

**EURÓPAI LÉPTÉKŰ LÉGKÖRI DINAMIKA HATÁSA A
CSAPADÉK STABILIZOTÓP-ÖSSZETÉTELÉRE TÖBB-ÉVTIZEDES
MONITORING ADATOK ELEMZÉSÉVEL**

DIPLOMAMUNKA

METEOROLÓGUS MESTERSZAK

ÉGHAJLATKUTATÓ SZAKIRÁNY



Készítette: Valler Veronika

Témavezető: Dr. Czuppon György
Földtani és Geokémiai Intézet
MTA CsFK

Témavezető: Dr. Kern Zoltán
Földtani és Geokémiai Intézet
MTA CsFK

Konzulens: Dr. habil. Bartholy Judit
ELTE TTK, Meteorológiai Tanszék

Eötvös Loránd Tudományegyetem
Földrajz- és Földtudományi Intézet
Meteorológiai Tanszék

Budapest, 2014

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés.....	3
2. Stabilizotóp-geokémia és (paleo)klimatológia alkalmazása	5
2.1. <i>A víz stabil izotópjai</i>	5
2.2. <i>Hidrológiai ciklus</i>	6
2.3. <i>A mérőhálózat</i>	7
2.4. <i>A csapadékvíz stabilizotóp-összetétele</i>	8
2.4.1. <i>Az izotópok szétválása a vízkörforgalom egyes szakaszaiban</i>	8
2.4.2. <i>A $\delta^2\text{H}$ és $\delta^{18}\text{O}$ kapcsolata</i>	9
2.4.3. <i>A csapadékvíz izotóp-összetételét befolyásoló hatások</i>	10
3. Észak-Atlanti Oszcilláció	14
3.1. <i>A NAO fázisai</i>	14
3.2. <i>A NAO-t kísérő tendenciák</i>	18
4. Módszertan	20
5. Eredmények.....	25
5.1. <i>A d-többlettel kapcsolatos eredmények</i>	25
5.2. <i>A $\delta^{18}\text{O}$-val kapcsolatos eredmények</i>	30
6. Diskusszió.....	39
6.1. <i>d-többslet</i>	39
6.2. <i>$\delta^{18}\text{O}$ értékek</i>	41
7. Összefoglalás.....	48
Köszönetnyilvánítás.....	50
Irodalomjegyzék	51
<i>Internetes források</i>	54

1. Bevezetés

Diplomamunkámban európai és a Földközi-tenger térségében található állomásokon mért csapadék stabilizotóp-összetételében megfigyelhető változások és az Észak-Atlanti Oszcilláció közötti kapcsolatot vizsgáltam.

A csapadék stabilizotópjával folytatott kutatások több évtizedes múltra tekintenek vissza, melynek alapját a Nemzetközi Atomenergetikai Ügynökség (International Atomic Energy Agency, IAEA) és a Meteorológiai Világszervezet (WMO) által közösen működtetett csapadékvíz izotóp-összetételének vizsgálatára felállított mérőhálózat (GNIP) biztosítja. Kezdetben a stabilizotóp-geokémia éghajlattal kapcsolatos kutatásai a hőmérséklet és a csapadékmennyiség, valamint a csapadék stabilizotópjai közötti viszony feltárására irányultak. A kutatások háttérében az a tény állt, hogy a csapadék oxigénizotóp- és hidrogénizotóp-összetétele utal a légköri körülményekre, és az ingadozásaik összefüggésbe hozhatók a légkörben történő változásokkal. Az utóbbi években a kutatási területek tovább bővültek. A csapadékminták $\delta^2\text{H}$ és $\delta^{18}\text{O}$ értékeiből számolt d-többlet (deutérium-többlet) segítségével rekonstruálni lehet egy adott terület csapadékkellátottságában bekövetkezett változásokat, továbbá lehetőség nyílik a csapadék forrásrégiójának meghatározására is. Mivel feltételezik, hogy a csapadék stabilizotóp-összetételére a légköri áramlási rendszerek szintén hatással vannak, ezért a GNIP adatbázis eredményeit globális cirkulációs modellek továbbfejlesztésére és verifikációjára is felhasználják.

Az Észak-Atlanti térség klíma változékonyságában megfigyelhető változások jelentős része az Észak-Atlanti Oszcillációval (NAO) hozható összefüggésbe. A NAO a világ egyik legrégebben ismert cirkulációs jelensége, melynek hatása Észak-Amerikától Európán keresztül egészen Észak-Ázsiáig érezhető. A NAO megváltozása az Észak-Atlanti medence légköri cirkulációjában bekövetkezett változásokra, a légtömegek meridionális oszcillációjára utal. Ezt a nagyskálájú légköri oszcillációt az izlandi alacsonynyomású és az azori magasnyomású légköri nyomásközpontok intenzitásával jellemezhetjük. A két akciócentrum nyomáskülönbsége alapján a NAO-nak két fázisát különböztetjük meg. Amikor a megszokottnál mélyebb ciklonok alakulnak ki Izland közelében, illetve ezzel egyidejűleg az azori anticiklonok az átlagosnál erősebbek, akkor a NAO a pozitív fázisában van. Ezzel ellentétben a NAO negatív fázisáról beszélünk, amikor a nyomási központok a szokásosnál kevésbé intenzívek.

Diplomamunkámban abból a hipotézisből indultam ki, hogy mivel az Észak-Atlanti Oszcilláció az Észak-Atlanti térségben megfigyelt változékonyságok körülbelül egyharmadáért felelős, ezért a NAO fázisaival kapcsolatos áramlásbeli, hőmérsékleti és csapadékbeli változások befolyással vannak a csapadék stabilizotóp-összetételére. Ennek a feltételezésnek az igazolására a NAO intenzitásának jellemzésére használt NAO indexek, valamint a csapadék $\delta^2\text{H}$ és $\delta^{18}\text{O}$ értékek adatsorai közötti kapcsolatot vizsgáltam.

A második fejezetben a stabilizotóp-geokémia (paleo)klimatológiai alkalmazást mutatom be, kitérve a stabilizotóp-geokémia alapfogalmaira, a GNIP mérőhálózat megalakulására, a csapadékvíz stabilizotópjaira és azoknak a hidrológiai ciklus légköri ágában végbemenő frakcionálódására, valamint az őket befolyásoló úgynevezett „hatásokra”. A harmadik fejezetben az Észak-Atlanti Oszcilláció fázisai és trendje kerül kifejtésre. A negyedik fejezetben az alkalmazott módszertant ismertetem. Az ötödik fejezet a kapott eredményeket tartalmazza, míg a hatodik fejezetben ezeknek a diszkussziójára kerül sor. Az Összefoglalásban a legfőbb eredmények és következtetések szerepelnek.

2. Stabilizotóp-geokémia és (paleo)klimatológia alkalmazása

A múltbéli éghajlatban, hidrológiai viszonyokban bekövetkezett változások rekonstruálásához gyakran jégfuratok, barlangi üledékek (pl.: cseppkövek (*Genty et al.*, 2014)), évgyűrűk faanyagának (*Roden et al.*, 2000; *McCarroll és Loader*, 2004) stabilizotóp-összetételének változását használják fel. Ennek elsődleges oka az, hogy a csapadék oxigénizotóp-összetétele nagymértékben meghatározza a cseppkövek kalcit (*Genty et al.*, 2014), illetve az évgyűrűk faanyagának stabil oxigénizotóp-összetételét (*Roden et al.*, 2000). Mindazonáltal érdemes megjegyezni, hogy ezek közvetett módon szolgáltatnak információt az egykori csapadék stabilizotóp-összetételére és ezáltal a klímára vonatkozóan. Ezzel szemben a grönlandi és az antarktiszi, valamint a kontinentális gleccserekből vett jégfuratminták közvetlen információt nyújtanak a múltbéli csapadék stabilizotóp-összetételéről (*Dansgaard et al.*, 1993). A közvetlen és közvetett minták elemzése azért fontos, mert a mért oxigénizotóp-összetételek segítségével meg lehet határozni a paleohőmérsékletet (*Demény*, 2003). Annak érdekében, hogy ezeket az izotóp adatokat megfelelően tudjuk értelmezni, szükséges a csapadék izotóp-összetételek hosszú távú fluktuációjának megértése az adott terület klimatikus paramétereinek (hőmérséklet, csapadékösszeg, relatív páratartalom) függvényében (pl. *Rozanski et al.*, 1993). Ezt felismerve a Nemzetközi Atomenergia Ügynökség és a Meteorológiai Világszervezet már a '60-as években elkezdte a csapadékminták gyűjtését a világ számos pontján. Ennek köszönhetően mára több évtizedes hosszúságú adatsorok állnak rendelkezésünkre. Diplomamunkámban több állomás havi csapadék méréseinek adataiból a stabilizotópok összetételének változását és az őket befolyásoló légköri folyamatokat vizsgáltam.

2.1. A víz stabil izotópjai

Stabilizotóp-geokémiai vizsgálatok során egy adott elem (pl. hidrogén, szén, nitrogén, oxigén, kén) stabilizotóp arányait mérjük. A víz esetében ez a következő izotóp arányokat jelenti: D/H, $^{17}\text{O}/^{16}\text{O}$, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ (*Demény*, 2003). Azonban nem az abszolút izotóp arányokkal dolgozunk, hanem a vizsgált elemek nemzetközi sztenderdjeihez viszonyított eltéréseit határozzuk meg. A stabilizotóp-geokémiában ennek kifejezésére használják az úgynevezett „ δ -értéket”.

$$\delta = \left(\frac{R_{\text{minta}}}{R_{\text{sztemderd}}} - 1 \right) \cdot 1000, \quad (1)$$

ahol az R_{minta} a minta, illetve az $R_{\text{sztemderd}}$ a sztenderd izotóp arányait jelöli. (McKinney *et al.*, 1950). A $\delta^{18}\text{O}$ esetében ez a következőt jelenti:

$$\delta^{18}\text{O} = \left(\frac{\frac{{}^{18}\text{O}_{\text{minta}}}{{}^{16}\text{O}_{\text{minta}}}}{\frac{{}^{18}\text{O}_{\text{sztemderd}}}{{}^{16}\text{O}_{\text{sztemderd}}}} - 1 \right) \cdot 1000 \quad (2)$$

Az ezerrel való szorzás a könnyebb kezelhetőséget szolgálja – mivel az eltérések a minta és a sztenderd izotóp arányai között igen kicsik – s így a δ -érték dimenziója ‰. Az oxigénnek három stabil izotópja van, 16, 17 és 18-as tömegszámmal (jelölésük: ${}^{16}\text{O}$, ${}^{17}\text{O}$, ${}^{18}\text{O}$). A környezetben leggyakoribb a ${}^{16}\text{O}$ (99,757%), sokkal kevésbé gyakori a ${}^{18}\text{O}$ (0,205%), míg a legritkább a ${}^{17}\text{O}$ (0,038%) (Bergrlund és Wieser, 2011). A hidrogénnek két stabil izotópja van, a ${}^1\text{H}$ és a ${}^2\text{H}$ (vagy más jelöléssel D (deutérium)). A természetben 99,985%-ban a ${}^1\text{H}$ fordul elő, míg a hidrogén ritka stabilizotópja csak 0,00015%-ban (Gat *et al.*, 2001). A csapadékvíz stabilizotóp-összetételének elemzésekor az oxigén- és a hidrogénizotóp-összetételt vizsgáljuk. A csapadékvíz stabil oxigénizotóp-összetétele alatt jellemzően a legnehezebb és a legkönnyebb izotópok arányát (${}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}$) értjük. E két elemnél a V-SMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water) számít sztenderdnek (Rozanski *et al.*, 1993). Definíció szerint a $\delta_{\text{V-SMOW}} = 0\text{‰}$ (Gat *et al.*, 2001).

2.2. Hidrológiai ciklus

A vízmolekula ritkább stabil izotópjai a ${}^{18}\text{O}$ és a ${}^2\text{H}$, melyekkel a víz körforgásának és folyamatainak széleskörű vizsgálatára nyílik lehetőség. Így napjainkban már nemcsak a hidrológiában és hidrogeológiában (felszíni, felszínalatti vizek eredete, dinamikája) használják, hanem a paleoklimatológiában és a légköri cirkulációkkal kapcsolatos tanulmányokban is alkalmazzák.

A csapadék izotópos összetétele kapcsolatban áll a légköri cirkulációval (Feng *et al.*, 2009). A csapadék oxigénizotóp-összetételét és hidrogénizotóp-összetételét több tényező is erősen befolyásolja, mint például a légköri áramlási rendszerek, a felhőfizikai folyamatok, a

konvektív folyamatokhoz kapcsolódó csapadéktevékenységek és a felszín és a légkör között lejátszódó kölcsönhatások (*Genty et al.*, 2014).

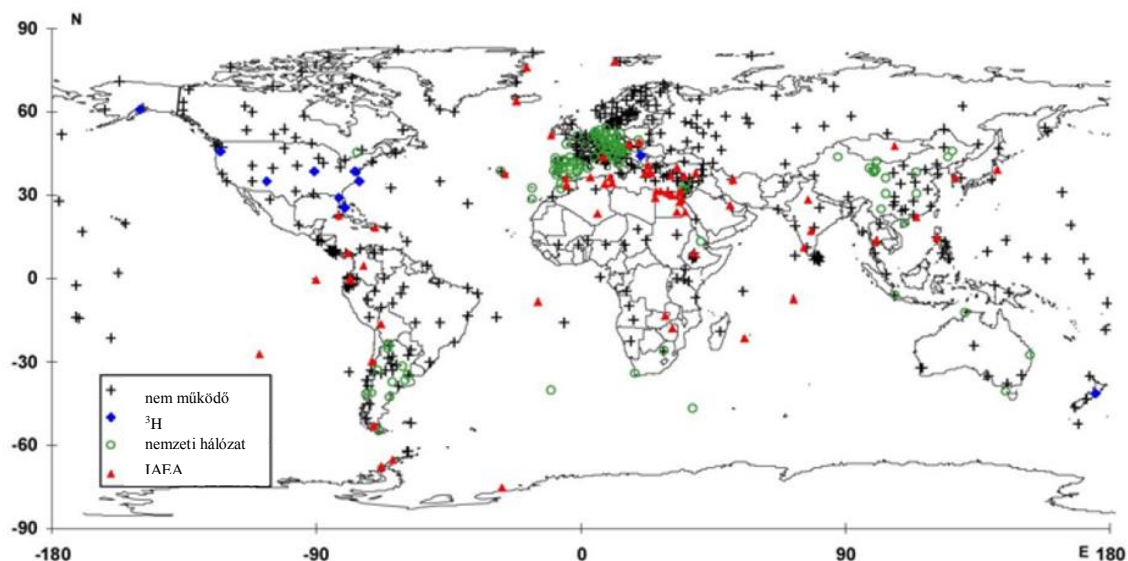
A megbízható cirkulációs modellekhez szükséges a víz stabilizotópjainak összes frakcionációs lépésének megértése és követése (kezdve az óceánokból történő párolgással, a vízgőz horizontális és vertikális advekciónak, a felhőben végbemenő folyamatokkal, az esőcseppek keletkezésével, és a felhőalap alatt történő változásokkal) (*Edwards et al.*, 2001). A csapadék izotóp-összetétele nagyon jó nyomjelzője a légköri nedvességet szállító rendszereknek (*Vodila et al.*, 2011).

2.3. A mérőhálózat

Az 1920-as, 1930-as években az oxigén és a hidrogén nehéz izotópjainak felfedezése után a tengervíz, az édesvíz és a hó izotóp-összetételének elemzésekor jelentős különbségekre lettek figyelmesek. A tudomány és a technika fejlődésével a következő évtizedekben már a csapadékvíz izotóp-összetételének különböző éghajlati paraméterektől való függésének vizsgálatára is lehetőség nyílt (*Gourcy et al.*, 2005).

Mivel a csapadékvíz hidrogén- és oxigénizotóp-összetétele szoros kapcsolatban áll a vízkörforgalommal és a légkörben lejátszódó egyes folyamatokkal, illetve annak változásaival, a Nemzetközi Atomenergetikai Ügynökség (International Atomic Energy Agency, IAEA) a WMO-val közösen 1959-ben javasolta egy, a csapadékvíz izotóp-összetételének vizsgálatára felállított mérőhálózat (Global Network of Isotopes in Precipitation: GNIP) létrehozását. A mérőhálózat 1961-ben kezdte el operatív működését 151 állomással. Ez a szám 2003-ra 183-ra nőtt (1. ábra) (*Gourcy et al.*, 2005). Az izotóp-összetételt az állomásokon mért havi csapadékokból határozzák meg. Az izotóp-összetétel mellett általában bizonyos éghajlati változókat is feltüntetnek: a csapadék mennyiségét és típusát, a felszíni léghőmérsékletet és a vízgőznyomást (*Rozanski et al.*, 1993).

Kezdetben főleg hidrológiai tárgyú vizsgálatokban alkalmazták a GNIP adatbázisban összegyűjtött mérések eredményeit, de ma már széles körben, különböző kutatási területeken is felhasználják. Az izotóp adatbázis bemenő adatokat biztosít a légköri cirkulációs modellek továbbfejlesztéséhez és verifikációjához, valamint biztos alapként szolgál a lokális, regionális és globális éghajlati kutatásokban vagy akár az atmoszféra és bioszféra közötti kölcsönhatások vizsgálatánál is. Az egyes mérőállomásokon mért $\delta^2\text{H}$ és $\delta^{18}\text{O}$ idősorok elérhetők az IAEA honlapján [1 – iaea.org].



1. ábra: A csapadékvíz izotóp-összetételének globális hálózata 2003-ban
(Forrás: Gourcy *et al.*, 2005)

2.4. A csapadékvíz stabilizotóp-összetétele

2.4.1. Az izotópok szétválása a vízkörforgalom egyes szakaszaiban

A víz különböző stabil izotópjaira – a ^2H -ra, a ^{17}O -ra és ^{18}O -ra – a légkör fizikai folyamatai hatással vannak. Izotóp frakcionáción a könnyebb és a nehezebb izotópok elkülönülését értjük. A vízmolekulák frakcionációja az óceánból való elpárolgással kezdődik. Elsősorban a hőmérséklet befolyásolja a párolgást, valamint a levegő nedvességbefogadó képességét, ami a hőmérséklet emelkedésével exponenciálisan növekszik (Clark és Fritz, 1997).

A vízmolekulának három változata (H_2O , ^2HHO és a H_2^{18}O) fordul elő olyan nagy mennyiségben, hogy mérni lehessen őket. Az eltérő vízgőznyomásai miatt az evaporáció során különböző arányban párolognak el és dúsulnak a vízgőzben. A párolgás mértékét és jellegét befolyásolja a felszíni hőmérséklet, a szélesség, a sótartalom, de legfőképpen a páratartalom (Merlivat és Jouzel, 1979). Ha ~100%-os a páratartalom, akkor az elpárolgott vízgőz és a visszamaradt víz izotóp-összetétele egyensúlyban van. Ez azonban, többnyire csak az óceán felszíne felett található, néhány mikrométer vastagságú felszíni rétegre igaz (Clark és Fritz, 1997). Ha a páratartalom kisebb (pl. 50% körüli), akkor nem-egyensúlyi párolgás történik és az ilyen körülmények között keletkező vízgőz nehéz izotópokban igen szegény lesz. Clark és Fritz (1997) munkájában megjegyzi, hogy a globális légköri vízgőz

átlagosan, alig valamivel magasabb, mint 85%-os páratartalom mellett párolog el, ami megmagyarázza, hogy az elpárolgott vízgőz miért dúsul jobban ^2H -ban.

A légréteg emelkedése közben hűl (pl. adiabatikusan) a kondenzációs szint eléréséig. Ezen a szinten a légrétegben lévő vízgőz kicsapódik és felhő keletkezik. A páratartalom 100%-os, ezért a vízgőzből keletkezett vízcsepp egyensúlyi frakciónáción megy keresztül (Clark és Fritz, 1997).

A légköri vízgőz és a felhők az áramlásokkal tovaszállítódnak. A felhőkből eleinte nehéz izotópokban gazdagabb csapadék hullik, mivel a nehéz izotópok szívesebben mennek folyadék fázisba (Rozanski *et al.*, 1993; Clark és Fritz, 1997). Ezzel egyidejűleg a felhőben visszamaradó pára izotóp-összetétele is megváltozik, nehéz izotópokban egyre szegényebbé válik. Így a későbbiekben hulló csapadék ^{18}O és ^2H tartalma fokozatosan kevesebb lesz (Rozanski *et al.*, 1993).

Azonban egy további folyamat is befolyásolhatja a hulló csapadék izotóp-összetételét, az úgynevezett másodlagos párolgás. Ez elsősorban akkor következik be, ha az esőcsepp száraz légrétegen halad keresztül, amelynek hatására jelentős párolgás játszódhat le (Clark és Fritz, 1997) megváltoztatva a maradék víz izotópos összetételét (izotóposan elnehezedik). A másodlagos párolgás általában a meleg nyári hónapokban lehet jelentős.

Tehát a főbb folyamatok, melyek az óceánból elpárolgott vízgőz izotóp-összetételét meghatározzák, az evaporáció, a kondenzáció után történő csapadékhullás, és a bizonyos esetekben fellépő másodlagos párolgás.

2.4.2. A $\delta^2\text{H}$ és $\delta^{18}\text{O}$ kapcsolata

Craig (1961) 400 folyóvízi, tavi és hó minta izotóp-összetételét vizsgálta meg. A tavi mintákat leszámítva, a többi mintában a $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ arányok és $^2\text{H}/^1\text{H}$ arányok korrelálását állapította meg, melyek kapcsolatát a (3)-as egyenlet írja le:

$$\delta^2\text{H} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} + 10 \quad (3)$$

Ezt az egyenlőséget hívjuk ma globális csapadékvíz vonalnak (Gourcy *et al.*, 2005). A $^2\text{H}\text{H}\text{O}$ és a H_2^{18}O vízmolekula egyensúlyi frakciós aránya 1:83. A (3)-as egyenlet jól visszaadja az északi hemiszféra kontinentális állomásain mért izotóparányokat, azonban ez az összefüggés

más állomások esetén nem mindig helytálló, melynek háttérében a különböző éghajlati viszonyok állnak (*Dansgaard, 1964*). *Craig* (1961) megfigyelésének jelentősége az, hogy az átlagos csapadékvíz izotóp-összetétele előre kiszámítható módon viselkedik. A megfigyelés egyik fő eredménye, hogy a nehéz izotópokban szegény csapadék a hideg területekhez, míg a nehéz izotópokban gazdagabb csapadék a meleg régiókhoz köthető (*Clark és Fritz, 1997*).

Pár évvel később, 1964-ben *Dansgaard* bevezette a „d-többlet” (Deutérium-többlet) fogalmát:

$$d = \delta^2H - 8 \cdot \delta^{18}O \quad (4)$$

A d-többlet a nem-egyensúlyi frakcionáció hatását fejezi ki (*Dansgaard, 1964*). A d-többlet globálisan 10‰ körül mozog, de regionálisan ettől jelentős eltérések lehetnek a páratartalomban, a szélességben jelentkező különbségek és a különböző tengerfelszíni hőmérsékleteken bekövetkező evaporáció miatt (*Dansgaard, 1964*).

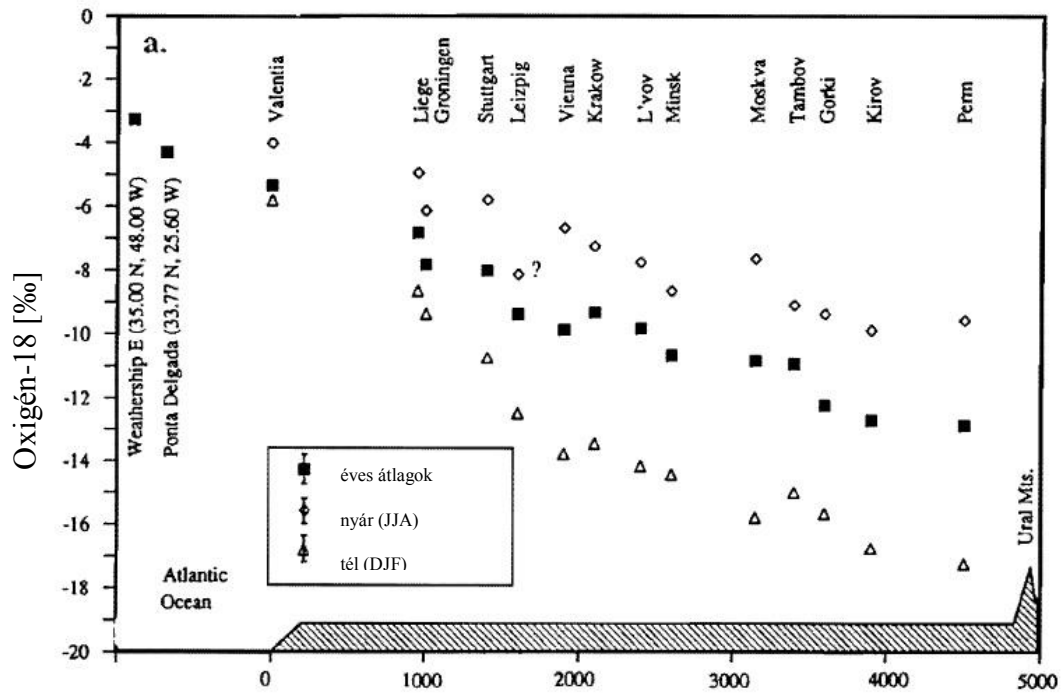
2.4.3. A csapadékvíz izotóp-összetételét befolyásoló hatások

A csapadékvíz stabilizotóp-összetétele és a mérési pont környezeti karakterisztikái – mint például a tengerszint feletti magasság, az óceántól való távolság vagy a felszíni léghőmérséklet – közötti kapcsolatokat már viszonylag korán felfedezték (*Rozanski et al., 1982; Gourcy et al., 2005*). Hamar kiderült, hogy ezek az empirikus kapcsolatok, az úgynevezett hatások, alkalmasak az adott légtömegből kihullott csapadékra jellemző izotóp-összetétel értelmezésére (*Rozanski et al., 1993*). Azonban nem szabad megfeledkezni arról, hogy a mérőhálózat állomásain összegyűjtött csapadékvíz izotóp-összetétele függ a csapadék egész, idáig vezető útjától is (*Rozanski et al., 1982*).

A szélességi hatás: A csapadékvíz átlagos $\delta^{18}O$ értékei alapján megállapítható, hogy az Egyenlítő térségétől a pólusok felé haladva egyre kisebb $\delta^{18}O$ értékek fordulnak elő. Ezt a képet valamelyest árnyalja a kontinentális hatás és a tengeráramlatok. (*Clark és Fritz, 1997*). Európában és az Egyesült Államokban a $\delta^{18}O$ érték változása -0,06‰ / szélességi fok (*Gat et al., 2001*).

A magassági hatás: A tengerszint feletti magasság emelkedésével az átlagos hőmérsékletek egyre alacsonyabbak lesznek. Az áramlás útjában álló orográfiai akadályok a levegőt emelkedésre kényszerítik. A folyamatosan kondenzálódó vízgőzből hulló csapadék egyre szegényebbé válik nehéz izotópokban. A $\delta^{18}\text{O}$ értékek a magassággal felfelé haladva 0,15-0,5‰-kel csökkennek 100 m-enként, míg a $\delta^2\text{H}$ értékek 1-4‰-kel (Clark és Fritz, 1997). Általánosságban elmondhatjuk, hogy a $\delta^{18}\text{O}$ értékek visszatükrözik a kontinensek domborzatát, s a hegyláncok vonulatait a negatív $\delta^{18}\text{O}$ értékek jelölik ki (Rozanski et al., 1993).

A kontinentális hatás: A forrásterületét elhagyó, a szárazföld felett továbbhaladó vízgőznek az izotóp-összetétele a sorozatos csapadékhullások nyomán változik (Clark és Fritz, 1997). A mérésekben egyértelműen látszik, hogy a $\delta^{18}\text{O}$ értékek a parttól távolodva a kontinens belseje felé haladva a csapadékképződés alatt végbemenő izotóp frakcionáció során egyre negatívabbakká válnak (Rozanski et al., 1993), a visszamaradó légtömeg nehéz izotópokban egyre jobban elszegényedik (Rozanski et al., 1982). Tehát az óceánhoz közeli állomásokon mért csapadék izotóp-összetétele arányaiban több nehéz izotópot tartalmaz, mint a hidegebb, belső kontinentális területeké (Clark és Fritz, 1997). Ezt szemlélteti az európai kontinens állomásaiból szerkesztett izotópos szelvény (2. ábra). Az ábrán jól kivehető egy keleti irányú fokozatos csökkenés a szárazföld belseje felé. Valentiától (Írország) Permig (Oroszország) kb. 7‰-es csökkenést figyeltek meg az éves átlagos $\delta^{18}\text{O}$ értékekben. A csapadék ^{18}O -tartalma egyre csökken, mivel a nehezebb vízmolekulák előbb kihullnak. Az ábrán a több éves átlagos $\delta^{18}\text{O}$ értékek, az átlagos téli és nyári értékek vannak ábrázolva. Nemcsak a csapadék ^{18}O -tartalmának csökkenését figyelhetjük meg a kontinens peremétől való távolság függvényében, hanem a csökkenés évszaktól való függésének mértékét is. Télen a csökkenés sokkal nagyobb. Ez a csökkenés nyáron valamelyest kompenzálódik az evapotranspiráció révén (Rozanski et al., 1982). Azaz, az évszakok között megjelenő különbségek a csapadék ^{18}O -tartalmában az eltérő vízmérleggel és a vegetáció különböző állapotával magyarázhatók (Rozanski et al., 1993).



2. ábra: Az IAEA/WMO globális mérőhálózatának, egyes kiválasztott európai állomásain mért csapadékvíz ^{18}O -tartalma. Az x-tengelyen az Atlanti-óceán partvidékétől való távolság van km-ben feltüntetve. Minden egyes állomásnál a hosszútávú-éves, nyári (június, július, augusztus) és téli (december, január, február) átlagos $\delta^{18}\text{O}$ értékek láthatók (Forrás: Rozanski *et al.*, 1993).

A hőmérsékleti hatás: A hőmérsékletben jelentkező nagyobb évszakos változások a csapadék izotóp-összetételében is nagyobb változásokat idéznek elő (Clark and Fritz, 1997). A havi csapadékok deutérium- és ^{18}O -tartalmában megfigyelt változásokat a mérőhálózat közepes és magas földrajzi szélességein fekvő állomásainál Rozanski *et al.* (1993) a következőkkel magyarázta. Az évszakonként változó hőmérséklet befolyásolja a légkörből kihulló csapadék mennyiségét. A kontinenseken a különböző hónapokban más és más az evapotranspiráció mértéke, ezért szerepe a vízmérleg kialakításában évszakonként eltérő. A szezonálisból fakadó másik kiváltó ok, mely befolyásolja a csapadékvíz izotóp-összetételét, a vízgőz évszakonként változó forrásterülete és/vagy a különböző trajektóriákon való haladása. A $\delta^2\text{H}$ és $\delta^{18}\text{O}$ értékek hőmérséklettől való függése $0\text{‰} / \text{°C}$ (trópusi óceáni szigetek) és $0,5\text{‰} / \text{°C}$ (magasabb földrajzi szélességek állomásai) között változik (Gat *et al.*, 2001). Napjainkban felvetődött már a városi hőszigetek esetleges hatása is (Lykoudis *et al.*, 2010). Ugyanis a nagyvárosokban jellemzően magasabb hőmérsékletek mérhetők a környezetükhöz képest, és a melegebb hőmérsékletű levegő feltehetőleg a hulló esőcseppek további frakcionálását okozza.

A mennyiségi hatás: *Dansgaard* (1964) a havi csapadékmennyiségek és a csapadék $\delta^2\text{H}$ és $\delta^{18}\text{O}$ értékei közötti kapcsolatot vizsgálva felismerte, hogy a csapadékosabb hónapokban a δ -értékek alacsonyabbak, míg ha kevesebb csapadék hullik magasabb δ -értékek mérhetők. A csapadék mennyisége és a $\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$ értékek között fennálló negatív viszonyt mennyiségi hatásnak nevezte el. A mennyiségi hatásra a legjobb példákat a trópusi területeken, a déli és északi szélességek 20° között találjuk. Ebben a térségben egész évben megfigyelhető a havi csapadékok $\delta^{18}\text{O}$ értékei és a havi csapadékmennyiségek közötti erős, fordított kapcsolat. A közepes és magas földrajzi szélességeken elhelyezkedő állomásokkal ellentétben a trópusi állomásokon mért $\delta^{18}\text{O}$ értékek és a felszíni hőmérsékletek között gyakorlatilag nincsen kapcsolat (*Rozanski et al.*, 1993). Azonban a mennyiségi hatást a csapadékhullás időpontjában uralkodó időjárási viszonyok nagymértékben befolyásolják (*Gat et al.*, 2001). Egy másik folyamat, az esőcseppek felhőszint alatti részleges visszapárolgása, szintén hozzájárulhat a mennyiségi hatáshoz (*Rozanski et al.*, 1993). Ahogy korábban már írtam, a másodlagos párolgás hatását főleg a száraz területeken kell figyelembe venni, mivel a száraz levegőn keresztül hulló csapadék folyékony tömegének nagy részét elveszíti, aminek következtében a felszint elért csapadék több nehéz vízmolekulát tartalmaz, azaz kevésbé negatív $\delta^2\text{H}$ és $\delta^{18}\text{O}$ értékek lesznek mérhetők.

Bowen (2008) egy összefoglaló elemzést végzett az egész Földre kiterjedően, a több év átlagából számolt évszakos hőmérsékletek és csapadékmennyiségek, valamint a csapadék izotóp-összetételének évszakos alakulásai között. Az északi és a déli 30° szélességi körök éles határként jelentkeztek a csapadék izotóp-összetételét befolyásoló éghajlati változók között. A csapadék $\delta^{18}\text{O}$ értékei és a hőmérsékletek között az északi és déli szélességek 30° után szinte minden esetben szignifikáns volt a korreláció. Ez alól kivételt képeztek az óceáni szigetek és Délkelet-Ázsia, aminek háttérében a hőmérsékletben jelentkező kicsi évszakos változások, illetve a monszun befolyása állhat. A csapadék mennyiségével észlelhető legjobb korrelációkat – a korábbi eredményekhez hasonlóan – pedig az északi és déli szélességek 30° között találta. *Bowen* (2008) a vizsgált állomások több mint 2/3-ánál statisztikailag szignifikáns kapcsolatot állapított meg a vizsgált éghajlati paraméterek és a csapadék stabilizotóp-összetétele között.

3. Észak-Atlanti Oszcilláció

A légköri mozgások rendezetlen és rendezett mozgások együttesére bonthatók fel [2 – Oceanográfia jegyzet]. A vízmolekulák frakcionációja mikrofizikai skálán játszódik le (Sodemann, 2006), ám ezek a mozgások a mi számunkra még nem láthatók [2 – Oceanográfia jegyzet]. A mikrofizikai skálán végbemenő folyamatok azonban részét képezik a már általunk is érzékelt mozgásrendszereknek, például a ciklonoknak (Sodemann, 2006). A közepes földrajzi szélességek nedvesség transzportjában fontos szerepet játszanak a ciklonok és frontrendszerek, illetve a konvektív rendszerek (Sodemann, 2006).

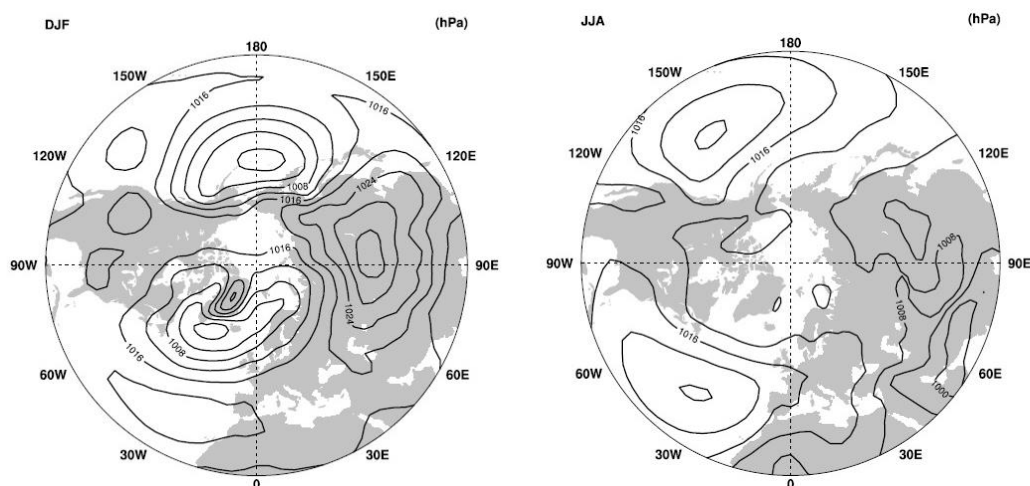
Az Észak-Atlanti régióban megfigyelhető klímaváltozékonyság nagy része az Észak-Atlanti Oszcillációval (NAO) áll kapcsolatban (Bader, 2004). A NAO a légköri cirkuláció változékonyságának az egyik legjelentősebb rendszere (Hurrell *et al.*, 2013), melynek hatása, Észak-Amerika keleti partvidékétől Szibériáig, az északi magas földrajzi szélességektől az Atlanti-óceán szubtrópusi területeiig érezhető (Bader, 2004). A NAO megváltozása az Észak-Atlanti medence légköri cirkulációjában bekövetkezett változásokat jelenti (Hurrell, 1995). A NAO fontos szerepet játszik Európa éghajlatának alakításában, mert befolyásolja az Európába érkező csapadék mennyiségét és eloszlását, a felszíni hőmérséklet alakulását, a viharok gyakoriságát, intenzitását és pályáját (Hurrell, 1995).

3.1. A NAO fázisai

Az Észak-Atlanti Oszcilláció a légtömegek újra elosztására vonatkozik az Északi-sark és a szubtrópusi Atlanti régió között. A NAO a világ egyik legrégebben ismert cirkulációs jelensége. Legjellegzetesebb előfordulása az Északi-hemiszféra közepes és magas szélességein, elsősorban a hideg évszakra (november-április) tehető (Hurrell *et al.*, 2013).

Az északi félgömb tengerszinti légnyomáseloszlása a téli (december-február) és a nyári (június-augusztus) időszakokban jelentősen eltér (3. ábra) (Hurrell *et al.*, 2013). A téli és a nyári időszak közötti változások az ázsiai kontinens felett a legszembetűnőbbek, mivel télen a nagy kiterjedésű szibériai anticiklon hatása, nyáron pedig a Délkelet-Ázsia felett uralkodó monszun hatása érvényesül (Hurrell *et al.*, 2013). Nyáron az Északi-hemiszféra óceánjai felett szubtrópusi magasnyomású rendszerek helyezkednek el (Hurrell *et al.*, 2013).

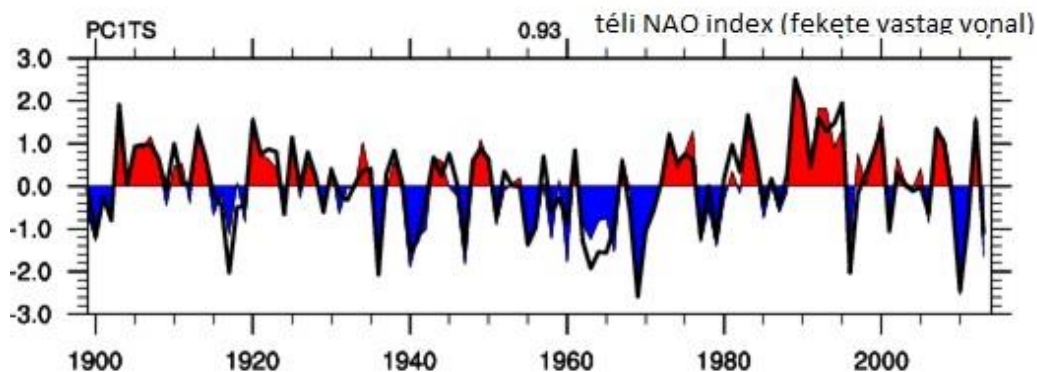
Az Észak-Atlanti-óceán felett az azori magasnyomás uralkodik, mely télen az Egyenlítő irányába visszahúzódik, amikor is az izlandi alacsonynyomás erősödik meg (Hurrell *et al.*, 2013).



3. ábra: Tengersizti légnyomás télen (december-február) (bal) és nyáron (június-augusztus) (jobb). Az adatok a NCEP/NCAR reanalízisból származnak (1958-2001). Az izovonalak 4hPa-onként vannak feltüntetve (Forrás: Hurrell *et al.*, 2013).

A NAO intenzitásának jellemzésére a NAO indexet használjuk. Az első NAO indexet Walker és Bliss (1932) alkotta meg, az Atlanti-óceán partjain fekvő szinoptikus állomásokon mért felszíni nyomási és hőmérsékleti mezők lineáris kombinációjából. A 20. század közepén elterjedt az úgynevezett „zonális indexek” használata. A mai NAO indexeket leggyakrabban egy az azori és egy az izlandi nyomáscentrumok közelében található állomásokon mért tengersizti légnyomáskülönbségekből határozzák meg (Bader, 2004). Az állomásokon mért tengersizti légnyomás különbségéből számolt értékek hátránya, hogy az állomások rögzítettek, de a nyomási központok helye változik az év során, ezért ezek a NAO indexek a tényleges változásoknak csak egy részét tudják megfelelően visszaadni (Hurrell és van Loon, 1997). További problémát jelenthet, hogy a szinoptikus állomásokon mért légnyomási adatokat más, kisebb térszkálájú folyamatok is befolyásolják, melyeknek nincs köztük a NAO-hoz (Hurrell és van Loon, 1997). A NAO indexek kiszámolásának egy másik módja a tengersizti légnyomás mezők használatán alapszik. A főkomponens analízissel előállított idősorok előnye, hogy a NAO térbeli változását jobban meg tudják fogni, viszont hátránya, hogy csak rövidebb idősorok állnak rendelkezésre (Hurrell *et al.*, 2013). A 4. ábrán

a két módszer alapján meghatározott NAO indexek időszora látható. A két idősor korrelációs együtthatója az 1899-2013-as időszakra 0,93 [3 – The Climate Data Guide].



4. ábra: Az atlanti térség (20° - 80° É, 90° Ny- 40° K) tengersizti légnyomás anomáliájának főkomponens analízissel előállított időszora (1899-2013) a december-március időszakra vonatkozóan (színezett rész) és az állomás alapú NAO indexek (vastag fekete vonal) összehasonlítása (Forrás: 3 – The Climate Data Guide).

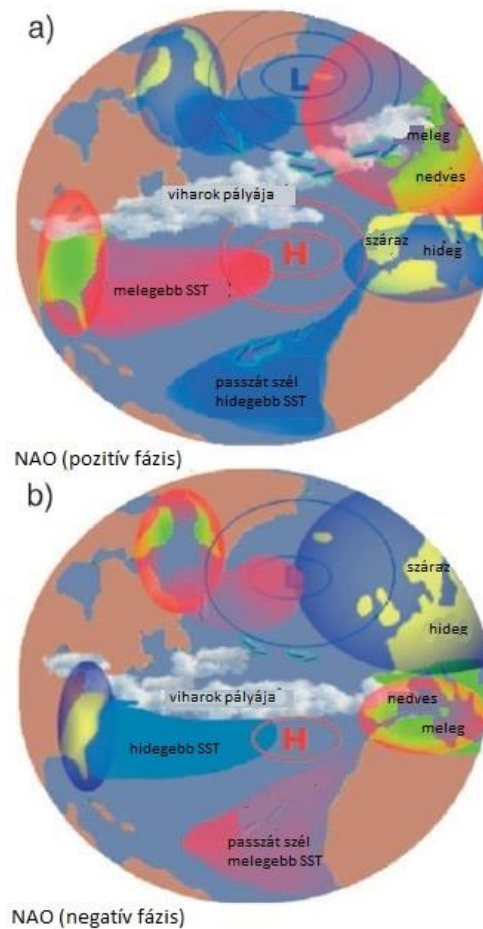
Habár az Észak-Atlanti Oszcilláció hatása egész évben kimutatható (*Barnston és Livezey, 1987*), a legtöbb NAO-val kapcsolatos vizsgálatot az Északi-hemiszféra téli hónapjaira vonatkozóan végezték el, ugyanis a légkör ekkor a legaktívabb dinamikailag és a perturbációk amplitúdója is ekkor a legnagyobb (*Hurrell et al., 2013*). A NAO az Észak-Atlanti térség december és február közötti felszíni nyomás változásának egy harmadáért felelős (*Hurrell et al., 2013*). Ennek eredményeképp a NAO hatása a felszíni hőmérsékletre, a csapadéokra és az ökoszisztémára ebben az időszakban a legjelentősebb (*Hurrell et al., 2013*). Ebből kifolyólag diplomamunkámban én is a téli hónapok elemzésével foglalkoztam.

A NAO két fázisa között ingadozik, melyekhez jelentős változások társulnak az Atlanti térség átlagos szélsébség és szélirány változásaiban, az Atlanti-óceán és a vele határos kontinensek közötti hő- és nedvességtranszportokban, valamint a viharok száma, intenzitása és haladási útvonala is különbözik a két fázis során (*Hurrell et al., 2013*).

Amikor az izlandi alacsonynyomású rendszer a megszokotthoz képest mélyebb, illetve a szubtrópusi magasnyomású rendszer a megszokottnál erősebb, akkor a NAO pozitív fázisáról beszélünk (azaz a NAO index értéke pozitív). Ekkor növekszik a két nyomási centrum között a légnyomáskülönbség, tehát az Észak-Atlanti régió feletti meridionális

nyomási gradiens felerősödik (*Hurrell et al.*, 2001). A közepes földrajzi szélességek területein az átlagosnál erősebb nyugati szelek fújnak az Atlanti-óceán felől, míg a Földközi-tenger térségében az északi szelek erősödnek fel (*Hurrell et al.*, 2013). *Hurrell* (1995) szerint pozitív NAO indexű teleken a nyugati szelek 8 ms^{-1} -mal erősebbek a negatív indexű telekhez viszonyítva. A viharok gyakoribbá válnak, az intenzitásuk nő, pályájuk északabbra tolódik (*Bader*, 2004). Ahogy fentebb már említettem, a légköri nedvesség transzportjára és konvergenciájára hatással vannak az áramlás átlagos és örvényes komponenseiben bekövetkező változások, ezért a regionális csapadéokban észlelt változásokhoz közvetlenül kapcsolhatók (*Hurrell*, 1995). Pozitív NAO indexű telek esetén, a nedvességtranszport tengelye DNy-ÉK irányba mozdul el, emiatt Európa távolabbra fekvő északi és keleti területein nagyobb mennyiségű csapadék hullik (*Hurrell*, 1995). Összességében Észak-Európát melegebb és csapadékosabb időjárás jellemzi (*Bader*, 2004). Ezzel ellentétesen a nedvességtranszport Közép- és Dél-Európa, valamint Észak-Afrika irányába lecsökken, így ezekben a térségekben az időjárás a szokásosnál szárazabb (*Hurrell*, 1995).

Amikor a NAO a negatív fázisában van (a NAO index értéke negatív), akkor mindkét nyomási centrum gyengébb az átlagoshoz képest. A kisebb nyomási gradiens eredményeképpen kevesebb és kisebb intenzitású, Ny-K pályán mozgó vihar éri el Európát (*Bader*, 2004). Ezek meleg, nedves levegőt szállítanak a Földközi-tenger térségébe, míg Észak-Európában a megszokottnál hidegebb körülmények uralkodnak (5. ábra) (*Bader*, 2004).



5. ábra: A NAO pozitív fázisának (a) és negatív fázisának (b) strukturális ábrája. (Alacsony és magas nyomási rendszerek feltüntetése, valamint a fontos légköri és óceáni anomáliák ábrázolása) (Forrás: *Bader*, 2004).

3.2. A NAO-t kísérő tendenciák

Annak ellenére, hogy az Észak-Atlanti Oszcillációban akár egy télen belül is, valamint az egymást követő telekben is jelentős eltérések lehetnek, a NAO indexek adatsorában megfigyelhetők olyan hosszabb, egységesebb periódusok is, amikor a NAO több éven keresztül az egyik fázisában maradt (*Hurrell et al.*, 2013).

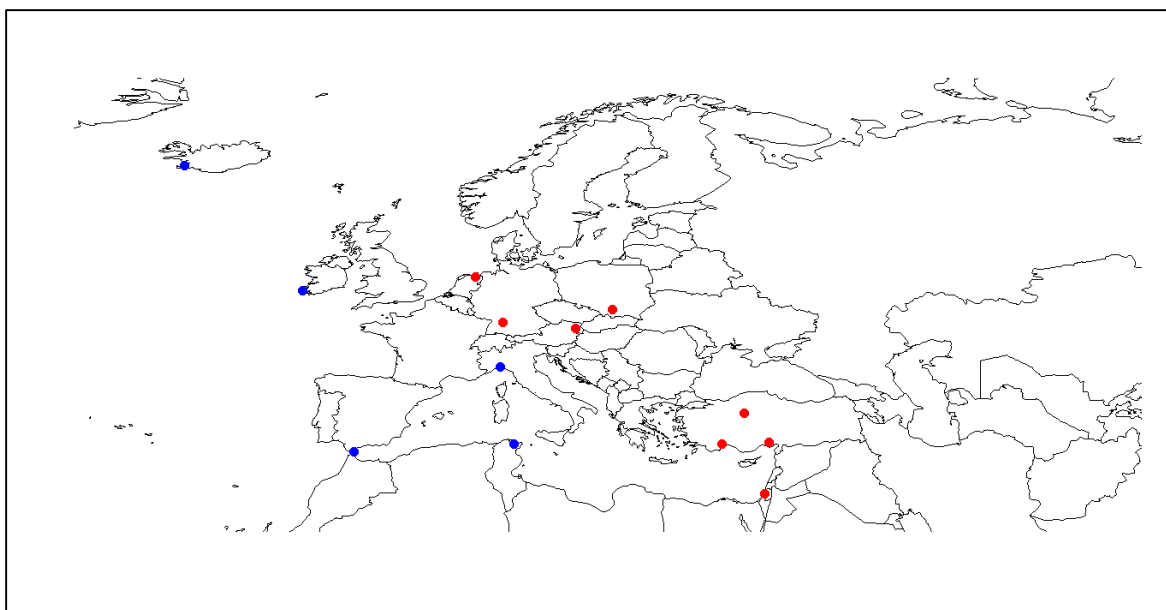
Az 1900-1930 közötti időszakra a pozitív indexek túlsúlya volt jellemző (4. ábra) (*Hurrell et al.*, 2013). Az 1940-es évektől az 1960-as évek végéig, az 1970-es évek elejéig a NAO főként a negatív fázisában mozgott. Ezt a negatív trendet váltotta fel az 1980-as és 1990-es években a pozitív fázis dominanciája (*Hurrell*, 1995). Ebben az időszakban a legpozitívabb téli értékeket 1983-ban, 1989-ben és 1990-ben rögzítették (*Hurrell*, 1995).

A NAO trendje részben megmagyarázza az Északi-hemiszféra közepes és magas földrajzi szélességein az elmúlt időszakban bekövetkezett éghajlati és időjárási változásokat (Bader, 2004). Például a pozitív NAO indexnél jelentkező felszíni hőmérsékletváltozások – enyhébb telek Európában és Ázsiában, vele egyidejűleg kemény telek Kelet-Kanadában és az Északnyugat-Atlanti térségben (Bader, 2004) – fontosak, mert a szárazföld felett történő hőmérsékletváltozások sokkal nagyobbak, mint az óceán felett történő változások (az óceán nagy hő kapacitása miatt), ezért az átlagos északi félgömbi hőmérsékletváltozást nagy részben ezek a változások határozzák meg (Hurrell *et al.*, 2013). A NAO a közepes és magas szélességek téli időszakaiban történő felszíni hőmérsékletváltozásoknak a 31%-áért felelős (Hurrell, 1996).

További példa a NAO időjárás befolyásoló szerepére lehet a regionális csapadékeloszlásban jelentkező változások, az atlanti ciklonpályák elmozdulása és a viharok aktivitásának megváltozása (Bader, 2004). A közepes szélességek ciklonjai a globális cirkuláció fontos szereplői, mivel ezek bonyolítják le a trópusi és poláris területek közötti hő-, nedvesség- és momentumtranszport jelentős részét (Bartholy *et al.*, 2009). Másrészt a ciklonok frontrendszeri jelentős mértékben meghatározzák a helyi időjárást, pl. a csapadék mennyiségét, a felhővel való borítottságot és a hőmérsékletet (Bartholy *et al.*, 2009). Az európai kontinens téli csapadék mennyiségének több mint kétharmada, kevesebb mint 15 ciklon frontrendszeréből származik (Bartholy *et al.*, 2006). Ennél fogva a ciklonok gyakoriságában és intenzitásában történő bármilyen változás befolyásolhatja a közepes földrajzi szélességek ciklonok által érintett regionális éghajlatát (Bartholy *et al.*, 2009).

4. Módszertan

Diplomamunkámban azt vizsgáltam, hogy a csapadékvízből mért stabil oxigén és hidrogén izotóp-összetételek és a belőlük számolt d-többség adatok sok évtizedes ingadozásaiban megfigyelhető változások és a NAO között van-e kapcsolat. Egy légköri csapadékminta d-többség értéke egy olyan speciális mérőszám, amely a vízgőz forrásterületének meteorológiai körülményeire – mint például az óceán felett lévő légkör relatív páratartalma, az áramlási rendszerek, az óceánfelszín érdessége, valamint az óceánvíz hőmérséklete – utal (Merlivat és Jouzel, 1979). A NAO-nál jelentkező térbeli dipólus szerkezetnek megfelelően, eredetileg Európa nyugati peremétől fokozatosan a kontinens belseje felé haladva két metszetre, egy északi és egy déli metszetre felfűzött állomások adatainak elemzése volt a cél (6. ábra).



6. ábra: Az állomások földrajzi elhelyezkedése. Azok az állomások, melyeknek az adatait felhasználtam, pirossal vannak jelölve. A kék pontok, pedig azokat az állomásokat ábrázolják, melyeket végül kizártam a vizsgálatokból.

A tervezett északi metszet állomásai a következők voltak: Reykjavík, Valencia, Groningen, Stuttgart, Bécs, Krakkó. A déli metszetet eredetileg a Gibraltár, Karthágó, Genova, Ankara, Bet Dagan vonal mentén terveztem vizsgálni. Az állomások kiválasztásánál fontos szempont volt, hogy az adott állomás hosszú, folytonos és homogén

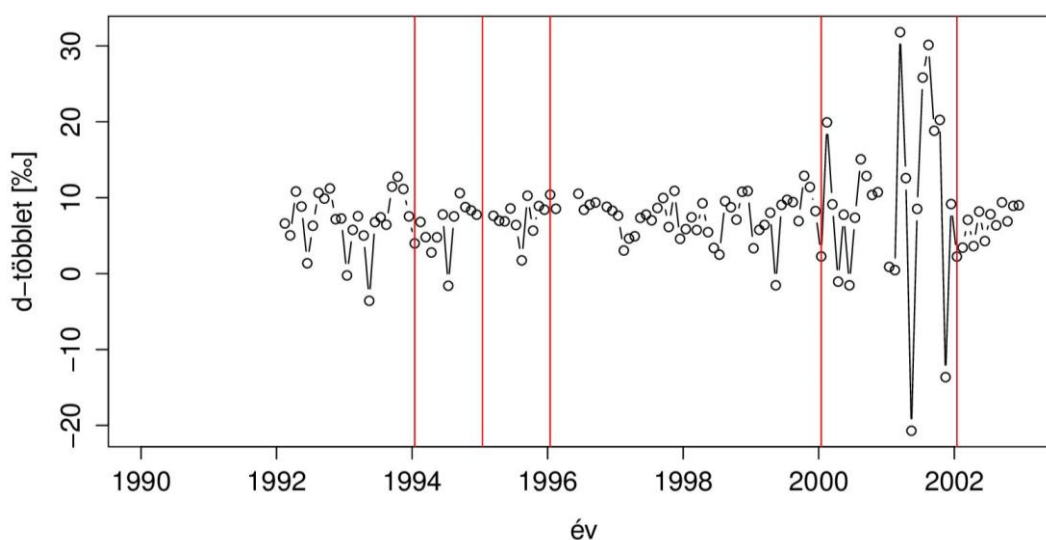
adatsorral rendelkezzen, amely alkalmas klimatológiai vizsgálatokra. Azonban az adatsorok részletesebb elemzése során kiderült, hogy az első körben kiválasztott állomások közül többen is inhomogenitást eredményeztek a mérési körülményekben történt változások.

Állomás	Mérőlaborok						
Adana	1964.03-1974.03 WIS			1978.09-2012.12 IAEA			
Ankara	1963.01-1971.12 UC			1972.01.-2012.12 IAEA			
Antalya	1963.05-1968.01 WIS		1970.01-1971.12 UC		1972.01-2012.12 IAEA		
Bet Dagan	1960.01-1965.04 UC			1965.11-2001.12 WIS			
Bécs	1960-1972.09 UC			1972.10-2012.12 IAEA			
Genova	1961.11- 1966.02 UC	1973.01- 1978.12 IAEA	1979.01- 1979.02 AGH	1979.03 IAEA	1979.04- 1979.12 AGH	1980.01- 1980.08 IAEA	1980.09- 2002.01 IIRG
Gibraltár	1961.01- 1966.02 UC	1966.12- 1968.01 WIS	1972.12- 1978.12 IAEA	1979.01-1979.11 AGH		1980.02-2009.12 IAEA	
Groningen	1964.01-2012.12 CIO						
Karthágó	1967.01- 1972.10 UC	1972.12-1976.12 IAEA		1977.01-1979.12 AGH		1980.01-2006.12 IAEA	
Krakkó	1975.01-2012.12 AGH						
Reykjavík	1960.01-1969.11 UC			1992.07-2009.12 IAEA			
Stuttgart	1961.01-2005.12 UC						
Valentia	1960.03- 1967.03 UC	1973.04-1974.08 IAEA		1977.02-1979.12 AGH		1980.01-2009.12 IAEA	

Táblázat 1: A táblázatban a kiválasztott állomások csapadékmintáinak mérését végző mérőlaborok és a mérés időtartama látható. A rövidítések az alábbi intézeteket jelentik: Bányászati és Kohászati Akadémia (Krakkó) (AGH), Izotóp Kutató Központ (Groningen) (CIO), Koppenhágai Egyetem (UC), Nemzetközi Atomenergetikai Ügynökség (Bécs) (IAEA), Nemzetközi Geotermiai Főiskola (Pisa) (IIRG), Weizmanni Kutató Intézet (Rehovoth) (WIS) (Forrás: 1 – iaea.org).

A mérőlaborok helyszíne több alkalommal megváltozott pl. Gibraltár (ötször) és Genova (hétszer) esetében (Táblázat 1), viszont párhuzamos méréseket nem végeztek, így a mérések utólagos korrekciója nem lehetséges.

A francia thonon-les-bains-i csapadékminták esete jól tükrözi, hogy a mérőlabor megváltozása milyen eltéréseket okozhat az adatokban (7. ábra). 1992-1993-ban a csapadék izotóp méréseit a thonon-les-bains-i laborban végezték. 1994-ben a Nemzetközi Atomenergetikai Ügynökség (IAEA) laborjában, majd az év végén újabb váltás történt és a következő évben Párizsban folytatták az elemzéseket. Ezután ismét visszahelyezték a vizsgálatokat az IAEA laborjába (1996-1999). 2000-ben és 2001-ben Orleansban mérték a csapadékvíz izotóp-összetételét. 2002-ben, a mérés utolsó évében, a csapadékminták elemzését Gif-sur-Yvette-ben végezték el.



7. ábra: A thonon-les-bains-i csapadékminták d-többletének menete 1992 és 2002 között. Az y-tengely a d-többletet mutatja ‰-ben kifejezve. A piros függőleges egyenesek a mérőlabor váltások idejét jelzik.

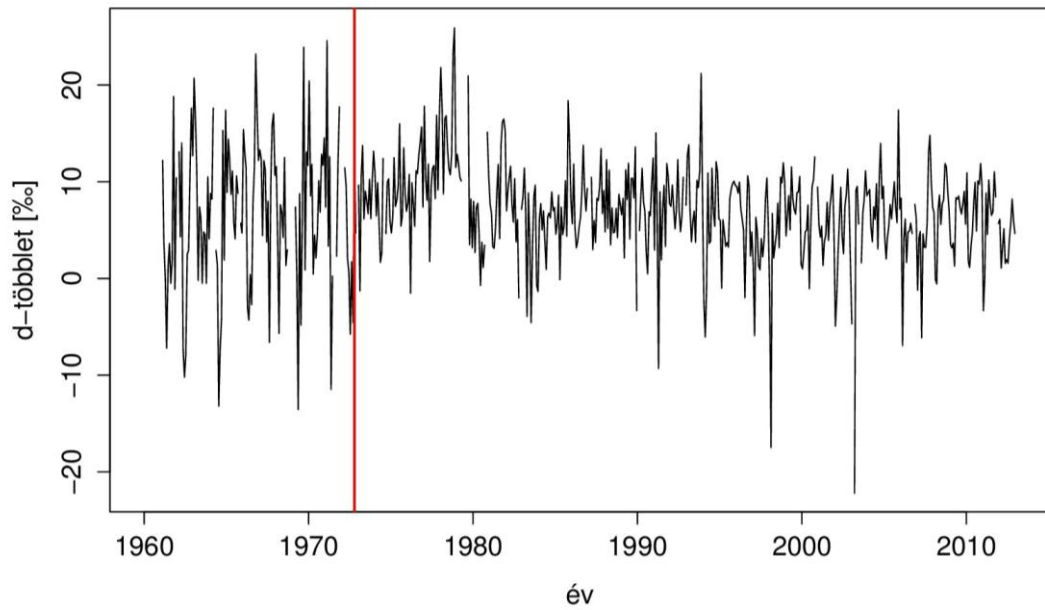
A vizsgált időszakban összesen hatszor történt mérőlabor váltás. A 7. ábrán látható, hogy abban a két évben, amikor Orleans-ban folytak a mérések a d-többlet értékei sokkal nagyobb változékonyságot (d-többlet: -20‰ és 30‰ között változott) mutatnak, mint a megelőző és azt követő időszakban. A csapadék stabilizotóp méréseinek gyakori helyszínváltozásai miatt nem lehet pontosan tudni, hogy a 2000 és 2001-es évek d-többletében megjelenő nagy ingadozások háttérben mekkora szerepet játszanak az

éghajlatban történő változások és mekkorát a mérőlabor helyszínének változásai. Azonban valószínűsíthetően nagy a mérőlabor befolyása, mivel ilyen mértékű változásokra nincs példa sem a megelőző években, sem az utána következő évben. Az utolsó évben ismét, a korábbi időszakra jellemző tartományban mozogtak a d-többlet értékek.

A fent említett okok és bizonytalanságok miatt azoknak az állomásoknak az adatait nem használtam fel, melyeknél több mint három alkalommal változott meg a mérőlabor helyszíne. Így az északi metszet esetében mindössze négy állomás (Groningen, Bécs, Krakó, Stuttgart), míg a déli metszet esetében két állomás maradt (Ankara, Bet Dagan).

Ezentúl további problémát jelentett, hogy a bet dagani adatsor több éves hiányokat mutatott. Ezt úgy próbáltam kiküszöbölni, hogy újabb állomásokat (Adana, Antalya) vontam be vizsgálataimba. Ennek során megnéztem, hogy a két állomás hozzávételével vajon a bet dagani adatsorban lévő hiányok kipótolhatóak-e, egy új, a régióra jellemző idősor előállításával, a három állomáson mért csapadékminták $\delta^2\text{H}$ és $\delta^{18}\text{O}$ értékeinek a felhasználásával. Azonban a három idősor időbeli lefutása között nem találtam szisztematikus egyezést, ezért az egyes állomások $\delta^2\text{H}$ és $\delta^{18}\text{O}$ értékeinek a változását külön-külön vizsgáltam. Hasonló okból kifolyólag a reykjavíki állomás adatait sem használtam fel, jóllehet a mérések korán megkezdődtek, de egy elég hosszú időszakban (1969.12-től 1992.06-ig) nincsenek mért $\delta^2\text{H}$ és $\delta^{18}\text{O}$ értékek, ennél fogva túl kevés adat áll rendelkezésre az elemzések elvégzéséhez.

A meghagyott állomásoknál még egyszer különös figyelemmel végignéztem az adatokat. A bécsi állomás esetében az 1972 előtti értékeknek nagyobb a szóródása, mint az utána lévő időszakban (8. ábra). Ez egybeesik a mérőlabor helyszínének megváltozásával, valamint a csapadékminták gyűjtésének módszerében bekövetkezett változással. 1972-től a csapadékgyűjtő edényekbe paraffinolajat öntöttek, hogy az edényekből történő párolgást megakadályozzák (WMO, 1972). Az adatok bizonytalansága és a gyűjtési módszer megváltozása miatt az 1972 előtti adatokat szintén kihagytam a számításokból. Emiatt az adani, ankrai, antalyai és bet dagani mérések eredményét is csak az utolsó mérőlabor váltás utáni időszaktól használtam fel. Ez az időbeli leszűkítés a d-többletek szempontjából gyakorlatilag nem járt adatvesztéssel az előbb említett négy állomásnál, mivel a d-többlet kiszámításához szükséges $\delta^2\text{H}$ értékek sok esetben hiányoztak.



8. ábra: A bécsi csapadékminták d-többletének havi menete. Az y-tengely a d-többletet mutatja ‰-ben kifejezve. A piros függőleges egyenes a mérőlabor váltás idejét jelzi.

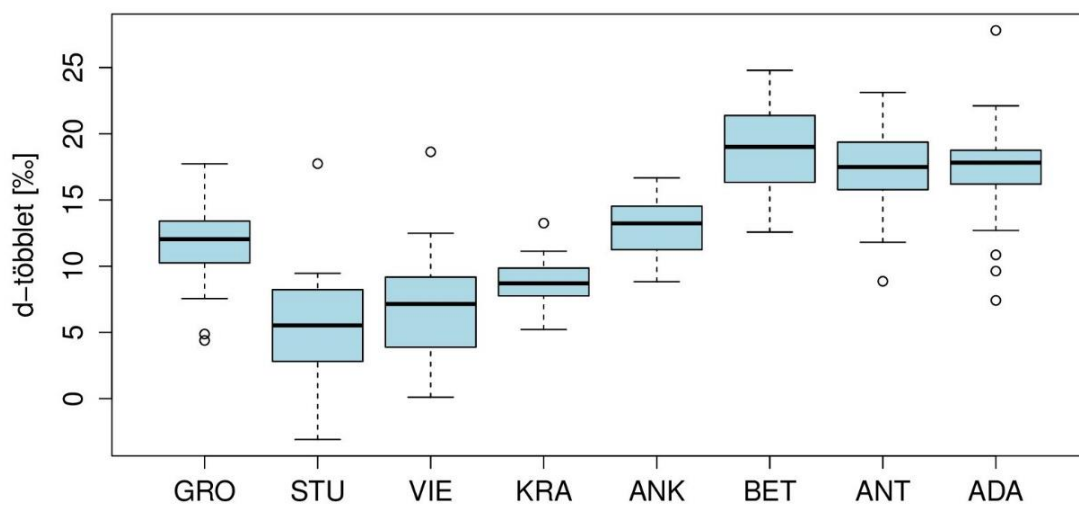
A d-többletek és a NAO indexek közötti korreláció vizsgálatához szükséges havi NAO indexeket a következő oldalról töltöttem le: [4 – noaa.gov], melyen a NAO indexek 1950-től érhetőek el havi bontásban.

5. Eredmények

5.1. A d-többlettel kapcsolatos eredmények

A vizsgálatok három okból is a téli időszakra koncentráltak. Egyrészt a NAO télen gyakorolja a legnagyobb befolyást Európa éghajlatára, másrészt a d-többletet módosító másodlagos párolgás hatása télen kisebb. Harmadrészt a Mediterráneumban főleg télen hullik csapadék.

A 9. ábrán a csapadékmennyiséggel súlyozott 3 hónap (december, január, február) átlagából számolt téli évszakra jellemző d-többletek box-plot diagramja látható az egyes állomások esetében. A téli d-többletek átlagai csak akkor lettek kiszámolva, ha mind a három hónapban rendelkezésre álltak a szükséges adatok.

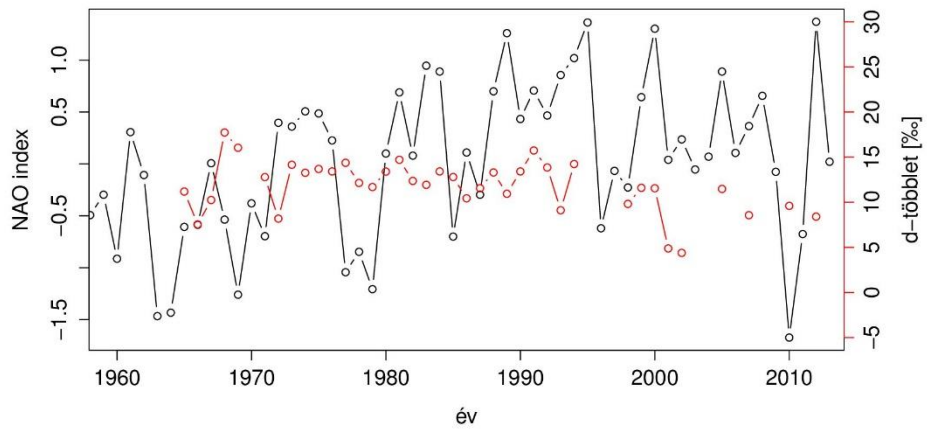


9. ábra: Az állomások csapadékmennyiséggel súlyozott téli d-többlet értékei. (Az x-tengelyen az állomások neve szerepel: GRO (Groningen), STU (Stuttgart), VIE (Bécs), KRA (Krakkó), ANK (Ankara), BET (Bet Dagan), ANT (Antalya), ADA (Adana)). A dobozok alsó és felső oldalai a 25-75% percentiliseket jelölik. A mediánt a dobozban lévő vízszintes fekete vonal mutatja. Az első és utolsó 25%-ot a szaggatott vonalak ábrázolják. A körök az outliereket jelentik.

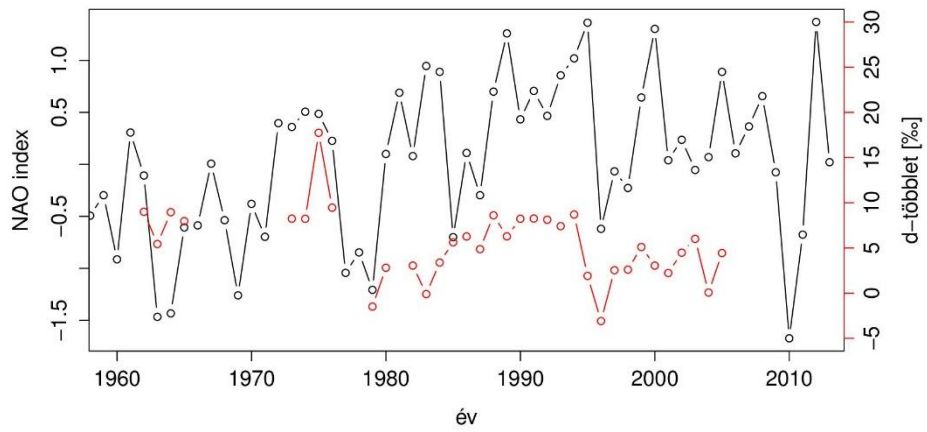
A mediterrán klímájú állomások (Adana, Antalya, Bet Dagan) csapadékkal súlyozott téli d-többlet értékei magasabbak, az óceáni és kontinentális éghajlatú állomásokénál. A mediterrán éghajlatú állomások közül a bet dagani állomás d-többlet értéke változik a legjobban, habár viszonylag kevés adat eredményeit reprezentálja csak a téglalap (15 darab). Az antalyai és adanai állomások d-többletének mediánja nagyon közel van egymáshoz, de az adanai adatok szóródása kisebb az outlierok figyelmen kívül hagyása esetén. A groningeni és ankarai állomások d-többletei hasonló intervallumban mozognak, de amikor a két adatsor évenkénti menetét megvizsgáltam kiderült, hogy az értékek időbeli lefutása eltérő, a közöttük lévő korreláció gyenge. A stuttgarti állomás d-többlet értékei a legalacsonyabbak az összes vizsgált állomás közül. A kontinentális éghajlatú állomások d-többlete a legnagyobb mértékben a bécsi csapadékmintákban változott, míg a krakkói d-többlet értékek szórása igen csekély.

A következő ábrásorozaton (10-17. ábrák) a téli (december-február) NAO indexek átlagának és a havi csapadékmennyiségekkel súlyozott téli (december-február) d-többlet értékek időbeli alakulása látható. A groningeni d-többlet és a NAO indexek változása között semmilyen összefüggés nem fedezhető fel (10. ábra). A stuttgarti csapadékminták d-többlet értéke (11. ábra) az 1975-ös maximuma és az 1996-os minimuma között változik. Az itteni adatok sem mutatnak szoros kapcsolatot a NAO indexek változásával. A bécsi d-többletek (12. ábra) és a NAO indexek között pár alkalommal ellentéteses változások láthatók (pl. az 1995-ös és 2000-es pozitívabb NAO indexnél a d-többlet értéke alacsonyabb, míg az 1996-os és 2010-es negatívabb NAO indexű telekhez az előbbieknél magasabb d-többletek tartoznak), de szignifikáns kapcsolatról nem beszélhetünk. Krakkónál rövidebb időszakokban a d-többletek (13. ábra) és a NAO indexek egyidejű szinkronban történő mozgását figyelhetjük meg (pl. 1977 és 1984 között), de itt sem beszélhetünk szignifikáns kapcsolatról. Az ankarai idősorban a d-többletek hosszabb, egybefüggő menetéről csak 1993-tól van információ (14. ábra). Ebben a majdnem 20 évben a d-többletek egy 6%-os tartományban mozogtak, s a legmagasabb értéket 2010-ben a legnegatívabb NAO indexű télen érték el. Bet Dagannál túl kevés adat áll rendelkezésre ahhoz, hogy a d-többlet és a NAO közötti kapcsolatról bármit is mondani lehessen. Az antalyai és adanai d-többletek (16. 17. ábrák) 2005-ben - egy pozitívabb NAO indexű télen - magas értékeket vesznek fel a többi állomástól eltérően. Az adanai d-többlet értéke magasabb az antalyainál, de ez általánosan is igaz.

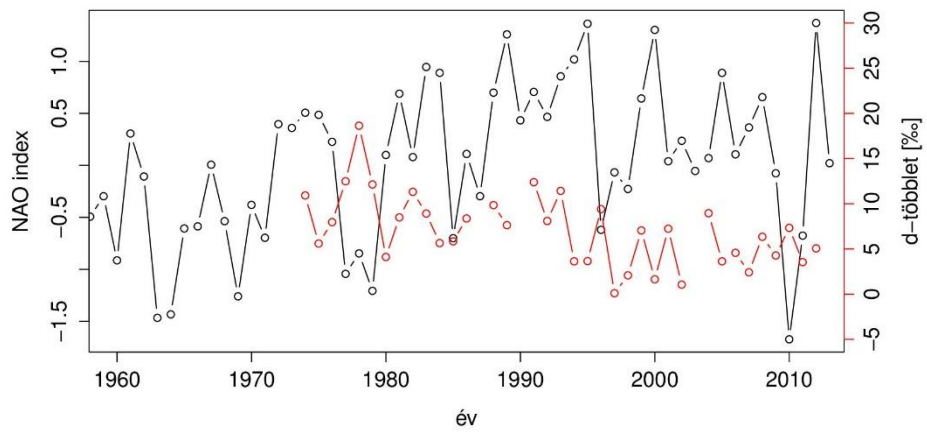
Téli (DJF) d-többslet Groningenben



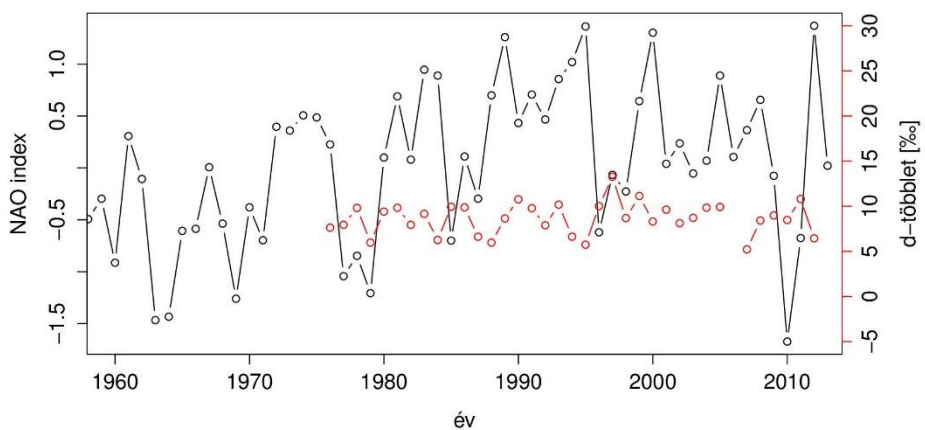
Téli (DJF) d-többslet Stuttgartban



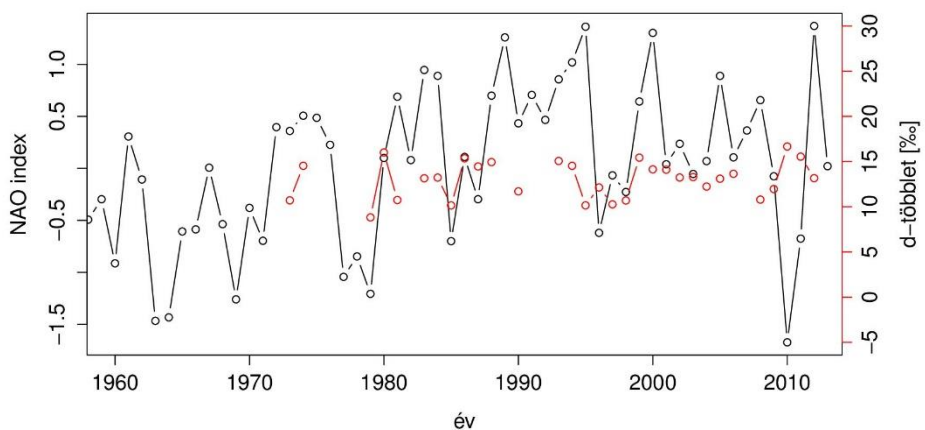
Téli (DJF) d-többslet Bécsben



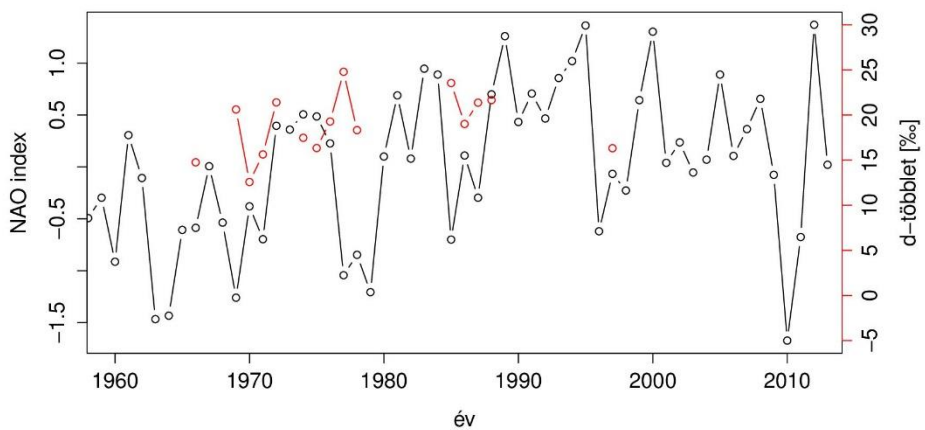
Téli (DJF) d-többslet Krakkóban



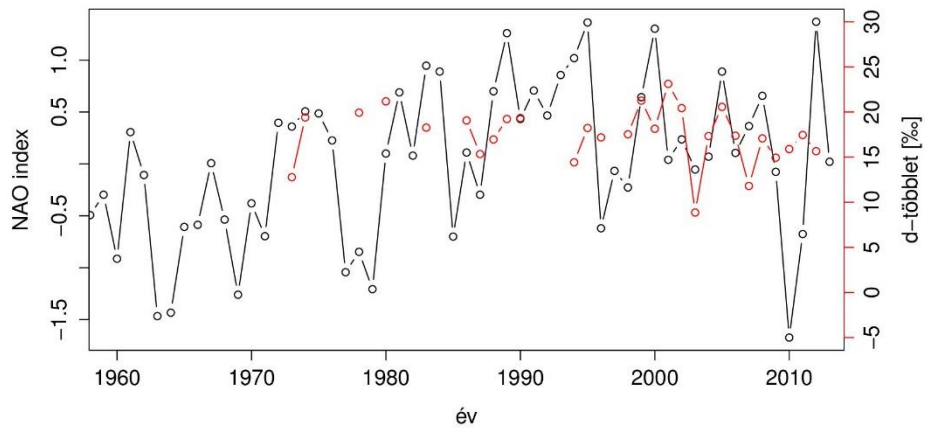
Téli (DJF) d-többslet Ankarában



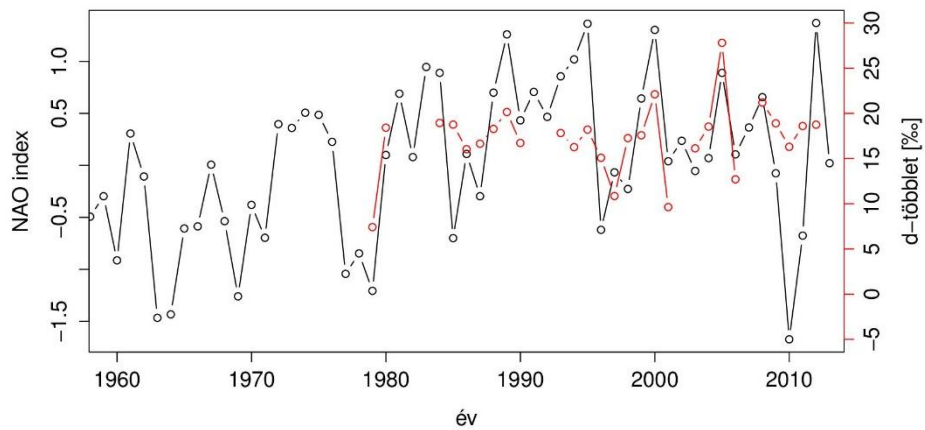
Téli (DJF) d-többslet Bet Daganban



Téli (DJF) d-többslet Antalyaban



Téli (DJF) d-többslet Adanaban



10-17. ábrák: A téli (DJF) NAO indexek (fekete vonal) és a csapadékmennyiséggel súlyozott d-többletek (piros vonal) időbeli változása a vizsgált nyolc állomáson. A bal oldali függőleges tengely a NAO indexeket, a jobb oldali függőleges tengely a d-többletet [%] mutatja.

Ezek után megvizsgáltam, hogy azokban az években, amikor a NAO indexek abszolút értéke a téli szórásuknál jobban eltér, hogyan alakulnak a d-többlet értékek az egyes állomásokon. A NAO indexek sztenderd szórását az 1950-2012 adatokból számoltam, de mivel a d-többletek túlnyomó többségben csak az 1972-es év után állnak a rendelkezésemre, ezért csak az ez utáni éveket vettem figyelembe. A referencia időszakra számított szórásstartományt meghaladó extrém negatív NAO indexű telekre a következő évek adódtak: 1978, 1977, 1979, 2010 (az évek a szórástól vett eltérésük alapján vannak felsorolva, azaz a legkevésbé negatív NAO indexű téltől a legnegatívabbig). A szórásnál magasabb értékekkel

rendelkező (extrém pozitív) NAO indexű telek növekvő sorrendben a következők: 1993, 1984 és 2005 megegyezik, 1983, 1994, 1989, 2000, 1995, 2012. A pozitív NAO indexű telekhez tartozó d-többletekben egyik állomásnál sem találtam egyértelmű kapcsolatot. Az extrém negatív esetekhez csupán négy tél tartozott és mindössze három állomás (Bécs, Groningen, Krakkó) esetén álltak hiánytalanul rendelkezésre a d-többslet értékek. A három állomás közül egyedül a bécsinél látszik egyfajta trend, mivel az egyre negatívabb NAO indexekhez egyre alacsonyabb d-többslet értékek tartoznak.

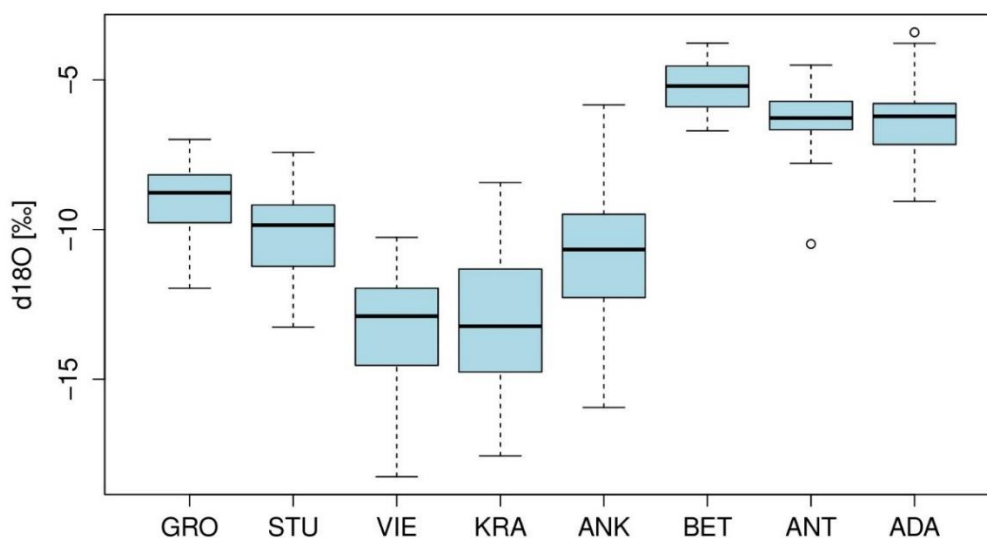
Ugyanazzal a szisztémával megnéztem a NAO indexek és d-többsletek kapcsolatát a decembertől márciusig terjedő időszakban. Ebben az esetben is csak akkor számoltam ki a havi csapadékmennyiségekkel súlyozott bővített téli (DJFM) d-többslet átlagokat, ha mind a négy hónapban elérhetőek voltak a d-többslet értékek. Az így előállított NAO és d-többslet idősorok elemzésekor hasonló eredményre jutottam, mint amikor csak a decemberi, januári és februári adatokkal dolgoztam (ezért külön ábrákon nincsenek bemutatva). A NAO indexek és d-többsletek közötti korrelációs együtthatók alacsonyak voltak, szignifikáns kapcsolatot nem találtam.

Miután a d-többslet és a NAO indexek közötti kapcsolatot a fentiekben leírt módokon megvizsgáltam, de az eredeti elképzelés szerinti eredményeket nem kaptam meg, az elsődleges izotópokra terelődött a figyelmem, s a további elemzéseket a $\delta^{18}\text{O}$ értékek elemzésével folytattam.

5.2. A $\delta^{18}\text{O}$ -val kapcsolatos eredmények

Akárcsak a d-többslet esetében, itt is a csapadékmennyiségekkel súlyozott téli (december-február) átlagos $\delta^{18}\text{O}$ értékekkel dolgoztam. A 18. ábrán az egyes állomások $\delta^{18}\text{O}$ értékeinek box-plot diagramja látható. A kontinentális és mediterrán éghajlatú állomások $\delta^{18}\text{O}$ értékei egyértelműen elkülönülnek. A három mediterrán klímájú állomás $\delta^{18}\text{O}$ értékei -5 és -6‰ körül vannak és az értékek csak egy szűk tartományon belül mozognak. Az outliereket figyelmen kívül hagyva a legnagyobb ingadozást az adanai állomás $\delta^{18}\text{O}$ értékeiben mérték, de ez sem haladja meg a 6‰-et. A kontinentális éghajlatú állomások $\delta^{18}\text{O}$ értékei már sokkal szélesebb tartományban mozognak. *Rozanski et al.* (1993) eredményével összhangban azt kaptam, hogy Groningentől, a kontinens szélétől annak belseje felé haladva a $\delta^{18}\text{O}$ értékek egyre negatívabbak, azaz a csapadék ^{18}O -ban egyre szegényebbé válik. Ezenkívül az ábráról leolvasható még az is, hogy az Atlanti-óceántól vett távolság

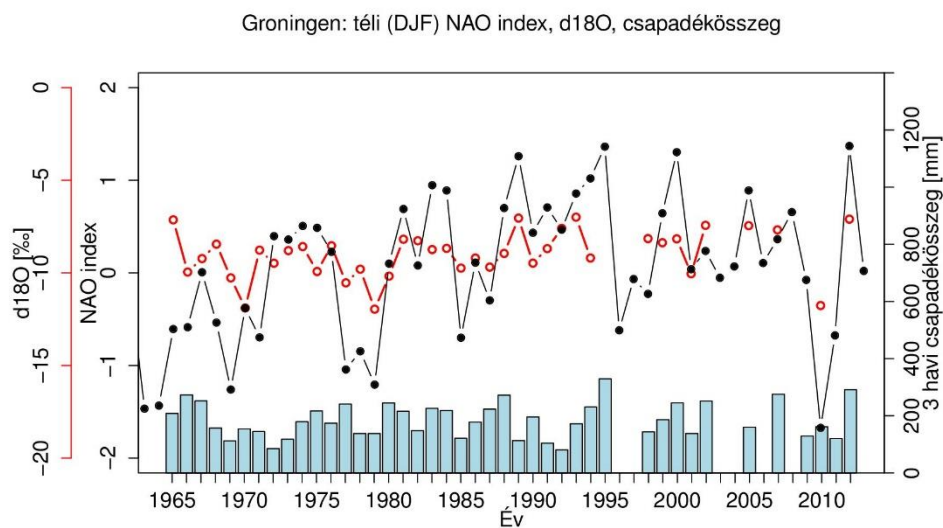
növekedésével a $\delta^{18}\text{O}$ minimum és maximum értékei közötti különbségek egyre nagyobbak lesznek. A 18. ábra jelöléseit használva ez a következőt jelenti: GRO=4,97‰; STU=5,83‰; VIE=8‰; KRA=9,13‰. Az ankarai állomásnál az adatok közti különbségek a 10‰-et is meghaladják.



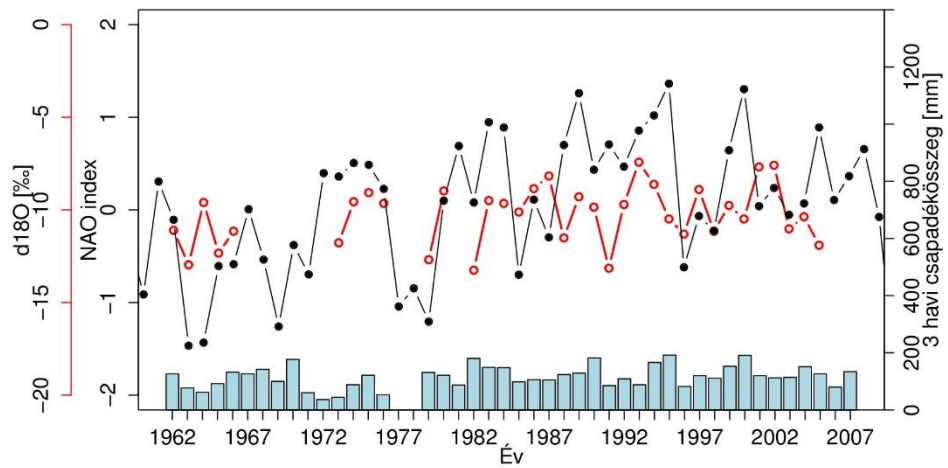
18. ábra: A nyolc állomás csapadékmennyiséggel súlyozott téli (DJF) $\delta^{18}\text{O}$ értékei. (Az ábrázolási mód és a rövidítések megegyeznek a 9. ábráéval).

A következő ábrák (19-26. ábra) a téli átlagos NAO indexek, a csapadékmennyiséggel súlyozott átlagos $\delta^{18}\text{O}$ értékek és a három havi csapadékösszegek időbeli változását mutatják. Groningennél a NAO indexek és a $\delta^{18}\text{O}$ értékek az 1970-es évek közepétől a 1990-es évek elejéig viszonylag szinkronban mozognak (19. ábra). A legalacsonyabb értékeket 1979-ben és 2010-ben vette fel. Ezekre a telekre a NAO erőteljes negatív fázisa volt jellemző. Az 1989-es, 2005-ös és 2012-es évben a $\delta^{18}\text{O}$ értékek magasabbak voltak az átlagosnál, ami egybe esik a pozitívabb NAO indexű telekkel. A stuttgarti $\delta^{18}\text{O}$ értékek hasonlóan alacsony értékeket vesznek 1979-ben, 1982-ben és 1990-ben, míg ugyanezekhez az évekhez egy erőteljes negatív, egy gyengén pozitív és egy pozitívabb NAO index tartozik (20. ábra). Jelentős kapcsolat a NAO indexek és a $\delta^{18}\text{O}$ értékek között nem látszik. A bécsi csapadékminták $\delta^{18}\text{O}$ értékei már végig 10‰ alatt mozognak (21. ábra). A legalacsonyabb $\delta^{18}\text{O}$ értéket 1996-ban mérték. Alacsony $\delta^{18}\text{O}$ értékek jellemezték még az 1982-es és 2006-os éveket. A $\delta^{18}\text{O}$ értékek egyes szakaszokban

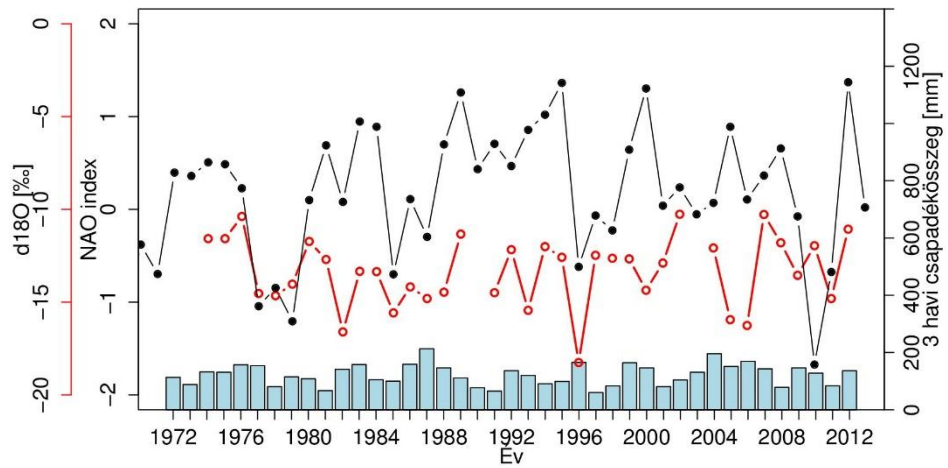
a NAO indexekkel együtt, máskor ellentétesen változtak. *Kaiser et al.* (2001) a vizsgált két mennyiség között szoros kapcsolatot talált, bár abban a tanulmányban felhasználták az 1972 előtti adatokat is, amiket én kizártam a vizsgálatból, mivel nem tartottam őket megbízhatóknak. Krakkónál a $\delta^{18}\text{O}$ értékek és a NAO indexek 1976 és 1990 között együtt mozogtak (22. ábra). 1990 után viszont már nem követték teljes mértékben a NAO indexek változását. Akárcsak a bécsi állomás esetében, itt is 1996-ban mérték a legalacsonyabb $\delta^{18}\text{O}$ értéket. Emellett a Bécsnél megfigyelt 1982-höz tartozó erőteljes negatív $\delta^{18}\text{O}$ érték szintén megjelent a krakkói adatsorban is. Azonban a 2010-es negatív NAO indexű tél során, a bécsi $\delta^{18}\text{O}$ értékkel ellentétben, Krakkóban ^{18}O -ban szegény csapadék hullott. Összességében a krakkói adatok és a NAO indexek között észrevehető egy pozitív kapcsolat. Az ankarai idősorban a legfeltűnőbb, hogy a 2010-es és a 2012-es legnegatívabb és legpozitívabb NAO indexekhez tartoznak a legmagasabb és a legalacsonyabb $\delta^{18}\text{O}$ értékek. A bet dagani csapadékminták $\delta^{18}\text{O}$ értékei gyakorlatilag egy szintben mozognak (a minimum és a maximum értékek közötti különbség kevesebb, mint 3‰), s nem mutatnak kapcsolatot a NAO indexekben történő változásokkal. Az antalyai adatok fele 0,3‰-es tartományon belül mozog. Nagyobb ingadozások 2000-től láthatóak az adatokban. A legalacsonyabb $\delta^{18}\text{O}$ értéket itt is 2010-ben mérték. 2000-ben, 2003-ban és 2011-ben hasonló az átlagnál magasabb értékek jellemzőek. Adanánál a $\delta^{18}\text{O}$ értékek 2001-ig magasabb szinten mozogtak, mint az utána lévő időszakban. A $\delta^{18}\text{O}$ adatokban nem jelenik meg kiugróbb érték 2010-ben.



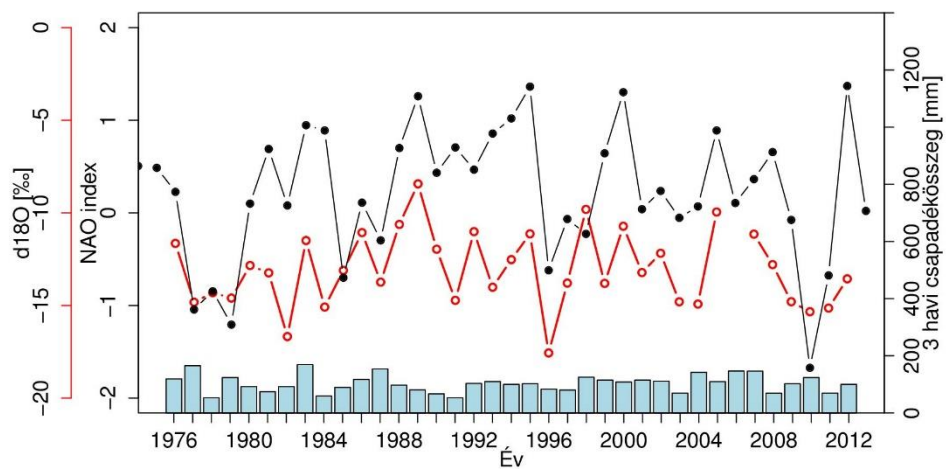
Stuttgart: téli (DJF) NAO index, d18O, csapadékösszeg



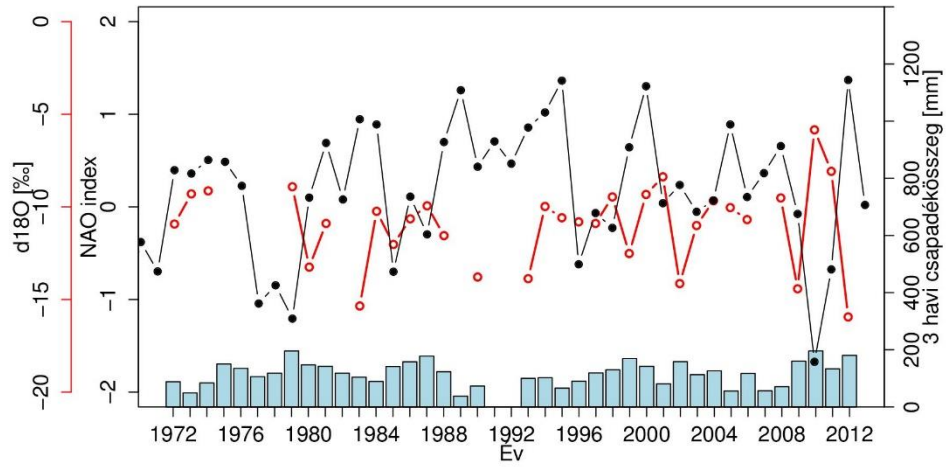
Bécs: téli (DJF) NAO index, d18O, csapadékösszeg



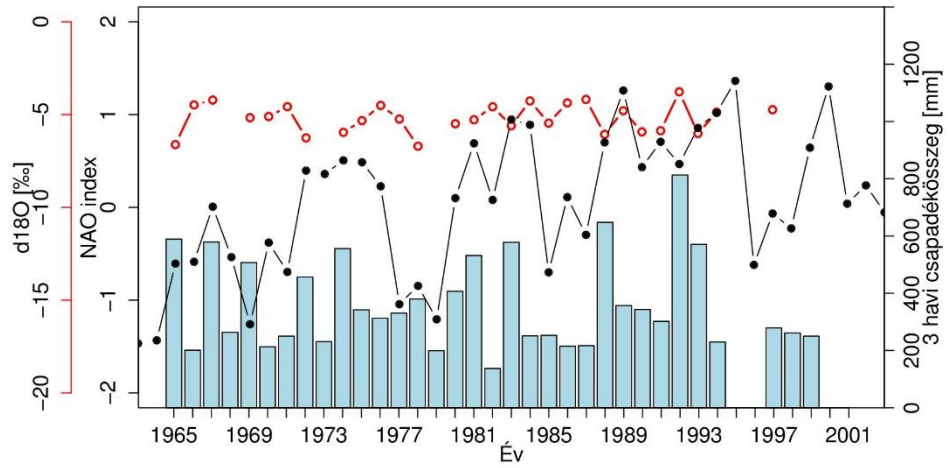
Krakkó: téli (DJF) NAO index, d18O, csapadékösszeg



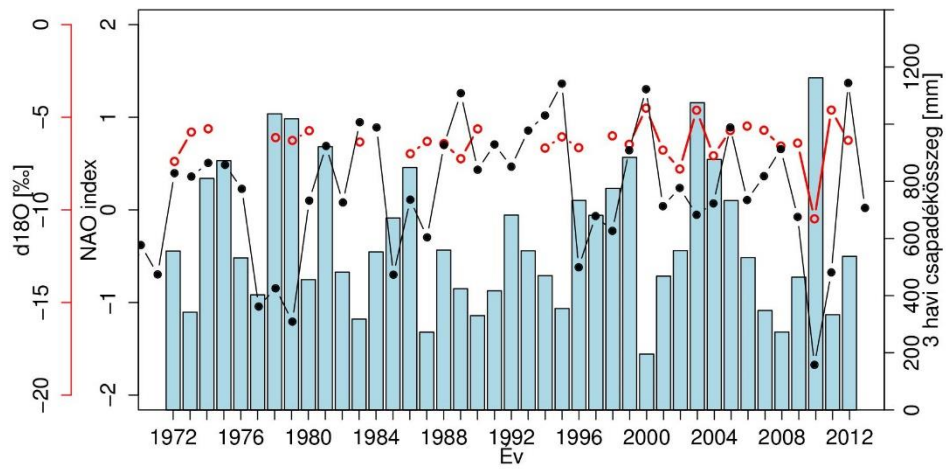
Ankara: téli (DJF) NAO index, d18O, csapadékösszeg



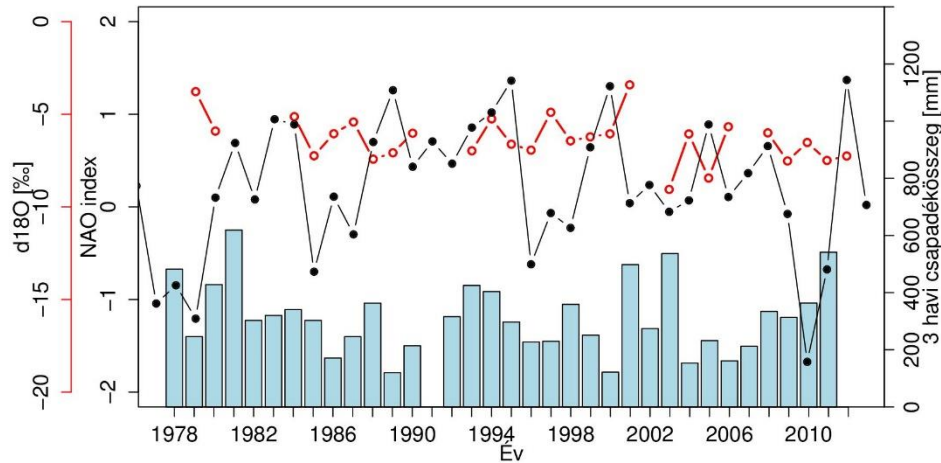
Bet Dagan: téli (DJF) NAO index, d18O, csapadékösszeg



Antalya: téli (DJF) NAO index, d18O, csapadékösszeg



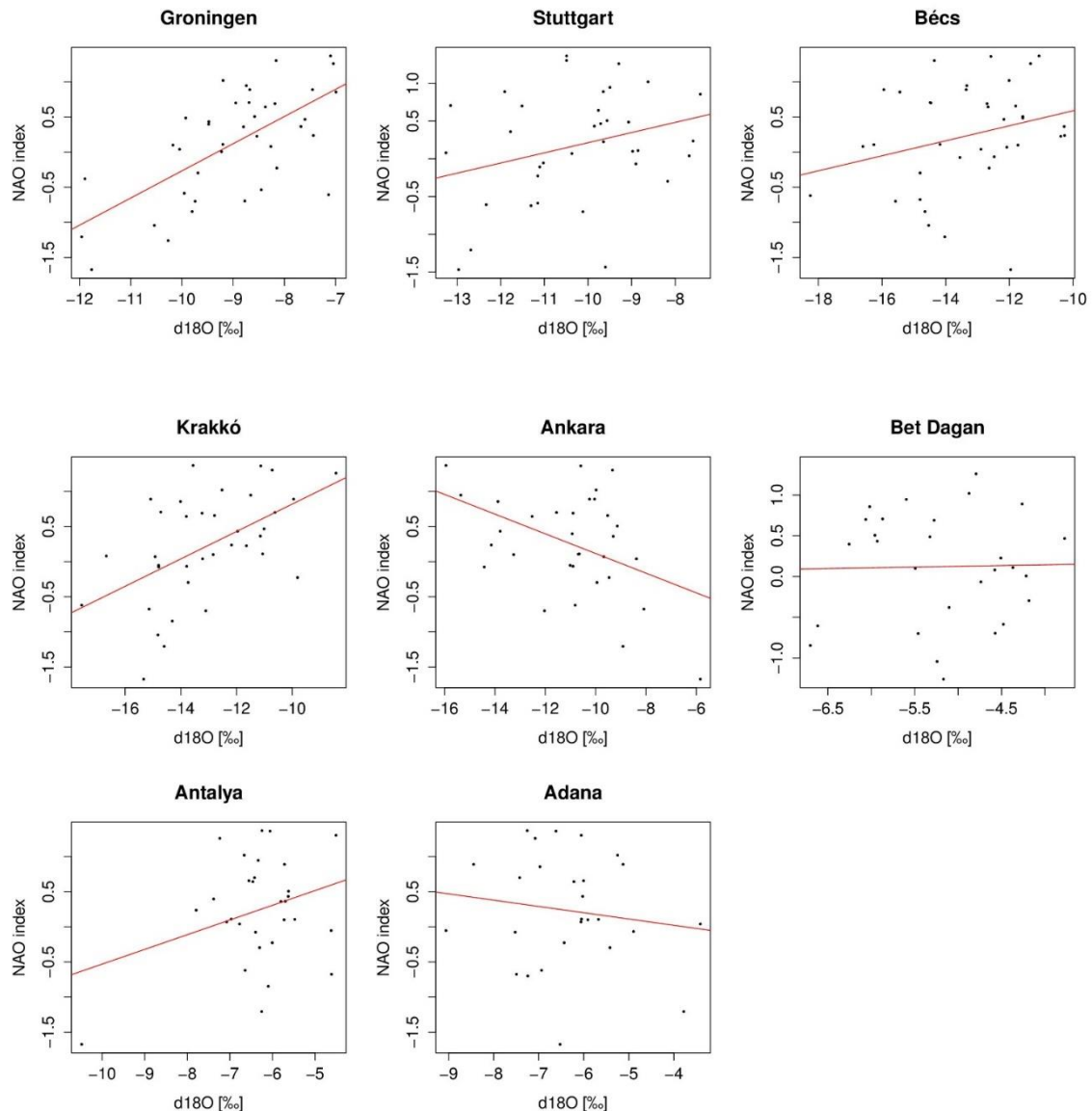
Adana: téli (DJF) NAO index, d18O, csapadékösszeg



19-26. ábrák: A téli (DJF) NAO indexek (fekete vonal) és a csapadékmennyiséggel súlyozott átlagos téli $\delta^{18}\text{O}$ értékek (piros vonal) valamint a 3 havi csapadékösszegek (oszlopok) időbeli változása a vizsgált nyolc állomáson. A bal oldali első függőleges tengely a $\delta^{18}\text{O}$ értékeket [‰] (piros) a második a NAO indexeket mutatja. A jobboldali függőleges tengely a három havi csapadékösszegeket [mm] ábrázolja.

A következő lépésben megvizsgáltam, hogy a csapadék mennyisége, azaz a mennyiségi hatás befolyásolja-e az állomásokon mért $\delta^{18}\text{O}$ értékeket. Ehhez a havi téli $\delta^{18}\text{O}$ értékek és csapadékmennyiségek közötti korrelációs együtthatókat állítottam elő. A vizsgált mennyiségek között nem találtam szoros kapcsolatot, a korreláció mind a nyolc állomás esetében igen alacsony volt. Ebből arra következtettem, hogy télen a mennyiségi hatás szerepe kicsi ebben a régióban.

Ezt követően a csapadékkal súlyozott átlagos (DJF) $\delta^{18}\text{O}$ értékek és a téli (DJF) átlagos hőmérsékletek közötti viszonyt néztem meg. A legtöbb állomáson már jelentősebb korrelációt találtam, mint amikor a csapadékmennyiségekkel korreláltattam. Groningentől indulva Stuttgarton át Bécsig a hőmérséklet és a $\delta^{18}\text{O}$ értékek közötti korreláció egyre csökkent (a korrelációs együtthatók az állomások sorrendjében a következők: 0,565; 0,495; 0,282). A legszorosabb korrelációt az összes állomás közül Krakkónál kaptam ($R=0,651$). A törökországi és izraeli állomások esetében Adanánál ($R=0,478$) és Ankaránál ($R=0,364$) találtam erősebb kapcsolatot, míg a bet dagani és az antalyai $\delta^{18}\text{O}$ értékek és a hőmérséklet közötti korreláció jelentéktelennek mondható.



27. ábra: A NAO indexek és a $\delta^{18}\text{O}$ értékek scatterplot diagramjai. Az x-tengelyen a csapadékkal súlyozott átlagos $\delta^{18}\text{O}$ értékek [‰], az y-tengelyen az átlagos NAO indexek láthatók. A piros vonal a lineáris regresszió trendvonalát reprezentálja.

Végül a NAO indexeket és a $\delta^{18}\text{O}$ értékeket hasonlítottam össze a (27. ábra) Az északi metszet állomásainál (Groningen, Stuttgart, Bécs, Krakkó) pozitív korrelációt kaptam a NAO indexek és a $\delta^{18}\text{O}$ értékek között. A legerősebb korreláció a NAO indexek és a $\delta^{18}\text{O}$ értékek között a groningeni csapadékmintáknál látható ($R=0,654$). Európa belseje felé haladva a korrelációs együtthatók értékei csökkennek (Stuttgart: $R=0,291$; Bécs: $R=0,271$). A krakkói állomásnál azonban ismét szorosabb kapcsolatot kaptam a két vizsgált mennyiség között ($R=0,524$). Hasonló eredményre jutott *Field* (2010) is, aki nyugat- és közép-európai állomások téli (DJF) csapadékainak $\delta^{18}\text{O}$ anomáliái és a NAO indexek közötti viszonyt

vizsgálva, 0,10 - 0,77 értékeket kapott a korrelációs együtthatókra. A déli metszet állomásainál már árnyaltabb a kép a NAO indexek és a $\delta^{18}\text{O}$ értékek közötti kapcsolatot illetően. Ankaránál egy erősebb negatív korreláció látszik a két mennyiség között ($R=-0,437$). Az adanai állomás esetében a NAO indexek és a $\delta^{18}\text{O}$ értékek szintén negatívan korrelálnak, de a két adatsor között már jóval gyengébb a kapcsolat ($R=-0,142$). Az antalyai állomás scatterplot diagramján a 2010-ben mért $\delta^{18}\text{O}$ érték egyértelműen elkülönül a többitől. (Ugyanez az adat jelent meg a 18. ábrán outlierként az antalyaia állomásnál). Ez az egy $\delta^{18}\text{O}$ érték erős hatással van az illesztett lineáris trendre. Ha kihagyjuk ezt az adatot a korreláció vizsgálatából, akkor semmilyen összefüggést nem találunk a vizsgált mennyiségek között. A törökországi állomásoknál talált korrelációkat megerősíti *Türkes és Erlat* (2003) korábbi eredményei, miszerint a NAO indexek, illetve az adanai és az antalyai állomások csapadékmennyiségei között nincs kapcsolat. Ehhez hasonlóan a bet dagani $\delta^{18}\text{O}$ értékek és NAO indexek sem korrelálnak.

A NAO indexek és a $\delta^{18}\text{O}$ értékek kapcsolatát egy másik szempontból is elemeztem. Az 5.1.-es fejezetben leírt módszer alapján kiválogattam a legpozitívabb és legnegatívabb NAO indexekkel rendelkező teleket, s megnéztem, hogy az egyes állomásokon ezekhez milyen $\delta^{18}\text{O}$ értékek tartoznak. A legnegatívabb NAO indexű éveknél (1978, 1977, 1979, 2010 (csökkenő sorrendben)) több esetben hiányoztak a $\delta^{18}\text{O}$ értékek, de például a bécsi állomás csapadékmintáinak $\delta^{18}\text{O}$ értékét mind a négy évben meghatározták. Ezen két mennyiség között fordított kapcsolat áll fenn, ugyanis a NAO indexek negatívabbá válásával a $\delta^{18}\text{O}$ értékek nőnek. A pozitív NAO indexű években és a hozzájuk tartozó $\delta^{18}\text{O}$ értékek változása között nem látszik egyértelmű szabályszerűség egyik állomásnál sem.

Akárcsak a d-többletek vizsgálatánál, itt is megnéztem, hogy miként változnak meg az összefüggések, ha nem a szigorú értelemben vett meteorológiai telet veszem, hanem kiterjesztem márciusig. Ebben az esetben a krakkói, az ankarai és adanai csapadékkal súlyozott átlagos (DJFM) $\delta^{18}\text{O}$ értékek egy szűkebb tartományban mozogtak, de igazán szignifikáns változás egyik állomás adataiban sem történt. Az északi metszet állomásai közül a hőmérsékletek és a $\delta^{18}\text{O}$ értékek közötti korreláció valamelyest erősödött Groningennél és Krakkónál, míg Stuttgartnál és Bécsnél nagyobb mértékben gyengült. A déli metszet állomásai közül kettőnél (Ankara, Adana) a korrelációs együtthatókra magasabb értékeket kaptam. Míg a december-februári adatokkal dolgozva semmilyen kapcsolatot nem találtam Antalyánál és Bet Dagannál, addig a márciusi értékek bevonása az elemzésekbe, ezen két állomás hőmérséklet- $\delta^{18}\text{O}$ érték kapcsolatában okozta a legnagyobb változásokat ($R=-0,285$; $R=-0,260$ (a felsorolásnak megfelelően)), bár jelentős kapcsolatról továbbra sem lehet

beszélni. A NAO indexeket a $\delta^{18}\text{O}$ értékekkel korreláltatva arra az eredményre jutottam, hogy mindegyik északi metszeti állomás korrelációs együtthatója emelkedett, elsősorban Bécsben, ahol a korábbi 0,271 érték helyett most 0,410-et kaptam. A déli metszet állomásainak $\delta^{18}\text{O}$ értékei és a NAO között továbbra sem jelentkezett lényeges kapcsolat. Ez alól kivételt képeznek az ankarai adtok, mivel a két vizsgált mennyiség között a korrelációs együttható $R=-0,528$, ami már utalhat egy szorosabb összefüggésre a két paraméter között.

6. Diszkusszió

6.1. *d-többlet*

A kiindulási elképzelés szerint azt vártam, hogy a *d*-többletek értékei az északi és déli metszet állomásai között ellentétesen fognak változni, visszatükrözve az Észak-Atlanti Oszcillációra jellemző dipólus szerkezetet, valamint, hogy az európai kontinens nyugati peremétől annak belseje felé haladva a NAO hatásának fokozatos csökkenése lesz látható az adatokon.

A *d*-többlet azért alkalmas paraméter ennek a vizsgálatára, mert utal a csapadék forrásrégiójára és az ott uralkodó párolgási körülményekre (*Merliat és Jouzel, 1979*), azaz segítségével lehetőség nyílik egy adott hely nedvesség ellátásában bekövetkező időbeli változások rekonstruálására. A globális *d*-többlet értéke 10‰ (*Craig, 1961*), de például a Földközi-tengerre ennél magasabb értékek (akár a 25‰-et is meghaladó) jellemzőek (*Rozanski et al., 1993; Gat et al., 2003*). A dolgozatban vizsgált állomásoknál is jól elkülönültek az atlanti légtömegek (*d*-többlete 10 ‰ körül mozog), illetve a mediterrán légtömegek hatása alatt lévő állomások (9. ábra). Az ankarai állomás esetében az volt látható, hogy a *d*-többletek a két térségben jellemző értékek között ingadoztak, ami a különböző eredetű légtömegek befolyására utalhat (*IAEA, 2005*).

A Földközi-tenger térségében intenzív kutatások folytak a *d*-többletek és a hozzájuk tartozó szinoptikus folyamatok (pl. frontátvonulások) meghatározásával kapcsolatosan. Többek között végeztek vizsgálatokat Izraelben (*Rindsberger et al., 1990*), Szlovéniában, Horvátországban (*Vreca et al., 2006; Vreca et al., 2007*) és Törökországban (*IAEA, 2005*). Ezen kutatások során megállapították trajektória visszaszámolásokkal a csapadékok forrásrégióit, illetve egyértelművé vált, hogy a szinoptikus folyamatok befolyásolták a csapadék izotóp-összetételét és annak változását, valamint a mennyiségi hatást.

A korábbi vizsgálatok alapján azt feltételeztem, hogy mivel a NAO két fázisában a viharok eltérő pályákon mozognak és változik az intenzitásuk is, ez a változás a *d*-többlet értékein is megmutatkozik. Azonban nem találtam kapcsolatot az egyes állomásokon mért csapadékminták *d*-többletének változása és a NAO indexek menete között. A *d*-többletet a csapadékvíz $\delta^2\text{H}$ és $\delta^{18}\text{O}$ értékeiből számítják, de a mérések hibával terhelték. Az évek során a mérési technikák fejlődésével, a $\delta^2\text{H}$ és $\delta^{18}\text{O}$ értékek egyre pontosabb meghatározására nyílt lehetőség. Az MTA Földtani és Geokémiai Intézetében az 1980-as évek közepétől

végzik a vízminták stabilizotópos elemzését, s az itt működő stabilizotóp laboratórium tapasztalatai szerint a $\delta^2\text{H}$ -nak és $\delta^{18}\text{O}$ -nak a mérési hibája 2‰ és 0,2‰. Így feltételezhető, hogy a GNIP adatbázisban szereplő régebbi adatok nagyobb hibával terheltek, mint az utóbbi évek nagyobb pontossággal meghatározott δ értékei. A d-többslet hibája nagyobb lesz a $\delta^2\text{H}$ és $\delta^{18}\text{O}$ értékek hibájánál, mivel benne összegződik a két mennyiség mérési hibája. A d-többslet hibája az (5)-ös képlet alapján számolható ki (*Froehlich et al.*, 2002):

$$u(d) = \sqrt{(u\delta^2\text{H})^2 + 8 \cdot (u\delta^{18}\text{O})^2}, \quad (5)$$

ahol az $u\delta^2\text{H}$ és $u\delta^{18}\text{O}$, a $\delta^2\text{H}$ és $\delta^{18}\text{O}$ mérési hibáját jelenti. A d-többsletet 4‰-es pontossággal lehet meghatározni. A csapadékkal súlyozott téli átlagos d-többsletek box-plot diagramja (9. ábra) és az egyes állomások d-többsletének évi menetét bemutató ábrák (10-17. ábra) jól szemléltetik, hogy a d-többslet értékek csak egy viszonylag szűk tartományban ingadoztak. A groningeni, stuttgarti, bécsi, krakkói, ankarai, bet dagani, antalyai és adani állomások d-többsletének korrigált tapasztalati szórása a következő: 2,84; 3,92; 3,91; 1,77; 2,03; 3,41; 3,06; 3,94. Azaz a d-többslet becslési bizonytalansága hasonló (ha nem nagyobb...) mint az állomások d-többslet értékeinek ingadozási tartománya. Ez a körülmény mindenképp közrejátszhatott abban, hogy nem sikerült egyértelmű kapcsolatot kimutatni a NAO indexek és a d-többsletek között. A d-többslet nagyobb bizonytalansága elsősorban a $\delta^2\text{H}$ értékek mérésének hibájából származik (*Froehlich et al.*, 2002). Érdemes megjegyezni, hogy a közelmúltban kidolgozott lézerspektroszkópiás mérések mérési bizonytalansága a $\delta^2\text{H}$ -re nézve 0,8‰, a $\delta^{18}\text{O}$ -ra pedig 0,1‰ (*Lis et al.*, 2008), tehát az új lézerspektroszkópiás mérések elterjedése, a $\delta^2\text{H}$ értékek jóval pontosabb meghatározására nyújt lehetőséget. Ennek köszönhetően a d-többslet becslésének bizonytalansága is jelentősen csökkeni fog. Ha az előző képletbe az $u\delta^2\text{H}$ és az $u\delta^{18}\text{O}$ helyére a *Lis et al.* (2008) által meghatározott mérési hibákat – 0,8‰ és 0,1‰ – helyettesítjük be, akkor a d-többslet hibájára +/- 0,98-ot kapunk.

Az új mérési módszer elterjedésével, s a d-többsletek pontosabb becslésével, várhatóan az általuk hordozott információk is jobban kinyerhetők lesznek.

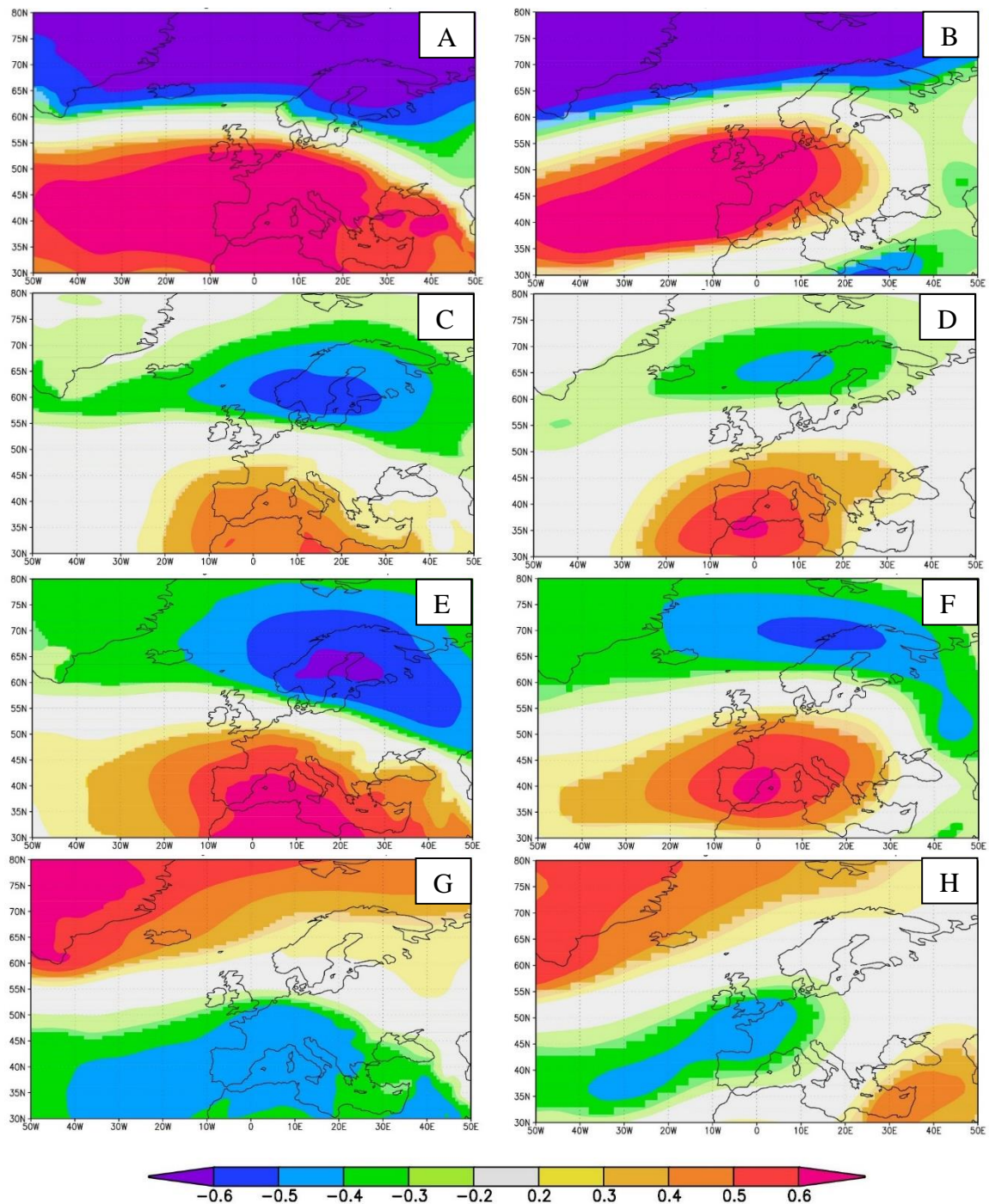
Annak ellenére, hogy a jelenleg elérhető d-többslet idősorok és a NAO indexek között nem tudtam kapcsolatot kimutatni, továbbra is nagyon valószínűnek tartható, hogy hosszabb, időben finomabb felbontású és pontosabb adatsorok mellett a légköri cirkulációs rendszerekben jelentkező változások megjelennek a d-többslet értékeiben is.

6.2. $\delta^{18}O$ értékek

A $\delta^{18}O$ értékek menetében megfigyelhető térbeli és időbeli változások háttérben meghúzódó folyamatok kutatásával világszerte foglalkoznak. Vizsgálták már a csapadék $\delta^{18}O$ értékek alakulásának kapcsolatát a trópusi összeáramlási zóna (ITCZ) (Lachniet, 2009), és a Hadley-cellák mozgásával (Feng *et al.*, 2009), a NAO (Field, 2010) és az Észak-Csendes-óceáni Oszcilláció (PNA) (Liu *et al.*, 2014) változásaival is.

Annak érdekében, hogy pontosabb képet kapjak az állomásokon mért $\delta^{18}O$ értékek és a NAO fázisaival összefüggő áramlási rendszerek megváltozása közötti kapcsolatról, a $\delta^{18}O$ értékeket különböző éghajlati mezőkkel (tengerszinti légnyomás, 500hPa-os nyomási mező, felszíni hőmérséklet, 500hPa-os zonális áramlás, 500hPa-os vertikális feláramlás) korreláltattam. Az elemzéseket a csapadékkal súlyozott téli (DJF) átlagos $\delta^{18}O$ értékekre és az átlagos téli (DJF) éghajlati mezőkre készítettem el. A térbeli korrelációs vizsgálatokhoz, a térképek előállításához egy web-alapú eszközt (Trouet és Van Oldenborgh, 2013) használtam. Az Európai Középtávú Előrejelző Központ (ECMWF) által készített reanalízis adatbázisokat különböző kutatási területeken széles körben alkalmazzák. A vizsgálatok elvégzéséhez az ERA Interim adatbázist választottam, melyben az adatok 1979-től érhetők el és folyamatosan kvázi real time módon bővülnek (Dee *et al.*, 2011).

A groningeni, bécsi, krakkói és ankarai állomások $\delta^{18}O$ értéke és az ERA Interim tengerfelszíni légnyomás mezője, valamint az 500hPa-os nyomási szint mezője közötti korrelációt a 28. ábra mutatja. A legerősebb korrelációkat a groningeni állomás $\delta^{18}O$ értéke és a két nyomási szint között találtam. Amikor a tengerszinti légnyomás mezővel (SLP) vettem össze a közepes földrajzi szélességeken pozitív, a magas földrajzi szélességeken negatív korrelációt kaptam. Hasonló kép rajzolódik ki az 500hPa-os szinten is, a pozitív és negatív korrelációjú területek nagyjából egybeesnek a tengerszinti légnyomás mezőjével, de az utóbbihoz képest a területek DNy-ÉK irányban eltolódnak, illetve egy másodlagos negatív központ jelenik meg Észak-Afrika keleti része felett. A következő ábra páron (28C., 28D. ábra) a bécsi $\delta^{18}O$ értékek korrelációját láthatjuk a két nyomási mezővel. A felszíni nyomási mezőben egy erősebb negatív korrelációjú központ jelenik meg Skandinávia felett, s a negatív korrelációjú terület Grönlandtól egészen a Kaszpi-tengerig húzódik. A $\delta^{18}O$ értékek és az SLP a mediterrán térségben pozitívan korrelálnak. Az 500hPa-os nyomási szinten a pozitív centrum közepe a Földközi-tenger nyugati medencéje felett található.

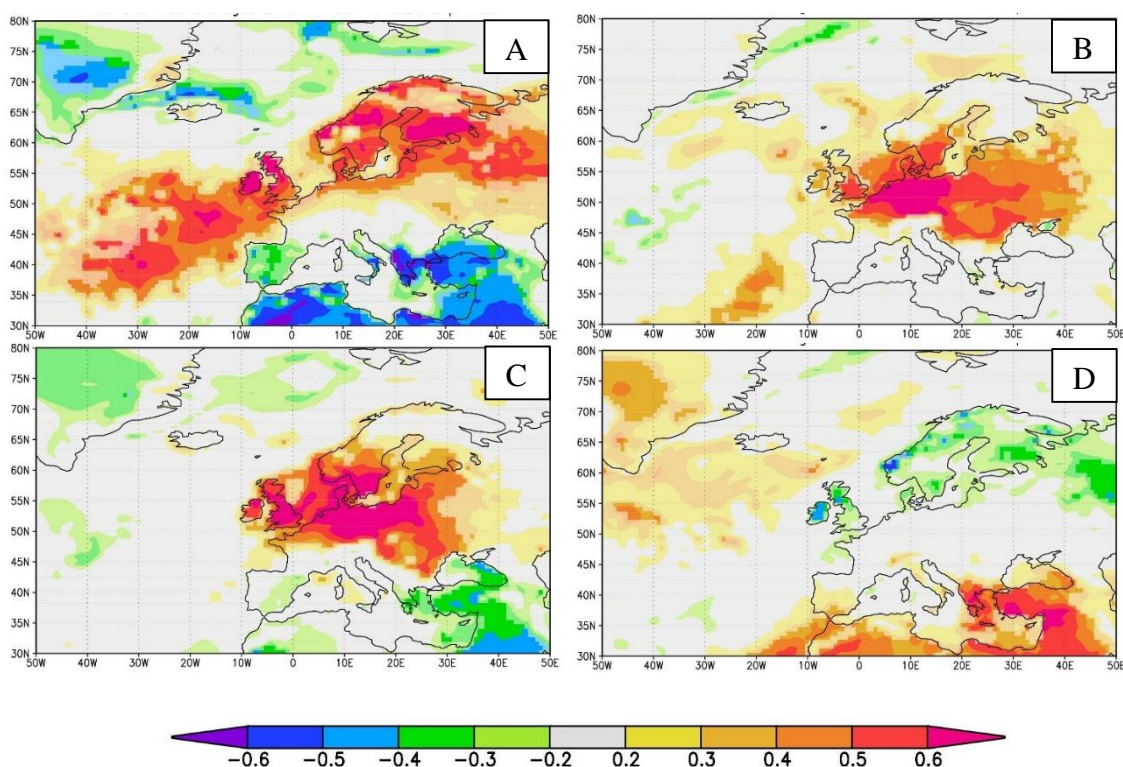


28. ábra: A groningeni, bécsi, krakkói és ankarai csapadékkal súlyozott átlagos téli $\delta^{18}\text{O}$ idősorok korrelációja az ERA Interim tengerfelszíni légnyomás (DJF) (bal oldali ábrák) és az 500hPa-os nyomási szint (DJF) (jobb oldali ábrák) reanalízis mezőkkel az 1979-2012-es időszakra

Ezen a szinten erősebb pozitív korrelációkat kaptam, mint a tengerfelszíni nyomási mezőnél, valamint ezek a korrelációk az 500hPa-os szintű negatív korrelációkhoz képest is nagyobbak voltak. A krakkói csapadékminták $\delta^{18}\text{O}$ értékei és a vizsgált nyomási szintek közötti korrelációs értékek (28E., 28F. ábra) hasonló mintázatot mutatnak, mint ami Bécsnél látható, de mind a két nyomási szinten erősebb pozitív és negatív korrelációs központú területek rajzolódnak ki. Az ankarai $\delta^{18}\text{O}$ értékeket korreláltatva a tengerszinti légnyomási mezővel a negatív központot a közepes, a pozitív központot a magas földrajzi szélességeken kaptam (28G. ábra). Az 500hPa-os nyomási szinten a negatív és a pozitív korrelációjú területek központja megegyezett a tengerszinti légnyomási mezőjével, de a területek DNy-ÉK irányítottságúvá váltak, és a Földközi-tenger keleti medencéje felett egy másodlagos pozitív központ is megjelent (28H. ábra). Az Ankaránál látott kép nagyon hasonló a groningenivel, csak az adott területek éppen fordítottan korrelálnak a $\delta^{18}\text{O}$ értékekkel. Az északi metszet állomásai mindkét nyomási mező közepes szélességeivel pozitív korrelációt (igaz eltérő erősségűt), a magasabb földrajzi területekkel pedig negatív korrelációt mutatnak. Az ankarai $\delta^{18}\text{O}$ értékek és a nyomási mezők közötti korreláció pont ellentétes az északi metszet állomásainál látottakkal. Mind a négy állomásnál megjelent egy NAO-szerű dipól szerkezet, bár a központok nem estek egybe a NAO-t definiáló nyomási központokkal.

A két nyomási szint után a $\delta^{18}\text{O}$ értékek és a felszíni hőmérséklet közötti kapcsolatot néztem meg. *Kaiser et al.* (2001) szerint a bécsi $\delta^{18}\text{O}$ értékek menetére a hőmérséklet van a legnagyobb hatással. *Field* (2010) szintén a bécsi $\delta^{18}\text{O}$ adatok és hőmérsékletek között találta a legszorosabb korrelációt. A diplomamunka vizsgálataim során a helyi hőmérsékletek és a $\delta^{18}\text{O}$ értékek között Krakkónál, majd Groningennél mutatkoztak a legnagyobb korrelációk. A felszíni hőmérsékleti mezővel vett korrelációja a négy állomásnak a 29. ábrán látható. Groningennél (29A. ábra) egy DNy-ÉK orientációjú pozitív korrelációjú területet kaptam, ami az Atlanti-óceán közepes szélességeitől egészen Észak-Európáig húzódik. Ehhez hasonló DNy-ÉK irányú pozitív korrelációjú térséget kaptam az 500hPa-os nyomási szinten is. Ezzel szemben Észak-Afrikában jelentős negatív korrelációjú tartomány rajzolódott ki, míg Grönland felett egy másodlagos negatív központot kaptam. Kutatásom során *Field* (2010) is hasonló eredményre jutott. A másik három állomásnál főként a regionális hőmérsékletekkel mutattak pozitív korrelációt a $\delta^{18}\text{O}$ értékek. A bécsi adatok (29B. ábra) a nyugat-európai hőmérsékletekkel korrelálnak a legerősebben. Krakkónál (29C. ábra) Nyugat-Európától nagyjából Lengyelorszáig húzódik a pozitív korrelációjú szektor központja. Itt már megjelenik egy kis térségű, negatív korrelációjú terület a mediterrán térség keleti felében és Grönland felett. Az ankarai $\delta^{18}\text{O}$ értékeknél (29D. ábra) ott kaptam pozitív

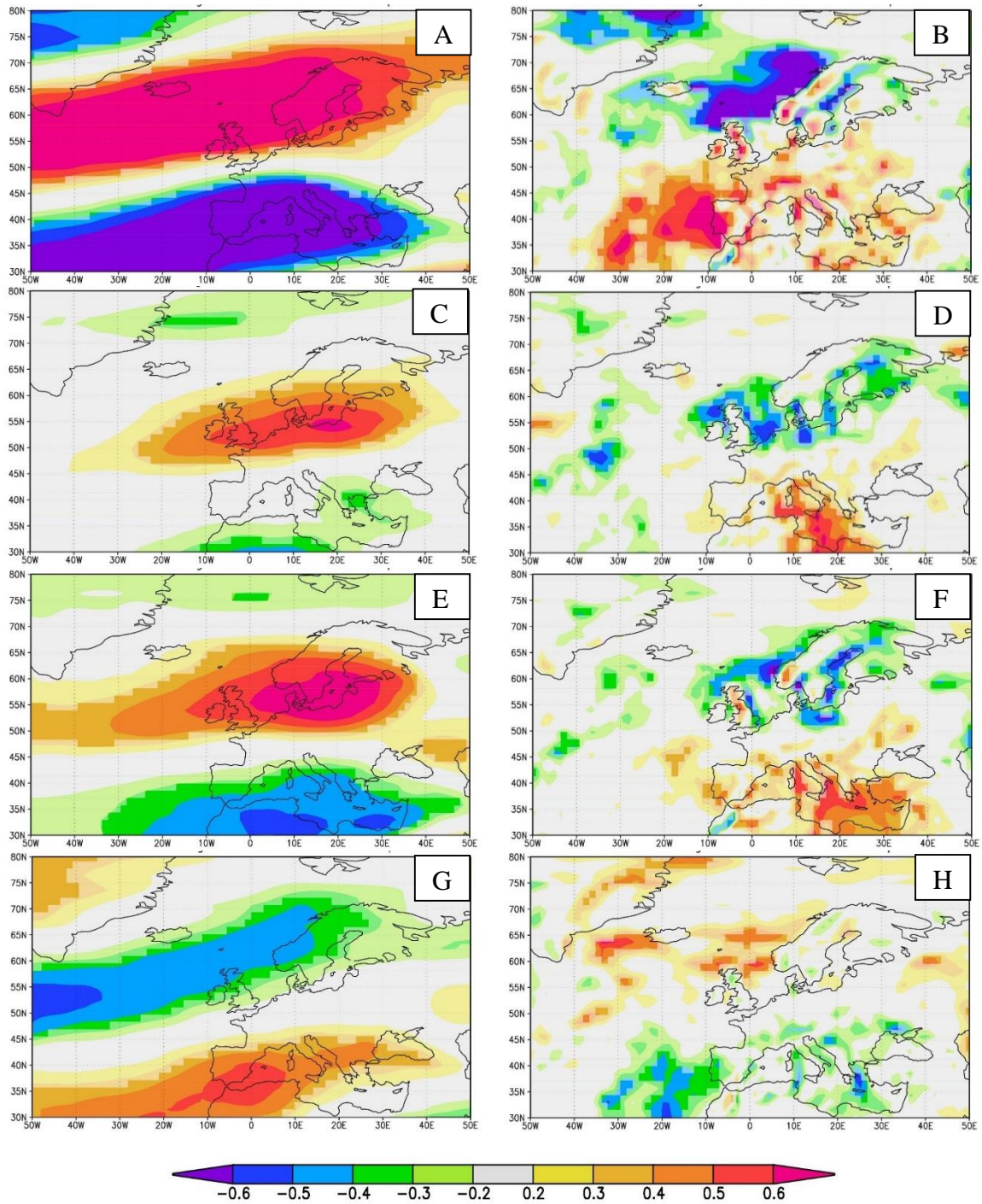
korrelációt a felszíni hőmérsékleti mezővel, ahol a groningeni adatok negatívan korreláltak, azaz Észak-Afrika és a Kelet-Mediterráneum térségében és Grönlandon. Azonban míg a groningeni $\delta^{18}\text{O}$ értékek jelentős pozitív korrelációt mutatnak az észak-európai és az Atlanti-óceán hőmérsékletével, addig az ankarai adatok csak gyengén korrelálnak a magasabb szélességek hőmérsékleteivel, míg az Atlanti-óceán szubtrópusi területeinek hőmérséklete és az ankarai $\delta^{18}\text{O}$ értékek között semmilyen kapcsolat sem látszik.



29. ábra: A groningeni (A), bécsi (B), krakkói (C) és ankarai (D) csapadékkal súlyozott átlagos téli $\delta^{18}\text{O}$ idősorok korrelációja az ERA Interim téli átlagos felszíni hőmérséklet mezőjével az 1979-2012-es időszakra

A következő ábrán (30. ábra) a csapadékkal súlyozott átlagos téli $\delta^{18}\text{O}$ idősorok és az 500hPa-os zonális áramlási, valamint az 500hPa-os vertikális feláramlási mezők közötti korreláció látható a groningeni, bécsi, krakkói és ankarai állomások esetén. A groningeni állomás $\delta^{18}\text{O}$ értékei jelentős pozitív korrelációt mutatnak a magas földrajzi szélességek zonális áramlásával, míg a közepes szélességeken egy határozott negatív korrelációjú térség rajzolódik ki (30A. ábra). A vertikális feláramlási mezőben egy pozitív központ jelenik meg az Észak-Atlanti térség közepes szélességein, illetve Izland és Skandinávia között egy erős

negatív korrelációjú zóna terül el (30B. ábra). A bécsi $\delta^{18}\text{O}$ értékek és a zonális áramlási mező közötti korrelációs vizsgálatkor a groningenivel hasonló területen kaptam pozitív korrelációt, bár ez erősségében és kiterjedésében is kisebb (30C. ábra). A negatív korrelációjú szektor Észak-Afrika és Földközi-tenger keleti medencéje felett húzódik. A vertikális feláramlási mezőben pozitív korreláció látható a Földközi-tenger középső területén, s negatív az Északi-tenger térségében (30D. ábra). A krakkói ábrákról a bécsihez hasonló eredmények olvashatók le. A zonális áramlási mezőben jól elkülönülnek a pozitív és a negatív korrelációjú területek (30E. ábra). A pozitív terület Grönlandtól egészen Skandináviáig húzódik és a központja az Északi- és a Balti-tenger között van. A legerősebb negatív korrelációkat Észak-Afrika és a Földközi-tenger felett kaptam. A vertikális feláramlási mezőben pozitív korreláció jelenik meg a Földközi-tenger keleti területén, míg negatív a Balti-tenger és a norvég partvidék mentén (30F. ábra). Ankaránál, a Groningennél látott kép fordítottját mutatják a vizsgált mennyiségek közötti korrelációs értékek. Grönland és Észak-Európa között egy negatív korrelációs terület húzódik a zonális áramlási mezőben, míg az alacsonyabb földrajzi szélességeken egy pozitív térség látható, melynek központja a Földközi-tenger nyugati medencéje felett van (30G. ábra). A vertikális feláramlási mező és a $\delta^{18}\text{O}$ értékek pozitívan korrelálnak Izland és a Norvég-tenger területén, s negatívan az Észak-Afrikától nyugatra fekvő óceáni területekkel (30H. ábra).



30. ábra: A groningeni, bécsi, krakkói és ankarai csapadékkal súlyozott átlagos téli $\delta^{18}\text{O}$ idősorok korrelációja az ERA Interim 500hPa-os zonális szélesség (DJF) (bal oldali ábrák) és az 500hPa-os vertikális feláramlás (DJF) (jobb oldali ábrák) reanalízis mezőkkel az 1979-2012-es időszakra

A megvizsgált éghajlati mezők és a négy állomás $\delta^{18}\text{O}$ értékei közötti kapcsolatok alapján a következő eredményekre jutottam. A felszíni légnyomási mezőben látott pozitív és negatív központok megegyeztek az 500hPa-os nyomási szinten talált központokkal. Az északi metszet állomásain ^{18}O -ban kevésbé szegény csapadék hullik, ha a közepes szélességeken egy erős magasnyomású, a magas szélességeken pedig egy mélyebb nyomási rendszer helyezkedik el. Ankarában pedig akkor kaptam kevésbé negatív $\delta^{18}\text{O}$ értékeket, ha a magasabb földrajzi szélességeken egy kevésbé alacsonynyomású, a közepes szélességeken pedig szintén kevésbé magasnyomású rendszer helyezkedik el. A felszíni hőmérsékletek és a $\delta^{18}\text{O}$ értékek közötti kapcsolatot elemezve azt találtam, hogy Bécsnél, Krakkónál és Ankaránál a regionális hőmérsékletek és a $\delta^{18}\text{O}$ értékek között szoros kapcsolat van, míg a groningeni adatokban egy DNy-ÉK orientációjú pozitív korrelációjú térség rajzolódott ki. A zonális áramlási mezőben kirajzolódó minták alapján az északi metszet állomásain a csapadékvíz ^{18}O -tartalma akkor lesz magasabb, ha erősebb nyugati szelek fújnak az Észak-Atlanti térségből Európa irányába, míg Ankaránál ennek éppen az ellenkezője igaz. Bécsnél és Krakkónál a $\delta^{18}\text{O}$ értékek kevésbé negatívak, ha a feláramlás a Földközi-tenger térségében történik. Groningennél a pozitív korrelációjú terület központja Portugália és a spanyol partvidék mentén húzódik (30B. ábra), azaz ha a feláramlás erősebb ebben a térségben, akkor a Groningenben hulló csapadék több ^{18}O -ot tartalmaz. Ankaránál akkor lesz a csapadék $\delta^{18}\text{O}$ értéke kevésbé negatív, ha a közepes szélességeken Észak-Afrikától nyugatra található térségben gyengébb a feláramlás. Szinte minden esetben (kivéve a felszíni hőmérsékletet) az éghajlati mezőkben kirajzolódott egy dipólus szerkezet, s ez a szerkezet az északi és a déli állomások között pont ellentétesen alakult. A mélyebb, alacsonynyomású és az erősebb magasnyomású nyomási rendszerekhez tartozó erősebb DNy-ÉK-i irányú zonális áramlás melegebb levegőt és több csapadékot szállít az északi metszet állomásaira, és amint az látható ebben az esetben a csapadék több ^{18}O -t tartalmaz, azaz kevésbé negatív $\delta^{18}\text{O}$ értékek mérhetők. Ankaránál pedig a csapadék akkor dúsul ^{18}O -ban, ha az alacsony és magasnyomású rendszerek kevésbé erősek, a nyugati szelek kevésbé intenzívek és inkább a szélességi körökkel párhuzamosan fújnak. Az éghajlati mezőkben megfigyelt változások összeegyeztethetők a NAO fázisaival. Így arra a következtetésre jutottam, hogy a csapadék stabilizotóp-összetételében megjelenő változások kapcsolatba hozhatók a NAO fázis váltoásaival.

7. Összefoglalás

Az Észak-Atlanti Oszcilláció éghajlat alakító szerepével kapcsolatos kutatások hosszú múltra tekintenek vissza. Hatását Európában és a Földközi-tenger térségében sokan, többféle szemszögből elemezték. Diplomamunkámban a csapadék stabilizotóp-összetétele és a NAO közötti kapcsolatot vizsgáltam. Mivel a NAO legnagyobb mértékben a téli hónapok éghajlatát befolyásolja, ezért az elemzések a december–február/március időszakra korlátozódtak. Abból az elképzelésből indultam ki, hogy a csapadék stabilizotópjainak idősorában megfigyelt változások összefüggésbe hozhatók a NAO fázis változásaival. A NAO két fázisa között ingadozva Európa északi részére és a Mediterráneum területére éppen ellenkező hatást gyakorol. Ennek megfelelően én is két metszet mentén szándékoztam a csapadék $\delta^2\text{H}$ és $\delta^{18}\text{O}$ értékeinek változásait megvizsgálni. Azonban több állomás adatsorát is megbízhatatlannak találtam a gyakori mérőlabor váltások miatt, ezért ezeket vagy kihagytam a vizsgálatból vagy csak az utolsó mérőlabor váltás utáni időszak mérési eredményeit használtam fel. Emiatt végül nem maradt állomás a Földközi-tenger nyugati medencéjének partvidékéről, melynek adatsorát felhasználhattam volna.

A NAO indexek összehasonlítását a d-többlet értékeivel kezdtem. A d-többletet a csapadék stabilizotópjaiából a $\delta^2\text{H}$ -ból és $\delta^{18}\text{O}$ -ból lehet kiszámolni. Annak ellenére, hogy a d-többlet egy ígéretes paraméternek tűnt a NAO változásaival kapcsolatban, nem találtam jelentős korrelációt a két vizsgált paraméter között. Ennek egy lehetséges magyarázata, hogy a d-többletet viszonylag nagy bizonytalanság terheli a korábbi mérési technikákkal nyert elsődleges izotópos adatok nagyobb hibái miatt. A kiválasztott állomások d-többletei viszont csak egy szűk tartományban mozogtak, melyek nagysága összemérhető (sőt esetenként szűkebb, mint) a d-többlet számított értékét terhelő bizonytalansággal. A közelmúltban kifejlesztett új lézerspektroszkópiás mérés az elsődleges izotópos paraméterek pontosabb meghatározását teszi lehetővé, melynek következtében a d-többletek bizonytalansága is csökken. Ennek függvényében várhatóan a d-többlet hordozta információkat is pontosabban lehet majd értelmezni.

Következő lépésben a csapadék $\delta^{18}\text{O}$ értékeit korreláltattam a NAO indexekkel. Ebben az esetben már több állomásnál jelentősebb kapcsolatot kaptam. A köztük lévő összefüggések pontosabb megértéséhez a csapadék $\delta^{18}\text{O}$ értékeinek éghajlati mezőkkel való korrelációját is elvégeztem. A mezőkben kirajzolódó mintázatok alapján egy dipólus szerkezet fedezhető fel a groningeri, bécsi, krakkói és ankarai állomásoknál. A groningeri,

bécsi és krakkói csapadékminták $\delta^{18}\text{O}$ értéke kevésbé volt negatív, ha egy erős magasnyomású és egy erős alacsonynyomású központ jelent meg a közepes, illetve a magas földrajzi szélességeken. Ezzel ellentétesen Ankaránál a kevésbé negatív $\delta^{18}\text{O}$ értékek, egy a megszokottnál gyengébb magas és alacsony nyomáshoz tartoztak. A felszíni hőmérsékleti mezővel korreláltatva a dipólus szerkezet csak a groningeni állomásnál jelent meg. A másik három állomás viszont erős pozitív korrelációt mutatott a regionális hőmérsékletekkel. A $\delta^{18}\text{O}$ értékek magasabbak voltak az északi metszet állomásainál, ha erősebb nyugati szelek fújtak, míg Ankarában ehhez az állapothoz negatívabb $\delta^{18}\text{O}$ értékek tartoztak. Az 500hPa-os vertikális feláramlási mező és a $\delta^{18}\text{O}$ értékek közötti korreláció során Groningennél akkor voltak a $\delta^{18}\text{O}$ értékek kevésbé negatívak, ha a feláramlás a Portugáliától Ny-ra történt. Bécsnél és Krakkónál a ^{18}O -ban gazdagabb csapadék a Földközi-tenger keleti medencéje feletti feláramláshoz tartozott. Ankaránál pedig a magasabb $\delta^{18}\text{O}$ értékek az Atlanti-óceán szubtrópusi régiójában történő gyengébb feláramlással korreláltak. A NAO szerkezetét a legjobban a groningeni és ankarai $\delta^{18}\text{O}$ értékek tükrözik. A bécsi és krakkói állomásoknál is megjelenik a dipólus szerkezet, de a központjai eltérnek a NAO-t definiáló akciócentrumoktól. Az ábrák alapján a Földközi-tenger is szerepet játszik ezen állomások $\delta^{18}\text{O}$ értékeinek kialakításában.

Az előzetes feltételezés, miszerint a csapadék stabilizotóp-összetételében látható változások kapcsolatban állnak a NAO fázis változásaival, egyes állomások esetén igaznak bizonyultak. Azonban például az adanai és az antalyai csapadékminták $\delta^{18}\text{O}$ értékeinek és a bennük megfigyelhető változások kialakításában más folyamatok játszanak szerepet. A pontos kapcsolat feltárása további kutatásokat igényel, melyhez a d-többletek, jobb becslése hasznos segítséget nyújthat.

Köszönetnyilvánítás

Ezúton szeretném megköszönni témavezetőimnek, Dr. Czuppon Györgynek és Dr. Kern Zoltánnak a diplomamunkám elkészítéséhez nyújtott segítségüket, hasznos tanácsaikat, a szakirodalomban való eligazításukat. Szeretnék köszönetet mondani Dr. Bartholy Juditnak, tanszéki konzulensemnek, aki tudományos munkájának eredményeivel hozzájárult a dolgozat sikeres elkészüléséhez. Emellett köszönettel tartozom Grináczy Tamásnak az informatikai háttérmunkájáért.

Irodalomjegyzék

- Bader, J., 2004: Mechanisms Controlling the Decadal-Multidecadal Variability of the NAO. The CRCES-IPRC Workshop on Decadal Climate Variability, Hawaii, USA, 23-26 February 2004, 1-19
- Barnston, A. G., Livezey, R. E., 1987: Classification, Seasonality and Persistence of Low-Frequency Atmospheric Circulation Patterns. *Monthly Weather Review*, 115, 1083–1126
- Bartholy, J., Pongrácz, R., Pattantyús-Ábrahám, M., 2006: European cyclone track analysis based on ECMWF ERA-40 data sets. *International Journal of Climatology*, 26, 1517-1527, doi: 10.1002/joc.1392
- Bartholy, J., Pongrácz, R., Pattantyús-Ábrahám, M., 2009: Analyzing the genesis, intensity, and tracks of western Mediterranean cyclones. *Theoretical and Applied Climatology*, 29, 133-144, doi: 10.1007/s00704-008-0082-9
- Berglund, M., Wieser, M.-E., 2011: Isotopic compositions of the elements 2009 (IUPAC Technical Report). *Pure and Applied Chemistry*, 83, 397-410, doi:10.1351/PAC-REP-10-06-02
- Bowen, G. J., 2008: Spatial analysis of the intra-annual variation of precipitation isotope ratios and its climatological corollaries. *Journal of Geophysical Research*, 113, D05113, 1-10, doi:10.1029/2007JD009295
- Clark, I. D., Fritz, P., 1997: *Environmental Isotopes in Hydrology*. Lewis Publisher, Boca Raton, New York, 328
- Craig, H., 1961: Isotopic Variations in Meteoric Waters. *Science*, 133, 1702-1703
- Dansgaard, W., 1964: Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16, 436-468
- Dansgaard W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., Hvidberg, C. S., Steffensen, J. P., Sveinbjörnsdóttir, A. E., Jouzel, J., Bond, G., 1993: Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364, 218-220, doi:10.1038/364218a0
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Holm, E. V., Isaksen, L., Kallberg, P., Kohler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thepaut, J.-N., Vitart, F. 2011. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137, 553–597, doi:10.1002/qj.828
- Demény, A., 2003: Stabilizotóp-geokémia és termometria: hogyan és mire?. *Földtani Közlöny*, 133, 263-270
- Edwards, T. W. D., Birks, S. J., Gibson, J. J., 2001: Isotope tracers in global water and climate studies of the past and present. International conference on the study of environmental change using isotope techniques, Vienna, Austria, 23-27 Apr 2001, 1-9

- Feng, X., Faiia, A. M., Posmentier, E. S., 2009: Seasonality of isotopes in precipitation: A global perspective. *Journal of Geophysical Research*, 114, D08116, doi:10.1029/2008JD011279
- 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, 1-14, doi:10.1029/2009JD013370
- Froehlich, K., Gibbson, J. J., Aggarwal, P., 2002: Deuterium excess in precipitation and its climatological significance. submitted manuscript, 1-23
- Gat, J. R., Klein, B., Kushnir, Y., Roether, W., Wernli, H., Yam, R., Shemesh, A., 2003: Isotope composition of air moisture over the Mediterranean Sea: an index of air-sea interaction pattern. *Tellus*, 55B, 953-965
- Gat, J. R., Mook, W. G., Meijer, H. A. J., 2001: Atmospheric water, Environmental isotopes in the hydrological cycle - Principles and applications. Volume 2, (szerk.: Mook, W. G.) IHP-V, Technical Documents in Hydrology, No. 39, UNESCO, Paris, 113
- Genty, D., Labuhn, I., Hoffmann, G., Danis, P.A., Mestre, O., Bourges, F., Wainer, K., Massault, M., Régnier, E., Orengo, Ph., Falourd, S., Minster, B., 2014: Rainfall and cave water isotopic relationships in two South-France sites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, doi:10.1016/j.gca.2014.01.043
- Gourcy, L. L., Groening, M., Aggarwal, P. K., 2005: Stable Oxygen and Hydrogen Isotopes in Precipitation. In: *Isotopes in the Water Cycle: Past, Present and Future of a Developing Science* (szerk.: Aggarwal, P. K, Gat, J. R, Froehlich, K. F. O.), Springer, Dordrecht, 39-51
- Hurrell, J. W., 1995: Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation. *Science, New Series*, 269, No. 5224, 676-679
- Hurrell, J. W., 1996: Influence of variations in extratropical wintertime teleconnections on Northern Hemisphere temperature. *Geophysical Research Letters*, 23, No. 6, 665-668
- Hurrell, J. W., Kushnir, Y., Visbeck, M., 2001: The North Atlantic Oscillation. *Science*, 291, 603-605, doi: 10.1126/science.1058761
- Hurrell, J. W., Kushnir, Y., Ottersen, G., Visbeck, M., 2013: An Overview of the North Atlantic Oscillation, in *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact*. (szerk.: Hurrell, J. W., Kushnir, Y., Ottersen, G., Visbeck, M.), American Geophysical Union, Washington, D. C.. doi:10.1029/134GM01
- Hurrell, J. W., van Loon, H., 1997: Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. *Climatic Change*, 36, 301-326
- IAEA, 2005: *Isotopic Composition of Precipitation in the Mediterranean Basin in Relation to Air Circulation Patterns and Climate*. IAEA-TECDOC Series No. 1453, IAEA, Vienna, 230
- Kaiser, A., Scheifinger, H., Kralik, M., Papesch, W., Rank, D., Stichler, W., 2001: Links between meteorological conditions and spatial/temporal variations in long-term isotope records from the Austrian precipitation network (Proceedings of a symposium on Study of Environmental Change using Isotope Techniques). C&S Papers Series 13/P, IAEA, Vienna

- Lachniet, M. S., 2009: Sea surface temperature control on the stable isotopic composition of rainfall in Panama. *Geophysical Research Letters*, 36, L03701, 1-5, doi:10.1029/2008GL036625
- Lis, G., Wassenaar, L. I., Hendry, M., J., 2008: High-Precision Laser Spectroscopy D/H and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ Measurements of Microliter Natural Water Samples. *Analytical Chemistry*, 80, 287–293
- Liu, Z., Yoshimura, K., Bowen, G. J., Welker, J. M., 2014: Pacific–North American Teleconnection Controls on Precipitation Isotopes ($\delta^{18}\text{O}$) across the Contiguous United States and Adjacent Regions: A GCM-Based Analysis. *Journal of Climate*, 27, 1046-1061, doi: 10.1175/JCLI-D-13-00334.1
- Lykoudis, S. P., Kostopoulou, E., Argiriou, A. A., 2010: Stable isotopic signature of precipitation under various synoptic classifications. *Physics and Chemistry of the Earth*, 35, 530–535
- McCarroll, D., Loader, N. J., 2004: Stable isotopes in tree rings. *Quaternary Science Reviews*, 23, 771–801, doi:10.1016/j.quascirev.2003.06.017
- McKinney, C.R., McCrea, J.M., Epstein, S., Allen, A., Urey, H.C., 1950: Improvements in mass spectrometers for the measurement of small differences in isotope abundance ratio. *Review of Scientific Instruments*, 21, 724-730
- Merlivat, L., Jouzel, J., 1979: Global Climatic Interpretation of the Deuterium-Oxygen 18 Relationship for Precipitation. *Journal of Geophysical Research*, 84, No. C8, 5029-5033
- Rindsberger, M., Jaffe, Sh., Rahamin, Sh., Gat, J. R., 1990: Patterns of the isotopic composition of precipitation in time and space: data from the Israeli storm water collection program. *Tellus*, 42B, 263-271
- Roden, J. S., Lin, G. G., Ehleringer J. R., 2000: A mechanistic model for interpretation of hydrogen and oxygen isotope ratios in tree-ring cellulose. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64, 21-35
- Rozanski, K., Araguas-Araguas, L., Gonfiantini, R., 1993: Isotopic Patterns in Modern Global Precipitation. *Climate Change in Continental Isotopic Records*. *Geophysical Monograph* 78, 1-36
- Rozanski, K., Sonntag, C., Munnich, K. O., 1982: Factors controlling stable isotope composition of European precipitation. *Tellus*, 34, 142-150
- Sodemann, H., 2006: Tropospheric transport of water vapour: Lagrangian and Eulerian perspectives. Dissertation, Swiss Federal Institute of Technology, Zürich, (témavezető: Davies, H. C., Wernli, H., Schwierz, C. B., Masson-Delmotte, V.), 251
- Trouet, V., Van Oldenborgh, G. J., 2013: KNMI Climate Explorer: a web-based research tool for high-resolution paleoclimatology. *Tree-Ring Research*, 69, 3-13
- Türkes, M., Erlat, E., 2003: Precipitation Changes and Variability in Turkey linked to the North Atlantic Oscillation during the period 1930–2000. *International Journal of Climatology*, 23, 1771-1796, doi: 10.1002/joc.962
- Vodila, G., Palcsu, L., Futo, I., Szanto, 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., Brencic, M., Leis, A., 2007: Comparison of monthly and daily isotopic composition of precipitation in the coastal area of Slovenia. *Isotopes in Environmental and Health Studies*, 43, 307-321
- Vreca, P., Bronic, I. K., Horvatincic, N., Baresic, J., 2006: Isotopic characteristics of precipitation in Slovenia and Croatia: Comparison of continental and maritime stations. *Journal of Hydrology*, 330, 457– 469
- Walker, G. T., Bliss, E. W., 1932: *World Weather V. Memoirs of the Royal Meteorological Society*, 4, 53-84
- WMO, 1972: Evaporation Losses from Storage Gauges (by B. Sevruc). In: *Distribution of Precipitation in Mountainous Areas; Geilo Symposium (Norway, 31 July–5 August 1972)*, vol. II, Technical Papers, WMO-No. 326, World Meteorological Organization, Geneva, 96–102

Internetes források

[1 – iaea.org]

<http://www.iaea.org/water>

[2 – Oceanográfia jegyzet]

Práger, T., Pieczka, I., 2013: *Oceanográfia*. E-tankönyv, TÁMOP-4.1.2.A/1-11/1-2011-0073 számú, E-learning természettudományos tartalomfejlesztés az ELTE TTK-n című projekt, <http://elte.prompt.hu/sites/default/files/tananyagok/oceanografia/index.html>

[3 – The Climate Data Guide]

The Climate Data Guide: Hurrell North Atlantic Oscillation (NAO) Index (PC-based)
<https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/hurrell-north-atlantic-oscillation-nao-index-pc-based>

[4 – noaa.gov]

<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/pna/nao.shtml>