

Nyugat-Magyarországi Egyetem  
Kitaibel Pál Környezettudományi Doktori Iskola  
Geokörnyezettudomány Program

HIDROLÓGIAI FOLYAMATOK MODELLEZÉSE  
A SOPRON MELLETTI HIDEGVÍZ-VÖLGYBEN  
DOKTORI (PhD) ÉRTEKEZÉS

Készítette:  
Kalicz Péter

Témavezetők:  
Dr. Kucsara Mihály PhD  
egyetemi docens

Dr. Veress Márton DSc  
egyetemi tanár

Sopron, 2006

A dolgozat főszövege  
élőfej és oldalszámok nélkül  
233 261 karakterből áll,  
47 ábrát és 8 táblázatot tartalmaz.  
©Kalicz Péter, 2006

# HIDROLÓGIAI FOLYAMATOK MODELLEZÉSE A SOPRON MELLETTI HIDEGVÍZ-VÖLGYBEN

Értekezés doktori (PhD) fokozat elnyerése érdekében  
a Nyugat-Magyarországi Egyetem Kitaibel Pál Környezettudományi Doktori Iskolája  
Geokörnyezettudomány Programja

Írta:  
Kalicz Péter

Témavezetők:

Dr. Kucsara Mihály PhD egyetemi docens  
Elfogadásra javasolom

(igen/nem)

.....

aláírás

Dr. Veress Márton DSc egyetemi tanár  
Elfogadásra javasolom

(igen/nem)

.....

aláírás

A jelölt doktori szigorlaton 91,66%-ot ért el,  
Sopron, 2003. december 19.

Dr. Bencze Pál  
a Szigorlati Bizottság elnöke

Az értekezést bírálóként elfogadásra javasolom (igen/nem)

Első bíráló

Dr. .... igen/nem

.....

aláírás

Második bíráló

Dr. .... igen/nem

.....

aláírás

Esetleg harmadik bíráló

Dr. .... igen/nem

.....

aláírás

A jelölt az értekezés nyilvános vitáján %-ot ért el,  
Sopron,

.....

a Bírálóbizottság elnöke

A doktori (PhD) oklevél minősítése  
Sopron,

.....

az EDT elnöke

# Tartalomjegyzék

<b>Kivonatok</b>	<b>6</b>
<b>Bevezetés</b>	<b>8</b>
<b>1. Erdősült kisvízgyűjtők hidrológiai folyamatai és megfigyelésük</b>	<b>10</b>
1.1. Erdővel borított kisvízgyűjtők hidrológiai folyamatai . . . . .	11
1.1.1. A lefolyás . . . . .	13
1.1.2. A csapadék és az intercepció . . . . .	17
1.1.3. Evapotranszspiráció . . . . .	20
1.1.4. A talajviszonyok hidrológiai hatásai . . . . .	22
1.1.5. Geomorfológiai tényezők . . . . .	24
1.2. Hidrológiai folyamatok mérése . . . . .	25
1.2.1. Lefolyás mérése . . . . .	26
1.2.2. Csapadék és intercepció mérése . . . . .	28
1.2.3. Evapotranszspiráció mérése . . . . .	30
1.2.4. Geomorfológiai vizsgálatok . . . . .	31
1.3. Vizsgálatok kísérleti vízgyűjtőkön . . . . .	31
1.3.1. Külföldi vízgyűjtő vizsgálatok . . . . .	31
1.3.2. Hazai vízgyűjtő vizsgálatok . . . . .	33
1.3.3. Erdősült kisvízgyűjtő kutatások hazánkban . . . . .	34
<b>2. Módszerek és modellek</b>	<b>38</b>
2.1. Statisztikai modellek . . . . .	39
2.1.1. Az idősor periodicitása és a harmonikus regresszió . . . . .	39
2.1.2. A periodogram . . . . .	41
2.1.3. Idősorok simítása . . . . .	43
2.2. Hidrológiai modellek . . . . .	44
2.2.1. Árhullámok apadó ágának elemzése . . . . .	46
2.2.2. Árhullámok szeparálásának hagyományos módszere . . . . .	51
2.2.3. Rekurzív digitális filter . . . . .	52
2.2.4. Evapotranszspiráció modellezése . . . . .	53
<b>3. A hidegvíz-völgyi erdészeti hidrológiai kutatási terület</b>	<b>55</b>
3.1. A kísérleti vízgyűjtő kialakítása . . . . .	56
3.2. Alkalmazott adatgyűjtési módszerek . . . . .	57

3.2.1.	Eszközök és módszerek . . . . .	58
3.2.2.	Adatfeldolgozás . . . . .	64
3.3.	Geológiai, geomorfológiai és talaj jellemzők . . . . .	69
3.3.1.	A vízgyűjtők alapkőzete . . . . .	70
3.3.2.	Geomorfológia . . . . .	71
3.3.3.	Talajviszonyok jellemzése . . . . .	72
3.4.	Klíma . . . . .	74
3.4.1.	Csapadékviszonyok . . . . .	74
3.4.2.	Léghőmérséklet . . . . .	75
3.5.	Faállomány-viszonyok és borítás . . . . .	75
<b>4.</b>	<b>Elemzések</b>	<b>78</b>
4.1.	A lefolyás . . . . .	79
4.1.1.	Felszíni és felszín-közeli lefolyás . . . . .	81
4.1.2.	Alapvízhozam . . . . .	81
4.2.	Apadási görbe elemzése . . . . .	85
4.2.1.	Kettős logaritmikus ábra . . . . .	85
4.2.2.	Exponenciális görbe . . . . .	90
4.3.	A lefolyási hányad és változásai . . . . .	92
4.3.1.	Kézi szeparálás . . . . .	92
4.3.2.	Digitális filter . . . . .	92
4.3.3.	A lefolyási hányad és az erdőborítottság . . . . .	94
4.4.	Evapotranszspiráció és alapvízhozam . . . . .	96
4.4.1.	Az alapvízhozam napi ritmusának harmonikus elemzése . . . . .	96
4.4.2.	A napi ritmusa és az evapotranszspiráció kapcsolata . . . . .	100
	<b>Összefoglalás</b>	<b>106</b>
	<b>Tézisek</b>	<b>108</b>
	<b>Irodalomjegyzék</b>	<b>110</b>
	<b>Ábrák jegyzéke</b>	<b>118</b>
	<b>Táblázatok jegyzéke</b>	<b>119</b>
	<b>Függelék</b>	<b>121</b>
1.	A Farkas- és Vadkan árkokban található erdőrészeszetek . . . . .	123
2.	A Farkas- és Vadkan árkokban található talajtípusok . . . . .	124
3.	A Hidegvíz-völgyben megfigyelt évi csapadékösszegek . . . . .	125
4.	Tartózkodási idő számítása . . . . .	126
5.	Periodogram analízis . . . . .	129
6.	Az evapotranszspiráció vizsgálat idősorai . . . . .	131
7.	Megfigyelt csapadék és vízhozam idősorok . . . . .	134
8.	Árhullámok és kiürülési időszakok . . . . .	135

# Kivonatok

## Hidrológiai modellezés a Sopron melletti Hidegvíz-völgyben

A hidegvíz-völgyi kutatási terület két szomszédos, erdővel borított kisvízgyűjtőjének folyamatait vizsgálja és jellemzi e dolgozat a rendelkezésre álló öt év lefolyási-, és meteorológiai idősorai alapján. A nagy időbeli felbontású adatok kezelésére a szerző az R szabadon terjeszthető objektum-orientált adatfeldolgozó szoftvert választotta. A szoftver idősor objektum osztályain alapuló rendszert fejlesztett ki, amely a hidegvíz-völgyi kutatási terület folyamatosan gyűlt mérési eredményeinek keretrendszerét adja, benne a nagy frekvenciával észlelt adatsorok gazdaságosan tárolhatók és feldolgozhatók. Az ezen nyugvó, grafikus kontrollt tartalmazó adatfeldolgozási eljárás lehetővé teszi a hibák könnyebb javítását, a többféle adat hatékony együttes kezelését. Az árhullámok csapadékeseményen alapuló nyilvántartási rendszere segíti az adatok között az egyértelmű tájékozódást. A kifejlesztett keretrendszer nagy előnye, hogy az adatok konverziója nélkül lehetőség nyílik a dolgozatban bemutatott elemzések, vizsgálatok elvégzésére.

Az adatokat számtalan hiba terheli. A feldolgozás során az egyik problémát a bukók kádjaiban lengő víz okozta. Ezt az idősorra rakódó zajt súlyozható nem paraméteres simítási módszer alkalmazásával távolítottuk el az adatsorból.

A szerző a simított idősorokat a hagyományos kézi eljárás mellett a Lyne-Hollick-féle egy paraméteres digitális szűrő segítségével is megkísérelte szeparálni csapadék keltette árhullám és a vízgyűjtő kiürüléséből származó alapvíz idősorokra. A szeparált idősorok alapján megállapítható, hogy a két vízgyűjtő alapvízhozama másfélszeres különbséget mutat, de a közvetlen lefolyás szempontjából azonosnak tekinthetők. Ennek oka részben a vízgyűjtők alakjára, részben pedig a különböző vegetációra vezethető vissza.

Az árhullámok apadó ágát a vízhozam idősorok differenciáit használó eljárás segítségével vizsgálta, amely a zaj miatt a nyers adatokon nem alkalmazható. Az alkalmazott simítás mellett további javulás érhető el az adatsorok feldolgozásánál a változó időlépést használó feldolgozási módszer segítségével. A területről ehhez a vizsgálathoz még nem áll rendelkezésre

zésre elegendő adat. Az árhullámok apadó ágát exponenciális egyenlet illesztésével modellezte, így becsülhetővé vált a vízgyűjtő átlagos szivárgási tényezője.

Az elvégzett elemzések alapján elmondható, hogy az általában jellemző évszakos változás mellett nagyon erősen jelenik meg a vizsgált kisvízgyűjtőkben a napi vízhozam változás. Az alapvízhozam e periodikus hullámzása spektrális analízissel összetevőire bontható. A kiszámított periodogramok alapján a szerző megállapította, hogy a napi ritmust elsődlegesen meghatározó egy napos frekvencia mellett még szignifikánsan jelen vagy egy fél napos összetevő is, amely eredete a hullám torzulására vezethető vissza.

A hasonló hullámokat okozó fagyás-olvadás jelenség is tapasztalható a tavaszi időszakban a területen. Az irodalomból még a napi változás okozójaként megnevezett árapály és evapotranszpirációs adatokkal összevetve megállapítható, hogy a Farkas- és Vadkan-árokban a napiváltozás elsődleges kiváltója a patak menti növényzet párologtatása. A napi változás hullámait elemezve tapasztalható az év folyamán az amplitúdó növekedése, majd csökkenése.

A nagy felbontású vízhozam idősorból meghatározható az evapotranszpiráció okozta hiányzó vízmennyiség. Ennek meghatározásához korábban lineáris interpolációt alkalmaztak, jelen dolgozatban spline függvénnyel történt a közelítés. Az energiamérlegen alapuló Penman-Monteith modellel számított evapotranszpiráció értékekkel összevetve a hiányzó vízhozam adatsorokat keresztkorreláció alkalmazásával meghatároztuk az időeltolást a két adatsor között, ami az amplitúdóhoz hasonlóan változott.

## **Hydrological modelling in Hidegvíz Valley near Sopron**

The rainfall-runoff relationship was investigated with high frequency data sampling on two small fully forested catchment located at the foothills of the Alps in the years 2000-2005. Time series of data was organised in a newly developed frame, which had been the official data store of the whole hydrological research.

A strong diurnal fluctuation was detected in the baseflow of the streams. The periodogram investigation was pointed out a hidden period with half day frequency. The daily rhythm of the stream baseflow was modelled with multiple harmonic regression.

The recession curve of the hydrograph was analysed both exponential and double logarithmic plots. The baseflow and the fast flow were separated with traditional and automatic methods. Forest management impact can be detected in the ratio of watersheds baseflow.

# Bevezetés

A globális változás hatására hazánkban is erősödnek és az előrejelzések szerint egyre gyakoribbá válnak az éghajlati anomáliák. Hidrológiai szempontból a csapadékviszonyok szélsőségessé válása meghatározó. Kisvízgyűjtőkre hulló nagy intenzitású záporok nem csak az erózió növelésével okozhatnak kárt, hanem az összegyülekezés folyamatában gyorsan kialakuló árhullámok gyakran műszaki létesítményeket rongálnak meg, házakat mosnak el. Az utóbbi néhány évben is számos példa akad, melyek nagy sajtóvisszhangot keltettek. Sokszor felmerült a kérdés; vajon terheli-e felelősség a vízgyűjtő erdeivel gazdálkodót? Volt-e szerepe a katasztrófa bekövetkezésében az erdőborítás változásainak?

A klímaváltozás másik kisvízgyűjtőket érintő hozadéka az egyenlőtlené váló csapadékeloszlás miatt fellépő szárazság. A hosszabb aszályos periódusok alatt a hegyi patakok vízhozama jelentősen csökken, a meleg napokon ki is száradhatnak. Ez ökológiai szempontból vet fel kérdéseket, s érzékeny fajok egyedszámának csökkenéséhez, végső esetben az érintett vízgyűjtőből való eltűnésükhöz vezethet. E szélsőség is megjelenik néha a médiában, de ritkán – talán nem is – kapcsolódik össze a vízgyűjtők erdőtakarójával.

Ez az érdeklődés azonban nem újkeletű. Idősebb Plinius romboló árvizek kialakulásának okaként nevezi meg az erdőirtást. A felvilágosodás korában az erdőnek sokszor túlzó szerepet tulajdonítottak nem csak a vizek, hanem a klíma kapcsán is. Ezt a vizsgálatokra kevésbé építő idealizált felfogást a XIX. század végén váltotta fel a tényszerű tudományos megfigyelés. A múlt század közepére már páros vízgyűjtőkön vizsgálták az erdő és a víz kapcsolatát. A referencia vízgyűjtő állandó megfigyelése mellett a teszt területről eltávolították a vegetációt vagy éppen ellenkezőleg beerdősítették. Ezek a kísérletek – főleg egymással összevetve (1.4. ábra a 32. oldalon) – nem hoztak függvényesíthető eredményt. Az erdővegetáció eltávolítása minden esetben növelte a vízhozamot, de ennek a változásnak a mértékét még sok tényező befolyásolja (Andréassian 2004).

A kutatásnak otthont adó hidegvíz-völgyi kísérleti vízgyűjtő (3.1. ábra az 56. oldalon) nem ilyen nagy léptékű változások vizsgálatára jött létre. A Soproni-hegységben eredő Rák-patak felső vízgyűjtőjén az 1980-as évek elejétől fokozatosan kiépített hidrológiai kutatási



terület létrehozója és működtetője a Nyugat-Magyarországi Egyetem Erdőfeltárási és Vízgazdálkodási Intézeti Tanszéke. A lehatárolt területen az Erdőmérnöki Kar több tanszéke is végez a hidrológiai vizsgálatokhoz szorosan, vagy csak érintőlegesen kapcsolódó megfigyeléseket.

A hidrológiai vizsgálatok fő célja, hogy nagyobb beavatkozás nélkül, csak a tervszerű erdőgazdálkodás esetleges jeleit próbálja a megfigyelésekből kimutatni. A területen két nagyságrendben folynak vizsgálatok. Jelen tanulmány a kisebb (1 km<sup>2</sup> alatti) nagyságrendbe tartozó szomszédos vízgyűjtőkön regisztrált adatsorokkal dolgozik. Ezek segítségével az említett két szélsőség – a kis- és nagy vizek – leírását, tudományos igényű jellemzését tűzte ki célul e dolgozat a hidegvíz-völgyi kutatási területen gyűlt adatok felhasználásával. A rendelkezésre álló öt év vizsgálati idő rendkívül kevés ezen a tudományterületen. A munkának nem is célja egy kisvízgyűjtőn alkalmazható előrejelző modell kidolgozása. Arra törekszik, hogy az erdővel borított vízgyűjtőn lezajló kis léptékű természetes vízháztartási folyamatokat és az esetleges emberi eredetű változásokat kimutassa a vízhozam változása, mint a vízgyűjtőn lezajló folyamatok eredőjén keresztül. Igyekszik feltárni a patakmenti ökoszisztéma biológiai és a hidrológiai folyamatai között fennálló kapcsolatot, illetve ennek egyik fontos részterületét; a vegetáció és vízfelhasználásának hatását a vízgyűjtő vízmérlegére.

A kísérleti terület létesítése óta igyekszik kihasználni korszerű eszközök alkalmazásával a digitális adatgyűjtés robbanásszerű fejlődését. Ennek egyik mérföldköve a nagy frekvenciával megfigyeléseket végző vízszint érzékelő szenzorok telepítése. Az ezek által előállított adattömeget kezelő keretrendszer-, és adatfeldolgozási metodika kialakítása a dolgozat másik fontos célkitűzése.

Végül, de nem utolsó sorban munkámat úgy kívánom végezni, hogy eredményeim minél szélesebb körben és a személyi számítógépektől eltérő architektúrára is adaptálhatók legyenek. Ennek érdekében a feladatokat nem nehezen, illetve drágán beszerezhető programokkal oldom meg, hanem *szabad szoftverek* segítségével, hogy az eredmények és a módszerek bárki által hozzáférhetőek, reprodukálhatóak legyenek.

# 1. fejezet

## Erdősült kisvízgyűjtők hidrológiai folyamatai és megfigyelésük

A talaj fizikai félesége és porozitása, a vízzáró réteg felszínétől vett mélysége, a lejtők meredeksége és kitettsége a domb- és hegyvidéki kisvízgyűjtők adottsága. Változásuk lassú évszázados folyamat. E területek hidrológiai adottságainak módosításában fontos szerep juthat a vegetációnak, elsősorban az erdőnek. Az erdőborítás hidrológiai jellemzői nem tekinthetők állandónak. Napi szinten, évszakonként és hosszabb időtávon is megfigyelhető változásuk.

A napi szintű változásokat – mint minden életközösségnél – az éjszakák és nappalok váltakozása okozza. Hidrológiai szempontból nem az olyan jól követhető változások érdekesek, mint az éjszakára becsukódó virágszirmok, hanem a fotoszintézis folyamata, aminek segítségével a zöld növényzet megköti a napsugárzás energiáját. Nem csak maga a tevékenység, hanem a talajból felvett tápanyagok szállítása is vizet igényel. A felvett víz mennyisége a nagy levélfelülettel rendelkező fák esetében jelentős lehet. Éjszaka jóval kisebb mennyiségű vizet párologtatnak a növények. Ez a változás akár még a patak vízhozamában is megjelenhet.

Az évszakai változás legkézenfekvőbb mutatója a lombhullató állományok téli lombvesztése. Magától értetődő, hogy másként hasznosul egy eső tavasszal, amikor szinte akadálytalanul éri el a talaj felszínét a lombtalan fák koronáján áthullva, mint nyáron a sűrű lombkoronán átfurakodva. Nem csak a fás vegetáció, hanem az aljnövényzet sem tekinthető a vegetációs időszakban állandónak. Több növénytársulásban tavasszal, a fák lombfakadása előtt erre az időszakra jellemző növényborítás, az ún. tavaszi aspektus jelenik meg.

A hosszabb távú változások származhatnak az erdő fejlődéséből, esetleg pusztulásából. Gyakran ezek a változások erőteljesek és nagy területre kiterjedtek lehetnek. Az érintetlen

őserdőkben is gyakran feltámad az erdőtűz, ami során a talaj is változást szenvedhet. Ilyenkor az elpusztult lomboszat nem fogja fel a csapadékot, ami akadálytalanul eléri a felszínt. A tűz miatt hidrofóbbá vált talajba kevés víz szívárog be, ami leszaladva a csupasszá vált lejtőkön jelentős eróziós kárt okoz. Máskor kiterjedt szélöntés miatt változik meg a vegetáció szinte egyik napról a másikra.

A természetes folyamatok mellett az emberi tevékenység is időnként jelentős módon átformálhatja egy-egy kisvízgyűjtő vegetációját. Ezek a tervszerű gazdálkodás szerint végzett beavatkozások hazánkban jól dokumentáltak és általában kisebb területeket érintenek. Nyomonkövetésükre az erdőgazdálkodás különböző tervei szolgálnak alapul. Az erdőtervek előrejelzéseket tartalmaznak a vízgyűjtőt borító erdők, fafaj-összetételének, korosztálymegoszlásának és az állományok szerkezetének változására.

Bár régóta kutatott téma, ennek ellenére a vegetáció változásai illetve a növényi életfolyamatok által létrehozott változások és a hidrológiai viszonyok összefüggés-rendszerében még sok a fehér folt. Köszönhető ez elsősorban annak, hogy egy kisvízgyűjtő összetevői; a növények, a talaj, az alapkőzet, vagy a vízfolyás meder anyaga külön-külön akár laboratóriumba is vihető. A folyamatok azonban sok-sok tényező által befolyásolva, szinte megismételhetetlenül a természetben zajlanak, ahol minden fa, fűszál, talajrög egyedi, s a kisvízgyűjtő nem olyan nagy kiterjedésű, hogy ezek a hatások egymásra rakódva egy jobban leírható rendszerként jelenjenek meg.

Jelen fejezet három részre bontva kívánja összefoglalni a fás növényzet borította kisvízgyűjtők hidrológiáját. Az első csoportba gyűjti a meghatározó folyamatokat, a második az alkalmazható vizsgálati módszereket tekinti át, végül a harmadik a természetbe vitt laboratóriumokat; a kísérleti vízgyűjtőket mutatja be.

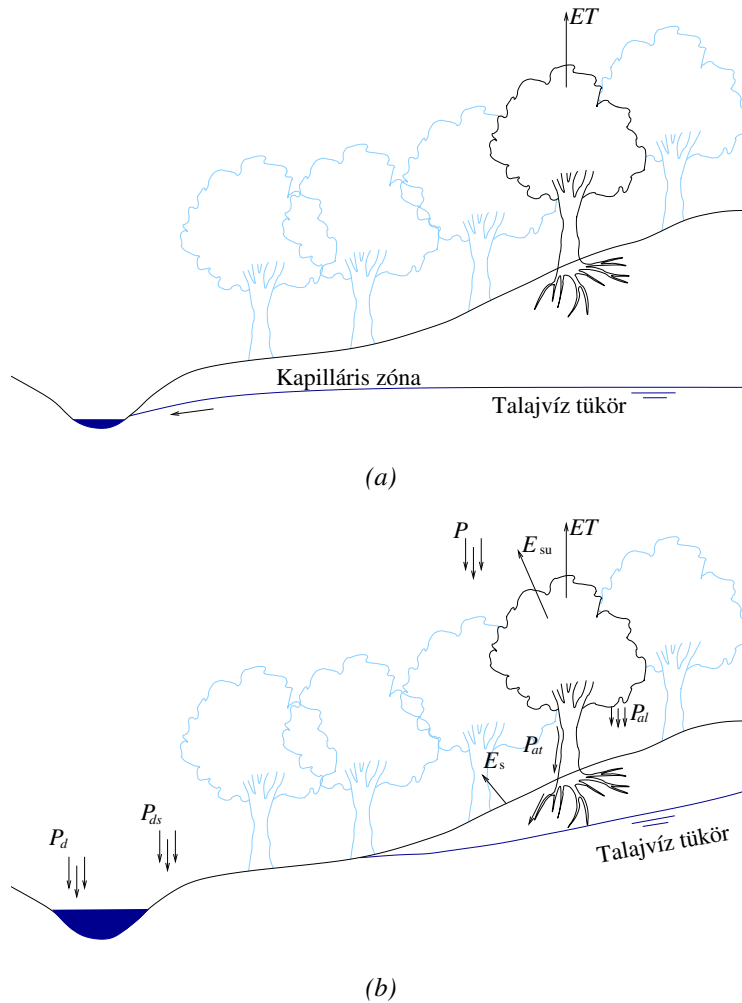
## 1.1. Erdővel borított kisvízgyűjtők hidrológiai folyamatai

A fejezet bevezetésében részben érintett folyamatok hidrológiai szempontból egzaktt módon a *vízháztartási egyenlettel* írhatók le, amelyben egy terület vízbevitelét, -kiadásait és a készlet változásait foglalhatjuk össze. Az erdőszült területen fontos folyamatokat összefoglalhatjuk az *erdő vízháztartási egyenletével* (1.1) (Rác 1981) .

$$P + p + H_{ft} + dS_1 = I + E_n + E_t + E_v + R_{ft} + dS_2 \quad (1.1)$$

Ahol:  $P$ : a folyékony és szilárd makrocspadék;  $p$ : a folyékony és szilárd mikrocspadék;  $H_{ft}$ : hozzáfolyás a felszínen és talajban;  $dS_1$ : a területen tárolt víz csökkenése;  $I$ : intercepció;  $E_n$ : transzspiráció;  $E_t$ : a talaj párolgása;  $E_v$ : a talajvíz párolgása;  $R_{ft}$ : az elfolyás a

felszínen és a talajban;  $dS_2$ : a területen tárolt víz növekedése.



1.1. ábra. Az erdősült kisvízgyűjtőben megjelenő hidrológiai folyamatok koncepcionális modellje Beven (2001:8) nyomán  
(a) csapadék mentes időszak, (b) csapadékos időszak

A hidrológiai körfolyamat koncepcionális megközelítését mutatja az 1.1. ábra. A felüntetett tényezők súlya függ a vízgyűjtő geológiai adottságaitól, domborzatától, talajától, a rajta lévő állományok típusától, sűrűségétől, az elvégzett erdészeti munkáktól, stb.

Az 1.1. egyenlet egyik eleme, a lefolyás ( $R_{ft}$ ) felfogható a vízgyűjtőn lejátszódott víz-háztartási folyamatok eredőjeként, amely térben összegződve a vizsgált kisvízgyűjtő kifolyási szelvényében jelenik meg vízhozamként ( $Q$ ). A lefolyásból származtatható vízhozam az 1.1. egyenletben szereplő tagokhoz képest egyszerűen észlelhető és mérhető. A vízhozam változásaiban nemcsak a csapadékjelenségek erőteljes és közvetlen hatása tükröződik, hanem más víz-háztartási elemek, mint a párolgás és párologtatás, a beszivárgás, a készletváltozás lényegesen mérsékeltebb és közvetettebb hatásai is érvényesülnek. Mindez jól

érzékelhető a kis kiterjedésű, néhány négyzetkilométeres vízgyűjtőkön.

A lefolyásra rendezve az 1.1. egyenletet, az eltávozó vízmennyiséget kifejezve néhány összevonást és egyszerűsítést alkalmazva az 1.2. összefüggés adódik.

$$R = P - I - ET \pm dS \quad (1.2)$$

A lefolyás ( $R$ ) a teljes vízgyűjtő vízhozamát reprezentálja. A csapadéknak ( $P$ ) az a része, ami a növényi felületről történő párolgás ( $I$  – intercepció) és a növényi párologtatás ( $ET$  – transzspiráció) után is rendelkezésre áll. A talaj és a talajvíz párolgása (evaporáció) elhanyagolható, mert az avarral borított erdőtalajon ezek a folyamatok nem számottevőek, így a következőkben evapotranszspirációként ( $ET$ ) elsősorban a növényi párologtatásról olvashatunk. A felszíni és talajbeli hozzáfolyás egy geológiai értelemben zárt vízgyűjtőt vizsgálva igen kis mértékű, ezért kihagyható az egyenletből. Végül a  $dS$  tényezőben összevonható a terület vízkészletének változása.

Az erdőnek az 1.2. egyenlet tagjaira különböző hatása lehet, amely a fejezet elején ismertetett periódusok mindegyike szerint változhat. A következő néhány alfejezetben a lefolyást és a rá ható tényezőket ismertetem és elemzem. Mivel a dolgozat elsősorban a lefolyás-, illetve annak eredője a vízhozam adatsorok elemzésével foglalkozik a hidrológiai elemeket a szokásostól eltérően, a lefolyással kezdődően mutatom be.

### 1.1.1. A lefolyás

Ha kellő számú mérés híján nem tudjuk, vagy nem szükséges a vízháztartási egyenlet minden tagját kiszámítani, akkor vízgyűjtő terület vízviszonyairól jó mutatószám képezhető a viszonylag könnyen meghatározható lefolyás ( $R$ ) és az azt létrehozó csapadék ( $P$ ) segítségével. Ha egy adott, hosszabb időszakra képezzük e két hidrológiai elem hányadosát *lefolyási tényezőről* ( $\bar{\alpha}$ ) beszélünk (1.3. egyenlet).

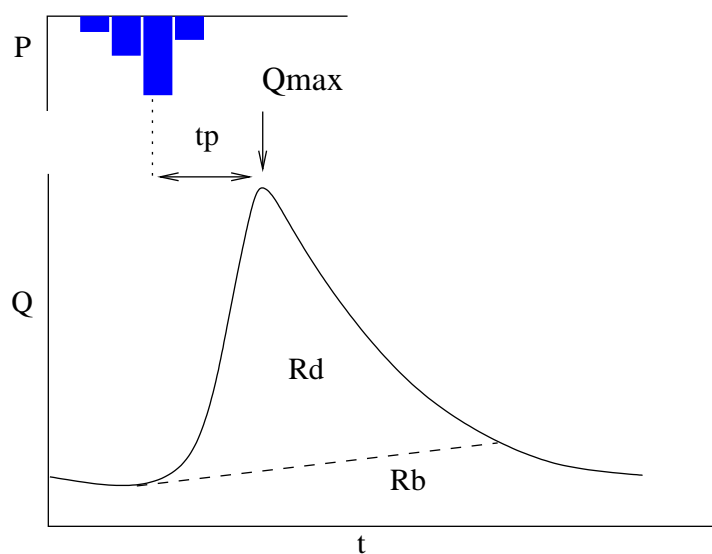
$$\bar{\alpha} = \frac{\bar{R}}{\bar{P}}, \text{ ahol } (0 \leq \bar{\alpha} \leq 1) \quad (1.3)$$

Ha a hányadost egy konkrét csapadékesemény, és a hatására kialakuló lefolyás víztérfogatából számítjuk ki, akkor *lefolyási hányadról* ( $\alpha_e$ ) beszélünk (Kontur et al. 2003:260). Belátható, hogy ez az arány csapadékról-csapadéokra változik, de akár egy csapadékesemény alatt is módosulhat (pl. a beszivárgás intenzitásának csökkenésével). A lefolyási hányad meghatározásához a lefolyásnak a közvetlenül a vizsgált csapadékból származó részét kell figyelembe venni.

Ennek érdekében a lefolyást két részre osztják (szeparálják). Az egyik rész a csapadék hatására kialakuló rövidebb időtartamú növekedés, a *közvetlen lefolyás* ( $R_d$ ), vagy árhullám. A másik az *alap-vízhozam* ( $R_b$ ), vagy késleltetett lefolyás (1.4. egyenlet és 1.2. ábra).

$$R = R_d + R_b \quad (1.4)$$

A lefolyási hányad tehát az alapvízhozamról leszeparált árhullámból,  $\alpha_e = \frac{R_d}{P}$  alapján számítható. Megmutatja, hogy a lehullott csapadék hányad része hagyja el a vízgyűjtőt a csapadékeseményt követő árhullám formájában (Zsuffa 1997:170).



1.2. ábra. Az árhullám és az alapvízhozam értelmezése

Egy adott ökoszisztémával, azaz jelen esetben egy meghatározott fafajú, korú és növekedésű faállománnyal borított vízgyűjtő vízviszonyait tehát nem csak az egyes vízháztartási elemek kiszámított értékeiből képzett vízháztartási egyenlet segítségével jellemezhetjük, hanem a jóval kevesebb és egyszerűbben mérhető paramétert tartalmazó lefolyási tényezővel. Erdővel borított vízgyűjtők vizsgálatokor gyakran a lefolyási tényezőt vagy a lefolyási hányadot használva vonnak le következtetéseket. Ezzel a módszerrel jól jellemezhetőek a nagyobb, egyöntetű természeti adottságokkal rendelkező területek.

Merz et al. (2006) ausztriai vizsgálatai igazolják, hogy a lefolyási tényezőt térségünkben alapvetően befolyásolják a klimatikus viszonyok. A magyar határ közelében elhelyezkedő Vulka-patakon határozták meg a legkisebb értéket. 198 csapadékesemény és árhullám feldolgozása után a lefolyási hányadok mediánja 0,04-nak adódott.

A *lefolyas*t, magát úgy jellemezhetjük, mint a vízcsepp útját a földfelszínre érkezésétől a vízgyűjtő központi vízfolyásának adott keresztzelvényéig. A *vízfolyás csapadéka* közvetlenül érkezik a vízfelületre, vagy a vízfolyást árnyékoló vegetáción átesve érkezik ide és viszonylag gyorsan elhagyja a vízgyűjtőt. Ezt követi időben a *felületi lefolyas*, ami meglehetősen ideiglenesen jelentkezik a felületen. A *felszín közeli lefolyas* egy sokkal állandóbb vízmozgás a felső talajrétegekben. És végül a leglassabb, de egyben a legállandóbb a *felszín alatti lefolyas* a talajvíz mozgása telített zónában. A vízfolyás csapadéka és a felszíni lefolyas az árhullámhoz járul hozzá, a talajvíz kibocsátás pedig szinonim az alap-vízhozammal. A felszín közeli lefolyas azonban kapcsolatba hozható mind az árhullámmal, mind az alap-vízhozammal. Bármelyik egyedi lefolyasi folyamat relatív fontossága a vízgyűjtő fizikai paramétereitől és fedettségétől függ.

Egy időszak teljes lefolyasi összegét a meteorológiai tényezők, a vízgyűjtő paramétereit és az erdőállományok hatása befolyásolja. Fontos azonban figyelnünk ezeknek a tényezőknek az egymásra hatására is. A vízgyűjtő lefolyasi tényezője ugyanis mindig e hatások egyedi kombinációjából áll elő (Lee 1980).

Bormann – Likens (1979) szerint a vegetáció többféleképpen hat a hidrológiai körfolyamatra:

- A transzspiráció csökkenti a lefolyas mennyiségét a csapadékmentes időszakban azáltal, hogy a talajból párologtatásra fordított vízmennyiséget eltávolítja és így a pórusokat szabaddá teszi az új vízmennyiség befogadására. Ez a hatás fennál a csapadékesemény időtartama alatt is, azonban ekkor kisebb jelentőségű.
- Helyenként jelentős vastagságot is elér a talaj felszínét borító elpusztult szerves anyag, erdőterületen az avar. Ez a réteg növeli a talaj vízvisszatartó és megtartó képességét valamint kiváló feltételeket biztosít a beszivárgásnak. A felső szervesanyag szint alatt található erdőtalaj hézagrendszere, beleértve a benne található járatokat és üregeket a beszivárgó vizet továbbvezeti, egyúttal meghatározva a víz ökoszisztémán való keresztülhaladásának útját.

A *felszíni lefolyas* akkor fordul elő ha a csapadékból származó vízmennyiség meghaladja a talaj vízbeszivárogtató képességét. Ez a jelenség a zavarás mentes erdőtalajon ritka. Erdőterületen a felszíni lefolyas jól meghatározható területre korlátozódik. Ilyenek lehetnek a meredek lejtők, valamint a talajösszenyomódással zavart területeket (utak, közelítő nyomok vagy vadcsapák). Természetes viszonyok között tehát a csapadékvíz beszivárog a talajba és a telített vagy telítetlen nyomásgradiensnek megfelelően mozog. A véges víztartó képességgel rendelkező talajok végül telítetté válnak a folyamatos vízbevitel hatására és a felszíni

lefolysis kiindulási területei lesznek. Ilyen hidrológiai szempontból sekélynek tekinthető talajok előfordulása gyakori, különösen a víz akkumulálódási pontokban, ilyen pl. a völgyek állandó vízfolyással szomszédos fenékrésze. Ezeken a helyeken a talajok már a csapadékesemény kezdetén telített vagy közel telített állapotban vannak. Néhány esetben a víz a talajban áramolva a lejtő irányában lefelé mozog és bizonyos pontokon, a talaj sekélysege vagy más talajtulajdonság hatására kilép a felszínre és megjelenik a felszíni lefolyás.

A folyamatos, heves csapadékok és felszínalatti szivárgás kilépése a felszínre a telített zóna fokozatos kiterjedését okozzák. A völgyfenéki telített zóna kiterjedése oldalirányban a völgyoldalak, felfelé pedig a vízfolyás irányában növekszik. A kiterjedt telített zónára hulló csapadék a patak vízhozamának gyors emelkedését idézi elő. A vízfolyások mederhálózatának és a felszíni szivárgások területének kiterjedése az árhullámok elsődleges forrása az erdőterületen. Ez a változó vízforrás területek „variable source area” jelensége, amelyet Hewlett – Hibbert (1967) fogalmazott meg elsőként.

A felszíni elfolyás nem korlátozódik csak a völgyfenékekre, megjelenhet más topográfiai pozíciókban is, elsősorban a konvergálódási (összegyülekezési) zónákban pl. a konkáv lejtőkön, a sekély vagy a vízzáró réteggel rendelkező talajokon (Ward 1982).

Egy vízgyűjtőn belül a felszíni lefolyás által befolyásolt terület a csapadékesemények alatt és között egyaránt változik. Ez a sztochasztikus jelenség függ a csapadék (hóolvadás) nagyságától, az intenzitásától és az eső kezdetén a vízgyűjtő talajainak nedvességtartalmától.

A vízhozam nemcsak a csapadékok hatása miatt változhat. Bár mennyiségileg nem olyan jelentősek, de ökológiai szempontból nem elhanyagolhatóak azok az alapvízhozamban tapasztalható *napi, periodikus változások*, melyek több hatásra is kialakulhatnak. Ezek ritkán ismerhetők fel könnyen, és akkor is csak kisvíz idején. Megfigyelésüket segíti, ha rajzoló vízmérce működik a vízfolyáson.

Réteg- vagy talajvíz-forrás felszínre bukkanásánál előfordulhat – ha a vízáadó réteg jelentősebb kiterjedésű –, hogy a luni-szoláris árapály következtében fellépő kőzetnyomás-változás napi periódusú változást okoz a vízhozamban is. Ennek a változása követi az árapály jelenségek természetét, tehát több különböző frekvenciájú hullámból és felharmonikusaikból összetett voltát, ami az adatsor elemzésével kimutatható. Senitz (2001) Turingiában a talajvízállás vizsgálatoknál tapasztalt napi szintváltozást elemezte. A szintadatokból 24 és 12 órás periódusokat tudott kimutatni. A talajvízszint napi változásának elsődleges okát az árapály földkéregre gyakorolt hatásában látta, amely a terület geológiai felépítésének köszönhetően fölerősödött.

Megfelelő feltételek megléte mellett az erősebb hőmérsékletváltozás is okozhat alapvízhozam változást. A gleccserpatakokban az olvadásból kapott víz utánpótlás szintén erős



napi ingadozást eredményez. A gleccserjég olvadása a napon belüli legkisebb vízhozamot kora hajnalban, a legnagyobbat pedig délután szolgáltatja. A gleccsereket nem tartalmazó középhegységi régiókban is megfigyelhető ugyanez a hőmérséklet keltette napi ingadozás. Kora tavasszal, vagy egy-egy nagyobb felmelegedés idején télen, ha a hőmérséklet-változás amplitúdója eléri a 10 °C-t ugyanilyen, természetesen az előbbinél csillapítottabb hozam tapasztalható. Amikor ezekben az időszakokban az átlaghőmérséklet fagypont körül ingadozik a gleccserpatakhhoz hasonlóan a tetőzés délutáni és a minimum kora hajnali. Ekkor a napsugárzásnak kitett felső talajszintek, vagy az összetömörödött hó fagyás-olvadási ciklusa a napi periodicitás okozója (Pöertge 1996).

Az erdővel borított kisvízgyűjtők alapvízhozamának legerőteljesebb napi változását nem a fent felsorolt tényezők, hanem az evapotranszpiráció okozza. Ez hasonló hullámokat kelt mint a fagyás-olvadás jelensége, csak ellentétes előjellel. A növények párologtatásával az 1.1.3. alfejezetben fogunk foglalkozni, így az evapotranszpiráció keltette napi vízhozam változás e típusának és kialakulásának leírása is ott található.

### 1.1.2. A csapadék és az intercepció

Az erdőszült kisvízgyűjtők vízbevitelének döntő része a *makro-csapadékból* származik. A felszíni és felszín alatti hozzáfolyás – rendszerint – jóval kisebb jelentőségű, mivel a vizsgált nagyságrendbe eső területek általában a vízgyűjtők felső részén helyezkednek el. Az erdőknek a makrocsepadék nagyságát módosító hatása vitatott (Rácz 1981). Az erdő *mikrocsepadékot* növelő hatása viszont jelentős. Domb és hegyvidéken a kiszűrt folyékony bevonat és zúzmara, az ún. horizontális csapadék – a faállomány jellemzőinek függvényében – a makro-csapadék mintegy 30%-át jelentheti, de magasabb hegyvidéken 1–3-szorosát is elérheti. Ennek jelentősége abban van, hogy csökkenti az intercepciós veszteséget (Hazslinszky 1976; Lászlóffy 1959; Pankotai – Rácz 1975; Szőnyi 1966, 1967).

A csapadék eloszlása és hevedése különösen a kisvízgyűjtő területek esetében nagyon fontos. Nagy vízgyűjtők lefolyásában a csapadékhevedés hatása kisebb jelentőségű, mert a csapadék nem fedi le az egész területet. A csapadékhevedéssel együtt nő a lefolyási hányad, ami kis vízgyűjtőkön nem elhanyagolható körülmény. Amikor a csapadékhevedés meghaladja a talaj beszívási kapacitását (infiltration excess) a lefolyási viszonyok alapvetően megváltoznak.

Az erdőszült területen lejátszódó hidrológiai folyamatok ismeretében a csapadékmagasság szerint három csoportot különíthetünk el:

- A néhány mm-es csapadékok a lefolyásra nem hatnak. Kis csapadék esetén a lombko-

rona, az aljnövényzet, az avartakaró benedvesedése, valamint a párolgás, beszivárgás és párologtatás során ezek teljes egészében felemésződnek.

- A kissé nagyobb (5–10 mm-es) csapadékok hatására a patak-menti és a kevésbé vízáteresztő felületeken már felszíni összegyülekezés jöhet létre és ez a lefolyásban kisebb árhullám-csúcsot is okoz. Az ilyen csapadékjelenségek a talajvízkészletet számottevően nem gyarapítják.
- A nagycsapadékok, vagy az egymást követő kisebb csapadékok sorozata hatására jelentősebb, az alapvízhozam többszörösének, néha nagyságrendileg sokszorosának megfelelő árhullám keletkezhet, s növekszik a talajvízkészlet is (Kucsara 1996).

A lombkoronát elérő csapadékot az erdő részben visszatartja, részben pedig térben és időben egyaránt újra strukturálja, amíg az el nem éri a talaj felszínét. A csapadéknak a talajfelszín el nem érő részét *korona intercepciónak* ( $E_{su}$ ) nevezzük (1.5. egyenlet). Az intercepció kifejezhető a lombkorona felszínét elérő (szabadtéri) csapadék ( $P$ ) és a lombozaton átjutó ún. állományi csapadék ( $P_{atot}$ ) különbségeként (Kucsara 1998).

$$E_{su} = P - P_{atot} \quad (1.5)$$

A koronán áthulló csapadék – éppen a fent említett újra strukturálás miatt – állományi léptékben rendkívül nagy területi változatosságot mutat. A térbeli mintázatot első sorban az állomány koronaszerkezete határozza meg. Ennek a térbeli egyenlőtlenségnek befolyása van a hidrológiai, geokémiai és ökológiai folyamatokra (Staelens et al. 2006).

Intercepció alatt a legtöbb szerző a lombkorona intercepcióját (1.5) érti. Hábóritatlan erdőterületen a talajt vastag avarréteg fedi, amelyről szintén számottevő mennyiségű víz párolog el. A teljes intercepció veszteség így (az 1.6. egyenlet szerint  $I$ ) a korona intercepciójának ( $E_{su}$ ) és az *avar intercepciójának* ( $E_s$ ) az összege.

$$I = E_{su} + E_s \quad (1.6)$$

A korona intercepció nagyságára a faállománynak döntő hatása van. Az intercepciót befolyásoló legfontosabb állományjellemzők Führer (1992) szerint a következők:

- a fafaj (pl. tűlevelű vagy lombos fafajok; törzsükön sok illetve kevés vizet levezető fafajok; fényigényes vagy árnyéktűrő fafajok stb.)
- az állomány kora és szerkezete (pl. törzsalak és törzsmínőség; ágszerkezet; koronaalak; méret és ezek változása stb.)

- az állomány záródása, sűrűsége, elegyaránya és színtezettsége (pl. egy vagy többszintes elegyetlen vagy elegyes állomány stb.).

Heal et al. (2004) egy 37 éves sitka fenyő (*Picea sitchensis*) állománnyal betelepített dél-nyugat skóciai kisvízgyűjtő (Ballochbeatties) éves vízmérlegét vizsgálva megállapították, hogy éves szinten az intercepciós veszteség 52%-os. Vizsgálataikba a mikroszapadék bevételt is mérték, így az irodalomban elfogadott 35-40%-os értéknél jóval nagyobb intercepciót állapítottak meg.

Az intercepció nagysága hazánkban – többek között a Soproni-hegységben végzett vizsgálatok alapján – 30% körül alakul a vegetációs időszakban. Lombos állományokban valamivel kevesebb, tűlevelűeknél több, akár a 40%-ot is elérheti.

Az állomány jellemzőin túl az erdészeti tevékenység is hatással van a területi intercepcióra. Az erőteljesebb nevelővágások megbontják az állományszerkezetet, ami a koronaintercepciót jelentősen lecsökkentheti (Kucsara 1998).

Az állományi csapadék nagyobb – a koronáról lecsöpögő és azon keresztül hulló – része az avartakaróra esik, míg a kisebb mennyiségű törzsi lefolyás egy része a fatörzs és a gyökerek mellett közvetlenül a talajba jut. Az avartakaró és a vele szoros kapcsolatban lévő humusz a csapadék egy bizonyos hányadát (ami részben elpárolog) visszatartja. Ez az *avarintercepció*, amely az állományi csapadék ( $P_{tot}$ ) és a hatékony csapadék ( $P_{eff}$ ) különbsége nevezük (Lee 1980).

$$E_s = P_{tot} - P_{eff} \quad (1.7)$$

Az avarintercepció nagyságát ugyancsak több tényező, a csapadék mennyiség mellett elsősorban a faállomány jellemzői és a szervesanyag-lebomlás (avartakaró, humusz) folyamatai befolyásolják (pl. az állományi csapadék mennyisége és térbeli eloszlása; a fafaj lombjának mennyisége és minősége; az avartakaró vastagsága és rétegzettség; a szervesanyag lebomlás gyorsasága; a kialakuló humusz mennyisége és kémiai minősége) (Führer 1992).

Az amerikai irodalomban 1–5%-os értéket adnak meg az éves csapadék viszonylatában az avarintercepcióra.

Az avarintercepció szintén a lefolyásra van hatással, mivel tompítja a víz ökoszisztémán keresztüli áramlását és csökkenti a lefolyás hevesességét, de egyúttal az avar jelentős nedveségtartalmat is tárolhat, ami szintén kedvező.

Az intercepciós hányadot nem kell egyértelműen veszteségként elszámolnunk, mert az erdő nagymértékben csökkenti az alatta elhelyezkedő talaj párolgását. Példaként egy tenyészidőszak alatt:

- avarral borított erdőtalajon 62,6 mm,
- avar nélküli erdőtalajon 159,2 mm,
- erdőn kívüli talajon 408,7 mm párolgást mértek (Rácz 1981).

Általában az idősebb állományoknál nagyobb intercepciós veszteséggel kell számolnunk a növekvő párolgási felület és a nagyobb avarprodukciónak miatt.

A felszíni lefolyást vizsgálva az intercepciós veszteség azért lényeges, mert bizonyos nagyságú csapadékok az intercepciós veszteségtől, pontosabban a tározási kapacitástól függően el sem jutnak a talajfelszínre tehát nem is idézhetnek elő lefolyást. A kísérleti vízgyűjtőkben vizsgált állományoknál a következő ez a csapadék-küszöbérték: fiatal büknél a legkisebb (1 mm), fiatal tölgnél közepes (>1 mm), fiatal lucnál a legnagyobb (2,6-2,7 mm, az állomány viszonylagos sűrűsége miatt) de a középkorúnál (2 mm) már kisebb.

Mindezekon kívül lefolyási szempontból lényeges a lombkoronának az a tulajdonsága is ami a csapadék hevességének csökkentését és így az intenzitás egyenletesebbé tételét jelenti.

### 1.1.3. Evapotranszpiráció

A növények aktív vízleadása, a transzspiráció, elengedhetetlen a növényi termelés fenntartása érdekében. A növények sokkal több vizet vesztenek, mint amennyire szükségük van testük felépítésére. Vizet szükséges párologtatniuk az oldott tápanyagok szállítására a gyökerektől a levelekig. A transzspiráció tulajdonképpen egy evaporációs folyamat, hasonló tényezők által szabályozva. De ebben az esetben az evaporáció által hasznosított felület sokkal nagyobb és a felületi ellenállás jóval lényegesebb szerepet játszik a folyamat során (Lee 1980).

Az erdőnek azonos besugárzás, páratartalom és szélviszonyok mellett nagyobb lehet a potenciális evapotranszpirációja, mint akár egy tőfelületnek. A potenciális evapotranszspiráció a felvehető víz korlátlan rendelkezésre állását feltételezi, csak a levegő párársága határozza meg a mennyiségét. A ténylegesen elpárologtatott vízmennyiség mértékét a rendelkezésre álló vízkészletek limitálják, amit az aktuális evapotranszspirációval fejezünk ki (Beven 2001:59). Az erdővel borított területen a transzspiráció az evaporációhoz képest nagyobb jelentőségű. A növény párologtatásra képes felülete (levelek, fiatal hajtásokon és ágakon a paraszemölcsök) gyakran lényegesen jelentősebb, mint a talajfelszín felülete. Egyes növényfajoknál ez a felület még az által is növekszik, hogy a légzőnyílások (sztómák) a levél mindkét oldalán megtalálhatók, jelentősen megnövelve a vízpára leadására alkalmas aktív felületet (Pöertge 1996).

A vizsgált év faállomány növedékének valamint a lombnak az összes tömege arányos

az évi felhasznált vízmennyiséggel. Az arányt kifejező szorzótényező az egységnyi szerves anyag képzéséhez szükséges vízmennyiség. Ezt transzspirációs koefficiensnek ( $TK$ ) nevezük.

$$TK = \frac{\text{vízmennyiség}}{\text{képzett szárazanyag}} \quad (1.8)$$

Az 1.8. egyenlet szerint egy gramm szervesanyag képzéséhez szükséges vízmennyiséget különböző fafajokra meghatározva az 1.1. táblázat első oszlopa tartalmazza. Ebből látható, hogy a fényigényes fafajok (pl. nyír) nagyobb vízmennyiséget igényelnek, míg az árnyéktűrők (pl. gyertyán) takarékosabban használják fel a vizet (Madas 1981).

Termőhelyi csoportonként összehasonlítva a főbb állománytípusokat, megállapítható, hogy a párás klímában tenyészők (bükkös, lucos) vízfelhasználása kisebb, mint a száraz termőhelyeken (kocsányos tölgyes, hazai nyáras) élőké. A vízfelhasználási egyenlet segítségével éves szinten a vízgyűjtők, de akár tájak, erdőrészek erdőinek maximális és aktuális vízigényét is becsülni tudjuk (Járó 1981).

Fafaj	V [g]	$V_{ann} [\frac{mm}{\text{év}}]$
Bükk	169	188
Gyertyán	-	163
Tölgy	344	267
Nyír	317	-
Erdei fenyő	300	205
Fekete fenyő	-	185
Lucfenyő	231	148
Vörös fenyő	257	-

1.1. táblázat. Fafajok vízfelhasználása V: Egy g szárazanyag képzéséhez szükséges vízmennyiség (Polster nyomán in. Madas (1981)), Vann: Főbb hazai állománytípusok évi maximális vízfelhasználása (Járó 1981)

Járó Zoltán a gödöllői faállományok vizsgálatánál a szervesanyag-képzéshez felhasznált vízmennyiség (vízfelhasználás, párologtatás) éves menetét vizsgálta. Ebből a szempontból három szakaszt különített el:

- kezdeti növekedési szakasz: Általában áprilisban kezdődik és 2-3 hétig tart, ekkor még csak az évi szervesanyag 1-5%-át növi meg a faállomány, a vízfelhasználás-párologtatás nem számottevő.

- fő növekedési szakasz: A teljes lombkifejlődést követően májustól július-augusztusig tart. Ekkor a teljes lombzat és az évi folyónövedék 90-95%-a kialakul. Ebben a 12 hétben (lombállományok), ill. 16 hétben (fenyőállományok), különösen az első harmadában, a vízfelhasználás párologtatás rendkívül intenzív, az évi vízfelhasználás-párologtatás 70-80%-át kiteszi.
- növekedés befejező szakasza: A lombállományoknál mindössze 4-5 hét. Ebben az időszakban a szervesanyag-képzés jelentéktelen, a növedék az összes évi növedék 1-5%-a. A fenyőállományok októberig növekednek, és a növedék az össznövedék 10-15%-át is elérheti. A vízfelhasználás párologtatás ebben a szakaszban elsősorban fiziológiai folyamatok fenntartását szolgálja. Jellemző, hogy ha ebben a szakaszban vízhiány lép fel, a lombállomány védekezésül korai lombhullással csökkenti a párologtatását (Járó 1989).

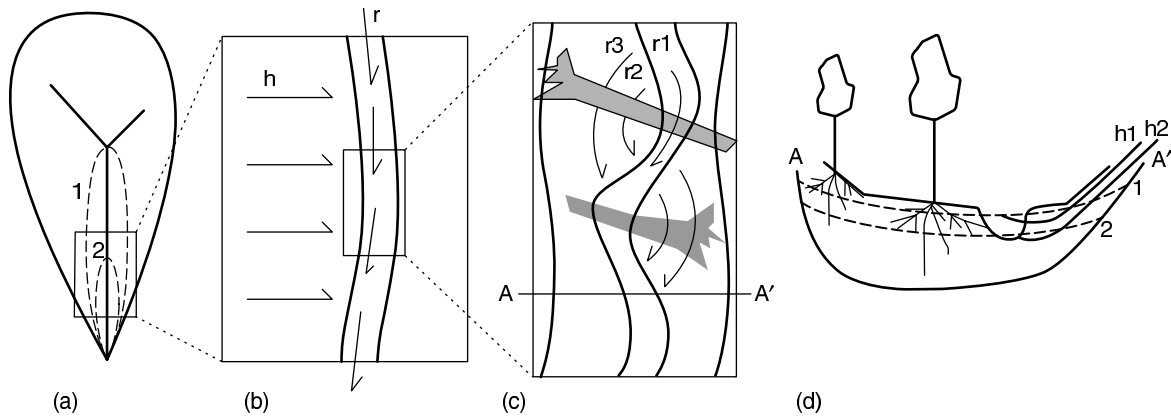
Ezek a szakaszok igen fontos szerepet játszanak az erdő vízfelhasználásának időbeli (szezónális) ritmusában.

A felső vízgyűjtőkön az erdő erőteljes párologtatásának markáns megjelenési formája a vízkörzésben a patakok alapvízhozamában észlelhető és az 1.1.1. fejezetben említett napi változás (Bond et al. 2002). A jelenség elsősorban erdősült, kis kiterjedésű vízgyűjtőkön tapasztalható. A napi vízhozam változásra Bond et al. (2002) a következő koncepcionális modellt alkotta meg (1.3. ábra). Nyár elején a telített vízgyűjtőben erős a kapcsolat a patak és a környező vegetáció között, magas a talajvíz szint (1) ezért gyorsabban reagál a patak a növények vízfelvételére. A talajvíz ekkor a magasabb (h1) és a patakhoz közelebbi gyors áramlású (r2) zónákban áramlik. Később, amikor a rendelkezésre álló vízkészlet mennyisége csökken (2), már a patakmenti zóna és a növényzet kapcsolata nem annyira erős, így kisebb amplitúdójú és elnyújtottabb a napi változás a talajvíz a pataktól távolabbi (r3) zónákban áramlik.

A vízgyűjtő morfológiájától függően néhányszor tíz négyzetkilométeres nagyságot meghaladó területeken a patak vízhozamának napi ritmusa már elmosódik, nem észlelhető. Legerősebben az aszályos nyarakon jelentkezik, mikor az állandó kisvízfolyások is elapadhatnak a délutáni órákban.

#### **1.1.4. A talajviszonyok hidrológiai hatásai**

A talajviszonyok a lefolyás és a tározódás módosításában erdőterületen is fontos szerepet játszanak. A talaj átteresztőképességét, a beszivárgás alakulását elsősorban a talajfelszín



1.3. ábra. Az evapotranszpiráció okozta vízhozam napi ritmus kialakulásának koncepcionális modellje (Bond et al. 2002)

$r_1$ ,  $r_2$ ,  $r_3$  – rendre a patak, a patak közeli- és távoli áramlási vonalak;  $h_1$ ,  $h_2$  – magas-, és mély fekvésű áramlási vonalak; 1, 2 – a kora-, és későnyári talajvíz szintek

tömörsege befolyásolja. Háborítatlan erdőterületeken a talaj jelentős mélységig fellazított az ott tapasztalható biológiai aktivitás miatt. A talajlakó élőlények járatai és keverő hatása, valamint a folyamatosan elhaló és újraképződő gyökerek következtében más művelési ágú területekkel összevetve nagyobb méretű pórusok alakulnak ki. A tág pórusok miatt nagyobb az erdőtalaj beszivárogtató képessége. Egy átlagos csapadék elnyeléséhez szükségesnél nagyobb beszivárogtató képesség miatt, felszíni lefolyás nem-, vagy csak nagyon ritkán, bizonyos területekre korlátozódva fordul elő erdőszült vízgyűjtőkön (Hayashi et al. 2006).

A lefolyási viszonyokra jelentős hatással van a talaj korábbi csapadékokból betározott nedvességtartalma. A telítettebb talaj kevesebb vizet képes felvenni, tehát a talajban tárolt nedvesség növekedésével növekszik a lefolyási hányad.

A talaj kiszáradásának megakadályozásában az erdőszült kisvízgyűjtőkön nagy szerep jut az avartakarónak. A bomló avart fogyasztó élőlények az említett keverő hatásuk révén nem csak a pórusteret növelik, hanem megszakítva a kialakuló hajszálcsöveket a talaj kiszáradása ellen hatnak, levegősen, lazán tartják a talaj felső rétegeit.

A talaj hőmérséklete azért nevezhető fontos tényezőnek a lefolyás szempontjából, mert hatással van a talaj állapotára s így annak vízbefogadását (beszivárogtató képességét) kedvezővé vagy kedvezőtlené teheti. A felszíni, felszínközeli lefolyással főleg a felső talajrétegek hőmérséklete van kapcsolatban. Ez tél végén a hóolvadásnál jelenhet meg, amikor az esetleg korábban átfagyott talaj nem képes befogadni az elolvadt vízmennyiséget.

Az alapvízhozamokkal és a felszín alatti lefolyási illetve szivárgási rendszerrel azonban már a mélyebben fekvő szintek is kapcsolatban lehetnek, ezért ezek vizsgálata is indokolt. A

források hőmérsékletével (talajvíz forrásoknál) a megfelelő talaj- illetve kőzetréteg hőmérséklete lehet kapcsolatban. A talaj és víz hőmérsékletek összevetése a különböző hidrológiai adottságú időszakokban (alapvízhozam, árhullám, téli és nyári időszak) mindenképpen elősegíti a vízgyűjtő lefolyási rendszerének feltárását, alaposabb megismerését.

Az erdőgazdálkodással érintett erdőterületeken a faanyag mozgatásánál használt fahasználati munkagépek a talajfelszín tömörítésével megváltoztatják a lefolyási viszonyokat. Hatásuk elsősorban a nagyobb területeket érintő vágásos technológiák alkalmazása esetén jelentős, ahol a gépek mozgása és tömege nincs annyira korlátozva. A vonszolva közelített faanyag a vágásterület jelentősebb hányadát terheli. Ilyen technológiát alkalmazva elsősorban a közelítő- és kiszállító utakon a talaj nem csak tömörödik, hanem a felső szintek lehordással is érintettek.

### 1.1.5. Geomorfológiai tényezők

Mackay – Cornish (1982) vizsgálatai szerint egy Ausztráliai vízgyűjtőben a kis és közepes csapadékok hatására felszíni lefolyással érintett terület a vízgyűjtő területének 5 és 20%-a között változott. A monszun időszaki nagycsapadékoknál, amelyek nagy nedvességtartalmú talajra hulltak, ez a terület a 70%-át is elérte a teljes vízgyűjtő területének. A felszíni lefolyási területek nagysága a talajtípusbeli és topográfiai különbségek miatt is eltérő lehet az egyes vízgyűjtők esetében. Dunne et al. (1975) vermonti kísérleteiben úgy találták, hogy egy meredek és egyenes lejtőkkel rendelkező kisvízgyűjtőn, a felszíni lefolyással érintett terület 3 és 11% között változott, míg a szomszédos, hasonló méretű, de enyhébb lejtésű, konkáv lejtőlábazattal rendelkező vízgyűjtőben 15–51%-os volt ez az arány.

Azonosíthatunk konvergens (összegyülekezési) zónákat a vízgyűjtő felső meredek részein, melyek nagy kiterjedésű telített zónákat alakítanak ki. Itt a talaj lepusztulása is lényegesen erősebb. Hasonló jelenség lép föl a lejtők alsó részén, amikor a patak oldaleróziója (esetleg útépitési munkálatok) miatt a lejtő alá vágódik. A felszíni lefolyás felszíni eróziós problémákat is produkál. Kis mértékű lejtőirányú talajelmozdulás az esőcsepphatás miatt is bekövetkezik, azonban az eróziós transzport legnagyobb része a felszíni lefolyással történik meg. Különösen fontos szerepet játszanak ezek a felszíni lefolyási területek a zavart részek felszíni eróziós folyamatainak kialakításában.



## 1.2. Hidrológiai folyamatok mérése

Modellezés során jelentősen befolyásolja az adatforrások megbízhatósága a modellezés végeredményét. Célszerű ezért megismerni az adatgyűjtés módszereit, rávilágítani a hibák forrásaira. A mérési eredményeket terhelő hibákat két nagy csoportra oszthatjuk, melyek:

- szabályos hibák
- véletlen hibák.

A szabályos hibákon belül el lehet különíteni ún. durva hibákat, amelyek az adatsor homogenitását megtörik. Ezek az esetek többségében könnyen azonosíthatók, eltávolíthatók, esetleg korrigálhatók. Ilyen lehet a vízhozamíró rosszul felvezetett indulási szintje, vagy a kézi köbözéssel végzett vízhozam mérés esetén a jegyzőkönyvben elért idő. Az adatokat terhelő szabályos hibák többségét azonban nehéz kimutatni, csökkentésük a mérés gondos kivitelezésével, az eszközök gyakori ellenőrzésével, kalibrálásával lehetséges. Az adatsor elemzésével nehezen kimutatható szabályos hiba – a második példánál maradva –, ha vízhozam észleléseinket rosszul meghatározott térfogatú köböző edénnyel végezzük.

Véletlen hibák mindig terhelik méréseinket. Ilyen lehet a vízhozam mérő bukó kádjában kialakuló víztükör lengése, ami az adatgyűjtőben tárolt adatokban jelentkezik, vagy a kézi köbözésnél a mérés kivitelezőinek reflexei. A feldolgozás során a véletlen hibákat statisztikai módszerekkel igyekeznek kiszűrni. A későbbi modellezést és értékelést fontos ezeknek a pontatlanságoknak az ismeretében végezni.

Néhány kivételtől eltekintve a hidrológiában pontszerű mérésekből származó adatokkal kell dolgoznunk. Kevés módszerrel szerezhető megbízható információ a hidrológiai elemek térbeliségéről. A korszerű távérzékelési technikák dinamikus fejlődésük ellenére különösen hegy és dombvidéki erdőterületen nem minden esetben nyújtanak kellő megbízhatóságú térbeli információt.

A csapadékradarok már hosszú ideje polgárjogot nyert eszközök. Mivel a radar nem a földfelszínen mér és a visszavert jel erőssége nem csak a csapadék intenzitásától függ a gondos kalibrálás ellenére sem nélkülözheti a földi ellenőrző hálózatot. Mikrohullámú szenzorokkal talaj nedvességtartalmát lehet megfigyelni de csak a felső néhány cm-en. A visszaverődő jel itt is sok bizonytalansággal terhelt, erősen függ a növényzet víztartalmától, a felszín egyenetlenségeitől. Kísérleteznek az evapotranszpiráció távérzékelésével, de a kidolgozott technikák bizonytalansága még jelentős (Beven 2001:70-72). A geomorfológia felmérésénél hasznos eszköz a lézeres domborzat felmérés, de erdősült területen az adatok feldolgozása még kísérleti stádiumban van.

A fentieket is figyelembe véve az alkalmazott mérési módszerek többsége pont-, vagy esetleg folt kiterjedésű területről szolgáltat információt. Az így begyűjtött adatok térbeli kiterjesztésének bizonytalanságán túl maguk a mérések is sok bizonytalanságot hordoznak. A vizsgálat eredményét erősen befolyásolják ezek a hibák, a levont következtetésekhez tartozik egy gyakran nehezen számszerűsíthető bizonytalanság is (Beven 2000).

Ebben az alfejezetben áttekintjük a dolgozatban vizsgált hidrológiai elemek mérési lehetőségeit, illetve az adatokban rejlő bizonytalanságok, illetve szabályos hibák forrásait. A tárgyalás sorrendje igazodik az előző fejezetben alkalmazott sorrendhez.

### 1.2.1. Lefolyás mérése

A lefolyás térben összevont, időegységre vonatkoztatott eredője a vízfolyás egy szelvényében mért *vízhozam*. A vízhozam folyamatos mérésére a vízfolyásokon mérő-műtárgyakat építenek, -szelvényeket jelölnek ki, melyeken a kialakuló vízállást mérik. Kisvízfolyásokon általánosan elterjedt az éles szélű-, esetleg széles küszöbű bukók alkalmazása. Költségigénye és a természetes vízfolyásokon kialakuló szélsőségek (mértékadó vízhozam, hordalék szállítás) miatt kevésbé elterjedt az elektromágneses és ultrahangos mérés, mellyel közvetlen módon meghatározható a mérőszelvényben kialakuló vízsebesség.

A műtárgyakban kialakuló vízállás rögzítésére elterjedten úszós-, vagy nyomásmérés elvén működő vízszintírókat használnak. Az úszós műszer analóg és digitális adatok gyűjtésére is alkalmassá tehető. Az úszót és a kiegyensúlyozó ellensúlyt zsinór köti össze, amely egy tengelyre szerelt tollmozgató mechanizmust működtet. Ekkor dobra feszített papírszalagra kerül a vízszint vonala. A dobot óra szerkezet forgatja körbe az adatigénynek megfelelő sebességgel. Ha a tengelyre jeltárcsát ékelnek, segítségével az áttétellel megsokszorozott elfordulás fotodiódákkal digitalizálható (Starosolszky et al. 1971).

A második mérési elv alapján működő eszköz az érzékelő fölötti vízoszlop nyomásából számítja a vízmagasságot. Egy rugalmas fémmembrán egyik oldalát a mérendő folyadék szintje alá merítik. A membránt a vízmélységgel egyenes arányban változó hidrosztatikai nyomás deformálja. A fémmembrán másik oldalára egy kapilláris cső (ún. légzőkábel) vezet be a külső levegőt, így a légnyomás változásai kiesnek a mérésből. A vízszintmérő – a légköri nyomás bevezetésének szükségessége miatt – teljesen nem tehető vízzáróvá, így az adatgyűjtőt a légzőkábelrel a maximális vízszint fölé kell helyezni. Az üzemeltetés során gondoskodni kell arról, hogy a légzőkábelbe ne kerüljön vízpára, vagy víz, ami a cső részleges, vagy teljes eltömődését okozná.

Létezik az abszolút nyomás mérésére alkalmas készülék is, ami teljesen vízzáró, azon-

ban a megfelelő pontosság eléréséhez a mérési időpontokban ismerni kell a légnyomás aktuális értékét. Ehhez egy külön légnyomás regisztrálót kell üzemeltetni. A tényleges szint adatok csak utófeldolgozás után hozzáférhetőek, valamint pontosságuk is kisebb, mint a légköri nyomással kompenzáló készüléké.

A membránra szerelt szilícium lapkán kialakított ellenállás-mérőhíd érzékeli a nyomás (vízszint) változás miatt bekövetkező deformációkat, melyek arányosak a víz nyomásának változásával. Az így kialakított mérőrendszer erős hőmérsékletfüggést mutat, ami a szilíciumlapkára integrált hőmérő segítségével kompenzálható (DATAQUA 1998)

Az analóg jelként papírszalagra, vagy mintavételezés után digitális jelként elektronikus adatgyűjtőbe rögzített vízállást *vízhozamgörbe* (Q-h görbe) alapján számítják át vízhozammá. Minden bukóprofilnak megállapítható a hidraulika törvényszerűségei alapján egy elméleti vízhozamgörbéje, de a kivitelezési, és beépítési pontatlanságok, valamint a mérőszelvény kopása miatt célszerű a terepen mért vízállás-vízhozam (Q-h) értékpárok segítségével meghatározni és rendszeresen hitelesíteni a tapasztalati vízhozamgörbét (Zsuffa 1997). A vízhozamgörbe általános alakját a 1.9. egyenlet mutatja.

$$Q = a(h + c)^b \quad (1.9)$$

Ahol  $a$ ,  $b$  és  $c$  állandók,  $Q$  a vízhozam és  $h$  a vízállás. A  $b$  kitevő mindig nagyobb egynél.

Az egyenlet paramétereit a különböző hozamoknál mért vízhozam-vízállás párok segítségével keressük. Mivel az 1.9. egyenlet a hatványozás alapján egy összeadó konstans ( $c$ ) is tartalmaz, ezért nem linearizálható, így paramétereit nemlineáris-regresszió segítségével számíthatóak. A vízhozamgörbe pontos meghatározása kisvízgyűjtők esetében fontos, mert a gyorsan levonuló ár hullámok miatt tetőző vízhozamokat ritkán sikerül mérni, így a felső tartományban kevesebb a rendelkezésre álló pontok száma, s szükségessé válhat a görbe extrapolálása. Fontossága miatt Zsuffa (1997:52) a hidrológia kulcsának nevezi a vízállás-vízhozam transzformációt. A pontos meghatározást nehezíti, hogy sok esetben a szórás a görbe mentén nem változik egyenletesen, így a nemlineáris regresszió torzított becslést ad a vízhozamgörbére. Ezek az esetek könnyen azonosíthatók a vízszint függvényében ábrázolt vízhozam-maradékokkal, amelyek a mért-, és a meghatározott függvény segítségével becsült értékek különbségeként számítható. Meg kell vizsgálni az így ábrázolt ponthalmazt, hogy „harsona-alakot” mutat-e, azaz a pontok szóródása nem egyenletesen nő, hanem hatványozottan. Ha a harsona-alak azonosítható, akkor Petersen-Øverleir (2004) a heteroszkedasztikus maximum-likelihood módszert javasolja a vízhozam görbe meghatározásához.

A megfigyelés szelvényéhez rendelhető lefolyást ( $R$ ) a folytonos vízhozamgörbe idő

szerinti integrálásával kaphatjuk meg (1.10).

$$R = \int_0^{\Delta t} Q(t) dt \quad (1.10)$$

A mért vízhozamgörbénk nem folytonos, hanem egyenközűen mintavételezett idősor, amely-nél a lefolyás ( $R$ ) csak numerikus integrálással számítható.

Ha a vízállás  $h_0$ -ról  $h$ -ra változik  $\Delta t$  időtartam alatt, akkor a 1.9. egyenlet alapján hozzárendelhető vízhozam  $Q_0$ -ról  $Q$ -ra módosul. A fenti jelöléseket használva  $R$ -t a 1.11. egyenlet alapján határozhatjuk meg.

$$R_{tr} = 0,5(Q_0 + Q)\Delta t \quad (1.11)$$

Yu (2000) az 1.11. egyenlet alkalmazásánál fellépő szabályos hibára hívja fel a figyelmet. A pontatlanság forrása, hogy az egyes mintavételi pontok között egyenessel közelítjük adatsort, ami a vízhozamgörbe által leírt nem lineáris kapcsolat miatt görbe vonalú. A relatív hiba mindig pozitív, nagysága a vízhozamgörbe kitevőjétől és a  $\Delta t$  alatt bekövetkező vízszint változás nagyságától függ.

A közvetlen lefolyás és az alapvízhozam szétbontásához nyomjelző (tracer) vizsgálatokat szoktak végezni. Ekkor a csapadékkal a felszínre kerülő természetes izotópok kimutatását kísérlük meg.

### 1.2.2. Csapadék és intercepció mérése

A csapadék egy nagy térbeli változatosságot mutató hidrológiai elem. Mérésére általában pontszerű mintavételezést használnak. Többféle eszközzel mérhetjük. Legegyszerűbb a Hellmann-féle csapadékmérő ombrométer, amely egy szabványos alapterületű ( $200 \text{ cm}^2$ ) csúcsára állított kúp, amelybe a behulló csapadékot a tölcésér kifolyó nyílásához helyezett tároló edény felfogja. Az ombrométer csak a két észlelés közötti csapadék(ok) mennyiségéről ad információt. A csapadék időbeliségéről, intenzitásáról is szolgáltat információt az ombrográf és a billenőedényes csapadékmérő, melyeket a téli méréshez elektromos fűtéssel is szerelnek. Léteznek még egyéb csapadékmérési eljárások is; lehet a lehulló csapadék tömegét mérni, vagy egy kalibrált furaton átjutó azonos méretű cseppek számát tárolni. A csapadékmérésben is helyet kap a távérzékelés, melynek napjainkban üzemszerűen alkalmazott eszköze a csapadékradar, amellyel az eszköz típusától függően 40-200 km-ig mérhető az intenzitás.

A billenőedényes csapadékmérő ideális a digitális adatgyűjtéshez, aminek köszönhetően széleskörűen elterjedt. A kis-, és közepes intenzitású csapadékokat nagy pontossággal

lehet mérni az eszköz segítségével. A billenőedényes csapadékmérőknél alkalmazott adatrögzítés általában időinvariáns, azaz a billenések időpontja kerül rögzítésre (Vasvári 2004). A billenőedény működéséből eredően átbillenéskor elsősorban a nagy intenzitású csapadékok esetén veszteség adódik. A mérés módjából adódóan a csapadékesemény kezdete és vége nem határozható meg pontosan.

A billenő edényes eszközzel végzett csapadék mérés nehézségét az erős tér-, és időbeli változatosságon, valamint a mérőeszköz visszahatásából (a csapadék erős szél okozta kisodródása) eredő hibákon túl a mérőeszköz gyakori meghibásodása adja. Gyakori a tölcsérből a billenőedénybe vezető furat eltömődése, esetleg részleges elzáródása, a billenést érzékelő és rögzítő elektronika meghibásodása, szennyeződés lerakódása a billenő edénybe, stb. Ezek nemcsak a mérés leállítását, hanem hibás adatokat is eredményezhetnek (Upton – Rahimi 2003). Mivel a fent felsorolt mérési hibák egy magányos csapadékmérőnél nem észlelhetők Krajewski et al. (2003) dupla csapadékmérő elrendezést használt.

A billenőedényes csapadékmérőket a fenti hibák kiszűréséhez és megelőzéséhez kalibrálni kell. A kalibrálásnak két típusa; a statikus és a dinamikus ismert. Statikus kalibrálás során ismert mennyiségű vizet öntünk a csapadékmérő tölcsérébe, és ellenőrizzük a billenések számát. Dinamikus kalibrálásakor különböző térfogatáramokat használunk, mely segítségével a billenőedényes csapadékmérőhöz különböző intenzitású csapadékok esetére szerkeszthetünk kalibrációs görbét (Vasvári 2004).

Az adatokat a sok meghibásodási lehetőség miatt a felhasználás előtt ellenőrizni kell. Legkézenfekvőbb a csapadék idősorok grafikus ellenőrzése. Ehhez Wood et al. (2000) a csapadék karakterisztikát, Upton – Rahimi (2003) csapadékmérőhelyenként az egyes billenéseket önállóan ábrázoló grafikákat javasolja, továbbá automatizálható módszert ír le, elsősorban csapadékmérő hálózatokból származó adatok minőségellenőrzéséhez.

A közvetlenül nem mérhető korona intercepciót ( $E_{su}$ ) az 1.12. összefüggéssel fejezhetjük ki. Az egyenlet a korona intercepciót a területen mérhető szabadtéri csapadék ( $P$ ) és állományi csapadék ( $P_{atot}$ ) különbségeként határozza meg. Az állományi csapadék felbontható a fák lombozatán átjutó- ( $P_{al}$ ) és a fák törzsén lefolyó csapadéokra ( $P_{at}$ ).

$$E_{su} = P - P_{atot} = P - (P_{al} + P_{at}) \quad (1.12)$$

A koronán áthulló csapadék ombrométerrel, vagy egyedi kialakítású edénnyel vagy kádval mérhető. A törzsön lefolyó csapadékvizet a fatörzsre ragasztott, műanyag lemezből készített gyűrűvel, az ún. törzsgallérral fogják fel, és cső segítségével gyűjtő kannába vezetik (Kucsara 1998). Intercepció mérőkertek kialakítása látható az 1.7. (36. oldal) és a 3.3. (59.

oldal) ábrákon.

### 1.2.3. Evapotranszpiráció mérése

Erdősült területen a növényi vízfogyasztás hidrológiai szempontból meghatározó a vegetációs időszakban. Közvetlen mérésére alkalmas az eddy korrelációs módszer, amely komoly műszerezettséget igényel. Legalább 5–10 Hz-es frekvenciával kell mérni a szélesebség vektor függőleges komponensét ( $w$ ) és meghatározni a fajlagos nedvességet ( $q$ ). A két idősróból képzett differenciák segítségével keresztkorrelációt kell számítani. A kapott értéket a levegő adott időpontra számított sűrűségével ( $\rho$ ) szorozva az evapotranszpirációt kapjuk eredményként (1.13). A számítást 15-30 perces mérési időszakok alapján végzik (Brutsaert 2005:118).

$$ET = \rho \overline{q'w'} \quad (1.13)$$

A transzspiráció közvetetten számos technikával meghatározható, becsülhető. Egyedül álló fákon mérni lehet a növényi nedv áramlását. Nagyobb területek növényi párologtatásáról kaphatunk képet mérő műtárgyal ellátott kísérleti vízgyűjtő segítségével csapadék és a lefolyás különbségéből. Ez utóbbi az 1.2. egyenlet átrendezéséből adódik. Lehetőség van közvetett módon meteorológiai paraméterek mérésével történő becslésre, vagy modellezésre, de ezek a módszerek igénylik a kalibrálást.

A fa egyed szintjén történő mérés a növényi nedv áramlásának mérése. Ez egy közvetett módszer, a tényleges transzspirációhoz képest 1-2 óra elcsúszás lehetséges. Hő-disszipációs módszer segítségével a fatörzs egy részét fűtik és az alatta és fölötte lehelyezett hőérzékelők segítségével mérik a hőáram terjedését, amely változik a fatörzsben a nedv áramlásával. Több eszközt kell alkalmazni egy törzsön, mert a mérés csak pontmérés, aminek nagy hibája lehet, hiszen a fatörzs nem homogén. Létezik e módszernek hő-impulzusos változata is (Vose et al. 2003).

A növényi nedv áramlás mérésének másik lehetséges módja a fatörzsben kialakuló elektromos potenciál mérése. A vizsgálathoz a fanedvvel nem reagáló elektródát ültetnek a fatestbe több szintben, szintenként 4-4 darabot. A műszer a beültetett elektródok és egy közös földelektród közötti feszültségkülönbséget regisztrálja. Ezzel az elrendezéssel észlelhető feszültség különbségnek meghatározó része az edényekben mozgó ionos oldat, a fanedv áramlási potenciáljából származik (Koppán et al. 2000).

Fontos megjegyezni, hogy a növényzet párologtatása arányban áll a párologtató felület talaj felszínhez viszonyított növekedéssel. Ezt egy arányszámmal, a lefélfelületi indexszel

(LAI: Leaf Area Index) szokás kifejezni, amit az aktív levélfelületeknek és a növény földfelszíni vetületének a hányadosa (Vose et al. 2003).

#### 1.2.4. Geomorfológiai vizsgálatok

A korszerű geoinformatikai programrendszerek közül kevés olyan akad amelybe ne lenne beépítve a hidrológiai szempontú geomorfológiai elemzést segítő rutin. A felületmodellekből általában könnyen levezethető a kitettség, a lejtőkategóriák. Több algoritmus is létezik a vízgyűjtők lehatárolására is. Ezeknek a szoftvereknek a segítségével – ha rendelkezésünkre áll megfelelő felbontású és pontosságú domborzatmodell – könnyűszerrel elvégezhetjük a kiválasztott és lehatárolt vízgyűjtő elemzését (Meijerink et al. 1994:164–180).

### 1.3. Vizsgálatok kísérleti vízgyűjtőkön

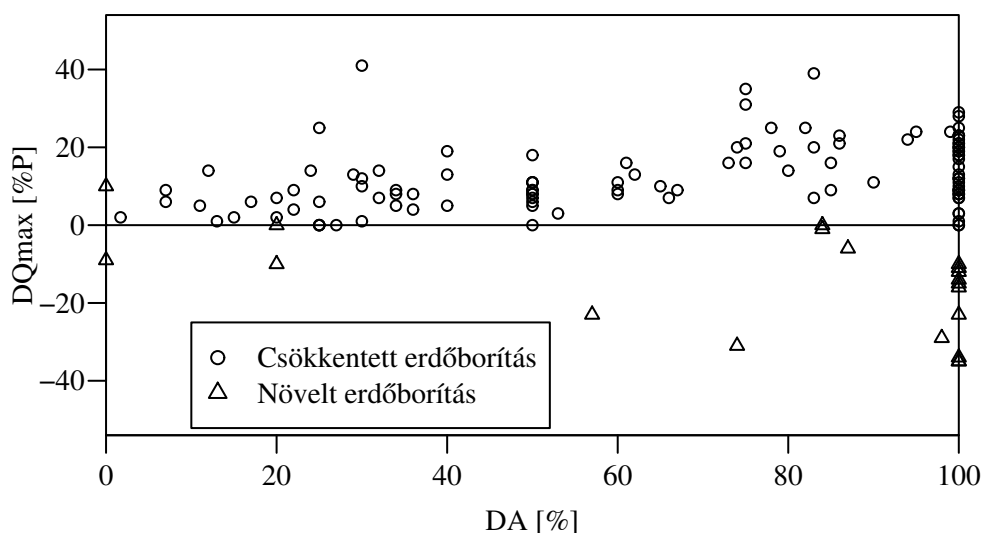
Az 1.1. alfejezetben összefoglalt vízgyűjtőkön lezajló folyamatok vizsgálatának egyik lehetséges módja a berendezett *kísérleti vízgyűjtő*. Bár az egyes hidrológiai elemeket külön-külön is szokás mérni, de összefüggéseiben a folyamatok csak egy ilyen jól felszerelt területen vizsgálhatók. Bár mérőeszköz és észlelő igényessége miatt ez az egyik legdrágább vizsgálati forma, megbízható adatok csak ilyen jól felszerelt és dokumentált területről szerezhetők.

A kísérleti vízgyűjtőkön megfelelően irányított vizsgálatokkal szereztük (a hidrológiai körfolyamatról jelenleg rendelkezésre álló) ismeretanyagunk jelentős részét. Emellett, ezek a kutatások a legmegbízhatóbb információkat bocsátják a tudomány rendelkezésére az erdészeti tevékenységnek a vízgyűjtő vízrendszerére gyakorolt hatásairól (Lee 1980).

#### 1.3.1. Külföldi vízgyűjtő vizsgálatok

Az első dokumentált kísérleti vízgyűjtőt 1867-ben az Osztrák-Magyar Monarchia területén létesítették. A jelenleg Csehország területén található Becva-folyón működött (Dub 1965). Azóta igen nagy számú területen folytattak ilyen kísérleteket Bosch–Hewlett már 1982-ben 94 elsősorban USA-beli vízgyűjtőt vettek számba, melyekben a növényzet hatását vizsgálják a lefolyásra. Andréassian (2004) áttekintésében összegzi az eddigi vizsgálatokat. Bosch–Hewlett listáját további vízgyűjtőkkel egészíti ki.

Ahogy az 1.4. ábrán is megfigyelhető nehéz egyértelmű összefüggést találni a vízgyűjtő borító faállomány területarányának változása (DA) és a változás után tapasztalt legnagyobb



1.4. ábra. Az erdősült vízgyűjtők vizsgálata (Andréassian 2004)

DA[%]:A beavatkozás területe a vízgyűjtő terület %-ában,

DQmax[P%]:A legnagyobb vízhozam változás a csapadék %-ában

vízhozamváltozás (DQmax) között.

Az Amerikai Egyesült Államok területén több nagy vízgyűjtő vizsgálatot végeznek. Ezek közül kiemelkedik a Coweeta Hydrologic Laboratory. A vízgyűjtő az USA dél-keleti részén az Appalache-hegységben található, az eredetileg teljesen erdészeti célú kísérleti területet 1934-ben alakították ki. Mára már az LTER (Long-Term Ecological Research) ökológiai tartam-vizsgálatokat összefogó-támogató program része.

A múlt században többször is tarra vágtak (1.5. ábra) jól feltárt rész-vízgyűjtőket és a tarra vágás, majd újra erdősülés hatásait vizsgálták. A kezdeti egyértelmű eredmények után azonban hosszú távon jelentkezett a természetes rendszerek összetettsége ebben a nagyságrendben is és a korai publikációkban közölt eredményekkel nem egyeztek a későbbi mérések.

Hewlett – Hibbert (1967) 15 erdészeti vízgyűjtőre számolt átlagos lefolyási tényezőt az USA keleti részén. Az árhullámok összvízhozama, ezeknél a vízgyűjtőknél, az éves csapadék 4–18%-a között változott, és 7–33%-át adta az éves vízhozamnak.

Természetesen a fenti nagy múltú vizsgálaton kívül még számtalan vizsgálatot fel lehetne sorolni. A következőkben elsősorban a kutatási területhez közelebb fekvő, európai vízgyűjtőkből ismertetünk néhányat.

Az Egyesült Királyságban párosított kisvízgyűjtőn végzett vizsgálatok kimutatták, hogy a gyepvegetáció fenyőre cserélése a lefolyást 35-40%-al csökkenti Heal et al. (2004).

Dél-Olaszországban 1,7 ha-os erdővel borított kisvízgyűjtőn az időszakos vízfolyás hordalék és tápanyag szállítását vizsgálják (di Stefano et al. 2005).



A Karlsruhe (Németország) közelében a Kraichgau-i dombvidéken található a 6,3 km<sup>2</sup> területű Weiherbachgebiet nevű kísérleti vízgyűjtő. 1989-ben hozták létre a "Prognózismodell az anyagszállítás okozta vízszennyezés vizsgálatára egy kis agrár vízgyűjtőn" program keretében. A vízgyűjtő 92% mezőgazdasági-, 5% erdőterület. A fennmaradó 3%-ot tanyák és utak foglalják el. 830 mm-es átlagos csapadékból 638 mm párolog el és 192 mm folyik le.

Merz – Bárdossy (1998) a Weiherbachgebiet vízgyűjtő egy 32 ha-os Neuenbürger Pfad nevű részvízgyűjtőjén a területi változatosság csapadék lefolyás folyamatra gyakorolt hatását vizsgálták. Ez a részvízgyűjtő időszakos vízfolyást táplál. Külön vizsgálták egy út, a talaj tulajdonságai és a talaj nedvességtartalma hatását a lefolyásra. Megállapítják, hogy a vízgyűjtő terület nagyságával összefügg a térbeli tényezők hatása a lefolyásra. A bekapcsolt terület nagyságának csökkentésével nő a térbeli változatosság hatása, ami a szerzők megállapítása szerint további vizsgálatot igényel.

Nobilis et al. (2002) 15 üzemelő és 5 felhagyott ausztriai kísérleti vízgyűjtőt mutat be. A kísérleti vízgyűjtők többsége magashegységi. Ausztriában Sopronhoz legközelebb eső középhegységi kutatási terület a pöllai vízgyűjtő. A Rábába ömlő vízfolyáson 58,3 km<sup>2</sup>-es területet határoltak le, amelyet a gráci műegyetem üzemeltet oktatási-, és kutatási feladatokkal. Az intenzívebben vizsgált 40 hektáros Höhenhansl részvízgyűjtőjét a Johanneum Research üzemelteti. A részvízgyűjtő majd háromnegyedét fenyvesek borítják, a fennmaradó rész szántó és legelő. A lefolyásvizsgálatokat a területen izotópos árhullámszeparálással, talajvíz- és talajnedvesség megfigyelésekkel egészítik ki. A terület lefolyási tényezője 0,42.

### 1.3.2. Hazai vízgyűjtő vizsgálatok

A hazai vízgyűjtő vizsgálatokat két részre bontva mutatom be. Először azokat a területeket veszem sorra, amelyeket a vízügyi szervezet alapított és működtetett, majd a hazai erdőszült kisvízgyűjtő vizsgálatokat ismertetem.

A fellelhető első vizsgálatokat Gillyén (1910) végezte az ország több területére is kiterjesztve. A hazai kisvízgyűjtő kutatás igazi fénykorát azonban az 1960-as években élte. Ekkor hirdette meg az UNESCO a „Nemzetközi Hidrológiai Decenniumot”, amely célul tűzte ki a felszíni vizek vízjárásának minél részletesebb megismerését. E cél elérése érdekében a hidrológiai szempontok szerint egységesnek tekinthető területeken egy-egy tájjellemző kísérleti vízgyűjtőterület létrehozására szólítottak fel. Hazánkban a felhívás nyomán sorra hozták létre a kísérleti vízgyűjtőket. Többek között a Bakonyánai vízgyűjtőt, a dél-balatoni Tetvespatakot, a Völgységi-patakot és a Papdi-árkot a Mecsekben, a Rakaca-patakot az Északi-

középhegységben, stb. A programot az UNESCO később módosította, mivel a vízgyűjtőkön mért adatok nem voltak általánosíthatók a „hidrológiai tájegységeken” belül (Zsuffa 1997:275-277).

A tájjellemző kísérleti vízgyűjtők létesítési kritériumait Szesztay (1965) foglalja össze. A létrehozásuk történetét és működtetésük további terveit Domokos (1980) ismerteti. 1983-ban még Domokos – Kovács (1983) vizsgálatokat közöl a Rakaca-patakon folytatott vizsgálatainak a regionális általánosításáról, de aztán sorra szűntek meg ezek a kutatási területek, s a még vegetáló néhány a rendszerváltást követő anyagi megszorításokat nem tudta átvészelni.

Sopron közelében a nyugat-magyarországi régióban nem az UNESCO felhívás révén létesítettek kísérleti vízgyűjtőt. Később, 1971-ben, szerelt fel a Nyugat-dunántúli Vízügyi Igazgatóság a Kemenesháton található Vadása-patakon mintavízgyűjtőt. A kísérleti vízgyűjtőnek a BME-n továbbfejlesztett Boughton-modell paraméterezéshez szükséges adatok szolgáltatása volt a fő feladata. Az Igazgatóság később a programot kiterjesztette a Zala felső részvízgyűjtőjére. A Vadása-patak mellett a Medesi-, és a Bük-patak vízgyűjtőjén is egészen 1990-ig folytak a mérések. Az említett területek között a legkisebb mérete is meghaladja a 7 km<sup>2</sup>-es nagyságot (Somogyi 1983).

Somogyi (2000) a projektben folyó modellezésből több tapasztalatot is leszűr. A zömében analóg működésű műszerek miatt alkalmazott adatgyűjtési gyakoriság árhullámok modellezését nem tette lehetővé. Csak hosszabb időszakra futtatva egyezett a lefolyt víztömeg a megfigyelttel. A modellt 41 paraméterrel lehetett volna finoman hangolni, azonban jó részüket mérés híján becsülték. A beépített automatikus paraméter kalibráció gyakran fizikailag értelmezhetetlen megoldásokhoz vezetett.

### **1.3.3. Erdősült kisvízgyűjtő kutatások hazánkban**

Erdészeti hidrológiai megfigyeléseket hazánkban az Erdészeti Tudományos Intézet (ERTI) kezdett végezni. Legrégebbi – 1954 óta ma is üzemelő – kísérleti területük a Kisdánai Eróziómérő Állomás. Ahogy a neve is mutatja elsősorban a Mátra déli kitettséggű lejtőin lejátszódó talajlepusztulási folyamatok megfigyelésére hozták létre. A 4,8 ha-os vízgyűjtő terület nem rendelkezik állandó vízfolyással. Az 1955–58 közötti időszakban végzett hidrológiai és eróziós vizsgálatok tapasztalatait Bánky (1959) összegzi, s tesz javaslatokat az erózió veszélyeztette erdőterületeken folytatandó erdőgazdálkodási tevékenységekre.

Kifejezetten az erdő vízháztartásra gyakorolt hatásának vizsgálatára létesítették 1962-ben a Mátra déli részén, Mátrafüred közelében a Szárazkesző völgyében berendezett kutatási



(a)

(b)

1.5. ábra. Coweeta kísérleti terület 13-as részvízgyűjtője tarvágás előtt (a) és után (b) 1939-ben (Helvey – Swank 1970)



1.6. ábra. A kishánai mérőműtárgy



1.7. ábra. Intercepciómérés a nyírjesi területen



1.8. ábra. A Nyírjes egyik részvízgyűjtőjén létesített vízhozammérő műtárgy

területet. A 97,33 hektáros vízgyűjtő területet Thomson-rendszerű mérőbukó határolta le. Szőnyi (1966) az itt folyó vizsgálatok első adatsorait ismerteti az 1963-64-es hidrológiai évből. A területet mára már felhagyták.

Az ERTI harmadik, „legifjabb” hidrológiai kutatási területe a 700 ha-on elterülő Nyírjes. E terület felszerelése 1987-től kezdődött. A területen folyó kutatásról Sitkey (1994) számol be. Ismerteti a kisvízgyűjtő területén folyó csapadék- és vízminőségi vizsgálatok eredményeit. A hosszabb ideje folyó intercepció megfigyelés (1.7. ábra) után 2003-ban kiteljesítették az erdősült vízgyűjtő megfigyelését. A Nyírjes-folyásra és részvízgyűjtőire létesítettek összetett szelvényű bukókat (1.8. ábra). A műtárgyakba Dataqua gyártmányú automatikus működésű vízszintmérőket telepítettek. A vízgyűjtőn több meteorológiai állomás is gyűjt adatokat.

Az 1980-as évek derekán az akkor még Erdészeti és Faipari Egyetem a Sopron melletti Hidegvíz-völgyben kezdett el egy kísérleti kisvízgyűjtőt kiépíteni Kucsara (2003). Mivel a dolgozatban ismertetett vizsgálatok ezen a kisvízgyűjtőn folynak, a vízgyűjtő jellemzőit nem itt, hanem a 3. fejezetben ismertetem.

## 2. fejezet

# Módszerek és modellek

A vízgyűjtő vizsgálat során begyűjtött adatok, megszerzett tapasztalatok alapján *modelleket* építünk. Ennek elsődleges oka, hogy a lejátszódó folyamatok nagyon összetettek, egymásra hatásukat nehéz áttekinteni. Célszerű kiszűrni a kevésbé lényeges folyamatokat.

Két alapvetően különböző megközelítés uralkodik a modellek világában. Az egyik a rendelkezésre álló adatok alapján próbálja a becsléseket kiterjeszteni térben és időben. A másik szerint a folyamatokat – amennyire lehetséges – valós fizikai tartalommal ellátott egyenletek segítségével kell leírni. A második módszer lehetőséget biztosít arra, hogy át-törjük a rendelkezésre álló adatok szabta tér- és időbeli korlátokat. Ez utóbbi megközelítés azonban nem létezhet az adatokon alapuló tapasztalati (empirikus) modellezés nélkül, amely segít leírni a folyamatokat és támogatja a fizikai egyenletekből épített modellek kalibrálását (Beven 2001).

A fizikai bázisú megközelítés további hátránya, hogy gyakran kénytelen a modellező elhanyagolni a folyamatok térbeli változatosságát. Ahogy 1.2. fejezetben láttuk, korszerű távérzékelési technikákat felhasználva sem tudunk annyi megbízható adatot begyűjteni a modellezendő vízgyűjtőről, amely segítségével a fontosabb fizikai folyamatokat térbeliségükben akár csak közelítőleg leírhatnánk. A hagyományos mérési módszerek többsége pedig egy-egy paraméterre csak egy pontbecslést ad.

Itt érdemes csak a felszín alatti szivárgásra gondolni! Hogyan módosítja ezt egy állapotjárata (krotovina)? Mivel nem állnak rendelkezésre ezek a vízgyűjtő területéről származó adatok elhanyagolják a folyamatok térbeli változatosságát, a lejátszódó hidrológiai folyamatok összetettségét. A modellek többségét kényszerűségből a vizsgált vízgyűjtő kifolyási szelvényénél mért vízhozamhoz kalibrálják (Beven 2000).

A tapasztalati modellek lényege a rendelkezésre álló adatok közötti kapcsolat feltárása, megértésének elősegítése. E szemlélet az adatokat két nagy csoportra osztja a folyamat szem-

pontjából. A rendszer működésének megértését a rendszer oldaláról nézve kimeneti (output) és bemeneti (input) adatsorok összefüggéseinek számszerűsítésével próbálja meg. Ez alapján a tapasztalati modelleket fekete-doboz (black box) modelleknek is nevezik. A következő szakaszban a tapasztalati modell építés egyik fontos segédeszközének a statisztikának tekintjük át a dolgozatban használt eljárásait.

## 2.1. Statisztikai modellek

Mint a természetben lejátszódó folyamatok nagy részét, a hidrológiai folyamatok alakulását is sok véletlennek tekintett tényező befolyásolja, így kézenfekvő a statisztika eszköztárát bevetni a terepen mért paraméterek értelmezéséhez. A megfigyelt hidrológiai elemek időbelisége döntő fontosságú információt hordoz. Időbeli változásukat megfigyelve, bizonyos egymásutáni (rendszerint egyenközű – ekvidisztans) időpontokban mintavételezve *idősorokat* kapunk, melyek között fennálló sztochasztikus kapcsolat feltárására a statisztika eszköztárából az idősorelemzés módszereit használjuk. Ezek a módszerek sok, általános (R 2006; Ketskemény – Izsó 1996) vagy speciális, hidrológiai célra készült (Goda 1998) statisztikai (idősorelemző) csomagba integráltak.

Az idősorok fontos tulajdonsága a stacionaritás, mely szerint két fontosabb csoportot különíthetünk el. A *szűkebb értelemben stacionárius* folyamat bármilyen eltolásra az idősor valószínűségi változóinak együttes eloszlása érzéketlen. Ilyen tipikusan a fehér zaj folyamat. A *tágabb értelemben stacionárius* folyamat bármilyen eltolásra ( $h = 0, \pm 1, \pm 2, \dots$ ) az idősor várható értéke ( $E(x_t)$ ) és autokovarianciája ( $\gamma(h)$ ) nem változik (Shumway – Stoffer 2000:21). Ahol:

$$E(x_t) = \mu \quad (2.1)$$

és

$$\gamma(h) = E[(x_{t+h} - \mu)(x_t - \mu)] \quad (2.2)$$

Az idősorok vizsgálatának két fontosabb vizsgálati módszere van. Az egyiknél az idősort a valós idő tartományában vizsgáljuk, a másik esetén pedig frekvencia tartományba transzformálva. Ez utóbbi eljárás az idősorban lévő különböző frekvenciájú összetevők kiutatására alkalmas.

### 2.1.1. Az idősor periodicitása és a harmonikus regresszió

Erős periodikus hatások gyakran jól azonosítható komponensei a környezeti megfigyelések idősorainak. A patakok alapvízhozamában is meghatározó az évszakos, illetve az 1.1.3.

fejezetben bemutatott napi változás. Ebben a szakaszban Piegorsch – Bailer (2005:216-221) és Shumway – Stoffer (2000:215-216) nyomán megmutatjuk, hogy az ismert frekvenciával periodikus változást mutató stacionárius idősorok ( $x_t$ ) egyszerű szinusz vagy koszinusz hullámokkal felírt regressziós modellel közelíthetők. Ha a frekvencia előzetesen nem ismert a 2.1.2. szakaszban bemutatott módszer segítségével meghatározható. A modell alkalmazásának alapja az a feltételezés, hogy a periodikus változás forrása nem sztochasztikus, azaz nem a véletlen által meghatározott. Ezek a (determinisztikus) folyamatok visszavezethetők végső soron bolygónk tengely körüli forgására, Nap körüli, vagy a Hold Föld körüli keringésére.

A 2.3 . egyenlet periodikus változást mutató környezeti folyamatok szinusz függvény segítségével felírt regressziós modellje. Az egyenlet a mért pontpárokat egy  $\gamma$  amplitúdójú,  $\phi$  fázissal eltolt,  $\omega$  frekvenciájú általános szinusz függvénnyel közelíti. Az egyenközű mintavételek időpontjai ( $t$ ) adják az egyenlet független változóját ( $t = 0, \pm 1, \pm 2, \dots$ ).  $\gamma$  és  $\phi$  az egyenlet paraméterei,  $\omega$  a jelenség ismert frekvenciája.

$$x_t = \beta_0 + \gamma \sin(2\pi\omega t - \phi) + w_t \quad (2.3)$$

Ha  $w_t$  fehérzaj folyamat, valamint  $\gamma$ -t és  $\phi$ -t valószínűségi változónak tekintjük, akkor a 2.3. egyenlet paraméterei egy adott  $\omega$  frekvenciára, nemlineáris regresszió segítségével meghatározhatóak.

Alkalmazva az ismert  $\sin(\theta - \kappa) = \sin(\theta) \cos(\kappa) - \cos(\theta) \sin(\kappa)$  trigonometrikus összefüggést, a 2.3. egyenlet felírható szögfüggvények szorzatösszegeként. A 2.4. egyenletet a  $\beta_1 = \gamma \cos \phi$  és  $\beta_2 = -\gamma \sin \phi$  helyettesítések segítségével írtuk fel.  $\gamma$  és  $\phi$  transzformálásával  $\beta_1$  és  $\beta_2$  is független valószínűségi változók és általában normális eloszlást követnek. A tengelymetszetet ( $\beta_0$ ) és a két ismeretlen paramétert tartalmazó egyenlet megoldható a legkisebb négyzetek módszere alapján többváltozós lineáris regresszióval is. A 2.4. egyenlet *egyszerű harmonikus regressziós modell* néven vált ismertté.

$$x_t = \beta_0 + \beta_1 \sin(2\pi\omega t) + \beta_2 \cos(2\pi\omega t) + w_t \quad (2.4)$$

Ebben az esetben az amplitúdó ( $\gamma$ ) és a fázis ( $\phi$ ) a 2.5 és a 2.6 . egyenletekben leírt inverz transzformációval kaphatók vissza.

$$\gamma = \sqrt{\beta_1^2 + \beta_2^2} \quad (2.5)$$

$$\phi = \arctan\left(\frac{\beta_2}{\beta_1}\right) \quad (2.6)$$

A periodikus folyamatok többsége nem írható le egyetlen szinusz hullám segítségével. Az egyszerű harmonikus regressziós modellt (2.4) ki lehet terjeszteni *többváltozós harmonikus regressziós modellé*, melyben több ( $q > 1$ ), különböző amplitúdójú ( $\gamma_k$ ), fázisú ( $\phi_k$ ) és



ismert  $(\omega_1, \omega_2, \dots, \omega_q)$  frekvenciájú hullám összegeként írjuk le a jelenség periodikus változását (2.7. egyenlet).

$$x_t = \beta_0 + \gamma_1 \sin(2\pi\omega_1 t - \phi_1) + \gamma_2 \sin(2\pi\omega_2 t - \phi_2) + \dots + \gamma_q \sin(2\pi\omega_q t - \phi_q) + w_t \quad (2.7)$$

A 2.7. egyenletből a 2.4-nél bemutatott transzformáció segítségével, a  $c_k = \cos(2\pi t \omega_k)$  és a  $s_k = \sin(2\pi t \omega_k)$ ,  $(k = 1, \dots, q)$  helyettesítéseket alkalmazva kapjuk a 2.8. egyenletet.

$$x_t = \beta_0 + \beta_1 s_1 + \beta_2 c_1 + \beta_3 s_2 + \beta_4 c_2 + \dots + \beta_{2q-1} s_{q-1} + \beta_{2q} c_{2q} + w_t \quad (2.8)$$

A természetben megfigyelhető periodikus jelenségek esetén gyakran előfordulhat, hogy a 2.7. egyenletben szereplő  $\omega_1, \omega_2, \dots, \omega_q$  frekvenciák harmonikusai egyetlen periódusnak, azaz  $\omega_2 = 2\omega_1$  stb. Ekkor a hullám  $\omega_1$  frekvenciával oszcilláló, torzult szinuszhullám.

### 2.1.2. A periodogram

Az idősor ciklikus változását a frekvencia tartományban *spektrális analízissel* vizsgálják. Folytonos adatsor esetén a *spektrális sűrűségfüggvény* segítségével jellemezhetnénk a vizsgált jelenség frekvenciáit, de megfigyeléseink diszkrét pontokra korlátozódnak. A spektrális sűrűségfüggvényt így csak becsülni tudjuk. Ennek alapvetése, hogy az idősorban lévő szabályos, periodikus változások leírhatók 2.8. egyenletben bemutatott szinusz és koszinusz hullámokra való bontással. Az idősorban lévő meghatározó frekvenciák leírása, spektrális sűrűségfüggvényének becslése, kivitelezhető az egyes izolált frekvencia összetevőknél a variancia nagyságrendjének a mérésével. Ez a közelítés megtehető, mivel maga a spektrum felfogható úgy is, mint adott frekvenciákon a variancia nagysága. Célszerű tehát megvizsgálni, hogy a vizsgált idősor mennyire korrelál egy adott  $\omega$  (teszt) frekvenciájú szinusz vagy koszinusz hullámmal. Ha ezt az összevetést a 2.9. és a 2.10. egyenletek segítségével számos  $\omega_k$  frekvencián megteesszük, akkor az  $X_c(\omega_k)$  és  $X_s(\omega_k)$  számoknak, ahol  $x_t$  tartalmazza a teszt frekvenciával közel azonos komponenst, magasnak, különben alacsonynak kell lennie. A vizsgálatokat meghatározott ún. Fourier frekvenciákon kell elvégezni, amelyek az  $\omega_k = k/n$  ( $n$  a megfigyelések száma,  $k = 1, \dots, n-1$ ) összefüggés segítségével határozhatók meg.

$$X_c(\omega_k) = \frac{1}{\sqrt{n}} \sum_{t=1}^n x_t \cos(2\pi\omega_k t) \quad (2.9)$$

$$X_s(\omega_k) = \frac{1}{\sqrt{n}} \sum_{t=1}^n x_t \sin(2\pi\omega_k t) \quad (2.10)$$

$$I(\omega_k) = X_c^2(\omega_k) + X_s^2(\omega_k) \quad (2.11)$$

A 2.4. egyenlet alapján belátható, hogy a 2.9. és a 2.10. egyenletre egyaránt szükség van a becslésre. Mivel az egyenletek felvehetnek negatív értéket is, ezért a négyzetösszegüket szokták venni (2.11). Az így kapott intenzitás értékeket az  $\omega_k$  frekvenciák függvényében felhordva, a *periodogramon*<sup>1</sup> ábrázolják.

A periodogram intenzitás értékei meghatározhatók a számítástechnikailag jóval hatékonyabb diszkrét Fourier-transzformáció segítségével (2.12. egyenlet).

$$X(\omega_k) = \frac{1}{\sqrt{n}} \sum_{t=1}^n x_t e^{-2\pi i \omega_k t} \quad (2.12)$$

A komplex számokra vonatkozó Euler-féle összefüggés ( $e^{-ix} = \cos(x) - i \sin(x)$ ) szerint a 2.9. és a 2.10. egyenletekben tulajdonképpen a Fourier-transzformált valós és képzetes részét számítottuk ki trigonometrikus alakban. Így a periodogram érték megadható a 2.12. egyenlet által transzformált idősor ( $X(\omega_k)$ ) komplex számai abszolút értékének a négyzeteként is (2.13).

$$I(\omega_k) = |X(\omega_k)|^2 \quad (2.13)$$

A periodogram számítógépben történő kiszámítása nem a fenti eljárások segítségével, hanem a Fourier-transzformáció egy hatékony algoritmikus megvalósítása, a gyors Fourier-transzformáció (FFT, azaz Fast Fourier Transformation) segítségével történik. Mivel az FFT érzékeny a transzformálandó idősor hosszára, azt ki szokták pótolni nullákkal (padding), amíg az elemszám ( $n$ ) eléri kettőnek, illetve egyes algoritmusoknál az első néhány természetes prímszámnak legközelebbi hatványát ( $n'$ ).

A fenti algoritmikus kívánalom mellett még néhány feltétele van a periodogram előállításának. Csak egyenközűen mintavételezett idősort dolgozhatunk fel. Ha hiányosak megfigyeléseink, akkor az idősor hosszának maximum 10%-áig interpolált értékekkel helyettesíthetjük őket. A spektrális analízis feltételezi, hogy az idősor stacioner, és a várható értéke nulla. Ez általában nem áll fenn, így az idősort stacionerré kell tenni, – additív modellel élve – a valamely módszerrel meghatározott trend kivonásával. A becslés javítására az idősor két szélén annak  $p$ -ed részét a 2.14. egyenletben (ahol  $m = np$ ) bemutatott koszinuszos súlyfüggvény ( $w_t, 0 \leq w_t \leq 1$ ) szerint nullába kifuttatják (tapering). Ez a kifuttatás különösen akkor fontos, ha az idősor kezdetén vagy végén erős fluktuáció tapasztalható, vagy egy meghatározó frekvencia elfedné a szomszédos kisebb intenzitásúakat.

<sup>1</sup>A fogalmat Schuster, A. 1898-ban vezette be „On the investigation of hidden periodicities with application to a supposed 26 day period of meteorological phenomena” című cikkében (Terrestrial Magnetism 3, 13-41.).

$$w_t = \begin{cases} \frac{1}{2}[1 - \cos(\pi(t - 0.5)/m)] & , \text{ ha } t = 1, \dots, m \\ 1 & , \text{ ha } t = m + 1, \dots, n - m \\ \frac{1}{2}[1 - \cos(\pi(n - t + 0.5)/m)] & , \text{ ha } t = n - m + 1, \dots, n \end{cases} \quad (2.14)$$

A fenti módszerrel kiszámított periodogram nem konzisztens becslője a simának feltelezett spektrális sűrűségfüggvénynek ( $f(\omega)$ ). Kihhasználva, hogy a szomszédos értékek függetlenek, a nyers periodogram simításával konzisztens becslőt ( $\hat{f}(\omega_k)$ ) állíthatunk elő. A simításra lineáris szűrőket, különböző súlyozású spektrális ablakokat használnak, melyek alkalmazásánál körültekintően kell eljárni, hogy a kisebb intenzitású frekvenciákat el ne fedjük.

A nyers periodogram adott  $\omega_k$  frekvenciához tartozó értékeinek ( $I(\omega_k)$ ) eloszlása 2 szabadságfokú  $\chi^2$ , mivel kiszámításuknál független változók négyzetösszegét képezzük. Ha az amplitúdó értékek nem függetlenek, kellően nagy számú (ha  $n \rightarrow \infty$ ) minta esetén is közelíthetők  $\chi^2$  eloszlással. A torzítatlan becslés miatt  $L$  széles ablakkal simított, és a fent bemutatott módszerekkel (pad, taper) módosított intenzitás értékek eloszlásának szabadságfoka megváltozik, ún. ekvivalens szabadságfokot kell számítani.

Az eloszlás és a szabadságfok ismeretében az egyes kiugró csúcsok statisztikai szempontból megvizsgálhatók, ha a 2.15. egyenlet alapján konfidencia intervallumot szerkesztünk a vizsgált csúcshoz ( $\hat{f}(\omega_k)$ ). Amennyiben a konfidencia intervallum alsó határa nagyobb, mint a spektrum alapvonala, akkor a csúcs szignifikánsnak tekinthető.

$$\frac{df \hat{f}(\omega_k)}{\chi_{df}^2(\alpha/2)} \leq f(\omega) \leq \frac{df \hat{f}(\omega_k)}{\chi_{df}^2(1 - \alpha/2)} \quad (2.15)$$

### 2.1.3. Idősorok simítása

Az idősorok zajtól való megfosztásának egyik fontos eszköze a simítás. Különböző technikák állnak rendelkezésre az elérni kívánt cél függvényében. A következőkben röviden áttekintjük a rendelkezésre álló módszereket.

Legegyszerűbb simítás a (2.16) egyenletben bemutatott *mozgó átlag*, mely a simított értéket ( $y_t$ ) a  $t$  időpont beli megfigyelésnek ( $x_t$ ) és közvetlen környezetének a múltban és a jövőben vett átlagaként számítja.

$$y_t = \sum_{j=-k}^k a_j x_{t-j} \quad (2.16)$$

A mozgóátlag egy tipikus aluláteresztő szűrő, ami egy bizonyos határfrekvenciánál kisebb frekvenciájú hullámokat kivágja az idősorból.

Amennyiben azzal a feltételezéssel élünk, hogy idősorunk leírható egy simító függvény és egy zaj összegeként ( $x_t = y_t + w_t$ ), és meg kívánjuk  $y_t$  alakját határozni gyakran alkalmazzuk a polinomiális regressziót (2.17. egyenlet). Ekkor független változóként a mérés időpontjait ( $t$ ) használjuk, s így becsüljük az egyenlet  $p + 1$  paraméterét ( $\beta$ ), ahol  $p$  a polinom választott fokszáma. Periodikus változás esetén az előző fejezetben megismert harmonikus regressziót.

$$y_t = \beta_0 + \beta_1 t + \dots + \beta_p t^p \quad (2.17)$$

Simításra használhatók a scatterplot smootherek, mint például a spline simítófüggvény, ami a polinomiális regresszió kiterjesztése. E függvénytípusnak nagy előnye, hogy meghatározott pontokat (knot) érintő, törés nélkül, sima átmenettel csatlakozó görbe szakaszokat képez. A simítófüggvény alapja a 2.18. egyenlettel implicit módon megadott egyszerű kvadratus spline, amelynél a simítás mértékét a  $\lambda$  paraméterrel kezeljük,  $f(t)$  pedig a harmadfokú polinomszakaszok, melyekből összeáll a simító függvény. Idősoroknál a knotok az előre meghatározott  $t$  időpontokban mért értékek (Shumway – Stoffer 2000:47).

$$\sum_{t=1}^n [x_t - f(t)]^2 + \lambda \int (f''(t))^2 dt, \text{ ahol } y_t = f(t) \quad (2.18)$$

A loess nevű eljárás lokális robusztus regressziót végez az idősorunk egy véges darabján, melynek nagyságát előre meghatározzuk. Minél nagyobb ablakot választunk, annál simább lesz  $y_t$ . Az ablakban az aktuális elemtől való távolság függvényében csökkenő súlysúlyszámot kapnak az elemek, de az egyes megfigyeléseknek külön súlysúlyszámot is adhatunk, amellyel befolyásolhatjuk a függvény illesztését. Az ablak és a súlyozási lehetőség segítségével a nagy kvantálási zaj tartalmú idősorainkban rejlő információ megfelelően kiaknázzható (Cleveland et al. 1992).

## 2.2. Hidrológiai modellek

A hidrológiában számtalan modellt alkalmaznak. Ezek áttekintése is meghaladja a dolgozat kereteit. A bemutatásra kerülő módszerek elsősorban hazai vonatkozásuk, vagy a témához való kapcsolódásuk miatt kerültek az áttekintésbe. A szakaszban ismertetésre kerülő eljárások többsége összegző paraméterek alapján közelíti meg a terület lefolyási tulajdonságait. Ezek a mértékadó vízhozam meghatározásánál, kisebb műtárgyak méretezésénél használható módszerek. Pontatlanságuk a vízgyűjtő méretének csökkenésével egyre jobban nő

(Horváth 1999). Természetesen ilyen egyszerű statikus képletekkel egy dinamikus rendszerbe történt beavatkozást nem modellezhetünk.

Az egyik első modellről Beven (2001)-nél találunk leírást. Ezt Mulvaney író kutató állította fel 1851-ben. Az összefüggést  $Q_p = CA\bar{R}$  (ahol  $Q_p$  a mértékadó vízhozam,  $A$  a vízgyűjtő terület,  $\bar{R}$  a maximális csapadékontenzitás és  $C$  egy tapasztalati együttható) alakban vetette papírra<sup>2</sup>. Ez vált ismertté racionális módszerként, mely segítségével a csapadék hatására kialakuló árvizek nagyságára tudnak közelítő összefüggést adni. Az így becsülhető vízhozamok képezik a tervezett mérnöki létesítmények egyik kiinduló adatát.

Hazánkban a csapadék-lefolyás összefüggés tudományos igényű tanulmányozása 1901-ben kezdődött. Ekkor három különböző domborzatú és felszínborítású területen a Szernyemocsárban, a Gladna-patakban, és a Ferenc-csatorna lecsapoló rendszer vízgyűjtőjén végeztek vizsgálatokat (Gillyén 1910). Egyik első magyarként Kenessey (1928) cikkében összefoglalja az addigi külföldi eredményeket és a korabeli megfigyelések alapján összefüggést fogalmaz meg a lefolyásra. Munkájában javaslatot tesz a lefolyási tényező ( $\bar{\alpha}$ ) meghatározására.

Ma is kiterjedten használják Csermák (1957) képletét. Cikkében a korábbi hasonló tanulmányok eredményeit felhasználva a mértékadó vízhozam számításához ott ad segítséget, ahol rendszeres mérési adatok nem álltak rendelkezésre. 1500 km<sup>2</sup>-nél kisebb területű vízgyűjtőkre a mértékadó vízhozam meghatározásához egyenletet ír fel, amelyben a bevezetett fajlagos árvízi tényező ( $B$ ) meghatározásához térképet szerkeszt. Kovács – Domokos (1984) a Csermák képlet javítását tartalmazza. A Dunántúlra megszerkesztik a fent említett térkép javítását és azt nagyobb ún. mozaikrégiókra osztják. A képlethez megállapítanak egy 30 km<sup>2</sup>-es alsó alkalmazhatósági korlátot. Koris (2002) hidrológiailag feltáratlan hazai hegy- és dombvidéki kisvízgyűjtők árvízhozamainak számítására fejlesztett ki új eljárást.

Horváth (1999) kisvízgyűjtőn kialakult árvíz rekonstruálásával foglalkozik. E módszer segítségével tudunk adatokat szerezni a vízrajzi megfigyelésekbe be nem vont vízgyűjtőkön ténylegesen levonult árhullámokról. Ekkor a nagyvíz levonulása után a megmaradt nyomokból következtet a csúcsvízhozamra és a hagyományos módszereket saját gyakorlati tapasztalatával ötvözve kalkulálja az összegyülekezés jellemzőit. Megállapítja, hogy a vízgyűjtőt átszelő földút teljesen megváltoztathatja a lefolyást. A vizsgált két részvízgyűjtőn lefolyó víz egy részét átvezeti egy földút egyik völgyből a másikba, ezzel is növelve az azon lefolyó vízmennyiséget.

---

<sup>2</sup>Thomas J. Mulvaney: On the use of self-registering rain and flood gages, in making observations of the relation of rainfall and flood discharges in a given catchment, *Proc., Inst. of Civ. Engrs. of Ireland* 4:18-31, 1851.

Koris – Winter (2000)-ben a Mátra és a Bükk déli vízgyűjtőin 1999 nyarán esett rendkívüli csapadékok hatására kialakult árhullámok vízhozamát számították hagyományos módszerekkel. A meghatározás során használták a megelőző csapadékindexet.

Mosonyi (1999)-ben a statisztikai árvízszámítási módszerekkel foglalkozik. Megállapítja, hogy a mértékadó vízhozam számítására alkalmazható összefüggéseket a nagy léptékű változások miatt 5-10 évente meg kell újítani.

Merz (1996) doktori értekezésében kiemelten foglalkozik a beszivárgás folyamatával. A dolgozat második részében a kisvízgyűjtőkben tapasztalható természetes változatossággal és annak modellbe építhetőségével foglalkozik.

Vízfolyás medre, annak térbeli helyzete és keresztmetszete is fontos input, hiszen a mederben más sebességgel mozog a víz, mint a terepen.

Merz – Bárdossy (1998) cikkükben a csapadék-lefolyás folyamat térbeli változékonyságainak hatását vizsgálták egy délnyugat németországi 6,3 km<sup>2</sup>-es vízgyűjtőn. A mintaterületen áthúzódó út lefolyást módosító hatását, valamint a talaj és a talajnedvesség hatását modellezték.

### 2.2.1. Árhullámok apadó ágának elemzése

Számos módszer használható a vízgyűjtőben egy csapadék esemény után lejátszódó folyamatok leírására, modellezésére. A vízgyűjtőt a *tározó modellel* közelíthetjük (2.19. egyenlet), amelyben az  $S$  a tározott mennyiség térfogata,  $K$  és  $n$  állandók.

$$Q = KS^n \quad (2.19)$$

A tározó modellt a *kontinuitási egyenlet* (2.20) segítségével használhatjuk a vízgyűjtő kiürülési folyamatának leírására.

$$I - Q = \frac{dS}{dt} \quad (2.20)$$

A vízgyűjtő egyszerűsített modellje  $n = 1$  esetben egy szabad kifolyású prizmatikus tartály, amelyből távozó vízmennyiség a  $t$  időpillanatban (a vízhozam:  $Q_t$ ) arányos a tartályban lévő vízmennyiség változásával. A kezdeti  $h_0$  vízoszlopmagasság  $Q_0$  vízmennyiséget hajtja át a kifolyó nyíláson, feltételezzük, hogy a tartályba nincs hozzáfolyás. Ebben az esetben a kifolyás a 2.21. egyenlettel – egy exponenciális görbével – közelíthető, amelyben  $\tau$  egy idődimenziójú paraméter, amellyel a tározótérben való tartózkodás ideje fejezhető ki. Ez az egyszerű modell azonban ritkán írja le a tényleges apadási görbét a vízhozam tartomány egészén. Ennek ellenére elterjedten alkalmazzák, mert  $\tau$  értéke teljesen érzéketlen a kiürülés kezdeti

időpillanatának ( $t = 0$ ) megválasztására és egyszerű lineáris regresszióval meghatározható (Brutsaert 2005:418).

$$Q_t = Q_0 e^{-\frac{t}{\tau}} \quad (2.21)$$

Nemlineáris modelleknél ( $n \neq 1$ ) nem tehető meg ez az egyszerűsítés. Ebben az esetben a kifejezett egyenlet (2.22) alakot veszi fel ( $c_2$  egy másik konstans) (Brutsaert – Nieber 1977).

$$Q_t = Q_0 (1 + c_2 t)^{n/(1-n)} \quad (2.22)$$

Az árhullámok lecsengő ágaiból előállítható a kiürülési mester görbe (Master Recession Curve), amellyel a vízgyűjtő számos paramétere becsülhető. A görbe előállítására számos grafikus módszer létezik. Az egyik egyszerűbb módszer (matching strip) az egyes apadó ágakat szemilogaritmikus koordináta rendszerben az időtengely mentén eltolja addig, amíg azok egy kellően sima kiürülési mester görbét alkotnak. Nathan – McMahon (1991) egy fél-automata eljárást dolgoztak ki, amely segítségével a kiválasztott árhullámok csökkenő sorrendben kirajzolódnak, amit az elemző még módosíthat. Ez azonban szintén több szubjektív elemet tartalmazó eljárás, hiszen egy valós árhullámgörbe esetén meglehetősen nehéz meghatározni a kiürülési görbe kezdőpontját.

Brutsaert – Nieber (1977) javasolja, hogy az árhullám apadó ágát ne időszorként, hanem annak idő szerint vett deriváltját a vízhozam függvényében vizsgáljuk (2.23). A kettős logaritmikus koordinátarendszerben ábrázolt pontok alsó burkológörbéinek egyenlete adja a kiürülési görbe paramétereit. Ezzel a módszerrel kikerülhetők a fent említett időben dolgozó eljárásokat terhelő bizonytalanságok, hiszen nincs szükség a kiürülési görbe kezdetének meghatározására.

$$\frac{dQ}{dt} = f(Q) \quad (2.23)$$

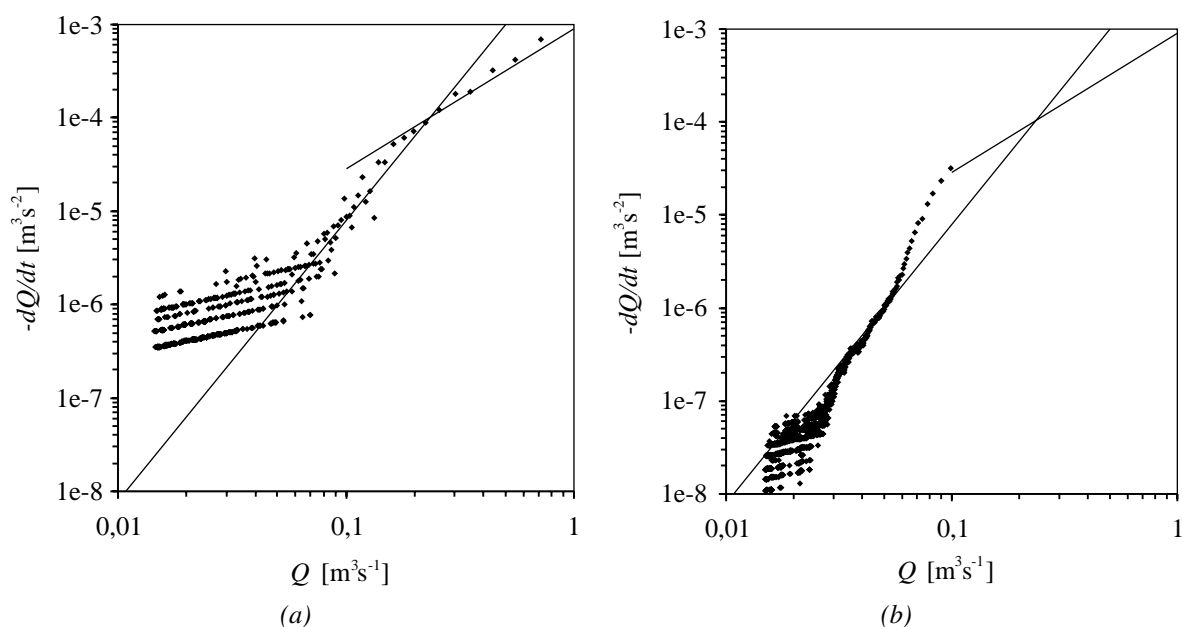
A 2.23. egyenletben lévő  $f(Q)$  függvény paramétereit a tározó modell (2.19. egyenlet) és a folytonossági egyenletet (2.20) használva kifejezhető (2.24) alakban Brutsaert – Nieber (1977).

$$\frac{dQ}{dt} = aQ^b \quad (2.24)$$

A 2.24. egyenlet paramétereit a Boussinesq-egyenlet megoldásai segítségével is meghatározhatók. Például a lineáris modell alkalmazásához ( $b = 1$  esetén)  $a$  értéke  $k_0$  a vízgyűjtőre jellemző szivárgási tényező,  $p$  állandó (0,3465),  $D$  a víztartó vastagsága,  $L$  a vízfolyás hossza,  $n_e$  az effektív porozitás és  $A$  a vízgyűjtő területe segítségével meghatározható a 2.25. egyenlet segítségével (Brutsaert 2005).

$$a = -\frac{\pi^2 k_0 p D L^2}{n_e A^2} \quad (2.25)$$

Mivel a talajvíz kifolyás csökkenése jóval kisebb mértékű, mint az árhullám közvetlenül a csapadékeseményből származtatható szakaszainak a csökkenése, tehát az alapvízhozam idő szerint vett deriváltja a legkisebb adott  $Q$  mellett. A vízhozam idősorok a 2.23. egyenlet alapján fölvetett koordináta rendszerben ábrázolt ponthalmazának azonos vízhozam mellett a legkisebb meredekséget mutató pontjai az alapvízhozamból származnak. A vízhozam és annak időben vett differenciája több nagyságrendet fog át, valamint összefüggésük nem lineáris. Brutsaert–Nieber (1977) szerint a 2.23. egyenlet közelíthető a valós idősor esetén a 2.26. formulával, ahol  $Q_i$  az  $i$ -edik megfigyelés a vízhozam idősorban,  $\Delta t$  a megfigyelések konstans időlépése. Az értékelhetőség biztosítására kettős logaritmikus koordináta rendszerben ábrázoljuk az adatokat (2.1(a). és (b). ábrák).



2.1. ábra. Egy árhullámra 15 perces (a) és 12 órás (b)  $\Delta t$  értékekkel számított log-log ábrák (Rupp–Selker 2006)

$$\frac{Q_i - Q_{i-1}}{\Delta t} = f\left(\frac{Q_i + Q_{i-1}}{2}\right) \quad (2.26)$$

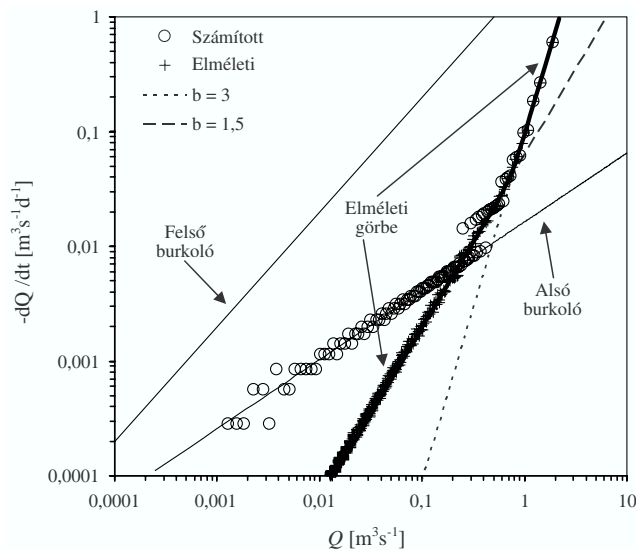
Brutsaert–Nieber (1977) az ábra segítségével meghatároz néhány, a vízgyűjtő egészére vonatkozó, fizikai jelentéssel bíró paramétert. Szilágyi–Parlange (1998) e módszer árhullámszeparációra történő használatát mutatja be. Brutsaert–Lopez (1998) a módszert továbbfejleszti.



Az ábrázolt apadási görbék pontjai elrendeződését jelentősen befolyásolja a vízhozam-mérés pontossága. Ez az ábrákon érzékelhetően is megjelenik a kisebb meredekséget mutató, alacsonyabb vízhozam tartományában vízszintes rétegződés formájában, ahogy az a különböző időlépéssel készített 2.1(a). és (b). ábrákon is látható. Megfigyelhető egy felső aszimptota vagy burkológörbe is, amit az adott vízhozam mellett legnagyobb lehetséges csökkenés határoz meg (2.2. ábra). A kettős logaritmikus ábrázoláson ez a felső burkológörbe egy egyenes, meredeksége pedig 1. A módszer ezen tulajdonságaira először Mendoza et al. (2003:63 és 65) hívja fel a figyelmet.

Rupp – Selker (2006) megmutatják, hogy a a felső burkológörbe tengelymetszete a választott időlépés alapján meghatározható. A vonal pontjait adó abszolút értékben legnagyobb (elméleti) differencia adott  $Q$  vízhozam mellett akkor áll elő, ha a víz áramlása a  $i - 1$  időpontról  $i$  időpontra megszűnne ( $Q_i = 0$ ). Ha ezt behelyettesítjük (2.26)-be, akkor (2.27)-t kapjuk, mely szerint a tengelymetszet nagysága  $\log(2/\Delta t)$ .

$$\frac{0 - Q_{i-1}}{\Delta t} = f\left(\frac{0 + Q_{i-1}}{2}\right) = -\frac{2}{\Delta t} \left(\frac{0 + Q_{i-1}}{2}\right) \quad (2.27)$$



2.2. ábra. A pontosság hatásait szemléltető log-log ábra (Rupp – Selker 2006)

Rupp – Selker (2006) továbbá levezetik, hogy nem csak a felső burkoló görbe származik az adatrendszerünkből. A kisebb vízhozamoknál a vízállás leolvasási pontossága nem csak a grafikon pontjainak vonalakba rendeződését okozza. A konstans  $\Delta t$ -t használó feldolgozás az alsó burkológörbét torzítja. A választott állandó időlépés és az adatok leolvasásának függvényében egy alsó burkológörbe is meghatározható (2.2. ábra). A burkológörbe egyenletének

meghatározásához feltételezzük, hogy a vízhozamot közvetlenül mérjük. A mérhető minimális, nullától különböző vízhozam változást  $\beta$ -val jelölve a legkisebb számítható differencia meghatározható (2.28. egyenlet).

$$\frac{Q_i - Q_{i-1}}{\Delta t} = -\frac{\beta}{\Delta t} \quad (2.28)$$

Az ábrán ezek a pontok egy vízszintes vonal mentén helyezkednének el, melynek tengelymetszete  $-\frac{\beta}{\Delta t}$ . Ha az egymás után következő méréseknél nem a legkisebb mérhető értékkel, hanem annak többszörösével változott a vízhozam, akkor a kettős logaritmikusság ábrán a fenti vonallal párhuzamos vonal mentén rendeződő pontsorok jelennének meg.

A vízhozamot azonban ritkán mérjük közvetlenül. Általában a mérőszelvény mögött kialakuló vízszintből a vízhozamgörbe segítségével számítjuk. Az adott pontossággal ( $\epsilon$ ) leolvasott vízszint értékek tehát a vízhozamgörbén keresztül határozzák meg az alsó burkológörbét, ami a fenti 0 meredekségű egyenesek megváltozását eredményezi.

A kerekítési hibával terhelt alsó burkológörbe  $X$  és  $Y$  koordinátái a  $j$ -edik pontban a 2.29. egyenletből meghatározhatók.  $\hat{Q}$  a vízhozamgörbe segítségével becsült  $\beta$  kerekítési pontosságú vízhozamot jelöli.

$$\begin{aligned} X_j &= \frac{\hat{Q}(j\epsilon) + \hat{Q}[(j+1)\epsilon]}{2} \\ Y_j &= \frac{\hat{Q}(j\epsilon) - \hat{Q}[(j+1)\epsilon]}{\Delta t} \end{aligned} \quad (2.29)$$

A 2.2. ábrán a fent bemutatott hibák nagyságát szemléltetjük a Boussinesq egyenlet megoldásából származó adatokon.

A hibák csökkentésére Rupp – Selker (2006) javasolja, hogy ne egy konstansként határozzuk meg a grafikon szerkesztéséhez az időlépést ( $\Delta t$ ), hanem a vízhozam változásának függvényében. Minél laposabb a görbe, a hibák annál jobban elfedik a tényleges információt. Célszerű a hibák függvényébe változó lépésközt választani, azaz a vízhozam idő szerinti deriváltját a csökkenő vízhozammal egy növekvő lépésköz ( $j$  (2.30)-ben) segítségével számítani.

$$\frac{dQ}{dt} \approx \frac{Q_i - Q_{i-j}}{t_i - t_{i-j}}, \quad i = 2, 3, \dots, N; \quad 0 < j < i \quad (2.30)$$

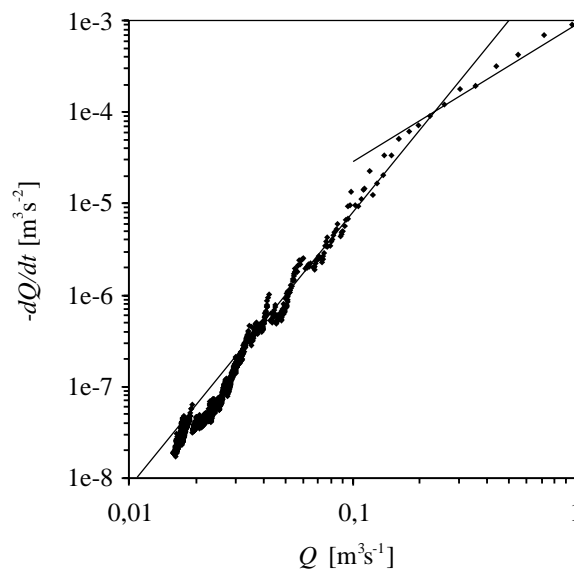
Ennek megfelelően a 2.30. egyenlet alapján számított meredekségre vonatkozó vízhozamot ( $Q$ ) egy  $j+1$  szélességű ablak segítségével kell meghatározni (2.31).

$$Q \approx \frac{1}{j+1} \sum_{k=i-j}^i Q_k \quad (2.31)$$

A változó lépésköz adott megfigyelésre vonatkozó hosszát a (2.32) formula segítségével számíthatjuk ki, ahol  $C$  a vízgyűjtő tulajdonságaitól függő konstans. A képlet szerint a vízhozam változásának legalább akkorának kell lennie, mint a vízszint leolvasásával terhelt vízhozamban rejlő bizonytalanság  $C$ -szerese.

$$Q_{i-j} - Q_i \geq C [Q(H_i + \varepsilon) - Q_i], \text{ ahol } C \geq 1 \quad (2.32)$$

A módszer alkalmazására a 2.3. ábrán láthatunk példát, amely a 2.1. ábra adataiból készült. Jól megfigyelhető rajta, hogy míg a különböző állandó  $\Delta t$ -vel készített ábrák csak bizonyos szakaszokon adnak értékelhető képet, a változó időlépéssel készített a teljes pont-halmazon mentes a hibától.



2.3. ábra. A 2.1. ábra adataiból változó időlépéssel készített idősor (Rupp – Selker (2006) nyomán)

### 2.2.2. Árhullámok szeparálásának hagyományos módszere

Vízhozam idősorok elemzésének egyik alapvető módszere az *árhullámkép szeparálása*. A mért vízhozam adatokat az 1.4. egyenlet alapján csapadék keltette árhullám és a vízgyűjtő kiürüléséből származó alapvíz idősorokra osztják.

A lineárisnak feltételezett vízgyűjtők árhullám szeparálásának alapja, hogy a szemi-logaritmikus ( $Q = f(t)$ ) koordináta rendszerben ábrázolt árhullámok esetén az árhullám apadó ága – amely már csak a vízgyűjtő kiürülés által meghatározott – kiegyenesedik. Így az árhullám nevezetes pontjai (az árhullám kezdete, csúcsa, az áradó és apadó ág inflexiós pontjai, az árhullám utolsó pontja) könnyebben meghatározhatóak. A pontok meghatározása után

a vízgyűjtő ismeretében meghúzhatjuk a szeparáló vonalat, amely a legegyszerűbb esetben az árhullám kezdetét és végét jelölő pontok összekötésével kapható, ahogy azt az 1.2. ábrán is feltüntettük (Kontur et al. 2003:298-305).

### 2.2.3. Rekurzív digitális filter

A szeparálás egyszerű és könnyen automatizálható módszere a Lyne-Hollick féle egy paraméteres digitális szűrő<sup>3</sup>. Abból a feltételezésből indul ki a modell, hogy az árhullám és az alapvízhozam frekvenciája jelentősen eltérő. Az alapvízhozam egy sokkal kiegyenlítettebb változást mutat, mint a gyorsan lecsengő árhullámok. A digitális filter egy alul-áteresztő szűrő, amely kiszűri a nagy frekvenciás változást, az árhullámokat az idősorból.

A digitális szűrő alkalmazására az eredeti egyenleten (2.33) kívül több módosított változat is megjelent.

$$Q_i^f = \alpha_d Q_{i-1}^f + \frac{1 + \alpha_d}{2} (Q_i - Q_{i-1}) \quad (2.33)$$

$$Q_i^b = \begin{cases} Q_i - Q_i^f & \text{ha } Q_i > Q_i^f \\ Q_i & \text{ha } Q_i \leq Q_i^f \end{cases}$$

Az egyenletben  $Q_i^f$  a kiszűrt felszíni lefolyás,  $Q_i^b$  az alapvízhozam az  $i$ -edik időpillanatban,  $Q_i$  az eredeti vízhozam idősor,  $\alpha_d$  pedig a szűrő paramétere, amely a csillapítás mértékét határozza meg. Nathan – McMahon (1990) a filter paraméter értékét vizsgálataik alapján 0,9–0,95-ös intervallumban javasolják felvenni. A simítást többszöri futtatással lehet növelni. A szűrőt háromszor futtatták végig az idősorokon. Egyszer előre, majd vissza, végül újra előre. A fordított irányú futtatás az első futtatás torzító hatásának kiküszöbölése miatt szükséges.  $\alpha_d$  értékének 0,925-öt választottak. A későbbiekben több publikációban csak egyszeri futtatásról számolnak be, amely kielégítő eredményt adott.

A szűrő eredetileg napi felbontású vízhozam adatsorokra fejlesztették, amelyet az alkalmazók többsége figyelembe is vett, de akad ettől eltérő alkalmazási kísérlet is. Smakhtin (2001) cikkében a módszer havi felbontású idősorokon történt alkalmazásáról számolt be. Munkájában algoritmust is javasol a szűrő paraméterének ( $\alpha_d$ ) meghatározásához. Hughes et al. (2003) havi és napi mintavételezési gyakoriságú idősorokat hasonlít össze, és bevezeti a  $\beta$  paramétert.

<sup>3</sup>Lyne, V. D. – Hollick, M.: Stochastic time-variable rainfall runoff modelling. *Hydrol. and Water Resour. Symp.*, Institution of Engineers Australia, Perth:89-95, 1979.

Az eredeti módszer javítására egy újabb formulát közölt Chapman (1991), de ahogy többek között Nathan – McMahon (1991) is rámutatott a módosítás nem javított a rekurzív digitális filter hibáin, de egy mesterséges maximumot bevezetve korlátozta a számított alapvízhozam mennyiségét a mért vízhozam 80%-ára. Így a javított változat alkalmazása különösen *szárazabb*, illetve *nagy beszivárogtató* képességű talajokkal rendelkező vízgyűjtőkön nem javasolható.

Eckhardt (2005) szintén továbbfejlesztette a digitális filtert és egy újabb egyenletet ajánlott. Egyenletében maximális alapvízhozam indexet vezet be ( $BFI_{max}$ ) amelyet előzetesen meg kell becsülni modellje futtatása előtt. Cikkében néhány példát is közöl a  $BFI_{max}$  meghatározására. Hasonlóan a fenti fejlesztéshez a kis lefolyási tényezővel rendelkező szárazabb vízgyűjtőkön fenntartásokkal alkalmazható.

#### 2.2.4. Evapotranszspiráció modellezése

Az evapotranszspiráció becslésére számtalan modell és módszer áll rendelkezésre. Alkalmazhatóságukat elsősorban a rendelkezésre álló adatok határozzák meg. Az egyszerű hőmérséklet számításán alapuló módszertől egészen a komoly méréseket igénylő eddy korrelációs módszerig lehet választani a rendelkezésre álló lehetőségek közül.

Összehasonlítva néhány eljárást, a Penman-Monteith módszer alkalmazása mellett döntöttünk, amely felparaméterezéséhez 2001-ben rendelkezésre álltak adatok. Ez egy fizikai-alapú modell, aminek nagy előnye, hogy nagy felbontású adatokkal alkalmazható az evapotranszspiráció napi menetének a becslésére. Alapja a felületre számított energia-mérleg és a felületről a szenzibilis és latens hővel elszállítható hő becslése. Az eljárás gyakorlatilag a talajfelszíntől  $z$  referencia magasságban elhelyezkedő nagy levelet modellez. Ezzel helyettesíti a felszínt borító vegetáció lombzatát.

A modell több paraméter becslését és az állomány magasságából számított referencia magasságban, lehetőleg több szintben meteorológiai jellemzők mérését igényli. Alapegyenlete (2.34) az evapotranszspirációra ( $E$ ) rendelkezésre álló energiamennyiséget ( $H$ ) a nettó radiációból ( $R_n$ ), mint bevételből és a levegőnek átadott energia ( $A$ ), a talajnak átadott energia ( $G$ ), és végül a növényzet által hasznosított energia ( $S$ ).

$$H = R_n - A - G - S \quad (2.34)$$

A Penman-Monteith egyenlet (2.35. egyenlet) alkalmazásához mérni kell a hőmérsékletet ( $T_z$ ), a páratartalmat ( $e_z$  – páryanomás számításához) és szélességet (az  $r_a$  diffúziós ellenállás becsléséhez). Ezeket az adatokat  $z$  referencia magasságban elhelyezett érzékelők-

kel kell észlelni. Szükséges még a nettó radiáció ( $R_n$ ) a rendelkezésre álló energiamennyiség ( $H$ ) becslésére.

$$\lambda E = \frac{\Delta_e H + \frac{\rho_a c_p (e_s(T_z) - e_z)}{r_a}}{\Delta_e + \gamma \left(1 + \frac{r_c}{r_a}\right)} \quad (2.35)$$

Az effektív sztóma ellenállás ( $r_c$ ) értéke a LAI ismeretében becsülhető. Az egyenlet többi tagja a fenti értékek segítségével meghatározható, vagy pedig állandó.  $\rho_a$  és  $c_p$  a levegő sűrűsége és fajhője,  $\Delta_e$  a telítési görbe hajlása,  $\gamma$  pszichometrikus konstans (Beven 2001).

## 3. fejezet

# A hidegvíz-völgyi erdészeti hidrológiai kutatási terület

Sopron várostól nyugatra, a Soproni-hegységben található a Hidegvíz-völgy, az Ikva vízgyűjtőjéhez tartozó Rák-patak teljes egészében erdővel borított legfölső vízgyűjtő területe (3.1. ábra). A völgy domborzata változatos, több kisebb részvízgyűjtőre tagolódik. Az oldalvölgyek egy részében található csak állandó vízfolyás.

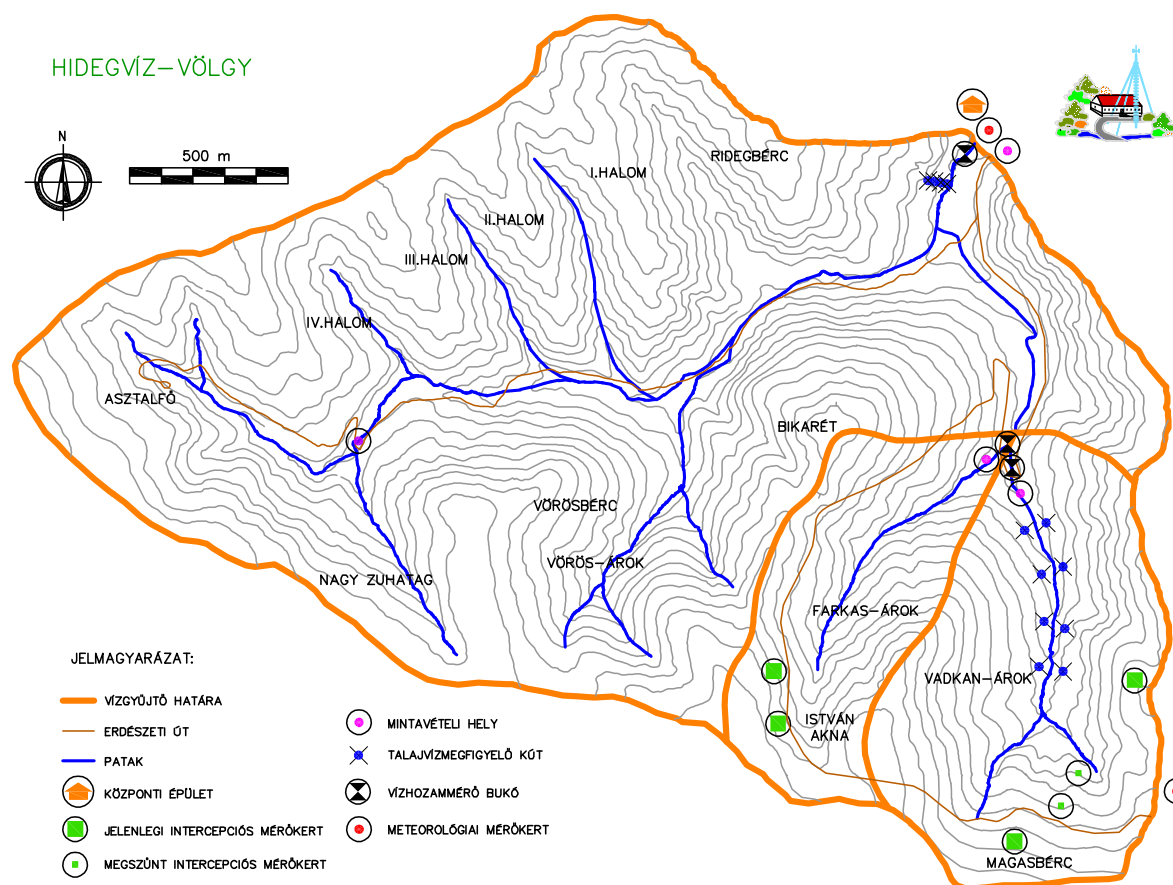
A Hidegvíz-völgyet a vízválasztón húzódó magyar–osztrák határ szinte körül öleli. Mivel határátkelő nincs a vízgyűjtőt övező határszakaszon, a mélyművelésű barnaszénbánya 1952-ben történt felhagyása után – az erdőgazdálkodástól eltekintve – komolyabb zavarás nem érintette a völgyet. Részben ennek köszönheti a terület természeti értékekben való gazdagságát, amelynek okán a Hidegvíz-völgy a Soproni Tájvédelmi Körzet része. Az egyik oldalvölgyben Erdőrezervátum is létesült.

A kizárólagos erdőborítottság és az – akkor még Erdészeti és Faipari – Egyetem közelsége ideálissá tette a Hidegvíz-völgyet egy erdészeti hidrológiai kutatási terület berendezésére. A területen korábban is több hidrológiai témájú vizsgálat zajlott, melyekből komolyabb publikációk is születtek. Martos (1965) ezen a területen is végzett erdőklíma vizsgálatokat, Fírbás (1978, 1998) itt végezte hidrológiai vizsgálatait, Führer (1992, 1994) az Erdészeti Tudományos Intézet keretein belül végzett intercepció meghatározást. Egy diploma munkát is érdemes megemlíteni, amely a területen található Vadkan-árkot vizsgálta vízgazdálkodási szempontból (Gulyás 1992). Ezek térbelileg és időben elkülönült munkák voltak.

A tervszerű megfigyeléseket Rácz József<sup>1</sup> kezdeményezte az 1980-as évek elején. Első lépésként a korábban munkásszállóként működő központi épületet újjátották fel, majd meg-

---

<sup>1</sup>Az Erdőfeltárási és Vízgazdálkodási Tanszék akkori vezetője



3.1. ábra. A Hidegvíz-völgy áttekintő térképe (Forrás: DTA50)

kezdődött a műszerpark kiépítése. A felhasznált eszközállomány azóta fokozatosan, egyre korszerűbb műszerekkel bővült, az alkalmazott vizsgálati módszerek fejlődtek.

### 3.1. A kísérleti vízgyűjtő kialakítása

A Rák-patak vízgyűjtőjén végzett komplex vizsgálatok elindulása a múlt század kilencvenes éveinek elejére tehető. Ekkor a Nyugat-Magyarországi Egyetem két tanszéke az Erdőfeltárási és Vízgazdálkodási valamint a Termőhelyismerettani kezdetben célzott támogatás nélkül összehangolt vizsgálatokat indított.

Az első, tájékozódó jellegű vízhozammérésre 1992-ben került sor a Farkas-árok vízfolyásán (Kucsara – Vig 1993), amit több éves mérés-sorozat követett, melyek során árhullámokat is sikerült regisztrálni. Ezek a tájékozódó vizsgálatok egyértelművé tették, hogy a kisvízfolyások szinte azonnal reagálnak a csapadékeseményekre, és az árhullámok gyorsan lecsengnek. Ezért az erdei patakok vízhozam-változásait csak folyamatos észlelésen alapuló



adatgyűjtéssel ismerhetjük meg.

A kibontakozó kutatás bázisa a Hidegvíz-völgyi Hidrometeorológiai Mérőállomás (a továbbiakban HHM) lett. Itt a vízhozammérésekkel egy időben a korábban pontszínírókkal – sok adathiánnyal, megbízhatatlanul – működő meteorológiai állomást felújították. Új digitális adatgyűjtő segítségével regisztrálták a csapadékot, a lég-, és talajhőmérsékletet, a relatív légnedvességet, valamint a szélességet.

1995-ben két kis oldalvölgy – a Farkas-, és Vadkan-árok – kifolyásánál található csőátvezetőkhöz bukóládákat telepítettek. A vízállás adatsorokat egyedi gyártású, digitális működésű úszós adatgyűjtő regisztrálta (Kucsara et al. 2000). A mechanika hibái és a rongálások miatt csak néhány rövid vízhozam idősor származik ebből az időszakból.

Az intercepció számításához több állományban is létesített, bekerített kísérleti területeken az ún. intercepciós kertekben (3.3. ábra) mérjük a koronán áthulló csapadékot és a törzsön való lefolyást. Az áthulló csapadékot két módszerrel; intercepciós kádakkal illetve tölcsekkel fogjuk fel. A törzsön lefolyó vizet törzsgallér segítségével összegyűjtjük, és edénybe vezetjük. Az így gyűjtött adatot a lehetőségekhez mérten csapadékeseményhez kötődően vesszük ki. Az intercepciót az adatok alapján (1.12) segítségével számítjuk.

1999-ben mintegy 6 km<sup>2</sup>-es vízgyűjtőt lehatárolva épült a Rák-patakon egy széles küszöbű bukó. Ezt a korábban létesített bukóládákkal együtt 2000 nyarán hidrosztatikai nyomás érzékelésén alapuló vízszintérzékelővel (lásd 3.2.1. fejezet) szereltük fel, melyek ma is megbízhatóbban működnek, mint a korábban használt úszós műszerek.

A kutatási területen végzett munka eredményeként már több doktori értekezés is született. Kucsara (1996) a csapadék-intercepció összefüggéssel foglalkozott. Gribovszki (2000) munkája a kutatási terület kisvízgyűjtőin a hordalékmozgást vizsgálta. Vig (2002) dolgozata az állományklíma témakörét dolgozta föl.

A kutatási területnek néhány nemzetközi projektbe is be sikerült kapcsolódnia. Az IL-TER konferencián 1999-ben megjelent (Vig et al. 1999), majd az Európai Unió ENFORS kezdeményezésére, mint kiegészítő kutatási terület került az adatbázisba.

## 3.2. Alkalmazott adatgyűjtési módszerek

Mint ahogy az előző fejezetből is látszik a Hidegvíz-völgyi kutatási területen fontos szerepet kaptak az automatikus működésű adatgyűjtők. Természetesen ezek mellett sem nélkülözhető a terepi munka. A kisvízgyűjtőbe heti rendszerességgel kijárunk, amikor karbantartjuk a mérőeszközöket, ellenőrző méréseket végzünk. Természetesen ilyenkor nyílik lehe-

tőség az automata nélküli mérőhelyeken vizsgálatokat végezni. 2005-ben indult az Erdő- és Fahasznosítási Regionális Egyetemi Tudásközpont, amely keretein belül alkalmazott észlelő már naponta kijár a területre. Ez nem csak a manuális észlelések időbeli felbontását növeli, hanem az automata műszerekhez is folyamatos kontrollt biztosít.

A következő alfejezetben megismerhetők a dolgozat keretében felhasznált adatokat gyűjtő eszközök. Majd az automaták adataival és kézi mérésekkel gyarapodó adatbázis kezelésének alapelveit, és az adatok előfeldolgozását tekintjük át.

### 3.2.1. Eszközök és módszerek

*Vízhozammérést* a kutatás előzményeit bemutató 3.1. fejezetben említett három vízgyűjtőben végzünk. A két kisebb vízgyűjtő vízhozamát csőáteresztő mögé szerelt acél bukóládákkal (3.4 és 3.5 . ábrák) mérjük. A kialakított élesszélű bukók trapéz alakúak (ún. Cipoletti-féle). A 6 km<sup>2</sup>-es vízgyűjtőn pedig egy összetett szelvényű trapéz keresztmetszetű vasbeton vízhozammérő műtárgyat létesítettünk.

A bukókban a később bemutatandó automata vízszintérzékelők működtetése mellett kézi mérésekkel is rendszeresen észleljük a vízhozamot. A lehetséges módszerek közül a hozamot közvetlenül meghatározó, túlsordulással végzett köbözést választottuk. E módszer mellett szól, hogy gyorsan és egyszerűen végrehajtható bár pontossága – a túlsordulás időpillanatának megítélése miatt – kisebb, mint a többi eljárásé (Starosolszky et al. 1971:91). A műtárgyaknál a viszonylag kis vízhozamok nem teszik nehezzé az alkalmazását és a szükséges magasságkülönbségek is megvannak. A köbözéseket műanyag ládával<sup>2</sup> végezzük, az időméréshez digitális stopperórát használunk.

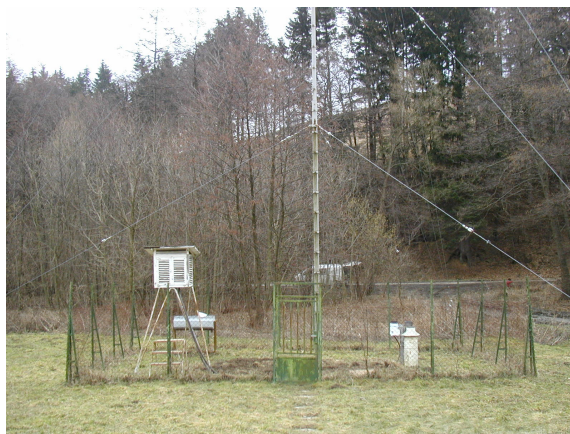
A bukók kádjaiba bezúduló víz a vízfelszint mozgásban tartja, aminek következtében kialakuló hullámzást a 3.4. ábrán látható csillapító lemezek csökkentik. A beömlés okozta mozgásokat e lemezek teljesen nem tudják elemészteni. A kádban lévő víz még viszonylag kisebb vízhozam mellett is 1–2 mm-es amplitúdóval leng. A vízhozam növekedésével ennek nagysága növekszik.

A vízhozammérő műtárgyakba a DATAQUA 2002 Elektronikai Kft. által gyártott DLC-MDU-P DA-23 típusjelű nyomásmérés elvén működő vízszintregisztráló műszert helyeztünk el. A szilíciumlapkára egy hőmérőt integrálva a hőmérsékletet is figyelembe vevő egyedi kalibrációs eljárással kompenzálja a műszer elektronikája a jelet. A hőmérséklet és a nyomásból számított vízszint adatokat egyaránt regisztrálhatja a készülék. A mérés gyakorisága egy perc és négy óra között változtatható. Az adatgyűjtő 9 V-os alkáli blokk elemet használ

<sup>2</sup>A kisbukóknál alkalmazott köböző láda térfogata általában 40, a nagy műtárgynál 90 l-es.



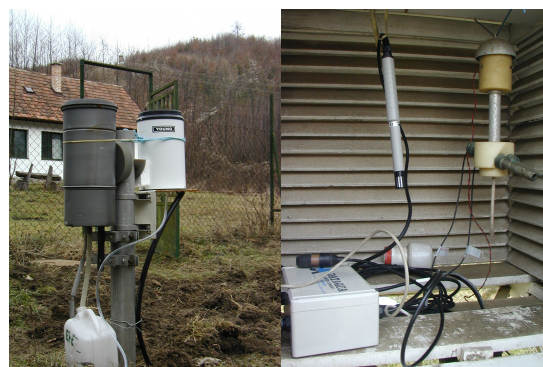
(a)



(b)



(c)



(d)

(e)

3.2. ábra. A Hidegvíz-völgyi Hidrometeorológiai Mérőállomás (HHM)



(a)



(b)

3.3. ábra. A bükkös és a tölgyes intercepciós mérőkeretek



(a)

(b)



(c)

(d)

(e)

3.4. ábra. A Vadkan-árok kisbukó



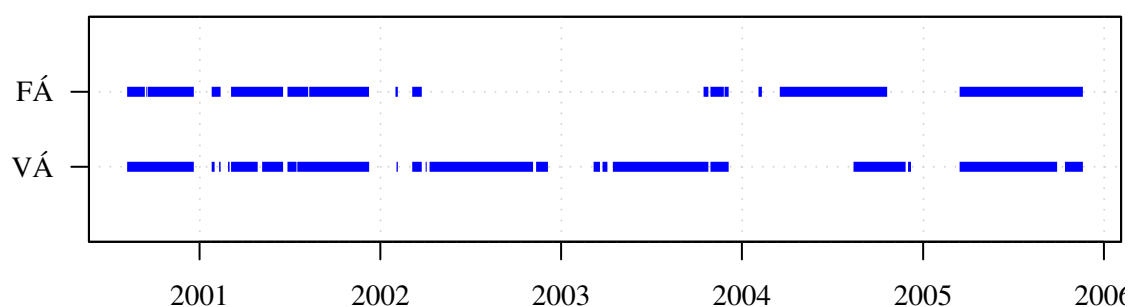
(a)

(b)

(c)

3.5. ábra. A Farkas-árok kisbukó

áramforrásként. A hosszabb telep-élettartam biztosításának érdekében csak a mérés idejére (néhány század másodperc) látja el tápfeszültséggel a nyomásmérő szenzort. A mérések közötti szünetekben a vezérlő önmagát is alvó állapotba kapcsolja. Alacsony feszültségű telep esetén a vezérlő leállítja a nagy energiaigényű adatgyűjtést, de a memóriába került adatok nem vesznek el, amíg a telep képes a memóriának elegendő áramot szolgáltatni (DATAQUA 1998). A vizsgálat során az adatgyűjtők 2 percenkénti gyakorisággal tárolták a vízszinteket. A műszer memóriájából az adatokat ennél a gyakoriságnál legalább két hetente le kell tölteni, különben a rendelkezésre álló tárcapacitás betöltése esetén leáll az adatgyűjtés.



3.6. ábra. Az adatgyűjtők rendelkezésre állásának szalagdiagramja

VÁ: vadkan-árok, FÁ: farkas-árok vízszintmérő

A hidegvíz-völgyi adatgyűjtésnél, mint bármely más terepi észlelésnél előfordulhatnak a mérés jellegéből fakadó, vagy a műszerek meghibásodásából eredő adathiányok (3.6. ábra). Előre tervezett adathiány a téli üzemszünet. Ez a leállítás az éjszakai fagyok beköszöntével kezdődik, és a kései fagyok elmúltával fejeződik be. Ekkor a műszereket kiszerezzük a kisbukókból. Az adatgyűjtőt befoglaló cső (3.4. ábra a kép jobb oldalán) a kádon kívül helyezkedik el, és a benne lévő víz nem cserélődve hamar lehűl, s befagy. A befagyó adatgyűjtő membránját túl nagy nyomás érheti, ami a tönkremenetelét okozhatja.

Többször előfordult a műszerek meghibásodására visszavezethető adatvesztés. Ennek egyik közvetett oka a szokványos használattól eltérő nagyfrekvenciás működtetés. A 9 V-os alkáli blokk elemet a gyakori bekapcsolás nagy energia igénye miatt gyakran kell cserélni. A szigetelt műszerház ilyenkor mindig megtelik a párás külső levegővel. Erre vezette vissza a szervíz az egyik eszközben kialakult zárlatot, s javasolták, hogy üzemen kívül az eszközöket szétszedve tároljuk. Több esetben az elektronika egyéb, nem felderített okból hibásodott meg, amikor nem lehetett adatot kivenni, vagy az adatgyűjtő újraindult.

Nehezebben észlelhető a kapilláris cső eltömődéséből származó hiba. A vékony műanyag csőbe vízcsepp kerül, amely megakadályozza a levegő szabad áramlását. Ilyen esetben az adatgyűjtő olyan adatokat tesz el, amelyek a légköri nyomás változásait is tartalmazzák,

így ezeket nem lehet kiértékelni. A Vadkan-árok adatgyűjtőnél ez a meghibásodás jelentős adatkiesést okozott 2002 tavaszán és 2004 nyarán.

A feldolgozás lassúsága miatt nem érzékeltük a farkas-árok vízszint-érzékelő légző-csővének részleges elzáródását a 2002 évben. Ennek az üzemeltetési tapasztalatok hiánya mellett az is oka volt, hogy a másik adatgyűjtővel történő összevetés nélkül az adatsor elfogadhatónak tűnt. Bár a napi változás erőteljes volt, de nem haladta meg a hihetőség határát. Az adatgyűjtő tönkremenetelét 2003 nyarán észleltük. Akkor egy egyszerűen kiejthető lineáris hibára gondoltunk, így nem szállítottuk el javítani azonnal az adatgyűjtőt, bízva a hibák későbbi korrigálásában. Az adatgyűjtőt végül egy elektromos hibát követően szállítottuk el javítani, így nem is derült ki a probléma természete. Az adatokban lévő hiba nem helyesbíthető, mivel a nyomásérzékelő kapilláris csöve a párától, vagy egy vízcsepptől eldugult. A vízdugóval lezárt csőben kialakuló nyomás nem csak a légköri nyomástól, hanem az adatgyűjtő házában kialakult hőmérséklettől is függő, így meglehetősen nehéz javítani. 2004-ben a Vadkan-árokban is előfordult egy hasonló hiba, amelynél a gyártó felhívta a figyelmünket a fent leírt meghibásodási lehetőségre.

Mivel a területen több adatgyűjtőt nagy mintavételi frekvenciával működtetünk gyorsan változó hidrológiai jelenségek megfigyelésére, fontos ezek pontos és szinkronizált működését biztosítani. A beállítást az NTP (Network Time Protocol) segítségével végezzük (Graham 2003). A protokoll segítségével a tanszéki szerver órája közvetve egy atomórához (`time.kfki.hu`) szinkronizált. Ehhez állítjuk be még a terepre indulás előtt a pontos időt az adatkivétel végző lapon. A vízszint-érzékelő adatgyűjtők és a DATAQUA gyártmányú meteorológiai állomás adatkivételkor automatikusan szinkronizálnak a hordozható számítógéppel, és a belső órájuk az általában hét napos adatkinyerések között megfelelően pontosnak bizonyult. A régi típusú meteorológiai adatgyűjtő órája azonban hetente fél percet sietett. A pontatlanságot kézi óraállítással igyekeztünk korrigálni, mivel ez az eszköz nem lett felkészítve külső órával történő szinkronizálásra.

Egy tartamvizsgálat esetén nem csak a szinkron működést fontos biztosítani, hanem célszerűen megválasztott idő vonatkoztatási rendszert kell alkalmazni. Minden adatot és feljegyzést ebbe a vonatkoztatási rendszerbe kell időbélyeggel ellátni, illetve gondoskodni kell arról, hogy az eltérő rendszerekből az egységes idő-koordináta rendszerbe konvertáljuk az adatforrásokat.

A kutatási területen a helyi időhöz (Közép-európai idő) igazodunk, mivel a napállástól függő hidrometeorológiai és növényfiziológiai folyamatokat figyelünk meg. A Hidegvíz-völgyben a hosszúsági körre számított időhöz viszonyítva a közép-európai zónaidő (téli időszámítás esetén) hat percet késik. A beállítási hiba lehetőségének csökkentése és a nem túl

nagy különbség miatt a zónaidőhöz vonatkoztatva gyűjtöttük adatainkat.

A fent leírtaknak megfelelően a dolgozatban is minden dátum megjelölésnél az idő alatt a téli-nyári időszámítást nem alkalmazó helyi időt értjük. Azaz a nyári adatoknál, hogy a hivatalos időt megkapjuk a feltüntetett értékekhez egy órát hozzá kell adni.

Az időkoordináták rögzítésénél problémát jelentett, hogy az adatgyűjtők szoftverébe be van égetve a téli-nyári időszámítás közötti átváltás. Ez a Dataqua gyártású eszközöknél nem jelentett nagy gondot, egy adatkinyerési periódusban megtörtént az átállás, melynek konvertálásakor a szoftver rákérdezett a cél időszámításra. A régebbi HHM adatgyűjtő még a régi szabványú dátumok szerinti átállást alkalmazta, s nem ad a szoftvere ennek kontrollálására lehetőséget, így kézzel kellett az átváltásokat megtenni.

A feldolgozás megkönnyítése érdekében célszerű lenne a kézi méréseket is a téli-nyári időszámítástól függetlenül gyűjteni. Sajnos azonban így nagy a tévesztés, rossz időpont feljegyzésének a veszélye. Ennek okán a kézzel vezetett jegyzőkönyveken mindig az aktuális helyi időt jegyezzük fel.

Az adatok kivétele IBM kompatibilis hordozható számítógéppel történik. A vízszintregisztráló a laptop soros (RS-232-es) portjára köthető. A laptopon futó – az adatgyűjtőhöz mellékelt – Waquacom program segítségével hajthatjuk végre az adatok letöltését, a szonda kalibrálását, valamint külön beavatkozás nélkül a műszer belső órájának beállítását. A terepi munka végén e program segítségével lehet az adatgyűjtőből kinyert bináris formátumú adatokat karakteres fájlra konvertálni (DATAQUA 2000). Az ilyen módon kinyert vízszint adatokat egy kötött könyvtárstruktúrába szerveztem, amelyben a fájlok az észlelés éve és a mérőhely szerint rendezettek. Az adatfájlokat évenként összefűztem, de nem olvastam be egy nagy adatbázis-kezelőbe, hanem az egyes lekérdezéseket kis programocskák segítségével valósítottam meg.

*Meteorológiai paramétereiket* a hidegvíz-völgyi kutatóház mellett elhelyezkedő Hidegvíz-völgyi Hidrometeorológiai Mérőállomáson (HHM) mérjük (3.2. ábra). Regisztrálásra kerül a léghőmérséklet, a talajhőmérséklet, a páratartalom, és a csapadék. Ez utóbbi meteorológiai elem két módszerrel is rögzítésre kerül (lásd később). 2003-ig a tölgyes mérőkertben felállított, majd a bükkösbe áttelepített Aanderaa automatikus meteorológiai állomás adatai is rendelkezésünkre állnak Vig Péter kollégánknak köszönhetően.

A meteorológiai paraméterek mérésénél modellezési szempontból legnagyobb problémát a csapadék észlelése okozza. Két különböző csapadék mérési módszerrel rögzítettük az adatokat. A HHM 0,5 mm megszólalási küszöbű billenőedényes csapadékmérővel regisztrálja a csapadékot. Ugyan itt 2003-tól 0,1 mm felbontású eszköz is működik. A tölgyesben cseppimpulzust mér a tornyon elhelyezett csapadékdetektor, amely mellett egy ombrométer-

rel is észlelünk.

Az intercepció mennyiségének megfigyelésére fenntartunk három mérőkertet. Lucfenyő állomány és bükk állomány alatt (3.3. ábra) a Farkas-árok főjében, tölgyes állományban pedig a Vadkan-árok keleti peremén helyezkednek el a kertek. Az adatkivételt igyekszünk csapadékeseményhez kötődően végezni.

### 3.2.2. Adatfeldolgozás

E fejezetben csak a vízhozam-, és a csapadékmérések adatainak feldolgozását tárgyalom. E két hidrológiai elem idősorainak feldolgozása – a hőmérséklet, szél, stb. adatokhoz viszonyítva – adta a legösszetettebb feladatot.

A *vízhozam idősorok* a terepen kinyert vízszint adatokból egy több lépéses folyamattal állíthatók elő. Első lépés az egyes adatkivételek során kinyert fájlok adatbázisba olvasása. Az így kapott idősor-darabokat egyetlen folyamatos idősorrá kell összefűzni, hogy az elemzésekhez alkalmas, nyers adattá váljanak. Ezeknek a nyers adatoknak az összefűzése, vízhozammá konvertálásra előkészítése több nehézséget is rejt magában:

*Adathiányok* – Árhullámot követően a bukók kádjai megtelnek hordalékkal, amelynek kiürítése gyakran jelentős – akár néhány órással – kiesést is jelenthet az adatgyűjtésben. Ezeket az adathiányokat pótolni kell.

*Kád visszatöltődés* – Kisebb vízhozamok esetén a tisztítás miatt leürített kádban az eredeti vízszint kialakulása jelentős ideig tarthat. Ebben az esetben az adatgyűjtőt visszahe-lyezzük, ami a kád feltöltődésének folyamatát eltárolja.

*Inhomogenitás* – A bukók tisztításakor az adatgyűjtő elmozdulhat korábbi pozíciójából. Ekkor egy más szintről kezdi az adatgyűjtést, ami az idősor folytonosságát megszakítja.

*A kádbeli vízszint lengése* – Az előző fejezetben említett csillapító lemezek ellenére a kádban a víz még viszonylag kis vízhozam mellett is néhány mm-es amplitúdóval leng. Nagyobb vízhozamoknál ennek nagysága növekszik. Az adatgyűjtő ezt a rövid periódusidejű lengést is mintavételezi, ami a mérés szempontjából zajnak számít.

Az adatgyűjtőkhöz vásárolt szoftver ezeket a problémákat nem tudta lekezelni. Ezért kezdetben fáradtságos kézi munkával próbáltuk megoldani őket. Nehezítette a feladatot, hogy az ilyen célra általában használt táblázat kezelő szoftverek lassan, vagy egyáltalán nem kezelték a nagy mintavételezési frekvencia miatt egyre nagyobbá váló adattömeget.

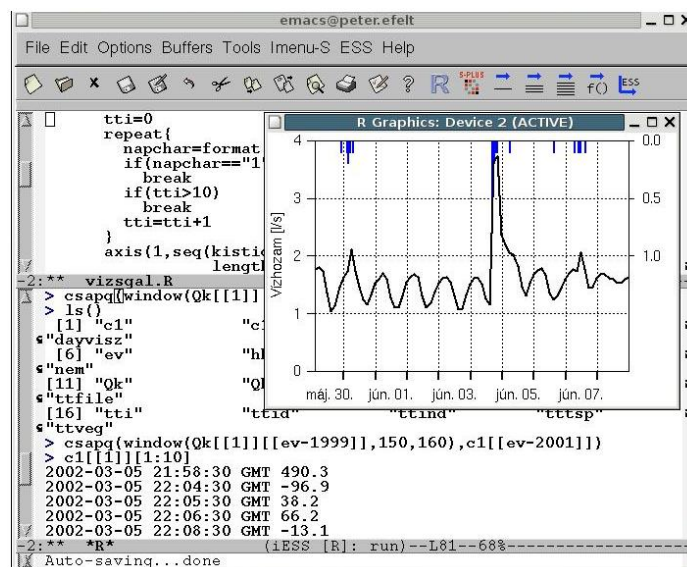
A kézzel végzett bepótlások továbbá újabb hibák (pl.: az idősor elcsúszása az idő tengely mentén) forrásai lettek, amelyek gyakran nem is derültek ki azonnal, csak később a



feldolgozás eredményeinek értékelésekor. A napi 720 mérés adatgyűjtőnként még egy éves adatsort külön fájlban kezelve is akkora, hogy a bonyolultabb műveleteknek jelentős időszükséglete van egy korszerűbb személyi számítógépen is.

A kézi feldolgozásnak a fent említetteken túl még egy nagy hátránya van: rendkívül időigényes. A feldolgozás lassúsága okozta a farkas-árokai adatgyűjtő már említett hibájának késői észlelését.

A fenti gondok kezelésére lehetséges megoldásként felmerült a mintavételezési frekvencia csökkentése, de a gyorsan lecsengő árhullámok miatt ez a lehetőség elvetésre került. Megpróbáltunk az adatfeldolgozást és -elemzést támogató programot keresni. Néhány program csomag kipróbálása és alacsonyabb szintű programozási kísérletek után a szabadon terjeszthető R nevű programcsomag használata mellett döntöttünk. A program az S nyelv egyik implementációja, amely a modern, interaktív adatfeldolgozást és elemzést támogatja. Az alap program számtalan, az Internetről letölthető, speciális célú programgyűjteménnyel (csomaggal) bővíthető (R Development Core Team 2006).



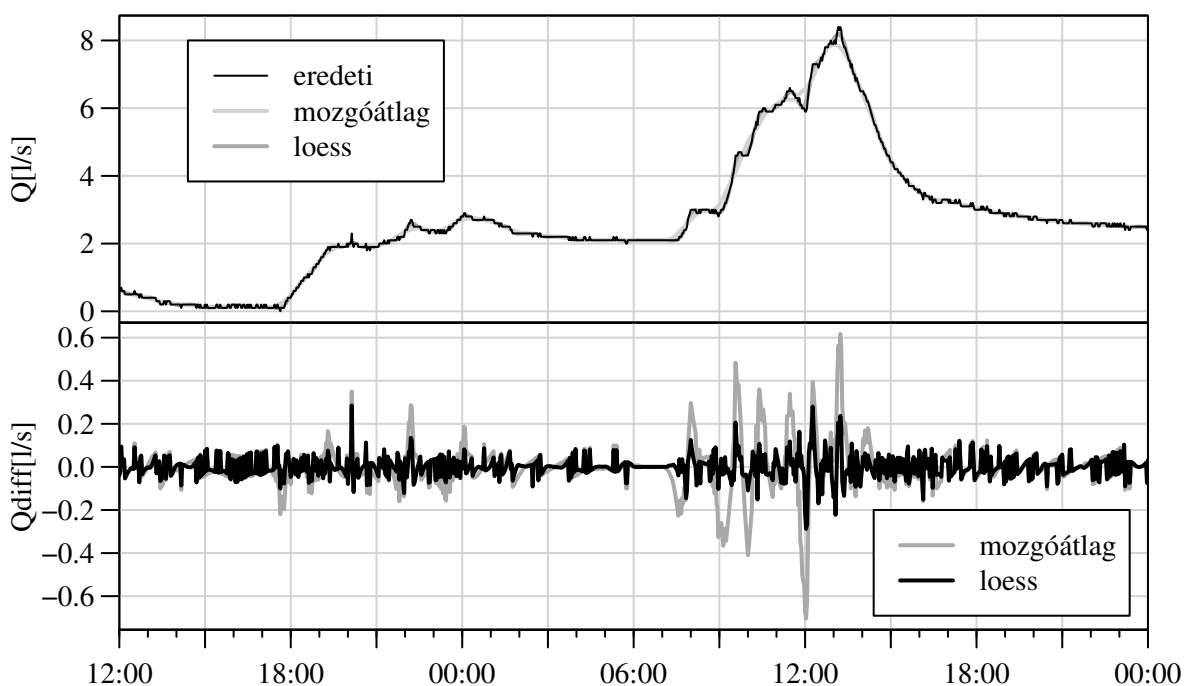
3.7. ábra. Az emacs keretrendszerében futó R folyamat

Az adatok feldolgozásánál és kiértékelésénél az alapcsomagokon túl a `tseries` nevű bővítményt (Trapletti – Hornik 2006) használtuk, amely az idősorelemzést támogató adatosztályokkal (pl. a csapadék adatok tárolására használt szabálytalan idősorok) bővíti az R-t. A vizsgálatoknál nagy előnye volt ennek a szoftvernek, hogy egyaránt használható interaktív és köteget feldolgozási üzemmódban. Az interaktív módját szerkesztést gyorsító funkciókkal támogatja az emacs keretrendszer (3.7. ábra), melyben a programot futtatjuk. Az interaktív módban tesztelt feldolgozó eljárásokat később az évenként külön-külön könyvtárba

helyezett adatokon beavatkozás nélkül futtatni tudtuk.

Az R szoftver használatával kézi feldolgozás és javítás nagy része könnyen kiválthatóan bizonyult egyszerű programokkal. A feldolgozás időigénye is a töredéke a korábbinak. Több fejlesztési lépcső után az adatbázis célszerű szervezésére építő, több grafikus ellenőrzési lehetőséget magában foglaló félautomata algoritmus bizonyult a leghatékonyabbnak, melynek lényegét a következőképpen lehet összefoglalni.

A feldolgozáshoz beolvasott adatokat nem fűzzük azonnal folytonos idősorra, hanem egy adatsor listába gyűjtjük, amelynek egyes elemei az egyes adatkivételek során kinyert vízszint adatok. Ezek az idősor darabok akár külön-külön, akár összefűzve egy közös grafikonban ábrázolva vizsgálhatók. A nullpont eltolódásából származó hibák az egyes idősor szegmenseknek a vízszint-tengely mentén történő elmozgatásával egyszerűen korrigálhatók. A kád visszatöltődéséből származó, szabályos hibával terhelt idősor részek az egyes szegmensekről levághatók. A javított szegmensek közötti adathiányokat lineárisan közbesítettük. A lineáris bepótlás az esetek többségében – a rövidebb szakaszokon – nem okoz a későbbi feldolgozás során észlelhető problémát.

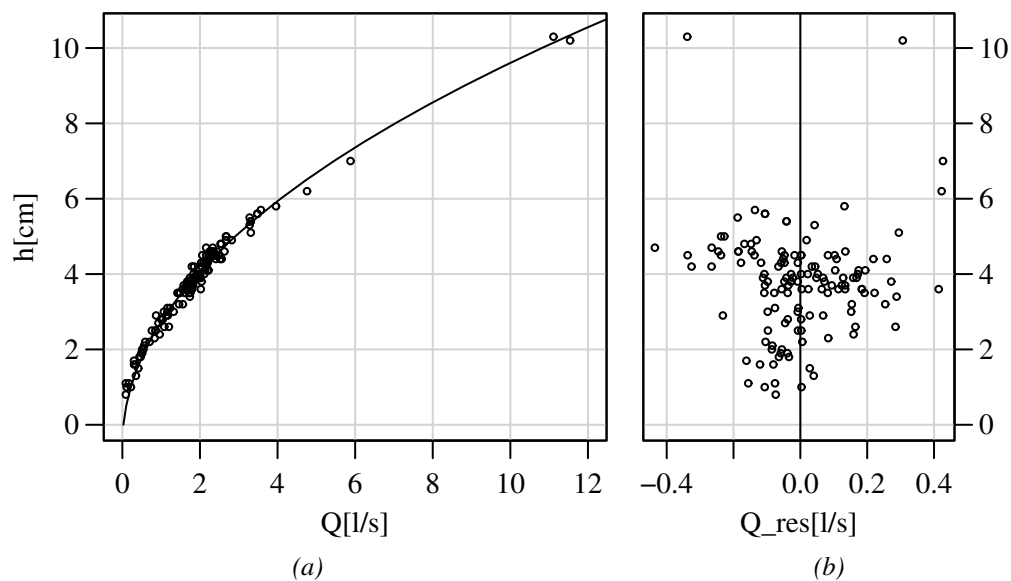


3.8. ábra. Simító eljárások összehasonlítása

Mivel a vízállás–vízhozam kapcsolat nem lineáris, a kád lengése okozta zaj a transzformáció során nem változna egyenletesen, megnehezítve a későbbi munkát. Tehát ezt még előtte kell kivonni az adatsorból. Kiszűréséhez a loess simító eljárást választottuk, mivel a

zaj csökkentése mellett a vizsgálat számára fontos jelnek számító árhullám csúcsoakat nem simítja annyira, mint például a mozgóátlag. Ezt szemlélteti a 3.8. ábra, amely felső részén az eredeti vízszint-, a mozgóátlaggal és loess-szel simított idősor, alsó részén pedig az eredeti és mozgó átlag, valamint az eredeti és loess különbségek láthatók.

A loess eljárással végzett előzetes szűrésnek van az adatfeldolgozás szempontjából egy hasznos mellékhatása. Az idősoron gyakran előfordulnak néhány perces időtartammal olyan vízszint változások, amelyeket nagy valószínűséggel a vizsgálatunk szempontjából érdektelen jelenségek okoztak. Ősszel gyakran megakadnak a patak által szállított levelek a bukó szelvényében, amelyek percekre visszaduzzaszthatják a vizet. Vannak ritkábban előforduló jelenségek is, amelyek okai a legkülönbébbek lehetnek. Például az egyik adatkivétel alkalmával a területen dolgozó erdei munkások hűtött italát találtuk a vízhozammérő műtárgyban. Egy alkalommal fekete gólya gyűjtötte a kádban élő piócákat és a bepottyant békákat. Az ehhez hasonló jelenségek okozta impulzus-szerű zajokat is kiszűri a simító-eljárás az adatsorban meglévő információ nagyobb sérülése nélkül.



3.9. ábra. A Vadkan-árokban épített bukóra meghatározott vízhozamgörbe (a) és hibái (b)

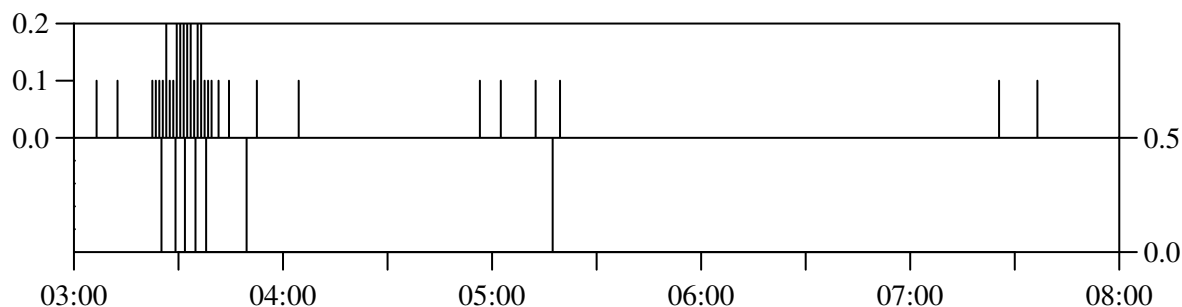
Az összefűzött és simított vízszint adatokat vízhozamgörbe alapján számítjuk át vízhozammá. A vízhozamgörbéket (lásd 1.2.1. fejezet) a vizsgálati időszak alatt folyamatosan végzett köbözések segítségével állítottuk elő műtárgyanként. A bukó mércéjén leolvasott vízszint és az egyidejűleg mért vízhozam közötti kapcsolatot leíró görbét nemlineáris regresszió segítségével határoztuk meg. Az összefüggést az 1.9. egyenletben (lásd a 27. oldalon) bemutatottan feltételezve a Vadkan-árok bukójára  $Q = 0,086 \cdot (h + 0,568)^{2,049}$ -re, a Farkas-árok bukójára  $Q = 0,196 \cdot (h + 0,030)^{1,771}$  adódott, ahol  $h$  a mért vízszint cm-ben. Alakját a

Vadkan-árok esetén a mért pontpárokkal, valamint a maradékok szóródását szemléltető grafikonnal a 3.9. ábra mutatja.

A Farkas- és Vadkan-árkokban elhelyezett acélladás bukókra külön-külön vízhozam görbét határoztunk meg, mert a kivitelezési és elhelyezési problémák miatt már kis vízhozam esetén is különbség adódott a két vízhozamgörbében.

Mivel a választott trapéz bukóforma esetén a vizsgált vízhozam ingadozások gyakran kis vízszintváltozásokat eredményeznek, ezért a két görbét – az átbukási szelvények egyezése ellenére sem – nem vontam össze, hanem külön-külön meghatároztam mindkét mérőhelyre.

A csapadék a másik hidrológiai elem, amely idősorainak feldolgozását külön is bemutatom. 2003-tól – a Dataqua gyártmányú meteorológiai adatgyűjtő üzembehelyezése után – két párhuzamosan működtetett billenőedényes csapadékmérővel mérjük. Ezeknél az eszközöknél néhányszor előfordult a teljes-, illetve részleges eltömődés. Ilyen esetben 2003 előtt az adatsort nem lehetett javítani. Miután párban működtettük a csapadékmérőket az 1.2.2. fejezetben ismertetett elvek alapján lehetővé vált a hibák nagy részének kiszűrése.



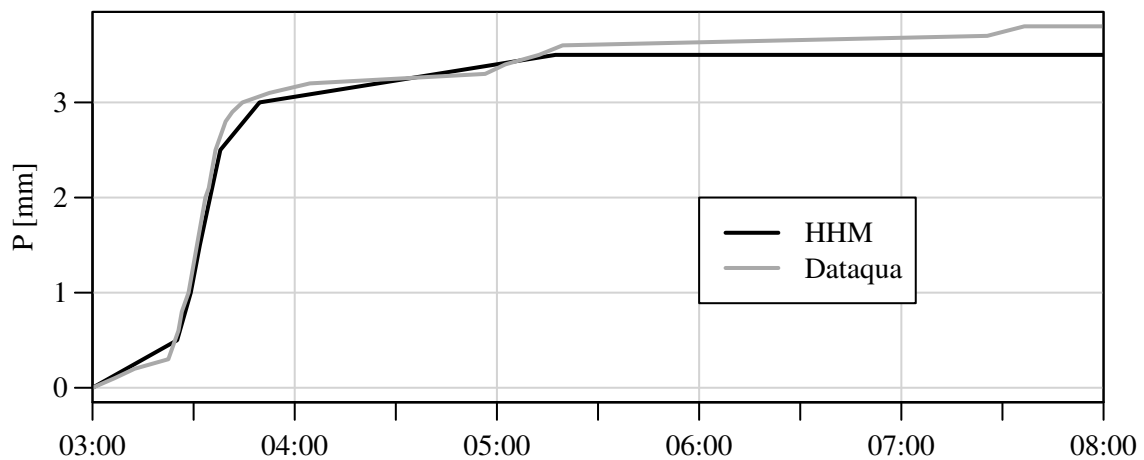
3.10. ábra. Billenőedényes csapadékmérők adatainak ellenőrzése vonalas grafikonnal

A felső ábrán a Dataqua, az alsón a HHM meteorológiai állomások csapadék ( $P$  [mm]) adatsorai láthatók 2005-05-31 3:00-tól 8:00-ig.

Néhány hosszabb szakasz van a feldolgozott időszakban, amikor az egyik csapadékmérő meghibásodása miatt csak egy adatsor használható (lásd a 3.6. ábrán). Upton – Rahimi (2003) javaslatának megfelelően csapadékeseményenként készítettük el a 3.10. ábrán láthatóhoz hasonló vonalas diagramokat. Ezek kiértékelését nehezíti, hogy a vonalak száma különbözik, mivel a Dataqua 0,1, a HHM 0,5 mm-es csapadékmagasság meghaladásakor billen. A két adatgyűjtőnek nem csak a megszólalási küszöbe eltérő, hanem az állomások felépítésükben is különböznek. A HHM minden egyes billenés időpontját, a Dataqua az egy perc időtartam alatt bekövetkezett billenések számát rögzíti. A 3.10. ábrán jól látszik a különbség a két regisztrálási mód között.

A csapadék adatgyűjtők különbözőségei miatt, főleg a nagyobb intenzitású csapadékoknál csak a 3.11. ábrán bemutatott karakterisztikával való összevetés után értékelhetjük a csapadékeseményeket. Az eltérő intenzitású szakaszok segítségével meghatározható, hogy a két csapadék mérő közötti különbség a félig telt billenő edényből adódik, vagy más az oka.

A példaként bemutatott 2005. május 31-i csapadék eseményről készített 3.10. és 3.11. ábrák jól szemléltetik, hogy a 0,5 mm megszólalási küszöbű HHM állomás csapadékmérő billenőedényében még 0,3 mm csapadék bentmaradt, amely a következő csapadékmérést befolyásolhatja.



3.11. ábra. Billenőedényes csapadékmérők adatainak ellenőrzése karakterisztikával (HHM és a Dataqua meteorológiai állomások adatsorai 2005-05-31 3:00–8:00)

### 3.3. Geológiai, geomorfológiai és talaj jellemzők

A Soproni-hegység fő tömegét a földtörténeti ókorból származó kristályos tömbök adják. A hegység Magyarországra eső területének nyugati részén a metamorfitek eltűnnek a felszínről a miocénban rájuk rakódott folyó-, és félsósvízi kavicsos hordalék alatt. A kutatási terület egészén ez az osztályozatlan agyagos-kavicsos összlet képezi az alapkőzetet.

A holocén idején a löszporszórás ezeket a rétegeket is befedte, s a jelenkori talajképződés ezen indult be. A következő részben a völgyek kialakulásában is fontos szerepet játszó geológiai viszonyokat a mélyből felfelé haladva mutatjuk be.

### 3.3.1. A vízgyűjtők alapkőzete

A kristályos kőzetek nyugat felé haladva a felszínen a Köves-patak völgyéig találhatók meg. Itt a jobb völgyoldal meredek fala kristályos palából áll, a lapos bal oldalon a már említett kavicsos alapkőzetet találhatjuk meg (Kárpáti 1955). A kristályos alapkőzetre öt réteg települt, melyeket két formációba tagoztak be a geológusok.

#### – Ligeterdői Kavics Formáció

- Felsőtödli Kavics Tagozat
- Magasbérci Homok Tagozat
- Felsőligeterdői Kavics Tagozat
- Alsóligeterdői Kavics Tagozat

#### – Brennbergi Barnakőszén Formáció

A vizsgált térségben a kristályos pala aljzatra települt üledéksorozat vastagsága jelentős. A teljes vízgyűjtőben ez alkotja az alapkőzetet. A Hidegvíz-völgyben csak a Ligeterdői Kavics Formációba sorolható két tagozat jelenik meg a felszínen. A durvább szemcse-összetételű Felsőtödli Kavics vastagsága nem túl nagy, így alóla a völgyek alján a finomabb összetételű Magasbérci Homok bukkan a felszínre. Ebbe a rétegbe a völgyfenekék erősen berágódtak (2. melléklet).

*Ligeterdői Kavics Formáció* (<sup>1</sup>Mo) – Zömében folyóvízi, kis részt csökkentsósvízi rosszul osztályozott kavics, konglomerátum, homok, márga ("Auwaldschotter"). Alján folyóvízi, kristályos anyagú kavics, konglomerátum (Alsóligeterdői Kavics Tagozat), fölötte karbonát és kristályos anyagú kavics és konglomerátum (Felsőligeterdői Kavics Tagozat) építi fel. E fölött csökkentsósvízi homok és márga helyezkedik el szénzinóroscongeriás betelepülésekkel (Magasbérci Homok Tagozat). A formáció záró tagja durva törmelékes kavics és konglomerátum (Felsőtödli Kavics Tagozat). Az alsó két tagozat ottngangi, a felső kettő kárpáti korú. Vastagsága 400-500 m.

*Brennbergi Barnakőszén Formáció* (<sup>bb</sup>Mo) – Alsó részén osztályozatlan durva törmelékekkel kezdődő barnakőszén alaptelpek, szürke homok, agyagos homok fedőképződményekkel. Fáciése édesvízi-mocsári-mélylápi. Vastagsága 60–180 m.

A kőzetretegeket számos vetődés szabdalja szét, amelyek meghatározzák a vízhálózat kialakulását. A Rák-patak vonala egy nagyobb törést követ. E törés mentén a rétegek úgy

billentek meg, hogy a déli részen a patak felé, az északi részen pedig a pataktól elfelé lejtnek. Az oldalvölgyek a Rák-patak vonalára merőleges törések vonala mentén alakultak ki (Kisházi – Ivancsics (1981-1985), valamint Ivancsics Jenő szóbeli közlése alapján).

Ez a geológiai felépítés megmagyarázza, hogy a vízgyűjtő miért olyan féloldalas. Az alapkőzetbe települt kevésbé vízáteresztő agyagos rétegek a víz mozgását meghatározzák, így a déli részen bővizű, állandó-, az északin pedig időszakos vízfolyások alakultak ki.

### 3.3.2. Geomorfológia

A vizsgált két kisvízgyűjtő morfológiai leírását a terület Egységes Országos Vetületben készült térképének digitalizált szintvonalai segítségével előállított felületmodell alapján készítettük el. A két vízgyűjtő felületmodelljének észak-nyugatról készített nézeti képe a 3.12. ábrán látható. A kisvízgyűjtők leírásánál alkalmazható paramétereket (Hewlett 1982; Lee 1980) a 3.1. táblázat foglalja össze.

Paraméter	Farkas-árok	Vadkan-árok
Terület [km <sup>2</sup> ], A	0,62	0,92
Hossz [m], L	1320	1340
Kerület [m], P	4680	5140
Alak tényező $A/L^2$	0,36	0,51
Átlagos szélesség (A/L) [m]	470	690
Legnagyobb szélesség [m]	602	880
Átlagos lefolyási hossz ( A/L·1/2) (m)	235	440
Átlagos magasság [m B. f.]	489,83	484,51
Kifolyási pont magassága [m B. f.]	401,88	403,25
Legmagasabb pont [m B. f.]	549,00	555,80
Relief [m]	147,12	152,55
Átlagos kitettség	Ny-ÉNy	É-ÉNy
Átlagos lejtés [° és %]	20,3° (34,7%)	18,6° (31,9%)
Vízfolyás (fő ág) hossza [m]	1170 (1170)	1685 (1418)
Meder lejtés[° és %]	4,4° (7,7%)	3,2° (5,5%)
Vízhálózat sűrűség (vízfolyás hossz/A) [km/km <sup>2</sup> ]	1,89	1,83

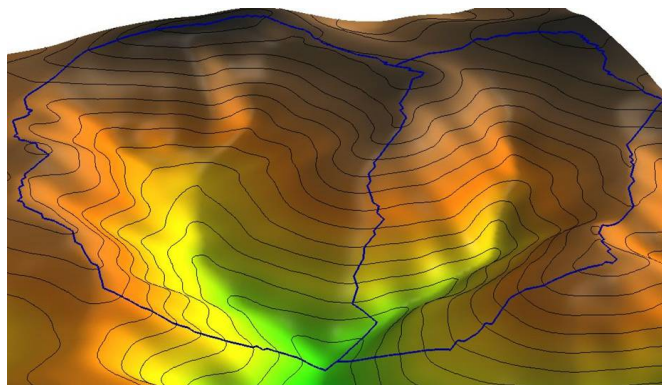
3.1. táblázat. A vízgyűjtők morfológiai paraméterei

A majdnem másfélszer nagyobb Vadkan-árok vízfolyása egy másodrendű patak, amelynek egy állandó-, és egy időszakosan vizet szállító oldalága van. A Farkas-árok patakja elsőrendű vízfolyás.

A Farkas-árok egy hosszúkásabb, a Vadkan-árok pedig egy körhöz közelebb álló zömökebb alapterületű vízgyűjtő. Ezt a jelentős különbséget az alak tényező is jól mutatja.

Mindkét völgyben a terület kiterjedéséhez viszonyítva jelentősek a magasságkülönbsé-

gek. A szűkebb és zártabb Farkas-árokban a völgyoldalak meredekebb felfutásúak, a völgyfenék szurdok-szerű. A Vadkan-árok átlagos lejtése kisebb, de ennek ellenére több szakaszon szurdok-szerű itt is a völgyfenék.



3.12. ábra. A vizsgált kisvízgyűjtők felületmodelljének nézete

Balról a Vadkan-árok, jobbról a Farkas-árok látható. (Állami alapadatok felhasználásával készült.)

### 3.3.3. Talajviszonyok jellemzése

Az 1.1.4. fejezetben bemutatott biológiai folyamatok következtében a gyökérzóna vastagságában, akár egy-két méteres mélységig fellazított, s ilyen módon megnövelt hézagterefogatú erdőtalaj sokkal nagyobb vízmennyiség felvételére képes, mint a fátlan termőhely. A vizsgált vízgyűjtők magasabb térszínein is ilyen mély, szerkezetes nagyobb vízbefogadóképességgel rendelkező talajok találhatóak, ami következtében a területen is nagy a beszivárgás sebessége, tehát kisebb mértékű felszíni lefolyással számolhatunk.

A Soproni-hegységre jellemzően a vizsgált vízgyűjtőkön is podzolos barna erdőtalajok (PBE), erősen savanyú nem podzolos barna erdőtalajok (SBE), agyagbemosódásos barna erdőtalajok (ABE), a völgyek alján pedig lejtőhordalék erdőtalajok (LHE) találhatóak meg. A genetikai talajtípusok vízgyűjtőkben való helyfoglalását a 3.2. táblázat mutatja.

Talajtípus	Farkas-árok		Vadkan-árok		Összesen	
	ha	%	ha	%	ha	%
PBE	49,4	79,7	85,5	92,5	134,9	87,3
SBE	3,6	5,7	-	-	3,6	2,3
ABE	9,0	14,6	-	-	9,0	5,9
LHE	-	-	6,5	7,5	6,5	4,5
Össz.	62	100	92	100	154	100

3.2. táblázat. Talajtípusok megoszlása az erdőterv alapján a két vizsgált vízgyűjtőben.



A vizsgált vízgyűjtők talajadottságai között tehát lényeges eltérés nem tapasztalható. Az uralkodó talajtípus mindkét völgy esetében a PBE. A podzolosodás miatt ennek a talajtípusnak a vízgazdálkodása nem olyan kedvező, mint az ABE típusé és szerkezeténél fogva erózióra hajlamos. A Vadkan-árokban a lankásabb völgyfenéknek köszönhetően megjelenik a LHE, ami a másik völgyből hiányzik vagy csak igen minimális mennyiségben található meg. A SBE és ABE jelenléte a Vadkan-árokban is valószínű, azonban helyének és területének meghatározásához részletesebb felvétel szükséges.

A völgyek talajait Bellér (1996) jellemezte a Farkas-árokban végzett meszezési kísérletek kapcsán:

- Ezek a talajok általában igen savanyúak: a SBE A1 szintjében nem ritka a 4,3-as pH, de az ABE és a LHE esetében is csak 4,5, illetve 5,1 a felső szintben ez az érték. LHE erdőtalaj kivételével (ahol közel stagnál) a kilúgozódás csökkenésével a C szintig a pH 5,0–5,1-es értékig nő.
- A termőréteg mély, általában 70–90 cm között van. A fizikai talajféleség vályog, illetve törmelékes vályog. A legfelső szintben mindenhol jellemző az igen nagy mennyiségű (50–70%) finom homok frakció jelenléte, ami az erózióra való hajlamosságot mutatja. A C szint felső részén 70-80 cm-nél sok helyen egy vízszintesen futó agyagcsíkot találunk. Ez a réteg bizonyos mértékű víz-visszaduzzasztást eredményez, amely kedvező vízháztartást biztosít, eróziós szempontból azonban veszélyes is lehet. Az agyagcsík alatt mindenhol sóderes, tömbkavicssal kevert, vasas folyóhordalék található.
- A talajok tápanyagtartalma jó, illetve egyes SBE típusoké közepesnek mondható. A humusztartalom a felső szintben az ABE és LHE talajtípusoknál 6–7%, a másik két típusnál 2–3% körüli érték.
- Az itt található talajok közös jellemzője még, hogy A szintjük az erózióval kevésbé ellenálló, így ha védő növényzet nélkül marad könnyen lepusztul. A B szint általában tömörebb szerkezetű és az erózióval szemben jól ellenáll, viszont felületvíz-képző hatása nem elhanyagolható.

A meredek partoldalakon főként a patakmeder közelében az erózió jó látható módon jelentkezik mindkét kisvízgyűjtőben. Elsősorban a Farkas-árokban, de a Vadkan-árok főágának legfelső meredek szakaszán is jelentős a talaj felső részének lepusztulása. A Vadkan-árokban 1991 nyarán nagymértékű talajcsúszás lépett fel a völgyfő közelében a 169F erdőrészletben (1. melléklet). A csúszás nem érte el a patakmedret, hanem az alatta elhelyezkedő galériás forrásfogalás gyűjtőaknájánál és völgyszűkületben felhalmozódik.

### 3.4. Klíma

A vizsgált terület az erdészeti tájosztályozás szerint a Brennbergi-medencében található, ahol az évi középhőmérséklet 8-8,5 °C, a januári középhőmérséklet -2,0, a júliusi 19,0 °C (Danszky et al. 1963). Az északkeleti és az adriai ciklonok, főleg a nyári időszakban, jelentős mennyiségű vízgőzt szállítanak az Alpok előterébe. A brennbergi megfigyelőállomás adatai szerint, 40 év átlagában (az 1920–60 közötti időszakra), az évi átlagos csapadék 917 mm, amelyből 584 mm a tenyészidőszakban hullik.

A vizsgálati területen a mikroszapadéokra vonatkozóan nem rendelkezünk mérési adatokkal, pedig amint az 1.1.2. fejezetben láttuk annak mennyisége igen jelentős értéket képviselhet.

Az erdészeti gyakorlatban használt Járó-féle osztályozás szerint, a vizsgált vízgyűjtők teljes területe a bükkös klímába tartozik. A hidrológiai viszonyok tekintetében pedig, az üzemtervi adatok szerint, a többletvízhatástól független osztályba sorolható (Erdőgazdasági üzemtervek). Ez azonban a teljes területre nem igaz, mert a völgyfenéken a szivárgó vizes termőhelyek jelentős területet képviselnek.

#### 3.4.1. Csapadékviszonyok

A Hidegvíz-völgyben 1993-óta üzemel folyamatosan egy számítógépes adatrögzítővel felszerelt meteorológiai mérőállomás (Kucsara 1994), melynek adatai alapján jellemzem a terület csapadékviszonyait. Az évi átlagos csapadékmennyiség 917 mm, ebből a tenyészidőszakban hullik 584 mm. A csapadékmaximum általában júliusban van, ez kifejezetten szubalpin jellegre utal. Némely évben egy tavaszi első és egy őszi második maximum mutatkozik meg, amely pannon mediterrán hatásra vall. Az évi csapadékmennyiség szélső értékeit illetően az egész Soproni-hegységre jellemző, hogy az tág határok között ingadozik; 451–1130 mm 25 év átlagában (Danszky et al. 1963).

Sopron térségében a csapadékviszonyokat feltáró vizsgálatot Martos (1965) végzett. Adatgyűjtési munkájának célja Sopron környéke csapadékjárásának megismerése és számszerűsítése. Mérési eredményeit egy izovonalas térkép is szemléltette, amely a városi állomás mérési adataihoz viszonyítva mutatja Sopron környékének csapadékeloszlását. A térkép alapján az 1958–62 közötti vizsgálati időszakban a Hidegvíz-völgyben mintegy 18%-al több csapadék hullott, mint Sopronban. Ebből az adatból is látszik mennyire heterogén a csapadékeloszlás és mennyire fontos a helyszíni, a vizsgált területhez közeli csapadékmérés.

A HHM adatai alapján elmondható, hogy az éves csapadékösszegek szóródása viszony-

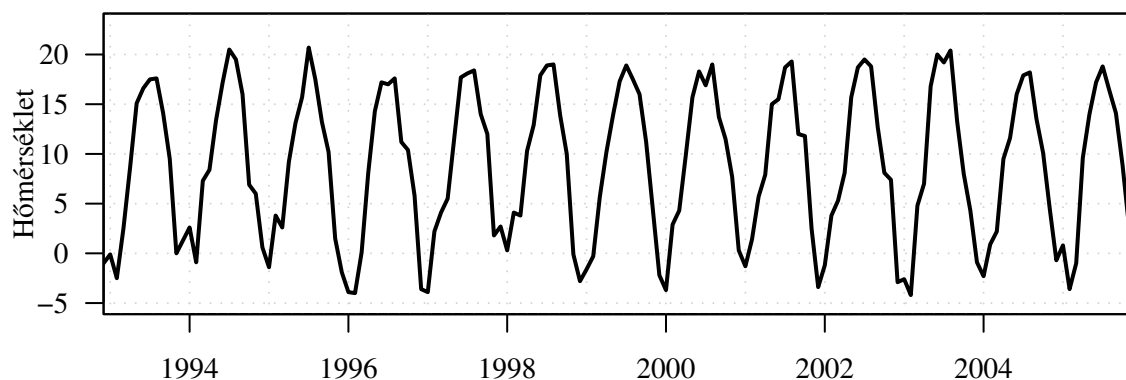
lag nagy (3.3. táblázat). Összességében megállapítható, hogy a korábbi megfigyelésekhez képest kisebb mennyiségű csapadék hullott.

Év	<i>P</i>	Hidrológiai év	<i>P</i>
2000	592	1999–2000	569,5
2001	600,5	2000–2001	612,5
2002	656	2001–2002	674
2003	179	2002–2003	165,5
2004	674,5	2003–2004	688,5
2005	742,5	2004–2005	575,5

3.3. táblázat. A vizsgált időszak csapadék összegeinek (*P* [mm]) alakulása naptári- és hidrológiai-évekre vonatkoztatva

### 3.4.2. Léghőmérséklet

A HHM adatai szerint a vizsgált időszak évi középhőmérséklete 8,9 °C, ami kissé magasabbnak tekinthető, mint a sokévi átlag. A 3.13. ábra az automata klímaállomás üzembehelyezésének kezdetétől a havi középhőmérséklet adatokat szemlélteti.



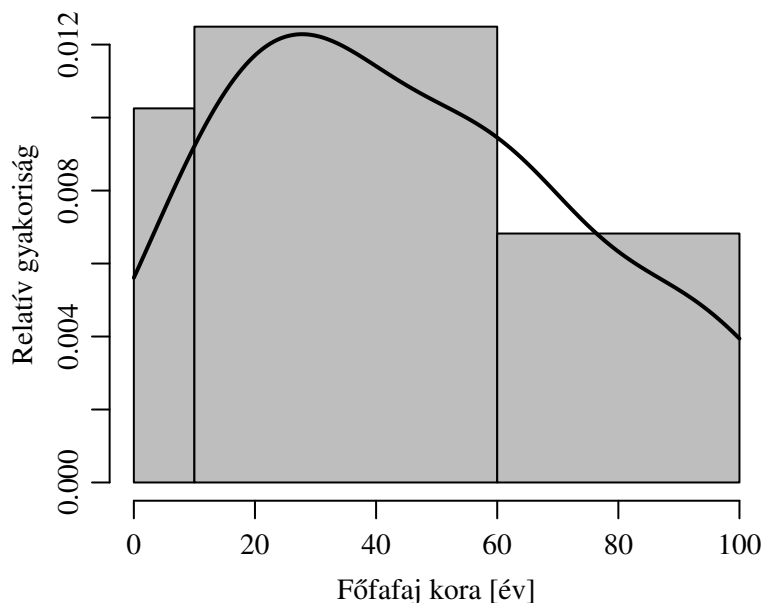
3.13. ábra. A havi átlag hőmérsékletek hosszútávú alakulása [°C]

A téli ritmust okozó fagypont körüli hőmérséklet tavasszal és ősszel a vizsgált évek átlagában néhány hétig figyelhető meg.

## 3.5. Faállomány-viszonyok és borítás

A Hidegvíz-völgy növényföldrajzilag a kelet-alpesi flóratartomány (Noricum) soproni flórajrásához (Ceticum) tartoznak. A besorolás a dealpin flóraelemek tömeges előfordulása alapján történt (Tímár 1996). A vizsgált vízgyűjtők teljes területe erdővel borított. A

faállományok korosztályok szerinti eloszlása 2001-ben a Vadkan-árok esetén a 3.14. ábrán tanulmányozható.



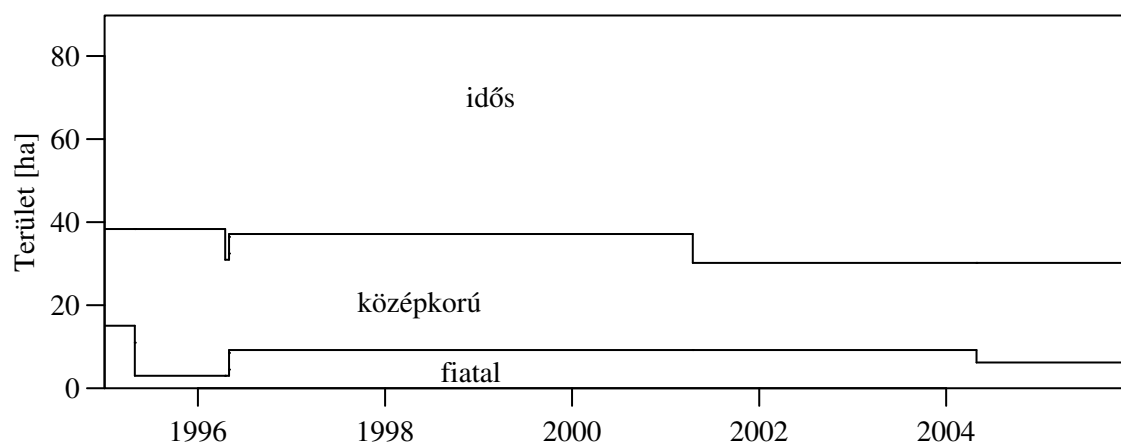
3.14. ábra. Koreloszlás a Vadkan-árokban (hisztogram és becült sűrűség függvény)

A 3.15. ábrán figyelhetjük meg, hogy hogyan változtak a vizsgálat idején az egyes korcsoportok. A százalékos arányt az erdőrészetek területei alapján határoztuk meg – mivel a gazdálkodás erdőrészlet szinten meghatározott. A két ábrán fiatal korcsoportba 1–10, középkorúba 10–60, idősebe pedig 60 év fölött soroltam az állományokat. Célszerű lenne terepi felvételek alapján még egy sűrűség korcsoportot is meghatározni. Ennek kezdete a fiatal felújítás záródásának ideje, vége pedig az első gyérités lehetne. Ekkorra már a zárt faállomány intercepciós tulajdonságai kezdenek el dominálni a vágásterület növényzetével szemben.

A völgyek hasonló borítottsága ellenére megfigyelhető néhány olyan különbség, amely a völgyek vízháztartására hatással lehet. Eltér egymástól a két kisvízgyűjtő a fenyves (túlnyomó részben a lucfenyő) és a lomblevelű állományok (nagyobb részt a bükk) térfoglalásában. Vízháztartási szempontból ez jelentős különbség, hiszen a luc benedvesedési kapacitása jóval nagyobb. A bükknek van törzsi lefolyása, a lucnak viszont alig. Más jellegű avartakarót képeznek maguk alatt, és a talajban másként helyezkedik el a gyökérzetük is, a lucé sekélyen, a talajfelszínhez közel, a bükké mélyebbre hatolón.

A fafajok térfoglalásának hosszabb távú változását tekintve megállapítható, hogy a lucfenyőt lassan leváltják a keménylombos állományok. Ez a változás elsősorban az utóbbi évtizedekben bekövetkezett nagy léptékű szűkárók rovására írható.

Eltérés mutatkozik az utak területarányában is. A területen található burkolt- és föld-



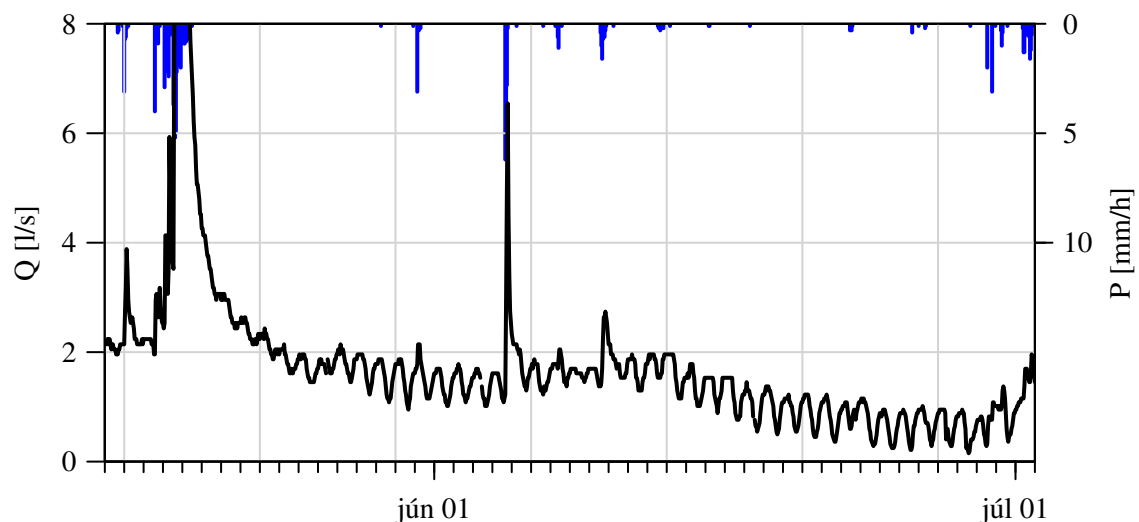
3.15. ábra. A faállomány-koreloszlás alakulása az időben

utak, valamint a nyiladékok többféleképpen módosítják az összegyülekezést. Megszakítják a lefolyást, de a vonalak mentén fel is gyorsítják, átvezetve területrészek között a vizet.

## 4. fejezet

### Elemzések

Az előző fejezetben megismert módszerekkel előfeldolgozott adatok összefoglaló táblázatait és grafikonjait a dolgozat függelékében találhatók meg. A feldolgozás után az egyes árhullámokat, hogy a rájuk való hivatkozás egyértelmű legyen, de ne legyen túl körülményes egy római számmal azonosítom, amely alapján a 8. függelékben visszakereshetők. Ha a szövegből nem derül ki egyértelműen, akkor a római szám után, törtvonallal elválasztva feltüntetjük az évet, amelyből származik. A dolgozathoz kapcsolódó vízhozam adatgyűjtés 2000-től indult így az évezred és az évszázad számjegyeit elhagytuk. Amennyiben egyértelmű a hivatkozás, az évszám elmaradt. Az árhullámok száma a dolgozat elektronikus változatában hiperlinkként működik.



4.1. ábra. Vízhozam idősor

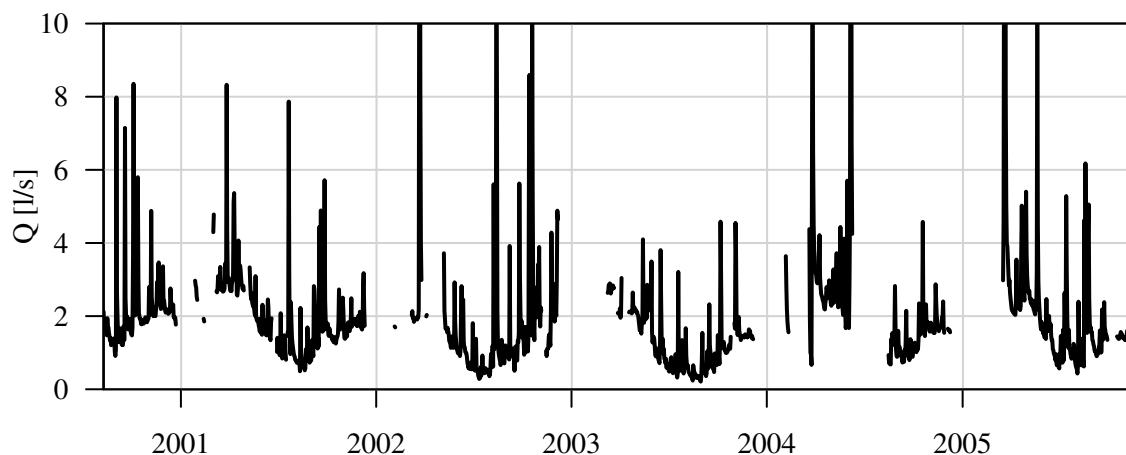
Az előző fejezetben bemutatott durva hibák javítása után még jócskán maradnak a vízhozam idősorokban olyan ellentmondások, amelyet nem sikerült kiejteni, illetve az elem-

zéseket zavarhatják. Álljon itt példaként egy 2005-ből vett másfél hónapos időszak (május 15–július 1-ig). A 4.1. ábrán látható, hogy a május 18-án esett csapadék hatására kialakult LXIV. árhullámot követő napi változás hullámai nem túl erősek, ennek oka, hogy a bukó kádja az átbukási szintig megtelt hordalékkal, ilyenkor a vízszintmérőt és a kádat összekötő csatorna eltömődik. A heti gyakoriságú adatkinyerés miatt csak május 26-án került sor a hordalék eltávolítására. A megtelt kád miatt a vízhozamgörbe módosult, melynek az utólagos visszaállítására már nincs mód. Ebben – és sok hasonló – esetben az adatsoron tapasztalható inhomogenitás miatt az adatkinyerések adathiány pótlásai nem egyértelműek.

Az ábrán az is jól látható, hogy több kisebb csapadék (LXXV. és LXXVII.) nem okoz jól kimutatható árhullám csúcsot, csak az alapvízhozam menetét módosítja.

## 4.1. A lefolyás

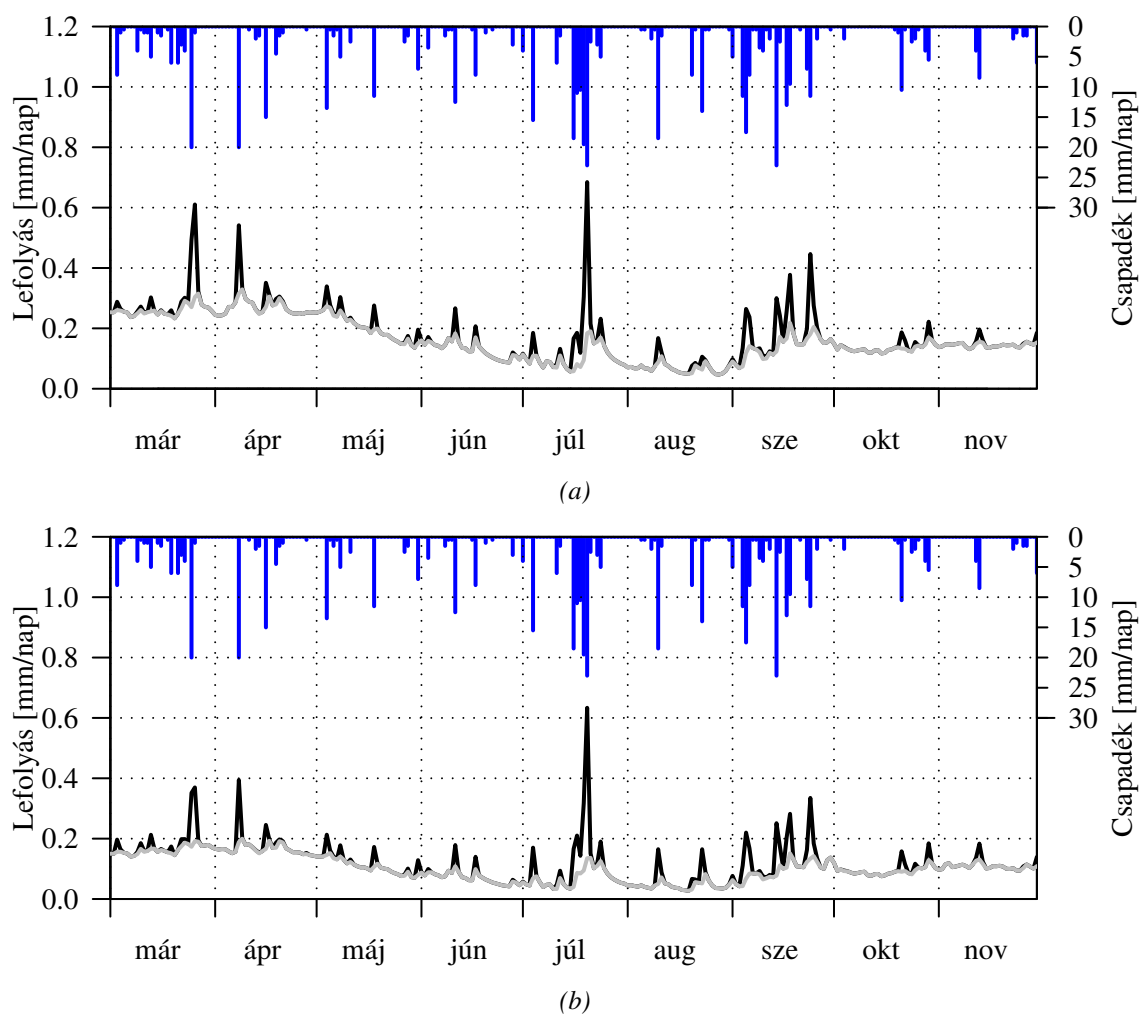
A lefolyás a vízgyűjtőn történő vízháztartási folyamatoknak mintegy eredőjeként jelenik meg a kifolyási szelvényben észlelhető és mérhető vízhozamként. A vízhozamok változásaiban nemcsak a csapadékjelenségek erőteljes és közvetlen hatása tükröződik, hanem más vízháztartási elemek, mint a párolgás, a beszivárgás, a készletváltozás lényegesen mérsékeltebb és közvetettebb hatásai is érvényesülnek. Mindez jól érzékelhető a kis kiterjedésű, néhány négyzetkilométeres vízgyűjtőkön. A 4.2. ábra több éves adatsorára rápillantva jól megfigyelhető az éves változás a késő nyári minimum és a kora tavaszi maximum. Erre a hullámra rakódik rá a kis frekvenciával jelentkező közvetlen lefolyás, ami az ábrán csak sűrű vonalsorként érzékelhető.



4.2. ábra. A Vadkan-árok többéves napi átlagos vízhozam adatai

Az előző ábránál kicsit részletesebben, a Farkas-, és a Vadkan-árok adatait egyaránt

feltüntetve ábrázolhatjuk a naponta lefolyásra került mennyiségek idősorait. A 4.3. ábrán 2001-ben a területre vonatkoztatva fajlagos értéként szerepel a lefolyás, mm/nap mértékegységgel. A kézzel szeparált alapvízhozamot (szürke) és a közvetlen lefolyást (fekete) elkülönítetten ábrázoltuk. Ha az ábra alapján a két kisvízgyűjtő egy éves lefolyási adatait vetjük össze sok hasonlóság, de különbözőség is megfigyelhető. Az ábrán érzékelhető a dombvidéki erdőterületekről történő lefolyás néhány sajátossága. Ezeket – ahogy az ábrán is szétbontva szerepelnek – külön fejezetben ismertetjük.



4.3. ábra. A csapadék, a felszíni lefolyás és alapvíz napi adatainak egy éves idősora  
 (a) Vadkan-árok, (b) Farkas-árok  
 (fekete: árhullám, szürke: alapvízhozam)



### 4.1.1. Felszíni és felszín-közeli lefolyás

A felszíni lefolyás kisebb-nagyobb árhullámok formájában rakódik az alapvízhozam idősorára. A csapadékesemény kezdetekor szinte azonnal nő a vízhozam, a közeli, kis beszivárogtató képességű területekről történő összegyülekezés miatt. Ugyancsak ez okból, a kisvízgyűjtők már a néhány mm-es csapadékokra is vízhozam növekedéssel reagálnak.

Tavasszal az árhullámok még a napi változás nélküli alapvízhozamra rakódnak. Ilyenkor könnyebben meghatározhatóak az árhullámkép nevezetes pontjai (pl.: XXIX/2001., vagy 2005-ben az XXXV., XXXVIII., XLIV., XLV., XLVIII., XLIX.). Hasonlóan késő ősszel, tél elején ha még nem hül le nagyon a levegő, de már a transzspiráció hatása elhanyagolható (XCIX/2000.). A forró nyári napokon jelentkező kisebb, závorszerű csapadékesemények által okozott árhullámok esetén viszont jól látható a napi ritmus befolyása (4.4. ábra).

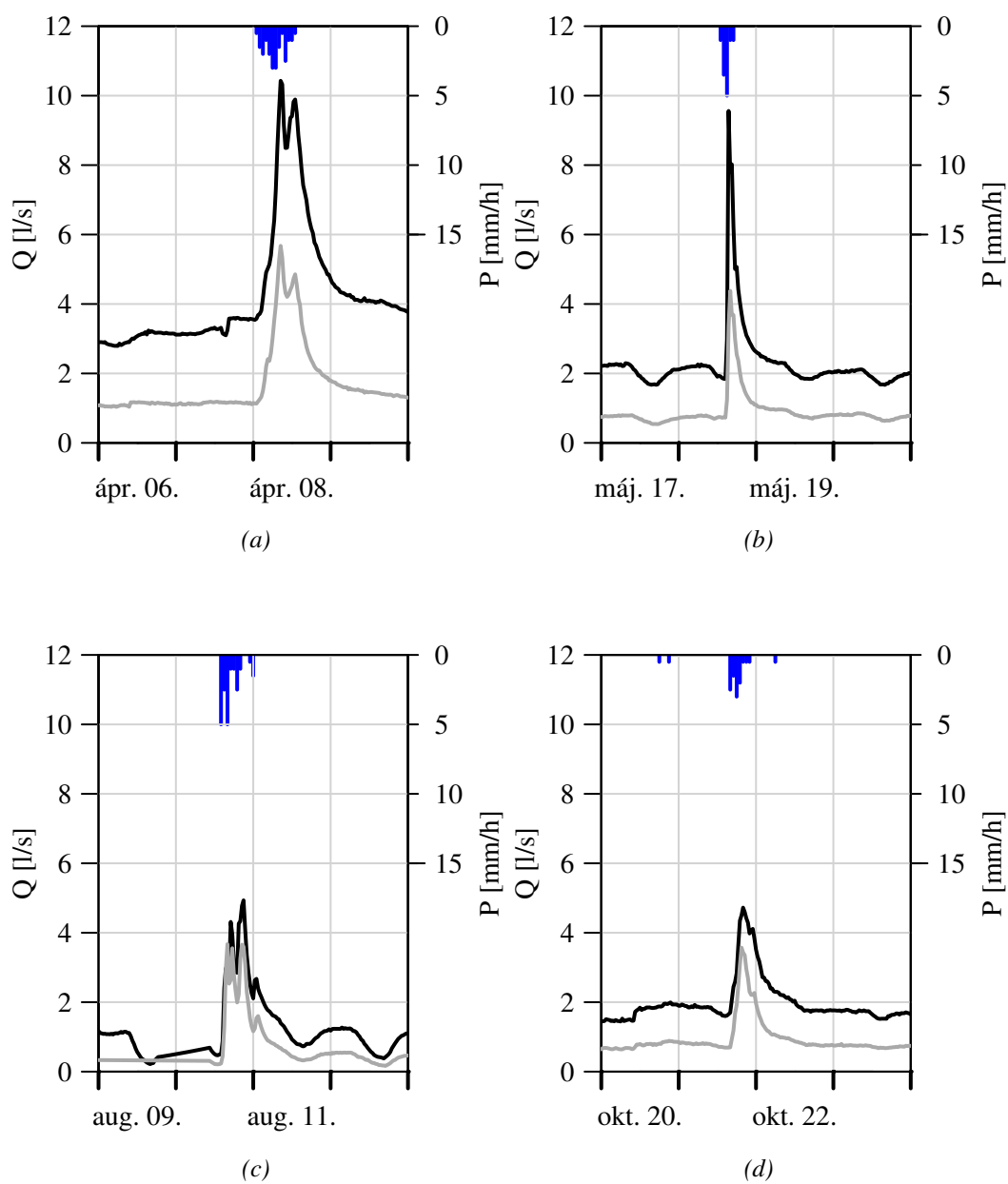
Az árhullámok alakja, időtartama, víztömege elsősorban a csapadék magasságától, intenzitásától és karakterisztikájától függ, de jelentős szerepe van a vízgyűjtő (talaj, vegetáció) pillanatnyi állapotának, s azzal összefüggésben közvetve az évszaknak is. Így egészen más a következménye egy májusi (4.4(b). ábra) és egy augusztusi (4.4(c). ábra) hasonló intenzitású csapadéknak. Az összetettebb csapadékok hatására az árhullámkép is összetetté válik, s kissé késleltetve ugyan, de követi a csapadékkarakterisztikát (4.4(a) és (c). ábrák).

A két kisvízgyűjtő relációjában vizsgálva a felszíni lefolyást megállapítható, hogy az összegyülekezés a Farkas-árokban általában hevesebb és az árhullámok csökkenő ága is meredekebb, tehát a vízgyűjtő kiürülése is gyorsabb. A jelenség a nagyobb területű felszíni lefolyásképző felületekkel és a vízgyűjtő meredekebb lejtőivel magyarázható.

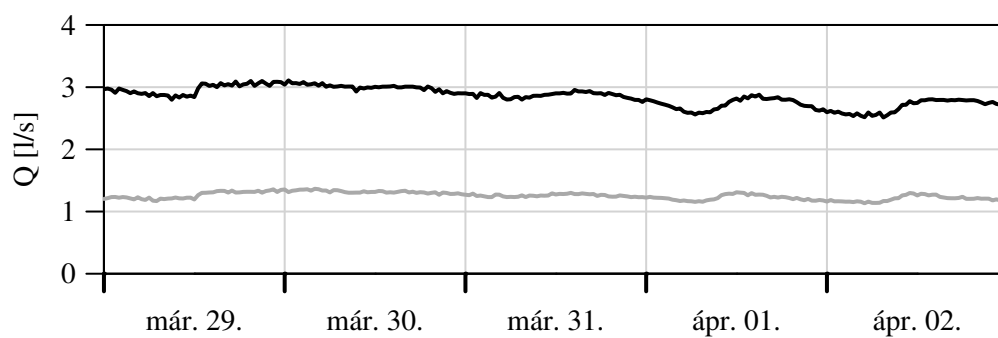
### 4.1.2. Alapvízhozam

A felszín alatti lefolyásból származó alapvízhozam napi idősorai a jellegzetes éves menetet szemléltetik (4.3. ábra), amelyet a nagyobb csapadékesemények hatására történő kisebb feltöltődések, csapadékmentes időszakokban pedig a kiürülések tesznek változatossá. Eme, a nagyobb vízfolyásokra is vonatkozó általános sajátosság mellett, az erdővel borított kisebb vízgyűjtőkön igen jellemző az alapvízhozam napi ritmusa is, amelyben más hidrológiai elemek napi ritmusa tükröződik vissza (Bond et al. 2002; Pöertge 1996). Ezek a napon belüli változások más-más jelleget mutatnak tél végén, tavasszal, illetve nyáron.

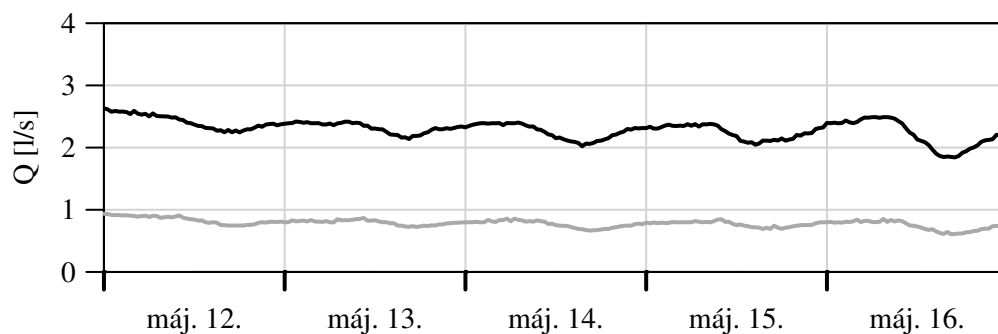
Amikor a talaj hőmérséklete fagyponthoz közel ingadozik, március és április hónapokban tapasztalható, hogy a napi minimum a kora reggeli órákra, a napi maximum pedig a kora délutáni időszakra esik (4.5(a). ábra). A napi ingás nem nagy, de a nagy gyakoriságú adatsorral egyértelműen érzékeltethető. Ez a hatás 2001-ben még április végén is érvényesült.



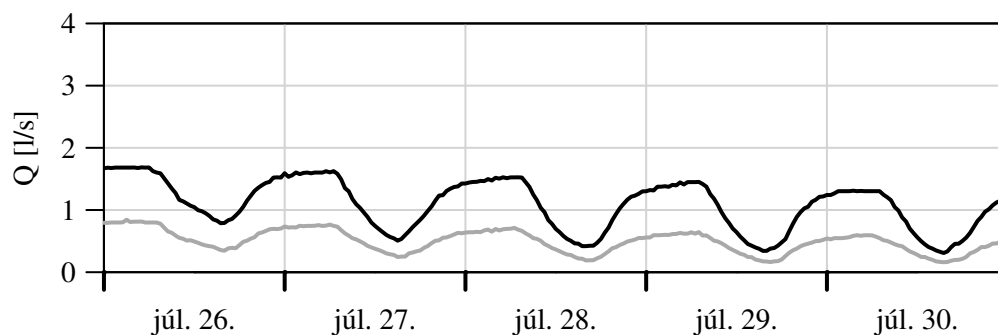
4.4. ábra. Különböző csapadékok hatására keletkezett árhullámok  
 (a) 2001. április 6–9. (b) 2001. május 17–20.  
 (c) 2001. augusztus 9–12. (d) 2001. október 20–22.  
 (fekete: Vadkan-árok, szürke: Farkas-árok)



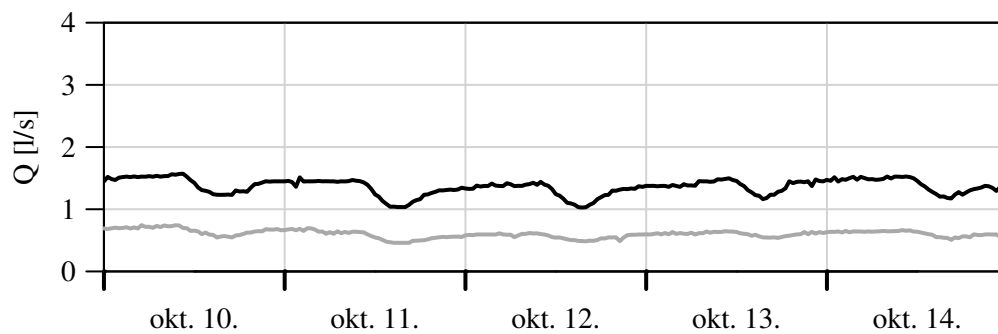
(a)



(b)



(c)



(d)

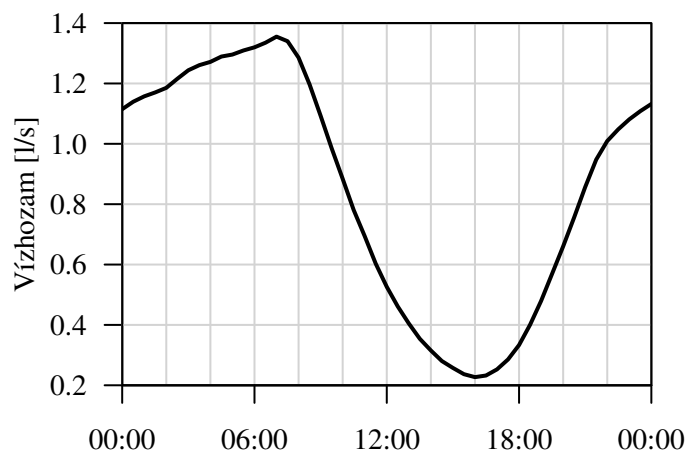
4.5. ábra. Az alapvízhozam napi ritmusának jellemző típusai

Az éjszakai, illetve hajnali fagyok elmaradása után, egy-két hetes átmeneti időszakot követően, azaz április végétől, május elejétől kezdődően már a vegetáció párologtató hatása válik egyre inkább hangsúlyossá, ami abban mutatkozik meg jellemzően, hogy a napi maximum délelőttre, a minimum pedig délutánra tevődik át (4.5(b). ábra). A vegetáció egyre erőteljesebb vízfelhasználóvá válik, s egyre erőteljesebben hat a terület vízháztartására azáltal, hogy transzspirál. Mindezt a patak vízhozamának napi ritmusa is tükrözi, amelyben a napi amplitúdó egyre nagyobb értéket ér el (4.5(c). ábra).

A transpirációból adódó napi ritmus maximális amplitúdója július–augusztusban jelentkezik és értéke kb. 4–5-szöröse a tavaszi időszakénak. Ha az amplitúdó értékét az időszak alapvízhozamához hasonlítjuk, akkor az így kapott érték a tavaszi 2–3%-ról 45–50%-ra emelkedik. Augusztusban nagyobb aszály idején a napi változás olyan erős volt, hogy a patak medréből délutánra eltűnt a víz.

A hőmérsékletből adódó napi ritmus (téli típus) a vizsgált időszakokban a transzspirációs típusnál általában kisebb napi változást okozott. Hóolvadás során kialakuló árhullámok lecsengő ágán tapasztalhatunk kisebb árhullámcsúcsokat, amelyek néhány napon keresztül észlelhetők.

A nyári és a téli típus októberben átfedheti egymást. Egyrészt egészen október végéig érzékelhető a nyári típusra jellemző délutáni hullámvölgy, másrészt a léghőmérséklet napi átlagos értékének csökkenése miatt csapadékszegény időszakban sem érzékelhető a vízgyűjtő kiürülése.



4.6. ábra. Az alapvízhozam változás egy nyári napon (2003. június 10.)

Az igazán meghatározó nyári típus egy kiválasztott napjának (2003. június 10.) vízhozamidőszora a nyári időszámítástól elvonatkoztatott helyi időhöz viszonyítva következőképpen alakult (4.6. ábra). A maximális érték 7 órakor, a minimum pedig 16 órakor jelentkezett.

A nap folyamán erős változást két időszakban este (18–21 óra) és a délelőtt (8–13 óra) figyelhetünk meg. A napi minimum és maximum általában jól azonosítható. 22–23 órától kezdődően az esti erőteljes visszatöltődés egy óra alatt egy sokkal mérsékletesebb vízhozam növekedésbe fordul át. Ebben a 23 órától reggel 7-ig tartó időszak alatt a 4.6. ábrán egyenletes a növekedés, de sokszor egy aszimptotához tartó függvény vonalát követi.

Nyár derekán július-augusztusban jellemző a 24 órás periódus legnagyobb amplitúdója (kb. 4-5-ször nagyobb, mint a kora tavaszi vagy őszi időszakban). Az amplitúdónak az időszak alapvízhozamához viszonyított fajlagos értéke a tavaszi 2–3%-os szintről nyár végére egy 44–51%-os szintre emelkedik. A két vízgyűjtő 24 órás periódusának amplitúdóit összehasonlítva azt állapíthatjuk meg, hogy arányuk kb. azonos 2,3-2,5 szerez (a kora tavaszi időszaktól eltekintve). Az amplitúdók aránya nagyon közel van az alapvízhozamok arányához, a vízhozammal leosztott fajlagos amplitúdó értékek vízgyűjtők közötti hányadosa tehát 1 körüli. Tavasszal és ősszel 5–10%-al a Farkas-árokban nagyobb ez az érték. Ennek oka lehet a Farkas-árok vízfolyása mellett található fenyesek transzspirációja. Nyár derekán 10–20%-al a Vadkan-árokban nagyobb ez a fajlagos amplitúdó érték (a kora tavaszi érték itt is eltérő a tendenciától). Ennek oka részben a szélesebb völgytalpban kereshető, aminek következtében nagyobb területen érik el a fák gyökérzetükkel a völgyfenéken mozgó vizet. Másik ok lehet, hogy a Vadkan-árokban a patak mellett több az idősebb állomány.

## 4.2. Apadási görbe elemzése

Ahogy azt a 3.2. fejezetben bemutattam a területen rendelkezésre álló eszközállomány hibákkal terhelt mintavételezését teszi lehetővé az árhullám apadó ágának. Ez természetesen hosszabb távon jobb eszközök telepítésével kiküszöbölhető.

Két adottság is nehezíti az elemzést. Az árhullámok a területen gyorsan levonulnak. Az apadó ág meredeken esik, s gyorsan eléri az alapvíz szintjét. A másik adottság a területen tapasztalható erős evapotranszspiráció hatás. Ez egyrészt az apadó ágot eltolja, másrészt az alapvízhozam vegetációs időszakban tapasztalható erős napi hullámzása miatt egy ciklus alatt nagyságrendeket változik a vízhozam görbéjének meredeksége. Az apadási görbe elemzését több módszer segítségével is megkísértem.

### 4.2.1. Kettős logaritmikus ábra

A 2.2.1. szakaszban bemutatott kettős logaritmikus ábra segítségével a mérőbúróval lehatárolt vízgyűjtő paraméterei meghatározhatók.

Az ábra készítésének első lépéseként a csapadékos napokat kiejtettem, hogy a csapadékesemény alatti folyamatok ne zavarják a grafikon képét. Az adatszám túlzott csökkenését elkerülendő igyekeztünk a viszonylag gyors kiürülést kihasználni.

A 17. oldalon található csapadéknagyság szerinti osztályozás alapján a feldolgozásánál a csapadékokat három kategóriába soroltam. Tározási kapacitás alatti csapadékokat (1 mm) nem vettem figyelembe. Ezek néhány esetben megzavarják a napi ritmus lefolyását, de ezek az adatok a későbbi elemzések során kiesnek. Bevontuk az elemzésbe azokat a napokat is, amelyeken csak a nap végén 23:45 után esett csapadék, valamint ha a csapadék az aktuális nap előtt négy órával már befejeződött.

A kiürülési görbe kisebb meredekségű részéhez viszonyított nagy mérési pontatlanság következtében a nyers adatsoron a hagyományos időlépés csökkentését alkalmazó elemzési eljárások nem alkalmazhatóak (lásd a 4.7(a)–(c). ábrákat).

Először célszerű tehát a vízszint adatsorban lévő kvantálási, illetve a kádban lévő víz lengéséből adódó hibákat kiszűrni. Erre a 2.1.3. fejezetben bemutatott nemparaméteres regressziós módszerek kínálnak megfelelőnek. Mivel jelen esetben nem vagyunk kíváncsiak az árhullámokat közelítő egyenletrendszerekre a spline és a lokális regresszió függvények között választhatunk. Az elemzések során ez utóbbit alkalmaztam.

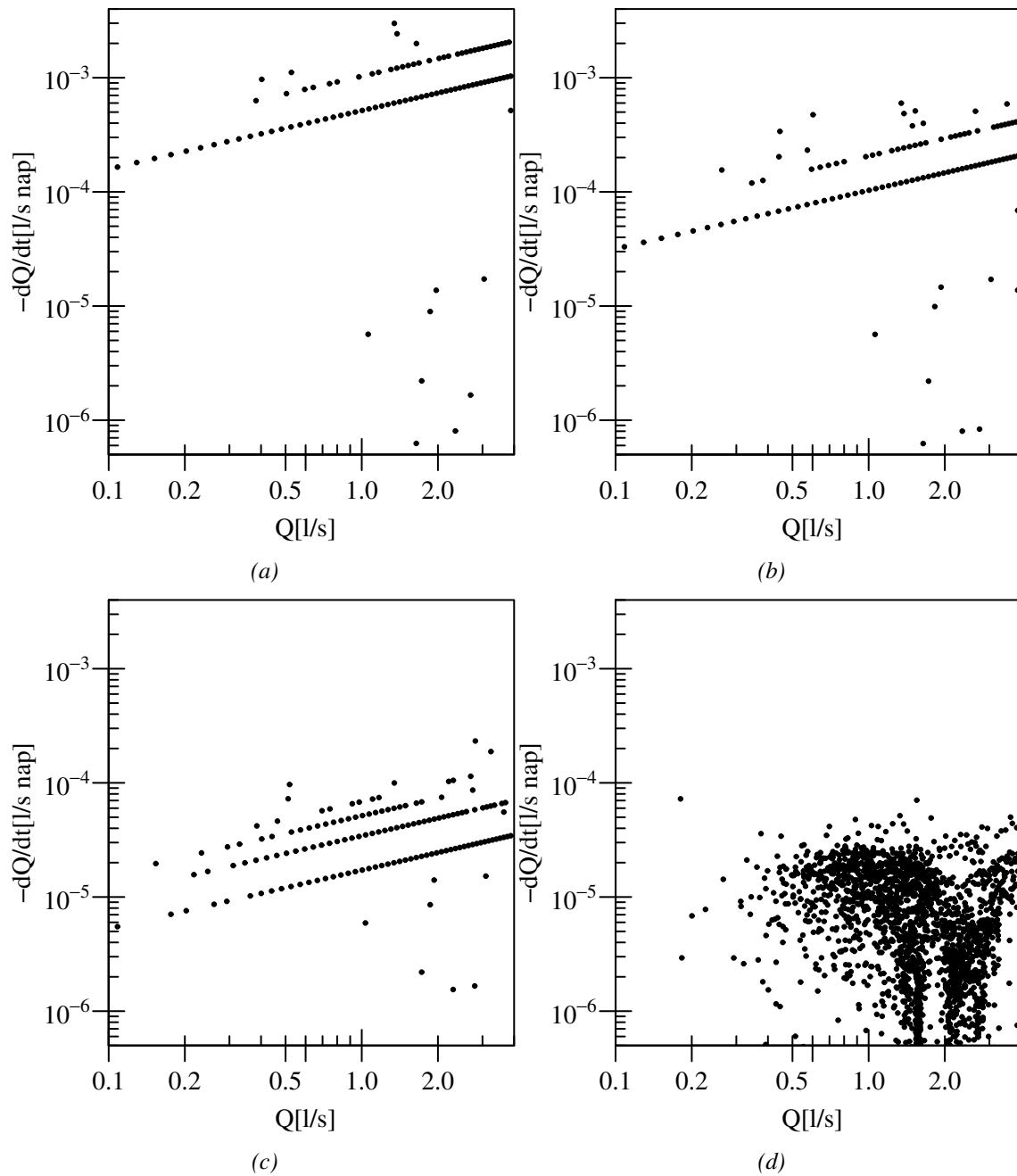
A vízhozamváltozással össze nem függő ingadozásaitól megfosztott vízszintet már át alakíthatjuk vízhozam idősorra az 1.2.1. fejezetben bemutatott és a műtárgyra meghatározott (67. oldal) tapasztalati vízhozamgörbe segítségével.

A 4.7(d). ábrán a simított idősorral készített grafikon látható, a különbségek érzékeltetése miatt az előzőekkel megegyező tengelyekkel ábrázolva. Ezen az ábrán nagyon sok a nagyobb vízhozamnál (2 l/s) tapasztalható kicsi differencia. Ez a napi ritmus vízszinteshez közeli maximum értéke miatt jelentkezik. Ugyan ez a hatás érezhető akkor is, ha változó időlépéses technikát alkalmazunk.

A napi változás hatását napi átlag képzésével próbáltuk kiküszöbölni. Ezzel a lépéssel jelentősen csökken a pontszám, de a zavaró információ is eltűnik az adatsorból. A teljes vizsgálati időszak napi átlagait elemezve, a napi változás hatását kiejtjük. Az elkészített 4.8. ábrán már a korábbi nyilvánvaló hibák nem jelentkeznek.

A csapadékos napok kiejtésénél alkalmazott elvek miatt azonban a nagyobb csapadékok árhullámaiból maradt bent néhány pont, amelyek a magasabb tartományokban a pontfelhőből kiugrottak. A tavaszi hóolvadás során kialakuló árhullámok pontjait is grafikus módszerekkel, a pontthalmaz felrakása után szűrtem ki (4.8. ábra).

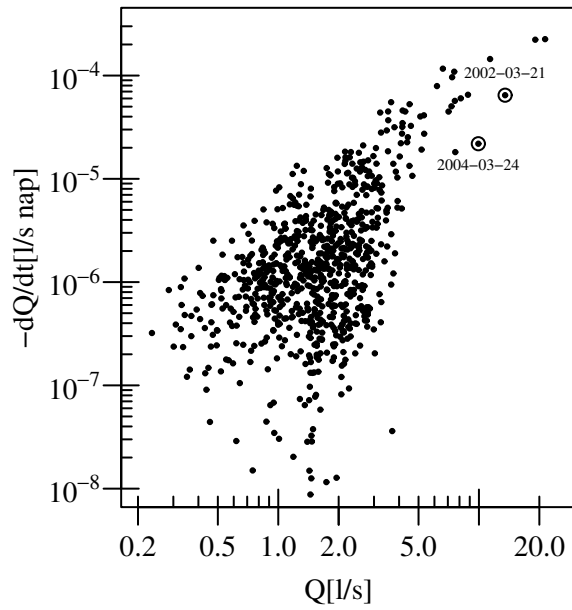
A Rupp–Selker (2006) módszere alapján simított vízhozam idősor segítségével már jobban értelmezhető kettős logaritmikus ábrát kaphatunk (lásd a 4.9. ábrát), azonban a kis



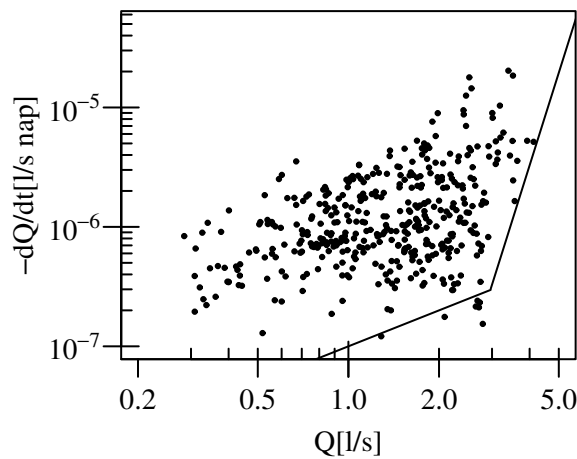
4.7. ábra. Apadási görbe és a különböző időlépéssel mintavételezett kettős logaritmusos grafikonja  
 (a) 2 perces, (b) 10 perces, (c) 24 órás időlépés, (d) 24 órás simított idősor

számú pont miatt nehéz a burkoló egyeneseket meghúzni. Az ábrán viszonyításként 8 és 1-es kitevővel berajoltam egy-egy vonalat.

Az evapotranszpiráció hat a kiürülési görbe meredekségére. Ezt a változást, mint szezonális hatást a havi bontásban elkészített kettős logaritmusos ábrán (4.10. ábra) tapasztalni kellene. A meredekség változása azonban a rövid megfigyelési periódus miatt még nem je-



4.8. ábra. A napi átlagok alapján készített kettős logaritmusos ábra vizsgálata grafikus módszerekkel



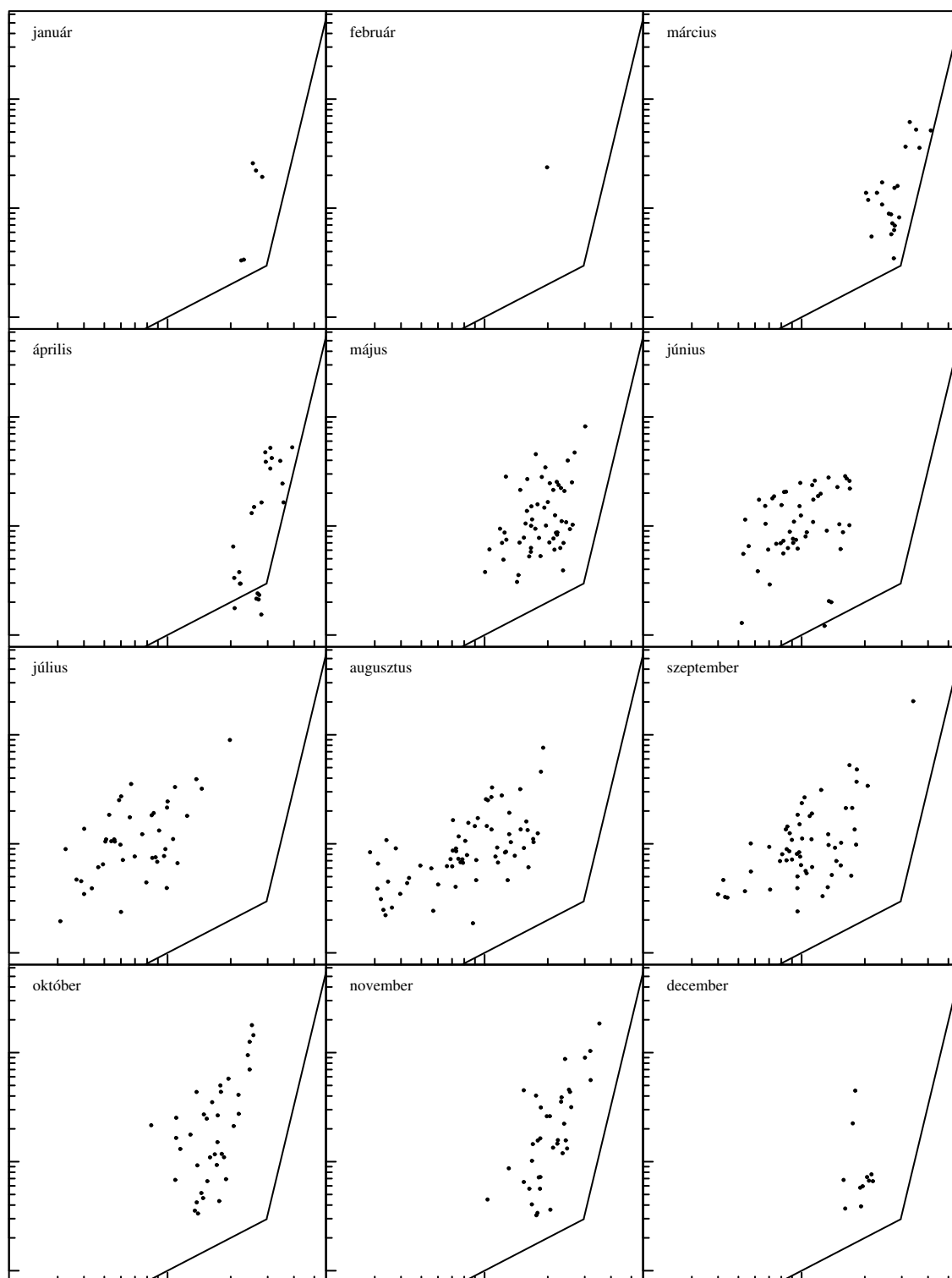
4.9. ábra. A simított vízhozam adatokból előállított logaritmusos plot

A két berajzolt vonal által meghatározott kitevők 8 és 1.

lentkezik határozottan. Megfigyelhető viszont, hogy a nyári hónapokban a pontfelhő alsó burkológörbéje a párologtatás hatására kissé távolodik a behúzott alsó görbéhez képest.

Megkíséreltük Szilágyi–Parlange (1998) módszerével az árhullámok szeparálását. A nyári időszakban jelentkező evapotranszpirációs hatás miatt ez azonban nem vezetett eredményre.





4.10. ábra. A kettős logaritmusos ábra havi bontásban  
A koordináta rendszer és a segédvonalak megegyeznek a 4.9. ábrán láthatóakkal.

### 4.2.2. Exponenciális görbe

Az exponenciális függvény (2.21. egyenlet) a lineáris tározóval modellezhető vízgyűjtők apadási görbéit írja le. Rövidebb, kisebb vízhozam változást mutató idősorok esetén azonban alkalmazhatjuk az adatsorból kivágott árhullám lecsengő ágára. Előnye, hogy egyszerű regressziós eljárással illeszthető és a vízgyűjtő kiürülési folyamatait jól lehet a segítségével jellemezni. A 2.21. egyenletet átalakítva kapjuk a kiürülést ilyen módon leíró 4.1. egyenletet.  $\varepsilon_t$  az idősorban lévő véletlen hibákat és a lineáris tározó modell alkalmazásából eredő hibákat tartalmazza. Az egyenlet bal oldalán  $Q_t$ , az apadó ág trend komponense. A jobb oldalon az idősor kezdeti lefolyás értékét jellemzi a  $Q_0$  szorzótényező, a kitevőben az idő dimenziójú  $\tau$  mutatja a tározó modell alapján a tartózkodási időt, és  $t$  az idő.

$$Q_t = Q_0 e^{-\frac{t}{\tau}} + \varepsilon_t \quad (4.1)$$

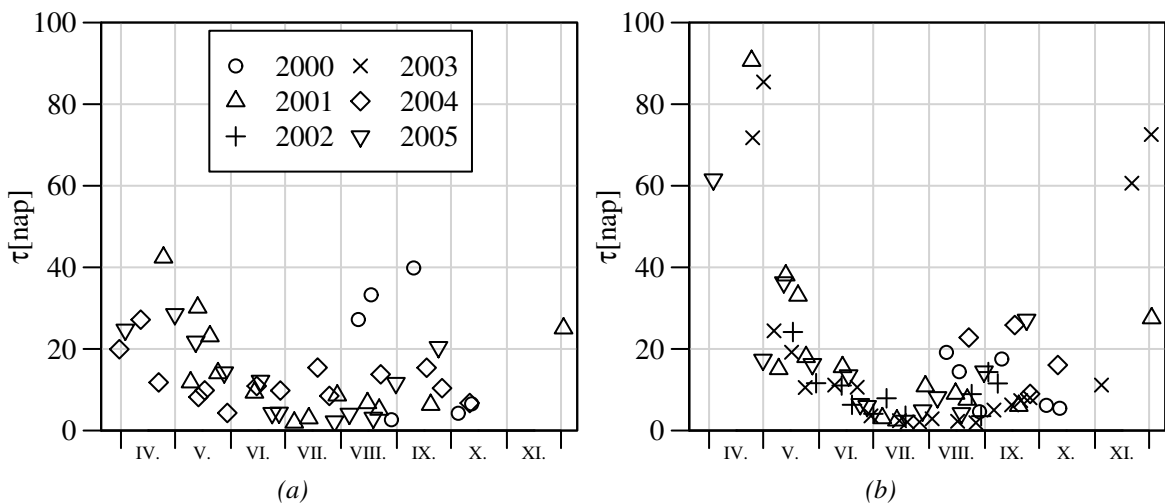
A vizsgálat során olyan csapadékmentes időszakokat választottam ki, amelyek legalább három naposak voltak. Az alapvízhozamos időszak kezdetét az erős napi változás miatt a legtöbb idősoron nem tudtam megállapítani. Ezért a kezdő időpontot ( $t_0$ ) egységesen a csapadék esemény után fél nappal jelöltem ki. A megfelelő időszakokat ez után újra ellenőriztem, korrigáltam a kezdő és a záró időpontokat. A hat éves megfigyelési időszakból így 77 szakaszt tudtam kiválasztani, amire a regressziós modellt alkalmaztam.

A 4. melléklet foglalja össze a trend analízis eredményeit. Az alapvízhozam idősor kiindulását mutató  $Q_0$  értékeket figyelve elmondható, hogy a vizsgált periódusok nyár végéig csökkenő tendenciát mutatnak és összességében már elkezdődik a kisvízgyűjtők visszatöltődése. Bár a Vadkan-árok területre csak másfélszer nagyobb, a vízhozama átlagban mégis több mint kétszerese a Farkas-árokénak. Ez az arány a Vadkan-árok jobb vízutánpótlódási rendszerére és nagyobb víztartalékaira utal. Összevetve az áprilisi és az augusztus közepi értékeket megállapítható, hogy az alapvízhozam értéke kevesebb, mint egyharmadára csökken.

Az exponenciális trend függvény  $\tau$  paramétere mutatja a vízhozam csökkenésének mértékét a csapadékesemény utáni, néhány napos távlatú időszakban. Ez az érték a lineáris tározó modell alapján a tározó térben való átlagos tartózkodási időt fejezi ki. Minél nagyobb  $\tau$  értéke, a kiürülési görbe annál inkább ellaposodó.

A  $\tau$  kitevő szerint kora tavasztól nyár végéig egyre erőteljesebbé válik ez a rövidtávú kiürülési tendencia (4.11. ábra). Az őszi hónapokban a jelenség a vízhozamban már egyre csökkenő mértékben mutatható ki vagy szinte elhanyagolható lesz jelentősége. A két vízgyűjtőt összehasonlítva megállapítható, hogy a kisebbiken (Farkas-árok) hevesebben zajlik a rövid időtávú kiürülés, rövidebb a tartózkodási idő.

Federer (1973) a kiürülési görbe meredekségének szezonális változását a fás vegetáció párologtatásával magyarázza. Ennek megfelelően a kora tavaszi (március-április eleje) kiürülési görbéket még e hatástól mentesnek tekinthetjük, hasonlóképpen a tél elején észlelhetőkhöz. Ezeknél a kisebb fagyok, vagy az olvadás okoznak zavarokat. Az erdő növényzetének párologtatása – az időjárástól függően – áprilistól mutatható ki. Májusban rohamosan erősödik. Márciushoz képest a kiürülés gyorsasága májusban a 2–4-szeresére, júliusban pedig közel az 5–10-szeresére növekszik. Augusztusban a  $\tau$  újra növekszik, tehát a júliushoz képest nem gyorsul a kiürülés. Ennek két oka is lehet. Augusztusban már csökken a fás vegetáció növekedési erélye, s ennek megfelelően mérséklődik a transzspiráció. A másik ok a tározott vízkészletek fogyása, amely következtében a fák által felvehető vízmennyiség egyre inkább korlátozottá válik.



4.11. ábra. A tartózkodási idő ( $\tau$ ) változása (a) Farkas-árok, (b) Vadkan-árok

Az evapotranszpiráció által kevésbé befolyásolt szakaszon meghatározott  $\tau$  segítségével becsülhető a vízgyűjtő átlagos szivárgási tényezője ( $k_0$ ). Ehhez át kell rendezni a 2.25. egyenletet (4.2) alakba.

$$k_0 = \frac{n_e A^2}{\tau \pi^2 p D L^2} \quad (4.2)$$

A Vadkan-árok esetén az evapotranszpirációtól nem zavart tartózkodási időt  $\tau = 70$  napnak határoztam meg a 4.11(b). ábra alapján. Terepi mérések alapján az effektív porozitást  $n_e = 0,1$ -nek, és a víztartó vastagságát  $D = 2,2$  m-nek véve, valamint a vízgyűjtő területét ( $A$ ) és a vízfolyás hosszát ( $L$ ) a 3.1. táblázatból kikeresve a szivárgási tényező ( $k_0$ )  $6,55 \cdot 10^{-4}$  m/s lett.

A vadkan-árok talajvízkút-csoportokon végeztünk egy diplomaterv keretein belül kút-visszatöltődési vizsgálatokat. Az I., II., III., IV. és IX. kútcsoportokon végzett mérések átlagai alapján a szivárgási tényezőre a következő becsléseket kaptuk:  $2,653 \cdot 10^{-4}$ ,  $1,361 \cdot 10^{-4}$ ,  $6,667 \cdot 10^{-5}$ ,  $1,360 \cdot 10^{-4}$ ,  $1,131 \cdot 10^{-4}$  m/s. A mért és a modell alapján becsült adatok között jelentős a különbség. Ennek oka, hogy a kút-visszatöltődési vizsgálat a fúróluk néhány deciméteres-,  $k_0$  pedig a patak tágabb környezetét reprezentálja.

További hibát okoz a kút fúrásakor talajtömb eredeti szerkezetét megzavarjuk, tömörítjük. A tartózkodási idő alapján számolt szivárgási tényező viszont a zavartalan, kedvezőbb szivárgási tulajdonságokkal, preferált lefolyási irányokkal rendelkező erdőtalajról szolgáltat adatot.

### 4.3. A lefolyási hányad és változásai

Az apadási görbe elemzései, a kettős logaritmikus plot és az exponenciális görbe illesztése egyaránt mutatták, hogy a vegetáció a vízgyűjtő kiürülésére nagy hatást gyakorol. Ebben a szakaszban a vízmérleg kiadási és bevételi oldalát hasonlítjuk össze. Erre, a lefolyási hányadot, mint egy könnyen számítható indikátort használjuk.

#### 4.3.1. Kézi szeparálás

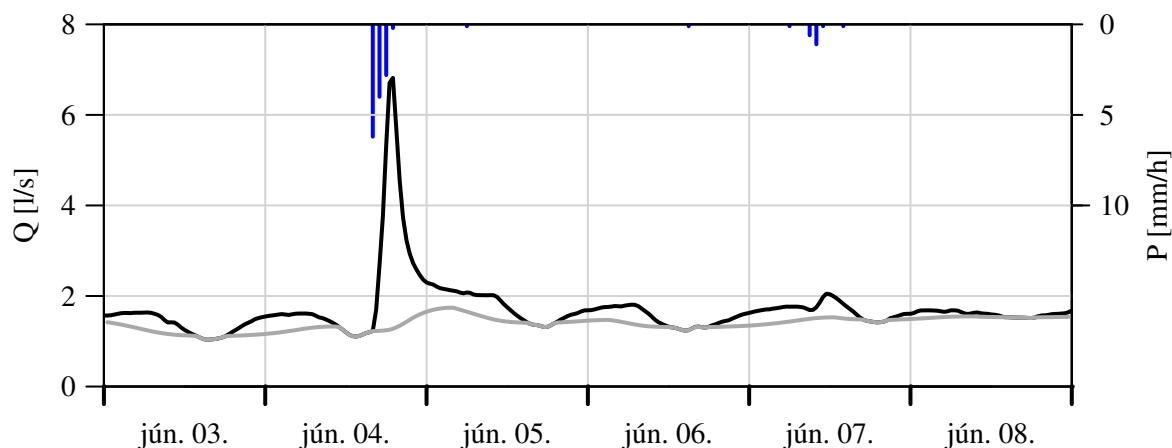
A tavaszi időszakban az árhullámok még a napi ritmus nélküli alapvízhozamra rakódnak, tehát a szeparálás ilyenkor a szokásos módszerekkel (Kontur et al. 2003) megoldható. A forró nyári napokon jelentkező kisebb, závorszerű csapadékesemények által okozott árhullámok szeparálásánál viszont figyelembe kell venni a napi ritmust is.

A 2001-es év adatain elvégeztük a teljes idősor kézi szeparálását. A szeparálásnál a napi változástól mentes szakaszokon a korábban ismertetett módszerek alapján egyszerűbb volt a szeparáló vonal meghúzása. Nehézséget a vízhozam napi változása által eltorzított árhullámok szeparálása okozott.

#### 4.3.2. Digitális filter

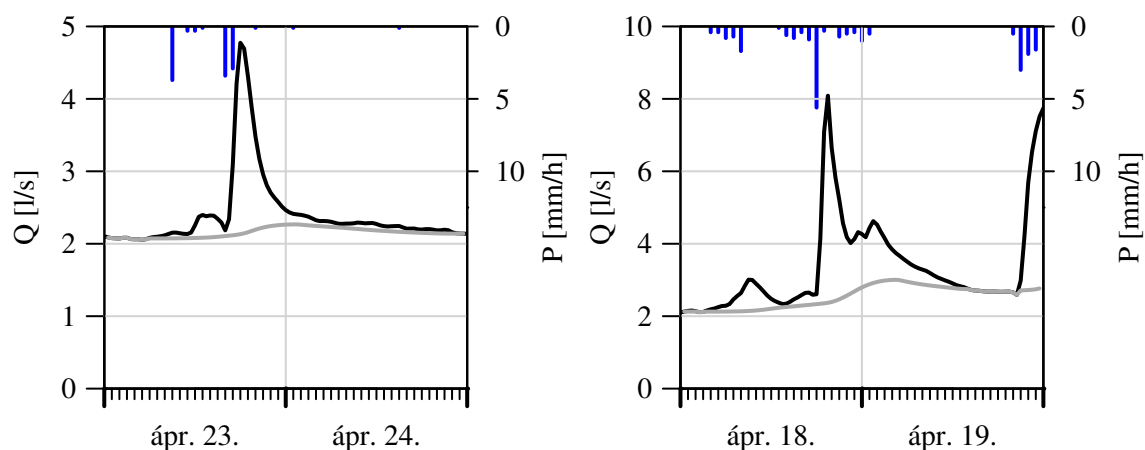
A hidrológiában használt digitális szűrők (lásd a 2.2.3. fejezetben) napi észlelésű idősorokra kidolgozottak. A nagy vízgyűjtőkön egy árhullám lefutása jóval meghaladja ezt a mintavételezési gyakoriságot. Az elemzett kisvízgyűjtőn az átlagos levonulás ideje ezeknél jóval rövidebb, a nyári időszakban a napi nagyságrend alá esik.

Az erdőszült kisvízgyűjtőn mért vízhozam idősorok egyik fontos tulajdonsága – ahogy a korábbi fejezetekben láthattuk –, hogy nagyon erős bennük az evapotranszpiráció keltette napi ingadozás. Ez a vízhozam idősorban állandóan jelen lévő hullám, melynek komponenseit a korábbiakban bemutattam, közel azonos frekvenciával jelentkeznek, mint a digitális szűrővel szeparálható árhullámok. A frekvencia egybeesése miatt a szűrő a nagy időbeli felbontású idősorokon jelentkező napi változás hullámait is árhullámként leszeparálja (4.12. ábra).



4.12. ábra. Leszeparált napi változás hullámok

A digitális filter a vizsgált kisvízgyűjtőkön tavasszal kisebb időbeli felbontású idősorokon változatlanul alkalmazható. A 4.13. ábrán látható szeparálás fél órás felbontású idősorokra készült, jó eredménnyel.

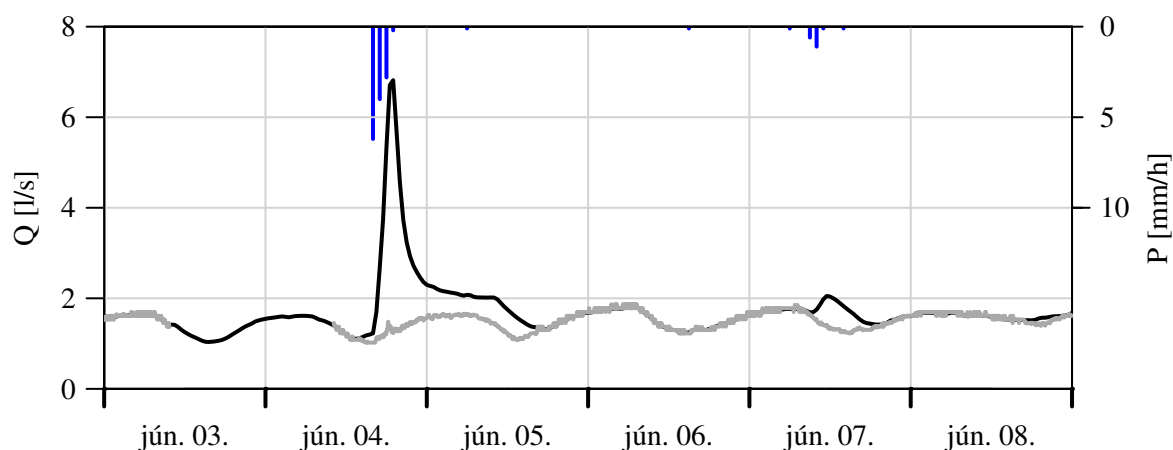


4.13. ábra. Tavaszi árhullámok az eredeti digitális filterrel szeparálva (2003. április 23–24. és 2005. április 18–19.)

Az előzőekben láttuk, hogy nyáron a növényi párologtatás keltette napi ritmus erősen megváltoztatja az árhullámok képét. Ez a digitális filter változatlan formában, az eredeti idősoron történő működtetését értelmetlenné teszi.

Megoldást jelenthet a problémára az idősor egynapos frekvenciával történő újra mintavételezése. Ez azonban a gyorsan levonuló árhullámok miatt óriási adatvesztéssel jár.

Nagyobb számítási igényű, ha az eredeti idősort úgy bontjuk több idősorra és mintavételezzük, hogy az eredeti mintavételezési frekvenciával eltolva egy napos frekvenciájú idősorokat kapjunk. Azaz ha az eredeti idősorunk óránként egy adatot tartalmaz akkor az újra mintavételezés után 24 új idősorunk lesz, és mindegyik a nap más-más órájában mért vízhozam adatot tárolja. Ezeket a napi idősorokon aztán futtathatjuk a digitális szűrőt. A leszeparált vízhozam idősorokat ezután összefűzzük és értékeljük. A 4.14. ábra ezzel a módszerrel szeparált árhullámot mutat. Jól megfigyelhető, hogy a gyorsan lecsengő árhullámok az egy napos felbontású idősornál csak egy kiugró értéként jelentkeznek, így nem módosítják jelentősen az előző nap megfigyelt alapvíz-hozam hullám nagyságát a filter által létrehozott hullámban.



4.14. ábra. A módosított digitális filterrel szeparált árhullám

### 4.3.3. A lefolyási hányad és az erdőborítottság

A 3.5. fejezetben bemutatott erdőállomány-kor adatrendszer segítségével vizsgálhatjuk a szeparált árhullámokat. A vizsgálathoz előkészített adatmátrix tartalmazza az árhullámok jellemzőit (megelőző csapadék, árhullám-tömeg, a csapadék kezdetének és az árhullám csúcsának távolsága, a közvetlen lefolyás vége), valamint az árhullám idején fennálló koreloszlást, az intercepció szempontjából fontos jellemzőket valamint egyéb meteorológiai paramé-

tereket.

A 2001. évben, amikor egyébként a sokévi átlagosnál kevesebb, mindössze 600.5 mm volt az évi csapadékösszeg, a Vadkan-árok vízgyűjtő területére vonatkoztatott lefolyás 63,7 mm volt, amelyből mindössze 4,5 mm keletkezett felszíni összegyülekezés formájában. A Farkas-árok vízgyűjtőjéről 37,7 mm volt az összes lefolyás, amelyből ugyancsak 4,5 mm volt a felszíni.

A vizsgált évet tekintve tehát a felszíni lefolyás azonossága mellett, a felszín alatti lefolyás 3:2 aránnyal jellemezhető, amely a domborzati és a geológiai tényezők mellett, elsősorban a vízgyűjtőket borító erdei vegetáció különbözőségével magyarázható. A nagyobb arányú felszín alatti lefolyáshoz ugyanis nagyobb arányú beszivárgás tartozhat, amelyre feltétlen hatással van a területet borító vegetáció, s ennek kapcsán gondoljunk a bükk és luc vízháztartási sajátosságainak különbözőségére.

A területen a vizsgálat időszakában csak a központi meteorológiai állomás (HHM) működött folyamatosan. A vízgyűjtők déli részén található intercepciós kertekben erdőállomány alatt időszakosan működő klímaállomás is mért csapadékot. A cseppinpulzust számláló csapadékmérője az állomás kezelője szerint is nagy hibával regisztrálta a csapadékot. Az eszékört többször is megrongálták, a vizsgálat alatt áttelepítésre került, adatsora nem folytonos. A fenti problémák miatt a vizsgálatokban csak egy csapadékmérő állomás adataira támaszkodhattam.

Megfigyeltük, hogy a nyár folyamán, a Farkas-árok vízgyűjtőjén kialakult kisebb ár hullámok magassága és az ár hullámok tömege, fajlagosan, de néha abszolút értékben is, megközelítették, sőt meg is haladták (4.4. ábra) a Vadkan-árok értékeit. Feltételeztük, hogy az arányok módosulása egy patakmenti erdőrésztben végzett fakitermelésnek (tarvágásnak) tulajdonítható. Ezt a véghasználatot június-július hónapban végezték a Farkas-árok kifolyási szelvényénél a patakmederhez közeli 167 F erdőrésztben (1. függelék).

Az erdőállomány adattárból kinyert adatok azonban nem elég részletesek ahhoz, hogy a lefolyás változásait ennek az adatbázisnak a segítségével pontosabban elemezni tudjunk.

Föl kell jegyezni, esetleg távérzékelési módszerekkel vizsgálni a vegetáció változásainak tér- és időbeliségét. Egyaránt szerepe van ahogy láttuk a természetes- (lombfakadás, lombohullás, esetleg erdei károsítók tevékenysége, erdőtüz, stb.), és emberi eredetű (a vizsgált területen erdőgazdálkodás; erdőtelepítés, felújítás, nevelővágások, útépítés, és -fenntartás, stb.) tevékenységeknek, melyek adatbázisba építése a következő évek feladata lesz.

Hó	$P$ [mm]	$R_{FA}$ [l/perc]	$R_{VA}$ [l/perc]	$R'_{FA}$ [mm]	$R'_{VA}$ [mm]	$\frac{R_{VA}}{R_{FA}}$
III.	64,0	78,3	181,4	5,62	8,68	1,54
IV.	46,5	75,5	181,5	5,24	8,40	1,60
V.	46,0	49,2	133,9	3,53	6,41	1,82
VI.	31,5	30,4	84,0	2,11	3,89	1,84
VII.	120,0	42,2	87,3	3,03	4,18	1,38
VIII.	47,5	22,1	45,6	1,59	2,18	1,37
IX.	122,5	53,4	110,4	3,71	5,11	1,38
X.	29,0	42,0	88,4	3,01	4,23	1,41
XI.	24,5	47,7	94,1	3,31	4,36	1,32

Ahol  $P$ : Csapadék,  $R_{FA}$  és  $R_{VA}$ :Lefolyás,  $R'_{FA}$  és  $R'_{VA}$ :Fajlagos lefolyás,  
 $\frac{R_{VA}}{R_{FA}}$ :Lefolyás hányadosa

4.1. táblázat. A Farkas-árok és a Vadkan-árok havi lefolyási adatai 2001-ben

## 4.4. Az evapotranszspiráció alapvízhozamra gyakorolt hatása

Az alapvízhozam napi ritmusát két módszerrel is elemeztük. Az elsőben a hullámzás természetéről, a benne szereplő frekvenciákról kívántunk képet kapni, a másodikban pedig összevetettük az evapotranszspirációval.

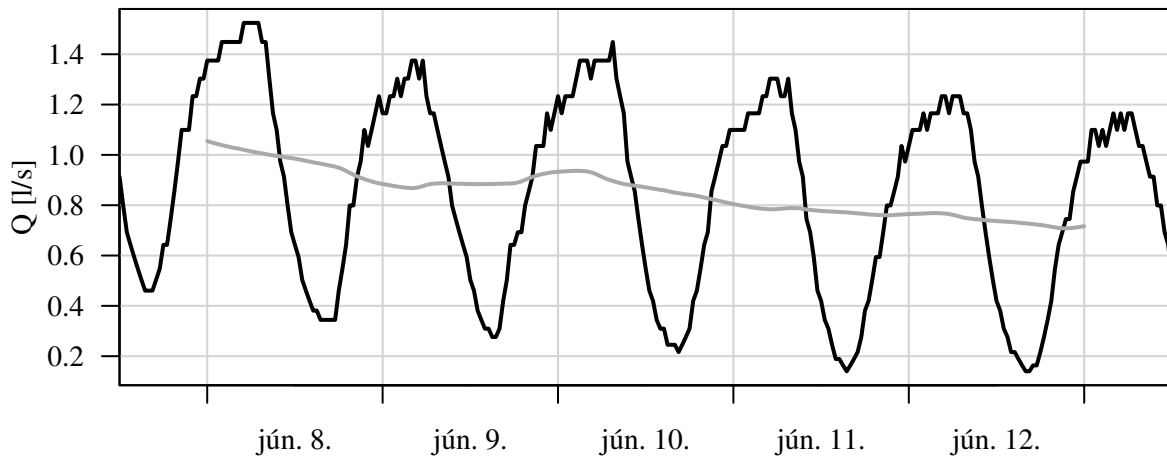
### 4.4.1. Az alapvízhozam napi ritmusának harmonikus elemzése

Az alapvízhozam görbéjének a képét a nyári napokban meghatározza a napi ritmus. A 4.15. ábrára rápillantva nyilvánvaló, hogy az egy napos periodicitás meghatározó. Célszerű megvizsgálni, hogy a napi ritmusnak a 41. oldalon említett, vagy más jelenségből (pl. árapály) származó komponensei vannak-e?

A völgyek kifolyási szelvényénél rögzített vízhozamidősorból öt napnál hosszabb szakaszokat választottunk ki (5. melléklet). Az időszakok nagy része csapadékmentes. Néhány szakaszban a napi ritmus lefutását nem befolyásoló csapadékesemény található. Ezeket a csapadékos rész-idősorokat a szakaszok elemszámának növelése miatt vontuk be a vizsgálatba.

A kiválasztott időszakokban meghatározó a vízgyűjtő kiürülését jellemző trend. A spektrális vizsgálat természete miatt ezt a trendet meg kell határozni és eltávolítani az idősorból.



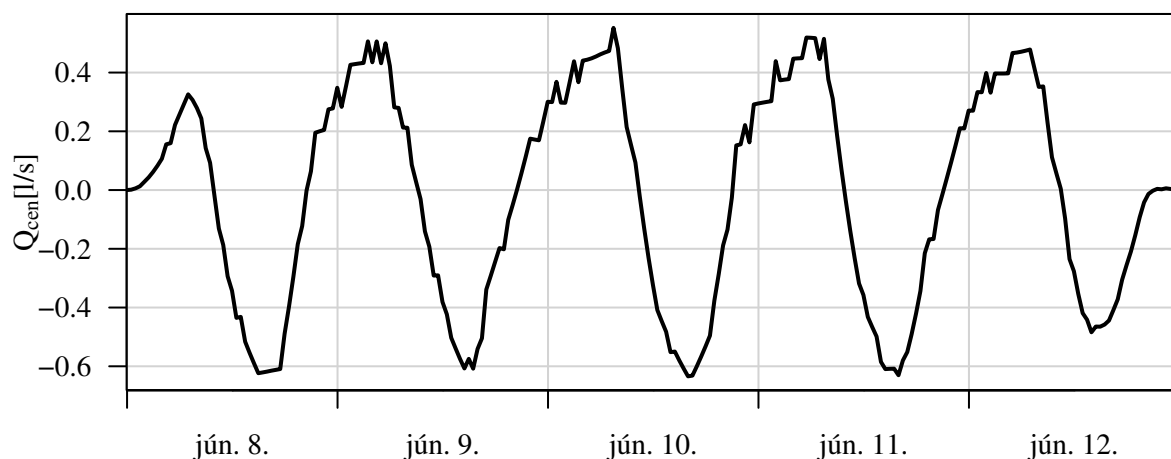


4.15. ábra. A 2003. június 8-12-ig tartó időszak alapvízhozam időszora és a mozgóátlagos trend

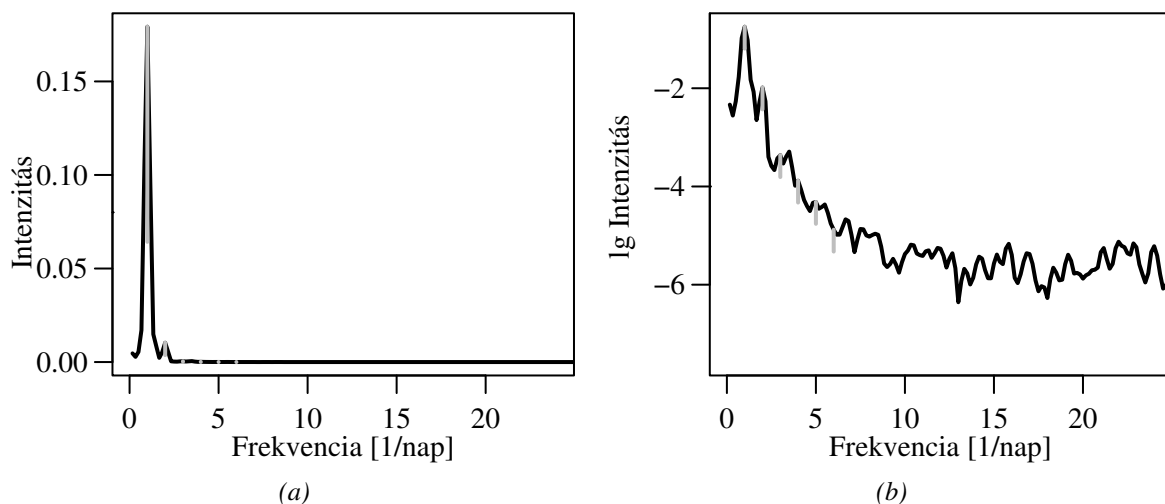
Különben az adatokban a periodogram alacsony frekvenciákat mutató részén egy nagy periódusidejű változásként jelentkezne. A trendet a kiürülést leíró exponenciális görbével is megkíséreltük eltávolítani, de a kiürülés általában nem volt egyenletes, így a trend kivonása után hosszabb távú változások is maradtak az idősorban. Shumway – Stoffer (2000) javaslata alapján egy nem-paraméteres szűrővel, egy nap szélességű mozgóátlaggal határoztam meg az idősor trendjét (4.15. ábra). Ez egy elég éles vágás az idősorban, hiszen aluláteresztő szűrőként az összes 1/napnál nagyobb frekvenciájú változást eltávolítja az időorból. Nekünk azonban éppen erre van szükségünk, hiszen az így előállított trend kivonása után az összes egy naposnál nagyobb periódusidejű komponens eltűnik, amik elsősorban az alapvízhozam hosszabb távú változásának a következményei.

Az R-ben megvalósított gyors Fourier transzformációt végző algoritmus nem érzékeny annyira a transzformálandó idősor elemszámára. Ha az idősor hossza ( $n$ ) 2, 3 vagy 5 hatványainak szorzatából előállítható, akkor gyorsan működik. Törzstényezősen így fel nem bontható idősorok esetén nullákkal ki kell egészíteni a legközelebbi, már felbontható hosszúságúra ( $n'$ ). Az  $n$  és az  $n'$  elemszámokat egyaránt föltüntettük az 5. mellékletben. Ez a kiegészítés nem változtatja meg a periodogramot, csak egy skála mentén eltolja. Célszerű ezt a módosítást úgy elvégezni, hogy a Fourier frekvenciák megegyezzenek az idősor mintavételezése alapján ténylegesen meghatározható frekvenciákkal (1/nap, 2/nap, stb.).

Az elemzés végrehajtása előtt még egy változtatást el kell végezni. Az idősorban meghatározó az egy napos frekvenciájú változás, valamint a kivágott szakaszoknál gyakran előfordul jelentős változás a szakasz elején vagy végén. Ezek miatt használni kell a 42. oldalon bemutatott az idősor két szélét nullába kifuttató eljárást (taper). A fentiek alapján módosított idősor a nullákkal történt kiegészítés elhagyásával a 4.16. ábrán látható.



4.16. ábra. A módosított idősor nulla értékbe kifutó peremekkel

4.17. ábra. A 2005. május 27. – június 1. idősor periodogramja  
(a) eredeti-, (b) és logaritmusos léptékű y tengellyel

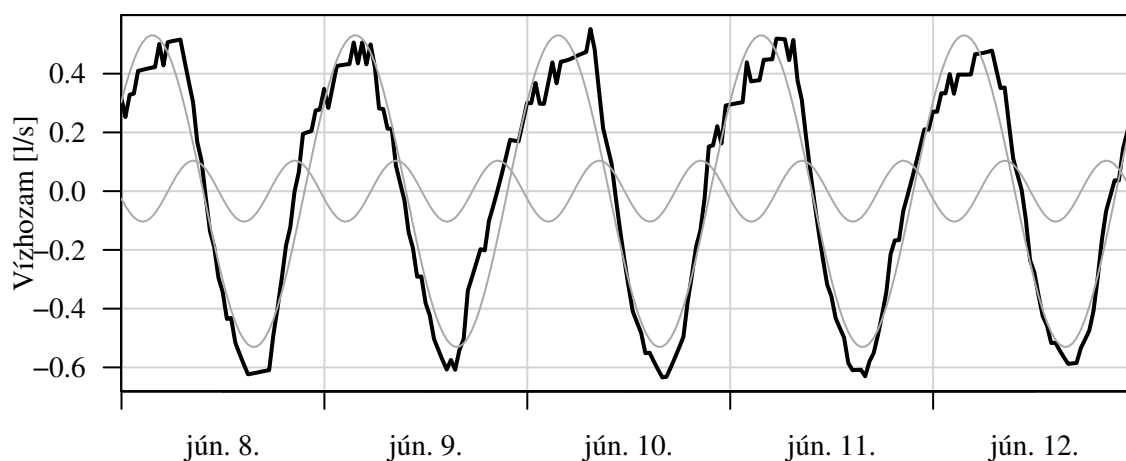
Az előkészített idősor periodikus összetevőit periodogram analízissel határoztam meg. Az elemzett szakaszok közül a 4.17. ábrán 2005. kora nyári idősor periodogramja látható. A logaritmusos léptéket nem alkalmazó 4.17(a). ábrán is jól látható mind a két lényeges; egy-, és fél napos (2 ciklus naponta) periódusidejű komponens, ezek határozzák meg az idősor napi periódusának alakját. A csúcsok nagysága mutatja, hogy a meghatározóbb az egy napos periódusidejű, de nem hanyagolható el a 12 órás összetevő sem. További felharmonikusok tűnnek fel az ábrán 3/nap és 4/nap frekvenciával, azonban ezek nem emelkednek ki jelentősen a környező zajból.

A 43. oldalon található a 2.15. egyenlet alapján az 1/nap frekvenciájú hullámhoz és felharmonikusaihoz 95 %-os konfidencia intervallumokat szerkesztettünk. Minden egyes eset-

ben meghatároztuk a számításhoz szükséges ekvivalens szabadságfokot, amit az egész napokra kiegészített idősorok hosszváltozásával helyesbítettünk. Az így kiszámított értékeket a periodogramokon minden csúcsnál ábrázoltuk. Ha a felhordott konfidencia intervallum alsó határa nem közelítette meg a spektrum alapvonalát, akkor a vizsgált csúcsot szignifikánsnak tekintettük.

Az elemzés alapján megállapítható, hogy a 12 órás periódusidejű komponens statisztikai szempontból csak néhány esetben nem szignifikáns összetevője az alapvízhozam napi ritmusának. A nyolc órás periódus idejű ciklus a Vadkan-árok esetén vizsgált 35 esetből 13-szor szignifikáns, 22-szer nem szignifikáns, a Farkas-árokknál 25 esetből 6-szor szignifikáns 19-szer nem szignifikáns.

Mind a két jellemző hullám esetében meghatároztuk az egyes időszakokhoz tartozó amplitúdókat ( $\gamma$ ) (5. melléklet).

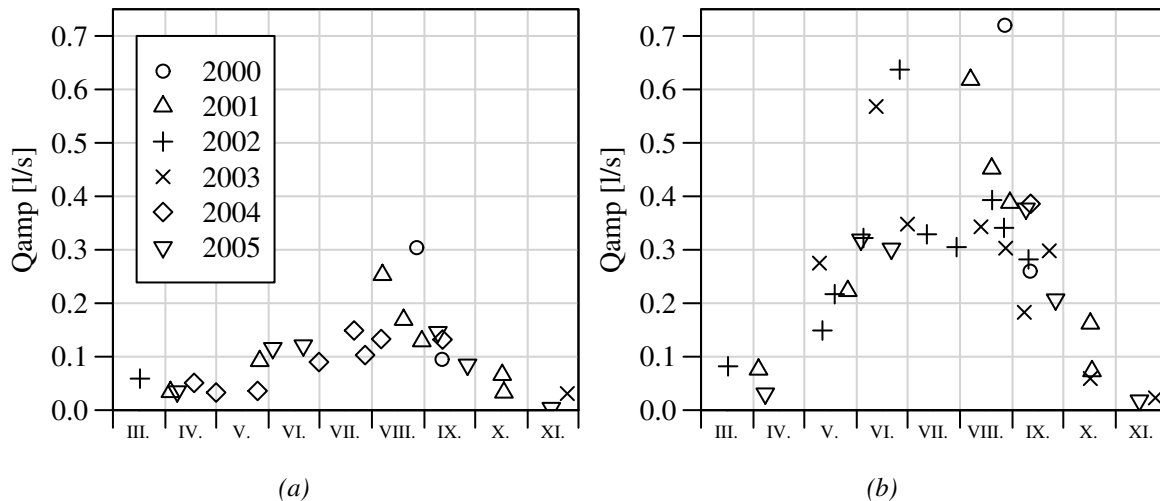


4.18. ábra. A stacioner idősor és a számított 24 és 12 órás periódusok.

A 24 órás ciklus (napi ritmus) az idősor legmeghatározóbb periodikus tagja (4.18. ábra). A 24 órás ciklusú vízhozamváltozás nyári időszakban általában a csapadékesemény utáni 2-3. napon éri el maximális amplitúdóját. Késő tavasszal (május) ez a folyamat 1-2 nappal hosszabb időt vesz igénybe. A vizsgált kora tavaszi és az őszi időszakban nem volt kimutatható az előbbi jelenség.

A 12 órás periódus is egy lényeges jellemző mindkét vízgyűjtő esetében. Amplitúdója kb. fele-ötöde a 24h-ás periódus értékének. Kora tavasztól-nyár közepéig fokozatosan csökken, majd ősszel ismét növekszik a jelentősége a 24 órás periódushoz képest. Ez a 12 órás periódus esetünkben a napi periódus egy harmonikusa lehet, ami a hullám szabályos torzulásából eredhet. Ezt bizonyítja a 4.18. ábra is, amelyen jól látható, hogy a 24 és 12 órás periódusidejű görbék között fáziseltolás van.

A 4.19. ábra az alapvízhozam napi változásának amplitúdóját mutatja. Jól megfigyelhető, hogy a vegetációs időszak kezdetén és végén nagyon kis amplitúdó érték mutatható ki. 2002 március elején a magasabb érték a téli típusú napi változásból származik. A két völgyet összevetve megállapítható, hogy a Farkas árok amplitúdói jóval a Vadkan-ároké alatt maradnak.



4.19. ábra. Az amplitúdó változása a vegetációs időszakban (a) Farkas-árok, (b) Vadkan-árok

#### 4.4.2. Az alapvízhozam napi ritmusa és az evapotranszpiráció kapcsolata

A fent bemutatott elemzésekkel bizonyítottuk, hogy a patak vízhozamának napi változása a vizsgált kisvízgyűjtőkben az evapotranszpiráció által meghatározott a vegetációs időszakban. Az evapotranszpiráció hatásainak számszerűsítésére egy vizsgálatot végeztünk. Bond et al. (2002) módszere alapján a patak vízhozamából elpárologtatott vízmennyiséget megbecsültük a napi változás adatainak segítségével. Az adatsorból meghatározható az általuk hiányzó vízhozamnak ( $Q_{miss}$ ) elnevezett mennyiség. Ezt a patak közelében lévő fák veszik fel, amelyek gyökereikkel az ott szivárgó vizet elérik.

A vegetáció által felhasznált vízmennyiség becslése más módszerrel is elvégezhető. A rendelkezésre álló adatok alapján dolgozó modelleket összehasonlítottuk. Legmegfelelőbbnek a 2.2.4. szakaszban bemutatott, Penman-Monteith egyenlet tűnt. Segítségével a rendelkezésre álló adatok felbontásának függvényében kisebb időlépésekben megbecsülhető az aktuális evapotranszpiráció. Ehhez az elemzéshez a szükséges meteorológiai adatok 2001-ben rendelkezésre álltak. Ebben az évben a Vadkan-árok vízgyűjtője déli határának közelében

erdei klímaállomás működött (Vig 2002), melynek méréseit vonatkoztattuk a völgyfenéki égeresekre. A klímaállomás érzékelői több szintben mérték a meteorológiai paramétereket. A számításhoz korona felszín fölött mért sugárzási egyenleget ( $R_n$ ), a koronatérben a referencia magasság ( $z$ ) közelében mért szélesebséget ( $v$ ), hőmérsékletet ( $t$ ) és relatív nedvességet ( $h$ ) használtuk fel (4.20. ábra).

A két adat; a teljes vízgyűjtőre vonatkozó hiányzó vízmennyiség és a területegységre vonatkozó evapotranszspiráció segítségével becsülhető a patakvizet elpárologtató növényzet területe.

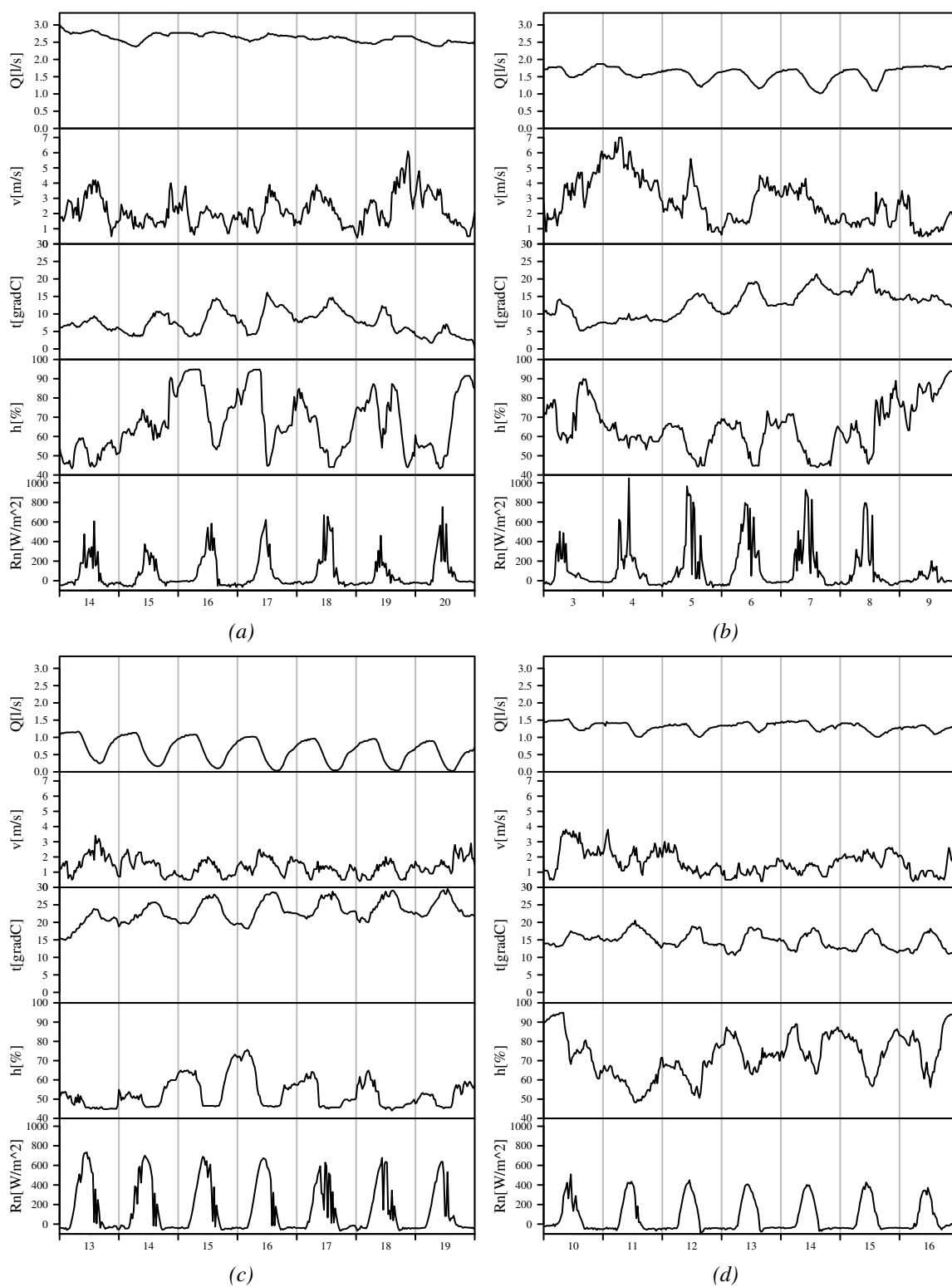
A vizsgálat első lépéseként meghatároztuk azokat az időszakokat, amikor az összes adatgyűjtő minden szenzora működött. Az így kapott időszakokat áttekintve a napi ritmus egyes típusaira jellemző vízjárást mutató csapadékmentes szakaszokat kerestem. A rendelkezésre álló adatok alapján nyolc darab hét napos időszakot határoltam le. Az egyes időszakokat a 4.2. táblázatban foglaltam össze, amelyben feltüntettem, hogy az adott időszak grafikonja hol található meg a dolgozatban.

Időszak	Ábra
március 14–21.	4.20(a). ábra
április 10–17.	6. melléklet
június 3–10	4.20(b). ábra
július 25–aug. 1.	6. melléklet
augusztus 13–20.	4.20(c). ábra
szeptember 7–14.	6. melléklet
október 10–17.	4.20(d). ábra
november 3–10.	6. melléklet

4.2. táblázat. A kiválasztott recessziós periódusok

A hiányzó vízhozam meghatározásakor azzal a feltételezéssel élünk, hogy a hajnali órákban mért vízhozam maximum az evapotranszspirációtól kevésbé befolyásolt. Ezeket a pontokat megkeresve és összekötve a hiányzó vízhozam görbéit előállíthatjuk. Természetesen ez hibát hordoz magával, hiszen a vegetáció éjszaka is párologtat vizet, bár jóval kevesebbet. Ebben a vizsgálatban azonban nem lehet megbecsülni, hogy a maximumok értékét mennyivel lehet megnövelni.

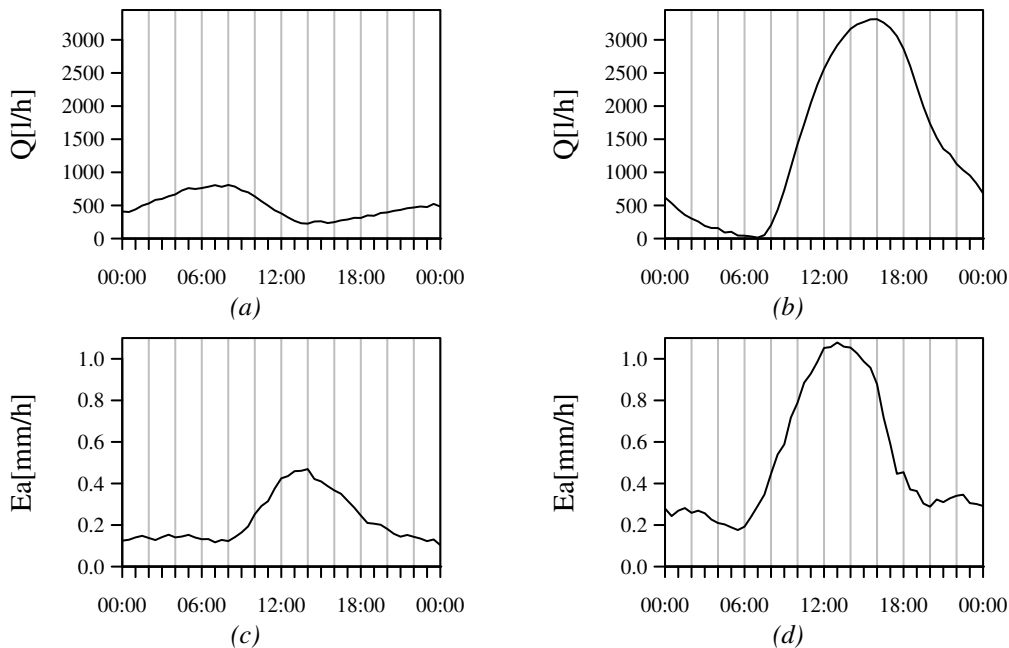
Bond et al. (2002) a maximumokat egyszerű lineáris függvénnyel közbesítette. Mivel a vízhozam változása, a kiürülési görbe önmagában sem lineáris, és a periódusok vizsgálatánál láthattuk, hogy a recessziós időszak egy egyszerűbb eljárással is csak közelíthető, ezért esetünkben a napi maximumok pontjait egy spline függvénnyel kötöttük össze, ami biztosítja, hogy minden ponton átmenjen a görbe vonal és az esetleges töréseket ívekkel helyettesíti, ami a valóságos változásokat jobban közelíti.



4.20. ábra. Jellemző szakaszok az evapotranszpiráció számításához

(a) március 14–21., (b) június 3–10., (c) augusztus 13–20., (d) október 10–17. közötti időszakok  
 $R_n$ : sugárzási egyenleg,  $h$ : relatív nedvesség,  $t$ : hőmérséklet,  $v$ : szélesség,  $Q$ : vízhozam

A pontokra húzott burkológörbe és a vízhozam aktuális értéke között képeztünk különbséget. Ez a különbség azonban az egyes napokon, az aznapi időjárástól befolyásoltan kisebb-nagyobb változatosságot mutatott. Mivel nekünk a kiválasztott hét napra jellemző, átlagos hullámra volt szükségünk, ezért a napokat a napi ritmus egy-egy független reprezentációjának tekintettük és képeztünk belőlük egy átlag napot, kumuláltunk az adatokat (4.21(a) és (b). ábrák, valamint a 6. melléklet).



4.21. ábra. A hiányzó vízhozam ((a) és (b)) és a számított aktuális evapotranszpiráció ((c) és (d)) napi lefutása (bal oldali oszlop: március 14–21., jobb oldali oszlop: augusztus 13–20.)

A kiválasztott időszakokra vonatkozóan becsültük, helyi állományklíma adatokból, a fás vegetációval fedett patak-menti terület aktuális evapotranszpirációját a Penman-Monteith módszerrel. Mivel nagy (fél órás) időbeli felbontású meteorológiai adatok (4.20. ábra és 6. melléklet) álltak rendelkezésünkre az egyenletet alkalmazhattuk az evapotranszpiráció napon belüli változásának modellezésére (Beven 2001). Az így kapott idősort a vízhozam idősorhoz hasonlóan kumuláltuk (4.21(c) és (d) . ábrák, valamint a 6. melléklet).

A 4.21. ábrára rápillantva jól láthatóak az ott bemutatott kora tavaszi-, és a nyár végi, hiányzó vízhozam ( $Q_{miss}$ ) és számított evapotranszpirációs ( $E_a$ ) idősorok összefüggésében a két időszak között fennálló különbség. A bal oldali oszlopon látható tavaszi idősnél jól megfigyelhető, hogy a modellezett evapotranszpirációs adatokkal teljesen ellentétes fázisban jár, a hőmérséklettel erős negatív korrelációja. Ez a korábban bemutatott fagypont közeli hőmérséklet okozta napi változás.

Ha összevetjük a 4.20(a). ábrán közölt referencia magasságban mért hőmérséklet adatsorral látható, hogy a mért adatsorokon éjszaka sem süllyed fagypontra alá a hőmérséklet. Ennek ellenére a meglévő hullámozás kialakulhat, mivel az északi kitettség, illetve a vízgyűjtők meredek lejtői következtében (3.1. táblázat) kisebb a völgyfenék benapozottsága. A kisebb energia bevétel miatt ott lassabban indul meg az olvadás, és a völgyhatás miatt kevésbé melegszik fel a talaj, mint a jobban benapozott, vízválasztóhoz közelebb fekvő klímaállomáson.

A nyári időszak adatsorait összevetve jól láthatjuk, hogy az akutális evapotranszpiráció változását az alapvízhozam változás eltolással követi. A két adatsor között fennálló kapcsolat szoros (4.3. táblázat).

Az egész vízgyűjtőre vonatkozó hiányzó vízhozam (4.21(a) és 6. melléklet nyári típusú mutató ábrái) és az egy négyzetméterre vonatkozó számított aktuális evapotranszpiráció (4.21(d). ábra és a 6. melléklet) értékeit a maximális keresztkorrelációra összetoltuk, hogy az összefüggés vizsgálatánál ne torzítsa a patak vízhozam változásának késéséből származó autokorrelált hiba.

Dátum	Adattípus	$t_{max}$	$t_{min}$	$\gamma$	$R^2$	$\phi$
III. 14.- III. 20.	Qmiss	8:00	14:00	584	-0,83	-6,5
	Ea	14:00	0:00	0.37		
IV. 10.- IV. 16.	Qmiss	5:00	14:30	765	-0,76	-6,5
	Ea	15:00	4:30	0.31		
VI. 03.- VI. 09.	Qmiss	15:00	5:30	1491	0,83	3
	Ea	10:30	21:30	0.51		
VII. 25.- VII. 31.	Qmiss	15:30	5:30	3387	0,92	1,5
	Ea	14:00	0:00	0.77		
VIII. 13.- VIII. 19.	Qmiss	16:00	7:00	3298	0,92	2
	Ea	13:00	5:30	0.9		
IX. 07.- IX. 13.	Qmiss	15:00	7:00	1605	0,95	1,5
	Ea	12:00	3:00	0.41		
X. 10.- X. 16.	Qmiss	15:00	8:30	1137	0,95	2,5
	Ea	12:30	6:30	0.48		
XI. 03.- XI. 09.	Qmiss	23:30	14:30	345	-0,86	-6,5
	Ea	13:30	19:00	0.16		

4.3. táblázat. A vizsgált időszakok és jellemző adataik

( $Q_{miss}$  hiányzó vízhozam,  $E_a$  aktuális evapotranszpiráció,  $t_{max}$  Max. ideje,  $t_{min}$  Min. ideje,  $\gamma$  amplitúdó,  $R^2$  meghatározottsági együttható,  $\phi$  fáziseltolás )

Az adatok alapján lehetőségünk nyílt a transzspiráció- és a jellemző napi lefolyás mintázata közötti fáziseltolások meghatározására is a 2001. év különböző időszakaiban (4.3. táblázat). Az összetartozó időpontok értékeinek felhasználásával a vegetációs időszakban



becsülhető a lefolyás mintázatának módosításban aktívan részt vevő patak-menti vegetáció területi kiterjedése (4.4. táblázat). A hidegvíz-völgyi kisvízgyűjtőkben ez a becslés azonban jelentős szabályos hibával terhelt, mivel a patakmeder kavicsos anyagában a vízmozgásról nem állnak mérési eredmények a rendelkezésünkre, így egy minimum értéként veendő figyelembe a későbbi vizsgálatoknál.

Dátum	Terület [m <sup>2</sup> ]
VI. 03. – VI. 09.	3291
VII. 25. – VII. 31.	4546
VIII. 13. – VIII. 19.	3696
IX. 07. – IX. 13.	3802
X. 10. – X. 16.	2269

4.4. táblázat. A napi változást okozó növényfelület

A vizsgált időszakokban sikerült kimutatni az irodalomból ismert, a fás vegetáció párologtatása okozta napi alapvízhozam ingadozást. A „hiányzó” vízhozam és az aktuális evapotranszpiráció pontthalmazára illesztett regressziós egyenes iránytangense alapján becsültük a patak vízhozamát befolyásoló, fás növényzet borította területeket (4.4. táblázat). A patak közelében a talajvizet elérő fás növényzet párologtatása a vegetációs időszakon belül nem tekinthető konstansnak. A változás és dinamikájának pontosabb megértéséhez, további következtetések levonásához több alapvízhozamos időszakot kell kiértékelni, valamint becsülni a tényleges vízfelhasználást és annak időbeliségét (pl. a 2005. végén üzembehelyezett potenciometriás elvű fanedv-áramlás méréssel).

# Összefoglalás

A kisvízgyűjtők hidrológiai szempontból a behatásokra gyorsan reagáló érzékeny rendszerek. A csapadékeseménnyel szinte egyidőben növekszik vízfolyásuk vízhozama, s még a növényi párologtatás intenzitásának változásai is kimutathatók a mérési adatsorokat elemezve. A gyors változások miatt a kisvízgyűjtőket nagy időbeli felbontással célszerű vizsgálni. A lejátszódó folyamatok összetettsége miatt törekedni kell arra, hogy minél hosszabb megfigyelési időszakok álljanak az elemző megfigyelésére. Ez a kettős feltételrendszer jól dokumentált kísérleti vízgyűjtők működtetésével teljesíthető. A gyors változások megfigyelése miatt alkalmazandó nagy adatgyűjtési frekvencia, a több éves adatsorok nagy adattömeget eredményeznek, melyek elemzése, kezelése csak megfelelő eszközökkel lehetséges.

A dolgozatban a hidegvíz-völgyi kutatási terület két szomszédos erdővel borított kisvízgyűjtőjének folyamatait vizsgáltuk és jellemeztük a rendelkezésre álló öt év lefolyási-, és meteorológiai idősorai alapján. A nagy időbeli felbontású adatok kezelésére az R szabadon terjeszthető objektum-orientált adatfeldolgozó szoftvert választottuk. A szoftver idősor objektum osztályain alapuló rendszert fejlesztettünk ki, amely a hidegvíz-völgyi kutatási terület folyamatosan gyűlő mérési eredményeinek keretrendszerét adja, benne a nagy frekvenciával észlelt adatsorok gazdaságosan tárolhatók és feldolgozhatók. Az ezen nyugvó, grafikus kontrollt tartalmazó adatfeldolgozási eljárás lehetővé teszi a hibák könnyebb javítását, a többféle adat hatékony együttes kezelését. Az árhullámok csapadékeseményen alapuló nyilvántartási rendszere segíti az adatok között az egyértelmű tájékozódást. A kifejlesztett keretrendszer nagy előnye, hogy az adatok konverziója nélkül lehetőség nyílik a dolgozatban bemutatott elemzések, vizsgálatok elvégzésére.

Az adatokat számtalan hiba terheli. A feldolgozás során az egyik problémát a bukók kádjaiban lengő víz okozta. Ezt az idősorra rakódó zajt simítási módszerek alkalmazásával távolítottuk el az adatsorból. Megvizsgáltuk néhány simítási technika alkalmazhatóságát a nagy frekvenciával észlelt vízhozam idősorok előfeldolgozása során. Megállapítottuk, hogy a bemutatott simítási technikák közül a súlyozható nem paraméteres simításokkal jó eredményeket lehet elérni.

A simított idősorokat szeparáltuk csapadék keltette árhullám és a vízgyűjtő kiürüléséből származó alapvíz idősorokra. Szeparálásra a hagyományos kézi eljárást és a Lyne-Hollick féle egyparaméteres digitális szűrőt használtuk. A vízhozam napi periodicitású változása a digitális szűrő használatát megnehezíti, mivel a napi hullámokat is nagyobb frekvenciájú jelként (kisebb árhullámként) értelmezi az algoritmus, tehát leszeparálja. A jelenség kiküszöbölésére a napi változáshoz igazodóan újramintavételeztük az idősort, amellyel kiejtettük a növényi párologtatás keltette hullámokat. A szeparált rész-idősorok újrafűzésével nagyobb időbeli felbontással kaptuk eredményül az alapvíz-hozam nélküli árhullámokat. A szeparált idősorok alapján megállapítható, hogy a két vízgyűjtő alapvízhozama másfélszeres különbséget mutat, de a közvetlen lefolyás szempontjából azonosnak tekinthető. Ennek oka részben a vízgyűjtők alakjára, részben pedig az eltérő vegetációra vezethető vissza.

Az árhullámok apadó ágát a vízhozam idősorok differenciáit használó eljárás segítségével vizsgáltuk, amely a zaj miatt a nyers adatokon nem alkalmazható. Az alkalmazott simítás mellett további javulás érhető el az adatsorok feldogozásánál a változó időlépést használó feldolgozási módszer segítségével. A területről ehhez a vizsgálatához még nem áll rendelkezésre elegendő adat.

Az elvégzett elemzések alapján elmondható, hogy az általában jellemző évszakos változás mellett nagyon erősen jelenik meg a vizsgált kisvízgyűjtőkben a napi vízhozam változás. Az alapvízhozam e periodikus hullámzását spektrális analízissel összetevőire bontottuk. A kiszámított periodogramok alapján megállapítottuk, hogy a napi ritmust elsődlegesen meghatározó egy napos frekvencia mellett még szignifikánsan jelen van egy fél napos összetevő is, amely eredete a hullám torzulására vezethető vissza.

A hasonló hullámokat okozó fagyás-olvadás jelenség is tapasztalható a tavaszi időszakban a területen. Az irodalomból a napi változás okozójaként megnevezett árapály és evapotranszpirációs adatokkal összevetve megállapítható, hogy a Farkas- és Vadkan-árokban a napi változás elsődleges kiváltója a patak menti növényzet párologtatása. A napi változás hullámait elemezve tapasztalható az év folyamán az amplitúdó növekedése, majd csökkenése.

A nagy felbontású vízhozam idősorból meghatározható az evapotranszpiráció okozta hiányzó vízmennyiség. Az irodalomban korábban ennek meghatározásához lineáris interpolációt alkalmaztak. Jelen dolgozatban spline függvényvel történő közelítést használtunk. Az energiamérlegben alapuló Penman-Monteith modellel számított evapotranszpiráció értékekkel összevetve a hiányzó vízhozam adatsorokat, keresztkorreláció alkalmazásával meghatároztuk az időeltolást a két adatsor között, ami az amplitúdóhoz hasonlóan változott.

# Tézisek

I. A szerző kifejlesztett egy, az R szabadon terjeszthető objektum-orientált adatfeldolgozó szoftver idősor objektum osztályain nyugvó adatrendszert, amely a hidegvíz-völgyi kutatási terület folyamatosan gyűlő mérési eredményeinek keretrendszerét adja.

Az adatrendszeren nyugvó, grafikus kontrollt tartalmazó előfeldolgozási eljárás lehetővé teszi a hibák könnyebb javítását. A szerző algoritmusokat dolgozott ki a többféle adat hatékony együttes kezelésére.

Kidolgozta az árhullámok csapadékeseményen alapuló nyilvántartási rendszerét, amely segítségével azok a dokumentumokba egyszerűen beilleszthetők.

A szerző által fejlesztett szoftvereszközök segítségével javult az adatfeldolgozás hatékonysága, így lehetővé vált a kutatási területen újabb nagyfrekvenciájú adatgyűjtők üzembe helyezése.

Ebben a keretrendszerben az adatok konverziója nélkül lehetőség nyílik a dolgozatban bemutatott elemzések, vizsgálatok elvégzésére.

II. A szerző több módszerrel vizsgálta a vizsgált kisvízgyűjtőkön mért árhullámok lecsengő ágát. Megállapította, hogy a vízhozam idősorok deriváltjait használó eljárások a zaj miatt a nyers adatokon nem alkalmazhatók.

A bukók kádjaiban lengő víz okozta hibát simítási módszerek alkalmazásával eltávolította az adatsorokból. További javulást ért el az adtsorok feldolgozásánál az irodalomból megismert változó időlépést alkalmazó feldolgozási módszer segítségével.

A lineáris tározó modell segítségével meghatározta a vízgyűjtőben az átlagos tartózkodási időt, amely segítségével becsülte a vízgyűjtőre jellemző szivárgási tényezőt.

III. Több módszer alkalmazásával szeparálta a vízhozam adatsort. Megállapította, hogy a hidrológiában árhullám szeparálásra használt egyparaméteres digitális filter a nagyfelbontású adatokon változtatás nélkül nem alkalmazható. A módszer továbbfejlesztését az idősor napi újramintavételezésével kísérte meg.

A szeparált vízhozam adatsorok alapján megvizsgálta a vízgyűjtőkben a lefolyási hányad változásait.

IV. Az alapvízhozam napi periodicitású hullámzását spektrális analízissel összetevőire bontotta. A kiszámított periodogramok alapján meghatározta a napi ritmus összetevőit.

Kimutatta, hogy a napi ritmust elsődlegesen meghatározó egy napos frekvencia mellett még szignifikánsan jelen van egy fél napos összetevő is. A magasabb felharmonikusok a hullám kialakításában nem játszanak jelentős szerepet.

Más adatokkal összevetve megállapította, hogy a Farkas- és Vadkan-árokban a napi vízhozam változás elsődleges kiváltója a patak menti növényzet párologtatása.

V. A szerző meghatározta az evapotranszpiráció okozta hiányzó vízhozamot az irodalomból ismert és általa továbbfejlesztett módszer segítségével.

Az energiamérlegen alapuló modellel számított evapotranszpiráció értékeket összevetette a hiányzó vízhozam adatsorokkal. Keresztkorreláció alkalmazásával meghatározta az időeltolódást a két adatsor között.

A maximális keresztkorrelációba tolt adatképek sztochasztikus összefüggését lineáris regresszió segítségével számszerűsítette. Az elemzés alapján becsülhető a patak vízhozam változását közvetlenül okozó növényzati területi kiterjedése.

# Irodalomjegyzék

- Andréassian, Vazken: Waters and forests: from historical controversy to scientific debate. *Journal of Hydrology*, 291:1–27, 2004.
- Bánky Gyula: A kishánai eróziómérő állomás három évi munkásságának eredményei. *Erdészeti Kutatások*, 6(3. szám):139–164, 1959.
- Bellér Péter: Meszezési kísérletek a Soproni-hegységben. Kutatási jelentés, Soproni Egyetem, Sopron, 1996.
- Beven, Keith J.: Uniqueness of place and process representations in hydrological modelling. *Hydrology and Earth System Sciences*, 4(2):203–213, 2000.
- Beven, Keith J.: *Rainfall-runoff modelling: the primer*. Wiley, West Sussex (England), 2001.
- Bond, Barbara J. – Jones, Julia A. – Moore, Georgianne – Phillips, Nathan – Post, David – McDonnell, Jeffrey J.: The zone of vegetation influence on baseflow revealed by diel patterns of streamflow and vegetation water use in a headwater basin. *Hydrological Processes*, 16(8):1671–1677, 2002.
- Bormann, F. H. – Likens, G. E.: *Pattern and Process in a Forested Ecosystem*. Springer, New York, 1979.
- Bosch, J. M. – Hewlett, John D.: A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. *Journal of Hydrology*, 55:3–23, 1982.
- Brutsaert, Wilfried: *Hydrology: An Introduction*. Cambridge, 2005. ISBN -13 978-0-521-82479-8.
- Brutsaert, Wilfried – Lopez, James P.: Basin-scale geohydrologic drought flow features of riparian aquifers in the southern Great Plains. *Water Resources Research*, 34(2):233–240, 1998.
- Brutsaert, Wilfried – Nieber, John L.: Regionalized drought flow hydrographs from a mature glaciated plateau. *Water Resources Research*, 13(3):637–643, 1977.
- Chapman, Tom G.: Comment on "Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses" by R. J. Nathan and T. A. McMahon. *Water Resources Research*, 27(7):1783–1784, 1991.
- Cleveland, William S. – Grosse, Eric – Shyu, Ming-Jen: *A Package of C and Fortran Routines for Fitting Local Regression Models*, 1992. URL <http://www.netlib.org/a/>.
- Csermák Béla: Kisvízfolyások árvízhozamának számítása. In *Beszámoló a VITUKI 1954. évi munkájáról*. VITUKI, 1957.

- Danszky István et al.: Magyarország erdőgazdasági tájainak erdőfelújítási, erdőtelepítési irányelvei és eljárásai. In Danszky István, editor, *Nyugat-Dunántúl erdőgazdasági tájcsoport*, volume I, chapter 48., pages 443–528. Országos Erdészeti Főigazgatóság, 1963.
- DATAQUA Elektronikai Kft.: *Dataqua DLC-MDU-P DA-23 típusú vízszintregisztráló műszer*, 1998.
- DATAQUA Elektronikai Kft.: *Dataqua AQUACOM.EXE Programleírás*, 2000.
- di Stefano, Costanza – Ferro, Vito – Palazzolo, Eristanna – Panno, Michele: Sediment delivery processes and chemical transport in a small forested basin. *Hidrological Sciences-Journal*, 50(4): 697–712, 2005.
- Domokos Miklós: A Vízrajzi Intézet hidrológiai kísérleti és táj jellemző területeinek múltja és jövője. *Vízügyi Közlemények*, LXV.(1. füzet):1–10, 1980.
- Domokos Miklós – Kovács György: Kísérleti vízgyűjtőn meghatározott csapadék–lefolyás kapcsolat regionális általánosítása. *Hidrológiai Közöny*, 63(3):107–113, 1983.
- Dub, Oto: Experimental and representative basins in Czechoslovakia. In *Representative and Experimental Areas*, number 66 in Red Books, pages 131–140, Gentbrugge, 1965. IAHS.
- Dunne, T. – Moore, T. R. – Taylor, C. H.: Recognition and prediction of runoff-producing zones in humid regions. *Hydrological Sciences Bulletin*, 20:305–327, 1975.
- Eckhardt, Klaus: How to construct recursive digital filters for baseflow separation. *Hydrological Processes*, 19(2):507–515, 2005.
- Federer, C. Anthony: Forest transpiration greatly speeds streamflow recession. *Water Resources Research*, 9(6):1599–1604, 1973.
- Firbás Oszkár: A soproni hegyvidék vízrendezésének vizsgálata. Szakmérnöki diplomatervezés, Erdészeti és Faipari Egyetem, Sopron, 1978.
- Firbás Oszkár: A Soproni Hegység védetté nyilvánításának kezdeteiről és a vízrajzi kutatások megindulásáról. *Soproni Műhely*, 4, 1998.
- Führer Ernő: Intercepció meghatározása bükk, kocsánytalan tölgy és lucfenyő erdőben. *Vízügyi Közlemények*, LXXIV.(3. füzet):281–294, 1992.
- Führer Ernő: Csapadékmérések bükkös, kocsánytalan tölgyes és lucfenyves ökoszisztémában. *Erdészeti Kutatások*, 84:11–35, 1994.
- Gillyén József: Hidrológiai tanulmányok a Gladna-patak, Szernye-mocsár és a Ferenc-csatorna jobbparti-delta lecsapoló társulat területén. *Vízügyi Közlemények*, XXVII., 1910.
- Goda László: *A műszaki hidrológia programcsomag statisztikai alrendszerének használata*, 1998.
- Graham, Glenn: Synchronizing networks with NTP. *The O'Reilly Network*, 2003. URL <http://www.oreillynet.com/pub/a/linux/2003/01/02/ntp.html>.
- Gribovszki Zoltán: *Erdősült kisvízgyűjtők vízfolyásainak hordalékszállítására (Vizsgálatok két soproni kisvízgyűjtőn)*. Doktori (PhD) értekezés, Nyugat-Magyarországi Egyetem, Sopron, 2000.

- Gulyás Gyula: A Tanulmányi Állami Erdőgazdaság Vadkan-árokai vízgyűjtőjének vizsgálata vízgazdálkodási szempontból. Diplomaterv, Erdészeti és Faipari Egyetem, Sopron, 1992.
- Hayashi, Yuki – Ken'ichirou, Kosugi – Mizuyama, Takahisa: Changes in pore size distribution and hydraulic properties of forest soil resulting from structural development. *Journal of Hydrology*, 2006.
- Hazslinszky Tamás: Az erdő szerepe a hidrológiai körfolyamatban. *Vízügyi Közlemények*, LVIII.(2. füzet):295–301, 1976.
- Heal, K. V. – Stidson, R. T. – Dickey, C. A. – Cape, J. N. – Heal, M. R.: New data for water losses from mature Sitka spruce plantations in temperate upland catchments. *Hidrological Sciences-Journal*, 49(3):447–493, 2004.
- Helvey, J. D. – Swank, W. T.: Reduction of streamflow increases following regrowth of clearcut hardwood forests. In *Symposium on the results of research on representative and experimental basins*. IAHS-Unesco, 1970.
- Hewlett, John D.: *Principles of forest hydrology*. University of Georgia Press, Athens, Georgia, Rev. ed. of: An outline of forest hydrology edition, 1982.
- Hewlett, John D. – Hibbert, Alden R.: Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. In Sopper, William E. – Lull, Howard W., editors, *International symposium on forest hydrology*, pages 275–290. Pergamon, 1967.
- Horváth Emil: Szélsőséges hidrológiai események rekonstruálása feltáratlan kisvízgyűjtőkön. *Vízügyi Közlemények*, LXXXI.(3. füzet):486–498, 1999.
- Hughes, Denis A. – Hannart, Pauline – Watkins, Deidre: Continuous baseflow separation from time series of daily and monthly streamflow data. *Water SA*, 29(1):43–48, 2003. ISSN 0278-4738. URL [www.wrc.org.za](http://www.wrc.org.za).
- Járó Zoltán: A hazai erdők vízfogyasztása. *Agrártudományi Közlemények*, 40:353–356, 1981.
- Járó Zoltán: Az erdő vízforgalma. *Az Erdő*, 8:352–355, 1989.
- Kárpáti László: Adatok sopron környékének geomorfológiájához. *Földrajzi Értesítő*, IV(3):21–40, 1955.
- Kenessey Béla: Az árvizek számítása csapadékból. *Vízügyi Közlemények*, X.:86–115, 1928.
- Ketskemény László – Izsó Lajos: *Az SPSS for Windows programrendszer alapjai*. SPSS Partner Bt., 1996.
- Kisházi Péter – Ivancsics Jenő: Sopron környéki üledékek összefoglaló földtani értékelése (ottnangiéntől a holocénig; morfológia). Technical report, Központi Bányászati Fejlesztési Intézet Petrográfia, Sopron, 1981-1985.
- Kontur István – Koris Kálmán – Winter János: *Hidrológiai számítások*. Linograf, Gödöllő, 3. javított és bővített edition, 2003. ISBN 963 05 6502 1.



- Koppán András – Szarka László – Wesztergom Viktor: Élő fa életfolyamatainak tükröződése a törzsön mért elektromos potenciálkülönbségekben. *Soproni Egyetem Tudományos Közleményei*, 46:17–23, 2000. ISSN 0209-9306.
- Koris Kálmán: A hazai hegy- és dombvidéki kisvízgyűjtők árvízhozamainak meghatározása. *Vízügyi Közlemények*, LXXXIV.(1. füzet):64–77, 2002.
- Koris Kálmán – Winter János: Az 1999. évi nyári rendkívüli árvizek a Mátra és a Bükk déli vízgyűjtőin. *Vízügyi Közlemények*, LXXXII.(2. füzet):199–219, 2000.
- Kovács György – Domokos Miklós: Segédletek a dunántúli kisvízfolyások szélsőséges vízhozamainak becslésére. *Vízügyi Közlemények*, LXVI.(4. füzet):573–585, 1984.
- Krajewski, Witold F. – Ciach, Grzegorz J. – Habib, Emad: An analysis of small-scale rainfall variability in different climatic regimes. *Hydrological Sciences-Journal*, 48(2):151–162, 2003.
- Kucsara Mihály, editor: *Hidegvízvölgyi Hidrometeorológiai Mérőállomás (HMM) 1993. évi adatai*. EFE Jegyzetsokszorosító, Sopron, 1994.
- Kucsara Mihály: *Csapadék és lefolyás erdészeti kisvízgyűjtőn*. Doktori értekezés, Erdészeti és Faipari Egyetem, Sopron, 1996.
- Kucsara Mihály: Az erdő csapadékviszonyainak vizsgálata. *Vízügyi Közlemények*, LXXX.(3. füzet):456–477, 1998.
- Kucsara Mihály: A hidegvíz-völgyi erdészeti hidrológiai kutatóhely. *Hidrológiai Tájékoztató*, pages 21–23, 2003.
- Kucsara Mihály – Mentés Gyula – Vig Péter: Erdei patak vízhozamának mérése bukóval. *Soproni Egyetem Tudományos Közleményei* 46, Soproni Egyetem, 2000.
- Kucsara Mihály – Vig Péter: A csapadék-lefolyás alakulása erdészeti kisvízgyűjtőn. *Vízügyi Közlemények*, LXXV.(2. füzet):186–191, 1993.
- Lászlóffy Woldemár: Az erdő és a tarvágás összehasonlító hidrológiai vizsgálata. *Vízügyi Közlemények*, 3:427–432, 1959.
- Lee, Richard: *Forest hydrology*. Columbia University Press, New York, 1980.
- Mackay, S. M. – Cornish, P. M.: Effects of wildfire and logging on the hydrology of small catchments near Eden, New South Wales. In *Proceedings of first national symposium on forest hydrology*, pages 111–117, Melbourne, Australia, 1982.
- Madas András: Az erdőgazdálkodás hatása és jelentősége az árvizek kialakulására. In Majer Antal – Kovács István, editors, *Erdő és Víz*, pages 12–22. MTA VEAB Erdészeti Szakbizottság, Erdészeti és Faipari Egyetem, Sopron, 1981.
- Martos András: Sopronkörnyéki erdők csapadékeloszlása és ennek termőhelyi vonatkozása. In *Az erdészeti meteorológia néhány kérdése (Az MMT X. Vándorgyűlésén elhangzott előadások és hozzászólások)*. MMT, Budapest, 1965.

- Meijerink, Allard M. J. – de Brouwer, Hans A. M. – Mannaerts, Chris M. – Valenzuela, Carlos: *Introduction to the use of geographic information systems for practical hydrology*, volume 23 of ITC. UNESCO – International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences (ITC), Enschede (Hollandia), 1994. ISBN 90 6164 100 4.
- Mendoza, Guillermo F. – Steenhuis, Tammo S. – Walter, M. Todd – Parlange, J.-Yves: Estimating basin-wide hydraulic parameters of a semi-arid mountainous watershed by recession-flow analysis. *Journal of Hydrology*, 279:57–69, 2003.
- Merz, Bruno: *Modellierung des Niederschlag-abfluss-vorgangs in kleinen einzugsgebieten unter berücksichtigung der natürlichen variabilität*. PhD thesis, Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft Universität Karlsruhe, 1996.
- Merz, Bruno – Bárdossy, András: Effects of spatial variability on the rainfall runoff process in a small loess catchment. *Journal of Hydrology*, 212-213:304–317, 1998.
- Merz, Ralph – Blöschl, Günther – Parajka, Juraj: Spatio-temporal variability of event runoff coefficients. *Journal of Hydrology*, 2006.
- Mosonyi Emil: A mértékadó árvíz. *Vízügyi Közlemények*, LXXXI.(2. füzet):201–220, 1999.
- Nathan, Rory J. – McMahon, Thomas A.: Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses. *Water Resources Research*, 26(7):1465–1473, 1990.
- Nathan, Rory J. – McMahon, Thomas A.: Reply to "Comment on 'Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses'" by T. G. Chapman. *Water Resources Research*, 27(7): 1785–1786, 1991.
- Nobilis, F. – Bergmann, H. – Müller, G.: Hydrologische Versuchsgebiete in Österreich – Erfahrungen, nationale und internationale Anforderungen, Zukunftsaspekte. *Mitteilungsblatt des Hydrographischen Dienstes in Österreich*, 81:1–126, 2002.
- Pankotai Gábor – Rácz József: *Erdészeti vízgazdálkodástan*. Erdészeti és Faipari Egyetem, Sopron, 1975.
- Petersen-Øverleir, Asgeir: Accounting for heteroscedasticity in rating curve estimates. *Journal of Hydrology*, 292:173–181, 2004.
- Piegorsch, Walter W. – Bailer, A. John: *Analyzing Environmental Data*. Wiley, 2005. ISBN 0-470-84836-7.
- Pöertge, Karl-Heinz: *Tagesperiodische Schwankungen des Abflusses in kleinen Einzugsgebieten als Ausdruck komplexer Wasser- und Stoffflüsse*. Verlag Erick Göltze GmbH K G, 1996.
- R Development Core Team: *R: A Language and Environment for Statistical Computing*. R Foundation for Statistical Computing, Bécs, 2006. URL <http://www.R-project.org>.
- Rácz József: Az erdő szerepe a vízgyűjtő területek vízháztartásában. In Majer Antal – Kovács István, editors, *Erdő és Víz*, pages 23–28. MTA VEAB Erdészeti Szakbizottság, Erdészeti és Faipari Egyetem, Sopron, 1981.
- Rupp, David E. – Selker, John S.: Information, artifacts, and noise in  $dQ/dt - Q$  recession analysis. *Advances in Water Resources*, 29(2):154–160, 2006.

- Senitz, S.: Untersuchung und Anwendung kurzperiodischer Schwankungen des Grundwasserspiegels in Thüringen. *Grundwasser*, 4:163–173, 2001.
- Shumway, Robert H. – Stoffer, David S.: *Time series analysis and its applications*. Springer Texts in Statistics. Springer, 2000. ISBN 0-387-98950-1.
- Sitkey Judit: Lucos állománnyal borított vízgyűjtő vízminőségének vizsgálata a Mátrában. *Erdészeti Kutatások*, 84(4.):37–48, 1994.
- Smakhtin, Vladimir U.: Estimating continuous monthly baseflow time series and their possible applications in the context of the ecological reserve. *Water SA*, 27(2):43–48, 2001. ISSN 0278-4738. URL [www.wrc.org.za](http://www.wrc.org.za).
- Somogyi Péter: Mintavízgyűjtőn alkalmazott lefolyási modell transzponálása más kisvízgyűjtőkre. Kutatási jelentés, Nyugat-dunántúli Vízügyi Igazgatóság, november 1983.
- Somogyi Péter: Kísérleti mintavízgyűjtők a Nyugat-dunántúli Vízügyi Igazgatóságon. Szakmérnöki dolgozat, 2000.
- Staelens, Jeroen – Schrijver, An De – Verheyen, Kris – Verhoest, Niko E.C.: Spatial variability and temporal stability of throughfall water under a dominant beech (*Fagus sylvatica* L.) tree in relationship to canopy cover. *Journal of Hydrology*, 2006.
- Starosolszky Ödön – Muszkalay László – Börzsönyi András: *Vízhozammérés*. Vízügyi Dokumentációs és Tájékoztató Iroda, Budapest, 1971.
- Szesztay Károly: A hidrológiai táj-jellemző és kísérleti területek létesítésének elvi szempontjai. *Építés és Közlekedéstudományi Közlemények*, IX(3-4):375–386, 1965.
- Szilágyi, József – Parlange, Marc B.: Baseflow separation based on analytical solutions of the Boussinesq equation. *Journal of Hydrology*, 204:251–260, 1998.
- Szőnyi László: Erdészeti hidrológiai megfigyelések a mátrafüredi kísérleti vízgyűjtőn. *Erdészeti Kutatások*, 62. évf, 1-3. szám:203–211, 1966.
- Szőnyi László: Az erdő hatása a víz levonulására. *Az Erdő*, 9. szám:411–414, 1967.
- Tímár Gábor: Új florisztikai adatok a Soproni-hegységből. *Soproni Szemle*, L(4):347–356, 1996.
- Trapletti, Adrian – Hornik, Kurt: *tseries: Time Series Analysis and Computational Finance*, 2006. URL <http://CRAN.R-project.org/>. R package version 0.10-3.
- Upton, G.J.G. – Rahimi, A.R.: On-line detection of errors in tipping-bucket raingauges. *Journal of Hydrology*, 278:197–212, 2003.
- Vasvári Vilmos: Tapasztalatok billenőedényes csapadékmérők kalibrálásával. *Hidrológiai Közöny*, 84(4):8–12, 2004.
- Vig Péter: *A klimatikus változások hatásai egy középkorú bükkös vízháztartására*. Doktori (PhD) értekezés, Debreceni Egyetem, 2002.

Vig Péter – Kucsara Mihály – Gribovszki Zoltán – Berki Imre: Meteorological, hydrological and ecological investigations in the forest covered watershed project „Hidegvíz-völgy”. In Lajtha Káta – Vanderbilt Kristin, editors, *Cooperation in Long Term Ecological Research in Central and Eastern Europe*, ILTER Regional Workshop, pages 89–90, Budapest, 1999. International Long Term Ecological Research, Oregon State University, Corvallis USA.

Vose, J. M. – Harvey, G. J. – Elliott, K. J. – Clinton, B. D.: Measuring and modeling tree and stand level transpiration. In McCutcheon, Steven C. – Schnoor, Jerald L., editors, *Phytoremediation transformation and control of contaminants*, chapter 8, pages 263–282. Wiley, Hoboken, New Jersey, 2003. ISBN 0-471-39435-1.

Ward, R. C.: The fountains of the deep and the wonders of heaven: perplexity and progress in explaining response of rivers to precipitation. University of Hull, England, 1982.

Wood, S. J. – Jones, D. A. – Moore, R. J.: Accuracy of rainfall measurement for scales of hydrological interest. *Hydrology and Earth System Sciences*, 4(4):531–543, 2000.

Yu, B.: A systematic over-estimation of flows. *Journal of Hydrology*, 233:258–262, 2000.

Zsuffa István: *Műszaki hidrológia*. Műegyetemi Kiadó, Budapest, 1997. ISBN 963 420 493 7.

A gyakran idézett folyóiratok közül a *Journal of Hydrology* elektronikus elérhetősége a [www.elsevier.com/locate/jhydrol](http://www.elsevier.com/locate/jhydrol) oldalon biztosított.

# Ábrák jegyzéke

1.1.	Erdei hidrológiai folyamatok koncepcionális modellje . . . . .	12
1.2.	Az árhullám és az alapvízhozam értelmezése . . . . .	14
1.3.	A napi ritmus kialakulásának koncepcionális modellje . . . . .	23
1.4.	Az erdőszült vízgyűjtők vizsgálata . . . . .	32
1.5.	Tarvágás a Coweetan . . . . .	35
1.6.	A kishánai mérőműtárgy . . . . .	35
1.7.	Intercepciómérés a nyírjesi területen . . . . .	36
1.8.	A Nyírjes egyik részvízgyűjtőjén létesített vízhozammérő műtárgy . . . . .	36
2.1.	Egy árhullámra különböző $\Delta t$ értékekkel számított log-log ábrák . . . . .	48
2.2.	A pontosság hatásait szemléltető log-log ábra . . . . .	49
2.3.	A 2.1. ábra adataiból változó időlépéssel készített idősor . . . . .	51
3.1.	A Hidegvíz-völgy áttekintő térképe (Forrás: DTA50) . . . . .	56
3.2.	A Hidegvíz-völgyi Hidrometeorológiai Méréőállomás (HHM) . . . . .	59
3.3.	A bükkös és a tölgyes intercepciós mérőkertek . . . . .	59
3.4.	A Vadkan-árok kisbukó . . . . .	60
3.5.	A Farkas-árok kisbukó . . . . .	60
3.6.	Az adatgyűjtők rendelkezésre állásának szalagdiagramja . . . . .	61
3.7.	Az emacs keretrendszerében futó R folyamat . . . . .	65
3.8.	Simító eljárások összehasonlítása . . . . .	66
3.9.	A vadkan-árki vízhozamgörbe és hibái . . . . .	67
3.10.	Csapadékellenőrzés vonalas grafikonnal . . . . .	68
3.11.	Csapadékellenőrzés karakterisztikával . . . . .	69
3.12.	A vizsgált kisvízgyűjtők területmodelljének nézete . . . . .	72
3.13.	A havi átlag hőmérsékletek hosszútávú alakulása [ $^{\circ}\text{C}$ ] . . . . .	75
3.14.	Koreloszlás a Vadkan-árokban . . . . .	76
3.15.	A faállomány-koreloszlás alakulása az időben . . . . .	77
4.1.	Vízhozam idősor . . . . .	78
4.2.	A Vadkan-árok többéves napi átlagos vízhozam adatai . . . . .	79
4.3.	Csapadék, felszíni lefolyás alapvíz . . . . .	80
4.4.	Különböző csapadékok hatására keletkezett árhullámok . . . . .	82
4.5.	Az alapvízhozam napi ritmusának jellemző típusai . . . . .	83
4.6.	Az alapvízhozam változás egy nyári napon (2003. június 10.) . . . . .	84
4.7.	Apadási görbe különböző $\Delta t$ -vel mintavételezve . . . . .	87

4.8. Kettős logaritmikus ábra napi átlagokból és vizsgálata . . . . .	88
4.9. A simított vízhozam adatokból előállított logaritmikus plot . . . . .	88
4.10. A kettős logaritmikus ábra havi bontásban . . . . .	89
4.11. A tartózkodási idő ( $\tau$ ) változása . . . . .	91
4.12. Leszeparált napi változás hullámok . . . . .	93
4.13. Tavaszi árhullámok az eredeti digitális filterrel szeparálva . . . . .	93
4.14. A módosított digitális filterrel szeparált árhullám . . . . .	94
4.15. Az illesztett trend és az eredeti idősor . . . . .	97
4.16. A módosított idősor nulla értékbe kifutó peremekkel . . . . .	98
4.17. Egy idősor periodogramja . . . . .	98
4.18. A stacioner idősor és a számított 24 és 12 órás periódusok. . . . .	99
4.19. Az amplitúdó változása a vegetációs időszakban . . . . .	100
4.20. Jellemző szakaszok az evapotranszpiráció számításához . . . . .	102
4.21. A hiányzó vízhozam és az evapotranszspiráció napi lefutása . . . . .	103

# Táblázatok jegyzéke

1.1. Fafajok vízfelhasználása . . . . .	21
3.1. A vízgyűjtők morfológiai paraméterei . . . . .	71
3.2. Talajtípusok megoszlása az erdőterv alapján a két vizsgált vízgyűjtőben. . .	72
3.3. A vizsgált időszak csapadék összegei . . . . .	75
4.1. A Farkas-árok és a Vadkan-árok havi lefolyási adatai 2001-ben . . . . .	96
4.2. A kiválasztott recessziós periódusok . . . . .	101
4.3. Az alapvízhozam napi változásának jellemző adatai . . . . .	104
4.4. A napi változást okozó növényfelület . . . . .	105

# Köszönetnyilvánítás

Mindenek előtt köszönöm a Jóistennek, hogy gondviselő szeretetével botladozó lép-teimet segítette. Köszönöm családomnak, hogy a dolgozat készítésének terheit együtt hor-dozták velem. Köszönöm kollégáimnak azokat az értékes tanácsokat és segítséget, melyek nélkül e munka soha sem készült volna el. Köszönöm mindenkinek – aki hidegvíz-völgyi kutatással kapcsolatba került – hogy tanácsaival, vagy kritikájával segítette munkámat.

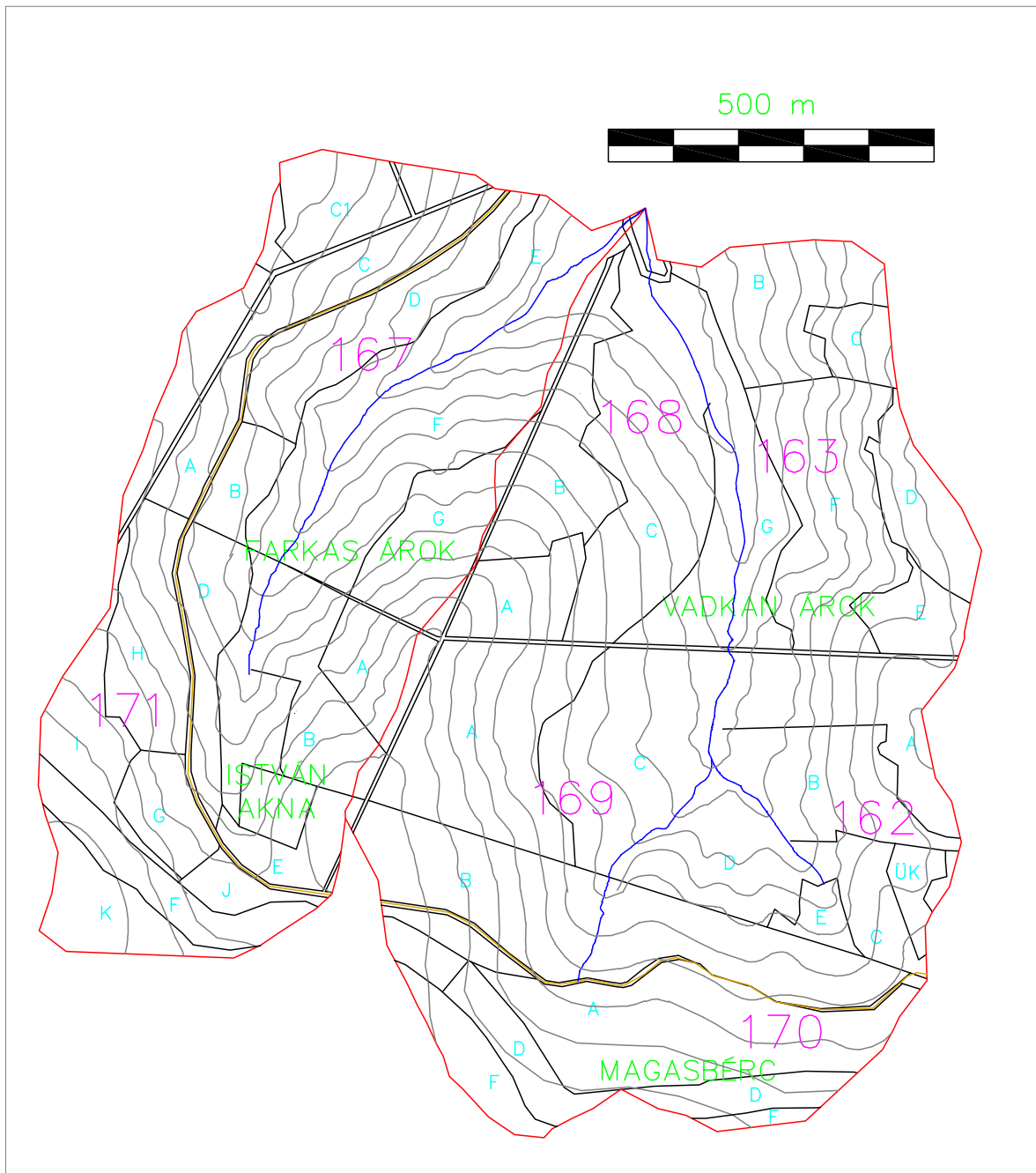
A dolgozat elkészültét az OTKA (F 046720 és T 030632) és az Erdő és Fahasznosítási Regionális Egyetemi Tudásközpont támogatta.



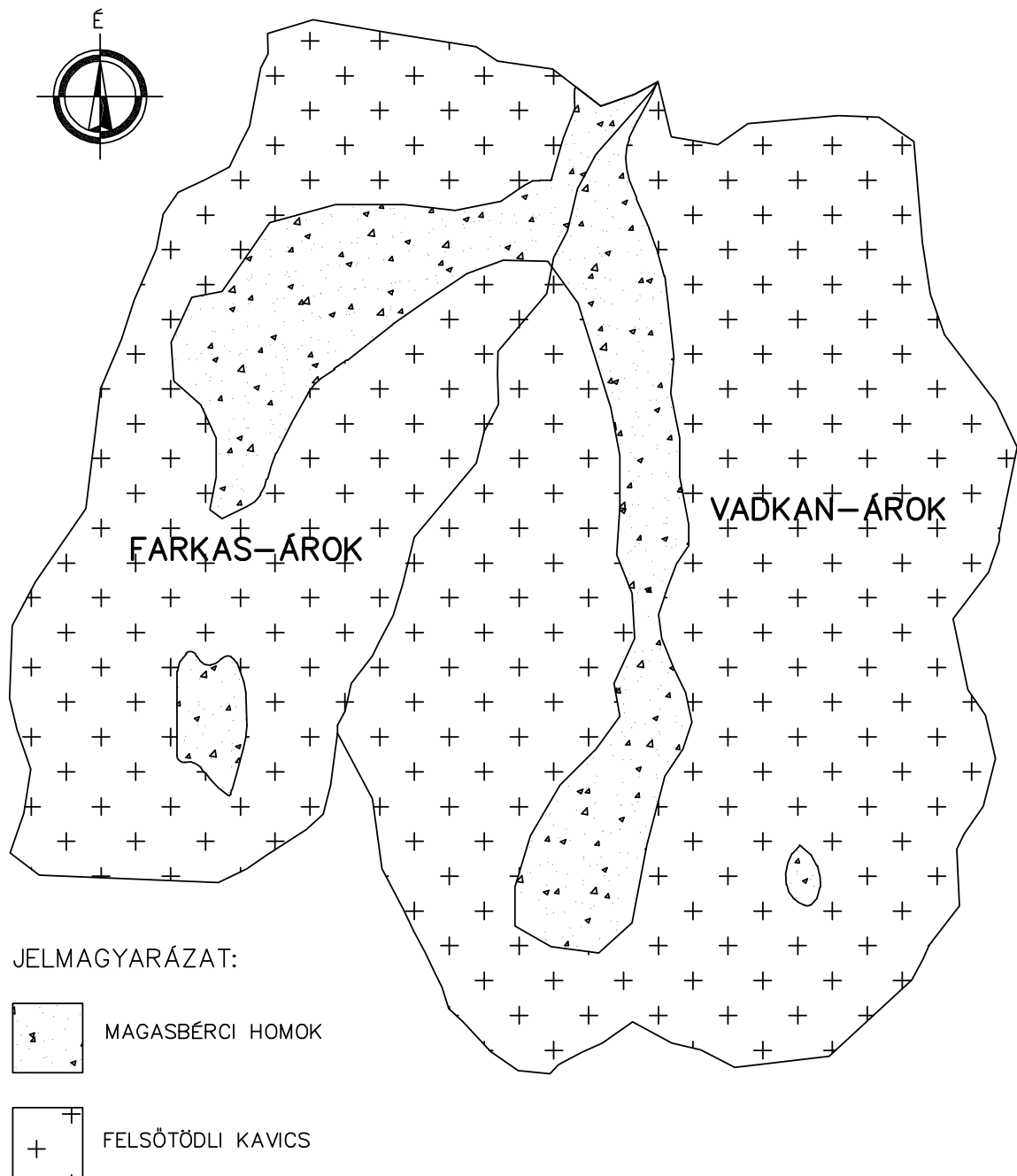
# Függelék



# 1. függelék A Farkas- és Vadkan árkokban található erdő-részletek



## 2. függelék A Farkas- és Vadkan-árok geológiája



### 3. függelék A Hidegvíz-völgyben megfigyelt évi csapadék- összegek

Év	<i>P</i> [mm]
1993	739,5
1994	728
1995	753,5
1996	1006
1997	552,5
1998	806
1999	465,5
2000	592
2001	600,5
2002	656
2003	179*
2004	674,5
2005	742,5

\*: Az adatgyűjtő meghibásodott.

#### 4. függelék Tartózkodási idő számítása

Dátum	Vadkan-árok		Farkas-árok		$\frac{Q_0^{VA}}{Q_0^{FA}}$
	$Q_0$ [l/s]	$\tau$ [nap]	$Q_0$ [l/s]	$\tau$ [nap]	
2000-08-11	1,95	19,15	1,09	27,21	1,8
2000-08-18	1,84	14,42	1,04	33,27	1,77
2000-08-29	1,31	4,61	0,87	2,65	1,5
2000-09-10	1,47	17,53	0,92	39,85	1,6
2000-10-05	2,95	6,17	1,82	4,23	1,62
2000-10-12	2,83	5,46	1,52	6,54	1,87
2001-04-25	2,93	90,63	1,67	42,41	1,75
2001-05-10	2,86	15,08	1,22	11,82	2,35
2001-05-14	2,42	38,04	0,99	30,15	2,44
2001-05-20	2,04	33,07	0,97	23,12	2,11
2001-05-25	1,94	18,03	0,89	14,08	2,18
2001-06-14	1,65	15,57	0,72	9,3	2,28
2001-07-06	1,29	3,04	0,75	1,96	1,72
2001-07-14	1,56	2,49	0,52	3,01	2,97
2001-07-30	1,47	10,86	0,82	8,61	1,79
2001-08-16	0,9	9,03	0,45	6,74	1,98
2001-08-22	1,09	7,57	0,48	5,12	2,27
2001-09-20	2,27	6,06	1,29	6,3	1,76
2001-12-02	1,82	27,53	0,85	25,05	2,14
2002-05-18	1,33	24,15	–	–	–
2002-05-30	1,24	11,61	–	–	–
2002-06-14	1,39	11,04	–	–	–
2002-06-19	0,75	6,31	–	–	–
2002-07-01	0,92	4,09	–	–	–
2002-07-08	0,34	7,91	–	–	–
2002-07-19	0,77	3,63	–	–	–
2002-08-25	0,97	8,93	–	–	–
2002-08-30	1,37	3,52	–	–	–
2002-09-03	0,9	14,33	–	–	–

Dátum	Vadkan-árok		Farkas-árok		$\frac{Q_0^{VA}}{Q_0^{FA}}$
	$Q_0$ [l/s]	$\tau$ [nap]	$Q_0$ [l/s]	$\tau$ [nap]	
2002-09-08	1,14	11,55	–	–	–
2003-04-25	2,2	71,76	–	–	–
2003-05-01	2,14	85,44	–	–	–
2003-05-07	1,89	24,44	–	–	–
2003-05-17	2,12	19,19	–	–	–
2003-05-24	2,78	10,55	–	–	–
2003-06-10	1,04	11,15	–	–	–
2003-06-22	0,83	10,61	–	–	–
2003-06-30	0,63	3,59	–	–	–
2003-07-16	0,35	2,42	–	–	–
2003-07-20	0,85	2,07	–	–	–
2003-07-27	0,88	2,09	–	–	–
2003-08-03	0,93	2,87	–	–	–
2003-08-17	0,65	2,26	–	–	–
2003-08-27	0,36	1,92	–	–	–
2003-09-06	0,51	5,02	–	–	–
2003-09-16	1,31	6,28	–	–	–
2003-09-21	0,68	7,34	–	–	–
2003-09-26	0,84	8,03	–	–	–
2003-11-05	1,76	11,15	–	–	–
2003-11-21	1,52	60,63	–	–	–
2003-12-02	1,47	72,56	–	–	–
2004-03-31	–	–	2,82	19,93	–
2004-04-12	–	–	1,83	27,17	–
2004-04-22	–	–	1,52	11,8	–
2004-05-14	–	–	0,97	8,21	–
2004-05-17	–	–	1,08	9,84	–
2004-05-30	–	–	1,39	4,31	–
2004-06-15	–	–	1,72	10,91	–
2004-06-28	–	–	1,47	9,8	–
2004-07-19	–	–	0,99	15,42	–
2004-07-26	–	–	0,87	8,49	–

Dátum	Vadkan-árok		Farkas-árok		$\frac{Q_0^{VA}}{Q_0^{FA}}$
	$Q_0$ [l/s]	$\tau$ [nap]	$Q_0$ [l/s]	$\tau$ [nap]	
2004-08-23	1,21	22,8	0,26	13,78	4,7
2004-09-18	1,15	25,85	0,57	15,4	2,02
2004-09-26	1,08	8,98	0,51	10,38	2,1
2004-10-11	1,63	16,05	0,72	6,74	2,28
2005-04-03	2,33	61,54	2,05	24,71	1,14
2005-05-01	3,16	17,34	2,11	28,52	1,5
2005-05-12	2,32	36,32	1,4	21,78	1,66
2005-05-28	1,87	16,28	1,1	14,23	1,71
2005-06-17	1,49	13,52	0,59	12,18	2,5
2005-06-24	0,78	6,48	0,31	4,28	2,49
2005-06-28	0,79	5,98	0,31	4,36	2,6
2005-07-28	1	4,93	0,33	2,22	3,01
2005-08-06	0,91	8,16	0,36	4,09	2,48
2005-08-19	2,23	4,24	0,96	3,12	2,33
2005-09-01	1,45	14,46	0,69	11,64	2,11
2005-09-24	1,67	27,15	0,91	20,44	1,84



## 5. függelék Periodogram analízis

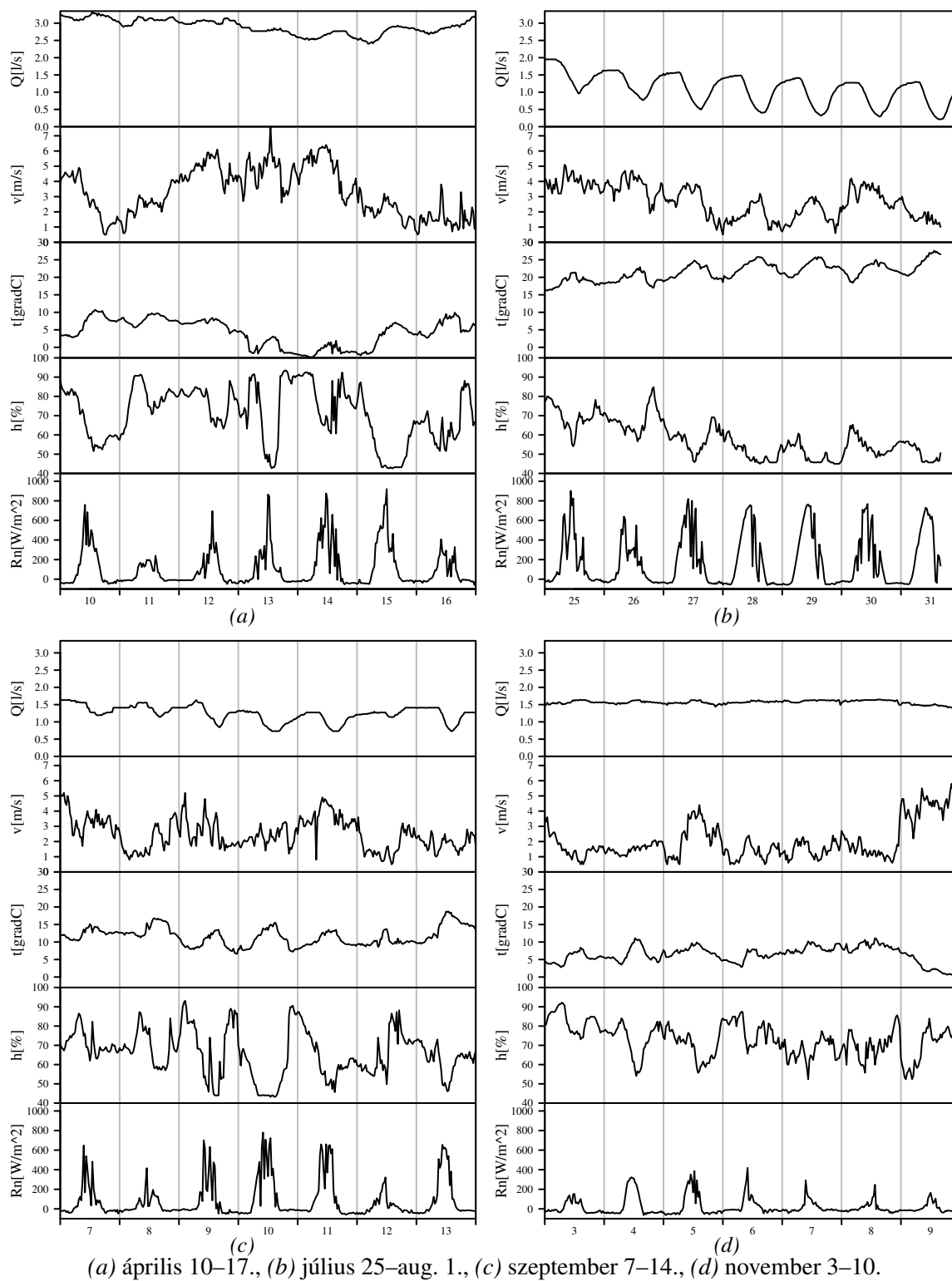
Dátum	Elemszám		Amplitúdó $\gamma[\frac{L}{s}]$				Szignifikancia <sup>1</sup>	
			24 h periódus		12 h periódus		8 h periódus	
	n	n'	VÁ	FÁ	VÁ	FÁ	VÁ	FÁ
2000-08-17 – 08-27	7736	8640	0,72	0,304	0,181	0,071	0	0
2000-09-08 – 09-13	3602	4320	0,26	0,095	0,106	0,038	1	0
2001-03-31 – 04-04	2882	3600	0,076	0,034	0,016	0,016	0	1
2001-05-19 – 05-27	5222	5760	0,223	0,092	0,066	0,028	0	0
2001-07-25 – 08-07	9722	10800	0,618	0,253	0,134	0,05	1	1
2001-08-11 – 08-20	5942	6480	0,452	0,169	0,103	0,035	1	1
2001-08-24 – 08-31	4322	5760	0,388	0,129	0,104	0,028	0	0
2001-10-05 – 10-17	8462	8640	0,162	0,066	0,087	0,027	1	1
2001-10-14 – 10-18	2882	3600	0,073	0,033	0,031	0,01	0	0
2002-03-09 – 03-17	5762	6480	0,082	0,059	0,021	0,021	0	0
2002-05-07 – 05-12	3062	3600	0,149	–	0,06	–	0	–
2002-05-15 – 05-19	2882	3600	0,217	–	0,059	–	0	–
2002-05-29 – 06-05	5042	5760	0,322	–	0,059	–	1	–
2002-06-11 – 06-27	10802	11520	0,637	–	0,115	–	1	–
2002-07-05 – 07-13	5042	5760	0,329	–	0,042	–	1	–
2002-07-23 – 07-30	5042	5760	0,305	–	0,05	–	1	–
2002-08-14 – 08-20	4322	5760	0,393	–	0,104	–	1	–
2002-08-23 – 08-27	3062	3600	0,341	–	0,102	–	0	–
2002-09-06 – 09-10	2870	2880	0,282	–	0,113	–	0	–
2003-05-04 – 05-10	4322	5760	0,275	–	0,071	–	0	–
2003-06-02 – 06-13	7562	8640	0,568	–	0,118	–	0	–
2003-06-25 – 07-01	4322	5760	0,348	–	0,059	–	0	–
2003-08-05 – 08-14	5762	6480	0,343	–	0,03	–	1	–
2003-08-19 – 08-28	6482	7200	0,303	–	0,036	–	1	–
2003-09-02 – 09-08	4322	5760	0,183	–	0,061	–	0	–
2003-09-14 – 09-23	5942	6480	0,298	–	0,11	–	0	–
2003-10-11 – 10-17	3962	4320	0,059	–	0,032	–	1	–
2003-11-13 – 11-25	8642	10800	0,023	0,031	0,009	0,011	0	0

<sup>1</sup> Az oszlopokban csak a 8 órás periódus szingifikáns jelenlétét (1), vagy hiányát (0) jelöltük

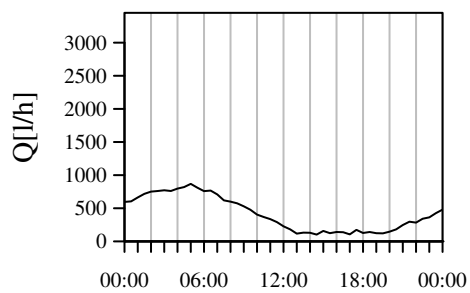
Dátum	Elemszám		Amplitúdó $\gamma[\frac{L}{s}]$				Szignifikancia	
	n	n'	24 h periódus		12 h periódus		8 h periódus	
			VÁ	FÁ	VÁ	FÁ	VÁ	FÁ
2004-04-08 – 04-18	7202	8640	–	0,051	–	0,025	–	0
2004-04-26 – 05-01	3602	4320	–	0,033	–	0,015	–	1
2004-05-20 – 05-26	3602	4320	–	0,036	–	0,009	–	0
2004-06-27 – 06-29	2702	2880	–	0,09	–	0,021	–	0
2004-07-16 – 07-21	3782	4320	–	0,149	–	0,041	–	0
2004-07-23 – 07-26	3242	3600	–	0,103	–	0,028	–	0
2004-07-31 – 08-07	4682	5760	–	0,133	–	0,031	–	0
2004-09-01 – 09-12	7382	8640	0,386	0,132	0,119	0,034	0	0
2005-04-03 – 04-08	3602	4320	0,031	0,035	0,018	0,013	1	0
2005-05-26 – 06-04	5762	6480	0,319	0,116	0,061	0,02	0	1
2005-06-15 – 06-22	4682	5760	0,302	0,121	0,059	0,018	0	0
2005-08-29 – 09-09	7922	8640	0,377	0,146	0,131	0,044	0	0
2005-09-22 – 09-27	3242	3600	0,207	0,085	0,093	0,032	0	0
2005-11-06 – 11-15	6482	7200	0,018	0,004	0,004	0,002	0	0

## 6. függelék Az evapotranszpiráció vizsgálat idősorai

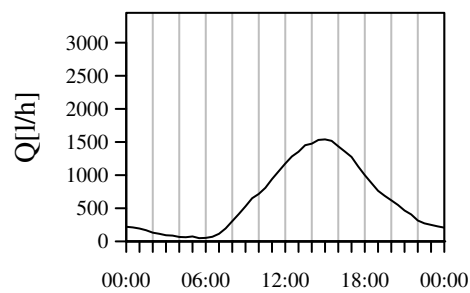
### Kiinduló idősorok



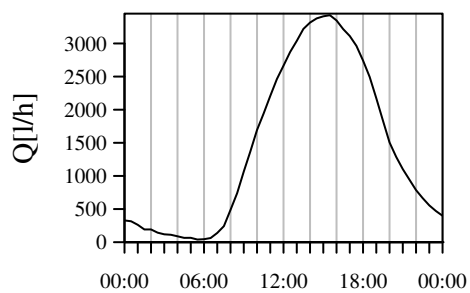
## A hiányzó vízhozam napi lefutása



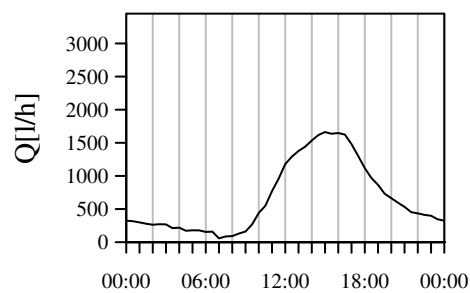
(e)



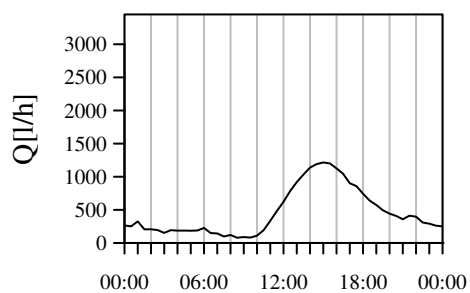
(f)



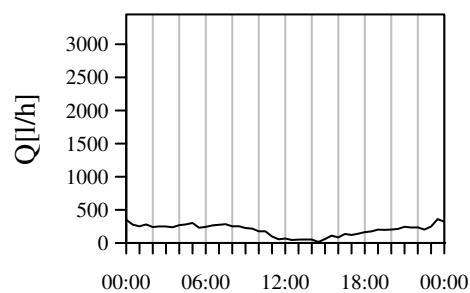
(g)



(h)



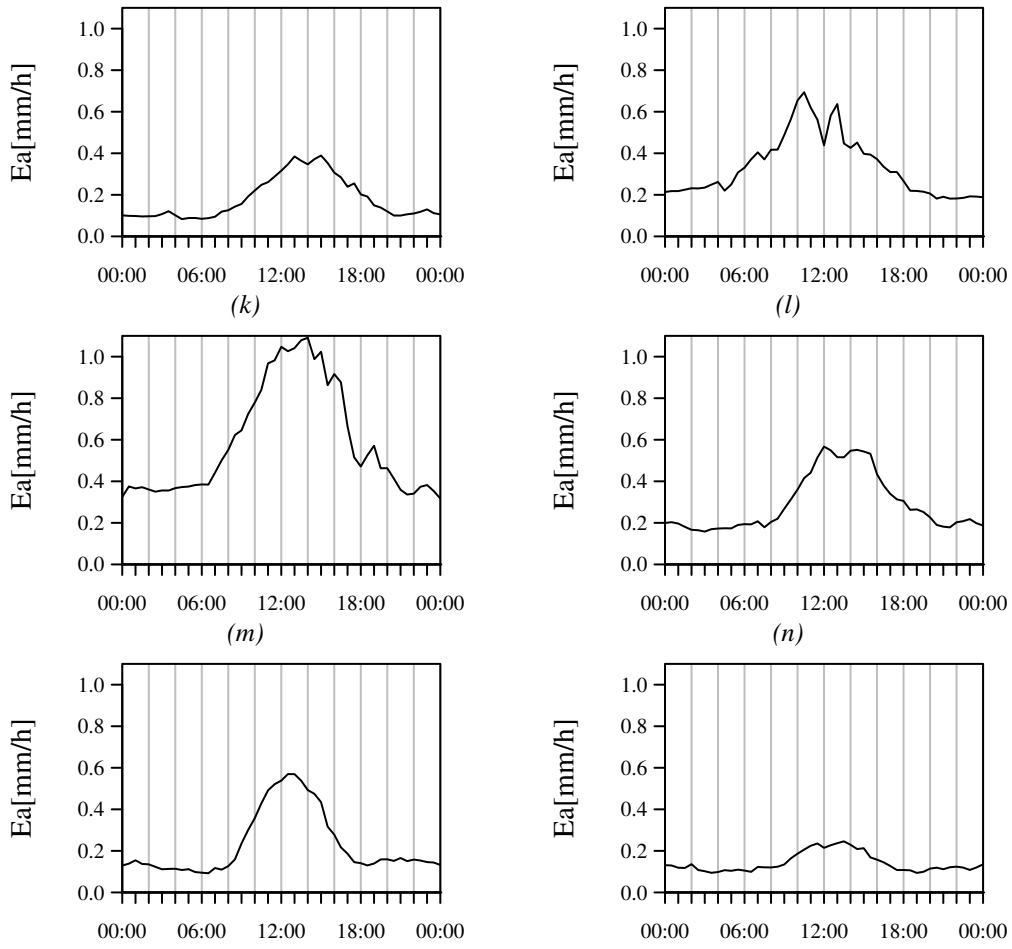
(i)



(j)

(e) április 10–17., (f) június 3–10, (g) július 25–aug. 1., (h) szeptember 7–14., (i) október 10–17., (j) november 3–10.

## A modellezett evapotranszpiráció napi lefutása



(k) április 10–17., (l) június 3–10., (m) július 25–aug. 1., (n) szeptember 7–14., (o) október 10–17.,  
(p) november 3–10.

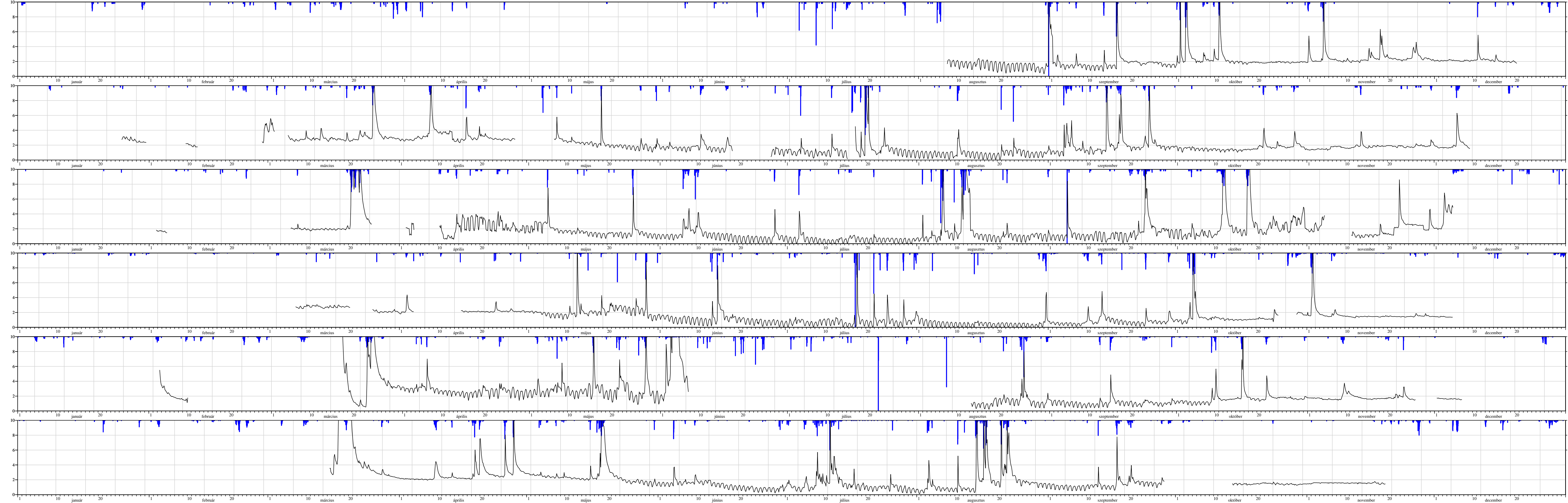
## 7. függelék Megfigyelt csapadék és vízhozam idősorok

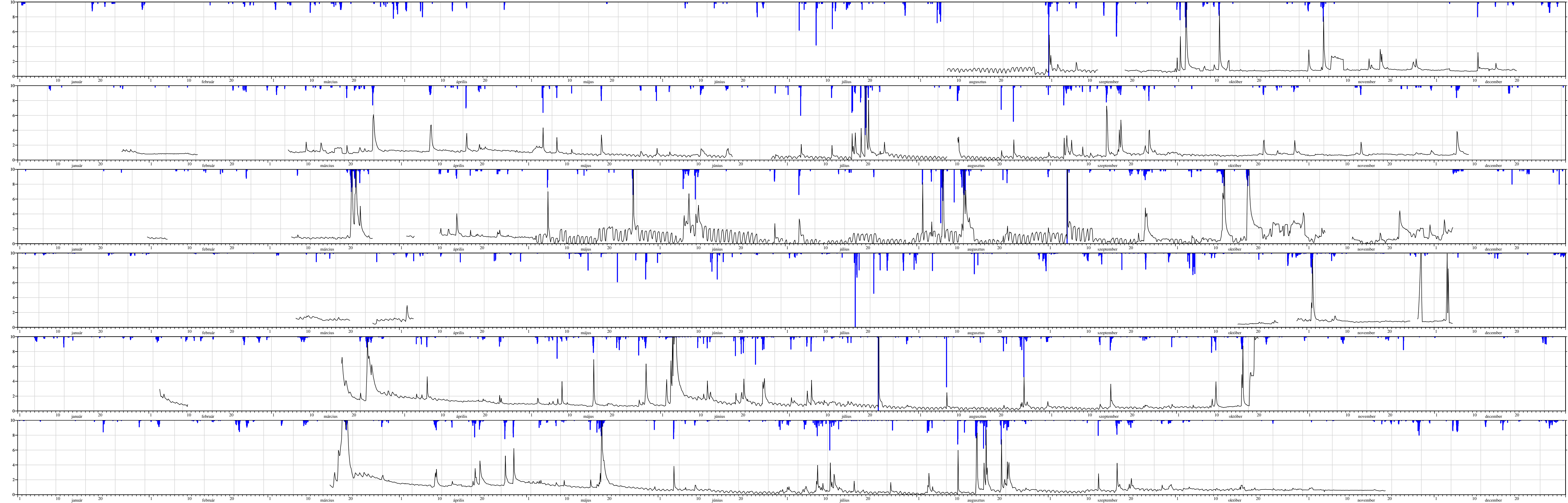
A függelék következő két lapján a két kisbukón a hat év során mért teljes vízhozam idősora tanulmányozható. Az ábrákon a hat évet külön sorban helyeztem el, felülről lefelé növekvő sorrendben. A legfelső sorban található a 2000. év adatai, majd a következő sorban 2001. sít. 2005-tel bezárólag. Minden év időtengelye január 1. hajnalban kezdődik december 31. éjfélig tart. Az időtengely függőleges vezetőrácscsai hétnaponta, mindig vasárnapról hétfőre virradó éjszaka 0.00 órához rendelték.

Az ábrákon fekete folytonos vonalként a vízhozam ( $Q$  [l/s]) grafikonja, a felső tengelyről lenyúló kék oszlopokként pedig a csapadék ( $P$  [mm/h]) szerepel. A csapadék óránkénti összegekkel, a vízhozam a simított idősorból három óránként mintavételezve került az ábrára. A vízhozam mintavételezési gyakorisága azért ilyen nagy, mert az ábra szemléltetési céllal készült. Ennél az időbeli felbontásnál a napi változás okozta hullámozás még jól érzékelhető és a dolgozat digitális változatának mérete sem lett túl nagy. Mindkét adatsorból hiányzik a hibás működés időszaka. A csapadék adatsor mindkét adatgyűjtő adatait tartalmazza. Ahol mindkét adatsorban hiba, vagy adathiány volt, nem pótoltam az értékeket.

A melléklet elsődleges célja, hogy a 8. melléklet ábráson az eligazodást segítse. Abban különbözik a 8. melléklet ábráitól, hogy a két kisbukó adatai külön grafikonon szerepelnek a jobb áttekinthetőség kedvéért. Az adatsorok sorrendje a következő:

- Vadkan-árok,
- Farkas-árok.



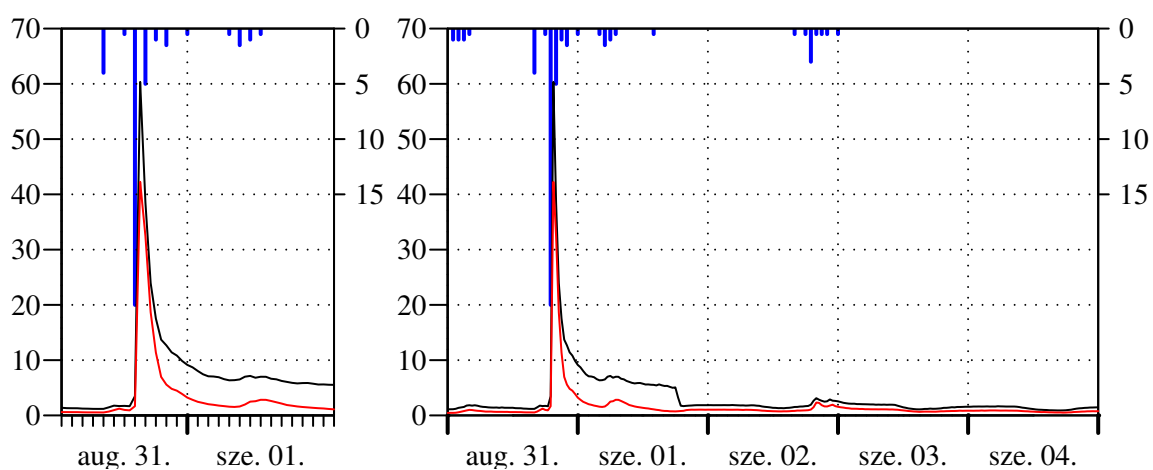




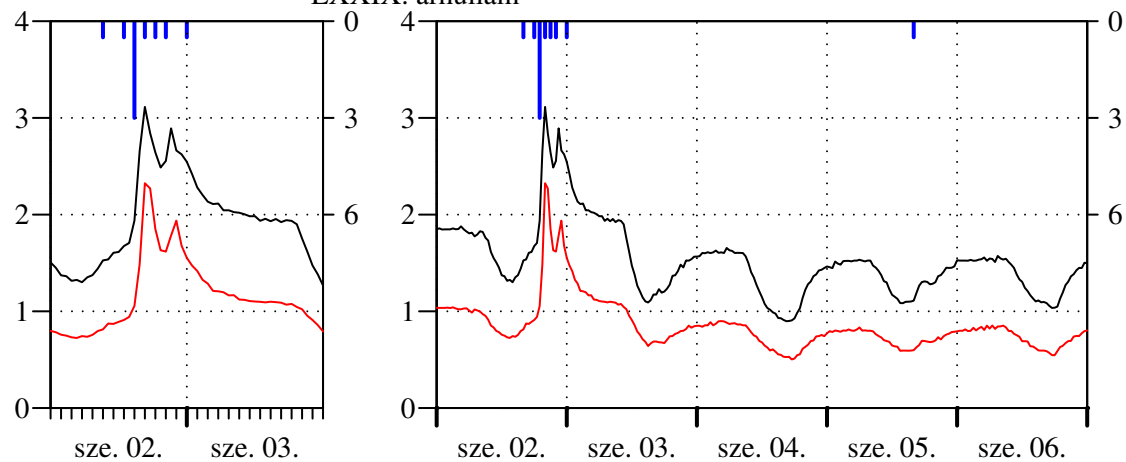
## 8. függelék Árhullámok és kiürülési időszakok

Az öt év megfigyelésének adataiból válogatott árhullámokat tartalmazza ez a függelék. Egy koordináta rendszerbe helyeztem el a Farkas- (színes vonal) és a Vadkan-árkok (fekete vonal) vízhozam adatsorait. A bal oldali grafikonon az árhullám csapadékának az első bil- lenése előtti három órával van az idő-tengely nulla pontja és 26 órát ölel fel. Az árhullám apadó ágát és a megelőző, valamint a követő árhullámokat mutatja a jobb oldali ábra. Öt nap idősort foglalja össze. A grafikon kezdő időpontja az árhullámképző csapadék napja. Az ordinátatengelyen a vízhozam ( $Q$ ) értékei lettek feltüntetve l/s mértékegységben.

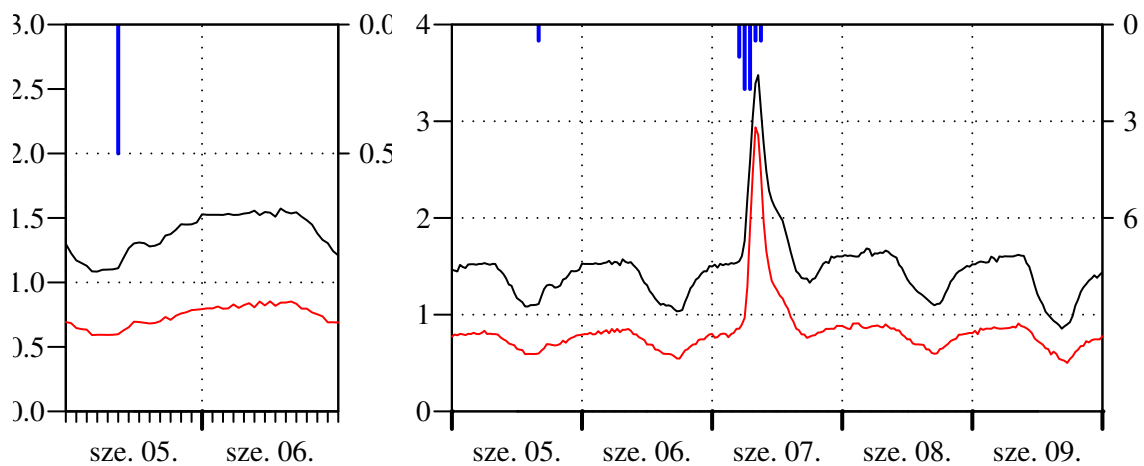
### A 2000. év



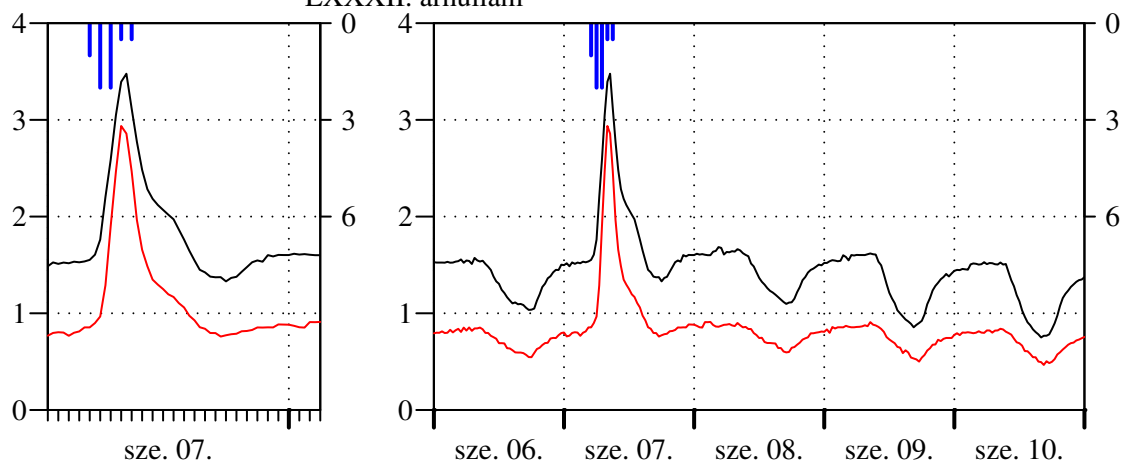
LXXIX. árhullám



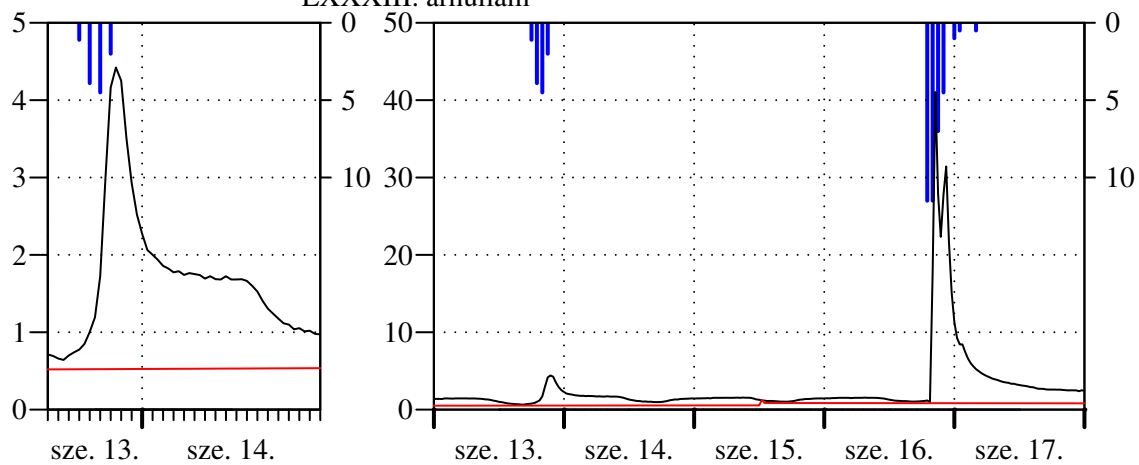
LXXXI. árhullám



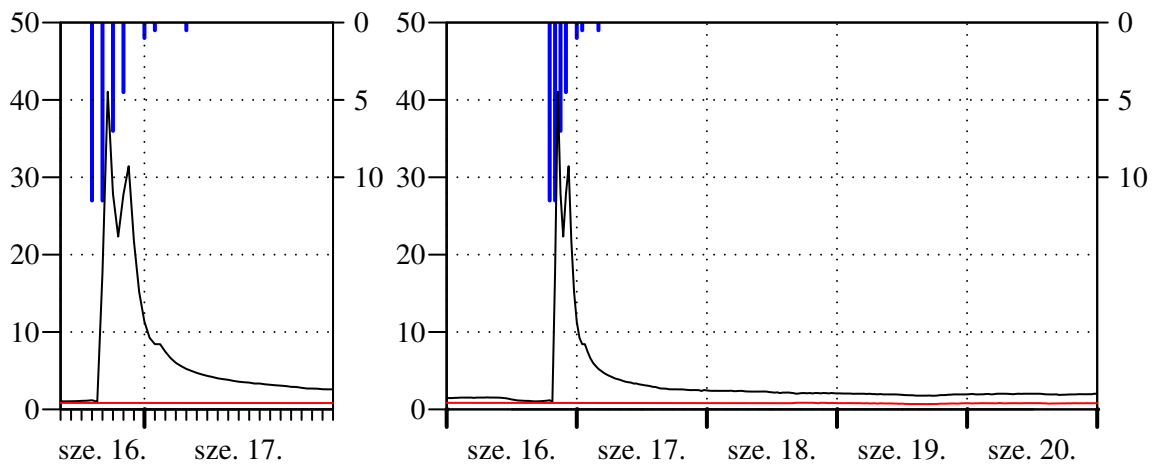
LXXXII. árhullám



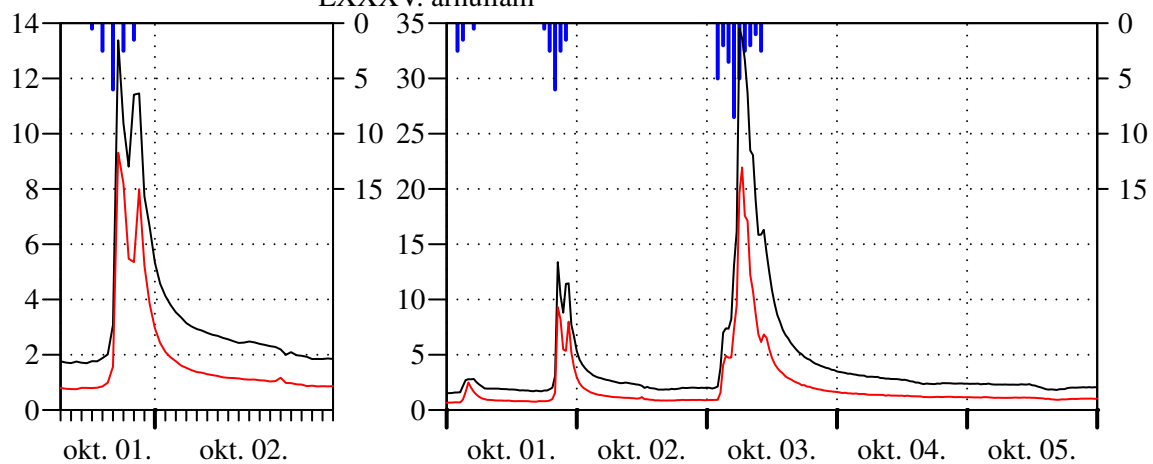
LXXXIII. árhullám



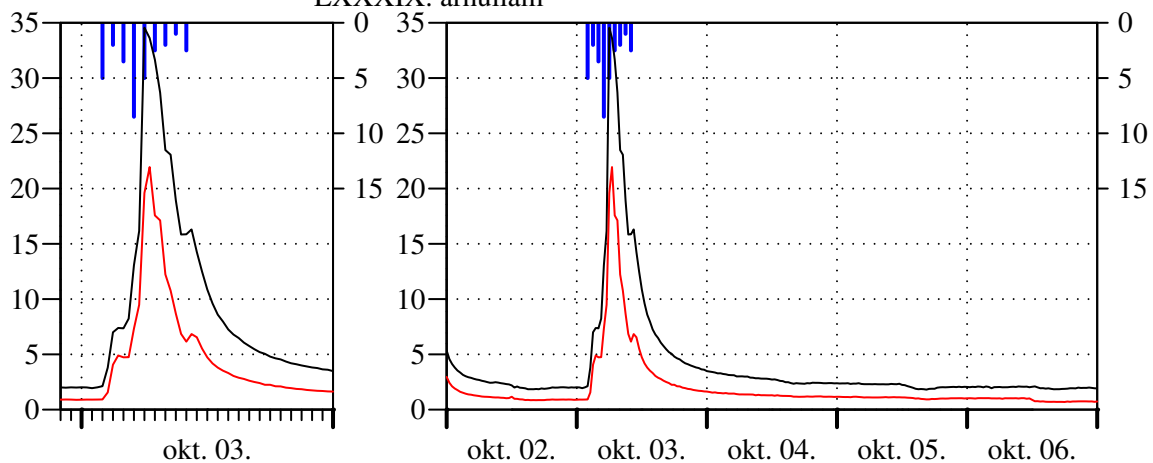
LXXXIV. árhullám



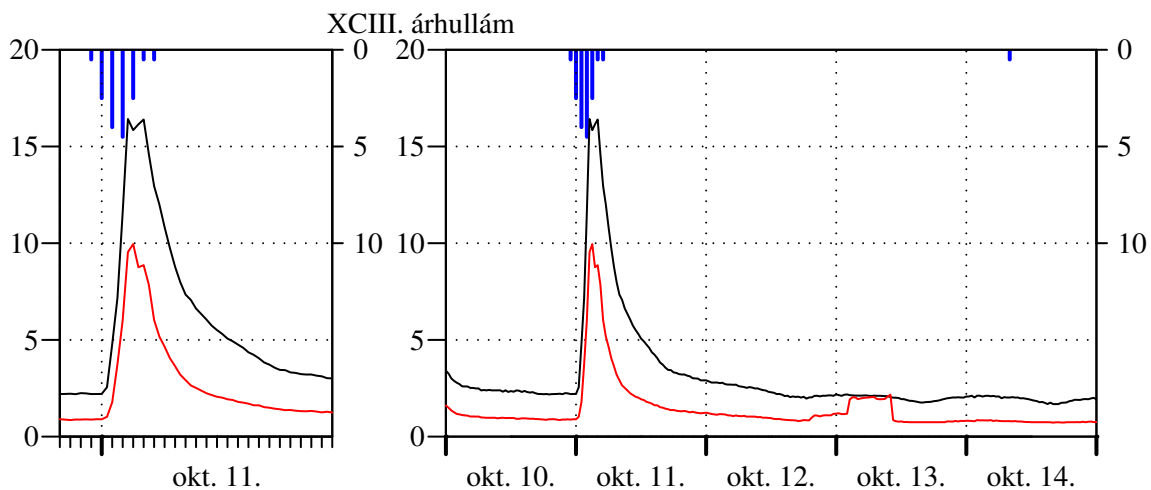
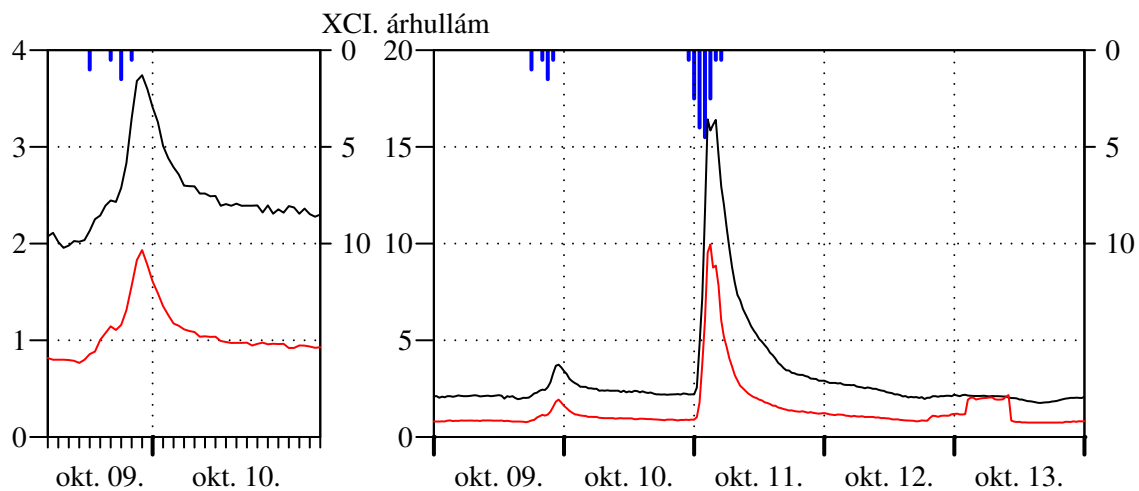
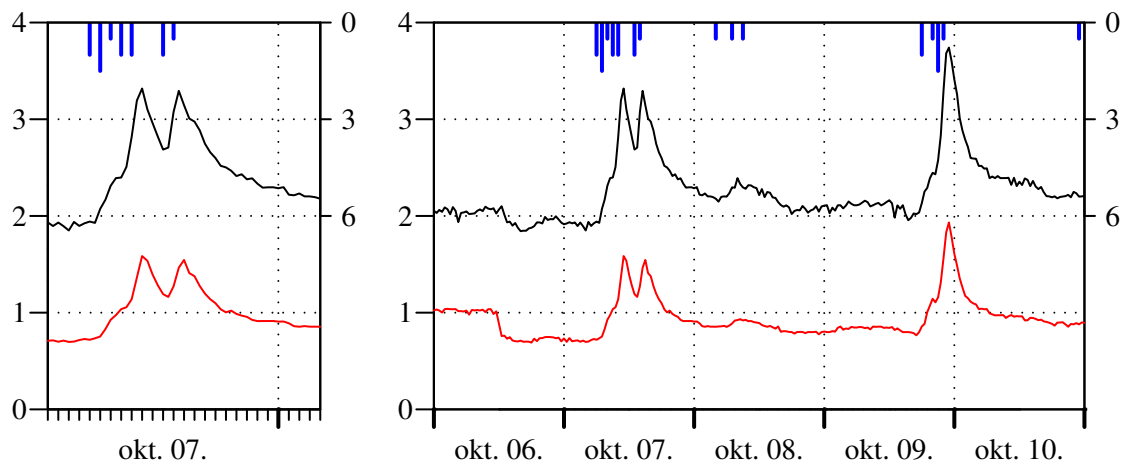
LXXXV. árhullám



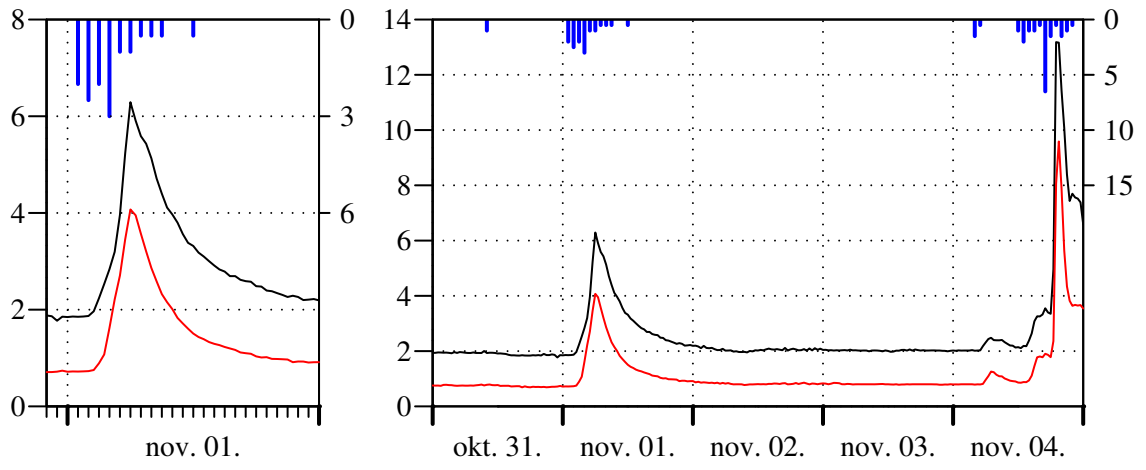
LXXXIX. árhullám



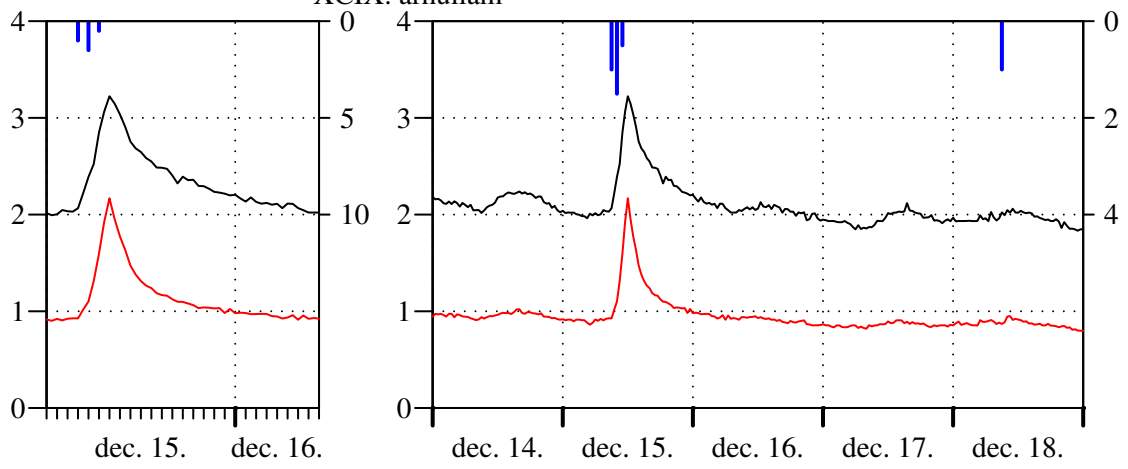
XC. árhullám



XCI. árhullám

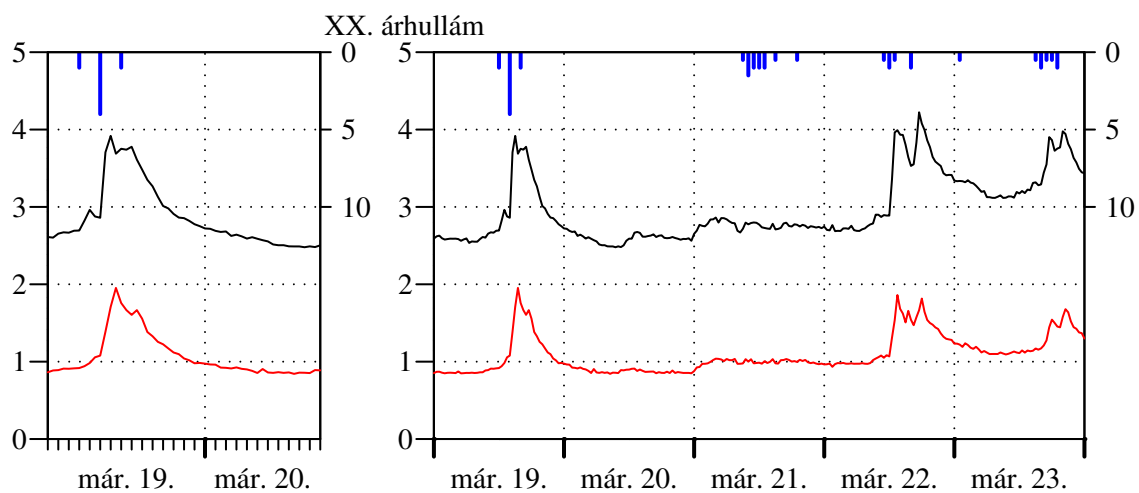
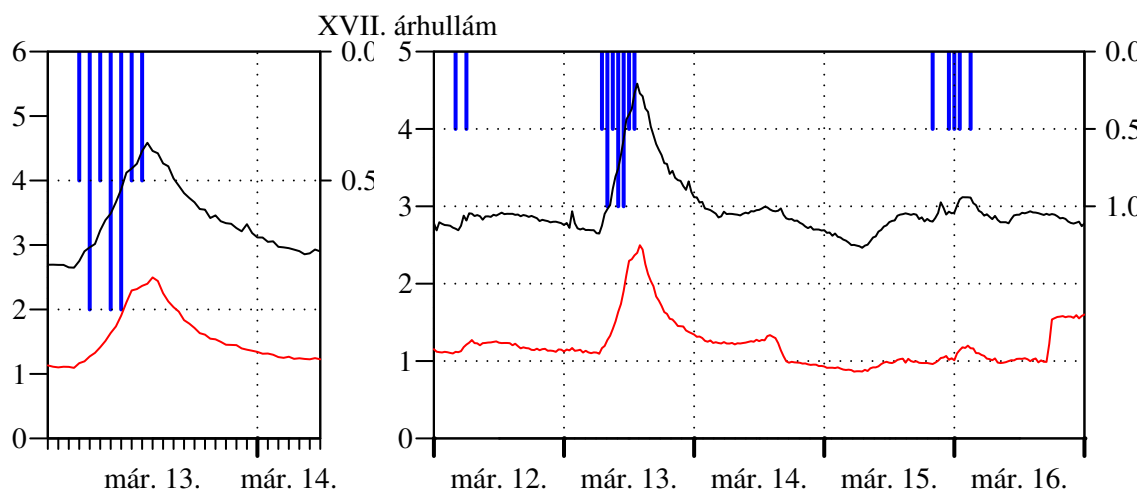
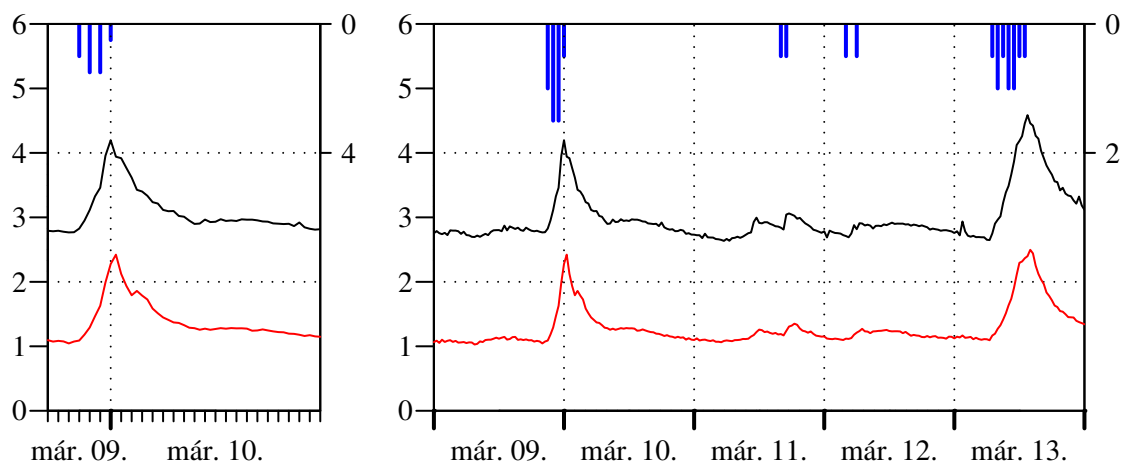


XCIX. ár hullám

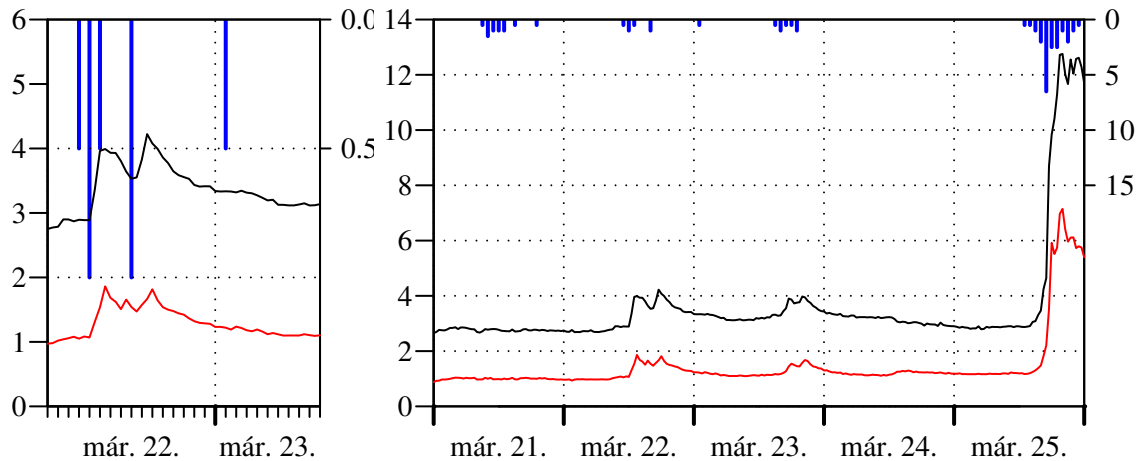


CVII. ár hullám

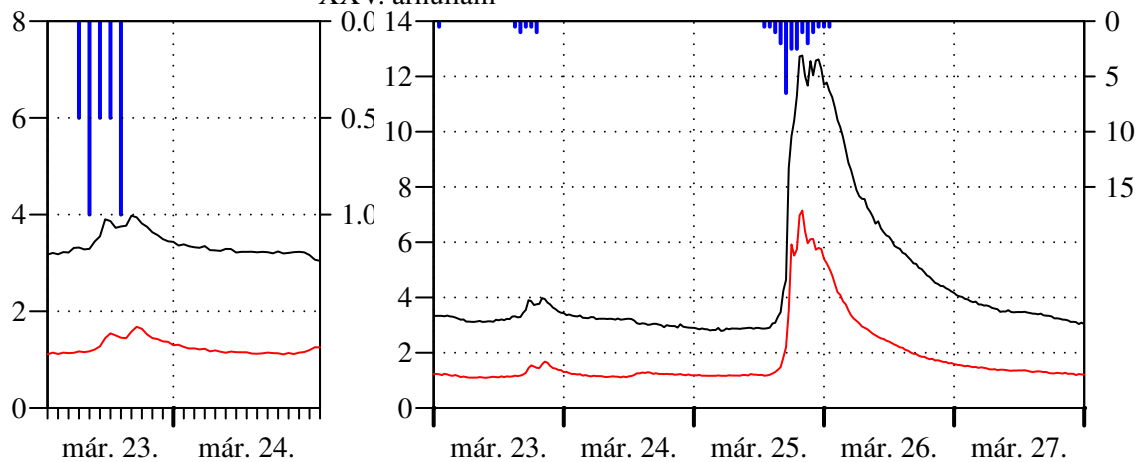
## A 2001. év



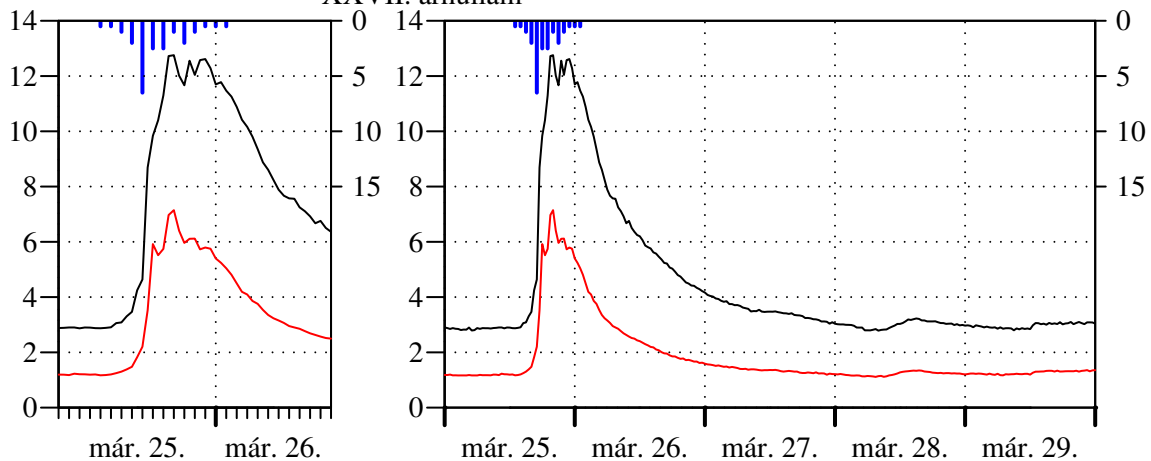
XXIII. árhullám



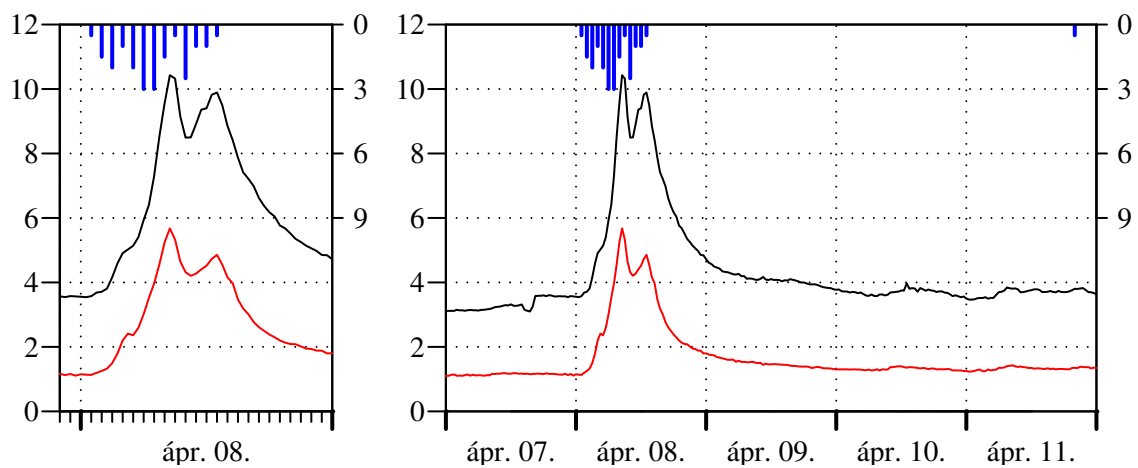
XXV. árhullám



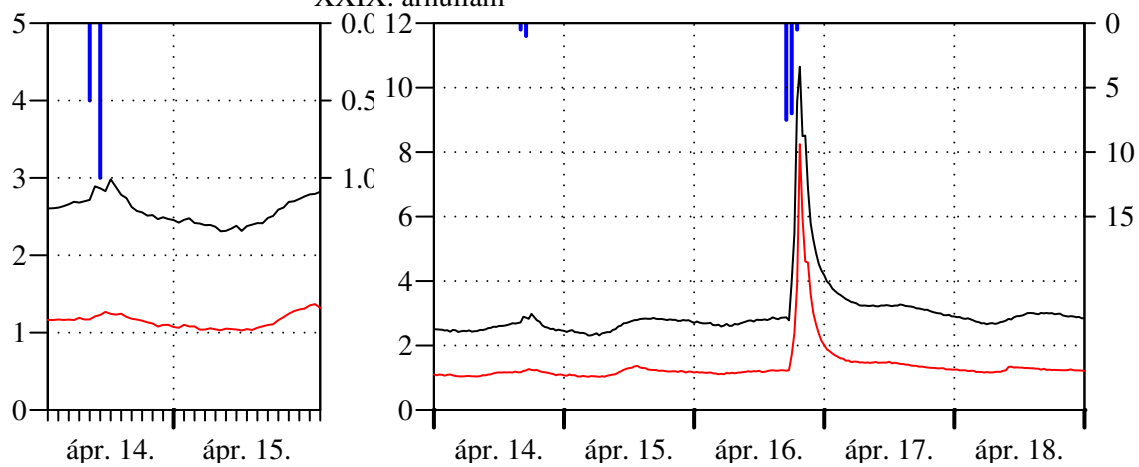
XXVII. árhullám



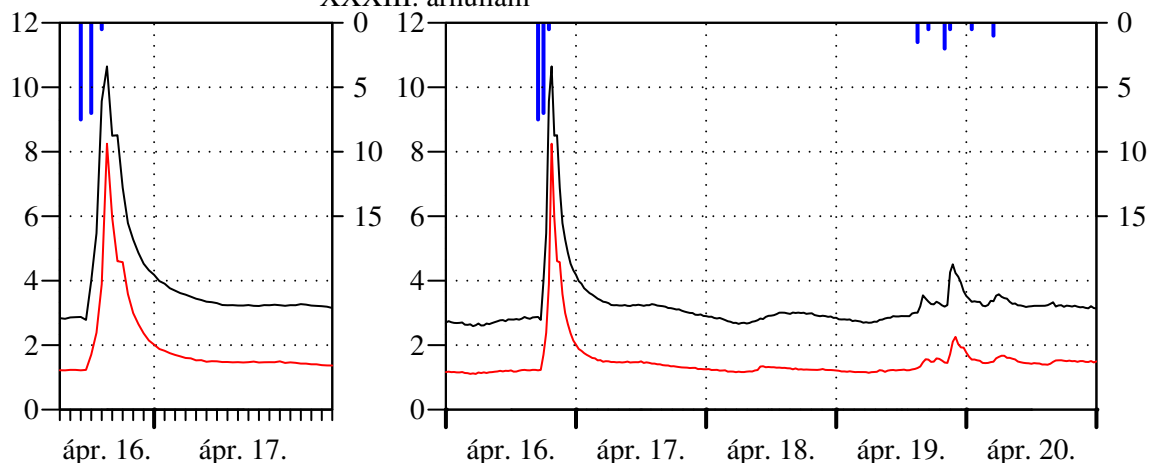
XXVIII. árhullám



XXIX. árhullám

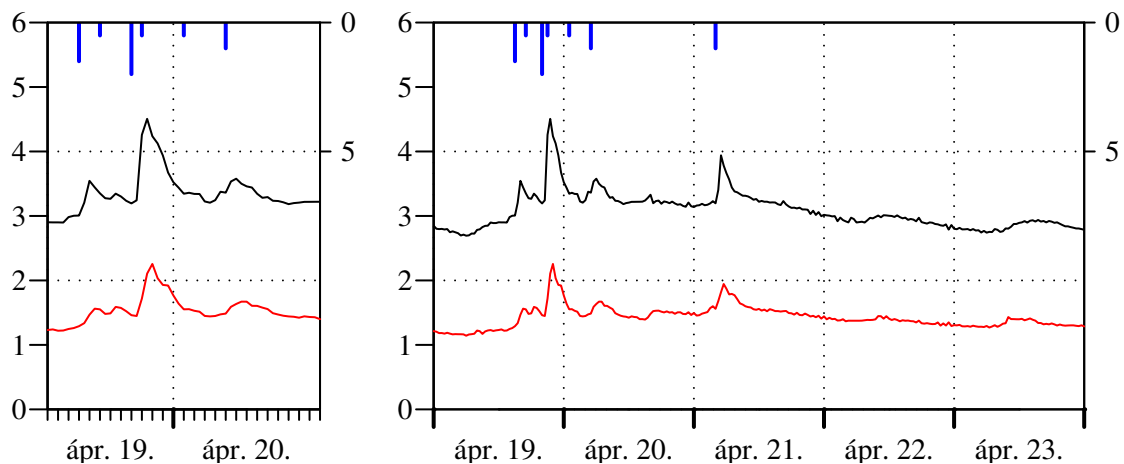


XXXIII. árhullám

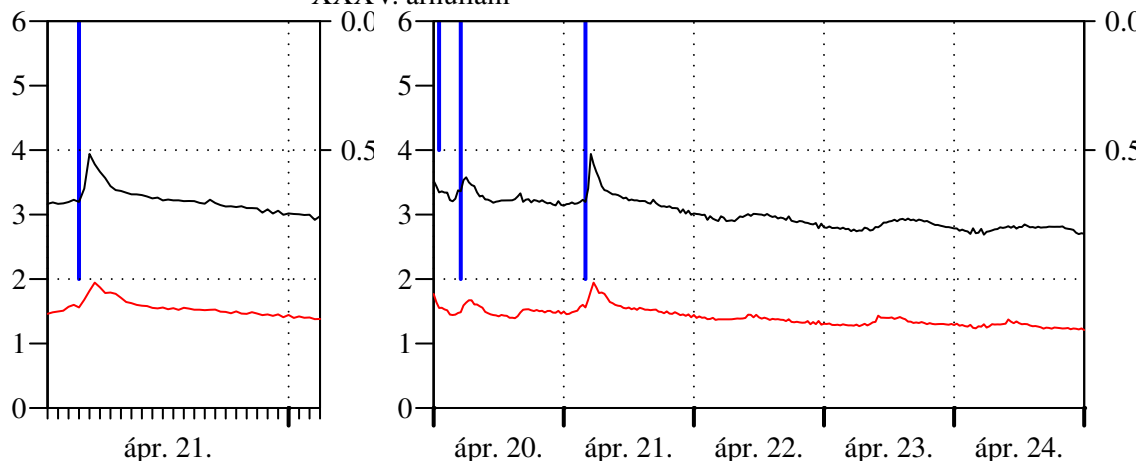


XXXIV. árhullám

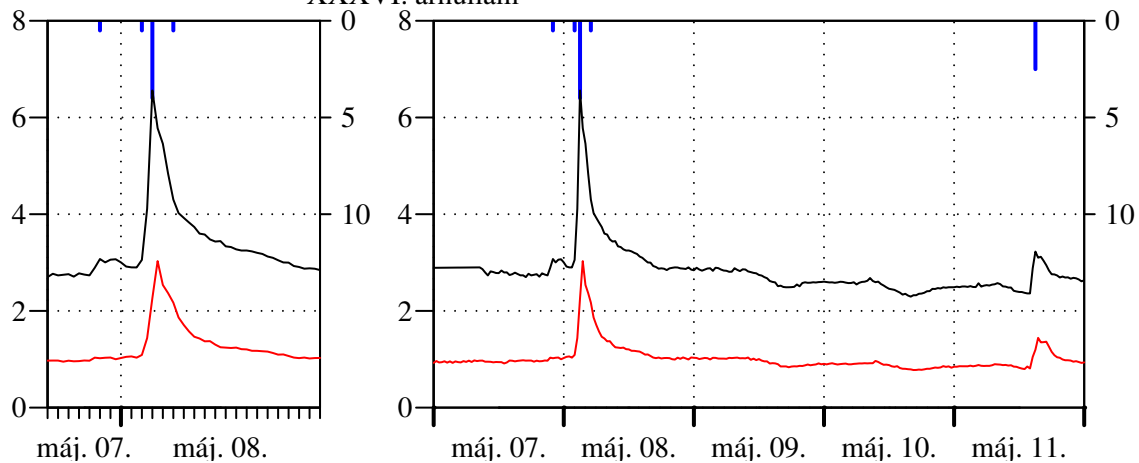




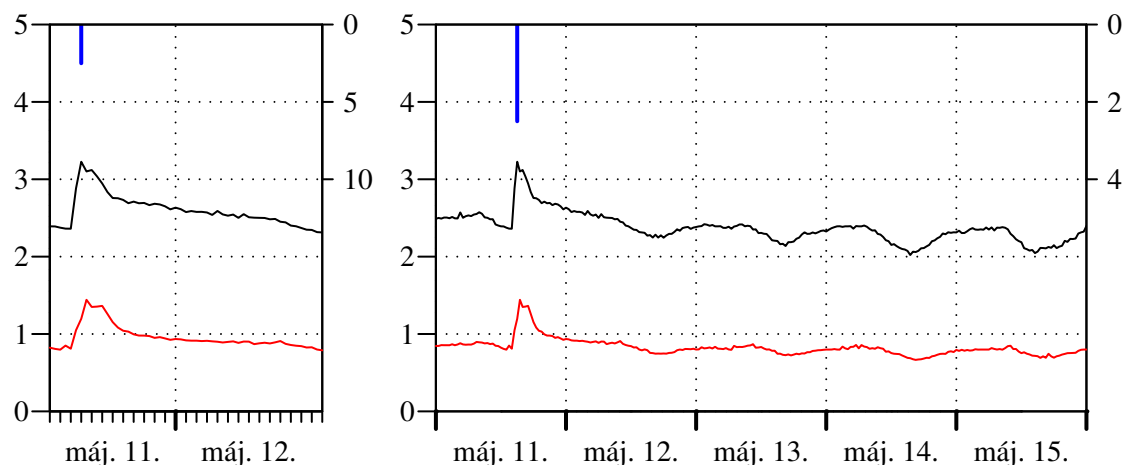
XXXV. árhullám



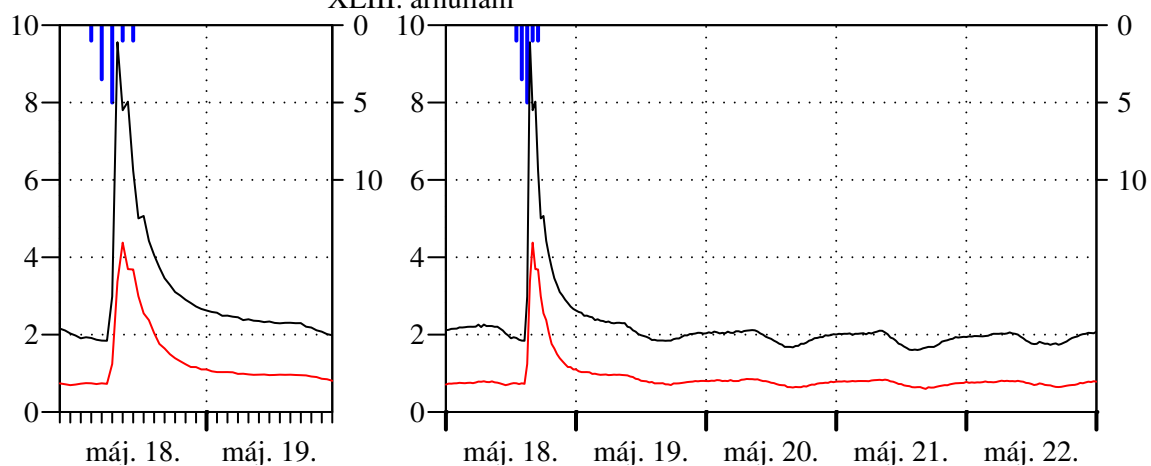
XXXVI. árhullám



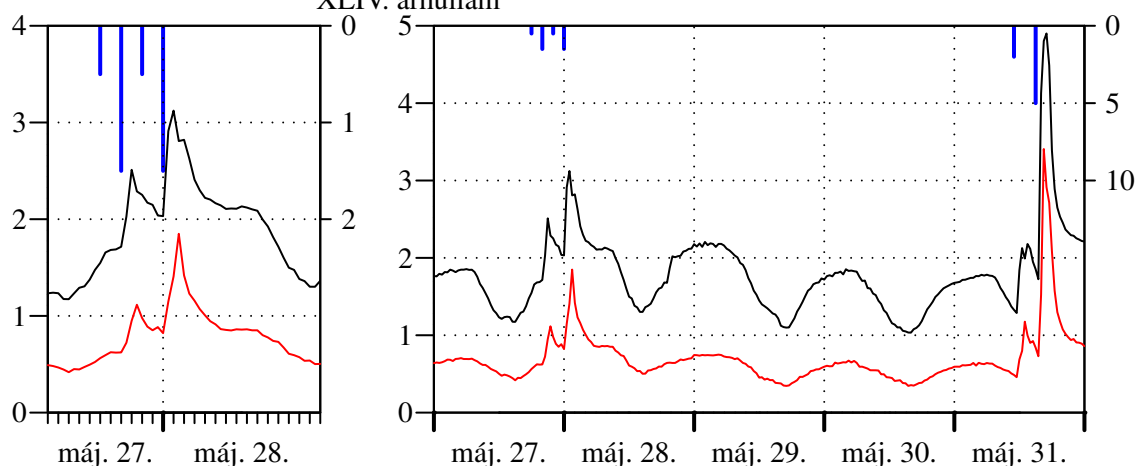
XLI. árhullám



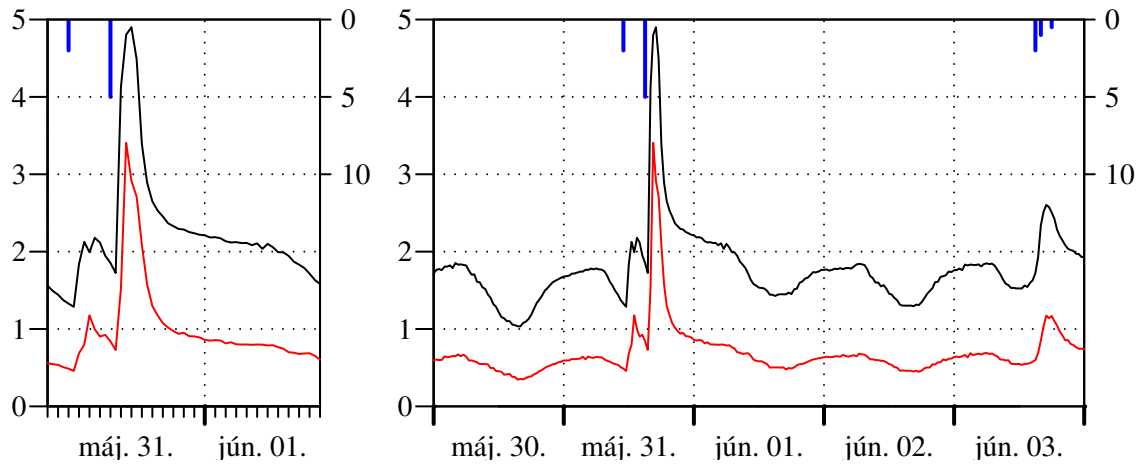
XLIII. árhullám



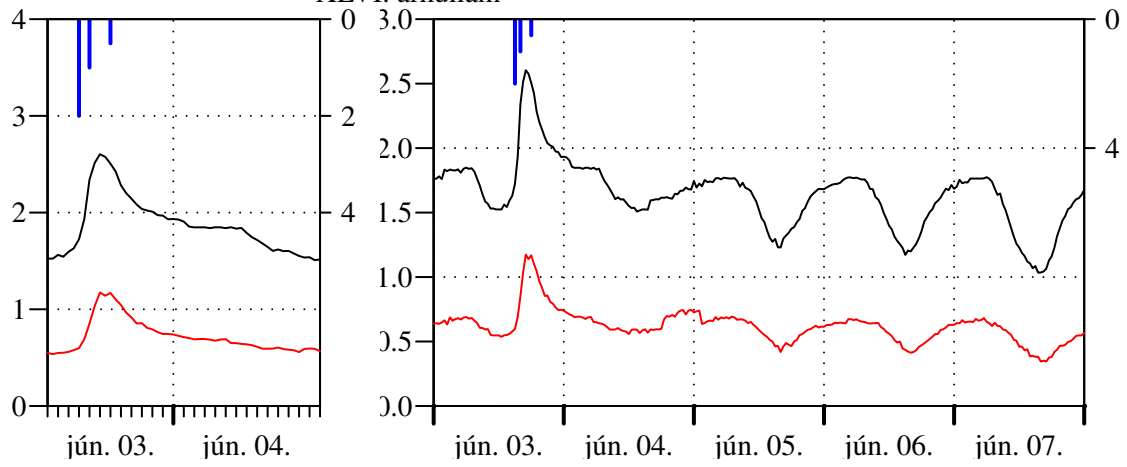
XLIV. árhullám



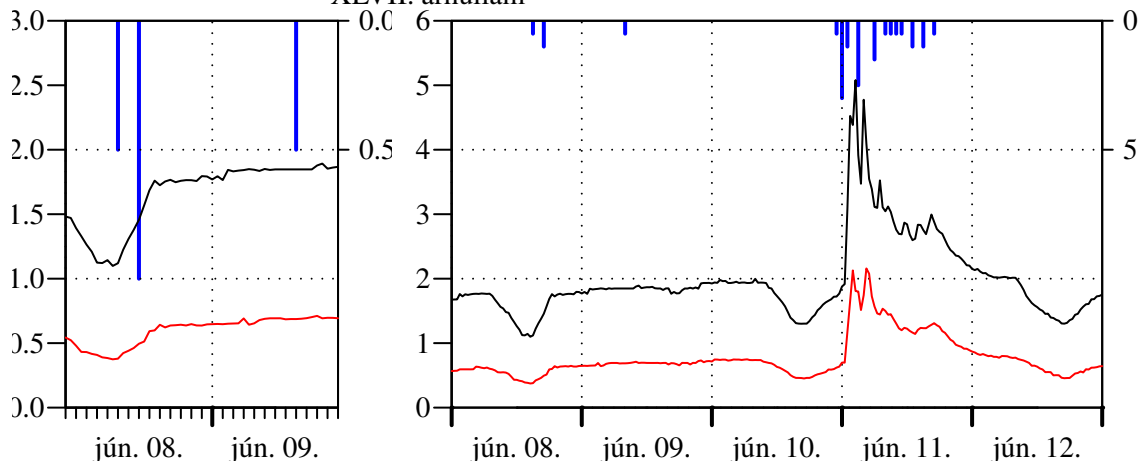
XLV. árhullám



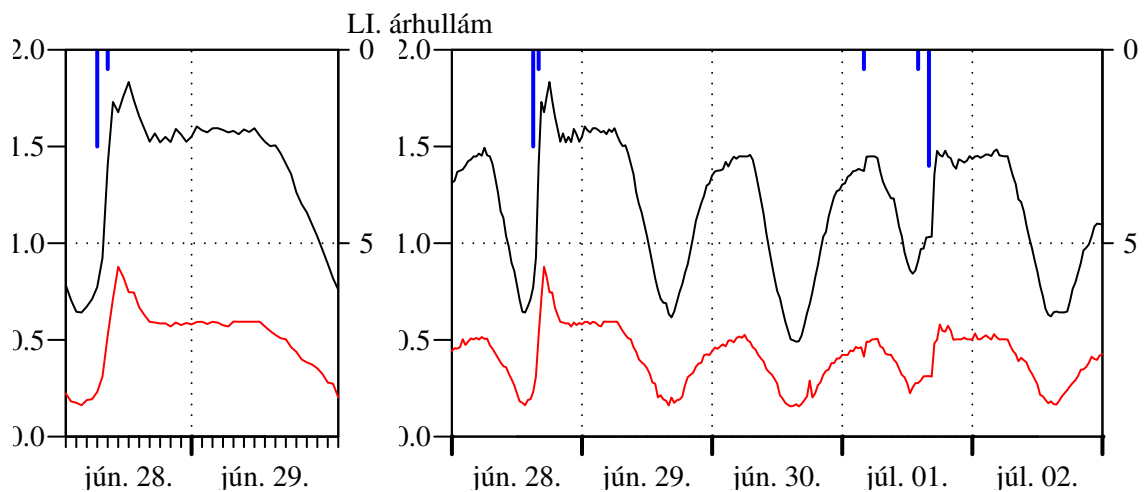
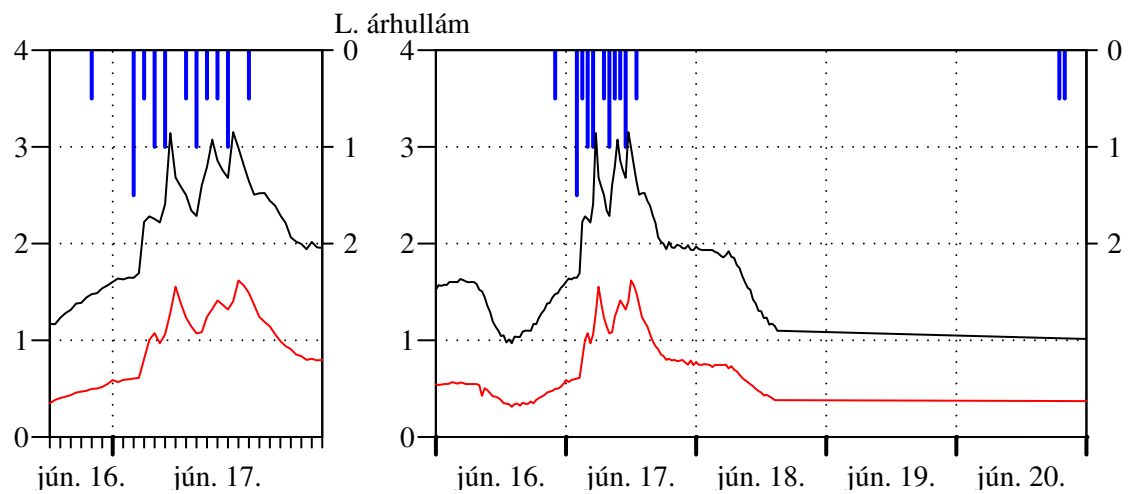
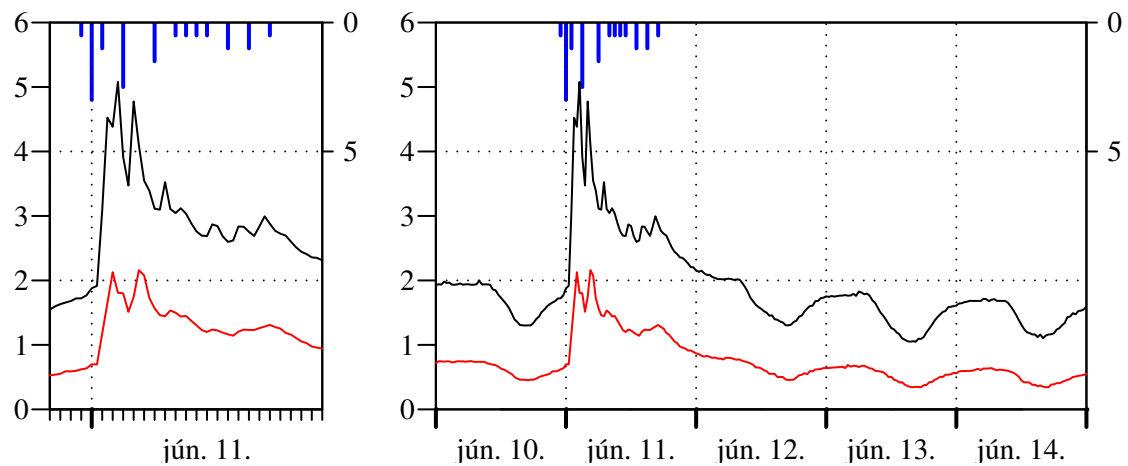
XLVI. árhullám



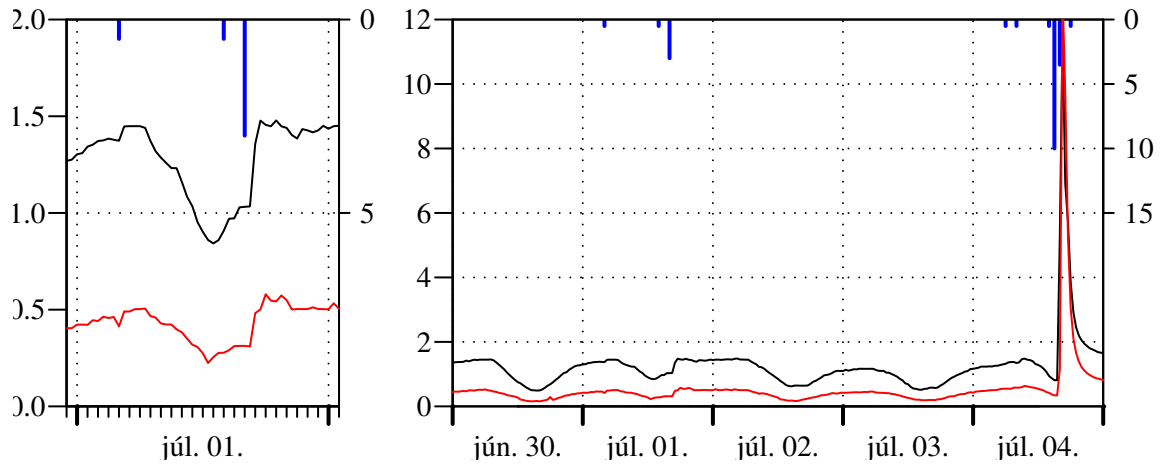
XLVII. árhullám



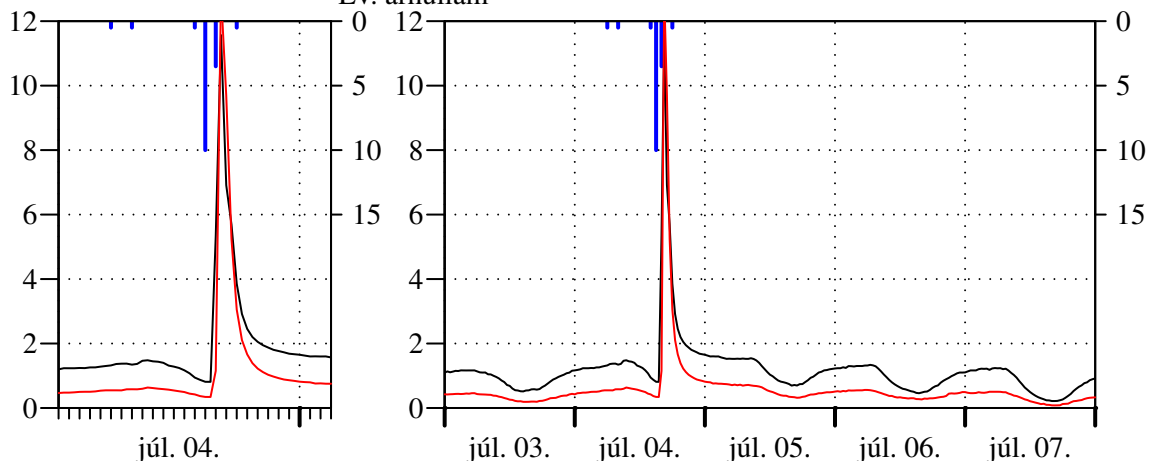
XLVIII. árhullám



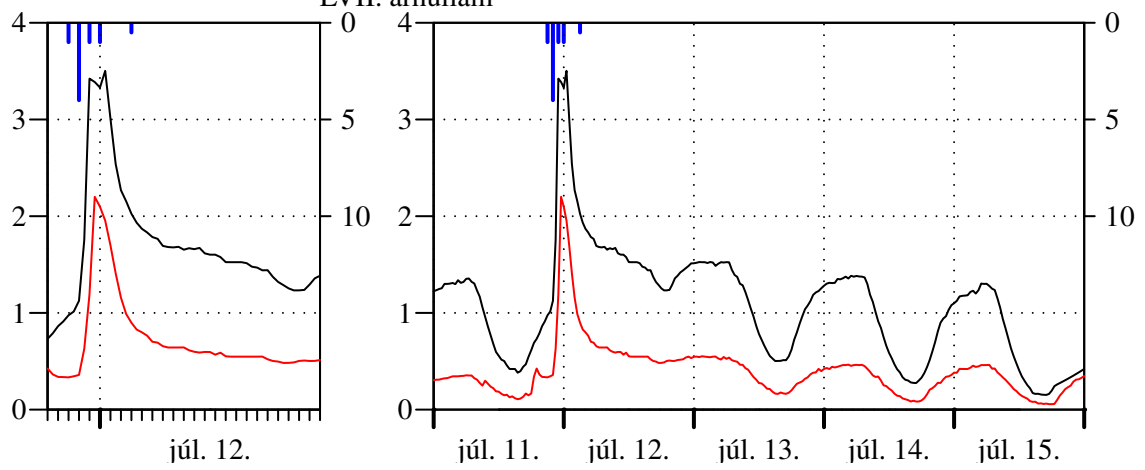
LIV. árhullám



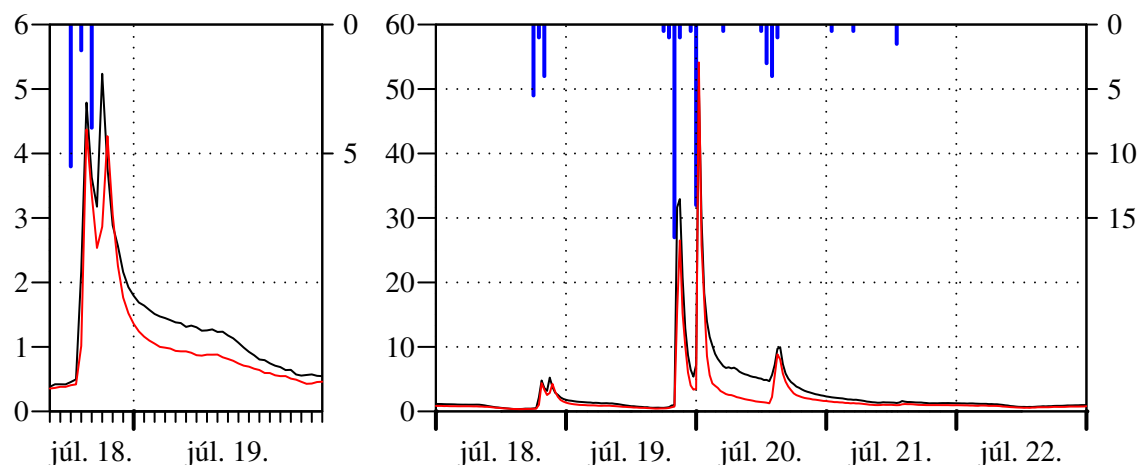
LV. árhullám



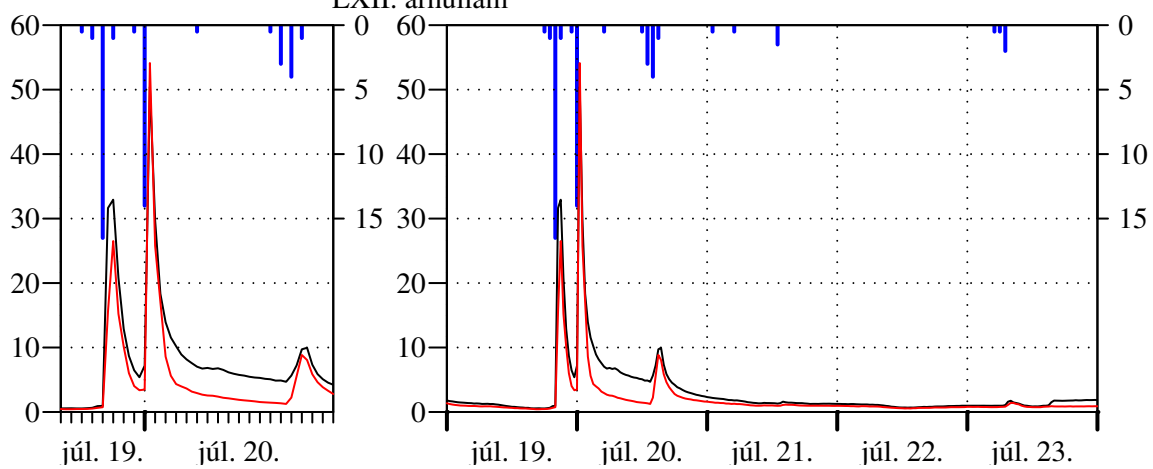
LVI. árhullám



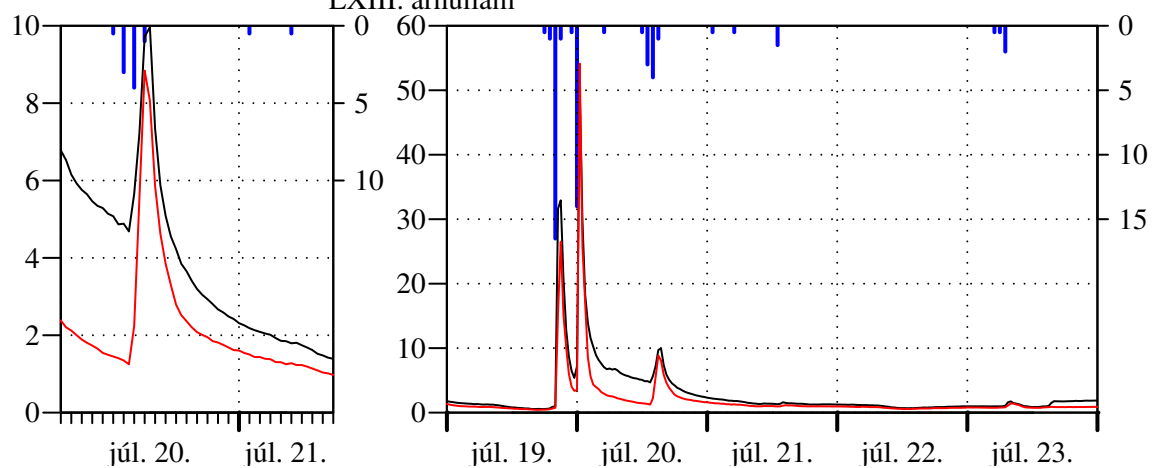
LIX. árhullám



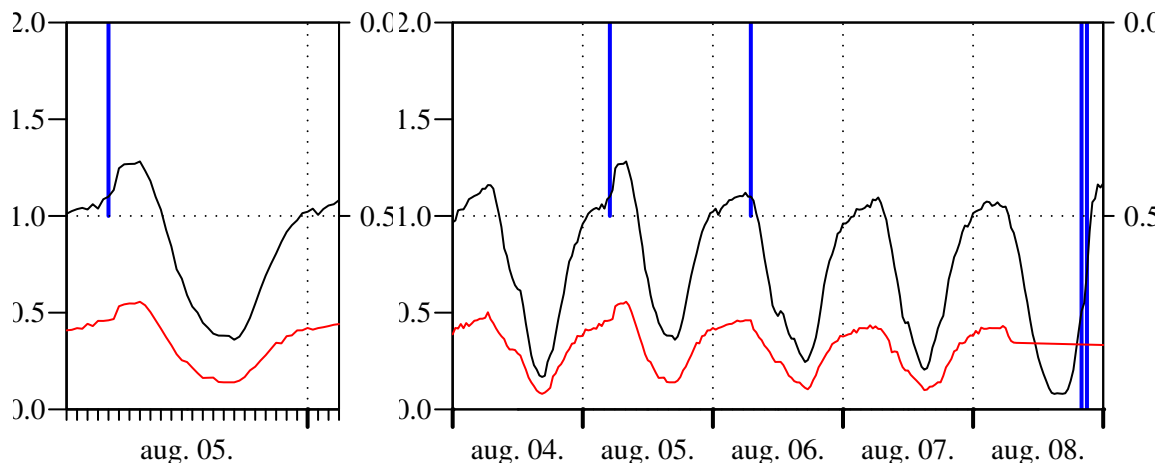
LXII. árhullám



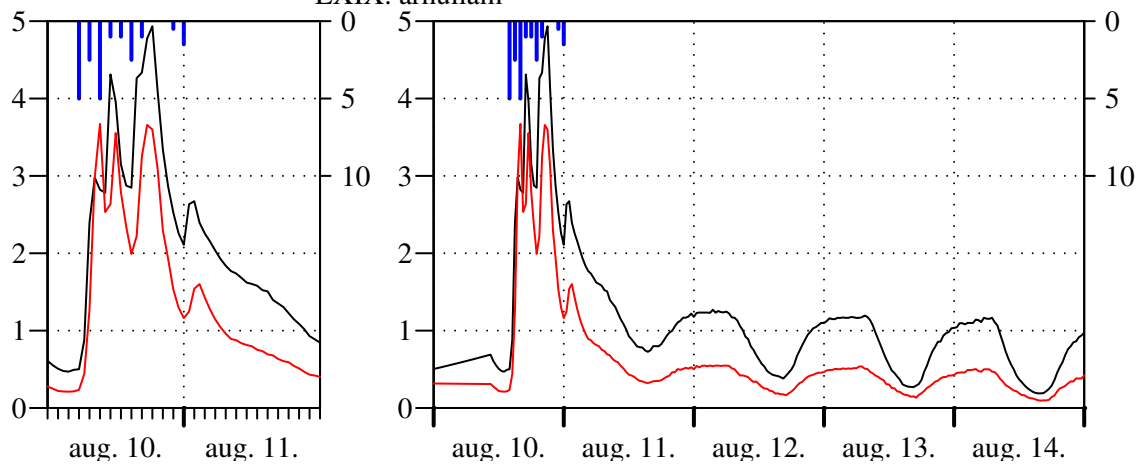
LXIII. árhullám



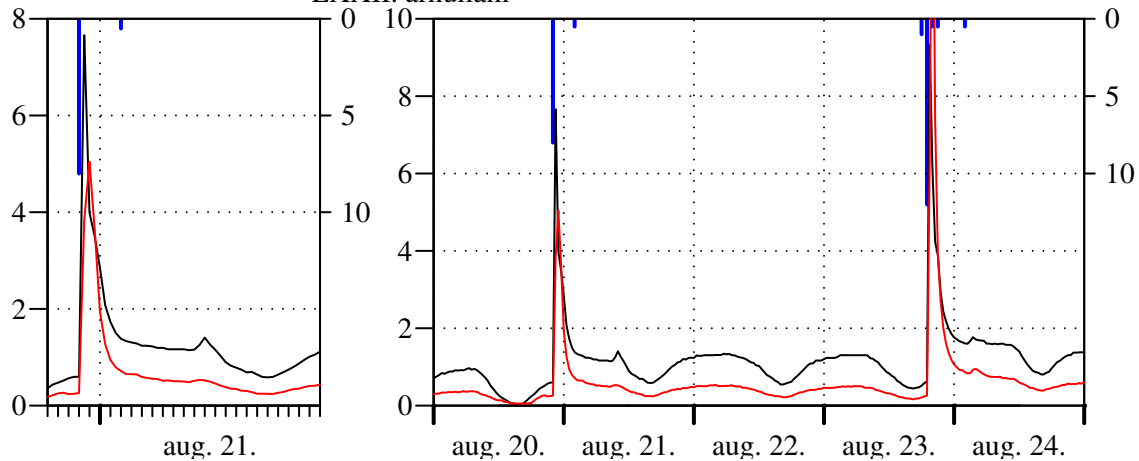
LXV. árhullám



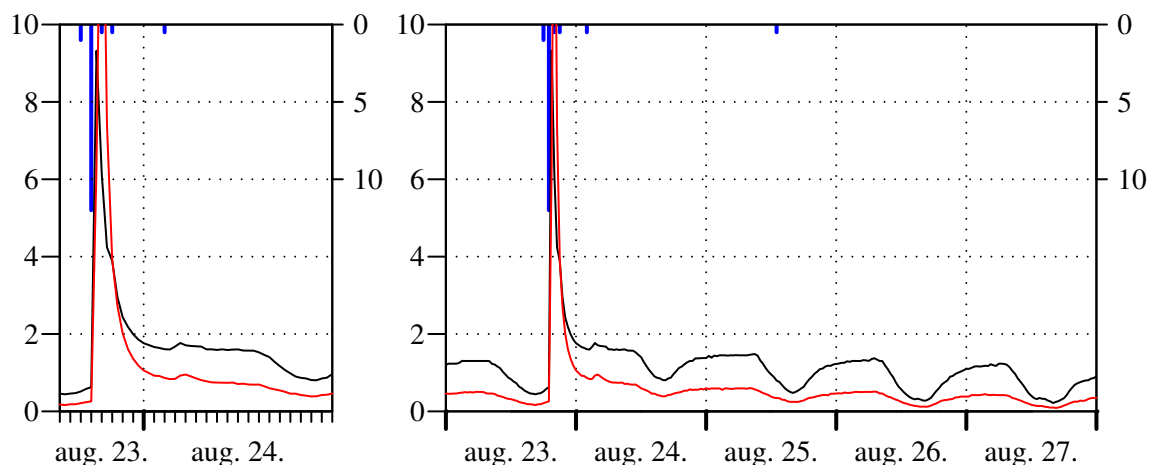
LXIX. árhullám



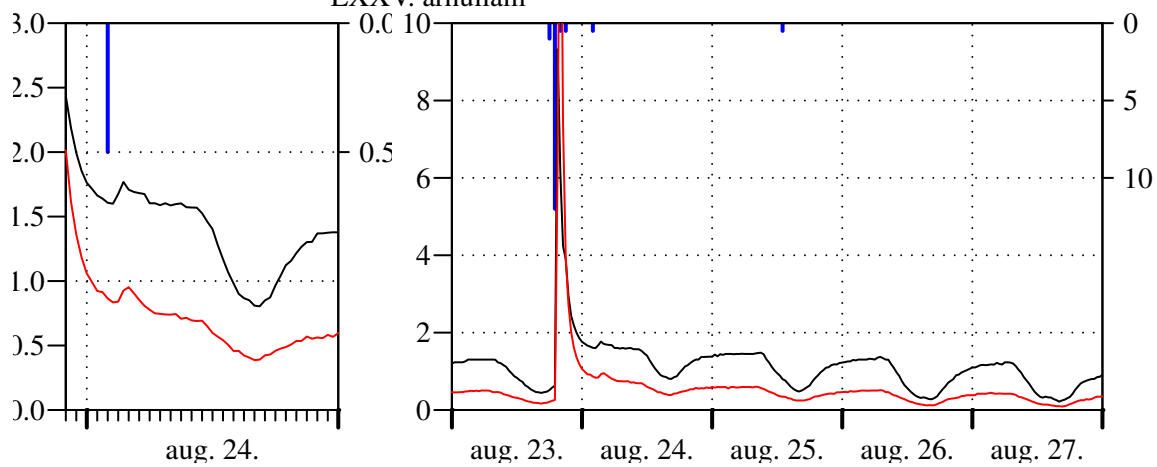
LXXII. árhullám



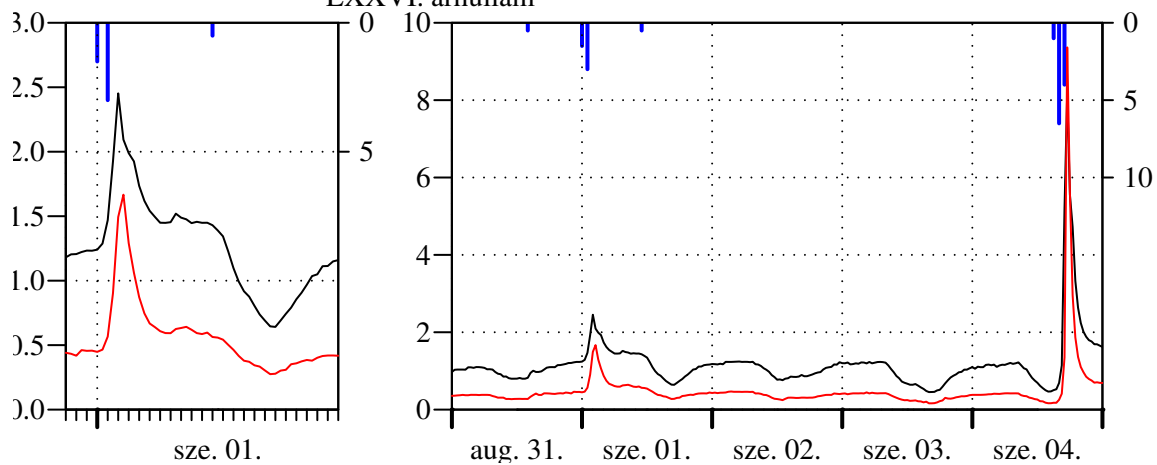
LXXIII. árhullám



LXXV. árhullám

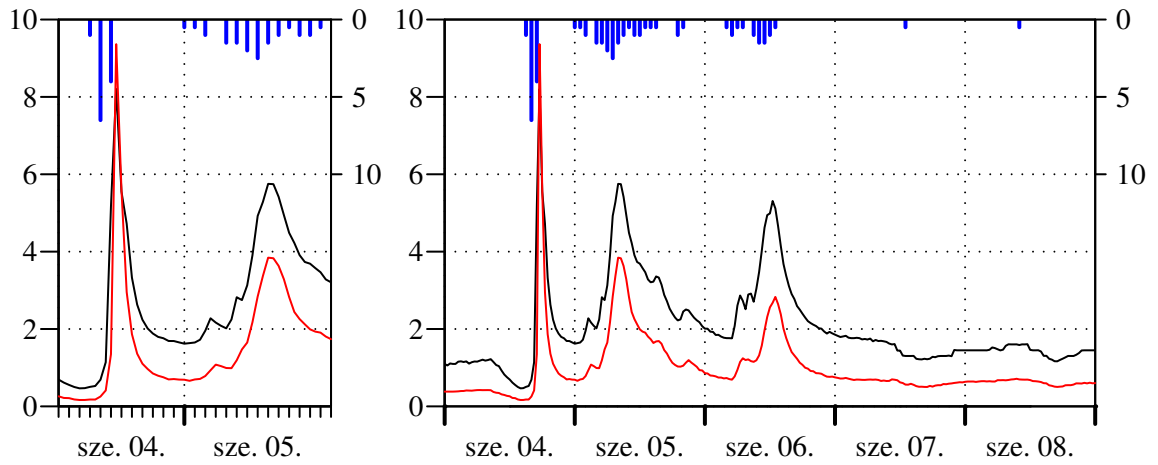


LXXVI. árhullám

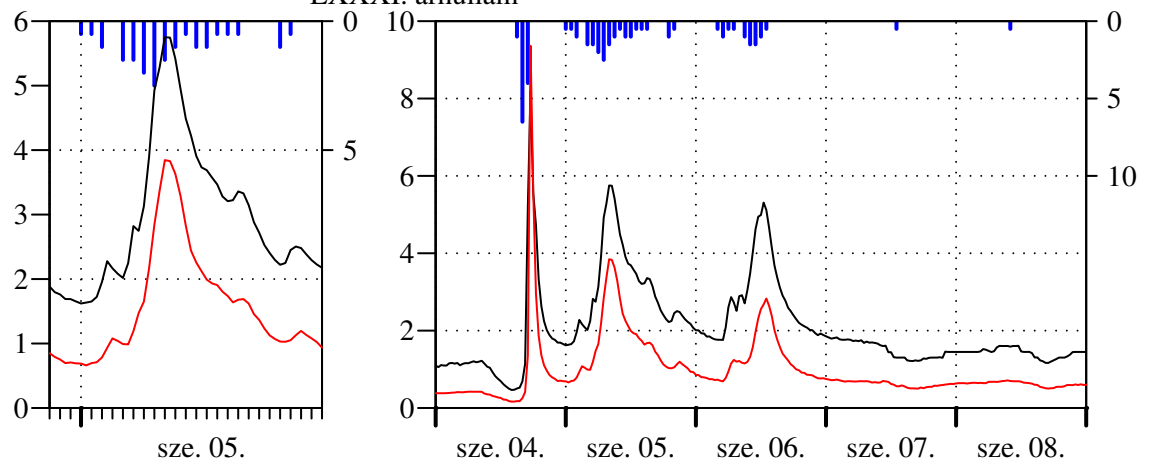


LXXIX. árhullám

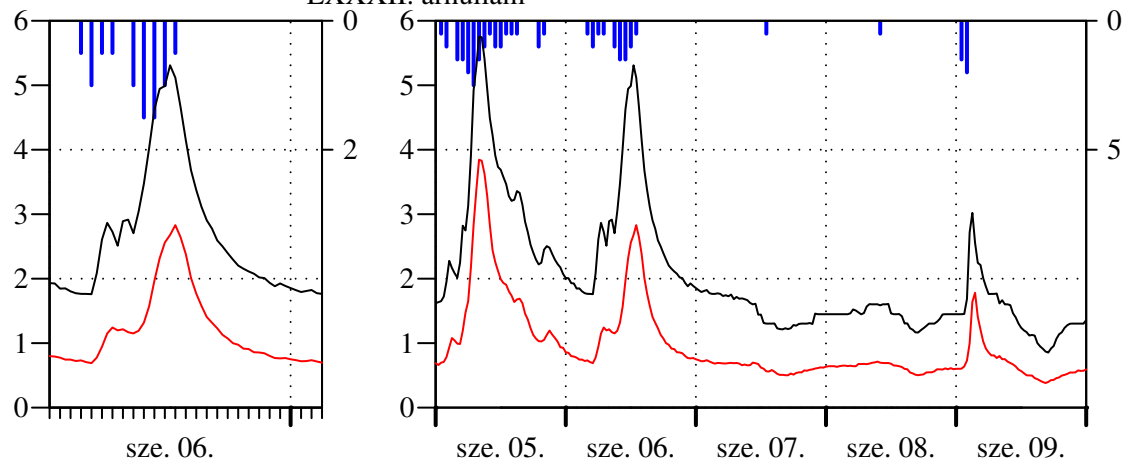




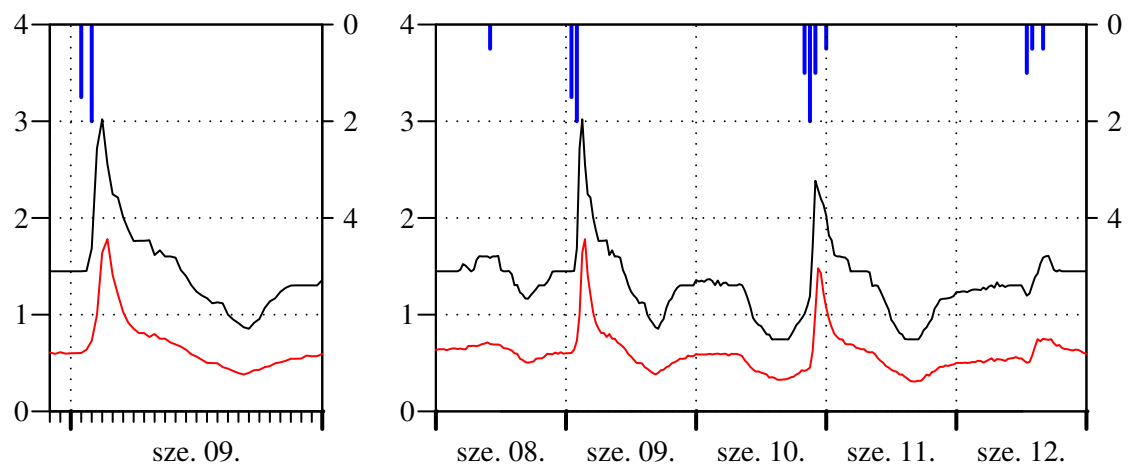
LXXXI. árhullám



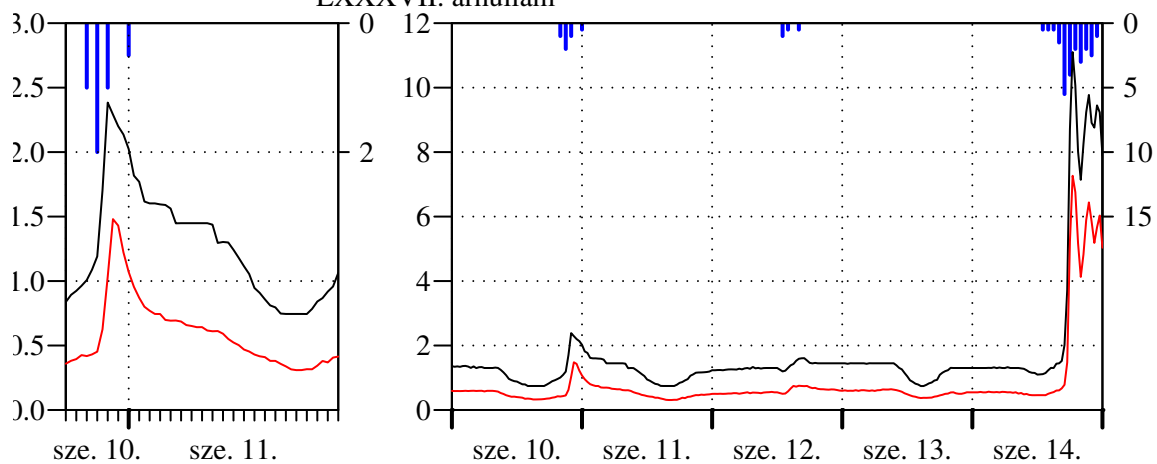
LXXXII. árhullám



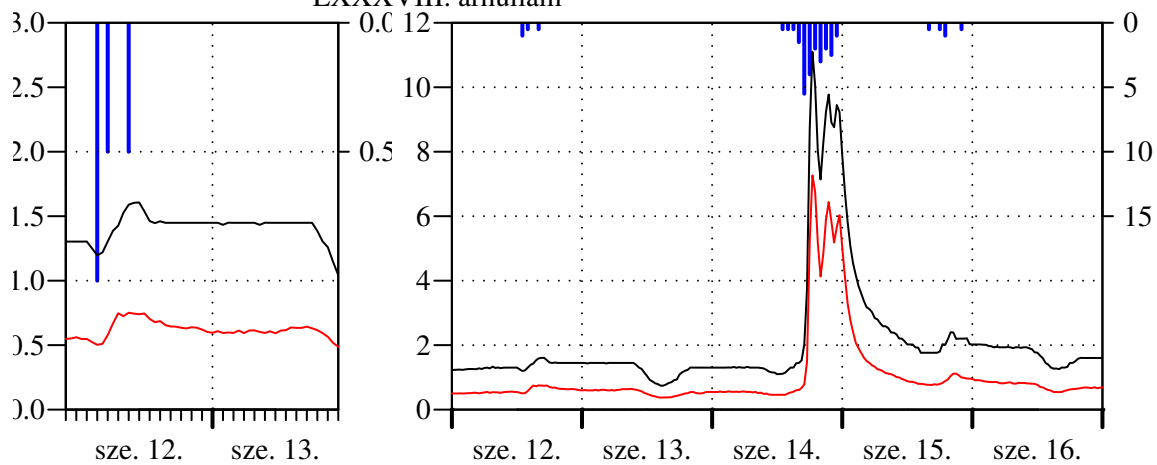
LXXXIV. árhullám



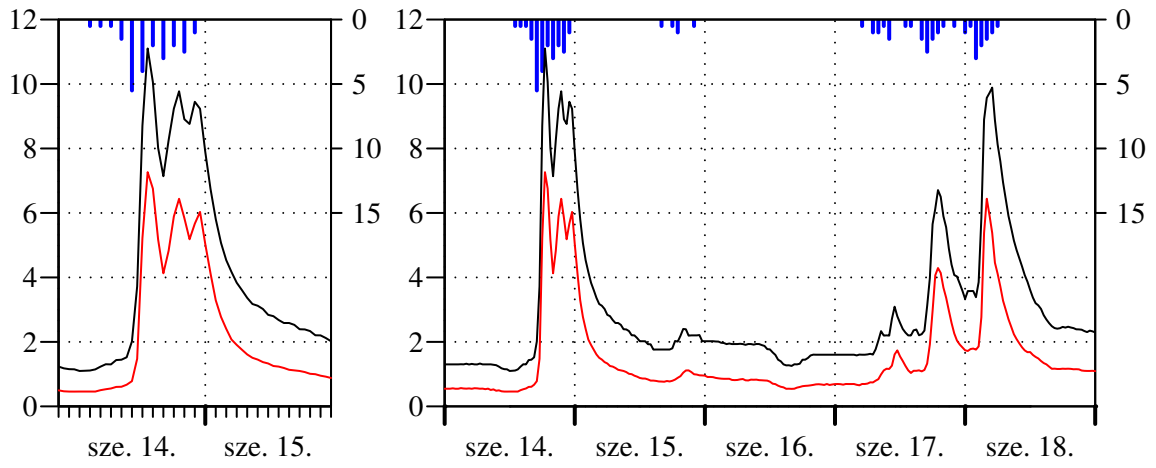
LXXXVII. árhullám



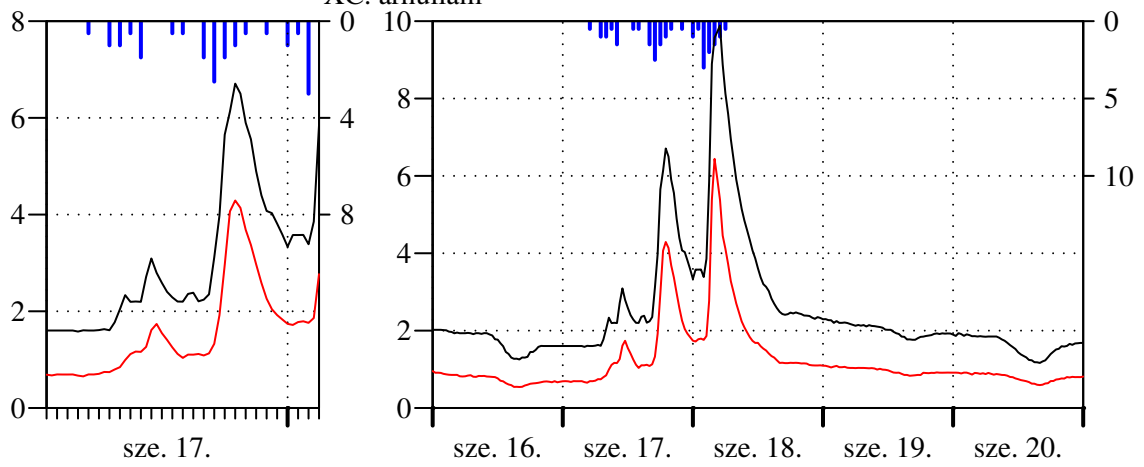
LXXXVIII. árhullám



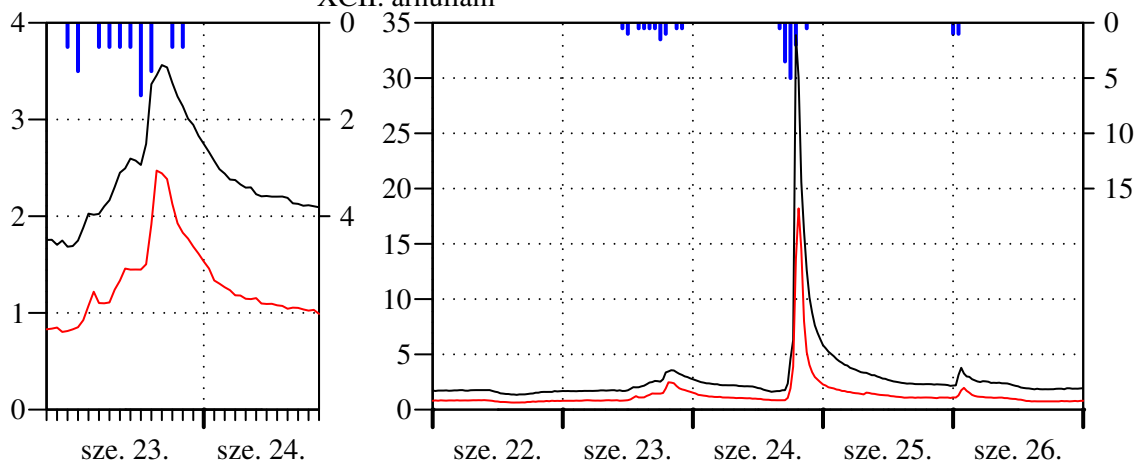
LXXXIX. árhullám



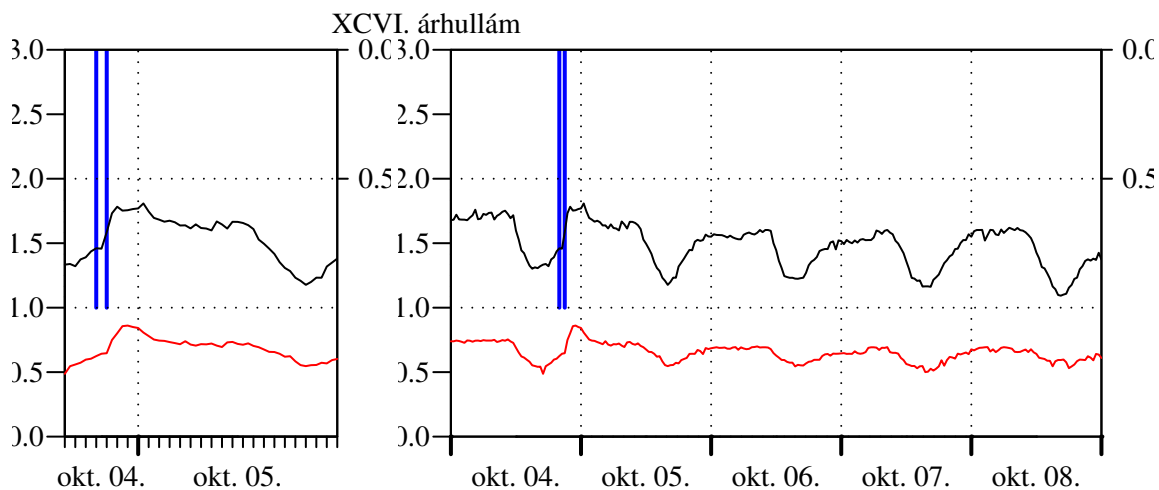
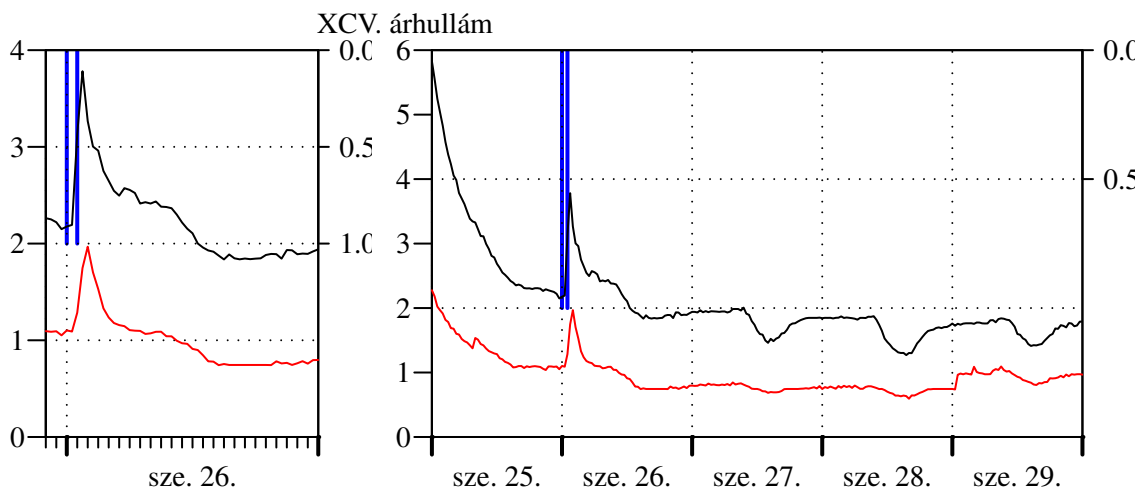
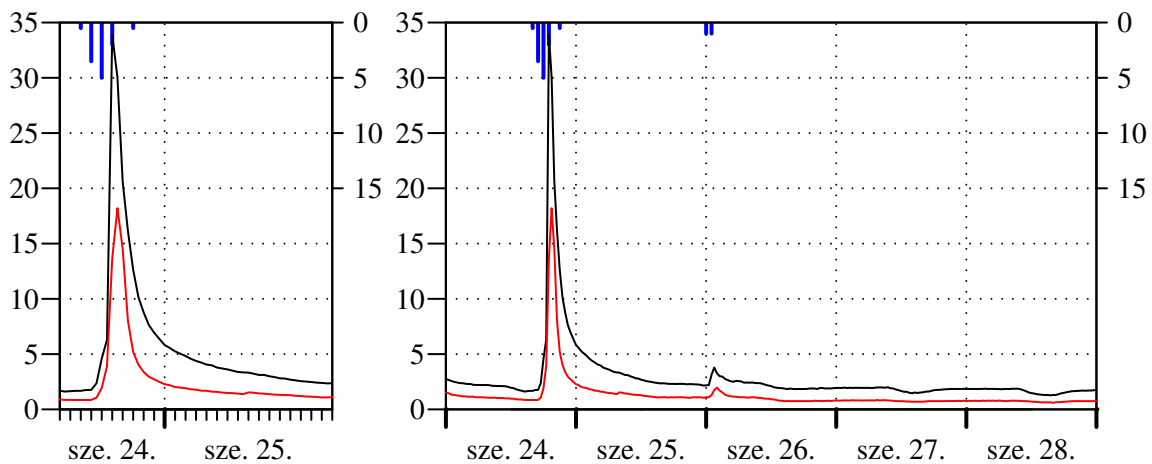
XC. árhullám



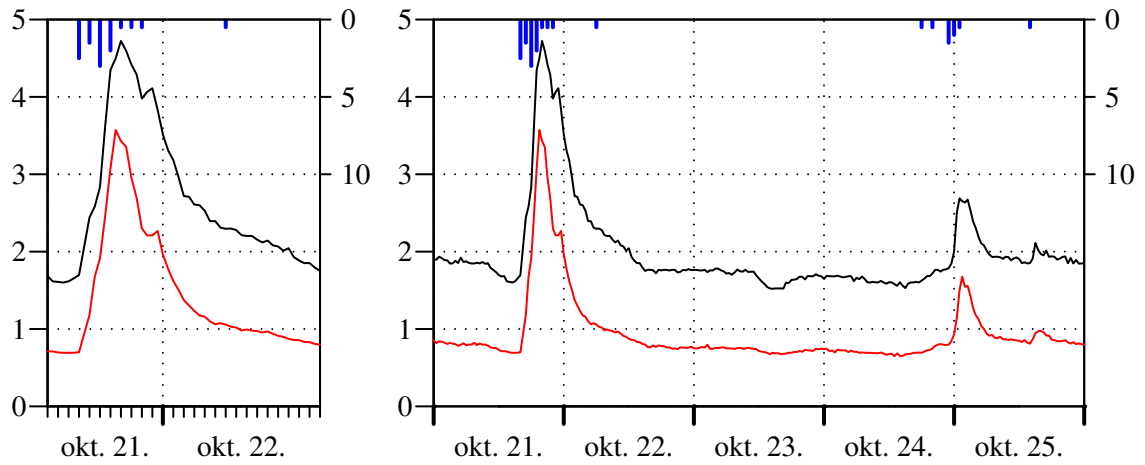
XCII. árhullám



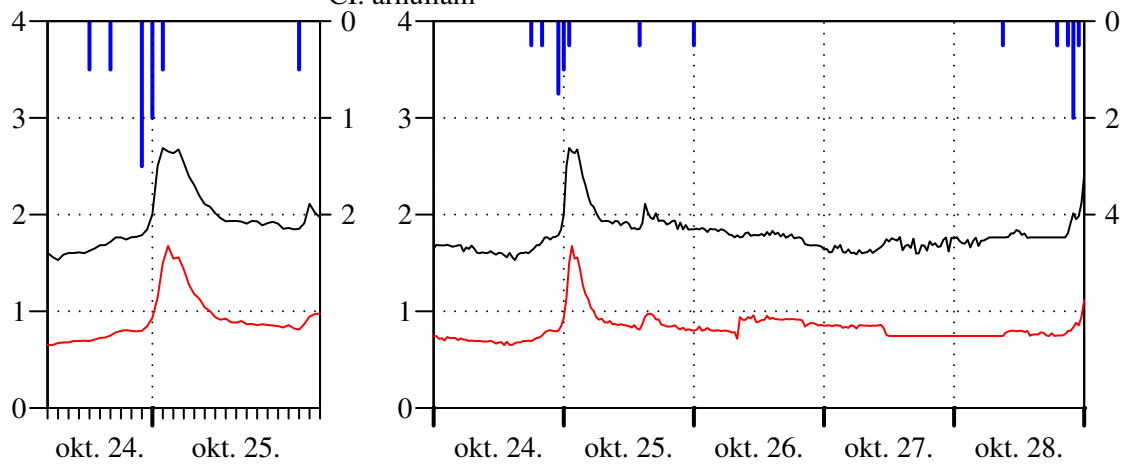
XCIV. árhullám



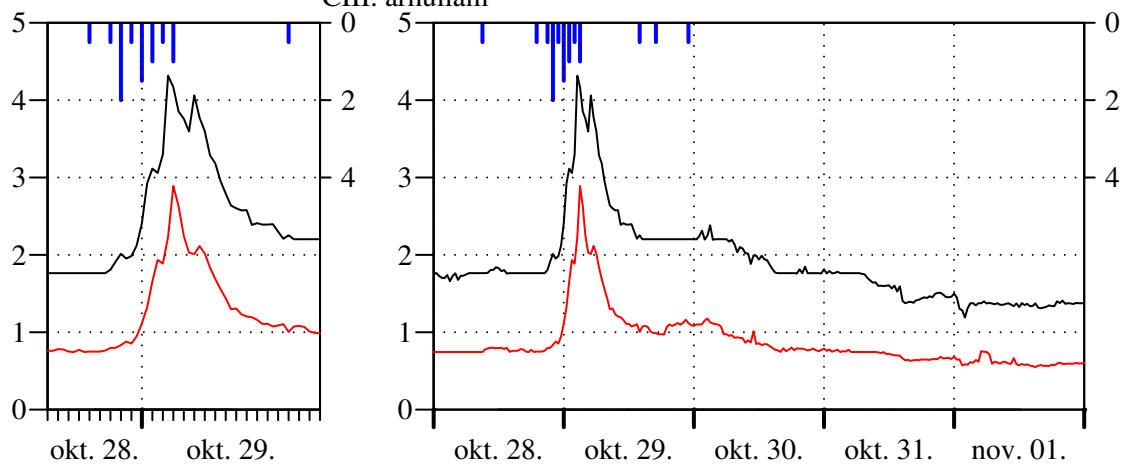
XCVIII. árhullám



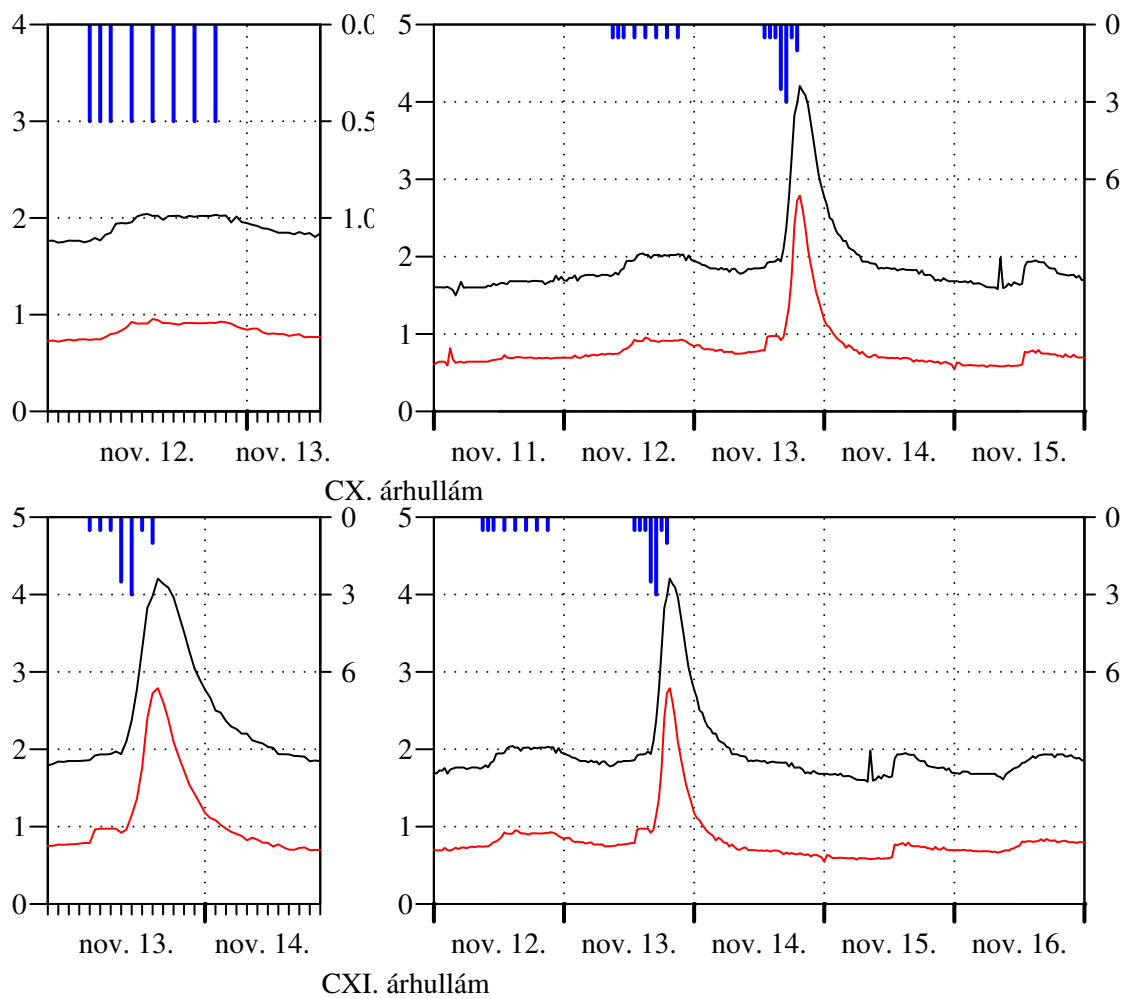
CI. árhullám



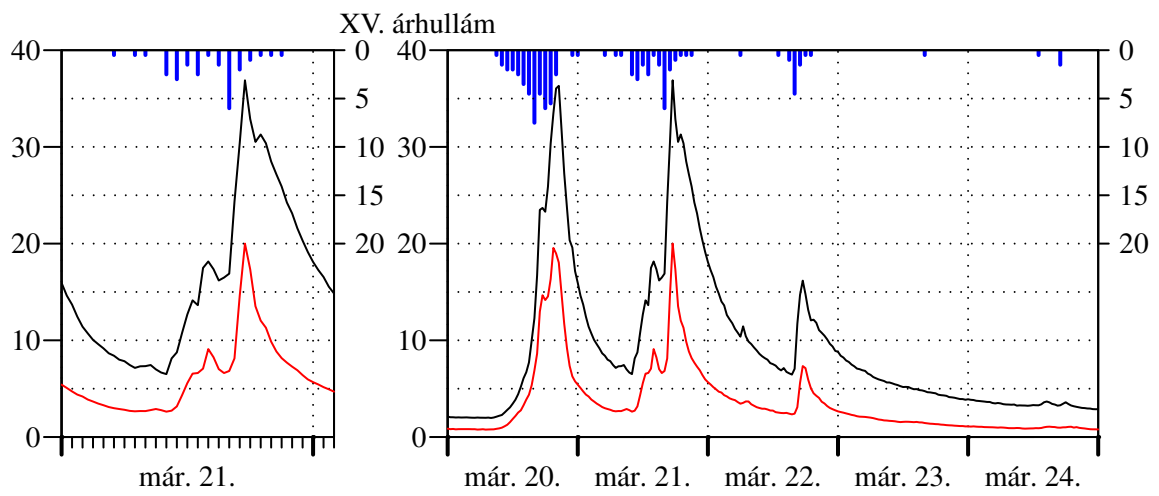
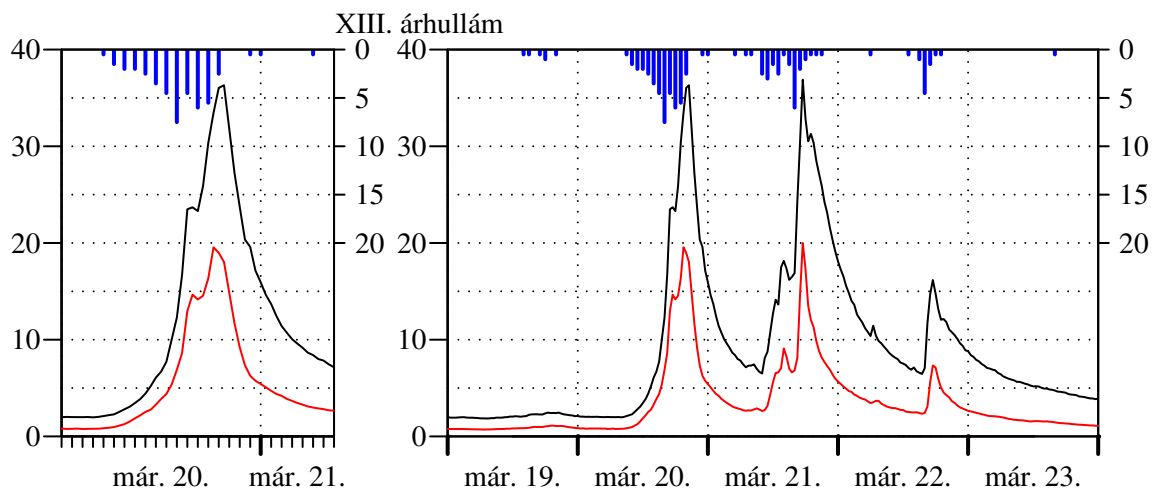
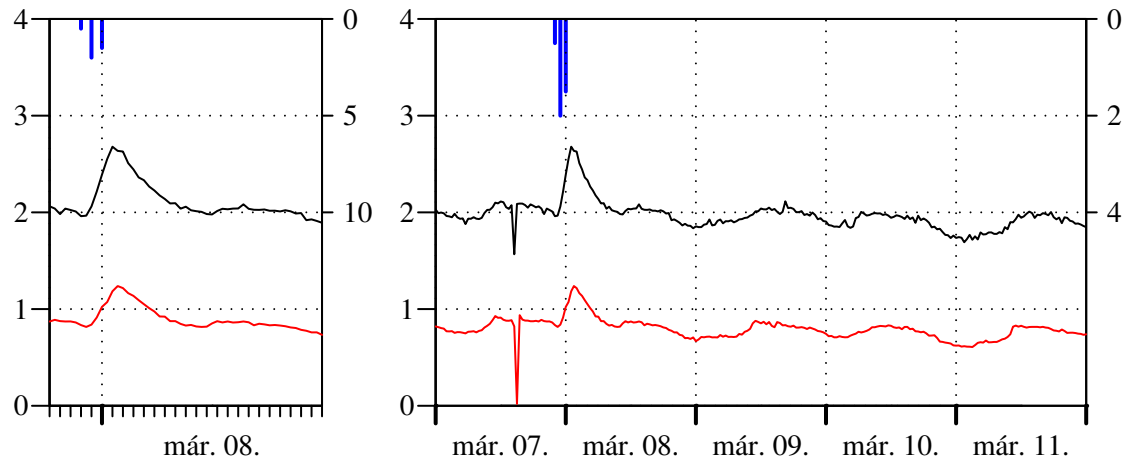
CII. árhullám



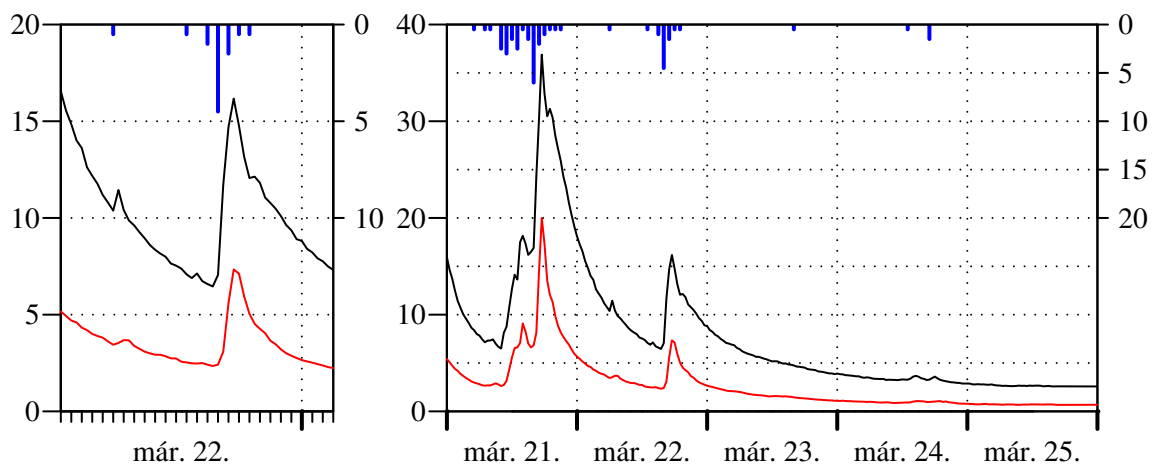
CVII. árhullám



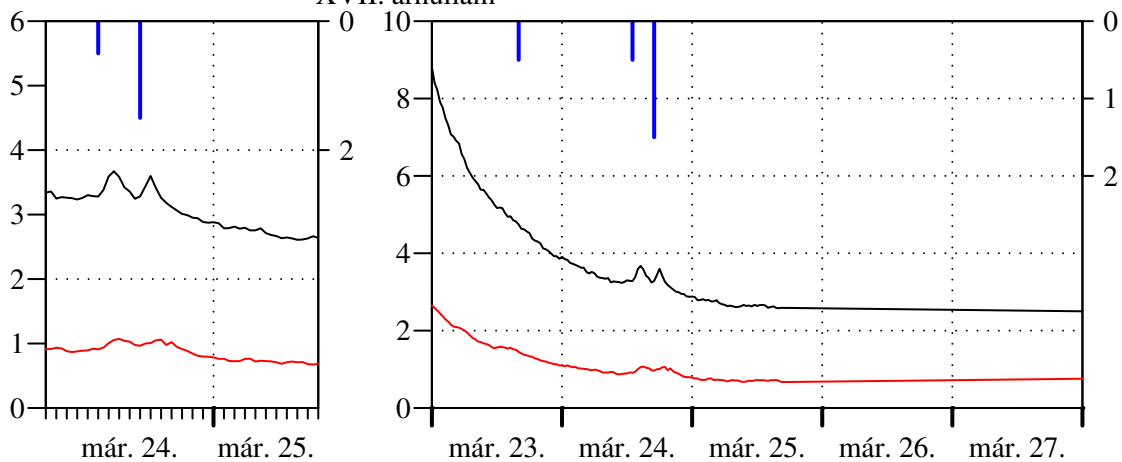
A 2002. év



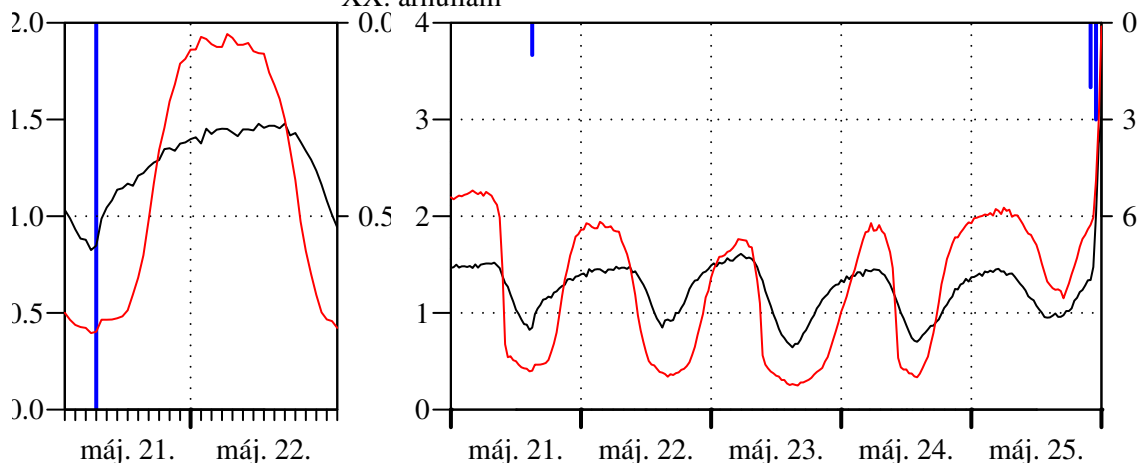
XVI. árhullám



XVII. árhullám



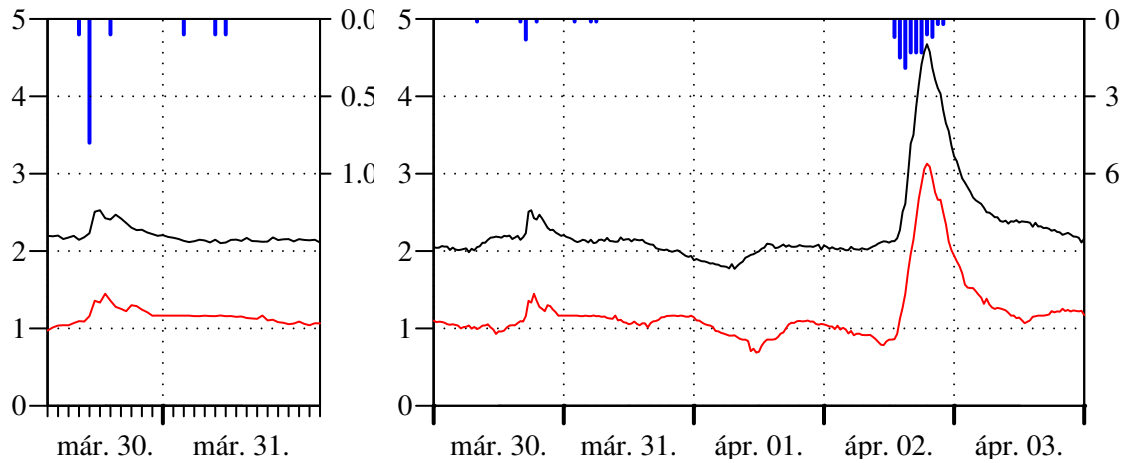
XX. árhullám



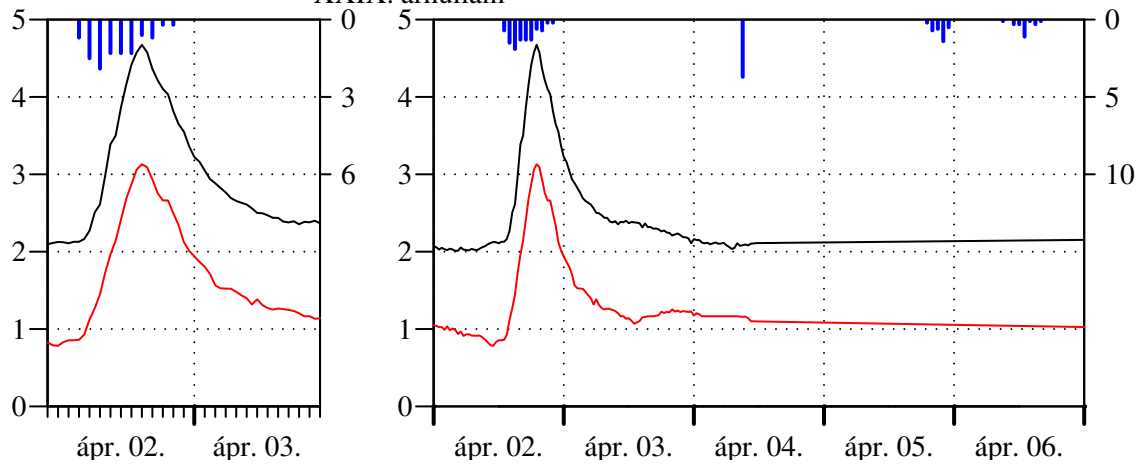
XXXVII. árhullám



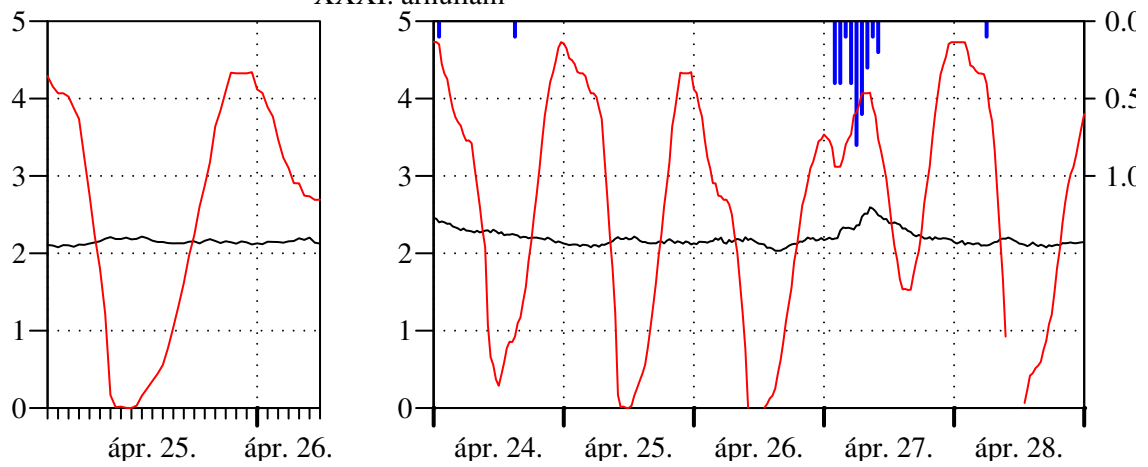
**A 2003. év**



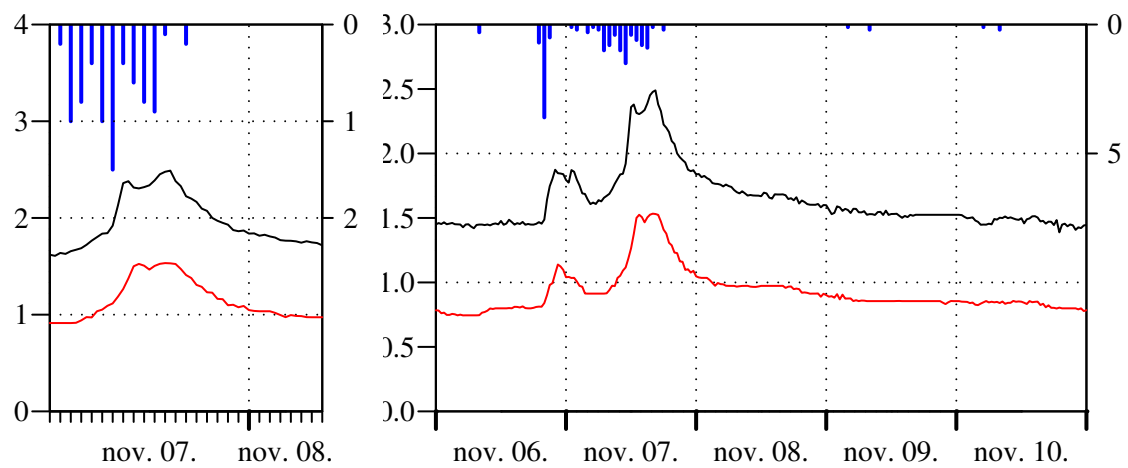
XXIX. árhullám



XXXI. árhullám

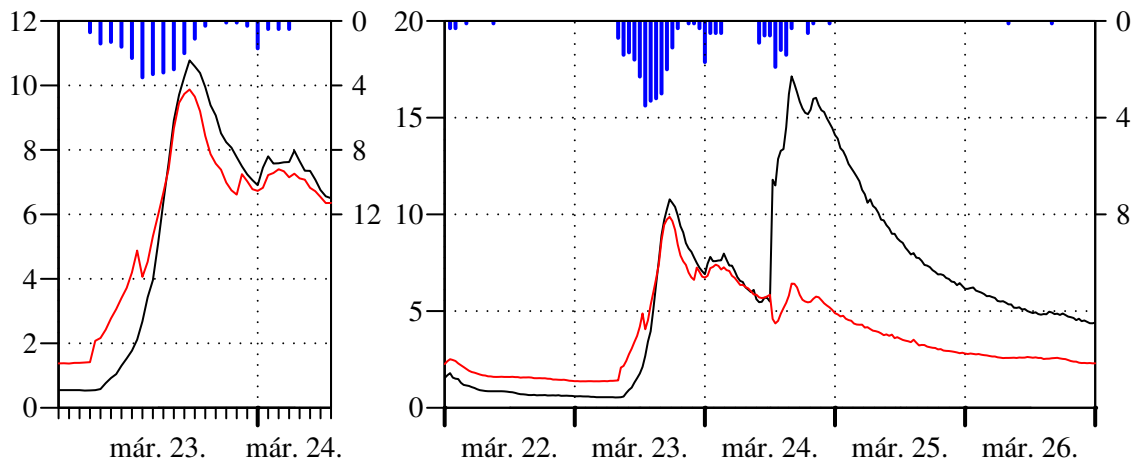


XL. árhullám

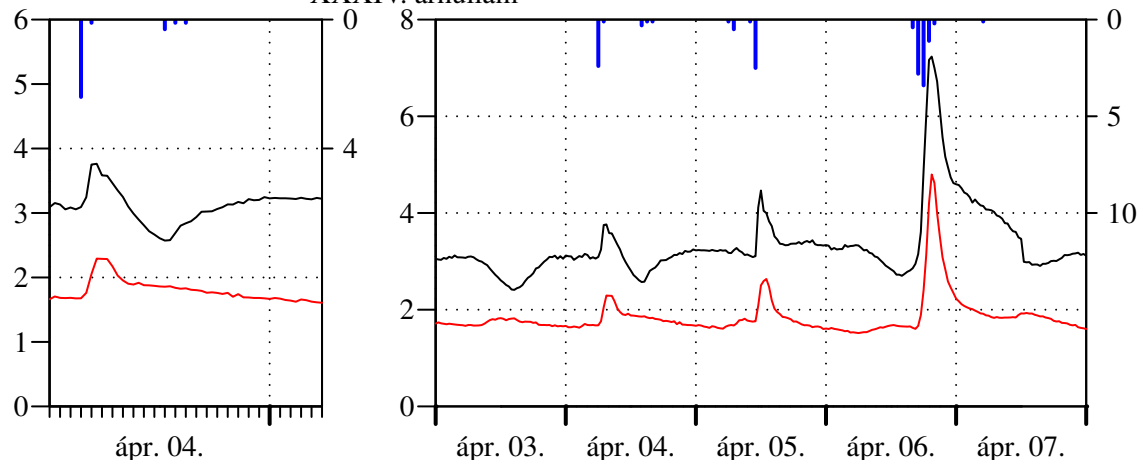


XLVIII. árhullám

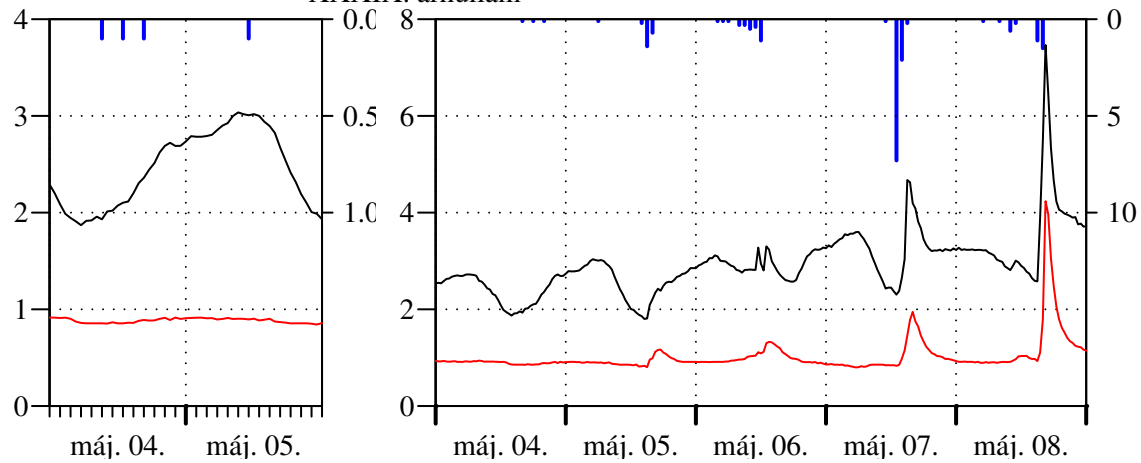
A 2004. év



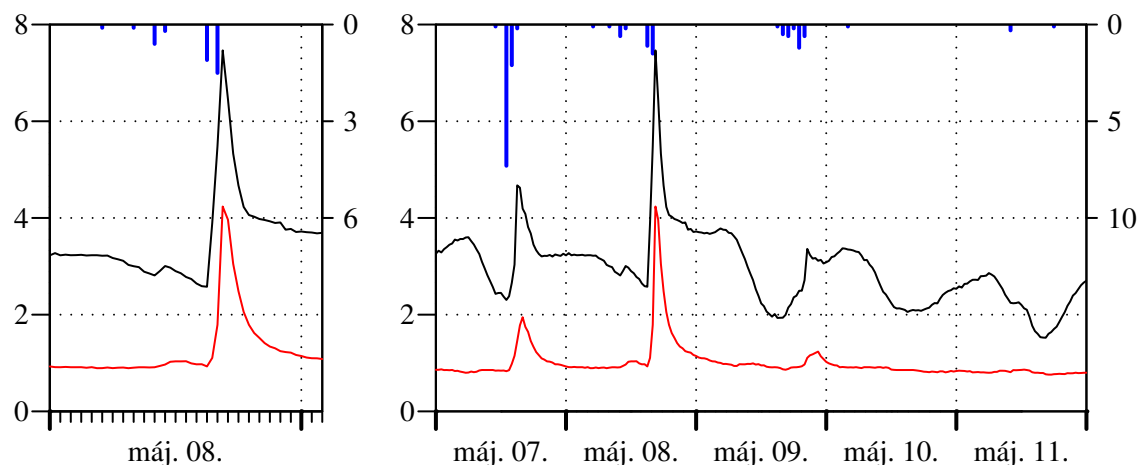
XXXIV. árhullám



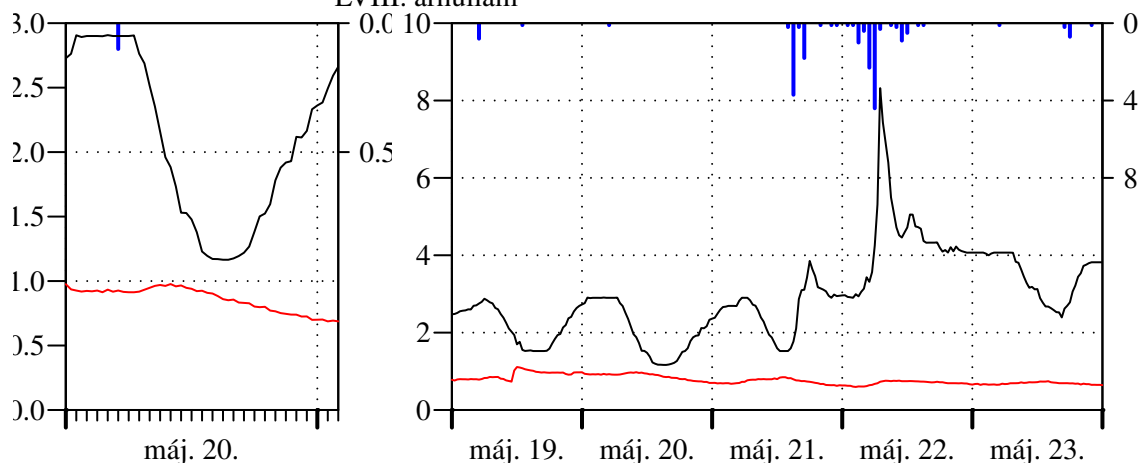
XXXIX. árhullám



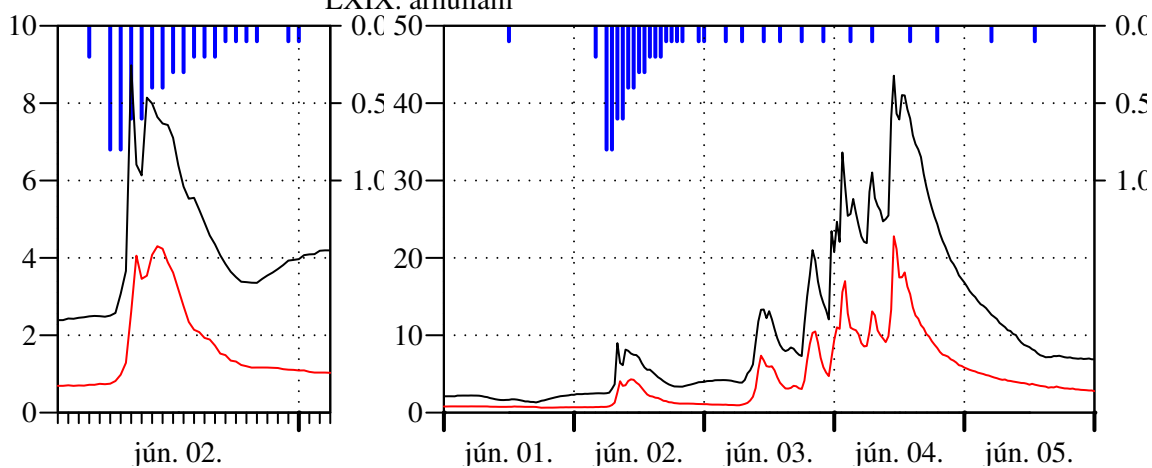
LIII. árhullám



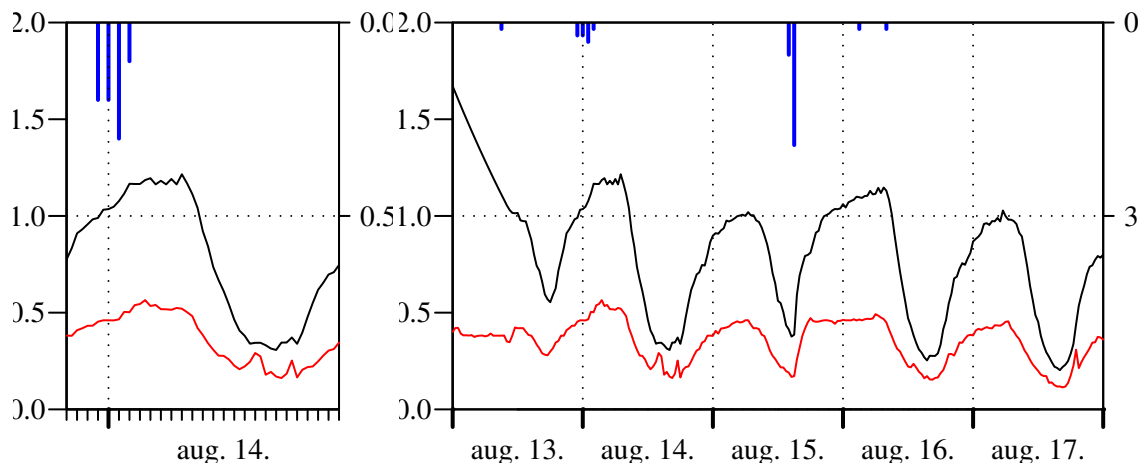
LXVIII. árhullám



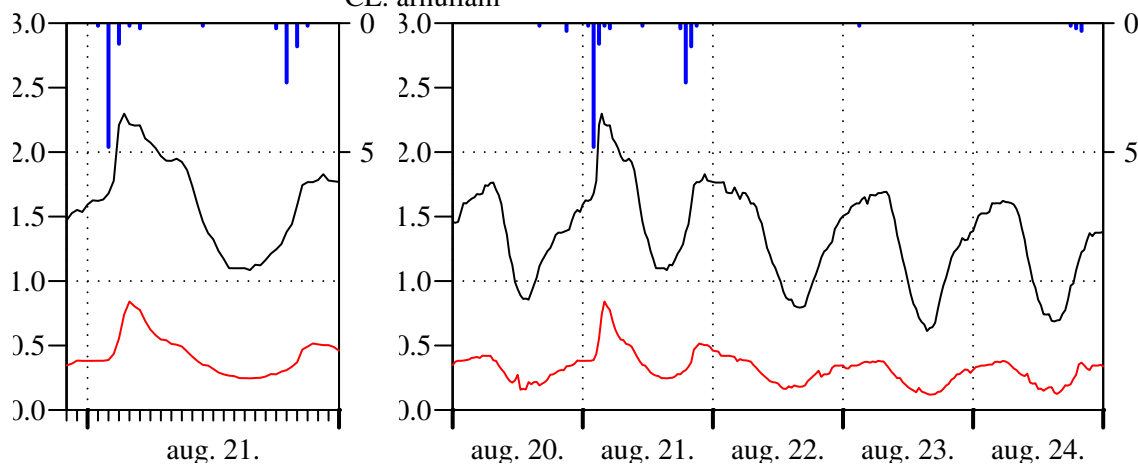
LXIX. árhullám



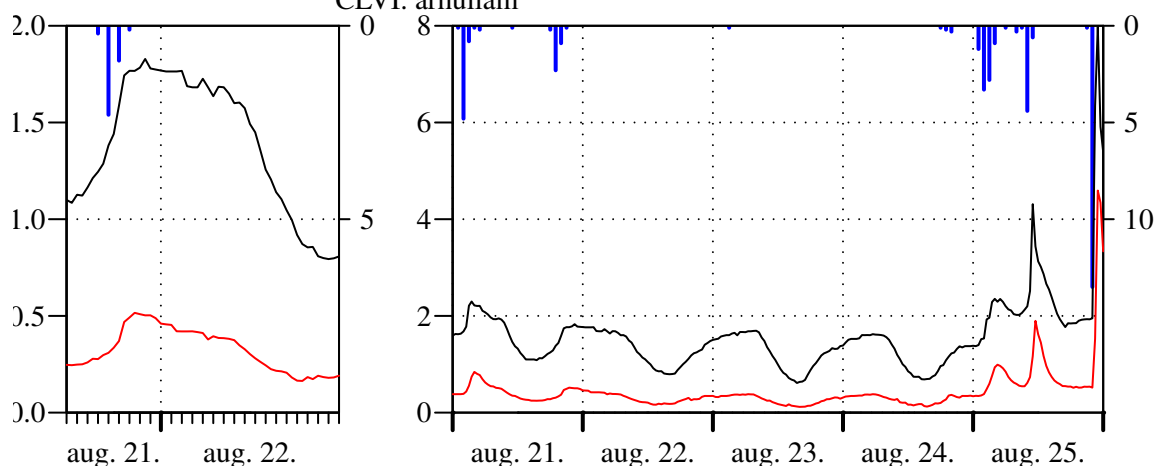
LXXIX. árhullám



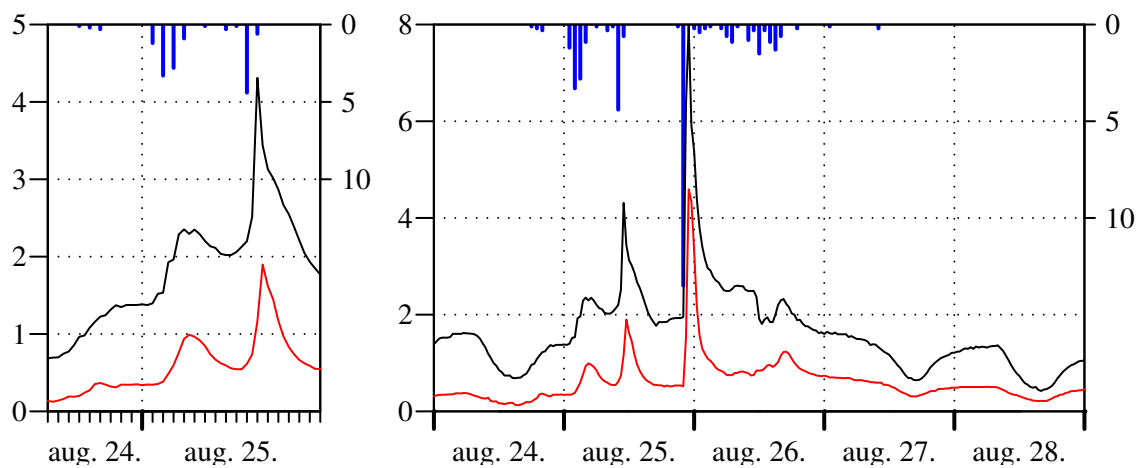
CL. ár hullám



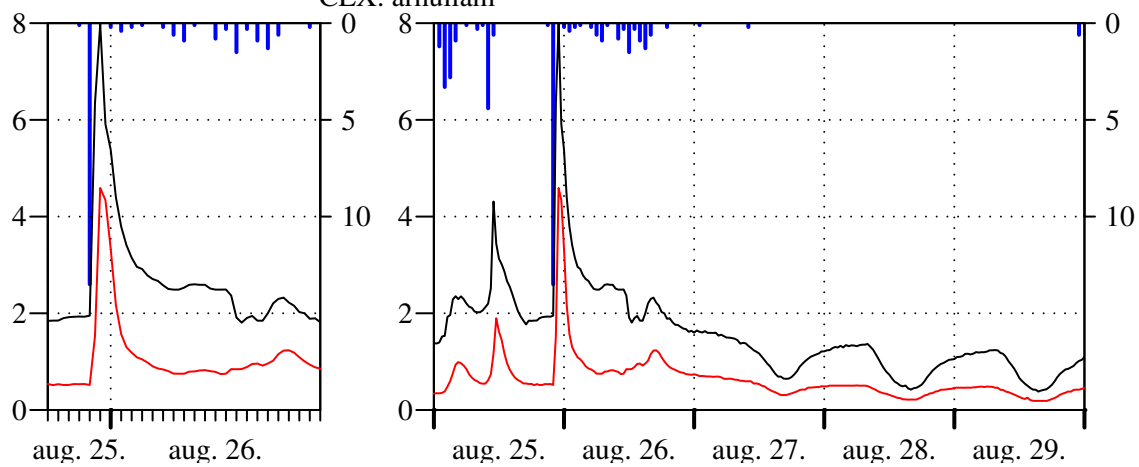
CLVI. ár hullám



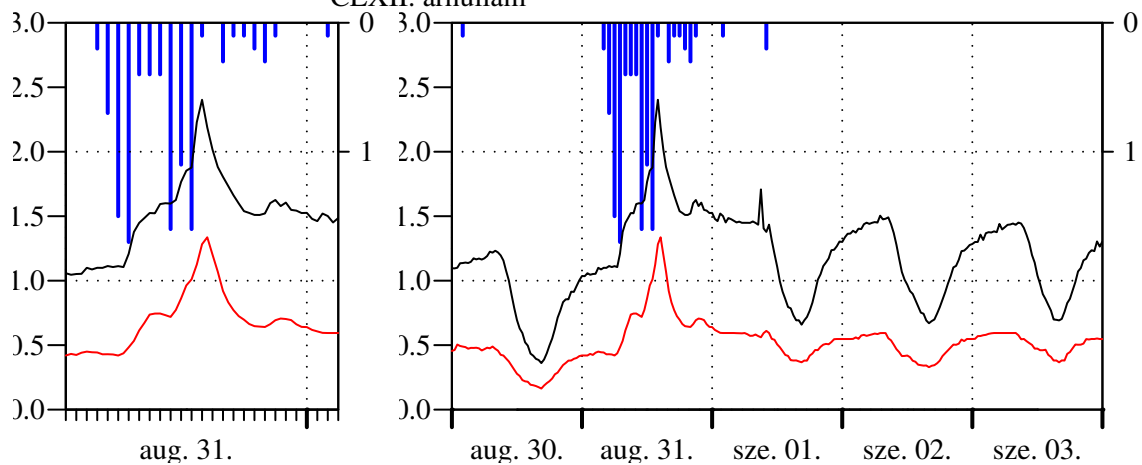
CLVIII. ár hullám



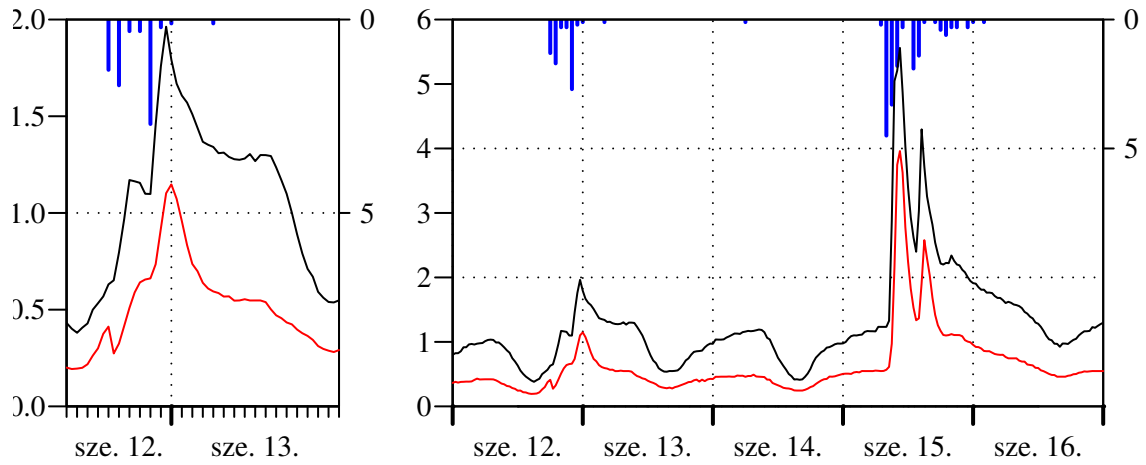
CLX. árhullám



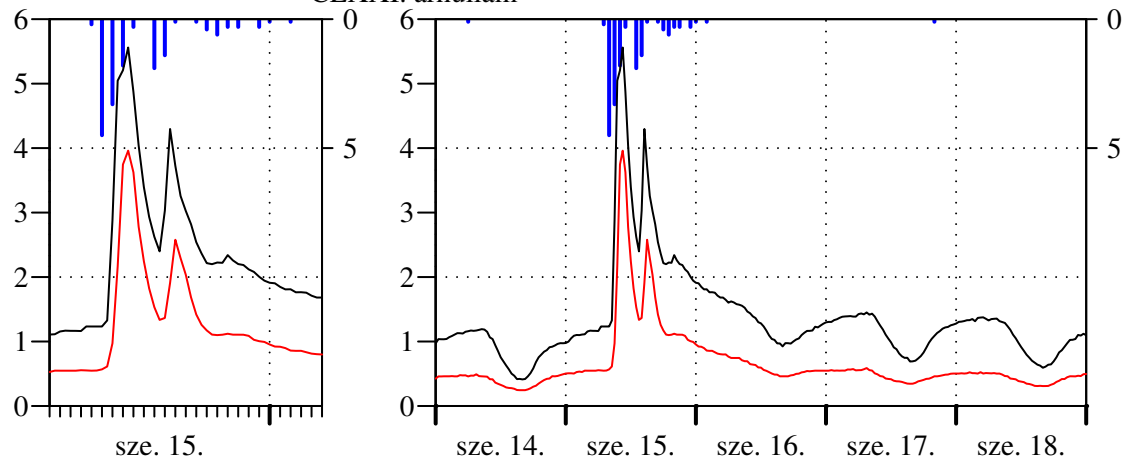
CLXII. árhullám



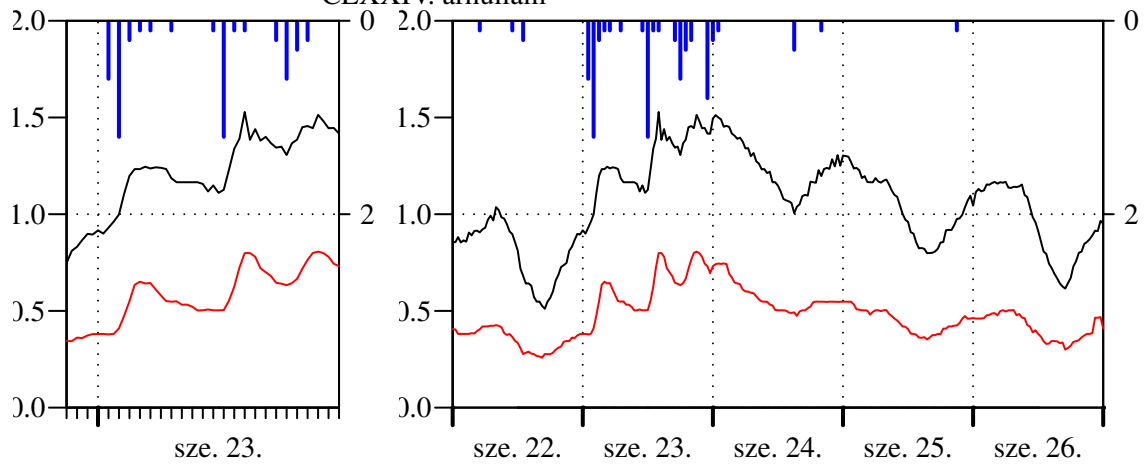
CLXVI. árhullám



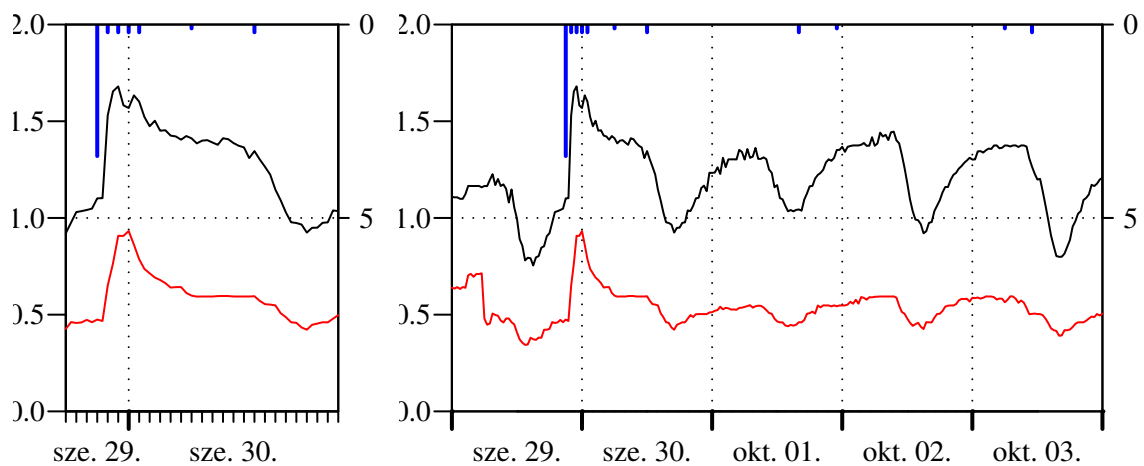
CLXXI. árhullám



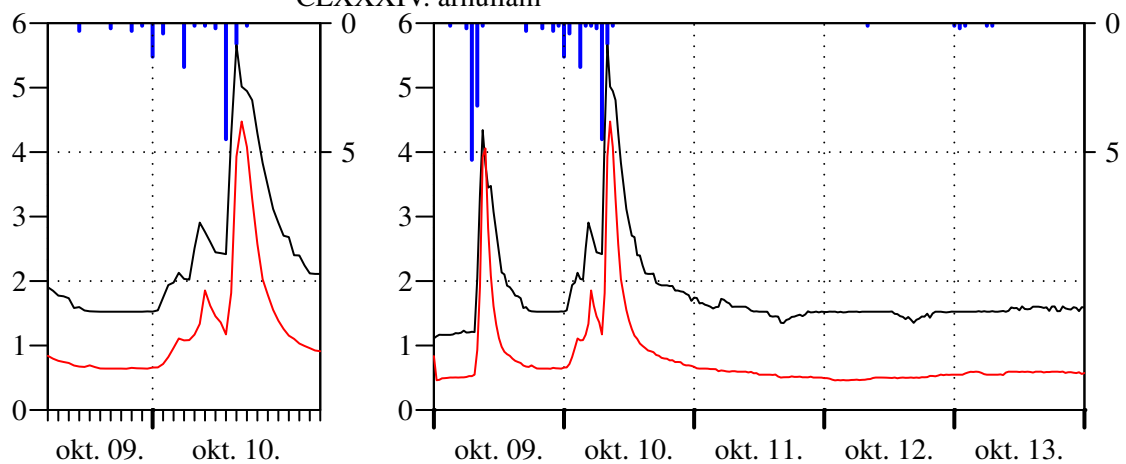
CLXXIV. árhullám



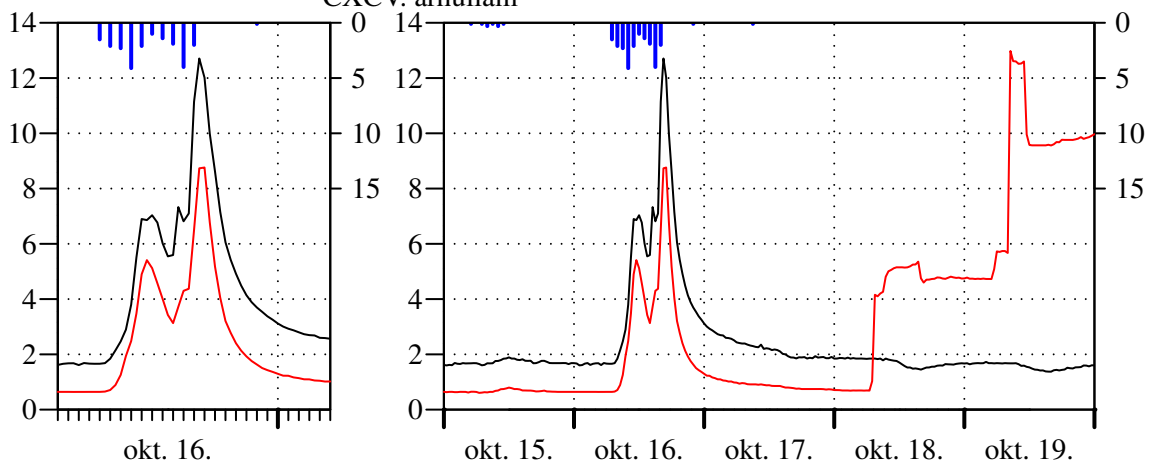
CLXXIX. árhullám



CLXXXIV. árhullám



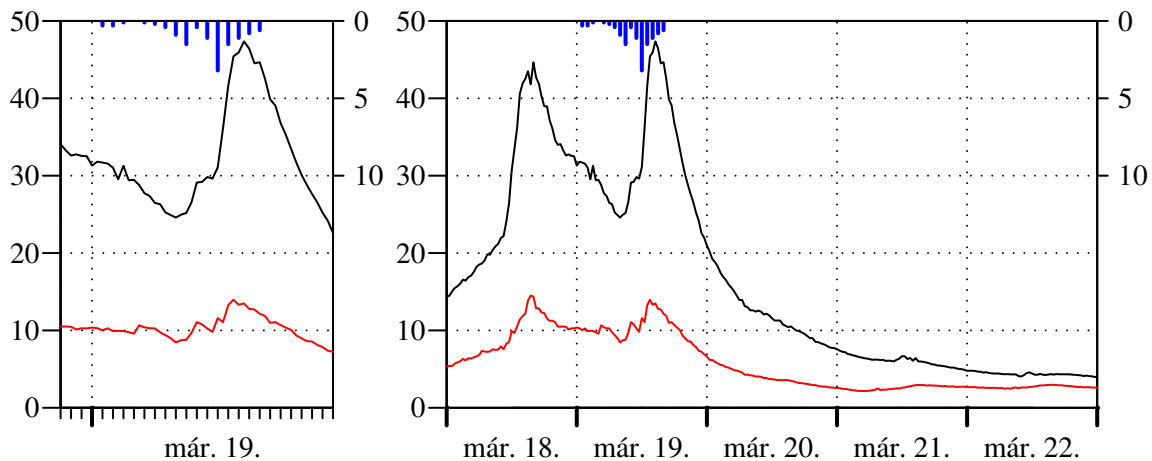
CXCIV. árhullám



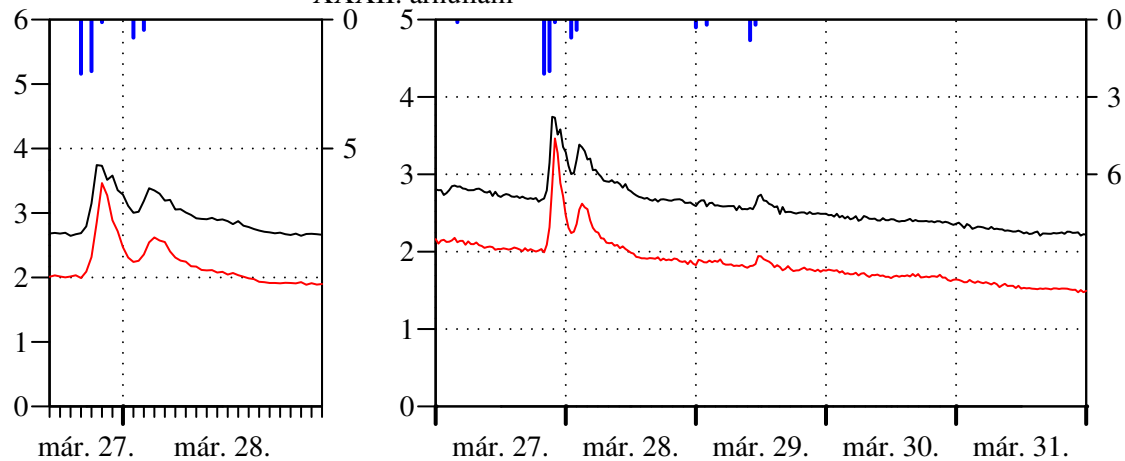
CXCIX. árhullám



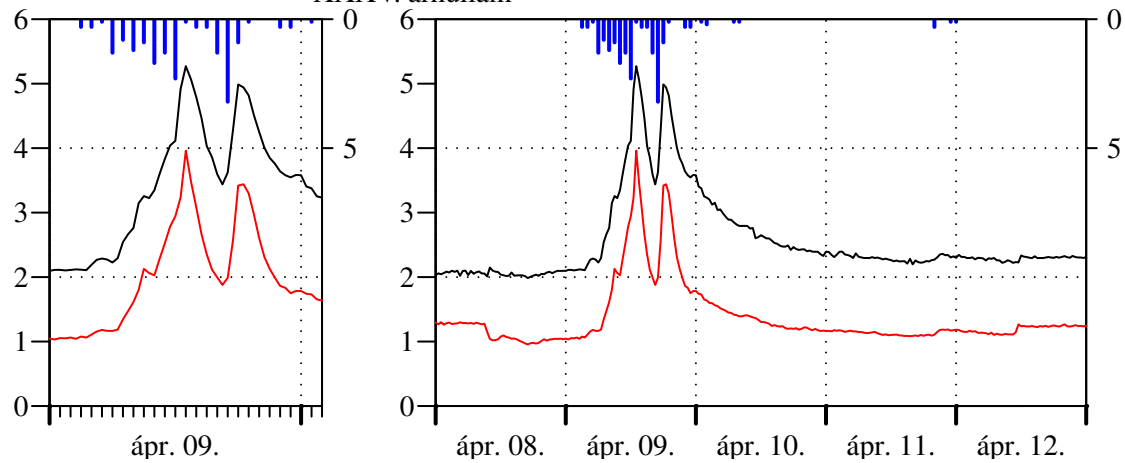
### A 2005. év



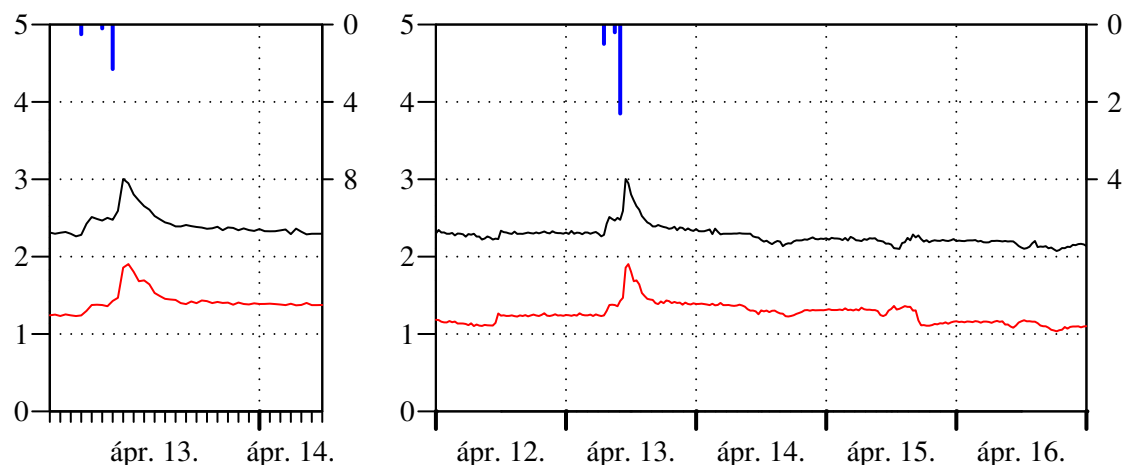
XXXII. árhullám



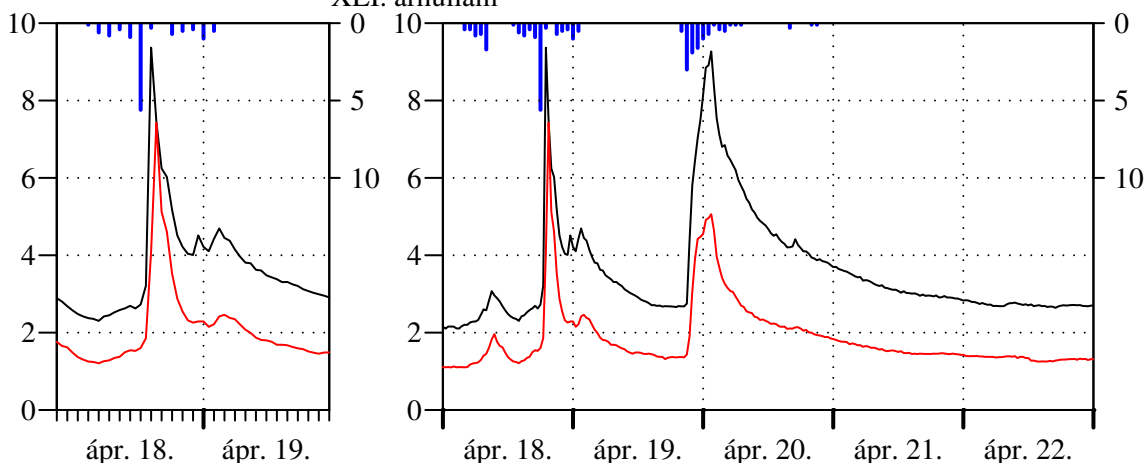
XXXV. árhullám



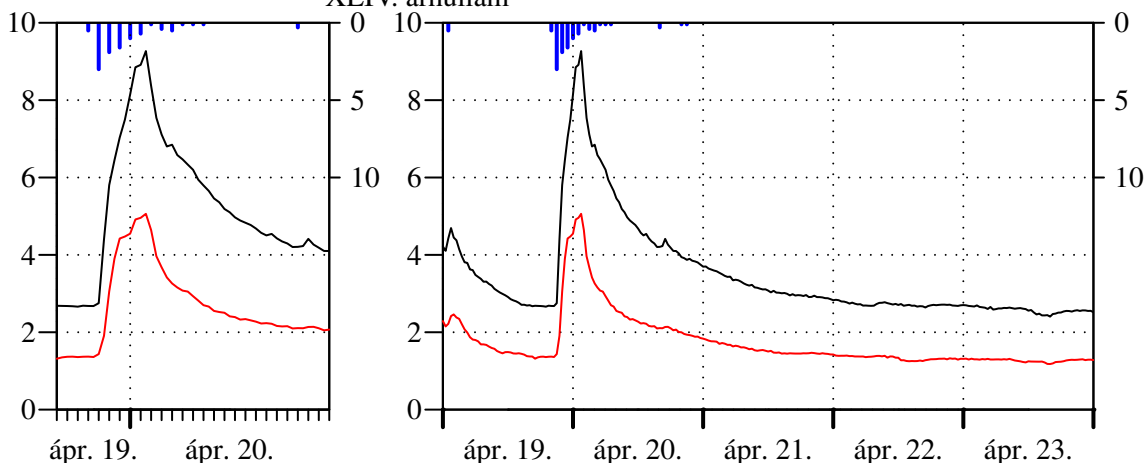
XXXVIII. árhullám



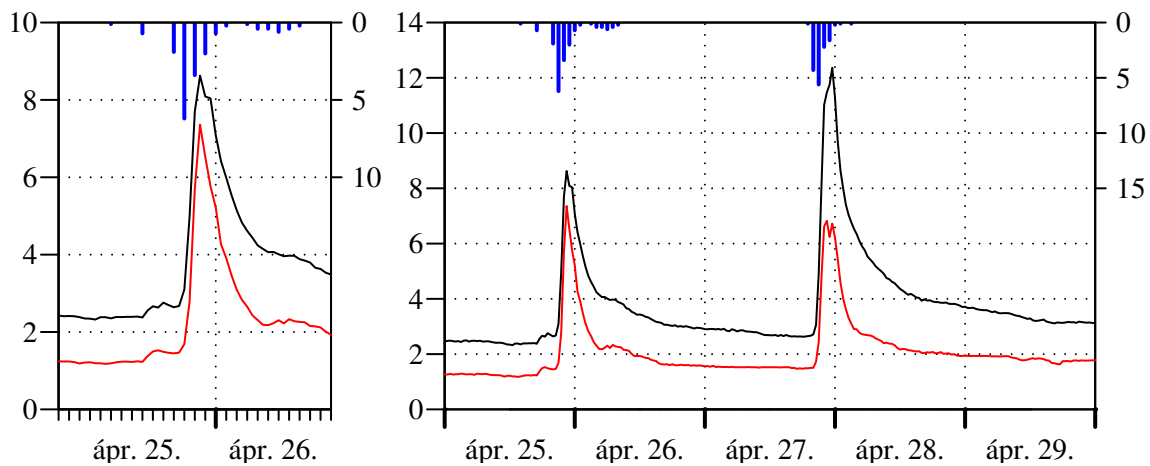
XLI. árhullám



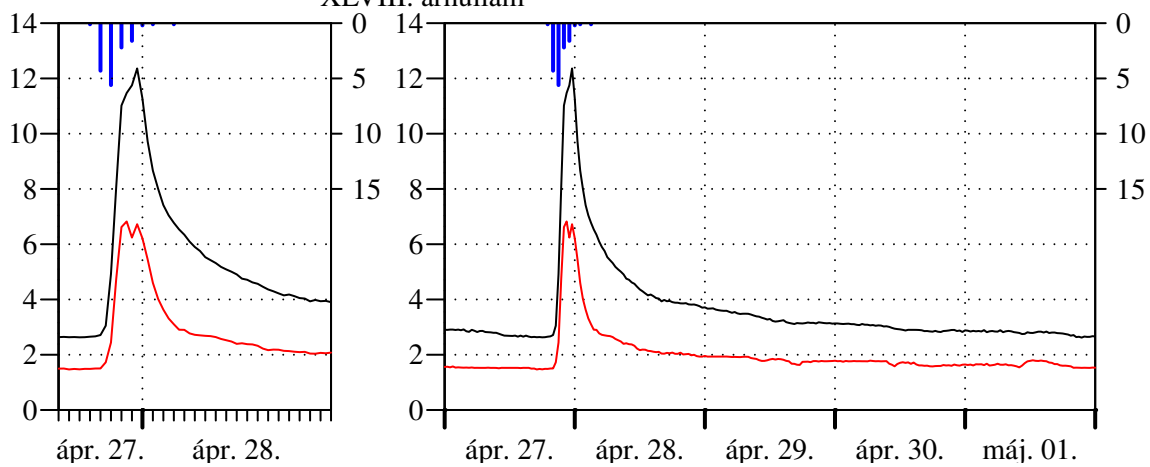
XLIV. árhullám



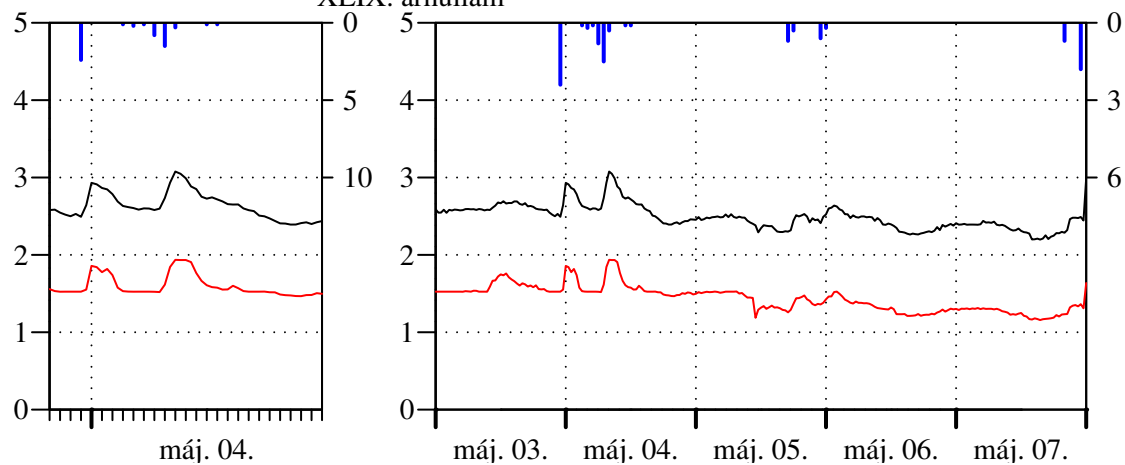
XLV. árhullám



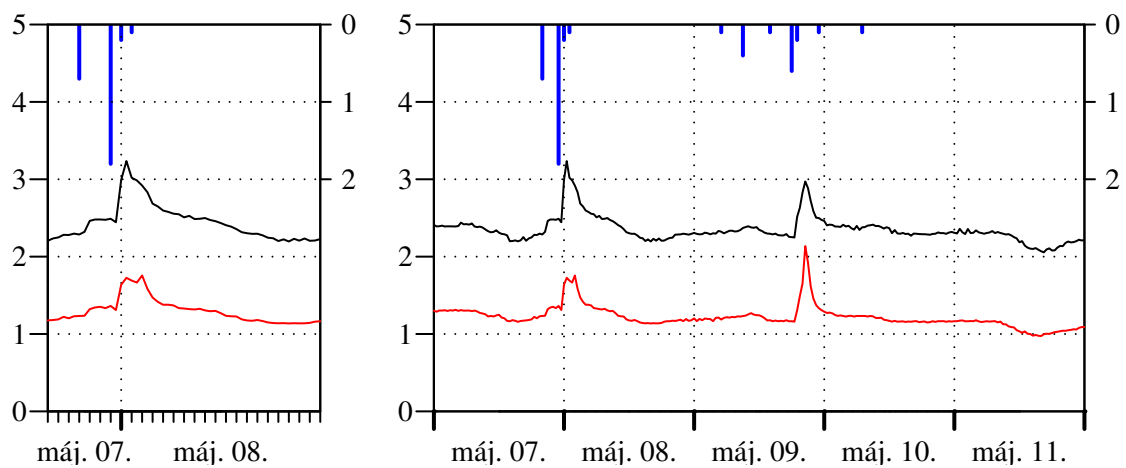
XLVIII. árhullám



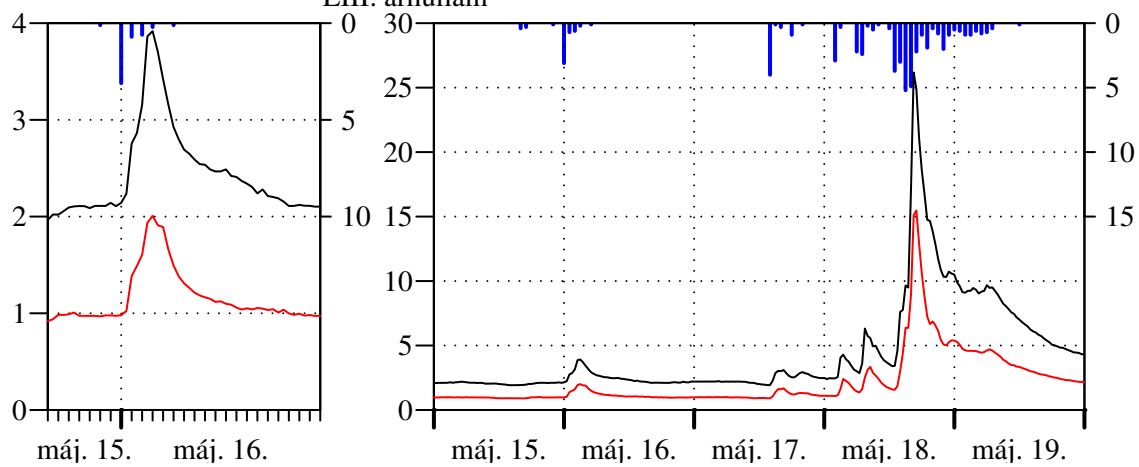
XLIX. árhullám



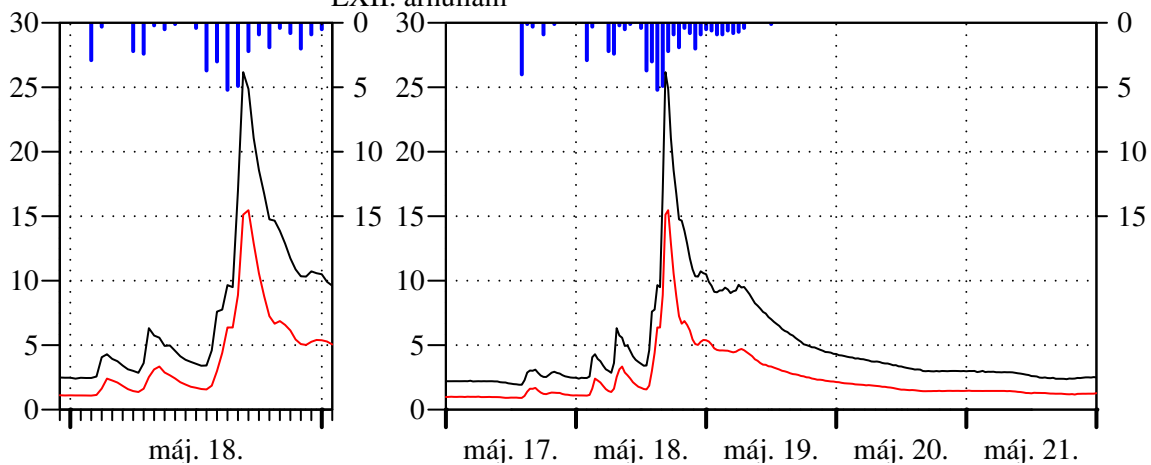
L. árhullám



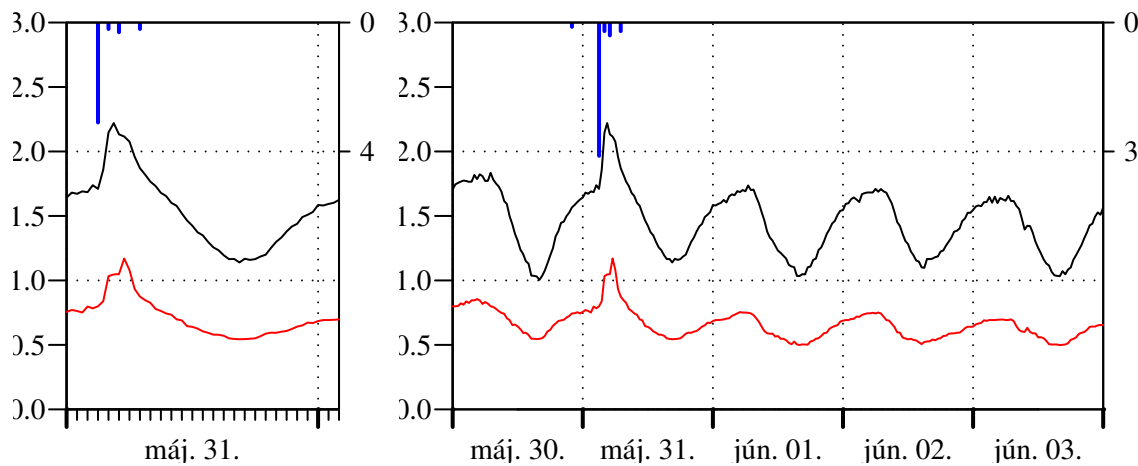
LXIII. árhullám



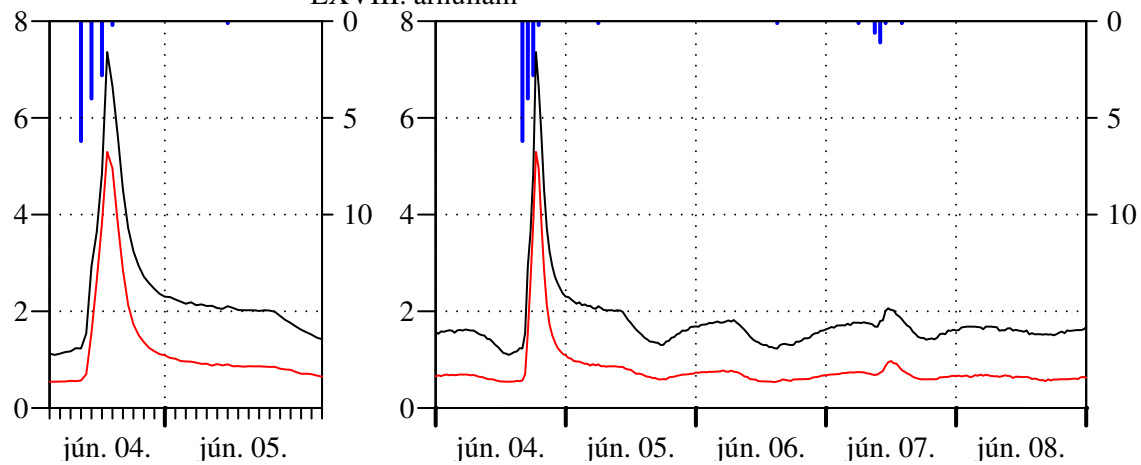
LXII. árhullám



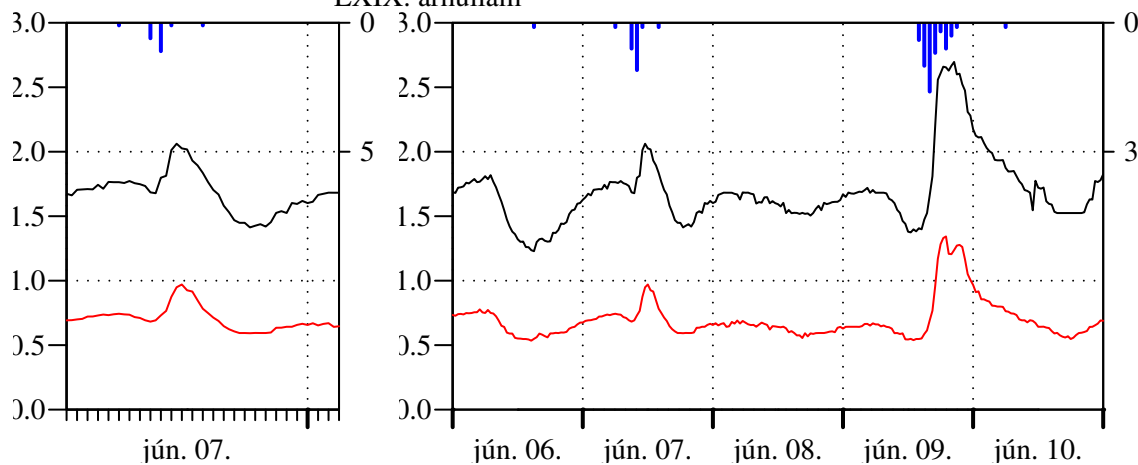
LXIV. árhullám



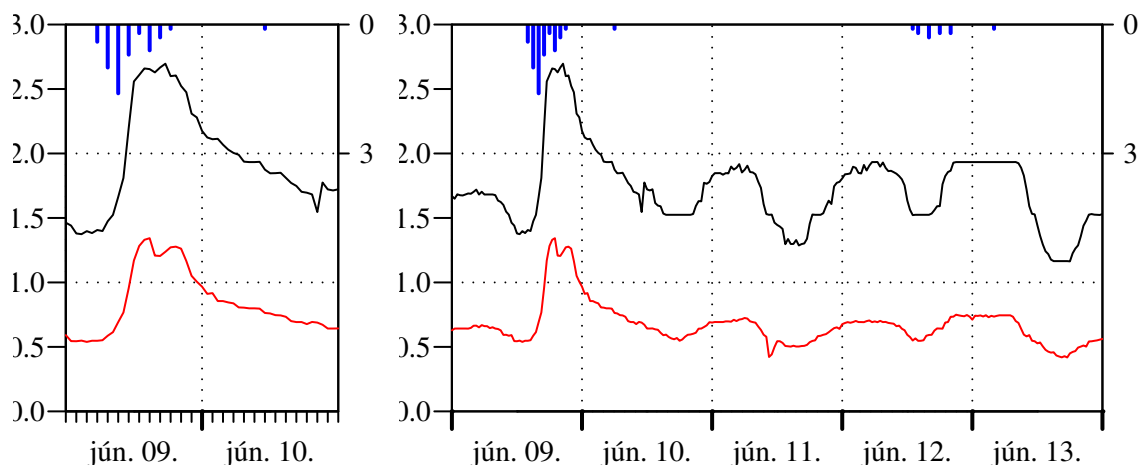
LXVIII. árhullám



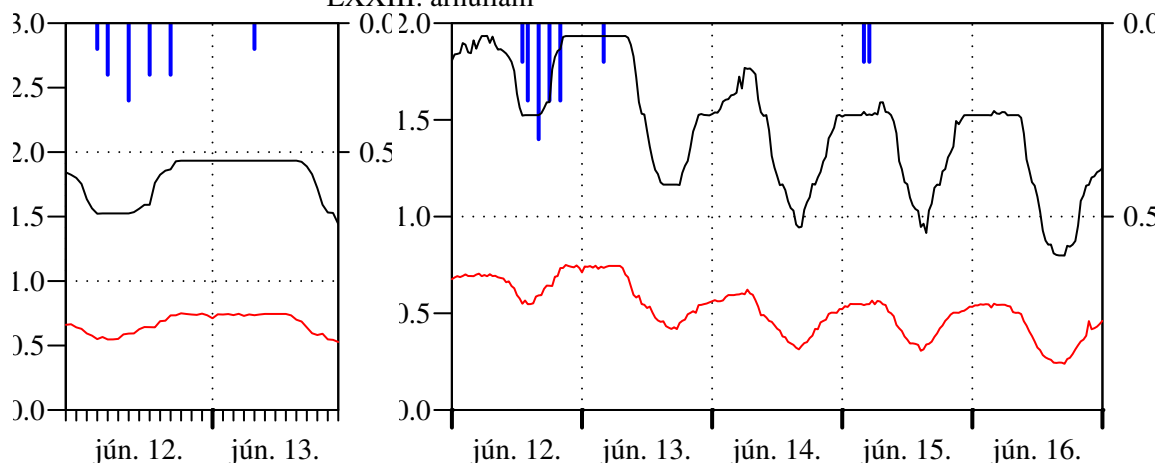
LXIX. árhullám



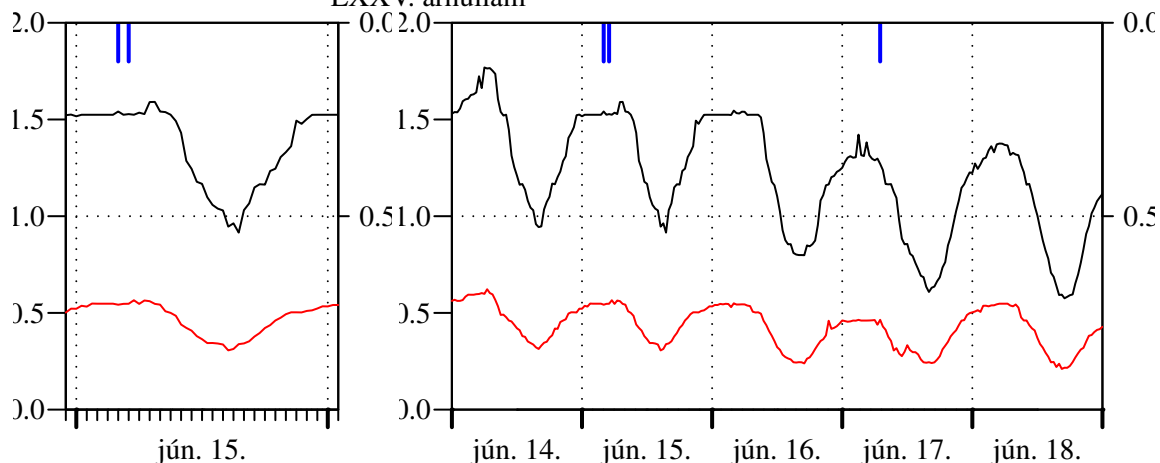
LXXII. árhullám



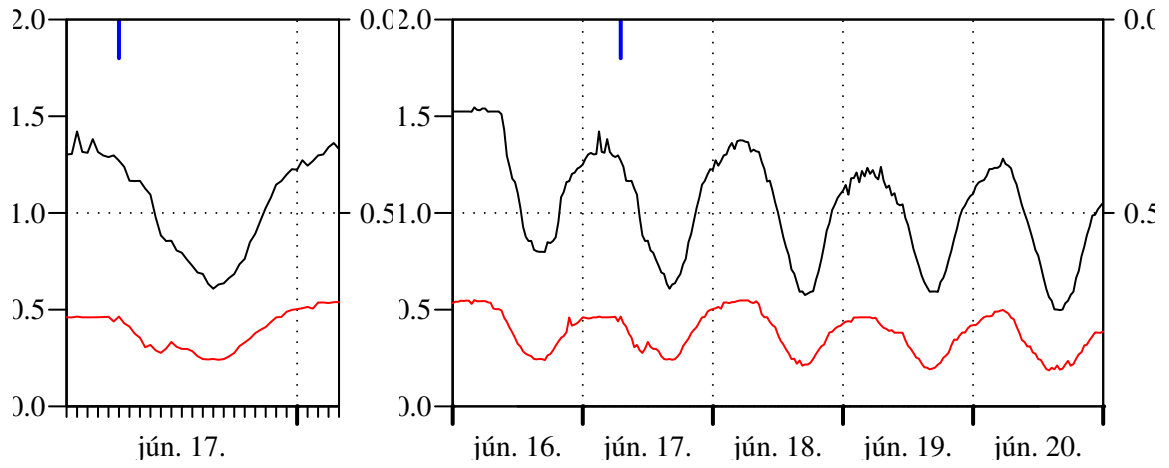
LXXIII. árhullám



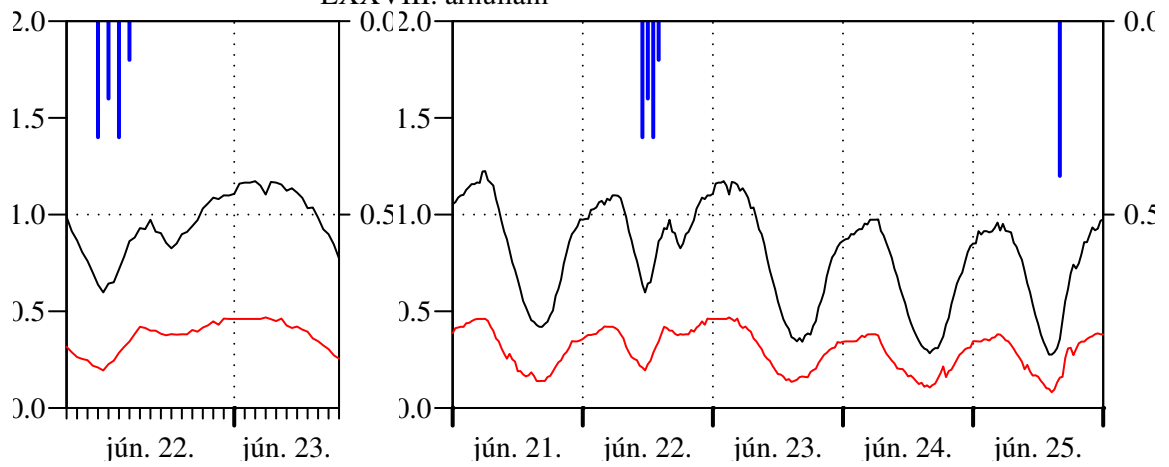
LXXV. árhullám



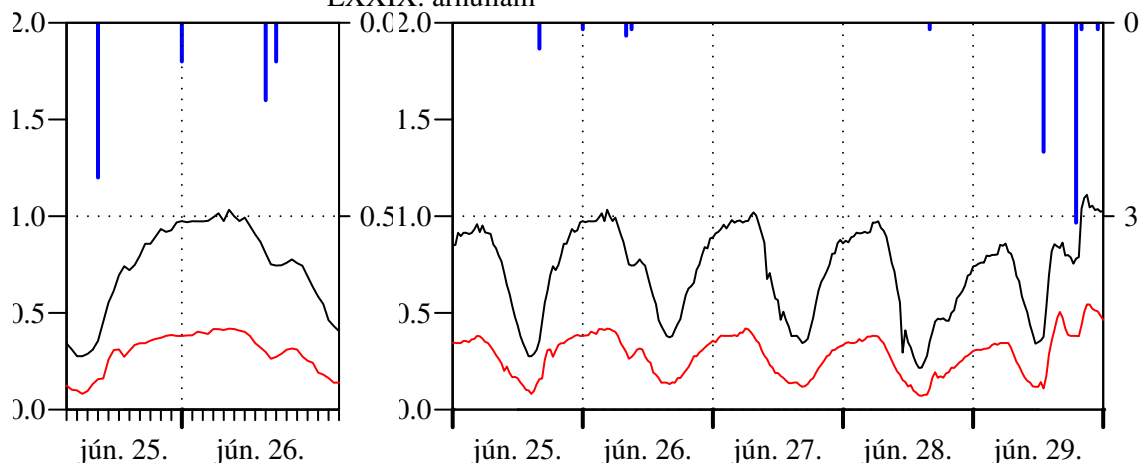
LXXVII. árhullám



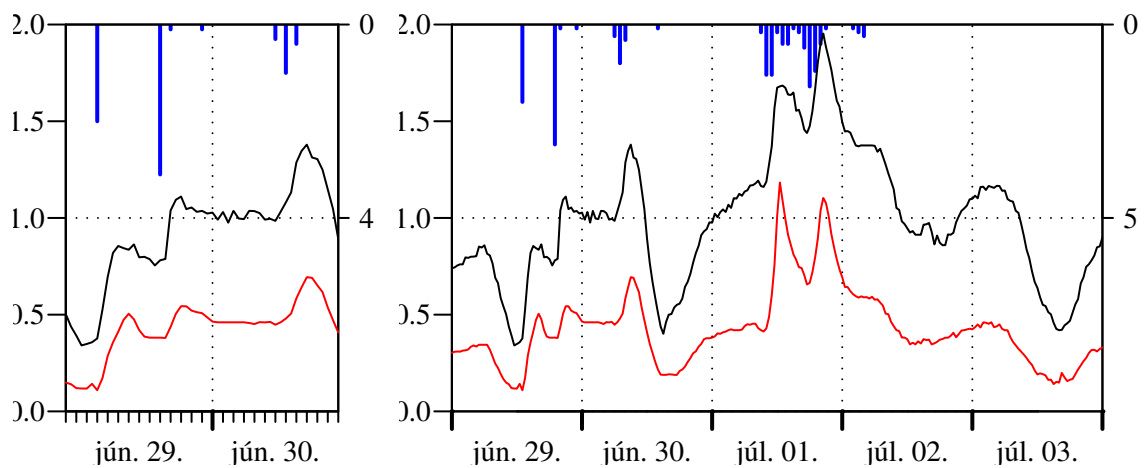
LXXVIII. árhullám



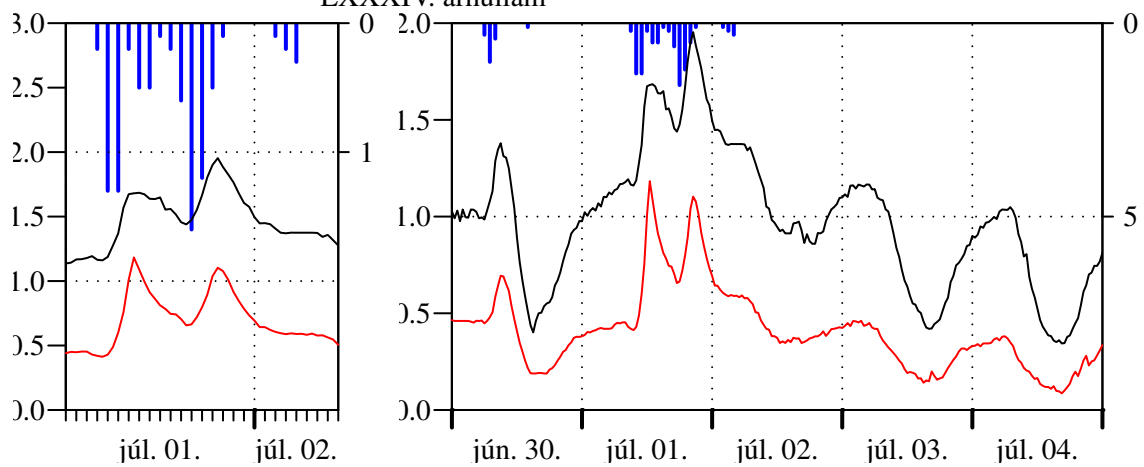
LXXIX. árhullám



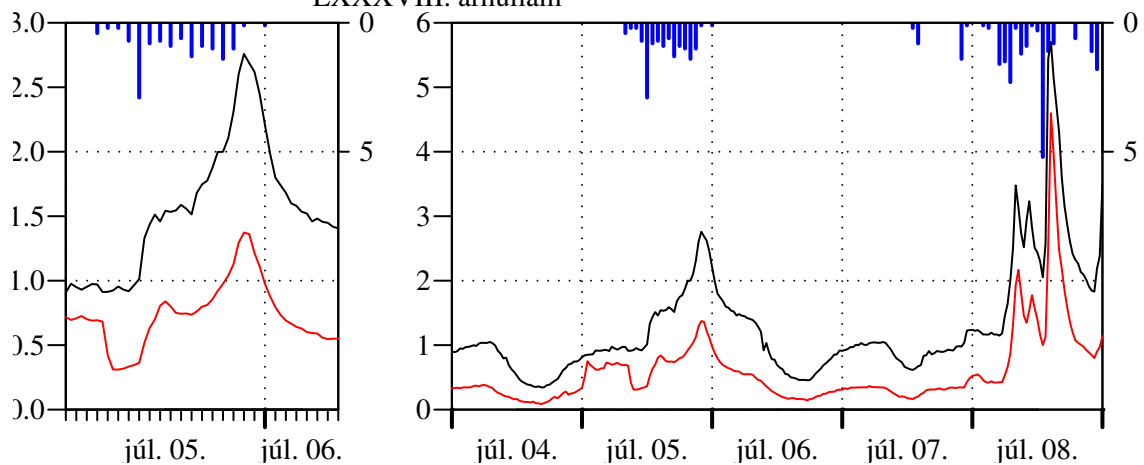
LXXX. árhullám



LXXXIV. árhullám

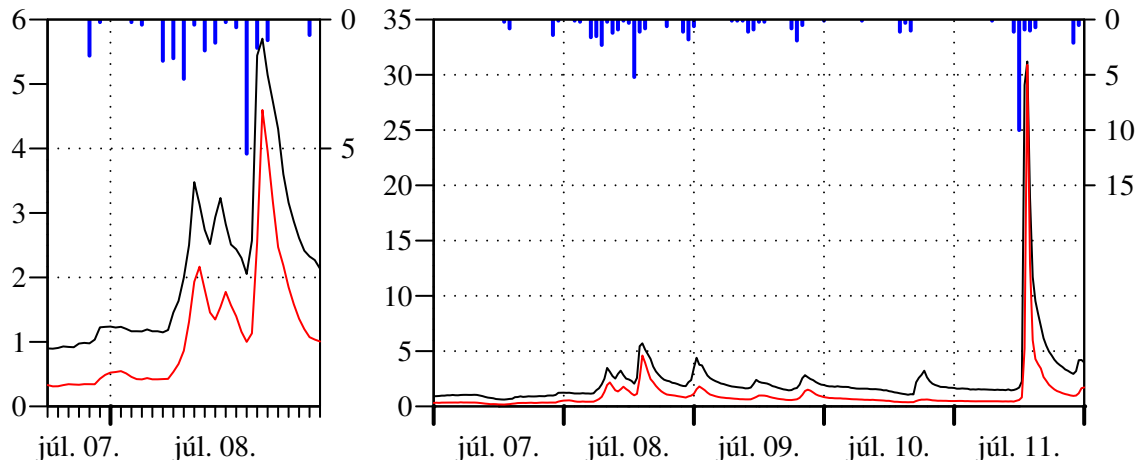


LXXXVIII. árhullám

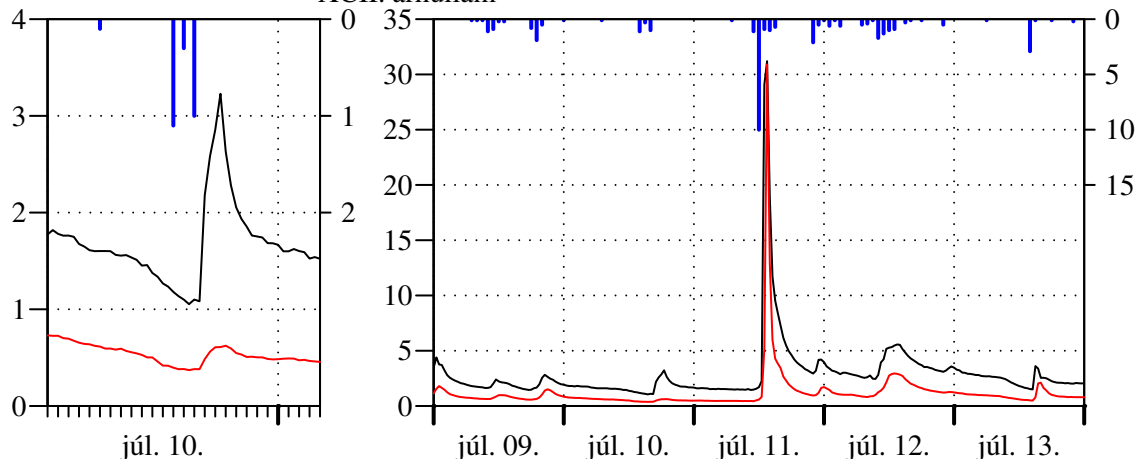


XC. árhullám

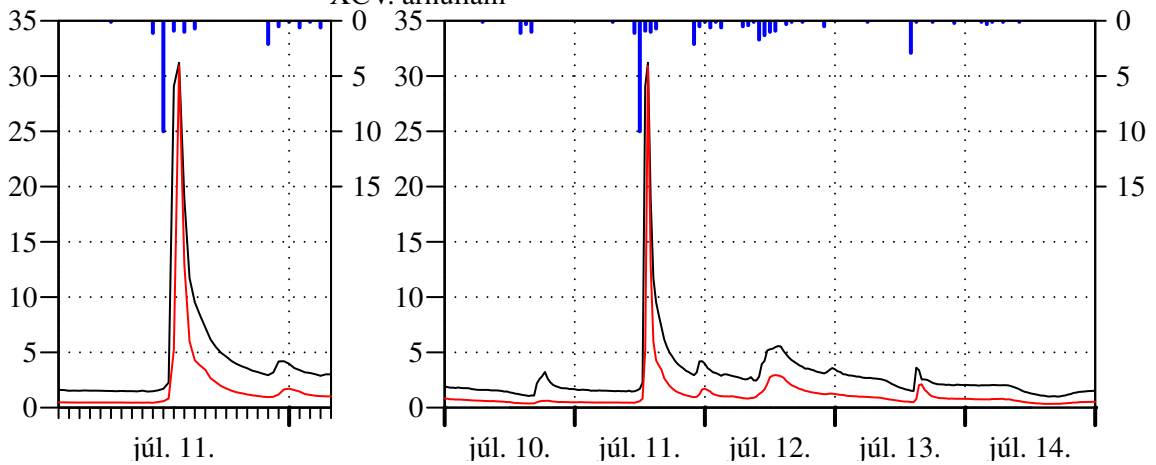




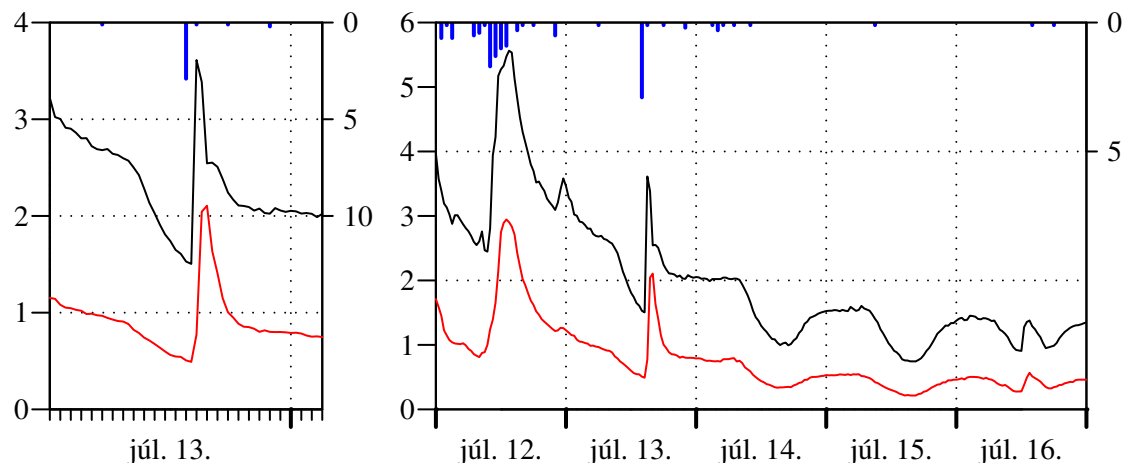
XCII. árhullám



XCIV. árhullám



XCVII. árhullám



júl. 13.

júl. 12.

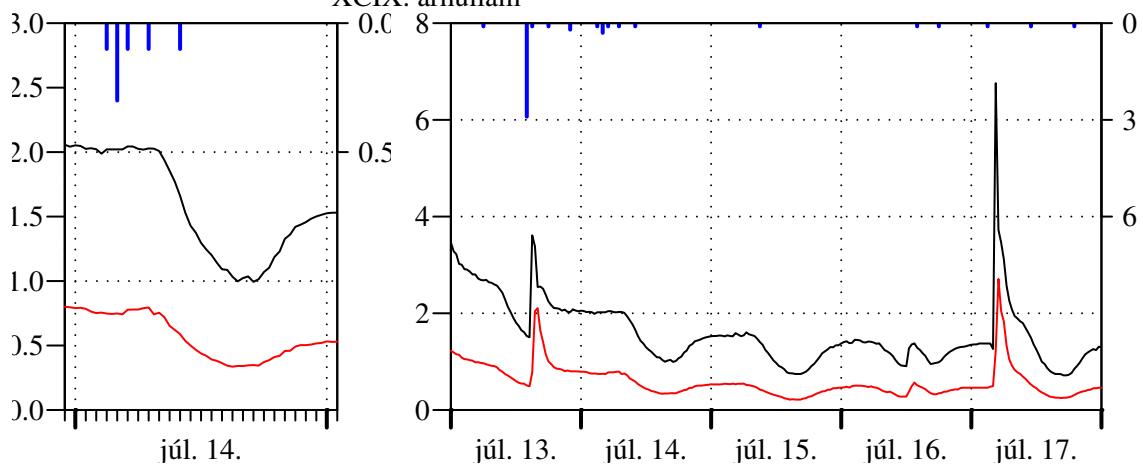
júl. 13.

júl. 14.

júl. 15.

júl. 16.

XCIX. árhullám



júl. 14.

júl. 13.

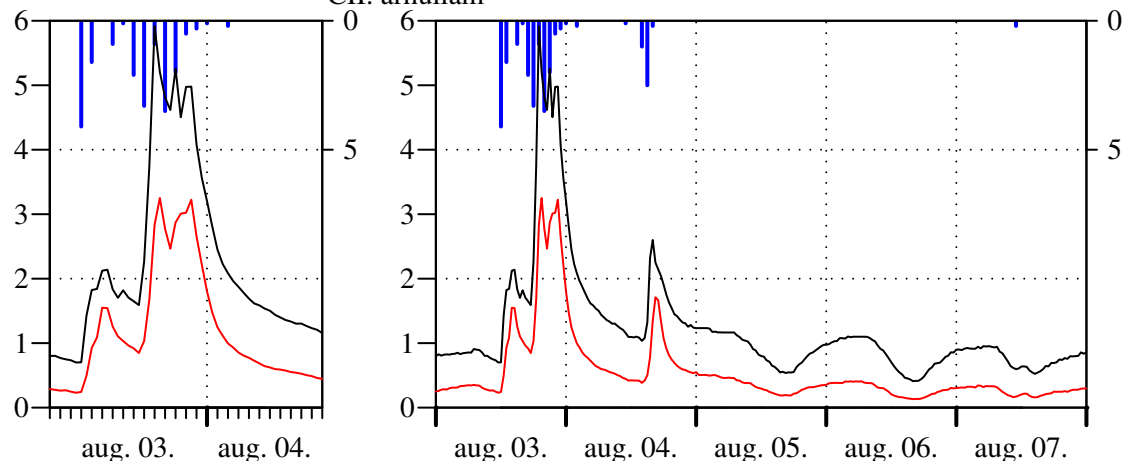
júl. 14.

júl. 15.

júl. 16.

júl. 17.

CII. árhullám



aug. 03.

aug. 04.

aug. 03.

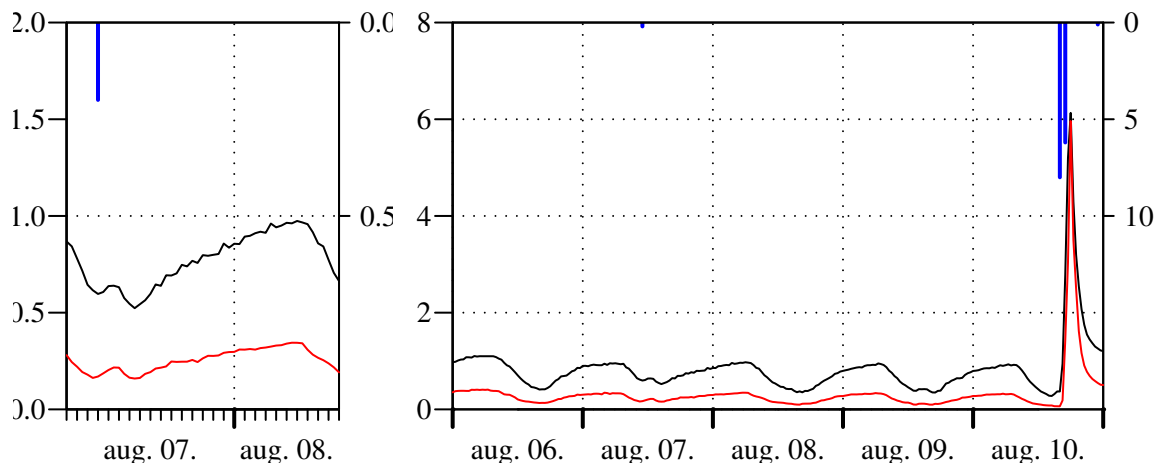
aug. 04.

aug. 05.

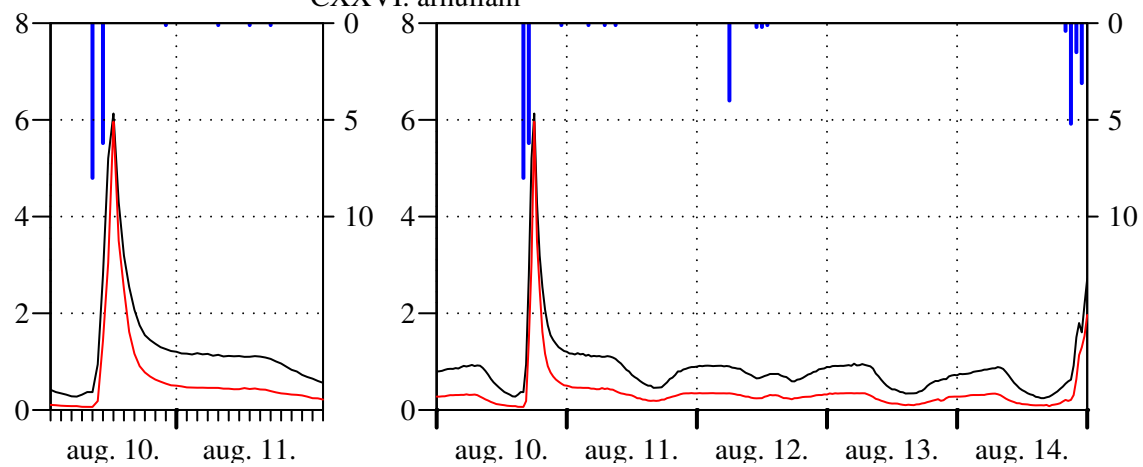
aug. 06.

aug. 07.

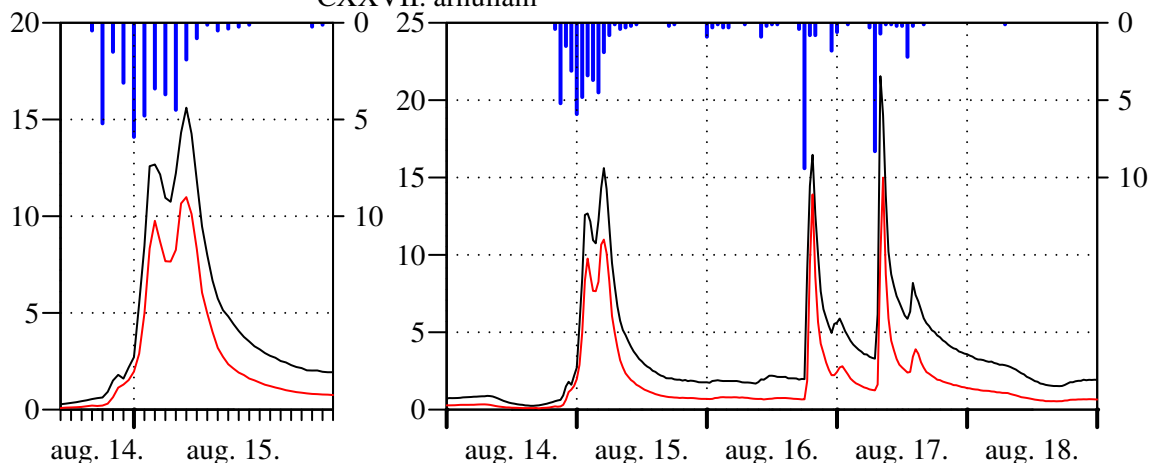
CXXIV. árhullám



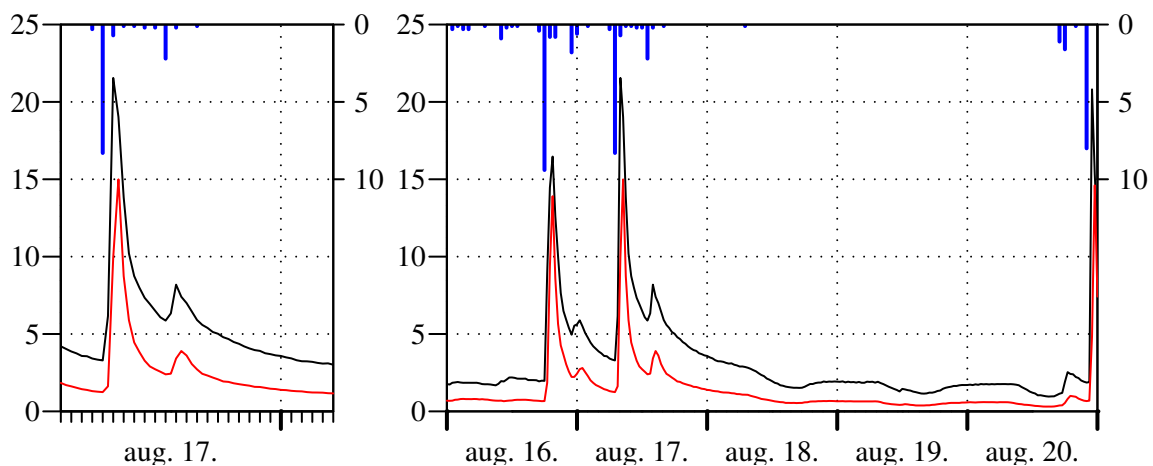
CXXVI. árhullám



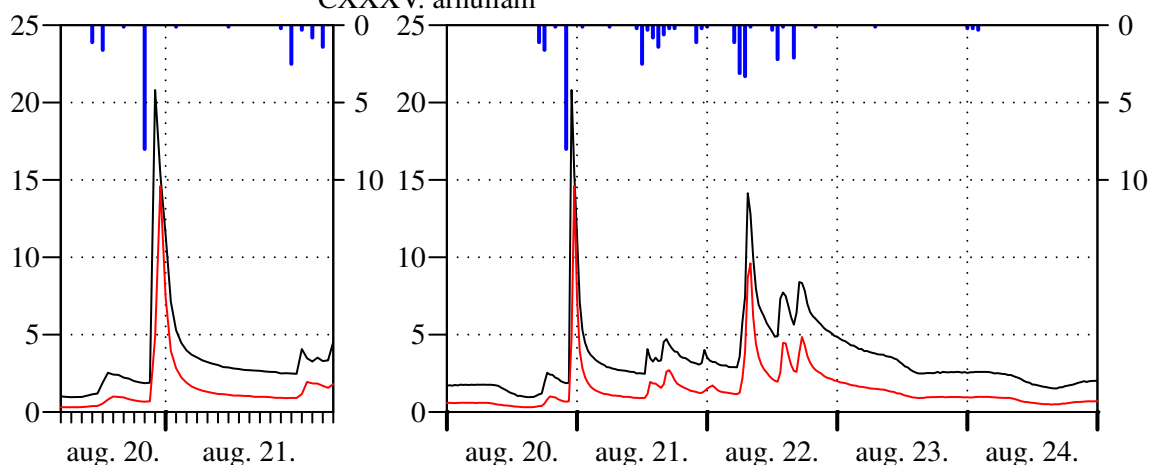
CXXVII. árhullám



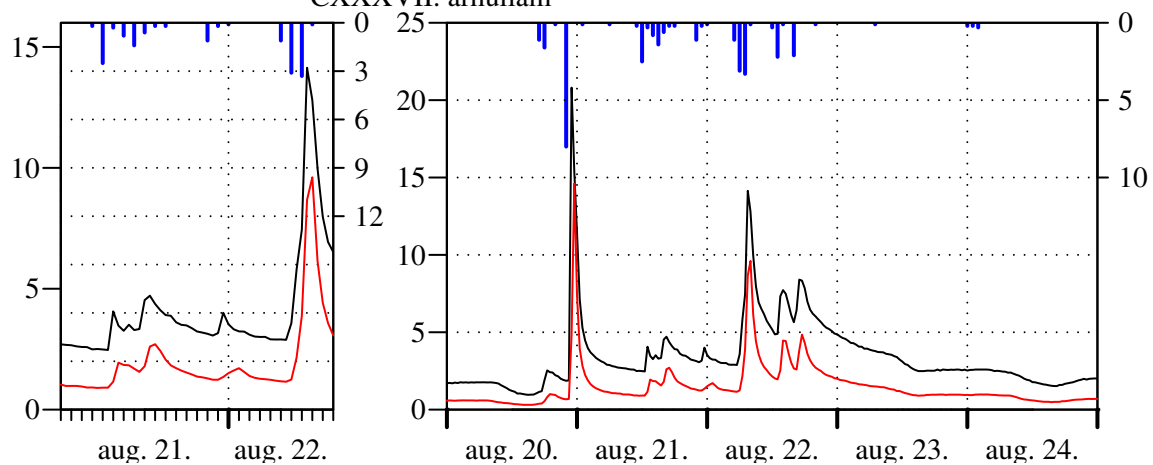
CXXXII. árhullám



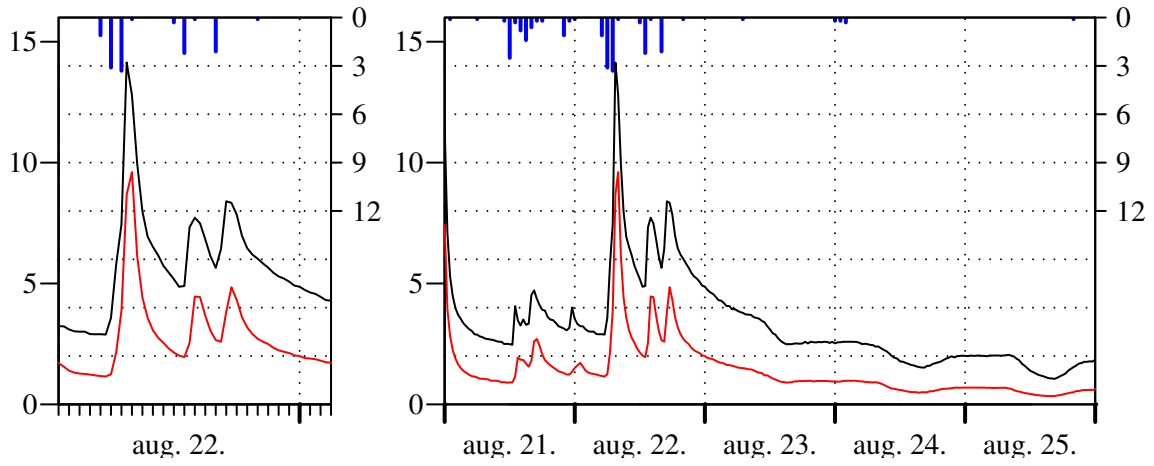
CXXXV. árhullám



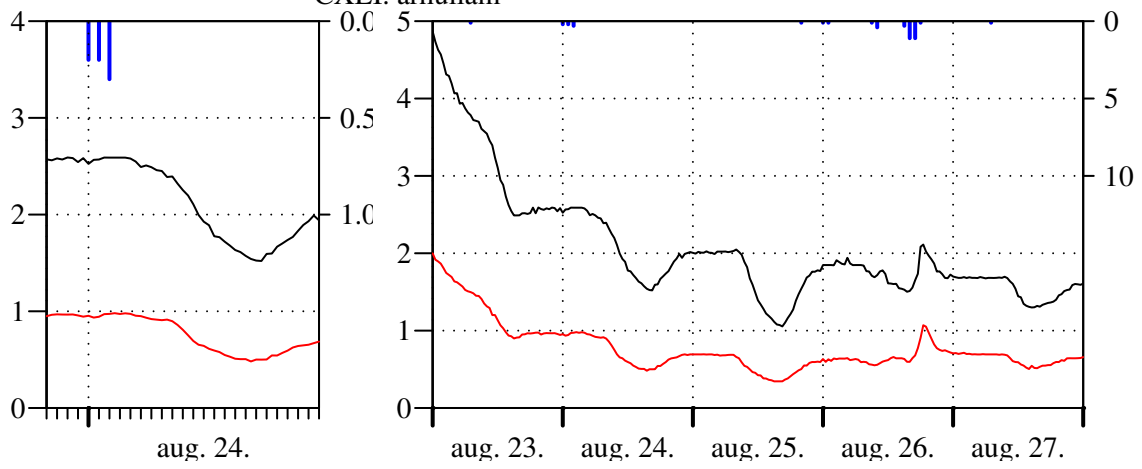
CXXXVII. árhullám



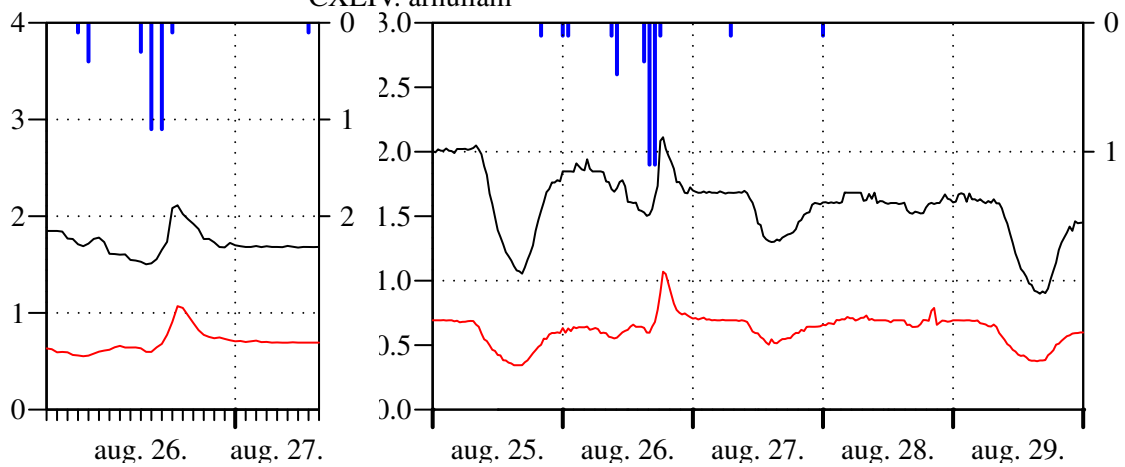
CXXXIX. árhullám



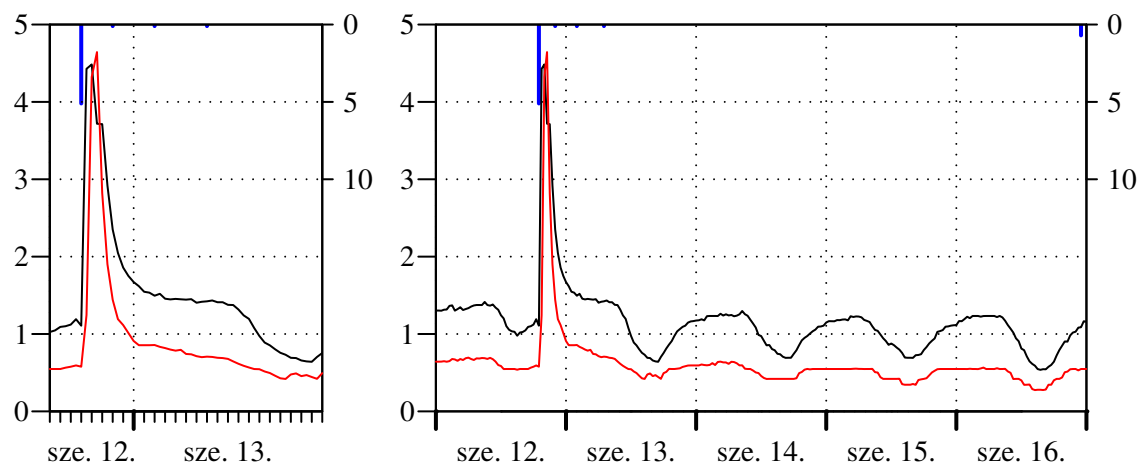
CXLI. árhullám



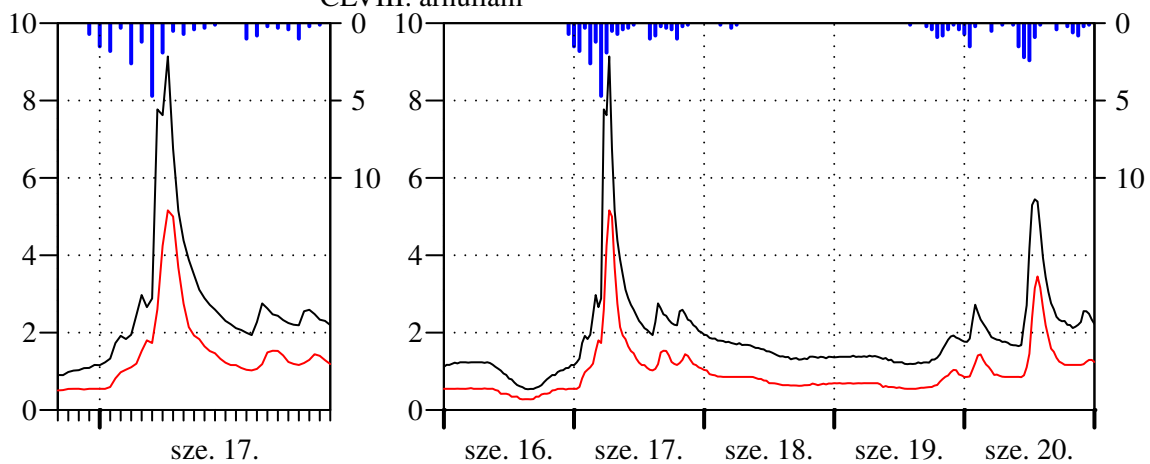
CXLIV. árhullám



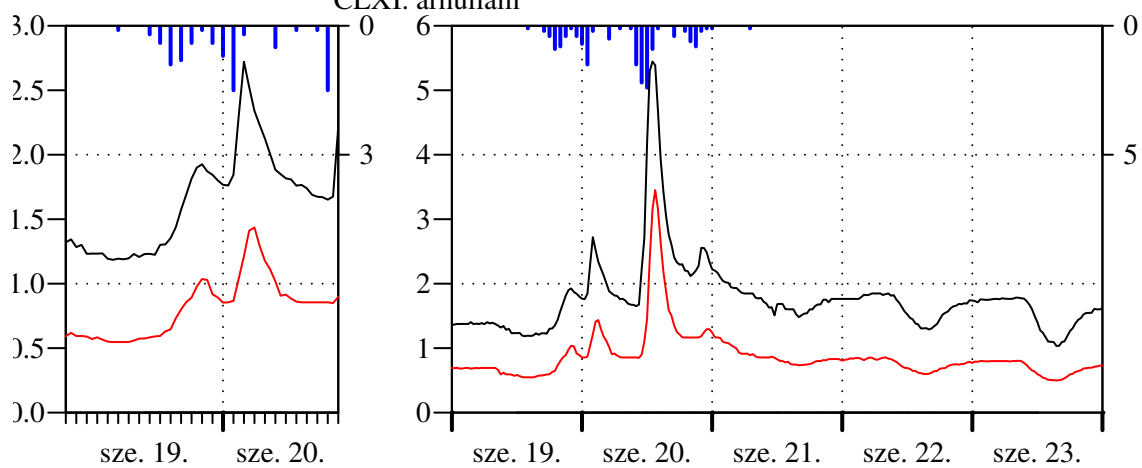
CXLVII. árhullám



CLVIII. árhullám



CLXI. árhullám



CLXIII. árhullám