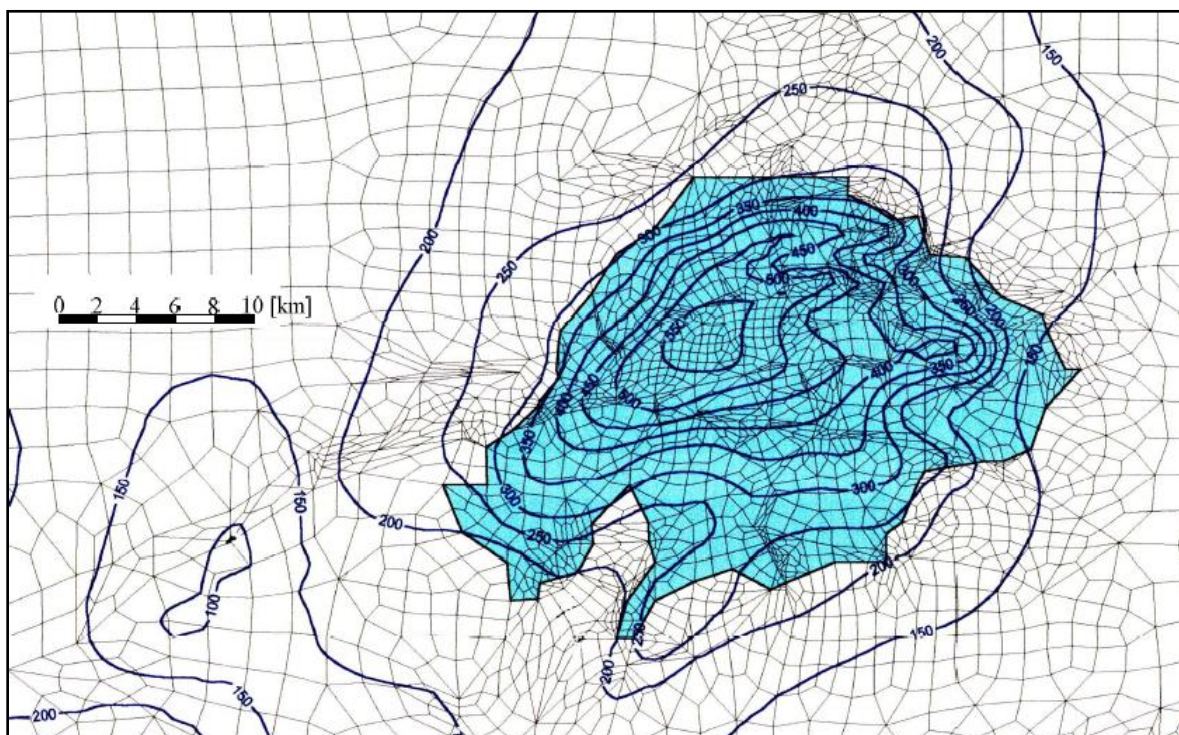
Tóth Géza 1976-os munkájában az akkoriban rendelkezésre álló adatok alapján (bemért karsztforrások, víznyelők keresztül feltárt karsztvíznívó magasság, kutatófúrással feltárt karsztvíznívó) elkészítette a Központi-Bükk karsztvíztérképét (5.ábra), melyen ábrázolta a vélhető legmagasabb (a Feketesár-bérc és a Mélysár-bérc közötti területen, ~600 mBf) és legalacsonyabb (Lillafürednél, ~260 mBf) karsztvíz magasságot. A karsztvízforma jellegzetessége, hogy északon a vízzáró kőzetek miatt megtámaszkodik, míg délen meredek, majd enyhébb lejtővel folytatódik (fedett karszt). (Tóth 1976)

Egy későbbi, számítógépes modellezés segítségével előállított vízdomborzati térkép látható a 6. ábrán. (Mező 1995)

Az 5. és 6. ábrán bemutatott vízdomborzati térképek az eredmények között szereplő vízdomborzati térképekkel összevethető lesz.



5. ábra: A központi Bükk karsztvíz térképe (a nyílak áramlási irányokat, a fekete pontok forrásokat, a fekete vonalak vízszint izovalákat jelölnék (Tóth 1976)

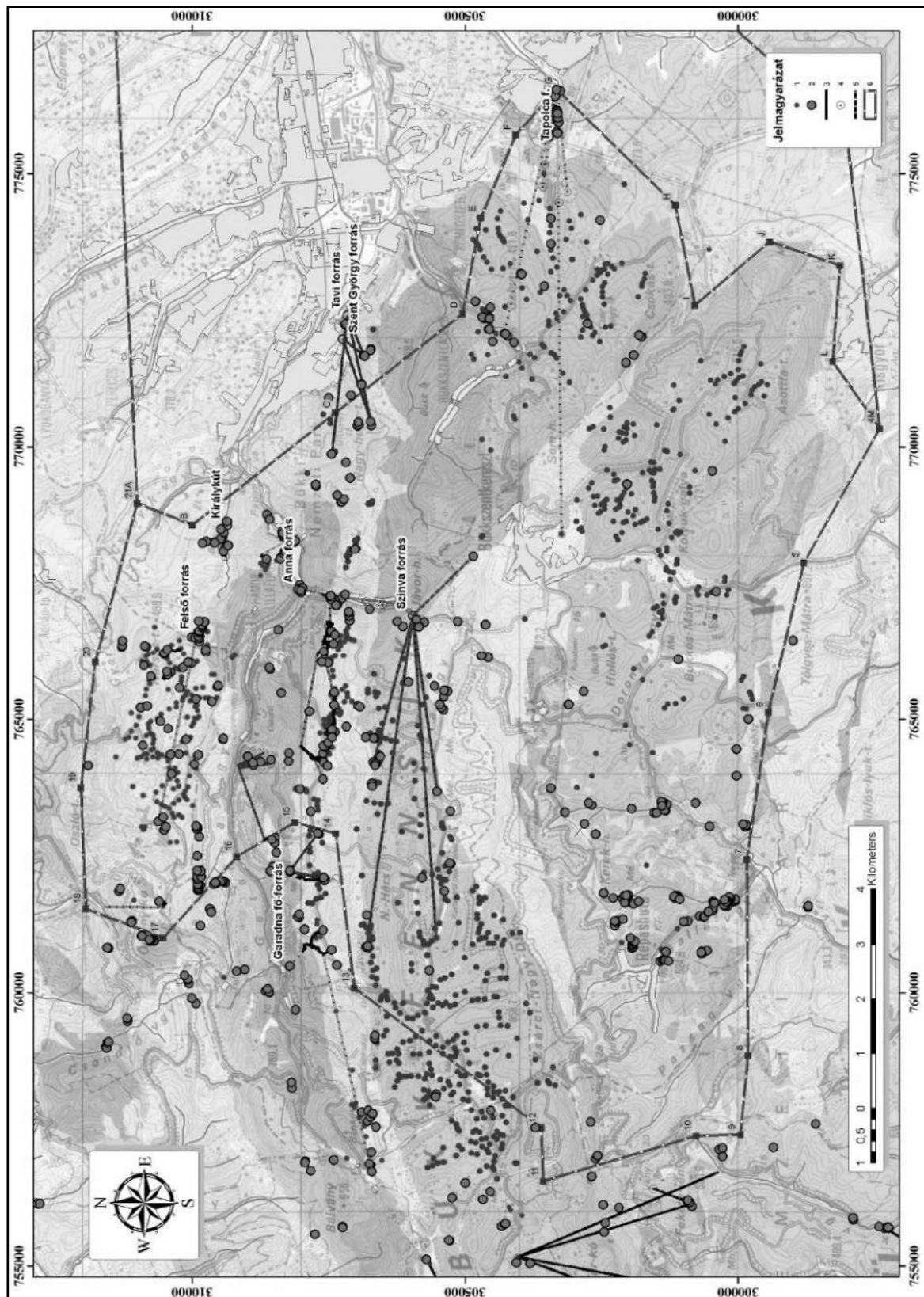


6. ábra: A Bükk és környezetének karsztvízszint térképe (háttérben a modellezéshez alkalmazott rácsháló) (Mező 1995)

Szintén Tóth Géza 1984-es kutatásai során a Bükk déli peremén fakadó időszakos karsztforrásokkal foglalkozott (Imó-kői-, Feketeleni-, Vörös-kői-időszakos források). A karsztforrások fölött, a hegységben több szinten inaktív forrás barlangok találhatóak, melyek jelzik, hogy az említett időszakos források a Bükk-fennsík összefüggő karsztvíz rendszerének déli túlfolyói. A felsorolt források vízzáró kőzetek határán lépnek a felszínre (kovapala, agyapala), mégsem alkotnak állandó erózióbázist, mivel a vízzáró kőzetek alatt karsztvíz-áramlás történik a déli, alacsonyabban fakadó karsztforrások felé. Az említett időszakos források vonalában a Bükk-fennsík karsztvíz felülete leszorított tükrű karsztvízszintbe megy át. (Tóth 1984) Ennek a megállapításnak a vízdomborzati térkép szerkesztésénél van jelentősége, mivel alátámasztja, hogy a délnyugati Bükkben a várható karsztvízszintek a felszíni, nem karsztos fedőképződmények alatt, több száz méterrel mélyebben helyezkednek el, mint a hegység északi vagy keleti részén, emiatt a szerkesztéseknél nem veszem majd figyelembe ezt a területet. Viszont az időszakos források fakadási szintjét alkalmazom a számítások során, a korábbi működésük alapján meghatározott vízszintértékek felett.

A bükki karsztos területek vízföldtani adottságait legjobban a források tükrözik vissza, melyek fakadási szintjei, helyzetük, egymáshoz való viszonyuk, vízhozamuk és ingadozásuk mértéke kapcsolatban van a hegység földtani sajátágaival. Ezek alapján többen megpróbáltak különböző hidrogeológiai vizsgálati egységeket létrehozni különféle szempontok alapján. (Aujeszky & Scheuer 1974)

A vízdomborzat szempontjából egységesként kezelhető hegységben Izápy és Maucha 1992-ben 7 db karsztos részvízgyűjtőt különített el. (Izápy & Maucha 1992). Ugyanezt a csoportosítást fogadta el Sárváry István is szintén 1992-es cikkében. (Sárváry 1992). 2012-ben Hernádi és munkatársai 14 darab, forrásokhoz köthető felszíni részvízgyűjtőt határoltak le a hegységben, melyeket a 7. ábrán láthatunk. (Hernádi et al. 2012) Ezek bemutatását azért tartom fontosnak, mert hangsúlyozom ugyan, hogy a hegység karsztvizei egységes vízdomborzatot alkotnak, ennek ellenre vannak olyan kutatások (pl. karsztosodottsági, vagy leürülés vizsgálatok), amikor érdemes kisebb egységeket, felszíni részvízgyűjtőket elemezni, mert ezekből lokális eredményeket kaphatunk.



7. ábra: A MIVIZ védőidomán a barlangok, a víznyelők (töbrök), a víznyomjelzési eredmények MÁFI-s földtani és M=1:100 000-es FÖMI-s alaptérképen ábrázolva (Hernádi et al. 2012) Jelmagyarázat: 1 víznyelő, töbrök; 2 barlang bejárat; 3 barlangi alaprajz; 4 víznyomjelzés helye; 5 víznyomjelzési eredmény; 6 MIVIZ védőidoma

4. Új karsztvízkészlet meghatározási módszer, eredmények

A bevezetőben felsorakoztatott módszerek közül a földrajzi, geológiai alapokon nyugvó térfogati készlet számítást tartom leginkább alkalmasnak arra, hogy a Bükki Karsztvíz Észlelő Rendszer (BKÉR) vízszint adatainak széles körű felhasználása által becsüljem a vízkészletet. A számítás alapvető megközelítése a nemzetközi és részben a hazai szakirodalomból is ismert, ahogy ezt be is mutattam a lehetséges módszerek irodalmi áttekintése során. Az újdonság mégis abban rejlik, hogy a korábbi kutatások során, különböző megközelítéssel ugyan, de mindenki a vízháztartási egyenleten alapuló módszereket alkalmazta (modellezés vagy egyéb becslések által), ebben az esetben viszont egy sokkal egyszerűbb, vízszint méréseken alapuló számítási módszert alkalmaztam, amit korábban ezen a területen tudomásom szerint még senki nem alkalmazott. Az előző fejezetben az irodalmi előzményeket áttekintettem, viszont mivel módszert én dolgoztam ki a Bükkre, az ehhez közvetlenül szükséges és felhasznált irodalmi adatokat az érthetőség és követhetőség érdekében feltüntettem a fejezetben.

4.1. Előzmények

A Miskolci Egyetem Környezetgazdálkodási Intézete a bükki karsztvizet termelő vízmű vállalatok számára folyamatosan végez készletbecslést. Ez a becslés a BKÉR, Nv-17 es karsztvíz-figyelőkútjának adatai alapján, ténylegesen mért, illetve előre jelzett vízszintek felhasználásával készül már évek óta. A módszer előnye, hogy viszonylag egyszerű, pontos vízszint mérésen alapul, és az előrejelzések során felhasználjuk a korábbi mérési eredményeket is. A számításhoz felhasznált paraméterek a következők: (1) a teljes karsztos vízgyűjtő terület nagysága, (2) egy átlagos porozitás érték, (3) az aktuális vagy épp előre jelzett vízállás érték, és (4) egy alapszint, ami az 1992-ben az Nv-17 karsztvíz-figyelőkút legalacsonyabb mért vízszint értéke. (Lénárt 2016) A számítás hátránya, hogy sem a földtani, sem a domborzati adottságokat nem veszi figyelembe, az alkalmazott alapszint "önkéntesen", empirikus úton lett kijelölve, a számításokhoz csupán egyetlen karsztvízfigyelő kút 25 éves adatsorát, illetve aktuális mérési adatsorát használjuk, továbbá a teljes karsztos területet egyetlen hézagterfogat értékkel fedjük le.

Mindezek alapján úgy gondolom, hogy a teljes számítási módszer megújítása indokolt, a rendelkezésre álló új kutatási eredmények, illetve minden rendelkezésre álló korábbi földtani és vízföldtani információ figyelembe vételével és felhasználásával.

4.2. A számítási módszer ismertetése

Az általam kidolgozott vízkészlet számítási módszer alapját, földtani információk, továbbá a BKÉR megfigyelő kútjaiban és barlangi mérőhelyeken regisztrált vízszintek, valamint a VIFIR forráskataszter bükki adatai, forrásfakadási szintek jelentik.

4.2.1. Az alkalmazott vízszint adatok

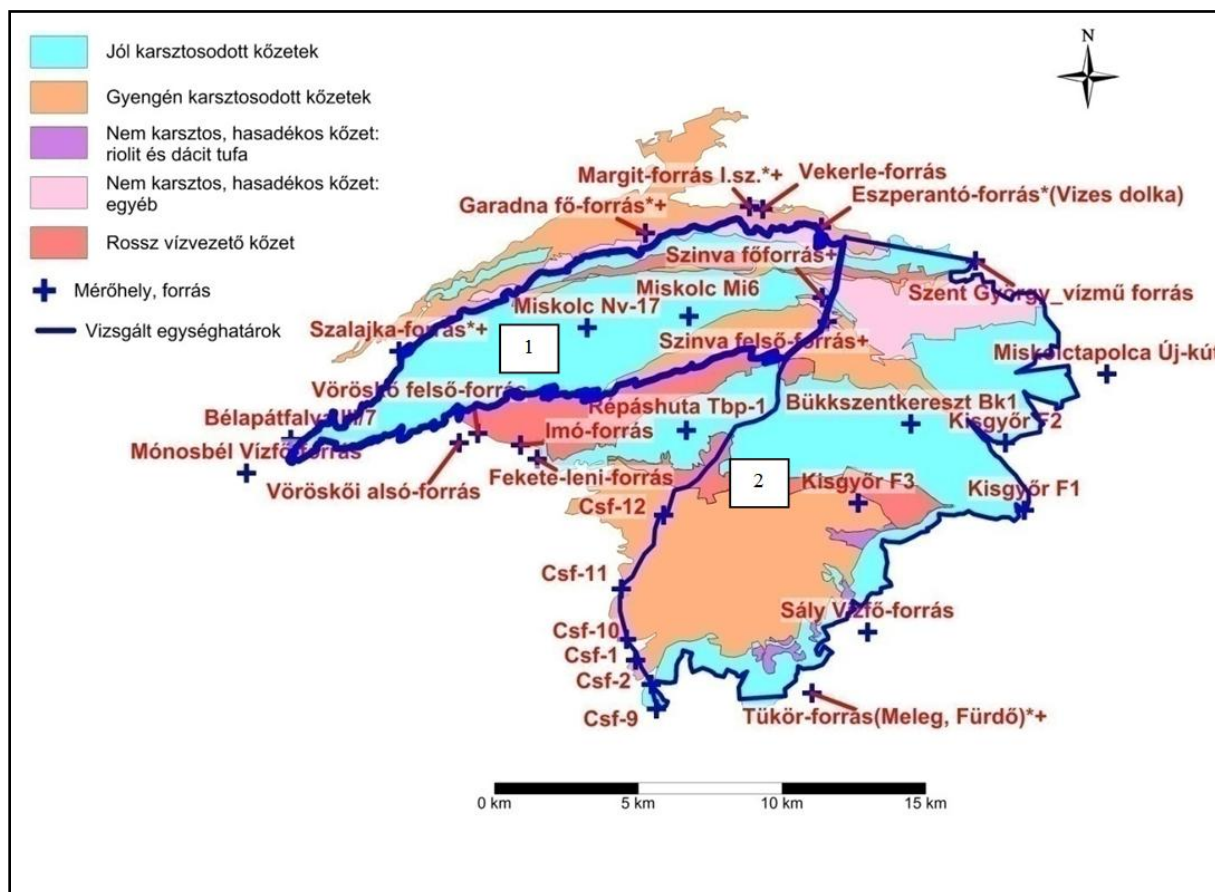
Mivel a Bükk igen változatos földtani képet mutat, szükséges volt a források karsztos vagy nem karsztos mivoltának megállapítása. Ennek érdekében kollégáimmal vízmintavételeket végeztünk vagy korábbi kémiai elemzések adatai alapján hoztuk létre a kérdéses, elsősorban a földtani szempontból perem területeken lévő források Piper-diagramját, melyek segítségével el lehet dönteni a források kémiai jellegét. (Ezzel a módszerrel több esetben is sikerült azonosítani olyan forrás vizeket, melyek a peremterületeken vagy a délnyugati Bükkben helyezkednek el és nem karsztos jellegűt mutatnak, lokális árapályákhoz köthetőek. (Tóth 1963) Ezek mellett sikerült beazonosítani olyan forrásokat is, melyek korábbi kétségek ellenére biztosan karsztos jellegűt mutatnak, ilyen például a Garadna-forrás, ami dolomitból fakad ugyan, de vízminősége alapján egyértelműen kalcium-hidrogén karbonátos, karsztos víz. Az eredményeket felhasználva állapítottam meg, hogy a délnyugati Bükk északi és keleti peremén lévő források közül melyeknek lehet a fakadási szintjét, mint peremi vízszint értéket felhasználni. (Darabos et al. 2014, Miklós et al. 2015)

A korábban ismertetett bükki kutatások alapján tudjuk, hogy a felszín alatti vízdomb legmagasabb pontja az Nv-17 megfigyelő kútban mért vízszint. Ez indokolta, hogy a forráskataszter adatai közül nem használtam azokat, amelyek a Nv-17 szintje fölött helyezkedtek el, mivel ezek csak lokális áramlási pályákon mozgó vizek, illetve időszakos források. Ezeken az adatokon kívül figyelembe vettem minden rendelkezésre álló, 1992 óta folyamatos regisztrálású vízszint adatot (kutak, források, barlangi mérőhelyek), illetve a források fakadási szintjeit. Az ivóvíz ellátás szempontjából jelentős forrásokban szintén történtek vízszint mérések (Szinva-forrás, Garadna-forrás), ezeket az idősorokat felhasználtam, viszont a kisebb források szintjeit állandónak tekintettem. A kezdeti adatbázis felépítése során összegyűjtöttem 17 mérőhely (8. ábra) minden elérhető mérési adatát, illetve az időben hozzájuk tartozó, Jávorkútról származó csapadékadatokat is, munkám során napi átlagértékekkel dolgoztam. Ebből az adatbázisból leválogattam a számomra fontos vízszint értékeket, melyekből a későbbiek során a vízdomborzatot a különböző esetekre előállítottam, ezek a következők voltak: (1) a mérőhely átlagos vízszintje a mérési periódus alatt, (2) a mérőhely abszolút maximum vízszintje a mérési periódus alatt, (3) a mérőhely abszolút minimum vízszintje a mérési periódus alatt, (4) a mérőhelyen regisztrált vízszint érték az Nv-17 abszolút maximum vízszintje idején és végül (5) a mérőhelyen regisztrált vízszint érték az Nv-17 abszolút minimum vízszintje idején. Ezekkel az értékekkel lefedhetőek a vízdomborzat lehetséges szélsőértékei, vagyis az ezek alapján számított térfogatok alapján megadható egy tartomány, amin belül a készletek változhatnak.

4.2.2. Az alkalmazott földtani információk

A vízszintadatok adatbázisba rendezése után a következő lépés a rendelkezésre álló földtani információk összegzése. Az alap vízföldtani adottságokat, a korábbi kutatási eredményeket az előzőekben már ismertettem. Az évek során a Bükk hegységet sokan sokféle egységre bontották hidrológiai vagy hidrogeológiai alapon. Ezek a lehatárolások azonban elsősorban domborzati adottságok alapján készültek és megnehezítik a Bükk egységes rendszerként való kezelését, ezért ebben az esetben más megközelítésre van szükség.

2005-ben Less György az egész hegységet vízföldtani alapon 3 nagy és számos kis egységre osztotta (Less 2005). Az azóta keletkezett újabb információk figyelembe vételével, a Less György által készített térkép alapján, az Ő további szakmai irányítása mellett, illetve a korábban említett vízkémiai eredmények figyelembe vételével készült egy új vízföldtani kategóriái térkép (Darabos et al. 2014). Ez, illetve a számításhoz használt mérőpontok, források elhelyezkedése 8. ábrán látható.



8. ábra: A Bükk földtani formációira karsztosodottság szerint felállított kategóriák, illetveekkel jelölve a vizsgált egységhatárok, 1: központi Bükk, 2: keleti Bükk alaptérkép: (Less 2005)

A 8. ábrán látható, hogy nem vettem figyelembe a délnyugati Bükköt, mivel ezen a területen a karsztos képződmények mélységi elhelyezkedésük, ezáltal nagy szerepet játszanak a hideg és a termál karsztrendszer közötti kapcsolat fenntartásában, de a pusztán hidegvizes számítások esetében figyelembe vételük nem vezet értékelhető eredményre.

A számítások korrekt elvégzéséhez természetesen szükség van a domborzati adottságok figyelembevételére is, ez indokolja a 8. ábrán két kék vonallal jelölt részegység lehatárolását, melyek az általam központi és keleti Bükknek nevezett részek területeit fedik le, a határaikat képező nagy bevágódású völgyek a hidrogeológiai kapcsolat mélyebb szinteken történő működését eredményezik. Amint a térkép alapján láthatjuk az egységeken belül karsztosodottság szerint többféle formáció helyezkedik el, ezek formációnként és kategóriánként történő jellemzését a korábbiakban már megtettem (1.3, 1.4, 1.6. fejezetek).

A kutatás kezdeti szakaszában az is a vizsgálat részét képezte, hogy a részekre szerkeszthető-e egységes vízdomborzat. Ennek igazolására azt a módszert választottam, hogy megszerkesztettem a vízdomborzati térképeket az egységekre külön-külön, illetve az egészre is. Az eredmények azt mutatják, hogy a 2 rész határain keletkező vízszintvonalak egymással megegyeznek. Emiatt a részek egységként kezelhetők, megkülönböztetésüknek csupán számítást segítő, pontosító hatásai vannak, amit a mélyen bevágódó völgyek indokolnak.

4.2.3. A vízdomborzati térkép

Interpoláció

Mivel a vizsgálati terület több pontján is rendelkezésre állnak vízszint adatok, ezek interpolációjával létrehozható egy térben folytonos (víz)felület, amihez a Golden Software programcsalád Surfer programját használom.

Az eljárás során elfogadjuk, hogy bármely kiválasztott pontban a vízszint értéke a legközelebb eső adatokból származtatható. Az interpolációs algoritmusok két alapvető típusa közül az egyik a torzításmentes interpoláció (az ismert pontban a számított felület értéke pontosan megegyezik az ismert értékkel), ide tartozik a lineáris interpoláció és a legkisebb görbület módszere. A másik csoport a torzításos interpolációs módszerek csoportja (ebben az esetben az ismert pontban a számított felület értéke nem egyezik meg pontosan az ismert értékkel), ide tartoznak a súlyozott átlagszámításon alapuló módszerek. (Kovács & Szanyi 2005)

A számos alkalmazható eljárás előnyeinek és hátrányainak számbavétele után végül a természetes szomszéd módszert választottam, ami a súlyozott átlagszámítás elvén alapul. Ez a módszer alkalmas vízdomborzat számításra és ez felel meg leginkább a rendelkezésre álló adatok jellegét és eloszlását tekintve. Az eljárás során a súlyokat egy bizonyos hatóterület alapján vesszük föl, amit úgy állítunk elő, hogy az adatpontokra egy háromszöghálót illesztünk, ezek oldalfelező pontjait összekötő egyenesek által kijelölt poligonok képezik az egyes mérési pontok hatóterületeit. A súlyokat a számítás során a poligonok területével arányosan vesszük fel. A módszer alapelve, hogy minden pont hatása addig érvényesül, amíg az van a legközelebb, hátránya, hogy extrapolációra nem alkalmas. (Kovács & Szanyi 2005)

Az interpoláció alapját a rendelkezésre álló összes mérőhely (központi és keleti Bükk) és forrás átlagos vízszintje, vagy az állandónak tekintett forrásfakadási szintje jelenti.

A rácsháló méretezése

Az adatállományok alapján a Golden Software Surferprogram először egy rácsháló-állományt (grid fájl) hoz létre. A grid állomány egy a felhasználó által meghatározott területre fektetett, az alkalmazott koordinátarendszer tengelyirányainak megfelelő tájolású, irányonként egyenkéntű rácsháló rácspontjaira, az adatállomány alapján számított legvalószínűbb interpolált vagy extrapolált értékeket tartalmazza, melynek számításához számos matematikai és geostatistikai eszköz áll rendelkezésre, ahogy azt az előző fejezetben is láthattuk. (Kovács & Szanyi 2005)

Vizsgálataim során többféle rácsháló mérettel is számoltam, annak érdekében, hogy kiderüljön, ekkora (8. ábra) adatlefedettség mellett melyik adja a legjobb megoldást. A központi Bükk jó vízvezető (porozitás 0,75%) képződményeinek köztérfogata és a benne tárolt víztérfogat látható a2. táblázatban különböző rácsméretetek mellett. Amennyiben ezeket az eredményeket ábrázolom (9. ábra), látható, hogy az összefüggés az értékek között lineáris. Amennyiben kiszámolom a végtelen kicsi rácsmérethez tartozó értékeket, láthatjuk, hogy az eredményben már nem hoz jelentős változást, viszont az 5 m-nél nagyobb felbontás jelentős számítógép memória kapacitást igényel. Mindezek alapján azt a megállapítást lehet levonni, hogy a rácsháló méretezésének helyes megválasztása nagyon fontos a számítás helyességének szempontjából, az ábra és a táblázat alapján nyilvánvaló, hogy minél nagyobb a felbontás, annál pontosabb eredményeket kapok, viszont egy bizonyos méret alatt az eredmények már érdemben nem változnak, vagyis a túl kicsi rácsméret alkalmazása nem indokolt. Ezek alapján a továbbiakban a legnagyobb, ésszerű felbontást használom minden számítás esetében, ami 5x5 méter.

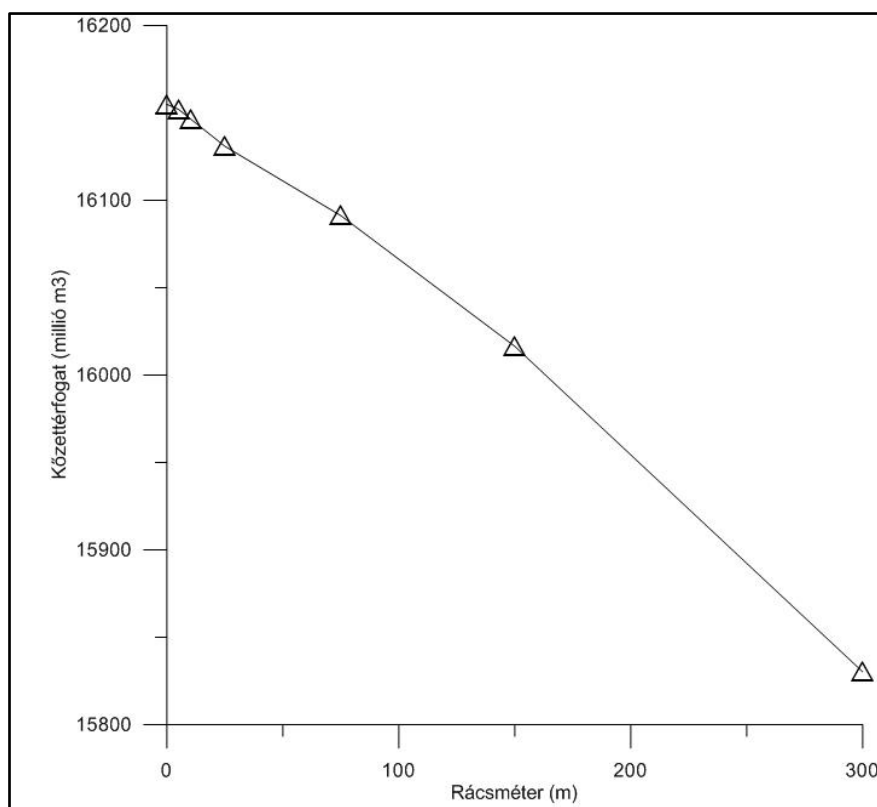
Az átlagos vízszintekből, illetve forrásfakadási szintekből, a természetes szomszéd interpolációs eljárással, 5x5 m-es rácsháló alkalmazása mellett készült el a Bükk általános vízdomborzati térképe (10. ábra). Az Nv-17 vízszint adatai alapján végzett gyakoriság vizsgálatokkal megállapítottam, hogy az átlag 529,8 mBf +/- 3 méteres vízszint a 25 éves adatsorban 55%-os gyakorisággal fordult elő.

Látható, hogy az eredmény egy két maximummal rendelkező felület, ahol a 2 maximum jól tükrözi a hegységben Sásdi által meghatározott két lefolyástalan terület helyét (Sásdi 2005), a szintvonalak segítségével természetesen meghatározóak a jellemző áramlási irányok is, ami a gyakorlati felhasználást segíti elő.

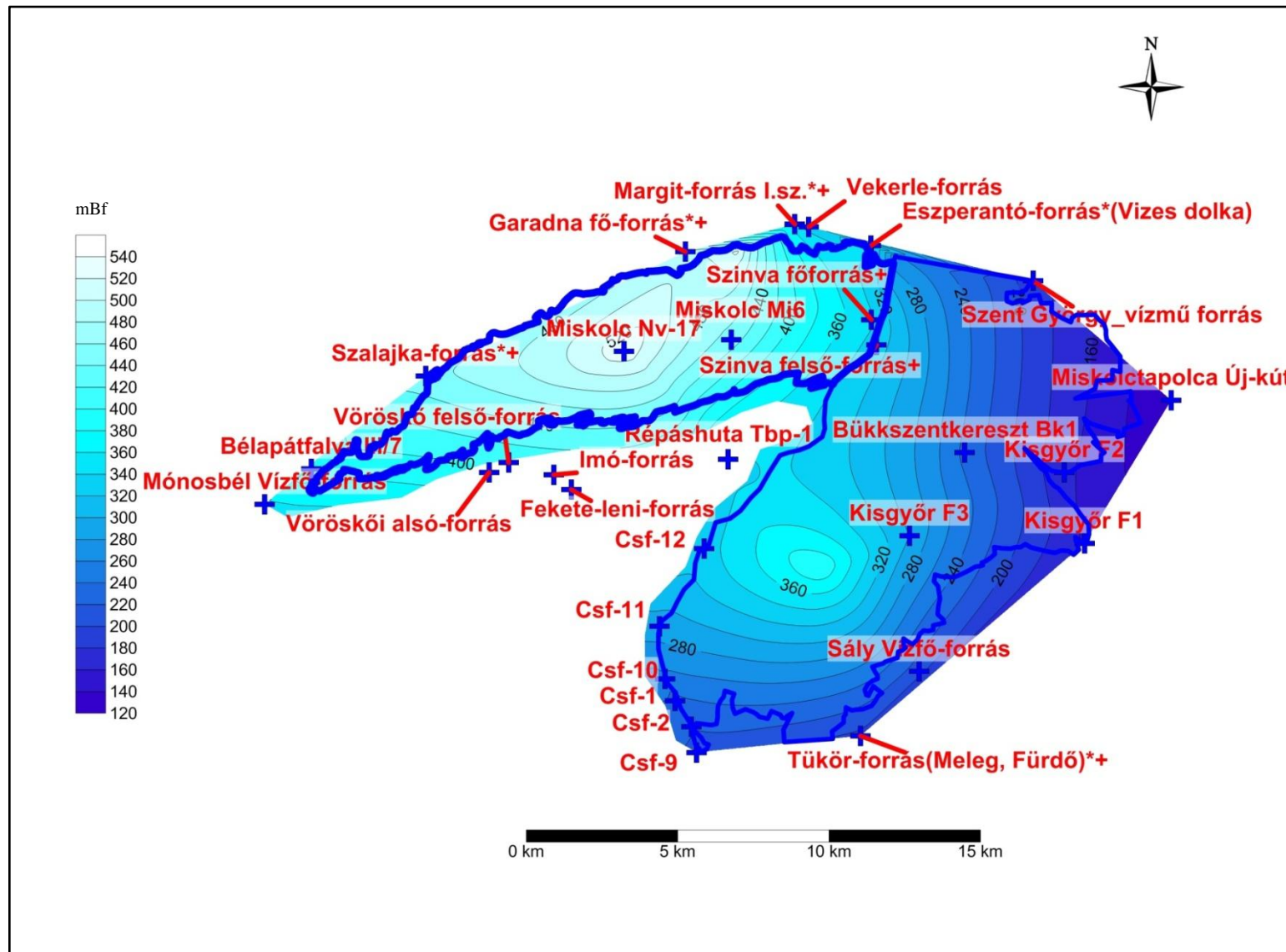
Tézis 1: A Bükk hegységben működő Bükki Karsztvíz Észlelő Rendszer monitoring pontjaiban regisztrált átlagos vízszint értékekből és a forrás kataszterben szereplő bükki forrásfakadási szintekből meghatározható a Bükk átlagos vízdomborzati térképe. (10. ábra).

2. táblázat: a kőzettérfogat és a benne tárolt víztérfogat változás a rácsháló méretének változtatásával átlagos vízszintek esetén (n=porozitás)

Rácsméret (m)	Kőzettérfogat (millió m ³)	Víztérfogat (millió m ³) n=0,0075
300	15 830,3	118,7
150	16 016,5	120,1
75	16 091,3	120,7
25	16 130,9	121,0
10	16 146,8	121,1
5	16 152,1	121,1
"Végtelen kicsi"	16 154,9	121,2



9. ábra: A számított kőzettérfogat változás a rácsméret függvényében



10. ábra: A Bükk átlagos vízszintekből és forrásfakadási szintekből szerkesztett átlagos karsztvízszint térképe

4.2.4. A térfogatszámítás, vízkészlet típusok

Az előállított térképek segítségével a közettérfogat földtani kategóriánként kiszámítható, viszont kérdés még a felső és az alsó burkoló felület, valamint a víztérfogat számításához szükséges porozitás értéke.

Határfelületek és különböző típusú vízkészletek

Az átlagos (vagy aktuális) vízszintekből előállított vízdomborzat meghatározza a vízáadó felső burkoló felületét, viszont meg kell még határozni az alsó határfelület, vagyis azt, hogy milyen mélységig terjedjen ki a számítás.

Ez a szint a korábbi számítások során az 1993-ben mért abszolút minimumnak gondolt vízszintérték volt. Ennek az volt az oka, hogy a Bükkből történő víztermelés kezdete óta nem mértek olyan alacsony a vízszintet, mint abban az évben és a számítást végző szakemberek úgy gondolták, hogy ez a szituáció a későbbiek során sem fog jellemzően előfordulni. Így ehhez a szinthez igazították a számításokat, illetve szint fölött elhelyezkedő víztérfogatot dinamikus, az alatta lévőt pedig statikus készletnek nevezték. Közel 20 évvel később, 2012 márciusában azonban mégis ez alá a szint alá csökkent a vízszint, ami számításbeli és morális problémákat is okozott. Egyrészt a számítások során negatív vízkészleteket kaptunk eredményül. Másrészt felvetődött, hogy esetleg a régebbi kategorizálás szerint értelmezett statikus készletek termelése folyik, ez ökológiai szempontból sem lenne megengedhető, illetve veszélybe kerülhet a Bükkből történő ivóvíz ellátás fenntarthatósága is. A kérdéskörben érintett szakemberek közül többen sejtették, hogy nem statikus készlet termelés folyik, hiszen a nagy hozamú források (néhány időszakos forrás kivételével) zavartalanul működtek, csupán csak az akkori szituáció szempontjából szerencsétlenül lett kiválasztva a viszonyítási szint.

Itt szeretném tisztázni azt is, hogy az irodalmi részben ismertetett földtani és egyéb információk alapján megállapítható, hogy a Bükk hegységben a hideg-meleg karsztrendszer összefüggő egységet alkot, vagyis a termál rendszer utánpótlódása a hidegvíztestből történik. (Lénárt & Darabos 2012) Mivel Juhász szerint, ha "valamely összletben csak volumetrikus készlet van, és a kitermelt folyadék helyére nem pótlódik külső, áramló készlet ugyanilyen folyadékból, akkor ezt a készletfajtát statikus (állandó) készletnek nevezzük." (Juhász 2002) Így a Bükkben - az előbbieket alapján - nem beszélhetünk a klasszikus értelemben vett statikus készletekről, mivel gyakorlatilag a teljes vízkészlet csapadékeredetűnek és utánpótlódónak (vagyis dinamikusnak) tekinthető, csupán az árampályák hossza (az utánpótlódás ideje) különböző.

Úgy gondolom, hogy a szakmai köztudatba nehezen lehetne teljesen új fogalmakat bevezetni, ezért javaslom a Bükk esetében a következő előtagokkal kiegészített fogalmak alkalmazását: **gyorsan utánpótlódó dinamikus készlet, lassan utánpótlódó dinamikus készlet, valamint termál-karsztvíz készlet.** Az egyes hidegvizes készlettípusokra a következő alfejezetekben számítási példákat is be fogok mutatni, továbbá az eredményeket összevetem korábbi számítások eredményeivel is.

- **Gyorsan utánpótlódó dinamikus készlet:** hatékony csapadékesemény vagy csapadékcsoport(ok) által előidézett vízszinttetőzés utáni csökkenésből számítható vízkészlet, amit a BKÉR mérőhelyeken regisztrált hidrográfok vízszint változásaiból számíthatunk. A számításhoz használt adatokat az Nv-17 mérőhelyen regisztrált rész hidrográf maximum és minimum időpontjához kötjük. (A felső és alsó határ-vízdomborzat meghatározásához az ezekben az időpontokban érvényes vízszint adatokat kell figyelembe venni minden további mérőhelyen, a forráskataszterből származó forrásfakadási szintek konstansak a számítás során.) Ezt a vízmozgást közvetlenül az aktuális meteorológiai viszonyok határozzák meg.
- **Lassan utánpótlódó dinamikus készlet:** a vizsgált vízgyűjtőterületen lévő legalacsonyabb forrás szintje fölött elhelyezkedő vízkészlet, melyet érdemben a hosszú távú meteorológiai viszonyok befolyásolnak. A Bükk esetében ez a készlet a Miskolctapolcai Új-kút 127 mBf-i szintje fölött elhelyezkedő víztérfogat. Ezt a határt azzal tudom indokolni, hogy amennyiben a vízszintek a hegységben ez alá a szint alá süllyednének, akkor a hegység hideg vizes rendszere tulajdonképpen gravitációsan nem működne tovább. Ez alapján ezt a szintet tekinthetjük a hideg vizes rendszer alsó és a termálkarsztos rendszer felső technikai határának.
Ez az érték kisebb részegységekre is meghatározható, ebben az esetben mindig a terület legalacsonyabban fekvő forrását kell figyelembe venni. Például a központi Bükk esetében a térfogatszámítás alsó határa a Szinva-fő-forrás.
- A lassan és gyorsan utánpótlódó dinamikus készletek összege a hegység teljes vízgyűjtőjére értelmezve a **teljes, gravitációsan rendelkezésre álló hideg vízkészlet**.
- A lassan utánpótlódó dinamikus készletekhez kapcsolódóan egy technikai határt jelöltem ki, amit a hegységben a legalacsonyabb hideg vizű, gravitációsan felszínre lépő forrás szintje képvisel (a Bükk esetében: 127 mBf, Miskolctapolca, Új-kút). Ez alatt a szint alatt lassú áramlás jellemző, mely alapját képezi a termál rendszer létrejöttéhez szükséges felmelegedésnek, vagyis ez alatt a szint alatt található a **termál karsztvíz készlet**. A dolgozatomban a melegvizes készletek számításával nem foglalkozom, de egyes esetekben elkerülhetetlen a témakör érintése. Természetesen, mivel a megfogalmazott termál karsztvíz készlet felső határa csupán egy elméleti mélység, innen mérési adatok nem állnak rendelkezésre, de ebben a mélységben még nem beszélhetünk hőmérséklet különbségről a hideg és a meleg víztest között. A készlet alsó határát szintén nem lehet pontosan kitűzni, ideiglenes határként a Bükk előterében lévő legmélyebb termálkút vízbelépési pontja kijelölhető.

Tézis 2: A Bükk karsztvíz készlete 3 részre osztható: gyorsan utánpótlódó dinamikus, lassan utánpótlódó dinamikus és termál-karsztvíz készletre.

A gyorsan utánpótlódó dinamikus készlet: egy hatékony csapadékeseményhez vagy csapadékcsoportokhoz köthető vízszintváltozásból utánpótlódó vízkészlet, ami a Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer monitoring pontjainak vízszintadatai és a forráskataszterből származó forrásfakadási szintek alapján számítható.

A lassan utánpótlódó dinamikus készlet: hegység vagy részvízgyűjtő szinten is meghatározható, a gyorsan utánpótlódó dinamikus készlet alsó határa alatt és a legalacsonyabb gravitációs forrás szintje fölött elhelyezkedő vízkészlet.

A lassan és gyorsan utánpótlódó dinamikus készletek összege a teljes, gravitációsan rendelkezésre álló hideg vízkészlet.

A termál-karsztvíz készlet a legalacsonyabb hideg vízi, gravitációsan felszínre lépő forrás szintje alatt elhelyezkedő vízkészlet, alsó határa a Bükk előterében lévő legmélyebb termálkút legalsó vízbelépési pontja.

Porozitás értékek

A 8. ábrán szereplő kőzetkategoriókra vonatkozó számításokhoz a szükséges porozitás értékeket irodalmi adatok alapján határoztam meg és a 3. táblázatban mutatom be. A témával foglalkozó szerzők általában szivárgási vizsgálatok alapján határozzák meg az értékeket, legtöbbször átlag értéket közölnek, de előfordul, hogy külön adnak meg értéket a víznyelőkre, barlangjáratokra és külön a mátrixra. (Schmieder 1975, Böcker & Dénes 1977, Szilágyi et al. 1980, Böcker & Vízy 1981, Szlabóczky 1988, Motyka & Zuber 1998, Kovács 2003, Milanovic 2004, Kovács 2006, Seymour 2012)

3. táblázat: A kőzetkategoriókra alkalmazott, irodalmi adatok alapján meghatározott porozitás értékek

Kőzetkategorória	jól karsztosodott	gyengén karsztosodott	nem karsztos, hasadékos kőzetek (riolit- és dácittufa, egyéb)	rossz vízvezető kőzetek
Porozitás (n)	0,0075	0,0025	0,001	0,0005

Számított térfogat

A korábbi fejezetekben ismertetett információk és módszerek felhasználásával a BKÉR 25 éves, átlagos vízszint adataiból (domborzat, karsztosodottsági jellemzők figyelembe vételével) számított lassan utánpótlódó dinamikus vízkészlet értékek láthatóak a 4. táblázatban. A számítás menete a következő: az előállított vízdomborzat a felső burkoló felület, a legalacsonyabban fakadó forrás szintje (Miskolctapolca, Új-kút, 127 mBf) az alsó határ és a Golden Software Surfer segítségével számítottam ki a két felület közötti kőzettérfogatot kőzetkategorióként, majd ebből szintén kőzetkategorióként a megfelelő porozitás értékkel való szorzás után megkaptam az eredményt, a lassan utánpótlódó dinamikus készletet.

Szerencsétlen körülmény, hogy a keleti Bükkben nagyon kevés aktív mérőhely van, azon a részen rövid idejű (néhány éves, de előfordul, hogy csupán néhány hónapos) kút adatsorok, illetve gyakorlatilag állandónak tekinthető forrás fakadási szintek jelentik a számítás alapját. Emiatt azt a megállapítást teszem, hogy a keleti Bükkben érvényes átlagos vízszintekből számított térfogatérték adathiány, illetve rövid adatsorok miatt tovább nem pontosítható, így a következő számításokat már csak a központi részre végzem el, a keleti Bükkben tárolt lassan utánpótlódó dinamikus készletet 71,6 millió m³, állandó értéknek tekintem.

4. táblázat: Az átlagos vízszintek alapján kőzetkategóriánként számított teljes gravitációsan rendelkezésre álló hideg vízkészlet a Bükkben

	Kőzetkategória	Jól karsztos kőzet	Gyengén karsztosodó kőzet	Nem karsztos hasadékos kőzet (dácit-, riolittufa)	Nem karsztos hasadékos kőzet (egyéb)	Rossz vízvezető kőzet	Összesen
Központi Bükk	Kőzettérfogat (millió m ³)	16152,1	2577,2	-	699,7	957,4	-
	Porozitás	0,0075	0,0025	0,0005	0,001	0,001	
	Alapszint (mBf)	127	127	127	127	127	
	Lassan utánpótlódó dinamikus vízkészlet (millió m³)	121,1	6,4	-	0,7	1	129,2
Keleti Bükk	Kőzettérfogat (millió m ³)	6355,2	8357,5	274	1382,6	1481,1	-
	Porozitás	0,0075	0,0025	0,0005	0,001	0,001	
	Alapszint (mBf)	127	127	127	127	127	
	Lassan utánpótlódó dinamikus vízkészlet (millió m³)	47,7	20,9	0,1	1,4	1,5	71,6
Lassan utánpótlódó dinamikus vízkészlet összesen (millió m ³)		168,8	27,3	0,1	2,1	2,4	200,8

További eredmények

Az előző fejezetben tehát megállapítottam, hogy a keleti Bükkben (8. ábra, 2. egység) tárolt vízkészlet mennyiségének pontosításához, változásainak számításához nincs elegendő mérési adat, a lassan utánpótlódó dinamikus készlet ebben az egységben 71,6 millió m³. A további érdemi készletváltozások a központi Bükk területén számíthatóak, így az alábbi ábrákon a keleti Bükkre érvényes vízdomborzat a kiinduló adatok tekintetében gyakorlatilag változatlan marad, az interpoláció csak a központi Bükk különböző hatásai miatt változik.

A következő lépésben a központi Bükk esetében érvényes vízdomborzati térképből további 4 félélt állítok elő, melyek a következők: (1) minden mérőhely abszolút maximuma és (2) abszolút minimuma, (3) a BKÉR működése alatt az Nv-17 mérőhelyen (vízdomborzat szempontjából tetőponton) mért legmagasabb, és (4) legalacsonyabb érték napján regisztrált vízszintek, melyek a 11. - 14. ábrákon láthatóak. Ezekkel a határokkal a központi Bükkben a korábbi 25 évben regisztrált teljes vízmozgást lefedem.

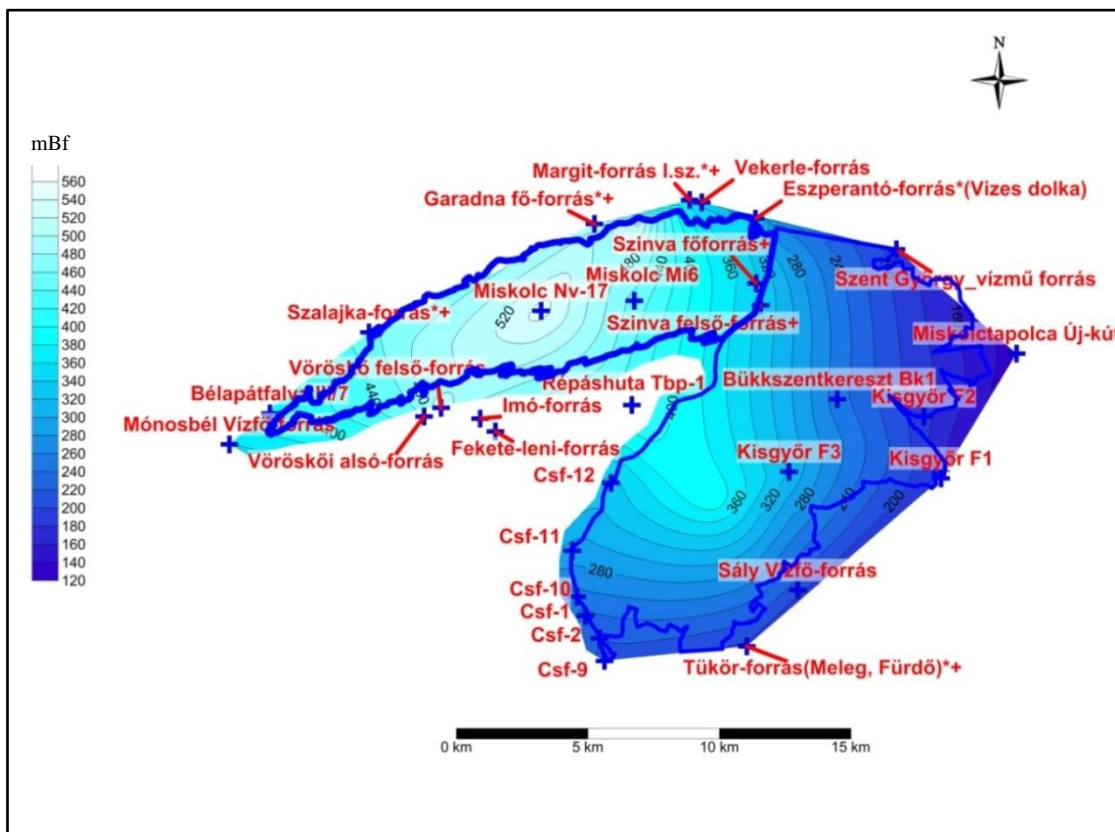
A központi Bükkben (8. ábra 1. egység) végzett további vízkészlet számításokhoz viszont az Nv-17 mérőhelyhez kötött maximum és minimum értékekből számított térfogatok mérvadóak, ez esetben a közölt adatok csak a központi Bükkben jellemző térfogat értékeket tartalmazza, így az alkalmazott alapszint a Szinva-forrás fakadási szintje (5. és 6. táblázat). Az egyes mérőhelyeken regisztrált abszolút maximum és minimum értékek torzított, a valóságostól nagyobb eredményeket adnak, mivel ezek az értékek valójában sosem következnek be ugyanabban az időpillanatban. Ennek oka, hogy az egyes kutak, források csapadék után mérhető tetőzési idejei más és más egymástól akár 10-12 nappal is eltérhetnek, ami függ az adott terület hegységen belüli térbeli elhelyezkedésétől, valamint a befogadó földtani közeg karsztosodottságától. További befolyásoló tényező, hogy a hegység központi részén gyakorlatilag nem kell felszíni lefolyással számolni, viszont a hegység- vagy formációperemi források esetében nagyban befolyásolja a várható tetőzési időket az aktív víznyelők jelenléte.

5. táblázat: Az Nv-17 maximum vízszintje idején regisztrált vízszintadatokból számított lassan utánpótlódó dinamikus készletek a központi Bükkben kőzetkategóriánként (1: jól karsztos, 2: gyengén karsztos, 3: nem karsztos, hasadozott, riolit-, dácittufa, 4: nem karsztos, hasadozott, egyéb, 5: rossz vízvezető)

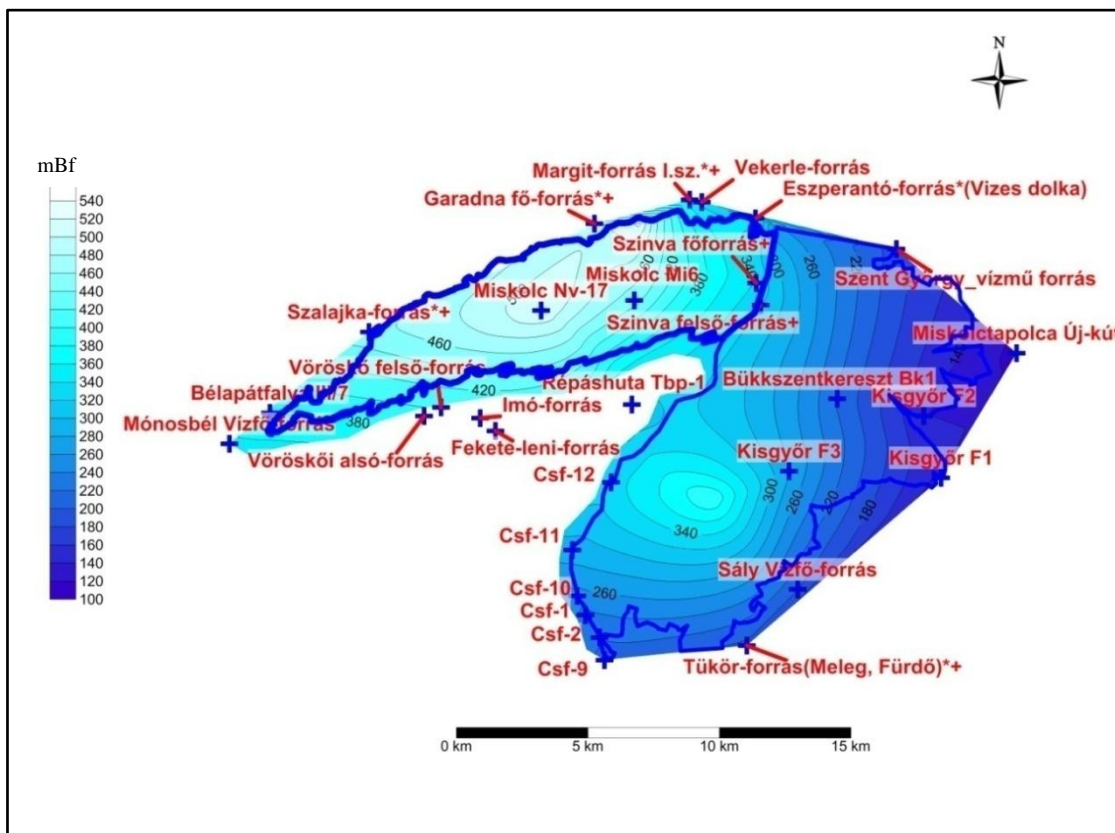
Nv-17 maximum vízszint idején regisztrált adatokból	kőzetkategória	1	2	3	4	5
	kőzettérfogat (m ³)	7934629935	958962658,3	183681143,7	-	426951941,4
	porozitás	0,0075	0,0025	0,001	0,001	0,0005
	Lassan utánpótlódó dinamikus vízkészlet (millió m ³)	59,51	2,40	0,18	-	0,21
	Lassan utánpótlódó dinamikus vízkészlet összesen (millió m ³)	62,30				

6. táblázat: Az Nv-17 minimum vízszintje idején regisztrált vízszintadatokból számított lassan utánpótlódó dinamikus készletek a központi Bükkben kőzetkategóriánként (1: jól karsztos, 2: gyengén karsztos, 3: nem karsztos, hasadozott, riolit-, dácittufa, 4: nem karsztos, hasadozott, egyéb, 5: rossz vízvezető)

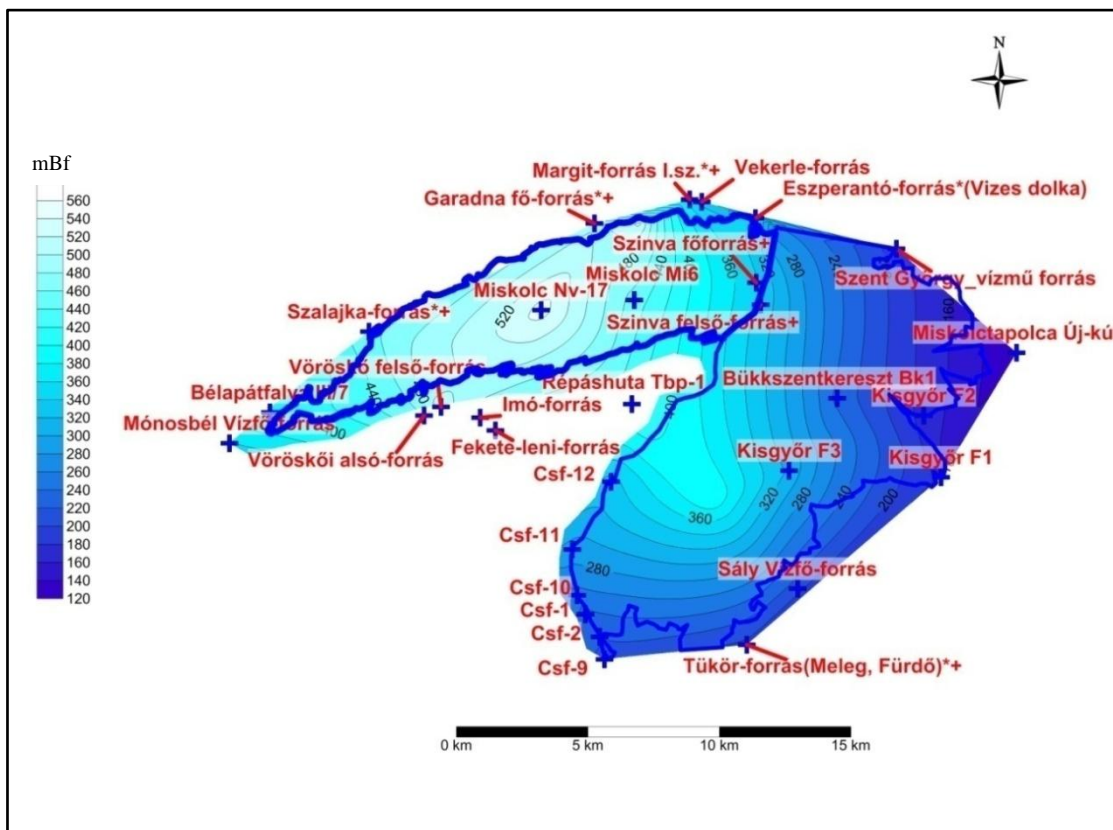
Nv-17 minimum vízszint idején regisztrált adatokból	kőzetkategória	1	2	3	4	5
	kőzettérfogat (m ³)	6890182207	761991732,6	178893504,9	-	417372164,4
	porozitás	0,0075	0,0025	0,001	0,001	0,0005
	Lassan utánpótlódó dinamikus vízkészlet (millió m ³)	51,68	1,90	0,18	-	0,21
	Lassan utánpótlódó dinamikus vízkészlet összesen (millió m ³)	53,97				



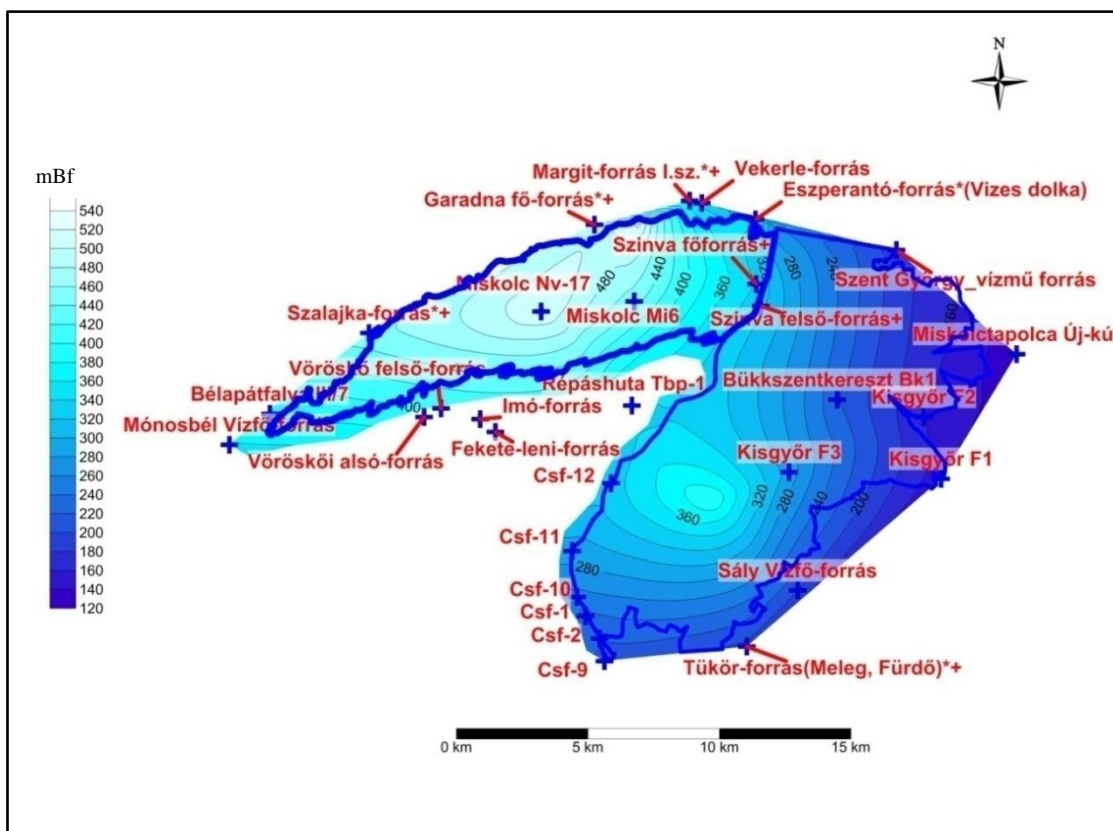
11. ábra: A bükki mérőhelyek abszolút maximum vízszintjeiből és forrásfakadási szintekből szerkesztett karsztvízszint térképe



12. ábra: A bükki mérőhelyek abszolút minimum vízszintjeiből és forrásfakadási szintekből szerkesztett karsztvízszint térképe



13. ábra: A bükki mérőhelyek Nv-17 maximuma idején mért vízszintjeiből és forrásfakadási szintekből szerkesztett karsztvízszint térképe



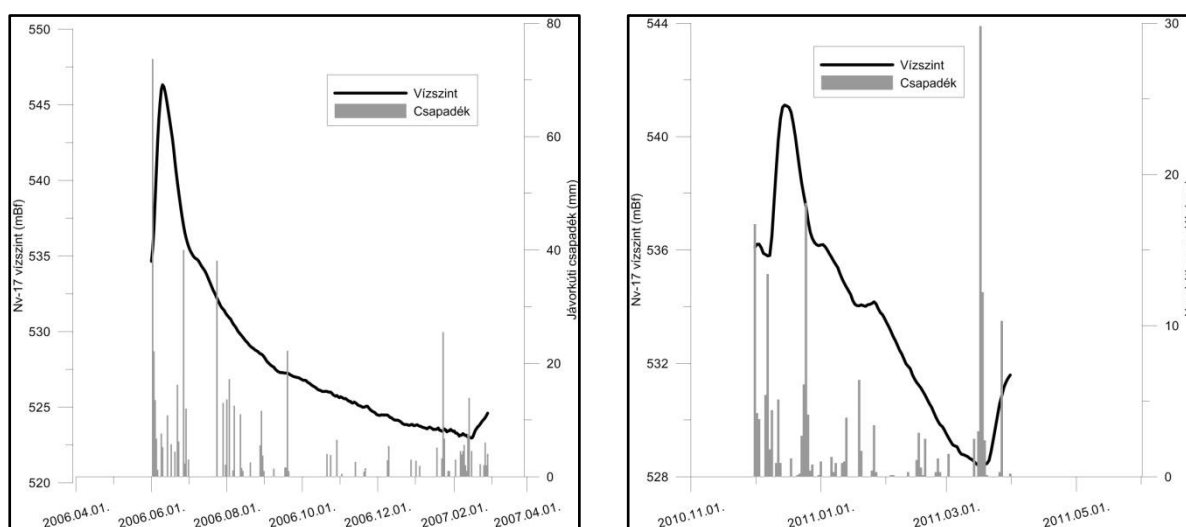
14. ábra: A bükki mérőhelyek Nv-17 minimuma idején mért vízszintjeiből és forrásfakadási szintekből szerkesztett karsztvízszint térképe

Kalibráció

A közölt eredményeket tekintve mindenképpen szükséges az új számítási módszert valamilyen módon validálni, ehhez két megközelítést alkalmaztam. Az első, hogy egy-egy csapadékcsoport által okozott vízszintemelkedés utáni csökkenési periódusra kiszámítottam az abban az időszakban generálódott gyorsan utánpótlódó dinamikus készlet mennyiségét a központi Bükkben és ezt összevettem a területen található jelentős források átlagos vízhozamával. Egy csökkenő periódusban kiválasztott 2 vízszint érték között számított vízkészlet legnagyobb része a forrásokon távozik (ez eredményezi a vízszintgörbe csökkenését), így a keletkezett gyorsan utánpótlódó dinamikus készletnek összevethető nagyságrendűnek kell lennie a nagy források átlagos hozamával.

A számítások elvégzéséhez 2 nagy vízszint emelkedési és az azt követő hosszabb, viszonylag zavartalan csökkenési periódust választottam ki (15. ábra). Az első 2006.06.14. és 2007.02.15., míg a második 2010.12.15 és 2011.03.16. között zajlott, ezekre a rész-hidrográfokra meghatározott 2-2 maximum és minimum érték között, a korábban már ismertetett módon számítottam ki a vízdomborzat változásából adódó gyorsan utánpótlódó dinamikus készlet nagyságát, amit összevettem a központi Bükk 5 nagy forrásának (Szinva-forrás, Szalajka-forrás, Garadna-forrás, Szikla-forrás, Eszperantó-forrás) forráskataszterből és egyéb irodalmi adatokból (Sásdi, 2005) származó átlagos hozam értékeivel. A számítás menetében annyi az eltérés a korábbiakhoz képest, hogy ebben az esetben gyorsan utánpótlódó dinamikus készletet számolok, így a felső burkoló felület az Nv-17 aktuális tetőzéséhez köthető időpontban regisztrált vízszintekhez tartozik, az alsó határfelület pedig az Nv-17 csökkenési periódus végéhez köthető minimum időpontjában regisztrált vízszintek által meghatározott felület. (A kőzetkategoróriák, a porozitás és a számítás során használt minden egyéb paraméter megegyezik a korábbiakban ismertettekkel.)

Az eredményeket a 7. és 8. táblázat tartalmazza, mely alapján látható, hogy a számított és mért értékek nagyságrendileg megegyeznek és elfogadható, 20 %-os hibahatáron belül vannak. Az eltérések abból adódnak, hogy a forráshozam számításnál csupán átlagos adatok álltak rendelkezésre, továbbá nem vettem figyelembe a területen található kisebb és időszakos forrásokat, mivel ezek hozama a forráskataszterben is hiányosan vagy egyáltalán nem regisztrált, a mennyiség a nagy forráshozamok 20-25 %-ára becsülhető.



15. ábra: A kalibrációs számításokhoz használt vízszint változások az Nv-17 mérőhelyen

7. táblázat: A 15. ábra bal oldalon láthatóvízszintemelkedésre számított gyorsan utánpótlódó dinamikus készlet összevetése az átlagos forráshozamokkal (1. esettanulmány)
(1: jól karsztos, 2: gyengén karsztos, 3: nem karsztos, hasadozott, riolit-, dácittufa, 4: nem karsztos, hasadozott, egyéb, 5: rossz vízvezető)

Nv-17 maximum időpontja: 2006.06.14; alsó határfelület: Szinva-forrás ; rácsméret: 5x5 m	kőzetkategória	1	2	3	4	5	összesen
	számított kőzettérfogat (millió m ³)	7882,6	934,8	183,6	-	427,0	9428,0
	porozitás	0,0075	0,0025	0,001	0,001	0,0005	-
	gyorsan utánpótlódó dinamikus készlet (millió m ³)	59,12	2,34	0,18	-	0,21	61,85
Nv-17 minimum időpontja: 2007.02.15; alsó határfelület: Szinva-forrás ; rácsméret: 5x5 m	kőzetkategória	1	2	3	4	5	összesen
	számított kőzettérfogat (millió m ³)	6904,3	761,9	179,0	-	417,7	8262,9
	porozitás	0,0075	0,0025	0,001	0,001	0,0005	-
	gyorsan utánpótlódó dinamikus készlet (millió m ³)	51,78	1,90	0,18	-	0,21	54,07
különbség összesen (millió m ³)							7,78
gyorsan utánpótlódó dinamikus készlet (millió m ³ /nap); különbség osztva a csökkenés napjainak számával (251)							0,031
Átlagos forráshozam irodalmi adatok alapján (millió m ³)							0,03-0,049

8. táblázat: A 15. ábra jobb oldalán látható vízszint emelkedésre számított gyorsan utánpótlódó dinamikus készlet összevetése az átlagos forráshozamokkal (2. esettanulmány)

(1: jól karsztos, 2: gyengén karsztos, 3: nem karsztos, hasadozott, riolit-, dácittufa, 4: nem karsztos, hasadozott, egyéb, 5: rossz vízvezető)

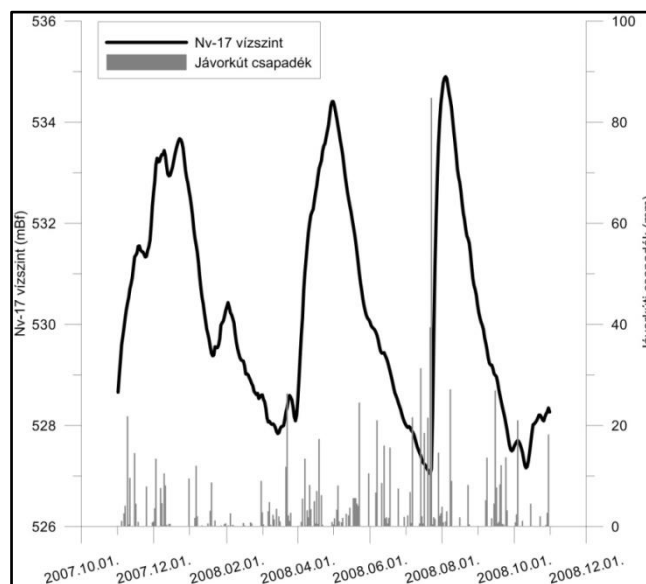
Nv-17 maximum időpontja: 2010.12.15; alsó határfelület: Szinva-forrás; rácsméret: 5x5 m	kőzetkategória	1	2	3	4	5	összesen
	számított kőzettérfogat (millió m ³)	7771,2	898,1	182,7	-	423,5	9275,5
	porozitás	0,0075	0,0025	0,001	0,001	0,0005	-
	dinamikus gyorsan utánpótlódó készlet (millió m ³)	58,28	2,25	0,18	-	0,21	60,92
Nv-17 minimum időpontja: 2011.03.16; alsó határfelület: Szinva-forrás; rácsméret: 5x5 m	kőzetkategória	1	2	3	4	5	összesen
	számított kőzettérfogat (millió m ³)	7065,0	860,2	179,4	-	419,2	8523,8
	porozitás	0,0075	0,0025	0,001	0,001	0,0005	-
	dinamikus gyorsan utánpótlódó készlet (millió m ³)	52,99	2,15	0,18	-	0,21	55,53
különbség összesen (millió m ³)							5,40
gyorsan utánpótlódó dinamikus készlet (millió m ³ /nap); különbség osztva a csökkenés napjainak számával (92)							0,059
Átlagos forráshozam irodalmi adatok alapján (millió m ³)							0,03-0,049

A számítási módszer helyességének igazolására a másik lehetőség, hogy korábbi, más módon számított készletekkel is összevetem az eredményeket. Az irodalmi összefoglalóban közöltem az 1. táblázatot (Gondárné et al. 2008), melyben korábbi kutatások eredményeként 13 különböző szerző eredményei szerepelnek. Ezek közül a Székvölgyi Katalin nevével jelzett adat a 2008-as évre végzett számítások eredménye. Úgy gondoltam, hogy erre a (hidrológiai) évre kiszámítva a gyorsan utánpótlódó dinamikus készleteket a korábban ismertetett módszernek megfelelően összevethető eredményt kell kapnom. Az összehasonlíthatóság érdekében az eredményeket egységnyi vízgyűjtő területre számítom át.

A számításhoz használt vízszintgörbe látható a 16. ábrán. Az adatok alapján meghatároztam az összes csökkenő periódushoz tartozó maximum és minimum érték közötti térfogat különbséget, melynek összege számításaim szerint megegyezik a gyorsan utánpótlódó dinamikus készlet nagyságával a 2008-as hidrológiai évben és így a Székvölgyi Katalin által számított értékkel is közel egyeznie kell. Az eredményeket a 9. és 10. táblázat tartalmazza, melyekben látható, hogy a készletek jó egyezést mutatnak, a korábbi eredmény $485,3 \text{ m}^3/\text{nap} \cdot \text{km}^2$ és a saját számítás eredménye $527,2 \text{ m}^3/\text{nap} \cdot \text{km}^2$.

Mivel mindkét ellenőrzési mód azt mutatja, hogy a számítás megbízható, így a továbbiakban ez a módszer a bükki készletszámításokhoz felhasználható. Az új számítás előnye az egyszerűbb és pontosabb méréseken alapuló vízszint adatok használata a korábbi, sok tényező vízháztartási vizsgálatokkal szemben.

Tézis 3: A Bükkben a Bükki Karsztvíz Észlelő Rendszer vízszintmonitoring pontjai és a forrás fakadási szintek alapján elkészített vízkészlet számítási metodikával a gyorsan utánpótlódó dinamikus készletek igazolt módon számíthatóak.



16. ábra: Az Nv-17 vízszintértékei a 2008-as hidrológiai évre

Az elvégzett számítások hozadéka még egy olyan görbe, amely segítségével a térfogat meghatározásokhoz szükséges számításokat nem kell mindig elvégezni, mivel az Nv-17 vízszintadataihoz köthető, számított vízkészletekre legjobb illeszkedéssel ($R^2=0,97$) egy lineáris függvény illeszthető, így az értékek egyetlen vízszintadtból megállapíthatóak.

(Természetesen a készletet nem egy pontból számítom, hanem a BKÉR minden aktív monitoringpontjából származó adatokat felhasználom az elkészített vízdomborzaton keresztül. Ezután különböző időpontokban, különböző vízállások mellett a vízkészlet értékét kiszámítom és az így kapott eredményeket az Nv-17 figyelőkút aktuális értékeivel függvényszerűen ábrázolom. A függvény a gyakorlati alkalmazás könnyítését szolgálja, amennyiben a leolvasni kívánt adat nem szerepel az ábrán, úgy a diagram újabb kalibrációját el kell végezni. Amennyiben erre szükség lesz, az azt jelenti majd, hogy a 25 éves abszolút maximum vagy minimum értékek megváltoznak.) A meghatározás alapját képező egyenes a 17. ábrán látható, a számításhoz szükséges képlet a következő:

$$V_k = 0,334 * V_{sz} - 120,7 \quad (6)$$

ahol

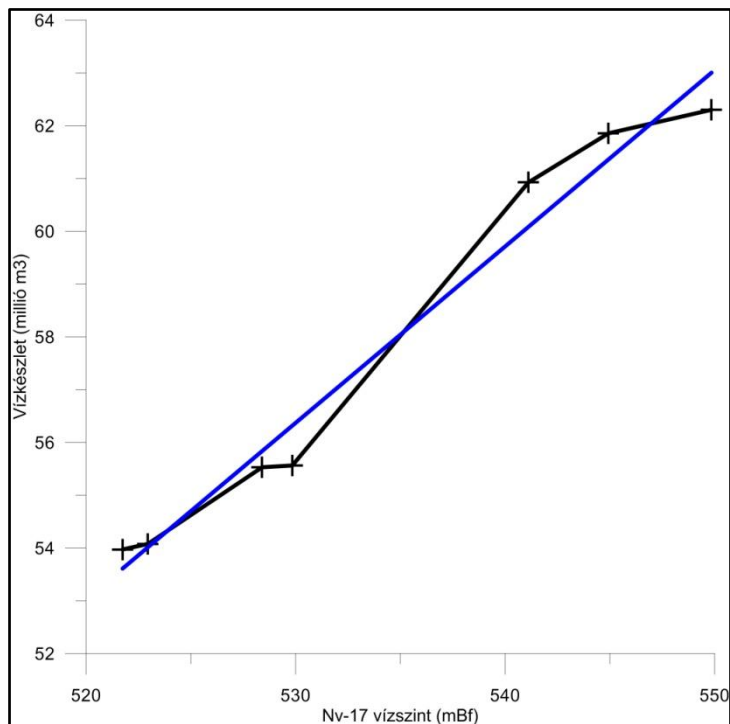
- V_k a gyorsan utánpótlódó vízkészlet (millió m³)
- V_{sz} az Nv-17 monitoringpont vízszintje (mBf)

9. táblázat: A Székvölgyi Katalin által számított dinamikus vízkészlet a 2008-as évre (Gondárné et al. 2008)

Szerző	Intézmény	Év	Vízgyűjtő terület (km ²)	Dinamikus vízkészlet (m ³ /nap)
Székvölgyi K.	Smaragd-GSH	2008	232	112 595
Dinamikus gyorsan utánpótlódó készlet a vízgyűjtő terület egységnyi km ² -ére vetítve (m ³ /nap*km ²)			485,3	

10. táblázat: Az új készletszámítási módszerrel meghatározott gyorsan utánpótlódó dinamikus készlet a 2008-as hidrológiai évre

Dátum	Vízszint (mBf)	Vízkészlet (millió m ³)	Különbség (millió m ³)
2007.11.19	531,55	56,84	
2007.11.24	531,33	56,76	0,07
2007.12.10	533,44	57,47	
2007.12.14	532,94	57,30	0,17
2007.12.23	533,67	57,55	
2008.01.20	529,38	56,11	1,43
2008.02.02	530,43	56,46	
2008.03.15	527,84	55,60	0,87
2008.03.25	528,59	55,85	
2008.03.30	528,09	55,68	0,17
2008.05.01	534,41	57,79	
2008.07.22	527,04	55,33	2,46
2008.08.04	534,90	57,96	
2008.09.29	527,50	55,48	2,47
2008.10.04	527,70	55,55	
2008.10.11	527,16	55,37	0,18
2008.10.22	528,20	55,72	
2008.10.26	528,09	55,68	0,04
Összesen			7,86
Dinamikus gyorsan utánpótlódó készlet (m ³ /nap)			33739,82
Dinamikus gyorsan utánpótlódó készlet a vízgyűjtő terület egységnyi km ² -ére vetítve (m ³ /nap*km ²)			527,2



17. ábra: A vízkészlet és az Nv-17 vízszintje közötti függvénykapcsolat ($R^2=0,97$)

*Tézis 4: Függvénykapcsolatot állítottam fel a Bükkben az Nv-17-figyelőkút vízszintje és a lassan utánpótlódó dinamikus vízkészlet között. A függvényt (17. ábra) meghatároztam, $V_k = 0,334 * V_{sz} - 120,7$ (V_k a lassan utánpótlódó dinamikus vízkészlet (millió m^3), V_{sz} az Nv-17 monitoringpont vízszintje (mBf)) ezáltal a lassan utánpótlódó dinamikus készlet mennyisége egyetlen vízszintadat alapján bármely időpillanatra kiszámítható.*

5. Idősorok elemzése (irodalmi áttekintés)

Karsztos vízáradók általános leírására többféle koncepcionális modell készült korábban, melyek figyelembe veszik az ilyen típusú rendszerekre jellemző heterogenitást és kettősséget (ami egyaránt jelenti a beszivárgás, az áramlás és a megcsapolás kettősségét is). A leginkább elfogadott modellek és elméletek szerint vertikális irányban 3 fő zónát lehet elkülöníteni: a vadózus zónát, melynek felső része az epikarszt (ami sajátos jellemzői miatt külön kezelendő) és a freatikus zónát. A modern koncepcionális modellek a 3 fő zónára jellemző valamennyi, mind a magas, mind pedig az alacsony transzmisszivitású vízvezető járatokat, illetve blokkokat tartalmazzák, figyelembe veszik. (Padilla & Pulido-Bosch 1995, Király 1998, Kovács 2003)

A karsztkutatásban a rendszer megismerése, jellemzése érdekében végzett általános idősor elemzés igen elterjedt, melynek célja elsősorban az előrejelzés, adatpótlás, adott esetben a sztochasztikus modellek paraméter becslése. Ennek egyik részterülete a hidrográf elemzés, melynek egyik alapvető célja, hogy a gyors és lassú árampályákhoz köthető áramlásokat, vagyis a gyors- és az alaphozamot elkülönítsük. Az alaphozam a forráshozam egy komponense, ami ahhoz a vízhez kötődik, ami a kisebb repedéseken és pórusokon keresztül mozog az alapkőzetben. Hosszú áramlási idő jellemzi a beszivárgástól a forrásig, aránya fokozatosan és lassan csökken száraz körülmények között. Ehhez az alaphozamhoz magasabb víz-vezetőképesség, nagyobb oldási idő társulhat, mint a gyors áramláshoz. A gyors áramlások mindig csapadékeseményekhez kötődnek és meghatározhatóak, mint a forráshozam azon része, ami nagyobb repedéseken és járatokon keresztül mozog, egy aktuális csapadékesemény gyors beszivárgásának eredményeképpen. A gyors áramlást ebből adódóan rövidebb áramlási idő jellemzi a beszivárgási terület és a forrás között, további jellemzője, hogy az áramlási sebességek nagyon gyorsan változnak a csapadék által előidézett hidrológiai állapotok mellett. A hidrográf elemzés, illetve az alap és gyors áramlási komponensek kinyerése a forrás idő-hozam összefüggéseiből információt adhat a vízmozgás mechanizmusára, de a hidrográf szeparációs technikák sok feltételezést tartalmaznak és nehéz őket pontosan alkalmazni, emiatt érdemes egy területre többféle módszert is alkalmazni és az eredményeket összevetni. (Plummer et al. 2007)

A hosszú idősorok, mint amilyen a Bükki Karsztvíz Észlelő Rendszer akár 25 éves idősorai is, alkalmasak autokorrelációs, keresztkorrelációs és spektrális elemzésekre, melyekből szintén a rendszer karsztosodottságára, viselkedésére lehet következtetni. Az egy változós, autokorrelációs vizsgálat az idősor egyedi struktúráját jellemzi. Autokorrelációról beszélünk amennyiben a függvényeket idő tartományban értelmezzük, ha viszont frekvencia tartományban, akkor spektrál sűrűségnek nevezzük. Az autokorrelációs vizsgálat a rendszer memória effektusát jellemzi, ami indirekt információt szolgáltat a tárolási kapacitásról és a rendszer karsztosodottságának fokáról. Általánosságban az alacsony memória effektus összefüggésbe hozható a kis tárolási kapacitással és a jó karsztosodottsággal, ebben az esetben a vízáradót gyors beszivárgás és a repedésrendszeren keresztül történő gyors áramlás jellemzi. Az alacsony memória effektus és a hozzá tartozó rövid áramlási idők magas sérülékenységgel vezetnek, mivel a szennyező anyag terjedését nincs, ami késleltesse, így a koncentrációk nem tudnak érdemben lecsökkenni. (Andreo et al. 2015)

A keresztanalízisek az input függvény (csapadék) output függvénnyé (vízszintté) alakulásának körülményeiről adnak tájékoztatást. A keresztkorrelációs függvény időtartományban értelmezett, míg a keresztamplitúdó, a fázis, a koherencia és a gain függvény frekvencia tartományban. Mivel a csapadék diszkrét, a vízhozam pedig folytonos valószínűségi változó, ezért közöttük nem lehet magas a lineáris összefüggést vizsgáló korrelációs elemzés eredménye, ennek kiküszöbölésére például alakszűrési technikák alkalmazhatóak, de ezekkel a dolgozatban nem foglalkozom, mivel a következőkben bemutatott analízisek a nemzetközi gyakorlat szerint önmagukban alkalmasak az összefüggések vizsgálatára. (Padilla & Pulido-Bosch 1995, Panagopoulos & Lambrakis 2006, Jukic & Denic-Jukic 2015)

A következő fejezetekben az idősor elemzésekkel fogok foglalkozni, vizsgálom a periodicitásokat, az egyes idősorok összefüggéseit. Az elemzések során mindig törekszem az egyes mérőhelyek önálló és összehasonlító vizsgálatait is elvégezni. A spektrális elemzések eredményeit összevetem a 25 éves adatsorokból előállított csökkenési görbékkel, ezáltal az egyes eredmények várhatóan két oldalról is megerősítést nyernek.

5.1.Módszerek

A Fourier-transzformációt Turai Endre munkája alapján(Turai 2005), a további alkalmazott módszereket Jenkins és Watts, Chatfield és Wei könyvei, (Jenkins & Watts 1969, Chatfield 2005, Wei 2006), valamint Alberto Padilla és Antonio Pulido-Bosch 1995-ben publikált cikke (Padilla & Pulido-Bosch 1995), valamint Larocque és szerzőtársai 1998-as cikke alapján tekintem át. (Larocque et al.1998)

5.1.1. Fourier-transzformáció

A Fourier-transzformáció alkalmazása során az adatok idő tartományból frekvencia tartományba kerülnek át, ezáltal lehetséges a periodicitás vizsgálat elvégzése. A jelek frekvencia tartománybeli képét spektrumoknak nevezzük.A teljes valós tartományon négyzetesen integrálható $f(t)$ jelnek létezik az $F(f)$ Fourier-transzformáltja, amely egydimenziós esetben:

$$F(f) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(t)e^{-j2\pi ft} dt \quad (7)$$

ahol

- $j = \sqrt{-1}$, képzetes egység
- t az idő
- f a frekvencia
- $f(t)$ az időtartománybeli jel
- $F(f)$ az időjel spektruma

"Az f jelölés önmagában, vagy a függvények argumentumában frekvenciát jelent, míg az $f(t)$ függvénykapcsolat jelölésénél a jel értékét. A kettősséget a nemzetközi szakirodalmi jelölésmód (f - frequency, $f(t)$ - function) indokolja." (Turai 2005)

Az $F(f)$ spektrum megmutatja, hogy az f frekvencia egységnyi sávszélességű környezetében milyen súllyal vesz részt az $f(t)$ jel kialakításában, ha a jelet harmonikus függvényekből $\cos(2\pi ft)$, $\sin(2\pi ft)$ építjük fel. A Fourier-spektrum komplex lesz, vagyis lesz valós és képzetes része, az alábbiak szerint:

$$\int_{-\infty}^{+\infty} f(t)e^{-j2\pi ft} dt = \int_{-\infty}^{+\infty} f(t)\cos(2\pi ft)dt + j\left(-\int_{-\infty}^{+\infty} f(t)\sin(2\pi ft)dt\right) = \operatorname{Re}[F(f)] + j\operatorname{Im}[F(f)] \quad (8)$$

ahol

- $\operatorname{Re}[F(f)]$ a spektrum valós része
- $\operatorname{Im}[F(f)]$ a spektrum képzetes része. (Turai 2005)

A vizsgálatok során a diszkrét Fourier-transzformációt használom, mivel az elemezni kívánt idősorok egy meghatározott időintervallumban, meghatározott időközökkel rendelkeznek.

$$X_f = \sum_{n=0}^{N-1} x_n \cdot e^{-j\frac{2\pi fn}{N}} \quad (9)$$

ahol

- X_f a komplex eredmény
- N az adatok száma
- f a frekvencia
- x_n az adott sorszámú elem

Legyen $b_n = \frac{2\pi fn}{N}$, ezután az előbbi egyenlet felírható az alábbi formában:

$$X_f = x_0 e^{-jb_0} + x_1 e^{-jb_1} + \dots + x_n e^{-jb_{N-1}} \quad (10)$$

amely az Euler-formula, $e^{jx} = \cos x + j \sin x$ alapján felírható a következő formában:

$$X_f = x_0 [\cos(-b_0) + j \sin(-b_0)] + \dots \quad (11)$$

melynek eredménye: $X_f = A_f + B_f j$ komplex szám. Ezt a komplex számot Descartes- rendszerben ábrázolva, ahol az x tengelyen a valós, y tengelyen a képzetes tag, meghatározható az egyes elemekhez tartozó amplitúdó és fázisszög értéke.

5.1.2. Autokorrelációs és spektrál analízis

Autokorreláció alatt egy adatsor és annak időbeli eltolta közötti korrelációt értjük. A korrelogram leírja a rendszer memória effektusát, az érték számszerűsíthető és összehasonlításra is alkalmas. Ha egy eseménynek hosszú távú befolyása van az idősorra, akkor az autokorrelációs függvény meredeksége kicsi, r_k lassabb csökkenést mutat, mint egy olyan esemény esetében, melynek rövidtávú befolyása van.

$$r_k = \frac{C_k}{C_0} \quad (12)$$

$$C_k = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^{n-k} (x_t - \bar{x})(x_{t+k} - \bar{x}) \quad (13)$$

ahol

- k az időbeli eltolódás (0 és n között változik)
- C_k autokovariancia
- n az idősor hossza
- x az egyedi esemény
- \bar{x} az események átlaga

A metszési pont $m = 2\sqrt{n}$ (cutting vagy truncation point) meghatározza azt az intervallumot, amelyen belül az analízist végzik, ezt általában úgy választják ki, hogy éves vagy hosszú távú hatások jellemzői leírhatóak legyenek az elemzés által.

5.1.3. Keresztkorrelációs függvény

Adott két diszkrét idősor, az első x_t (x_1, x_2, \dots, x_n), a második y_t (y_1, y_2, \dots, y_n), ahol n a teljes, rendelkezésre álló adatszámot jelenti. Ezek keresztkorrelációs függvénye nem szimmetrikus, vagyis $r_{+k} \neq r_{-k}$. A kifejezések az m metszési ponttal $k=0, 1, 2, \dots, m$ -ig, ahol $m = 2\sqrt{n}$ a következők:

$$r_{+k} = r_{xy}(k) = \frac{C_{xy}(k)}{\sqrt{C_x^2(0)C_y^2(0)}} \quad (14)$$

$$r_{-k} = r_{yx}(k) = \frac{C_{yx}(k)}{\sqrt{C_x^2(0)C_y^2(0)}} \quad (15)$$

ahol

$$C_{xy}(k) = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^{n-k} (x_t - \bar{x})(y_{t+k} - \bar{y}) \quad (16)$$

$$C_{yx}(k) = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^{n-k} (y_t - \bar{y})(x_{t+k} - \bar{x}) \quad (17)$$

$$C_x(0) = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{t=1}^n (x_t - \bar{x})^2} \quad (18)$$

$$C_y(0) = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{t=1}^n (y_t - \bar{y})^2} \quad (19)$$

- \bar{x}, \bar{y} az x_t, y_t idősorok átlagát jelöli.

A keresztkorrelációs függvény (14) a vízadó impulzus válaszát adja meg, abban az esetben, ha a csapadék idősort fehér zajnak tekinthetjük, ez Európában, a legtöbb esetben teljesül. (Mangin & Pulido-Bosch 1983, Padilla & Pulido-Bosch 1995, Panagopoulos & Lambrakis 2006, Jukic & Denic-Jukic, 2015)

5.1.4. A kereszt spektrum és a fázis függvény

A keresztkorrelációs függvény asszimetriája miatt elengedhetetlen a spektrál sűrűség függvény értelmezése a komplex számokon az alábbiak szerint:

$$\Gamma_{xy}(f) = |\alpha_{xy}(f)| \exp[-j\Phi_{xy}(f)] \quad (20)$$

ahol

- $j = \sqrt{-1}$
- $\alpha_{xy}(f)$ és $\Phi_{xy}(f)$ a keresztamplitudó és a fázis függvény értékei az (f) frekvencián, melyek értéke a következő:

$$\alpha_{xy}(f) = \sqrt{\Psi_{xy}^2(f) + \Lambda_{xy}^2(f)} \quad (21)$$

$$\phi_{xy}(f) = \arctan \frac{\Lambda_{xy}(f)}{\Psi_{xy}(f)} \quad (22)$$

amelyben

- a kereszt spektrum, $\Psi_{xy}(f)$ és a négyzetes spektrum, $\Lambda_{xy}(f)$ a következőképpen fejezhető ki:

$$\Psi_{xy}(f) = 2 \left(r_{xy}(0) + \sum_{k=1}^m [r_{xy}(k) + r_{yx}(k)] D_k \cos(2\pi f k) \right) \quad (23)$$

$$\Lambda_{xy}(f) = 2 \left(\sum_{k=1}^m [r_{xy}(k) - r_{yx}(k)] D_k \sin(2\pi f k) \right) \quad (24)$$

ahol D_k egy súlyozási függvény, ami a $\Psi_{xy}(f)$ és a $\Lambda_{xy}(f)$ együttthatóban jelentkező torzítás kiküszöbölését szolgálja. Amikor ugyanis a módszer alkalmazása során áttérünk frekvencia tartományba, az adatok korrelálatlanokká válnak, vagyis a különböző frekvenciákhoz tartozó becslések nem simulnak össze, így a becsült spektrum ingadozó lesz. Emiatt merül fel a spektrum simítási igénye, amit ablak szűrőkkel lehet elvégezni. A sok ismert súlyozási függvény közül a Tukey ablak az, amelyik a hidrológiai adatsorok esetében a legeredményesebben alkalmazható. (Jenkins & Watts 1968, Mangin 1984, Padilla & Pulido-Bosch 1995, Pintér 2007, László 2013)

$$D_k = \frac{1}{2} [1 + \cos(\pi k / m)] \quad (25)$$

Hidrológiai idősorokra alkalmazva ezt a módszert, a keresztamplitúdó függvény, $\alpha_{xy}(f)$ összekapcsolható az impulzus válasz függvény időtartamával és jelzi a csapadék adatok periodikus komponenseinek szűrését. Vagyis jellemzi a vízáradó rövid, közepes és hosszú távú módosító hatását a csapadék által létrehozott jelre. (Padilla & Pulido-Bosch 1995)

A fázis függvény, $\Phi_{xy}(f)$ a karszthidrogeológiában a csapadék és a hozam közötti késleltetést mutatja meg különböző frekvenciák esetében. Ez az érték 2π között változik, általában $-\pi$ és $+\pi$ között, ennek megfelelően $\Phi_{xy}(f)$ értéke $\pi + c$ és $-\pi + c$ értékeket is felvehet, amit a függvény tendenciájának megfelelően kell értelmezni és mindenképpen figyelembe kell venni. A rendszerben az input adatok csillapítása megjelenik a keresztamplitúdó és a gain függvényben is, az átlagos késleltetés, d , kinyerhető a fázis függvény kezdeti szakaszára legjobban illeszkedő egyenes meredekségéből (Padilla & Pulido-Bosch 1995):

$$\Phi_{xy}(f) = 2\pi df \quad (26)$$

5.1.5. Koherencia és gain függvény

A keresztamplitúdó függvény és az egyszerű sűrűség spektrum segítségével új függvényeket hozhatunk létre, ilyen például a koherencia függvény, $\kappa_{xy}(f)$ és a gain függvény, $G_{xy}(f)$ is:

$$\kappa_{xy}(f) = \frac{\alpha_{xy}(f)}{\sqrt{\Gamma_x(f)\Gamma_y(f)}} \quad (27)$$

$$G_{xy}(f) = \frac{\alpha_{xy}(f)}{\sqrt{\Gamma_x(f)}} \quad (28)$$

ahol

- $\Gamma_x(f)$ és $\Gamma_y(f)$ az x_t és y_t idősorok spektrális sűrűség függvényei, amit a következőképpen fejezünk ki:

$$\Gamma_x(f) = 2 \left[1 + \sum_{k=1}^m D_k r_x(k) \cos(2\pi f k) \right] \quad (29)$$

ahol

- $r_x(k)$ az x_t idősor autokorrelációjának függvénye:

$$r_x(k) = \frac{C_x(k)}{C_x(0)} \tag{30}$$

$$C_x(k) = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^{n-k} (x_t - \bar{x})(x_{t+k} - \bar{x}) \tag{31}$$

A koherencia függvény megmutatja, hogy az output sorban bekövetkező változások vajon reagálnak-e az input sorban bekövetkező változásokra, ezáltal megmutatja korrelációt is a két változó között.

A gain függvény az input adatokra gyakorolt erősítő vagy a gyengítő hatást fejezi ki, ami a közbenső rendszernek tulajdonítható. (Padilla & Pulido-Bosch 1995, Panagopoulos & Lambrakis 2006, Jukic & Denic-Jukic 2015)

5.1.6. Forrás és kút hidrogram elemzések, jelleggörbe

Mint tudjuk, a karsztok a legtöbb vizet nagyobb járatokon keresztül szállítják és a kőzetmátrixban, valamint repedésekben tárolják, vagyis a teljes vízvezető rendszer vizsgálata szükséges ahhoz, hogy fizikai modellt hozzunk létre. A karsztos víztartók vízvezető rendszerét már többen többféleképpen próbálták leírni. A Mailliet által 1905-ben megalkotott kezdeti összefüggéseket később Drogue, Mangin és Padilla munkatársaikkal együtt próbálták tovább pontosítani. (Mailliet 1905, Drogue 1972, Mangin 1975, Padilla, Pulido-Bosch, & Mangin 1994) 1995-ben Tallaksen felülvizsgálta a hidrográfok alaphozam csökkenésre vonatkozó analitikus kifejezéseket, azonban ő jellemzően nem karsztos területet vizsgált. (Tallaksen 1995)

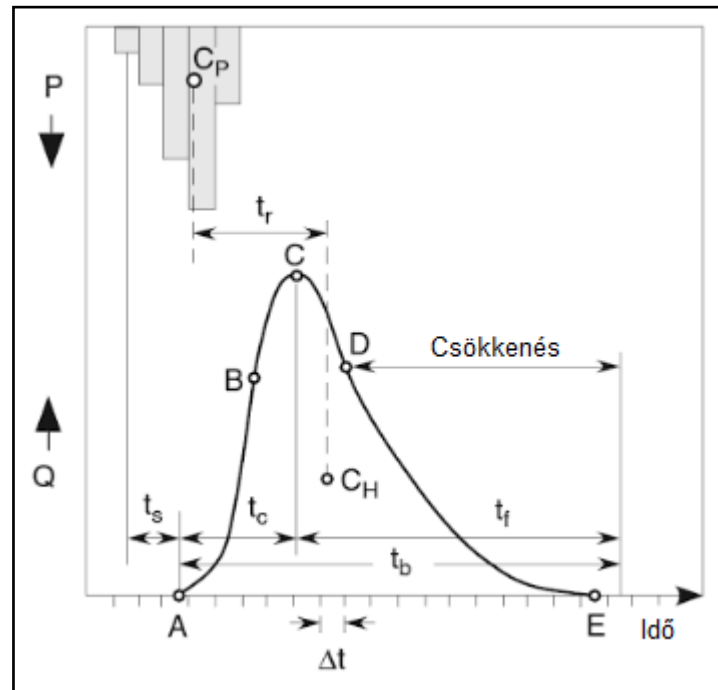
Karsztos vízádókkal kapcsolatos kutatások nagy részében a rendszer hidrodinamikájának és működésének leírását hidrográf analízissel, jellemzően csökkenési szakaszok elemzésével végzik. Dewandel (2003) munkájának fókuszában már a forrás hidrográfok csökkenő ágának vizsgálatai állnak. Ő megalkotta az alaphozam csökkenés fogalmát, ami a hidrográf homorú, vagy árvízi csúcs utáni csökkenő ágának azon része, ahol már csak enyhe csökkenés figyelhető meg. Ezt a szakaszt nem befolyásolják a beszivárgási folyamatok.

Amint az előzőekben olvasható volt a forrás hidrográfok elemzése nemcsak karsztok esetében lehetséges, hanem bármely típusú víztartó közegre alkalmazható. A karsztos területek azonban fontos szerepet töltenek be a világ vízellátásában, ezért sok szerző foglalkozik ezek kutatásával. (Bakalowicz 2005, Ford & Williams, 2007, Goldschieder & Drew 2007)

Különös figyelmet fordítanak az ilyen típusú kutatásokra a mediterrán térségekben, hiszen a civilizáció fejlődésében alapvető szerepet játszott már az ókortól kezdve, hogy a hosszú, száraz nyár során a szükséges vízkészleteket biztosítani tudják. Számos szerző foglalkozott a karsztrendszerek áramlási rendszereivel, amit a forrás hidrográfok alakjának elemzésével kutattak. (Schoeller 1965, Milanovic 1967, Mijatovic 1968, Gunn 1986, Maucha 1987, Padilla & Pulido-Bosch 1995, Eisenlohr 1997, Florea & Vacher 2006, Kovács & Perrochet 2007, Kresic & Bonacci 2010, Darabos et al. 2015, Kovács et al. 2016)

A hidrográfok (hozam-idő vagy vízszint-idő diagramok) a végső eredményei azoknak a folyamatoknak, melyek a vízgyűjtő területen hullott csapadék hozammá történő átalakulásához vezetnek. A vízháztartási egyenlet minden eleme, illetve a felszín alatti áramlási rendszer minden sajátos szerepet játszik abban, hogy az egyetlen, jellemző, végső kimeneti jel kialakuljon. Ennek megfelelően ezek vizsgálatával az áramlási rendszer jellemzőiről kaphatunk információkat, karsztos területek források és kutak esetében egyaránt értelmezhetőek. (Kresic & Stevanovic 2010)

Általános megállapítás, hogy a felszíni és felszín alatti vizek hidrográfjai egymáshoz igen hasonlóak, ennek jellemző részeit mutatja a 18. ábra.



18. ábra: Egy általános hidrográf elemei (Kresic & Stevanovic 2010)

Jelölések: P - csapadék, Q - hozam, A pont - a hozam emelkedés kezdete, B és D pont - inflexió pontok, C pont - a hidrográf maximuma, E pont - a hidrográf vége, C_p és C_H - a csapadék és a hidrográf középpontjait jelölik, t_s - kezdeti idő, a csapadék kezdete és a hozamnövekedés kezdete között eltelt idő, t_r - késleltetési idő, a csapadék esemény középpontja és a hidrográf középpontja közötti idő, t_c - a koncentrációs idő, az A és a C pont között eltelt idő, t_f - csökkenési idő, C és E pont között eltelt idő, t_b - bázis idő, a koncentrációs és a csökkenési idő együtt, A és E pont között eltelt idő. A hidrográf alakját a bázis (AE), az emelkedő ág (AB), a csúcs (BCD) és a csökkenési ág (DE) határozzák meg. A csökkenési ág megfelel a recessziós vagy csökkenési szakasznak, a D ponttól kezdődő szakasz pedig a recessziós vagy csökkenési görbe.

Természetesen a valóságban egy hidrográf alakja ritkán lesz olyan egyszerű, mint a fenti példában, mivel az egymást követő csapadékcsoportokhoz tartozó hidrográfok egymásra szuperponálódnak, illetve a végső alak kialakulásához felszín alatti hozzááramlások is hozzájárulhatnak. A rendelkezésemre álló adatok alapján a csapadékcsoportok vízszint emelő hatásának külön elemzésére is lenne lehetőség, ezzel a témakörrel viszont a dolgozatban nem foglalkozom. Az elemzések csak a csapadékok által okozott emelkedő periódus utáni vízszint csökkenést érintik, ezekhez viszont közvetlenül nincs szükség a csapadékok külön elemzésére.

Források esetében a hidrográf alatti terület egyenlő a vízhozam térfogatával a regisztrációs periódusban (18. ábra: ebben a konkrét esetben a csapadék kezdetétől az E pontig). A késleltetési idő és a hidrográf alakja a beszivárgási kapacitás és a vízadó transzmisszivitási jellemzőinek jó indikátora. A szerzők a görbék csökkenési ágán jelentkező töréspontokat a különböző áteresztőképességű járatok jelenlétével és áramlási szempontból történő dominanciájával magyarázzák. (Bonacci 1987, Kresic & Stevanovic 2010)

Mindezek és korábbi kutatási eredményeim alapján (Darabos 2010, Darabos et al. 2015) azt tűztem ki célul, hogy a Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer karsztos monitoring kútjaira

alkalmazva a csökkenési görbe elemzéseket elvégezzem, ezek eredményeit összevessem a spektrális elemzésekkel, továbbá a jól karsztosodott zóna határát kutanként megállapítsam, majd ez alapján a hegységre, pontosabban a központi-Bükkre vonatkozó új információkat fogalmazzak meg.

6. Idősorok elemzése, eredmények

Az 5. fejezetben megadtam az alkalmazott módszerek elméleti háttérét, a következőkben az eredményeket mutatom be, ahol az érthetőség miatt szükséges néhány magyarázó irodalmi hivatkozást szerepeltetek, de a módszerek alapjait a korábbiakban már bemutattam.

Az ismertetett elemzések alkalmasak az input- (ez esetben a csapadék) és az output paraméterek (ez esetben a vízszint) közötti átalakulás vizsgálatára. Segítségükkel jellemezhető a rendszer válaszsideje; elkülöníthetőek a gyors, az intermedier és a lassú áramlások, továbbá az átlagos késletetés. A módszerek alkalmasak a különböző vízádók összehasonlítására, különbségeik meghatározására.

6.1. Csapadékmérő állomások vizsgálatának eredményei

A csapadék és vízszint értékek vizsgálatához minden esetben a jávorkúti csapadékmérő állomás adatait fogom használni, mivel korábbi vizsgálatok során bebizonyosodott, hogy a Bükkben ez a mérőhely írja le legjobban az egész hegységre jellemző csapadék adatokat. Természetesen a hegységen belül vannak a csapadékeloszlásban lokális eltérések, de mivel a fő utánpótlódási terület a Nagy-fennsík, ezért az itt jellemző csapadék befolyásolja legnagyobb mértékben a hegység vízszintváltozásait és ezáltal a vízkészleteket. (Lénárt et al. 2007, Darabos 2010, Kovács 2017)

Ebben a fejezetben viszont részletesebben foglalkozom a hegységben lévő 4 különböző csapadékmérő állomás adataival, a megfelelő mérőállomás kiválasztásával.

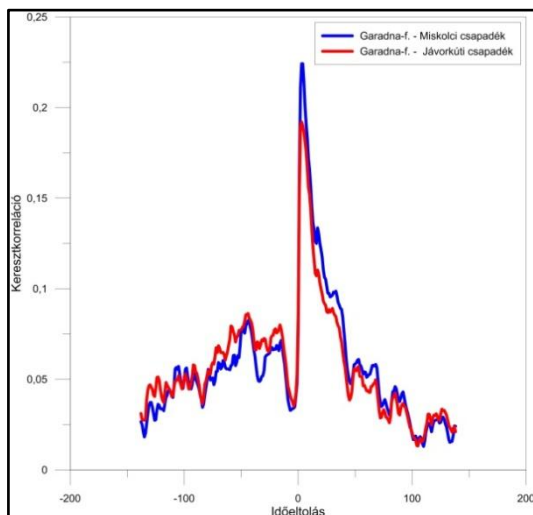
Vizsgálom azt az esetet, ha több csapadékmérő állomás adata is rendelkezésre áll, viszont nincs egyértelmű információ arról, hogy melyiket is érdemes az elemzések során alkalmazni. Ennek eldöntésére spektrális elemzést végzek a Garadna-forrás vízszintadataira és a miskolci csapadékmérő állomás által regisztrált napi adatokra, amit összevetek a Garadna-forrás és a jávorkúti csapadékmérő állomás által regisztrált adatok spektrális elemzéseinek eredményével.

A vizsgálat célja, hogy kimutassam, milyen paraméterekben lehetnek jelentős eltérések a nem megfelelő csapadékmérő állomás kiválasztása esetén, illetve hogy mi alapján lehet kiválasztani a megfelelő mérőhelyet.

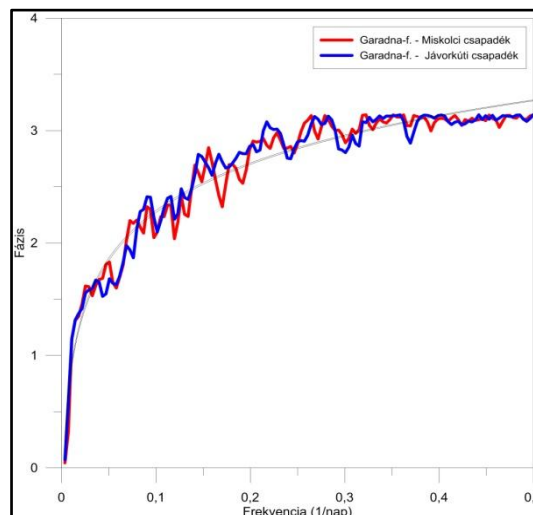
A 19. ábra a két vizsgált esetre mutatja a keresztkorrelációs értékeket, a görbék lefutása hasonló, viszont a miskolci adatokra alacsonyabb értékek, így alacsonyabb maximum érték jellemző. Az amplitúdó értékekre (20. ábra) szintén elmondható, hogy a csúcsok közel ugyanazokon a helyeken találhatóak, de alacsonyabb értékek jellemzőek. A fázis függvény (21. ábra) esetében az ingadozások teljesen másként alakulnak, de mindkét adatsorra gyakorlatilag ugyanaz a logaritmikus görbe illeszthető. Az első jelentős eltérést a koherencia értékében tapasztalhatunk (22. ábra), általánosságban alacsonyabbak az értékek a miskolci csapadék esetében, de az intermedier áramlás szakaszában (0,1 - 0,2 frekvencia értékek között) jelentős csökkenés tapasztalható. A gain függvény esetében (23. ábra) viszont egész más értéket olvasnánk le a miskolci adattal előállított görbéről, mint a jávorkútiról, mivel az alacsonyabb frekvenciákon jellemző alacsonyabb értékek miatt, amikor a gyors áramlás határát szeretnénk megállapítani, több napos eltérést tudunk leolvasni a két görbéről.

Láthatjuk tehát, hogy részben hasonló értékeket kapunk, viszont az eredmények az alacsonyabb frekvencia tartományban nem kellőképpen pontosak a nem megfelelő csapadékmérő állomás adatokat alkalmazva.

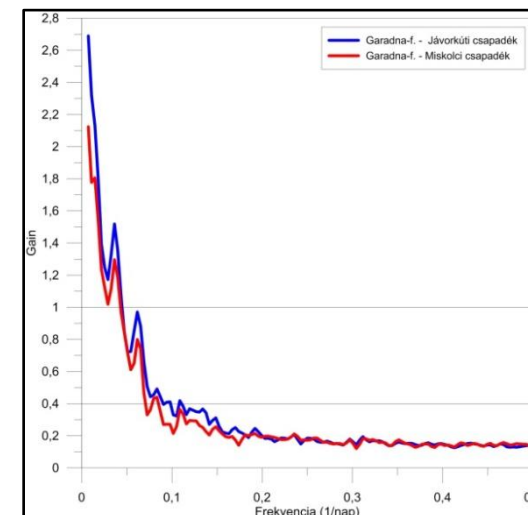
Általánosságban megállapítható, hogy a gyors és intermedier áramlások határainak pontos megállapítása érdekében, az egyes csapadékmérő állomások adatai közül azt kell az elemzésekhez alkalmazni, amelyik az alacsony frekvencia tartományban a legmagasabb koherenciával rendelkezik.



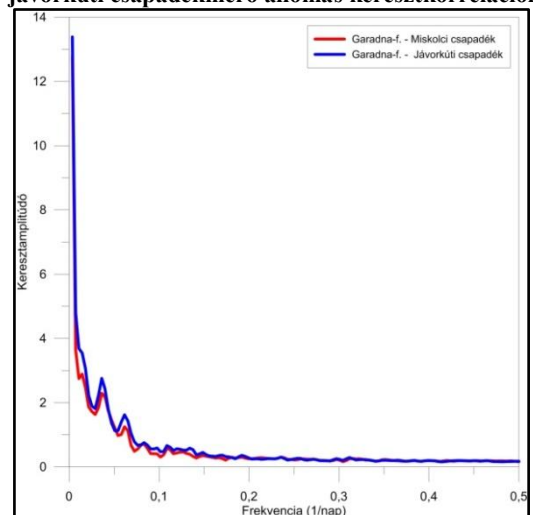
19. ábra: A Garadna-forrás és a miskolci, illetve jávorkúti csapadékmérő állomás keresztkorrelációi



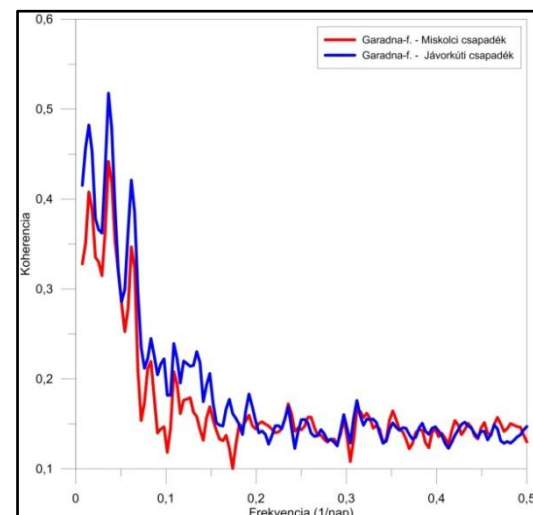
21. ábra: A Garadna-forrás és a miskolci, illetve jávorkúti csapadékmérő állomás fázis függvényei



23. ábra: A Garadna-forrás és a miskolci, illetve jávorkúti csapadékmérő állomás gain függvényei



20. ábra: A Garadna-forrás és a miskolci, illetve jávorkúti csapadékmérő állomás keresztamplitúdó függvényei



22. ábra: A Garadna-forrás és a miskolci, illetve jávorkúti csapadékmérő állomás koherenciái

6.2. Vízzint-csapadék Fourier-transzformációjának eredményei

A vizsgálatok célja az egyes mérőhelyeken regisztrált vízzintadatok összefüggésének bizonyítása a csapadék adatokkal Fourier-transzformáció segítségével. A vízzint és a csapadék adatok összefüggése a hegységben nyilvánvaló, részben a módszer alkalmasságának bizonyítását szolgálja a vizsgálat. Az elemzéseket a Bükk egészét jól jellemző jávorkúti csapadékmérő állomásra és vízzint adatokra végzem el. (Lénárt et al. 2007, Darabos 2010)

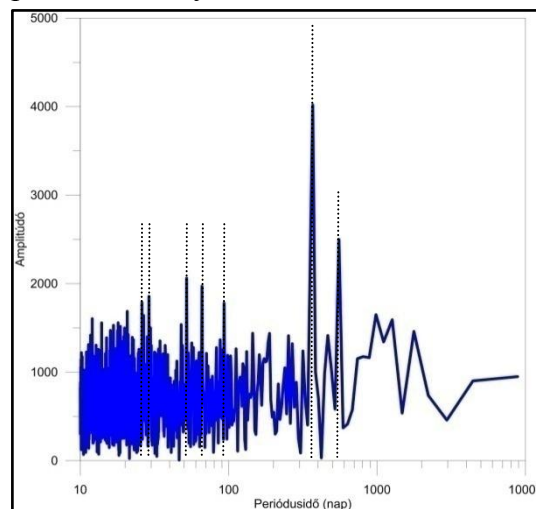
Elkészítem a jávorkúti csapadék adatok periodicitás vizsgálatát, az eredmények alapján beazonosítom a hegységet jellemző csapadék fő periódusait (vagyis a 24. ábrán a jelentős csúcsokat).

Majd szintén Fourier-transzformáció után ugyanilyen módszerrel beazonosítom a vízzintekre jellemző periódusokat is és az eredményeket összevetem egymással. A vízzintadatokban az input és az output paraméterek átalakításában szerepet játszó rendszer sajátosságai némi torzító hatást gyakorolnak a kimutatható periódusokra, vagyis a csapadékban megjelenő rövidebb periódusok eltűnhetnek a vízzintekből. Viszont a jellemző hosszabb periódusok, kapcsolat esetén egyértelműen kimutathatóak mindkét adatsorban. Vagyis a két adatsorban, amennyiben egymással összefüggenek, ugyanazoknál a periódusidőknél kell csúcsokat találni, ennek ellenére a görbék alakja, jellege lehet eltérő, a kiugró csúcsokhoz rendelhető periódusidőknél kell csak egybeesniük. (Jukic & Denic-Jukic 2015)

Ebbe a vizsgálatba, csak olyan vízzint- és csapadékmérőhelyeket érdemes bevonni, amik hosszú, egybefüggő adatsorokkal rendelkeznek, így az elemzést a Szinva-forrásra, Garadna-forrásra, Nv-17 figyelőkútra, a belpátfalvai figyelőkútra, valamint a korábbiakban nem vizsgált, a keleti Bükk részterületen elhelyezkedő miskolctapolcai T10-figyelőkútra és a szintén miskolctapolcai Termál-kútra végzem el. Utóbbi két mérőhely bevonását az indokolja, hogy szeretnék összehasonlítani egy hideg és egy meleg vizes rendszerhez tartozó adatsort, a periodicitásbeli különbségek kimutathatóságának vizsgálatára.

A jávorkúti csapadékokra jellemző periódusok (24. ábra) a következők: 26 nap, 29 nap, 52 nap, 66 nap, 93 nap, 365 nap, 553 nap, ezek közül az egy éves periódus a leghangsúlyosabb (az ábrán a szaggatott vonalak). Az egyes vízzintmérőhelyekre és a csapadékokra jellemző amplitúdó értékek láthatóak a 25. - 30. ábrákon, a tengelyek beosztása az eltérő vizsgálati idők miatt különböző, ugyanis minden vízzintmérőhely esetében a rendelkezésre álló összes regisztrátumot figyelembe vettem.

Az eredményeket tekintve a hidegvizes mérőhelyeken minden esetben hangsúlyos az 1 éves periódus, de a konkrét periódusidők felsorolása nélkül is látható, hogy ezen kívül az amplitúdó függvényeken még több közös csúcs is határozottan beazonosítható. A



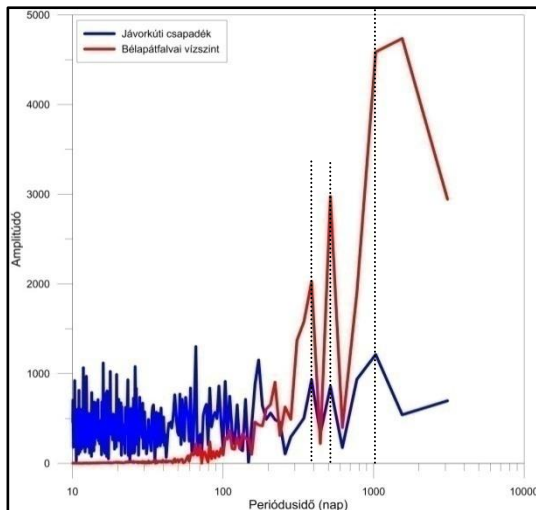
24. ábra: A jávorkúti csapadék Fourier-transzformációjának eredménye (szaggatottal jelölve a jelentősebb periódusok)

bélapátfalvai mérőhely peremi elhelyezkedése ellenére is megfigyelhetőek a közös csúcsok, kevesebb mint a többi mérőhely esetében, de határozottan jelen vannak.

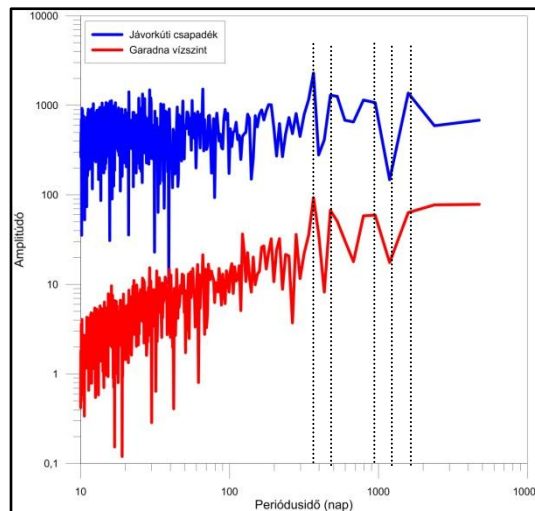
A30. ábrán a Termál-kút, mint egy jellemző ellenpélda szerepel, láthatjuk, hogy a csapadékra jellemző periodicitás ebben az esetben egyáltalán nem fedezhető fel (nincsenek közös maximumok a két görbén). Az ábrán jelöltem a Jávorkúti mérőhely esetében legmarkánsabb csúcsot (365 nap), viszont a Termál-kút idősorában ezen a ponton éppen csökkenés figyelhető meg, a helyi maximum helyett. Ennek az az oka, hogy a termál rendszerhez tartozó hosszú árampályák esetében a rendszer torzító hatása már olyan mértékű, hogy közvetlenül nem lehet a csapadék periódusokat kimutatni benne, a csapadékból történő utánpótlódás ellenére sem.

Ezáltal sikerült bizonyítani a vízszintek és a csapadék direkt összefüggését mind a központi, mind a keleti Bükkben vizsgált hidegvizes kutakra és kimutatni azt, hogy a termál rendszerhez tartozó vizsgált kút esetében ez a közvetlen összefüggés nem áll fenn.

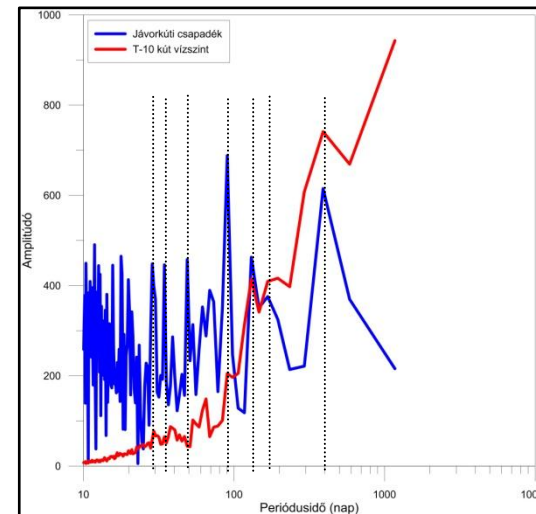
Tézis 5: A miskolctapolcai T-10 figyelőkút és a miskolctapolcai Termál-kút adatsorán Fourier-transzformációval végzett periodicitás vizsgálattal bebizonyítottam, hogy a módszer karsztos területen alkalmas annak megállapítására, hogy az egyes mérőhelyek utánpótlódás szempontjából azonos vízrendszerhez tartoznak-e.



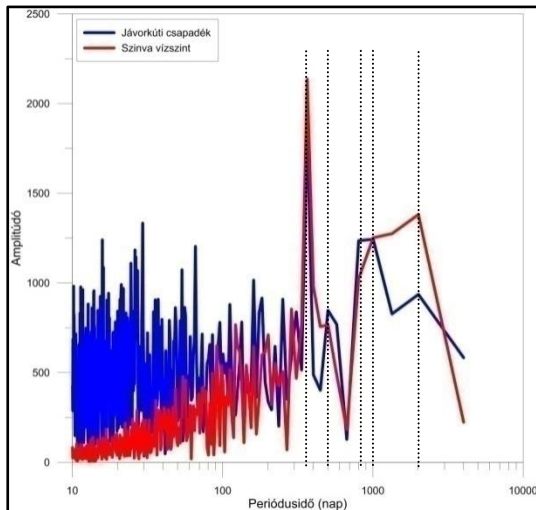
25. ábra: A jávorkúti csapadék és a bélapátfalvai vízszintmérőhely közös periódusai



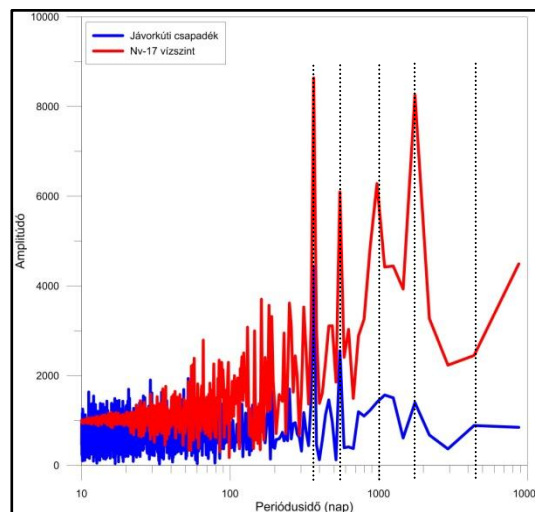
27. ábra: A jávorkúti csapadék és a Garadna-forrás közös periódusai



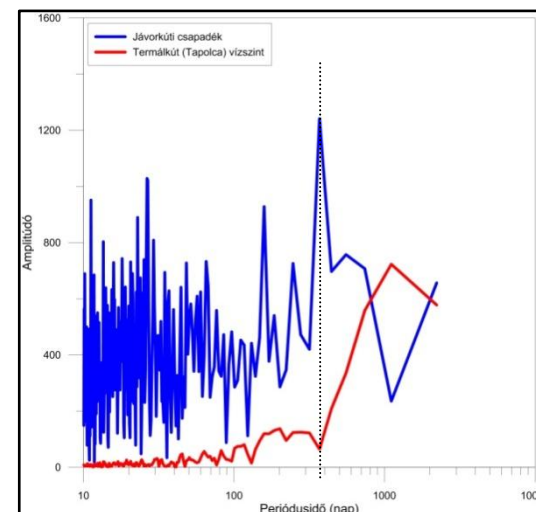
29. ábra: A jávorkúti csapadék és a T10 vízszintfigyelőkút közös periódusai



26. ábra: A jávorkúti csapadék és a Szinva-forrás közös periódusai



28. ábra: A jávorkúti csapadék és az Nv-17 vízszintfigyelőkút közös periódusai

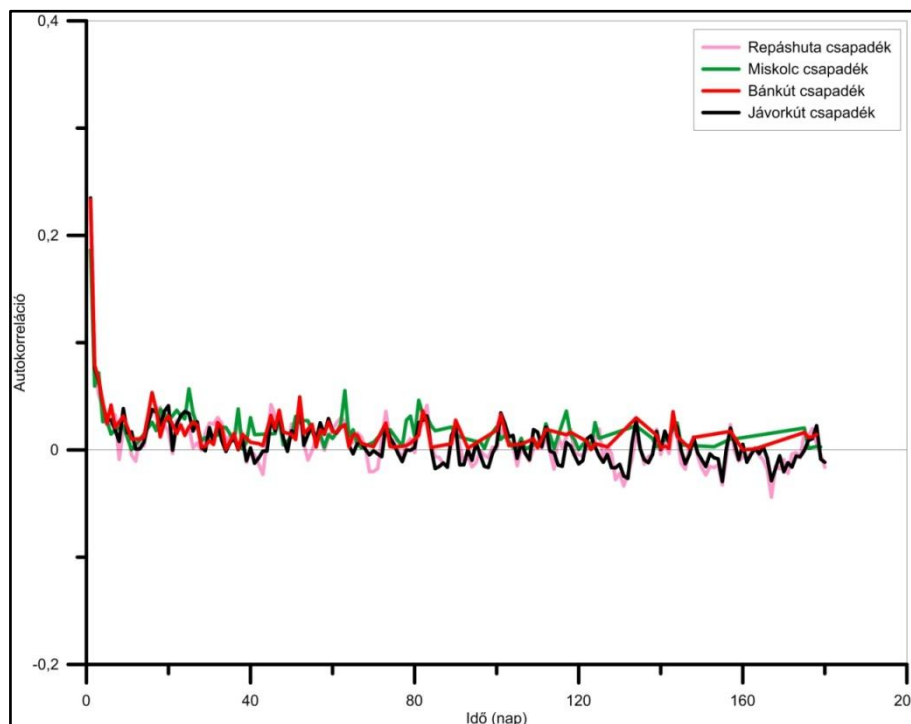


30. ábra: A jávorkúti csapadék és a Termálkút vízszintjének periódusai (nincs közös periódus, jelölve: az 1 év)

6.3.A csapadék autokorrelációs vizsgálatának eredményei

Első lépésben a rendelkezésre álló repáshutai, miskolci, bánkúti, jávorkúti napi csapadékadatok autokorrelációját vizsgáltam, az idősor hosszát a legrövidebb idősor határozta meg, így 2004 és 2016 közötti adatok állnak rendelkezésre.

Az eredményeket a 31. ábrán láthatjuk, a csapadékokról általánosságban elmondható, hogy random függvénynek tekinthetők, amit az adatok korrelátlansága mutat az autokorrelációs függvényben. Ennek ellenére látható, hogy a csapadékmérők autokorrelációs függvényei egymáshoz azért hasonlítanak.

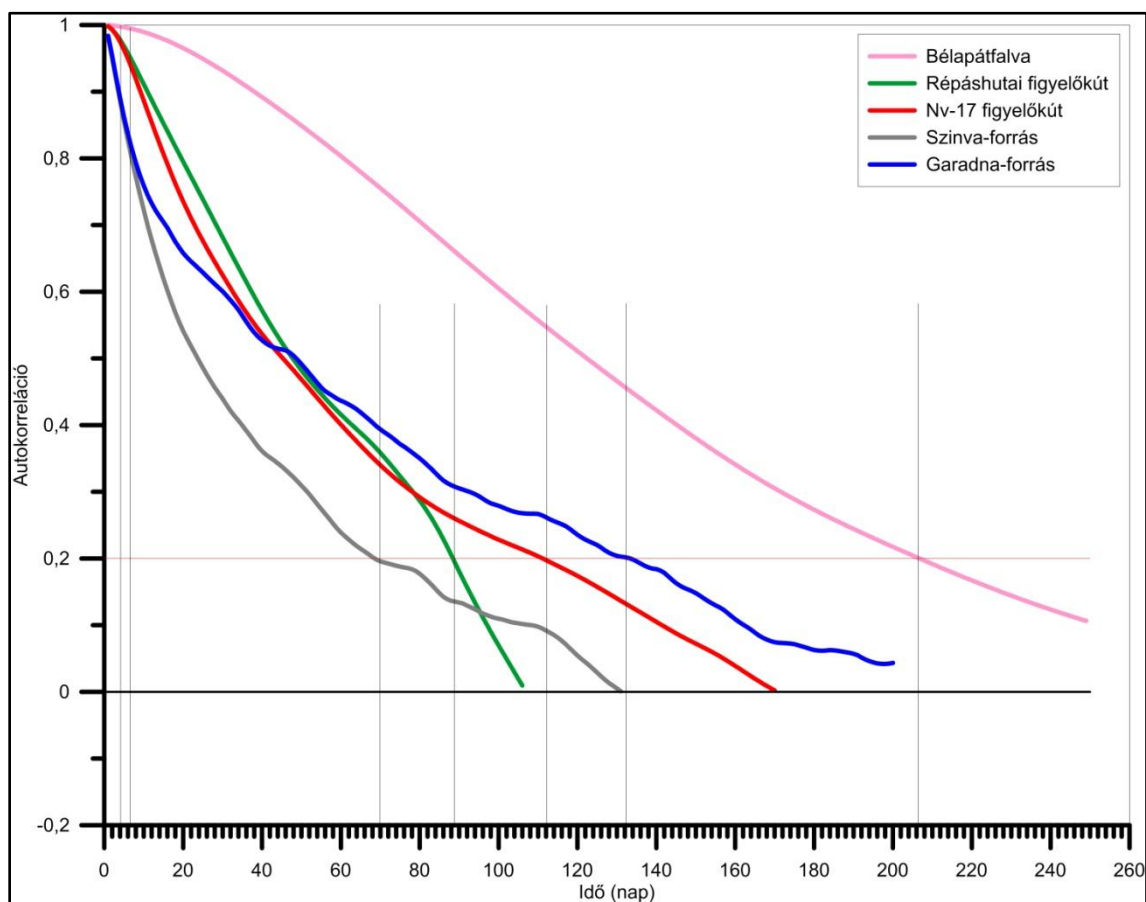


31. ábra: A csapadékmérő állomások autokorrelációja

A BKÉR működése során volt már rá példa, hogy a Bükköt legjobban jellemző jávorkúti mérőhely adathiánya esetén a hiányzó értékek a bánkúti vagy a repáshutai mérőhely magas korrelációs összefüggései alapján kerültek pótlásra. Részletesebb elemzés esetén viszont felfedezhetőek különbségek, a vizsgálatok szerint a BKÉR vízszintmérései a jávorkúti csapadékmérő állomás adataival mutatják a legjobb egyezést.(Darabos 2010, Lénárt 2016)

6.4.A vízszintek autokorrelációs vizsgálatának eredményei

A függvényeket a 32.ábrán láthatjuk. Szakirodalmi adatok szerint (Mangin 1984, Jukic & Denic-Jukic 2015) a karszt-hidrogeológiában egy karsztrendszer memória effektusa jellemzően azzal az idővel jellemezhető, ahol a vízszintek autokorrelációs függvényei 0,2 alatti érték alá csökkennek. Emellett egyéb hasznos információ is származtatható a függvény segítségével, ugyanis karsztrendszer fejlettségére, tározási jellemzőkre is lehet az eredmények alapján következtetni. (Pulido-Bosch et al. 1995)Az eredményeket számszerűsítve a 11. táblázatban láthatjuk.



32. ábra: A vízszintek autokorrelációs függvényei

11. táblázat: A memória effektushoz tartozó jellemző értékek az autokorrelációs függvények alapján

	Memória effektus (nap)
Szinva-forrás	70
Garadna-forrás	132
Répáshutai figyelőkút	89
Nv-17 figyelőkút	112
Bélapátfalvai figyelőkút	206

A görbék lefutását tekintve a Szinva-és a Garadna-forrás esetében az első 6-7 napban a függvények teljesen együtt futnak. Mivel a Garadna vízgyűjtőjén csak a Fehérkői Mészke Formáció tartozik a jó vízvezető kategóriába, ezért valószínűsíthető, hogy ez a formáció alakítja a kezdeti jelet, viszont az áramlást a nem karsztos, hasadékos és a gyengén karsztosodott kőzetek később jelentős mértékben lelassítják. Ebből azt a következtetést lehet levonni, hogy a vízszint változás kezdeti szakaszában (6-7 nap), a karsztos járatok fejlettsége hasonló a két forrás vízadójában, vagyis a Bükkfennsíki Mészke és a Fehérkői Mészke formációban.

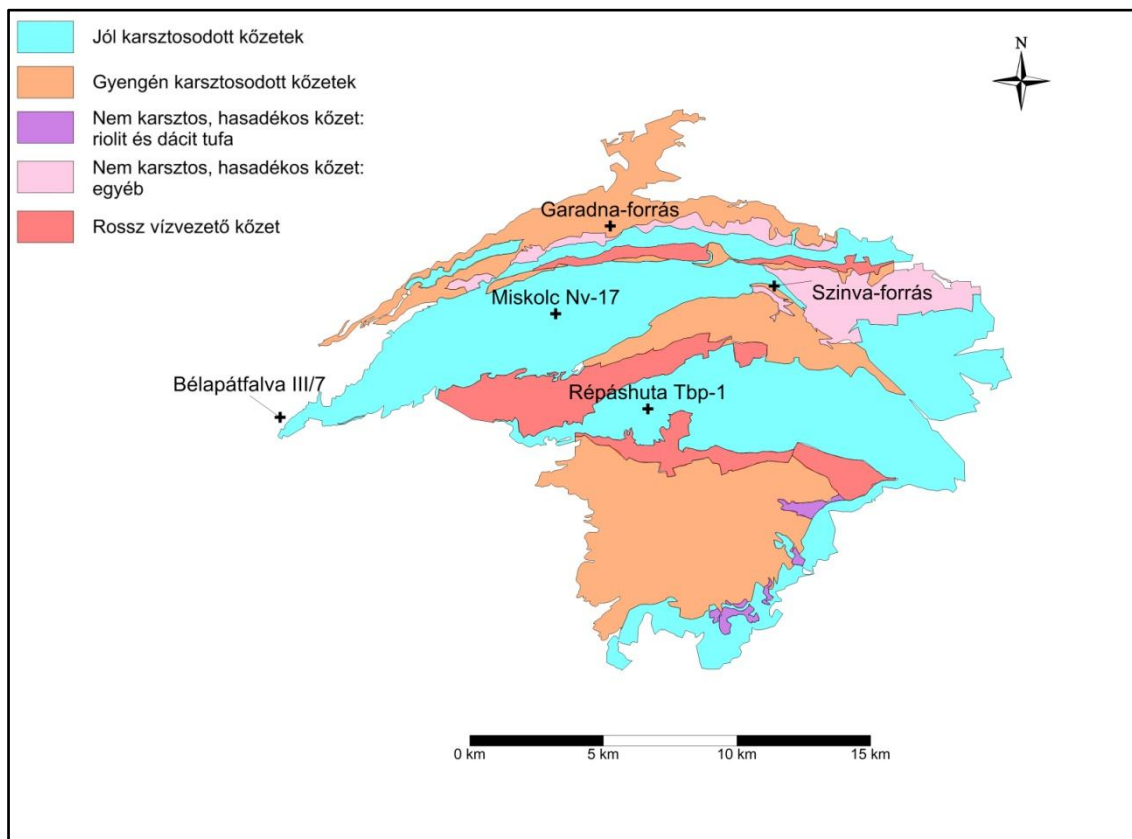
A két forrásra jellemző görbék későbbi különválásnak két oka lehetséges:

(1) ha a vízadó formációt azonosnak feltételezzük, akkor a benne lévő kisebb vezetők, diszkontinuitások fejlettsége válik a mélységgel különbözővé (Pulido-Bosch et al. 1995), vagy

(2) az egyik forrás vízadója geológiailag összetettebb. Ebben a konkrét esetben a második lehetőséget tartom valószínűnek, hiszen a karsztosodottsági és a földtani térkép (33. és 34. ábra) is megerősíti, hogy a Garadna-forrás vízgyűjtője (Fehérkői Mészke, Szentistvánhegyi Metaandezit, Hámori Dolomit Formáció) a Szinva beszivárgási területéhez képest (Nagyfennsíki Mészke Formáció) összetett földtani szituációban helyezkedik el. Mivel a Szinva-forrás vízadója teljes egészében Bükkfennsíki Mészke Formáció, így a forrás autokorrelációs függvénye a formáció karsztos járatainak fejlettségét jellemzi. Összességében tehát arra lehet következtetni, hogy a Szinva-forráshoz vezető karsztrendszer fejletlenebb, nagy vízvezető járatokkal, ezáltal kisebb tározási kapacitással és gyorsabb áramlással jellemezhető, mint a Garadnaé. Mindezen túl meg kell említeni a dolomit és mészke víztározó tulajdonságaiban megmutatózó különbségeket is, hiszen a dolomit általában véve is jobb tározó az erősebb repedezettsége miatt.

A két forrás görbéjét összehasonlítva a 3 kútra előállított értékekkel láthatjuk, hogy a forrásokra több töréspontot és a kezdeti szakaszban meredekebb esést lehet megfigyelni ebből a források esetében gyors áramlás jelenlétére lehet következtetni, amit a további vizsgálatok is megerősíthetnek majd.

A Répáshutai (Tebepusztai-figyelőkút, Tbp-1) és az Nv-17 figyelőkutak esetében ki kell emelni, hogy ugyanabban a Bükkfennsíki Mészke Formációban, de rossz és gyengés karsztos formációk által elválasztva helyezkednek el. Továbbá azt az egységet, amiben a Répáshutai figyelőkút található a vízrekesztő Lökölgyi Formáció határolja észak és nyugat felől, ezzel elválasztja a központi jól karsztosodott Bükkfennsíki Mészke és Felsőtárkányi Mészke Formációktól, továbbá kelet, délkelet felől a Hór-völgy, mint domborzati hatás is jelentkezik.



33. ábra: Az 5 mérőhely elhelyezkedése földtani kategóriák szerint

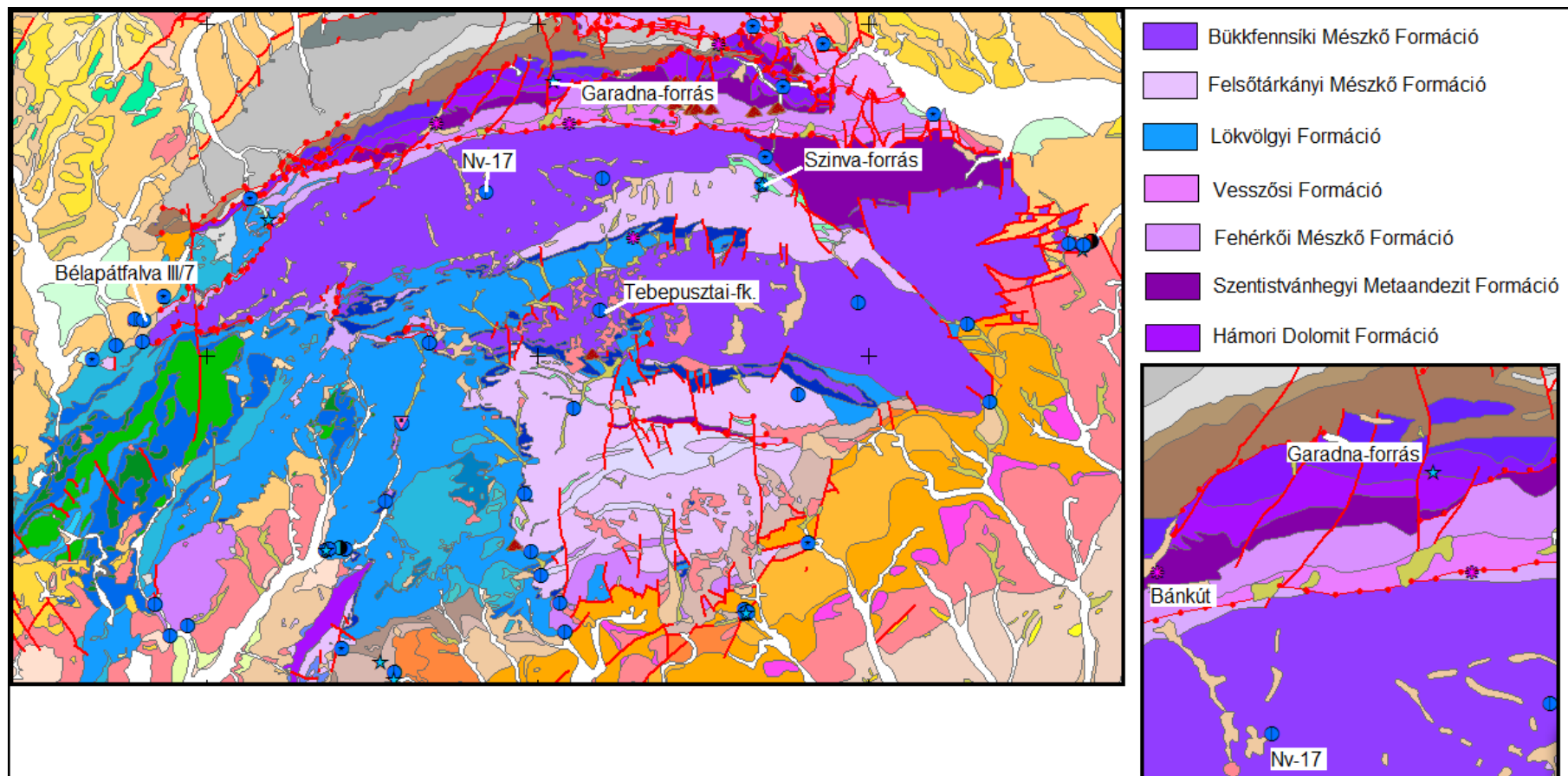
Az Nv-17 és a répáshutai Tbp-1 mérőhely görbéin azt figyelhetjük meg, hogy a kezdeti, 4-6 napos időszakban a görbék együtt mozognak, majd egy ideig párhuzamos lefutásúak, vagyis a nagyobb járatok fejlettsége ebben a szakaszban hasonló, amita formáció azonossága indokol. A 15 - 50 napig tartó időszakban a répáshutai Tbp-1 kúthoz vezető karsztos járatok mutatnak valamivel magasabb fejlettségi fokot. Ezután a két görbe pozíciót vált és a répáshutai kúthoz vezető járatok karsztosodottsága lecsökken, majd a mélység felé lényegesen rosszabbá válik. Ebből arra lehet következtetni, hogy a répáshutai Tbp-1 kútra jellemző mátrix porozitás leromlik, vagyis a tározási képesség csekélyebb, az áramlási sebesség nagyobb. Ezt a két kút közötti mélység felé mutatkozó különbséget, a répáshutai Tbp-1 kút esetében tapasztalható leszívó, áramlást gyorsító hatással magyarázom, amit a Hór-völgy, mint domborzati hatás idéz elő.

A Bélapátfalvai-figyelőkút esetében látható, hogy a jellemző görbe teljesen eltér az eddigiektől, karakteres töréspont nem figyelhető meg rajta, illetve a lefutása igen hosszú, kis meredekségű, a legnagyobb memória effektussal rendelkezik, vagyis a mátrix áramlás szerepe a jel kialakításában jelentős. Mivel a kút peremi elhelyezkedésű, így a csapadék által közvetlenül indukált hirtelen, gyors változásokat a karsztrendszer megszűri és az adatokban kizárólag csak az alapáramláshoz köthető lassú csökkenés figyelhető meg.

Tézis 6: A vízszint adatsoron végzett autokorrelációs vizsgálat alkalmas összetett geológiai szituációk értelmezésének megkönnyítésére. A BKÉR vízszint adatsorain végzett

autokorrelációs függvények elemzésével bebizonyítottam, hogy a központi Bükkben lévő Bükkfennsíki Mésző Formáció és a Fehérkői Mésző Formáció az áramlás első 7 napjában ugyanolyan hidraulikai tulajdonságokkal rendelkeznek.

Szintén bebizonyítottam, hogy a Répáshuta, Tbp-1 mérőhely és az Nv-17 mérőhelyeken lévő Bükkfennsíki Mésző Formációként azonosított vízáadó térbeli elhatárolódásuk ellenére, az áramlás első 6 napjában megőrizték hidraulikai azonosságukat.



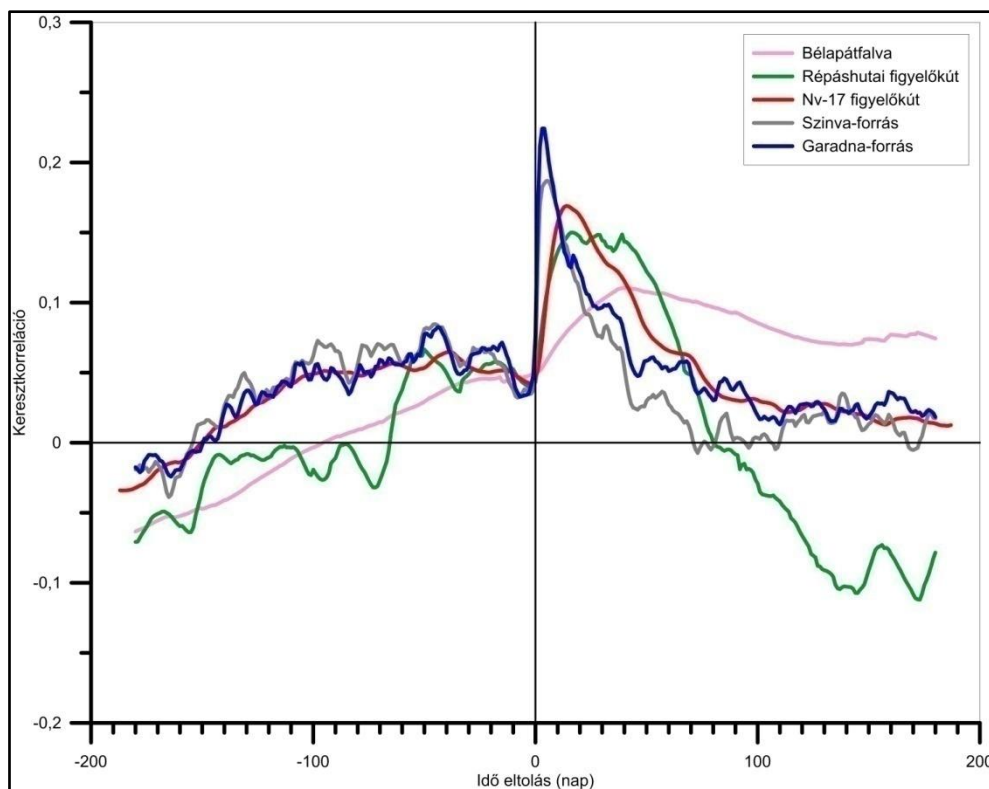
34. ábra: Földtani formációk a vizsgált mérőhelyek környezetében

6.5. Keresztkorrelációs vizsgálatok eredményei

A 35. ábrán látható keresztkorrelációs értékek x tengely irányába tolódó asszimetriája azt jelenti, hogy a megválasztott input paraméter (a csapadék) az, ami befolyásolja az output paramétert (a karsztvízszintet), vagyis a bemeneti és kimeneti paraméterek megfelelően vannak megválasztva. A 35. ábráról leolvashatóak a keresztkorrelációs értékek maximumainak origótól való távolságai, amik a késleltetési időkkel azonosak, ezt láthatjuk a 12. táblázatban.

A táblázatból és az ábráról is láthatjuk, hogy a csapadék eseményre leggyorsabban a források reagálnak. Továbbá megfigyelhető az is, hogy a forrásokra jellemző görbéken rövidebb, magasabb korrelációs értékekkel rendelkező periódusok is megfigyelhetők, ami ismételen előre vetítik a gyors áramlás jelenlétét, ugyanez sokkal simítottabban megjelenik az Nv-17 és a Répáshutai Tbp-1 figyelőkút esetében is, de ezekről végleges megállapítást csak további vizsgálattal lehet majd mondani. Ezen az ábrán (35. ábra) is kiténik a Bélapátfalvai figyelőkút többitől teljesen eltérő viselkedése, a görbe tulajdonképpen egyetlen markáns csúcsot tartalmaz, amihez a leghosszabb késleltetési idő tartozik. Ezekre az eredményekre valójában a további számítások során, kiinduló adatokként van szükség.

Mivel az Nv-17 esetében gyakorlatilag csak vertikális áramlásról beszélhetünk, ezért úgy gondolom, hogy a kapott késleltetési időből vertikális áramlási sebesség számítható, ami $17 - 18 \text{ m}/\text{nap}$. Bélapátfalva esetében az áramlási sebesség számítás nem megalapozott, a figyelőkút peremi elhelyezkedése miatt, Répáshuta, Tbp-1 esetében átlagos áramlási sebesség határozható meg, ami $8,5 - 9 \text{ m}/\text{nap}$.



35. ábra: Az egyes vízszintmérőhelyek és a jávorkúti csapadék között számított keresztkorreláció

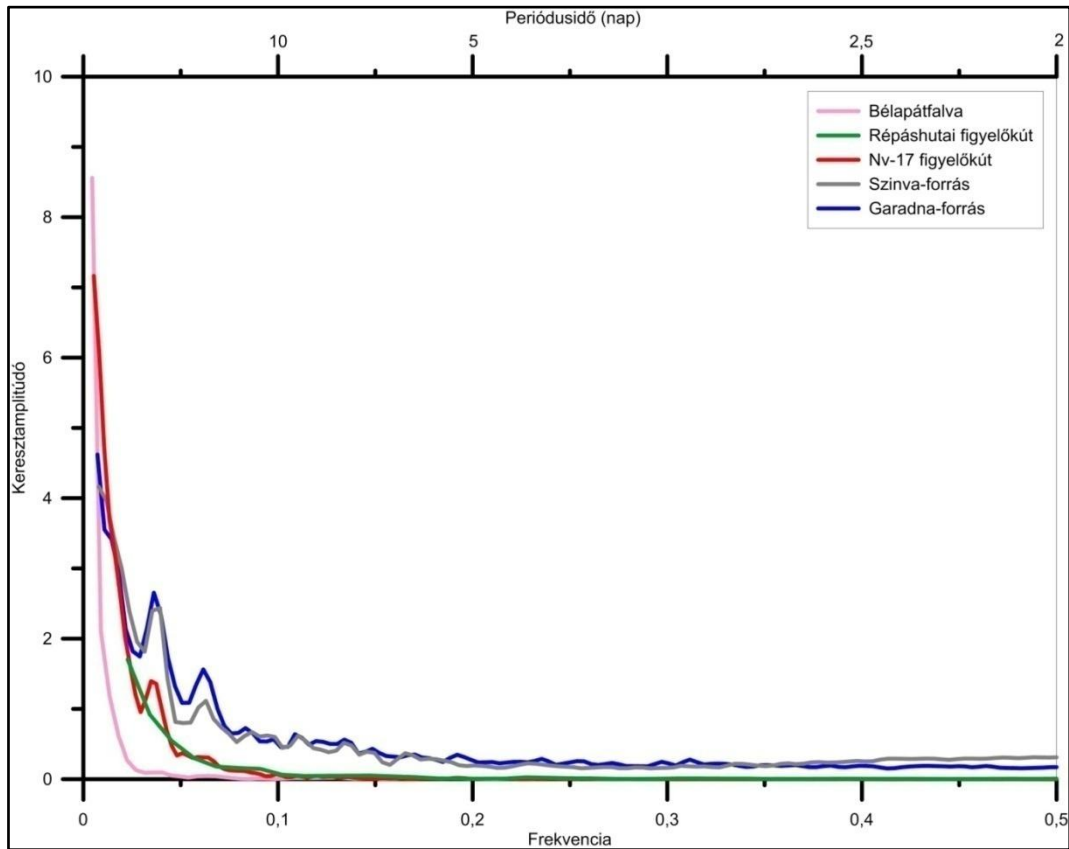
12. táblázat: Késleltetési idők a vízszint-csapadék keresztkorrelációja alapján

	Keresztkorrelációból következő késleltetési idők (nap)
Szinva-forrás	4-5
Garadna-forrás	3-4
Répáshutai figyelőkút	15-16
Nv-17 figyelőkút	13-14
Bélapátfalvai figyelőkút	38-44

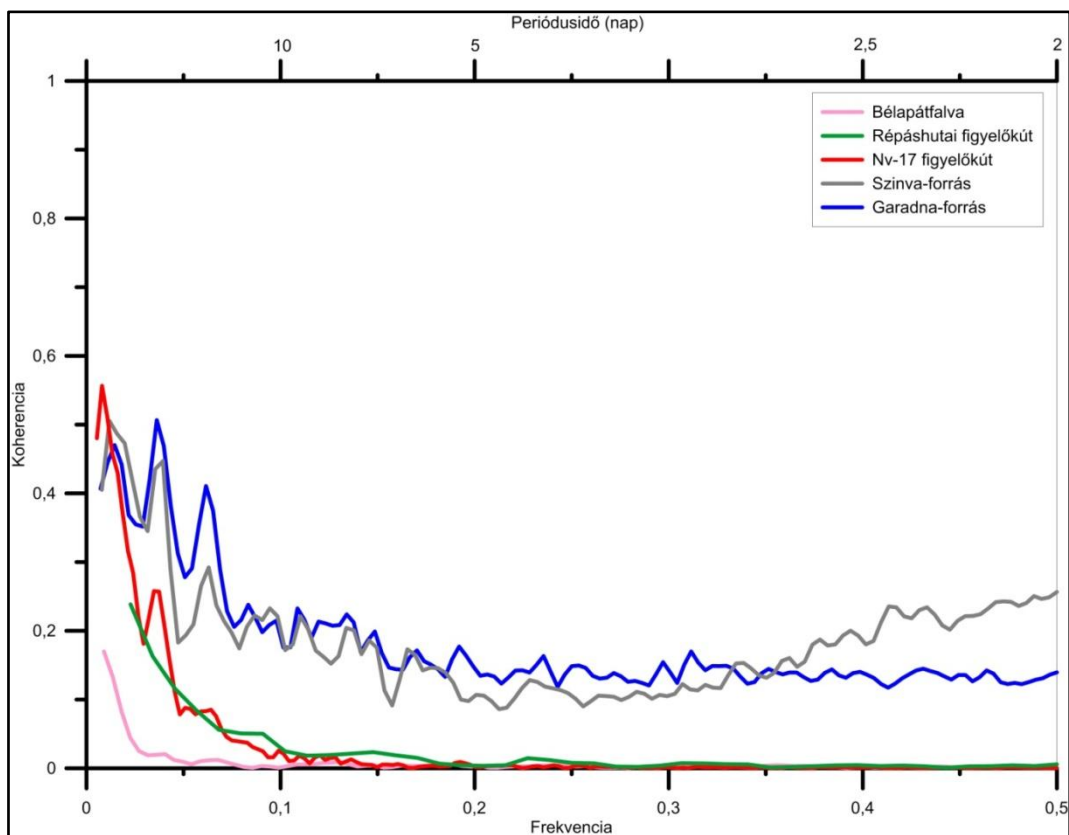
6.6. Keresztamplitúdó és koherencia függvények vizsgálatának eredményei

A 36. és 37. ábrán látható keresztamplitúdó és koherencia függvényeket együtt értelmezve periódusidőket lehet megállapítani 3 mérőhelyre, mivel három görbén lehet csak markáns csúcsokat azonosítani (a másik két esetben más módszert kell majd alkalmazni). A források esetében láthatjuk, hogy több, jelentős csúcs is kiválasztható, amihez magas koherencia érték tartozik. A források esetében megállapítható egy 16 napos periódus, ami érdekes módon nem jelentkezik a többi mérőhelyen. Ez egybevágh azzal, hogy csak a forrásoknál azonosítható a gyors áramlási komponens. A második csúcs egy 25-27 napos periódust jelöl ki, ami az Nv-17 esetében 26 nap. Egy harmadik, szintén mindhárom mérőhelyen közös periódus körvonalazódik a koherencia függvények kezdeti szakaszában, viszont ez jelen vizsgálat szempontjából nem releváns.

A szakirodalom szerint (Padilla & Pulido-Bosch 1995, Panagopoulos & Lambrakis 2006), amennyiben az amplitúdó függvény a 0,15 és 0,2 közötti frekvenciánál közel 0 értéket vesz fel, abban az esetben nem beszélhetünk az adott mérőhelyen gyors áramlási komponensről. Ahogy azt az ábra is mutatja a 3 vizsgált kút esetében ez a helyzet áll fenn, viszont akét forrás esetében a koherencia függvény még 0,5-ös értéknél is magas, vagyis a gyors áramlási komponens a korábbi eredményeknek megfelelően egyértelműen kimutatható.



36. ábra: Az egyes mérőhelyek vízszint-csapadék keresztamplitúdó függvényei



37. ábra: Az egyes mérőhelyek vízszint-csapadék koherencia függvényei

6.7. Fázis függvények vizsgálatának eredményei

Amennyiben a fázis függvényeket (38. ábra) együtt vizsgáljuk a koherencia függvényekkel (37. ábra), láthatjuk, hogy közöttük összefüggésfedezhető fel, ahol az adatok között van koherencia ott a fázis függvény értékei logaritmikus jelleggel növekednek (kisebb ingadozások mellett), ez a források esetében a teljes adatsoron megfigyelhető. Annál a frekvenciánál viszont, ahol a koherencia értékek megközelítik a nulla értéket, a fázis függvény értékei jelentős ingadozásba kezdenek, innentől kezdve értelmezésük alaptalanná válik (a három kút esetében).

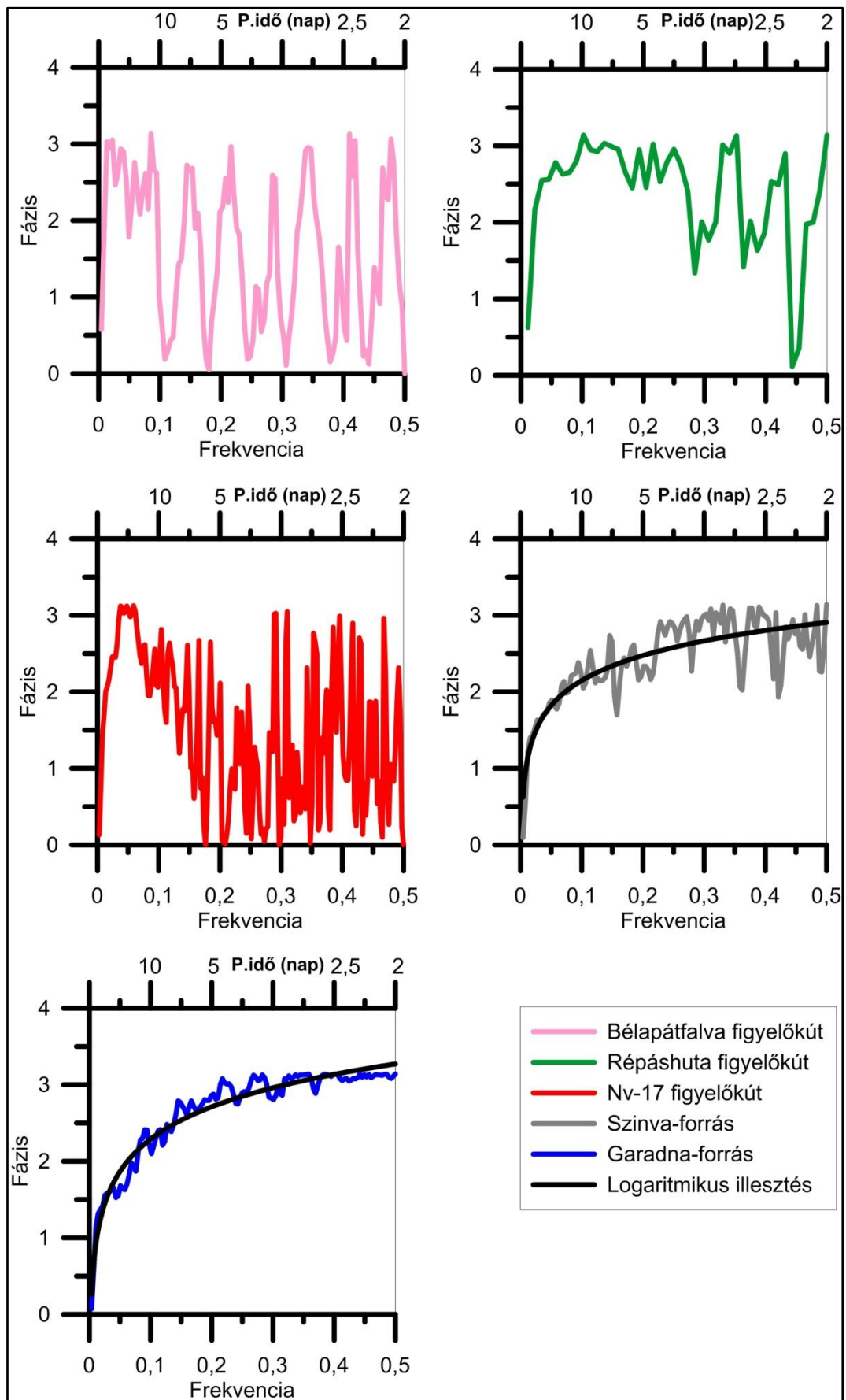
A fázis függvény kezdeti szakaszára illesztett egyenes meredeksége meghatározza a különböző periódusokra jellemző átlagos késleltetési időket. Abban az esetben, ha a kezdeti szakasz túl rövid, illetve túl kevés pontot tartalmaz, lehetséges az intermedier áramlási komponenshez kötődő pontokra való illesztés is. (Amennyiben ezt a koherencia értékek is lehetővé teszik, ha ez a feltétel nem teljesül, akkor szükség szerűen az első szakaszra kell illeszteni az egyeneseket.)

Mindezek alapján a 13. táblázatban szereplő átlagos késleltetési idők határozhatóak meg az egyes mérési pontokra.

A keresztkorrelációval foglalkozó fejezetben (6.5.) szintén meghatároztam késleltetési időket, azok az idők a maximális keresztkorrelációs koefficiensekhez tartozó idők. A fázis függvény segítségével ehhez képest az átlagos késleltetési időket határoztam meg. A központi területeken lévő kutak helyzetéből adódóan ezekből az időkből és az átlagos vízszint felszíntől mért távolságából átlagos áramlási sebességek számolhatóak. Az Nv-17 esetében ez az érték $22,5 \text{ m/nap}$ vertikális áramlási sebesség, a Répáshutai Tbp-1 mérőhely esetében pedig $10,4 \text{ m/nap}$ átlagos áramlási sebesség.

13. táblázat: Átlagos vízszint-csapadék késleltetési idők a fázis függvények alapján

	A fázis függvényből következő átlagos késleltetési idők (nap)
Szinva-forrás	1,5
Garadna-forrás	1,7
Répáshutai figyelőkút	13
Nv-17 figyelőkút	10,8
Bélapátfalvai figyelőkút	43



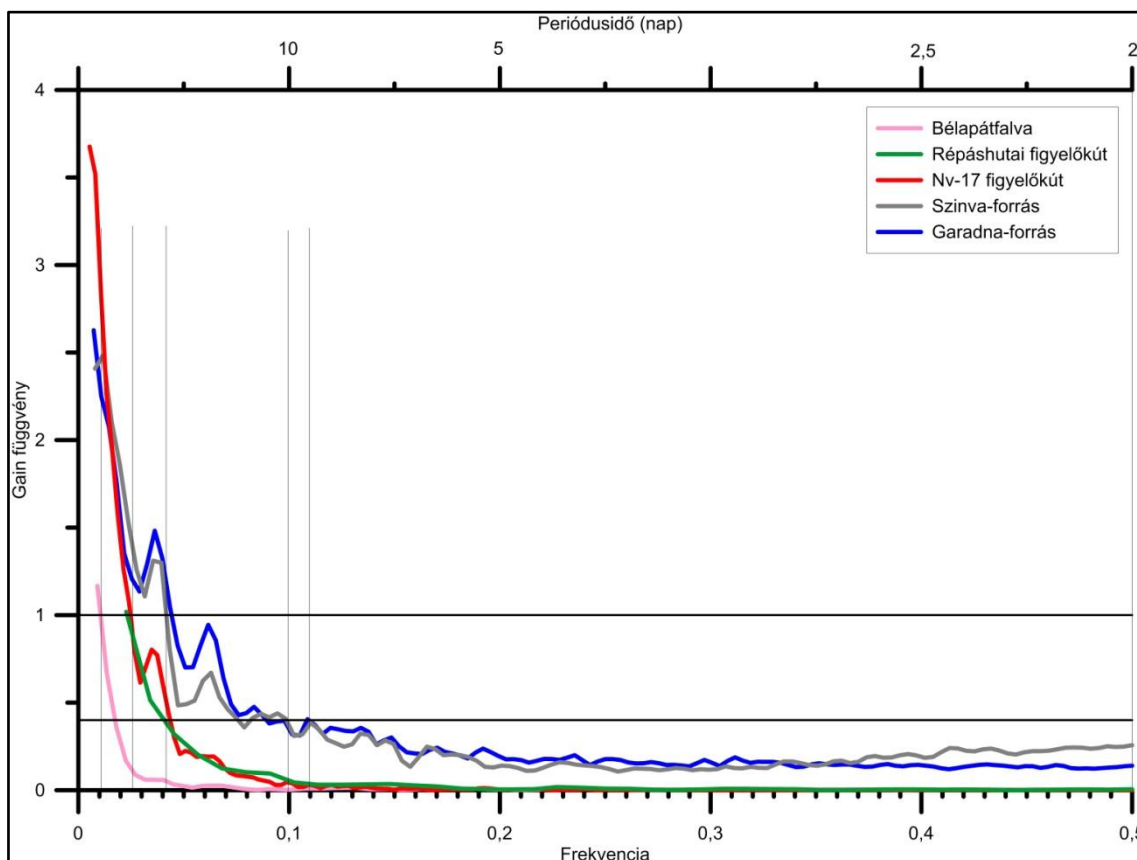
38. ábra: Az egyes mérőhelyekre jellemző fázis függvények és a frekvenciáknak megfelelő periódus idők (nap)

Tézis 7: A BKÉR vízszint-csapadék idősorain végzett keresztkorrelációs vizsgálatok és a fázis függvény elemzések segítségével elérési időkből áramlási sebességeket határoztam meg, ami az Nv-17 figyelőkút esetében és a központi Bükkben lévő lefolyástalan terület egészére vertikális áramlási sebesség: $17 - 22 \text{ m/nap}$. Répáshuta Tbp-1 figyelőkútra átlagos áramlási sebesség $8,5 - 10 \text{ m/nap}$.

6.8. Gain függvény elemzésének eredményei

A 39. ábrán látható gain függvények a bemenő (csapadék) és kimenő (vízszint) adatok közötti rendszer erősítő vagy gyengítő hatását mutatja meg. A gain függvénynek 2 jellegzetes pontját vizsgálhatjuk, az egyik az 1, a másik a 0,4-es értéknél leolvasható frekvencia, illetve periódus idő. Ez alapján szintén azt lehet megállapítani, hogy a 3 kút esetében nem beszélhetünk gyors áramlási komponensről, mivel a 0,4-es értékhez tartozó periódus idők már túl nagyok. Viszont a két forrás esetében könnyen meghatározható a gyors áramlásra jellemző időtartam, ami a Szinva-forrás esetében 10,2 nap, a Garadna-forrás esetében pedig 9,2 nap.

A másik jellemző érték, amikor a gain függvény eléri az 1-es értéket, ehhez a ponthoz köthető az alap áramlás kezdete. Az egyes mérőhelyekre meghatározott értékeket a 14. táblázat tartalmazza.



39. ábra: Az egyes mérőhelyekre jellemző gain függvények

14. táblázat: Az egyes áramlási típusok időtartama a gain függvények alapján

	Gyors áramlás időtartama (nap)	Alap áramlás kezdeti időpontja (nap)
Szinva-forrás	10,2	23,8
Garadna-forrás	9,2	23
Répáshutai figyelőkút	-	44
Nv-17 figyelőkút	-	41,5
Bélapátfalvai figyelőkút	-	109

6.9. Jelleggörbe vizsgálatok eredményei

A jelleggörbék, csökkenési görbék vagy recessziós görbék irodalmi háttérük alapján elterjedt vizsgálati módszert jelentenek a karsztos területeken. Elsősorban a töréspontok alapján a vízadóban előforduló különböző áramlási típusok elkülönítésére szolgál.

A vizsgálatok kiinduló pontját az Nv-17-mérőhelyen regisztrált napi vízszintek jelentették 1993 és 2016 között, melyekről megállapítottam, hogy az egyes években a vízszintek „zavartalan” csökkenéseinek meredeksége egymáshoz igen hasonló volt. (Darabos 2010)

Ebből arra a következtetésre jutottam, hogy adott mérőhelyre létezik egy csapadékmentes időszakban érvényes, jellemző csökkenési görbe. Ezután célként a kiválasztott mérőhelyekre e görbék meghatározását tűztem ki. A csökkenési görbék segítségével lehetőség van a vízszint és ezáltal a vízkészlet előrejelzések pontosítására, ugyanis a bükki karsztvizet termelő vízmű vállalatok számára végzett rendszeres készlet előrejelzések a szokásos gyakorlat szerint csapadékmentes időszak feltételezésével történnek.

A mérőhelyekről származó 25 éves adatsorok alapján előállítottam az általam jelleggörbének (nemzetközi irodalomban mester csökkenési görbének (master recession curve)) nevezett pontsorozatokat. A szokásos gyakorlattal ellentétben nem egyedi csökkenések elemzéseinek átlagát, vagy egyedi csökkenések burkoló görbéit alkalmaztam, hanem a rendelkezésre álló vízszint adatsorokból kiragadtam azokat a részeket, ahol a görbe zavartalanul csökkent (csapadékmentes időszakból származó csökkenés, minimum 5 nap), majd ezeket - vízszinteknek megfelelően - egymáshoz illesztettem. Így egy csapadék hatástól teljesen mentes csökkenési görbét kaptam eredményül, mely átfogja az eddig mért maximum és minimum által meghatározott teljes tartományt. (Toebes et al. 1969)

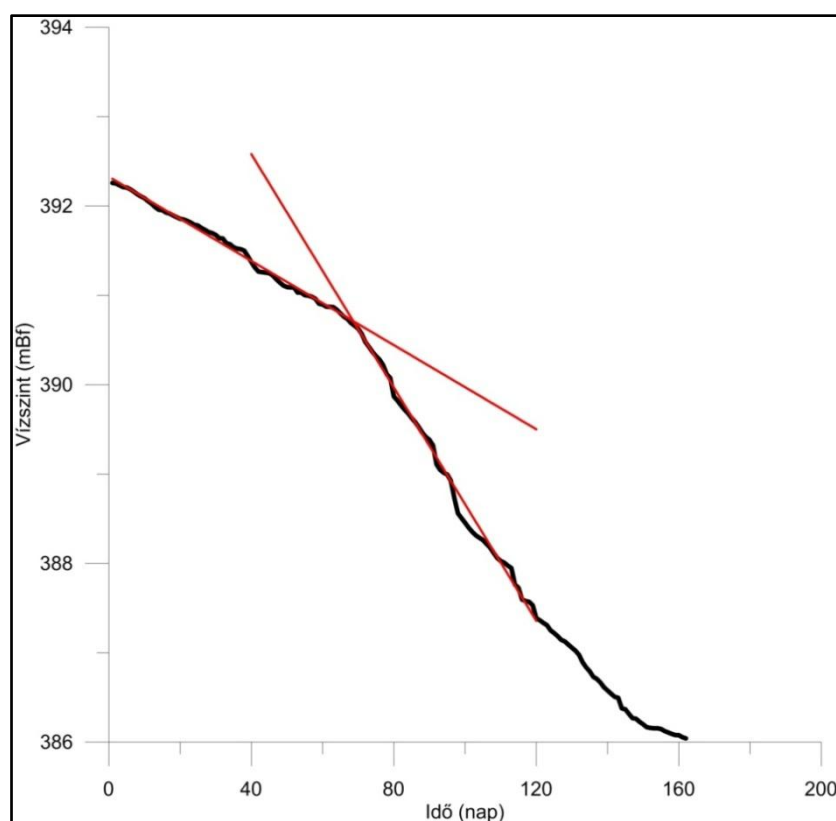
A korábbi fejezetekben vizsgált mérőhelyek jelleggörbéi láthatók a 40.-44. ábrákon. (A Szinva-forrás és a répáshutai mérőhely 42. és 44. ábrái a töréspontot kiemelő rész jelleggörbék.) Az ábrákon jelöltem a gyors, a köztes és az alap áramlási szakaszokhoz köthető egyeneseket, majd az alapáramláshoz köthető töréspontokhoz tartozó napokat leolvastam a 15. táblázat alapján összevettem őket a spektrális elemzések eredményeivel. A gyors áramlás határait a források esetében nem olvastam le a jelleggörbékről, mert az azokhoz tartozó töréspontot nem lehet egyértelműen leolvasni (több pontot is azonosítani lehetne). Azonban a gain függvényből leolvasott értékek segítenek a megfelelő pont beazonosításában. Látható, hogy a jelleggörbék alapján hasonló, vagy pár nappal rövidebb időket kaptam eredményül.

Összességében azt a megállapítást lehet tenni, hogy a sok éves adatsorokból előállított jelleggörbék alkalmasak a köztes és az alap áramlás határának, illetve az ehhez köthető vízszint értékek meghatározására, viszont az egyes áramlási típusok sokkal

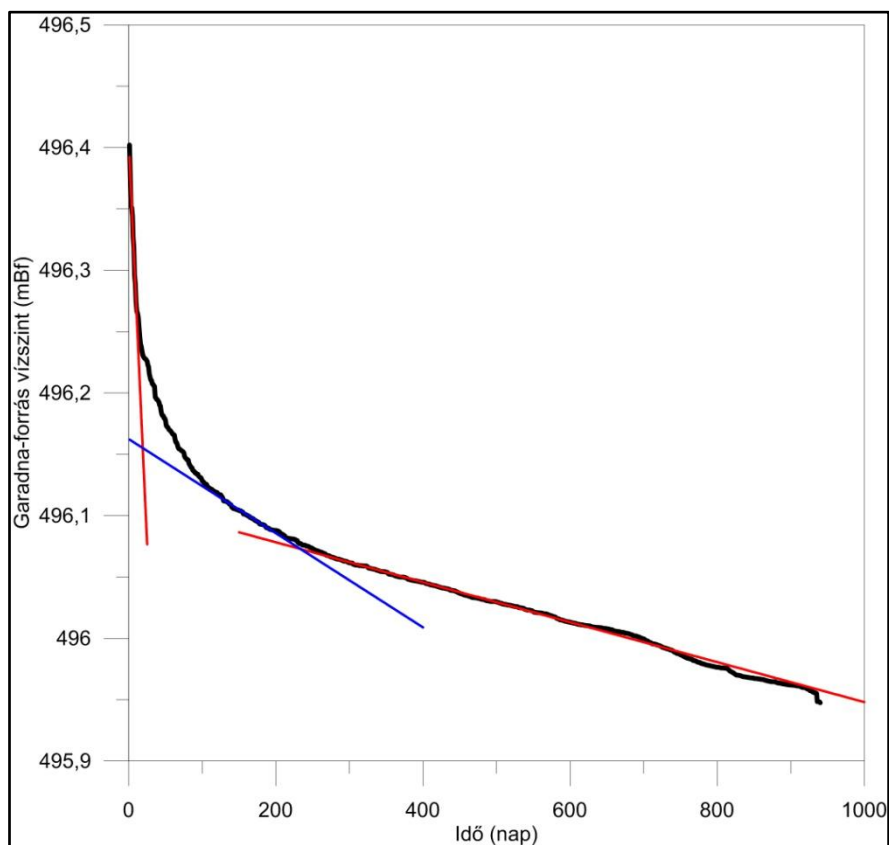
egyértelműbben beazonosíthatók a spektrális elemzés segítségével. Abban az esetben, ha az adatok lehetővé teszik indokoltnak tartom mindkét módszer alkalmazását, mivel a spektrális elemzés objektíven alkalmazható (a töréspontok egyértelműen beazonosíthatók), de a jelleggörbék segítségével a napokhoz köthető vízszint értékek is meghatározhatóak, ami a gyakorlati alkalmazást tekintve sokkal egyszerűbben kezelhető. Ki kell azonban emelni azt is, hogy a spektrális elemzés eredményei lehetővé teszik az egyes mérőhelyek összehasonlítását is, bizonyos hidraulikai paramétereik egymáshoz képest rangsorolhatóak általa. Továbbá, amennyiben időben csak rövidebb regisztrátumokkal rendelkezünk akkor a klasszikus csökkenési görbe elemzési módszer is megfelelő eredményeket szolgáltat.

15. táblázat: gyors és alap áramlások kezdeti időpontjai különböző módszerekkel meghatározva

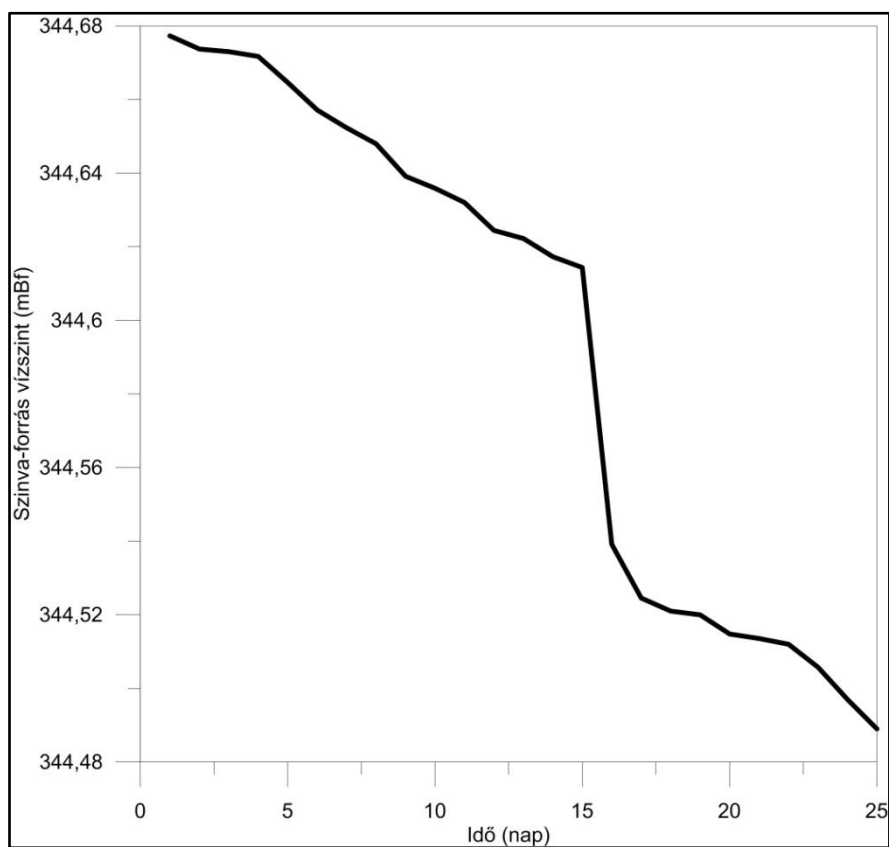
	Szinva-forrás	Garadna-forrás	Répáshutai figyelőkút	Nv-17 figyelőkút	Bélapátfalvai figyelőkút
Gyors áramlás időtartama a gain függvény alapján (nap)	10,2	9,2	-	-	-
Alap áramlás kezdeti időpontja a gain függvény alapján (nap)	23,8	23	44	41,5	109
Alap áramlás kezdeti időpontja a jelleggörbe alapján (nap)	16 (vízszint esés)	18,8	45 (vízszint esés)	36,5	-
Az alapáramlás kezdeti időpontjához tartozó vízszint érték (mBf)	344,5	496,2	400,8	533,51 - 532,4	-



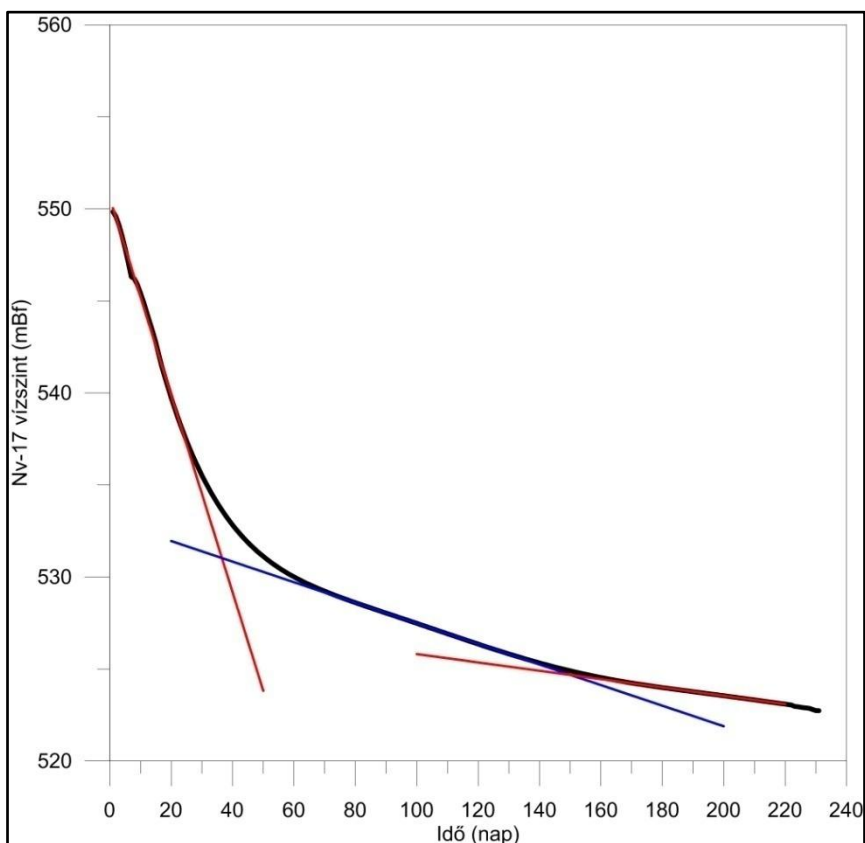
40. ábra: A Bélapátfalvai-figyelőkút jelleggörbéje



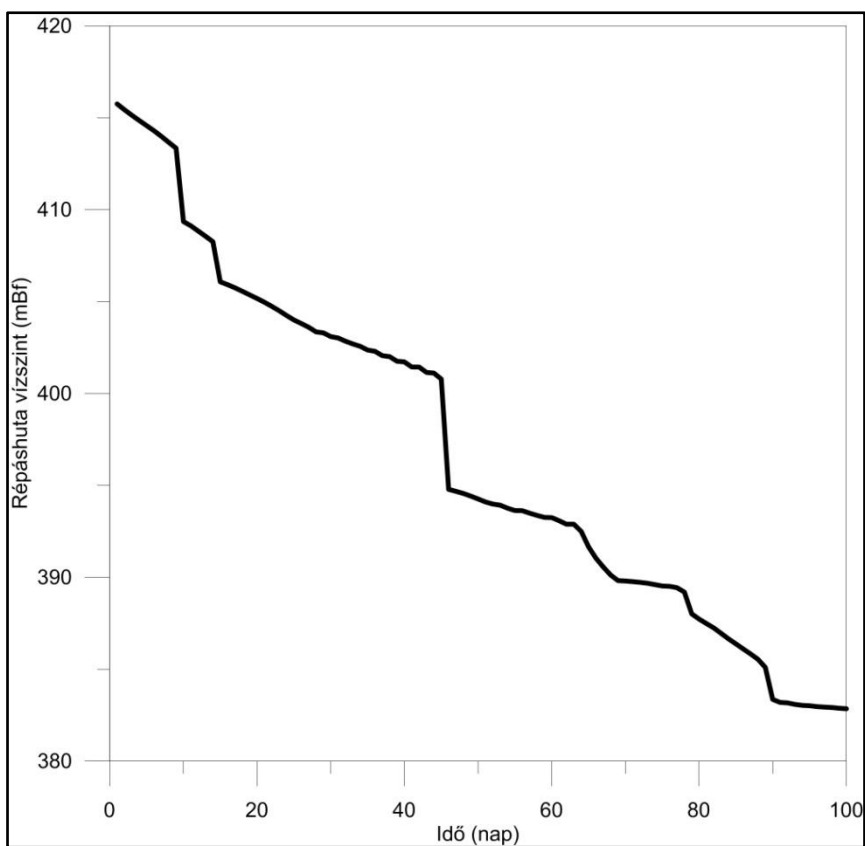
41. ábra: A Garadna-forrás jelleggörbéje



42. ábra: A Szinva-forrás jelleggörbéje



43. ábra: Az Nv-17 figyelőkút jelleggörbéje



44. ábra: A répáshutai Tbp-1 figyelőkút jelleggörbéje

6.9.1. Jól karsztosodott zóna vertikális mélységének meghatározása

"Korábbi kutatások során munkatársaim vizsgálták a 7. ábrán meghatározott vízgyűjtők erózióbázisához tartozó vertikális karsztosodás mértékét. A barlangbejáratok, töbrök („víznyelők”), valamint a barlangi végpontok szintjeiből térképeket és metszeteket szerkesztettek. A barlangokkal eddig feltárt, erózióbázis feletti karsztosodott zóna az egyes vízgyűjtőkre meghatározhatóvá vált, megállapításuk szerint a Bükkben és előterében az intenzíven karsztosodott (vízvezető képesség szerint döntő) zóna maximális vastagsága mintegy 300 m-re tehető." (Hernádi et al. 2012.)

A központi Bükkben lévő, nem peremi elhelyezkedésű kutak jelleggörbéi segítségével meghatároztam az alapáramláshoz tartozó, jól karsztosodott, jó vízvezető zóna alsó határát. Ez megegyezik az alapáramláskezdetéhez köthető mélységgel, ami a 15. táblázatban látható az egyes mérőhelyek esetében. Az érték a Nagy-fennsík, az Nv-17 figyelőkútadatainak elemzése alapján 250 méter, míg a répáshutai Tbp-1 figyelőkút esetében 100 méteres mélységre becsülhető.

Tézis 8: A központi Bükkben lévő, nem peremi elhelyezkedésű kutak vízszintjeinek spektrális elemzésével és jelleggörbéi segítségével meghatároztam az alapáramláshoz tartozó jól karsztosodott zóna alsó határát, vagyis kijelöltem a barlangképződés lehetséges mélységét. Ez az érték az Nv-17 figyelőkút esetén és ez alapján a Nagy-fennsík lefolyástalan területén a felszíntől számított 250 méter, míg a répáshutai Tbp-1 figyelőkút esetén a felszíntől számított 100 méter.

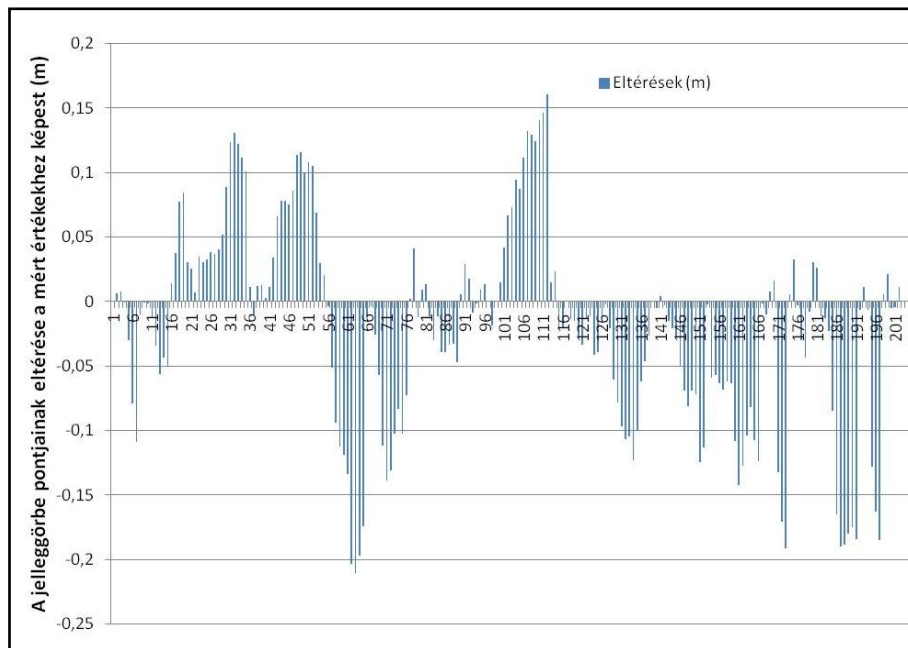
6.9.2. Előrejelzések eredményei

A korábbi gyakorlatnak megfelelően jelenleg is a bükki karsztvizet termelő vízmű vállalatok számára havonta vízkészlet becsléseket végzünk. A számítások során mindig azt feltételezzük, hogy a következő időszakban nem lesz csapadékból történő utánpótlódás, vagyis a vízszintgörbék zavartalan csökkenésére lehet számítani. Ezzel gyakorlatilag a lehetséges legkedvezőtlenebb körülmények mellett határozzuk meg a rendelkezésre álló vízkészletet. A becslés tekintetében előrelépést jelentene a meteorológiai előrejelzések alapján történő becslés, ez azonban emelkedő vízszintek előrejelzését is jelentheti, ami a dolgozatomban nem tárgya, esetleges későbbi kutatási irányt jelenthet.

A számításokhoz tehát szükség van a csökkenő vízszintek előrejelzésére, amit a jelleggörbék segítségével könnyedén megtehetünk. Ahogy azt a korábbiakban említettem a jelleggörbék lefedik a 25 éves mérési időszak maximum és minimum értékei között vízszintintervallumot, így általános esetben csak a görbékről kell leolvasni a számunkra érdekes időtartam múlva várható vízszint értéket és ezzel elvégezhető a számítás. Szükség esetén természetesen a görbék extrapolációjára is van lehetőség.

Az előállított csökkenési görbét az Nv-17 esetében ellenőriztem is, olyan szakaszokat jeleztem előre, ahol mérési adatok is rendelkezésre álltak. Az eredmények eltéréseit mutatja a 45. ábra, ahol láthatjuk, hogy a legnagyobb eltérés 22 cm, ez a teljes vízszintingadozás 0,8%-a, amit jó eredménynek tekintek.

Fontosnak tartom megemlíteni, hogy a 4. fejezetben ismertetett vízkészlet számítási módszer, illetve az Nv-17 vízszintje vízkészlet közötti függvénykapcsolat megléte lehetővé teszi a korábbiakhoz képest sokkal pontosabb, de ugyanolyan könnyen kivitelezhető készletbecsléseket. Tulajdonképpen a módszerbe beintegrált vízdomborzati modell, ami a 6. függvénnyel az Nv-17 vízszintjéhez kötött, illetve a jelleggörbe segítségével, a várható készlet becsléséhez elegendő az Nv-17 jelleggörbéjéről leolvasni a várható vízszintet, majd a 6. függvénnyel meghatározni a vízkészletet.



45. ábra: A jelleggörbe ellenőrzések eredménye

Tézis 9: Bebizonyítottam, hogy csapadékmentes időszakban az Nv-17 jelleggörbéje az eddigi mérési tartományon belül (549,8 - 520,5 mBf közötti vízállás esetén, maximum 397 napra) alkalmas a csökkenő vízszintek megbízható ($\pm 1\%$) előrejelzésére és ezáltal a csapadékmentes időszakban várható gyorsan és lassan utánpótlódó dinamikus készletek változásának előrejelzésére is.

7. Tézisek

Tézis 1: A Bükk hegységben működő Bükki Karsztvíz Észlelő Rendszer monitoring pontjaiban regisztrált átlagos vízszint értékekből és a forrás kataszterben szereplő bükki forrásfakadási szintekből meghatározható a Bükk átlagos vízdomborzati térképe (10. ábra).

Tézis 1: A Bükk hegységben működő Bükki Karsztvíz Észlelő Rendszer monitoring pontjaiban regisztrált átlagos vízszint értékekből és a forrás kataszterben szereplő bükki forrásfakadási szintekből meghatározható a Bükk átlagos vízdomborzati térképe. (10. ábra).

Tézis 2: A Bükk karsztvíz készlete 3 részre osztható: gyorsan utánpótlódó dinamikus, lassan utánpótlódó dinamikus és termál-karsztvíz készletre.

A gyorsan utánpótlódó dinamikus készlet: egy hatékony csapadékeseményhez vagy csapadékcsoporthoz köthető vízszintváltozásból utánpótlódó vízkészlet, ami a Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer monitoring pontjainak vízszintadatai és a forráskataszterből származó forrásfakadási szintek alapján számítható.

A lassan utánpótlódó dinamikus készlet: hegység vagy részvízgyűjtő szinten is meghatározható, a gyorsan utánpótlódó dinamikus készlet alsó határa alatt és a legalacsonyabb gravitációs forrás szintje fölött elhelyezkedő vízkészlet.

A lassan és gyorsan utánpótlódó dinamikus készletek összege a teljes, gravitációsan rendelkezésre álló hideg vízkészlet.

A termál-karsztvíz készlet a legalacsonyabb hideg vízű, gravitációsan felszínre lépő forrás szintje alatt elhelyezkedő vízkészlet, alsó határa a Bükk előterében lévő legmélyebb termálkút legalsó vízbelépési pontja.

Tézis 3: A Bükkben a Bükki Karsztvíz Észlelő Rendszer vízszintmonitoring pontjai és a forrás fakadási szintek alapján elkészített vízkészlet számítási metodikával a gyorsan utánpótlódó dinamikus készletek igazolt módon számíthatóak.

Tézis 4: Függvénykapcsolatot állítottam fel a Bükkben az Nv-17-figyelőkút vízszintje és a lassan utánpótlódó dinamikus vízkészlet között. A függvényt (17. ábra) meghatároztam, $V_k = 0,334 * V_{sz} - 120,7$ (V_k a lassan utánpótlódó dinamikus vízkészlet (millió m^3), V_{sz} az Nv-17 monitoringpont vízszintje (mBf)) ezáltal a lassan utánpótlódó dinamikus készlet mennyisége egyetlen vízszintadat alapján bármely időpillanatra kiszámítható.

Tézis 5: A miskolctapolcai T-10 figyelőkút és a miskolctapolcai Termál-kút adatsorán Fourier-transzformációval végzett periodicitás vizsgálattal bebizonyítottam, hogy a módszer karsztos területen alkalmas annak megállapítására, hogy az egyes mérőhelyek utánpótlódás szempontjából azonos vízrendszerhez tartoznak-e.

Tézis 6: A vízszint adatsoron végzett autokorrelációs vizsgálat alkalmas összetett geológiai szituációk értelmezésének megkönnyítésére. A BKÉR vízszint adatsorain végzett autokorrelációs függvények elemzésével bebizonyítottam, hogy a központi Bükkben lévő Bükkfennsík Mészki Formáció és a Fehérkői Mészki Formáció az áramlás első 7 napjában ugyanolyan hidraulikai tulajdonságokkal rendelkeznek.

Szintén bebizonyítottam, hogy a Répáshuta, Tbp-1 mérőhely és az Nv-17 mérőhelyeken lévő Bükkfennsík Mészki Formációként azonosított vízadó térbeli elhatárolódásuk ellenére, az áramlás első 6 napjában megőrizték hidraulikai azonosságukat.

Tézis 7:*A BKÉR vízszint-csapadék idősorain végzett keresztkorrelációs vizsgálatok és a fázis függvény elemzések segítségével elérési időkből áramlási sebességeket határoztam meg, ami az Nv-17 figyelőkút esetében és a központi Bükkben lévő lefolyástalan terület egészére vertikális áramlási sebesség: 17 - 22 m/nap . Répáshuta Tbp-1 figyelőkútra átlagos áramlási sebesség 8,5 - 10 m/nap .*

Tézis 8:*A központi Bükkben lévő, nem peremi elhelyezkedésű kutak vízszintjeinek spektrális elemzésével és jelleggörbéi segítségével meghatároztam az alapáramláshoz tartozó jól karsztosodott zóna alsó határát, vagyis kijelöltem a barlangképződés lehetséges mélységét. Ez az érték az Nv-17 figyelőkút esetén és ez alapján a Nagy-fennsík lefolyástalan területén a felszíntől számított 250 méter, míg a répáshutai Tbp-1 figyelőkút esetén a felszíntől számított 100 méter.*

Tézis 9:*Bebizonyítottam, hogy csapadékmentes időszakban az Nv-17 jelleggörbéje az eddigi mérési tartományon belül (549,8 - 520,5 mBf közötti vízállás esetén, maximum 397 napra) alkalmas a csökkenő vízszintek megbízhatón ($\pm 1\%$) előrejelzésére és ezáltal a csapadékmentes időszakban várható gyorsan és lassan utánpótlódó dinamikus készletek változásának előrejelzésére is.*

8. Összefoglalás

A Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer létrehozását 1992-ben a Bükkből ivóvizet termelő 3 nagyvállalat részvételével az ÉVIZIG (ma Észak-magyarországi Vízügyi Igazgatóság) kezdeményezte, a hegységben akkoriban tetőző vízhiány miatt. A vízművek részéről a kezdetektől elvárás volt az adatok alapján történő készletbecslés, aminek eredményeit a napi termelésekkel kapcsolatos döntéshozatal során hasznosították. Láthatjuk, hogy az értekezésben szereplő 2 nagy kutatási téma közül az első, vagyis a vízkészlet számításokkal foglalkozó témakör vizsgálata kezdetektől gyakorlati szempontok, igények miatt történt és történik ma is.

Az adatsorok hossza viszont meghozta az újítás igényét is, ma már a 25 éves vízszint és csapadék idősorok alapján sokkal átfogóbb, szélesebb körű vizsgálatok lehetségesek. A készletbecslés korábbi gyakorlat szerint egyetlen monitoringpont (Nv-17 figyelőkút) vízszint adatai alapján, egyetlen hézagképző érték felhasználásával, a domborzat és az aktuális vízdomborzat figyelembevétele nélkül történt.

Dolgozatomban a rendelkezésre álló földtani, vízföldtani adatok alapján, továbbá a BKÉR megfigyelő kútjaiban és barlangi mérőhelyeken regisztrált vízszintek, valamint a VIFIR forráskataszter bükki adatai, forrás fakadási szintek felhasználásával határoztam meg a hegységben jellemző vízdomborzatot, amit az aktuális mérési eredmények felhasználásával bármely időpillanatra elő lehet állítani. Az így létrehozott vízdomborzat és a meghatározott porozitás értékek, illetve technikai határok (lassan, gyorsan utánpótlódó dinamikus és termál karsztvíz készlet) segítségével pillanatnyi készletbecslés és beszivárgás vizsgálat is végezhető. Az előállított Nv-17 vízszint - vízkészlet függvény pedig a hétköznapi felhasználó szintjére egyszerűsíti a módszer alkalmazását. Ezáltal az eredmények közvetlenül felhasználhatóak a Miskolci Egyetem, Környezetgazdálkodási Intézetben a vízművek számára továbbra is végzett készletbecslések során. Ez alapján a cégek tervezhetik a napi termelésüket, ha szükséges, felkészülhetnek az alternatív forrásból történő ivóvíz beszerzésre. Másrészt a készletbecslések eredményei az illetékes hatóságok számára is támpontot jelenthetnek egy-egy új, nagyléptékű vízkivétel engedélyezése során. Ez egyrészt jelenthet mennyiségi vizsgálatot, másrészt pedig annak a vizsgálatát, hogy az új vízkivétel jelenthet-e áramlás módosító hatást, amik már meglévő vízkivételi pontokra kedvezőtlenek lehetnek.

A mérési adatokból elkészített vízdomborzati térkép alapján meghatározhatóak a hegységben jellemző áramlási irányok és bármely pontra a várható potenciál érték, ennek segítségével a kúttervezési vagy áramlási irányokkal kapcsolatos feladatok, szennyezés terjedés, modellezési feladatok is egyszerűbbé válhatnak. Későbbi modellezési feladatok esetén közvetve segítik a munkát az interpolációs és rácsháló méretezéssel kapcsolatos vizsgálataim, mely során megállapítottam, hogy az 5x5 méteres rácsméret és a természetes szomszéd interpolációs eljárás a hegységben jó eredményre vezet.

A másik nagy témakör az idősorok elemzése modern módszerekkel, melyekről általánosan elmondható, hogy azok a Bükk karsztrendszerének minél jobb megismerését célozzák. A különböző módszerek alkalmazása során számos összehasonlító vizsgálatot végeztem, melyek alapján vízvezető képesség, tározási jellemzők alapján egymáshoz képest rangsorolni lehet a vizsgálatba bevont földtani formációkat. Emellett több olyan elemzést is készítettem, ami számszerűsíthető eredményt hozott.

A Fourier-transzformációval végzett periodicitás vizsgálatok segítséget nyújtanak az egyes mérőhelyek lokális vízrendszerek szerinti hovatartozásának eldöntésekor. Az autokorrelációs vizsgálatok által információt kapunk a memória effektus mértékéről a hegység egyes területein. Gyakorlati szempontból ez fontos lehet olyan esetekben, amikor egy esetleges felszíni szennyezés mozgását kell jellemezni, ugyanis a nagy repedéseken keresztül a víz és egyéb anyagok gyorsan keresztül jutnak, amennyiben a kisebb vízvezető járatok minimális mértékben vesznek részt az áramlásban, a közet szűrő, késleltető hatására érdemben nem lehet számítani, viszont a nagyon rövid elérési időkre igen.

A keresztkorreláció és a fázis függvény alapján késleltetési időket, majd ez alapján az egyes területeken érvényes áramlási sebességeket határoztam meg, ezek az értékek a Bükk modellezése, tervezési feladatok során szintén felhasználhatóak.

A gain függvény és a jelleggörbe elemzések értékes információkat szolgáltatnak a Bükkről. A gain függvény alapján megállapítottam a gyors és az alap áramláshoz köthető időtartamokat. Ezeket az időket az általam, mérési adatokból készített jelleggörbék segítségével mélységhatárokká lehet alakítani, ami gyakorlati szempontból sokkal praktikusabb, könnyebben értelmezhető. Segítségével az egyes területeken megállapítottam a jól karsztosodott zóna, vagyis a lehetséges barlangképződés alsó mélységhatárát. Ezek alatt a szintek alatt csak alap, lassú áramlás lehetséges.

A jelleggörbe másik, gyakorlati szempontból igen fontos alkalmazási lehetősége a vízszint előrejelzés. A vízkészletek előrejelzésekor ugyanis előrejelzett vízszintadatokból indulunk ki. Vizsgálataim során bebizonyítottam, hogy az általam előállított görbék alkalmasak a vízszint 1 %-os pontosságú, akár 397 napos előrejelzésére. (A gyakorlati alkalmazás során az eddigi maximum egy 9 hónapos előrejelzett időtartomány volt.)

A spektrális elemzéseket különböző mérőhelyről származó csapadékadatokon is elvégeztem, annak érdekében, hogy megállapítsam, melyek azok a paraméterek, amikben jelentős eltérés tapasztalható a különböző helyekről származó adatsorok esetében. Vagyis gyakorlati szempontból arra kerestem a választ, hogy milyen paraméterekben lehetnek jelentős eltérések a nem megfelelő csapadékmérő állomás kiválasztása esetén, illetve, hogy mi alapján lehet kiválasztani a megfelelő mérőhelyet. Általánosságban megállapítható, hogy a gain függvény előállítása során az alacsonyabb frekvenciatartományokban mutatkozik a legnagyobb különbség. A gyors és intermedier áramlások határainak pontos megállapítása érdekében, az egyes csapadékmérő állomások adatai közül azt kell az elemzésekhez alkalmazni, amelyik az alacsony frekvencia tartományban a legmagasabb koherenciával rendelkezik.

Ebben az évben ünnepeltük a BKÉR fennállásának 25. évfordulóját, a kapcsolódó rendezvényen a fent említett alapító vállalatok mellett az illetékes hatóságok és még néhány, az adatgyűjtésben érintett szervezet is jelen volt: Miviz Kft., Heves Megyei Vízmű ZRt., Északmagyarországi Regionális Vízművek ZRt., Észak-magyarországi Vízügyi Igazgatóság, Bükki Nemzeti Park, Zsóry Gyógy- és Strandfürdő, PannErgy Nyrt. Az itt dolgozó szakemberek mindannyian napi munkájuk során alkalmazhatják a közölt eredményeket.

9. Summary

The Bükk Karst Water Monitoring System (BKWMS) was established in 1992 by pushing of three water supply companies which are produced the karst water of Bükk. For the companies, the water resource estimation was the main requirement from the beginnings. This is the reason why the first research topic of my dissertation is the water resource calculation.

The 25-years data of water level and precipitation enable to develop new calculation methods. The previous method used data of only one monitoring point (Well Nv-17) and it calculated the exploitable water volume from one porosity value with neglect of relief and water relief.

The water relief in my work was determined according to geological and hydrogeological data, furthermore I used water levels from BKWMS and spring exit point elevation from spring cadaster. According to this database the water relief can be calculated to an arbitrary moment. By application of different porosity and technological border (quickly and slowly refillable dynamic resources and thermal water resource) from the water relief, the water resource can be calculated. The created water level-water resource function makes it easier to determine volume of water resource for water supply companies. The results can be used directly during water resource estimations which are made in the Institute of Environmental Management at University of Miskolc. With this method the companies can plan the daily water production, they can prepare to providing drinking water from alternative sources. The results of water resource calculation can also serves basics for governments. For example they can evaluate the effect of new water withdrawals.

The flow direction and expectable hydraulic heads can be determined according to water relief map. This can help well planning or contamination transport modeling. Indirectly, my investigations of interpolation and grid sizing can help the farther hydrodynamic and transport modeling. In this investigations I proved that 5 m x 5 m grid size and the application of natural neighbor method for interpolation can result the more accurate water relief map.

The time series analysis is the second research topic of my paper. The aim of this investigation is the better understanding of karst system of Bükk Mountain. I have made several comparable investigations. According to these, the geological formations can be ranked by hydraulic conductivity and storativity.

The periodicity investigations based on Fourier-transformation can help to separate local water systems. The autocorrelation investigation can serves information about memory effect of different part of mountain. This could be useful when the movement of a contamination is monitored. In karstic aquifer the water can flow quickly, the small fractures do not work during quick flow so the filtering effect of rocks is negligible.

By cross-correlation and phase function I determined the delay and flow velocity. These results can also be applied in hydrodynamic modeling.

The gain function and characteristic curve can also serves information about the water system of Bükk. I determined the duration of basic and quick flow by gain function. These periods could be converted into depth by aid of characteristic curves. In practice this is more useful and easier to understand. I appointed the boundary of well-karstified zone which means the possible lowest depth of cave forming. Below these depths can found the zone of slow flow.

Another important application of characteristic curves is the water level forecast. To forecast water resources we use forecasted water levels. In my investigations I proved, my characteristic curve can forecast the water level with uncertainty of 1%.

I also investigated how the precipitation of different registers can influence result of spectral analysis and what are the most sensitive parameters of analysis. In generally, I could say the low frequencies in gain functions where we can find significant differences. It can cause problems to establish the border between quick and intermedier flow. In practice we have to use data of that precipitation monitoring station which have the highest coherency in lower frequency domain.

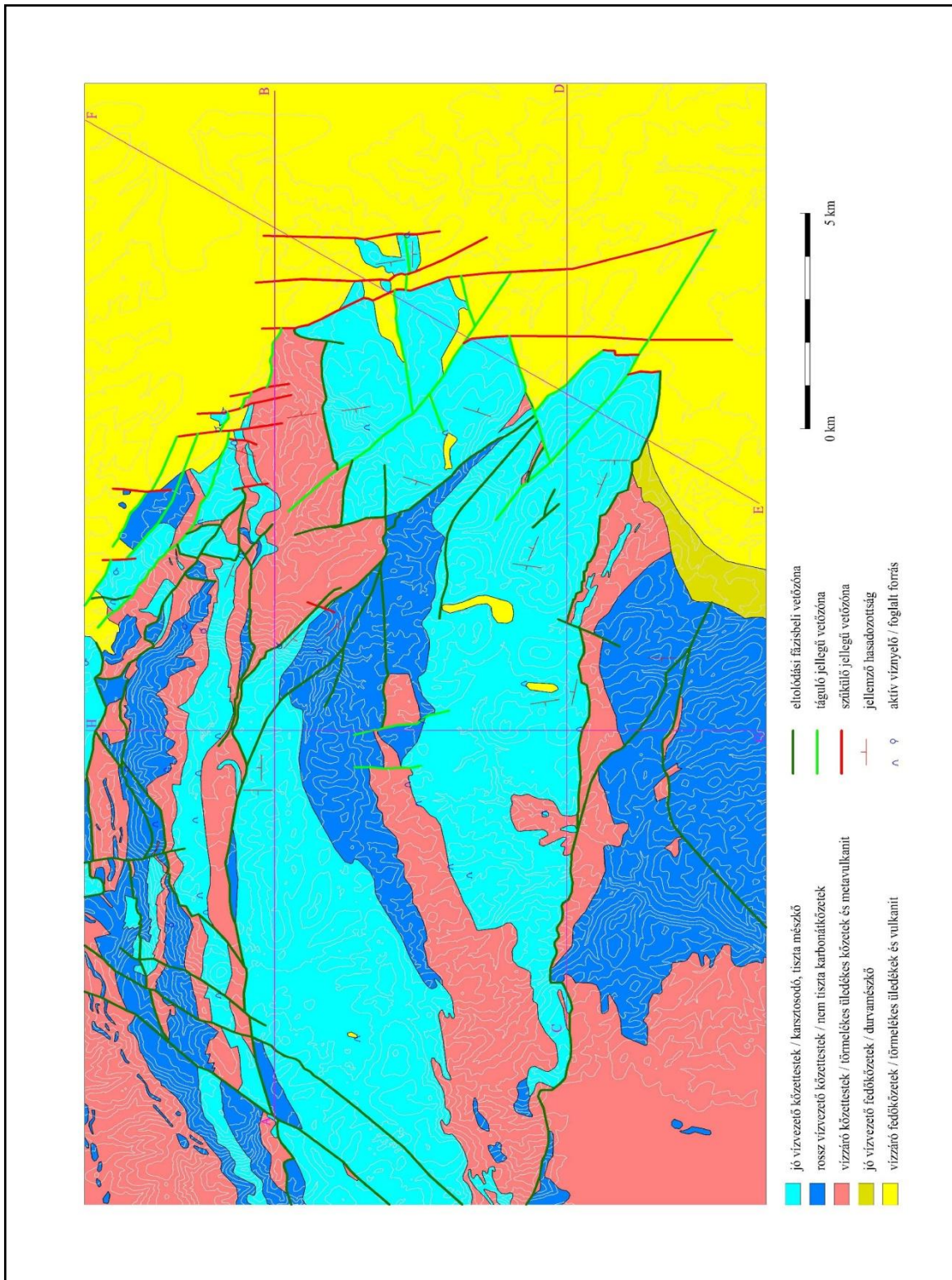
This year is 25th anniversary of BKWMS. On this event there were several companies which are interested in working of monitoring system. The workers of Miviz Ltd., Waterworks of Heves County Co., Regional Waterworks of North Hungary Co., North-Hungarian Water Conservancy Directorate, Bükk National Park, Zsóry Medicinal and Open bath, PannErgy Co. can use the results of my dissertation during their daily work.

10.Mellékletek

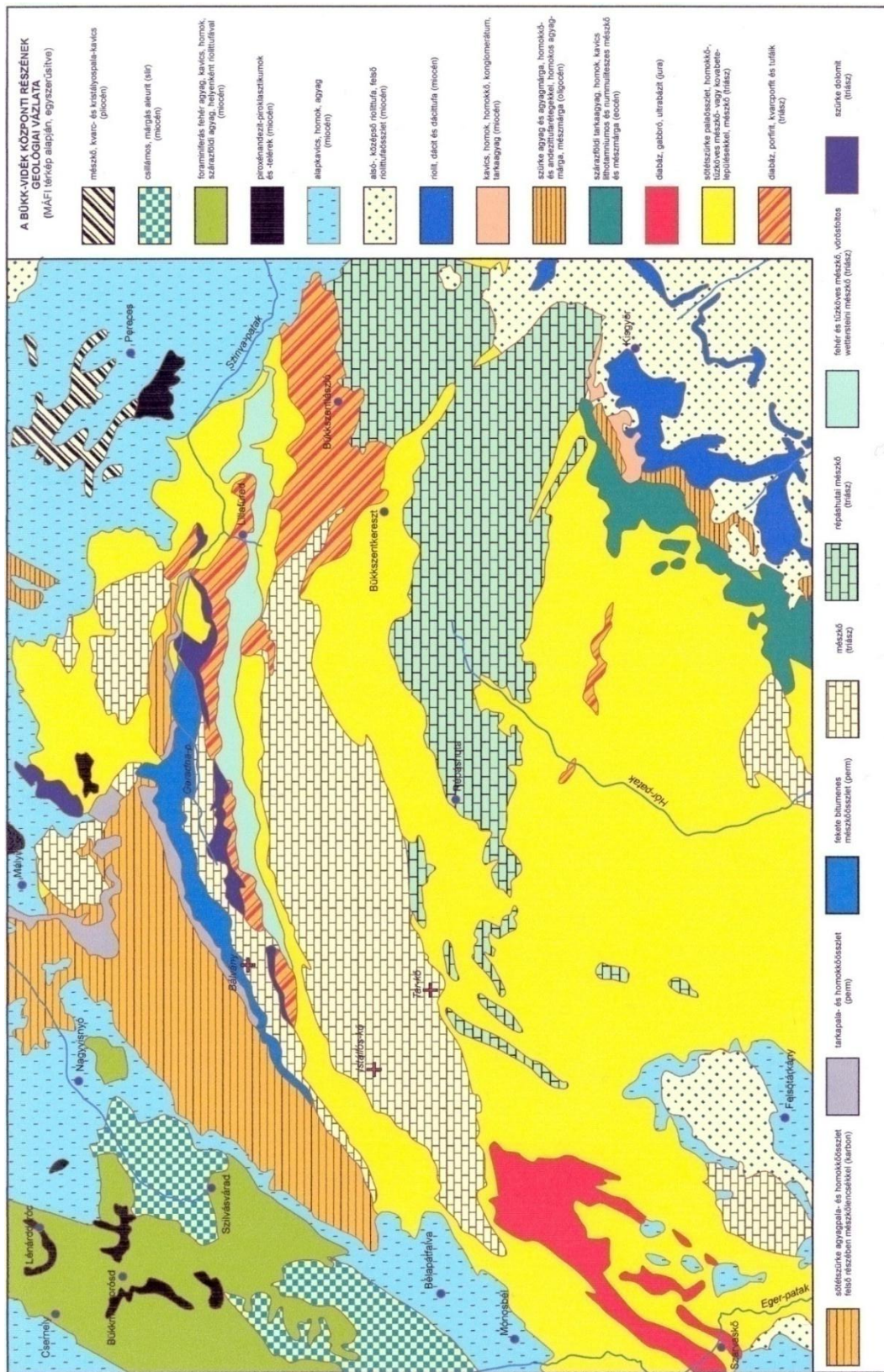
1. melléklet: A Bükk kistájainak elhelyezkedése (Sásdi 2005)



2. melléklet: A Bükk-hegység tektonikai felépítése (Németh 2006)



3. melléklet: A Bükk egyszerűsített földtani felépítése (www.nyf.hu)



4. melléklet: Az egyes földtani formációkról készült saját fotók

1. kép: A vízrekesztőnek tekinthető középső-perm Szentléleki Formáció



4. kép: A vízvezetőképesség szempontjából vegyes tulajdonságú alsó-triász Ablakoskőolgyi Formáció



2. kép: A közepesen karsztosodó, jó víztározó felső-perm Nagyvisnyói Mészakő



5. kép: Közepes vízvezető középső-triász Hámori Dolomit



3. kép: Közepes vízvezető, de gyengébb víztározó alsó-triász Gerennavári Mészakő



6. kép: A vízrekesztőnek tekinthető középső-triász Szentistvánhegyi Metaandezit



7. kép: A kitűnően karsztosodott és jó vízvezető triász Fehérkői Mészkö



10. kép: A vízrekesztőnek tekinthető felső-triász Szinvai Metabazalt



8. kép: A kitűnően karsztosodott és jó vízvezető triász Bükkfennsíki Mészkö



11. kép: A vízrekesztőnek tekinthető, de sok vízvezető hasadékokat tartalmazó jura Bányahegyi Radiolarit

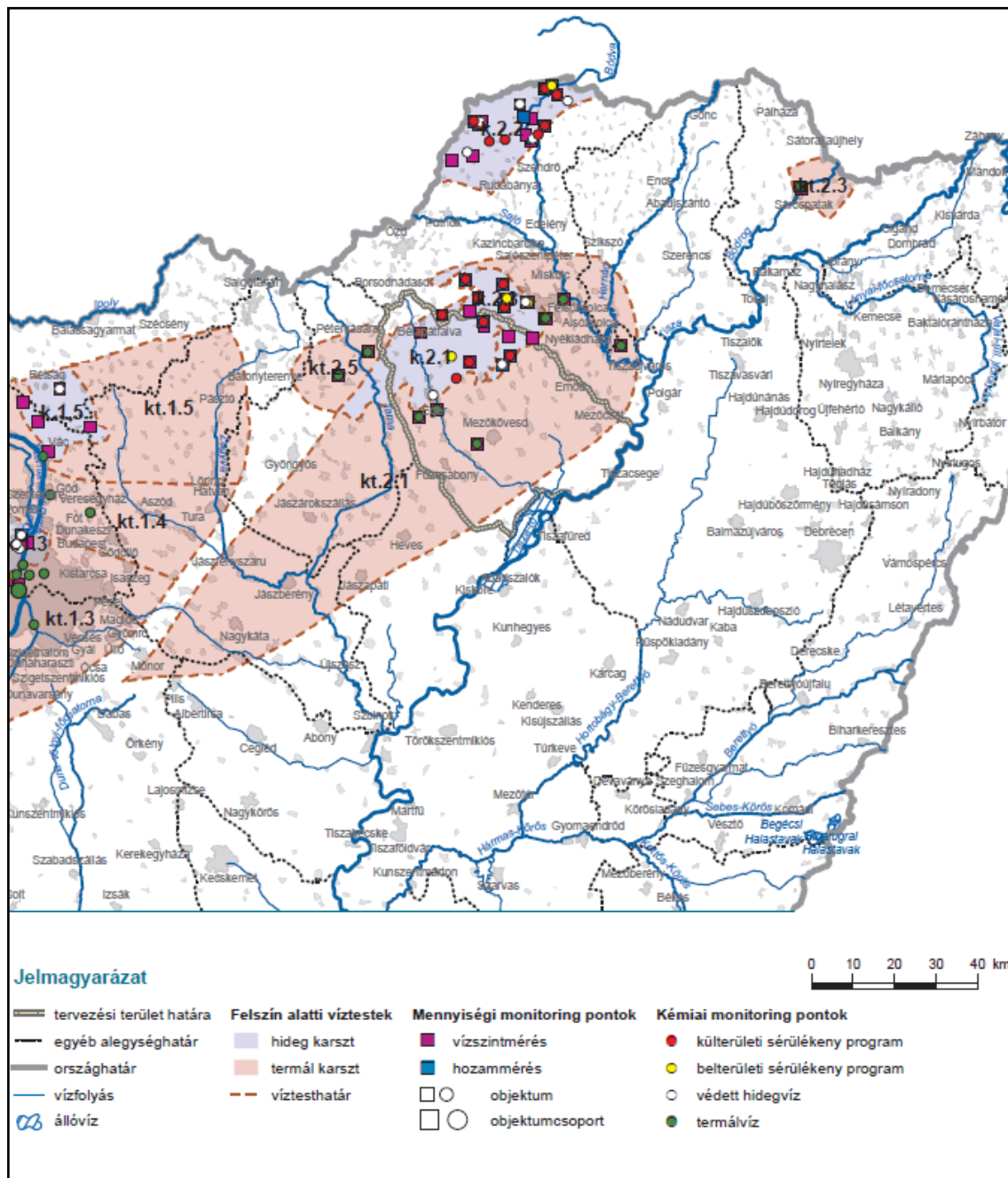


9. kép: A vízvezetőképesség szempontjából vegyes tulajdonságú felső-triász Vesszősi Formáció



12. kép: A jól karsztosodott és jó vízvezető eocén Szépvölgyi Mészkö egy kagyló lenyomattal

5. melléklet: Felszín alatti karsztos és termálkarsztos területek Víz Keretirányelvhez köthető monitoring pontjai (VKKI-ÉKÖVIZIG 2010)



11. Felhasznált irodalom

1. 30/2004. (XII. 24.) KvVM rendelet, A felszín alatti vizek vizsgálatának egyes szabályairól.
2. Andreo et al. (2015). Andreo, B.; Carrasco, F.; Durán, J. J.; Jiménez, P.; LaMoreaux, J.: *Hydrogeological and Environmental Investigations in Karst Systems*. Springer.
3. Aujeszky, G., & Scheuer, G. (1974). Adatok a Bükk hegység karsztvízföldtani viszonyaihoz. *Hidrológiai Közöny 54. évf. 3-4. szám, Budapest*, pp. 173-183.
4. Bakalowicz, M. (2005). Karst groundwater: A challenge for new resources. *Hydrogeology Journal*. 13, pp. 148-160.
5. Bakalowicz, M. (2005). Karst Groundwater: A Challenge for New Resources. *Hydrogeology Journal* 13 (1), pp. 148-160.
6. Bonacci, O. (1987). *Karst hydrology*. New York pp. 1-184.: Springer.
7. Böcker & Dénes (1977). Böcker, T., Dénes, Gy.: A Szinva, Anna, Diósgyőri és Tapolcai forrás csoportok védőidoma. *Kutatási jelentés*. VITUKI.
8. Böcker & Vízy. (1981). Böcker T., Vízy B.: Protection against underground waters of bauxite mining at Nyírad, Hungary, and its impact on the environment. *Kutatási jelentés*.
9. Böcker, T. (1975). A barlangi csepegés és a beszivárgás kapcsolata a Bükk hegység keleti részén. *Karszt és Barlang*, I-II. füzet pp. 5-8.
10. Böcker, T. (1969). Miskolc vízellátása szempontjából számba jöhető források hozamtartóssági vizsgálata. *VITUKI tanulmány*. Budapest.
11. Böcker, T. (1975). A barlangi csepegés és a beszivárgás kapcsolata a Bükk-hegység keleti részén. *Karszt és Barlang, I-II. füzet, Budapest*, pp. 5-8.
12. Budai, T., & Konrád, G. (2011). Magyarország földtana. *Egyetemi jegyzet*. Pécs, Pécsi Tudományegyetem, Természettudományi Kar.
13. Chatfield, C. (2005). *The analysis of time series*. USA, New York: Chapman & Hall.
14. Cheng-Haw et al. (2006). Cheng-Haw, L.; Wei-Ping, C.; Ru-Huang, L.: Estimation of groundwater recharge using water balance coupled with base-flow-record estimation and stable-base-flow analysis. *Environmental Geology* 51., pp. 73-82.
15. Csepregi, A. (1985). A karsztos beszivárgás számítási módszereinek összehasonlítása a vízszintváltozások elemzése alapján. *Hidrológiai Közöny III. szám*, pp. 130-133.
16. Darabos et al. (2015). Darabos, E.; Lénárt, L.; Hernádi, B.: Forrásokban és kutakban mért vízszintesökkenések jellegzetességeiből kinyerhető információk a bükki karszt példáján. In S. Bodzás, *Műszaki Tudomány az Észak-kelet Magyarországi Régióban* Debrecen. pp. 169-174.
17. Darabos et al. (2016). Darabos, E.; Miklós, R.; Kovács, P.; Szűcs, P.; Lénárt, L.: A bükki karsztvíz észlelő rendszer adatainak vizsgálata a hegységben jelentkező klímaváltozás jellegének és következményeinek meghatározására. *PTE TTK Szentágotthai János Protestáns Szakkollégium, Beregszász*. pp. 72-81.
18. Darabos et al. (2014). Darabos, E.; Miklós, R.; Tóth, M.; Lénárt, L.: Hydrogeological investigation of the Garadna catchment area. *Geoscience and engineering: A publication of the University of Miskolc* 3, pp. 119-127.
19. Darabos, E. (2010). Examining relationships is data recorded with the Bükk Karst Water Monitoring System. *Karst Development Volume 1., Issue 1., Szombathely*, pp. 6-12.
20. Darabos et al. (2014). Darabos, E.; Tóth, M.; Lénárt, L.: Karsztvízkészlet-meghatározás módszertani fejlesztése a Bükk példáján. *XVI. Bányászati, Kohászati és Földtani Konferencia: 16th Mining, Metallurgy and Geology Conference*, Székelyudvarhely, Románia. pp. 248-252.
21. Dataqua 2002 Elektronikai Kft. (2008). Termék tájékoztató füzet. Balatonalmádi.
22. Drogue, C. (1972). Statistical analysis of hydrographs of karstic springs. *Journal of Hydrology* 15., pp. 49-68.
23. Eisenlohr, L. (1997). Eisenlohr, L.; Király, L.; Bouzelboudjen, M; Rossier, Y.: Numerical simulation as a tool for checking the interpretation of karst spring hydrographs. *Journal of Hydrology* 193., pp. 306-315.
24. EU Vízközvetítő Rendszer (2006/60).

25. Florea, L., & Vacher, H. L. (2006). Springflow hydrographs: Eogenetic vs. telogenetic karst. *Ground Water* 44, no. 3., pp. 352-361.
26. Ford, D., & Williams, P. (2007). *Karst Hydrogeology and Geomorphology*, England: Wiley. pp. 103-144.
27. Goldschieder, N., & Drew, D. (2007). *Methods In Karst Hydrogeology*. London, UK: Taylor & Francis.
28. Gondárné et al. (2008). Gondárné, K.; Székvölgyi, K.; Gondár, K.; Gyulai, T.; Könczöl, N.; Kun, É.: Egy új módszer az utánpótlódó felszín alatti vízkészlet számítására hegyvidéki víztestek területén. *Magyar Hidrológiai Társaság, XXVI. Országos vándorgyűlés, 4. szekció*, Budapest. pp. 667-681.
29. Gondárné et al. (2008). Vizgazdálkodási döntéseket támogató monitoring rendszer megvalósítása a Bükk-vidéken a fenntartható fejlődés érdekében. *VIMORE (Projekt azonosítója: GVOP-3.1.1.-2004-05-0530/3.0)*. Miskolc-Budapest.
30. Grund, A. (1903). Die Karsthydrographie. *Pencks geographische Abhandlung* 7, pp. 103-200.
31. Gunn, J. (1986). Modelling of conduit flow dominated karst aquifers. *Gunay G. & Johnson A. I. (szerk.) Karst Water resources. IAHS, Publications 161*. Wallington. pp. 587-596.
32. Hartmann et al. (2014). Hartmann, A; Goldschieder, N; Wagener, T; Lange, J; Weiler, M: Karst water resources in a changing world: Review of hydrological modeling approaches. *Reviews of Geophysics Vol. 52 (3)*, pp. 218-242.
33. Hernádi et al. (2012.). Hernádi, Béla; Lénárt, László; Horányiné Csiszár, Gabriella; Tóth, Katalin: A bükki nyílt karszt vertikális karsztosodottsága. *Karsztfelődés XVII*. Szombathely: Nyugat-magyarországi Egyetem. pp. 63-78.
34. Hernádi, B. (2010). In: Lénárt L. A Bükkben keletkezett kitermelhető karsztvízkészlet folyamatos meghatározásának módszere, XX/a. (Az 1992. 10. 10. - 2011. 01. 01. közötti mérések értékelése). *Kézirat*. Miskolc, pp. 1-60.
35. Hevesi, A. (2002). A magyarországi karsztok fejlődéstörténet és formakincs szerinti csoportosítása; az aggteleki jellegű karsztok felszíni formakincse. *Akadémiai doktori értekezés*. Miskolc.
36. Hinaman, K. (2005). *Hydrogeologic Framework and Estimates of Ground-Water Volumes in Tertiary and Upper Cretaceous Hydrogeologic Units in the Powder River Basin, Wyoming USA, Virginia*: U.S. Geological Survey. pp. 6-11.
37. Horusitzky, F. (1942). A víz a föld belsejében. *Hidrológiai Közlöny XXII. évf.*, pp. 123-144.
38. Huyakorn, P., & Pinder, G. (1983). *Computational Methods in Subsurface Flow*. London, U. K.: Academic Press.
39. Izápy, G., & Maucha, L. (1992). A Bükk hegység vízháztartási vizsgálata. In: A Bükk karsztja, vizei, barlangjai I. *Miskolci Egyetem*, Miskolc. pp. 131-142.
40. Jenkins, G. M., & Watts, D. G. (1969). *Spectral analysis and its applications*. USA: Holden-Day.
41. Juhász, A. (1976.). Beszámoló a "Beszivárgás karsztos területen" c. ankétről. *Hidrológiai Tájékoztató*, pp. 65-67.
42. Juhász, J. (1955). Felszínalatti vízkészletünk. *Hidrológiai Közlöny 35. évf. 1-2. szám*, Budapest, pp. 21-34.
43. Juhász, J. (1962). Beszivárgás levegő jelenlétében. *Hidrológiai Közlöny, 42. évfolyam*, pp. 114-120.
44. Juhász, J. (1973). A kitermelhető sztatikus vízkészlet. *Hidrológiai Közlöny 53. évf. 4. szám*, Budapest, pp. 187-195.
45. Juhász, J. (2002). *Hidrogeológia*. Budapest: Akadémiai Kiadó, pp. 1-917.
46. Jukic, D., & Denic-Jukic, V. (2015.). Investigating relationships between rainfall and karst-spring discharge by higher-order partial correlation functions. *Journal of Hydrology, Vol. 530*, pp. 24-36.
47. Kassai, F. (1948). Paleogén szénbányászatunk, a karsztvíz és a védekezés módjai. *Hidrológiai Közlöny 28. évf. 1-4. szám*, Budapest, pp. 4-48.
48. Katzer, F. (1909). Karst und Karsthydrographie. *Zur Kunde der Balkanhalbinsel, Vol. 8*.
49. Kessler, H. (1954a). A karsztból tartósan kitermelhető vízmennyiség és a beszivárgási százalék megállapítása. *Hidrológiai Közlöny 34. évf. 5-6. szám*, Budapest, pp. 213-222.

50. Kessler, H. (1954b). A beszivárgási százalék és a tartósan kitermelhető vízmennyiség megállapítása karsztvidéken. *Vízügyi közlemények*, 2. szám, Budapest, pp. 117-123.
51. Kessler, H. (1964). Jelentés a Miskolc-tapolcai fürdőforrások elapadásával kapcsolatban végzett vizsgálatokról. *VITUKI tanulmány*. Budapest.
52. Kinzelbach, W. (1986). *Groundwater Modelling*. Amsterdam, N. Y.: Elsevier.
53. Király, L. (1998). Modeling karst aquifers by the combined discrete channel and continuum approach. *Bulletin d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel*, 16., pp. 77-98.
54. Kovács B. (2006). A tapolcai Termál-kút hidraulikai viszonyainak elemzése numerikus modellszámításokkal. *Kutatási jelentés*. Miskolci Egyetem, témavezető: Lénárt L.
55. Kovács et al. (2016). Kovács, A.; Darabos, E.; Perrochet, P.; Miklós, R.; Lénárt, L.: Forrás és kút hidrogram elemzések eredményei a Bükk hegységben. *Debreceni Akadémiai Bizottság Műszaki Szakbizottsága*, Debrecen. pp. 261-268.
56. Kovács, A. (2003). Geometry and Hydraulic Parameters of Karst Aquifers: A Hydrodynamic Modeling Approach. *Doctoral Thesis*. University of Neuchâtel, Switzerland, p. 8.
57. Kovács, A., & Perrochet, P. (2007). A quantitative approach to spring hydrograph decomposition. *Journal of Hydrology* 352., pp. 16-29.
58. Kovács, B., & Szanyi, J. (2005). *Hidrodinamikai és transzportmodellezés (Processing MODFLOW és Surfer for Windows környezetben) II*. Miskolc: GÁMA-GEO Kft. pp. 64-82.
59. Kovács, P. (2017). A Bükk csapadékviszonyai, kézirat (100 éves az MHT - 25 éves a BKÉR Konferencia). Miskolc. Miskolci Egyetem.
60. Kresic, N., & Bonacci, O. (2010). Spring discharge hydrograph. In N. Kresic, & Z. (. Stevanovic, *Groundwater hydrology of springs. Engineering, theory, management and sustainability* Amsterdam: Elsevier Inc. pp. 129-163.
61. Kresic, N., & Stevanovic, Z. (2010). *Groundwater Hydrology of Springs*. USA: Elsevier.
62. Kun et al. (2010). Kun É., Gondárné S., K., Köncöl, N., Weiser, L.: A Kenderföldi Dem-jén K-11-es jelű termálkút védőidomának meghatározása. *Kézirat*. Budapest, p.34.
63. Larocque et al, .. (1998). Contribution of correlation and spectral analyses to the regional study of a large karst aquifer (Charente, France). *Journal of Hydrology* 205, pp. 217-231.
64. László, A. (2013). Idősor elemzési modellek gyakorlati alkalmazása újszülött malac aEEG adatain (url: http://www2.szote.u-szeged.hu/dmi/downloads/nepszeru_tud/alap_aEEG_idosorelemzes_RefW_LA_2013-09-09.pdf, letöltés dátuma: 2017. 07. 18). Szeged.
65. Lénárt et al. (2007). A miskolci karsztforrások monitoring rendszere. *Kézirat*. Miskolc.
66. Lénárt, L. (1976). Tektonikai vizsgálatok a Létrási-Vizes-barlangban és környezetében. *Karszt és Barlang*, I-II. pp. 9-14.
67. Lénárt, L. (1994). Vízmozgások a Bükk-vidéken. *A Bükk-vidék vízkészletvédelméért*. Miskolci Egyetem, Miskolc, pp. 9-16.
68. Lénárt, L. (2005). Some aspects of the „3E's” (Economics-Environment-Ethics) model for sustainable water usage in the transboundary Slovak and Aggtelek karst region based on some examples from the Bükk Mountains. *PhD Thesis Work*. Kassa.
69. Lénárt, L. (2006). A Bükk-térség karsztvízpotenciálja – A hosszú távú hasznosíthatóságának környezetvédelmi feladatai. *Észak-magyarországi Stratégiai Füzetek, III. évfolyam 2. szám*, pp. 17-28.
70. Lénárt, L. (2016). A Bükkben keletkezett kitermelhető karsztvízkészlet folyamatos meghatározásának módszere. *Az 1992. 10. 10. - 2016. 01. 01. közötti mérések értékelése*. Észak-magyarországi Regionális Vízművek Zrt., Heves megyei Vízművek Zrt., Mezőkövesd VG Zrt. megbízás.
71. Lénárt, L., & Darabos, E. (2012.). A bükki karsztvízkészletek meghatározási problémái. *Elektronikus Műszaki füzetek* Debrecen: Debreceni Akadémiai Bizottság. pp. 231–240.
72. Less, G. (2005). In: Pelikán, P.: A Bükk hegység földtana. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
73. Liedl et al. (2003). Liedl, R; Sauter, M; Hückenhaus, D; Clemens, T; Teutsch, G: Simulation of the development of karst aquifers using a coupled continuum pipe flow model. *Water Resour. Res.*, 39(3), p. 1057.
74. Maillat, E. (1905). Essais d'hydraulique souterrain et fluviale. *Librairie, A. Hermann*, p. 218.

75. Mangin, A. (1975). Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. *Thèse Univ. Dijon. Annales de spéléologie*, 29/3: 283-332, 29/4: 495-601, 30/1: 21-124.
76. Mangin, A. (1984). Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoire et spectrale. *Journal of Hidrology* 67., pp. 25-43.
77. Mangin, A., & Pulido-Bosch, A. (1983). Aplicación de los análisis de correlación y espectral en el estudio de los acuíferoskarsticos. *Tecniterrae*, 51, pp. 55.
78. Maucha, L. (1987). Jósvalfő környéki karsztforrások kiürülési folyamatainak vizsgálata. In G. Péczeli, *Karsztvízháztartás* (Budapest. pp. 174-177.
79. Mező, G. (1995). Távlati vízbázisok biztonságba helyezésének programja, A bükki karsztrendszer földtanivízföldtani és szimulációs modellje. *BKMI Kutatási jelentés, kézirat*, Miskolc. pp. 1–32.
80. Mijatovic, B. (1968). A method of studying the hydrodynamic regime of karst aquifers by analysis of the discharge curve and level fluctuations during recession. *Bull. of Inst. For Geol. and Geophys. Res. Serbia*, pp. 43-81.
81. Miklós et al. (2015). Miklós, R.; Tóth M.; Darabos, E.; Lénárt, L.: Vízkémiai adatok felhasználása karsztvíz domborzati térkép pontosítására. *Debreceni Akadémiai Bizottság Műszaki Szakbizottsága*, Debrecen. pp. 71-76.
82. Milanovic, P. (1967). Water regime in deep karst: case study of Ombla spring drainage area. V. Yevjevich (szerk.) *Karst Hydrology and Watre resources, vol. 1 Karst Hydroogy, Water resources Publications*, Colorado. pp. 165-191.
83. Milanovic, P. (2004). *Water resource engineering in karst*. CRC Press.
84. Motyka, J., & Zuber, A. (1998). Water levels as response functions for different porous-fissured-karstic systems. In: 6th Conf on. Limestone Hydrol and Fissured Media. *Hydrogeology Journal*, pp. 469-482.
85. Németh, N. (2006). A Délkeleti-Bükk keleti részének szerkezetföldtani viszonyai. *PhD értekezés*. Miskolc, Miskolci Egyetem, Műszaki Földtudományi Kar, Földtan-Teleptani Tanszék.
86. Padilla, A., Pulido-Bosch, A., & Mangin, A. (1994). Relative importance of baseflow and quickflow from hydrographs of karst spring. *Ground Water*, 32, pp. 267-277.
87. Padilla, A., & Pulido-Bosch, A. (1995). Study of hydrographs of karstic aquifers by means of correlation and cross-spectral analysis. *Journal of Hydrology*, pp. 73-89.
88. Panagopoulos, G., & Lambrakis, N. (2006). The contribution of time series analysis to the study of the hydrodynamic characteristics of the karst systems: Application on two typical karst aquifers of Greece (Trifilia, Almyros Crete). *Journal of Hydrology*, pp. 368-376.
89. Pintér, J. (2007). A spektrálanalízisről. *Statisztikai Szemle* 85. évfolyam, 2/130.
90. Plummer et al. (2007). *Imes, J. L; Plummer, N. L; Kleeschulte, J. M; Schumacher, J. G: Recharge Area, Base-Flow and Quick-Flow Discharge Rates and Ages, and Genera lWater Quality of Big Spring in Carter County, Missouri, 2000–04*. USA, Virginia: U.S. Geological Survey.
91. Pulido-Bosch et al. (1995). Pulido-Bosch, A; Padilla, A; Dimitrov, D; Machkova, M.: *Hydrological Sciences*, pp. 517-532.
92. Reimann et al. (2011). Reimann, T; Rehrl, C; Shoemaker, W.B; Geyer, T; Birk, S: The significance of turbulent flow representation in single-continuum models. *Water Resour. Res.* 47(9).
93. Sárvány, I. (1992). Az utánpótlódó készleteket meghaladó karsztvíz-termelés a Bükk hegységben. In: A Bükk karsztja, vizei, barlangjai I. *Miskolci Egyetem*, Miskolc. pp. 159-166.
94. Sásdi, L. (2005). In: Pelikán, P.: A Bükk hegység földtana. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
95. Scheuer et al. (1985). Scheuer, Gy; Aujeszky, G; Kraft, J: A pécsi Tettye karsztforrás hozamjárásának összefüggése a csapadékviszonyokkal. *Hidrológiai Közöny* 65. évf. 2. szám, Budapest, pp. 89-102.
96. Schmieder, A. (1975). Martos Ferenc (szerk.): Vízveszély és vízgazdálkodás a bányászatban.
97. Schoeller, H. (1965). Qualitative evaluation of groundwater resources. *Methods and techniques of ground-water investigations and development*, UNESCO. pp. 54-83.

98. Schmieder, A., Böcker, T., & Szilágyi, G. (1976). A Bükk hegység általános hidrogeológiai jellemzése és értékelése vízgazdálkodási szempontból. *MTA Földrajztudományi Kutató Intézet, Kézirat*. Budapest.
99. Scselkacsev, V. N., & Lapuk, B. B. (1952). *Földalatti hidraulika*. Budapest: Nehézipari Kiadó.
100. Seymour, G. (2012). A meredek dőlésű mészkőkarst felszínalatti vízrendszere. *Kézirat*.
101. Szilágyi et al. (1980). Szilágyi, G., Böcker, T., Schmieder A.: A Bükk hegység regionális hidrodinamikai képe és karstvízforgalma. *Hidrologiai Közöny 60. évf. 2. szám, Budapest*, pp. 50-55.
102. Szlabóczky, P. (1988). Miskolc térsége karstvízkészletének háttér hidrogeológiai vizsgálata a térségi vízműkapacitások növelése céljából. *Kutatási jelentés*.
103. Tallaksen, L. (1995). A review of baseflow recession analysis. *Journal of Hydrology 165.*, pp. 349-370.
104. Toebes et al. (1969). Toebes, C; Morrissey, W. B; Shorter, R; Hendy, M.: *Handbook of hydrological procedures. No. 8.*, pp. 1-10.
105. Tóth, G. (1976). A Központi-Bükk karstvíztérképe. *Hidrologiai Közöny 56. évf. 10. szám, Budapest*, pp. 444-450.
106. Tóth G. (1984). A Magas-Bükk déli peremén fakadó időszakos karstforrások karsthidrográfiai jellemzése. *Hidrologiai Közöny 64. évf. 3. szám, Budapest*, pp.169-178.
107. Tóth, J. (1963). A Theoretical Analysis of Groundwater flow in Small Drainage Basins. *Journal of Geophysical Research*, pp. 4795-4812.
108. Turai, E. (2005). Spektrális adat- és információ feldolgozás. Egyetemi jegyzet. Miskolci Egyetem, Miskolc.
109. VKKI-ÉKÖVIZIG. (2010). Vízyűjtő-Gazdálkodási Terv, p. 87.
110. Wang, H., & Anderson, M. (1982). *Introduction to Groundwater Modeling*. San Francisco: W. H. Freeman.
111. Wei, W. W. (2006). *Time series analysis. Univariate and multivariate methods*. USA, Philadelphia: Pearson.

12.Saját tudományos közlemények (MTMT alapján)

1. Kovács Attila , Darabos Enikő , Perrochet Pierre , Miklós Rita , Lénárt László
Forrás és kút hidrogram elemzések eredményei a Bükk hegységben
In: Bodzás Sándor (szerk.)
Műszaki tudomány az Észak-Kelet Magyarországi régióban 2016 . 799 p.
Konferencia helye, ideje: Miskolc , Magyarország , 2016.05.25 Debrecen: Debreceni Akadémiai Bizottság Műszaki Szakbizottsága, 2016. pp. 261-268.
(ISBN:978-963-7064-33-3)
Befoglaló mű link(ek): [Teljes dokumentum](#)
Könyvrészlet /Konferenciaközlemény /Tudományos
2. A Kovács , P Perrochet , E Darabos , L Lénárt , P Szűcs
Well hydrograph analysis for the characterisation of flow dynamics and conduit network geometry in a karst aquifer, Bükk Mountains, Hungary
JOURNAL OF HYDROLOGY 530: pp. 484-499. (2015)
Link(ek): [DOI](#), [MIDRA](#), [WoS](#), [Scopus](#)
Folyóiratcikk /Szakcikk /Tudományos
3. Miklós Rita , Tóth Márton , Szegediné Darabos Enikő , Lénárt László
VÍZKÉMIAI ADATOK FELHASZNÁLÁSA KARSZTVÍZ DOMBorzati TÉrkép Pontosítására
In: Bodzás Sándor (szerk.)
MŰSZAKI Tudomány az Észak-Kelet Magyarországi Régióban 2015 . 591 p.
Konferencia helye, ideje: Debrecen , Magyarország , 2015.06.11 Debrecen: Debreceni Akadémiai Bizottság Műszaki Szakbizottsága, 2015. pp. 71-76.
(ISBN:978-963-7064-32-6)
Link(ek): [Teljes dokumentum](#)
Befoglaló mű link(ek): [Egyéb URL](#)
Könyvrészlet /Konferenciaközlemény /Tudományos
4. Szegediné Darabos Enikő , Miklós Rita , Tóth Márton , Lénárt László
A 2014/2015-ÖS ÉV FONTOSABB KUTATÁSI IRÁNYAI ÉS ERED-MÉNYEI A BÜKKben = THE MAIN RESEARCH PROGRAMS AND THEIR RESULTS OF THE YEAR 2014/2015 IN THE BÜKK MOUNTAIN
KARSZTFEJLŐDÉS 20: pp. 29-47. (2015)
Link(ek): [REAL](#), [DOI](#), [Teljes dokumentum](#)
Folyóiratcikk /Szakcikk /Tudományos
5. Szegediné Darabos Enikő , Lénárt László , Hernádi Béla
Forrásokban és kutakban mért vízszintcsökkenések jellegzetességeiből kinyerhető információk a bükki karszt példáján: Features of recession curves of wells
In: Bodzás Sándor (szerk.)
MŰSZAKI Tudomány az Észak-Kelet Magyarországi Régióban 2015 . 591 p.
Konferencia helye, ideje: Debrecen , Magyarország , 2015.06.11 Debrecen: Debreceni Akadémiai Bizottság Műszaki Szakbizottsága, 2015. pp. 169-174.
(ISBN:978-963-7064-32-6)
Link(ek): [Teljes dokumentum](#)
Befoglaló mű link(ek): [Egyéb URL](#)
Könyvrészlet /Konferenciaközlemény /Tudományos
6. Szegediné Darabos Enikő , Lénárt László , Tóth Márton , Miklós Rita , Hernádi Béla , Czesznak László
A Bükk karsztvizei: Hosszú adatsorok alkalmazási lehetőségei
MÉRNÖK ÚJSÁG 22:(7-8) pp. 17-19. (2015)
Link(ek): [Teljes dokumentum](#)
Folyóiratcikk /Szakcikk /Ismeretterjesztő
7. Tóth Márton , Szegediné Darabos Enikő , Fejes László , Lénárt László
A mezőkövesdi termálkutak hosszútávú vízminőség elemzése: Long term water quality analysis of the thermal wells of Mezőkövesd
In: Zs Fekete (szerk.)
Proceedings of the 11th International Scientific Conference on Mineral Waters of the Carpathian Basin . Konferencia helye, ideje: Herlany , Szlovákia , 2015.09.03 -2015.09.04. Miskolc: University of Miskolc, 2015. pp. 1-17.
(ISBN:978-963-358-096-7)
Link(ek): [Teljes dokumentum](#)
Könyvrészlet /Konferenciaközlemény /Tudományos

8. Kovács A , Perrochet P , Szűcs P , Lénárt L , Darabos E
Characterisation of Karst Aquifers Based on Numerical Hydrograph Analysis.
In: N Kukurić , Z Stevanović , N Krešić (szerk.)
International Conference and Field Seminar "Karst Without Boundaries": Proceedings . 431 p.
Konferencia helye, ideje: Trebinje , Bosznia-Hercegovina , 2014.06.11 -2014.06.15. Trebinje: DIKTAS - Dinaric Karst
Transboundary Aquifer System, 2014. pp. 57-64.
(ISBN:978-99938-52-58-2)
Link(ek):  [Teljes dokumentum](#)
Könyvrészlet /Konferenciaközlemény /Tudományos

9. Lénárt László , Herndi Béla , Szegediné Darabos Enikő, Debnár Zsuzsanna , Czesznak László , Tóth Márton
The importance of Bükk Karst Water Monitoring System (BKWMS) in researching the relations of cold and warm karst waters in the area
GEOSCIENCES AND ENGINEERING: A PUBLICATION OF THE UNIVERSITY OF MISKOLC 3:(5) pp. 107-117. (2014)
Link(ek):  [Teljes dokumentum](#)
Folyóiratcikkek /Szakcikkek /Tudományos

10. Szegediné Darabos Enikő, Miklós Rita , Tóth Márton , Lénárt László
Investigation of discharge and hydrochemical data of Garadna spring
In: Zsigmond AR , Szigyártó IL , Szikszai A (szerk.)
X. Kárpát-medencei Környezettudományi Konferencia . 320 p.
Konferencia helye, ideje: Kolozsvár , Románia , 2014.03.27 -2014.03.29. Kolozsvár: Ábel Kiadó, pp. 202-206.
Link(ek):  [Teljes dokumentum](#)
Befoglaló mű link(ek): [Egyéb URL](#), [Egyéb URL](#)
Egyéb konferenciaközlemény /Konferenciaközlemény /Tudományos




11. Szegediné Darabos Enikő, Miklós Rita , Tóth Márton , Lénárt László
Hydrogeological investigation of the Garadna catchment area
GEOSCIENCES AND ENGINEERING: A PUBLICATION OF THE UNIVERSITY OF MISKOLC 3:(5) pp. 119-127. (2014)
Link(ek):  [Teljes dokumentum](#)
Folyóiratcikkek /Szakcikkek /Tudományos

12. Szegediné Darabos Enikő, Lénárt László , Tóth Katalin , Hernádi Béla , Kovács Péter
A Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer keretében gyűjtött hidrometeorológiai adatok elemzése
In: Veress Márton , Zentai Zoltán (szerk.)
Karsztfeljődés XIX. . Konferencia helye, ideje: Bük , Magyarország , 2014.05.30 -2014.06.01. Szombathely: Nyugat-magyarországi
Egyetem (NYME), pp. 137-146.
Link(ek):  [Teljes dokumentum](#)
Egyéb konferenciaközlemény /Konferenciaközlemény /Tudományos

13. Szegediné Darabos Enikő, Tóth Márton , Czesznak László , Lénárt László , Hernádi Béla
Új típusú vízkészlet meghatározás a Bükkben
In: Veress Márton , Zentai Zoltán (szerk.)
Karsztfeljődés XIX. . Konferencia helye, ideje: Bük , Magyarország , 2014.05.30 -2014.06.01. Szombathely: Nyugat-magyarországi
Egyetem (NYME), pp. 125-136.
Link(ek):  [Teljes dokumentum](#)
Egyéb konferenciaközlemény /Konferenciaközlemény /Tudományos

14. Szegediné Darabos Enikő, Tóth Márton , Lénárt László , Czesznak László , Hernádi Béla , Tóth Katalin
Vízszinteken alapuló karsztvízkészlet meghatározási módszer első eredményei a Bükkben
ELEKTRONIKUS MŰSZAKI FÜZETEK pp. 343-350. (2014)
Link(ek):  [Teljes dokumentum](#)
Folyóiratcikkek /Szakcikkek /Tudományos

15. Szegediné Darabos Enikő, Lénárt László , Czesznak László , Hernádi Béla , Tóth Katalin
Jelleggörbék előállítás a Bükki és Bükk-térségi vízszintadatokból
ELEKTRONIKUS MŰSZAKI FÜZETEK pp. 319-327. (2014)
Link(ek):  [Teljes dokumentum](#)
Folyóiratcikkek /Szakcikkek /Tudományos

16. Szegediné Darabos Enikő, Tóth Márton , Lénárt László
Karsztvízkészlet-meghatározás módszertani fejlesztése a Bükk példáján
In: Wanek F , Prokop Z (szerk.)
XVI. Bányászati, Kohászati és Földtani Konferencia: 16th Mining, Metallurgy and Geology Conference . Konferencia helye, ideje: Székelyudvarhely , Románia , 2014.04.03 -2014.04.06. Kolozsvár: Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság (EMT), pp. 248-252.
Link(ek):  [Teljes dokumentum](#)
Egyéb konferenciaközlemény /Konferenciaközlemény /Tudományos
17. Fejes Zoltán , Tóth Márton , Darabos Enikő , Sűrű Péter , Lénárt László
Szivárgás hidraulikai vizsgálatok a Szerencsi Riolittufa Formációban
In: Wanek F , Gagyi Pálffy A , Varga B (szerk.)
XV. Bányászati, Kohászati és Földtani Konferencia: 15th Mining, Metallurgy and Geologic Conference . 212 p.
Konferencia helye, ideje: Bistrita , Románia , 2013.04.04 -2013.04.07. Kolozsvár: Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság (EMT), pp. 116-120.
Egyéb konferenciaközlemény /Konferenciaközlemény /Tudományos
18. Lénárt László , Szegediné Darabos Enikő
20 éves a Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer (BKÉR 1992-2012)
In: XX. Konferencia a felszín alatti vizekről . Konferencia helye, ideje: Siófok , Magyarország , 2013.04.16 -2013.04.17. Siófok: pp. 1-2.
Egyéb konferenciaközlemény /Konferenciaközlemény /Tudományos
19. Lénárt László , Kovács Péter , Czesznak László , Hernádi Béla , Sűrű Péter , Szegediné Darabos Enikő
A Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer (BKÉR) létrejötté (1992), céljai, a mérőrendszer üzemeltetése, a kutatás főbb eredményei 2013-ig
MŰSZAKI FÖLDTUDOMÁNYI KÖZLEMÉNYEK 84:(1) pp. 133-140. (2013)
Folyóiratcikk /Szakcikk /Tudományos
20. Lénárt László , Szegediné Darabos Enikő , Czesznak László , Kovács Péter , Hernádi Béla , Balla Béla , Sűrű Péter , Tóth Márton
A Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer (BKÉR) 1992-es létrejöttének oka és célja, a mérőrendszer üzemeltetése, kapcsolódások más projektekhez, főbb eredmények 2013-ig, jövőbeni céljai
In: Pokorádi László (szerk.)
Műszaki Tudomány az Észak-kelet Magyarországi Régióban 2013: konferencia előadásai . 518 p.
Konferencia helye, ideje: Debrecen , Magyarország , 2013.06.04 Debrecen: Debreceni Akadémiai Bizottság Műszaki Szakbizottsága, 2013. pp. 40-49.
(Elektronikus Műszaki Füzetek; 13.)
Műszaki Tudomány az Észak-Kelet Magyarországi Régióban
(ISBN:978-963-7064-30-2)
Befoglaló mű link(ek):  [Teljes dokumentum](#)
Könyvrészlet /Konferenciaközlemény /Tudományos
21. Lénárt László , Szegediné Darabos Enikő , Czesznak László , Hernádi Béla , Kovács Péter , Tóth Katalin , Sűrű Péter , Balla Béla
20 éves a Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer (BKÉR)
In: Szlávik Lajos , Kling Zoltán , Szigeti Edit (szerk.)
XXXI. Országos Vándorgyűlés : Magyar Hidrológiai Társaság . Konferencia helye, ideje: Gödöllő , Magyarország , 2013.07.03 - 2013.07.05. Budapest: Magyar Hidrológiai Társaság (MHT), 2013. pp. 1-20.
(ISBN:963-8172-31-0)
Befoglaló mű link(ek): [Teljes dokumentum](#)
Könyvrészlet /Konferenciaközlemény /Tudományos
22. Szegediné Darabos Enikő , Miklós Rita , Tóth Márton , Sűrű Péter , Lénárt László
Hidrokémiiai paraméterek vizsgálata a Garadna-forrásban
In: Pokorádi László (szerk.)
Műszaki Tudomány az Észak-kelet Magyarországi Régióban 2013: konferencia előadásai . 518 p.
Konferencia helye, ideje: Debrecen , Magyarország , 2013.06.04 Debrecen: Debreceni Akadémiai Bizottság Műszaki Szakbizottsága, 2013. pp. 81-90.
(Elektronikus Műszaki Füzetek; 13.)
Műszaki Tudomány az Észak-Kelet Magyarországi Régióban
(ISBN:978-963-7064-30-2)
Befoglaló mű link(ek):  [Teljes dokumentum](#)
Könyvrészlet /Konferenciaközlemény /Tudományos

23. Szegediné Darabos Enikő, Lénárt László
Karsztvízszint előrejelzés a Bükk hegységben
In: Szlávik Lajos , Kling Zoltán , Szigeti Edit (szerk.)
XXXI. Országos Vándorgyűlés : Magyar Hidrológiai Társaság . Konferencia helye, ideje: Gödöllő , Magyarország , 2013.07.03 - 2013.07.05. Budapest: Magyar Hidrológiai Társaság (MHT), 2013. pp. 1-12.
(ISBN:963-8172-31-0)
Befoglaló mű link(ek): [Teljes dokumentum](#)
Könyvrészlet /Konferenciaközlemény /Tudományos
24. Darabos E., Szucs P , Németh Á
Application of the ACE Algorithm on Hydrogeological Monitoring Data from the Bükk Mountains.
ACTA GEODAEITICA ET GEOPHYSICA HUNGARICA 47:(2) pp. 256-270. (2012)
Link(ek): [DOI](#), [WoS](#), [Scopus](#)
Folyóiratcikk /Szakcikk /Tudományos
Függő idéző: 1 Összesen: 1
1 * *Kovacs Attila, Perrochet Pierre, Darabos Eniko, Lenart Laszlo, Szucs Peter*
Well hydrograph analysis for the characterisation of flow dynamics and conduit network geometry in a karst aquifer, Bükk Mountains, Hungary
JOURNAL OF HYDROLOGY (ISSN: 0022-1694) 530: pp. 484-499. (2015)
Link(ek): [DOI](#), [WoS](#)
Folyóiratcikk /Szakcikk /Tudományos
25. Darabos Enikő
Analysis of precipitation groups and related water level peak times in Bükk Mountains
GEOSCIENCES AND ENGINEERING: A PUBLICATION OF THE UNIVERSITY OF MISKOLC 1:(1) pp. 103-112. (2012)
Folyóiratcikk /Szakcikk /Tudományos
26. Darabos Enikő, Lénárt László
Pontosítási lehetőségek a miskolci hideg karsztvízszint és a kitermelhető készletek nagyságának előre jelzéséhez a termál karsztvizek védelmének figyelembe vételével
In: Székely Gabriella , Máthé István (szerk.)
A Kárpát-medence asványvizei IX. Nemzetközi Tudományos Konferencia . 176 p.
Konferencia helye, ideje: Baile Herculane , Románia , 2012.08.30 -2012.09.02. Baile Herculane: Hargita Kiadóhivatal, 2012. pp. 43-52.
(ISBN:978-973-7625-37-3)
Befoglaló mű link(ek): [Egyéb katalógus](#)
Könyvrészlet /Konferenciaközlemény /Tudományos
27. Darabos Enikő, Lénárt László
A 2006-os és a 2010-es bükkői karsztárízet okozó karsztvízszint változások a Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer (BKÉR) mérő helyein
In: Nyári D (szerk.)
Kockázat - Konfliktus - Kihívás: A VI. Magyar Földrajzi Konferencia, a MERIEXWA nyitókonferencia és a Geográfus Doktoranduszok Országos Konferenciájának Tanulmánykötete . 1059 p.
Konferencia helye, ideje: Szeged , Magyarország , 2012.09.05 -2012.09.07. Szeged: SZTE TTIK Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék, 2012. pp. 147-154.
(ISBN:978-963-306-175-6)
Befoglaló mű link(ek): [autopszia](#), [OSZK](#)
Könyvrészlet /Konferenciaközlemény /Tudományos
28. Darabos Enikő, Lénárt László
Vertikális vízmozgások vizsgálata a Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer adatai alapján (Különös tekintettel a vízszint csökkenésekre)
KARSZTFEJLŐDÉS XVII: pp. 47-61. (2012)
Folyóiratcikk /Szakcikk /Tudományos
29. Lénárt L , Szegediné Darabos E
The hydrogeological relations of the thermal karst of Bükk mountains (Northern Hungary)
In: Schweizerische Gesellschaft für Höhlenforschung. Kommission für Wissenschaftliche Speläologie
Proceedings of the 13th National Congress of Speleology . Konferencia helye, ideje: Muotathal , Svájc , 2012.09.01 -2012.11.01.
Muotathal: Bibliothèque de la société suisse de spéléologie, 2012. pp. 209-214.
(ISBN:978-2-88374-021-1)
Befoglaló mű link(ek): [WorldCat](#)
Könyvrészlet /Konferenciaközlemény /Tudományos
30. Lénárt László , Darabos Enikő
A bükkői karsztvízkészletek meghatározási problémái
ELEKTRONIKUS MŰSZAKI FÜZETEK pp. 231-240. (2012)
Folyóiratcikk /Szakcikk /Tudományos

31. Lénárt László , Darabos Enikő
Karsztvízszint előrejelzés a Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer (BKÉR) adatai alapján
🔗 **DEBRECENI MŰSZAKI KÖZLEMÉNYEK 2**: pp. 27-34. (2012)
Folyóiratcikk /Szakcikk /Tudományos
32. Lénárt László , Darabos Enikő
A Borsod és Heves vármegyékben 1762-ben nyilvántartásba vett ásvány- és gyógyvíz források mai helyzete
In: Székely Gabriella , Máthé István (szerk.)
A Kárpát-medence asványvizei IX. Nemzetközi Tudományos Konferencia . 176 p.
Konferencia helye, ideje: Baile Herculane , Románia , 2012.08.30 -2012.09.02. Baile Herculane: Hargita Kiadóhivatal, 2012. pp. 79-90.
(ISBN:978-973-7625-37-3)
Befoglaló mű link(ek): [Egyéb katalógus](#)
Könyvrészlet /Konferenciaközlemény /Tudományos
33. Lénárt László , Hernádi Béla , Czesznak László , Horányiné Csiszár Gabriella , Szegediné Darabos Enikő, Kovács Péter , Sűrű Péter, Tóth Katalin
A 2006-os és a 2010-es bükki karsztárvíz okainak, lezajlásának, hatásainak és hasonló haváriák kiküszöbölésének általánosítható tapasztalatai
In: Nyári D (szerk.)
Kockázat - Konfliktus - Kihívás: A VI. Magyar Földrajzi Konferencia, a MERIEXWA nyitókonferencia és a Geográfus Doktoranduszok Országos Konferenciájának Tanulmánykötete . 1059 p.
Konferencia helye, ideje: Szeged , Magyarország , 2012.09.05 -2012.09.07. Szeged: SZTE TTIK Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék, 2012. pp. 538-548.
(ISBN:978-963-306-175-6)
Befoglaló mű link(ek): [autopszia](#), [OSZK](#)
Könyvrészlet /Konferenciaközlemény /Tudományos
Besorolás: Konferenciaközlemény
34. Lénárt László , Szegediné Darabos Enikő
IMPACT OF PRECIPITATION DISTRIBUTION CHANGE ON KARST WATER REGIME IN THE REGION OF MISKOLC:
VPLYV ZMENY ROZDELENIA ZRÁŽOK NA VODNÝ REŽIM KRASOVEJ OBLASTI V REGIÓNE MISKOLC
In: 11. Zdravotno-Technicke Stavby Malé Vodné Diela – Krajina a Voda, Vysoké Tatry . Konferencia helye, ideje: Stará Lesna , Szlovákia , 2012.11.19 -2012.11.21. pp. 179-188.
Egyéb konferenciaközlemény /Konferenciaközlemény /Tudományos
35. Szegediné Darabos Enikő
A Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer egyes mérőhelyein regisztrált vízsztintváltozások vizsgálata karsztárvíz idején
In: Szűcs Péter , Tompa Richárd (szerk.)
Doktoranduszok Fóruma Műszaki Földtudományi Kar Szekciókiadvány . Konferencia helye, ideje: Miskolc , Magyarország , 2012.11.08 Miskolc: Miskolci Egyetem Tudományszervezési és Nemzetközi Osztály, pp. 50-55.
Egyéb konferenciaközlemény /Konferenciaközlemény /Tudományos
36. Darabos E., Szűcs P , Kompár L
Fizikai paraméterek kapcsolatának vizsgálata a miskolci egyetemi kút vizében
In: Mócsy Ildikó , Szacsvai Kinga , Urák István , Zsigmond Andrea Rebeka , Szikszai Attila (szerk.)
VII. Kárpát-medencei Környezettudományi Konferencia 1-2. . 854 p.
Konferencia helye, ideje: Kolozsvár , Románia , 2011.03.24 -2011.03.27. Kolozsvár: Ábel Kiadó, pp. 619-623.
Befoglaló mű link(ek): [OSZK](#), [Kiadónál](#)
Egyéb konferenciaközlemény /Konferenciaközlemény /Tudományos
37. Darabos E., Szűcs P , Németh Á
Az ACE algoritmus alkalmazása a bükki hidrogeológiai monitoring adatokon.
p. 1. p.
Inverziós Ankét, 2011. Magyar Tudomány Ünnepe rendezvények , Miskolc, MTA MAB Székház, 2011. november 7. (2011)
Egyéb /Nem besorolt /Tudományos
Előadás
38. Darabos E., Szűcs P
A miskolci egyetemi kút paramétereinek elemzése modern geomatematikai módszerekkel.
KARSZTFEJLŐDÉS XVI: pp. 247-260. (2011)
Link(ek): [Teljes dokumentum](#)
Folyóiratcikk /Szakcikk /Tudományos
39. Darabos Enikő, Lénárt László , Németh Ágnes
Vízminőségi monitoring ismertetése és modern statisztikai módszerek alkalmazása a Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer által szolgáltatott adatokon
ELEKTRONIKUS MŰSZAKI FÜZETEK (9) pp. 421-430. (2011)
Folyóiratcikk /Konferenciaközlemény /Tudományos

40. Darabos Enikő
Fizikai paraméterekkel végzett regressziós vizsgálatok eredményeinek értelmezése: VIII. Kárpát-medence Ásvány- és Gyógyvizei Konferencia (Termálvíz-Borvíz-Egészség)
GEOTUDOMÁNYOK: A MISKOLCI EGYETEM KÖZLEMÉNYE: A SOROZAT BÁNYÁSZAT 81.: pp. 255-260. (2011)
Folyóiratcikk /Szakcikk /Tudományos
41. Darabos Enikő, Lénárt László, Németh Ágnes
A Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer által szolgáltatott adatokon végzett vízminőségi monitoring bemutatása és statisztikai módszerek alkalmazása
MULTIDISZCIPLINÁRIS TUDOMÁNYOK: A MISKOLCI EGYETEM KÖZLEMÉNYE 1:(1) pp. 299-306. (2011)
Link(ek): [Teljes dokumentum](#)
Folyóiratcikk /Szakcikk /Tudományos
42. Németh Á, Darabos E, Szücs P, Kompár L, Lénárt L
Hidrogeológiai vizsgálatok modern statisztikai módszerekkel.
In: Mócsy Ildikó, Szacsvai Kinga, Urák István, Zsigmond Andrea Rebeka, Szikszai Attila (szerk.)
VII. Kárpát-medencei Környezettudományi Konferencia 1-2. . 854 p.
Konferencia helye, ideje: Kolozsvár, Románia, 2011.03.24 -2011.03.27. Kolozsvár: Ábel Kiadó, pp. 624-628.
Befoglaló mű link(ek): [OSZK](#), [Kiadónál](#)
Egyéb konferenciaközlemény /Konferenciaközlemény /Tudományos
43. Szücs P, Darabos E, Németh Á
Az ACE algoritmus alkalmazása a Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer adatainak vizsgálatára
In: Pokorádi László (szerk.)
Műszaki Tudomány az Észak-kelet Magyarországi régióban 2011: a konferencia előadásai . Konferencia helye, ideje: Miskolc , Magyarország , 2011.05.18 Debrecen: Debreceni Akadémiai Bizottság (DAB), 2011. pp. 431-439.
(Elektronikus Műszaki Füzetek; 9.)
(ISBN:978-963-7064-25-8)
Befoglaló mű link(ek): [Teljes dokumentum](#), [Egyéb URL](#)
Könyvrészlet /Konferenciaközlemény /Tudományos
44. Szücs P, Darabos E, Németh Á, Lénárt L
Regressziós módszerek alkalmazása a Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer adatainak vizsgálatára.: 3. szekció. Felszín alatti vízkészlet-gazdálkodás
In: Szlávik L (szerk.)
Magyar Hidrológiai Társaság XXIX. Országos Vándorgyűlése . Konferencia helye, ideje: Eger , Magyarország , 2011.07.06 - 2011.07.08. Budapest: Magyar Hidrológiai Társaság (MHT), 2011. pp. 21-29.
(ISBN:978-963-8172-28-0)
Befoglaló mű link(ek): [Egyéb URL](#), [Teljes dokumentum](#)
Könyvrészlet /Konferenciaközlemény /Tudományos
45. Szücs P, Darabos E, Németh Á
Bükki monitorin adatok értelmezése az ACEalgoritmussal
GEOTUDOMÁNYOK: A MISKOLCI EGYETEM KÖZLEMÉNYE: A SOROZAT BÁNYÁSZAT 81: pp. 299-310. (2011)
VIII. Kárpát-medence Ásvány- és Gyógyvizei Konferencia, „Termálvíz-Borvíz-Egészség”.
Folyóiratcikk /Szakcikk /Tudományos
46. Szücs P, Darabos E, Németh Á
Az ACE algoritmus alkalmazása karsztvízszint adatok hidrogeológiai vizsgálatára.
MULTIDISZCIPLINÁRIS TUDOMÁNYOK: A MISKOLCI EGYETEM KÖZLEMÉNYE 1:(1) pp. 307-314. (2011)
Folyóiratcikk /Szakcikk /Tudományos
47. Darabos Enikő
Examining relationships is data recorded with the Bükk Karst Water Monitoring System
KARST DEVELOPMENT 1:(1) pp. 6-12. (2010)
Folyóiratcikk /Szakcikk /Tudományos
48. Darabos Enikő
A Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer az EU Víz Keret Irányelv tükrében
In: Szabó Béla, Tóth Csilla (szerk.)
VI. Kárpát-medencei Környezettudományi Konferencia . 583 p.
Konferencia helye, ideje: Nyíregyháza , Magyarország , 2010.04.22 -2010.04.24. Nyíregyháza: Bessenyei Könyvkiadó, 2010. pp. 337-342.
(ISBN:978-963-9909-57-1)
Befoglaló mű link(ek): [OSZK](#)
Könyvrészlet /Konferenciaközlemény /Tudományos

49. Darabos Enikő
A Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer és az Unió szabályozás, külföldi monitoring rendszerek
In: Krizsán József, Karsai Antalné (szerk.)
XVI. Nemzetközi Környezetvédelmi és Vidékfejlesztési Diákkonferencia: összefoglalók . Konferencia helye, ideje: Mezőtúr ,
Magyarország , 2010.06.30 -2010.07.02. Mezőtúr: Szolnoki Főiskola Műszaki és Mezőgazdasági Fakultás, 2010. p. 19.
(ISBN:978-963-87874-5-3)
Könyvrészlet /Konferenciaközlemény /Tudományos

CD kiadvány 16th International Students Conference on Environment Protection and Rural Development
50. Darabos Enikő
A Bükki vízminőségi monitoring és fejlesztési lehetőségei
In: Szűcs Péter, Tompa Richárd (szerk.)
Miskolci Egyetem Doktoranduszok Fóruma: Műszaki Földtudományi Kar Szekciókiadványa . Konferencia helye, ideje: Miskolc ,
Magyarország , 2010 Miskolc: Miskolci Egyetem Tudományos szervezési és Nemzetközi Osztály, pp. 52-58.
Egyéb konferenciaközlemény /Konferenciaközlemény /Tudományos
51. Darabos Enikő
Bükk karsztos területek monitoring rendszerének vizsgálata az EU vízkeret irányelv alapján
KARSZTFEJLŐDÉS XV.: pp. 49-60. (2010)
Folyóiratcikk /Szakcikk /Tudományos
52. Darabos Enikő
A Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer által szolgáltatott adatok kapcsolatainak vizsgálata
HIDROLÓGIAI TÁJÉKOZTATÓ 2010: pp. 26-27. (2010)
Folyóiratcikk /Szakcikk /Tudományos
53. Juhász Eleonóra, Kiss-Tóth Emőke, Újszászy László, Demeter János, Barkai László, Németh Á., Szegediné Darabos E.
Komplex fizioterápia extrém földtani környezetben, a Miskolc-tapolcai barlangfürdő termális karsztvizében
In: Székely G, Russu T (szerk.)
A Kárpát-medence ásványvizei: 7. Nemzetközi Tudományos Konferencia . Konferencia helye, ideje: Csíkszereda, Románia ,
2010.08.27 -2010.08.29. Csíkszereda: Sapientia - EMTE, 2010. pp. 55-63.
(ISBN:978-973-7625-26-7)
Könyvrészlet /Konferenciaközlemény /Tudományos
54. Juhász Eleonóra, Szegediné Darabos Enikő, Németh Ágnes, Lénárt László
Új ásvány-és gyógyvíz feltárások, mofetták, gyógybarlangok kialakításának előzetes vizsgálati szempontjai
In: Székely G, Russu T (szerk.)
A Kárpát-medence ásványvizei: 7. Nemzetközi Tudományos Konferencia . Konferencia helye, ideje: Csíkszereda, Románia ,
2010.08.27 -2010.08.29. Csíkszereda: Sapientia - EMTE, 2010. pp. 65-78.
(ISBN:978-973-7625-26-7)
Könyvrészlet /Konferenciaközlemény /Tudományos
55. Kovács Balázs, Mikita Viktória, Németh Ágnes, Szegediné Darabos Enikő, Szanyi János, Makó Ágnes
Felszín alatti vizekkel kapcsolatos hőhasznosítás hidraulikus és termikus hatásai
In: Pál-Molnár E (szerk.)
Medencefejlődés és geológiai erőforrások; víz, szénhidrogén, geotermikus energia: a Magyarhoni Földtani Társulat Vándorgyűlése .
137 p.
Konferencia helye, ideje: Szeged, Magyarország , 2010.05.20 -2010.05.22. Szeged: SZTE TTIK Földrajzi és Földtani
Tanszékcsoport, 2010. pp. 66-70.
(GeoLitera)
(ISBN:978-963-306-016-2)
Befoglaló mű link(ek): [OSZK](#), [WorldCat](#)
Könyvrészlet /Konferenciaközlemény /Tudományos
56. Kovács Balázs, Németh Ágnes, Mikita Viktória, Szanyi János, Szegediné Darabos Enikő, Kun Éva, Makó Ágnes
A vízföldtani viszonyok hatása a geotermikus hatásidom kiterjedésére
In: Szanyi János, Medgyes Tamás, Kóbor Balázs, Kovács Balázs, Jánosi-Mózes Tibor, Csanádi Attila, Bozsó Gábor (szerk.)
Szemelvények a geotermikus energia hasznosítás hidrológiai alkalmazásából . 157 p.
Szeged: InnoGeo, 2010. pp. 143-157.
(ISBN:978-963-06-9622-7)
Befoglaló mű link(ek): [OSZK](#), [Egyéb URL](#), [Teljes dokumentum](#)
Könyvrészlet /Műhelytanulmány része /Tudományos
Függő idéző: 1 Összesen: 1
1 * *Szűcs P, Kovács B, Bobok E, Tóth A, Madarász T*
Technological review of geothermal energy utilization
In: Madarász T, Tóth R (szerk.) : Proceedings of the 1st Knowbridge conference on renewables. Miskolc: Univ. of Miskolc, 2010. (ISBN 9789636619442) pp. 37-44.
Link(ek): [Egyéb URL](#)
Könyvrészlet /Konferenciaközlemény /Tudományos

-
57. Darabos Enikő
Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer (BKÉR) által szolgáltatott adatok kapcsolatainak vizsgálata
In: Krizsán József (szerk.)
XV. Nemzetközi Környezetvédelmi és Vidékfejlesztési Diákkonferencia . Konferencia helye, ideje: Mezőtúr , Magyarország ,
2009.07.01 -2009.07.03. Mezőtúr: Szolnoki Főiskola Műszaki és Mezőgazdasági Fakultás, 2009. p. 9.
(ISBN:978-963-06-3726-8, CD 978 963 87874 3 9)
Könyvrészlet /Konferenciaközlemény /Tudományos
58. Darabos Enikő, Lénárt László , Németh Ágnes
A Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer matematikai összefüggéseinek vizsgálata
In: Mócsy I , Szacsvai K , Urák I , Zsigmond A (szerk.)
V. Kárpát-medencei Környezettudományi Konferencia . Konferencia helye, ideje: Kolozsvár , Románia , 2009.03.26 -2009.03.29.
Kolozsvár: Ábel Kiadó, pp. 387-393.
Befoglaló mű link(ek): [OSZK](#)
Egyéb konferenciaközlemény /Konferenciaközlemény /Tudományos
59. Darabos Enikő
Egy hazai és egy osztrák vízszintmonitoring összehasonlítása
In: Szűcs Péter , Spéder Ferenc (szerk.)
Doktoranduszok Fóruma, Műszaki Földtudományi Kar Szekciókiadványa . Konferencia helye, ideje: Miskolc , Magyarország ,
2009.11.05 Miskolc: Miskolci Egyetem, pp. 151-156.
Egyéb konferenciaközlemény /Konferenciaközlemény /Tudományos
60. Darabos Enikő, Lénárt László
Csapadék és karsztvíz szintek összefüggéseinek vizsgálata a 2006. évi bükki karsztárvíz elemzése során
KARSZTFEJLŐDÉS XIII: pp. 43-60. (2008)
Folyóiratcikk /Szakcikk /Tudományos