

Eötvös Loránd Tudományegyetem  
Meteorológiai Tanszék

A WRF modell működése az ELTE Meteorológiai Tanszék  
számítógépes rendszerében. Szélprofil becslések.



Készítette: Wendl Bernadett

Témavezető: Gyöngyösi András Zénó

Tanszéki konzulens: dr. Weidinger Tamás

Budapest, 2009

## Tartalomjegyzék

1. Bevezetés .....	3
2. Magyarország szélklimatológiai adottságai .....	4
3. Szélteljesítmény becslési módszerek .....	6
4. A WRF modell felépítése.....	11
5. A WRF ARW megoldó szegmense .....	14
5.1. A modellegyenletek.....	14
5.2. Modell fizika és parametrizáció .....	18
5.3. Modell diszkretizáció .....	23
5.4. Beágyazott tartományok.....	25
5.5. Turbulens keveredés és modellszűrők.....	26
5.6. A kezdeti feltételek meghatározása .....	27
5.7. Variációs adatasszimiláció .....	30
6. Széleenergia modellezés és előrejelzés.....	33
7. Módszerek és eredmények.....	35
8. Összefoglalás és jövőbeli tervek .....	44
9. Köszönetnyilvánítás .....	45
10. Függelék.....	46
11. Irodalomjegyzék .....	49

## 1. Bevezetés

Napjainkban a megújuló energiaforrások egyre nagyobb hangsúlyt kapnak a világ energiaellátásában, egyrészt környezetkímélő voltuknak (nincs CO<sub>2</sub>- és egyéb üvegházgáz kibocsátás, „zöld energia”), másrészt újratermelődésüknek köszönhetően. A megújuló energiaforrások közül a legdinamikusabban a szélenergia felhasználására épült iparág fejlődik. A működési elv egyszerű: a szél mozgási energiáját generátorok segítségével villamos energiává alakítják, majd ezt a szolgáltatói hálózatba vezetik. A szélerőművek fő előnye az emisszió-mentesség mellett a költséghatékonyság, ami abból adódik, hogy nem kell kitermelni, finomítani az erőforrást, nincs üzemanyagköltség és árfolyamkockázat sem (mint pl. az 1973-as kőolaj-árrobbanásnál volt). Ezáltal jóval olcsóbb a segítségével előállított villamos energia, mint a hagyományos fűtőanyagokkal termelt áram. Ugyanakkor hátránya, hogy bizonytalan az energiatermelés, hiszen ez a szélerősség függvénye, ami pedig rendkívül változékony az időben. Kis szelek esetén az erőmű még nem termel energiát – van egy úgynevezett indulási küszöb –, nagy szelek esetén pedig szintén nem termel, és le is kell állítani az erőművet a mechanikai károk elkerülése érdekében. Az optimális szélsébség tartomány 3 – 25 m/s között van. Emiatt tehát nagyon fontos, hogy a szélerőművek napokkal előre tudjanak tervezni, tudjanak számolni azzal, hogy mennyi villamos energiát tudnak majd előállítani. Ha ugyanis csökken a szélenergia termelés, akkor a keletkező hiányt a hagyományos erőművekkel kell pótolni, és ha ez nem történik meg időben, akkor a villamos energiahálózat összeomolhat.

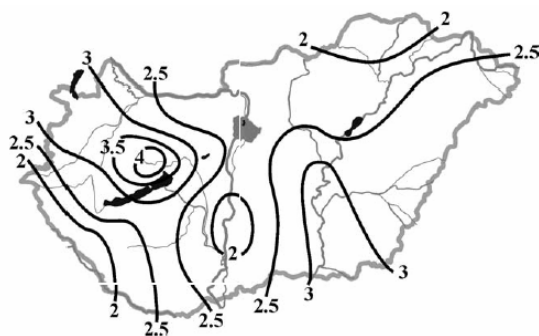
Szakedolgozatom célja ennek megfelelően a Mosonmagyaróvár térségében 2003 óta működő szélerőművek számára a WRF (Weather Research and Forecasting Model) modell felhasználásával a szélsébség és szélenergia-termelés előrejelzése 1-4 napos időtávra. Ehhez a WRF modellen túl felhasználtuk a szélerőművek mért szél- és teljesítmény adatait, valamint a GraDS (Grid Analyses and Display System) megjelenítő rendszert is. A vizsgálat a 2008. decemberi adatok alapján történt.

A dolgozat *2. fejezetében* röviden áttekintem hazánk szélklimatológiai adottságait, a *3. fejezetben* a szélenergiával kapcsolatos alapösszefüggéseket és néhány becslési módszert ismertetek. A *4. és 5. fejezetben* a szakedolgozat során alkalmazott WFR modellt mutatom be. A *6. fejezetben* néhány, a szélenergia előrejelzésével kapcsolatos modellről lesz szó. A *7. fejezetben* a szakedolgozat során végzett munkát és eredményeket ismertetem, végül a *8. fejezet* egy rövid összefoglalást tartalmaz.

## **2. Magyarország szélklimatológiai adottságai**

A 2004-es EU-csatlakozás óta hazánkat is érintő előírás, hogy minden tagországnak növelnie kell a megújuló erőforrások részesedését az energiatermelésből. Az EU-s célkitűzés, hogy 2010-re az alternatív energiaforrások felhasználását 12%-ra kell növelni (Patay, 2003). Ennek egyik lehetséges módja a szélenergia nagyobb mértékű felhasználása – a napenergia, geotermikus energia, illetve biomassza égetés mellett.

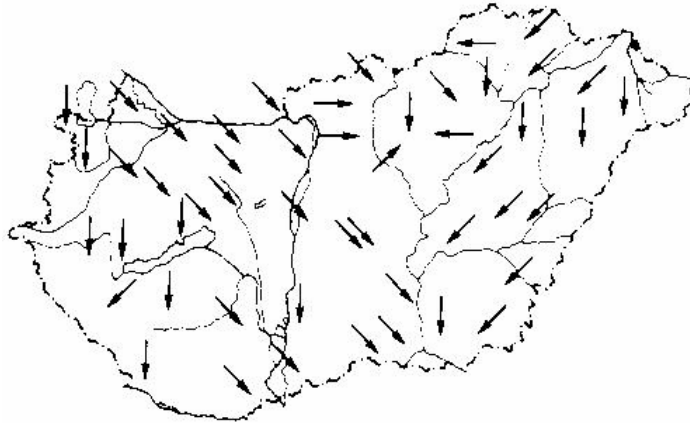
Hazánk a Kárpát-medencében helyezkedik el, területének 2/3-a 200m alatt fekszik, aminek következtében az évi átlagos szélesség 2-4 m/s között változik (Péczy, 2002). Ezek alapján Magyarország mérsékelt szeles területnek minősül. Ezt az is alátámasztja, hogy a klímaállomásokra végzett vizsgálatok alapján a 2-3 m/s-os szélességek fordulnak elő a legnagyobb gyakorisággal az országban (Radics és Bartholy, 2008). Egyes területek mégis alkalmasak lehetnek a szélenergia kiaknázására, különösen az utóbbi évtizedben a szélenergia terén végbement technológiai fejlődések hatására (a 60-100m tengelymagasságú szél turbinák építésével elérhetővé váltak a nagyobb energiataralmú légrétegek). A **2.1. ábrán** (Bartholy et al., 2003) bemutatott szélmező térképről leolvasható, hogy a maximális szélességek az ország északkeleti részén (a Kárpátok és Alpok között elhelyezkedő Dévényi-kapu közelében) figyelhetők meg. Két minimumhely is kirajzolódik: az egyik dél-nyugaton, a másik észak/észak-keleten. Az átlagos szélességek a Dunántúlon nagyobbak, mint az ország keleti felében. A maximális és minimális szélességű helyek nem változnak évközben, de tavasszal nagyobbak a szélességértékek, illetve a maximum és a minimum szélességek közti különbség is nagyobb, mint ősszel. Az éves maximumok és minimumok tehát az átmeneti évszakokban jelentkeznek.



**2.1. ábra:**

**A 10m-en mért átlagos szélesség [m/s] térbeli eloszlása Magyarországon.  
A 29 klímaállomás 1997-2001 közötti óras átlagos szélessége alapján. Bartholy et al., 2003.**

A hazánkban megfigyelhető szélirány eloszlások a Kárpátok és Alpok hatását tükrözik. Az uralkodó szélirányok eloszlását a **2.2. ábra** mutatja be Péczely (2002) nyomán. A Dunántúl keleti részén és a Duna-Tisza között az észak-nyugati szél a domináns, a Tiszántúlon az észak-keleti. A Dunántúl nyugati felében az északi szelek válnak uralkodóvá, míg az Északi-középhegységben az orográfia zavaró hatásának következtében nem jelölhető ki uralkodó szélirány.



**2.2. ábra:**  
Az uralkodó szélirányok Magyarországon. Péczely, 2002.

### 3. Szélteljesítmény becslési módszerek

A szélenergia hasznosítás alapelve, hogy a léghöz mozgási energiáját használják fel közvetlenül mechanikai energiaforrásként, vagy egy átalakító rendszer segítségével elektromos energiává transzformálva.

A léghöz mozgási energiája:

$$E_{kin} = \frac{1}{2}mv^2, \quad (3.1)$$

ahol  $m$  : a léghöz tömege;  $v$  : a szélsébség.

A potenciális szélenergia kiszámítására több módszer áll rendelkezésre. Ha csak szélsébség adataink vannak, akkor a rendelkezésre álló  $P$  potenciális energia a (3.1)-es mozgási energia egyenlet és az  $m = \zeta \cdot V$  összefüggés felhasználásával:

$$P = \frac{1}{2}\zeta v^3 F, \quad (3.2)$$

ahol  $\zeta$  : a levegő sűrűsége;  $F$  : a rotorlapát felülete;  $V = Fv^2$  a rotor felületén áthaladó levegő térfogata.

Ebből megkapható a szélirányra merőlegesen, egységnyi keresztmetszeten egységnyi idő alatt átáramló energia, a  $P_f$  fajlagos szélteljesítmény, ha egységnyi felületet vizsgálunk:

$$P_f = \frac{1}{2}\zeta v^3. \quad (3.3)$$

A szélteljesítményre vonatkozó (3.2) egyenlet a szélturbina elméleti maximális teljesítményét adja meg, azonban ennek csak 16/27-ed része (59.3%) nyerhető ki ténylegesen – ez a névleges teljesítmény. Ezt nevezik Betz törvényének, ami tehát kimondja, hogy bármely szélturbina a szél kinetikus energiájának legfeljebb 59% -át tudja mechanikai energiává alakítani – vagyis legalább 40% hasznosítatlan marad. A maximális teljesítmény akkor érhető el, ha a turbina előtt és mögött a szélsébségek arány 1:3-hoz.

A (3.2)-es egyenlet tehát a rendelkezésre álló összes potenciális energiát adja meg, a  $P^*$  kinyerhető energiát ebből a turbina hatékonyságát figyelembe véve kapjuk meg:

$$P^* = \frac{1}{2}E\zeta v^3 F, \quad (3.4)$$

ahol  $E$  a turbina hatékonysága,  $\zeta$ ,  $v$ ,  $F$  pedig mint (3.1)-nél.

Egy másik módszer a teljesítmény becslésére a Weibull-eloszlás alkalmazása, ha ismertek a Weibull-paraméterek – a szakirodalomban elfogadott ezen eloszlás alkalmazása

a szélesebbesre vonatkozó vizsgálatoknál. A Weibull-eloszlás sűrűségfüggvényét a (3.5)-es egyenlet adja meg:

$$f(v; A, k) = \frac{k}{A} \left(\frac{v}{A}\right)^{k-1} \cdot \exp\left(-\left(\frac{v}{A}\right)^k\right) \quad v > 0, \quad (3.5)$$

ahol  $v$  a szélesebbesség [m/s],  $A$  az eloszlás skálaparamétere [m/s],  $k$  pedig az alakparaméter [dimenziótlan].

$k = 1$  esetén az exponenciális eloszlást kapjuk,  $k = 2$  esetén a Rayleigh-eloszlást,  $k = 3,6$  esetén a sűrűségfüggvény szimmetrikus és jól közelíthető a normál eloszlással (Matyasovszky, 2002). A teljesítménybecslés Weibull-eloszlással történő közelítése az eloszlás azon tulajdonságán alapul, hogy ha a  $v$  szélesebbesség  $A$  és  $k$  paraméterű Weibull-eloszlással jellemezhető, akkor  $v^m$  szintén Weibull-eloszlású  $A^m$  és  $k/m$  paraméterekkel (Troen and Petersen, 1989). Márpedig a széleenergia a szélesebbesség harmadik hatványával arányos. Ebben az esetben a rendelkezésre álló potenciális energia:

$$P = \frac{1}{2} \zeta A^3 \Gamma\left(1 + \frac{3}{k}\right), \quad (3.6)$$

ahol  $\zeta$  a levegő sűrűsége,  $A$  és  $k$  a Weibull-paraméterek,  $\Gamma$  pedig az ún. gamma-függvényt jelöli.

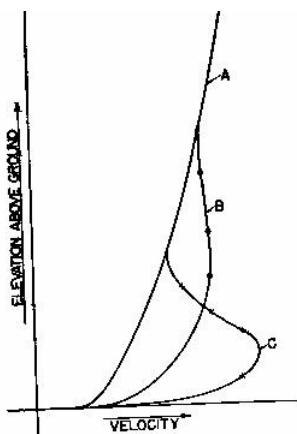
A Weibull-eloszlás skála- és alakparaméterének magassággal történő változását vizsgálva Kircsi és Tar (2008) azt tapasztalta, hogy az alakparaméter 120m magasságig gyakorlatilag állandónak tekinthető, a skálaparamétert azonban befolyásolja a magasság és a magassággal bekövetkező átlagos szélesebbesség növekedés. A széleenergiát tehát a skálaparaméter határozza meg.

A szélteljesítmény becslését el lehet végezni az ún. teljesítménygörbe alapján is. A teljesítménygörbe a szélesebbesség és a megtermelt elektromos energia között állít fel függvénykapcsolatot, és ez a kapcsolat minden turbinatípusra külön meghatározandó. A szélturbina a forgással szemben ellenállással rendelkezik, azaz csak egy bizonyos szélesebbesség elérése után kezd el forogni, és energiát termelni. Ez a szélesebbesség érték az ún. bekapcsolási vagy indulási sebesség – általában 3-5 m/s között van. A bekapcsolási sebesség fölött a turbina sebességgel arányosan egyre nagyobb teljesítményt ér el, mígnem eléri a maximális vagy névleges teljesítményt – ez általában 10-13 m/s-os sebességnél áll be a magyarországi szélerőművek esetében. Ezután a teljesítmény már nem növelhető tovább, és az erőmű biztonsági okokból – mechanikai károk elleni védelem – nagy szélesebbeségeknél le is áll. A leállási sebességet 25 m/s körül határozzák meg.

Megemlíteném még Tar (2006) módszerét az éves és az évszakos napi átlagos szélteljesítmény meghatározására, melynek lényege, hogy a szélesebb-köbök napi átlagos menetét egy függvénnyel közelíti és a görbe alatti területet számolja ki, ugyanis a szélteljesítmény ezzel a területtel arányos. A módszer előnye, hogy kiküszöböli a mérési időpontok számától való függést.

Szélenergetikai vizsgálatok során a felszín feletti 10-200m vastag légréteg szélviszonyait tanulmányozzuk. Ez a planetáris határreteg Prandtl-féle rétegét jelenti, melyben a turbulens kicserélődési folyamatok (momentum-, hő- és nedvességtranszport) külső hatásoktól mentesen nyilvánulnak meg, és melyben a Monin and Obukhov (1954) által megfogalmazott alaptörvények érvényesek (a hasonlósági elmélet).

A planetáris határretegben a szélprofil nagymértékben befolyásolja a domborzat. A **3.1.ábra** a szélesebb feltételezett magasság szerinti változását mutatja be sematikusán Putnam (1948) nyomán különböző felszín típusok (sík, mérsékelten érdes, érdes felszín) mellett – konkrét mérések nem álltak Putnam rendelkezésére. Ez alapján egy érdes felszín esetén lényegesen kisebb magasságban alakulnak ki nagyobb szélesebbégek, mint sík felszín felett. A nagyobb szélerősség pedig nagyobb energiát is jelent.



**3.1. ábra:**

**Feltételezett sebességeloszlás a felszín feletti magasság függvényében. A: sík felszín, B: mérsékelten érdes, dombos felszín, illetve C: hegyvidéki terület felett. Putnam (1948).**

A szélprofil alakulását a felszíni karakterisztikák (domborzat, felszínborítottság, érdeség, tereptárgyak) mellett légköri tényezők (időjárási jelenségek, légköri stabilitás, hőmérsékleti és nedvességi profil) is befolyásolják.

A szélprofil pontosabban méréssel vagy becsléssel határozhatjuk meg. Méréssel történő meghatározás során rádiószondás, wind profiler, Doppler-radar, SODAR-adatokat használhatunk fel. Ha becsljük a szélprofil, akkor empirikus és félempirikus módszerek



állnak rendelkezésre. Empirikus szélprofilok a lineáris, hatványkitevős, logaritmikus közelítéssel kaphatók, a félempirikus módszerek közül pedig a Monin-Kazanszkij, illetve a Zilitinkevich-féle hasonlósági elmélet (Práger, 2002) említhető.

A meteorológiában leggyakrabban a logaritmikus szélprofilot használják a szélbecslések során. Sima felszín esetén a szélprofil a következőképp néz ki:

$$u(z) = \frac{u_{csillag}}{\kappa} \ln \frac{z}{z_0}, \quad (3.7)$$

ahol  $u_{csillag}$ : súrlódási sebesség [m/s],  $\kappa$ : Kármán-állandó ( $\kappa \approx 0,4$ ),  $z_0$ : érdességi paraméter [m], az az elméleti magasság, ahol a szélesebesség zérussá válik.

Ha figyelembe vesszük a  $d$  kiszorítási rétegvastagságot [m] is, azaz azt a magasságot, ameddig a terület valamilyen akadály (pl. növényzet) jelenléte miatt szélvédett, akkor a következő formát veszi fel az előbbi egyenlet.

$$u(z) = \frac{u_{csillag}}{\kappa} \ln \frac{z-d}{z_0}. \quad (3.8)$$

A (3.7)-(3.8)-as egyenletekkel leírt logaritmikus szélprofil csak neutrális rétegződés mellett érvényes. A szélérőművek esetében azonban jól alkalmazható, mert az erőművek olyan szélesebességeknél működnek (3-25 m/s), ahol a stabilitási viszonyok hatása már nem érvényesül, így általában eltekinthetünk a légrétegzettségétől.

A hatványkitevős szélprofilok közül a Hellmann-féle szélprofilot (Molly, 1990) említem meg, amivel mi is dolgoztunk a szakdolgozat keretében. A szélprofil alakja:

$$\frac{u_2}{u_1} = \left( \frac{z_2}{z_1} \right)^p, \quad (3.9)$$

ahol  $u_1$  a  $z_1$  referencia szinten mért sebesség,  $u_2$  a keresett  $z_2$  szinten a szélesebesség,  $p$  a Hellmann-exponens.

Ez a szélprofil szorosan összefügg a logaritmikus szélprofillal, hiszen  $p = 1/\ln(10/z_0)$  esetén visszkapjuk a logaritmikus profilt. Elsősorban a mérnöki gyakorlatban szokás ezt az egyszerűbb hatványkitevős alakot használni. A Hellmann-paraméter értéke függ a felszín típusától, érdességétől. Molly (1990) és Radics (2004) vizsgálatai alapján:

sík felszín, vízfelszín esetén:  $p = 0,14$

érdes, dombos felszínre:  $p = 0,2$

települések esetén:  $p = 0,28$

Az érdesség mellett  $p$ -t befolyásolja a hőmérsékleti rétegződés, de szélenergetikai vizsgálatoknál ez a hatás elhanyagolható, valamint a szélesség is (nagyobb szelekre  $p$  értéke kisebb). Varga et al. (2006) vizsgálatai azt adják eredményül, hogy a kitevő értéke kis szélességeknél, kb. 3 m/s-ig nagymértékben csökken, utána azonban a szélesség növekedésével ez a csökkenés mérséklődik.

Megemlíthető még az a szélprofil képlet, amit elsősorban magassági korrekcióra használnak, ha a szélmérés valamilyen okból kifolyólag nem 10m-en történik (Mezősi és Simon, 1981):

$$v_h = v_{10} [0,233 + 0,656 \lg(h + 4,75)]. \quad (3.10)$$

Ennél az eljárásnál paraméter nincs,  $v_{10}$  a 10m-es szélesség,  $v_h$  a  $h$  magasságban a szélesség.

Ha nem neutrális a rétegzettség, stabilitási függvény bevezetésével lehet elvégezni a korrekciót (Högström, 1988,1996). Ekkor a (3.7)-es szélprofil-egyenlet a következőképp módosul:

$$u_z = \frac{u_{csillag}}{\kappa} \ln \frac{z}{z_0} \phi_m \left( \frac{z}{L} \right), \quad (3.11)$$

ahol  $\phi_m$  a stabilitási függvény,  $L$  a Monin-Obukhov-féle karakterisztikus úthossz,  $z/L$  a hidrosztatikai stabilitás mérőszáma a felszínközeli rétegben. A (3.11)-es egyenletben szereplő Monin-Obukhov-féle úthossz:

$$L = - \frac{u_{csillag}^3 T_0}{g \kappa \cdot \overline{w' \theta'}}, \quad (3.12)$$

ahol  $\overline{w' \theta'}$  a vertikális szélesség és a potenciális hőmérséklet kovarianciája,  $g$  a gravitációs állandó [9,81 m/s<sup>2</sup>],  $T_0$  a felszíni hőmérséklet [K]. A rétegződés stabil  $L > 0$ -ra, instabil  $L < 0$ -ra és neutrális  $L = \infty$ -re.

A stabilitási függvény a rétegzettségtől függően a következő alakot veszi fel:

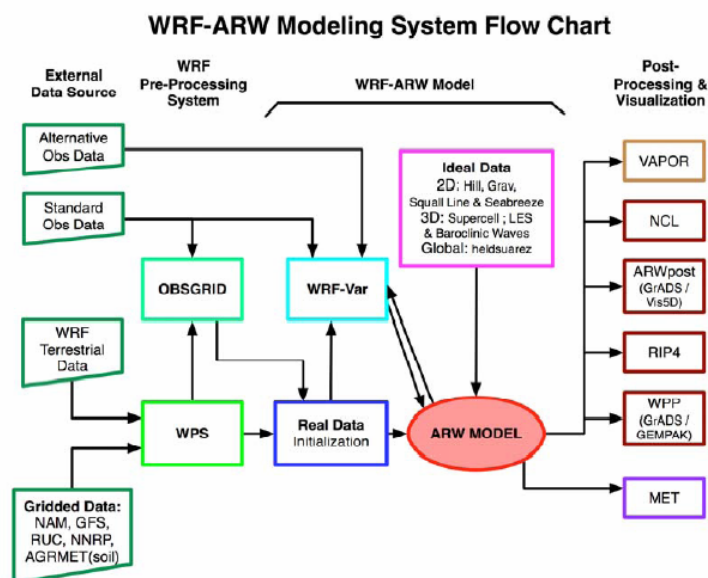
$$\phi_m = \left( 1 - 19 \frac{z}{L} \right)^{\frac{1}{4}} \text{ instabil rétegzettségénél, és } \phi_m = 1 + 6 \frac{z}{L} \text{ stabil rétegzettségénél.}$$

#### 4. A WRF modell felépítése

A **WRF** (Weather Research and Forecasting Model) modell egy mezoskálájú (1-10 km-es horizontális felbontással rendelkező) időjárás-előrejelző és adatasszimilációs rendszer, mely kutatási és operatív célokra egyaránt alkalmas. A modellt az Egyesült Államokban dolgozták ki, a munkában több intézmény is részt vett: az *NCAR MMM* (Center for Atmospheric Research Mesoscale and Microscale Meteorology Division), *NOAA NCEP* (National Oceanic and Atmospheric Administration National Centers for Environmental Prediction), *NOAA FSL* (Forecast System Laboratory), *AFWA* (Air Force Weather Agency), *NRL* (Naval Research Laboratory), *CAPS* (Center for Analysis and Prediction of Storms) és az *FAA* (Federal Aviation Administration). A telepítési eljárást és a modell részletes leírását a <http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/> weboldalon található ARW User's Guide, illetve Skamarock et al. (2005) munkája tartalmazza. Ezek főbb elemeit ismertetem ebben a fejezetben.

A WRF modell két dinamikai megoldó felülettel rendelkezik, ezek: az NCAR által kifejlesztett *Advanced Research WRF* (WRF ARW) és az NCEP által kifejlesztett *Nonhydrostatic Mesoscale Model* (WRF NMM). Az előbbit elsősorban kutatási, az utóbbit operatív célokra használják.

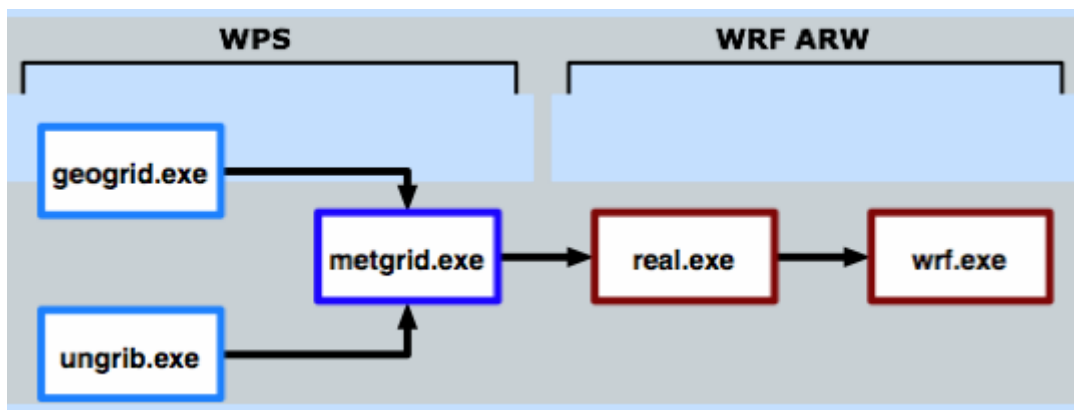
A szakdolgozat során a **WRF ARW** rendszert alkalmaztuk, a 3.0-ás verzió felépítését és működését a **4.1. ábra** mutatja be:



**4.1. ábra:**  
A WRF ARW (3.0-ás verzió) felépítése és működése.

A 4.1-es ábra alapján a WRF ARW fő programegységei:

- *WRF Elő-feldolgozó Rendszer (WPS)*: ezt a szegmenst elsősorban az operatív előrejelzéseknél, a valós adatokkal történő modellezésnél alkalmazzák. A WPS definiálja a modelltartományt, a tartományra interpolálja a teresztrikus adatokat (domborzat, földhasználat típusa, talajtípusok) és horizontálisan és vertikálisan interpolálja egy másik modellből (NAM, GFS, RUC, NNRP, AGRMET) által szolgáltatott meteorológiai adatokat a tartományra – illetve egyéb mérési adatokat is hozzávehet a felhasználó –, így állítva elő a kezdeti feltételeket a WRF számára. Ezt a folyamatot a 4.2-es ábrán láthatjuk:



4.2. ábra:

A WRF Elő-feldolgozó Rendszere és az ARW közti adatáramlás, a kezdeti feltételek előállítás.

A geogrid.exe program előállítja a teresztrikus adatokat. Az ungrrib.exe a meteorológiai GriB-adatokat kicsomagolja és egy köztes fájl-formátumot hoz létre. A metgrid.exe a meteorológiai adatokat horizontálisan interpolálja a modelltartományra, és ez szolgáltatja az input adatokat a WRF számára. A real.exe vertikálisan interpolálja az adatokat, a wrf.exe pedig elkészíti az előrejelzést. Az egyes segédprogramokról részletesebben a 3.6. fejezetben szólok.

- *WRF 3DVAR*: ez a szegmens is a valós adatok felhasználásánál játszik szerepet, ugyanis a 3D variációs adatasszimiláció teszi lehetővé, hogy a megfigyeléseket is össze lehessen hangolni az WRFSI által előállított analízis mezőkkel.
- *ARW megoldó szegmens (ARW dynamic solver)*: különböző inicializáló programokat tartalmaz az idealizált szimulációkra (baroklin hullámok, squall line-ok, gravitációs hullámok, szupercellák, lee oldali hullámok), illetve a valós adatokkal történő szimulációkra, valamint ennek része a numerikus integrációt elvégző program.

- *Utófeldolgozás, grafikus eszközök:* a megoldó szegmens netCDF formátumban adja meg az eredményeket, ezek feldolgozására, grafikus megjelenítésére számos program áll rendelkezésre: RIP4, NCL, VIS5D, GrADS, VAPOR, MET. Ezek közül a szakdolgozat keretein belül a GrADS grafikus programot használtuk.

Az ARW megoldó szegmens főbb jellemzői:

- teljesen összenyomható légkör, Euleri nem-hidrosztatikus egyenletek, hidrosztatikus opcióval
- Coriolis-erő és görbületi hatások figyelembe vannak véve
- tömegalapú felszínkövető koordináta rendszer, a vertikális koordináta felszínkövető hidrosztatikus nyomás
- a vertikális rácstávolság változik a magassággal
- Arakawa-C rács alkalmazása a horizontális síkon
- fizikai parametrizációk alkalmazása: mikrofizika, cumulus felhőzet, planetáris határréteg, sugárzás, szárazföldi felszín
- időbeli diszkretizáció másodrendű vagy harmadrendű Runge-Kutta sémával, time-splitting módszerrel
- az oldalsó peremfeltételek lehetnek periodikusak, nyitottak, szimmetrikusak vagy specifikusak
- felső peremfeltétel: gravitációs hullámok elnyelése, a vertikális sebesség zérus a modell tetején - konstans nyomási szinten
- alsó peremfeltétel: fizikai vagy *free slip*?
- horizontális és vertikális advekcióra másod-hatodrendű sémák
- turbulens keveredés és modellszűrők alkalmazása
- a választható térképvetületi típusok: polár sztereografikus, Lambert-i, Mercator és földrajzi hosszúság/szélesség, mely elforgatható
- beágyazás lehetséges: egyirányú, kétirányú, mozgó

## 5. A WRF ARW megoldó szegmense

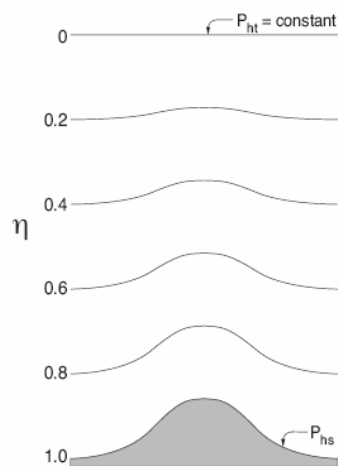
### 5.1. A modellegyenletek

A WRF modell keretében három dinamikai megoldó szegmens áll fejlesztés alatt: két Euler-i és egy szemi-Lagrange-i. A két Euler-i típus abban különbözik, hogy az egyik a geometrikus magasságot, a másik a tömeget/hidrosztatikus nyomást veszi vertikális koordinátaként. Ebben a fejezetben az prognosztikai egyenletrendszer hidrosztatikus nyomási koordinátás alakot ismertetem. A vertikális koordinátaként a magasságot alapul vevő Euler-i típusról Skamarock et al. (2001) cikkében található bővebb leírás.

A modellben a légkör összenyomható, az egyenletek nem-hidrosztatikusak – de van hidrosztatikus opció is. Az egyenletek a skalár változókra nézve konzervatívak. A felhasznált prognosztikai változók a szélesség horizontális  $u$  és  $v$  komponense, a vertikális  $w$  szélkomponens, a perturbációs potenciális hőmérséklet, a perturbációs geopotenciális magasság és a száraz levegő perturbációs felszíni légnyomása. Az egyenletek felírásához egy felszínkövető hidrosztatikus nyomási koordinátát alkalmaznak, melyet  $\eta$ -val jelölünk, és definíció szerint:

$$\eta = (p_h - p_{ht}) / \mu \quad (5.1)$$

ahol  $\mu = p_{hs} - p_{ht}$ ,  $p_h$  a nyomás hidrosztatikus komponense  $p_{hs}$  és  $p_{ht}$  pedig az alsó (felszíni) és felső határra vonatkozó nyomási értékek.  $\eta$  értéke 1 és 0 között változik: 1 a felszínen, 0 a felső határon – **5.1. ábra**. Egy hibrid koordináta rendszerről van tehát szó, mely a talajon követi a domborzatot, míg a magasban a nyomási szintek adják a modellszinteket.



**5.1. ábra:**  
Az  $\eta$  – koordináta a WRF modellben.

Miután a  $\mu(x,y)$  mennyiség a modelltartomány  $(x,y)$  pontja fölött elhelyezkedő légoszlopban az egységnyi felületre eső tömeget adja meg, a fluxus változók a következőképp néznek ki:

$$\bar{V} = \mu \bar{v} = (U, V, W), \quad \Omega = \mu \dot{\eta}, \quad \Theta = \mu \theta. \quad (5.2)$$

ahol  $\bar{v} = (u, v, w)$  kovariáns sebességek a horizontális és vertikális irányokban,  $\omega = \dot{\eta}$  a kontravariáns vertikális sebesség,  $\theta$  a potenciális hőmérséklet. A modell egyenletekben ezen változókon kívül még megjelenik a  $\Phi = gz$  geopotenciál, a  $p$  légnyomás és az  $\alpha = \frac{1}{\rho}$  specifikus sűrűség.

Ezen változók segítségével már felírhatóak a modell által használt Euler-egyenletek fluxus alakja.

A prognosztikai egyenletek:

A mozgásegyenletek:

$$\partial_t U + (\nabla \cdot \bar{V} u) - \partial_x (p \Phi_{\eta}) + \partial_x (p \Phi_x) = F_U \quad (5.3)$$

$$\partial_t V + (\nabla \cdot \bar{V} v) - \partial_y (p \Phi_{\eta}) + \partial_y (p \Phi_y) = F_V \quad (5.4)$$

$$\partial_t W + (\nabla \cdot \bar{V} w) - g(\partial_{\eta} p - \mu) = F_W \quad (5.5)$$

A termodinamikai egyenlet:

$$\partial_t \Theta + (\nabla \cdot \bar{V} \theta) = F_{\Theta} \quad (5.6)$$

A kontinuitási egyenlet (hidrosztatikus):

$$\partial_t \mu + (\nabla \cdot \bar{V}) = 0 \quad (5.7)$$

A nem-hidrosztatikus kontinuitási egyenlet:

$$\partial_t \phi + \mu^{-1} [(\bar{V} \cdot \nabla \phi) - gW] = 0 \quad (5.8)$$

A diagnosztikai egyenletek:

A hidrosztatika alapegyenlete:

$$\partial_{\eta} \Phi = -\alpha \mu \quad (5.9)$$

Az ideális gáz állapotegyenlete:

$$p = p_0 \left( \frac{R_d \theta}{p_0 \alpha} \right)^{\gamma} \quad (5.10)$$

ahol  $\gamma = c_p / c_v = 1,4$  a száraz levegő állandó nyomáson illetve térfogaton vett hőkapacitásának aránya,  $R_d$  a száraz levegő gázállandója,  $p_0$  a referencia nyomás

(tipikusan  $10^5$  Pa). Az (5.3)-(5.6) prognosztikai egyenletek jobb oldalán álló  $F_U, F_V, F_W, F_\Theta$  mennyiségek a földforgásból, turbulens keveredésből, valamint a modellfizikából adódó kényszereket jelölik.

Az (5.3)-(5.8) egyenletekben az  $x, y$  és  $\eta$  indexek az adott változó szerinti differenciálást jelölik, és

$$\nabla \cdot \bar{V}a = \partial_x(Ua) + \partial_y(Va) + \partial_\eta(\Omega a), \quad (5.11)$$

valamint

$$\bar{V} \cdot \nabla a = U\partial_x a + V\partial_y a + \Omega\partial_\eta a. \quad (5.12)$$

Az előzőekben az (5.3)-(5.10) egyenlet-rendszerben a légköri nedvesség-tartalmat elhanyagoltuk. A nedves levegőre vonatkozó Euler-egyenletek a következőképp néznek ki:

A mozgásegyenletek:

$$\partial_t U + (\nabla \cdot \bar{V}u)_\eta - \mu_d \alpha \partial_x p + \frac{\alpha}{\alpha_d} \partial_\eta p \partial_x \phi = F_U \quad (5.13)$$

$$\partial_t V + (\nabla \cdot \bar{V}v)_\eta - \mu_d \alpha \partial_y p + \frac{\alpha}{\alpha_d} \partial_\eta p \partial_y \phi = F_V \quad (5.14)$$

$$\partial_t W + (\nabla \cdot \bar{V}w)_\eta - g \left[ \frac{\alpha}{\alpha_d} \partial_\eta p - \mu_d \right] = F_W \quad (5.15)$$

A termodinamikai egyenlet:

$$\partial_t \Theta + (\nabla \cdot \bar{V}\theta)_\eta = F_\Theta \quad (5.16)$$

A kontinuitási egyenlet:

$$\partial_t \mu_d + (\nabla \cdot \bar{V})_\eta = 0 \quad (5.17)$$

A nem-hidrosztatikus kontinuitási egyenlet:

$$\partial_t \phi + \mu_d^{-1} [(\bar{V} \cdot \nabla \phi)_\eta - gW] = 0 \quad (5.18)$$

A nedvességszállítási egyenlet:

$$\partial_t Q_m + (\bar{V} \cdot \nabla q_m)_\eta = F_{Q_m} \quad (5.19)$$

ahol  $\eta = (p_{dh} - p_{dht})/\mu_d$ , vagyis a vertikális koordinátát a száraz levegő tömegével definiáljuk –  $\mu_d$  jelöli a légoszlopban a száraz levegő tömegét,  $p_{dh}$  és  $p_{dht}$  a száraz levegő hidrosztatikus nyomását a felszínen és a légkör tetején.

A fluxus változók is a száraz levegő segítségével vannak megadva:

$$\bar{V} = \mu_d \bar{v}, \quad \Omega = \mu_d \dot{\eta}, \quad \Theta = \mu_d \theta. \quad (5.20)$$



A nedves levegőre vonatkozó diagnosztikai egyenletek:

A hidrosztatika alapegyenlete:

$$\partial_\eta \Phi = -\alpha_d \mu_d \quad (5.21)$$

Az állapotegyenlet:

$$p = p_0 \left( \frac{R_d \theta_m}{p_0 \alpha_d} \right)^\gamma \quad (5.22)$$

Az egyenletekben szereplő  $\alpha_d$  a száraz levegő fajlagos térfogata,  $\alpha$  a nedves levegő fajlagos térfogata, azaz  $\alpha = \alpha_d (1 + q_v + q_c + q_r + q_i + \dots)^{-1}$ , ahol  $q$ -k a vízgőz, felhővíz, eső, jég, stb. keverési arányát jelentik. Végül  $\theta_m = \theta (1 + (R_v/R_d)q_v) \approx \theta (1 + 1,61q_v)$  és  $Q_m = \mu_d q_m (q_m = q_v; q_c; q_i; \dots)$ .

A nedves levegőre felírt prognosztikai és momentum (5.13)-(5.20) egyenleteket tovább módosítják még a Coriolis- és görbületi tagok, valamint az alkalmazott térképvetület (térképvetület faktora, a torzítás mértéke  $m$ ).

A térképvetület torzítását a számítási térbeli és a föld felszínén vett távolság hányadosaként definiálhatjuk:

$$m = \frac{(\Delta x, \Delta y)}{\text{távolság a földfelszínen}} \quad (5.23)$$

Az ARW esetében  $\Delta x$  és  $\Delta y$  konstansok.

A torzítás felhasználásával a momentum változók alakja a következő lesz:

$$U = \frac{\mu_d u}{m}, \quad V = \frac{\mu_d v}{m}, \quad W = \frac{\mu_d w}{m}, \quad \Omega = \frac{\mu_d \dot{\eta}}{m} \quad (5.24)$$

Az (5.24)-es mennyiségekkel a kormányzó egyenletek új alakja:

$$\partial_t U + m [\partial_x (Uu) + \partial_y (Vu)] + \partial_\eta (\Omega u) + \mu_d \alpha \partial_x p + \frac{\alpha}{\alpha_d} \partial_\eta p \partial_x \phi = F_U \quad (5.25)$$

$$\partial_t V + m [\partial_x (Uv) + \partial_y (Vv)] + \partial_\eta (\Omega v) + \mu_d \alpha \partial_y p + \frac{\alpha}{\alpha_d} \partial_\eta p \partial_y \phi = F_V \quad (5.26)$$

$$\partial_t W + m [\partial_x (Uw) + \partial_y (Vw)] + \partial_\eta (\Omega w) - m^{-1} g \left[ \frac{\alpha}{\alpha_d} \partial_\eta p - \mu_d \right] = F_W \quad (5.27)$$

$$\partial_t \Theta + m^2 [\partial_x (U\theta) + \partial_y (V\theta)] + m \partial_\eta (\Omega \theta) = F_\Theta \quad (5.28)$$

$$\partial_t \mu_d + m^2 [U_x + V_y] + m \partial_\eta \Omega = 0 \quad (5.29)$$

$$\partial_t \phi + \mu_d^{-1} [m^2 (U\phi_x + V\phi_y) + m \Omega \phi - gW] = 0 \quad (5.30)$$

$$\partial_t Q_m + m^2 [\partial_x (Uq_m) + \partial_y (Vq_m)] + m \partial_\eta (\Omega q_m) = F_{Q_m} \quad (5.31)$$

Az (5.25)-(5.27) egyenletek jobb oldalán álló mennyiségek tartalmazzák a Coriolis és görbületi tagokat – a keveredési fizikai kényszertagok mellett. A görbületi hatás és a Coriolis-tagok az alábbi formában írhatók fel:

$$F_{U_{cor}} = + \left( f + u \frac{\partial m}{\partial y} - v \frac{\partial m}{\partial x} \right) V - lW \cos \alpha_r - \frac{uW}{r_e} \quad (5.32)$$

$$F_{V_{cor}} = - \left( f + u \frac{\partial m}{\partial y} - v \frac{\partial m}{\partial x} \right) U + lW \sin \alpha_r + \frac{vW}{r_e} \quad (5.33)$$

$$F_{W_{cor}} = +l(U \cos \alpha_r - V \sin \alpha_r) + \left( \frac{uU + vV}{r_e} \right), \quad (5.34)$$

ahol  $\alpha_r$  a lokális rotációs szög az y-tengely és a meridiánok között,  $f = 2\Omega \sin \varphi$  és  $l = 2\Omega \cos \varphi$  a Coriolis paraméterek ( $\varphi$  a földrajzi szélesség,  $\Omega$  a Föld forgási szögsebessége),  $r_e$  pedig az átlagos földszög.

## 5.2. Modell fizika és parametrizáció

A meteorológiai modellezés során azon folyamatok, melyek túl bonyolultak vagy karakterisztikus méretük kisebb a modell térbeli rácsának felbontásánál, parametrizációs eljárások segítségével írhatjuk le. A parametrizáció lényege, hogy a légkör és környezete közötti legfontosabb kölcsönhatásokat, valamint a légkörben lejátszódó és meteorológiai szempontból fontos mikrofizikai folyamatoknak csak a nagyskálájú hidro-termodinamikai folyamatokra gyakorolt összegzett hatását vesszük figyelembe. Parametrizációs eljárás lehet pl. egy adott hatás statisztikai átlagértékének figyelembe vétele, vagy valamely matematikai algoritmus, mely leegyszerűsítve írja le az adott légköri folyamatot.

A WRF modell parametrizációs kategóriái:

- 1) mikrofizika,
- 2) cumulus parametrizáció,
- 3) felszín-modellezés: felszíni réteg és szárazföldi felszín,
- 4) planetáris határréteg,
- 5) légköri sugárzás: hosszuhullámú és rövidhullámú sugárzás.

Mindegyik kategórián belül több lehetséges séma közül választhatunk.

1.) **Mikrofizika:** a légköri vízgőztartalommal, a felhő- és csapadékképződési folyamatokkal foglalkozik. A választható sémák:

- a. *Kessler séma (Kessler, 1969)*: meleg felhő séma. A változók: vízgőz, felhővíz és esővíz. Jégfázisú folyamatok nincsenek.
- b. *Purdue Lin séma (Chen and Sun, 2002)*: Jégfázis és kevert fázis (víz-jég) egyaránt jelen van, a változók: vízgőz, felhővíz, eső, felhőben lévő jég, hó és graupel.
- c. *WRF Single-Moment mikrofizikai sémák (Hong et al., 2004)*: annak függvényében, hogy hány hidrometeort vesz figyelembe, több változata létezik:
  - c/1. *WSM3*: 3 változóval dolgozik (vígőz, felhőben lévő víz/jég és eső/hó), jégfázis jelen van, graupel nincs. A felhővizet és jeget, illetve az esőt és havat csak a hőmérséklet alapján különbözteti meg, 0°C alatt jég (hó), afölött víz (eső).
  - c/2. *WSM5*: hasonló a WSM3-hoz, de külön kezeli a vízgőzt, esőt, havat, felhőben lévő jeget és vizet. Így túlhűlt vízcseppek is létezhetnek a rendszerben, valamint hóolvadás is végbemehet. Graupel ebben a sémában sincs.
  - c/3. *WSM6*: abban különbözik a WSM5-től, hogy a változók közé beveszi a graupelt is.
- d. *Eta Grid-scale Cloud and Precipitation (Eta GCP vagy ETA Ferrier) séma*: kétváltozós séma, a vízgőz és a teljes kondenzált vízmennyiség (felhővíz, eső, felhőben lévő jég és kihulló jég formájában) szerepel benne.
- e. *Thompson et al. séma (Thompson et al., 2004)*: 6 nedvességi változót és a jégre vonatkozó darab koncentrációt használja.
- f. *Goddard*: jég, hó és graupel folyamatok egyaránt. Nagy felbontású modellezésre alkalmas.
- g. *Morrison double moment*: dupla momentumú jég, hó, eső graupel.

Általánosságban elmondható, hogy 10 km-es rácsávolság alatt a kevert fázisú folyamatokat is kezelő sémákat kell alkalmazni, hiszen a feláramlások erőteljesebbek lehetnek (pl. konvekció és graupel-képződés), egyébként viszont elegendő az egyszerűbb sémák alkalmazása, mert a víz-jég kölcsönhatás elhanyagolható mértékű.

2) **Cumulus parametrizáció**: a rácsávolságnál kisebb skálájú konvektív folyamatokat írja le. A konvektív folyamatok figyelembe vétele azért fontos, mert ezek képviselik azt a mechanizmust, amely a légkör vertikális hőmérsékleti rétegződésének a nagytérségű légköri folyamatok során kialakuló instabilitásait lebontja. Ez biztosítja a prognózis feladat korrektségét. A választható sémák:

- a) *Kain-Fritsch (régi) (Kain and Fritsch, 1990 és Kain and Fritsch, 1993)*: egyszerű felhőmodellt használ (feláramlás-leáramlás, beszívás, egyszerű mikrofizika). Mély konvekciós, tömegáram séma.
- b) *Betts-Miller-Janjic (operatív Eta séma)*: a nedvességet úgy állapítja meg, hogy egy jól elkevert profilhoz tart a séma.
- c) *Grell-Devenyi ensemble*:
- d) *Grell 3D ensemble cumulus*:
- e) *Kain-Fritsch (új)*: a régi sémától abban különbözik, hogy a sekély konvekciót is leírja.

3/a) **Szárazföldi felszín**: hő- és nedvességáramot számol a szárazföldi és a jéggel borított tengerfelszíni pontokban. Tudja kezelni a vegetáció jelenlétét, a gyökérszint és a növényállomány hatásait, a felszíni hóborítottságra vonatkozó becsléseket. Tendenciát nem számít, viszont a talajállapotot leíró változókat aktualizálja – úgymint talajfelszín hőmérséklet, talajhőmérsékleti profil, talajnedvességi profil, hóborítottság, növényállomány tulajdonságai. A szomszédos pontok között nincs kölcsönhatás, a modell 1-dimenziós oszlopmodellként fogható fel minden egyes rácspontra vonatkozóan. A WRF modellben rendelkezésre álló felszín-parametrizációk:

- a) *5-rétegű termikus diffúziós séma*: a rétegek 1, 2, 4, 8 és 16 cm vastagok, ezekben vizsgálja a hőmérsékletet. Az alsó réteg alatt a hőmérsékletnek egy átlagos értékét veszik. Az energiamérlegben a sugárzás, a szenzibilis és látens hő szerepel. A talajnedvesség egy, a földhasználat típusától és az évszaktól függő állandó. Vegetáció nincs. A hóborítottságot kezeli, de nincs időbeli változása.
- b) *Noah*: 4 talajrétegben a hőmérséklet és nedvesség (víz és jég) a változók. Növényzet van. Hó-előrejelzést is készít a séma.
- c) *Rapid Update Cycle (RUC)*: 6 talajréteggel és két óréréteggel dolgozik, hőmérsékletet, nedvességet, hósűrűséget számol, vizsgálja a fagyott talajban lezajló folyamatokat. Vegetáció van (növényzet hatása, növényállományban tárolt vízmennyiség).
- d) *Pleim-Xiu*: kétrétegű séma, vegetációval.

3/b) **Felszínközeli réteg sémák**: a felszínközeli réteg vagy Prandt-réteg, a planetáris határrétegnek a felszín fölött elhelyezkedő 20-50m vastag rétege, melyben a momentum-, hő- és nedvességáram közel állandónak tekinthető – mert a turbulens mozgásokra ható nyomási gradiens és Coriolis erő elhanyagolhatóan kicsi. A parametrizációs sémák elméleti hátterét a Monin-Obukhov-féle hasonlósági elmélet adja. A sémák sűrűdési

sebességet és kicserélődési együtthatókat számolnak ki, amelyek alapján a szárazföldi felszín–sémák kiszámítják a hő- és nedvességáramot, a planetáris határréteget leíró sémák pedig a felszíni stressz-hatásokat. Ezek a sémák sem számítanak tendenciát, csak a légköri stabilitástól függő felszíni rétegre vonatkozó információkat. Az egyes sémákat csak meghatározott planetáris határréteg – sémával lehet együtt alkalmazni. A sémák:

- a) *MM5 hasonlósági elmélet*: stabilitási függvények segítségével számítja ki a hőre, nedvességre, momentumra vonatkozó kicserélődési együtthatókat. Konvektív sebesség felhasználásával növeli meg a hő- és nedvességáramot. Ezt a sémát csak a Medium Range Forecast vagy Yonsei University planetáris határréteg sémájával együtt lehet alkalmazni.
- b) *Eta hasonlósági elmélet*: a séma parametrizál egy súrlódási réteget, külön vízfelszínre és szárazföldi felszínre. A felszíni áramokat iteratív módon számolja. A séma csak a Mellor-Yamada-Janjic féle határréteg sémával alkalmazható.
- c) *Pleim-Xiu séma*

4) **Planetáris határréteg (PHR)**: a légkörnek a felszínnel érintkező alsó kb. 1 km vastag rétege (a mérsékelt égövben), a felszín-légkör közötti dinamikai kölcsönhatások (vízgőz-, momentum-, energiatranszport) színtere. Az impulzus-, energia- és nedvességcsere alapvetően diffúzió útján történik, a diffúziót megvalósító individuális örvények átlagos méretei jóval kisebbek a nagytérségű mozgásrendszerek méreteinél. A PHR tehát a rácstávolságnál kisebb skálájú, örvények által keltett vertikális áramokért felelős, a teljes légoszlopban, nem csak a határrétegben. A parametrizációs sémák áram-profilokat határoznak meg a planetáris határrétegben, ezáltal megkapjuk a hőmérséklet, a légnedvesség és a horizontális momentum tendenciáját a teljes légoszlopban. A rendelkezésre álló határréteg sémák:

- a) *Medium Range Forecast Model (MRF)*(Hong and Pan, 1996): labilis feltételek mellett egy gradienssel ellentétes irányú áramot és K-profil alkalmaz a hőre és nedvességre. A vertikális áramokra megnövelt együtthatót alkalmaz a PHR-ben, a PHR magasságát pedig a Richardson-szám segítségével határozza meg ( $Ri=0,5$ ). A vertikális diffúzió leírására implicit lokális sémát használ.
- b) *Yonsei University (YSU)*: az MRF továbbfejlesztett változata. A vertikális diffúziót explicit módon kezeli. A PHR tetejét a felhajtóerő profilja (vagy másképp  $Ri=0$ ) határozza meg, így általában alacsonyabb az így számított PHR magasság, mint az MRF sémával számolt.

- c) *Mellor-Yamada-Janjic (MYJ)*: a turbulens kinetikus energiát használja fel a számításokhoz.
- d) *Assymmetric Convective Modell (ACM2)*: a felfelé irányuló keveredés nemlokális, a lefelé irányuló keveredés lokális.
- e) *Large Eddy Simulation (LES)*

A sémák 1-dimenziósak, viszont, ha a rácstávolság néhány 100 m alatt van, akkor 3-dimenziós sémákat kell használni (pl. TKE diffúziós séma)

5) **Légköri sugárzás**: a hosszuhullámú (a felszín, illetve a gáZRészecskék által elnyelt, majd kibocsátott infravörös vagy termális) sugárzás és a rövidhullámú (a Naptól érkező és a földfelszín felé irányuló látható és ultraibolya) sugárzás. A Nap az egyedüli sugárzási forrás, de a légkörön való áthaladás során a sugárzás elnyelődik, visszaverődik, szóródik. A felszínről a légkör felé irányuló hosszuhullámú sugárzást befolyásolja a felszín emisszivitása, ami viszont függ a földfelszín hőmérsékletétől és a földhasználat típusától. A rövidhullámú sugárzás esetében a felfelé irányuló sugárzási áramot a felszíni visszaverődés biztosítja, ezt pedig az albedó határozza meg. Emellett a sugárzásra hatással van a felhőzet mennyisége és vastagsága, a légköri vízgőztartalom, a CO<sub>2</sub>, O<sub>3</sub> és esetlegesen a különböző nyomgázok koncentrációja is, tehát ezeket a paramétereket is figyelembe kell venni a sugárzás leírásánál. A WRF modellnél alkalmazott sugárzási sémák mind 1-dimenziós, ún. oszlop-sémák, melyek egymástól függetlenek.

Hosszuhullámú sugárzásra alkalmazott sémák:

- a) *Rapid Radiative Transfer Modell (RRTM)* (Mlawer et al., 1997): az MM5 modellből vették át, 16 spektrális sávot használ. Táblázatok alapján határozzák meg a vízgőz, CO<sub>2</sub>, O<sub>3</sub>, a jelenlévő nyomgázok és a felhőzet hatását a hosszuhullámú sugárzásra.
- b) *Eta Geophysical Fluid Dynamics Laboratory – Longwave (GFDL LW)*: vízgőz, CO<sub>2</sub> és O<sub>3</sub> spektrális sávjaiban (összesen 14 sávban) végzi a számításokat. Emellett a felhőzetet is figyelembe veszi.
- c) *CAM*: az aeroszolok és nyomgázok hatását is vizsgálja.

Rövidhullámú sugárzásra alkalmazott sémák:

- a) *Eta Geophysical Fluid Dynamics Laboratory – Shortwave (GFDL SW)*: légköri vízgőz, CO<sub>2</sub> és O<sub>3</sub>, valamint felhőzet hatása.
- b) *MM5 (Dudhia) SW*: a naptól érkező sugárzási áramot integrálja, a felhőmentes légkör szórását, a vízgőz elnyelését és a felhőzet albedóját és elnyelését is figyelembe véve.

- c) *Goddard*: 11 spektrális sávot használ, a direkt és diffúz sugárzás külön kezeli, szórt és visszavert sugárzási komponensekként.
- d) *CAM*: az aeroszolok és nyomgázok hatását is figyelembe veszi.

### 5.3. Modell diszkretizáció

#### a) Időbeli diszkretizáció

Az WRF ARW az adatok időbeli diszkretizációjára time-split integrációs sémát alkalmaz. A lassú vagy alacsony frekvenciás (meteorológiai szempontból fontos) módusokra harmadrendű Runge-Kutta (RK3) (Wicker and Skamarock, 2002) sémát használ – ez adja a modell  $\Delta t$  időlépcsőjét. A magas frekvenciájú (hang) módusokra kisebb  $\Delta \tau$  időlépcsőt alkalmaz a stabilitás fenntartása érdekében, a horizontálisan terjedő hanghullámok esetében forward-backward sémával dolgozik, a vertikálisan terjedő hanghullámok és a felhajtóerő által kiváltott oszcillációs mozgások esetében pedig vertikálisan implicit sémával. A felhasználónak tehát két időlépcsőt kell definiálnia a modell futtatásakor. A meghatározás a Courant-számok alapján történik: az RK3 módszer esetében a lineáris advekcióra vonatkozó,  $u \Delta t / \Delta x$  alakú Courant-szám és a kiválasztott advekciós séma – mely másodrendűtől hatodrendű séma lehet – együtt határozza meg a  $\Delta t$  modell időlépcsőt. Egydimenziós advekcióra az **5.2. táblázat** Wicker and Skamarock (2002) cikke alapján foglalja össze a különböző sémákhoz tartozó maximális Courant-számokat.

Időbeli séma típusa	Térben			
	harmadrendű	Negyedrendű	ötödrendű	hatodrendű
Leapfrog	instabil	0,72	instabil	0,62
Másodrendű Runge-Kutta	0,88	Instabil	0,30	instabil
Harmadrendű Runge-Kutta	0,61	1,26	1,42	1,08

5.2. Táblázat:

Maximális stabil Courant-számok az egydimenziós lineáris advekcióra. Wicker and Skamarock (2002)

A táblázatból kiolvasható, hogy az RK3 esetében a Courant-számok értéke majdnem kétszerese a leapfrog sémával kapott értékeknek. A háromdimenziós advekcióra vonatkozó Courant-számok  $1/\sqrt{3}$ -szorosai a táblázatbeli értékeknek. Az ARW futtatásakor az időlépcsőt úgy kell megválasztani, hogy a vele képzett maximális Courant-szám az

elméletileg kiszámoltnál kisebb legyen, ezért háromdimenziós alkalmazásoknál az időlépcsőre az alábbi egyenlőtlenségnek kell teljesülnie:

$$\Delta t_{\max} < \frac{Cr_{\text{elméleti}}}{\sqrt{3}} \cdot \frac{\Delta x}{u_{\max}}, \quad (5.36)$$

ahol  $Cr_{\text{elméleti}}$  a fenti táblázatból vett megfelelő érték.

A gyakorlatban a következő ökölszabályt szokás alkalmazni az időlépcső kiszámítására az ARW esetében: az időlépcső másodpercben kb. hatszorosa legyen a horizontális rácsfelbontásnak kilométerben.

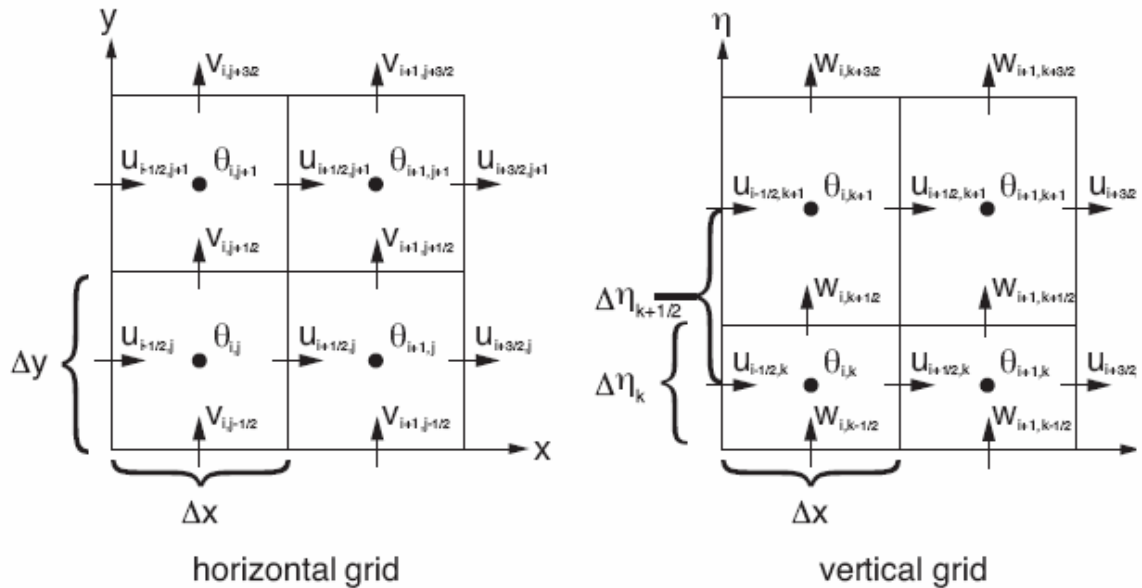
A hang módusokra alkalmazott forward-backward integrációs séma esetében a maximális Courant-számra teljesülnie kell, hogy:  $Cr_{\max} = c_{\text{hang}} \Delta \tau / \Delta x < 1/\sqrt{2}$ , ahol  $c_{\text{hang}}$  a hangsebesség. Egyszerűsítésképp, az  $1/\sqrt{2}$  helyett  $1/2$ -del szokás számolni, így az akusztikus időlépcsőre a következőt kapjuk:

$$\Delta \tau < 2 \Delta x / c_{\text{hang}}. \quad (5.37)$$

Megjegyzés: a  $\Delta t / \Delta \tau$  hányados páros egész szám kell legyen, és az ARW ezt a hányadost kéri bemenő adatként.

### b) Térbeli diszkretizáció

Arakawa-C rácson dolgozik a modell. Az elrendezés az 5.3. ábrán látható.



2.3. ábra:

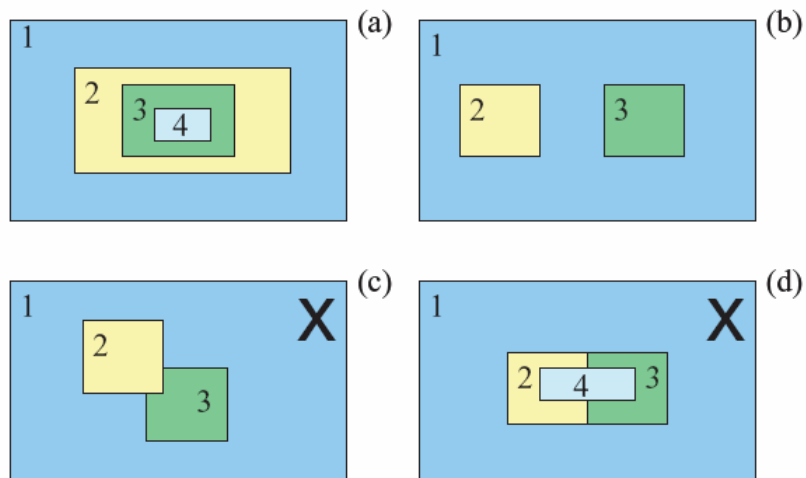
Az ARW horizontális és vertikális rácsponjtjai (Arakawa-C rács). Bal oldalon a horizontális rács, jobb oldalon a vertikális rács.  $\Delta x$ ,  $\Delta y$  és  $\Delta \eta_k$  rácestávolságokat jelölik.



Az  $u, v, w$  sebességeket a rácstávolság felezőpontjaiban vizsgáljuk, a termodinamikai változókat  $(\theta, \mu, q_m, p, \alpha)$  a rács középpontjában. A  $\Phi$  geopotenciált ugyanazokban a pontokban definiáljuk, ahol a  $w$  sebességértékeket is. A szélsősebesség értékek cellák előoldalán vett átlagot jelentik, a termodinamikai változók pedig az adott cellában vett átlagot. A  $\Delta x$  és  $\Delta y$  rácstávolság adott konstans érték, ami csak a leképezés típusától függ,  $\Delta \eta$  viszont nem, ezt a kezdeti feltételek meghatározásánál meg definiálni.  $\eta$  meghatározásánál arra kell figyelni, hogy értéke a felszínen 1, a modell tetején 0, és a magassággal monoton csökken, egyébként a felhasználó önkényesen adhatja meg az értékét.

#### 5.4. Beágyazott tartományok

Lehetőség van horizontálisan beágyazott tartományok készítésére az ARW modellben. A beágyazott tartományok téglalap alakúak, és párhuzamosak az anyatartománnyal. A beágyazott tartományok lehetséges elrendezését az 5.4. ábrán láthatjuk.



5.4. ábra:

Beágyazott tartományok elrendezésének lehetséges és nem megengedett módjai. (a) többszörös beágyazás. (b) tartományok az anyatartományon belül ugyanazon a szinten. (c) egymást átfedő tartományok nem megengedettek. (d) nem lehet több anyatartománya egy beágyazásnak.

A rácstávolság, illetve az időlépcső úgy finomítható, hogy az anyatartomány és a beágyazott tartomány rácstávolságainak, illetve időlépcsőinek hányadosa egész számot adjon, de a térbeli és időbeli hányadosok különbözhetnek.

A beágyazások lehetnek egyirányúak vagy kétirányúak (ezen belül statikusak vagy mozgók) az anyatartomány és a beágyazott tartomány közti kölcsönhatás alapján. Mindkét esetben a beágyazott tartomány határfeltételeit interpolációval kapjuk meg az anyatartományra vonatkozó előrejelzésből. Az egyirányú beágyazásoknál ez az egyedüli kölcsönhatás a két tartomány között, az információ-áramlás egyirányú. A kétirányú beágyazások esetében viszont a beágyazott tartomány is hatással van az anyatartományra, ugyanis a finomabb felbontású beágyazott tartomány rácspontjaira kapott modell-eredményekkel helyettesítik az anyatartomány azon rácspontjaira vonatkozó értékeket, melyek beleesnek a beágyazásba.

A finomabb felbontású beágyazott tartomány kezdeti feltételeit különböző módokon adhatjuk meg:

- mindegyik változót az anya-rácspontbeli értékekből interpoláljuk.
- mindegyik változót a külső fájlból adjuk meg bemenő adatként, mely nagyfelbontású meteorológiai és domborzati adatokat tartalmaz.
- a változók egy részét a nagyfelbontású külső adatsorból adjuk meg, másik részét pedig interpoláljuk az anyarács alapján.
- mozgó tartomány esetében szükség van egy külső fájlra, mely az orografikus adatokat tartalmazza, hogy a beágyazott tartomány domborzati adatait aktualizálni lehessen.

## **5.5. Turbulens keveredés és modellszűrők**

### **a) Diffúzió és örvényes viszkozitás**

A WRF modell a planetáris határrétegben lejátszódó diffúziót két paraméter/séma segítségével írja le, ezek a diffúziós séma és a K-séma.

A választható diffúziós sémák:

- 1) *Egyszerű diffúzió*: a horizontális és vertikális gradienseket a koordináta-felületeken számítja ki
- 2) *Teljes diffúzió* (diffúzió a fizikai  $(x, y, z)$ -térben): a gradiensek teljes metrikus mennyiségek

Opcionális K-sémák (örvényes viszkozitás):

- 1)  $K=konstans$ : külön konstans érték a horizontális ( $K_h$ ) és a vertikális ( $K_v$ ) diffúzióra
- 2) *3D TKE*: a turbulens kinetikus energiára felírt prognosztikai egyenletrendszer alkalmazza, a K paramétert a TKE alapján határozza meg.

- 3) *3D deformáció*: a horizontális és vertikális  $K$ -értéket a 3D-s deformáció és stabilitás alapján határozza meg (Smagorinsky megközelítés)
- 4) *2D deformáció*: horizontális diffúzió esetében  $K$ -t a horizontális deformációból számolja (Smagorinsky). A vertikális diffúziót a kiválasztott PHR-séma számolja.

#### **a) Modellszűrők**

A modellfizikai sémákban alkalmazott egyszerűsítéseken kívül további szűrők vannak beépítve az ARW modellbe a RK3 sémán keresztül. Ezek:

1. *divergencia csillapítás*: a horizontálisan terjedő hanghullámokat szűri ki,
2. *külső módus szűrő*: a vertikálisan integrált horizontális divergenciát (külső gravitációs hullámokat) szűri ki,
3. *off-centering*: a vertikálisan terjedő hanghullámokat szűri ki (melyek a nemhidrosztatikus modellekben lépnek csak fel),
4. *gravitációs hullámokat elnyelő réteg*,
5. *Rayleigh szórást csillapító réteg*: kontrolálja a modelltartomány felső határáról történő visszaverődést;  $u, v, w$  és  $\theta$  egy előzetesen meghatározott referencia-értékre áll vissza,
6. *vertikális sebesség csillapítása (w-csillapítás)*: megakadályozza, hogy a modell instabillá váljon a lokálisan nagy vertikális sebességek hatására.

### **5.6. A kezdeti feltételek meghatározása**

A mechanizmus alapvetően megegyezik mind az idealizált esetek szimulációjánál, mind a valós adatokon alapuló előrejelzések készítésénél. A kezdeti feltételeket előállító program biztosítja a modell számára a

- bemenő adatokat a rácspontokban,
- előállít egy hidrosztatikus egyensúlyi állapotban lévő referencia állapotot és a perturbációs mezőket, valamint
- a meta-adatokat a dátumra, modellszámra és az alkalmazott térképvetületre vonatkozóan.

Ha kutatási célokra használjuk a WRF modellt, azaz idealizált eseteket vizsgálunk, úgymint lee oldali hullámok, squall line-ok, szupercellás zivatarok, gravitációs hullámok vagy baroklin hullámok, akkor a kezdeti feltételek meghatározása analitikusan történik.

Ekkor egy 1-dimenziós (csak a  $z$  geometriai magasság függvénye) felszállás értékeit adjuk meg bemeneti adatként – a baroklin hullámok modellezését kivéve, ahol a felszállás 2-dimenziós,  $(y, z)$  függvénye. A légkörről feltesszük, hogy a hidrosztatikus egyensúlyban van. Az inicializációhoz szükséges a felszíni légnyomás, potenciális hőmérséklet, vízgőz-keverési arány, valamint a felszín felett adott magasságokban a potenciális hőmérséklet, a vízgőz-keverési arány és a horizontális szélesség komponenseinek értékei. Kétféle termodinamikai mezőt kell előállítani a modell számára: a referencia állapot meghatározásához figyelmen kívül hagyjuk a bemenő felszállás-adatokból a nedvességet, a perturbációs mezőknél viszont a nedvességgel is számolunk. Ezután először kiszámítjuk a sűrűséget és a száraz, valamint a nedves levegő hidrosztatikus nyomását minden  $z$  magasságban, majd lineáris interpolációval meghatározzunk a modell tetején is a (száraz) légnyomást  $(p_{dht})$ . A légoszlop  $\mu_d$  tömegét úgy számoljuk ki, hogy a száraz levegő nyomását interpoláljuk a felszínre  $(p_{dhs})$ , és ebből kivonjuk a modell tetejére kapott értéket. Ezek után az  $\eta$ -szinteken a száraz levegő nyomása a már korábban ismertetett (5.1) összefüggés alapján számítható ki:

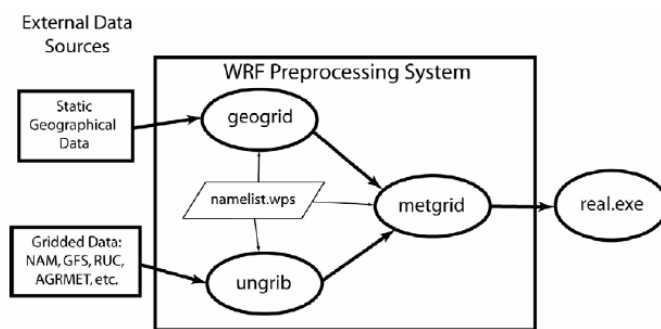
$$\eta = (p_{dh} - p_{dht}) / \mu_d, \text{ ahol } \mu_d = p_{dhs} - p_{dht}.$$

A potenciális hőmérsékletre is elvégezzük az interpolációt az  $\eta$  nyomási szintekre, és az állapotegyenlet felhasználásával kiszámíthatjuk  $\alpha_d$ -t. Végül a hidrosztatikus egyenlet diszkrét alakja segítségével számítjuk ki a geopotenciált:

$$\delta_\eta \Phi = -\alpha_d \mu_d. \tag{5.38}$$

Ezzel a módszerrel a referencia állapot (száraz légkör) és a nedves légkör változóit kapjuk meg. A perturbációs változók ennek a két állapotnak a különbségeként állnak elő.

Valós adatokból készített előrejelzések esetében a kezdeti feltételek meghatározását egy külön programcsomag, A WRF Elő-feldolgozó (WPS) rendszerének működését részletesebben az **5.5. ábra** mutatja be:



5.5. ábra:

Az WPS rendszer program komponensei és az ezek közötti adatáramlás. A bekarikázott szegmensek az egyes segédprogramok nevét jelölik.

Az WPS a felszínre vonatkozó és meteorológiai adatokat használ fel – utóbbiakat jellemzően GriB formátumban –, és ezeket átalakítja a WRF modell számára kezdeti feltételekké. Az adatok transzfomációját három segédprogram végzi: a geogrid, ungrib és metgrid. Ezek mindegyike egy közös fájl, az ún. namelist.wps fájl megfelelő rekordjából olvassa be a paramétereket – illetve van egy közös rekord is, amit több segédprogram is felhasznál. A geogrid program a statikus földrajzi adatok alapján definiálja a modelltartományt és rácsot (megadja a térképvetület típusát, a rácsponatok számát, a rácsávolságokat, a beágyazások helyét, földrajzi szélességet és hosszúságot), valamint a rácsponatokra interpolálja a teresztrikus adatokat. Ezen kívül a geogrid a rácsra interpolálja még a domborzat, a vegetáció, a felszín típusának, az átlagos talajhőmérséklet, a havi albedó, a maximális hó albedó értékeit, arra az esetre, ha ezeket nem adnánk meg. Ezt az alapján a globális adatsor alapján teszi meg, amit a WRF honlapjáról lehet letölteni. Az ungrib program beolvassa a GriB fájlokat, és egyszerűbb, köztes formátumban írja ki őket. A GriB fájlok időfüggő meteorológiai mezőket tartalmaznak, és általában egy másik regionális vagy globális modelltől származnak (pl.: NCEP/NAM vagy GFS). A metgrid horizontálisan interpolálja a köztes formátumba kiírt meteorológiai adatokat. Az interpolált mezők már bemenő adatként szolgálnak a real.exe program számára, ami a valós futtatásokat végzi. A bemenő adatok (melyek hidrosztatikus egyensúlyban vannak):

- 3-dimenziós potenciális hőmérséklet [K], a keverési arány [kg/kg] és a momentum horizontális komponensei [m/s].
- A felszínre vonatkozó 2-dimenziós statikus adatok: domborzat, albedó, Coriolis paraméter, növényzet típusa, vízrajz, talajtextúra, átlagos éves hőmérséklet, földrajzi szélesség/hosszúság.

- 2-dimenziós időfüggő mezők:  $\mu_a$  [Pa], talajréteg hőmérsékletek [K], talajnedvesség [kg/kg], talajfelszín hőmérséklet [K], hóvastagság [m] és tengeri jég.

Az idealizált esethez hasonlóan, itt is szétválasztjuk a meteorológiai adatokat referencia és perturbációs mezőkre. A referencia állapot ebben az esetben a domborzat magassága és 3 konstans ( $p_0$  [ $10^5$  Pa] referencia tengerszinti légnyomás;  $T_0$  [270-300 K] referencia tengerszinti hőmérséklet;  $A$  [50 K] a  $p_0$  és  $p_0/e$  nyomási szintek hőmérséklet különbsége) segítségével van definiálva. A paraméterek felhasználásával felírhatók az állapothatározók (felszíni légnyomás, hőmérséklet, potenciális hőmérséklet, specifikus sűrűség) referencia állapotra vonatkozó, valamint perturbációs értékei.

Végül az oldalsó peremfeltételeket kell megadni, amit real.exe program generál egy külső fájl formájában

### 5.7. Variációs adatasszimiláció

Az adatasszimiláció célja, hogy a különböző típusú megfigyeléseket és korábbi időpontból indított modell-előrejelzéseket (first guess vagy background) összehangolva a légkör állapotának egy optimális becslését adja meg, előállítva az analízis vagy kezdeti feltétel mezőt. Az asszimiláció során az előrejelzési tartományt lefedő 3D-s rács minden rácspontjában előállítjuk a légköri állapotváltozók kezdeti értékeit az összes meteorológiai információt felhasználva hozzá. Az optimalizálás többféleképpen is el lehet végezni. Az egyik lehetőség a legkisebb négyzetek módszere vagy optimális (lineáris) interpoláció, a másik elterjedt módszer a variációs technikák (3D-var és 4D-var) alkalmazása. A variációs módszer egy veszteségfüggvény definiálásán, illetve annak iteratív módon történő minimalizálásán alapul. A veszteségfüggvény a megfigyelések és a modell-állapot eltérését adja meg úgy, hogy a  $J(\underline{x})$  veszteségfüggvényben az analízis és a megfigyelési/first guess adatok közti eltérést a mérési/background hibával súlyozzuk:

$$J(\underline{x}) = J_b(\underline{x}) + J_o(\underline{x}) = \frac{1}{2}(\underline{x} - \underline{x}^b)^T \underline{B}^{-1}(\underline{x} - \underline{x}^b) + \frac{1}{2}(\underline{y} - \underline{y}^0)^T (\underline{E} + \underline{F})^{-1}(\underline{y} - \underline{y}^0), \quad (5.40)$$

ahol

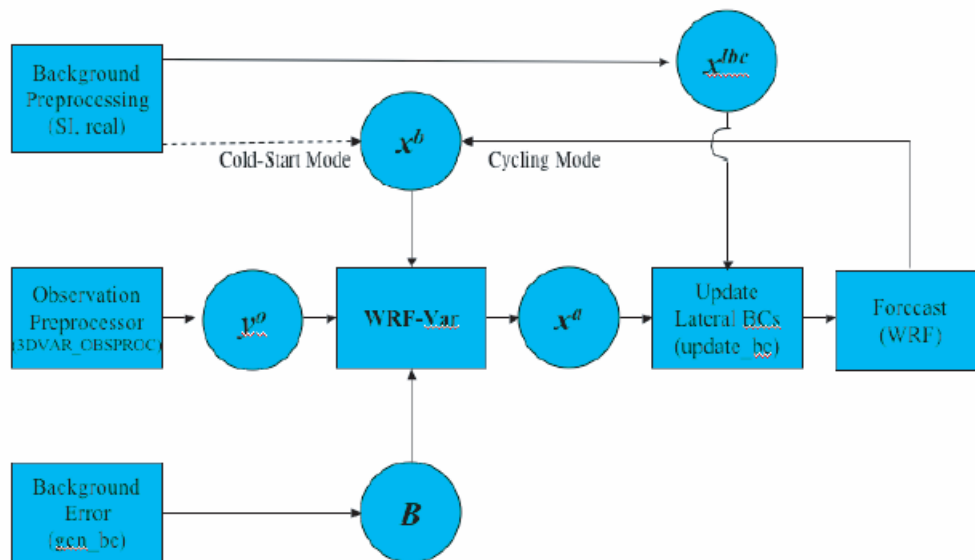
$\underline{x}$  : az analízis állapot, mely minimalizálja  $J(x)$ -et

$\underline{x}^b$  : first guess vagy background érték

$\underline{y}^0$  : a megfigyelési érték

$\underline{\underline{B}}$ ,  $\underline{\underline{E}}$  és  $\underline{\underline{F}}$ : rendre a background, megfigyelés és a reprezentativitási hibák kovarianciamátrixa (a reprezentativitási hiba abból adódik, hogy a megfigyelések a fizikai térben állnak rendelkezésre, és ezeket a rácspontokra kell helyezni).

3D adatasszimiláció során – amit a WRF ARW is használ – az asszimilációt egy konkrét időpontra végezzük el (a 4D adatasszimiláció esetén egy időintervallumra). Az **5.6. ábra** a WRF-Var asszimilációs rendszert mutatja be sematikusán:



**5.6. ábra:**

**A WRF ARW 3D-var adatasszimilációs rendszere. A körök a felhasznált adatfájlokat, a téglalapok az algoritmusokat jelölik.**

Az asszimilációhoz szükséges bemenő adatok:

- $\underline{\underline{x}}^b$  first guess: hideg start esetén  $\underline{\underline{x}}^b$  egy másik modelltől származó előrejelzés/analízis az ARW-rácsra interpolálva – az interpolációt a WRF SI végzi. Ciklikus módban (meleg start)  $\underline{\underline{x}}^b$  egy rövidtávú (1 – 6 órás) ARW előrejelzésből adódik. A first guess adatok netCDF formátumban állnak rendelkezésre.
- $\underline{\underline{y}}^0$  megfigyelések: ASCII vagy BUFR formátumban elérhetőek. A megfigyelések a WRF-Var által használt text formátumba történő átformázását a 3DVAR\_OBSPROC nevű program végzi el.
- $\underline{\underline{B}}$  background-hiba kovarianciák: az analízis és a megfigyelések közti eltérés; bináris alakban. A kovarianciákat a gen\_be nevezetű program generálja egy sor regionális/globális modell alapján.

Az adatasszimiláció révén előáll egy  $\underline{x}^a$  analízis érték, amit össze kell hangolni a külső  $\underline{x}^{lbc}$  peremfeltételekkel. Minden modellfuttatás előtt a peremfeltételeket tartalmazó  $\underline{x}^{lbc}$  fájlt módosítani kell, hogy a határfeltételek konzisztensek legyenek az adatasszimilációval kapott új kezdeti feltételekkel – ezt végzi el az update\_bc nevű segédprogram.



## **6. Szélergia modellezés és előrejelzés**

Ebben a fejezetben a szélergia modellezéssel kapcsolatos módszereket, modelleket tekintem át. A szélmérés pontszerűen, adott magasságokban történik, (Magyarországon felszín felett 10m-rel végeznek rendszeres szélméréseket, a magassági szélmérések csupán időszakosak), majd a mért értékek alapján becslést kell végezni (horizontális és vertikális interpolációval) azon helyekre és magasságokra, ahol nem áll rendelkezésre mérési adat. Szélerőművek esetében a felszín feletti 60-120m-es magasság szélviszonyait kell vizsgálni. Napjainkban már többféle, numerikus modell létezik, melyek speciálisan a szélergia előrejelzésére lettek kifejlesztve. Ezek között vannak diagnosztikus modellek, melyek fizikai kényszerek figyelembevételével számítják ki a teljes szélmézőt a mérési adatsorok alapján és vannak prognosztikus modellek, melyek egy kiindulási állapot és hozzá tartozó határfeltételek alapján előre jelzik a szélmézőt. A prognosztikus modellek fő előnye az, hogy a környezeti adottságok parametrizációja mellett lehetőséget nyújtanak az időjárást alakító nagytérségű folyamatok figyelembe vételére is. A gyakorlatban alkalmazott számítási módszerek, illetve modellek a következők:

- 1D-s számításokkal extrapolálják vertikálisan a felszíni széladatokat. Ezek a modellek csak sík területeken alkalmazhatók. Ezen az elven működik pl. az ALWIN (Windows alatt fut).
- Azon modellek, melyek a kisebb felszíni inhomogenitásokat már képesek kezelni. Pl. WaSP (Wind Atlas Analyses and Application Program).
- Modellek, melyek a teljesen inhomogén (hegyvidéki) felszín feletti szélmézőt is le tudják írni. Pl. WindSim.

A számos modell közül a WaSP-ot emelném ki, ugyanis ezt alkalmazták több ízben is Magyarországi szélergetikai vizsgálatokhoz: például Radics és Bartholy (2008) 120m-en rendelkezésre álló potenciális szélergia térképet állított elő, Varga et al. (2006) pedig Mosonmagyaróvár térségében 105m-re modellezték a szélsébséget. A WaSP modellt Európai Unió kezdeményezésére az 1980-as évek végén fejlesztették ki Dániában a Risoe-i Nemzeti Laboratóriumban. Az elsődleges cél az volt, hogy a standard magasságokban végzett meteorológiai szélmérések alapján feltérképezzék a regionálisan rendelkezésre álló szélergiát és becslést adjanak egy terület várható éves átlagos szélteljesítményére. Emellett az extrém szélsébségek, szélnyírások, szélprofilok és a turbulencia becslését is elvégzi a program, így nyújtva segítséget szélergia térképek megrajzolásához, a

szélturbinák teljesítményének előzetes kiszámításához, a szélparkok tervezéséhez. A modellezési módszert Troen and Petersen (1989) munkájában olvashatjuk. Az alapelv az, hogy egy zavaroktól mentes alapáramlást tételez fel, melyet a nagytérségű légköri képződmények kormányoznak, és erre kerülnek rá a helyi áramlásmódosító hatások. A felszínközeli szélmezőt módosító hatások közül a WaSP hármát vesz figyelembe: a domborzatot, az érdességet és a tereptárgyak árnyékoló hatását – felszíni hőmérsékleti és nedvességi viszonyokat figyelmen kívül hagyja. A WaSP egy lineáris, spektrális áramlási modell, melyet elsősorban síkvidéki területek modellezésére terveztek – bár kisebb inhomogenitásokat tud kezelni, jelentős szintkülönbségeket azonban nem. Magyarország területére jól alkalmazható a WaSP, a modell verifikációját Radics (2004) doktori értekezésében adja meg.

Hegyvidéki területek esetében a szélviszonyok vizsgálatára nemlineáris modelleket alkalmaznak, amelyek az ún. Computational Fluid Dynamics (CFD) módszert alkalmazzák. Ilyen modellre példa a WindSim. A CFD módszerről és a WindSimről bővebben szól többek között Wallbank (2008) tanulmánya.

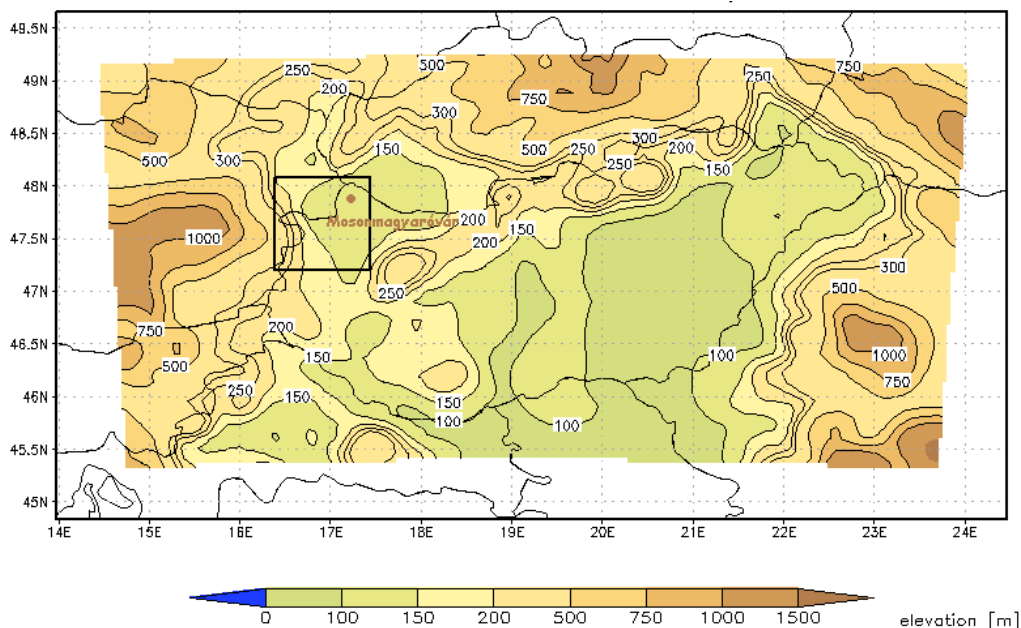
## **7. Módszerek és eredmények**

A szakdolgozati munka során a WRF modell legújabb, 3.0.1.1-es verzióját alkalmaztuk. A modell futtatása naponta négyszer, a főterminusokban történik az ELTE Meteorológia Tanszék szerverén. Négy processzor dolgozik párhuzamosan a futtatás ideje alatt, melyek típusa: Intel Xeon CPU 3GHz, belső memóriájuk 2048 kB. A modell számára a kezdeti feltételeket  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ -os felbontású GFS (NCEP Global Forecasting System modell) mezők biztosítják. Ezen GFS kezdeti mezők 180 órára állnak rendelkezésre 3 óránként az analízisekből. Az adatok letöltése 100 Mbit csatlakozáson keresztül tölti le a számítógép.

A futtatás menete a következőképp néz ki: 00 UTC-s futtatás esetében a GFS adatok letöltése helyi idő szerint 5.30-kor kezdődik, és ez kb. 35 percig tart. Ezután az előfeldolgozási folyamat (a statikus adatok előállítása – geogrid.exe –, a meteorológiai adatok modelltartományra történő interpolációja – metgrid.exe – és az inicializáció) veszi kezdetét, ami nagyjából 20 percet vesz igénybe. Majd megkezdődik a modell integrálás 0-96 óráig. Ez a fázis a legidőigényesebb, közel 1 és  $\frac{3}{4}$  órát igényel. Majd az utófeldolgozás következik, ez mindössze kb. 1,5 perces folyamat, amikor a modellváltozókon kívüli egyéb változók is kiszámításra kerülnek, illetve grafikus formában megjeleníthetővé válnak az adatok.

A szakdolgozat kezdeti szakaszában végzett munka eredményeként a WRF modell által szolgáltatott adatok alapján naponta négyszer frissülő, négynapos előrejelzés készül Mosonmagyaróvárra a 10m-es és a 120m-es szélre vonatkozóan 2008. ősze óta. Az előrejelzés produktuma grafikus formában a <http://meteor24.elte.hu/wrf> weboldalon érhető el, valamint a **Függelék 1.-es ábráján** is megtekinthető egy példa. Mosonmagyaróvár mellett négy másik településre (repülőterekre), köztük Budapestre is készül előrejelzés (QNH légnyomás, szélsébség és irány, 2m-es és trigger hőmérséklet, csapadék, felhőzet) –ld. **Függelék 2.ábra**. Ezek produktumai szintén az említett honlapon tekinthetők meg.

A WRF modellt 10x10 km-es horizontális felbontás mellett, 60 perces időlépcsővel futattuk 96 órás integrációval a vizsgált decemberi időszakra a Kárpát-medencére – és azon belül Mosonmagyaróvárra (földrajzi koordinátái: é.sz. 47,891, k.h. 17,232). A modellezési tartomány a **7.2. ábrán** látható.



7.2. ábra:

A modellezési tartomány (Kárpát-medence). A fekete négyzet a Mosonmagyaróvári térséget jelöli.

14 z modellszinttel dolgoztunk: az alsó 2000m-en 250m, afölött 1000m-es szinttávolsággal, 0,25km-től 7km-ig. A z szintek magassága a tengerszinthez viszonyítottak. A 23 modellváltozó az alábbi 7.3. táblázatban van felsorolva, jelölve, hogy hány modellszinten álltak rendelkezésre az egyes változók. Ezek közül a munka során a szélsébséget (*wspd*) és szélirányt (*wd*), a felszín felett 10m-en számolt szélsébséget (*ws10*) és szélirányt (*wd10*), valamint a felszín feletti magasságot (*hgt*) használtuk fel.

Változó rövidítése	Szintek száma	Változó neve
U	14	x-irányú szélkomponens [m/s]
V	14	y-irányú szélkomponens [m/s]
T2	1	2m-es hőmérséklet [K]
QVAPOR	14	Vízgőz keverési arány [kg/kg]
QCLOUD	14	Felhővíz keverési arány [kg/kg]
QRAIN	14	Esővíz keverési arány [kg/kg]
HGT	1	Felszín tengerszint feletti magassága [m]
RAINCL	1	Összes akkumulált kumulatív csapadék [mm]
RAINNC	1	Összes akkumulált nem-kumulatív csapadék [mm]
tc	14	Hőmérséklet [°C]
theta	14	Potenciális hőmérséklet [K]
td	14	Harmatpont hőmérséklet [°C]

Változó rövidítése	Szintek száma	Változó neve
rh	14	Relatív nedvesség [%]
clflo	1	Alacsonyszintű felhőzet aránya [%]
clfmi	1	Középmagas szintű felhőzet aránya [%]
clfhi	1	Magasszintű felhőzet aránya [%]
wspd	14	Szélesebesség [m/s]
wdir	14	Szélirány [fok]
ws10	1	10m-es szélesebesség [m/s]
wd10	1	10m-es szélirány [fok]
slp	1	Tengerszinti légnyomás [hPa]
lcl	1	Emelési kondenzációs szint [felszín feletti magasság m-ben]
lfc	1	[felszín feletti magasság m-ben]

7.3. Táblázat:

**A modellfuttatások során rendelkezésre álló változók.**

Polár sztereografikus térképvetületet alkalmaztunk. A 3.2.fejezetben korábban felsorolt fizikai parametrizációs sémák közül a következőket alkalmaztuk a futtatásoknál:

- mikrofizika: WSM3;
- cumulus parametrizáció: új Kain-Fritsch;
- szárazföldi felszín: 5 termikus rétegű diffúzió séma;
- szárazföldi réteg: MM5 – Monin-Obukhov hasonlósági elmélet;
- planetáris határréteg: YSU;
- hosszuhullámú sugárzás: RRTM;
- rövidhullámú sugárzás: Dudhia (MM5).

Az 3.5. pont alatt található diffúziós és örvényességi sémák közül pedig az alábbiakat:

- diffúzió: egyszerű diffúzió –  $K=\text{const}$  másodrendű diffúzió, ahol csak a szomszédos pontok között van keveredés;
- örvényesség: 2D Smagorinsky.

Első lépésként a szélesebesség előrejelzést vizsgáltuk Mosonmagyaróvárra. A szélérőműveken műszerekkel mért adatok (szélesebesség, szélirány, energia és teljesítmény) 2008. december hónapjára álltak rendelkezésre, 10 percnkénti felbontásban 65m és 113m magasságban. 65m magasan 600 kW (ENERCON E40), 113m-es magasságban 2 MW (ENERCON E70) névleges teljesítményűek a vizsgált erőművek.

A két magasságra kiszámított szélirány és szélesség szerinti eloszlást a **Függelék 3. és 4. ábrája** mutatja be. Az uralkodó szélirány mind 65m, mind 113m-en a klimatológiai szélviszonyoknak megfelelően az észak-nyugati. Az észak-nyugati szél mellett azonban a dél-keleti szél is nagy gyakorisággal fordul elő a térségben. A magassággal az észak-nyugati szél gyakorisága valamelyest csökken, de számottevő változás nincs a szélirány eloszlásban 65m és 113m között. A szélesség eloszlás tekintetében az mondható el, hogy 65m-en legnagyobb gyakorisággal az 5-6-7 m/s-os szelek fordulnak elő, a magassággal az eloszlás képe kicsit megváltozik, az erősebb szelek irányába tolódik el: 113m-en a 6-7-8 m/s-os szelek a leggyakoribbak, valamint az erősebb szelek gyakorisága megnő miközben az 1-2 m/s-os szeleké lecsökken.

A WRF modellt is lefuttattuk a decemberi időszakra a 0,5°x0,5° felbontású GFS adatokat felhasználva: 2008. november 30. – 2009. január 1. között napi négy, 96 órás futtatás készült (00, 06, 12 és 18 UTC-kor inicializálva) – dec.18-án hiba miatt nem álltak rendelkezésre a modellfuttatások, így dec.19-ére nem volt előrejelzés. Ezek adták a 60 percnkénti felbontásban rendelkezésre álló modelladatokat. A szélerőműveken a szélmérés felszín felett 65m és 113m-en történt, ezek a magasságok azonban nem estek egybe a modellszintekkel. Így, hogy ezen a két magasságon is legyenek modelladatok, a 65m és 113m-es gondolamagasságokra kellett interpolálni a modell által előrejelzett szélesség adatokat. Az interpoláció a 10m-es és az első modellszinten számított szélesség felhasználásával történt, logaritmikus szélprofil feltételezve ( $z=1$  szint magassága tengerszint felett 250m; Mosonmagyaróvár pedig tengerszint felett 120m-re fekszik). A Hellmann-féle szélprofil alkalmaztuk:

$$\frac{u_2}{u_1} = \left( \frac{z_2}{z_1} \right)^p \quad (7.1)$$

ahol  $u_1$  közvetlenül az interpolálási magasság (65m illetve 113m) alatti  $z_1$  szinten a szélesség (jelen esetben a 10m-es szélesség, amit a WRF modell szolgáltatott),  $u_2$  pedig az interpolálási magasság fölötti  $z_2$  (120m-es) a szélesség,  $p$  a Hellmann-exponens. A  $p$  exponens értékei az érdesség függvényében különböző felszín típusokra a 3. fejezetben olvashatók. A kitevő értéke azonban az érdesség mellett a termikus stabilitástól és számos meteorológiai paramétertől is függ, melyek nagy változékonyságot mutatnak napszaktól, illetve évszaktól függően, így az exponens értékét számításal határoztuk meg:

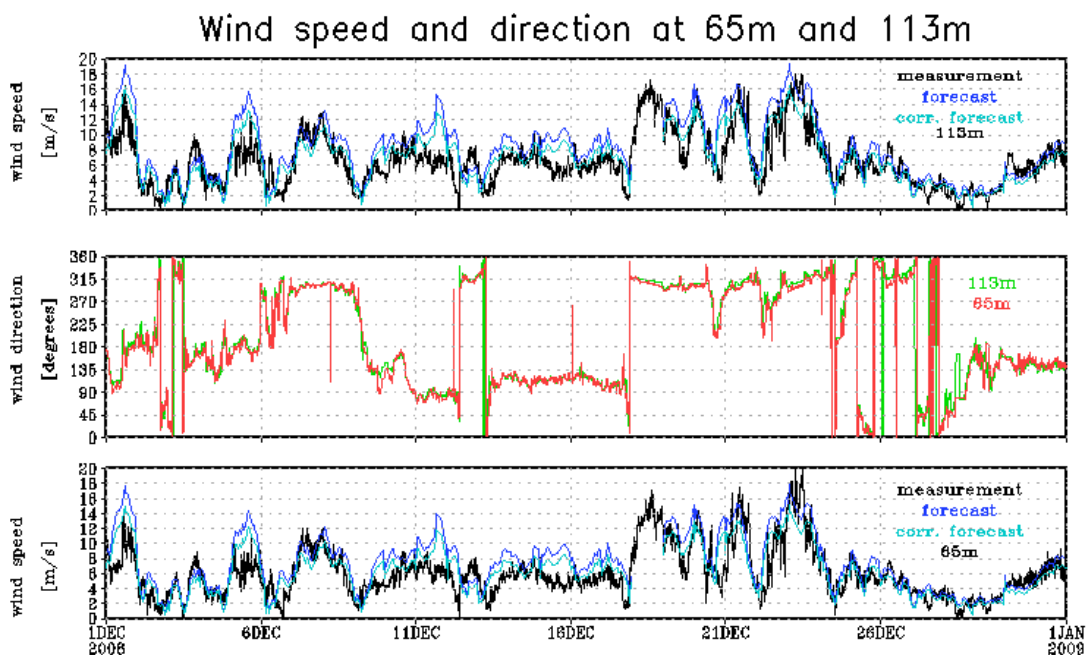
$$p = \frac{\ln(u_2/u_1)}{const}, \text{ ahol } const = \ln \frac{z_2}{z_1}. \quad (7.2)$$

A széleróművek mért adatai Excel táblázat formájában álltak rendelkezésre, ezért hogy dolgozni lehessen velük a GraDS rendszerben, GraDS-fájlba, azaz GriB formátumú fájlba írtuk át az adatokat, valamint készítettünk egy kontrol fájlt is az adatokhoz. Ezek után már megjeleníthetővé vált a mérési adatsor a GraDS programmal.

Következő lépésben a jobb összehasonlíthatóság kedvéért a 10 perces mérési adatokat össze kellett hangolni a modelladatokkal, melyek csak óránként álltak rendelkezésre, ezért a 10 perces adatokból óránkénti átlagokat számoltunk – átlagos szélesebesség, szélirány, energia, teljesítmény.

A **7.4. ábra** a mért és előrejelzett szélesebesség értékeket mutatja be az egész decemberi hónapra 65m és 113m-re. Az előrejelzést a 00 UTC-s futtatások adják folytatólagosan egymás után téve. Látható, hogy a hónap második felében, valamint a hónap elején is az előrejelzés szépen együtt halad a méréssel, nagyobb eltérés a hónap közepén, dec.11-17. között van – 12-e és 15-e magasságában a tendenciák még ellentétesek is. Az is leolvasható, hogy az előrejelzés általában felül becsüli a szélesebességet- ez a felülbecslés szisztematikusnak tekinthető. Ezt a **Függelék 5.ábrája** is jelzi, mely a mért és előrejelzett adatok scatter plot diagramjait tartalmazza. Az okokat keresve megvizsgáltuk szélirány és a stabilitás függvényében az előrejelzés pontosságát. A széliránnyal kapcsolatosan elmondható, hogy a nagy eltérések keleties szelek mellett következtek be, ugyanakkor azonban nem minden esetben van nagy eltérés a mérés és az előrejelzés között keleties szélben. A stabilitásra ilyen összefüggést nem tapasztaltunk.

Hogy csökkentsük a modell hibáját, korrekciót végeztünk el a szélesebességre, nevezetesen egy 0,85-ös szorzót alkalmaztunk az előrejelzett értékekre. A korrekció elvégzése után helyenként a modell alulbecsülte a szelet, azonban összességében nézve az átlagos relatív hiba jelentősen csökkent, és a javulás elsősorban az észak-nyugati illetve dél-keleti szélszektorokban következett be, amely szélirányok a legnagyobb gyakorisággal fordulnak elő, és így energetikai szempontból a legfontosabbak. A **7.4. ábrán** a korrigált szélesebesség is látható. A mért és előrejelzett szélesebességek átlagait, valamint az előrejelzés hibáit a **Függelék 1.táblázata** foglalja össze.

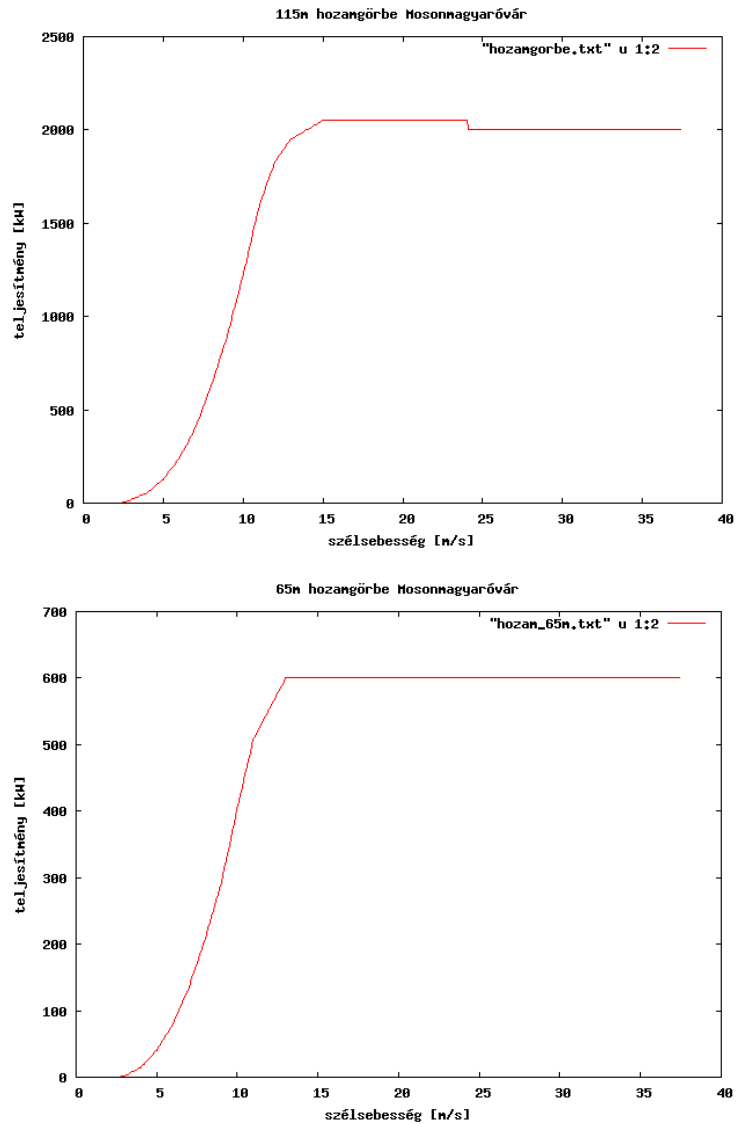


7.4. ábra:

A mért, előrejelzett és korrigált előrejelzett szélesség, valamint a szélirány Mosonmagyaróváron 2008. decemberében. Felül 113m-en a mért (feketével), az előrejelzett (sötétkékkel) és a korrigált előrejelzett (világoskékkel) szélesség, alul ugyanez 65m-en. A középső panel a 65m-en (pirossal) és 113m-en (zölddel) mért szélirányt mutatja.

A szélenergia termelést az erőműtől kapott 65m illetve 115m-re vonatkozó teljesítményadatok alapján határoztuk meg. Az adatokat grafikusán ábrázolva kirajzoltuk a teljesítménygörbéket. A teljesítménygörbe vagy hozamdiagram az egyes szélesség értékekhez hozzárendeli az erőmű teljesítményét. A teljesítménygörbéket a 7.5. ábra tartalmazza. A görbék alapján elmondható, hogy a bekapcsolási sebesség alatt nincs termelés, ez a sebesség 65m-en  $2,5\text{ m/s}$ , 115m-en  $2,1\text{ m/s}$ . Ezután a szélesség növekedésével rohamosan nő az erőmű teljesítménye is egészen  $10-13\text{ m/s}$ -ig, e fölött mérséklődik a teljesítmény-növekedés, majd  $13-15\text{ m/s}$ -nál beáll a névleges teljesítményre a termelés, tovább nem tud növekedni. Az ENERCON E40-es turbina névleges teljesítmény 65m-en  $600\text{ kW}$ , az ENERCON E70-es turbináé 115m-en  $2000\text{ kW}$ .





7.5. ábra:

115m-en (felül) és 65m-en (alul) a szélturbinák hozangörbéi.

Miután ezen teljesítménygörbék egyenlete nem állt rendelkezésre, a szélesebb és teljesítmény közti összefüggés megállapítására a teljesítménygörbére függvényt illesztettünk. Ez a GNUplot nevű grafikus program segítségével történt, feltételezve, hogy a szélenergia a szélesebb harmadik hatványával arányos, tehát harmadfokú polinommal közelítettük a görbét. A teljesítménygörbét 5, illetve 4 szakaszra osztva az iterációs eljárással kapott illesztett függvény 113m, illetve 65m-en a következőképp néz ki:

$$F_{113m}(ws) = \begin{cases} 0, & \text{ha } ws < 2,4 \text{ m/s} \\ a \cdot x^3 + b \cdot x^2 + c \cdot x + d, & \text{ha } 2,4 \text{ m/s} \leq ws < 15 \text{ m/s} \\ 2050, & \text{ha } 15 \text{ m/s} \leq ws < 24,1 \text{ m/s} \\ 2000, & \text{ha } ws \geq 24,1 \text{ m/s} \end{cases} \quad F_{65m}(ws) = \begin{cases} 0, & \text{ha } ws < 2,5 \text{ m/s} \\ a \cdot x^3 + b \cdot x^2 + c \cdot x + d, & \text{ha } 2,5 \text{ m/s} \leq ws < 13 \text{ m/s} \\ 600, & \text{ha } 13 \text{ m/s} \leq ws \end{cases}$$

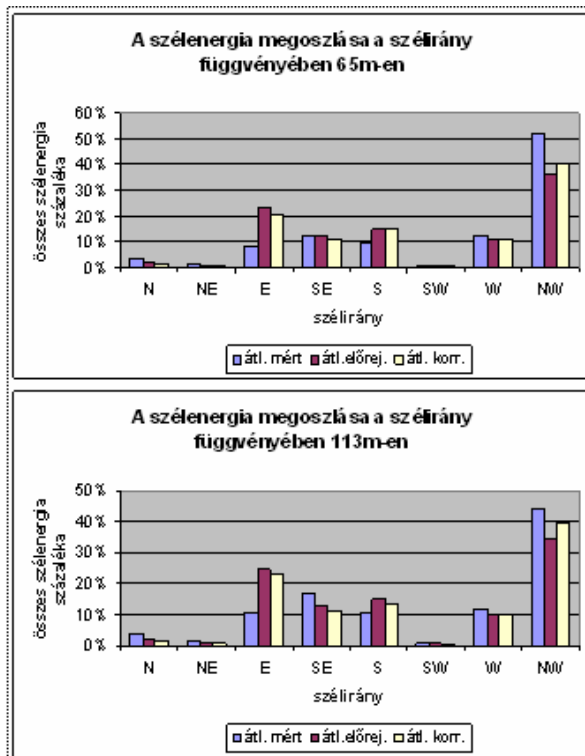
A függvényekben szereplő  $a, b, c, d$  együtthatók értékeit a **7.6. táblázat** tartalmazza:

	<b>A</b>	<b>b</b>	<b>c</b>	<b>d</b>
<b>113m</b>				
$2,4 \text{ m/s} \leq ws < 11 \text{ m/s}$	0,61	12,3	-71,5	104
$11 \text{ m/s} \leq ws < 15 \text{ m/s}$	8,9	-379	5425	-24079
<b>65m</b>				
$2,5 \text{ m/s} \leq ws < 10 \text{ m/s}$	0,21	3,76	-20,75	25,18
$10 \text{ m/s} \leq ws < 13 \text{ m/s}$	6,82	-249,6	3088,4	-12340,8

#### 7.6. Táblázat:

**A 65m és 113m-en illesztett teljesítménygörbék együtthatói a különböző szélesebbesség tartományok függvényében.**

Az illesztéssel kapott együtthatók korrelációs mátrixait és aszimptotikus hibáit a **Függelék 2.táblázata** tartalmazza. A szélenergia szempontjából fontos az is, hogy az egyes szélirányok mekkora energiatartalommal rendelkeznek, ezért megvizsgáltuk, hogy az egyes szélirányszektorok az összes szélenergiának mekkora hányadát adták. Az eredményt a **7.7.-os ábra** mutatja be, melyen az egyes szélszektorokra kapott havi átlagos szélenergia értékek vannak feltüntetve – késsel a mérés, bordóval a korrekció nélküli előrejelzésből számított energia és sárgával a korrekció után számított szélenergia. A **7.7.-os ábráról** leolvasható, hogy a szélenergia legnagyobb részét, közel felét mind 65m, mind 113m-en az észak-nyugati szelek adják – ami nem véletlen, hiszen ez a szélirány a leggyakoribb a térségben. Az észak-nyugati szelek mellett a dél-keleti, nyugati és déli szelek adnak számottevő szélenergiát, mintegy 10-10%-át az összes energiának. A **7.7.-os ábrán** az is látható azonban, hogy a keleties szelek esetében túlbecsüli a szélenergiát mindkét magasságban, míg az észak-nyugati szelek esetén kisebb mértékben ugyan, de alulbecsül. Ezek a tendenciák a korrigálás után is megmaradtak, de hatására az előrejelzés javult, közelebb került a mért értékekhez.



**7.7. ábra:**  
 Az egyes szélszektorok részesedése az összes szélenergiából 2008.dec-ben Mosonmagyaróváron.

## **8. Összefoglalás és jövőbeli tervek**

A szakdolgozat során a Mosonmagyaróvárott működő szélérőművek 2008. decemberi adatait dolgoztuk fel azzal a céllal, hogy az erőművek számára kidolgozzunk egy módszert szélenergia becslésére vonatkozóan. Ennek eredményeként első lépésben megvalósult egy operatív szélelőrejelzés (sebesség és irány) Mosonmagyaróvárra a WRF modell felhasználásával. Az előrejelzés az ELTE Meteorológia Tanszék meteor24 szerverén készül naponta négyszer (00, 06, 12 és 18 UTC-kor) GFS adatokból kiindulva, és az előrejelzés négy napra készül.

Második lépésben a szélenergia becslését végeztük el az erőműtől kapott adatok alapján, és a szélenergiára vonatkozóan is a szélesebességhez hasonlóan naponta készül előrejelzés a Tanszéken.

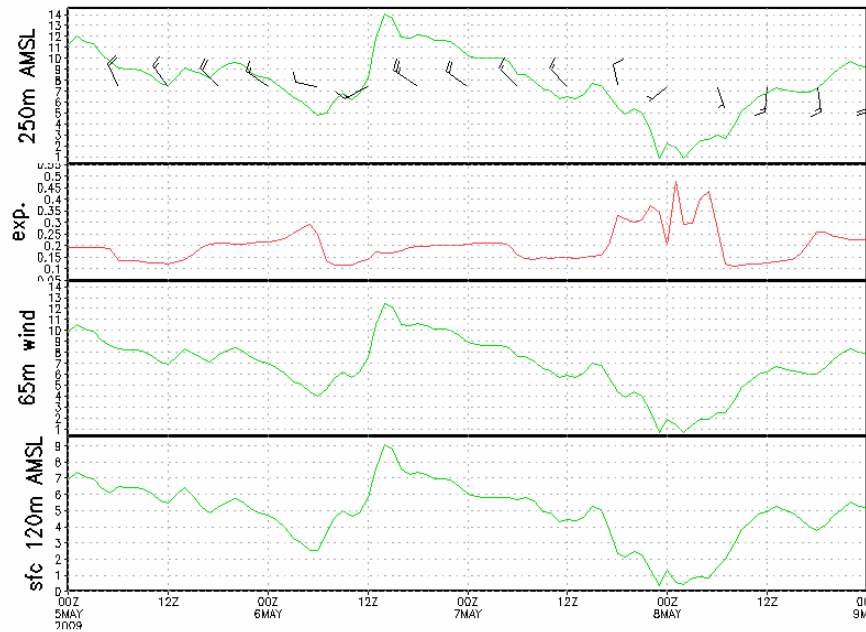
Az előrejelzési produktumok a <http://meteor24.elte.hu/wrf> oldalon tekinthetők meg.

A szakdolgozati munka során csupán egy havi adatsor állt rendelkezésre, a kidolgozott módszer további tesztelésére, pontosítására azonban hosszabb időszak vizsgálatára lenne szükség. Ezért további célkitűzés lenne egy hosszabb időszak adatsorára, pl. egy év méréseire a leírt munka elvégzése.

## 9. Köszönetnyilvánítás

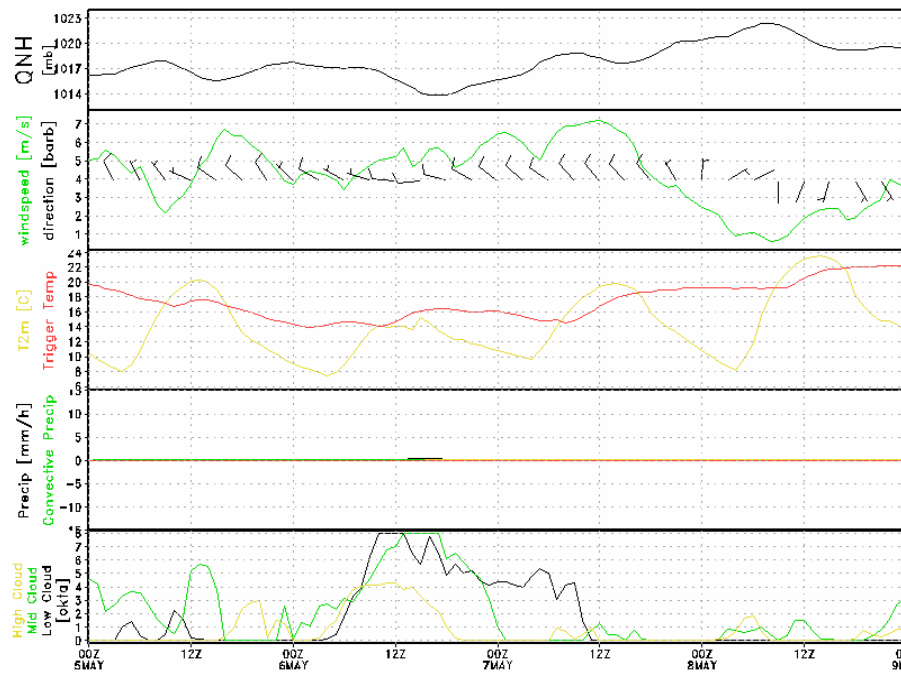
Szeretném köszönetemet kifejezni témavezetőmnek, Gyöngyösi András Zénónak és tanszéki konzulensemnek, dr. Weidinger Tamásnak a két félév folyamán nyújtott segítségükért, türelmükért és jóindulatukért.

## 10. Függelék



1. ábra:

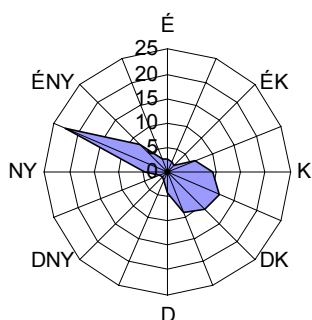
Mosonmagyaróvárra készült 96h szélelőjelzés, alulról fölfelé: 10m-es szélesség, 65m-re interpolált szélesség, a Hellmann-exponens és tengerszint felett 250m-en (felszín felett 130m-en) a szélesség és szélirány.



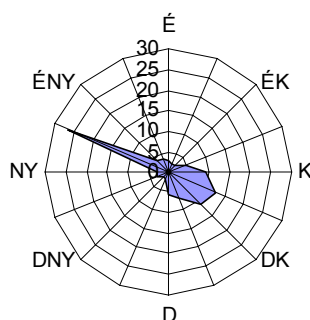
2. ábra:

96h előrejelzés Budapestre, alulról fölfelé: felhőzet – alacsony (f), közép (z) és magassintű (s), csapadék, 2m hőmérséklet (s) és trigger hőmérséklet (p), szélesség (z) és irány (f), légnyomás

**65m szélirány gyakoriság  
10 perces mérési adatsor**



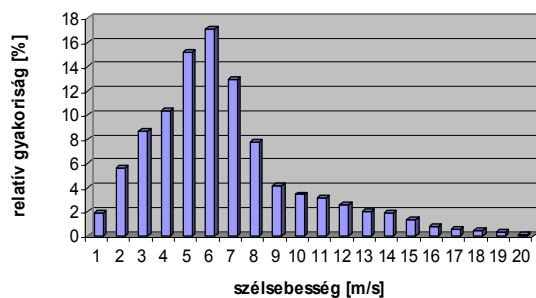
**113m szélirány gyakoriság  
10 perces mért széladat**



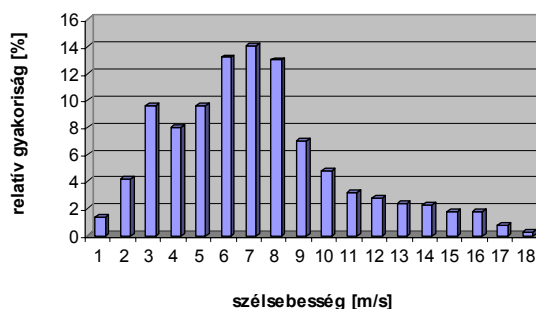
**3. ábra:**

Szélirány gyakoriság Mosonmagyaróváron felszín felett 65m, illetve 113m magasságban.

**65m szélesség histogram  
10 perces széladatok**

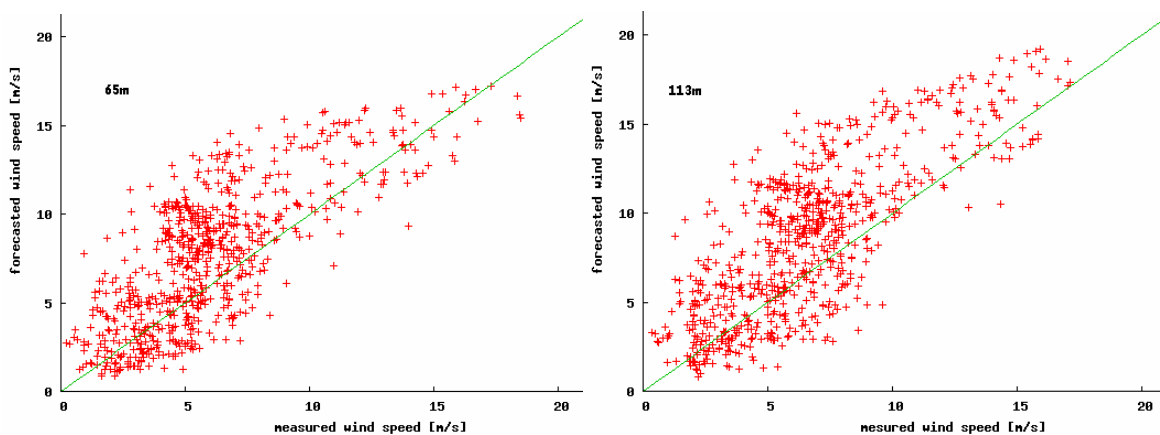


**113m szélesség histogramja  
10 perces széladatok**



**4. ábra:**

Szélesség eloszlás Mosonmagyaróváron a felszín felett 65m és 113m-en.



**5. ábra:**

Az előrejelzett és mért szélességek scatter plot diagramja 65m-en (bal) és 113m-en (jobb).

A zöld vonal az  $f(x)=x$  identitás függvényt jelöli.

113m szélszektor	megfigyelések száma	átlag [m/s]			relatív hiba [%]	
		Mérés	előrejelzés	korrigált előrejelzés	előrejelzés	korrigált előrejelzés
<b>NNE</b>	67	5,00	4,92	4,18	-9,54	-28,87
<b>NEE</b>	75	3,13	3,63	3,09	4,96	-11,81
<b>ESE</b>	130	5,68	9,76	8,36	38,76	28,17
<b>SSE</b>	116	6,96	7,64	7,04	-7,70	-28,95
<b>SSW</b>	94	6,00	9,28	7,89	26,97	14,09
<b>SWW</b>	21	4,27	4,39	3,73	-24,55	-46,53
<b>WNW</b>	64	7,05	9,38	7,97	16,61	1,89
<b>NWN</b>	153	9,97	11,84	10,06	14,99	-0,01
<b>Átl/össz</b>	<b>720</b>	<b>6,01</b>	<b>7,60</b>	<b>6,54</b>	<b>7,56</b>	<b>-9,00</b>

65m szélszektor	megfigyelések száma	átlag [m/s]			relatív hiba [%]	
		Mérés	előrejelzés	korrigált előrejelzés	előrejelzés	korrigált előrejelzés
<b>NNE</b>	67	4,63	4,34	3,69	32,74	-36,52
<b>NEE</b>	75	3,01	3,09	2,62	43,82	-29,41
<b>ESE</b>	130	5,01	8,75	7,44	42,57	28,79
<b>SSE</b>	116	5,99	6,76	5,75	39,61	-27,99
<b>SSW</b>	94	5,32	8,27	7,03	41,42	15,02
<b>SWW</b>	21	3,75	3,75	3,19	59,28	-46,46
<b>WNW</b>	64	6,27	8,29	7,05	34,62	4,45
<b>NWN</b>	153	9,52	10,57	8,98	20,56	-6,42
<b>Átl/össz</b>	<b>720</b>	<b>6,00</b>	<b>7,57</b>	<b>6,43</b>	<b>39,33</b>	<b>-12,32</b>

**1. Táblázat:**

113m (fent) és 65m (lent) mért, előrejelzett és korrigált szélsébség átlagai és a relatív hibák szélszektoronként.



## 11. Irodalomjegyzék

*ARW User's Guide* internetes elérhetősége:

[http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/user\\_guide\\_V3/ARWUsersGuideV3.pdf](http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/user_guide_V3/ARWUsersGuideV3.pdf)

*Bartholy J., Radics K., 2000: A szélenergia hasznosítás lehetőségei a Kárpát-medencében. Egyetemi Meteorológiai Füzetek., No.14.*

*Bartholy J., Radics K., 2001: Selected characteristics of wind climate and the potential use of wind energy in Hungary. Part I. Időjárás Vol. 105, 109-127.*

*Bartholy J., Radics K., Bohoczky F., 2003: Present State of Wind Energy Utilization in Hungary: Policy, Wind Climate, and Modelling Studies, Renewable and Sustainable Energy Reviews, 7, 175-186.*

*Ferrier B. S., 1994: A double-moment multiple-phase four-class bulk ice scheme. Part I: Description., Journal of Atmospheric Science, 51, 249–280.*

*Kain J., and M. Fritsch, 1993: Convective parameterization for mesoscale models: The Kain–Fritsch scheme. The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models, Meteorological Monographs, No. 24, American Meteorological Society., 165–170.*

*Kircsi A., Tar K., (2008): Profile tests to optimize the utilization of wind energy. Acta Silv. Lign. Hung., Vol. 4., 107-123.*

*Lim J.J., Hong S.Y., Dudhia J.: The WRF Single Moment Microphysics Scheme and it's Evaluation of the Simulation of Mesoscale Convective Systems*

*Matyasovszky I., 2002: Statisztikus klimatológia. Idősorok elemzése, ELTE Eötvös Kiadó, Budapest*

- Mezősi M. és Simon A., 1981: A meteorológiai szélmérés elmélete és gyakorlata, Meteorológiai Tanulmányok, No. 36, Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest*
- Mlawer E. J., S. J. Taubman, P. D. Brown, M. J. Iacono, and S. A. Clough, 1997: Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the long wave. Journal of Geophysical Research, 102(D14), 16663–16682*
- Patay I., 2003: A szélenergia hasznosítása, Szaktudás Kiadó Ház, Budapest*
- Dr. Péczely György, 2002: Éghajlattan. Nemzeti Tankönykiadó, Budapest, 263-265.*
- Práger Tamás: Numerikus prognosztika I. A hidrodinamikai előrejelzés elmélete. Tankönykiadó, Budapest, 290-302.*
- Putnam, P.C., 1948: Power from the wind., D. Van Nostrand Company, Inc., 29.*
- Radics K., 2004: Doktori disszertáció, ELTE Meteorológia Tanszék, Budapest, 139.*
- Radics K., Bartholy J., 2008: Estimating and modelling the wind resource of Hungary. Renewable and Sustainable Energy Reviews, 12, 874-882.*
- Skamarock W.C, Klemp J.B., Dudhia J., 2001: Prototypes for the WRF (Weather Research and Forecasting) model. Internetes elérhetőség:  
[http://www.mmm.ucar.edu/individual/skamarock/meso2001pp\\_wcs.pdf](http://www.mmm.ucar.edu/individual/skamarock/meso2001pp_wcs.pdf)
- Skamarock W.C., Klemp J.B., Dudhia J., Gill D.O., Barker D.M., Wang W., Powers J.G., 2005: A Description of the Advanced Research WRF Version 2., NCAR Mesoscale and Microscale Meteorology Division, NCAR Technical Note*  
Internetes elérhetőség:  
[http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/arw\\_v2.pdf](http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/arw_v2.pdf)
- Tar Károly, 2006: Módszer a napi szélenergia menetének jellemzésére. Országos Meteorológiai Szolgálat. Magyarországi szél és napenergia kutatás eredményei, 54-70.*

*Troen I. and Petersen, E.L., 1989: European Wind Atlas. Riso National Laboratory, Roskilde*

*Varga B., Németh P., Dobi I., 2006: Szélprofil vizsgálatok eredményeinek összefoglalása. Országos Meteorológiai Szolgálat, Magyarországi szél és napenergia kutatás eredményei, 7-20.*

*Wallbank, T., 2008: Windsim Validation Study. CFD Validation in Complex Terrain.*  
Elérhetőség: [http://www.windsim.com/documentation/papers\\_presentations/thesis/080512trw%20WindSim%20Write%20Up%20-%20Validation%20study.pdf](http://www.windsim.com/documentation/papers_presentations/thesis/080512trw%20WindSim%20Write%20Up%20-%20Validation%20study.pdf)

*Wicker L.J., and Skamarock W.C., 2002: Time splitting methods for elastic models using forward time schemes, Monthly Weather Review, 130, 2088-2097.*