

# A dániai NitroEurope mikrometeorológiai mérési expedíció adatfeldolgozása (Bjerringbro, 2009)

Szakdolgozat



Készítette: Kiss Győző  
Fizika BSc, meteorológus szakirány

Témavezető: Dr. Weidinger Tamás  
Beosztása: egyetemi docens  
Tudományos fokozat: CSc

ELTE TTK Földrajz- és Földtudományi Intézet,  
Meteorológiai Tanszék

Budapest, 2010.

## Tartalomjegyzék

1. Bevezetés .....	3
2. A felszínközeli réteg energiaháztartása és turbulens kicserélődési folyamatai .....	4
2.1. A felszíni energiamérleg .....	4
2.2. A turbulens kicserélődés, turbulens áramok .....	6
2.3. A felszínközeli réteg hasonlósági elmélete .....	8
2.4. Az ammónia fluxus meghatározása és jelentősége .....	9
3. Anyag és Módszer .....	11
3.1. A mérés helyszíne .....	11
3.2. A mikrometeorológiai műszeregyüttes .....	12
3.3. A Dánia feletti időjárási helyzet 2009. április 19–29. ....	15
3.4. A dániai mérési expedíció adatbázisának felépítése .....	17
Adatszűrés .....	18
Az adathiányok pótlása lineáris interpolációval .....	19
Az 1, 10 és 15 perces mikrometeorológiai adatbázis előállítása .....	19
A szélirány, szélsébség meghatározása .....	20
A szórás-adatbázis .....	22
3.5. A nedves levegő mérőszámai .....	23
3.6. A felszíni energiamérleg komponensek számítása .....	24
3.7. A talajba jutó hőáram számítása .....	24
3.8. A turbulensáramok számítása .....	26
4. Eredmények .....	32
4.1. Meteorológiai állapotjelzők .....	32
4.2. Turbulens áramok, energiamérleg komponensek .....	36
5. Összefoglalás .....	45
Köszönetnyilvánítás .....	45
Irodalomjegyzék .....	46
Internetes források .....	50
NYILATKOZAT .....	51

## 1. Bevezetés

A szakdolgozatom az EU6 NitroEurope program 2009-es dániai mikrometeorológiai mérési programjának adatfeldolgozásába kapcsolódtam be. A több mint 60 intézményt magába foglaló program célja a nitrogén mérleg meghatározása lokális skálától (különböző ökoszisztémák feletti mérések) a táj és a regionális léptéken át kontinentális skáláig. E munkában együtt szerepel a mérés és a modellezés.

A 2009-es dániai expedíció célja, hogy (i) bemenő adatokat szolgáltatson a tájléptékű agronómiai modelleknek, amelyek számba veszik a különböző nitrogén-komponensek horizontális és vertikális áramait, (ii) elemezzék a nitrogén trágyázás környezeti hatását és számbavételét a növénynövekedési modellekben, (iii) megbízható mikrometeorológiai, energiaháztartási és ammónia fluxus adatok előállítása a lokális skálájú terjedési modellek számára.

A felszín-bioszféra-légkör közötti turbulens kicserélődési folyamatok bemutatása után a turbulens kicserélődési folyamatokkal, a felszíni energia mérleg komponensek meghatározásával foglalkozom.

Diplomamunkám fő célja, hogy egységes, folytonos meteorológiai adatbázis készítsék. Bemutatom a mérési expedíció helyszínét, az alkalmazott műszereket. Kitérek a nagyskálájú időjárási folyamatokra.

Három adatbázis épült fel 1, 10 és 15 perces átlagolási idővel, amelyek az átlagértékek mellett tartalmazzák a minimum és maximum értékeket, illetve a szórásokat is. Részletesen foglalkozom ezek előállításával, leszámaztatásával. Ismertetem az adatszűrést és az alkalmazott lineáris interpolációt is.

A magyarországi részvétel fő célja a felszíni energiamérleg komponensek előállítása és az ammónia fluxus napi meneteinek előállítása volt, figyelemmel a trágyázás hatásának a detektálására. E munkába is bekapcsolódtam. Megismerkedtem az adatfeldolgozás módszertanával, a kifejlesztett programokkal. Futtattam és teszteltem őket. A célom a meteorológiai állapotjelzők napi meneteinek a vizsgálata, illetve a turbulens fluxusok számítási eljárásainak a megismerése volt. Ezért foglalkoztam a gradiens és a Bowen-arány módszerrel, a kiszorítási rétegvastagság, illetve a turbulens áramok meghatározásának a bizonytanságaival.

## 2. A felszínközeli réteg energiaháztartása és turbulens kicserélődési folyamatai

A légkör alsó 0,1–2 km-es rétege a planetáris határréteg. Az itt lezajló folyamatokat a felszín, mint mechanikai és termikus kényszer alakítja. Meghatározó szerepe van a turbulens kicserélődési folyamatoknak. E réteg dinamikáját a nyomási gradiens erő és a Coriolis-erő mellett a turbulens örvények keltette sűrűlási erő alakítja (Czelnai *et al.*, 1994; Blackadar, 1997). A planetáris határréteg alsó 10–15%-a felszínközeli réteg, vagy más szóval a Prandt-réteg, ahol a turbulens áramok állandóságával számolunk (Götz és Rákóczi, 1981; Foken, 2006). Ez az emberi tevékenység színtere, itt van a szennyezőanyag források túlnyomó része, itt kezdődik és fejeződik be a nyomanyagok légköri ciklusa.

A felszín-bioszféra-légkör közötti kölcsönhatások leírása a mikrometeorológia tárgykörébe tartozik. E folyamatokat a különböző tulajdonságok (energia, impulzus, anyag) vertikális áramaival (felületegységen, időegység alatt átáramló tulajdonság) jellemezzük. Vizsgálatainkban a felszín energiaháztartását, illetve az ammónia turbulens áramát határoztuk meg terepi mérések alapján. Az ammónia a nitrogén-mérleg fontos eleme (Horváth *et al.*, 2004, 2005), s így kiemelt szerepet kapott a tájleptékű nitrogén háztartás modellezésével foglalkozó mérési expedícióban.

### 2.1. A felszíni energiamérleg

Elsőként a felszín sugárzási mérlegével foglalkozunk. A légköri sugárzást két tartományra bontjuk a rövidhullámú, vagy napsugárzásra ( $< 4 \mu\text{m}$ ), illetve a hosszuhullámú ( $4\text{--}100 \mu\text{m}$ ) sugárzásra. Gyakran használjuk – a dániai expedíción mértük is – a fotoszintetikusan aktív sugárzást, rövidítése PAR, ami a növények számára fontos  $0,4\text{--}0,7 \mu\text{m}$ -es tartományt jelöli. Az itt lejövő sugárzás szoros kapcsolatban van a napsugárzással (v. globálsugárzással), annak hozzávetőlegesen a fele. Sugárzási mérleg ( $R_n$ ) két részre bontható a rövidhullámú ( $R_{n_s}$ ) és a hosszuhullámú ( $R_{n_l}$ ) sugárzási egyenlegre. A rövidhullámú egyenleg két tagból áll: a bejövő rövidhullámú sugárzásból (globálsugárzás,  $K \downarrow$ ) és a visszavert rövidhullámú sugárzásból ( $K \uparrow$ ). Megjegyezzük, hogy a globálsugárzás a Napból jövő direkt sugárzás és a szórt sugárzás összege. A rövidhullámú egyenlegre jelentős hatást gyakorol a felhőzet (Stull, 1988). Fontos mennyiség az albedó is, ami a bejövő és a visszavert sugárzás hányadosa. A rövidhullámú mérleg ( $R_{n_s}$ ) értéke napközben pozitív, éjszaka nulla. A hosszuhullámú mérleg ( $R_{n_l}$ ) mindig negatív, hiszen a

földfelszín meleg, az égbolt hideg. A mérleg két tagból áll: az egyik a Föld által kisugárzott ( $I \uparrow$ ), míg a másik a légkör által visszasugárzott ( $I \downarrow$ ) hosszuhullámú sugárzás.

$$Rn_s = K \uparrow + K \downarrow, \quad Rn_l = I \uparrow + I \downarrow.$$

A felszíni sugárzásegyenleg ( $Rn$ ):

$$Rn = K \uparrow + K \downarrow + I \uparrow + I \downarrow$$

A sugárzásmérleg meghatározására két lehetséges út kínálkozik. Vagy direkt méréseket alkalmazunk, vagyis egyenként nagy pontossággal mérjük a komponenseket (ezt tettük a dániai mérési expedíción), vagy részben mérjük (ez általában a globálisugárzást jelenti), részben parametrizáljuk a mérlegkomponenseket a standard meteorológiai mérések (hőmérséklet, nedvesség, felhőzet) alapján (*Burridge és Gadd, 1974; Stull, 1988; Mészáros, 2002; Foken, 2006*).

A felszíni energia-mérleg egyenlet 5 tagból áll. Ezek a sugárzási egyenleg ( $Rn$ ), a talajba jutó hőáram ( $G$ ), a szenzibilis hőáram ( $H$ ), a látens hőáram ( $LE$ ) és az egyéb hatásokat (pl. fotoszintézis, advekción), illetve a lezárás bizonytalanságát kifejező tag ( $\Delta$ ) (*Foken, 2006*):

$$Rn = H + LE + G + \Delta.$$

Ilyen bizonytalanság lehet pl. a műszerek különböző magassági szinteken történő elhelyezése, a skálafüggő turbulens kicserélődés, a mérési pontatlanság (*Liebenthal, 2001; Foken, 2008; Moderow et al., 2009*). A tárolási tag ( $\Delta$ ) pozitív, ha hőelnyelés van.

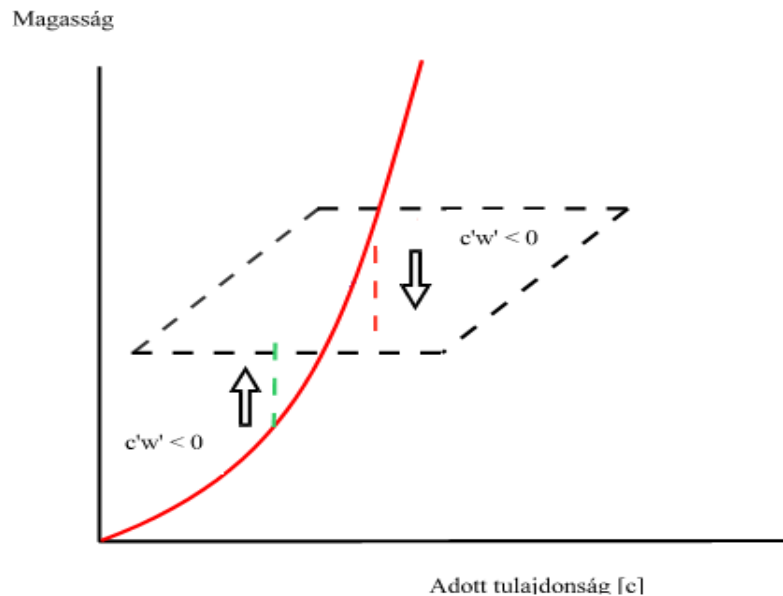
A sugárzásegyenleg és a talajba jutó hőáram különbsége a rendelkezésre álló energia ( $A = Rn - G$ ). A sugárzási egyenleg ( $Rn$ ) és a talajba jutó hőáram ( $G$ ) pozitív, ha lefelé (a felszín felé) irányul, míg a szenzibilis ( $H$ ) és a látens hőáram ( $LE$ ) akkor pozitív, ha a légkörbe (felfelé) szállítódik az energia.

A talajba jutó hőáram ( $G$ ) alapja a molekuláris hővezetés. Ez az áram arányos a talajban uralkodó hőmérsékleti gradienssel, az arányossági tényező az  $a_G$  együttható, ami a molekuláris hővezetési-koefficiens (*Foken, 2006*). Egyes nyári napokon a  $G$  értéke elérheti az  $50\text{--}100 \text{ Wm}^{-2}$ -t is, ahogy azt a mi méréseinkben is látni fogjuk.

$$G = a_G \cdot \frac{\partial T}{\partial z}.$$

## 2.2. A turbulens kicserélődés, turbulens áramok

A felszínközeli rétegben a tulajdonságszállítást (impulzus, hő, anyag) a turbulens örvények végzik. A molekuláris diffúzió csak az alsó néhány mm-es rétegben jelentős. Horizontálisan homogén és izotróp turbulencia feltételezésével élünk. A tulajdonságok csak vertikálisan szállítódnak. A turbulens örvények karakterisztikus mérete arányos a felszín feletti magassággal. A turbulens kicserélődést az 1. ábra szemlélteti.



1. ábra. A turbulens kicserélődés sematikus képe.

A turbulens áramok felírásához a Reynolds-féle átlagolást használjuk (Götz és Rákóczi, 2001). Legyen  $w$  a vertikális sebesség,  $c$  az adott tulajdonság. Teljesül, hogy

$$w = \bar{w} + w', \quad c = \bar{c} + c'.$$

A felülvonás az átlagolást, a vesszős érték az átlagtól vett eltérést, azaz a fluktuációkat jelölik. A vertikális sebesség átlagértékét nullának tekintjük. Mikrometeorológiában általában 15–30 perces átlagolással dolgozunk. A turbulens áramokat többféle módon határozhatjuk meg (Oncley, 2003; Foken, 2006; Weidinger és Bordás, 2007).

Direkt árammérések esetén közvetlenül mérjük mind a vertikális sebesség, mind a  $c$  tulajdonság értékét. Egy-egy örvényen belül határozzuk meg az állapotjelzők gyors változását. A méréssűrűség legalább 10 Hz. A turbulens áram (a vertikális sebesség és a  $c$  tulajdonság kovarianciája,  $F_c$ ) alakja:

$$F_c = \overline{w'c'}.$$

A gradiens-módszer a fluxus-profil analógiát használja fel. Ezt akkor alkalmazzuk, ha a  $c$  tulajdonság mérésére nem áll rendelkezésre gyors szenzor.

$$Fc = K_c \frac{\partial \bar{c}}{\partial z},$$

ahol  $K_c$  a turbulens diffúziós együttható, amit például a Monin-Obukhov-féle hasonlósági elmélet alapján határozunk meg (Práger, 1982; Weidinger et al., 2000; Foken, 2006). Ha több szinten mérünk, akkor a legkisebb négyzetek módszerének alkalmazásával határozzuk meg a turbulencia karakterisztikákat. Ez az ún. profil-módszer (Kramm, 1989).

Gyakran alkalmazzuk a Bowen-arány módszert, de használhatjuk az eddy akkumulációs eljárást, vagy a különböző turbulens áramok spektrális szerkezetének hasonlóságán alapuló eljárásokat is. Itt a lényeg egy-egy aránypár felállítása a  $c$  tulajdonság és a  $H$  szenzibilis hőáram között (Oncley, 2003). *(A szenzibilis hőáram pontosan mérhető szónikus anemométer felhasználásával, s nem követünk el nagy hibát akkor sem, ha az adott nyomanyag turbulens diffúziós együtthatóját a hőkicserélődésre vonatkozó értékkel tesszük egyenlővé.)*

Nézzük meg a különböző turbulens áramok – impulzus ( $\tau$ ), szenzibilis ( $H$ ), latens ( $LE$ ) és a  $c$  nyomanyag ( $Fc$ ) – alakját, a turbulencia karakterisztikákat a direkt árammérések és a gradiens módszer alapján!

$$\tau = -\overline{\rho u'w'} = \rho u_*^2 = \rho K_u \frac{\partial \bar{u}}{\partial z},$$

$$H = \rho c_p \overline{\Theta_v'w'} = -\rho c_p u_* T_* = -\rho c_p K_H \frac{\partial \bar{\Theta}_v}{\partial z},$$

$$LE = \rho L \overline{q'w'} = -\rho L u_* q_* = -\rho K_E \frac{\partial \bar{q}}{\partial z},$$

$$Fc = \rho \overline{c'w'} = -\rho u_* c_* = -\rho K_c \frac{\partial \bar{c}}{\partial z},$$

ahol  $u$ ,  $w$ ,  $\Theta_v$ ,  $q$ ,  $c$  jelöli a horizontális és a vertikális sebességet, a virtuális potenciális hőmérsékletet, a specifikus nedvességet (a vízgőz és a neves levegő sűrűségének a hányadosa) és a vizsgált nyomanyag koncentrációját,  $z$  a magasság,  $\rho$  a sűrűség,  $c_p$  a

nedves levegő állandó nyomáson vett fajhője [J/(kg K)],  $L$  a fázisátalakulási (párolgási) hő,  $K_u$ ,  $K_H$ ,  $K_E$ ,  $K_c$  az impulzusra, szenzibilis hőre, a vízgőzre, illetve a vizsgált nyomanyagra vonatkozó turbulens diffúziós együttható. A felszínközeli réteg turbulens diffúziós folyamataiban

$$K_u < K_H \quad \text{és} \quad K_H \cong K_E \cong K_c.$$

Végül,  $u_*$ ,  $T_*$ ,  $q_*$ ,  $c_*$  a felszínközeli réteg dimenzió-analízis alapján származtatott turbulencia paraméterei a dinamikus sebesség, hőmérséklet, specifikus nedvesség és koncentráció.

### 2.3. A felszínközeli réteg hasonlósági elmélete

A profil-fluxus kapcsolatokat a Monin-Obukhov-féle hasonlósági elmélet írja le talán a legjobban. A következőkben ezzel foglalkozunk (*Práger*, 1982; *Weidinger et al.*, 2000; *Foken*, 2006). Az alapegyenleteink:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = \frac{u_*}{\kappa(z-d)} \varphi_u(\zeta), \quad \frac{\partial \bar{\Theta}}{\partial z} = \frac{T_*}{\kappa(z-d)} \varphi_H(\zeta), \quad \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} = \frac{q_*}{\kappa(z-d)} \varphi_E(\zeta), \quad \frac{\partial \bar{c}}{\partial z} = \frac{c_*}{\kappa(z-d)} \varphi_{Fc}(\zeta),$$

ahol  $\varphi_u(\zeta)$ ,  $\varphi_H(\zeta)$ ,  $\varphi_E(\zeta)$ ,  $\varphi_{Fc}(\zeta)$  az impulzusra, a szenzibilis, illetve a latens hőszállításra, valamint a nyomanyag szállításra vonatkozó – stabilitástól függő – univerzális függvény. A képletben szereplő  $d$  a kiszorítási rétegvastagság. Ez a „megemelt felszín” magassága, ahonnan az érdességi elemek hatása kezdődik. Az elméletben állandó turbulens áramokkal számolunk. Azt feltételezzük, hogy a szélesebbesség a felszín felett  $d + z_0$  szinten válik nullává, ahol a  $z_0$  az érdességi magasság.  $d$  és  $z_0$  értéke a felszínborítottság függvénye (*Huzsvai et al.*, 2005; *Foken*, 2006). A vizsgálatokban, hasonlóan a turbulens diffúziós együtthatóra, feltesszük, hogy  $\varphi_H(\zeta) = \varphi_E(\zeta) = \varphi_{Fc}(\zeta)$ .

Az univerzális függvények alakja a légköri stabilitástól függ (*Weidinger et al.*, 2000; *Foken*, 2006). Itt  $\zeta = (z-d)/L_{Mon}$  dimenzió nélküli magasság: stabilis rétegződés esetén pozitív, labilis rétegződés mellett negatív.  $L_{Mon}$  a Monin-Obukhov-féle hossz:

$$L_{Mon} = \frac{u_*^2}{\kappa \beta T_*},$$



ahol  $\beta$  a stabilitási paraméter, a nehézségi gyorsulás ( $g$ ) és a virtuális potenciális hőmérséklet hányadosa  $\beta = \frac{g}{\Theta_v}$ . A hasonlósági elmélet alapján könnyen felírhatók a turbulens diffúziós együtthatók is:

$$K_u = \frac{\kappa u_* (z-d)}{\varphi_u(\zeta)}, \quad K_H = \frac{\kappa u_* (z-d)}{\varphi_H(\zeta)}.$$

Megadható a dimenzió nélküli magasság és a felszínközeli réteg stabilitását leíró Richardson-szám (Götz és Rákóczi, 1981; Rákóczi, 1988) közötti kapcsolat is:

$$Ri = \beta \frac{\partial \Theta_v / \partial z}{(\partial u / \partial z)^2} = \zeta \frac{\varphi_H(\zeta)}{\varphi_u^2(\zeta)}.$$

A felszínközeli réteg turbulencia paramétereinek a meghatározását és a turbulens áramszámítást a 3. fejezetben mutatjuk be részletesebben.

## 2.4. Az ammónia fluxus meghatározása és jelentősége

Az EU6 NitroEurope program célja, hogy különböző léptékben, a pontszerű, adott vegetációs típusra jellemző nagy pontosságú mérésektől a tájleptékű és a regionális skálán át országos és európai léptéken is meghatározza a nitrogénmérleget, s vizsgálja a mezőgazdasági termelés szerepét az optimális nitrogén-háztartásban. A mezőgazdasági területek nitrogénmérlegének egyik fontos tényezője az ammónia, gondoljunk csak az ökológiai rendszerek nitrogén terhelésében, illetve tápanyagellátásában játszott szerepére (Horváth *et al.*, 2004, 2005). A légköri ammónia legfontosabb forrása a földművelés, a szerves trágya bomlása és a műtrágyázás, hiszen a növénytermesztésben fontos szerepet játszanak a nitrogént tartalmazó vegyületek használata (pl. pétisó). Amikor nem megfelelő a talajban levő nitrogén mennyisége, akkor a növényzetben jelentkeznek a nitrogén hiány tünetei. Ez a növények alsó, idősebb levelein figyelhető meg először, amelyek előbb sárgulni, majd barnulni kezdenek, végül elhalnak. Később már a fiatalabb leveleken is láthatóvá válnak a nitrogénhiány jelei. A haszonnövények termőképessége emiatt jelentősen lecsökkenhet (Prohászka, 1978). Ezeket a tüneteket nitrogén alapú trágyákkal lehet megszüntetni, ami lehet szerves, vagy műtrágya (például: ammónium-nitrát, pétisó). Az ammónia fluxus mérésével megállapítható a szerves, illetve a szervesetlen trágya

felszívódási ideje és hasznosulási rátája is (Horváth *et al.*, 2005). Az ammónia turbulens keveredési folyamatokkal jut a légkörbe. Tartózkodási ideje napos nagyságrendű. A légkörbe került ammónia más savakkal (például: kénsav) érintkezve olyan sókat alkot (például: ammónium-szulfát), amelyek jelentős szerepet játszanak a csapadékképződésben (Geresdi, 2004). A légkörből részben a csapadékkal (nedves ülepedés) részben a turbulens folyamatokkal (száraz ülepedés) kerül ki az ammónia. Olyan felszínek felett, hol nincs legeltetés és trágyázás, az ammónia nettó ülepedését tapasztaljuk. Nagy nitrogénterhelés (trágyázás) mellett emisszió figyelhető meg. Ennek mérésével következtetni tudunk a mezőgazdasági művelés hatékonyságára. Ez volt a célunk az EU4 Graminae programban (Horváth *et al.*, 2004, 2005), amikor egy 6 állomásból álló európai mérőhálózat tagjaként a Hortobágyi Nemzeti parkban (Püspökladány Farkas-sziget) folytattunk méréseket, illetve 2009-ben Dániában, amikor egy tájleptékű nitrogénmérleg modell futtatásához és ellenőrzéséhez végeztünk méréseket egy trágyázott mezőgazdasági terület ammónia hasznosulásáról. A komplex mikrometeorológiai, energiaháztartási és ammónia fluxus méréseket a Szegedi Tudományegyetem Optikai és Kvantumelektronikai Tanszékkal közösen végeztük. Az ammónia koncentráció és gradiens méréseket az általuk fejlesztett fotoakusztikus elven működő műszerrel végeztük. Az új fejlesztésű rendszer előnye a megbízható stabil kalibráció, a széles mérési tartomány (Huszár, 2008; Pogány *et al.*, 2010a). A gradiens módszer alkalmazásával történő fluxus-számítást a következő fejezetben tárgyalom.

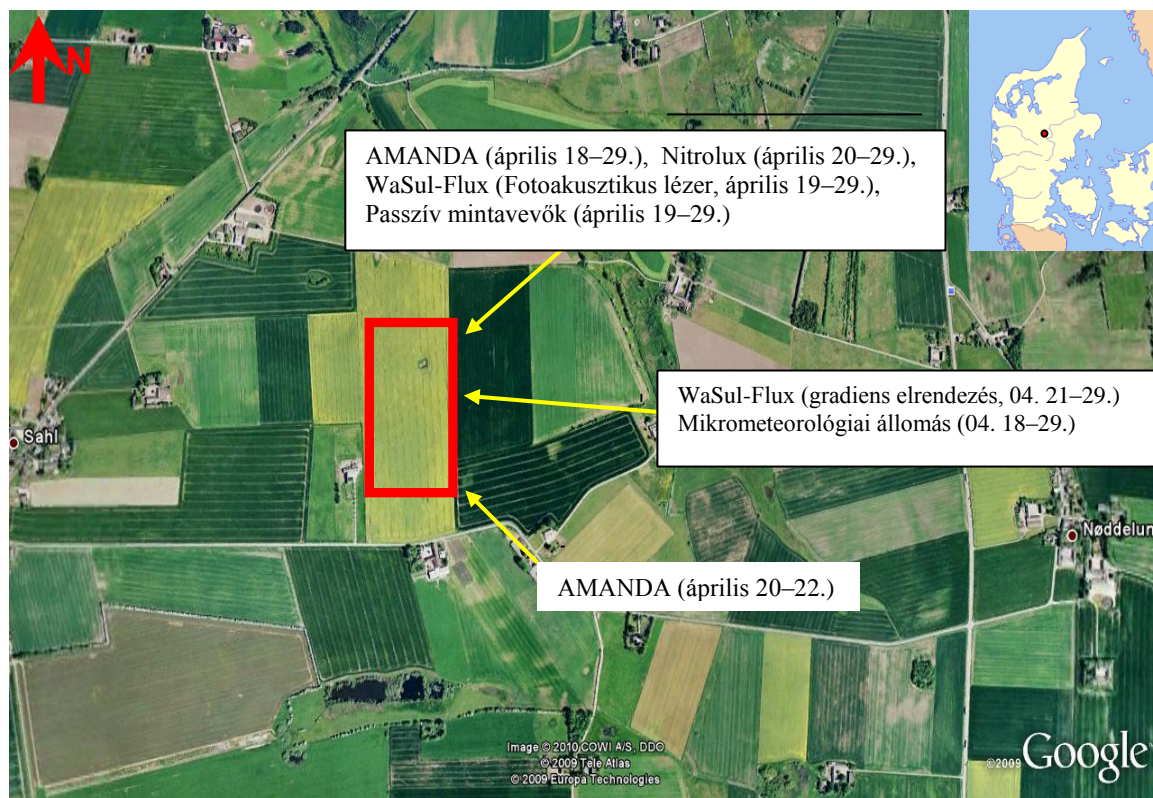
## 3. Anyag és Módszer

### 3.1. A mérés helyszíne

Az EU6 NitroEurope program keretében 2009. április 19. és 29. között került sor a tájleptékű nitrogénmérleg modellezéshez kapcsolódó mérési programra. A mérés Dániában a Bjerringbro várostól délre Sahl községtől nem messze (Közép-Jutland régió) egy mezőgazdasági területen zajlott, ahol nagyrészt repcét, búzát és árpát termesztettek (2. ábra). A mérőhely térségében egy sertéstelep is volt. A cél egy komplex mezőgazdasági terület (szántóterületek, farm, állattartó telepek, kis vízfolyások, rét, erdő) nitrogén-mérlegének vizsgálata. A nemzetközi együttműködésben zajló programban mezőgazdák, ökológusok és környezettudományi szakemberek dolgoztak közösen meteorológusokkal és fizikusokkal.

Különböző módszerekkel mérték az ammónia koncentrációt és ülepedést a teljes hozzávetőlegesen 3 x 2 km-es mintaterületen. Két intenzív mezőgazdasági területet (tavaszi kalászos) jelöltek ki, ahol a trágyázás hatását vizsgálták. Folyamatosan mérték a talaj fizikai paramétereit, nitrogén tartalmát, a NO és N<sub>2</sub>O emisszióját. Mindkét területre szerves trágyát juttattak ki. Mérték a trágyázás időpontját, s folyamatosan követték a területet elhagyó „ammónia felhő” koncentrációját. Két mozgó gépkocsin elhelyezett Nitrolux műszerrel (Sather *et al.*, 2008; von Bobrutzki *et al.*, 2010) mérték a terület körüli ammónia koncentrációt perces bontásban. A két kijelölt szántóterület központi részén helyezték el a mikrometeorológiai műszereket, illetve azokat a gyors szenzorokat, amelyek alkalmasak voltak az ammónia és az N<sub>2</sub>O fluxusának mérésére. A magyarországi műszerek a 2. számú mérőterületről szolgáltatottak információt. Célunk a standard meteorológiai mérések mellett (szélsebesség, szélirány, hőmérséklet, nedvesség, globálsugárzás, légnyomás). A talaj paraméterek (hőmérséklet, nedvesség, talajba jutó hőáram), a sugárzásmérleg komponensek és a felszíni energia mérleg komponensek megadása volt. Két helyen végeztünk ammóniaméréseket az ELTE Meteorológiai Tanszék ammónia mérőjével (AMANDA műszer, Horváth *et al.*, 2005) és a Szegedi Tudományegyetemen fejlesztett fotoakusztikus berendezéssel (Huszár, 2008; Huszár *et al.*, 2008). A mérőhelyen még a Poznani Egyetem Nitrolux műszere, illetve a holland ECN ammónia mérője üzemelt. A koncentrációmérések jó egyezést mutattak (Theobald *et al.*, 2010, Pogány, 2010b,c). A mérési területet, a műszerek elhelyezkedését a 2. és a 3. ábrán szemléltetjük.

A dániai mérési expedíció adatfeldolgozásába 2009. októberében kapcsolódtam be. Feladatom a meteorológiai adatbázis egységes szerkezetének kialakítása, az adatok ellenőrzése volt, de a felszíni energiamérleg és az ammónia fluxus számításában és kiértékelésében is részt vettem (Pogány *et al.*, 2010b,c).

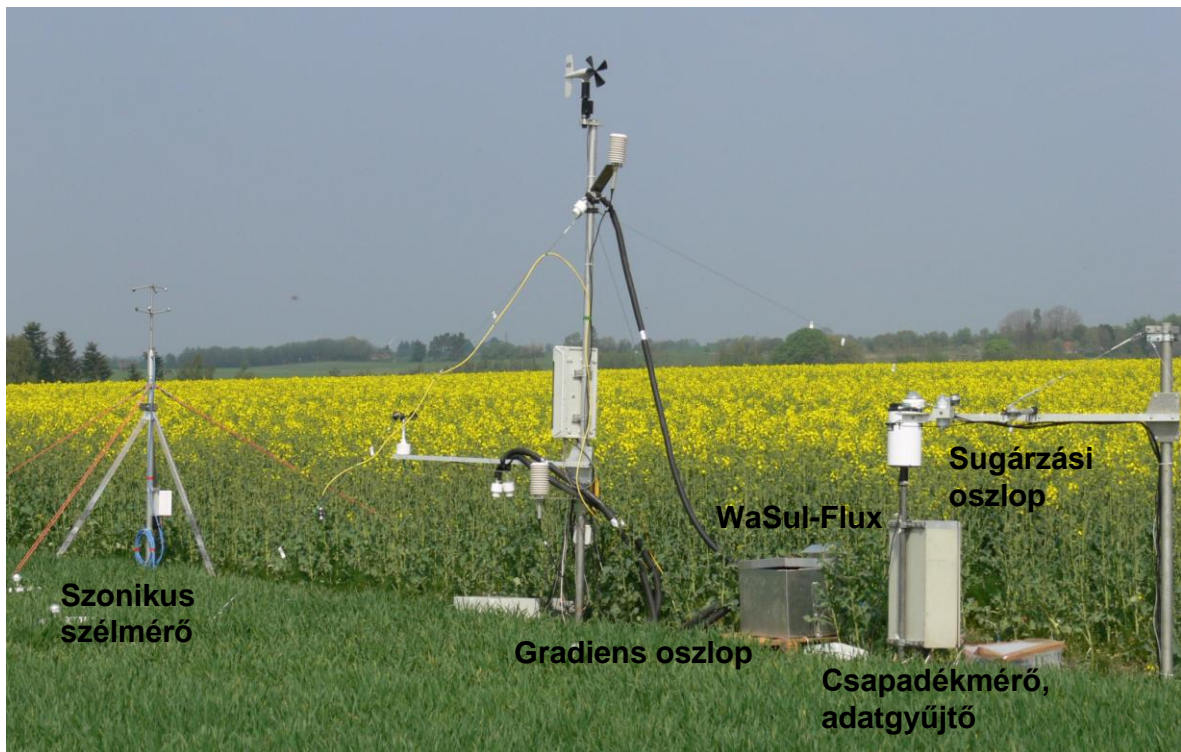


2. ábra. A magyar és a lengyel mérőhely a dániai NitroEurope mérési expedíción. A műszereket a várható nyugatias szélirány szerint helyezték el. A trágyázott gabonaföldön (piros téglalap) az ammónia kibocsátását vizsgáltuk. (AMANDA – ammonia measurement by annular denuder sampling with on-line analyses, *Erisman et al. (2001)*; Wasul-Flux – fotoakusztikus lézer, *Szegedi Tudományegyetem, Huszár et al. (2008)*, Nitrolux – ammónia koncentráció mérő, *von Bobrutzki et al. (2010)*).

### 3.2. A mikrometeorológiai műszeregyüttes

A következőkben a mikrometeorológiai mérések főbb célkitűzéseit, az alkalmazott mérőeszközöket ismertetjük (1. táblázat, 3. ábra). A standard meteorológiai állomások (szinoptikus, illetve éghajlati) mérési programja (szélsebesség, szélirány, hőmérséklet, nedvesség, légnyomás, csapadék, talajhőmérséklet) mellett rögzítettük a sugárzási mérleg komponenseket is. A CNR1 típusú Kipp & Zonen műszer a WMO standard sugárzásmérő

műszere. Egy közös műszertestben elhelyezve négy szenzonnal méri a sugárzási mérleg négy komponensét (bejövő és visszavert rövidhullámú sugárzás, hosszuhullámú „égboltsugárzás” és a hosszuhullámú visszasugárzás). A műszert itt használtuk másodszer. A megbízható gyári kalibráció néhány  $W/m^2$ -es pontosságot biztosított az egyes sugárzási komponensek meghatározásában. Ellenőrzésképpen (nincs-e valamilyen „durva mérési hiba”) egy Schenk pyranométert és a Rebs Q7 sugárzásegyenleg-mérőt is alkalmaztunk. Ezek pontossága kisebb. Mértük a lejövő és a visszavert fotoszintetikusan aktív sugárzást is (2 db Kipp & Zonen, PAR szenzor). A meteorológiai mérőoszlopon helyeztük el a szélesebb, hőmérséklet és nedvesség gradiens mérésére szolgáló műszerpárokat. A Vaisala és a Campbell cég által gyártott, illetve forgalmazott szenzorokat használtunk, amelyek a nemzetközi méréseknél elvárt pontosságot biztosítják.



3. ábra. A mikrometeorológiai műszeregyüttes két különböző érdességű gabonábla határán.

Foglalkoztunk a felszíni paraméterekkel is. Mértük a felszínhőmérsékletet infra-hőmérővel, továbbá rögzítettük a levélnedvesség adatokat Campbell és Bayreuth-típusú műszerekkel (Burkhardt, *et al.*, 2009). A levelek állapota (pl. harmatos, vagy száraz) a későbbi modellezési munkában nyer majd értelmet.

A mérések következő nagy egysége a talaj-energiaháztartásának meghatározására szolgál. Négy szinten mértük a talajhőmérsékletet, két szinten rögzítettük a talajnedvesség

értékeit ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ). A mélyebb talajrétegekbe jutó hőáramot két önkalibráló, Campbell Ltd. által forgalmazott talajhőáram-mérővel követtük.

<b>Műszer neve</b>	<b>Gyártó/ Típus</b>	<b>Darabszám</b>	<b>Magasság</b>
Szónikus anemométer	Metek, USA-1	1	2,35 m
Szélmérő (wind monitor)	Young, 05103	1	3,15 m
Szélmérő (forgókanalas)	Vaisala, WA15	1	0,75 m, 1,22 m
Hőmérséklet és relatív nedvességmérő	Vaisala, HMP45C	2	2,75 m, 0,75 m, majd 0,95 m
Légnyomásmérő	Vaisala	1	1 m
Ammónia gradiensmérő	Wasul-flux, (Szegei Tudományegyetem)	2	2,40 m, 0,95 m
Talajhőmérséklet mérő termisztor	107 Campbell Scientific	4	2 cm, 5 cm, 10 cm, 20 cm
Talajnedvességmérő	CS615 Campbell Scientific	2	5 cm, 10 cm
Önkalibráló talajhőárammérő	Campbell Scientific	2	8 cm
Levélnedvesség-mérő	237 Wetness Sensing Grid, Campbell	1	talajfelszín
Levélnedvesség-mérő	Kísérleti fejlesztés, University of Bayreuth	6	talajfelszín
Csapadékmérő	ARG100 automata, Campbell Scientific	1	1,4 m
Adatgyűjtő terepi számítógép	ELTE Informatikai Kar, fejlesztő: Istenes Zoltán	1	
Adatgyűjtő	CR23X, Campbell Scientific	1	
Multiplexer	AM 416, Campbell Scientific	1	
Automata kamra	Olaszország, Napoli (egyedi fejlesztés)	2	Talajfelszín
Hordozható infra CO <sub>2</sub> /H <sub>2</sub> O analizátor	Li-Cor 840		
Sugárzás-egyenlegmérő	Q7 REBS, Campbell Scientific	1	1,3 m
Globálsugárzás	Schenk GmbH., Wien	1	1,3 m
PAR direkt és reflex	Kipp & Zonen	2	1,3 m
Infra-felszínhőmérő	IRTS-P, Campbell Scientific	1	1,3 m
Négykomponenses sugárzás-egyenlegmérő	CNR1, Kipp & Zonen	1	1,3 m

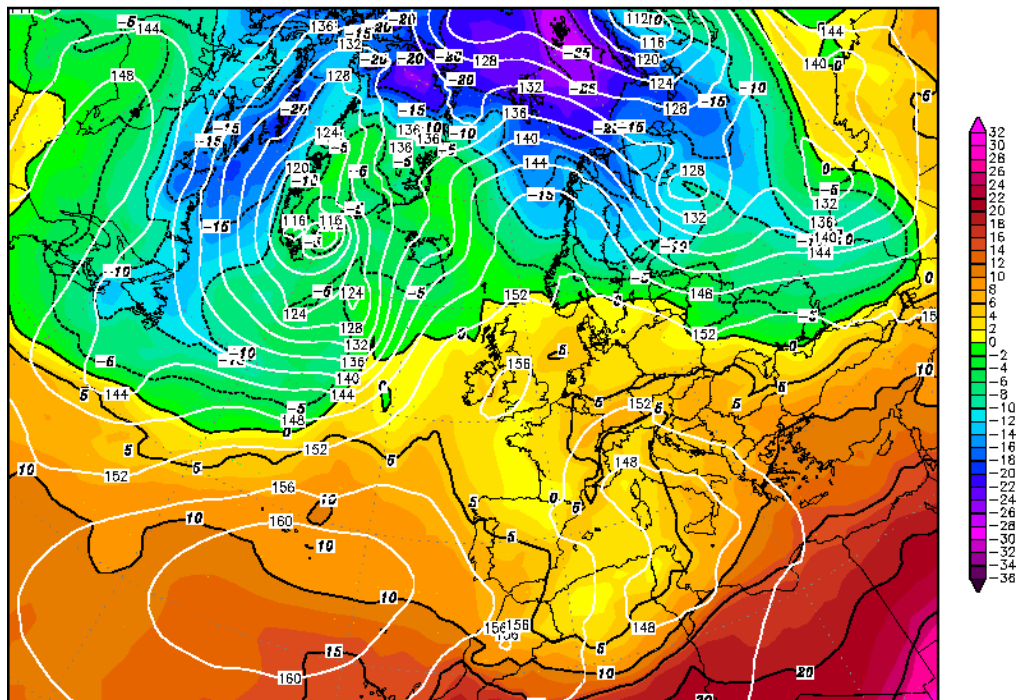
1. táblázat: A dániai mérési expedíció által használt magyar mikrometeorológiai műszeregyüttes.

Külön oszlopon helyeztük el a Metek USA-1 szónikus anemométert, ami 10 Hz-es felbontásban méri a szélesebbesség komponenseket és az ún. szónikus hőmérsékletet. Ezekből az adatokból számítható a szenzibilis és a latens hőáram (*Mauder és Foken, 2004, Foken, 2006, Törék, 2009*). Az ábrán láthatjuk a fotoakusztikus elven működő ammónia-mérő két beszívó csövét is. A turbulens áramokat gradiens módszerrel határoztuk meg. Végeztünk statikus és dinamikus kamrás méréseket az N<sub>2</sub>O és a CO<sub>2</sub> talajáramának meghatározására (*Theobald et al., 2010*), de ezzel a kérdéskörrel itt nem foglalkozunk. Minden nyers adatot rögzítettünk egy terepi számítógépen, illetve a Campbell 23X adatgyűjtőjén. A fluxusokat negyedóránként számítottuk ki, míg a mikrometeorológiai mérésekből 3 adatbázist (1 perces, 10 perces és 15 perces felbontású) készítettünk. Rögzítettük minden elem szórását, illetve az egyes intervallumokban felvett maximális és minimális értékeit. Az általam ellenőrzött és szerkesztett adatbázis az EU6 NitroEurope program adattárának a része.

### **3.3. A Dánia feletti időjárási helyzet 2009. április 19–29.**

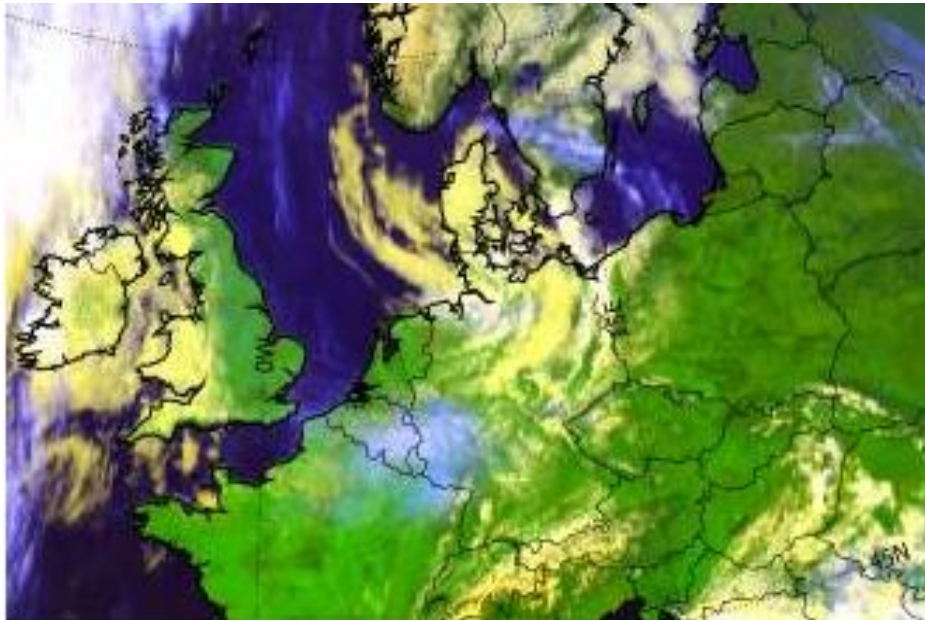
Az expedíció elején (2009. április 19–21.) Dánia felett egy magasnyomású gerinc (anticiklon) húzódott fel, ami jól látható volt, mind a talaj, mind a 850 hPa-os, a 700 hPa-os és az 500 hPa-os szinten (*4. ábra*). Ez gyenge szelet, derült, jó mérési időt jelentett. Ezt követően, április 22-én egy magassági hidegcsepp vonult át a térség felett; emiatt erősen felhős, borult volt az égbolt, csapadék azonban nem hullott (*5. és 6. ábra*). A hidegörvény után egy újabb magassági gerinc (anticiklon) húzódott fel Franciaország térségéből, ami április 25-ig fokozatosan kelet felé helyeződött át, így a dániai mérési terület az időszak végéhez közeledve egyre inkább a Brit-szigetek felett örvénylő markáns teknő előoldalába került. Ennek hatására nyugat felől megnövekedett a közép és magas szintű felhőzet (április 25–28). A mérés szempontjából a szélirány nem volt optimális: a várt nyugatias áramlás helyett inkább délies volt az áramlás, ami csak az utolsó napon változott meg, s fordult kedvezőre. Az expedíció ideje alatt a levegő hőmérsékletének a maximuma értékei általában 15–20 °C, a minimumai pedig -1 és +4 °C közt változtak. A talajmenti fagyok általában derült égbolt és gyenge szél esetén fordultak elő (április 21., 23., 25.).

Init : Mon,20APR2009 06Z Valid: Mon,20APR2009 06Z  
 850 hPa Geopot. (gpm) und Temperatur (Grad C)



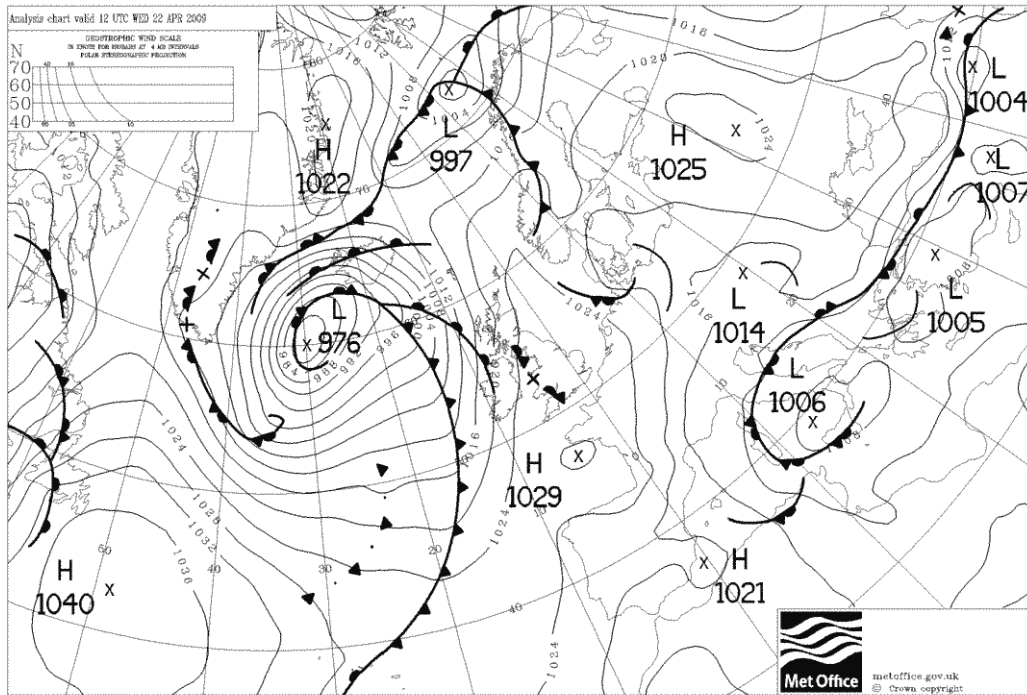
Daten: GFS-Modell des amerikanischen Wetterdienstes  
 (C) Wetterzentrale  
 www.wetterzentrale.de

4. ábra. Az időjárás helyzetkép a 850 hPa-os szinten 2009. 04. 20-án. Megfigyelhető a Dánia felett húzódnó gerinc, illetve a Skandináv-félsziget és Grönland térségében örvénylő markáns, míg a Földközi-tenger feletti sekély teknők ([www.wetterzentrale.de](http://www.wetterzentrale.de)).



5. ábra. A Dánia felett örvénylő hidegcsepp felhőzete 2009. április 22.-én 12 UTC-kor. Az ábrán szereplő műholdkép-kivágat 0,6 µm-es, 0,8 µm-es és 10,8 µm-es tartományban került rögzítésre ([www.en.vedur.is](http://www.en.vedur.is)).





6. ábra. Frontanalízis térkép, 2009. április 22. A Brit-szigetektől nyugatra már láthatóvá válik a mérési expedíció utolsó néhány napjának legmeghatározóbb képződménye, ami egy markáns ciklon. Szembetűnő, hogy a magassági hidegcsepp csak alig válik láthatóvá a légnyomási mezőben (Met Office: [www.metoffice.gov.uk](http://www.metoffice.gov.uk)).

### 3.4. A dániai mérési expedíció adatbázisának felépítése

A meteorológiai műszerek által detektált nyers adatok rögzítésre kerültek. Fontos szempont volt a biztonság. Lehetőség szerint minden adatot legalább két helyre mentettünk (adatgyűjtő terepi számítógép, pendrive, Campbell CR23x adatgyűjtő, az ammóniamérő adatgyűjtője, adattároló és adatfeldolgozó számítógép). Figyeltünk az azonos mérési időpontok beállítására mind az egyes adatgyűjtő-egységek, mind a különböző mérőcsoportok között. Nézzük az adatbázis rendszerezését, az általam végzett munka főbb lépéseit!

1. A hibás mérések kiszűrése – a későbbi felhasználás miatt a nem megfelelő minőségű, téves adatok hibás következtetésekre vezetnek. Ilyen hibaforrás volt, pl.: az alacsony tápfeszültség miatti pontatlan mérés, a szenzorok elmozdítása, áthelyezése, a sugárzásmérők karbantartása, a levélnedvesség-mérő csipeszek áthelyezése, stb.
2. A legfeljebb néhány órás adathiányok lineáris interpolációval történő pótlása – a későbbi feldolgozás során egyszerűbb egy teljes idősorokkal dolgozni, mint külön-

külön hibakódokkal és interpolációval foglalkozni. Ez különösen igaz ökológiai (pl.: növénynövekedési), illetve szennyezőanyag-terjedési modell-futtatásokra.

3. Az 1, 10 és 15 perces átlagolási idejű adatbázisok (átlag, szórás, minimum, maximum értékek) előállítás. A mérési időszak elején az adatgyűjtés 10 perces bontásban folyt, majd a 3. nap után a modellezők kérésére ez 1 percre módosult. A mintavételezés 5 s (a szélmérésnél 2,5 s) volt. *(Természetesen ez nem vonatkozik a szónikus anemométer 10 Hz-es mintavételezésére.)*

### **Adatszűrés**

A mérés elején technikai problémák léptek fel az áramellátást biztosító akkumulátorral. A 12 V-os rendszer áramfelvétele 10 A felett volt, amit nem tudtak biztosítani az akkumulátor-töltők, emiatt a rendszert ki kellett egészíteni. Április 20-án reggel 6 óra 10 perckor a feszültség 10,5 V alá esett, ezt követően egy új áramforrás lett beiktatva, ami 10 óra 50 perctől már stabilan biztosította a zavartalan áramellátást.

Az adatok szűrése során nagy figyelmet kellett szentelni a 2,75 méteres és az alacsonyabb szinten mért hőmérséklet pirkadati és alkonyati értékeire. Ugyanis az árnyékoló lamelláin keresztül az alacsonyabb napálláskor közvetlen besugárzás érheti a szenzort, ami magasabb értéket jelezhet a valósánál.

A relatív nedvesség átvizsgálása során az éjszakai órákban több helyen is megjelent a 100%-os telítettséget pár százalékkal meghaladó érték. Ezeket 100%-kal helyettesítettük.

A nappali órákban a relatív nedvesség néha gyorsan változott. Ez a szélnek köszönhető, ami a mérés tágabb környezetéből könnyen beszállíthatta az eltérő nedvességű levegőt. Az ilyen eseteket természetesen nem szűrtük ki, ugyanis volt rá ésszerű fizikai magyarázat.

A sugázmérők (PAR, Kipp & Zonen) által szolgáltatott adatokban elsősorban az éjszakai órákban volt probléma. Éjszaka nincs rövidhullámú sugárzás, emiatt a napnyugta és a napkelte közti rövidhullámú sugárzási komponenseket nullának vettük (globál, reflex, PAR).

Napközben a felhőzet befolyásolja a sugárzási mérleg komponenseket. Ez okoz hirtelen, de magyarázható változásokat. Ez április 22-én volt a legjobban megfigyelhető, amikor is egy hidegcepp alakította az időjárást (*3. fejezet*).

## Az adathiányok pótlása lineáris interpolációval

Az adatpótlás lineáris-interpolációval történt. A legfeljebb néhány órás hiányok miatt ez megengedhető. Az interpolációt a két határon levő érték súlyozásával végeztük:

$$\hat{X}_{i+j} = \frac{X_i \cdot (N+1-j) + X_{i+N} \cdot j}{N+1},$$

ahol  $X_i$ ,  $X_{i+N+1}$  az interpoláció előtti és utáni első mért érték,  $N$  az adathiány száma,  $\hat{X}_{i+j}$  az interpolált érték ( $1 \leq j \leq N$ ).

## Az 1, 10 és 15 perces mikrometeorológiai adatbázis előállítása

A mérési expedíció során először 10 perces, majd április 23-án 10:00-tól perces adatgyűjtésre térünk át. Az ammónia koncentráció térbeli modellezéséhez szükséges szélmező felbontása követelte meg az átállást. Az átlagos meteorológiai állapotjelzők értékének és gradiensének a meghatározásához, így a turbulens áramok számításához a 15 perces adatbázis a megfelelő. A meteorológiai gyakorlat (szinoptikus állomások) pedig a 10 perces átlagolást részesítik előnyben. Ezeknek az igényeknek a kielégítésére készítettük el a három folytonos, ellenőrzött adatbázist (átlagok, maximum, minimum és szórás értékek minden meteorológiai elemre).

Első lépésként a perces adatbázisait (átlag, minimum, maximum) állítottuk elő egy Microsoft Visual Basic környezetben megírt program segítségével, ahol felhasználtuk az előző pontban bemutatott lineáris-interpolációt. Itt felmerült a 10 perces átlagértékek elhelyezése a 10 perces intervallumon belül. A problémát úgy oldottuk meg, hogy a 10 perces átlagos értékeket a tíz perces intervallum közepére tettük. Így a perces adatbázis április 18-án 23 óra 56 perccel indult. A közbülső értékeket interpoláltuk (két 10 perces átlag közötti értékek). Így egy simított (perces felbontású) mezőt kaptunk, de ez érthető, hiszen egy ritkább adathalmazból nem tudunk megbízhatóan következtetni a részletesebb felbontásra. Hasonlóan jártunk el a 10 perces maximumok és a minimumok „leskálázásában” is. Az adatbázisban az április 23-án 10 óra 01 perctől már a meglévő perces adatok kerültek be.

A 10 perces adatbázis előállítása már egyszerű volt. Ebben az esetben már az egy perces adatokból egy átlagszámítással adódtak az átlagok, s a perces minimumok és maximumok szélsőértékeinek a megkeresése sem bonyolult feladat Visual Basic nyelven.

Az adatbázis elején a régi mért 10 perces adatokat megtartottuk. A 15 perces adatbázisban természetesen a 15 percre átlagolt perces adatok, kerültek, illetve az adott 15 percben az abszolút minimumok, illetve maximumok adták a szélsőértékeket. A meteorológiai állapotjelzők átlagos meneteit *Pogány et al.* (2010b,c) poszterein mutattuk be, amelyeknek társszerzője voltam.

### A szélirány, szélsébség meghatározása

A szélirány egy körkörös valószínűségi változóként kezelhető. Ezt figyelembe kell venni, amikor egy időszakra vonatkozó átlagos szélsébséget és szélirányt határozzuk meg (*EPA*, 1987). Meteorológiában szélirányon azt az irányt értjük, amely felől fúj a szél. A szélirányt fokokban mérjük. Szélcsend esetén nincs értelme szélirányról beszélni, így ahhoz a 0°-os szélirányt rendeljük.

Északi	360°	Déli	180°
Északkeleti	45°	Délnyugati	225°
Keleti	90°	Nyugati	170°
Délkeleti	135°	Északnyugati	315°

2. táblázat. A szélirány és az égtájak kapcsolata

A meteorológiában beszélünk átlagos szélsébségről (általában 10 perces átlagérték) és a szél lökésességéről, ami a maximális szellökést jelenti. E mögött is van egy időbeli átlagolás, ami ~2 s. Ezt az a meteorológiai elemek maximális értékeit tartalmazó adatsor tartalmazza. Nálunk az átlagolási idő 2,5 s volt.

Amikor az 1 perces adatokból származtattuk a 10, illetve 15 perces átlagértékeket, akkor a szélvektorok vektori átlagaiból kapott szélsébséget és -irányt írtuk az adatbázisba. A számítás során a trigonometrikus szögfüggvények segítségével meghatároztuk minden percben az  $u$  és  $v$  sebességkomponenst. A meteorológiában a koordináta-rendszer  $x$  tengelye keletre,  $y$  tengelye északra mutat. Nézzük a szélkomponenseket szektoronként!

1. szektor  $0^\circ < \varphi < 90^\circ$

$$\alpha = \pi \cdot \frac{\varphi}{180^\circ}, \quad u = -\sin(\alpha) \cdot V, \quad v = -\cos(\alpha) \cdot V.$$

2. szektor  $90^\circ \leq \varphi < 180^\circ$

$$\alpha = \pi \cdot \frac{180^\circ - \varphi}{180^\circ}, \quad u = -\sin(\alpha) \cdot V, \quad v = \cos(\alpha) \cdot V.$$

3. szektor  $180^\circ \leq \varphi < 270^\circ$

$$\alpha = \pi \cdot \frac{\varphi - 180^\circ}{180^\circ}, \quad u = \sin(\alpha) \cdot V, \quad v = \cos(\alpha) \cdot V.$$

4. szektor  $270^\circ \leq \varphi \leq 360^\circ$

$$\alpha = \pi \cdot \frac{360^\circ - \varphi}{180^\circ}, \quad u = \sin(\alpha) \cdot V, \quad v = -\cos(\alpha) \cdot V.$$

5. szélcsend  $0^\circ$

A fenti képletekben:  $\varphi$  a szélirány [ $^\circ$ ],  $\alpha$  a konvertált szélirány [radián],  $V$  a perces átlagos szélssebesség [m/s]. Az  $u$  és  $v$  komponensek vektori átlaga adja a 10 és 15 perces átlagos szélssebességet,  $\bar{V} = (\bar{u}^2 + \bar{v}^2)^{1/2}$ . Az átlagos szélssebesség komponensek  $(\bar{u}, \bar{v})$  ismeretében egy egyszerű konverziós eljárással adjuk meg a jellemző szélirányt. A szélcsenddel együtt összesen kilenc esetet különíthetünk el:

1. Szélcsend, ekkor mindkét komponens: 0 m/s.

2. Az ÉK-i szektor, ekkor az egyik szélkomponens É-i, míg a másik K-i irányból fúj:

$$\bar{u} < 0, \bar{v} < 0, \quad \alpha = \left| \frac{\bar{u}}{\bar{v}} \right|, \quad \varphi = 180^\circ \cdot \frac{\arctg(\alpha)}{\pi}.$$

3. A K-i szél esetén:  $\varphi = 90^\circ$ .

4. A DK-i szélnél:  $\bar{u} < 0, \bar{v} > 0$ ,  $\alpha = \left| \frac{\bar{u}}{\bar{v}} \right|$ ,  $\varphi = 180^\circ - \left( \frac{180^\circ \cdot \arctg(\alpha)}{\pi} \right)$ .

5. A déli irányból fújó szélnél:  $\varphi = 180^\circ$ .

6. A DNy-i szél délies és nyugatias komponensből tevődik össze:  $\bar{u} > 0, \bar{v} > 0$ ,  $\alpha = \left| \frac{\bar{u}}{\bar{v}} \right|$ ,

$$\varphi = 180^\circ + \left( \frac{180^\circ \cdot \arctg(\alpha)}{\pi} \right).$$

7. Nyugatról fújó szél esetén:  $\varphi = 270^\circ$ .

8. ÉNy-i a szél esetén a szél nyugati és északi komponensből áll:  $\bar{u} < 0, \bar{v} > 0$ ,  $\alpha = \left| \frac{\bar{u}}{\bar{v}} \right|$ ,

$$\varphi = 360^\circ - \left( \frac{180^\circ \cdot \arctg(\alpha)}{\pi} \right).$$

9. Északi szél esetén:  $\varphi = 360^\circ$ .

## A szórás-adatbázis

A mért meteorológiai elemek szórása is rögzítésre került. Az átlagértékek és a szórások ismeretében határoztuk meg a különböző átlagolási idejű adatsorok jellemző szórásait. Tekintsünk egy  $M$  hosszúságú adatsort, amit  $l$  darab  $n$  hosszúságú részre bontunk:

$$M = l \times n .$$

A belső szórás ( $\sigma_b$ ) nem más, mint az  $n$  hosszúságú részintervallumon belüli szórás. A külső szórás ( $\sigma_k$ ) pedig az  $M$  hosszúságú adatsorban szereplő  $l$  darab intervallum átlagértékeinek ( $l$  adatból számolt) szórása.

$$\sigma_k = \left( \frac{1}{l-1} \sum_{i=1}^l (x_i - \bar{x}_i)^2 \right)^{1/2} ,$$

ahol  $x_i$  az  $i$ -edik ( $l$  hosszúságú) részintervallumban az adott meteorológiai állapotjelző ( $x_{i,j}$ ,  $i = 1, 2, \dots, l$ , illetve  $j = 1, 2, \dots, n$ ) átlaga:

$$x_i = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n x_{i,j} .$$

A belső szórásnégyzet az egyperces részintervallumokban végzett mérések alapján számítható az adatgyűjtő standard programjával. Azonos hosszúságú részintervallumok esetén a teljes szórásnégyzet ( $\sigma_T^2$ ) a belső és külső szórásnégyzetek összege.

$$\sigma_T^2 = \sigma_b^2 + \sigma_k^2 .$$

A mérés elején 10 perces átlagolási idővel dolgoztunk. Ekkor adott volt a 10 perces szórás, valamint megbecsültük az egy perces átlagértékeket is. Így durva becslést adhattunk külső szórásra is. E két adat birtokában a fenti összefüggés alapján becsülhettük az 1 perces belső szórás adatokat. Ezután a perces adatbázis alapján kiszámítottuk a 15 perces átlagolás esetén kapott szűrésokat is. Az expedíció második részében már perces bontásban rögzítettük az adatokat, így a belső szórást is. Ezekből egyszerűen számítható a 10 és a 15 perces teljes szórás ( $\sigma_T$ ).

### 3.5. A nedves levegő mérőszámai

A turbulens áramok meghatározásában a nedves levegővel dolgozunk. E részben a számításokhoz szükséges alapvető nedvességi karakterisztikákat tekintjük át *Götz* és *Rákóczi* (1981) dinamikus meteorológiai tankönyve alapján. Mértük a légnyomás, a hőmérséklet és a relatív nedvesség értékeit. Ezekből könnyen kiszámítható a gőznyomás a Magnus-Tettens formula segítségével a hőmérséklet ( $t$  [°C]) és a relatív nedvesség ( $f$  [%]) ismeretében

$$e = f \cdot e_s(t) / 100 = 0,01 \cdot f \cdot 6,11 \cdot 10^{\frac{at}{b+t}},$$

ahol  $a = 7,5$ ;  $b = 237,3$  °C. A latens hőáram számításánál a kicserélődő tulajdonság a specifikus nedvesség ( $q$ ), megadja, hogy az egységnyi tömegű nedves levegőben mennyi vízgőz található. Dimenziója: [kg kg<sup>-1</sup>].

$$q = \frac{0,622 \cdot e}{p - 0,378 \cdot e}.$$

A virtuális hőmérséklet ( $T_v$  [K]) az a hőmérséklet, amit a rendszer felvenne, ha nyomása és sűrűsége megegyezne az adott nedves levegő nyomásával és sűrűségével. Segítségével a nedves levegő helyett száraz levegővel dolgozhatunk.

$$T_v = T \cdot (1 + 0,608 \cdot q).$$

A nedves levegő specifikus gázállandója ( $R_m$  [J/kg K]):

$$R_m = R_d \cdot (1 + 0,608 \cdot q).$$

A nedves levegő állandó nyomáson vett fajhője:

$$c_{pm} = c_{pd} \cdot (1 + 1,846 \cdot q).$$

A nedves levegő sűrűsége:

$$\rho = \frac{p}{R_d \cdot T_v},$$

ahol  $R_d$  a száraz levegő specifikus gázállandója (287 J/kg K),  $c_{pd}$ , a száraz levegő állandó nyomáson vett fajhője (1005 J/kg K),  $p$  a légnyomás Pa-ban.

### 3.6. A felszíni energiamérleg komponensek számítása

E részben áttekintjük az energiamérleg komponensek meghatározására alkalmazott módszereket. A sugárzásmérleg komponensek meghatározásával itt nem foglalkozunk, hiszen a CNR1 műszer megbízható adatokat szolgáltatott. A parametrizációs eljárások iránt érdeklődőknek *Ács* és *Hantel* (1998), *Mészáros* (2002), *Foken* (2006) munkáját ajánljuk. A következő részben a talajhőáram meghatározásával, majd a turbulens áramokkal foglalkozunk. Mezőgazdasági terület felett mértünk. A lezárási bizonytalanságból származó tagot ( $\Delta$ ) külön nem elemezzük. E témakörben *Foken* (2008) és *Moderow et al.*, (2010) cikkeire hívjuk fel a figyelmet.

### 3.7. A talajba jutó hőáram számítása

A Naptól érkező rövidhullámú sugárzás hatására a felszín felmelegszik. A beérkező energia egy része elnyelődik a talajban, a másik része visszaverődik. A talaj felszíne hosszuhullámú kisugárzás révén is vesz energiát. A talajba jutó hőáram napi menete a mélységgel csökken, s az egyre mélyebben fekvő rétegekben egy fáziseltolódás figyelhető meg. Amíg a felszín közelében kora délután mérjük a legnagyobb hőáramot, addig a 20 cm-es rétegben már késő délután. Ez a talaj hővezetésének a következménye (*Götz* és *Rákóczi*, 1981). A felszínhez közeli 0–5 cm-es rétegben jelentős akár napi 15°C-os hőmérsékleti menetet is mérhetünk, míg a mélyebb 20 cm-es rétegben ez az érték már legfeljebb 5 °C körüli. A talajba jutó hőáram megadására számos lehetőség található a szakirodalomban (*Liebenthal et al.*, 2005; *Foken*, 2006; *Liebenthal* és *Foken*, 2007). E módszerek közül néhány fontosabbat ismertetünk.

A talajba jutó hőáramot legegyszerűbben méréssel határozzuk meg. Ekkor a talajba egy, vagy több hőárammérő lapka kerül elhelyezésre. A hőárammérő lapka feletti talajréteg hőforgalmát azonban mérni kell. Megjegyezzük, hogy a felszínhez 1 cm-nél közelebb általában nem helyezik el a mérőelemeket. A kis vastagság, a növénytakaró, s így a lokális inhomogenitás bizonytalanná teheti a mérést. Általában nagyobb mélységbe (5–10 cm) helyezik el a hőárammérőket. A mi esetünkben ez a mélység 8 cm volt és 2 hőáram mérővel dolgoztunk. A hőárammérő lapka alsó és felső lemezborítása között a két eltérő hőmérséklet miatt gyenge termofeszültség lép fel ([www.middletonsolar.com](http://www.middletonsolar.com)). Az adott talajmélység hőmérsékletének időbeli változásából a talaj hőraktározása kiszámolható. Az így előállított értékekből a talajhőáram már egy egyszerű számítással adódik (*Liebenthal*, 2005):



$$G = \frac{U_{Hfp}}{c_{Hfp} f_P} + \frac{\partial S}{\partial t}, \quad \frac{\partial S}{\partial t} = \int_0^{z_r} c_v \frac{\partial T}{\partial t} dz.$$

A fentebbi egyenletekben az  $U_{Hfp}$  a lapka kimeneti feszültségét, a  $c_{Hfp}$  a lapka kalibrációs faktorát, az  $f_P$  a Philip-korrekciót, a  $c_v$  a talaj állandó térfogaton vett hőkapacitását, az  $S$  a felső talajréteg hőtárolását jelenti, míg  $z_r$  a műszer mélységét,  $t$  az időt jelöli. A Philip-korrekció függ a lapka és a talaj hővezetésétől, illetve a mérőeszköz geometriai adataitól.

A talajba jutó hőáram meghatározható a talajban a különböző mélységeken elhelyezett hőmérők segítségével is, miközben felhasználjuk az előbbi talajhőtárolás értékét. A talajban levő kimért hőmérsékleti profilt előbb extrapolálni kell a felszínig ahhoz, hogy a  $\frac{\partial T}{\partial z}$  értéke előállhasson (Liebethal, 2005, Foken, 2006):

$$G = -\lambda_s \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{\partial S}{\partial t},$$

ahol  $\lambda_s$  a talaj hővezetési együtthatója.

A dániai mérési expedíció során a mélyebb talajrétegekbe jutó hőáramot két hőárammérő lapkával mértük. A gyári kalibrációt használtuk, így a módszer által szolgáltatott feszültségből egyszerűen számíthattuk az értékeket  $W m^{-2}$  egységben. Mértük a talajnedvességet, ami a száraz talaj sűrűségének és térfogati hőtárolási együtthatójának ismeretében mér elég a nedves talaj hőtárolásának a meghatározására. Négy szintben rögzítettük a talaj hőmérsékletet. Ennek ismeretében egy harmadfokú polinom illesztésével cm-es rétegenként határoztuk meg a réteg fajhőjét és hőmérsékletváltozását az egyes 15-perces intervallumokra. Ebből mér becsülhető a felsőbb rétegek hőtárolása ( $G_s$ ). Ehhez hozzáadva a mélyebb rétegek felé történő hőáramot ( $G_d$ ), amit a hőárammérő lapkával mérünk, megkapjuk a felszínről a talajba jutó hőáramot.

$$G = G_s + G_d, \quad G_s = \sum_i c_i m_i (\Delta T_s)_i,$$

ahol  $c_i$ ,  $m_i$ ,  $(\Delta T_s)_i$  rendre az  $i$ -edik talajréteg (a mi esetünkben 1 cm vastagságú) fajhője, tömege és hőmérsékletváltozása a vizsgált időintervallumban (itt 15 perc). A talaj paramétereit Sather et al. (1998) cikkéből vettük.

### 3.8. A turbulensáramok számítása

#### Eddy-kovariancia módszer

A Metek USA-1 szónikus anemométer adataiból 15 percenként határoztuk meg az impulzus és a szenzibilis hőáramot. Elvégeztük a nyers adatok szűrését. A kiugró pillanatnyi értékeket (a szórás négyszeres értékénél nagyobb eltérések a várható értéktől) kiszűrte a Fortran nyelven írt program. A várható érték becslésénél lineáris trendszűrészt. Az átlagos vertikális sebességet a 2D koordináta-rendszer forgatással tették nullává. Nem alkalmazták a Schotanus-korrekción a szenzibilis hőáramra, illetve a spektrális Moor-féle korrekciót (Weidinger et al., 1999; Barcza, 2001; Mauder és Foken, 2004; Török, 2009). Korábbi tapasztalatok alapján e két ellentétes irányú korrekció jó közelítéssel kiegyenlíti egymást, s a latens hőáram mérések sem álltak rendelkezésre, a számított Bowen-arány pedig sok esetben hibával terhelt (pl. kis hőmérséklet és nedvességkülönbségek esetén). A vizsgálataiban felhasználtam a már kiszámított impulzus és szenzibilis hőáramot.

A szónikus anemométer mérési sora a terepi számítógép és a tápellátás problémái miatt nem teljes. Nem volt direkt latens hőárammérés sem. Ezért a folyamatosan rendelkezésre álló gradiens-mérésekből számolt turbulens áramokat – a szektoronkénti (45°) kiszorítási rétegvastagság meghatározásán keresztül – illesztettük a direkt árammérésekhez, oly módon, hogy a gradiens módszerrel számított szenzibilis hőáram négyzetes átlagban a lehető legjobban illeszkedjen a direkt árammérésekhez.

#### Gradiens módszer

A Monin-Obukhov-féle hasonlósági elmélet alapegyenleteit már felírtuk az előző fejezetben. Most az univerzális függvények alakjával, illetve az alapegyenletek integrál alakjával ismerkedünk meg. Azt nézzük, hogy a szélsősebesség, hőmérséklet, specifikus nedvesség és az NH<sub>3</sub> koncentrációkülönbség ismeretében hogyan adhatók meg az áramok. Kiindulási egyenleteink:

$$\bar{\Delta u} = \bar{u}_2 - \bar{u}_1 = \frac{u_*}{\kappa} \int_{z_1-d}^{z_2-d} \varphi_u(z-d) d \ln(z-d) = \frac{u_*}{\kappa} \int_{\zeta_1}^{\zeta_2} (1 - (1 - \varphi_u(\zeta))) d \ln \zeta = \frac{u_*}{\kappa} \int_{\zeta_1}^{\zeta_2} (1 - f_u(\zeta)) d \ln \zeta ,$$

ahol:  $\zeta = z - d$  a dimenzió nélküli magasság,  $f_u(\zeta) = 1 - \varphi_u(\zeta)$  az itt alkalmazott univerzális függvény. Az univerzális függvények alkalmazásának gazdag irodalma van. Stabilis

esetben ( $\zeta > 0$ ) általában logaritmikus lineáris, labilis esetben ( $\zeta < 0$ ) hatványkitevős függvényeket használnak.

Nézzük a fenti egyenlet integrálját!

$$\Delta \bar{u} = \frac{u_*}{\kappa} \left[ \ln \frac{\zeta_2}{\zeta_1} - (\Psi_u(\zeta_2) - \Psi_u(\zeta_1)) \right], \quad \text{ahol} \quad \Psi(\zeta) = \int f_u(\zeta) d \ln \zeta + const .$$

Hasonló összefüggések írhatók fel a hő, a nedvesség és a nyomanyag áramra.

$$\Delta \bar{\Theta}_v = \frac{T_*}{\kappa} \int_{\zeta_1}^{\zeta_2} \varphi_H(\zeta) d \ln \zeta = \frac{T_*}{\kappa} \left[ \ln \frac{\zeta_2}{\zeta_1} - (\Psi_H(\zeta_2) - \Psi_H(\zeta_1)) \right],$$

$$\Delta \bar{q} = \frac{q_*}{\kappa} \int_{\zeta_1}^{\zeta_2} \varphi_E(\zeta) d \ln \zeta = \frac{q_*}{\kappa} \left[ \ln \frac{\zeta_2}{\zeta_1} - (\Psi_E(\zeta_2) - \Psi_E(\zeta_1)) \right],$$

$$\Delta \bar{c} = \frac{c_*}{\kappa} \int_{\zeta_1}^{\zeta_2} \varphi_{Fc}(\zeta) d \ln \zeta = \frac{c_*}{\kappa} \left[ \ln \frac{\zeta_2}{\zeta_1} - (\Psi_{Fc}(\zeta_2) - \Psi_{Fc}(\zeta_1)) \right].$$

A gradiens Richardson-szám is egyszerűen felírható:

$$Ri = \frac{g}{\Theta_v} \frac{\Delta \Theta_v}{(\Delta u)^2} \Delta z = \frac{\Delta z}{L_{Mon}} \frac{\ln(\zeta_2/\zeta_1) - (\Psi_H(\zeta_2) - \Psi_H(\zeta_1))}{[\ln(\zeta_2/\zeta_1) - (\Psi_u(\zeta_2) - \Psi_u(\zeta_1))]^2}.$$

A fenti egyenlet alapján  $\Psi_u$  és  $\Psi_H$  ismeretében már megoldható a fenti egyenlet egy iterációs eljárással (nem minden esetben létezik analitikus megoldás). Ha ismerjük  $L_{Mon}$  értékét és az univerzális függvények integrál alakját, akkor már egyszerű dolgunk van:  $u_*$ ,  $T_*$ ,  $q_*$ ,  $c_*$  ismeretében már megadhatók a turbulens áramok is (Weidinger et al., 2000):

$$u_* = \frac{\kappa \Delta \bar{u}}{\ln \frac{\zeta_2}{\zeta_1} - (\Psi_u(\zeta_2) - \Psi_u(\zeta_1))}, \quad T_* = \frac{\kappa \Delta \bar{\Theta}_v}{\ln \frac{\zeta_2}{\zeta_1} - (\Psi_H(\zeta_2) - \Psi_H(\zeta_1))},$$

$$q_* = \frac{\kappa \Delta \bar{q}}{\ln \frac{\zeta_2}{\zeta_1} - (\Psi_E(\zeta_2) - \Psi_E(\zeta_1))}, \quad c_* = \frac{\kappa \Delta \bar{c}}{\ln \frac{\zeta_2}{\zeta_1} - (\Psi_{Fc}(\zeta_2) - \Psi_{Fc}(\zeta_1))},$$

továbbá az előző fejezet alapján:

$$\tau = \rho u_*^2, \quad H = -\rho c_p u_* T_*, \quad LE = -\rho L u_* q_*, \quad Fc = -\rho u_* c_*.$$

A fenti egyenletekben kihasználjuk, hogy a hőre, a nedvességre és a nyomanyag áramokra ugyanolyan alakú univerzális függvényeket alkalmazunk, így azok integrálja is megegyezik, vagyis:

$$\Psi_H(\zeta) = \Psi_E(\zeta) = \Psi_{Fc}(\zeta).$$

Az 1 és a 2 index jelöli a két mérési szintet, ami függ a mért meteorológiai elemtől. Megjegyezzük, hogy itt a magasság helyett a kiszorítási rétegvastagsággal csökkentett értékkel számolunk ( $z_1 - d$ ,  $z_2 - d$ ). Vizsgálatainkban három különböző univerzális függvény együttest alkalmaztunk (3. táblázat).

A függvény típusa	Stabilis rétegződés ( $\zeta > 0$ )	Labilis rétegződés ( $\zeta < 0$ )
Dyer (1974) $\kappa = 0,41$	$\varphi_u(\zeta) = \begin{cases} 1 + 5\zeta, & \text{ha } 0 \leq \zeta \leq 2 \\ 11, & \text{ha } 2 \leq \zeta \end{cases}$ $\varphi_H(\zeta) = \begin{cases} 1 + 5\zeta, & \text{ha } 0 \leq \zeta \leq 2 \\ 11, & \text{ha } 2 \leq \zeta \end{cases}$	$\varphi_u(\zeta) = (1 - 16\zeta)^{-1/4}$ $\varphi_H(\zeta) = (1 - 16\zeta)^{-1/2}$
Högström (1988) $\kappa = 0,40$	$\varphi_u(\zeta) = \begin{cases} 1 + 4,8\zeta, & \text{ha } 0 \leq \zeta \leq 2 \\ 10,6, & \text{ha } 2 \leq \zeta \end{cases}$ $\varphi_H(\zeta) = \begin{cases} 0,95(1 + 5,26\zeta), & \text{ha } 0 \leq \zeta \leq 2 \\ 10,94, & \text{ha } 2 \leq \zeta \end{cases}$	$\varphi_u(\zeta) = (1 - 19,3\zeta)^{-1/4}$ $\varphi_H(\zeta) = 0,95(1 - 11,6\zeta)^{-1/2}$
Weidinger et al, (2000) $\kappa = 0,40$	$\varphi_u(\zeta) = \begin{cases} 1 + 5,5\zeta, & \text{ha } 0 \leq \zeta \leq 2 \\ 12, & \text{ha } 2 \leq \zeta \end{cases}$ $\varphi_H(\zeta) = \begin{cases} 1 + 7,5\zeta, & \text{ha } 0 \leq \zeta \leq 2 \\ 16, & \text{ha } 2 \leq \zeta \end{cases}$	$\varphi_u(\zeta) = (1 - 16\zeta)^{-1/4}$ $\varphi_H(\zeta) = (1 - 12,5\zeta)^{-1/2}$

3. táblázat. Az univerzális függvények alakja stabilis és labilis rétegződés esetén.

Stabilis esetben ( $\zeta < 2$ ) logaritmusos lineáris profil alkalmazásával éltünk, e felett pedig az univerzális függvényeket állandónak tekintettük. Ez egy rögzített kritikus Richardson-szám alkalmazását jelenti. Ilyen esetekben a turbulens áramok már nullához tartanak. Labilis esetben hatványkitevős profilokkal dolgozunk. A három univerzális függvény együttes közül legtöbbször a Dyer (1974) által adott formulát alkalmazzák.

Az egyes függvénytípusok integrál alakját a 4. táblázatban közöljük Foken (2006) alapján.

A függvény típusa	Integrál alak
$\varphi_u(\zeta) = \varphi\left(\frac{z-d}{L_{Mon}}\right)$	$\int_{z_1-d}^{z_2-d} \varphi(z-d) d \ln(z-d) = \ln \frac{z_2-d}{z_1-d} - (\Psi(z_2-d) - \Psi(z_1-d))$
$\varphi = a_0$	$a_0 \ln \frac{z_2-d}{z_1-d}$
$\varphi\left(\frac{z-d}{L_{Mon}}\right) = a_1 \left(1 + b_1 \frac{z-d}{L_{Mon}}\right)$	$a_1 \ln \frac{z_2-d}{z_1-d} + a_1 b_1 \frac{z_2-z_1}{L_{Mon}}$
$\varphi\left(\frac{z-d}{L_{Mon}}\right) = a_2 \left(1 - b_2 \frac{z-d}{L_{Mon}}\right)^{-1/2}$	$a_2 \left[ \ln \frac{z_2-d}{z_1-d} - \left( 2 \ln \frac{1+x_2}{1+x_1} \right) \right]$ , ahol $x = \left(1 - b_2 \frac{z-d}{L_{Mon}}\right)^{1/2}$
$\varphi\left(\frac{z-d}{L_{Mon}}\right) = a_3 \left(1 - b_3 \frac{z-d}{L_{Mon}}\right)^{-1/4}$	$a_3 \left[ \ln \frac{z_2-d}{z_1-d} - \left( 2 \ln \frac{1+y_2}{1+y_1} + \ln \frac{1+y_2^2}{1+y_1^2} - 2 \operatorname{arc} \operatorname{tg}(y_2) + 2 \operatorname{arc} \operatorname{tg}(y_1) \right) \right]$ , ahol $y = \left(1 - b_3 \frac{z-d}{L_{Mon}}\right)^{1/4}$

4. táblázat. Az univerzális függvényekből származtatott integrál alak.

### A szektoronkénti kiszorítási rétegvastagság kiszámítása

Az egyes szektorokban (északi:  $337,5^\circ-22,5^\circ$ , északkeleti:  $22,5^\circ-67,5^\circ$ , ..., északnyugati:  $292,5^\circ-337,5^\circ$ ) meghatároztuk a kiszorítási rétegvastagság ( $d$ ) értékét különböző univerzális függvények alkalmazásával, oly módon, hogy a Metek szónikus anemométer adataiból számított ( $H_s$ ) és a különböző  $d$  értékek mellett (cm-es bontásban változtattuk  $d$  értékét) a gradiens módszerrel számított  $H_{g,d}$  szenzibilis hőáramok négyzetes átlagban a legkevésbé térjenek el egymástól.

$$\min_d \sum_i (H_{s_i} - H_{g_{i,d}})^2.$$

Az eddy kovariancia módszerrel számított szenzibilis és latens hőáram alkalmazásával általában nem tudjuk lezárni az energiamérleget. A rendelkezésre álló energia ( $A = R_n - G$ ) meghaladja a direkt árammérésekből kapott (H+LE) turbulens áramokat.

A mi esetünkben a lezárás 77%-os, ami elfogadható érték. Képlettel kifejezve:

$$100 \frac{\sum_i H_i + LE_i}{\sum_i Rn_i - G_i} ,$$

ahol  $i$  az egyes méréseket jelöli. A lezárási bizonytalanság egyik magyarázata, hogy a turbulens tulajdonságszállítás egy részért a nagyobb skálájú rendezett örvények (pl. rendezett, koherens struktúrák, konvekció, termikék) a felelősek.

### A Bowen-arány módszer

A Bowen-arány módszer alkalmazásával a nem merül fel a lezárási bizonytalanság. Az Eddy kovariancia módszernél nagyobb szenzibilis és latens hőáramokat kell kapnunk (a rendelkezésre álló energia ugyan az marad). Ha módosítjuk a szenzibilis hőáramot, s így a stabilitást, akkor ugyanakkora szélesség különbséghez is más impulzusáram, más  $u^*$  tartozik. Az új, nagyobb szenzibilis hőáram és a megváltozott impulzusáram egy új kiszorítási rétegvastagság becslést igényel. A megváltozott turbulencia karakterisztikák módosítják a nyomanyag-áram becslését is.

A következőkben ezzel a kérdéskörrel foglalkozunk. Arra a kérdésre keressük a választ, hogy a különböző módszerek alkalmazásával mekkora bizonytalanságot kapunk a turbulens áramok, illetve a nyomanyag fluxusok becslésében. Arra a kérdésre is választ keresünk, hogy az eltérő turbulens áramok mellett hogyan változik a kiszorítási rétegvastagság becslése. Természetesen a szélesség ( $\Delta \bar{u}$ ), a virtuális potenciális hőmérséklet ( $\Delta \bar{\Theta}_v$ ) és a specifikus nedvesség ( $\Delta \bar{q}$ ) különbségek adottak.

A Bowen-arány módszer lényege, hogy a mérésekből ismert a rendelkezésre álló energia, ami megegyezik a szenzibilis és a latens hőáram összegével

$$Rn - G = A = H + LE.$$

A szenzibilis és a latens hőáram arányát is ismerjük. Azzal a feltételezéssel élünk, hogy a hőre és a nedvességre vonatkozó turbulens diffúziós együttható megegyezik.

$$Bow = \frac{H}{LE} = \frac{-\rho c_p K_H \frac{\Delta \bar{\Theta}_v}{\Delta z}}{-L \rho K_E \frac{\Delta \bar{q}}{\Delta z}} = \frac{c_p \Delta \bar{\Theta}_v}{L \Delta \bar{q}} \cong \frac{0,622 p c_p \Delta \bar{T}_v}{L \Delta \bar{e}} ,$$

ahol a korábbi jelöléseknek megfelelően  $p$  a légnyomás,  $\Delta\bar{T}_v$ ,  $\Delta\bar{e}$  a két szinten mért virtuális hőmérséklet és a gőznyomás különbsége. Vizsgálatainkban a Bowen-arányt  $-3$  és  $+3$  között változtattuk. Ettől eltérő esetben az átlagos értékekkel számoltunk. Ez az expedíció során  $0,67$ -nek adódott. Megjegyezzük, hogy a  $(-1,2; -0,8)$  intervallumba eső adatokat is kizártuk a vizsgálatokból, hiszen ha a Bowen arány  $-1$ , akkor matematikailag nem lehet meghatározni a szenzibilis és a latens hőáram értékét. Nézzük a fluxus számítás lépéseit!

1. A rendelkezésre álló energia és a Bowen-arány ismeretében (gradiens mérések) kiszámítottuk minden negyed órára a szenzibilis és a latens hőáramot.
2. A kiszámított új szenzibilis hőáram, virtuális hőmérséklet és szélesség különbség ismeretében arra a kérdésre kerestük a választ, hogy milyen szektoronként változó kizsoritási rétegvastagság mellett illeszkedik a gradiens módszerrel kiszámított új szenzibilis hőáram a Bowen-arány módszerrel számított értékhez.

Az új  $d$  értéket úgy határoztuk meg, hogy a szektoronként korábban kiszámított  $d$  értékeket szektortól függetlenül ugyanazzal az értékkel módosítottuk. *(Nem állt rendelkezésünkre elég információ egy ennél pontosabb számításhoz.)*

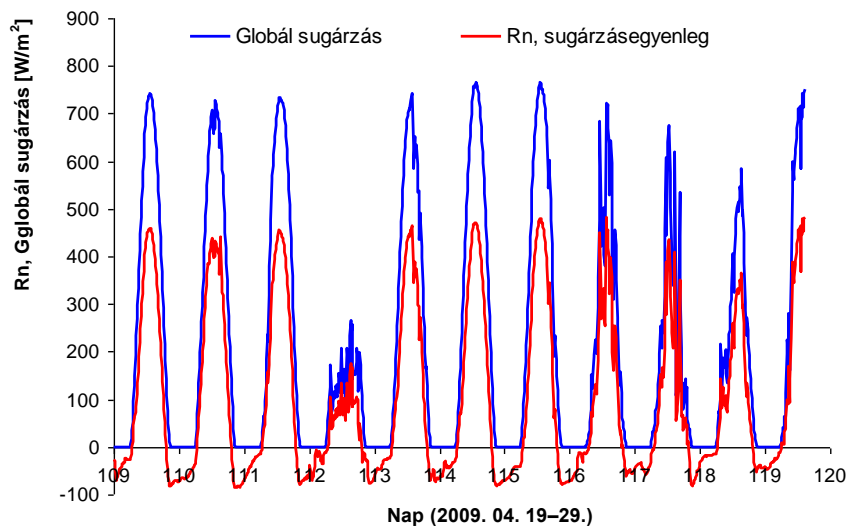
Vagyis adott virtuális hőmérséklet és szélesség különbség, illetve a szektoronként optimalizált  $d$  érték mellett négyzetes átlagban közelítjük meg a legjobban a Bowen-arány módszerrel becsült latens hőáramot. E számításnak az ad értelmet, hogy új becslést kaptunk a  $d$ -re, a  $\zeta$  stabilitásra és a dinamikus hőmérsékletre ( $T_*$ ) és a dinamikus sebességre ( $u_*$ ), vagyis újra becsültük az ammónia áramot.

## 4. Eredmények

A dániai mérési expedíció adatfeldolgozásával kapcsolatos eredmények közül válogatunk. Először a meteorológiai elemek meneteit ismertetjük, majd a sugárzási mérleg komponensekkel foglalkozunk. Ezt követi a turbulens áramszámítás bemutatása. Vizsgáljuk az energiamérleg lezárási hibáit, s foglalkozunk a különböző módszerekkel számított turbulencia karakterisztikák összehasonlításával is. Kitérünk a kiszorítási rétegvastagság meghatározására is. A fejezetet az ammónia fluxus számítására kapott eredményekkel zárjuk.

### 4.1. Meteorológiai állapotjelzők

A légköri folyamatok „hajtóereje” a napsugárzás. Nappal az energia mérleg maximális értékei általában  $410\text{--}480\text{ W/m}^2$  körül, míg a globálsugárzásé  $670\text{--}770\text{ W/m}^2$  között változtak. A 9. ábrát szemlélve az április 22.-ei nap kilóg a sorból. Ez, a már korábban (3.3. fejezet) említett hidegcsepp következménye, ugyanis az erősen felhős, borult égbolt hatására jelentősen lecsökkent a globálsugárzás ( $K\downarrow$ ) és a felszíni energiamérleg ( $Rn$ ) maximális értékei rendre  $257\text{ W/m}^2$ , illetve  $167\text{ W/m}^2$ .



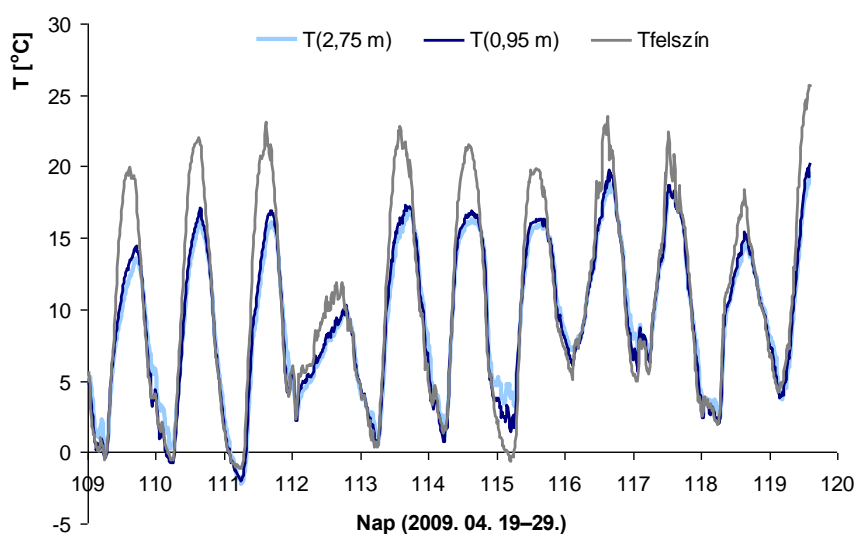
9. ábra. A CNR1 Kipp & Zonnen sugárzásegyenleg-mérővel mért globálsugárzás ( $K\downarrow$ ), és sugárzásegyenleg ( $Rn$ ). A méréseket közép-európai időben végeztük.

A hidegcseppet követő 3 napos időszak után ismét csökkenő tendencia látható. Ez a Brit-szigetek felett örvénylő markáns teknő előoldali helyzetének volt köszönhető. A mérőhely



főlé közepes és magas szintű felhőzet érkezett, ami jelentősen csökkentette a bejövő rövidhullámú sugárzást. Április 28-án a globálisugárzás maximális értéke  $583 \text{ W/m}^2$ , míg a sugárzásegyenlegé  $350 \text{ W/m}^2$  volt.

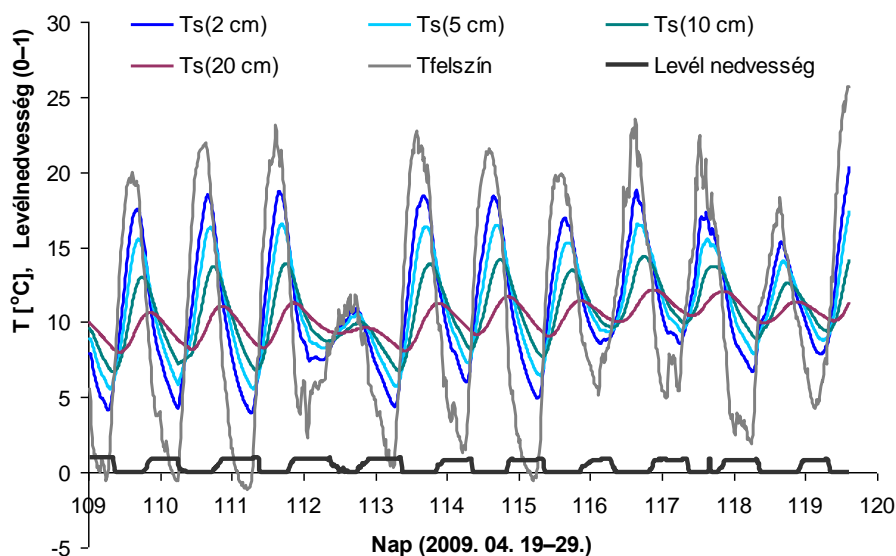
Következő lépésként nézzük a lég- és felszínhőmérséklet menetét (10. ábra). Ennek alakulását a sugárzási adatok, illetve az advekciónak hatásai alakítják. Szembetűnő, hogy az infra-hőmérővel mért felszínhőmérséklet sokkal hamarabb éri el a maximális értékét, mint a 2,75 méteres magasságban (a felső szinten) levő hőmérséklet. Ez annak köszönhető, hogy a levegő a felszín felől melegszik. Nagy volt a napi hőmérsékleti ingás, hiába a tenger közelsége (Dánia minden pontja cc. 60 km-nél közelebb van a tengerhez). Április 21-én hajnalban fagyott az alsó 3 m-es rétegben, míg április 25-én a felszínhőmérséklet vált fagypont alattivá. A felszín és a levegő között a déli órákban általában  $3\text{--}5 \text{ }^\circ\text{C}$ -os volt a differencia. Az éjszakai és hajnali órákat inverziós rétegződés jellemzi (stabilis egyensúlyi helyzet). Április 25.-én például a hajnali 2,75 méteres magasságban  $4 \text{ }^\circ\text{C}$ ; 0,95 méteres magasságban  $2 \text{ }^\circ\text{C}$ , míg a talajszinten  $-1 \text{ }^\circ\text{C}$  körül alakultak a mért hőmérsékleti értékek.



10. ábra. A felszíni és a két mérési magasságban mért léghőmérséklet menete az expedíció ideje alatt. (Az alsó mérési szint április 22. 10. óráig 0,75 m-en volt)

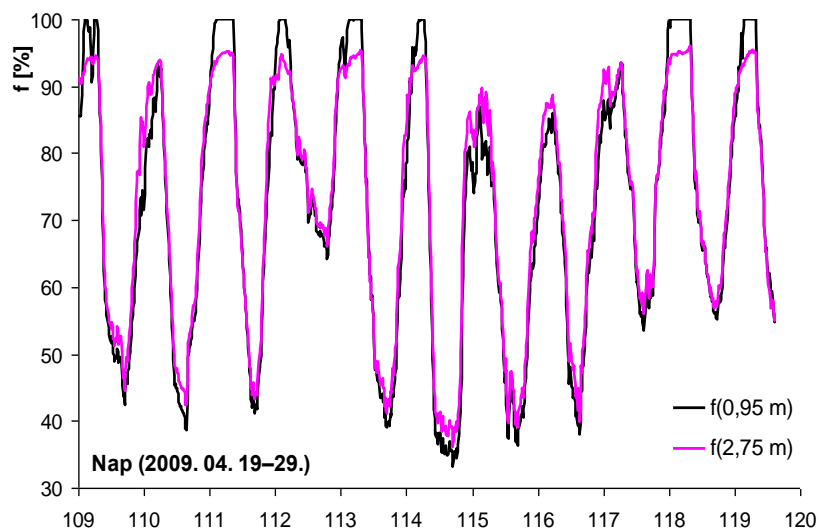
A 11. ábrán a felszíni-, valamint a talajhőmérséklet, illetve a Campbell-féle levélnedvesség-mérő szenzor adatait ábrázoltuk. A felszínről a talaj mélyebb rétegeibe a hő lassan adódik át, ezt bizonyítja a mért hőmérsékleti maximumok időbeli eltolódása. Ezenfelül a mélyebb rétegekbe egyre kevesebb hó jut le; emiatt a 20 cm-es mélységben lévő hőmérséklet csupán  $4\text{--}5 \text{ }^\circ\text{C}$ -ot változik a nap folyamán, amíg a 2 cm-es mélységben

mért hőmérséklet napi menetében 10–15 °C-os különbségek vannak. Ennek oka a hőtárolás és vezetés (Götz és Rákóczi, 1981). A levélfelület nedvesség is jellegzetes napi menetet mutat. Az éjszaka és hajnal a harmatképződés időszaka. A levelek nedvesek, ami a napfelkeltét követően a besugárzás, a felhőzet és a szélesebbesség értékeitől függően különböző sebességgel elpárolog, így nappal, illetve a kora esti órák jelentős részén száraz maradt. A mérési időszakban nem volt csapadék, így a nappali órákban a levelek is szárazak voltak. Ez az információ az ökológiai és levegőkémiai modellezők számára fontos.



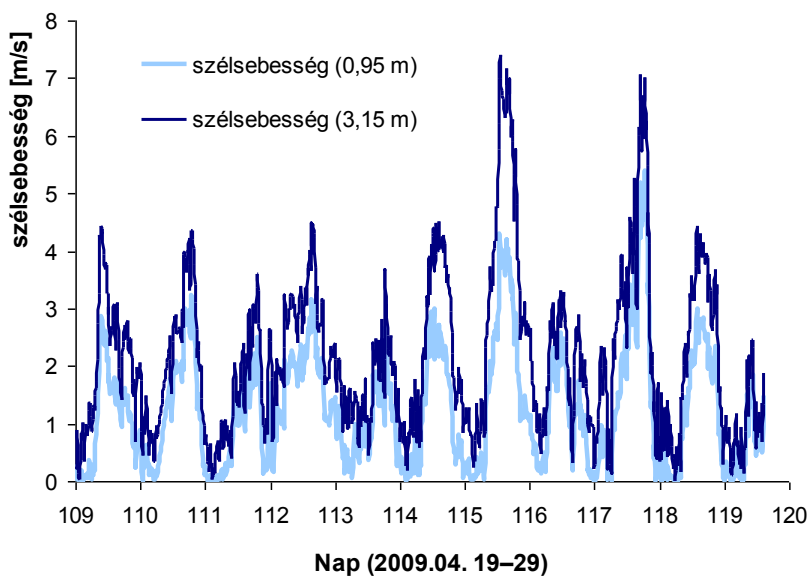
11. ábra. A felszíni és a 2; 5; 10; 20 cm-es mélységben uralkodó talajhőmérséklet és a levélnedvesség menete az expedíció ideje alatt (0 – száraz, 1 – nedves a levél).

A két szinten mért relatív nedvesség éjszakai és nappali menete látványosan eltért egymástól, amit a 12. ábrán mutatunk be. A relatív nedvesség napközben jellemzően 30–60%, míg az éjféle és hajnali órákban 75–100% közt változott. A két mérési szinten a pirkadatot megelőző néhány órában eltérő nedvességi viszonyok alakultak ki. Az alsóbb réteg hőmérséklete hamarabb közelítette meg a kisugárzás miatt a harmatpontot, így 7 alkalommal (15-15 perces átlagok) fordult elő 100%-os relatív nedvesség. A magasabb szinten a maximális relatív nedvesség értéke nem haladta meg a 95%-ot. A kora délelőtt folyamán a hajnalban képződött harmat a lég- és felszínhőmérséklet emelkedése miatt elpárolog. A felszínközeli légtér a késő délutáni, kora esti órákban volt a legszárazabb. A relatív nedvesség napközben jobban változott (fluktuált), mint éjszaka, ugyanis a mérés tágabb környezetéből a légmozgás könnyebben be tudta szállítani az eltérő nedvességű levegőt.

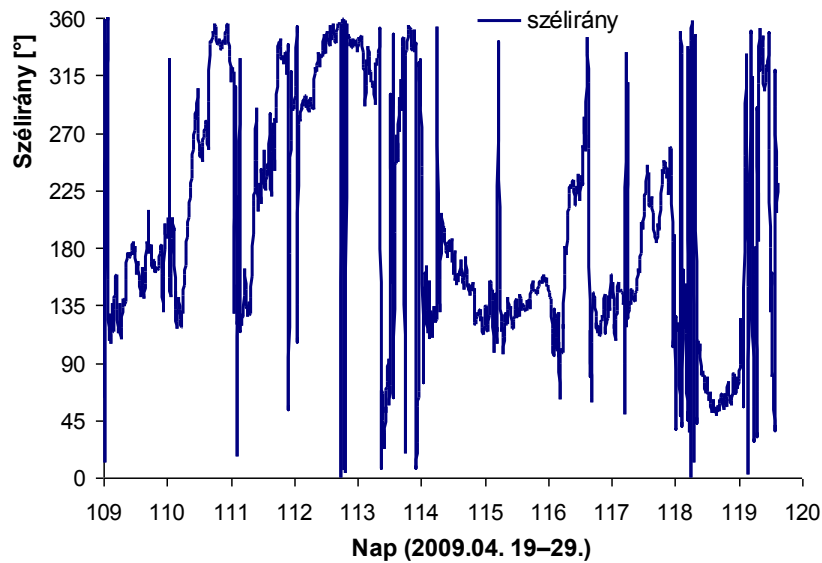


12. ábra. A 2,75 méteres és 0,95 méteres magasságban mért relatívnedvesség változása a mérési expedíció során. (Az alsó mérési szint április 22. 10 óráig 0,75 m volt.)

A légmozgás a mérési időszak elején nappal a felszín közelében, az alsó mérési szinten általában gyenge, míg a 3,15 m-es magasságban mérsékelt erősségű volt (természetesen a szélsébség nő a magassággal.). Április 25.-én és 27.-én előbb a délkeleti, majd a délnyugati szél élénkült meg. A 3,15 méteres magasságban elhelyezett Young 0513 szélmérő 7 m/s-os szélsébséget mért. Éjszaka a légmozgás általában gyenge volt és szélcsend is előfordult. A két szinten mért szélsébséget és az átlagos szélirányt a 13. és 14. ábrán kerülnek bemutatásra.



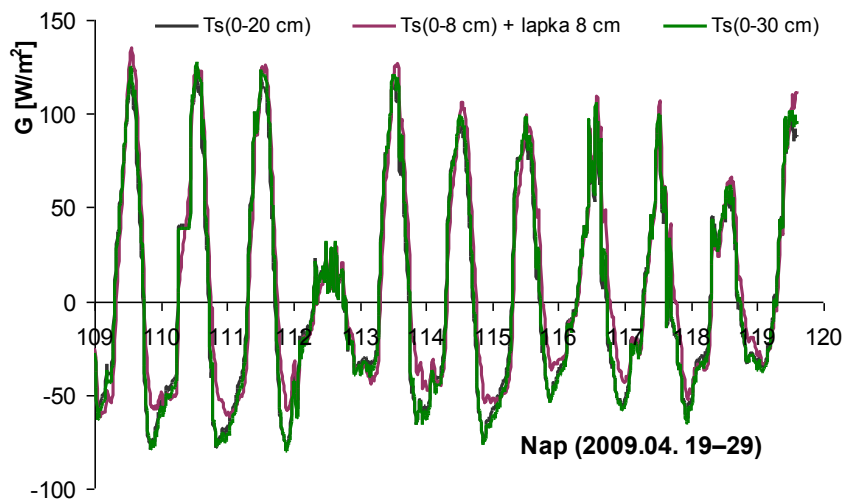
13. ábra. A két szinten 3,15 méteres és 0,95 méteres magasságban mért szélsébség menete az expedíció ideje alatt. (Április 22. 10. óra után a mérési szint 1,22 m lett.)



14. ábra. Az átlagos szélirány menete az expedíció ideje alatt. Egyes időszakokban többször is jelentősen változik a szélirány. Ennek az oka a gyenge változó irányú szél.

#### 4.2. Turbulens áramok, energiamérleg komponensek

Az eredmények bemutatásának következő lépéseként térjünk rá a hőáramok (talajba jutó ( $G$ ), szenzibilis ( $H$ ) és a latens ( $LE$ ) hőáram) értékeinek a bemutatására.

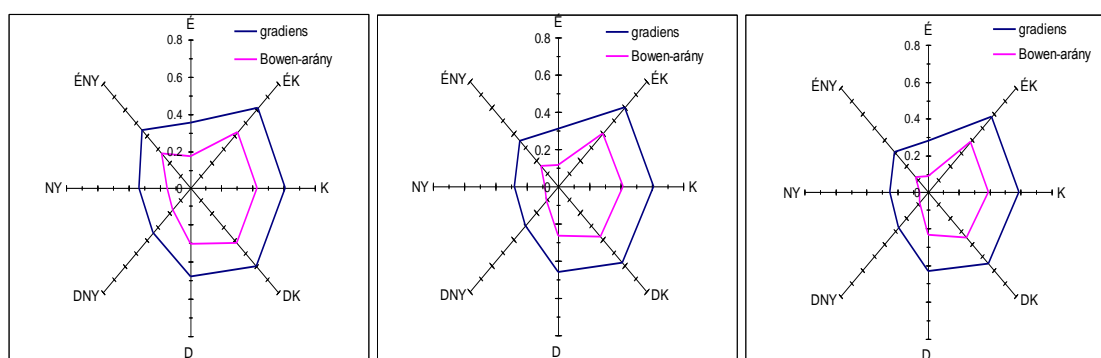


15. ábra. A  $G$  talajba jutó hőáram menete a mérés ideje alatt. A 0-20 cm-es, illetve a 0-30 cm-es réteg hőtárolásának becslése alapján, illetve a felső 8 cm-es réteg hőtárolása és az önkalibráló hőárammérő lapkák adatai alapján. A három módszerrel kapott eredmények jó egyezést mutatnak.

A talajba jutó hőáram ( $G$ ) napi meneteit a 15. ábrán láthatjuk. A 2 meghatározási módszer i.) talajhőáram-mérő lapka, illetve ii.) az egyes alrétegek (cm-es felbontás)

talajhőmérsékletet változását felhasználó számolás jelentős egyezést mutat.  $20 \text{ W/m}^2$ -es eltérések csupán éjszaka jelentkeztek. Az április 22-ei hidegcsepp *ténykedése* itt is megfigyelhető. A talajba jutó hőáram napi maximális értékei a két felhős napot (04. 22. és 04. 28.) leszámítva jellemzően  $90\text{-}130 \text{ W/m}^2$ , az éjszakai minimumok pedig  $-40 \text{ W/m}^2$  és  $-80 \text{ W/m}^2$  között változtak. Ezek nagy értékek. A szakirodalomban általában a sugárzásegyenleg 10%-ával veszik figyelembe a talajba jutó hőáramot. Itt a közel telített talajnedvesség, az éppen kikelő, még nem zárt tavaszi gabona állomány és a magas besugárzás lehetnek a magyarázó okok. A különböző módszerek esetén az 1 cm-es rétegek hőtárolása alapján becsültük a felszínről a talajba jutó hőáramot. A referencia módszerrel, csak a felső 8 cm-es réteg tárolását, illetve a talajhőáram-mérő lapkák alapján kapott, a mélyebb talajrétegek felé irányuló hőáram összegét tekintettük. Először alkalmaztuk a mérőrendszerben az új típusú hőárammérőt. Ezért ellenőriztük a mérést a hagyományos, egyszerűbb becslési módszerrel. Azt feltételeztük, hogy 20, illetve 30 cm-es mélység alatt már nem változik a talajhőmérséklet a vizsgált 15 percen.

A szenzibilis és latens hőáram gradiens és Bowen-arány módszerével történő meghatározásához meg kellett adni a kiszorítási réteg vastagságát (az emelt felszín magassága) szektoronként. A számításokhoz a szónikus anemométerrel mért szenzibilis hőáram szolgál referenciaként. Ehhez illesztettük a gradiens módszerrel számított szenzibilis hőáramot. Az illesztő paraméter a  $d$  kiszorítási rétegvastagság. Az eredményeket a 16. ábrán mutatjuk be 3 különböző univerzális függvény együttes alkalmazásával.

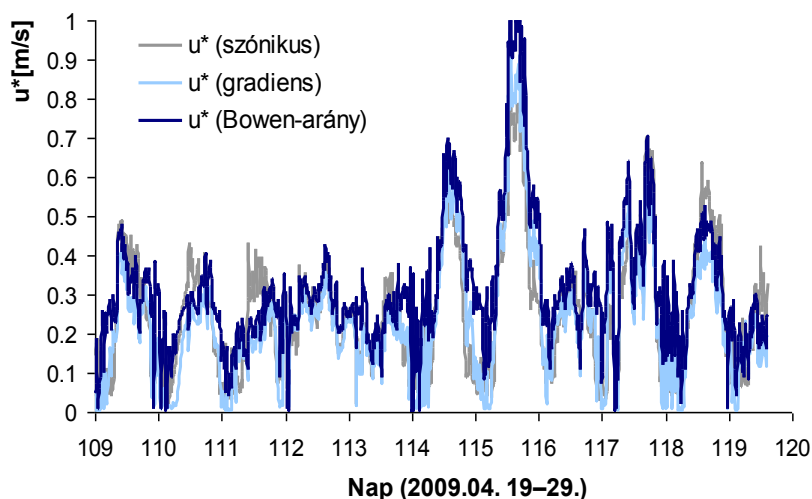


16. ábra. A különböző univerzális függvények alkalmazásával számított kiszorítási rétegvastagsága méterben ( $d$ ). A Bowen-arány módszerrel számított nagyobb hőáramok ugyanolyan gradiensek mellett kisebb kiszorítási rétegvastagságokat adnak. (Balról jobbra haladva:

*Dyer (1974), Högström (1988), Weidinger et.al. (2000).)*

A Bowen-arány módszerrel kiszámított hőáramhoz szintén a  $d$  paraméteren keresztül illesztettük a gradiens méréseket. Látható, hogy a gradiens módszerrel számolt  $d$  értékek magasabbak, mint a Bowen-arány módszerhez történő illesztéssel kaptak. Ez érthető, hiszen a szónikus anemométerrel kapott hőáramok alapján nem zárható le az energiamérleg. Nagyobb hőáram, ugyanolyan gradiensek mellett kisebb  $d$  értékek kaphatók meg. Ez a hasonlósági elméletből következik, s jól példázzák az eredmények is. A két eset közötti eltérések jellemzően 10–20 cm közöttiek. A három univerzális függvény együttes (Dyer, 1974; Högström, 1988; Weidinger *et.al.*, 2000) segítségével meghatározott értékek viszonylag közel vannak egymáshoz. Jól látszik a vegetációk közti különbség: az alacsony cc. 10–15 cm-es tavaszi gabona és a 80 cm körüli átlagos magasságú repce között (Vessük össze a 2., 3., 16. és a 22. ábrát!)

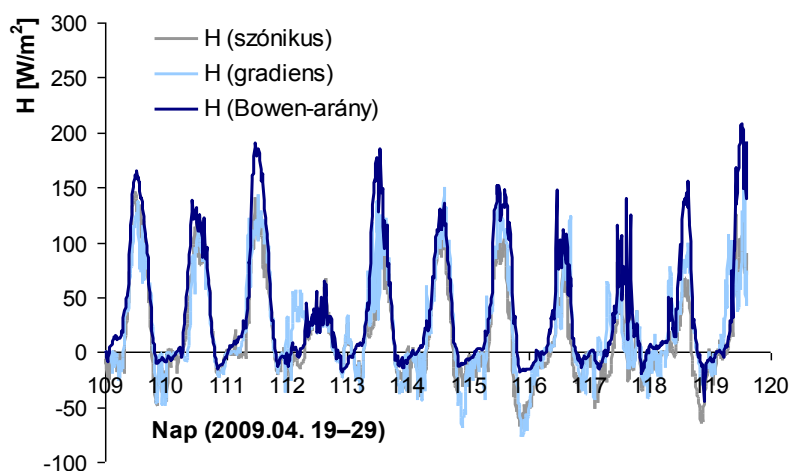
A következőkben a szónikus anemométer alapján, illetve a gradiens és a Bowen-arány módszerből származó  $u_*$  értékeit a 17. ábrán szemléltetjük. A szám adatokban kisebb-nagyobb eltérések jelentkeztek. Általánosságban elmondható, hogy a Bowen-arány módszer adta a legnagyobb  $u_*$  értékeket. Április 24-én, 25-én, 27-én és 28-án mindhárom módszer  $u_*$  értékei nagyok, hiszen nagy volt a szélsébség (erős mechanikus turbulencia).



17. ábra. A három módszerrel (szónikus anemométer, gradiens módszer, Bowen-arány módszer) meghatározott  $u_*$  értékeinek a menete a mérési expedíció alatt, Dyer (1974) alapján.

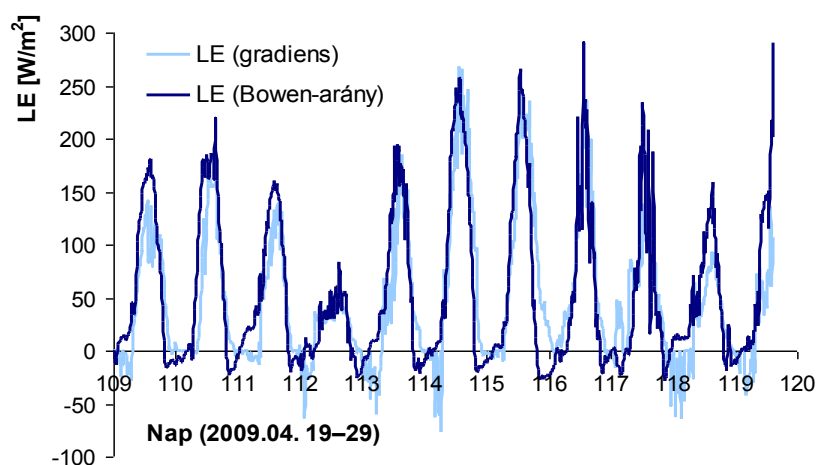
A szenzibilis hőáram ( $H$ ) időbeli változását a 18. ábrán láthatjuk. A nappali maximális értékei jellemzően 100–200 W/m<sup>2</sup> közöttiek. Éjszaka a gradiens módszer és a szónikus anemométer által mért adatokból számolt áram értéke legtöbbször a –20 és –50 W/m<sup>2</sup>-es intervallumban mozgott, de néha –70 W/m<sup>2</sup>-es érték is előfordult. A Bowen-arány

módszerével meghatározott szenzibilis hőáram minimális éjszakai értékei egy-egy esetet leszámítva  $-10 \text{ W/m}^2$  körül alakultak. Itt nagyok az eltérések.



18. ábra. A szenzibilis hőáram értékének változása az expedíció ideje alatt, Dyer (1974) alapján.

A latens hőáramra ( $LE$ ) napi menete a 19. ábrán láthatjuk. Itt direkt árammérések nem voltak. A gradiens módszer és a Bowen-arány módszere által meghatározott értékek menete hasonló. Természetesen a Bowen-arány módszerrel adódtak a nagyobb értékek. Az éjszakai órákban a Bowen-arány módszer az éjfél, míg a gradiens módszer a hajnali órákra tette a latens hőáram minimumát, az értékek eltérőek, de éjszaka lévén kis abszolút értékűek. A Bowen-arány sajátosságát figyelembe véve nem meglepő, hogy a latens hőáram minimális értékei:  $LE_{grad}$ :  $-65 - 0 \text{ W/m}^2$ ,  $LE_{Bowen}$ :  $-20$  és  $-10 \text{ W/m}^2$  közt változtak. A maximális értékek  $140-260 \text{ W/m}^2$  körül alakultak.

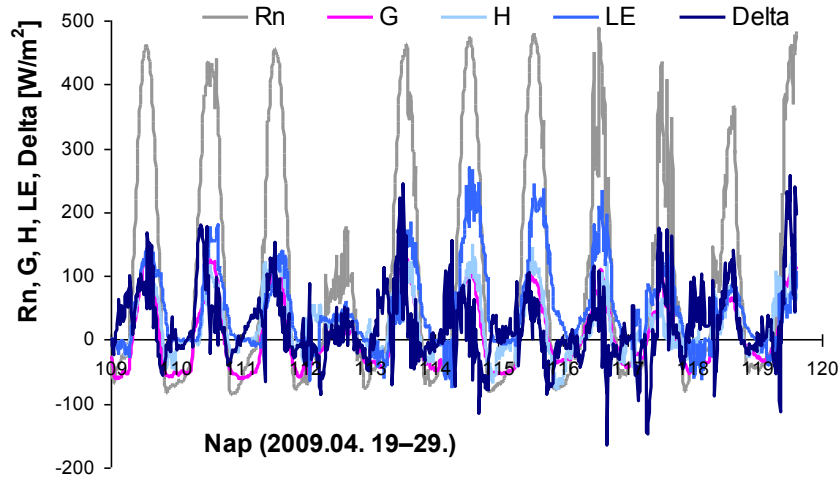


19. ábra. A latens hőáram ( $LE$ ) menete gradiens és Bowen-arány módszerrel, Dyer (1974) univerzális függvényével.

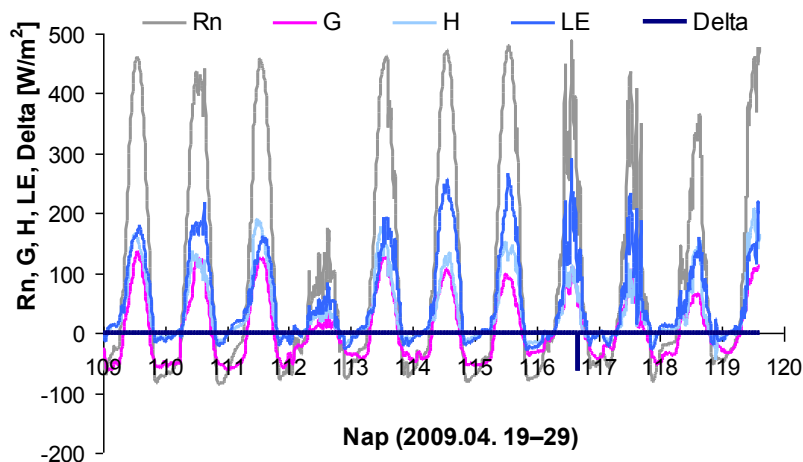
A turbulens áramok bemutatása után a következő két ábrán (20. és 21. ábra) az energiamérleg lezárását elemezzük *Dyer* (1974) univerzális függvényeit alkalmazva. (Ez terjedt el a nyomanyag ülepedés modellezésében, s széles körben alkalmazzák a légköri modellekben is a felszínközeli réteg parametrizálásában is.). Nézzük a gradiens módszer alkalmazását. A lezárási tag ( $\Delta$ ) nem más, mint

$$\Delta = R_n - G - H - LE.$$

A 20. ábrán látható, hogy a nappali órákban nagy a bizonytalanság, -160 és 220 W/m<sup>2</sup> közötti. Megjegyezzük, hogy a teljes lezárási tag 77%-os, ami elfogadható más hazai és külföldi mérésekkel összehasonlítva, tehát nem mérési, vagy számítási hibáról van szó.



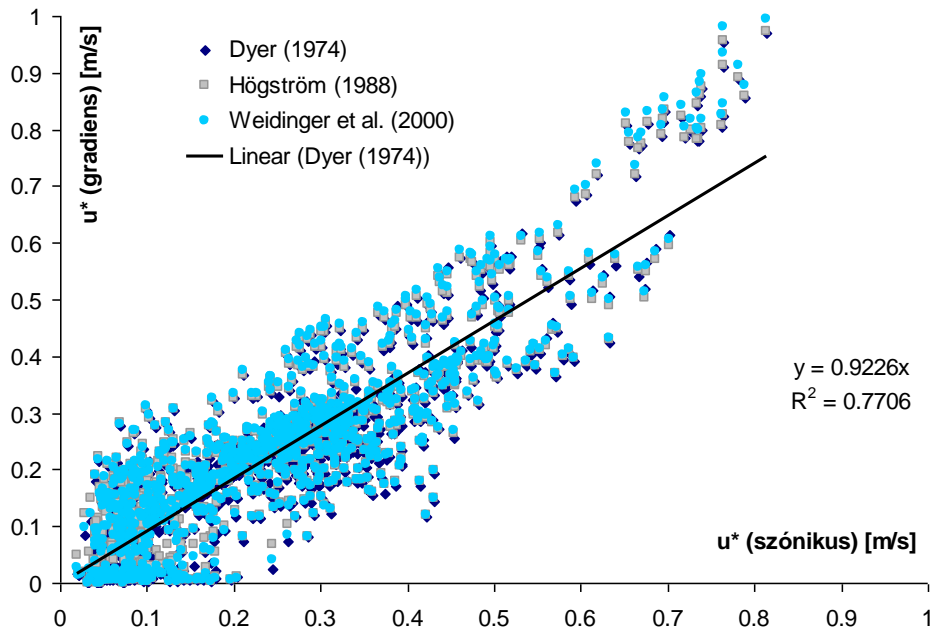
20. ábra. A felszíni energiamérleg komponensei és a lezárási tag menete a dániai mérési expedíció során. A turbulens áramokat gradiens módszerrel számoltuk *Dyer* (1974) univerzális függvényével.



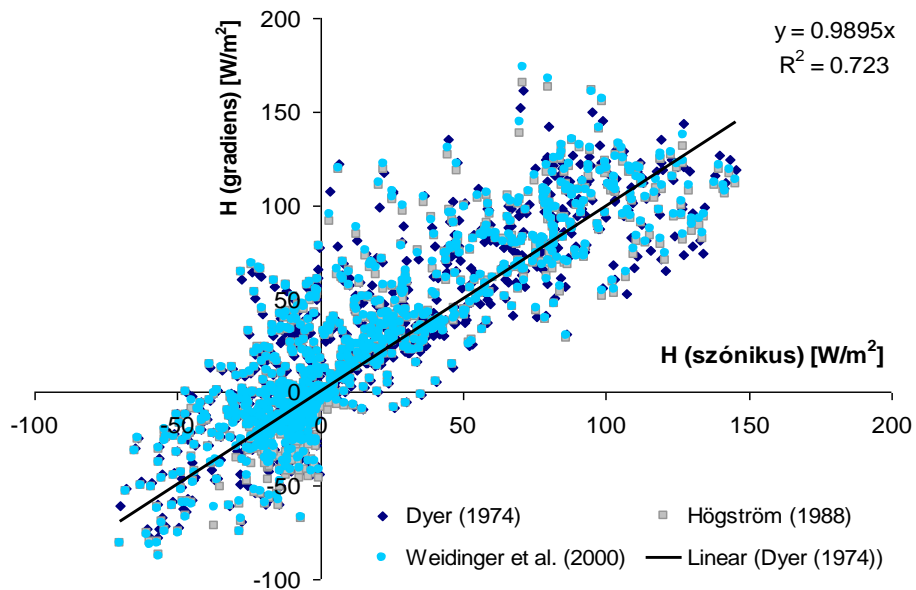
21. ábra. A felszíni energiamérleg komponensek menete a Bowen-arány módszerrel.



A Bowen-arány módszere során a lezárás teljes, emiatt ott nincs értelme lezárási tagról ( $\Delta$ ) beszélni. Igaz, ennek ára van, ugyanis a szónikus anemométerrel kapottnál nagyobb áramokkal, így nagyobb turbulens diffúziós együtthatókkal dolgozunk. A nyomanyag áramok (itt az ammónia áram) is nagyobbak lesznek, különösen labilis rétegződés esetén. Nagyobb dinamikus sebesség, hőmérséklet és specifikus nedvesség értékekkel számolhatunk ( $u_*$ ,  $T_*$ ,  $q_*$ ).



22. ábra. A gradiens módszer által számolt  $u_*$  összevetése a szónikus anemométerével.



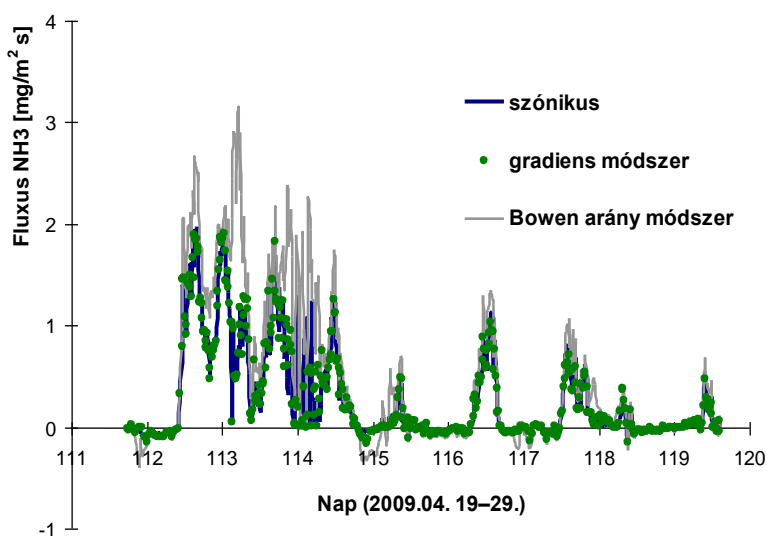
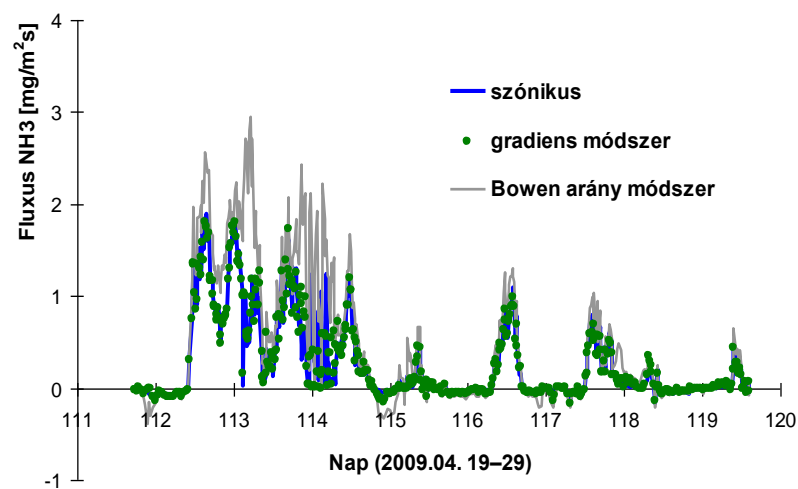
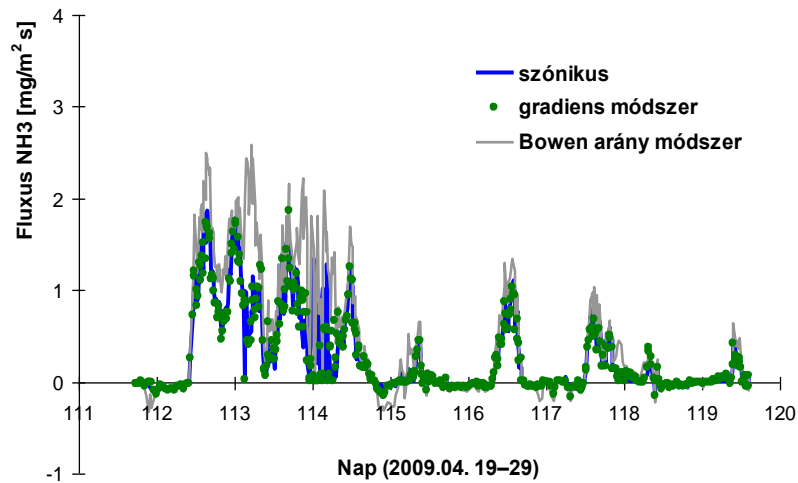
23. ábra. A gradiens módszerrel számolt szenzibilis hőáram ( $H$ ) összevetése a szónikus anemométer adataiból számított értékekkel.

A következő lépésként az általunk alkalmazott három univerzális függvény együttesen kapott eredményeket hasonlítjuk össze (22. és 23. ábra). Mindhárom módszer szinte egyformán jól alkalmazható, kicsi a köztük levő eltérés. Ez látszik a szónikus anemométerrel kapott hőáramokhoz való illesztés jóságának a vizsgálatánál. A jó illeszkedés persze itt természetes, de a dinamikus sebességnél is hasonló korrelációs együtthatókat kapunk. Az egyes 15 perces adatokat figyelve azonban már jelentős eltérések adódhatnak a szónikus anemométerrel számított és a gradiens módszerrel illesztett értékek között. Mindkét esetben egy kissé fölé becsült a gradiens módszer.



24. ábra. Az április 22-én zajló trágyázás az expedíció mérési helyszínén.

Végezetül az ammónia fluxusának mentét mutatjuk be különböző módszerekkel (szónikus anemométer, gradiens és Bowen-arány) és különböző univerzális függvényekkel számolva a 25. ábrason. A szónikus anemométer adataira támaszkodó, illetve a gradiens módszer segítségével meghatározott értékek a vártnak megfelelően jó egyezést mutatnak. A Bowen-aránnyal számolt adatok a korábban említett megemelt hőáramok és a nagyobb impulzusáramok miatt magasabb áramokat szolgáltatnak. Nincs jelentős eltérés a különböző univerzális függvények alkalmazásánál.



25. ábra. A három módszerrel (szónikus anemométerrel mért impulzus és szenzibilis hőáram, gradiens és Bowen-arány) számított ammónia áramok napi menete különböző univerzális függvényekkel (fenn: Dyer (1974), középen: Högström (1988), lent: Weidinger et al. (2000)).

Jól látszik a műtrágyázás hatása (24. ábra). Ugrásszerűen megnőtt a koncentráció és a koncentráció gradiens (Pogány et al., 2010b,c) és a fluxusa a trágyázást követően (25. ábra). Nappal 2-3 mg/m<sup>2</sup>s közti értékeket látunk, majd az április 25-ei átmeneti kisebb értékek (nem optimális szélszektor) után jól láthatóak a magas, de csökkenő fluxusok 1 mg/m<sup>2</sup>s, illetve 1 mg/m<sup>2</sup>s alatti napi maximumok. Követhetjük a növényzet aktivitása és a turbulens kicserélődési folyamatok által együttesen alakított szép napi menetet is (nappali maximumok, éjszakai minimumok).

## **5. Összefoglalás**

A szakdolgozat az EU6 NitroEurope program keretében végzett dániai mérési expedíció adatfeldolgozását mutatta be. A mikrometeorológiai mérések 2009. 04. 19. és 2009.04.29. között folytak. A cél a meteorológiai állapotjelzők mérése mellett a felszíni energiamérleg komponensek és az ammónia turbulens áramának a mérése volt. E munkába kapcsolódtam be 2009 őszén.

A feladatom az adatbázis mikrometeorológiai adatbázisának egységes ellenőrzött formába hozás, a perces, illetve 10 perces átlagolási idővel végzett mérésekből 1 perces, 10 perces és 15 perces felbontású, folytonos adatbázis elkészítése volt. Ehhez elvégeztem (i) a meteorológiai elemek egyenkénti ellenőrzését, (ii) a hiányzó néhány órás adatsorok lineáris interpoláción alapuló pótlását, (iii) a minimum, maximum és a szórás adatokat tartalmazó adatfájlok elkészítését az említett három átlagolási periódusra.

Részt vettem az adatfeldolgozó programok elkészítésében és a turbulens áramszámító modulok tesztelésében (Visual Basic makrók).

Bemutattam a meteorológiai állapotjelzők időjárási helyzetektől is függő napi meneteit. Elemeztem a turbulens áramok napi meneteit, a fluxus számítás bizonytalanságait. Megismerkedtem a mikrometeorológiai módszerekkel, a turbulens áramszámítás elméleti és gyakorlati kérdéseivel. A mérési expedíció eredményeit, a trágyázás hatását az ammónia fluxus változására, két nemzetközi konferencián ismertettük, ezek társszerzője voltam.

Az általam összeállított adatbázis bekerült a NitroEurope program közös adattárába, amit a növényökológiai, illetve a szennyezőanyag terjedéssel foglalkozó szakemberek használnak.

## **Köszönetnyilvánítás**

Köszönöm témavezetőmnek Dr. Weidinger Tamásnak, hogy felkeltette a mikrometeorológia iránti az érdeklődésemet, és segítette a szakdolgozat elkészítését, az adatfeldolgozási és fluxus számítási módszerek megismerését és alkalmazását.

## Irodalomjegyzék

- Ács, F. and Hantel, M., 1998: The land-surface flux model PROGSURF. *Global and Planetary Change* **19**, 19–34.
- Barcza, Z., 2001: Long term atmosphere/biosphere exchange of CO<sub>2</sub> in Hungary. *Ph.D. Dissertation, Eötvös Loránd University, Department of Meteorology, Budapest. On-line elérhetőség <http://nimbus.elte.hu/~bzoli/thesis/>.*
- Blackadar, A.K., 1997: Turbulence and diffusion in the atmosphere. *Lectures in environmental sciences, Springer Berlin-Verlag, Heidelberg, New York.*
- Bruckmeier, C., 2001: Die Auswirkung von Gerätekorrekturen auf die Schließung der Energiebilanz am Erdboden. *Diplomarbeit im Studiengang Geoökologie Hauptfach Mikrometeorologie, Abteilung Mikrometeorologie Universität Bayreuth, 98p.*
- Burkhardt, J., Flechard, C.R., Gressens, F., Mattsson, M., Jongejan, P.A.C., Erisman, J.W., Weidinger, T., Mészáros, R. Nemitz, E. and Sutton, M.A., 2009: Modelling the dynamic chemical interactions of atmospheric ammonia with leaf surface wetness in a managed grassland canopy. *Biogeosciences* **6**, 67–84.
- Burridge, D.M. and Gadd, A.J., 1974: The meteorological office operational 10 level numerical prediction model. *British Meteorological Office, Technical Notes Nos. 12 and 48*, 57 pp.
- Czelnai R., Götz, G. és Iványi Zs., 1994: Bevezetés a Meteorológiába II. A mozgó légkör és óceán. *Tankönyvkiadó, Budapest.*
- Dyer, A.J., 1974: A review of flux-profile-relationships. *Boundary-Layer Meteorology* **7**, 363–372.
- EPA, 1987. EPA *On-site meteorological program guidance for regulatory modeling applications*. USEPA, Research Triangle Park, North Carolina (1987) EPA-450/4-87-013.
- Erisman, J.W., Otjes, R., Hensen, A., Jongejan, P., van den Bulk, P., Khlystov, A. and Slanina, S., 2001: Instrument development and application in studies and monitoring of ambient ammonia. *Atmospheric Environment* **35**, 1913–1922.
- Foken, T., 2006: Angewandte Meteorologie. *Springer-Verlag, Berlin Heidelberg; Allgemeine Grundladungen 7–23; Grundgleichungen der atmosphärischen Turbulenz 39–52.*

- Foken, Th., 2008: The energy balance closure problem: an overview. *Ecological Applications* **18**(6), 1351–1367.
- Götz G. és Rákóczi F., 1981: A dinamikus meteorológia alapjai. *Tankönyvkiadó*, Budapest.
- Horváth L., Asztalos M., Führer E., Mészáros R., Rajkai K. és Weidinger T., 2004 Fűves felszín és légkör ammónia-kicserélődésének mérése és modellezése. *Agrokémia és Talajtan* **53** (2004) 3-4, 251–270.
- Horváth, L., Asztalos, M., Führer, E., Mészáros, R. and Weidinger, T., 2005: Measurement of ammonia exchange over grassland in the Hungarian Great Plain. *Agricultural and Forest Meteorology* **130**, 282–298.
- Högström, U., 1988: Non-dimensional wind and temperature profiles in the atmospheric surface layer: a re-evaluation. *Boundary-Layer Meteorology* **42**, 55–78.
- Huszár H., 2008: Fotoakusztikus elven működő mérőműszerek fejlesztése és gyakorlati alkalmazhatóságának bemutatása. *PhD értekezés, Szegedi Tudományegyetem TTIK Optikai és Kvantumelektronikai Tanszék, Környezettudományi Doktori Iskola*, 96 oldal.
- Huszár, H., Pogány, A., Bozóki, Z., Mohácsi, Á., Horváth, L. and Szabó, G., 2008: Ammonia monitoring at ppb level using photoacoustic spectroscopy for environmental application. *Sensors and Actuators B*. **134**, 1027–1033.
- Huzsvai, L., Rajkai K. és Szász. G., 2005: Az agroökológia modellezéstechnikája. Elektronikus tankönyv az Oktatási Minisztérium Felsőoktatási Tankönyv és Szakkönyvtámogatás keretében. Debreceni Egyetem Agrártudományi Centrum, Debrecen, <http://www.hik.hu>.
- Kramm, G., 1989: Numerical method for determining the dry deposition of atmospheric trace gases. *Boundary-Layer Meteorology* **48**, 157–175.
- Liebenthal, C., Huve, B. and Foken, T., 2005: Sensitivity analysis for two ground heat flux calculation approaches. *Agricultural and Forest Meteorology* **132**, 253–262.
- Liebenthal, C. and Foken, T., 2007: Evaluation of six parameterization approaches for the ground heat flux. *Theoretical and Applied Climatology* **88**, 43–56.
- Mauder, M. and Foken, T., 2004: Documentation and Instruction Manual of the Eddy Covariance Software Package TK2. *Arbeitsergebnisse* Nr. **26**, 45 pp.

- Mészáros R., 2002: A felszínközeli ózon száraz ülepedésének meghatározása különböző felszíntípusok felett. *PhD dolgozat, ELTE TTK*, 113 oldal.
- Moderow, U., Aubinet, M., Feigenwinter C., Kolle O., Lindroth A., Molder, M., Montagnani, L., Rebmann, C. and Bernhofer, C., 2009: Available energy and energy balance closure at four coniferous forest sites across Europe, *Theoretical and Applied Climatology* **98**(3–4), 397–412.
- Oncley, S., 2003: New tools to Study to Motion of Trace Gases in the Atmosphere. Frontiers in Assessment Methods for the Environment (FAME). *A symposium on recent advances in environmental measurement and assessment technologies, modeling, and data processing tools to promote a cleaner environment. August 10–13, 2003. Coffman Union, University of Minnesota, Minneapolis, MN.*
- <http://cleaner.nacse.org/workshops/FameWorkshop/Oncley.pdf>
- Pogány, A., Mohácsi, Á., Jones, S.K., Nemitz, E., Varga, A., Bozóki, Z., Galbács, Z., Weidinger, T., Horváth, L. and Szabó, G., 2010a: Evaluation of a diode laser based photoacoustic instrument combined with preconcentration sampling for measuring surface atmosphere exchange of ammonia with the aerodynamic gradient method. *Atmospheric Environment* **44**, 1490–1496.
- Pogány, A., Weidinger, T., Theobald, M., Schelde, K., Bienkowski, J., Bordás, A., Bozóki, Z., Eredics, A., Hensen, A., Janku, K., Kiss, G., Kraai, A., Istenes, Z. and Mohácsi, A., 2010b: Ammonia concentration and flux measurements on agricultural landscape near Bjerringbro, Denmark. *Reactive Nitrogen and the European Greenhouse Gas Balance. Open Science Conference. February, 304th, Soloturn, Switzerland, Book of abstracts*, 82p.
- Pogány, A., Weidinger, T., Theobald, M., Schelde, K., Bienkowski, J., Bordás, Á., Bozóki, Z., Eredics, A., Hensen, A., Janku, K., Kiss, Gy., Kraai, A., Istenes, Z., Mohácsi, Á. and Szabó, G., 2010c: Energy budget components, ammonia concentration and flux measurements on an agricultural landscape near Bjerringbro, Denmark. *EGU 2010, Air-Land Interactions (General Session)* (co-sponsored by iLEAPS).
- Práger, T., 1982: Numerikus prognosztika I. *Tankönyvkiadó*, Budapest.
- Prohászka, F. 1978: Szőlő és bor. *Mezőgazdasági Kiadó*, Budapest.



- Rákóczi F., 1988: A planetáris határréteg. Az "Appendix" című fejezetet írta Weidinger T., Egyetemi jegyzet, *Tankönyvkiadó*, Budapest, 186 oldal.
- Sather, M.E., Mathew, J., Nguyen, N., Lay, J., Golod, G., Vet, R., Cotie, J., Hertel, T., Aaboe, E., Callison, R., Adam, J., Keese, D., Freise, J., Hathcoat, A., Sakizzie, B., King, M., Lee, C., Oliva, S., Miguel, G.S., Crow, L. and Geasland, F., 2008: Baseline ambient gaseous ammonia concentrations in the Four Corners area and eastern Oklahoma, USA. *Journal of Environmental Monitoring Advance*, DOI: 10.1039/b807984f.
- Schelde, K., Thomsen, A., Heidmann, T., Schjøanning, P. and Jansson, P.E., 1998: Diurnal fluctuations of water and heat flows in a bare soil. *Water Resources Research* **34**(11), 2919–2929.
- Stull, R.B., 1988: An introduction to Boundary Layer Meteorology. *Kluwer Acad. Publ., Dordrecht, Boston, London*, 666 pp.
- Theobal, M., Schelde, K., Cellier, P., Bertolini, T., Bienkowski, J., Bleeker, A., Boegh, E., Bordas, A., Bozoki, Z., Braban, C., Breuer, L., Butterbach-Bahl, K., Christen, B., Dalgaard, T., Ditomassi, P., Durand, B., Durand, P., Duret, S., Els, N., Exbrayat, J., Famulari, D., Flechard, C., Frede, H., Frumau, A., Hensen, A., Janku, K., Kraai, A., Magliulo, E., Pogany, A., Riddick, S., Sanz-Cobena, A., Schlentner, G., Sutton, M., Thomsen, A., van den Bulk, P., Weidinger, T., Willibald, G., Wohlfart, T., 2010: Field Measurements of Nitrogen Flows in a Rural Landscape (Overview of the NitroEurope Bjerringbro Field Experiment). *Reactive Nitrogen and the European Greenhouse Gas Balance. Open Science Conference. February, 304th, Soloturn, Switzerland*, Book of abstracts, 22p.
- Török O. 2009: A lehetséges éghajlatváltozás hazai hatásai detektáló célzott meteorológiai mérőhálózat és adatfeldolgozási rendszere. *Diplomamunka, ELTE Meteorológiai Tanszék*.
- von Bobruzki, K., Braban, C.F., Famulari, D., Jones, S.K., Blackall, T., Smith, T.L.E., Blom, M., Coe, H., Gallagher, M., Ghalaieny, M., McGillen, M.R., Percival, C.J., Whitehead, J.D., Ellis, R., Murphy, J., Mohacsi, Á., Pogany, A., Junninen, H., Rantanen, S., Sutton, M.A. and Nemitz, E., 2010: Field inter-comparison of eleven atmospheric ammonia measurement techniques. *Atmos. Meas. Tech.* **3**, 91–112.

- Weidinger, T., Ács, F., Mészáros, R. and Barcza, Z., 1999: Energy budget components in a forest clearcut: analysis of measurement results. *Időjárás* **103**(3) 145–160.
- Weidinger, T, Pinto, J. and Horvath, L., 2000: Effects of uncertainties in universal functions, roughness length, and displacement height on the calculation of surface layer fluxes. *Meteorologische Zeitschrift* **9**(3), 139–154.
- Weidinger T. és Bordás Á., 2007: A felszínközeli légréteg és a planetáris határréteg kutatásának főbb kérdései. 32. Meteorológiai Tudományos Napok 2006. Felhőfizika és mikrometeorológia. (Szerkesztette: Weidinger T. és Geresdi I.) *Országos Meteorológiai Szolgálat*, Budapest, 105–124.

### **Internetes források**

A 2. ábrán szereplő térkép: Google Earth

A 3. ábrán szereplő 850 hPa-os térkép: [www.wetterzentrale.de](http://www.wetterzentrale.de)

A 4. ábrán szereplő műholdkép: [www.en.vedur.is](http://www.en.vedur.is)

Az 5. ábrán szereplő frontanalízis: [www.metoffice.gov.uk](http://www.metoffice.gov.uk)

A NitroEurope IP program: [www.nitroeuropa.eu](http://www.nitroeuropa.eu)

A talajba jutó hőárammérő lapka működési elve:

<http://www.middletonsolar.com/products/product9.htm>

A belső és a külső szórásnégyzet meghatározása <http://www.avf.hu/tanarok/lipecz/AVF-STATISZTIKA/STAT-kovetkezteto/Dia/4-Aranybecsles.ppt>

# NYILATKOZAT

**Név:** Kiss Győző

**ELTE Természettudományi Kar, szak:** Fizika BSc, meteorológus szakirány

**ETR azonosító:** KIGOAAT.ELTE

**Szakedolgozat címe:** A dániai NitroEurope mikrometeorológiai mérési expedíció adatfeldolgozása (Bjerringbro, 2009)

A **szakedolgozat** szerzőjeként fegyelmi felelősségem tudatában kijelentem, hogy a dolgozatom önálló munkám eredménye, saját szellemi termékem, abban a hivatkozások és idézések standard szabályait következetesen alkalmaztam, mások által írt részeket a megfelelő idézés nélkül nem használtam fel.

Budapest, 2010. 06. 01.

---

*a hallgató aláírása*