

Eötvös Loránd Tudományegyetem
Földrajz- és Földtudományi Intézet
Meteorológiai Tanszék

*A napsugárzás spektrális eloszlása és az
ózonkoncentráció közötti kapcsolat elemzése a
Kárpát-medence térségére*



DIPLOMAMUNKA

Készítette:

Homolya Emese
II. éves Meteorológia MSc szakos hallgató

Témavezetők:

Dr. habil. Bartholy Judit
Piecza Ildikó
ELTE Meteorológiai Tanszék

Budapest, 2012

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés	2
2. Elméleti áttekintés	4
2.1. A napsugárzás változékonysága	4
2.2. A sztratoszférikus ózon	8
2.3. A sztratoszférikus ózon és az UV sugárzás kapcsolata	15
2.4. Az ózon és a klíma kapcsolata	17
3. Műholdas források	21
3.1. Nimbus-7	21
3.2. Meteor-3 TOMS, Earth Probe TOMS, EOS Aura OMI	23
4. Felhasznált adatok és módszerek	25
4.1. Ózon	25
4.2. Irradiancia	25
4.3. A sztratoszféra hőmérsékleti eloszlása	26
4.4. Relatív nedvesség és borultság	27
4.5. Módszerek	27
5. Eredmények	28
5.1. Ózon a Kárpát-medencében	28
5.2. A sztratoszféra hőmérsékleti eloszlása	34
5.3. UV sugárzás	36
5.4. A légköri ózontartalom és az UV sugárzás kapcsolata, hosszú távú trendek	39
5.5. A műholdas és a felszíni eredetű ózonszámok összehasonlítása	41
6. Összefoglalás	50
Irodalomjegyzék	57
Köszönetnyilvánítás	57

1. Bevezetés

A klímaváltozás problémája korunk egyik kiemelkedő fontosságú környezettudományi kérdése. Földünk éghajlatát természetes és antropogén eredetű hatások együttesen alakítják, az azonban még ma sem teljesen tisztázott, hogy ezek külön-külön milyen arányban járulnak hozzá a változásokhoz. A természetes befolyásoló tényezők egyike a napsugárzás intenzitásában bekövetkező ciklikus változékonyság, amelynek szerepe, egyéb éghajlat alakító tényezőkhez (pl. antropogén kibocsátás) viszonyítva, még ma is kevésbé ismert. Korábbi tanulmányokból kiderül, hogy a napciklus során fellépő sugárzásbeli különbség a globális földi klímában nagyjából egy 0,1 °C-os hőmérsékletingadozást okoz. Ez az érték valószínűleg túl kicsi ahhoz, hogy a légköri folyamatokat számottevő mértékben befolyásolja, ha azonban figyelembe vesszük a sugárzás változékonyságának közvetett hatásait is, az éghajlat reakciója jóval nagyobb lehet.

Ilyen indirekt irányú hatást válthat ki többek között az ózon és az UV sugárzás kölcsönhatása a sztratoszférában. A beérkező UV sugarak egy részét az ózonréteg elnyeli, a folyamat során pedig hő fejlődik, amely hozzáadódik a légkör környező rétegeihez, és növeli azok hőmérsékletét. Ilyenformán, ha az UV sugárzás intenzitásában valamilyen változás lép fel, az közvetve a sztratoszféra hőmérsékleti eloszlására és áramlási rendszerére is hatással van. Korábbi vizsgálatok rámutattak, hogy ha felbontjuk a Napból felénk érkező sugárzás teljes spektrumát, akkor a napciklus során fellépő legnagyobb változékonyságot éppen az UV tartományban tapasztaljuk.

Ezen ismeretekből kiindulva jelen dolgozatban a sztratoszférikus ózon és az UV sugárzás közti kapcsolat elemzését tűztük ki célul. Ehhez elsősorban műholdas adatokat használtunk fel, amelyeket a NASA, a NOAA és a SORCE szabadon hozzáférhető adatbázisaiból nyertünk. További vizsgálatokhoz, valamint a felszíni mérésekkel való összehasonlításhoz az ECMWF ERA Interim, az EMEP és az Országos Meteorológiai Szolgálat rendelkezésünkre bocsátott adataival dolgoztunk. Az elemzéseket egy kiválasztott területre, a Kárpát-medence térségére végeztük el.

A napsugárzás intenzitásában bekövetkező változékonyság az ózonrétegbeli folyamatokra gyakorolt hatása révén befolyással lehet tehát a sztratoszféra, és közvetve akár a troposzféra klímájára is. Ezen jelenség tanulmányozásával így tágabb képet kaphatunk a manapság egyre nagyobb figyelemmel övezett éghajlatváltozás problémakörét illetően is.

Az elméleti áttekintést a következő fejezetben a napsugárzás változékonyságával és annak szerepével kezdjük. Ezt követően röviden összefoglaljuk a sztratoszférikus ózon kémiájára és az ózon eloszlására vonatkozó ismereteinket, majd az UV sugárzás jelentősége és a troposzférára gyakorolt hatások következnek. A második fejezetet egy rövid betekintéssel zárjuk az ózon és a klíma kapcsolatának irodalmába. Az elemzésekhez elsősorban műholdas forrásokat használtunk fel, ezért külön fejezetet szenteltünk az egyes műholdak bemutatásának (3. fejezet). A felhasznált adatokat és az alkalmazott módszereket a 4. fejezetben foglaltuk össze. Az 5. fejezet eredményeinket és megállapításainkat tartalmazza, végül egy összefoglalással zárjuk a dolgozatot.

2. Elméleti áttekintés

2.1. A napsugárzás változékonysága

2.1.1. A Nap aktivitásának szerepe

A Nap a magfúzió révén energiát termel, és azt elektromágneses sugarak formájában folyamatosan sugározza a környezetébe. A kisugárzott mennyiség azonban nem állandó az időben, függ a Napon pillanatnyilag lejátszódó folyamatoktól. Két jelentősnek vélt sugárzást befolyásoló jelenség a napfoltok és a fotoszférikus fáklyák megjelenése és változása. A napfoltok olyan területek a fotoszférában, ahol a mágneses és a hidrodinamikai nyomás összeadódása következtében kb. 1500 K helyi hőmérsékletcsökkenés lép fel. Általában csoportokba rendeződve jelentkeznek. Sötétnek látjuk őket, mivel hűvösebbek a fotoszféra többi területéhez képest. Ebből következően talán azt gondolnánk, hogy a folttal borított területek növekedésével a kisugárzott energia csökken, de a valóságban épp az ellenkezője történik. Minél nagyobbak ezek a területek, annál több elektromágneses sugárzás hagyja el a Nap felszínét. Ez azzal magyarázható, hogy az aktivitás erősödésével a napfoltcsoportok szélén megfigyelhető fényesebb területek, a fotoszférikus fáklyák száma is növekszik. Jellemzőjük, hogy területükön a fotoszféra hőmérséklete a környezetükhöz képest kevésbé csökken a magassággal. Kisebb méretüknek köszönhetően kevésbé jól megfigyelhetőek, viszont rendkívül magas hőmérséklettel bírnak, a legfényesebb fáklyáké akár a 6200 K-t is elérheti (Gray et al., 2010). Ilyenformán kompenzálják a foltok területére jellemző viszonylag kisebb energiasugárzást.

A napfoltok előfordulására egy fajta ciklikusság jellemző, amelynek periódusa ~11,1 év. A ciklus során változik a foltok elhelyezkedése és mennyisége is. Egy cikluson belül mindig megadható egy napfolt maximum és minimum. A minimumtól a maximumig rendszerint kevesebb idő telik el, mint a maximumtól a következő minimumig. Annak ellenére, hogy ezek a szélsőértékek szabályosan követik egymást, az egyes ciklusokban mégis különbözhetnek, pl. a maximumok magasságában vagy a minimumok mélységében. Emellett a ciklusok pontos időtartama sem ugyanaz. A napfoltciklusokra tehát meglehetősen nagy változékonyság jellemző. Jó példa erre a kisjégkorszak egy időszaka, a XVII. században bekövetkezett Maunder minimum, amikor a Nap aktivitása kivételesen gyenge volt. A kutatások szerint akkoriban akár 0,25%-kal kevesebb energia érte a Földet, mint napjainkban, ami már valószínűleg számottevően befolyásolta az éghajlat alakulását.

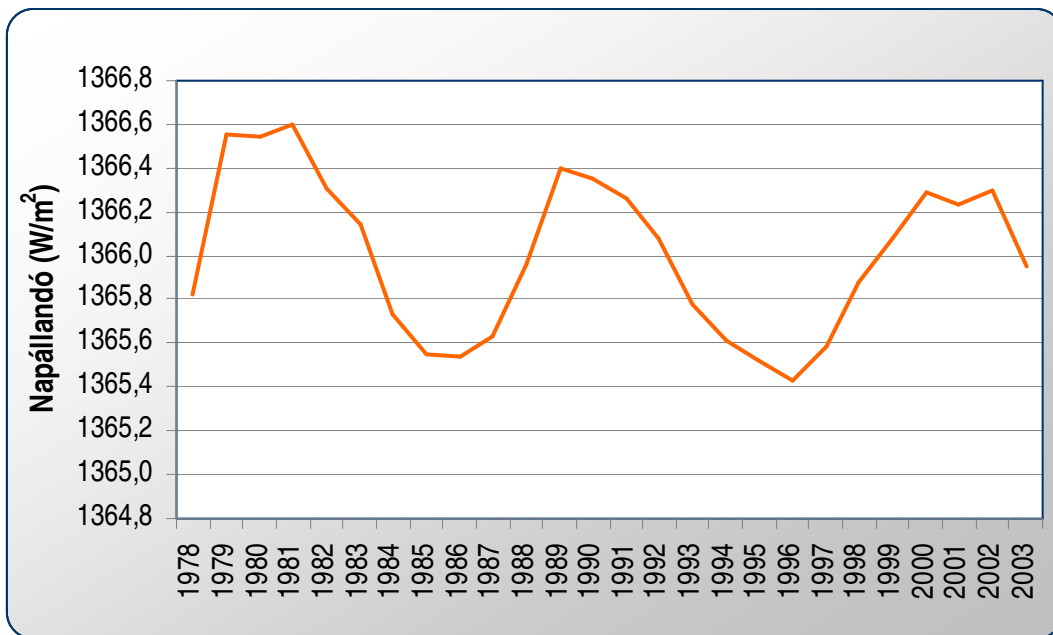
Abban, hogy a XIX. században beindult a Nap tevékenységének rendszeres megfigyelése, lényeges szerepet játszott az a felismerés, hogy előbbi hatással van a földi klímára. A mérésekből kiderült, hogy a napállandó különböző időskálákon és meghatározott periodicitással változik. Fontos megismerni, hogy ezek a változások milyen mértékben befolyásolják a Föld éghajlati viszonyait. Az utóbbi 500 évet vizsgálva, annak ellenére, hogy nehéz megbízható módszert találni a napsugárzás korábbi (rendszeres mérések előtti) változékonyságának becslésére, arra következtethetünk, hogy ez a változékonyság valóban érezteti hatását a klíma alakulásában.

2.1.2. A napsugárzás változékonyságának közvetlen hatása

Számos, a napsugárzás változékonyságát és annak hatásait vizsgáló tanulmány született az évek alatt. Michele Brunetti ezeket összefoglaló munkája alapján (Brunetti, 2003) C. Piazzini volt az első, akinek hőmérsékleti adatokat elemezve sikerült egy 11 éves ciklust kimutatnia, és ezt a Nap hatásainak tulajdonította. Hasonló eredményeket kapott Friis-Christensen és Lassen is (Friis-Christensen and Lassen, 1991), akik az 1850 és 1990 közötti hőmérsékleti adatokat vizsgálták. Ugyanezen a téren érdekes felfedezést tett Zhou és Butler, akik kapcsolatot találtak a napfoltciklus és a fák évgyűrűi között (Zhou and Butler, 1998). Azt tapasztalták, hogy rövidebb ciklus esetén szélesebb gyűrűk (jobb növekedési viszonyok) alakulnak ki és fordítva.

A fák évgyűrűiből a Nap aktivitásának intenzitásáról is kaphatunk információt. Megfigyelések alapján minél erősebb az aktivitás, annál kevesebb ^{14}C izotóp raktározódik el a gyűrűben. Napkitörések alkalmával ugyanis (erősebb aktivitás) az intenzívebb szoláris sugárzás eltéríti a kozmikus – amely a ^{14}N atomokat ^{14}C izotópokká alakítja –, így végeredményben kevesebb ^{14}C izotóp keletkezik (Archibald, 2006). Ilyen módszerrel sikerült kimutatni a kisjégkorszak alatt fellépő rendkívül gyenge naptevékenységet. A Maunder minimum idején (1645–1715) a légkör valamivel gazdagabb volt ^{14}C izotópban, emiatt olykor alábecsülték az akkori leletek korát a radiokarbon módszerrel történő kormeghatározás során. Természetesen nem a Maunder minimum volt az egyetlen ilyen időszak a történelemben, gyakran említik a szintén a kisjégkorszak alatt (1450–1820) bekövetkezett Dalton (1795–1820) és Spörer minimumot (1450–1540) is, bár ezek kevésbé voltak markánsak.

Az 1. ábra a teljes szoláris irradiancia értékek éves átlagait ábrázolja 1978 és 2003 között. Az adatsor több műhold méréseinek összegzésével készült (összeállította Claus Fröhlich és Judith Lean).



1. ábra: A teljes szoláris irradiancia éves alakulása 1978 és 2003 között

Az ábrán nyomon követhető a napállandó változása egy kb. 25 éves időszakra vonatkozóan. A napállandó definíció szerint megadja átlagos Nap – Föld távolságból a légkör egységnyi felületére egységnyi idő alatt érkező sugárzási energiamennyiséget, merőlegesen beeső sugarak esetén. Az adatsor rövidege ellenére is kivehető a 11 éves ciklus. A megfigyelések alapján a teljes szoláris irradiancia 0,08%-kal magasabb volt az 1981-es és 1989-es maximumok idején a köztük lévő, 1986-os minimumhoz viszonyítva. Ezen maximumokhoz tartozó értékeket emellett legalább 0,2%-kal magasabbra becsülik a XVII. századi Maunder minimumhoz képest (Lean, 2000).

Charles D. Camp és Ka Kit Tung statisztikai módszerekkel vizsgálta a klímának a napsugárzás változásaira adott reakcióját globális skálán. Már a nyers, globálisan és évenként átlagolt adatokat elemezve is könnyedén kimutatható volt a 11 éves ciklus. Emellett azonban egy rövidebb periódusú változásra is felfigyeltek, egy kb. 3-5 éves ciklusra, amit az El Niño és a déli oszcilláció jelenségeinek tulajdonítanak. Az ezt követő analízis során olyan filtert használtak, ami kiszűri a kisebb periódusú jelenségeket, mint az ENSO. Így végeredményben arra a következtetésre jutottak, hogy a felszíni hőmérséklet ingadozása a naptevékenységgel 95%-os bizonyossággal korrelál, valamint, hogy a szoláris minimumhoz képest a maximum 0,2 K átlagos globális melegedést okoz. Ez a melegedés szélességfüggő, a legnagyobb amplitúdóval a pólusokon lép fel (Camp and Tung, 2007).

Lean és Rind a klíma változását különböző, természetes és antropogén eredetű faktorokat egyaránt számításba véve elemezte. Ezek között külön figyelmet szenteltek az éghajlat naptevékenységre adott válaszreakcióinak is. Eredményeik különböznek a korábban megállapítottaktól. A minimum és maximum közti globális hőmérsékletváltozást csak 0,1 K-re becsülik. Úgy vélik, ahhoz, hogy az egyes faktorok hozzájárulását a változásokhoz megfelelően meg tudjuk adni, egyszerre kell vizsgálnunk azokat, mivel bármelyiket elhanyagolva fellép a túlbecsülés veszélye. Ilyen túlbecsült értéknek tekintik az előzőleg említett 0,2 K értéket is. A zonális eloszlást tekintve, ellentétben az előzőekkel, eredményeik szerint a legerősebb hatás a közepes szélességeken következik be, a poláris régiókban a reakció kisebb mértékű. A napsugárzás változásaira adott válaszreakció viszonylag gyorsan, havi időskálán megy végbe (Lean and Rind, 2008).

2.1.3. A napsugárzás változékonyságának indirekt hatásai

Bár a Nap sugárzási energiájában bekövetkező változások direkt módon viszonylag csak kis mértékben befolyásolják a földi folyamatokat, indirekt hatások révén ez a befolyás számottevően nagyobb lehet. Ilyen többek között a sztratoszférikus ózon változásán alapuló közvetett hatás, vagy a kozmikus sugárzás és a felhőzet kapcsolata.

Új keletű, és nagyon érdekes elmélet az utóbb említett kozmikus sugárzás szerepe a földi folyamatokban. A Földet a Naptól érkező elektromágneses sugárzás mellett egyidejűleg más hatások, például a galaktikus kozmikus sugárzás is éri. A napsugárzás befolyásolja ezeknek a kozmikus sugaraknak a belépését az atmoszférába. A kozmikus sugárzás ionizáló hatással van a légkörre, így elősegítve a felhőképződést. Ahogy növekszik a Naptól sugárzott energia, csökkenti a légkörbe hatoló kozmikus sugarak intenzitását, emiatt gyengül az ionizáció, és csökken a felhőképződési ráta. Ha azonban az energia csökken, a kozmikus sugarak könnyebben lejutnak a troposzférába.

Ezt az elméletet igazolandó a XX. század utolsó éveiben korrelációt mutattak ki a felhőzet és a légkörbe behatoló kozmikus sugárzásfluxus között. Svensmark és Friis-Christensen erős korrelációt talált a trópusokon kívüli óceánok területén, a kozmikus sugárzás és a teljes felhőzet között a közepes szélességeken, az 1983–1991 időszakra (Svensmark and Friis-Christensen, 1997). Ugyanezeket a vizsgálatokat pár évvel később E. P. Bago és C. J. Butler (Bago and Butler, 2000) megismételte, kibővítve az 1992–1994-es évekkel. Sikerült igazolni a korábbi eredményeket, az új időszakra azonban sokkal kisebb egyezést kaptak. Ezt követően azonban a felhőzetet három elkülönülő rétegben vizsgálták, alacsony, közepes és magas szintű felhőrétegekre bontva, és ezek korrelációját elemezték a

kozmosz sugárzási értékekkel. Meglepő módon az alacsony szintű felhők esetében, és csak ebben az esetben meglehetősen magas korrelációs együtthatókhoz jutottak. Ez azonban globális skálán is kimutatható volt. Az eredmény azért különösen meglepő, mert a maximális ionizáció a 12–15 km magasságok között, a tropopauza közelében lép föl, éppen ezért várható lenne, hogy a magasabb felhőkre nagyobb hatással van. Egy lehetséges magyarázat, hogy a felhőrészecskék halmazállapota fontos szerepet játszik a folyamatban. Bago és Butler ezért a további kutatások során különböző fizikai állapotú alacsony szintű felhőket vizsgált, és azt találták, hogy majdnem a teljes változékonyság a cseppekből álló felhőknél lépett fel, míg a jégfelhő típusok időben állandónak bizonyultak, leszámítva a poláris régiókat, ahol egy enyhe növekedési trend volt kimutatható. Így azt a következtetést vonták le, hogy az alacsony szintű felhők nagyobb érzékenysége a kozmosz sugárzás intenzitására a folyadékfázis túlsúlyának tudható be (Bago and Butler, 2000).

Bár a kozmosz sugárzás szerepe és kapcsolata a napszéllel nagyon érdekes és nem elhanyagolható tényező a klíma alakulásában, ebben a dolgozatban elsődlegesen a sztratoszférikus ózonnal és annak hatásaival foglalkozunk.

2.2. A sztratoszférikus ózon

2.2.1. A sztratoszférikus ózon kémiája

Az ózont, mint anyagot, Schönbein német kutató fedezte fel 1840-ben. Görög eredetű nevét (ozein) jellegzetes szagáról kapta. Légköri jelentőségére néhány évtizeddel később Hartley hívta föl a figyelmet, aki feltételezte, hogy a napsugárzás spektrumából hiányzó 0,3 μm -nél rövidebb sávot a három oxigénatomból álló ózonnemlékek nyelik el.

Egységnyi talajfelület fölötti függőleges légoszlop teljes ózonnemlékességét Dobson egységekben (DU: Dobson unit) adják meg. A mértékegység Dobson, brit tudósról kapta a nevét, aki munkatársaival a XX. század húszas éveiben saját fejlesztésű spektrofotométerével mérte és vizsgálta a légkör ózontartalmát. A műszer két eltérő hullámhossztartományban észlelte a napsugárzás intenzitását, melyek közül az egyik sávban az ózon a sugárzást elnyeli, a másokban pedig áttereszti. Egy Dobson egység megadja annak a rétegnek a magasságát 0,01 mm-ben, amely, ha az adott, egységnyi alapterületű légoszlop teljes ózonnemlékességét lehoznánk a talajra, normál állapotú légkör esetén a felszínt borítaná. Az átlagos teljes ózontartalom a mérések szerint 300 DU körül ingadozik (ez 3 mm-nek felel meg a talajon). A spektrofotométerek mellett használnak ózommérés céljából ballonokra szerelt ún. ózonszondákat, de egyre nagyobb a jelentősége a

műholdas méréseknek is. A légoszlop teljes ózontartalma mellett az ózon vertikális profilja is meghatározható. A vizsgálatok alapján a maximális ózonkoncentráció a 22 km-es magasság környékén, a sztratoszférában található. Itt helyezkedik el az ózonréteg, amely azáltal, hogy kiszűri a káros ultraibolya sugarakat, lehetővé teszi az élet fennmaradását a Földön (Mészáros, 1997).

Az ózon mennyisége állandó változásban van. Az ózoniciklus első elméleti modelljét Chapman dolgozta ki (Chapman, 1930). Ő a sztratoszférikus ózon keletkezését és eltűnését két-két kémiai reakcióval magyarázta. Elmélete alapján a légköri oxigénmolekulák a bejövő UV sugárzás elnyelése révén gerjesztődnek, majd atomos oxigénre bomlanak. Az atomos oxigén rendkívül reaktív, a környező molekuláris oxigénnel gyorsan reakcióba lép, így ózont hozva létre:



M egy harmadik anyagot jelöl, mely a természetben általában nitrogén. Az atomos oxigént és az ózont gyakran együttesen, mint páratlan számú atomokból álló oxigén családot szokás említeni, különválasztva a jóval hosszabb ideig fennmaradó, páros oxigénmolekulától. A (2) reakció gyorsasága miatt a sztratoszféra alsóbb rétegeiben a páratlan számú atomokból álló oxigén túlnyomó többsége ózon (99%). Eszerint itt az ózonkeletkezés sebessége megegyezik az atomos oxigén kialakulásának mértékével. A magasabb rétegek felé haladva azonban egyre növekszik az UV sugárzás erőssége, így az (1) folyamat felgyorsul. 40 km-en az ózon és az atomos oxigén koncentrációi már megegyeznek (Mészáros, 1997).

Az ózon természetes elbomlásáért az UV sugárzás elnyelése következtében fellépő fotolízis, valamint az atomos oxigénnel történő reakció a felelős:



A fotolízis során a keletkező atomos és molekuláris oxigénrészecskék kinetikus energiához jutnak, amely hővé alakulva átadódik a légkörnek, ezáltal növeli a környező levegőrétegek hőmérsékletét. A fotolitikus ózonkeletkezés folyamata [(1)-es és (2)-es reakciók] az 50 km alatti tartományokban perces időskálán megy végbe. A viszonylag sűrű légkörben szinte az összes, a fotolízis során keletkezett atomos oxigén akár másodperceken belül egyesül egy ott található oxigénmolekulával, így ózonmolekulát hozva létre. Az ózon

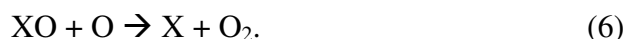
fotolízise [(3)-as reakció] során keletkezett oxigén atomoknak azonban csak egy nagyon kis része reagál újabb ózonmolekulával, ez a folyamat így több időt vesz igénybe (Solomon, 1999).

Nappal az ózon keletkezése és fogyása többé-kevésbé egyensúlyban van, éjjel viszont, amikor megszűnik a besugárzás, leáll. Az évek során az elképzelések sokat változtak, mégis, ma is úgy gondolják a kutatók, hogy a Chapman-mechanizmus alapjaiban véve helyesen írja le a folyamatokat (Mészáros, 1997).

A Chapman felfedezését követő 40 év alatt fény derült arra, hogy az ózon bontása a legnagyobb arányban nem a Chapman-mechanizmus, hanem katalitikus reakciók során történik. Az ózonmolekula meglehetősen instabil, így a légkörben található szabad gyökök, mint a nitrogén-, hidrogén-, bróm- és klórszármazékok könnyedén leszakítanak róla egy oxigén atomot. Ezek a részecskék természetes állapotban is jelen vannak a sztratoszférában, főként a talajból és az óceánokból származnak. A katalitikus bontás a következő egyszerű kémiai reakcióval írható le:



ahol X valamilyen szabadgyököt jelöl, pl. O, NO, OH, Br, F, vagy Cl. Ha a keletkezett XO molekula szabad oxigén atommal találkozik, a két oxigén összekapcsolódik, a gyök főlészabadul és újabb ózonmolekulát bonthat el:



A kiindulási anyag a folyamat során tehát visszatermelődik, így ezen gázok kis hányada is nagy mennyiségű ózon bontását idézheti elő.

Ma is vizsgált terület többek között a hidrogén- és nitrogén-oxidok kémiája, de a kutatások alapján a sztratoszférikus ózon mennyiségére a legnagyobb befolyással a klórral kapcsolatos reakciók vannak. Áttörő jellegű volt az a felismerés, hogy a klór legfőbb forrásai az antropogén tevékenység következtében a légkörbe kerülő CFC (chlorofluorocarbon) molekulák. Ezen molekulák légköri tartózkodási ideje rendkívül hosszú, mivel a légkörből való kikerülésük nagyon lassú. Alátámasztják ezt azok a megfigyelések, melyek szerint olyan, az északi hemiszféra kibocsátási pontjaitól távoli területeken is nagy mennyiségben fordulnak elő, mint a déli sarkvidék. A CFC molekulák rendkívül gyengén oldódnak vízben, így egyéb légköri nyomanyagokkal ellentétben nem, vagy csak nagyon kis mértékben vonja ki őket a csapadék. Nincsenek kölcsönhatásban a talaj és az óceánfelszínekkel sem, emellett kémiailag inertek, így semmilyen, az alacsony

légkörben megtalálható kémiai anyaggal nem lépnek reakcióba. Ezen molekulák bontását ilyenformán lényegében csak a beérkező UV sugárzás szabályozza a felső légkörben. A beérkező sugarak feltörik a molekulákat, klór atomok szabadulnak ki, amelyek aztán katalitikus ciklusok során csökkentik a környező területek ózonnemességét (Solomon, 1999).

Az ózonnemességet az ózon keletkezését és bontását előidéző folyamatok egyensúlya szabja meg (Fahey and Hegglin, 2011). Az egyensúly egyrészt a reagens gázok mennyiségétől, másrészt a reakciók hatékonyságától függ, melyet a napsugárzás intenzitása mellett a légköri elhelyezkedés, a hőmérséklet és egyéb faktorok is befolyásolnak. Ha a légköri viszonyok az ózon keletkezésének kedveznek, növekedésnek indul a koncentráció, ellenkező esetben, amikor a bontás kerül túlsúlyba, fogyás tapasztalható. Ez az egyensúly és a légköri áramlások alakítják ki az ózon globális eloszlását.

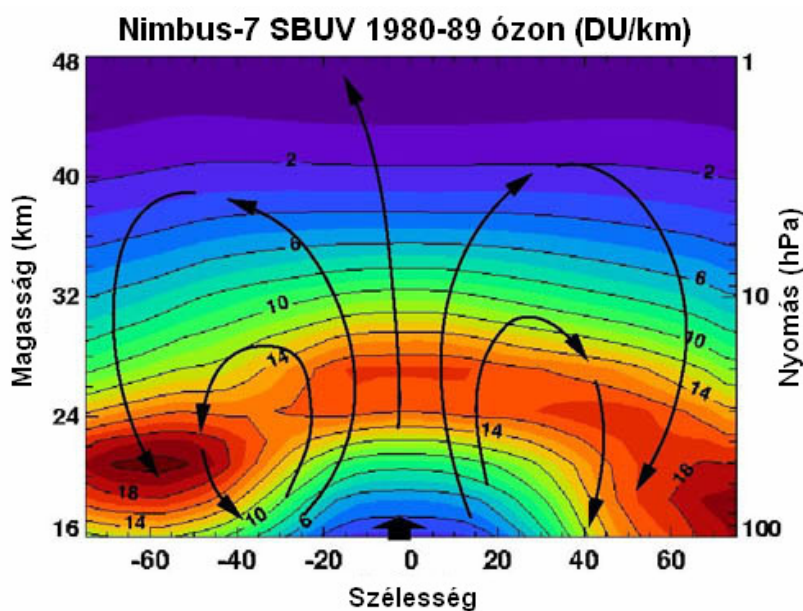
2.2.2. Az ózon eloszlása

A légkörben található teljes ózonnemesség mintegy 90%-a a sztratoszférában összpontosul. Itt helyezkedik el az ózonréteg. A maradék 10% a troposzférában koncentrálódik, nagy részben antropogén eredetű, de kisebb mennyiségben természetes módon is jelen van. Az ózon eloszlása tehát függ a magasságtól és a földrajzi szélességtől, emellett évszakosan is változik. A 2. ábra a teljes légköri ózontartalom átlagos szélesség és magasság szerinti eloszlását mutatja a km-ben mért magasság és a hPa-ban mért nyomás függvényében. A fekete nyilak a meridionális sztratoszférikus áramlás irányát jelzik.

Mivel a legnagyobb besugárzás a trópusokat éri, ezeken a területeken keletkezik a legtöbb ózon a sztratoszférában. Az ábra szerint ennek ellenére itt találjuk a legkisebb ózonnemességeket, a maximális értékek a magasabb szélességeken jelennek meg. Ennek oka a nagyskálájú sztratoszférikus áramlási rendszerekben keresendő (Fahey and Hegglin, 2011). Az áramlások elszállítják a keletkezett ózont az Egyenlítő környékéről, amely aztán a pólusoknál halmozódik fel.

Az ózon szélességfüggő gradienseire vonatkozó megfigyelései alapján már Dobson is feltételezte egy nagyskálájú cirkulációs rendszer létezését. Elmélete szerint a kialakuló cirkulációs cella az alsó és a magasabb légköri rétegeket is átfogja. A levegő a trópusok területén emelkedik és belép a sztratoszférába. Ezt követően, a sarkok irányába haladva a közepes és magas szélességeken ereszkedésnek indul, majd a pólusokat elérve visszaáramlik a troposzférába. A magasabb szélességeken tapasztalt nagyobb

ózonmennyiségeket ennek a pólus irányába történő lefelé tartó mozgásnak tulajdonította. Hasonló eredményekhez jutott Brewer a vízgőz analízise alapján.



2. ábra: A teljes légköri ózonmennyiség szélesség szerinti eloszlása (forrás: Cordero et al., 2003)

Az ózon szállítását tehát a folyamat felfedezői után elnevezett Brewer–Dobson cirkuláció végzi, melyet fekete nyilak jeleznek a 2. ábrán. Ez a mozgás valósítja meg a nyomgázok transzportját a trópustól a poláris területek felé (Weber et al., 2011). A sztratoszférában az áramlás alapján véve zonális jellegű, a planetáris hullámok azonban megzavarják ezt a zonalitást, így egy lassú, meridionális, lefelé tartó mozgást tesznek lehetővé a sarkok felé. A szállításhoz szükséges idő a trópusi régiókból a pólusok irányába éves skálán mérendő, a Brewer–Dobson cirkulációs cella visszatérési ideje a kutatások alapján 5 év. A transzport a téli hemiszférán az intenzívebb.

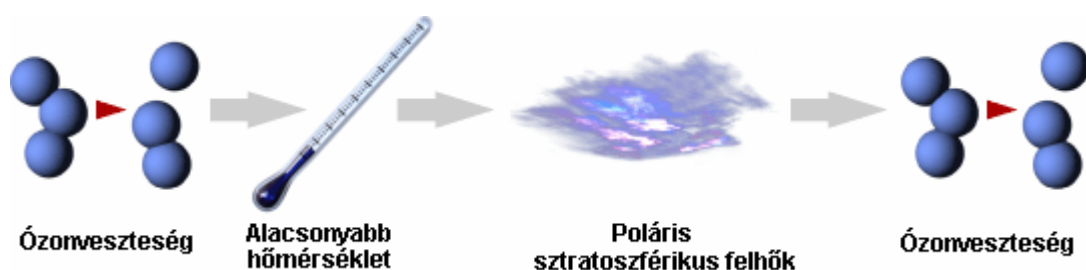
Az ózon magassági eloszlásával és időbeli változékonyságával az 5.1. fejezetben részletesebben foglalkozunk.

Annak ellenére, hogy a sztratoszférikus áramlások a magasabb szélességekre szállítják az ózon nagy részét, ezek a legveszélyeztetettebb területek az ózonfogyást illetően. A pólusokon tapasztalható az ózonréteg legnagyobb mértékű elvékonyodása. Ez a jelenség a poláris területek speciális meteorológiai viszonyaiból ered.

A sarkok fölött a hőmérséklet különösen mélyre süllyedhet. Ezeken a területeken a tél közeledtével kialakul egy pólus körüli szélörvény, amely elszigeteli őket a környezettől. Így rendkívül alacsony hőmérsékletek alakulnak ki, amelyek, ha -78°C alá süllyednek,

poláris sztratoszférikus felhők jönnek létre. Ezek a felhők főleg vízből, salétromsavból és kénsavszármazékokból tevődnek össze. A jégkristályok felületén végbemenő kémiai folyamatok révén aktív CFC molekulák keletkeznek, amelyek szerepet játszanak az ózon bontásában. Így a felhők jelentősen hozzájárulnak a poláris területek kiemelkedő mértékű ózoncsökkenéséhez.

A vizsgálatok alapján a sztratoszférikus felhők mennyisége jól korrelál az ózonvesztéssel (Harris et al., 2008). Minél alacsonyabb a hőmérséklet, annál több felhő keletkezik, így annál több ózon bomlik el. Ez egy pozitív visszacsatoláshoz is vezethet: minél hidegebb van, annál nagyobb az ózoncsökkenés, és minél kevesebb az ózon, annál hidegebb van (3. ábra). Tavasszal, ahogy növekszik a hőmérséklet, elpárolognak a jégrészecskék, és az ózon mennyisége is növekedésnek indul.



3. ábra: Kapcsolat a sztratoszférikus ózontartalom és a hőmérséklet, valamint a poláris sztratoszférikus felhők között (forrás: NASA: <http://www.giss.nasa.gov>)

2.2.3. A közepes szélességek ózontrendjei

A közepes szélességek fölötti légrétegekben a póluson tapasztaltnál hasonló ózontrendek követhetők nyomon, ezeket a régiókat korábbi tanulmányok külön vizsgálták (Solomon, 1999). A közepes szélességek ózoncsökkenését erősen befolyásolhatják a heterogén kémiai folyamatok. Ezen irányú kutatásokban kiemelkedő szerepet kapott a N_2O_5 vizsgálata. Laboratóriumi kísérletek arra mutattak rá, hogy a N_2O_5 könnyedén hidrolizálható kénsav és víz összetételű részecskéken, gyors lefolyású reakciók mellett. Ezért felmerült a lehetőség, hogy hasonló folyamatok a légkörben is előfordulnak, ahol széles körben vannak jelen szulfátrészecskék.

A N_2O_5 hidrolízisének következtében csökken a jelenlévő nitrogén-oxidok mennyisége, így azok ózonnal gyakorolt hatása is. Egy kiemelkedően fontos ózombontó katalizátor, a ClO szerepe ezzel párhuzamosan azonban növekszik, mivel ezek a folyamatok befolyásolják a légkörben a $ClONO_2/ClO$ arányt. További következmény lehet

a páratlan számú atomokból álló H, Cl és Br alapú ózombontó mechanizmusok intenzívebbé válása is.

Kutatások során elemezték a N_2O_5 hidrolízisének nyomás- és hőmérsékletfüggését, valamint egyéb kémiai feltételeket is, és arra a következtetésre jutottak, hogy a kérdéses reakció viszonylag gyorsan végbemehet a sztratoszférára jellemző valós körülmények között is, így a hatása széleskörű lehet. Emellett megfigyelhető a klór folyadékfázisú szulfát aeroszolon történő közvetlen aktivációja is. Az említett folyamatok vulkáni tevékenység esetén, a légkörbe kerülő gázok és aeroszol részecskék közreműködésével nagyobb arányban mehetnek végbe.

Előbbieket a megfigyelések is alátámasztják. A Pinatubo 1991 júniusában történt kitörése volt a legnagyobb vulkáni esemény a XX. században. Éppen ekkorra esett a légköri klórkoncentráció maximuma is. A Pinatubo és az El Chichón vulkánok kitörését követően is számottevő ózoncsökkenést és az ezzel összefüggésbe hozható légköri anyagok előfordulásának változását figyelték meg a közepes szélességeken. Ezek az elemzések, valamint egyéb modelltanulmányok bizonyítékkal szolgáltak arra vonatkozóan, hogy a szulfát aeroszolon végbemenő heterogén kémiai reakciók kulcsszerepet játszanak az ózon alakulásában.

Fölvetődött a kérdés, hogy meghatározott dinamikai folyamatok hozzájárulhatnak-e az ózonlyuk hatásának kiterjesztéséhez, így részt vesznek-e a közepes szélességek ózontartalmának alakításában. Kétféle ilyen folyamat merült fel, egyrészt a télvégi sztratoszférikus melegedés következtében a poláris örvény fölszakadásával egyfajta hígítás következik be, amikor is a pólus fölötti levegő keveredik a környezetével, másfelől az örvényben mozgó levegő transzportja az alacsonyabb szélességek felé. Különböző dinamikai jellegű analízisek és a nyomanyagok követését célzó tanulmányok azonban arra utalnak, hogy ezek az áttevődések önmagukban nem tehetők felelőssé a közepes szélességeken megfigyelt ózoncsökkenésért (Solomon, 1999).

A sztratoszféra dinamikájában bekövetkező hosszabb távú változások hozzájárulása a megfigyelt ózontrendekhez tehát nem mutatható ki, az azonban bizonyítást nyert, hogy az ózon bontását elősegítő anyagok, elsősorban a klór kémiája nagy szerepet játszott a közepes szélességek trendjeinek kialakításában.

2.3. A sztratoszférikus ózon és az UV sugárzás kapcsolata

A következőkben áttekintjük a sztratoszférikus ózon és a beérkező UV sugárzás szerepét, valamint kapcsolatukat egymással, a környezettel és a klímával.

2.3.1. Az UV sugárzás szerepe

A Napból jövő elektromágneses sugárzás széles spektrumot tesz ki, de a sugárzás legnagyobb hányada az ultraibolya, a látható és az infravörös tartományból érkezik (Gray et al., 2010). A légkör tetejére eső sugárzásnak kb. a felét nyeli el a felszín, a többi a magasabb régiókban abszorbeálódik, visszaverődik vagy szóródik. A troposzférában jó nyelő például a vízgőz, ami elég széles hullámhossztartományban abszorbeál. A sztratoszférában a legnagyobb szerepe az ózonnak van, amely az UV sugárzás meglehetősen nagy hányadát elnyeli (Gray et al., 2010). A folyamat során hó fejlődik, ezáltal befolyásolja a környező levegő hőmérsékletét.

Az UV tartományban történő elnyelés azért is fontos, mert az UV a sugárzási spektrum azon tartománya, amelyben a legnagyobb a változékonyság a napsíkulus során. A 200 nm-es hullámhossz közelében, ahol az oxigén disszociációja és az ózonprodukciónak lép föl, a változás mértéke egy ciklus során akár a 6%-ot is elérheti, a 240–320 nm tartományban, ahol az ózon abszorpciója uralkodó, ez az érték 4% (Gray et al., 2010). A mérések alapján az összes irradiancia változásnak a ciklus során 10–20%-a az UV tartományban történik (Shindell et al., 1999).

2.3.2. Hőmérsékleti vonatkozások

Az UV fotonok és az ózonmolekulák között lejátszódó reakciók során fejlődő hó, mint láttuk, befolyásolja a sztratoszféra klímáját. Ezt a jelenséget elemzendő egyes tanulmányok vizsgálták a teljes ózontartalom és az 50 hPa-os szint hőmérsékletének éven belüli változásait (Steinbrecht et al., 2003). A légköri ózon legnagyobb része a sztratoszféra alsó részében gyűlik össze, ezért választották az 50 hPa nyomási szint hőmérsékleti értékeit az elemzéshez. Általánosságban elmondható, hogy a teljes légköri ózontartalom térképeiben és a vizsgált szint hőmérsékletében bekövetkező változások nagyon hasonlóak. Ez közeli kapcsolatra utal a kettő között. Mindkét változó éven belüli fluktuációját valószínűsíthetően ugyanazok a fizikai folyamatok alakítják. A vizsgálatok alapján 10 DU-os változás a teljes ózontartalomban rendszerint 1 K változáshoz vezet az 50 hPa-os szint hőmérsékletében.

A megfigyelt trendekhez feltételezhetően hozzájáruló faktorok a kvázi-biennuális (közel-kétéves) oszcilláció, amely az egyenlítői zonális szélnek egy közel periodikus oszcillációja a trópusi sztratoszférában (Baldwin et al., 2001), a 11 éves napciklus, a poláris örvény erőssége, a sztratoszférabeli aeroszol részecskék hatása, a troposzféra hőmérséklete és az ENSO (El Niño és déli oszcilláció). A kutatások alapján a Föld nagy részére a változások ~60%-a megmagyarázható azzal a feltételezéssel, hogy a teljes ózonmennyiség és az 50 hPa szint hőmérsékleti értékeinek anomáliái leírhatóak az előbb említett jelenségek lineáris szuperpozíciójának összhatásával. Vannak azonban olyan területek, ahol ez az érték 20-40%-ra csökken (Steinbrecht et al., 2006).

A napciklusnak megfelelő, az ózonmennyiségben és a hőmérsékletben bekövetkező sztratoszférikus változásokat mára már mind megfigyelésekből, mind modell szimulációkból sikerült kimutatni. A 11 éves ciklusnál azonban sokkal kisebb skálán is figyelhetünk meg változásokat a napsugárzásban. Ilyenek a 27 napos szoláris forgási periódusból származó eltérések (Austin et al., 2007). A kutatások szerint, bár a megfigyelésekből és a modellekből egyaránt nehezen kivehető, mégis kimutatható a hőmérsékletnek ezekre a rövidebb periódusú változásokra adott reakciója is, nem egész 0,5 K-es skálán.

2.3.3. A troposzférára gyakorolt hatások

A szoláris sugárzás kis változásainak direkt hatásai elsősorban a felső sztratoszférában érzékelhetők, a sztratoszféra és a troposzféra azonban kapcsolatban áll egymással, emiatt a változások indirekt módon a felszínen is kimutathatók. A korábbi klimatikus modellek jó része csak a troposzférát vette számításba, kevés sztratoszférikus vonatkozással rendelkezett, minden hullámhosszon azonos irradiancia változásokat vagy konstans ózonkoncentrációkat feltételezett. Shindell et al. a GISS (Goddard Institute for Space Studies) sztratoszférikus általános cirkulációs modelljének segítségével végezte vizsgálatait (Shindell et al., 1999), a teljes sztratoszféra hatásait is figyelembe véve. A modell tartalmazza a gravitációs hullámok parametrizációit, 23 vertikális szintet vizsgál a talajtól 85 km magasságig (mely megfelel a 0,002 hPa nyomási szintnek), felbontása pedig 8° szélesség \times 10° hosszúság. A kémiai folyamatok parametrizációja tartalmazza az ózonnak a bejövő sugárzásban és a hőmérsékletben bekövetkező változásokra adott hullámhosszfüggő válaszreakcióját is.

A modellszámítások során cirkuláció változásokat indukáltak a sztratoszférában, és ennek következményeit elemezték az alsóbb rétegekben. Arra a megállapításra jutottak,

hogy a felső sztratoszférikus ózonban és szélben bekövetkező változások hatással vannak az energia áramlására az egyre kisebb magasságokon, míg végül az alsó légkör energiaáramlását is befolyásolják. Az össz-UV abszorpcióban bekövetkező változások módosították a felső sztratoszférikus zonális szelet, ami pedig éreztette hatását a troposzférában is. Ebből arra lehet következtetni, hogy a troposzféra és a sztratoszféra közti kapcsolat komoly szerepet játszhat a szoláris ingadozás klímára gyakorolt hatásának megnyilvánulásában (Shindell et al., 1999).

Különbféle légköri oszcillációkat is vizsgáltak a modell segítségével, köztük például a geopotenciál értékekben megfigyelhető 10–12 éves ingadozásokat. A geopotenciális magasságot az adott szint alatti hőmérsékleti és nyomási értékek befolyásolják, így, a magasságváltozásokból az alsóbb légrétegek hőmérsékletváltozásaira következtethetünk. A modell visszaadja a geopotenciál változásait, ezzel arra utalva, hogy ezeket az oszcillációkat, legalább részben, a napciklus során fellépő változások hajtják.

Egy napciklus során fellépő energiaváltozás kicsi, ezért sokan úgy gondolják, hogy az legfőlegbb csak kis mértékben lehet hatással a klímára. A kölcsönhatások révén a szoláris változások azonban úgy hatnak, hogy megváltoztatják a már jelenlévő nagymennyiségű energia eloszlását. A globális átlaghőmérsékletre gyakorolt hatás minden bizonnyal valóban kicsi, az energia áramának megváltozása azonban nagy regionális változásokhoz vezethet (Shindell et al., 1999).

2.4. Az ózon és a klíma kapcsolata

Az ózon befolyásolja a klímát, és a klíma is hatással van az ózonra. Az ózon éghajlatra gyakorolt hatása elsősorban a hőmérséklet változásában nyilvánul meg. Az ózon elnyeli a bejövő UV sugarakat, ugyanígy a Föld felszíne felől érkező infravörös sugárzást, a folyamat során pedig hő fejlődik. Minél több ózon van jelen, ez a hőfejlődés annál nagyobb. Tehát abban az esetben, ha csökken a sztratoszféra ózontartalma, csökken a hőmérséklete is.

A XX. század utolsó évtizedeiben az ózon fokozatos csökkenése volt észlelhető (Shindell and Grewe, 2002). Az ózonzsugárzás miatti aggodalom nemzetközi egyezményekhez vezetett, amelyek korlátozták a halogéntartalmú CFC-k kibocsátását. A halogének katalitikusan bontják az ózont, és nagymértékben hozzájárulnak az 1970 óta megfigyelt ózonzsugárzás csökkenéséhez. A korlátozásoknak köszönhetően napjainkra már sikerült

csökkenteni a mesterséges ózombontó anyagok kibocsátását, következésképpen a légköri halogéntartalmú anyagok mennyisége is fogyásnak indult.

Az ózónra a klímában bekövetkező változások is hatással vannak, meglehetősen összetett módon. Az üvegházgázok visszatartják a troposzférában a kisugárzott infravörös sugarakat, ezért mennyiségi növekedésük a troposzféra melegedéséhez vezet. Ugyanez a növekedés a sztratoszférában viszont hűlést okoz. Hőmérsékletcsökkenés hatására az ózombontó kémiai reakciók lassúbbá válnak, ez pedig viszonylag több ózónhoz vezet (Shindell and Grewe, 2002).

Egyes klímamodellek szerint az üvegházgázok koncentrációinak növekedésével, a sztratoszféra hűlése révén erősödik a Brewer–Dobson cirkuláció, amelynek következtében felgyorsul az ózón regenerációja (Weber et al., 2011).

A megfigyelések alapján a sztratoszféra számottevő mértékű hűlésen ment keresztül az utóbbi három évtizedben (Ramaswamy et al., 2001). Lidar és rakétás mérésekből származó adatok alapján a közép- és felsősztratoszférában (30–50 km) a hűlés évtizedenként 1–2 K-re becsülhető. A hőmérsékletcsökkenés mértéke növekszik a magassággal. Ebben a magasságtartományban a 11 éves napciklus hatása viszonylag nagy (Ramaswamy et al., 2001), mely az egyenlítői sztratopauza (50 km) fölött kb. 2 K-es hőmérsékletváltozást okoz, egy ennél kisebb, második maximummal a sztratoszféra alacsonyabb (20–25 km-es magasságú) rétegeiben (Gray et al., 2010).

Az EU CANDIDOZ projekt (2002–2005) az évtizedes ózontrendekre ható kémiai és dinamikai befolyásoló tényezőket vizsgálta az északi hemiszférára (Harris et al., 2008). Az ózón trendjéhez és változékonyságához sokféle faktor hozzájárul, köztük a nagy vulkánkitörések, az arktikus ózombontás, a hosszú távú klímaváltozások, a sztratoszférikus áramlásokban bekövetkező változások és a 11 éves napciklus. Ezeknek a folyamatoknak a jobb megértése szükséges ahhoz, hogy a sztratoszférikus ózónkoncentrációk alakulását pontosabban leírassuk.

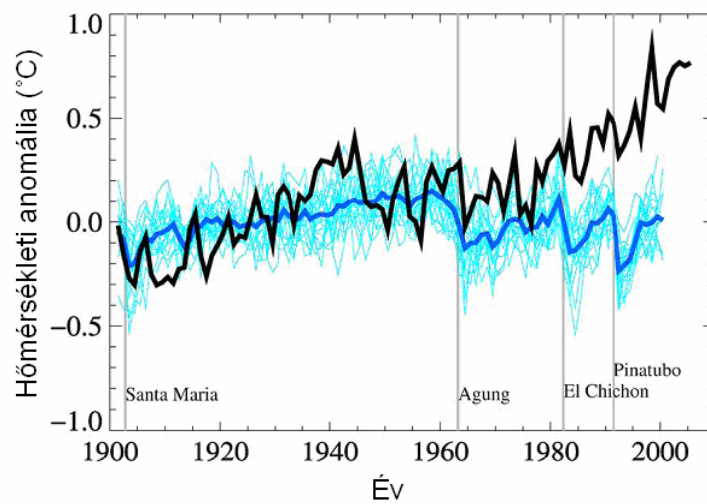
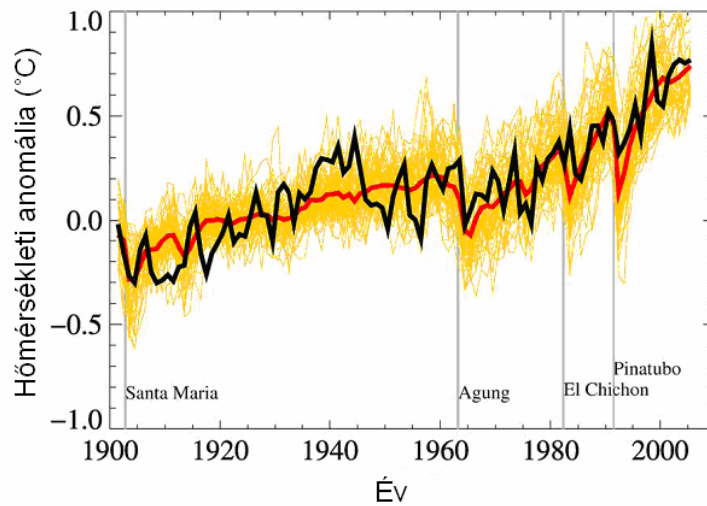
A légkörben fellépő dinamikai hatások számottevő mértékben befolyásolják az ózontrendeket. Ezek azonban mennyiségileg nehezen meghatározhatók, ezért a hetvenes és nyolcvanas évekbeli folyamatos ózonsökkenést elsősorban a főleg antropogén eredetű ózombontó anyagoknak tulajdonították.

A legújabb elemzések szerint ezeknek az anyagoknak az utóbbi években bekövetkezett változásai nem szolgálnak magyarázattal a teljes ózónmennyiség trendjének alakulására. A CANDIDOZ projekt keretében készült statisztikai és modell tanulmányok arra mutatnak rá, hogy a változások fő oka a megváltozott dinamikai viszonyokban keresendő (Harris et

al., 2008). Természetesen ezeket az évtizedes változásokat nehéz egy meghatározott dinamikai hajtóerőhöz kötni, mivel a légkörben a dinamikus folyamatok fizikailag összefüggenek, olyan összetett módon, amelyet egyszerű statisztikai modellekben nehéz reprezentálni. Emellett a kémiai ózonbontás és a dinamikai változások nem mindig függetlenek.

A teljes légköri ózommennyiség érzékeny a sztratoszférikus cirkulációban bekövetkező, a troposzférikus hatások hajtotta nagyskálájú változásokra. Modelleredmények alapján, ha növekszik a cirkuláció sebessége, gyarapszik az ózommennyisége a közepes és magas szélességeken, és kevesebb lesz a kémiai eredetű ózonvesztés a poláris sztratoszférában. A cirkuláció erőssége azonban csökkenhet, ha hidegebbé válnak az alsó sztratoszférikus rétegek, amely bekövetkezhet, ha növekszik az üvegházgázok mennyisége a légkörben. A cirkulációs változások mindenképp komoly hatással lehetnek az ózon eloszlására, és így a felszínre leérkező UV sugárzásra is. A sztratoszférában fellépő folyamatok jobb megértése révén többet megtudhatunk a Nap bolygónk légkörére gyakorolt hatásáról is, így közelebb juthatunk annak a kérdésnek a megválaszolásához, hogy az utóbbi évszázad nagyütemű melegedése milyen arányban természetes, és mennyiben járul hozzá az emberi tevékenység. Korábbi vizsgálatok szerint a napsugárzás változásai által indukált modellezett felszíni hőmérsékletváltozás jól korrelál a megfigyelt globális melegedéssel a XX. század első felében, de nem az azt követő, még gyorsabb hőmérsékletemelkedéssel. Utóbbi jobban hasonlít a növekvő üvegházgáz kibocsátás által indukált modellezett melegedésre. Mindez arra enged következtetni, hogy, habár a napsugárzásban történő változások indirekt módon hatással vannak a felszíni klímára, valószínűleg nem voltak felelősek az utóbbi évtizedekben bekövetkezett gyors globális melegedésért (Shindell et al., 1999).

Ezt szemlélteti a 4. ábra, mely az elmúlt évszázad hőmérsékleti trendjeit mutatja be (IPCC, 2007). A fekete görbe mindkét esetben a megfigyelt hőmérsékleti anomáliákat jelzi. A felső ábra azokat a modellszámításokat mutatja, amelyek a klímát befolyásoló természetes és antropogén hatások együttes figyelembevételével készültek, míg az alsó esetben csak a természetes hajtóerőket vették számításba. A színes görbék a különböző szimulációkat jelzik, köztük vastag, sötétebb árnyalatú vonallal van jelölve az ensemble átlag.



4. ábra: Az elmúlt évszázad hőmérsékleti trendjei.

Fekete vonal jelzi a megfigyelt értékeket. A sárga görbék a természetes és antropogén, a kék görbék a csak természetes kényszerek figyelembevételével készített modellfuttatások eredményeit mutatják be, a piros és sötétkék vonalak ezen értékek átlagai. (IPCC, 2007)

Az arktiszi hőmérsékleti trendeket elemezve, amely területen nincs antropogén eredetű szennyezőanyag kibocsátás, azt találták, hogy a felszíni hőmérsékletek a teljes XX. századi adatsor tekintetében sokkal jobb korrelációt mutatnak a szoláris besugárzással, mint az üvegházgázok koncentrációival (Soon, 2005).

3. Műholdas források

3.1. Nimbus-7

Elemzésünk során a sztratoszférikus ózon és az UV sugárzás közti kapcsolatot elsősorban a Nimbus-7 űrszonda által mért adatok felhasználásával vizsgáltuk. A Nimbus-7 űrszondát 1978. október 24-én bocsátották Föld körüli pályára, 955 km-es magasságba, ahol egy héttel később megkezdte méréseit. Napszinkron pályán haladva 104,15 percnként tett meg egy keringést, és ~6 naponta az egész bolygót lefedte méréseivel. Fedélzetén adatgyűjtés céljából különböző műszereket helyeztek el (McPeters et al., 1996). Feladatai közé tartozott a légköri szennyezés nyomon követése, valamint információk gyűjtése oceanográfiai és meteorológiai kutatási területeken.

Küldetésének fő céljai:

- különböző légköri gázok és részecskék megfigyelése a források, nyelők és a légköri szennyezők diszperziós mechanizmusainak feltérképezése céljából,
- az óceán színének, hőmérsékletének és jegesedésének megfigyelése, főleg a partközeli területeken – megfelelő térbeli és spektrális felbontás mellett –, olyan alkalmazások lehetőségeinek feltárására, mint a szennyezőanyagok detektálása az óceánok felső rétegében, vagy a vízben szuszpendált anyagok természetének meghatározása,
- mérések végzése a légkörön kívüli hosszuhullámú sugárzási fluxusok változására, valamint a légköri alkotókra nézve, ezen változásoknak a Föld klímájára gyakorolt hatásainak meghatározása céljából.

Ezen feladatok kivitelezéséhez a szonda az alábbi műszerekkel és mérési lehetőségekkel rendelkezett:

- Coastal Zone Color Scanner (CZCS),
- Earth Radiation Budget (ERB),
- Limb Infrared Monitor of the Stratosphere (LIMS),
- Stratospheric Aerosol Measurement II (SAM II),
- Stratospheric and Mesospheric Sounder (SAMS),
- Solar Backscatter Ultraviolet/Total Ozone Mapping Spectrometer (SBUV/TOMS),
- Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR),
- Temperature Humidity Infrared Radiometer (THIR).

Az így mért nagy mennyiségű adatból jelen dolgozatban a Solar Backscatter Ultraviolet/Total Ozone Mapping Spectrometer (SBUV/TOMS) eredményeit vizsgáltuk.

Az SBUV/TOMS (Szoláris Visszaszórt Ultraibolya Sugárzás / Teljes Ózon Térképező Spektrométer) feladatai az ózon vertikális eloszlásának meghatározása, a teljes légköri ózonmennyiség feltérképezése, valamint a beérkező és a Föld által visszavert ultraibolya sugárzás megfigyelése volt.

A működés első 7,5 hónapjában kezdeti energiakorlátozások miatt a műhold nem folyamatosan, hanem rendszerint 12-ből 10 napon át üzemelt. Előfordult, hogy a maradék 2 napon is üzembe helyezték, így összességében 83%-os szolgálati ciklus fölött teljesített. 1979. június 22-étől azonban teljes időben működött. Időnként felléptek korrekcióra szoruló hibák a rendszerben, de az űrszonda egészen 1993. május 6-ig értékes adatokkal szolgált (McPeters et al., 1996).

3.1.1. SBUV

Az SBUV egy dupla Ebert–Fastie spektrométerből és egy filter fotométerből állt. Működése során mérte a bejövő irradianciát és a légkör által visszavert sugárzást (radianciát) az UV tartomány 12 különböző hullámhosszán, a 0,25 – 0,34 mikrométeres hullámhosszárban. A választott csatornák pontosan a 256, 273, 283, 288, 292, 298, 302, 306, 312, 318, 331, és 340 nm-es hullámhosszak voltak. Ezekon a hullámhosszakon az ózon elnyeli a bejövő sugárzást, így a bejövő és a kimenő sugárzás számszerűsítését követően a kettő különbségéből kiszámítható a jelenlévő ózon mennyisége. A műszer látószöge 0,2 rad volt (Fleig et al., 1990).

3.1.2. TOMS

A TOMS, az SBUV-vel szemben egy szimpla, fix rácshálózatú Ebert–Fastie spektrométer. 3 fokos lépésekben pásztázta keresztül a pályautvonalat a nadírtól 51 fokra, kb. 0,052 rad látószögben. 6 hullámhosszon végzett méréseket a Föld kisugárzására vonatkozóan, a 0,31 – 0,38 μm -es hullámhossztartományban. A művelet során egy egyszerű monokromatikus képalkotó és egy leképező tükör segítségével fogták föl a visszavert UV sugárzást 35 mintavételezési ponton egy, a pályasíkra merőleges vonalban. A műhold délről észak felé mozgott. Az ózon származtatására alkalmazott mérések a pálya napsütötte oldalán történtek. A műszer tehát általánosságban 35 ponton mért, minden helyzeti szögből egyet, jobbról balra haladva. Amikor egy ilyen mérésorozattal végzett,

ugyanazon az úton tért vissza a kiindulási pontra, miközben nem végzett méréseket. Egy adott mérés után 8 másodperccel indult a következő (McPeters et al., 1996).

A mért adatokból különböző algoritmusok segítségével származtatják az ózonértékeket. A teljes ózontartalom származtatása például úgy történik, hogy előre kiszámítják, különböző ózonmennyiségekhez milyen visszavert sugárzásértékek tartoznának, majd ezeket az eredményeket összehasonlítják a mért értékekkel. Ahhoz, hogy a visszavert sugárzást pontosan meg lehessen határozni a teljes légköri ózon és a mérési körülmények (pl. a felszíni nyomás, a felszíni reflektancia, vagy a szélesség) függvényében, alapos számítások szükségesek. Az összehasonlítás során így a megfelelő körülmények mellett számított ózonmennyiségeket vetik össze a mérésekkel, ilyenformán információhoz jutva a valójában jelenlévő ózont tekintve.

A műhold által mért sugárzás egy része a felszínről verődik vissza, vagy szóródik a légkörben. Az ilyen alkotókat ki kell szűrni, ehhez viszont ismerni kell a felszíni visszaverődés tulajdonságait. Az ózon- és a reflektivitásértékek könnyedén meghatározhatók abban az esetben, amikor a reflektivitás hullámhosszfüggetlen. A módszer során két hullámhossztartományt választanak ki, melyek közül egyik érzékeny a légköri ózonra, a másik nem. Ezt a technikát később továbbfejlesztették a reflektivitás egy újabb, hullámhosszal lineáris komponensének figyelembe vételével.

Az adatokat többször is közzétették, a folyamatos fejlesztések és pontosítások miatt. A műszerek tulajdonságainak és azok változásainak rendszeres tanulmányozásával sokkal pontosabb radiancia értékeket sikerült előállítani. Fejlesztéseket végeztek továbbá az input adatokra, a fizikai folyamatok értelmezésére és a parametrizációkra vonatkozóan is. Az adatokat a GSFC DAAC (Goddard Space Flight Center, Distributed Active Archive Center) adatbázisában tárolják. A jelen dolgozatban felhasznált adatok a legfrissebb, nyolcas verzióból származnak.

3.2. Meteor-3 TOMS, Earth Probe TOMS, EOS Aura OMI

A teljes légköri ózontartalom méréseit a Nimbus-7 után a Meteor-3 űrszonda folytatta. A szonda üzembe helyezése a volt Szovjetunió és az Amerikai Egyesült Államok közös együttműködésének köszönhető. 1991 augusztusában kezdte meg méréseit, és 1994 decemberéig szolgáltat adatokkal (Herman et al., 1996). Az ózonadatok meghatározására alkalmazott TOMS műszer ugyanazokon az elveken működött a Meteor-3 és az azt követő szondák esetén is, mint a Nimbus-7 fedélzetén elhelyezett.

Az Earth Probe TOMS 1996 júliusában lépett működésbe, nem sokkal azelőtt, hogy egy másik, japán, ADEOS nevezetű műholdat hasonló célokkal pályára küldtek. Az ADEOS TOMS, magasabb pályájának köszönhetően teljes egyenlítő környéki lefedettséget adott. Ezen adatok kiegészítésének szánták az EP-TOMS méréseit, amelyet 500 km magasságban állítottak pályára, a jobb felbontás érdekében, valamint azzal a céllal, hogy pontosabb információkhoz jussanak az UV sugárzást elnyelő troposzférikus aeroszol részecskéket illetően. Ezáltal javult a TOMS aeroszol méréseinek konvertálhatósága különböző geofizikai mennyiségekbe, pl. optikai mélységbe. Habár az egyenlítői régiókban az alacsonyabb pálya gátolta a teljes globális lefedettséget, a sarkokat tekintve nem jelentett akadályt (McPeters et al., 1998). 1997 júniusában az ADEOS azonban elromlott, ezért módosították az Earth Probe pályáját 750 km-re, hogy nagyobb lefedettséget biztosítson. Az átállás kb. kétheti időszakában a szonda nem szolgáltatott adatokat. Az EP-TOMS mérései lehetőséget nyújtottak a teljes ózontartalom alakulása mellett a biológiai égések során keletkezett füst nyomon követésére, a sivatagi por és egyéb aeroszolok (pl. SiO_2), valamint a vulkáni hamu elkülönítésére.

A TOMS ózomméréseket az OMI (Ozone Monitoring Instrument) névre keresztelt műszer folytatja az EOS (Earth Observing System) Aura műhold fedélzetén. A szondát 2004 júliusában indították útjára. Az OMI elsődleges feladata a troposzférikus és sztratoszférikus nyomgázok globális feltérképezése magas térbeli és spektrális felbontás mellett (Dobber et al., 2006). Többféle légköri alkotó mérésére alkalmas, mint a TOMS szerkezetek, el tudja különíteni egymástól az egyes aeroszol fajtákat, és a felhözetről is szolgál információval. A légköri szennyezettségre vonatkozóan magas felbontás mellett méri a NO_2 , a SO_2 , az ózon és egyéb aeroszol részecskék koncentrációját. Detektálja a kibocsátott vulkáni eredetű hamu és kén-dioxid eloszlását, kb. 100-szor nagyobb érzékenységgel, mint a TOMS műszerek. Adatokkal szolgál továbbá a troposféra és a sztratosféra kémiájában egyaránt szerepet játszó BrO, formaldehid és OCIO előfordulásáról. Ami pedig jelen dolgozat szempontjából lényeges, pontos információkat ad a légkör teljes ózommennyiségére és az ózon profiljára vonatkozóan. Az OMI ma is folyamatosan végzi méréseit.

A TOMS program hosszú távú adatsorában van egy másfél éves adathiány, a Meteor-3 leállása és az Earth Probe üzembe helyezése közt eltelt időszakban (1994. december – 1996. június). Ettől eltekintve azt mondhatjuk, hogy a műholdas mérésekből ma már egy ~30 éves adatsor áll rendelkezésünkre a teljes ózommennyiség tekintetében, amely már alkalmas az ózon hosszabb távú változásának vizsgálatára.

4. Felhasznált adatok és módszerek

4.1. Ózon

Elemzéseinket az ózon vizsgálatával kezdtük. Ehhez először a Nimbus-7 űrszondán elhelyezett SBUV/TOMS méréseit használtuk fel. Az adatok a NASA GSFC (National Aeronautics and Space Administration Goddard Space Flight Center) weboldalain szabadon hozzáférhetőek. Az ózon adatok 1978. október 31-től 1990. június 21-ig állnak rendelkezésre, így egy kb. 11 éves időtartamot fognak át. Az adatfájlokból a teljes légköri ózommennyiség értékei mellett két, eltérő mértékegységben megadott (DU, valamint ppmv) vertikális ózonprofil nyertünk ki. A DU-ban megadott vertikális profil 13 rétegből áll, ebből a legelső az ózonréteg alatti tartománynak felel meg. A ppmv-ben mért értékek 15 szintről szolgálnak információval. A magassági profilok a felszín közeli réteg figyelmen kívül hagyásával 64 hPa-tól a légkör tetejéig terjednek.

Lehetőségünk nyílt a továbbiakban a teljes ózontartalom adatsorának kiterjesztésére egészen napjainkig (2011. december 31.). Ehhez a TOMS méréseket folytató Meteor-3 és Earth Probe, valamint az Aura műhold fedélzetén működő OMI műszer méréseire volt szükségünk, amelyeket a NASA adatbázisából szintén elérhettünk. Az adatsor hiányos, 1994 decemberétől 1996 júniusáig nem volt műholdas ózommérés, ennek ellenére az adatok egy meglehetősen hosszú időszakot lefednek.

Az alsó légkörre vonatkozó műholdas mérésekhez, összehasonlítás céljából, szükségünk volt felszíni eredetű ózommérésekre is, amelyhez az EMEP (European Monitoring and Evaluation Programme) adatait használtuk fel egy kiválasztott, az általunk vizsgált területen belül található állomásra, a magyarországi K-pusztára vonatkozóan, az 1990–2000 időszakra.

Az 1999-es és a 2000-es évekre elvégeztük a műholdas és a felszíni eredetű teljes légköri ózontartalom mérések összehasonlítását. A műholdas adatgyűjtés ebben az időszakban az Earth Probe TOMS mérőműszerével történt. A felszínen mért adatokat az OMSZ (Országos Meteorológiai Szolgálat) tulajdonában lévő Brewer spektrofotométer szolgáltatta.

4.2. Irradiancia

A napállandó változékonyságának bemutatásához C. Fröhlich és J. Lean d25_07_0310a verziójú TSI (Total Solar Irradiance; Teljes Szoláris Irradiancia)

kompozitját (Fröhlich et al., 1998) használtuk fel, amely 1978. november közepétől 2003 októberéig terjed. A kompozit a NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) szervezetének köszönhetően az NGDC (National Geophysical Data Center) adatbázisból szabadon elérhető.

Megvizsgáltuk a légkör külső részére érkező, a 200–400 nm hullámhossztartományba eső sugárzást 1 nm-es felbontásban, az UV tartományban tapasztalható hullámhosszfüggő változékonyság elemzése céljából. Ezen vizsgálathoz a SORCE (Solar Radiation and Climate Experiment) űrszonda szolgáltatott adatokat. A NASA által szponzorált SORCE program célja a Napból a Föld külső légkörére érkező sugárzás mérése a teljes spektrumon, valamint külön a röntgen, az UV, a látható és az IR tartományokban. Ehhez négy különböző, a célra fejlesztett műszert használ fel: a SIM (Spectral Irradiance Monitor), a SOLSTICE (Solar Stellar Irradiance Comparison Experiment), a TIM (Total Irradiance Monitor) és az XPS (XUV Photometer System) mérőműszereket. Az általunk kiválasztott hullámhossztartományt a SOLSTICE és a SIM napi mérései fedik le. Ebben a tartományban a SOLSTICE 1 nm-es szakaszokban szolgáltat adatokat, a SIM ennél kisebb közönként mér, esetében ezért átlagoltuk a megfelelő irradiancia értékeket, hogy a két adatsort azonos felbontásban kapjuk meg. A két műszer adatai eltérő hosszúságú időszakra elérhetőek: a SIM közzétett irradiancia értékei a 2004–2010 éveket fogják át, a SOLSTICE adatai ezzel szemben 2003-tól egészen 2012-ig megtalálhatók.

A felszínre leérkező UV irradiancia adatok az ózonhoz hasonlóan szintén a NASA GSFC weboldalairól származnak. A rendelkezésre álló UV adatsoroknak köszönhetően négy különböző, az UV tartományba eső hullámhosszon (305, 310, 325 és 380 nm) vizsgálhattuk a beérkező UV irradiancia értékeket. Ez az adatsor szintén 1978-ban, november 1-jén indul, és 2003. augusztus 31-ig elérhető. Az adatsor nem folytonos, hiányzik belőle az 1993. május 7. – 1996. július 21. közötti szakasz, valamint bővítve van a 2004-es év májusi hónapjával. Ezek a hiányosságok munkánkat számottevő mértékben nem befolyásolták.

4.3. A sztratoszféra hőmérsékleti eloszlása

A sztratoszféra hőmérsékleti viszonyainak elemzéséhez vertikális hőmérsékleti profilokat töltöttünk le az ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) ERA Interim reanalízis adatbázisából, az 1979 januárjától 2011 októberéig terjedő időszakra. Az adatok 6 órás időbeli felbontásban szerepelnek, 11 különböző,

sztratoszférikus vertikális szintre. Ezek a tropopauzától felfelé haladva a 100, 70, 50, 30, 20, 10, 7, 5, 3, 2 és 1 hPa nyomási szintek.

4.4. Relatív nedvesség és borultság

A műholdas és a felszíni ózonmérések összehasonlítását követően esettanulmányokat végeztünk, amelyekhez a teljes légkörre vonatkozó relatív nedvességi profilokat, valamint borultsági adatokat elemeztünk az 1999-es és a 2000-es évekre. Ezeket az adatokat szintén az ERA Interim adatbázisból töltöttük le. A borultság elemzésénél külön megvizsgáltuk a teljes felhőborítottságot, valamint szintekre bontva, az alacsony, a középmagas és a magas szintű felhők mennyiségét is.

4.5. Módszerek

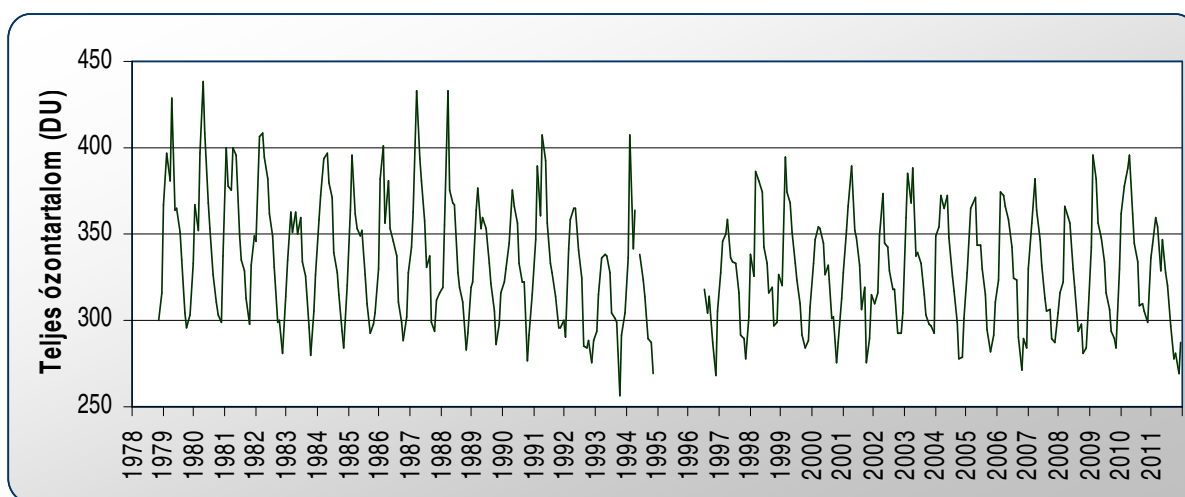
Elemzéseinket egy kiválasztott térségre, a Kárpát-medencére végeztük el, melynek általunk definiált területét az é. sz. 45° – 49° és a k. h. 16° – 25° koordináták adják meg. A műholdas, ózon és felszínre érkező irradiancia adatok az egész Földre vonatkoztatva érhetők el, eltérő térbeli felbontásban. Ezekből a forrásokból az elemzéseket megelőzően ezért kiválogattuk azokat a rácspontokat, amelyek a Kárpát-medence térségének határai közé estek. Az ERA Interim reanalízis adatokat európai kivágatra töltöttük le, ezt utána tovább redukáltuk a vizsgálandó területre. Az esettanulmányok esetén, ahol egy földrajzi pontra végeztük a vizsgálatokat, természetesen minden esetben azokat a rácspontokat válogattuk ki, amelyek a célterülethez a legközelebb estek.

Az adatok feldolgozásához és statisztikai elemzéséhez Fortran nyelvű programokat írtunk és a CDO (Climate Data Operators) nevű szoftvert használtuk fel. Az ábrák mindegyike a Microsoft Excel segítségével készült.

5. Eredmények

5.1. Ózon a Kárpát-medencében

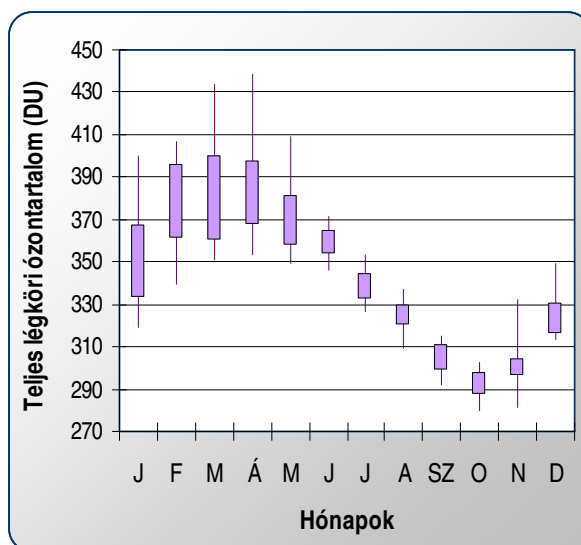
A légköri teljes ózontartalom egy egységnyi területű felszín fölötti légoszlopban található összes ózon mennyiségét adja meg normál állapotú légkör esetén. Az 5. ábra ennek időbeli változékonyságát szemlélteti a rendelkezésre álló, műholdas eredetű adatsor alapján. Azokban az időszakokban, ahol átfedés volt az egyes műholdak mérései között, átlagoltuk a megfelelő ózonértékeket. A görbe szakadásai a műholdas mérések kimaradását jelzik. A grafikonon megfigyelhető a teljes ózontartalomra jellemző periodikus időbeli változékonyság és éves menet. Az értékek jobbra 300–400 DU között mozognak, de az időben előre haladva kivehető az ózommennyiség átlagosan csökkenő tendenciája.



5. ábra: A teljes légköri ózontartalom időbeli változása (1978–2011)

A könnyebb statisztikai elemzés céljából elkészítettük a teljes ózontartalom 1978-tól 1990-ig tartó, a Nimbus-7 mérései által lefedett időszakra vonatkozó Box-Whisker diagramját (6. ábra). Az ábráról az éves meneten kívül leolvasható az ózontartalom egyes hónapokra jellemző változékonysága, valamint az 1978–1990 időszakban mért kiugró értékek is. Látható, hogy az ózonértékek szórása a téli – tavaszi hónapokban a legnagyobb, nyáron és ősszel viszonylag kisebb. A maximális értékek tavasszal lépnek fel, majd májustól kezdődően egy csökkenő trend jelenik meg. Az ózommennyiség ősszel, a vizsgált időszakban ezen belül is októberben éri el a minimumát. Ezt követően ismét gyarapodni kezd, hogy március környékén aztán felvegye a maximumát. Előzetes ismereteink alapján éppen ezt a menetet vártuk, mivel ez a fajta változékonyság fontos jellemzője az ózonnak.

Az 1978–1990 időszakban mért legnagyobb havi átlagos ózonérték 440 DU, míg a minimum 280 DU körüli.



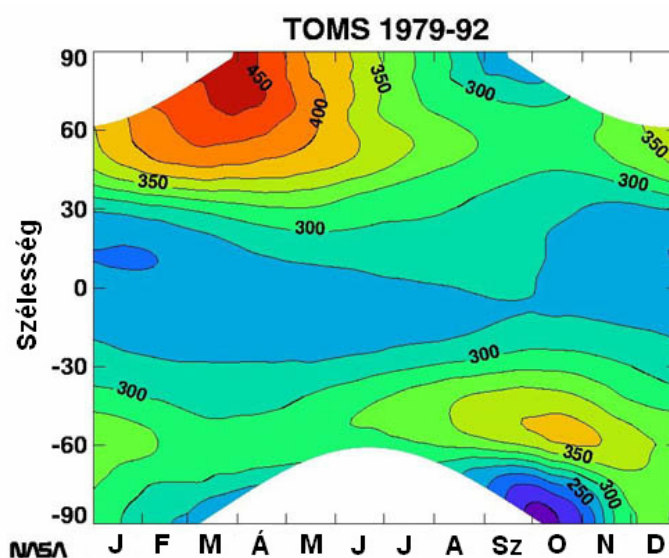
6. ábra: A légköri teljes ózontartalom havi változékonysága (1978–1990)

A 6. ábrán megjelenő éves menet fizikailag is magyarázható. (A 2.2. fejezetben részletesebben tárgyaljuk az ózon keletkezésének és bomlásának elméleti hátterét.) Az éves menetet elsősorban az ózon bomlásáért felelős katalitikus reakciók alakítják. A légkörben vannak olyan anyagok (pl. O, NO, OH, Br, Cl), amelyek katalizátorként működve elősegítik az ózon bontását. Ezek egy része természetes állapotban is jelen van a sztratoszférában, és megfelelő körülmények között tároló molekulákban, kémiaiilag kötött állapotban található. Ezek a molekulák sugárzás hatására, fotokémiai reakciók révén azonban fölszakadhatnak. A kiszabaduló ózonbontó anyagok szabad gyökként kerülnek a légkörbe, ahol az ózonnal könnyedén reakcióba lépve nagy ütemben csökkenteni kezdik annak mennyiségét. Télen a Kárpát-medence fölött viszonylag kicsi a besugárzás, ilyenkor a tárolás a domináns. Ahogy azonban közeledik a tavasz, növekszik a besugárzás, a molekulák fölszakadása révén egyre több ózonbontó szabadgyök keletkezik és megindul az ózon közvetlen bontása. Ezek a reakciók ilyenkor jóval nagyobb arányban érvényesülnek, mint a fotolízis révén történő ózonkeletkezés. A légkörben – késleltetési ideje következtében – a besugárzás erősödésének kezdetéhez képest később tapasztaljuk az ózoncsökkenést. Ettől függetlenül, az ábrán is nyomon követhető módon, a tavaszi hónapoktól kiindulva a légkör teljes ózontartalma folyamatos csökkenésnek indul. Ősz táján csökken a besugárzás, ennek következtében az ózonbontó reakciók is

gyengülnek. Az ózon keletkezése kerül túlsúlyba, következésképpen az ózon mennyisége újra növekedő tendenciát mutat.

Ahhoz, hogy egy adott szélességen mekkora mennyiségű ózon halmozódik fel, hozzájárul többek között a 2.2.2. fejezetben bemutatott Brewer–Dobson cirkuláció is. Ez a sztratoszférikus, a pólusok irányába tartó mozgás azonban jelenlegi ismereteink szerint éves skálán megy végbe, így az éven belüli menet kialakításához feltételezéseink szerint nem, vagy legfőleg csak kismértékben járul hozzá. Egyéb dinamikai tényezők is szerepet játszhatnak az ózon alakításában a közepes szélességeken, például a sztratoszféra télvégi melegedése következtében a poláris örvény fölszakadása révén, vagy az örvényben mozgó levegő transzportjával. Ezek a jelenségek, még ha hozzá is járulnak, korábbi kutatások alapján nem olyan mértékűek, hogy a kérdéses ózoncsökkenést okozzák (Solomon, 1999). Mindebből kiindulva feltételezzük, hogy a teljes légköri ózon éven belüli menete magyarázható elsődlegesen a kémiai folyamatok működésével.

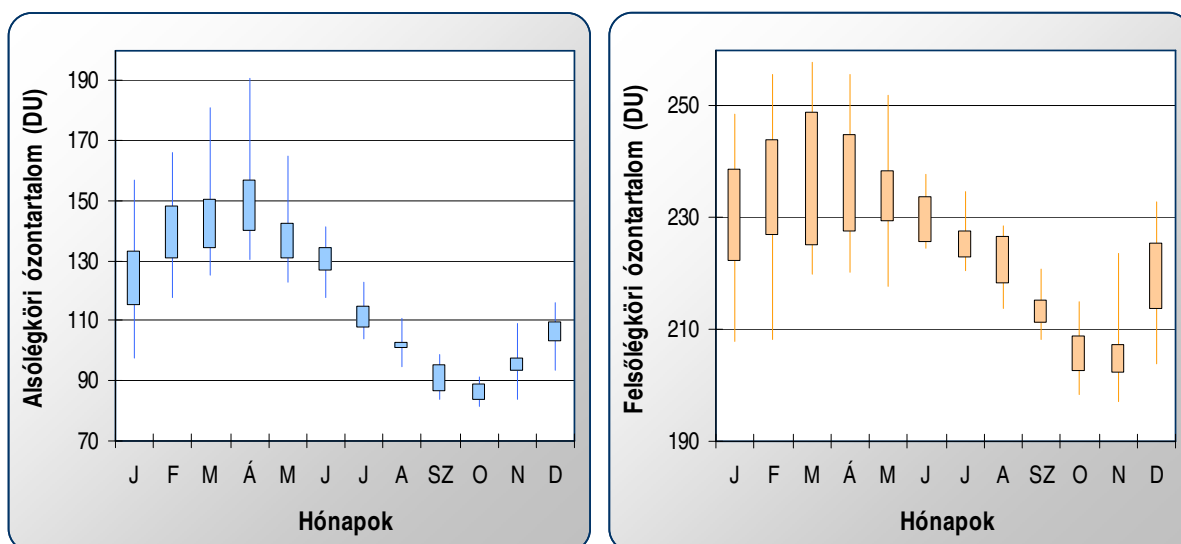
Az általunk kapott eredményeket összehasonlíthatjuk a NASA TOMS mérésekből származó eredményeivel (7. ábra). Ez az ábra az ózonkoncentrációk földrajzi szélességek szerinti eloszlását mutatja az év során. Ha megkeressük az általunk vizsgált szélességet (45° – 49°), megfigyelhető az előbb leírt viselkedés: egy év eleji enyhe növekedés után folyamatos csökkenés tapasztalható az ózon mennyiségében, majd az év vége felé egy újabb növekedést látunk.



7. ábra: A teljes légköri ózommennyiség szélesség szerinti eloszlása

A teljes légköri ózontartalomhoz a troposzférában található, nagy arányban antropogén eredetű ózon éppúgy hozzájárul, mint a sztratoszférikus. Hogy a felszín közeli ózon

szerepéről pontosabb képet kapjunk, a következőkben szétbontottuk a teljes ózontartalomra vonatkozó méréseket alsó- és felsőlégköri komponensekre (8. ábra), úgy, hogy műholdas adatainkból a legalsó réteg ózontartalmát különválasztottuk a felette lévő szintekétől. Ez, az alsóbb légréteghez tartozó függőleges kiterjedésű tartomány az ózonréteg alatti régiókat fogja össze, a fölette lévő pedig az ózonrétegbeli és az afölötti ózonkoncentrációkat összegzi.

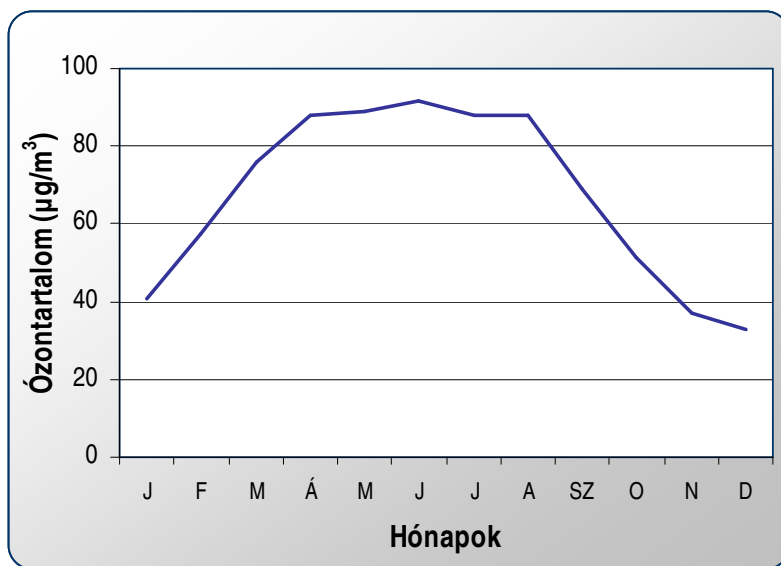


8. ábra: Az alsó- és felsőlégköri ózon havi változékonysága (1978–1990)

A 8. ábrán látható két diagram menetei megegyeznek a teljes ózontartalom éves menetével. A felső légréteg tekintetében ez nem meglepő, mivel a teljes ózontartalomhoz kb. 90%-ban a sztratoszférában található ózommennyiség járul hozzá. Érdekes, és kevésbé nyilvánvaló azonban, hogy az ózonréteg alatt mért összes ózon menete szintén követi az előbbit.

Érdekes ezen a ponton a felszíni méréseket külön megvizsgálni. A 9. ábra az EMEP (European Monitoring and Evaluation Programme) K-pusztai háttérállomáson mért felszínre vonatkozó troposzférikus ózonadataiból készült az 1990-től 2000-ig terjedő mérések alapján. Az ábrát vizsgálva látható, hogy a felszíni ózonkoncentrációk egyértelműen a nyári hónapokban érik el a maximumot és télen minimálisak. A 8. ábrán bemutatott, alsó légréteghez tartozó műholdas ózonértékek menete azonban számottevően különbözik a felszíni méréseket kirajzoló görbétől. Ebből levonhatjuk azt a következtetést, hogy – bár az antropogén kibocsátás következtében légkörbe kerülő troposzférikus (felszíni) ózon komoly szennyezést okoz a troposzférában – az alsó légréteg teljes ózommennyiségéhez még mindig csak viszonylag kismértékben járul hozzá. A két,

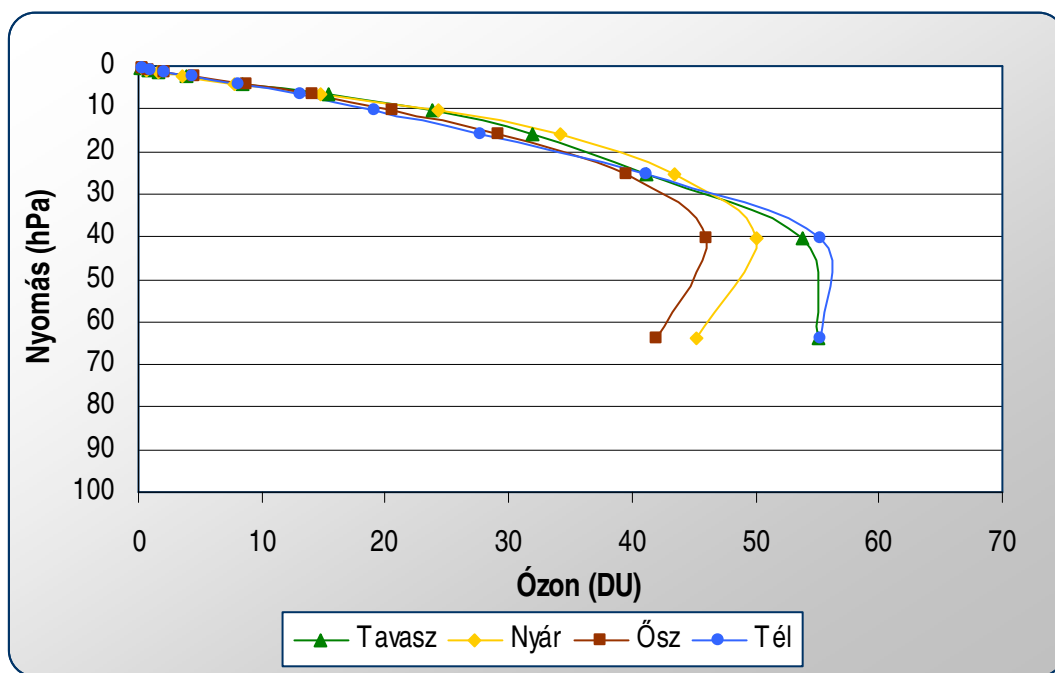
troposzférával kapcsolatos ábrán különböznek az ózon mértékegységei, a kettő közti átszámítás becslő módszerei pedig rendkívül bonyolultak, ezért az ózommennyiségek közvetlen összehasonlítása nehézségeket okoz. Ebből kifolyólag a főleg antropogén eredetű, felszíni ózon alsó légköri ózontartalomhoz való hozzájárulását ezen adatokból nagyságrendileg nem tudjuk kifejezni. Az minden esetre elmondható, hogy a műholdas adatok jóval magasabb ózonértékeket mutatnak.



9. ábra: A troposzférikus ózon éves menete (1990–2000)

A troposzféra ózonadatainak műholdas technikákkal történő meghatározása nem könnyű feladat. Az ózommérésre kifejlesztett szerkezetek meghatározott rétegekre vonatkozó optikai mélységet mérnek, ez alapján számítják ki a koncentrációkat. A troposzféra vertikális kiterjedése azonban jóval kisebb, mint például a fölötte elhelyezkedő sztratoszféráé, ezért könnyen előfordulhat, hogy a mérésekbe sztratoszférikus adatok is belesúsznak. Felszíni eredetű közvetlen mérésekkel és szondázással a troposzféra ózonadatait viszont nagyon pontosan meg tudjuk határozni.

Akárcsak a teljes ózommennyiség esetében, a vertikális profilokon is nyomon követhető a sztratoszférikus ózon változékonysága. A vertikális profilok ismerete különösen fontos az ózon eloszlása szempontjából. A következőkben a különböző magasságokban mért ózon átlagos évszakos vertikális profiljait mutatjuk be a DU-ban mért vertikális adatsor 12 szintjére (az alsó rétegre vonatkozó mérés elhagyásával), a légköri nyomás függvényében (10. ábra). Egy nyomásértékhez rendelt ózommennyiség minden esetben az adott nyomási szint fölötti légrétegre vonatkozik.

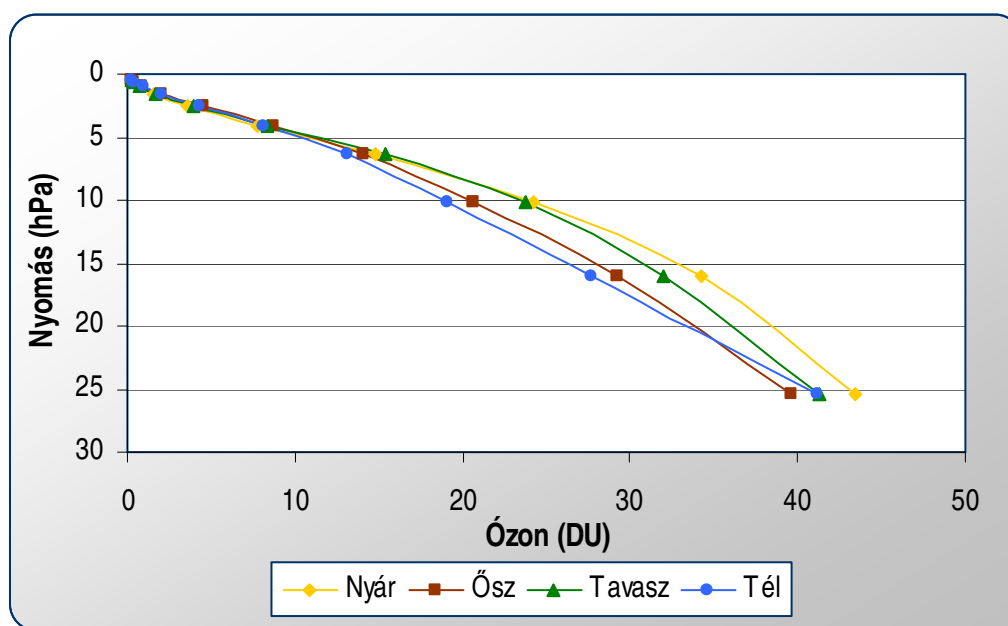


10. ábra: A sztratoszférikus ózon vertikális eloszlása és annak évszakos menete

Jól megfigyelhető az ózon magasságfüggő eloszlása. Mindegyik évszakban 40 hPa környékén a legnagyobb az ózonkoncentráció, ami átlagosan a 20 km-es magasságnak felel meg. Pontos érték nem rendelhető hozzá, mivel egy nyomási szint km-ben mért magassága változik az alatta elhelyezkedő légoszlop hőmérsékletének függvényében. Ettől a szinttől felfelé és lefelé haladva a légkörben az ózon mennyiségének folyamatos csökkenését követhetjük nyomon. Azokban a rétegekben, ahol az ózonkoncentráció maximális vagy a körüli, az ábra szerint az év során télen maximális az ózon átlagos mennyisége, nagyjából 55 DU. Ebben az időszakban az ózontörő reakciók a kis besugárzás következtében kevésbé intenzíven jelentkeznek, ezért alakulhatnak ki a magasabb ózonkoncentrációk. Ugyanez igaz a tavaszi profilra is. Bár tavasszal a teljes ózommennyiség rendszerint nagyobb, mint az év többi részében, az alsóbb légrétegekben a vertikális metszet görbéje nagyon közel, de kevéssel a téli alatt fut. Nyáron a besugárzás intenzívebbé válásával erősödnek a katalitikus ózontörő reakciók, ennek eredményeképpen az ózon fogyásnak indul, ahogy az a metszetből is látható. A legkevesebb ózon egyértelműen ősszel van jelen a sztratoszférában, ilyenkor az átlagolt értékek 40 hPa környékén már a 45 DU-hoz közelítenek. Fontos megfigyelni a vertikális profilok menetét is. Látható, hogy a görbe visszahajlása jóval nagyobb ősszel és nyáron, tehát az ózon mennyisége a tropopauza felé

gyorsabban csökken, míg tavasszal és télen a függőleges felé közelít, vagyis kevésbé változik.

A sztratoszféra felső részét, a ~25 hPa nyomási szint fölötti rétegeket figyelve azonban az ózon az előbbiektől egészen eltérő változékonyságát tapasztaljuk. Ezek a szintek a 10. ábrán nehezen kivehetők, ezért külön is bemutatjuk őket (11. ábra).



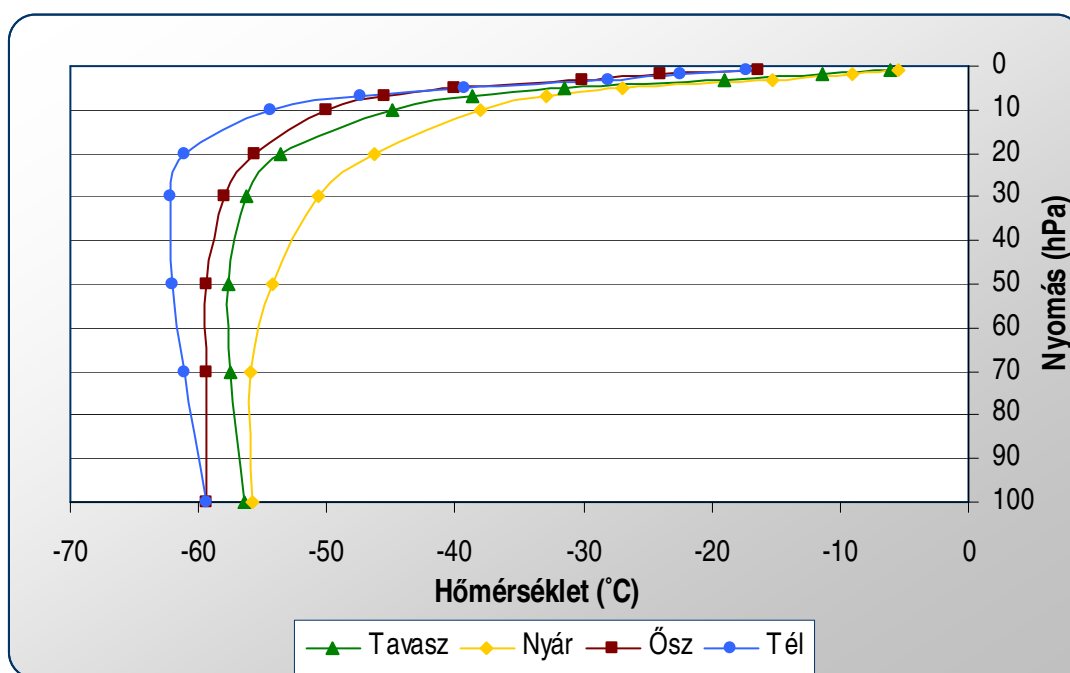
11. ábra: A ~25 hPa fölötti légköri rétegek évszakos vertikális ózonprofiljai

Láthatjuk, hogy a sztratoszféra alsóbb rétegeivel ellentétben a felső sztratoszférában éppen akkor találjuk a legnagyobb mennyiségű ózont, amikor a beérkező sugárzás a legintenzívebb, tehát a nyári évszakban. Ezt rendre a tavasz, az ősz és a tél ózonkoncentrációi követik, a sugárzás gyengülésének megfelelően. Ezekbe a magasságokba már valószínűleg sokkal kevesebb ózonbontó anyag juthat fel, így a katalitikus reakciók hiányában nem alakul ki az alsóbb rétegekben megfigyelt éves menet. Az ózon mennyiségét tehát elsődlegesen a Chapman-mechanizmus által leírt fotolitikus ózonkeletkezés és -bomlás egyensúlya alakítja (Mészáros, 1997). Nagyjából az 5 hPa-t meghaladó magasságokban már gyakorlatilag nem mutatható ki évszakfüggés, az ózontartalom egész évben állandó.

5.2. A sztratoszféra hőmérsékleti eloszlása

Korábban már utaltunk arra, hogy az ózonrétegbeli reakciók hatással vannak a sztratoszféra hőmérsékleti eloszlására. Az ózon elnyeli a beérkező UV sugarakat, amelyek

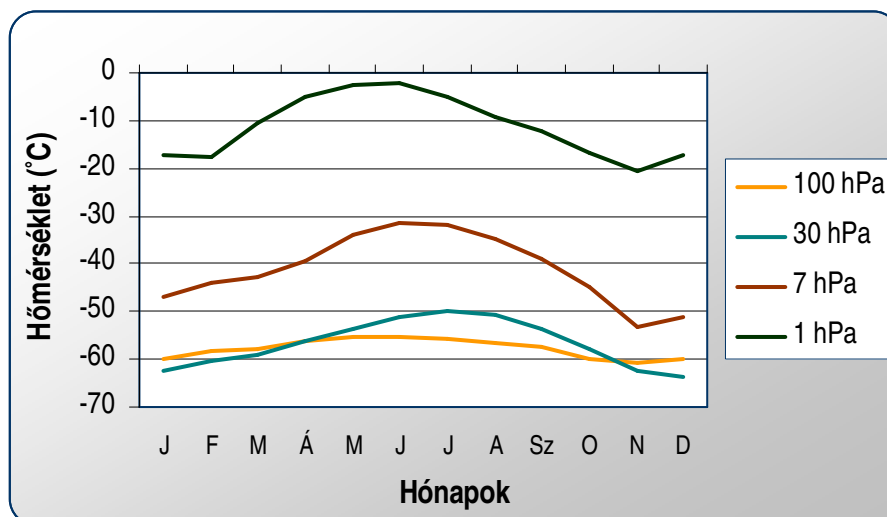
energiája ezáltal hővé alakul. A keletkezett hő hozzáadódik a környező légköri rétegekhez, és növeli azok hőmérsékletét. Következésképpen a sztratoszférában a hőmérséklet a magassággal folyamatosan növekszik. Ezen jelenség vizsgálatának céljából elkészítettük a sztratoszféra hőmérsékletének évszakos vertikális profiljait is a Kárpát-medence területére (12. ábra), melyek 11 vertikális szinten mért adatok évszakos átlagolásával készültek.



12. ábra: A sztratoszféra vertikális hőmérsékleti profiljainak évszakos változása

Ahogy azt vártuk, a légkörben felfelé haladva mind a négy görbe a hőmérséklet folyamatos növekedését mutatja a sztratoszférában. A vizsgált időszakban a tropopauza (~100 hPa) környékén a legalacsonyabb átlagos hőmérséklet télen és ősszel lépett fel, ~-60 °C-os értékkel, de a legnagyobb, nyári érték sem haladta meg a -55 °C-ot. Egyes esetekben, pl. télen a hőmérséklet további, enyhe csökkenése észlelhető a magassággal, ~20 hPa felett viszont mindenhol intenzív hőmérsékletemelkedés tapasztalható. Fölfelé haladva a sztratoszférában a legmelegebb és a leghidegebb évszakok közti átlagos különbség egyre nagyobb. A tropopauza szintjén az eltérés ~5 °C, jóval magasabban, 1 hPa-on ez az érték ~10 °C-ra növekszik.

A 13. ábra a hőmérséklet átlagos évi menetét mutatja a sztratoszféra négy kiválasztott szintjén (100, 30, 7 és 1 hPa).



13. ábra: A sztratoszféra néhány kiválasztott szintjén tapasztalható átlagos éves hőmérsékleti menet

Minden vizsgált szinten határozott éves menet figyelhető meg. Az erősebb besugárzás miatt a legmagasabb hőmérsékleti értékek a sztratoszférában is nyáron lépnek fel. Ez az az időszak, amikor az ózonbontás a legerőteljesebb. Tavasszal és ősszel egy folytonos növekvő, valamint csökkenő trend figyelhető meg. A legalacsonyabb hőmérsékletek minden esetben télen tapasztalhatók. Azt láthatjuk, hogy a 100 hPa-os és a 30 hPa-os hőmérsékleti görbe metszi egymást, vagyis az általános, sztratoszférikus, magassággal való melegedés ellenére az alacsonyabban fekvő, 100 hPa-os nyomási szint télen melegebb, mint a 30 hPa-os. A jelenség mögött valószínűleg a troposféra hatása húzódik. A 100 hPa-os szint nagyjából a tropopauzának felel meg, amely egy szakadási felületet képez, ahol a hőmérsékleti gradiens előjelet vált. A tropopauza alatti áramlási rendszerek és a troposzférából történő bekeveredés hatással lehetnek az alsó sztratoszférikus rétegekre.

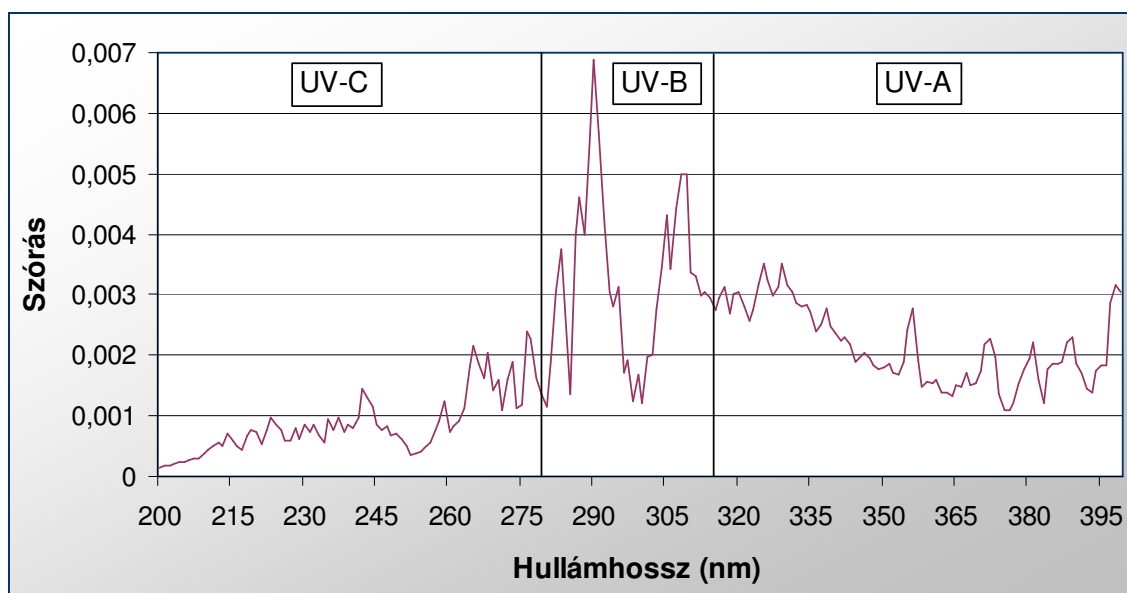
Az év során a legkisebb és a legnagyobb hőmérsékletek közti különbség minden szinten hasonló (~15 °C). A tropopauza magassága ismét egy kicsit különbözik, itt kiegyenlítettebb a hőmérséklet változása (~5 °C). Megfigyelhető továbbá, hogy az átlagos éves hőmérséklet maximuma – valószínűleg a légkör tehetetlensége miatt – a magassággal egyre korábbra tevődik.

5.3. UV sugárzás

A következőkben rátérünk az UV sugárzás vizsgálatára. Érdekes a napsugárzás spektrális felbontását venni, mivel – mint azt korábban már bemutattuk – a különböző hullámhosszakon nagyon eltérő változékonyság jelenhet meg az irradianciában, ezekre

pedig külön-külön a légkör is másképp reagál, mint ha csak a teljes szoláris irradianciát néznénk. Az UV az a hullámhossztartomány a spektrumban, amely a legnagyobb változékonyságot mutatja.

Ezen változékonyság elemzéséhez a SORCE (Solar Radiation and Climate Experiment) program keretén belül mért spektrális irradiancia értékeket vizsgáltuk meg. Az általunk kiválasztott hullámhossztartomány a 200–400 nm-es spektrum, amelyet a SORCE műholdon elhelyezett két különböző műszer, a SOLSTICE és a SIM napi mérései fognak át. A két műszer eltérő hosszúságú spektrális szakaszonként szolgáltat adatokat, ezért a SIM esetében átlagoltuk a megfelelő irradiancia értékeket, hogy a két adatsort azonos, 1 nm-es felbontásban kapjuk meg. A hullámhosszankénti változékonyság vizsgálatára szórást számoltunk. A 14. ábra a szórásra kapott értékeket rendszerezi a hullámhossz függvényében.

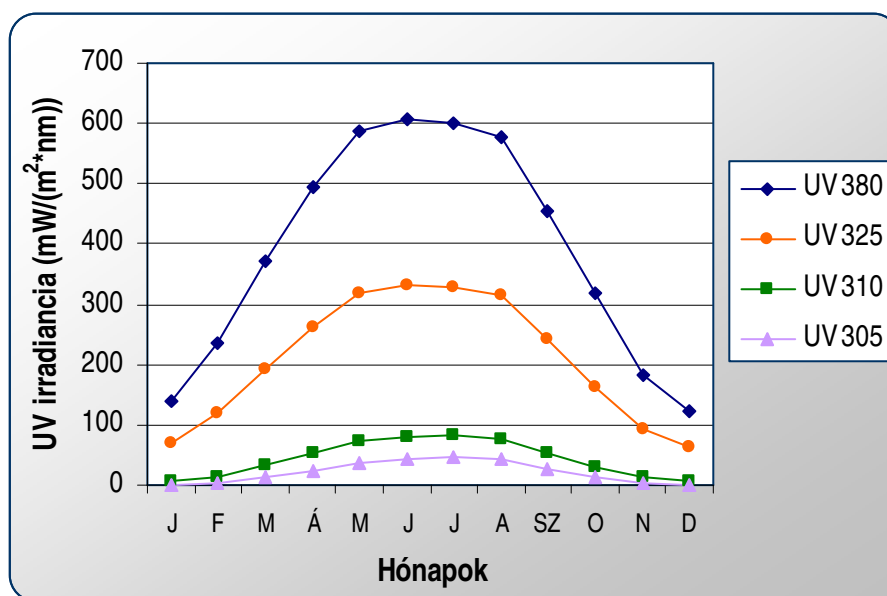


14. ábra: A Föld külső légkörére érkező UV sugárzás változékonysága a hullámhossz függvényében

Az eredményből levonható a következtetés, hogy a Földet érő UV sugárzás 200–400 nm-es tartományában hullámhosszanként meglehetősen eltérő változékonyság tapasztalható. Az irradiancia adatok nagyságrendje a teljes vizsgált spektrumon 10^{-3} – 10^0 $\text{Wm}^{-2}\text{nm}^{-1}$, jellemzően a 400 nm-es hullámhossz felé növekszik. A szórások értéke általánosságban véve kicsi, egymástól viszont esetenként számottevő mértékben is eltér. A legnagyobb ugrásokat a szórás értékeiben az UV-B tartományban (280–315 nm) láthatjuk. Itt találjuk a vizsgált tartomány legmagasabb szórásértékét is ($6,87 \cdot 10^{-3}$), 290 nm és 291 nm között. 315 nm-nél kezdődik az UV-A tartomány. Az UV-B-hez hasonlóan, bár

kisebb mértékben, a hullámhossz növekedésével itt is eltérő változékonyságot figyelhetünk meg. Az UV-A szakasz jelentős részében a szórás értékeiben egy folyamatosan csökkenő tendenciát követhetünk nyomon, a 400 nm-es határhoz közeledve azonban újabb növekedés tapasztalható. A vizsgált spektrum 280 nm alatti része az UV-C tartománynak felel meg, ezt a sugárzást az ózonréteg teljesen kiszűri. Itt az előzőekhez képest számottevően kisebb változékonyság jelenik meg, az UV-B hullámhosszak felé haladva azonban növekvő tendenciát mutatnak az értékek. A vizsgált spektrum legkisebb szórásértéke a 200–201 nm-es hullámhossz szakaszhoz kötődik ($1,6 \cdot 10^{-4}$), ehhez azonban hozzátartozik, hogy az adatok nagyságrendje is itt a legkisebb. A legalacsonyabb és a legmagasabb szórási értékek közötti különbség 44-szeres.

A 15. ábrán a felszínre leérkező UV sugárzás átlagos változékonyságát mutatjuk be az év során, négy különböző hullámhosszon, 305, 310, 325, és 380 nm-en. Az UV irradiancia mértékegysége $\text{mW} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{nm}^{-1}$, ahol a m^2 a felületre, a nm a hullámhosszra vonatkozik.



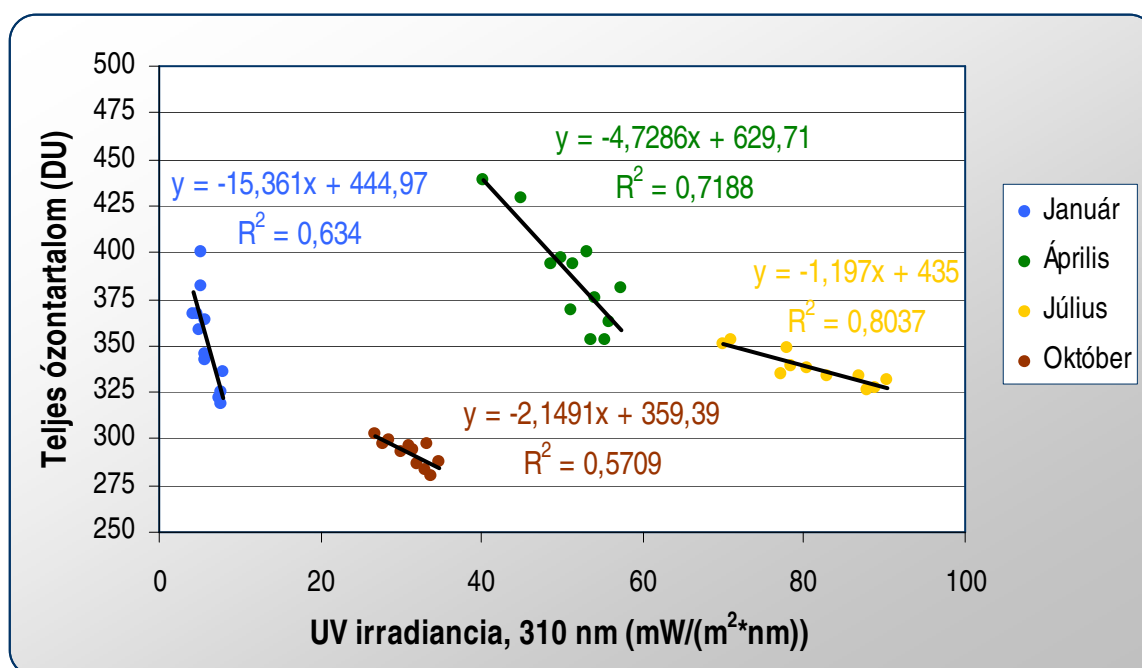
15. ábra: A négy vizsgált UV hullámhossz éven belüli menete

Azt látjuk az ábrán, hogy a görbék lefutása ugyanolyan, tehát az éves menet a négy különböző hullámhosszon megegyezik. A legkisebb besugárzás télen érkezik hozzánk. Tavasszal egy folyamatos növekedés tapasztalható, az értékek nyáron érik el a maximumot, majd ősszel a tavaszihoz hasonló folytonos csökkenés követhető nyomon, egészen addig, amíg novemberre/decemberre ismét eléri a besugárzás a minimumot. Az irradiancia értékeiben azonban számottevő különbségek figyelhetők meg. Ezen négy hullámhossz alapján elmondhatjuk, hogy minél nagyobb a sugárzás hullámhossza, annál

magasabb irradiancia értékek kapcsolhatók hozzá, és fordítva, minél kisebb a hullámhossz, annál kisebb a hozzátartozó irradiancia is. Az év során fellépő átlagos változékonyság a nagyobb hullámhosszúságú sugárzás felé haladva egyre erőteljesebb. Fontos megjegyezni, hogy az előbb tárgyalt viszony nem minden esetben igaz, mivel az optikai mélység nagymértékben változik a hullámhossz függvényében. Vannak olyan frekvenciák, ahol a spektrális irradiancia nem növekszik a hullámhosszal.

5.4. A légköri ózontartalom és az UV sugárzás kapcsolata, hosszú távú trendek

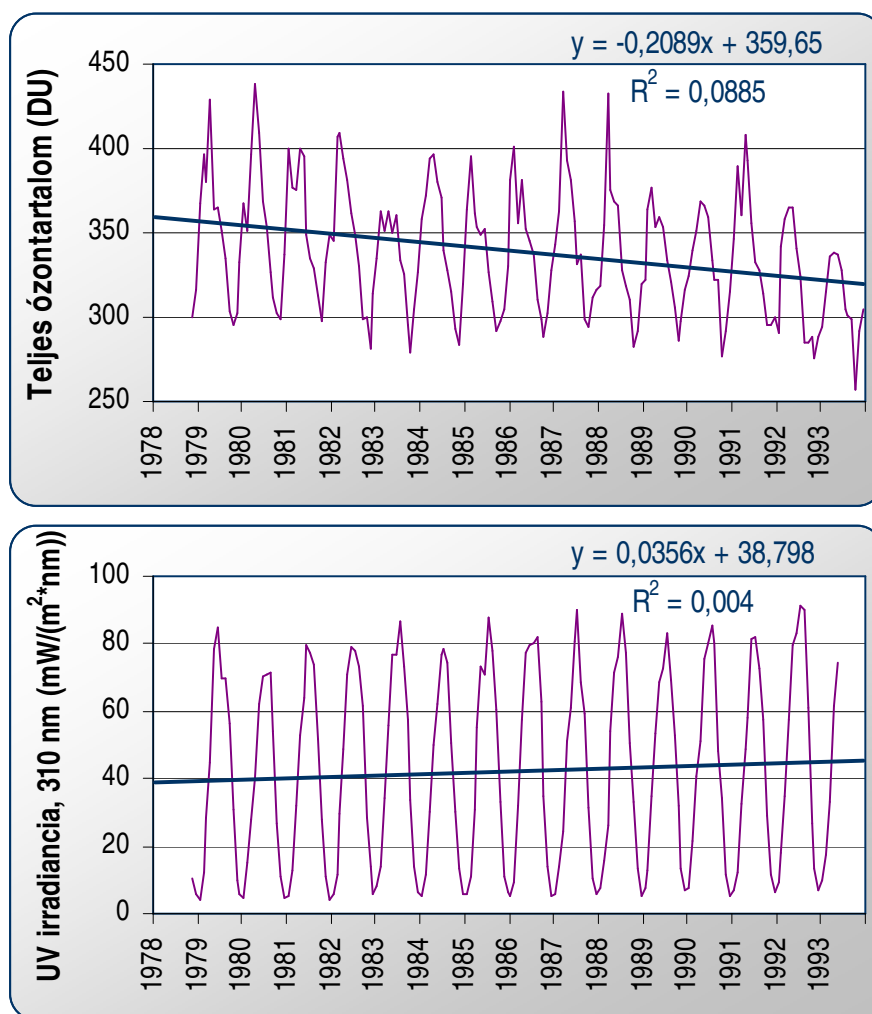
Nézzük meg, kimutatható-e kapcsolat a vizsgált időszakban az UV irradiancia és a légkör teljes ózontartalma között (16. ábra)! Ehhez kiválasztottunk négy hónapot, minden évszak középső hónapját, s ezekre elkészítettük a két változó scatter plot diagramját. A pontfelhőkre illesztett lineáris regressziós egyenesek minden hullámhossz esetén nagyon hasonlóak, ezért kiválasztottunk egy jellegzetes hullámhosszt, a 310 nm-est.



16. ábra: A 310 nm-es UV-irradiancia és a légkör teljes ózontartalmának scatter plot diagramja az évszakok középső hónapjaiban

Az ábrákon látható, hogy a regressziós egyenesek együtthatója minden esetben negatív értéket mutat. Ez azt jelenti, hogy minél több ózont tartalmaz a légkör, annál kevesebb UV sugárzás éri el a felszínt. A sztratoszférában az ózon elnyeli a beérkező UV sugárzás egy részét, így jelentősen lecsökkenti a troposzférában mérhető intenzitást. A legnagyobb

meredeksége a januári görbének van, a legkisebb pedig a júliusinak. A januári és az októberi értékek viszonylag koncentráltan helyezkednek el, a júliusra és az áprilusra, de különösen az áprilusra nagyobb szórás a jellemző. Ekkortájt, tavasszal találhatjuk a legtöbb ózont a sztratoszférában, a bejövő sugárzásban pedig folyamatos erősödés tapasztalható. A sugárzás intenzitásának növekedése révén intenzívebbé válik az ózon katalitikus bontása is. Júliusban emiatt már számottevően kevesebb ózon van jelen, a Földet érő irradiancia viszont nagyon erős, ezért, ahogy azt a júliusi ábrán nyomon követhetjük, a felszínre érkező UV sugárzás mennyisége is nagy. Ősszel mérhető a legkevesebb ózon a légkörben, ekkor viszont a beérkező sugárzás is jóval kevesebb, mint nyáron, így a felszínre vonatkozó UV értékek is kisebbek. Télen a legalacsonyabb a mért irradiancia, valamint a légköri ózon is ekkortájt kezd el gyarapodni, következésképp a felszíni UV ekkor minimális. Összehasonlítva a januári és a júliusi ábrákat szembevetően a különbség, a nyáron mért sugárzási értékek sokszorosai a télieknek.



17. ábra: A teljes ózontartalom és a 310 nm hullámhosszúságú UV irradiancia trendjei az 1978-tól 1993-ig terjedő időszakra

A 17. ábrán a légköri teljes ózontartalom és a 310 nm-es hullámhosszúságú UV irradiancia változékonyságát követhetjük nyomon 1978 novemberétől 1993 végéig. A másik három hullámhosszon nagyon hasonló eredményeket kaptunk, ezért terjedelmi okokból csak az egyiket mutatjuk be.

Az ábrák a két mennyiség periodikus változását mutatják. Mindkét ábrán kivehető az adott változó éven belüli menete, az ózon tavaszi maximumai és őszi minimumai, valamint az irradiancia nyári maximumai és téli minimumai. A vizsgált időszakon belül az ózontartalom csökkenő trendjét figyelhetjük meg, ezzel párhuzamosan az UV irradiancia növekvő tendenciát mutat. Amint azt a scatter plot diagramok elemzésénél már említettük, a teljes légköri ózontartalom csökkenése maga után vonja a felszínre érő UV sugárzás intenzitásának növekedését, a sugarak elnyelésének gyengülése révén. Ilyenformán a két mennyiség között fordított kapcsolat tapasztalható.

5.5. A műholdas és a felszíni eredetű ózommérések összehasonlítása

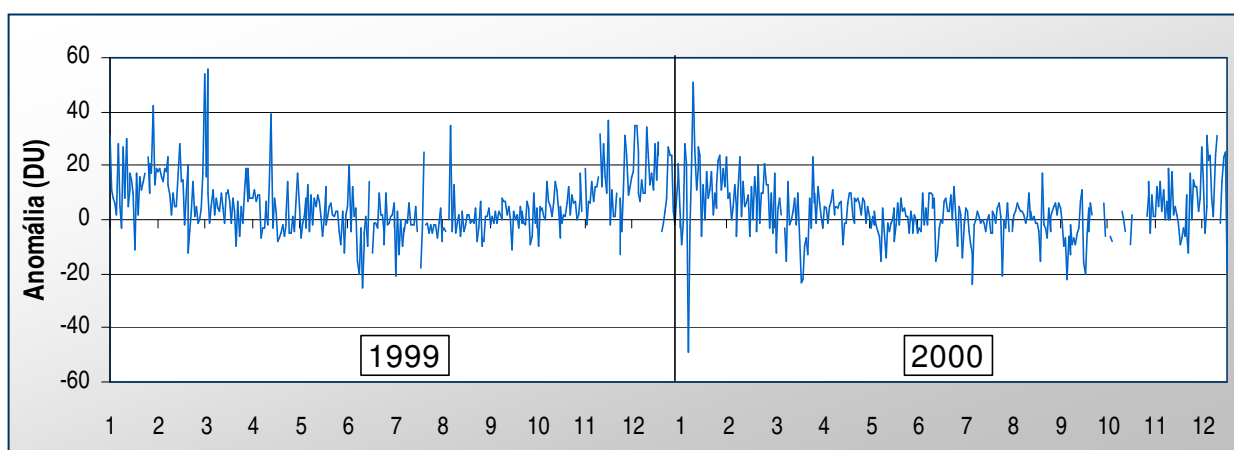
Ózonra vonatkozó adatokat rendszeresen, felszíni állomásokon is mérnek. A műholdas adatok elemzését követően ezért hasznosnak láttuk azok összevetését a felszíni mérésekkel. Ezen vizsgálatokhoz az Országos Meteorológiai Szolgálat által rendelkezésünkre bocsátott, két évet átfogó, teljes légköri ózontartalom értékeit használtuk fel. A vizsgálati időszak kiválasztásának elsődleges szempontja az adatok elérhetősége volt, tehát azt a két egymást követő évet választottuk ki, amelyekre mindkét forrásból többé-kevésbé folyamatos adatsort kaphattunk. Ezek az 1999-es és 2000-es évek. A műhold által mért adatsor 4 nap kivételével hiánytalan. A felszíni méréseknél ennél nagyobb számban fordulnak elő kimaradások, de nem olyan mennyiségben, hogy az elemzéseinket befolyásolhatná.

A felszíni mérések helyszíne a Marczell György Főobszervatórium (Budapest), elhelyezkedését az é. sz. $47,43^\circ$ és a k. h. $19,18^\circ$ koordináták adják meg. A műholdas adatsorban megadott földrajzi koordináták közül azt a pontot választottuk ki, amely ehhez a legközelebb esik, ez pedig az é. sz. $47,5^\circ$, valamint a k. h. $19,375^\circ$ értékek által megadott hely. A két földrajzi pont egymáshoz nagyon közel van, az apró eltérések valószínűsíthetően nem járulnak hozzá jelentős mértékben a különböző eredetű mérések esetleges eltéréseihez.

A műholdas adatok a 3. fejezetben már bemutatásra került TOMS műszer méréseinek eredményei, amely mérések a kérdéses időszakban az Earth Probe űrszonda fedélzetén

történtek. A felszínre vonatkozó értékeket a ma a legpontosabb ózonmérő műszernek számító Brewer-féle spektrofotométer szolgáltatta.

Az elemzés során minden egyes napra kiszámítottuk a két mérés különbségét. Az így kapott anomáliákat a kérdéses időszakra az idő függvényében ábrázoltuk (18. ábra). Az x tengelyen a 24 vizsgált hónap jelenik meg, ahol az első 12 az 1999-es, a második 12 a 2000-es évhez tartozik, az y tengelyen pedig az anomáliák értékét láthatjuk, amelyek az ózonhoz hasonlóan DU-ban értelmezendők.



18. ábra: A műholdas és a felszíni mérések közti különbségek a vizsgált időszakban

Az ábra alapján az anomália értékek zöme a vizsgált időszakban -20 és +20 DU között mozog. Az ezen a határon kívül eső eredmények előfordulása is még viszonylag gyakori, a -40 és +40 DU alatti/fölötti kiugró értékek viszont csak elvétve jelennek meg. A pozitív előjelű anomália azt jelenti, hogy a felszíni mérés volt a nagyobb, negatív anomália esetén a TOMS műszer adott nagyobb teljes légköri ózonértéket.

Tartomány (DU)		Anomália értékek
< -40		1
-40	-30	0
-30	-20	10
-20	-10	33
-10	0	188
0		32
0	10	276
10	20	103
20	30	36
30	40	11
> 40		4

1. táblázat: A műholdas és a felszíni ózonmérések közti eltérések hisztogramja

A pontosabb statisztikai vizsgálat céljából elkészítettük a kapott anomáliák hisztogramját, amelyet az 1. táblázat mutat be. Elmondható, hogy összességében a pozitív előjelű anomáliák gyakorisága jóval meghaladja a negatív előjelű anomáliákét. A pozitív anomáliák száma a teljes esetszámnak 62%-át adja, ugyanez az érték negatív különbségek esetén 33%. Ez azt jelenti, hogy a vizsgálati időszakban legtöbbször a Brewer spektrofotométer mért nagyobb teljes légköri ózonértékeket. Az esetek maradék 5%-ában egyáltalán nem volt eltérés a két különböző eredetű mérés között.

A műholdas és a felszíni eredetű ózonmérések közötti különbség többféle okra vezethető vissza. A műholdas technikák esetében az egész kapott adatsor analízisét egyetlen meghatározott algoritmus szerint végzik, emellett a műholdas műszerek karakterisztikái általában lassan változnak, ezért az anomáliákban tapasztalható hirtelen ugrások többnyire a felszíni méréseknek tudhatók be.

A két eltérő eredetű adatsor egyezésének vannak elvi határai is, amelyeket az ózontartalom származtatásához felhasznált feltételezések és algoritmusok határoznak meg. Ilyenek többek között egyes értékek, mint az ózon abszorpciók együtthatók eltérése, ezek hőmérsékletfüggése, a sztratoszférikus ózon és a hőmérséklet eloszlásának leírása vagy a sugárzásátvitelt érintő számítások. Más módszerrel mérik továbbá az egyes műszerek a teljes légköri ózontartalmat is. A spektrofotométerrel kétféle technika alkalmazható. A kizárólag tiszta égbolt esetén végezhető DS (direct sun) mérés során a műszer egy meghatározott légköri oszlop ózontartalmát méri közvetlenül a Nap irányába nézve. Felhős időben a ZS (zenith sky) mérést alkalmazzák, amely a szórt sugárzás mérésén alapszik. A műholdak, előbbiekkal ellentétben, látószögüknek megfelelően egy nagyobb területről szolgálnak információval. Jelenlegi ismeretek szerint 1%-nál jobb egyezés valószínűleg nem érhető el, általánosságban a felszíni és a műholdas mérések havi átlagos eltéréseinek szórása viszont 2% alatt marad (Fioletov et al., 2008).

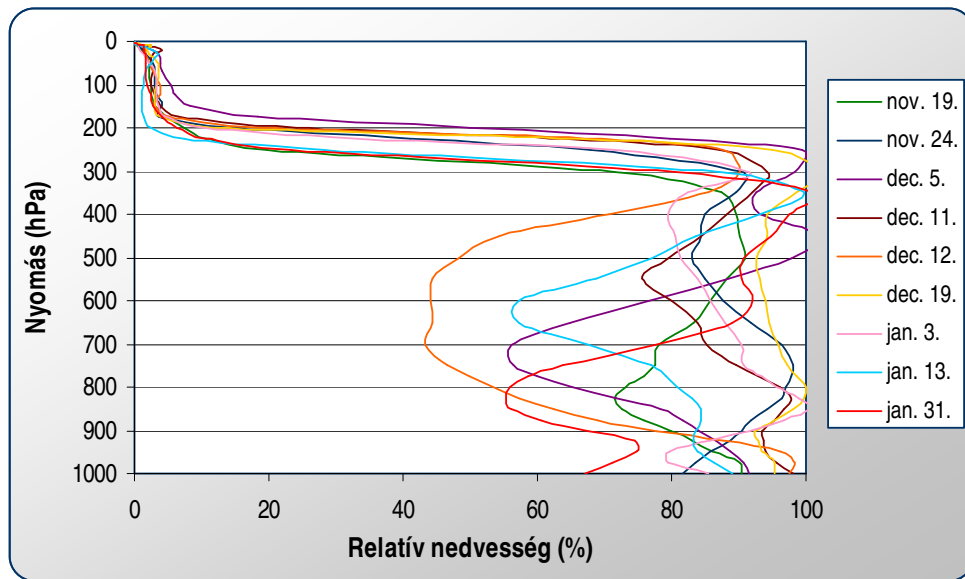
A két eltérő módszerrel végzett mérések közti különbségek nagyságát befolyásolhatja például a tengerszint feletti magasság is. Egy mérőállomás „pontoszerűnek” tekinthető a felszínen, meghatározott, hozzá tartozó tengerszint feletti magassággal. A műholdas algoritmusok azonban a pixeleknek megfelelően egy nagyobb területre vett átlagos magasságot számolnak, amely esetenként számottevő mértékben eltérhet az állomás valódi magasságtól. Jó példa erre a Mauna Loa mérőállomásának esete, amelynek tengerszintfeletti magassága eléri a 3500 métert (Fioletov et al., 2008). Az itt mért ózonértékek átlagosan 4,4%-kal kisebbek a műholdas technikával ugyanezen területre meghatározott értékeknél.

Befolyásoló tényező egy adott állomás lokális elhelyezkedése, környezete is. Nagyváros közelébe telepített állomások esetén a pillanatnyi ózontartalom értéke nagyban függhet a napszaktól, a lokális, antropogén eredetű szennyezőanyag kibocsátás miatt. Volt rá példa, hogy egy ilyen állomáson 2% különbség mutatkozott a kora reggeli és délutáni ózommérések között (Kerr and McElroy, 1995; Fioletov et al., 2008). Ilyen esetekben a napi átlag ózontartalom értékek eltérhetnek a műhold egyszeri áthaladása során mért adatoktól. A $\pm 3\%$ -ot meghaladó eltérések azonban ritkák, és inkább műszeres hibákra utalhatnak.

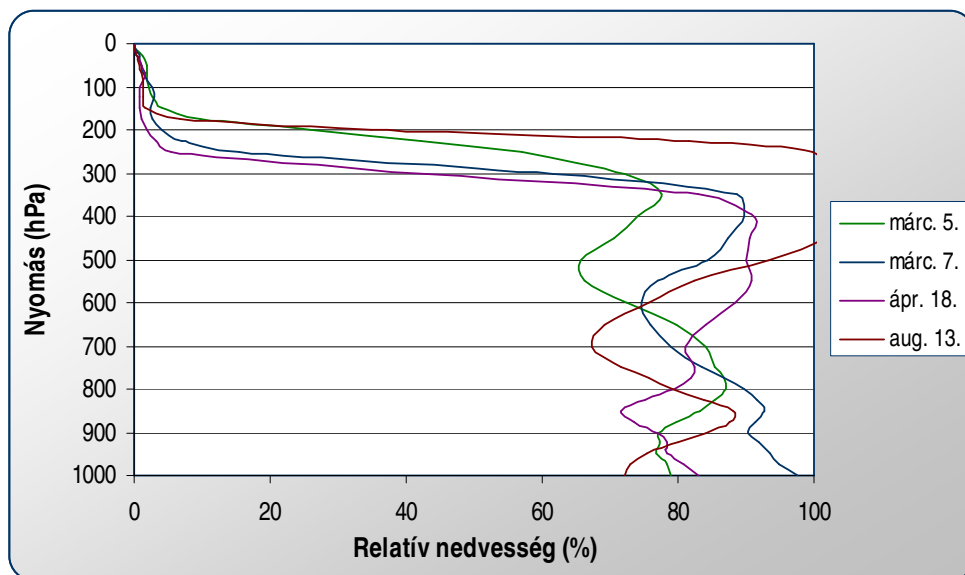
A Brewer spektrofotométer ZS mérései erősen felhős időben felülbecsülhetik az ózon mennyiségét, az UV sugárzás felhőkben tapasztalható többszörös szóródása és az ózon által történő elnyelés miatt. A kapott adatok keresztülmennek egyfajta minőségi ellenőrzésen, előfordulhat viszont, hogy a felülbecsült értékek egy részét ezek az ellenőrzések nem szűrik ki, így azok módosíthatják a valós napi átlagokat (Fioletov et al., 2008).

A műholdas technikával mért teljes légköri ózonadatok pontosságát vizsgáló tanulmányokból az is kiderül, hogy általánosságban, ha egy adott pixel által lefedett területre nagyobb felhőborítottság jellemző, az a felhőmentes esetekhez képest az ózommennyiség jelentős alulbecsüléséhez vezet (Antón and Loyola, 2011).

Ezen jelenségek vizsgálatára relatív nedvességi profilokat és felhőborítottsági értékeket vontunk be az elemzésekbe. Kiválasztottuk azokat az időpontokat, amikor a felszíni és a műholdas adatok közti különbség meghaladta a 30 Dobson egységet. A két év alatt összesen 16 ilyen alkalom volt. Az elemzéseket mindkét évre elvégeztük, terjedelmi okokból azonban itt csak a nagyobb esetszámot tartalmazó 1999-es évet mutatjuk be. 2000-re hasonló eredményeket kaptunk. A kiugró értékek száma a választott évben 13, minden esetben pozitív előjelű anomáliákkal, tehát a spektrofotométer mért több ózont a légkörben. A kiválasztott időpontokra elkészítettük a légkör napi átlagos relatív nedvességi profiljait az ERA Interim adatbázis adatai alapján. Ismét a célhelyhez legközelebb eső rácspontot választottuk ki, ebben az esetben ezt az é. sz. 48° és a k. h. 19° koordináták adják meg. A téli-őszi és a nyári-tavaszi időszakokra vonatkozó vertikális profilokat a 19. és a 20. ábrák mutatják.



19. ábra: A téli-tavaszi időszakban tapasztalt kimagaslóan nagy anomáliákhoz tartozó napi átlagos relatív nedvességi profilok



20. ábra: A nyári-őszi időszakban tapasztalt kimagaslóan nagy anomáliákhoz tartozó napi átlagos relatív nedvességi profilok

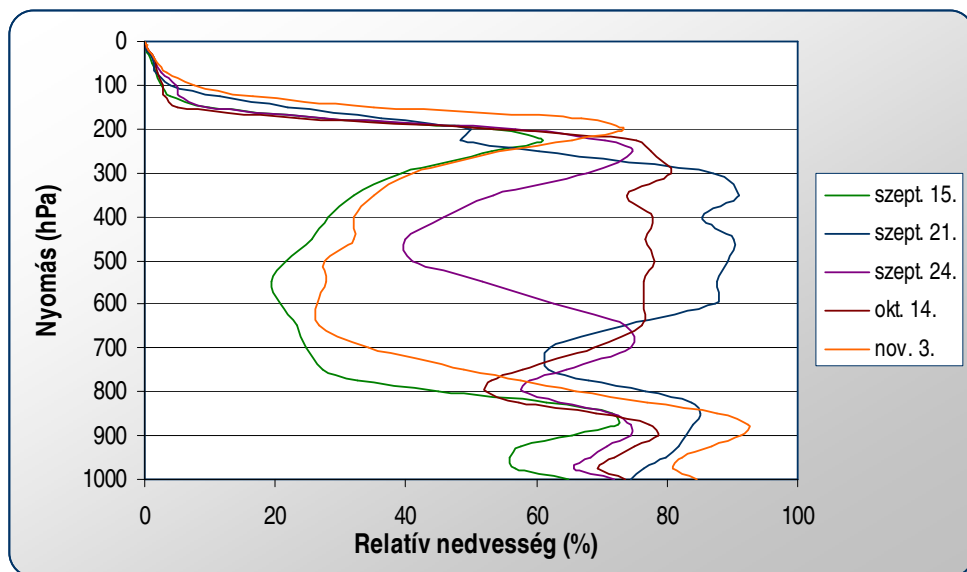
Ahogy azt vártuk is, minden időponthoz egészen más napi átlagos vertikális profil tartozik, általánosságban viszont megfigyelhetjük, hogy a kérdéses napokon adott szinteken a telítéshez közelebbi állapotok uralkodtak. A görbék többnyire a százalékos skála felső határához közelebb koncentrálnak. Fontos hozzátenni, hogy a vízgőz légköri előfordulására napi szinten is nagy változékonyság jellemző, ugyanez igaz a relatív nedvességre és a felhőzetre is. Így, ha egy napon csak kisszámú mérést végzünk, és azoknak képezzük az átlagát, az nem biztos, hogy jól reprezentálja az adott napot. Számít ezért az is, hogy az ózomméréseket a nap melyik szakában végzik, különösen a műholdas

adatokat tekintve, amelyeknél naponta csak egy áll rendelkezésre. A spektrofotométerrel többször mérnek egy nap, és ezekből számolják ki a napi átlagokat.

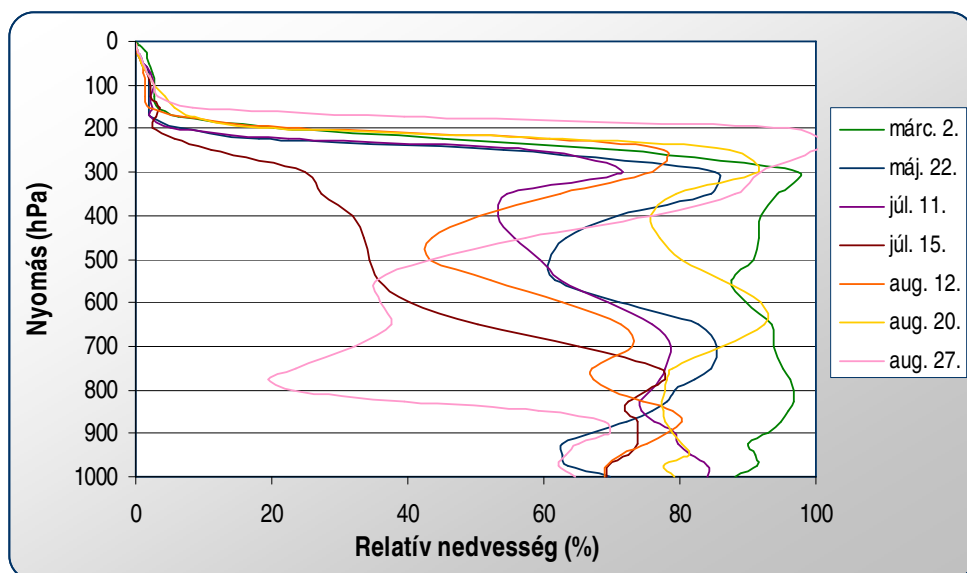
Az ábrákon az is szembetűnik, hogy a hűvösebb évszakokban jóval több kiugró anomália érték jelentkezett, mint a nyári félévben, tehát megfigyelhető egy évszakfüggés. Ezt a szezonális ciklust okozhatja az ózonszarmaztatási algoritmusok különbözősége (Fioletov et al., 2008). A jelenleg használatban lévő Dobson és Brewer spektrofotométereknél alkalmazott algoritmusok nem veszik figyelembe az ózonabszorpciós koeficiensek változásait. Ez a változékonyság az ózonnal súlyozott átlaghőmérséklet éves ciklusának köszönhető, amely az ózon és a hőmérséklet vertikális eloszlásának változásából ered. Ezek az eltérések általában kicsik, az Antarktisz telén és tavaszán azonban extrém esetek is előfordulhatnak. Az anomáliákban fellépő évszakfüggéshez vezethetnek másfelől a DS mérések során a műszer látómezejébe jutó szórt fény intenzitásában tapasztalható különbségek is (Fioletov et al., 2008).

Az elemzés során kiválogattuk azokat az eseteket is, amikor a két műszer pontosan ugyanakkora ózonnemennyiséget mért a légkörben. A két év alatt összesen 32 ilyen helyzet adódott, ebből az itt bemutatásra kerülő 1999-es évben 12 napra kaptunk nulla anomália értékeket. Ismét megvizsgáltuk a kérdéses időpontokhoz tartozó átlagos vertikális relatív nedvességi profilokat, amelyeket a 21. és 22. ábrák mutatnak be.

Az ábrákon megfigyelhető, hogy ezekben az esetekben láthatóan változatosabb relatív nedvességi görbéket kaptunk. A százalékos értékek általában véve kisebbek, mint a maximális eltérésekhez tartozó profiloknál. Itt is megfigyelhető az előzőekben említett évszakfüggés, azzal a különbséggel, hogy a „nulla anomáliás” esetek száma a tavaszi és nyári időszakokban a nagyobb, a hűvösebb félévben pedig kevesebbszer egyeznek meg a mért ózonértékek.

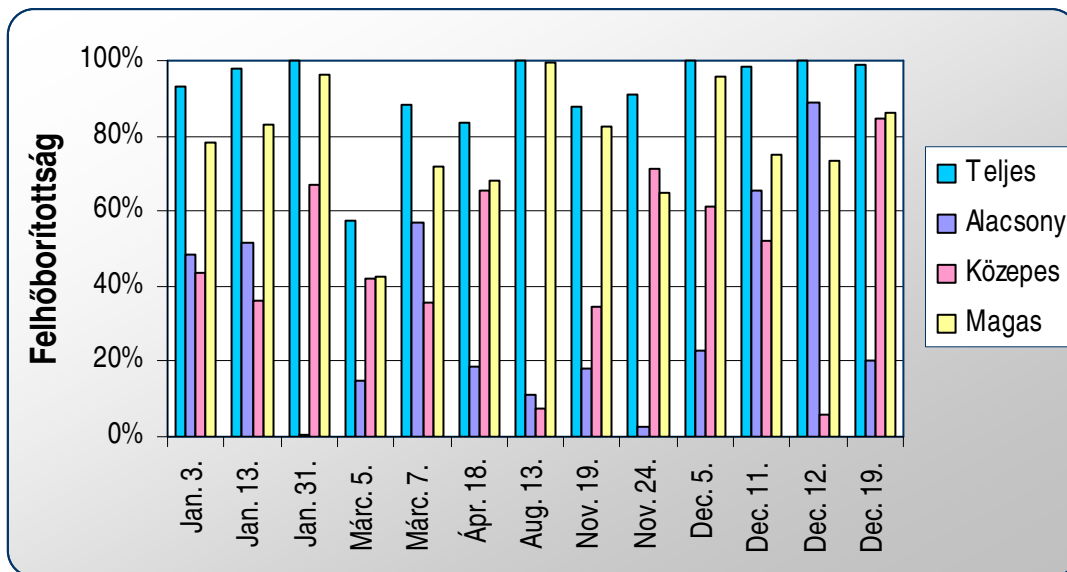


21. ábra: A téli-tavaszi időszakban tapasztalt nulla anomáliákhoz tartozó napi átlagos relatív nedvességi profilok

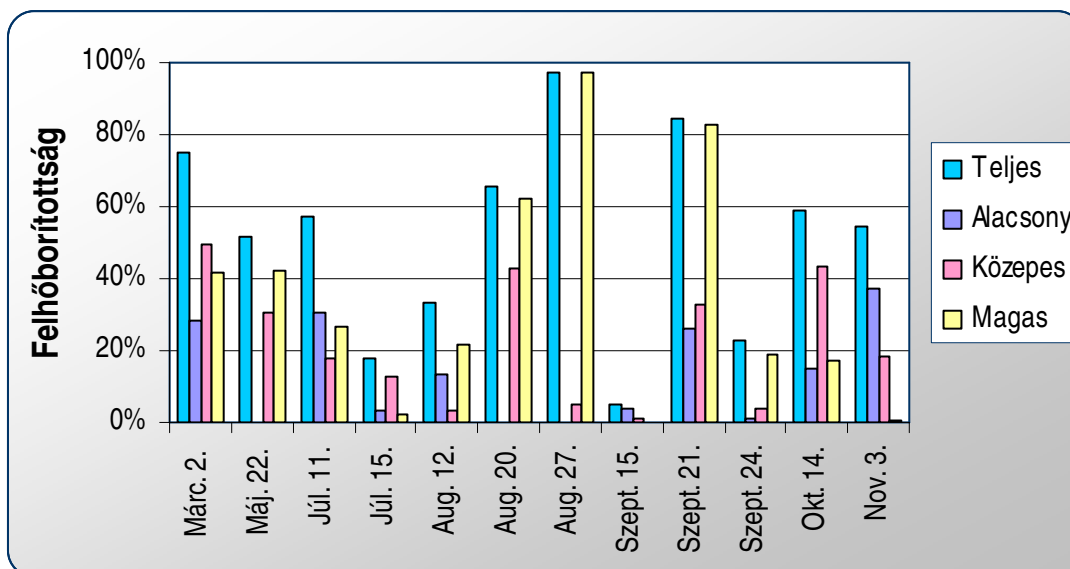


22. ábra: A nyári-őszi időszakban tapasztalt nulla anomáliákhoz tartozó napi átlagos relatív nedvességi profilok

A méréseket elsősorban a kialakuló felhőzet befolyásolja, ezért a kérdéses időpontokra vonatkozó borultsági értékeket is bevontuk az elemzésbe, szintén az ERA Interim-ből származó adatok alapján. A teljes felhőborítottság mellett szintekre bontva – alacsony, középmagas és magas – is megvizsgáltuk a felhőzetet. Az áttekinthetőség céljából olyan diagramokat készítettünk (23. és 24. ábra), amelyeken elkülönítettük a teljes és az egyes szintekhez tartozó felhőzet mennyiségét.



23. ábra: A felhőzet eloszlása azokon a napokon, amikor a kétféle mérés között a legnagyobb eltérések léptek fel



24. ábra: A felhőzet eloszlása azokon a napokon, amikor a kétféle mérés között nem volt eltérés

Ezek az ábrák nagyon jól látszik, hogy a maximális és minimális anomáliákhoz jelentősen eltérő felhőzetbeli mennyiség rendelhető hozzá. Azokon a napokon, amikor a két műszer méréseiben különösen nagy eltérés mutatkozott, általánosságban jóval nagyobb volt a napi átlagos borultság, mint az azonos mérések időpontjaiban.

Kiszámítható, hogy a kiugró anomáliákhoz tartozó napok 92%-ában a teljes napi átlagos felhőborítottság meghaladta a 80%-ot. Összesen egy olyan esetet tudunk elkülöníteni, március 5-én, amikor az átlagos felhőzet ennél kevesebb volt. Azokban az

időpontokban, amikor nem volt eltérés a kétféle mérés között, az esetek 83%-ában 80%-nál kisebb borítottság volt jellemző. Két ennél nagyobb érték jelenik meg, augusztus 27-én és szeptember 21-én. Érdeemes megfigyelni, hogy ezeken a napokon mindkét esetben a borítottság magas értékéhez elsősorban a magas szintű felhők járultak hozzá. Mivel a két mérés közti különbséghez, ahogy azt az előbbieken bemutattuk, a felhőzet okozta szóródás mellett egyéb tényezők is hozzájárulnak, a kivételt képező esetekben az eltérés valószínűleg más okra vezethető vissza.

Hogy mennyiben függ az anomália értéke attól, hogy melyik magassági szinten domináns a felhőzet mennyisége, jelen vizsgálatból nem derül ki, az további vizsgálatokat igényel. A magassággal felfelé haladva változik a felhők összetétele, egyre inkább a szilárd fázis dominál. Eredményeinkből azonban arra következtetünk, hogy, még ha van is eltérés a különböző fázisú felhőkben végbemenő szóródás intenzitásában, elsősorban valószínűleg az összfelhőzet az, ami a méréseket befolyásolja.

6. Összefoglalás

Az elmúlt évtizedekben a globális éghajlatváltozás számos jelét figyelhettük meg. Ezen problémakör a meteorológia intenzíven kutatott területe, ennek ellenére még mindig tisztázatlan, hogy a különböző, természetes és antropogén eredetű hajtóerők milyen arányban járulnak hozzá a változásokhoz.

A természetes éghajlat alakító tényezők egyike a napsugárzás ciklikus változékonyságából ered. Tudjuk, hogy a napállandó nem állandó az időben, hanem a napciklusnak megfelelő periodicitással folyamatosan változik. Korábbi tanulmányok szerint ez a változás túl kicsi ahhoz, hogy a földi folyamatokat direkt módon számottevő mértékben befolyásolja (a napfoltmaximum és –minimum közti sugárzásváltozás $\sim 0,1$ K eltérést indukál a globális átlaghőmérsékletben), az indirekt hatásokra adott válaszreakció azonban jóval nagyobb lehet.

Ezen közvetett hatások egyike a sztratoszférikus ózon és az UV sugárzás kapcsolatán alapszik. Jelen diplomamunka témájának ennek a kapcsolatnak a vizsgálatát tűztük ki célul egy kiválasztott területre, a Kárpát-medence térségére. Az elemzéshez elsősorban műholdas adatokat használtunk fel, amelyek a NASA adatbázisában szabadon hozzáférhetőek. A vizsgálatot a Nimbus-7 űrszonda méréseivel kezdtük, amelyet a továbbiakban kibővítettünk a TOMS méréseket folytató Meteor-3 és Earth Probe, majd az Aura műhold OMI műszerének rendelkezésre álló adataival. Így a teljes légköri ózontartalom tekintetében egy viszonylag hosszú, több mint 30 évet átfogó adatsorhoz jutottunk.

Az UV sugárzás azért különösen érdekes, mert ha a Napból jövő sugárzás spektrumát felbontjuk, a legnagyobb hullámhosszfüggő változékonyságot épp az UV tartományban tapasztaljuk. Ezen változékonyság vizsgálatára a NASA által szponzorált SORCE program keretében gyűjtött spektrális irradiancia adatokat használtuk fel, melyek segítségével 1 nm-es felbontásban elemezhettük az irradiancia értékek szórását. A legnagyobb változékonyságot ilyenformán az UV-B tartományban találtuk, de a hullámhosszfüggő eltérések az UV-A és az UV-C tartományokban is kimutathatók. A felszínre leérkező UV irradiancia adatokat négy különböző hullámhosszon vizsgáltuk: a 305, 310, 325 és 380 nm-es hullámhosszakon. Ezek alapján általánosságban elmondható, hogy minél nagyobb hullámhosszt nézünk, annál nagyobb a havi átlagos eltérés a sugárzási értékek között egy év során.

A Földet érő UV sugárzás nagy részét a légkörben található ózon elnyeli. Kimutatható, hogy minél több ózont tartalmaz a légkör, a felszínre leérkező UV sugárzás intenzitása annál kisebb. A teljes légköri ózontartalomra jellemző egy meghatározott éves menet. A Kárpát-medence területén a legtöbb ózont tavasszal mérhetjük a légkörben. Ezt a maximumot a nyár folyamán egy folyamatosan csökkenő trend követi, egészen őszig, amikor az ózon mennyisége a legkisebb. Az őszi minimumot újabb gyarapodás követi a következő tavaszig. Az ózon előfordulását egy adott szélességen dinamikai folyamatok is befolyásolják (pl. a Brewer–Dobson cirkuláció), de az éves menetet valószínűleg elsősorban a kémiai reakciók alakítják ki. Tavasszal, amikor erősödik a besugárzás a Kárpát-medence térségében, az addig kémiailag kötött ózonbontó anyagok szabad gyökként a légkörbe kerülnek és megkezdik az ózon fokozatos bontását. Ezt a tavasztól őszig tartó csökkenő tendenciában követhetjük nyomon. Az ózonbontó anyagok egy része természetes állapotban is jelen van a légkörben, de egyértelműen kimutatható az antropogén eredetű szennyezőanyag kibocsátás hozzájárulása a megfigyelt ózoncsökkenéshez. Ahogy a sugárzás intenzitása ősztől kezdődően mérséklődik, újra a tárolás lesz a domináns és az ózon légköri koncentrációja növekedésnek indul. Az évszakfüggés az ózon vertikális profiljain is nyomon követhető. A maximális ózonkoncentráció környékén a teljes ózontartalomhoz hasonlóan minden szinten megfigyelhető a tavaszi maximum és az őszi minimum. Egy meghatározott magasság fölött azonban (~25 hPa) változik az éves menet, a legtöbb ózont nyáron, a maximális besugárzás időszakában találhatjuk a felső sztratoszférában, a tél felé közeledve pedig egyre kevesebbet mérhetünk. Ezekben a magasságokban a katalitikus bontás hiányában az ózon mennyiségét elsődlegesen a Chapman-mechanizmus által leírt kémiai reakciók egyensúlya alakítja. Nagyjából 5 hPa fölött már gyakorlatilag nem mutatható ki évszakfüggés, tehát itt az ózontartalom egész évben többé-kevésbé ugyanakkora.

Az ózonrétegben elnyelődő UV sugárzás energiája hővé alakul, hozzáadódik a környező légköri rétegekhez, így emeli azok hőmérsékletét. Ez a jelenség a sztratoszféra magassággal történő folyamatos melegedését eredményezi, ahogy az az ECMWF ERA Interim bázisából származó, vertikális hőmérsékleti profilokra vonatkozó adatokból kimutatható.

Megvizsgáltuk a teljes légköri ózontartalom és a felszínre érő UV sugárzás hosszabb távú trendjeit is az 1978-tól 1993-ig terjedő időszakra. Látható, hogy amíg a kérdéses időtartam alatt az ózonban egy csökkenő trend mutatható ki, az UV irradiancia ezzel

párhuzamosan folyamatosan növekszik, ezzel reprezentálva a kettő közti fordított kapcsolatot.

Elvégeztük két kiválasztott évre (1999–2000) a műholdas és a felszíni eredetű ózommérések összehasonlítását. A mért értékek közti különbséghez sokféle tényező hozzájárul, befolyásolja a méréseket többek között a felhőzet mennyisége is. Ezen jelenség vizsgálatára relatív nedvességi profilokra és borultságra vonatkozó adatokat töltöttünk le az ERA Interim weboldaláról. Azokon a napokon, amikor a két különböző technikával mért ózonértékekben kiemelkedően magas eltérések adódtak, számottevően nagyobb átlagos nedvességi értékeket és jóval erősebb borítottságot tapasztaltunk, mint amikor nem volt különbség a mérések között. Általánosságban a felszíni eredetű mérések adtak nagyobb ózonértékeket.

Összességében elmondható, hogy a légkör ózontartalma és a bejövő UV sugárzás között van egy meghatározott kapcsolat. Minél több ózon van jelen a sztratoszférában, annál több UV sugárzás elnyelésére képes, az elnyelés során fejlődő hő pedig hozzáadódik a sztratoszféra rétegeihez. Ilyenformán, ha a bejövő sugárzásban bármiféle változás áll be, az közvetve a sztratoszféra hőmérsékleti eloszlását is befolyásolja, valamint az ottani áramlásokat is módosíthatja. Ezek a hatások pedig a sztratoszféra és a troposzféra közti kapcsolat révén akár a troposzférában is érzékelhetőek lehetnek. Érdekes további kutatásokat végezni a területen, és megvizsgálni, hogy a napciklus során fellépő sugárzásbeli változékonyság az ózon és az UV sugárzás kapcsolatán alapuló indirekt hatás révén mennyiségileg és minőségileg milyen reakciót vált ki a klímából. Ezen folyamatok jobb megértésével a globális éghajlatváltozás problémaköréről is átfogóbb képet kaphatunk.

Irodalomjegyzék

Antón, M. and Loyola, D., 2011: Influence of cloud properties on satellite total ozone observations. *Journal of Geophysical Research* 116(D03208), 11p.

Archibald, D.C., 2006: Solar cycles 24 and 25 and Predicted Climate Response. *Energy and Environment* 17(1), 29–35.

Austin, J., Hood, L.L., and Soukharev, B.E., 2007: Solar cycle variations of stratospheric ozone and temperature in simulations of a coupled chemistry-climate model. *Atmospheric Chemistry and Physics* 7, 1693–1706.

Bago, E.P. and Butler, C.J., 2000: The influence of cosmic rays on terrestrial clouds and global warming. *Astronomy & Geophysics* 41(4), 18–22.

Baldwin, M.P., Gray, L.J., Dunkerton, T.J., Hamilton, K., Haynes, P.H., Randel, W.J., Holton, J.R., Alexander, M.J., Hirota, I., Horinouchi, T., Jones, D.B.A., Kinnerson, J.S., Marquardt, C., Sato, K., and Takahashi, M., 2001: The quasi-biennial oscillation. *Reviews of Geophysics* 39(2), 179–229.

Brunetti, M., 2003: Solar signals in instrumental historical series of meteorological parameters. *Memorie della Societa Astronomica Italiana* 74(3), 778–785.

Camp, C.D. and Tung, K.K., 2007: Surface warming by the solar cycle as revealed by the composite mean difference projection. *Geophysical Research Letters* 34, L14703, 5p.

Chapman, S., 1930: On ozone and atomic oxygen in the upper atmosphere. *Philosophical Magazine* 10, 369–383.

Cordero, E., Newman, P.A., Weaver, C., and Fleming, E., 2003: Chapter 6: Stratospheric Dynamics and the Transport of Ozone and Other Trace Gases. In *Stratospheric Ozone: An Electronic Textbook*. http://www.ccpo.odu.edu/~lizsmith/SEES/ozone/oz_class.htm

Dobber, M.R., Dirksen, R.J., Levelt, P.F., van den Oord, G.H.J., Voors, R.H.M., Kleipool, Q., Jaross, G., Kowalewski, M., Hilsenrath, E., Leppelmeier, G.W., de Vries, J., Dierssen, W., and Rozemeijer, N.C., 2006: Ozone Monitoring Instrument Calibration. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 44(5), 1209–1238.

Fahey, D.W. and Hegglin, M.I., 2011: Twenty Questions and Answers About the Ozone Layer: 2010 update, Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2010. *World Meteorological Organization*, Geneva, Switzerland, 72p.

Fioletov, V.E., Labow, G., Evans, R., Hare, E.W., Köhler, U., McElroy, C.T., Miyagawa, K., Redondas, A., Savastiouk, V., Shalamyansky, A.M., Staehelin, J., Vanicek, K., and Weber, M., 2008: Performance of the ground-based total ozone network assessed using satellite data. *Journal of Geophysical Research* 113(D14313), 19p.

Fleig, A.J., McPeters, R.D., Bhartia, P.K., Schlesinger, B.M., Cebula, R.P., Klenk, K.F., Taylor, S.L., and Heath, D.F., 1990: Nimbus 7 solar backscatter ultraviolet (SBUV) ozone products user's guide. *NASA Technical Report*, 117p.

Friis-Christensen, E. and Lassen, K., 1991: Length of the Solar Cycle: An Indicator of Solar Activity Closely Associated with Climate. *Science* 254(5032), 698–700.

Fröhlich, C. and Lean, J., 1998: The Sun's Total Irradiance: Cycles, Trends and Related Climate Change Uncertainties since 1976. *Geophysical Research Letters* 25(23), 4377–4380.

Gray, L.J., Beer, J., Geller, M., Haigh, J.D., Lockwood, M., Matthes, K., Cubasch, U., Fleitmann, D., Harrison, G., Hood, L., Luterbacher, J., Meehl, G.A., Shindell, D., van Geel, B., and White, W., 2010: Solar influences on climate. *Reviews of Geophysics* 48, RG4001, 1–53.

Harris, N.R.P., Kyrö, E., Staehelin, J., Brunner, D., Andersen, S.-B., Godin-Beekmann, S., Dhomse, S., Hadjinicolaou, P., Hansen, G., Isaksen, I., Jrrar, A., Karpetchko, A., Kivi, R., Knudsen, B., Krizan, P., Lastovicka, J., Maeder, J., Orsolini, Y., Pyle, J.A., Rex, M., Vanicek, K., Weber, M., Wohltmann, I., Zanis, P., and Zerefos, C., 2008: Ozone trends at northern mid- and high latitudes – a European perspective. *Annales Geophysicae* 26, 1207–1220.

Hegerl, G.C., Zwiers, F.W., Braconnot, P., Gillett, N.P., Luo, Y., Marengo Orsini, J.A., Nicholls, N., Penner, J.E., and Stott, P.A., 2007: Understanding and Attributing Climate Change. In *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M., Miller, H.L. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 84p.

Herman, J.R., Bhartia, P.K., Krueger, A.J., McPeters, R.D., Wellemeyer, C.G., Seftor, C.J., Jaross, G., Schlesinger, B.M., Torres, O., Labow, G., Byerly, W., Taylor, S.L., Swissler, T., Cebula, R.P., and Gu, X.-Y., 1996: Meteor–3 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) Data Products User's Guide. *NASA Reference Publication*, 55p.

Kerr, J.B. and McElroy, C.T., 1995: Total ozone measurements made with the Brewer ozone spectrophotometer during STOIC 1989. *Journal of Geophysical Research* 100(D5), 9225–9230.

Lean, J., 2000: Evolution of the Sun's spectral irradiance since the Maunder Minimum. *Geophysical Research Letters* 27(16), 2425–2428.

Lean, J.L. and Rind, D.H., 2008: How natural and anthropogenic influences alter global and regional surface temperatures: 1889 to 2006. *Geophysical Research Letters* 35, L18701, 6p.

McPeters, R.D., Bhartia, P.K., Krueger, A.J., Herman, J.R., Schlesinger, B.M., Wellemeyer, C.G., Seftor, C.J., Jaross, G., Taylor, S.L., Swissler, T., Torres, O., Labow, G., Byerly, W., and Cebula, R.P., 1996: Nimbus–7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) Data Products User's Guide. *NASA Reference Publication*, 67p.

McPeters, R.D., Bhartia, P.K., Krueger, A.J., Herman, J.R., Wellemeyer, C.G., Sefstor, C.J., Jaross, G., Torres, O., Moy, L., Labow, G., Byerly, W., Taylor, S.L., Swissler, T., and Cebula, R.P., 1998: Earth Probe Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) Data Products User's Guide. *NASA Technical Publication*, 64p.

Mészáros, E., 1997: Levegőkémia. Veszprémi Egyetemi Kiadó, VE 32/1997, 167p.

Ramaswamy, V., Chanin, M.L., Angell, J., Barnett, J., Gaffen, D., Gelman, M., Keckhut, P., Koshelkov, Y., Labitzke, K., Lin, J.J.R., O'Neill, A., Nash, J., Randel, W., Rood, R., Shine, K., Shiotani, M., and Swinbank, R., 2001: Stratospheric temperature trends: observations and model simulations. *Reviews of Geophysics* 39(1), 71–122.

Shindell, D., Rind, D., Balachandran, N., Lean, J., and Loneragan, P., 1999: Solar cycle variability, ozone, and climate. *Science* 284, 305–308.

Shindell, D. and Grewe, V., 2002: Separating the influence of halogen and climate changes on ozone recovery in the upper stratosphere. *Journal of Geophysical Research* 107(D12), ACL-3, doi:10.1029/2001JD000420.

Solomon, S., 1999: Stratospheric ozone depletion: A review of concepts and history. *Reviews of Geophysics* 37(3), 275–316.

Soon, W.W.-H., 2005: Variable solar irradiance as a plausible agent for multidecadal variations in the Arctic-wide surface air temperature record of the past 130 years. *Geophysical Research Letters* 32, L16712, 5p.

Steinbrecht, W., Hassler, B., Claude, H., Winkler, P., and Stolarski, R.S., 2003: Global distribution of total ozone and lower stratospheric temperature variations. *Atmospheric Chemistry and Physics* 3, 1421–1438.

Steinbrecht, W., Hassler, B., Brühl, C., Dameris, M., Giorgetta, M.A., Grewe, V., Manzini, E., Matthes, S., Schnadt, C., Steil, B., and Winkler, P., 2006: Interannual variation patterns of total ozone and lower stratospheric temperature in observations and model simulations. *Atmospheric Chemistry and Physics* 6, 349–374.

Svensmark, H. and Friis-Christensen, E., 1997: Variations of Cosmic Ray Flux and global cloud coverage. A missing link in solar-climate relationships. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 59(11), 1225–1232.

Weber, M., Dikty, S., Burrows, J.P., Garny, H., Dameris, M., Kubin, A., Abalichin, J., and Langematz, U., 2011: The Brewer–Dobson circulation and total ozone from seasonal to decadal time scales. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions* 11, 13829–13865.

Zhou, K. and Butler, C.J., 1998: A statistical study of the relationship between the solar cycle length and tree-ring index values. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 60(18), 1711–1718.

Adatforrások:

National Aeronautics and Space Administration, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center:

<http://mirador.gsfc.nasa.gov/cgi-bin/mirador/presentNavigation.pl?tree=project&project=SBUV>

Total Ozone Mapping Spectrometer, Ozone Processing Team – NASA/GSFC Code 613.3:

http://toms.gsfc.nasa.gov/ery_uv/uv_irrad.html

National Oceanic and Atmospheric Administration, National Geophysical Data Center:

<http://www.ngdc.noaa.gov/stp/solar/solarirrad.html#composite>

European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ERA Interim:

http://data-portal.ecmwf.int/data/d/interim_daily/

European Monitoring and Evaluation Programme, Data:

http://www.emep.int/index_data.html

Solar Radiation & Climate Experiment, Solar Spectral Irradiance Data:

http://lasp.colorado.edu/sorce/data/ssi_data.htm

Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozom elsősorban témavezető tanárainnak, Dr. Bartholy Juditnak és Pieczka Ildikónak folyamatos útmutatásukért, nélkülözhetetlen szakmai segítségükért és hasznos tanácsaikért. Szeretném megköszönni emellett Breuer Hajnalkának az adatfeldolgozásban nyújtott elengedhetetlen segítségét, valamint Tóth Zoltánnak és Lagzi István Lászlónak a szakmai kérdésekben tett javaslataikat. Köszönet illeti továbbá a NASA, a NOAA, a SORCE, az EMEP és az ECMWF szervezeteit, valamint az Országos Meteorológiai Szolgálat intézményét, adataik rendelkezésre bocsátásáért.