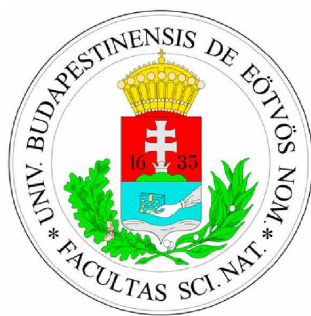


A légkör vertikális szondázása a NOAA műholdak ATOVS mérései alapján

Diplomamunka

EÖTVÖS LORÁND TUDOMÁNYEGYETEM
TERMÉSZETTUDOMÁNYI KAR
METEOROLÓGIAI TANSZÉK



Készítette:

Gelybó Györgyi

Témavezető:

Dr. Bartholy Judit

Kern Anikó

Külső konzulens:

Dr. Roger Randriamampianina

2006

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés	1
2. Irodalmi áttekintés	4
2.1. A műholdas adatok feldolgozottsági szintjei	5
2.2. Produktumok	5
2.3. Operatív felhasználás	8
3. A műszerek bemutatása	9
3.1. AMSU-A	9
3.2. AMSU-B	11
3.3. HIRS	12
3.4. MHS	14
4. Inverziós módszerek	15
4.1. Sugárzásátviteli egyenlet az emisszióra	15
4.1.1. Frekvencia szerinti integrálás	16
4.2. Súlyfüggvények	16
4.2.1. A súlyfüggvények jellemzői	18
4.3. A forward és az inverz probléma	20
4.3.1. A vektor-mátrix reprezentáció	20
4.3.2. Linearitás	22
4.4. Hőmérsékleti profil	22
4.4.1. Néhány egyszerű megoldás, és azok problémái	22
4.4.2. A becslés problémája, és a megszorítások	23
4.5. Gyakorlati megoldások	24
4.5.1. Maximum likelihood megoldás	24

4.5.2. Variációs probléma	26
4.5.3. A minimum variancia módszer	28
4.5.4. Lineáris regresszió	29
4.5.5. Fizikai iteratív megoldás	30
4.6. Összetevő-profil inverzió	31
4.7. Felhők	31
5. Felhasznált szoftverek	34
5.1. AAPP	34
5.2. IAPP	35
5.2.1. Forward modell és eltérés korrekció	36
5.2.2. Felhőszűrő és felhőmentesítő eljárás a HIRS/3-ra	38
5.2.3. Kiindulási mező lineáris regressziós visszaszármaztatásból	42
5.2.4. Fizikai iteratív visszaszármaztatási algoritmus	43
5.2.5. A visszaszármaztatási eljárás minőségellenőrzése	47
5.2.6. Az eredmények analízise	48
5.2.7. Az IAPP által felhasznált adatok	53
6. Az ATOVS adatokból előállítható produktumok	55
7. Összehasonlító esettanulmányok	59
7.1. Összehasonlítás rádiószondás adatokkal	59
7.2. Összehasonlítás más műholdas adatokkal	65
7.3. Esettanulmányok	69
7.3.1. Inverziós helyzet	69
7.3.2. Ciklon 2006. március 4-én	73
8. Összefoglalás	81
Irodalomjegyzék	85

1. fejezet

Bevezetés

Az Eötvös Loránd Tudományegyetem Lágymányosi Campusán, az Északi Tömb tetején található a 2002-ben telepített HRPT¹ vevőállomás (Kern, 2004). E műholdvevő több kvázipoláris műholdcsalád, köztük a NOAA műholdsorozatának 15, 16, és 17-es 18-as számmal jelölt tagjainak adását képes venni. Diplomamunkám témájául a NOAA műholdakon elhelyezett műszerek közül a légkör vertikális szondázását végző ATOVS² műszer-család adatainak feldolgozását, és az adatok hasznosításának bemutatását választottam. Ez a berendezés a TOVS³ műszeregyüttes (Smith et al., 1979) továbbfejlesztett változata, és a NOAA-15, és azt követő műholdak fedélzetén került elhelyezésre. A műszercsalád három műszert foglal magában: az AMSU-A⁴, illetve AMSU-B⁵ nevű mikrohullámú sugármérőket, és az infravörös tartományban működő a HIRS⁶ szondázóberendezést.

A légkör vertikális szondázása infravörös és mikrohullámú tartományban történik az állandó (pl. oxigén), és változó (pl. vízgőz) légköri összetevők molekuláris vibrációs és rotációs elnyelési illetve kibocsátási vonalai alapján (Liou, 2002). Az elnyelési vonalak úgy jönnek létre, hogy a légkör felső tartományában az alsóbb légrétegek felől érkező hőmérsékleti sugárzás egy részét a légköri összetevők elnyelik. Ezt a mechanizmust tudjuk leírni az ún. súlyfüggvények segítségével. Az adott frekvenciához tartozó súlyfüggvény megmutatja, hogy a csatorna a légkör mely rétegeire milyen mértékben érzékeny, vagyis mely rétegek a legrepresentatívabbak. Azokon a frekvenciákon, melyeken a légköri elnye-

¹High Resolution Picture Transmission

²Advanced TIROS Operational Vertical Sounder

³TIROS-N Operational Vertical Sounder

⁴Advanced Microwave Sounding Unit-A

⁵Advanced Microwave Sounding Unit-B

⁶High Resolution Infrared Radiation Sounder

lés kisebb, a súlyfüggvény maximuma (vagyis az a réteg, amelyre érzékeny lesz az adott csatorna) felszínközélnben lesz. Nagyobb abszorpcióval társuló frekvenciákhoz a légkör tejeéhez egyre közelebbi maximummal rendelkező súlyfüggvények tartoznak. A vertikális szondázók több csatornával rendelkeznek, melyeket ezen tulajdonságok szem előtt tartásával gondosan válogatott frekvenciacsoporthoz igazítanak.

Ezen műszerek adataiból változatos produktumok állíthatók elő (Chalfant és Allegri-no, 2001; Dyras és Serafin-Rek, 2005). Ennek illusztrálására az 1.1. táblázatban összefog-laltuk a mikrohullámú passzív távérzékelésben használt frekvenciatartományokat, és azok valamint azok főbb jellemzőit, és felhasználási lehetőségeit. Vastagon szedtük azokat a tar-tományokat, amelyben az ATOVS műszercsalád mikrohullámú szenzorainak (AMSU-A, AMSU-B, MHS⁷) csatornái találhatóak. A táblázatból is kiderül, mennyire sokoldalúan használhatók fel ezen műholdas mérések. Így széles felhasználási területük a numerikus előrejelző (Thèpaut et al., 2004) rendszerekben történő alkalmazástól a környezettudomá-nyi területen át (Clerbaux et al., 2003) a klimatológiáig (Jeuken, 2000) a meteorológia minden területét átfogja.

A dolgozat elsődleges célja a műholdas vertikális szondázó adatok előfeldolgozása, produktumok rutinszerű előállítás, majd azok elemzése. Az előfeldolgozást, és a produk-tumok előállítását két lépésben végeztük el, két nemzetközileg elismert szoftvercsomag segítségével. A produktumok verifikációja keretében más forrásból származó adatsorokkal hasonlítjuk össze az általunk készített meteorológiai paramétereket. Esettanulmányaink keretében kitérünk egy a Kárpát-medence időjárásában fontos szerepet betöltő téli inver-ziós helyzetre is.

⁷Microwave Humidity Sounder – Az AMSU-B-t helyettesíti a NOAA-18, és azt követő műholdakon

Frekvencia (GHz)	Sávszélesség (MHz)	Főbb mérések
1,4–1,427	100	Talajnedvesség, sótartalom, SST, vegetációs index
2,69–2,7	60	Sótartalom, talajnedvesség
4,2–4,4	200	SST
6,7–7,1	400	SST
10,6–10,7	100	Eső, hó, jég, tenger állapot, óceáni szél, SST, talajnedvesség
15,35–15,4	200	Vízgőz, eső
18,6–18,8	200	Eső, tenger állapot, óceáni jég, vízgőz, hó
21,2–21,4	200	Vízgőz, felhőben található folyékony vízmennyiség
22,21–22,5	300	Vízgőz, felhőben található folyékony vízmennyiség
23,06–24	400	Vízgőz, felhőben található folyékony vízmennyiség
31,3–31,8	500	Légköri ablakra eső csatornák hőmérséklet méréséhez
36–37	1000	Eső, hó, óceáni jég, vízgőz, felhőben található folyékony vízmennyiség, óceáni szél, talajnedvesség
50,2–50,4	200	O₂ (Hőmérsékleti profilhoz)
52,6–59,3	6700	O₂ (Hőmérsékleti profilhoz)
86–92	6000	Felhőzet, jég, hó, eső
100–102	2000	N ₂ O
109,5–111,8	2300	O ₃
114,25–122,25	8000	O ₂ (Hőmérsékleti profilhoz), CO
148,5–151,5	3000	Légköri ablakra eső csatorna
155,5–158,5	3000	Légköri ablakra eső csatorna
164–167	3000	Légköri ablakra eső csatorna
174,8–191,8	17000	H₂O (Nedvesség profilhoz), N₂O, O₃
200–209	9000	H ₂ O, O ₃ , N ₂ O
226–232	6000	Felhőzet, CO
235–238	3000	O ₃
250–252	2000	N ₂ O
275–277	2000	N ₂ O
294–306	12000	N ₂ O, O ₃ , O ₂ , HNO ₃ , HOCl
316–334	10000	Vízgőzprofil, O ₃ , HOCl
342–349	7000	CO, HNO ₃ , CH ₃ Cl, O ₃ , O ₂ , HOCl, H ₂ O
363–365	2000	O ₃
371–389	18000	Vízgőzprofil
416–434	18000	Hőmérsékleti profil
442–444	2000	Vízgőz
486–506	9000	O ₃ , CH ₃ Cl, N ₂ O, BrO, ClO
546–568	22000	Hőmérsékleti profil
624–629	5000	BrO, O ₃ , HCl, SO ₂ , H ₂ O ₂ , HOCl, HNO ₃
634–654	20000	CH ₃ Cl, HOCl, ClO, H ₂ O, N ₂ O, BrO, O ₃ , HO ₂ , HNO ₃
659–661	2000	BrO
684–692	8000	ClO, CO, CH ₃ Cl
730–732	2000	O ₂ , HNO ₃
851–853	2000	NO
951–956	5000	O ₂ , NO, H ₂ O

1.1. táblázat. A mikrohullámú távérzékelésben használt frekvenciatartományok, és fontosabb jellemzőik.

2. fejezet

Irodalmi áttekintés

Az űrkutatás kezdete óta hatalmas fejlődésen ment át a műholdas távérzékelés. Elég, ha csak a meteorológiai tudományos célokat szolgáló műszerek sokféleségét tekintjük. Napjainkra a legkülönfélébb légköri paraméterek állíthatók elő az aktív vagy passzív műholdas távérzékelés segítségével (Mucsi, 2004; Cracknell, 1997). A GPS¹ technika alkalmazására is találunk példát a meteorológiában, egy (nem feltétlenül függőleges) légoszlopban található integrált vízgőzmennyiség meghatározása esetében (Borbás, 1998; Borbás, et al., 2003; Bevis et al., 1992). A különböző alkalmazásokhoz tartozó elméleti háttér noha az alapokban megegyező (sugárzástan), mégis igen eltérő lehet. A diplomamunkám témájául választott vertikális szondázó műszerek is egy külön csoportot alkotnak ebből a szempontból. A NOAA műholdakon található vertikális szondázó egység eleinte a TOVS volt (Smith, 1979), ez a NOAA-15 előtti műholdakon található meg. Ezt később továbbfejlesztették, így az 1998. május 13-án felbocsátott NOAA-15 fedélzetén már az ATOVS műszercsaládot találhatjuk meg (NOAA KLM User's guide, Kern, 2004).

A vertikális szondázó műszerekhez, és azok adatainak feldolgozásához kapcsolódó kutatások nagy múltra tekintenek vissza, és a meteorológia ma is élénk kutatási területei közé tartozik.

A meteorológiai paramétereknek a vertikális szondázó műszerek nyers radianciáiból, illetve fényességi hőmérsékleteiből való előállításának alapvető fontosságú eleme a sugárzásátviteli egyenlet invertálása. Mivel a feladat megoldása nem egyértelmű (Eyre, 1991), így a legjobb közelítő megoldást kell megtalálni, melyre több módszert dolgoztak ki. Léteznek klasszikus statisztikai megközelítések, melyek hibája főleg az, hogy főként lineárisak, és

¹Global Positioning System

sokszor fizikailag nem valós megoldást adnak. Erre jelentenek megoldást fizikai iteratív módszerek (pl. Smith, 1970, 1985), melyek statisztikai összefüggések helyett empirikus matematikai összefüggéseket használnak, azonban mivel statisztikai megszorításokat nem tartalmaznak, esetleg meteorológiailag nem valós megoldáshoz konvergálhatnak. Léteznek még hibrid megoldási módszerek is, melyekben statisztikai inverzió szolgáltat kiindulási adatsort a fizikai iteratív módszer számára (Eyre, 1989; Rodgers, 1976). Ezekről a módszerekről a későbbiekben még lesz szó.

A fent említett módszerek segítségével számos meteorológiai paraméter előállítható. A következőkben áttekintjük a világ néhány távérzékeléssel foglalkozó kutatóműhelyében készített produktumokat.

Mielőtt azonban áttekintenénk az ATOVS adatok felhasználási lehetőségeit, érdemes megismernedni a műholdas adatok feldolgozásának menetével, a kutatásban felhasznált fogalomrendszerrel.

2.1. A műholdas adatok feldolgozottsági szintjei

A műholdas kutatásban elterjedt szokáson szerint a nyers adatokat a következő csoportokba soroljuk:

- 1a szint: nyers adatok, vagyis a műhold által sugárzott digitális információ
- 1b szint: műszerenként leválogatott adatok, kalibrációs és navigációs információk
- 1c szint: műszerekre vonatkozó fényességi hőmérsékletek, navigációs és kalibrációs adatok
- 1d szint: egy egységes műszerrácsra interpolált, műszerekre vonatkozó fényességi hőmérséklet, navigációs, kalibrációs és felhőzet információ.

Származtatott adatok:

- 2 szint

2.2. Produktumok

A műholdas szondázók adatai sokrétű információt hordoznak. Mind kutatási, mind előrejelzési szempontból értékes adatok nyerhetők belőlük megfelelő algoritmussal. Ennek

illusztrálására tekintünk át csak példaként, a teljesség igénye nélkül néhány kutatóintézet által készített produktumokat:

- *National Environmental Satellite, Data and Information Service (NESDIS)*

A NESDIS a következő produktumokat állítja elő ATOVS adatokból (Reale et al., 2003):

Felhőzetre vonatkozó adatok:

- felhőborítottság (%)
- felhőtető nyomás
- felhőtető hőmérséklet.

Ezeket az ATOVS adatokból származó felhőadatokat egy *CO₂ slicing* nevű algoritmussal állítják elő (Chalfant és Allegrino, 2001). Ez a technika azon az alapfeltevésen nyugszik, hogy az észlelt radiancia minden csatornára lineáris függvénye az FOV-ban (*Field of View – látómező*) jelen levő effektív felhőrésznek, mely valahol a teljesen tiszta és teljesen felhős között lehet. (Yang et al., 1996) A felhőinformációk HIRS/3 FOV-nként, minden szondázásra, 1°-os globális rácson érhetők el. Felhőmennyiség összegző táblázatok (pl. Menzel 2001), a rácshálózat adatain alapulva ugyancsak naponta látnak napvilágot.

Regressziós együtthatók segítségével jelzik előre a felhőmentes hőmérsékletet, melyeket válogatott HIRS és AMSU-A troposzférikus (és felhőzet által nem befolyásolt) csatornákat felhasználva számítanak ki felhőmentes FOV-ben (Chalfant és Allegrino 2001). Az együtthatókat 5 zónára határozzák meg földrajzi szélesség szerint, valamint lináris interpolációval a közeli szélességekre, és hetente frissítik.

A NESDIS szintén nagy hagyományokkal rendelkezik a Kimenő Hosszúhullámú Sugárzás (*Outgoing Longwave Radiation - OLR*) és a tiszta égbolt alatt tapasztalható Réteg Kihűlési Sebesség (*Layer Cooling Rates - LCR*) meghatározásában. Az ATOVS rendszer információkat biztosít a következő sugárzási paraméterekről:

- teljes-, és felhőmentes égre vonatkozó OLR
- felhőmentes égre vonatkozó LCR1 (1000 hPa)
- felhőmentes égre vonatkozó LCR2 (700–500 hPa)
- felhőmentes égre vonatkozó LCR3 (500–240 hPa)
- felhőmentes égre vonatkozó LCR4 (240–10 hPa)

Ezeket a paramétereket rögzített számú regressziós együttható segítségével határozzák meg (Ellingson et al., 1994a, 1994b).

Az ATOVS öszszózon produktumai minden szondázási helyszíntre elkészülnek (kivéve a nagyon vastag, hideg felhőzettel borított területeket), egy fizikai, kétrétegű transzmittancia-sugárzási modellel (Neuendorffer, 1996).

- *Cooperative Insitute for Research in the Athmosphere (CIRA)*

A CIRA AMSU adatokkal foglalkozó részlegének produktumai a következők:

- teljes kihullható vízmennyiség (*Total Precipitable Water*) (mm),
- csapadék (eső) intenzitás (*Rain Rate*) (mm/h),
- 7-es csatorna fényességi hőmérséklete (K),
- felhőben található folyékony víz (*Cloud Liquid Water*) (mm),
- tengeri jég (*Sea Ice*),
- hóborítottság (*Snow Cover*),
- 89 GHz-es csatorna fényességi hőmérséklete,
- 150 GHz-es csatorna fényességi hőmérséklete,
- 1000-500 mb-os réteg vastagsága (m).

- *Lengyel meteorológiai intézet*

A krakkói *Institute of Meteorology and Water Management* műholdas részlegén konvektív és stratiform csapadék becslése történik műholdas mikrohullámú adatokból (Dyras és Serafin-Rek, 2005). A NOAA-15,-16,-17-en lévő AMSU adataiból a következő, csapadéokra vonatkozó információkat állítotják elő regressziós algoritmussal:

- csapadék (eső) intenzitás,
- szóródási index,
- teljes kihullható vízmennyiség,
- csapadék valószínűség,
- folyékony víz nyomvonala (*Liquid Water Path*).

Ezeket a produktumokat az AAPP és az ICI szoftvercsomag, valamint a GIS² rendszer segítségével készítették el.

²Geographical Information Systems

Ezek mellett a rendszeresen elkészített produktumok mellett meg kell említenünk néhány példát az ATOVS adatok másik nagy felhasználási területe, a klimatológiai alkalmazások témaköréből. Találhatunk példát aeroszol kutatásra (Pierangelo et al., 2005), és készítenek felhőstatisztikát is (Wylie et al., 1994; Wylie és Menzel, 1999). Klimatológiai modellekben szintén felhasználják az ATOVS adatokat (Jeuken, 2000).

2.3. Operatív felhasználás

A különböző egyéb kutatási tevékenységek mellett a műholdas adatok, és így az ATOVS adatok egyik legfontosabb felhasználási területe a numerikus előrejelzésbe történő asszimiláció (Thepaut, 2004). A műholdas adatok operatív felhasználása a numerikus prognosztika pontosítására több meteorológiai szolgálatnál is megvalósult napjainkra. (Gérard és Rabier, 2003; Borbás et al., 2000) Azonban operatív felhasználásra rendszerint közvetlenül a műholdas adatokból származtatható fényességi hőmérsékleteket használják fel (1c vagy 1d szint), hiszen az invertálási folyamat során elvész az eredeti fényességi hőmérsékleti adatok információtartalmának egy része. Ennek egyik oka például az, hogy az invertáláshoz háttéradatokat használnak, melyek legtöbbször klímaadatokból származnak, így nem eléggé pontosak. (Randriamampianina, 2001)

Sokáig azonban nem kínálkozott más lehetőség a műholdas adatok előrejelző modellekbe történő asszimilációjához, mivel az addig használt adatasszimilációs algoritmus csak a modellváltozókkal lineáris kapcsolatban álló mért adatokat tudta beépíteni a modellbe. A mért adatok azonban a modellváltozókkal nemlineáris kapcsolatban állnak. Az információvesztés elkerülésére az eredeti adatok felhasználásának szükségessége hamarosan felismerték, és ennek megfelelően módosították a műholdas adatok asszimilációjához használt algoritmust. A követelményeknek a variációs algoritmus felett meg leginkább, melyben gyakorlatilag egy modellen belüli invertálási folyamat fut le az 1d szintű adatokból a különböző paraméterek légköri profiljainak előállítására. Ez abban különbözik az eddigi módszertől, hogy itt az előrejelző modell tulajdonságait is figyelembe veszi (Randriamampianina, 2004).

3. fejezet

A műszerek bemutatása

A NOAA műholdak ATOVS műszercsaládjának neve 3 műszert takar. Egy összesen 20 csatornás mikrohullámú sugárzásmérő műszert, mely két modulból áll: Advanced Microwave Sounding Unit-A, Advanced Microwave Sounding Unit-B (AMSU-A, AMSU-B) és egy infravörös tartományban mérő 20 csatornás készülék, a High Resolution Infrared Radiation Sounder (HIRS). A NOAA-18 felszereltség terén néhány változtatást foglal magában az öt megelőző NOAA-15–17 műholdakhoz képest. Ezek a változtatások természetesen az adatformátumokban, és így az adatfeldolgozásban is megjelennek. Ezen változások részben az AMSU-B MHS nevű műszerrel való helyettesítése, részben a HIRS/3 HIRS/4-gyé való továbbfejlesztésének köszönhetőek, ezen kívül új közvetlen kiolvasású adatformátumot léptettek életbe. (NOAA KLM User's guide)

3.1. AMSU-A

Az AMSU-A (Advanced Microwave Sounding Unit-A) mikrohullámú sugárzásmérő, mely egyrészt adatokat biztosít a hőmérsékleti profil visszaszámaztatáshoz, másrészt információt szolgáltat a légköri víz különböző megjelenési formáiról a kis jégrézecskek kivételével, ezek ugyanis átlátszók a mikrohullámú sugárzási tartományban.

Az AMSU-A keresztávós pásztázású, és 15 csatornán mér sugárzást, lehetővé téve a felszíntől kb. 3 hPa-ig (45 km) a légköri vertikális profil meghatározását. Az antenna sugárszélessége minden csatornán $3,3^\circ$. Egy léptetett pásztázású sorban 30 felvétel készül összesen 8 másodperc alatt, szoláristól antiszoláris irányba, ugyanis 15 cella található a nadír mindkét oldalán $48,33^\circ$ -os lefedéssel. Ez a felbontás a nadírhelyzetben egy kb. 50 km átmérőjű cellát jelent a földfelszínen.

A letapogatás „léptetett” módon történik. A műszer FOV-ja az első adatgyűjtő helyzetbe fordul, megáll, letapogat, majd továbbfordul a következő adatgyűjtő pozícióba, megáll, letapogat, és így tovább, egészen 30-ig. A műszer először az első sor első „földi” helyzetébe kerül, aztán sorozatban végigmegy 30-ig, s ezután a hideg kalibrációs pont felé, majd a meleg kalibrációs pont felé fordul. Legvégül pedig visszafordul az első földi helyzetbe, és kezdődik a ciklus újra előlről. A sugár középpontjának helyzete a szomszédos cellától $3,3^\circ$ -ra van ($\pm 0,04^\circ$).

Az AMSU-A ugyancsak két modulra tagolódik: AMSU-A1 és AMSU-A2. Az A2-ben a 2 legalacsonyabb frekvenciájú csatorna van, az A1-ben a maradék 13, ezzel fizikailag is szétválasztják a nedvességre érzékeny csatornákat a nagyobb frekvenciájú oxigén-abszorpciós csatornáktól a műhold vagy a műszer hőmérsékleti, vagy szerkezetbeli torzulásaiból származó hibák elkerülése végett. (NOAA KLM User's guide) Az AMSU-A

csatorna száma	hullámhossz (m)	középfrekvencia (MHz)	felbontás	antenna	érzékenység	felhasználás
1	0,0126	23800	50	A2	vízgőz abszorpció	vízgőz, csapadék, jég/hó
2	0,0095	31400	50	A2	vízgőz abszorpció	vízgőz, csapadék, jég/hó
3	0,0059	50300	50	A1-2	oxigén abszorpció	hőmérsékleti profil
4	0,0056	52800	50	A1-2	oxigén abszorpció	hőmérsékleti profil
5	0,0055	53596 ± 115	50	A1-2	oxigén abszorpció	hőmérsékleti profil
6	0,0055	54400	50	A1-1	oxigén abszorpció	hőmérsékleti profil
7	0,0054	54940	50	A1-1	oxigén abszorpció	hőmérsékleti profil
8	0,0054	55500	50	A1-2	oxigén abszorpció	hőmérsékleti profil
9	0,0052	$f_0 = 57290,344$	50	A1-1	oxigén abszorpció	hőmérsékleti profil
10	0,0052	$f_0 \pm 217$	50	A1-1	oxigén abszorpció	hőmérsékleti profil
11	0,0052	$f_0 \pm 322,2 \pm 48$	50	A1-1	oxigén abszorpció	hőmérsékleti profil
12	0,0052	$f_0 \pm 322,2 \pm 22$	50	A1-1	oxigén abszorpció	hőmérsékleti profil
13	0,0052	$f_0 \pm 322,2 \pm 10$	50	A1-1	oxigén abszorpció	hőmérsékleti profil
14	0,0052	$f_0 \pm 322,2 \pm 4,5$	50	A1-1	oxigén abszorpció	hőmérsékleti profil
15	0,0033	89000	50	A1-1	oxigén abszorpció	felszíni hóm., emisszió, felhőazonosítás

3.1. táblázat. Az AMSU-A csatornáinak jellemzői.

csatornáinak jellemzőit a 3.1. táblázatban láthatjuk. Az AMSU-A1 tizenkét V-sávú csatornában (3–14-es csatornák) és egy W-sávú csatornában észlel, egy 2 antennás rendszer végzi a 13 frekvenciás szondázást, ezen kívül csak a hozzá tartozó áramköröket tartalmazza. Ez a modul szolgáltat információt a légkör vertikális hőmérsékleti profiljáról. Az A2 tartalmazza a 2 alacsonyabb frekvenciát (a K-sávú 1-es csatornát, és a Ka-sávú 2-es csatornát) valamint a pásztázó, kalibrációs, feldolgozó, energiaellátó rendszereket, és az áramköröket. Ez a modul a légköri víz tanulmányozására alkalmas.

Az A1 két antennát tartalmaz: az A1-1-et és az A1-2-t. Az A1 haladási irányban a Földtől messzebb helyezkedik el, és a 6, 7, 9–15 csatornák frekvenciáin érkezik. Az A1-2 a Földhöz közelebb helyezkedik el, és a 3–5 és 8 csatornák információit biztosítja.

3.2. AMSU-B

Az Advanced Microwave Sounding Unit-B 5 csatornás mikrohullámú sugárásmérő. Célja a légkör több szintjén sugárzás mérésével nedvességprofilok előállításának. Ennek érdekében az AMSU-A-val együttesen egy 20 csatornás sugárásmérőt alkot. Az AMSU-B csatornái 16–20-ig számozódnak, a legmagasabb frekvenciájú csatornák (18-as, 19-es, 20-as számúak) fedik le a vízgőz erősen átlátszatlan 183 GHz-es abszorpciós vonalait, így biztosítva adatokat a légkör nedvességéről. A 16, 17 csatornák 89 és 150 GHz-nél, már mélyebbre hatolnak a légkörben. A csatornák legfontosabb jellemzőit a 3.2. táblázatban foglaltuk össze. Keresztsávós pásztázású, folyamatos letapogatásnál az antenna sugárszélessége minden

csatorna száma	hullámhossz (m)	középfrekvencia (GHz)	felbontás (km)	felhasználás
16	0,0033	89,0±0,9	16,3	felszíni hőm., emisszió, felhőazonosítás
17	0,0020	150,0±0,9	16,3	vízgőz, csapadék, jég/hó
18	0,0016	183,31±1,00	16,3	vízgőz, csapadék, jég/hó
19	0,0016	183,31±3,00	16,3	vízgőz, csapadék, jég/hó
20	0,0016	183,31±7,00	16,3	vízgőz, csapadék, jég/hó

3.2. táblázat. Az AMSU-B csatornáinak jellemzői.

csatornán 1,1°. Összesen 90 érintkező kép készül, a műhold alatti sáv mentén mindkét oldalon 50–50°-ot lefedve. Ezek a paraméterek 16,3 km átmérőjű cellának felelnek meg a földfelszínen 850 km magasból, ami a műhold átlagos magassága.

A sugárzást egy parabolikus tükör észleli, majd onnan egy fix segédtükörön keresztül a kvázi-optikai rendszerbe kerül, ahol megtörténik a sugárzásból a 89, 150, és 183,3 GHz-es sávok kiválogatása. Ezután a sugárzás a mikrohullámú vevőbe kerül, ahol a jel átkonvertálása, erősítése, és detektálása következik. A 18 msec-os integrációs idő biztosítása érdekében a detektált jeleket felerősítik, mintavételezik, és átlagolják a processzor kontrollja alatt. A digitális adatokat ezután a fedélzeten tárolják, míg át nem adódnak egy földi állomásnak.

A tükör forgása nem egyenletes sebességgel történik, az egyenletes pásztázási sebesség érdekében a belső (meleg), és külső (hideg) kalibrációs célpont alacsony letapogatási

sebessége, és a pásztázási ciklus nem enged meg konstans sebességgel történő forgást. Az antenna a műszer alapjára merőleges, a nadírt magában foglaló síkban pásztáz. A letapogatás szoláristól (+Z) nadíron át (+X) antiszoláris (-Z) irányba történik. A földi pásztázás során a műszer kerületi sebessége 2%-os hibahatáron belül állandó. Az antenna a nadír mindkét oldalán $48,95^\circ$ -ban pásztáz. A pásztázás periódusa $8/3$ s az AMSU-A pásztázási módjához hasonlóan.

A belső feketetest, és külső kalibrációs pontok menet közbeni kalibrációt tesznek lehetővé. A sugármérő repülés közben folyamatosan kalibráción esik át, egy hideg kalibrációs célpontra (az űrre), és egy meleg kalibrációs célpontra (belső feketetest-sugárzóra) történő referenciaméréssel. A meleg kalibrációs pont egy a műszer belsejére szerelt szerkezet, a következő alkotóelemekkel:

- mikrohullámú elnyelő, ami a mikrohullámokra nézve abszolút fekete testként viselkedik
- magnézium szerkezetű mag,
- PRT¹-k a magnézium mag hőmérsékletének pontos meghatározására

3.3. HIRS

A High Resolution Infrared Radiation Sounder egy léptetett, sávmenti pásztázású műszer, mely 20 spektrális sávban méri a sugárzást a vertikális hőmérséklet meghatározása céljából a Föld felszínétől 40 km magasságig. A HIRS csatornák legfontosabb tulajdonságait a 3.3. táblázatban láthatjuk. Az adatokat egy 15,24 cm átmérőjű teleszkóp, és egy forgatható, 20 különböző szűrővel ellátott kerék szolgáltatja 1 látható ($0,69 \mu\text{m}$), 7 rövidhullámú ($3,7\text{--}4,6 \mu\text{m}$), és 12 hosszuhullámú ($6,5\text{--}15 \mu\text{m}$) csatornán. A keresztávós letapogatás egy elliptikus pásztázó tükör segítségével történik, mely a teleszkópra vetíti a bejövő sugárzást. A műszer a sáv letapogatását 56, egyenként $1,8^\circ$ -os darabban végzi el. A tükör gyorsan lép (< 35 ms) egyik helyzetből a következőbe, majd megtartja helyzetét, míg mind a húsz szűrőn át megtörténik a mintavételezés. A folyamat minden 100 ms-ban lejátszódik. A szűrőkerék forgása ehhez a léptetési sorozathoz van szinkronizálva, oly módon, hogy a keréknek kb. egyharmada kitöltetlen a léptetéshez alkalmazkodva, a szűrők

¹Platinum Resistance Thermistor – platina ellenállás hőmérő

csatorna száma	hullámhossz (μm)	középfrekvencia (GHz)	felbontás (km)	felhasználás
1	14,95	20066,8	18,9	felső troposzf., sztratoszf. hőmérséklet
2	14,71	20394,2	18,9	felső troposzf., sztratoszf. hőmérséklet
3	14,49	20703,9	18,9	felső troposzf., sztratoszf. hőmérséklet
4	14,22	21097,0	18,9	felhőzetazonosítás
5	13,97	21474,5	18,9	felhőzetazonosítás
6	13,64	21994,1	18,9	felhőzetazonosítás
7	13,35	22471,9	18,9	felhőzetazonosítás
8	11,11	27002,7	18,9	felszíni hőmérséklet
9	9,71	30895,9	18,9	össz ózon
10	12,47	24057,7	18,9	felszíni hőmérséklet
11	7,33	40927,6	18,9	vízgőz
12	6,52	46012,2	18,9	vízgőz
13	4,57	65645,5	20,3	felhőzetazonosítás
14	4,52	66371,6	20,3	felhőzetazonosítás
15	4,47	67114,0	20,3	felhőzetazonosítás
16	4,45	67415,7	20,3	víz, szén-dioxid abszorpció
17	4,13	72639,2	20,3	víz, szén-dioxid abszorpció
18	4	75000,0	20,3	felszíni hőmérséklet (éjjel)
19	3,76	79787,2	20,3	
20	0,69	434782,6	20,3	

3.3. táblázat. A HIRS csatornáinak jellemzői

pedig úgy vannak elhelyezve, hogy akkor érkezzenek mintavételező helyzetbe, miután a tükör elérte a következő helyzetét.

A pillanatnyi látómező (FOV) a látható, és rövidhullámú IR csatornákon kb. $1,4^\circ$, a hosszúhullámú csatornákon pedig $1,3^\circ$, mely 833 km-es magasságból 20,3 km, és 18,9 km-es átmérőjű területet fed le nadírhelyzetben.

A sugárzást 3 szenzor érzékeli. Egy szilícium fotodióda a műszer hőmérsékletén (15°C) működve érzékeli a látható sugárzást. Egy indium-antimon detektor és egy higany-kadmium-tellúr detektor (kb. 100 K-en üzemelnek) érzékeli a rövidhullámú, és a hosszúhullámú infravörös sugárzást. Ezek egy kétlépcsős passzív hűtőrendszerre vannak szerelve.

A HIRS/3 infravörös kalibrációja 2 célpont előre programozott mérése által biztosított: egy a műszerre szerelt meleg céltárgy, és a világűr sugárzásának mérésével. Ezek az adatok a csatornák érzékenységének kalibrálását biztosítják minden csatornára 40 soronként (256 s), ha a parancs be van állítva. Az erősítő, és a kiolvasó elektronika stabilitásának monitoringja, és kalibrációja belsőleg generált elektromos jelek segítségével történik.

A HIRS/3 műszer a NOAA KLM műholdak Műszertartó Platformjára (Instrument Mounting Platform, IMP) szerelt csomag. Hővédő szigetelés borítja a legtöbb külső fe-

lületet, a hűtőpanel, és az ajtó kivételével. A hűtő felület közvetlenül a világűrbe néz, passzív hűtést biztosítva ezzel a hosszú-, és rövidhullámú érzékelők 100 K-es üzemi hőmérsékletének stabilan tartásához. A hűtő ajtót egy pajzs szigeteli el a Föld irányából érkező hőtől.

A HIRS/4 a NOAA-N (a felbocsátást követően NOAA-18), -N' műholdak fedélzetére tervezett műszer, a HIRS/3 továbbfejlesztett változata. A HIRS/3-hoz képest a következőkben módosult:

1. a hűtő üzemi hőmérséklete 95 K,
2. a pillanatnyi látómező 10km-re csökkent,
3. beszereltek egy ötödik belső meleg kalibrációs szenzort,
4. egy harmadik teleszkóp hőmérsékletét ellenőrző érzékelővel látták el a műszert.

3.4. MHS

A Microwave Humidity Sounder az AMSU-B helyettesítésére szolgáló műszer (az AMSU-B továbbfejlesztése), mellyel ugyanakkor az adatok folyamatosága biztosítható. Ötcsatornás önkalibráló mikrohullámú sugárzásmérő, mely $\pm 50^\circ$ -os látómezővel tapogatja le a Földet. Az MHS az AMSU-A-val együtt adja a NOAA-N, -N' műholdak operatív mikrohullámú szondázó egységét. Csatornáinak frekvenciája 89–190 GHz-ig terjed. A 157 GHz

csatorna száma	hullámhossz (m)	középfrekvencia (GHz)	felbontás (km)	felhasználás
H1	0,0033	89	17	felszíni hőm., emisszió felhőazonosítás
H2	0,0019	157	17	nedvességi profil
H3	0,0016	183,311 \pm 1,0	17	nedvességi profil
H4	0,0016	183,11 \pm 3,0	17	nedvességi profil
H5	0,0015	190,311	17	nedvességi profil

3.4. táblázat. Az MHS csatornáinak jellemzői.

körül csatornák a vízgőz abszorpciós vonalánál a légköri vízgőzprofil meghatározásában segítenek, míg a 89 GHz körüli csatornákat az AMSU-A-val közösen a felszíni hőmérséklet, és kisugárzás észlelésére használják. Ezekkel az MHS csatornákkal történik a felhős és csapadékos pixelek detektálása is. A 3.4. táblázat mutatja be részletesen az MHS csatornáit.

4. fejezet

Inverziós módszerek

4.1. Sugárzásátviteli egyenlet az emisszióra

A vertikális irányba emittált ν frekvenciájú monokromatikus sugárzás intenzitása a légkör tetején:

$$R_\nu = (I_0)_\nu \tau_\nu(z_0) + \int_{z_0}^{\infty} B_\nu\{T(z)\} \frac{d\tau_\nu(z)}{dz} dz, \quad (4.1)$$

ahol

$(I_0)_\nu$ emisszió a földfelszínről z_0 magasságban

$\tau_\nu(z)$ vertikális transzmittancia z magasságtól a légkör tetejéig

$T(z)$ vertikális hőmérsékleti profil

$B_\nu\{T(z)\}$ a hőmérsékleti profilhoz tartozó Planck-függvény profil

Itt elhanyagoltuk a sugárnyalábon belüli és kívüli molekuláris szóródást – mely jó közelítés az infravörös és a mikrohullámú tartományokban. Továbbá azt is feltesszük, hogy nincs felhőzet (a felhőproblámára később visszatérünk). Ha a felszín visszaveri az emittált sugárzást, egy harmadik tagot is figyelembe kellene venni a (4.1) egyenletben, ami a légkör által lefelé kibocsátott, és a műhold felé visszavert sugárzást fejezi ki. Az egyszerűség kedvéért ezt a tagot is elhanyagoljuk, vagyis a felszínt feketének tételezzük fel (gyakran jó közelítés infravörös tartományban). A napsugárzás reflexióját általában szintén elhanyagolhatjuk.

A (4.1) egyenlet a ferde vonalban kibocsátott sugárzás kifejezésére is használható a transzmittancia megfelelő megválasztásával. Ha a légkört párhuzamos síkokkal közelítjük, egy a függőlegessel θ szöget bezáró látóirányban, akkor:

$$\tau_\nu(z, \theta) = \exp \left\{ - \sec \theta \int_z^\infty k_\nu(z') c(z') \rho(z') dz' \right\}, \quad (4.2)$$

ahol $\rho(z)$, $c(z)$, $k_\nu(z)$ a légköri sűrűségnek, az abszorbeáló gáz keverési arányának és az abszorpciók együtthatóinak a vertikális profiljai. Választhatjuk a nyomást is vertikális koordinátának: Ekkor, hidrosztatikus közelítést alkalmazva ($dp = -g\rho dz$):

$$\tau_\nu(p, \theta) = \exp \left\{ - \sec \theta \int_0^p k_\nu(p') c(p') \frac{dp}{g} \right\}, \quad (4.3)$$

4.1.1. Frekvencia szerinti integrálás

A műholdakon található műszerek inkább egy frekvenciatartományt érzékelnek semmint monokromatikus sugárzást, így általában el kell végezni a frekvencia szerinti integrálást, azaz:

$$R = \frac{\int R_\nu f_\nu d\nu}{\int f_\nu d\nu}, \quad (4.4)$$

ahol f_ν a műszer relatív válasza a ν frekvenciára. Ez elbonyolítja a számításokat, de nem változtatja meg alapvetően az inverziós probléma természetét. Ezért ebben a tárgyalásban eltekintünk tőle, és csak monokromatikus egyenletekkel dolgozunk.

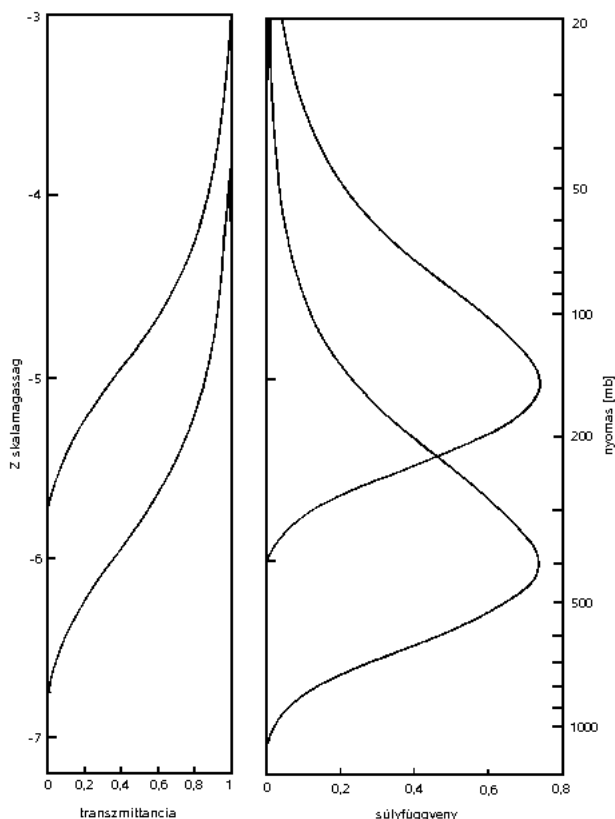
4.2. Súlyfüggvények

A (4.1) egyenlet felírható a következőképpen:

$$R_\nu = (I_0)_\nu \tau_\nu(z_0) + \int_{z_0}^\infty B_\nu \{T(z)\} K_\nu(z) dz, \quad (4.5)$$

ahol $K_\nu(z) = \frac{d\tau_\nu(z_0)}{dz}$ az ún. súlyfüggvény; ez súlyozza a Planck-függvényt az emittált sugárzás légköri komponensében. Ennek megfelelően megmutatja a szintet, ahonnan a sugárzás származik, így meghatározza a légkör azon régióját, amit a világból ezen frek-

vencián érzékelni lehet. Az 4.1. ábra a transzmittancia profilokat, és a hozzájuk tartozó súlyfüggvényeket mutatja két olyan frekvenciára, amelyeken a légköri elnyelés különböző. Mivel a súlyfüggvény a transzmittancia profilból származtatott mennyiség, így értéke azon a frekvencián lesz magasabb a légkörben, ahol az elnyelés erősebb. Ezért körültekintően megválasztott frekvenciacsalád segítségével a légkör különböző rétegeit észlelhetjük.



4.1. ábra. Idealizált transzmittancia profilok és súlyfüggvények két különböző elnyelési együtthatóval rendelkező frekvenciára. A vertikális koordináta: $z = -\ln p$

Hogy megérthessük, miért vesz fel a súlyfüggvény ilyen alakot, számba kell vennünk, milyen tényezők befolyásolják a légkörben különböző magasságokban levő légrések emisszióját:

- a légréteg hőmérséklete, vagyis az a változó, melyet meghatározni szeretnénk
- az emittáló gáz molekulaszáma, amit befolyásol a légkör sűrűsége (és a keverési arány is, azonban a hőmérsékleti profil készítésére használt gázok – CO_2 , O_2 – esetében a keverési arány konstansnak és ismertnek tekinthető)

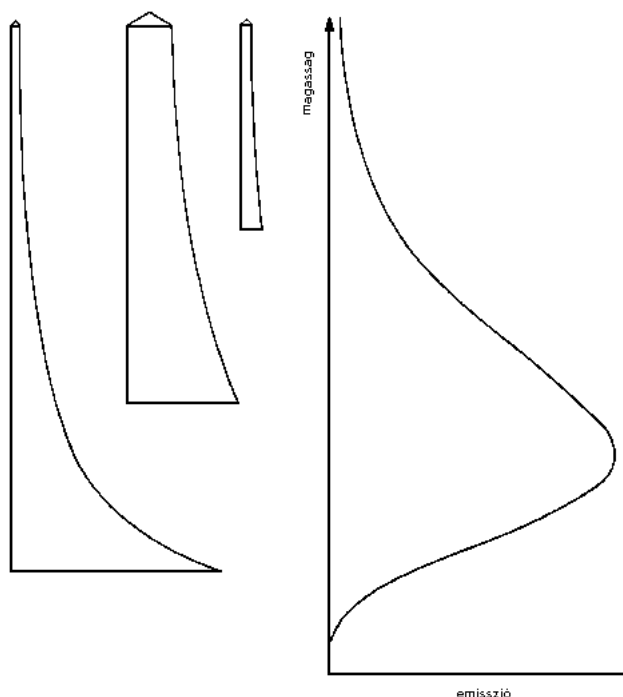
c.) a légkör transzmittanciája a légrétegtől a világűrbe.

Ezt illusztrálja a 4.2. ábra három különböző magasságban lévő légrétegre. A legalacsonyabban levő légréteg esetében a légkör sűrűsége nagy, így az emittált sugárzás is nagy, de majdnem mind elnyelődik a légkörben felfelé haladva és csak kevés jut ki a világűrbe. A legmagasabban elhelyezkedő légrétegre a transzmittancia nagy, viszont a világűrbe ugyancsak kevés sugárzás emittálódik, hiszen a légkör sűrűsége exponenciálisan csökken a magassággal. E két hatás optimumaként a közepes magasságokon alakul ki a tényleges kisugárzási maximum. Az ábra jobb oldali képén látható a világűrbe kijutó sugárzás mennyiségének profilja. Az emittált sugárzás legnagyobb része abból a rétegből származik, ahol a függvény csúcsa elhelyezkedik (ami ebben az esetben a Planck-függvény profil és a súlyfüggvény szorzata, azaz a (4.1) egyenlet integrandusa). A légkör összetételének és spektroszkópiái paramétereinek ismeretében kiszámítható, hogy ez a réteg hol található. Ekkor a sugárzás intenzitása megadható a réteg hőmérsékletének segítségével. Több frekvencia használatával, melyekre az abszorpció erőssége különböző, súlyfüggvények egy családját építhetjük föl, melyek információt biztosítanak a légkör rétegeiről, elvezetve ahhoz a felismeréshez, hogy képesek lehetünk a légköri hőmérsékleti profil létrehozására multi-frekvenciás mérések segítségével.

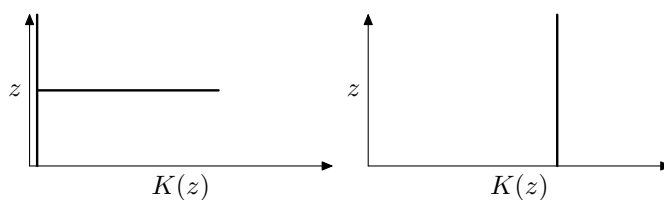
4.2.1. A súlyfüggvények jellemzői

Ezen a ponton két problémát érdemes megjegyezni. Először: a súlyfüggvények szélesek (több km-es réteget érintenek). A 4.3. ábra két idealizált súlyfüggvényt mutat. Az első esetben a mért radiancia csak a légkör egyetlen szintjére érzékeny. Ha azonban a függvény alakja konstans minden z magasságra az egész légkörben vertikálisan (második eset), a mért radiancia a légköri profil középhőmérsékletét adja meg. A függvény valódi alakja valahol a kettő között helyezkedik el. Ez azt jelenti, hogy a műholdas műszerek kiválóan érzékelik vastag rétegek főbb tulajdonságait, viszont egyedi szintekről, vagy vékonyabb rétegek jellemzőiről csak abban az esetben nyújtanak információt, ha azok korrelálnak a széles rétegek tulajdonságaival. A súlyfüggvények szélessége szigorúan behatárolja a műholdas szondázók képességeit a légkör szerkezetét viszonylag kis vertikális skálán történő detektálásban.

Másodszor, a legtöbb műszerre a súlyfüggvények nagyban átfedők. Ennek egyik következménye, hogy noha N mérést végezhet a műszer különböző frekvenciákon, N -nél lényegesen kevesebb független információt nyerünk.



4.2. ábra. Balra: a légkör három különböző szintjéről felfelé irányuló sugárzás gyengülése. Jobbra: a világűrbe történő emisszió vertikális profilja



4.3. ábra. Idealizált súlyfüggvények: a bal oldali függvény egy a légkör egyetlen szintjére érzékeny radianciát mutat, a vertikálisan konstans súlyfüggvény pedig a felszín és a légkör teteje közötti légréteg átlaghőmérsékletére érzékeny radianciát adja meg.

A mikrohullámú csatornák esetében, a spektrális válasz az egyes mért frekvenciákon sokkal keskenyebb, mint a légköri abszorpciós vonalak, ezért a súlyfüggvények közel vannak a megfelelő monokromatikus frekvenciák határaihoz. Meg lehet azonban növelni a mikrohullámú szondázó vertikális felbontását a csatornák számának növelésével.

Infravörös csatornákon más a helyzet. A HIRS egy szűrős sugárzásmérő, és csatornáinak spektrális szélessége több százszor nagyobb, mint a légköri elnyelési vonalak. Ezért átlagolni szokták azokat a frekvenciákat, melyekre az abszorpció erőssége nagyon kü-

lönböző. Ez a súlyfüggvény kiszélesedését okozza. Sokkal nagyobb spektrális felbontású műszerek használatával (pl. az interferométerek, vagy rács spektrométerek) lehetséges a légköri abszorpciós vonalak szélességéhez közeli spektrális felbontást elérni. Így több ezer csatornával és sokkal élesebb súlyfüggvényekkel rendelkező műszereket lehet építeni.

4.3. A forward és az inverz probléma

A műszer radiancia méréseket végez ν_i frekvenciájú csatornákon. Minden csatornára felírhatjuk a sugárzásátviteli egyenletet:

$$R_i = (I_0)_i \tau_i(z_0) + \int_{z_0}^{\infty} B_i\{T(z)\} K_i(z) dz. \quad (4.6)$$

Ez az egyenlet az ún. forward problémát írja le, vagyis adott a légkör állapota, az egyenlet megoldása pedig megadja a műholdra az adott csatornán érkező radianciát. Azonban műholdas adatokkal rendelkezvén mi az ún. inverz problémával szembesülünk: adottak a mérések, és keressük a légkör állapotát (a vertikális hőmérsékleti profillal és összetevőkkel megadva). Koncentráljunk most a hőmérsékleti profil problémájára, és térjünk vissza később az összetevők problémájára.

Mivel csak korlátozott számú csatornával rendelkezünk ($i = 1 \rightarrow I$), azonnal láthatjuk, hogy az előző (4.6) egyenlet invertálása alulhatározott. Ennek oka, hogy $T(z)$, a vertikális hőmérsékleti profil a magasság folytonos függvénye (melynek teljes reprezentálásához végtelen számú paraméter kellene), amit mi véges számú mérésből próbálunk meghatározni. Ez azt jelenti, hogy végtelen számú $T(z)$ profil fogja kielégíteni a méréseket. A feladat az, hogy találjuk meg a legésszerűbb profilt ha ez lehetséges.

Ráadásul a mérések mindig bizonyos zajjal terheltek. Ez tovább növeli a probléma bonyolultságát, így találnunk kell egy módszert, mely nem erősíti elfogadhatatlan mértékűvé ezt a zajt.

4.3.1. A vektor-mátrix reprezentáció

Itt érdemes áttérni a folytonos profilokról és az integrálokról diszkrét profilokra és szummákra a (4.6) egyenletben, és mátrixos jelölésre. A légkört rétegekkel közelítve ($j = 1 \rightarrow (J - 1)$ számúak felülről számozva), valamint T_j középhőmérséklettel és $B_{ij} = B_i\{T_j\}$

Planck függvénnyel jellemzve, továbbá a j réteg aljától vett transzmittanciát τ_{ij} -vel jelölve, a (4.6) egyenlet:

$$R_i = (I_0)_i \tau_i(z_0) + \sum_{j=1}^{J-1} B_{ij} (\tau_{ij-1} - \tau_{ij})$$

vagy

(4.7)

$$R_i = (I_0)_i \tau_i(z_0) + \sum_{j=1}^{J-1} B_{ij} K_{ij}.$$

Ahhoz, hogy B -re megoldhassuk az egyenletet, találni kell egy i -től (azaz a frekvenciától) független alakot. Azokra a csatornákra, melyek elég közeli frekvenciákon vannak, használhatjuk a középfrekvenciákhoz tartozó Planck-függvényt. Azonban ez nem elég pontos közelítés. Az egyik megoldás, hogy definiálunk egy referencia frekvenciát a Planck-függvényhez, és hozzá igazítjuk az összes mért radianciát. Vagy átkonvertálhatjuk a radianciákat valamely más mennyiséggé, pl. ekvivalens fekete test hőmérsékletté, ami már független a frekvenciától. Ezek olyan technikai kérdések, melyeken nem időzünk sokat, csak annak elfogadása fontos, hogy kell egy csatorna-független alakot találni B -nek, hogy így írassuk:

$$R_i = (I_0)_i \tau_i(z_0) + \sum_{j=1}^{J-1} B_j K_{ij}.$$
(4.8)

A földfelszíni tagot belevonjuk a \sum -ba, a $B_J = I_0$ és $K_{ij} = \tau_i(z_0)$ megválasztással. Ekkor:

$$R_i = \sum_{j=1}^J B_j K_{ij}.$$
(4.9)

Ha most az összes csatorna radianciáját az \mathbf{R} vektorral jelöljük, és a Planck-függvényt \mathbf{B} -vel, a (4.9) egyenlet az összes csatornára vonatkozva a következőképp írható:

$$\mathbf{R} = \mathbf{K} \cdot \mathbf{B},$$
(4.10)

ahol \mathbf{K} egy mátrix, mely K_{ij} diszkrét súlyfüggvény elemeit tartalmazza. \mathbf{R} a mért elemeket (R_i , $i = 1 \rightarrow I$), \mathbf{B} (B_j , $j = 1 \rightarrow J$) pedig az ismeretleneket tartalmazza, \mathbf{K} egy $I \times J$ mátrix. A probléma a (4.10) egyenlet invertálása \mathbf{B} kifejezésére. Ekkor a hőmérsékleti profil közvetlenül kiszámítható mint \mathbf{B} ismert függvénye.

4.3.2. Linearitás

Általában fontos megérteni a linearitás fokát minden adott inverz problémánál. Ez alatt azt a fokot értjük, amelyig ki tudjuk válogatni az ismert, és ismeretlen mennyiségeket egy lineáris egyenletbe. Pl. a (4.10) egyenlet esetében: ez egy lineáris problémát jelent, ha \mathbf{K} független \mathbf{B} -től. Ha \mathbf{K} \mathbf{B} -nek függvénye, nemlineáris a problémánk. A hőmérsékleti származtatás problémájában \mathbf{K} a réteg alján és tetején tapasztalható transzmittancia különbségéből áll ((4.7) egyenlet). A transzmittancia nyomási koordináta rendszerben (4.3) egyenlet) erősen függ az elnyelő gáz nyomásától, és keverési arányától, valamint spektroszkópiai paramétereitől, viszont az utóbbiaknak csak gyenge hőmérsékletfüggése van. Ezért a probléma majdnem lineáris. Ez azt jelenti, hogy úgy is tudunk ésszerű közelítést adni \mathbf{K} -ra, hogy semmilyen pontos előzetes ismeretünk nincs \mathbf{B} ismeretlenről, valamint, hogy egy csatorna súlyfüggvénye majdnem teljesen független a légköri körülményektől.

A hőmérsékleti inverz probléma közel lineáris természete megfelelő, a lineáris elméletre alapuló invertáló módszerek fejlesztését teszi lehetővé. Mindazonáltal a nemlinearitások szignifikánsak, és átgondoltan kell őket figyelembe venni ha pontos eredmények szükegetnek.

4.4. A hőmérsékleti profil invertálására szolgáló módszerek

4.4.1. Néhány egyszerű megoldás, és azok problémái

Fentebb már említettük, hogy a folytonos profil véges számú pontból való származtatása (a (4.6) egyenlet invertálása) alulhatározott. A (4.10) egyenletet (vagyis a diszkrét esetet) tekintve, amennyiben $J > 1$ (a rétegek száma nagyobb, mint a csatornáké) még mindig alulhatározott, hiszen az ismeretleneink száma meghaladja a rendelkezésre álló egyenletek számát. Jól meghatározottá tehetjük a problémát a rétegek számának csökkentésével, vagy ha kifejezzük a profilt (\mathbf{B}) korlátozott számú alapfüggvény együtthatójával:

$$\mathbf{B} = \Phi \cdot \mathbf{b}, \quad (4.11)$$

ahol Φ ($J \times K$) az alapfüggvények mátrixa, és \mathbf{b} K hosszúságú, az együtthatókat tartalmazó vektor. Ekkor:

$$\mathbf{R} = \mathbf{K} \cdot \Phi \cdot \mathbf{b} = \mathbf{A} \cdot \mathbf{b}, \quad (4.12)$$

ahol \mathbf{A} $I \times K$ méretű mátrix. Ha $K = I$, akkor \mathbf{A} négyzetes mátrix, és a (4.12) egyenlet közvetlenül invertálható:

$$\mathbf{b} = \mathbf{A}^{-1} \cdot \mathbf{R}, \quad (4.13)$$

ahol $^{-1}$ a mátrix inverzét jelöli. A (4.11) egyenletbe való behelyettesítés után megkapjuk az eredményt \mathbf{B} -re. Azonban ez a megoldás sokszor nem kielégítő (Rodgers 1976), mert \mathbf{A}^{-1} elemei hajlamosak nagyok lenni (pozitív vagy negatív irányban egyaránt), ami az \mathbf{R} -ben levő apró hibák felerősödéséhez vezet \mathbf{B} -ben. Ez azért merül fel, mert a súlyfüggvények szélesek, és átfedők – nincs I független információnk. Megtaláljuk a mérésekkel matematikailag konzisztens profilok egy családját, de általában olyat, ami messze van a valós profiltól.

Javíthatunk a helyzeten, ha $K < I$ számúra korlátozzuk az alapfüggvények számát. Így az ismeretlenek száma kevesebb lesz, mint az egyenleteké, és kereshetünk egy megoldást, ami négyzetes eltérésben leginkább közelíti a méréseket, azaz minimalizáljuk a

$$\mathbf{R} = \mathbf{K} \cdot \Phi \cdot \mathbf{b} = \mathbf{A} \cdot \mathbf{b}, \quad (4.14)$$

kifejezést. A megoldás így:

$$\mathbf{b} = (\mathbf{A}^T \cdot \mathbf{A})^{-1} \cdot \mathbf{A}^T \cdot \mathbf{R}, \quad (4.15)$$

ahol a T a mátrix transzponáltját jelöli.

Ez a legkisebb négyzetes megoldás általában jobb, mint a (4.13) egyenlet által reprezentált egzakt megoldás, de még mindig nem kielégítő. A sikeres megoldáshoz az alapfüggvények óvatos megválasztása szükséges – mégpedig úgy – hogy azok minél jobban illeszkedjenek a valós légköri profilhoz. Ezért a magasság egyszerűbb függvényei, mint pl. a polinomok nem alkalmasak.

4.4.2. A becslés problémája és a megszorítások alkalmazása

Az eddigiekből kiderül, hogy extra információkra van szükségünk a méréseken túl, hogy kiválasszuk a legjobb profilt a véges számú matematikailag lehetséges közül. Szerencsére a távérzékelés problémáihoz rendelkezésre áll további információ.

A megoldás keresésében kezdettől elfogadtuk, hogy nem tudjuk pontosan a valós profilt megtalálni – a probléma *ill-posed* jellege, és a zaj jelenléte megakadályozzák ezt. Ehelyett a valós profil egy becslését kell keresnünk, ami elfogadhatóan pontos, vagy a legjobb becslés valamilyen statisztikai értelemben.

Felhasználhatunk valószínűségszámítási vagy statisztikai módszereket, hogy eldöntsük, hogyan kombináljuk a méréseket más adatokkal, hogy az összes lehetséges közül kiválasszuk a legmegfelelőbb profilt. Ebben az esetben a másik (előzetes-, vagy háttér-) információ szolgáltatja a megszorítást a megoldásra. Sok ilyen módszer van az irodalomban, melyek közül néhányat megvizsgálunk.

Alternatívaként empirikus közelítést is tehetünk és kereshetünk egy *ad-hoc* módszert, amivel találunk egy olyan megoldást a sok közül a problémára, melyet tapasztalati úton a elfogadhatónak tartunk. Számos ilyen módszer található az irodalomban, mint azt látni fogjuk. Ezek a módszerek nem foglalkoznak közvetlenül a becslés-problémával. Egy sor nem mindig nyilvánvaló megszorítást variálnak. Ezek lehetnek a profil simaságára vonatkozó feltételek, vagy néhány alapfüggvény lineáris kombinációjára vonatkozó követelmények.

Érdekességképp megjegyezhető, hogy a műholdas szondázás inverziós problémájának jellegzetességei ugyanazok, mint a numerikus előrejelzés adatasszimilációs problémájának jellemzői. A kettő ugyanis matematikailag ekvivalens: általánosságban mindkettő becslés probléma, ami *ill-posed* előzetes megszorítások használata nélkül.

4.5. Gyakorlati megoldások

4.5.1. Maximum likelihood megoldás

Gyakran hasznos egy változót egy ún. valószínűségi sűrűségfüggvénnyel kifejezve megadni: legyen $P(x)$ az x skalár változó valószínűsége. Ha tudjuk, hogy x becslése x_0 , és a hiba normális eloszlású, szórása σ , akkor x valószínűsége sűrűségfüggvénnyel felírva:

$$P(x) = \exp \left[-\frac{1}{2} \frac{(x - x_0)^2}{\sigma^2} \right]. \quad (4.16)$$

Ha x vektorváltozó, az ekvivalens egyenlet:

$$P(x) = \exp \left[-\frac{1}{2} (x - x_0)^T \cdot B^{-1} x - x_0 \right], \quad (4.17)$$

ahol B a hiba kovariancia x_0 középértékkel. A Bayes elmélet két esemény együttes előfordulásának valószínűségére vonatkozik. Vegyünk két eseményt, x és y . Annak a valószínűségét, hogy x és y egyszerre fordul elő, együttes valószínűségnek nevezzük, és $P(x, y)$ -nal jelöljük. Annak a valószínűsége, hogy x akkor fog bekövetkezni, amikor y bekövetkezik, feltételes valószínűség a neve, és $P(x|y)$ -nal jelöljük, és a kettőt a következő egyenlet kapcsolja össze:

$$P(x, y) = P(x|y)P(y) \quad (4.18)$$

vagy fordítva:

$$P(x, y) = P(y|x)P(x)/P(y) \quad (4.19)$$

A Bayes tétel kapcsolódási pontja a problémához a következő:

Legyen \mathbf{x} valamilyen légköri állapotjelző pl. hőmérsékleti profil, \mathbf{y}^m vektor tartalmazza a méréseket: például műholdas szondázók adatait radianciaként, fényességi hőmérsékletként, stb. Célunk, hogy adott \mathbf{y}^m mérésekhez megtaláljuk \mathbf{x} legvalószínűbb értékét, azaz maximalizáljuk a feltételes valószínűséget:

$$P(\mathbf{x}|\mathbf{y}^m) = \max. \quad (4.20)$$

Alkalmazzuk a Bayes-tételt:

$$P(\mathbf{x}|\mathbf{y}^m) = P(\mathbf{y}^m|\mathbf{x})P(\mathbf{x}) \quad (4.21)$$

Itt $P(\mathbf{y}^m)$ -t – annak a valószínűségét, hogy \mathbf{y}^m -t mérjük – konstansnak vettük.

$P(\mathbf{y}^m|\mathbf{x})$ annak a valószínűsége, hogy \mathbf{y}^m mérést kapunk, ha a légkör állapota \mathbf{x} . Írjuk fel a forward problémát $\mathbf{y}\{\mathbf{x}\}$ kifejezésével. Ha a méréseket nem terheli hiba, akkor $P(\mathbf{y}^m|\mathbf{x})$ delta függvény lenne $\mathbf{y}^m = \mathbf{y}\{\mathbf{x}\}$ -nél levő csúccsal. Azonban a mérések tartalmaznak hibát, melyekről feltesszük, hogy Gauss-eloszlású, \mathbf{Y} kovarianciával. Ekkor a sűrűségfüggvény:

$$P(\mathbf{y}^m|\mathbf{x}) = \exp \left[-\frac{1}{2}(\mathbf{y}^m - \mathbf{y}\{\mathbf{x}\})^T \cdot \mathbf{Y}^{-1} \cdot (\mathbf{y}^m - \mathbf{y}\{\mathbf{x}\}) \right] \quad (4.22)$$

$P(\mathbf{x})$ tartalmazza az \mathbf{x} -re vonatkozó mérések előtti információkat. Ez az információ sokféle forrásból származhat. Használhatunk például egy valamilyen numerikus előrejelző program által előrejelzett profilt (az előrejelzés lehetséges hibáira vonatkozó becslésekkel együtt),

vagy használhatunk klimatológiai információkat is: klimatológiai átlagprofil, és a kovarianciát a középérték körül. Ezeket az adatokat háttéradatoknak hívják, jelölése \mathbf{x}^b , hiba kovarianciája \mathbf{B} . Ekkor, ha a háttérinformáció hibájának eloszlása normális, annak valószínűsége, hogy \mathbf{x} profilt kapunk:

$$P(\mathbf{x}) \propto \exp \left[-\frac{1}{2}(\mathbf{x} - \mathbf{x}^b) \cdot \mathbf{B}^{-1}(\mathbf{x} - \mathbf{x}^b) \right]. \quad (4.23)$$

Gyakori a (4.21)-es egyenlet logaritmusát maximalizálni semmint magát az egyenletet; (4.22)-ből és (4.23)-ból való helyettesítés, és természetes alapú logaritmizálás után a következőt kapjuk:

$$\ln\{P(\mathbf{x}|\mathbf{y}^m)\} = -\frac{1}{2}(\mathbf{x} - \mathbf{x}^b)^T \cdot \mathbf{B}^{-1} \cdot (\mathbf{x} - \mathbf{x}^b) - \frac{1}{2}(\mathbf{y}^m - \mathbf{y}\{\mathbf{x}\})^T \cdot \mathbf{Y}^{-1} \cdot (\mathbf{y}^m - \mathbf{y}\{\mathbf{x}\}) + \text{konstans}. \quad (4.24)$$

4.5.2. Az invertálási probléma, mint variációs probléma

A variációs megoldásban a skalármennyiségeket $(-\ln P(\mathbf{x}|\mathbf{y}^m) + \text{konstans})$ egy ún. veszteségfüggvénnyel azonosítjuk, amit minimalizálunk:

$$J(\mathbf{x}) = -\frac{1}{2}(\mathbf{x} - \mathbf{x}^b)^T \cdot \mathbf{B} \cdot (\mathbf{x} - \mathbf{x}^b) - \frac{1}{2}(\mathbf{y}^m - \mathbf{y}\{\mathbf{x}\})^T \cdot \mathbf{Y}^{-1} \cdot (\mathbf{y}^m - \mathbf{y}\{\mathbf{x}\}). \quad (4.25)$$

Most láthatjuk, hogy a probléma matematikailag ugyanaz, mint amivel a numerikus előrejelzés adatasszimilációjában találkozhatunk (Lorenc, 1988). A veszteségfüggvény kvadratikus alakja abból adódik, hogy a méréseknek, és a háttéradatok hibájának is Gauss-eloszlást feltételeztünk.

A műholdas szondázó adatok invertálásának kiterjedt irodalmában szokatlan ez a fajta megközelítés. Azonban hasznos ez a szemléletmód, hiszen ez világítja meg legjobban a kapcsolatot a hasonló variációs problémák (pl. numerikus előrejelzés adatasszimiláció) irodalmával. Ezen felül, ha egyszer az általános nemlineáris inverziós problémát így vetettük fel, az irodalomban található legtöbb megoldás az optimális megoldás közelítésének különböző szintjeként tekinthető.

Az optimális megoldás, vagyis a legvalószínűbb profil a (4.25) egyenlet minimalizálásával, vagy gradiens egyenletének megoldásával található meg: ha $J'(\mathbf{x})$ jelöli $J(\mathbf{x})$ \mathbf{x}

szerinti gradiensét, akkor:

$$J'(\mathbf{x}) = \mathbf{B}^{-1} \cdot (\mathbf{x} - \mathbf{x}^b) - \mathbf{K}(\mathbf{x})^T \cdot \mathbf{Y} \cdot (\mathbf{y}^m - \mathbf{y}\{\mathbf{x}\}) = 0, \quad (4.26)$$

ahol \mathbf{K} a $d\mathbf{y}\{\mathbf{x}\}/d\mathbf{x}$ deriváltakat tartalmazó mátrix. (Azért jelöljük \mathbf{K} -val, mert a lineáris esetben a radianciák profilelemek szerint deriváltjai a súlyfüggvények.)

Általánosságban ez a probléma nem triviális – nincs általános analitikus megoldása az egyenletnek. Azonban sok technika létezik a numerikus megoldásra. Jelen ismertetés keretein belül csak a lineáris esetet vizsgáljuk, azaz:

$$\mathbf{K}(\mathbf{x}) = \mathbf{K}(\mathbf{x}^b) = \mathbf{K}, \text{ egy konstans.} \quad (4.27)$$

A $d\mathbf{y}\{\mathbf{x}\}/d\mathbf{x} = \mathbf{K}$ integrálásával:

$$\mathbf{y}\{\mathbf{x}\} = \mathbf{y}\{\mathbf{x}^b\} + \mathbf{K} \cdot (\mathbf{x} - \mathbf{x}^b). \quad (4.28)$$

(4.28) és (4.27) (4.26) egyenletbe való helyettesítésével:

$$\mathbf{x} = \mathbf{x}^b + \mathbf{B} \cdot \mathbf{K}^T \cdot (\mathbf{K} \cdot \mathbf{B} \cdot \mathbf{K}^T + \mathbf{Y})^{-1} \cdot (\mathbf{y}^m - \mathbf{y}\{\mathbf{x}^b\}). \quad (4.29)$$

Mátrixműveletek egy másik, ekvivalens egyenlethez vezetnek, mely számítástechnikailag gyakran hatékonyabb:

$$\mathbf{x} = \mathbf{x}^b + \mathbf{B} \cdot \mathbf{K}^T \cdot (\mathbf{K} \cdot \mathbf{B} \cdot \mathbf{K}^T + \mathbf{Y})^{-1} \cdot (\mathbf{y}^m - \mathbf{y}\{\mathbf{x}^b\}). \quad (4.30)$$

Így az invertálás a következő alakot veszi fel: rendelkezünk egy \mathbf{x}^b háttér-, vagy *first guess* profillal, melyből kiszámíthatjuk a hozzá tartozó radianciákat $\mathbf{y}\{\mathbf{x}^b\}$ a sugárzásátviteli egyenlet segítségével. Kiszámíthatjuk a deriváltakat is: \mathbf{K} (azaz a súlyfüggvényeket). A mérések \mathbf{Y} , és a háttérprofil hiba kovarianciájának becslésével (\mathbf{B}) megadhatjuk a (4.30)-as egyenletet \mathbf{x} -re, \mathbf{y}^m méréseket használva.

Hasznos megjegyezni, hogy a (4.30)-as egyenlet a következő alakot veszi fel:

$$\mathbf{x} - \mathbf{x}^b = \mathbf{W} \cdot (\mathbf{y}^m - \mathbf{y}\{\mathbf{x}^b\}). \quad (4.31)$$

Az itt leírt esetben $\mathbf{W} = \mathbf{B} \cdot \mathbf{K} \cdot (\mathbf{K} \cdot \mathbf{B} \cdot \mathbf{K}^T + \mathbf{Y})^{-1}$, de az egyenlet ugyanezen általános formája különböző \mathbf{W} értékekkel jelenik meg a legtöbb inverziós sémában. Azt mutatja

meg, hogyan vetülnek le a mért és számított (hátéradatokból számított) adatok közti különbségek a kapott, és a számított profilokra a \mathbf{W} invertáló mátrixon keresztül. Megjegyezzük, hogy a \mathbf{W} fenti optimális formája azonos a numerikus előrejelzés adatasszimilációjában használt optimális interpolációs technikában alkalmazottal, a két probléma közötti összefüggés újbóli igazolásaként.

4.5.3. A minimum variancia módszer

A becslés problémájának másik statisztikai megközelítése a nyert-, és a valódi profilok közötti négyzetes eltérés minimalizálása nagyszámú eset átlaga alapján. Tegyük fel, hogy a forward probléma lineáris, azaz a valódi $\mathbf{y}\{\mathbf{x}^t\}$ radianciák kiszámíthatók az \mathbf{x}^t valódi profilból a következő módon:

$$\mathbf{y}\{\mathbf{x}^t\} = \mathbf{y}\{\mathbf{x}^b\} + \mathbf{K} \cdot (\mathbf{x}^t - \mathbf{x}^b) \quad (4.32)$$

A mért radianciákat felírhatjuk a valódi radianciák és egy mérési hiba, ε^m összegeként:

$$\mathbf{y}^m = \mathbf{y}\{\mathbf{x}^b\} + \varepsilon^m, \quad (4.33)$$

és, így:

$$\mathbf{y}^m - \mathbf{y}\{\mathbf{x}^b\} = \mathbf{K} \cdot (\mathbf{x}^t - \mathbf{x}^b) + \varepsilon^m \quad (4.34)$$

Minimalizáljuk az \mathbf{x} és \mathbf{x}^t közötti négyzetes eltérést N nagyszámú esetre:

$$\frac{1}{N} \sum (\mathbf{x} - \mathbf{x}^t)^T \cdot (\mathbf{x} - \mathbf{x}^t) = \min \quad (4.35)$$

Ha a (4.31) egyenlet általános lineáris formájára keresünk megoldást, a (4.34) (4.31)-be való behelyettesítésével, és a (4.31) (4.35)-be való helyettesítésével, valamint differenciálva \mathbf{W} minden eleme szerint, majd \mathbf{W} -re megadva:

$$\mathbf{W} = \mathbf{B} \cdot \mathbf{K}^T (\mathbf{K} \cdot \mathbf{B} \cdot \mathbf{K}^T + \mathbf{Y})^{-1}, \quad (4.36)$$

ahol

$$\mathbf{B} = \left(\frac{1}{N} \right) \sum (\mathbf{x}^b - \mathbf{x}^t) \cdot (\mathbf{x}^b - \mathbf{x}^t)^T, \quad (4.37)$$

$$\mathbf{Y} = \left(\frac{1}{N}\right) \sum^N (\varepsilon^m) \cdot (\varepsilon^m)^T, \quad (4.38)$$

azaz \mathbf{B} és \mathbf{Y} a háttéradatok-, és a mérések hibakovarianciája.

Megjegyezzük, hogy lineáris esetben a minimum variancia megoldás ekvivalens a maximum likelihood módszerrel, amikor mind a háttér, mind a mért adatok hibaeloszlása Gauss-eloszlás.

4.5.4. Lineáris regresszió

A sugárzás átvitel fizikájának mélyebb ismerete nélkül is megbírkózhatunk az inverzós problémával abban az esetben, ha rendelkezünk N nagy számú \mathbf{y}^m mérési adat és hozzá térben és időben közel lévő \mathbf{x}^m légköri profil (pl. rádiószondás felszállásokból származó) párokkal. Ekkor megkereshetjük a radianciák azon lineáris kombinációjának azon együtt-hatóit, amely négyzetesen legjobban közelíti a légköri profilokat. Felírhatjuk a következő előrejelző egyenletet:

$$\mathbf{x} - \overline{\mathbf{x}^m} = \mathbf{W} \cdot (\mathbf{y}^m - \overline{\mathbf{y}^m}), \quad (4.39)$$

ahol \mathbf{x}^m és \mathbf{y}^m a független mintánk. Ekkor megkapjuk \mathbf{W} értékét, melyre

$$\sum^N (\mathbf{x} - \mathbf{x}^m)^T (\mathbf{x} - \mathbf{x}^m) = \min, \quad (4.40)$$

$$\sum^N [\mathbf{x} - \overline{\mathbf{x}^m} - \mathbf{W} \cdot (\mathbf{y}^m - \overline{\mathbf{y}^m})]^T [\mathbf{x} - \overline{\mathbf{x}^m} - \mathbf{W} \cdot (\mathbf{y} - \overline{\mathbf{y}^m})] = \min. \quad (4.41)$$

\mathbf{W} elemei szerinti deriválás, valamint \mathbf{W} -re való megoldás után:

$$\mathbf{W} = \left[\sum^N (\mathbf{x}^m - \overline{\mathbf{x}^m}) \cdot (\mathbf{y} - \overline{\mathbf{y}^m})^T \right] \cdot \left[\sum^N (\mathbf{y}^m - \overline{\mathbf{y}^m}) \cdot (\mathbf{y}^m - \overline{\mathbf{y}^m})^T \right] \quad (4.42)$$

Ez egy tisztán statisztikai módszer. Ez a technika „fizikai-statisztikai” módon is használható, ha N reprezentatív profillal indulva, elméleti úton kiszámítjuk belőlük a hozzájuk tartozó radianciákat, és visszanyerjük a két adatsort, ahogy a (4.42) egyenletben (figyelembe véve a mérések hibáit a radianciákban).

Ha a sugárzásátviteli egyenlet lineáris, a következőképp írható:

$$\mathbf{y}^m - \mathbf{y}\{\overline{\mathbf{x}^m}\} = \mathbf{y}^m - \overline{\mathbf{y}^m} = \mathbf{K} \cdot (\mathbf{x}^m - \overline{\mathbf{x}^m}) + \varepsilon^m. \quad (4.43)$$

A (4.43)-as egyenlet (4.42)-be való helyettesítésével, és azzal a feltevéssel, hogy ε^m mérési hibák korrelálatlanok a profilokkal, eljutunk a

$$\mathbf{W} = \mathbf{C} \cdot \mathbf{K}^T \cdot (\mathbf{K} \cdot \mathbf{C} \cdot \mathbf{K}^T + \mathbf{E})^{-1} \quad (4.44)$$

kifejezéshez. Ez azt mutatja, hogy a lineáris esetben a lineáris regressziós módszer matematikailag ekvivalens a minimum variancia megoldással.

4.5.5. Fizikai iteratív megoldás

Az eddig tárgyalt statisztikai megközelítések főképp lineárisak. Néhány közülük egyáltalán nem alkalmas nemlineáris problémák kezelésére, amelyek mégis, csak nem kevés számítás árán. A fizikai módszerek (melyek *ad-hoc* matematikai leszűkítéseket használnak statisztikai helyett) ebben a tekintetben rugalmasabbak. Azonban nem feltétlenül kínálnak optimális megoldást (abban az értelemben, amiben a statisztikai módszerek igen), és nem elég körültekintő használat esetén olyan megoldáshoz konvergálhatnak, amely noha illik a mérésekre, meteorológiailag nem valószerű.

Smith (1970, 1985) fizikai iteratív módszerét mutatjuk be a következőkben, hozzáigazítva a fenti jelölésrendszerhez. Az iteráció n -edik lépésére az \mathbf{x}^n profil egy becslését kapjuk, amiből kiszámíthatjuk a $\mathbf{y}(\mathbf{x}^n)$ radianciákat. A profilt ezután frissítjük a mért és számított radianciák különbsége szerint:

$$x_j^{n+1} = x_j^n + \frac{\sum_{i=1}^I W_{ij}(y_i^m - y\{x_n\}_i)}{\sum_{i=1}^I W_{ij}}. \quad (4.45)$$

W_{ij} tapasztalati súlyok, amelyek számos formát felvehetnek. Smith magukat a súlyfüggvényeket használja súlyokként, és azt találta, hogy stabil konvergenciát ad. Az iteráció egy *first-guess* – például egy előrejelzett – profiltól indul.

Hibrid módszerek használata is lehetséges, amiben egy statisztikai regressziós inverzió szolgál *first-guess*-ként egy fizikai-iteratív módszerhez, vagy a fizikai módszer biztosítja a linearizációs pontot egy lineáris statisztikai származtatásnak. Körültekintően használva egy fizikai és iteratív módszer is lehet statisztikailag optimális (Rodgers, 1976; Eyre, 1989).

4.6. Összetevő-profil inverzió

A különböző koncentrációban jelenlevő légköri összetevők (mint vízgőz és ózon) abszorpciós sávjainak frekvenciáján történő műholdas mérések felhasználhatók ezen alkotórészek profiljainak előállítására. A módszer alapjai ugyanazok mint a fentebb említettek, de a probléma bizonyos aspektusai a hőmérsékletnél látottaknál bonyolultabbá teszik a összetevők profiljainak meghatározását.

Először is a légköri összetevőkre a probléma nemlineáris. Ez azért van, mert befolyásolják a sugárzás átviteli egyenletet a keverési arány profilon keresztül a (4.2) egyenlet exponensében. Nem lehetséges ugyanis a sugárzás átviteli egyenlet szétválasztása az összetevők egyszerű függvényére és az összetevőktől független részre. Ennek következménye az, hogy a linearitás feltételezésével élő módszerek kevésbé pontosak. Még így is definiálhatunk egy „hőmérsékleti súlyfüggvényt” egy összetevő-szondázó csatornára, úgymint a transzmittancia-profil deriváltját, de ez a függvény eléggé változékonny lesz; csúcса a keverési arány növekedésével a nagyobb magasságok felé tolódik.

A második probléma az, hogy bizonyos körülmények között a radianciák nem érzékenyek a keverési arány változásaira. Ennek bemutatására képzeljünk el egy T hőmérsékletű izoterm légkör határát. Ekkor bármilyen keverési-arány profil ugyanazt a radianciát eredményezi. A gyakorlatban ezzel a problémával alacsony szintű vízgőz profilok meghatározásánál találkozhatunk; mivel a vízgőz hőmérséklete közeli a felszín hőmérsékletéhez az infravörös csatornák érzéketlenek az alacsony szintű vízgőz változásaira. Nem ez a helyzet a tenger feletti mikrohullámú mérésekre, ahol a tengerfelszín alacsony emisszivitása láthatóan hideg háttérrel biztosít ami előtt az alacsonyszintű vízgőz változásai detektálhatók.

Egyszerű lineáris regressziós módszereket is operatíván használnak vízgőz profil invertálására, de a nemlineáris módszerek jobbak (Smith, 1985). Az elmúlt években egyre inkább elterjednek a szimultán módszerek, melyekben az x légköri profil mind hőmérsékleti, mind vízgőzprofil tartalmaz és esetleg egyéb, a sugárzásátviteli egyenletet befolyásoló változót, pl. felszíni emissziót és felhőparamétereket is (Smith et al., 1985; Eyre, 1989).

4.7. Felhők

A felhők nagy problémát okoznak a hőmérséklet invertálásában. A felhőzet jelenléte nem csak az infravörös radianciákra vannak hatással, de az inverz problémát is erősen nem-

lineárisá teszi; hirtelen megváltoznak a súlyfüggvények a felhőtetőn, így erősen függenek ennek a szintnek a nyomásától, és a felhőzet mennyiségétől. Ráadásul, a felhőzet meggátolja az alatta levő légoszlop észlelését.

A probléma első megközelítése technológiai alapú, azaz szondázzuk a légkört olyan frekvenciákon, melyekre a felhők (majdnem) átlátszóak, ilyen pl. a mikrohullámú tartomány. A mikrohullámú sugárásmérőkbe vetett bizalom növekvő tendenciát mutat. Azonban az infravörösnek számos előnye van – keskenyebb súlyfüggvényeket lehet alkalmazni a troposzférában, kevésbé változókéony felszíni emisszivitás/reflektivitás jellemzi, és nagyobb a térbeli felbontása. Ezek miatt a mikrohullámú, és infravörös műszerek együttes használata a leginkább előremutató a belátható jövőben.

A másik megközelítés az adatok gondos felhőszűrése, és csak a felhőmentes adatok felhasználása. Sok algoritmust gondoltak már ki erre a problémára (pl. Mcmillin és Dean, 1982). Sajnos viszont a legtöbb érdekes meteorológiai jelenség felhőzethez kapcsolódik, így ez csak részleges megoldás lehet. Részlegesen felhős területekre egy ún. felhőmentesítő eljárást alkalmaznak. Ezek a felhős radianciából becslik azt a radianciát, amit felhőmentes esetben kellene észlelni. Ezen módszerek jó része a szomszédos FOV, vagy „N” módszeren alapulnak (Smith, 1968). Azzal a közelítéssel élünk, hogy a műszer két szomszédos FOV-je (1 és 2 jelű) ugyanolyan hőmérsékleti és nedvességprofillal rendelkeznek, egyetlen réteg felhőzete van bennük ugyanolyan felhőtető magassággal, csak a felhőborítottságban különböznek. Jelölje ezeket N_1 és N_2 . Ekkor a következő egyenleteket írhatjuk fel az emittált radianciákra mindkét FOV esetén:

$$R_1 = (1 - N_1)R^c + N_1R^0, \quad (4.46)$$

$$R_2 = (1 - N_2)R^c + N_2R^0, \quad (4.47)$$

ahol R^c és R^0 rendre a felhőmentes, és teljesen borult eseteket jelöli. A két egyenlet együttes megoldásából:

$$R^c = \frac{R_1 - N^*R_2}{1 - N^*}, \quad (4.48)$$

ahol $N^* = N_1/N_2$. Vagy a következőképp írhatjuk:

$$N^* = \frac{R^c - R_1}{R^c - R_2}. \quad (4.49)$$

Ha megkapjuk a felhőmentes radianciát egy csatornára, N^* a (4.49) alapján kiszámítha-

tó. Ekkor, mivel N^* nem függ a csatornától, a felhőmentes radiancia a többi csatornára kiszámítható (4.48) alapján. A módszer nem alkalmazható $N_1 = N_2$ esetben, ami természetesen magában foglalja a gyakori mindkét FOV-n teljesen felhős eseteket.

A harmadik megközelítés az, hogy közvetlenül a felhős radianciákból invertálunk, a felhőzetet leíró paraméterek becslésével, melyet végezhetünk a többi légköri paraméter (pl. hőmérséklet) profiljával egyszerre, vagy itaratívan. Ezen megközelítésen alapuló fizikai módszert dolgozott ki pl. Huang és Smith, 1986-ban, valamint Susskind 1984-ben, és egy nemlineáris variációs módszert Eyre mutatott be (1989).

5. fejezet

Felhasznált szoftverek

A NOAA műholdakon található ATOVS szenzorok adatainak feldolgozásához természetesen nélkülözhetetlen a megfelelő szoftveres háttér. A probléma megoldására számos programcsomag készült már a világ különböző meteorológiai központjaiban. Az előfeldolgozáshoz az AAPP (ATOVS and AVHRR Pre-processing Package) nevű programcsomagot, míg az invertáláshoz az IAPP (International ATOVS Processing Package) elnevezésű szoftvert használjuk.

5.1. AAPP

Az AAPP több európai meteorológiai szolgálat (Meteo France, UK Met Office, ECMWF, stb) együttműködésében fejlesztett szofver. A NOAA meteorológiai műholdsorozatának, azon belül is a NOAA-15, NOAA-16, NOAA-17-es műholdak (NOAA-K, -L, -M a felbocsátás előtt) ATOVS (HIRS, AMSU-A, AMSU-B) és AVHRR, valamint NOAA-15 előtti műholdak TOVS (HIRS, MSU) és AVHRR adatainak előfeldolgozására készült. Az 5.0-ás verzió óta a NOAA-N és -N' adatainak feldolgozására is képes, hiszen noha a NOAA-N'-t még nem bocsátották fel, a változtatások az N-ével (NOAA-18 a felbocsátás után) azonosak lesznek.

A programcsomag a nyers HRPT adatok fogadásától és előfeldolgozásától a fényességi hőmérsékletek származtatásáig végzi el az előfeldolgozást (Kern, 2004). Jelenleg az EUMETSAT Numerical Weather Prediction Satellite Application Facilities (NWP SAF) kezeli, a Met Office terjeszti.

A programot világszerte használják mind a különféle meteorológiai szolgálatoknál a numerikus előrejelzés algoritmusába integrálva a program 1c vagy 1d szintű kimeneteit,

mind pedig kutatási célokra.

Az AAPP az műholdas adatfeldolgozás 1d szintjéig dolgozza fel a nyers adatokat.

Moduljai:

- Leválogatás
 - a nyers HRPT-ből szétválogatja a különböző műszerek adatait (=>1a fájlok minden műszerre)
 - a navigáció előkészítő lépés a TBUS-okból jelzi előre a műhold pozícióját
 - a kalibrációs lépés felhasználja az előző eredményeit, hozzáadva az 1a szintű adatokhoz a navigációs és kalibrációs adatokat és új fájlba (1b) írva őket
- Előfeldolgozás
 - az első lépés alkalmazza a kalibrációs adatokat, fényességi hőmérsékleteket hoz létre minden ATOVS műszerre (=>1c)
 - a második lépés az ATOVS műszerek adatait egy közös mezőre, általában a HIRS mezőjére vetíti, különféle tesztek eredményeit adja hozzá az adatokhoz
 - végül az AVHRR adatok kerülnek feldolgozásra egy felhőszűrő eljárás segítségével, aminek eredményeit a HIRS 1d szintű file-hoz adják.

5.2. IAPP

Az IAPP-ről szóló leírások Li et al. (2000) cikke alapján készültek apróbb változtatásokkal, kiegészítésekkel.

Az IAPP-ben az AMSU és HIRS adatokat párhuzamosan használják fel a légköri vertikális hőmérsékleti profil létrehozására.

Az IAPP algoritmusában az AMSU-A méréseket egy HIRS FOV-ra képezik le, a kívánt légköri paraméter visszaszármasztása pedig 3×3 szomszédos FOV-ra, egy ún. FOR-ra (Field of Regard) történik. A visszaszármasztás eredményei rádiószondás észlelésekkel kerülnek összehasonlításra. 1998. november 15-ére, és 16-ára készült esettanulmányaik szerint a szoftver készítői azt találták, hogy az ATOVS mérések képesek visszaadni a légköri profil szerkezetének főbb jellegzetességeit. A visszaszármasztás eredményeit az ATOVS mérésekből származó és a rádiószondás észlelések közötti legkisebb négyzetes eltérés módszerével értékelték ki. A hőmérséklet és a harmatpont hőmérséklet statisztikai legkisebb négyzetes hibája azt mutatta, hogy az IAPP 2K pontosságú hőmérsékletre

1 km-es vertikális felbontás mellett, a harmatpont hőmérséklet pontossága 3–6 K 2 km-es vertikális felbontás mellett.

5.2.1. Forward modell és eltérés korrekció

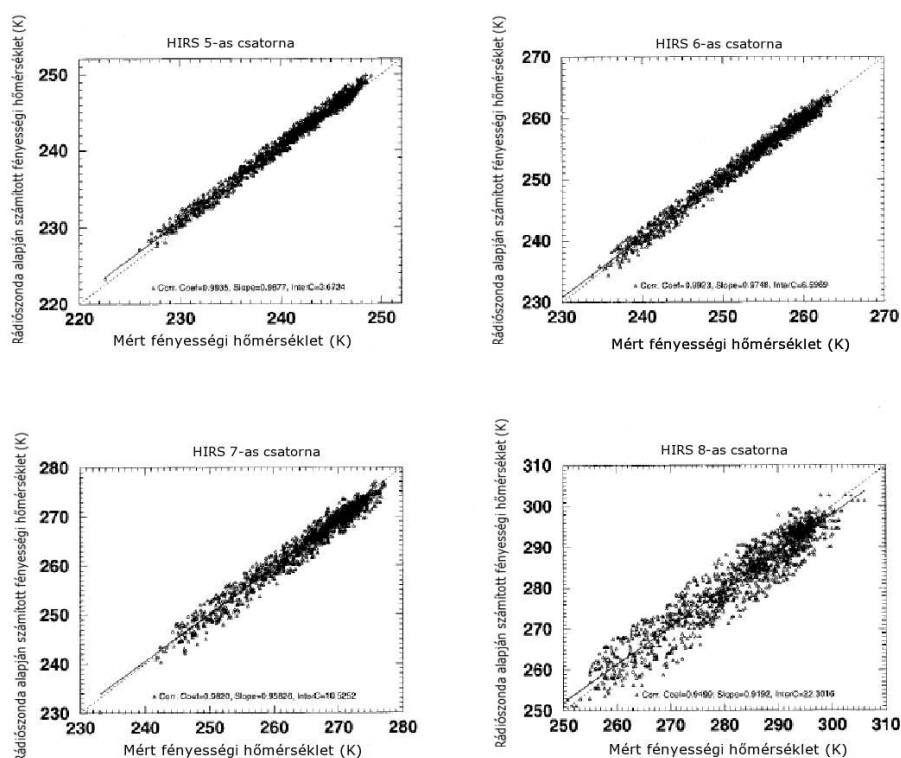
Hogy meghatározzuk a visszaszármaztatás pontosságát, a műszer teljesítményének, és a különböző spektrális csatornák transzmittancia függvényeinek ismerete alapvető fontosságú. Az IAPP-ben egy gyors és pontos sugárzásátviteli modell végzi a kapcsolódó számításokat. Ez a modell a PLOD¹ névre hallgat (Hannon et al., 1996), és 42 nyomási szintet használ 0,1 és 1050 hPa között. A földfelszín infravörös emissziója, a felszíni hőmérséklet és a sugárzásátviteli modell miatt fellépő bizonytalanságok kiértékelhetők egy összehasonlító fájl segítségével, mely térben és időben bizonyos szempontok alapján társított műholdas és rádiószondás észleléspárokat tartalmaz (Zhang et al., 1999). A társítás a következő szempontok alapján történik:

1. A párok összeállítása az FOR-ra az IAPP által számolt eredmény és a hozzá térben és időben legközelebbi rádiószondás észlelés megkeresésén alapul.
2. Az ATOVS mérésekből származtatott FOR és a rádiószondás adatok helyzetének abszolút távolsága ne érje el az $1,0^\circ$ -ot (Itt az FOR középső FOV-ja reprezentálja az ATOVS mérés helyzetét.).
3. A kétféle mérés között eltelt időnek 1,5 h-nál kisebbnek kell lennie.
4. Az ATOVS mérések esetén a műholdzenitszögnek 25° -nál kisebbnek kell lennie.
5. A felhősűrítő eljárást minden FOR-ra alkalmazzák, és csak a felhőmentes FOR-okat használják fel az összehasonlításhoz.
6. Csak minimális topográfiai változást tartalmazó FOR használható összehasonlításra.

Ezen kritériumok alapján egy globális adathalmazt állítottak össze több mint 1500 mintával az 1998. szeptember 3-tól 1999. március 9-ig terjedő időszakra. Az eltérések empirikus kiegyenlítése egy különbségvektor alkalmazásával történhet, hozzáadva azt a mért fényességi hőmérsékletekhez. Az ATOVS méréseket összehasonlítják a rádiószondás mérésekből számítottakkal. A számításokhoz a felszíni hőmérsékletet regressziós eljárással, éjszakai körülmények között a HIRS/3 hosszúhullámú légköri ablakra eső csatornáinak

¹Pressure Layer Optical Depth

méréseiből (11,11 és 12,47 μm), nappali körülmények között a hosszuhullámú és a rövidhullámú légköri ablakokra eső csatornáinak felhasználásával (4,00 μm) számítják. Ha biztosított a hőmérsékleti észlelés, akkor a felszíni hőmérséklet a HIRS/3 csatornák, valamint a felszíni hőmérséklet észlelések együttes felhasználásával készül el regressziós eljárással. Az ATOVS méréseket átlagolják minden FOR-on belül a zajcsökkentés érdekében. Ha a számítások szisztematikusan eltérnek az ATOVS mérésektől, akkor eltérés korrekciót alkalmaznak a számítások során.



5.1. ábra. A HIRS/3 5, 6, 7, 8 csatornáinak mért és számított fényességi hőmérséklete között fennálló kapcsolat.

Az eltérés korrekció a legtöbb HIRS/3 és AMSU csatornát érinti. Az 5.1. ábra az észlelt és számított HIRS/3 5-ös, 6-os, 7-es, és 8-as csatornák fényességi hőmérsékleteinek függvényét mutatja. Látható, hogy a 5-ös, 6-os, 7-es csatornák – amelyek az alapvető hőmérséklet-érzékelő csatornák – korrelációja a 0,98-at is eléri. Azonban a mért és számított fényességi hőmérsékletek közötti megfeleltetés nem túl jó a 8-as csatornára annak köszönhetően, hogy ez a csatorna érzékeny a felszíni hőmérsékletre. Az AMSU-A 4-es, 5-ös, 6-os, és 7-es csatornáira elvégezve az összehasonlítást, az eredmény hasonló lesz. A

korreláció a mért és számított értékek között a 4-es csatorna esetében szintén nem jó, mivel a csatorna érzékeny a felszíni kisugárzásra. Ezzel szemben az 5-ös, 6-os, és 7-es csatornák esetén – melyek mikrohullámú hőmérséklet érzékelő csatornák – jó korrelációt tapasztalhatunk. A mért és a számított adatsorok általában jó egyezést mutatnak, a szisztematikus hiba pedig a visszaszármaztatás során megkapható és korrigálható. A hiba az ATOVS mérések, vagy a *forward model* számítások igazításával küszöbölhető ki. Az IAPP-ben az ATOVS adatok igazítása történik, a javított fényességi hőmérsékletet pedig a következő összefüggés adja meg:

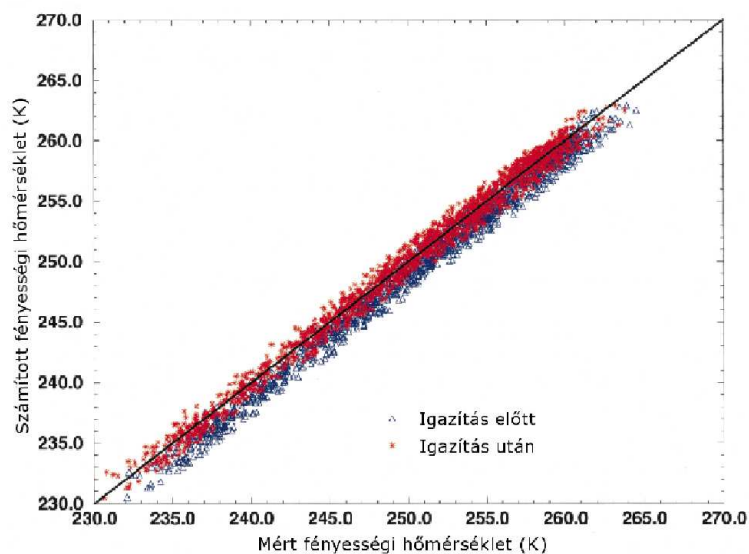
$$T_B^* = aT_B + b, \quad (5.1)$$

ahol T_B^* az igazított ATOVS fényességi hőmérséklet, T_B pedig az eredeti mért fényességi hőmérséklet egy bizonyos csatornára, a és b a meredekség, illetve az ordinátatengellyel való metszéspont, ami szintén a fent említett összehasonlító fájlból számítható. A HIRS/3 9-es csatornájára nem végzik el az eltérés korrekciót, mert az összehasonlító fájlban nincsenek ózon profilok. Ugyanez a helyzet az AMSU-A 1–3 és 15-ös csatornáival, mivel ezeknél a felszíni mikrohullámú emisszió miatt bizonytalanságok lépnek fel a számításokban. Az 5.2. ábra a számított és mért fényességi hőmérsékleteket mutatja az AMSU-A 5-ös csatornájára. A kék és a piros pontok az igazítás előtti, és utáni állapotot jelölik. A szisztematikus eltérés az igazítás után nyilvánvalóan eltűnt.

5.2.2. Felhőszűrő és felhőmentesítő eljárás a HIRS/3-ra

A visszaszármaztatási eljárás részeként a felhőszennyezettség detektálására szolgáló, a HIRS/3 műszer mérési jellegzetességeinek megfontolásán alapuló algoritmust alkalmaznak. Minden HIRS/3 FOV-ra alkalmaznak egy felhőszűrő eljárást a felhős/felhőmentes index meghatározására. Számos felhőazonosítási séma valósult meg a HIRS/2 adatfeldolgozásában (Smith et al., 1979; McMillin és Dean, 1982). Ezeket a módszereket használják a HIRS/3 felhőazonosítására is. A visszaszármaztatás során a 4–14-es AMSU-A csatornák méréseiből jelzik előre a HIRS/3 fényességi hőmérsékleteket. Egyebek mellett ezt az AMSU-A adatokból számított, és a valós HIRS/3 mérések közötti különbséget is használják a felhőazonosításra.

A bemenő adatokat a HIRS összes csatornájának fényességi hőmérsékletei adják. Az eljárás során minden FOV a következő teszteken esik át:



5.2. ábra. Az AMSU-A 5-ös csatornájának számított és mért fényességi hőmérséklete. A kék jelöli a korrekció előtti, a piros pedig a korrekció utáni értéket.

1. *Hosszúhullámú légköri sugárzási ablakra eső csatorna (11,11 μm) fényességi hőmérséklete.* A FOV felhősként lesz besorolva, ha a csatornán mért fényességi hőmérséklet túl alacsony ($< 210 \text{ K}$).
2. *Az észlelt, és az AMSU-A által előrejelzett HIRS/3 fényességi hőmérsékletek közötti különbség.* Felhőmentes esetben a két érték közötti különbségnek kicsinek kell lennie a legtöbb HIRS csatornára. Azonban ha jelentős különbség van a HIRS/3 felhőzetre érzékeny (4, 5, 6, 7, 13, 14 és 15) csatornáinak észlelt és az AMSU-A alapján számított fényességi hőmérsékletei között, akkor az FOV felhősként lesz besorolva.
3. *A legmelegebb FOV fényességi hőmérséklete.* Kiválasztásra kerül a legmelegebb FOV a vele szomszédos 8 közül, ha az adott FOV hosszúhullámú ablakra eső csatornán mért fényességi hőmérséklete 4 K-nel kisebb, mint a kiválasztott legmelegebbé, akkor a FOV-t felhősnek sorolják be.
4. *Több csatorna fényességi hőmérséklet-különbsége.* A HIRS/3 négy, légköri ablakra eső csatornájából három nagyobb átlátszósággal rendelkezik. Légköri korrekciót alkalmaznak minden csatornára, és a három becslést a felszíni hőmérsékletre leellenőrzik konzisztencia szempontjából. Ha a következő ellenőrző feltételek valamelyike

teljesül, az FOV felhősként lesz besorolva. Nappali fényben:

$$|TBO(18) - TBO(8)| > 10,0 \text{ K.} \quad (5.2)$$

Éjszaka pedig a teszt a következő egyenlőtlenségekből áll:

$$\begin{aligned} TBO(18) - TBO(8) &> 2,0 \text{ K} \\ TBO(9) - TBO(18) &> 4,0 \text{ K} \\ TBO(19) - TBO(18) &> 2,0 \text{ K} \\ TBO(18) - TBO(19) &> 4,0 \text{ K.} \end{aligned}$$

ahol $TBO(i)$ az i -edik HIRS/3 csatorna fényességi hőmérséklete.

Ha van egy vagy több felhőmentes FOV az FOR-ben, akkor ezen FOV-k radianciájának az átlagát használják fel az FOR-re, az AMSU-A fényességi hőmérséklete pedig mind a kilenc FOV átlaga lesz. Ez az átlagolás lecsökkenti a mérésekben levő zajt. Abban az esetben, ha nincs felhőmentes HIRS FOV az FOR-ben a felhődetektálás után, egy felhőmentesítő eljárást alkalmaznak, hogy megkapják a HIRS felhőmentes radianciáját a kilenc felhős FOV méréséből. A felhőmentesítő eljárás a felhőmentes radiancia becslése. Az IAPP Smith (1968), és Chahine (1974, 1977) szomszédos FOV-n alapuló módszerét alkalmazza.

A HIRS/3 által észlelt radiancia egy részlegesen felhős FOV-ben a tiszta rész radianciájából, és a valamilyen felhőzettel takart rész radianciájából tevődik össze. A részlegesen felhős FOV radianciája így állítható elő:

$$R = \left(1 - \sum_{j=1}^J\right) R^{\text{clr}} + \sum_{j=1}^J \alpha_j R_j^{\text{cld}}, \quad (5.3)$$

ahol α_j a j felhőfajta mennyisége, R^{clr} a felhőmentes radiancia, R_j^{cld} pedig a j felhőfajta-val fedett rész radianciája, J pedig a felhőfajta szám. Az ATOVS adatfeldolgozásban feltették, hogy maximum két felhőszint van. Kettőnél több szomszédos FOV-t használnak fel a felhőmentesítő eljárásban minden felhőtípusra. Feltételezik továbbá, hogy a két FOV csak az egyes felhőtípusok mennyiségében különbözik, vagyis minden szomszédos FOV ugyanolyan R^{clr} és R_j^{cld} , de különböző α_j értékekkel rendelkezik. A kilenc FOV-t felhőzet mennyiség alapján válogatják szét (Joiner és Rokke, 1998). A kilenc FOV nagyság

szerint kerül rendezésre a 8-as csatorna fényességi hőmérséklete szerint a legmelegebbtől a leghidegebbig. Ezután a legmelegebb, a leghidegebb, és a maradék három FOV-t átlagolják. Ez az átlagolás lecsökkenti a felhőmentesítő eljárás során esetleg felerősödő zajt. A FOR felhőmentesített radianciájának értéke ekkor megkapható a következőképpen:

$$\tilde{R}^{\text{clr}} = \overline{R}_1 + \eta_1(\overline{R}_1 - \overline{R}_2) + \eta_2(\overline{R}_1 - \overline{R}_3), \quad (5.4)$$

ahol \overline{R}_1 , \overline{R}_2 , \overline{R}_3 az FOV-k átlagolt radianciája, \overline{R}_1 a legmelegebb, \overline{R}_3 a leghidegebb FOV, \tilde{R}^{clr} pedig a HIRS/3 előállítandó, immár felhőmentes radianciája. AMSU-A adatokból számítják ki azokat a várható HIRS felhőmentes radianciákat, melyekkel a (3)-as egyenletet megoldva megkapjuk az η_1 és η_2 együtthatókat. Ezután ezekkel az η_1 és η_2 együtthatókkal, és a HIRS észlelt felhős radianciáival oldjuk meg újra az (5.4) egyenletet a HIRS felhőmentes radianciák előállítása érdekében.

A felhőmentesítő eljárás képességeit illusztrálandó, 8834 rádiószondás felszállás globális adataiból szimulálták a HIRS/3 felhős radianciákat, és az AMSU-A fényességi hőmérsékleteket (a műszer hibájával, és a modell hibájával korrigálták a kapott értékeket). A regressziós együtthatókat a 8834 felszállás 90%-a alapján számították, majd alkalmazták a maradék 10%-ra, hogy megkapják a négyzetes hibát. Ez egy egyszintű felhőzetetre vonatkozó szimuláció, melynek során az átlagos felhőmennyiség 56% volt, a felhőszint nyomása pedig 150 ~ 850 mb-ig változott. Az eredményekből látható, hogy az AMSU-A képes jó pontossággal előrejelezni a HIRS csatornákat. A pontosság az 1–3 HIRS csatornákra jobb, mint a műszer hibája, ez annak köszönhető, hogy az AMSU-A alacsony zajszintű műszer, és érzékeny a felső troposzférikus, valamint a sztratoszférikus hőmérsékletre. A HIRS/3 1–3 csatornáinak viszonylag nagy zaja csökkenthető a 3×3 FOV átlagolásával. Ezért a HIRS és AMSU-A műszerek együttese jól használható felső troposzférikus, és sztratoszférikus hőmérséklet számítására felhős és felhőmentes esetben egyaránt.

Az 5–7-es, és 14–16-os csatornákra az AMSU-A adatokból számított, és az észlelt és felhőmentesített HIRS fényességi hőmérsékletek négyzetes eltérése kisebb, mint 2 K, habár ez nagyobb a HIRS hibájánál. Mint fentebb láthattunk, ezen hét, felhőzetre érzékeny csatornát használják az IAPP-ben felhőszűrésre. A fennmaradó csatornákra a négyzetes eltérés sokkal nagyobb, mint a HIRS hibája, ez abból fakad, hogy az AMSU csak igen korlátozott információkkal rendelkezik a felszínközeli rétegekről a felszíni kisugárzás miatt.

A felhőmentesítő eljárás, mely az összes felhős HIRS/3 radianciát felhasználja jelentős

előrelépést jelent az AMSU-A adatok alapján előrejelzethez képest, különösen az alsóbb légrétegekre érzékeny csatornákra (7–13, és 17–19). Azonban a HIRS/3 fényességi hőmérsékletének négyzetes hibája ezekre a csatornákra még mindegyik több, mint $1,0 \sim 1,5$ K. Ez a felhőmentesítő folyamat ún. zajerősítésének köszönhető. Valós helyzetben kettőnél több szintű felhőzet is előfordul, amit ez az algoritmus nem tud kezelni, így az ilyen helyzeteket a visszaszármaztatási eljárás előtt azonosítani kell.

5.2.3. Kiindulási mező lineáris regressziós visszaszármaztatásból

Mivel a visszaszármaztatási probléma alulhatározott, többletinformációkra van szükség a megoldáshoz. Ez gyakran egy ún. kiindulási, vagy háttérprofil, mely származhat klimatológiai átlagokból, illetve regressziós technikával és/vagy numerikus időjáráselőrejelző modellek kimenetéből. Az IAPP visszaszármaztatási folyamat két lépésben teszi ezt meg:

1. A kiindulási hőmérséklet-, vízgőz-, és ózon profilokat, valamint a felszíni hőmérsékletet a NOAA/NESDIS NOAA 88 adatbázis 8834 légköri profilt számláló globális rádiószondás adatbázisán alapuló statisztikus regressziós eljárás biztosítja,
2. a végső hőmérsékleti és nedvességi profil, valamint összózon mennyiség meghatározásához egy fizikai iteratív módszert használnak a sugárzásátviteli egyenlet megoldására az 1. pont eredményeit használva kiindulási adatként.

Az IAPP esetében egy statisztikus regressziós modell állítja elő a háttérmezőt az ATOVS mérésekből mind felhőmentes, mind felhős körülmények között a HIRS FOV-ira. Az AMSU-A és HIRS radianciák modellszámításait minden egyes, a NOAA-88 adatbázisban szereplő rádiószondás észlelésre elvégzik, így előállítva a rádiószonda-ATOVS párokat a statisztikai regressziós analízishez. Ezután a radiancia elméleti úton történő kiszámítása, és a hozzájuk tartozó rádiószondás hőmérsékleti-, nedvességi-, és ózonprofilok alapján egy regressziós egyenletet állítanak elő. Ezt a regressziós egyenletet alkalmazva az ATOVS adatokra megkaphatjuk a tökéletes kiindulási profilt a sugárzásátviteli egyenlet fizikai megoldásához. Ezen felül a megfigyelés műholdzenitszöge, a tengerszint feletti magasság, és a szárazföld/víz index is segítik a radianciák közvetlen használatát.

A regressziós egyenlet meghatározása a korábban már említett összehasonlító fájl használatával is történhet. Az előbbi módszer, vagyis a regressziós egyenlet elméleti számításokból való megállapítása viszont annyiból szerencsésebb, hogy segítségével elkerüljük a műholdas és rádiószondás észlelések közötti tér-, és időbeli eltérésekből származó problémákat. A valódi adatképek használatával viszont kiküszöböljük a modellszámítások tökéletlenségéből fakadó hibákat. A térben és időben összepárosított felszíni hőmérséklet és

nedvességadatok újabb prediktorokként használhatók a regressziós számításokhoz. Például, ha adottak az FOR-ben az óránkénti felszíni hőmérséklet, és nedvesség megfigyelések, ezek extra információt biztosítanak a statisztikai visszaszármaztatás felszínközeli rétegekben történő megszorításához. Mivel az IAPP 3×3 FOV-t használ egy profil elállításához, a 9 FOV-re átlagolt HIRS, és AMSU-A fényességi hőmérsékleteket alkalmaznak a regressziós egyenletre. Felhőmentes helyzetben a HIRS és AMSU méréseket együtt használják a légköri hőmérsékleti-, és nedvességprofilok, ózonszón mennyiség, felszíni hőmérséklet, és felszíni mikrohullámú emisszivitás meghatározására. Felhős helyzetben csak a HIRS sztratoszférikus csatornájának adatait, és az AMSU-A méréseket használják a fenti produktumok előállítására. Amiatt, hogy a felhőmentesítő eljárás felerősíti a zajt, ilyenkor nem használják fel a felhőmentesített HIRS adatokat, ehelyett csak az AMSU-A, és a HIRS 1–3 csatornáit alapján határozzák meg a légköri hőmérsékleti és nedvességprofilokat. A légköri ózon visszaszármaztatása viszont felhős esetben a HIRS felhőmentesített radianciáiból történik. Az eljárás pontossága azonban korlátozott a felhőmentesítő eljárás már említett zajerősítése miatt. A mikrohullámú felszíni emisszivitás háttérmezőjét az AMSU-A 50,3 GHz-es csatornájának fényességi hőmérséklete szolgáltatja (Huang és Li, 1998), a többi AMSU-A csatorna emisszióját a frekvencián alapuló modellszámításokkal határozzák meg.

5.2.4. Fizikai iteratív visszaszármaztatási algoritmus

Miután a kiindulási mezőt a fenti regressziós eljárással meghatározták, a sugárzásátviteli egyenletre alkalmazott fizikai iteratív eljárás segítségével tovább pontosítják azt. A következőkben ezt az eljárást tekintjük át.

Ha elhanyagoljuk a légköri szóródást, a földi légkört elhagyó infravörös sugárzást a következőképpen közelíthetjük:

$$R = \varepsilon B_s \tau_s - \int_0^{p_s} B d\tau(0, p) + (1 - \varepsilon) \int_0^{p_s} B d\tau^* + R', \quad (5.5)$$

ahol ha τ a légköri transzmittancia függvény, τ és τ^* között a következő egyenlőség áll fenn: $\tau^* = \tau_s^2 / \tau$. R infravörös tartományban a spektrális radiancia, mikrohullámú tartományban pedig a fényességi hőmérséklet; B infravörös tartományban a Planck-függvény, mikrohullámú tartományban a hőmérséklet, amely a nyomás (p) függvénye. Az s index

jelenti a felszínt; R' a visszavert napsugárzás eloszlását jelöli az infravörös tartományban; és ε pedig a felszíni emisszivitást (0,99-nek feltételezzük infravörös légköri ablakokra eső csatornákra). Ha R , vagyis a műhold által észlelt radiancia, vagy fényességi hőmérséklet minden csatornára ismert, akkor R tekinthető a légköri hőmérsékleti profil, vízgőz keverési arány profil, felszíni hőmérséklet, mikrohullámú felszíni emisszivitás, stb. nemlineáris függvényének, azaz $R = R(T, q, T_s, \varepsilon, \dots)$, vagy általánosan felírva:

$$\mathbf{Y} = \mathbf{F}(\mathbf{X}), \quad (5.6)$$

ahol az \mathbf{X} vektor L db (a légköri szintek száma) légköri vízgőz keverési arány profilt, egy felszíni hőmérséklet, egy mikrohullámú felszíni emisszivitás értéket, stb., \mathbf{Y} pedig N db észlelt radianciát, vagy fényességi hőmérsékletet tartalmaz. Az (5.6) egyenlet lineáris alakja:

$$\delta\mathbf{Y} = \mathbf{F}'\delta\mathbf{X}, \quad (5.7)$$

ahol \mathbf{F}' az \mathbf{F} *forward modell* lineáris, vagy tangens modellje. Itt F' az ún. súlyfüggvény mátrix. Az ebben szereplő súlyfüggvények egy differenciál séma, vagy perturbációs módszer segítségével számíthatók ki, különösen a vízgőz és az ózon keverési arányokra. A súlyfüggvények gyors és hatékony kiszámítása elengedhetetlen a valósidejű adatfeldolgozáshoz. Az IAPP-ben az \mathbf{F}' modell egy analitikus formát használ (Li, 1994). A minimum variancia megoldás általános formája szerint minimalizálni kell a következő veszteségfüggvényt (Rodgers, 1976):

$$J(\mathbf{X}) = [\mathbf{Y}^m - \mathbf{Y}(\mathbf{X})]^T \mathbf{E}^{-1} [\mathbf{Y}^m - \mathbf{Y}(\mathbf{X})] + (\mathbf{X} - \mathbf{X}_0)^T \mathbf{H} (\mathbf{X} - \mathbf{X}_0). \quad (5.8)$$

A következő newtoni iteráció alkalmazásával:

$$\mathbf{X}_{n+1} = \mathbf{X}_n + J^n(\mathbf{X}_n)^{-1} \cdot J'(\mathbf{X}_n)$$

eljutunk az egyenlet kvázi-nemlineáris iteratív alakjához:

$$\delta\mathbf{X}_{n+1} = (\mathbf{F}'_n{}^T \cdot \mathbf{E}^{-1} \cdot \mathbf{F}_n + \mathbf{H}) \cdot \mathbf{F}'_n{}^T \cdot \mathbf{E}^{-1} \times (\delta\mathbf{Y}_n + \mathbf{F}_n \cdot \delta\mathbf{X}_n). \quad (5.9)$$

A fenti egyenletben $\delta\mathbf{X}_n = \mathbf{X}_n - \mathbf{X}_0$, $\delta\mathbf{Y}_n = \mathbf{Y}^m - \mathbf{Y}(\mathbf{X}_n)$, \mathbf{X} a visszaszámított légköri profil, \mathbf{X}_0 a légkör kiindulási állapota; \mathbf{Y}^m az észlelt radianciák, vagy fényességi

hőmérsékletek vektora, \mathbf{E} a mérések hiba kovariancia-mátrixa (mely tartalmazza a műszerzajt, és a forward modell hibáját is), \mathbf{H} az *a priori* mátrix, mely a megoldás megszorítását szogáltatja, a T index pedig a transzponáltat jelöli. Itt \mathbf{H} az *a priori* háttérmező hiba kovariancia mátrix inverze lehet, vagy más típusú mátrix. Ha mind a mérések, mind a hiba kovariancia Gauss eloszlású, a *maximum likelihood* megoldást kapjuk. Ha azonban a kiindulási hiba kovariancia mátrix nem ismert, vagy nem elég ponosan becsüljük, a megoldás szuboptimális lesz (Chahine et al., 1996). Általában az (5.9) egyenletben a $\mathbf{H} = \gamma \mathbf{I}$ alakot használják, ahol γ az ún. simasági faktor. A behelyettesítés után az (5.9) egyenlet a következő alakú lesz:

$$\delta \mathbf{X}_{n+1} = (\mathbf{F}_n'^T \cdot \mathbf{E}^{-1} \cdot \mathbf{F}_n + \gamma \mathbf{I}) \cdot \mathbf{F}_n'^T \cdot \mathbf{E}^{-1} \times (\delta \mathbf{Y}_n + \mathbf{F}_n \cdot \delta \mathbf{X}_n). \quad (5.10)$$

Noha a γ simasági faktor különösen fontos a megoldásban, nagyon nehéz meghatározni. Függs a megfigyelésektől, azok hibájától, a légköri profil kiindulási értékétől, így gyakran empirikusan határozzák meg (Susskind, 1984; Smith et al., 1985; Hayden, 1988). A simasági faktornak kritikus szerepe van a megoldás szempontjából. Ha γ túl nagy, a megoldás túlhatározott, és nagy eltérések keletkezhetnek a visszaszármaztatásban, ha γ túl kicsi, a megoldás alulhatározott, és instabil lehet. Az IAPP-ben az eltérés elv alapján határozzák meg γ -t Li és Huang (1999) munkája alapján:

$$\|\mathbf{F}[\mathbf{X}(\gamma)] - \mathbf{Y}^m\|^2 = \sigma^2, \quad (5.11)$$

ahol $\sigma^2 = \sum_{k=1}^N e_k^2$, ahol e_k az \mathbf{E} mátrix átlójának négyzetgyöke, vagy a k -edik csatorna mérési hibája, mely tartalmazza a műszer hibáját, és a *forward model* hibáját is (azaz $e_k^2 = \eta_k^2 + f_k^2$, ahol η_k^2 a műszer zaja a k csatornára, f_k^2 pedig a *forward model* hibája). σ^2 általában becsülhető a műszerzajból, és a visszaszármaztatásban használt légköri transzmittancia modell validációjából. Mivel az (5.11) egyenlet egyedi megoldást ad γ -ra (Li és Huang, 1999), az (5.10)-es, és az (5.11)-es egyenlet alapján a légköri paraméterek és a simasági faktor egyszerre határozhatók meg. Az IAPP-ben egy egyszerű numerikus közelítéssel oldják meg az (5.11)-es egyenletet, és γ -t a következő iteratív egyenlet szerint változtatják:

$$\gamma_{n+1} = q_n \gamma_n, \quad (5.12)$$

ahol q a γ -t csökkentő vagy növelő tényező. Az (5.11)-es egyenlet alapján q a következő

kritériumok alapján lesz beállítva minden iterációban:

$$\begin{aligned} q_0 = 1; \quad & \text{ha } \|\mathbf{F}[\mathbf{X}(\gamma)] - \mathbf{Y}^m\|^2 < \sigma^2, \text{ akkor } q_n = 1,5 \\ & \text{ha } \|\mathbf{F}[\mathbf{X}(\gamma)] - \mathbf{Y}^m\|^2 = \sigma^2, \text{ akkor álljon le az iteráció} \\ & \text{ha } \|\mathbf{F}[\mathbf{X}(\gamma)] - \mathbf{Y}^m\|^2 > \sigma^2, \text{ akkor } q_n = 0,8. \end{aligned}$$

A q faktort empirikusan választották meg a megoldás stabilan tartása érdekében egyik iterációról a másikra.

Mivel a légköri paraméterek között korreláció van, csak korlátozott számú paraméterre van szükség egy profil vertikális szerkezetében fellépő változásainak megértéséhez (Smith, 1976). A független szerkezeti függvények száma meghatározható néhány globális légköri profil mintából. Tegyük fel, hogy a következő egyenlőség fennáll:

$$\mathbf{X} - \mathbf{X}_0 = \Phi \mathbf{A}, \quad (5.13)$$

ahol $\mathbf{A} = (\alpha_1, \alpha_2, \dots, \alpha_M)$, és

$$\Phi = \begin{pmatrix} \Phi_T & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & \Phi_q & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & \Phi_o & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \Phi_{T_s} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \Phi_\varepsilon \end{pmatrix},$$

ahol Φ_T a hőmérsékleti profil első \tilde{N}_T EOF²-jének mátrixa, Φ_q a vízgőzprofil első \tilde{N}_T EOF-jének mátrixa, Φ_o az ózon keverési arány profil \tilde{N}_o mátrixa, $\Phi_T = \Phi_q = 1$, és $M = \tilde{N}_T + \tilde{N}_q + \tilde{N}_o + 1 + 1$. Nyilvánvalóan $\Phi^T \Phi = 1$. A $\mathbf{F}' = \mathbf{F}' \Phi$ definícióval az (5.10) egyenlet:

$$\mathbf{A}_{n+1} = (\tilde{\mathbf{F}}_n'^T \mathbf{E}^{-1} \mathbf{F}_n^{-1} + \gamma \mathbf{I}) \tilde{\mathbf{F}}_n'^T \mathbf{E}^{-1} (\delta \mathbf{Y}_n + \tilde{\mathbf{F}}_n' \mathbf{A}_n), \quad (5.14)$$

ahol $\mathbf{A}_0 = 0$. Az (5.14) és az (5.11) egyenleteket használják az ATOVS észlelések megoldására.

Az időben és térben összepárosított felszíni mérések szintén felhasználhatók a fizikai iteratív eljárásban. A felszíni hőmérséklet-, és nedvességadatok egy-egy újabb információs csatornaként jelentkeznek az alacsonyabb légrétegek szerkezetének meghatározásában.

²Empirical Orthogonal Function

Ezért két további egyenletet adhatunk a linearizált sugárzásátviteli egyenlethez az inverziós megoldáshoz.

5.2.5. A visszaszármaztatási eljárás minőségellenőrzése

a. Konvergencia ellenőrzés

A konvergenciát a következő mennyiség kiszámításával ellenőrzik:

$$\chi_i = |\mathbf{X}_i - \mathbf{X}_{i-1}|, \quad (5.15)$$

ha $\chi_{i-1} > \chi_i$ kettő iteráción belül (vagyis az iteráció divergens), az iterálás befejeződik, és a visszaszármaztatás eredményét a first guessre állítják; különben az iteráció megszakításának feltétele: $\chi < 0,25$, vagy, az hogy az iterációk száma elérte a tizet. A megoldások több, mint 95%-a konvergensenek bizonyul.

b. Telítettség ellenőrzés

Minden iteráció során ellenőrzik a vízgőzprofil túltelítettség szempontjából. Ha az adott szint túltelített, a relatív nedvességet 100%-ra állítják.

c. Az AMSU-A felhőszűrése

Az eljárás segítségével, mely az AMSU-A adatokból szóródási index és különbség függvények kiszámításán alapul (Grody, 1999), olyan paraméterek határozhatók meg, mint a tengeri jég, hóborítottság és csapadék-azonosítás. Az függvények értéke a visszaszármaztatás eredményének elutasítására használható. A szóródási indexet a következő módon definiáljuk:

$$SI = \begin{cases} -113,2 + (2,41 - 0,0049 T23) T23 + 0,454 T31 - T89 & \text{vízre} \\ T23 - T89 & \text{szárazföldre} \end{cases} \quad (5.16)$$

ahol $T23$, $T31$, és $T89$ rendre az AMSU-A 1-es, 2-es, és 15-ös csatornáinak fényességi hőmérséklete. Ha $SI > 35$, akkor az FOR-t elutasítja a visszaszármaztatási eljárás.

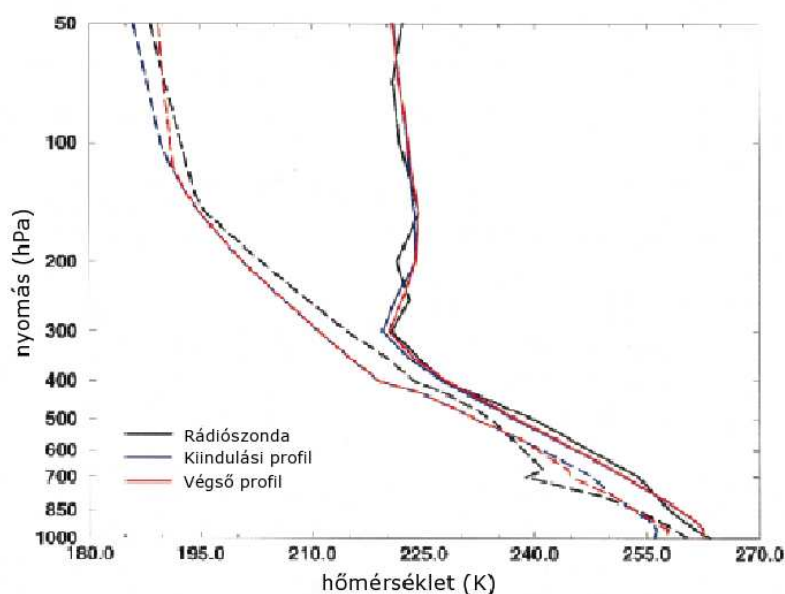
d. Víz/szárazföld határ feldolgozása

Ha az FOR tartalmaz szárazföldi, és vízi FOV-ket egyaránt, az FOV-k a következő csoportokba kerülnek besorolásra: felhőmentes vízi FOV, felhőmentes szárazföldi FOV, felhős vízi FOV. A visszaszármaztatás során csak a legmagasabb kategóriájú FOV-ket használják fel.

5.2.6. Az eredmények analízise

Az IAPP eredményeinek pontosságára a készítők a következőket találták:

- a **Vertikális profilok** A vertikális profilokat ATOVS adatokkal a fentebb leírtak alapján tesztelték fizikai iteratív eljárással, és regresszióval. Több szondázást vettek figyelembe, melyek között felhőmentes, felhős, óceán feletti, és szárazföld feletti esetek fordultak elő.



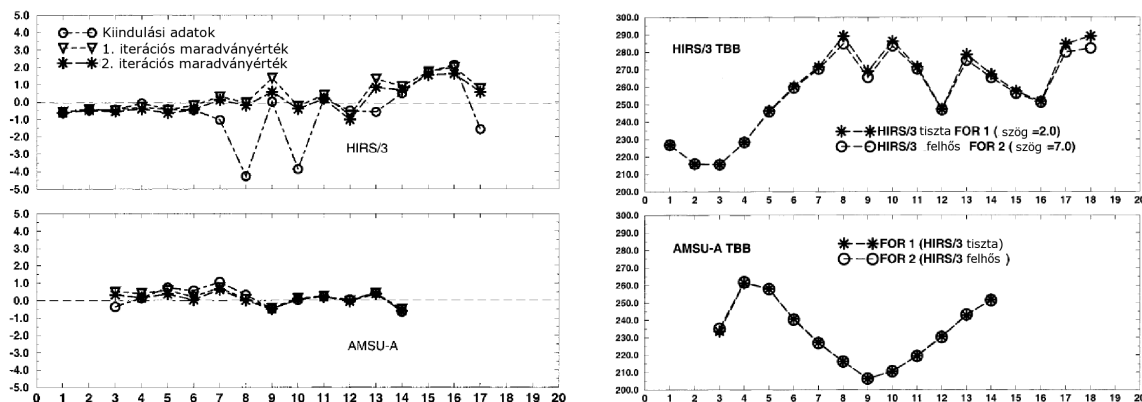
5.3. ábra. A fizikai iteráció eredménye, a first guess profil, és a rádiószondás mérés felhőmentes esetben.

Az 5.3-as ábrán az AMSU-A-ra elvégzett felhőmentes fizikai visszazármaztatás eredményét láthatjuk a regresszióval előállított kiindulási profillal, és a rádiószondás felmérésekkel összehasonlítva. Az ábrán látható, hogy mind a kiindulási profil, mind a fizikai iterációval előállított végeredmény közel van a felszállási adatokhoz. A fizikai iteratív eljárás javít a regressziós eredményen hőmérsékletnél 200–500 mb között, harmatpont esetében pedig az alacsony szinteken. Azonban hőmérséklet esetében csak csekély változás van a regresszió, és a fizikai iteratív megoldás között 500 mb alatt, ami azt jelenti, hogy a regressziós eljárás biztosítja az információ nagy részét az ATOVS alacsonyszintű csatornáira. Az 5.4(a)-es. ábrán a HIRS/3 és AMSU-A maradvány fényességi hőmérsékletének alakulása látható több iterációra ugyanabban az esetben.

Látható, hogy a HIRS/3 esetében az iterációk során lecsökken ez a maradványérték, amiből levonhatjuk azt a következtetést, hogy a HIRS csatornák befolyásolják a fizikai iteratív megoldást. Ezzel szemben az AMSU-A-nál nem láthatunk ilyen szignifikáns változást, ami annak köszönhető, hogy mikrohullámon már a regresszió is jól közelíti a hőmérsékletre érzékeny csatornákat, mivel a mikrohullámú tartományban a radiancia a hőmérsékletnek lineáris függvénye. Az 5.4(b)-es ábrán két szomszédos FOR HIRS/3, és AMSU-A fényességi hőmérséklete látszik óceán felett. Az 1-es FOR felhőmentes, míg a 2-es FOR felhős besorolást kapott a felhőszűrő eljárás során. Nem látható jelentős különbség a két FOR között AMSU-A fényességi hőmérsékletekben, ami arra vall, hogy a felhőzet valóban nincs befolyással mikrohullámú tartományban. A felhőmentes FOR esetén az összes AMSU és HIRS adatot felhasználták a visszaszármaztatási eljárásához, felhős körülmények között csak a HIRS sztratoszférikus csatornáit, és az AMSU adatokat használták fel. Az 5.5-ös ábra a rádiószondás felszállás, és az ATOVS mérések összehasonlításának eredményét mutatja. A 850 mb-os szinten a rádiószonda alapján is felhőzet van. A felhőmentes esetben potosabb a visszaszármaztatás, mint felhős esetben alacsony szinteken, és a felső troposzférában, sztratoszférikus mérésekre viszont majdnem azonos eredményt hoztak. Ez amiatt van, hogy a HIRS alig hordoz extra információt a sztratoszféra állapotáról, az AMSU-hoz képest. Vízgőzre a csak AMSU adatokon alapuló, felhős esetben használt eljárás jobb eredményt hozott, mint a HIRS adatokat is felhasználó, melyben a felhőmentes FOR szárazabb volt a vártnál. Noha az AMSU-A elsősorban hőmérsékleti szondázásra való, a 3–5-ös csatornák információt szolgáltatnak az alacsonyszintű vízgőztartalomról is óceáni felszín felett, mivel az alacsony felszíni emisszivitásával kellőképp hideg, sötét hátteret biztosít. Ezért óceán felett a vízgőzmennyiség kinyerhető kizárólag AMSU-A adatok felhasználásával.

Az összehasonlításokból kiderül, hogy a hőmérsékleti, és nedvességi profilok megkaphatók ATOVS mérésekből. Azonban egyes bizonytalanságok miatt, pl. alacsonyszintű felhőazonosítás hibája, a felszín típus bizonytalansága, a felszíni emisszivitás, stb. a visszaszármaztatás komoly hibát tartalmazhat különösen a légkör alacsonyabb szintjein. Az alacsony szinteken tapasztalható hiba csökkentéséhez további kutatások szükségesek a felhőszűrés, a felszíni emisszivitás, és a felszíni hőmérséklet tekintetében.

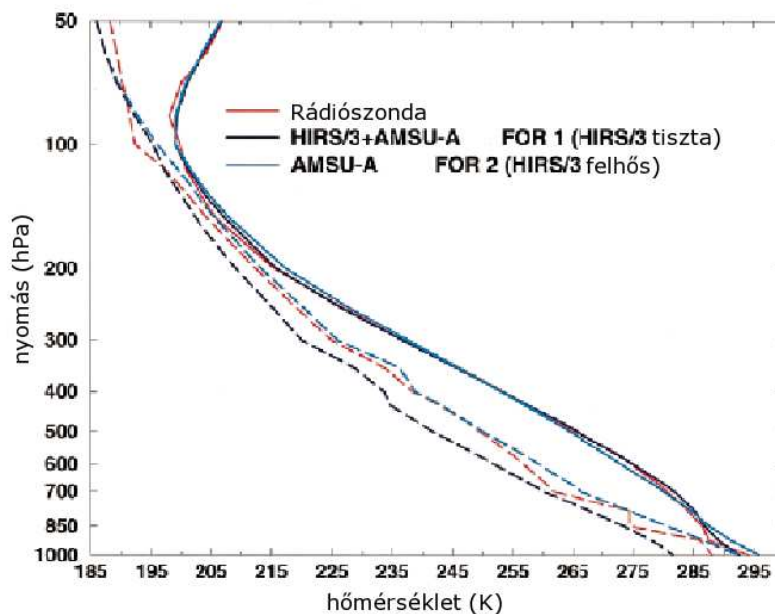
- b **Az ATOVS mérések, és a rádiószondás felszállások közti eltérés** Összesen 587 ATOVS szondázás eredményét hasonlították össze rádiószondás felszállásokkal 1998. november 15. és 16. 0000 UTC 1200 UTC-kor. A négyzetes hibát a következőképp defini-



(a) Az AMSU-A fényességi hőmérsékletének maradványértékei.

(b) A HIRS/3 és az AMSU-A fényességi hőmérséklet óceán felett a két szomszédos FOR-re.

5.4. ábra.



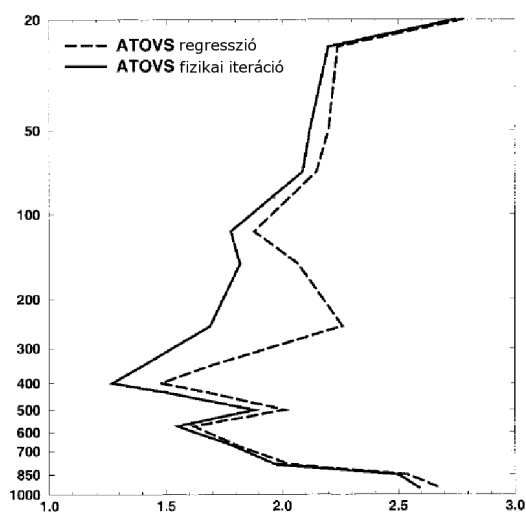
5.5. ábra. Szondázás és a rádiószondás profilok a két FOR-re. A folytonos vonal a hőmérsékletet, a szaggatott vonal a harmatpont hőmérsékletet jelöli.

áltható:

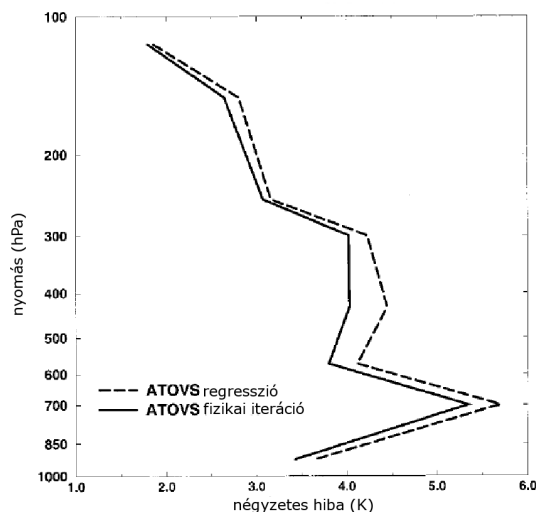
$$rmse = \sqrt{\frac{1}{N_s} \sum_i^{N_s} (X_{RA} - X_{ATOVs})^2}, \quad (5.17)$$

ahol X_{RA} és X_{ATOVs} rendre a rádiószondás mérések, és a visszaszámított ATOVS

paramétereket jelöli, N_s pedig az összehasonlítások száma. Az 5.6(a)-os ábrán a négyzetes hibát láthatjuk mind szárazföldi, mind óceáni felszín felett felhős, és felhőmentes esetre egyaránt. A készítőik vizsgálatának eredményei azt mutatják, hogy a fizikai iteráció különösen a 100–500 mb között javított lényegesen a regresszióval készült kiindulási eredményen. 600 mb alatt azonban kevés eltérést tapasztalunk a regressziós eredménytől. Ez egyrészt a modellnek az alacsonyszintű csatornákra vonatkozó viszonylag nagy hibájának, másrészt az alacsonyszintű felhőazonosítás hibájának köszönhető. Általában a hiba az alacsonyszintű és a légköri ablakra eső csatornákra a felszíni hőmérséklet hibája és a felszíni mikrohullámú emisszivitás bizonytalansága miatt nagy.



(a) A regresszió, és a fizikai iteratív módszerrel számított hőmérséklet négyzetes hibája 1998. november 15-én és 16-án felhős, felhőmentes estre, szárazföldi és óceáni felszínnek felett.

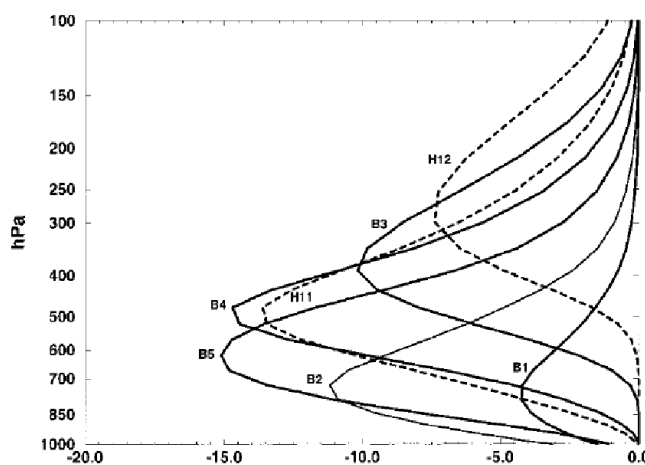


(b) A regresszió, és a fizikai iteratív módszerrel számított harmatpont hőmérséklet négyzetes hibája 1998. november 15-én és 16-án felhős, felhőmentes estre, szárazföldi és óceáni felszínnek felett.

5.6. ábra.

Ezekre az alacsonyszintű csatornákra a model viszonylag nagy hibája az eltérés korrekció után is megmarad. Ez a hiba továbbadódik az hőmérséklet regresszióinak az alacsony szinteken. A modell számítási hibái miatt sem a regresszió, sem a fizikai iteráció nem képes ezen alacsonyszintű csatornák méréseiben rejlő információ teljes visszaadására. Ki kell azonban hangsúlyozni, hogy a fizikai iteratív eljárás egy hatékony módszer, a kiindulási mező javítására, és gyakran számottevő eredményt hoz. Így a kapott hőmérséklet értékek átlagos négyzetes hibája kevesebb, mint 2 K.

Az 5.6(b). ábra a harmatpont négyzetes hibáját mutatja. A legtöbb rétegre ez az érték kevesebb, mint 4 K, csak 700 mb körül van 5 K körül. A fizikai iteratív megoldás itt is javított a kiindulási mezőn. Mivel az IAPP-nél a készítőik eleinte még NEM használták az AMSU-B adatokat, ezért kiemelik, hogy azokkal még pontosabb lehet a vízgőzre vonatkozó információk kiszámítása. A HIRS/3-nak is van vízgőzre érzékeny csatornája (név szerint a 11 és 12), melyek súlyfüggvényeit az 5.7. ábrán láthatjuk azonban nagy a műszer zaja, ellentétben az AMSU-B-vel, ami így pontosabb mérésekre képes a vízgőz tekintetében.

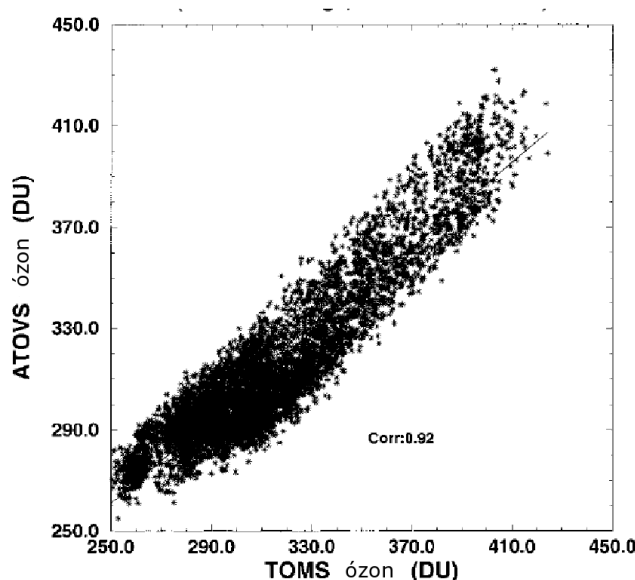


5.7. ábra. A vízgőzre vonatkozó súlyfüggvények HIRS/3 11, 12-es csatornáira, és az AMSU-B 1–5 csatornákra.

c **Légekőri ózon** A légekőri ózonnal kapcsolatos információkat a HIRS/3 9-es csatornája szolgáltatja. A feldolgozó algoritmus nagyon hasonló a GOES³ szondázóegységénél használt módszerhez (Li et al., 1998a). Felhőmentes esetben a HIRS/3 ezen csatornájának méréseit az ózon abszorpció mellett a felszíni hőmérséklet is befolyásolja. A 9-es csatornát más csatornákkal együtt használják az összózon mennyiség meghatározására. Felhős esetben a felhőmentesített HIRS/3 radianciákat használják az összózon mennyiség visszaszámításához. Az ózonbecslésre leggyakrabban használt műszer a Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) (Heath et al., 1975; McPeters et al., 1996), amely viszonylag érzéketlen az ózonprofilra, viszont nagy pontosságú integrális adatokat biztosít. Azonban a TOMS a visszaverődő szoláris ultraibolya (UV) sugárzást

³Geostationary Operational Environmental Satellite

méri, így a poláris éjszaka alatt nem nyújt információt a sarki területek ózon adatairól. Ezért a IR méréseken alapuló ózonbecslés elvitathatatlan előnye a sötét területeken az UV méréseken alapulóval szemben, hogy nem függ a napsugárzástól. Az 5.8. ábra a globális TOMS ózonadatokat, és globális HIRS/3 ózonadatokat mutatja 1998. november 15-ére. Csak az é. sz. 85° és a d. sz. 85° közötti és 82°-nál nagyobb zenitszöggel rendelkező TOVS mérések szerepelnek az összehasonlításban. A TOMS mérés és HIRS/3 mérés közötti távolságnak 0,2°-nál kisebbnek kell lennie szélesség és hosszúság mentén. Az 5.8. ábrából kiderül, hogy jó egyezés van a TOMS, és HIRS/3 mérések között maximum 20 Dobson-os négyzetes eltéréssel, és 0,92-es korrelációval.

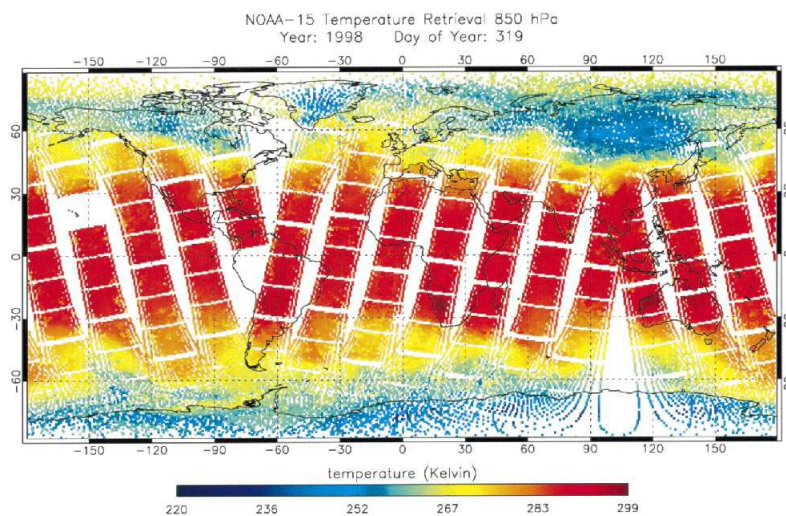


5.8. ábra. A TOMS és a HIRS scatterplot diagramja a 1998. november 15-ei összózonadatokra.

d **Globális adatok** Mivel az AMSU-A bármilyen időjárás mellett képes mérni, lehetővé vált globális lefedettségű szondázó eredmények elkészítése. Az 5.9. ábrán a 850 mb-os szint hőmérséklete látható, az 1998. november 15-ei reggeli ATOVS mérések alapján. A szkennelési szög korrekciója kijavította a szélsőtévedés jelenségét.

5.2.7. Az IAPP által felhasznált adatok

Az IAPP bemenő adatai egyrészt műholdas adatok, vagyis az AAPP 1d feldolgozottsági szintű bináris kimenő adatai, másrészt egyéb kiegészítő adatok, melyek a széles körben



5.9. ábra. Globális kép ATOVS észlelés alapján a 850 hPa-os szint hőmérsékletére 1998. november 15-én reggel.

elterjedt netCDF⁴ formátumúak. A kiegészítő adatok a numerikus időjárás előrejelzési modell adatok, felszíni észlelések, és topográfiai adatok. A kiegészítő adatok két csoportba sorolhatók: dinamikus, statikus. A statikus adatok nem változnak napi szinten (ilyen például a topográfia), míg a dinamikus adatok igen (pl. előrejelzési adatok, felszíni észlelések).

Az előrejelzési adatok eredetileg GRIB formátumúak, míg a felszíni adatok eredetileg METAR formátumúak, és abból alakítja át a szoftver netCDF-fé.

Az IAPP nem igényli feltétlenül a kiegészítő adatokat, azonban a produktumok pontossága érdekében erősen ajánlott a felhasználásuk.

⁴network Common Data Form – <http://www.unidata.ucar.edu/software/netcdf/>

6. fejezet

Az ATOVS adatokból előállítható produktumok

Ebben a fejezetben az általunk használt szoftvercsomagok (AAPP 5.0, IAPP 2.1) segítségével előállítható produktumokat ismertetjük. Az IAPP által egyetlen kimenő fájlja tartalmazza az összes információt a fejezetben ismertetett meteorológiai paraméterekről. Ez a széles körben elterjedt netCDF formátumban készül el. A fontosabb 2. feldolgozott-sági szintű meteorológiai paraméterek mellett a fájl az AAPP kimenő adatait képviselő fényességi hőmérsékleteket, valamint az IAPP futása alatt készülő ún. 'guess' adatokat is tartalmazza, melyekkel összevetve a végleges produktumot látható a program által végzett fizikai iteratív eljárás hatása. Ezekre azonban felesleges részletesebben kitérni, hiszen az 5. fejezet IAPP-t bemutató részében a készítőik tanulmányi alapján már áttekintettük az iteráció hatását. Így ebben a fejezetben csak a főbb meteorológiai paramétereket ismertetjük.

Vertikális profilok A vertikális szondázók legfőbb produktumai a vertikális profilok (az IAPP produktumai esetében hőmérsékletre, harmatpontra, vízgőzre). Ezek segítségével sokkal nagyobb térbeli felbontásban tehetünk szert információkra a légkör vertikális állapotát illetően, mint például rádiószondás felszállások segítségével. Jelentősége elsősorban a numerikus előrejelzés szempontjából van, hiszen megfelelő pontosság elérése esetén bemenő paraméterként javítja az előrejelzés pontosságát. Ezek az adatok három dimenziós adatokként tárolódnak az említett netCDF fájlban.

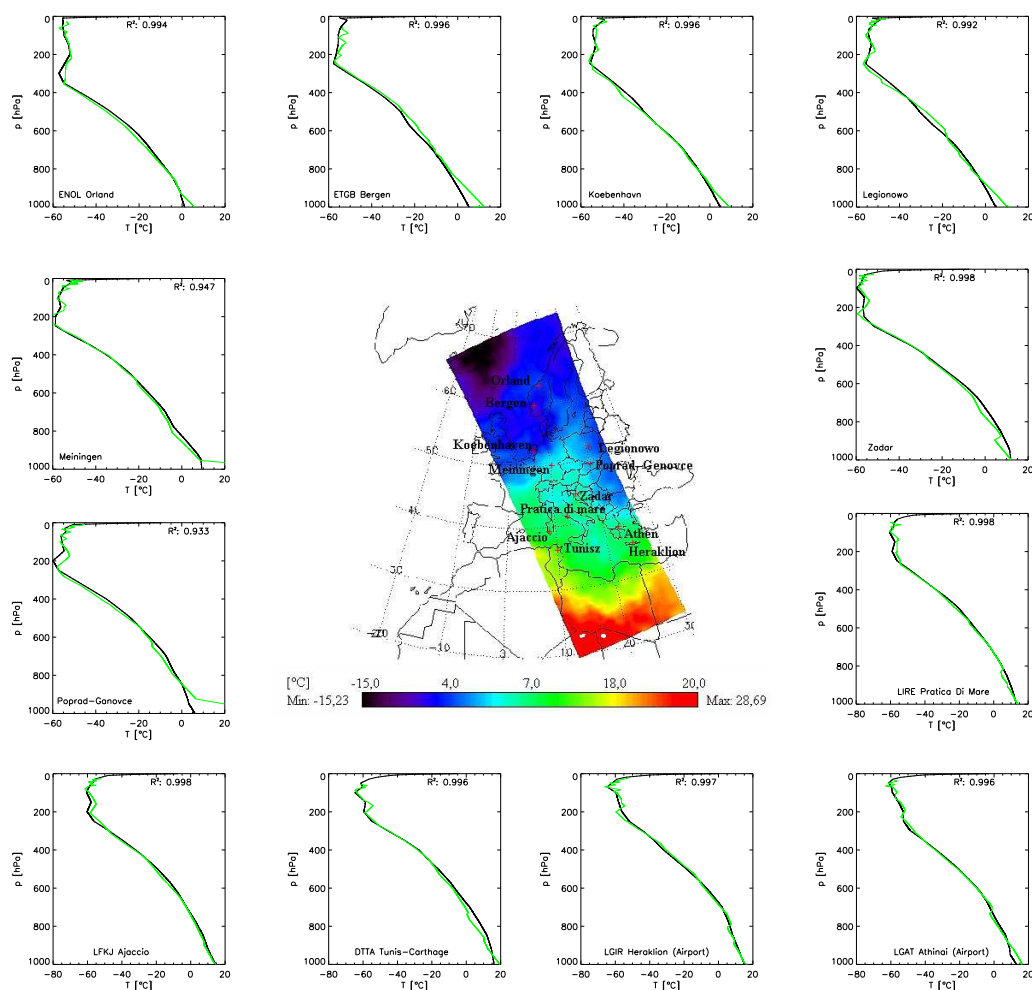
A profilok 42 nyomási szinten állnak rendelkezésünkre 0,1 hPa-tól a földfelszínig.

Horizontálisan az áthaladás geometriájától függően kisebb-nagyobb kiterjedésű két dimenziós ábrát kapunk.

- Vertikális hőmérsékleti profil. Mivel az általunk használt IAPP szoftverhez megjelenítő modul nem tartozott, saját fejlesztésű IDL (Interactive Data Language) programnyelven megírt proramokkal végeztük az adatok vizualizációját. Segítségükkel olyan triviálisan felmerülő megjelenítési igényeket tudunk kielégíteni, mint egy adott nyomási szinten az adott változó mezejénke megjelenítése, vagy egy adott pontban a 42 szintes profil kirajzolása. A 6.1. ábrán mindkettőre láthatunk példát. Az ábrán megjelenített mennyiségek már interpoláltak, ahogy említettük, eredetileg nem folytonos eredmények állnak rendelkezésünkre. Az ábrán egy 2006. április 8-i NOAA-18-as műhold áthaladásának eredményeit láthatjuk. Középen a 850 hPa-os szint hőmérsékleti mezeje látható, amin bejelöltünk néhány rádiószondás állomást. A kép körüli ábrákon az állomásokon mért rádiószondás profilokat, és a hozzájuk térben a legközelebb eső műholdas mérési pontban készült profilokat jelenítettük meg. A profil ábrákon a fekete folytonos vonal a műholdas mérést, míg a zöld vonal a rádiószondás felszállás adatait jelöli. Látható, hogy a különböző profilokat nagy pontossággal követi a műholdas profil. Továbbá vegyük figyelembe, hogy a skála nem ugyanaz a 12 ábrán.
- Vertikális vízgőzprofil. A vertikális vízgőzprofil szintén 42 szinten áll a rendelkezésünkre [g vízgőz/kg nedves levegő] egységben. Minden FOR-re elkészül.
- Vertikális harmatpont profil. A többi profilhoz hasonlóan 42 szinten készül [K]-ben kapjuk meg az értékét. Minden FOR-re elkészül.

Teljes kihullható csapadékmennyiség A teljes kihullható csapadékmennyiség egy két-dimenziós mező, mely integrált vízgőzmennyiségeket tartalmaz. Minden FOR-re elkészül.

Összózon mennyiség Az összózon mennyiséget a HIRS 9-es csatornája alapján állítják elő. Az ózonproduktum előnye, hogy nem visszaverődött ultraibolya (nap)sugárzást mér, hanem kibocsátott infravörös sugárzást, így a mérések elérhetősége nem függ a napszaktól. Ez különösen fontos a poláris éjszaka alatt, amikor az UV tartományban méréseket végző műszerek nem szolgáltatnak adatot. A két technikát gyakran



6.1. ábra. A NOAA-18 2006. április 8-i áthaladása alapján készített léghőmérséklet produktumok. Középen a 850 hPa-os szint hőmérsékleti eloszlása, körülötte a jelölt rádiószondás állomások profiljai láthatók. Fekete színnel jelöltük a műholdas profilt, zölddel pedig a rádiószondás mérést.

használgják együtt a nagyobb hatékonyság érdekében, és hoznak létre olyan műszereket, melyek nagyobb spektrális felbontással az infravörös tartományt és az UV tartományt is érzékelik (pl. GOME¹, UV-látható-közeli infravörös tartományban érzékel). Az ózonszón mennyiséggel a 7. fejezetben még foglalkozunk.

Felhőparaméterek A felhőparaméterek minden egyes HIRS FOV-ra elkészülnek. Mint azt később látni fogjuk, jól érzékelik a frontális felhőzetet. Adataikat klimatológiai célokra is felhasználják.

¹Global Ozone Monitoring Experiment

- Felhőborítottság Felhőszűrésre az IAPP a HIRS csatornák és az AMSU csatornák adatait is felhasználja.
- Felhőtető nyomás, hőmérséklet Felhőtető nyomás, és hőmérséklet kiszámítására általában a CO₂-slicing algoritmust használják fel (Liou, 2002).

7. fejezet

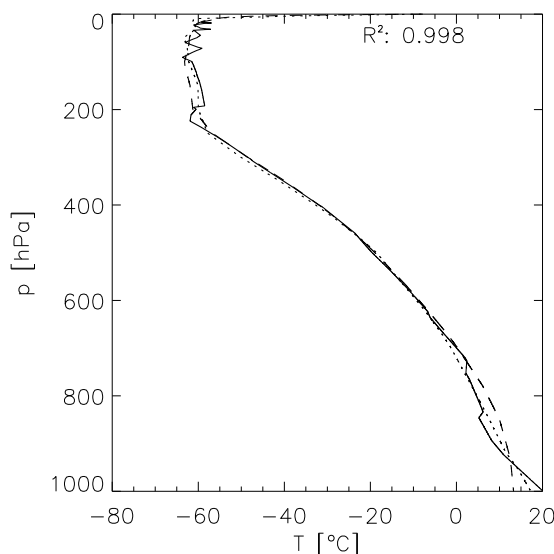
Összehasonlító esettanulmányok

7.1. Összehasonlítás rádiószondás adatokkal

Ebben a fejezetben az AAPP és az IAPP segítségével előállított meteorológiai paraméte-
reket más forrásokból származó adatokkal hasonlítjuk össze, hogy képet kapjunk a nyert
produktumok pontosságáról, és felhasználhatóságáról. A következő diagramok az IAPP
által számított hőmérsékleti profilt, harmatpont-hőmérséklet profilt, és vízgőzprofilt mu-
tatják Madrid felett a NOAA-18-as műhold 2005. november 22-ei áthaladásának adatai
alapján.

A 7.1. ábrán a származtatott hőmérsékletprofilt láthatjuk a mért rádiószondás pro-
fillal összehasonlítva. Folytonos vonal jelöli a rádiószondás felszállás alapján készített
interpolált, míg a szaggatott, és a pontozott vonal az AAPP és IAPP által műholdas
adatokból előállított profilt. A szaggatott vonallal jelölt profil esetén nem használtunk
kiegészítő adatokat, míg a pontozott vonal a kiegészítő előrejelzési adat segítségével elő-
állított profilt ábrázolja. Az ábráról leolvasható a kiegészítő adatokkal készült profil, és a
rádiószondás profil közötti korreláció négyzete ($R^2 = 0,998$) is, amely alapján elmondhat-
juk, hogy a két profil jó egyezést mutat, azaz a mért adatok változékonyságának 99,8%-át
meg tudjuk magyarázni a műholdas adatokkal.

A 7.2. ábrán szintén a hőmérséklet profilra-vonatkozó összehasonlítást láthatjuk, azon-
ban itt a kiegészítő adatok nélküli futtatás helyett egy másik műszerkombinációval történt
futtatást ábrázoltunk. Az összes műszer használata helyett (AMSU-A, AMSU-B/MHS és
HIRS) csak az AMSU-A-t és a HIRS-t használtuk a profil előállításához. A folytonos
vonal továbbra is a rádiószondás felszállás adatait mutatja, a pontozott, és a szaggatott

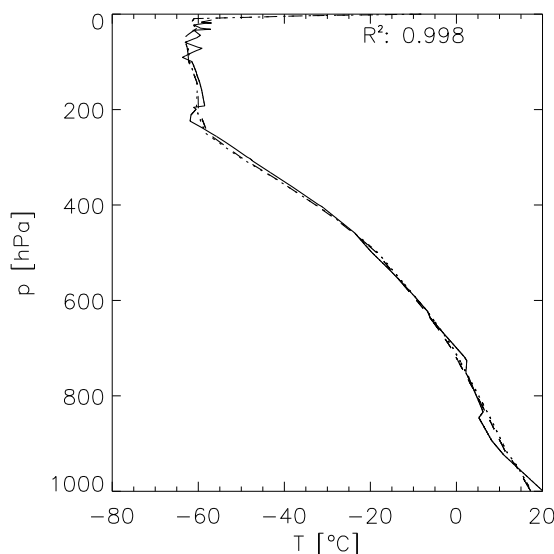


7.1. ábra. A NOAA-18 2005. 11. 22-i áthaladása alapján készült hőmérsékleti profil Madrid felett. A folytonos vonal a rádiószondás profil, a szaggatott vonal a kiegészítő adatok nélkül készült műholdas profil, a pontozott vonal a kiegészítő adatokkal készült műholdas profil

vonal rendre a két, és mindhárom műszer adatainak felhasználásával készült profil. Mivel az AMSU-B/MHS főleg nedvességi paraméterek érzékelését célzó műszer, ezért nem várható nagyobb eltérés a különböző műszerkombinációkkal készült profilok között.

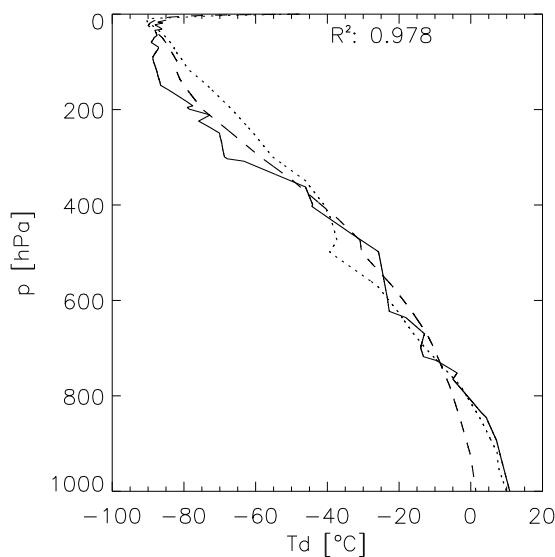
A harmatpont-hőmérséklet profilra vonatkozó összehasonlítást a 7.3. ábrán láthatjuk. A rádiószondás (folytonos vonal) és a műholdas profil (pontozott vonal) mellett feltüntettük a kiegészítő adatok használata nélkül előállított profilt (szaggatott vonal) is. Az alsóbb légrétegekben a kiegészítő adatok pozitív hatása egyértelműen látszik, ezek segítségével nagyban megnőtt a műholdas profil pontossága. 500 hPa környékétől kezdve azonban jelentős eltérést tapasztalhatunk a rádiószondás felszállástól mind a kiegészítő adatokkal, mind az azok nélkül készült profil esetében. A vízgőz keverési arány esetében (7.4. ábra) ugyanezt a trendet láthatjuk. 500 hPa környékén feltűnő különbség jelenik meg a kiegészítő adatokkal készült műholdas-, és a rádiószondás profil között. Ebből arra következtethetünk, hogy az eltérés oka nem a hőmérsékleti visszaszámítás, hanem a vízgőzre vonatkozó információk pontatlansága.

A vízgőz visszaszámítására hatással van a hőmérséklet. Ez azért van így, mert a telítési keverési arány a hőmérséklet függvénye. Ez azt is jelenti, hogy egy bizonyos pontos-



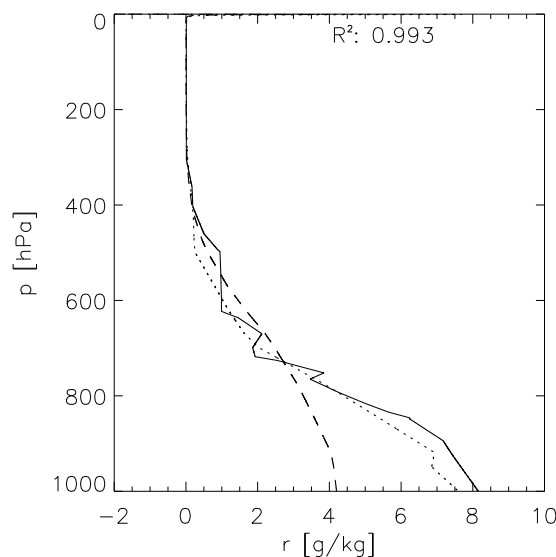
7.2. ábra. A NOAA-18 2005. 11. 22-i áthaladása alapján készült hőmérsékleti profil Madrid felett. A folytonos vonal a rádiószondás profil, a szaggatott vonal az AMSU-A és HIRS adatok alapján, AMSU-B/MHS nélkül készült műholdas profil, a pontozott vonal a minden műszer felhasználásával készült műholdas profil

sággal a nedvesség meghatározható pusztán a hőmérséklet-szondázó csatornák adataiból, nedvességre érzékeny csatornák méréseinek adatai nélkül (McMillin et al., 1999). Többek között ezt a hatást vizsgálhatjuk meg a vízgőz-keverési arány kapcsán a 7.5. ábra alapján. Itt a rádiószondás profil mellett a különböző műszerkombinációkkal készült profilokat tüntettük fel. A folytonos vonal jelöli a rádiószondás profilt, szaggatott vonal mutatja az összes műszer (AMSU-A+AMSU-B/MHS+HIRS)használatával előállított profilt, míg a pontozott vonal a fő nedvességérzékelő szenzor, az AMSU-B/MHS adatai nélkül előállított profilt azonosítja. A talajon a műholdas profilok rádiószondától való eltérései közel azonosak, ugyanis a nedvességi csatornák a légkör középső részén segíti a profil pontosítását. Ennek oka, hogy a felszín közelében gyakori az inverziós helyzet, a nedvességi csatornák hatékony információszerzéséhez azonban vertikális hőmérsékleti kontraszt szükséges. Ugyanakkor ez a jelenség a felszíni hőmérséklet fontosságát mutatja a felszínközeli rétegekben (McMillin et al., 1999). Felsőbb légrétegekben is látunk nagyobb eltéréseket a valós (rádiószondával mért) profiltól. Ennek oka, hogy az AMSU-B 5 db csatornája közül közepes szélességekre jellemző profilok esetében kettő a felszínre érzékeny (16-os 89,0 GHz-en, és a 17-es 150,0 GHz-en), a 18-as csatorna 440 hPa, a 19-es csatorna 600 hPa,



7.3. ábra. A NOAA-18 2005. 11. 22-i áthaladása alapján készült harmatpont-hőmérsékleti profil Madrid felett. A folytonos vonal a rádiószondás profil, a szaggatott vonal a kiegészítő adatok nélkül készült műholdas profil, a pontozott vonal a kiegészítő adatokkal készült műholdas profil

míg a 20-as csatorna 800 hPa környékén tetőző súlyfüggvénnyel rendelkezik. Ez a fajta súlyfüggvény-jellemzés az állandó koncentrációjú gázok esetében helytálló. Ebben az esetben ugyanis a súlyfüggvény (vagyis a transzmittancia nyomás szerinti deriváltja) gyorsan változó szakaszait az elnyelő gáz mennyisége határozza meg, mint az a transzmittancia definíciójából ($\tau = e^{-ku}$) következik, miután k , az abszorpciós együttható konstansnak tekinthető. Mivel állandó koncentrációjú gázoknál ez mindig ugyanakkora, bátran jellemezhetjük a súlyfüggvényt az adott u értékhez tartozó magassággal (nyomással) (McMillin et al., 1999). A változó koncentrációjú gázoknál azonban (pl. vízgőz) az adott mennyiséghez tartozó magasság változik, viszont a fényességi hőmérséklet nem, vagyis itt a fényességi hőmérséklet alapján kell megtalálni a hozzá tartozó magasságot. Az AMSU-B fent említett súlyfüggvény meghatározásai ezért érvényesek csak közepes szélességeken. A poláris légkörben például a 19 és 20-as csatorna már a felszínközelségben érzékeny. Az MHS a változtatásoknak köszönhetően azonban a légkör mélyebb szintjeit érzékeli. Frekvencia terén az MHS 2-es, és 5-ös csatornája különbözik az AMSU-B ugyanezen csatornáitól. Mindkettő, de főleg az 5-ös csatorna magasabb fényességi hőmérsékletet mér elődjénél. Ez annak a következménye, hogy a frekvencia-módosítást követően a szenzor a légkör

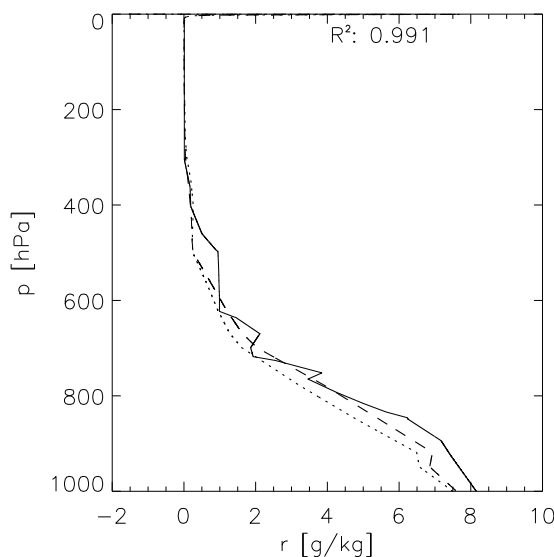


7.4. ábra. A NOAA-18 2005. 11. 22-i áthaladása alapján készült vízgőz keverési arány profil Madrid felett. A folytonos vonal a rádiószondás profil, a szaggatott vonal a kiegészítő adatok nélkül készült műholdas profil, a pontozott vonal a kiegészítő adatokkal készült műholdas profil

mélyebb réteget érzékeli.

A 7.6. ábrán a csak hőmérséklet-érzékelő műszer adatain alapuló (vagyis a nedvesség érzékelő műszer (AMSU-B/MHS) adatainak felhasználása nélkül készített) profilnak, és az összes műszer mérésein alapuló profilnak a rádiószondás profilhoz viszonyított négyzetes hibája látszik. A 7.6(a) ábrán a 2005. november 22-ei NOAA-18 áthaladás adatai alapján Madrid felett, míg a 7.6(b) ábrán ugyanezt láthatjuk egy NOAA-16-os áthaladás esetén 2005. június 24-én Bécs felett. A 7.7. ábrán látható maga a vízgőzprofil az említett NOAA-16-os áthaladásra. A műholdas profilok hibáit mutató ábrák a NOAA-16 (és általában a NOAA-K, -L, -M vagy felbocsátás után NOAA-15, -16, -17) fedélzetén található AMSU-B, és a NOAA-18 által hordozott utódja, a MHS segítségével előállított eredmények közötti különbségek tanulmányozására is lehetőséget nyújtanak.

Mindkét ábrán pontozott vonallal jelöltük az AMSU-B/MHS nélküli, és szaggatott vonallal az azzal együtt készült profilra vonatkozó hibát. Az MHS nemcsak két csatornájának hullámhossztartománya terén különbözik az AMSU-B-től, de ekvivalens hőmérsékletváltozásban kifejezett zaj terén is javult. Ennek köszönhetően vízgőz terén többletinformációt hordoz elődjéhez képest (Kleespies et al., 2005). A 7.6.(a) és (b) ábrán egy-egy

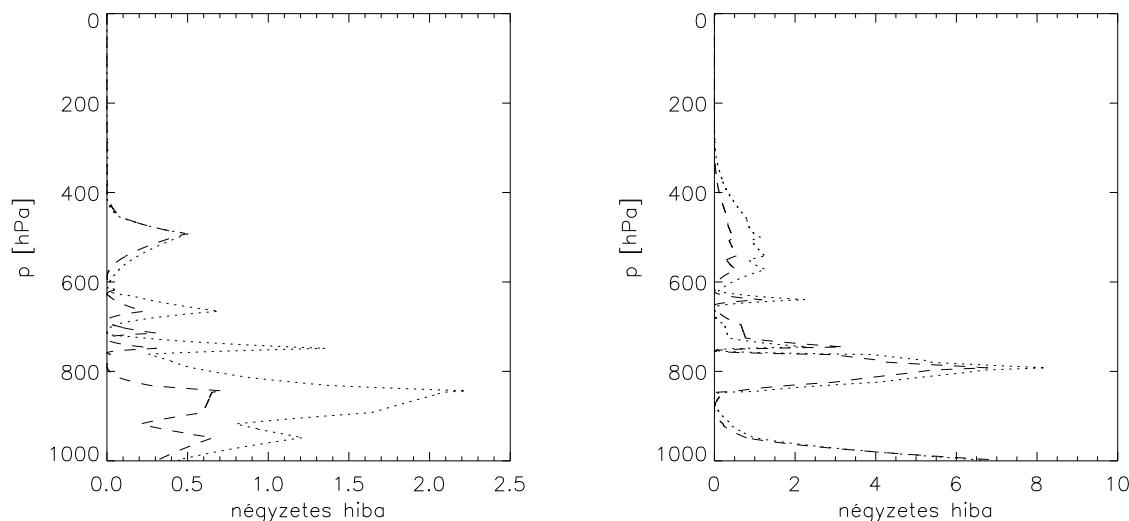


7.5. ábra. A NOAA-18 2005. 11. 22-i áthaladása alapján készült vízgőz keverési arány profil Madrid felett. A folytonos vonal a rádiószondás profil, a szaggatott vonal az összes (AMSU-A, MHS, HIRS) műszer adatainak felhasználásával készült műholdas profil, a pontozott vonal az MHS adatai nélkül készült műholdas profil

példa látható, mennyiben módosított a kapott műholdas profilon a nedvesség-szondázó műszer által hordozott információ. Mindkét esetben egyértelmű a pozitív hatás, azonban a NOAA-18, vagyis az MHS esetében határozottabban javított a profil pontosságán a többletinformáció. A két esetben a hibamaximumok nagyjából ugyanazon helyeken találhatóak, ami valószínűleg a csatornák által leginkább érzékelt szintek vertikális elhelyezkedésének köszönhető.

Ezek alapján már könnyebben értelmezhetjük a harmatpontra vonatkozó 7.8. ábrát. Az ábrán látható profilok itt is a rádiószondás profil (folytonos vonal), az MHS nélküli műholdas profil (pontozott vonal), és a minden műszert felhasználó műholdas profil (szaggatott vonal). Mindkettő szépen követi a rádiószondás felszállást egészen az 500 hPa-os magasságig. Az AMSU-B/MHS műszer pozitív hatása a nedvességi paraméterekre ebben a magasságban már kevésbé érződik, hiszen a fentebb leírtak szerint az AMSU-B legkisebb nyomáshoz tartozó csatornája a 440 hPa körüli maximummal rendelkezik, míg az MHS csatornája a légkör mélyebb rétegeire érzékeny.

Az ATOVS adatok felbontásukból kifolyólag nem alkalmasak kisebb skálájú vizsgálatok, például városklimatológiai alkalmazások támogatására. Ezt a 7.9. ábrán szemléltet-



(a) A NOAA-18 2005. 11. 22-i áthaladása alapján készült vízgőz keverési arány profil hibája a rádiószondás felszálláshoz képest Madrid felett. A szaggatott vonal az összes (AMSU-A, MHS, HIRS) műszer adatainak felhasználásával készült profilra vonatkozik, a pontozott vonal az MHS adatai nélkül készült profil hibáját mutatja.

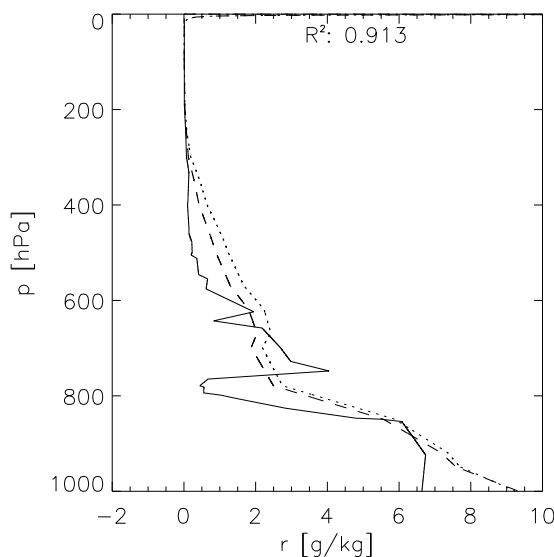
(b) A NOAA-16 2005. 06. 24-i áthaladása alapján készült vízgőz keverési arány profil hibája a rádiószondás felszálláshoz képest Bécs felett. A szaggatott vonal az összes (AMSU-A, AMSU-B, HIRS) műszer adatainak felhasználásával készült profilra vonatkozik, a pontozott vonal az AMSU-B adatai nélkül készült profil hibáját mutatja.

7.6. ábra.

jük. A 7.9(a) diagram a NOAA-16 műhold 2005. 06. 04-ei 12:59 UTC-s áthaladása alapján készült hőmérsékleti profilt ábrázolja. Piros színnel jelöltük a Budapesthez legközelebbi mérési pontot, a többi, összesen nyolc darab profil pedig a környező mérési pontokban mért eredményeket mutatja. Amint azt az alsó légrétegre, 850 hPa magasságig kinagyított képen láthatjuk (7.9(b) ábra), a budapesti profil nem tér el jelentősen a többitől, a produktumnak sem vertikális, sem horizontális felbontása nem elegendően finom a városi hősziget megjelenítéséhez.

7.2. Összehasonlítás más műholdas adatokkal

Az IAPP produktumok másik csoportja, a két dimenziós mezők összehasonlításához csak korlátozottan tudnánk rádiószondás méréseket használni, mivel a műholdas mérésekhez képest lényegesen kevesebb mérési pont áll rendelkezésünkre. Így csak pontbeli adatokkal tudnánk összevetni az általunk nyert értékeket. Ezért más műholdak adataival hasonlí-



7.7. ábra. A NOAA-16 2005. 06. 24-i áthaladása alapján készült vízgőz keverési arány profil Bécs felett. A folytonos vonal a rádiószondás profil, a szaggatott vonal az összes (AMSU-A, MHS, HIRS) műszer adatainak felhasználásával készült műholdas profil, a pontozott vonal az MHS adatai nélkül készült műholdas profil

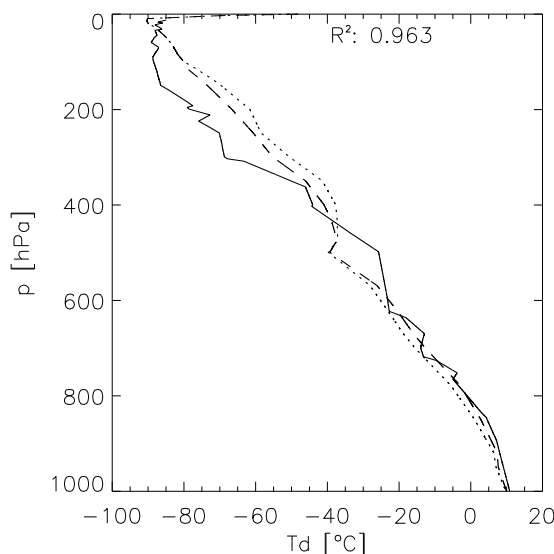
tottuk össze az ATOVS adatokból származtatott két dimenziós mezőket. Az összehasonlításhoz olyan mezőt választottunk, amit rádiószondás adatokkal nem tudtunk verifikálni. Az összozon mennyiség mezejére esett a választás, hiszen ezt a légköri paramétert több műhold méréseiből is származtathatjuk. Mint korábban, az 5. fejezetben már láttuk, az egyik fő ózonérzékelő műszer a kvázipoláris műholdakon a TOMS. Az OMI¹ (Smorenburg et al., 1999) mérése a TOMS, GOME² méréseinek folítatásának tekinthető, azonban több paramétert képes mérni mint a TOMS, és jobb felszíni térbeli felbontással, mint a GOME.

Az ATOVS ózonproduktumot elsősorban a HIRS 9-es csatornájának méréseiből származtatjuk. Ennek a csatornának azonban eredetileg nem az ózonmennyiség mérése volt az elsődleges célja, hanem a hőmérséklet érzékelésében az ózon jelenléte miatt keletkező hibák detektálása. Az ózonadatokat egyrészt a Terra és Aqua műholdak fedélzetén található MODIS³ (King et al., 1992) szenzor, másrészt az OMI adataival vetettük össze. A MODIS ózonmező szintén saját vételű adatokból származik, míg a OMI adatokhoz az

¹Ozone Monitoring Instrument

²Global Ozone Monitoring Experiment

³Moderate Resolution Imaging Spectrometer

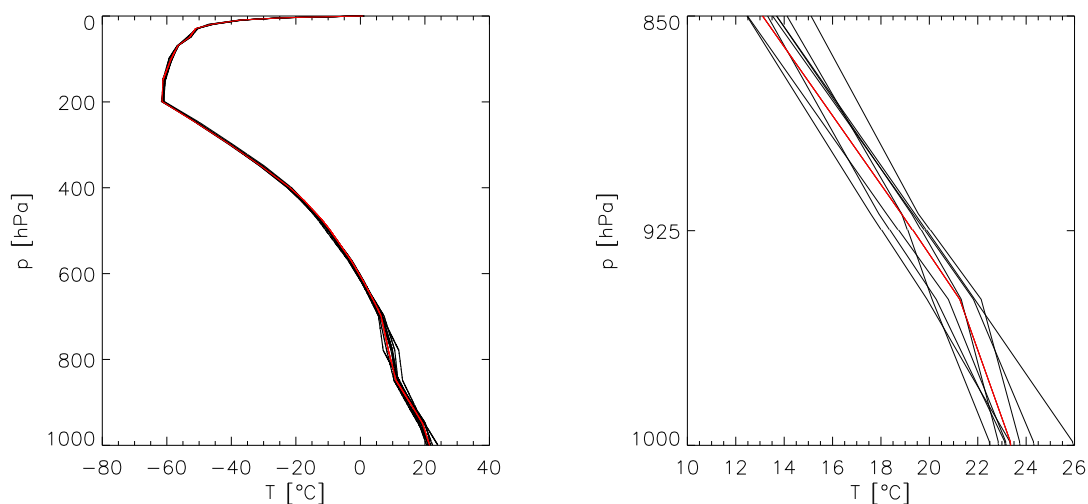


7.8. ábra. A NOAA-18 2005. 11. 22-i áthaladása alapján készült harmatpont-hőmérséklet profil Madrid felett. A folytonos vonal a rádiószondás profil, a szaggatott vonal az összes (AMSU-A, MHS, HIRS) műszer adatainak felhasználásával készült műholdas profil, a pontozott vonal az MHS adatai nélkül készült műholdas profil.

interneten keresztül jutottunk („Ozone over your house”–<http://toms.gsfc.nasa.gov>). Az ózonmezőket közös rácson, az ATOVS adatok rácán vizsgáltuk meg. A térben és időben legközelebbi áthaladást vettük alapul az összehasonlításához. OMI adatok esetén napi értékek állnak rendelkezésünkre adott koordinátákra. Mivel a MODIS szenzor térbeli felbontása nagyobb mint ATOVS esetében, így az adott ATOVS pixelhez legközelebb elő MODIS pixel, és az azt körülvevő pixelek átlagát vettük egy 25×25 km-es négyzetben. A 7.11. ábrán a MODIS összózon mennyiség mezőt látjuk a felhős pixelek nélkül az ATOVS rácspontjaival, a 7.10(b). ábrán pedig az OMI adatok láthatók az ATOVS rácra, míg a 7.10(a) ábrán az ATOVS összózon mennyiség szerepel a felhős pixelek kiszűrése után.

Az ATOVS adatfeldolgozáshoz hasonlóan a MODIS 2. szintű produktumok előállítása is igényel kiegészítő adatokat a pontosság javítása érdekében. A MODIS produktumainak előállítását végző szoftver (Strabala et al., 2003) a következő kiegészítő adatokat igényli az ózonmező előállításához (Menzel et al., 2002; Kern et al., 2005): A GDAS⁴ numerikus előrejelző modelljéhez tartozó hatóránkénti analízismező, valamint a NESDIS által bizto-

⁴Global Data Assimilation System



(a) A NOAA-16 2005. 06. 04-i áthaladása alapján készült hőmérsékleti profil. A piros folytonos vonal a Budapest feletti műholdas profil, a fekete vonalak a környező mérési pontokra kapott műholdas profil.

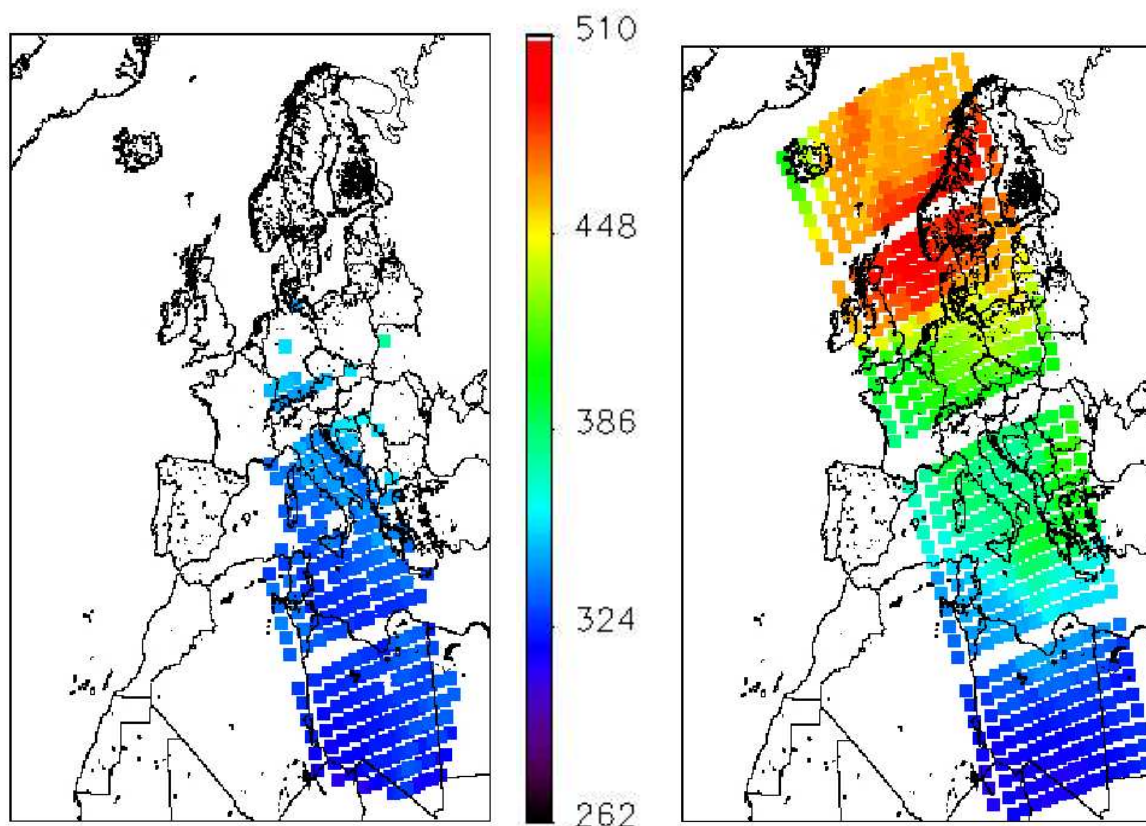
(b) A NOAA-16 2005. 06. 04-i áthaladása alapján készült hőmérsékleti profil kinagyítva a legalsó légrétegekre. A piros folytonos vonal a Budapest feletti műholdas profil, a fekete vonalak a környező mérési pontokra kapott műholdas profil.

7.9. ábra.

sított SBUV⁵ (NOAA KLM User's guide) és TOVS adatokon alapuló összozon mennyiség analízis.

Az ATOVS és az OMI adatok összehasonlító diagramját a 7.12(a). ábrán láthatjuk. A képről szintén leolvasható az R^2 , a korreláció négyzete is, mely alapján egyezést találhatunk a két mező között. A MODIS adatokkal történő összehasonlítás esetén már jobb egyezést találhatunk. Ez annak a ténynek köszönhető, hogy a MODIS háttérmezőket ATOVS, és SBUV adatok adják. A harmadik ábrán a MODIS és az OMI adatok összehasonlító diagramját láthatjuk. A diagramokból megállapíthatjuk, hogy ebben az esetben az ATOVS adatok alacsonyabb értékeket mértek mind a MODIS, mind az OMI szenzorok által mért értékeknél. A MODIS értékek szintén valamennyivel alacsonyabb értékeket mértek, ami várható volt, hiszen kiindulási adatai közt szerepeltek az ATOVS adatok.

⁵Solar Backscatter Ultraviolet Spectral Radiometer



(a) ATOVS összózon mennyiség

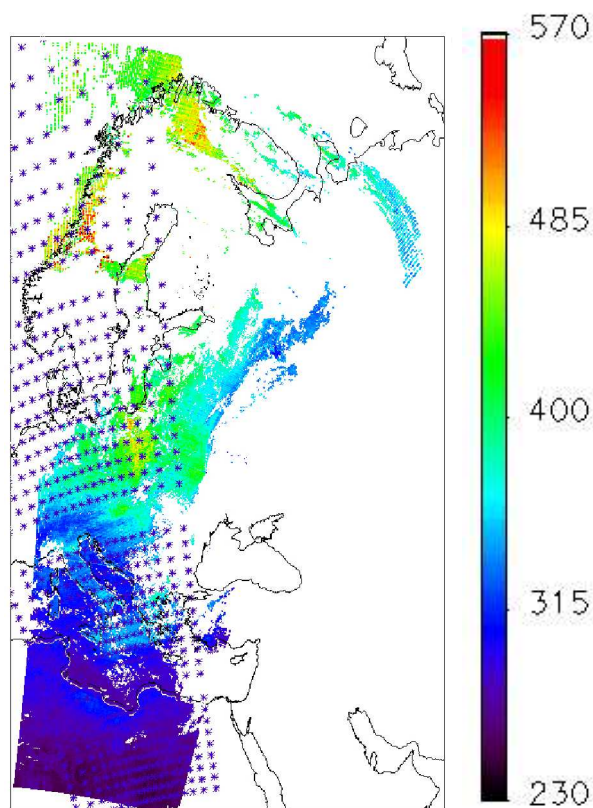
(b) OMI összózon mennyiség az ATOVS rácsra.

7.10. ábra. Összózon mennyiségek 2006. április 8-ára. Az értékek Dobson egységben [DU] vannak feltüntetve.

7.3. Esettanulmányok

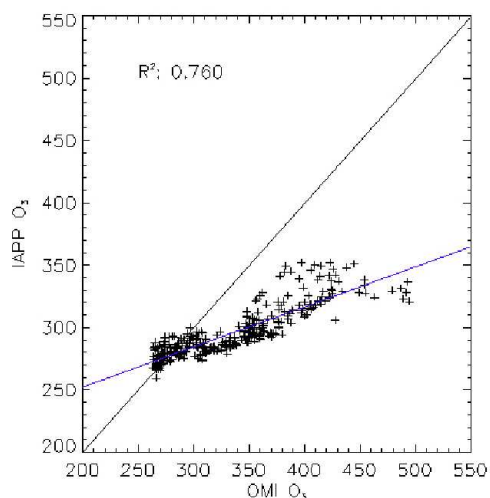
7.3.1. Inverziós helyzet

A vertikális szondázó-képesség és a vertikális felbontás vizsgálatára egy inverziós helyzet a legalkalmasabb, hiszen az inverziós helyzet a légkör vertikális struktúrája szempontjából az egyik legfontosabb jelenség. Erre a célra egy tipikus kárpát-medencében télen gyakran előforduló hideg légpárna okozta inverzió vizsgálatát választottunk 2004. december 13–15 áthaladások alapján. Ebben az időszakban a Kárpát-medencét végig alacsony szintű stratusfelhőzet, illetve köd töltötte ki, amely az áthaladások alatt készült AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer – a NOAA műholdak ötcsatornás képalkotó szenzora) képeken jól látszik. A 7.13. ábrán az AVHRR képek, és az ATOVS adatokon ala-

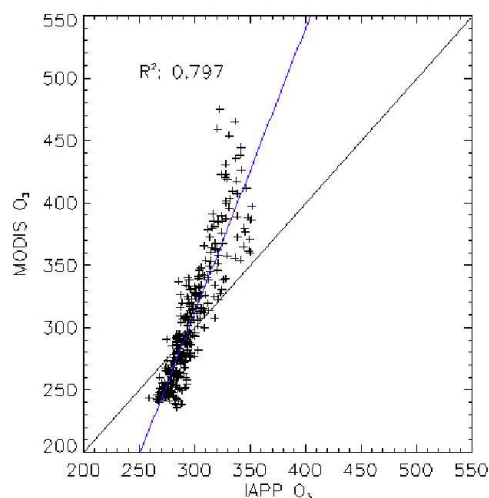


7.11. ábra. MODIS összozon mennyiség és az ATOVS rácspontjai 2006. április 8-án. Az értékek Dobson egységben [DU] vannak feltüntetve.

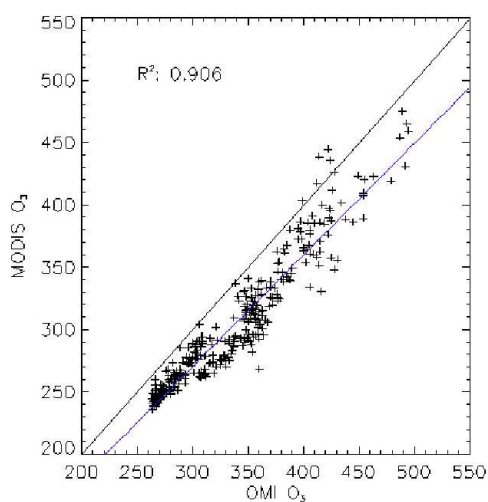
puló borítottsági képek láthatók rendre 2006. december 13, 14, 15-én. Az AVHRR képek a 7.13(a), 7.14(a), és 7.15(a) ábrákon láthatók. Az AVHRR képeken láthatókkal szemben az ATOVS adatok alapján készült felhőborítottsági ábra 7.13(b), 7.14(b), 7.15(b) egyik alkalommal sem mutat felhőzetet a térségben. Ebből sejthető, hogy a profilok sem biztos, hogy meg tudják jeleníteni az inverziót. A 2004. december 13-ai áthaladás ábráján 7.16(a) látható a zöld színű rádiószondás profil mellett a műholdas profil is. A rádiószondás felszállás egy egészen alacsony szintű inverziót mutat, amit a műholdas profil nem tudott követni, hiszen talajközelségben a mikrohullámú emisszivitás miatt korlátozott az alsó légrétegről szerezhető információ mennyiség. Sajnos a rádiószonda ezen a napon csak a 200 hPa-os szintig jutott el, így az ennél magasabb légrétegekről nincsenek *in situ* mérési eredményeink. A következő, december 14-i ábrán (7.16(b)) láthatjuk, hogy a rádiószondás felszállás már magasabb rétegekről is információt nyújt (zöld vonal), így lehetőségünk



(a) OMI és IAPP



(b) MODIS és IAPP

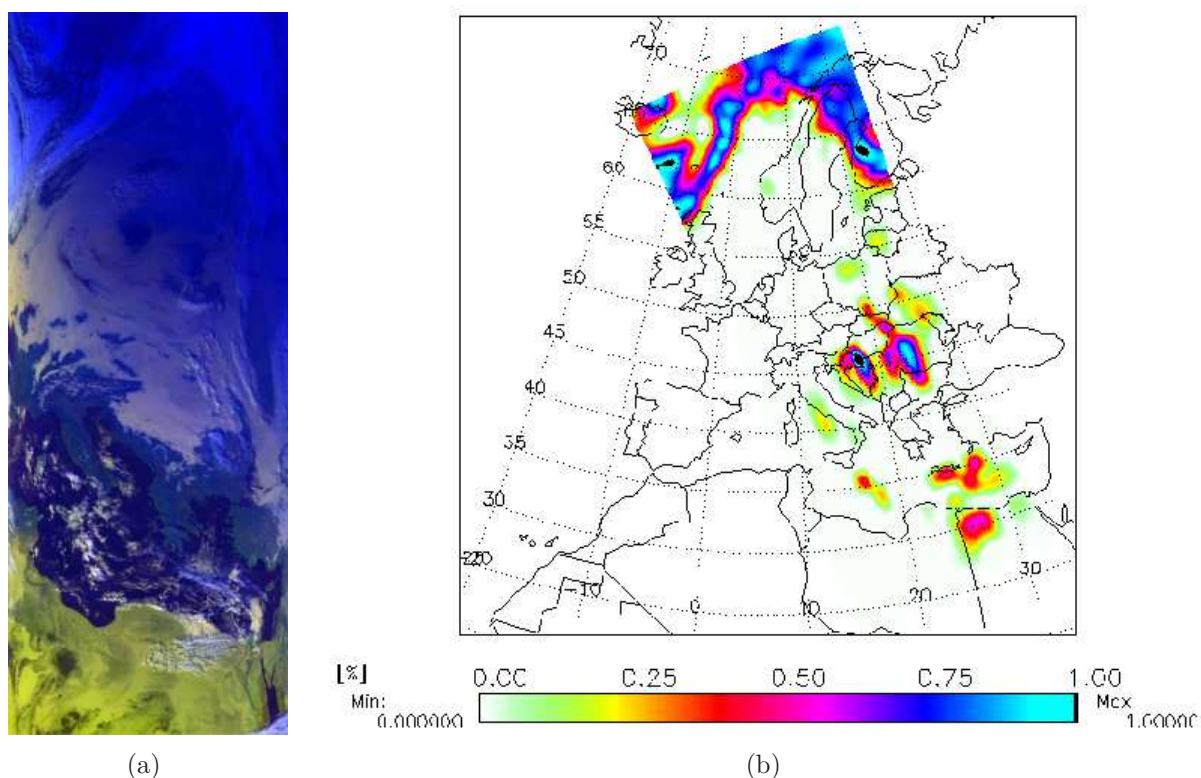


(c) MODIS és OMI

7.12. ábra. A különböző műholdadatok összehasonlító diagramjai. Az értékek Dobson egységben (DU) szerepelnek.

nyílik a műholdas profil pontosságát magasabb szinteken is ellenőrizni. A második áthaladásnál az inverziós réteg már magasabban van, azonban a műholdas profil még így sem adja vissza megfelelően. A magasabb szintű inverziónál azonban már jó egyezés van a két profil között, itt a mérési pontok vertikálisan már sűrűbben helyezkednek el a műholdas mérésekben, mint alacsonyabb légrétegek esetében, ahogy azt a jelölők elhelyezkedéséből is látni lehet. A harmadik napra kapott profil 7.16(c) hasonlóan az előzőkhöz, nem képes

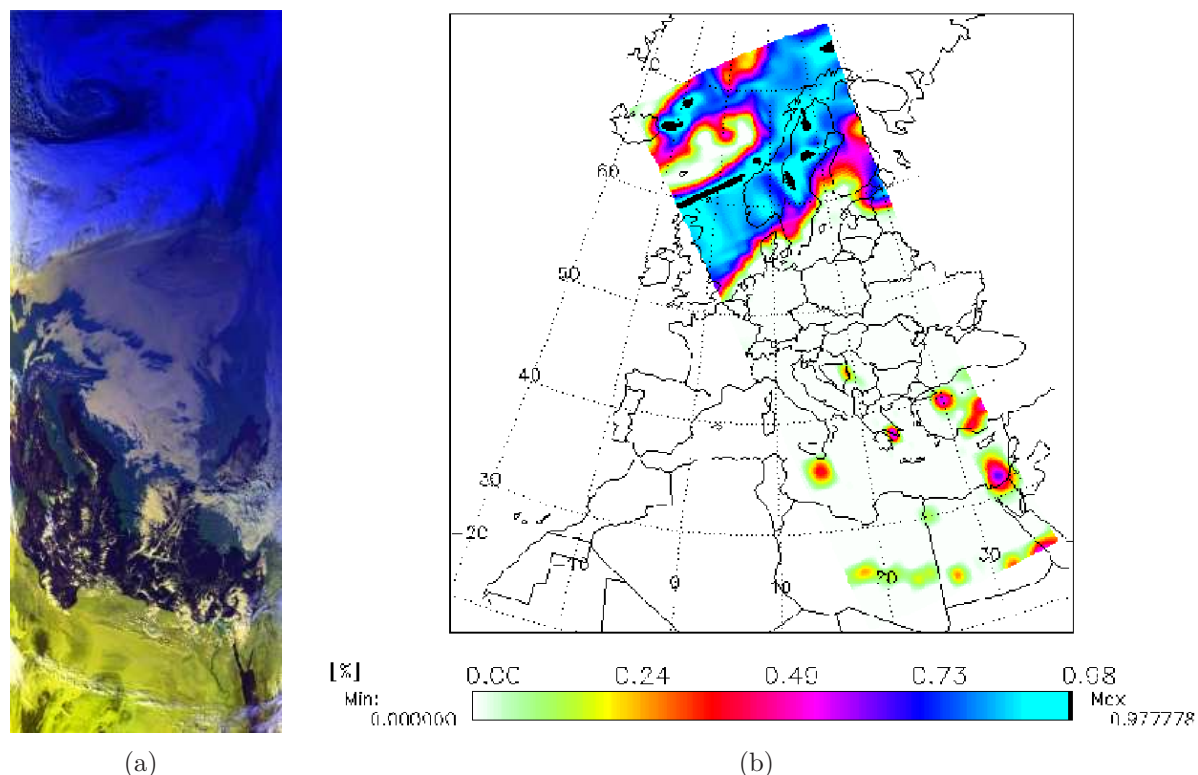
a profil finom változásait visszadni, bár valamivel jobban közelíti a rádiószondás profilt. A legalsó légrétegtől eltekintve azonban igen jó egyezést mutat a két hőmérsékleti menet.



7.13. ábra. Az (a) ábrán a NOAA-16 AVHRR szenzorának, a (b) ábrán az ATOVS szenzorának felhőzeti képe látható a 2006. decemberi 13-i áthaladás alapján.

A 7.17. ábrán a harmatpont és a hőmérséklet-profil látható, melyből könnyebben megállapíthatjuk, melyek a nagyobb telítettségű légrétegek. A szaggatott vonal a hőmérséklet, a pontozott vonal a harmatpont-hőmérséklet, a zöld folytonos vonal pedig a rádiószondás felszállás alapján készült harmatpont-hőmérsékleti profil. Látható, hogy a műholdas profil a harmatpont-hőmérsékletet alulbecsüli csakúgy, mint magát a vízgőz keverési arány profilt a talajközeli a rádiószondás adatokhoz képest mindhárom áthaladásra. A legkevesbé 15-én, amikor a korreláció messze a legnagyobb a három érték közül. A harmatpont hőmérséklet-görbék ezen esetekben is rosszabbul követik a rádiószondás profilt 500 hPa felett.

Az felhőszűrési eljárás tehát alacsonyszintű, nem frontális felhőzetet nem képes megfelelően kezelni. A frontális felhőzetet azonban kitűnően visszaadja, erre egy példát a 7.18 ábrán láthatunk. A 7.18(a) ábrán az AVHRR szenzor alapján készült kép látható, míg



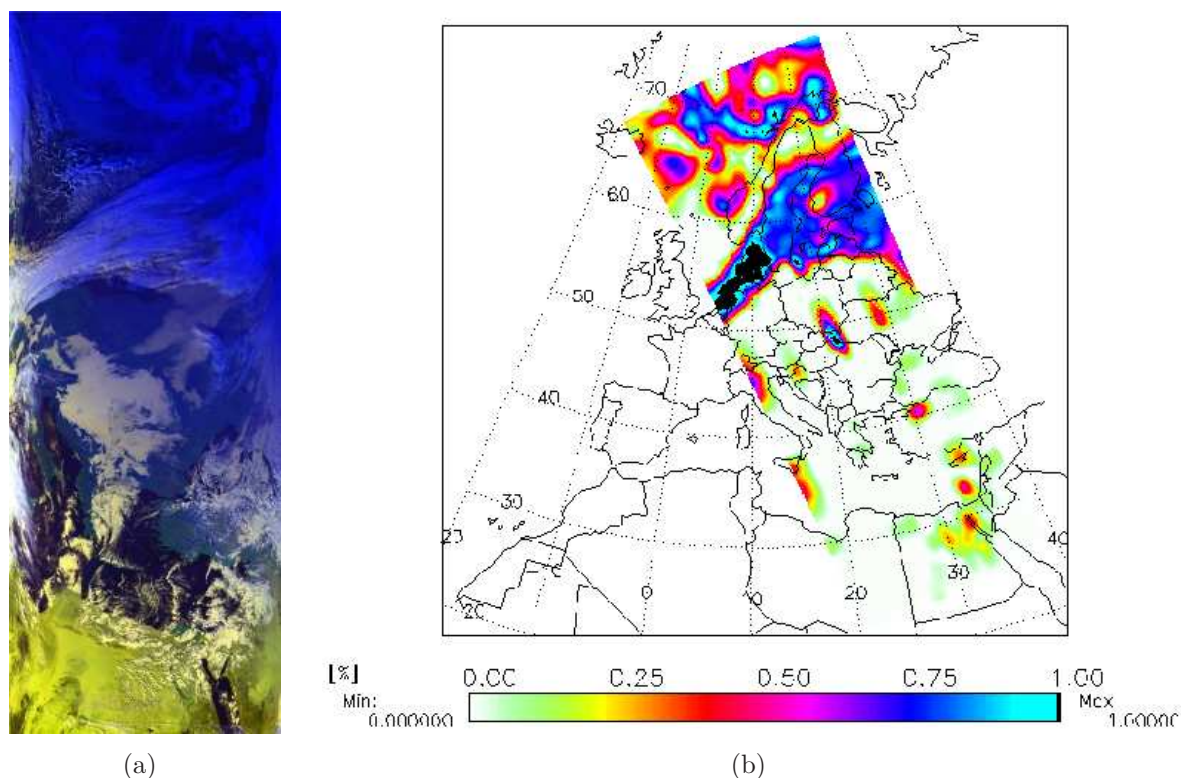
7.14. ábra. Az (a) ábrán a NOAA-16 AVHRR szenzorának, a (b) ábrán az ATOVS szenzorának felhőzeti képe látható a 2006. decemberi 14-i áthaladás alapján.

a 7.18(b) ábra az ATOVS adatokból kapott felhőborítottságot mutatja egy ciklon esetében.

7.3.2. Ciklon 2006. március 4-én

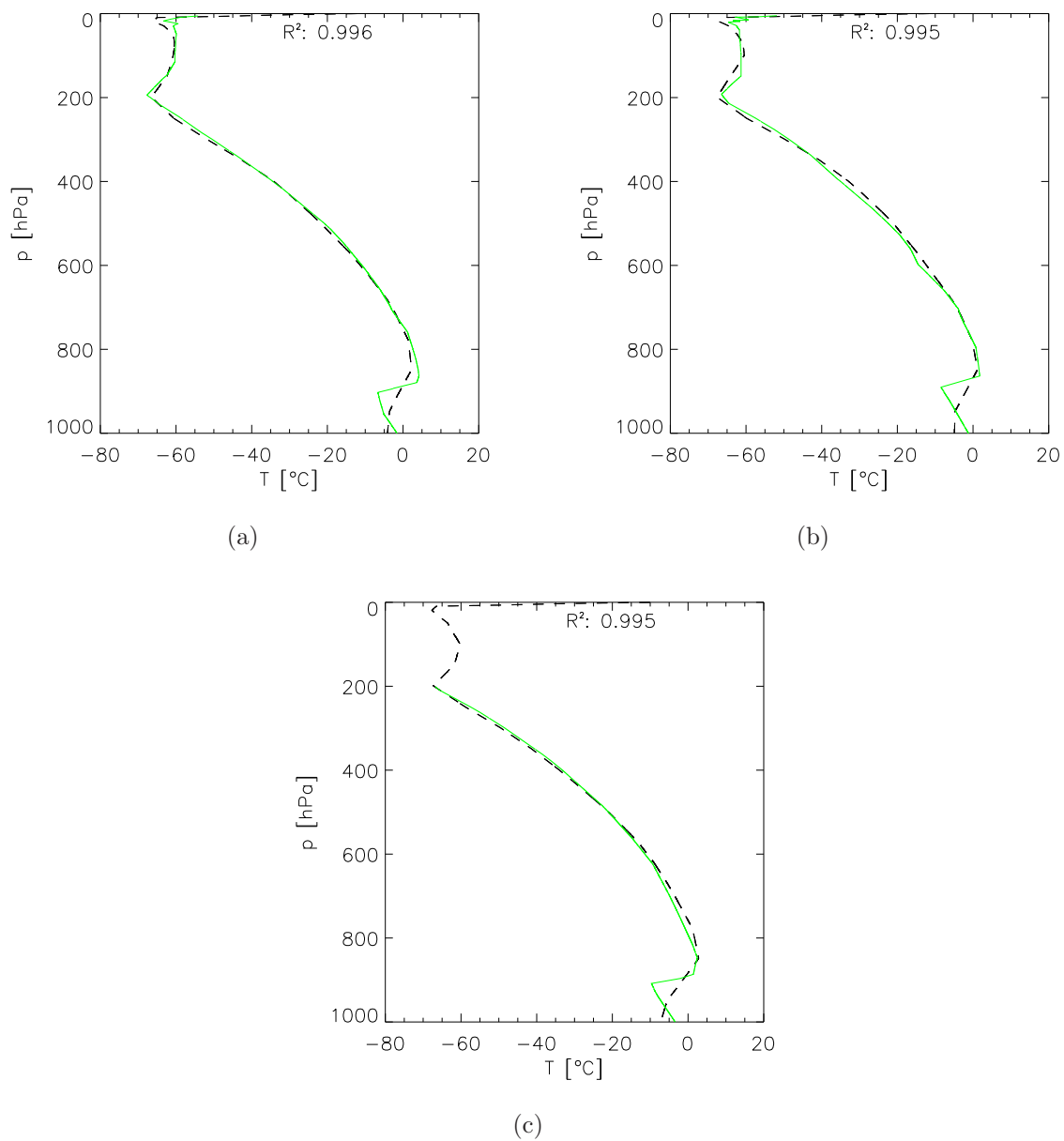
Egy ciklon volt megfigyelhető fejlett spirális felhőzettel a Kaszpi-tengertől északra 2006. március 4-én az AVHRR kép tanúsága szerint. Ez az időjárási helyzet lehetőséget nyújt az ATOVS felhőzetre való érzékenységének tanulmányozására. A 7.18. ábrán a felhőborítottságot láthatjuk az említett áthaladásra. Az AVHRR szenzor alapján készült 7.18(a). ábrával összevetve láthatjuk, hogy a ciklonális felhőzet származtatása sikeresebb, mint az inverziós felhőzeté. A hőmérsékleti kontraszt látszik az egyes szinteken. A 7.19 A teljes kihullható csapadékmennyiség ábráján (7.20. ábra) kirajzolódik a ciklon csapadékrendszere.

Mivel az IAPP a HIRS adatait használja felhőszűrésre, így megvizsgáltuk az elté-

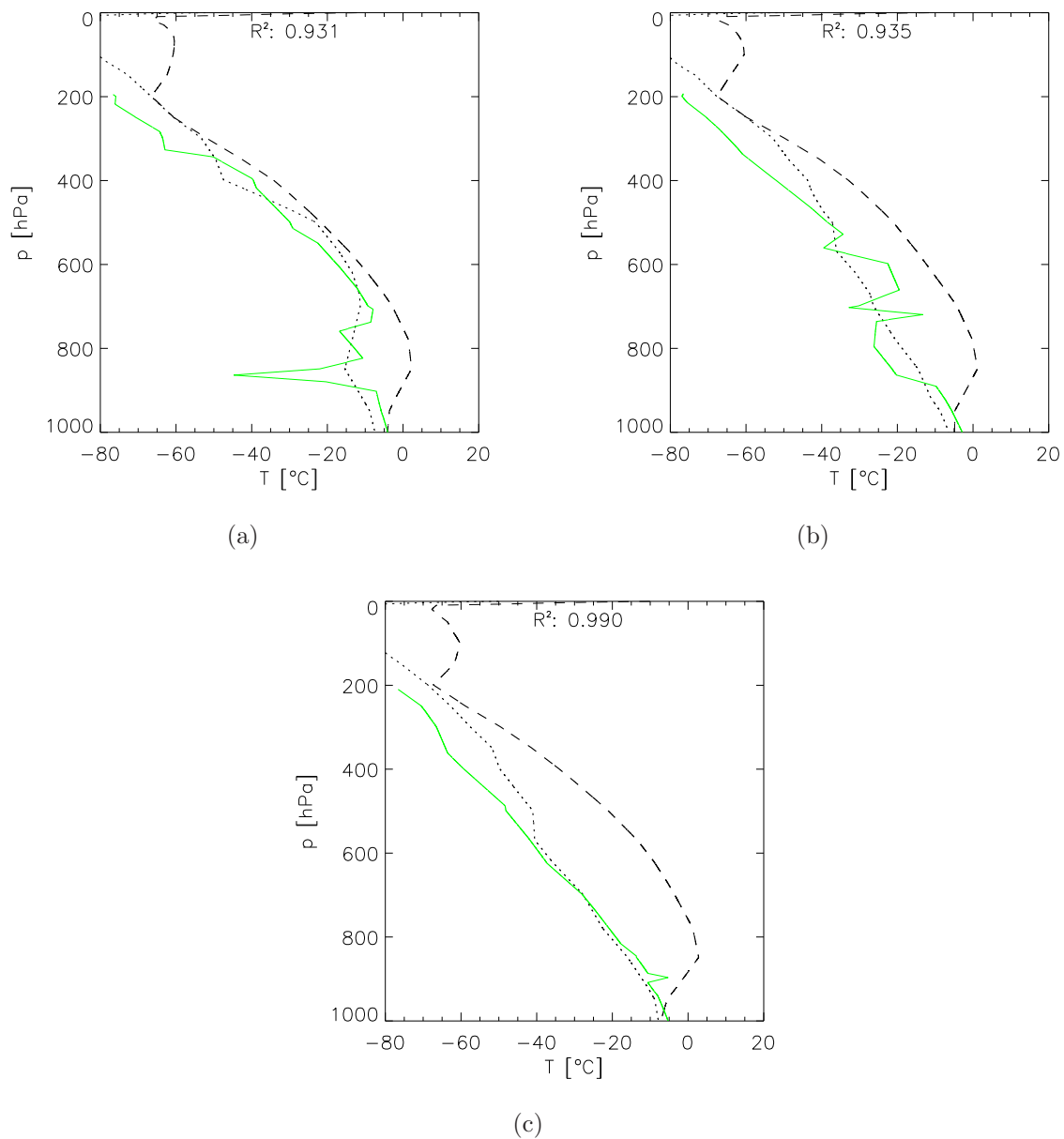


7.15. ábra. Az (a) ábrán a NOAA-16 AVHRR szenzorának, a (b) ábrán az ATOVS szenzorának felhőzeti képe látható a 2006. decemberi 15-i áthaladás alapján.

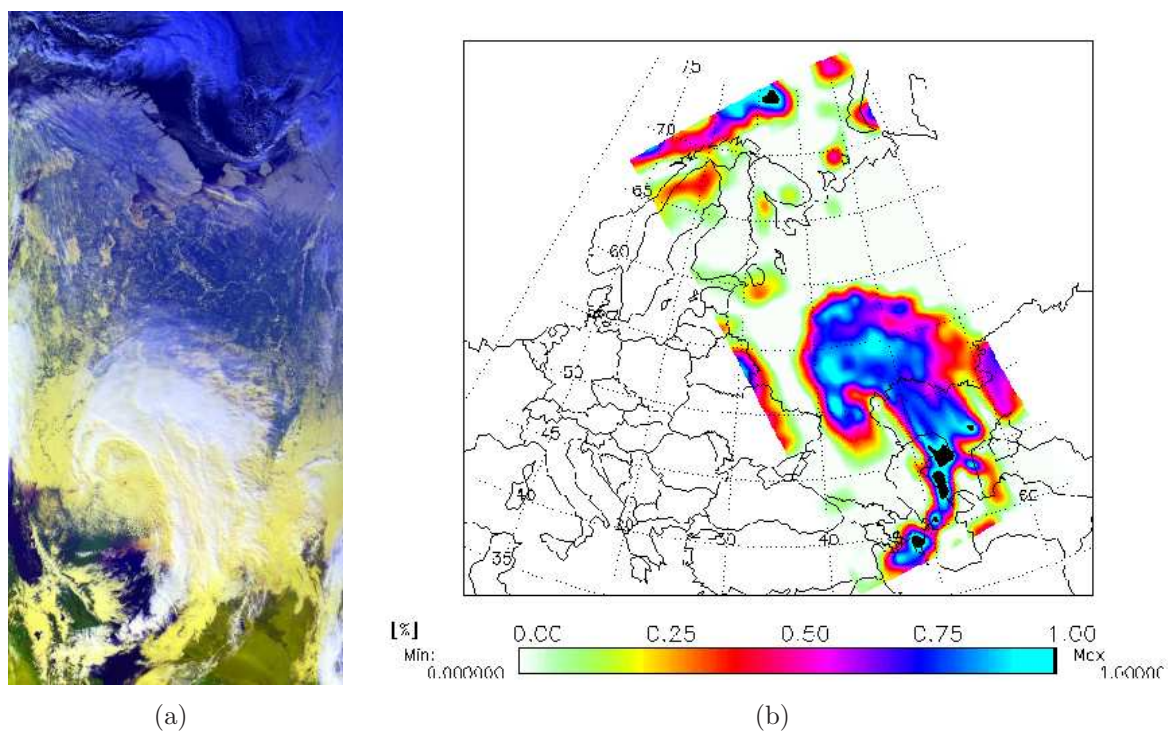
réseket a kétféle műszerkombinációra. A 7.21. ábrán a felhőborítottság látható a HIRS adatait is felhasználó futtatásra, illetve a HIRS nélküli (csak AMSU) esetre. A két eredmény között alig van különbség. A felhőszűrés után, amennyiben az pozitív lett, az IAPP nem használja fel a légköri paraméterek visszaszámításához a HIRS adatokat. Ennek következményeképpen a két futtatás között nem lehet különbség. Ezt láthatjuk a 7.22. ábrán. A HIRS nélküli futtatás eredményeképp előállított (pontozott vonal), és az összes műszer adatait felhasználó futtatással kapott profilok teljesen együtt futnak a hőmérsékleti profil esetében.



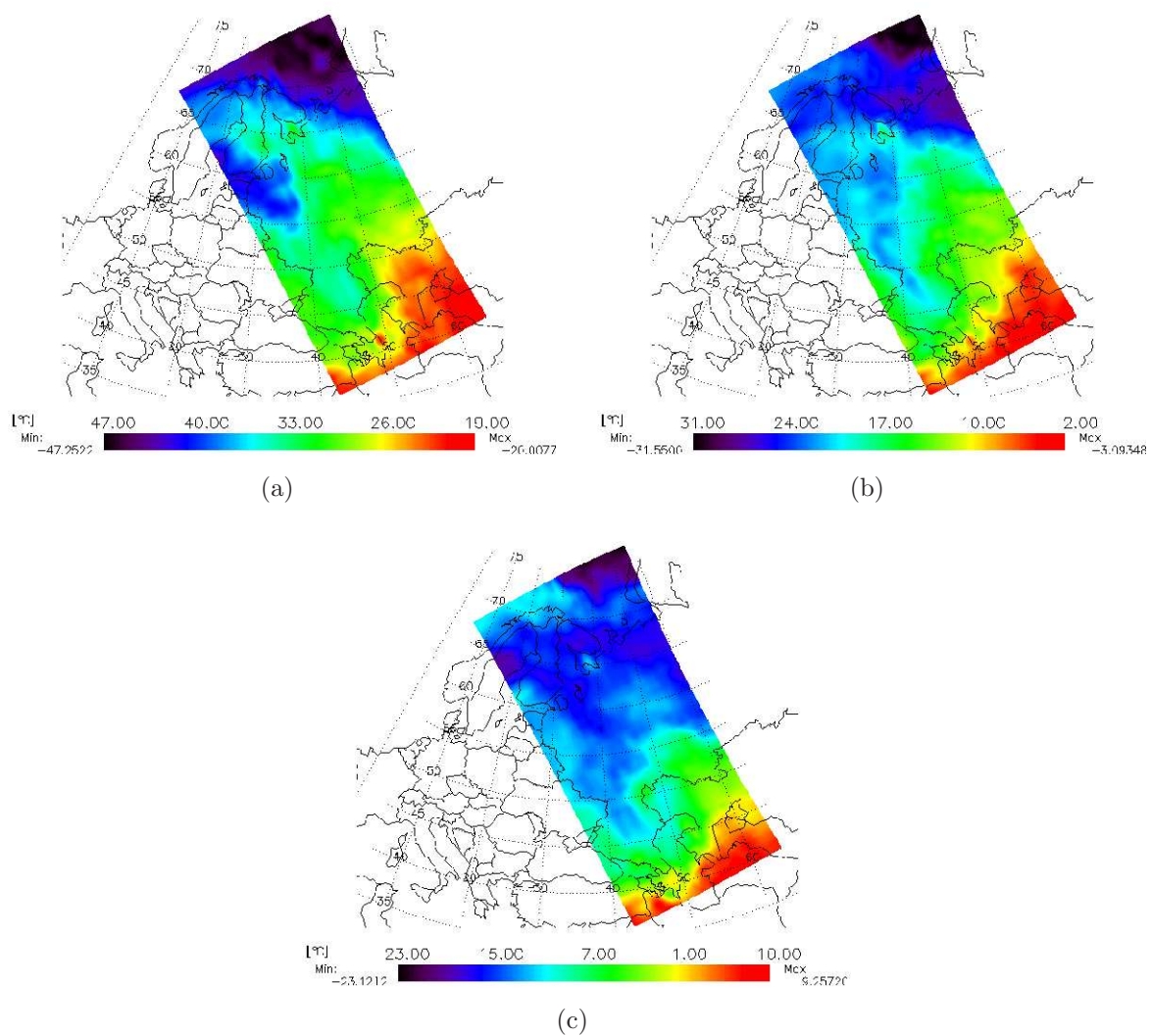
7.16. ábra. Az (a), (b), és (c) ábrán rendre a NOAA-16 2006. december 13-i, 14-i, és 15-i áthaladása alapján készült hőmérsékleti (szaggatott vonal) és rádiószondás (zöld vonal) profil összehasonlítása.



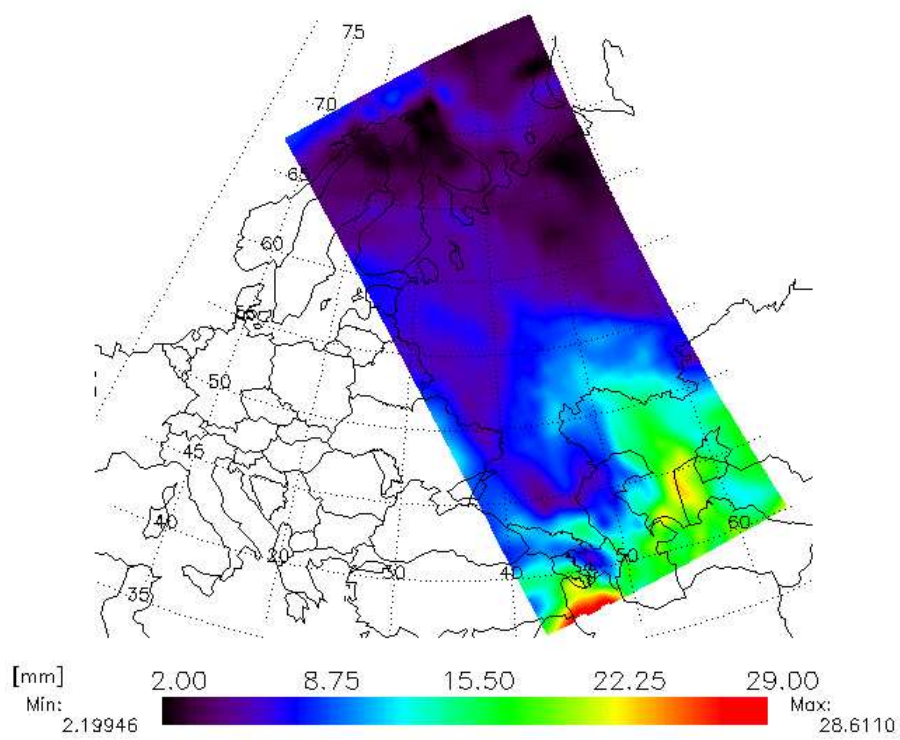
7.17. ábra. Az (a), (b), és (c) ábrán rendre a NOAA-16 2006. december 13-i, 14-i, és 15-i áthaladása alapján készült hőmérsékleti (szaggatott vonal) és harmatpont profil (pontozott vonal), összehasonlítva a rádiószondás harmatpont profillal (zöld vonal).



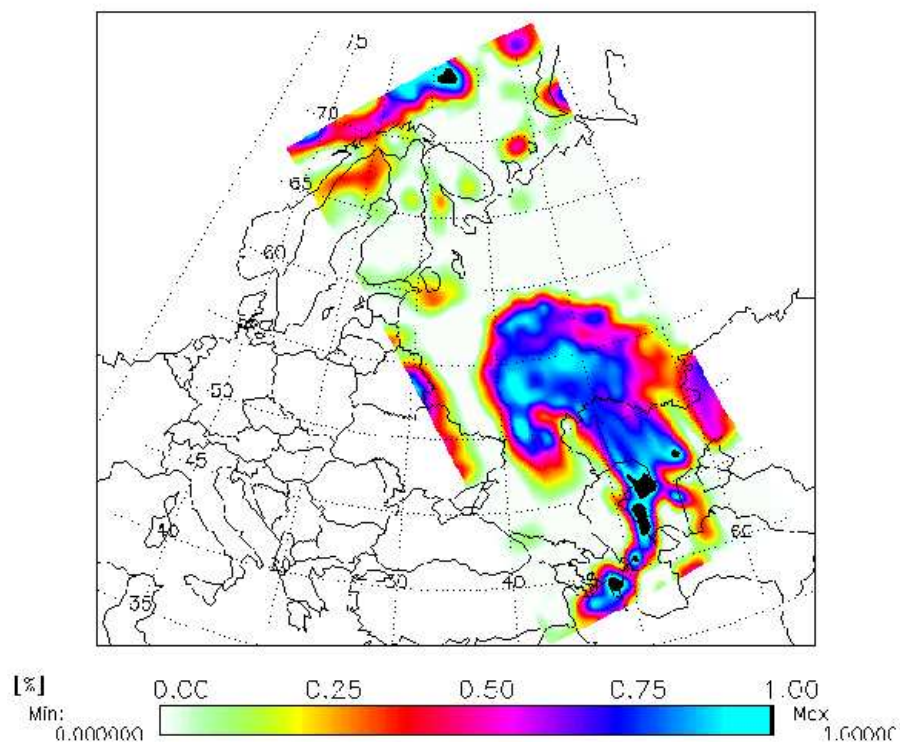
7.18. ábra. Az (a) képen a NOAA-16 AVHRR szenzorának képe látható a 2006. december 15-i áthaladás alapján. A (b) ábrán ugyanazon áthaladás alapján készült felhőborítottsági kép látható az ATOVS műszer családjának adatai alapján.



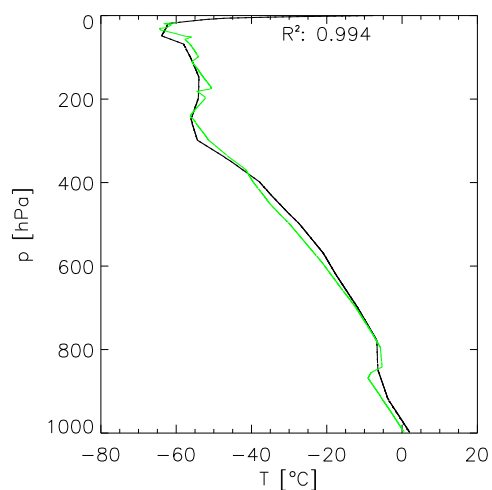
7.19. ábra. Az (a) ábrán az 500 hPa-os szint hőmérséklete, a (b) képen a 700 hPa-os szint hőmérséklete, a (c) ábrán pedig a 850 hPa-os szint hőmérséklete szerepel NOAA-16 2006. március 4-i áthaladása alapján.



7.20. ábra. A 850 hPa-os nyomási szint hőmérséklete a NOAA-18 műhold 2006. március 4-i áthaladása alapján.



7.21. ábra. A 850 hPa-os nyomási szint hőmérséklete a NOAA-18 műhold 2006. március 4-i áthaladása alapján.



7.22. ábra. A hőmérséklet-profilok összehasonlítása a NOAA-18 műhold 2006. március 4-i áthaladása alapján. A szaggatott vonal az összes műszert felhasználásával készült profil, a pontozott vonal a HIRS nélkül készült profil, a zöld vonal pedig a rádiószondás profilt.

8. fejezet

Összefoglalás

A műholdas mérések napjainkra mind a társadalom, mind a tudomány számára nélkülözhetetlenekké váltak. A műholdas távérzékelés kapcsán legtöbbször a képalkotó rendszerekre asszociálnak, hiszen a médián keresztül gyakrabban a rendkívül látványos és informatív felhőképekkel találkozhatnak. Kétségtelenül fontos szerepe van azonban mind a kutatásban, mind az időjárás számszerű előrejelzésében a meteorológiai műholdak felületén található egyéb szenzoroknak is, melyek esetenként a látható fény tartományától eltérő frekvenciájú sugárzást érzékelnek. Ezek közé tartoznak a vertikális szondázóberendezések is, melyeket a világ több meteorológiai szolgálatánál operatíván használnak a numerikus előrejelzésekhez, ezzel javítva az előrejelzések pontosságát (Randriamampiana, 2001). E műszerek jelentősége a klimatológia egyes területein szintén óriási, ahol viszonylag kisebb felbontású, azonban globális lefedettségű adatokra van szükség.

A diplomamunkámban a NOAA műholdsorozaton található ATOVS műszeregyüttes adataiból kiindulva vizsgáltuk a légkör vertikális szondázásának lehetőségét és ennek korlátait.

Az ELTE vevőberendezéssel vett nyers adataink előfeldolgozását a nemzetközileg elismert AAPP szoftvercsomaggal végeztük (Keith et al., 2005). Segítségével állítottunk elő egységes műszerrácsra interpolált fényességi hőmérsékleteket, melyekből a *University of Wisconsin-Madison, Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies* által fejlesztett IAPP szoftvercsomag felhasználásával (Li et al., 2000) származtattuk a tradicionális meteorológiai paramétereket (pl. vertikális hőmérséklet-, harmatpont-hőmérséklet-, vízgőzprofil, teljes kihullható csapadékmennyiség, felhőzeti paraméterek, összozon mennyiség, stb.).

A két szoftver (AAPP v5.0 és IAPP v2.1) Linux operációs rendszeren történő ins-

tallálását követően a frissítéseket folyamatosan végezzük. A két szoftver működésének összehangolása, valamint a tömeges adatfeldolgozás automatizálása érdekében jelentős lépéseket tettünk. Az IAPP használata során hibát fedeztünk fel, melyet a fejlesztők felé jeleztünk, akik szinte azonnal javították azt. A szoftverek ezek után minden jelenleg működő, és általunk követett műhold esetén jól működtek.

Az IAPP által készített fizikai paraméterek egy részét rádiószondás adatokkal, néhányat pedig más műholdak adataiból származtatott mennyiségekkel hasonlítottuk össze, hogy képet kapjunk azok pontosságáról. A vizsgálatokból az aéábbi következtetések vonhatók le:

- A hőmérsékleti profil az esetek döntő többségében nagy pontossággal meghatározható a műholdas mérések alapján különféle időjárási helyzetekben, és eltérő földrajzi területeken.
- Az IAPP által felhasznált kiegészítő adatok egyértelműen pozitív hatással vannak a légköri profilok pontosságára a hőmérséklet, a harmatpont, és a vízgőz esetén.
- A legfontosabb nedvességérzékelő műszerek, az AMSU-B a (NOAA-18 előtti műholdak fedélzetén), illetve az MHS (NOAA-18 esetén). Ezen mérések elhagyásának hatását vizsgálva a következő eredményeket kaptuk: az AMSU-B/MHS adatainak figyelmen kívül hagyása negatív hatással van a nedvességi paraméterekre kapott eredmény pontosságára, noha bizonyos mértékig kizárólag a hőmérséklet-érzékelő csatornák adatainak felhasználásával is meghatározhatók a nedvességi paraméterek. A hőmérsékleti profilra azonban a várakozásoknak megfelelően nem volt hatása.
- Az AMSU-B MHS-sel történő helyettesítése javított a nedvességi profil pontosságán, mivel a műszer zaja kisebb, és a légkör vízgőzben gazdagabb alsóbb rétegeit érzékeli.
- Az ELTE Meteorológiai Tanszéken folyó városklíma kutatási program miatt megvizsgáltuk az ATOVS adatok felhasználhatóságát a városi hősziget vizsgálatok szempontjából. Az eredmények alapján elmondhatjuk, hogy az ATOVS műszercsalád sem vertikális, sem horizontális felbontása alapján nem alkalmazható ilyen kis térskálájú vizsgálatokhoz.
- A MODIS és OMI szenzorok ózonadataival történő összehasonlítások vegyes eredményeket adtak. Míg a MODIS adatokkal jobb egyezést kaptunk addig a OMI adatokkal való összehasonlítás valamivel gyengébb eredményt hozott. A MODIS

adatokkal való erősebb korreláció valószínűleg annak köszönhető, hogy a MODIS ózonproduktumok előállításakor felhasznált háttér adatok között ATOVS adatok is szerepelnek.

Az összehasonlítások mellett esettanulmányokat is végeztünk. Az első esettanulmány egy tipikus inverziós helyzetre vonatkozott, mely télen gyakorta jellemzi a Kárpát-medence időjárását. A 2004. december 13–15-ig tartó időszak légköri viszonyait vizsgáltuk meg a három napig tartó inverzió ideje alatt. A második esettanulmány középpontjában egy, a Kaszpi-tenger térségében örvénylő ciklon vizsgálata állt. A két tanulmány alapján a következő megállapításokra jutottunk:

- Az alacsony szintű inverziót a származtatott hőmérsékleti profil kevéssé tudta leírni a vizsgált napokon, a műszerrel mért adatok vertikális felbontása ehhez nem elegendő.
- Az AAPP és IAPP által előállított ATOVS felhőzeti produktumok nem képesek visszaadni az alacsonyszintű inverziós felhőzetet.
- A ciklonális felhőzet jól érzékelhető a műszerekkel, melyet a NOAA műholdak képesítő szenzorának, az AVHRR-nek a képével összevetve verifikálhatunk.

A diplomamunka legfőbb célja az ATOVS adatok klimatológiai hasznosításának áttekintése, megalapozása volt. Részben saját fejlesztésű, részben nemzetközileg elismert kutatóműhelyekben készült szoftverek segítségével a műholdas adatok rutinszerű feldolgozása lehetővé vált. Ezen felül a témában végzendő kutatások előfutáraként néhány értékelő esettanulmányt, és összehasonlítást is elvégeztünk, melyek ugyanakkor nem szűkítették le a további kutatások lehetséges irányvonalát.

Köszönetnyilvánítás

Szeretnék köszönetet mondani témavezetőmnek, dr. Bartholy Juditnak támogatásáért, értékes és inspiráló szakmai útmutatásáért.

Köszönöm Kern Anikónak a folyamatos odafigyelést és lelkes segítséget. Hasznos szakmai tanácsai nélkül ez a diplomamunka nem készülhetett volna el.

Hálával tartozom külső konzulensemnek, dr. Roger Randriamampianinának, amiért kezdetektől fogva figyelemmel kísérte munkásságomat, és tapasztalatával hozzájárult a téma sikeres feldolgozásához.

Szeretném megköszönni dr. Barcza Zoltánnak a technikai és szakmai segítséget, mellyel lehetővé tette a diplomamunka elkészültét.

A műholdas adatok biztosításáért köszönet illeti az ELTE TTK Űrkutató Csoportot, és vezetőjét Ferencz Csabát.

Irodalomjegyzék

- [1] Bevis, B. G., Bussinger, S., Herring, T. A., Rocken, C., Anthes, R. A., Ware, R. H., 1992. *GPS Meteorology: Remote Sensing of Atmospheric Water Vapor Using the Global Positioning System*. J. Geophys. Res., 97, 15787–15801.
- [2] Borbás, É., 1998. *Derivation of Precipitable Water from GPS Data: an Application to Meteorology*. Phys. Chem. Earth, Vol. 23, No. 1, pp. 87–90.
- [3] Borbás, É., Kertész, S., Randriamampianina, R., Szenyán, I., 2000. *Perspective on the operational use of TOVS and ATOVS data at the Hungarian Meteorological Service*. Technical proceedings, ITSC–XI, Budapest, Hungary, 20–27 Sept. 2000.
- [4] Borbás, É., Li, J., Menzel, W. P., 2003. *Combination of NOAA16/ATOVS Brightness Temperatures and the CHAMP Data to get Temperature and Humidity Profiles*. First CHAMP Mission Results for Gravity, Magnetic and Atmospheric Studies, Springer Series, pp. 423–429.
- [5] Chahine, M. T., 1974. *Remote sounding of cloudy atmospheres. I. The single cloud layer*. J. Atmos. Sci., 31, pp. 233–243.
- [6] Chahine, M. T., 1977. *Remote sounding of cloudy atmospheres. II. Multiple cloud formations*. J. Atmos. Sci., 34, pp. 744–757.
- [7] Chahine, M. T. et al., 1996. *AIRS-team unified retrieval for core products*. Algorithm Theoretical Basis Document, JPL, National Aeronautics and Space Administration, p. 106.
- [8] Chalfant, M. W., Allegrino, A. S., 2001. *Advanced TOVS (ATOVS) Experimental Cloud Products Using HIRS/3 and AMSU-A Measurements*. Technical Proceedings of the 11th International TOVS Study Conference, Budapest, Hungary, 20–26 Sept. 2000.

- [9] Clerbaux, C., Hadji-Lazaro, J., Turquety, S., Mégie, G., Coheur, P.-F., 2003. *Trace gas measurements from infrared satellite for chemistry and climate applications*. Atmos. Chem. Phys. Discuss., 3, pp. 2027–2058. <http://www.atmos-chem-phys.org/acpd/3/2027/>
- [10] Cracknell, A. P., 1997. *Advanced Very High Resolution Radiometer : AVHRR*, London: Taylor & Francis.
- [11] Dyras, I., Serafin-Rek, D., 2005. *The application of GIS technology for precipitation mapping*, Meteorological Applications, Vol. 12, p. 69.
- [12] Ellingson, R. G., Yanuk, D., Lee, H., Gruber, A., 1994a. *Validation of a Technique for Estimating Outgoing Longwave Radiation from HIRS Radiance Observations*. J. Atmos and Oceanic Technology, 11, pp. 357–365.
- [13] Ellingson, R. G., Yanuk, D., Gruber, A., Miller, A. J., 1994b. *Development and Application of Remote Sensing of Longwave Cooling from the NOAA Polar Orbiting Satellites*. J. Photogrammetric Eng. Rem. Sens., 60, pp. 307–316.
- [14] Eyre, J. R.: *Inversion methods for satellite sounding data*, Meteorological training course Lecture Series, http://www.ecmwf.int/newsevents/training/rcourse_notes/DATA_ASSIMILATION/INVERSION_METHODS/index.html
- [15] Gérard, E., Rabier, F., 2003. *Use of ATOVS raw radiances in the operational assimilation system at Météo-France* Geophysical Research Abstracts, Vol. 5.
- [16] Goodrum, G., Kidwell, K. B., Winston, W: *NOAA KLM User Guide*, <http://www2.ncdc.noaa.gov/docs/klm/>
- [17] Grody, N., 1999. *Application of AMSU for obtaining water vapor cloud liquid water, precipitation, and surface measurements*. Tech. Proc. 10th Int. TOVS Study Conf., Boulder, CO, WMO and Cosponsors, pp. 230–240.
- [18] Hannon, S., Strow, L. L, McMillan, W. W., 1996. *Atmospheric infrared fast transmittance models: A comparison of two approaches*. Proc. SPIE-Int. Soc. Opt. Eng., 2830, pp. 94–105.
- [19] Hayden, C. M., 1988. *GOES-VAS simultaneous temperature-moisture retrieval algorithm*. J. Appl. Meteor., 27, pp. 705–733.

- [20] Heath, D. F., Krueger, A. J., Roeder, H., Henderson, B., 1975. *The solar backscatter ultraviolet and total ozone mapping spectrometer (SBUV/TOMS) for Nimbus G*. Opt. Eng., 14, pp. 323–331.
- [21] Jeuken, A. B. M., 2000. *Evaluation of chemistry and climate models using measurements and data assimilation*. Ph. D. thesis. TU Eindhoven, http://sciamachy-validation.org/research/atmospheric_composition/publications/pubs2000.html#q4
- [22] Kern, A., 2004. *NOAA AVHRR/3 műholdképek vétele, előfeldolgozása és minőség-biztosítása (ELTE TTK HRPT vevőállomás)*. Diplomamunka. Témavezető: dr. Bartholy Judit. Eötvös Loránd Tudományegyetem Meteorológiai Tanszék, Budapest, p. 79.
- [23] Kern, A., Bartholy, J., Barcza, Z., Pongrácz R., Ferencz, Cs., 2005. *Estimation of Total Precipitable Water for Hungary using NOAA/AVHRR and MODIS imagery*. (poster) Cargese International School, COST Action 723, Upper Troposphere and Lower Stratosphere. Cargese, France, 3–15 Oct. 2005.
- [24] King, M. D., Kaufman, Y. J., Menzel, W. P. and D. Tanré, 1992. *Remote sensing of cloud, aerosol, and water vapor properties from the Moderate Resolution Imaging Spectrometer (MODIS)*. IEEE Transactions On Geoscience and Remote Sensing, 30, pp. 1–27.
- [25] Kleespies, T. J., Watts, P., 2005. *Comparison of Simulated Radiances, Jacobians and Information Content for the Microwave Humidity Sounder and the Advanced Microwave Sounding Unit B.*, 14th International TOVS Study Conference. Beijing, China, 25–31 May 2005.
- [26] Li, J., 1994. *Temperature and water vapor weighting functions from radiative transfer equation with surface emissivity and solar reflectivity*. Adv. Atmos. Sci., 11, pp. 421–426.
- [27] Li, J., Huang, H. L., 1999. *Retrieval of atmospheric profiles from satellite sounder measurements using the discrepancy principle*. Appl. Opt., 38, pp. 916–923.

- [28] Li, J., Wolf, W., Huang, H.-L., Menzel, W. P., van Delst, P., Woolf, H. M., Achtor, T. H., 1998b. *International ATOVS processing package: Algorithm design and its preliminary performance*. Proc. SPIE–Int. Soc. Opt. Eng., 3501, pp. 196–206.
- [29] Li, J., Wolf, W. W., Menzel, W. P., Zhang, W., Huang, H., Achtor, T. H., 2000. *Global Soundings of the Atmosphere from ATOVS Measurements: The Algorithm and Validation*, Journal of Applied Meteorology, Vol. 39, No. 8, pp. 1248–1268.
- [30] Lienesch, J. H., Pandey, P. K. K., *The use of TOMS data in evaluating and improving the total ozone from TOVS measurements*. Rep. NOAA-TR-NESDIS-23, Issue 22, pp. 3814–3828.
- [31] Liou, K. N., 2002. *An introduction to atmospheric radiation*. Academic Press, New York.
- [32] McMillin, L. M., Dean, C., 1982. *Evaluation of a new operational technique for producing clear radiances*. J. Appl. Meteor., 21, pp. 1005–1014.
- [33] McMillin, L. M., Divakarla, M. G., 1999. *Effects of Possible Scan Geometries on the Accuracy of Satellite Measurements of Water Vapor*. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology: Vol. 16, No. 11, pp. 1710–1721.
- [34] McPeters, R. D. et al., 1996. *Nimbus-7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) data products user's guide*. NASA Reference Publication, Vol. 1384, p. 67.
- [35] Menzel, W. P., Seemann, S. W., Li, J., Gumley, L. E., 2002. *MODIS atmospheric profile retrieval. Algorithm Theoretical Basis Document*. http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atmos_atbd.php
- [36] Menzel, W. P., Wylie, D. P., Frey, R. A., 2001: *Comparison of University of Wisconsin HIRS, MODIS and ISCCP D2 Cloud Studies*. Technical Proceedings of the 11th International TOVS Study Conference, Budapest, Hungary, 20–26. Sept. 2000.
- [37] Neuendorffer, A. C., 1996: *Ozone monitoring with TIROS-N operational vertical sounders*. Journal of Geophysical Research, Vol. 101, No. D13, pp. 18,807–18,828.
- [38] Pierangelo, C., Péquignot, E., Chédin, A., Armante, R., Stubenrauch, C., Serrar, S., 2005. *8-year climatology of dust aerosol in the infrared from HIRS*. 14th International TOVS Study Conference, China, 25–31 May 2005.

- [39] Randriamampianina, R., 2001. *Műholdak a számítógépes időjárás-előrejelzésben*, Természet Világa, 132/II. különszám, pp. 16–21.
- [40] Randriamampianina, R., 2004. *Műholdak a korszerű időjárás-előrejelzésben*, Technika, műszaki szemle, 47/11–12, pp. 29–35.
- [41] Reale, A. L., Chalfant, M., Allegrino, A. S., Tilley, F. H., Ferguson, M. P., Pettey, M. E.: *Advanced-TOVS (ATOVS) sounding products from noaa polar orbiting environmental satellites*, 13th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography.
- [42] Reale, L. A., Chalfant, M. W., Allegrino, A. S., Tilley, F. H., Ferguson, M. P., Pettey, M. E., 2003. *Advanced-TOVS (ATOVS) sounding products from NOAA polar orbiting environmental satellites*. 12th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography, Long Beach, California, USA, 8–13 Feb. 2003.
http://ams.confex.com/ams/annual2003/techprogram/paper_56756.htm
- [43] Rizzi, R., Saunders, R., 1998. *Principles of remote sensing of atmospheric parameters from space*. http://www.ecmwf.int/newsevents/training/rcourse_notes/DATA_ASSIMILATION/REMOTE_SENSING/index.html
- [44] Rodgers, C. D., 1976. *Retrieval of atmospheric temperature and composition from remote measurements of thermal radiation*. Rev. Geophys. Space Phys., 14, pp. 609–624.
- [45] Smith, W. L., 1968. *An improved method for calculating tropospheric temperature and moisture from satellite radiance measurements*. Mon. Wea. Rev., 96, pp. 387–396.
- [46] Smith, W. L., Woolf, H. M., 1976. *The use of eigenvectors of statistical covariance matrices for interpreting satellite sounding radiometer observations*. J. Atmos. Sci., 33, pp. 1127–1140.
- [47] Smith, W. L., Woolf, H. M., Hayden, M. C., Wark, D. Q., McMillin, L. M., 1979. *The TIROS-N Operational Vertical Sounder*. Bull. Ameri. Meteor. Soc., 60, 1177–1187.
- [48] Smith, W. L., Woolf, H. M., Hayden, C. M., Schreiner, A. J., 1985. *The simultaneous export retrieval package*. Tech. Proc. Second Int. TOVS Study Conf., Igls, Austria, CIMSS, pp. 224–253.

- [49] Smith, W. L., Woolf, H. M., Revercomb, H. E., 1991. *Linear simultaneous solution for temperature and absorbing constituents profiles from radiance spectra*. Appl. Opt., 30, 1117–1123
- [50] Smorenburg, C., Visser, H., van Eijk-Olij, C., Deutz, A., de Vries, J., Lundell, J., Saari, H., 1999. *OMI-EOS: New generation Ozone Monitoring Instrument On-board the NASA Chem Satellite*. 50th IAF, Amsterdam, the Netherlands, 4–8 Oct. 1999.
- [51] Strabala, K. I., Gumley, L. E., Rink, T., Huang, H.-L., Dengel, R., 2003. *MODIS/AIRS instrument direct broadcast products and applications*. AMS 12th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography, p. 13.
- [52] Susskind, J., Rosenfield, J., Reuter, D., Chahine M. T., 1984. *Remote sensing of weather and climate parameters from HIRS2/ MSU on TIROS-N*. J. Geophys. Res., 89, pp. 4677–4697.
- [53] Thèpaut, J. N., 2004. *Satellite data assimilation in Numerical Weather Prediction: an overview*
- [54] Whyte, K., Atkinson, N., Brunel, P., Labrot, T., Lavanant, L., 2005. *AAPP Documentation Scientific Description*, <http://www.metoffice.gov.uk/research/interproj/nwpsaf/aapp/index.html>
- [55] Wylie, D. P., Menzel, W. P., Woolf, H. M., Strabala, K., 1994. *Four Years of Global Cirrus Cloud Statistics Using HIRS*. Journal of Climate, 1994, Vol. 7, No. 12, (December), pp. 1972–1986.
- [56] Wylie, D. P., Menzel, W. P., 1999. *Eight Years of High Cloud Statistics Using HIRS*. Journal of Climate, 1999, Vol. 12, No. 1, pp. 170–184.
- [57] Yang, S. K., Zhou, S. S., McMillin, L., Campana, K., 1996. *Characteristics of the NOAA/NESDIS Cloud Retrieval Algorithm Using HIRS-MSU Radiance Measurements*. J. Applied Meteorology, Vol. 35, No. 11, pp. 1980–1990.
- [58] Zhang, W., Menzel, W. P., Li, J., 1999. *Boundary layer and total water vapor retrieval from AMSU: Simulation study and data analysis*. Tech. Proc. 10th Int. TOVS Study Conf., Boulder, CO, WMO and Cosponsors, pp. 574–585.