

A magyarországi csapadék forrásrégióinak vizsgálata

DIPLOMAMUNKA

METEOROLÓGUS MSc.
ELŐREJELZŐ SZAKIRÁNY



Készítette:

BOTTYÁN EMESE

Témavezetők:

Dr. Czuppon György

tudományos főmunkatárs, MTA CSFK Földtani és Geokémiai Intézet

Dr. Haszpra László

vezető-főtanácsos, Országos Meteorológiai Szolgálat

Dr. Weidinger Tamás

egyetemi docens, ELTE-TTK Meteorológiai Tanszék

Eötvös Loránd Tudományegyetem
Földrajz- és Földtudományi Intézet
Meteorológiai Tanszék

Budapest, 2015. április

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés	3. oldal
2. Stabilizotópok a globális vízkörforgásban	7. oldal
2.1. Izotóp-frakcionációs folyamatok a globális vízciklusban	7. oldal
2.2. A csapadékvíz izotóp-összetétele	10. oldal
3. Vizsgálati módszerek	12. oldal
3.1. Csapadékgyűjtés	12. oldal
3.2. Izotópmérések	13. oldal
3.3. Trajektóriák meghatározása	14. oldal
3.3.1. A HYSPLIT modell bemutatása	14. oldal
3.3.2. A HYSPLIT modell alkalmazása trajektóriák számítására	15. oldal
3.4. A forrásrégiók meghatározása	16. oldal
4. Eredmények	18. oldal
4.1. A nedvesség forrásrégióinak meghatározása	18. oldal
4.1.1. A vizsgált időszak általános meteorológiai viszonyai	18. oldal
4.1.2. Farkasfa a 2012. április – 2014. március időszakban: meteorológia ...	20. oldal
4.1.3. Farkasfa a 2012. április – 2014. március időszakban: forrásrégiók	21. oldal
4.1.4. K-pusztá a 2012. április – 2014. március időszakban: meteorológia ..	24. oldal
4.1.5. K-pusztá a 2012. április – 2014. március időszakban: forrásrégiók	25. oldal
4.1.6. A hat állomás a 2013. január – december időszakban: meteorológia ..	27. oldal
4.1.7. A hat állomás a 2013. január – december időszakban: forrásrégiók ...	29. oldal
4.2. Stabilizotóp mérések eredményei	35. oldal
4.2.1. Farkasfa	35. oldal
4.2.2. K-pusztá	36. oldal
5. Értelmezés	37. oldal
5.1. A forrásrégiók térbeli változékonysága	37. oldal
5.2. A forrásrégiók időbeli változékonysága	40. oldal
5.3. Deutérium-többlet és a forrásrégiók	41. oldal
Összefoglalás	44. oldal
Köszönetnyilvánítás	46. oldal
Irodalomjegyzék	47. oldal

1. Bevezetés

A jelenkori klímaváltozás (IPCC, 2007; 2013) egyik kulcskérdése a hőmérsékleti módosulások mellett a csapadékellátottság esetleges változása, globális és regionális skálán. A rövid időn belül lezajló jelentős változások a csapadék mennyiségében és éven belüli eloszlásában ugyanis beláthatatlan gazdasági, társadalmi és politikai következményekkel járhatnak. Éppen ezért a kutatások jelentős része a Föld egyes területeinek jövőbeni csapadékellátottságára összpontosít.

A Kárpát-medence helyzete ebből a szempontból különösen érdekes. A regionális klímamodellek becslései alapján az évszázad végéhez közeledve szárazabb nyarakra és csapadékosabb téli hónapokra számíthatunk (Bartholy és Pongrácz, 2010), az éves csapadékösszeg viszont vélhetően nem fog jelentősen megváltozni. Kérdés azonban, hogy a csapadék éven belüli eloszlásának megváltozását milyen légkördinamikai változások okozhatják. Ennek megválaszolásához elengedhetetlen a jelenleg fennálló, uralkodó folyamatok megismerése, feltérképezése.

A vizsgálat egyik eszköze lehet a magyarországi csapadékvíz forrásrégióinak meghatározása. Az utóbbi években kifejlesztett módszerünk időben visszafelé futó, különböző magasságokból indított trajektóriák mentén számított csapadék és párolgás áramok segítségével határozza meg a vízgőz légkörbe kerülésének területeit. Azokon a területeken, ahol a légelem a planetáris határrétegben halad, és növekszik a specifikus nedvessége, ott a felszín párolgását feltételezzük, ahol pedig csökken, ott csapadékhullást gyanítunk. Hasonló vizsgálatok eddig Európa néhány területére készültek, többek között Írországra (Baldini et al., 2010), az Alpok térségére (Sodemann és Zubler, 2010), Grönlandra (Sodemann et al., 2008a; 2008b) és az Ibériai-félszigetre (Krklec és Domínguez-Villar, 2014).

Ismereteink szerint Magyarországon az első kutatás, amely a csapadékvíz származási területeinek feltérképezésére vállalkozik, 2012-ben kezdődött, tudományos diákköri munkám keretében. Az első vizsgálatok során a fent említett nedvességdiagnosztika egy egyszerűsített változatát alkalmaztuk két magyarországi meteorológiai állomásra, Farkasfára és K-pusztára (Bottyán, 2012; Bottyán, 2013). Mindkét állomásnál minden regisztrált csapadékos napon 12 UTC-kor három különböző magasságban (500, 1500 és 3000 m) indítottunk 96 órára visszamenőleg trajektóriát, melyeket 5 szektorba (Atlanti, Észak-Európa, Kelet-Európa, Mediterrán és lokális) soroltunk be. Eredményeink szerint mindkét állomás esetében a mediterrán eredetű csapadék dominál, az összes csapadék több mint fele mediterrán eredetű nedvességből származik. Jelentős források továbbá az Atlanti-óceán és a lokális nedvesség is,

a másik két szektor szerepe elhanyagolható (Bottyán, 2013).

A csapadékvíz származási területének ismerete nem csak a jelenkori, hanem a múltbeli éghajlatváltozások kutatásának eredményességét is segíti. A paleoklimatológiai vizsgálatok során elterjedten használt proxy a múltbeli éghajlat tulajdonságát megőrző minta oxigénizotóp-összetétele. Alkalmazása azért gyakori, mert a Földön széles körben rendelkezésre állnak olyan képződmények, melyek paleoklimatológiai vizsgálatokra alkalmasak, mint például tengeri üledék furatok (Martinson et al., 1987), jégfuratok (Grootes és Stuiver, 1997; Johnsen et al., 1997; Petit, 1999), a szárazföldi üledékek közül a cseppkövek (Spötl és Mangini, 2002; Griffiths et al., 2010, Demény et al., 2013), faévyűrűk (McCarroll és Loader, 2004), tavi üledékek (Wolfe et al., 2002). A felsorolt minták oxigénizotópösszetétele és annak ingadozása alapján következtethetünk a múltbeli hőmérséklet- és csapadékviznyomokra. A minták oxigénizotóp-összetételét pedig közvetve vagy közvetlenül az aktuális csapadékvíz oxigénizotóp-összetétele határozza meg. A helyes múltbeli következtetések levonásához tehát elengedhetetlen a jelenkori csapadékvíz stabilizotóp-összetételét meghatározó folyamatok ismerete.

A csapadékvíz hidrogén- és oxigénizotóp összetétel vizsgálatának jelentőségét már az 1950-es években felismerték (Rankama, 1954). 1953-ban Friedman megállapította, hogy a csapadékvízben a $H_2^{18}O$ koncentráció-változását a 2HHO változása kíséri. 1961-ben Craig már utalt arra is, hogy a meteorológiai folyamatok során e két elem izotópjainak viselkedése kiszámítható és „megjósolható”. A kutatások hatására a Nemzetközi Atomenergia Ügynökség és a Meteorológiai Világszervezet a '60-as évek elején egy közel 300 állomásból álló hálózatot szervezett, amelynek keretében elkezdtek a havi szinten gyűjtött csapadékminták szisztematikus stabilizotópos elemzését. Hamarosan főként erre az adatbázisra támaszkodva egyre több tanulmány jelent meg, amelyek nem csupán leírták a hidrogén- és oxigénizotóp eloszlását a természetes vizekben, hanem különböző légköri állapotváltozókkal és klimatológiai paraméterekkel (felszíni hőmérséklet, csapadék mennyisége, földrajzi elhelyezkedése, stb.) hozták összefüggésbe (Epstein és Mayeda, 1953, Friedman, 1953; Craig, 1961; Dansgaard, 1964). Egyre inkább ismertté és megmagyarázhatóvá váltak azok a tényezők, folyamatok, amelyek befolyásolják a hidrogén- és az oxigénizotópok frakcionációját a vízkörforgás egyes szakaszaiban (Dansgaard, 1964; Rozanski et al., 1993; Fricke és O’Neil, 1999; Lachniet, 2009; Gat, 2010).

A mérési adatok mellett a globális cirkulációs modellek fejlődése is lehetővé tette a hidrológiai ciklus folyamán a víz különböző halmazállapotaiban az izotóp-frakcionációs folyamatok modellezését és nagyobb térségekre való számszerűsítését (Numugati, 1999;

Field, 2010; Field et al., 2010). Ezek a vizsgálatok nagyban hozzájárulnak ahhoz, hogy még pontosabban megértsük a csapadékvíz stabilizotópos összetételét meghatározó folyamatokat.

Ezek közül az egyik legfontosabb a nedvesség forrásrégiójának hatása, az ott uralkodó meteorológiai feltételeken keresztül, melyek alapvetően meghatározzák az izotóp-frakcionáció folyamatát. Ezen kívül meghatározó a felhőalap magassága (t.i. a kondenzáció hőmérséklete), a felhőn belül lezajló folyamatok, a nedvesség által befutott trajektória és a trajektória során kihullott csapadék mennyisége, az állomás tengerszint feletti magassága, az esőcseppek hullása során zajló másodlagos párolgás.

Számos tanulmányban alkalmazták ezeket az összefüggéseket annak érdekében, hogy lokális illetve regionális meteorológiai folyamatokat határozzanak meg és kövessenek nyomon. Breitenbach és munkatársai (2010) indiai mérések alapján kimutatták, hogy a csapadékminták stabilizotóp-összetételében bekövetkezett változások a monszun-cirkuláció szélirányának és ezzel összefüggésben a csapadékot szállító légtömegek útvonalának változásával együtt jelentkeztek. Hasonló eredményekről számoltak be Taiwanról (Peng et al., 2009), de sikerrel alkalmazták a Trópusi Konvergencia Zóna (ITCZ) időszakos eltolódásának nyomon követésére, (Araguas-Araguas et al., 1998) vagy hurrikántevékenység azonosítására (Price et al., 2008).

Mindazonáltal a rendelkezésre álló csapadék izotópadatok tér- és időbeli végessége miatt nem mondhatjuk, hogy maradéktalanul ismerjük a klíma és a csapadék hidrogén- és oxigénizotóp összetétele közötti összefüggést különösen lokális és regionális léptékben. Ebből a szempontból Magyarország helyzete nem kedvező összehasonlítva a világ számos más területével, ahol több évtizedes csapadék stabilizotóp-adatsorok állnak rendelkezésre (pl.: Ausztria, ahol legalább három állomás rendelkezik 30 évnél hosszabb csapadék stabilizotóp-adatsorral). Munkánk megkezdése előtt Magyarországról egyedül Debrecenből állt rendelkezésre hosszabb publikált mérési adatsor (Vodila et al., 2011). Ez az adatsor azonban sajnos nem alkalmas arra, hogy regionális szinten vizsgáljuk és értelmezzük a hidrológiai, meteorológiai és klimatológiai folyamatokat, a hazánk éghajlatában adott mezoléptékű különbségek miatt (Ács és Breuer, 2013).

A már említett tudományos diákköri dolgozatomban és szakdolgozatomban nem csupán a nedvesség forrásrégiójának meghatározását végeztem el, hanem vizsgáltam az egyes csapadékesemények stabilizotópos összetételét is. A forrásrégiót jól jellemzi a deutérium-többlét érték, mely a stabil hidrogén- és oxigénizotóp arányból könnyen számítható (Dansgaard, 1964):

$$d\text{-többlét} = \delta D - 8 \times \delta^{18}O.$$

Az atlanti és a mediterrán eredetű csapadékminták szisztematikusan elkülönültek deutérium-többség értékeik alapján, és a K-pusztára jellemző nagyobb mértékű másodlagos párolgás (ti. az esőcseppek hullás közben történő párolgása) is megmutatkozott (Bottyán, 2012; 2013).

Jelen dolgozat keretében egy 6 állomásra kiterjedő, részletesebb nedvesség-diagnosztikát végeztem, Farkasfa és K-pusztára 2012 áprilisa és 2014 márciusa között, míg Budapest, Kékestető, Pécs és Szeged állomásra 2013 januárjától 2013 decemberéig terjedő időszakra. A számítások elvégzésére a HYSPLIT modellt alkalmaztam, és a már említett módon, a specifikus nedvesség számításán keresztül adtuk meg a bepárolgási területeket. A forrásrégiók meghatározásához először egy felszínborítottsági adatbázist alkalmaztam, a tengeri és szárazföldi felszínek elkülönítése érdekében, majd a tengeri felszíneket további öt csoportra osztottuk: mediterrán, atlanti, fekete-tengeri, trópusi és északi területekre. A szárazföldi területeken elkülönítettem a Kárpát-medencét, az innen származó nedvességet a lokális kategóriába soroltam be. A kontinens más területeiről származó nedvességet pedig szárazföldinek tekintettem. A számítás menetére részletesen kitérek a 3. fejezetben.

Emellett vizsgáltam a trajektóriákhoz tartozó csapadékeseményekből származó minták stabilizotópos összetételét is. Arra voltam kíváncsi, hogy a csapadékvíz forrásrégiójának milyen szerepe van a csapadékvíz izotópos összetételében és megmutatkozik-e valamilyen szisztematikus eltérés az egyes forrásterületek között. Az eredményeket a 4. fejezetben fejtem ki részletesen, az 5. fejezetben pedig értelmezem azokat.

2. Stabilizotópok a globális vízkörforgásban

A hidrogén és oxigén izotópjait a 20. század eleje óta ismerik. A hidrogén kettő stabilizotóppal rendelkezik (^1H és $\text{D} = ^2\text{H}$), az oxigén hárommal (^{16}O , ^{17}O , ^{18}O). Ezek környezetünkben lévő koncentrációját a 2.1. táblázat mutatja.

Izotóp	Gyakoriság (atom %)
^1H	99,9844
$^2\text{H} = \text{D}$	0,0156
^{16}O	99,762
^{17}O	0,038
^{18}O	0,2

2.1. táblázat: A hidrogén és oxigén stabilizotópjai és gyakoriságuk a természetben.

Klimatológiai kutatások során leginkább a víz $\text{D}/^1\text{H}$ és $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ izotóparányát mérik, csak manapság, a mérési technika fejlődésével együtt fordult az érdeklődés a vízben mért $^{17}\text{O}/^{16}\text{O}$ izotóparány felé. Hagyományosan ezeket az izotóparányokat az úgynevezett „Vienna Standard Mean Ocean Water” (VSMOW) nevű sztenderdhez viszonyítva ezrelékben adjuk meg a szokásos delta (δ) jelöléssel:

$$\delta D / \delta ^{18}\text{O} = \frac{R_{\text{minta}} - R_{\text{sztemderd}}}{R_{\text{sztemderd}}} * 1000 [\text{‰}]$$

ahol R_{minta} és $R_{\text{sztemderd}}$ a minta és a sztenderd $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ illetve D/H aránya. Ennek a sztenderdizálásnak a fő célja, hogy az adatok globális szinten összehasonlíthatóak legyenek.

Az izotóp-frakcionációs folyamatok részletes taglalása megtalálható alapszakos szakdolgozatomban (Bottyán, 2013) Jelen dolgozatban csupán annyi áttekintést adok róluk, amennyire eredményeink megértéséhez szükséges lesz.

2.1. Izotóp-frakcionációs folyamatok a globális vízciklusban

Izotóp-frakcionáció minden termodinamikai folyamatban lejátszódik a különböző molekulák reakciósebessége közötti különbségnek köszönhetően. Ennek az eredménye, hogy a reakció két oldalán eltérő lesz az izotóp-koncentrációk aránya. Ezt az α frakcionációs faktor segítségével fejezhetjük ki:

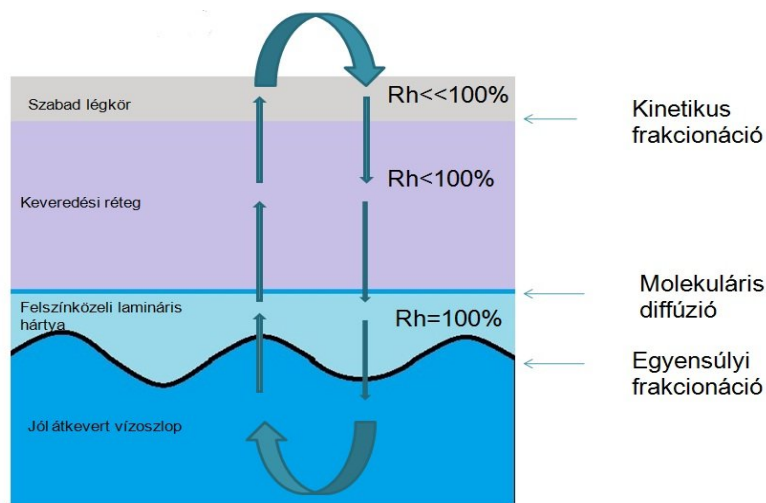
$$\alpha = \frac{R_{\text{reagens}}}{R_{\text{termék}}}$$

Termodinamikai folyamatok során az izotóp-frakcionáció három módon játszódhat le (Clark és Fritz, 1997): fizikai-kémiai folyamatokban egyensúlyi feltételek között, fizikai-kémiai folyamatok során nemegyensúlyi (kinetikus) feltételek mellett és molekuláris diffúzió útján.

A csapadékvíz $\delta^{18}\text{O}$ és δD értékeit a hidrológiai ciklus egyes fázisaiban zajló termodinamikai folyamatok befolyásolják. Jelen kutatásunkban a vízciklus három szakaszában, i) az óceánokból történő párolgás során, ii) a nedves légtömegek szállítása során, és iii) az evapotranszpiráció folyamán lezajló fizikai-meteorológiai folyamatokra koncentrálnunk, amelyek felelősek a csapadékvízben mérhető stabilizotóp-összetétel kialakításáért.

Az óceánok vizéből történő párolgást elsősorban az óceánok felszínének és a felette lévő levegőnek a hőmérséklete befolyásolja. A hőmérséklet emelkedésével a levegő vízgőz befogadó képessége exponenciálisan nő. Az óceánok felszínének éves hőmérsékleti átlaga hozzávetőlegesen $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ és $30\text{ }^{\circ}\text{C}$ között változik, a sarkoktól az egyenlítőig. A troposzférában található vízgőz kb. 70%-a a meleg szubtrópusi tengerekből való párolgásból származik.

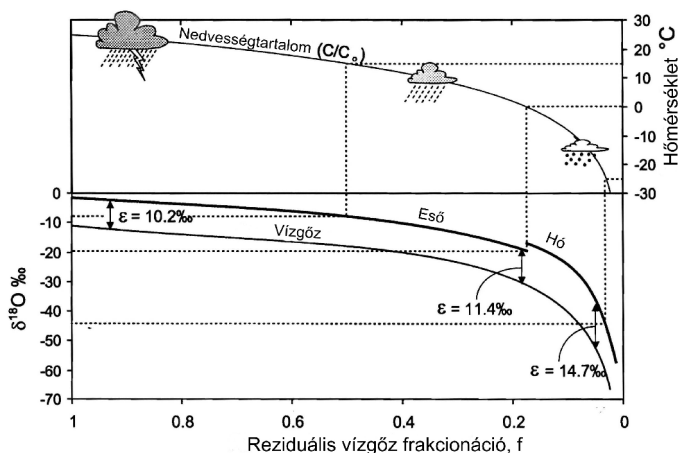
A vízgőz óceánokból a légkörbe történő párolgása több lépésben történik, sematikus modellje a 2.1. ábrán látható.



2.1. ábra: Nagy kiterjedésű vízfelszín párolgásának sematikus modellje (módosítva Clark és Fritz, 1997 nyomán)

A felszínközeli lamináris hártya a víztükör és a légkör között található, néhány mikrométer vastag sáv, ahol a levegő jó közelítéssel telítettnek tekinthető. Ez a réteg az alatta található víztömeeggel izotópos egyensúlyban van, így egyensúlyi izotópkicserélődés zajlik. A lamináris hártya és a szabad légkör között található a keveredési réteg (átviteli zóna), amelyen keresztül a molekulák diffúzió útján jutnak a légkörbe. A réteg alsó határától kezdve már nem áll fenn kémiai egyensúly. Ha a relatív nedvesség közel 100%, akkor a diffúzió az átviteli zónán keresztül mindkét irányban egyenlő mértékben játszódik le. Ha azonban a relatív nedvesség alacsonyabb, a nettó diffúzió a felszínközeli határrétegből a légkör felé megnő. Ennek köszönhetően a határréteg és a vízfelszín szegényedik a diffúzívabb $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$ -ban, ugyanakkor dúsul a nehezebb izotópokban, $^2\text{H}^1\text{H}^{16}\text{O}$ -ban és $^1\text{H}_2^{18}\text{O}$ -ban.

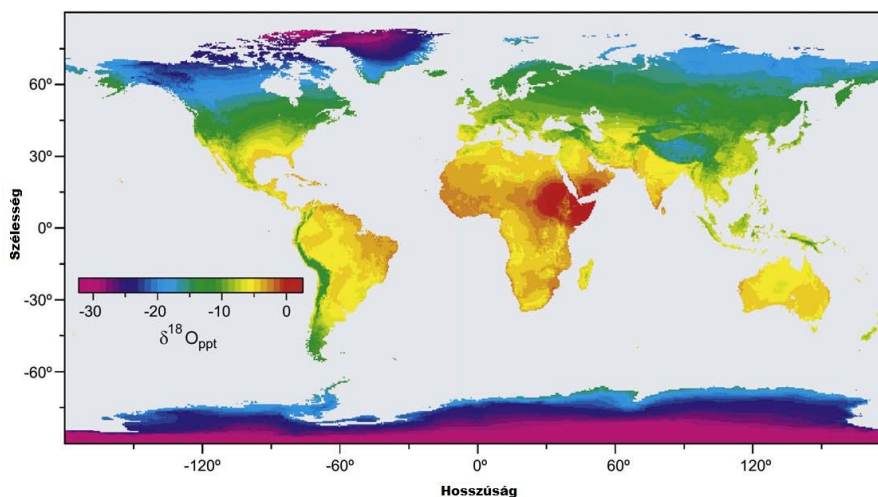
A nedves légtömegekben zajló izotóp-frakcionációs folyamatok sematikus modellje a Rayleigh-disztilláció. Mikor a vízgőz forrásterülete felől a kontinens belseje felé vagy magasabb szélességek felé sodródik és lehül, megindulhat benne a kondenzáció, majd a csapadékhullás. A hűlést előidézhetheti adiabatikus emelkedés, légköri konvergencia, előfordul frontok mentén, vagy orografikus akadály hatására. A felhőn belül lejátszódó közel egyensúlyi frakcionáció a vízgőz és a folyékony víz között azt eredményezi, hogy a kondenzálódott vízbe nagyobb arányban kerülnek ^2H és ^{18}O atomok. A légtömeg útvonala mentén a csapadékhullás „megtisztítja” a visszamaradó vízgőzt a nehezebb izotóptól. Ezáltal, ha továbbra is teljesül a kondenzáció feltétele, a kondenzálódó majd kihulló víz izotóposan egyre könnyebb lesz. A Rayleigh-disztilláció folyamatát mutatja a 2.2. ábra.



2.2. ábra: Rayleigh-disztilláció. ϵ -nal jelöljük a feldúsulási faktort (két fázis közötti izotópos különbség)
(Clark és Fritz, 1997)

2.2. A csapadékvíz izotóp-összetétele

A csapadékvíz végső stabilizotópos összetételét a párolgástól kezdve a kondenzáción át a csapadékhullás pillanatában lezajló másodlagos folyamatok együtt határozzák meg. Bár minden légelem más-más utat jár be, ezáltal a csapadék végső izotóp-összetétele is más és más, a különböző hatások azonban mégis konzisztens és térben is összefüggő izotóp-eloszlást okoznak a csapadékvízben, amint a 2.3. ábra is mutatja.



2.3. ábra: A csapadékvíz $\delta^{18}\text{O}$ [‰, VSMOW] értékének globális eloszlás. (Bowen és Wilkinson, 2002)

A mérsékelt égövben alapvetően a i) forrásrégió hatása, ii) a nedves légtömeg által befutott trajektória, iii) a hőmérsékleti hatás, iv) a magassági hatás, és v) a kontinentális hatás játszik szerepet a csapadékvíz stabilizotóp-összetételének kialakításában. Ezeket szintén részletesen taglaltam a szakdolgozatomban (Bottyán, 2013), itt csupán az alapvető összefüggésekre térek ki.

Az első, szervezetten gyűjtött csapadékmintákból származó hidrogén- és oxigénizotópos adatok értelmezésekor észrevették, hogy a $\delta^{18}\text{O}$ és δD értékek lineárisan összefüggnek. Ez alapján definiálták a globális csapadékvíz-vonalat (Global Meteoric Water Line). Dansgaard (1964) állította fel az összefüggést:

$$\delta\text{D} = 8 \times \delta^{18}\text{O} + 10$$

A globális csapadékvíz-vonalhoz (GCSVV) hasonlóan, egy adott helyen gyűjtött csapadékmintákban mért $\delta^{18}\text{O}$ és δD értékeket is korrelálthatjuk egymással. Ezen

kapcsolatot leíró egyenes egyenlete a lokális csapadékvíz-vonal (LCSVV), amely akár jelentősen is eltérhet a GCSVV-tól. A LCSVV egyrészt tükrözheti a csapadékvíz eredetét, másrészt a különböző másodlagos (helyi) hatásokat, amelyek az adott területre lehetnek jellemzők.

Szintén Dansgaard vezette be a deutérium-többlet fogalmát 1964-ben, mivel fontos információt hordozhat a csapadék forrásrégiójára vonatkozóan. A deutérium-többlet ugyanis jó korrelációt mutat azokkal a fizikai paraméterekkel (nedvességtartalom, tengervíz- és léghőmérséklet (Froehlich et al., 2002)), amelyek a nedvesség forrásrégióját jellemezik. Dansgaard a globális csapadékvíz-vonal (Craig, 1961) alapján a következőképpen határozta meg a deutérium-többletet:

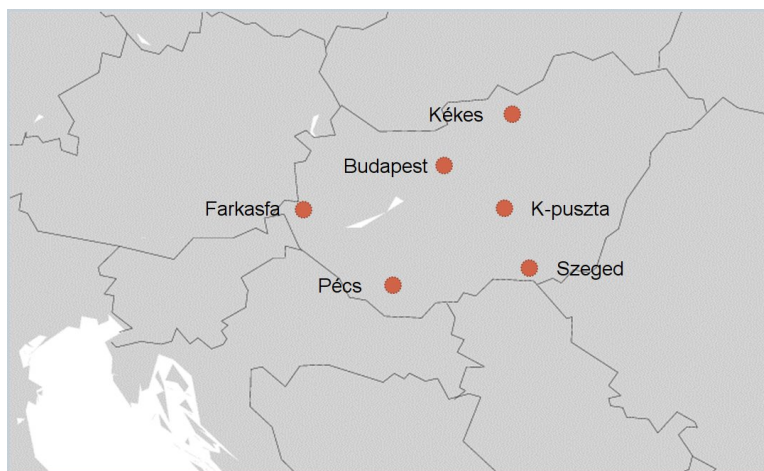
$$d - \text{többlet} = \delta D - 8 \delta^{18} O .$$

3. Vizsgálati módszerek

3.1 Csapadékgyűjtés

Csapadékmintáinkat jelenleg hat állomáson gyűjtjük, Szentgotthárd-Farkasfán (301,7 m, 46° 54' 37", 16° 18' 34"), K-Pusztán (125,9 m, 46° 57' 56", 19° 32' 42") (az Országos Meteorológiai Szolgálat háttérlevegőszennyezettség-mérő állomásai), Kékestetőn (1010,8 m, 47° 52' 20", 20° 0' 46"), Pécs (199,2 m, 45° 59' 42", 18° 14' 6") és Budapest-Pestszentlőrincen (138,1 m, 47° 25' 45", 19° 10' 56") (az Országos Meteorológiai Szolgálat szinoptikus főállomásai), valamint Szegeden (80,8 m, 46° 15' 22", 20° 5' 25") (Országos Meteorológiai Szolgálat magaslégköri obszervatóriuma). Farkasfán és K-pusztán wet-only automata csapadékmérővel, Budapest-Pestszentlőrincen, Kékesen, Pécsen és Szegeden hagyományos Hellmann-típusú csapadékmérővel folyik a mintagyűjtés.

Az adatgyűjtés K-pusztán és Farkasfán 2012 áprilisában kezdődött, Budapest - Pestszentlőrincen 2012 szeptemberében, a többi vidéki állomáson pedig 2013 januárjában. Mind a hat állomáson napi mintagyűjtés folyik, azaz minden reggel közép-európai idő szerint reggel 8 órakor (Universal Time Cordinated, UTC szerint reggel 7 órakor) az észlelő begyűjti az eltelt 24 óra alatt keletkezett csapadékot. Az állomások földrajzi elhelyezkedését a 3.1. ábra mutatja.



3.1. ábra: Csapadékgyűjtő állomások földrajzi elhelyezkedése

Az automata csapadékmintavevők valamivel 0 °C fölé vannak termosztálva, annak érdekében, hogy a lehullott csapadék megolvadjon, illetve hőmérséklet-csökkenés esetén megakadályozza annak megfagyását. Amennyiben jelentős mennyiségű hó hullik, akkor az

egész csapadékmérőt beviszik az épületbe, és megvárják, amíg szobahőmérsékleten elolvad a benne lévő hó. Ez után mérik meg az olvadékvíz mennyiségét. Annak érdekében, hogy közben is folyamatos legyen a mintavétel, cseregyűjtőt tesznek ki. Ha nagyon intenzív a havazás, esetleg megtelne a tölcsér, akkor nem csak 6 óránként, hanem gyakrabban is lecserélik a gyűjtőt. Erős szélben úgynevezett hókeresztet tesznek a gyűjtőbe. Ez három függőleges, egymással 120 fokos szöget bezáró lemez, ami beleillik a gyűjtőedénybe, de fölfelé túl is nyúlik rajta. A hókereszt használata ellenére a mérés erős szélben bizonytalanná válik, mivel a szél által felkavart hóval is gyarapodhat a hőmennyiség a gyűjtőben, illetve ki is fújhatja az ott felgyülemlt hó egy részét.

Az így összegyűjtött csapadékot havonta egy alkalommal az OMSZ munkatársai szállítják föl Budapestre, majd onnan kell elvinnünk a szükséges mennyiséget az MTA CSFK Földtani és Geokémiai Intézetbe, hogy elvégezhessük az izotópméréseket. Egészen a begyűjtéstől az izotópmérésig, a mintákat hűtőszekrényben tároljuk, a párolgás kiküszöbölése végett.

3.2. Izotópmérések

A csapadékminták hidrogén- és oxigénizotóp összetételének elemzését LGR LWIA-24d lézer analízátorral végezzük az MTA CSFK Földtani és Geokémiai Intézetében. A műszer képe a 3.2. ábrán látható.



3.2. ábra: LGR LWIA-24d lézer analízátor

A mérés folyamata a következő: 1 ml vizet pipetázunk 2 ml-es menetes nyakú üveg edénybe, majd szeptumos kupakkal lezárjuk. A PAL automata mintaadagoló fecskendő segítségével a

2 ml-es edényből 1 µl vizet szív ki, majd fecskendez be egy szeptumon keresztül az *LGR LWIA-24d lézer analízátor* párologtatójába. A párologtató gyenge vákuumban (≈0,01 bar) 80 °C-on elpárologtatja a vizet, ahonnan a pára eljut az analízátor mérőüregébe. A mérés lézer fényel történik és alapja, hogy a $^1\text{H}^1\text{H}^{16}\text{O}$, $^1\text{H}^1\text{H}^{18}\text{O}$ és $^1\text{H}^2\text{H}^{16}\text{O}$ izotopológok eltérő frekvenciákon abszorbeálják a fényt. Minden minta esetében 6 befecskendezés történik, ahol a memóriahatás kiküszöbölése érdekében csak az utolsó 4 befecskendezés mérési eredményét használjuk. Az analízátor időbeli érzékenységváltozására korrigálunk. A mérésekhez a BWS1, BWS2 és BWS3 laborszenderdeket használjuk, amelyeket korábban nemzetközi sztenderdekhez kalibráltak. (VSMOW = Vienna Standard Mean Ocean Water, SLAP = Standard Light Antarctic Precipitation.)

Az eredményeket a nemzetközi VSMOW etalonhoz viszonyítva ezrelékben adjuk meg a szokásos delta (δ) jelöléssel (McKinney et al., 1950):

$$\delta D / \delta^{18}\text{O} = \frac{R_{\text{minta}} - R_{\text{szenderd}}}{R_{\text{szenderd}}} \cdot 1000 \text{ [‰]} ,$$

ahol R_{minta} és R_{szenderd} a minta és a sztenderd $^2\text{H}/^1\text{H}$ (D/H), illetve $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ aránya. A δD mérések bizonytalansága (mintaelőkészítés + mérés) $\square\square$ 0,6 [‰, VSMOW], a $\delta^{18}\text{O}$ a mérések bizonytalansága (mintaelőkészítés + mérés) 0,2 [‰, VSMOW] (Kármán et al., 2012).

3.3. Trajektóriák meghatározása

A Magyarország területére hulló csapadék forrásterületeinek becslését a HYSPLIT modell segítségével végeztem el.

3.3.1. A HYSPLIT modell bemutatása

A HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) egy olyan komplex modellrendszer, amely a legegyszerűbb trajektóriák számításától kezdve a légköri szennyező anyagok terjedésének és ülepedésének szimulálására is alkalmazható. A modell jelenlegi verziója (HYSPLIT 4.9 a NOAA ARL (National Oceanic and Atmospheric Administration Air Research Laboratory) és az Australian Bureau of Meteorology közös munkájának eredménye. A modell és a hozzá tartozó adatbázisok mindenki számára elérhetőek a NOAA ARL honlapjáról: http://www.arl.noaa.gov/HYSPLIT_info.php.

A modell mind archív, mind előrejelzési adatokkal futtatható. Az alapértelmezett adatbázisokon kívül más meteorológiai modellek kimeneti adatai is alkalmazhatóak bizonyos előfeldolgozások elvégzését követően.

Munkánk során a HYSPLIT modellt csupán trajektóriák meghatározására használtuk fel. A program ezen része a számítások elvégzésére a Lagrange-i módszert alkalmazza. Első lépésben a meteorológiai adatokat (pl. a 3D szélmezőt, $V(P, t) = (U(P, t), V(P, t), W(P, t))$) kell interpolálni a modell belső rácsára. A modell a légrézecske vagy puff advekciónak a háromdimenziós sebességvektor átlagából számítja a kezdeti pozícióra ($P(t)$) és az első becsült helyvektorra ($P'(t + \Delta t)$). A sebességvektorokat lineárisan interpolálja térben és időben.

Az első becsült helyvektor alakja:

$$P'(t + \Delta t) = P(t) + V(P, t)\Delta t$$

A végső alak:

$$P(t + \Delta t) = P(t) + 0,5(V(P, t) + V(P', t + \Delta t))\Delta t$$

A trajektória megszűnik, ha eléri a modellrács tetejét, de ha a talajt súrolja, akkor a felszín mentén folytatódik. Az integrációs időköz (Δt) a szimuláció során változtatható. Figyelembe kell azonban venni, hogy az időlépcső alatt megtett advekciónak a távolság kevesebb legyen, mint a rács távolság. A terjedési sebesség maximumát a megelőző óra légrézecske-transzport sebesség maximumából számítja. Az integrációs időköz 1 perc és 1 óra között változhat, és az alábbi összefüggésből számolja a program (Draxler és Hess, 1997):

$$U_{max}(\text{rács egység / perc}) < 0,75(\text{rács egység})$$

3.3.2 A HYSPLIT modell alkalmazása trajektóriák számítására

A HYSPLIT modell többféleképpen futtatható. Egyrészt egy interaktív felületen a NOAA ARL honlapján a READY rendszeren keresztül (a számítások ekkor a NOAA szerverén futnak), de akár saját számítógépünkre is letölthetjük kétféle változatát. A honlapon elérhető változat a letölthetőkhöz képest korlátozott alkalmazásokkal érhető el, ezért munkánk során a telepített verziót használtuk.

A trajektóriákat csapadékeseményenként, a felszíntől számított 500, 1500 és 3000 m-es magasságban, 96 órára visszamenőleg, futtattuk, 1°-os felbontású GDAS (Global Data

Assimilation System) adatokat felhasználva. Tekintettel arra, hogy igen nagy számú trajektória előállítására volt a feladat, a folyamatot egy, az ELTE Meteorológiai Tanszékén 2004-ben készült, IDL nyelven írt program segítségével automatizáltuk (Szabó, 2004). Az egyes trajektóriák mentén rendelkezésre álló meteorológiai adatok segítségével végeztük el további számításainkat.

Mivel arról nincs pontos információnk, hogy az adott napon belül pontosan mikor és mennyi csapadék hullott le, minden csapadékos napon minden órában indítottunk trajektóriát. Annak érdekében, hogy minél inkább valóság közeli eredményeket kapjunk. A további számításokhoz csak azokat a trajektóriákat használtuk fel, amelyeknél $t = 0$ időpontban a modell által számolt relatív nedvesség meghaladta a 70%-ot.

3.4. A forrásrégiók meghatározása

A fent vázolt módon szűrt trajektóriák mentén tehát minden órában kiszámítottuk a specifikus nedvesség értékét a rendelkezésre álló meteorológiai adatokból. A telítési gőznyomás egyszerűen számolható a Magnus-Tetens formula alapján, ha ismert a levegő hőmérséklete.

$$e_s = 6,11 \cdot 10^{\frac{a \cdot t}{b+t}},$$

ahol e_s a telítési gőznyomás hPa mértékegységben, a és b konstans, értékei víz felett $a = 7,5$ és $b = 237,3$, jég felett $a = 9,5$ és $b = 265,5$, t pedig a környezet hőmérséklete $^{\circ}C$ mértékegységben. Vizsgálatunk során az egyszerűség kedvéért $0^{\circ}C$ alatt a jégfelszínre vonatkozó értékekkel számoltam.

A gőznyomás (e [hPa]) értéke a relatív nedvesség (f [%]) és a telítési gőznyomás (e_s [hPa]) szorzatának századrésze.

$$e = 0,01 \cdot f \cdot e_s,$$

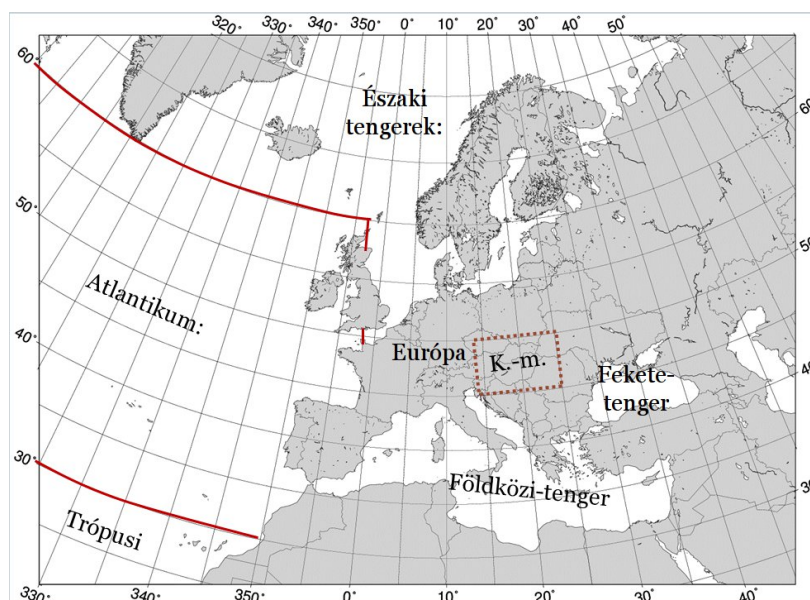
A specifikus nedvesség értéke (s [kg vízgőz/kg nedves levegő]) pedig az alábbi képletből adódik:

$$s = \frac{0,622 \cdot e}{p - 0,378 \cdot e}.$$

Célunk annak megállapítása, hogy hol kerülhetett nedvesség a légelem útvonala mentén a rendszerbe. Ezért minden csapadékos napon minden órában, minden állomásról backward trajektóriákat indítottunk. Ezek mentén óránként számítottuk a specifikus nedvesség

megváltozását. Abban az esetben, ha a planetáris határrétegen belül történt a nedvesség növekedés, az eltelt óra alatt súrolt útvonalat forrásterületnek tekintettük. A megkülönböztetésre azért volt szükség, mert a planetáris határrétegben a felszín és a légkör közt végbemehet a nedvesség turbulens kicserélődése, míg a határréteg felett ez már kevésbé valószínű (Sodeman et al., 2008a). Az így kapott forrásterületek mindegyikére kiszámítottuk, hogy az ott rendszerbe lépő nedvesség mekkora hányada játszhatott szerepet a magyarországi állomás csapadékában. Az arányok meghatározásánál azt az egyszerű elvet követtük, hogy amennyiben a nedvesség növekedést nedvesség csökkenés követi, akkor csapadéktevékenységet feltételezünk, továbbá a csökkenés az addig különböző helyeken belépő nedvesség növekmény értékeket arányosan érinti.

Az arányok segítségével pedig egyszerűen visszakaphattuk a csapadék szempontjából „releváns” abszolút növekmény értékeket is az egyes területekre.



3.3. ábra: A kijelölt nedvesség-forrásterületek

A forrásterületek csoportosítása érdekében elsőként egy felszínborítottsági adatbázis segítségével elkülönítettük egymástól a tengeri és a szárazföldi területeket. A felhasznált netCDF fájl ingyenesen hozzáférhető a College of the Environment University of Washington, Joint Institute for the Study of the Atmosphere and Ocean honlapjáról: <http://jisao.washington.edu/data/ndvi/>.

Öt óceáni- tengeri hatásterületet különítettünk el, nevezetesen az Atlanti-óceánt, a Földközi-tengert, a Fekete-tengert, az északi tengereket és a trópusi vidékeket. A szárazföldön

két hatásterületet definiáltunk: a Kárpát-medencét és az európai kontinens többi részét. A régiók meghatározásakor szinoptikus szempontokon túl a szakirodalomban fellelhető csoportosítások figyelembe vételével jártunk el (Sodemann és Zubler, 2010, Krklec és Domínguez-Villar, 2014). A régiók elhelyezkedése a 3.3. ábrán látható.

4. Eredmények

4.1. A nedvesség forrásrégióinak meghatározása

A fejezet első részében bemutatom a vizsgált időszakok meteorológiai jellemzőit, röviden ismertetem az egyes állomások sajátosságait, majd pedig a nedvesség-diagnosztika eredményeit tárgyalom, ami további két részre bontható. Mivel Farkasfáról és K-pusztáról már két éves adatsorral rendelkezünk (2012 áprilisától 2014 márciusáig terjedő időszakra), ezért ezt a két állomást külön is értékelem, majd a hat állomásra vonatkozó eredményekről adok áttekintést. Ezt követi az izotópmérések eredményeinek a bemutatása.

4.1.1. A vizsgált időszak (2012. április – 2014. március) általános meteorológiai viszonyai

A 2012-es év nagy részét szárazság jellemezte. A vizsgált időszakba eső augusztus rekord száraznak bizonyult, amelyhez nyáron négy hőhullámos időszak is társult. Az országos hőmérsékleti átlag december kivételével jelentősen az 1981–2010 közötti referencia fölött alakult, a legnagyobb anomália novemberet jellemezte (+3,1 °C). A nyári hónapok is jelentősen melegebbnek bizonyultak, hiszen a június és augusztus hónap az 1901-től kezdődő idősorban a 4. legmelegebb június és augusztus lett. Összességében a 2012-es nyár 1901 óta a 2. legmelegebb volt, éves átlagban pedig a 4. legmelegebb évet tudhattuk magunk mögött, +1,4 °C-os pozitív anomáliával.

A 2012. év nem csupán forróságával, hanem szárazságával is kitűnik, mely a vizsgált időszakba eső hat hónapot jellemzi. Ebben az időszakban csak két hónap, a májusban és júliusban hulló csapadék mennyisége érte el a 30 éves viszonyítási átlagot; augusztusban pedig szélsőségesen kevés csapadék hullott szerte az országban, mindössze a sokéves átlag 14%-a, ezzel az 1901–2012 időszak legszárazabb augusztusává vált. Októberben és decemberben valamivel több csapadékot mértek, de az éves összeg így is 17%-kal elmaradt a sokéves átlagtól. Ezzel az 1901 óta mért adatok alapján a 10. legszárazabb évnek bizonyult (Rajhonáné Nagy, 2013).

A 2013. év hőmérséklet tekintetében a 9. legmelegebb év volt 1901 óta, csapadékhullás szempontjából mind az extrém sok, mind az extrém kevés havi összeg előfordult. Mindössze két hónapban, márciusban és szeptemberben volt hűvösebb a normálnál, a fennmaradó 10 hónap során országos átlagban rendre magasabb középhőmérsékletek adódtak. Az átlaghoz képest legmelegebb hónapnak a november bizonyult, 3 °C-kal múlta felül a sokéves átlagot.

Az átlagosnál melegebb hónapok közül öt az elmúlt 113 évet tekintve is kiemelkedően melegnek bizonyult, hiszen a 20 legmelegebb hónap között szerepelnek. 2013 hónapjai között azonban szerepel egy extrém hideg hónap is: március hónap hőmérséklete ugyanis a referencia átlag alatt volt, ezzel 1901. óta a 27. leghidegebb márciusnak bizonyult. A hónap közepi nagy havazást kísérő lehülés mellett extrém sok csapadék is hullott márciusban. Összességében azonban 2013-ban az éves országos átlaghőmérséklet 1,1 °C-kal haladta meg a referencia értéket, így 1901. óta a 9. legmelegebb évként regisztrálták.

Csapadék tekintetében a 2013-as év a szélsőségek éve volt, hiszen jelentős csapadéktöbblet és súlyos csapadékhiány egyaránt előfordult. Az év első három hónapjában rendre az 1981–2010 közötti átlagértékek feletti országos összeget jegyezték fel, januárban több mint a dupláját, februárban két és félszeresét, márciusban pedig több mint három és félszeresét. Ezzel január hónap 1901 óta a 6., február a 4., március pedig a 2. legcsapadékosabb január, február illetve március volt. A megszokottnál szárazabb áprilist ismét egy, az átlagosnál csapadékosabb május követte, ennek köszönhetően évszakos bontásban a 3. legcsapadékosabb telet és a 2. legcsapadékosabb tavaszt jegyezték. Ezt követően azonban az átlagosnál jelentősen szárazabb nyári hónapok köszöntöttek be. Július hónap 1901 óta a 12. legmelegebb és egyúttal a 6. legszárazabb július volt, összességében pedig a 9. legszárazabb nyarunk volt. A megszokottnál több eső esett szeptemberben és novemberben, decemberben azonban ismét a sokéves átlag töredékének megfelelő csapadék hullott, ezzel 2013 decembere 1901 óta a 2. legszárazabb lett. Mindösszesen azonban országos átlagban 649,6 mm csapadék hullott, mely a megszokott mennyiség 114%-ának felel meg. (Vincze, 2014)

2014 első két hónapjában is a szokottnál enyhébb volt az időjárás, a tél átlaghőmérséklete országos átlagban 2,6 °C-kal bizonyult melegebbnek a referencia értéknél. A hegyvidéki területeket leszámítva mindenhol pozitív volt az átlaghőmérséklet. Így a mérések kezdete óta a 7. legmelegebb januárt, valamint a 9. legmelegebb februárt jegyezték fel. Az ország jelentős részén nem volt jelentős hótakaró. (Kovács, 2014)

4.1.2. Farkasfa a 2012. április – 2014. március időszakban: meteorológia

Az országos átlagértékek természetesen sok esetben elfedik a lokális időjárási sajátosságokat, különösen a csapadék tekintetében nem szemléltetik a sokszor jelentős különbségeket az országon belül. Ezért eredményeink értelmezéséhez szükséges, hogy az egyes állomások éghajlatával is tisztában legyünk, és ehhez képest értékeljük a vizsgált

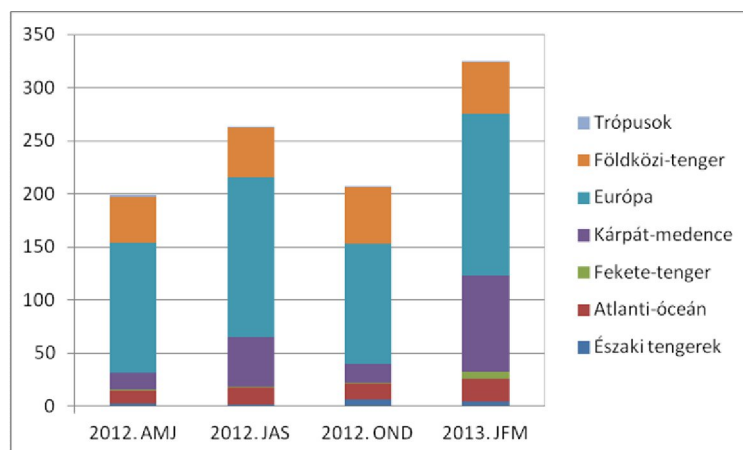
időszak időjárási viszonyait.

Szentgotthárd-Farkasfa, az Országos Meteorológiai Szolgálat háttérszennyezettség-mérő állomása Magyarország nyugati határszélén helyezkedik el, a Vasi-hegyhát nyugati tövében. Az időszakban 5 hónap kivételével minden egyes hónap átlaghőmérséklete magasabb, mint az 1981–2010-es harminc év ugyanezen hónapjaié. A nyári hónapok mindkét évben különösen melegebbnek bizonyultak, 2012-ben a június 2 °C-kal, a július 1,2 °C-kal, az augusztus 1,7 °C-kal, 2013-ban pedig a július hónap 3,1 °C-kal, az augusztus 1,5 °C-kal volt melegebb a sokévi átlagnál. (2013 júniusában 0,2 °C-kal volt hűvösebb az átlagosnál.) Kiemelendő továbbá a mindkét évben a szokásosnál melegebb november is: 2012-ben 2,7 °C-kal, 2013-ban pedig 1,6 °C-kal haladta meg a havi átlaghőmérsékletet a sokévi átlagot. Emellett az átlagnál lényegesen enyhébbnek bizonyult a 2013/2014-es tél is: decemberben 1,9 °C-kal, januárban 3,5 °C-kal, februárban pedig 2,5 °C-kal volt enyhébb a megszokottnál. Az átlagosnál jelentősen hidegebb hónapok csak 2013 február és március voltak. Február hónap hőmérséklete 0,6 °C-kal, március hónapé viszont 2,5 °C-kal maradt el a referencia átlagtól. Összességében a hőmérsékleti anomáliák alakulása Farkasfán hasonló volt az országos átlagéhoz.

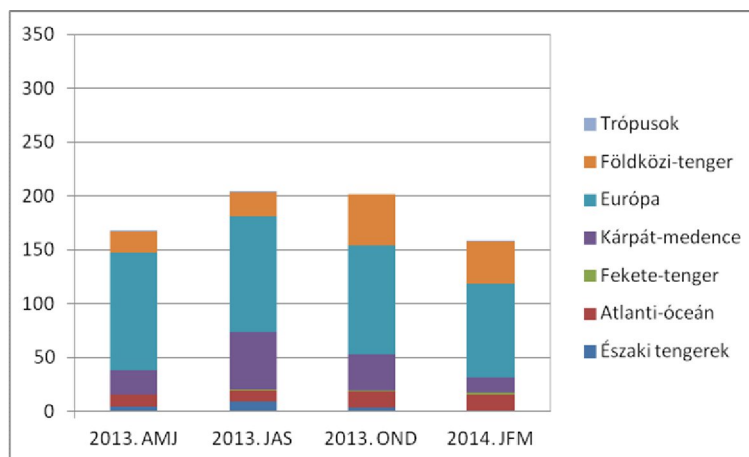
Csapadékmennyiség tekintetében azonban ehhez képest lényeges különbségeket tapasztalhatunk. Farkasfán a vizsgált időszak első felében csak június, augusztus és december hónapban regisztráltak jelentősen kevesebb csapadékot, mint a sokévi átlag, júniusban ennek kb. kétharmad része, augusztusban valamivel több mint harmada, míg decemberben több mint a fele hullott le. Ezzel szemben május, július és október – ellentétben az országos értékekkel – lényegesen csapadékosabbnak bizonyultak, mint az 1981–2010-es referencia időszak megegyező hónapjai, így összességében 1005 mm csapadék hullott le, amely kb. 240 mm-rel haladja meg az átlagos értéket. 2013 áprilisa és 2014 márciusa között azonban a tavaszi és nyári csapadékmennyiségek vagy alulmúltak, vagy éppen elérték a referencia átlagot. Szembetűnő, hogy 2013 júliusában csupán 9,3 mm eső esett, míg az átlagos érték 89,8 mm. Jelentősen elmarad az átlaghoz képest az októberi és decemberi csapadékmennyiség is; szeptemberben viszont kicsivel kevesebb, mint a másfélszeres, novemberben pedig több mint kétszeres mennyiséget jegyeztek. Mindezzel együtt az időszak második felében mintegy 20 mm-rel alacsonyabb volt a csapadékösszeg a referenciához képest.

4.1.3. Farkasfa a 2012. április – 2014. március időszakban: forrásrégiók

A vizsgált időszakban a Farkasfára vonatkozó forrásrégiók eloszlását a 4.1. és 4.2. ábra mutatja. A teljes időszakra vonatkozóan a csapadékhoz leginkább a Kárpát-medencén kívülről, de a kontinentális Európából származó nedvesség járult hozzá mintegy 55%-ban. Második helyen váltakozva a helyi, Kárpát-medencei eredetű és a mediterrán eredetű nedvesség áll. Ezt követő legjelentősebb nedvességforrás az Atlanti-óceán, továbbá évszaktól függően kismértékben hozzájárulnak még a csapadékképződéshez az északi tengerek, míg a fekete-tengeri és a trópusi eredetű nedvesség hatása a Farkasfán hulló csapadéokra elenyésző. A teljes időszakot két részre osztva (2012. április – 2013. március (ezentúl: az időszak első fele) és 2013. április – 2014. március (ezentúl az időszak második fele)) látható, hogy az európai eredetű nedvesség hozzájárulásának mértéke a csapadékhoz szezononként nagyjából megegyezik, részesezése 50–60% között mozog. A mediterrán térségből származó nedvesség hatása az időszak első felében az egyes évszakokban 15–25% között van, míg az időszak második felében nagyobb változékonyságot mutat, 10–25% között ingadozva. 2013 év tavaszi és nyári hónapjaiban érhető tetten a mediterrán régió hatásának csökkenése, a lokális nedvesség hozzájárulása a csapadékhoz ellenben megnőtt. A 2012. április – szeptember időszakhoz (átlagosan 13%) képest a 2013. április – szeptember időszakban 6%-kal több csapadék forrása volt a lokális nedvesség. Az atlanti forrásrégió szerepe kiegyenlítettebb, kivételt képez ez alól 2013. első három hónapja, amikor nagyobb mértékben (21 mm) járult hozzá a csapadékhoz. Az északi tengerek szerepe változó, az időszak első felében az őszi, míg a másodikban a nyári hónapok csapadékeseményeiben játszott nagyobb szerepet.

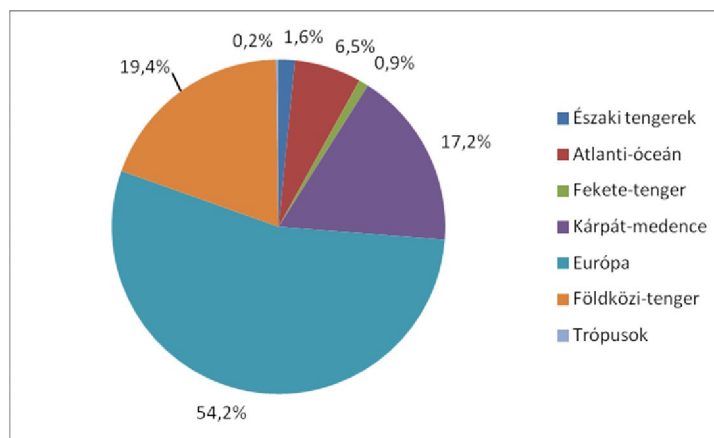


4. 1. ábra: A Farkasfára vonatkozó nedvesség forrásrégiók évszakos megoszlása mm-ben 2012. április és 2013. március között (AMJ: Április, Május, Június; JAS: Július, Augusztus, Szeptember; OND: Október, November, December; JFM: Január, Február, Március)

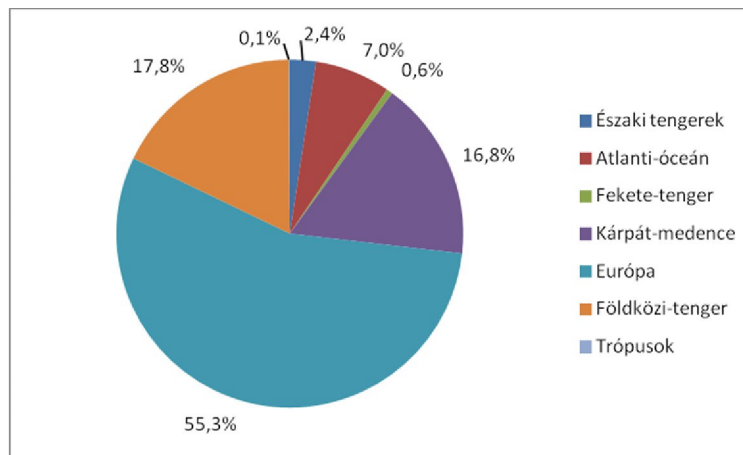


4.2. ábra: A Farkasfára vonatkozó nedvesség forrásrégiók évszakos megoszlása mm-ben 2013. április és 2014. március között

Ha az időszak két felét éves szinten hasonlítjuk össze (4.3. és 4.4. ábra), akkor szintén tetten érhető az időszak második felében a mediterrán forrásrégió jelentőségének csökkenése. Mivel azonban 2013 első három hónapjában a lokális eredetű csapadék jelentősen több, mint bármelyik másik évszakban, ezért az időszak második felének első három évszakában tapasztalt lokális eredetű nedvesség többlete nem kimutatható, sőt csökkenést látunk. Az atlanti és északi eredetű nedvesség megnövekedett hozzájárulása az időszak második felében annak tudható be, hogy összességében közel 250 mm-rel kevesebb csapadék hullott, mint 2012 áprilisa és 2013 márciusa között, és ez a csökkenés kevésbé érintette e két forrásterületet.



4.3. ábra: A Farkasfára vonatkozó forrásrégiók csapadékhoz való hozzájárulásának százalékos aránya 2012. április és 2013. március között



4.4. ábra: A Farkasfára vonatkozó forrásrégiók csapadékhoz való hozzájárulásának százalékos aránya 2013. április és 2014. március között

4.1.4. K-pusztta a 2012. április – 2014. március időszakban: meteorológia

K-pusztta, az Országos Meteorológiai Szolgálat háttérlevegőszennyezettség-mérő állomása, Kecskeméttől 15 km-re, a Kiskunságban található. K-pusztáról sajnos nem állnak rendelkezésre a vizsgálatunkhoz szükséges meteorológiai adatok, így a közeli Kecskemét meteorológiai állomásáról származó idősorokat használtuk fel. Az időszak első felében két hónap (december 0,1 °C-kal, március 1,5 °C-kal volt hidegebb az átlagnál) kivételével minden hónap átlaghőmérséklete magasabb volt, mint az 1981–2010-es időszak ugyanezen hónapjaié, míg a második felében csupán egy ilyen hónapot találunk (szeptember hónap átlaghőmérséklete 1,2 °C-kal maradt az átlag alatt). A nyári hónapok mindkét évben különösen melegebbnek bizonyultak: 2012-ben a június 2,2 °C-kal, a július 2,9 °C-kal, az augusztus 2 °C-kal, 2013-ban pedig a június 0,9 °C-kal, a július hónap 1,3 °C-kal, az augusztus 1,6 °C-kal volt melegebb a sokévi átlagnál. Mindkét évben jelentősen meghaladták a referencia átlagot a november hónapok is, 2012-ben 3,3 °C-kal, 2013-ban pedig 3,2 °C-kal. Emellett az átlagnál lényegesen enyhébbnek bizonyultak a téli hónapok is (2012 decemberét kivéve), 2013 januárjában és februárjában 1,7 °C-kal, 2013 decemberében 1,8 °C-kal, 2014 első két hónapjában pedig 3,6 °C illetve 4 °C-kal volt enyhébb az idő a megszokottnál. Az átlagosnál jelentősen hidegebb hónapok csak 2013 februárja és márciusa volt. A februári középhőmérséklet 0,6 °C-kal, márciusi viszont 2,5 °C-kal maradt el a referencia átlagtól. A hőmérsékleti anomáliák K-pusztán is az országos értékekhez hasonlóan alakultak.

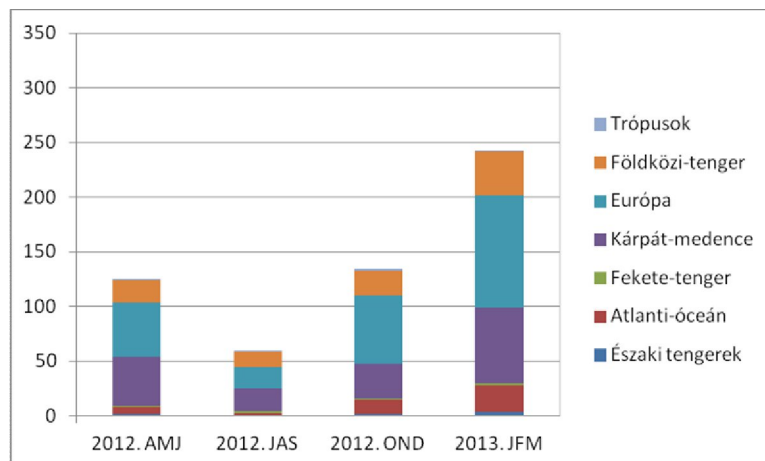
Csapadékmennyiség tekintetében azonban az országos és a farkasfai értékekhez képest is lényeges különbségeket tapasztalhatunk. K-pusztán a vizsgált időszak első felében öt

hónapban is (április, június, július, augusztus, november) jelentősen kevesebb, négy hónapban pedig (október, január, február és március) jóval több, 3 hónapban pedig körülbelül annyi csapadék hullott, mint a referencia értékek. A csapadék éven belüli eloszlása tehát megfelel az országos átlagnak, hiszen láttuk, hogy 2012 júliusa és augusztusa extrém száraz, 2013. eső három hónapja pedig extrém csapadékos volt. Az időszak második felében az első három hónapban a sokévi átlagnak megfelelő vagy annál valamivel több csapadékot mértek, viszont júliusban egyáltalán nem esett eső. Az augusztus, és az október is szárazabb volt az átlagosnál, de 2013 decemberében és 2014 márciusában ismét extrém kevés csapadékot mértek. Ennek megfelelően az időszak első felében kb. 50 mm-rel több, a második felében viszont 90 mm-rel kevesebb csapadék esett, mint a referencia érték.

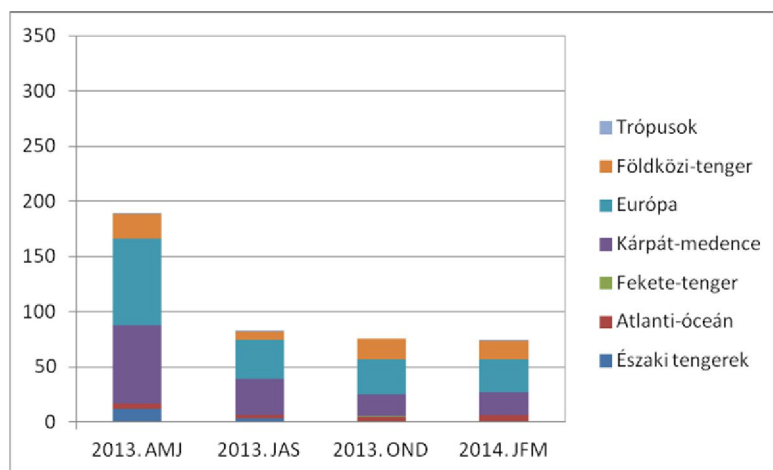
4.1.5. K-pusztá a 2012. április – 2014. március időszakban: forrásrégiók

A vizsgált időszakban a K-pusztára vonatkozó, 2012. áprilistól 2014. márciusig terjedő periódusban a forrásrégiók eloszlását a 4.5. és 4.6. ábra mutatja. K-pusztá esetében a Kárpát-medencén kívülről származó, kontinentális eredetű nedvesség dominanciája megmarad, de nem olyan nagymértékű, mint Farkasfa esetén. A tavaszi és nyári hónapokban a lokális eredetű nedvesség megközelítően ugyanakkora mértékben játszik szerepet a csapadékképződésben, mint az európai. Láthatjuk, hogy a mediterrán eredetű nedvesség a harmadik helyre szorul, a nyári hónapokban, pedig elhanyagolható mértékben (0–1 mm) járul hozzá a csapadékhoz. Az atlanti régió jelentősége kismértékű (évszakokra lebontva 3–7 mm), 2013 telén azonban 25 mm-rel járult hozzá az összcsapadékhoz. Az északi tengerekből származó nedvesség csak 2013 első felében jelenik meg a számításainkban, összesen 16 mm hozzájárulással. Elenyésző mértékű nedvességgel járul hozzá a csapadékhoz a trópusi és a fekete-tengeri forrásrégió is.

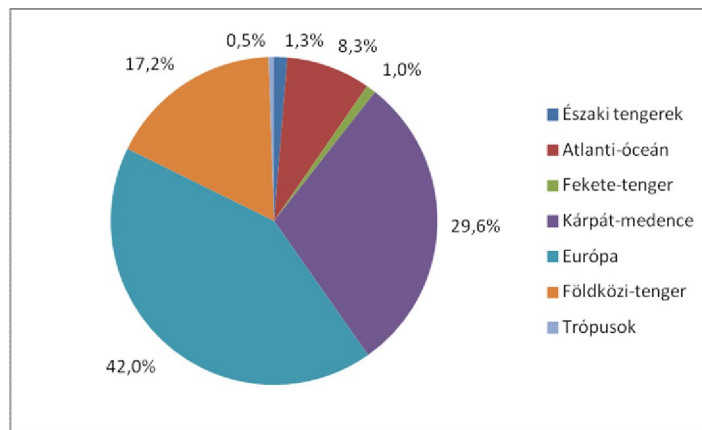
Ha az időszak két felét éves szinten hasonlítjuk össze (4.7. és 4.8. ábrák), akkor még jobban kirajzolódik, hogy mind az európai kontinentális, mind a mediterrán eredetű nedvesség jelentősége K-pusztá esetén kisebb, mint Farkasfán. Az időszak második felében a lokális eredetű csapadék csupán 7%-kal marad el az európai eredetűtől. A fő különbség az időszak két fele között a lokális eredetű csapadék arányának növekedése, főként az atlanti eredetű rovására. Az északi tengerekből származó többlet hozzájárulás csak az alacsony éves csapadékösszeg miatt képvisel jelentős hányadot (4%).



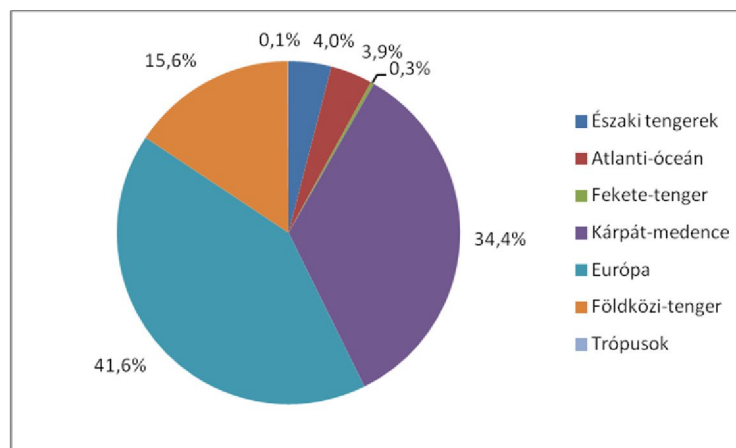
4. 5. ábra: A K-pusztára vonatkozó nedvesség forrásrégiók évszakos megoszlása mm-ben 2012. április és 2013. március között



4.6. ábra: A K-pusztára vonatkozó nedvesség forrásrégiók évszakos megoszlása mm-ben 2013. április és 2014. március között



4.7. ábra: A K-pusztára vonatkozó forrásrégiók csapadékhoz való hozzájárulásának százalékos aránya 2012. április és 2013. március között



4.8. ábra: A K-pusztára vonatkozó forrásrégiók csapadékhoz való hozzájárulásának százalékos aránya 2013 áprilisa és 2014 márciusa között

4.1.6. A hat állomás a 2013. január – december időszakban: meteorológia

Mielőtt rátérnénk a nedvesség-diagnosztikai eredményekre, röviden áttekintjük a maradék négy állomás – nevezetesen Budapest-Pestszentlőrinc, Kékes, Pécs és Szeged – általános meteorológiai viszonyait a 2013-as évben.

Budapest-Pestszentlőrinc, az Országos Meteorológiai Szolgálat szinoptikus főállomása Pest délkeleti területén, zöldövezetben található. Telepítésekor még külterületen helyezkedett el, a város terjeszkedése miatt azonban mára lakóházak szomszédságában található.

2013-ban két hónap, április és szeptember kivételével minden hónap melegebbnek bizonyult a referencia átlagnál. Mindkét hónapban átlagosan 0,9 °C-kal volt hűvösebb a

sokévi átlagnál. A legnagyobb pozitív anomália novemberben volt, ekkor 2,6 °C-kal melegebb volt az időjárás a referenciához képest. 2° C-ot meghaladó pozitív eltérést tapasztalhattunk márciusban, augusztusban és októberben is. Az éves átlaghőmérséklet 0,8 °C-kal múlta felül a hosszútávú átlagot. A hőmérsékleti anomáliák tekintetében szembeűnő, hogy míg országos átlagban a március hűvösebb volt a megszokottnál, Budapesten éppen ellenkezőleg, 2,3 °C-kal melegebb volt, mint az átlag. Megjegyezzük, hogy április hónap országosan melegebbnek bizonyult az 1981–2010-es átlaghoz képest, Budapesten azonban hűvösebb volt. Az év többi részének hőmérsékleti anomáliái az országos tendenciát követik.

Budapesten 2013 téli hónapjaiban az országos átlaghoz hasonlóan, lényegesen több csapadék hullott, mint a referencia érték, bár januárban a többlet nem volt olyan jelentős mennyiségű (0,6 mm), mint az ország többi területén. A május, augusztus és november hónapban lehullott csapadék mennyisége megfelel a sokévi átlagnak, a többi hónapban azonban jelentősen kevesebb csapadék hullott, különösen júniusban (30 mm), júliusban (55 mm) és decemberben (35 mm). 2013-ban mintegy 20 mm-rel kevesebb csapadék hullott 2013-ban, mint a referencia időszakban.

Kékestető, az Országos Meteorológiai Szolgálat szinoptikus főállomása hazánk legmagasabb csúcsán található, emiatt már hegyi állomásnak számít.

2013-ban négy hónap, január, március, május és szeptember kivételével minden hónap melegebbnek bizonyult a referencia átlagnál. Januárban 0,3 °C-kal, márciusban 2,3 °C-kal, szeptemberben 1,6 °C-kal volt hűvösebb a referencia értéknél. A májusi átlaghőmérséklet megfelel a sokévi átlagnak. A legnagyobb pozitív anomália novemberben volt, ekkor 2,1 °C-kal melegebb volt az időjárás a referenciához képest. A többi hónapban 2 °C-nál alacsonyabb volt a pozitív eltérés értéke. Az éves átlaghőmérséklet 0,5 °C-kal múlta felül a hosszútávú átlagot. Hőmérséklet tekintetében Kékesen hasonló tendenciák figyelhetők meg, mint az országos átlagban, csupán a pozitív eltérések mértéke csekélyebb annál.

Csapadékmennyiség tekintetében 2013 első felében jelentős többletet mértek az átlagoshoz képest, egyedül áprilisban hullott kevesebb eső a megszokottnál. Az év második felében azonban extrém csapadékhiányt tapasztalhattunk: júliusban és decemberben 1,4 mm illetve 3,2 mm csapadék volt. Összességében azonban mintegy 100 mm-rel több csapadékot regisztráltak a sokéves átlagnál.

Pécs-Pogány, az Országos Meteorológiai Szolgálat Mecsek déli lábánál fekvő szinoptikus főállomása. 2013-ban március, május és június kivételével minden hónap melegebb volt a referencia átlagnál. Márciusban 2,2 °C-kal, májusban 0,6 °C-kal volt hűvösebb a referencia értéknél. A júniusi átlaghőmérséklet megfelel a sokévi átlagnak. A legnagyobb pozitív

anomália októberben és novemberben volt, ekkor 1,8 °C-kal melegebb volt az időjárás a referenciához képest. A többi hónapban is legalább 0,5 °C volt a pozitív eltérés értéke. Az éves átlaghőmérséklet 0,5 °C-kal múlta felül a hosszútávú átlagot. Az országos átlaghoz képest a szeptember hónap melegebbnek bizonyult, és az anomáliák összességében csekélyebbek voltak Pécsen.

Ami a csapadékmennyiséget illeti, 2013 első felében jelentős többletet mértek az átlagoshoz képest, bár áprilisban és júniusban kevesebb csapadék volt a megszokottnál. Az év második felében augusztusban és szeptemberben több, novemberben az átlagnak megfelelő mennyiségű csapadékot mértek, de a többi hónapban jelentős szárazságot tapasztalhattunk. Összességében azonban mintegy 60 mm-rel több csapadékot regisztráltak, mint 1981–2010 közötti időszakban.

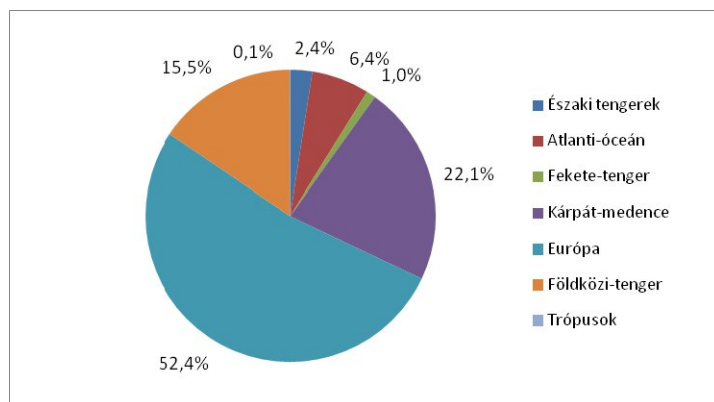
Szeged, az Országos Meteorológiai Szolgálat alföldi szinoptikus főállomása. 2013-ban március és szeptember kivételével minden hónap melegebb volt a referencia átlagnál. Márciusban 0,1 °C-kal, szeptemberben 0,9 °C-kal volt hűvösebb a referencia értéknél. A legnagyobb pozitív anomália novemberben adódott, ekkor 2,9 °C-kal melegebb volt az időjárás a referenciához képest. A többi hónapban is legalább 0,6 °C volt a pozitív eltérés értéke. Az éves átlaghőmérséklet 0,9 °C-kal múlta felül a hosszútávú átlagot.

Csapadékmennyiséget illetően 2013 első felében jelentős többletet mértek az átlagoshoz képest, bár júniusban kb. 30 mm-rel kevesebb csapadék volt a megszokottnál. Az év második felében szeptemberben kb. 10 mm-rel több, októberben és novemberben az átlagnak megfelelő mennyiségű csapadékot mértek, de a többi hónapban jelentős szárazságot tapasztalhattunk. Összességében azonban mintegy 10 mm-rel több csapadékot regisztráltak, mint 1981–2010 közötti időszakban.

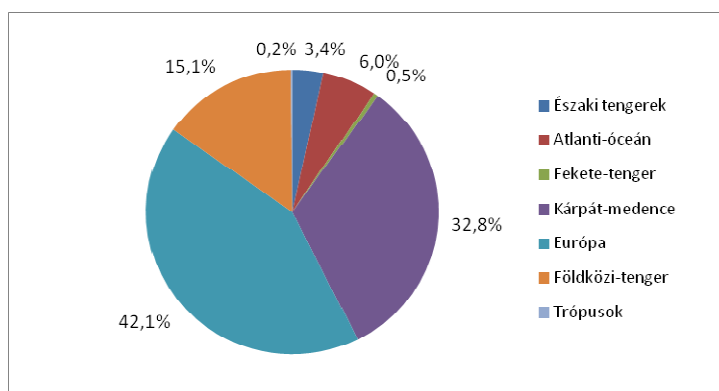
4.1.7. A hat állomás a 2013. január – december időszakban: forrásrégiók

A 2013-as évre elvégzett nedvesség forrásrégió meghatározás eredményét a 4.9–14. ábrák szemléltetik az egyes állomásokra. Minden állomás esetében a Kárpát-medencén kívülről származó, de európai kontinentális eredetű nedvesség járul hozzá a legnagyobb mértékben a csapadékhoz. Farkasfán a hozzájárulás mértéke a vizsgált időszakban meghaladta az 50%-ot, a többi állomáson mértéke ennél csekélyebb, 40–43%. Farkasfán kb. 20%, a többi állomáson 30–35%-ban a lokális, Kárpát-medencei eredetű nedvesség felelős a csapadék kialakulásáért, ezt követi a mediterrán régió kiegyenlítettebb mértékben, 13–18%-os hozzájárulással. Az Atlanti-óceánból származó vízgőz szerepe már meglehetősen csekély, mindössze 4–7%-ban

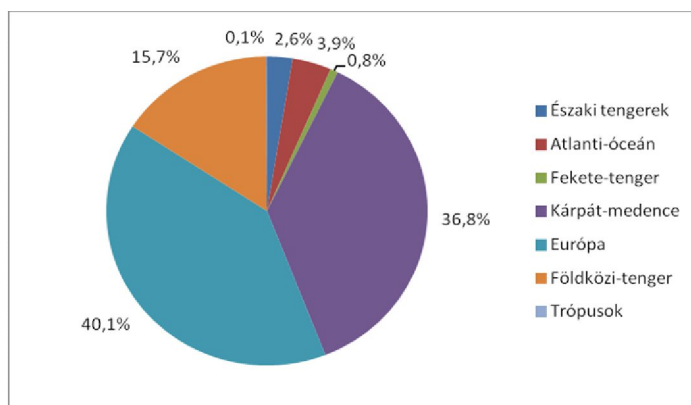
járul hozzá a magyarországi csapadék képződéséhez. A csapadékmennyiség 1,5–3,5%-a származik a Fekete-tengerből, a trópusi régió szerepe pedig elhanyagolható.



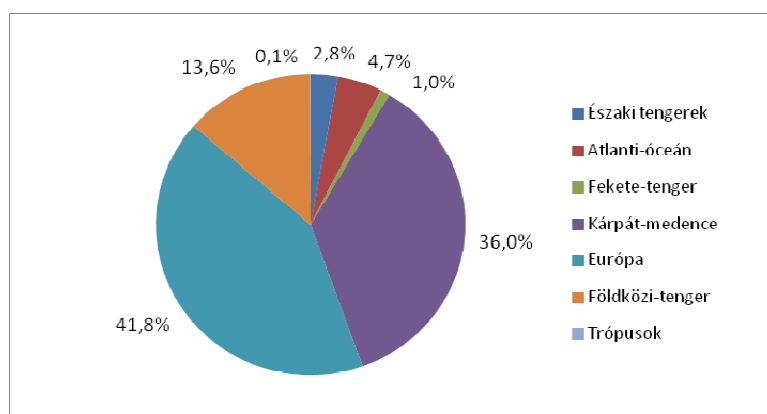
4.9. ábra: A Farkasfára vonatkozó forrásrégiók csapadékhoz való hozzájárulásának százalékos aránya 2013-ban



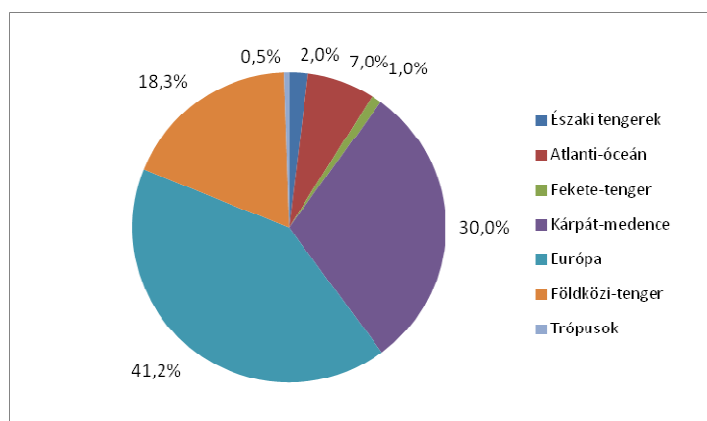
4.10. ábra: A K-pusztára vonatkozó forrásrégiók csapadékhoz való hozzájárulásának százalékos aránya 2013-ban



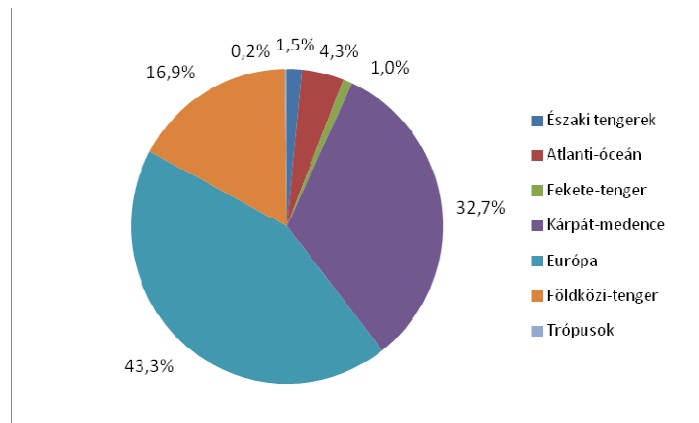
4.11. ábra: A Budapestre vonatkozó forrásrégiók csapadékhoz való hozzájárulásának százalékos aránya 2013-ban



4.12. ábra: A Kékesre vonatkozó forrásrégiók csapadékhoz való hozzájárulásának százalékos aránya 2013-ban



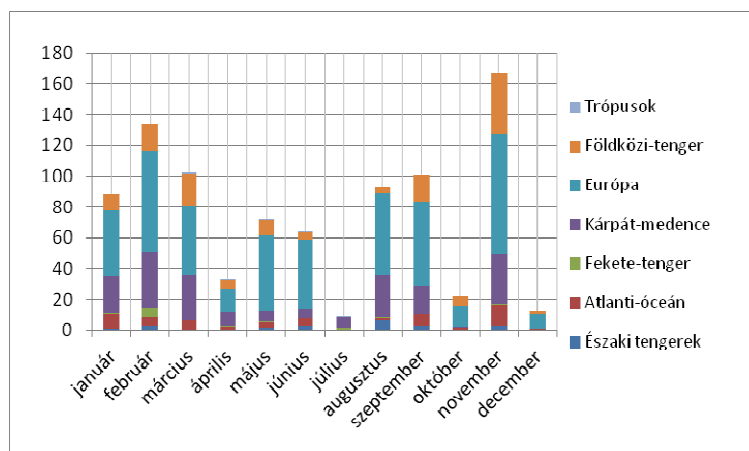
4.13. ábra: A Pécsre vonatkozó forrásrégiók csapadékhoz való hozzájárulásának százalékos aránya 2013-ban



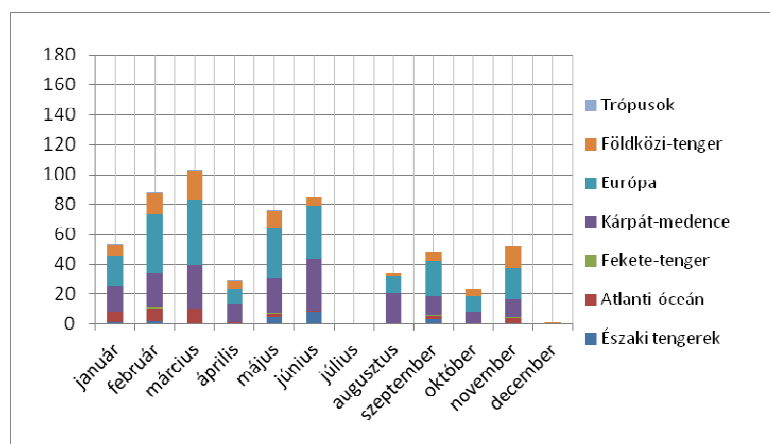
4.14. ábra: A Szegedre vonatkozó forrásrégiók csapadékhoz való hozzájárulásának százalékos aránya 2013-ban

Ha az egyes állomásokon a forrásrégiók csapadékhoz való hozzájárulását havi bontásban szemléljük (4.15.–20. ábra), szembeűnik, hogy a mediterrán térség csapadékhoz való hozzájárulása kora tavasszal és ősszel a leginkább számottevő, bár természetesen az egyes állomások között e téren is mutatkozik különbség. Pécssett, ahol egyébként is a legnagyobb arányban járul hozzá a csapadékhoz, egész évben kiegyensúlyozottabb a részaránya, mint a többi állomás esetén. Csupán a három legszárazabb hónapban, áprilisban, júliusban és decemberben csekély a járuléka, míg a többi állomáson a júniustól szeptemberig tartó időszakban végig alacsony mértékű marad.

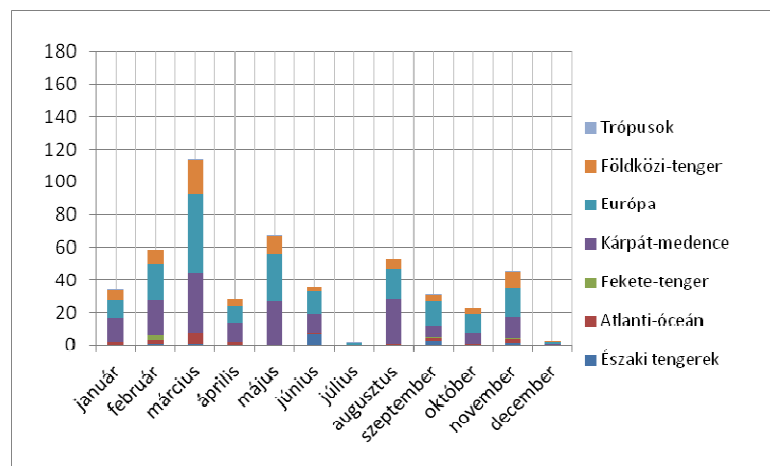
Az atlanti térségből származó nedvesség hozzájárulása a csapadékhoz minden állomáson elsősorban a téli félévben jelentős, de a részesedés mértéke kismértékben eltér az egyes állomások között. Az északi eredetű nedvesség hozzájárulása pedig a késő tavaszi – kora nyári időszakban érvényesül, csekély mértékben.



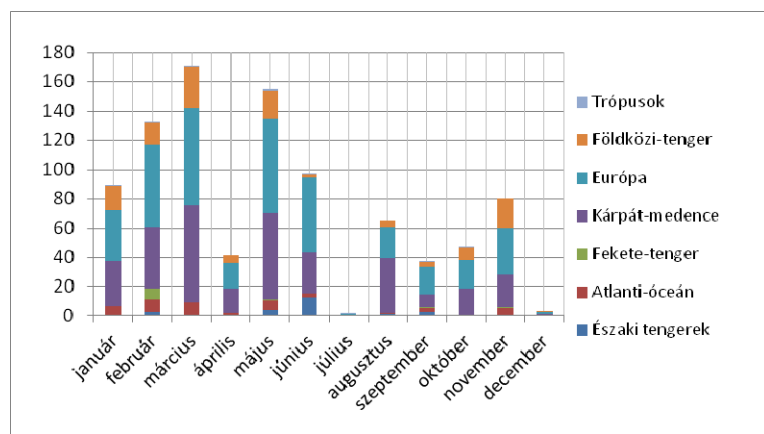
4.15. ábra: A Farkasfára vonatkozó nedvesség forrásrégiók havi megoszlása mm-ben 2013. január és 2013. december között



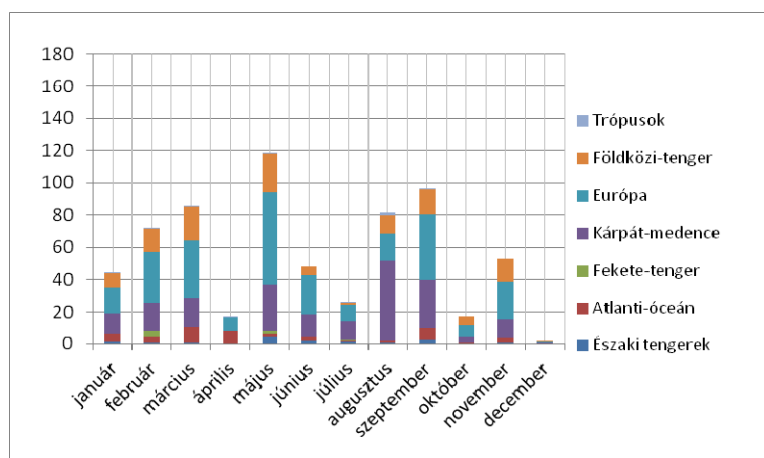
4.16. ábra: A K-pusztára vonatkozó nedvesség forrásrégiók havi megoszlása mm-ben 2013. január és 2013. december között



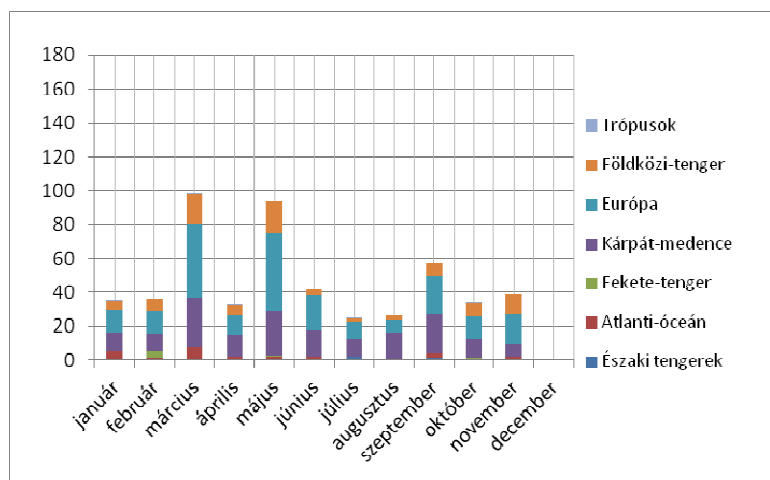
4.17. ábra: A Budapestre vonatkozó nedvesség forrásrégiók havi megoszlása mm-ben 2013. január és 2013. december között



4.18. ábra: A Kékesre vonatkozó nedvesség forrásrégiók havi megoszlása mm-ben 2013. január és 2013. december között



4.19. ábra: A Pécsre vonatkozó nedvesség forrásrégiók havi megoszlása mm-ben 2013. január és 2013. december között



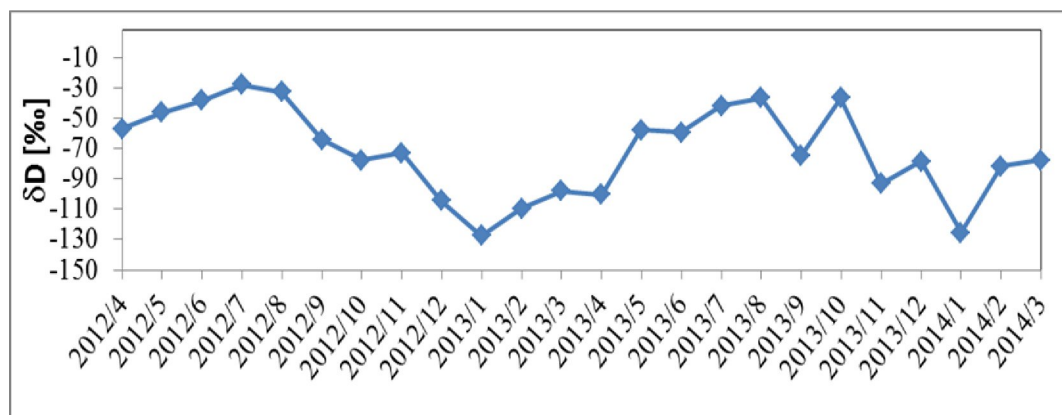
4.20. ábra: A Szegedre vonatkozó nedvesség forrásrégiók havi megoszlása mm-ben 2013. január és 2013. december között

4.2. Stabilizotóp mérések eredményei

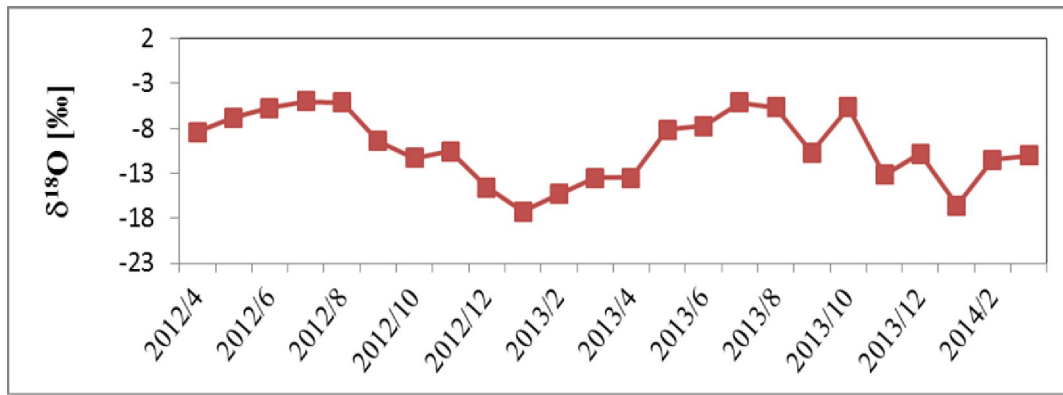
Jelen dolgozatban Farkasfa és K-pusztá állomásokon napi rendszerességgel gyűjtött csapadékminták stabilizotópos összetételét mutatjuk be, mivel ezen a két állomáson már 2 éves adatsorral rendelkezünk.

4.2.1. Farkasfa

A 4.21. és 4.22. ábrán a Farkasfára vonatkozó, csapadékmennyiséggel súlyozott havi δD és $\delta^{18}O$ értékeket ábrázoltuk, ahol jól látható az izotóparányok éves/évszakos menete: a nyári időszakban mindkét érték magasabb, mint a téli félévben. A nyári hónapokban a δD értékek -30‰ és -70‰ között alakultak, míg a téli hónapokba -110 – $(-130)\text{‰}$ -ig süllyedtek. A $\delta^{18}O$ értékek a nyári félévben szintén magasabbak, -3‰ és -8‰ között alakultak, míg télen -13‰ alá süllyedtek. Ez jó egyezést mutat tágabb térségünkben más mérési eredményekkel (Vreca et al., 2006; Vodila et al., 2011). A 2013 ősze azonban érdekesen alakult, hiszen októberben egy lokális csúcsot találunk, mely eléri a nyári értéket.



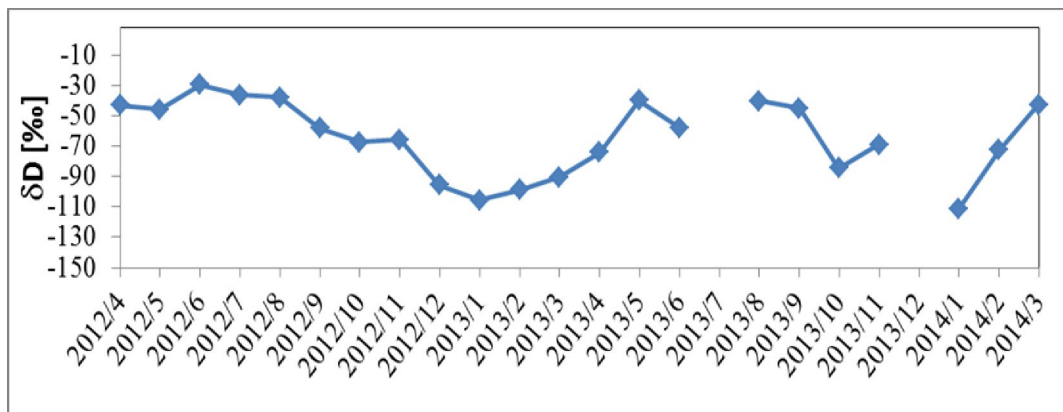
4.21. ábra: A csapadékmennyiséggel súlyozott δD értékek változása Farkasfán 2012 áprilisa és 2014 márciusa között



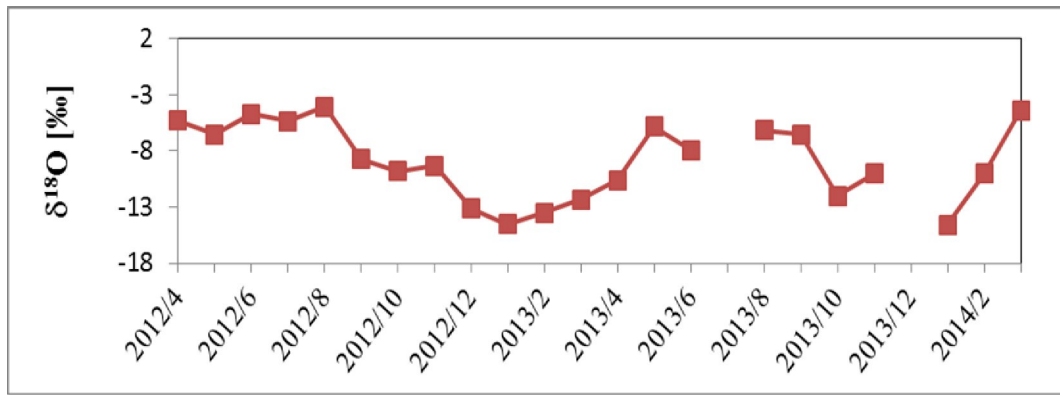
4.22. ábra: A csapadékmennyiséggel súlyozott $\delta^{18}\text{O}$ értékek változása Farkasfán 2012 áprilisa és 2014 márciusa között

4.2.2. K-pusztá

K-pusztán a csapadékvíz stabilizotópos összetételének éves menete (4.23. és 4.24. ábra) nem annyira egyértelmű és sima, mint Farkasfánál. Ez különösen a 2013-as évre igaz: a májusi csúcs után alacsonyabb nyári adatokat látunk mind a δD és $\delta^{18}\text{O}$ értékekben. Ráadásul az adatsorunk nem folytonos, mert 2013. júliusban és decemberben nem hullott érdemi mennyiségű csapadék. Általánosságban elmondható, hogy K-pusztán a stabilizotóp-arányok értéke magasabb, mint Farkasfán. A δD értékek -30 és -110 ‰ között mozognak, míg a $\delta^{18}\text{O}$ értékek -3 és -16 ‰ között alakultak.



4.23. ábra: A csapadékmennyiséggel súlyozott δD értékek változása K-pusztán 2012 áprilisa és 2014 márciusa között



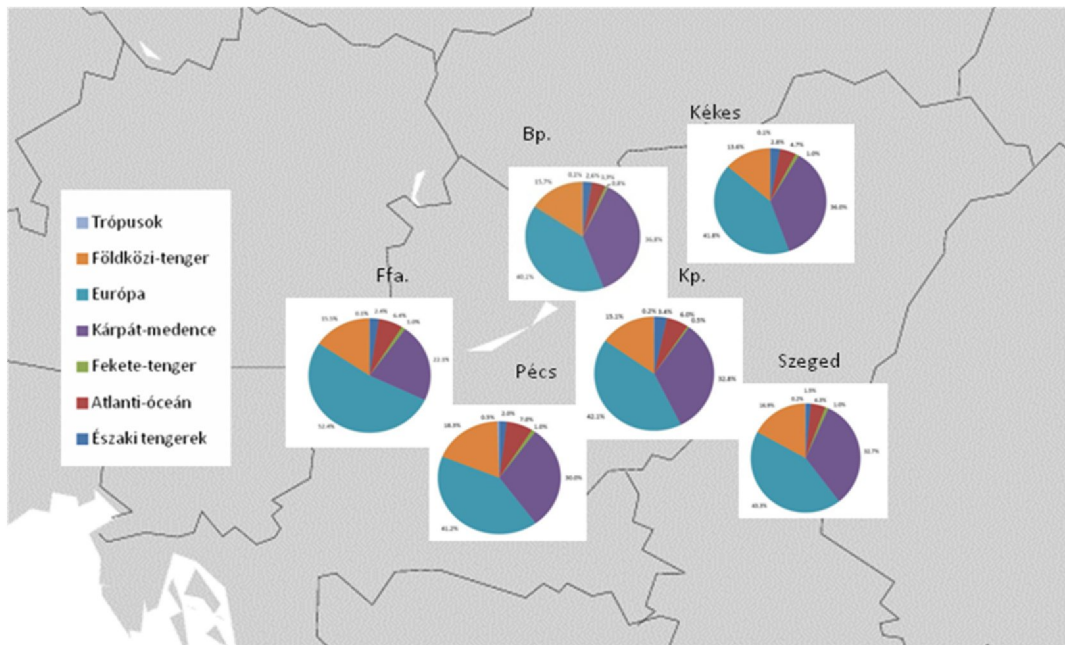
4.24. ábra: A csapadékmennyiséggel súlyozott $\delta^{18}\text{O}$ értékek változása K-pusztán 2012 áprilisa és 2014 márciusa között

5. Értelmezés

Jelen dolgozat célkitűzése, hogy megállapítsa, milyen arányban járul hozzá az egyes forrásrégiókból származó vízgőz a Magyarországon lehulló csapadékvízhez. A csapadékvíz forrásrégióinak meghatározásához a régióban ritkán alkalmazott módszerrel közelítettünk: 6 állomásból álló mérőhálózatot hoztunk létre, s minden csapadékeseményhez meghatároztuk a hozzá tartozó időben visszafelé irányuló „backward” trajektóriákat. A trajektóriák mentén számolt specifikus nedvesség változás alapján feltérképeztük, mely területeken párolog el a víz és kerül be abba az áramlási rendszerbe, amely térségünk fölé sodorja, s amelyből végül csapadék formájában lehullik. Emellett a hat állomáson napi rendszerességgel gyűjtött csapadékmintákban megmértük a δD és $\delta^{18}O$ értékeket, majd csapadékmintánként származtattuk a deutérium-többlet értékeket, amelyeket a lehetséges forrásrégió d-többletéhez hasonlítottunk. Jelen dolgozatban Farkasfa és K-pusztá állomásra vonatkozó stabilizotópos adatokat tárgyaljuk részletesebben.

5.1. A forrásrégiók térbeli változékonysága

A csapadék eredetét tekintve hét lehetséges forrásrégiót, szektort határoztunk meg: (1) Északi tengerek, (2) Atlanti-óceán, (3) Fekete-tenger, (4) Kárpát-medence, (5) Európa, (6) Földközi-tenger és (7) trópikusok. A forrásrégiók térbeli változékonyságát a 2013. január-december időszakra vizsgáljuk. A forrásrégiók relatív arányát az egyes állomásokra érdemes összevetni azok földrajzi fekvésével. Az 5.1. ábrán jól látható, hogy az Adriai-tengertől távolodva, délnyugat-északkeleti irányban a mediterrán eredetű nedvesség arányos hozzájárulása a helyi csapadékhoz kismértékbe csökken, a lokális nedvesség részaránya pedig ezzel párhuzamosan, hasonló nagyságrendben növekszik: Farkasfán és Pécsen a mediterrán eredetű vízgőz hozzájárulása 15,8% illetve 18,5%, míg Budapesten és Kékesen csak 13,6%. Az atlanti eredetű nedvesség hatása a helyi csapadék kialakulására szintén a földrajzi távolsággal hozható összefüggésbe: nyugat-keleti irányban kismértékű csökkenést láthatunk: Farkasfán 6,4%, míg Kékesen és Szegeden csupán 4,7% és 4,3%. Ennek a gradiensnek az oka egyrészt az, hogy a százalékos aránnyal párhuzamosan a forrásrégióhoz köthető csapadékmennyiség is csökken (ld. 4. fejezet), s így hozzájárulása ténylegesen is kevesebb, másrészt modellünk a tengertől/óceántól távolabb nagyobb eséllyel számítja kontinentális eredetűnek azt a nedvességet, ami eredetileg maritim volt, de a légáramlatok a szárazföld fölé sodorták és ott jutott be ismét a rendszerbe.



5.1. ábra: A forrásrégiók hozzájárulása a helyi csapadékhoz 2013. január – 2013. december

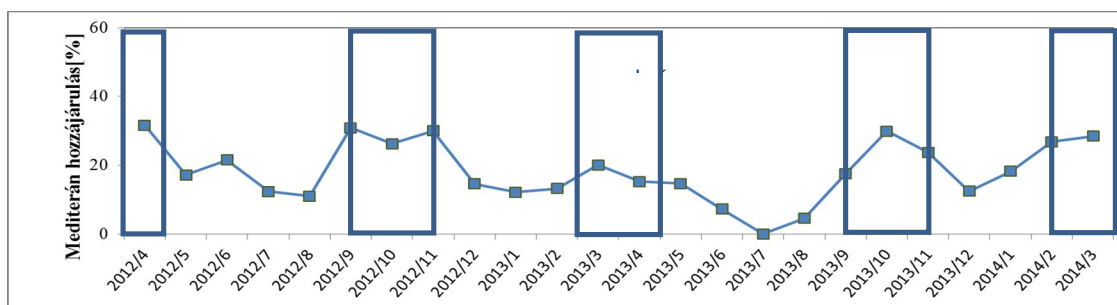
Korábbi vizsgálatunk alapján (Bottyán et al., 2013; 2014.) azonban nem számítottunk a kontinentális (Európa és Kárpát-medence) csapadék ilyen nagyarányú dominanciájára. A különbség egyik oka a két módszer különbözősége lehet. Előző munkánk során a trajektóriákat szektorokba soroltuk be, így olyan csapadékesemények is tengeri eredetűnek mutatkoztak, amiket az új, részletesebb számítási módszerünk már kontinentális eredetűnek mutatott.

A kapott eredmények értelmezéséhez tisztában kell lennünk az alkalmazott modell és számítási eljárás előnyeivel és korlátaival is. A felszínborítottsági adatbázis segítségével el tudtuk különíteni a tengeri és szárazföldi felszíneket. A tengeri felszín felett kapott specifikus nedvesség növekmény nagy valószínűséggel a helyi felszín párolgásának eredménye, különösen a nagyobb kiterjedésű óceán esetén. A kontinentális felszín felett észlelt nedvesség-növekmény ugyanakkor három különböző folyamat együttes eredménye lehet: egyrészt nyilvánvalóan szerepet játszik a helyi párolgás, de ugyanúgy szó lehet a már korábban a tengeri felszínekről oda jutó vízgőz rendszerbe lépéséről. Ezen kívül nem szabad elfeledkeznünk a „nedvesség-újrahasznosításról” sem, ami a kihulló és ismét visszapárolgó vízcseppek specifikus-nedvesség növekedéséhez való hozzájárulásából ered. Nedvesség-újrahasznosítás tengeri felszín felett is zajlik, de az ott újra bekeveredő vízgőz nagy

valószínűséggel a helyi párolgásból származik, hiszen a tengerek felett elpárolgó vízgőz kb. 90%-a helyben lehulló csapadék formájában rövid időn belül visszakerül a tengerekbe (Mook, 2011). A csapadékhullást megelőző néhány órában azonban a fenti folyamatok nagyon jelentős szerepet játszanak, de ezek egymáshoz való viszonyulását, arányát az alkalmazott eljárás sajnos nem képes feltárni. Egy friss tanulmány azonban rávilágít arra, hogy egy mediterrán ciklon csapadékának jelentős része szintén a helyben elpárolgott nedvességből származhat, nem csak Lagrange-i modell alapján, hanem korlátos tartományú modell segítségével is erre az eredményre jutottak (Windschall et al., 2014).

5.2. A forrásrégiók időbeli változékonysága

A 4. fejezetben már utaltunk rá, hogy az egyes forrásrégiók csapadékhoz való hozzájárulásában kisebb-nagyobb mértékű éven belüli változás fedezhető fel. Ez legkifejezettebben Farkasfán, a mediterrán eredetű nedvesség járuléklában figyelhető meg (5.2. ábra). A teljes vizsgált időszakban a tavaszi és őszi hónapokban a mediterrán eredetű nedvesség hozzájárulása a csapadékhoz magasabb, 35% körüli, míg a nyári és téli hónapokban 20% alá csökken. Kivételt képez ez alól 2013-as év tavasza, ami azonban mind a hőmérséklet, mind a csapadékmennyiség szempontjából rendhagyónak bizonyult. Az extrém hideg (2,5 °C-kal hűvösebb az átlagosnál) és csapadékos (az átlagos mennyiség több mint kétszerese hullott le, 102 mm) márciust a szokottnál szárazabb (az átlagos csapadékmennyiség kb. 60%-a hullott le) és melegebb (a 30 éves átlag felett 1,1 °C-kal) április követte, ezután pedig egy átlagos csapadékmennyiséggel rendelkező, de az átlagnál melegebb május következett. A mediterrán eredetű vízgőz hiánya és a rendhagyó időjárás valószínűleg összefüggnek egymással, az okok a nagytérségű folyamatokban keresendők, amelyeket a későbbiekben érdemes lehet részletesen is megvizsgálni.



5.2. ábra: A mediterrán forrásrégió csapadékhoz való hozzájárulásának változása Farkasfán, 2012 áprilisa és 2014 márciusa között. Kék keretben a tavaszi és őszi hónapokat jelöltük

5.3. Deutérium-többlet és a forrásrégiók

A deutérium-többlet érték, amelyet a globális csapadékvízvonal egyenletéből (GCSVV) származtatnak (d – többlet = $\delta D - 8 \delta^{18}O$, Dansgaard, 1964), jellemző lehet a csapadékvíz forrásrégiójára, az ott uralkodó hőmérsékleti, nedvességi viszonyoknak megfelelően. Mivel az egyes csapadékeseményekhez általában több forrásrégióból származó nedvesség is hozzájárult, további számításainkhoz csak azokat a csapadékeseményeket vettük számításba, ahol az európai-kontinentális nedvességet leszámítva valamelyik forrásrégió hozzájárulása legalább 70% volt. Továbbá, csak azokat a csapadékeseményeket tekintettük, ahol a csapadékmennyiség legalább 2 mm volt, az ennél kisebb csapadékeseményeknél nagy valószínűséggel másodlagos – tehát az elpárolgást követő – folyamatok is markánsan befolyásolják a deutérium-többlet végső értékét.

A nedvesség forrásrégiójában kialakuló deutérium-többlet értéket a nedves levegőelem légköri útja során számos hatás módosíthatja. A szárazföldről, tavakból, folyókból visszapárolgó nedvesség a deutérium-többlet értékeket jellemzően növelik (Froehlich et al., 2008), míg az esőcseppek esésük során történő párolgás (ún. másodlagos párolgás) csökkenti (Froehlich et al., 2002). A kis mennyiségű csapadékoknál különösen utóbbi fennállása valószínű, hiszen a másodlagos párolgás hatása különösen jelentős lehet meleg, száraz időjárási viszonyok mellett kis mennyiségű csapadékok esetében, ahol a deutérium-többlet jellemzően negatív irányba tolódik el. Ezt igazolták a mérések, melyeket szakdolgozatomban részletesen elemeztem (Bottyán, 2013).

A vizsgálatot elvégeztük Farkasfa és K-pusztá állomásokra, a teljes időszakra (2012. április – 2014. március), azonban K-pusztán sajnos nagyon kevés csapadékeseménynél teljesültek az említett feltételek (tehát nem voltak egyértelműen azonosíthatók a forrásrégiók), így az eredmények bemutatásától eltekintünk. Farkasfánál azonban már négy forrásrégiót tudtunk az izotóp-adatok alapján is elkülöníteni.

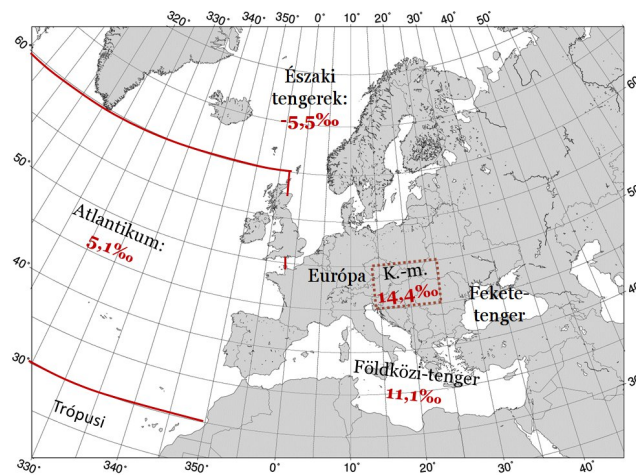
Várakozásaink szerint az így kapott mintákban a csapadékmennyiséggel súlyozott átlagos deutérium-többlet értékek elkülönülnek az egyes forrásrégiókra. A globális csapadékvízvonalra jellemző deutérium-többlet értéke ~10‰ (Craig, 1961; Rozanski et al., 1993). Zárt medencéjű, meleg beltengerek esetén, mint pl. a Földközi-tenger, a jellemző deutérium-többlet érték magasabb, akár a 30‰-et is elérheti (Gat és Carni, 1970).

A nedvesség-diagnosztika eredményeképpen láthattuk, hogy a domináns tengeri forrásrégió a Mediterráneum térsége. Ezen a területen a jellemző deutérium-többlet érték általában az átlagosnál magasabb, a Földközi-tenger medencéjének középső területein

15–28‰, a még zártabb keleti partok közelében pedig 30‰ feletti értékek is előfordulhatnak (Gat és Carmi, 1970; 1987; Gat és Dansgaard, 1972; Gat et al., 2003) Így például az Athénban (Görögország) mért csapadékmennyiséggel súlyozott éves deutérium-többletek 9 éves átlaga 15‰, Antalyában (Törökország) 11 éves átlaga 19‰ (IAEA, 1981), míg a horvátországi és szlovéniai csapadékizotóp-adatokból számított deutérium-többlet értékek éves átlagban ennél alacsonyabbak (9–17‰) (Vreca et al., 2006). Mindazonáltal érdemes megemlíteni, hogy egyes téli hónapokban a deutérium-többlet értéke itt is meghaladta a 30‰-et (pl.: Dubrovnik, Vreca et al., 2006). Várhatóan tehát a mediterráneumi eredetű, hazánk területén hulló csapadék deutérium-többlete is 10–15‰ körül kell, hogy alakuljon, feltételezve, hogy más hatás nem befolyásolja.

A másik jelentős forrásrégió az Atlanti-óceán térsége, bár az onnan érkező csapadék mennyisége jelentősen kevesebb, mint a Földközi-tenger vidékéről származó. Ennek a térségnek a deutérium-többlete a globális átlagnak megfelelően, vagy kicsit alatta alakul. Valentia (Írország) állomáson 7 éves átlagban a deutérium-többlet értéke 8‰, míg Spanyolországban gyűjtött csapadékminták közül az atlanti eredetűek 10‰ körüli deutérium-többlet értékkel rendelkeznek (Cruz-San et al., 1992). Tehát az Atlantikumból érkező légtömegek jellemzően 10‰ körüli illetve az alatti deutérium-többlettel jellemezhetők. Mi viszont ezeknél az értékeknél alacsonyabbat kaptunk, amely nagy valószínűséggel légtömeget ért másodlagos folyamatokkal (pl.: csapadékhullás során történő párolgás) magyarázható.

Az északi tengerek esetén évszaktól függően szélsőséges értékek között változik a deutérium-többlet érték: Grönlandon például a nyári hónapokban negatív tartományba is csúszhat (IAEA, 1981). A lokális (Kárpát-medencei) eredetű csapadék esetén nincs összehasonlítási alap, kérdés, hogy mennyire érhető tetten a felszíni visszapárolgás (vapour recycling) deutérium-többletet növelő hatása.



5.3. ábra: A csapadékmennyiséggel súlyozott deutérium-többlet értéke Farkasfán 2012. április – 2014. március időszakban, forrásrégiók szerint elkülönítve

Az 5.3. ábrán jól látható, hogy a mediterrán és az atlantikumi eredetű csapadékminták deutérium-többlet értéke várakozásainknak megfelelően viszonyul egymáshoz; és a lokális csapadékok magasabb d-többlet értéke is az intenzív helyi visszapárolgásra utalhat. Az északi forrásrégió esetén valószínűleg azért kaptunk ennyire alacsony értéket, mert az összes ide köthető csapadékesemény a nyári hónapokban történt, amikor a másodlagos párolgás mértéke a legmagasabb, illetve ebben a térségben a nyári hónapokban eleve alacsonyabb d-többlet értékű a csapadékvíz.

6. Összefoglalás

Diplomamunkámban meghatároztam az ország területére hulló csapadékvíz forrásrégióit két különböző időszakra egy 6 állomásból álló hazai mérőhálózat alapján. Két állomás, Farkasfa és K-pusztá esetében két teljes évre, a 2012. április – 2014. márciust felölő időszakra, míg további négy állomás (Kékes, Budapest, Szeged és Pécs) bevonásával a 2013-as évre végeztünk nedvesség-diagnosztikát.

A munka során a HYSPLIT modell segítségével előállított, időben visszafelé számított 96 órás trajektóriák mentén vizsgáltuk a specifikus nedvesség változását. Ha a trajektória a planetáris határrétegen belül tartózkodott és a specifikus nedvesség nőtt, párolást feltételeztünk, ha pedig csökkent, csapadéktevékenységet. A párolgási területeket egy felszínborítottsági adatbázis segítségével tengeri és szárazföldi felszínre tudtuk különíteni. A tengeri területeken négy: Atlanti, Mediterrán, északi és Fekete-tengeri régiót határoztunk meg, míg a szárazföldön kettőt: a Kárpát-medencét és az európai kontinens egyéb területeit.

Vizsgáltuk továbbá a Farkasfa és K-pusztá állomásokon napi rendszerességgel gyűjtött csapadékminták stabilizotóp-összetételét is és összefüggésbe hoztuk a nedvesség forrásrégiójával.

Eredményeink szerint a hazánkban hulló csapadék kialakulásáért elsősorban a kontinentális területekről (Kárpát-medencéből illetve a tágabb európai régióból) származó nedvesség felelős, a két régió együttesen mintegy 60%-ban felel a csapadék kialakulásáért. A tengeri területek közül domináns a Földközi-tenger, 13–18%-os hozzájárulással, ezt követi az Atlanti-óceánból származó vízgőz 4–7%-os részaránnyal. A többi forrásterület hatása ennél csekélyebb. A forrásrégiók részaránya természetesen különbözik az egyes állomásokon és időben is változik. A tengertől távolodva csökkenő tengeri eredetű nedvesség-hozzájárulást számoltunk, eközben pedig a lokális eredetű nedvesség részaránya nő. A mediterrán forrásrégió gyakorisága a vizsgált időszakban Farkasfán érdekes ciklikusságot mutat: a tavaszi és őszi hónapokban nagyobb arányban felelős a csapadék kialakulásáért, mint a téli és nyári hónapokban. A többi állomáson vagy az időszak rövidege vagy a tengertől való nagyobb távolsága miatt nem mutatható ki ennyire kifejezett ciklikusság.

Az általunk kifejlesztett modell természetesen nem írja le teljesen hűen a valós folyamatokat. A kontinentális eredetű nedvesség dominanciája valószínűleg nem ekkora mértékű a többi régió rovására, hiszen a már korábban a kontinens fölé sodort, de eredendően maritim nedvességet, a tényleges párolgást és az esőcseppek visszapárolgását ezzel a módszerrel nem tudjuk elkülöníteni. A tengeri eredetű nedvesség tekintetében az egyes régiók

egymáshoz való viszonyát nagy valószínűséggel hűen írja le. Összességében kijelenthetjük, hogy a tengeri eredetű forrásrégiók csapadékhoz való hozzájárulásának alsó, a kontinentális eredetű nedvesség hozzájárulásának felső becslését kaptam meg.

A stabilizotópos vizsgálta rámutatott arra, hogy a csapadékvíz izotóp-összetételének alakulásában a vízgőz forrásrégiója is fontos szerepet játszik. Ezért egy paleoklimatológiai vizsgálat során, a stabilizotópos rekordban bekövetkező változás nem csupán a hőmérsékleti viszonyokban bekövetkezett módosulás, hanem pl. cirkulációs változások következménye is lehet. Ezért az izotóp-adatsorok korábbinál körültekintőbb értelmezése szükséges, a helyes következtetések levonása érdekében.

Eredményeink biztatóak, további célunk, hogy egy időjárás előrejelző modell (WRF) eredményeivel is összevethetnénk eredményeinket, mely segítségével a kontinentális eredetű nedvesség kapcsán felmerülő bizonytalanságokat csökkenteni lehetne.

Köszönetnyilvánítás

Ezúton szeretném kifejezni köszönetemet azoknak, akik valamilyen formában hozzájárultak a dolgozat megírásához. Elsősorban köszönöm témavezetőmnek, *Czuppon Györgynek* a három éve tartó folyamatos lelkesedését a téma iránt. Ötletei és kitartása nélkül a dolgozat nem születhetett volna meg. Köszönet illeti *Haszpra Lászlót*, amiért azonnal rendelkezésünkre bocsátotta a meteorológiai adatokat, ötleteivel és közbejárásával segítette az indulást, biztosítva a mérőhálózat folyamatos működését. Köszönöm *Weidinger Tamásnak* hasznos tanácsait, és hogy mindenre kiterjedő figyelemmel kísérte a munkát.

A kutatást az OTKA NK101664 számú pályázat anyagi támogatása révén valósítottuk meg. Szeretném megköszönni az Országos Meteorológiai Szolgálatnak, hogy rendelkezésünkre bocsátotta a mintagyűjtő állomások hőmérsékleti, relatív nedvességi és csapadék adatait. Köszönöm az állomásvezetők és az állomások személyzetének a mintagyűjtésben – és tárolásban nyújtott segítségét, név szerint *Zvara Ernőnek* (Kékes), *Tóth Tamásnak* és *Merics Attilának* (Szeged), *Bötkös Tamásnak* (Pécs) és *Huszár Józsefnek* (Farkasfa).

Köszönöm *Czágler Emilnének* és *Varga Zsoltnak* a csapadékmintákat, *Kármán Krisztinának* az izotópmérésekben nyújtott segítségét, valamint Breuer *Hajnalkának* a GMT program használatában való segítségét. Külön köszönettel tartozom *Barcza Zoltánnak*, hogy rendelkezésemre bocsátotta az IDL nyelvű programot, mellyel könnyen elő tudtam állítani a trajektóriákat.

Hálásan gondolok továbbá mindazokra, akik mellettem álltak egyetemi tanulmányaim során: A *szüleimre*, amiért kezdettől fogva olyan inspiráló szellemi és lelki közeget teremtettek, ami a tudományos kíváncsiságomat és érdeklődésemet elindította és nem hagyta szunnyadni. *Testvéreimre*, amiért mindig számíthattam rájuk. *Férjemre*, aki egyetemi éveim alatt minden formában segítette, támogatta szakmai szárnypróbálgatásaimat és nem hagyta, hogy a kudarcok megtörjenek. És persze a *barátaimra*, akiknek hála ez az 5 év felejthetetlen marad.

Irodalomjegyzék

- Araguas-Araguas, L., Froehlich, K. and Rozanski, K., 1998. Stable isotope composition of precipitation over southeast Asia. *Journal of Geophysical Research*, 103 (D22), 28, 721–28,742.
- Ács, F. and Breuer, H., 2013: Biofizikai éghajlatosztályozási módszerek. Elektronikus könyv (eBook), Budapest, 244 pp.
- Baldini, L. M., McDermott, F., Baldini, J. U. L., Fischer, M. J. and Möllhoff, M., 2010. An investigation of the controls on Irish precipitation $\delta^{18}\text{O}$ values on monthly and event timescales. *Climate Dynamics*, 35, 977–993.
- Bartholy, J. and Pongrácz, R., 2010. Analysis of precipitation conditions for the Carpathian Basin based on extreme indices in the 20th century and climate simulations for the 21st century. *Physics and Chemistry of Earth*, 35, 43–51. doi:10.1016/j.pce.2010.03.011
- Blisniuk, P.M. and Stern, L. A., 2005. Stable isotope paleoaltimetry: a critical review. *American Journal of Science*, 305, 1033–1074.
- Bottyán E., 2012. A légköri nedvesség forrásrégióinak meghatározása trajektória-elemzéssel valamint csapadékminták hidrogén- és oxigénizotópos összetétele alapján. *Tudományos diákköri dolgozat*. Budapest, ELTE Meteorológiai Tanszék pp. 51
- Bottyán E., 2013. A légköri nedvesség forrásrégióinak meghatározása trajektória-elemzéssel valamint csapadékminták hidrogén- és oxigénizotópos összetétele alapján. *Szakdolgozat*. Budapest, ELTE Meteorológiai Tanszék pp. 58
- Bottyán, E. Czuppon, Gy., Weidinger, T., Haszpra, L. and Kármán, K., 2013: Determination of air moisture source region for precipitation in Hungary. 10th *Applied Isotope Geochemistry meeting* in Budapest, Hungary.
- Bottyán, E. Czuppon, Gy., Weidinger, T., Haszpra, L. and Kármán K., 2014. Moisture source diagnostic for Hungary based on trajectory analysis and stable isotopic composition of precipitation. *European Geosciences Union General Assembly* in Vienna 2014.
- Breitenbach, S. F. M., Adkins, J. F., Meyer, H., Marwan, N., Kumar, K. K. and Haug, G. H., 2010. Strong influence of water vapour source dynamics on stable isotopes in precipitation observed in Southern Meghalaya, NE India. *Earth and Planetary Science Letters*, 292, 212–220.
- Clark, I. D. and Fritz, P., 1997. *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. Lewis Publishers, New York, 328 pp.
- Craig, H., 1961. Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133, 1702–1703.
- Cruz-San, J., Araguas, L., Rozanski, K., Benavente, J., Cardenal, J., Hidalgo, M. C., Garcia-Lopez, S., Martinez-Garrido, J. C., Moral, F. and Olias, M., 1992. Sources of precipitation over South Eastern Spain and groundwater recharge – an isotopic study. *Tellus*, 44B, 226–236.
- Dansgaard, W., 1964. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16 (4), 436–468.
- Demény, A., Czuppon, Gy., Siklósy, Z., Leél-Óssy, Sz., Lin, K., Shen, C-C. and Gulyás, K. 2013. Mid-Holocene climate conditions and moisture source variations based on stable H, C and O isotope compositions of speleothems in Hungary. *Quaternary International* 293, 150-156.
- Draxler, R. R. and Hess, G. D., 1998. An Overview of the HYSPLIT_4 Modelling System for Trajectories, Dispersion, and Deposition. *Australian Meteorological Magazine*, 47, 295–308.

- Epstein, S. and Mayeda, T., 1953. Variations of ^{18}O content of waters from natural sources. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 4, 213–224.
- Field, R. D., 2010. Observed and modeled controls on precipitation $\delta^{18}\text{O}$ over Europe: From local temperature to the Northern Annular Mode. *Journal of Geophysical Research*, 115, D12101.
- Field, R. D., Jones, D. B. A., Brown, D. P., 2010. Effects of postcondensation exchange on the isotopic composition of water in the atmosphere. *Journal of Geophysical Research*, 115, D24305.
- Fricke, H. C. and O'Neill, J. R., 1999. The correlation between $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios of meteoric water and surface temperature: its use in investigating terrestrial climate change over geologic time. *Earth and Planetary Science Letters*, 170, 181–196.
- Friedman, I., 1953. Deuterium content of natural waters and other substances. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 4, (1–2), 83–103.
- Froehlich, K., Gibson, J. J. and Aggarwal, P. K., 2002. Deuterium excess in precipitation and its climatological significance. In: *Proceedings of Study of Environmental Change Using Isotope Techniques*, IAEA, Vienna, IAEA-CSP-13/P, 54–66.
- Froehlich, K., Kralik, M., Papesch, W., Rank, D., Scheifinger, H. and Stichler, W., 2008. Deuterium excess in precipitation of Alpine regions – moisture recycling. *Isotopes in Environmental and Health Studies*, 44, 61–70.
- Gat, J. R. 2010. Isotope Hydrology. A study of the water cycle. *Imperial College Press*, London, 189 pp.
- Gat, J. R. and Carmi, I., 1970. Evolution of isotopic composition of atmospheric waters in the Mediterranean Sea area. *Journal of Geophysical Research*, 75, 3039–3048.
- Gat, J. R. and Dansgaard, W., 1972. Stable isotope survey of fresh water occurrences in Isreal and the Jordan Rift Valley. *Journal of Hydrology*, 16, 177–211.
- Gat, J. R. and Carmi, I., 1987. Effect of climate changes on the precipitation patterns and isotopic composition of water in a climate transition zone: Case of the Eastern Mediterranean Sea area. In: *The influence of climate change and climate variability on the hydrologic regime and water researches (Proceedings of Vancouver Symposium)*. *IAHS Publ.* 168, 513–523.
- Gat, J. R. and Matsui, E., 1991. Atmospheric water balance in the Amazon basin: an isotopic evapotranspiration model. *Journal of Geophysical Research*, 96, 13179–13188.
- Gat, J. R., Bowser, C. J. and Kendall, C., 1994. The contribution of evaporation from the Great Lakes to the continental atmosphere: estimate based on stable isotope data. *Geophysical Research Letters*, 21, 557–560.
- Gat, J. R., Klein, B., Kushnir, Y., Roether, W., Wernli, H., Yam, R. and Shemesh, A., 2003. Isotope composition of air moisture over the Mediterranean Sea: an index of the air–sea interaction pattern. *Tellus B*, 55 (5), 953–965.
- Griffiths, M. L., Drysdale, R. N., Vonhof, H. B., Cagan, M. K., Zhao, J., Ayliffe, L. K., Hantoro, W. S., Hellstrom, J. C., Cartwright, I., Frisia, S. and Suwargadi, B. W., 2010. Younger Dryas-Holocene temperature and rainfall history of southern Indonesia from $\delta^{18}\text{O}$ in speleothem calcite and fluid inclusions. *Earth Planetary Science Letters* 295, 30–36.
- Grootes, P. M. and Stuiver, M. 1997. Oxygen 18/16 variability in Greenland snow and ice with 10-3- to 10-5-year time resolution. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 102 (C12), 26455–26470.

- IAEA, 1981. Statistical Treatment of Environmental Isotope Data in Precipitation. *Technical Report Series* No. 206, IAEA, Vienna, 255 pp.
- IPCC, 2007. In *Climate Change 2007: The Physical Science Basis* (eds. Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K. B., Tignor, M. and Miller, H. M.). *Cambridge University Press*, Cambridge.
- IPCC, 2013. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (eds. Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S. K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V. and Midgley, P. M.). *Cambridge University Press*, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.
- Johnsen, S. J., Clausen, H., Dansgaard, W., Gundestrup, N., Hammer, C. U., Andersen, K. K., Hvidberg, C. S., Dahl-Jensen, D., Steffensen, J. P., Shoji, H., Sveinbjörnsdóttir, A. E., White, J., Jouzel, J. and Fisher, D. A. 1997. The $\delta^{18}\text{O}$ Record along the Greenland Ice Core Project Deep Ice Core and the Problem of Possible Eemian Climatic Instability. *Journal of Geophysical Research* 102, 26397–26410.
- Kármán, K., Maloszewski, P., Deák, J., Fórizs, I. and Szabó, Cs., 2014. Transit time determination in riverbank filtrated system by oxygen isotopic data using the Lumped parameter model. *Hydrological Sciences Journal*, 59, 1109–1116.
- Kovács, T., 2014. A 2013/2014-es tél időjárása. *Légtér*, 59. 1., 41-42.
- Krklec, K. and Domínguez-Villar, D., 2014. Quantification of the impact of moisture source regions on the oxygen isotope composition of precipitation over Eagle Cave, central Spain. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 134, 39–54.
- Lachniet, M. S. and Patterson, W. P., 2006. Use of correlation and multiple stepwise regression to evaluate the climatic controls on the stable isotope values of Panamanian surface waters. *Journal of Hydrology*, 324, 115–140.
- Lachniet, M. S. 2009. Climatic and environmental controls on speleothem oxygen-isotope values. *Quaternary Science Reviews* 28, 412–432.
- Martinson, D. G., Pisias, N. G., Hays, J. D., Imbrie, J., Moore, T. C. and Shackleton, N. J., 1987. Age dating and the orbital theory of the ice ages: developments of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. *Quaternary Researches* 27, 1–29.
- McCarroll, D. and Loader, N. J., 2004. Stable isotopes in tree rings. *Quaternary Science Reviews*, 23, 771–801.
- McKinney, C. R., McCrea, J. M., Epstein, S., Allen, H. A. and Urey, H. C., 1950. Improvements in mass spectrometers for the measurement of small differences in isotope abundance ratios, *Review of Scientific Instruments*, v. 21, p. 724–730.
- Mook, W. G. and de Vries, J. J., 2001. *Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle: Principles and Application, Volume I: Introduction, Theory, Methods, Review* (Mook, W. G. editor), *UNESCO/IAEA*, Vienna, Austria and Paris France, 280 pp.
- Numugati, A., 1999. Origin and recycling process of precipitating water over the Eurasian continent: Experiments using an atmospheric general circulation model. *Journal of Geophysical Research*, 104, 1957-1972.

- Peng, T. R., Wang, C. H., Huang, C. C., Fei, L. Y., Chan, C. T. A. and Hwong, J. L., 2009. Stable isotopic characteristic of Taiwan's precipitation: A case study of western Pacific monsoon region. *Earth and Planetary Science Letters*, 289, 357–366.
- Petit, J. R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N. I., Barnola, J. M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V. M., Legrand, M., Lipenkov, V. Y., Lorius, C., Pepin, L., Ritz, C., Saltzman, E. and Stievenard, M., 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature* 399, 429-436.
- Price, R. M., Swart, P. K. and Willoughby, H. E., 2008. Seasonal and spatial variation in the stable isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$ and δD) of precipitation in south Florida. *Journal of Hydrology*, 358, 193–205.
- Rajhonáné Nagy, A., 2013. A 2012. év időjárása. *Léggör*, 58. 1. 35-39.
- Rankama, K. 1954. *Isotope Geology*. Pergamon Press, Oxford, 490. pp.
- Rozanski, K., Araguás-Araguás, L. and Gonfiantini, R., 1993. Isotopic patterns in modern global precipitation. *Climate Change in Continental Isotopic Records*, vol. 78. *American Geophysical Union*, 1–35 pp.
- Sodemann, H., Schwierz, C. and Wernli, H., 2008a. Inter-annual variability of Greenland winter precipitation sources: Lagrangian moisture diagnostic and North Atlantic Oscillation influence. *Journal of Geophysical Research*, 113, D03107.
- Sodemann, H., Masson-Delmotte, V., Schwierz, C., Vinther, B. M. and Wernli, H., 2008b. Inter-annual variability of Greenland winter precipitation sources: 2. Effects of North Atlantic Oscillation variability on stable isotopes in precipitation. *Journal of Geophysical Research*, 113, D12111.
- Sodemann, H. and Zuber, E., 2010. Seasonal and inter-annual variability of the moisture sources for Alpine precipitation during 1995–2002. *International Journal of Climatology*, 30, 947–961.
- Spötl, C. and Mangini, A., 2002. Stalagmite from the Austrian Alps reveals Dansgaard–Oeschger events during isotope stage 3: implications for the absolute chronology of Greenland ice cores. *Earth and Planetary Science Letters* 203, 507–518.
- Szabó, T., 2004. A HYSPLIT_4 trajektória-modell adaptálása és alkalmazása. *Tudományos diákköri dolgozat*, Budapest, ELTE Meteorológiai Tanszék. pp 35
- Vincze, E., 2014. A 2013. év időjárása. *Léggör*, 59. 1. 36-40
- Vodila, G., Palcsu, L., Futó, I. and Szántó, Zs., 2011. A 9-year record of stable isotope ratios of precipitation in Eastern Hungary: Implications on isotope hydrology and regional palaeoclimatology. *Journal of Hydrology*, 400, 144–153.
- Vreca, P., Krajcar-Bronic, I., Horvatincic, N. and Barešic, J., 2006. Isotopic characteristics of precipitation in Slovenia and Croatia: comparison of continental and maritime stations. *Journal of Hydrology*, 330, 457–469.
- Windschall, A., Pfahl, S., Sodemann, H. and Wernli, H., 2014. Comparison of Eulerian and Lagrangian moisture source diagnostics – the flood event in eastern Europe in May 2010. *Atmospheric Chemistry and Physics* 14, 6605-6619.
- Wolfe, B. B., Edwards, T. W. D., Elgood, R. J. and Beuning, K. R. M., 2001. Carbon and oxygen isotope analysis of lake sediment cellulose: methods and applications. In: Last, W. M. and Smol, J. P. (Eds.), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments: Physical and Geochemical Methods*, vol. 2. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 373–400 pp.