



Építőmérnöki Kar

TDK Konferencia 2013.

Vízmérnöki szekció

A Balaton hőmérsékleti rétegződésének vizsgálata



Készítette: Németh Anita

Konzulensek: Torma Péter

Dr. Krámer Tamás

1	<i>Bevezetés</i>	2
2	<i>Sekély tavak hőmérsékleti viszonyai</i>	3
2.1	A rétegzettség hidrobiológiai hatásai	6
3	<i>Nulldimenziós energiamodell a rétegzettség vizsgálatára</i>	8
3.1	Mérési adatok	8
3.2	Vizsgált időszakok.....	12
3.3	Számított helyzeti energia	14
3.4	Becsült potenciális energia	17
3.4.1	A szél hatása.....	17
3.4.2	Sugárzás hatása	19
3.5	Eredmények.....	25
4	<i>Értékelés</i>	32
5	<i>További fejlesztési lehetőségek</i>	33
6	<i>Összefoglalás</i>	35
7	<i>Köszönetnyilvánítás</i>	36
8	<i>Hivatkozásjegyzék</i>	37

1 Bevezetés

Az elmúlt pár évtizedben egyre nagyobb hangsúly terelődött a vizek állapotának vizsgálatára, javítására. Ez mindnyájunk érdeke, hisz a víz az élet alapja, így kötelesek vagyunk cselekedni annak érdekében, hogy ez a kincs még hosszú ideig kellő mértékben és minőségben rendelkezésünkre álljon. Az emberi tevékenységből eredő káros hatások (mezőgazdaság, szennyvízbevezetések, stb..) következtében számos vízfolyás biológiai és kémiai összetétele megváltozott. A megnövekedett tápanyagtartalom (N, P) eltorzíthatja a vízi ökoszisztémák arculatát, fajkihalások, algavirágzások okozója lehet. Manapság köszönhetően többek között a VKI-nek legtöbb víztestünk, köztük a Balaton is folyamatos monitoring alatt van.

A Balaton vízminőségének folyamatos vizsgálatának szükségességét úgy gondolom nem szükséges részletezni. A tó vízhőmérséklete meghatározza a benne élő algák, és egyéb élőlények biológiai folyamatait. Ez a hőmérséklet mind térben mind időben nagy egyenlőtlenséget mutathat. Szélsőséges, napos időben mélység mentén stabilan rétegzett állapot alakulhat ki, amely helyzeti energiájától függően, kisebb-nagyobb mértékű külső hatásokra (erős szél, párolgás) átrendeződhet. Annak érdekében, hogy az esetleges szélsőséges állapotok vízminőségre gyakorolt káros hatását idejében felismerjük, szükséges egyfajta becslést adni a hőmérsékleti rétegzettségére.

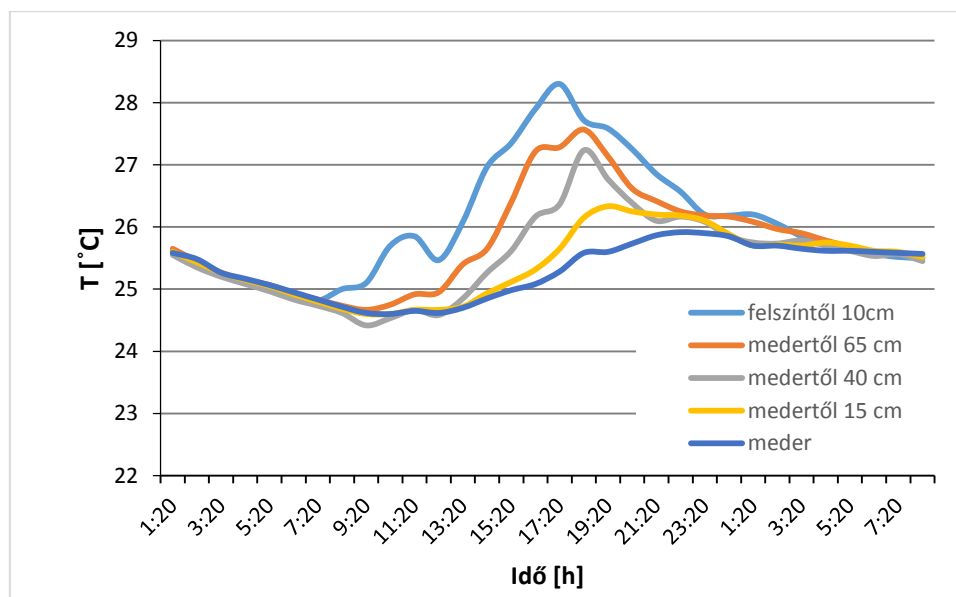
Már folytak korábbi vizsgálatok a Balaton hőháztartásának alakulásáról, ám azok csupán a függély-középhőmérsékletről adtak információt.

A Keszthelyi-öbölben, az MTA Vízgazdálkodási Kutatócsoportja évek óta működtet egy tavi, partközeli mérőállomást, amelyen nagy időbeli felbontásban mérik más változók mellett a vízben kialakuló vertikális hőmérsékleti profilt, a szelet és a nap sugárzást. A TDK dolgozatom célja egy egyszerű, lokális modell felállítása, melyből becsülhető a vízhőmérséklet mélység menti eloszlásának egyenlőtlensége. A keszthelyi kutatásnak hála az ehhez szükséges adatok rendelkezésemre álltak.

Dolgozatomban nyári időszakokban kialakuló rövid ideig tartó rétegzett állapotokat vizsgáltam. A vizsgálat lényege annak meghatározása volt, hogy ezen stabil állapotok milyen paraméterek mellett képesek kialakulni, valamint milyen és mekkora külső hatások tudják azt felbontani.

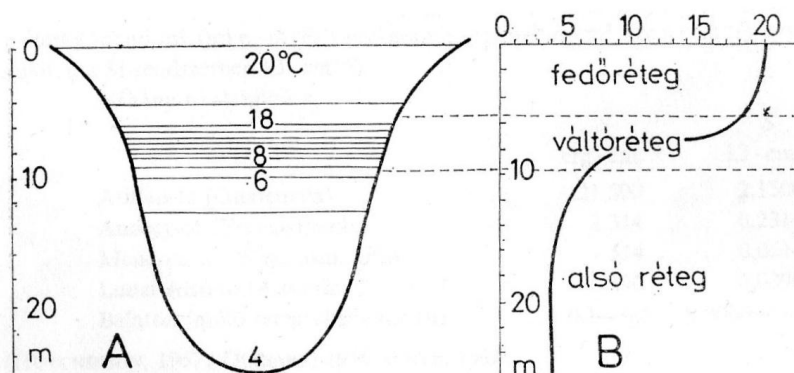
2 Sekély tavak hőmérsékleti viszonyai

Sekély tavak hőmérsékleti viszonyait a napsugárzás, a párolgás és a szél alakítja nagyrészt, de jelentős a szerepe a csapadéknak illetve a beérkező felszíni illetve felszín alatti vizeknek. Mivel a hőcserélődés főleg a víz és a levegő között zajlik, a vízfelszínen mindig nagyobb a hőingadozás, mint mélyebben. Ez a jelenség már sekély, 1-2 m mély vizekben is okozhat csendes, derült időben hosszabb-rövidebb ideig tartó, ún. *múló* rétegzettséget (1. ábra).



1. ábra. Múló hőrétegzettség megnyilvánulása egy azonos függélyben, a teljes mélység mentén elhelyezkedő öt vízhőmérséklet-mérő idősorában (Balaton, 2009.07.03-04.)

A hőrétegzettség a mély tavak jellegzetes tulajdonsága, így természetes hazai tavainkban széles időszakban nem tapasztalható. Az igazán mély tavaknak (pl. Genfi-tó) még nyáron is csak a felső része melegszik át, mely keveredés nélkül úszik az alsó, hidegebb víztömeg. A felső réteg neve fedőréteg (epilimnion), alatta a csaknem mozdulatlan, nyugodt, hideg alsó réteg (hipolimnion) helyezkedik el, melynek hőmérséklete egyenletesen és igen kis mértékben csökken a mélységgel. A két réteget a csupán néhány méter vastag váltóréteg (metalimnion) választja el, amelyet ezáltal a hőmérsékleti és kémiai viszonyok gyors változása jellemez (2. ábra) (Felföldy 1981).



2. ábra. Direkt rétegzettség (A= tó keresztmetszete izotermákkal, B=a hőmérséklet mélység szerinti ábrázolása) (Felföldy 1981)

Annak ellenére, hogy ilyen szintű hőrétegzettség hazánk nagy tavaiban – Balaton, Fertő-tó, Tisza-tó – tartósan semmiképp sem tapasztalható, megfigyelhető bennük a már említett *műló* rétegzettség, amely meglepően nagy napszakos változása meghatározó jelentőségű a vízben lejátszódó biológiai folyamatokat tekintve.

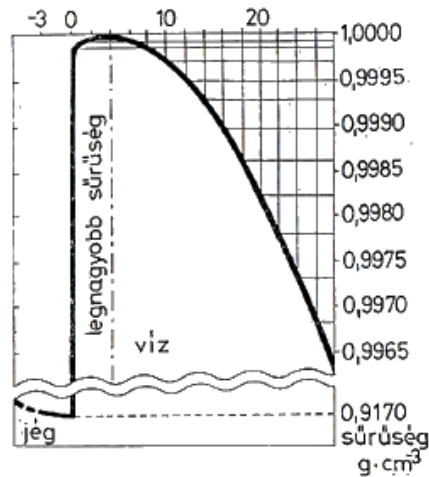
Sekély tavi ökoszisztémák vizsgálata rendkívül komplex feladat, mivel a fizikai, kémiai és biológiai folyamatok szoros kapcsolatban állnak egymással. Az ilyen kis mélységű víztesteket erős anizotrópia jellemzi vízszintes és függőleges irányban. Amíg a szél keltette köröző áramlásokkal a tápanyagok és a biomassa horizontális transzportja nagyobb időléptékű folyamat, addig a rétegek vertikális átkeveredése rövid idő alatt bekövetkezhet. Sekély tavak esetén a viharok során az átkeveredés könnyen elérheti a mederfeneket, ami nemcsak összemosza az egyes vízrétegeket, hanem felkeveri a tápanyagban gazdag hordalékot, és leviszi a légkörből feloldott gázokat. Ezzel homogén viszonyokat állít elő a vízszlop mentén. A víznek, a vízi élet közegének különleges termikus tulajdonságai nagy szerepet játszanak abban, hogy a vizek benépesedése olyan, amilyen. Ide tartozik a fagyás-, illetve forráspontja, fajhője, párolgáshője, olvadáshője (1. táblázat), valamint a sűrűsége.

Fagyáspont	0	°C
Forráspont	100	°C
Fajhő	4,19	J/g
Párolgáshő	2308	J
Olvadáshő	335	J/kg

1. táblázat. A víz jellemző termodinamikai tulajdonságai (Felföldy 1981)

A víz különböző hőmérsékletéhez tartozó sűrűsége (3. ábra) az oka a hőrétegzettség kialakulásának. Köztudott, hogy ez az érték 4 fokon a legnagyobb. Ennek következtében

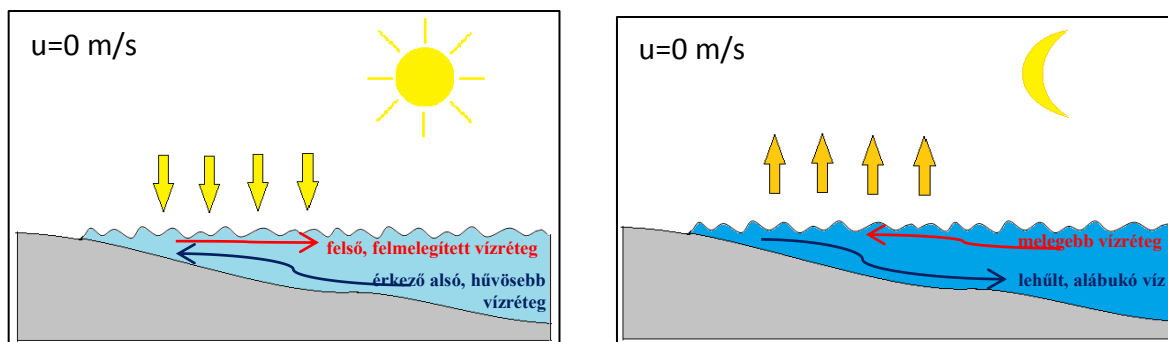
alakul ki a nyári hónapokban a direkt rétegzettség (felül a kis fajsúlyú meleg, alul a legsűrűbb, azaz leghidegebb víz), télen pedig az indirekt rétegzettség (felül a jég, alatta a hidegebb, legalul az akkor legmelegebb 4°C-os víz), mely lehetővé teszi az élővilág áttelelését a vízben (Felföldy 1981).



3. ábra. A víz sűrűségének változása a hőmérséklettel (Felföldy 1981)

Sekély tavak esetében a hőmérsékletkülönbségekből adódó rétegződés viszonylag gyorsan alakul ki, és különböző külső hatásokra (szél, párolgás, napsugárzás hiánya) ugyanolyan gyorsan fel is bomolhat. Különösen nyáron, nappali órákban jelentős lehet a felső, felszíni rétegek sugárzásból nyert felmelegedése, mely átlátszó, sekély tavak esetén a mederig is lehathat. Ennek hatására szélcsendes időben stabil rétegződés tud kialakulni. Másrészt viszont a hőmérsékletkülönbség okozta sűrűségkülönbség sűrűségi áramlásokat kelt a sekély és mély tórészek, vagy éppen a nádasok és a nyílt víz között, annak ellenére, hogy nincs szélmozgás, tehát vízcsere lesz az eltérő tulajdonságú tórészek között. Amikor a levegő a víz hőmérséklete alá hűl, vagy párolgás hatására, ez a rétegződés ugyanilyen szélcsendes időben meg is szűnhet, hisz a felső meleg réteg lehűl, sűrűsége megnő és mélyebb rétegekbe süllyed. A süllyedő víz helyére újabb meleg víz kerül oldalirányból (4. ábra). Ha ez a körforgás nagyon sokáig így folytatódna, akkor az egész mélységben azonos hőmérséklet lenne. Azonban ehhez az is kéne, hogy a vízfelszínen a hőáram tartósan állandósuljon, ami viszont a napi hőingadozás miatt nem lehetséges.

Ugyan itt csak a vízfelszínen keresztüli hőáramról írok, de meg kell jegyezni, hogy a mederrel, annak pórusaiban található vízzel is van (hővezetés- ill. konvektív típusú) hőcsere.



4. ábra. Szélcsendes időben kialakuló, és megszűnő rétegzettség

Mélyebb tározóink kivételével a hazai állóvizeink, így a Balaton is, sekély víztestek. A Balaton vízmennyisége 1800 millió m³, ami 2,2 év alatt cserélődik ki. Vízugyűjtő területe 5180 km², fő táplálója a Zala folyó, de számos kisebb patak is folyik bele. Vízsintje általában tavasszal éri el a maximumát, nyaranta a párolgás miatt csökken, ősszel és télen a csapadék miatt pedig emelkedik.

Az uralkodó szélirány a tó hossz tengelyére merőlegesen, ÉÉNy irányból fúj. A hullámok egy tengerész számára szokatlanul meredek, amit a kis vízmélység és a rövid meghajtási hossz idéz elő. Az eddig legmagasabb hullámokat partközelen 1,82, a meder közepén 1,95 méternek mérték. A hullámok hossza 2-12 méter között mozog, és a szél elülte után 2 óra szükséges azok elcsendesedéséhez. Az uralkodó észak-északnyugati szélnek megfelelően a függőleges átfordulás a felszínen az északi partról a déli felé halad, míg a tó mélyén a víz az ellenkező irányba áramlik vissza (<http://www.balcsi.net/elovilaga.html>).

A víztest sekélyisége folytán annak hőmérséklete gyorsan követi a levegőét, nyáron általában meghaladja a 20 °C-t, sőt meleg napokon a 27 °C-ot is eléri. Ebből kifolyólag a párolgás jelentős, amit erősít a kis mélységhez társult relatíve nagy vízfelület is.

Az említett időjárási tényezők nagyban befolyásolják a tó életfolyamatait azáltal, hogy éppen melyik dominál. Erősen szeles időben a rétegződés kialakulásának kicsi az esélye még nagy besugárzás esetén is. Viszont egy közepesen erős (3-5 m/s) szél mellett már hasonló körülmények között nagy az esélye. Ezen tényezők közvetetten hatnak az életfolyamatokra, így mérésük, megfigyelésük mindenképpen szükséges. Szerencsére hosszúidejű mérési idősorok álltak rendelkezésemre a Keszthelyi-öböl egy függélyében, amire a vizsgálataimat alapozhattam.

2.1 A rétegzettség hidrobiológiai hatásai

A vízrétegződésnek, és átkeveredésnek jelentős hatása van a vízben lejátszódó életfolyamatokra. Egyrészt az fitoplanktonok terjedésére. Ezen élőlények nagy része önálló

mozgásra képtelen, a vízáramlással sodródna. Elterjedésük erősen függ a hőmérséklettől. Pár fok eltérés már befolyásolja szaporodásukat, halálozásukat. Egy-két napos szélcsendes időszakban már előfordulhat, hogy a felszíni hőmérséklet meghaladja azt a hőmérsékletet, ami szükséges az elszaporodásukhoz, annak ellenére, hogy a függély menti átlaghőmérséklet alatta marad ennek a szintnek. Kérdés, hogy ezután egy gyenge vagy közepesen erős szél képes-e ezt a stabil rétegződést szétverni és ezzel gátat szabni az algavirágzásnak. Amint majd látható lesz 4-5 m/s-os szelek esetén is megmaradnak vagy kialakulnak jelentős hőmérséklet különbségek, azaz sűrűségi rétegzettség – a továbbiakban csak röviden rétegzettség – jön létre. Tehát annak ellenére, hogy az átlaghőmérséklet alapján (amit a sugárzásból előre tudunk jelezni) nem lehetne számítani jelentős szaporulatra, mégis lesz. Másrészt ezen eutrofikus rétegekben élő fitoplanktonok jelentik a vízi tápláléklánc fő alapjait, és átkeveredés hatására lejuthatnak a mederfenékre táplálékul szolgálva az ott lakó állatoknak. Továbbá tartós, erős rétegzettség esetén ezen a visszafogottabb turbulens keverés hatására az oxigén transzportja nem jön létre, ami hozzájárulhat az aljazaton élő állatok esetleges pusztulásához. Tehát a rétegződés időtartamának, és mértékének jelentős hatása van nemcsak a felszínen, hanem a mederfenéken élő szervezetekre is.

3 Nulldimenziós energiamodell a rétegzettség vizsgálatára

3.1 Mérési adatok

A Magyar Tudományos Akadémia Vízgazdálkodási Kutatócsoportja és a Budapesti Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem 2001 óta automatikus mérőállomást (5. ábra) működtet Keszthely mellett a Balatonban.



5. ábra. Méréőállomás Keszthely mellett

A Balaton vízminősége az 1980-as években végrehajtott tápanyagsökkentés hatására (elsősorban a Kis-Balaton Védőrendszer kialakításának köszönhetően) ma már kiváló állapotú, és ennek az állapotnak a megőrzése nem csak az élővilág érdeke, de gazdasági szempontból sem elhanyagolható (<http://152.66.16.73/balaton/Kezdolap.html>).

A kutatás célja a tó folyamatos, és pontos megfigyelése, mind hidrológiai, mind biológiai szempontból. Ezáltal lehetőség nyílik annak hosszabb távon, vagy hirtelen esetlegesen bekövetkező negatív állapotváltozásának felismerésére, diagnózis felállítására és ennek segítségével az okok felkutatására.

A vizsgálatok tárgyát képezik a következők:

- algák mennyiségének mérése,
- oxigén koncentrációjának, és telítettségének mérése,
- globális sugárzás rögzítése,
- a lebegőanyag koncentrációjának megfigyelése,
- a szél sebességének és irányának mérése,
- a víz és üledék hőmérsékletének a rögzítése,
- zavarosság, a vezetőképesség mérése,

- időjárási viszonyok rögzítése.

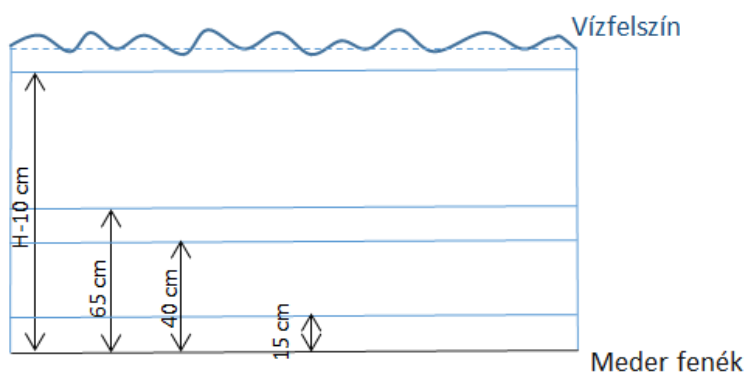
A víz és az üledék hőmérsékletmérésének fontossága, ezen tényezők a már említett anyagcsere folyamatokra, illetve életjelenségekre gyakorolt hatásából ered. Korábbi megfigyelések szerint a kékalgák elszaporodásának valószínűsége akkor nagy, ha a víz 2-3 hétig 22-24°C-nál melegebb, mely nyáron gyakran előfordul.

Az időjárási viszonyok mérésének keretében rögzítik továbbá a csapadék mennyiségét és a léghőmérsékletet.

Az egyes paraméterek mérése percenként történik, így elmondható, hogy kellő részletességű adatot szolgáltatnak bármiféle kutatáshoz, modellezéshez, megfigyeléshez. A mérési időszak többnyire áprilisban indul, és októberig tart. Fontos megemlíteni, hogy a mérések eredményeit bárki nyomon követheti az interneten, és tájékozódhat az éppen aktuális állapotokról.

A szél nagyságát tizedes pontossággal m/s-ban rögzítik, irányát pedig fokban, a meteorológiában használatos módon adják meg, vagyis például a hazánkban uralkodó ÉÉNY-i szélirányt a 315-360°-os szelek jelentik.

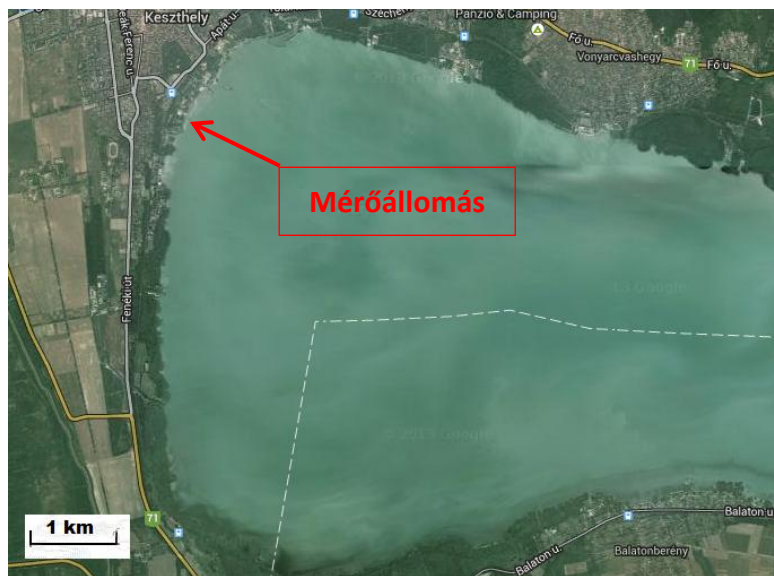
A víz hőmérsékletek °C-ban szintén tizedes nagyságrendben állnak rendelkezésre a különböző mélységeiben. 2009-ben és 2010-ben mérték egyrészt az átlagos felszíntől 10 cm-re, valamint a medertől 65, 40, 15 és 0 cm-re, vagyis a fenéken (6. ábra). Ezen kívül két mélységben (-10, -15 cm) mérték az iszap hőmérsékletét is. 2011-ben és 2012-ben annyi különbség volt a mérési pontokban, hogy a medertől 60, 35 és 0 cm-re mérték, a felszín alatt pedig 10 illetve 40 cm-re.



6. ábra. A függély mentén mért víz hőmérsékleti pontok medertől vett távológa (2009,2010)

Az adatokat a parttól kb. 80 méterre elhelyezett mérőállomás méri (5. ábra,7. ábra). A part viszonylagos közelségéből kifolyólag, ami többé-kevésbé szélárnyékot biztosít a műszereknek, a vízben esetlegesen kialakuló rétegzettség szél hatására bekövetkező alakulásának vizsgálata meglehetősen összetett feladat. Ennek oka főként a szél meghajtási hossza, amely leggyakoribb, és egyúttal legerősebb ÉÉNY-i szelek esetén jóval kisebb (max.

pár 100 méter), az ugyancsak elég gyakran előforduló DDK-i szelek esetén pedig kilométeres nagyságrendű (2-5 km). Nagyobb meghajtási hosszhoz nagyobb hullámmagasság, és ezáltal fokozottabb helyi turbulencia tartozik. ÉÉNY-i szelek esetén a parti sáv szélárnyékban van, de a szél ekkor is jelentős közvetett hatást tud gyakorolni a mérési szelvényben kialakuló hőmérséklet profilra, méghozzá az általa létrejövő öböl léptékű köröző áramlások formájában: ezek a nagyméretű vízszintes és függőleges forgók a szélárnyékban lévő partközeli sávot preferálják a széllal szemben haladásra. E két fő szélirány mellett természetesen ugyanez igaz a többi szélirány esetében is, a lényeg a meghajtási hossz, mely szélsőséges esetben (keleti szél) akár 20 km is lehet.



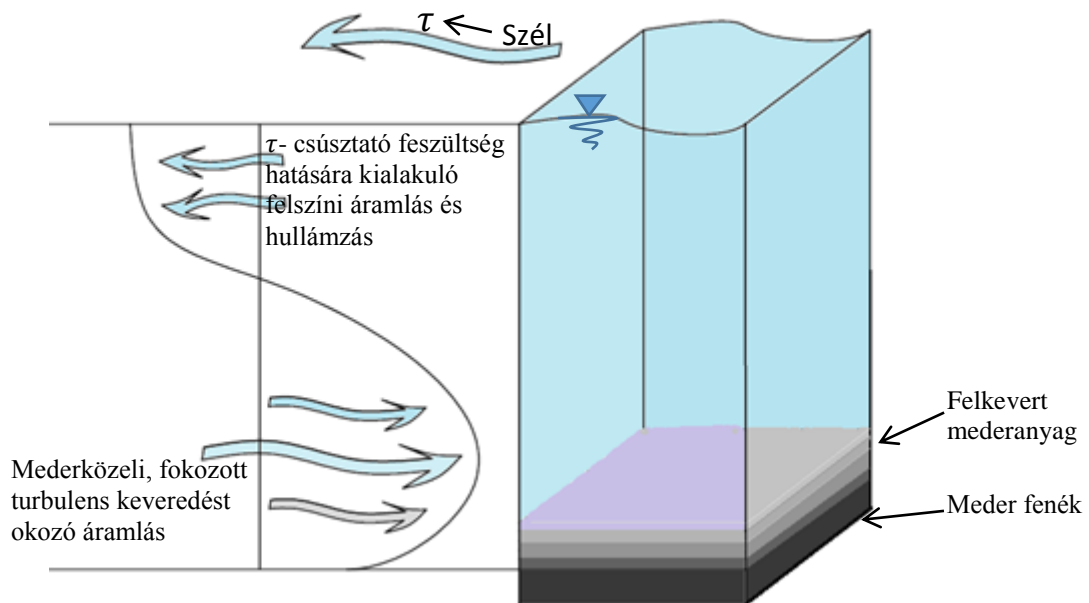
7. ábra. A keszthelyi tavi mérőállomás helyszínrajza

A mérési szelvényben a vízmélység 1,5-1,7 m között változik többnyire, de előfordulnak 1,1 m illetve 1,8 m körüli vízmélységek is a párolgástól és a csapadéktól függően, de erre még ráakódnak a szél keltette, akár több deciméteres vízszint-ingadozások is. Összességében azonban a tó vize 1976 óta a siófoki zsiliprendszerrel szabályozott, így mesterségesen tartják az éves menetgörbével definiált kb. 104 mBf-i üzemi vízszintet.

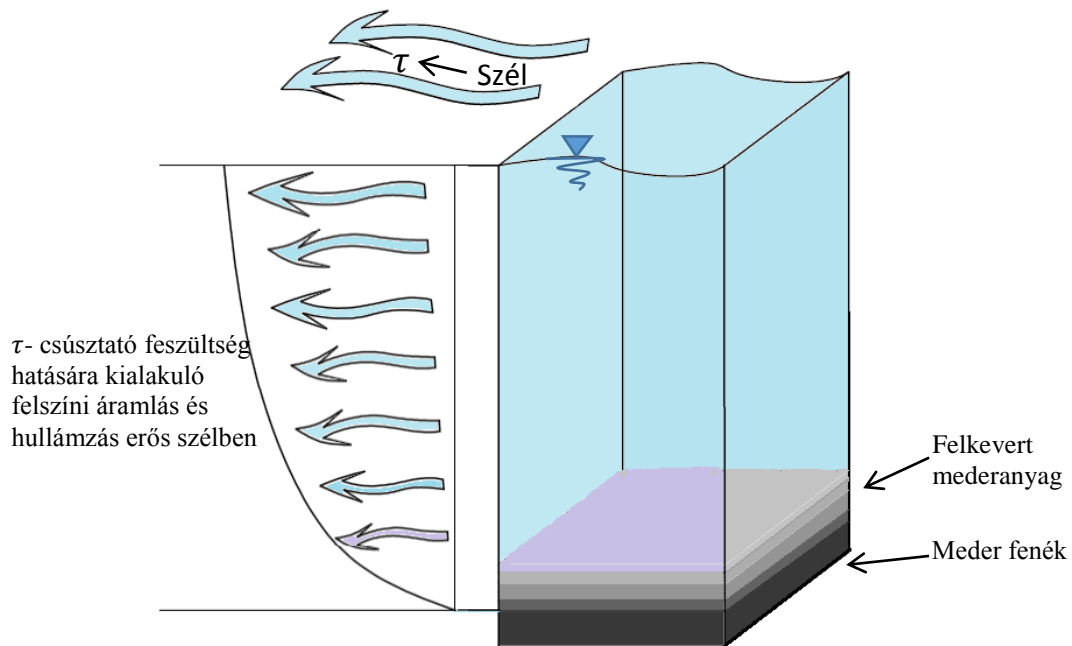
TDK dolgozatomban nyári időszakokban kialakuló rövid ideig tartó rétegzett állapotokat vizsgáltam. A vizsgálat lényege annak meghatározása volt, hogy ezen stabil állapotok milyen paraméterek mellett képesek kialakulni, valamint milyen és mekkora külső hatások tudják azt felbontani. Munkámban felállítottam egy lokális, nulla térdimenziós hőháztartási modellt, mellyel lehetőség nyílik a víztest belső, potenciális (helyzeti) energiájának becslésére a szél, illetve a napsugárzás adatsoraiból. Ezáltal összevethető az így kapott energia a víztest különböző mélységeken mért hőmérsékleteiből meghatározott, tényleges helyzeti energiájával, és kimutathatóvá válik, hogy melyik meteorológiai tényező (jelen esetben szél,

hő) hatása a domináns ennek megváltozására. Ezen kívül következtethetünk a víztestben végbemenő konvektív folyamatok szerepére is annak ellenére, hogy ezen változások nyomán követésére a lokális modellünk nem terjed ki: a mért és modellezett értékek közti eltérést a konvektív hatásnak feleltethetjük meg.

A hőtranszport-konvekció mellett turbulens diffúzióval is létrejöhet, és ez a hullámzáshoz, ill. a hozzá képest lassan változó áramlásokhoz köthető. Ezek a vízmozgások többnyire a szél keltette vízfelszínen ható csúsztatófeszültség (τ) hatására jönnek létre, és kisebb mértékben a sűrűségkülönbségekből. A hullámzás vertikális átkeveredést okoz, amely a szélerősségtől függően akár teljes mélységig kifejtheti hatását. Másrészt pedig a nagy léptékű áramlások hatására alakul ki a mederfenék közelében egy turbulens határreteg. A meder közeli turbulencia felkeveri az ottani mederanyagot és vízréteget, amely aztán a turbulens örvényekkel tovább terjed a vízoszlopban. Attól függően, hogy a turbulencia függőleges elkeverő hatása milyen mértékben tudja áthatni a teljes mélységet, a szél sebességétől függően a függvényben kialakulhat tehát ellentétes irányú áramlás (8. ábra), illetve erős szél esetén logaritmusos profilt mutató erőteljes egy irányú áramlás (9. ábra).



8. ábra. Álló, sekély víztestben létrejövő sebességprofil gyenge szélben



9. ábra. Álló, sekély vztetekben erős szél hatására létrejövő logaritmus sebességprofil

Ezekkel a vízszintes áramlásokkal a hidegebb, vagy melegebb "vízcsomagok" vándorolhatnak a vizsgált függélybe (ez a konvekciós hőcsere).

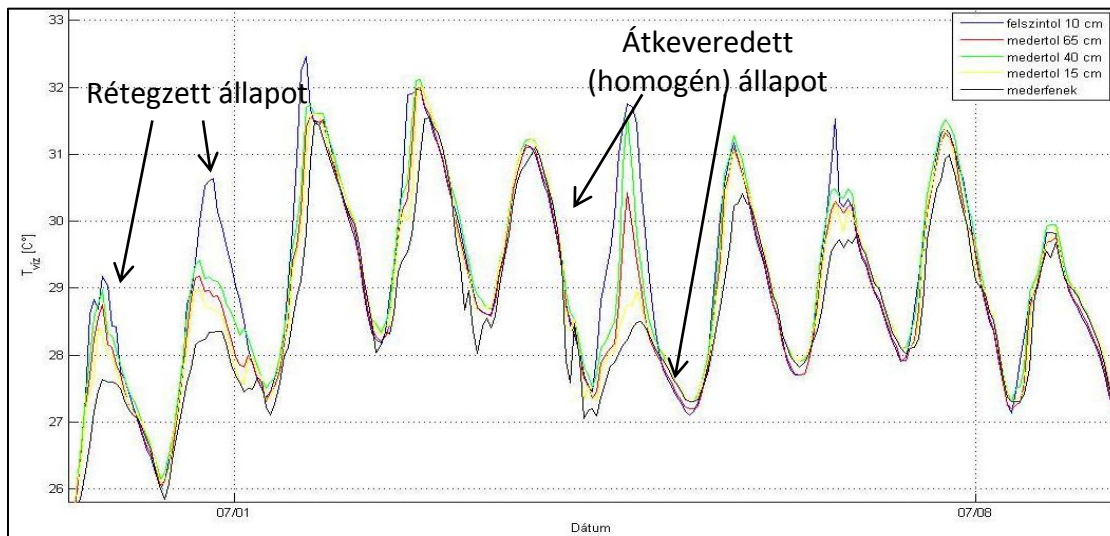
3.2 Vizsgált időszakok

A 2009-2012-ig vizsgált nyarak mért adatai 10 perces időléptékben álltak rendelkezésemre. A táblázatok tartalmazták a fent említett mérési paraméterek nagy részét, legalábbis a számomra szükséges adatokat, melyek a következők voltak: mérés időpontja, szélesebesség, szélirány, víz hőmérsékletek 5 különböző pontban, a globális sugárzást, valamint a csapadékot.

Az adatok könnyebb kezelhetősége érdekében, valamint a velük végzett számítások megkönnyítése végett Matlab programmal olvastattam be az előzőleg .txt fájlba kimentett, számomra szükséges idősorokat.

Mivel a 10 perces időlépték a rétegzettség vizsgálata szempontjából sűrűnek mondható, így mozgóátlagolással ezt az időléptéket megnöveltem. Az átlagolást végző Matlab scriptben beállítható, hogy hány értéket vegyen bele az átlagok számításba, valamint, hogy hányadik értéket jelenítse meg. Ezzel a módszerrel minden egyes időpillanathoz tartozott egy átlag érték, de a további felhasználástól függően beállítható, hogy mely értékek kerüljenek kimentésre. Munkám során az 1 órás időléptéket találtam megfelelőnek, tehát minden 6. átlag értéket írtam ki szöveges fájllokba. A kezdeti beolvasásnál problémát jelentett, hogy az egyes évek adatsoraiban több helyen is hiányoztak adatok, melyek az átlagolásnál eltorzították volna az eredményt, így első lépésben ki kellett válogatnom olyan időszakokat,

melyekben minden szükséges paramétert folyamatosan mértek. Az átlagolt vízhőmérsékleti értékeket diagramon ábrázolva láthatóvá váltak a rétegzett időszakok, illetve a közöttük lévő átkeveredett állapotok.



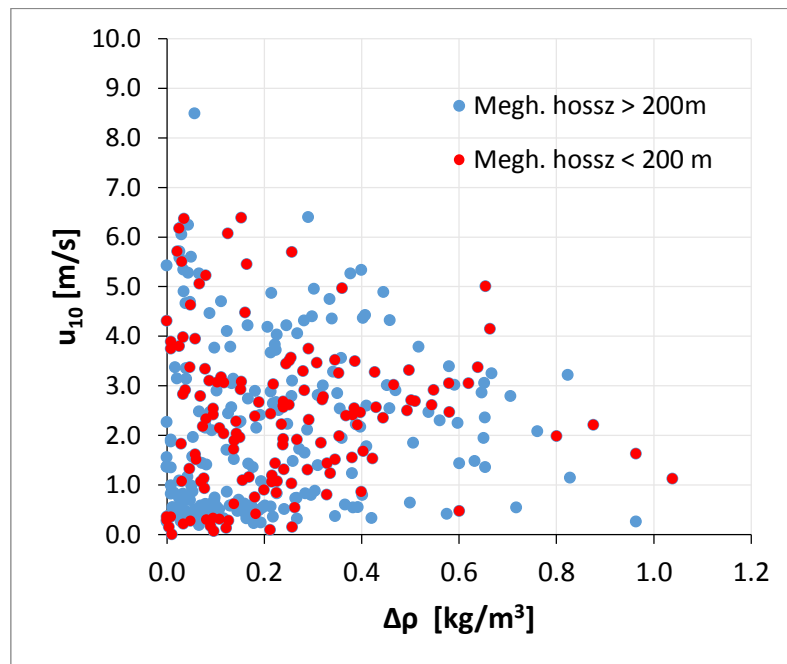
10. ábra. Az öt mélységben mért vízhőmérséklet időbeli alakulása 10 napos időszakban

Az ily módon megjelenített hőmérséklet-változások célja az volt, hogy segítséget nyújtson olyan rövid (pár napos) időszakok kiválasztásához, amelyeknél a „homogén-rétegzett-homogén” állapotok megtalálhatók, és amelyekre a későbbiekben ismertetett számításokat elvégezhettem (10. ábra). Összesen 17 időszakot gyűjtöttem ki, melyekből aztán kiválasztottam a legreprezentatívabb változatokat, így a kiválasztott időszakok a következők lettek:

- 2009.07.03 01:30 – 07.04 08:20
- 2009.07.05 09:20 – 07.07 07:20
- 2009.07.14 08:20 – 07.16 05:20
- 2010.06.28 09:00 – 06.30 07:00
- 2010.07.01 00:00 – 07.04 06:00
- 2010.07.07 08:00 – 07.11 08:00

Az 10. ábra jól mutatja a hőmérsékletek napszakos periodicitását, valamint, hogy a rétegzett állapot főként a nappali órákban tudnak kialakulni a napsugárzás hatására. A napsugárzás formájában átadott energiáját, mely a rétegződés kialakulását elősegíti a felszíni vízrétegek intenzív felmelegítésével, ellensúlyozhatja a szél keltette felszínen létrejövő turbulencia, illetve a mederfenéken létrejövő turbulens határreteg, amely a vízáramlással alakul ki (8. ábra, 9. ábra).

Érdeemes megfigyelni, hogyan alakulnak a felső, és alsó vízrétegek közti sűrűségkülönbségek különböző (helyben, 10 m magasan értelmezett) szélesebségek esetén:



11. ábra. Különböző u_{10} szélesebségeknél kialakuló sűrűségkülönbségek

Az ábrán látható, hogy a szélesebség növekedésével egyre csökken a sűrűség különbség, tehát a várakozásnak megfelelően átkeveredett állapot jön létre. 6 m/s-os szélnél már látható, hogy rétegződés nem tud kialakulni, de ami érdekesebb, hogy 5 m/s-nál kedvező körülmények (déli, délutáni napos idő) esetén igenis ki tud alakulni, tehát a határ valahol a kettő között húzható meg. A piros pontokkal jelölt kis meghajtási hosszú szelek nem mutatnak semmilyen jellemző értéket, tehát a kialakuló sűrűség differenciák meghajtási hosszától függetlenül alakulnak.

3.3 Számított helyzeti energia

A csapadék hőmérsékletétől, és intenzitásától függően befolyásolhatja a rétegzett állapot kialakulását, illetve víz átkeveredését. Főleg az éjszakai órákban, amikor rövid hullámú besugárzás nincs, jelentős lehet a párolgási energia veszteség (hűlés), amely az megmutatkozik a vízhőmérsékletek változásának már említett napi ciklikusságában. Ezen folyamatok felelősek tehát a rétegzett állapot potenciális energiájának $\left(\left(\frac{\partial \varphi}{\partial t}\right)_{pot}\right)$ időbeli változásáért, amit a következő közönséges differenciálegyenlettel fejezhetünk ki (Gale et al 2009):

$$\left(\frac{\partial\varphi}{\partial t}\right)_{pot} = \left(\frac{\partial\varphi}{\partial t}\right)_{sugárzás} + \left(\frac{\partial\varphi}{\partial t}\right)_{csap.} - \left(\frac{\partial\varphi}{\partial t}\right)_{szél} - \left(\frac{\partial\varphi}{\partial t}\right)_{hő}$$

(A vizsgált időszakokban csapadék csak ritkán fordult elő, és az is kis intenzitással, így annak a rétegzettségre gyakorolt hatásától eltekintettem.)

Tehát amikor a potenciális energia megváltozása pozitívrá adódik, akkor a vízszlop stabil, rétegzett állapotú lesz. Negatív érték pedig a vízszlop függőleges értelemben vett, csak átmenetileg fenntartható instabil átkeveredését jelenti (Gale et al 2009).

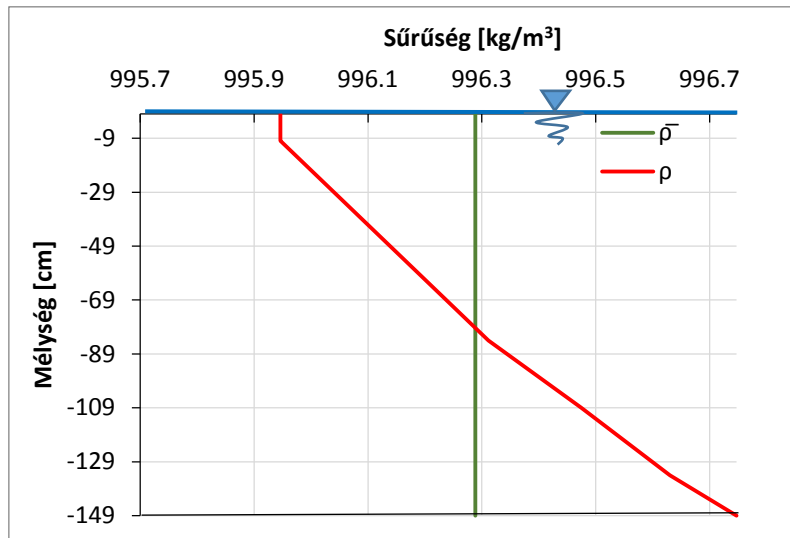
Ezen potenciális energia meghatározható közvetlenül vízhőmérsékleti adatokból is, és így a modell igazolható mérési adatokkal.

A számítások megkezdése előtt szükséges volt a vízhőmérsékletek sűrűséggé történő átszámítása, amelyet a következő képlet segítségével (Read et al 2010) végeztem el:

$$\rho_i = \left[1 - \frac{T_i + 288,9414}{508929,2 \cdot (T_i + 68,12963)} (T_i - 3,9863)^2 \right] \cdot 1000 \left[\frac{kg}{m^3} \right]$$

ahol: T_i a mért vízhőmérséklet °C-ban.

Mivel a felszíntől 10 cm-re mérték a legfelső hőmérsékletet, így az itt mért értéket vettem figyelembe a felszínen is (12. ábra).



12. ábra. A sűrűség mélység szerinti pillanatnyi eloszlása, valamint a függély-középsűrűség (2009.07.17. 16:20)

Ez után következett a víztest belső potenciális energiájának (φ_{pot}) számítása az egyes időpontokban. Ehhez kiszámoltam ezen időpontokhoz tartozó átlag sűrűséget ($\bar{\rho}$), és a sűrűségek ettől való eltérését integráltam. Ebből adódóan rétegzett esetben nagy, átkeveredett esetben kis helyzeti energia értéket kaptam (Gale et al 2009, Wiles et al 2005).

$$\varphi_{pot,i} = \frac{g}{H} \int_0^H (\bar{\rho} - \rho)z dz \quad \left[J/m^3 \right]$$

$$\bar{\rho} = \frac{1}{H} \int_0^H \rho(z) dz \quad \left[kg/m^3 \right]$$

ahol:

- H- mélység a függvényben [m]
- g- nehézségi gyorsulás [m/s²]
- ρ - pillanatnyi sűrűség a függvény adott mélységében [kg/m³]
- $\bar{\rho}$ - pillanatnyi átlagsűrűség a függvényben [kg/m³]
- z- a függvény adott mélysége, ahol a sűrűségmérés történik [m]

Ez a φ_{pot} energia tehát az az energia, amelyet be kell vinnünk a rendszerbe, hogy az egységnyi térfogatú víztömeg teljesen átkeveredett legyen. Abban az esetben, amikor a függvény menti átlagsűrűség közelítőleg megegyezik a függvényben mért összes sűrűségértékkel, ez a potenciális energia minimális.

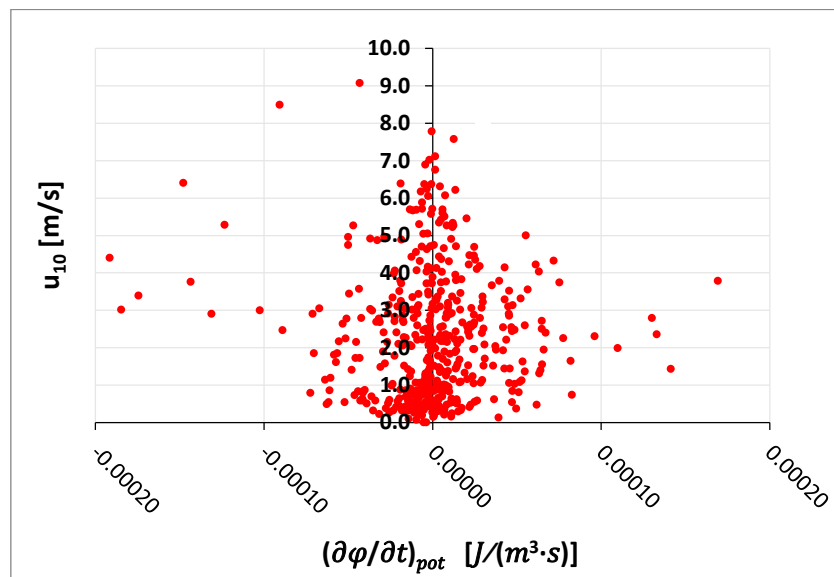
Elméletileg ez az energia csak pozitív értékeket vehet fel, azonban rövid időre előfordulhat, hogy negatívra adódik. Ennek oka, hogy a víztömeget valamilyen intenzív, „zavaró” hatás éri (hideg víztömeg érkezik a felső melegebb rétegekhez, szél hatására kialakuló turbulencia), és rövid időre a felsőbb rétegeknek kisebb lesz a hőmérséklete, mint az alsóbb rétegeknek. Ezt nevezük instabil rétegződésnek, mely a víztömeg tehetetlenségénél fogva neutrális, vagy stabil helyzetbe áll vissza.

A helyzeti energiának az egy időegység alatt bekövetkező változását tehát megkaptam, amikor a szomszédos időpontokhoz tartozó értékeket kivontam egymásból, és a különbséget elosztottam a konstans időközzel, 3600 s-mal.

$$\left(\frac{\partial \varphi}{\partial t} \right)_{pot} = \frac{\varphi_{pot,2} - \varphi_{pot,1}}{3600} \quad \left[J/m^3 \cdot s \right]$$

Diagramon ábrázolva az így kapott értékeket (13. ábra) látható, hogy a legnagyobb változások érdekes módon 2 és 5 m/s-os szélességek esetén tapasztalhatók. Tehát ezen értékek jelentik a szél okozta jelentős potenciális energiaváltozás alsó és felső határát. Kis szélességek esetén a potenciális energia nem képes nagyot változni időben, nagy

sebességek esetén pedig azért nem változik, mert már lecsökkent 0-ra és tovább nem tud csökkenni (nem lesz instabil a rétegződés).



13. ábra. A víztömeg potenciális energiájának változása különböző szélsébségek esetén

3.4 Becsült potenciális energia

A következőkben az a célom, hogy a rétegzettséget jellemző potenciális energiát megbecsüljem a meteorológiai adatokból. A modellet a mért vízhőmérsékletekből számítható potenciális energia-idősorokkal igazolom. Ha a modelleredmények eléggé pontosnak bizonyulnak, akkor azokba a tavi függvényekbe ill. azokra az időszakokra is megbecsülhetjük a rétegzetség alakulását, ahol nincs vízhőmérséklet-mérésünk. Egy fontos alkalmazás az előrejelzés vagy a hosszú idejű, folyamatos idősort igénylő statisztikai elemzés.

3.4.1 A szél hatása

A szél hatására bekövetkező potenciális energiaváltozás meghatározása esetén az alábbi összefüggést használtam (Wiles et al 2005):

$$\left(\frac{\partial\varphi}{\partial t}\right)_{szél} = \delta \cdot \rho_l \cdot C_D \cdot \frac{u_{10}^3}{H} \quad \left[J/m^3 \cdot s \right]$$

ahol:

- δ - átkeveredési együttható [-]
- ρ_l - a levegő sűrűsége
- H - vízmélység [m]
- C_D - ellenállási tényező [-]

- u_{10} - 10 m magasságú szélereősség [m/s]

Az 10 méterre korigált szélesebesség számításához szükséges volt a mérőállomáson található szélmérő vízfelszínétől való távolsága (z), valamint az ott mért szélesebesség (u):

$$\frac{u_z}{u_{10}} = \left(\frac{z}{10}\right)^{\frac{1}{7}}$$

Ezen u_{10} szélesebesség ismeretében vált lehetővé az ellenállási tényező (C_D) számítása tapasztalati képlet alapján (Wu 1986):

$$C_D = C_{10} = (0,8 + 0,065 \cdot u_{10}) \cdot 10^{-3}$$

A levegő sűrűségét az összes időszaknál egységesen $\rho_l=1,225 \text{ kg/m}^3$ -nek vettem, mely inkább az éjszakai órákat jellemezte, de ennek ellenére az eredmények kimenetelét nem befolyásolta jelentősen, hisz a napon belüli változása minimális.

Az átkeveredési együttható (δ) értéke az egyetlen kalibrálható értéke a modellnek, és mint kiderült rendkívül érzékeny paraméter, tehát kis megváltoztatása is jelentősen befolyásolta az eredményeket. Első lépésben a folyóiratcikkek ajánlása alapján 0,02-nak vettem, majd ezt változtatva kalibráltam a közelítőleg megfelelő értéket. Az egyes időszakokra külön-külön határoztam meg ezt az együtthatót. Ezen értékek a modell kiértékelésénél részletesebben szerepelnek.

A szél által bevitt energia kifejezhető annak vízfelszínre kifejtett csúsztató feszültségéből (τ) is, majd egy további összefüggésből maga a csúsztató sebesség (u_*) nyerhető ki. Jelen esetben én pont fordítva, a már számított energiaváltozásból határoztam meg τ -t, és abból u_* -ot.

$$\left(\frac{\partial \varphi}{\partial t}\right)_{szél} = \tau \cdot \frac{u_{10}}{H}$$
$$\tau = \rho_l \cdot u_*^2 \text{ [Pa]}$$

Az így meghatározott csúsztató sebesség adja a víztömeg tehetetlenségét. A Richardson szám ezen tehetetlenségi erőhöz arányosítva adja meg a hozzá tartozó felhajtóerő értékét (O'Sullivan és Reynolds 2004). Rétegzett esetben a felső, melegebb, kisebb sűrűségű víztömeg szabályosan úszik az alsó, hidegebb, nagyobb sűrűségű rétegen, amely a sűrűségkülönbség által adódó felhajtóerőnek köszönhető.

$$Ri = \frac{\text{felhajtóerő}}{\text{tehetetlenség}} = \frac{g \cdot h}{u_*^2} \quad [-]$$

ahol:

- g - redukált nehézségi gyorsulás, mely már magába foglalja a sűrűségkülönbségek átlagsűrűséghez viszonyított értékét.

$$g' = g \cdot \frac{\Delta\rho}{\bar{\rho}} \quad [m/s^2]$$

ahol:

- $\Delta\rho$ - a függvényben a felszínen, és a fenéken mért pillanatnyi sűrűségek különbsége.

3.4.2 Sugárzás hatása

A vízfelszínen lejátszódó hőátadásból adódó potenciális energiaváltozás az alábbi összefüggéssel számítható (Gale et al 2006):

$$\left(\frac{\partial\varphi}{\partial t}\right)_{sugárzás} = \frac{\alpha \cdot g \cdot \dot{Q}}{2 \cdot c_p} \quad [J/m^3 \cdot s]$$

ahol:

- α - hőtágulási együttható [$1/K$]
- c_p - fajhő [$J/kg \cdot K$]
- g - nehézségi gyorsulás ($9,81 \text{ m/s}^2$)
- \dot{Q} - nettó sugárzás [W/m^2]

Ahhoz, hogy megbecsüljük a nettó sugárzást a vízfelszínen paraméteroznünk kell a felszíni őszsugárzás összetevőit (Holtslag és Van Ulden 1983, Foken 2008).

$$\dot{Q} = (1 - r) \cdot K^+ + L^+ - L^- \quad [W/m^2]$$

ahol:

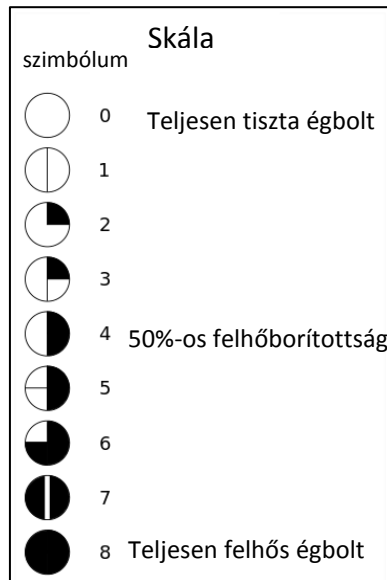
- r – sugárzásvisszaverő-képesség (albedó) (a számításokban $r=0,1$)
- K^+ - bejövő rövidhullámú sugárzás (W/m^2)
- L^+ - bejövő hosszuhullámú sugárzás (W/m^2)
- L^- - a visszaverődött hosszuhullámú sugárzás (W/m^2)

A bejövő rövidhullámú sugárzást a mérőállomáson mérik, így az adott volt, azonban a nettó sugárzás másik két összetevőjét a léghőmérsékletből és a felhőborítottságból becsüljük. Ezt a két paramétert Keszthely mellett, a sármelléki repülőtéren mérik (www.noaa.gov), így azok felhasználhatók voltak a számításokhoz.

A bejövő hosszuhullámú sugárzás tehát az alábbi tapasztalati összefüggéssel volt számítható (Holtslag és Van Ulden 1983):

$$L^+ = c_1 \cdot T^6 + c_2 \cdot N \quad [W/m^2]$$

melyben T a léghőmérséklet Kelvin mértékegységben, N pedig a felhőborítottság. N értékének meghatározását a 14. ábra mutatja. Értéke 0-1-ig változhat, attól függően, hogy az égbolt hány nyolcada borított felhővel. Tehát az égboltnak megfelelő ábrához tartozó szám 8-al való osztásából adódik. A képletben szereplő két konstans $c_1 = 5,31 \cdot 10^{-13} \text{ W/m}^2 \cdot \text{K}^6$ és $c_2 = 60 \text{ W/m}^2$ (Holtslag és Van Ulden 1983).



14. ábra. Felhőborítottság meghatározására használt skála (<http://en.wikipedia.org/wiki/Okta>)

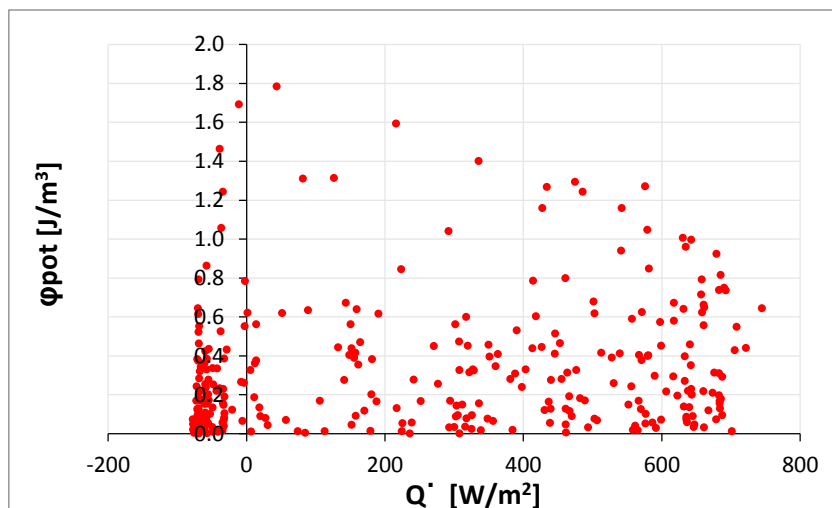
A kimenő hosszuhullámú sugárzás számításához a fentiekén túl szükséges a felszín sugárzási hőmérséklete, melyet ritkán mérnek, így a már korábban hivatkozott kutatók kidolgoztak és validáltak egy összefüggést amely a léghőmérséklet, nettó sugárzás és két konstans felhasználásával közelíti azt. Az összefüggés tehát a következő (Holtslag és Van Ulden 1983):

$$L^- = \sigma \cdot T^4 + c_3 \cdot \dot{Q}$$

ahol:

- σ - Stefan-Boltzmann-féle konstans ($\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W/m}^2 \cdot \text{K}^4$)
- c_3 - a felszíni felmelegítési együtthatója ($c_3 \cong 0,12$)

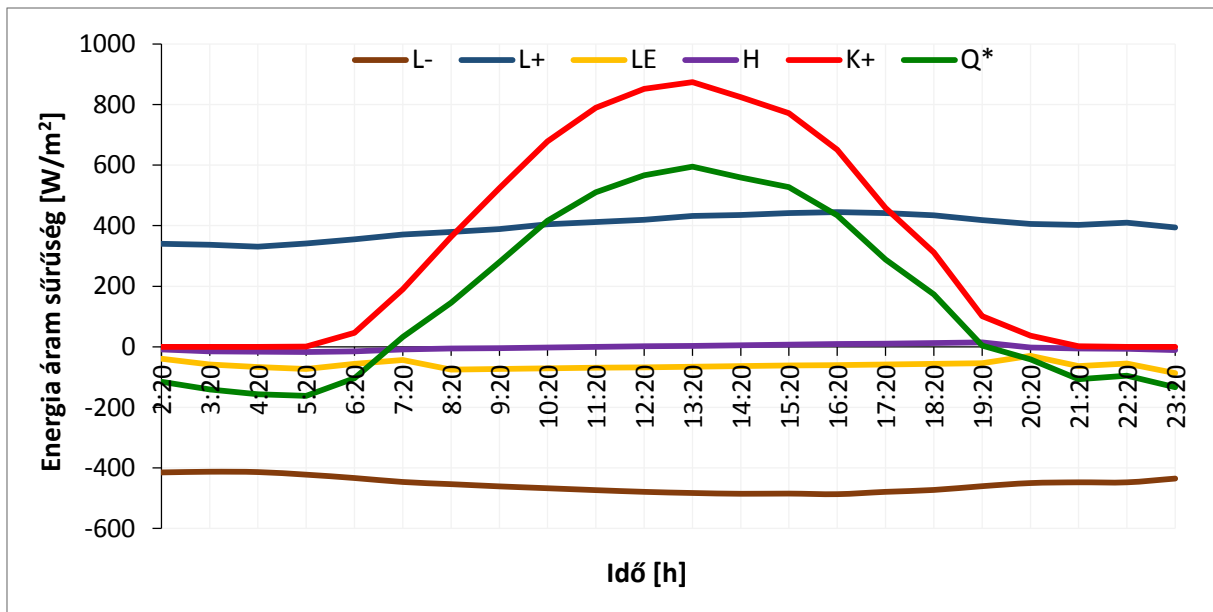
A képleteket rendezve kifejezhető a nettó sugárzás, és végül a keresett, napsugárzás keltette felszíni felmelegedésből nyert energia $\left(\left(\frac{\partial \varphi}{\partial t} \right)_{\text{sugárzás}} \right)$.



15. ábra. A függély menti potenciális energia alakulása a \dot{Q} nettó sugárzás függvényében a mérési időszak órás adatpárjaiból szerkesztve

A függély menti víztömeg potenciális energiájának alakulását megvizsgálva különböző nettó sugárzási értékek esetén (15. ábra) látható, hogy a szél és a párolgás mellett legalább 400 W/m^2 -es energia szükséges egy stabil, rétegzett állapot létrejöttéhez.

A 16. ábra mutatja a hosszú- illetve rövidhullámú sugárzások alakulását napon belül. Látható, hogy a kimenő és bejövő hosszúhullámú sugárzás nagyjából egyensúlyban van, és napon belüli ingadozásuk minimális. Ennek oka, hogy a bejövő hosszúhullámú sugárzást az atmoszféra bocsájtja ki, így a felszínről visszaverődött kimenő hosszúhullámúval egyetemben éjjel-nappal jelen van. A rövidhullámú sugárzás viszont éjszaka megszűnik, mivel nincs napsugárzás (Oke 1987).



16. ábra. A hosszú- (L^+ , L^-) és rövidhullámú (K^+) sugárzások, valamint a látens- (LE) és szenzibilis (H) hőáram napon belüli alakulása tiszta égbolt esetén.

Az ábrán zöld színnel jelölt sugárzás (Q^*) már tartalmazza a látens, és szenzibilis hőáramból származó energiát is. E kettő összege adja a potenciális energia egyenletében szereplő $\left(\frac{\partial \varphi}{\partial t}\right)_{hő}$ tagot.

A látens (rejtett) hőáram a következőképpen írható fel (Révész 2003):

$$\lambda E = \frac{\rho_l \cdot c_p \cdot (e_{s \text{ víz}} - e_l)}{\gamma \cdot (r_a + r_b + r_{gw})} \quad [W/m^2]$$

ahol:

- λ - a víz párolgási hője $\left(2,5 \cdot 10^6 \text{ J/kg}\right)$
- E - a párolgás intenzitása $\left[kg/m^2 \cdot s\right]$
- c_p - a levegő állandó nyomáson vett fajhője $\left(1004 \text{ J/kg} \cdot K\right)$
- $e_{s \text{ víz}}$ - a vízhőmérsékletéhez tartozó telítési vízgőznyomás [Pa]
- e_l - a tényleges vízgőznyomás a referencia szinten [Pa]
- γ - a pszichrometrikus állandó $\left(0,65 \text{ hPa/K}\right)$
- r_a - a turbulens aerodinamikai ellenállás $[S/m]$
- r_b - a lamináris felszíni ellenállás $[S/m]$

- r_{gw} - a vízfelszín felszíni ellenállása (0,001)

A szenzibilis (érzékelt) hőáram kifejezhető az alábbiak szerint (Révész 2003):

$$H = \frac{\rho_l \cdot c_p \cdot (T_{v\acute{z}} - T_l)}{r_a + r_b + r_{gw}} \quad [W/m^2]$$

ahol:

- $T_{v\acute{z}}$ - a víz felszíni rétegének hőmérséklete [K]
- T_l - a referencia szinten mért léghőmérséklet [K]

A két hőáram érték meghatározására kidolgozott modell a Monin-Obukhov hasonlósági elméletén alapuló felszín közeli mikrometeorológiai modell (Révész 2003, Foken 2008).

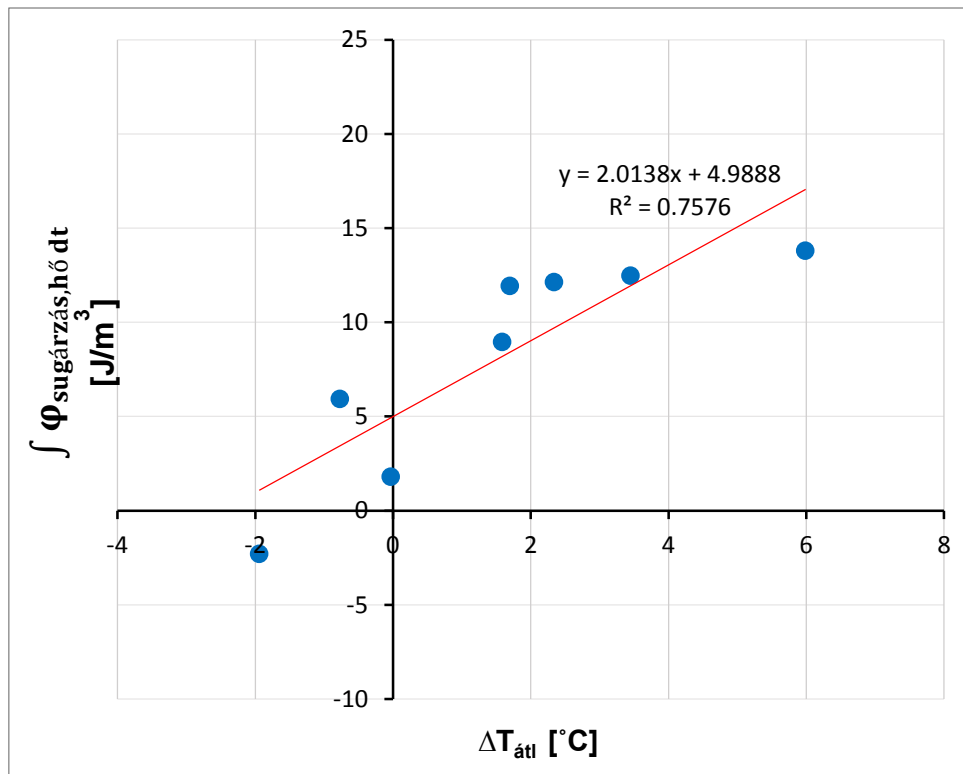
A modellben r_a értéke függ a szél-csúsztatósebességtől, a légrétegzettség stabilitásától, valamint az ún. Obukhov-hossztól. A fluxusok meghatározása ezért egy iteratív folyamat, amelynek számítási algoritmusát és eredményeit a tanszék rendelkezésemre bocsájtotta a kiválasztott időszakokra.

Az így kiszámított hőáramok tehát előjelesen hozzáadódtak a nettó sugárzáshoz, vagyis a párolgás és sugárzás hatását egybe véve adódik a következő összefüggés:

$$\left(\frac{\partial \varphi}{\partial t}\right)_{sug\acute{r}z\acute{a}s} + \left(\frac{\partial \varphi}{\partial t}\right)_{h\acute{o}} = \frac{\alpha \cdot g \cdot Q^*}{2 \cdot c_p} \quad [W/m^2]$$

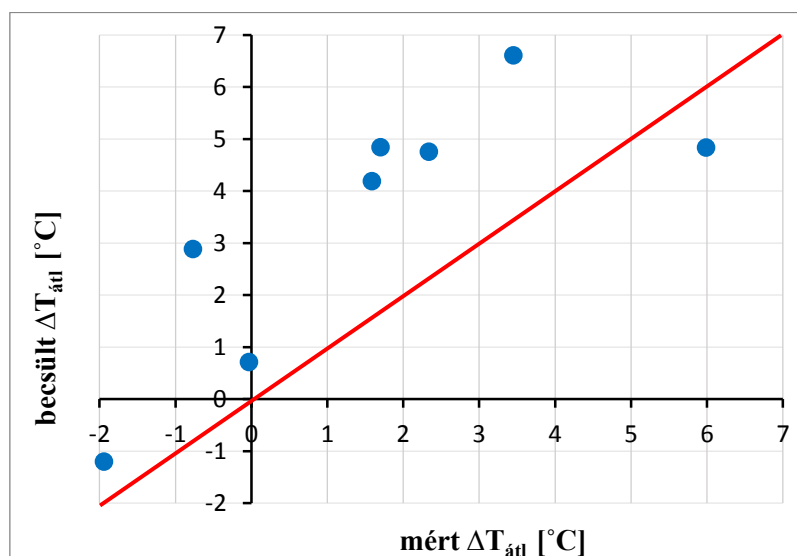
melyben: $Q^* = \dot{Q} - LE - H \quad [W/m^2]$.

A vízoszlop helyzeti energiájának időbeli alakulását tehát egy olyan 0D modellel közelítettük, amely bemeneti adatként csak a tó fölötti, rutinszerűen mért meteorológiai változókat igényli. A helyzeti energia a vízhőmérséklet eloszlásának egyenlőtlenségét méri a mélység mentén, de arról nem ad információt, hogy milyen átlagos értéktől tér el a vízhőmérséklet. Érdekes, hogy a modellünket alig kell megváltoztatni, hogy a helyzeti energia helyett a függély-középhőmérséklet változásait számítsa. Az időszakok végső és kezdeti állapota közötti vízhőmérséklet-különbségeket (ΔT) egy környezetétől elszigetelt vízoszlopban arányosnak várjuk a $\int \varphi_{sug\acute{r}z\acute{a}s, h\acute{o}} dt$ sugárzás és párolgás okozta helyzeti energiaösszeggel. A mért ΔT és a modellezett $\int \varphi_{sug\acute{r}z\acute{a}s, h\acute{o}} dt$ értékpárokat ábrázolva (17. ábra) ellenőrizhető a modellünk megfelelősége.



17. ábra. Az egyes időszakokban bekövetkező teljes víz hőmérséklet-növekmények, és a hozzájuk tartozó integrált nettó energiabevitel (sugárzási, párolgási energia)

Az ábrán látható, hogy az egyes adatpárok által kijelölt pontok mennyire illeszkednek a regressziós egyenesre. Az R^2 -el jelölt determinációs együttható mutatja, hogy a modellel az adatokban meglévő variancia (bizonytalanság) hány %-a szüntethető meg (Kövesi et al 2011). Mivel jelen esetben 1-hez közeli (0,76), így jó illeszkedést, nagy magyarázó erőt jelez. Tehát a felállított modell által ezen paraméterekre adott becslések megfelelőnek mondhatók.



18. ábra. Az egyes időszakokban bekövetkező mért és becsült teljes víz hőmérséklet-növekmények

A helyzeti energiaösszeg helyett számíthatjuk a modellel közvetlenül a becsült hőmérsékletkülönbségeket az alábbi képlettel:

$$\Delta T_{\text{átl}} = \frac{\int Q^* dt}{c_p \cdot m} \quad [^\circ\text{C}],$$

melyben m [kg] az 1 m^2 felületű h [m] mélységű vízoszlop tömege.

Összehasonlítva az így kapott hőmérsékletkülönbségeket a mért értékekből számítottakkal (18. ábra) látható, hogy a pontfelhő nem illeszkedik a 45° -os egyenesre, tehát a modell számolt értékek eltérnek a valóságtól. Ennek oka, hogy a függvényben vizsgált víztömeg, szoros kölcsönhatásban van a szomszédos víztömegekkel, viszont a modell ezt nem veszi figyelembe, adiabatikus rendszerként viselkedik. A sugárzás hatása kis víztömegen jelentkezik, miután a lokális modellünk mélysége az átlag mélységnél jóval kisebb. Emiatt a várakozásnak megfelelően a becsült átlaghőmérséklet emelkedés a ténylegesnél magasabb.

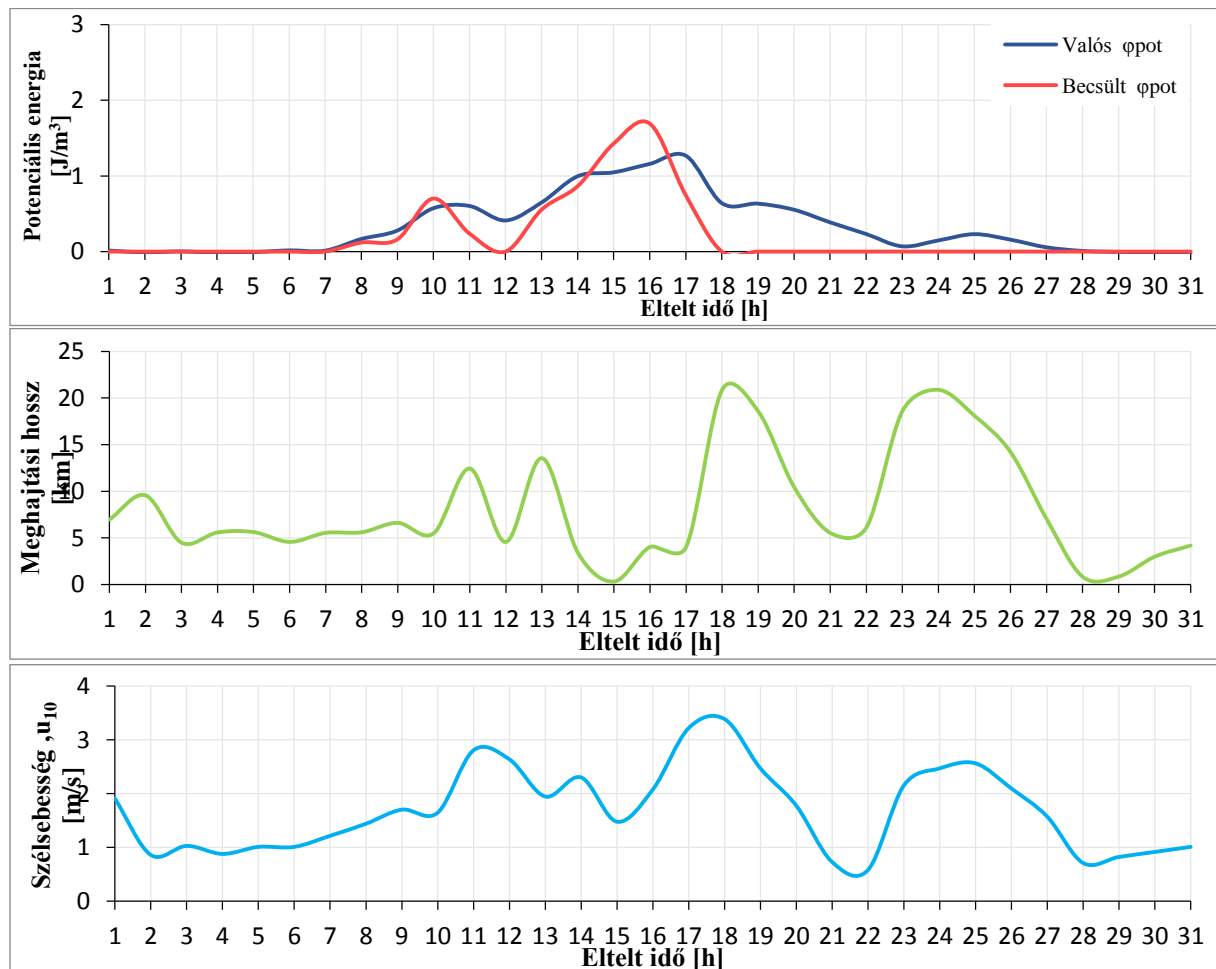
3.5 Eredmények

A sűrűségekből meghatározott, valamint a külső időjárási tényezőkből megbecsült potenciális energiát minden időszakra meghatároztam. A becsült értékeket számító modellt δ , átkeverési tényezővel tudtam kalibrálni. Ennek értékét úgy választottam meg, hogy a becsült adatsokaság minél jobban lefedje a valós értékeket. Megállapítható, hogy ezen kalibrálandó értékre a modell érzékeny, tehát kis megváltoztatásával is nagyban változik a kimenetel. Minden időszaknál külön-külön bekalibráltam ezt a paramétert.

Teljesen pontos egyezést nem várhatunk sehol, mivel a modell, ahogy korábban leírtam nulldimenziós. Legkönnyebben úgy lehet elképzelni, mintha a mérési függvényben lévő víztömeget egy üvegfalal leválasztanám, megakadályozva ezzel a szomszédos víztömegekkel való érintkezést. Természetesen a valóságban a szomszédos víztömegek, melyek különböző hőmérséklettel és sebességgel áramlanak, folyamatosan hatást gyakorolnak egymásra. Ezáltal lehetséges például, hogy bár nincs szél, rétegződés mégsem alakul ki, mivel a korábbi nagyobb szelek által kiváltott köröző áramlások, a szél eláltával is kifejtik hatásukat.

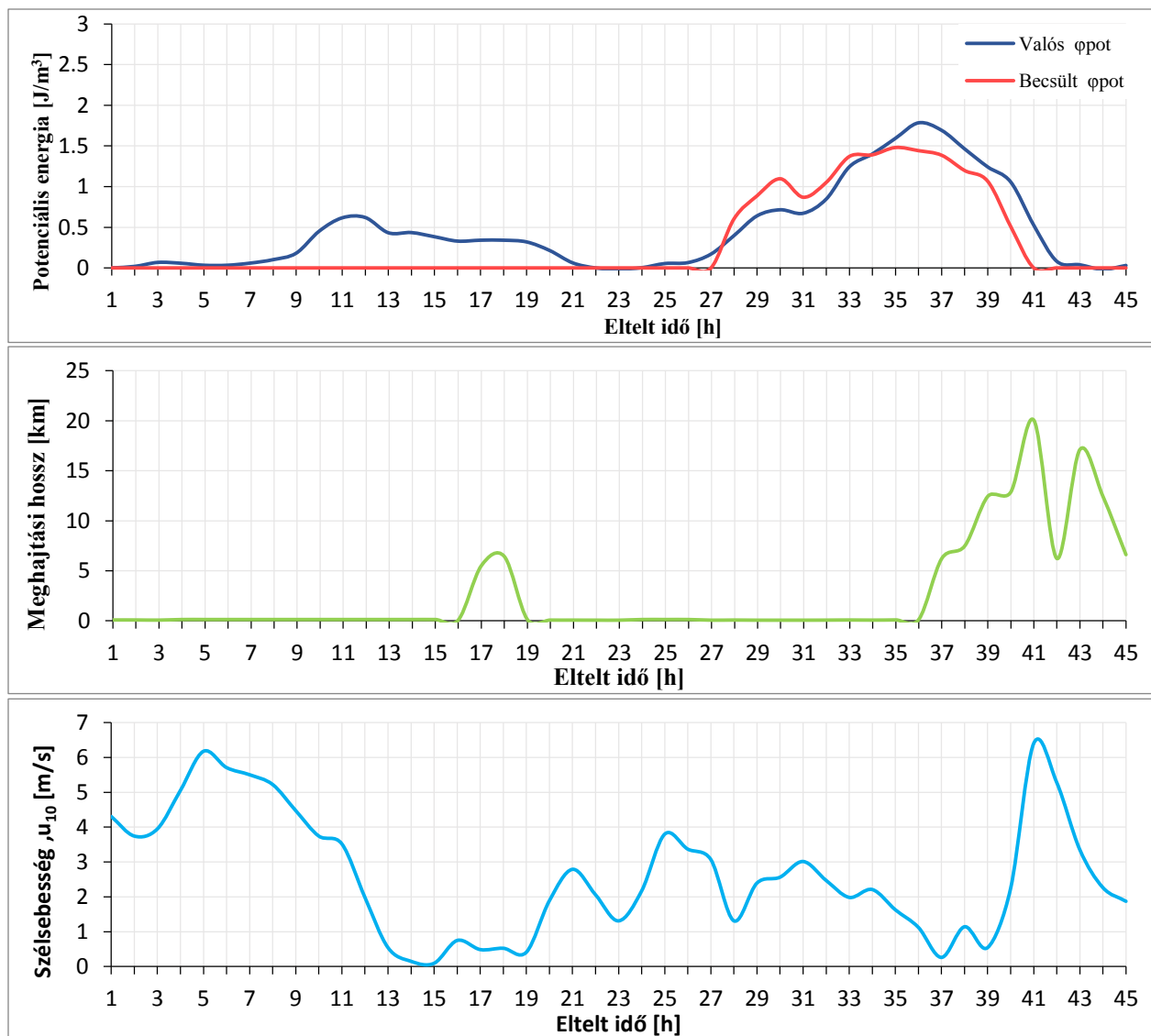
Az első időszakot mutatja a 19. ábra. Látható, hogy a becsült görbe megfelelően közelíti a potenciális energia mért alakulását a vizsgált időszakban. Ugyan nem tökéletes az egyezés, de a görbék közti eltérés a fent említett elhanyagolások miatt elfogadható. Látható az is, hogy bár szinte maximális meghajtási hosszal közepes erősségű szél fúj, mégis a rétegződés megszűnésének fő oka az éjszaka, azaz a nap hőenergia-átadásának hiánya. Az időszak kezdetén és végén meghatározott átlagos vízhőmérsékletek $-0,03^\circ\text{C}$ -os, vagyis jelentéktelen

csökkenést mutattak. A becsült sugárzási, és párolgási energia mérleg integrálgörbéje $1,81 \text{ W/m}^3$ -en zárt. Az átkeverési tényező kalibrált értéke $0,014$ -re adódott.



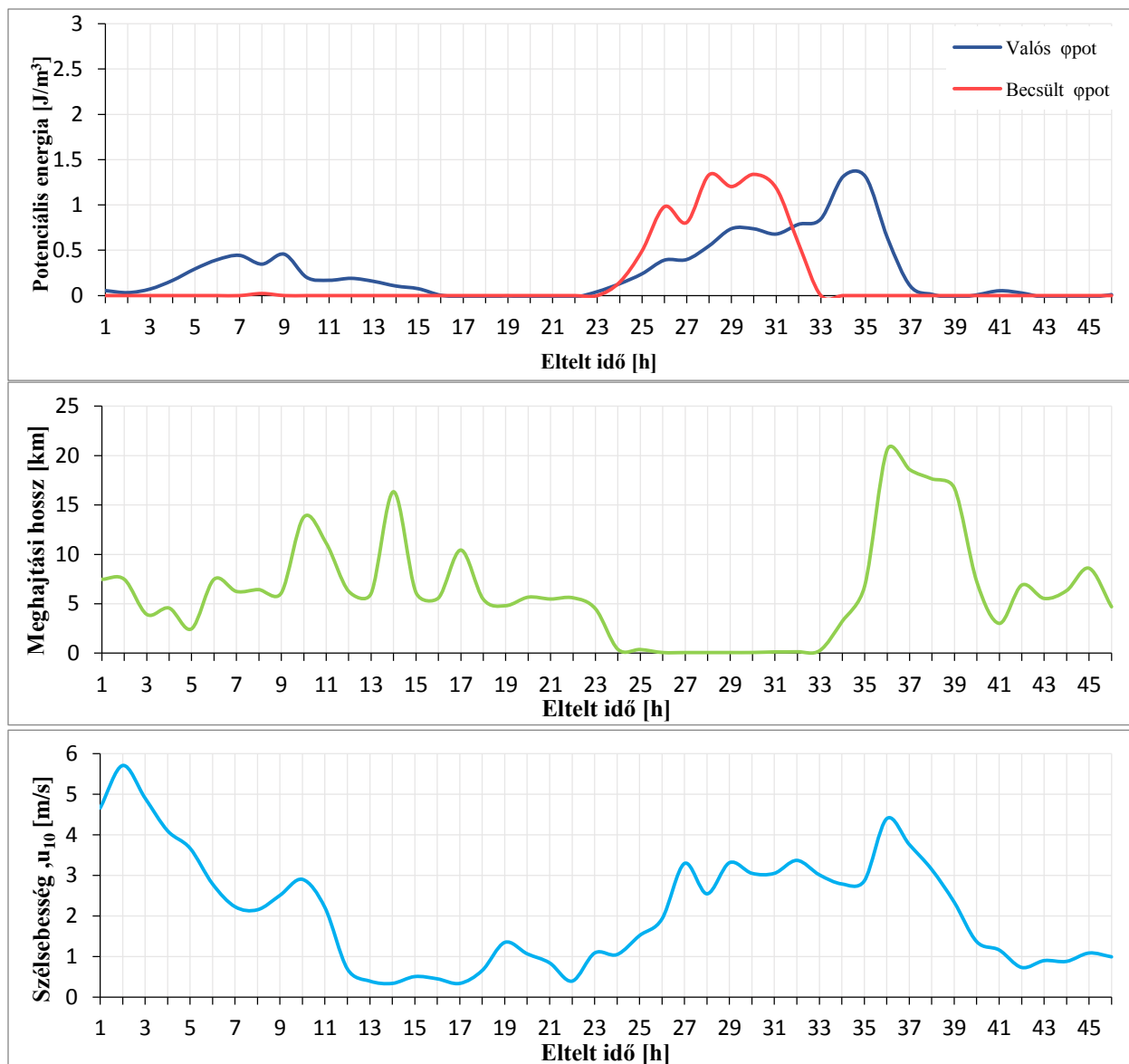
19. ábra. 2009.07.03 01:20-től óránként meghatározott valós (mért), illetve becsült potenciális energia az adott függvényben, valamint ezen időszak alatt kialakuló szélességek, és meghajtási hosszok.

A második időszakban (20. ábra) is megfelelő egyezés adódott. Azonban megfigyelhető, hogy a modell az első, kisebb mértékű rétegződést nem mutatta ki, aminek lehetséges oka lehet például, hogy az áramlással érkezett egy melegebb „vízcsomag”, amely a függély felső rétegeiben hőmérsékletemelkedést okozott. Ennél az időszagnál már megmutatkoznak a köröző áramlások hatásai. Erős, kis meghajtási hosszú szelekkel indul, melynél ki tud alakulni enyhe rétegződés, ám mikor a szél lecsökken, a rétegződés megszűnik az érkező áramlások következtében. Az időszak végére $+1,59^\circ\text{C}$ -os vízhőmérséklet-emelkedés volt tapasztalható, amelyhez $8,95 \text{ W/m}^3$ -es párolgási, és nettó sugárzási összegzett energia tartozott. Az átkeverési együttható $0,012$ értéke adta a legpontosabb egyezést.



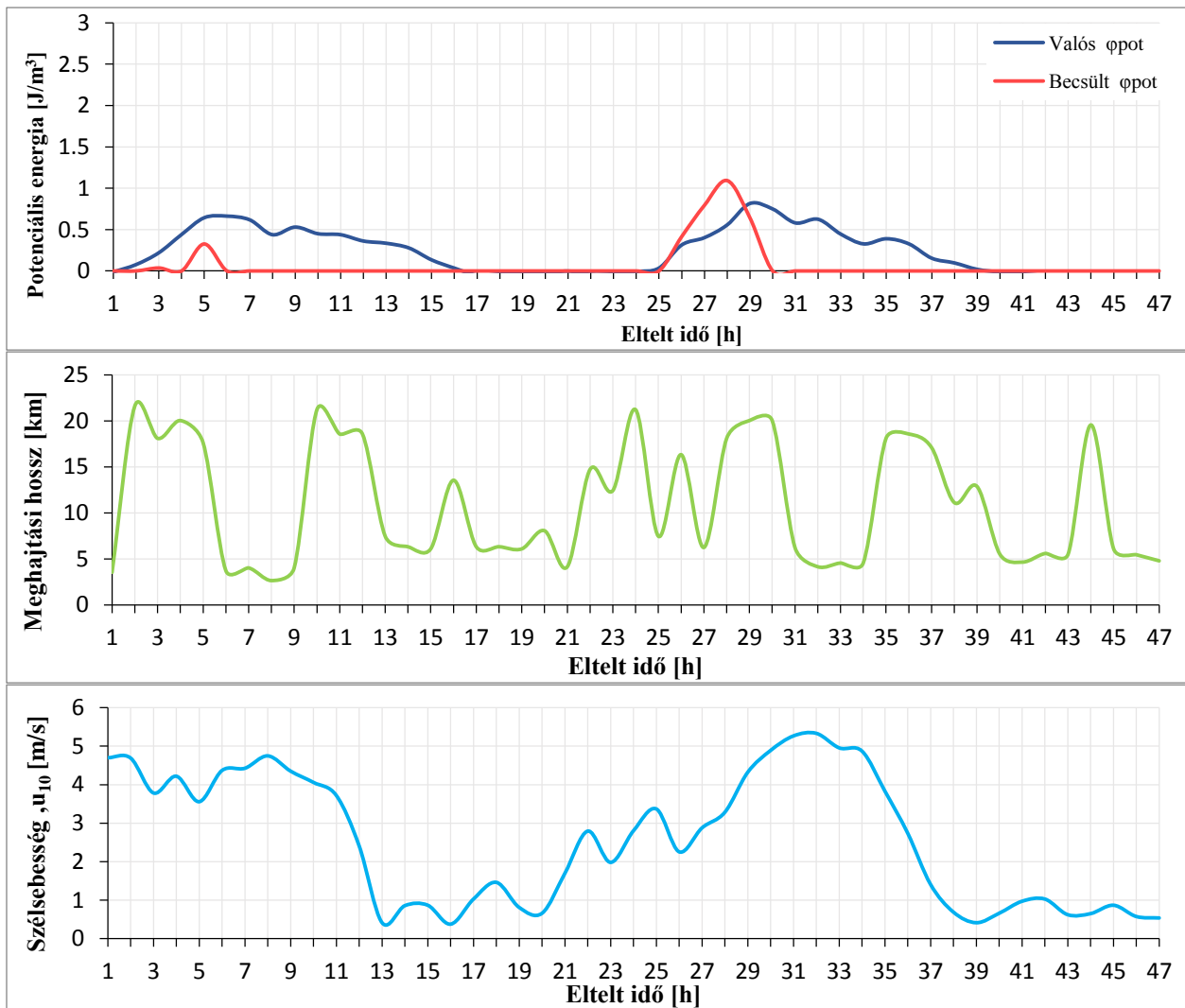
20. ábra. 2009.07.14 08:20–tól óránként meghatározott valós (mért), illetve becült potenciális energia az adott függvényben, valamint ezen időszak alatt kialakuló szélsébségek, és meghajtási hosszok.

A harmadik (21. ábra) időszakban hasonló köröző áramlási jelenség mutatkozik meg, mint amilyen a második időszagnál is tapasztalható volt. Kezdeti erős szélnél kialakul enyhe rétegzettség, ami szélcsendes időszakban valószínűsíthetően a nagyléptékű cirkulációk révén megszűnik. A vizsgált időszakban a modellel becült potenciális energia alakulása a második, erőteljesebb rétegződést megfelelően közelíti, az eltérések szintén nem jelentősek. Az átlagos vízhőmérséklet $-0,77^{\circ}\text{C}$ -os csökkenést mutat $5,94 \text{ W/m}^3$ -es összegzett hő és sugárzási energiával. Ennél az időszagnál $\delta=0,01$ átkeverési tényező adta a legjobb közelítést.



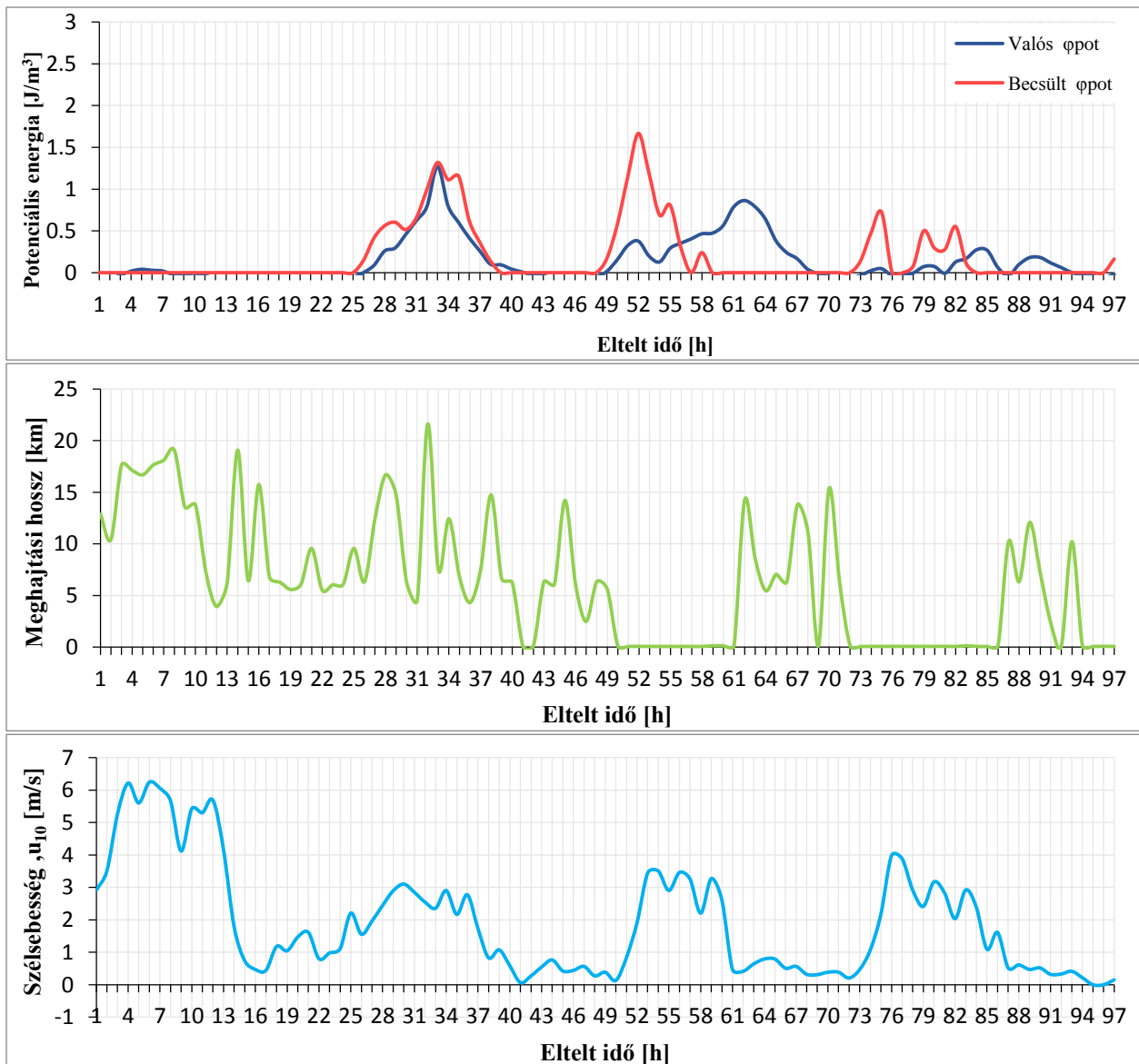
21. ábra. 2009.07.05 09:20–tól óránként meghatározott valós (mért), illetve becsült potenciális energia az adott függvényben, valamint ezen időszak alatt kialakuló szélsőségek, és meghajtási hosszok.

A negyedik időszakban (22. ábra) szintén megjelennek a köröző áramlások a nagy kezdeti szelek miatt, melyek által a várttal szemben megszűnik a rétegződés. Ebben az időszakban a modell által becsült potenciális energia jóval alatta marad ténylegesnek. Ez betudható annak, hogy a függvényben viszonylag kis helyzeti energia tudott csak kialakulni. Korábbi időszakoknál is megfigyelhettük, hogy az ilyen viszonylag kis energiaszinteket a modell sokszor nem mutatja megfelelően. Az átkeverési tényező 0,006 értékénél adódott a legjobb egyezés a két görbe között, tehát ennél az időszaknál a szél hatását jelentősen csökkenteni kellett a megfelelő közelítés érdekében. Az +1,7°C-os hőmérsékletemelkedéshez 11,93 W/m³ energiaösszeg tartozott.



22. ábra. 2010.06.28 09:00-től óránként meghatározott valós(mért), illetve becsült potenciális energia az adott függvényben, valamint ezen időszak alatt kialakuló szélsebességek, és meghajtási hosszok.

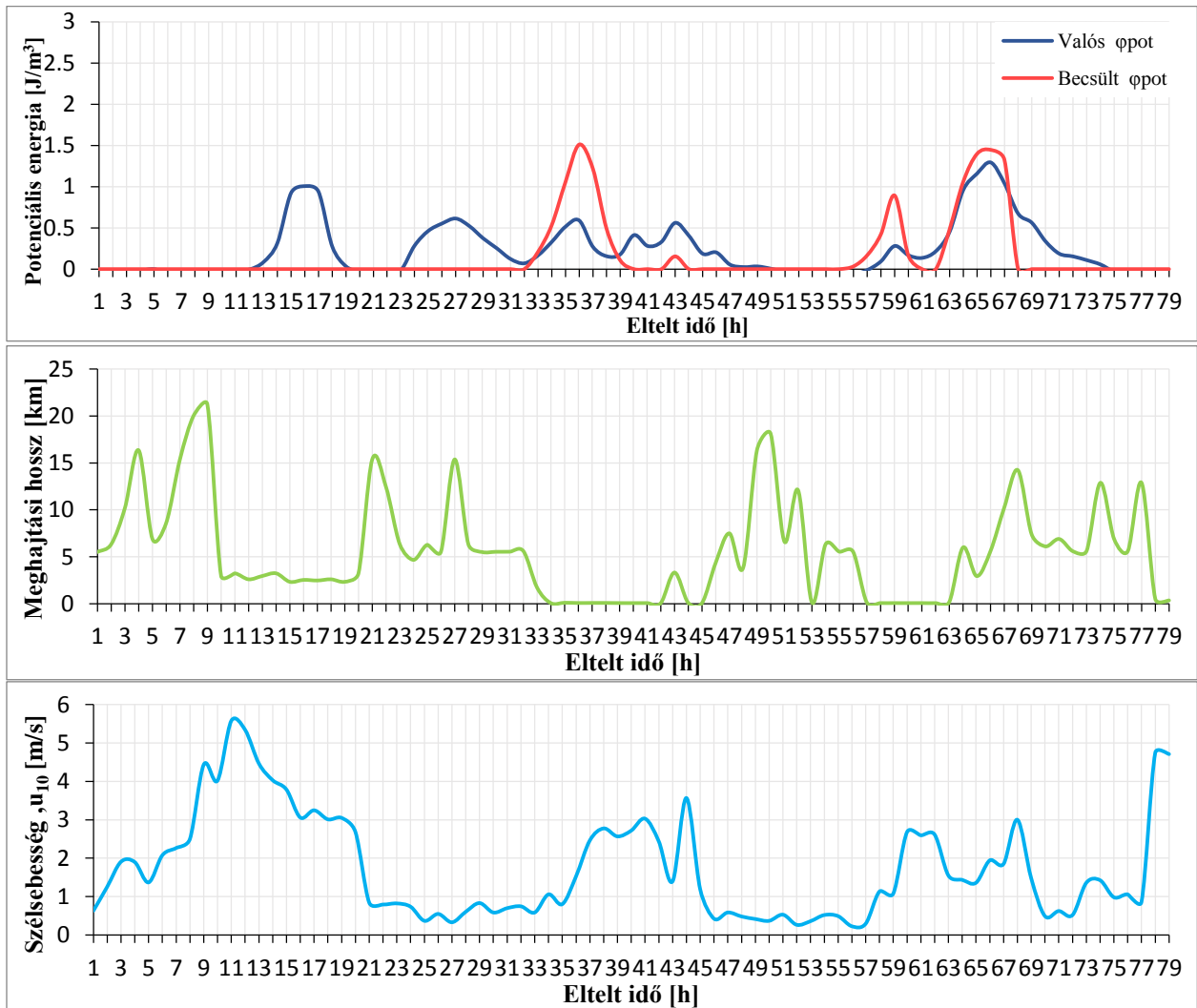
Az utolsó előtti időszagnál (23. ábra) adódott a legpontosabb egyezés. A modell ezúttal, még a nagyon enyhe rétegződéseket is kimutatta aránylag kis hibával. Ha megfigyeljük a szélsebességeket és a hozzájuk tartozó meghajtási hosszakat, akkor látható, hogy utóbbtól függetlenül a rétegződések szabályosan alakulnak ki majd szűnnek meg a szélsebességtől függően, vagyis a várakozásoknak megfelelően alakulnak. A vizsgált időszakban $+2,34^{\circ}\text{C}$ -os vízhőmérséklet-emelkedés volt tapasztalható, mely $12,13 \text{ W/m}^3$ összegzett hő, és sugárzási energiát jelentett. Az átkeverési tényező $0,012$ -ra adódott.



23. ábra. 2010.07.07 08:00–től óránként meghatározott valós (mért), illetve becsült potenciális energia az adott függvényben, valamint ezen időszak alatt kialakuló szélsőségek, és meghajtási hosszok.

Végül az utolsó vizsgált időszaknál (24. ábra) nagyvonalakban elmondható, hogy a modellel végzett becslés itt is egy lokális eljárástól elvárható pontossággal működött. Amit fontos megemlíteni, hogy itt az átkeverési együttható értéke 0,03-nál adott elfogadhatónak mondható egyezést, amely jelentősen több az előző öt időszaknál beállítottához képest. Tehát a szél hatását ebben az időszakban átlagosan a többi időszakhoz képest háromszorosára kellett növelni. Erre magyarázatot adhat a már sokszor említett köröző áramlások turbulens hatása, mellyel a modell nem számol. Az időszak kezdete előtti nap délutánján ugyanis 5-6 m/s-os ÉÉNY-i szél uralkodott, ezáltal lehetséges, hogy a valóságban nem tudott olyan szintű rétegzettség kialakulni, mint amelyet a modell számított. A vizsgált 2 nap alatt a

víz hőmérséklet kiemelkedően (+3,45°C) magas növekményt mutatott, az ehhez tartozó párolgásból és sugárzásból meghatározott energiaösszeg 12,48 W/m³ lett.



24. ábra. 2010.07.01 00:00–től óránként meghatározott valós, illetve becsült potenciális energia az adott függvényben, valamint ezen időszak alatt kialakuló szélsőségek, és meghajtási hosszok.

4 Értékelés

A vizsgált időszakok alapján megállapítható, hogy az a szélesség, amely kedvező körülmények (déli, délutáni naps idő) esetén, még éppen nem okoz átkeveredést 5 és 6 m/s közé tehető. Továbbá kimutatható az is, hogy a víztömeg potenciális energiájában bekövetkező legnagyobb változások 2-5 m/s-os szelekhez köthetők. Ami a sugárzást illeti az figyelhető meg, hogy a szél és a párolgás mellett legalább 400 W/m²-es energia bevitel szükséges egy stabil, rétegzett állapot létrejöttéhez.

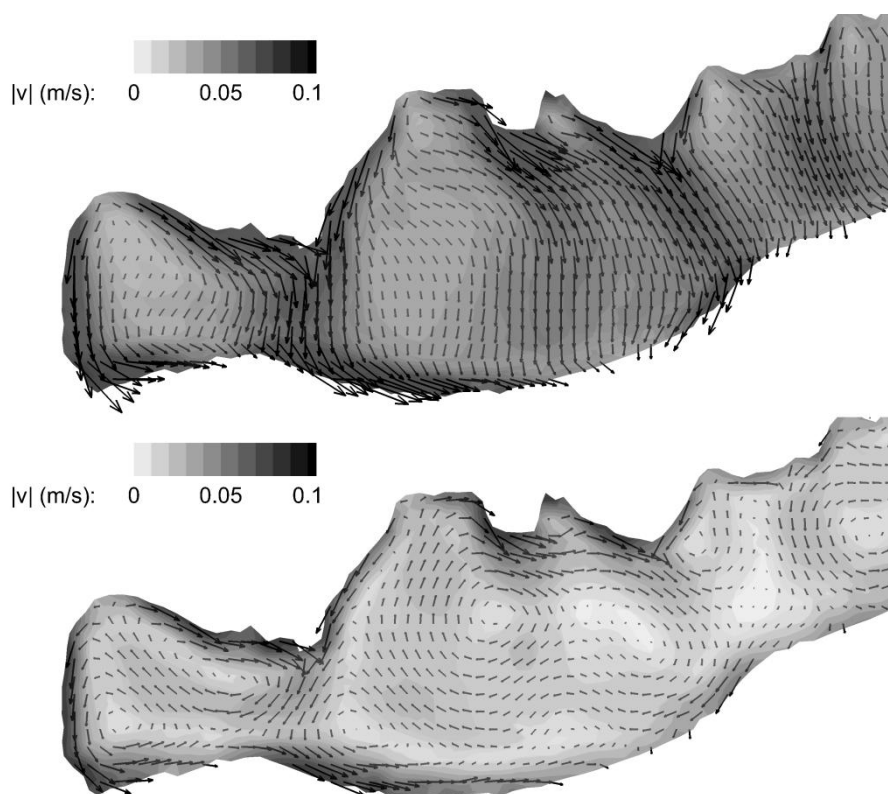
Összevetve a víztömeg mért értékeiből meghatározott potenciális energia alakulását a 0D energetikai modellel meghatározottakkal látható, hogy az megfelelő közelítést tud adni hiányosságai ellenére. Ehhez hozzájárult, hogy csupán egyetlen paraméter, az átkeverési tényező ($\bar{\theta}$) kalibrálása volt szükséges, melynek átlagos értéke 0,012 lett a mérési időszakokra kapott optimumok alapján. Vizsgálataim során az átkeverési tényező és további hidrometeorológiai paraméterek között nem találtam korrelációt, így a szél hatását nem tudtam olyan változókkal összefüggésbe hozni, mint meghajtási hossz, vagy a rétegzettség erőssége. Minél stabilabb a rétegzettség (nagyobb a hőmérsékletkülönbség) annál visszafogottabb turbulencia alakul ki a vízoszlop mentén, így a szél hatása gyengítve jelentkezik. Egy vihar során, annak előrehaladtával a rétegzettség csökken, amivel egyidejűleg a szél hatása tovább erősödik a változatlan szélesség mellett is.

Ezek alapján, nem várnám, hogy a modell továbbfejlesztése oly módon, hogy a szél okozta energiabevitelt további tagokra bontjuk szét jelentős javulást okozna az eredményekben. Az elemekre bontás a szél keltette áramlás és hullámozás, mint „nyelőtag” megkülönböztetését jelentené.

Az összehasonlító ábrákon látható, hogy a modell a viszonylag kis helyzeti energiájú rétegződést sokszor nem mutatja, viszont az 1 J/m³ körüli, vagy annál nagyobb potenciális energiájúakat már csaknem minden esetben. Az eltérések okai között főleg a modell hiányosságait kell keresni, vagyis, hogy a szomszédos víztömegek folyamatosan kölcsönhatásban vannak, nem szeparálhatók egymástól. Tartós szeles idő után sok esetben nem fog kialakulni rétegződés, mivel a létrejövő köröző áramlások azt megakadályozzák.

5 További fejlesztési lehetőségek

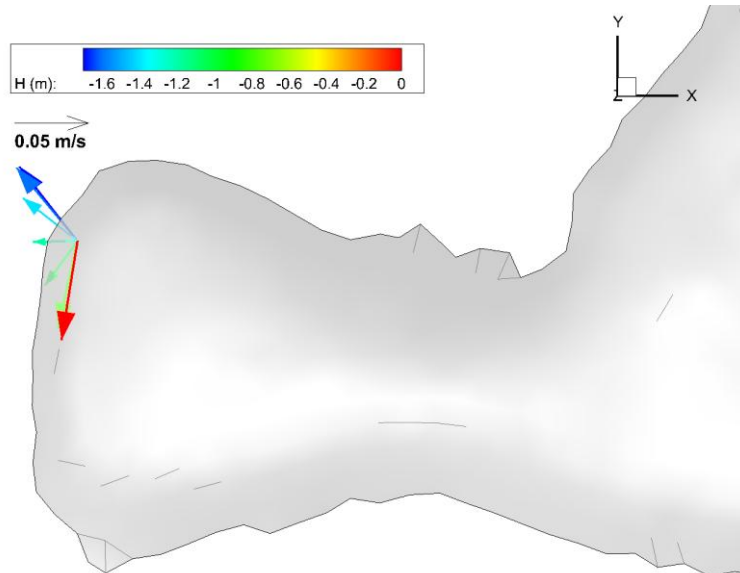
A dolgozatban bemutatott vizsgálatok egyértelműen rámutattak, hogy a konvekció nem elhanyagolható transzportfolyamat. Ennek számszerűsítése megkívánja hidrodinamikai modellek alkalmazását, amelyek segítségével a különböző hőmérsékletű vízrészecskék keveredése leírható. Egy kétdimenziós modell már alkalmas a horizontális hőmérséklet különbségek figyelembe vételére és a függély-menti átlaghőmérséklet pontosabb számítására, ha megfelelő peremfeltételekkel látjuk el. A szélmeghajtáson kívül előírandók az egyes sugárzási elemek, vagyis a rövid- és hosszuhullámú sugárzás, valamint a látens és szenzibilis hőáramok. A mélység-átlagolt 2D modellek azonban, ahogy nevük is mutatja, nem képesek a vízoszlop menti változások leírására. Egy ilyen áramlási modell a dolgozatban felállított nulldimenziós hőmérsékletmodellel kiegészítve azonban már hatékony eszköz lehet, mind az átlaghőmérséklet, mind a rétegzettség vizsgálatára, előrejelzésére.



25. ábra. Sebességmező ÉÉNY 8 m/s-os szél esetén homogén eloszlást feltételezve. Felszín közeli áramkép (felső ábra), mélység-átlagolt áramkép (alsó ábra)

Az előbbi módszernél is jóval pontosabb eredményt kaphatunk háromdimenziós modellek alkalmazásával, amelyek már mélység menti változásokat is számítják, mind a sebességmezőt, mind a hőmérsékleteloszlást tekintve. A háromdimenziós leírás alkalmazása jól indokolható a sebesség vektorok függély menti eloszlását vizsgálva. A 25. ábra 8 m/s-os

ÉÉNY-i homogén szélmeghajtás esetén mutatja a felszín közeli, illetve a háromdimenziós sebességkomponensekből visszszámolt mélység-átlagolt áramképet (Torma 2012). Jól látható, hogy a két vektormező jelentősen különbözik. A mérőállomás közelében lekért függély-menti sebességeloszlást mutatja a 23. ábra, amelyen egyértelműen látszik, hogy az egyes rétegekbe más irányból érkeznek vizek, amelyek hőmérséklete is eltérő lehet.



26. ábra. Függély-menti sebesség nagyság- és irány eloszlás a mérőállomás környezetében a 25. ábrán leírt szélviszonyokra

Erre a feladatra alkalmas lehet az FVCOM 3D hidrodinamikai modell, amelyet már sikeresen adaptáltak a Balatonra és amely hőmérsékleti transzport modullal is rendelkezik, valamint képes fogadni különböző sugárzási peremfeltételeket is (Torma 2012). Egy ilyen modell a függély-menti turbulencia viszonyokat már képes helyesen közelíteni, így nemcsak a hőmérsékleti rétegződést számítja, hanem más vízminőségi mutatók transzportfolyamatait is. Kifinomultabb két-, háromdimenziós hidrodinamikai tómodellel már lehetőség van pontosabb becslésre. Ezen modellekkel már lehetőség adódik a horizontális és vertikális áramlások okozta együttes hőmérsékletváltozások figyelembe vételére. A TDK dolgozatomban kidolgozott eljárások és tapasztalatok felhasználhatók a többdimenziós modellek kidolgozásában. A szükséges peremfeltételeket, vagyis a különböző hullámhosszú és típusú sugárzási idősorokat már meghatároztam, azok, mint peremfeltételek beállíthatók. Mivel a Balaton sekély, és vízfelszíne nagy, így a modell által elhanyagolt konvektív folyamatok jelentősek. Ebből kiindulva a felállított nulldimenziós modell alkalmasabb lehet olyan esetekben, amikor ez a hatás nem ilyen jelentős. Kis felületű, mélyebb víztestek esetén a modell véleményem szerint jól használható lenne nemcsak rétegzettség, hanem a hőmérsékletek előrejelzésére is.

6 Összefoglalás

Nyári időszakokban kialakuló rövid ideig tartó rétegzett állapotokat vizsgáltam. A vizsgálat lényege annak meghatározása volt, hogy ezen stabil állapotok milyen paraméterek mellett képesek kialakulni, valamint milyen és mekkora külső hatások tudják azt felbontani.

A TDK dolgozatomban sikeresen felállítottam egy lokális nulldimenziós modellt, melyből becsülhető a vízhőmérséklet mélység menti eloszlásának egyenlőtlensége, valamint konkrét értékekkel behatároltam a rétegződésért és annak megszűnéséért felelős időjárási paraméterek nagyságát.

A rövid-, hosszuhullámú sugárzás, látens-, és szenzibilis hő valamint a szélenergia becsülésével közelítést adtam a víztömeg helyzeti energiájára. A sugárzásból és párolgásból meghatározott összenergia-bevitelt az egyes időszakok kezdetén és végén mért átlagos vízhőmérsékletek változásával ellenőriztem és az eredmények alapján megállapítható, hogy a sugárzásbecslésem plauzibilis.

Az eredményül kapott meteorológiai adatokból becsült helyzeti energia értékeket a valós, mért vízhőmérsékletekből számítottakkal vettem össze. Összességében elmondható, hogy erősen rétegzett állapot esetén a modell jó közelítést adott. A pontatlan eredmények abból adódtak, hogy a szél keltette áramlások hatására kialakuló konvektív hőcserét a lokális modell nem képes figyelembe venni. A dolgozatom utolsó fejezetében a probléma feloldására két módszert javaslok, amelyekkel a rétegződés és hőmérséklet-eloszlás jóval pontosabb leírására vagy éppen előrejelzésére van mód. Összességében kijelenthető, hogy 2D vagy 3D hidrodinamikai modellek bevonása szükséges a folyamatok pontos feltárására.

7 Köszönetnyilvánítás

Hálás köszönettel tartozom konzulenseimnek, Torma Péternek és Dr. Krámer Tamásnak, akik időt és energiát nem sajnálva végig segítségemre voltak, és rengetek hasznos tanáccsal, irodalommal láttak el. Továbbá nagyon köszönöm az adatszolgáltatást a keszthelyi mérőállomás működésében résztvevőknek.

8 Hivatkozásjegyzék

- Kövesi J., Erdei J., Tóth Zs. E., Jónás T., (2011) Kvantitatív módszerek (okt. segédanyag).
- Felföldy L., (1981) A vizek környezettana, *Mezőgazdasági Kiadó*, Budapest.
- Foken, T. (2008) *Micrometeorology*, Springer-Verlag, Berlin.
- Gale E., Pattiaratchi C., és Ranasinghe R. (2006) Vertical mixing process in Intermittently Closed and Open Lakes and Lagoons, and the dissolved oxygen response, *Estuarine, Coastal and Shelf Science Vol. 69.*, .205-216.
- Holtzlag, A. A. M., és Van Ulden, A.P. (1983) A Simple Scheme for Daytime Estimates of Surface Fluxes from Routine Weather Data. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, Vol. 22., 4., 517-529.
- Read J. S., Hamilton D. P., Jones I. D., Muraoka K., Winslow L. A., Kroiss R., Wu C. H., és Gaiser E. (2011) Derivation of lake mixing and stratification indices from high-resolution lake buoy data, *Environmental Modelling and Software*, Vol 26., 1325-1336.
- Révész B. (2003) A Balaton felszínközeli klímája, *Diplomamunka*, ELTE Természettud. Kar
- Oke T. R. (1987) *Boundary Layer Climates (Second edition)*, *Routledge*.
- O'Sullivan, P. E. és Reynolds, C.S. (2004) *The Lakes Handbook, Limnology and Limnetic Ecology*, Vol. 1. *Blackwell Publishing*.
- Wiles, P. J., van Duren L. A., Hase C., Larsen J., és Simpson J. H. (2005) Stratification and mixing in the Limfjorden in relation to mussel culture, *Journal of Marine Systems*, Vol. 60., 129-143
- Torma P., (2012) Towards a hydrodynamic forecasting system for Lake Balaton. *Proceedings of the Conference of Junior Researchers in Civil Engineering*. Budapest, Magyarország, 255-261.
- Wu, J., (1982) Wind-Stress Coefficients Over Sea Surface From Breeze to Hurricane, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 87, No. C12, pp. 9704-9706,.
- Internetes források:
- <http://www.balcsi.net/elovilaga.html>
- <http://152.66.16.73/balaton/Kezdolap.html>
- www.noaa.gov