

A geodéziai, geodinamikai és atmoszférai kutatások a műholdas helymeghatározásban

MTA doktori értekezés

Rózsa Szabolcs

2021

Budapest

Köszönetnyilvánítás

Egy értekezés megszületése nem csak a szerző érdeme. Ezúton szeretném megköszönni egykori tanárainak, hogy a tudományos érdeklődést már diákként felkeltették bennem és támogatták annak kifejlődését. Hálával tartozom ezért egykori középiskolai fizikatanáromnak Horváth Ferencnek és kiváló egyetemi tanárainak, kollégáimnak, akik közül külön kiemelem PhD témavezetőmet Ádám József akadémikus urat.

Bármilyen ösztönző is a szakmai közösség, az értekezésben bemutatott eredményeket nem érhettem volna el a családom segítsége nélkül. Külön köszönöm hitvesem folyamatos támogatását és azt, hogy kitartóan elviseli egy egyetemi oktató/kutató hóbortjait. Ez nagyobb érdem, mint e doktori mű elkészítése.

Tartalomjegyzék

1	Bevezetés	1
2	A globális helymeghatározó rendszerek és szerepük a nagy pontosságú helymeghatározásban	4
2.1	A geodéziai pontosságú GNSS helymeghatározás	7
2.1.1	A relatív helymeghatározást terhelő szabályos hibák	10
2.1.2	Fázismérések lineáris kombinációi	14
3	A műholdas helymeghatározás a recens kéregmozgások meghatározásában	16
3.1	Recens kéregmozgások meghatározása a Felső Rajna-árok környezetében	17
3.2	Az EUCOR-URGENT GPS hálózat	19
3.3	GPS mérési kampányok	20
3.4	GPS/GNSS antennák fáziscentrum modellezése geodinamikai hálózatokban	21
3.4.1	Abszolút antenna fáziscentrum modellek felhasználása geodinamikai hálózatokban	27
3.4.2	Fáziscentrum modellek napjainkban	31
3.5	A Felső Rajna-árok mozgásvizsgálatának eredményei	32
3.5.1	A mozgásvizsgálat kiértékelésének módszertana	35
3.5.2	Az elmozdulásvizsgálatok eredményei	38
3.6	Süllyedésvizsgálatok Freiburg térségében.	42
3.6.1	Recens felszínmozgások meghatározási eljárás felsőrendű vonalszintezéssel	44
3.6.2	A vonalszintezések eredményeinek elemzése	47
3.6.3	Vető menti vertikális elmozdulások összegzése	55
3.7	A Felső Rajna-árok recens felszínmozgásai GNSS idősorokból	57
4	A légkör integrált vízgőztartalmának meghatározása GNSS mérésekből	69
4.1	Integrált vízgőztartalom becslése zivataros időszakban	74
4.2	A zenitirányú troposzférikus késleltetések becslése	78
4.2.1	Rádiószondás mérésekből levezetett troposzférikus késleltetések pontosságvizsgálata	78
4.2.2	Zenitirányú hidrosztatikus késleltetés modell levezetése a Közép-európai térségre	85
4.3	A ZWD/IWV skálatényező meghatározására szolgáló modellek vizsgálata	87
4.4	A rádiószondás mérésekből levezetett integrált vízgőztartalom értékek megbízhatóságának vizsgálata	89
4.5	A közel valós idejű GNSS feldolgozórendszer kifejlesztése	93
4.6	Közel valós idejű troposzférikus késleltetések meteorológiai felhasználása	96
5	A navigációs helymeghatározásban alkalmazott troposzféra modellek továbbfejlesztése	100
5.1	Troposzféramodellek fejlesztése	100
5.1.1	Az Askne-Nordius modell	101
5.1.2	Az RTCA troposzféra modell	102

5.1.3	A GPT2 modell	103
5.1.4	Lokális vak modell	103
5.1.5	A vizsgálatokhoz felhasznált meteorológiai adatok	104
5.1.6	Troposzféra modellek pontosságvizsgálatának eredményei	107
5.2	Troposzféramodellek értékelése az életbiztonságra kritikus alkalmazások szempontjából	113
5.3	Troposzféra integritásmodellek	120
5.3.1	Az RTCA troposzféra maradék hiba modell korlátai	121
5.3.2	A troposzférikus késleltetések maradék hibáját leíró modell fejlesztésének valószínűségelméleti háttere	123
5.3.3	A troposzférikus késleltetések maradékhibáira vonatkozó modell levezetésének módszertana	124
5.3.4	A levezetett maradék troposzférikus késleltetés modellek	132
5.3.5	ARTE Szezonális Sávos Modell	133
5.3.6	ARTE Konstans Sávos Modell	137
5.3.7	Az ARTE Globális Konstans Modell (GCM)	140
5.3.8	A modellek validációja IGS referencia adatok felhasználásával	141
6	Összegzés	144

Mellékletek

Irodalomjegyzék

1 Bevezetés

Az 1960-as évektől a geodéziai kutatásoknak nagy lökést adott az űrkorszak eljövetele. A műholdak pályameghatározási feladatai ráirányították a figyelmet a geodézia egyik alapvető kérdésének fontosságára, nevezetesen Földünk alakjának és nehézségi erőterének egyre pontosabb megismerésére (Warner, 2002). A fizikai geodézia tudományága a nehézségi erőter modellezésével járult hozzá az űrben keringő műholdak dinamikájának leírásához, míg a geometriai geodézia a vonatkoztatási rendszer pontosításával tette lehetővé az űreszközök helyzetének pontosabb meghatározását. Az űrtechnika azonban nem csak felhasználta a geodéziai eredményeket, hanem új geodéziai mérési technikák létrejöttét és elterjedését is lehetővé tette, elősegítve a korábban jellemzően fizikai és geometriai részekre osztott felsőgeodéziai kutatások egyesülését. Műholdak fotografikus észlelésével lehetővé vált az első valódi világhálózat létrehozása, a műholdakra végzett lézeres távmérések eredményeit nem csak az űreszközök pályáinak meghatározására, hanem a globális geopotenciálmodellek pontosítására, a geodéziai vonatkoztatási rendszer fenntartására is használjuk (Bíró és mtsai., 2013), csakúgy mint a kvazárokra végzett hosszú bázisvonalú interferometriai (VLBI), a műholdakra végzett doppleres és távméréseket (Altamimi és mtsai., 2016).

A nehézségi erőter egyre pontosabb megismerése és a globális vonatkoztatási rendszerek kialakítása lehetővé tette, hogy a műholdakat ne csak a fotografikus észlelések számára alkalmas magas jelként vagy a föld nehézségi erőterében keringő próbatestként használjuk geodéziai célokra, hanem a geodézia tudományának másik nagy feladatát, a helymeghatározást is műholdas technikákkal valósítsuk meg. Az 1970-es végétől, 80-as évek elejétől az amerikai Transit rendszerre végzett doppleres észlelések terjedtek el főként a geodéziai alaphálózatokkal kapcsolatos munkálatokban (Ádám, 1982, 1987; Ádám és Fejes, 1975). Az 1980-as évek végétől a globális műholdas helymeghatározó rendszerek – legismertebb ezek közül az amerikai GPS rendszer – elterjedésével a geodézia egy kis méretű, relatíve alacsony költségigényű helymeghatározó eszközt kapott, amely paradigmaváltást hozott a mindennapi gyakorlatban is. Míg korábban a hagyományos, maradandó jelekkel állandósított alaphálózati pontokhoz képest határoztuk meg a tereptárgyak helyzetét, ma már ezt az ismert koordinátájú műholdakhoz képest is megtehetjük, bár a geodéziai pontosság eléréséhez még mindig szükségünk van ismert koordinátájú földi pontokon végzett észlelésekre is. Maga a mérőfelszerelés működtetése sem igényel mély szakmai ismereteket és gyakorlatot, hiszen a GPS vevők automatikusan észlelik a műholdakat, rögzítik a mérési eredményeket. Így ezek az eszközök kiválóan használhatók geodéziai szenzorrendszerekben is.

A műholdas navigációs rendszerek ma már jelen vannak az életünkben. Köszönhetően annak, hogy a helymeghatározáson túl pontos időmeghatározásra is alkalmasak, nélkülük nem lenne megvalósítható a szélessávú mobil kommunikáció, az azonnali banki átutalás, a nagy gyakoriságú tőzsdei kereskedelem, vagy éppen a napjainkban egyre fontosabbá váló autonóm járművek fejlesztése. A néhány méter pontos és valós idejű navigációs szolgáltatások ma már mindenki zsebében ott lapulnak, okostelefonjaink megmutatják, hogy hol vagyunk és elnavigálnak minket a célunkhoz. A GPS rendszer ezen előnyeinek felismerése vezetett oda, hogy ma már számos ország, államszövetség tart fenn globális műholdas navigációs rendszereket (Global Navigation Satellite Systems - GNSS).

A geodéziai pontossági igények kielégítéséhez azonban professzionális vevőberendezések és a mérések szabatos feldolgozása szükségeltetik. Különösen akkor, ha a pontossági igények milliméteres vagy akár az alatti szintet érnek el. A GNSS mérések másik sajátossága, hogy a pontok helyzetét egy geometriai alapfelülethez, az ellipszoidhoz képest határozzák meg. A geodéziai és mérnöki gyakorlatban alkalmazott magasságoknak azonban szoros kapcsolatban kell állniuk Földünk nehézségi erőterével, hiszen a magasságok a pontok potenciálértékét kell kifejezzék. PhD kutatásaimban az ellipszoidi és a fizikai magasságok közötti kapcsolatot kifejező geoidmodell pontosításával foglalkoztam, hogy a műholdas helymeghatározó rendszerekkel mért magasságokat minél nagyobb pontossággal számíthassuk át a hazai geodéziai gyakorlatban használatos normálmagasságokká, ami jó közelítéssel a pontok potenciálértékével arányos mennyiség. Doktori kutatásaimat követően új területek felé fordult az érdeklődésem. A szabatosan feldolgozott GNSS mérések földtudományi alkalmazásaival kezdtem el foglalkozni. Jelen értekezésben az ezirányú kutatási eredményeimet foglalom össze.

Mielőtt a tudományos vizsgálatok és eredmények bemutatására rátérnék, értekezésemben rövid áttekintést adok a globális helymeghatározó rendszerek fejlődéséről és a geodéziai célú műholdas helymeghatározás megvalósításának matematikai háttéréről. Ezt követően az értekezést három fő részre osztottam.

Az első részben (3. fejezet) a szélsőpontosságú műholdas helymeghatározás jelenkori felszínmozgások kimutatásában betöltött szerepét és korlátait vizsgálom meg. Bár a GPS/GNSS méréseket széles körben alkalmazzák a tektonikai lemezek elmozdulásainak kimutatására, a kontinentális lemezekben belüli deformációk meghatározása továbbra is nagy kihívást jelent, hiszen a kicsiny – mindössze néhány tized mm/év nagyságrendű – elmozdulások szabatos adatfeldolgozási technikákat igényelnek. Kutatásaim fókuszában a kainozoikumban kialakult európai vetőrendszer egyik része, a Felső Rajna-árok jelenkori deformációinak meghatározása áll. E kutatásokat döntően a Karlsruhe-i Egyetem Geodéziai Intézetének tudományos munkatársaként végeztem 2001-2004 között.

A GNSS rendszerek azonban nem csak a helymeghatározáson keresztül adhatnak új ismereteket a földtudományok számára. A műhold-vevő távolságok mért értékét és a meghatározott koordinátákat számos szabályos hiba terheli. Ezek egy része mögött geofizikai jelenségek állnak (pl. ionoszféra okozta sebességmódosító hatás, troposzférikus késleltetés, a földkéreg atmoszférikus-, és hidrológiai terhelése vagy éppen az árapály okozta rugalmas alakváltozásából eredő koordináta változások, stb.). A permanens GNSS állomások elterjedése két szempontból is elősegíti a műholdas helymeghatározás adta lehetőségek kihasználását az előbb említett jelenségek tanulmányozására. Egyrészt a folyamatos méréseknek köszönhetően – a korábbi technikákhoz képest – alacsony költséggel hosszú távú mérési idősorok állnak rendelkezésünkre, másrészt az állomások koordinátái és ezek változásai is nagy pontossággal ismertek. Az adatsorok elérhetősége sajnos még sok esetben korlátozott, de pozitív példákat is láthatunk. A Nemzetközi Geodéziai Szövetség (IAG) keretében szerveződött meg a Nemzetközi GNSS Szolgálat (IGS), amely – az önkéntesen közreműködő intézményeknek köszönhetően – nyíltan hozzáférhető adatokkal és termékekkel (pályamegoldások, troposzféra becslések, stb.) segíti a GNSS mérések alkalmazásainak kutatását. Európai szinten fontos megemlíteni az Európai Vonatkoztatási Rendszer Permanens Állomásainak Hálózatát (EUREF Permanent Network – EPN), amely hasonló elveken osztja meg észleléseit a tudományos közösség számára.

A permanens állomások méréseiből új ismereteket nyerhetünk az észlelt műhold-vevő távolságokat befolyásoló geofizikai jelenségekről a helymeghatározás problémájának megfordításával. GNSS mérések alapján kimutatható az ionoszféra szabad elektrontartalmának változása, amelyből akár a tengeri szökőárak kialakulására is következtethetünk (Komjathy és mtsai., 2005; Savastano és mtsai., 2017). A beérkező jeleken tapasztalt többutas terjedés okozta interferenciák elemzésével – a GNSS reflektometria eszköztárával – meghatározható a visszaverő felület antennától mért magasságkülönbsége (Ács és Rózsa, 2020). Emellett a légköri vízgőztartalom is szoros kapcsolatban áll a műholdjeleken tapasztalt késleltetésekkel (Bevis és mtsai., 1992).

A permanens GNSS állomáshálózatok kialakulásával tehát egy olyan geodéziai szenzorrendszer jött létre, amely a geodézia mellett a földtudományok széles köre számára is értékes adatokat szolgáltathat. Ezt felismerve a Nemzetközi Geodéziai Szövetség megalakította a Globális Geodéziai Megfigyelőrendszert (GGOS - Global Geodetic Observing System). Hazai viszonylatban a Földmérési és Távérzékelési Intézet Kozmikus Geodéziai Obszervatóiuma kialakította az egész országot lefedő permanens GNSS állomáshálózatot, amelyhez a BME Általános- és Felsőgeodézia Tanszéke a BUTE nevű EPN állomás létesítésével és üzemeltetésével járult hozzá (Ádám és mtsai., 2002). Ez az infrastruktúra tette lehetővé, hogy hazai viszonylatban is elkezdődhessen a műholdas helymeghatározó rendszerek meteorológiai célú hasznosításának a kutatása. A 4. fejezetben az ehhez kapcsolódó kutatási eredményeimet mutatom be. A különféle módszertani fejlesztéseknek köszönhetően megvalósítottam egy, a Közép-európai térség éghajlati viszonyaihoz illesztett, a légköri integrált vízgőztartalom GNSS adatokból történő becslésére szolgáló eljárást (Rózsa, 2014, 2012) és a mérések feldolgozását automatikusan végző rendszert (Rózsa és mtsai., 2014). Utóbbi közel valós időben (megközelítőleg 1-1,5 óra látenciával) biztosítja a numerikus időjárás modellek futtatásához a GNSS mérésekből levezett troposzférikus késleltetéseket.

A műholdas helymeghatározást azonban nem csak a földtudományokban, hanem a repülésben, az autonóm járművek vezérléseiben is felhasználják. Ismeretes, hogy jelentősebb repülőtereken a műszeres leszállító berendezések (ILS – instrumental landing system) teszik lehetővé a biztonságok landolást akár rossz időjárási körülmények között is. Ezek a rendszerek azonban rendkívül költségesek, így kisebb repülőtereken joggal merül fel az igény a GNSS rendszerek használatára a megközelítési eljárások során. Mivel azonban ebben az esetben az életbiztonságra kritikus helymeghatározási alkalmazásról beszélünk, nem csak pontos, hanem nagyon megbízható helymeghatározási szolgáltatásokat kell biztosítsunk.

A GNSS rendszerek fejlesztésének egyik iránya az elérhető vivőfrekvenciák számának a növelése, amely lehetővé teszi az ionoszférikus hatások kiküszöbölését. Ily módon – különösen alacsony magassági szögek esetén – a troposzféra okozta késleltetés a helymeghatározás legjelentősebb hibaforrásává válik. Ezért – építve a GNSS mérések meteorológiai célú feldolgozása során szerzett tapasztalatokra – kifejlesztettem egy olyan eljárást, amivel a GNSS helymeghatározásban felhasznált troposzféra modellek pontossága és megbízhatósága is becsülhető (Rózsa, 2018). Az eljárás alapján munkatársaimmal numerikus időjárás modellek adatainak felhasználásával több, a troposzféra maradék hibáinak becslésére szolgáló modell paramétereit határoztuk meg az Európai Űrügynökség megbízására (Rózsa és mtsai., 2020). Ezen vizsgálataimat az 5. fejezetben tárgyalom, amit a tudományos eredmények összegzése követ.

2 A globális helymeghatározó rendszerek és szerepük a nagypontosságú helymeghatározásban

Az amerikai Védelmi Minisztérium már az 1940-es évek végén felismerte, hogy felsőgeodéziai kutatások szükségesek a ballisztikus rakéták irányításához, hiszen a távoli célpontok felé haladó rakéta pályáját nagyon pontosan meg kell határozni. Ez elképzelhetetlen a Föld méretének, alakjának és nehézségi erőterének ismerete és egy egységes, az egész Földet lefedő geodéziai vonatkoztatási rendszer nélkül (Warner, 2002). A ballisztikus rakéták irányítása mellett az űrkorszak beköszönte további lökést adott a felsőgeodézia fejlődésének. 1958. márciusában, kevesebb, mint fél évvel a világszerte orosz Szputnyik-1 műhold fellövését követően bocsátották fel az amerikai Explorer-1 és Vanguard-1 műholdakat (utóbbi a legidősebb, ma is keringő űreszköz). A műholdak pályameghatározásának eredményeképpen ismerték fel, hogy az akkoriban használt Hough ellipszoid $f=1/297$ értékű lapultsága helytelen, a pontosabb érték $f=1/298,3$. Ez az első műholdas felsőgeodéziai eredmény mutatott rá arra, hogy a Föld alakjának, nehézségi erőterének vizsgálatában és az egész Földet átölelő geodéziai vonatkoztatási rendszer megvalósításában hatalmas lehetőségeket rejt az űrtechnika.

Navigációs és pályameghatározási eljárások szempontjából meg kell említeni, hogy Guier és Weiffenbach (1958) Doppler méréseket végeztek a Szputnyik-1 műholdra, és méréseiket felhasználva meghatározták a műhold pályáját is. Ezzel egyidejűleg felvetették a navigációs probléma műholdakkal történő megoldásának lehetőségét is. Amennyiben ismerjük a műholdak helyzetét, akkor a Doppler mérések alapján – a pályameghatározás feladatát megfordítva – meg tudjuk határozni a földi vevőműszer helyzetét is. A Johns Hopkins Egyetem Alkalmazott Fizikai Laboratóriuma (JHU/APL) az amerikai haditengerészet finanszírozásával elindította a Transit rendszer kifejlesztését, ami a hadsereg számára egy időjárástól független, globális rádió navigációs rendszert biztosított. A helymeghatározás pontossági elvárása fél tengeri mérföld volt (926 m), ami ideális esetben akár 0,1 tengeri mérföldet (185 m) is elérhetett. A rendszer kifejlesztése során egyértelművé vált, hogy a felsőgeodéziai ismereteket jelentősen bővíteni kell annak érdekében, hogy a pályameghatározást és a Doppler-elven alapuló helymeghatározást meg lehessen valósítani. E cél elérésében a műholdas mérések is sokat segítettek a felsőgeodézia területén dolgozó kutatóknak.

Alig öt évvel az első Szputnyik-1 műhold felbocsátását követően, 1962. október 31-én állították pályára az első kifejezetten geodéziai célú műholdat az ANNA-1B-t (ANNA: **A**rmy, **N**avy, **N**ASA, **A**ir Force). A műhold alapvető célja a Föld nehézségi erőterének meghatározására irányuló geodéziai mérési technológiák fejlesztése volt. Segítségével alakították ki, illetve tökéletesítették a fotografikus észlelés (Stern és MacDonald, 1965), a műholdra végzett lézeres távmérés, a Doppler-mérések (Anderle, 1965) és a mikrohullámú rádióhullámokkal végzett távmérés (Nichols, 1974) módszertanát és műszereit.

A következő évtizedekben e technikák hozzájárultak a globális geodéziai vonatkoztatási rendszerek kialakításához és folyamatos karbantartásához, a Föld nehézségi erőterének minél jobb megismeréséhez. A globális vonatkoztatási rendszerek megteremtése alapvető fontosságú a globális navigációs rendszerek megvalósításához. Már az 1960-as években – előbb prototípusként az ANNA-1B műholdon, majd később a GEOS-1 műholdon is – elérhető SECOR (szekvenciális távolság összehasonlító rendszer)

rádió navigációs rendszer néhány tíz méteres pontosságú koordinátameghatározást tett lehetővé (Flatman, 1967). A SECOR rendszer földi állomása három konténerből álló egység volt, amelyet két darab 3 méter átmérőjű parabola antenna egészített ki. A földi egység méreteiből és az elérhető pontosságból kifolyólag elsősorban távoli, geodéziai módszerekkel nehezen vagy egyáltalán nem elérhető területek térképezésének pontosítására szolgált a rendszer, amelyet az amerikai hadsereg szárazföldi hadereje működtetett.

Az 1959-ben kezdődő fejlesztéseket követően, 1964-ben állt hadrendbe a haditengerészetnél a Transit rendszer, amelyet 1996-ig üzemeltettek (Hospodka, 2013). Eleinte ugyan a drága és nagy méretű földi vevőberendezések miatt elsősorban hajók és tengeralattjárók helymeghatározására használták, de 1967-től a rendszer polgári felhasználását is engedélyezték és az 1970-es évekre – a mikroelektronika fejlődésének köszönhetően – már számos, kis méretű és megfizethető árú vevőberendezést is kifejlesztettek. Ezzel a Doppler mérések elérhetővé váltak a geodéziai felhasználók számára is (Ádám és Fejes, 1975; Stansell, 1978). Hazánkban is bevezették a vízszintes alaphálózat geocentrikus koordináta-rendszerben történő elhelyezése (Ádám, 1982), a hálózat méretarányának meghatározása és a hálózat továbbfejlesztése céljából a Transit műholdrendszerre végzett doppleres méréseket. Összesen 3 országos kampányt hajtottak végre 1980-ban (Czobor, 1982; Mihály, 1982), 1982-ben és 1985-ben (Ádám, 1987). A kampányok fő eredménye az asztrogeodéziai hálózatunk és a geocentrikus vonatkoztatási rendszer kapcsolatára levezetett térbeli hasonlósági transzformáció paraméterei, ami egyúttal az asztrogeodéziai hálózat méretarányára vonatkozó információt is szolgáltatott.

Geodéziai szempontból a Transit rendszer volt az első olyan műholdas rádió navigációs rendszer, amellyel időjárásfüggetlenül, geodéziai pontosságú méréseket (néhány cm-es pontosság akár több 100 km-es vektorokon) végezhetünk terepi mérésekre is alkalmas, azaz viszonylag könnyen hordozható és üzemeltethető műszerekkel. Azonban a mérésekhez hosszú, több napos mérési idő társult, és mai szemmel a műszerek mérete, tömege és ára sem tette lehetővé azok elterjedését az általános geodéziai gyakorlatban.

Alig pár évvel a Transit rendszer üzembehelyezését követően, 1966-ban az amerikai légierő számára Woodford és Nakamura (1966) készített egy tanulmányt, amelyben célként fogalmazták meg egy passzív (a felhasználó-műhold irányú kommunikációt nélkülöző), globális lefedettséget biztosító, valós idejű helymeghatározást lehetővé tevő műholdrendszer kialakítását. A megvalósíthatósági tanulmány egyértelműen az egyutas, időmérésre visszavezetett távolságmeghatározást felhasználva, a térbeli ívmetszés (trilateráció) módszerén alapuló rendszer mellett tette le a voksát. A tanulmányban már javaslatot tettek arra is, hogy az egyes műholdakra cézium atomórákat helyezzenek annak érdekében, hogy a műholdak óráinak időszinkronja kellően hosszú ideig biztosítható legyen. Érdekesség, hogy a szerzők ugyan elképzelhetőnek tartották a közepes földi pályák alkalmazását (MEO), ehelyett inkább a geoszinkron pályák mellett tették le a voksukat, mivel utóbbi alkalmazásával kevesebb műholddal is be lehetett volna vezetni a helymeghatározó szolgáltatást kisebb területekre. A légierő 1966 és 1972 között a 621B program keretében folytatta a kapcsolódó kutatásokat (Parkinson és Powers, 2010a, 2010b).

Ezzel párhuzamosan a haditengerészet is aktívan foglalkozott a következő generációs navigációs rendszerek fejlesztésével a Timation műholdprogram keretében (Sturdevant, 2007). Ugyan a Timation program kevésbé volt sikeres vállalkozás, Buisson és McCaskill (1972) részletes tanulmányban mutatta be egy globális helymeghatározó rendszer optimális

konstellációját. Ők tettek először konkrét javaslatot a közepes földi pályák (MEO) alkalmazására.

1973-ban a párhuzamos fejlesztések elkerülése végett létrehozták a Globális Helymeghatározó Rendszer Összhaderőnemi Programirodáját (Joint Program Office for GPS), amely feladatául kapta a GPS rendszer kifejlesztését. Az egyik legfontosabb megoldásra váró probléma az űrbéli körülmények elviselésére képes atomi oszcillátor kifejlesztése volt. A cézium oszcillátor fejlesztése csúszást is szenvedett, így az első négy prototípus műholdat (NDS 1-4, GPS Block 1 típusú műhold) rubídium oszcillátorral helyezték üzembe, míg az NDS-5-től kezdődően már 2-2 rubídium és cézium oszcillátor teljesített szolgálatot az űreszközökön. Az első prototípus műholdakat 1978-ban bocsátották pályára, míg a rendszer a teljes kiépítését 1995. áprilisában érte el.

A GPS rendszer óriási előnye a korábbi Transit rendszerrel szemben abban rejlett, hogy valós időben, mozgó platformok vagy akár a szárazföldi alakulatok is meg tudták határozni a helyzetüket bárhol a Földön. Geodéziai szempontból is egy új korszak nyílt meg, hiszen a hordozható GPS vevőkkel néhány óra alatt cm-es vagy akár ennél is pontosabb koordinátákat tudunk meghatározni. Ez a lehetőség elsőként az alaphálózatok fejlesztése során terjedt el hazánkban is, az Országos GPS Hálózat létrehozását követően az EOVA IV. rendű pontsűrítésének befejező munkáit is GPS technikával végezték el.

Sokáig a geodéziai pontosságot csak utófeldolgozással tudtuk elérni, amikor a terepi mérésekből az irodában, célszoftverek segítségével számítottuk ki a koordinátákat. Az elmúlt évtizedek számítástechnikai fejlődése és az aktív permanens állomáshálózatok terjedése lehetővé tette, hogy manapság már a terepen, valós időben is centiméteres pontosságot érhesünk el a műholdas helymeghatározó rendszerekkel.

Mint azt már korábban említettem, a GPS rendszer a katonai és geodéziai célú helymeghatározáson túl számos területen új alkalmazási lehetőségeket hozott, hiszen nem csak helymeghatározásra, hanem a vevő órájának nagy pontosságú szinkronizálására is képes. Ezt felismerve több, a GPS-hez hasonló rendszert fejlesztettek ki, mint például a szintén globális lefedettséget biztosító orosz GLONASS, az európai Galileo, a kínai Beidou. Emellett India és Japán a GPS-szel kompatibilis regionális műholdas navigációs rendszereket helyeztek üzembe (IRNSS és QZSS). Ezeket a rendszereket együttesen GNSS (Global Navigation Satellite Systems) rendszereknek nevezzük. Az értekezésben bemutatott vizsgálataim egy része csak GPS méréseken, míg más része GNSS méréseken alapul vagy arra is érvényes megállapításokat tesz, így a továbbiakban mindkét rövidítést alkalmazom attól függően, hogy milyen méréseket használtam fel az egyes vizsgálatokban.

A nagy pontosságú műholdas helymeghatározás a geodézián kívül számos más tudományág számára szolgált értékes információkat. Értekezésemben néhány ilyen területen végzett vizsgálataim eredményeit mutatom be. Téziseimhez kapcsolódó tanulmányaim és eredményeim részletes bemutatása előtt azonban célszerűnek tartom a geodéziai pontosságú GNSS helymeghatározás elméletének – az értekezés szempontjából releváns – néhány kérdésének áttekinteni a következő fejezetben. A műholdas helymeghatározás elméletének részletes ismertetése megtalálható Ádám és mtsai.(2004) munkájában.

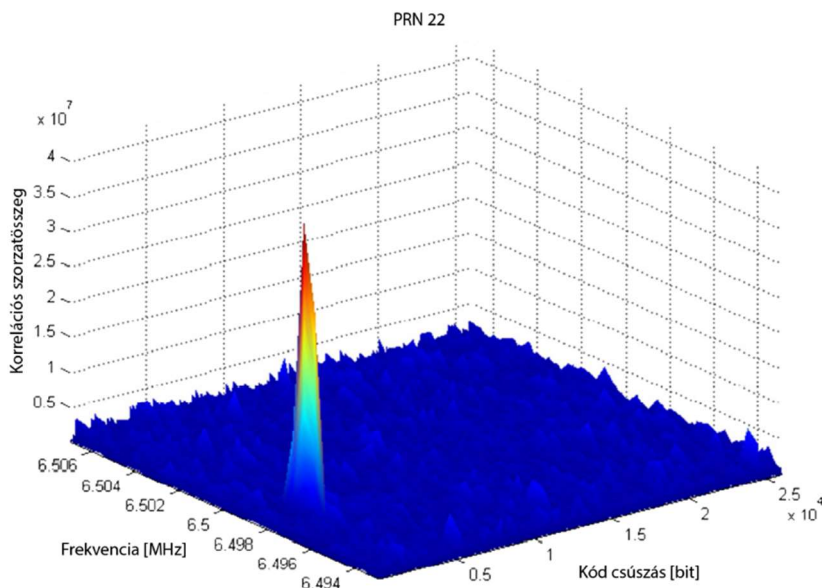
2.1 A geodéziai pontosságú GNSS helymeghatározás

A GNSS rendszerek közös ismérve, hogy a térbeli ívmetszés elvét alkalmazzák a földi pont helymeghatározásához. Egyidejűleg legalább négy, ismert koordinátájú műholdra végzett távolságmérés felhasználásával minden mérési epochában meg tudjuk határozni a vevőóra igazíthatóságát (vevőóra hibát) és a földi pont három koordinátáját a geocentrikus elhelyezésű, a Földdel együtt forgó térbeli derékszögű koordinátarendszerben (ECEF). A távolságmeghatározást kód- vagy fázisméréssel hajthatjuk végre. Utóbbit az teszi lehetővé, hogy a műholdak által sugárzott jelek modulálásakor a vivőfázis, a kód és a navigációs üzenetek is szinkronban vannak, hiszen a modulációhoz a fázisbillentyűzés elvét alkalmazzák.

Fázismérés esetén a vevő a saját – általában kvarc – oszcillátorának időjele alapján előállítja az egyes műholdak átvételén zaj (PRN – pseudo random noise) kódsorozatát, amit összehasonlít a beérkező jelekre ültetett kódsorozatokkal. Mivel a kódsorozatok műholdanként egyediek, így a GPS/Galileo/Beidou műholdak a kódosztásos többszörös hozzáférés elvét (CDMA – code division multiple access) alkalmazva, az egyes rendszerekre jellemző, közös frekvenciákon sugároznak. A GLONASS rendszer e tekintetben különbözik, hiszen az a frekvenciaosztásos többszörös hozzáférés (FDMA – frequency division multiple access) elvét alkalmazza.

A kódok összehasonlítása során a vevő egyidejűleg határozza meg a beérkező jel Doppler-csúszásának mértékét és a jel futási idejét is. A 2-1. ábrán egy szoftveres GNSS vevővel végzett korrelációs számítás eredményeit láthatjuk, amely a műholdjeleket 6,5 MHz frekvenciával mintavételezte. Az ábrán jól látható mind a Doppler-csúszás, mind pedig a referencijel és a műholdról érkező kódsorozat időbeli eltérésének a mértéke. A korrelációs csúcs adja meg a két vízszintes tengelyen e két mennyiség becsült értékeit.

Ezt követően a beérkező jelről a vevő leválasztja a mérőkódot, így dekódolhatóvá válnak a navigációs üzenetek, amelyekből a műholdak helyzete és a műholdóra hibák mértéke számítható. Amennyiben ily módon legalább négy műholdra meghatározzuk a futási időt, akkor a vevő koordinátája és a vevőóra hiba is egyidejűleg kiszámítható.



2-1. ábra A kódkorrelációs technika eredménye a PRN 22-es műholdra szoftveres GNSS vevővel (Sáfár, 2012)

Kódméréssel azonban jellemzően csak néhány méteres pontosságot érhetünk el, így ez még távol áll a geodézia pontossági igényeitől. Ha azonban a modulált beérkező műholdjelből eltávolítjuk mind a mérőkódot, mind pedig a navigációs üzeneteket, akkor gyakorlatilag visszaállítjuk az eredeti vivőjelet. Ily módon a vevő a saját belső oszcillátora alapján előállított vivőjel replikát össze tudja hasonlítani a műholdról érkező vivőjellel, és meg tudja határozni a két jel fáziskülönbségét:

$$\begin{aligned}\varphi_R^S(t) &= \varphi^S(t) - \varphi_R(t) = \\ &= \omega^S t - \omega^S \frac{\rho}{c} - \omega^S \delta^S - \omega_R t + \omega_R \delta_R,\end{aligned}\quad (2-1)$$

ahol φ^S a beérkező műholdjel fázisa, míg φ_R a vevő által előállított referencijel fázisa a t időpontban, ω^S, ω_R a műhold és a vevő által előállított jel körfrekvenciája, δ^S, δ_R a műholdra és a vevőóra igazítatlansága a GPS időhöz képest, míg ρ a műhold és vevő közötti távolság, c pedig a fénysebesség vákuumbeli értéke.

Sajnos azonban a teljes fáziseltérésnek a vivőjel periodicitása miatt csak a törtrészt tudjuk mérni. A teljes fáziskülönbség és ennek mérhető része közötti egész ciklusok számát nevezzük ciklustöbbletműségnek (jele: N). Abban az esetben, ha a vevő a bekapcsolása után folyamatosan követi a műholdat és szüntelenül végzi a fázismérést, akkor a ciklustöbbletműség értékét elegendő csak a műholdészlelés kezdő időpontjára meghatározni. Ezt követően a teljes fáziskülönbség értéke a ciklustöbbletműség ismeretében, a mért törtfázis és az észlelés kezdete óta beérkezett teljes ciklusok száma (n) függvényeként már számítható:

$$\varphi_R^S(t) = \Delta\varphi_R^S|_{t_0}^t + 2\pi N = 2\pi N + 2\pi n + \Delta\varphi(t), \quad (2-2)$$

ahol $\Delta\varphi(t)$ a két jel fáziskülönbségének mért értéke a t időpontban, míg n a műhold észlelésétől kezdődően beérkező egész ciklusok száma. A GNSS rendszerek jellemzően 1,2-1,5 GHz-es frekvenciájú vivőjeleket használnak, ezek hullámhossza (λ) megközelítőleg 2 dm. A fázismérés előnye, hogy a hullámhossz mintegy 100-ad részének megfelelő pontossággal meg tudjuk határozni a műhold-vevő távolságot, amennyiben az N ciklustöbbletműség értékét egész számként fel tudjuk oldani. A fázistávolságot azonban számos szabályos hiba terheli. Ilyenek a műholdpálya hibák, a műholdóra és a vevőóra igazítatlansága, a légkör sebességmódosító hatásai (ionoszféra, troposzféra), az észleléssel kapcsolatos hibák (antenna fáziscentrum külpontosság, többutas terjedés, ciklusugrások). E szabályos hibák közül néhányat megfelelő mérési eljárás alkalmazásával kiküszöbölhetünk. Ilyenek például a műholdóra és vevőóra hibája, bizonyos esetekben az ionoszféra okozta jelkésleltető hatások. Más hibákat mérési javításokkal veszünk figyelembe (pl. antenna fáziscentrum külpontossága és annak ingadozása, a troposzféra okozta sebességmódosító hatás).

A fázistávolságok közvetítő egyenlete az alábbi alakban írható fel:

$$\begin{aligned}\Phi_{A,L_1}^j - \rho_{A,0}^j - F_A^j - T_A^j + I_A^j &= \\ &= -\frac{X^j - X_{A,0}}{\rho_{A,0}^j} \delta x - \frac{Y^j - Y_{A,0}}{\rho_{A,0}^j} \delta y - \frac{Z^j - Z_{A,0}}{\rho_{A,0}^j} \delta z - \\ &\quad - c\delta t_A + c\delta t^j + \lambda_{L_1} N_{A,L_1}^j + v_{\Phi_{A,L_1}^j},\end{aligned}\quad (2-3)$$

ahol Φ_{A,L_1}^j a mért fázistávolság az A pont és j műhold között az L_1 vivőfrekvencián, $\rho_{A,0}^j$ a műhold-vevő távolság előzetes értéke, F_A^j a vevőantenna fáziscentrum külpontossága és annak ingadozása miatti javítás a j műhold irányában, T_A^j a troposzférikus késleltetés mértéke, míg I_A^j az ionoszféra hatása a j műhold irányában. A közvetítőegyenlet jobb oldalán az előzetes koordináták megváltozásai ($\delta x, \delta y, \delta z$), a vevőóra hiba (δt_A), a műholdóra hiba (δt^j), a ciklustöbbletérték értéke (N_{A,L_1}^j), mint ismeretlenek szerepelnek. A véletlen jellegű hibákat v_{Φ_{A,L_1}^j} , míg a hullámhosszat λ_{L_1} jelöli. A (2-3) egyenlet felírása során az egyszerűség kedvéért azt feltételeztem, hogy a troposzféra és az ionoszféra sebességmódosító hatását kellő pontossággal ismerjük. A gyakorlatban ez a feltételezés – különösen a hosszú, több mint 10 km-es bázisvonalak esetén – nem állja meg a helyét. Ebben az esetben az ionoszféra hatását a legalább két frekvencián végzett mérések megfelelő kombinációjával tudjuk kiküszöbölni, míg a troposzféra okozta késleltetés mértékét – egy kellően pontos a priori érték figyelembevételével – ismeretlenként kezelhetjük és a koordinátákkal együtt becsülhetjük.

A (2-3) egyenletben szereplő ismeretlenek közül a műholdóra és a vevőóra hibája időben gyorsan változó mennyiség. Ily módon gyakorlatilag minden mért fázistávolsághoz egy-egy műholdóra hiba ismeretlen is tartozik, ezért az egyenlet nem megoldható. Abban az esetben azonban, ha a műholdóra hibákat kellő pontossággal ismerjük, elegendő műhold-észlelésre felírva a (2-3) egyenletekből álló egyenletrendszer, a vevő koordinátái meghatározhatóvá válnak. Ezt az esetet nevezzük nagypontosságú abszolút helymeghatározási technikának (PPP – precise point positioning). Meg kell azonban jegyezni, hogy a műholdóra hibákat nagyon nagy pontossággal kell ismernünk, hiszen mindössze 3×10^{-11} másodperc hiba már 1 cm-es távolságmérési hibát okoz. Ez már meghaladja a geodéziai célú felhasználás elvárásait. Ilyen pontosságú és időben nagy felbontású műholdóra hiba megoldásokat ad közre a Nemzetközi Geodéziai Szövetség (IAG) Nemzetközi GNSS Szolgálata a méréseket követő 12-18 nap elteltével (Noll, 2010).

Az órahibák változékonysága miatt általában a nagypontosságú abszolút helymeghatározás helyett, a relatív helymeghatározást alkalmazzuk. Relatív helymeghatározás esetén legalább egy ismert és egy ismeretlen koordinátájú ponton helyezünk el egy-egy GNSS vevőt. Az (2-3) egyenletet felírva mind az A és a B vevőre, majd ezeket kivonva egymásból az egyszeres különbségekhez jutunk:

$$b_{AB,L_1}^j = -\frac{x^j - x_A}{\rho_A^j} \delta x - \frac{y^j - y_A}{\rho_A^j} \delta y - \frac{z^j - z_A}{\rho_A^j} \delta z - \\ -c\delta t_A + c\delta t_B + \lambda_{L_1} N_{A,L_1}^j - \lambda_{L_1} N_{B,L_1}^j + v_{\Phi_{AB,L_1}^j}, \quad (2-4)$$

ahol b_{AB,L_1}^j az A és B vevőkre felírt (2-3) egyenletek bal oldalának különbségei (a javított fázismérések egyszeres különbségei). A (2-4) egyenletből látható, hogy az egyszeres különbségek képzésével az időben gyorsan változó műholdóra hibát kiejtettük. A két vevő relatív órahibája azonban még mindig terheli a mérési eredményeket.

Mindkét ponton egyidejűleg több műholdat is észlelünk. Ezek közül kiválasztva egy olyan referencia műholdat (I), amelyet mindkét vevő észlel és emellett a lehető legközelebb van a zenithez, ezáltal légköri hatásokkal és az észleléssel kapcsolatos szabályos hibák a rá

végzett méréseket a legkevésbé terhelik, felírhatjuk a j és l műholdra egyazon időpontban az egyszeres különbségek eltérését:

$$b_{AB}^{j,l} = a_1 \delta x_A + a_2 \delta y_A + a_3 \delta z_A + \quad (2-5)$$

$$+ \lambda_{L_1} N_{A,L_1}^j - \lambda_{L_1} N_{B,L_1}^j - \lambda_{L_1} N_{A,L_1}^l + \lambda_{L_1} N_{B,L_1}^l + v_{\Phi_{AB,L_1}^{j,l}},$$

ahol az egyes a_i együtthatók a (2-4) egyenletben szereplő, δx , δy , δz tagok együtthatóinak a különbsége a j és l műholdakra. A kettős különbségek feldolgozásának előnye, hogy statikus mérések esetén a jobb oldalon szereplő ismeretlenek időben nem változó mennyiségek. Ily módon több epochában végzett észlelés esetén kellően sok fölös méréssel rendelkezünk ahhoz, hogy mind a koordinátákat, mind pedig az ismeretlen ciklustöbbletértelműségeket meg tudjuk határozni. Abban az esetben, ha a ciklustöbbletértelműségek értékét egész számként fel tudjuk oldani a számítások során, a műholdas helymeghatározás relatív mérési eljárásával elérhető a geodéziai pontosság. Eckl és mtsai. (2001) megállapították, hogy az IGS végső pályamegoldásait felhasználva a relatív helymeghatározás pontossága döntően a mérési idő függvénye, csupán elhanyagolható mértékben függ a meghatározandó bázisvonal hosszától megfelelő feldolgozási technika alkalmazása mellett. Észak-amerikai permanens GPS állomások méréseinek feldolgozásait elemezve megállapították, hogy az egyes koordináta komponensek relatív helymeghatározással történő megoldásának középhibái a következő összefüggésekkel becsülhetők meg:

$$m_E = \frac{9.5 \pm 2.1 m}{\sqrt{T}}, \quad (2-6)$$

$$m_K = \frac{9.9 \pm 3.1 m}{\sqrt{T}}, \quad (2-7)$$

$$m_M = \frac{36.5 \pm 9.1 m}{\sqrt{T}}. \quad (2-8)$$

ahol T az észlelési időtartam órában kifejezve. A fenti összefüggések 4 óránál hosszabb statikus relatív helymeghatározásra vonatkoznak, és azt mutatják, hogy egy 24 órás észlelésből az egyes koordináta komponensek várható középhibái rendre ± 1.9 , ± 2.0 és $\pm 7,4$ mm-es értékkel becsülhetők.

Nem szabad azonban elfelejtenünk azt a tényt, hogy a (2-5) egyenlet bal oldalán nem csak a mérési eredményeink különbségei, hanem több, a méréseinket terhelő szabályos hiba, illetve ezek különbsége is szerepel. Ez a helymeghatározás szempontjából az elérhető pontosságot korlátozó tényező. Amennyiben a GNSS vevőt olyan pontokon állítjuk fel, amelyek koordinátáit ismerjük, akkor a (2-5) egyenlet az egyes szabályos hibák meghatározására is szolgálhat. A következőkben a méréseket terhelő szabályos hibákat fogom bemutatni.

2.1.1 A relatív helymeghatározást terhelő szabályos hibák

A szakirodalom részletesen ismerteti ezeket a szabályos hibákat, hatásukat és a kezelésük módjait is (Ádám és mtsai., 2004). Úgy vélem azonban, hogy mindenképpen hasznos röviden összefoglalnom e hibákat és a kiküszöbölésüknek az értekezésben alkalmazott módjait, hogy a vizsgálatok és eredményeik bemutatása során erre visszautalhassak.

A fázistávolságokat az alábbi szabályos hibák terhelik:

- Műholdakkal kapcsolatos hibák:
 - pályahibák
 - műholdóra hibák
 - hardverkésések
- Jelterjedéssel kapcsolatos hibák:
 - ionoszféra sebességmódosító hatása
 - troposzféra okozta jelkésleltetés
- Észleléssel kapcsolatos hibák
 - ciklusugrások
 - többutas terjedés
 - antenna fáziscentrumának külpontossága és ingadozása

A következőben röviden tekintsük át az egyes hibák jellemzőit és azok értekezésben alkalmazott kezelésének módját!

2.1.1.1 Műholdakkal kapcsolatos hibák

A pályahibák mértéke fedélzeti pályaelemek esetén méteres nagyságrendű, de az IGS végső pályamegoldásai 1-2 cm-es pontossággal jellemezhetők. Relatív helymeghatározás esetén a pályahibák jelentős része kiesik a kettős különbségek képzése során, de a pályamegoldás pontosságától függően méretarányhibát okozhat a levezetett hálózatban. Zielinski (1989) szerint e méretarányhibát az alábbi összefüggéssel határozhatjuk meg:

$$\frac{l}{10d} \Delta X < \Delta x < \frac{l}{4d} \Delta X \quad (2-9)$$

ahol ΔX a pályahiba, d a pályamagasság, l a bázisvonal hossza, míg Δx a bázisvonal pályahibából eredő hibája. A fentiek alapján egy 100 km-es bázisvonal pályahibából eredő hibája a megközelítőleg 1 m-es hibával jellemezhető fedélzeti pályaelemek felhasználása esetén $d=25.000$ km-es pályamagasságot feltételezve 0,4 és 1,0 mm közé tehető, ami 4-10 ppm-nek felel meg. Könnyen belátható, hogy ez az érték kontinentális vagy világhálózatok esetén már több cm vagy dm nagyságrendű is lehet, ezért a Nemzetközi GNSS Szolgálat utófeldolgozással a fedélzeti pályaelemeknél pontosabb pályamegoldásokat is közread. Ezek a végső (vagy precíz) pályamegoldások 1-2 cm-es pontossággal írják le a műholdak pályáit. Így a méretarányhiba 0,1 ppm alá csökkenthető- és a hiba hatása akár 10.000 km-es vektorok esetén sem haladja meg az 1 millimétert.

A műholdóra hiba és a hardverkésések a relatív helymeghatározás esetén a kettős különbségekből kiesnek, így azokkal relatív helymeghatározás esetén nem kell foglalkoznunk.

2.1.1.2 A jelterjedéssel kapcsolatos hibák

A GNSS jelek a műholdtól távolodva bejutnak a Föld légkörébe, ahol az ionoszféra (a légkör 100-1000 km magassági tartományok közötti, szabad elektronokat tartalmazó rétege) jelentős sebességmódosító hatást fejt ki. Az ionoszféra diszperzív közeg, ily módon a kód és fázismérésekre ellentétes előjelű sebességmódosító hatást fejt ki. A hatás emellett a jel frekvenciájától is függ.

Geodéziai célú relatív helymeghatározás esetén az ionoszférikus hatást kiejtjük a helymeghatározási egyenletekből. Mivel a hatás frekvenciafüggő, ezért a legalább két eltérő frekvencián mért fázistávolságok megfelelő kombinációjával kialakítható egy ionoszféramentes lineáris kombináció, amit L_3 -al jelölünk. Az L_3 lineáris kombináció ugyan némileg zajosabb, mint az eredeti L_1 vagy L_2 fázistávolság, de alkalmazásával a több méteres nagyságrendű ionoszférikus késleltetés kiejthető a relatív helymeghatározás közvetítőegyenleteiből. A fázistávolságok lineáris kombinációit részletesebben a 2.1.2. pontban mutatom be.

A légkör alsó 40 km-es sávjában található a légkör tömegének túlnyomó része. E réteg szintén jelentős sebességmódosító hatást fejt ki a műholdjelekre, amit a hazai irodalomban troposzférikus késleltetésnek nevezünk. Az elnevezés némileg félrevezető, hiszen a légkörfizikában troposzféraként a légkör alsó, 10-12 km-es vastagságú részére hivatkozunk, aminek a felső határa a tropopauza. Azonban a tropopauza feletti légrétegek is jelentős sebességmódosító hatást fejtenek ki a GNSS jelekre, ami az 50 cm-t is eléri zenit irányban (2-2. ábra). Az angol nyelvű szakirodalomban emiatt fokozatosan meghonosodott a troposzférikus késleltetés mellett a „semleges légkör késleltető hatása” elnevezés is. Semleges alatt esetünkben az elektromosan semleges légkört kell értenünk. Az értekezésben a két elnevezést szinonimaként fogom használni a továbbiakban.

A semleges légkör késleltető hatását két fő részre oszthatjuk. A hidrosztatikus és a légköri vízpára okozta, úgynevezett nedves összetevőre. Zenitirányban a teljes késleltetés mértéke átlagosan mintegy 2,5 méterre tehető. Ennek mintegy 90%-a a hidrosztatikus egyensúlyban lévő légköri gázok hatása, míg 10%-ra tehető a vízpára hatása. Előbbi a légnyomás függvényében néhány milliméter pontossággal modellezhető, utóbbi azonban a légköri vízpára eloszlásának változékonysága miatt nehezen becsülhető empirikus modellekkel. Éppen ezért a nagy pontosságú geodéziai, geodinamikai célú műholdas helymeghatározás során általában azt a gyakorlatot követjük, hogy a semleges légkör hatásának hidrosztatikus részét egy megfelelő a priori modellel becsüljük, majd ezzel megjavítjuk a mért fázistávolságokat. A nedves összetevőt pedig a koordináták meghatározásával egyidejűleg ismeretlen paraméterként becsüljük a legkisebb négyzetek módszere szerinti kiegyenlítésben.

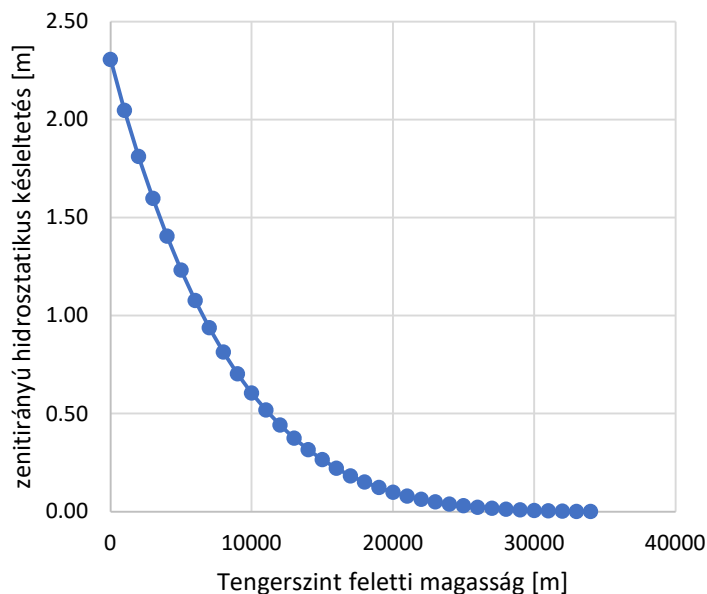
A fázistávolságok javításaihoz természetesen a semleges légkör késleltető hatását a műhold irányában kell meghatározni. Az ismeretlenek számának csökkentése érdekében azonban a műholdirányú késleltetések mértékét a zenitirányú késleltetésből számítjuk át a műhold irányára egy alkalmasan megválasztott leképezési függvény felhasználásával:

$$SHD = ZHD \cdot m_h(\alpha, \varphi_p), \quad (2-10)$$

$$SWD = ZWD \cdot m_w(\alpha, \varphi_p), \quad (2-11)$$

ahol ZHD és ZWD a semleges légkör zenitirányú hidrosztatikus és nedves késleltető hatása, m_h , m_w a hidrosztatikus és nedves leképezési függvények, α a műhold magassági szöge, míg φ_p a vevő földrajzi szélessége. Egy, a gyakorlatban széles körben alkalmazott leképezési függvényt és annak paramétereit megtalálhatjuk Niell (1996) tanulmányában.

A semleges légkör késleltető hatásával részletesebben a 4. és 5. fejezetekben foglalkozom részletesen, itt mutatom be a kapcsolódó kutatásaimat és eredményeimet.



2-2. ábra A semleges légkör zenitirányú hidrosztatikus késleltetése különböző magasságokban Saastamoinen modellje alapján (Saastamoinen, 1972)

2.1.1.3 Az észleléssel kapcsolatos hibák

A (2-2) egyenletben bemutattam, hogy a különböző epochákban meghatározott fázistávolságokat ugyanaz a kezdeti ciklustöbbségtelműség ismeretlen terheli, ha a vevő a műholdat folyamatosan tudja követni és a beérkező ciklusokat folyamatosan számlálja. Amennyiben a vételben szakadás következik be, a ciklustöbbségtelműség értéke megváltozik. Ezt a jelenséget ciklusugrásnak nevezzük. A ciklusugrás jelentős hibaforrás, hiszen a kimaradó ciklusok mértékével megváltoztatja a mért fázistávolságokat. Geodéziai célú helymeghatározás esetén ezért kulcsfontosságú, hogy az egymást követő epochában mért fázistávolságok között ne legyen ciklusugrás, vagy ha van, akkor azt észleljük a mérések feldolgozása során. Ezt követően vagy megjavítjuk a fázistávolságokat a ciklusugrás mértékével vagy pedig egy új ciklustöbbségtelműség ismeretlen bevezetésével kezeljük a ciklusugrás hatását.

A ciklusugrások okozta hibákat az értekezésben bemutatott vizsgálatok során kétféle módon kezeltem. Egyrészt a GNSS helymeghatározás során permanens állomásokat, illetőleg mozgásvizsgálatra alkalmas alappontokat használtam, ahol az antenna környezetében annak horizontja felett kitakaró objektumoktól mentes a környezet. Emellett a Bernese GNSS feldolgozó szoftver a fázistávolságok hármass különbségeit felhasználva képes az adatokban rejlő ciklusugrások detektálására és bizonyos esetekben a hibák javítására is. Amennyiben a hiba javítása nem sikerül, akkor a ciklusugrást követően egy új ciklustöbbségtelműség paramétert vezet be a szoftver, amit a kiegyenlítés során a többi paraméterrel együtt meghatároz. Ily módon a ciklusugrások nem befolyásolják az értekezésben bemutatott eredményeket.

Az antenna környezetében található tereptárgyak miatt többutas terjedés is kialakulhat. Ebben az esetben a vevő a környező tereptárgyakról visszavert jelek és a műholdról érkező jel szuperpozíciójával előállt eredő jelet észleli. Kimutatható, hogy fázismérés esetén a többutas terjedés periodikus hibát okoz a fázistávolságokban, ami statikus mérések hosszú

mérési periódusai esetén kiegyenlítődik. A többutas terjedés hatását szintén csökkenthetjük az álláspont körültekintő megválasztásával és a geodéziai antennákon található árnyékolólemezek vagy fojtógyűrű segítségével.

Az észlelésekkel kapcsolatos harmadik fontos hibaforrás az antennák fáziscentrumának külpontossága és ennek ingadozása. Mivel a fázistávolság meghatározások az antenna elektronikai középpontjára vonatkoznak, nem pedig ennek geometriai középpontjára, így a GNSS mérésekből meghatározott koordináták és a geometriai értelemben központosan a mérendő pont felett elhelyezett antennatest középpontja között koordinátaeltérést tapasztalhatunk. Ezt nevezzük a fáziscentrum külpontosságának. Az antenna fáziscentruma azonban nem jellemezhető egyetlen ponttal. A műhold-vevő távolság mérésének végpontja függ a jel frekvenciájától és a műhold irányától (azimut, magassági szög) is, amit fáziscentrum ingadozásnak nevezünk. A fáziscentrum ingadozás hatását jellemzően a mért fázistávolság megjavításával küszöböljük ki, míg a fáziscentrum külpontosság hatását a meghatározott koordináták javításával vesszük figyelembe. Ezzel a hibahatással részletesen foglalkozom a 3.4. alfejezetben.

2.1.2 Fázismérések lineáris kombinációi

Korábban már utaltam arra, hogy a műholdas helymeghatározás megvalósítása során sok esetben a két vagy többfrekvenciás mérések lineáris kombinációját használjuk fel a relatív helymeghatározás elvégzésekor. A következőkben röviden áttekintjük az értekezésben alkalmazott lineáris kombinációkat.

2.1.2.1 Az ionoszféramentes lineáris kombináció (L_3)

Hosszú bázisvonalak esetén a kettős különbségeket jelentősen terheli az ionoszféra sebességmódosító hatása, hiszen a bázisvonal két végpontján a műholdra mutató vektorok máshol metszik az ionoszférát. Mivel azonban tudjuk, hogy ez a hatás frekvenciafüggő, ezért a két vivőjelen mért fázistávolságokat a frekvenciák négyzetével arányosan súlyozva és az így kapott távolságokat kivonva egymásból egy olyan fiktív mérési eredményhez jutunk, amelyre nem hat az ionoszféra. Ezt nevezzük ionoszféramentes lineáris kombinációnak. Könnyen belátható, hogy végtelen sok ilyen lineáris kombináció előállítható, ezek közül az L_3 lineáris kombináció a következő összefüggéssel számítható:

$$\Phi_{L3} = \frac{f_1^2}{f_1^2 - f_2^2} \Phi_{L1} - \frac{f_2^2}{f_1^2 - f_2^2} \Phi_{L2}. \quad (2-12)$$

2.1.2.2 A geometriamentes lineáris kombináció (L_4)

Az ionoszférikus késleltetés meghatározásához a geometriamentes lineáris kombinációt használhatjuk. Ebben az esetben az L_1 és L_2 fázistávolságokat oly módon kombináljuk egymással, hogy abból a műhold-, és vevő-koordináták valamint az órahibák kiessenek. Ehhez nem kell mást tennünk, mint egyszerűen kivonnunk az L_1 és L_2 fázistávolságokat egymásból:

$$\Phi_{L3} = \Phi_{L1} - \Phi_{L2}. \quad (2-13)$$

A (2-3) egyenletből következik, hogy a geometriamentes lineáris kombináció a fentiek mellett kiküszöböli a troposzférikus késleltetés mértékét is, így módon az L_4 lineáris

kombináció a ciklustöbbértelműségek különbségét és az ionoszférikus késleltetés mértékét tartalmazza csak ismeretlenként.

2.1.2.3 A szélessávú (*wide lane*) lineáris kombináció (L_{WL})

A szélessávú lineáris kombinációt az alábbi összefüggéssel határozhatjuk meg:

$$\Phi_{L_{WL}} = \frac{f_1}{f_1 - f_2} \Phi_{L_1} - \frac{f_2}{f_1 - f_2} \Phi_{L_2}. \quad (2-14)$$

A szélessávú lineáris kombináció legfontosabb tulajdonsága, hogy a hullámhossza 86 cm-es nagyságú. A hullámhossz miatt kiválóan alkalmazható ciklusugrások keresésére és az L_{WL} ciklustöbbértelműségek feloldására, hiszen kódmérések vagy még inkább hármas különbségek feldolgozásával kellően pontos a priori koordinátákat határozhatunk meg ahhoz, hogy a 86 cm-es hullámhosszon értelmezett ciklustöbbértelműségeket feloldhassuk. Ez azért is különösen előnyös, mert levezethető, hogy az L_{WL} lineáris kombináció ciklustöbbértelműségére igaz az alábbi összefüggés:

$$N_{L_{WL}} = N_{L_1} - N_{L_2}, \quad (2-15)$$

azaz a szélessávú lineáris kombináción történő ciklustöbbértelműség feloldásával az L_1 és L_2 ciklustöbbértelműségek különbségét is meghatározhatjuk, amit akár az L_1 és L_2 , akár a L_3 lineáris kombináción történő ciklustöbbértelműség feloldás során felhasználhatunk. Megjegyezzük, hogy az L_{WL} lineáris kombináció nem ionoszféramentes lineáris kombináció.

Bár további lineáris kombinációkat is kialakíthatunk a két frekvencián észlelt fázis-, illetve kód mérés eredményeiből (pl. keskenysávú – narrow lane lineáris kombináció, Melbourne-Wübbena lineáris kombináció), ezeket a bemutatott vizsgálataimban nem használtam, így terjedelmi korlátok miatt nem közlöm a kapcsolódó összefüggéseket sem. Ezek megtalálhatóak Ádám és mtsai. (2004) valamint Dach és mtsai. (2015) munkáiban.

A műholdas helymeghatározó rendszerek e rövid áttekintését követően rátérek tudományos téziseim bemutatására.

3 A műholdas helymeghatározás a recens kéregmozgások meghatározásában

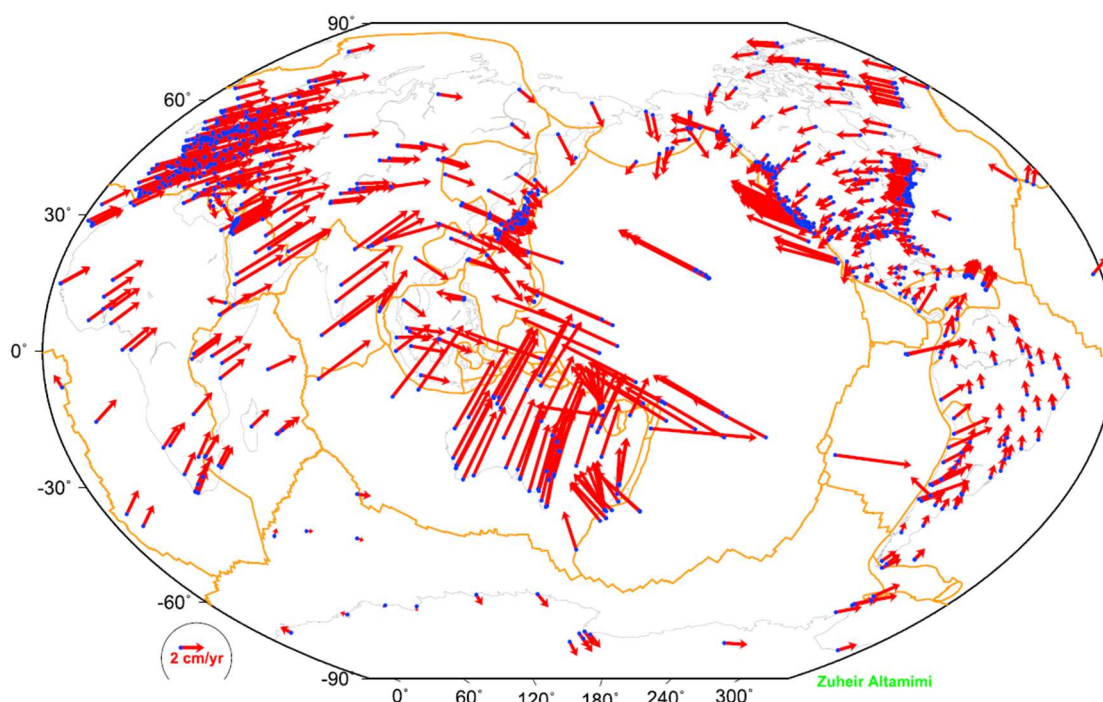
Alfred Wegener 1912-ben adta közre először a lemeztektonikát megalapozó kontinensvándorlással kapcsolatos elméletét (Wegener, 1912). Annak ellenére, hogy elméletét számos geológiai, geofizikai, paleontológiai ismeretre alapozta, maga Wegener is úgy vélte, hogy elmélete egy munkahipotézis, azt pontos csillagászati mérésekkel kell a későbbiekben igazolni.

A lemeztektonika megszületését Hess (1962), az óceáni aljzat szétterülésével kapcsolatos elméletének publikálásához kötik (Horváth, 2012). Az 1970-es években számos geológiai (pl. földrengések okozta elmozdulás-vektorok) és geofizikai adaton (pl. mágneses anomáliák elemzésén) alapuló tektonikai modellt mutattak be (Chase, 1978; Minster és Jordan, 1978).

A kontinentális lemezek mozgását az 1970-es évek elejétől vizsgálják kozmikus geodéziai módszerekkel. 1972-ben VLBI technikával vált elsőként lehetővé az Egyesült Államokat átszelő közel 4000 km-es bázisvonalak néhány centiméter pontosságú ismételt meghatározása, de csak a 70-es évek végére érték el a tektonikai lemezek mozgásának meghatározásához elegendő cm alatti pontosságot (Ryan és Ma, 1998). Az 1980-as évek első felében már a műholdakra végzett lézeres távolságmeghatározást (SLR) és a Transit rendszerrel végzett doppleres méréseket is alkalmazták a tektonikai lemezek elmozdulásainak meghatározására (Anderle és Malyevac, 1983; Christodoulidis és mtsai., 1985). Bár a mobil SLR eszközök és a doppleres vevők is lehetővé tették azt, hogy a méréseket ne csak előre telepített obszervatóriumokban lehessen elvégezni, a tektonikai lemezek elmozdulásainak geodéziai úton végzett meghatározása a GPS/GNSS rendszerek elterjedésével vett nagy lendületet az 1990-es évektől.

Meg kell azonban említeni, hogy a lemeztektonika és a geodézia kölcsönösen támaszkodik egymás eredményeire. A kozmikus geodéziai módszerekkel létesített Nemzetközi Földi Vonatkoztatási Rendszer (ITRS) és annak megvalósulásainak definiálása során alapfeltétel, hogy a vonatkoztatási rendszer a litoszféralemezekhez képest az idő előrehaladtával ne forduljon el, amit a litoszféralemezek impulzusnyomatékának kiegyenlítésével érnek el. Az impulzusnyomatékok meghatározásához tektonikai modelleket használunk. A GPS által használt WGS-84 vonatkoztatási rendszer kialakításakor a Minster és Jordan (1978) által levezetett AM0-2 elfordulásmentes tektonikai modellt alkalmazták, míg a Nemzetközi Földi Vonatkoztatási Rendszerben és különböző megvalósulásaiban az NNR-NUVEL-1 (Argus és Gordon, 1991), jelenleg pedig a Nemzetközi Földforgás és Vonatkoztatási Rendszer Szolgálat (IERS) érvényben lévő konvenciói alapján az NNR-NUVEL-1A modellt alkalmazzák (DeMets és mtsai., 1994; Petit és Luzum, 2010).

Az ITRS definiálása és folyamatos pontosítása tette lehetővé, hogy a globális műholdas helymeghatározó rendszerek és egyéb kozmikus geodéziai módszerek (SLR, VLBI, DORIS, stb.) segítségével egyre jobban megismerjük a litoszféra szerkezetét (3-1. ábra). Míg a NUVEL-1A tektonikai modell 14 nagyobb tektonikai lemezt tartalmazott, részben a recens kéregmozgások geodéziai módszerekkel történő vizsgálatának hatására a PB2002 (Bird, 2003) 52, míg az elfordulásmentes NNR-MORVEL56 (Argus és mtsai., 2011) modell már 56 tektonikai lemezt tartalmaz.

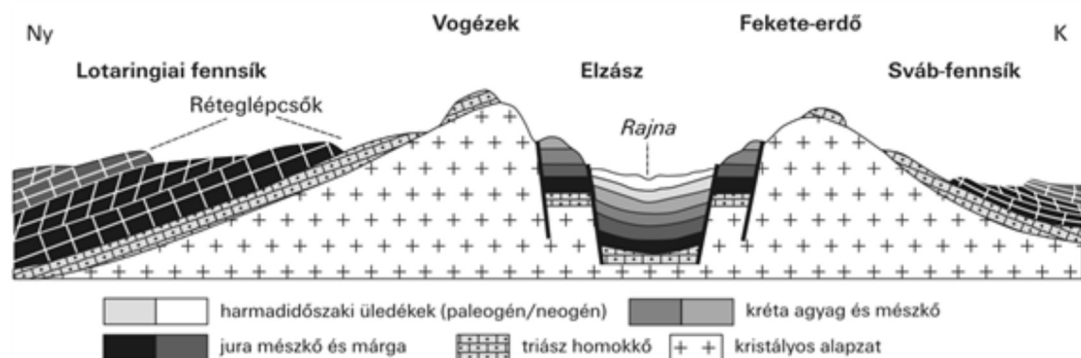


3-1. ábra Az ITRF2014 állomások sebességmezője (Altamimi és mtsai., 2016)

A műholdas navigációs rendszerekkel elérhető pontosság azonban nem csak a nagyobb tektonikai lemezek jelentős – évente több centiméteres – elmozdulásának nyomon követésére alkalmas, hanem a tektonikai lemezekben belüli kisebb szerkezeti egységek vizsgálatára is. Az ezekre jellemző jóval kisebb mértékű felszínmozgások azonban szabatos, a szabályos hibákat szigorúan kezelő adatfeldolgozási eljárásokat igényelnek. A következő alfejezetekben a Felső Rajna-árok területén végzett ezirányú kutatásaimat és azok eredményeit mutatom be.

3.1 Recens kéregmozgások meghatározása a Felső Rajna-árok környezetében

A Felső Rajna-árok (Upper Rhine Graben) az Alpoktól északnyugatra található, a kainozoikumban kialakult európai vetőrendszer része, amely a Földközi-tenger és az Északi-tenger között húzódik (Schumacher, 2002; Ziegler, 1992). Maga az árok mintegy 300 km hosszú, átlagosan 40 km széles és a Rajnai masszívum és a Júra-hegység között terül el. Két oldalról a Vogézek és a Fekete-erdő határolja (3-2. ábra). Az árok déli része jelenleg is szeizmikusan aktív terület. Behrmann és mtsai. (2003) kimutatták, hogy az 5-ös Richter magnitúdójú földrengések gyakorisága megközelítőleg 30 év. Történelmi bizonyítékok és kárbeszámolók alapján 1356. október 18-án egy pusztító erejű, a Mercalli-skálán 9-es erősséget meghaladó földrengés pattant ki Bázelen. Schumacher (2002) vizsgálatai alapján kimutatta, hogy kezdetekben elmozdulások kelet-északkelet – nyugat-délnyugat irányú szerkezetek mentén alakultak ki, majd a fő vető kialakulása során az elmozdulások az észak-északkelet – dél-délnyugat irányú vetők mentén folytatódtak. Jelenkori földrengések fészekmechanizmusai alapján Behrmann és mtsai. (2003) megállapították, hogy



3-2. ábra A Vogézek – Rajna-árok – Fekete-erdő szimmetrikus szerkezeti szelvénye (Gábris és mtsai 2014)

a rengések többsége az utóbbi, észak-északkeleti irányú, meredek balos (szinisztrális) vetőkön pattan ki az Alpok területén kialakuló konvergencia miatt jelentkező észak-nyugat – dél-kelet irányú kompresszió következtében.

A jelenkori felszínmozgások műholdas helymeghatározó rendszerekkel történő vizsgálata érdekében a Felső Rajna-árok környezetében 1999-ben német, francia és svájci összefogással a Karlsruhei Egyetem Geodéziai Intézete, Baden-Württemberg tartomány Geodéziai Szolgálat (Landesvermessung Baden-Württemberg), a Zürichi Műszaki Egyetem Felsőgeodéziai és Geodinamikai laborja (Geodesy and Geodynamics Lab, ETHZ), a svájci állami földmérés (Swiss Federal Office of Topography), a francia Földtani Szolgálat (Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) és a Nizzai Egyetem Földtani kutatóintézete (Géosciences Azur) egy statikus GPS mérésekre alkalmas mozgásvizsgálati hálózatot épített ki (EUCOR-URGENT GPS hálózat). A felszínmozgások meghatározásának célja, hogy további információkat nyerjenek az árok jelenkori tektonikai folyamatairól, peremfeltételeket biztosítsanak a szerkezeti földtani vizsgálatokhoz és a szeizmikus kockázatok becsléséhez. A tudományos érdeklődésen túl ez utóbbi nagy gazdasági és társadalmi jelentőséggel is bír, hiszen a Rajna felső szakaszán számos nukleáris és vegyipari létesítmény is üzemel, amelyek egy pusztító erejű földrengés esetén komoly károkat szenvedhetnek és ezzel veszélyeztethetik a térségben élőket.

2001-2004 között a Karlsruhei Egyetem Geodéziai Intézete tudományos munkatársaként a feladatom a Felső Rajna-árok GPS technikával történő mozgásvizsgálatának végrehajtása, az észlelések feldolgozása és az eredmények értelmezése volt.

A Felső Rajna-árok környezetében kialakuló felszínmozgások meghatározására korábban Demoulin és mtsai. (1998) végeztek vizsgálatokat a felsőrendű szintezéssel meghatározott magassági hálózatok újramérései során nyert eredmények felhasználásával. Tanulmányukban megállapítják, hogy a Felső Rajna-árok területén a vertikális irányú felszínmozgások csekély mértékűek, értékük nem haladja meg az 1mm/év értéket. 1996 és 2001 között végrehajtott permanens GPS állomásokon végzett mérésekből Nocquet és Calais (2003) publikálta az első, műholdas helymeghatározási technikán alapuló becsléseket a térség recens kéregmozgásaira vonatkozóan. Eredményeik szerint a Felső Rajna-árok területén a vízszintes értelmű felszínmozgások nem haladják meg a 0,6 mm/év értéket. Vizsgálataik teljes Nyugat-Európa felszínmozgás mezőjének a meghatározását célozták, ezért – és az akkoriban kevés rendelkezésre álló permanens állomás miatt – a Felső Rajna-árok

területén mindösszesen két állomás adatait (STJ9 – Strasbourg és KARL – Karlsruhe) tudták felhasználni. Annak érdekében, hogy a Felső Rajna-árok recens felszínmozgásairól részletesebb képet kapjunk, további vizsgálatokat kellett elvégeznünk.

3.2 Az EUCOR-URGENT GPS hálózat

A Felső Rajna-árok neotektonikai vizsgálatait a térség négy egyeteme (a Bázeli, a Freiburgi, a Strasbourgi és a Karlsruhei Egyetem) által 1989-ben létrehozott EUCOR (a Felső Rajna-menti Egyetemek Európai Konföderációja) program keretében kezdték el megvalósítani 1999-től az URGENT (Upper Rhine Graben ENvironmental Earth System Dynamics Training through Research) projekt elindításával (Behrmann és mtsai., 2005).

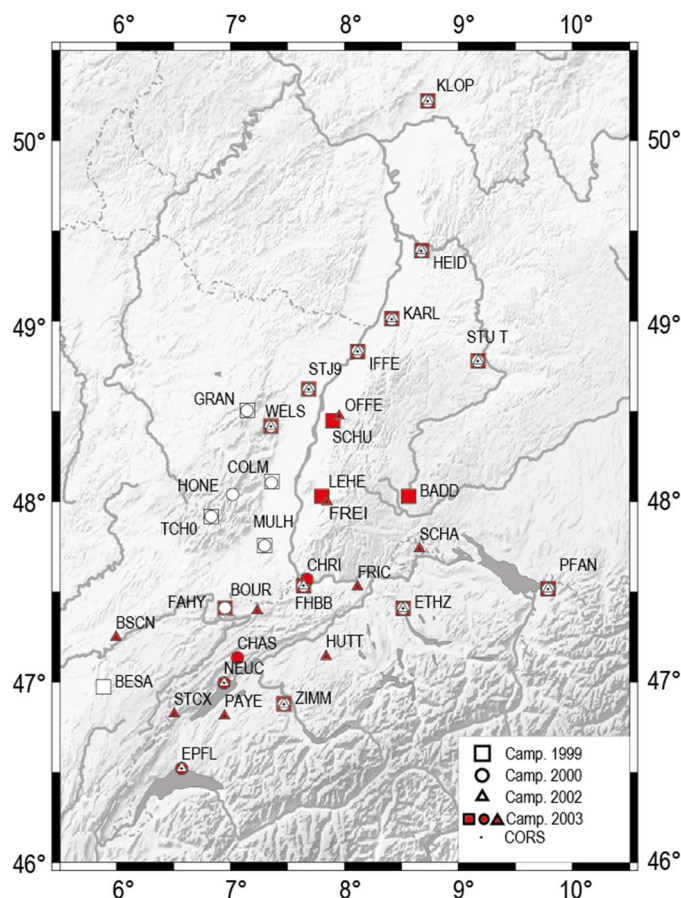
Mivel 1999-ben a térségben még nem állt rendelkezésre kellő sűrűségű permanens állomás hálózat és az adatok felhasználását az adatpolitikai korlátok is akadályozták, a Felső Rajna-árok menti permanens állomások hálózatát további 10 ponttal egészítették ki. Sajnos a rendelkezésre álló források nem minden esetben tették lehetővé kényszer-központosítóval ellátott mélyalapos mozgásvizsgálati pontok létrehozását vagy a pontok sziklakibúvásokra történő telepítését, így a pontok egy része már meglévő geodéziai alppont volt. Ily módon az EUCOR-URGENT GPS hálózat pontjait négy típusba sorolhatjuk:

- passzív alppontok,
- nemzeti permanens GPS hálózatok állomásai:
 - SAPOS - **S**atelliten**P**ositionierungsdienst, a német Tartományi Földmérési Szolgálatok műholdas navigációs szolgáltatása,
 - AGNES - a svájci Állami Földmérés által létesített **A**utomated **G**NSS **N**etwork of **S**witzerland hálózata,
 - a francia RÉGAL – **R**Éseau **G**PS permanent dans les **A**lpes occidentales hálózat (Calais és mtsai., 2000) állomásai, és
 - a francia RGP – **R**éseau **G**PS **P**ermanent hálózat állomásai
- az EUREF (Európai Vonatkoztatási Keretrendszer) Permanens Hálózat (**E**UREF **P**ermanent **N**etwork - EPN) állomásai (Ihde és mtsai., 2014),
- az IAG Nemzetközi GNSS Szolgálat hálózatába tartozó permanens állomások (Johnston és mtsai., 2017).

Az egyes ponttípusok más-más előnyökkel és hátrányokkal rendelkeznek. A permanens állomások lehetővé teszik az állomáskoordináták napi/heti szintű meghatározását, ezáltal hosszú, folyamatos koordináta-idősorokat felhasználva kismértékű felszínmozgásokat is detektálhatunk. Ugyanakkor ezek az állomások jellemzően épületek/építmények tetején kerültek elhelyezésre, ezáltal a koordinátaváltozások nem csak a tektonikai okokra visszavezethető elmozdulásokat, hanem az építmények saját mozgásait is tartalmazzák (pl. épületsüllyedés, stb.). A passzív alppontok – megfelelő alaposítás esetén – stabilabbnak tekinthetők, viszont a kampány jellegű mérések miatt a meghatározott koordinátaváltozások csak nagyobb mértékű felszínmozgások meghatározására alkalmasak.

Az EUCOR-URGENT GPS hálózatot a 3-3. ábrán mutatom be. Az ábrán jól látható, hogy a permanens állomások egy része a 2000-es évek elején a Vogézek és a Fekete-erdő kristályos alapkőzetén helyezkedett el, így ezeket stabilnak tételezhetjük fel. Természetesen azonban ez csak az egyes geológiai egységeken belül tételezhető fel. Ustaszewski és Schmid (2007) kimutatta, hogy az adriai mikrolemmez ütközése következtében a Felső Rajna-árok É-ÉK – D-DNy irányú normálvetői balos vetőként reaktiválódnak. Azaz, ha a Fekete-

erdőben található mozgásvizsgálati pontokat mozdulatlanak tekintjük, akkor ezekhez képest a Vogézekben található pontok D-DNy-i irányú elmozdulását kell megfigyelnünk.



3-3. ábra Az EUCOR-URGENT GPS hálózat

3.3 GPS mérési kampányok

Az EUCOR-URGENT hálózatban 1999, 2000, 2002 és 2003. években hajtottunk végre műholdas helymeghatározási rendszerrel mérési kampányokat a pontok koordinátáinak meghatározását célozva (3-1. táblázat). Ebben az időszakban csupán az amerikai Global Positioning System (GPS) rendszer volt elérhető, így az összes eredmény tisztán GPS méréseken alapul. Az említett négy mérési kampányból hármat (1999, 2000 és 2003) az adott év október végére, november elejére időzítettünk annak érdekében, hogy az ionoszféra okozta sebességmódosító hatások minél kevésbé terheljék a helymeghatározást. Ily módon az egyéb szezonális hatások (pl. hidrológiai okokra visszavezethető felszínmozgások) is csökkenthetővé váltak.

Az egyes években a különféle mérési pontok számát a 3.1. táblázat tartalmazza. Mindegyik mérési kampányban az egyes pontokon legalább 2×24 órás statikus GPS méréseket hajtottunk végre 30 másodperces decimálási idő mellett. A permanens állomások esetén legalább 14 napnyi mérést dolgoztam fel a Bernese szabatos feldolgozószoftver 4.2-es verziójával (Hugentobler és mtsai., 2001). A feldolgozási stratégiát részletesen a 3.5 alfejezetben mutatom be.

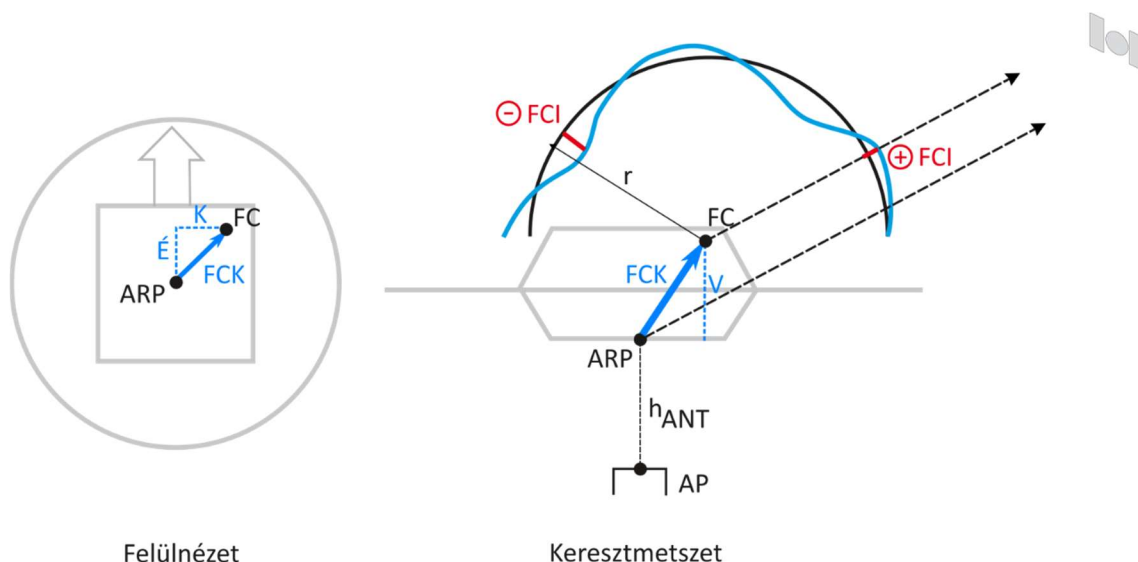
Év	Időszak [DOY]	Passzív alappont	Permanens állomás (EUREF + nemzeti)	IGS állomás
1999	315-333	10	12	8
2000	292-301	7	13	7
2002	119-131	0	23	8
2003	306-319	6	34	8

3-1. táblázat Az EUCOR-URGENT hálózatban mért pontok típusai 1999-2003 között (DOY – az éven belüli nap sorszáma)

A következő fejezetben a GNSS mérések egyik szabályos hibájának, a GNSS antennák fáziscentrumai külpontosságának és ingadozásának hatását vizsgálom meg részletesen. Ennek az az oka, hogy nagy kiterjedésű, nemzetközi GNSS hálózatokban ez a hiba nem, vagy csak részben küszöbölhető ki. A hiba közvetlenül terheli a meghatározott koordinátákat, így módon mozgásvizsgálati mérések esetén különösen fontos e szabályos hiba megfelelő kezelése. Ellenkező esetben nem megállapítható, hogy az egyes mérési kampányok között kimutatott koordinátaváltozások valóban tektonikai folyamatok következményei és nem az eltérő antennák használatából erednek-e?

3.4 GPS/GNSS antennák fáziscentrum modellezése geodinamikai hálózatokban

A műholdas helymeghatározó rendszerekkel végzett mozgásvizsgálati mérések jelentős szabályos hibája az antennák fáziscentrumainak külpontossága és ennek ingadozása. Mint ismeretes, a GPS/GNSS antennák elektronikai középpontja – a fáziscentrum – nem esik egybe az antennák geometriai középpontjával. Ennek hatására a GNSS mérésekből meghatározott koordináta valójában nem az antenna geometriai középpontjának, hanem a fáziscentrumnak a helyzetét adja meg. Az eltérés vízszintes értelemben jellemzően nem haladja meg az 1 mm-es nagyságrendet, magassági értelemben azonban az antenna vonatkoztatási pontjához (általában az antenna alsó síkja) képest akár a deciméteres mértéket is átlépheti. A műhold és a vevő között a fázismérés elve alapján meghatározott ún. fázistávolságok szabatos feldolgozásához és a koordináták számításához azonban azt a jelenséget sem szabad elhanyagolnunk, hogy a fáziscentrum helyzete sem állandó. A különböző frekvenciájú, eltérő azimut vagy éppen magassági szög alatt észlelt műholdjelek a vevőantenna karakterisztikájától függően más-más „fáziscentrumba” érkeznek. Vagyis a jel frekvenciájától, azimutjától és magassági szögétől függően a mért fázistávolságokat a fáziscentrum-ingadozás mértékével meg kell javítanunk (3-4. ábra). E hatás akár több milliméterrel is módosíthatja a mért műhold-vevő távolságokat, így módon mozgásvizsgálati mérések esetén jelentősen befolyásolhatja az eredményeket.



3-4. ábra A fáziscentrum-külpontosság (FCK) és a fáziscentrum ingadozás (FCI) definíciója

A fáziscentrum-külpontosság és ingadozás hatását megfelelő mérés technikával vagy empirikus modellekkel vehetjük figyelembe. Mozgásvizsgálati hálózatokban Langley (1998) azt ajánlja, hogy az összes ponton azonos típusú antennával hajtsuk végre a mérést, így módon a fáziscentrum külpontossága kiesik a relatív helymeghatározás eredményéből. Nagy kiterjedésű, nemzetközi hálózatoknál ez az eljárás nehezen megvalósítható, mivel a résztvevő intézetek heterogén műszerparkkal rendelkeznek. Ezt felismerve az IAG Nemzetközi GNSS Szolgálata empirikus fáziscentrum-külpontosság (FCK, angolul PCO – **P**hase **C**enter **O**ffset) és ingadozás (FCI, angolul PCV – **P**hase **C**enter **V**ariation) modelleket vezetett be az IGS hálózat észleléseinek szabatos feldolgozásához. A fáziscentrum-külpontosságot és ingadozást is leíró modellekre a későbbiekben egyszerűen fáziscentrum modellként fogok hivatkozni.

A Felső Rajna-árok mozgásvizsgálatának végrehajtása során kétféle forrásból szerezhettünk be fáziscentrum modelleket. Egyrészt az IGS állomásokra a Nemzetközi GNSS szolgálat publikálta a saját modelljét, másrészt az amerikai Nemzeti Geodéziai Felmérés (NGS – National Geodetic Survey) hozott létre egy az IGS-énél több antennát tartalmazó adatbázist. Az empirikus fáziscentrum modelleket a 2000-es évekig döntően relatív antennakalibrációval határozták meg egy előre kiválasztott referencia antennához viszonyítva. Referenciaantennaként az Allan Osborne Associates Dorne-Margolin TurboRogue (AOA D/M_T) kereszt dipol antenna elemmel és fojtógyűrűvel (choke-ring) ellátott antenna használata terjedt el, mivel ez az antenna kevésbé érzékeny a többutas terjedés hatására és a fáziscentrumát is stabilnak tételezték fel. A relatív antennakalibrációt egy – a végpontjain általában nagyfokú stabilitást biztosító vasbeton pillérrel megjelölt – ismert hosszúságú és térbeli helyzetű bázisvonalon végezhetjük el, ahol az egyik pilléren a referencia-antennát, míg a másikon a kalibrálandó antennát helyezzük el. Mivel a két végpont koordinátakülönbségét ismerjük, így módon a GPS mérésekből meghatározható a kalibrálandó antenna fáziscentrum modellje a referencia antenna fáziscentrumához képest. A 2000-es évek előtt a relatív antennakalibrálás végrehajtásához felhasznált AOA D/M_T referencia antenna fáziscentrumának ingadozásától eltekintettek, míg a GPS L1/L2 frekvenciára meghatározott külpontossági értéként a 3-2. táblázatban feltüntetett értékeket használták fel. Az NGS a 1990-es évek közepétől több mint 350 GPS antenna relatív

Frekvencia	Észak	Kelet	Vertikális
L1	0.0	0.0	110.0
L2	0.0	0.0	128.0

3-2. táblázat Az AOA D/M_T antenna fáziscentrum-külpontossága GPS L1 és L2 frekvencián (mm, NGS relatív antennakalibráció esetén)

kalibrációját végezte el és ezeket az eredményeket elérhetővé tette az Interneten (NGS/NOAA, 2020b). Az NGS fáziscentrum adatbázisának előnye az IGS-ével szemben, hogy jóval több fáziscentrum modellt tartalmaz, mivel utóbbi az IGS állomásokon használt antennatípusok modelljeire koncentrálnak.

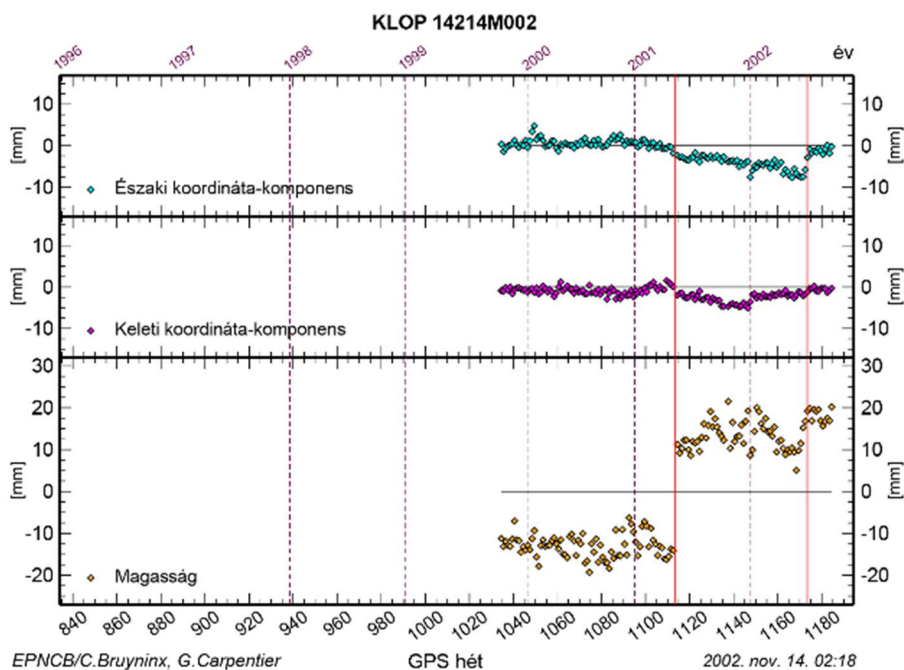
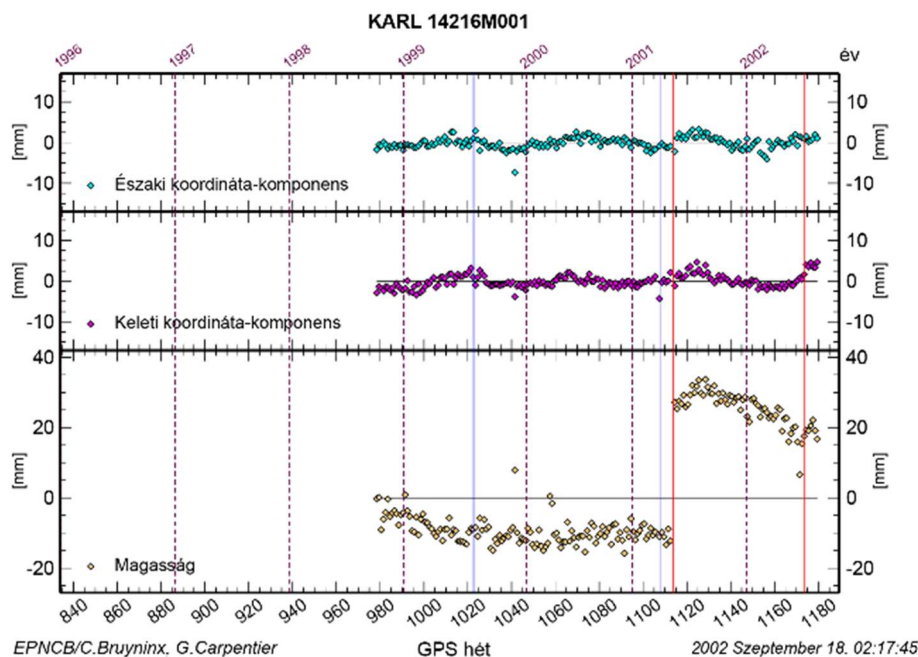
Wübbena és mtsai. (2000) egy olyan eljárást fejlesztettek ki, amellyel az antennák fáziscentrum-külpontossága és ennek ingadozása referencia-antenna nélkül is meghatározható. Az eljárás lényege, hogy egy ismert helyzetű pilléren egy 3 szabadságfokú robotkarra helyezzük el a kalibrálandó antennát. A robotkar az antennát tetszőleges azimutba és dőlési szögre tudja állítani. A kalibráció különbségképzés nélkül, a mért fázistávolságok felhasználásával történik az égbolton 18° vagy e magassági szög felett elhelyezkedő műholdak felhasználásával. A kellően nagy magassági szög a többutas terjedés hatását minimalizálja. Az antenna döntésével a fáziscentrum-ingadozást egészen a horizontig vagy akár legfeljebb 5°-kal a horizont alatt is meg tudják határozni. Mivel az antennát ennek függőleges tengelye körül is forgatja a robotkar, a fáziscentrum-ingadozást több azimutban is meg lehet határozni (Wübbena és mtsai., 2006).

Az abszolút kalibráció nagy előnye, hogy az eredmény nem függ a referencia-antenna feltételezett fáziscentrum modelljétől és a fáziscentrum-ingadozásokról azimutfüggő modelleket alkothatunk, amelyek egészen a horizontig homogén megbízhatósággal határozhatók meg. Az ily módon előállított abszolút fáziscentrum modelleket 2002-től a német SAPOS permanens állomás hálózatban vezették be elsőként és a kalibrációkat végző Hannoveri Egyetem Geodéziai Intézete és a Geo++ GmbH egy Interneten is elérhető antenna fáziscentrum modell adatbázist is publikált a felhasználók számára.

A Felső Rajna-árok mozgásvizsgálati hálózatának feldolgozása és a 2001-2004 közötti mérési kampányok megtervezése során első lépésben 2002. év folyamán elvégeztem az 1999-es és a 2000-es évek kampány jelleggel végrehajtott méréseinek a feldolgozását. Az eredményeket később ismertetem a többi mérési kampány eredményeivel együtt. Ezt követően 2002-ben a vizsgált területen elérhető permanens GPS állomások adatait felhasználva egy újabb mérési kampányt dolgoztam fel annak érdekében, hogy immár 3 éves időtávot felhasználva tapasztalható-e szignifikáns elmozdulás, deformáció a területen és megbecsülhető-e ezek mértéke. Amennyiben az elmozdulás – a rövid mérési időtávnak köszönhetően – továbbra sem szignifikáns, akkor pedig megtervezhető legyen egy következő mérési kampány időpontja. A kampányok metaadatait a 3-1. táblázatban adtam meg.

A GPS adatok feldolgozása előtt fény derült arra a tényre, hogy 2001. májusában a hálózat két permanens állomásán is antennacserét hajtottak végre. Ezek a KARL (Karlsruhe) és a KLOP (Kloppenheim) EUREF permanens állomások voltak. Az EUREF napi szinten dolgozza fel az EPN állomások adatait, majd a napi megoldásokból heti koordinátamegoldásokat számítanak. A heti koordinátamegoldások idősorai elérhetők az EPN Központi Irodájának weboldalán (Bruyninx és mtsai., 2002). Mindkét állomáson 2001.

májusa előtt Trimble TRM22020.00 típusú antennát használtak árnyékolólemezzel és Trimble kúpos időjárásvédő kupolával, amelyeket egységesen a TRM29659.00 típusú, fojtógyűrűvel ellátott antennára cseréltek. Az újonnan kihelyezett antennákra időjárásvédő kupolát nem helyeztek. Az EPN által publikált koordináta-idősorokat a 3-5. ábrán mutatom be. Az ábrán jól látható, hogy az antennacsere jelentős koordinátaváltozást okozott az állomásokon. Ezek a koordinátaváltozások elsősorban a magasságokat érintik, de kisebb mértékben megfigyelhető a vízszintes koordinátakomponensekben is. Annak érdekében, hogy a koordináták változásából geodinamikai következtetéseket vonhassunk le, az idősorokból el kell távolítanunk ezeket az ugrásokat. Az antennacsere miatt tapasztalt



3-5. ábra KARL (balra) és KLOP (jobbra) EPN állomások koordináta-idősorai (forrás EPN/CB)

	Észak	Kelet	Vertikális
KARL	2,0	2,0	38,0
KLOP	-4,0	-2,0	34,4

3-3. táblázat Koordinátaváltozások az EPN idősorokban az antennacsere miatt KARL és KLOP állomásokon (forrás: EPN/CB)

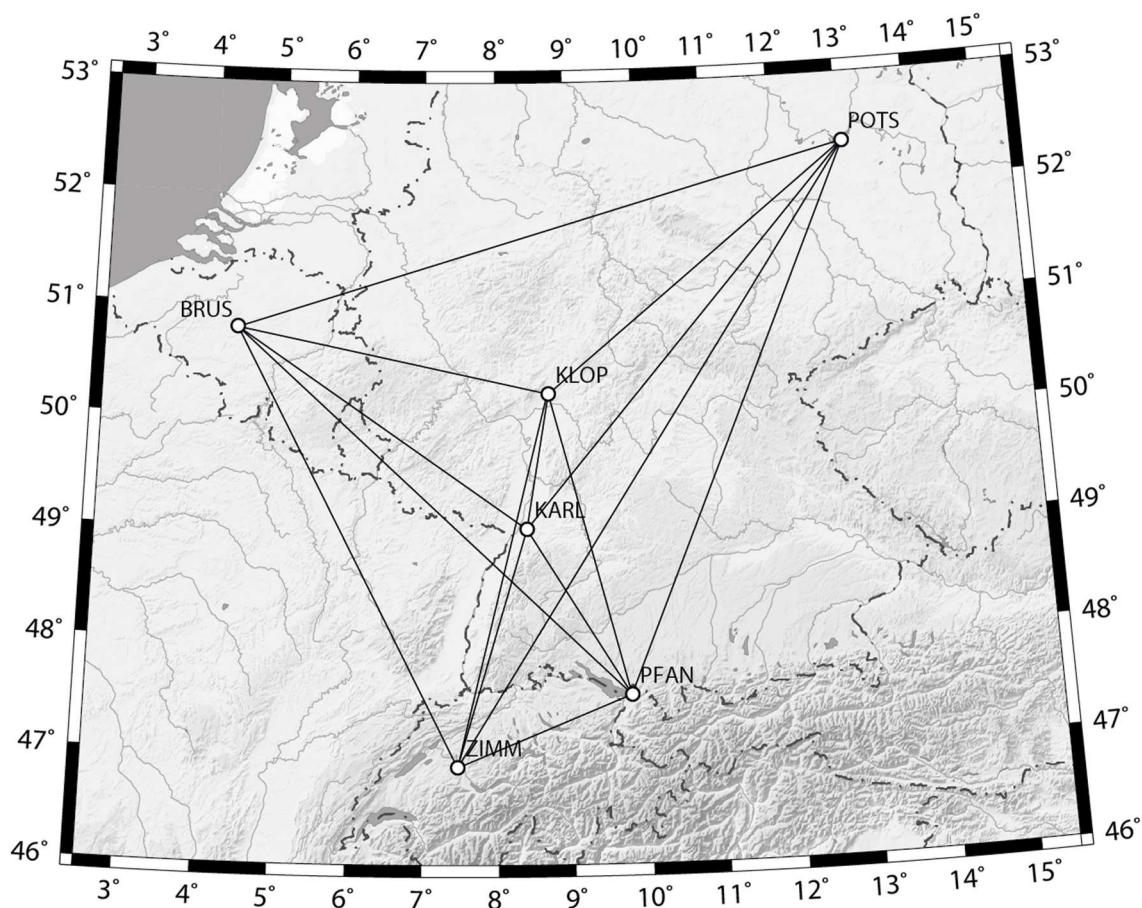
koordinátaváltozások numerikus értékeit a 3-3. táblázatban mutatom be. Ezeket az értékeket az antennacsere előtti és utáni 33 heti mérések együttes feldolgozásából határozták meg (Bruyninx és mtsai., 2002).

Meg kell említeni, hogy a koordinátaugrásokat elsősorban az okozta, hogy akkoriban sem az IGS sem pedig az NGS nem kalibrálta a TRM22020.00 antennát a gyári Trimble időjárásvédő kupolával. Kaniuth és Stuber (1999) valamint Braun és mtsai. (1997) megvizsgálták az időjárásvédő kupolák hatását a GPS technikával meghatározott koordinátákra. Tapasztalataik azt mutatták, hogy a magasságokra kifejtett hatás elérheti a 4 cm-t, míg a vízszintes koordinátákra kifejtett hatás alig kimutatható. Az eredmények azonban függenek a feldolgozási módszerektől is. Skandináv példák azt mutatták, hogy az időjárásvédő kupolák hatása vízszintesen akár 10 mm-es is lehet az állomásokat összekötő vektorokon (Braun és mtsai., 1997).

2001. év folyamán a Hannoveri Egyetem Földmérési Intézete a Geo++ GmbH-val közösen elvégezte az állomásokon használt TRM22020.00 antenna abszolút értelmű kalibrálását időjárásvédő kupolával és anélkül is. Emellett 2002. nyarán a 2001-ben üzembe helyezett TRM29659.00 fojtógyűrűs antennák egyedi kalibrálását is végrehajtották. Ez lehetőséget adott arra, hogy megvizsgáljam, geodinamikai hálózatokban milyen mértékben távolítható el az antennacsere okozta koordinátaváltozás az egyes antennák saját abszolút fáziscentrum modelljeinek a figyelembevételével.

Mindemellett azt is célul tűztem ki, hogy az EUCOR-URGENT hálózatban általam használt NGS fáziscentrum modellek és az EPN által használt IGS fáziscentrum modellek összhangját is megvizsgáljam és eredményeimet összehasonlíthassam az EPN idősorok elemzéséből kapott empirikus eredményekkel (3-3. táblázat).

A feladat végrehajtásához 6 EUREF permanens állomásból álló hálózatot használtam fel (3-6. ábra). A hálózatot Bernese V4.2 szabatos feldolgozó szoftverrel, a kettős különbségeket felhasználva dolgoztam fel. A ciklustöbbsértelműség feloldása két lépcsőben történt. Első lépésben a szélessávú (wide-lane) lineáris kombináción, a berni CODE (Center for Orbit Determination in Europe) ionoszféra modellek felhasználásával végeztem el a ciklustöbbsértelműség feloldását a szigma módszerrel. Ezt követően ennek ismeretében az L_3 ionoszféramentes lineáris kombinációt felhasználva határoztam meg az L_1 és L_2 fázismérésekre vonatkozó ciklustöbbsértelműség értékeket. A ciklustöbbsértelműségek feloldását követően a koordináták becslésével együtt a troposzféra okozta zenitirányú késleltetést is becsültem a Niell leképezési függvényt alkalmazva, a Saastamoinen-moddellel becsült hidrosztatikus zenitirányú késleltetést a priori információként felhasználva. A feldolgozáshoz az antennacsere előtti és utáni 1-1 teljes GPS hét adatait használtam fel, a napi koordinátamegoldásokból szekvenciális legkisebb négyzetek módszerén alapuló kiegyenlítési eljárással számítottam ki az antennacsere előtti és utáni heti koordinátamegoldásokat. Ez az eljárás gyakorlatilag egy kampány jellegű geodinamikai hálózat méréseinek a feldolgozásával egyezik meg, ily módon alkalmas arra, hogy szimuláljuk az antennacsere hatását a geodinamikai hálózatokban.



3-6. ábra KARL és KLOP állomások antennacsere miatt észlelt koordinátaváltozások meghatározására szolgáló GPS hálózat

A feldolgozást követően a kapott koordinátamegoldásokat hétparaméteres Helmert-féle hasonlósági transzformációval vettem össze BRUS, PFAN, POTS, ZIMM állomásokat felhasználva közös pontként. Elvi szinten kijelenthető, hogy amennyiben a felhasznált fáziscentrum modellek jól írják le az antenna fáziscentrumának a viselkedését, akkor csak csekély, döntően a véletlen hibák miatt előforduló koordinátaváltozásokat szabadna tapasztalnunk. Eredményeim azonban azt mutatták, hogy az antennacsere utáni koordináták jelentősen eltérnek az antennacsere előtti koordinátáktól (3-4. táblázat). Ez azt jelenti, hogy az általam felhasznált NGS fáziscentrum modellek nem jól írják le legalább az egyik vagy mindkettő antenna fáziscentrumát, így a kizárólag NGS modellekkel levezetett koordináták geodinamikai vizsgálatokra nem alkalmasak.

Korábban említettem, hogy a TRM22020.00 antennát időjárásvédő kupola nélkül kalibrálták, ezért a koordinátaváltozás egy része minden bizonnyal az időjárásvédő kupola korábban elhanyagolt hatásaként jelentkezik. Ugyanakkor ezekből a vizsgálatokból még ez egyértelműen nem állapítható meg. A 3-4. táblázatban található eredményekből az is látszik, hogy a vertikális koordinátakomponens változása jól megegyezik a Bruyninx és mtsai. (2002) által tapasztalt értékekkel (3-3. táblázat), de vízszintes értelemben jelentős eltérés mutatkozik az EPN megoldáshoz képest.

	Észak	Kelet	Vertikális
KARL	-9,6	-4,0	36,5
KLOP	-7,7	-2,6	32,1
RMS	±1,7	±1,1	±2,4

3-4. táblázat Antennacsere okozta koordinátaváltozások az egy hetes mérések feldolgozásából NGS fáziscentrum modellek felhasználásával (mm)

	Észak	Kelet	Vertikális
KARL (1112)	-5,9	-1,3	-3,1
KLOP (1112)	-6,0	-1,1	-8,7
RMS (1112)	±1,5	±1,6	±4,0
KARL (1114)	0,2	-0,2	4,3
KLOP (1114)	0,8	0,0	0,0
RMS (1114)	±2,0	±3,1	±5,7

3-5. táblázat Koordinátamegoldások maradék ellentmondásai az EPN heti koordinátamegoldásaihoz képest (mm)

	Észak	Kelet	Vertikális
KARL	-5,8	0,1	6,5
KLOP	-5,8	-0,1	6,5
RMS	±0,9	±1,2	±0,1

3-6. táblázat A 1112-es GPS hétre vonatkozó koordinátamegoldások eltérései az NGS és az IGS fáziscentrum modellek felhasználása esetén (mm)

Az antennacsere okozta koordinátaváltozások eltéréseinek további elemzéséhez összehasonlítottam az egyes GPS hetek koordinátamegoldásait külön-külön is egymással. Az eredmények azt mutatták, hogy az antennacsere okozta tapasztalt koordinátaváltozás eltéréseit a 1112-es GPS heti koordinátamegoldásokban, pontosabban a TRM22020.00 antenna általam használt NGS modellje és az EPN által használt IGS modellje közötti eltérésben kell keresni (3-5. táblázat). Ennek egyértelmű tisztázása érdekében a 1112-es heti koordinátamegoldásokat kiszámítottam mind az NGS, mind pedig az IGS antennamodellek felhasználásával. A feldolgozás mindkét esetben ugyanazon adatokkal és teljesen megegyező módszerrel történt, csupán az antennák fáziscentrum modelljei változtak. A heti koordinátamegoldások eltéréseit a 3-6. táblázatban láthatjuk. Az eredmények egyértelműen jelzik, hogy a TRM22020.00 antennára vonatkozó NGS antennamodellek az északi koordinátakomponensben mintegy 6 mm-rel eltérnek az IGS modelljétől. Magassági értelemben az eltérés hasonló mértékű. A 3-5. és 3-6. táblázat adatainak összehasonlításából az is látható, hogy az antennacsere okozta koordinátaváltozásokban tapasztalt eltérések a saját és az EPN megoldása között az NGS és az IGS fáziscentrum modellek eltéréseiben keresendők. Az eredményekből azt is megállapíthatjuk, hogy az IGS és az NGS relatív fáziscentrum modelljeit nem szabad együttesen használni a GPS hálózatok feldolgozása során. Vagyis a két adatbázisban található antennák típusának függvényében döntenünk kell valamelyik adatbázis mellett és egységesen csak abból a forrásból használhatunk fáziscentrum modelleket a konzisztens eredmények biztosításához.

3.4.1 Abszolút antenna fáziscentrum modellek felhasználása geodinamikai hálózatokban

Az előző alfejezetben láthattuk, hogy a permanens állomásokon – de a kampány jellegű mérések során is – az antennacserek jelentős koordinátaváltozásokat eredményeznek.

Permanens állomások esetén ezeket a koordinátaváltozásokat az antennacsere időpontját megelőző és azt követő, kellően hosszú adatsor feldolgozásával empirikus úton is meghatározhatjuk és ezt javításként figyelembe is vehetjük a geodinamikai/mozgásvizsgálati célú felhasználás előtt. Ugyanakkor ez az eljárás nem alkalmazható kampány jellegű mérések esetén, hiszen ebben az esetben nem áll rendelkezésünkre a mérést követő kellően hosszú adatsor és azt sem tételezhetjük fel, hogy a két mérési kampány között a hálózati pontok mozdulatlanok maradtak volna. Emiatt a kampány jellegű mozgásvizsgálati hálózatokban más eljárást kell használnunk az egyes mérési epochákban eltérő műszerfelszerelés használata esetén.

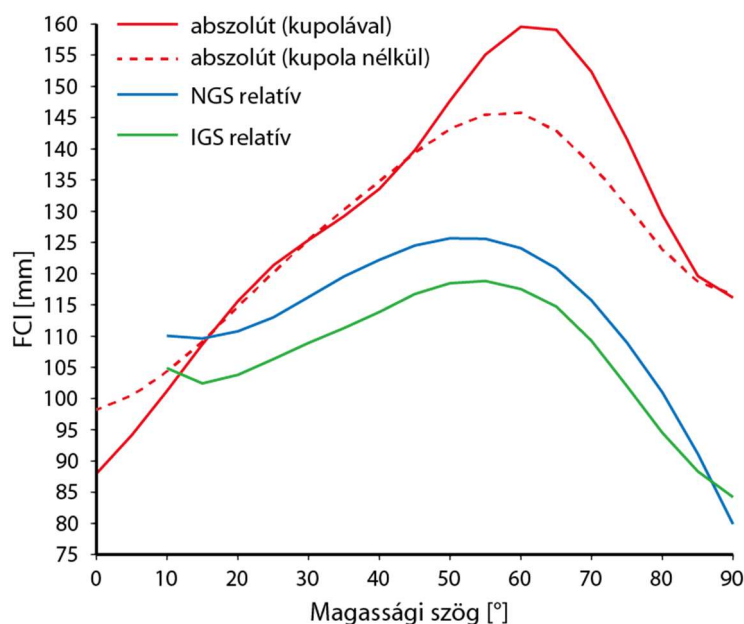
Korábban a kampány jellegű mozgásvizsgálati mérések esetén azt az elvet követtük, hogy az egyes mérési epochákban az egyes vizsgálati pontokon mindig ugyanaz az antenna kerüljön elhelyezésre. Ily módon a fáziscentrum okozta hiba a két mérési epochában meghatározott koordinátakülönbségből kiesik. Ez a módszer jól alkalmazható rövid időtávon, de a műszerek/antennák élettartama, az újabb és újabb műholdas navigációs rendszerek megjelenése egyben megmutatja e technika tarthatatlanságát is hosszabb távon.

A következőkben egy olyan eljárást mutatok be, amivel a kampány jellegű mozgásvizsgálati mérések esetén is lehetségessé válik az egyes epochákban eltérő műszerfelszerelés használata. Ily módon a kampány jellegű mérések időtávja is jelentősen megnövelhető, hiszen nem kell attól tartanunk, hogy a korábban alkalmazott mérőfelszerelések meghibásodása esetén a megváltozott mérőfelszerelés jelentős változást eredményez a koordinátamegoldásokban.

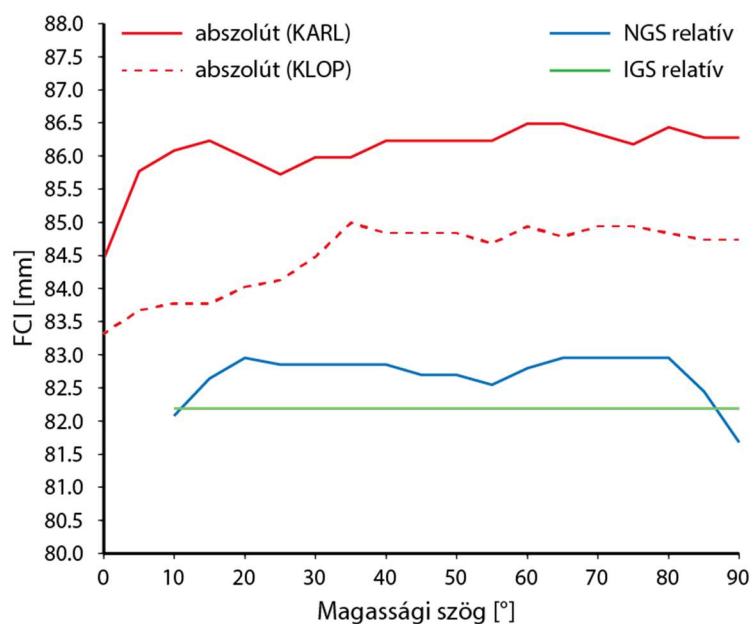
Mint azt korábban említettem, a Felső Rajna-árok menti hálózatban, a KARL és KLOP állomásokon használt TRM29659.00 antennákra abszolút kalibrálási eljárással egyedi fáziscentrum modelleket határoztak meg a Hannoveri Egyetemen 2002. év nyarán. Emellett a KARL állomáson korábban használt TRM22020.00 antennát a hozzá tartozó árnyékolólemezzel és időjárásvédő kupolával együttesen szintén kalibrálták Hannoverben, ily módon erre az antennára is rendelkezésemre állt az abszolút kalibrációval levezetett fáziscentrum modell. Sajnos KLOP állomás korábbi antennájára ilyen kalibrációt nem végeztek, ezért a továbbiakban azt feltételeztem, hogy a KARL és KLOP állomásokon korábban használt antennák fáziscentrum modelljei megegyeznek.

Köszönhetően annak, hogy 2002-ben még az EPN állomások jelentős részére nem állt rendelkezésre abszolút fáziscentrum modell, ezért a feldolgozáshoz mindenképpen relatív fáziscentrum modelleket kellett alkalmaznom. A fáziscentrum modellek közötti konzisztencia fenntartása érdekében KARL és KLOP állomások antennáinak abszolút fáziscentrum modelljeit relatív modellekké kellett konvertálni, amihez a relatív kalibráláshoz felhasznált referencia-antenna abszolút fáziscentrum modelljét (Menge és mtsai., 2001) használtam fel és az egymásnak megfelelő fáziscentrum-külpontosság és ingadozás értékeket egyszerűen kivontam egymásból.

Mivel az NGS relatív fáziscentrum modelljei csupán a magassági szög függvényében adták meg ekkor a fáziscentrum-ingadozás mértékét és ennek azimutfüggését elhanyagolták, ezért első lépésben az abszolút kalibrálással meghatározott fáziscentrum modellekből is csak a magassági szögtől függő modelleket készítettem. Szabatos módon ezt az eredeti kalibrációs mérések során rögzített fázistávolságokból kellett volna meghatározni, de ezek nem álltak rendelkezésemre. Ezért az egyes azimutokban az adott magassági szögekhez tartozó



3-7. ábra Abszolút és relatív fáziscentrum modellek ingadozása a TRM22020.00 antennára L3 lineáris kombinációra



3-8. ábra Abszolút és relatív fáziscentrum modellek ingadozása a TRM29659.00 antennára L3 lineáris kombinációra

értékeket egyszerűen közepeltem. Az ily módon meghatározott magassági szögtől függő fáziscentrum-ingadozás modelleket a TRM22020.00 antennára vonatkozóan az 3-7. ábrán, míg a TRM29659.00 antennára vonatkozóan a 3-8. ábrán mutatom be. A 3-7. ábrán jól látható, hogy az időjárásvédő kupola 45-85° között több mint 1,5 cm-rel változtatja meg a fáziscentrum-ingadozás értékét, ily módon a műhold-vevő távolságokat. Emellett az ábrán az is jól kivehető, hogy az NGS és az IGS modellek között is több mint 5 mm-es eltérés figyelhető meg gyakorlatilag a teljes magassági szög tartományban.

Fontos megemlíteni, hogy mivel az abszolút antennamodelleket így módon relatív modellekké konvertáltuk, ezek konzisztensek maradtak az akkoriban alkalmazott műholdantennákra vonatkozó fáziscentrum modellekkel is.

Az így módon levezetett fáziscentrum modellekkel megismételtam a teljes 1112-es és a 1114-es GPS hét adatainak a feldolgozását és levezettem a heti koordinátamegoldásokat. Annak érdekében, hogy az antenna csere előtt és azután használt antennák fáziscentrum modelljeinek a hatását külön-külön is megvizsgálhassuk, az eredményeket ismét összehasonlítottam a heti EPN megoldásokkal egy 7 paraméteres Helmert-transzformáció alkalmazásával. Az eredményeket a 3-7. táblázatban mutatom be. Az eredményekből jól látszik, hogy a TRM22020.00 antenna időjárásvédő kupolája (1112-es hét) döntően a magassági komponensben okozott jelentős eltérést, KARL és KLOP esetében 29,4 mm, illetőleg 34,8 mm volt ez az eltérés. Ugyanakkor fel kell hívni a figyelmet az antennacsere után tapasztalt ellentmondásra az északi koordinátakomponensek tekintetében. Ez arra utal, hogy az IGS által akkoriban alkalmazott típuskalibrálás eredménye nem egyezik meg jól az egyedi antennakalibrálás eredményével a vizsgált Trimble fojtógyűrűs antennákra. Ez különösen KLOP állomás koordinátaeltéréseiben figyelhető meg. Ha összevetjük ezt jelenséget a 3-8. ábrán látható fáziscentrum modellekkel, akkor láthatjuk, hogy 35°-os magassági szög alatt KLOP állomás antennájának fáziscentrum-ingadozása fokozatosan közel 2 mm-t csökken, ellentétben az azonos típusú KARL antennával, ahol ez a csökkenés csak 5°-os magassági szög alatt figyelhető meg.

Az előbbi eredmények azonban még mindig nem adnak egyértelmű képet arról, hogy az egyedi abszolút antennakalibrálással meghatározott fáziscentrum modellek valóban kiküszöbölik-e az antennacsere okozta, geodinamikai folyamatokkal nem magyarázható koordinátaváltozásokat. Abban az esetben, ha a 3-7. táblázatban a 1112-es és 1114-es hétre vonatkozó értékeket kivonjuk egymásból, akkor egy becslést kaphatunk arra, hogy mekkora lenne a koordináta idősorokból levezetett látszólagos koordinátaváltozás az antennacsere miatt. Az eredményeket a 3-8. táblázatban adtam meg. Ha ezeket az értékeket összevetjük a 3-3. táblázatban megadott, az EPN által ténylegesen tapasztalt koordinátaváltozásokkal, akkor kijelenthetjük, hogy az antennacsere okozta látszólagos koordinátaváltozás jelentős részét eltávolíthatjuk az idősorokból az egyedi antennakalibrációval meghatározott fáziscentrum modellek segítségével.

	Észak	Kelet	Vertikális
KARL (1112)	-0,1	0,9	29,4
KLOP (1112)	-0,8	1,0	34,8
RMS (1112)	±0,6	±0,7	±4,0
KARL (1114)	-1,7	0,4	-8,5
KLOP (1114)	3,7	2,0	0,0
RMS (1114)	±0,6	±0,9	±2,7

3-7. táblázat Abszolút kalibrációból levezetett egyedi relatív kalibrációval számított koordinátamegoldások maradék ellentmondásai az EPN heti koordinátamegoldásaihoz képest (mm)

	Észak	Kelet	Vertikális
KARL	1,6 (2,0)	0,5 (2,0)	37,9 (38,0)
KLOP	-4,5 (-4,0)	-1,0 (-2,0)	34,8 (34,4)

3-8. táblázat Egyedi abszolút kalibráció használata nélkül észlelhető látszólagos koordinátaváltozás KARL és KLOP állomásokon (mm). A zárójelben szereplő értékek az EPN idősorokban tapasztalt tényleges értékek (ld.- 3-3. táblázat).

Az itt bemutatott vizsgálatokból több tanulságot is leszűrhetünk.

- Egyrészt kimutattam, hogy az egyedi, abszolút kalibrációval meghatározott fáziscentrum modellek lehetővé teszik az antennacserék során tapasztalt látszólagos koordinátaváltozások jelentős csökkentését. A 3-8. táblázatban található eredmények azt mutatják, hogy ezekkel a modellekkel a látszólagos koordinátaeltérés mértéke nem haladta meg az 1-1,5 mm-t a két vizsgálati pontban.
- Másrészt azt is kimutattam, hogy geodinamikai hálózatokban fontos a felhasznált antennák egyedi kalibrációja és az antennákra egyedileg jellemző fáziscentrum modellek meghatározása, hiszen még az azonos típusú antennák fáziscentrum ingadozásai is jelentős eltérést mutathatnak (3-8. ábra).
- Harmadrészt egy olyan eljárást fejlesztettem ki, amellyel lehetségessé vált az EUCOR-URGENT hálózat geodinamikai célú feldolgozása, hiszen a bemutatott eljárással az antennacserék okozta látszólagos koordinátaváltozások jelentősen csökkenthetők vagy akár ki is küszöbölhetőek. Ily módon a koordinátaváltozások geodinamikai elemzésre is alkalmassá válnak.

3.4.2 Fáziscentrum modellek napjainkban

Az elmúlt közel 20 évben egyre inkább általánossá vált a nemzetközi permanens GNSS hálózatok állomásain az egyedi, abszolút kalibrációval levezetett fáziscentrum modellek meghatározása és felhasználása a koordinátameghatározáshoz. Az IGS az abszolút fáziscentrum modellek használatát az 1400-as GPS héttől, azaz 2006. november 5-től vezette be (Steigenberger és mtsai., 2009), míg az NGS ugyanezt 2012. június 30-án tette meg oly módon, hogy egyrészt az IGS által jóváhagyott abszolút antenna fáziscentrum modelleket átvette az IGS-től, másrészt a saját, korábban relatív kalibrálási eljárással meghatározott modelljeit az AOA D/M_T antenna IGS abszolút fáziscentrum modelljének felhasználásával számította át abszolút modellekké (NGS/NOAA, 2020a). Azaz gyakorlatilag a 3.4.1 pontban bemutatott eljárás fordítottját végezték el.

Meg kell említeni, hogy mindezek ellenére még a mai napig sem teljeskörű az antenناسpecifikus (egyedi) abszolút fáziscentrum modellek elérhetősége még az IGS hálózatban sem. A legutolsó felmérések szerint az IGS hálózat állomásain használt mintegy 97 különböző antenna/időjárásvédő kupola párosítást használtak az 509 IGS állomáson 2019-ben, amelyek 93,5%-a rendelkezik abszolút kalibrációval előállított fáziscentrum modellel, további 1,9%-a csak magassági szögtől függő, relatív kalibrálással előállított fáziscentrum modellel rendelkezik, míg 4,7%-a vagy olyan időjárásvédő kupolával van ellátva, amelyet nem kalibráltak az adott antennával vagy kalibrálás nélküli antenna altípust használnak az adott állomáson (Villiger és Dach, 2020). Ugyanakkor az abszolút kalibrációval rendelkező antenna/kupola konfigurációk sem feltétlenül egyedi fáziscentrum modellt jelentenek, hanem leginkább ún. típuskalibrációt, amikor a fáziscentrum-külpontosságát és

annak ingadozását azonosnak tekintjük az azonos antenna/kupola konfigurációkra. Meg kell azonban jegyezni, hogy a 3.4.1 pontban bemutatott vizsgálat egyértelműen kimutatta, hogy a típuskalibrációk nem minden esetben modellezik szabatosan az egyes antennák fáziscentrumának külpontosságát és ingadozását. Ily módon az IGS hálózatban továbbra is szükség van az antennacserék okozta látszólagos koordinátaváltozások empirikus meghatározására.

Kampány jellegű GPS/GNSS mérések során még kevésbé terjedt el az egyedi fáziscentrum modellek meghatározása. Ez részben annak köszönhető, hogy a nagy kiterjedésű mozgásvizsgálati programokat jelentős részben permanens állomásokra alapozva valósítjuk meg napjainkban, mivel a permanens állomások által biztosított folyamatos koordináta-idősorokban akár kismértékű trendeket is nagy megbízhatósággal tudunk azonosítani, így akár néhány tized mm/év nagyságrendű elmozdulásokat is ki tudunk mutatni. Ezért jellemzően kis kiterjedésű mozgásvizsgálati hálózatokat határozunk meg kampány jellegű GPS/GNSS mérésekkel. Ezekben a hálózatokban sok esetben a mai napig tisztán GPS méréseket hajtanak végre amiatt, mert a korábban használt antennák és vevők csak a GPS holdak észlelésére képesek. Joggal merül fel azonban a kérdés, hogy meddig tarthatók működőképes állapotban ezek a – gyakran 15-20 éves – műszerek.

A Hannoveri Egyetem és a Geo++ GmbH által közösen fejlesztett antennakalibráló robot költséges beruházás, ezért Európában is csupán néhány helyen végeznek abszolút antennakalibrációt. Egy másik megoldás lehet az egyedi fáziscentrum modellek meghatározására a relatív kalibráció megvalósítása egy abszolút kalibrációval rendelkező referencia antenna felhasználásával. Ily módon a referencia antennához viszonyított fáziscentrum modelleket abszolút modellekké alakíthatjuk. A gyakorlatban az NGS ezt az eljárást alkalmazta a korábban csak relatív eljárással meghatározott antennák abszolút fáziscentrum modelljeinek előállításához. A Budapesti Műszaki Egyetem Általános- és Felsőgeodézia Tanszékén az elmúlt években beszereztünk egy GNSS antennaforgató robotot és az ahhoz tartozó kalibráló szoftvert, amelynek segítségével – egy abszolút kalibrált referenciaantenna felhasználásával – egyedi, abszolút fáziscentrum modelleket tudunk előállítani. A rendszer beüzemelése jelenleg folyamatban van, de diplomatervek keretében már több GPS antenna kalibrációját elvégeztük. Ily módon ma már rendelkezésünkre áll a technológia, hogy akár a hazai, kampány jellegű mozgásvizsgálati mérésekben felhasznált antennákra is egyedi fáziscentrum modelleket határozzunk meg, így biztosítva a mérések összhangját a jövőben is.

3.5 A Felső Rajna-árok mozgásvizsgálatának eredményei

Az előzőekben részletesen bemutattam, hogy a nagy tektonikai lemezekben belüli kismértékű mozgások meghatározása szempontjából jelentős és más módon nehezen vagy egyáltalán nem kiküszöbölhető antenna fáziscentrum-külpontosság és ingadozás miként kezelhető a mozgásvizsgálati hálózatokban és ezáltal hogyan választhatjuk el az antennacserék okozta látszólagos koordinátaváltozásokat a tényleges, geofizikai okokra visszavezethető koordinátaváltozásoktól. Ezen alfejezetben mutatom be a Felső Rajna-árok 1999-2004. között, műholdas helymeghatározó technikával végrehajtott mozgásvizsgálatának eredményeit.

A GNSS feldolgozások eredményeképpen a korábban említett négy epochában meghatároztam az egy pontok koordinátáit és ezek középhibáit a Bernese V4.2 szabatos GPS

feldolgozó szoftver segítségével. A feldolgozáshoz a fázismérések kettős különbségeit állítottam elő, mivel ezekkel kiküszöbölhetjük a műhold és vevő órahibákat, valamint a hardverkéséseket is. A műholdak helyzetét az IGS precíz pályamegoldások alapján számítottam ki. A ciklustöbbségtelműség feloldását két lépésben hajtottam végre. Első lépésben a szélessávú lineáris kombináción (L_{w1}) végeztem el a ciklustöbbségtelműségek feloldását a szigma módszerrel (Hugentobler és mtsai., 2001) a Berni Egyetem Csillagászati Intézete által üzemeltetett Európai Pályameghatározási Központ (CODE) által levezetett ionoszféra modellek felhasználásával (Schaer és mtsai., 1996). A módszer előnye, hogy a szélessávú lineáris kombináción annak nagy hullámhossza (86 cm) miatt egyrészt a ciklustöbbségtelműség feloldása könnyű, másrészt ennek értéke egyben az L_1 és L_2 fázistávolságokat terhelő ciklustöbbségtelműségek különbségét is megadja. Ily módon a szélessávú ciklustöbbségtelműség felhasználható a második lépésben végrehajtott L_3 ionoszféramentes lineáris kombináción végrehajtott ciklustöbbségtelműség feloldás során. Utóbbi előnye, hogy hosszú bázisvonalak esetén is kiküszöböli a GNSS jelek ionoszféra okozta sebességmódosító hatását, így módon nagy kiterjedésű geodéziai hálózatokat is meghatározhatunk műholdas helymeghatározó rendszerekkel. Az L_3 ciklustöbbségtelműségek feloldása során a troposzféra okozta jelkésleltető hatásokat a Neill-féle nedves összetevőre vonatkozó leképezési függvényt felhasználva (Niell, 1996) becsültem a módosított Saastamoinen-moddellel (Saastamoinen, 1972) számított hidrosztatikus késleltetések a priori értékeként történő felhasználásával. A bázisvonal megoldások statisztikai jellemzőit a 3-9. táblázatban mutatom be. A ciklustöbbségtelműségek feloldását követően a napi koordinátamegoldásokat a troposzférikus késleltetés nedves összetevőjével egyidejűleg becsültem. A napi koordinátamegoldások levezetéséhez a hálózat súlypontjában található KARL állomás koordinátáinak középhibáit ± 0.1 mm-nek vettem fel.

	Bázisvonalak [km]				Ciklustöbbségtelműségek		
	Min	Max	Átlag	Szórás	db	feloldott	%
1999	29,7	938.4	243.8	221,1	20 795	16 803	80,8
2000	4,3	868.1	214.6	221,9	11 468	9 469	82,6
2002	29,7	868.1	169.0	197,2	25 594	21 665	84,6
2003	4,3	868,1	145,0	169,6	32 327	28 713	88,8

3-9. táblázat Az egyes GPS kampányok bázisvonalainak és a ciklustöbbségtelműség feloldások statisztikai jellemzői

	Észak	Kelet	Magasság
1999	2,4	2,0	5,3
2000	1,6	1,3	3,6
2002	2,5	1,7	3,7
2003	1,1	1,6	3,7

3-10. táblázat A koordinátakomponensek közepelt RMS értékei az egyes kampányokra [mm].

1999 (epocha 1999:333)			
	North	East	Up
BRUS	-0.9	0.4	2.0
CAGL	-3.4	-2.2	-0.7
DOUR	1.3	0.7	-3.9
EBRE	0.1	5.2	1.7
GRAZ	-1.6	0.0	0.8
KOSG-25	1.3	-0.9	-0.4
MEDI	2.9	-3.7	-1.4
POTS	0.9	1.3	1.9
RMS	2.0	2.6	2.0
2000 (epocha 2000:301)			
	North	East	Up
BRUS	1.4	0.0	-1.5
CAGL	-1.5	0.0	0.6
GRAZ	0.4	-1.1	-0.8
KOSG-25	-1.5	0.4	1.2
ZIMM	1.5	1.4	-0.1
POTS	-0.1	-0.6	0.6
RMS	1.3	0.8	0.1
2002 (epoch 2002:131)			
	North	East	Up
BRUS	2.3	1.8	6.7
CAGL	0.1	-4.0	1.7
DOUR	1.2	-4.7	-2.9
EBRE	-2.1	1.2	-5.3
GRAZ	0.5	0.2	-3.9
KOSG-25	-2.4	-0.8	0.9
MEDI	2.3	1.3	4.9
PFAN	-1.1	4.2	1.5
POTS	-1.5	-0.6	-4.8
ZIMM	0.7	1.5	1.3
RMS	1.7	2.7	4.1
2003 (epocha 2003:319)			
	North	East	Up
BRUS	0,2	-0,9	0,8
EBRE	1,1	-1,6	0,0
GRAZ	-0,1	1,5	-0,8
MEDI	-2,5	2,9	2,4
PFAN	0,0	3,2	-0,8
POTS	-0,5	-3,2	0,2
ZIMM	1,8	0,7	-1,9
RMS	1,4	2,4	1,4

3-11. táblázat Az IGS állomásokon tapasztalt maradék ellentmondások az ITRF00 koordinátákhoz képest [mm]

A napi megoldások normálegyenleteit szekvenciális legkisebb négyzetek módszerével együttesen is kiegyenlítettem és így határoztam meg az állomáskoordináták végső megoldásait minden egyes kampányban. Mivel a kampányok két hétnél nem tartottak tovább, az együttes kiegyenlítés során az állomásokat mozdulatlanak tekintettem. A kiegyenlített koordinátakomponensekre jellemző RMS értékeket a 3-10. táblázatban mutatom be.

A mozgásvizsgálatok előtt a kampánymegoldásokban esetlegesen jelen lévő durva hibák ellenőrzésére azokat összevettem az IGS állomások ITRF 2000 vonatkoztatási keretrendszerben ismert koordinátaival egy-egy hétparaméteres hasonlósági transzformáció levezetésével. A transzformáció maradék ellentmondásait a 3-11. táblázatban láthatjuk. Az eredmények azt mutatják, hogy az egyes kampánymegoldások jól illeszkednek az IGS keretpontokhoz, ily módon – legalábbis ezeken a pontokon – azok durva hibával nem terheltek.

3.5.1 A mozgásvizsgálat kiértékelésének módszertana

A GNSS alapú mozgásvizsgálati hálózatok kiértékeléséhez és az elmozdulások/deformációk meghatározásához a Karlsruhe-i Egyetem Geodéziai Intézetében kifejlesztett, koordináta alapú mozgásvizsgálati eljárást alkalmaztam (Heck, 1983; Nkuite, 1992, 1998). A következőkben röviden áttekintem az eljárás matematikai hátterét.

A koordináta alapú mozgásvizsgálati eljárás alapfeltevése, hogy ismerjük a mozgásvizsgálati pontok – és a mozdulatlanak tekinthető referenciapontok – koordinátáit és ezek középhibáit. Ennek következtében a módszer ideálisan alkalmazható a műholdas helymeghatározási technikákkal mért mozgásvizsgálati hálózatokban, hiszen a GPS/GNSS mérések együttes kiegyenlítésével nem csak az egyes hálózati pontok koordinátáit, hanem a koordináták középhibáit is meghatározzuk. A Bernese szabatos GPS/GNSS feldolgozó szoftver a mérések együttes kiegyenlítésével a kiegyenlített koordináták teljes variancia-kovariancia mátrixát is levezeti, amely nem csak az egyes koordináták középhibáit, hanem a különböző pontok és koordináták közötti kovarianciákat is tartalmazza.

A mozgásvizsgálati eljárás során a hálózati pontokat három fő csoportba oszthatjuk:

- mozdulatlanak tekinthető referencia pontok;
- mozgásvizsgálati pontok;
- egyéb pontok, amelyek nem vesznek részt a mozgásvizsgálati kiértékelésben.

A kiértékelés első lépéseként a referenciapontok mozdulatlanságára egy ún. kongruencia feltételt írhatunk fel:

$$\tilde{\mathbf{x}}_1 = \tilde{\mathbf{x}}_2 = \tilde{\mathbf{x}}_3 = \dots = \tilde{\mathbf{x}}_n \quad (3-1)$$

ahol $\tilde{\mathbf{x}}_i$ a referenciapontok egyes mérési epochákban kiegyenlített koordinátavektorai.

A koordinátaalapú mozgásvizsgálati eljárások során a kongruencia feltételt oly módon elégíthetjük ki, hogy a mozdulatlan pontokra ugyanazon koordináta értékeket adjuk meg mindkét epochára. Ennek érdekében a koordinátamegoldásokat együttesen is kiegyenlítjük

– gyakorlatilag közös koordináta-rendszerbe transzformáljuk az alábbi matematikai modell felhasználásával:

$$\tilde{\mathbf{X}} = \lambda(\mathbf{R}\mathbf{X}_0 + \mathbf{T}), \quad (3-2)$$

ahol \mathbf{X}_0 a referencia epochában (0. mérés) koordinátavektora, $\tilde{\mathbf{X}}$ az egyes mozgásvizsgálati epochákban a közös dátumra transzformált koordinátamegoldás vektora, λ a méretarány tényező, \mathbf{R} a forgatási matrix, \mathbf{T} az eltolási vektor. A λ , \mathbf{R} és \mathbf{T} mennyiségeket a mozdulatlanak tekintett referenciapontok koordinátái alapján határozzuk meg.

Két mérési epochát feltételezve a legkisebb négyzetes kiegyenlítéshez tartozó alakmatrix és a meghatározandó ismeretlenek paraméterek vektora az alábbiak szerint írható fel:

$$\mathbf{A}_f = \begin{pmatrix} \mathbf{A}_{fs1} & \mathbf{A}_{o1} & \mathbf{0} & \mathbf{D}_1 & \mathbf{0} \\ \mathbf{A}_{fs} & \mathbf{0} & \mathbf{A}_{o2} & \mathbf{0} & \mathbf{D}_2 \end{pmatrix} \quad (3-3)$$

és

$$\hat{\boldsymbol{\xi}} = \begin{pmatrix} \hat{\boldsymbol{\xi}}_s \\ \hat{\boldsymbol{\xi}}_{o1} \\ \hat{\boldsymbol{\xi}}_{o2} \\ \hat{\mathbf{t}}_1 \\ \hat{\mathbf{t}}_2 \end{pmatrix} \quad (3-4)$$

ahol

- \mathbf{A}_{fs1} : az első epochában a referenciapontokhoz tartozó alakmatrix
- \mathbf{A}_{fs2} : a második epochában a referenciapontokhoz tartozó alakmatrix
- \mathbf{A}_{o1} : az első epochában a mozgásvizsgálati pontokhoz tartozó alakmatrix
- \mathbf{A}_{o2} : a második epochában a mozgásvizsgálati pontokhoz tartozó alakmatrix
- \mathbf{D}_1 : az első epochához tartozó dátumparamétereket tartalmazó alakmatrix
- \mathbf{D}_2 : a második epochához tartozó dátumparamétereket tartalmazó alakmatrix
- $\hat{\boldsymbol{\xi}}_s$: a referenciapontokhoz tartozó ismeretlenek (koordináták)
- $\hat{\boldsymbol{\xi}}_{o1}$: az első epochában a mozgásvizsgálati pontok koordinátamegoldása a közös dátumban
- $\hat{\boldsymbol{\xi}}_{o2}$: a második epochában a mozgásvizsgálati pontok koordinátamegoldása a közös dátumban
- $\hat{\mathbf{t}}_1$: az első epochához tartozó dátumparaméterek
- $\hat{\mathbf{t}}_2$: a második epochához tartozó dátumparaméterek.

A legkisebb négyzetek módszerét felhasználva az alábbi szélsőérték feladatot kell megoldanunk:

$$\mathbf{v}_\eta^T \mathbf{C}_x^+ \mathbf{v}_\eta \rightarrow Min. \quad (3-5)$$

A (3-5) szélsőérték feladat az alábbi normálegyenlethez vezet:

$$\mathbf{N}_f \hat{\boldsymbol{\xi}} = \mathbf{n}_f \quad (3-6)$$

ahol

$\mathbf{N}_f =$

$$\begin{pmatrix} \mathbf{A}_{f s_1}^T \mathbf{Q}_{\hat{x}_1 \hat{x}_1}^+ \mathbf{A}_{f s_1} + \mathbf{A}_{f s_2}^T \mathbf{Q}_{\hat{x}_2 \hat{x}_2}^+ \mathbf{A}_{f s_2} & \mathbf{A}_{f s_1}^T \mathbf{Q}_{\hat{x}_1 \hat{x}_1}^+ \mathbf{A}_{o_1} & \mathbf{A}_{f s_2}^T \mathbf{Q}_{\hat{x}_2 \hat{x}_2}^+ \mathbf{A}_{o_2} & \mathbf{A}_{f s_1}^T \mathbf{Q}_{\hat{x}_1 \hat{x}_1}^+ \mathbf{D}_1 & \mathbf{A}_{f s_2}^T \mathbf{Q}_{\hat{x}_2 \hat{x}_2}^+ \mathbf{D}_2 \\ \mathbf{A}_{o_1}^T \mathbf{Q}_{\hat{x}_1 \hat{x}_1}^+ \mathbf{A}_{f s_1} & \mathbf{A}_{o_1}^T \mathbf{Q}_{\hat{x}_1 \hat{x}_1}^+ \mathbf{A}_{o_1} & \mathbf{0} & \mathbf{A}_{o_1}^T \mathbf{Q}_{\hat{x}_1 \hat{x}_1}^+ \mathbf{D}_1 & \mathbf{0} \\ \mathbf{A}_{o_2}^T \mathbf{Q}_{\hat{x}_2 \hat{x}_2}^+ \mathbf{A}_{f s_2} & \mathbf{0} & \mathbf{A}_{o_2}^T \mathbf{Q}_{\hat{x}_2 \hat{x}_2}^+ \mathbf{A}_{o_2} & \mathbf{0} & \mathbf{A}_{o_2}^T \mathbf{Q}_{\hat{x}_2 \hat{x}_2}^+ \mathbf{D}_2 \\ \mathbf{D}_1^T \mathbf{Q}_{\hat{x}_1 \hat{x}_1}^+ \mathbf{A}_{f s_1} & \mathbf{D}_1^T \mathbf{Q}_{\hat{x}_1 \hat{x}_1}^+ \mathbf{A}_{o_1} & \mathbf{0} & \mathbf{D}_1^T \mathbf{Q}_{\hat{x}_1 \hat{x}_1}^+ \mathbf{D}_1 & \mathbf{0} \\ \mathbf{D}_2^T \mathbf{Q}_{\hat{x}_2 \hat{x}_2}^+ \mathbf{A}_{f s_2} & \mathbf{0} & \mathbf{D}_2^T \mathbf{Q}_{\hat{x}_2 \hat{x}_2}^+ \mathbf{A}_{o_2} & \mathbf{0} & \mathbf{D}_2^T \mathbf{Q}_{\hat{x}_2 \hat{x}_2}^+ \mathbf{D}_2 \end{pmatrix} \quad (3-7)$$

és

$$\mathbf{n}_f = \begin{pmatrix} \mathbf{A}_{f s_1}^T \mathbf{Q}_{\hat{x}_1 \hat{x}_1}^+ \boldsymbol{\eta}_1 + \mathbf{A}_{f s_2}^T \mathbf{Q}_{\hat{x}_2 \hat{x}_2}^+ \boldsymbol{\eta}_2 \\ \mathbf{A}_{o_1}^T \mathbf{Q}_{\hat{x}_1 \hat{x}_1}^+ \boldsymbol{\eta}_1 \\ \mathbf{A}_{o_2}^T \mathbf{Q}_{\hat{x}_2 \hat{x}_2}^+ \boldsymbol{\eta}_2 \\ \mathbf{D}_1^T \mathbf{Q}_{\hat{x}_1 \hat{x}_1}^+ \boldsymbol{\eta}_1 \\ \mathbf{D}_2^T \mathbf{Q}_{\hat{x}_2 \hat{x}_2}^+ \boldsymbol{\eta}_2 \end{pmatrix} \quad (3-8)$$

ahol $\boldsymbol{\eta}$ az egyes epochákhoz tartozó tisztatag vektorok elemei.

3.5.1.1 A referenciapontok mozdulatlanságának ellenőrzése

A referenciapontok mozdulatlanságát az alábbi hipotézisvizsgálattal ellenőrizhetjük (Nkuite, 1998):

$$H_0: \tilde{\mathbf{x}}_1 = \tilde{\mathbf{x}}_2 = \dots = \tilde{\mathbf{x}}_n$$

$$H_a: \tilde{\mathbf{x}}_i \neq \tilde{\mathbf{x}}_j. \quad (3-9)$$

A nullhipotézis érvényességét megállapíthatjuk, ha az alábbi egyenlőtlenség igaz:

$$T_g = \frac{\hat{\sigma}_{0,x}^2}{\sigma_0^2} < F_{(\alpha, f_{\hat{x}}, \infty)}, \quad (3-10)$$

ahol $\hat{\sigma}_{0,x}^2$ az x epochához tartozó súlyegység középhiba négyzete, σ_0^2 az a priori súlyegység középhiba négyzete, míg $f_{\hat{x}}$ a szabadságfok, amelyet a következő összefüggéssel adhatunk meg:

$$f_{\hat{x}} = N_{epocha} \cdot N_S - d, \quad (3-11)$$

ahol N_{epocha} a mozgásvizsgálatba bevont epochák száma, N_S a referenciapontok száma, míg d a normálegyenlet együtthatómátrixának defektusa.

3.5.1.2 A mozgásvizsgálati pontok kiértékelése pontonként

A különböző epochák közös dátumra transzformálásával és a referenciapontok mozdulatlanságának ellenőrzésével rátérhetünk a mozgásvizsgálati pontok koordinátaváltozásainak vizsgálatára. A következőkben pontonként fogjuk ellenőrizni, hogy a tapasztalt koordinátaváltozások statisztikailag szignifikánsak-e.

Bár a GPS/GNSS technikával háromdimenziós koordinátákat határozunk meg, a mozgásvizsgálatokat gyakran külön vízszintes és magassági értelmű mozgásvizsgálatként végezzük ebben az esetben is. Ennek egyik oka, hogy a műholdas helymeghatározási technikával meghatározott vízszintes koordináták és magasságok megbízhatósága eltérő a szabályos hibák hatása miatt. A következőkben a vízszintes értelmű mozgásvizsgálati elemzés technikáját tekintjük át. Süllyedésvizsgálatokhoz hasonló eljárást követhetünk, mindössze a dimenziószámot kell csökkenteni eggyel.

Vízszintes elmozdulásvizsgálatoknál az i -dik és a j -dik epocha között a mozgásvizsgálati pontok koordinátaváltozását az alábbi összefüggésekkel határozhatjuk meg:

$$\begin{aligned}\Delta x &= X_j - X_i, \\ \Delta y &= Y_j - Y_i.\end{aligned}\quad (3-12)$$

A koordinátaváltozások vektorát Δ -val jelölve a hipotézisvizsgálatot az alábbi módon írhatjuk fel:

$$\begin{aligned}H_0: \quad \Delta &= 0 \\ H_a: \quad \Delta &\neq 0.\end{aligned}\quad (3-13)$$

A koordinátaváltozások $(1-\alpha)$ konfidenciaszinthez tartozó konfidencia-intervalluma az alábbi összefüggéssel írható fel (Nkuite, 1992):

$$\Delta^T Q_{\Delta}^{-1} \Delta \leq 2 \hat{\sigma}_g^2 F_{2,r_g,1-\alpha}, \quad (3-14)$$

ahol $\hat{\sigma}_g$ a teljes hálózat közös kiegyenlítéséből meghatározott a posteriori súlyegység középhiba értéke, míg r_g a szabadságfok.

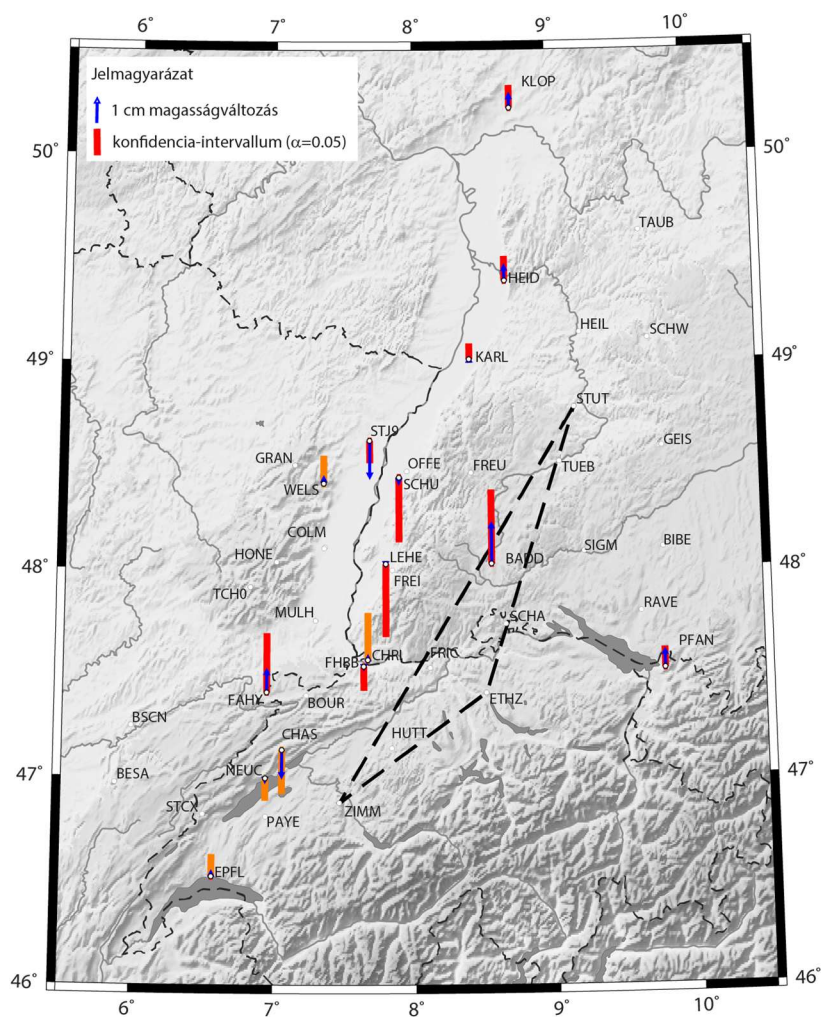
A pontonkénti elmozdulásvizsgálat statisztikai tesztje:

$$T = \frac{\Delta^T Q_{\Delta}^{-1} \Delta}{2 \hat{\sigma}_g^2}. \quad (3-15)$$

A H_0 nullhipotézist akkor fogadjuk el, ha T kisebb, mint $F_{2,r_g,1-\alpha}$.

3.5.2 Az elmozdulásvizsgálatok eredményei

Ahogy az előző pontban is utaltam rá, az elmozdulásvizsgálatokat a vízszintes koordinátákra és a magasságokra külön-külön végeztem el. Az egyes epochák közös dátumra transzformálása érdekében első lépésként a mozdulatlanak tekinthető referenciapontokat választottam ki. A Felső Rajna-árok geológiai szerkezetének ismeretében a referenciapontokat az árok keleti oldalán választottam ki annak érdekében, hogy az árok süllyedését, illetőleg a Vogézek esetleges vízszintes elmozdulását ki tudjuk mutatni. A referenciapontok kiválasztásához a Felső Rajna-árok területén és annak környezetében tapasztalt földrengések epicentrumainak földrajzi elhelyezkedését is figyelembe véve STUT (Stuttgart), ZIMM (Zimmerwald) és ETHZ (ETH Zürich) állomások által meghatározott háromszöget tekintettem mozdulatlanak vizsgálataim során.



3-9. ábra Magasságváltozások az EUCOR-URGENT hálózatban 1999-2003 között. A narancs színű konfidenciaintervallummal jelölt pontok magasságváltozásai a 2000. évre vonatkoznak.

Az elmozdulásvizsgálatokat a négy mérési kampány mindegyik kombinációjában elvégeztem. Az eredmények alapján a vizsgált időtávon a legtöbb mozgásvizsgálati ponton szignifikáns elmozdulás nem volt tapasztalható. A magassági és a vízszintes elmozdulásvizsgálatok eredményeit a 3-9. és a 3-10. ábrán mutatom be. A numerikus eredményeket a magasságváltozásokra vonatkozóan a 3-12. táblázatban, míg a vízszintes koordinátákra vonatkozóan a 3-13. táblázatban adom meg.

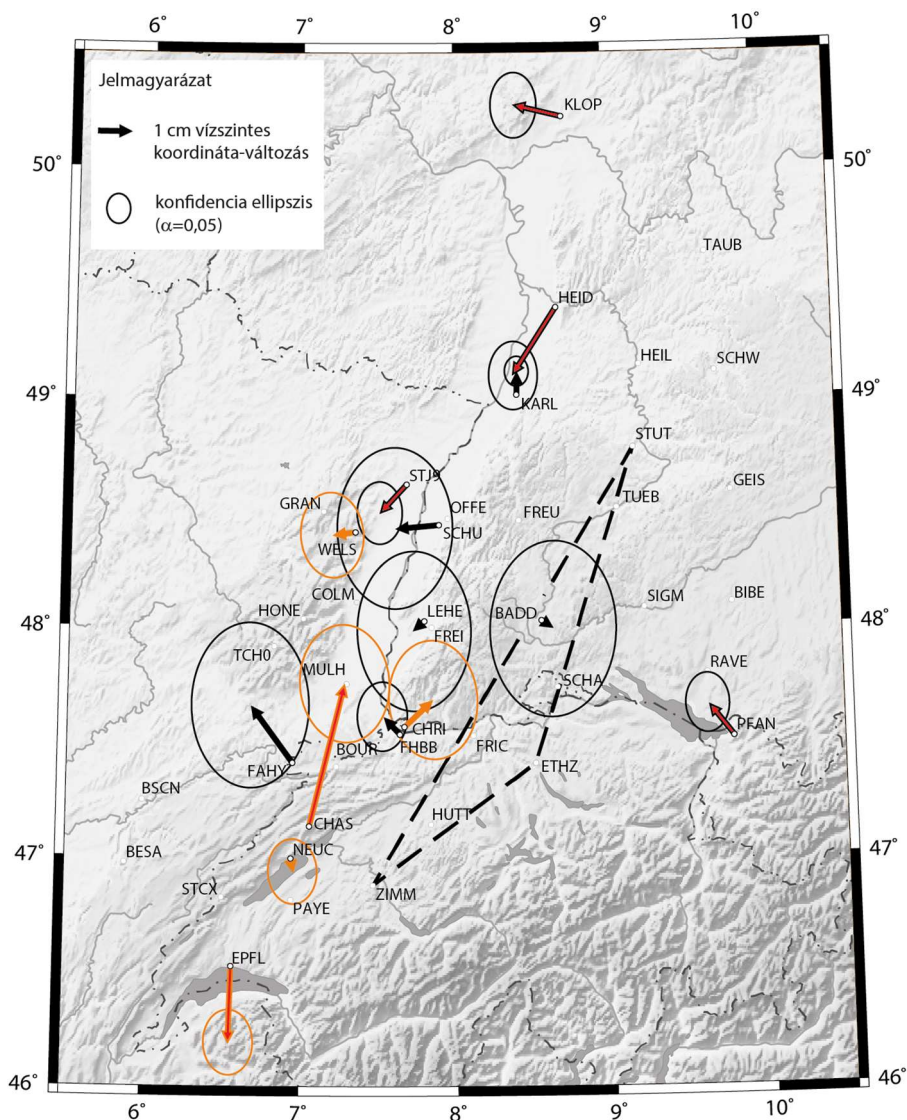
Pont	1999-2000			1999-2002			1999-2003		
	Δ	Konf.	Szign.	Δ	Konf.	Szign.	Δ	Konf.	Szign.
BRUS	3,2	11,3	NEM	0,0	6,9	NEM	-0,3	10,9	NEM
CAGL	7,2	16,4	NEM	13,0	10,6	IGEN	7,9	13,6	NEM
KOSG	-2,6	11,8	NEM	0,9	7,2	NEM	-15,7	10,9	IGEN
GRAZ	5,2	13,1	NEM	2,3	7,7	NEM	-9,3	11,4	NEM
PFAN	9,1	14,0	NEM	8,2	6,5	IGEN	7,3	8,6	NEM
HEID	9,5	10,8	NEM	4,2	7,1	NEM	6,3	10,2	NEM
KARL	-2,3	9,9	NEM	3,7	6,3	NEM	0,9	6,6	NEM
KLOP	-1,5	15,4	NEM	5,3	6,7	NEM	5,8	9,4	NEM
STJ9	-13,0	10,1	IGEN	-13,5	6,8	IGEN	-15,5	9,2	IGEN
POTS	-0,3	11,6	NEM	0,1	6,9	NEM	-18,2	11,0	IGEN
MEDI	-1,4	14,0	NEM	-10,1	8,4	IGEN	-15,8	12,2	IGEN
FHBB	0,2	10,6	NEM	3,8	7,4	NEM	-3,0	9,9	NEM
TCH0	1,0	19,4	NEM	-	-	-	-	-	-
FAHY	2,5	23,8	NEM	-	-	-	9,5	24,5	NEM
MULH	1,9	18,3	NEM	-	-	-	-	-	-
GRAN	1,9	20,1	NEM	-	-	-	-	-	-
DOUR	-	-	-	1,4	6,7	NEM	0,5	9,0	NEM
EBRE	-	-	-	19,1	7,4	IGEN	19,7	12,7	IGEN
SJDV	-	-	-	9,7	6,7	IGEN	-	-	-
EPFL*	-	-	-	-	-	-	2,2	9,2	NEM
NEUC*	-	-	-	-	-	-	-1,5	9,1	NEM
WELS*	-	-	-	-	-	-	2,8	11,7	NEM
BADD	-	-	-	-	-	-	16,9	30,6	NEM
LEHE	-	-	-	-	-	-	-0,9	30,1	NEM
SCHU	-	-	-	-	-	-	-2,6	26,8	NEM
CHRI*	-	-	-	-	-	-	-11,5	18,3	NEM
CHAS*	-	-	-	-	-	-	1,8	19,5	NEM

3-12. táblázat Magassági értelmű elmozdulások és a hozzájuk tartozó konfidencia intervallumok [mm].

A negatív értékek süllyedést, míg a pozitív értékek emelkedést jelentenek. A *-gal jelölt értékek referenciaidőpontja a 2000. év.

Pont	1999-2000				1999-2002				1999-2003			
	Δ	Az	Konf.	Szign.	Δ	Az	Konf.	Szign.	Δ	Az	Konf.	Szign.
BRUS	4,7	198°	5,4	NEM	9,5	199°	4,9	IGEN	9,4	222°	5,5	IGEN
CAGL	4,2	48°	5,8	NEM	8,1	58°	4,9	IGEN	9,9	95°	5,4	IGEN
KOSG	3,4	266°	4,1	NEM	3,4	239°	3,9	NEM	11,9	236°	5,2	IGEN
GRAZ	1,9	300°	5,4	NEM	3,5	300°	4,9	NEM	4,9	2°	6,5	NEM
PFAN	4,8	165°	6,9	NEM	3,0	320°	4,2	NEM	3,6	323°	4,9	NEM
HEID	3,9	270°	4,1	NEM	7,1	211°	4,7	IGEN	7,4	213°	5,6	IGEN
KARL	1,7	335°	1,6	IGEN	2,6	282°	1,6	IGEN	2,0	0°	2,8	NEM
KLOP	1,5	349°	7,9	NEM	3,3	241°	3,8	NEM	4,5	285°	4,4	IGEN
STJ9	3,0	194°	5,2	NEM	0,1	195°	5,0	NEM	3,5	222°	4,9	NEM
POTS	4,0	250°	5,0	NEM	6,3	254°	4,2	IGEN	7,3	288°	5,0	IGEN
MEDI	9,7	342°	6,3	IGEN	6,6	10°	5,4	IGEN	14,5	16°	6,6	IGEN
FHBB	1,3	283°	4,3	NEM	2,4	327°	4,9	NEM	2,0	317°	5,4	NEM
TCH0	5,0	273°	7,9	NEM	-	-	-	-	-	-	-	-
FAHY	6,4	324°	12,6	NEM	-	-	-	-	2,5	270°	11,0	NEM
MULH	1,8	210°	8,4	NEM	-	-	-	-	-	-	-	-
GRAN	0,8	155°	10,7	NEM	-	-	-	-	-	-	-	-
DOUR	-	-	-	-	6,4	177°	5,2	IGEN	6,0	205°	5,4	IGEN
EBRE	-	-	-	-	8,5	61°	5,6	IGEN	8,4	123°	5,7	IGEN
SJDV	-	-	-	-	1,3	111°	3,9	NEM	3,8	195°	6,3	NEM
EPFL*	-	-	-	-	-	-	-	-	7,1-	268°	4,6	IGEN
NEUC*	-	-	-	-	-	-	-	-	-1,2	280°	4,6	NEM
WELS*	-	-	-	-	-	-	-	-	2,0	188°	7,8-	NEM
BADD	-	-	-	-	-	-	-	-	1,1	124°	12,7	NEM
LEHE	-	-	-	-	-	-	-	-	1,3	228°	12,0	NEM
SCHU	-	-	-	-	-	-	-	-	3,9	265°	10,8	NEM
CHRI*	-	-	-	-	-	-	-	-	13,6	14°	10,7	IGEN
CHAS*	-	-	-	-	-	-	-	-	3,5	47°	9,2	NEM

3-13. táblázat A vízszintes értelmű mozgásvizsgálat eredményei [mm]. A *-gal jelölt értékek referenciaidőpontja a 2000. év.



3-10. ábra Az EUCOR-URGENT GPS hálózatban tapasztalt vízszintes értelmű koordinátaváltozások 1999-2003 között. A narancs színnel jelölt pontok koordinátaváltozásai 2000-2003 közötti időszakra vonatkoznak. A statisztikailag szignifikánsnak tekinthető koordinátaváltozásokat a vektorok piros kitérésével jeleztem.

A Felső Rajna-árokban csupán az STJ9 állomás magasságváltozása tekinthető szignifikánsnak, értéke -15,5 mm a vizsgált négy év alatt. Ugyanakkor a magasságváltozás jelentős része (-13,5 mm) az 1999-2000 évek között jelentkezett. Mivel ebben az időszakban jelentős földrengés nem volt az állomás közelében, ezt az elmozdulást sem posztszeizmikus elmozdulás, sem pedig a litoszféralemezek deformációja nem magyarázhatja. Feltehetően az állomás instabilitása okozta a tapasztalt magasságváltozásokat.

A kampány jellegű mérésekből kimutatott éves magassági értelmű elmozdulások abszolút értékének mediánja 0,8 mm/év, míg az éves magasságváltozások középhibájának mediánja $\pm 1,7$ mm/évre adódott. Ugyanezek az értékek a vízszintes elmozdulások esetében 0,8 mm/évre és $\pm 1,0$ mm/évre adódtak. A rövid, mindössze négyéves időtávra nyúló mérési eredmények alapján a kampány jellegű vizsgálatok nem hoztak egyértelmű eredményt, ami a korábbi vizsgálatok alapján várt 1mm/év alatti felszínmozgások fényében nem is

meglepő. Ugyanakkor a 3-10. ábrán látható vízszintes elmozdulás-vektorok irányai nem mondanak ellent a geológiai vizsgálatokból ismert, a fő határoló vetőkön kialakuló szinisztrális (balos vető menti) elmozdulásoknak. A vízszintes értelmű elmozdulás-vektorokból és az ezekhez tartozó konfidenciaellipszisekből azt is megállapíthatjuk, hogy a hasonló stratégiával folytatott kampány jellegű mérésekkel a várhatóan 1 mm/év alatti elmozdulások a legjobb esetben is egy évtized múlva hozhatnának eredményt. Ezzel szemben a felhasznált permanens állomásokra jóval kedvezőbb hibaellipsziseket kaptam, ami nyilvánvalóan annak köszönhető, hogy ezekről az állomásokról legalább 14 napos mérés állt rendelkezésemre.

A fentiek alapján arra a megállapításra jutottam, hogy a Felső Rajna-árok műholdas helymeghatározással végzett mozgásvizsgálatát a jövőben a permanens GPS/GNSS állomásokra kell alapozni, amit az időközben kellő sűrűséggel kiépült SAPOS hálózat is lehetővé tesz. Másrészt a kicsiny mértékű elmozdulások miatt egyéb geodéziai mérések felhasználhatóságát is érdemes megvizsgálni a térségben.

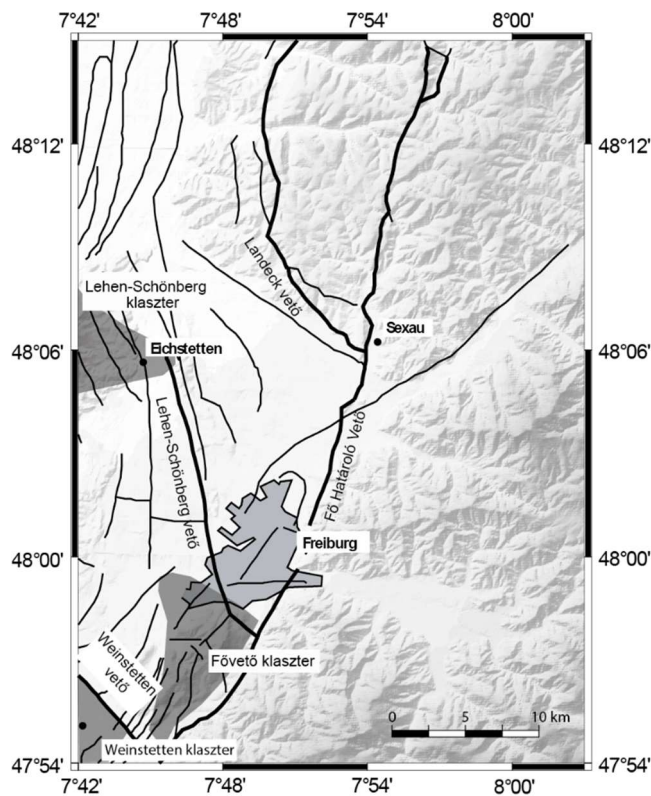
3.6 Süllyedésvizsgálatok Freiburg térségében.

A GPS alapú mozgásvizsgálati mérések megmutatták, hogy kampány jellegű mozgásvizsgálati mérésekkel a rövid időtáv miatt nem volt lehetséges a hálózati pontokon olyan szignifikáns felszínmozgásokat detektálni, amelyek egyértelműen tektonikai okokra lettek volna visszavezethetők. Hosszabb időtávú elemzésekhez azonban felhasználhatjuk a magassági alaphálózatokban végzett felsőrendű szintezéseket is. Behrmann és mtsai., (2003) kimutatták, hogy a jelenkori földrengések hipocentrumainak földrajzi eloszlása jól illeszkedik néhány ismert törésvonal egyes szakaszaira Freiburg térségében. Vizsgálataik alapján megállapították, hogy a földrengés hipocentrumok három klasztert alkotnak: a Weinstetten, a Lehen-Schönberg és a Fő határoló vető klasztereket (3-11. ábra).

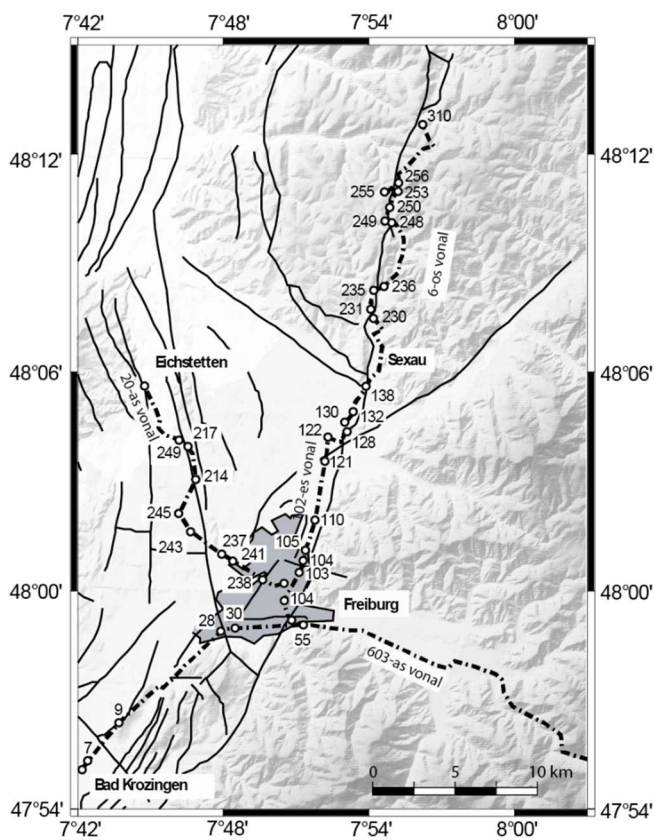
A vizsgált területen összesen négy darab első és másodrendű szintezési vonalat választottunk ki annak érdekében, hogy azok mérési eredményeinek részletes elemzésével megvizsgáljuk, hogy kimutatható-e recens felszínmozgás az adatokból és ezek a felszínmozgások összefüggésbe hozhatóak-e a 3-11. ábrán bemutatott klaszterekkel. A kiválasztott szintezési vonalak az alábbiak (3-12. ábra):

- A Bad Krozingen-től Titisee-Neustadt-ig vezetett 603-as számú elsőrendű szintezési vonal,
- A Freiburg-től Sexau-Lörch-ig húzódó 102-es számú elsőrendű szintezési vonal,
- A Sexau-Lörch-től Streitberg-ig húzódó 6-os számú másodrendű szintezési vonal,
- A Freiburg-től Eichstettenig húzódó 20-as számú másodrendű szintezési vonal.

A kiválasztott szintezési vonalak nem alkotnak hálózatot, így módon a mérések kiegyenlítését nem tudtam elvégezni. Ennek ellenére, a következőkben bemutatandó eljárással a szintezési vonalak észlelt magasságkülönbségeiből (a hátra-előre leolvasások különbségéből) a geológia számára is értékes információkat nyerhetünk a recens felszínmozgásokról, hiszen ezeket a vonalakat a vizsgálatok elvégzése előtti mintegy 100 évben többször is megmérte a Baden-Württembergi Tartományi Földmérés. A következő pontban a szintezési eredmények elemzésének és a jelenkori felszínmozgások kimutatásának általam alkalmazott módszertanát mutatom be.



3-11. ábra Vetők és jelenkori aktivitást mutató klaszterek Freiburg térségében (forrás: Behrmann és mtsai. (2003). A vetők helyzetét (Tietze és mtsai., 1979) alapján ábrázoltam.



3-12. ábra Baden-Württemberg tartomány felsőrendű szintezési hálózatának vonalai pontvonallal jelölve a vizsgált térségben

3.6.1 Recens felszínmozgások meghatározási eljárása felsőrendű vonalszintezéssel

Az ismételt szintezések mozgásvizsgálati célú feldolgozását alapvetően kétféle módszerrel hajthatjuk végre. Egyrésztől hálózatot alkotó szintezési poligonok kiegyenlítésével meghatározhatjuk a poligonok csomópontjainak magasságait a különböző mérési epochákban, amelyek különbségeként előállíthatóak a jelenkori függőleges értelmű felszínmozgások. Erre a technikára jó példa Busics (2010) munkája, amelyben a hazai Egységes Országos Magassági Alapponthálózat (EOMA) 2007-2008 között végzett 9. és 10. poligonjának újramérését felhasználva végezte el az észak-magyarországi régióban a felszínmozgások meghatározását. Abban az esetben, ha a szintezési hálózatot több alkalommal is méri, akkor a recens felszínmozgásokat kinematikus kiegyenlítési technikával is kiértékelhetjük (Hazay, 1967; Joó és mtsai., 1987; Zippelt, 1988). Bár a különböző epochákban mért szintezési hálózatok és a vertikális felszínmozgások együttes kiegyenlítése matematikailag helyesebb, hátránya, hogy ezzel az eljárással a kiegyenlítés során csak a poligonok csomópontjainak magasságát és fajlagos magasságváltozását tudjuk meghatározni. A közbelső pontok (pl. szakaszvégpontok) magasságát, a csomópontok magasságának ismeretében, a vonalak kiegyenlítését követően határozzuk meg. Ezt követően az egyes epochákban mért magasságok különbségéből és az epochák között eltelt időből számíthatjuk a szakaszvégpontok fajlagos magasságváltozásait.

Ha nem állnak rendelkezésünkre hálózatot alkotó szintezési vonalak, akkor egy másik megközelítést alkalmazhatunk. Az egyes szintezési vonalakon a szakaszvégpontok magasságváltozásait hasonlítjuk össze az egyes epochák között. Bár ebben az esetben nem tudjuk a méréseket kiegyenlíteni, de a szintezési vonal mentén is bizonyos esetekben kimutathatóvá válnak a felszínmozgások.

Vizsgálataim során a hálózatként történő kiegyenlítésre nem volt módomban, hiszen az említett négy szintezési vonal nem alkot egy hálózatot. A szintezési vonalakat olyan szakaszokra osztottam, amelyeket minden egyes epochában megmértek. Ezt követően a különböző epochákban az azonos szakaszvégpontok mért magasságkülönbségei és az epochák között eltelt idő alapján meghatározhatjuk a fajlagos magasságkülönbség-változások értékeit. A magasságkülönbségek változásai egyben a felsőrendű szintezésekből meghatározható fajlagos relatív süllyedés/emelkedés értékek a két szakaszvégpont között. Abban az esetben, ha a szakaszvégpontok között egy vető található, akkor az észlelt magasságkülönbség változás becslést adhat a vető két oldala közötti relatív magasságváltozásra a két mérési epocha között.

Ugyanakkor az észlelt magasságkülönbség változások nem feltétlenül feleltethetőek meg egyértelműen a vertikális értelmű vető elmozdulásoknak. Egyrésztől az észlelt magasságkülönbség változások statisztikai szignifikanciáját is figyelembe kell vennünk, másrésztől az alappontok esetleges instabilitása szintén befolyásolhatja a vető mentén becsült elmozdulásokat.

Mivel minden epochában a felsőrendű szintezési vonalakat oda-vissza szintezéssel hajtották végre, így a szintezés a posteriori kilométeres középpontját kiszámíthatjuk az oda-vissza irányban mért magasságkülönbségek záróhibájából:

$$m_{km} = \pm \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{\delta_i^2}{4R_i^2}} \quad (3-16)$$

ahol n a szintezési vonal szakaszainak száma, δ_i az oda-vissza irányban mért magasságkülönbségek eltérése mm-ben, R_i az i -dik szakasz hossza km-ben.

A szakaszvégpontok mért magasságkülönbségének a középhibáját a km-es középhiba és a szintezési szakasz kilométerben kifejezett hossza alapján az alábbi összefüggéssel számíthatjuk:

$$m_i = m_{km} \sqrt{R_i}. \quad (3-17)$$

Feltételezve, hogy az egyes epochákban mért magasságkülönbségek statisztikailag függetlennek tekinthetők, a két epochában mért magasságkülönbségek különbségei és ezek középhibája az alábbi összefüggéssel határozható meg:

$$\delta \Delta h_i^{a,b} = \Delta h_i^b - \Delta h_i^a, \quad (3-18)$$

$$m_{\delta \Delta h}^{a,b} = \sqrt{(m_i^a)^2 + (m_i^b)^2}, \quad (3-19)$$

ahol a és b jelzi a mérési epochákat.

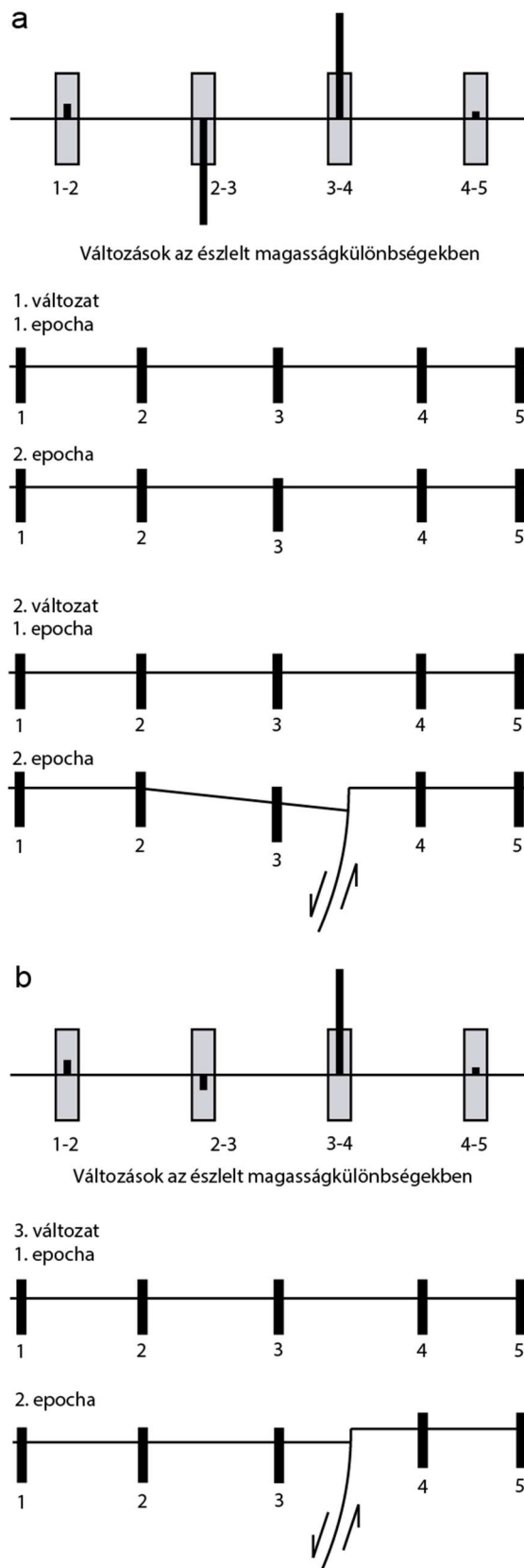
A (3-19) egyenlettel kiszámított középhibát felhasználhatjuk az észlelt magasságkülönbség változás statisztikai szignifikanciájának a megítéléséhez. A szignifikancia megítéléséhez t-próbát alkalmaztam $\alpha=0,05$ szignifikanciaszint mellett.

A statisztikai szignifikancia megítélésén túl meg kell vizsgálnunk az esetlegesen instabil szakaszvégpontok hatását a kimutatott vető menti vertikális elmozdulásokra. A 3-13. ábra felső részén (a) két lehetőséget mutatok be, amelyek ugyanolyan észlelt magasságkülönbség változást okoznak. Az első esetben az észlelt magasságkülönbségekből azt állapíthatjuk meg, hogy az 1-2 és 4-5 pontok közötti magasságkülönbsége nem változik szignifikánsan, így ezek a szakaszvégpontok egymáshoz képest stabilnak és mozdulatlanak tekinthetők. Ugyanakkor a 2-3 és 3-4 szakaszvégpontok között hasonló nagyságú, de ellentétes előjelű magasságkülönbség változást tapasztalunk. Ezt a jelenséget magyarázhatjuk a 3-as számú szakaszvégpont lokális süllyedésével (1. változat), míg a második esetben ugyanezt a jelenséget akár tektonikai okokra is visszavezethetjük. Ebben az esetben nem határozható meg egyértelműen a magasságkülönbség változások oka.

Az előbbiekkal ellentétben a 3-13. ábra b) részén szemléltetett magasságkülönbség változásokat egyértelműen nagyobb kiterjedésű felszínmozgás okozza. A 3-4 szakaszvégpontok magasságkülönbsége szignifikánsan változott. Ugyanakkor lokális értelemben mind a 3-as, mind pedig a 4-es szakaszvégpontok stabilnak tekinthetők, hiszen sem a 2-3, sem pedig a 4-5 szakaszvégpontok magasságkülönbsége sem változik szignifikánsan a két epocha között. Ez arra utal, hogy a 3-4 szakaszvégpontok között szignifikáns vertikális értelmű felszínmozgás következett be a két mérési epocha között.

Az ismételt szintezések között azonban általában mind az alappontok saját mozgása, mind pedig a tényleges felszínmozgások megjelennek a kimutatott magasságkülönbség változásokban. Ezért különösen óvatosan kell eljárunk az adatok elemzése során.

Meg kell azt is említenünk, hogy a felszínmozgásokat nem kizárólag tektonikai okokra vezethetjük vissza, hanem antropogén tevékenység is okozhatja ezeket. Emiatt a geodéziai, szerkezeti földtani és egyéb (pl. bányászati, hidrológiai) információkat együttesen kell értelmezni a megfelelő következtetések levonásához.



3-13. ábra Észlelt magasságkülönbség eltérések lehetséges interpretációi. Az a) esetben instabilitás és tektonikai folyamatok is magyarázhatják a magasságkülönbségek változását. A b) esetben az 1-3 és a 4-5 pontok egymáshoz képest mozdulatlanak tekinthetők, így a 3-4 pontok között szignifikáns felszínmozgást zajlott le.

A vetők mentén bekövetkező vertikális felszínmozgások becslése érdekében első lépésként a jegyzőkönyvek és a szakaszvégpontok pontleírása alapján meghatároztam a szakaszvégpontok közelítő vízszintes helyzetét. Mivel a pontleírásokban vízszintes koordináták nem szerepeltek, ezért navigációs GPS-szel határoztam meg az egyes szakaszvégpontok koordinátáit. A Freiburgi Egyetem Geológiai Intézetének munkatársai pedig átadták a Freiburg térségében azonosított vetők georeferált állományát (Behrmann és mtsai., 2003). Ily módon közös vonatkozási rendszerben tudtam ábrázolni a geológiai és a geodéziai információkat, ezáltal összevethetővé váltak a szintezési vonalakon észlelt magasságkülönbség változások a vetők helyzetével.

Ezt követően az oda-vissza szintezések mérési jegyzőkönyveinek feldolgozásával meghatároztam minden egyes vonalra, mindegyik epochában a közös szakaszvégpontok között észlelt magasságkülönbségeket és azok középhibáit a (3-18) és a (3-19) egyenletek felhasználásával. Ezt követően minden kombinációban kiszámítottam a szakaszvégpontok magasságkülönbség változásait és azok középhibáit is.

A következő alpontokban az egyes vonalakra végzett vizsgálataimat és azok eredményeit mutatom be.

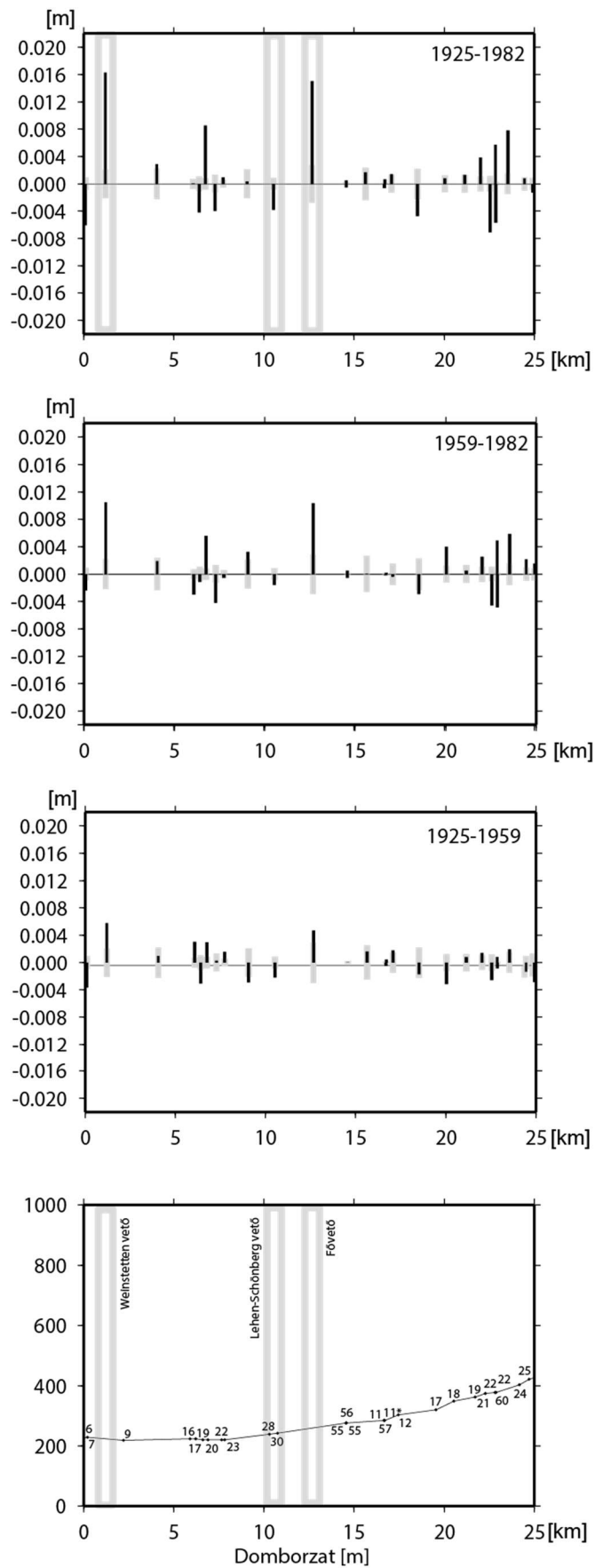
3.6.2 A vonalszintezések eredményeinek elemzése

3.6.2.1 A 603-as számú szintezési vonal.

Vizsgálataimat a 603-as számú szintezési vonal első felére összpontosítottam, ahol a szintezési vonal keresztezi a Weinstetten vetőt Bad Krozingen településen, a Lehen-Schönberg vetőt és a Fő határoló vetőt pedig Freiburg térségében.

A 603-as számú szintezési vonalat négyszer szintezték le 1925 és 1984 között. Az egyes szintezéseket 1925-27 között, 1959-ben, 1959-1962-ben és 1982-1984 között hajtották végre. Mivel a második és a harmadik mérés gyakorlatilag egy időbe esett, így összesen csak három epochát használtam fel a vizsgálatokhoz. Meg kell azonban említeni, hogy a 2. (1959) és a 3. (1959-1962) méréseket összehasonlítottam egymással és azt állapítottam meg, hogy a mért magasságkülönbségek jellemzően néhány század milliméterre megegyeztek. Ezért a két mérést azonosnak tekintettem.

A magasságkülönbségek időbeli változását a mérési epochák közötti minden kombinációra a 3-14. ábrán mutatom be. A szintezési adatokból egyértelműen látszik a Weinstetten vetőn tapasztalható vertikális elmozdulás (lásd a 7-9 szakaszvégpontok közötti magasságkülönbség változásokat). Bár egyértelműen nem zárható ki a 7-es számú szakaszvégpont instabilitása – erre utal a 6-7 szakaszvégpontok közötti magasságkülönbségek változása – a mérési epochák minden kombinációjában szignifikáns magasságkülönbség változás mutatható ki a Weinstetten vető környezetében. Mivel a felsőrendű szintezések közel 60 éves időtávot ölelnek fel, valószínűtlennek tűnik, hogy az alappont alapozása okozná ezt az észlelt magasságkülönbség változást. Mindezek ellenére a 7-9 szakaszvégpontok közötti magasságkülönbség változásból levontam a 7-es pont esetleges instabilitása okozta



3-14. ábra Magasságváltozás különbségek a 603-as számú szintezési vonalon

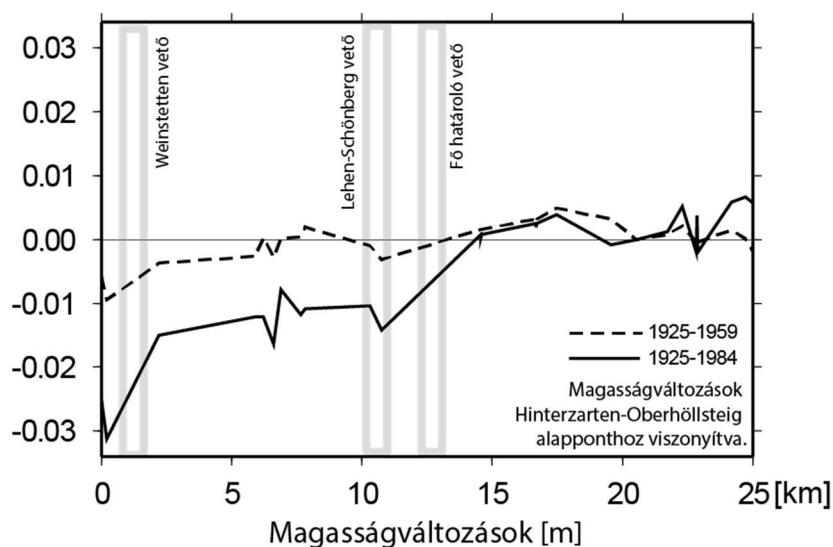
hatást (azaz a 6-7 szakaszvégpontok közötti magasságkülönbség változásokat). Ily módon az 59 éves időtávon 10,2 mm-es elmozdulást határoztam meg a Weinstetten vetőn, ami $0,17 \text{ mm/év} \pm 0,01 \text{ mm/év}$ vertikális elmozdulásnak felel meg. Abban az esetben azonban, ha a vertikális elmozdulásokat az első kettő és a második kettő mérési epocha között határozzuk meg, akkor rendre $0,06 \text{ mm/év} \pm 0,02 \text{ mm/év}$ és $0,35 \text{ mm/év} \pm 0,04 \text{ mm/év}$ értéket kapunk. Míg előbbi érték alig szignifikáns elmozdulást jelent 1925 és 1959 között, addig az utóbbi szignifikánsan nagyobb ennél, azaz a tapasztalt elmozdulások nőttek a második két mérési epocha között az említett időszakhoz képest.

A szintezési vonal mentén tovább haladva azt láthatjuk, hogy a 16-23 pontok között szignifikáns magasságkülönbség változásokat tapasztalhatunk. Ugyanakkor sem a vonal helyzete, sem pedig a magasságkülönbség változások mintája nem támasztja alá egyértelműen azt, hogy ezeket a jelenségeket tektonikai okok magyaráznák.

A következő, szerkezetföldtani szempontból is érdekes szakasz a 28-30 szakaszvégpontok között helyezkedik el. A szintezési vonal ezen a szakaszon metszi a Lehen-Schönberg vetőt. A teljes vizsgált időtávon $0,05 \pm 0,01 \text{ mm/év}$ elmozdulás tapasztalható. Az első és a második vizsgálati időszak alatt hasonló értékeket kaptam, ami arra utal, hogy a vető menti vertikális elmozdulás a közel 60 év alatt konstansnak tekinthető.

Tovább haladva a szintezési vonal mentén a 30-55 szakaszvégpontok között a szintezési vonal a Fő határoló vetőt metszi. A méréseket felölölő időszak alatt ezen a szakaszon mintegy 15 mm-es magasságkülönbség változást tudtam kimutatni az adatokból. Ez 1925-1982 között konstans éves elmozdulási sebességet feltételezve $0,25 \pm 0,02 \text{ mm/év}$ -es relatív vertikális elmozdulásnak felel meg. Ebben az esetben is megfigyelhetjük, hogy az elmozdulás jelentősen megnövekedett a vizsgálati időszak második felében. Míg az első 32 évben ennek értéke $0,15 \pm 0,03 \text{ mm/év}$ volt, addig a második 23 évben ez az érték $0,45 \pm 0,05 \text{ mm/év}$ értékre növekedett.

A szintezési vonal innen a Fekete-erdőben halad tovább Titisee-Neustadt-ig. Ugyan helyenként ezen a szakaszon is tapasztaltam szignifikáns magasságkülönbség változásokat, azok mintázata inkább lokális szakaszvégpont süllyedésekre utal. Ezt jól láthatjuk a 603-as szintezési vonal szakaszvégpontjainak magasságváltozásain, amelyeket a 3-15. ábrán mutatok be. A Fekete-erdőben elhelyezkedő Hinterzerten-Oberhöllsteig szakaszvégpont magasságát változatlanul feltételezve a vizsgálati időszak alatt, a mért magasságkülönbségekből kiszámítható az 1925-ben meghatározott magasságokhoz képest a szakaszvégpontok magasságváltozása. Az ábrán jól látható a Fő határoló vető és a Weinstetten vető menti vertikális elmozdulások hatása. A teljes időszakra vetítve azt állapíthatjuk meg, hogy a Felső Rajna-árok Freiburgnál mintegy 3 cm-et süllyedt a Fekete-erdőhöz képest a közel 60 év alatt, ami mintegy $0,5 \text{ mm/év}$ vertikális irányú felszínmozgási rátának felel meg. Ez az érték az első 32 éves időszakban azonban nem érte el a $0,3 \text{ mm/éves}$ értéket.



3-15. ábra A 603 szintezési vonal szakaszvégpontjainak magasságváltozása 1925-1959 és 1925-1984 között Hinterzarten-Oberhöllsteig szakaszvégpontához viszonyítva.

3.6.2.2 A 102-es számú szintezési vonal

A 102-es számú elsőrendű szintezési vonal Freiburg és Sexau-Lörch között húzódik és közelítőleg a Fő határoló vetővel párhuzamosan halad, miközben két kisebb vetőt keresztez a 103-104 és a 121-122 pontok között a francia Földtani és Bányászati Szolgálat (Bureau de Recherches Géologiques et Minières - BRGM) és a Baden-Württemberg tartomány Geológiai és Bányászati Hivatala (Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau - LGRB) által készített földtani térképek alapján (Tietze és mtsai., 1979). A vonalon két epochában végeztek szintezéseket, az első 1959-ben, míg a második 1984-ben, így 25 éves időszakot tudtam lefedni a mérésekkel.

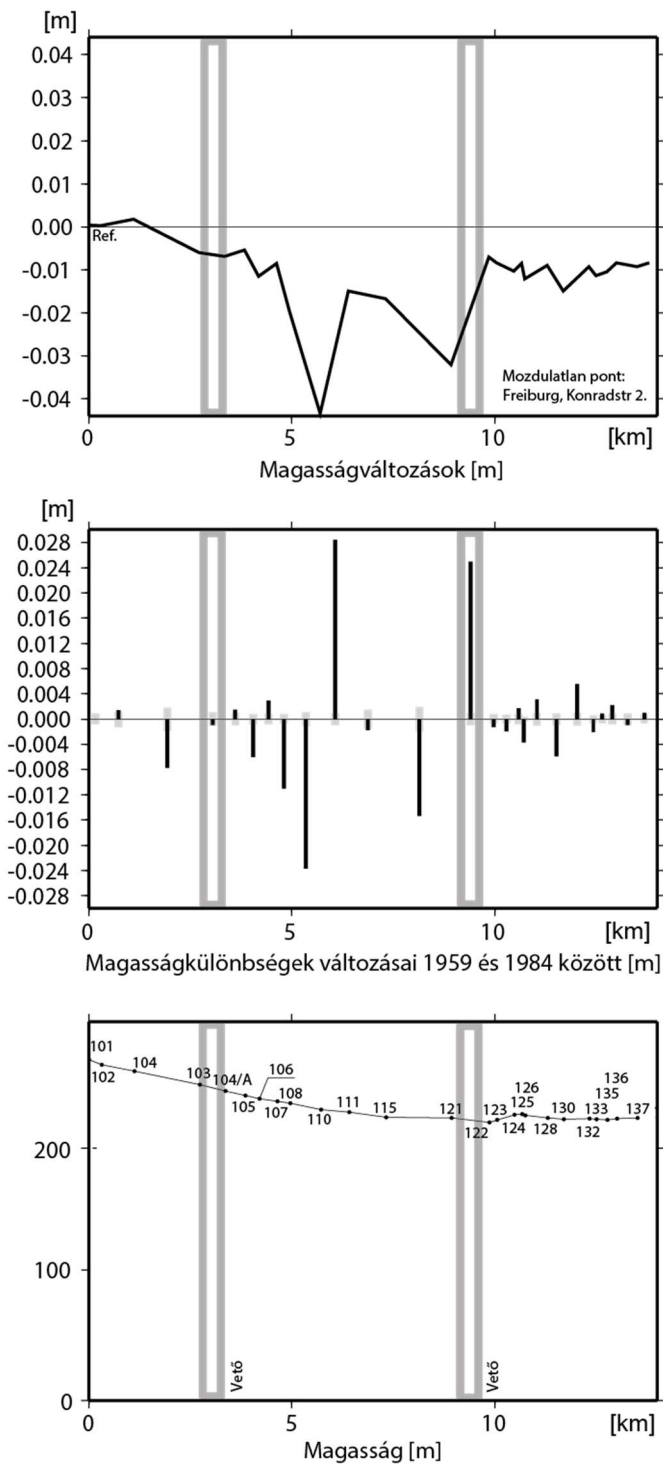
Hasonlóképpen az előző vonalon végzett vizsgálatokhoz, előállítottam a két epochában mért magasságkülönbségek változásait, amelyeket a 3-16. ábrán mutatok be. Délről észak felé haladva az első szignifikánsnak tekinthető magasságkülönbség változást a 104-103 pontok között tapasztaltam. Bár a földtani térképek itt nem jeleztek törésvonalat, a szintezési vonal ezen a szakaszon elég közel, 500 m-en belül halad a Fő határoló vető azon szakaszához, amelyen 1999-ben és 2002-ben is szeizmikus aktivitást észleltek (RéNaSS, 2005).

Tovább haladva a szintezési vonalon azt láthatjuk, hogy a 105-110 pontok között a magasságkülönbség változások negatív trendje figyelhető meg, ami a terület relatív süllyedésére utal. A mérésekből kimutatható éves süllyedés mértéke ezen a szakaszon – 0,24 mm/év és -1,6 mm/év között változik. Ugyanakkor ennek nagy része a 110-es pont instabilitásával magyarázható, hiszen a 110-es pont előtti és az azt követő magasságkülönbségek hasonló mértékben de egymással ellentétes irányba változtak.

A 102-es szintezési vonal a 121-122 szakaszvégpontok között metsz egy vetőt. E két szakaszvégpont között jelentős, pozitív értelmű magasságkülönbség változást tapasztaltam (24 mm). Ugyanakkor a megelőző szakaszon tapasztalt változás arra utal, hogy a 121-es pontnak saját mozgása is van. Ha levonjuk ezt a sajátmozgást, akkor 25 év alatt a magasságváltozás mértéke 9,64 mm, azaz a vetőtől délre elhelyezkedő terület

$0,38 \pm 0,03$ mm/éves magasságváltozási rátával süllyed az északra elhelyezkedő területhez képest.

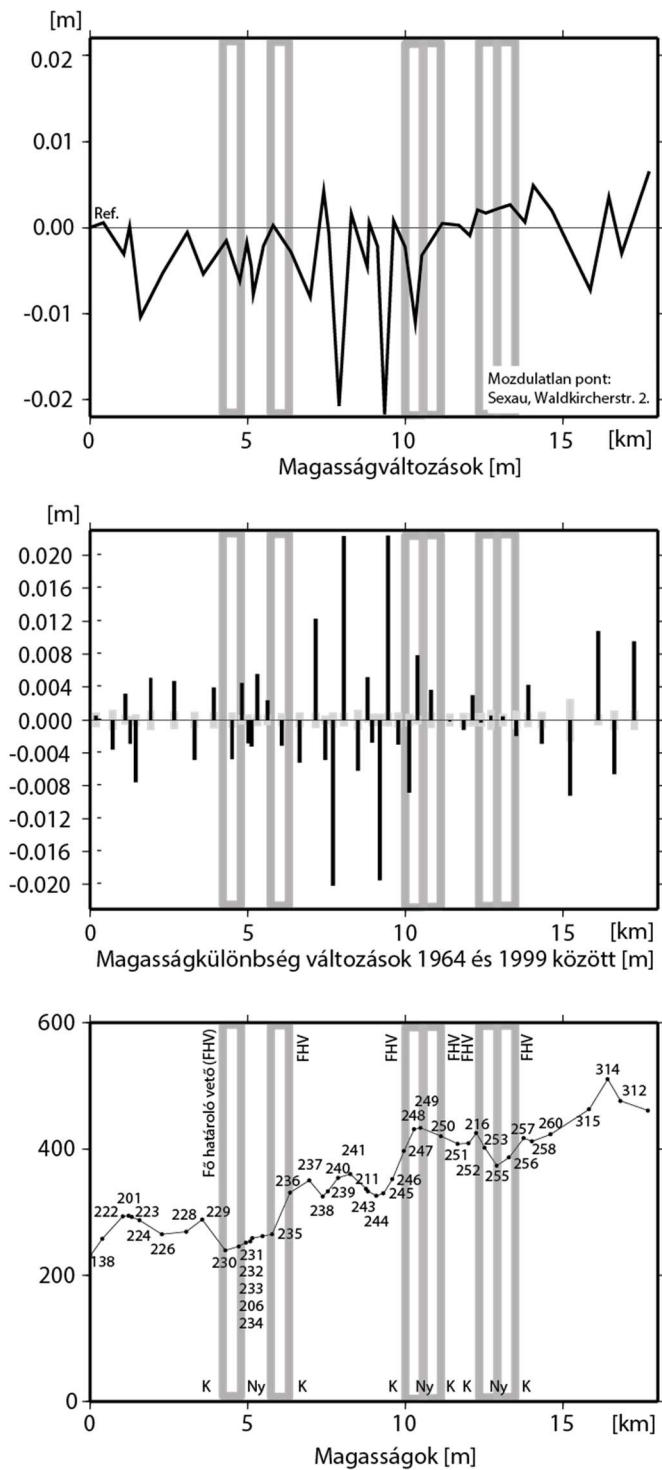
A 122-es szakaszvégpontot követően a magasságváltozások különbségeinek alakulása a szakaszvégpontok helyi instabilitásaira utalnak, így ezekből a változásokból nem vonhatunk le érdemi következtetéseket.



3-16. ábra Magasság- és magasságkülönbség változások a 102-es számú szintezési vonalon

3.6.2.3 A 6-os számú szintezési vonal

A 6-os számú másodrendű szintezési vonal Sexau-Lörch és Streitberg között húzódik. Megközelítőleg a Landeck vető és a Fő határoló vető találkozásától, döntően a Fő határoló vetővel párhuzamosan halad, összesen hatszor keresztezve azt. A vonalon kétszer hajtottak végre felsőrendű szintezést, először 1964-ben majd 35 évvel később, 1999-ben.



3-17. ábra Magasság- és magasságkülönbség változások a 6-os számú szintezési vonalon

A magasságkülönbségek a vonal 230-as szakaszvégpontig húzódó első szakaszain váltakozó előjelű, hasonló nagyságú változásokat mutatnak (3-17. ábra). Ezeket az elmozdulásokat a szakaszvégpontok lokális süllyedéseivel magyarázhatjuk. A földtani térkép alapján a szintezési vonal a Fő határoló vetőt a 230-231 pontok közötti szakaszon metszi először. Ez egy kelet-nyugati irányú metszés, amely irányban $4,75 \pm 0,47$ mm ($0,14 \pm 0,01$ mm/év) süllyedést tapasztaltam. A második keresztezés a 235-236 szakaszvégpontok között található (nyugat-keleti irányban), ahol a süllyedés $3,13 \pm 0,42$ mm ($0,09 \pm 0,01$), ami ugyan nagyon kis mértékű elmozdulás, de ellentmond a geológiai információknak. A harmadik és negyedik keresztezés a 248-249 (kelet-nyugat irányban) és a 249-250 (nyugat-keleti irányban) található. Előbbinél $7,87 \pm 0,29$ süllyedés, míg utóbbinál $3,67 \pm 0,50$ relatív emelkedés látható az adatokban. Meg kell azonban jegyeznünk, hogy a 248-249 pontok közötti magasságkülönbség változás nem egyértelműen köthető tektonikai eredetű felszínmozgásokhoz, azt a 248-as számú szakaszvégpont instabilitása is okozhatja, így ezt a későbbiekben nem tekintetem szignifikáns elmozdulásnak. Az utolsó két keresztezésnél (253-255 és 255-256 szakaszvégpontok) a magasságkülönbség változások mértéke nem szignifikáns.

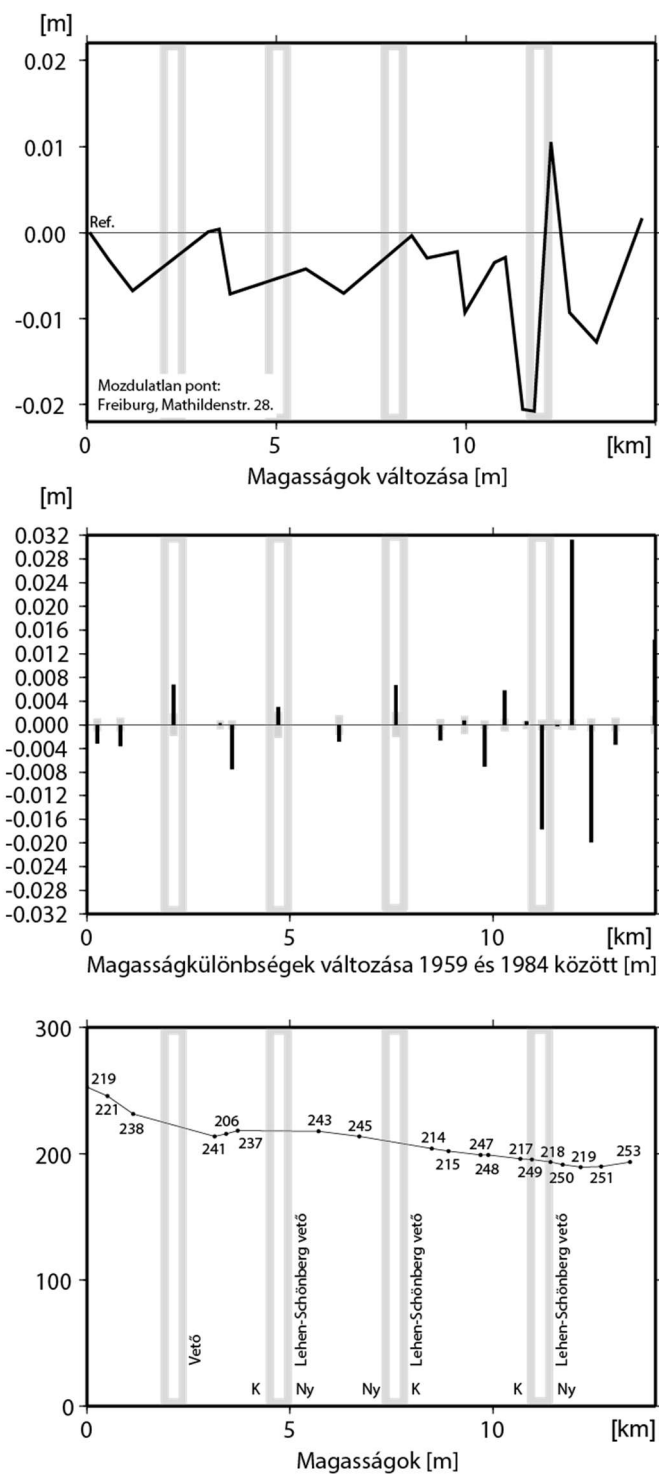
A 6-os számú szintezési vonal magasságkülönbség változásaiból azt láthatjuk, hogy azokból nem állapítható meg egyértelműen a Fő határoló vető menti elmozdulások mértéke. Egyrészt a földtani térképekről származó vetőpozíciók pontatlansága is okozhatja, hogy a szintezési vonal és a vető kereszteződése nem feltétlenül azonosíthatók be pontosan. Ez különösen igaz azokra az esetekre, amikor egymást követő szakaszok ellenkező irányban metszik a fő határoló vetőt. Erre enged következtetni a szintezési vonal menti domborzati metszet (3-17. ábra alsó része) is. Ugyanakkor a magasságkülönbségek változásának mértékéből a legnagyobb vertikális irányú elmozdulás ráta is csupán $0,14$ mm/évnek adódott, míg az összes metszéből számított középérték csupán $0,05$ mm/év.

Meg kell említeni, hogy nagymértékű, de váltakozó értelmű magasságkülönbség változásokat láthatunk a 239-240, 240-241, és 245-246, 246-247 szakaszvégpontok között. Ezek azonban nem köthetők egyértelműen tektonikai folyamatokhoz, azokat az egyes szakaszvégpontok magasságváltozásai is okozhatják. A 240-es szakaszvégpont egy mezőgazdasági épület lábzatáiban helyezkedik el, míg a 246-os alappont egy hídfőben állandósított szakaszvégpont. Geológiai információk alapján a szintezési vonal nem metsz törésvonalat ezen a területen.

Az eredmények összegzéseként a 6-os szintezési vonal ismételt méréseinek eredménye alapján az állapítható meg, hogy a Fő határoló vetőn átlagosan kevesebb mint $0,1$ mm/éves kelet-nyugati irányban értelmezett süllyedés tapasztalható. Ugyanakkor fontos szem előtt tartanunk, hogy a szintezési vonal gyakorlatilag párhuzamosan halad a Fő határoló vetővel, így – a 603-as szintezési vonallal ellentétben – elképzelhető, hogy nem hatol be elég mélyen sem az árok sem pedig a Fekete-erdő területére, így nem ad egyértelmű képet az elmozdulások mértékéről.

3.6.2.4 A 20-as számú szintezési vonal

A 20-as számú másodrendű szintezési vonal Freiburg és Eichstetten között húzódik. A Lehen-Schönberg vetőt 3 helyen metszi (3-18. ábra). A szintezési vonalon két mérési kampányt hajtottak végre, az elsőt 1959-ben, míg a másodikat 1984-ben. Ily módon 25 éves időtávot tudunk vizsgálni a mérések alapján.



3-18. ábra Magasság- és magasságkülönbség változások a 20-as számú szintezési vonalon

A magasságkülönbség változások elemzése során az első jellegzetes változást a 238 és a 241 szakaszvégpontok között láthatjuk, ahol a geológiai információk alapján egy vető keresztez a szintezési vonal. A 241-es számú szakaszvégpont relatív emelkedést mutat a 238-as szakaszvégponthoz képest. Mivel a 241-es pont stabilnak tekinthető – hiszen a 206-241 pontok közötti magasságkülönbség nem változott – ezért valószínűsíthető, hogy a 221-es és a 238-as pontok süllyednek. A 3-18. ábrán látható, hogy a vonal első két szakaszán $3,16 \pm 0,56$ mm és $3,58 \pm 0,58$ mm süllyedés figyelhető meg, amelyek összege gyakorlatilag megegyezik a 238-241 pontok között tapasztalt relatív emelkedéssel ($6,83 \text{ mm} \pm 0,96 \text{ mm}$).

Ezek alapján valószínűsíthetjük, hogy a vetőtől keletre eső terület rész süllyed $0,27 \pm 0,04$ mm/év mértékben.

A 3-18. ábrán a következő érdekes jelenség a 206 és 243 pontok között figyelhető meg. E két pont között harántolja a szintezési vonal a Lehen-Schönberg vetőt Lehen település mellett. A 206 és 237 pontok, majd a 237-243 pontok között is szignifikáns elmozdulásokat tapasztalhatunk. Ugyanakkor az ezt megelőző és követő szakaszon a magasságváltozások különbsége egyáltalán nem, vagy alig szignifikáns. Ez arra utal, hogy a 206-243 szakaszvégpontok között felszínmozgásra visszavezethető vertikális elmozdulás alakul ki. Ennek mértéke $4,6 \pm 1,18$ mm a vizsgált 25 év alatt (a 243-as pont süllyed a 206-oshoz képest), ami a Lehen-Schönberg vetőn $0,18 \pm 0,05$ mm/év süllyedési rátának felel meg kelet-nyugati irányban.

A szintezési vonal a 245-214 szakaszvégpontok között harántolja ismét a Lehen-Schönberg vetőt, most nyugat-keleti irányban. Ezen a szakaszon 25 év alatt $6,7 \pm 1,09$ mm-es emelkedés volt tapasztalható, ami 25 év alatt $0,27 \pm 0,04$ mm/éves relatív emelkedésnek felel meg.

A szintezési vonal a 217-249 pontok között harmadszor is metszi a Lehen-Schönberg vetőt a földtani térképek alapján. Ugyanakkor a 217-249-es pontok között nem tapasztaltam szignifikáns elmozdulást. Azonban a 249-218 pontok között jelentős elmozdulás figyelhető meg, ami nem magyarázható a szakaszvégpontok lokális elmozdulásával, hiszen a 218-250 szakaszon mért magasságkülönbségek gyakorlatilag megegyeznek a mérési epochákban. Emiatt feltételezhetően a Lehen-Schönberg vető inkább a 249-218 pontok közötti szakaszon húzódik. Ez nem mond ellent a geológiai információknak sem, mivel a vetők levezetett helyzetét akár 0,5-1 km-es hiba is terhelheti, ami összemérhető egy-egy szintezési szakasz hosszával. A harántolás során a 25 év alatt $17,7 \pm 0,44$ mm-es magasságkülönbség változást tapasztaltam, ami $0,71 \pm 0,02$ mm/éves süllyedésnek felel meg kelet-nyugati irányban. Az itt tapasztalt nagyobb süllyedés jól egyezik a Behrmann és mtsai. (2003) által lokalizált szeizmikusan aktívabb Lehen-Schönberg klaszterrel.

A 250-es szakaszvégpontot követő, szignifikáns, de váltakozó irányú elmozdulásokat geológiai információkkal nem tudtam alátámasztani. A magasságkülönbség változások ellentétes előjele nem is teszi lehetővé, hogy ezeket az észlelt változásokat tektonikai okokra vezessük vissza.

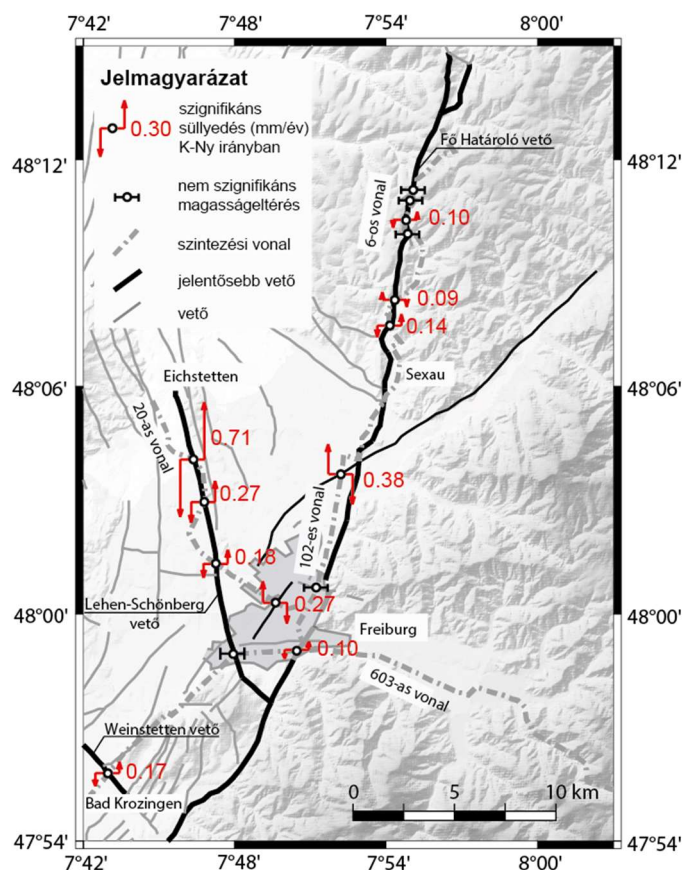
3.6.3 Vető menti vertikális elmozdulások összegzése

A magassági értelmű felszínmozgás vizsgálatok során a felsőrendű szintezések nagy segítségünkre lehetnek, hiszen jóval nagyobb időtávot ölelnek fel és nagyobb pontosságúak is, mint a műholdas navigációs rendszerek. Ugyanakkor az észlelt magasságkülönbség változások nem csak tektonikai, hanem geotechnikai okokra is visszavezethetők. Ily módon kifejezetten óvatosan kell eljárunk az adatok elemzése során, hogy a szakaszvégpontok lokális elmozdulásait le tudjuk választani a tektonikai okokra visszavezethető elmozdulásokról.

A bemutatott vizsgálatok alapján azonban azt is megfigyelhetjük, hogy a szintezési vonalakban mért magasságkülönbségek részletes elemzésével lehetőségünk nyílt egy akár részletes felszínmozgás információk előállítására. Eredményeimet a 3-19. ábrán foglaltam össze.

A területen összesen négy felsőrendű szintezési vonalat vizsgáltam, amelyek elemzésével a Weinstetten, a Lehen-Schönberg és a Fő határoló vetőre is leveztettem vertikális elmozdulások mértékét. Vizsgálataim megmutatták, hogy a Weinstetten vető Bad Krozingennél 0,17 mm/éves, míg a Fő határoló vető Freiburg térségében átlagosan 0,05 mm/éves vertikális elmozdulást mutat. Buchmann és Connolly (2007) elvégezte a Felső Rajna-árok 3D végeelemes modellezését. Eredményeik azt mutatták, hogy a Weinstetten vetőn 0,17 mm/éves, míg a Fő határoló vetőn Freiburg térségében 0,01 mm/éves vertikális elmozdulásokat kellene tapasztalnunk az elmúlt 10.000 évre vonatkoztatva. Eredményeim jó egyezést mutatnak a végeelemes módszerrel meghatározott süllyedési értékekkel. Ki kell hangsúlyozni, hogy a Fő határoló vetőn több esetben a szintezés sem mutatott számottevő magasságkülönbség változásokat.

Ugyanakkor meg kell jegyezni azt is, hogy a 603-as vonalon három különböző epochában végzett felsőrendű szintezésekből kimutatható vertikális elmozdulások e két vetőn jelentősebbnek mutatkoztak 1959-1984 között, mint a teljen vizsgálati időszakban (1925-1984). A Weinstetten vetőn $0,35 \pm 0,04$ mm/éves, míg a Fő határoló vetőn $0,45 \pm 0,05$ mm/éves vertikális elmozdulásokat mutattak a szintezési eredmények.



3-19. ábra Tektonikai okokra visszavezethető vertikális elmozdulások Freiburg térségében

A 20-as számú szintezési vonal elemzésével több helyen is sikerült becslést adnom a süllyedésekre. Eredményeim alapján a Lehen-Schönberg vető mentén Eichstetten

környezetében $0,71 \pm 0,02$ mm/éves vertikális elmozdulást mutattak a szintezések, míg a vető déli részén ez az érték csupán $0,18 \pm 0,05$ mm/év volt. A megnövekedett süllyedési ráta jó egyezést mutat a térség szeizmikus aktivitásával.

A bemutatott vizsgálatokból jól látszik, hogy a felsőrendű szintezési eredmények kiválóan hasznosíthatók a jelenkori vertikális értelmű felszínmozgások vizsgálatában. Ugyanakkor ezek a hagyományos geodéziai mérések jelentős költségigényeket támasztanak, így felsőrendű szintezések ismétlései időben folyamatos csúszást szenvednek vagy akár el is maradnak. Ismeretes, hogy a hazai 1975-78 között meghatározott kéregmozgási hálózat teljes újramérése a mai napig nem történt meg, csupán az észak-magyarországi poligonokban végeztek 2007-2009 között ismételt szintezéseket (Busics, 2012), de a munkát azóta sem folytatták annak ellenére, hogy Busics (2010) kimutatta, hogy az eltelt 32 évben helyenként deciméteres nagyságú vertikális magasságváltozások is történtek.

A Felső Rajna-árok területén végzett vizsgálataim a 2001-2004 közötti időszakra vonatkoznak. Az elmúlt évtizedben azonban a permanens GNSS állomások alkalmazása széles körben terjedt el a világban. Ezekről az állomásokról már egyes esetekben akár 20 éves koordináta-idősorokkal is rendelkezünk, ami tovább pontosíthatja a Felső Rajna-árok recens felszínmozgásainak megismerését. A következő alfejezetben az ezirányú vizsgálataimat és eredményeimet mutatom be.

3.7 A Felső Rajna-árok recens felszínmozgásai GNSS idősorokból

A 3.5. alfejezetben bemutatott eredmények alapján láttuk, hogy a kampány jellegű GPS/GNSS mérésekből a Felső Rajna-árok területén csupán egy felső becslést adhattam az 1999-2003 közötti mérési kampányok eredményei alapján. Az is jól látszott azonban, hogy a mérési kampányok idején feldolgozott permanens állomások koordinátáira és az azokból levezetett elmozdulásokra – a rendelkezésre álló hosszabb mérési idő miatt – kedvezőbb középhibákat kaptam, így 2004-ben kezdeményeztem az EUCOR-URGENT projekt keretében a permanens állomásokat üzemeltető szolgáltatókkal történő adatcsere megállapodások megkötését és az adatok folyamatos feldolgozásával előállított koordináta-idősorok elemzésén alapuló mozgásvizsgálatok elvégzését. Az adatcsere szerződéseket aláírását követően az EUCOR szövetség keretében 2008-tól indult meg a Felső Rajna-árok GNSS hálózatának adatfeldolgozása (GURN – GNSS Upper Rhine Graben Network, Knoepfler és mtsai., 2010). A feldolgozások első eredményeit Fuhrmann és mtsai. (2013) adták közre. A Karlsruhe-i Egyetem Geodéziai Intézete 2002-2010 közötti, míg a Strassburg-i Egyetem 2003-2009 közötti GPS adatok feldolgozásával határozta meg a felszínmozgásokat, amelyek nem haladták meg az 1 mm/év értéket. Ugyanakkor a szerzők felhívták a figyelmet arra, hogy a két feldolgozóközpont eredményeinek eltérései miatt akkoriban a Felső Rajna-árok területén 0,4 mm/év feletti elmozdulásokat lehetett csak statisztikailag megalapozottan kimutatni.

Fuhrmann és mtsai., (2015) GNSS, műholdadaradar interferometria és szintezési adatok együttes feldolgozásával arra az eredményre jutottak, hogy a Felső Rajna-árok Karlsruhe-től északra elterülő részén a recens kéregmozgások alapján továbbra is K-Ny-i irányú dilatáció zajlik. Kreemer és mtsai. (2020) az Eifel-hegységben és az Felső Rajna-árokban feldolgozott permanens GNSS állomásokon végzett mérések alapján nem tudták megerősíteni az előbbi állítást. Henrion és mtsai. (2020) a GURN 2002-2018 közötti mérései alapján kimutatták, hogy a vízszintes értelmű elmozdulások a Felső Rajna-árok jelentős részén a 0,2 mm/éves

értéket sem érik el. Fuhrmann és mtsai. (2015) eredményeivel szemben a Felső Rajna-árok egészére É-ÉNy irányú kontrakciót mutattak ki, ami jó egyezést mutat az Afrikai-lemez ütközéséből eredő feszültségmezővel (Heidbach és Hühne, 2008).

A Nevadai Egyetem Geodéziai Laboratóriuma (NGL) mintegy 130 GNSS adatközpontból, több mint 17.000 permanens GNSS állomás adatait dolgozza fel napi rendszerességgel az IGS14 vonatkoztatási keretrendszerben (Blewitt és mtsai., 2018). A koordináta-idősorok elérhetők az NGL honlapján, és szabadon felhasználhatók kutatási célokra. Ez kiváló lehetőséget biztosított számomra, hogy a közel 20 évvel ezelőtti vizsgálatokat folytassam, és permanens GNSS állomások – esetenként akár 20 éves – koordináta-idősorainak felhasználásával megvizsgálhassam ismét a Felső Rajna-árok jelenkori felszínmozgásait annak érdekében, hogy a fent említett ellentmondásokat fel lehessen oldani.

Az NGL adatbázisából összesen 44, a Felső Rajna-árokban elhelyezkedő permanens GNSS állomás koordináta-idősorait szereztem be (NGL, 2020). A 44 állomás adatait a 3-14. táblázatban mutatom be, földrajzi elhelyezkedésük a 3-20. ábrán látható. A koordináta-idősorok átlagos hossza 13,3 év. Mint ismeretes, a GNSS adatok koordináta-idősorait a tektonikai okokra visszavezethető felszínmozgásokon túl számos egyéb hatás is befolyásolja, mint például a hidrológiai folyamatok okozta felszínmozgások, az antropogén hatások vagy éppen a megoldásokat terhelő zajok és a korábban már bemutatott hardverelemek cseréjéből következő koordinátaugrások. Emiatt a napi koordinátamegoldásokból csak az idősorok körültekintő elemzésével és a mérési zajok és egyéb szezonális hatások pontos modellezésével határozhatunk meg pontos felszínmozgás értékeket, amelyek földtani szempontból is releváns információkat tartalmaznak.

Mao és mtsai. (1999) kimutatták, hogy a GPS/GNSS koordináta-idősorokat a fehér zaj mellett, villódzási (flicker) zaj is terheli. Agnew (1992) a geofizikai mennyiségeket terhelő zaj teljesítményét a frekvencia függvényében az alábbi összefüggéssel adja meg:

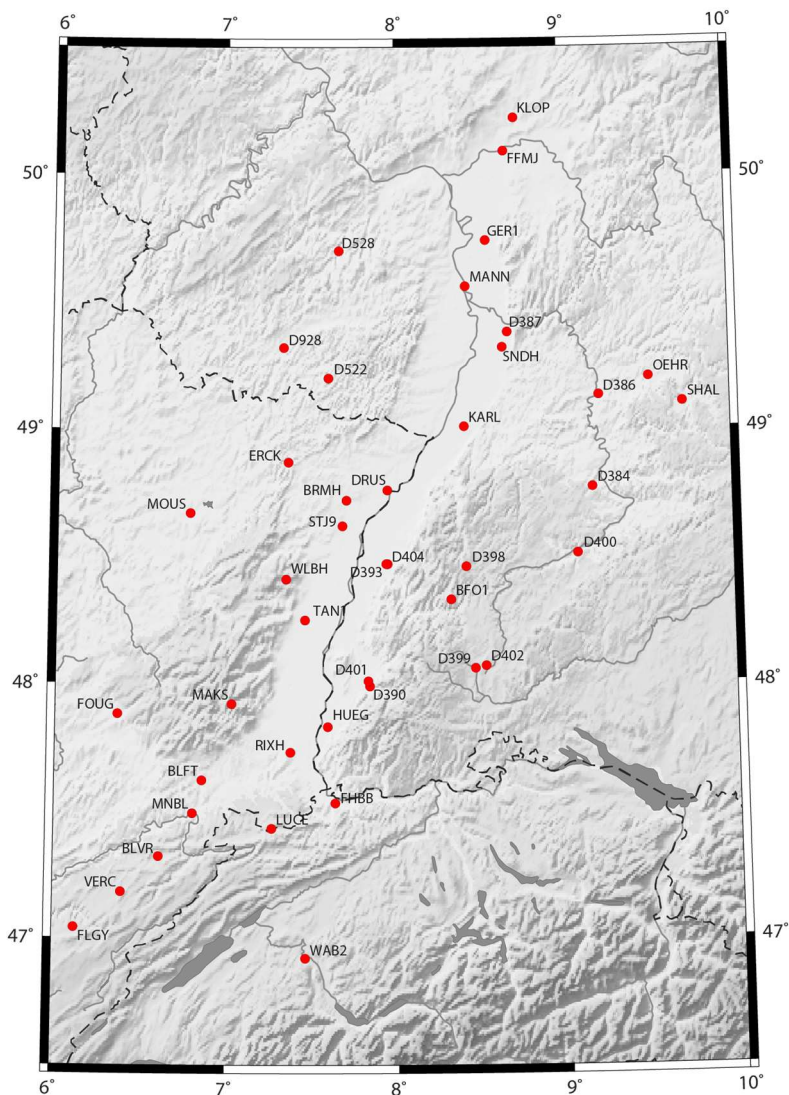
$$P(f) = P_0(f/f_0)^\kappa, \quad (3-20)$$

ahol P_0 egy normalizáló állandó, míg κ a zaj spektrális indexe. A spektrális index elvileg tetszőleges értéket felvehet, de geofizikai jelek esetén általában a zaj az alacsonyabb frekvenciákon jelentősebb, így a κ index általában negatív. Amennyiben az idősort csak fehér zaj terheli, κ értéke zérussal egyenlő, villódzási zaj esetén $\kappa=-1$, míg véletlen bolyongás (random walk) esetén $\kappa=-2$. Williams (2003) kimutatta, hogy a GPS/GNSS koordináta-idősorokból kimutatott sebességek középpontjának megfelelő becsléséhez mindenképpen szükséges az idősorokat terhelő zaj spektrális paramétereinek pontos becslése.

Bos és mtsai. (2013) egy olyan eljárást fejlesztettek ki, amellyel hiányos GPS/GNSS koordináta-idősorok elemzését is el lehet végezni. Eljárásukban nem csak az idősorokat terhelő zaj spektrális indexének becslése, hanem a hardverelemek cseréje miatt koordinátaugrások becslését is megoldották csakúgy, mint az éves és féléves periódusú koordinátaváltozások figyelembevételét. Az általuk fejlesztett HECTOR szoftver szabadon elérhető és felhasználható a koordináta-idősorok elemzésére.

Állomás	Város	O	φ [°]	λ [°]	h [m]	Idősor kezdete	Idősor vége	Idősor hossza [év]	Koordináta-[db]	Tel-jesség [%]
BFO1	Schiltach	DE	48.33	8.32	690	2006-11-09	2020-12-24	14.12	4397	85.23
BLFT	Danjoutin	FR	47.63	6.86	416	2007-05-12	2018-12-17	11.60	4138	97.66
BLVR	Belvoir	FR	47.32	6.61	715	2014-11-16	2020-11-14	6.00	2073	94.66
BRMH	Brumath	FR	48.72	7.71	197	2016-09-25	2020-04-25	3.58	1270	97.09
BSCN	Besancon	FR	47.25	5.99	360	2001-10-14	2020-12-24	19.20	6675	95.21
CERN	Geneva	CH	46.26	6.06	526	2011-01-07	2020-12-24	9.96	3523	96.81
D384	Stuttgart	DE	48.78	9.17	341	2001-12-30	2020-12-24	18.98	6709	96.76
D386	Heilbronn	DE	49.14	9.22	235	2001-12-30	2020-12-24	18.98	6719	96.90
D387	Heidelberg	DE	49.39	8.68	169	2001-12-30	2013-12-17	11.96	4186	95.79
D390	Freiburg a.B.	DE	48.00	7.84	364	2001-12-30	2006-10-28	4.83	1744	98.92
D393	Offenburg	DE	48.47	7.95	234	2001-12-30	2010-11-07	8.85	3141	97.12
D398	Freudenstadt	DE	48.46	8.42	784	2002-11-30	2020-12-24	18.07	6323	95.82
D399	Villingen-Schw.	DE	48.07	8.46	793	2002-11-29	2008-01-22	5.15	1838	97.77
D400	Tübingen	DE	48.52	9.08	382	2006-04-26	2020-12-24	14.66	5193	96.96
D401	Freiburg a.B.	DE	48.01	7.83	320	2006-10-16	2020-12-24	14.19	5060	97.63
D402	Villingen-Schw	DE	48.07	8.53	791	2008-01-22	2020-12-24	12.92	4245	89.94
D404	Offenburg	DE	48.48	7.94	224	2010-11-08	2020-12-24	10.13	3652	98.73
D522	Pirmasens	DE	49.20	7.60	448	2003-12-30	2020-12-17	16.97	1738	28.05
D528	Meisenheim	DE	49.70	7.66	231	2003-12-30	2020-07-24	16.57	1356	22.41
D928	Homburg	DE	49.32	7.34	308	2004-07-30	2020-12-17	16.38	5868	98.06
DRUS	Drusenheim	FR	48.77	7.95	184	2007-05-11	2020-12-24	13.62	4702	94.49
ERCK	Erckartswiller	FR	48.87	7.36	296	2009-03-16	2020-12-24	11.78	4221	98.14
FFMJ	Frankfurt a.M.	DE	50.09	8.66	178	2002-02-18	2020-12-24	18.85	6826	99.16
FHBB	Basel	CH	47.53	7.64	378	2003-09-08	2018-09-09	15.00	4994	91.13
FLGY	Flagey	FR	47.04	6.13	672	2013-08-08	2020-06-28	6.89	2419	96.14
FOUG	Fougerolles	FR	47.88	6.36	335	2016-05-28	2020-12-24	4.57	1610	96.35
GER1	Gernsheim	DE	49.74	8.55	152	2001-05-18	2011-02-21	9.76	3087	86.57
HUEG	Müllheim	DE	47.83	7.60	278	2002-06-08	2020-12-24	18.55	6545	96.62
KARL	Karlsruhe	DE	49.01	8.41	183	1997-06-27	2020-12-24	23.49	8199	95.55
KLOP	Kloppenheim	DE	50.22	8.73	222	1997-06-27	2020-12-24	23.49	8316	96.91
LUCE	Lucelle	FR	47.44	7.27	742	2007-10-29	2020-12-24	13.16	4725	98.34
MAKS	Ranspach	FR	47.92	7.03	1237	2007-05-07	2020-12-24	13.63	4928	98.96
MANN	Mannheim	DE	49.56	8.42	141	2013-08-14	2020-10-19	7.18	2476	94.40
MNBL	Montbéliard	FR	47.50	6.81	413	2009-04-13	2020-12-24	11.70	4083	95.55
MOUS	Moussey	FR	48.68	6.78	298	2007-07-10	2020-12-24	13.46	3917	79.68
OEHR	Öhringen	DE	49.21	9.52	330	2006-02-08	2020-12-17	14.86	2692	49.61
RIXH	Mulhouse	FR	47.73	7.38	367	2011-06-03	2020-12-24	9.56	3095	88.63
SHAL	Schwaeb.Hall	DE	49.11	9.72	433	2002-01-01	2020-11-27	18.90	6752	97.78
SNDH	Sandhausen	DE	49.33	8.64	164	2002-03-20	2009-02-08	6.89	2190	87.01
STJ9	Strasbourg	FR	48.62	7.68	237	1999-11-08	2020-12-24	21.13	7476	96.88
TAN1	Sélestat	FR	48.26	7.46	232	2007-03-20	2020-12-17	13.75	4456	88.75
VERC	Vercel	FR	47.18	6.40	706	2012-06-27	2020-12-24	8.49	2792	90.01
WAB2	Bern	CH	46.92	7.46	611	2005-04-23	2020-12-24	15.67	5419	94.67
WLBH	Barr	FR	48.42	7.35	819	2000-10-22	2020-06-10	19.63	6909	96.35

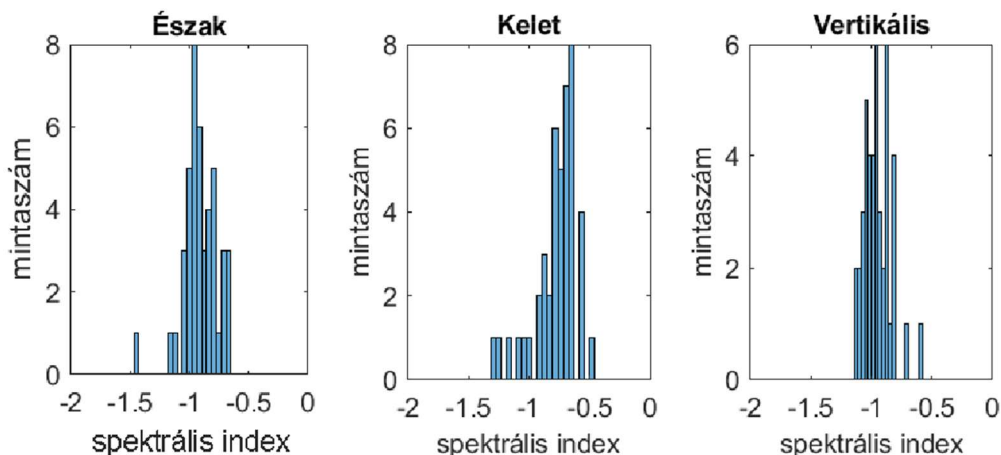
3-14. táblázat Az NGL adatbázisból felhasznált permanens GNSS állomások a Felső Rajna-árok területén



3-20. ábra A Nevadai Egyetem Geodéziai Laboratóriuma által feldolgozott GNSS állomások a Felső Rajna-árok területén.

Az NGL által feldolgozott, az IGS14 vonatkoztatási keretrendszerben meghatározott koordináta-idősorokat az első lépésben előfeldolgoztam a HECTOR programmal annak érdekében, hogy az idősorokban tapasztalható koordinátaugrások időpontját beazonosítsam.

Ezt követően elvégeztem az északi, keleti koordinátaösszetevőkre és a magasságokra is a koordináta-idősorok zajának spektrális elemzését, a féléves és éves periódusú szezonális változások amplitúdójának és az egyes koordinátakomponensek irányának megfelelő sebességek becslését. A maximum likelihood becsléssel meghatározott spektrális indexek hisztogramjait a 3-21. ábrán mutatom be. Az eredményekből látható, hogy az idősorokat döntően fehér zaj és villódzási zaj terheli. Az állomások jelentős instabilitására utaló véletlen bolyongást nem tapasztaltam a koordináta-idősorokban.



3-21. ábra A koordinátakomponensek idősoranalízise során becsült spektrális indexek hisztogramjai

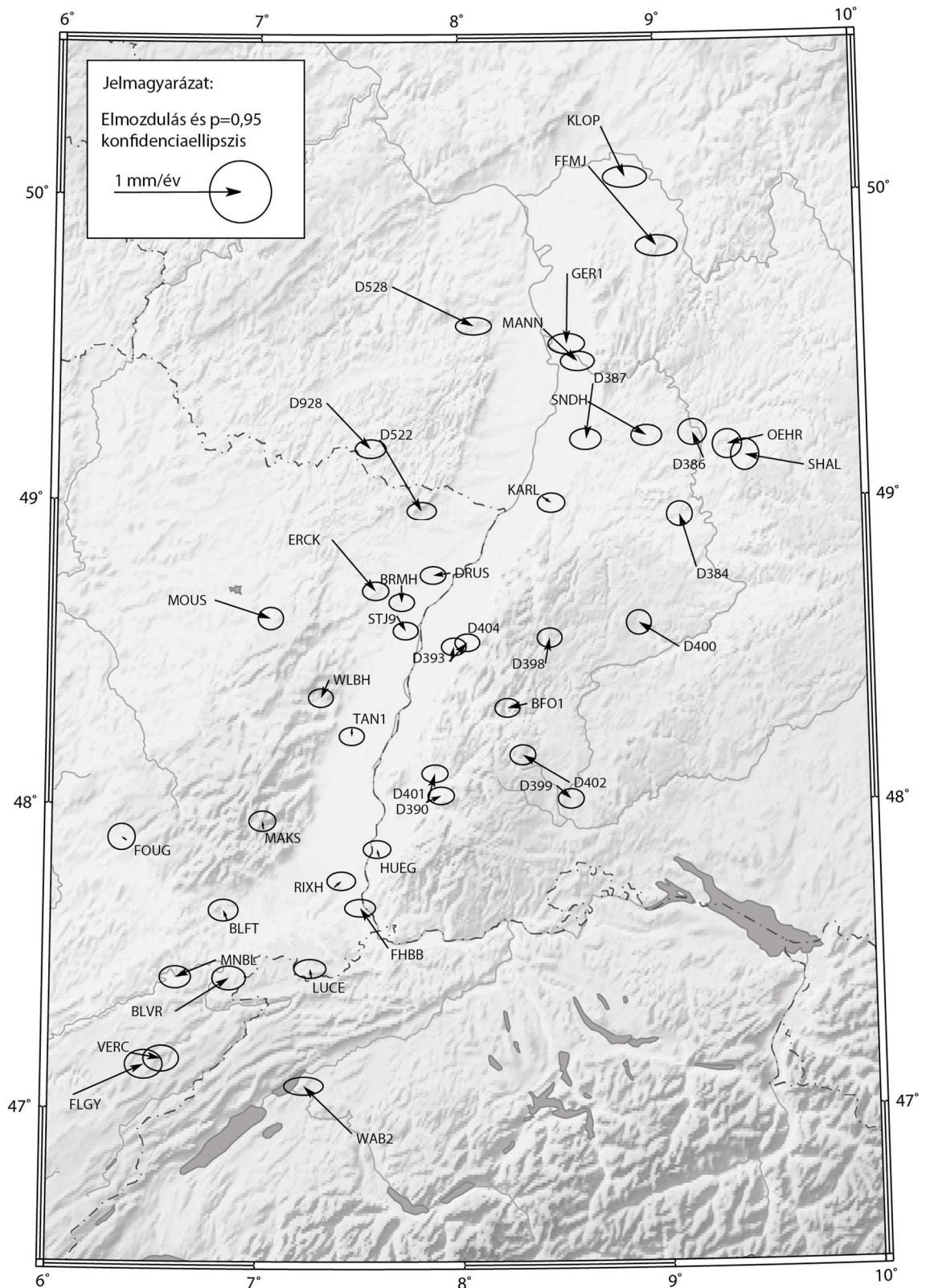
Az ily módon meghatározott vízszintes sebességek azonban egyelőre az IGS14 vonatkoztatási keretrendszerre vonatkoznak, ami a Nemzetközi Vonatkoztatási Keretrendszer 2014-es változatának (ITRF 2014) a Nemzetközi GNSS Szolgálat állomásai által megvalósított változata. Mivel az Eurázsiai lemez észak-keleti irányban mozog a Nemzetközi Vonatkoztatási Rendszerben, ezért az Eurázsiai lemezen belüli felszínmozgások és abból származó deformációk becsléséhez, a becsült sebességekből le kell vonni az Eurázsiai lemez merev testként leírt elmozdulásainak a hatását. Ehhez egy lokális Euler pólust becsültem a sebességmező alapján, amihez Goudarzi és mtsai. (2014) által kifejlesztett EPC szoftvert használtam fel. A becsült lokális Euler pólus adatai $\lambda=52,144^\circ \pm 1,4^\circ$, $\varphi=-79,527^\circ \pm 3,3^\circ$ és $\omega=0.285 \pm 0.009^\circ/\text{Mév}$ voltak. Az idősoranalízisből kapott vízszintes sebességekből levonva az Eurázsiai lemez merev testként végzett elmozdulásának a hatását, megkaptam az egyes állomásokon az Eurázsiai lemezhez képest meghatározott vízszintes sebességeket, míg ezek középhibáit a hibaterjedés törvénye alapján határoztam meg. Az állomások magasságváltozásait és ezek középhibáit közvetlenül az idősorokból számítottam. A numerikus eredményeket a 3-15. táblázatban adom meg, míg grafikusan a vízszintes értelmű felszínmozgásokat a 3-22. ábrán, a vertikális irányúakat pedig a 3-23. ábrán mutatom be.

Az eredményekből jól látható, hogy a Felső Rajna-árokban a vízszintes értelmű sebességek jóval az 1 mm/éves érték alatt maradnak. A 0,5 mm/év körüli sebességek az ároktól távolabb mutathatók ki, ezek iránya észak-északnyugat, dél-délkelet irányúak, ami az Afrikai lemez ütközéséből ered. A Fekete-erdő, illetve a Vogézek területén kimutatott sebességek balos vető menti elmozdulást mutatnak, ami jól megegyezik a geológiai ismereteinkkel. Ennek mértéke legfeljebb 0,2 mm/év lehet, ami jól megegyezik Henrion és mtsai. (2020) eredményeivel. Ezen felül az is látható a sebességmezőből, hogy a Felső Rajna-árok környezetét vizsgálva kontrakciót és nem dilatációt mutatnak a GNSS adatok. A meghatározott vízszintes értelmű felszínmozgások a Felső Rajna-árok mentén és a Rajna-Bresse Átmeneti Zónában jó egyezést mutat Ustaszewski és Schmid (2007), az említett területek jelenkori kinematikájára szerkezetföldtani vizsgálatok alapján felállított eredményeivel (3-24. ábra).

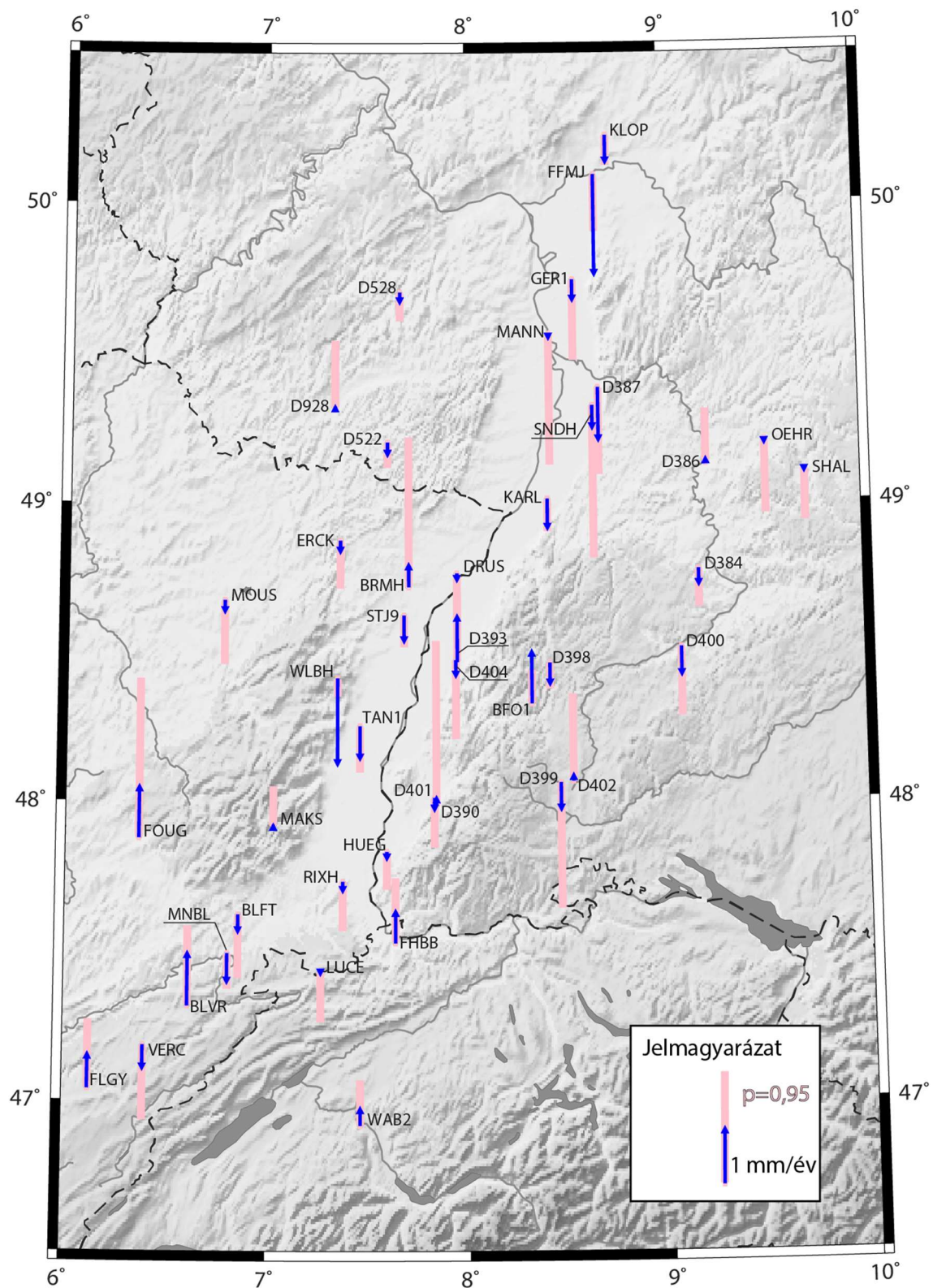
A magasságváltozások a vizsgált területen a koordináta-idősorokból a korábbi kampány jellegű mérésekhez hasonlóan 1 mm/év alatti relatív süllyedéseket és emelkedéseket

Állomás	Kelet		Észak		Magasság	
	v[mm/év]	σ [mm/év]	v[mm/év]	σ [mm/év]	v[mm/év]	σ [mm/év]
BFO1	-0.16	± 0.04	-0.03	± 0.03	0.95	± 0.59
BLFT	-0.03	± 0.05	0.08	± 0.04	-0.32	± 1.14
BLVR	0.42	± 0.05	0.27	± 0.04	0.96	± 1.44
BRMH	0.00	± 0.04	-0.14	± 0.03	0.41	± 2.72
BSCN	0.08	± 0.06	0.11	± 0.05	-0.06	± 0.70
CERN	-0.21	± 0.08	0.14	± 0.05	0.01	± 0.72
D384	-0.13	± 0.04	0.43	± 0.04	-0.30	± 0.68
D386	-0.09	± 0.05	0.21	± 0.04	0.07	± 0.97
D387	-0.07	± 0.05	-0.44	± 0.03	-0.96	± 1.56
D390	0.12	± 0.04	0.05	± 0.03	0.14	± 2.98
D393	0.02	± 0.04	0.11	± 0.03	0.83	± 1.32
D398	0.04	± 0.04	0.21	± 0.03	-0.39	± 0.45
D399	0.11	± 0.04	-0.10	± 0.03	-0.49	± 2.26
D400	-0.32	± 0.04	0.20	± 0.04	-0.51	± 1.23
D401	0.06	± 0.04	0.22	± 0.03	-0.22	± 0.88
D402	-0.37	± 0.04	0.22	± 0.03	0.11	± 1.57
D404	0.14	± 0.04	0.15	± 0.03	-0.29	± 1.41
D522	0.33	± 0.05	-0.57	± 0.03	-0.23	± 0.44
D528	0.64	± 0.06	-0.32	± 0.03	-0.19	± 0.51
D928	0.35	± 0.05	-0.37	± 0.03	0.03	± 1.20
DRUS	-0.14	± 0.04	-0.02	± 0.03	-0.13	± 1.17
ERCK	0.35	± 0.04	-0.41	± 0.03	-0.21	± 0.85
FFMJ	0.53	± 0.07	-0.64	± 0.03	-1.82	± 1.02
FHBB	-0.22	± 0.05	0.32	± 0.03	0.59	± 1.17
FLGY	0.55	± 0.06	0.25	± 0.05	0.62	± 1.24
FOUG	-0.04	± 0.04	0.03	± 0.04	0.93	± 2.88
GER1	-0.01	± 0.06	-0.55	± 0.03	-0.38	± 1.44
HUEG	-0.02	± 0.04	0.06	± 0.03	-0.13	± 0.67
KARL	0.07	± 0.04	-0.05	± 0.03	-0.55	± 0.59
KLOP	0.18	± 0.07	-0.40	± 0.03	-0.50	± 0.53
LUCE	-0.01	± 0.05	0.08	± 0.03	-0.05	± 0.91
MAKS	-0.01	± 0.04	0.06	± 0.03	0.02	± 0.71
MANN	0.27	± 0.05	-0.26	± 0.03	-0.08	± 2.36
MNBL	-0.32	± 0.05	-0.13	± 0.04	-0.53	± 0.63
MOUS	0.45	± 0.04	-0.15	± 0.04	-0.21	± 1.15
OEHR	-0.29	± 0.05	-0.06	± 0.05	-0.07	± 1.32
RIXH	0.05	± 0.05	0.05	± 0.03	-0.17	± 0.88
SHAL	-0.47	± 0.05	0.10	± 0.05	-0.06	± 0.92
SNDH	0.46	± 0.05	-0.27	± 0.03	-0.41	± 2.76
STJ9	0.07	± 0.04	-0.12	± 0.03	-0.48	± 0.56
TAN1	0.00	± 0.04	-0.06	± 0.03	-0.60	± 0.82
VERC	0.25	± 0.06	-0.04	± 0.04	-0.43	± 1.34
WAB2	-0.38	± 0.06	0.38	± 0.03	0.31	± 0.80
WLBH	-0.06	± 0.04	-0.14	± 0.03	-1.57	± 0.32

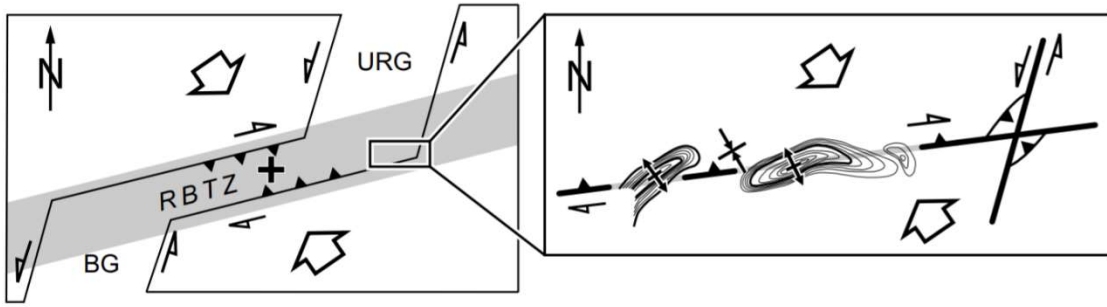
3-15. táblázat Permanens állomások koordináta idősorai alapján meghatározott éves felszínmozgások a Felső Rajna-árok területén



3-22. ábra A GNSS koordináta-idősorok alapján becsült Eurázsiai lemezen belüli relatív sebességmező



3-23. ábra Vertikális elmozdulásértékek a Felső Rajna-árok környezetében GNSS idősoranalízis alapján



3-24. ábra A Felső Rajna-árok, a Bresse-árok és a Rajna-Bresse Átmeneti Zóna (RBTZ) jelenkori kinematikája (Ustaszewski & Schmid, 2007)

mutatnak, de azok statisztikai értelemben még a több mint tíz éves adatsorok esetén sem szignifikánsak. A vízszintes értelmű sebességadatokhoz képest a magasságváltozásokat terhelő nagyobb középhiba a GNSS technika sajátosságaiból fakad. A műhold-vevő távolságokat jelentős mértékben terhelik a légköri hatások és maga a műholdgeometria is azt eredményezi, hogy a magassági összetevő meghatározása általában 3-4-szer akkora középhibával végezhető el, mint a vízszintes. A fentiek alapján a magassági értelmű felszínmozgásokról nem vonhatunk le egyértelmű következtetéseket még ebből az adatsorból sem.

A vízszintes értelmű éves elmozdulásértékek alapján meghatároztam a Felső Rajna-árok deformációmezőjét. Ehhez a Shen és mtsai. (1996) által kifejlesztett, a vízszintes elmozdulásvektorokból számított deformációk súlyozásán alapuló rácsinterpolációs módszert használtam a StrainTool nyílt forráskódú algoritmus segítségével (Chousianitis és mtsai., 2015). Shen módszere a GNSS mérésekből meghatározott sebességmezőből legkisebb négyzetek módszerén alapuló inverzió segítségével határozza meg minden egyes rácspontban az északi és keleti irányú sebességkomponenseket (U_e , U_n), az elfordulás mértékét (ω), és a deformációs tenzor elemeit (ε_{ee} , ε_{nn} , ε_{en}), ahol e a keleti, míg n az északi irányt jelöli:

$$\begin{pmatrix} V_e^i \\ V_n^i \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 1 & 0 & \Delta e_i & \Delta n_i & 0 & \Delta n_i \\ 0 & 1 & 0 & \Delta e_i & \Delta n_i & \Delta e_i \end{pmatrix} \begin{pmatrix} U_e \\ U_n \\ \varepsilon_{ee} \\ \varepsilon_{nn} \\ \varepsilon_{en} \\ \omega \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} v_e^i \\ v_n^i \end{pmatrix}, \quad (3-21)$$

ahol V_e^i , V_n^i az i -dik GNSS állomások keleti és északi irányú sebességei, Δe_i , Δn_i a rácspont és az i -dik GNSS állomás keleti és északi irányú koordinátakülönbsége, míg v_e^i , v_n^i az i -dik állomás sebességeit terhelő véletlen hiba értéke. A véletlen hibák E_{ij} variancia-kovariancia mátrixát az egyes GNSS állomások sebességeinek variancia-kovarianciamátrixának alábbi súlyozásával kapjuk:

$$E_{ij} = C_{ij} \exp \frac{\Delta R_i^2 + \Delta R_j^2}{\sigma_D^2}, \quad (3-22)$$

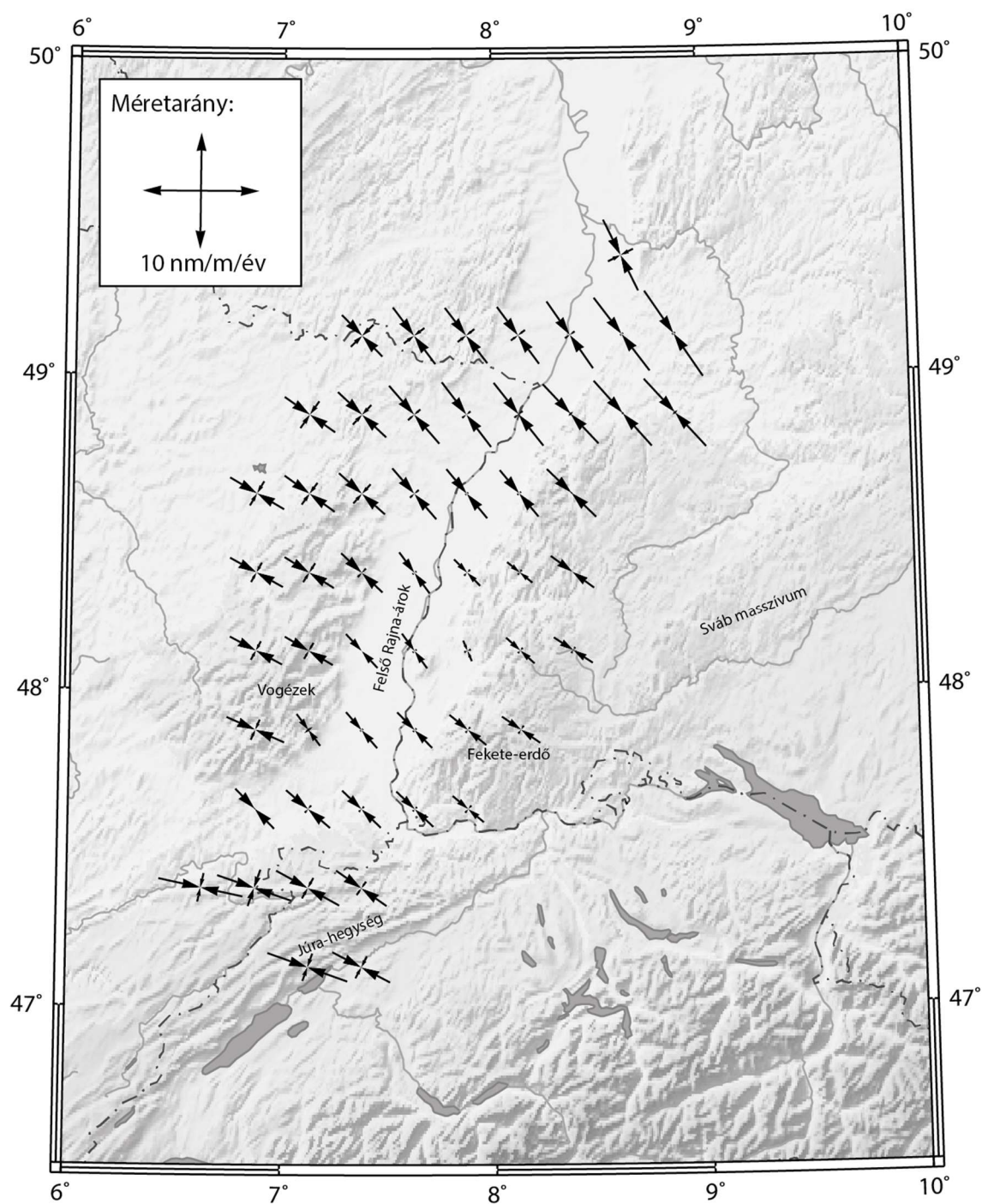
ahol ΔR_i , ΔR_j a rácspont és az i -dik valamint a j -dik GNSS állomás távolsága, míg σ_D egy általunk megválasztható konstans érték, szokásos értéke 25 km.

A módszer előnye a hagyományos Delaunay-háromszögeléssel végzett deformációs számításokkal szemben, hogy egy utóbbihoz képest simább deformációmezőt eredményez. A fenti súlyozással megközelítőleg 20 km-en belül homogén deformációmezőt kapunk, míg nagyobb távolságokon a deformációk folytonosan változnak.

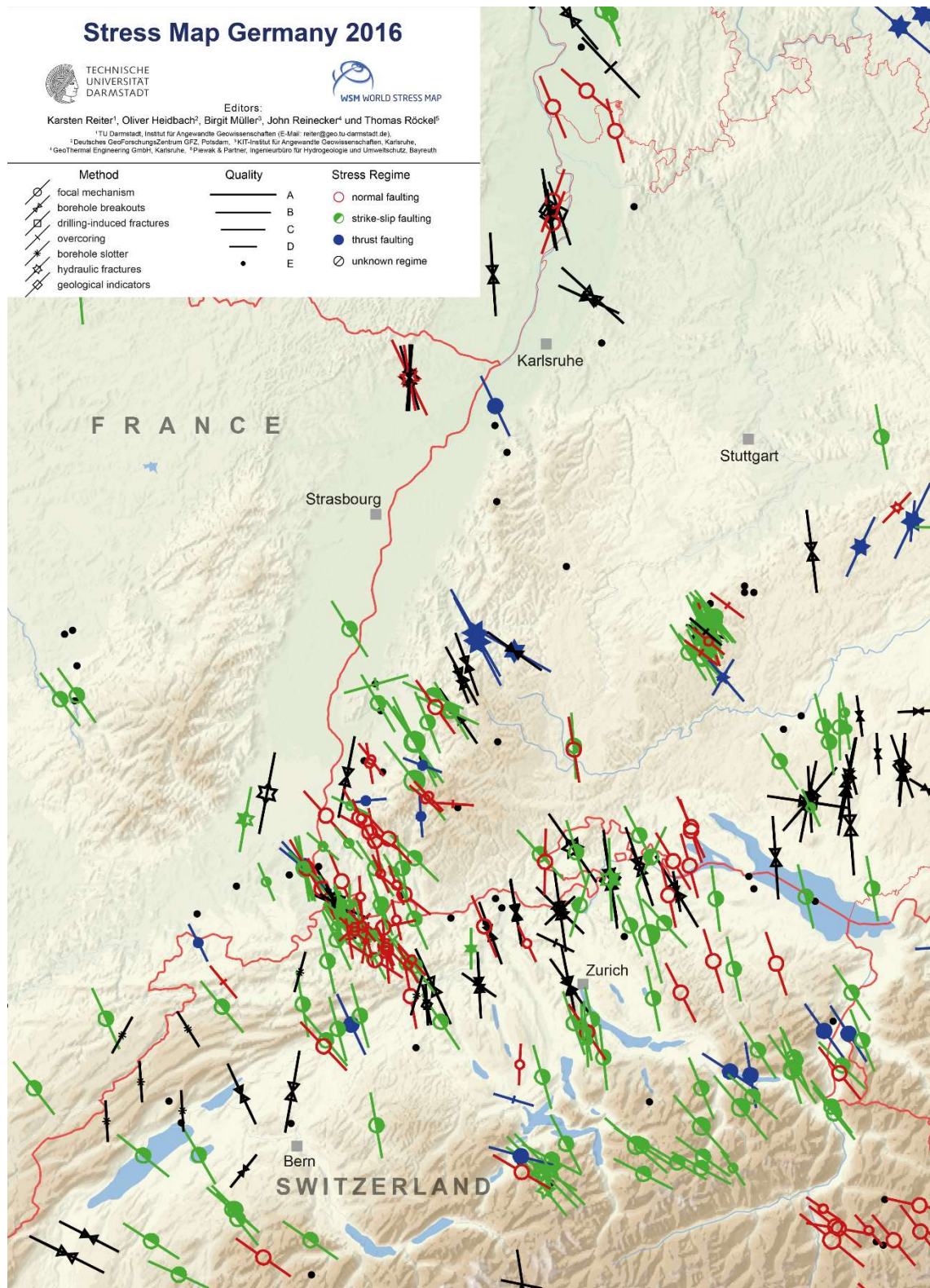
A Felső Rajna-árok területén a 3-22. ábrán ábrázolt sebességmezőből 0,2°-os felbontású rácsra meghatároztam a deformációs tenzor elemeit, ami kelet-nyugati irányban megközelítőleg 15, míg észak-déli irányban 22 km-es térbeli felbontásnak felel meg. A deformációmezőt a 3-25. ábrán láthatjuk. Jól látható, hogy a GNSS mérésekből meghatározott deformációs mező a fő trendeket illetően jó összhangot mutat a német feszültségtérkép adataival (3-26. ábra). A deformációk meglehetősen alacsonyak, nem haladják meg az 5 nm/m értéket. A deformációmezőn is jól kivehetőek a Felső Rajna-árok és a Rajna-Bresse Átmeneti Zóna jelentősen eltérő irányú deformáció értékei.

A fentieket összegezve azt állapíthatjuk meg, hogy az elmúlt két évtizedben létesített permanens GNSS állomások kiválóan felhasználhatók a vizsgált térség felszín deformációinak meghatározására. Segítségükkel megállapítható, hogy a korábbi kampány jellegű mérésekből megállapított 1 mm/év-es felső korlát jelentősen csökkenthető. A vizsgált 44 permanens állomásra vonatkoztatva az elmozdulások 0,3 mm/éves középértékkel jellemezhetők, míg középhibáik középértéke $\pm 0,04$ mm/év. Ugyanakkor magassági értelemben – Henrion és mtsai. (2020) vizsgálataihoz hasonlóan – még a több mint 20 éves idősorokkal rendelkező állomásokra (KARL, KLOP, STJ9) sem tudtam statisztikailag számottevő vertikális elmozdulásokat kimutatni.

A permanens GNSS állomások adatait azonban nem csak a tektonikai folyamatok mélyebb megértéséhez és ezáltal a földtani kockázatok megismeréséhez hasznosíthatjuk, hanem környezetünk, azon belül is a légkör egyes jellemzőinek a vizsgálatára is. A következő fejezetben a GNSS mérések meteorológiai célú hasznosítási lehetőségeivel kapcsolatos kutatásaim eredményeit mutatom be.



3-25. ábra *Vízszintes értelmű deformációmező a Felső Rajna-árok környezetében*



3-26. ábra Részlet a német földtani feszültség térképből (Reiter és mtsai., 2016)

4 A légkör integrált vízgőztartalmának meghatározása GNSS mérésekből

Mint azt a bevezetőben is láthattuk, a geodéziai pontossági igényeknek megfelelő műholdas helymeghatározás során a műhold-vevő közötti mért fázistávolságokból számítjuk ki a vevő helyzetét. A fázistávolságokat azonban számos szabályos hiba terheli. Ilyenek a műhold-, és vevőórahibák, amelyeket a relatív helymeghatározás során a fázistávolságok kettős különbségeinek képzésével kiejtünk. Tesszük ezt azért, mert az órahibák időben gyorsan változó mennyiségek és már kicsiny, mindössze 1 pikoszekundum órahiba eltérés is közel 1 cm-es változást okoz a műhold-vevő távolságokban. A 3. fejezetben bemutattam, hogy szabatos igényű GNSS adatfeldolgozással akár mm-es pontosságú koordináták is meghatározhatók, azonban ehhez a szabályos hibákat megfelelő javításokkal figyelembe kell vennünk vagy azokat ki kell ejtenünk a közvetítő egyenletekből.

A 3. fejezetben azt is láthattuk, hogy a permanens GNSS állomások elterjedésével, a napi koordinátamegoldások idősorainak elemzésével még a tektonikai lemezek kicsiny elmozdulásait is ki tudjuk mutatni. Ezek a kismértékű relatív elmozdulások egyben azt is jelentik, hogy gyakorlatilag az állomáskoordináták – a kontinentális vonatkoztatási keretrendszerekben – konstansnak is tekinthetők, amennyiben a pontossági igényeink nem érik el a néhány tized milliméter/éves mértéket. Ily módon a permanens állomások kitűnően alkalmazhatók geodéziai alappontként. Az 1990-es évek második felétől gyakorlatilag egész Európában és a világ számos országában építettek ki aktív GNSS infrastruktúrákat, amelyeket a földmérésben, mezőgazdaságban, hidrológiai felmérésekben vagy éppen az építőmérnöki szerkezetek helyzetének és deformációinak nyomon követésében használhatunk, hiszen valós időben néhány cm pontos helymeghatározást érhetünk el e szolgáltatások felhasználásával.

Az aktív GNSS hálózatok kialakításával a szigorúan vett helymeghatározáson túl, új alkalmazási lehetőségek nyílnak a műholdas helymeghatározásban. A Nemzetközi GNSS Szolgálat már az 1990-es évektől kialakította a tudományos és oktatási intézmények, állami hatóságok önkéntes felajánlásain alapuló világhálózatát. A hálózat kialakításának célja elsősorban a GPS, később a GNSS műholdak pályameghatározása volt. A pályameghatározás mellett az állomások idősorait a főbb tektonikai lemezek mozgásainak vizsgálatára is felhasználják, de ezen túl az ionoszféra szabad elektrontartalmának, illetőleg a teljes zenitirányú troposzférikus késleltetés mértékének meghatározására irányuló termékeket is előállítanak. Ugyanakkor a napi rendszerességű adatfeldolgozás ezen termékek utólagos előállítását teszi csak lehetővé, így módon az ionoszféra modelleket döntően a GNSS mérések szabatos utófeldolgozása során használjuk fel, például az L_{m} lineáris kombináción történő ciklustöbbleteltérések feloldása során. A hosszú távú troposzférikus késleltetés adatsorból pedig a légköri vízpára mennyiségének hosszú távú, klimatológiai szempontból releváns változásait tudjuk vizsgálni.

E fejezetben a GNSS meteorológiai alkalmazásaival kapcsolatos kutatásaimat és azok eredményeit mutatom be. A meteorológiai előrejelzések pontosságának javulását az egyre pontosabb numerikus időjárásmodellek bevezetése és rendszeres frissítése, kiértékelése teszi

lehetővé. A modellek által szolgáltatott analízisek és előrejelzések pontossága nem csak a légkörben zajló fizikai folyamatok összefüggéseinek minél szabatosabb figyelembevételétől, hanem a modellekben felhasznált mérések és peremfeltételek pontosságától is függ. A csapadék intenzitásának, idejének és területi előfordulásának előrejelzéséhez a légköri vízpára térbeli és időbeli eloszlásának a minél pontosabb ismerete szükséges.

A légkörben a víz mindhárom halmazállapotban jelen van. A felhő és csapadékképződés mellett jelentős szerepet játszik a légköri energiaszállításban, emellett a legfontosabb üvegházhatást okozó gáz is. A légköri vízgőz nélkül a Föld felszíni hőmérséklete fagypontra maradna. A légköri víztartalomról tudjuk, hogy mind térben, mind időben erősen változó mennyiség. Kutatások azt mutatták, hogy egy-egy vízmolekula átlagosan csupán 8-10 napig tartózkodik a levegőben (Pidwirny, 2008).

A légköri víztartalom meghatározásához ismerni kell a levegőben található vízgőz, a vízcseppek és a jégkristályok mennyiségét a légkör alsó 12-15 km-es rétegében, ahol a víztartalom döntő része található. A három mennyiség közül egyedül a légköri vízgőz mérhető közvetlenül.

A Föld több mint 800 pontjáról indulnak naponta többször meteorológiai rádiószondák, hogy feltérképezzék a légkör vertikális szerkezetét az alsó 30-35 km-es rétegben (hőmérséklet, nedvességtartalom, nyomás, szélesség és irány). Műholdas, repülőgépes, illetve földi távérzékelési eszközök is rendelkezésre állnak a vízgőztartalom mérésére. E műszerek a teljes légoszlopra vonatkozó, úgynevezett *integrált vízgőztartalmat* szolgáltatják kg/m^2 mértékegységben. A rádiószondás adatokból az egyes szinteken mért vízgőzmennyiség magasság szerinti integrálásával kaphatjuk meg ezt a mennyiséget. Természetesen ennek csak egy része jut a felszínre csapadék formájában, amit a nagytérségű légköri folyamatok, a helyi hatások (konvekció) valamint a felhő- és csapadékképződés mikro- és makrofizikája alakít.

A rádiószondás mérések költsége és jelentős földi infrastruktúra igénye nem teszi lehetővé, hogy nagy térbeli és időbeli sűrűséggel határozzuk meg a légkör integrált vízgőztartalmát. Hazánkban naponta kétszer az Országos Meteorológiai Szolgálat budapesti és szegedi obszervatóriumában végeznek rádiószondás észleléseket.

A műholdas helymeghatározást terhelő szabályos hibák ismertetése során már láthattuk, hogy a mért műhold-vevő távolságokat terheli a troposzféra hatása, amelynek egy része a légköri vízgőztartalommal mutat összefüggést. Az aktív GNSS hálózat kiépülésével rendelkezésünkre áll egy olyan GNSS infrastruktúra, amely pontjainak koordinátáit nagy pontossággal ismerjük. Amennyiben a fázistávolság közvetítőegyenletének (2-3) felírása során azt feltételezzük, hogy a permanens GNSS állomás koordinátái ismertek, akkor az egyenlet bal oldaláról a troposzférikus késleltetés mértékét átvihetjük a meghatározandó ismeretlen paraméterek közé. Ily módon a műholdas helymeghatározó rendszerből egy légköri távérzékelésre alkalmas eszközt készíthetünk.

Bár a fenti gondolatmenet nagyon egyszerű, a megvalósítás során számos problémát kell legyőznünk annak érdekében, hogy a levezetett troposzférikus késleltetésekből integrált vízgőztartalmat tudjunk meghatározni és az adatokat kellő időbeli és térbeli felbontással, kis késéssel (alacsony látenciával) rendelkezésre tudjuk bocsátani a meteorológia számára.

Mint ismeretes, a troposzféra okozta sebességmódosító hatás a légkör sűrűségével áll összefüggésben, ideértve a troposzférában található vízgőz sűrűségét is. Ha a méréseinkből meg tudjuk határozni a késleltetés mértékét, abból értékes információkat szolgáltatathatunk a troposzféra állapotáról.

Ennek érdekében meg kell fordítanunk a helymeghatározás problémáját: a GNSS vevőket ismert koordinátájú pontokon helyezzük el, ezáltal a mérési eredményeket nem a helymeghatározásra, hanem például a troposzféra okozta sebességmódosító hatás meghatározására használjuk fel. Mint ismeretes, az észlelésekből meghatározható teljes zenitirányú troposzférikus késleltetés (*ZTD*) két összetevőre bontható a 30 GHz-es frekvencia alatti elektromágneses jelek esetén (Haase és mtsai., 2003; Smith és Weintraub, 1953):

$$N = k_1 \frac{p_d}{TZ_d} + k_2 \frac{e_v}{TZ_w} + k_3 \frac{e_v}{T^2 Z_w} = N_d + N_w, \quad (4-1)$$

ahol T a levegő hőmérséklete, p_d a száraz levegő parciális nyomása, e_v a vízgőz parciális nyomása, Z_d és Z_w a száraz levegő és a vízgőz kompresszibilitási tényezője, N_d és N_w a száraz és nedves refraktivitás értékek, míg k_1 , k_2 és k_3 empirikus konstansok, amelyre számos szerző határozott meg egymástól kis mértékben eltérő értékeket. Bevis és mtsai. (1992) szerint az egyes empirikus konstansok értékei rendre $k_1 = 0.7760$ K/Pa, $k_2 = 0.704$ K/Pa és $k_3 = 0.03739 \times 10^5$ K²/Pa.

Mivel a refraktivitás értéke egységnél nagyobb, így a mért kód-, és fázistávolságokban hosszonyobbodást, azaz a jelek késleltetését figyelhetjük meg (Hofmann-Wellenhof és mtsai., 2008). Ezt a hosszonyobbodást nevezzük troposzférikus késleltetésnek, amelynek nagyságrendje zenit irányban mintegy 2,5 méter. A műhold irányú teljes troposzférikus késleltetést a refraktivitás jelterjedési görbe menti vonalintegráljával számíthatjuk ki (Thayer, 1974):

$$TD = 10^{-6} \int_s N ds, \quad (4-2)$$

ahol TD a műholdirányú troposzférikus késleltetés mértéke méter egységben. Megjegyzem, hogy a (4-2) egyenletben N értéke helyére behelyettesíthetjük a száraz (N_d) és a nedves (N_w) refraktivitás értékeket, ily módon elméletileg meghatározhatóvá válik száraz levegő és a vízgőz okozta késleltető hatás külön-külön is. A gyakorlatban azonban a száraz levegő parciális nyomása nem mérhető közvetlenül, ezért a (4-1) egyenletet a teljes légnyomás és a parciális párányomás függvényeként írhatjuk fel:

$$N = k_1 \frac{p}{TZ_d} + k_2 \left(\frac{e_v}{TZ_w} - k_1 \frac{e_v}{TZ_d} \right) + k_3 \frac{e_v}{T^2 Z_w} = N_h + N_w, \quad (4-3)$$

ahol N_h a hidrosztatikus refraktivitás értéke, míg N_w a korrigált nedves refraktivitás értéke.

A (4-3) egyenlet függőleges irányban történő integrálásával kaphatjuk meg a zenitirányú troposzférikus késleltetések mértékét:

$$ZTD = \int N_h dz + \int N_w dz = ZHD + ZWD, \quad (4-4)$$

ahol ZTD a teljes troposzférikus késleltetés a zenit irányban, ZHD a zenitirányú hidrosztatikus összetevő, míg ZWD a nedves összetevő értéke.

A (4-3) egyenletben található mennyiségeket egy vertikális profil mentén rádiószondákkal mérhetjük meg. Ily módon a vertikális profil mentén a (4-4) integrált numerikus módon kiértékelhetjük és a rádiószondás mérések alapján levezethetjük a troposzférikus késleltetés mértékét zenit irányban.

Az integrált vízgőztartalom kiszámításához első lépésben a vertikális profil mentén meg kell határoznunk a vízgőzsűrűség értékét, majd ezt a légköri oszlopban integráljuk. A vízgőzsűrűség értéke a vertikális profil mentén a mérési eredményekből a valódi gázok állapotegyenletéből számítható:

$$e_v = \frac{m_v}{v_v} \frac{R}{M_v} Z_v T = \rho_v R_v Z_v T, \quad (4-5)$$

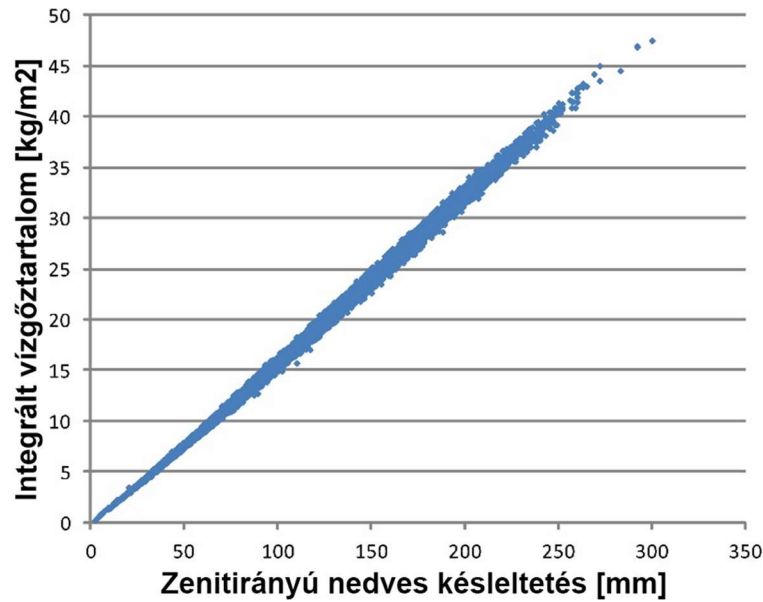
ahol R_v a vízgőz egyedi gázállandója (R/M_v), ρ_v pedig a vízgőzsűrűség. A (4-5) egyenletből kifejezhetjük a vízgőzsűrűség értékét, amit vertikálisan integrálva kapjuk az integrált vízgőztartalmat, azaz az 1m^2 alapterületű légköri oszlopban található vízpára tömegét,

$$I WV = \int_{z_{ant}}^{z_{tp}} \rho_v dz. \quad (4-6)$$

ahol z_{ant} és z_{tp} a rendre a szonda felbocsátási helyének és a tropopauzának a magassága.

Az 1994. január 1.-2011. június 16. közötti időszakra, 11.295 rádiószondás budapesti profilból levezettem mind az integrált vízgőztartalom ($I WV$ – integrated water vapor), mind pedig a zenit irányú nedves késleltetés ($Z WD$ – zenith wet delay) értékét. Az azonos méréshez tartozó értékeket a 4-1 ábrán mutatom be. Jól látható, hogy a két mennyiség között szoros kapcsolat áll fenn. Ily módon, ha a GNSS mérésekből becsülni tudjuk a zenitirányú nedves troposzférikus késleltetést, akkor e szoros korrelációt kihasználva, az integrált vízgőztartalom is becsülhetővé válik. Ezzel egy olyan mérőrendszert alkothatunk, amely az ország számos pontján (a felhasznált hálózatoktól függően 30-70 ponton) akár óránként, vagy még rövidebb időbeli felbontással határozza meg az integrált vízgőztartalom értékét. A rádiószondás mérésekhez viszonyított nagyobb időbeli és térbeli felbontás – várakozásaink szerint – hozzájárulhat a numerikus időjárás modellek pontosságának növeléséhez, ezáltal javíthatja a csapadékjelzések megbízhatóságát.

Amennyiben a permanens állomások hálózati pontjainak a koordinátái nagy pontossággal ismertek, a teljes zenitirányú troposzférikus késleltetés ($Z TD$) optimális értékét becsülhetjük az ionoszféra mentes lineáris kombináció kettős különbségeinek feldolgozásával (Dach és mtsai., 2015). Pacione és Vespe (2008) kimutatta, hogy a $Z TD$ értékeket GNSS mérésekből megközelítőleg ± 7 milliméteres középhibával határozhatjuk meg. Mivel azonban az integrált vízgőztartalom nem a teljes zenitirányú késleltetéssel, hanem a vízpára okozta nedves késleltetéssel arányos, ezért az $I WV$ értékek pontos becsléséhez kulcsfontosságú a hidrosztatikus késleltetés minél pontosabb számítása. Bár számos empirikus modell áll rendelkezésünkre a troposzférikus késleltetés becslésére (Black, 1978; Hopfield, 1969; Saastamoinen, 1972), ezek elsősorban a helymeghatározási és nem a meteorológiai alkalmazásokat célozzák. Ezért megvizsgáltam az említett modellek pontosságát a GNSS meteorológiai alkalmazások szempontjából, másrészt hazai viszonyokra adaptált modelleket vezettem le a zenitirányú hidrosztatikus késleltetések számítására annak



4-1. ábra A troposzféra integrált vízgőztartalma és a nedves troposzférikus késleltetés összefüggése rádiószondás adatok alapján (1994-2011)

érdekében, hogy a nedves késleltetést és ezen keresztül az integrált vízgőztartalmat az elérhető legnagyobb pontossággal becsülhessük GNSS mérésekből. A következő alfejezetekben ezirányú kutatásaim eredményeit is bemutatom.

Mielőtt azonban erre rátérnék, tekintsük át annak a folyamatát, hogy a zenitirányú nedves késleltetésből miképpen számíthatjuk ki az integrált vízgőztartalom értékét. A 4-1. ábrán láthattuk, hogy a ZWD és IWV értékek között egy arányossági tényező segítségével teremthetjük meg a kapcsolatot. A (4-3), (4-4) és (4-5) egyenletek segítségével felírhatjuk a zenitirányú nedves késleltetés értékét a vízgőzsűrűség függvényében:

$$ZWD = 10^{-6} R_v \left(k_2 - \frac{R_d}{R_v} k_1 \right) \int_{h_0}^{h_{tp}} \rho_v dz + 10^{-6} k_3 R_v \int_{h_0}^{h_{tp}} \frac{\rho_v}{T} dz, \quad (4-7)$$

ahol R_d a száraz levegő specifikus gázállandója. A (4-6) egyenletben kifejezett IWV értéket behelyettesítve a fenti egyenletbe megkaphatjuk a zenitirányú troposzférikus késleltetés és az integrált vízgőztartalom közötti összefüggést:

$$ZWD = 10^{-6} R_v \left(k_2 - \frac{R_d}{R_v} k_1 \right) IWV + 10^{-6} k_3 R_v \frac{IWV}{T_m}, \quad (4-8)$$

ahol T_m a légköri vízpára közepes hőmérséklete a légköri oszlopban:

$$T_m = \frac{\int_{h_0}^{h_{tp}} \rho_v dz}{\int_{h_0}^{h_{tp}} \frac{\rho_v}{T} dz}. \quad (4-9)$$

A (4-8) egyenletből láthatjuk, hogy a ZWD és IWV értékek között egy skálátényezővel teremthetjük meg a kapcsolatot:

$$Q = \frac{IWV}{ZWD} = \frac{10^6}{R_v \left(-\frac{R_d}{R_v} k_1 + k_2 + \frac{k_3}{T_m} \right)} \quad (4-10)$$

Bevis és mtsai. (1992) mintegy 9.000 Észak-amerikai rádiószonda mérés elemzéséből azt állapították meg, hogy a légköri oszlopban található vízpára közepes hőmérséklete és a felszínközeli hőmérséklet között lineáris összefüggés állítható fel:

$$T_m = 72 + 0,72T_s, \quad (4-11)$$

ahol T_s a felszínközeli hőmérséklet értéke Kelvinben. E modell alkalmazásával a felszínközeli hőmérsékletből első lépésben a légköri oszlopban található vízpára közepes hőmérsékletét határozzuk meg, majd ennek ismeretében a (4-10) egyenlet segítségével számíthatjuk a ZWD és IWV közötti arányossági tényező értékét.

Emardson és Derks (2000) európai rádiószonda észlelésekből közvetlen kapcsolatot állapított meg a Q arányossági tényező értéke és a felszínközeli hőmérséklet között:

$$Q = \frac{1}{a_0 + a_1(T_s - \bar{T}) + a_2(T_s - \bar{T})^2}, \quad (4-12)$$

ahol a_0 , a_1 , a_2 és \bar{T} empirikus konstansok, amelyek értékét a szerzők több mint 120.000 európai rádiószonda mérésből vezették le.

4.1 Integrált vízgőztartalom becslése zivataros időszakban

A 2006. augusztus 20-i ünnepségek alatt egy heves zivatarfront érte el Budapestet. Az erős széllel járó intenzív csapadék jelentős károkat okozott és emberéletet is követelt. Bár az időjárás előrejelző modellek a zivatar kialakulását jelezték, felmerült bennem a gondolat, hogy a GNSS infrastruktúra segítségével nyomonkövethető volt-e a zivatarfront átvonulása.

A FÖMI (ma Lechner Lajos Tudásközpont Nonprofit Kft) Kozmikus Geodéziai Observatóriuma rendelkezésemre bocsátotta az akkoriban üzemelő 17 permanens állomás adatait a 2006. augusztus 13-21. időszakra. A felhasznált állomások a következők voltak: BALE, BUTE, CSOR, GYFI, JASZ, KAPO, KECS, MILE, MONO, NYIR, OROS, PENC, PESO, SUME, SZFV, TATA, ZALA. A GPS adatok feldolgozásához IGS precíz pályaadatokat, illetve CODE (Center for Orbit Determination in Europe) ionoszféramodelleket szereztem be az L_{WL} ciklustöbbleteltérési feloldásához, emellett az IGS által elfogadott antennamodelleket használtam fel az antennák fáziscentrum külpontosságának és ingadozásának modellezéséhez. A feldolgozásokat Bernese V5.0 szoftverrel hajtottam végre.

A troposzférai hidrosztatikus késleltetésének figyelembevételéhez, illetve a vízgőz átlagos hőmérsékletének meghatározásához földi meteorológiai adatokra volt szükségem. Mivel hazánkban a működő permanens GNSS állomások közül csak háromnál találunk meteorológiai szenzorokat (PENC, BUTE, SPRN), így az egyes állomásokhoz mindig a legközelebbi OMSZ szinoptikus vagy klímaállomás adatait használtam fel, amit az OMSZ munkatársai bocsátottak rendelkezésemre. Mivel a klímaállomásokon nem állt rendelkezésre

légnomás adat, így a légnomást mindig a legközelebbi szinoptikus állomásokról interpolálták.

A légnomások minden esetben tengerszintre redukált légnomásaként álltak rendelkezésemre, így azokat átszámítottam az egyes GPS antennák magasságára. Ehhez ugyanazt az összefüggést használtam, amellyel a földfelszíni mért értékekből az OMSZ tengerszintre redukált légnomásértékeket számol:

$$p_{z_{ant}} = p_0 \left(1 - 0,0065 \frac{z_{ant}}{T(^{\circ}C)+274} \right)^d, \quad (4-13)$$

ahol

$$d = \frac{g}{0,0065}, \quad (4-14)$$

g a nehézségi gyorsulás értéke és a ϵ együttható értéke 287,05.

A földfelszíni észleléseken kívül a vizsgált időszakban az OMSZ munkatársai rendelkezésemre bocsátották a Marczell György Főobszervatóriumban végzett rádiószonda mérésekből számított integrált vízgőztartalom értékeket is. Az obszervatóriumban naponta kétszer, 0 és 12 órakor (UTC) végeztek ballonos méréseket. A 2006-os, zivataros időszakban az OMSZ radarképeinek archívumából letöltöttem a vizsgált időszakra vonatkozó észleléseket (OMSZ, 2006).

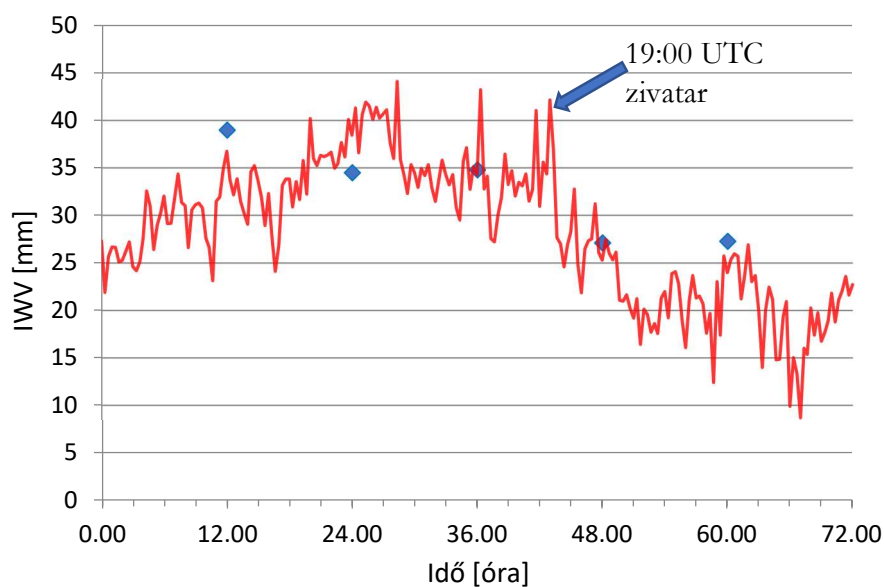
A feldolgozás során a vevőórák szinkronizálását követően elvégeztem a fázismérések minőségellenőrzését, majd a ciklustöbbsértelműségek feloldását két lépcsőben hajtottam végre. Először az L_{WL} lineáris kombináción oldottam fel azokat a CODE ionoszféra modellek segítségével, majd az N_{WL} ciklustöbbsértelműségeket ismeretében az L_3 ionoszféra mentes lineáris kombináción végeztem el a ciklustöbbsértelműségek feloldását.

Ezt követően a vizsgált időszakot megelőző hétre meghatároztam a napi koordináta megoldásokat, majd együttes kiegyenlítéssel heti megoldásokat számítottam. Ezeket a koordinátákat fogadtam el állomáskoordinátaként a troposzféra okozta késleltetés meghatározásakor.

A vizsgált időszakra a ciklustöbbsértelműségek megoldása után, a permanens állomások koordinátáinak megkötésével elvégeztem a zenitirányú „nedves” összetevő becslését oly módon, hogy a hidrosztatikus késleltetést a Saastamoinen modellel határoztam meg a felszíni meteorológiai adatok felhasználásával. A műhold irányára a Niell leképezési függvényel számítottam ki a ferde irányú késleltetést. A „nedves” összetevőt 20 perces időbeli felbontásban határoztam meg a GNSS adatokból, jellemzően $\pm 5-8$ mm-es középphibával. Megjegyzem, hogy a (4-10) egyenletben bevezetett skálatényező közepes értéke alapján a $\pm 5-8$ mm-es zenitirányú nedves késleltetés középphiba, integrált vízgőztartalomra vetítve $\pm 1-1,3$ kg/m²-nek felel meg.

A BME Általános- és Felsőgeodézia Tanszéke által fenntartott BUTE permanens állomás észleléseiből levezetett IWV értékek időbeli változását a 4-2. ábra szemlélteti. Az ábra alapján jól látható, hogy az IWV értékek a vihar előtti 24 órában 35-40 kg/m² értékre emelkedtek a korábbi 25 kg/m²-es értékről. Az ábráról az is kiolvasható, hogy miután a

zivatargóc elérte Budapestet, az IWV érték gyors csökkenésnek indult. Az ábrán nagyon jól látszik, hogy a GNSS alapú IWV becslés időbeli felbontása jóval nagyobb a rádiószondás mérések gyakoriságánál. A GNSS észlelésekből meghatározott IWV értékeket összevettem a rádiószondás mérésekből meghatározott értékekkel is. Az eltérések statisztikai jellemzőit a 4-1. táblázatban mutatom be. Az eredményekből az látszik, hogy a nedves késleltetés középpontjából származó $\pm 1-1,3 \text{ kg/m}^2$ -os becsült szórásnál nagyobb, mintegy $\pm 2,8- \pm 2,9 \text{ kg/m}^2$ -es szórást tapasztaltam. Az eltérés egyrésztől magyarázható a rádiószondás mérésekből levezetett IWV értékek várható mérési bizonytalanságával. Erre vonatkozó vizsgálatokat Nash és mtsai. (2011) végeztek a WMO (World Meteorological Organization – Meteorológiai Világszervezet) rádiószonda összehasonlító kampány keretében, amelyben megállapították, hogy a modern rádiószonda szenzorokkal levezetett IWV értékek mérési bizonytalansága $\pm 0,65$ és $\pm 1,0 \text{ kg/m}^2$ közé tehető, amennyiben az IWV érték eléri az 50 kg/m^2 értéket. Másrésztől azt is figyelembe kell vennünk a maradék ellentmondások értékelése során, hogy ezen vizsgálatokban a nemzetközi szakirodalomban használt Bevis és Emaradson-Derks modelleket használtam a nedves késleltetés és az integrált vízgőztartalom közötti arányszám becsüléséhez, míg a zenitirányú hidrosztatikus késleltetést a Saastamoinen modellel határoztam meg. Azaz nem vizsgáltam, hogy az említett modellek a Közép-európai



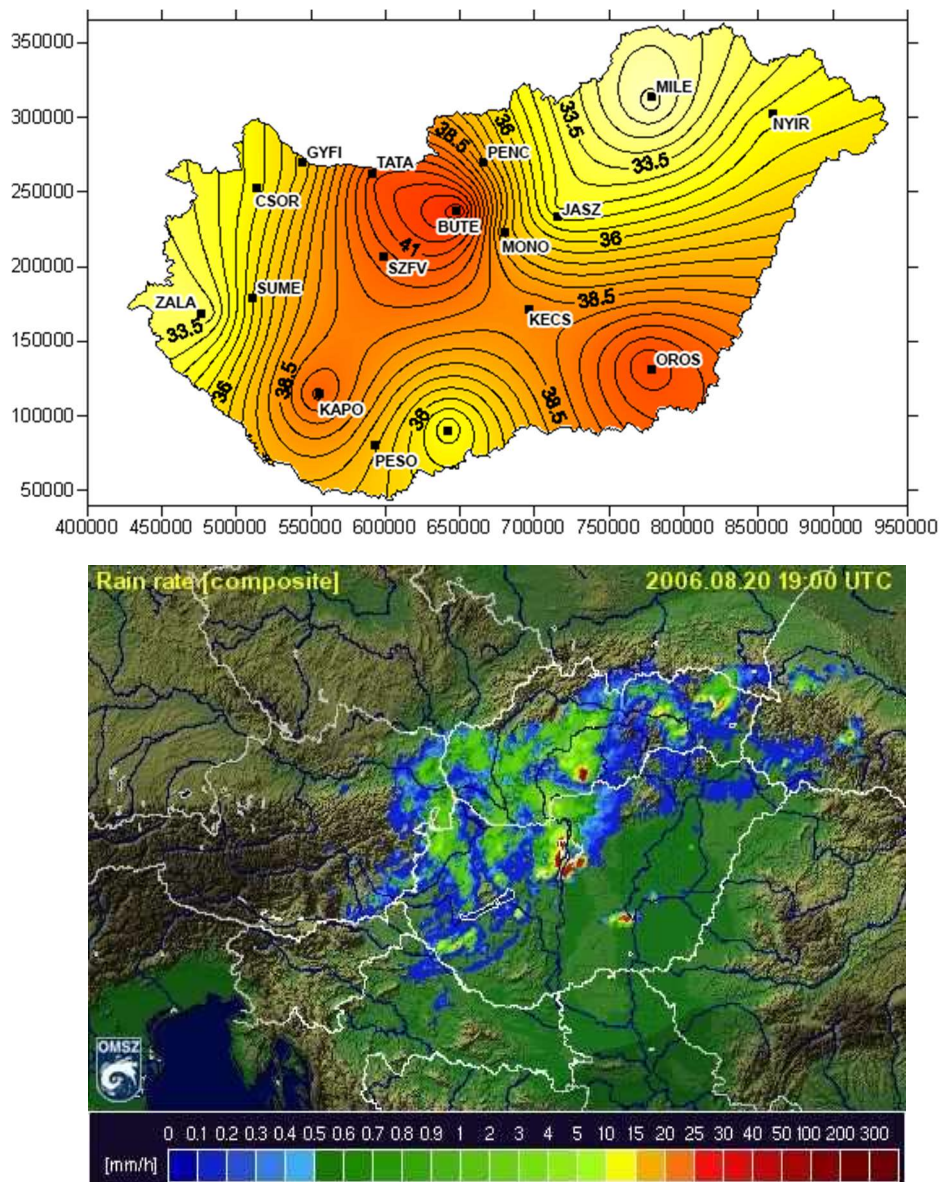
4-2. ábra A troposzféra integrált vízgőztartalma a BUTE állomás GNSS észleléseiből (piros vonal) és rádiószondás mérésekből (kék pont) 2006. augusztus 19-21. között

	min	max	középvérték	szórás
IWV (rádiószonda)	27,1	39,0	32,5	$\pm 5,19$
IWV (GNSS, Bevis)	-4,2	3,2	0,7	$\pm 2,87$
IWV (GNSS, Emaradson-Derks)	-3,9	3,3	0,8	$\pm 2,83$

4-1. táblázat A 2006. augusztus 19-21. közötti időszakban végzett rádiószondás integrált vízgőztartalom meghatározás és a GNSS alapú meghatározások maradék ellentmondásainak statisztikai jellemzői

térségben optimális megoldást adnak-e. Ennek fényében azt állapíthatjuk meg, hogy az előzetes várakozásoknak megfelelő pontosságot adott a GNSS alapú integrált vízgőztartalom meghatározás, de mindenképpen indokoltá vált a felhasznált empirikus modellek pontosságvizsgálata és illesztése a Közép-európai éghajlati viszonyokhoz.

A 4-3. ábrán a GNSSnet.hu hálózat 17 állomása alapján levezetett IWV értékek térbeli eloszlását, illetve az azonos időpontban készült kompozit radarfelvételeket láthatjuk. Az Észak-Dunántúlon jól követik a GNSS mérésekből származó IWV értékek az időjárási front átvonulását. A dél-alföldi régióban található maximumok az orosházi permanens állomás (OROS) becslései miatt alakultak ki. A nagy területi kiterjedés oka, a GNSS hálózat rossz térbeli felbontása a dél-alföldi régióban, hiszen akkoriban a kiskunhalasi, gyomaendródi és gyulai GNSS állomások még nem üzemeltek.



4-3. ábra A GNSSNet.hu hálózat észlelései alapján levezetett IWV értékek térbeli eloszlása és az OMSZ által készített kompozit radarfelvétel (2006. augusztus 20., 19:00 UTC)

4.2 A zenitirányú troposzférikus késleltetések becslése

Az előző alfejezetben bemutatott vizsgálatok alapján megállapítottam, hogy az *IWV* becslésekhez felhasznált empirikus modellek további vizsgálata szükséges a GNSS alapú becslések optimalizálása érdekében. A zenitirányú hidrosztatikus késleltetések pontos ismerete elengedhetetlen a nedves troposzférikus késleltetés meghatározásához. A szakirodalomban többféle modell áll rendelkezésünkre, azonban hasonló modelleket rádiószondás mérésekből is levezethetünk. Utóbbi előnye, hogy a földrajzi helynek megfelelő éghajlati jellegzetességeket is figyelembe tudjuk venni, ezáltal – várakozásom szerint –ily módon pontosabban modellezhető a hidrosztatikus késleltetés, mint a korábban említett, széles körben alkalmazott modellekkel. Az optimális eredmény eléréséhez azonban fontos, hogy a rádiószonda profilokból levezetett hidrosztatikus késleltetések pontosságát is becsülni tudjuk, ezért a következő pontokban az ezirányú vizsgálataim eredményeit mutatom be.

4.2.1 Rádiószondás mérésekből levezetett troposzférikus késleltetések pontosságvizsgálata

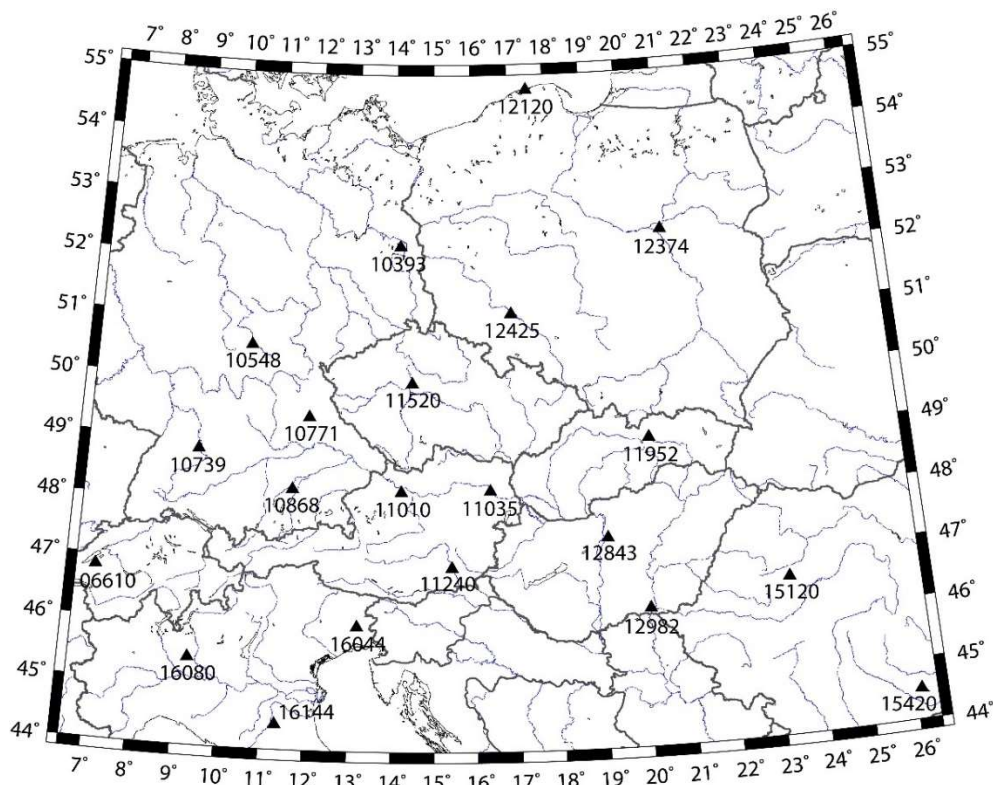
A troposzférikus késleltetések becslésére szolgáló empirikus modellek levezetésének egyik lehetséges módja, a már említett rádiószondás mérésekből származó vertikális atmoszférikus profilok elemzése. A következő alpontokban az e téren elvégzett kutatási eredményeimet mutatom be. Vizsgálataimban kitérek a hidrosztatikus és nedves késleltetés becslésére szolgáló modellek levezetésére, a rádiószondás mérések pontosságvizsgálatára, beleértve a mérési bizonytalanság hatását és a ballonok által elért különböző magasságokból származó csonkítási hatást is.

4.2.1.1 A felhasznált rádiószonda adatok

Vizsgálataimhoz 22 Közép-európai rádiószonda állomás, mintegy 276.000 észlelését használtam fel az 1994. január 1 – 2011. június 17. időszakból, azaz több mint 17 év adatait dolgoztam fel. Az állomások földrajzi elhelyezkedését a 4-4. ábrán mutatom be, míg az egyes állomások jellemzői és a felhasznált adatok száma a 4-2. táblázatban található meg. A mérések a NOAA (National Oceanic and Atmospheric Agency) RAOBS (rádiószondás mérések) adatbázisából származtak.

A fenti adathalmazt többféle vizsgálathoz is felhasználtam. A hidrosztatikus késleltetés meghatározására szolgáló modellek mellett többek között a zenitirányú nedves késleltetés és az integrált vízgőztartalom értékek összefüggését is vizsgálom, ezért az összes profilból kiszámítottam az integrált vízgőztartalmat, a hidrosztatikus és nedves zenitirányú troposzférikus késleltetést, valamint a vízpára közepes hőmérsékletét. Emellett minden rádiószondás profilhoz rögzítettem a felszínközeli meteorológiai paramétereket, a legmagasabb észlelés magasságát és nyomásszintjét. A számításokhoz egy saját fejlesztésű rádiószonda méréseket feldolgozó szoftvert fejlesztettem.

Mivel a levezetett késleltetések pontossága nem állandó, hiszen az egyes mérések során a rádiószonda ballonok más-más magasságig tudnak felhatolni az atmoszférába, ezért az eredmények minőségének megítéléséhez szükségessé vált az egyes mennyiségek középhibáinak a becslése. Liu és mtsai. (2000) ugyan megadták a rádiószonda profilokból levezetett integrált vízgőztartalom értékek középhibájának összefüggését, de a troposzférikus



4-4. ábra A troposzféramodellek előállításához használt közép-európai rádiószonda állomások elhelyezkedése (a számok az állomások WMO azonosítói)

WMO ID	Város (Ország)	φ [°]	λ [°]	Mérések száma	Gyakoriság	Rádiószonda típusa
06610	Payerne (CH)	46.82	6.95	8,954	12 h	SRS-400
10393	Lindenberg (D)	52.22	14.12	24,007	6 h	RS-92
10548	Meiningen (D)	50.55	10.37	12,809	6-12 h	RS-92
10739	Stuttgart (D)	48.83	9.20	13,842	12 h	RS-92
10771	Garmersdorf (D)	49.43	11.90	19,988	6-12 h	RS-92
10868	Munich (D)	48.25	11.55	12,422	12 h	RS-92
11010	Linz/Horsching (A)	48.24	14.18	5,086	24 h	RS-90
				2011-től		
11035	Vienna/Hohe Warte (A)	48.25	16.36	11,906	12 h	RS-92
11240	Graz/Thalerhof (A)	47.00	17.43	5,228	24 h	RS-90
11520	Prague/Libus (CZ)	50.00	14.45	24,925	6 h	RS-92
11952	Poprad/Ganovce (SK)	49.03	20.32	11,840	12 h	RS-92
12120	Leba (PL)	54.77	17.57	8,926	12 h	RS-92
12374	Legionowo (PL)	52.40	20.97	9,919	12 h	RS-92
12425	Wroclaw (PL)	51.12	16.88	8,868	12 h	RS-92
12843	Budapest/Lorinc (H)	47.43	19.18	11,295	12 h	RS-80
						(később RS-92)
12982	Szeged (H)	46.25	20.10	5,144	24 h	RS-80
						(később RS-92)
15120	Cluj-Napoca (RO)	46.78	23.57	4,175	24 h	RS-90
15420	Bucuresti (RO)	44.50	26.13	9,304	12 h	RS-90
15614	Sofia (BG)	42.82	23.38	2,227	24 h	RS-92
16044	Udine (I)	46.03	13.18	14,948	6 h	RS-92
16080	Milano/Linate (I)	45.43	9.28	14,385	12 h	RS-92
16144	Bologna/San Pietro (I)	44.65	11.38	6,281	12 h	RS-92

4-2. táblázat A rádiószonda állomások adatai (WMO, 2007)

késleltetések középhibáját nem vizsgálták. Emellett sajnos tanulmányukban elhanyagolták a szomszédos légrétegek vízgőzsűrűségei közötti kovarianciákat és a már említett csonkítási hatást is. Ezért megvizsgáltam, hogy az említett hatások mennyire befolyásolják a rádiószondás adatokból levezethető paraméterek pontosságát és kibővíttem a vizsgálatokat az integrált vízgőztartalom mellett a levezetett hidrosztatikus és nedves késleltetésekre is.

A 4-2. táblázatból láthatjuk, hogy a Közép-európai rádiószonda állomások túlnyomó többsége Vaisala RS-92 típusú rádiószondát használt vizsgálataim idején. E típus műszaki dokumentációja (Vaisala, 2010) alapján a mért hőmérséklet, légnyomás és relatív páratartalom mérési bizonytalansága rendre ± 0.5 °C, ± 1 hPa és ± 2.5 % (2σ). Az értekezésben bemutatott pontosságvizsgálatokban ezeket az értékeket használtam fel. Meg kell jegyezni, hogy Miloshevich és mtsai. (2009) kimutatták, hogy a relatív páratartalom mérések pontossága a napszaktól is kismértékben függ, ezt a hatást az értekezésben bemutatott vizsgálataim során elhanyagoltam.

4.2.1.2 Zenitirányú hidrosztatikus késleltetések pontosságvizsgálata

A (4-3) és (4-4) egyenletek összevetéséből láthatjuk, hogy a zenitirányú hidrosztatikus késleltetés mértékének meghatározásához a hidrosztatikus refraktivitás értékét kell integrálnunk a vertikális profil mentén:

$$ZHD = 10^{-6} \int_{h_0}^{h_T} N_H dh, \quad (4-15)$$

ahol h_0 és h_T a rádiószondás mérések legalsó és legfelső magassága, N_H pedig:

$$N_H = k_1 \frac{p}{T}. \quad (4-16)$$

Mivel a (4-15) egyenlet eredményét numerikus integrálással határozzuk meg, ezért a trapéz módszer alkalmazása esetén, a profil mentén végzett észleléseket felhasználva rétegekre bontjuk a troposzférát. Minden egyes észlelést – a földfelszíni észlelést és a legnagyobb magasságban végzett észlelést kivéve – két szomszédos légréteg által okozott késleltetés meghatározásánál is fel kell használnunk, ezért a teljes légoszlop okozta késleltetés középhibájának számításakor figyelembe kell vennünk azt a tény, hogy a szomszédos légrétegek okozta késleltetések statisztikailag nem független mennyiségek. Vagyis a hibaterjedés számítása során ki kell számítanunk a szomszédos légrétegek késleltetéseinek kovarianciáit is.

Amennyiben feltételezzük, hogy a hőmérséklet és légnyomás mérések statisztikailag függetlennek tekinthetők, akkor az egyes észlelések magasságában a hidrosztatikus refrakció középhibája a következő összefüggéssel számítható a légnyomásmérés és a hőmérsékletmérés középhibájának függvényében:

$$\sigma_{N_H} = \sqrt{\left(\frac{k_1}{T}\right)^2 \sigma_p^2 + \left(k_1 \frac{p}{T^2}\right)^2 \sigma_T^2}. \quad (4-17)$$

Az egymást követő mérésekből számított hidrosztatikus refraktivitás segítségével kiszámíthatjuk a h_{i-1} és h_i magasságok által határolt légréteg hidrosztatikus késleltető hatását:

$$ZHD_i = 10^{-6} \frac{(N_{H_{i-1}} + N_{H_i})}{2} (h_i - h_{i-1}). \quad (4-18)$$

A (4-18) egyenletben jól megfigyelhető, hogy a h_{i-1} és h_i valamint a h_i és h_{i+1} magasságok által határolt rétegek okozta hidrosztatikus késleltetések statisztikailag már nem tekinthetők függetlennek. Ily módon az egyes rétegek hatásának összegzésével meghatározott teljes hidrosztatikus késleltetés középhibájának számítása során nem elegendő a (4-17) egyenletben meghatározott középhibák figyelembevétele, hanem a szomszédos légrétegek hatása közötti kovarianciákat is figyelembe kell vennünk. Ennek megfelelően a légrétegekre számított hidrosztatikus késleltetések teljes variancia-kovariancia mátrixa az alábbi alakot ölti:

$$\Sigma_{ZHD} = \begin{bmatrix} \sigma_{ZHD_1}^2 & c_{12} & & & & & & & \\ c_{12} & \sigma_{ZHD_2}^2 & c_{23} & & & & & & \\ & c_{23} & \sigma_{ZHD_3}^2 & & & & & & \\ & & & \cdot & & & & & \\ & & & & \cdot & & & & \\ & & & & & \cdot & & & \\ & & & & & & \sigma_{ZHD_{n-1}}^2 & c_{n-1,n} \\ & & & & & & c_{n-1,n} & \sigma_{ZHD_n}^2 \end{bmatrix}, \quad (4-19)$$

ahol a $\sigma_{ZHD_i}^2$ és a $c_{i,i+1}$ varianciákat és kovarianciákat az alábbi összefüggésekkel határozhatjuk meg (Rózsa, 2014):

$$\sigma_{ZHD_i}^2 = \left[\left(\frac{h_i - h_{i-1}}{2} \right)^2 \left(\sigma_{N_{H_{i-1}}}^2 + \sigma_{N_{H_i}}^2 \right) + 2 \left(\frac{N_{H_{i-1}} + N_{H_i}}{2} \right)^2 \sigma_h^2 \right] 10^{-12}, \text{ és} \quad (4-18)$$

$$c_{i,i+1} = \left[\left(\frac{\partial ZHD_i}{\partial N_{H_i}} \right) \left(\frac{\partial ZHD_{i+1}}{\partial N_{H_i}} \right) \sigma_{N_{H_i}}^2 + \left(\frac{\partial ZHD_i}{\partial h_i} \right) \left(\frac{\partial ZHD_{i+1}}{\partial h_i} \right) \sigma_{h_i}^2 \right] 10^{-12}. \quad (4-19)$$

ahol σ_h a magasságmérések középhibája. Feltételezve, hogy a modern rádiószondák magasságát GPS kódérésekkel határozzák meg, a magasságmérés középhibáját egységesen ± 5 méternek feltételeztem vizsgálataim során. A (4-19) egyenletben szereplő deriváltakat terjedelmi korlátok miatt nem közlöm, de azokat a (4-18) egyenlet deriválásával könnyen előállíthatjuk (Rózsa, 2014).

Mivel a zenitirányú hidrosztatikus késleltetéseket az egyes légrétegek hatásának összegeként határozhatjuk meg, így annak varianciáját a (4-19) variancia-kovariancia mátrix elemeinek összegeként számíthatjuk.

A 4.2.1.1. alpontban bemutatott rádiószonda adatbázis észleléseit felhasználva az összes profilra elvégeztem a ZHD értékek és ezek középhibájának meghatározását. Eredményeim azt mutatták, hogy a rádiószondás mérésekkel lefedett légrétegekben a ZHD értékeket átlagosan $\pm 0,5$ mm-es középhibával lehet meghatározni. A középhibák szórása $\pm 0,08$ mm-nek adódott.

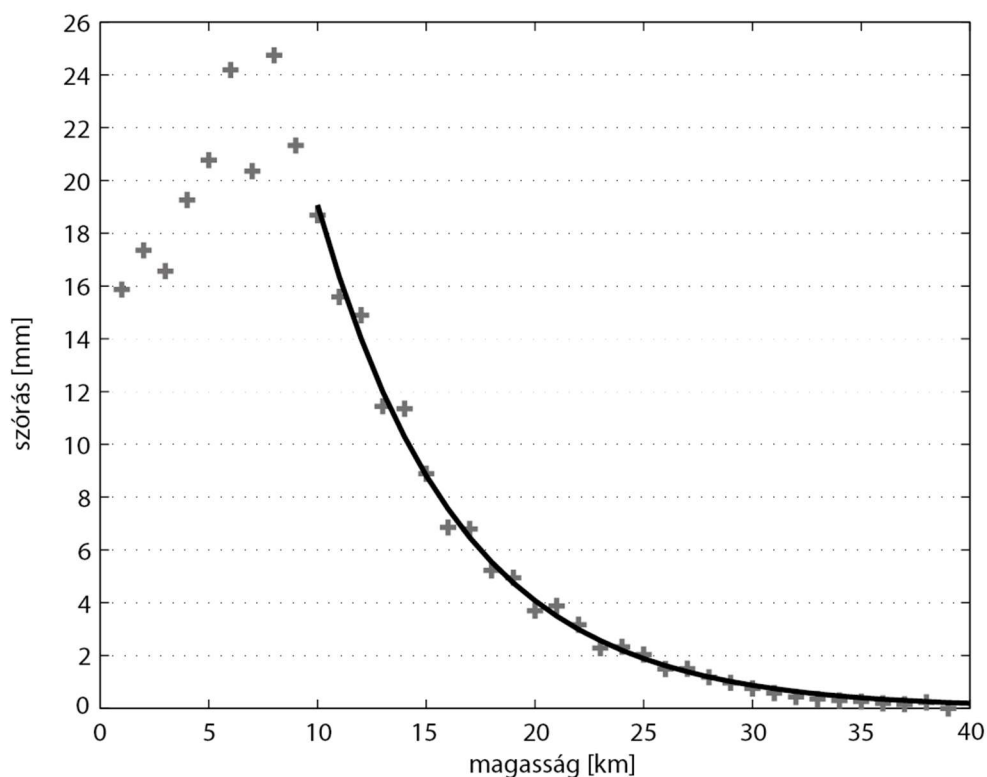
Meg kell azonban jegyezni, hogy a teljes hidrosztatikus késleltetés értéke nem számítható ki csupán rádiószondás adatokból, mivel a ballonok általában legfeljebb 20-35 km-es magasságokig képesek felhatolni a légkörbe, de a sztratoszféra még 30 km-es magasságban is megközelítőleg 1 cm-es késleltető hatást fejt ki a GNSS jelekre. Emiatt a rádiószondás mérések felett elhelyezkedő semleges légköri hatásokat a Nemzetközi Sztenderd Atmoszféra (ISA) modellel (ISO, 1975) vettem figyelembe. A rádiószondás

mérések felhatolási magassága jelentősen változhat az egyes mérések során, ezért könnyen belátható, hogy a levezetett késleltetés értékek pontossága attól is függ, hogy a légköri hatás mekkora részét tudjuk in-situ mérésekből, illetve a sztenderd atmoszférából meghatározni.

4.2.1.3 A hidrosztatikus késleltetés csonkítási hibájának vizsgálata

Mint ahogyan azt korábban említettem, a rádiószondás profilokból számított hidrosztatikus késleltetés nem feleltethető meg teljes mértékben a GNSS méréseket terhelő hidrosztatikus késleltetésnek. Ennek az az oka, hogy a rádiószondák a sztratoszféra felső részét már nem érik el.

Amennyiben a tényleges rádiószondás észlelés során a ballon csak alacsonyabb magasságokban végez észleléseket, a sztenderd atmoszférából számított korrekciók egyre nagyobbban lesznek, ami nyilvánvalóan rontja a számított hidrosztatikus késleltetés pontosságát. E hatás tanulmányozása érdekében az 1994-2011 időszakra több mint 11.000 rádiószonda profilból különböző magasságokban határoztam meg a zenitirányú hidrosztatikus késleltetés mértékét 1 km-es felbontás mellett, majd ugyanezt megtettem az ISA modellel is. Minden egyes kiszámítottam az eltérések mértékét, majd a magasságonként több mint 11.000 különbségértékből becsültem ezek szórását. Az eredményeket a 4-5. ábrán mutatom be. Jól látható, hogy a troposzférában jelentősen nagyobb a maradék ellentmondások szórása, míg a sztratoszférában exponenciális görbével írható le a csonkítási hatás szórása.



4-5. ábra Rádiószonda profilokból és sztenderd atmoszféra modellekből számított hidrosztatikus késleltetések eltéréseinek szórása a magasság függvényében Budapesten.

A legkisebb négyzetek módszerével a 10 km-nél nagyobb magasságokra levezettem az adatokra illesztett exponenciális görbe paramétereit. Az előállított empirikus függvény:

$$\sigma_{ZHDcs} = 0.08921e^{-1.543 \cdot 10^{-4}H}, \quad (4-20)$$

ahol H a rádiószonda felhatolási magassága, σ_{ZHDcs} a csonkítási hibából eredő középhiba mértéke, e pedig az Euler-féle szám. Az eredmények azt mutatják, hogy a ± 1 mm csonkítási középhibát Budapest felett 29 km-es magasságban érjük el, ami megközelítőleg 20hPa nyomásszintnek felel meg.

4.2.1.4 A zenitirányú nedves késleltetések pontosságvizsgálata

Rádiószondás mérésekből a zenitirányú nedves késleltetés mértékét a következő integrál segítségével számíthatjuk ki:

$$ZWD = 10^{-6} \int_{h_0}^{h_{TP}} N_w dh. \quad (4-21)$$

A ZWD értékek középhibáját a hidrosztatikus késleltetések középhibájának levezetése során ismertett eljárással vezethetjük le. Elsőként a mérési mennyiségekből származtatott nedves refraktivitás középhibájának meghatározását kell elvégezzük:

$$\sigma_{N_w} = \sqrt{\left(\frac{k_2 - k_1}{T} + \frac{k_3}{T^2}\right)^2 \sigma_{e_v}^2 + \left(\frac{(k_2 - k_1)e_v}{T^2} + 2k_3 \frac{e_v}{T^3}\right)^2 \sigma_T^2}, \quad (4-22)$$

ahol σ_T és σ_{e_v} a hőmérsékletmérés és a parciális párányomás meghatározásának a középhibája. Utóbbi meghatározásához első lépésben a telített vízgőz parciális nyomását kell kiszámítanunk (WMO, 2008):

$$e_w = 6.112 \cdot e^{\frac{17.62T}{243.12+T}}, \quad (4-23)$$

majd ebből a relatív páratartalom mérés ismeretében kiszámíthatjuk a parciális párányomás értékét:

$$e_v = e_w \cdot RH. \quad (4-24)$$

A (4-24) egyenletre a hibaterjedés törvényét alkalmazva megkaphatjuk a parciális párányomás középhibáját:

$$\sigma_{e_v} = \sqrt{RH^2 \sigma_{e_w}^2 + e_w^2 \sigma_{RH}^2}, \quad (4-25)$$

ahol σ_{e_w} a telített vízgőz parciális nyomásának a középhibája, ami a (4-23) egyenletből a hibaterjedés törvénye alapján levezethető:

$$\sigma_{e_w} = \sqrt{\left(\frac{\partial e_w}{\partial T}\right)^2 \sigma_T^2}. \quad (4-26)$$

A (4-25) egyenlet eredményét a (4-22) egyenletbe helyettesítve meghatározhatjuk a nedves refraktivitás középhibáját.

A zenitirányú nedves késleltetést a rádiószondás mérésekből az alábbi összefüggéssel származtathatjuk:

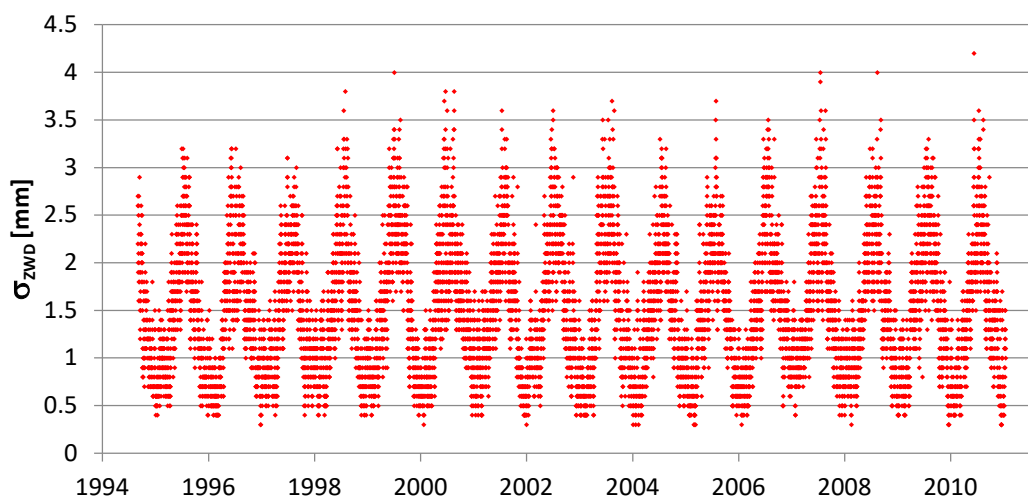
$$ZWD_i = 10^{-6} \frac{(N_{W_{i-1}} + N_{W_i})}{2} (h_i - h_{i-1}). \quad (4-27)$$

Jól látható, hogy a (4-27) egyenlet formailag egyezik a (4-18) egyenlettel, így a nedves zenitirányú késleltetés középhibájának becslése a hidrosztatikus késleltetésre bemutatott eljárással analóg módon elvégezhető.

A Közép-európai rádiószonda mérések feldolgozása alapján megállapítottam, hogy annak ellenére, hogy a nedves késleltetés mértéke átlagosan csupán kilencede a hidrosztatikus késleltetésnek, átlagos középhibája ± 1.5 mm-nek adódott, ami erős szezonális változást is mutat a légköri vízgőztartalom változásaival összhangban (4-6. ábra). Megjegyzem, hogy a meghatározott átlagos középhiba mintegy háromszorosa a hidrosztatikus késleltetés középhibájának, ami egyúttal rámutat a nedves késleltetés empirikus modellekkel történő becslésének korlátaira is. A középhibaértékek éves változásának szórása ± 0.7 mm-nek adódott.

A rádiószondás mérésekből levezetett troposzférikus késleltetés értékek pontosságvizsgálatából megállapíthatjuk, hogy amennyiben a rádiószonda eléri a 29 km-es magasságot vagy legalább a 20 hPa-os nyomásszintet, akkor a levezetett ZHD értékek jó referencia értéket adhatnak a hidrosztatikus késleltetés meghatározására szolgáló empirikus modellek levezetéséhez. Az említett nyomásszinten a csonkítási hiba mértéke és a mérések véletlen hibái együttesen mintegy 1-1,5 mm-es középhibával teszik lehetővé a zenitirányú hidrosztatikus késleltetés meghatározását.

Korábban már említettem, hogy az integrált vízgőztartalom becsléséhez egy kellően pontos hidrosztatikus késleltetés modellt kell felhasználnunk. Ezért a következő pontban a Közép-európai térség éghajlati viszonyaihoz illesztett hidrosztatikus késleltetés modellt vezetek le.



4-6. ábra A rádiószonda profilokból származtatott zenitirányú késleltetések középhibáinak alakulása Budapesten

4.2.2 Zenitirányú hidrosztatikus késleltetés modell levezetése a Közép-európai térségre

Mint azt a 4-1. ábrán láthattuk, az integrált vízgőztartalom a zenitirányú nedves késleltetéssel áll szoros kapcsolatban. A GNSS helymeghatározás során azonban a zenitirányú teljes troposzférikus késleltetést tudjuk a vevő koordinátáinak ismeretében a műhold-vevő távolságokból becsülni. Ily módon a teljes késleltetés értékéből ki kell számítanunk a nedves késleltetés értékét, ehhez a hidrosztatikus késleltetést empirikus modell segítségével becsülhetjük. Saastamoinen (1972) kimutatta, hogy a hidrosztatikus összetevő a felszínközeli légnyomás értékével arányos:

$$ZHD = 0,002277p. \quad (4-28)$$

Hopfield (1969) a troposzféra vastagságának (h_d) függvényében határozta meg a zenitirányú hidrosztatikus késleltetés mértékét a tengerszinten:

$$ZHD = \frac{10^{-6}}{5} N_{d,0} h_d, \quad (4-29)$$

ahol $N_{d,0}$ a száraz refraktivitás értéke a tengerszinten.

A száraz refraktivitás értékét tetszőleges magasságban az alábbi összefüggésekkel számíthatjuk:

$$N_d(h) = N_{d,0} \left(\frac{h_d - h}{h_d} \right), \text{ és} \quad (4-30)$$

$$h_d = 40136 + 148,72(T - 273,16) \quad (4-31)$$

Black (1978) Hopfield-modelljét pontosította oly módon, hogy a h_d értékre új függvényt határozott meg:

$$h_d = 148,98(T - 4,12) \quad (4-32)$$

Hopfield és Black modelljében az $N_d(h)$ értékeket felszínközeli meteorológiai paraméterek függvényében határozhatjuk meg a (4-1) egyenlet segítségével.

A nedves késleltetés optimális meghatározásához meg kell vizsgálnunk a hidrosztatikus késleltetésre felállított empirikus modellek pontosságát. A 4.2.1.3 alpontban bemutatott vizsgálatok alapján láthattuk, hogy a pontosságvizsgálathoz azokat a rádiószonda profilokat használhatjuk fel, amelyek elérik a legalább 20 hPa-os nyomásszintet. Jelen vizsgálatokhoz még ennél is szigorúbb követelményeket állítottam, csak azokat a ZHD értékeket használtam fel, amelyek a 10 hPa-os nyomásszintet elérő mérésekből származtak. Ennek a kritériumnak több mint 152.000 profil felelt meg a 22 Közép-európai rádiószonda állomáson az 1994.01.01-2011.03.31 közötti időszakban.

A fent említett három troposzféra modell (Saastamoinen, Hopfield, Black) vizsgálata mellett, e 152.000 rádiószondás mérésből kétféle, Közép-Európára érvényes hidrosztatikus modellt vezettem le a felszínközeli légnyomás és a rádiószondás profilokból levezetett

zenitirányú hidrosztatikus késleltetések segítségével. A ZHD-M1 modell a következő összefüggéssel írható le:

$$ZHD = 2.2766 \cdot 10^{-3} p, \quad (4-33)$$

míg a ZHD-M2 modellben a felszínközeli légnyomás eltolási paraméterét is becsültem:

$$ZHD = a_0 + a_1 p, \quad (4-34)$$

ahol $a_0 = (-0.0027 \pm 0.0003)$ m és $a_1 = (2,2793 \times 10^{-3} \pm 3,1 \times 10^{-7})$ m/mbar.

A budapesti rádiószondás adatok felhasználásával 2011. április-június időszakra megvizsgáltam, hogy a legismertebb hidrosztatikus késleltetés modellek milyen szabályos hibával és középhibával jellemezhetőek. Az empirikus modellekkel végzett ZHD becslésekhez a rádiószondás mérésekből származó felszínközeli meteorológiai paramétereket használtam fel bemenő adatként. Ily módon az eredményeimet nem terheli a sztenderd atmoszféra modellek hibája. Az eredmények összefoglalását a 4-3. táblázatban láthatjuk. Az eredmények azt mutatják, hogy a globális Saastamoinen-féle modell maradék ellentmondásai hasonló szórást mutatnak, mint a lokálisan illesztett modelleké. Ugyanakkor az átlagos eltérés mértékében a ZHD-M2 modell szerepel legjobban. Az átlagos eltérés e modell esetében mintegy 50%-al csökkent az eredeti Saastamoinen modellhez képest. Ez egyúttal azt is jelenti, hogy a GNSS mérésekből számított integrált vízgőztartalom értékek szabályos hibája is csökken. Az eredmények értékeléséhez mindenképpen figyelembe kell vennünk, hogy a nedves troposzférikus késleltetés és az integrált vízgőztartalom értékének arányára vonatkozó arányossági megközelítőleg 6-tal egyenlő. Azaz 6 mm-es késleltetés érték 1 mm kihullható csapadéknak vagy 1 kg/m² integrált vízgőztartalom értéknek felel meg. Ennek ismeretében kijelenthetjük, hogy a hidrosztatikus késleltetés modellek bármelyike 1 kg/m²-nél pontosabb integrált vízgőztartalom becslést tenne lehetővé.

Az irodalomból ismert és a Közép-európai térségre levezetett hidrosztatikus késleltetés modellek pontosságvizsgálatát követően áttérhetünk a GNSS adatokból történő integrált vízgőztartalom meghatározás következő lépésének elemzésére. Amennyiben a GNSS feldolgozásból becsült zenitirányú troposzférikus késleltetés értékekből kiszámítjuk a nedves késleltetés értékét a választott ZHD modell segítségével, akkor a következő lépésben a (4-10) egyenlettel bevezetett Q skálátényező segítségével meghatározhatjuk az integrált vízgőztartalom értékét. Mivel Bevis és mtsai. (1992) által bemutatott eljárás Észak-amerikai, míg Emardson és Derks (2000) eljárása döntően Nyugat-európai rádiószondás méréseken alapul, ezért meg kell vizsgálnunk azt, hogy melyik modell alkalmazandó hazánkban. Mindemellett a rendelkezésemre álló rádiószonda adatok lehetőséget biztosítanak arra is, hogy azokból a Közép-európai térségre illesztett modelleket határozzak meg. A következő alfejezetben ezirányú vizsgálataimat fogom bemutatni.

Modell	min	max	átlag	szórás
Saastamoinen (1972, 1973)	-4.5	2.3	-1.5	±1.2
Hopfield (1969)	-5.1	5.6	-0.9	±2.1
Black (1978)	-2.7	8.5	1.8	±2.3
ZHD-M1	-4.1	2.7	-1.1	±1.2
ZHD-M2	-3.8	3.0	0.8	±1.2

4-3. táblázat A vizsgált hidrosztatikus késleltetés modellek illeszkedése rádiószondás adatokhoz [mm]

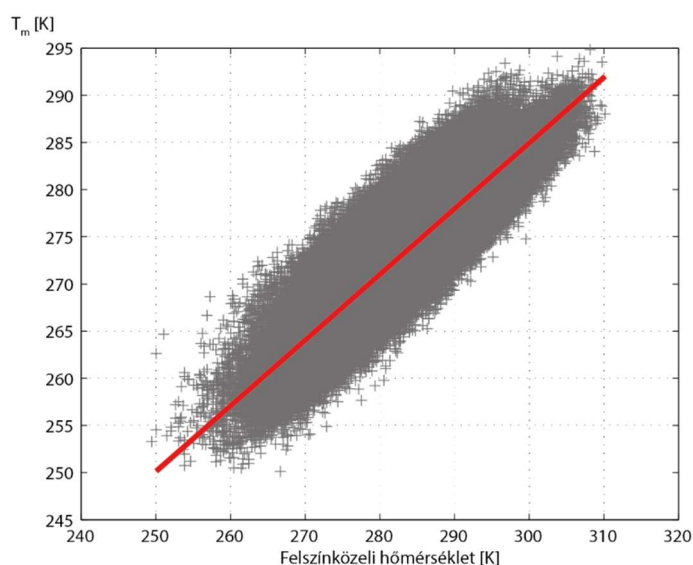
4.3 A ZWD/IWV skálatényező meghatározására szolgáló modellek vizsgálata

A nedves késleltetés ismeretében az integrált vízgőztartalom számítását egy skálatényező segítségével végezhetjük el. A skálatényező meghatározására a szakirodalomban általában kétféle eljárást használnak. Az egyik eljárás szerint első lépésben egy a földfelszíni hőmérséklettől függő lineáris regressziós összefüggés segítségével meghatározzuk a vízgőz átlagos hőmérsékletét (T_m). Ezt követően a skálatényező a (4-10) egyenlettel számítható (Bevis és mtsai., 1992). A továbbiakban a modellre kétlépcsős modellként fogok hivatkozni.

Ezzel szemben Emardson és Derks (2000) a felszínközeli hőmérséklet függvényeként másodfokú polinom segítségével határozta meg a skálatényező reciprokának értékét (4-12. egyenlet). Modelljüket 38, döntően Nyugat- és Észak-európai rádiószonda állomás, 1989-1997 közötti méréseiből vezették le. A felhasznált mérések száma meghaladta a 120.000-et. Sajnos azonban a Közép-európai térségből csupán a bécsi és bukaresti méréseket használták fel.

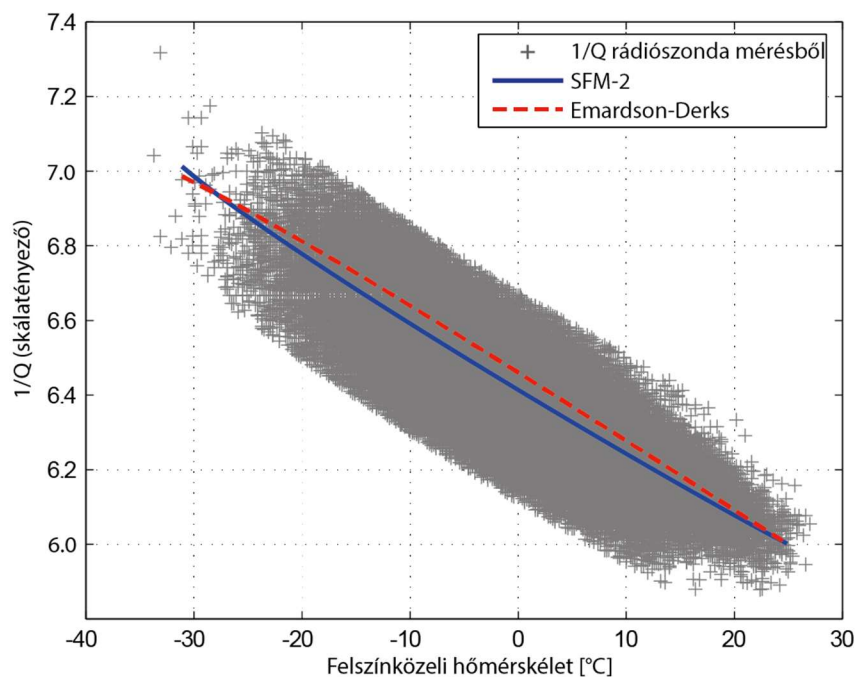
A különféle modellek értékelése és a közép-európai viszonyokhoz történő illesztése miatt az 1994-2011 közötti rádiószondás észlelések felhasználásával levezettem a közép-európai térségre optimalizált egy-, illetve kétlépcsős modell paramétereit. A kétlépcsős modell meghatározásához a rádiószonda profilokat feldolgozó szoftvert kiegészítettem a vízpára közepes hőmérsékletének (T_m) meghatározásával, így a már korábban bemutatott rádiószonda profilokra előállítottam a T_m és a felszínközeli hőmérséklet értékeit (T_s), majd legkisebb négyzetek módszerével meghatároztam a két mennyiség közötti lineáris regressziós összefüggés paramétereit (4-7. ábra). Az eredményeim alapján megállapítottam, hogy a kétlépcsős modell (SFM-1) alkalmazásakor a vízgőz átlagos hőmérsékletét az alábbi összefüggéssel határozhatjuk meg a Közép-európai térségben:

$$T_m = 75.986 + 0.697T_s. \quad (4-35)$$



4-7. ábra A vízpára közepes hőmérséklete és a felszínközeli hőmérséklet összefüggése Közép-európai rádiószondás mérésekből

Az egylépcsős modell (4-12) együtthatóinak meghatározásához a rádiószondás profilokból levezetett ZWD és IWV értékeket használtam fel a felszínközeli hőmérséklet mellett. Ezt követően a közép-európai rádiószondás mérésekből becsültem a polinom együtthatók értékét: $a_0 = (6,3953 \pm 0,0003) \times 10^3 \text{ kg/m}^3$, $a_1 = (-17,5 \pm 2,7 \times 10^{-2}) \text{ kg/m}^3/\text{K}$, $a_2 = (7,5 \times 10^{-2} \pm 2,5 \times 10^{-3}) \text{ kg/m}^3/\text{K}^2$, $\bar{T} = 283,17 \text{ K}$. Az egylépcsős modell esetében a 4-8. ábrán mutatom be az Európai rádiószondás mérésekből Emaradson és Derks (2000) által levezetett polinomegyütthatókkal számított, illetve a közép-európai rádiószondás adatokhoz illesztett modellekkel becsült Q tényezőket. Jól látható, hogy az eredeti modell nem illeszkedik optimálisan a rádiószondás adatokhoz. A lényegi különbség az a_2 paraméter előjelében és abszolút értékében, hiszen az eredeti modellben: $a_0 = (6,458 \pm 0,0002) \times 10^3 \text{ kg/m}^3$, $a_1 = (-17,8 \pm 2 \times 10^{-2}) \text{ kg/m}^3/\text{K}$, valamint $a_2 = (-2,2 \times 10^{-2} \pm 2 \times 10^{-3}) \text{ kg/m}^3/\text{K}^2$.



4-8. ábra Az Emaradson és Derks (2000) és az SFM-2 modell illeszkedése rádiószondás adatokhoz

A rendelkezésemre álló rádiószonda adatbázis felhasználásával megvizsgáltam, hogy az eredeti és a Közép-európai térséghez illesztett Q modellek mennyire tudják visszaadni a skálatényező értékét. Az eredményeket kellő óvatossággal kell kezelni, hiszen a Közép-európai térséghez illesztett modellek vizsgálatához ugyanazokat a rádiószondás adatokat használtam, mint amelyeket a levezetéshez. Ily módon ez nem tekinthető független ellenőrzésnek. Ugyanakkor ebből az összehasonlításból is érdekes tanulságokat vonhatunk le. Az eredményeket a 4-4. táblázat foglalja össze. Egyrészt jól látható, hogy mind a négy vizsgált modell hasonló szórással adja vissza a skálatényező értékét, ami a megközelítőleg 6,5-es közepes érték alapján 1,4 %-os relatív szórásnak felel meg. Az eltérések középértéke a Bevis és az Emaradson-Derks modellekre 0,040 és 0,061, ami azt jelenti, hogy ezek a modellek 0,6 %-kal és 1,0 %-kal alul becsülik a skálatényező értékét. Az eredményekből azt is

Modell	eltérések minimuma	eltérések maximuma	eltérések középértéke	eltérések szórása
Bevis et al. (1992)	-0,247	0,369	0,040	$\pm 0,092$
Emardson and Derks (2000)	-0,344	0,289	0,061	$\pm 0,092$
Kétlépcsős modell (SFM-1)	-0,311	0,317	-0,020	$\pm 0,092$
Egylépcsős modell (SFM-2)	-0,277	0,277	0,000	$\pm 0,092$

4.4. táblázat A különféle ZWD/IWV skálatényező ($1/Q$) modellek illeszkedése rádiószondás adatokhoz (mértékegység nélküli számok)

megállapíthatjuk, hogy annak ellenére, hogy az SFM-1 és SFM-2 modellek ugyanazon adathalmazból lettek levezetve, a kétlépcsős modell eltéréseinek középértéke -0,020. Vagyis ez a modell 0,3 %-kal túlbecsüli a skálatényező értékét. Ezek alapján kijelenthetjük, hogy a szabályos eltérések minimalizálása érdekében az egylépcsős modellt érdemes alkalmazni.

4.4 A rádiószondás mérésekből levezetett integrált vízgőztartalom értékek megbízhatóságának vizsgálata

A GNSS észlelésekből meghatározott integrált vízgőztartalom értékek validálásához referenciaként általában rádiószondás mérésekből meghatározott IWV értékeket használnak fel a szakirodalomban (Bosy és mtsai., 2010; Igondová és Cibulka, 2010; Karabatic és mtsai., 2011). Ugyanakkor ezen referenciaértékek megbízhatóságáról nagyon kevés információval rendelkezünk, hiszen a legtöbb meteorológiai szervezet csak a végeredményként meghatározott integrált vízgőztartalom értékét adja közre.

A rádiószondás észlelésekből számított integrált vízgőztartalom megbízhatóságának és pontosságának becslésére a Meteorológiai Világszervezet (WMO) összehasonlító kampányokat szervez. Nash és mtsai. (2011) kimutatták, hogy a rádiószondás mérésekből levezetett tapasztalati középhiba $\pm 0,65$ és $\pm 1,00$ kg/m² értékre adódik a különböző rádiószonda típusok esetén. Meg kell azonban jegyeznünk, hogy ezeket az értékeket egy rövid időszakban végzett ismételt, illetve szimultán mérések eredményeiből határozták meg.

Liu és mtsai. (2000) levezették azokat az analitikus képleteket, amelyek az integrált vízgőztartalom középhibájának megadásához szükségesek. Ugyanakkor vizsgálatainkban a szerzők elhanyagolták a numerikus integrálás hibaterjedésének kiértékelése során a szomszédos atmoszférikus rétegek közötti korreláció hatását.

Annak érdekében, hogy a GNSS technikával meghatározott integrált vízgőztartalom értékek validálása során a referenciaként szolgáló rádiószondás mérések pontosságát meg tudjuk határozni, levezetem utóbbi számításához szükséges analitikus összefüggéseket, amelyekkel a szomszédos légrétegek kovarianciáinak szabatos figyelembevétele is megvalósítható.

Mindösszesen mintegy 276.000 rádiószonda profilt gyűjtöttem össze Közép-Európa 22 rádiószonda állomásáról az 1994. január 1. - 2011. június 17. időszakban (lásd 4.2.1.1 alpont). A hőmérséklet, légnyomás és páratartalom profilok alapján valós időjárási helyzetekben tudtam meghatározni az integrált vízgőztartalom értékek középhibáit, azaz minden kiértékelt IWV értékhez azok a priori középhibáit is ki tudjuk számítani. A

következőkben ismertetett eljárást a saját fejlesztésű rádiószonda profilokat kiértékelő szoftverbe integráltam.

Mint ahogyan azt már korábban is láthattuk, a rádiószondák három fő meteorológiai szenzora a hőmérséklet, a relatív páratartalom és a légnyomás érzékelők. Előbbi kettő általában egy egyesített érzékelőben kerül kialakításra. A levezetésnél tehát – a hidrosztatikus és nedves késleltetés középhibájának levezetéséhez hasonlóan – abból indultam ki, hogy az említett három mérési paraméter középhibáit ismerjük a gyártói specifikációkból.

Rádiószondás adatokból az integrált vízgőztartalom meghatározásához első lépésben az egyes mérési szinteken a keverési arányt kell meghatároznunk, ami a vízpára és a száraz levegő tömegarányát fejezi ki. A keverési arány meghatározását a következő összefüggéssel végezhetjük el (WMO, 2008):

$$MR = 621.98 \frac{e_p}{p - e_p}, \quad (4-36)$$

ahol e_p és p értékét hPa mértékegységben kell az egyenletbe helyettesítenünk. A két szomszédos mérés által határolt légrétegben található integrált vízgőztartalom a keverési arány légnyomás szerinti integráljával számítható ki. Numerikus úton a trapézmodszert alkalmazva:

$$IWWV_i = \frac{1}{g} (p_{i-1} - p_i) \frac{MR_{i-1} + MR_i}{20}, \quad (4-37)$$

ahol $IWWV_i$ a hPa egységben kifejezett p_{i-1} és p_i nyomásszintek által határolt légréteg integrált vízgőztartalma kg/m^2 egységben, MR_{i-1} és MR_i a légréteg alsó és felső határán kiszámított keverési arány, míg g a nehézségi térerősség értéke m/s^2 egységben. A teljes légoszlop integrált vízgőztartalmát az egymást követő $IWWV_i$ értékek összegzésével kaphatjuk meg.

A hibaterjedés törvényét alkalmazva – a hidrosztatikus késleltetések pontosságvizsgálatánál bemutatott eljárásnak megfelelően – az alábbi alakban adom meg a rádiószondás mérésekből levezetett integrált vízgőztartalom értékek középhibáját:

$$m_{IWWV} = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \sigma_{ij}, \quad (4-38)$$

ahol n a felhasznált légrétegek száma (azaz a vertikális profilban végzett észlelések száma mínusz egy), σ_{ij} pedig az egyes légrétegek integrált vízgőztartalom értékeire felírt variancia-kovariancia mátrix elemei:

$$\sigma = \begin{bmatrix} \sigma_{IWWV_1}^2 & c_{12} & & & & & \\ c_{12} & \sigma_{IWWV_2}^2 & c_{23} & & & & \\ & c_{23} & \sigma_{IWWV_3}^2 & & & & \\ & & & \bullet & & & \\ & & & & \bullet & & \\ & & & & & \bullet & \\ & & & & & \sigma_{IWW_{n-1}}^2 & c_{n-1,n} \\ & & & & & c_{n-1,n} & \sigma_{IWW_n}^2 \end{bmatrix}. \quad (4-39)$$

A (4-39) egyenlet mátrixának elemei:

$$\sigma_{I WV_i} = \sqrt{\left(\frac{\partial I WV_i}{\partial p_{i-1}}\right)^2 \sigma_{p_{i-1}}^2 + \left(\frac{\partial I WV_i}{\partial p_i}\right)^2 \sigma_p^2 + \left(\frac{\partial I WV_i}{\partial e_{i-1}}\right)^2 \sigma_{e_{i-1}}^2 + \left(\frac{\partial I WV_i}{\partial e_i}\right)^2 \sigma_{e_i}^2}, \quad (4-40)$$

$$c_{i,i+1} = \left(\frac{\partial I WV_i}{\partial p_i}\right) \left(\frac{\partial I WV_{i+1}}{\partial p_i}\right) \sigma_{p_i}^2 + \left(\frac{\partial I WV_i}{\partial e_i}\right) \left(\frac{\partial I WV_{i+1}}{\partial e_i}\right) \sigma_{e_i}^2, \quad (4-41)$$

A (4-40) és (4-41) egyenletben szereplő deriváltak:

$$\frac{\partial I WV_i}{\partial p_{i-1}} = \frac{621,98}{20g} \left[\frac{e_{i-1}}{p_{i-1}-e_{i-1}} + \frac{e_i}{p_i-e_i} + \frac{(p_{i-1}-p_i)e_{i-1}}{(p_{i-1}-e_{i-1})^2} \right], \quad (4-42)$$

$$\frac{\partial I WV_i}{\partial p_i} = -\frac{621,98}{20g} \left[\frac{e_{i-1}}{p_{i-1}-e_{i-1}} + \frac{e_i}{p_i-e_i} + \frac{(p_{i-1}-p_i)e_i}{(p_i-e_i)^2} \right], \quad (4-43)$$

$$\frac{\partial I WV_i}{\partial e_{i-1}} = \frac{621,98}{20g} (p_{i-1} - p_i) \left[\frac{1}{p_{i-1}-e_{i-1}} + \frac{e_{i-1}}{(p_{i-1}-e_{i-1})^2} \right], \quad (4-44)$$

$$\frac{\partial I WV_i}{\partial e_i} = \frac{621,98}{20g} (p_{i-1} - p_i) \left[\frac{1}{p_i-e_i} + \frac{e_i}{(p_i-e_i)^2} \right]. \quad (4-45)$$

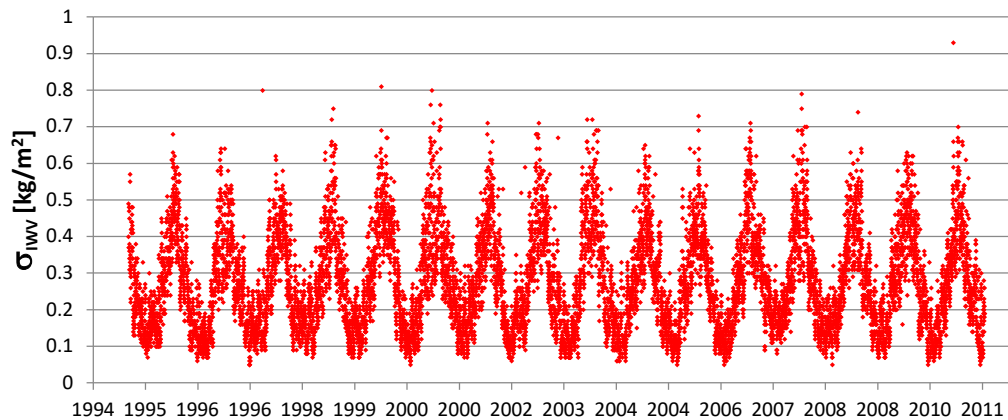
A fenti képletekben p a légnyomást, e_i a parciális páranymást, σ_p és σ_e azok gyártók által megadott középhibáit jelzi, az indexek pedig a vertikális profil mentén kialakult légrétegek sorszámát jelentik. A parciális páranymás középhibáját a (4-25) összefüggéssel számíthatjuk ki.

A bemutatott eljárással mintegy 276.000 közép-európai rádiószondás profilból meghatároztam az integrált vízgőztartalom értékek középhibáinak statisztikai jellemzőit (4-5. táblázat). A 4-9. ábrán a budapesti észlelésekből meghatározott $I WV$ értékek középhibáit mutatom be, amelyen jól megfigyelhető ezek szezonális változása. Az összes Közép-európai rádiószonda állomásra vonatkoztatva az átlagos középhiba értéke $\pm 0,26 \text{ kg/m}^2$ -nek adódott. Ez kisebb, mint a Liu és mtsai. (2000) által meghatározott érték ($\pm 1,3 \text{ kg/m}^2$), az eltérést részben az eltérő rádiószonda típus (Vaisala RS-80) és az a tény magyarázza, hogy utóbbi értéket Hong Kongban végzett rádiószonda mérésekre határozták meg. Az eltérő éghajlati körülmények jelentősen befolyásolják az $I WV$ értékek középhibáit. Meg kell említeni, hogy a nyári időszakban az $I WV$ középhibái hazánkban is elérik a $\pm 0,7 - 0,8 \text{ kg/m}^2$ értéket, ha az integrált vízgőztartalom értéke megközelíti a 35 kg/m^2 -es szintet.

Eredményeim jó összhangban vannak a WMO által szervezett rádiószonda összehasonlító kampány eredményeivel (Nash és mtsai., 2011), hiszen a kampány során $\pm 0,65 - \pm 1,00 \text{ kg/m}^2$ és tartományban szóródtak a különféle rádiószondákkal nyert értékek, átlagosan mintegy 50 kg/m^2 -es integrált vízgőztartalom mellett. A 4-5. táblázat adataiban az is megfigyelhető, hogy az átlagos középhibák értéke a földrajzi szélességtől is függ. Ez a jelenség visszavezethető a vizsgált terület klimatikus viszonyaira. Könnyen belátható, hogy a nagyobb átlagos páratartalommal jellemezhető területeken nagyobb középhibával határozható meg az integrált vízgőztartalom értéke is.

Az integrált vízgőztartalom értékek középhibáit – követve Liu és mtsai. (2000) által alkalmazott eljárást – oly módon is meghatároztam, hogy a szomszédos légrétegek közötti korrelációt elhanyagoltam. Azt tapasztaltam, hogy a korreláció elhanyagolásával átlagosan

mintegy 75%-al kisebb középhiba értéket kaphatunk. Ebből jól látszik, hogy nem állja meg a helyét az a feltételezés, hogy a szomszédos légrétegek közötti korreláció elhanyagolható mértékű lenne, így a rádiószondás mérésekből meghatározott IWV a priori középhibájának becslése során a szomszédos légrétegek integrált vízgőztartalmai közötti kovarianciákat is figyelembe kell venni.



4-9. ábra. A rádiószondás észlelésekből levezetett integrált vízgőztartalom értékek középhibáinak alakulása Budapesten (1994-2011)

WMO ID	Város / Ország	Minimális középhiba	Maximális középhiba	Átlagos középhiba	A középhibák szórása
06610	Payerne (CH)	0.04	0.71	0.17	± 0.08
10393	Lindenberg (D)	0.04	0.99	0.23	± 0.12
10548	Meiningen (D)	0.04	0.96	0.21	± 0.10
10739	Stuttgart (D)	0.03	0.99	0.24	± 0.11
10771	Garmersdorf (D)	0.04	0.92	0.23	± 0.11
10868	Munich (D)	0.03	0.80	0.23	± 0.11
11010	Linz/Horsching (A)	0.04	0.87	0.25	± 0.12
11035	Vienna/Hohe Warte (A)	0.04	0.98	0.25	± 0.12
11240	Graz/Thalerhof (A)	0.05	0.86	0.28	± 0.12
11520	Prague/Libus (CZ)	0.04	0.96	0.26	± 0.13
11952	Poprad/Ganovce (SK)	0.03	0.87	0.24	± 0.12
12120	Leba (PL)	0.05	0.79	0.24	± 0.11
12374	Legionowo (PL)	0.04	0.89	0.26	± 0.13
12425	Wroclaw (PL)	0.04	0.96	0.26	± 0.12
12843	Budapest/Lorinc (H)	0.05	0.93	0.27	± 0.13
12982	Szeged (H)	0.05	0.88	0.28	± 0.13
15120	Cluj-Napoca (RO)	0.04	0.88	0.26	± 0.13
15420	Bucuresti (RO)	0.04	0.98	0.32	± 0.16
15614	Sofia (BG)	0.05	0.98	0.32	± 0.15
16044	Udine (I)	0.06	0.98	0.33	± 0.14
16080	Milano/Linate (I)	0.05	0.99	0.33	± 0.14
16144	Bologna/San Pietro (I)	0.06	0.99	0.33	± 0.15

4-5. táblázat. A 1994. január 1-2011. június 17. időszakban végzett közép-európai rádiószondás mérések alapján meghatározott integrált vízgőztartalom értékek középhibáinak statisztikai jellemzői. A értékek kg/m^2 egységben értendők.

Az előző alfejezetekben mutattam be a GNSS mérésekből meghatározott integrált vízgőztartalom értékek levezetése során felhasznált empirikus modellek pontosságvizsgálatainak eredményeit. A Közép-európai térséghez illesztett hidrosztatikus zenitirányú troposzférikus késleltetés és skálatényező modellek vizsgálataim alapján hozzájárulnak ahhoz, hogy a hagyományosan alkalmazott modellekhez képest pontosabb *IWV* értékeket határozhassunk meg. A következő alfejezetben azt vizsgálom, hogyan valósítható meg a GNSS infrastruktúra felhasználása a légköri vízgőztartalom folyamatos, térben és időben nagy felbontású becsléséhez.

4.5 A közel valós idejű GNSS feldolgozórendszer kifejlesztése

Mint ahogyan azt a 4.1 alfejezetben már bemutattam, az integrált vízgőztartalom GNSS mérések felhasználásával jó időbeli és térbeli felbontással modellezhető. A 4.2-4.4 alfejezetekben bemutattam az *IWV* értékek becslésének optimális meghatározására irányuló matematikai összefüggéseket Közép-Európa területére.

Mivel azonban a 4.1. alfejezetben bemutatott vizsgálatot utólagos feldolgozással hajtottam végre, a GNSS észlelések numerikus időjárési modellekben történő felhasználása érdekében ki kellett fejleszteni egy közel valós idejű GNSS feldolgozó rendszert, amely automatikusan óránként elvégzi a hazai aktív hálózat és a közép-európai EUREF és IGS permanens állomások adatainak gyűjtését, minőségellenőrzését, feldolgozását és a kiegyenlítés eredményeképpen meghatározza a zenitirányú troposzférikus késleltetés értékeit. A numerikus időjárési modellekben a zenitirányú teljes troposzférikus késleltetés (*ZTD*) értékeit figyelembe vehetjük (asszimilálhatjuk) az analízisek és előrejelzések pontosítása érdekében.

Az adatok numerikus modellekben történő asszimilációja érdekében fontos, hogy az eredményeket a mérést követően maximum 105 percen belül elérhetővé tegyük.

A közel valós idejű (near-realtime) feldolgozórendszer kialakításához a Bernese tudományos igényű feldolgozószoftver automatikus feldolgozó egységét (BPE – Bernese Processing Engine) használtam fel. A feldolgozás során az egyik kulcskérdés az, hogy az állomások koordinátáit milyen stratégiát követve határozzuk és kössük meg. Ez első látásra egyszerűnek tűnik, hiszen a Földmérési és Távérzékelési Intézet (FÖMI) ezen állomások koordinátáit közzéteszi. A folyamatos észlelések feldolgozásából azonban tudjuk, hogy a napi, heti koordinátamegoldások szezonális és rövidebb periódusú változásokat is mutatnak. Ezek a változások nem csak a légkör vízgőztartalmának a változásaival indokolhatóak, hanem többek között hidrológiai jelenségekkel (pl. földalatti vízkészletek szezonális változásai) ezért a meteorológiai feldolgozás során célszerű a vízgőzbecslést megelőző néhány napos/hetes időszak GNSS észleléseinek felhasználásával az állomáskoordinátákat meghatározni, és ezeken az értékeken az állomások koordinátáit a troposzférikus késleltetés becslése során megkötni.

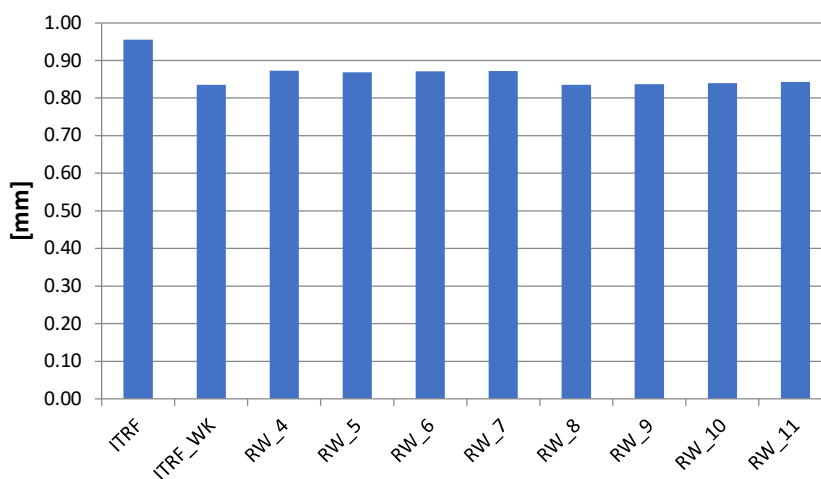
Annak érdekében, hogy az állomáskoordináták is biztosítsák az optimális pontosság elérését, a 2011. április 14-május 31. közötti időszakban különféle koordináta-meghatározási

stratégiákat hasonlítottam össze. Ezek a következők voltak:

- állomáskoordináták megkötése az ITRF koordináták és sebességadatok alapján (nem szükséges GNSS feldolgozás a koordináták meghatározásához, jele: ITRF);
- heti koordinátamegoldások meghatározása (ahol a megelőző GPS hét mérései alapján határozzuk meg az állomások koordinátáit az ITRF vonatkoztatási keretrendszerben, jele: ITRF_WK);
- futóablakos koordinátabecslés (ahol mindig a troposzférikus késleltetések becslésének időpontját megelőző napok méréseinek észleléseiből határozzuk meg az állomások koordinátáit). Ezt a modellt 4-11 napos ablakok felhasználásával vizsgáltam (RW4-11).

A troposzférikus késleltetésekből meghatároztam az integrált vízgőztartalom értékeit, majd ezeket összevettem a vonatkozó időszak rádiószondás méréseiből számított értékekkel. Az eltérések szórása nem mutatott szignifikáns változásokat a különböző koordinátameghatározási stratégiák esetén. A szabályos hibára utaló átlagos eltérések alakulását a 4-10. ábrán mutatom be. Az ábrán látható, hogy a legkisebb szabályos hibát a heti koordinátamegoldások, illetve a 7 napnál hosszabb futóablakos megoldások szolgáltatták. A rövidebb futóablakos megoldások kissé nagyobb (0,05 mm) átlagos eltéréseket mutattak, így a továbbiakban a felhasznált ultra-rapid pályamegoldásoknak megfelelő ITRF vonatkoztatási keretrendszerben meghatározott heti koordinátamegoldásokat használtam fel a troposzférikus késleltetések becslése során.

Ezt követően kialakítottam a közel valószerű GNSS feldolgozás stratégiáját és megvalósítottam a feldolgozórendszert első lépésben a BME Általános- és Felsőgeodézia Tanszékén az ingyenesen elérhető EUREF állomások felhasználásával, majd ezt követően a Földmérési és Távérzékelési Intézet Koszmos Geodéziai Observatóriumában (SGOB feldolgozóközpont, ahol az SGO az adattulajdonos FÖMI-KGO-ra utal, a B pedig a

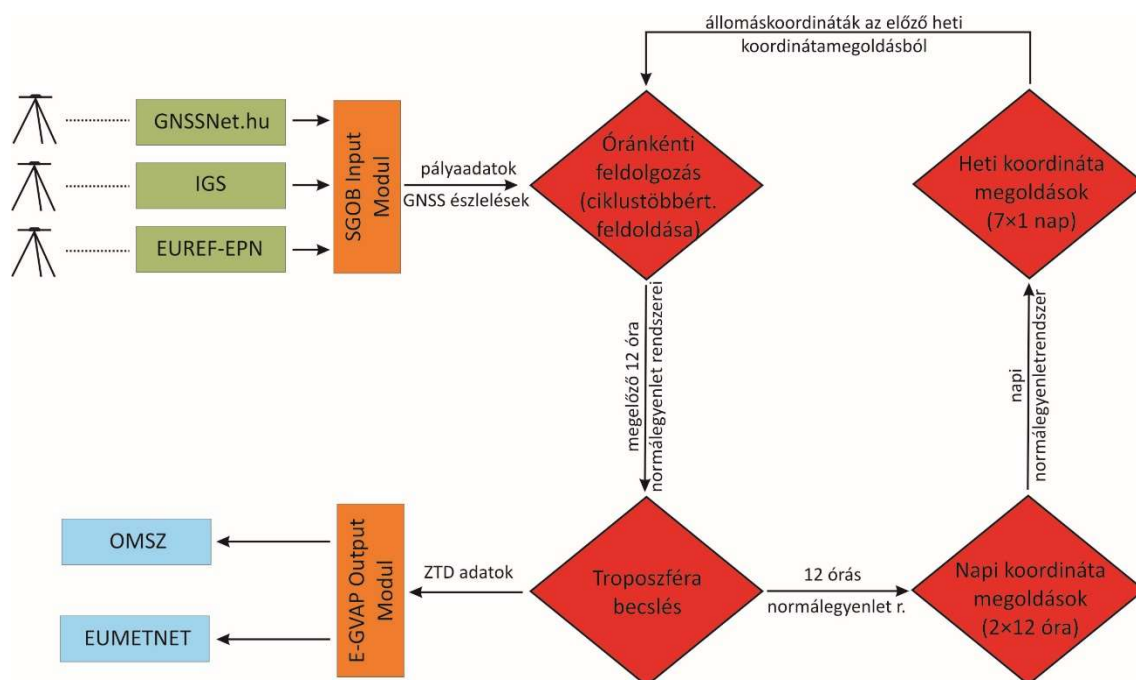


4-10. ábra A GNSS mérésekből becsült IWV és a rádiószonda mérésekből számított IWV eltéréseinek átlagértéke a különféle koordinátameghatározási stratégiák esetén (Budapest)

Budapesti Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetemre). Ily módon már a hazai aktív GNSS hálózat állomásait is be tudtam vonni a vizsgálatokba. A feldolgozóközpont hardveres hátterét a FÖMI/KGO biztosította, így módon az állami alapadatnak számító GNSS adatokat nem kellett átadnia a KGO-nak a BME részére. Ez a megoldás tette lehetővé, hogy a BME-n csupán a négy hazai EUREF állomásra (és a Közép-európai EUREF állomásokra) előállított ZTD adatok térbeli felbontását jelentősen megnövelhessük, ezzel új lökést adva a GNSS mérések meteorológiai felhasználásának. A feldolgozás menetének sematikus ábrája a 4-11. ábrán látható. Az óránkénti adatfeldolgozás mintegy 20 percet vesz igénybe, így a numerikus modellfuttatások számára kellő időben állnak rendelkezésre az adatok az asszimilációra.

A közel valós idejű rendszer 2013. november 1. óta az eredményeket továbbítja az EUMETNET (az Európai Meteorológiai Szervezetek Hálózata) és az OMSZ (Országos Meteorológiai Szolgálat) felé. Az EUMETNET E-GVAP (Európai GNSS Alapú Vízgőz Program) keretében az általunk feldolgozott hálózat néhány EPN állomását külföldi központok is feldolgozzák.

A 2013. november 1-december 31. közötti időszakra megvizsgáltam, hogy az ASI (Olasz Űrügynökség Kozmikus Geodéziai Központ, Matera), a BKG (Német Kartográfiai és Geodéziai Hivatal, Frankfurt/Main), a GOP1 (Geodéziai Observatórium, Pecny) és a METO (Brit Meteorológiai Szolgálat, London) becsléseihez hogyan illeszkednek az általam meghatározott troposzférikus késleltetés értékek. A vizsgált időszakban a BUTE (Budapest) állomás esetében átlagosan 2365 mm értékű teljes troposzférikus késleltetések és a többi feldolgozóközpont becslései közötti eltérések statisztikai jellemzőit a 4-6. táblázatban



4-11. ábra A közel valós idejű GPS feldolgozás folyamatábrája

	min	max	átlag	szórás
SGOB-ASI	-36,4	30,3	-10,8	± 5,4
SGOB-BKG	-25,0	17,2	-2,3	± 4,4
SGOB-GOP1	-22,1	21,4	-2,2	± 4,6
SGOB-METO	-26,5	19,0	-1,4	± 3,7

4-6. táblázat A különböző feldolgozóközpontok által meghatározott troposzférikus késleltetések eltéréseinek statisztikai jellemzői BUTE állomásra [mm]

	min	max	átlag	szórás
RS-ASI	-27,5	8,6	-5,0	± 6,0
RS-BKG	-20,9	19,9	3,3	± 5,6
RS-GOP1	-20,9	18,1	3,6	± 5,7
RS-METO	-19,1	15,1	5,1	± 5,8
RS-SGOB	-15,2	17,3	5,6	± 6,5

4-7. táblázat A különböző feldolgozóközpontok és a rádiószonda által meghatározott troposzférikus késleltetések eltéréseinek statisztikai jellemzői [mm]

mutatom be. A táblázatból látható, hogy az ASI feldolgozóközponton kívül az összes feldolgozó központhoz jól illeszkednek az általunk meghatározott becslések az átlagos eltérések alapján. Az ASI feldolgozó központ esetén az eltérések oka a különböző feldolgozó szoftverben és stratégiában keresendő, hiszen ebben a feldolgozóközpontban a kettős különbségeken alapuló relatív helymeghatározás helyett nagy pontosságú abszolút helymeghatározással (PPP – precise point positioning) vezetnek le a zenitirányú troposzférikus késleltetéseket.

A rádiószondás mérésekből meghatározott teljes troposzférikus késleltetésekkel történő összevetés szintén azt mutatja, hogy nincsen szignifikáns eltérés az egyes megoldások között (4-7. táblázat).

4.6 Közel valósídejű troposzférikus késleltetések meteorológiai felhasználása

A kifejlesztett közel valósídejű feldolgozórendszer eredményeit felhasználva az OMSZ munkatársai 2013. májusától elkezdtek az adatok asszimilációs lehetőségeinek vizsgálatát az AROME (Application of Research to Operations in Mesoscale) numerikus időjárási modell felhasználásával. Első eredményeinket 2014. év folyamán a „GNSS a szélsőséges időjárás és az éghajlatváltozás vizsgálatában (COST ES-1206: GNSS for Severe Weather and Climate) projekt munkacsoport ülésén adtuk elő (Mile és mtsai., 2014). Az asszimilációhoz egy csapadékosabb (2013. május 10-27.) és egy téli, szárazabb (2014. január 5-27.) időszak ZTD becsléseit használtuk fel. Az első időszakban még a BME-n tesztjelleggel működő feldolgozórendszer eredményeit tudtuk csak vizsgálni, így az AROME modell által lefedett területen mindössze 15 GNSS állomás állt rendelkezésünkre. Ezzel szemben a szárazabb téli időszakban a GNSSnet.hu állomások bevonásával már 67 GNSS állomás adatait lehetett a vizsgálatokba bevonni.

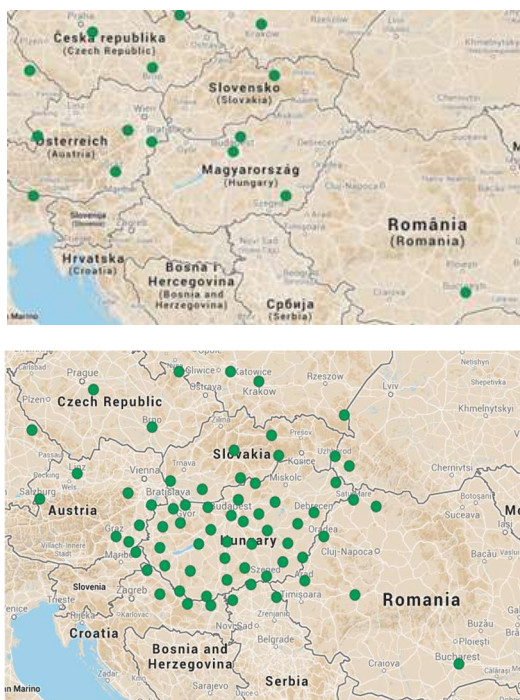
A teljes zenitirányú troposzférikus késleltetések asszimilálásával és anélkül futtatott modell előrejelzésekből a $T2m$ és $Rh2m$ (2 méteres magasságban mért hőmérséklet és relatív páratartalom) értékeket a meteorológus kollégák összehasonlították a szinoptikus állomásokon mért adatokkal, így módon vizsgálták a modellek szabályos hibáját (bias) és modellezési bizonytalanságát (RMSE) különböző előrejelzési időtávokon (0-24 óra). Az eredmények azt mutatták, hogy mindkét esetben elsősorban a 2 m-es relatív páratartalom előrejelzésére hatott előnyösen a GNSS ZTD adatok asszimilálása. Már a májusi időszakban is, amikor csupán 4 hazai permanens állomás adatai alapján levezetett troposzférikus késleltetéseket vettek figyelembe a modellben, néhány órás előrejelzési időtávon javulni látszott az előrejelzett relatív páratartalom RMS értéke (4-13. ábra bal oldala), bár a javulás mértéke még nem tekinthető szignifikánsnak.

A 2014. januári, szárazabb időszakban végzett vizsgálatok már egyértelműbb eredményeket mutattak. 2-4 órás előrejelzési időtávon szignifikánsnak mutatkozott a javulás a normalizált RMSE értékek alapján, míg egészen 9 órás előrejelzési időtávig a GNSS adatok bevonásával futtatott modellek kisebb RMSE értékeket eredményeztek, még ha ezek a konfidenciaintervallumban maradtak is, azaz nem tekinthetők szignifikánsan jobbaknak a GNSS adatok nélküli modellfuttatás eredményeinél.

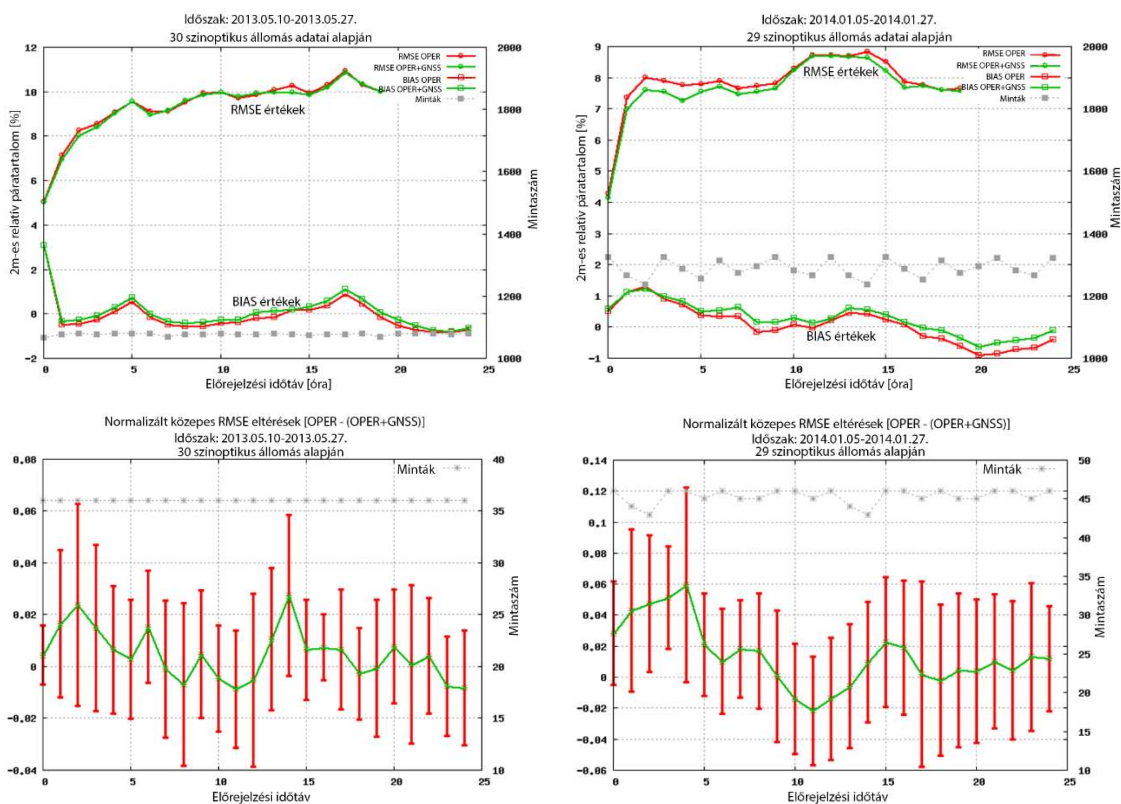
Az eredményekből az látszik, hogy a GNSS mérések meteorológiai célú felhasználása a rövid távú relatív páratartalom előrejelzés szempontjából előnyösnek tekinthető, emiatt az OMSZ munkatársai tovább vizsgálták a ZTD adatok hatásait a numerikus modellek előrejelzési pontosságára.

2014. év folyamán a Földmérési és Távérzékelési Intézet Kozmikus Geodéziai Observatóriuma elsősorban adatpolitikai és stratégiai okok miatt saját kezébe vette a hazai GNSSNet.hu hálózat meteorológiai célú, közel valós idejű adatfeldolgozását és létrehozta az SGO1 analízisközpontot. Ezzel egyidejűleg az SGOB analízisközpont megszűnt. Az SGO1 analízisközpont eredményeit a Lechner Lajos Tudásközpont Nonprofit Kft. (a FÖMI jogutódja) 2014. óta teszt jelleggel elérhetővé teszi az EUMETNET E-GVAP (Európai GNSS Vízgőz Program) program keretében a meteorológiai felhasználók számára. Az E-GVAP hálózat aktuális felépítését az Interneten érhetjük el (EUMETNET, 2021).

A GNSS ZTD adatok numerikus időjárás modellekben történő felhasználásáról szóló legújabb hazai eredményeket 2019-ben adtuk közre (Mile, Benáček és Rózsa, 2019). Tanulmányunkban 2017. június 5-30. közötti időszakban három Közép-európai E-GVAP analízisközpont eredményeit (WUEL – Varsói Egyetem, GOP1 – Pecny Geodéziai Observatórium és az SGO1) használtuk fel a különféle asszimilációs eljárások összehasonlítására. Az asszimiláció során az egyik fontos kérdés, hogy a GNSS állomások becsült ZTD értékeit milyen szabályos hiba terheli és ezt miképpen lehet optimális módon figyelembe venni a numerikus modellezés során. Kimutattuk, hogy a változó bias korrekciót (VARBC – variational bias correction) alkalmazó modelledmények szignifikánsan jobban teljesítettek, mint a statikus bias korrekciót alkalmazó modellek. A GNSS adatok így módon történő figyelembevétele nem csak a felszínközeli (2m) relatív páratartalom, hanem a hőmérséklet ($T2m$) és a harmatpont előrejelzéseket is szignifikánsan javítja a 6 órás előrejelzési időtávig. Ezen túlmenően azt is megvizsgáltuk, hogy 12 órás akkumulációs idő mellett számított csapadékösszegek előrejelzése szempontjából hoz-e a GNSS ZTD érték pozitív hatást és ha igen, akkor ez mennyire függ a csapadékösszegek értékétől. Az



4-12. ábra Asszimilált GNSS ZTD adatok földrajzi elhelyezkedése 2013. 05. 10 - 27, és 2014. 01. 05 - 27 közötti időszakokban (Mile és mtsai, 2014)



4-13. ábra Relatív páratartalom (2m) előrejelzések maradék ellentmondásainak RMS és BIAS értékei (Mile és mtsai, 2014)

eredmények azt mutatták, hogy a változó bias korrekciós eljárás, a rendelkezésre álló csapadékösszeg tartományban (0-10 mm) mindvégig szignifikánsan javította az előrejelzés pontosságát.

Összegezve tehát kijelenthetjük, hogy ma már rendelkezésre állnak azok a tapasztalatok, amelyek lehetővé teszik a GNSS adatokból becsült ZTD értékek optimális asszimilációját numerikus időjárás modellekben, így megnyílt az út az előtt, hogy a GNSS ZTD adatok az operatív időjárás előrejelzésben is szerepet kaphassanak a közeli jövőben.

E fejezetben bemutatott kutatásaim alapján láthattuk, hogy a műholdas helymeghatározás új mérési eredményekkel gazdagíthatja a meteorológia eszköztárát. Azonban ez a kapcsolat is kölcsönös. A helymeghatározásban során a troposzférikus késleltetések becslésére ma már széles körben alkalmazzák a VMF-1 leképezési függvényt és a hozzá tartozó hidrosztatikus késleltetés értékeit. E függvény paramétereit az ECMWF (Középtávú Időjáráselőrejelzés Európai Központja) numerikus modell-analízisek alapján határozzák meg, így jelenlegi ismereteink alapján a lehető legjobban közelítik a troposzféra tényleges hatását (Boehm és mtsai., 2006). A VMF-1 adatok alapvetően utófeldolgozáshoz érhetőek el, bár teszt jelleggel előrejelzésekből is meghatározzák a függvény paramétereit a közel valós idejű GNSS feldolgozás számára.

A troposzféra okozta késleltetés a polgári felhasználók számára elérhető új műholdas navigációs frekvenciák megjelenésével egyre nagyobb jelentőséget kap, hiszen ezt a hibát csak empirikus modellek alapján tudjuk javítani. A következő fejezetben a troposzféra okozta késleltetést leíró modellek pontosításával és a modellek megbízhatóságának vizsgálatával összefüggő kutatási eredményeimet mutatom be.

5 A navigációs helymeghatározásban alkalmazott troposzférai modellek továbbfejlesztése

A rádiószondás mérésekből származó troposzférikus késleltetések és ezek megbízhatóságának meghatározása lehetővé tette, hogy az eredményeket referencia értéként hasznosítsam különféle troposzférai modellek értékelésére, illetve ezek továbbfejlesztésére.

Ebben a fejezetben azokat a kutatásaimat mutatom be, amelyek egyrészt a troposzférai okozta késleltetések pontosabb meghatározására irányulnak, másrészt pedig a különféle troposzférai modellek pontosságvizsgálatát tűzték ki célul. A pontosságvizsgálat során egy olyan eljárást fejlesztettem ki, amellyel globális értelemben is hatékonyan határozható meg egy-egy troposzféramodell szélsőséges körülmények között várható hibája, ami a műholdas helymeghatározás életbiztonságra kritikus alkalmazásai esetén a rendszer integritás-vizsgálatának elengedhetetlen eleme.

5.1 Troposzférai modellek fejlesztése

A navigációs GNSS vevők a troposzférikus késleltetések meghatározásához általában úgynevezett „vak” modelleket használnak. Ezek olyan empirikus modellek, amelyek előre definiált egyenletek segítségével a földrajzi helyzet, illetve a mérés időpontja alapján adják meg a zenitirányú troposzférikus késleltetéseket, és ebből származtathatjuk ezek műhold irányú összetevőit. Vagyis a modellek nem csak a troposzférai okozta késleltetés egyenleteit adják meg felszínközeli meteorológiai paraméterek függvényeként, hanem e meteorológiai paraméterek értékeit is. E paramétereket a legtöbb esetben a földrajzi hely és az éven belüli nap sorszáma (day-of-the-year – *DOY*) függvényeként állíthatjuk elő. Előbbi a jelentősebb éghajlati sajátosságokat adja meg, míg utóbbi a paraméterek szezonális változásainak leírásához szükséges.

A műholdas navigáció pontosságnövelésére és integritásának vizsgálatára kialakított kiegészítő rendszerek az RTCA (az Aeronautikai Rádiótechnikai Bizottság utódszervezete, www.rtca.org) által megfogalmazott szabvány szerint modellezik a troposzférikus késleltetés értékét (RTCA, 2006). Ebben a modellben figyelembe veszik a meteorológiai paraméterek földrajzi helyzettől való függését és a szezonális hatásokat is oly módon, hogy utóbbiban csak az éves periódusokat modellezték. A meteorológiai paraméterek szélsőértékeit a Föld északi féltekén egységesen január 28-án veszik fel.

Lagler és mtsai. (2013) közreadták a GPT2 (Globális légnyomás és hőmérséklet modell) 2. verzióját, amelyből a troposzférai modellek bemenő meteorológiai adatait számítani tudjuk. A modell figyelembe veszi a hőmérséklet, légnyomás, a felszínközeli parciális párányomás és a hőmérsékleti gradiens értékének földrajzi változásait. A szezonális változások modellezésében nem csak az éves periódusokat, hanem a féléves periódusokat is meghatározták, és ezek fázisát is megadták. A GPT2 modell paramétereit az ECMWF numerikus modelljei segítségével vezették le a 2000-2010 közötti adatok felhasználásával.

5.1.1 Az Askne-Nordius modell

Askne és Nordius (1987) szerint a hidrosztatikus és nedves troposzférikus késleltetést zenit irányban az alábbi összefüggéssel határozhatjuk meg:

$$TD = 0.002276 \frac{p_s}{f(\varphi, H)} + 10^{-6} \int_H^{\infty} \left(k'_2 \frac{e}{T} + k_3 \frac{e}{T^2} \right) dz, \quad (5-1)$$

ahol p_s a felszínközeli légnyomás, k'_2 és $f(\varphi, H)$ pedig az alábbi összefüggésekkel számítható:

$$k'_2 = k_2 - k_1 \frac{M_w}{M_d} = 16.52 \text{ K/mbar}, \quad (5-2)$$

$$f(\varphi, H) = 1 - 0.00266 \cos 2\varphi - 0.00028H, \quad (5-3)$$

ahol φ a földrajzi szélesség, H a pont geoid feletti magassága kilométer egységben, M_w és M_d pedig a víz és a száraz levegő moláris tömege.

Az (5-1) egyenlet integrálását elvégezve Askne és Nordius (1987) a felszínközeli hőmérséklet, légnyomás és páratartalom függvényében a következő összefüggéssel adta meg a zenitirányú teljes troposzférikus késleltetés értékét:

$$ZTD = 10^{-6} \frac{k_1 R_d}{g_m} p_s + 10^{-6} \left[\frac{k'_2}{k_1(\lambda+1)} + \frac{k_3}{k_1(\lambda+1-\alpha R_d/g_m)T_s} \right] e_s, \quad (5-4)$$

ahol g_m a nehézségi térerősség a vevő feletti atmoszférikus oszlop közepén, α a hőmérsékleti gradiens, λ a parciális párányomás exponenciális változásának kitevője, melyeket rádiószondás adatokból vagy numerikus modellekből számíthatunk. T_s , e_s és p_s pedig a felszínközeli hőmérséklet, parciális párányomás és légnyomás értéke, míg k'_2 :

$$k'_2 = k_2 - k_1 \frac{M_w}{M_d} = 16.52 \text{ K/mbar}. \quad (5-5)$$

A fentiekből láthatjuk, hogy a felszínközeli hőmérséklet, légnyomás és páratartalom mellett a zenitirányú troposzférikus késleltetés számításához szükséges lenne α és λ pontos ismerete is. A műholdas navigációs feladatok megoldása során általában egyik paramétert sem tudjuk meghatározni. Permanens állomásokon is legfeljebb a felszínközeli meteorológiai paramétereket mérik, de az ilyen szenzorokkal ellátott permanens állomások is meglehetősen ritkák.

A földfelszíni és gradiensekre vonatkozó mérések hiányában a paraméterek empirikus úton meghatározott értékeiből tudjuk kiszámítani a késleltetések mértékét. Ezt az esetet hívjuk „vak” (blind) üzemmódnak, hiszen a légkör tényleges állapotáról semmilyen ismerettel nem rendelkezünk ebben az esetben.

Ha egy vevő közelében a földfelszíni meteorológiai paramétereket is mérjük, akkor az (5-4) egyenletben a p_s , T_s és e_s paramétereket mérésekkel határozhatjuk meg, míg a λ és α paramétereket továbbra is empirikus összefüggésekkel számítjuk. Ezt az esetet „helyi” (site) üzemmódnak nevezzük.

Végezetül – rádiószondás mérések vagy még inkább numerikus időjárás modellek felhasználásával – ki tudjuk számítani α és λ értékét is, így akár az Askne-Nordius troposzféra modell mind az öt paraméterét meg tudjuk határozni. Ezt az esetet „kiegészített helyi” (site

augmented) módnak nevezzük. A légi navigációban az Askne-Nordius modellhez nagyon hasonló troposzféra modellt szabványosítottak. A következő pontban ezt a modellt fogom röviden bemutatni.

5.1.2 Az RTCA troposzféra modell

Az RTCA által szabványosított troposzféra modell a hidrosztatikus és a nedves késleltetések értékét az alábbi összefüggésekkel adja meg a tengerszinten:

$$ZHO = 10^{-6} \frac{k_1 R_d p_s}{g_m}, \quad (5-6)$$

$$ZWO = 10^{-6} \frac{k_3 R_d}{g_m (\lambda + 1) - \alpha R_d} \frac{e_s}{T_s}, \quad (5-7)$$

ahol $k_1 = 77.604$ K/mbar, $k_3 = 382000$ K²/mbar, $R_d = 287.054$ J/kg/K és $g_m = 9,784$ m/s².

A modellben szereplő öt meteorológiai parameter értékét (p , T , e , λ és α) vak üzemmódban a vevő földrajzi szélessége és az éven belüli nap sorszáma alapján határozzuk meg. Utóbbi a szezonális változás figyelembevételére szolgál. Az egyes meteorológiai paraméterek értékeit az alábbi összefüggéssel adja meg a szabvány:

$$\xi(\varphi, D) = \xi_0(\varphi) - \Delta\xi(\varphi) \cdot \cos\left(\frac{2\pi(D - D_{min})}{365.25}\right) \quad (5-8)$$

ahol D az éven belüli nap sorszáma, $D_{min} = 28$ az északi, míg $D_{min} = 211$ a deli féltekére. A ξ_0 és $\Delta\xi$ az egyes meteorológiai változók éves középértékét, illetve a szezonális változás amplitúdóját adják meg, amelyeket a földrajzi szélesség függvényében egy táblázatban közöl az RTCA (2006).

A hidrosztatikus és a nedves késleltetés mértékét a vevő magasságában a következő két összefüggéssel határozhatjuk meg:

$$ZHD = \left(1 - \frac{\alpha H}{T}\right)^{\frac{g}{R_d \alpha}} \cdot ZHO, \quad (5-9)$$

$$ZWD = \left(1 - \frac{\alpha H}{T}\right)^{\frac{(\lambda + 1)g}{R_d \alpha}} \cdot ZWO, \quad (5-10)$$

ahol $g = 9,80665$ m/s², a vevő tengerszint feletti magasságát (H) pedig méter egységben adjuk meg.

A helymeghatározás során a zenitirányú késleltetésekből ki kell számítanunk a műholdirányú késleltetés mértékét, amit a zenitirányú késleltetés és a leképezési függvény értékének szorzataként kapunk. Az RTCA 4°-os magassági szög felett az alábbi alakban adja meg a leképezési függvényt:

$$m(El_i) = \frac{1.001}{\sqrt{0.002001 + \sin^2(El_i)}}, \quad (5-11)$$

ahol El_i a műhold magassági szöge a horizont felett a vevő pozíciójában.

5.1.3 A GPT2 modell

A GPT2 nem troposzférikus késleltetés modell, hanem egy globálisan felhasználható empirikus modell, ami a földfelszíni meteorológiai paraméterek becslésére szolgál (Lagler és mtsai., 2013). A modell paramétereit a 2001-2010 időszakra vonatkozó ECMWF ERA-Interim (Dee és mtsai., 2011) 1°-os felbontású havi átlagos vertikális profiljaiból határozták meg. A GPT2 modell a felszínközeli légnyomás, hőmérséklet, parciális párányomás és a hőmérsékleti gradiens értékére ad becslést az éves és féléves periódusú szezonális hatások figyelembevételével. Az RTCA modellel ellentétben a GPT2 adatokban a szezonális változások fázis értékét is becsülték. Az egyes paraméterek értékeit az alábbi összefüggéssel határozhatjuk meg:

$$r(t) = A_0 + A_1 \cos\left(\frac{D}{365.25} 2\pi\right) + B_1 \sin\left(\frac{D}{365.25} 2\pi\right) + A_2 \cos\left(\frac{D}{365.25} 4\pi\right) + B_2 \sin\left(\frac{D}{365.25} 4\pi\right), \quad (5-12)$$

ahol A_0, A_1, A_2, B_1 és B_2 az éves átlagos érték, illetve az éves és féléves periódusú szezonális változások amplitúdó értékei. Ezeket a paramétereket egy $5 \times 5^\circ$ -os globális rácsra adják meg a szerzők. A GPT2 modell előnye, hogy fejlettebb adatokon alapul és a meteorológiai paraméterek szezonális változásainak a fázisára is ad becslést. Ily módon célszerű megvizsgálni, hogy pontosítható-e vele a troposzférikus késleltetés meghatározása a léginnavigációban.

5.1.4 Lokális vak modell

A 4.2.1 pontban bemutattam, hogy rádiószondás adatokból miképpen lehet levezetni a zenitirányú hidrosztatikus és nedves késleltetéseket, illetőleg ezek pontossági mérőszámait. Emellett hosszútávú rádiószondás idősorokból egy-egy állomásra meghatározhatóak a felszínközeli meteorológiai paraméterek éves középértékei és szezonális változásai is csakúgy, mint a hőmérsékleti gradiens értéke. Ily módon az Askne-Nordius troposzférikus késleltetés modell paramétereit közül egyedül a parciális párányomás változását kell meghatározni a légköri oszlopban.

Smith (1966) szerint a keverési arány a légköri profil mentén a légnyomáshoz hasonlóan, bár annál gyorsabban változik:

$$MR = MR_S \left(\frac{p}{p_S}\right)^\lambda. \quad (5-13)$$

A keverési arány jó közelítéssel számítható a parciális nyomások és a moltömegek segítségével (Askne és Nordius, 1987):

$$MR = \left(\frac{M_w}{M_d}\right) \left(\frac{e}{p}\right). \quad (5-14)$$

Az (5-13) és (5-14) egyenletek összevonásával kapjuk a parciális párányomás változásának összefüggését a légnyomásváltozás függvényében:

$$e = e_S \left(\frac{p}{p_S}\right)^{\lambda+1}. \quad (5-15)$$

A fenti egyenletből kifejezve λ -t:

$$\lambda = \left(\frac{\ln e - \ln e_s}{\ln p - \ln p_s} \right) - 1. \quad (5-16)$$

A parciális páryanomás változásának együtthatója (λ) a rádiószondás profilokból akár két nyomásszinthez tartozó parciális páryanomás ismeretében is meghatározható. Ki kell azonban emelni, hogy a vízgőzsűrűség nagy változásokat mutathat a vertikális profil mentén, emiatt ez a megoldás nem célravezető. Eljárhatunk oly módon, hogy minden nyomásszint észlelését felhasználva kiegyenlítjük λ értékét az egyes vertikális profilokra, de ehhez robusztus kiegyenlítési eljárásokat kellene alkalmaznunk az előbb részletezett okok miatt. Ehelyett egy másik eljárást alkalmaztam. A rádiószondás mérésekből levezethetjük a zenitirányú nedves késleltetés értékét és a profil mentén jó közelítéssel lineárisan változó hőmérsékleti adatokból a hőmérsékleti gradiens értékét, valamint a vízgőz középhőmérsékletét is (T_m). Emellett ismerjük a felszínközeli meteorológiai paramétereket is a mérés időpontjában. Askne és Nordius (1987) megadta a zenitirányú nedves késleltetés értékét a földfelszíni parciális páryanomás és a T_m függvényében is:

$$ZWD = 10^{-6} \left(k'_2 + \frac{k_3}{T_m} \right) \frac{R_d}{(\lambda+1)g_m} e_s, \quad (5-17)$$

amely egyenletet λ -ra rendezve kifejezhetjük a nedves késleltetés, a vízgőz középhőmérséklete és a felszíni parciális páryanomás függvényében a parciális páryanomás változásának együtthatóját:

$$\lambda = 10^{-6} \frac{e_s R_d \left(k'_2 + \frac{k_3}{T_m} \right)}{g_m \cdot ZWD} - 1. \quad (5-18)$$

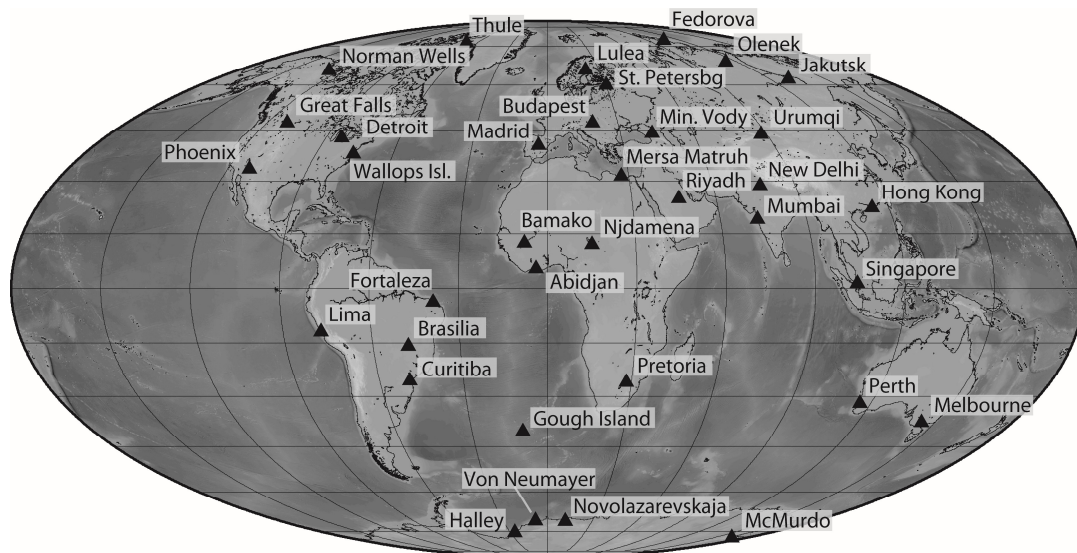
Az előbbieken bemutatott eljárással rádiószondás adatokból levezethetőek a földfelszíni meteorológiai paraméterekre (p , e , T), a hőmérsékleti gradiensre (α) valamint a parciális páryanomás változásának együtthatójára (λ) vonatkozó szezonális változásokat is tartalmazó empirikus modellek. Az egyes paramétereket az alábbi alakban határoztam meg:

$$r(t) = A_0 + A_1 \cos \left(\frac{D}{365.25} 2\pi + \frac{O_1}{365.25} 2\pi \right) + B_1 \sin \left(\frac{D}{365.25} 2\pi + \frac{O_1}{365.25} 2\pi \right) + A_2 \cos \left(\frac{D}{365.25} 4\pi + \frac{O_1}{365.25} 4\pi \right) + B_2 \sin \left(\frac{D}{365.25} 4\pi + \frac{O_1}{365.25} 4\pi \right), \quad (5-19)$$

ahol az A_0 , A_1 , A_2 , B_1 , B_2 és O_1 az egyes meteorológiai paraméterek éves középértéke és az éves és féléves szezonális változások amplitúdói (A_i , B_i) és fázisai (O_i), melyeket legkisebb négyzetek módszerével egyenlítetttem ki az egyes paraméterek idősoraiból. A kiegyenlített együtthatók ismeretében a zenitirányú troposzférikus késleltetés meghatározása az éven belüli nap sorszáma (D) alapján számítható, így rádiószondás észlelések alapján egy lokális vak troposzféra modellt hoztam létre.

5.1.5 A vizsgálatokhoz felhasznált meteorológiai adatok

Az egyes troposzféra modellek vizsgálatához a NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) globális rádiószonda adatbázisából, 32 állomásból álló, globális lefedettséget biztosító állomáshálózat adatait dolgoztam fel 2000. január 1 és 2013. április 30. között. Ez összesen 169.478 légköri profilt jelentett. Az állomások földrajzi



5-1. ábra. A felhasznált rádiószonda állomások földrajzi elhelyezkedése

elhelyezkedését az 5-1. ábrán mutatom be, míg az állomások metaadatai az 5-1. táblázatban találhatóak meg.

A rádiószonda adatok felhasználásával minden egyes állomásra meghatároztam a lokális vak modell paramétereit. Ezt követően a légköri profilokból a **Hiba! A hivatkozási forrás nem található.** alfejezetben bemutatott eljárással számítottam a zenitirányú hidrosztatikus és nedves késleltetések mértékét, amelyet referencia értéként használtam fel a vak troposzférikus modellek pontosságvizsgálatához. Összesen három modellt vizsgáltam minden állomáson:

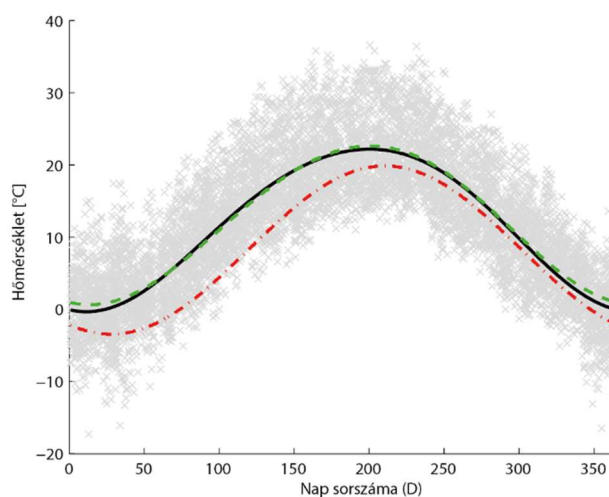
- az RTCA által szabványosított troposzféra modellt (RTCA);
- az Askne-Nordius modellt a GPT2 felszíni meteorológiai paraméter modellt használva bemenő adatként (GPT2); és
- a lokális vak modellt (LOC), ami tulajdonképpen szintén az Askne-Nordius modell, de a bemenő meteorológiai paramétereket a 5.1.4. pontban bemutatott módon határoztam meg.

Meg kell jegyezni, hogy a GPT2 felszíni meteorológiai paraméter modell nem tartalmazza a parciális párányomás változásának együtthatójára (λ) vonatkozó adatokat. Ezért ezeket az RTCA modellből vettem át. A vizsgált három eljárással Budapestre meghatározott felszínközeli hőmérséklet értékek éves változását az 5-2. ábrán mutatom be. Az ábrán jól látható, hogy a GPT2 és LOC modellek jobban illeszkednek a földfelszíni mérésekhez, mint az RTCA modell. Utóbbiban az éves középérték alacsonyabb, mint ami a felszínközeli mérésekből adódna, emellett jól látható, a szezonális változások fáziseltérése is. Ez abból ered, hogy az RTCA modell fejlesztése során a fázist nem becsülték, a szezonális hatások minimumát egységesen január 28-ra vették fel az északi féltekén.

A rendelkezésemre álló meteorológiai adatok felhasználásával elvégeztem a korábban bemutatott troposzféra modellek pontosságvizsgálatát annak érdekében, hogy behatárolhassuk a továbbfejlesztési lehetőségek irányát. A következő pontban ezeket az eredményeket fogom bemutatni.

Location	WMOI D	Lat [°]	Lon [°]	Elev. [m]	No. of obs.
Lulea	02185	65.55	22.13	16	6177
Thule	04202	76.53	-68.75	77	3400
Madrid	08221	40.47	-3.58	638	8495
Budapest	12843	47.43	19.18	139	8565
Fedorova	20292	77.72	104.30	15	2124
Olenek	24125	68.50	112.43	220	7687
Jakutsk	24959	62.08	129.75	103	8365
St. Petersburg	26063	59.97	30.30	4	8865
Mineraln'ye Vody	37054	44.22	43.10	314	5580
Riyadh	40437	24.93	46.72	612	5124
New Delhi	42182	28.58	77.20	216	4349
Mumbai	43003	19.12	72.85	14	714
Hong Kong	45004	22.32	114.17	66	8127
Singapore	48698	1.37	103.98	16	4381
Urumqi	51463	43.78	87.62	919	3975
Bamako	61291	12.53	-7.95	381	2839
Mersa Matruh	62306	31.33	27.22	30	2841
Pretoria	68263	-25.92	28.22	1500	4915
Gough Island	68906	-40.35	-9.88	54	4409
Norman Wells	71043	65.28	-126.75	95	9113
Wallops Island	72402	37.93	-75.48	13	9687
Detroit	72632	42.70	-83.47	329	6787
Great Falls	72776	47.45	-111.38	1130	8724
Brasilia	83378	-15.87	-47.93	1061	2202
Curitiba	83840	-25.52	-49.17	908	5548
Lima	84628	-12.00	-77.12	13	610
von Neumayer	89002	-70.67	-8.25	40	4368
Halley	89022	-75.50	-26.65	30	2277
Novolazarevskaja	89512	-70.77	11.83	102	5020
McMurdo	89664	-77.85	166.67	34	5507
Perth	94610	-31.93	115.95	29	3215
Melbourne	94866	-37.67	144.83	141	5488

5-1. táblázat. A felhasznált rádiószonda állomások adatai



5-2. ábra. Felszínközeli hőmérséklet éves változása Budapesten (szürke keresztek: felszínközeli hőmérsékletmérések 2000-2013 között; piros pontvonal: RTCA MOPS modellparaméterek; fekete folytonos vonal: GPT2 modellparaméterek; zöld szaggatott vonal: lokálisan illesztett modell)

5.1.6 Troposzféra modellek pontosságvizsgálatának eredményei

Miután a teljes vizsgált időszakra numerikus integrálással meghatároztam a rádiószondás profilokból a *ZHD* és *ZWD* értékeket, illetőleg a felszínközeli meteorológiai paraméterek segítségével kiszámítottam ugyanezen változókat az RTCA, GPT2 és LOC modellekkel is, lehetőségem nyílt ezek összehasonlítására. Az eltéréseket modellhibaként értelmeztem, vagyis ezek mindig a rádiószondával meghatározott referenciaérték és az modellel számított érték különbségeit jelentik. Az eltérések *ZHD* és *ZWD* értékekre vonatkozó statisztikai jellemzői az 5-2. és 5-3. táblázatban láthatók. Az eredmények azt mutatják, hogy az RTCA modellben jelentős szabályos eltérés mutatkozik, míg a GPT2 és LOC modellek esetében ez jóval kisebb mértékű. A fajlagos javulás több mint 90%-os mértékű mind a *ZHD*, mind pedig a *ZWD* értékekre. Ennek oka feltehetően a GPT2 és LOC modellek fejlettebb eljárásainak köszönhető, hiszen utóbbiak az éves periódusú szezonális hatások mellett a féléves periódusúakat is, valamint a szezonális hatások fázisának földrajzi helytől való függését is figyelembe veszik.

Az eltérések szórása tekintetében kisebb mértékű csökkenés figyelhető meg a GPT2 és LOC modellek esetén. Ennek oka, hogy a modellek továbbra is vak üzemmódban működnek, azaz csupán a meteorológiai paraméterek szezonális változásait veszik figyelembe, az adott konkrét időjárási helyzetet nem. Ily módon a szórás csökkenése is e szezonális hatás pontosabb modellezéséből ered.

Modell	közepes eltérés [mm]	szórás [mm]
RTCA	-5.7	± 18.5
GPT2	-0.5	± 16.9
LOC	+2.0	± 16.9

5-2. táblázat. A *ZHD* értékek közepes eltérése és szórása a rádiószonda profilokból származó referenciaértékekhez képest

Modell	közepes eltérés [cm]	szórás [mm]
RTCA	-6.7	± 4.3
GPT2	0.6	± 3.7
LOC	0.3	± 3.7

5-3. táblázat. A *ZWD* értékek közepes eltérése és szórása a rádiószonda profilokból származó referenciaértékekhez képest

Az 5-3. ábrán négy, különböző éghajlati viszonyokkal jellemezhető állomás eredményeit mutatom be. Az egyes állomások: Thule (Grönland), Budapest, Rijád (Szaúd-Arábia) és Szingapúr. Az idősorokból jól láthatók az egyes állomások éghajlati jellegzetességei. Míg közepes szélességeken a légnyomás nagyobb mértékű változásai miatt a hidrosztatikus késleltetés is több mint 10 cm-es tartományban változik, addig az Egyenlítőhöz közel a légnyomás értékek változékonysága jóval kisebb. Szingapúrban a *ZHD* értékek 2-3 cm-es tartományban maradnak. Hasonlóképpen a nedves késleltetés esetén is

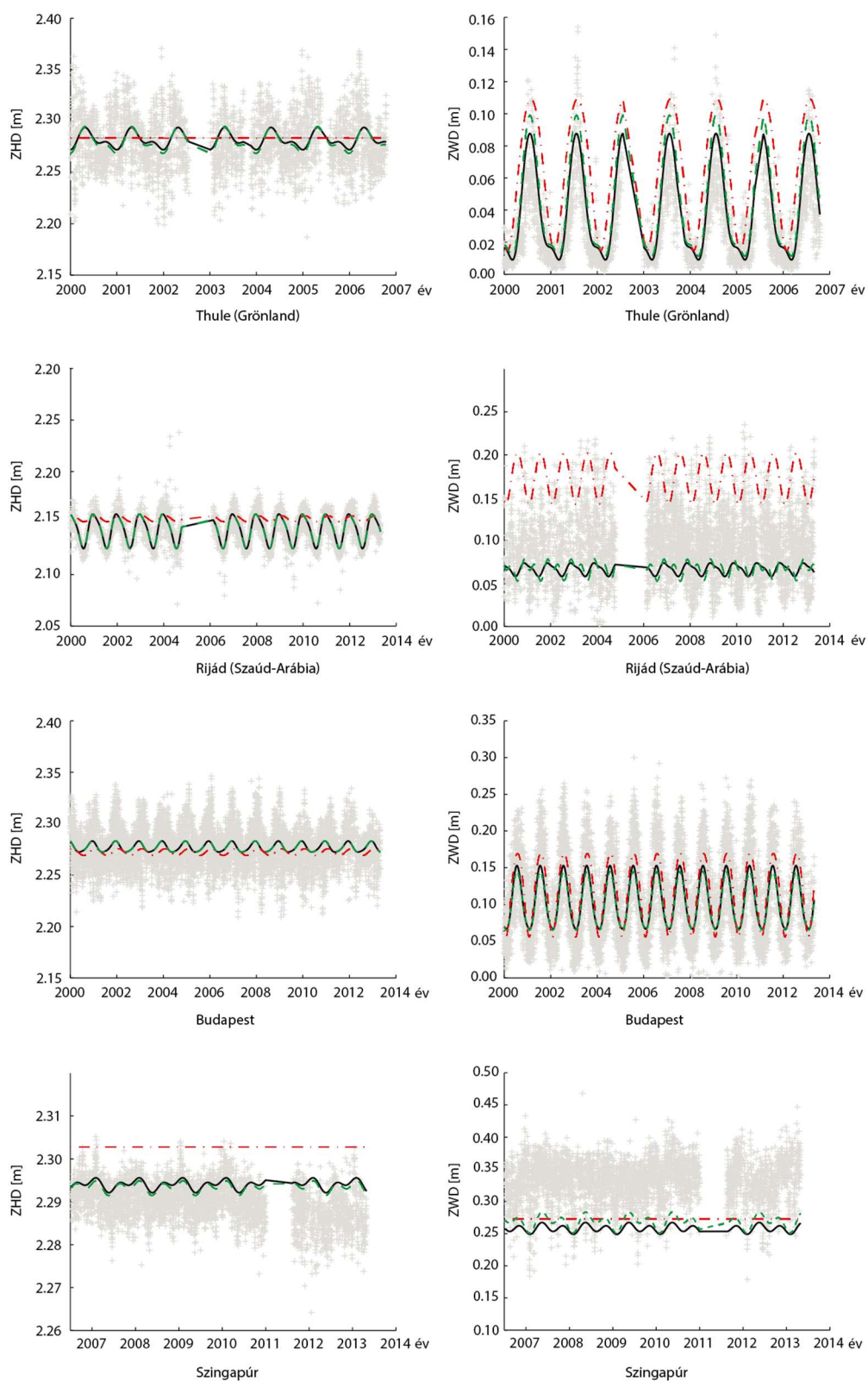
megfigyelhető, hogy Budapest és Thule esetében jelentős és az idősorokból tisztán kivehető szezonális változást mutatnak az eredmények, míg Rijád és Szingapúr esetében nem. Ugyanakkor az idősorokból is látható, hogy az RTCA modell főként a nedves, de esetenként a hidrosztatikus komponensben is jelentős szabályos hibát mutat. Érdekes még kiemelni a szingapúri eredményeket, ahol egyrészt a felszínközeli légnyomás értékek idősorában csökkenő tendencia mutatkozik meg a vizsgált időszakban, aminek oka egyelőre nem ismert. Mivel az egyik vizsgált modell sem veszi figyelembe a felszínközeli meteorológiai paraméterek értékeinek hosszabb távú trendjét, így ezen az állomáson mindhárom modell a hidrosztatikus késleltetés kismértékben túl, míg a nedves késleltetést alul becsüli.

Meg kell említenünk azt is, hogy az RTCA modell mind a sarkvidéki, mind pedig az Egyenlítőhöz közeli területek esetén kicsiny szezonális amplitúdókat ad meg, így a hidrosztatikus késleltetésekben Thule és Szingapúr állomásokon az RTCA modell alapján számított értékek nem mutatnak szezonális változásokat.

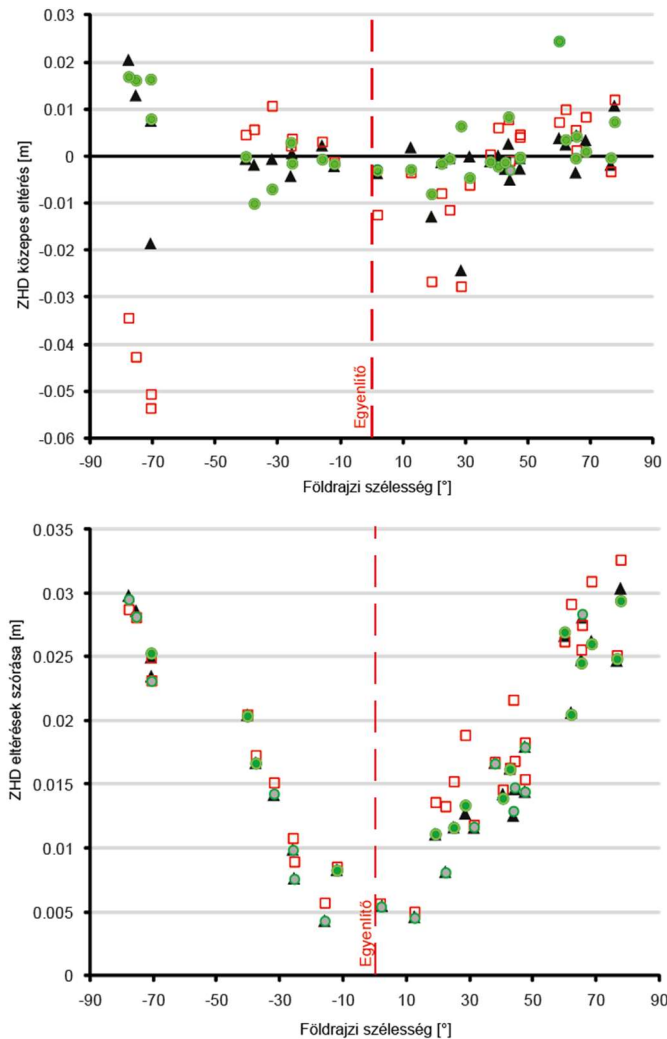
Az eredményekből az is látható, hogy a GPT2 és a LOC modellek nagyon közeli eredményeket adnak, ami arra utal, hogy a GPT2 modellparaméterei jól illeszkednek a rádiószondás adatokból levezetett értékekhez, azaz pontosabb becsléseket adnak a troposzférikus késleltetés értékére az RTCA modellhez képest. Meg kell azonban jegyezni, hogy az eredeti GPT2 modellt az RTCA modell λ értékével egészítettem ki, így eredményeim nem általánosíthatók az eredeti GPT2 modellre.

A globális lefedettséget biztosító rádiószonda adatsor azt is lehetővé tette, hogy megvizsgáljam a troposzféramodellek pontosságát a földrajzi szélesség függvényében. Az 5-4. és 5-5. ábrákon mutatom be a modellek hidrosztatikus és nedves késleltetéseinek a referenciaként tekintett rádiószondás mérésektől számított közepes eltéréseit és azok szórásait. A hidrosztatikus összetevő esetében a déli sarkvidéki területeken tapasztaltam jelentős szabályos eltérést az RTCA modell esetében, míg a GPT2 és LOC modellek 50°-nál kisebb földrajzi szélesség esetén gyakorlatilag azonos pontosságot adtak a közepes eltérések tekintetében. A szórások egyértelmű földrajzi szélességtől való függést mutatnak. Ez nem meglepő, hiszen a sarkok felé haladva a légnyomás jelentős szezonális változásokat mutat, míg az Egyenlítő környezetében a légnyomás csupán egy kis tartományban változik. A közepes eltérések és szórások értékéből azt is megállapíthatjuk, hogy a GPT2 és a LOC modellek jobb becslést adnak a troposzférikus késleltetésekre, mint az RTCA modell. Ennek oka az RTCA modellben alkalmazott szezonális változásokat leíró modellben és feltehetően az empirikus paraméterek meghatározására felhasznált eljárásban keresendő. Az RTCA modellben ugyanis az 1966. évi Egyesült Államok Sztenderd Atmoszféra kiegészítéseiben (US Standard Atmosphere Model Supplements, 1966) megadott januári és júniusi sztenderd atmoszférikus profilok alapján határozták meg a p_s , T_s , e_s , α és λ paraméterek éves középértékeit és szezonális változásait is (P. Collins és mtsai., 1996).

Az 5-5. ábrán mutatom be a zenitirányú nedves késleltetések eltéréseinek közepes eltéréseit és szórását. Az ábrán jól látható, hogy az RTCA modell a déli féltekén jelentős szabályos hibával terhelt adja meg a nedves késleltetés értékét. Ennek oka a modellhez felhasznált adatforrásban keresendő. A ZWD értékek esetén a LOC modell jobban teljesít a közepes eltérések tekintetében a GPT2 modellnél is. Ez nem meglepő, hiszen a GPT2



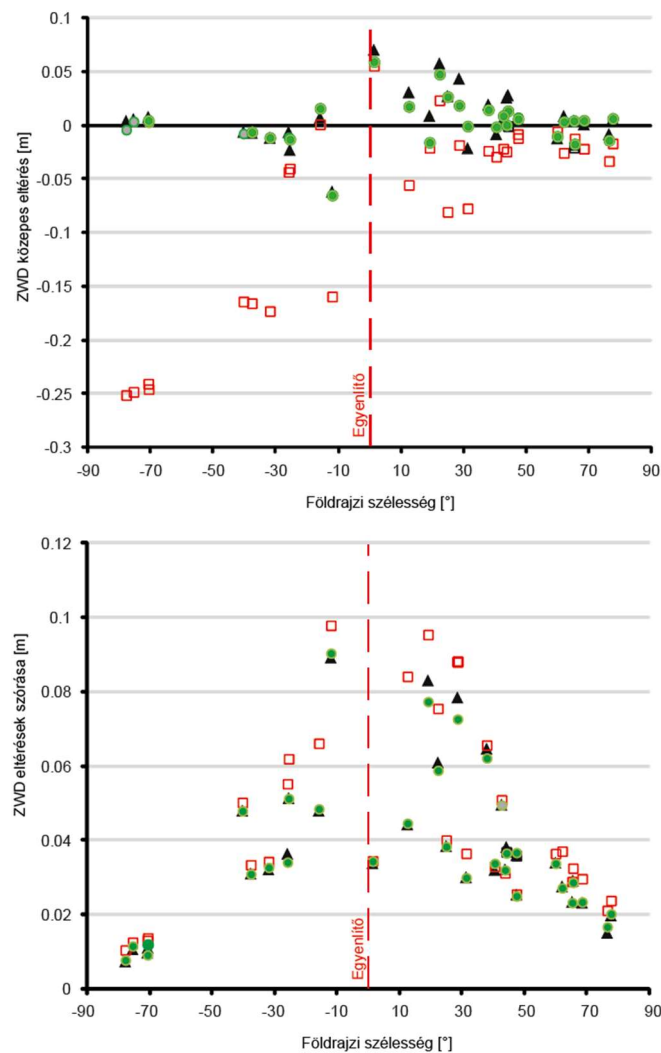
5-3. ábra. ZHD és ZWD értékek időszora Thule (Grönland), Budapest, Rijád (Szaúd-Arábia) és Szingapúr állomásokra (piros pontvonal: RTCA; fekete vastag: GPT2, zöld szaggatott: LOC modell)



5-4. ábra. A ZHD becslések közepes eltéréseinek és szórásai a földrajzi szélesség függvényében (piros négyzet: RTCA modell; fekete háromszög: GPT2 modell, zöld kör: LOC modell)

modellben a vízpára változásának λ együtthatóját nem vették figyelembe, azt vizsgálataimban az RTCA modell adataiból vettem át. A szórás tekintetében jól látható, hogy a vak modellek a magas légköri vízpára tartalmú trópusi területeken jelentős bizonytalansággal tudják csak becsülni zenitirányú nedves késleltetés mértékét. Ebben az esetben is a GPT2 és a LOC modellek kis mértékben ugyan, de jobban teljesítettek az RTCA modellnél.

A vizsgálataim eredményeit összegezve megállapíthatjuk, hogy a vak troposzféra modellek szórásai a hidrosztatikus és a nedves összetevők tekintetében egymással ellentétes irányú földrajzi szélességtől való függést mutatnak. Ennek későbbi vizsgálataim szempontjából még lesz jelentősége. Az 5-4. és 5-5. ábrán bemutatott eredmények alapján az is látható, hogy a szabványként használt RTCA modell a Föld jelentős területén nem ad optimális megoldást a troposzférikus késleltetések értékére. Bár a léginavigációban ez a néhány dm-es nagyságrendű szabályos és véletlen jellegű hiba első látásra nem tűnik jelentősnek a pontossági igények és az egyéb szabályos hibák (pl. ionoszférikus késleltetés) nagyságrendje miatt, a GNSS rendszerek aktuális fejlesztési irányai és a GNSS alapú precíz megközelítési eljárások által támasztott pontossági igények a vak modellek további pontosítását teszik szükségessé. A következő fejezetben egy ilyen modellfejlesztéshez kapcsolódó vizsgálataimat mutatom be.



5-5. ábra. A ZWD becslések közepes eltéréseinek és szórásai a földrajzi szélesség függvényében (piros négyzet: RTCA modell; fekete háromszög: GPT2 modell, zöld kör: LOC modell)

5.2 Troposzféra modellek értékelése az életbiztonságra kritikus alkalmazások szempontjából

A globális helymeghatározó rendszerek egyre fontosabb alkalmazási területe az életbiztonságra kritikus alkalmazások köre. Ezek alatt jellemzően olyan helymeghatározási feladatokat értünk, amelyekben az esetlegesen elkövetett hiba emberéleteket is veszélybe sodorhat. Példaként említhetjük a légnavigáció esetét, az autonóm járművek navigációs rendszereit.

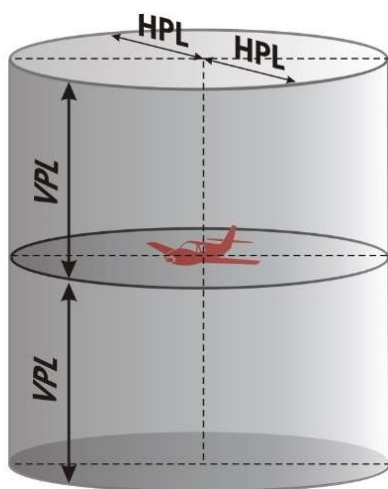
A légnavigációban a legmagasabb pontossági igényeket a reptéri megközelítő eljárások során végzett helymeghatározás során kell kielégítenie a GNSS rendszereknek. A pontosság mellett azonban a helymeghatározás megbízhatósága is kiemelten fontos szerepet kap. Ezt az ún. védelmi szintek (PL – protection level) definiálásával adhatjuk meg. A védelmi szint nem más, mint a térbeli helyzet körül meghatározott, nagyon alacsony α szignifikanciaszinthez tartozó konfidenciaintervallum. A térben elhelyezkedő jármű esetén kétféle védelmi szintről beszélhetünk. A vízszintes helyzetre vonatkozó

konfidenciaintervallumot a vízszintes védelmi szint (*HPL*), míg a magassághoz tartozó konfidenciaintervallumot a vertikális védelmi szint (*VPL*) fejezi ki (5-6. ábra). A *HPL* és *VPL* értékek egy konfidenciahengert határoznak meg. Annak a valószínűsége, hogy a légi jármű ezen hengeren kívül helyezkedik el egyenlő α -val.

A Nemzetközi Polgári Repülési Szervezet (ICAO – International Civil Aviation Organization) a különféle megközelítési eljárásokra definiálja a helymeghatározás pontossági és megbízhatósági követelményeit ezek szignifikanciaszintjével együtt. Az 5-4. táblázatban néhány tipikusan alkalmazott megközelítési eljárásra vonatkozó értéket mutatok be. A táblázatból látható, hogy a mai ILS rendszerekkel (Instrumental Landing System - Műszeres Leszállító Rendszer) elérhető 3-as kategóriájú (CAT III) megközelítési eljárás során a GNSS helymeghatározás magassági megbízhatóságának $4-5\sigma$ tartományban kisebbnek kell lennie 5,3 m-nél. E megbízhatósági szint elérése az integritásra és a szolgáltatás folytonosságára vonatkozó követelmények mellett még ma is jelentős műszaki kihívásnak tekinthető.

Az 5.1. alfejezetben láthattuk, hogy a troposzférikus késleltetés szabályos és véletlen jellegű (1σ) hibái deciméteres nagyságrendűek is lehetnek. Ezért különösen fontos, hogy olyan eljárásokat dolgozzunk ki, amely segítségével a különféle troposzféra modellek pontossága mellett azok megbízhatósága is megadható.

2013. évben az osztrák Teleconsult Austria, a Bécsi Műszaki Egyetem Geodézia Intézete és az Osztrák Meteorológiai és Geodinamikai Intézet (Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik) egy az Európai Űrügynökség (ESA) által finanszírozott projekt keretében kezdte el a GPT2 földfelszíni meteorológiai modell továbbfejlesztését. A TROPSY projekt célja, hogy a GPT2 modell paramétereit a legújabb ECMWF modelldatok alapján újra meghatározták és egyúttal a modellt kiegészítették az Askne-Nordius troposzféramodell használatához szükséges paraméterekkel. Ily módon egy olyan földfelszíni meteorológiai modell jött létre, amellyel a Föld bármely pontjára a földrajzi hely és az éven belüli nap sorszáma alapján becsülni tudjuk a p , T , e , α és λ paramétereket (Möller és mtsai., 2014).



5-6. ábra. A védelmi szint koncepciója

Megközelítés eljárás	Pontosság (2σ 95%)		Megbízhatóság ($4-5\sigma$)		Szignifikanciaszint		
	Magassági	Vízszintes	Riasztási szint		Riasztás megengedett látenciája	Integritás	Folytonos- ság
APV ¹ I	20 m	16 m	35 m	40 m	10 s	1,2×10 ⁻⁷ / 150s	4,8×10 ⁻⁶ /15 s
APV II	8 m	16 m	20 m		6 s		
LPV ² 200	4 m	16 m	35 m				
CAT I		16 m	10 m				
CAT II/III	<2,9 m	<6,9 m	5,3 m	<17 m	< 2 s	< 10 ⁻⁹ / 150s	<4×10 ⁻⁶ /15s

5-4. táblázat. Különböző megközelítési eljárások pontossági és megbízhatósági követelményei (Speidel és mtsai., 2013)

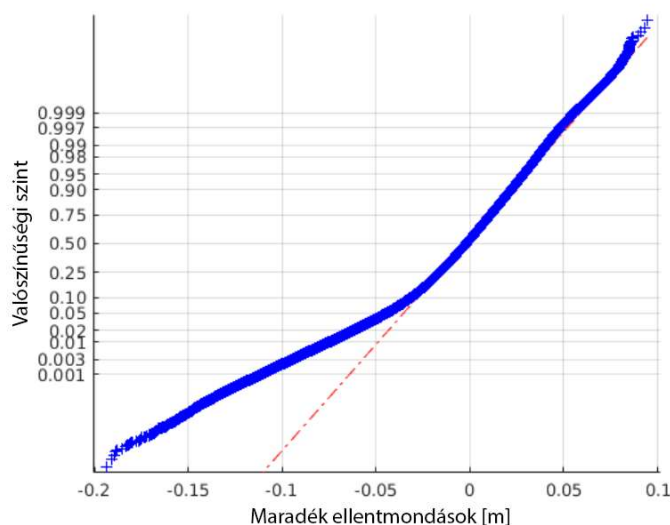
Az ESA társult tagállamok részére indított PECS (Plan for European Cooperative States) programja keretében a BME Általános- és Felsőgeodézia Tanszéke csatlakozott a TROPSY projekthez, és e projekt keretében a kifejlesztett GPT2w modell megbízhatósági vizsgálatának a feladatait hajtottam végre. A következőkben bemutatom a rádiószondás mérések felhasználásával kialakított megbízhatóság vizsgálati eljárást és az ezzel kapott eredményeket.

A troposzféramodellek megbízhatóság vizsgálatának fő kihívása, hogy a modellek megbízhatóságát nagyon magas konfidenciaszinten kell elvégeznünk (min. $4-5\sigma$). Az 5-4. táblázatban láthattuk, hogy a megközelítési eljárások megbízhatósági szintjei $\alpha=1,2\times 10^{-7}$ szignifikanciaszintet jelentenek egy átlagosan 150 másodperc hosszúságú megközelítési eljárás során. E két értékből könnyen kiszámítható, hogy a megbízhatósági szintet meghaladó hiba visszatérési ideje 39 év, azaz 39 évente fordulhatna elő bárhol a világon az, hogy a troposzférikus késleltetés tényleges értéke meghaladja a modellhez tartozó védelmi szinteket. Megjegyzem, hogy az RTCA MOPS (Minimum Operational Performance Standards) a megközelítési eljárások esetében a vertikális riasztási szintet $\alpha=1-2\times 10^{-7}$ szignifikanciaszinten adja meg (RTCA, 2006), ami a fent említett visszatérési idő esetében 48, illetve 24 évnek felel meg.

A projekt keretében egy olyan számítási eljárást kellett kifejleszteni, amellyel a különféle troposzféramodellek megbízhatósága a fent említett szignifikanciaszinteken is vizsgálható és értékelhető. Természetesen amennyiben az empirikus troposzféra modellek maradék hibáit normális eloszlásúnak feltételeznénk, akkor elegendő lenne azok szórását kiszámítani, majd a kiválasztott szignifikanciaszinthez tartozó konfidenciaintervallumot meghatározni. Az 5-2. és 5-3. táblázatból azonban azt is látjuk, hogy a maradék ellentmondások esetenként jelentős szabályos hibával is terheltek, amit szintén figyelembe kell vennünk a konfidenciaintervallum előállításánál. Ha normál valószínűségi grafikon segítségével megvizsgáljuk az RTCA troposzféra modell maradék ellentmondásait az északi szélesség 40° és 50° közötti tartományra az ECMWF ERA Interim reanalízisből számított referenciaértékekhez képest 2000-2016 között (5-7. ábra), akkor azt tapasztaljuk, hogy a maradék ellentmondások az eloszlás szárnyainál nem normális eloszlást követnek (Rózsa, 2018).

¹ APV: Magassági vezetéssel segített megközelítési eljárás (Approach Procedure with Vertical Guidance)

² LPV 200: Műholdas navigációs rendszer alapú, magassági vezetéssel segített megközelítési eljárás (Localiser Performance with Vertical Guidance), a 200-as szám a lábban kifejezett elhatárolási magasságot jelöli



5-7. ábra. A hidrosztatikus troposzférikus késleltetések maradék hibáinak valószínűségi ábrája az északi szélesség 40° és 50° közötti sávra vonatkozóan 2000 és 2016 között. A maradék hibák az RTCA troposzféra modell által becsült és az ECMWF ERA-Interim numerikus időjárás modellből numerikus integrálással levezetett referencia adatok különbségei.

Mivel az életbiztonságra kritikus alkalmazások szempontjából a maradék ellentmondások szélsőséges értékeinek ismerete szükséges, ezért az extrém értékekre alkalmazható Gumbel-eloszlást (Gumbel, 1935) alkalmaztam azok becslésére. Az extrémérték-eloszlások széles körben alkalmazott eljárások például a legnagyobb mértékadó árvízszintek becslésénél, de újabban a GNSS helymeghatározás kiegészítő rendszerei által szolgáltatott adatok vizsgálatára is alkalmazzák ezeket (Ober és mtsai., 2014). Gumbel szerint a valószínűségi változó x szélsőértékeinek eloszlása az alábbi összefüggéssel írható fel:

$$y = H(x) = \exp\{-\exp\{-x\}\} x \in R. \quad (5-20)$$

Levezethető, hogy a

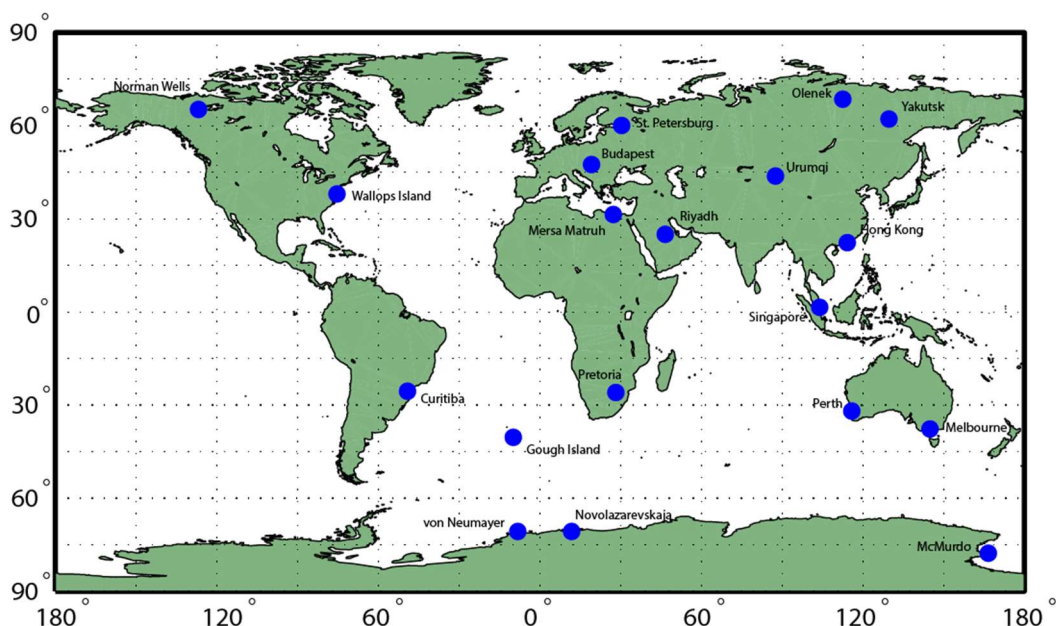
$$\xi = g(x) = x, \text{ és} \quad (5-21)$$

$$\eta = h(y) = -\log[-\log(y)] \quad (5-22)$$

transzformáció esetére fennáll a következő összefüggés (Castillo, 1988):

$$\eta = a\xi + b, \quad (5-23)$$

vagyis η és ξ között lineáris összefüggés áll fenn. Ha a valószínűségi változók ξ szélsőértékeit azok eloszlásfüggvényből vett valószínűségét az (5-22) egyenlet segítségével transzformáljuk, akkor az így meghatározott értékpárok egy egyenes mentén helyezkednek el. Ily módon a feldolgozandó idősor adataira illesztett egyenes meghatározza az eloszlás paramétereit, és az egyenest az általunk kiválasztott valószínűségi szintig meghosszabbítva jó becslést kaphatunk a troposzféra modellek hibáinak maximális értékére az adott valószínűségi szinten. Mivel a légi navigációban a 25-50 évente egyszer előforduló hibákat kell kimutatnunk, és ilyen hosszú,



5-8. ábra. A troposzféramodellek maradék ellentmondásai szélsőértékeinek becsléséhez felhasznált rádiószonda állomások földrajzi elhelyezkedése

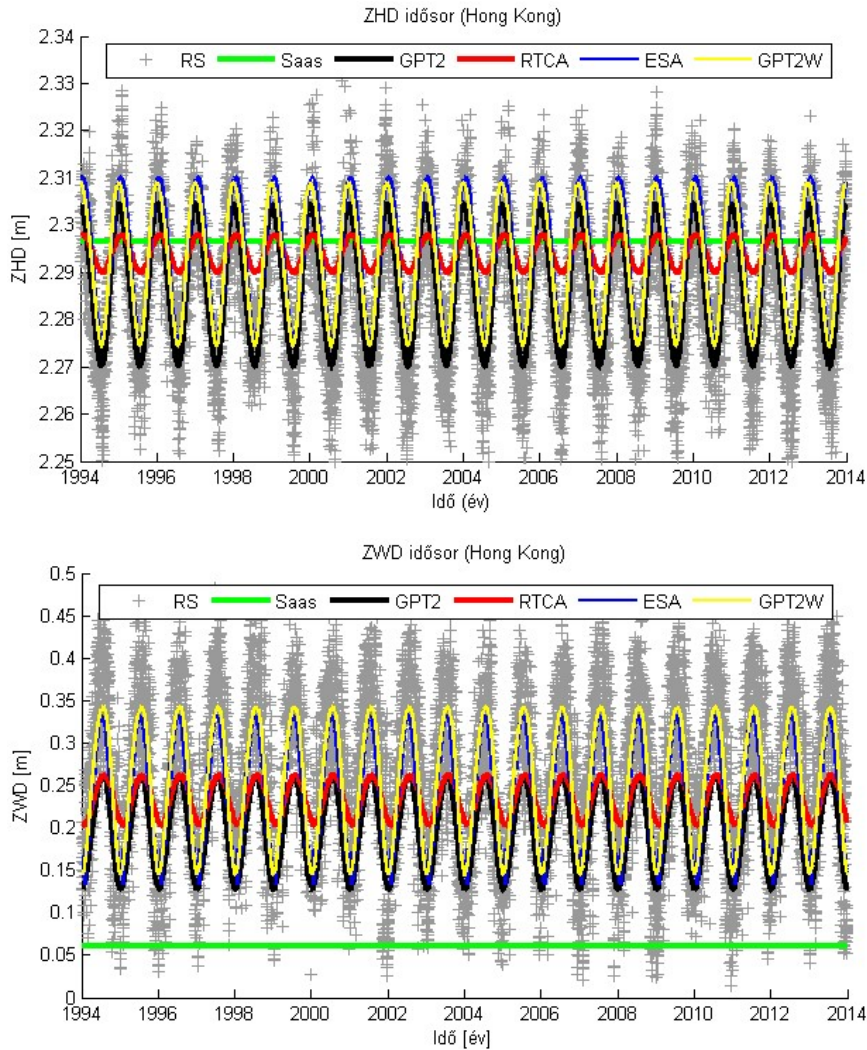
globálisan elérhető rádiószonda idősor nem állt rendelkezésemre, ezért a fenti statisztikai módszereken alapuló eljárást alkalmaztam a troposzféra modellek legnagyobb maradék hibáinak becslésére.

Ehhez meg kellett határoznom az egyes troposzféra modellek maradék ellentmondásainak éves maximum értékeit, amihez NOAA RAOBS adatbázisból származó, 19 állomás 1994.01.01 és 2013.12.31 közé eső rádiószonda adatait használtam fel. Az állomások elhelyezkedését az 5-8. ábrán mutatom be.

A rádiószondás adatokból a korábban bemutatott módszerrel numerikus integrálással számítottam a hidrosztatikus és a nedves késleltetések értékeit, majd ugyanezeket az értékeket a vizsgált troposzféra modellekkel segítségével is becsültem. A vizsgált modellek:

- a módosított Saastamoinen modell (Saastamoinen, 1972) szezonális hatásokat nem tartalmazó sztenderd atmoszféra paraméterekkel;
- a korábban már bemutatott RTCA és az GPT2 modellek;
- az ESA Galtropo modellje, ami nagyon hasonló elveit tekintve a GPT2-höz, de ebben a modellben már a vízgőz parciális párányomása változásának együtthatójára is találunk adatot (Krueger és mtsai., 2004);
- az ESA TROPSY projekt keretében kifejlesztett GPT2w modell (Möller és mtsai., 2014).

A Hong Kong-i állomásra levezetett zenitirányú hidrosztatikus és nedves késleltetések idősorát az 5-9. ábrán mutatom be. Az idősorból jól látszik, hogy az ESA/GPT2/GPT2w modellek nagyon jól visszaadják az állomáson mind a hidrosztatikus, mind pedig a nedves késleltetés szezonális változásait. Ezzel szemben az RTCA modell – feltehetően a mögöttes adattartalom hiányosságai miatt – a szezonális amplitúdókat csak részben adja vissza.



5-9. ábra. Zenitirányú hidrosztatikus (fent) és nedves (lent) késleltetések időszora a Honk Kong-i rádiószonda állomáson 1994-2014 között.

A hidrosztatikus és nedves késleltetések rádiószonda profilokból és az egyes vizsgált modellekből származó értékeit összegezve kaptam meg a teljes zenitirányú késleltetés mértékét. Ezt követően a modellekből származó értékeket kivontam a hibátlannak tekintett referenciaértékekből, így jutottam a maradék hibák értékéhez. A hibák idősorában minden évre kiszámítottam a legnagyobb negatív és pozitív értékű hibát, így összesen 20-20 éves szélsőértékhez jutottam. Ezt követően a szélsőértékeket abszolút értékeik szerint sorba rendeztem, majd mindegyikhez meghatároztam a hozzá tartozó valószínűségi értéket (Castillo, 1988):

$$p_i = \frac{i}{m+1}, \quad (5-24)$$

ahol i az éves szélsőérték sorszáma a sorrendbe állítást követően, míg m a minták száma.

A valószínűség értékeket az (5-22) egyenlet segítségével transzformáltam, majd az η és ξ értékpárookra legkisebb négyzetek módszerével egy-egy egyenest illesztettem a pozitív és a negatív maradék ellentmondások szélsőértékeire. A budapesti és a Hong Kong-i állomásokra a GPT2w modell hibáinak éves szélsőértékeire illesztett egyeneseket és a 25 éves gyakorisággal előforduló hibákra adott becsléseket az 5-10. ábrán mutatom be. Szimmetrikus

vertikális védelmi szintet feltételezve az adott valószínűségi szinten meghatározott pozitív és a negatív hibák közül a nagyobb abszolút értékű hiba adja meg troposzféra modellre jutó vertikális védelmi szint mértékét. Így azt is biztosítjuk, hogy a becült zenitirányú késleltetés körül ezen értékkel meghatározott szimmetrikus konfidenciaintervallumba – az adott valószínűségi szinten – belesik a valódi troposzférikus késleltetés értéke.

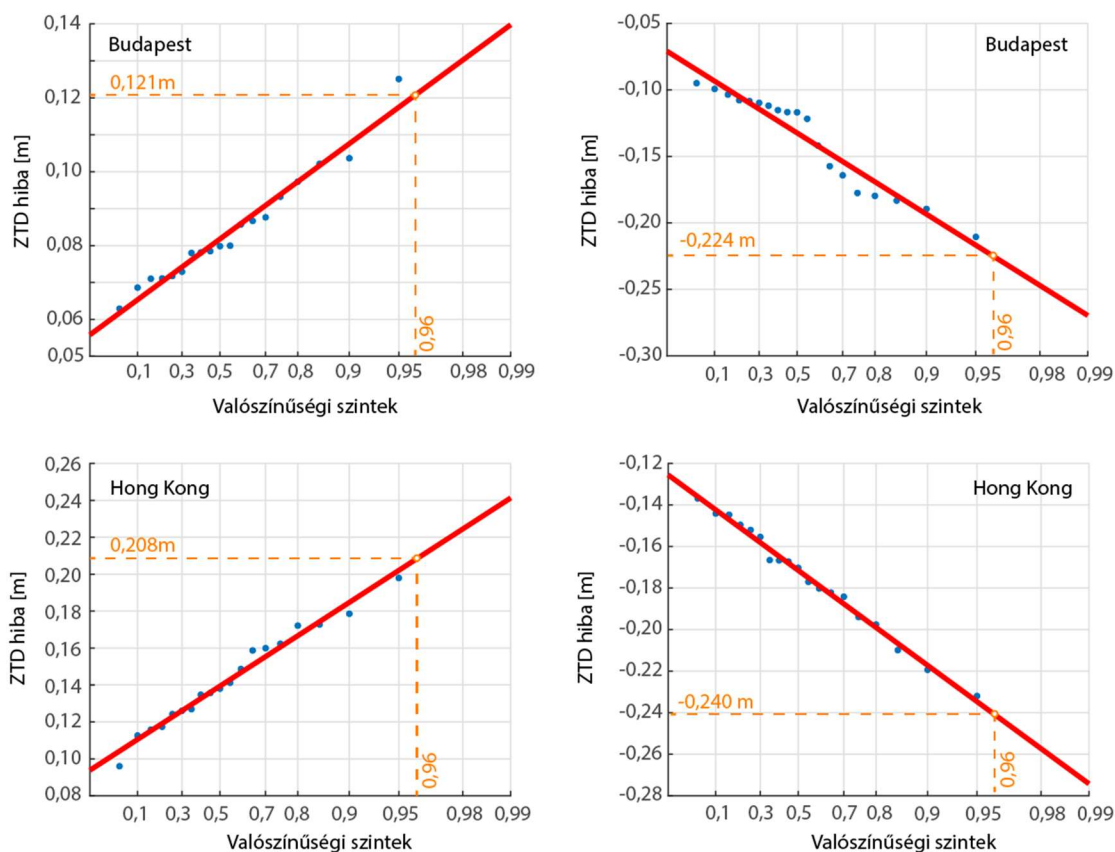
Az 5-11. ábrán a felhasznált rádiószonda állomásokon az egyes troposzféra modellek teljes zenitirányú késleltetésére levezetett 25 éves gyakoriságú pozitív (a modell alulbecsüli a késleltetést) és negatív (a modell túlbecsüli a késleltetést) értelmű hibákat tüntettem fel a földrajzi szélesség függvényében. Amennyiben a troposzféra modell alul becsüli a troposzférikus késleltetés mértékét, a vevő számított helyzete alacsonyabban lesz a valódi helyzeténél, míg felül becslés esetén éppen fordított helyzet áll elő. Könnyen belátható, hogy repülésbiztonsági szempontból az utóbbi a mérvado a megközelítési eljárások során. Az 5-11. ábrán a pozitív és negatív értelmű hibák szélsőértékeit vizsgálva nem állapíthatunk meg egyértelmű összefüggést a maximális hibák és a földrajzi szélesség között. Ugyanakkor a 25 éves gyakoriságú maximumok nagyságrendje azt mutatja, hogy mindegyik vizsgált modell jobban közelíti a valódi troposzférikus késleltetéseket, mint ahogyan azt az RTCA szabvány megadja. Ugyanis maga a szabvány a 25 éves gyakoriságú hibák nagyságát (Δ_t) az alábbi összefüggéssel írja le:

$$\Delta_t = K \cdot \sigma_t, \quad (5-25)$$

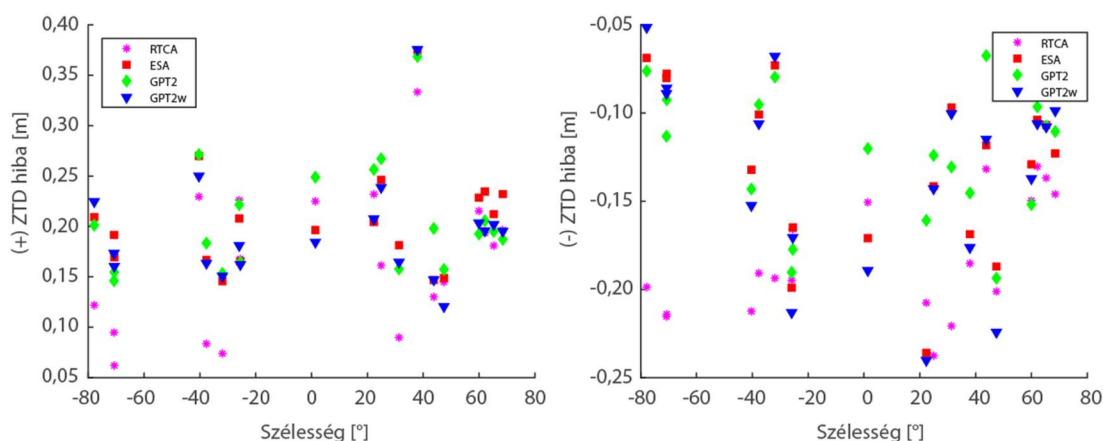
ahol σ_t a troposzférikus késleltetés hibáját leíró normális eloszlású valószínűségi változó szórása, míg K a gyakoriságtól függő biztonsági szorzótényező értéke ($\alpha=10^{-7}$ esetén a sztenderd normális eloszlás összefüggéseiből, kétoldali konfidenciaintervallumra számított K értéke 5,33). Az RTCA szabvány σ_t értékére globálisan érvényes $\pm 0,12$ m értékű konstant ad meg. Az 5-11. ábrán láthatjuk, hogy a rádiószondás profilokkal végzett összehasonlítás alapján mindegyik vizsgált troposzféra modellre mindegyik állomáson az (5-25) összefüggésnél számítottnál kisebb hibát határoztam meg. Ez azt jelenti, hogy az RTCA modell túl konzervatívan ítéli meg a troposzféra modellek legnagyobb hibáit.

Az eredmények alapján több kérdést is megfogalmazhatunk. Egyrészt meg kell vizsgálni, hogy miképpen általánosítható a rádiószondás állomásonként (pontonként) adott gyakoriságú legnagyobb hiba meghatározásának módszere az egész Földre. Másrészt az is megválaszolendő kérdés, hogy az RTCA modell globális értelemben meghatározott felső becslése a maradék ellentmondások szórására nem csökkenthető-e a modell konzervatív jellegének megtartása mellett?

Bár első látásra úgy tűnhet, hogy felhasználói szempontból előnyös a nagyobb várt hibaérték, hiszen az egyben nagyobb VPL érték meghatározását is jelenti. Azaz a konfidenciahenger magassága nagyobb, így még nagyobb valószínűséggel esik a tényleges pozíció ebbe a térrészbe. Ugyanakkor egy feleslegesen nagy konfidencia intervallum egyúttal azt is jelenti, hogy bár jól megvalósítja a hiba felülbecslését, mégsem hatékony az egész rendszer működése szempontjából. A túl nagy védelmi szint miatt a rendszer gyakrabban ad riasztást, mint egy olyan – még mindig kellően konzervatív, azaz a modellhibákat felül becslő – eljárás esetén, amelynél a VPL értéke alacsonyabb. Emiatt a feleslegesen nagy VPL alacsonyabb rendelkezésre álláshoz vezet.



5-10. ábra. ZTD értékek és szélsőértékeinek Gumbel-eloszláshoz tartozó valószínűségi grafikonjai Budapestre és Hong Kong-ra. A 25 éves gyakorisághoz tartozó hibák narancs színnel jelöltem.



5-11. ábra. 25 éves gyakoriságú pozitív és negatív ZTD hibák nagysága az egyes rádiószonda állomásokon a földrajzi szélesség függvényében.

5.3 Troposzféra integritás modellek

Az előző fejezetben láthattuk, hogy a troposzféra modellek pontossága mellett azok megbízhatóságát is vizsgálnunk kell, ha a modelleket az életbiztonságra kritikus alkalmazások szempontjából értékeljük. Azt is említettem, hogy a léginavigációban jelenleg az RTCA által kiadott de facto szabványként alkalmazott ajánlás (RTCA, 2006) megadja a rendszer integritásának vizsgálatához felhasznált védelmi szintek számításának módját.

Ahogy láthattuk, a védelmi szintek a helymeghatározás hibájának felülbecsléseként képzelhetők el, melyek meghaladása csak rendkívül kicsiny valószínűségi szinten megengedett. Ez a szint jellemzően 10^{-7} – 10^{-9} között van. Amikor a védelmi szint meghaladja a megközelítési eljáráshoz előírt mértéket, a felhasználó már nem bízhat a meghatározott pozícióban és alternatív helymeghatározási módokhoz kell fordulnia vagy a megközelítési eljárást meg kell szakítania.

Az RTCA (2006) ajánlása maradék hibaértékeket határoz meg a pálya és az órahibákra, a vevőantennát terhelő zajra, valamint az ionoszférikus és troposzférikus késleltetésekre. Ezen ellentmondások mindegyike zérus várható értékű normális eloszlás szórásával írható le. A műholdirányú hiba szórása:

$$\sigma_i^2 = \sigma_{i,flt}^2 + \sigma_{i,UIRE}^2 + \sigma_{i,air}^2 + \sigma_{i,tropo}^2, \quad (5-26)$$

ahol:

- σ_i az i -edik műholdhoz tartozó pszeudotávolság mérés szórása [m^2],
- $\sigma_{i,flt}^2$ az időben gyorsan, valamint hosszabb távon változó korrekciók maradék hibájának a varianciája [m^2],
- $\sigma_{i,UIRE}^2$ a ferde irányú ionoszférikus késleltetés maradék hibájának varianciája [m^2],
- $\sigma_{i,air}^2$ a repülőgépen lévő vevő hibáihoz tartozó variancia [m^2],
- $\sigma_{i,tropo}^2$ a troposzférikus késleltetés maradék hibájának varianciája [m^2].

A fenti varianciaértékek közül $\sigma_{i,flt}^2$, $\sigma_{i,UIRE}^2$ értékeket a műholdas kiegészítő rendszerek (SBAS – Satellite Based Augmentation Systems) sugározzák a felhasználók számára. $\sigma_{i,air}^2$ az alkalmazott vevő típusától függő érték, míg $\sigma_{i,tropo}^2$ az alábbiak szerint számítható az i -edik műhold irányában:

$$\sigma_{i,tropo} = \sigma_{TVE} \cdot m(\theta_i), \quad (5-27)$$

$$m(\theta_i) = \frac{1.001}{\sqrt{0.002001 + \sin^2 \theta_i}}, \quad (5-28)$$

ahol a σ_{TVE} a zenit irányban meghatározott troposzférikus maradék hiba (értéke $\pm 0,12$ méter) θ_i pedig a műhold magassági szöge.

A felsorolt tényezők együttes figyelembevételével megállapítható a teljes maradék hiba varianciája, ami alapján számítható a horizontális valamint a vertikális védelmi szint (5-6. ábra):

$$HPL = K_H \cdot d_{nt}, \quad (5-29)$$

$$VPL = K_V \cdot d_V, \quad (5-30)$$

ahol K_H és K_V a különböző repülőgép landolási eljárásoktól függő konstansok, d_{nt} [m] pedig a hibaellipszis nagytengelyének megfelelő mérési bizonytalanságot jellemzi:

$$d_{nt} = \sqrt{\left(\left(\frac{d_K^2 + d_E^2}{2} \right) + \sqrt{\left(\frac{d_K^2 - d_E^2}{2} \right)^2 + d_{KE}^2} \right)}, \quad (5-31)$$

ahol a képletben szereplő tagok jelentése a következő:

- d_K^2 a keleti koordinátatengely mentén értelmezett hibaeloszlást felülbecslő modell varianciája [m²],
- d_E^2 az északi koordinátatengely mentén értelmezett hibaeloszlást felülbecslő modell varianciája [m²],
- d_{KE}^2 a modell eloszlás kovarianciája a keleti és északi koordinátatengelyek mentén [m],
- d_V^2 a függőleges tengely mentén értelmezett hibaeloszlást felülbecslő modell varianciája [m²].

Az összes fent említett variancia értékének számítása a helymeghatározási hiba megfelelő irányban vett parciális deriváltjaival történik. A *HPL* és a *VPL* értékek meghatározásával a rendszer folyamatosan ellenőrizheti, hogy az aktuális elérhető helymeghatározási pontosság megfelel-e a navigációs követelményeknek.

5.3.1 Az RTCA troposzféra maradék hiba modell korlátai

Ahogy azt említettem, az RTCA ajánlás a vertikális irányú troposzférikus késleltetés maradék hibáját globálisan egy 12 cm-es szórással jellemezhető, zérus várható értékű normális eloszlású valószínűségi változóként definiálja. Bár maga a szabvány nem utal arra, hogy ez a konstans érték milyen módon került meghatározásra, az jó egyezést mutat Collins és Langley (1998) eredményeivel, akik a 25 éves gyakoriságú maradék troposzféra hibák értékét megközelítőleg 60 cm-es értékűre becsülték 10 évnyi rádiószondás adatsor alapján (5σ feltételezésével).

Az 5.2 alfejezetben bemutatam, hogy az általam felhasznált 20 évnyi rádiószonda adatok alapján a 25 éves gyakoriságú hibaérték nem haladta meg a 40 cm-t (5-11. ábra). Ez arra utal, hogy Collins és Langley (1998) túlzottan magas értéket határozott meg a hibák 25 éves gyakoriságú értékére, ami feltételezhetően a viszonylag rövid, 10 éves időtartamú adathalmazukra vezethető vissza.

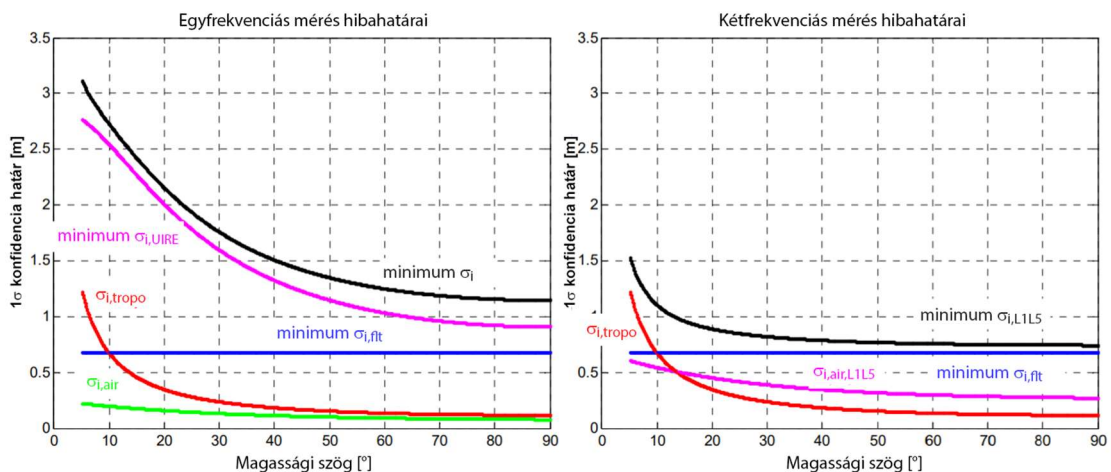
Másrésről az 5.1.6. pontban bemutatott vizsgálataimból láthattuk, hogy a troposzféramodellek maradék hibáinak szórása egyértelmű kapcsolatban van a földrajzi szélességgel, ezáltal a fő éghajlati jellegzetességekkel.

Van Leeuwen és mtsai. (2004) is tanulmányozták az RTCA troposzféra modellt Hollandia területén, ami alapján arra a megállapításra jutottak, hogy az ahhoz társított maradék hiba modell túlságosan konzervatív.

Jan (2010) megvizsgálta az (5-26) egyenletben szereplő varianciaértékek mértékét a magassági szög függvényében az egyfrekvenciás (L1) és kétfrekvenciás (L1 és L5) GNSS helymeghatározásra. Megállapítása szerint míg az egyfrekvenciás esetben a műhold-vevő távolságmérések középhibáját elsősorban az SBAS ionoszféramodell hibája határozza meg, addig a kétfrekvenciás esetben a legnagyobb hozzájárulást adó hibaforrás 10° -os magassági szög felett a gyors és időben lassan változó javítások hatása, míg 10° -os szög alatt a troposzférikus késleltetés hatása.

Ez alapján megállapíthatjuk, hogy szükségessé válik egy új, kevésbé konzervatív, azonban a biztonságot nem veszélyeztető, a troposzféra modellek maradék hibáinak legnagyobb értékét megadó eljárás kifejlesztése. Ezt felismerve az Európai Űrügynökség felé vezető kutatóként beadtam egy pályázatot e fejlesztések kivitelezésére. Az INTRO (**IN**tegrity of **TRO**posphere) projekt konzorciumát a BME Általános- és Felsőgeodézia Tanszéke vezette, tagjai az Országos Meteorológiai Szolgálat és a holland Integricom.NL voltak. Előbbi a vizsgálatokhoz szükséges meteorológiai modelleket szolgáltatta, míg utóbbi a műholdas helymeghatározás troposzféramodellekkel szemben támasztott követelményeinek definiálásával járult hozzá a projekt megvalósulásához.

A projekt keretében kifejlesztettem azt az eljárást, amellyel numerikus időjárási modellek felhasználásával globális lefedettség mellett, a szezonális hatások figyelembevételével is előre tudjuk jelezni a troposzféra-modellek legnagyobb hibáinak mértékét. Alapvető célkitűzésem volt, hogy olyan eljárást alkossak, amely mind a biztonság, mind pedig a rendelkezésre állás szempontjából optimális eredményt ad, azaz – az adott valószínűségi szinten – mindig felülbecsüli a ténylegesen felmerülő hibákat, de azt nem túlzott mértékben teszi, mint a korábban bemutatott RTCA ajánlásában megadott modell. A következő pontokban a kifejlesztett eljárást és az az alapján meghatározott modelleket mutatom be.



5-12. ábra. A felhasznált által észlelt távmérési hibakomponensek középhibája-egyfrekvenciás (balra) és kétfrekvenciás (jobbra) mérések esetén (Jan, 2010)

5.3.2 A troposzférikus késleltetések maradék hibáját leíró modell fejlesztésének valószínűségelméleti háttere

A GNSS rendszerek esetében a rendszer integritása a korábban említett védelmi szintek segítségével számszerűsíthető. Az 5.2 alfejezetben bemutatam, hogy a rendelkezésre álló adathalmazok időbeli kiterjedése miatt valószínűségi alapokon nyugvó eljárással becsülhetjük a troposzféramodellek maradék hibáinak maximumát, amihez az extrémérték elméletet használhatjuk fel. Jenkinson (1955) meteorológiai adatokra kimutatta, hogy azok szélsőértékei nem minden esetben a Gumbel-eloszlást követik, az 5-10. ábrán bemutatott valószínűségi grafikonon az éves szélsőértékekhez tartozó pontok ezekben az esetekben egy alulról vagy felülről konvex görbét alkotnak. Emiatt más eloszlásokat is fel kell használnunk a vizsgálatainkhoz.

A Fischer-Tippett-Gnedenko-tétel (Fisher és Tippett, 1928; Gnedenko, 1943) kimondja, hogy független és azonos eloszlású valószínűségi változók maximuma megfelelő normalizálás után az alábbi három – nevezetesen a Gumbel, a Fréchet vagy a Weibull eloszlás – eloszlás felé konvergál.

Az egyes eloszlásokhoz tartozó eloszlásfüggvények a következők:

$$H(x) = \begin{cases} 0 & \text{ha } x \leq 0 \\ \exp\{-x^{-\alpha}\} & \text{ha } x > 0 \end{cases} \quad (5-32)$$

a Fréchet eloszlás esetében,

$$H(x) = \begin{cases} \exp\{-(-x)^{-\alpha}\} & \text{ha } x < 0 \\ 1 & \text{ha } x \geq 0 \end{cases} \quad (5-33)$$

a Weibull eloszlás esetében és

$$H(x) = \exp\{-\exp\{-x\}\} x \in R \quad (5-34)$$

a Gumbel eloszlás esetében.

Ha azonban az 5.2 alfejezetben bemutatott módszert alkalmaznánk, akkor mindhárom eloszlásfüggvényre elő kellene állítanunk a valószínűségi grafikonokat és az azokra illesztett regressziós függvények elemzésével kellene eldöntenünk, hogy melyik eloszlás írja le jobban az adott helyen a troposzféra modellek maradék hibái maximumainak az eloszlását. Mivel a célom az volt, hogy egy olyan eljárást alkossak meg, amellyel globálisan vizsgálhatom a troposzféramodellek megbízhatóságát és ebből globálisan is érvényes megállapításokat kívánok tenni, valamint az integritásvizsgálathoz felhasználható modellt kívánok fejleszteni, ezért ehelyett a megoldás helyett a Jenkinson (1955) által bevezetett általánosított extrémérték elméletet (Generalized Extreme Value theory – GEV) használtam fel. A GEV elmélet egyesíti a fenti három eloszlást egy általános extrémérték eloszlássá. Az eloszlásfüggvény képlete a következő:

$$H(x) = \begin{cases} \exp\left\{-\left[1 - \frac{k(x-\xi)}{\alpha}\right]^{\frac{1}{k}}\right\} & \text{ha } k \neq 0 \\ \exp\left\{-\exp\left\{\frac{-x-\xi}{\alpha}\right\}\right\} & \text{ha } k = 0 \end{cases} \quad (5-35)$$

ahol az x változót a $\xi + \alpha/k$ határolja felülről, ha $k > 0$, illetve alulról, ha $k < 0$. ξ és α a helyzeti és skála paraméterek, k pedig az alaktényező. Az alaktényező adja meg, hogy végső soron melyik eloszlással van dolgunk:

$k > 0$ esetében a Fréchet eloszlással,

$k = 0$ esetében a Gumbel eloszlással,

$k < 0$ esetében pedig a Weibull eloszlással.

Ha az 5-10. ábrának megfelelően ábrázoljuk a szélsőértékeket a hozzájuk tartozó valószínűségi (vagy gyakorisági) értékekkel, akkor $k < 0$ esetén alulról konvex görbét kapunk, vagyis az eredeti Gumbel-eloszlás túlbecsüli az értékek maximumát. Ezzel szemben $k > 0$ esetén fordított a helyzet, a szélsőértékek felülről konvex görbét alkotnak, azaz a Gumbel-eloszlás alulbecsüli az értékek maximumát. Jenkinson (1955) szerint a természetben zajló folyamatok többségére érvényes az a megállapítás, hogy szélsőértékeik Weibull-eloszlással írhatók le, hiszen általában a szélsőértékeknek van egy felső korlátja. Troposzférikus nedves késleltetések esetén a nedves késleltetés becsült értéke egyben felső korlátja is a negatív értelmű hiba mértékének, hiszen fizikai okok miatt negatív értékű nedves késleltetés nem fordulhat elő. Ezzel szemben a csapadékösszegek szélsőértékei jellemzően Fréchet-eloszlást követnek Jenkinson szerint.

5.3.3 A troposzférikus késleltetések maradékhibáira vonatkozó modell levezetésének módszertana

Ahogy az 5.2 alfejezetben bemutattam, egy troposzféra modell megfelelőségének vizsgálatához, ki kell számítanunk a maradék hibák nagyságát. A vizsgált troposzféra modellel becsült késleltetéseket össze kell hasonlítani a troposzférikus késleltetések „valódi” értékével. Mivel ezen „valódi” értékek nem ismertek, ezeket meteorológiai adatok felhasználásával kell meghatároznunk. Korábbi vizsgálataimban több vizsgálatra is a NOAA RAOBS globális rádiószonda adatbázisát használtam. A tapasztalatok azonban arra mutattak rá, hogy nagy számú, hosszú időtávra elérhető és folyamatos adatsorral rendelkező állomások kiválasztása továbbra is nagy kihívás, hiszen az adatbázisban nagyon eltérő az egyes állomásokra elérhető adatmennyiség. Mindezen felül a rádiószondás állomások globális eloszlása sem tekinthető homogénnek. Ez az oka annak, hogy számos troposzféra modellt vagy éppen a nedves késleltetés és az integrált vízgőztartalom kapcsolatát leíró modellt egy-egy korlátozott földrajzi területről származó adatsor alapján vezettek le, majd azokat általánosan érvényesnek tekintették az egész Földre. Annak ellenére, hogy ez egy érthető stratégia, a troposzféra modellek maradék hibáinak meghatározása során nem ezt a megközelítést alkalmaztam, hanem egy globálisan homogén térbeli eloszlással rendelkezésre álló meteorológiai adatforrás, a numerikus időjárás modellek felhasználása mellett döntöttem, hiszen az adatforrásnak az alábbi követelményeknek kell megfelelnie:

- megfelelően hosszú időt magába foglaló adatsorra van szükség, ugyanis az extrémérték elmélet az eloszlás szárnyain extrapolálja a mintákhoz illesztett eloszlásfüggvényt;
- a meteorológiai adatoknak stacionáriusnak kell lenniük, valamint konzisztens feldolgozási eljárással kell azokat levezetni a vizsgált időszakra vonatkozóan;

- az adathalmaznak megfelelően kell jellemeznie a meteorológiai paraméterek szezonális és éghajlati változását.

A feltételek teljesítése érdekében az ECMWF által szolgáltatott ERA-Interim (Dee és mtsai., 2011) $1^\circ \times 1^\circ$ felbontású adatsoraira támaszkodtam. Habár az adatok 1979-ig visszamenően rendelkezésre állnak, vizsgálataim a 2000 és 2016 közötti 17 éves periódusra terjedtek ki. A kiválasztott időintervallum egyrészt lehetőséget adott, hogy minimalizáljam a klímaváltozás által okozott esetleges hatásokat, másrészt a 25 éves visszatérési időt figyelembe véve, az extrapoláció szempontjából is kielégítőnek mondható. Az adatsort az OMSZ munkatársai adták át számomra, ami naponta négy 00h, 06h, 12h és 18h UTC időpontokra vonatkozó analízist tartalmazott.

A műholdirányú troposzférikus késleltetés becslése a numerikus időjárás modell adatsorának felhasználásával, a 4.2 alfejezetben bemutatott eljárással, numerikus integrálással történt. Mivel az ECMWF modell legfelsőbb szintje felett található semleges atmoszféra még jelentősen befolyásolja a jelterjedést (Rózsa, 2014a), ezért a modelladatokat kiterjesztettem 86 kilométer magassáig a Nemzetközi Szabványos Atmoszféra (International Standard Atmosphere – ISA) adataival. A numerikus integrálás előtt a magasságokat és a hozzájuk tartozó meteorológiai paramétereket Rocken és mtsai. (2001) által ismertetett módszerrel, azaz a magasságokat és a hőmérsékletet lineáris interpolációval, míg a légnyomást és a vízgőz parciális nyomását exponenciális függvény illesztésével felül mintavételeztem. Ily módon előállt minden egyes idő-, és rácspontra egy-egy zenitirányú nedves és hidrosztatikus késleltetés, amit a továbbiakban valódi, hibamentes referenciaértékként kezeltem.

Meg kell azonban jegyezni, hogy bár a EMCWF modell homogén időközökre és egy teljesen homogén globális rács pontjaira és nyomásszintekre adja meg a geopotenciál, a relatív páratartalom és a hőmérséklet értékeket, a modellparaméterek pontossága globálisan nem tekinthető homogénnek a modell adattartalmának inhomogenitásai miatt. Simmons és Hollingsworth (2002) kimutatta, hogy annak ellenére, hogy a numerikus modellek pontosságának különbségei jelentősen csökkentek a Föld északi és déli félteke között, még mindig megfigyelhető a különbség utóbbi hátrányára. A maradék hibák modellezési eljárásának kifejlesztése során azonban ezt a különbséget elhanyagolhatónak tekintettem.

Az INTRO projektben vezető kutatóként az én feladatomból volt a troposzféra késleltetések maradék hibáinak becslésére szolgáló modellek levezetéséhez szükséges eljárások kifejlesztése, ezt mutatom be a következő alpontokban.

5.3.3.1 A maradék hibák modellezési eljárásának kifejlesztése

A maradék hibák modellezési eljárásának fejlesztése során kiinduló adatként a numerikus időjárás modellből származó zenitirányú hidrosztatikus és nedves késleltetés értékeit használtam fel. Ezek meghatározásához felhasználtam a GPT2/GPT2w és az ESA modellekhez tartozó globális domborzatmodellek adatait, hiszen az említett modellek ezekre a magasságokra adják meg a zenitirányú késleltetések földfelszíni értékét. Az azonos vonatkoztatási szint biztosította, hogy a referencia és a modellezett *ZHD* és *ZWD* értékek konzisztensek legyenek egymással.

A maradék hibákat leíró modell matematikai alakjának felírásához első lépésben megvizsgáltam a troposzféra okozta késleltetések maradék hibáinak idősorát. Az északi szélesség 41° - 50° -os tartományba eső ECMWF rácspontokra meghatározott hidrosztatikus

késleltetésre vonatkozó maradék ellentmondásokat az 5-13. ábrán mutatom be. Jól megfigyelhető az ábrán, hogy – várakozásainknak megfelelően – a troposzféra késleltetések maradék hibáinak tartománya szezonális változásokat mutat. A hidrosztatikus összetevő hibáinak a tartománya a téli időszakban a legszélesebb, míg nyáron szűkebb tartományban változik. A nedves összetevő maradék hibái pedig éppen ezzel ellentétes szezonális változásokat mutatnak (5-14. ábra). A téli szárazabb időszakban a maradék hibák kisebb tartományt, míg a nyári nedvesebb időszakban nagyobb tartományt fednek le. A troposzféra maradék ellentmondásait leíró kifejesztendő modellben ezt a szezonális változást mindenképpen célszerű figyelembe venni, hiszen ily módon a hidrosztatikus késleltetés esetében a nyári időszakban, míg a nedves késleltetés esetén a téli időszakban szűkebb konfidencia intervallumot határozhatunk meg, ami magasabb rendelkezésre álláshoz vezet.

Annak érdekében, hogy ezt a szezonális változást figyelembe tudjam venni, és az extrémérték elemzés is elvégezhető legyen, először a maradék hibákat normalizáltam. Ehhez az egyes napokhoz tartozó maradék hibák szórásának szezonális változását jól leíró függvényt kellett levezetnem. Első lépésben minden egyes napra meghatároztam az egyes 10°-os szélességi sávokban kiszámított maradék hibák szórását, majd ezekre maximum likelihood (ML) becsléssel illesztettem az éves és féléves periódusú szezonális változásokat is tartalmazó modellt:

$$\sigma(DOY) = A_0 + A_1 \cos\left(\frac{DOY-DOY_0}{365.25} 2\pi\right) + A_2 \cos\left(\frac{DOY-DOY_0}{365.25} 4\pi\right) \quad (5-36)$$

ahol az ML becsléssel meghatározott ismeretlen paraméterek a következők:

- A_0 a maradék hibák napi szórásértékeinek átlaga a teljes idősorra vonatkozóan,
- DOY_0 a napi maradék hibák éves szélsőértékéhez tartozó nap (a fázis),
- A_1 a szezonális változás éves összetevőjének amplitúdója,
- A_2 a szezonális változás féléves összetevőjének amplitúdója.

A napi maradék ellentmondásokhoz tartozó szórás értékek és az illesztett modell függvény az ESA Galtropo modelljére az 5-15. és 5-16. ábrán látható. Az ábrákon jól megfigyelhető, hogy a nedves késleltetések szórásának maximuma mintegy kétszerese a hidrosztatikus összetevőjének.

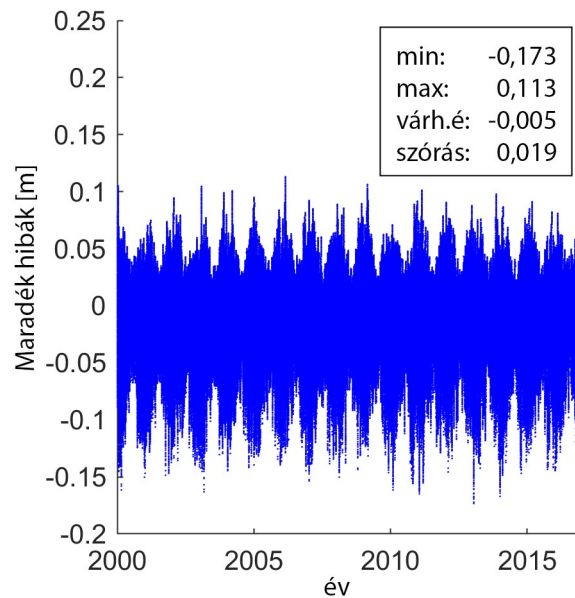
Miután a szórások szezonális változásainak leírására szolgáló összefüggéseket levezettem, a napi maradék hibákat zérus várható érték feltételezésével normalizáltam az alábbi összefüggéssel:

$$\delta_n = \frac{\delta}{\sigma(DOY)}, \quad (5-37)$$

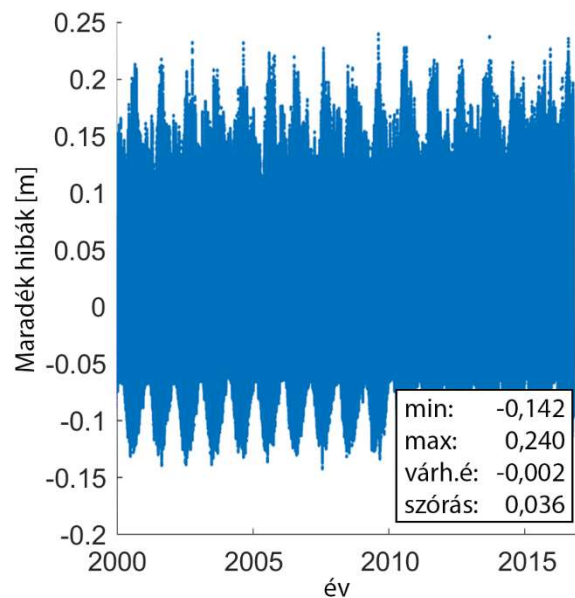
ahol δ az egyes vizsgált troposzféra modellekre meghatározott maradék hibák értéke, azaz

$$\delta_{ZHD} = ZHD_{ECMWF} - ZHD_{tropo\ modell}, \quad \text{és} \quad (5-38)$$

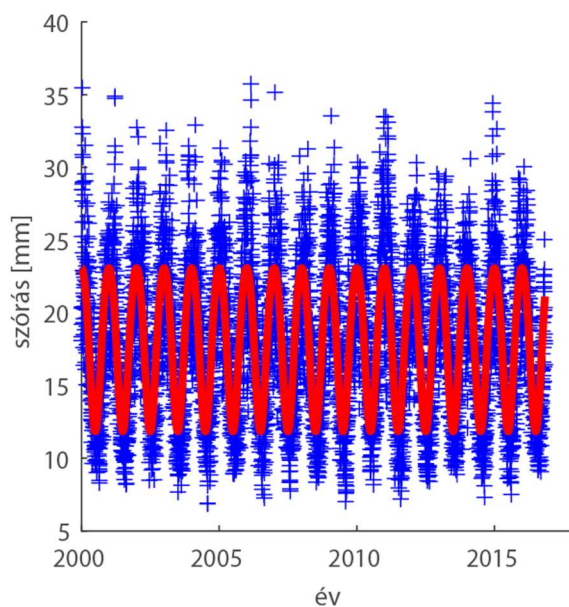
$$\delta_{ZWD} = ZWD_{ECMWF} - ZWD_{tropo\ modell}. \quad (5-39)$$



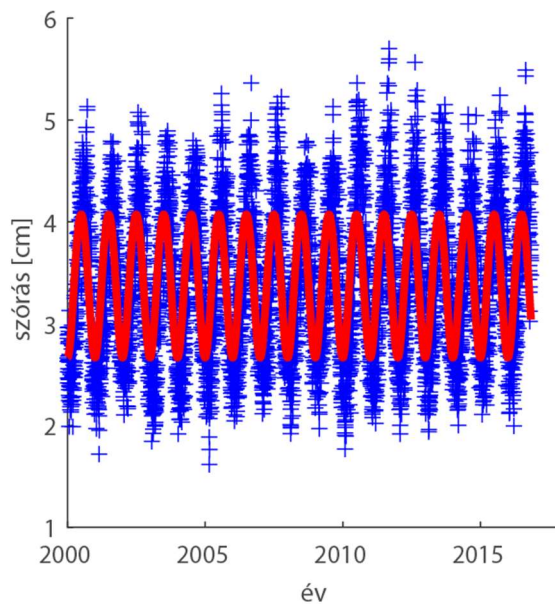
5-13. ábra. Az ESA Galtropo troposzféra modell maradék ellentmondásainak időszora az északi szélesség 41° - 50° -os sávba eső rácspontokra a hidrosztatikus összetevőre.



5-14. ábra. Az ESA Galtropo troposzféra modell maradék ellentmondásainak időszora az északi szélesség 41° - 50° -os sávba eső rácspontokban a nedves összetevőre.



5-15. ábra A maradék hibák napi szórásértékei (kék) és a szezonális változásokat tartalmazó szórásmodell (piros) az ESA Galtropo troposzférikus késeleltések hidrosztatikus összetevőjére az északi szélesség 41° - 50° közötti sávjában



5-16. ábra A maradék hibák napi szórásértékei (kék) és a szezonális változásokat tartalmazó szórásmodell (piros) az ESA Galtropo troposzférikus késeleltések nedves összetevőjére az északi szélesség 41° - 50° közötti sávjában

Meg kell azonban jegyezni, hogy a maradék hibák zérus várható értékének feltételezése nem állja meg a helyét, hiszen az 5-13. és 5-14. ábrákon is láthattuk, hogy a maradék hibák várható értéke – kis mértékben ugyan – eltér zérustól. Ugyanakkor fontosnak tartottam, hogy a újonnan fejlesztett maradék hiba modell illeszkedjen az RTCA által definiált algoritmushoz, amellyel a védelmi szinteket számítják. Mivel ez a modell zérus várható értékű hibákat feltételez, ezért a szabályos jellegű eltéréseket a szórás megnövelésével kell a későbbiekben figyelembe vennünk. Vagyis a maradék hiba modellel meghatározott szórásnak akkorának kell lennie, hogy az a troposzféra modell maradék hibáinak mind a szabályos, mind a véletlen jellegű összetevőjének hatását tartalmazza, ezáltal az általa meghatározott konfidenciaintervallum kellően nagy legyen ahhoz, hogy a teljes maradék hiba – a korábban megadott valószínűségi szint mellett – benne maradjon a konfidenciaintervallumban.

A legnagyobb maradék hibához tartozó szórás (tulajdonképpen középhiba) értékek meghatározásához a δ_n normalizált értékeket használtam fel kiindulásként. Ezt követően a Földet 10° -os szélességi sávokra osztva összesen 18 sávot definiáltam, majd az egyes sávokba eső rácsponthoz egy-egy évben tapasztalt maradék hibák szélsőértékeit meghatároztam külön a hidrosztatikus és a nedves összetevőkre minden vizsgált troposzféra modellre. A 17-17 minimum és maximum értékre külön-külön elvégeztem az extrémérték elemzést és meghatároztam a 25 éves gyakorisághoz tartozó legnagyobb abszolútértékű pozitív és negatív hibák értékét, majd ezek közül a nagyobb abszolút értékűt tekintettem mérvadónak ($\Delta_{n,max}$). Az (5-25) egyenlet alapján a troposzférikus késleltetések maradék hibáit felülbecslő normális eloszlású valószínűségi változó szórása:

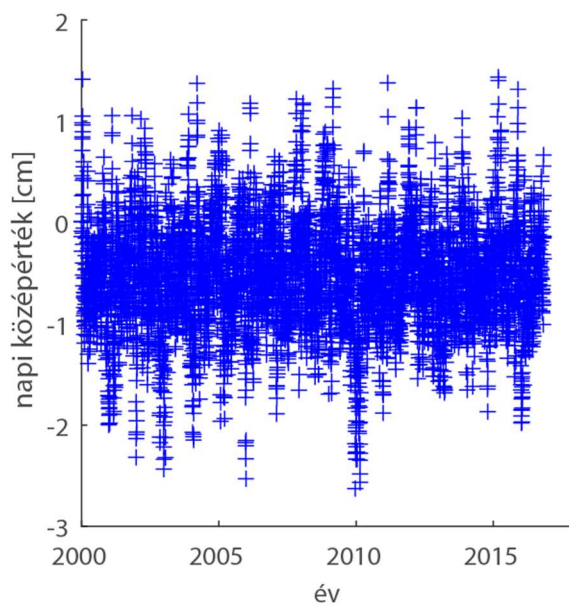
$$\sigma_{n,max} = \frac{\Delta_{n,max}}{K}. \quad (5-40)$$

A normalizált maradék hibák szórásából az egyes sávokban meghatározható egy tetszőleges napra a maradék hibákat felülbecslő normális eloszlású valószínűségi változó szórása:

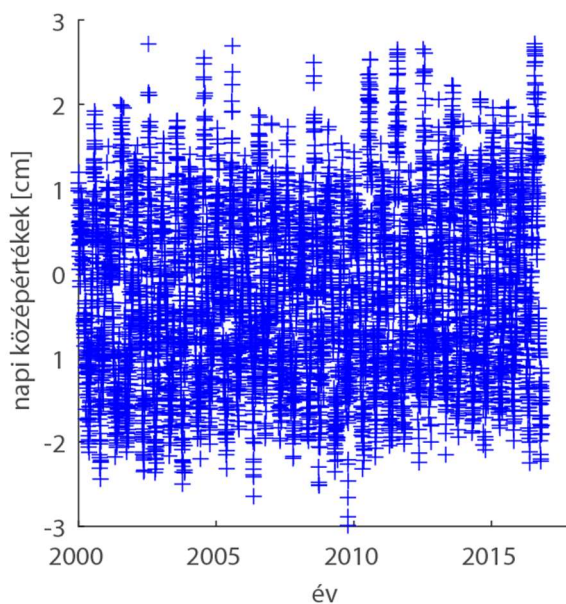
$$\sigma_{max,0}(DOY) = \sigma_{n,max} \cdot \sigma(DOY), \quad (5-41)$$

ahol $\sigma(DOY)$ az(5-36) egyenlettel meghatározott szezonális változásokat leíró függvény.

Figyelembe kell azonban vennünk, hogy a normalizálás zérus középpérték feltételezésével történt. Ezért az (5-41) egyenlettel számított szórás értéket még meg kell növelnünk a maradék hibák napi várható értékének hatásával. Ehhez első lépésben a maradék hibák napi középpértékét számítottam ki, majd ismét megvizsgáltam ennek idősorát. Az 5-17. és 5-18. ábrán láthatjuk, hogy a napi középpértékek nem mutatnak jelentős szezonális változást, ezért a napi középpértékek maximumát már közvetlenül egy második extrém érték elemzésnek vettem alá. Az éves maximum és minimum értékekre illesztettem ismét egy általánosított extrém érték eloszlást ML becsléssel minden egyes 10° -os sávra, majd ebből meghatároztam a 25 éves gyakorisághoz tartozó legnagyobb hiba mértékét a pozitív és negatív hibákra egyaránt. Ezek közül ismét a nagyobb abszolút értékűt véve kaptam meg a középpértékek Δ_0 várható legnagyobb hibáját az adott gyakoriság mellett.



5-17. ábra. A hidrosztatikus késleltetések maradék hibáinak napi középértéke az ESA Galtropo modellre az északi szélesség 41° - 50° sávban.



5-18. ábra. A nedves késleltetések maradék hibáinak napi középértéke az ESA Galtropo modellre az északi szélesség 41° - 50° sávban.

Ezt követően az (5-41) egyenlettel – zérus középérték feltételezése mellett – meghatározott $\sigma_{max,0}(DOY)$ értéket meg kell növelni a Δ_0 szórásra vetített értékével annak érdekében, hogy a levezetett modell megtartsa felülbecslő jellegét. Így tehát a maximális szórás a következőképpen alakul:

$$\sigma_{max}(DOY) = \frac{\Delta_0}{K} + \sigma_{max,0}(DOY). \quad (5-42)$$

Az (5-42) egyenletet kibontva:

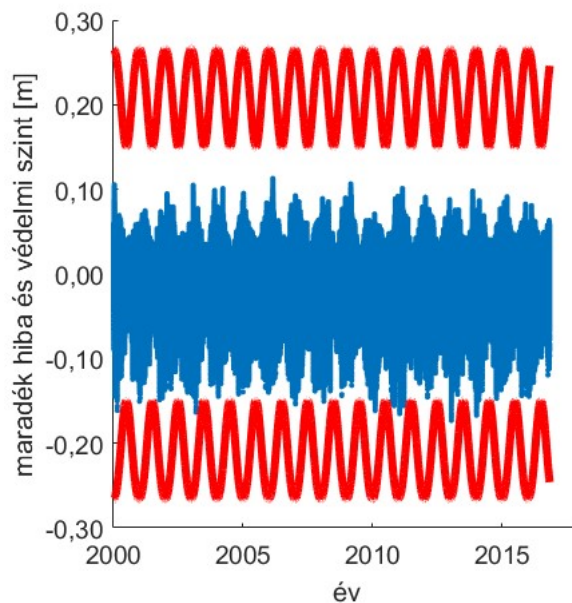
$$\begin{aligned} \sigma_{max}(DOY) = & \frac{\Delta_0}{K} + \\ & + \left(A_0 + A_1 \cos\left(\frac{DOY-D_0}{365.25} 2\pi\right) + A_2 \cos\left(\frac{DOY-DOY_0}{365.25} 4\pi\right) \right) \sigma_{n,max}. \end{aligned} \quad (5-43)$$

Az ESA Galtropo modell hidrosztatikus és nedves troposzférikus késleltetésekének maradék hibáira ily módon levezetett modellel számított konfidencia-intervallumokat (troposzféramodellre vonatkozó védelmi szinteket) mutatom be az 5-19. és 5-20. ábrán a zenitirányú hidrosztatikus és nedves késleltetésre egyaránt az északi szélesség 41° - 50° sávra. Az ábrákon jól látható, hogy az (5-43) egyenlettel továbbra is konzervatív becslést adhatunk az ESA Galtropo troposzférai modell maradék hibáira, hiszen a tényleges hibák egyszer sem lépik túl a modell által meghatározott konfidenciaintervallum határait. Ugyanakkor az is jól látható, hogy a bemutatott eljárás megfelelően visszaadja a hibák nagyságának szezonális változásait. A hidrosztatikus késleltetések esetén mintegy 40%-os, míg a nedves késleltetések esetén több mint 30%-os relatív értelmű szezonális változást mutat a védelmi szintek amplitúdója. Ily módon a kialakított modell az eredeti RTCA modellhez képest sokkal realisztikusabb becslést ad a troposzférikus késleltetések maradék hibáira, ami lehetővé teszi a védelmi szintek által meghatározott konfidencia-hengerek optimálisabb meghatározását ezáltal javítva a műholdas helymeghatározás rendelkezésre állását az életbiztonságra kritikus alkalmazások körében.

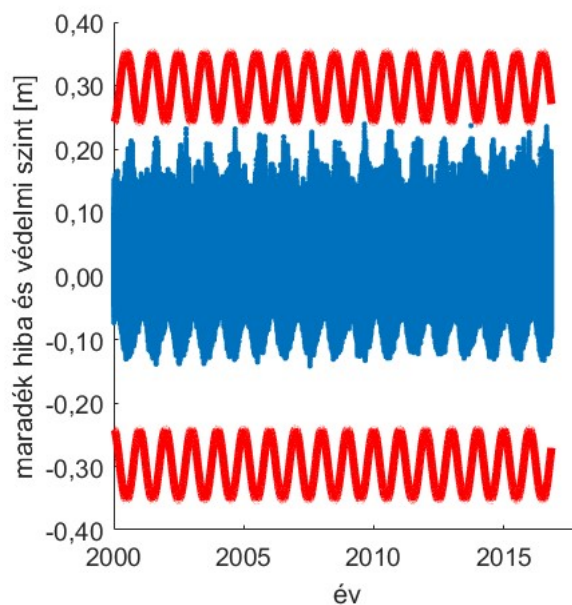
Az alponthoz bemutatott eljárás felhasználásával az ESA INTRO projekt keretében munkatársaimmal több troposzférai modellt vizsgáltunk meg, és mindegyikre meghatároztuk a védelmi szintek számításához szükséges modellparamétereket. A következő pontokban ezeket a modelleket és az elért eredményeket mutatom be.

5.3.4 A levezetett maradék troposzférikus késleltetés modellek

Bár a maradék hibák modellezését akár minden ECMWF rácspontra külön-külön is elvégezhettük volna, figyelemmel kell lennünk arra az igényre is, hogy a kialakított modellek kellően egyszerűek legyenek ahhoz, hogy bármilyen GNSS vevőben fel tudjuk használni azokat. Az (5-43) egyenletből láthatjuk, hogy a maradék hibákat felülbecslő zérus várható értékű normális eloszlású valószínűségi változó szórásának meghatározásához összesen 6 paraméter meghatározására van szükség ($\Delta_0, A_0, A_1, A_2, DOY_0, \sigma_{n,max}$), ami az $1^\circ \times 1^\circ$ -os rácsot feltételezve 388.800 paraméter meghatározását és egyúttal a vevők belső szoftverében tárolását is jelentené. Annak érdekében, hogy a modellt egyszerűsítsem, a maradék hiba modellek számításait 10° -os szélességi sávokként hajtottam végre. Ily módon



5-19. ábra. Az ESA GALTROPO modell zenitirányú hidrosztatikus késleltetéseinek maradék hibái (kék) és a kifejlesztett modellel számított konfidenciaintervallumok (piros)



5-20. ábra. Az ESA GALTROPO modell zenitirányú nedves késleltetéseinek maradék hibái (kék) és a kifejlesztett modellel számított konfidenciaintervallumok (piros)

összesen 18 szélességi sávra, összesen 108 paramétert kell tárolni a vevők memóriájában, ami könnyen kivitelezhető. Ugyanakkor az RTCA MOPS-ban bemutatott eljárás egyik előnye pontosan annak egyszerűségében rejlik, hiszen mindössze egyetlen konstans érték eltárolására van szükség ahhoz, hogy a zenit irányú maximális maradék troposzférikus késleltetést meghatározhassuk a Föld bármely pontján.

Annak érdekében, hogy a számítás egyszerűségének megőrzése mellett egy kevésbé konzervatív, de a biztonságot nem kompromittáló modellt adhassak meg a maradék hibák becsléséhez, összesen három különböző modellszintet alakítottam ki. A modelleket gyűjtőnéven Fejlett Maradék Troposzféra Hiba modelleknek, angolul Advanced Residual Tropospheric Error modellnek (ARTE) neveztem el:

- ARTE Szezonális Sávos Modell (ARTE Band Seasonal Model – ARTE-BSM): ezen a szinten a modell az összes olyan paramétert szolgáltatja, mellyel figyelembe vehető a szezonális változás az adott 10° -os szélességi sávon belül, így tehát nem csak az éghajlati, hanem a maradék hibák szezonális változása is modellezett.
- ARTE Konstans Sávos Modell (ARTE Band Constant Model – ARTE-BCM): ez a modell szint egyetlen értéket határoz meg a maximális maradék hiba mértékére minden 10° -os szélességi sávban. A szezonális változást tehát elhanyagolja a modell, viszont az éghajlati változást figyelembe veszi. Csupán a hidrosztatikus és nedves összetevőkre meghatározott 18-18 konstans értéket kell tárolni a GNSS vevőben.
- ARTE Globális Konstans Modell (ARTE Global Constant Model – ARTE-GCM): ez a modell egyetlen globális konstans értéket határoz meg a Föld teljes területére. Habár a legegyszerűbb, a maradék hibák mind szezonális, mind az éghajlati függését elhanyagolja.

Az ARTE model családot meghatároztam a jelenleg alkalmazott RTCA troposzféra modellre, az európai Galileo műholdas navigációs rendszerben alkalmazott ESA Galtropo modellre és a TROPSY projekt keretében levezetett GPT2w modellre is. Az eredményeket a következő pontokban mutatom be.

5.3.5 ARTE Szezonális Sávos Modell

Az ARTE-BSM modell az (5-43) egyenletben szereplő összes paramétert ($\Delta_0, A_0, A_1, A_2, DOY_0, \sigma_{n,max}$) szolgáltatja az egyes 10° -os szélességi sávokra. A különböző sávok hidrosztatikus és nedves késleltetésekhez tartozó, a vizsgált troposzférikus késleltetés modellekre vonatkozó együtthatóit az 1. sz. mellékletben adom meg a 7-1.-7-6. táblázatokban. Megjegyzem, hogy az RTCA MOPS alapján végzett védelmi szintek meghatározása során nem kezelik külön a hidrosztatikus és nedves összetevőt. Az általam megadott eljárás azonban külön-külön maradék hiba modellt ad meg mindkét összetevőre, így a műhold-vevő távolságok hibáinak meghatározása során akár eltérő hidrosztatikus és nedves leképezési függvényeket is használhatunk az (5-27) egyenletben. Az ESA Galtropo modellre levezetett ARTE-BSM modellel meghatározott hidrosztatikus és nedves σ_{max} értékeket az 5-21. és 5-22. ábrán mutatom be. Az ábrákon jól kivehető, hogy az egyes szélességi sávokban jelentős eltérés mutatkozik a szezonális változások amplitúdói között.

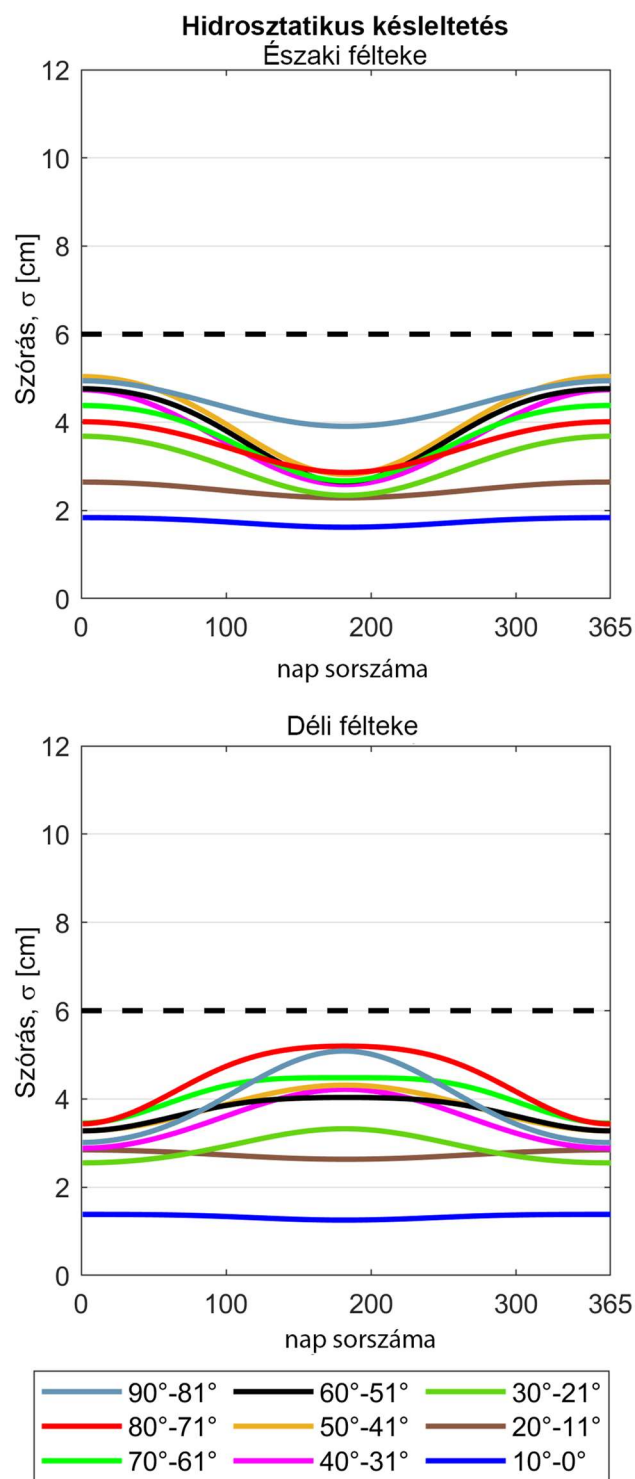
A hidrosztatikus összetevő esetében megállapítható, hogy a trópusi régióban a szezonális változások mértéke jóval alacsonyabb, mint a közepes földrajzi szélességeken. Mindkét említett jelenség a légnyomás éves változásának mértékével áll kapcsolatban. A trópusi égövben a légnyomás egyrésztől kevésbé változik az év folyamán, másrésztől a változás is tisztán kivehető éves és féléves periódusú szezonális változásokat mutat, amit mind az ESA, mind pedig a GPT2w modell jól visszaad. Az 5-23. ábrán ábrázoltam a NOAA Felszíni légnyomás adatbázisából származó órás felbontású légnyomás értékeket Hong

Kong-ra és Budapestre. Az ábrán jól látható, hogy Hong Kong esetében mintegy 10 mbar-ral kisebb a légnyomásértékek változásának tartománya, és a tényleges légnyomásértékek az éves periódusú szezonális változástól csak egy megközelítőleg 10 mbar széles sávban térnek el. Ezzel szemben Budapesten a szezonális változás sem ennyire egyértelmű és a légnyomásértékek tartománya is jelentősen nagyobb.

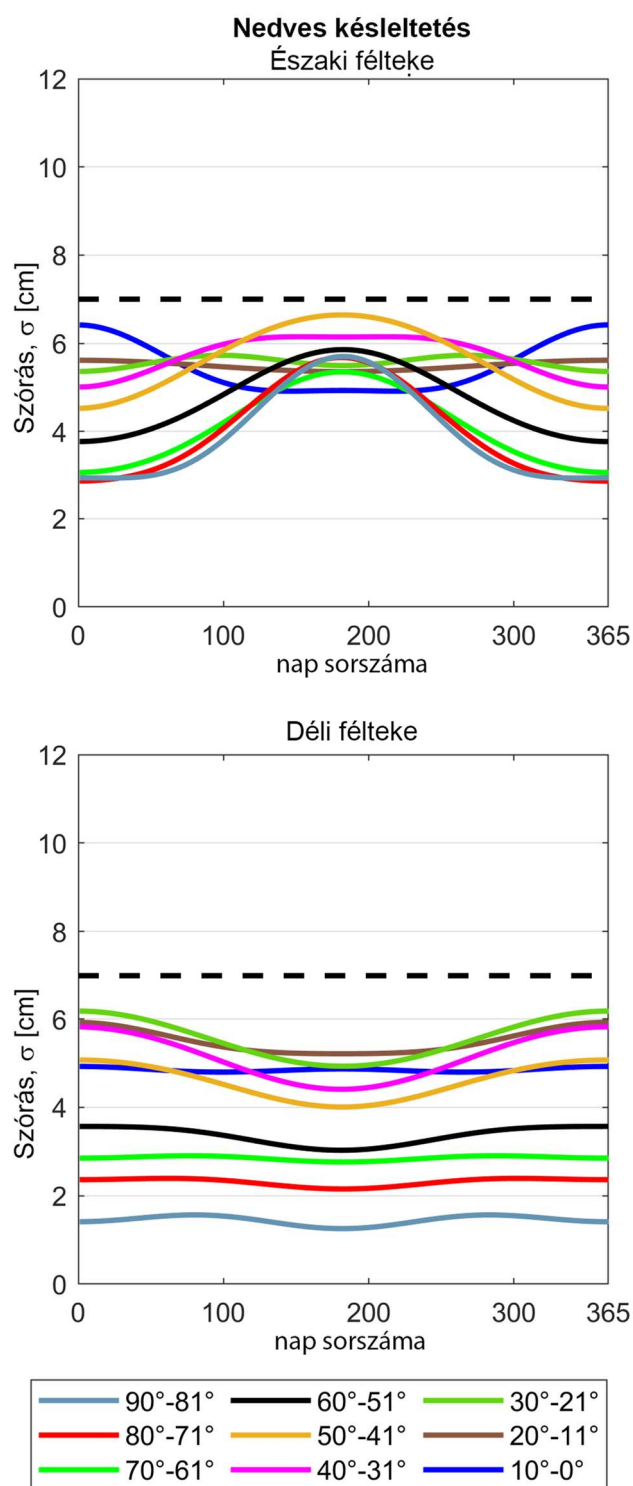
A nedves késleltetések esetében hasonló eltérések figyelhetők meg a szélességi sávok között, ebben az esetben is a nagyobb szezonális amplitúdók a közepes és magasabb szélességeken fordulnak elő, míg a trópusi égövben kisebbek a szezonális változások. Ugyanakkor fontos megjegyezni, hogy a maradék hibák nagysága ennek ellenére az év döntő részében magasabb a trópusi égövben, ami a légköri vízpára mennyiségével hozható összefüggésbe. Meg kell azonban jegyezni, hogy az eredmények a déli féltekére az északi féltekénél kisebb szezonális amplitúdókat jeleztek. Ennek pontos oka egyelőre nem ismert. Egyrészt okozhatja a numerikus időjárási modellek alacsonyabb pontossága a déli féltekén (Simmons & Hollingsworth, 2002) és az is, hogy a szezonális hatásokkal kevésbé modellezhető időjárási változások leginkább a kontinentális éghajlathoz köthetők, a kontinensek felületének nagyobb része pedig az északi féltekén helyezkedik el.

Az eredményekből azt is láthatjuk, hogy a hidrosztatikus és a nedves komponensek hasonló nagyságú maradék hibákkal jellemezhetők. Ez elsősorban meglepően hangzik, hiszen jól ismert tény, hogy a felszíni légnyomás ismeretében a hidrosztatikus késleltetés néhány mm-es középhibával meghatározható a troposzféra modellek segítségével. Azonban azt is láttuk, hogy az RTCA, GPT2w és az ESA modellek a szezonális változások éves, illetve féléves periódusait veszik csak figyelembe, ami nem mindenhol teszi lehetővé a légnyomás értékek kellően pontos becslését. Emiatt a nagyobb pontossági és megbízhatósági igények esetén a troposzféra modelleket a vak üzemmód mellett földi meteorológiai állomások környezetében helyi üzemmódban is használhatjuk, amivel mind a modell pontossága, mind pedig a megbízhatósága jelentősen javítható.

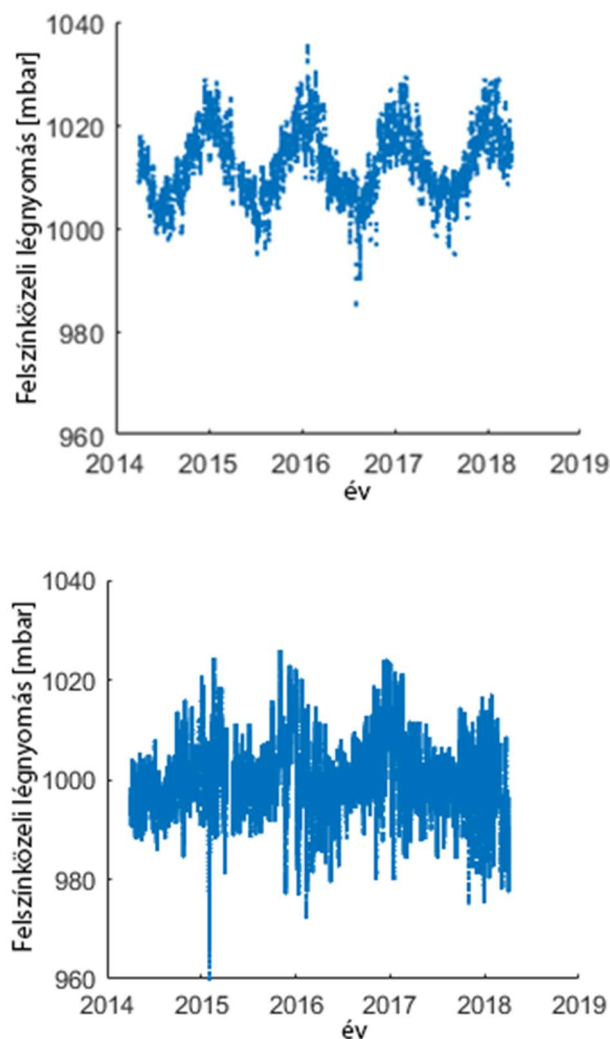
Az INTRO projekt keretében munkatársaimmal megvizsgáltuk ugyanezen modellek maradék hibáit helyi üzemmódban is, amikor a troposzférikus késleltetéseket a numerikus modellekből származó felszínközeli meteorológiai paraméterekkel határoztuk meg, nem pedig a vak modellben alkalmazott empirikus modellel. Az ily módon előállított hidrosztatikus és nedves késleltetéseket felhasználva a korábbiakban bemutatott eljárással analóg módon levezethető az egyes troposzféra késleltetés modellek maradék hibáinak becslésére szolgáló modell helyi üzemmódban is. Az 5-24. ábrán a hidrosztatikus késleltetésekre vonatkozó szórásértékek éves változását mutatom be. Jól látható, hogy a helyi üzemmódban a maradék hibák egy nagyságrenddel és ezzel együtt a szezonális változásaik is jelentősen csökkentek.



5-21. ábra Az ESA Galtropo troposzféra modellhez tartozó ARTE-BSM modell alapján a hidrosztatikus késleltetésekre számított maximális szórásértékek időbeli változása a földrajzi szélesség függvényében



5-22. ábra Az ESA Galtropo troposzféra modellhez tartozó ARTE-BSM modell alapján számított nedves késleltetésekre vonatkozó maximális szórásértékek időbeli változása a földrajzi szélesség függvényében



5-23. ábra Földfelszíni légnyomás változása Hong Kongban (fent) és Budapesten (lent)

5.3.6 ARTE Konstans Sávos Modell

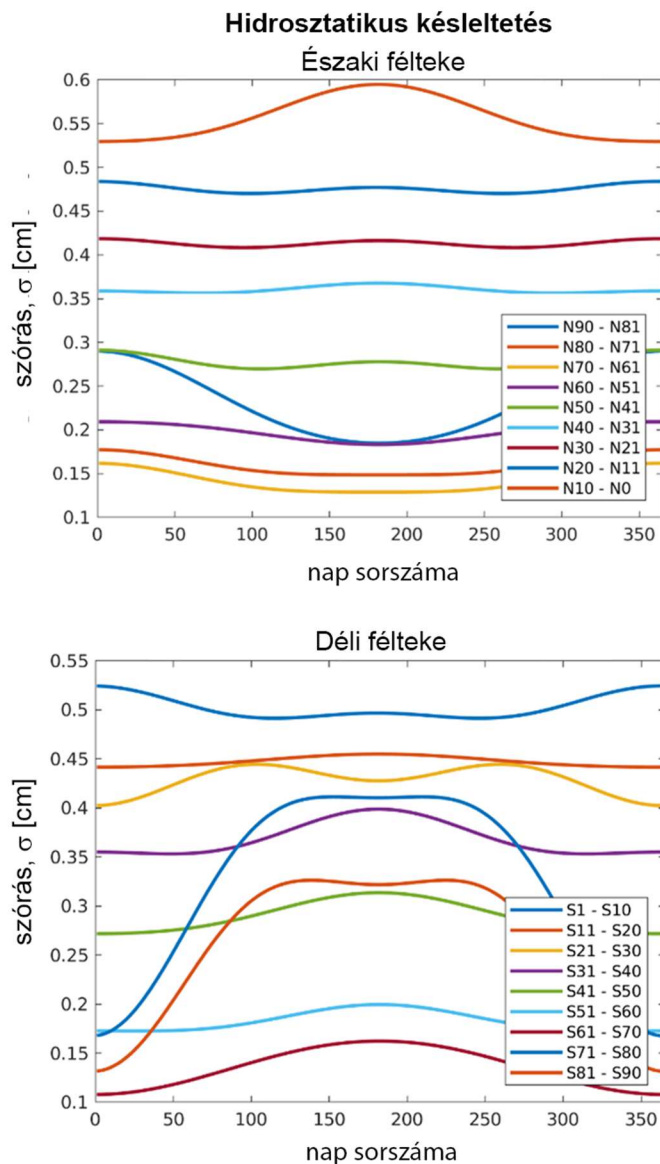
Az ARTE-BSM modell ugyan figyelembe veszi a szezonális és az éghajlati változást, bizonyos esetekben a modell számítási komplexitása problémát okozhat. Ennek elkerülésére egy egyszerűbb modellt is meghatároztunk (Rózsa és mtsai., 2020).

Az ARTE-BCM a szezonális sávos modellből került levezetésre, az egyes sávokra vonatkozó, az (5-43) egyenlet szerint kiszámított maradék késleltetések éves maximumának meghatározásával. Az i -edik sávra vonatkozóan:

$$\sigma_{max,i} = \max(\sigma_{max}(DOY, i)) \quad (5-44)$$

ahol a $\sigma_{max,i}$ értékeket cm-re felfelé kerekített értékeit az 5-5. táblázatban adtam meg mindhárom vizsgált troposzféra modellre. Így tehát összesen 18–18 paraméter eltárolására van szükség mind a hidrosztatikus, mind a nedves késleltetés esetében. Az egyes sávokra

meghatározott $\sigma_{max,i}$ értékeket az 5-25. ábrán mutatom be. Jól látható, hogy az ESA Galtropo és a GPT2w modellek nagyon hasonló maradék hibákkal jellemezhetőek, ezzel szemben az RTCA modell – főként a déli féltekén erősen felülbecsüli a troposzféra maradék hibák mértékét. Az eredmények alapján úgy tűnhet, hogy az ESA és GPT2w modellek által adott hibabecslések az északi féltekén gyakorlatilag a földrajzi szélességtől függetlenek. Nem szabad azonban elfelejtenünk, hogy az ARTE-BCM modell a szezonális hatásokat nem tartalmazza. Az ARTE-BSM modellből láthattuk, hogy a szezonális hatások miatt a maradék hibák helyenként akár 50%-kal is visszaeshetnek a BCM modellhez képest.



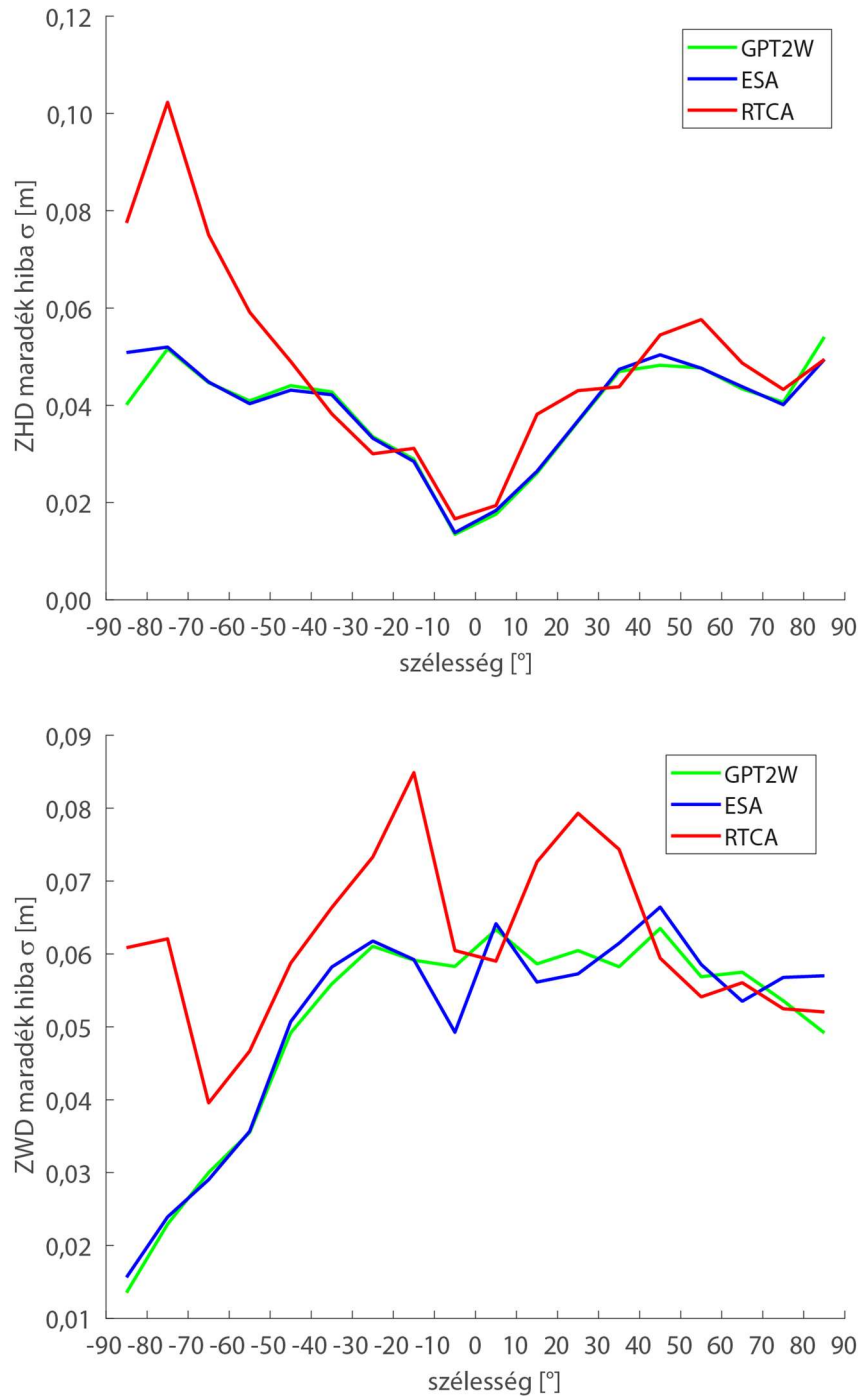
5-24. ábra A helyi üzemmódban használt ESA Galtropo troposzféra modellhez tartozó ARTE-BSM modell alapján számított maximális hidrosztatikus késleltetésekre vonatkozó szórásértékek időbeli változása a földrajzi szélesség függvényében

Sáv	Északi félteke		Déli félteke	
	Hidrosztatikus σ_{\max} [m]	Nedves σ_{\max} [m]	Hidrosztatikus σ_{\max} [m]	Nedves σ_{\max} [m]
90 – 81	5	6	8	7
80 – 71	5	6	11	7
70 – 61	5	6	8	4
60 – 51	6	6	6	5
50 – 41	6	6	5	6
40 – 31	5	8	4	7
30 – 21	5	8	4	8
20 – 11	4	8	4	9
10 – 0	2	6	2	7

Sáv	Északi félteke		Déli félteke	
	Hidrosztatikus σ_{\max} [m]	Nedves σ_{\max} [m]	Hidrosztatikus σ_{\max} [m]	Nedves σ_{\max} [m]
90 – 81	5	6	6	2
80 – 71	5	6	6	3
70 – 61	5	6	5	3
60 – 51	5	6	5	4
50 – 41	6	7	5	6
40 – 31	5	7	5	6
30 – 21	4	6	4	7
20 – 11	3	6	3	6
10 – 0	2	7	2	5

Sáv	Északi félteke		Déli félteke	
	Hidrosztatikus σ_{\max} [cm]	Nedves σ_{\max} [cm]	Hidrosztatikus σ_{\max} [cm]	Nedves σ_{\max} [cm]
90 – 81	6	5	7	2
80 – 71	5	6	6	3
70 – 61	5	6	5	4
60 – 51	5	6	5	4
50 – 41	5	7	5	5
40 – 31	5	6	5	6
30 – 21	4	7	4	7
20 – 11	3	6	3	6
10 – 0	2	7	2	6

5-5. táblázat Az ARTE-BCM modell paraméterei az RTCA (fent), ESA Galtropo (középen) és a GPT2w (lent) troposzféra modellekre



5-25. ábra Az ARTE-BCM modell σ_{max} értékei a földrajzi szélesség függvényében.

5.3.7 Az ARTE Globális Konstans Modell (GCM)

Az ARTE-GCM az ARTE-BCM felhasználásával került levezetésre. Mind a hidrosztatikus, mind a nedves maradék késleltetés esetében a korábban bemutatott sávos modell (5-5. táblázat) legnagyobb értékeit vettük figyelembe. Ez az RTCA, ESA és GPT2w modellek esetén a hidrosztatikus komponensre 11, 6 és 7 cm, míg a nedves komponensre 9, 7 és 7 cm. Meg kell azonban jegyezni, hogy a hidrosztatikus és nedves késleltetések ellentétes

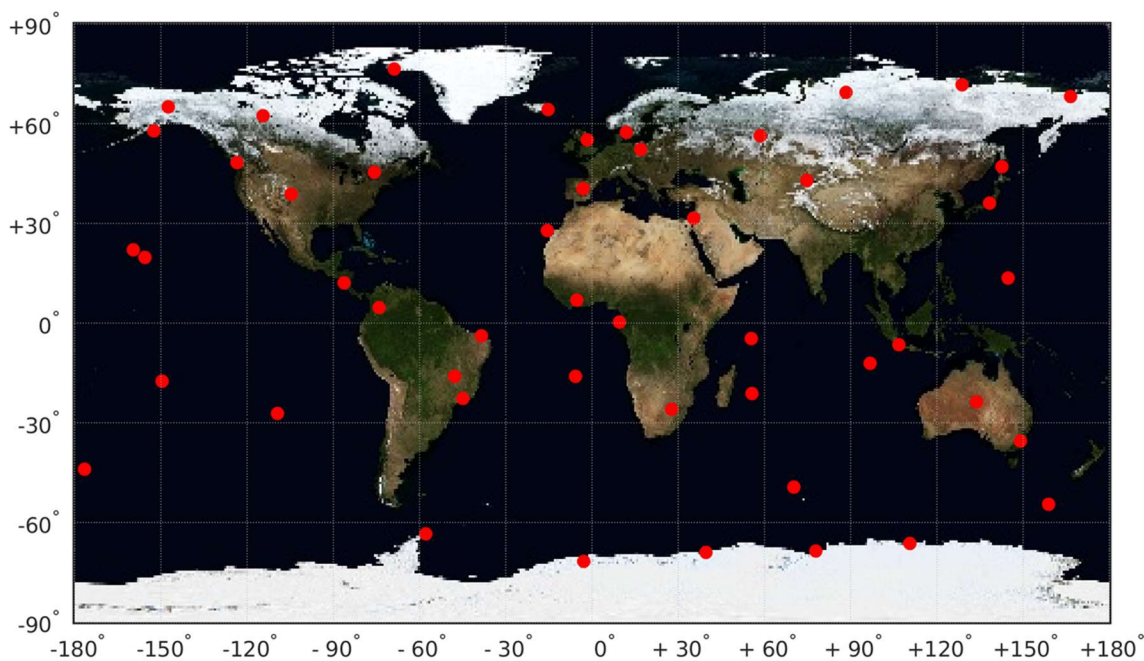
fázisú szezonális változásai miatt ha ezek maradék hibáit összegezzük és az így kapott a teljes késleltetésre vonatkozó hibaérték éves maximumát számítjuk ki, akkor az RTCA, ESA és GPT2w modellre rendre 11, 7 és 7 cm-t kapunk. Az RTCA modellre meghatározott érték jó egyezést mutat az RTCA MOPS ajánlásban szereplő értékkel ($\sigma = \pm 0,12$ m).

A következőkben rátérek a levezetett modellek ellenőrzésére.

5.3.8 A modellek validációja IGS referencia adatok felhasználásával

Annak érdekében, hogy a modellek felülbecslő tulajdonságát ellenőrizni tudjuk, a Nemzetközi GNSS Szolgálat (International GNSS Service – IGS) által szolgáltatott troposzférikus késleltetés értékekre épülő validációt végeztünk el munkatársaimmal (Rózsa és mtsai., 2020). Ezek alapján ítélni tudjuk meg, hogy a bemutatott modellfejlesztési eljárás valóban kellően konzervatív becsléseket eredményez-e. Azért esett az IGS adatok felhasználására a választásunk, mivel a GNSS mérésekből levezetett troposzférikus késleltetések függetlenek a bemenő adatként felhasznált numerikus légköri modellektől. Az egyes IGS állomásokon mért késleltetés értékek szabadon hozzáférhetők az IGS globális adatközpontján keresztül. Mivel egyes állomásokon jelentős hézagok találhatók az adatsorokban, így a validáció elvégzése előtt a rendelkezésre álló mintegy 300 állomásból 49 olyan állomást választottunk ki, amelyeknél a legzavartalanabb az adatok folytonossága, valamint megfelelően elosztva találhatóak a Föld felszínén (5-26. ábra). 2000. január 1. és 2017. október 31. közötti időszakban napi egy (12:00 UTC) késleltetés értéket használtunk fel a validációra. Mivel a 81° – 90° szélességi sávban sem az északi, sem a déli féltekén nem található állomás, így ezen sávokra vonatkozó modellek validációját nem tudtuk elvégezni.

A teljes nem modellezett, ún. maradék troposzférikus késleltetés értékeket a vizsgált troposzféra modellek által becsült értékek IGS referencia értékekből történő kivonásával

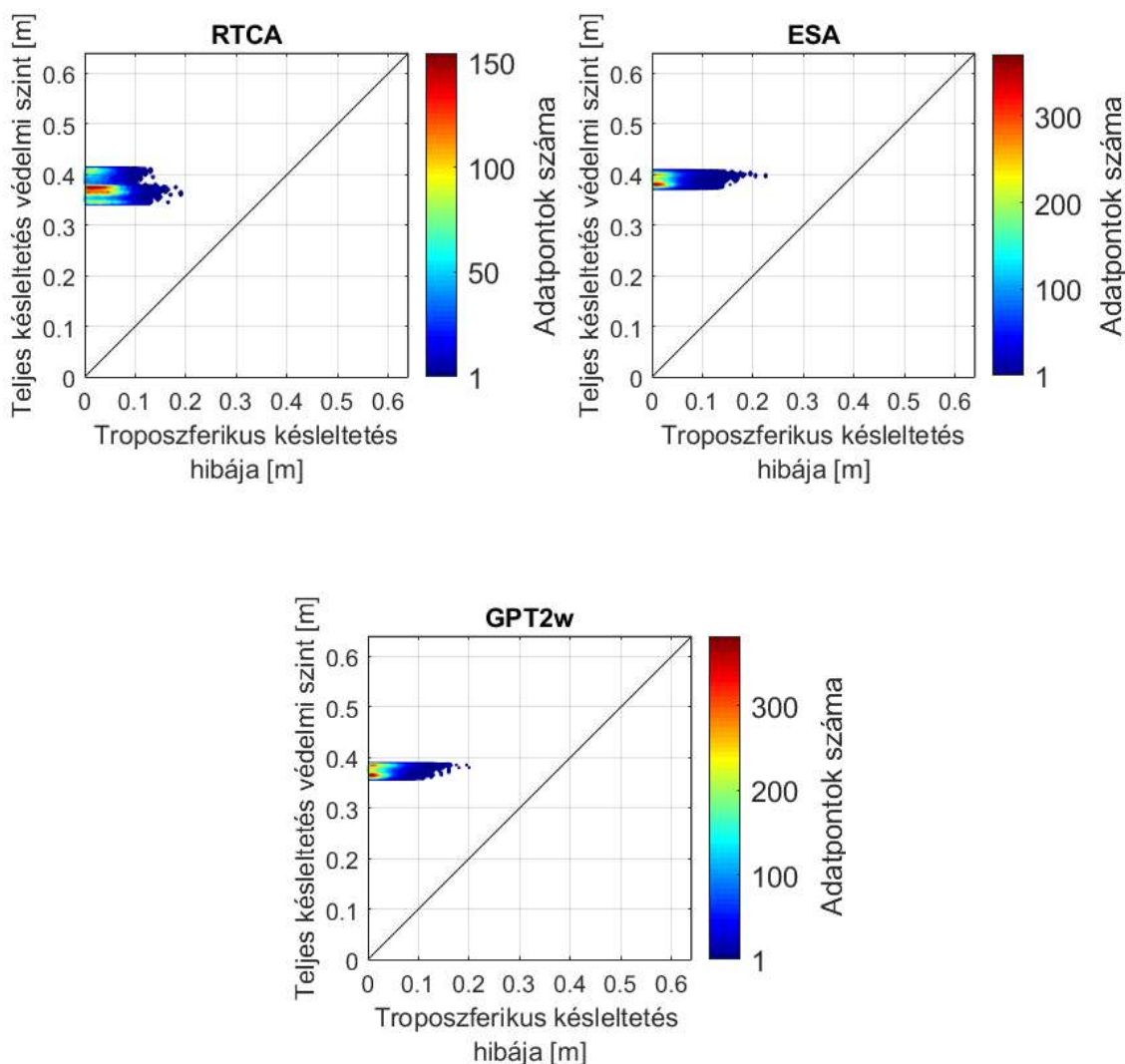


5-26. ábra. Az ARTE modellek ellenőrzéséhez kiválasztott IGS állomások földrajzi elhelyezkedése

határoztuk meg. Ezeket a maradék hibákat aztán összehasonlítottuk az ARTE modellekből kiszámított troposzférikus késleltetésekre vonatkoztatott védelmi szintekkel.

A validáció eredményének szemléltetésére módosított Stanford ábrákat használtam fel. Ezek a troposzférára megállapított védelmi szintek és a tényleges troposzférikus késleltetés hibák pontpárjait ábrázolják az egyes szélességi sávokban a vizsgált időszakban. A maradékhiba modellek akkor teljesítenek jól, ha a valódi hiba mindig a védelmi szinttel meghatározott konfidenciaintervallumon belül marad, vagyis az adatpontoknak az egység meredekségű egyenes felett kell elhelyezkedniük. Ellenkező esetben a rendszer alul becsüli a hibát és a felhasználót nem figyelmezteti a hiba nagyságáról.

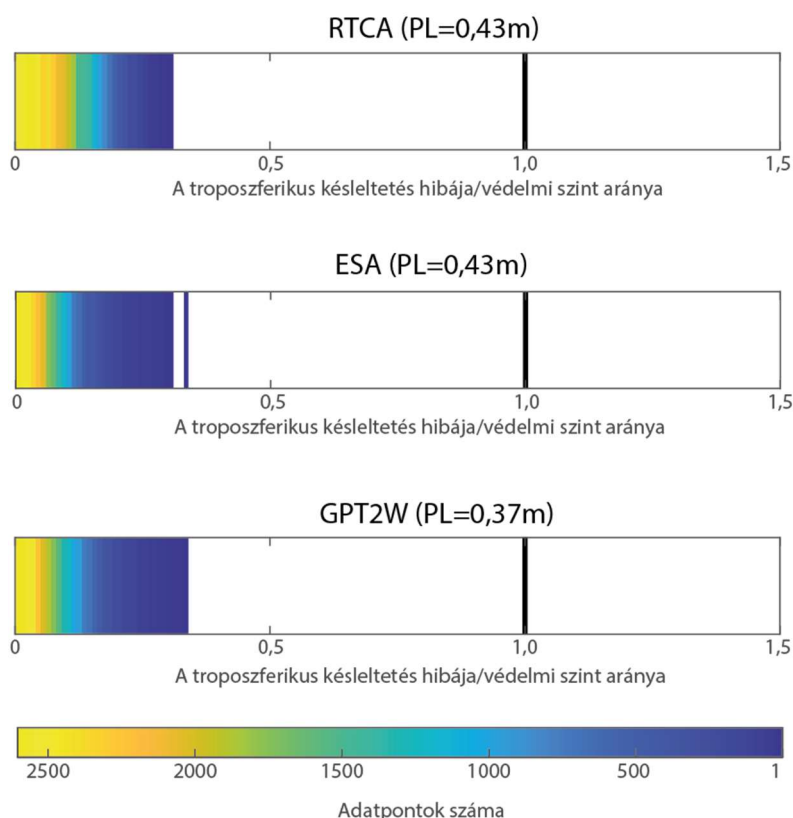
Az 5-27. ábrán a szezonális változásokat is tartalmazó ARTE-BSM modellel számított védelmi szinteket látjuk a vizsgált három troposzféramodell esetére. A skálák legnagyobb



5-27. ábra. A szezonális hatásokat is tartalmazó maradék hiba modell (ARTE-BSM) védelmi szintjei és a troposzférikus késleltetések hibáinak eloszlása az északi szélesség 41° - 50° közötti sávban (5 IGS állomásról származó 25575 minta alapján)

értéke az RTCA MOPS-ban található konstans 0,64 m-es védelmi szintnek felel meg. Az ábrán jól látható, hogy a szezonális és éghajlatfüggő maradék hiba modellezéssel még az eredeti RTCA MOPS troposzféramodell védelmi szintjei is jóval a 0,64 m-es érték alatt maradnak. A globális numerikus meteorológiai modellekből meghatározott ESA és GPT2w modellek esetén megfigyelhető, hogy a védelmi szintek sávja jóval keskenyebb, mint az RTCA modellé. Ez arra utal, hogy ezek a modellek jobban követik a semleges légkör késleltető hatását, mint az eredeti RTCA MOPS modell. Természetesen az ARTE-BSM modell ellenőrzését az összes szélességi sávra elvégeztük, minden szélességi sávra az 5-27. ábrán láthatóhoz hasonló eredményt kaptunk.

A fentiekhez hasonló módon ellenőriztük a sávos, szezonális változásokat nem tartalmazó (ARTE-BCM) és a globális konstans modell (ARTE-GCM) megfelelőségét is a troposzférikus maradékhibák becslése szempontjából. Az eredményeket az északi szélesség 41° - 50° -os sávjára az 5-28. ábrán mutatom be. Mivel ezek a modellek nem tartalmazzák a szezonális változásokat, az adott szélességi sávban egy-egy konstans védelmi szint értéket határozhatunk meg. A maradék hibák felül becslésének az ellenőrzésére kiszámítottuk a korábban ismertetett módon meghatározott zenitirányú troposzférikus késleltetés hibák és a védelmi szintek hányadosát, és ezek gyakoriságát ábrázoltuk a hibák függvényében centiméteres mintavételezési osztályokat alkalmazva. Jól látható, hogy mindhárom vizsgált troposzféra modellre az eljárás továbbra is kellően konzervatív becsléseket ad a

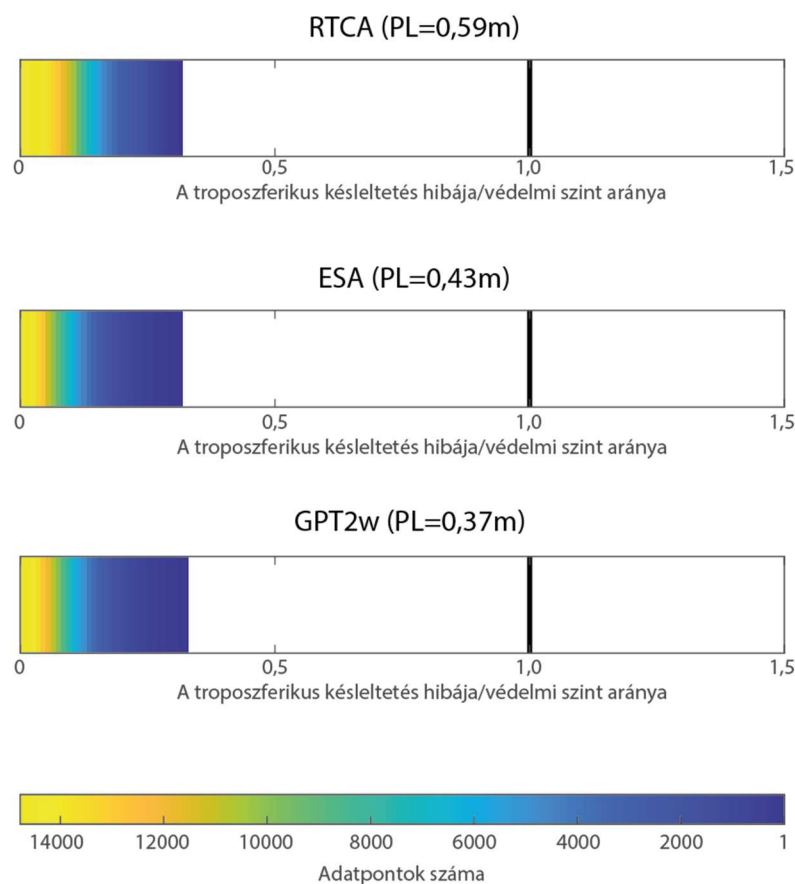


5-28. ábra A sávos, szezonális változásokat nem tartalmazó maradék hiba modellel számított védelmi szintek és a troposzférikus késleltetés hibák alakulása az északi szélesség 41° - 50° közötti sávban (5 IGS állomásról származó 25575 minta alapján)

troposzférikus késleltetések maradék hibának mértékére. Azt is megfigyelhetjük, hogy ebben a szélességi sávban a legújabb GPT2w troposzféra késleltetés modell jelentősen alacsonyabb védelmi szint mellett is tudja ezt biztosítani, ami egyrészt a GPT2w modellhez felhasznált meteorológiai adatoknak és magának a modellezési eljárásnak is köszönhető.

Végezetül a globális konstans modellre (ARTE-GCM) is meghatároztuk a tényleges troposzférikus késleltetés hibák és a védelmi szintek arányát, amit az 5-29. ábrán mutatok be. Mivel ez a modell az egész Földre egy-egy konstans értéket ad meg a zenitirányú troposzférikus késleltetések maradék hibáira, ezért ebben az összehasonlításban már mind a 49 IGS állomásról származó, összesen 211.944 ZTD adatot használtuk fel. Az ábrán jól látható, hogy az ARTE-GCM modell is kellően konzervatív becslést ad a ZTD értékek maradék hibáira. A vizsgált troposzféra modellekre vonatkozóan megállapítható, hogy az RTCA-MOPS modell egyrészt nagyobb maradék hibákkal jellemezhető, másrészt a leggyakoribb (10.000 mintaelemszám feletti) hibaértékek a védelmi szint 10-12%-át is elérhetik, míg az ESA és a GPT2w modellek esetében ez az arány ennek megközelítőleg a fele, ami alapján kijelenthető, hogy utóbbi modellek realisztikusabb késleltetés értékeket adnak és jobban figyelembe veszik az éghajlati hatásokat.

Összegezve az eredményeket kijelenthető, hogy az általam kifejlesztett, a troposzféra modellek maradék hibáinak becslésére szolgáló eljárás az IGS hálózat permanens állomásainak ZTD becslései alapján alkalmas a maradék hibák mértékadó értékének becslésére, ezáltal jól használható a műholdas helymeghatározás életbiztonságra kritikus alkalmazásai körében.



5-29. ábra A globális konstans értékkel leírható maradék hiba modellel (ARTE-GCM) számított védelmi szintek és a troposzférikus késleltetés hibák alakulása

6 Összegzés

Értekezésemben tudományos eredményeimet három fejezetben mutattam be, amelyek mindegyike egy-egy tézisnek felel meg. A következőkben az egyes fejezetekben részletesen tárgyalt vizsgálatokból származó új tudományos eredményeimet foglalom össze.

A 3. fejezetben a Felső Rajna-árok területén végzett geodéziai mozgásvizsgálatokkal kapcsolatos kutatásaimat mutattam be. Műholdas helymeghatározással megállapítottam, hogy a Felső Rajna-árok környezetében rendkívüli kicsiny, néhány tized mm/éves felszínmozgások alakulnak ki az Eurázsiai lemezhez képest (Amalvici és mtsai., 2006; Rózsa, Mayer, és mtsai., 2005). Mind a kampány jellegű mérések, mind pedig a permanens állomások idősor analízisével meghatározott eredmények azt mutatták, hogy a terület az Eurázsiai és az Afrikai lemez ütközéséből származó fő feszültségeknek megfelelően kontrakciós hatás alatt áll. A sebességmezők alapján az árok területén balos oldalelmozdulások figyelhetők meg a Vogézek és a Fekete-erdő között, míg a Rajna-Bresse Átmeneti Zónában jobbos oldalelmozdulásokra utaltak a permanens állomások koordináta-idősorai. Ezek az eredmények jó összhangot mutattak geológiai vizsgálatokkal is.

Műholdas helymeghatározással végrehajtott kampány jellegű geodinamikai hálózatok méréséhez egy olyan fáziscentrum külpontosság modellezési eljárást alakítottam ki, amely az antennacserék okozta látszólagos koordinátaváltozásokat minimalizálja. Ehhez az antennák egyedi kalibrációja szükséges, ily módon elhagyható az a megkötés, hogy az egyes pontokon mindig ugyanazon antennákkal kell a méréseket végeznünk (Rózsa, 2005).

Rámutattam arra is, hogy az NGS és az IGS antennamodellek nem minden esetben konzisztensek egymással, így mozgásvizsgálati hálózatokban mindig az azonos forrásból származó antennamodelleket kell használnunk. Kimutattam, hogy a kúp alakú Trimble időjárásvédő kupolák több cm-es magassági értelmű hibát okoznak a helymeghatározásban (Rózsa és mtsai., 2005).

Freiburg térségében négy felsőrendű szintezési vonal mért magasságkülönbségeinek elemzésével megállapítottam, hogy a Fő Határoló vetőn tized mm/éves vertikális elmozdulások tapasztalhatók. Ugyanakkor a Lehen-Schönberg vetőn a Fő Határoló vetőtől észak felé haladva a vertikális elmozdulások mértéke jelentősen nő, Eichstetten környezetében eléri a 0,71 mm/éves értéket. Ez az elmozdulásminta jó összhangot mutat a térség szeizmikus aktivitásával (Rózsa és mtsai., 2005).

A fentiek alapján a következő új tudományos eredményeket fogalmaztam meg:

1. Tézis

Megalkottam a Felső Rajna-árok GNSS mérések szélső pontosságú feldolgozására alapozott kinematikus modelljét, amelyet Freiburg térségében felsőrendű szintezésekből levezetett elmozdulásmezővel pontosítottam.

A tézishez kapcsolódó publikációk: Rózsa és mtsai. (2005a); Rózsa, és mtsai. (2005b), Amalvici és mtsai. (2006), Cloetingh és mtsai. (2006)

1.1. Altézis

Eljárást fejlesztettem ki az ismételten mért szintezési vonalakban meghatározott magasságkülönbségek és a mérési időszak alatt kialakuló felszínmozgások kapcsolatának meghatározására és a felszínmozgások mértékének becslésére.

A tézishez kapcsolódó publikáció: Rózsa és mtsai. (2005b)

1.2. Altézis

Eljárást dolgoztam ki a kampány jellegű mérésekkel meghatározott geodinamikai hálózatokban a GNSS antennák fáziscentrum központosságának és ingadozásának szabatos figyelembe vételére.

A tézishez kapcsolódó publikáció: Rózsa (2005); Rózsa és mtsai. (2005); Rózsa és mtsai. (2005)

A 4. fejezetben a műholdas helymeghatározó rendszerek meteorológiai célú alkalmazásait vizsgáltam. Hazai GNSS adatok alapján egy jól dokumentált zivatarátvonulás során tanulmányoztam a GNSS adatokból becsült integrált vízgőztartalom értékek térbeli és időbeli eloszlását. Tapasztalataim azt mutatták, hogy az ily módon meghatározott integrált vízgőztartalom értékek időbeli és térbeli változása jó összhangban van a zivatarfront áthaladásával (Rózsa, 2012; Rózsa és mtsai., 2009, 2012).

Kifejlesztettem a Közép-európai éghajlati viszonyaihoz illesztett eljárást, amellyel térségünkben a GNSS adatokból optimális módon becsülhetjük a légkörben található vízpára mennyiségét. Ennek érdekében megadtam a rádiószondás mérések minőségellenőrzéséhez a levezetett integrált vízgőztartalom, a troposzférikus késleltetés hidrosztatikus és nedves összetevői középhibájának meghatározására szolgáló összefüggéseket. Ennek során figyelembe vettem a szomszédos légrétegek által kifejtett hatások közötti korrelációt és a rádiószondák által elért magasságtól függő csonkítási hatást, amelyre empirikus modellt is alkottam (Rózsa, 2014b). Eredményeim jó összhangot mutattak a WMO által szervezett rádiószonda összehasonlító kampányok során tapasztalt középhibákkal.

A légköri vízgőztartalom optimális becslése érdekében megvizsgáltam a különféle hidrosztatikus késleltetés modelleket és a nedves késleltetés és az integrált vízgőztartalom közötti arányossági tényező meghatározására szolgáló eljárásokat. Közép-európai rádiószondás profilok felhasználásával új, a térség éghajlatához illesztett hidrosztatikus késleltetés és skálatényező modelleket vezettem le. A kifejlesztett modellek segítségével jelentős mértékben sikerült csökkenteni az integrált GNSS alapú vízgőztartalom becslés szabályos hibáját (offsetjét). Egyúttal kimutattam, hogy az *IWV* és a *ZWD* közötti arányossági tényező meghatározására széles körben alkalmazott kétlépcsős eljárás az egylépcsős eljárással szemben szabályos hibával terhelt a vízgőztartalom becsléseket (Rózsa, 2014b).

A GNSS adatokból levezetett integrált vízgőztartalom értékek középhibája akkor a legalacsonyabb, ha az állomások koordinátáit nem kell a műhold-vevő távolságokból becsülnünk, hanem azokat a korábbi napok észleléseiből származtatjuk. Megvizsgáltam, hogy mi az az optimális időtáv és koordináta-meghatározási stratégia, amely alkalmazásával a levezetett IWV érték a legkisebb szabályos hibával terhelt. Eredményeim azt mutatták, hogy a ZWD becslést megelőző legalább 7-8 napos időszak GNSS észleléseiből kell az állomáskoordinátákat kiszámítani (Rózsa és mtsai., 2014).

A GNSS adatokból végzett integrált vízgőztartalom becslések eljárásainak pontosítását követően kialakítottam a zenitirányú nedves késleltetés és az integrált vízgőztartalom becslésére szolgáló adatfeldolgozó rendszert GNSS adatok közel valós idejű feldolgozására (Rózsa és mtsai., 2014; Rózsa és Kenyeres, 2014). A GNSS adatokból meghatározott troposzférikus késleltetés értékeket összehasonlítottam más nemzetközi feldolgozóközpontok eredményeivel és megállapítottam, hogy az általunk meghatározott értékek hasonló pontossággal illeszkednek a rádiószondás mérésekből számított troposzférikus késleltetésekhez, mint a többi vizsgált állomás értékei. Az OMSZ munkatársai több vizsgálatot is végeztek a GNSS mérésekből meghatározott troposzférikus késleltetések értékének numerikus időjárás modellekben történő felhasználására, asszimilálására. Ezek a vizsgálatok azt mutatták, hogy a GNSS mérésekből meghatározott ZTD értékek – különösen rövid időtávon – pozitív hatást gyakorolnak a felszínközeli hőmérséklet, légnyomás, harmatpont és a csapadékosszegek előrejelzésére (Mile, Bölöni, Kucukkaraca és Rózsa, 2014; Mile, Benáček és Rózsa, 2019).

Kutatásaim alapján az alábbi új tudományos eredményeket fogalmaztam meg:

2. Tézis

Eljárást fejlesztettem ki a légköri vízgőz GNSS távérzékeléssel történő meghatározására Közép-Európa éghajlatához illesztett empirikus modellek megadásával.

A tézishoz kapcsolódó publikációk: Rózsa, (2012, 2014b); Rózsa és mtsai., (2014); Rózsa és Kenyeres, (2014); Mile, Bölöni, Kucukkaraca és Rózsa, 2014; Mile, Benáček és Rózsa, 2019)

2.1. Altézis

Eljárást alkottam a rádiószondás mérésekből levezetett zenitirányú hidrosztatikus és nedves késleltetés középhibájának meghatározására a szomszédos légrétegek közötti korrelációk figyelembevételével.

A tézishoz kapcsolódó publikáció: (Rózsa, 2014b)

2.2. Altézis

Közép-európai rádiószondás mérések alapján empirikus modellt alkottam a rádiószondás profilokból levezetett hidrosztatikus késleltetések csonkítási hibájára vonatkozóan.

A tézishoz kapcsolódó publikáció: (Rózsa, 2014b)

2.3. Altézis

A Közép-európai térség égbajlatához illesztett eljárást fejlesztettem ki a teljes zenitirányú troposzférikus késleltetésből végzett integrált vizsgóztartalom meghatározására.

A tézishez kapcsolódó publikáció: (Rózsa, 2014b)

2.4. Altézis:

Levezettem a rádiószondás adatokból meghatározott integrált vizsgóztartalom értékek középhibájának számításához szükséges összefüggéseket.

A tézishez kapcsolódó publikáció: (Rózsa, 2014b)

2.5. Altézis:

Kialakítottam a troposzférikus késleltetések közel valósidejű becslésére szolgáló eljárást, erre építve megvalósítottam a troposzférikus késleltetéseket és integrált vizsgóztartalom értékeket óránkénti időbeli felbontással meghatározó GNSS feldolgozórendszert.

A tézishez kapcsolódó publikáció: (Rózsa, 2014b)

Az 5. fejezetben a műholdas helymeghatározásban használatos troposzféra késleltetés modellek fejlesztésével és ezek pontosságának és megbízhatóságának vizsgálataival kapcsolatos eredményeimet mutattam be. A GNSS felhasználók túlnyomó többsége a troposzféra okozta késleltetéseket empirikus modellekből határozza meg, amelyek általában a földfelszíni légnyomás, parciális párányomás és hőmérséklet függvényében adják meg a késleltetés mértékét. Mivel meteorológiai mérések a helymeghatározás pillanatában nem állnak a vevők rendelkezésére, ezért ezeket az értékeket vagy a sztenderd atmoszférából vagy a paramétereket leíró szintén empirikus úton meghatározott modellekből származtatják.

Egy globális rádiószonda adatbázist felhasználva megvizsgáltam, hogy a különféle troposzféra késleltetés modellek milyen pontosan képesek visszaadni a tényleges troposzférikus késleltetés mértékét. Emellett rádiószondás adatok felhasználásával minden egyes állomásra meghatároztam a troposzférikus késleltetés értékek számításához szükséges meteorológiai paraméterek lokális empirikus modelljeit, amely az említett három paraméter mellett a hőmérséklet és a parciális párányomás vertikális gradiensét is tartalmazta. Eredményeim azt mutatták, hogy a meteorológiai paraméterek éves változását lokális rádiószonda adatokból modellezve a légi navigációban szabványosított troposzféra késleltetés modell tovább pontosítható (Rózsa, 2014a). A pontosságvizsgálat másik eredménye, hogy az empirikus modellekből meghatározott hidrosztatikus és nedves késleltetés értékek szórása szorosan, de egymással ellentétes módon függ a földrajzi szélességtől (Rózsa, 2014a).

A GNSS helymeghatározás alkalmazási területei között kiemelten fontos terület az életbiztonságra kritikus alkalmazások köre. Ilyen alkalmazás például a légi járművek

navigálása rossz látási körülmények között. A troposzféra modellek megfelelőségének értékelése érdekében ezen alkalmazásoknál nem csak a modellek pontosságát, hanem azok megbízhatóságát is vizsgálnunk kell. Ennek érdekében kialakítottam egy olyan eljárást, amellyel rádiószondás adatok segítségével megbecsülhető egy-egy troposzféra modell hibáinak szélsőértéke egy adott, kellően kicsiny gyakoriság mellett. Vizsgálataimmal kimutattam, hogy a jelenleg szabványként használt RTCA troposzféra modellhez társított legnagyobb hiba érték túlzottan konzervatív.

A GNSS helymeghatározás integritásvizsgálata során a troposzférikus késleltetés modellek legnagyobb hibáját normális eloszlású valószínűségi változóval írják le, amelynek szórására $\pm 0,12$ m-es értéket adnak meg az egész Földre. Annak érdekében, hogy a legnagyobb hiba meghatározására realiztikusabb modellt alkothassunk, olyan eljárást fejlesztettem ki, amellyel numerikus időjárési modellek felhasználásával az egész Földre levezethető a troposzféra késleltetések maradék hibáinak legnagyobb értéke az éghajlati hatások és szezonális változások figyelembevétele mellett (Rózsa, 2018; Rózsa és mtsai., 2020, 2017). Az eljárással meghatározott maradék hiba modellek jelentősen csökkentették a vizsgált troposzféra modellek becsült maradék hibáinak a mértékét a becslés konzervatív jellegének megőrzése mellett. Így nem csak realiztikusabb képet kaphatunk a troposzféra modellek megbízhatóságáról, hanem e modellek alkalmazásával a GNSS helymeghatározás rendelkezésre állása is javítható az életbiztonságra kritikus helymeghatározása alkalmazások körében (Rózsa és mtsai., 2020).

Vizsgálataim alapján az alábbi téziseket fogalmazom meg:

3. Tézis

Eljárást dolgoztam ki a GNSS észleléseket terhelő troposzférikus késleltetés lokális modellezésére valamint a modellek maradék hibáinak becslésére az életbiztonságra kritikus helymeghatározáshoz.

A tézishoz kapcsolódó publikációk: Rózsa, (2014a, 2018a); Rózsa és mtsai. (2017, 2020)

3.1 Altézis

Kimutattam, hogy a rádiószondás profilok alapján meghatározva a földfelszíni hőmérséklet, a légnyomás, a parciális párányomás, a hőmérsékleti vertikális gradiens valamint a parciális párányomás csökkenését leíró együtttható éves középértékét és féléves és éves periódusú szezonális változásainak amplitúdóit és fázisát, a légi navigációban használatos troposzférikus késleltetés modellek tovább pontosíthatók. A pontosított modellekre is igaz, hogy a hidrosztatikus és a nedves késleltetések maradék hibáinak szórása egymással ellentétes módon függ a földrajzi szélességtől.

A tézishoz kapcsolódó publikációk: (Rózsa, 2014a)

3.2. Altézis

Eljárást dolgoztam ki a troposzférikus késleltetéseket leíró modellek szélsőséges körülmények között előforduló maradék hibáinak becslésére a modellek megbízhatóságának meghatározására.

A tézishoz kapcsolódó publikációk: Rózsa (2018a); Rózsa és mtsai. (2020, 2017)

7 Mellékletek

Sáv	Δ_0 [mm]	A_0 [mm]	A_1 [mm]	A_2 [mm]	DOY_0 [nap]	$\sigma_{n,max}$ [-]
Északi félteke						
90 – 81	88	14	3	0	0.4	2.0
80 – 71	51	22	6	0	0.9	1.2
70 – 61	43	23	8	0	1.0	1.3
60 – 51	30	24	10	1	1.1	1.4
50 – 41	27	21	8	2	-17.0	1.6
40 – 31	21	16	1	2	0.8	2.1
30 – 21	15	12	-4	2	0.2	2.4
20 – 11	16	7	-2	1	0.8	3.6
10 – 0	18	5	0	0	1.2	3.2
Déli félteke						
1 – 10	17	5	0	0	0.6	2.4
11 – 20	15	7	1	0	1.2	3.5
21 – 30	11	10	0	1	1.2	2.5
31 – 40	21	16	-3	1	0.4	1.7
41 – 50	42	25	-3	0	0.7	1.4
51 – 60	74	31	-4	-1	0.1	1.3
61 – 70	101	27	-5	-1	0.1	1.8
71 – 80	97	23	-9	0	0.2	2.7
81 – 90	92	13	-5	0	0.6	3.3

7-1. táblázat Az RTCA ARTE-BSM modell paramétereit az egyes sávokra a zenitirányú hidrosztatikus komponensre

Sáv	Δ_0 [mm]	A_0 [mm]	A_1 [mm]	A_2 [mm]	DOY_0 [nap]	$\sigma_{n,max}$ [-]
Északi félteke						
90 – 81	0.070	0.009	-0.004	0.001	0.5	2.874
80 – 71	0.055	0.016	-0.006	0.001	0.5	1.897
70 – 61	0.056	0.022	-0.007	0.002	1.6	1.473
60 – 51	0.060	0.029	-0.006	0.002	0.1	1.155
50 – 41	0.060	0.037	-0.006	0.001	0.2	1.084
40 – 31	0.073	0.048	-0.011	0.002	1.5	1.004
30 – 21	0.090	0.060	-0.014	0.003	1.1	0.820
20 – 11	0.118	0.057	-0.001	0.001	1.0	0.847
10 – 0	0.059	0.047	0.007	0.001	1.4	0.880
Déli félteke						
1 – 10	0.075	0.055	0.002	0.003	0.9	0.765
11 – 20	0.120	0.061	0.009	0.002	1.1	0.866
21 – 30	0.101	0.054	0.010	0.001	0.6	0.844
31 – 40	0.111	0.043	0.007	0.000	0.8	0.910
41 – 50	0.097	0.034	0.005	0.000	0.8	1.052
51 – 60	0.095	0.025	0.002	-0.001	1.5	1.077
61 – 70	0.086	0.017	0.001	0.000	0.2	1.301
71 – 80	0.061	0.014	0.008	-0.001	-32.2	2.376
81 – 90	0.048	0.009	0.006	-0.001	0.8	3.575

7-2. táblázat A_{ξ} RTCA GALTROPO ARTE-BSM modell paramétereit az egyes sávokra a ξ zenitirányú nedves komponensre

Sáv	Δ_0 [mm]	A_0 [mm]	A_1 [mm]	A_2 [mm]	DOY_0 [nap]	$\sigma_{n,max}$ [-]
Északi félteke						
90 – 81	92.3	13.8	2.7	0.0	0	2.0
80 – 71	52.0	20.0	4.6	-0.3	0	1.3
70 – 61	43.1	21.1	6.4	-0.9	1	1.3
60 – 51	25.1	21.4	6.7	-0.9	1	1.6
50 – 41	26.2	17.9	5.6	-0.5	0	2.0
40 – 31	23.4	12.3	4.1	-0.1	0	2.6
30 – 21	19.2	7.2	1.8	-0.1	0	3.8
20 – 11	16.7	4.5	0.4	0.0	0	4.8
10 – 0	17.2	3.6	0.3	0.0	0	4.0
Déli félteke						
1 – 10	17.0	3.7	0.2	-0.1	1	2.7
11 – 20	15.8	4.5	0.2	0.0	0	5.4
21 – 30	16.1	8.1	-1.2	0.1	1	3.2
31 – 40	22.4	15.4	-3.3	0.1	0	2.0
41 – 50	25.0	23.5	-3.7	0.0	0	1.4
51 – 60	26.4	28.8	-3.4	-0.6	0	1.1
61 – 70	49.4	25.2	-4.1	-1.0	1	1.3
71 – 80	58.6	16.2	-4.3	-0.7	1	2.1
81 – 90	76.8	10.9	-4.5	0.4	1	2.3

7-3. táblázat A_{ξ} ESA GALTROPO ARTE-BSM modell paraméterei az egyes sávokra a zenitirányú hidrosztatikus komponensre

Sáv	A_0 [mm]	A_0 [mm]	A_1 [mm]	A_2 [mm]	DOY_0 [nap]	$\sigma_{n,max}$ [-]
Északi félteke						
90° – 81°	49.0	8.6	-3.9	1.1	0	3.5
80° – 71°	36.0	15.0	-6.2	1.0	1	2.3
70° – 61°	42.8	21.1	-7.3	0.6	1	1.6
60° – 51°	35.9	26.6	-6.8	0.5	0	1.5
50° – 41°	28.2	34.0	-7.1	-0.3	1	1.5
40° – 31°	32.0	39.1	-4.3	-1.2	0	1.3
30° – 21°	36.1	40.0	-0.5	-1.2	0	1.2
20° – 11°	38.1	41.6	1.1	0.0	1	1.1
10° – 0°	43.0	36.0	5.8	1.8	1	1.3
Déli félteke						
1° – 10°	37.6	36.3	0.3	0.4	1	1.1
11° – 20°	36.9	40.5	3.0	0.6	2	1.2
21° – 30°	32.4	42.3	5.3	0.0	0	1.2
31° – 40°	25.5	40.6	6.2	-0.2	2	1.1
41° – 50°	23.4	33.6	4.3	-0.3	1	1.2
51° – 60°	18.1	24.0	2.1	-0.5	2	1.3
61° – 70°	13.0	15.3	0.3	-0.3	0	1.7
71° – 80°	10.5	7.0	0.3	-0.2	0	3.0
81° – 90°	7.7	2.8	0.2	-0.2	1	4.6

7-4. táblázat Az ESA GALTROPO ARTE-BSM modell paramétereit az egyes sávokra a zenitirányú nedves komponensre

Sáv	Δ_0 [mm]	A_0 [mm]	A_1 [mm]	A_2 [mm]	DOY_0 [nap]	$\sigma_{n,max}$ [-]
Északi félteke						
90 – 81	107.5	13.6	2.5	-0.1	2	2.1
80 – 71	48.6	19.7	4.5	-0.5	1	1.3
70 – 61	40.8	20.9	6.3	-0.9	1	1.4
60 – 51	26.0	21.3	6.7	-0.8	2	1.6
50 – 41	25.1	17.8	5.6	-0.4	0	1.9
40 – 31	22.7	12.0	3.9	0.0	2	2.7
30 – 21	20.0	6.9	1.7	-0.1	1	3.9
20 – 11	16.0	4.2	0.3	0.0	1	5.1
10 – 0	16.2	3.4	0.3	0.0	1	4.0
Déli félteke						
1 – 10	15.8	3.5	0.2	-0.1	1	2.8
11 – 20	15.6	4.4	0.2	0.0	1	5.7
21 – 30	16.6	7.9	-1.2	0.2	1	3.3
31 – 40	23.2	15.3	-3.3	0.1	1	2.1
41 – 50	26.8	23.5	-3.7	0.1	0	1.4
51 – 60	27.9	28.6	-3.4	-0.5	0	1.1
61 – 70	46.8	25.1	-4.1	-1.0	1	1.3
71 – 80	55.0	15.4	-3.9	-1.0	1	2.3
81 – 90	74.6	8.6	-2.2	-0.6	1	2.5

7-5. táblázat Az GPT2w ARTE-BSM modell paramétereit az egyes sávokra a zenitirányú hidrosztatikus komponensre

Sáv	A_0 [mm]	A_0 [mm]	A_1 [mm]	A_2 [mm]	DOY_0 [nap]	$\sigma_{n,max}$ [-]
Északi félteke						
90° – 81°	30.8	8.3	-3.9	1.2	0	3.2
80° – 71°	22.7	14.0	-6.2	1.5	1	2.3
70° – 61°	24.2	19.6	-7.4	1.6	0	1.9
60° – 51°	25.8	25.5	-7.0	0.6	1	1.6
50° – 41°	30.5	33.1	-7.0	-0.4	0	1.5
40° – 31°	32.5	38.0	-3.6	-1.4	0	1.3
30° – 21°	36.3	38.1	0.4	-1.5	0	1.4
20° – 11°	44.1	39.0	2.4	-0.3	1	1.2
10° – 0°	50.6	33.9	5.2	0.7	1	1.4
Déli félteke						
1° – 10°	51.6	33.5	-0.5	-0.3	2	1.4
11° – 20°	38.6	38.9	2.2	0.1	0	1.3
21° – 30°	33.7	41.6	5.2	0.1	1	1.2
31° – 40°	27.9	40.1	6.1	-0.1	1	1.1
41° – 50°	23.2	33.4	4.5	-0.3	0	1.2
51° – 60°	17.6	23.9	2.2	-0.4	1	1.3
61° – 70°	13.3	15.1	0.1	-0.4	1	1.8
71° – 80°	8.7	6.8	0.3	-0.1	0	3.0
81° – 90°	6.4	2.3	0.4	0.1	2	4.4

7-6. táblázat. Az GPT2w GALTROPO ARTE-BSM modell paramétereit az egyes sávokra a zenitirányú nedves komponensre

Irodalomjegyzék

- Ács, Á., Rózsa, Sz. (2020). The GNSS stream gauge. In L. BacsárdiK. Kovács (Szerk.), Selected papers of the 6th International Conference on Research, Technology and Education of Space (H-SPACE 2020) (o. 51–55). Magyar Asztronautikai Társaság. http://space.bme.hu/wp-content/uploads/2021/01/Proceedings_Papers_HSPACE-2020.pdf#page=51
- Ádám, J., Fejes, I. (1975). Új Doppler-vevők és alkalmazásuk. *Geodézia és Kartográfia*1, 27(5), 327–335.
- Ádám, J. (1982). A doppleres és a geodéziai hálózatunk közötti transzformáció vizsgálata. *Geodézia és Kartográfia*, 34(2), 89–97.
- Ádám, J. (1987). A műholdas Doppler-technika szerepe geodéziai alaphálózatunk továbbfejlesztésében. *Geodézia és Kartográfia*1, 39(3), 174–183.
- Ádám, J., Szűcs, L., Tokos, T., Rózsa, Sz. (2002). Establishment of the permanent GPS station at the Department of Geodesy and Surveying of the Budapest University of Technology and Economics. *Periodica Polytechnica Civil Engineering*, 46(2), 179–184. <https://pp.bme.hu/ci/article/view/630>
- Ádám, J., Bányai, L., Borza, T., Busics, Gy., Kenyeres, A., Krauter, A., Takács, B (2004). Műholdas helymeghatározás. Műegyetemi Kiadó.
- Agnew, D. C. (1992). The time-domain behavior of power-law noises. *Geophysical Research Letters*, 19(4). <https://doi.org/10.1029/91GL02832>
- Altamimi, Z., Rebischung, P., Métivier, L., Collilieux, X. (2016). ITRF2014: A new release of the International Terrestrial Reference Frame modeling nonlinear station motions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(8). <https://doi.org/10.1002/2016JB013098>
- Amalvict, M., Hinderer, J., Rózsa, S. (2006). Crustal vertical motion along a profile crossing the Rhine graben from the Vosges to the Black Forest Mountains: Results from absolute gravity, GPS and levelling observations. *Journal of Geodynamics*, 41(1–3). <https://doi.org/10.1016/j.jog.2005.08.036>
- Anderle, R. J. (1965). Doppler observations on the ANNA 1B Satellite. *AGU Transactions*, 46(2), 385–387.
- Anderle, R. J., Malyevac, C. A. (1983). Current plate motions based on Doppler satellite observations. *Geophysical Research Letters*, 10(1). <https://doi.org/10.1029/GL010i001p00067>
- Argus, D. F., Gordon, R. G. (1991). No-net-rotation model of current plate velocities incorporating plate motion model NUVEL-1. *Geophysical Research Letters*, 18(11). <https://doi.org/10.1029/91GL01532>
- Argus, D. F., Gordon, R. G., Demets, C. (2011). Geologically current motion of 56 plates relative to the no-net-rotation reference frame. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(11). <https://doi.org/10.1029/2011GC003751>

- Askne, J., Nordius, H. (1987). Estimation of tropospheric delay for microwaves from surface weather data. *Radio Science*, 22(3). <https://doi.org/10.1029/RS022i003p00379>
- Behrmann, J. H., Hermann, O., Horstmann, M., Tanner, D. C., Bertrand, G. (2003). Anatomy and kinematics of oblique continental rifting revealed: A three-dimensional case study of the southeast Upper Rhine graben (Germany). *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 87(7). <https://doi.org/10.1306/02180300153>
- Behrmann, J. H., Ziegler, P. A., Schmid, S. M., Heck, B., Granet, M. (2005). The EUCOR-URGENT Project. *International Journal of Earth Sciences*, 94(4), 505–506. <https://doi.org/10.1007/s00531-005-0513-0>
- Bevis, M., Businger, 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. *Journal of Geophysical Research*, 97(D14). <https://doi.org/10.1029/92jd01517>
- Bird, P. (2003). An updated digital model of plate boundaries. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(3). <https://doi.org/10.1029/2001GC000252>
- Biró, P., Ádám, J., Völgyesi, L., Tóth, G. (2013). A felsőgeodézia elmélete és gyakorlata. HM Zrínyi Térképészeti és Kommunikációs Szolgáltató Kft Kiadó. https://www.researchgate.net/publication/303752493_A_felsogeodezia_elmelete_es_gyakorlata_Geodesy_theory_and_practice
- Black, H. D. (1978). An easily implemented algorithm for the tropospheric range correction. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 83(B4). <https://doi.org/10.1029/jb083ib04p01825>
- Blewitt, G., Hammond, W., Kreemer, C. (2018). Harnessing the GPS Data Explosion for Interdisciplinary Science. *Eos*, 99. <https://doi.org/10.1029/2018eo104623>
- Boehm, J., Werl, B., Schuh, H. (2006). Troposphere mapping functions for GPS and very long baseline interferometry from European Centre for Medium-Range Weather Forecasts operational analysis data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(2). <https://doi.org/10.1029/2005JB003629>
- Bos, M. S., Fernandes, R. M. S., Williams, S. D. P., Bastos, L. (2013). Fast error analysis of continuous GNSS observations with missing data. *Journal of Geodesy*, 87(4). <https://doi.org/10.1007/s00190-012-0605-0>
- Bosy, J., Rohm, W., Sierny, J. (2010). The concept of the near real time atmosphere model based on the gnss and the meteorological data from the Asg-eupos reference stations. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 7(3).
- Braun, J., Stephens, O. R., Meertens, C. (1997). The Effect of Antenna Covers On GPS Baseline Solutions. <https://kb.unavco.org/kb/article/the-effect-of-antenna-covers-on-gps-baseline-solutions-1997-185.html>
- Bruyninx, C., Kenyeres, A., Takacs, B. (2002). EPN Data and Product Analysis for Improved Velocity Estimation: First Results BT - Vistas for Geodesy in the New Millennium (J. Ádám, K.-P. Schwarz (szerk.); o. 47–52). Springer Berlin Heidelberg.

- Buchmann, T. J., Connolly, P. T. (2007). Contemporary kinematics of the Upper Rhine Graben: A 3D finite element approach. *Global and Planetary Change*, 58(1–4), 287–309. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.02.012>
- Buisson, J., McCaskill, T. (1972). TIMATION Navigation Satellite System Constellation Study.
- Busics, Gy. (2010). Az EOMA újramérésének előzetes eredményei az első három poligonban. *Geomatikai Közlemények*, XIII(2), 141–148.
- Busics, Gy. (2012). Geodéziai hálózatok Magyarországon - múlt, jelen, jövő. *Geomatikai Közlemények*, XV(1), 43–53.
- Calais, É., Bayer, R., Chéry, J., Cotton, F., Doerflinger, E., Flouzat, M., Jouanne, F., Kasser, M., Laplanche, M., Maillard, D., Martinod, J., Mathieu, F., Nicolon, P., Nocquet, J. M., Scotti, O., Serrurier, L., Tardy, M., Vigny, C. (2000). Regal: Réseau GPS permanent dans les Alpes occidentales. Configuration et premiers résultats. *Comptes Rendus de l'Académie de Sciences - Série IIa: Sciences de la Terre et des Planètes*, 331(7), 435–442. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(00\)01441-5](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(00)01441-5)
- Castillo, E. (1988). *Extreme Value Theory in Engineering*. Academic Press.
- Chase, C. G. (1978). Plate kinematics: The Americas, East Africa, and the rest of the world. *Earth and Planetary Science Letters*, 37(3). [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(78\)90051-1](https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90051-1)
- Chousianitis, K., Ganas, A., Evangelidis, C. P. (2015). Strain and rotation rate patterns of mainland Greece from continuous GPS data and comparison between seismic and geodetic moment release. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(5). <https://doi.org/10.1002/2014JB011762>
- Christodoulidis, D. C., Smith, D. E., Kolenkiewicz, R., Klosko, S. M., Torrence, M. H., Dunn, P. J. (1985). Observing tectonic plate motions and deformations from satellite laser ranging. *Journal of Geophysical Research*, 90(B11). <https://doi.org/10.1029/JB090iB11p09249>
- Collins, J., Langley, R. (1998). The residual tropospheric propagation delay: How bad can it get? *Proceedings of the 11th International Technical Meeting of the Satellite Division of The Institute of Navigation (ION GPS 1998)*, 729–738.
- Collins, P., Langley, R., LaMance, J. (1996). Limiting Factors in Tropospheric Propagation Delay Error Modelling for Airborne Navigation. *Proceedings of the Institute of Navigation 52nd Annual Meeting, Cambridge, Massachusetts, June 19-21, 1996*, 519–528. <http://gauss.gge.unb.ca/papers.pdf/ion52am.collins.pdf>
- Czobor, Á. (1982). Alaphálózati doppleres mérések és feldolgozások tapasztalatai. *Geodézia és Kartográfia*, 34(2), 81–84.
- Dach, R., Lutz, S., Walser, P., Fridez, P. (2015). *Bernese GNSS Software Version 5.2*. Astronomical Institute, University of Bern. <http://www.bernese.unibe.ch/docs/DOCU52.pdf>

- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., ... Vitart, F. (2011). The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656). <https://doi.org/10.1002/qj.828>
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., Stein, S. (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters*, 21(20). <https://doi.org/10.1029/94GL02118>
- Demoulin, A., Launoy, T., Zippelt, K. (1998). Recent crustal movements in the southern Black Forest (western Germany). *Geologische Rundschau*, 87(1), 43–52. <https://doi.org/10.1007/s005310050188>
- Eckl, M. C., Snay, R. A., Soler, T., Cline, M. W., Mader, G. L. (2001). Accuracy of GPS-derived relative positions as a function of interstation distance and observing-session duration. *Journal of Geodesy*, 75(12), 633–640. <https://doi.org/10.1007/s001900100204>
- Emardson, T. R., Derks, H. J. P. (2000). On the relation between the wet delay and the integrated precipitable water vapour in the European atmosphere. *Meteorological Applications*, 7(1). <https://doi.org/10.1017/S1350482700001377>
- EUMETNET. (2021). E-GVAP Térkép. http://projects.knmi.nl/egvap/validation/all_status.gif
- Fisher, R. A., Tippett, L. H. C. (1928). Limiting forms of the frequency distribution of the largest or smallest member of a sample. *Mathematical Proceedings of the Cambridge Philosophical Society*, 24(2). <https://doi.org/10.1017/S0305004100015681>
- Flatman, A. (1967). Surveying by Satellites. *The Canadian Surveyor*, 21(4), 339–348. <https://doi.org/https://doi.org/10.1139/tcs-1967-0088>
- Fuhrmann, T., Heck, B., Knöpfler, A., Masson, F., Mayer, M., Ulrich, P., Westerhaus, M., Zippelt, K. (2013). Recent surface displacements in the Upper Rhine Graben - Preliminary results from geodetic networks. *Tectonophysics*, 602, 300–315. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.10.012>
- Fuhrmann, T., Caro Cuenca, M., Knöpfler, A., van Leijen, F. J., Mayer, M., Westerhaus, M., Hanssen, R. F., Heck, B. (2015). Estimation of small surface displacements in the Upper Rhine Graben area from a combined analysis of PS-InSAR, levelling and GNSS data. *Geophysical Journal International*, 203(1). <https://doi.org/10.1093/gji/ggv328>
- Gábris, Gy.; Horváth, E.; Horváth, G.; Kéri, A.; Móga, J.; Nagy, B.; Nemerkenyi, A.; Pavlics, K. né; Simon, D.; Telbisz, T. (2014). *Európa regionális földrajza*. ELTE Kiadó.
- Gnedenko, B. (1943). Sur La Distribution Limite Du Terme Maximum D'Une Serie Aleatoire. *The Annals of Mathematics*, 44(3). <https://doi.org/10.2307/1968974>
- Goudarzi, M. A., Cocard, M., Santerre, R. (2014). EPC: Matlab software to estimate Euler pole parameters. *GPS Solutions*, 18(1). <https://doi.org/10.1007/s10291-013-0354-4>

- Guier, W., Weiffenbach, G. (1958). Theoretical Analysis of Doppler Radio Signals from Earth Satellites. *Nature*, 181(4622), 1525–1526. <https://doi.org/10.1038/1811525a0>
- Gumbel, E. (1935). Les valeurs extrêmes des distributions statistiques. *Annales de l'I. H. Poincaré*, 5(2), 115–158.
- Haase, J., Ge, M., Vedel, H., Calais, E. (2003). Accuracy and Variability of GPS Tropospheric Delay Measurements of Water Vapor in the Western Mediterranean. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 42(11), 1547–1568. [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2003\)042%3C1547:AAVOGT%3E2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0450(2003)042%3C1547:AAVOGT%3E2.0.CO;2)
- Hazay, I. (1967). A vertikális kéregmozgási hálózatok kiegyenlítése. *Geodézia és Kartográfia*, 19(5), 321–324.
- Heck, B. (1983). Das Analyseverfahren des Geodätischen Instituts der Universität Karlsruhe – Stand 1983. In W. Welsch (Szerk.), *Deformationsanalyse '83. Geometrische Analyse u. Interpretation von Deformationen geodätischen Netze.* (o. 153–182). HSBw.
- Heidbach, O., Höhne, J. (2008). CASMI-A visualization tool for the World Stress Map database. *Computers and Geosciences*, 34(7). <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2007.06.004>
- Henrion, E., Masson, F., Doubre, C., Ulrich, P., Meghraoui, M. (2020). Present-day deformation in the Upper Rhine Graben from GNSS data. *Geophysical Journal International*, 223(1). <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa320>
- Hess, H. H. (1962). History of Ocean Basins. In *Petrologic Studies* (o. 599–620). <https://doi.org/10.1130/petrologic.1962.599>
- Hofmann-Wellenhof, B., Lichtenegger, H., Wasle, E. (2008). *GNSS: Global Navigation Satellite Systems.* Springer Wien New York. <https://doi.org/https://dx.doi.org/10.1007/978-3-211-73017-1>
- Hopfield, H. (1969). TWO-QUARTIC TROPOSPHERIC REFRACTIVITY PROFILE FOR CORRECTING SATELLITE DATA. *J Geophys Res*, 74(18), 4487–4499. <https://doi.org/10.1029/jc074i018p04487>
- Horváth, F. (2012). Wegener centenárium: Megszületett-e a kontinensvándorlás Newtonja? *Magyar Geofizika*, 53(4), 1–13.
- Hospodka, J. (2013). Doppler shift satellite navigation - NAVSAT-TRANSIT and adherents. *Magazine of Aviation Development*, 1(2), 11–14. <https://doi.org/https://doi.org/10.14311/MAD.2013.02.03>
- Hugentobler, U., Schaer, S., Fridez, P. (2001). *Bernese GPS Software Version 4.2.* Astronomical Institute, University of Bern. http://ftp.aiub.unibe.ch/BERN42/DOCU/DOCU42_1.pdf
- Igondová, M., Cibulka, D. (2010). Precipitable Water Vapour and Zenith Total Delay time series and models over Slovakia and vicinity. *Contributions to Geophysics and Geodesy*, 40(4). <https://doi.org/10.2478/v10126-010-0012-6>

- Ihde, J., Habrich, H., Sacher, M., Söhne, W., Altamimi, Z., Brockmann, E., Bruyninx, C., Caporali, A., Dousa, J., Fernandes, R., Hornik, H., Kenyeres, A., Lidberg, M., Mäkinen, J., Poutanen, M., Stangl, G., Torres, J. A., Völksen, C. (2014). EUREF's Contribution to National, European and Global Geodetic Infrastructures BT - Earth on the Edge: Science for a Sustainable Planet (C. Rizos P. Willis (szerk.); o. 189–196). Springer Berlin Heidelberg.
- ISO. (1975). ISO2533:1975 Standard Atmosphere. International Standards Organization.
- Jan, S. S. (2010). Vertical guidance performance analysis of the I1-I5 dual-frequency GPS/WAAS user avionics sensor. *Sensors*, 10(4). <https://doi.org/10.3390/s100402609>
- Jenkinson, A. F. (1955). The frequency distribution of the annual maximum (or minimum) values of meteorological elements. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 81(348). <https://doi.org/10.1002/qj.49708134804>
- Johnston, G., Riddell, A., Hausler, G. (2017). The International GNSS Service BT - Springer Handbook of Global Navigation Satellite Systems (P. J. G. Teunissen O. Montenbruck (szerk.); o. 967–982). Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-319-42928-1_33
- Joó, I., Arabadžijski, D., Füry, M., Meščerskij, I. N., Miháila, M., Mladenovski, M. M., Németh, Zs., Steinberg, J., Thury, J., Vanko, J., Wyrzykowski, T. (1987). New investigations or recent vertical movements in the Carpatho-Balkan region. *Journal of Geodynamics*, 8(2–4), 99–113. [https://doi.org/10.1016/0264-3707\(87\)90028-7](https://doi.org/10.1016/0264-3707(87)90028-7)
- Kaniuth, K., Stuber, K. (1999). Einfluss von Antennen-Radomen auf die GPS-Höhenbestimmung. *Allgemeine Vermessungs-Nachrichten*, 106(7), 234–238.
- Karabatić, A., Weber, R., Haiden, T. (2011). Near real-time estimation of tropospheric water vapour content from ground based GNSS data and its potential contribution to weather now-casting in Austria. *Advances in Space Research*, 47(10). <https://doi.org/10.1016/j.asr.2010.10.028>
- Knoepfler, A., Masson, F., Mayer, M., Ulrich, P., Heck, B. (2010). GURN (GNSS Upper Rhine Graben Network) – Status and first Results. FIG Congress 2010: Facing the Challenges – Building the Capacity, 1–14. https://www.researchgate.net/publication/242740610_GURN_GNSS_Upper_Rhine_Graben_Network_-_Status_and_first_Results
- Komjathy, A., Sparks, L., Wilson, B. D., Mannucci, A. J. (2005). Automated daily processing of more than 1000 ground-based GPS receivers for studying intense ionospheric storms. *Radio Science*, 40(6). <https://doi.org/10.1029/2005RS003279>
- Kreemer, C., Blewitt, G., Davis, P. M. (2020). Geodetic evidence for a buoyant mantle plume beneath the Eifel volcanic area, NW Europe. *Geophysical Journal International*, 222(2). <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa227>
- Krueger, E., Schueler, T., Hein, G., Martellucci, A., Blarzino, G. (2004). Galileo tropospheric correction approaches developed within GSTB-V1. Proc. of GNSS 2004 - European Navigation Conference, 17-19 May.

- Lagler, K., Schindelegger, M., Böhm, J., Krásná, H., Nilsson, T. (2013). GPT2: Empirical slant delay model for radio space geodetic techniques. *Geophysical Research Letters*, 40(6). <https://doi.org/10.1002/grl.50288>
- Langley, R. B. (1998). A primer on GPS antennae. *GPS World*, 9(July), 50–54.
- Liu, Y., Chen, Y., Baki Iz, H. (2000). Precision of precipitable water vapor from radiosonde data for GPS solutions. *Geomatica*, 54(2).
- Mao, A., Harrison, C. G. A., Dixon, T. H. (1999). Noise in GPS coordinate time series. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B2). <https://doi.org/10.1029/1998jb900033>
- Menge, F., Böder, V., Seeber, G., Wübbena, G., Schmitz, M. (2001). Absolutkalibrierung: Aktueller Stand und Spezielle Anwendungen. *Proceedings of the GPS Antennen Workshop*, 1–14. https://www.gib.uni-bonn.de/team/lehrbeauftragte/bgoerres/antennen-workshops/2001AWS/3AWS_2001-Menge1.pdf
- Mihály, Sz. (1982). Az alaphálózati doppleres mérések feldolgozása a SADOSA programmal. *Geodézia és Kartográfia*, 34(2), 84–88.
- Mile, M., Bölöni, G., Kucukkaraca, E., Rózsa, Sz. (2014). Assimilation of GPS ZTD in mesoscale AROME model at Hungary. *COST ES-1206 Workshop*, Szóbeli előadás.
- Mile, M., Benáček, P., Rózsa, Sz. (2019). The use of GNSS zenith total delays in operational AROME/Hungary 3D-Var over a central European domain. *Atmospheric Measurement Techniques*, 12(3), 11. <https://doi.org/10.5194/amt-12-1569-2019>
- Miloshevich, L. M., Vömel, H., Whiteman, D. N., Leblanc, T. (2009). Accuracy assessment and correction of Vaisala RS92 radiosonde water vapor measurements. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 114(11). <https://doi.org/10.1029/2008JD011565>
- Minster, J. B., Jordan, T. H. (1978). Present-day plate motions. *Journal of Geophysical Research*, 83(B11). <https://doi.org/10.1029/jb083ib11p05331>
- Möller, G., Weber, R., Böhm, J. (2014). Improved Troposphere Blind Models Based on Numerical Weather Data. *Navigation, Journal of the Institute of Navigation*, 61(3). <https://doi.org/10.1002/navi.66>
- Nash, J., Oakley, T., Vömel, H., Li, W. (2011). WMO Intercomparison of High Quality Radiosonde Systems Yangjiang, China, 12 - 31 July 2010. In *Organization (Szám 107)*. http://www.wmo.int/pages/prog/www/IMOP/publications/IOM-107_Yangjiang.pdf
- NGL. (2020). GPS Networks Map. Nevada Geodetic Laboratory. <http://geodesy.unr.edu/NGLStationPages/gpsnetmap/GPSNetMap.html>
- NGS/NOAA. (2020a). Antenna Calibration - Frequently Asked Questions. 2020. <https://geodesy.noaa.gov/ANTCAL/FAQ.xhtml>
- NGS/NOAA. (2020b). Antenna Calibrations. <https://geodesy.noaa.gov/ANTCAL/>

- Nichols, R. (1974). Geodetic SECOR Satellite.
- Niell, A. E. (1996). Global mapping functions for the atmosphere delay at radio wavelengths. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B2), 3227–3246. <https://doi.org/10.1029/95JB03048>
- Nkuite, G. (1992). Theoretische Konzipierung und softwaremäßige Realisierung einer koordinatenbezogenen Deformationsanalyse für die Modelle “Kongruenz” und “Einzelpunktbewegung”. Universität Karlsruhe.
- Nkuite, G. (1998). Ausgleichung mit singulärer Varianzkovarianzmatrix am Beispiel der geometrischen Deformationsanalyse (Reihe C). Deutsche Geodätische Kommission, Reihe C, Heft Nr. 501.
- Nocquet, J.-M., Calais, E. (2003). Crustal velocity field of western Europe from permanent GPS array solutions, 1996–2001. *Geophysical Journal International*, 154(1), 72–88. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.01935.x>
- Noll, C. E. (2010). The crustal dynamics data information system: A resource to support scientific analysis using space geodesy. *Advances in Space Research*, 45(12), 1421–1440. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2010.01.018>
- Ober, P. B., Imparato, D., Verhagen, S., Tiberius, C., Veerman, H., Van Kleef, A., Wokke, F., Bos, A., Mieremet, A. (2014). Empirical integrity verification of GNSS and SBAS based on the extreme value theory. *Navigation, Journal of the Institute of Navigation*, 61(1). <https://doi.org/10.1002/navi.55>
- OMSZ. (2006). <http://www.met.hu>.
- Pacione, R., Vespe, F. (2008). Comparative studies for the assessment of the quality of near-real-time GPS-derived atmospheric parameters. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 25(5). <https://doi.org/10.1175/2007JTECHA935.1>
- Parkinson, B., Powers, S. (2010a). Fighting to Survive. *GPS World*, 2010(June), 8–18.
- Parkinson, B., Powers, S. (2010b). The Origins of GPS - part 1. *GPS World*, 2010(May), 30–41.
- Petit, G., Luzum, B. (2010). IERS Conventions (2010).
- Pidwirny, M. (2008). Fundamentals of Physical Geography. [physicalgeography.net](http://www.physicalgeography.net). <http://www.physicalgeography.net/home.html>
- Reiter, K., Heidbach, O., Müller, B. (2016). Stress Map Germany 2016 (o. 1). GFZ Data Services. https://doi.org/10.5880/WSM.Germany2016_en
- RéNaSS. (2005). Francia Nemzeti Szeizmológiai Hálózat honlapja. <https://renass.unistra.fr/>
- Rocken, C., Sokolovskiy, S., Johnson, J. M., Hunt, D. (2001). Improved mapping of tropospheric delays. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 18(7). [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2001\)018<1205:IMOTD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2001)018<1205:IMOTD>2.0.CO;2)
- Rózsa, Sz. (2005). Abszolút antennakalibrálási adatok felhasználása geodinamikai hálózatokban. *Geomatikai Közlemények*, 8(1), 115–122.

- Rózsa, Sz. (2012). Estimation of integrated water vapour from GPS observations using local models in Hungary. *International Association of Geodesy Symposia*, 136. https://doi.org/10.1007/978-3-642-20338-1_103
- Rózsa, Sz. (2014a). Modelling tropospheric delays using the global surface meteorological parameter model GPT2. *Periodica Polytechnica Civil Engineering*, 58(4). <https://doi.org/10.3311/PPci.7267>
- Rózsa, Sz. (2014b). Uncertainty Considerations for the Comparison of Water Vapour Derived from Radiosondes and GNSS. https://doi.org/10.1007/978-3-642-37222-3_9
- Rózsa, Sz. (2018). A new approach for assessing tropospheric delay model performance for safety-of-life GNSS applications. In A. Heck, K. Seitz, T. Grombein, M. Mayer, J. Stövhase, H. Sumaya, M. Wampach, M. Westerhaus, L. Dalheimer, P. Senger (Szerk.), (Schw)Ehre, wem (Schw)Ehre gebührt : Festschrift zur Verabschiedung von Prof. Dr.-Ing. Dr. h.c. Bernhard Heck. Hrsg.: A. Heck (o. 229–236). KIT Scientific Publishing. <https://doi.org/10.5445/IR/1000080241>
- Rózsa, Sz., Kenyeres, A. (2014). Az aktív GNSS hálózat meteorológiai alkalmazása. *Geodézia és Kartográfia*, 66(3–4), 7–11.
- Rózsa, Sz., Mayer, M., Westerhaus, M., Seitz, K., Heck, B. (2005). Towards the determination of displacements in the Upper Rhine Graben area using GPS measurements and precise antenna modelling. *Quaternary Science Reviews*, 24(3-4 SPEC. ISS.). <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.07.007>
- Rózsa, Sz., Heck, B., Mayer, M., Seitz, K., Westerhaus, M., Zippelt, K. (2005). Determination of displacements in the upper Rhine graben Area from GPS and leveling data. *International Journal of Earth Sciences*, 94(4). <https://doi.org/10.1007/s00531-005-0478-z>
- Rózsa, Sz., Dombai, F., Németh, P., Ablonczy, D. (2009). Integrált vízgőztartalom becslése GPS adatok alapján. *Geomatikai Közlemények*, 12(1), 187–196.
- Rózsa, Sz., Weidinger, T., Gyöngyösi, A., Kenyeres, A. (2012). The role of GNSS infrastructure in the monitoring of atmospheric water vapor. *Időjárás - Quarterly Journal of the Hungarian Meteorological Society*, 116(1), 1–20. <https://www.met.hu/downloads.php?fn=/metadmin/newspaper/2012/03/116-1-2-rozsa.pdf>
- Rózsa, Sz., Kenyeres, A., Weidinger, T., Gyöngyösi, A. Z. (2014). Near Real Time Estimation of Integrated Water Vapour from GNSS Observations in Hungary. https://doi.org/10.1007/978-3-642-37222-3_5
- Rózsa, Sz., Ambrus, B., Juni, I. (2017). Integrity analysis of the RTCA tropospheric delay model. In G. Orosz (Szerk.), *AIS 2017 - 12th International Symposium on Applied Informatics and Related Areas* (o. 94–99). Óbudai Egyetem. http://real.mtak.hu/70677/1/AIS_2017_paper_23.pdf
- Rózsa, Sz., Ambrus, B., Juni, I., Ober, P., Mile, M. (2020). An advanced residual error model for tropospheric delay estimation. *GPS Solutions*, 24(4), 1–15. <https://doi.org/10.1007/s10291-020-01017-7>

- RTCA. (2006). DO-229D: Minimum Operational Performance Standards (MOPS) for Global Positioning System/Satellite-Based Augmentation System Airborne Equipment.
- Ryan, J. W., Ma, C. (1998). NASA-GSFC's geodetic VLBI Program: A twenty-year retrospective. *Physics and Chemistry of the Earth*, 23(9–10). [https://doi.org/10.1016/S0079-1946\(98\)00144-X](https://doi.org/10.1016/S0079-1946(98)00144-X)
- Saastamoinen, J. (1972). Contributions to the theory of atmospheric refraction. *Bulletin Géodésique (1946-1975)*, 105(1), 279–298. <https://doi.org/10.1007/BF02521844>
- Sáfár, T. (2012). *Visszavert GNSS jelek észlelése, feldolgozása és alkalmazási lehetőségei*. Budapesti Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem.
- Savastano, G., Komjathy, A., Verkhoglyadova, O., Mazzoni, A., Crespi, M., Wei, Y., Mannucci, A. J. (2017). Real-time detection of tsunami ionospheric disturbances with a stand-alone GNSS receiver: A preliminary feasibility demonstration. *Scientific Reports*, 7. <https://doi.org/10.1038/srep46607>
- Schaer, S., Beutler, G., Rothacher, M., Springer, T. A. (1996). Daily global ionosphere maps based on GPS carrier phase data routinely produced by the CODE analysis center. In R. E. Neilan (Szerk.), *Proceedings of the IGS Analysis Center Workshop*, Silver Spring, Maryland USA, March 19-21. (o. 182–192). IGS CB, NASA/JPL. <http://mediatum.ub.tum.de/doc/1365743/254480.pdf>
- Schumacher, M. E. (2002). Upper Rhine Graben: Role of preexisting structures during rift evolution. *Tectonics*, 21(1), 6-1-6–17. <https://doi.org/10.1029/2001TC900022>
- Shen, Z. K., Jackson, D. D., Ge, B. X. (1996). Crustal deformation across and beyond the Los Angeles basin from geodetic measurements. *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 101(12). <https://doi.org/10.1029/96jb02544>
- Simmons, A. J., Hollingsworth, A. (2002). Some aspects of the improvement in skill of numerical weather prediction. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 128(580). <https://doi.org/10.1256/003590002321042135>
- Smith, E. K., Weintraub, S. (1953). The Constants in the Equation for Atmospheric Refractive Index at Radio Frequencies. *Proceedings of the IRE*, 41(8). <https://doi.org/10.1109/JRPROC.1953.274297>
- Smith, W. (1966). Note on the Relationship Between Total Precipitable Water and Surface Dew Point. *Journal of Applied Meteorology*, 5(5). [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1966\)005<0726:notrbt>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1966)005<0726:notrbt>2.0.co;2)
- Speidel, J., Tossaint, M., Wallner, S., Avila-Rodrigues, J., Hein, G. (2013). Integrity for Aviation: Comparing Future Concepts. *InsideGNSS*, 2013(July/August), 54–64.
- Stansell, T. (1978). *The Transit Navigation Satellite System*. Magnavox Government and Industrial Electronics Company. <https://www.ion.org/museum/files/TransitBooklet.pdf>
- Steigenberger, P., Rothacher, M., Schmid, R., Steigenberger, P., Rülke, A., Fritsche, M., Dietrich, R., Tesmer, V. (2009). Effects of different antenna phase center models on

- GPS-derived reference frames. *International Association of Geodesy Symposia*, 134, 83–88. https://doi.org/10.1007/978-3-642-00860-3_13
- Stern, P., MacDonald, J. (1965). *Catalog of Precisely Reduced Observations*, no. P-13. 1962 Beta MU 1 (anna 1B). SAO Special Report, 168.
- Sturdevant, R. (2007). NAVSTAR, the Global Positioning System: A Sampling of Its Military, Civil, and Commercial Impact. In S. Dick R. Launius (Szerk.), *Societal Impact of Spaceflight* (o. 697). NASA. history.nasa.gov/sp4801.pdf
- Thayer, G. D. (1974). An improved equation for the radio refractive index of air. *Radio Science*, 9(10). <https://doi.org/10.1029/RS009i010p00803>
- Tietze, R., Neeb, I., Walgenwitz, F., Maget, P. (1979). *Geothermische Synthese des Oberrheingrabens (Bestandsaufnahme) / Synthèse géothermique du Fossé Rhénan Supérieur*.
- Ustaszewski, K., Schmid, S. M. (2007). Latest Pliocene to recent thick-skinned tectonics at the Upper Rhine Graben – Jura Mountains junction. *Swiss Journal of Geosciences*, 100(2), 293–312. <https://doi.org/10.1007/s00015-007-1226-0>
- Vaisala. (2010). *Vaisala Radiosonde RS92-D. Technical Data. Ref. B210763EN-B* (o. 2). <https://www.vaisala.com/sites/default/files/documents/RS92-D-Datasheet-B210763EN-B-LoRes.pdf>
- van Leeuwen, S., van der Marel, H., Tossaint, M., Martellucci, A. (2004). *Validation of SBAS MOPS Troposphere Model* Validation of SBAS MOPS Troposphere Model over the EGNOS Service Area. <https://reports.nlr.nl/handle/10921/581>
- Villiger, A., Dach, R. (2020). *IGS Technical Report 2019*. <https://doi.org/10.7892/boris.14400>
- Warner, D. J. (2002). Political geodesy: The Army, the Air Force, and the world geodetic system of 1960. In *Annals of Science* (Köt. 59, Szám 4). <https://doi.org/10.1080/0003790110044756>
- Wegener, A. (1912). Die Entstehung der Kontinente. *Geologische Rundschau*, 3(4). <https://doi.org/10.1007/BF02202896>
- Williams, S. D. P. (2003). The effect of coloured noise on the uncertainties of rates estimated from geodetic time series. *Journal of Geodesy*, 76(9–10). <https://doi.org/10.1007/s00190-002-0283-4>
- WMO. (2007). *Observing stations and WMO Catalogue of Radiosondes*. <http://www.wmo.int/pages/prog/www/ois/volume-a/vola-home.htm>
- WMO. (2008). *Guide to Meteorological Instrument and Methods of Observations*. World
- Woodford, J. B., Nakamura, H. (1966). *Navigation Satellite Study*.
- Wübbena, G., Schmitz, M., Boettcher, G., Schumann, C. (2006). Absolute GNSS Antenna Calibration with a Robot: Repeatability of Phase Variations, Calibration of GLONASS

and Determination of Carrier-to-Noise Pattern. Proceedings of the IGS Workshop „Perspectives and Visions for 2010 and beyond, 1–12.

Wübbena, G., Schmitz, M., Menge, F., Böder, V., Seeber, G. (2000). Automated Field Calibration of GPS Antennas in Real-time. Proceedings of the 13th International Technical Meeting of the Satellite Division of the Institute of Navigation ION GPS 2000, 2512–2522.

Ziegler, P. A. (1992). European Cenozoic rift system. *Tectonophysics*, 208(1), 91–111. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90338-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90338-7)

Zielinski, J. (1989). GPS baseline error caused by the orbit uncertainty. *Manuscripta Geodaetica*, 14(2), 117–124.

Zippelt, K. (1988). Modellbildung, Berechnungsstrategie und Beurteilung von Vertikalbewegungen unter Verwendung von Präzisionsnivellements. DGK Reihe C.