

VÍZGŐZKÉPEK HASZNÁLATA A SZINOPTIKUS GYAKORLATBAN

Szakdolgozat
Földtudomány alapszak
Meteorológia szakirány



Készítette: Kohlmann Márk

Témavezető: Kolláth Kornél
Simon André

Konzulens: Dr. Pongrácz Rita

Eötvös Loránd Tudományegyetem
Földrajz- és Földtudományi Intézet
Meteorológiai Tanszék

Budapest, 2011

Tartalomjegyzék

Bevezetés.....	3
1. A vízgőzképek és interpretációjuk.....	4
1.1 A sugárzásátviteli egyenlet alakja.....	5
1.2 A crossover hatás.....	7
1.3 A topografikus koncepció.....	9
1.4 MSG vízgőzcsatornák.....	14
2. A potenciális örvényesség.....	21
2.1 A megmaradás elve.....	22
2.2 A megfordíthatóság elve.....	22
2.3 A PV klimatológiai eloszlása.....	23
2.4 PV anomáliák.....	24
2.5 Ciklogenezis a PV koncepció szerint.....	27
3. Vízgőzképek gyakorlati alkalmazásai.....	29
3.1 WV képeken megjelenő jellegzetes objektumok.....	30
3.2 A jet-stream.....	37
3.3 Magassági ciklonok.....	39
3.4 Frontok.....	41
3.5 Rapid ciklogenezis.....	49
4. Modellmodifikációs, validációs eljárások WV képek segítségével.....	52
5. Összefoglalás.....	54
6. Irodalomjegyzék.....	55

Bevezetés

A vízgőzképek (WV, „water vapor”) az infravörös tartományban készült műholdképek egy speciális családját alkotják. A hagyományos infravörös (IR) és látható fény (VIS) tartományban készült műholdképekkel szemben a WV képek főként közép -és felső troposzféra nedvességtartalma által emittált infravörös sugárzás radianciájának térbeli eloszlását reprezentálják. Ezen tulajdonságuk kifejezetten alkalmassá teszi a WV képeket a jól ismert szinoptikus skálájú légköri mozgásrendszerek magaslégköri dinamikájának megértésére, mivel a vízgőz magas szintű, szinoptikus skálájú áramok mentén való rendeződése rendszerint éles határfelületeket jelöl ki a meleg, nedves, alsó troposzférából emelkedő légrétegek, és a süllyedő felső troposzférikus, vagy akár sztratoszférikus eredetű száraz, hideg légtömegek között. A WV képek segítségével detektálhatók a tropopauza magasságában megjelenő anomáliák is, melyek jelentősen befolyásolják egy-egy időjárási szituáció kimenetelét (Santurette, Georgiev, 2005).

Kitérünk arra is, hogy a Rossby és Ertel által a huszadik század 30'-as éveiben bevezetett potenciális örvényesség (PV) Hoskins et al., (1985) tanulmánya kapcsán elengedhetetlen diagnosztikai paraméterként került be a szinoptikus meteorológia eszköztárába, s hogy a potenciális örvényességgel kapcsolatos modellmezők miként hozhatók összefüggésbe a szinoptikus skálájú áramlási viszonyokkal, s az azokról WV tartományban készült műholdképekkel.

A dolgozat célja bemutatni a vízgőzképek sugárzástani hátterén keresztül a vízgőzképek használatának lehetőségeit és korlátait, bemutatni a potenciális örvényesség szinoptikus analízisben betöltött fontos szerepét, s végül példákat felvonultatni a vízgőzkép szinoptikus gyakorlatban konceptuális modelleken keresztül történő alkalmazására.

A dolgozatban bemutatott műholdképek és modellmezők az Országos Meteorológiai Szolgálat HAWK3 megjelenítő szoftverével készültek. A dolgozat nagyban támaszkodik Patrick Santurette és Christo G. Georgiev vízgőzképek gyakorlati alkalmazásait és a PV analízist részleteiben taglaló művére, valamint azon keresztül Weldon és Holmes (1991) tanulmányaira.

1. A vízgőzképek és interpretációjuk

A műholdak a földfelszín, illetve a légkör irányából érkező radianciát mérnek, mely fényességi hőmérsékletté, vagy kép formában mérésenként képpontokká konvertálható, konvenció szerint a szürke szín árnyalatainak használatával. A gyakorlatban a műholdas méréseket legtöbbször képek formájában alkalmazzák. A WV képek interpretációja két fő irányelv mentén zajlik.

Az első megközelítés szerint a kép minden pixele külön mért értéként értelmezendő. Ekkor a vizsgálat tárgyát az jelenti, hogy az adott egység milyen információval szolgálhat a hőmérséklet és nedvesség magasság szerinti eloszlásáról. A következő fejezetek az egyes WV csatornák tulajdonságainak jellemzéséhez fontos fogalmakat tekintik át.

A második irányelv a pixelek nagy területen való vizsgálatát, azok egységes mintázatként való értelmezését jelöli ki. Ezen értelmezés szerint az így megjelenő mintázat a légkör adott pillanatban jellemző áramlási helyzetéről, illetve annak időbeni változásáról, folyamatairól szolgáltat fontos információt, az adott hullámhossz mért és képpé alakított adatai egyedi sajátosságainak megfelelően. Ezen megközelítésben a műholdkép fontos segédeszközül szolgál az előrejelzőnek szinoptikus skálájú folyamatok megértéséhez (Santurette, Georgiev, 2005).

1.1 A sugárzásátviteli egyenlet alakja

Az elektromágneses sugárzás infravörös tartományában jellemző hullámhosszon sugárzó testek, Plank törvénye alapján, jó közelítéssel megfeleltethetők a légkör, azon belül a troposzféra és a sztratoszféra jellemző hőmérsékleti tartományában sugárzó testeknek. A műholdak olyan, a légkörben sugárzó testek infravörös sugárzását (vagy épp ezen sugárzás elnyelődését) mérik, mint a Föld felszíne, felhő-és csapadékelemek, tengerfelszín,...stb.

A műhold által mért radiancia a sugárzásátviteli elv vízgőzképekre vonatkozó alakja alapján adható meg. Azon egyszerűsítéssel, hogy a hosszuhullámú sugárzás szóródása a vízgőzképek spektrális tartományán belül tapasztalható szignifikáns abszorpció mellett elhanyagolható, a sugárzásátviteli egyenlet

$$I_\nu = (I_0)_\nu \tau(\nu, \Theta, p_0) + \int_{p_0}^0 B\{\nu, T(p)\} \frac{d\tau(\nu, \Theta, p)}{dp} dp \quad (1)$$

Alakot veszi fel, ahol I_ν a nemszóródó sugárzás radianciája a légkör felső határán Θ zenitszög és ν hullámhossz mellett, I_0 a felszín radianciája (p_0), B pedig a Planck-függvény a megfelelő $T(p)$ légköri hőmérsékleti profilra vonatkoztatva, p nyomás mellett.

$$\tau(\nu, \Theta, p) = \exp \left\{ -\sec \Theta \int_p^0 k(\nu, p) c(p) \rho(p) dp \right\} \quad (2)$$

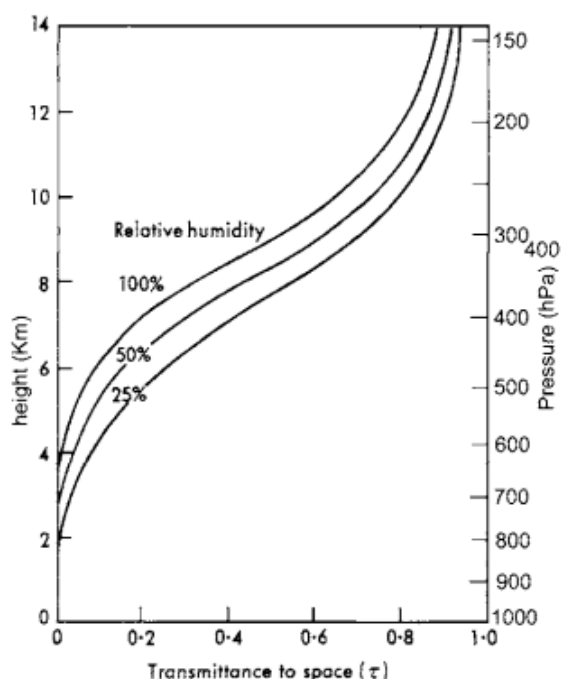
τ azon légréteg transzmittanciája, melyen a sugárzás áthatol. A transzmittancia megadja a légkör egy adott szintjén a forrástól érkező sugárzás és a légréteg által átengedett sugárzás arányát, azaz megadja, hogy a sugárzás mekkora része nyelődik el a vizsgált szinten, illetve a fölötte elhelyezkedő rétegen. A WV sávban történő elnyelődés vizsgálatára a transzmittancia a legalkalmasabb (Weldon és Holmes, 1991).

Ahhoz, hogy a légkör transzmittanciáját vizsgálni lehessen, hullámhossztól függetlenül, bármilyen infravörös csatornán, egy ún. súlyfüggvényt szokás bevezetni, mely a transzmittancia-függvény magassági koordináta szerinti deriváltja. A súlyfüggvény azon részecskék, gázok emissziójának a teljes mért sugárzásban való részarányát, illetve annak magasság szerinti eloszlását írja le, melyek a Föld felszíne felől érkező sugárzást elnyelik. A WV csatornán az elnyelő szubsztancia értelemszerűen a víz, minden halmazállapotában.

$$W(\log p) = \int_{\nu_1}^{\nu_2} A(\nu) \frac{d\tau(\nu, \Theta, \log p)}{d \log p} d\nu \quad (3)$$

A a spektrális válaszfüggvény, ν_1 , ν_2 pedig a spektrális sáv határait kijelölő hullámhossz. A Meteosat WV csatorna spektrális sávja 1342 cm^{-1} - 1774 cm^{-1} közé tehető.

Bár olyan más abszorbeáló gázok elnyelési sávjai is jelen vannak a műholdak WV sávjaiban, mint a CH_4 , N_2O , NO_2 , vagy a CO_2 , a mért radianciára gyakorolt hatásuk elhanyagolható a vízgőz hatása mellett. Emiatt a transzmittancia magasság szerinti változása, valamint a súlyfüggvény csak a vízgőz magasság szerinti eloszlásától tehető függővé.



1.1 ábra *Meteosat WV csatornán mért transzmittancia (Eyre, 1981)*

Az 1.1 ábra három, ugyanazon hőmérsékleti, de eltérő nedvességi (átlagos relatív nedvességi) profil mellett számolt transzmittancia görbéket jelenít meg (ahol a transzmittancia a világűr felé haladó sugárzásra vonatkozik). Látható, hogy a relatív nedvességben tapasztalható növekvény csökkenti a légréteg transzmittanciáját adott magasságon. Csökkenő nedvességtartalom mellett az adott réteg emissziójának teljes sugárzásban megjelenő részaránya is csökken.

A radiancia magassági függésének leírására a súlyfüggvény nem alkalmas, helyette az ún. hozzájárulási függvényt (contribution function) kell bevezetni, mely integrandusában a planck függvény is szerepel a súlyfüggvény mellett (Fisher et al., 1981). Ezen függvény elemzése azonban túlmutat a dolgozat keretein.

1.2 A crossover hatás

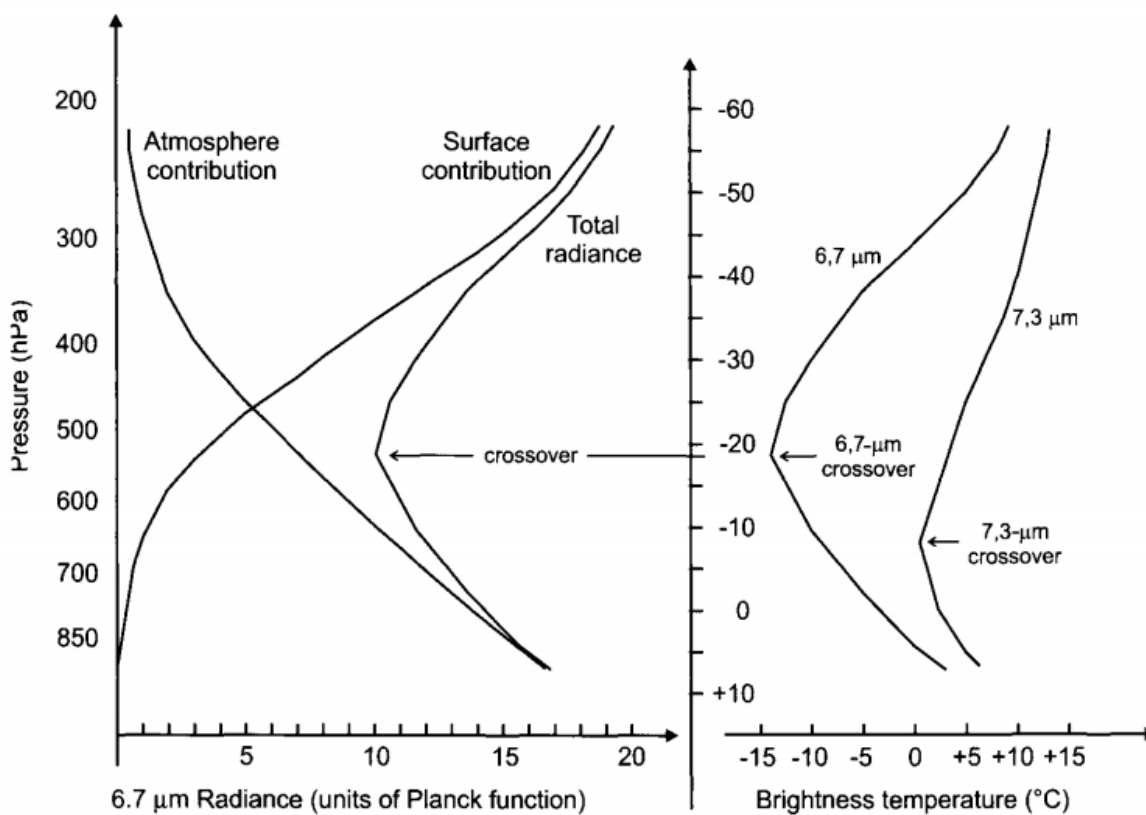
A különböző hullámhosszal jellemezhető WV csatornák közül a 6,2; 6,3; 6,7 μm -es csatornákon mért értékeket szokás kép formában megjeleníteni, mivel ezen hullámhosszakon nyelődik el a sugárzás legnagyobb mértékben, s épp ezért sokkal érzékenyebbek a nedvesség tér- és időbeli változására mint a 7,3 μm köré súlyozott WV csatorna, melyen a mért radianciát ritkábban szokás kép formájában megjeleníteni. Ezen képek elemzésénél is érvényes az infravörös sugárzás tartományában készült képekre vonatkozó konvenció, mely szerint a világosabb tartományok hidegebb fényességi hőmérsékletet, gyengébb beérkező sugárzást indikálnak, szemben a sötétebb területekkel, melyek melegebb forrásokat reprezentálnak.

A fényességi hőmérséklet egy adott termikus állapotú testről érkező hőmérsékleti sugárzás egy mérőszáma, mely K-ben megadott egységekkel jellemzi a sugárzás intenzitását. A sugárzás intenzitása arányos a sugárzó test hőmérsékletével, a Stefan-Boltzmann törvény által leírtak szerint. Az ún. „légköri ablakokban” mért infravörös sugárzásból (10,8 μm ; 12 μm) származtatott fényességi hőmérséklet megegyezik a sugárzó objektumok felszíni hőmérsékletével. A WV csatornákon jellemző erős elnyelés miatt előfordul azonban, hogy a fényességi hőmérséklet (különösen a 6,2 μm és a 6,7 μm -es sávokban) jelentősen eltér a vizsgált objektum valós hőmérsékletétől, az eltérés pedig függ a nedvesség magasság szerinti változásától, eloszlásától (Weldon és Holmes, 1991).

A vízgőz által kibocsátott sugárzás értelemszerűen egy véges vastagságú rétegből származik. A vízgőz – légkörben jellemző koncentrációjában – áttetsző a sugárzás számára. A mért fényességi hőmérséklet tehát egy adott nedves réteg nettó hőmérséklete, nem pedig egy felszíné vagy magassági szinté. Minél nagyobb a vízgőz koncentrációja, annál sekélyebb a réteg, ahonnan a sugárzás származik.

A sugárzás intenzitásán keresztül meghatározhatjuk tehát egy adott felszín, pl. felhőtető, szárazföld vagy vízfelszín hőmérsékletét. Ha azonban vízgőz van jelen a műhold és a vizsgált objektum között, az elnyeli a sugárzás egy részét, majd visszasugározza. Mivel azonban a hőmérséklet jelentősen változik a magassággal, a re-emisszió egy, az elnyelt sugárzás energiaszintjétől különböző szinten zajlik (az intenzitás hőmérsékletfüggése miatt). Az re-emittáló vízgőz a felszínnél, vagy az esetleg alatta elhelyezkedő felhőtetőknél általában hidegebb légrétegekben helyezkedik el, így az emisszió energiaszintje rendszerint alacsonyabb.

A nedves légrétegen áthaladó sugárzás, és a nedves légréteg által kibocsátott sugárzás dominanciájának megváltozását crossover hatásnak nevezzük. A jelenség nagy befolyással bír a WV csatornákon beérkező sugárzásintenzitásra, valamint azt is eredményezi, hogy az egyes csatornák más-más magasságokon produkálják maximális érzékenységet a nedvességeloszlásra vonatkozóan. Az 1.2 ábra bemutatásakor rámutatunk arra a tényre, hogy a 6,7 μm -es csatorna paraméterei nagyban hasonlítanak a 6,2 μm -es csatorna paramétereire (Santurette, Georgiev 2005), így az ábrán bemutatottak a 6,2 μm -es csatornára is értendők, a pontosság igénye nélkül, pusztán kvalitatív elemzés céljából.



1.2 ábra Crossover hatás a 6,7 μm -es csatornán, 14 nedves légrétegen vizsgálva. A baloldali ábra függőleges tengelyén nyomási, a jobboldali ábra függőleges tengelyén hőmérsékleti skála látható. A baloldalon a Föld és a légkör radianciája, valamint azok szuperpozíciója, a jobb oldalon a jelölt két csatornán észlelt fényességi hőmérséklet látható (Weldon és Holmes, 1991).

Az ábra bal részén három görbe látható:

- A teljes radiancia (total radiance), azaz a mért nettó sugárzás-intenzitás, melyből a fényességi hőmérséklet származtatása történik
- A felszíni sugárzás (surface contribution), azaz a teljes sugárzás földfelszín által szolgáltatott része
- A légköri sugárzás (atmosphere contribution), azaz a teljes sugárzás légköri vízgőz által szolgáltatott része

Ha a nedvesség rétegekbe rendeződik, a fényességi hőmérséklet sokszor rosszul reprezentálja a vizsgált rétegek hőmérsékletét (Weldon, Holmes, 1991).

- Magasabban fekvő nedves légrétegek hőmérsékletükhöz képest melegebb fényességi hőmérséklet értékeket produkálnak, mivel alacsonyabban fekvő, melegebb források nagyobb intenzitású sugárzása áthatol a rétegen. Ilyenkor a légköri sugárzás részaránya elenyésző a földfelszín, illetve alacsonyabban fekvő légrétegek hozzájárulásához képest.
- Alacsonyan fekvő nedves rétegek, melyek sokszor teljesen, vagy legnagyobb részt elnyelik a felszín felől érkező sugárzást, szintén magas fényességi hőmérséklet értékeket produkálnak, mivel a nedves réteg, mely kisugároz, maga is meleg. Ezen légrétegek mért radianciája magas, és elhanyagolhatóvá teszi a felszíni sugárzást.
- A két réteg között, közepes magasságokon elhelyezkedő nedves légrétegek azok, melyek a leghidegebb fényességi hőmérsékleteket produkálják. Ennek oka a crossover hatás az alulról érkező illetve re-emittált sugárzás között. Ezen rétegekben található az a magasság is, ahol a felszíni és a légköri sugárzás egyenlővé válik.

1.3 A topografikus koncepció

Az előző fejezetek azt tárgyalták, hogy hogyan nyerhetünk információt a légkörben található vízgőz tulajdonságairól, illetve hogy milyen módosító hatások érik a sugárzást, míg a műhold szenzorához nem ér. Láthattuk, hogy többek között a crossover hatás miatt az egyenként mért értékek nem tekinthetők kielégítően pontos forrásnak a légkör vízgőztartalmának eloszlására vonatkozóan. Más megközelítésben azonban reprezentatívak a

troposzférikus vízgőztartalom eloszlására vonatkozóan, alkalmasak a nedvesség vertikális rétegződésének vizsgálatára, nagy skálájú felhő-és áramlási rendszerek detektálására. Ezen megközelítések értelemszerűen egyszerűsítéseken alapulnak, annak figyelembevétele mellett, hogy az egyes pixelek és a légköri nedvességtartalom eloszlása között egyértelmű megfeleltethetőség nem létezik. Egy ilyen egyszerűsítő koncepció a topografikus reprezentáció (Weldon és Holmes, 1991), mely a következőket feltételezi:

1. Szignifikáns mennyiségű nedvesség a troposzféra alsó régióiban található, egy megfelelő felső határig, melyet zárófelületnek nevezünk. A zárófelület az a szint, ahol a légkör átlátszatlanná válik a WV csatorna számára.
2. A zárófelület fölött a levegő száraz, de ha van nedvesség, az nem rétegzett.
3. A levegő hőmérséklete jelentős inverziók nélkül csökken a troposzférában.
4. Nincsenek felhők.

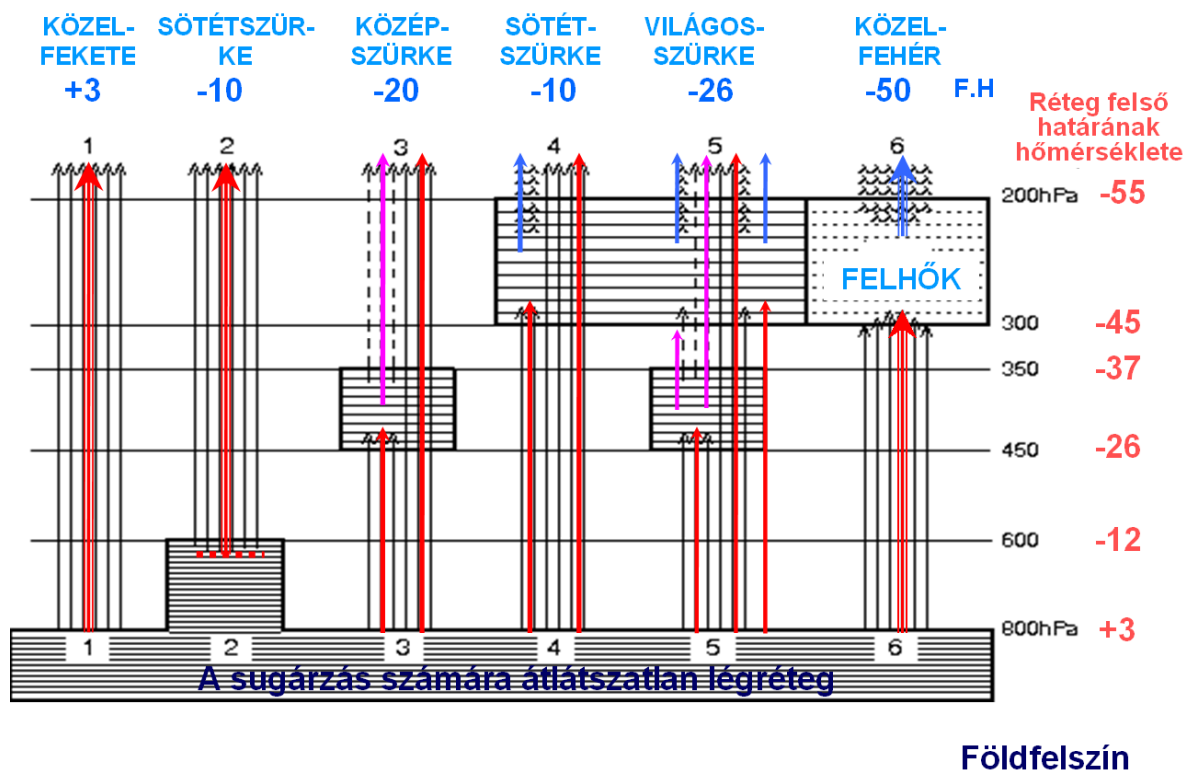
Ezen feltételek mellett, ha a nedves légréteg emelkedik, a mért fényességi hőmérséklet csökken, a reprezentáns képpont pedig világosabb lesz, világos területek alacsony szintű nedvesség emelkedését, sötét területek száraz, felső troposzférikus levegő süllyedését indikálják.

A zárófelület magassága függ a légkör átlagos hőmérsékletétől és WV csatornánként különbözik. Magasabb szélességeken illetve a közepes szélességek telén a zárófelület jellemző magassága a középső troposzféra alsó régióiban található, míg nyáron illetve alacsonyabb szélességeken a középső troposzféra felső rétegeiben jellemző.

A feltételek közül az (1) többnyire teljesül, a (2)-(4) teljesülésének feltételeit szükséges áttekinteni.

1.3.1 Rétegzett nedvesség

A nedvesség rétegzettsége okozta komplikációk nagy szereppel bírnak a WV képek interpretációjakor. Az 1.3 ábra a légköri vízgőz rétegekbe rendeződésének tipikus, WV képek értelmezésének nehézségeit okozó eseteit demonstrálja.



1.3 ábra A rétegzett nedvesség hatásai a $6,7 \mu\text{m}$ köré súlyozott spektrális sávra (Weldon & Holmes, 1991 nyomán). A jobb oldalon a réteg felső határára reprezentatív hőmérséklet skálája ($^{\circ}\text{C}$), valamint a nyomási skála látható. Az F.H.-val jelzett sorban látható értékek a mért fényességi hőmérséklet értékek ($^{\circ}\text{C}$). (forrás: www.eumetsat.int)

Az ábrán a vízszintes csikozású területek telített, vagy a telítési gőznyomáshoz közeli gőznyomás értékekkel rendelkező nedves légréteget jelölnek. A nyomási lépcső mellett az adott nyomási szint hőmérséklete látható. Az ábra tetején a mért fényességi hőmérséklet értékek és a WV kép megfelelő képpontjainak kvalitatív jellemzése látható. A folytonos (piros) nyilak a felszínhez közeli nedves légréteg sugárzását, a szaggatott nyilak és háromszögek (illetve: lila és kék nyilak) pedig a középső illetve felső troposzféra nedves légrétegeinek és felhőzetének emittált sugárzását jelölik.

A topografikus reprezentáció feltételei csak az (1) és (2) esetben teljesülnek maradéktalanul. (1)-(6) esetben a levegő közel vagy teljesen telített a 800 hPa-os réteg alatt, így zárófelületnek ezt a nyomási szintet tekintjük.

Az (1) esetben a levegő száraznak tekinthető a 800 hPa fölötti tartományban, mely így sötét képpontokat produkál a WV képen. A vízgőzzel telített alsó troposzféra nedvességtartalmát magas keverési arány jellemzi, és a száraz levegő sűrűsége is nagy. A műholdat elérő sugárzás épp ezért csak a nedves légréteg egy vékony felszíni rétegéről származik, így a mért fényességi hőmérséklet közel azonos a zárófelület hőmérsékletével.

A (2) esetben a nedves légréteg a felszíntől 600 hPa-ig terjed. A megjelenő képpont világosabb, mint az (1) esetben, a mért fényességi hőmérséklet pedig melegebb, mint a levegő tényleges hőmérséklete ebben a magasságban, mivel a nedves réteg teteje a zárófelület fölött húzódik, a nedves légréteg pedig részben áttetsző a WV sávban érkező sugárzás számára (így a műhold részben a felszínközeli meleg légréteg fényességi hőmérsékletét méri).

A (3) esetben a nedves légréteg a középső troposzféra felső régióban, 450 és 350 hPa között található. A képpont világosabb az (1) és (2) esetek képpontjainál, s a topografikus megközelítés a képpontokat illetően helytálló marad. Azonban a fényességi hőmérséklet nem reprezentatív a vizsgált légréteget illetően, ugyanis a sugárzás egy része származik csak a vizsgált tartományból, egy másik része az alacsonyabban fekvő, melegebb forrásokból származik, mely áthatol a nedves rétegen. A mért fényességi hőmérséklet a két nedves légréteg hőmérséklete között fekvő száraz levegő hőmérsékletének felel meg.

A (4) esetben a nedves légréteg a felső troposzférában fekszik (300 és 200 hPa között). Mivel az itt található vízgőz alacsony keverési aránnyal jellemezhető, és a száraz levegő sűrűsége is csekély, az alacsonyabban fekvő forrásokból érkező sugárzás elenyésző része esik át az abszorpció-re-emisszió folyamatán, így a mért fényességi hőmérséklet ~ 10 °C lesz, mely kevesebb, mint az (1) esetben mért érték, de jelentősen melegebb, mint a vizsgált tartomány hőmérséklete. A képpont fényessége a (2) esetnek felel meg, ezért a két eset nem vagy nehezen különböztethető meg egymástól egyetlen képet vizsgálva, így a topografikus koncepció érvényét veszíti. A nedvesség nagyobb skálájú eloszlását, vagy több kép egymásutánját vizsgálva viszont a probléma megoldhatóvá válik (pl. egy olyan sötét területet vizsgálva, ahol előzőleg erős zivatarvekenység után szétterülő, majd disszipálódó magas szintű felhők voltak jelen viszonylag rövid időtartamon belül, a szituáció könnyebben értelmezhető).

Az (5) esetben egy középső troposzférikus nedves réteg található a (4) eset magasan fekvő nedves rétege alatt. A nedves réteg teteje nincs magasabban, mint az előző esetben,

mégis világosabb képpontok jellemzik a nedves rétegződés ezen változatát, mivel az alulról érkező sugárzás (3) alapján hidegebb forrástól származik, mint a (4) esetben.

A (6) eset a magasan fekvő, telített levegő és a magas szintű felhőzet között fellépő különbséget illusztrálja. A felhőzet a sugárzás jóval jelentősebb hányadát nyeli el és emittálja újra, így a műhold szenzorát elérő sugárzás jelentős része a felhőből származik, melyet a WV képen nagyon világos, illetve teljesen fehér területek reprezentálnak.

1.3.2 Alacsony hőmérsékletek és inverziók

A mért sugárzás értékét meglehetősen sok tényező befolyásolja, azonban a két legmeghatározóbb faktor a vízgőz mennyisége a sugárzás útjában és annak hőmérséklete. Ezen tényezők befolyásolják a légkör abszorpciós tulajdonságait. Ha a vízgőz magasság szerinti eloszlása nem változik, a fényességi hőmérséklet a levegő hőmérséklete szerint változik, de nem követi pontosan azt. A levegő hőmérsékletének változásai ugyanis változásokat eredményeznek a légkör abszorpciós karakterisztikáiban is (Santurette, Georgiev 2005).

A hőmérséklet jelentősen megváltoztathatja a sugárzás forrását is. Alacsony hőmérsékletek mellett az abszolút nedvesség is alacsony lesz, emiatt a zárófelület kisebb magasságokra süllyed, így alacsonyabb rétegek figyelhetők meg a WV képeken keresztül.

Télen jelentős inverziók figyelhetők meg hidegebb légtömegekben, különösen kontinentális területek fölött, ezen esetek is határt szabnak a topografikus koncepciónak. Esetenként jelentős mennyiségű vízgőz fordulhat elő az inverziós rétegekben, s ennek okán nagyobb, alacsony troposzférában fekvő nedves régiók produkálhatnak száraz légrétegeknek megfelelő, vagy még azoknál is sötétebb képpontokat.

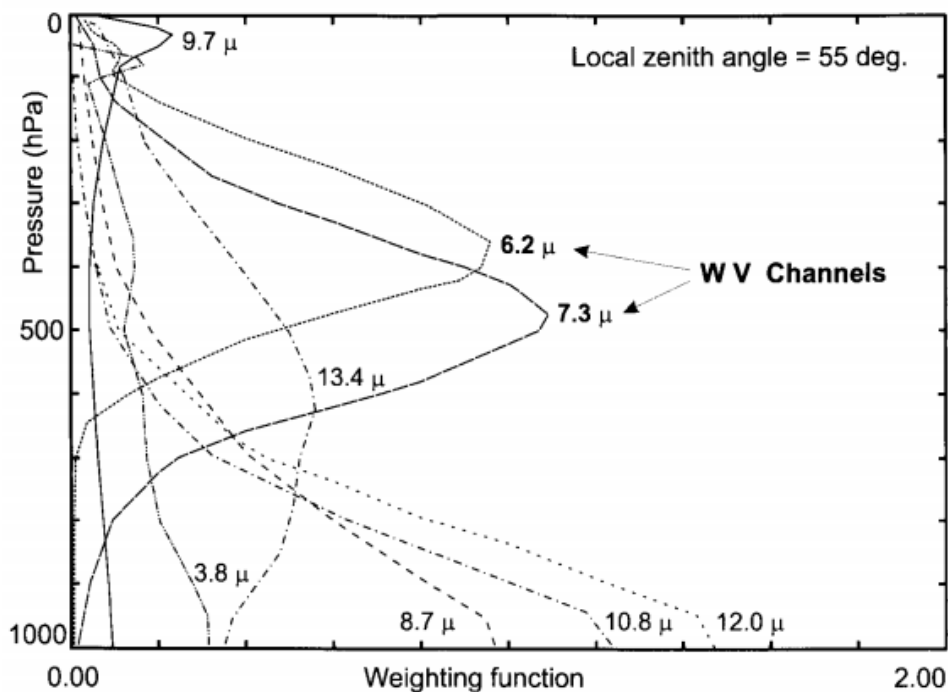
1.3.3 A felhőzet

A felhőzet, bár sokszor elhanyagolt tényező a WV képek sugárzástan elméleti háttérének tárgyalásakor, igen fontos szerepet kap a gyakorlatban. A felhőzet interpretációjának problémája legjobban a nedves levegő-felhő átmenetek egyértelműsítésében jelentkezik. Ennek kiküszöbölésének egyik legjobb módja olyan más csatornák műholdképeinek vizsgálata, mint pl. a látható fény, vagy a 10-12 μm -es légköri

ablak infravörös csatornáit, melyek WV képekkel való összevetése segíthet az értelmezésben támadt problémák megoldásában.

1.4 MSG WV csatornák

Az MSG műhold (Meteosat Second Generation) SEVIRI radiométerének 12 csatornája közül két infravörös csatorna van a vízgőz elnyelési sávjában centrálva, 6,2 μm és a 7,3 μm hullámhosszal. Az 1.4 ábra az MSG infravörös csatornáinak (3) súlyfüggvényét mutatja.



1.4 ábra Az MSG SEVIRI infravörös tartományban működő csatornáinak súlyfüggvényei.
(Santurette, 2005)

Látható, hogy a két WV csatorna súlyfüggvénye eltérő magasságban veszi fel maximumát, tehát eltérő magasságban produkálják legnagyobb érzékenységüket, lehetővé téve ezáltal a WV képek mintavételezési képességének legalább kvalitatív elemzését (Santurette, Georgiev, 2005). A vízgőztartalom adott szinten való változása másképp befolyásolja ugyanis a mért sugárzásértékeket a két csatormán.

1.4.1 Az MSG WV csatornáinak érzékenységi tartománya

A csatornák érzékenységi tartománya segítségével kvalitatíve leírható azok képessége a vízgőz detektálására a légkör bármely szintjén (Santurette, Georgiev, 2005). Ahogy az 1.4 ábrán is látható, a súlyfüggvény szélesebb a 7,3 μm -es csatorna, mint a 6,2 μm -es esetén, ami annak a rétegnek a mélységével arányos, melyen keresztül a 7,3 μm -es csatorna transzmittanciája 0-ról 1-re változik. Látható, hogy a 7,3 μm hullámhosszú sugárzás jelentős része a 700 hPa alatti nedves légrétegekből származik, tehát a 7,3 μm -es csatornán érkező sugárzás vastagabb nedves légrétegeken képes nagyobb mértékben áthatolni, mint a 6,2 μm -es sugárzás.

Ha az alacsony szinteken a levegő és a talaj is hideg, kevés eltérés jelentkezik a fent leírt hatás miatt a mért fényességi hőmérsékletekben. Ellenben melegebb alsó légrétegek és meleg talaj esetén a 7,3 μm -es sugárzás melegebb rétegekből érkezik a műhold mérőműszerére, jóval magasabb fényességi hőmérséklet értékeket produkálva a 6,2 μm -es csatornán mért értékeknél. Mivel tehát a 6,2 μm -en érkező sugárzás abszorpciója sokkal jelentősebb, a vízgőz már kis mennyisége is detektálható nagyobb magasságokban. Ám e kedvező tulajdonsága a 6,2 μm -es csatornának egyben megakadályozza az alacsonyabb légrétegek vízgőztartalmának vizsgálatát.

Nedves réteg típusa	6.2-es MSG csatorna		7.3-as MSG csatorna	
	Detektálható	Érzékenységi tartomány	Detektálható	Érzékenységi tartomány
Mély, nedves légrétegek (200-1000hPa)	igen	nagy	igen	közepes
Magas szintű, vékony rétegek (200-300hPa)	igen	szűk	nem	nem érzékeny
Magas szintű rétegek (350-450hPa)	igen	legnagyobb	igen	szűk
Közepes szintű légrétegek (450-600hPa)	igen	nagy	igen	közepes
Alacsony közepes szintű rétegek (600-750hPa)	igen	szűk	igen	nagy
Felszínközeli nedves réteg (1000-875hPa)	nem	nem érzékeny	igen	szűk

1.1 táblázat Az MSG WV csatornák idealizált érzékenységi mutatója a vízgőz változó eloszlására vonatkozóan (Santurette, 2005 nyomán).

A táblázat az MSG WV csatornák érzékenységi tartományának fő tulajdonságait foglalja össze. Látható, hogy a 6,2 μm -es sugárzás nagyon érzékeny a nedvesség eloszlására, változására a közép-és felső troposzférában, legjobban a 400 hPa magassági szint környékén. A vízgőztartalom alacsony szintű eloszlása azonban nehezen, 700 hPa alatt szinte egyáltalán

nem detektálható. A 7,3 μm -es csatorna érzékenységi tartománya általában véve kisebb, mint a 6,2 μm -es csatornáé, viszont kellően érzékeny az alacsonyabb szinteken elhelyezkedő nedvességtartalom megfigyeléséhez.

Mély (200-1000 hPa), magassági szintenként változó nedvességtartalmú réteg vízgőztartalma mind a két csatorna által detektálható. Ha a légoszlop nem tartalmazza nedvességet, a mért fényességi hőmérséklet egyenlő lenne a felszín (mint fekete test) hőmérsékletével. A vízgőztartalom növekedésével a mért fényességi hőmérséklet csökken. Mivel azonban a 7,3 μm -es csatornán az elnyelés kisebb mértékű, a fényességi hőmérséklet redukciója is kisebb. A műholdképeken megfigyelhető képpont mindkét esetben világosabb színt vesz fel növekvő nedvességtartalom esetén, ez a tendencia a 6,2 μm -es csatorna képein markánsabb, az ilyen típusú légrétegek vizsgálatakor tehát ez a csatorna használható inkább.

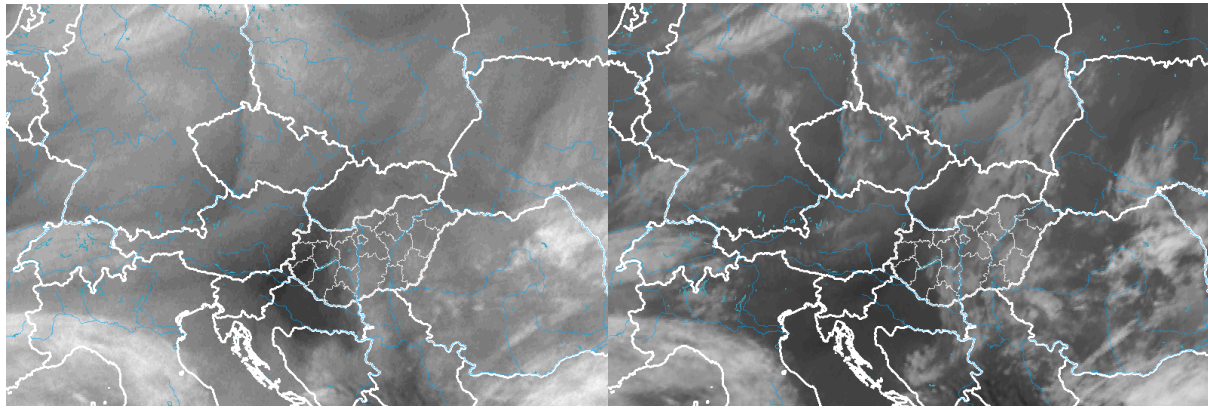
Vékonyabb magas szintű nedves rétegeknél (200-300 hPa között) a 6,2 μm -en mért fényességi hőmérséklet képpontonként kellően elkülönül a vízgőzképen száraz és nedves levegő esetén a magas szintű nedvességtartalom eloszlásának vizsgálatához. A 7,3 μm -es csatornán azonban a fényességi hőmérséklet redukciója olyan csekély, hogy csak a legnagyobb nedvességtartalmú régiók detektálhatók, s azok is gyengén. A mért fényességi hőmérséklet nem reprezentálja a légréteg hőmérsékletét egyik csatornán sem, mindkét csatornán magasabb értékek jelennek meg.

Magas szintű, 350-450 hPa-ig terjedő légrétegek vízgőztartalma szintén jobban detektálható a 6,2 μm -es csatornán.

A crossover effektus tárgyalásakor elmondottak alapján a 450-600 hPa között elhelyezkedő nedves légrétegek adják a leghidegebb fényességi hőmérséklet értékeket, mindkét MSG WV csatorna esetén. Az érzékenység kellően nagy mindkét csatorna esetén. Középmagas (600-750 hPa) rétegek nedvességtartalma mindkét csatornán detektálható. A 7,3 μm -es csatorna érzékenysége nagyobb ezen légrétegben.

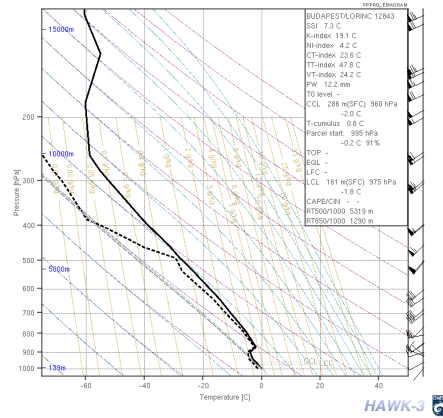
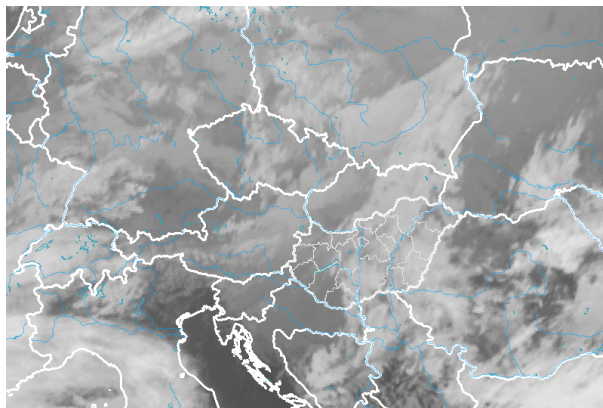
A felszínközeli nedves légrétegek egyedül a 7,3 μm -es csatorna által detektálhatók, ám ezen a csatornán sem láthatók már szignifikáns különbségek nedves és száraz rétegek között.

A lent bemutatott ábrásor a vízgőztartalom három jellegzetes vertikális rétegzettségét, illetve annak megjelenését mutatja be a 6,2 μm -es, 7,3 μm -es és 10,8 μm -es infravörös csatornákon. Az ábrákhoz tartoznak még az adott időpontban Budapest Szentlőrinc állomás rádiószondás felszállásának mért adatai, s az egyes műholdképeken az állomás közelében az egyes csatornákon mért fényességi hőmérsékletek.



TEMP BUDAPEST/LORINC 12843

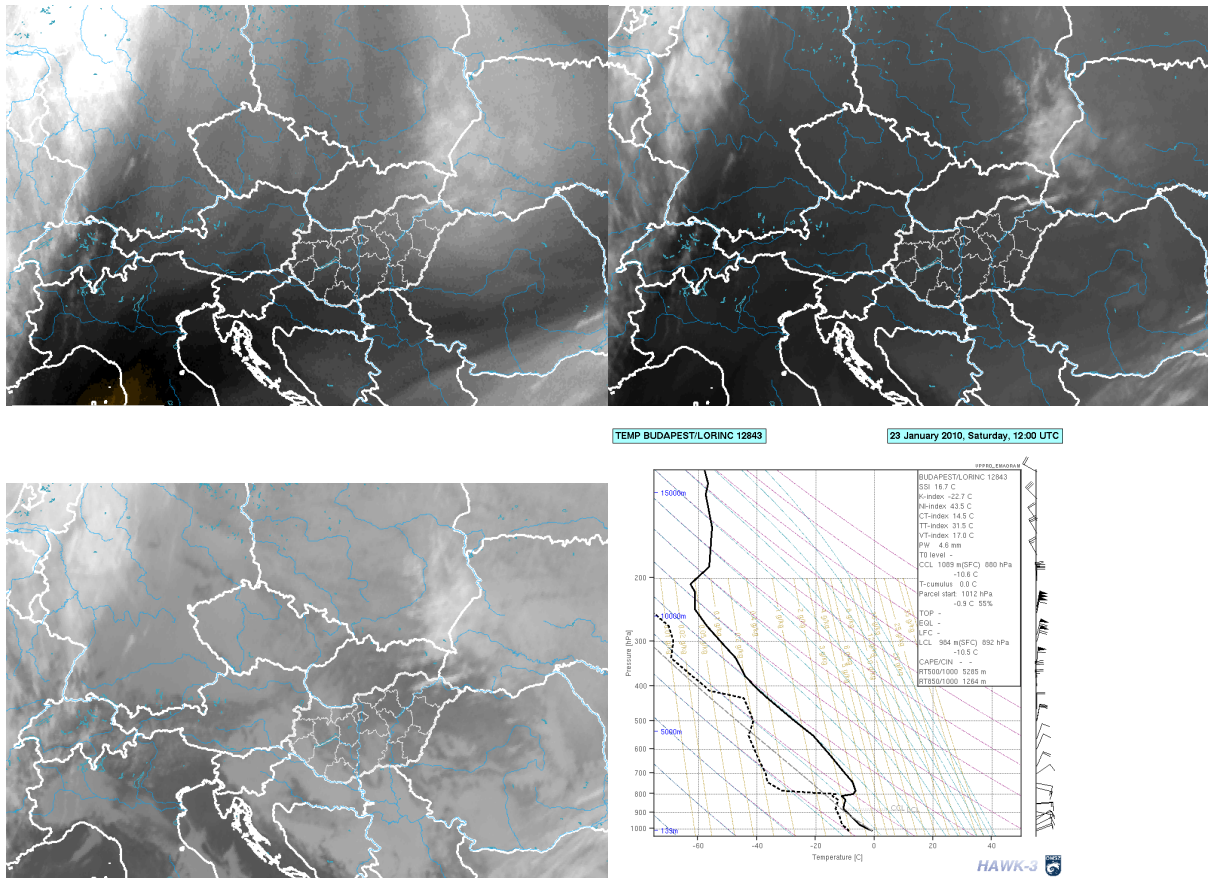
07 January 2010, Thursday, 12:00 UTC



1.5.a ábra 2010 január 7. 12 UTC-kor 6,2 μm -es (bal oldalon felül); 7,3 μm -es (jobb oldalon felül); 10,8 μm -es (bal oldalon alul) csatornán készült műholdképek, illetve Budapest Lőrinc állomás rádiószondás felszállásának adatai.

Az 1.5.a ábra rádiószondás adatai 500 hPa-ig telített, illetve közel telített állapotú nedves levegő, 500 hPa felett pedig száraz levegő jelenlétét mutatják. Az alacsony ill. közép magas szintű felhőzet a 10,8 μm -es műholdképen jól elkülönülő, világosszürke területként jelenik meg. 10,8 μm -en az állomás közelében mért fényességi hőmérséklet -23°C ami a közép magas szintű felhőtető hőmérséklete. A 7,3 μm -es műholdképen a felhőzet a Budapest feletti felhőréteg 10,8 μm -es műholdképen megfigyelhető strukturáltságához hasonló, jól példázván a 7,3 μm -es csatorna alacsonyabb légrétegekre vonatkozó nagyobb érzékenységét. Ugyanakkor a 7,3 μm -en mért fényességi hőmérséklet -29°C , ami jelzi a felhőtető hőmérsékletének befolyását, de kissé hidegebb annál, a felhőtető fölötti nedves légréteg miatt. A 6,2 μm -es műholdképen homogén, sötétszürke nedvességi mező látható Budapest fölött. A mért fényességi hőmérséklet -42°C . A sugárzás a felhőtetőről ered ugyan, de a fényességi hőmérséklet hidegebb mindkét csatornán mért értékeknél, a 600-500 hPa-on

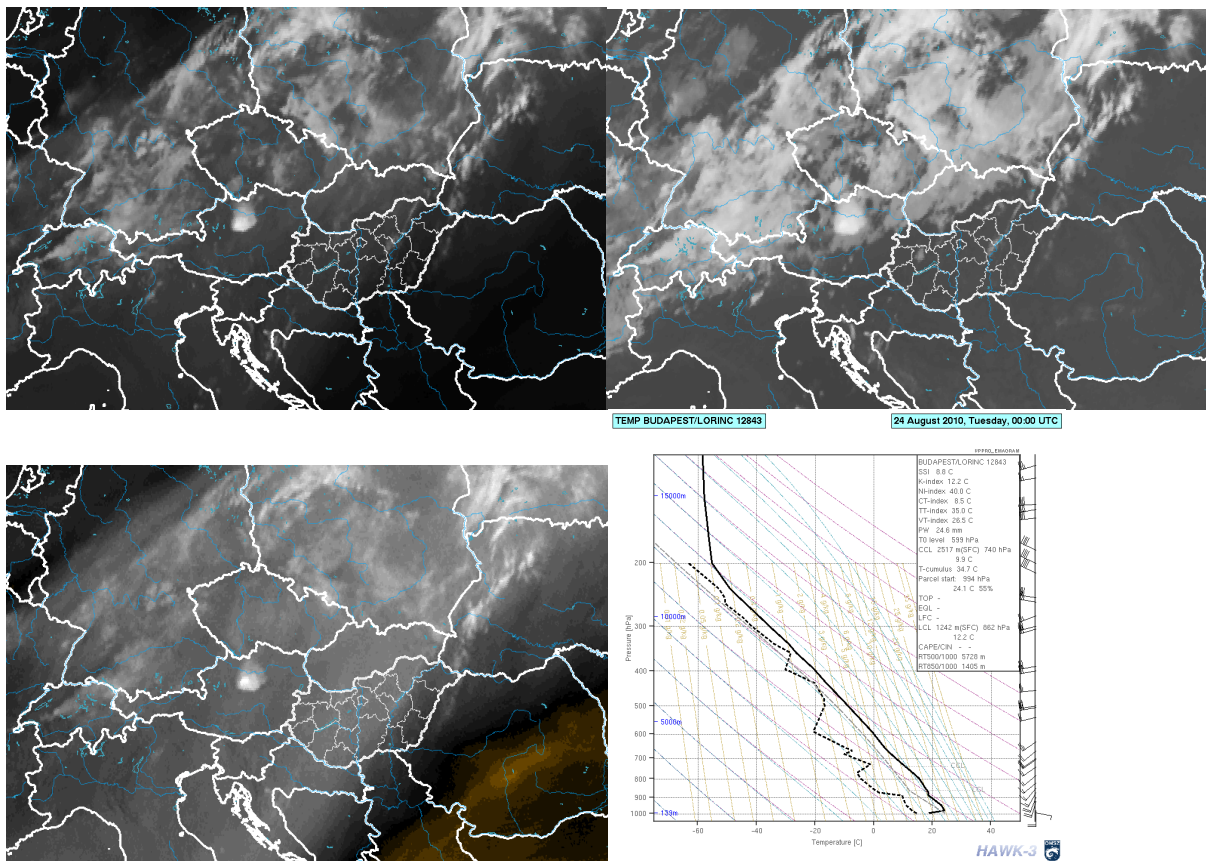
található nedvesség miatt, melyen a 6,2 μm -es csatorna a leghidegebb értékeket adja, a crossover-hatást bizonyítandó.



1.5.b ábra 2010 január 23. 12 UTC-kor 6,2 μm -es (bal oldalon felül); 7,3 μm -es (jobb oldalon felül); 10,8 μm -es (bal oldalon alul) csatornán készült műholdképek, illetve Budapest Lőrinc állomás rádiószondás felszállásának adatai.

Az 1.5.b ábra rádiószondás adatai 800 hPa-ig, ill. 400 hPa-on közel telített nedves levegőt, majd 800-550 hPa-ig, ill. 400 hPa fölött száraz levegő jelenlétét mutatják, egy hőmérsékleti inverzióval az alsóbb légrétegekben. A 10,8 μm -es műholdképen Budapest és környéke sötétedő szürke területként jelenik meg, ami a felhőzet hiányára utal. A mért fényességi hőmérséklet -1°C , ami földfelszín hőmérséklete. A Budapesttől délre található stratus felhőzet ellenben -12°C -ot produkál, ami megfelel a rádiószondás felszállás adatainak megfigyelhető inverziós réteg hőmérsékletének. A 7,3 μm -es műholdképen sötétszürke területként jelenik meg az alacsony nedves légréteg, alátámasztva azt az állítást, mely szerint a felszínközeli légrétegek nedvességtartalmát detektálja ugyan a 7,3 μm -es csatorna, de műholdképen az alig látható. A mért fényességi hőmérséklet -23°C , melyet befolyásol ugyan

a felszín, de arra mégsem reprezentatív. A 6,2 μm -es csatornán a magasban található, viszonylag kevés nedvesség is jól láthatóan jelenik meg. A mért -39°C -os fényességi hőmérséklet a felszínközeli nedves légrétegből származó, a magasban található nedvességtartalom által részlegesen elnyelt és újra emittált sugárzás által produkált fényességi hőmérséklet.



1.5.c ábra 2010 augusztus 24. 00 UTC-kor a 7,3 μm -es (bal oldalon felül); 10,8 μm -es (jobb oldalon felül); 6,2 μm -es (bal oldalon alul) csatornán készült műholdképek, illetve Budapest Lőrinc állomás rádiószondás felszállásának adatai.

Az 1.5.c ábra rádiószondás adatai száraz, csak egy-egy rétegben nedvesebb légrétegek mutatnak kb. 400 hPa-ig, mely szinttől felfele közel telített nedves levegő van jelen. A 10,8 μm -es műholdképen Budapest környéke felhőtlen, a földfelszín látható, melynek mért fényességi hőmérséklete 15°C . A 7,3 μm -es műholdképen Budapest környéke sötétszürke, szárazabb területként jelenik meg. A mért fényességi hőmérséklet -21°C , mely a középmagas, nedvesebb légrétegek által újra emittált sugárzásának eredménye. A fényességi hőmérséklet nem reprezentatív az emittáló nedves légréteg hőmérsékletére nézve. A 6,2 μm -es műholdképen Közép-Európa fölött kiterjedt nedvességi mező húzódik a magasban, mely

világos, illetve közepesen szürke képpontokként jelenik meg Budapest környékén. A mért fényességi hőmérséklet -42°C , mely a magasban található nedvesség szignifikáns elnyelésének tudható be, ám annak hőmérsékletére nem reprezentatív.

2.A Potenciális örvényesség

A potenciális örvényesség (PV, potential vorticity) fogalmának bevezetése Rossby, illetve Ertel (1942) nevéhez fűződik. Manapság szokásos megfogalmazása (Götz és Rákóczi 1980):

$$PV = -g(f + \zeta_{\theta}) \frac{\partial \theta}{\partial p} \quad (4)$$

Ahol

$$\zeta_{\theta} = \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right)_{\theta} \quad (5)$$

az abszolút örvényesség a θ izentróp felületen, $\frac{\partial \theta}{\partial p}$ a statikus stabilitás, f a Coriolis paraméter, g pedig a nehézségi gyorsulás. A PV egységeként az $1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ Kkg}^{-1}$ értéket szokás tekinteni. (PVU=PV unit, egység).

Látható, hogy a PV az örvényességgel és a statikus stabilitással arányos (a statikus stabilitás és az izentrop felületen számolt abszolút örvényesség szorzata). A potenciális örvényességet három fő tulajdonsága teszi megfelelővé dinamikus folyamatok reprezentációjához (Santurette, 2005):

- A PV megmaradása adiabatikus folyamatok, sűrűlódás és turbulens diffúziótól mentes áramlás során.
- A PV megfordíthatósága.
- A PV klimatológiai eloszlása és annak következményei a magaslégköri dinamikai folyamatok megjelenésében.

2.1 A megmaradás elve

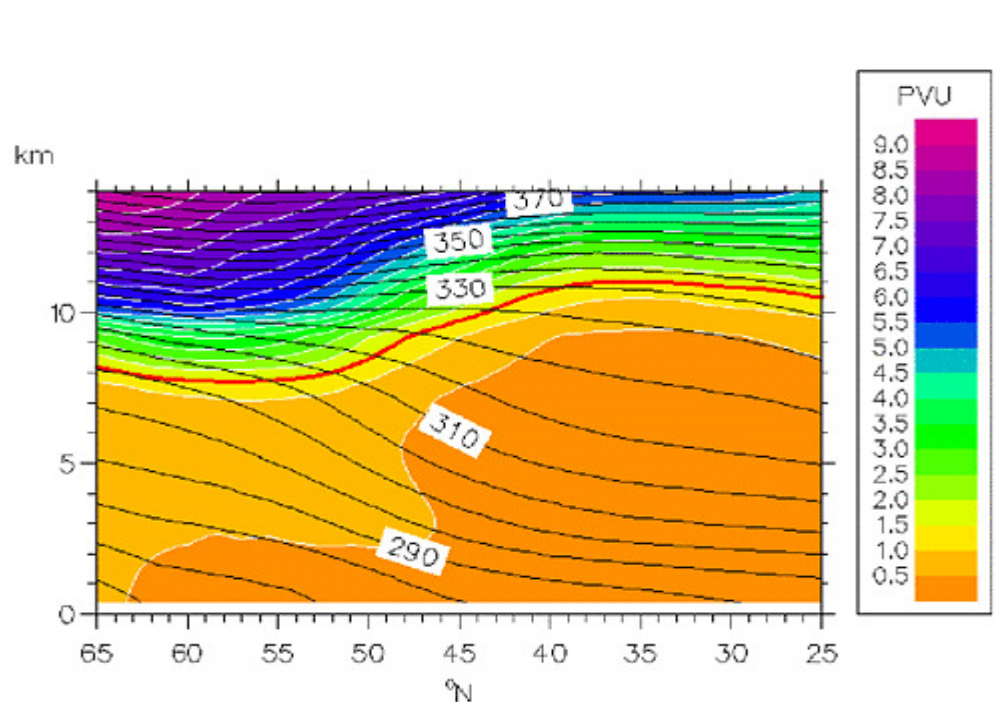
Tekintsünk egy örvénycsövet, melyet két, θ , illetve $\theta + d\theta$ izentróp felület határol. Adiabatikus mozgása során a tömeget megőrző légtest minden részecskéjének potenciális hőmérséklete állandó marad, így szükségszerűen a két izentróp felület között mozog. Ebből kifolyólag a $d\theta$ differencia állandó marad. Ugyanakkor a PV is meg kell maradjon az örvénycső fejlődése során. A PV definíciójából következően, ha az izentrop felületek közötti

rétegvastagság növekszik, azaz θ gradiense csökken, az örvényességnek is növekednie kell, és fordítva, ha a rétegvastagság csökken, az örvényesség csökkenését vonja maga után. Ebből következően egy PV maximum mozgása jelentősen befolyásolhatja a szinoptikus skálájú áramlási viszonyokat, s feláramlásokhoz is vezethet (Hoskins, 1985).

2.2 A megfordíthatóság elve

Definícióból következően, a PV a légrésezcskék konzervatív tulajdonsága, hasonlóan a potenciális hőmérséklethez, vagy a specifikus nedvességhez. A PV egy másik fontos tulajdonsága, hogy invertibilitás létezik a potenciális örvényességi és a baroklin mező között, hasonlóan az abszolút örvényesség és a barotrop mező kapcsolatához. Gyakorlati szempontból igen fontos tulajdonság, hiszen a megfordíthatóságból következően a PV mezőkből más dinamikai mezők is származtathatók, mint az egyes szélkomponensek mezői, vagy hőmérsékleti mezők, geopotenciálmezők, stb. A megfordíthatóság elve teszi lehetővé a vízgőzképek által validált modell outputok PV mezőinek lokális módosítását, és az így születő új PV mezőkből a kezdeti mezők előállítását (lsd. 4. fejezet). A megfordíthatóság elvének kimerítő taglalása és bizonyítása megtalálható Hoskins et al. (1985) és Bluestein (1993) tanulmányaiban.

2.3 A PV klimatológiai eloszlása

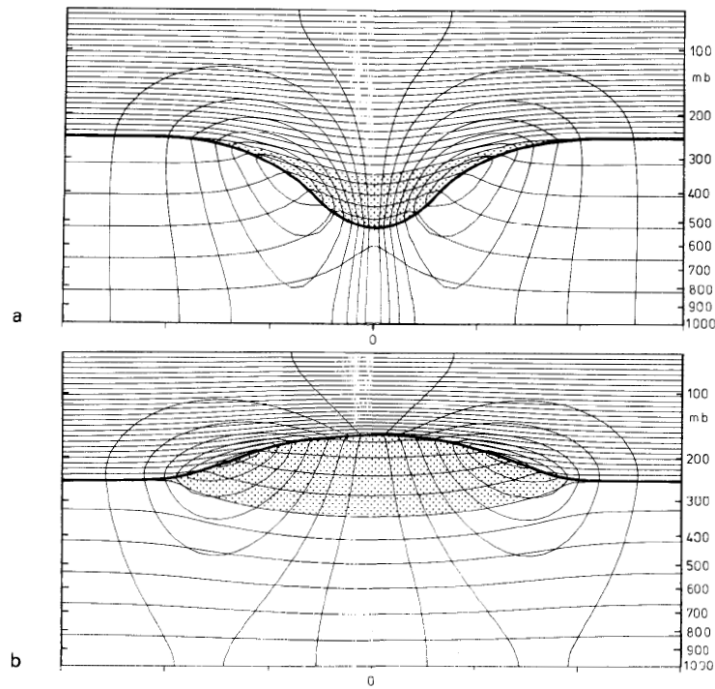


2.1 ábra A potenciális örvényesség klimatológiai eloszlása (színes területek), valamint a potenciális hőmérséklet (fekete színezés, 5 K-es intervallumok). Az 1,5 PVU felszín pirossal van jelölve. Az ábra 10 téli évszak (1986-1995) zonális átlagából, ECMWF analízisek adatai alapján készült (F. Lalaurette, Météo-France).

Mint ahogyan az ábrán is látható, a PV klimatológiai eloszlása igen jellegzetes. Szembetűnő, hogy a troposzférában a PV viszonylag egyenletesen oszlik el, értéke 0,3; 0,5 PVU közötti értékeket vesz fel az alsó és középső troposzférában, míg a felső troposzférában megközelítőleg 1,5 PVU értékek jellemzőek. A troposzféra felső határán a PV ugrásszerűen növekszik a magassággal (akár 4-5 PVU-ig), ami a sztratoszférikus levegő magas statikus stabilitásának tudható be. A troposzféra alacsony és a sztratoszféra magas PV értékeit elválasztó zónát, ahol a PV értékek ugrást szenvednek, dinamikus tropopauzának nevezzük, melyet a 1,5 vagy 2 PVU felszínekkkel szokás definiálni.

2.4 PV anomáliák

A potenciális örvényességet leíró összefüggés sejteti, hogy (ismervén az örvényesség és statikus stabilitás mezők extrémumainak dinamikai hatásait) a PV mezők szélsőértékei jelentős hatásokat fejthetnek ki akár szinoptikus skálán.



2.2 ábra *Idealizált pozitív PV anomália hatása nyugalmi állapotú légkörre (Hoskins, 1985)*

Az ábrán egy pozitív, izolált PV anomália látható, nyugalmi állapotú légkörben. Az ábra tanulmányozásából a szinoptikus gyakorlat szempontjából fontos következtetések adódnak (Bodolainé, 2008). Megmutatható, hogy:

- A PV anomália cirkulációt indukál, melynek iránya a rögzített felszínhez képest megegyezik a PV anomália előjelével, tehát pozitív anomália ciklonális, negatív anomália anticiklonális irányú cirkulációt hoz létre.
- Az indukált szélmező vertikális irányban behatol az IPV anomália régió fölé és alá, a kényszer mértékének megfelelően.
- Nagy, pozitív PV anomálián belül mind az abszolút örvényesség, mind a statikus stabilitás nagy értékeket vesz fel, ami az izentróp felületek közeledést eredményezi. Ennek hatására az anomália fölött és alatt a statikus stabilitás csökken. Negatív anomália esetén az itt leírtak fordítottja értendő.
- A PV megmaradásának következtében az abszolút örvényesség növekszik az anomália fölött és alatt, kompenzálva a stabilitás csökkenését.

Látható tehát, hogy a pozitív PV anomáliák megjelenésének két fontos következménye van: a statikus stabilitás csökkenése és az abszolút örvényesség növekedése az anomália fölött és alatt. Egy magas szintű PV anomália ciklonális irányú cirkulációt indukál, melynek hatása a felszín felé haladva gyengül. Az indukált cirkuláció véges mértékben hatol be az alatta fekvő légtestbe, mely „behatolási mélység”, H, Hoskins et al., 1985 nyomán:

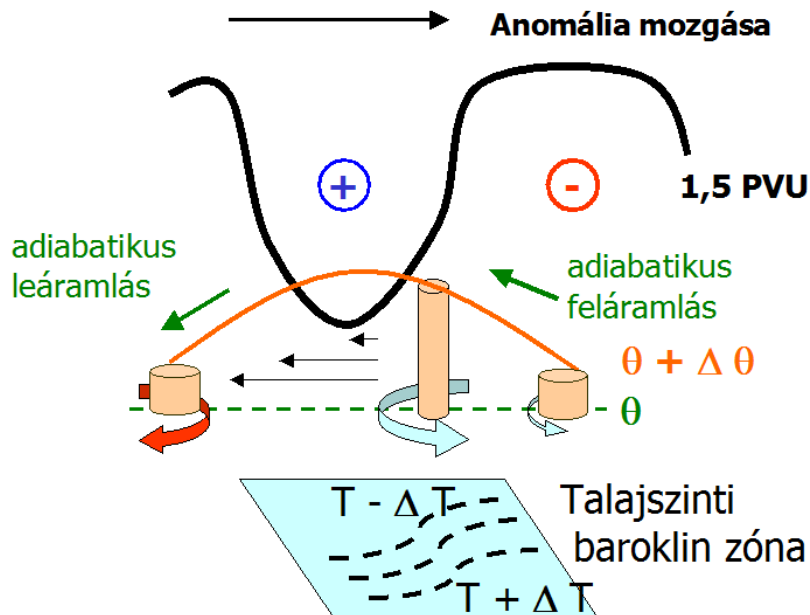
$$H=fL/N \quad (6)$$

Ahol f a Coriolis paraméter, L a horizontális skála mértéke, N a Brunt-Väisälä frekvencia. Az összefüggésből következik, hogy erős, akár közép-és alsó troposzférában érzékelhető hatás szinoptikus skálájú anomáliáktól várható.

Fontos megjegyezni, hogy PV az alsó troposzférában is megjelenhet, diabatikus folyamatok eredményeként. A detektálható PV anomália az izentrop felületek anomáliája nyomán jelentkezik. Meleg anomália esetén az izentropok a felszínt nem metszik, hanem a felület mentén nyalábot alkotnak. A potenciális hőmérséklet ilyen szoros rétegződése a felszín mentén pozitív PV anomáliához vezet, amely ciklonális örvényességet indukál. A hideg anomáliák anticiklonális örvényességet hoznak létre.

A PV tulajdonságainak köszönhetően lehetővé teszi egy adott (adiabatikus állapotváltozások sorozatán áteső) légtömeg mozgásának követését, ennél fogva fontos eszközként kínálkozik a felső troposzféra dinamikájának megfigyelésére, egyes karakterisztikus alakzatok tér-és időbeli fejlődésének nyomon követésére (Simon, Putsay, 2009).

A légkör magasabb régióit ábrázoló szinoptikus térképek felszíni térképek melletti használata jól bevált gyakorlat az operatív előrejelző tevékenység során. A PV koncepció is hasonlóképp alkalmazható a gyakorlatban, a dinamikus tropopauza (azaz a 2 PVU felület) geopotenciáltérképein, izentrop térképein keresztül. Ezen térképeken a tropopauza különféle anomáliái sokszor jellegzetes alakzatokként jelennek meg. Egy minimum érték a tropopauza térképeken a troposzférába mélyen behatoló tropopauzára, sztratoszférikus levegőre utal, a megfelelő hőmérsékleti, nedvességi és PV értékekkel, melyek különféleképpen módosíthatják a troposzféra áramlási viszonyait. Ilyen magas szintű perturbációk a felső troposzférába hatoló pozitív PV anomáliaként értelmezhetők, melynek hatásait a 2.3 ábra szemlélteti.



2.3 ábra Dinamikus tropopauza anomália áthaladása baroklin zónán (Simon, Putsay 2009).

Egy ilyen anomália jól érzékelhetően módosítja az alatta fekvő légtömegek megfelelő karakterisztikáit (különösen tekintettel az izentróp felületekre). Ha a zonális szél a magassággal erősödik, az anomália baroklin tartományon való áthaladása feláramlásokat generál, az izentróp felületek deformációja eredményeképp az anomáliától keletre feláramlás, nyugatra a légtömegek süllyedése figyelhető meg. Egy ilyen anomália troposzféra irányú áthelyeződése egybeesik a 2 PVU felület süllyedésével. A PV anomáliát ebben a konfigurációban (baroklin környezet, pozitív anomália, megfigyelhető feláramlások, alacsony tropopauza) dinamikus tropopauza anomáliának nevezzük.

A dinamikus tropopauza anomália a tropopauza meglehetősen aktív régiói közé tartozik. Két karakterisztikus régióra bontató: az alacsony tropopauzával jellemezhető központi területre, másrészt a határoló, a tropopauza nagy geopotenciál gradiensevel jellemezhető területre, ahol a tropopauza erősen hajlik.

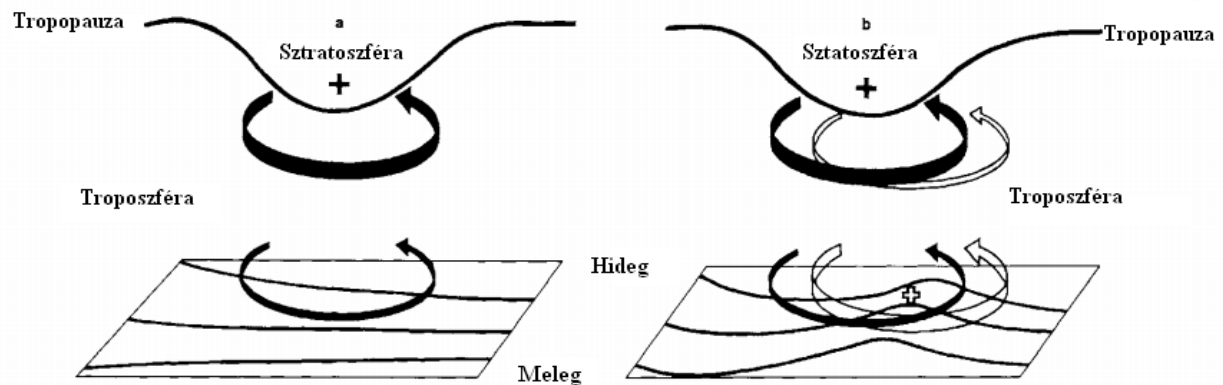
A valóságban a dinamikus tropopauza magasságában megfigyelhető minimumok nem mind köthetők nyilvánvalóan szinoptikus skálájú feláramláshoz. Ezen minimumok egy része nem tekinthető jellegzetesen mélynek, gyengén lejtő tropopauzával jellemezhető (ami a 2 PVU felület gyenge geopotenciál gradienseinek felel meg) és elhanyagolható mértékű feláramlást generálnak. Ezen képződményeket látens tropopauza anomáliáknak nevezzük. Nyomon követésük mégis fontos: fejlődésük későbbi stádiumaiban dinamikus tropopauza anomáliákká fejlődhetnek, azok előfutárainak szokás őket tekinteni.

A dinamikus tropopauza anomália jet streammel való kölcsönhatása is igen jellegzetes hatást vált ki. Egy erős tropopauza anomália által generált szélmező hozzáadódik a jet stream

áramlási mezejéhez, létrehozva egy lokális maximumot a jet stream-ben (jet streak, jetmag) a kölcsönhatás területén. Előfordulhat, hogy a tropopauza magasságában egy erős gradiens a jet poláris oldalán figyelhető meg, mely egy ún. tropopauza-begyűrődéshez vezet, ahol a tropopauza magasságában megfigyelhető minimum a jet stream alatt helyezkedik el. A tropopauza-begyűrődés egy igen jellegzetes megjelenési formája a légkörben előforduló tropopauza-anomáliáknak, előfordulása többnyire jet streamekhez kötött.

2.5 Ciklogenezis a PV koncepció szerint

A PV-gondolkodáson keresztül leírt ciklogenetikus elmélet legtöbbet idézett elmélete Hoskins et al. (1985) ciklogenetikus modellje. Ebben a modellben voltaképpen a PV diagnosztika összefoglaló eredménye jelenik meg, a modell maga a PV anomáliák szuperpozíciójának intenzív ciklogenezist kiváltó konceptuális modellje. Ahogy a (6) egyenletből is látszik, a PV anomália (illetve az általa indukált szélmező) elérheti a talajt, ha a statikus stabilitás kellően alacsony.



2.4 ábra Ciklogenezis a PV koncepció szerint (Hoskins, 1985).

Az ábra szerint a talajközeli rétegben található baroklin zónát magassági PV anomália közelíti meg, ami (kellően erős anomália lévén) ciklonáris irányú cirkulációt vált ki a vizsgált területen. A cirkuláció meleg advekciónak okoz, ami alacsonyszintű meleg anomáliát hoz létre, az áthelyeződő anomáliától keletre (az északi féltekén). A felszíni meleg anomália saját cirkulációt generál, ami hozzáadódik a magas légkörből származó cirkulációhoz. A két anomália együtt intenzív talaj közeli ciklont hoz létre, melynek centruma a PV anomáliától

keletre található. Megfelelően alacsony statikus stabilitás esetén a felszíni anomália által indukált cirkuláció elérheti a magas szintű PV anomáliát, tovább erősítve azt, ekkor:

- A magas szintű, nagy PV értékű levegő az egyenlítő felé advektálódik, miközben az advekción a PV anomália hátoldalán a legerősebb, emiatt a rendszer kelet felé mozgása lelassul.
- A magasban erősödő PV anomália által indukált cirkuláció tovább erősíti az alacsony szintű meleg anomáliát.
- A két cirkuláció erősödése nyomán az anomáliák fázisa záródik, a két cirkuláció tengelye megközelíti a függőleget.

Ezen folyamatok eredménye egy igen erős, gyorsan fejlődő, trópuson kívüli (vihar)ciklon.

Fontos megjegyezni, hogy ez a modell száraz légkörre vonatkozik. Az elméleti megközelítés és a gyakorlat is megmutatja, hogy nedves levegő és a kondenzáció jelenléte nagyban fokozhatják a talajközeli ciklon fejlődését. Ha kondenzáció van jelen, az anomália magassági skálája H még jobban megnyúlik, a csökkenő statikus stabilitásnak köszönhetően, ezzel gyorsítva a talajközeli ciklogenezist. Az indukált meleg advekción adott esetben jelentős nedvesség utánpótlással is szolgálhat.

A (6) egyenletből következtethető az is, hogy kellően alacsony stabilitás esetén a horizontális skála nem szükséges, hogy nagy legyen. Ez nehezebben észrevehetővé teszi az egyébként is veszélyes rapid ciklogenezist.

3. A vízgőzképek gyakorlati alkalmazásai

A vízgőzképek szinoptikus gyakorlatban való alkalmazhatóságának fő irányelveit a WV csatorna alapvető tulajdonságai szabják meg. Az előző fejezetekben leírtak alapján a WV képek a közép troposzférától a tropopauzáig reprezentálják a felső troposzféra áramlási rendszereit, dinamikáját. A szinoptikus gyakorlat megközelítésének alapja, hogy a WV képeken megfigyelhető éles határfelületek sötét és világos, azaz magas vízgőztartalmú és száraz régiók között a vizsgált esetek nagy részében a magas szintű áramlási mező karakterisztikus alakzataihoz igazodnak. Általánosságban elmondható, hogy szinoptikus skálájú, sötét régiók alacsonyabb tropopauzához, száraz, süllyedő, akár sztratoszférikus eredetű levegőhöz kapcsolódnak, míg ugyanezen mérettartományban a világosabb régiók magasabb tropopauzát, emelkedő, nedves légtömegeket reprezentálnak.

Az előző fejezetekben elmondottak alapján megállapítható, hogy a műholdképek kizárólagos használata nem szolgáltat elegendő információt a légkör áramlási rendszereiről, valamint felhasználhatóságuk olykor igen korlátozott, különösen magasabb szélességek légtömegeinek vizsgálatakor. A WV képek épp ezért a megfelelő modellmezőkkel kiegészítve alkotnak a felső troposzféra dinamikájába mélyebb betekintést nyújtó eszközt a szinoptikus analízis szempontjából. A felhasznált modellmezők a vizsgált szituáció körülményeinek megfelelően változhatnak. A WV képek és a tropopauza, illetve a felső troposzféra jellemző áramlási viszonyait ábrázoló modellmezők használata széleskörű használatnak örvend a gyakorlatban. Ilyen mezők pl. a PV2-es felület geopotenciálmezői, a 315 K-es izentróp felszínen vizsgált PV, vagy az ugyanezen felületeken vizsgált abszolút örvényesség, stb.

Fontos megjegyezni, hogy modellmezők vizsgálatánál fontos a kritikus szemlélet, a prioritást a megfigyelési adatok és a műholdadatok jelentik. Épp ezért a műholdképek és modellmezőkkel együttes használata a modell-outputok validálására is lehetőséget nyújt (4. fejezet).

A fejezet a szinoptikus meteorológiában leggyakrabban használt konceptuális modellek WV képeken megjelenő folyamatokon keresztül történő bemutatására koncentrál, kiemelve azt az esetekben kulcsfontosságú információt, mely ezen objektumok elemzésekor a WV képekből, illetve az azokhoz illesztett modellmezőkből nyerhető ki. A fejezet bemutat néhányat azon konceptuális modellek közül, melyek a WV képek használatán keresztül

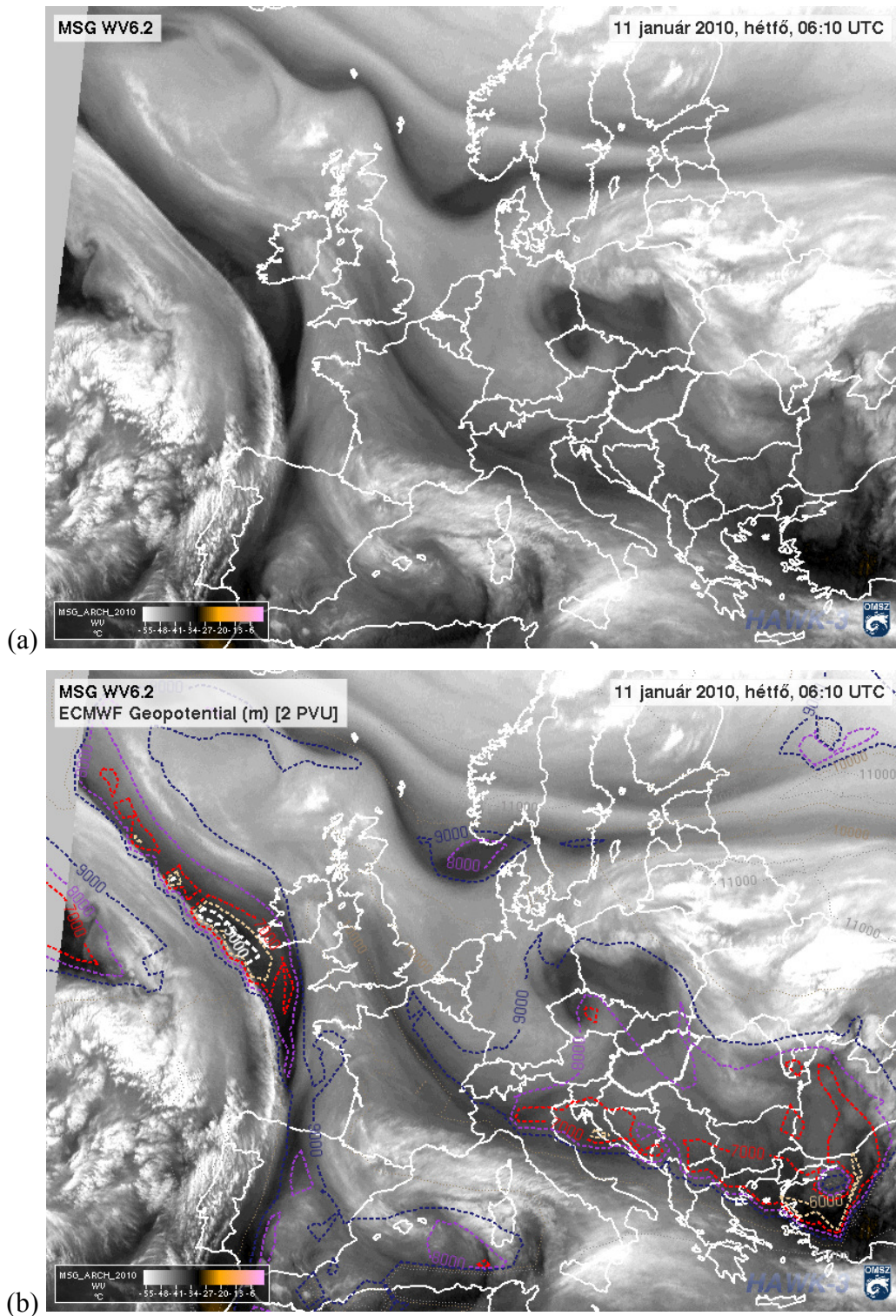
kerültek be a szinoptikus gyakorlat eszköztárába. A konceptuális modellek az Osztrák és Holland meteorológiai szolgálat (ZAMG, KNMI) által kidolgozott modellek rövid kivonatai.

3.1 WV képeken megjelenő jellegzetes objektumok

3.1.1 Száraz, sötét objektumok

Ezen objektumok közép-szürke/sötétszürke régiókként jelennek meg a WV képen, a modellmezőkön a dinamikus tropopauza különböző mértékű anomáliájával jellemezhetők, a közelükben nem jellemző szinoptikus skálájú felhőzet (közel-fehér, fehér régiók). A sötét foltok három fajtáját szokás elkülöníteni (Santurette, Georgiev, 2005):

- Látens száraz régiók. Ezen objektumok közepesen szürkés színnel, gyenge süllyedő légmozgással, s a dinamikus tropopauza látens anomáliájával jellemezhetők. A látens sötét foltok mozgása rendszerint a magasszintű szélmezők irányának felel meg. Jelentős perturbációkat nem okoznak, hacsak nem kerülnek interakcióba szignifikánsabb felső troposzférikus áramlási rendszerekkel, mint pl. a jet-streammel.
- Deformációs száraz sávok, foltok. Az ilyen alakzatokkal járhat süllyedő légmozgás, de nincsenek kapcsolatban PV anomáliákkal, vagy a futóáramlásokkal, inkább a magasszintű áramlás deformációs zónáival vannak kapcsolatban. Adott esetben, ha a magasban száraz levegő társul az ilyen objektumokkal, instabilitást és konvekciót generálhat. (lsd. 3.1.5)
- Dinamikus sötét sávok, foltok. Ezen alakzatokkal erős süllyedő légmozgás, jet streamek, dinamikus PV anomáliák hozhatók összefüggésbe.

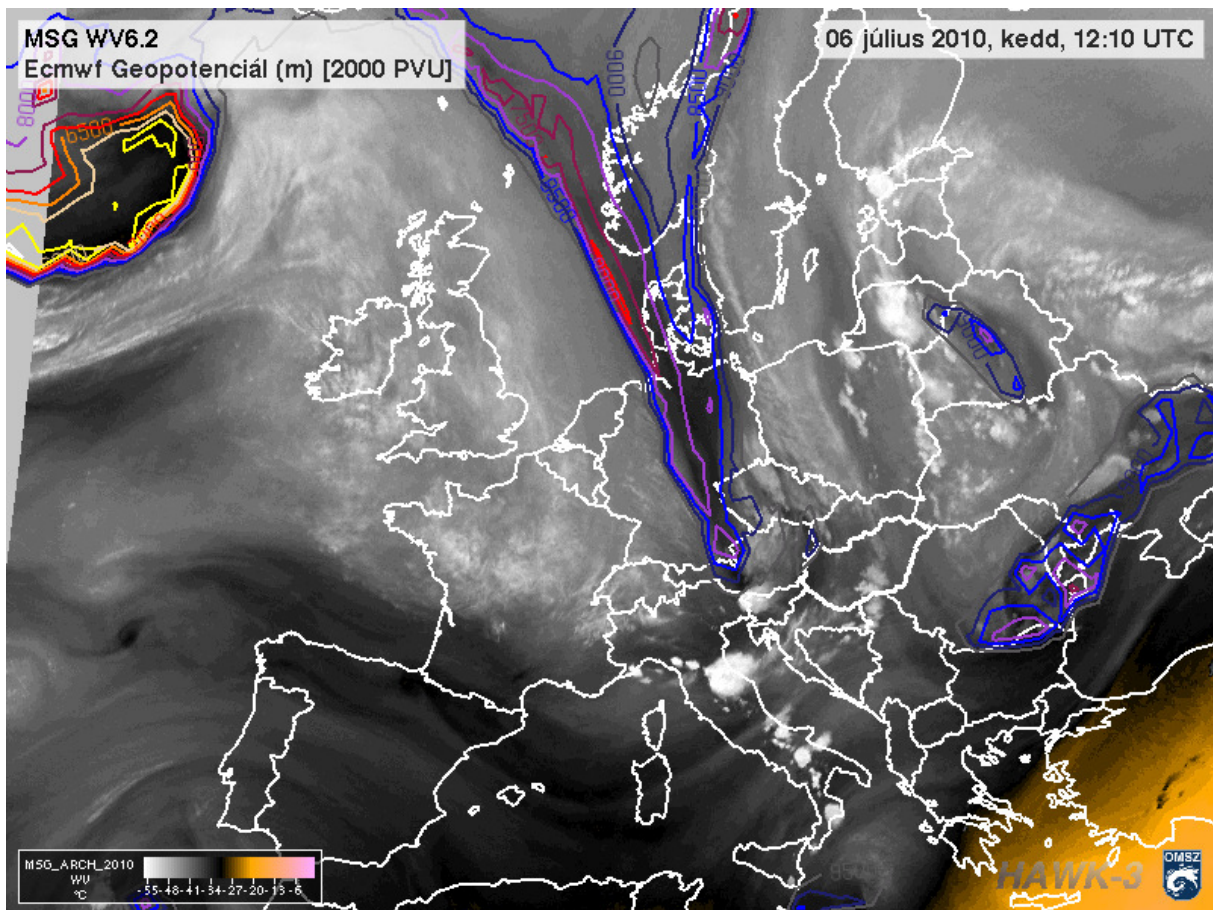


3.1 ábra Jellegzetes, sötét alakzatok megjelenése a vízgőzképen és kapcsolatuk tropopauza-anomáliákkal (2010. január 11, 06 UTC). A (b) ábrán a PV2 geopotencimező látható ($\Phi < 10000$ m). Látens és dinamikus foltok az Északi-tenger, Norvégia, Svédország fölött, valamint Grönlandtól délre láthatók. A Kelet – atlantikum fölött egy sötét sáv is látható.

3.1.2 Sötét sávok (dark stripe)

A WV képek egyik legjellegzetesebb alakzatai közé tartoznak a szinoptikus skálájú világos régiók ciklonális oldalán akár több 1000 km hosszan elnyúló sötét, száraz sávok. Jellemzően a futóáramlás ciklonális oldalán hidegfrontok hátoldalán, okklúziók mögött és melegfrontok előterében figyelhetők meg. A sötét sávok süllyedő, száraz, felhősztató hatású, (begyűrődő tropopauza esetén) akár sztratoszférikus eredetű levegő jelenlétére utalnak, mely a száraz és nedves levegő határán sokszor lehetséges instabilitás figyelmeztető jele lehet. A sötét sávokat sokszor kíséri PV anomália a sáv mentén, több elkülönülő minimummal a tropopauza magasságában. Hidegfrontok, okklúziók esetén a sötét sáv előterében néha intenzív konvekció, erős zivatartevékenység figyelhető meg, ha az alsó troposféra meleg és vízgőzben gazdag.

Természetükből adódóan a sötét sávok sokkal inkább más konceptuális modellek fontos összetevőjeként kezelhetők, mint önálló konceptuális modellként.



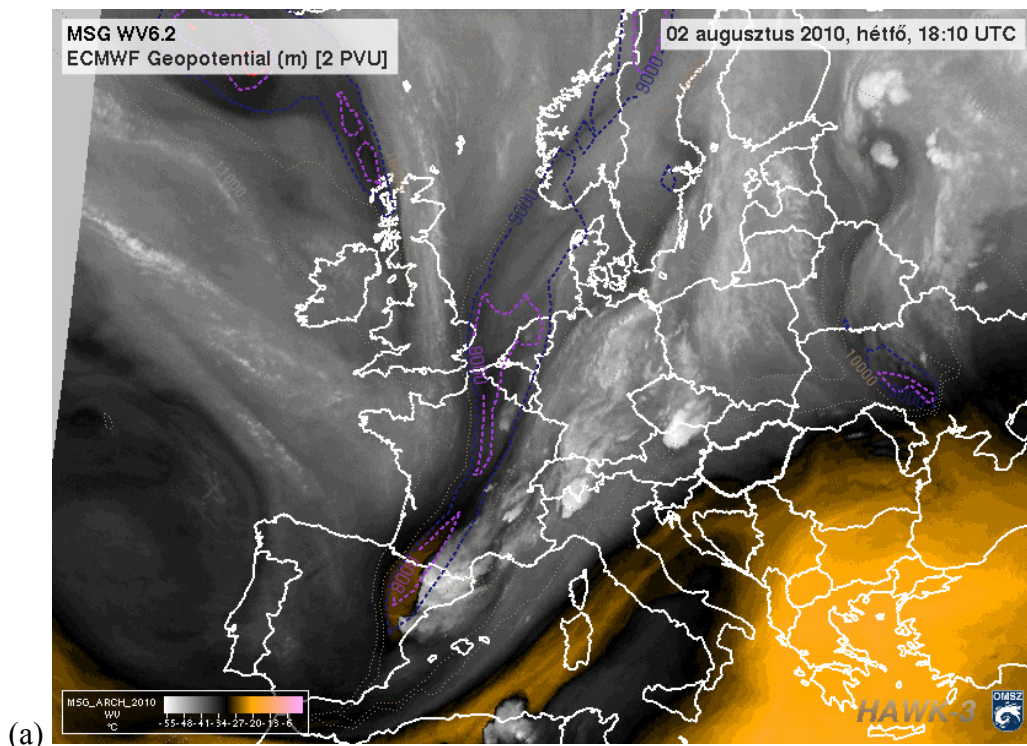
3.2 ábra 2010. június 6-án készült WV kép és PV2 geopotenciál-analízis ($\Phi < 10000$ m). Norvégia, Dánia és Németország fölött egy sötét sáv jellegzetes PV-mezeje figyelhető meg.

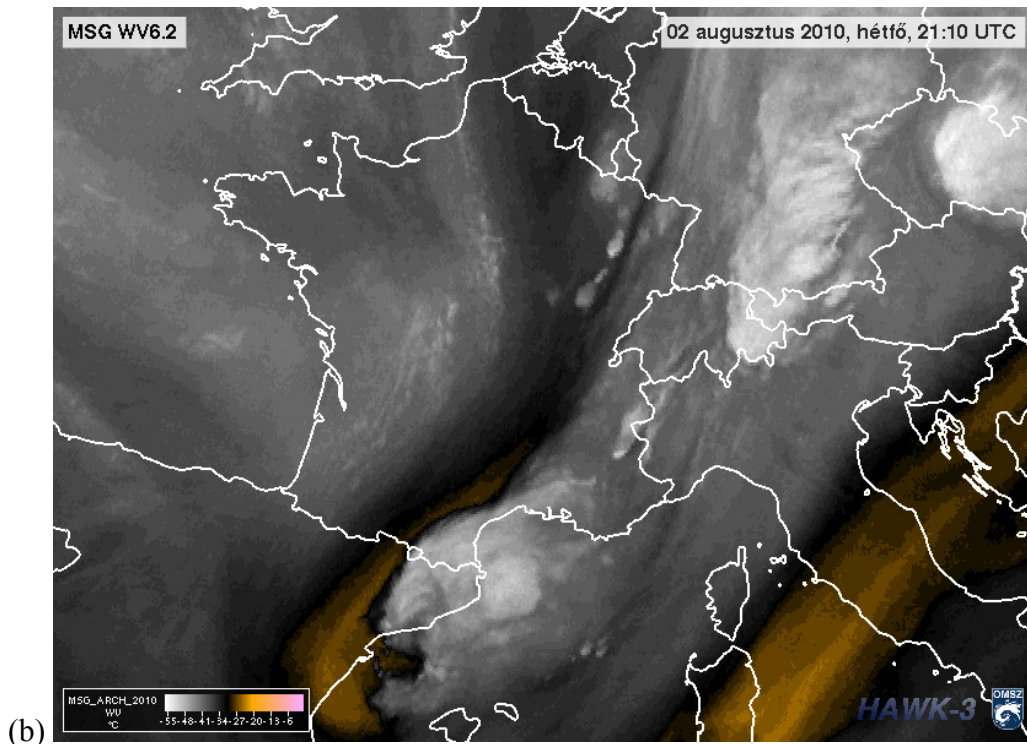
3.1.3 PV anomália által erősített konvekció

A jelenség sötét sávok előterében, rendszerint hidegfrontok hátoldalán figyelhető meg ott, ahol a dinamikus tropopauza geopotenciálmezejében minimumértékek figyelhetők meg. A WV képeken markáns, intenzíven fejlődő fehér foltokként jelennek meg.

A jelenség háttérében a 2. fejezetben a PV anomáliák környezetükre kifejtett hatása kapcsán tárgyaltak állnak. Az anomália előterében pozitív, hátoldalán negatív örvényesség jelenik meg. A pozitív örvényesség magassággal való növekedése (PV anomáliáknál ez figyelhető meg, mivel a benyomuló sztratoszférikus levegőben a magassággal haladva egyre magasabb értékeket vesz fel a statikus stabilitás) divergenciát generál a magasabb légrétegekben, melyhez feláramlás társul. Az anomália mögött a folyamat ellentéte zajlik le. A PV anomália mozgásával ennek az így keletkezett örvényesség advekcója zajlik egyben. A WV képek és a PV szoros, reprezentatív kapcsolata miatt a pozitív örvényesség advekciójának vizsgálatát vízgözképek vizsgálatakor, a PV és a pozitív örvényesség advekció ugyancsak szoros kapcsolata miatt el lehet hanyagolni.

Ha a PV anomália meleg, nedves, potenciálisan instabil zónát közelít meg, konvekció indul be, melyből szituációtól függően cumulonimbusoktól kezdve mezoskálájú konvektív komplexumokig bármi létrejöhet.





3.3 ábra *Alacsony tropopauza labilizáló hatása mellett létrejövő konvekció Franciaország svájci és német határa közelében (2010. augusztus 2, 18 és 21 UTC).*

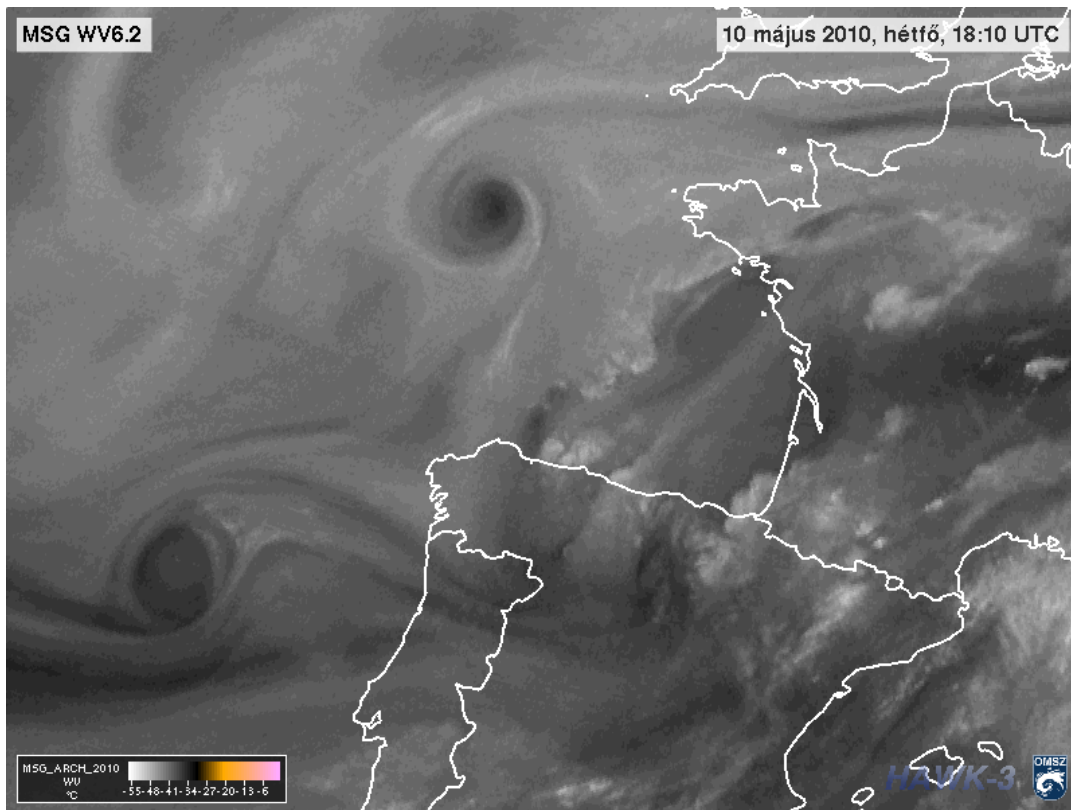
3.1.4 „WV szemek”, WV örvények

Ezek az objektumok a WV képeken megfigyelhető, különböző skálájú örvények. A kisebb skálájú, WV szemek süllyedő sztratoszférikus levegő jelenlétére utalnak. Az esetek nagy többségében egy sötét sávon belül alakulnak ki. Fejlődésük során ciklonális struktúrát vesznek fel. A WV örvények esetén nagy nedvességtartalmú levegő örvénylik száraz középpont körül, míg a WV „szemek” esetén a nedves levegő csak körülveszi a száraz levegőt, s a fejlődés későbbi stádiumaiban egy sötét, kerek folt alakul ki az alakzat közepén.

Az ilyen típusú örvények kialakulásához alacsony tropopauza, PV anomália jelenléte szükséges, ami megmagyarázza, hogy az esetek többségében miért sötét sávokban jelennek meg. Az örvény a PV anomália által indukált cirkuláció hatása alatt alakul ki, a sötét sáv deformálódik és a környező nedves levegővel kölcsönhatásba kerülve WV „szem” vagy WV örvény alakot vesz fel.

WV örvények esetén kialakulhat konvektív felhőzet, záporok, zivatarok, különösen a nedves áram vezető élénél, ami a WV képen sötét és világos képpontok közötti éles átmenetként jelenik meg. A WV „szem” környékén a felhőzet felszakadozása figyelhető meg,

a domináns leszálló légmozgás miatt. A WV örvények jelenléte magas légrétegekben turbulenciát is okozhat.

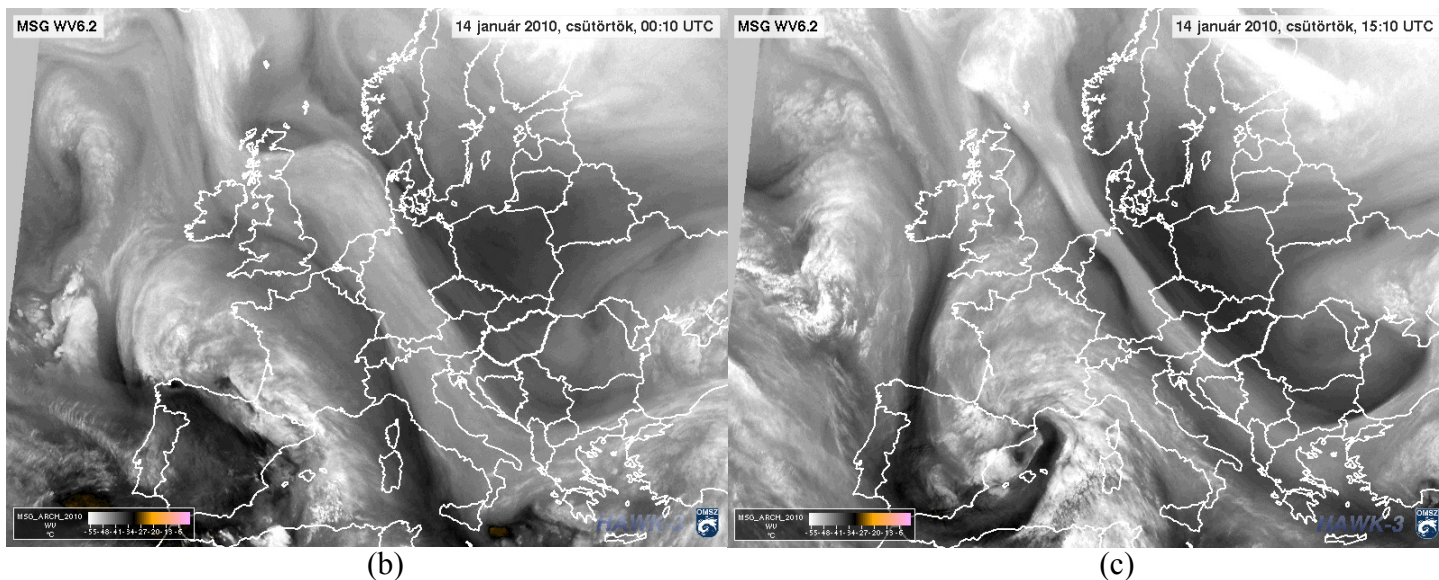
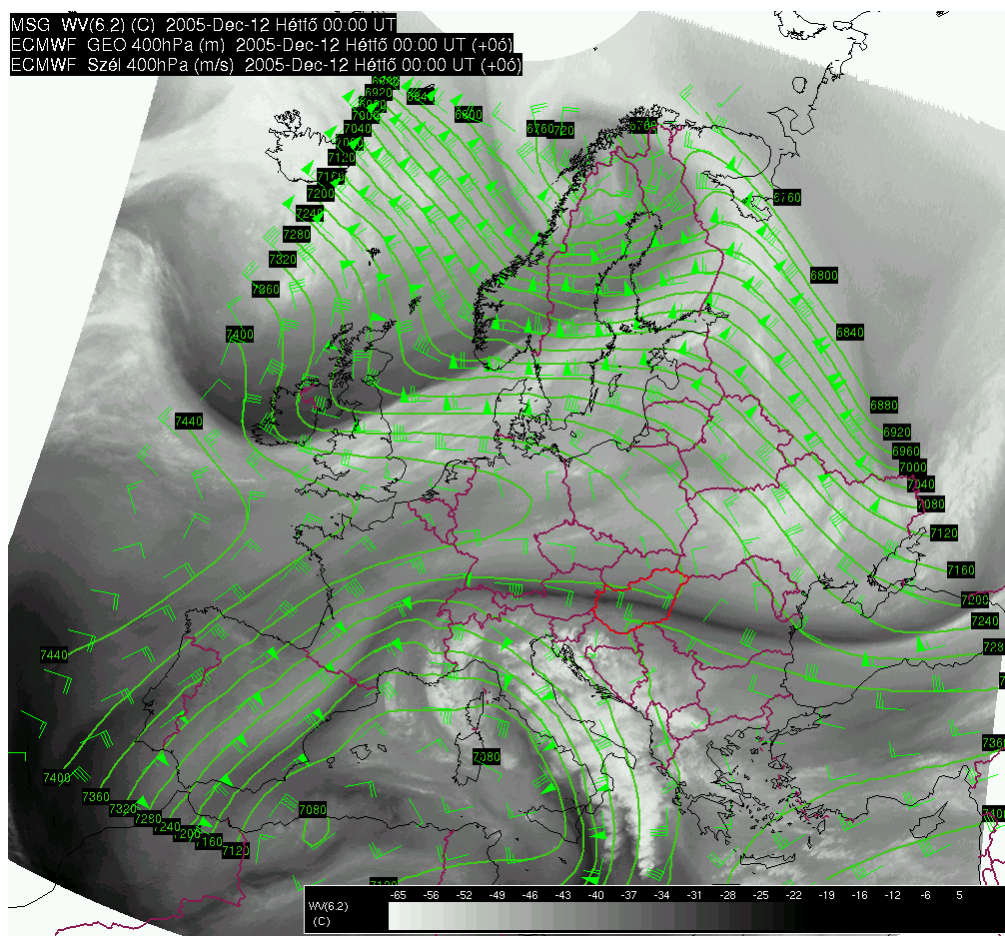


3.4 ábra WV „szem” (fent) és WV örvény (lent) (2010. május 10, 18 UTC)

3.1.5 Deformációs zónák

A WV képen a deformációs sáv hosszú, egyre vékonyodó felhő/nedvességi övként jelenik meg. Ezen zónák ellentétes haladási irányú, szinoptikus skálájú áramlatok és felhőrendszerük közeledésekor alakulnak ki. A deformációhoz ciklonális és anticiklonális cirkuláció együttes jelenléte szükséges, ahol az anticiklonális cirkulációjú légtömegek zömében igen száraz légtömegekként azonosíthatók.

A deformációs zónák legtöbbször magas és alacsony nyomású területek közötti nyeregponatokon alakulnak ki. A maximális deformáció a szélmező konfluens területein figyelhető meg. A felhőoszlató, potenciálisan labilizáló hatásuk mellett turbulenciát is okozhatnak magasabb szinteken (a 3.5 a ábrán bemutatott deformációs mezőben is észleltek turbulenciát).



3.5 ábra Deformációs zóna és 400 hPa-on számolt szélmezeje (a)

(2005. december 12 00UTC), valamint időbeni fejlődése (b),(c) (2010. január 14 00,15 UTC).

Az (a) ábrán a deformációs zóna a Fekete-tengertől Magyarországon, Ausztrián át Spanyolországig húzódik, a (b), (c) ábrán Németország, Ausztria, Olaszország fölött található

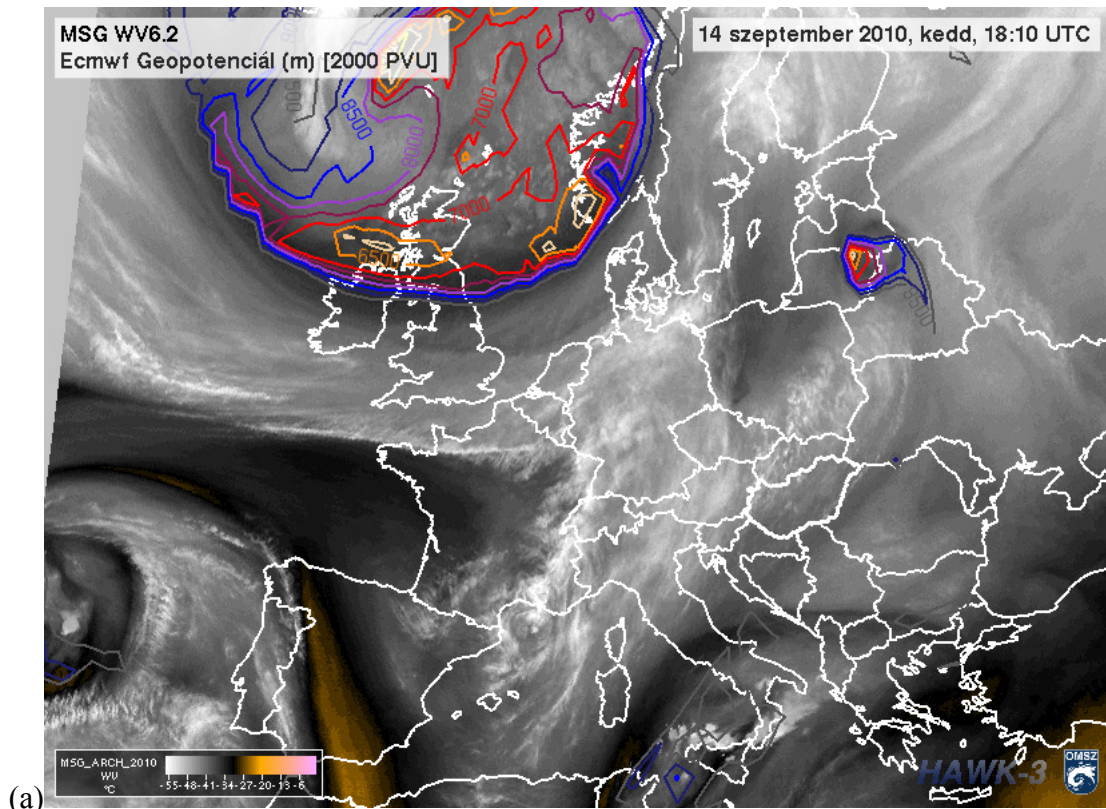
3.2 A jet stream

A jet stream viszonylag szűk keresztmetszeten (néhány 100 km), vízszintes felület mentén központosuló, nagy sebességű (legalább 30-40 m/s illetve ennél erősebb szelekkel jellemezhető) áramlási zóna. A jet stream kialakulásáról, fajtáiról, a vele járó különféle időjárási jelenségekről és a vele kapcsolatos konceptuális modellekről bőven fellelhető irodalom. A WV képek kapcsán a jet stream (különösen a közepes szélességeken megjelenő poláris jet stream) néhány kulcsfontosságú tulajdonsága említendő meg, mely különösen alkalmassá teszi a WV képeket és az illesztett modellmezőket a jet stream illetve a jet magjának detektálására.

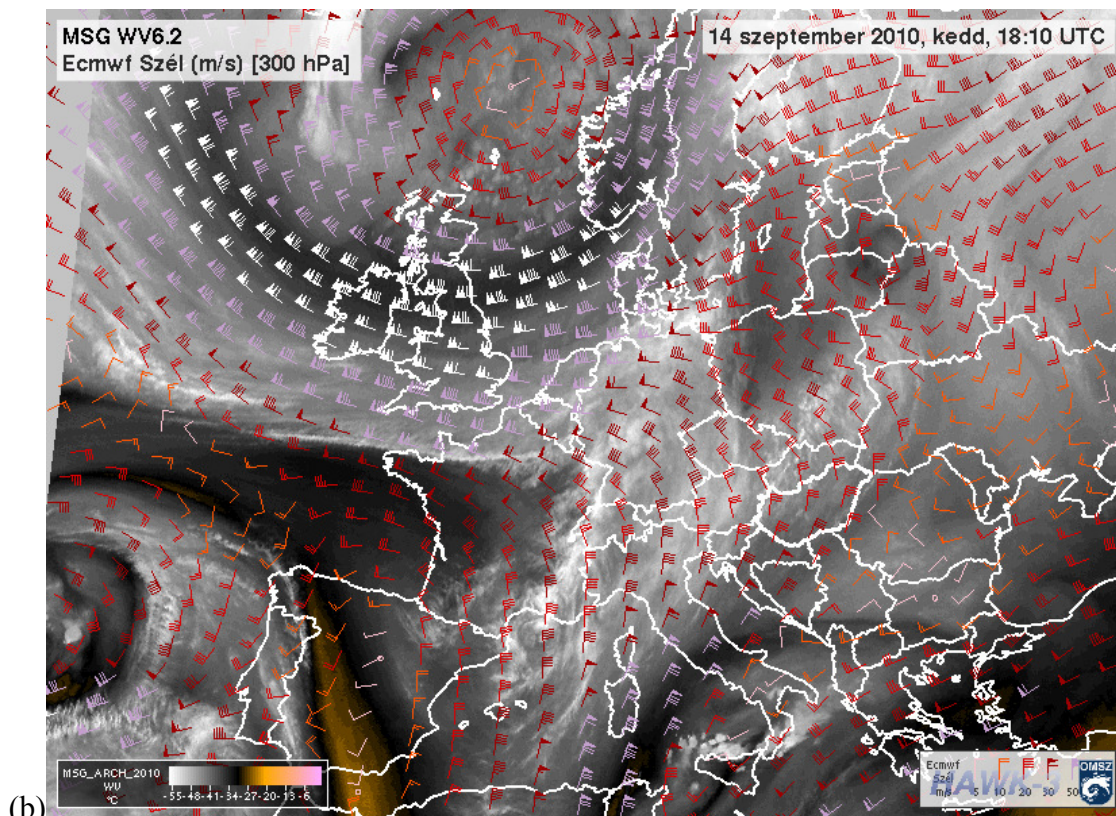
Közepes szélességeken a WV képen a jet stream és a jet magja a tropopauza geopotenciáljának egy erős gradienseként jelenik meg, mely a vízgőzképen mint sötét/világos kontrasztzóna látható. A jet tengelye szorosan követi a maximális radiancia-kontraszt vonulatát, ahol a sötét, száraz légtömegeket, alacsony tropopauzát reprezentáló területek a jet stream poláris oldalán figyelhetők meg. Mindezt alátámasztja a közepes szélességeken megfigyelhető jet streamek kialakulását leíró elmélet is, miszerint a poláris jet a tropopauza trópusi és poláris eredetű légtömegek találkozásánál megfigyelhető szakadási zónája mentén jelenik meg.

A tropopauza-térképek és a WV képek segítségével megfigyelhetők a jet stream és a dinamikus tropopauza anomáliák kölcsönhatásai is. Ilyen interakció keretében egy látens tropopauza anomália dinamikus stádiumba való fejlődése, s az érintett területen jet stream áramlási sebességének növekedése figyelhető meg, a tropopauza geopotenciális magassági felületének meredekebbé válása mellett. Ezek megfigyelése igen fontos lehet, mivel az interakció egy további fázisaként akár ciklogenezis is felléphet, melynek fellépését a ciklogenezisnek kedvező körülmények kialakulásakor, a tropopauza anomáliák konzervatív struktúrája miatt napokkal korábban sejteni lehet.

A 3.6 (a) ábrán a Brit szigetek és Skandinávia fölött húzódó sötét sáv látható, a PV2-es mező nagy gradiensével jó összhangban. Ugyanezen sötét sávot követi a 60 m/s fölötti szélességet is elérő jet stream tengelye is (b).



(a)



(b)

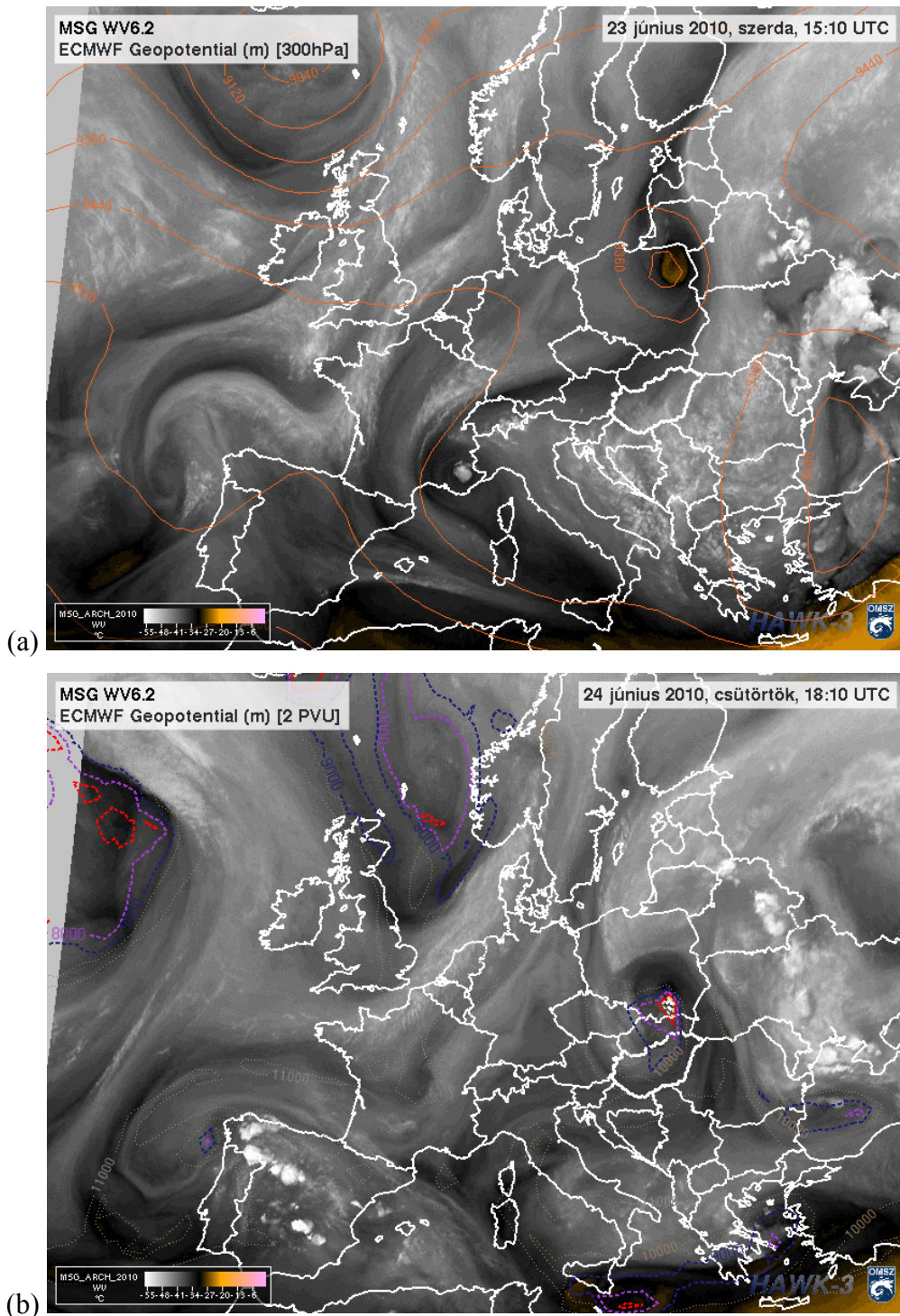
3.6 ábra PV2 geopotenciál, 300 hPa-on számolt szélmező a WV képen.
(2010.szept. 14, 18 UTC).

3.3 Magassági ciklonok

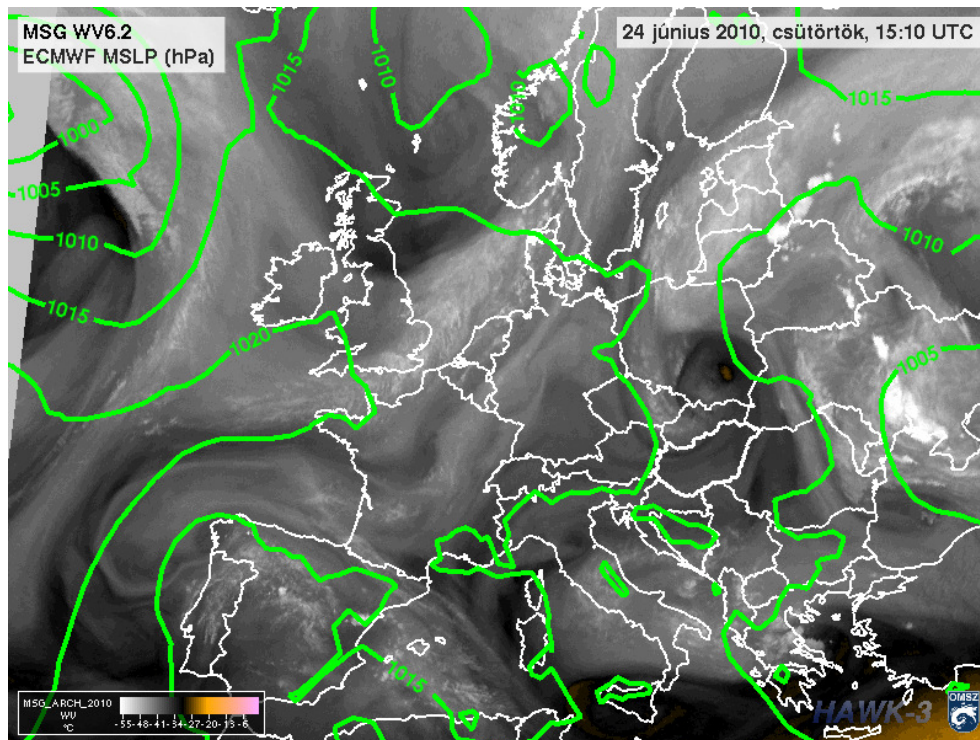
A magassági ciklonok megfelelő talajszinti alacsony nyomású képződmény nélküli, közép-és magas troposzférikus, zárt, ciklonális, leszakadt örvények. Egy tipikus magassági ciklon életeciklusa négy fázisból áll, mely során egy magassági teknőről való leválás után önálló örvényként haladva végül feltöltődik, vagy visszakerül a fő áramlási rendszerbe. Mivel a magassági ciklonok fejlődése a közép-és felső troposzféra áramlási viszonyaival függ össze, az ilyen objektumok megfigyelésére a WV képek a legalkalmasabbak.

- Magassági teknő fázis. A magassági ciklon létrejöttének előfeltétele a nyugatias alapáramlásban formálódó instabil hullámok képződése, ahol a hőmérsékleti teknő a geopotenciál teknő mögött halad. Idővel a hullámok amplitúdójának növekedniük kell ahhoz, hogy létrejöhessen a magassági ciklon. A WV képen szürke, világosszürke nedvességi zóna figyelhető meg, mely a teknő orientációját követi. Világosabb képpontok a teknő elő-és hátoldalán figyelhetők meg.
- Leszakadási fázis. A hullámok amplitúdója tovább növekszik, az izohipszák fordított-omega alakba rendeződnek, hideg levegő advektálódik az alakzat közepe felé. A folyamat végén a hideg középpont leszakad az alapáramlásról. A WV képen ciklonális görbületű nedvességi-és felhőöv figyelhető meg a hideg középpont körül.
- Leszakadt (Cut-off) fázis. A magassági teknő egyenlítő felőli oldala teljesen leszakad az alapáramlásról, önálló, ciklonális örvénnyé alakulva halad tovább. A süllyedő hideg levegő adiabatikus melegedése miatt az örvény hideg középpontja lassan melegedni kezd. Amíg a magassági ciklon magja kellően hideg, meleg felszín fölé sodródva konvekció alakulhat ki a magasban található hideg levegő labilizáló hatása miatt. A WV képeken egy spirálózó vagy kerek objektum látható az izohipszák alakjával összhangban. Az örvény közepén olykor konvektív cellák figyelhetők meg.
- Végső fázis. A konvekció által a magassági ciklon magjába melegebb levegő áramlik, melynek hatására a labilitás csökken. A melegedés és sűrűlőds hatására a cirkuláció gyengülni kezd. A magassági ciklon létezése végső szakaszában egy nagy amplitúdójú teknővel egyesül, vagy, ha túl távol kerül a nyugatias alapáramlástól, a konvekció által disszipálódik. Kisebb ciklonok rendszerint 2-4 napig, nagyobbak akár 5-14 napig is jelen lehetnek.

A magassági ciklon frontális felhőöve rendszerint elég kiterjedt ahhoz, hogy csapadékot produkáljon, az örvény elő-és hátoldalán egyaránt. A magassági ciklon közepén, ha az meleg felszín fölé érkezik, záporok, zivatarok is kialakulhatnak.



3.7 ábra Lengyelország fölött áthaladó magassági ciklon szerkezete a WV képeken, a 300 hPa (a) és a 2 PVU (b) geopotenciálmezőn (2010. június 24; 15, 18 UTC).



3.8 ábra Lengyelország fölött áthaladó magassági ciklon szerkezete a WV képeken valamint a tengerszinti nyomási mezőben (2010. június 24, 15 UTC). A 3.7 (a), (b) ábrákon PV anomália és 300 hPa-on zárt izohipszák figyelhetők meg, míg a tengerszinti légnyomás mezejét (3.8 ábra) a magassági ciklon észlelhetően nem befolyásolja.

3.4 Frontok

3.4.1 A meleg nedves szállítószalag és a melegfront

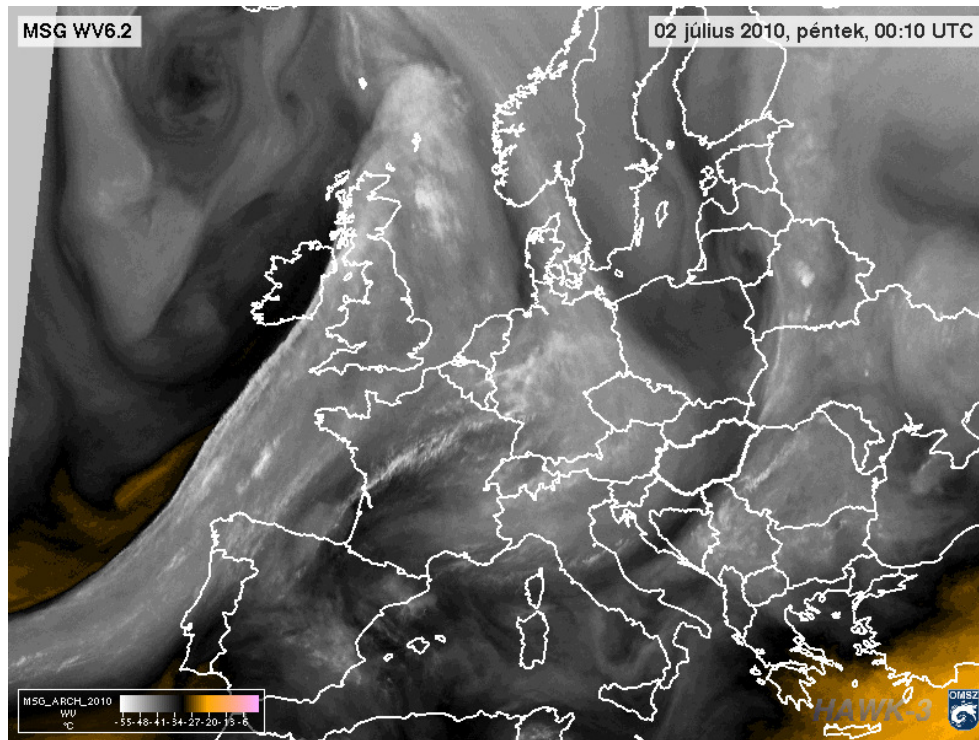
A meleg nedves szállítószalag (MNSZ) egy aszcendens áramlat, mely meleg, magas vízgőztartalmú levegőt szállít magasabb szélességek felé. A MNSZ igen fontos szerepet játszik a magasabb szélességek frontjainak fejlődésében, felhőrendszerük kialakításában. A MNSZ meghatározható úgy is, mint egy olyan légréteg, mely:

- Egy kelet, délkeleties, anticiklonális görbületű áramlat a troposzféra alsó régióban, mely a hidegfront előtti gerincben halad.
- A pólus irányában általában emelkedik, s nedvességtartalma kondenzálódik a megfelelő magasság elérése után. Miután északkelet felé fordul, az áramlat süllyedni kezd, s a MNSZ felhőzete disszipálódik.

A WV képeken a meleg, nedves szállítószalag szürke, világosszürke, észak felé fehéredő, anticiklonális görbületű felhőövként jelenik meg. A MNSZ a legtöbb esetben egy sötét sávval van elválasztva egy esetleges közeledő hidegfront felhőzetétől. A WV képek előnye a hagyományosabb csatornákkal szemben szembetűnő, mivel míg az IR, VIS műholdképeken csak a felhőzet jelenik meg, addig a WV képeken legtöbb esetben látható a teljes szállítószalag.

Fejlődése során a MNSZ kapcsolatba kerül a hidegfront felhőzetével. Először magasabbra nyúló, beágyazódó konvektív cellák figyelhetők meg a MNSZ hátoldalán, majd a MNSZ anticiklonális oldalának felhőzete összeolvad a hidegfront felhőtakarójával.

A MNSZ területén a tropopauza az aszcenzió révén igen magas, amit a WV képen az egyre világosodó nedvességi öv reprezentál.



3.9 ábra Portugália, Spanyolország, Franciaország, Anglia fölött húzódó meleg nedves szállítószalag nedvességi mezeje a WV képen (2010. július 2, 00 UTC).

A MNSZ a melegfront kialakulásának elméleti leírásában is fontos szerepet játszik. A melegfront felhőzetét és a kihulló csapadék mennyiségét az emelkedő MNSZ áramlási és nedvességi karakterisztikái határozzák meg. A MNSZ legintenzívebben 700 és 500 hPa között emelkedik. A MNSZ a felszíni melegfront mögött kezd emelkedni, melyen áthaladva egészen a közép-és magas troposzféráig hatol. Ahol a levegő a fronttal párhuzamosan kezd áramlani, ott az áramlás keletre fordul, és süllyedni kezd (az északi féltekén). A melegfronti felhőöv, illetve felhőpajzs a rendelkezésre álló nedvesség, valamint a MNSZ emelkedésének

intenzitásának függvényében alakul ki. A felhőöv formáció esetén a meleg szektor fölött nem alakul ki felhőzet, csak a felhőpajzs esetén. A MNSZ-gal haladó csapadékszóna mozgása mindkét esetben gyorsabb a felszíni fronténál. A melegfront a WV képen jellegzetes, anticiklonális görbületű felhősávként jelenik meg, szürke, illetve sötét zónával vagy kiterjedt, világos felhőpajzzsal a melegszelet területén, a frontális felhőzet vezető élé felé egyre világosabb képkockákkal. A felhőzet vezető élén a sötét-világos átmenet igen éles, a világos, magassintű felhőzettel takart régiókat a jet stream egy sötét sávval követi a WV képen, alacsony tropopauzával.

3.4.2 A hidegfront

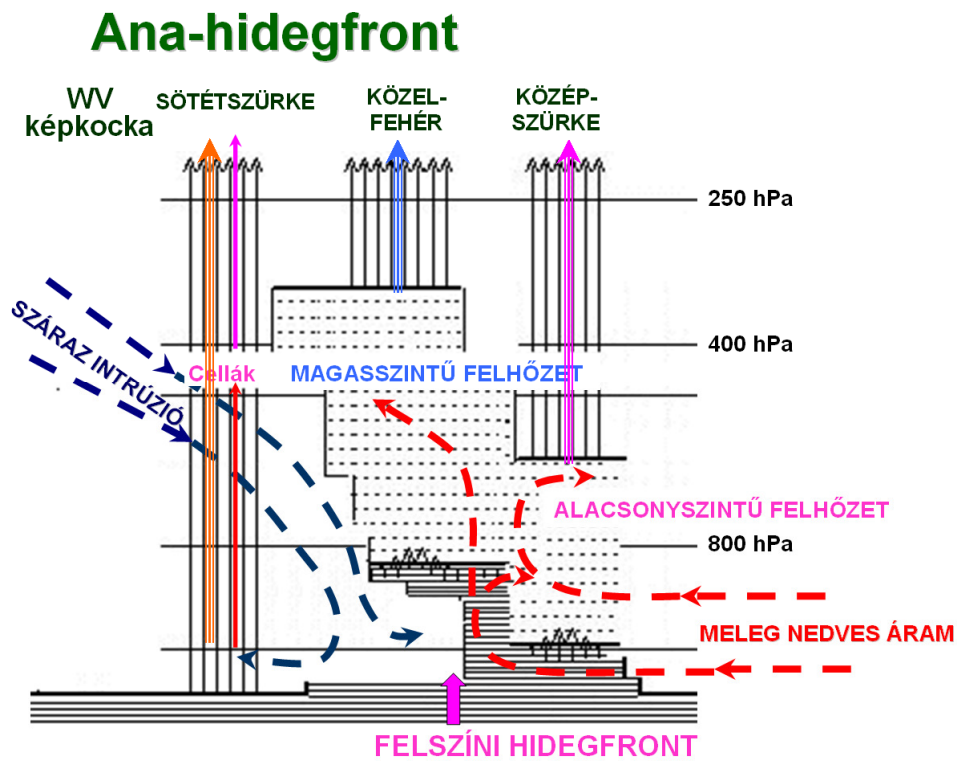
A frontok rendszerint hideg-meleg légtömegek között kialakuló baroklin zónákban képződnek. A hidegfront kialakulásának, fejlődésének alapja a hideg levegő meleg levegővel ellentétes, meleg levegő alá süllyedő mozgása, ahol a front kijelölte határnál a meleg levegő a hideg fölé emelkedik, s elegendő nedvességtartalom esetén felhő-és csapadékképződés indul meg. A hidegfrontokat két alaptípusra szokás elkülöníteni, a kata-és anabatikus frontokra (Browning, 1997). Az ana-hidegfrontok esetén a jet tengelye, és a front mögött érkező száraz intrúzió párhuzamosak a frontális felhőzettel, markánsan kijelölve annak pólus felőli oldalát. Kata-hidegfront esetén a jet stream tengelye és a frontális felhőzet szöveget zárnak be, a jet stream „ráfut” a hidegfront felhőzetére.

3.4.2.a Az ana-hidegfront

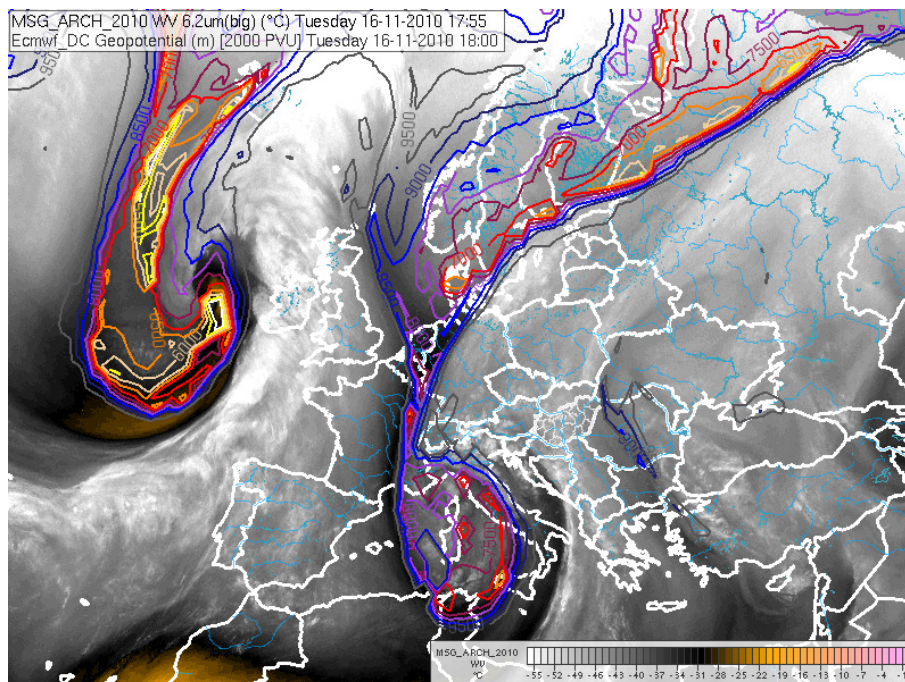
A klasszikus elmélet szerint az ana-hidegfront a gyorsan egymás felé mozgó hideg és meleg légtömegek közötti baroklin zónában keletkező konvergencia miatt alakul ki. A meleg, nedves levegő felsiklik a frontfelület mentén, a kialakuló felhőzet front mozgásához képest hátradől. A front mögött hideg, sztratoszférikus eredetű levegő áramlik alacsonyabb légrétegekbe, de nem lépi át a frontfelületet. A MNSZ teória szerint a MNSZ sebességmezejének a frontfelületre merőleges komponense is van, ezért a csapadékszóna a felszíni front mögött jelenik meg. A MNSZ-gal párhuzamosan egy száraz intrúzió halad (Isd.3.4.3), melynek határát a felhőtakaró hirtelen megszűnése jelöli ki.

A vízgőzképen az ana-hidegfront a kata-frontnál általában homogénebb megjelenésű, a legvilágosabb területek a frontális felhőzet hátoldalánál figyelhetők meg, hideg felhőtetők, nagy vertikális kiterjedésű-illetve magassintű felhőzet, valamint esetleges beágyazott, nagy

vertikális kiterjedésű konvektív cellák jelenlétére utalva. A front mögötti sötét sáv éles átmenettel jelenik meg. A 3.10 ábra az ana-hidegfrontok vízgőzképeken megjelenő struktúráját mutatja be.



3.10 ábra Ana-hidegfront szerkezete és megjelenése WV képeken (Santurette nyomán, forrás: www.eumetsat.int).

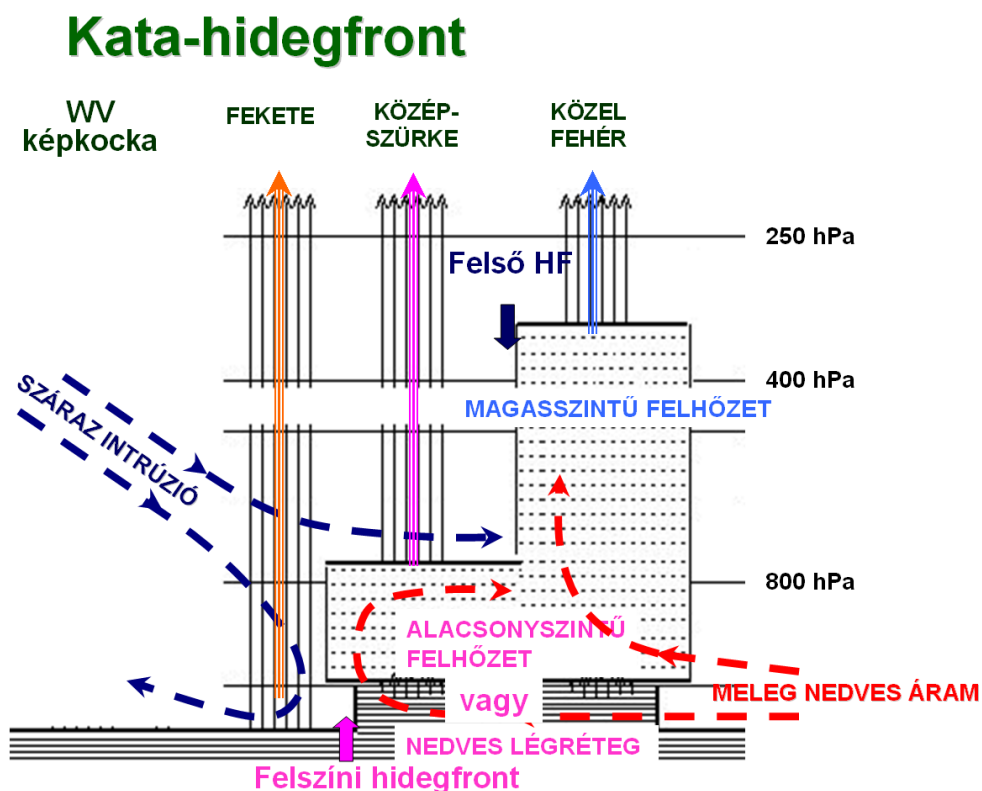


3.11 ábra A Kelet-atlantikum fölött húzódó ana-front szerkezete a PV2 geopotenciálmezőn. A hidegfront mögötti száraz intrúzió párhuzamosan halad a frontfelhőzettel.

3.2.4.b A kata-hidegfront

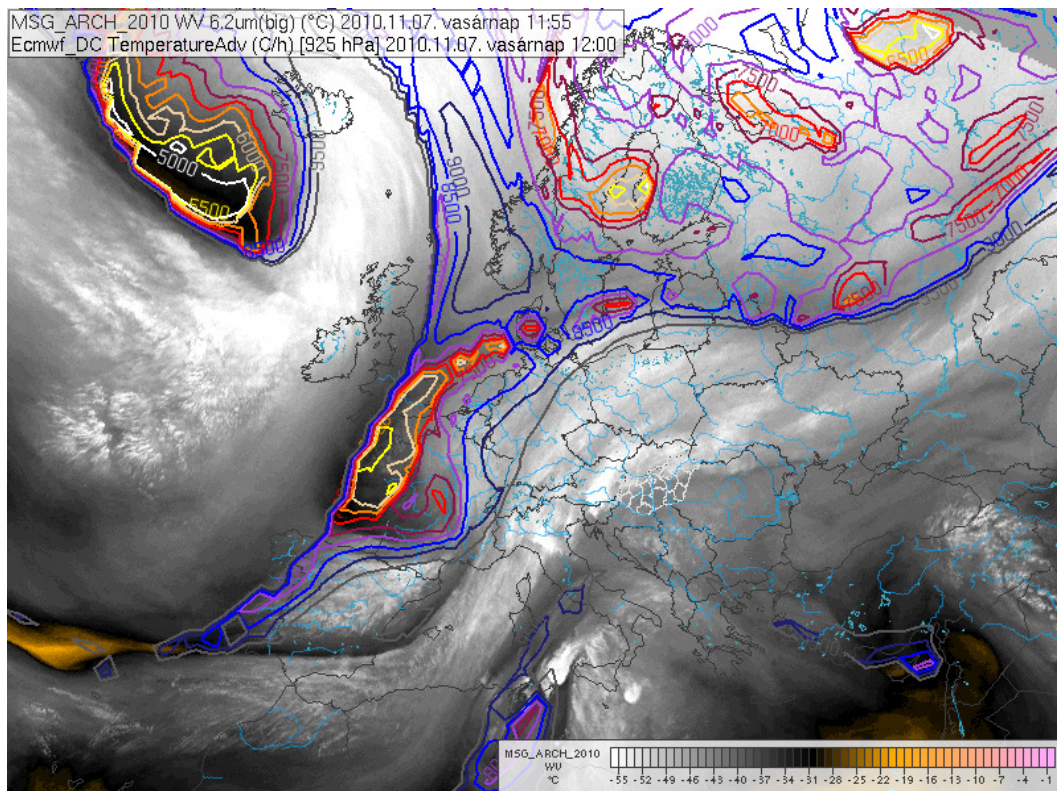
Kata-hidegfront esetén az ana-fronthoz hasonló felhőzet kialakulását, a meleg levegő feláramlását a frontfelület mögött és fölötti hideg, száraz leáramlás akadályozza meg. Emiatt a felhő és csapadékszóna a front haladásához képest előre hajlik, s főleg a felszíni front előtt jelenik meg. A MNSZ teória szerint a felső troposzférikus illetve sztratoszférikus eredetű száraz intrúzió ráfut a MNSZ-ra. A hidegfront hátoldalán a száraz intrúzió felhőoszlató hatása miatt az állapot előrehaladtától függően közép, vagy alacsony szintű felhőzet, alacsony felhőtípusok figyelhetők meg. A magas felhőtípusok a front előtt, a száraz intrúzió behatolásának határáig láthatók. Ez a határ egyben kijelöli az ún. magassági hidegfrontot is.

A WV képen a kata-front strukturáltabb megjelenésű. A világos régiók a frontális felhőzet előoldalán megjelenő nagy vertikális kiterjedésű, magas szintű felhőzettel jellemezhető régióban láthatók, majd a száraz intrúzió területén a WV kép szürke, sötétszürke, vagy akár közel fekete árnyalatokat is felvehet, az ott kialakuló felhőzet vertikális kiterjedésének függvényében. A 3.12 ábra a kata-hidegfrontok vízgőzképeken megjelenő struktúráját mutatja be.



3.12 ábra Kata-hidegfront szerkezete és megjelenése WV képeken (Santurette nyomán, forrás:

www.eumetsat.int).



3.13 ábra Izlandtól délre található kata-front szerkezete a PV2 geopotenciálmezőn. Az alacsony tropopauzával jellemezhető sötét régió, száraz intrúzió ráfut a frontfelhőzetre.

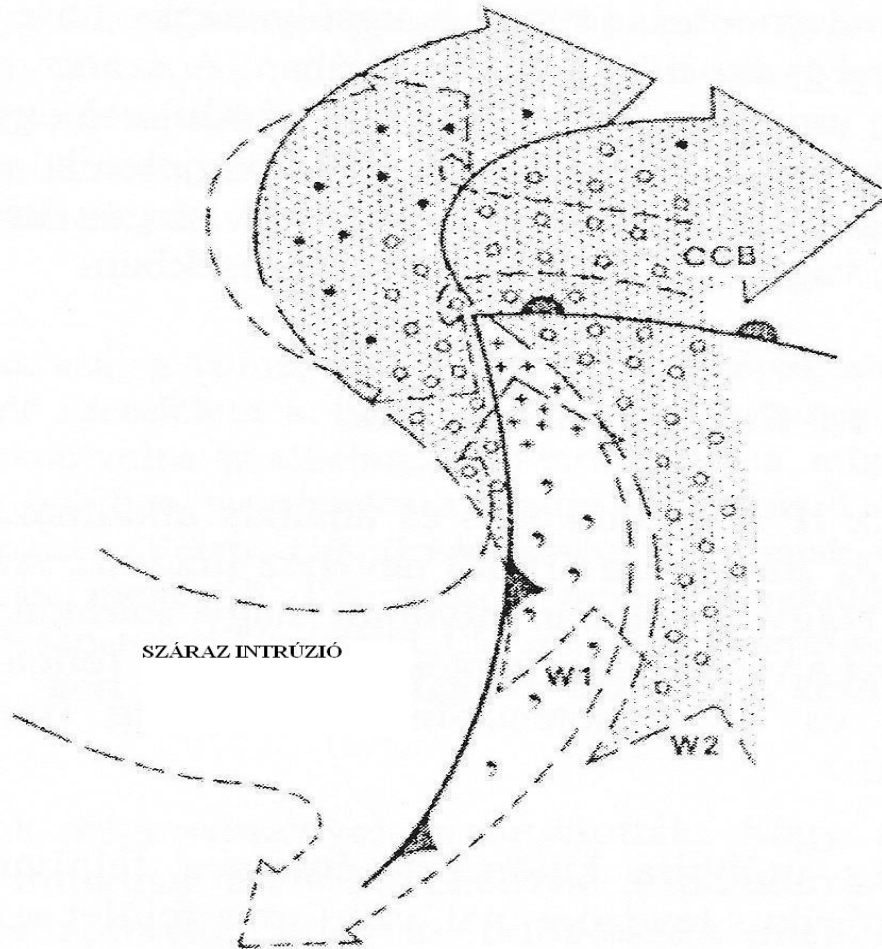
Fontos megjegyezni, hogy az ana-és kata típusú frontok sokszor nem különíthetők el egyértelműen. Egy hidegfronton belül ana-és kata front is előfordulhat. A frontok élettartamuk első stádiumában rendszerint ana-hidegfrontok, s később fejlődnek kata-frontokká.

3.4.3 A száraz intrúzió

A száraz intrúzió frontokkal való kölcsönhatásának leírása igen fontos mind a frontok fejlődésének, mind a 3.5-ben tárgyalt rapid ciklogenezis kialakulásának, fejlődésének megértése szempontjából. (Young et al., 1987 tanulmánya, valamint Bodolainé, 2008 alapján) A száraz intrúzió akár drámai folyamatokat is kiváltó jelensége a ciklogenezist, felhőzeti mezőt, csapadéktevékenységet illetően akkor kezdődik, mikor az intrúzió a frontális, illetve prefrontális felhőzet déli részénél a talajközeli front fölé szalad. Az intrúzió jellegzetes, WV képen látható sötét struktúráját a szakirodalom ún. kalapácsfej-alakzatként írja le. A folyamat három fő szakasszal jellemezhető:

1. A fölészaladás előtti helyzet. Eleinte a száraz intrúzió vezető éle, azaz a magassági hidegfront a talajközeli ana-hidegfront mögött található. A hidegfront hátoldala felé dőlő, aszcendens MNSZ emelkedő levegője és annak felhőzete, valamint a szubszidens, sztratoszférikus eredetű levegő határvonala jól meghatározott.
2. A fölészaladás kezdete. A száraz intrúzió a hidegfront felhőzetének déli része fölé áramlik. A talajközeli hidegfront mögött a száraz levegő behatolása következtében a felhőzet leépül. A talajközeli hidegfront előtt, attól néhány 100 km-rel keletre a melegszeletben az intrúzió vezető éle a MNSZ fölé emelkedik, s egy új, konvektív cellák sorozatát felvonultató felhőzónát hoz létre. Az intrúzió ezt követően megközelíti a frontális felhőzet északi részét. A WV képen egy sötét sáv jelenik meg, mely a depresszió centruma felé nyúlik. Mikor az intrúzió „feje” eléri a depresszió centrumát, bekövetkezik a maximális nyomássüllyedés.
3. Érett fölészaladás. Ezen fázisban a száraz intrúzió vezető éle a talajközeli front előtt több mint 200 km-re is megjelenhet, ami a magassági hidegfront és a talajközeli hidegfront távolságának összevetéséből következik.

A WV képeken sötét régióként követhető száraz intrúzió fontos tulajdonságai közé tartozik (összhangban a WV képeken szinoptikus skálájú, szignifikáns objektumok közelében fellelhető sötét zónákról tárgyaltakkal) a megjelenő PV anomália, valamint a száraz légtömeg alacsony ekvivalens-és nedves potenciális hőmérséklete. Ahogy a PV anomália a depresszió centruma felé mozog, a ciklogenezist elő vagy tovább segítő magassági kényszerként hat, a 2.5 fejezetben tárgyaltak szerint. A meleg, nedves légrétegek fölé futó száraz, alacsony nedvességtartalmú légtömegek feltételesen instabil környezetet teremtenek, közel a frontális felhőzet vezető éléhez. A folyamat a rétegzett felhőzet konvektív típusúvá alakulása mellett követhető nyomon.



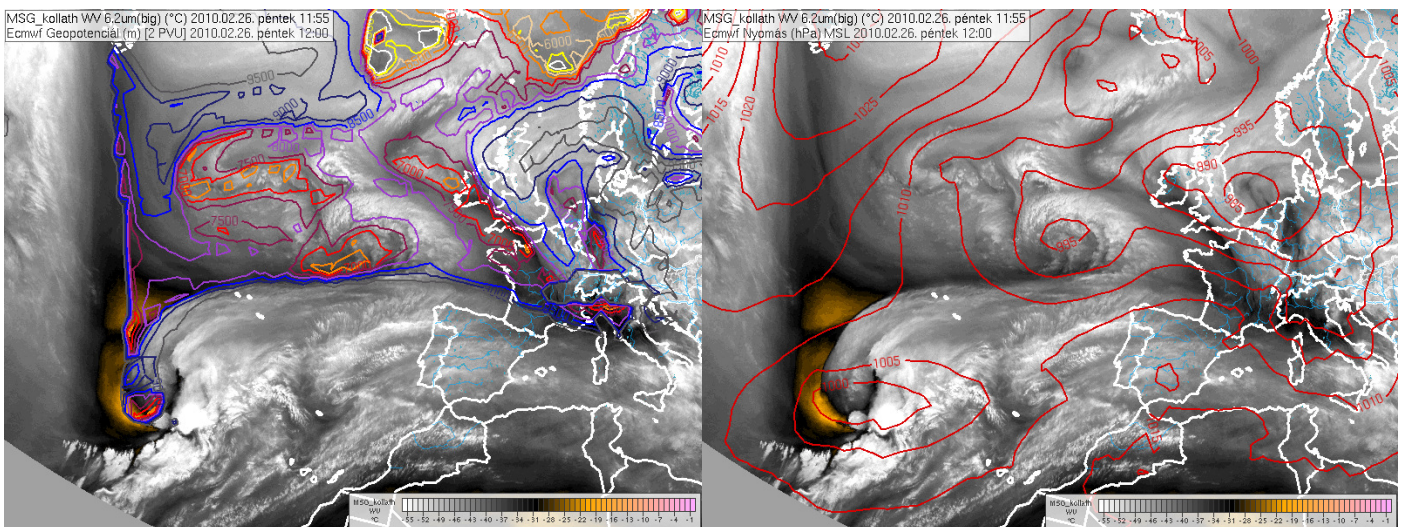
3.14 ábra. Frontrendszer felhőzete és csapadékrendszere, a fő relatív áramlási rendszerekkel. W1 a MNSZ nyugati, száraz intrúzió alatt található része. A magassintű felhőzet területe pontozott, a kovektív cellák zónáját + jel jelöli. A körök mérsékelt vagy heves, a pontok gyenge esőzést, a vesszők gyenge esőzést, esetleg szitálást jelentenek (Young et al.,1987 nyomán).

A WV képek fontos segédeszközként szolgálnak a száraz intrúziók követésében. Segítenek nyomon követni a magas troposzférikus kényszer időbeni fejlődését, várható hatását az adott szituációban, és segítenek megérteni a mezoskálájú folyamatokat, melyek az ultrarövidtávú előrejelzéseket jelentős mértékben befolyásolják, akár helyi riasztások kiadásának szintjén.

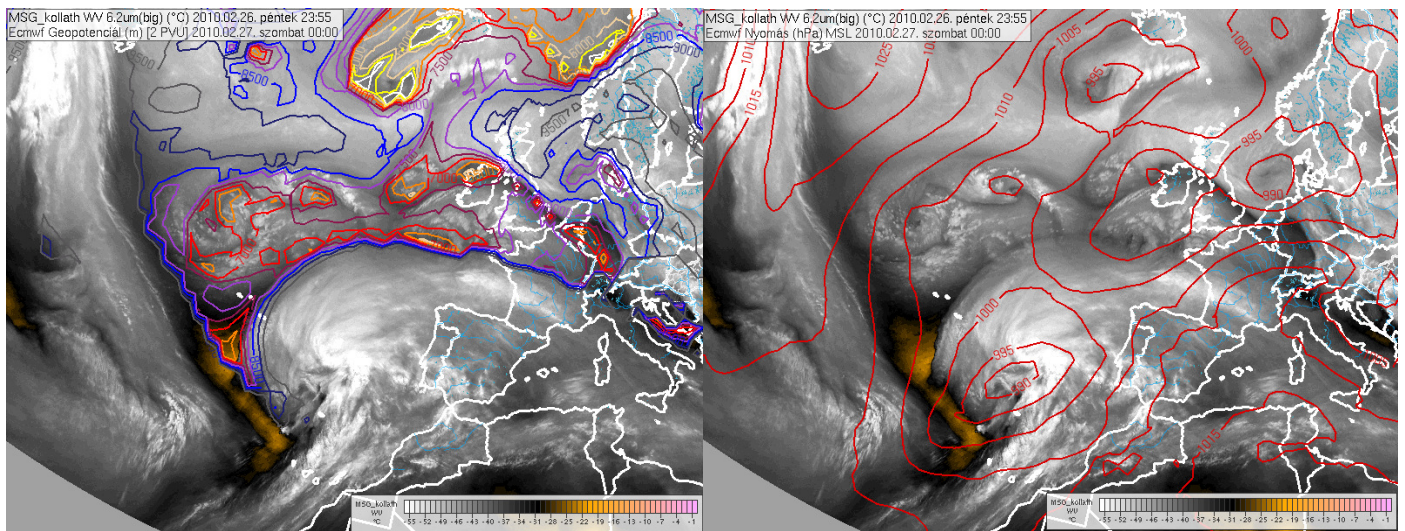
3.5 Rapid (hirtelen) ciklogenezis

A rapid ciklogenezis egy okklúziós felhőspirál hirtelen, drámai folyamatokkal kísért kialakulását írja le. A rapid ciklogenezis a polárfronton, illetve baroklin teknőkben megjelenő másodlagos zavarok, hullámokkal jelenik meg, kialakulásában kulcsfontosságú szerepet kap a dinamikus tropopauza anomália, a magassági PV anomália okozta kényszer. A rapid ciklogenezis kialakulásának, lezajlásának későbbi fázisait a hoskinsi ciklogenezis-teória (2.5 fejezet), illetve a száraz intrúzió Young-féle modellje (3.4.3) jól leírja. A rapid ciklogenezis kapcsán fellépő extrém folyamatokat jól példázza, hogy nem ritka a 6 óra alatt bekövetkező, akár 15 hPa-os nyomássüllyedés, az orkán erejű szél és a 80-100 mm körüli csapadék sem. A rapid ciklogenetikus esetek, megfelelő előrejelzés, illetve társadalmi reakció híján sokszor halálesetekhez is vezethetnek.

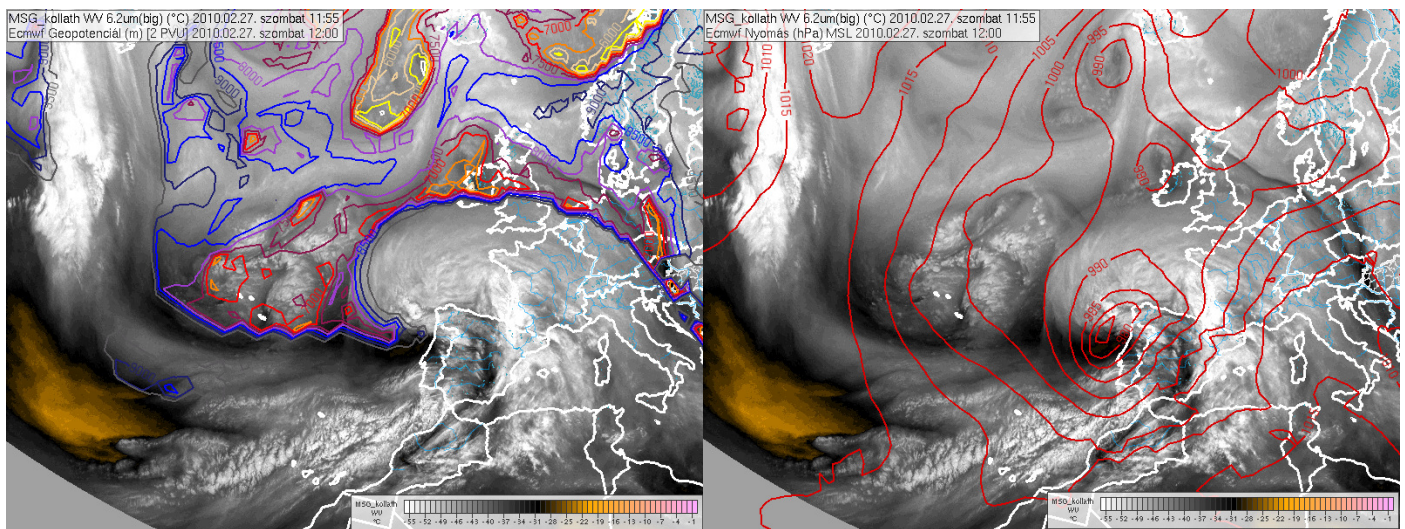
A vízgőzképen a rapid ciklogenezis veszélye sokszor előre megállapítható. Egy baroklin zónához közeledő tropopauza-anomália árulkodó jel, s jellegzetes prefrontális felhőzet is kialakul, mely nyomán az esetek 75%-ban (Bader et al.,1995) bekövetkezik a ciklogenezis. Ez a prefrontális felhőtípus a vízgőzképen a baroklin zónán megjelenő, S-alakú világos, nedvességi mintázat, utalva a frontálzónán megjelenő másodlagos zavarra, hullámzásra. A kialakuló felhőzet az ún. baroklin levélfelhő, mely a WV képek után a VIS és IR műholdképeken is megjelenik. A felhő megjelenésekor a ciklogenezis legtöbb esetben már megkezdődik. A felhőzet mögötti sötét sáv fejlődése ezek után a száraz intrúzió fejlődésének felel meg (kiszáritás, labilizálás, nyomássüllyedés), illetve a dinamikus tropopauza anomália hatása is egyértelművé válik az egyre mélyülő ciklon és egyre erősödő cirkuláció megjelenése során. A rapid ciklogenezis jellegzetesen 6-48 óráig tart.



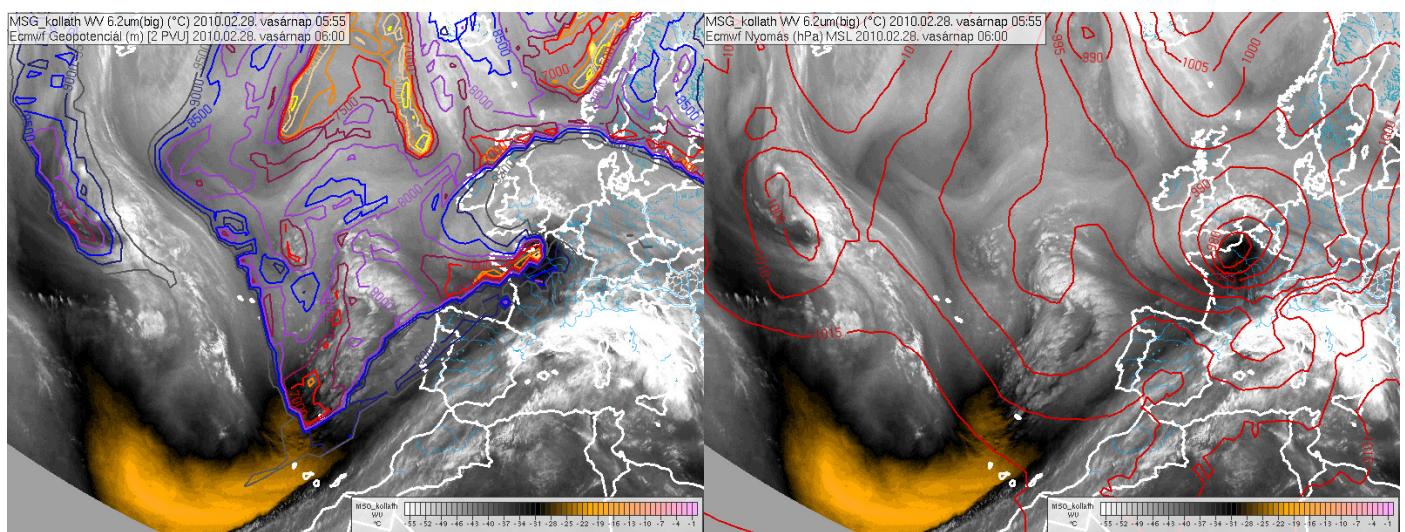
(a)



(b)

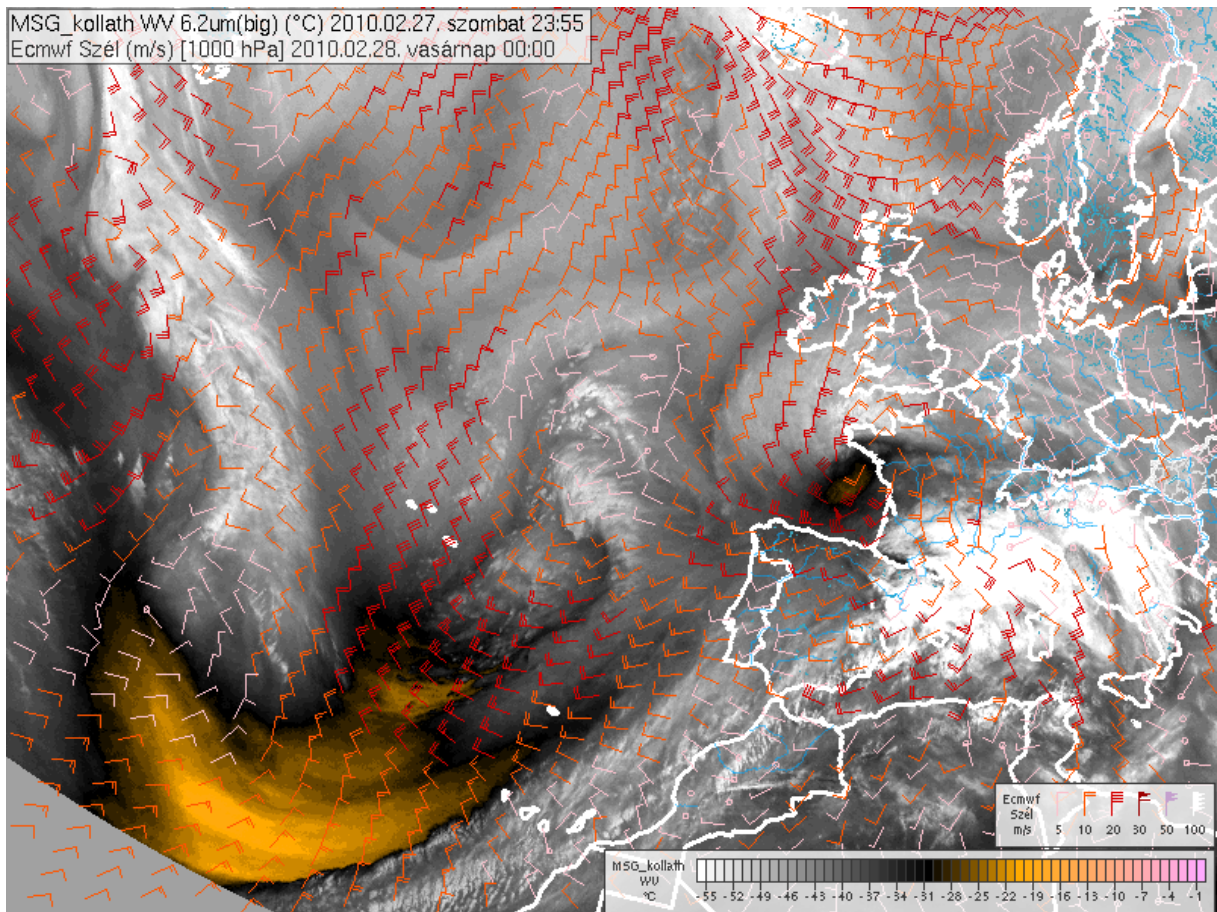


(c)



(d)

3.15 ábra A 2010 február 27-én Franciaországot sújtó Xynthya viharciklon kialakulása, fejlődése. Az (a)-(d) ábrák a PV2 geopotenciálmezőt és tengerszinti légnyomást mutatják be.



3.16 ábra 2010. február 28 00 UTC-kor a Xynthya ciklonban tengersizintén számoltszélmező.

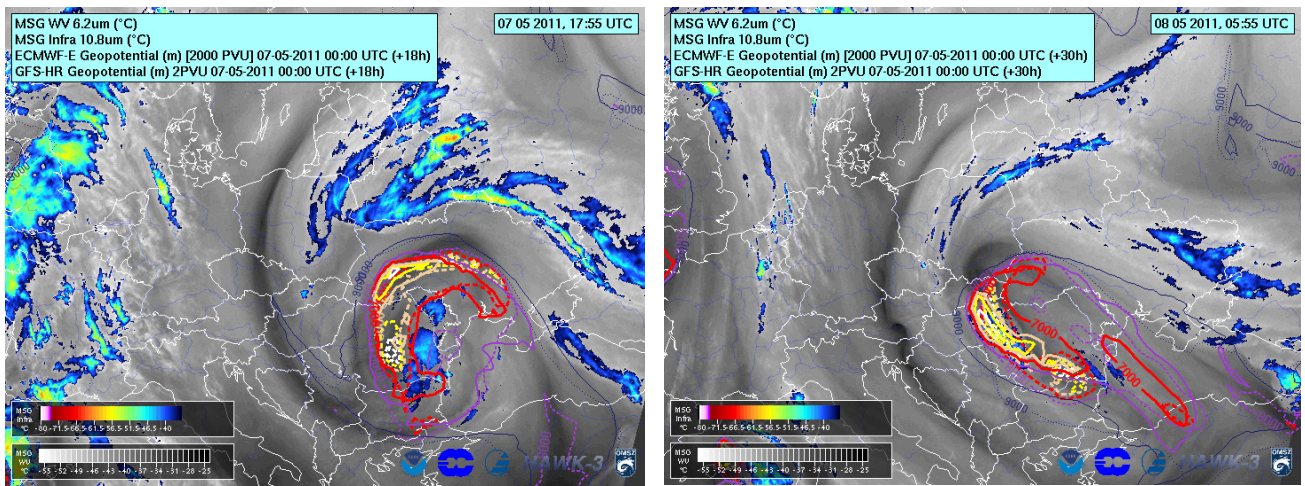
A 3.15 és 3.16 ábra a 2010 február 27-28-án Franciaországon átvonuló, rapid körülmények között keletkezett Xynthya ciklon fejlődését mutatják be. A WV képen jól nyomon követhető a magas szintű PV anomália kölcsönhatása a már létrejött depresszióval, mely kölcsönhatás eredményeképp a ciklon 12 óra alatt 15-18 hPa-os nyomássüllyedést produkált, több alkalommal is. Az orkán erejűre erősödő szelek és hirtelen lehulló, intenzív csapadék okozta áradások, csuszamlások több mint 40 ember életét követelték, és súlyos károkat okoztak az infrastruktúrában, mezőgazdaságban.

4. Modellmodifikációs, validációs eljárások WV képek segítségével

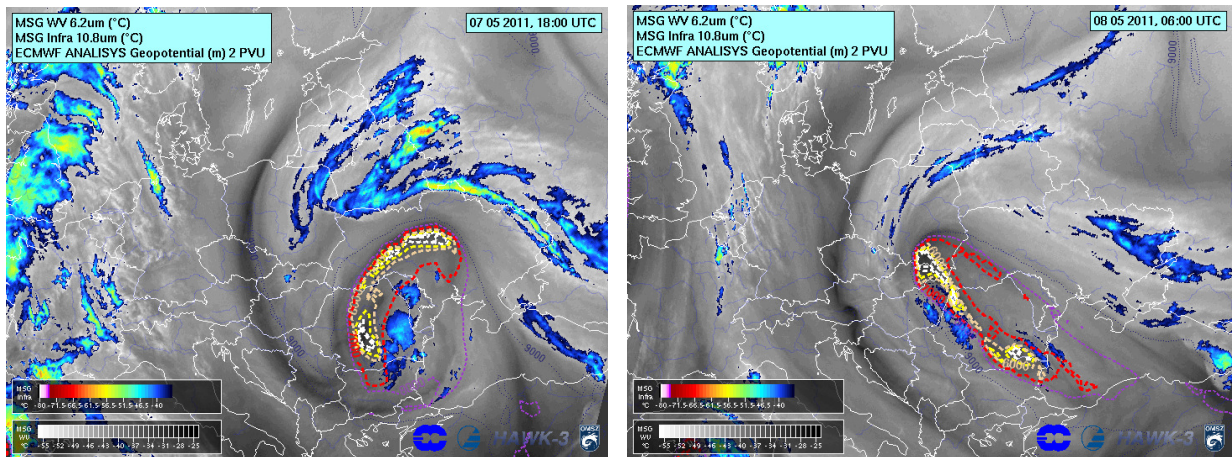
Az elmúlt 15 évben több kísérlet lezajlott a WV képek és a PV mezők szoros kapcsolatának validációs illetve modellmodifikációs célú kiaknázására. Ezen kísérletek azon az elven alapultak, hogy a modellmezőknek a műholdkép valóságot reprezentáló méréseihez kell illeszkedniük. Az elv lehetővé teszi az analízisek releváns modellmezőinek kiértékelését, kezdeti mezők beállításainak finomítását, az előrejelzések pontosítását. A PV mezők és WV képek összevetésekor jelentkező egyik legjellegzetesebb hibát a PV mezők jellegzetes alakzatainak műholdképhez képesti eltolódása jelenti, melynek módosítása talán a leginkább evidens.

A PV lokális módosításának hatását rövid távú előrejelzésekre többek között Demirtas, Thorpe tanulmánya (1998) taglalja. Kísérletükben rosszul előrejelzett észak-atlanti ciklonok PV mezőinek lokális, WV képektől való differenciáinak megszüntetésével, minimalizálásával az esetek nagy többségében a valósághoz közeli ciklonpályákat, nyomási tendenciákat, időjárási jelenségeket állítottak elő, demonstrálván a metódus hatékonyságát. Ki kell azonban térni arra is, hogy a modifikált PV mezőkkel történő modellfuttatás nem járt mindig sikerrel, a modifikációkkal kapott új kezdeti mezők illesztési nehézségei miatt.

A PV modifikációs eljárásokkal foglalkozik Santurette és Georgiev (2005) is. Az eljárás, hasonlóan Demirtas és Thorpe tanulmányához, a PV mezők WV képekhez való illesztésén alapul, a modellmezőkből számolt pseudo-WV képek figyelembevételével. A szerzők a metódus kapcsán külön, részletes módszertant is megfogalmaznak. A PV modifikáció módszere még nem terjedt el operatív szinten, ugyanakkor megfelelő kidolgozottság és háttér mellett az előrejelzési gyakorlat hasznos segédeszközeivé válhatnak.



4.1 ábra 2011. május 7 18 UTC és május 8 06 UTC-re vonatkozó, május 5-i modellfuttatások (+18 óra, +30 óra). A baloldali ábrán Ukrajna nyugati része, a jobb oldali ábrán Lengyelország délkeleti területei fölött láthatók a modell által rosszul reprezentált magassági teknők.



4.2 ábra 2011. május 7, 18 UTC és május 8, 06 UTC PV2 geopotenciál-analízisek.

Napjainkban a korszerű műholdas adatasszimiláció mellett futó globális modellek ritkán vétenek jelentős hibát a felső troposzféra állapotának előrejelzésében egy-két napos időtávon. Esetenként azonban mind a mai napig előfordul, hogy a modellfuttatás 24 órán belüli időlépcsőiben is felfedezhetünk eltéréseket a valóság és az előrejelzés között, melyek viszonylag rövid időn belül jelentős különbségekké fejlődhetnek, befolyásolva ezzel az előrejelzés pontosságát a kérdéses régióra vonatkozóan. A 4.1-es ábrán egy ilyen típusú sikertelen előrejelzés látható, ahol az aktuális analízissel és WV képpel összevetve már a 12-ik órától észrevehető, a 18-ik órában egyértelművé válik az előrejelzés és a valóság közötti különbség. A szóban forgó ECMWF előrejelzés lényegesen más régióra helyezte hazánk területén belül a várható csapadék súlypontját és mennyiségét.

5. Összefoglalás

Dolgozatomban áttekintettem a WV csatornán készült műholdas mérések, és az azokból készült műholdképek alkalmazásának elméleti hátterét, lehetőségeit és korlátait. Bemutattam a potenciális örvényesség szinoptikus diagnózisban betöltött szerepét, s rávilágítottam a WV képek és a potenciális örvényességi mezők különleges kapcsolatára.

A harmadik fejezetben ezen különleges kapcsolat gyakorlatban történő felhasználására mutattam be példákat, ismert konceptuális modelleken keresztül demonstrálva a WV képek magaslégtéri folyamatok megfigyelésében betöltött kulcsfontosságú szerepét. Rámutattam arra, hogy a WV képek kizárólagos használata a szinoptikus helyzet értelmezéséhez sokszor nem elegendő, a helyes következtetés levonásához legtöbbször a WV képekkel együtt vizsgált modellmezőkre van szükség. Kitértem a PV-WV kapcsolat validációs és modellmodifikációs célú felhasználására is.

A WV képek használata kezd a szinoptikus gyakorlat szerves részévé válni, elősegítve a felső troposzféra dinamikájának egyre mélyebb megértését. A rohamosan fejlődő adatasszimilációs módszerek lehetőséget adnak a WV képek nyújtotta információ modellekben történő felhasználására, mely pontosabb prognózisok kiadását teszi lehetővé. A jövőben várhatóan a modellmodifikációs eljárások is nagyobb hangsúlyt kapnak, kiterjesztve a vízgőzképek felhasználásának egyébként is bővülő skáláját.

Köszönetnyilvánítás

Szeretnék köszönetet mondani témavezetőimnek, Kolláth Kornélnak és Simon Andrénak támogatásukért és türelmükért, valamint tanszéki konzulensemnek, dr. Pongrácz Ritának megértő türelméért és hasznos észrevételeiért.

6. Irodalomjegyzék

Bader, M.J. Forbes, G.S., Grant, J. R., Lilley, R.B.E., Waters, A.J. (Editors). 1995. Images in weather forecasting. A practical guide for interpreting satellite and radar imagery. University Press, Cambridge, 499 pp.

Bluestein, H. B., 1992: Synoptic-dynamic meteorology in midlatitudes. Volume I. Principles of kinematics and dynamics. Oxford University Press, New York, 431 p.

Bluestein, H. B., 1993: Synoptic-dynamic meteorology in midlatitudes. Volume II. Observations and theory of weather systems. Oxford University Press, New York, 594 p.

Bodolainé, J. E, 2008. A szinoptikus diagnózis eszközeiről. Az Országos Meteorológiai szolgálat kiadványa, 66 old.

Browning, K. A. 1997. The dry intrusion perspective of extra-tropical cyclone development. Meteorol. Appl. 4, 317-324.

Demirtas, M., Thorpe, A. J. 1999. Sensitivity of short-range weather forecasts to local potential vorticity modifications. Mon. Wea. Rev. 127, 922-939.

Eyre, J. 1981. Meteosat water vapour imagery. Meteorol. Mag. 110, 345-351.

Fisher, H., Eigenwillig, N., Müller, H. 1981. Information content of METEOSAT and Nimbus/THIR water vapor channel data: altitude association of observed phenomena. J. Appl. Meteorol. 20, 1344-1352.

Götz, G., és Rákóczi, F., 1981: A dinamikus meteorológia alapjai. Tankönyvkiadó, Budapest, 484 old.

Hoskins, B. J., McIntyre, M. E. and Robertson, A. W., 1985: On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. Quart. J. R. Met. Soc. 111, 877-916.

Santurette, P. & Georgiev, C.G. (2005). *Weather Analysis and Forecasting: Applying Satellite Water Vapor Imagery and Potential Vorticity Analysis*. ISBN: 0-12-619262-6. Academic Press, Burlington, MA, San Diego, London. © Copyright, Elsevier Inc. 179pp.

Simon, A., Putsay, M. 2009. Zivatarok megfigyelése műholdadatok segítségével, WV képek elemzése potenciális örvényességi mezőkkel. *Met. Napok*, 2009.

Young, M.V. et al., 1987: Interpretation of satellite imagery of a rapidly deepening cyclone. *Quart. J. R. Met. Soc.* 113, 1089-1115.

Weldon, R. B., Holmes, S. J. 1991. Water vapor imagery. Interpretation and applications to weather analysis and forecasting, NOAA Technical Report. NESDIS 57, NOAA, US Department of Commerce, Washington D.C., 213 pp.