



SVEUČILIŠTE U ZAGREBU
PRIRODOSLOVNO-MATEMATIČKI FAKULTET
GEOFIZIČKI ODSJEK

TANJA LIKSO

**PROCJENA BRZINE VJETRA U
SUBURBANOM PRIZEMNOM SLOJU
ATMOSFERE**

DOKTORSKI RAD

Zagreb, 2012.



UNIVERSITY OF ZAGREB
FACULTY OF SCIENCE
DEPARTMENT OF GEOPHYSICS

TANJA LIKSO

ESTIMATION OF WIND SPEED IN THE SUBURBAN ATMOSPHERIC SURFACE LAYER

DOCTORAL THESIS

Zagreb, 2012.

*... čitatelj mora biti neprekidno naoružan
strpljenjem, olovkom i analizom. Pored
toga, u matematici kao i u svakom obliku
poezije, čitatelj mora biti pjesnik u duši.*

Michel Loève

Mojim roditeljima, Ljubici i Petru

ZAHVALA

Zahvala se upućuje Ministarstvu znanosti, obrazovanja i sporta Republike Hrvatske na financijskoj potpori za znanstveni projekt unutar kojeg je izvedeno ovo istraživanje.

Posebna zahvala upućuje se kolegi Zvonku Žibratu, dipl. inž. na uspostavi ovih specijalnih mjerenja koja su omogućila verifikaciju prezentirane metode.

Riječi zahvale upućuju se i anonimnim recenzentima na njihovim korisnim komentarima i sugestijama koji su pridonijeli da glavni rezultati ovog rada budu dostupni široj znanstvenoj zajednici.

Toplo se zahvaljujem voditelju prof. dr. sc. Branku Grisogonu na neizmornoj strpljivosti tijekom čitanja nekoliko verzija ovog rada, korisnim savjetima i katkada oštrim primjedbama.

Zahvaljujem se nasl. doc. dr. sc. Kreši Pandžiću koji je svojim stručnim savjetima i velikim iskustvom pridonio da ovaj rad poprimi sadašnji oblik.

Riječi zahvale upućuju se i prof. dr. sc. Zvezdani Bencetić Klaić na korisnim stručnim savjetima i primjedbama.

Zahvaljujem se svima koji su mi na bilo koji način pomogli pri izradi ovog rada i poticali u istraživanju.

SAŽETAK

Glavni cilj ovog rada je ispitivanje mogućnosti primjene Monin-Obukhovljeve (M-O) teorije sličnosti za procjenu brzine vjetra u donjem dijelu prizemnog sloja atmosfere (na 2 m visine, gdje obično ne postoje mjerenja vjetra) na osnovi standardnih mjerenja. Za tu svrhu koriste se podaci iz 2005. godine opservatorija Zagreb-Maksimir smještenog u suburbanom području Zagreba. Koristi se koncept efektivne visine hrapavosti z_0 kako bi se uvažila nehomogenost terena s obzirom na hrapavost površine (pvenstveno zbog urbanizacije) u ovisnosti o smjeru vjetra. Veličina z_0 se odražava na vertikalni profil brzine vjetra, te na ostale meteorološke profile. U isto vrijeme z_0 predstavlja srednji efekt svih prepreka na udaljenosti od nekoliko kilometara u smjeru uz vjetar. Drugim riječima, to znači da brzina vjetra mjerena u jednoj točki zapravo reprezentira ponderiranu "prosječnu" brzinu vjetra na širem terenu uz vjetar.

Korišteni podaci sastoje se od 10-min srednjaka brzine vjetra s prevladavajućim smjerom vjetra, temperature zraka i relativne vlažnosti zraka za dva nivoa (2 m i 10 m) kao i udari vjetra tijekom 10-min perioda na 10 m iznad tla. Korespondirajući podaci tlaka zraka odnose se na mjerenja u zgradi opservatorija koja je smještena ~ 50 m južnije od meteorološkog kruga (slika 2.2). Unatoč činjenici da su na raspolaganju podaci za cijelo razdoblje motrenja, u ovom radu su korišteni samo podaci za zadnje 10-min razdoblje svakog sata. Na taj način su raspoloživi podaci temperature zraka i brzine vjetra usporedivi s podacima tlaka zraka. Kvalitativna analiza podataka vjetra, ilustrirana na slici 2.4, pokazuje kvalitetu podataka vjetra. Oblik ruže vjetra ukazuje da postoji kanaliziranje vjetra paralelno Medvednici (slika 4.9), posebno tijekom jakih vjetrova.

Za procjenu M-O duljine koristi se iterativna i empirijska procedura. Kod iterativne procedure proračun počinje procjenom brzine trenja u_* i turbulentne skale temperature θ_* najprije za slučaj neutralne stratifikacije, tj. kada je M-O parametar stabilnosti $\zeta = z/L \rightarrow 0$. S novim vrijednostima za u_* i θ_* računa se nova vrijednost M-O duljine, ispituje njen predznak, te u ovisnosti o predznaku uvode se korekcije obzirom na statičku stabilnost u izraze za u_* i θ_* . Na taj način dobivaju se poboljšane vrijednosti za u_* i θ_* koje uključivanjem u izraz za M-O duljinu daju njenu novu, poboljšanu vrijednost. Postupak se ponavlja sve dok se posljednje uzastopno izračunate vrijednosti M-O duljine razlikuju za dovoljno mali iznos (1%). S druge strane, empirijska procedura koristi aproksimativna rješenja koja povezuju M-O parametar stabilnosti ζ i

bulk Richardsonov broj Ri (Lee, 1997). Rezultati dobiveni primjenom opisanih procedura za procjenu M-O duljine pokazuju izvrsno slaganje, što je prikazano na slikama 4.4 i 4.6, za u_* i turbulentni tok osjetilne topline H . Rezultati su jedino upitni za slučaj kada je Richardsonov broj $Ri > 1$, tj. za vrlo stabilne uvjete (slike 4.5 b i 4.8 b).

M-O teorija sličnosti je prilagođena potrebama procjene brzine vjetra na 2 m iznad tla, odnosno izračunavanju parametara turbulencije prizemnog sloja atmosfere, slijedeći poboljšanja koja su uveli Paulson (1970), Businger i sur. (1971a), Dyer (1974), Beljaars i Holtslag (1991), te konačno Lee (1997).

Među važnije rezultate ovog rada spada određivanje z_0 ovisno o smjerovima korištenjem tri pristupa: pomoću minimalnih suma kvadrata odstupanja između procijenjene brzine vjetra na 2 m visine iznad tla i odgovarajućih mjerenih vrijednosti, veze između standarnih devijacija brzine vjetra i z_0 , te veze između medijana maksimalnih udara vjetra i z_0 . Prema sve tri metode, vrijednosti z_0 su veće za zapadne nego istočne kvadrante smjera vjetra što je u skladu s očekivanjem za opservatorij Zagreb-Maksimir.

Dobiveni rezultati upućuju na zaključak da je mjerenje vjetra na standardnom nivou (10 m) reprezentativno za područje od oko 1 km od mjernog mjesta u smjeru vjetra. Ekstrapolacija podataka vjetra na niže ili više nivoe na osnovi standardnih mjerenja na 10 m visine daje vrijednosti koje su također reprezentativne za šire nehomogeno (u smislu hrapavosti) suburbano područje Zagreba. Takvi podaci mogu se koristiti u numeričkim modelima, procjeni turbulentnih tokova, energije vjetra, u građevinarstvu ili u aplikacijama vezanim za probleme zračnog onečišćenja.

Predmet budućeg istraživanja je povezivanje podataka mjerenja vjetra na 2 m i 10 m s radiosondažnim podacima velike rezolucije za opservatorij Zagreb-Maksimir. Također, rezultati izloženi u ovom radu mogu dati smjernicu sličnom istraživanju za druge meteorološke postaje na širem području Hrvatske koje raspolažu podacima mjerenja vjetra na samo jednom nivou.

Ključne riječi: brzina vjetra, prizemni sloj atmosfere, M-O teorija sličnosti, efektivna visina hrapavosti, model udara vjetra

SUMMARY

Main goal of this work is to examine a possibility of application of Monin-Obukhov (M-O) similarity theory for the wind speed estimation in the lower part (at 2 m height) of the atmospheric surface layer (ASL) using routine weather elements. For this purpose the meteorological data at the Zagreb-Maksimir Observatory, located in suburban environment for the year 2005 is used. The effective roughness length z_0 concept is used in order to take into account the influence of different surface roughness (mainly due to urbanization) dependent on wind direction. The value z_0 is reflected on the vertical wind speed profile as well as other meteorologically relevant profiles. At the same time, it represents an average effect of all obstacles over distance of several kilometers in the upwind direction. In other words, it means that the wind speed measured at one place represents actually "the weighted average" wind speed over a wider area in the upwind direction. Such "average" wind speed is usable for application at grid rasters in atmospheric models with resolution of several kilometers, especially over suburban and urban areas. Surface roughness classification according to wind direction provides the more accurate wind speed extrapolation at 2 m height as well as at higher levels in comparison to case when the dependence of z_0 on wind direction is not taken into consideration. These extrapolations are used for the purposes of atmospheric modeling, in civil engineering, etc.

The data consist of 10-min average of wind speed with the prevailing wind direction, air temperature and relative humidity for two levels (2 m and 10 m) as well as the corresponding wind gust during 10-min periods for 10 m above the ground. The corresponding air pressure refers to the measurements in the Observatory building ~50 m to the south from the meteorological observing site (Figure 2.2). Despite the fact that 10-min data for all observing times were available, in this work only data for the last 10-min period of each hour are used. In this way, the available data for air temperature and wind speed were comparable to the air pressure data. The qualitative analysis of the wind data, illustrated by the wind rose in Figure 2.4, shows the quality of the wind data. The shape of wind rose indicates that there is wind channelling parallel to Medvednica mountain (Figure 4.9), especially during strong winds.

The method for estimating the surface layer parameters at the edge of suburban area is described, and it can be used, with small modifications, for estimation of some other parameters (e.g. evaporation at similar sites). For estimation of M-O length an iterative and empirical

procedure are used. In the iterative procedure the computation starts with estimates for the typical quantities of turbulence scales, i.e. u_* and θ_* with the assumption about neutral atmospheric static stability (M-O stability parameter $\zeta = z/L \rightarrow 0$). Using new values of u_* and θ_* an updated value of M-O length is calculated. Depending on the sign of M-O length, new values of u_* and θ_* enter the calculation where appropriate stability corrections are introduced. Taking into account these new, improved values of u_* and θ_* , the new improved value of M-O length is obtained, and so on. It appears that usually not more than three iteration steps are needed to achieve a sufficient accuracy of 1% in successive values of M-O length. On the other hand, the mentioned empirical procedure is based on approximate solutions for the relationship between M-O stability parameter ζ and bulk Richardson number Ri proposed by Lee (1997). Based on this study it is clear that the results obtained using both procedures are in excellent agreement as shown in Figures 4.4 and 4.6 for u_* and turbulent sensible heat flux H . The results are disputable only in case of very stable conditions when $Ri > 1$ (Figures 4.5 b and 4.8 b).

The M-O theory is adopted for the purposes of estimation of the wind speed at 2 m above the ground, that is, for calculation of turbulence parameters following improvements that were introduced by Paulson (1970), Businger et al. (1971a), Dyer (1974), Beljaars and Holtslag (1991) and Lee (1997).

One of the more important results here is the classification of z_0 according to wind direction represented in Figure 4.11. For this classification three methods are used: root mean squared errors between estimated and corresponding measured values of wind speed at 2 m above ground, relationship between the standard deviation of wind speed and z_0 expressed by (3.78) as well as (3.85) relating the median of wind gust factor and z_0 . According to all three methods used, z_0 values obtained are higher for western than for eastern kvadrants of wind direction, as expected.

Figures 4.13 and 4.14 show the comparison between measured and estimated wind speed at 2 m height ignoring and taking into account the dependence of z_0 on wind direction, respectively. The Table 4.1 shows three verification parameters for estimation of wind speed at 2 m: bias, mean absolute error and root mean squared error between measured and estimated values of wind speed. Taking into account the dependance of z_0 on wind directions, all three parameters (estimation errors) became smaller, especially the bias.

The obtained results suggest that the wind observation at the standard level (10 m) is representative for the area of about one kilometre in the upwind direction. The wind data

extrapolation at lower or higher levels, based on standard measurements at 10 m, can provide values of the wind representative for wider inhomogeneous (regarding surface roughness) suburban area of the city of Zagreb. These data can be used for atmospheric modeling, estimation of turbulent fluxes, wind energy, civil engineering and air pollution applications, etc.

A next step in the future research will be finding relationship between measurements at 2 m and 10 m heights with high resolution radiosounding data at the Zagreb-Maksimir Observatory. The results presented in this thesis can give the guideline for similar research at other meteorological stations e.g. in the broader area of Croatia for which one-level wind observations are available.

Key words: wind speed, atmospheric surface layer, M-O similarity theory, effective roughness length, wind gust model

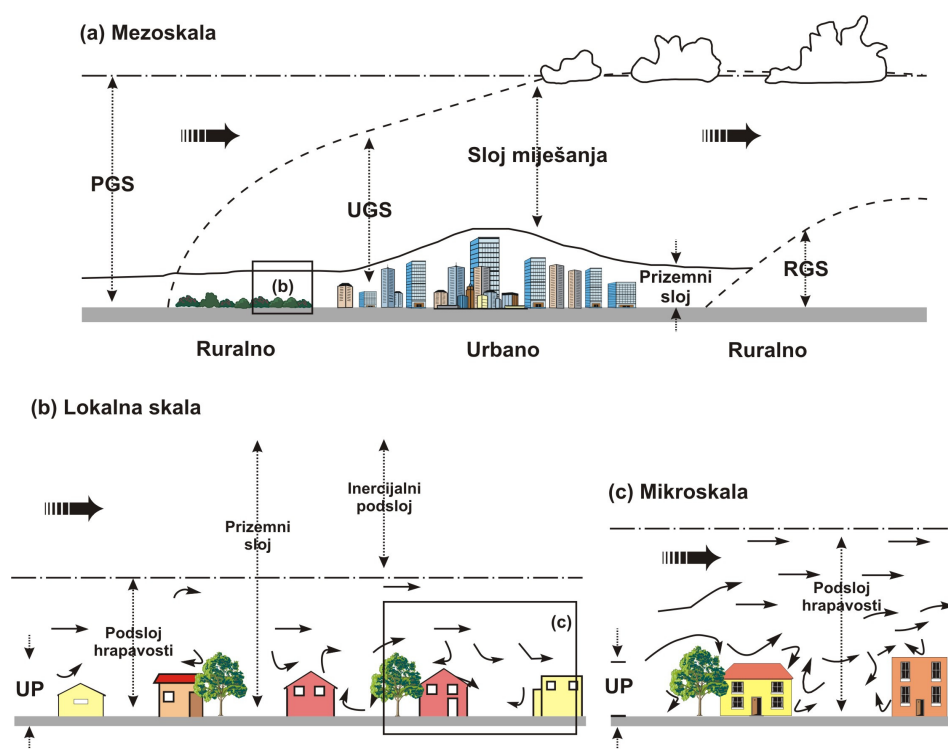
SADRŽAJ

1. UVOD	1
1.1 Cilj rada	4
2. OPIS PODATAKA	6
3. METODOLOGIJA	9
3.1 Atmosferski granični sloj	10
3.1.1 Struktura AGS-a	12
3.1.2 AGS suburbanog područja	19
3.1.3 Efektivna visina hrapavosti	19
3.2 Relacije između turbulentnog toka i gradijenta	22
3.2.1 Jednadžbe profila za neutralnu stratifikaciju	22
3.2.2 Monin-Obukhovljeva teorija sličnosti	25
3.2.3 Empirijski oblici funkcija sličnosti	29
3.2.4 Ograničenost univerzalnih funkcija sličnosti s obzirom na Richardsonov broj	34
3.3 Ekstrapolacija vjetra s visinom	36
3.4 Metoda za procjenu brzine vjetra na 2 m visine	38
3.5 Izračunavanje efektivne visine hrapavosti	44
3.6 Verifikacija procijenjenih vrijednosti brzine vjetra na 2 m iznad tla	48
4. REZULTATI	49
4.1 Statička i dinamička stabilnost	49
4.2 Usporedba rezultata dobivenih iterativnom i empirijskom metodom	53
4.3 Procjena efektivne visine hrapavosti	58
4.4 Procjena brzine vjetra na 2 m visine	64
5. ZAKLJUČAK	68
6. LITERATURA	70
POPIS SIMBOLA	78
PRILOG 1: BUCKINGHAMOV Π-TEOREM	82
PRILOG 2: KOREKCIJA IZLOŽENOSTI	89
PRILOG 3: DETALJNIJI OPIS IZVODA INTEGRALNOG OBLIKA FUNKCIJE SLIČNOSTI ZA KOLIČINU GIBANJA ŽIVOTOPIS	91 94

1. UVOD

Sve je veća potreba za meteorološkim motrenjima u urbanim područjima budući da se urbana populacija neprestano povećava. Urbanizacija uzrokuje znatne promjene vlage, radijacijskih, termalnih i aerodinamičkih karakteristika Zemljine površine što dovodi do heterogenosti strujanja (npr. Oke, 1987; Fernando i sur., 2001). Od meteoroloških službi se očekuje da omoguće mjerenja u urbanim područjima kako bi se dobile što točnije prognoze vremena, no ti podaci koristili bi se i za druge namjene, npr. projektiranje urbanih područja, transport i komunikacije, analizu kakvoće zraka i sl.

S meteorološkog aspekta postoji bitna razlika između urbanih i ruralnih područja. U gradovima se vertikalne razmjene količine gibanja, topline i vlage ne javljaju na samoj površini već u sloju signifikatne visine (slika 1.1) koji se naziva urbani pokrivač (UP) (engl. *urban canopy layer*). Visina ovog sloja je približno jednaka visini glavnih elemenata hrapavosti (zgrade i drveće), z_H . Mikroklimatski efekti pojedinih prepreka postoje na maloj udaljenosti od njihovog izvora i tada se prigušuju zbog djelovanja turbulentnih vrtloga. Udaljenost potrebna da se spomenuti efekt izgubi ovisi o brzini vjetra i stabilnosti atmosfere. U horizontalnom smjeru efekti prepreka mogu postojati i do nekoliko stotina metara u zavjetrini. S druge strane, u vertikalnom smjeru efekti pojedinih prepreka se osjećaju u podsloju hrapavosti (engl. *roughness sublayer*) koji se proteže od tla do visine zaslona strujanja z_b (engl. *blending height*) na kojoj se ti efekti gube uslijed turbulentnog miješanja. Prema gruboj procjeni z_b je oko $1.5z_H$ za područja s gusto raspoređenim zgradama i homogenim površinama, dok je veći od $4z_H$ za mjesta s relativno rijetko raspoređenim objektima (Grimmond i Oke, 1999; Rotach, 1999). Ako je meteorološki instrument smješten ispod visine z_b može registrirati mikroklimatske anomalije, dok se na visinama iznad z_b gube utjecaji pojedinačnih prepreka.



Slika 1.1 Shematski prikaz vertikalnih slojeva atmosfere iznad urbanog područja promatrano na različitim skalama: planetarni granični sloj¹ (PGS), urbani granični sloj (UGS), urbani pokrivač (UP) i ruralni granični sloj (RGS) (modificirano prema Oke, 1997); UGS i RGS su tipovi internih graničnih slojeva (engl. *internal boundary layer*).

Reprezentativnost podataka vjetra je od posebne važnosti budući da se ti podaci primjenjuju u modeliranju atmosfere, tehničkoj meteorologiji i klimatologiji. Urbanizacijom, sve više mjernih mjesta je izloženo utjecaju različitih vrsta prepreka kao što su građevinski objekti, drveće i sl. na različitim udaljenostima od instrumenta za mjerenje smjera i brzine vjetra. Na mnogim mjestima je nemoguće slijediti preporuke Svjetske meteorološke organizacije za odabir mjernog mjesta kao i izloženost mjernog instrumenta zbog toga što zgrade i drveće predstavljaju prepreke strujanju zraka. Postoje dvije mogućnosti za razmatranje problema zaklonjenosti mjernog mjesta i utjecaja na podatke vjetra. Koristi se metoda eliminiranja utjecaja prepreka uvođenjem faktora korekcije za svaki sektor azimuta smjera vjetra izdvajanjem maksimalnih udara vjetra tijekom perioda s jakim vjetrom što je pokazao Wieringa (1976). Druga mogućnost je razmatranje reprezentativnosti podataka vjetra za postojeću lokaciju prema Beljaars i Holtslag (1991). Oni su koristili koncept *efektivne duljine/visine hrapavosti* (engl. *effective roughness length*), što se pokazalo korisnim za suburbana područja kao što je slučaj u ovom radu, budući da je opservatorij Zagreb-Maksimir

¹ U znanstvenoj literaturi za planetarni granični sloj se još koristi naziv atmosferski granični sloj.

smješten na istočnom rubu suburbanog područja Zagreba. Ova dodatna metainformacija o podacima vjetra unaprijedit će uporabu tih podataka vjetra na mezo i regionalnoj skali budući da su ti podaci raspoloživi u prvoj grupi svjetskog meteorološkog informacijskog sustava.

Iako je desetljećima atmosferski granični sloj (AGS) predmet brojnih istraživanja, ipak je priroda gibanja u sloju koji neposredno graniči s površinom tla još uvijek nedovoljno istražena. Osnovni mehanizam koji pokreće vjetar mijenja se relativno sporo, tj. onoliko sporo koliko se vrijeme u sinoptičkom smislu sporo mijenja. Unatoč tome mjerenje vjetra na bilo kojoj lokaciji otkriva nam njegovu veliku promjenjivost, kako brzine, tako i smjera. Razlog tome je činjenica da je gibanje u AGS-u turbulentno. Hrapavost Zemljine površine djeluje kao ponor srednjeg horizontalnog strujanja i kao generator turbulencije. Hrapavost površine ovisi o vrsti podloge. Ona je najslabije izražena na mirnoj vodenoj površini, ledu ili snijegu, ravnim travnatim površinama, te izraženija iznad raslinja (poljoprivredni usjevi, šuma) kao i urbanih područja koja se sastoje od različitih elemenata hrapavosti (engl. *roughness elements*) kao što su gradsko raslinje, zgrade i dr. Kompleksna (bilo prirodna ili urbana) morfologija ima za posljedicu modificirano strujanje zraka i turbulentne strukture u donjih nekoliko desetaka metara u odnosu na strujanje iznad homogene površine. Zbog toga je određivanje hrapavosti površine od posebne važnosti za procjenu vertikalne turbulentne difuzije, horizontalnog prijenosa i sl.

Standardna mjerenja brzine vjetra izvode se na 10 m visine iznad otvorenog terena. Da bi se izbjegao utjecaj okolnih prepreka mjerni instrument mora biti na otvorenom prostoru i to tako da je udaljenost instrumenta od okolnih prepreka barem ~ 10 visina okolnih prepreka ili je potrebno mjerenja izvoditi na visini višoj od 10 m. Međutim, u mnogim studijama potrebno je imati podatak o brzini vjetra na nekom drugom nivou, npr. na 2 m visine. Mjerenje vrijednosti ovog meteorološkog elementa nije obuhvaćeno programom rada glavnih meteoroloških postaja, iako ovi podaci mogu biti korisni za mnoge praktične primjene (na primjer za procjenu evapotranspiracije). Upravo zbog nedostatka podataka vjetra na 2 m visine javlja se potreba za pronalaženjem pogodnih teorijskih pristupa za njihovu procjenu. U tu svrhu se razrađuje metoda za procjenu parametara turbulencije prizemnog sloja atmosfere koja se zasniva na jednostavnoj shemi za procjenu turbulentnih tokova (Holtslag i Van Ulden, 1983) korištenjem standardnih mjerenja. Drugim riječima, metoda se zasniva na primjeni Monin-Obukhovljeve (M-O) teorije sličnosti (Monin i Obukhov, 1954).

Podaci koji su korišteni u ovom radu opisani su u drugom poglavlju uključujući lokaciju i okoliš mjernog mjesta. U radu se opisuje metoda za procjenu parametara turbulencije prizemnog sloja atmosfere koja se uz male korekcije može koristiti za procjenu

drugih meteoroloških elemenata (npr. isparavanje i sl.). Teorijska osnova za procjenu brzine vjetra na 2 m visine, tj. u suburbanom prizemnom sloju atmosfere, zasniva se na proširenoj M-O teoriji sličnosti koja je detaljno opisana u trećem poglavlju. Ova teorija datira iz doba Prandtl-a (1925), preko njene originalne verzije (Monin i Obukhov, 1954) do poboljšanja u zadnjih pedesetak godina: npr. Paulson (1970), Businger i sur. (1971), Dyer (1974), Beljaars i Holtslag (1991), Lee (1997) i drugi. U četvrtom poglavlju koje je podijeljeno u nekoliko potpoglavlja analiziraju se dobiveni rezultati: statička i dinamička stabilnost atmosfere, usporedba iterativne i empirijske procedure za izračunavanje M-O duljine, brzine trenja i turbulentne skale temperature, procjena efektivne visine hrapavosti korištenjem drugog korijena srednjih kvadratnih razlika između procijenjenih i mjerenih vrijednosti brzine vjetra na 2 m visine, standardnih devijacija brzine vjetra na 10 m te medijana faktora udara vjetra na istoj visini. Rezultati ekstrapolacije brzine vjetra s nivoa 10 m na 2 m visine testirani su primjenom srednjih razlika između mjerenih i procijenjenih vrijednosti (engl. *bias*), srednjih apsolutnih pogrešaka (MAE–engl. *Mean Absolute Errors*) te drugog korijena srednjih kvadratnih razlika (RMSE–engl. *Root Mean Square Errors*). Na kraju je izveden zaključak sa smjernicama za daljnje istraživanje, iza čega slijedi popis simbola. U prilogu 1 je opis Buckinghamovog Π -teorema s primjerima, a u prilogu 2 ukratko je opisana korekcija izloženosti preprekama. Prilog 3 posvećen je detaljnijem izvodu integralnog oblika funkcije sličnosti za količinu gibanja.

1.1 Cilj rada

U ovom se radu procjenjuje brzina vjetra na 2 m visine na osnovi standardnih mjerenja brzine vjetra na 10 m visine za opservatorij Zagreb-Maksimir primjenom modificirane M-O teorije sličnosti. Za tu svrhu izvode se univerzalni parametri turbulencije (brzina trenja, turbulentna skala temperature, turbulentni tok osjetilne topline i M-O duljina) korištenjem posebnih mjerenja smjera i brzine vjetra i temperature zraka na 10 m i 2 m iznad tla tijekom 2005. godine na opservatoriju Maksimir u Zagrebu.

Kako bi se dobile pouzdane procjene brzine vjetra na 2 m visine potrebno je, pored ostalog, odrediti visinu hrapavosti za opservatorij Zagreb-Maksimir, te ispitati njenu ovisnost o smjeru vjetra. Koristi se koncept *efektivne visine hrapavosti* budući da je opservatorij Zagreb-Maksimir smješten na rubu² suburbanog područja Zagreba.

² Misli se na rub uz urbani dio Zagreba.

Jedan od ciljeva ovog rada je pokazati na koji način se okolne prepreke (zgrade, drveće i sl.) u okolici opservatorija Zagreb-Maksimir odražavaju na reprezentativnost podataka vjetra u ovisnosti o smjeru vjetra budući da je gustoća i visina prepreka veća za zapadne nego za istočne kvadrante. Obavit će se usporedba rezultata procjene vjetra za visinu 2 m iznad tla upotrebom jedinstvene prosječne efektivne visine hrapavosti neovisno o smjeru vjetra i onih, kada se uvažava ovisnost tog parametra o smjeru vjetra.

Konačno, postavlja se pitanje kako M-O teoriju sličnosti primijeniti za procjenu vjetra na 2 m visine iznad tla na onim meteorološkim postajama u Hrvatskoj gdje postoje mjerenja vjetra samo na 10 m iznad tla, a koja raspolažu s dugim vremenskim nizovima tih podataka. Jedna od smjernica budućeg istraživanja može biti izračunavanje prosječne godišnje efektivne visine hrapavosti što može poslužiti kao objektivni indikator promjene okoliša lokacije na kojoj se obavljaju mjerenja brzine vjetra i to ne samo u neposrednoj blizini mjernog mjesta već i ~ 1 km ili više u smjeru uz vjetar. Za razliku od diskontinuiteta izazvanih preseljenjem postaje, promjenom mjernog instrumenta i sl. mogu se pojaviti i umjetno izazvani trendovi koji su obično povezani s kumulativnim prirodnim i antropogenim utjecajima kao što su rast vegetacije ili urbanizacija okolnog terena (npr. Vincent, 1998). Procjena efektivne visine hrapavosti unaprijedila bi ispitivanje homogenosti³ vremenskih nizova brzine vjetra i drugih meteoroloških elemenata jer se nerijetko događa da se detektirane nehomogenosti/diskontinuiteti u podacima ne mogu objasniti na osnovi povijesnih zapisa o radu postaje (meta-podataka) jer su oni često puta nepotpuni.

³ Ispitivanje homogenosti vremenskih nizova meteoroloških elemenata predstavlja primjenu različitih metoda za otkrivanje diskontinuiteta i trendova u vremenskim nizovima meteoroloških elemenata. Preseljenje meteorološke postaje, promjena mjernih instrumenata, termina motrenja i sl. dovodi do narušavanja homogenosti tj. pojave diskontinuiteta u vremenskim nizovima meteoroloških elemenata kao i promjena okoliša postaje npr. zbog urbanizacije.

2. OPIS PODATAKA

Od 2005. godine na opservatoriju Zagreb-Maksimir započela su specijalna mjerenja u okviru znanstvenog projekta *Metode mjerenja i asimilacije meteoroloških podataka* (slika 2.1). Ta mjerenja uključuju mjerenje temperature zraka na 2, 5 i 10 m iznad tla, te brzine i smjera vjetra na 2 m i 10 m iznad tla korištenjem elektroničkih senzora s točnošću od 1/10 SI jedinica. Senzori vjetra na 2 i 10 m iznad tla, označeni brojevima 1 i 2 na slici 2.1, instalirani su na vrhovima dva odvojena stupa što znači da nisu pod njihovim utjecajem tijekom mjerenja smjera i brzine vjetra. Najveća rezolucija podataka vjetra je 1 s (više od 30 milijuna numeričkih vrijednosti u jednoj godini za brzinu vjetra i isti broj podataka za smjer vjetra). Na raspolaganju su bili i 10-minutni srednjaci brzine vjetra, prevladavajući smjerovi, te maksimalni udari vjetra za 2005. godinu, uključujući i 10-minutne srednjake temperature zraka na navedenim nivoima. Iako su na raspolaganju svi 10-minutni podaci, razmatrani su samo zadnji 10-minutni srednjaci za svaki sat kao i podaci tlaka zraka dobiveni mjerenjem konvencionalnim barometrom koji je smješten u zgradi opservatorija Zagreb-Maksimir.



Slika 2.1 Prikaz mjernih instrumenata, uključujući stupove s anemometrima na 2 m (oznaka 1) i 10 m visine (oznaka 2) kao i neposrednog okoliša mjesta za specijalna mjerenja na opservatoriju Zagreb-Maksimir. Pogled je približno u smjeru sjevera.

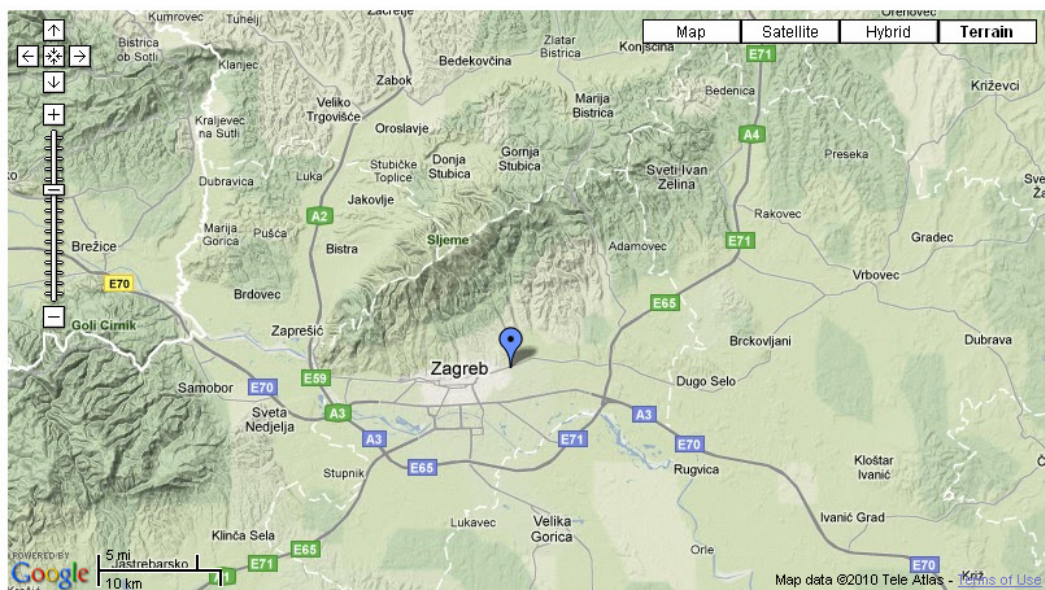
Kao što je vidljivo sa slike 2.2 radi se o rubnom dijelu suburbanog područja koje je otvorenije sa istočne nego sa zapadne strane. Preciznije, s istočne strane na približnoj udaljenosti od oko 500 m je ravan teren s niskim raslinjem (grmlje) dok su dalje gusto raspoređene obiteljske kuće s nekoliko katova. Na sjevernoj strani nalazi se drveće na udaljenosti od 50 do 100 m i ravan teren koji graniči s površinom prekrivenom šumom nakon približno 500 m. Na južnoj strani je smještena zgrada opservatorija udaljena oko 50 m od meteorološkog kruga uključujući nekoliko nižih zgrada na različitim udaljenostima. Na zapadnoj strani nalazi se teniski teren na udaljenosti od oko 50 m kao i niz prilično visokih zgrada dalje prema zapadu i jugozapadu. Nakon osnivanja glavne meteorološke postaje 1951. godine njen okoliš je bio izložen postupnim promjenama. Pandžić i Likso (2010) razmatrali su utjecaj ovih promjena na trend temperature zraka i ustanovili postojanje postupnog (blagog) pozitivnog trenda. Za očekivati je da se postupna urbanizacija reflektira i na homogenost podataka vjetra što će kasnije biti diskutirano.



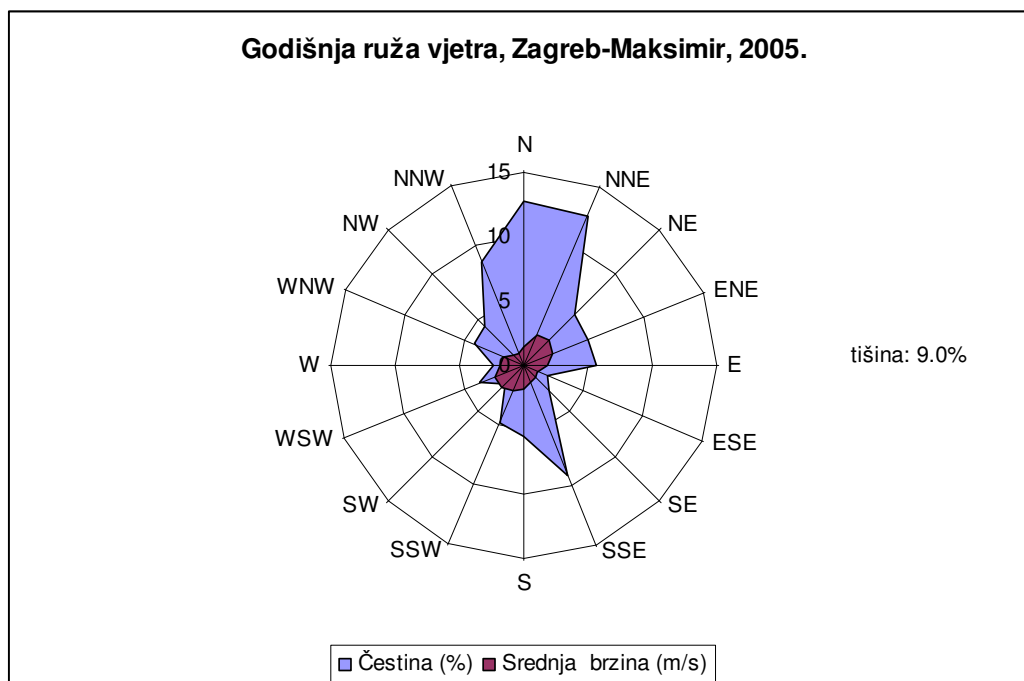
Slika 2.2 Panoramski snimak opservatorija Zagreb-Maksimir. Gornji desni kut na slici je zapadno dok je donji lijevi kut istočno od meteorološkog kruga označenog strelicom. Geografske koordinate su: $\varphi = 45^{\circ} 49' 19''$, $\lambda = 16^{\circ} 2' 1''$.

Šire područje opservatorija Zagreb-Maksimir prikazano je na slici 2.3. Vidljivo je da se planina Medvednica nalazi na oko 5 km sjeverozapadno od opservatorija Zagreb-Maksimir. Kao što se moglo očekivati, postoji kanaliziranje vjetra paralelno planini Medvednici što je vidljivo na ruži vjetra za Zagreb-Maksimir kod većih brzina vjetra. Ruža vjetra dobivena je iz

10-minutnih podataka vjetra za 2005. godinu koji se odnose na visinu 10 m iznad tla (slika 2.4).



Slika 2.3 Prikaz šireg područja opservatorija Zagreb-Maksimir s planinom Medvednicom na sjeverozapadu. Vrh Medvednice je približno 900 m relativne visine.



Slika 2.4 Godišnja ruža vjetra za opservatorij Zagreb-Maksimir za 2005. godinu neovisno o brzini vjetra i stabilnosti atmosfere (svi slučajevi). Za izradu ruže vjetra korišteni su 10-minutni podaci brzine i smjera vjetra koji se odnose na mjerenja na 10 m visine iznad tla.

Prilikom korištenja podataka vjetra u obzir treba uzeti mikroskalno i mezoskalno zaklanjanje meteorološkog kruga. Analizirani podaci imaju veliku operativnu primjenu budući da se opservatorij Zagreb-Maksimir nalazi u skupini globalne mreže sinoptičkih postaja s koje se prikupljaju podaci 24 sata dnevno. Pored toga, u Maksimiru se izvode i radiosondažna mjerenja dva puta dnevno što predstavlja novi izazov za proučavanje veze između mjerenja vjetra u prizemnom sloju atmosfere i radiosondažnih mjerenja visoke rezolucije, tj. svakih 10 s ili približno svakih 30 m visine. Pored opisa fizikalnih karakteristika okoliša ovaj rad će pokušati dati određene rezultate vezane uz morfološke karakteristike okoliša npr. efektivnu visinu hrapavosti z_0 i njenu ovinost o smjeru vjetra. Otkrivanje dugoročnih promjena z_0 , koja je važna dodatna meta-data informacija, može polučiti znakovit doprinos ispitivanju homogenosti vremenskih nizova podataka vjetra.

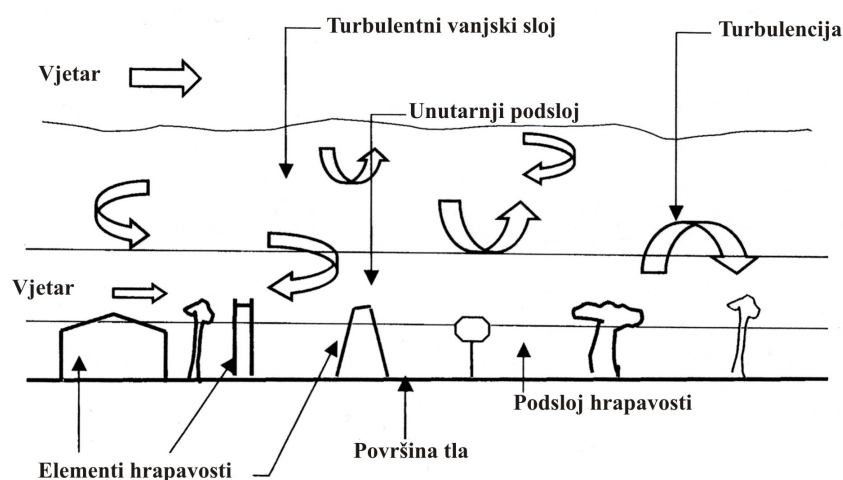
3. METODOLOGIJA

Metodologija za procjenu parametara turbulencije u prizemnom sloju atmosfere (sloj konstantnih turbulentnih tokova), datira još od doba Prandtla (1925) koji je koristio analogiju između molekularne difuzije i turbulentnog miješanja u atmosferi. Teoriju su kasnije proširili Monin i Obukhov (1954), uključujući gradijente srednje brzine vjetra, srednje potencijalne temperature i srednje vrijednosti specifične vlažnosti prizemnog sloja atmosfere, a koja je kasnije nazvana M-O teorija sličnosti (npr. Haltiner i Martin, 1957; Laikhtman, 1961; Oke, 1987; Arya, 1988; Pielke, 2002; Stull, 2009; Wyngaard, 2010). Slijedeći poboljšanja (izvođenje novih integralnih oblika funkcija sličnosti) koja su uveli Paulson (1970), Businger i sur. (1971), Dyer (1974) i Beljaars i Holtslag (1991), može se primijeniti iterativna procedura za procjenu brzine trenja u_* i turbulentne skale temperature θ_* , odnosno procijeniti M-O duljina L . Za istu svrhu može se koristiti i poboljšana empirijska procedura koju je predložio Lee (1997).

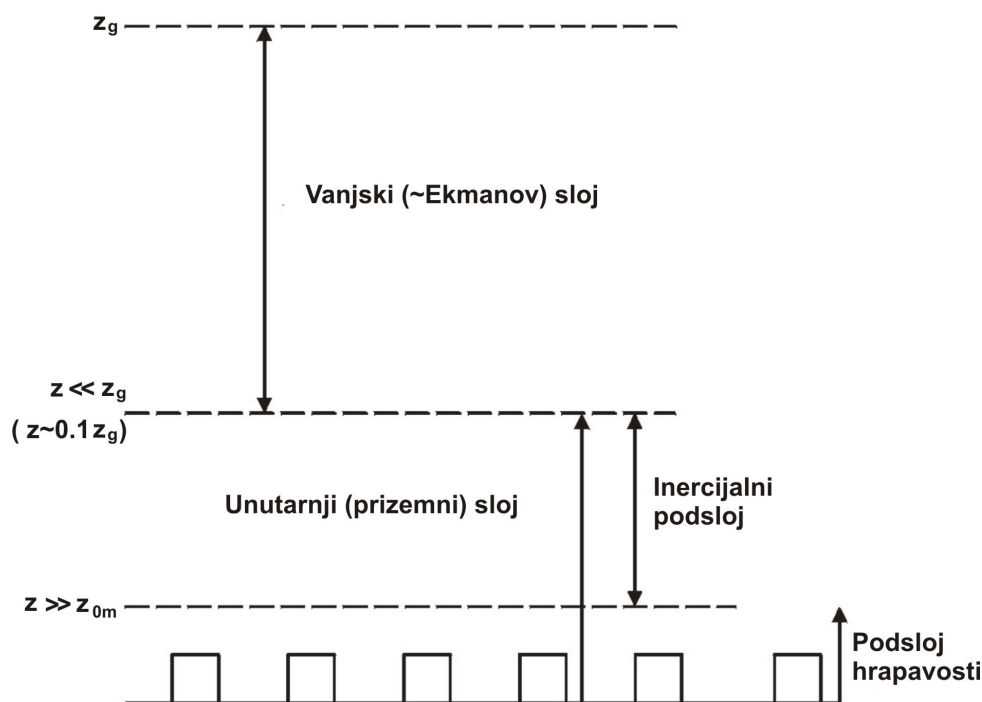
U nastavku teksta izlaže se teorijska osnova neophodna za razumijevanje korištene metode za procjenu brzine vjetra na 2 m visine na osnovi standardnih mjerenja koja se izvode na visini od 10 m iznad tla. Posebno su opisane metode proračuna efektivne visine hrapavosti z_0 .

3.1 Atmosferski granični sloj

Prema karakteristikama gibanja i uopće prema procesima koji se događaju u troposferi, ona se dijeli na granični sloj i slobodnu atmosferu. Sloj atmosfere koji neposredno graniči s površinom planeta zovemo planetarni granični sloj (PGS) ili atmosferski granični sloj (AGS) (engl. *planetary boundary layer*, *atmospheric boundary layer*) u kojem dominira turbulentno gibanje zraka. Interakcija između Zemljine površine i atmosfere odvija se površinskim turbulentnim tokovima (engl. *surface fluxes*) količine gibanja, topline i vlage. Međutim, kada govorimo o atmosferi nije lako precizno definirati što je zapravo granični sloj. Površina Zemlje je okarakterizirana hrapavošću zbog postojanja različitih (po obliku i veličini) elemenata hrapavosti kao što su zgrade, drveće, grmlje i sl. kao što je prikazano na slici 3.1. AGS se prema mišljenju brojnih znanstvenika može shvatiti kao sloj zraka neposredno iznad Zemljine površine u kojem se efekti površine (trenje, zagrijavanje i hlađenje) direktno manifestiraju/osjećaju na brzinama vjetra čija je vremenska skala manja od nekoliko dana i u kojem postoje signifikantni turbulentni tokovi količine gibanja i topline vođeni turbulentnim gibanjima na skali reda veličine visine AGS-a ili manjoj (Garratt, 1994). Prema tome, naziv AGS primarno se odnosi na područje koje je pod direktnim utjecajem površinskog trenja, a može se protezati i preko 1 km visine iznad Zemljine površine (npr. Holmes, 2001). Iznad AGS-a je slobodna atmosfera u kojoj uglavnom nema turbulentnog miješanja zraka, osim povremenih pojava tzv. turbulencije vedrog zraka (engl. *clear air turbulence*), turbulencije u cumulonimbusu, oko mlazne struje ili pucajućih valova.



Slika 3.1 AGS s prikazanim elementima hrapavosti (prema Cook, 1985).



Slika 3.2 Struktura AGS-a s naznačenim podslojevima prizemnog sloja atmosfere (modificirano prema Garratt, 1994). Oznaka z_g predstavlja visinu AGS-a.

Struktura AGS-a može se podijeliti na unutarnji (prizemni) sloj i vanjski (približno Ekmanov) sloj (slika 3.2). U prizemnom sloju (engl. *surface layer*) zbog njegovog relativno niskog vertikalnog protezanja, oko 10% u odnosu na cijeli AGS, djelovanje Coriolisove sile i zakretanje vjetra s visinom nije značajno, ali je strujanje pod utjecajem karakteristika površine. S druge strane, u uvjetno Ekmanovom sloju strujanje malo ovisi o prirodi površine, ali je izražen utjecaj Coriolisove sile, odnosno, zakretanje vjetra s visinom.

Prizemni sloj atmosfere dijeli se na inercijalni podsloj⁴ (engl. *inertial sublayer*) i podsloj hrapavosti (engl. *roughness sublayer*). Inercijalni podsloj je potpuno turbulentno područje, dovoljno blizu tla da se efekt Coriolisove sile i uzgona često zanemaruje (vidi npr. Duynkerke, 1992). S druge strane, dovoljno je daleko od površine da viskoznost zraka i struktura pojedinih neravnina na podlozi ne utječu znatnije na gibanje. Podsloj hrapavosti definira se kao sloj koji neposredno graniči s površinom (slika 3.2) i u njemu je turbulencija pod velikim utjecajem elemenata hrapavosti tako da standardna M-O teorija sličnosti postaje upitna (npr. Mahrt, 1996, Simpson i sur., 1998, Baklanov i sur., 2011). Pokušaj procjene temperature zraka na 5 cm iznad tla korištenjem M-O teorije sličnosti (Likso, 2006) također je ukazao na upitnost ove teorije u podsloju hrapavosti. Kao posljedica toga je činjenica da izmjereni vertikalni profili brzine vjetra i skalarnih veličina kao što su temperatura i vlažnost

⁴ Naziva se još i dinamičkim podslojem (engl. *dynamic sublayer*).

zraka odstupaju od onih koji su procijenjeni korištenjem M-O teorije sličnosti (npr. Högström i sur., 1989). De Ridder (2010) predlaže korekcije koje uvažavaju efekte podsloja hrapavosti u relacijama za turbulentni prijenos kako bi se dobile što točnije procjene turbulentnih tokova. Međutim, pokušaj primjene navedenih korekcija u ovom radu nije doveo do poboljšanja u procjeni brzine vjetra na 2 m visine. Zbog toga su primijenjene dvije druge metode (iterativna i empirijska) za procjenu brzine vjetra na 2 m visine pod pretpostavkom da je nivo procjene (2 m iznad tla) unutar inercijalnog podsloja gdje vrijedi pretpostavka o približnoj konstantnosti turbulentnih tokova. Logaritamski zakon dobro opisuje profil vjetra (slika 3.6) čak i u gornjem dijelu posloja hrapavosti koji se može shvatiti kao svojevrsna prijelazna zona između posloja hrapavosti i inercijalnog podsloja.

3.1.1 Struktura AGS-a

AGS se dijeli na nekoliko podslojeva, kao što je prikazano na slikama 3.1 i 3.2. Relativne visine tih podslojeva izražavaju se preko gradijentne visine⁵ (engl. *gradient height*), z_g ili visine/duljine hrapavosti za količinu gibanja (engl. *roughness length for momentum*), z_{0m} , koje se razlikuju za različite vrste površine. Za veličinu z_{0m} još se koristi izraz aerodinamička visina hrapavosti (engl. *aerodynamic roughness length*). U svim slučajevima z_{0m} je manji od visine pojedinih elemenata hrapavosti (npr. Stull, 2009; Garratt, 1994; Mihailović i sur., 1999). U znanstvenoj literaturi mogu se naći različiti izrazi za z_{0m} koji ukazuju na njegovu ovisnost o visini vegetacije (npr. Duynkerke, 1992; Garratt, 1994). S druge strane, Grimmond i Oke (1999) detaljno opisuju metode za procjenu z_{0m} , visine pomaka aktivne površine d i ostalih veličina ovisnih o vrsti površine za urbana područja. Dok se gradijentna visina odnosi na najviši nivo AGS-a gdje je srednja brzina maksimalna i paralelna izobarama, visina hrapavosti, z_{0m} , odnosi se na apstraktnu visinu koja opisuje hrapavost površine. Visina pomaka aktivne površine d (engl. *zero plane displacement height/displacement height*), odnosno virtualni početak profila vjetra iznad pokrova⁶, odnosi se na srednju visinu elemenata hrapavosti. Za većinu prirodnih površina (od usjeva do šuma) vrijedi relacija koja povezuje d s visinom vegetacije h_0 , tj. $d/h_0 \approx 2/3$ (vidi npr. Oke, 1987; Garratt, 1994). Međutim, jasno je da ovaj omjer ne može biti konstanta. Za izuzetno rijetko razmještene elemente hrapavosti, površina tla je referentna visina, odnosno djeluje kao

⁵ Visina na kojoj je brzina vjetra neovisna o hrapavosti površine, odnosno visina na kojoj brzina vjetra odgovara brzini strujanja u slobodnoj atmosferi (engl. *free stream velocity*).

⁶ Pod pokrovom (engl. *canopy*) podrazumijevaju se različiti elementi hrapavosti kao što su zgrade, drveće, grmlje i drugi oblici prepreka ili kombinacija više njih.

aktivna površina jer prigušuje strujanje i d se u tom slučaju približava nuli. S druge strane, za vrlo gusto raspoređene elemente hrapavosti, kada zrak struji preko njihovih vrhova, d/h_0 se približava jedinici. Vrijednosti za ova tri parametra (z_g , z_0 , d) su prikazane u tablici 3.1 u ovisnosti o vrsti površine.

Tablica 3.1 Karakteristike hrapavosti različitih vrsta površine (prema Holmes, 2001).

Opis površine	Visina hrapavosti, z_{0m} (m)	Gradijentna visina, z_g (m)	Visina pomaka aktivne površine d (m)
Glatka (ocean, snijeg, pustinja)	0.001-0.005	213	zanemariva
Otvorena (travnjak, nekoliko stabala)	0.01-0.05	274	zanemariva
Suburbana/urbana (zgrade 3-5 m visine)	0.1-0.5	366	2-4
Centar grada (zgrade 10-30 m visine)	1-5	----	7-23

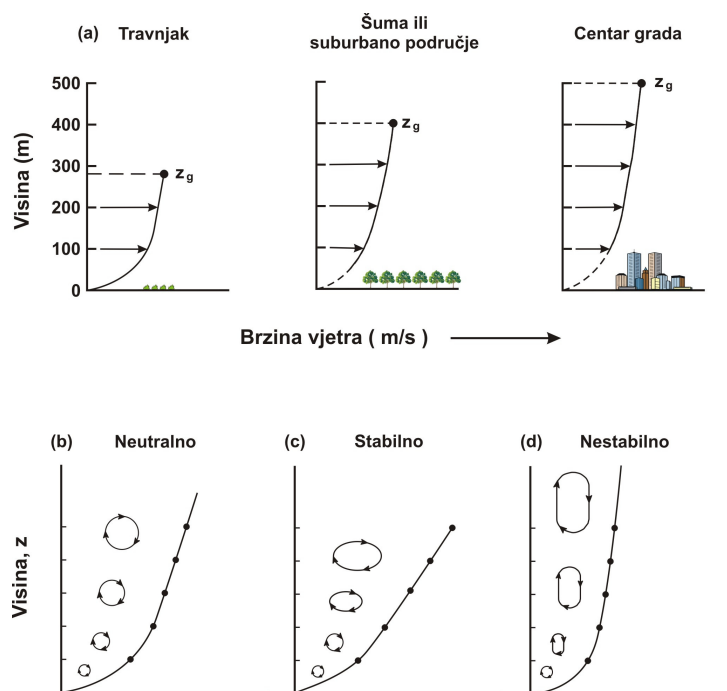
Ranija klasifikacija hrapavosti terena potječe od Davenporta (1960). Originalna verzija njegove klasifikacije zasniva se na eksponentima iz zakona potencije (engl. *power law profile*) za profil vjetra, te zbog toga nije kompatibilna s analizama zasnovanim na teoriji sličnosti. Kasnije je Davenportova klasifikacija modificirana u smislu da je hrapavost terena izražena preko efektivne visine hrapavosti z_0 . Koncept efektivne visine hrapavosti z_0 bit će objašnjen kasnije u potpoglavlju 3.1.3.

Tablica 3.2 Klasifikacija terena zasnovana na efektivnoj visini hrapavosti z_0 prema Davenportu (1960), modificirana prema Wieringa (1980).

Klasa	Opis terena	z_0 (m)
1	Otvoreno more	0.0002
2	Ravnica, snijeg, bez vegetacije, nema prepreka	0.005
3	Otvoren ravan teren; trava, nekoliko izoliranih prepreka	0.03
4	Niski usjevi; povremeno velike prepreke, $x/H > 20$	0.10
5	Visoki usjevi; razbacane prepreke, $15 < x/H < 20$	0.25
6	Parkovi, grmlje; brojne prepreke, $x/H \sim 10$	0.5
7	Velike prepreke (suburbana područja, šume)	1.0
8	Centar grada s visokim i niskim zgradama	?

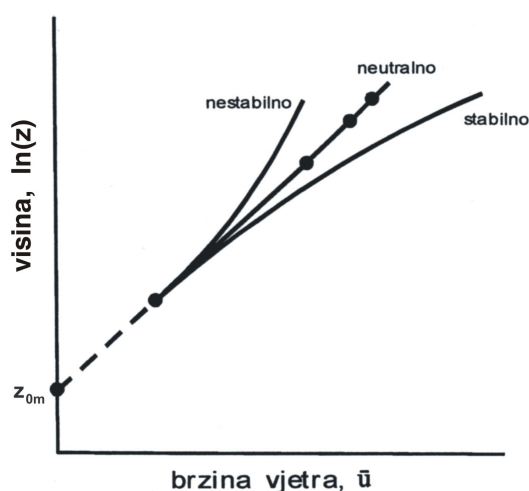
U tablici 3.2 je prikazana modificirana Davenportova klasifikacija hrapavosti koju je Wieringa (1980) izrazio preko z_0 . Ovdje je oznaka x tipična horizontalna udaljenost prepreke od mjernog instrumenta, dok je H visina odgovarajućih glavnih prepreka. Za klasu 7 u logaritamski zakon potrebno je uvesti supstituciju $z = Z - d$, gdje je Z visina iznad Zemljine površine, a z visina iznad d tj. visine pomaka aktivne površine ($d \sim 0.7 \times$ srednja visina kompaktnih prepreka, primjerice šume ili zgrade; vidi Brutsaert (1975)).

Polje vjetra u PGS-u je pod velikim utjecajem trenja budući da zrak struji preko čvrste podloge. Trenje usporava gibanje tik uz tlo i uzrokuje oblik profila vjetra kao na slici 3.3. U odsutnosti jakih termalnih efekata visina sloja koji je pod utjecajem trenja ovisi o hrapavosti površine (slika 3.3 a). Profili koji su prikazani na ovoj slici zasnovani su na mjerenjima u uvjetima jakog vjetra, a visina z_g na ovoj slici je vrh graničnog sloja iznad kojega je srednja brzina vjetra $\bar{u}$ približno konstantna s visinom (kao i horizontalni gradijent tlaka zraka, tj. površinsko trenje je zanemarivo). Visina ovog sloja raste s porastom hrapavosti. Zbog toga je vertikalni gradijent srednje brzine vjetra ($\partial \bar{u} / \partial z$) najveći iznad ravnog terena, a najmanji iznad hrapavih površina. U uvjetima slabog vjetra visina z_g također ovisi o iznosu termalne konvekcije generirane na donjoj površini. U uvjetima jakog zagrijavanja površine z_g je veći nego na slici 3.3 a, dok je u slučaju hlađenja iste površine manji.



Slika 3.3 Vertikalni profil brzine vjetra u blizini tla uključujući: a) efekt hrapavosti podloge (prema Davenport, 1965) i od b) do d) efekt stabilnosti atmosfere na oblik vertikalnog profila vjetra i strukturu turbulentnih vrtloga (prema Thom, 1975). Oznaka z_g predstavlja vrh graničnog sloja.

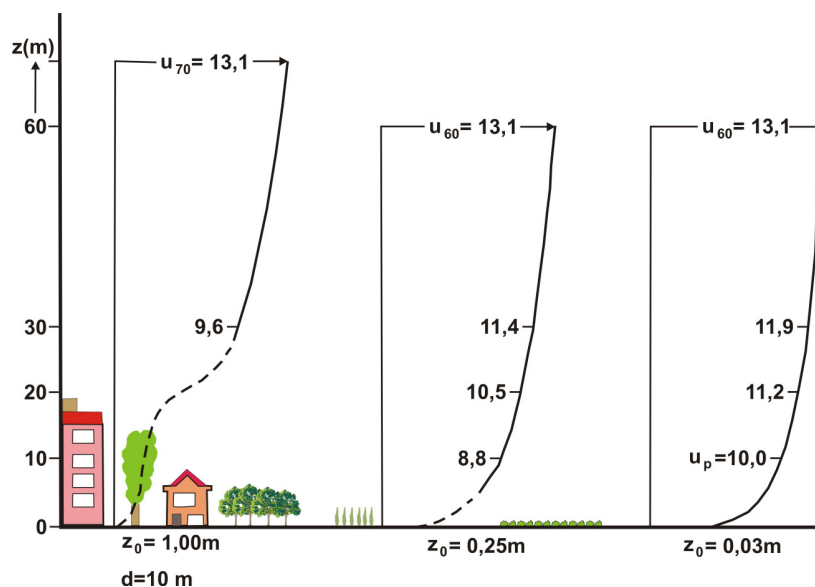
Jedinstven prikaz utjecaja stabilnosti na profil vjetra (slike 3.3 b) do d)) može se dobiti na jednostavan način uzevši za vertikalnu koordinatu prirodni logaritam visine $\ln(z)$ što je prikazano na slici 3.4.



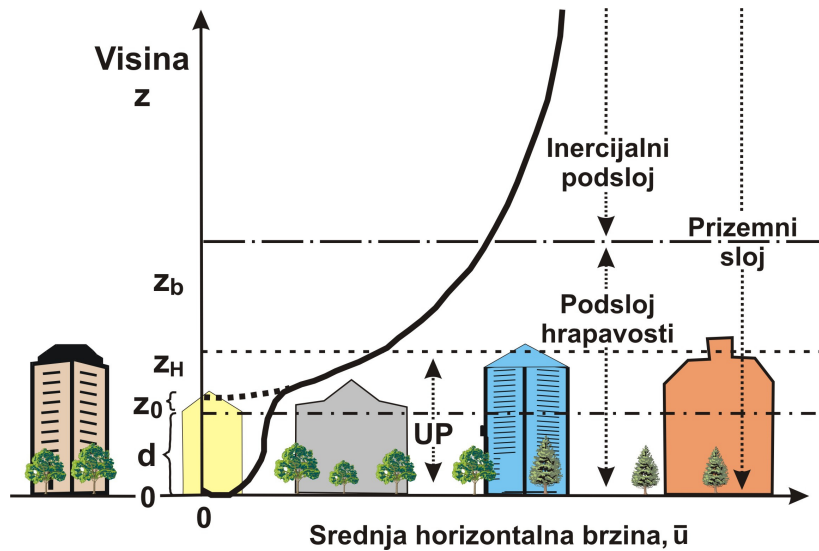
Slika 3.4 Idealizirani vertikalni profil brzine vjetra iznad tla bez vegetacije. Na slici je vidljiv utjecaj stabilnosti atmosfere na oblik profila brzine vjetra (prema Oke, 1987).

Vertikalni profil brzine vjetra iznad tla bez vegetacije u neutralnim uvjetima je približno pravac ako se prikaže u koordinatnom sustavu čija je apscisa brzina vjetra $u(z)$, a ordinata prirodni logaritam visine z , tj. $\ln(z)$. Presjek ekstrapoliranog profila vjetra iz domene mjerenja s ordinatom koordinatnog sustava definira visinu hrapavosti za količinu gibanja z_{0m} (slika 3.4). Razlika između logaritamskog profila vjetra i stvarnog profila vjetra na nekoj visini z izražava se preko člana $(u_*/k)\psi_m$ koji predstavlja korekciju s obzirom na stabilnost (iz (3.34); $\psi_m < 0$ kada je $z/L > 0$, $\psi_m > 0$ kada je $z/L < 0$) što je detaljno diskutirano u npr. Pielke (2002)).

Detalniji prikaz utjecaja hrapavosti površine na vertikalni profil brzine vjetra prikazan je na slici 3.5.



Slika 3.5 Primjeri profila brzine vjetra $u(z)$ u prizemnom sloju atmosfere iznad različitih vrsta površine s naznačenim vrijednostima lokalne visine hrapavosti i visine pomaka aktivne površine (prema Wieringa, 1986). Brzina vjetra mjerena na postaji korespondira potencijalnoj brzini vjetra $u_p = 10$ m/s (s mezo-vjetrom $u_m = 13.1$ m/s). Potencijalna brzina vjetra je brzina hipotetičkog vjetra iznad ravnog terena, dok je mezo-vjetar naziv za brzinu vjetra na visini zaslona strujanja (prilog 2). Dio profila (isprekidana linija) ukazuje na raspon visine unutar kojeg je procjena srednje brzine vjetra jako nepouzdana zbog mikroskalnih varijacija vjetra.



Slika 3.6 Generalizirani tj. osrednjeni (prostorno i vremenski) profil brzine vjetra $\bar{u}(z)$ u urbanom području s prikazanim prizemnim slojem atmosfere. Na slici su naznačene sljedeće veličine: srednja visina elemenata hrapavosti z_H , visina podsloja hrapavosti z_b (ili visina zaslona strujanja), visina hrapavosti z_0 i visina pomaka aktivne površine d . Crtkanom linijom označena je ekstrapolacija profila vjetra od inercijalnog podsloja do visine z_0+d , dok puna linija predstavlja stvarni profil vjetra (WMO-No.8, poglavlje 11, modificirano).

Velika promjenjivost brzine i smjera vjetra visinom je posljedica interakcije pojedinih elemenata hrapavosti s tokom zraka. U prvoj aproksimaciji profil vjetra u sloju urbanog pokrivača ima eksponencijalan oblik koji se spaja s logaritamskim profilom u blizini ravnine krova zgrada (slika 3.6).

U prizemnom sloju atmosfere, točnije u inercijalnom podsloju, primjenjuje se M-O teorija sličnosti, uključujući logaritamski zakon za profil brzine vjetra iznad uniformnog sloja visoke vegetacije (npr. šuma) ili urbanog pokrivača:

$$\bar{u}(z) = \left(\frac{u_*}{k} \right) \left\{ \ln \left(\frac{z-d}{z_{0m}} \right) - \psi_m \left(\frac{z}{L} \right) \right\} \quad (3.1)$$

gdje je u_* brzina trenja, k von Karmanova konstanta (≈ 0.40), L je M-O duljina i ψ_M je integralni oblik funkcije sličnosti za količinu gibanja. U slučaju stanja neutralne stabilnosti (tipično u uvjetima jakog vjetra i velike naoblake), kada je funkcija sličnosti $\phi_m(0) = 1$, a njen integralni oblik $\psi_m(0)=0$, gornja jednačba se svodi na:

$$\bar{u}(z) = \left(\frac{u_*}{k} \right) \ln \left(\frac{z-d}{z_{0m}} \right) \quad (3.2)$$

Parametri profila vjetra⁷ z_{0m} i d mogu se dobiti mjerenjima, a procjene se mijenjaju u ovisnosti o smjeru vjetra i osjetljive su na pogreške mjerenja (Wieringa, 1986; Verkaik, 2000). U literaturi postoje različite metode za određivanje parametara profila vjetra z_{0m} i d za urbana područja (npr. Grimmond i Oke, 1999; Britter i Hanna, 2003):

- 1) *morfometrijske* (ili *geometrijske*) metode koje koriste algoritme koji povezuju aerodinamičke parametre s morfologijom površine; i
- 2) *mikrometeorološke* (ili *anemometrijske*) metode koje se zasnivaju na mjerenjima vjetra ili turbulencije kako bi se izračunali aerodinamički parametri uključeni u teorijske relacije izvedene iz logaritamskog profila vjetra.

Dakle, najjednostavnije metode uključuju opći opis terena i prepreka ili detaljan opis visina elemenata hrapavosti i njihov međusobni razmak. Veličina d je posebno važna, a može se shvatiti na način kao da je površina tla pomaknuta prema gore i da se na toj visini nalazi ponor srednje količine gibanja. Ovisno o gustoći zgrada i drveća, to znači da je profil vjetra pomaknut na visinu između 0.5 i $0.8z_H$ (Grimmond i Oke, 1999), gdje je z_H srednja visina prepreka.

Veličine z_{0m} i d karakteriziraju otpor turbulentnom toku koji vrše različiti elementi hrapavosti na površini tla. Ranih tridesetih godina prošlog stoljeća Ludwig von Prandtl i Theodore von Karman uvode ove veličine u znanstvenu literaturu kako bi se parametrizirao prijenos količine gibanja od turbulentnog toka prema hrapavoj površini. Prema klasičnim laboratorijskim eksperimentima i teorijama veličine z_{0m} i d smatrane su geometrijskim parametrima koji su neovisni o karakteristikama toka. Novija istraživanja ukazuju na njihovu značajnu ovisnost o stabilnosti koja je jača za z_{0m} , a slabija za d (vidi Zilitinkevich i sur., 2008a). Međutim, taj pristup nije korišten u ovom istraživanju, već samo ovisnost efektivne visine hrapavosti z_0 o kvadrantima smjera vjetra.

⁷ U literaturi se za veličine z_{0m} i d još koristi izraz parametri hrapavosti površine.

3.1.2 AGS suburbanog područja

Prema vrstama hrapavosti zbog postojanja različitih vrsta vegetacije i zgrada, površina Zemlje se može podijeliti na četiri osnovna tipa hrapavosti (tablica 3.1) ili osam tipova prema finijoj podjeli (tablica 3.2).

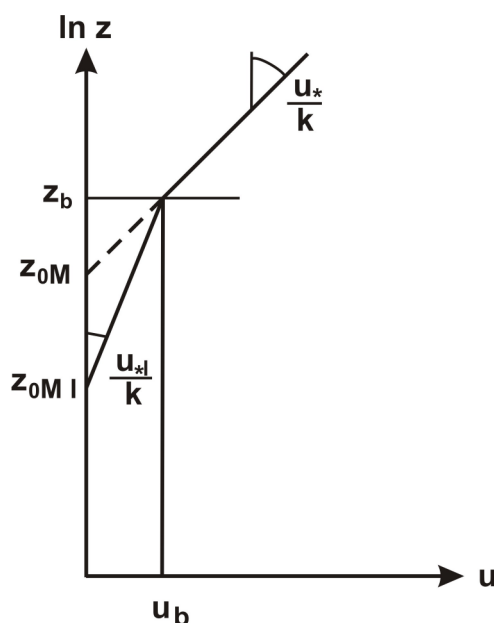
Budući da gradijentna visina raste s porastom hrapavosti površine (slika 3.3 a), suburbana područja imaju veću gradijentnu visinu nego otvoreni teren. Dominantna osobina urbanih površina su visoki elementi hrapavosti (zgrade, drveće i druge veće strukture) što te površine čini ekstremno hrapavim, u aerodinamičkom smislu i heterogenim. AGS iznad urbanog područja općenito nije u potpunosti ispitan zbog njegove kompleksne strukture i eksperimentalnih poteškoća.

Međutim, komplicirane strukture (npr. dalekovodi) često su smještene unutar ili tik do podsloja hrapavosti u urbanom ili suburbanom području, iz čega proizlazi da je poznavanje prirode turbulencije u suburbanom graničnom sloju od velike važnosti zbog njihovog konstruiranja.

3.1.3 Efektivna visina hrapavosti

Istraživanja (npr. Beljaars i sur., 1983) su pokazala da visina hrapavosti ovisi o elementima hrapavosti na udaljenosti od nekoliko kilometara uz vjetar u odnosu na mjerni instrument. Kako navedena duljina hrapavosti na vrlo kompleksan način ovisi o elementima hrapavosti, njezina se vrijednost najčešće procjenjuje neizravno na osnovi utvrđenog empirijskog profila vjetra, standardne devijacije vjetra, udara vjetra ili drugim metodama. Tako dobivena visina hrapavosti naziva se *efektivna visina hrapavosti* z_0 za razliku od procjena *lokalne visine hrapavosti* z_{0m} dobivene na osnovi rasporeda i veličine elemenata hrapavosti u okolišu mjernog mjesta. Efektivna visina hrapavosti je tipično viša od lokalne visine hrapavosti (Holtslag, 1984; Beljaars i Holtslag, 1991). Kao posljedica toga je promjena nagiba vertikalnog profila vjetra koji je reprezentativan za šire područje (na udaljenosti od oko 100 puta visina mjernog instrumenta), osobito iznad visine zaslona strujanja z_b , tj. gdje se ne manifestiraju utjecaji pojedinih elemenata hrapavosti, odnosno gdje se spajaju nagibi lokalno uvjetovanog profila vjetra s onim sa šire ljestvice uz vjetar. Oznake z_{0M} i z_{0MI} redom predstavljaju efektivnu i lokalnu visinu hrapavosti na slici 3.7, što odgovara oznakama z_0 i z_{0m} u tekstu. Lokalna brzina trenja označena je simbolom u_{*l} , dok ostale veličine imaju uobičajeno značenje. Pojam visine zaslona mjernog instrumenta uvodi Wieringa (1976) koji

pomoću tog koncepta eliminira utjecaj prepreka na mjerni instrument u odnosu na otvoreni teren. Treba također spomenuti da navedeni koncept ovisi o tome da li vjetar puše s hrapavijeg terena prema glađem ili obrnuto (Foken, 2008; Stull, 2009). U primjeru prikazanom na slici 3.7 očito se radi o slučaju kada vjetar puše s hrapavijeg (zgrade, parkovi i dr.) prema glađem terenu kao što je to slučaj u neposrednom okolišu opservatorija Zagreb-Maksimir. Elementi hrapavosti, odnosno njihovi efekti izraženi preko efektivne visine hrapavosti znatno ovise o smjeru vjetra što će kasnije biti i pokazano. Vrijednosti efektivne visine hrapavosti dobivene pomoću profila vjetra između 2 m i 10 m za opservatorij Zagreb-Maksimir za različite sektore smjera vjetra nisu znatno manje od onih dobivenih metodom standardne devijacije ili pomoću udara vjetra mjerenih na visini 10 m iznad tla. Prethodno navedeno potvrđuje da su dobro reprezentirani prosječni uvjeti hrapavosti uz vjetar od mjernog instrumenta na udaljenosti od nekoliko kilometara (potpoglavlje 4.3).



Slika 3.7 Koncept efektivne visine hrapavosti primijenjen na profil vjetra za slučaj atmosfere koja se nalazi u stanju bliskom statički neutralnom (prema Beljaars i Holtslag, 1991). Oznaka u_b predstavlja brzinu vjetra na visini zaslona strujanja z_b . Oznake z_{0M} i z_{0MI} redom predstavljaju efektivnu i lokalnu visinu hrapavosti što odgovara oznakama z_0 i z_{0m} u tekstu. Preostale oznake na slici su u_* , u_{*I} i k , a redom označavaju brzinu trenja, lokalnu brzinu trenja i von Karmanovu konstantu.

Primarni elementi hrapavosti u gradu su zgrade i drveće, ali se oni u aerodinamičkom smislu ponašaju drugačije. Zgrade imaju oštre bridove i uzrokuju razdvajanje toka i jako vrtloženje, dok je drveće porozno i donekle savitljivo. Mikroklimatski

efekti pojedinih prepreka postoje na određenoj udaljenosti⁸ (horizontalnoj i vertikalnoj) od njihovog izvora nakon čega se prigušuju djelovanjem turbulentnih vrtloga. Efekti prepreka mogu postojati i do nekoliko stotina metara po horizontali. U podsloju hrapavosti u blizini ovih objekata i neposredno iznad njih tok zraka je trodimenzionalan, gotovo kaotičan te pod utjecajem pojedinih elemenata hrapavosti. Na vrhu podsloja hrapavosti, odnosno na visini z_b , zbog turbulentnog miješanja, gube se utjecaji pojedinačnih prepreka i tok postaje neovisan o horizontalnoj poziciji. Drugim riječima, ispod visine z_b nije dopušteno približno tretirati strukturu turbulencije uniformnom po horizontali. Neki autori razlikuju:

- 1) fizikalni z_b (engl. *physical blending height*) – visina na kojoj lokalne perturbacije postaju zanemarive zbog turbulentnog miješanja
- 2) numerički z_b (engl. *numerical blending height*) – visina iznad koje horizontalno osrednjene lokalne varijable (npr. brzina vjetra) korespondiraju profilima sličnosti (Glickman, 2000).

Visina z_b ovisi o visini i prostornom rasporedu elemenata hrapavosti. U znanstvenoj literaturi postoji nekoliko izraza za izračunavanje visine z_b od kojih se u ovom radu navode samo neki od njih.

Pasquill (1974) i Garratt (1978) koriste samo srednju visinu elemenata hrapavosti $\bar{z}_H$ za definiranje visine z_b :

$$z_b = f_b \bar{z}_H \quad (3.3)$$

gdje je f_b empirijski koeficijent. Prema Pasquillu vrijednost ovog koeficijenta iznosi 2.5, dok Garratt za koeficijent f_b predlaže vrijednost 4.5, a ona je zasnovana na rezultatima mjerenja turbulentnog toka iznad savane.

Na osnovi mjerenja u vjetrovnim tunelima, Mulhearn i Finnigan (1978) predlažu izraz za z_b koji uzima u obzir srednji razmak između elemenata hrapavosti $\bar{D}_x$:

$$z_b = 2\bar{D}_x. \quad (3.4)$$

⁸ Udaljenost na kojoj se efekt prepreka prigušuje ovisi o veličini efekta koji izaziva prisutnost prepreke, brzini vjetra i statičkoj stabilnosti.

Efektivna visina hrapavosti predstavlja prosječne efekte prepreka na udaljenosti od nekoliko kilometara uz vjetar. To ujedno znači da brzina vjetra mjerena u jednoj točki zapravo reprezentira "prosječnu" brzinu vjetra na širem terenu uz vjetar. Dakle, preko efektivne hrapavosti postiže se reprezentativan vjetar analogan onom na elementima (rasterima ili ćelijama) mreže numeričkog mezomodela s rezolucijom od nekoliko kilometara. Iako na ovaj način izražena reprezentativnost ne rješava u potpunosti adaptaciju punktualnih mjerenja za potrebe atmosferskih modela slabije rezolucije, ipak je to korak prema tom cilju (Beljaars i Holtslag, 1991).

U ovom radu se koristi koncept efektivne visine hrapavosti budući da se opservatorij Zagreb-Maksimir nalazi na rubnom dijelu suburbanog područja Zagreba, te je zbog toga bilo potrebno na ispravan način uzeti u obzir nehomogenost podloge s obzirom na njenu hrapavost.

3.2 Relacije između turbulentnog toka i gradijenta

3.2.1 Jednadžbe profila za neutralnu stratifikaciju

U AGS-u se često primjenjuje pretpostavka analogije između turbulentnog i molekularnog prijenosa. Prema toj pretpostavci se vertikalni turbulentni tokovi količine gibanja ($\overline{u'w'}$ i $\overline{v'w'}$), topline ($\overline{\theta'w'}$) i specifične vlažnosti ($\overline{q'w'}$) u graničnom sloju prikazuju relacijama:

$$\overline{u'w'} = -K_m \frac{\partial u}{\partial z} \quad (3.5)$$

$$\overline{v'w'} = -K_m \frac{\partial v}{\partial z} \quad (3.6)$$

$$\overline{\theta'w'} = -K_h \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (3.7)$$

$$\overline{q'w'} = -K_w \frac{\partial q}{\partial z} \quad (3.8)$$

gdje su K_m , K_h i K_w koeficijenti turbulentne razmjene količine gibanja, topline i specifične vlažnosti ili vrtložne difuzivnosti količine gibanja, osjetilne i latentne topline koje se ovdje tretiraju analogno molekularnoj kinematičkoj viskoznosti ν . Veličine označene apostrofom u (3.5) - (3.8) predstavljaju perturbaciju, tj. odstupanje od srednje vrijednosti ($u' = u - \bar{u}$, $v' = v - \bar{v}$, $w' = w - \bar{w}$, $\theta' = \theta - \bar{\theta}$ i $q' = q - \bar{q}$) dok nadvučena crta općenito označava srednju vrijednost.

Potrebno je naglasiti da ove jednačbe nisu zasnovane na nekoj čvrstoj teorijskoj podlozi već samo na intuitivnoj pretpostavci o analogiji između molekularnog i turbulentnog prijenosa. Postupno se došlo do spoznaje da je analogija između molekularnog i turbulentnog prijenosa slaba i samo kvalitativna. Vrtložne difuzivnosti su nekoliko redova veličine veće od molekularnih što ukazuje na dominaciju turbulentnog miješanja u odnosu na molekularne razmjene (vidi npr. Arya, 1988).

Jednačbe profila za prizemni sloj atmosfere su sljedećeg oblika:

$$u_* = \sqrt{-\overline{u'w'}} = k z \frac{\partial u}{\partial z} = k \frac{\partial u}{\partial \ln z} \quad (3.9)$$

$$\overline{w'T'} = -\alpha_0 k u_* \frac{\partial T}{\partial \ln z} \quad (3.10)$$

$$\overline{w'q'} = -\alpha_{0E} k u_* \frac{\partial q}{\partial \ln z} . \quad (3.11)$$

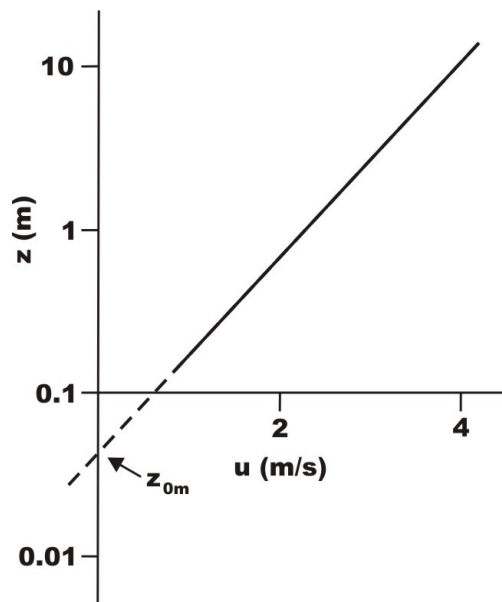
Budući da koeficijenti vrtložne difuzivnosti za količinu gibanja, osjetilnu i latentnu toplinu nisu identični, uvode se koeficijenti α_0 i α_{0E} koji predstavljaju omjer koeficijenta turbulentne razmjene za toplinu/vlagu i koeficijenta turbulentne razmjene za količinu gibanja.

Integracijom jednačbe profila (3.9) za turbulentni tok količine gibanja od visine z_{0m} do visine z dobiva se izraz

$$u(z) - u(z_{0m}) = u_* \ln \frac{z}{z_{0m}} , \quad (3.12)$$

gdje je z_{0m} visina ekstrapoliranog logaritamskog profila vjetra na kojoj je $u(z_{0m}) = 0$ (slika 3.8). Prema tome, z_{0m} je konstanta integracije. Parametar z_{0m} je ovisan o vrsti površine, a o

njemu je već bilo riječi u potpoglavlju 3.1.1. Njegove vrijednosti variraju od 10^{-3} do 10^{-6} m za vodene površine i led, 10^{-2} m za travnate površine do oko 0.2 m za nisko drveće.



Slika 3.8 Određivanje aerodinamičke visine hrapavosti ekstrapolacijom log-linearnog profila vjetra do visine na kojoj je $u(z_{0m}) = 0$ (prema Foken, 2008).

Integracija jednadžbi za turbulentni tok osjetilne (3.10) i latentne topline (3.11) je formalno identična onoj za turbulentni tok količine gibanja. Konstante integracije su tzv. turbulentna skala temperature i vlažnosti. Pretpostavlja se da na ovim visinama temperatura i vlažnost imaju približno iste vrijednosti kao na površini tla, što naravno nije točno budući da se na površini tla javljaju veliki gradijenti temperature i vlažnosti.

Za primjenu u atmosferskim modelima koriste se sljedeće jednadžbe:

$$T(z) - T(z_{0T}) = \frac{T_*}{\alpha_0 k} \ln \frac{z}{z_{0T}} \quad (3.13)$$

$$q(z) - q(z_{0q}) = \frac{q_*}{\alpha_{0E} k} \ln \frac{z}{z_{0q}} \quad (3.14)$$

gdje je

$$T_* = -\frac{\overline{w'T'}}{u_*} \quad (3.15)$$

dinamička temperatura ili skala temperature, dok je

$$q_* = -\frac{\overline{w'q'}}{u_*} \quad (3.16)$$

svojstvena turbulentna mjera specifične vlažnosti. U gornjim relacijama z_{0T} i z_{0q} su duljine hrapavosti za toplinu i specifičnu vlažnost (vidi Foken, 2008). Jednadžbe (3.12)-(3.14) izvedene su pretežno na teorijskim osnovama, za razliku od Buckinghamovog Π -teorema koji se zasniva uglavnom na empirijskim argumentima i koji se primjenjuje u sljedećem potpoglavlju (vidi npr. Stull, 2009 na str. 378).

3.2.2 Monin-Obukhovljeva teorija sličnosti

Kako bi se uključio efekt stratifikacije atmosfere u opis turbulentnog prijenosa i srednjih profila brzine vjetra, potencijalne temperature i specifične vlažnosti Monin i Obukhov postavljaju hipotezu prema kojoj bezdimenzionalne karakteristike turbulencije ovise samo o četiri veličine: visini iznad površine z , brzini trenja u_* , površinskom kinematičkom toku osjetilne topline $H_0/\rho c_p$ i uzgonskom parametru g/T_0 . Monin i Obukhov koriste analizu dimenzija prema Buckinghamovom Π -teoremu kako bi jednadžbe profila proširili na ne-neutralni slučaj (npr. Foken, 2008). Ova teorija primarno je izvedena za prizemni sloj atmosfere i u sebi uključuje određena pojednostavljenja u smislu da su turbulentni tokovi količine gibanja, topline i vlage gotovo konstantni s visinom pri horizontalno homogenim i stacionarnim uvjetima (prilog 1).

Ako zamislimo da se x-os koordinatnog sustava poklapa sa smjerom vjetra, tada je komponenta vjetra u smjeru y-osi $v = 0$. Gradijentni oblik profila vjetra može se prikladno bezdimenzionirati, tako da je za ne-neutralni slučaj on funkcija M-O parametra stabilnosti $\zeta = z/L$

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{u_*}{kz} \phi_m(\zeta) \quad (3.17)$$

gdje je ϕ_m univerzalna funkcija sličnosti za količinu gibanja. Ovdje M-O duljina L daje relaciju između dinamičkih, termičkih i uzgonskih procesa i proporcionalna je visini dinamičkog podsloja (Obukhov, 1946), ali joj nije identična (Monin i Yaglom, 1971; 1975).

Slične relacije izvedene su i za bezdimenzionalne gradijente potencijalne temperature θ i specifične vlažnosti q :

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\theta_*}{kz} \phi_h(\zeta) \quad (3.18)$$

i

$$\frac{\partial q}{\partial z} = \frac{q_*}{kz} \phi_q(\zeta). \quad (3.19)$$

U gornjim relacijama veličine ϕ_h i ϕ_q su univerzalne funkcije sličnosti za toplinu i vlagu, dok $\theta_* (= -\overline{w'\theta'}/u_*)$ predstavlja svojstvenu mjeru turbulentnog utjecaja na potencijalnu temperaturu.

M-O duljina definirana je izrazom:

$$L = \frac{u_*^2 \bar{\theta}}{kg \theta_*} = -\frac{u_*^3 \bar{\theta}}{kg \overline{w'\theta'}} \quad (3.20)$$

U teoriji sličnosti kao bezdimenzijski parametar stabilnosti na visini z primjenjuje se omjer $\zeta = z/L$. U slučaju nestabilne stratifikacije atmosfere, kada prevladava termički generirana turbulencija, turbulentni tokovi imaju pozitivan smjer (prema gore), tj. $\overline{w'\theta'} > 0$, odnosno $\zeta < 0$. Pri stabilnoj stratifikaciji, turbulentni tokovi imaju smjer prema dolje, tj. $\overline{w'\theta'} < 0$, odnosno $\zeta > 0$. Po pretpostavci slijedi da je u uvjetima neutralne stabilnosti atmosfere $\overline{w'\theta'} = 0$, pa $L \rightarrow \infty$, a parametar stabilnosti $\zeta = 0$.

Razmotrimo sada granične slučajeve.

(i) Neutralni uvjeti

Za $|\zeta| \ll 1$ $\phi_{m,h,q} \rightarrow 1$. Odnosno, za male vrijednosti ζ funkcija ϕ se može jednostavno razviti kao:

$$\begin{aligned}\phi(\zeta) &= 1 + \beta_1 \zeta + \beta_2 \zeta^2 + \dots \\ &\approx 1 + \beta_1 \zeta.\end{aligned}\tag{3.21}$$

Za $\zeta \rightarrow 0$ slijedi $\phi(0) = 1$.

U početku su univerzalne funkcije sličnosti bile tako definirane da je njihova vrijednost jednaka 1 u uvjetima neutralne stabilnosti, tj. $\phi_m(0) = 1$, $\phi_h(0) = 1$. Međutim, eksperimentalno je dokazano da postoje lokalna odstupanja od te vrijednosti u približno neutralnim uvjetima, npr. $\phi_m(0) = 1.15$ (Businger i sur., 1971).

(ii) U jako stabilnim uvjetima ($\zeta \rightarrow \infty$) vertikalno gibanje turbulentnih vrtloga je jako ograničeno stratifikacijom atmosfere, tako da je veličina turbulentnih vrtloga potpuno ograničena stabilnošću, a ne udaljenošću od podloge. Za $L \leq z \ll z_g$, za profile brzine vjetra i potencijalne temperature vrijedi:

$$\partial u / \partial z \propto u_* / L \text{ i } \partial \theta / \partial z \propto \theta_* / L.$$

Nadalje, u jako stabilnim uvjetima često puta ne vrijedi M-O teorija sličnosti (npr. Zilitinkevich i Calanca, 2000; Grisogono i Oerlemans, 2001).

(iii) U jako nestabilnim uvjetima ($\zeta \rightarrow -\infty$), granični sloj se približava stanju slobodne konvekcije⁹ (engl. *free convection*), tj. kada dominiraju uzgonski konvektivni procesi (Tennekes, 1970). U tom slučaju M-O bezdimenzioniranje više ne vrijedi, a kao važeći

⁹ Slobodna konvekcija se javlja iznad kopna za vedrih sunčanih dana sa slabim vjetrom ili u situacijama bez vjetra (tišina); također se pojavljuje nad tropskim morima za vrijeme tišine (Stull, 2009).

parametri za bezdimenzioniranje pojavljuju se u_f i θ_f definirani (Wyngaard i sur., 1971) na sljedeći način:

$$u_f = \left[z(g/\theta)(\overline{w'\theta'})_0 \right]^{1/3} \quad (3.22)$$

$$\theta_f = \left[(\overline{w'\theta'})_0^2 / z(g/\theta) \right]^{1/3} \quad (3.23)$$

Suprotno M-O teoriji sličnosti, u uvjetima slobodne konvekcije potrebne su tri varijable z , g/θ i $(\overline{w'\theta'})_0$ za bezdimenzioniranje, a srednji gradijenti se pojavljuju kao nepoznate konstante, što slijedi iz Buckinghamovog teorema (vidi npr. Arya, 1988 ili prilog 1). Kada M-O parametar stabilnosti $\zeta \rightarrow -\infty$, smicanje vjetra postaje zanemarivo dok je profil potencijalne temperature dan izrazom:

$$\frac{z}{\theta_f} \frac{\partial \theta}{\partial z} = -\alpha_1 \quad (3.24)$$

gdje je α_1 pozitivna konstanta. Korištenjem jednadžbe (3.23) dobiva se konačni izraz za gradijent potencijalne temperature:

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} = -\alpha_1 (\overline{w'\theta'})_0^{2/3} \left(\frac{g}{\theta} \right)^{-1/3} z^{-4/3} \quad (3.25)$$

kao što se može naći u radu Priestleya (1954).

M-O teorija sličnosti daje izvrsno slaganje s mjerenim vrijednostima meteoroloških elemenata u uvjetima kada stratifikacija u prizemnom sloju atmosfere ne odstupa puno od statičke neutralnosti (Monin i Yaglom, 1971). Međutim, postoje velika ograničenja ove teorije u vrlo stabilnim uvjetima i uvjetima slobodne konvekcije (Byun, 1990; Zilitinkevich i Calanca, 2000), kao i u slučaju strujanja iznad kosih površina (npr. Grisogono i Oerlemans, 2001). U spomenutim uvjetima se stanje prizemnog sloja ne može promatrati kao blago do umjereno odstupanje od neutralnosti, već su potrebni fundamentalno drugačiji fizikalni pristupi.

3.2.3 Empirijski oblici funkcija sličnosti

Teorija sličnosti zasnovana na hipotezi sličnosti i dimenzijskoj analizi može samo sugerirati moguću relaciju između pojedinih bezdimenzionalnih parametara. Ova teorija ne može nam ništa reći o oblicima ovih funkcija, o pripadnim koeficijentima, već oni moraju biti određeni empirijski.

Opće prihvaćeni oblici funkcija sličnosti $\phi_m(\zeta)$ i $\phi_h(\zeta)$ na osnovi Kansas eksperimenta (Businger i sur., 1971) su

$$\phi_m = \begin{cases} (1 - \gamma_1 \zeta)^{-1/4} & \text{za } \zeta < 0 \\ 1 + \beta \zeta, & \text{za } \zeta \geq 0 \end{cases} \quad (3.26)$$

$$\phi_h = \begin{cases} \alpha (1 - \gamma_2 \zeta)^{-1/2} & \text{za } \zeta < 0 \\ \alpha + \beta \zeta, & \text{za } \zeta \geq 0 \end{cases} \quad (3.27)$$

Postoji jedina razlika u vrijednostima procijenjenih konstanti α , β , γ_1 i γ_2 u gornjim izrazima. Glavni razlozi ovih razlika posljedica su neizbježne pogreške mjerenja i odstupanja od idealnih uvjeta koje pretpostavlja teorija. Najbolje procijenjene vrijednosti dobivene na osnovi Kansas eksperimenta su:

$$\alpha = 0.74; \quad \beta = 4.7; \quad \gamma_1 = 15; \quad \gamma_2 = 9. \quad (3.28)$$

Na slikama 3.9 i 3.10 su prikazani izrazi (relacije (3.26) i (3.27)) za ϕ_m i ϕ_h s empirijskim vrijednostima konstanti zajedno s mjerenjima iz Kansas eksperimenta.

U mnogim praktičnim primjenama koriste se jednostavnije relacije imajući na umu pogreške pri mjerenju kao i pri određivanju empirijskih funkcija sličnosti.

$$\phi_h = \phi_m^2 = (1 - 15\zeta)^{-1/2}, \quad \text{za } \zeta < 0 \quad (3.29)$$

$$\phi_h = \phi_m = 1 + 5\zeta. \quad \text{za } \zeta \geq 0$$

Ove relacije malo odstupaju od Kansas relacija (3.26) - (3.28), ali imaju prednost budući da na jednostavan način povezuju parametar stabilnosti ζ s gradijentnim Richardsonovim brojem Ri :

$$\begin{aligned} \zeta &= Ri, & \text{za } Ri < 0 \\ \zeta &= \frac{Ri}{1 - 5Ri} & \text{za } 0 \leq Ri \leq 0.2 = Ri_c \end{aligned} \quad (3.30)$$

U tablici 3.3 navedeni su rasponi različitih parametara stabilnosti.

Tablica 3.3 Parametri stabilnosti (prema Foken, 2008), gdje je $T(0)$ temperatura na visini $z=0$, $T(z)$ temperatura zraka na visini z , Ri i Ri_c su gradijentni Richardsonov broj i njegova kritična vrijednost, dok oznake L i ζ redom označavaju M-O duljinu i M-O parametar stabilnosti.

stratifikacija	temperatura	Ri	L	$\zeta = z/L$
nestabilno	$T(0) > T(z)$	< 0	< 0	< 0
neutralno	$T(0) \sim T(z)$	~ 0	$\pm \infty$	~ 0
stabilno	$T(0) < T(z)$	$0 < Ri < 0.2 = Ri_c$	> 0	$0 < \zeta < \sim 1$

Integracija jednadžbi profila (3.17) do (3.19) korištenjem univerzalnih funkcija sličnosti za nestabilne uvjete nije trivijalan problem što je prvi puta izveo Paulson (1970). Pokazat ćemo taj postupak za slučaj jednadžbe (3.17) koju možemo pisati u obliku

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{u_*}{kz} [\phi_m(\zeta) + 1 - 1]. \quad (3.31)$$

tj. od neintegriranog oblika funkcije sličnosti za količinu gibanja dodano je i oduzeto 1 što ne mijenja jednadžbu, ali omogućuje da se u izraz za logaritamski profil vjetra uvede korekcija s obzirom na stabilnost koja je izražena preko integralnog oblika funkcije sličnosti za količinu gibanja ψ_m . Nadalje se (3.31) može pisati u obliku

$$\partial u = \frac{u_*}{k} \left[\frac{\partial z}{z} - \frac{\partial z}{z} + \phi_m(\zeta) \frac{\partial \zeta}{\zeta} \right]. \quad (3.32)$$

Integracija od z_{0m} do z daje

$$u(z) - u(z_{0m}) = u(z) = \frac{u_*}{k} \left[\ln \frac{z}{z_{0m}} - \int_{z_{0m}}^z \frac{1 - \phi_m(\zeta)}{\zeta} d\zeta \right]. \quad (3.33)$$

Kako je $u(z_{0m}) = 0$, proizlazi da je

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \left[\ln \frac{z}{z_{0m}} - \psi_m(\zeta) \right], \quad (3.34)$$

što je poznata relacija koja opisuje profil vjetra iznad tla bez vegetacije (slika 3.4). U (3.34) je integralni oblik univerzalne funkcije sličnosti za količinu gibanja, $\psi_m(\zeta)$ sljedećeg oblika:

$$\psi_m(\zeta) = \int_{z_{0m}/L}^{z/L} [1 - \phi_m(\zeta)] \frac{d\zeta}{\zeta} \approx \int_0^{z/L} [1 - \phi_m(\zeta)] \frac{d\zeta}{\zeta}, \quad (3.35)$$

budući da je u praksi $z_{0m} \ll L$.

Relacija koja vrijedi u statički nestabilnim uvjetima je sljedećeg oblika (prilog 3):

$$\phi_m^4 - \gamma(z/L)\phi_m^3 = 1. \quad (3.36)$$

Ovu relaciju daje vezu između z/L i ϕ_m , a dobili su je na različite načine (Kazanski i Monin, (1956); Ellison, (1957); Yamamoto, (1959); Panofsky, (1961) i Sellers (1962) (prilog 3). Ova funkcija se naziva Keyps funkcija, a naziv čine inicijali znanstvenika koji su do (3.36) došli neovisno. Korištenjem (3.36) dobiva se sljedeći oblik integrala za ψ_m po ϕ_m (prilog 3):

$$\psi_m = \int_{\phi_m(0)}^{\phi_m} \left(-1 + \frac{2}{1 + \phi_m} + \frac{2}{1 + \phi_m'^2} + \frac{2\phi_m'}{1 + \phi_m'^2} - \frac{3}{\phi_m'} \right) d\phi_m'. \quad (3.37)$$

Iz (3.37) slijedi:

$$\psi_m = 1 - \phi_m + 2 \ln \left(\frac{1 + \phi_m}{2} \right) + 2 \tan^{-1} \phi_m - \frac{\pi}{2} + \ln \left(\frac{1 + \phi_m^2}{2} \right) - 3 \ln \phi_m. \quad (3.38)$$

Izvorni integralni oblik univerzalne funkcije sličnosti za turbulentni tok količine gibanja i u nestabilnim uvjetima (3.38) neprestano je usavršavan. Na analogan način dobiva se i integralni oblik univerzalne funkcije sličnosti za osjetilnu toplinu ψ_h .

Prema, npr., Busingeru i sur. (1971), u obliku koji je izrazio Högström (1988), te funkcije su dane izrazima:

$$\psi_m(\zeta) = \ln \left[\left(\frac{1+x^2}{2} \right) \left(\frac{1+x}{2} \right)^2 \right] - 2 \tan^{-1} x + \frac{\pi}{2} \quad \text{za } z/L < 0, \quad (3.39)$$

$$\psi_h(\zeta) = 2 \ln \left(\frac{1+y}{2} \right) \quad \text{za } z/L < 0, \quad (3.40)$$

gdje je

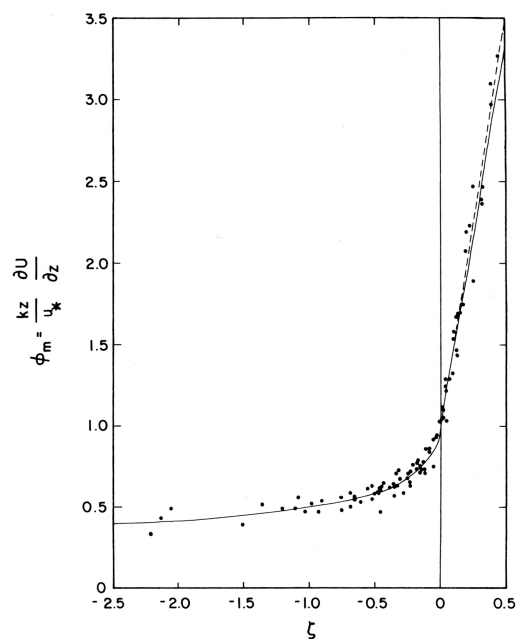
$$x = (1 - 19.3\zeta)^{1/4} \quad (3.41)$$

$$y = 0.95(1 - 11.6\zeta)^{1/2}. \quad (3.42)$$

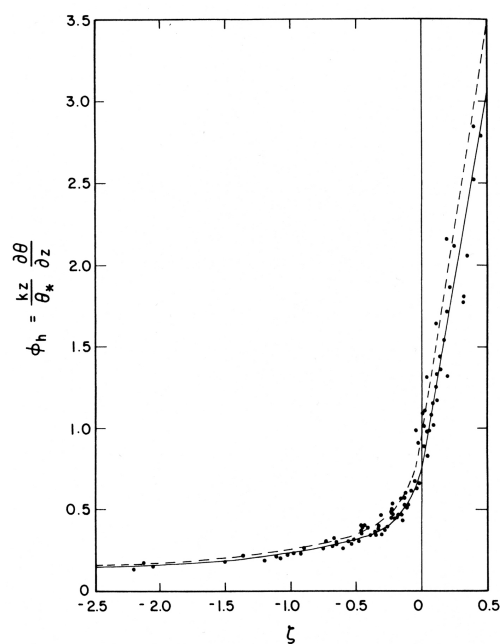
U stabilnim uvjetima postoje jednostavna rješenja za integrale univerzalnih funkcija sličnosti:

$$\psi_m(\zeta) = -6 \frac{z}{L} \quad \text{za } \frac{z}{L} \geq 0 \quad (3.43)$$

$$\psi_h(\zeta) = -7.8 \frac{z}{L} \quad \text{za } \frac{z}{L} \geq 0. \quad (3.44)$$



Slika 3.9 Bezdimenzionalno smicanje vjetra ϕ_m u funkciji M-O parametra stabilnosti ζ . Puna linija predstavlja funkciju ϕ_m izraženu s (3.26) i (3.28), crtkana linija predstavlja (3.29), dok točkice označavaju mjerene vrijednosti iz Kansas eksperimenta (prema Izumi, 1971).



Slika 3.10 Bezdimenzionalni gradijent potencijalne temperature ϕ_h u funkciji M-O parametra stabilnosti ζ . Puna linija prikazuje ϕ_h izraženog s (3.27) i (3.28), dok crtkana linija prikazuje ϕ_h izraženog s (3.29). Točkice predstavljaju mjerene vrijednosti dobivene na osnovi Kansas eksperimenta (prema Izumi, 1971).

3.2.4 Ograničenost univerzalnih funkcija sličnosti s obzirom na Richardsonov broj

Monin i Obukhov razvili su teoriju za turbulentnu atmosferu koja vrijedi u širokom rasponu atmosferske stabilnosti u AGS-u. Ograničenje vezano uz stabilna stanja AGS-a povezano je s klasičnim pristupom prema kojem je strujanje u vrlo stabilnim uvjetima smatrano laminarnim. Međutim, mnoga novija istraživanja i mjerenja na drugim lokacijama pokazuju da i u vrlo stabilnom graničnom sloju postoji slaba i barem sporadična turbulencija te vertikalno miješanje (Einaudi i Finnigan, 1993; Mahrt, 1996; Howell i Sun, 1999; Fernando, 2003; Mauritsen i sur., 2007; Zilitinkevich i sur., 2008b).

Kada se primjenjuje M-O teorija često se kao bezdimenzionalni parametar stabilnosti koristi gradijentni Richardsonov broj. Razlog tome je bliska teorijska povezanost M-O duljine L s parametrom Ri . Naime, Richardsonov broj je definiran kao omjer između termičkog i dinamičko-mehaničkog faktora generiranja turbulencije, a veličina L predstavlja visinu na kojoj se ti utjecaji izjednačuju. Umjesto sljedećeg prikaza parametra Ri pomoću turbulentnih tokova (engl. *flux*):

$$R_{if} = \frac{\frac{g}{\theta_v} (\overline{w' \theta'_v})}{\overline{u' w'} \frac{\partial u}{\partial z}} \quad (3.45)$$

obično se gradijentni Richardsonov broj definira na osnovi pretpostavke o turbulentnom prijenosu u smjeru gradijenta, na sljedeći način:

$$Ri = \frac{\frac{g}{\bar{\theta}} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z}}{\left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right)^2} \quad (3.46)$$

Izraz (3.46) predstavlja gradijentni Richardsonov broj. Često nije moguće odrediti vrijednost gradijentnog Richardsonovog broja Ri zbog toga što nisu na raspolaganju podaci o lokalnim gradijentima. U praksi se primjenjuju izrazi za bulk Richardsonov broj¹⁰ u kojima se lokalni

¹⁰ Pod pojmom bulk Richardsonov broj podrazumijeva se aproksimacija gradijentnog Richardsonovog broja u kojoj su lokalni gradijenti aproksimirani konačnim razlikama (npr. Glickman, 2000).

gradijenti aproksimiraju konačnim razlikama. Vrijednosti gradijentnog i bulk Richardsonovog broja postaju sve sličnije što je manja debljina sloja na kojeg se odnose.

Ako sa $\Delta \bar{u}$ i $\Delta \bar{\theta}$ označimo razliku srednje brzine vjetra i potencijalne temperature u sloju debljine $\Delta z = z_2 - z_1$, tada se gradijentni Richardsonov broj na geometrijskoj srednjoj visini $z_m = (z_1 z_2)^{1/2}$ može izraziti u obliku

$$Ri(z_m) = \frac{g}{\bar{\theta}} \frac{\partial \bar{\theta} / \partial z}{(\partial \bar{u} / \partial z)^2} \Big|_{z_m} = \frac{gz \partial \bar{\theta} / \partial \ln z}{\bar{\theta} (\partial \bar{u} / \partial \ln z)^2} \Big|_{z_m} \quad (3.47)$$

Gradijenti u prizemnom sloju atmosfere aproksimiraju se primjenom metode konačnih razlika na sljedeći način:

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial \ln z} \cong \frac{\Delta \bar{\theta}}{\Delta \ln z} = \frac{\Delta \bar{\theta}}{\ln(z_2 / z_1)} \quad (3.48)$$

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial \ln z} \cong \frac{\Delta \bar{u}}{\Delta \ln z} = \frac{\Delta \bar{u}}{\ln(z_2 / z_1)} \quad (3.49)$$

Primjenom (3.47) - (3.49) lako se dolazi do izraza za bulk Richardsonov broj

$$Ri(z_m) \cong \frac{g}{\bar{\theta}} z_m \left(\ln \frac{z_2}{z_1} \right) \frac{\Delta \bar{\theta}}{(\Delta \bar{u})^2} . \quad (3.50)$$

Upravo primjena univerzalnih funkcija sličnosti dovodi do nemogućnosti prikazivanja turbulencije koja se javlja na mahove u vrlo stabilnim uvjetima (npr. Costa i sur., 2011) što se pokazalo kao glavni nedostatak matematičkog pristupa koji je korišten u ovom radu (vidi poglavlje 3.4), a što će biti diskutirano kasnije.

3.3 Ekstrapolacija vjetra s visinom

U literaturi postoje različite metode za ekstrapolaciju vjetra s visinom, a to su:

- 1) zakon potencije
- 2) logaritamski zakon
- 3) metoda profila (ili gradijentna metoda)
- 4) metoda turbulentnog toka.

Prvi zakon daje empirijsku relaciju između brzina vjetra na dva nivoa i odgovarajućih visina, dok preostala tri koriste poznatu M-O teoriju sličnosti. Brzina vjetra na nivou z , u skladu s M-O teorijom, izražena je relacijom (3.34), a dobiva se integriranjem (3.32).

Zakon potencije je vrlo jednostavna i u praksi često primjenjivana relacija koja povezuje brzinu vjetra u_r izmjerenu na referentnom nivou mjerenja z_r ($=10$ m), s brzinom vjetra u na željenom nivou z (vidi npr. Doran i Verholek, 1978; Joffre, 1984; Arya, 1988; Wieringa, 1989; Hsu i sur., 1994)

$$\frac{u}{u_r} = \left(\frac{z}{z_r} \right)^p. \quad (3.51)$$

Iako ovaj zakon nema jasnu teorijsku osnovu, četo pokazuje dobro slaganje s mjerenim profilima vjetra u donjem dijelu AGS-a. Vrijednost eksponenta $p \approx 1/7$ često se koristi u aplikacijama za procjenu energije vjetra (npr. Peterson i Hennessey, 1978). Detaljni pristupi koriste ovisnost eksponenta p o površinskoj hrapavosti i stabilnosti. U uvjetima bliskim statički neutralnom stanju atmosfere eksponent p se nalazi u rasponu od 0.10 za glatke vodene površine, snijeg i ledene površine do oko 0.40 za urbana područja. Eksponent p raste s porastom stabilnosti i približava se jedinici (što korespondira linearnom profilu) u vrlo stabilnim uvjetima.

Prema Huang (1979), deriviranjem (3.51) slijedi:

$$p = \frac{z}{u} \frac{\partial u}{\partial z}. \quad (3.52)$$

Kompliciraniji pristupi ove verzije uključuju površinsku hrapavost i stratifikaciju uvođenjem univerzalnih funkcija. Irvin (1978) predlaže pristup

$$p = \frac{u_*}{uk} \phi_m(\zeta). \quad (3.53)$$

Primjena ove metode je pokazala da se najbolje slaganje s mjerenjima dobiva u jutarnjim satima dok se veća odstupanja javljaju u rano poslijepodne zbog razvoja termalnog internog graničnog sloja (npr. Foken, 2008).

Logaritamski zakon je samo specijalan slučaj M-O teorije sličnosti za koji u jednadžbi (3.34) član $\psi_m(\zeta)$ postaje jednak nuli. U neutralnim horizontalno homogenim uvjetima promjena vjetra s visinom se dobro opisuje logaritamskim zakonom (3.12).

Metoda turbulentnog toka koristi se kao alternativa metodi profila u slučaju kada gradijenti temperature pri tlu nisu na raspolaganju. Metoda turbulentnog toka procjenjuje M-O duljinu na osnovi sheme koja turbulentni tok osjetilne topline H procjenjuje iz jednadžbe koja opisuje ravnotežu energija (bez mokrih procesa) na infinitezimalno tankoj plohi:

$$H = R_N - H_L - H_G \quad (3.54)$$

gdje je R_N neto tok radijacije (rezultantni tok radijacijske energije), H_L turbulentni tok latentne topline i H_G tok topline u tlu.

Rezultantni tok radijacijske energije R_N je ugrubo rečeno razlika između primljenog kratkovalnog zračenja sa Sunca R_S i izgubljenog dugovalnog zračenja Zemlje R_L . Dakle, R_N je dan izrazom

$$R_N = R_S + R_L \quad (3.55)$$

odnosno

$$R_N = R_{S\downarrow} + R_{S\uparrow} + R_{L\downarrow} + R_{L\uparrow} \quad (3.56)$$

gdje $\downarrow$ i $\uparrow$ označavaju dolazne i odlazne radijacijske komponente. Dolazna kratkovalna radijacija $R_{S\downarrow}$ sastoji se od direktne solarne i difuzne radijacije. Odlazna kratkovalna radijacija $R_{S\uparrow}$ je dio $R_{S\downarrow}$ koji je reflektiran od površine. Za danu površinu neto kratkovalna radijacija je:

$$R_S = (1 - a)R_{S\downarrow} \quad (3.57)$$

gdje je a albedo površine. Danju, pri uvjetima vedrog neba je $|R_L| \ll R_S$, te se R_N može prikazati sljedećim izrazom:

$$R_N \cong R_S = (1 - a)R_{S\downarrow}. \quad (3.58)$$

Kada iz podataka o temperaturi zraka, naoblaci i položaju Sunca, u trenutku u kojem promatramo podatke o vjetru, procijenimo H , može se izračunati prva procjena M-O duljine. U prvom koraku se u_* izračunava za slučaj neutralne statičke stabilnosti, tj. kada je $\psi_m = 0$. Kada se izračuna L može se odrediti novi u_* u ovisnosti o predznaku L i postupak se ponavlja sve dok se ne postigne zadovoljavajuća točnost. Kada se vrijednosti L iz dva uzastopna koraka iteracije vrlo malo razlikuju (npr. $\leq 1\%$), tada se u_* i L iz zadnjeg koraka iteracije koriste da se iz (3.75) odredi brzina vjetra na traženom nivou.

3.4 Metoda za procjenu brzine vjetra na 2 m visine

U radu se opisuje gradijentna metoda za procjenu brzina vjetra na 2 m visine pri čemu se kao ulazni podaci koriste satne vrijednosti brzine vjetra dobivene standardnim mjerenjima na 10 m visine, satne vrijednosti temperature zraka na 2 nivoa ($z_1 = 2$ m i $z_2 = 10$ m), te satne vrijednosti tlaka zraka. Za procjenu M-O duljine koristi se iterativna procedura pri čemu se brzina trenja u_* i turbulentna skala temperature θ_* najprije izračunavaju za slučaj statički neutralne stabilnosti, tj. kada M-O parametar stabilnosti z/L teži k nuli. S novim vrijednostima za u_* i θ_* računa se nova vrijednost M-O duljine, ispituje njen predznak, te u ovisnosti o predznaku uvode se korekcije s obzirom na stabilnost u izraze za u_* i θ_* . Na taj način dobivaju se poboljšane vrijednosti za u_* i θ_* koje uključivanjem u izraz za M-O duljinu daju njenu

novu, poboljšanu vrijednost. Postupak se ponavlja sve dok se posljednje uzastopno izračunate vrijednosti M-O duljine zadovoljavajuće malo razlikuju.

Brzinu trenja u_* i turbulentnu skalu temperature θ_* najprije izračunavamo za slučaj statički neutralne stabilnosti, tj. kada M-O parametar stabilnosti $z/L \rightarrow 0$, gdje je $z = Z - d$, a Z je visina mjerenja iznad tla:

$$u_* = \frac{k[u(z_2) - u(z_1)]}{\ln \frac{z_2}{z_1}} \quad (3.59)$$

$$\theta_* = \frac{k[\theta(z_2) - \theta(z_1)]}{\ln \frac{z_2}{z_1}} \quad (3.60)$$

gdje z_1 i z_2 predstavljaju visine iznad visine pomaka aktivne površine, u i θ su horizontalna brzina i potencijalna temperatura na odgovarajućim visinama naznačenim u zagradi (npr. Berkowicz i Prahm, 1982; Koračin i Mastnak-Car, 1983).

Potencijalna temperatura računa se prema poznatoj relaciji:

$$\theta = T \left(\frac{1000}{p} \right)^{R/c_p} \quad (3.61)$$

gdje je p satna vrijednost tlaka zraka u hPa, $R/c_p = 0.28571$ je omjer plinske konstante za suhi zrak R i specifične topline pri konstantnom tlaku c_p .

Opet, M-O duljina L definirana je kao i prije relacijom:

$$L = \frac{\overline{T} u_*^2}{g k \theta_*} \quad (3.62)$$

gdje je:

$\overline{T}$ - srednja vrijednost apsolutne temperature sloja zraka između $z_1 = 2$ m i $z_2 = 10$ m dok ostale veličine imaju uobičajeno značenje.

Dakle, vrijednost L se početno računa prema jednadžbama koje vrijede za slučaj statički neutralne stabilnosti, tj. kada $z/L \rightarrow 0$, pri čemu funkcije ψ_m i ψ_h također teže nuli. To ne znači

da je u promatranom slučaju atmosfera statički neutralna, već na početku iteracije (dok još ne znamo stvarno stanje stabilnosti) u jednadžbama za u_* i θ_* zanemarujemo korekcije s obzirom na statičku stabilnost. Dakle, prva vrijednost M-O duljine L se dobije pomoću vrijednosti za u_* i θ_* određenih za statički neutralne uvjete i uvrštenih u (3.62).

U sljedećem koraku računa se predznak M-O duljine i u ovisnosti o tom predznaku računaju se korekcije s obzirom na statičku stabilnost. Ako je $L < 0$ (statički nestabilni uvjeti) integralni oblici funkcija sličnosti za količinu gibanja i toplinu su sljedećeg oblika (Paulson, 1970; Dyer, 1974):

$$\psi_m\left(\frac{z}{L}\right) = 2\ln\left(\frac{1+x}{2}\right) + \ln\left(\frac{1+x^2}{2}\right) - 2\tan^{-1}(x) + \frac{\pi}{2} \quad (3.63)$$

i

$$\psi_h\left(\frac{z}{L}\right) = 2\ln\left(\frac{1+x^2}{2}\right) \quad (3.64)$$

gdje je:

$$x = \left(1 - 16\frac{z}{L}\right)^{\frac{1}{4}}. \quad (3.65)$$

Kao što je poznato, valjanost funkcija korekcije s obzirom na stabilnost (integralni oblik funkcija sličnosti) koje su formulirali Businger i sur. (1971), te Dyer (1974) u stabilnim uvjetima ograničena je kritičnom vrijednošću Ri . Zbog toga se uvode nove formulacije bezdimenzionalnih profila vjetra i temperature koje su prikladne za veće vrijednosti Ri u stabilnim uvjetima. Beljaars i Holtslag (1991) uvode modificirane oblike za ψ_m i ψ_h kako bi se uzela u obzir različita efikasnost u razmjeni topline i količine gibanja u vrlo stabilnim uvjetima gdje se turbulencija javlja na mahove (engl. *intermittent regime*). Međutim, uporaba funkcija sličnosti, odnosno njihovih integralnih oblika ima za posljedicu nemogućnost prikazivanja pojave povremene turbulencije u vrlo stabilnim uvjetima (vidi Costa i sur., 2011). Dakle, nedostatak ove metode za procjenu brzine vjetra na 2 m visine je nemogućnost realističnog prikaza kompleksnog strujanja u vrlo stabilnim uvjetima kada je $Ri > Ric$.

Ako je $L > 0$ (statički stabilni uvjeti) tada se ψ_m i ψ_h izračunavaju prema sljedećim relacijama (Beljaars i Holtslag, 1991):

$$-\Psi_m = \frac{az}{L} + b\left(\frac{z}{L} - \frac{c}{d}\right)\exp\left(-\frac{dz}{L}\right) + \frac{bc}{d} \quad (3.66)$$

$$-\Psi_h = \left(1 + \frac{2}{3}\frac{az}{L}\right)^{\frac{3}{2}} + b\left(\frac{z}{L} - \frac{c}{d}\right)\exp\left(-\frac{dz}{L}\right) + \left(\frac{bc}{d} - 1\right) \quad (3.67)$$

gdje je $a = 1$, $b = 0.667$, $c = 5$ i $d = 0.35$. Ove relacije u odnosu na ranije korištene oblike integralnih oblika funkcija sličnosti za vrlo stabilne uvjete atmosfere omogućuju smanjenje broja slučajeva za koje nije bilo moguće procijeniti L iterativnom metodom.

Izrazi za u_* i θ_* s uvaženim korekcijama s obzirom na statičku stabilnost su sljedećeg oblika:

$$u_* = \frac{k[u(z_2) - u(z_1)]}{\ln \frac{z_2}{z_1} - \Psi_m\left(\frac{z_2}{L}\right) + \Psi_m\left(\frac{z_1}{L}\right)} \quad (3.68)$$

$$\theta_* = \frac{k[\theta(z_2) - \theta(z_1)]}{\ln \frac{z_2}{z_1} - \Psi_h\left(\frac{z_2}{L}\right) + \Psi_h\left(\frac{z_1}{L}\right)} \quad (3.69)$$

U sljedećem koraku izračunava se nova vrijednost za L prema (3.62) uvrštavanjem ovih novih vrijednosti za u_* i θ_* . Ovaj postupak se ponavlja sve dok se posljednje uzastopno izračunate vrijednosti zadovoljavajuće malo razlikuju:

$$\frac{L_{n+1} - L_n}{L_n} \leq 1\%, n = 1, 2, \dots \quad (3.70)$$

Vrijednost M-O duljine može se procijeniti i korištenjem analitičkih izraza za izračunavanje parametra stabilnosti z/L u funkciji gradijentnog Richardsonovog broja prikazanog pomoću konačnih razlika (engl. *bulk Richardson number*):

$$Ri = \frac{\frac{g}{\bar{\theta}} \frac{\partial \theta}{\partial z}}{\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2} \approx \frac{g}{T(z_1)} z_m \ln(z_2 / z_1) \frac{\Delta \theta}{(\Delta u)^2} \quad (3.71)$$

što je alternativni parametar za određivanje hidrostatske stabilnosti i ima isti predznak kao vertikalni gradijent potencijalne temperature, gdje je $z_m = \sqrt{z_1 z_2}$ geometrijska srednja visina i $T(z_1)$ apsolutna temperatura zraka na prvom nivou (Arya, 1988). Pored uobičajenog izraza za bulk Richardsonov broj ($gz\Delta\theta/\bar{\theta}u^2$), gdje je $\Delta\theta$ razlika potencijalne temperature, $\bar{\theta}$ srednja vrijednost potencijalne temperature promatranog sloja zraka, a u brzina vjetra na visini z , ovdje je aproksimacija konačnim razlikama izvedena na način opisan u potpoglavlju 3.2.4.

Lee (1997) izvodi relaciju između parametra stabilnosti $\zeta = z/L$ i Ri koja vrijedi u nestabilnim uvjetima:

$$\frac{z}{L} = \frac{1}{c} \left(\frac{z}{z - z_0} \right) \ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \left(\frac{Ri}{1 - \beta^* Ri} \right), \quad (3.72)$$

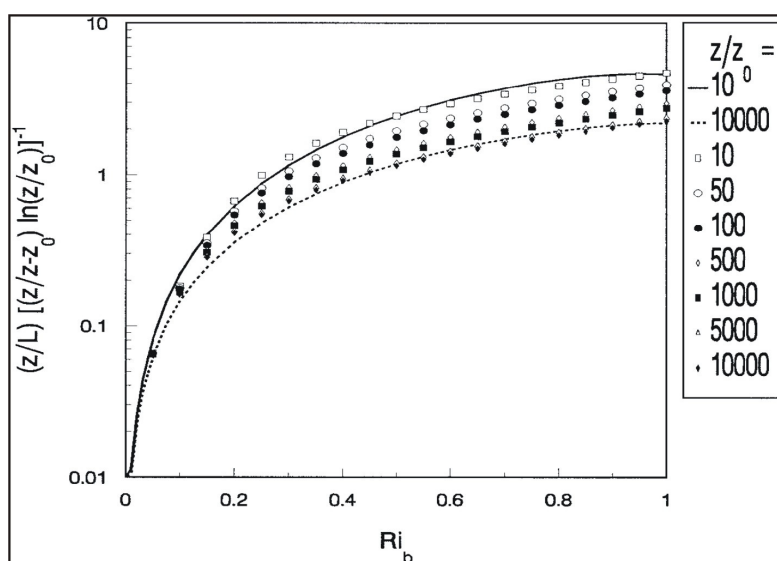
gdje je $c = 1$ prikladan za relacije Dyera (1974), dok $c = 0.85$ za izraze koje su predložili Businger i sur. (1971), a $\beta^* = 0.023$ za $z/z_0 = 10$ i $\beta^* = 0.1$ za $z/z_0 = 10^4$.

Slično, u stabilnim uvjetima vrijedi:

$$\frac{z}{L} = \left(\frac{z}{z - z_0} \right) \ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \times \left(\frac{Ri + 13Ri^2 - 15Ri^3 + 3.3Ri^4}{1 - 0.6Ri^2 + 0.1Ri^4} \right), \text{ za } \frac{z}{z_0} = 10, \quad (3.73)$$

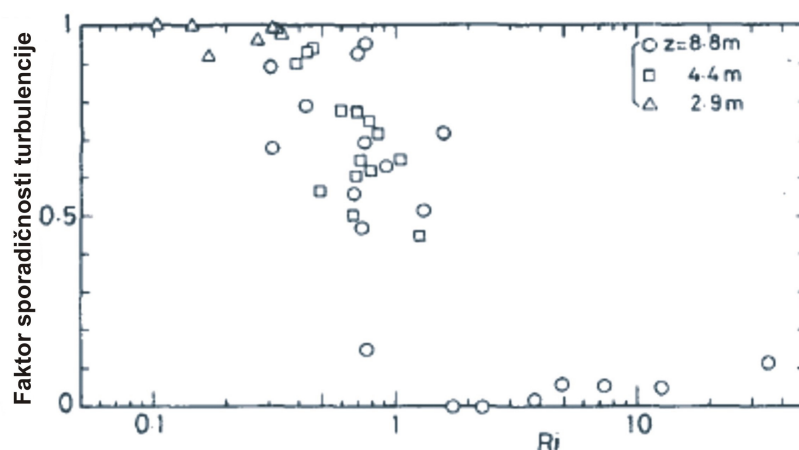
$$\frac{z}{L} = \left(\frac{z}{z - z_0} \right) \ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \times \left(\frac{Ri + 5Ri^2 - 7Ri^3 + 2.1Ri^4}{1 - 0.6Ri^2 + 0.1Ri^4} \right), \text{ za } \frac{z}{z_0} = 10^4. \quad (3.74)$$

Vrijednosti z/L za z/z_0 koji se nalazi unutar navedenog raspona, tj. između vrijednosti 10 i 10^4 , su dobivene interpolacijom. Treba napomenuti da (3.73) i (3.74) vrijede samo za raspon vrijednosti $0 < Ri < 1$ kao što je vidljivo sa slike 3.11. Za vrijednosti Richardsonovog broja Ri veće od 1 ne postoji adekvatan analitički izraz za parametar stabilnosti, zbog toga je za te vrijednosti korišten izraz za z/L kao u slučaju $Ri = 1$, što implicira veće vrijednosti u_* nego što bi trebalo očekivati za vrlo stabilne uvjete sukladno dosezima primijenjene teorije.



Slika 3.11 Analitička ovisnost parametra stabilnosti z/L o bulk Richardsonovom broju (prema Lee, 1997). Oznaka Ri_b na slici odgovara oznaci Ri u tekstu.

Problem vrlo stabilnih uvjeta u prizemnom sloju atmosfere razmatrali su Kondo i sur. (1978) s aspekta turbulencije. Zaključak je bio da "za Ri veći od 2 turbulencija skoro isčezava". Na to ukazuje faktor sporadičnosti turbulencije (engl. *intermittency factor*) koji se definira kao omjer trajanja turbulencije i ukupnog vremena registracije vjetra, u konkretnom slučaju 30 minuta (slika 3.12).



Slika 3.12 Faktor sporadičnosti turbulencije (omjer trajanja turbulencije i ukupnog vremena registracije vjetra) u funkciji Ri za 30-minutne intervale (prema Kondo i sur., 1978).

Najnovija istraživanja koja su izveli Zilitinkevich i sur. (2008b) pokazuju da je realnije govoriti o slaboj turbulenciji/slabom miješanju (engl. *weak mixing*) za $Ri > 1$ nego o laminarnom strujanju.

Ako postoje mjerenja brzine vjetra na jednom nivou tada se brzina vjetra na nekom drugom nivou u prizemnom sloju atmosfere može procijeniti iz relacije (Holtslag i Van Ulden, 1983):

$$u(z_1) = u(z_2) \frac{\left[\ln\left(\frac{z_1}{z_0}\right) - \psi_m\left(\frac{z_1}{L}\right) \right]}{\left[\ln\left(\frac{z_2}{z_0}\right) - \psi_m\left(\frac{z_2}{L}\right) \right]} \quad (3.75)$$

gdje je npr. $z_1 = 2$ m, a $z_2 = 10$ m tj. visina na kojoj postoje standardna mjerenja brzine vjetra. U (3.75) zanemareni su mali članovi $\Psi_m(z_0/L)$. U ovom radu se koristi koncept efektivne visine hrapavosti z_0 iako je u originalnoj verziji (3.75) izražen u ovisnosti o aerodinamičkoj visini hrapavosti z_{0m} .

S procijenjenim u_* i θ_* (vrijednosti dobivene u zadnjem koraku iteracije) turbulentni tok osjetilne topline izračunava se iz izraza:

$$H = -\rho c_p u_* \theta_* \quad (3.76)$$

gdje veličine imaju uobičajeno značenje.

3.5 Izračunavanje efektivne visine hrapavosti

Za razliku od visine hrapavosti za količinu gibanja z_{0m} koja se procjenjuje na temelju visine i rasporeda elemenata hrapavosti (tablica 3.1), efektivna visina hrapavosti z_0 se može procijeniti na nekoliko načina. Kako u našem slučaju postoji ogroman broj mjerenja vjetra na dvije visine iznad tla, moguće je ekstrapolirati brzinu vjetra s 10 m na 2 m prema (3.75) u ovisnosti o z_0 . Zatim se promatra suma kvadrata razlika između procijenjene i izmjerene brzine vjetra na 2 m iznad tla za određene sektore smjera vjetra. Veličina z_0 za koju je navedena suma minimalna može se smatrati reprezentativnom za odgovarajući sektor smjera vjetra.

Drugi način procjene navedenog parametra hrapavosti može se dobiti korištenjem standardnih devijacija brzine vjetra izračunatih iz sekundnih podataka brzine vjetra oko 10-

minutnog srednjaka brzine vjetra (Wieringa, 1973). U prizemnom sloju atmosfere postoji dobra proporcionalnost između σ_u i u_* , što implicira da se σ_u puno ne mijenja u ovom sloju. Omjer σ_u i u_* je funkcija stabilnosti (izražene preko parametra stabilnosti z/L) i visine graničnog sloja z_g . Na osnovi mjerenja Lumley i Panofsky (1964) predlažu izraz

$$\frac{\sigma_u}{u_*} = c \quad (3.77)$$

gdje je $c = 2.5$.

Supstitucijom u_* iz izraza za logaritamski profil vjetra u (3.77) slijedi:

$$\frac{\sigma_u}{u} = \frac{ck}{\ln(z/z_0)} \quad (3.78)$$

gdje je σ_u standardna devijacija brzine vjetra, a umnožak $ck = 1$ jer je $k = 0.40$ vrijednost von Karmanove konstante. Jedan od najčešće korištenih parametara kojim se opisuju fluktuacije vjetra oko srednje vrijednosti, ili mahovitost vjetra (engl. *gustiness*), je standardna devijacija brzine vjetra, a izračunava se prema relaciji:

$$\sigma_u = \left[\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (u_i - \bar{u})^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (3.79)$$

gdje je N ukupan broj podataka, u_i trenutna brzina vjetra¹¹ i $\bar{u}$ srednja brzina vjetra.

Efektivna visina hrapavosti z_0 može se izračunati iz relacije za procjenu faktora udara vjetra za određenu visinu z na osnovi z_0 , srednje brzine vjetra u periodu osrednjavanja T , te duljine perioda uzorkovanja maksimalnog udara vjetra t koju je izveo Wieringa (1973).

Faktor udara vjetra G (engl. *gust factor*) je definiran relacijom

$$G \equiv \frac{u_{\max}}{\bar{u}} \quad (3.80)$$

tj. omjerom maksimalnog udara vjetra $u_{\max}$ i srednje brzine vjetra $\bar{u}$ u periodu osrednjavanja. Deacon (1955) je pokazao da udari vjetra opadaju sporije s visinom u usporedbi sa srednjom

¹¹ Ovdje se za procjenu z_0 koriste sekundne vrijednosti u_i i za srednju brzinu uzima se 10-minutni prosjek.

brzinom vjetra. U skladu s navedenom tvrdnjom proizlazi da faktor udara vjetra također opada s visinom. Wieringa (1973, 1976) je razvio model faktora udara vjetra koji se zasniva na statističkoj vezi između σ_u i G . On polazi od izraza za tzv. standardiziranu brzinu vjetra u_x

$$u_x = \frac{u_{\max} - \bar{u}}{\sigma_u} \quad (3.81)$$

i korištenjem (3.78) dolazi do izraza za G u funkciji z_0

$$G = 1 + \frac{u_{\max} - \bar{u}}{\bar{u}} = 1 + \frac{\sigma_u}{\bar{u}} \cdot \frac{u_{\max} - \bar{u}}{\sigma_u} = 1 + \frac{1}{\ln(z/z_0)} u_x. \quad (3.82)$$

Pretpostavlja se da fluktuacije vjetra oko njegove srednje vrijednosti imaju normalnu (Gaussovu) razdiobu. U slučaju normalne razdiobe medijan standardizirane veličine u_x , $\langle u_x \rangle$, je funkcija broja udara vjetra N . Prema Parratt (1961) i Wieringa (1973):

$$\langle u_x \rangle = 1.42 + 0.3013 \ln(N - 4) \quad \text{za } N \geq 7 \quad (3.83)$$

gdje je $N = T/t$.

Kombinacijom (3.82), (3.78) i (3.83) dolazi se do izraza za medijan faktora udara vjetra:

$$\langle G \rangle = 1 + \frac{1.42 + 0.3013 \ln[(T/t) - 4]}{\ln z/z_0}. \quad (3.84)$$

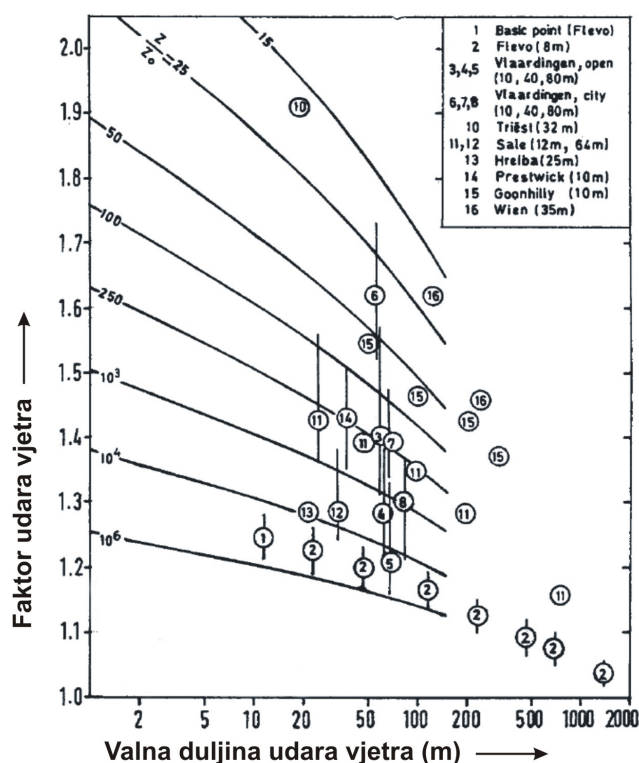
Poopćenje (3.84) dobiveno je na osnovi podataka mjerenih na meteorološkom tornju u mjestu Flevo, Nizozemska (Wieringa, 1973). Efektivna visina hrapavosti određena je korištenjem mjerenih vrijednosti napetosti smicanja τ i osnovne relacije za brzinu trenja $u_* \equiv \sqrt{\tau/\rho}$. Procijenjena vrijednost efektivne visine hrapavosti iznosila je $z_0 = 0.000128$ m. Dodatna supstitucija u (3.84) sljedećih vrijednosti $G_I = 1.247$, $t = 1$ s, $z = 8.4$ m i $\bar{u} = 11.5$ m/s rezultira vrijednošću $N = 86.6$. Ta vrijednost predstavlja broj normalno distribuiranih 1-sekundnih udara vjetra pri srednjoj brzini $\bar{u} = 11.5$ m/s na visini $z = 8.4$ m iznad vodene površine. Definirao je faktor $\bar{u}t$, kao srednju valnu duljinu udara vjetra trajanja t registriranih tijekom

perioda T . Veličina L ovdje označava graničnu valnu duljinu $L(=T\bar{u})$ koja se može interpretirati kao valna duljina ispod koje se javlja glavina fluktuacija vjetra unutar 10-minutnog intervala. Drugim riječima, samo kraće valne duljine su posljedica turbulencije. Iz $N = T/t = L/\bar{u} t$ dobiva se za $L = 86.6 \times 11.5 \text{ m/s} \times 1 \text{ s} = 990 \text{ m}$. Uvrštavanjem dobivene vrijednosti L u (3.84) dobiva se empirijska veza između z_0 , medijana faktora udara vjetra $\langle G \rangle$ i valne duljine faktora udara vjetra $\bar{u}t$

$$\langle G \rangle = 1 + \frac{1.42 + 0.3013 \ln[(990/\bar{u}t) - 4]}{\ln z/z_0} \quad (3.85)$$

gdje $\langle \rangle$ označava medijan faktora udara vjetra.

Na osnovi eksperimentalnih mjerenja Wieringa (1973) je utvrdio univerzalno pravilo ovisnosti G o visini iznad tla, te o valnoj duljini faktora udara vjetra $\bar{u}t$ što je prikazano na slici 3.13.



Slika 3.13 Model faktora udara vjetra za 10-min period osrednjavanja i eksperimentalne vrijednosti udara vjetra iz različitih izvora (prema Wieringa, 1973).

Wieringa svoje rezultate iz 1973. koristi kasnije u svojim radovima 1976., 1980. i 1986. godine. Izvrstan pregled i primjenu njegove teorije daje Conder (1999) u svom magistarskom radu.

Ako raspolažemo maksimalnim udarima vjetra kao i odgovarajućim srednjim brzinama za određenu visinu, tada vrijedi:

$$\langle G \rangle = \langle u_{max} / \bar{u} \rangle. \quad (3.86)$$

Primjenom (3.85) i (3.86) izračunava se z_0 općenito, ili po sektorima smjera vjetra.

3.6 Verifikacija procijenjenih vrijednosti brzine vjetra na 2 m iznad tla

Uz vizualnu kvalitativnu verifikaciju rezultata korištenjem grafičkog ili numeričkog prikaza rezultata dobivenih primjenom opisane metode, koristi se i objektivni pristup, odnosno statističko vrednovanje rezultata. Ovo se zasniva na izračunu srednje razlike između mjerenja i procjena (*BIAS*), srednjaku apsolutnih vrijednosti razlika (*MAE*), te drugom korijenu srednjih kvadratnih razlika (*RMSE*). Ako općenito F_i ($i = 1, 2, \dots, N$, gdje je N broj slučajeva) predstavlja procijenjene, a O_i opažene (mjerene) vrijednosti, onda vrijede relacije:

$$BIAS = \frac{1}{N} \left[\sum_{i=1}^N (F_i - O_i) \right] \quad (3.87)$$

$$MAE = \frac{1}{N} \left[\sum_{i=1}^N |F_i - O_i| \right] \quad (3.88)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \left[\sum_{i=1}^N (F_i - O_i)^2 \right]}. \quad (3.89)$$

Prvi parametar ukazuje da li postoji pristrano odstupanje između procijenjenih i mjerenih vrijednosti (engl. *bias*), drugi pokazuje srednju apsolutnu pogrešku, dok treći ima veći naglasak na većim pogreškama procjene (npr. Stanski, 1989). Treći parametar često se koristi

za optimalnu procjenu čije je značenje da je pogreška procjene najmanja moguća u odgovarajućim okolnostima. Ovaj princip korišten je u ovom radu za procjenu z_0 .

4. REZULTATI

Iterativna procedura opisana u potpoglavlju 3.4 za procjenu L , u_* i θ_* predstavlja gradijentni ili aerodinamički pristup (npr. Oke, 1987; Arya, 1988). U ovom radu koriste se podaci vjetra i temperature mjereni na 2 m i 10 m iznad tla. Podaci tlaka zraka reducirani su na isti nivo na osnovi tlaka zraka koji se mjeri u zgradi opservatorija Zagreb-Maksimir. Postoje svojevrсни nedostaci u pogledu primjene gradijentne metode. U slučaju kada je razlika između dva nivoa mjerenja prevelika, konačna razlika može biti nepouzdana, ili u slučaju kada su nivoi preblizu, tada razlike brzina vjetra i temperatura ne moraju biti dovoljno pouzdane. Najbolji izbor je kada je omjer visina dvaju nivoa između 2 i 4 što je gotovo zadovoljeno u ovom slučaju (omjer je 5). S druge strane, današnja mjerenja su dovoljno precizna da vertikalni gradijenti predstavljaju fizikalne uvjete u relativnom smislu (npr. temperatura zraka može odstupati od realnih vrijednosti zbog grijanja ili hlađenja zaklona, ali na oba nivoa s istim predznakom). Drugi problem vezan uz ovaj pristup odnosi se na vrlo stabilne uvjete kada je $Ri > 0.25$. Pokušaj rješavanja ovog problema je korištenje Beljaars i Holtslag (1991) modificiranih integralnih oblika funkcija sličnosti ψ_m i ψ_h za stabilne uvjete što se pokazalo prilično efikasnim u ovom radu.

4.1 Statička i dinamička stabilnost

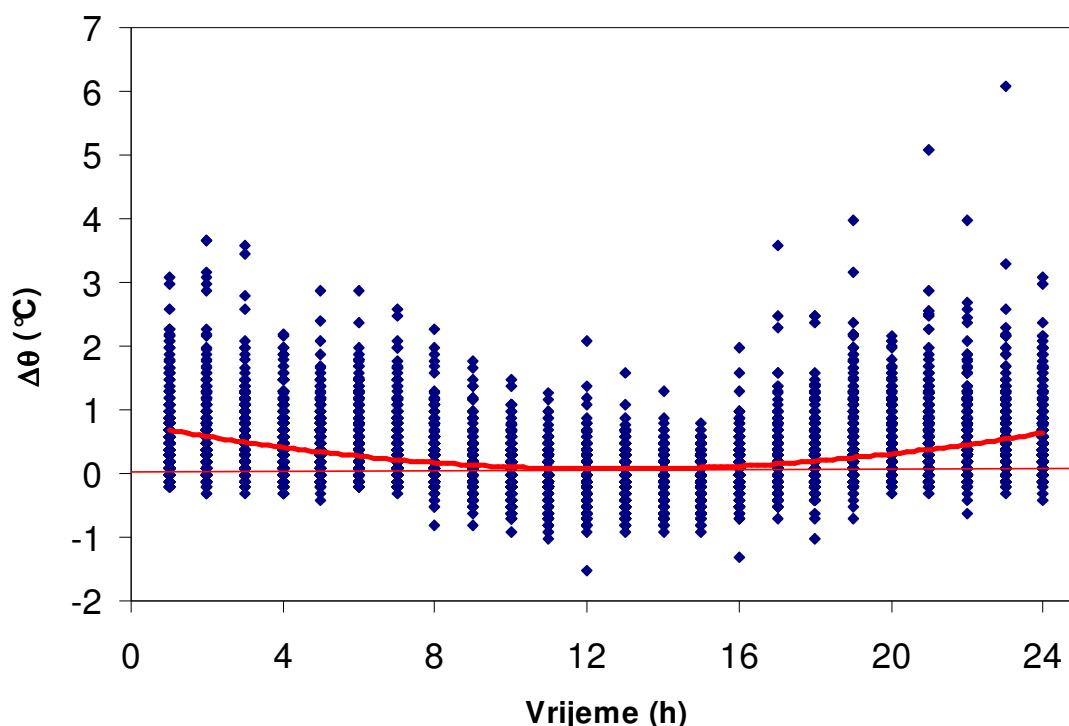
Statička stabilnost atmosfere tradicionalno se procjenjuje na osnovi vertikalnog gradijenta virtualne temperature ili virtualne potencijalne temperature zraka. Prema (3.71) Ri ima isti predznak kao vertikalni temperaturni gradijent i može se također koristiti kao mjera statičke stabilnosti premda njegov iznos ovisi i o vertikalnom smicanju vjetra, uključujući tako i dinamičku stabilnost. Prema klasičnom pristupu vjerovalo se da kada Ri premaši svoju kritičnu vrijednost ($Ric = 0.25$) lokalno smicanje ne može više održavati turbulenciju, te strujanje postaje laminarno. Međutim, u vrlo stabilnom graničnom sloju, kada Ri premašuje kritičnu vrijednost, vertikalni turbulentni tokovi iščezavaju korištenjem bulk formula s postojećim funkcijama stabilnosti (Louis, 1979; Beljaars i Holtslag, 1991). Suprotno tome, postoje studije o stabilno stratificiranom graničnom sloju koje uključuju laboratorijske

eksperimente (Yamada, 1979; Stillinger i sur., 1983; Rohr i sur. 1988; Lienhard i Van Atta, 1990), mjerenja (Webb, 1970; Hicks, 1976; Mahrt i sur., 1979; Hunt i sur., 1985; Coulter, 1990; Webber i Kurzeja, 1991; Dias i sur., 1995; Schumann i Gerz, 1995) i simulacije (npr. Grisogono, 2010) koje ukazuju da čak i u vrlo stabilnom graničnom sloju postoji slaba turbulencija i vertikalno miješanje (vidi također Howell i Sun, 1999). Novija mjerenja/istraživanja su pokazala da se turbulencija održava i u vrlo stabilnim uvjetima. Dio revizije ovog tradicionalnog pristupa napravili su Mauritsen i sur. (2007) te Zilitinkevich i sur. (2008b). Oni su proširili analizu energije na turbulentnu potencijalnu (TPE) i ukupnu energiju turbulencije¹² ($UET=TPE+TKE$) i zaključili da je UET konzervativan parametar kojega održava smicanje vjetra u bilo kojoj stratifikaciji. Zbog toga za $Ri < 0.25$ uvode pojam jako miješanje (engl. *strong mixing*) da se označi potpuno turbulentno strujanje. U slučaju kada je $Ri > 1$ umjesto izraza laminarno strujanje koristi se izraz slabo miješanje (engl. *weak mixing*) da se opiše strujanje u vrlo stabilno stratificiranim uvjetima kada turbulencija ne iščezava u potpunosti već se javlja na mahove, tj. postoji tzv. povremena ili sporadična turbulencija (engl. *intermittent turbulence*). Prijelazno područje je dano rasponom $0.25 < Ri < 1$. U režimu slabe turbulencije važnu ulogu mogu imati unutarnji valovi koji efikasno prenose količinu gibanja, ali ne i toplinu (vidi npr. Nappo, 2002). Za $Ri > 1$ izvor turbulencije mogu biti uzgonski (težinski) valovi ili vrtlozi koji gube treću dimenziju (engl. *pancake vortices*) što je detaljno opisano u Lilly (1983). Dakle, bitna razlika između jake i slabe turbulencije je u činjenici da je jaka turbulencija potpuno kaotična i vrtložna, dok je slaba turbulencija okarakterizirana uglavnom valovima, kvazihorizontalnim vrtlozima te različitim tranzijentnim strukturama uglavnom nepoznate fizikalne prirode (npr. Zilitinkevich i sur., 2008b, Mahrt, 2011).

Predznak M-O duljine L je povezan sa statičkom stabilnošću, iako njen iznos nije u vezi niti sa statičkom niti s dinamičkom stabilnošću, naime kod velikih vrijednosti L , odnosno kada je $L = \pm\infty$ atmosfera je statički neutralna.

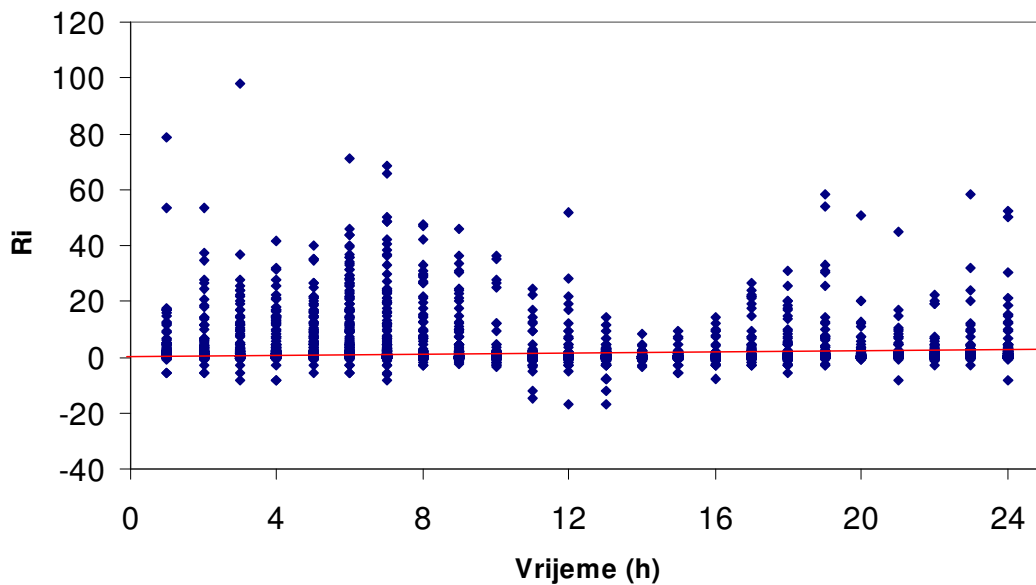
Kako je z/L usko povezan s Ri , z/L se također može koristiti kao kriterij za procjenu statičke stabilnosti. Dakle, kao alternativni parametar statičke stabilnosti koristi se z/L koji je jednak Ri za statički nestabilne uvjete (vidi (3.30)). Često se raspon z/L između -0.05 i +0.05 koristi za definiranje statički približno neutralnih uvjeta; ako je manji od te vrijednosti, razmatrani sloj atmosfere je nestabilan, ili ako je veći od tog raspona sloj atmosfere je stabilno stratificiran.

¹² Ukupna energija turbulencije je zbroj turbulentne potencijalne i turbulentne kinetičke energije.

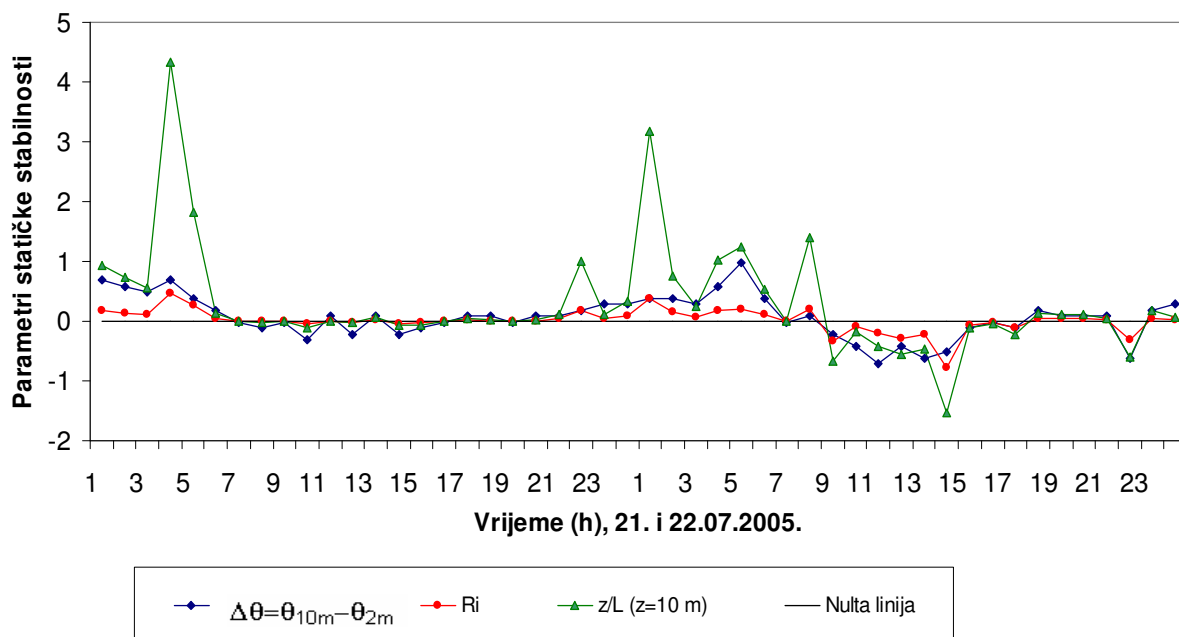


Slika 4.1 Dnevni hod razlike potencijalne temperature na 10 m i 2 m iznad tla, $\Delta\theta = \theta_{10m} - \theta_{2m}$ za Zagreb-Maksimir u 2005. godini. Tanka ravna crvena linija predstavlja nultu razliku, dok deblja crvena krivulja predstavlja srednju vrijednost razlika za svaki sat (srednji dnevni hod).

Dnevni hod razlike potencijalne temperature koja se odnose na mjerenja na 10 m i 2 m iznad tla ($\Delta\theta = \theta_{10m} - \theta_{2m}$) za opservatorij Zagreb-Maksimir prikazan je na slici 4.1. Neutralna stanja su kratkotrajna i javljaju se oko izlaska i zalaska Sunca. Ovaj dnevni hod na neki način potvrđuje kvalitetu podataka u relativnom smislu (isti uvjeti mjerenja za oba senzora, tj. na 10 m i 2 m iznad tla). Također postoji slaganje između ovih razlika i dnevnog hoda Ri (3.71), a predstavljenog na slici 4.2. U večernjim satima su vrijednosti Ri niže nego u ranim jutarnjim satima što bi moglo biti povezano s povećanim vertikalnim smicanjem vjetra, ili prisilnom konvekcijom u večernjim satima u odnosu na jutarnje. Kao primjer, na slici 4.3 prikazana je usporedba spomenutih razlika $\Delta\theta$, Ri i z/L za dva ljetna dana u 2005. godini za opservatorij Zagreb-Maksimir. Vidljivo je izvrsno slaganje između dva parametra dok za z/L povremeno postoje više vrijednosti za z/L u vrlo stabilnim uvjetima, ali u većini slučajeva ne postoji dramatično odstupanje. Također je jasno vidljiv i dnevni ciklus stabilnosti.



Slika 4.2 Dnevni hod Ri prema (3.71) za opservatorij Zagreb-Maksimir u 2005. godini; izračunate vrijednosti se odnose na sloj zraka između 2 m i 10 m iznad tla.



Slika 4.3 Parametri statičke stabilnosti atmosfere za vremensko razdoblje od 2 dana (21. i 22. srpnja 2005. godine) za Zagreb-Maksimir: razlika potencijalne temperature $\Delta\theta = \theta_{10m} - \theta_{2m}$, pripadni Ri i z/L ($z = 10$ m). Podaci se odnose na zadnje 10-minutno razdoblje svakog sata.

Namjera autora da se na objektivan način analiziraju dobiveni rezultati dovodi do problema vezanog uz samo-korelaciju (engl. *self-correlation*). Samo-korelacija je umjetna korelacija koja se katkad pojavljuje kada se jedna (bezdimenzionalna) grupa varijabli prikazuje u ovisnosti o drugoj i kada dvije razmatrane grupe imaju jednu ili više zajedničkih varijabli (npr. Hicks, 1978; Kenny, 1982; Aldrich, 1995, Klipp i Mahrt, 2004). U tom slučaju korelacija je djelomično umjetno povećana "matematičkim" razlozima pored stvarnih fizikalnih. Drugim riječima, za grafičke prikaze na kojima postoji utjecaj samo-korelacije, raspršenost podataka nije direktno povezana s kvalitetom podataka ili valjanošću primijenjene fizikalne relacije (npr. Baas i sur., 2006), već je slaganje između razmatranih veličina umjetno pojačano.

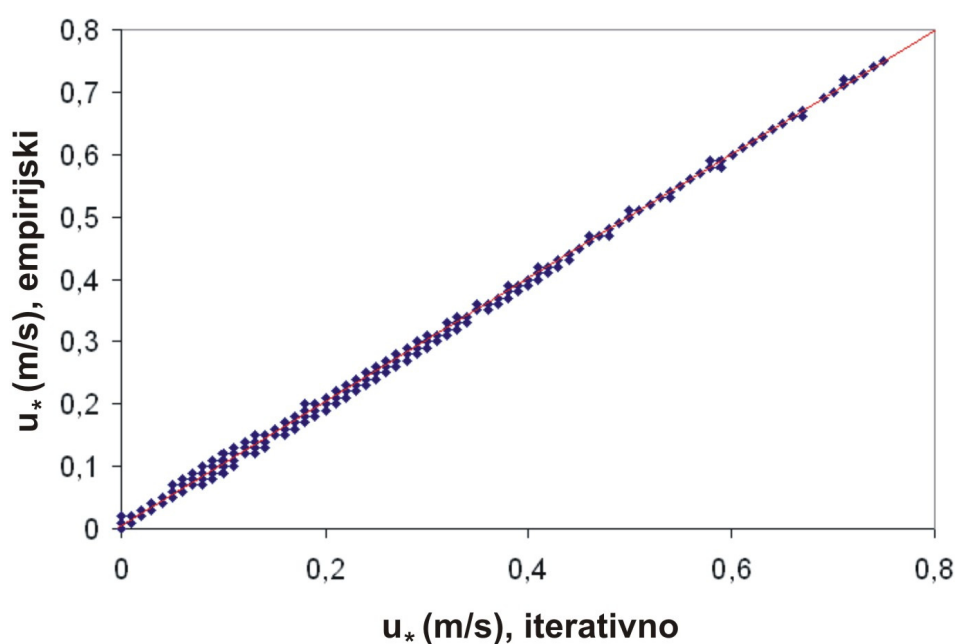
Kada se razmatra ovisnost Ri o M-O parametru stabilnosti tj. $Ri(z/L)$, ili obratno, tada analizu treba razdvojiti na iterativni i empirijski pristup za procjenu L . Kod iterativne procedure L se procjenjuje na osnovi (3.62), a Ri prema (3.71). Kod empirijskog pristupa koriste se analitička rješenja za ovisnost z/L o Ri ((3-72) - (3-74)). S obzirom da je riječ o primjeni dvije neovisne metode (iterativne i empirijske) za procjenu L , moglo bi se pretpostaviti da ne postoji izraženiji efekt samo-korelacije na procjenu parametara turbulencije. Ipak, detaljnije ispitivanje mogućeg učinka samo-korelacije na dobivene rezultate prelazi okvire ovog rada.

4.2 Usporedba rezultata dobivenih iterativnom i empirijskom metodom

Iterativna procedura za izračunavanje brzine trenja u_* i turbulentne skale temperature θ_* predstavlja gradijentni ili aerodinamički pristup u primjeni M-O teorije sličnosti (npr. Oke, 1987; Arya, 1988). U radu se koriste raspoloživi 10-minutni srednjaci temperature zraka i brzine vjetera na 2 m i 10 m iznad tla za 2005. godinu s opservatorija Zagreb-Maksimir i jednadžbe (3.59) - (3.70) koje opisuju primjenu iterativne procedure za procjenu parametara turbulencije u prizemnom sloju atmosfere, tj. za izračun u_* , θ_* i L . Dakle, za procjenu L koristi se iterativna procedura pri čemu se u_* i θ_* najprije izračunavaju za slučaj neutralne stabilnosti, jednadžbe (3.59) - (3.62). S novim vrijednostima za u_* i θ_* računa se nova vrijednost L , ispituje njen predznak, te u ovisnosti o predznaku uvode se korekcije ((3.63) - (3.67)) s obzirom na stabilnost preko integralnih oblika funkcija sličnosti za količinu gibanja i toplinu, ψ_m i ψ_h (Berkowicz i Prahm, 1982; Koračin i Mastnak-Car, 1983; Jacovides i sur., 1991). Detaljan opis procedure naveden je u potpoglavlju 3.4. Prije primjene poboljšanja (Beljaars i Holtslag, 1991)) za funkciju korekcije, s obzirom na statičku stabilnost, javio se određeni broj

pogrešaka u konvergenciji L u slučaju stabilne stratifikacije. Nakon primjene njihovih korekcija ((3.66) i (3.67)), samo mali broj slučajeva imao je pogrešku u konvergenciji L , a prema tome i u u_* i θ_* .

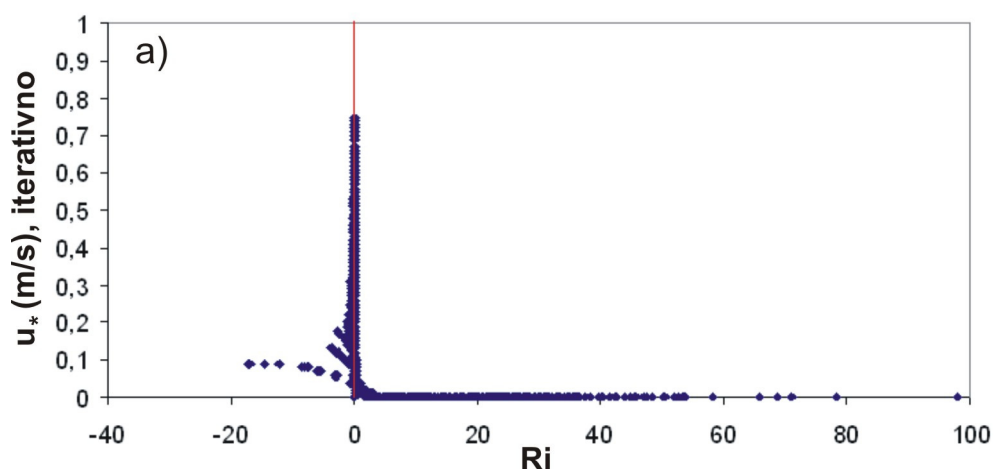
S druge strane, korištene su empirijske relacije (3.72) - (3.74) između Ri i M-O parametra stabilnosti $\zeta = z/L$ koje je razvio Lee (1997). Zbog neprimjenjivosti empirijskog pristupa (Lee, 1997) za $Ri > 1$, svi slučajevi s vrlo slabim turbulentnim tokom osjetilne topline (blizu nula), odnosno svi $Ri \geq 1$ su tretirani kao $Ri = 1$ zbog tehničkih razloga. Ovaj problem s aspekta turbulencije također su razmatrali Kondo i sur. (1978). Zaključak je bio da za veće vrijednosti Ri , tj. iznad $Ri = 2$ turbulencija gotovo iščezava (slika 3.12). U slučaju malog broja neprihvatljivih rezultata za L , iterativna procedura kao donju granicu za L uzima vrijednost 0.001 m. Pored toga, u slučaju kada je razlika brzine vjetra na 10 m i 2 m bila nula, uzimala se vrijednost 0.1 m/s zbog tehničkih razloga. Razvijen je programski paket korištenjem programskog jezika FORTRAN 77 za primjenu na WINDOWS-DOS operativnom sustavu. Izračun razmatranih parametara traje manje od 10 minuta za cijelu 2005. godinu.



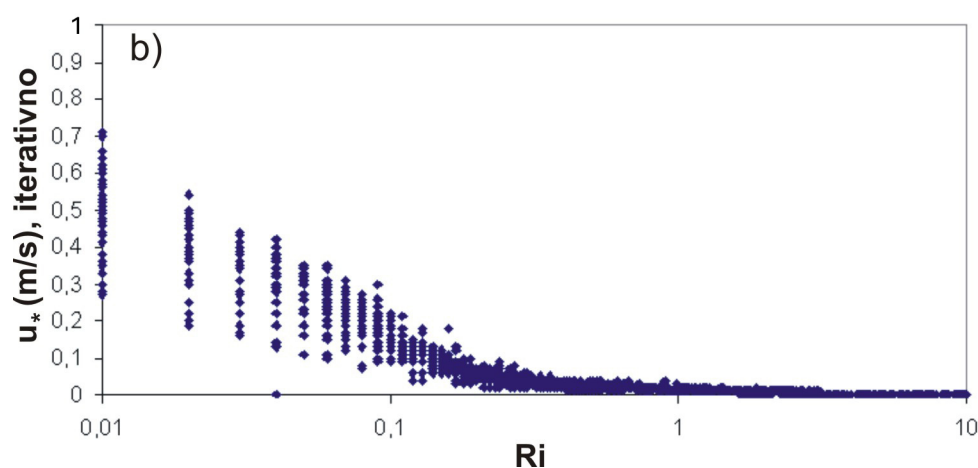
Slika 4.4 Usporedba rezultata procijenjenih vrijednosti brzine trenja u_* korištenjem M-O teorije sličnosti za statički stabilne i nestabilne uvjete (Zagreb-Maksimir, 2005. godina) pri čemu su korištena dva različita pristupa za procjenu M-O duljine (iterativni i empirijski). Dobivene u_* odnose se na prizemni sloj atmosfere i zadnje 10-minutno razdoblje svakog sata.

Na temelju analize slike 4.4 može se konstatirati da iterativna i empirijska metoda za procjenu M-O duljine L u konačnici daju izvrsno slaganje u procjeni brzine trenja u_* . Na taj

način se postiže ušteda u računalnom vremenu osobito u parametrizaciji atmosferskih modela globalnih razmjera, budući da nema većih razlika u postignutom rezultatu.



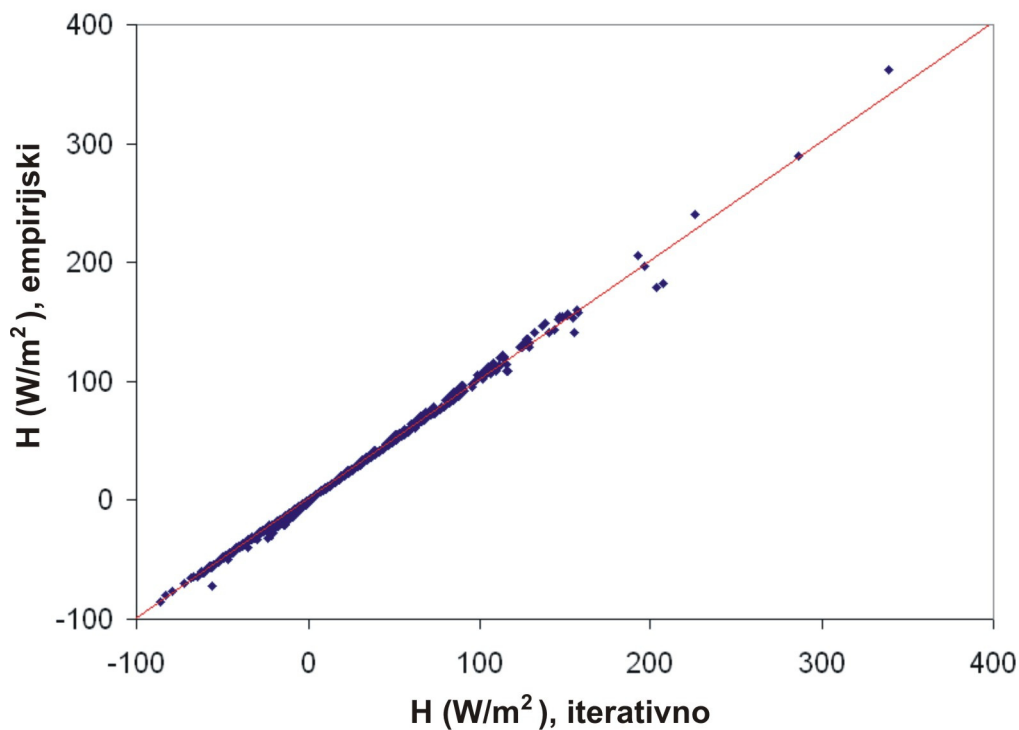
Slika 4.5 a Iterativna rješenja za brzinu trenja u_* u ovisnosti o Ri (Zagreb-Maksimir, 2005. godina).



Slika 4.5 b Isto kao slika 4.5 a, samo za manji raspon Ri prikazan na logaritamskoj ljestvici.

Ovisnost iterativnih rješenja za u_* o Ri , prikazana na slici 4.5 a, ukazuje da je u_* najveće u približno statički neutralnim uvjetima. To je u skladu s teorijom da za $Ri < -1$ prevladava slobodna konvekcija (engl. *free convection*), tj. u tom režimu strujanja je termički faktor generiranja turbulencije dominantan, odnosno u_* se naglo smanjuje. S druge pak strane, za $Ri > 1$, odnosno u stabilno stratificiranoj atmosferi smanjenje u_* je osobito izraženo. Detaljniji prikaz te ovisnosti za slučaj $0.01 \leq Ri \leq 10$ izložen je na slici 4.5 b. Iako novija istraživanja pokazuju da ipak postoji slaba turbulencija za $Ri > 1$, doseg metode (zasnovane na primjeni

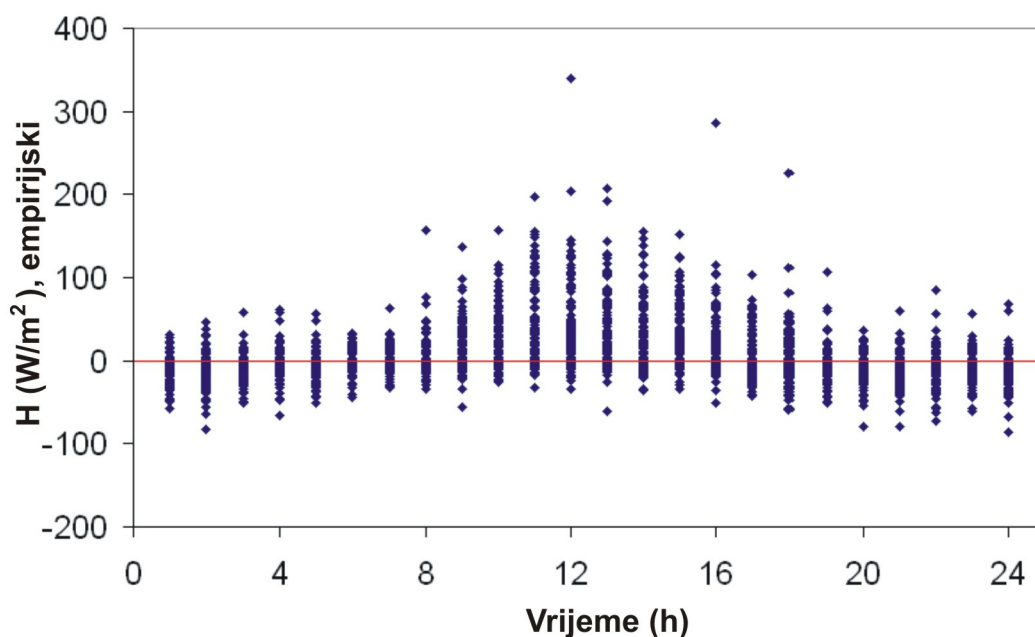
univerzalnih funkcija sličnosti) korištene u ovom radu nije u stanju razlučiti slabu turbulenciju u vrlo stabilnim uvjetima (npr. Zilitinkevich i sur., 2008b; Costa i sur., 2011).



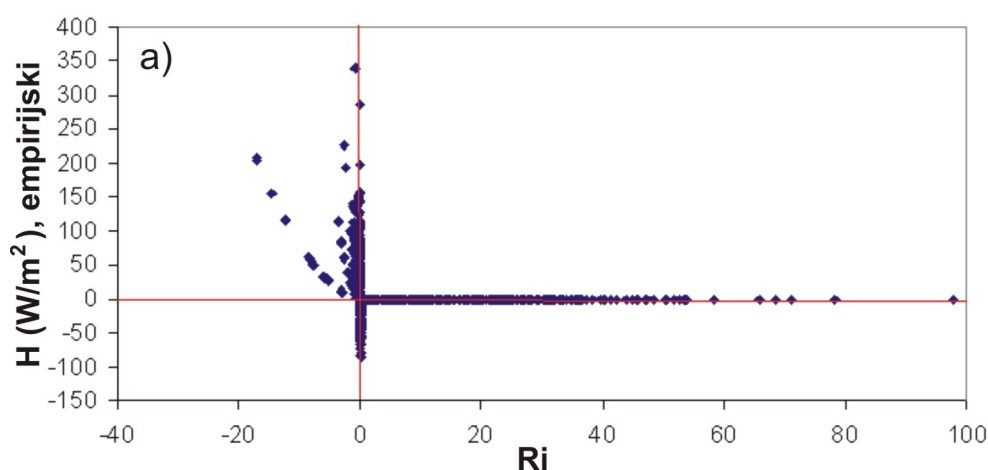
Slika 4.6 Usporedba rezultata procijenjenih vrijednosti turbulentnog toka osjetilne topline H primjenom M-O teorije sličnosti za statički stabilne i nestabilne uvjete (Zagreb-Maksimir, 2005. godina) pri čemu su korištena dva različita pristupa za procjenu M-O duljine (iterativni i empirijski). Dobivene vrijednosti H odnose se na prizemni sloj atmosfere i zadnje 10-minutno razdoblje svakog sata.

Dijagram raspršenja prikazan na slici 4.6 ukazuje na izvrsno slaganje između rezultata dobivenih iterativnim i empirijskim pristupom za procjenu L koji je neophodna veličina kod izračunavanja turbulentnog toka osjetilne topline H , izračunatog primjenom (3.76). Ovo je dobar test za obje metode budući da su primijenjene na velikom broju slučajeva (365 dana $\times$ 24 sata = 8760 slučajeva).

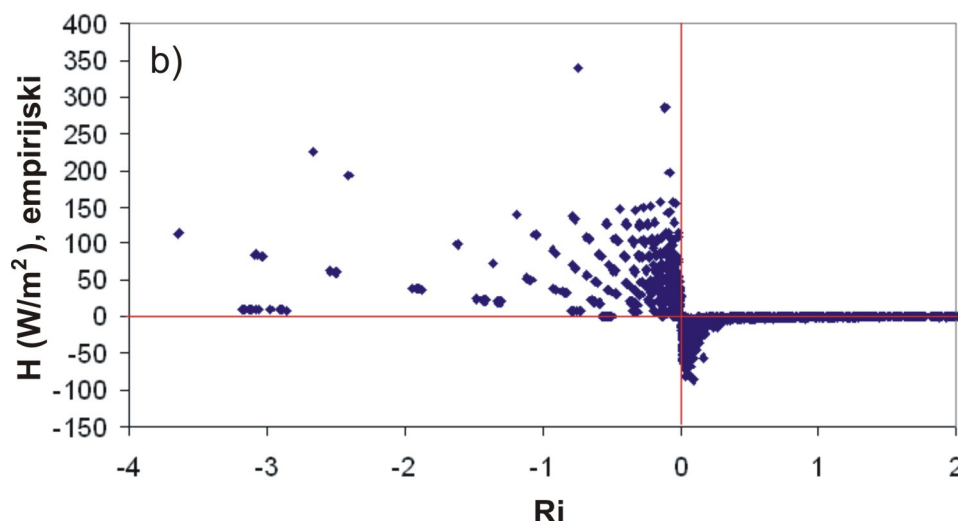
Na slici 4.7 prikazan je dnevni hod turbulentnog toka osjetilne topline H procijenjenog primjenom M-O teorije sličnosti. Rezultati su kvalitativno korektni jer je vidljiv dnevni hod s maksimalnim pozitivnim vrijednostima približno oko podneva, a minimalnim oko ponoći. Međutim, može se pojaviti poneki izuzetak prouzročen specifičnim vremenskim uvjetima kao što su naoblaka, topla ili hladna advekcija i sl.



Slika 4.7 Dnevni hod turbulentnog toka osjetilne topline H procijenjenog primjenom M-O teorije sličnosti prema (3.76) za stabilne i nestabilne uvjete (Zagreb-Maksimir, 2005. godina). Procijenjene vrijednosti turbulentnog toka osjetilne topline odnose se na prizemni sloj suburbanog AGS-a i na zadnje 10-minutno razdoblje svakog sata.



Slika 4.8 a Razdioba empirijskih aproksimacija turbulentnog toka osjetilne topline H prema (3.76) u ovisnosti o Ri (Zagreb-Maksimir, 2005. godina).



Slika 4.8 b Isto kao slika 4.8 a, samo što su vrijednosti empirijskih aproksimacija H prikazane za manji raspon Ri .

Ovisnost turbulentnog toka osjetilne topline o Ri prikazana je na slici 4.8. a. Detaljniji prikaz iste razdiobe H za $-4 \leq Ri \leq 2$ izložen je na slici 4.8 b. Rezultati su slični onima na slikama 4.5. a odnosno 4.5 b što je i logično s obzirom na jednadžbu (3.76). I ovdje treba naglasiti da za vrlo stabilne uvjete nije moguće dobiti vrijednosti turbulentnog toka osjetilne topline znatno različite od nule s obzirom na ograničenja koja još uvijek postoje kod izračunavanja integralnih oblika funkcija sličnosti ψ_m i ψ_h za vrlo stabilne uvjete iako su i ovi rezultati vjerojatno aproksimativno točni što trebaju potvrditi buduća mjerenja. Nadalje, obično je turbulentni tok osjetilne topline puno manji od istog toka za količinu gibanja kada je $Ri \geq 1$ (Kondo i sur., 1978; Kim i Mahrt, 1992; Zilitinkevich i sur., 2008b).

4.3 Procjena efektivne visine hrapavosti

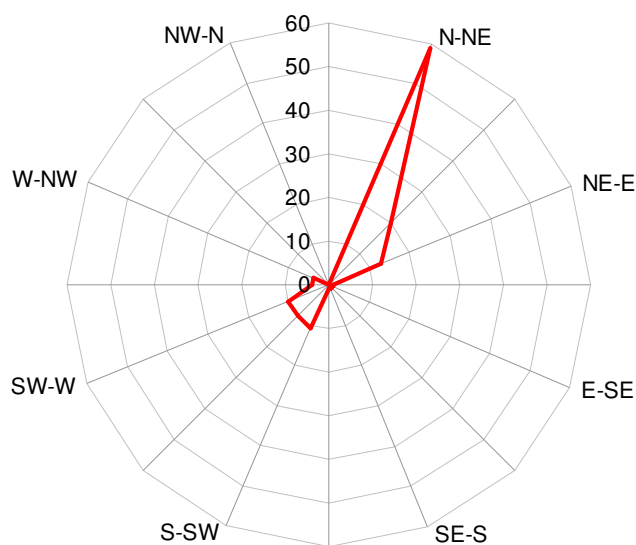
U radu su korištena 3 pristupa za određivanje efektivne visine hrapavosti z_0 , ovisno o smjeru vjetra. Prvi pristup zasniva se na određivanju minimalne sume kvadrata odstupanja između procijenjene i izmjerene brzine vjetra na 2 m visine. Drugi pristup zasniva se na vezi između standardnih devijacija brzine vjetra na 10 m visine i z_0 dok treći uvažava vezu između medijana faktora udara vjetra na 10 m visine i z_0 . Prednost ovih pristupa je činjenica da na objektivni način predstavljaju hrapavost šireg područja u usporedbi s lokalnom, aerodinamičkom hrapavošću za čiju se procjenu koristi konvencionalna metoda zasnovana na geometrijskim osobinama (prvenstveno visini) elemenata hrapavosti (Holtslag, 1984; Beljaars i Holtslag, 1991; Rotach, 1994; Verkaik i Holtslag, 2007). Tradicionalno se koriste srednje

kvadratne razlike između procijenjene i izmjerene brzine vjetra na 2 m iznad tla za procjenu z_0 , odnosno koristi se srednji nagib profila brzine vjetra na 2 m i 10 m iznad tla. Ovaj pristup spada u skupinu metoda vertikalnog profila vjetra, a koristio ga je Rotach (1994) za procjenu efektivne visine pomaka aktivne površine u urbanom području te Martano (2000) za procjenu efektivne visine pomaka aktivne površine i visine hrapavosti korištenjem podataka vjetra mjerenim soničnim anemometrom na jednom nivou. U radu se primjenjuju i već spomenuti alternativni pristupi za procjenu z_0 , tj. standardna devijacija brzine vjetra kao i medijan faktora udara vjetra prema (3.78), (3.85) i (3.86) što je detaljno diskutirao Wieringa (1973, 1976, 1986). Oba alternativna pristupa koriste brzinu vjetra na 10 m visine.

Sva tri navedena pristupa primijenjena su na podatke vjetra s opservatorija Zagreb-Maksimir za 2005. godinu mjerena na dva nivoa, tj. na 2 m i 10 m iznad tla. Drugi korijen srednjih kvadratnih razlika se odnosi na razlike između mjerenih brzina vjetra na 2 m visine i odgovarajućih procjena primjenom metode profila zasnovane na M-O teoriji sličnosti (3.75) koje su, općenito, funkcija visine pomaka aktivne površine d (u našem slučaju je $d = 0$) i efektivne visine hrapavosti z_0 . Na mjerenje vjetra na opservatoriju Zagreb-Maksimir utječu različiti elementi hrapavosti u ovisnosti o smjeru vjetra, budući da je hrapavost terena manja na istočnoj a veća na zapadnoj strani (slika 2.1 i 2.2). Prema klasifikaciji hrapavosti terena (Davenport, 1960; Wieringa, 1980) Zagreb-Maksimir se može svrstati u klase od 4 do 6, ovisno o smjeru vjetra (vidi također Wieringa, 1986; Holtslag, 1984). Srednje 10-minutne vrijednosti vjetra su svrstane u osam klasa od kojih svaka pokriva raspon od 45° azimuta smjera vjetra (od 1° do 360°), računajući od smjera sjevera u smjeru kazaljke na satu. Razmatrane su samo brzine vjetra veće od 2 m/s i slučajevi neutralne statičke stabilnosti ($|L| > 200$ m). To znači da su promatrani slučajevi bliski statički neutralnom stanju atmosfere kako bi se smanjio utjecaj stabilnosti atmosfere na efektivnu hrapavost, tj. na vertikalni profil vjetra (vidi Beljaars i Holtslag, 1991). Isto su tako razmatrane brzine vjetra veće od 2 m/s da bi se eliminirala, što je moguće više, nestacionarnost kolebanja vjetra u 10-minutnim intervalima njegove registracije, primjerice, za vrijeme oluja koje na početku i na kraju trajanja mogu zahvaćati samo dio tog intervala (vidi Wieringa, 1973). Razlozi zašto je uzet prag od 2 m/s leže u činjenicama: a) u slučaju većeg praga uzorci podataka po sektorima smjerova vjetra bili bi prilično mali, b) izuzeti bi bili slučajevi s umjerenom i posebice jačom dinamičkom stabilnosti strujanja.

Sektori smjera vjetra su centrirani na 22.5° (od N prema NE), 77.5° (od NE prema E), itd. Razdioba čestina vjetra na 10 m visine za pojedine sektore smjera vjetra je prikazana na

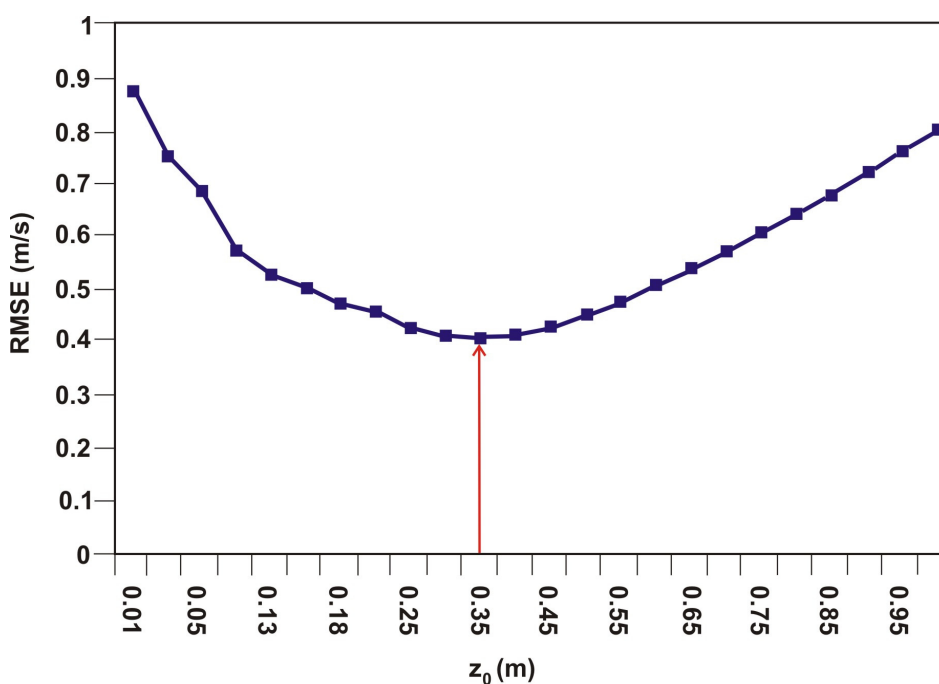
slici 4.9. Najveće čestine vjetra prema navedenim uvjetima su u NE i SW smjerovima što je zapravo položaj pružanja planine Medvednice. To znači da za veće brzine vjetra postoji kanaliziranje brzine vjetra paralelno Medvednici, što se može interpretirati kao mezoskalni utjecaj i u ovom radu neće biti razmatrano (npr. Wieringa, 1986). Uz to ovaj prikaz ukazuje na to koja težina može biti pripisana rezultatima dobivenim za vrlo različite sektore smjera vjetra (najveći, tj. 60% svih slučajeva, pripada N-NE sektoru smjera vjetra dok samo nekoliko postotaka pripada sektorima okomitim na smjer protezanja Medvednice (slika 2.3)).



Slika 4.9 Ruža vjetra (čestine izražene u %) za Zagreb-Maksimir u 2005. godini za slučajeve kada je brzina vjetra mjerena na 10 m iznad tla veća od 2 m/s i približno neutralnu statičku stabilnost atmosfere, tj. kada $|L| > 200$ m.

Rezultati izračuna drugog korijena srednjih kvadratnih razlika RMSE između procijenjenih i mjerenih vrijednosti brzine vjetra na 2 m visine prikazani su na slici 4.10, ovisno o z_0 , samo za SW-W sektor smjera vjetra za koji se pojavljuju najviše vrijednosti z_0 što se moglo i očekivati. Iz slike je vidljivo da su najniže vrijednosti RMSE za $z_0 = 0.35$ m. Rezultati za sve sektore smjera vjetra su prikazani na slici 4.11. Općenito, vrijednosti z_0 su niže za istočne nego za zapadne smjerove, ali još uvijek nisu jako niske što bi se moglo očekivati za gotovo ravan okoliš na istočnoj strani mjernog mjesta. Razlog su relativno visoke zgrade na udaljenosti od oko 500 m istočno od mjerne lokacije. Dobiveni rezultati se slažu s

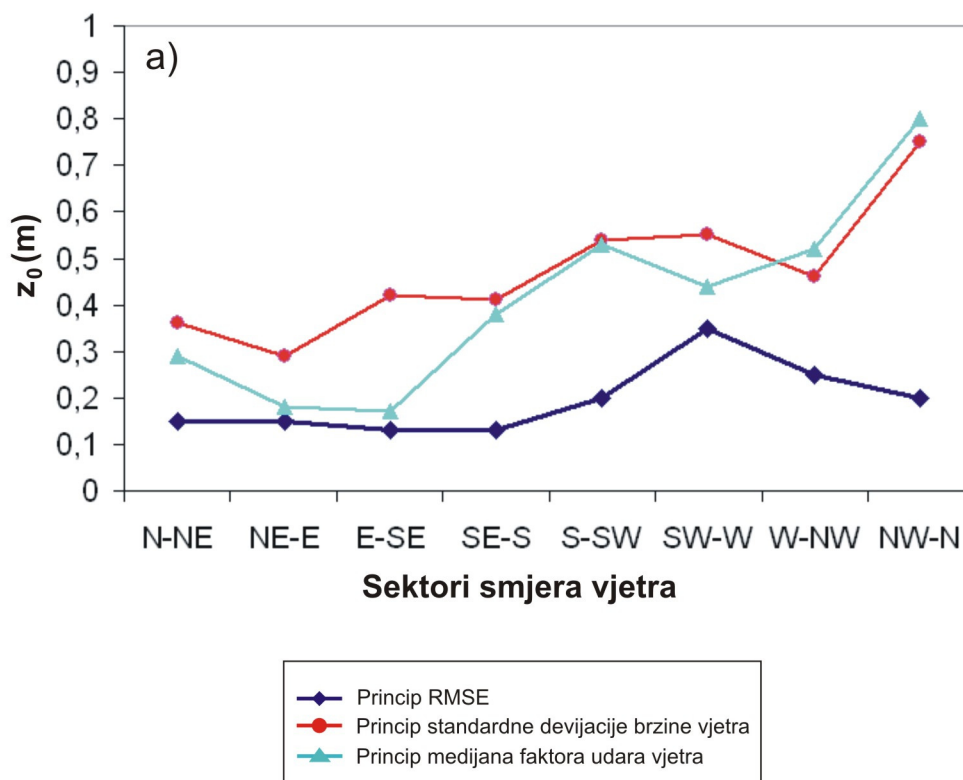
rezultatima npr. Beljaarsa i Holtslaga (1991) i Wieringe (1986) za efektivnu visinu hrapavosti u slučaju kad anemometar "vidi" teren u različitim smjerovima duž kojih se mijenja hrapavost, uslijed postojanja različitih prepreka, kao što je vegetacija, razne zgrade i sl. na udaljenosti koja odgovara najmanje vrijednosti od sto puta visina anemometra. Za slučaj opservatorija Zagreb-Maksimir mjerni instrument "osjeća" utjecaje elemenata hrapavosti s udaljenosti ~1000 m daleko od meteorološkog kruga u smjeru vjetra.



Slika 4.10 Ovisnost RMSE (drugi korijen srednjih kvadratnih razlika) između procijenjenih i mjerenih vrijednosti brzine vjetra na 2 m iznad tla o z_0 za SW-W sektor smjera vjetra (Zagreb-Maksimir, 2005. godina). Posebno je istaknuta vrijednost $z_0 = 0.35$ m za koju je RMSE minimalan.

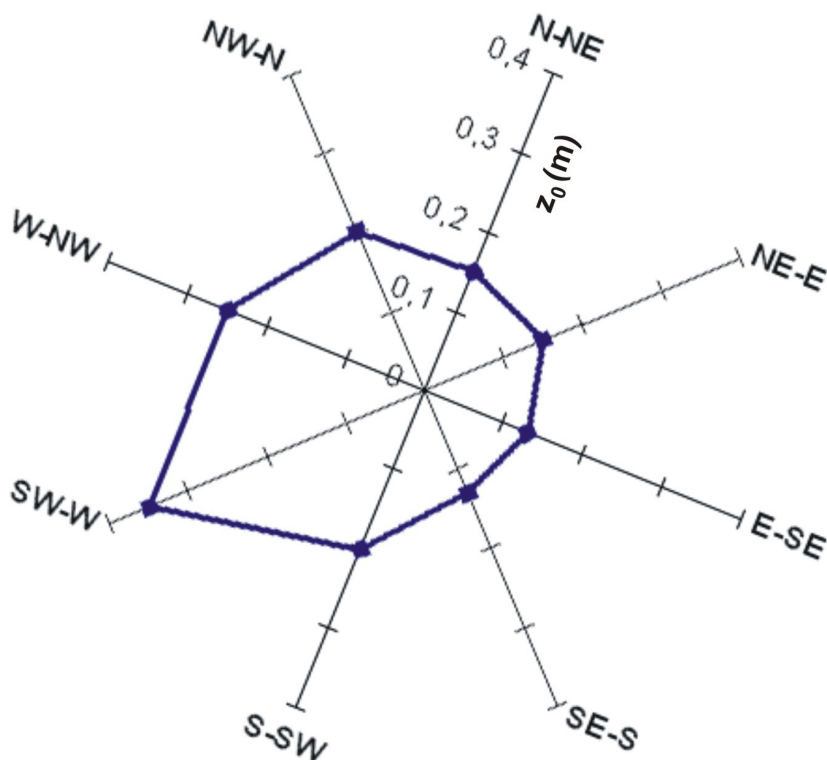
Iako su rezultati efektivne visine hrapavosti opisani na adekvatan način, ipak postoji mali broj meteoroloških postaja koje pripadaju operativnoj mreži meteoroloških postaja, a koje raspolažu mjernim instrumentima za mjerenje vjetra na dva nivoa. Prema tome, alternativni načini izračunavanja parametara hrapavosti mogu biti utemeljeni na korištenju standardnih devijacija ili udara vjetra budući da su oni raspoloživi za veći broj meteoroloških postaja za dulje vremensko razdoblje. U ovom slučaju, za 2005. godinu raspoloživi su sekundni udari vjetra. Nakon primjene (3.78), (3.85) (3.86), te raspoloživih sekundnih podataka brzine vjetra dobivaju se vrijednosti efektivne visine hrapavosti z_0 koje su grafički prikazane na slici 4.11. Može se vidjeti da alternativne metode daju nešto više vrijednosti za

z_0 od onih dobivenih pomoću vertikalnog profila vjetra između 2 m i 10 m iznad tla, posebno za NW-N sektor smjera vjetra za koji su samo 3 slučaja bila raspoloživa za izračun z_0 i koji je okomit na dužu os planine Medvednice. Ovo je vjerojatno posljedica tzv. problema stacionarnosti za manje brzine vjetra jer je srednjak brzine za razmatrani period osrednjavanja usporediv s maksimalnom vrijednošću koja se javlja u rasponu velikih brzina unutar perioda osrednjavanja (Wieringa, 1973). S druge strane, koncept visine zaslona opisan u potpoglavlju 3.1.3 dozvoljava da lokalni nagib profila vjetra ispod te visine može biti manji od onog za šire hrapavije područje uz vjetar. Dodatna mjerenja ili postojeće radiosondaže će pokazati u kolikoj mjeri profil vjetra na opservatoriju Zagreb-Maksimir dobro reprezentira srednji profil vjetra na području od nekoliko kilometara uz vjetar od mjernog instrumenta ovisno o smjeru vjetra.



Slika 4.11 Usporedba procijenjenih vrijednosti z_0 za opservatorij Zagreb-Maksimir korištenjem tri pristupa: 1) princip RMSE koji se zasniva na minimalnoj vrijednosti drugog korijena srednjih kvadratnih razlika između procijenjenih i mjerenih vrijednosti (10-minutni srednjak) brzine vjetra na 2 m visine iznad tla 2) princip standardne devijacije brzine vjetra za 10-minutne intervale za vjetar na 10 m iznad tla i 3) princip medijana faktora udara vjetra za iste intervale za vjetar na 10 m visine.

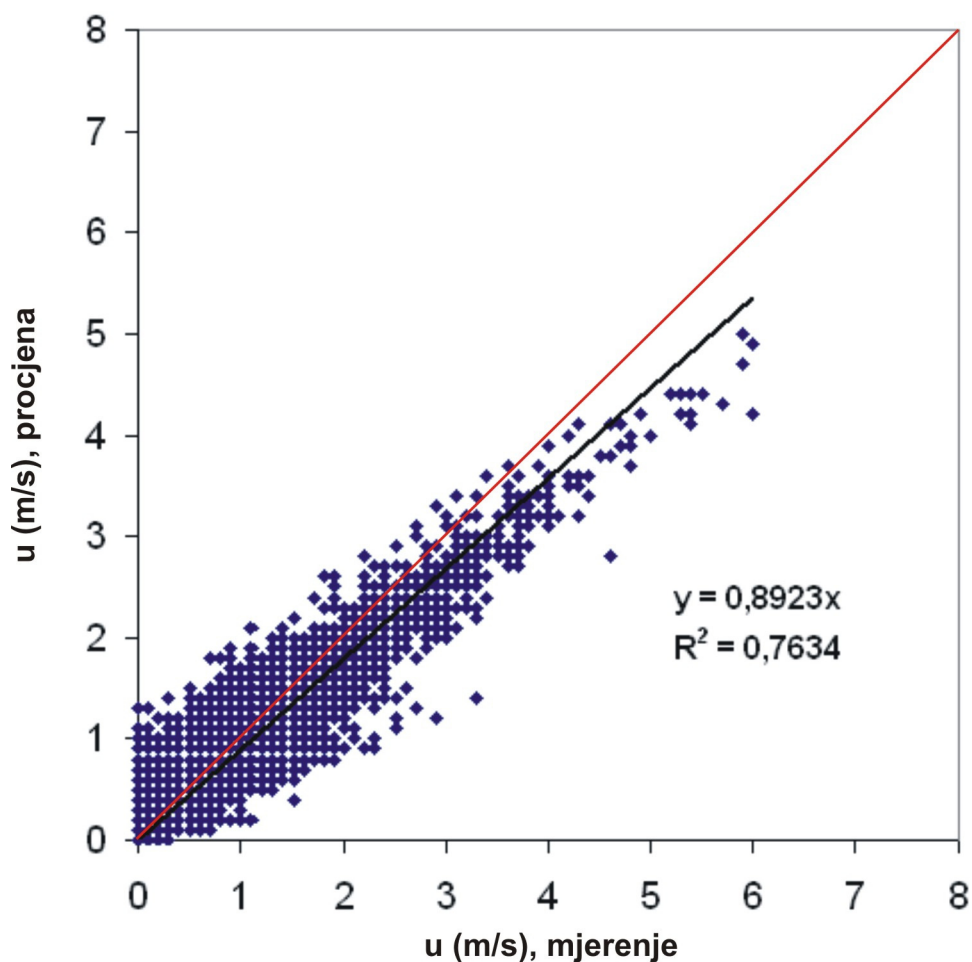
Detaljniji uvid u ovisnost z_0 o sektorima smjera vjetra dobiva se analizom slike 4.12 koja predstavlja ružu srednje efektivne visine hrapavosti po sektorima smjera vjetra. Vrijednosti z_0 procijenjene su korištenjem tradicionalnog pristupa (princip RMSE). Naviše vrijednosti z_0 dobivene su za SW-W kvadrant smjera vjetra što je u suglasju sa slikom 2.2, odnosno najviše prepreke strujanju na opservatoriju Zagreb-Maksimir nalaze se u tom kvadrantu. Rezultati alternativnih metoda nisu prikazani jer daju više vrijednosti z_0 pogotovo za NW-N sektor smjera vjetra zbog malog broja raspoloživih podataka za izračun z_0 kao i problema stacionarnosti što je već istaknuto pri analizi slike 4.11.



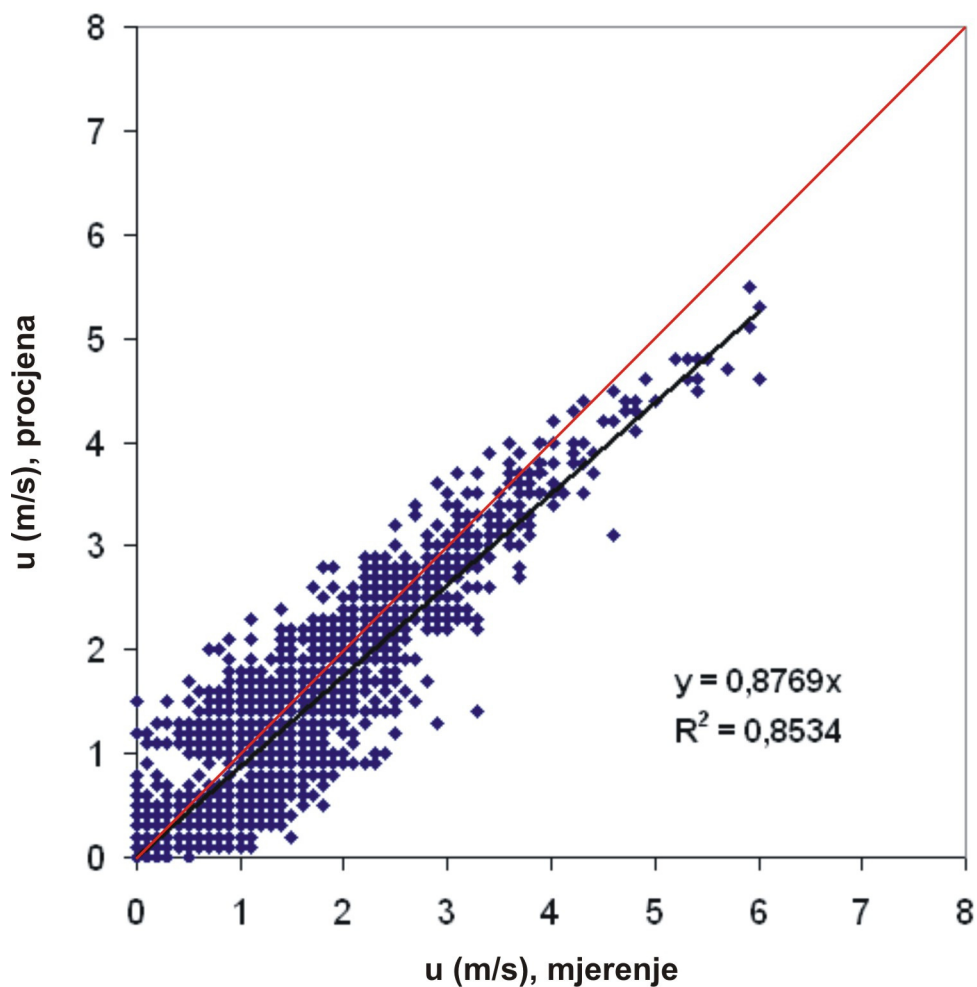
Slika 4.12 Ruža srednje efektivne visine hrapavosti po sektorima smjera vjetra za opservatorij Zagreb-Maksimir (vidi sliku 2.2). Vrijednosti z_0 procijenjene su korištenjem principa RMSE.

4.4 Procjena brzine vjetra na 2 m visine

U principu, ako su raspoloživi podaci mjerenja brzine vjetra na jednom nivou, tj. 10 m visine, što je slučaj za Zagreb-Maksimir, tada se (3.75) može koristiti za procjenu brzine vjetra na nekom drugom nivou, u ovom slučaju na 2 m iznad tla, ako su poznati visina hrapavosti z_0 i visina pomaka aktivne površine d , kao i M-O duljina L . Ovaj pristup ima prednost ako postoje mjerenja temperature zraka na dva nivoa, kao što je to u našem slučaju, jer je tada relativno lako naći L kao što je opisano u potpoglavlju 3.4. Ako takvi podaci nisu na raspolaganju, tada postoji alternativno rješenje korištenjem naoblake i podataka zračenja, kao što je pokazao Holtslag (1984) za procjenu turbulentnog toka osjetilne topline i turbulentne skale temperature, ali to nije cilj ovog rada. U ovom radu se za procjenu brzine vjetra na 2 m visine koriste podaci temperature zraka na 2 m i 10 m te brzina vjetra na 10 m. Sukladno tablici 3.2 i slici 3.4, nakon niza iteracija, kvalitativnom procjenom je odabrana vrijednost efektivne visine hrapavosti $z_0 = 0.25$ m i dobivene su procijenjene vrijednosti brzine vjetra na 2 m visine korištenjem metode opisane u potpoglavlju 3.4. Rezultati su predstavljeni na slici 4.13 u obliku dijagrama raspršenja. Vidljiva je pristranost (engl. *bias*) za veće brzine vjetra takva da su vrijednosti procijenjene brzine vjetra podcijenjene u odnosu na mjerene vrijednosti. Povučen je pravac ($y = 0.8923x$, crna linija) koji se najbolje prilagođava točkama na prikazanom dijagramu pri čemu je korišten princip minimalne sume kvadrata odstupanja. Zbog usporedbe s pravcem ($y = x$, crvena linija) odabrana je opcija da pravac prolazi ishodištem. Vrijednost koeficijenta determinacije iznosi $R^2 = 0.76$. Kada se uzme u obzir ovisnost z_0 o smjeru vjetra i ponovi sličan postupak vidljivo je da i dalje postoji pristranost ali je u ovom slučaju smanjena za oko 10% (slika 4.14, tablica 4.1). Jednadžba pravca koji se najbolje prilagođava točkama s dijagrama raspršenja (slika 4.14) je oblika $y = 0.8769x$, a koeficijent determinacije iznosi $R^2 = 0.85$. Postojanje određene pristranosti i nakon uvažavanja ovisnosti efektivne visine hrapavosti z_0 o sektoru smjera vjetra (princip RMSE) posljedica je lokalnog efekta na vertikalni profil vjetra (vidi slike 3.7 i 1.1 a). Istovremeno ova činjenica objašnjava razlike između z_0 dobivenih metodom RMSE i dvije alternativne metode što je prikazano na slici 4.11.



Slika 4.13 Usporedba procijenjenih vrijednosti brzine vjetra na 2 m visine iznad tla korištenjem gradijentne metode dobivena na osnovi mjerenja s opservatorija Zagreb-Maksimir iz 2005. godine; zanemarena ovisnost z_0 o smjeru vjetra (koeficijent determinacije $R^2 = 0.76$). Pravac $y = x$ (crvena linija) predstavlja idealno slaganje između mjerenih i procijenjenih vrijednosti brzine vjetra dok drugi pravac $y = 0.8923x$ (crna linija) predstavlja pravac regresije između mjerenih i procijenjenih vrijednosti.



Slika 4.14 Slično kao slika 4.13 samo što je u ovom slučaju u obzir uzeta ovisnost z_0 o sektoru smjera vjetra (koeficijent determinacije $R^2 = 0.85$) što dovodi do smanjenja pristranosti za oko 10%.

Svojevrsno poboljšanje, zbog uvođenja ovisnosti z_0 o sektoru smjera vjetra, vidljivo je također iz tablice 4.1 gdje su prikazane vrijednosti tri parametra za testiranje točnosti procjene brzine vjetra na 2 m iznad tla: pristranost (*BIAS*), srednja apsolutna pogreška procjene (*MAE*) i drugi korijen srednjih kvadratnih razlika (*RMSE*). Kao što je vidljivo iz tablice 4.1, a u skladu s očekivanjem, postignuto je mjerljivo poboljšanje procjene brzine vjetra na 2 m kada se uvažavaju promjene z_0 po smjerovima u odnosu na slučaj kada se to zanemaruje. To je poboljšanje osobito vidljivo na slučaju parametra za pristranost kada je prosječna pogreška smanjena za oko 10% nakon uvažavanja ovisnosti z_0 o sektoru smjera vjetra.

Tablica 4.1 Verifikacija parametara procjene brzine vjetra na 2 m visine iznad tla (Zagreb-Maksimir, 2005. godina): pristranost (*BIAS*), srednja apsolutna pogreška (*MAE*) i drugi korijen srednjih kvadratnih razlika (*RMSE*) između procijenjenih i mjerenih vrijednosti brzine vjetra na 2 m visine. Rezultati se odnose na slučajeve s brzinom vjetra većom od 2 m/s za statički približno neutralne uvjete, tj. kada je $|L| > 200$ m.

Sektori smjera vjetra ^a				
	z_{0m} (m)	<i>BIAS</i> (m/s)	<i>MAE</i> (m/s)	<i>RMSE</i> (m/s)
N-NE	0.15	-0.09	0.30	0.40
NE-E	0.15	-0.07	0.24	0.20
E-SE	0.13	0.00	0.14	0.15
SE-S	0.13	0.01	0.24	0.28
S-SW	0.20	-0.06	0.33	0.41
SW-W	0.35	-0.04	0.33	0.41
W-NW	0.25	0.00	0.25	0.39
NW-N	0.20	0.01	0.18	0.19
Srednjak	0.20	-0.03	0.25	0.31
Svi smjerovi ^b	0.18	-0.11	0.32	0.41

^a Klasificirane prema sektorima smjera vjetra

^b Procjena bez klasifikacije po smjeru vjetra.

Sljedeći korak bit će ekstrapolacija brzine vjetra s 10 m visine na više nivoe sve do 100 m visine iznad tla kao i njihova usporedba s radiosondažnim podacima visoke rezolucije koji su raspoloživi za Zagreb-Maksimir svakih 12 sati i s vertikalnom rezolucijom svakih 10 sekundi (oko 30 m). U tu svrhu trebaju se razmatrati dulja razdoblja mjerenja ako se planira uzeti u obzir klasifikaciju vjetra prema sektorima smjera vjetra. Također se mogu razmatrati podaci vjetra na jednom nivou za ostale meteorološke postaje u Hrvatskoj primjenom M-O teorije sličnosti. Dobiveni rezultati pridonijet će boljem modeliranju cijelog AGS-a, a posebice prizemnog sloja, tim više što operativni numerički prognostički modeli imaju jednu ili niti jednu točku u prizemnom sloju atmosfere (npr. Jeričević i Grisogono, 2006). Rezultati prezentirani u ovom radu također mogu biti korisni za procjenu snage vjetra na višim nivoima od 10 m, što je važno za planiranje vjetroelektrana kao i za graditeljstvo (osobito u visokogradnji). U klimatološkim aplikacijama, uključujući homogenost podataka vjetra, promjena efektivne visine hrapavosti može biti korisna kao dodatni objektivni meta-podatak. Vrlo skoro se očekuju podaci ultrasoničnih mjerenja turbulentnih tokova na opservatoriju

Zagreb-Maksimir. To će omogućiti testiranje dijela rezultata prezentiranih u ovom radu (npr. spomenutih turbulentnih tokova osjetilne topline).

5. ZAKLJUČAK

Jednogodišnje razdoblje specijalnih mjerenja brzine vjetra i temperature zraka na dva nivoa, tj. na 2 m i 10 m iznad tla tijekom 2005. godine na opservatoriju Zagreb-Maksimir omogućilo je primjenu M-O teorije sličnosti kako bi se ispitale karakteristike vertikalnog profila brzine vjetra u donjem dijelu prizemnog sloja atmosfere, uključujući parametre hrapavosti koji su povezani s različitim vrstama prepreka u smjerovima uz vjetar. Pokazano je da dva pristupa za izračun M-O duljine i turbulentne skale temperature, odnosno vertikalnog turbulentnog toka količine gibanja i topline predstavljaju poboljšanu konvencionalnu iterativnu i empirijsku metodu. Obje metode pokazuju izvrsno slaganje, osim za statički vrlo stabilne uvjete, tj. kada je $Ri > 1$. Primjena integralnih oblika funkcija sličnosti ima za posljedicu nemogućnost realističnog prikazivanja pojave sporadične turbulencije u vrlo stabilnim uvjetima. Najvažniji rezultat je procjena efektivne visine hrapavosti z_0 . Ustanovljena je ovisnost z_0 o smjeru vjetra, najveća je za zapadne, a najmanja za istočne smjerove vjetra. Taj parametar na objektivan način opisuje efekte hrapavosti terena na oko 1 km daljine u smjeru uz vjetar. Za određivanje efektivne visine hrapavosti z_0 , ovisno o smjeru vjetra, korištena su tri pristupa. Prvi pristup zasniva se na određivanju minimalne sume kvadrata odstupanja između procijenjene i izmjerene brzine vjetra na 2 m visine. Drugi pristup koristi vezu između standardnih devijacija brzine vjetra na 10 m visine i z_0 dok treći uvažava vezu između medijana faktora udara vjetra na 10 m visine i z_0 . Prema očekivanju, alternativne metode (2. i 3.) daju nešto više vrijednosti od onih dobivenih pomoću vertikalnog profila vjetra između navedenih visina, jer je moguće da taj profil još uvijek nije u potpunosti reprezentativan za područje od nekoliko kilometara uz vjetar sukladno teoriji zaslona. S druge strane, prednost alternativnih pristupa, tj. onog pomoću standardne devijacije i medijana faktora udara vjetra, je u činjenici da se mogu primijeniti i u slučaju meteoroloških postaja koje ne raspolažu mjerenjima, odnosno podacima brzine vjetra na dva nivoa.

Dobivena je i zadovoljavajuća procjena brzine vjetra na 2 m visine korištenjem standardnih mjerenja, iako procijenjene vrijednosti brzine vjetra donekle podcjenjuju mjerene vrijednosti. Analizirani su svi rezultati kao i njihova ovisnost o smjeru vjetra. Dobiveni rezultati su u skladu s očekivanjem, srednje pogreške su manje kada se prilikom procjene u

obzir uzme ovisnost z_0 o smjeru vjetra, osobito za parametar pristranosti. Ovi rezultati su dobra osnova za daljnje istraživanje koje bi se trebalo odvijati u dva smjera: 1) daljnja primjena M-O teorije sličnosti na dulje razdoblje od jedne godine, mada jednogodišnji set 10-minutnih podataka brzine i smjera vjetra predstavlja respektabilan uzorak.

Nadalje, potrebno je povezati te podatke s radiosondažnim podacima visoke rezolucije koji su na opservatoriju Zagreb-Maksimir raspoloživi dva puta dnevno s vertikalnom rezolucijom od 10 sekundi (približno svakih 30 m u vertikalnom smjeru) i 2) primjena M-O teorije sličnosti na meteorološke postaje na kojima postoje mjerenja vjetra na jednom nivou, obično na 10 m iznad tla i tako dobiti korisnu informaciju o reprezentativnosti podataka vjetra koji se tada mogu efikasnije koristiti za potrebe atmosferskog modeliranja, procjeni energije vjetra, primjeni u građevinarstvu, ali također i u klimatološkim studijama uključujući ispitivanje homogenosti podataka vjetra.

Koncept efektivne visine hrapavosti, koja reprezentira prosječne efekte terena nekoliko kilometara uz vjetar od mjernog mjesta je korak dalje u prilagodbi punktualnih mjerenja vjetra za potrebe numeričkih modela koji zahtijevaju prosječne vrijednosti podataka vjetra na mrežama numeričkih modela.

Mjesto na kojem se obavljaju meteorološka mjerenja izloženo je postupnim promjenama kao što je npr. rast vegetacije ili urbanizacija okoliša. Često puta takve pojave nisu dokumentirane, a imaju utjecaj na homogenost vremenskog niza nekog meteorološkog elementa (npr. pojava umjetno izazvanog trenda). Zbog toga izračunavanje prosječne godišnje efektivne visine hrapavosti može poslužiti kao objektivni indikator promjene okoliša lokacije na kojoj se obavljaju mjerenja brzine vjetra i to ne samo u neposrednoj blizini mjernog mjesta već i ~ 1 km ili više u smjeru uz vjetar. Taj podatak bi mogao unaprijediti ispitivanje homogenosti vremenskih nizova brzine vjetra i drugih meteoroloških elemenata.

6. LITERATURA

- Aldrich, J., 1995: Correlations genuine and spurious in Pearson in Yule. *Stat. Sci.*, **10**, 364-376.
- Arya, S.P., 1988: *Introduction to micrometeorology*. Academic Press., 303 str.
- Baklanov, A.A., Grisogono, B., Bornstein, R., Mahrt, L., Zilitinkevich, S.S., Taylor, P., Larsen, S.E., Rotach, M.W. i Fernando, H.J.S., 2011: The nature, theory, and modeling of atmospheric boundary layers. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **92**, 123-128.
- Baas, P., Steeneveld, G.J., Van de Wiel, B.J.H. i Holtslag, A.A.M., 2006: Exploring self-correlation in flux-gradient relationships for stably stratified conditions. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 3045-3053.
- Beljaars, A.C.M., Schotanus, P. i Nieuwstadt, F.T.M., 1983: Surface layer similarity under nonuniform fetch conditions. *J. Clim. Appl. Met.*, **22**, 1800-1810.
- Beljaars, A.C.M. i Holtslag, A.A.M., 1991: Flux parameterization over land surfaces for atmospheric models. *J. Appl. Meteor.*, **30**, 327-341.
- Berkowicz, R. i Prahm, L.P., 1982: Evaluation of the profile method for estimation of surface fluxes of momentum and heat. *Atmos. Environ.*, **16**, 2809-2819.
- Britter, R.E. i Hanna, S.R., 2003: Flow and dispersion in urban areas. *Annu. Rev. Fluid Mech.*, **35**, 469-496.
- Brutsaert, W., 1975: Comments on surface roughness parameters at the height of dense vegetation. *J. Met. Soc. Japan*, **53**, 96-97.
- Buckingham, E., 1914: On physically similar systems; illustrations of the use of dimensional equations. *Phys. Rev.*, **4**, 345-376.
- Businger, J.A., Wyngaard, J.C., Izumi, Y. i Bradley, E.F., 1971: Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 181-189.
- Businger, J.A. i Yaglom, A.M., 1971: Introduction to Obukhov's paper "Turbulence in an atmosphere with a non-uniform temperature". *Bound.-Layer Meteorol.*, **2**, 3-6.
- Byun, D.W., 1990: On the analytical solutions of flux-profile relationships for the atmospheric surface layer. *J. Appl. Meteor.*, **29**, 652-657.
- Conder, M.R., 1999: Estimation of roughness lengths through gust factor analysis. Master thesis, Texas Tech University, Texas, SAD, 68 str.
- Cook, N.J., 1985: *The designer's guide to wind loading of building structures (Part 1: Background, damage survey, wind data and structural classification)*, Gaston and

- Butterworths, London, 371 str.
- Costa, F.D., Acevedo, O.C., Mombach, J.C.M. i Degrazia, G.A., 2011: A simplified model for intermittent turbulence in the nocturnal boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, **68**, 1714-1729.
- Coulter, R.L., 1990: A case study of turbulence in the stable nocturnal boundary layer. *Bound.-Layer Meteorol.*, **52**, 75-91.
- Davenport, A.G., 1960: Rationale for determining design wind velocities. *J. Am. Soc. Civ. Eng.*, **86**, 39-68.
- Davenport, A.G., 1965: The relationship of wind structure to wind loading. *Proc. Conf. Wind Effects on Struct.*, Sympos. 16, Vol. 1, HMSO, London, 53-102.
- Deacon, E.L., 1955: Gust variation with height up to 150 meters. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **81**, 562-573.
- De Ridder, K., 2010: Bulk transfer relations for the roughness sublayer. *Bound.-Layer Meteorol.*, **134**, 257-267.
- Dias, N.L., Brutsaert, W. i Wesely, M.L., 1995: Z-less stratification under stable conditions. *Bound.-Layer Meteorol.*, **75**, 175-187.
- Doran, J.C. i Verholek, M.G., 1978: A note on vertical extrapolation formulas for Weibull velocity distribution parameters. *J. Climate Appl. Meteor.*, **17**, 410-412.
- Duynerke, P.G. 1992: The roughness length for heat and other vegetation parameters for a surface of short grass. *J. Appl. Meteorol.*, **31**, 579-586.
- Dyer, A.J., 1974: A review of flux-profile-relationships. *Bound.-Layer Meteorol.*, **7**, 363-372.
- Einaudi, F. i Finnigan, J.J., 1993: Wave-turbulence dynamics in the stably stratified boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 1841-1864.
- Ellison, T.H., 1957: Turbulent transport of heat and momentum from an infinite rough plane. *J. Fluid Mech.*, **2**, 456-466.
- Fernando, H.J.S., Lee, S.M., Anderson, J., Princevac, M, Pardyjak, E. i Grossman-Clarke, S. , 2001: Urban fluid mechanics: air circulation and contaminant dispersion in cities. *Environ. Fluid Mech.*, **1**, 107-164.
- Fernando, H.J.S., 2003: Turbulent patches in a stratified shear flow. *Phys. Fluids.*, **15**, 3164-3169.
- Foken, T., 2008: *Micrometeorology*. Springer-Verlag, Berlin, 306 str.
- Garratt, J.R., 1978: Transfer characteristics for a heterogeneous surface of large aerodynamic roughness. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **104**, 199-211.
- Garratt, J.R., 1994: *Atmospheric boundary layer*. Cambridge University Press Cambridge, London, 316 str.

- Glickman, T.S. (Managing Editor), 2000: Glossary of meteorology. American Meteorological Society, 855 str.
- Grimmond, C.S.B. i Oke, T.R., 1999: Aerodynamic properties of urban areas derived from analysis of surface form. *J. Appl. Meteor.*, **38**, 1262-1292.
- Grisogono, B. i Oerlemans, J., 2001: A theory for estimation of surface fluxes in simple katabatic flows. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **127**, 2725-2739.
- Grisogono, B., 2010: Generalizing "z-less" mixing length for stable boundary layers. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **136**, 213-221.
- Haltiner, G.J. i F.L. Martin, 1957: *Dynamical and physical meteorology*. McGraw-Hill Company, 470 str.
- Hicks, B.B., 1976: Wind profile relationships from Wangara experiment. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **102**, 535-551.
- Hicks, B.B., 1978: Some limitations of dimensional analysis and power laws. *Bound.-Layer Meteor.*, **14**, 567-569.
- Holmes, J.D., 2001: *Wind Loading of Structures*, Spon Press, London, 356 str.
- Holtslag, A.A.M. i Van Ulden, A.P., 1983: A simple scheme for daytime estimates of the surface fluxes from routine weather data. *J. Climate Appl. Meteor.*, **22**, 517-529.
- Holtslag, A.A.M., 1984: Estimates of diabatic wind speed profiles from near-surface weather observations. *Boundary-Layer Meteorol.*, **29**, 225-250.
- Howell, J.F. i Sun, J., 1999: Surface-layer fluxes in stable conditions, *Bound.-Layer Meteorol.*, **90**, 495-520.
- Högström, U., 1988. Non-dimensional wind and temperature profiles in the atmospheric surface layer: A re-evaluation. *Bound.-Layer Meteorol.*, **42**, 55-78.
- Högström, U., Bergström, H., Smedmann, A.S., Halldin, S. i Lindroth, A., 1989: Turbulent exchange above a pine forest, I: fluxes and gradients. *Bound.-Layer Meteorol.*, **49**, 197-217.
- Hsu, S.A., Meindl, E.A. i Gilhousen, D.B., 1994: Determination of power-law wind-profile exponent under near-neutral stability conditions at sea. *J. Appl. Meteor.*, **33**, 757-765.
- Huang, C.H., 1979: A theory of dispersion in turbulent shear flow. *Atmos. Environm.*, **13**, 453-463.
- Hunt, J.C.R., Kaimal, J.C. i Gaynor, J.E., 1985: Some observations of turbulence structure in stable layers. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **111**, 793-815.
- Irvin, J.S., 1978: A theoretical variation of the wind profile power-law exponent as a function

- of surface roughness and stability. *Atmos. Environm.*, **13**, 191-194.
- Izumi, Y., 1971: Kansas 1968 field program data report. *Environ. Res. Pap.*, **379**, Air Force Cambridge Research Laboratories, Bedford, Massachusetts.
- Jacovides, C., Kerkides, P. i Papaioannou, G., 1991: Evapotranspiration and sensible heat flux estimation above grass: Comparison of methods and correlation of several attribute to routinely measured data. *Water Resour. Manage.*, **5**, 305-319.
- Jeričević, A. i Grisogono, B., 2006: The critical bulk Richardson number in urban areas: verification with application in a numerical weather predistion model. *Tellus*, **58A**, 19-27.
- Joffre, S.M., 1984: Power laws and the empirical representation of velocity and directional sheer. *J. Climate Appl. Meteor.*, **23**, 1196-1203.
- Kazansky, A.B. i Monin, A.S., 1956: Turbulence in the inversion layer near the surface. *Izv. Akad. Nauk. SSSR., Ser. Geophys.*, **1**, str. 79-86.
- Kenney, B.C., 1982: Beware of spurious self-correlations! *Water Resour. Res.*, **18**, 1041-1048.
- Kim, J. i Mahrt, L., 1992: Simple formulation of turbulent mixing in the stable free atmosphere and nocturnal boundary layer. *Tellus*, **44A**, 381-394.
- Klipp, C.L. i Mahrt, L., 2004: Flux-gradient relationship, self-correlation and intermittency in the stable boundary layer. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **130**, 2087-2103.
- Kondo, J., Kanechika, O. i Yasuda, N., 1978: Heat and momentum transfer under strong stability in the atmospheric surface layer. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1012-1021.
- Koračin, D. i Mastnak-Car, I., 1983: The estimation of the universal parameters of the atmospheric boundary layer by the iterative method. *Peti znanstveni skup "Proračunavanje i projektiranje pomoću računala"*, Stubičke toplice (Hrvatska), 11.–15. rujna 1983., *Zbornik radova*, 555–559.
- Laikhtman, D.L., 1961: *Physics of the boundary layer of the atmosphere*. Gidrometeorologicheskoe Izdatelstvo, Leningrad, 200 str.
- Lee, H.N., 1997: Improvement of surface flux calculations in the atmospheric surface layer. *J. Appl. Meteor.*, **36**, 1416-1423.
- Lienhard, J.H. i Van Atta, C.W., 1990: The decay of turbulence in thermally stratified flow. *J. Fluid Mech.*, **210**, 57-112.
- Likso, T. 2006: Estimation of air temperature at 5 cm above grassland at the Zagreb-Maksimir Observatory. *Theor. Appl. Climatol.*, **85**, 217-225.
- Lilly, D.K. 1983: Stratified turbulence and the mesoscale variability of the atmosphere.

- J. Atmos. Sci.*, **40**, 749-761.
- Louis, J.F., 1979: A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Bound.-Layer Meteorol.*, **17**, 187-202.
- Lumley, J.L. i Panofsky, H.A., 1964: *The structure of atmospheric turbulence*. Interscience Publishers, New York, 239 str.
- Mahrt, L., Heald, R.C., Lenschow, D.H. i Stankov, B.B., 1979: An observational study of the structure of the nocturnal boundary layer. *Bound.-Layer Meteorol.*, **17**, 247-264.
- Mahrt, L., 1996: The bulk aerodynamic formulation over heterogeneous surfaces. *Bound.-Layer Meteorol.*, **78**, 87-119.
- Mahrt, L., 2011: The near-calm stable boundary layer. *Bound.-Layer Meteorol.*, **140**, 343-360.
- Mauritsen, T., Svensson, G., Zilitinkevich, S.S., Esau, I., Enger, L. i Grisogono, B., 2007: A total turbulent energy closure model for neutrally and stably stratified atmospheric boundary layers. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 4113-4126.
- Martano, P., 2000: Estimation of surface roughness length and displacement height from single-level sonic anemometer data. *J. Appl. Meteor.*, **39**, 708-715.
- Mihailović, D.T., Lalić, B., Rajković, B. i Arsenić, I., 1999: A roughness sublayer wind profile above a non-uniform surface. *Bound.-Layer Meteorol.*, **93**, 425-451.
- Monin, A.S. i Obukhov, A.M., 1954: Basic law of turbulent mixing in the atmosphere near ground. *Trudy geofiz. Ins. AN SSSR*, **30**, 24, 163-187.
- Monin, A.S. i Yaglom, A.M., 1971: *Statistical Fluid Mechanics: Mechanic of Turbulence*. Vol. 1, MIT Press, Cambridge, 769 str.
- Monin, A.S. i Yaglom, A.M., 1975: *Statistical Fluid Mechanics: Mechanic of Turbulence*. Vol. 2, MIT Press, Cambridge, 874 str.
- Mulhearn, P.J. i Finnigan, J.J., 1978: Turbulent flow over a very rough, random surface. *Bound.-Layer Meteorol.*, **15**, 109-132.
- Nappo, C.J., 2002: *An introduction to atmospheric gravity waves*. Academic Press: London, 279 str.
- Obukhov, AM, 1946: Turbulentnost' v temperaturnoj-neodnorodnoj atmosfere (Turbulence in an atmosphere with a non-uniform temperature). *Trudy Inst Geofiz AN SSSR* 1, 95-115.
- Oke, T.R., 1987: *Boundary layer climates*. 2nd ed., Routledge, 435 str.
- Oke, T.R., 1997: Urban environments. In *surface climates of Canada*, Bailey, W.G., Oke, T.R. i Rouse, W.R., eds., McGill-Queen's University Press, Montreal, 303-327.
- Pandžić, K. i Likso, T., 2010: Homogeneity of average annual air temperature time series

- for Croatia. *Int. J. Climatol.*, **30**, 1215-1225.
- Panofsky, H.A., Blackadar, A.K. i McVehil, G.E., 1960: The diabatic wind profile. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **86**, 390-398.
- Panofsky, H.A., 1961: An alternative derivation of the diabatic wind profile. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **87**, 109-110.
- Parratt, L.G., 1961: *Probability and experimental errors in science*, Wiley, New York, 255 str.
- Pasquill, F., 1974: *Atmospheric Diffusion*, 2nd ed. Wiley, 429 str.
- Paulson, C.A., 1970: The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. *J. Appl. Meteor.*, **9**, 857-861.
- Peterson, E.W. i Hennessey, J.P., 1978: On the use of power laws for estimates of wind power potential. *J. Appl. Meteor.*, **17**, 390-394.
- Pielke, R.A., 2002: *Mesoscale meteorological modeling*. 2nd ed., Academic Press, 676 str.
- Prandtl, L. 1925. Bericht über Untersuchungen zur ausgebildeten Turbulenz. *Zeitschr. Angew. Math. Mech.*, **5**, 136-139.
- Priestley, C.H.B., 1954: Convection from a large horizontal surface. *Austr. J. Phys.*, **7**, 176-201.
- Rohr, J.J., Itsweire, E.C., Helland, K.N. i Van Atta, C.W., 1988: Growth and decay of turbulence in a stably stratified shear flow. *J. Fluid. Mech.*, **195**, 77-111.
- Rotach, M.W., 1994: Determination of the zero plane displacement in an urban environment. *Bound.-Layer Meteorol.*, **67**, 187-193.
- Rotach, M.W., 1999: On the influence of the urban roughness sublayer on turbulence and dispersion. *Atmos. Environ.*, **24-25**, 4001-4008.
- Schumann, U. i Gerz, T., 1995: Turbulent mixing in stably stratified shear flows. *J. Appl. Meteor.*, **34**, 33-48.
- Sellers, W.D., 1962: A simplified derivation of the diabatic wind profile. *J. Atmos. Sci.*, **19**, 180-182.
- Simpson, I.J., Thurtell, G.W., Neumann, H.H., Den Hartog, G. i Edwards, G.C., 1998: The validity of similarity theory in the roughness sublayer above forest, *Bound.-Layer Meteorol.*, **87**, 69-99.
- Stanski, H.R., Wilson, L.J. i Burrows, W.R., 1989: *Survey of common verification methods in meteorology*. World Weather Watch Technical Report No. 8, World Meteorological Organization, TD No. 358, 114 str.

- Stillinger, D.C., Helland, K.N. i Van Atta, C.W., 1983: Experiment on the transition of homogeneous turbulence to internal waves in a stratified fluid. *J. Fluid Mech.*, **131**, 91-122.
- Stull, R.B., 2009: *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Springer, 670 str.
- Tennekes, H., 1970: Free convection in the turbulent Ekman layer of the atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **27**, 1027-1034.
- Thom, A.S., 1975: Momentum, mass and heat exchange of plant communities. In Monteith, J.L. (ed.), *Vegetation and the atmosphere*, Vol. **4**, Principles, Academic Press, London, 57-109.
- Verkaik, J.W., 2000: Evaluation of two gustiness models for exposure correction calculations. *J. Appl. Meteorol.*, **39**, 1613-1626.
- Verkaik, J.W. i Holtslag, A.A.M., 2007: Wind profiles, momentum fluxes and roughness lengths at Cabauw revisited. *Bound.-Layer Meteorol.*, **122**, 701-719.
- Vincent, L.A., 1998: A technique for the identification of inhomogeneities in Canadian temperature series, *J. Climate*, **11**, 1094-1104.
- Webb, E.K., 1970: Profile relationships: the log-linear range and extension to strong stability. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.*, **96**, 67-90.
- Weber, A.H. i Kurzeja, R.J., 1991: Nocturnal planetary boundary layer structure and turbulence episodes during the Project STABLE Field Program., *J. Appl. Meteorol.*, **30**, 1117-1133.
- Wieringa, J., 1973: Gust factor over open water and built-up country. *Bound.-Layer Meteorol.*, **3**, 424-441.
- Wieringa, J., 1976: An objective exposure correction method for average wind speeds measured at the sheltered locations. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.*, **102**, 241-253.
- Wieringa, J., 1980: Representativeness of wind observations at airports. *Bull. Amer. Met. Soc.*, **61**, 962-971.
- Wieringa, J., 1986: Roughness-dependent geographical interpolation of surface wind speed average. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.*, **112**, 867-889.
- Wieringa, J., 1989: Shapes of annual frequency distribution of wind speed observed on high meteorological masts. *Bound.-Layer Meteorol.*, **47**, 85-110.
- WMO, 2006: *Guide to meteorological instruments and methods of observation*. WMO-No.8, Geneva, 569 str.
- Wyngaard, J.C., Coté, O.R. i Izumi, Y., 1971: Local free convection, similarity, and the

- budgets of shear stress and heat flux. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 1171-1182.
- Wyngaard, J.C., 2010: *Turbulence in the atmosphere*. Cambridge University Press., 393 str.
- Yamada, T., 1979: PBL similarity profiles determined from a level-2 turbulence-closure model. *Bound.-Layer Meteorol.*, **17**, 333-351.
- Yamamoto, G., 1959: Theory of turbulent transfer in non-neutral conditions. *J. Meteor. Soc.*, Japan, **37**, 60-67.
- Zilitinkevich, S. i Calanca, P., 2000: An extended similarity theory for the stably stratified atmospheric surface layer. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **126**, 1913-1923.
- Zilitinkevich, S., Mammarella, I., Baklanov, A.A. i Joffre, S.M., 2008a: The effect of stratification on the aerodynamic roughness length and displacement height. *Bound.-Layer Meteorol.*, **129**, 179-190.
- Zilitinkevich, S.S., Elperin, T., Kleerorin, N., Rogachevskii, I., Esau, I., Mauritsen, T. i Miles, M.W., 2008b: Turbulence energetics in stably stratified geophysical flows: Strong and weak mixing regimes. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **134**, 793-799.

POPIS SIMBOLA

a	konstanta, albedo Zemljine površine
b	konstanta
c	konstanta
c_p	specifična toplina pri konstantnom tlaku
d	konstanta; visina pomaka aktivne površine
f_b	empirijski koeficijent
g	ubrzanje sile teže
h	konstanta
h_0	visina vegetacije
k	von Karmanova konstanta
n	broj iteracija
p	satna vrijednost tlaka zraka, eksponent u zakonu potencije koji opisuje profil vjetra
q^*	svojstvena mjera specifične vlažnosti
t	vrijeme, period uzorkovanja maksimalnog udara vjetra
u	komponenta brzine vjetra u smjeru osi x
u^*	brzina trenja
u_{*l}	lokalna brzina trenja
u_b	brzina vjetra na visini z_b
u_f	parametar za bezdimenzioniranje u uvjetima slobodne konvekcije
u_m	mjereni vjetar na visini z_m
u_p	brzina potencijalnog vjetra
u_r	brzina vjetra na referentnoj visini ($z=10$ m)
$u(z)$	brzina vjetra na visini z
$\bar{u}$	srednja brzina vjetra
u_x	standardizirana vrijednost brzine vjetra
v	komponenta brzine vjetra u smjeru osi y
x	horizontalna udaljenost prepreke
Δu	razlika brzina vjetra na nivoima z_2 i z_1
z	visina iznad visine pomaka aktivne površine d
z_l	nivo ($z_l = 2$ m)

z_2	nivo ($z_2 = 10$ m)
z_b	visina zaslona strujanja
z_g	gradijentna visina (vrh graničnog sloja)
z_H	visina glavnih elemenata hrapavosti, srednja visina prepreka
$\bar{z}_H$	srednja visina elemenata hrapavosti
z_m	geometrijska srednja visina, visina na kojoj se mjeri vjetar
z_r	referentna visina
z_0	efektivna visina/duljina hrapavosti
z_{0m}	visina/duljina hrapavosti za količinu gibanja ili aerodinamička visina/duljina hrapavosti
z_{0ref}	visina hrapavosti travnatog terena
z_{0T}	visina hrapavosti za toplinu ili termalna duljina hrapavosti
z_{0q}	visina hrapavosti za specifičnu vlažnost
z_{0s}	visina hrapavosti lokacije postaje
D	promjer cijevi
$\bar{D}_x$	srednji razmak između elemenata hrapavosti
F_i	procijenjena vrijednost nekog meteorološkog elementa
G	faktor udara vjetra
$\langle G \rangle$	medijan faktora udara vjetra
H	turbulentni tok osjetilne topline
H_L	turbulentni tok latentne topline
H_G	tok topline u tlu
H_0	površinski turbulentni tok osjetilne topline
K_m	koeficijent turbulentne razmjene količine gibanja
K_{mf}	dio K_m uslijed prisilne konvekcije
K_{mn}	dio K_m uslijed slobodne konvekcije
K_h	koeficijent turbulentne razmjene topline
K_w	koeficijent turbulentne razmjene specifične vlažnosti
L	Monin-Obukhovljeva (M-O) duljina, granična valna duljina
L_n	vrijednost M-O duljine u n-tom koraku iteracije
N	ukupan broj podataka
O_i	opažena (mjerena) vrijednost nekog meteorološkog elementa
Q_i	fizikalna veličina (općenito)

Q_E	turbulentni tok latentne topline
R	plinska konstanta za suhi zrak
R^2	koeficijent determinacije
Re	Reynoldsov broj
Ri	gradijentni Richardsonov broj, bulk Richardsonov broj
Rif	flux Richardsonov broj
Ric	kritična vrijednost Richardsonovog broja
S	faktor korekcije izloženosti
T	period osrednjavanja
T_0	apsolutna temperatura zraka
$\bar{T}$	srednja vrijednost apsolutne temperature sloja zraka
T_*	dinamička temperatura ili skala temperature
Z	visina iznad Zemljine površine
$BIAS$	pristranost
MAE	srednja apsolutna pogreška
$RMSE$	drugi korijen srednje kvadratne pogreške
α	konstanta
α_0	omjer koeficijenta turbulentne razmjene za toplinu i koeficijenta turbulentne razmjene za količinu gibanja
α_{0E}	omjer koeficijenta turbulentne razmjene za vlagu i koeficijenta turbulentne razmjene za količinu gibanja
α_l	konstanta
β	konstanta
β^*	konstanta
γ_1	konstanta
γ_2	konstanta
γ	konstanta
ζ	M-O parametar stabilnosti
θ	potencijalna temperatura
θ_*	turbulentna skala temperature ili svojstvena mjera potencijalne temperature
θ_f	parametar za bezdimenzioniranje u uvjetima slobodne konvekcije
$\bar{\theta}$	srednja vrijednost potencijalne temperature za sloj zraka između nivoa z_1 i z_2

$\Delta\theta$	razlika potencijalne temperature na $z_2=10$ m i $z_1=2$ m
λ	geografska duljina
μ	dinamička viskoznost
ν	kinematička viskoznost
Π	bezdimenzijska grupa
ρ	gustoća zraka, gustoća fluida
σ_u	standardna devijacija brzine vjetra
φ	geografska širina
τ	napetost smicanja
ϕ_m	univerzalna funkcija sličnosti za količinu gibanja
ϕ_h	univerzalna funkcija sličnosti za toplinu
ϕ_q	univerzalna funkcija sličnosti za specifičnu vlažnost
ψ_m	integralni oblik funkcije sličnosti za količinu gibanja
ψ_h	integralni oblik funkcije sličnosti za toplinu
∂	operator za parcijalnu derivaciju
$\langle \rangle$	oznaka za medijan
$\partial\theta/\partial z$	vertikalni temperaturni gradijent potencijalne temperature
$\overline{\partial u}/\partial z$	vertikalni gradijent srednje brzine vjetra
R_L	dugovalno zračenje
$R_{L\downarrow}$	dolazno dugovalno zračenje
$R_{L\uparrow}$	odlazno dugovalno zračenje
R_S	kratkovalno Sunčevo zračenje
$R_{S\downarrow}$	dolazno kratkovalno zračenje
$R_{S\uparrow}$	odlazno kratkovalno zračenje
R_N	neto tok radijacijske energije

PRILOG 1: BUCKINGHAMOV Π -TEOREM

Buckingham (1914) je dao matematički pristup za izvođenje dimenzijske analize. Bezdimenzijske grupe koje su rezultat tog pristupa nazvao je Π -grupama da bi kasnije cijeli pristup dobio naziv Buckinghamov Π -teorem.

Bezdimenzijske grupe ili parametri su od posebne važnosti u dimenzijskoj analizi budući da je njen glavni cilj pronaći funkcionalnu vezu između različitih bezdimenzijskih parametara. Postoji nekoliko razloga zbog kojih se razmatraju bezdimenzijske grupe umjesto dimenzijskih veličina ili varijabli (vidi npr. Arya, 1988):

1° Matematički izrazi fundamentalnih fizikalnih zakona su dimenzijski homogeni (tj. svi članovi u jednadžbi imaju iste dimenzije) i mogu se jednostavno izraziti u bezdimenzijskim oblicima prikladnim izborom skala za normaliziranje.

2° Bezdimenzijske relacije su neovisne o sustavu jedinica i omogućuju lakšu usporedbu rezultata.

3° Bezdimenzioniranje uvijek smanjuje broj parametara koji su uključeni u funkcionalnu vezu. To proizlazi iz Buckinghamovog Π -teorema:

Ako m veličina ($Q_1, Q_2, \dots, Q_m$), uključuje n fundamentalnih dimenzija i formira dimenzijski homogenu jednadžbu tada se ta relacija uvijek može izraziti preko $m-n$ neovisnih bezdimenzijskih grupa ($\Pi_1, \Pi_2, \dots, \Pi_{m-n}$) načinjenih od originalnih m veličina. Prema tome, dimenzijska relacija oblika

$$f(Q_1, Q_2, \dots, Q_m) = 0$$

je ekvivalentna bezdimenzijskoj relaciji

$$f(\Pi_1, \Pi_2, \dots, \Pi_{m-n}) = 0$$

ili

$$\Pi_1 = F_1(\Pi_2, \Pi_3, \dots, \Pi_{m-n})$$

Dakle, m je broj varijabli, a n je rang matrice dimenzija tj. red najveće nenulte determinante koja se može dobiti iz elemenata matrice (u puno slučajeva odgovara broju fundamentalnih dimenzija). Kada je $m - n = 1$, tj. kada se može formirati samo jedna bezdimenzijska grupa, tada ta grupa mora biti konstanta budući da ne može biti funkcija nekog drugog parametra.

A) Na primjeru strujanja fluida kroz cijev bit će detaljno opisan matematički postupak dimenzijske analize kako bi se pokazalo o čemu ovisi napetost smicanja (engl. *shear stress*), τ (Stull, 2009, str. 351-353).

1) Postavljanje hipoteze o tome koje su varijable značajne za tok fluida.

Primjer: smicanje, gustoća, viskoznost, brzina, promjer cijevi, hrapavost cijevi

2) Pronalaženje dimenzija svake od varijabli izraženih preko fundamentalnih dimenzija. Fundamentalne dimenzije su sljedeće:

L = duljina

M = masa

T = vrijeme

K = temperature

A = električna struja

I = intenzitet svjetlosti

Primjer:	<u>varijabla</u>	<u>ime</u>	<u>fundamentalne dimenzije</u>
	ρ	gustoća fluida	ML^{-3}
	μ	dinamička viskoznost	$ML^{-1}T^{-1}$
	u	brzina	LT^{-1}
	τ	napetost smicanja	$ML^{-1}T^{-2}$
	D	promjer cijevi	L
	z_0	visina hrapavosti cijevi	L

U navedenom primjeru prve dvije varijable opisuju karakteristike fluida, druge dvije karakteristike toka dok se zadnje dvije odnose na karakteristike cijevi.

3) Određivanje broja fundamentalnih dimenzija.

Primjer: U promatranom slučaju postoje 3 dimenzije: L, M, T.

4) Određivanje podskupa originalnih varijabli koje će postati ključene varijable, sljedeći određena ograničenja:

- a) Broj ključnih varijabli mora biti jednak broju fundamentalnih dimenzija.
- b) U ključnim varijablama moraju biti sadržane sve fundamentalne dimenzije.
- c) Bilo koja kombinacija ključnih varijabli ne smije imati za posljedicu pojavljivanje bezdimenzijske grupe

Primjer: Odaberemo 3 varijable kao ključne: ρ , D i u . Treba istaknuti da postoje i drugi valjani odabiri ključnih varijabli kao što su: ρ , z_0 , u ili τ , μ , D , i slično.

5) Formiranje bezdimenzijskih jednadžbi od preostalih varijabli korištenjem ključnih varijabli.

Primjer: $\tau = (\rho)^a (D)^b (u)^c$

$$\mu = (\rho)^d (D)^e (u)^f$$

$$z_0 = (\rho)^g (D)^h (u)^i$$

gdje su eksponenti od a do i nepoznati parametri.

6) Riješiti jednadžbe kako bi se odredile vrijednosti eksponenata, odnosno dobile dimenzijski konzistentne jednadžbe.

Primjer: Svaka jednažba rješava se zasebno. Za prvu jednadžbu se dobiva:

$$\tau = (\rho)^a (D)^b (u)^c$$

$$ML^{-1}T^{-2} = (ML^{-3})^a (L)^b (LT^{-1})^c$$

$$ML^{-1}T^{-2} = M^a L^{-3a+b+c} T^{-c}$$

Dimenzije na lijevoj strani jednadžbe moraju biti jednake dimenzijama na desnoj strani.

Slijedi:

$$M: 1 = a$$

$$L: -1 = -3a + b + c$$

$$T: -2 = -c$$

Rješavanjem jednažbi dolazi se do rješenja:

$$a = 1 \quad b = 0 \quad c = 2.$$

Prema tome, dimenzijski konzistentna jednažba je:

$$\tau = (\rho)^1 (D)^0 (u)^2 \quad \text{ili} \quad \tau = \rho u^2.$$

Na sličan način dobiva se: $d = 1$, $e = 1$ i $f = 1$ iz čega proizlazi:

$$\mu = \rho u D.$$

Također se dobiva $g = 0$, $h = 1$ i $i = 0$ dajući $z_0 = D$.

7) Za svaku jednažbu, dijeljenje lijeve i desne strane daje bezdimenzijske Π -grupe. Broj Π -grupa uvijek je jednak broju varijabli minus broj dimenzija.

Primjer:

$$\Pi_1 = \frac{\tau}{\rho u^2} \quad \Pi_2 = \frac{\mu}{\rho u D} \quad \Pi_3 = \frac{z_0}{D}$$

Vrijednost Π_1 je identična napetosti potezanja (engl. *drag coefficient*), dok je Π_2 inverzni Reynoldsov broj, $Re = \rho u D / \mu$, a Π_3 je relativna hrapavost.

B) Mjerenja pokazuju da je profil vjetra u neutralnom Prandtllovom sloju određen veličinama z , u_* i $\bar{du}/dz$. Zadatak je pronaći relaciju koja povezuje ove tri veličine.

Matrica dimenzija je oblika:

	z	u_*	$\bar{du}/dz$
L	1	1	0
T	0	-1	-1

Prema navedenom kriteriju za ključne varijable odabrana je kombinacija u_* , $\frac{d\bar{u}}{dz}$ tako da veličinu z izražavamo preko ključnih varijabli:

$$z = (u_*)^a \left(\frac{d\bar{u}}{dz} \right)^b.$$

Slijedi

$$L = (LT^{-1})^a (T^{-1})^b$$

$$L = L^a T^{-a-b}$$

$$L: 1 = a$$

$$T: 0 = -a-b$$

Iz gornjih jednažbi dobiva se vrijednost koeficijenata: $a = 1$ i $b = -1$.

$$z = u_* \left(\frac{d\bar{u}}{dz} \right)^{-1}$$

Budući da je razlika između broja varijabli i broja fundamentalnih dimenzija jednaka jedan, tj. $m-n = 1$, očekuje se jedna bezdimenzijska Π -grupa. Ako se za univerzalnu Π -grupu uzme vrijednost $1/k$, gdje je k von Karmanova konstanta, rezultat je logaritamski profil vjetra:

$$\Pi = \frac{z}{u_*} \frac{d\bar{u}}{dz} = \frac{1}{k}.$$

C) Za neneutralni Prandtlov sloj potrebna je dodatna varijabla koja uvažava odnos mehaničko-dinamičkog i termičkog faktora generiranja turbulencije, a to je M-O duljina. Matrica dimenzija je oblika:

	z	u_*	$\bar{du}/dz$	L
L	1	1	0	1
T	0	-1	-1	0

U ovom slučaju broj varijabli je $m = 4$, a rang matrice dimenzija $n = 2$ iz čega proizlazi da očekujemo dvije univerzalne Π -grupe.

$$k_1 + k_2 + k_4 = 0$$

$$-k_2 - k_3 = 0$$

Najprije specificiramo (k_1, k_2) kako bismo dobili (k_3, k_4) :

$$k_1 = 1, k_2 = 0 \quad \Rightarrow \quad k_3 = 0, k_4 = -1, \quad \Pi_1 = \frac{z}{L}$$

$$k_1 = 1, k_2 = -1 \quad \Rightarrow \quad k_3 = 1, k_4 = 0, \quad \Pi_2 = \frac{kz}{u_*} \frac{\bar{du}}{dz}$$

D) Razmatra se relacija između gradijenta potencijalne temperature $\partial\theta/\partial z$, visine z iznad površine, površinskog turbulentnog toka osjetilne topline H_0 , uzgonskog parametra g/T_0 , te gustoće zraka ρ i specifične topline pri konstantnom tlaku c_p u sloju blizu površine u slučaju slobodne konvekcije. Relacija između ovih veličina u dimenzijskom obliku je sljedeća:

$$f(\partial\theta/\partial z, H_0, g/T_0, z, \rho, c_p) = 0.$$

Određeno pojednostavljenje se postiže na način da se ρ i c_p kombiniraju s H_0 tako da se dobije kinematički tok osjetilne topline $H_0/\rho c_p$; onda se gornja relacija može izraziti u obliku:

$$F(\partial\theta/\partial z, H_0/\rho c_p, g/T_0, z) = 0.$$

Matrica dimenzija je oblika:

	$\partial\theta/\partial z$	$H_0/\rho c_p$	g/T_0	z
L	-1	1	1	1
T	0	-1	-2	0
K	1	1	-1	0

Budući da je u ovom slučaju broj varijabli $m = 4$, a rang matrice dimenzija $n = 3$ proizlazi da je moguće formirati samo jednu bezdimenzijsku Π -grupu oblika:

$$\Pi_1 = (\partial\theta/\partial z)(H_0/\rho c_p)^{k_1}(g/T_0)^{k_2}z^{k_3}$$

pri čemu je proizvoljno uzeto da je vrijednost eksponenta gradijenta potencijalne temperature $\partial\theta/\partial z$ jednaka jedinici.

Rješavanjem sustava algebarskih jednažbi

$$0 = -1 + k_1 + k_2 + k_3$$

$$0 = -k_1 - 2k_2$$

$$0 = 1 + k_1 - k_2$$

dolazimo do sljedećih vrijednosti $k_1 = -2/3$, $k_2 = 1/3$, $k_3 = 4/3$.

PRILOG 2: KOREKCIJA IZLOŽENOSTI

Korekcija izloženosti (engl. *exposure correction*) može se izvesti kada je poznata lokalna hrapavosti z_{0s} koja zapravo predstavlja efektivnu visinu hrapavosti meteorološke postaje. Mjerena brzina vjetra u_m na visini z_m se ekstrapolira do nivoa z_b koristeći logaritamski zakon. Za brzinu vjetra na visini zaslona strujanja z_b (u_b) se pretpostavlja da je konstantna po horizontali. Brzina vjetra na visini z_b se može procijeniti iz izraza:

$$u_b = u_m \frac{\ln z_b / z_{0s}}{\ln z_m / z_{0s}}$$

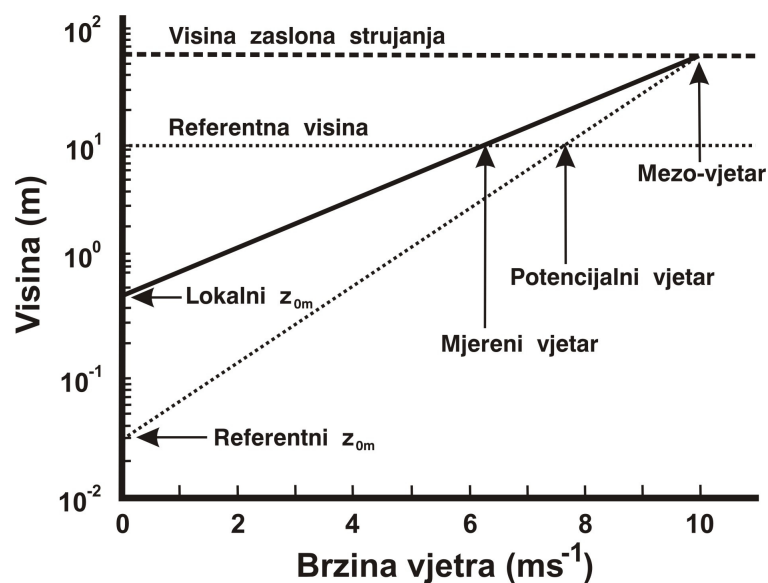
Brzina vjetra u_b može se koristiti da se izračuna brzina potencijalnog vjetra u_p , tj. brzina vjetra na visini $z_{ref} = 10$ m iznad otvorenog, travnatog terena ($z_{0ref} = 0.03$ m):

$$u_p = u_b \frac{\ln z_{ref} / z_{0ref}}{\ln z_b / z_{0ref}}$$

Potencijalna brzina vjetra je referentna brzina vjetra (bez lokalnih utjecaja). Faktor korekcije izloženosti S je definiran omjerom u_p/u_m :

$$S = \frac{\ln z_b / z_{0s}}{\ln z_m / z_{0s}} \cdot \frac{\ln z_{ref} / z_{0ref}}{\ln z_b / z_{0ref}}$$

Dakle, transformacija u_m u u_p se naziva korekcija izloženosti jer se konvertira mjereni vjetar iznad površine odgovarajuće hrapavosti u potencijalni vjetar iznad hipotetički otvorenog terena.



Slika 1. Izvođenje hipotetičke brzine potencijalnog vjetra u_p na referentnoj visini $z_{ref} = 10$ m iznad otvorenog terena (s visinom hrapavosti z_{0ref}) iz brzine vjetra u_m mjerene na visini z_m na postaji efektivne visine hrapavosti z_{0s} . Prikaz se odnosi na slučaj $z_{0s} = 0.5$ m, $z_{0ref} = 0.03$ m (trava) i $z_b = 60$ m (prema Verkaik, 2000, ali modificirano).

PRILOG 3: DETALJNIJI OPIS IZVODA INTEGRALNOG OBLIKA FUNKCIJE SLIČNOSTI ZA KOLIČINU GIBANJA

Ellison (1957), Panofsky i sur. (1960) su pokazali da izraz

$$\phi_m^4 - \gamma' \frac{z}{L'} \phi_m^3 = 1 \quad (1)$$

prilično dobro opisuje profil vjetra u blizini tla u statički neutralnim i nestabilnim uvjetima atmosfere uz vrijednost konstante $\gamma' = 18$ dobivenu na osnovi mjerenja. U (1) je

$$\phi_m = \frac{kz}{u_*} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \text{ i } L' = u_* \bar{\theta} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \left(kg \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \right)^{-1}, \quad (2)$$

dok ostali simboli imaju uobičajeno značenje.

Iako se matematički izvod relacije (1) može naći u znanstvenoj literaturi (npr. Ellison (1957), Yamamoto (1959), Panofsky (1961)), ovdje se izlaže pojednostavljeni pristup (Sellers, 1962). Izvod se zasniva na sljedeće četiri pretpostavke:

- 1) Na danoj visini su prisilna i slobodna konvekcija neovisne, tako da za koeficijent turbulentne razmjene za količinu gibanja vrijedi relacija:

$$K_m^2 = K_{mf}^2 + K_{mn}^2 \quad (3)$$

gdje je K_{mf} dio koeficijenta turbulentne razmjene za količinu gibanja uslijed prisilne konvekcije, dok se K_{mn} odnosi na slobodnu konvekciju.

- 2) Koeficijent K_{mf} je samo funkcija visine z i vertikalnog smicanja vjetra $\partial \bar{u} / \partial z$. Na osnovi dimenzijske analize dolazi se do relacije

$$K_{mf} = k^2 z^2 (\partial \bar{u} / \partial z). \quad (4)$$

Jednadžba (4) u kombinaciji s

$$\tau = \bar{\rho} K_m (\partial \bar{u} / \partial z) \quad (5)$$

gdje je τ napetost smicanja, a $\bar{\rho}$ srednja gustoća zraka, daje poznati logaritamski profil vjetra koji vrijedi u neutralnim uvjetima, tj. kada je $K_{mn} = 0$.

- 3) U slučaju slobodne konvekcije, omjer koeficijenta turbulentne razmjene za toplinu K_{hn} i količinu gibanja K_{mn} je konstantan, tj.

$$K_{hn} = c K_{mn}.$$

4) Koeficijent K_{hn} u slučaju slobodne konvekcije je funkcija visine z , gradijenta potencijalne temperature $\partial\bar{\theta}/\partial z$ i uzgonskog parametra $g\Delta\bar{\theta}/\bar{\theta}$. Ponovno primjena dimenzijske analize i pretpostavke 3) daje

$$K_{hn} = h z^2 (g/\bar{\theta})^{\frac{1}{2}} \left| \frac{\partial\bar{\theta}}{\partial z} \right|^{\frac{1}{2}} = c K_{mn} \quad (6)$$

koji iščezava u odsutnosti temperaturnog gradijenta. Veličina h (~ 0.9) je konstanta proporcionalnosti. Relacija (6) vrijedi samo kada je $\partial\bar{\theta}/\partial z \leq 0$, tj. u statički neutralnim i nestabilnim uvjetima.

Pod navedenim pretpostavkama i korištenjem (3)-(6), relacija (1) se može lako izvesti. Supstitucijom (4) i (6) u (3) daje

$$K_m^2 = (kz)^4 (\partial\bar{u}/\partial z)^2 - \gamma' (kz)^4 (g/\bar{\theta}) (\partial\bar{\theta}/\partial z) \quad (7)$$

gdje $\gamma' = (h/k^2 c)^2$ i $\partial\bar{\theta}/\partial z \leq 0$.

Korištenjem (5) s $u_*^2 = \tau/\bar{\rho}$ i dijeljenjem cijelog izraza s u_*^4 , te uzevši u obzir (7) daje

$$1 = \left(\frac{kz}{u_*} \frac{\partial\bar{u}}{\partial z} \right)^4 - \gamma' \left(\frac{kz}{u_*} \right)^4 (g/\bar{\theta}) \frac{\partial\bar{\theta}}{\partial z} \left(\frac{\partial\bar{u}}{\partial z} \right)^2, \quad (8)$$

koja se svodi na (1) nakon uvođenja relacije (2).

Jednadžba (1) se može koristiti i za određivanje turbulentnog toka osjetilne topline H zamjenjujući γ'/L' s γ/L , gdje

$$\gamma = (K_m/K_h) \gamma' \quad (9)$$

i

$$L = \bar{\rho} c_p u_*^3 \bar{\theta} / kgH. \quad (10)$$

Tada dolazimo do relacije

$$\phi_m^4 - \gamma(z/L) \phi_m^3 = 1 \quad (11)$$

koju je predložio Panofsky i sur. (1960), a koja je polazna osnova za izvođenje integralnog oblika funkcije sličnosti za količinu gibanja ψ_m . Uvrštavanjem $\zeta (= z/L)$ iz (11) u izraz za ψ_m

$$\psi_m = \int_0^{\zeta} \frac{1 - \phi_m(\zeta)}{\zeta} d\zeta, \quad (12)$$

dobivamo

$$\psi_m = \int_{\phi_m(0)}^{\phi_m} \frac{1-\phi_m}{1-\phi_m^4} \left(-4\phi_m^3 - \frac{3(1-\phi_m^4)}{\phi_m} \right) d\phi_m,$$

odnosno

$$\psi_m = \int_{\phi_m(0)}^{\phi_m} \left[\left(\frac{-4\phi_m^3}{(1+\phi_m)(1+\phi_m^2)} + 3 + 1 - 1 \right) - \frac{3}{\phi_m} \right] d\phi_m,$$

ili

$$\psi_m = \int_{\phi_m(0)}^{\phi_m} \left[-1 + \frac{-4\phi_m^3 + 4(1+\phi_m)(1+\phi_m^2)}{(1+\phi_m)(1+\phi_m^2)} - \frac{3}{\phi_m} \right] d\phi_m$$

Nakon sređivanja podintegralna funkcija je dovedena u oblik pogodan za integriranje:

$$\psi_m = \int_{\phi_m(0)}^{\phi_m} \left(-1 + \frac{2}{1+\phi_m} + \frac{2}{1+\phi_m^2} + \frac{2\phi_m}{1+\phi_m^2} - \frac{3}{\phi_m} \right) d\phi_m, \quad (13)$$

a konačni izraz za ψ_m je izveden u potpoglavlju 3.2.3.

ŽIVOTOPIS

Tanja Likso, rođena 25. listopada 1966. u Novoj Gradiški, gdje je završila osnovnu i srednju školu. Po završetku srednje škole (1985. godine) stekla je zvanje suradnika u razrednoj nastavi.

Školske godine 1985/86. upisala se na Prirodoslovno-matematički fakultet Sveučilišta u Zagrebu, Smjer Geofizika s meteorologijom i diplomirala 1995. godine. Diplomski rad pod naslovom "Uloga turbulentnih tokova topline u procesiranju danjeg hoda temperature zraka" izradila pod vodstvom dr. sc. Nadežde Šinik.

Po završetku studija predavala matematiku na Industrijsko-obrtničkoj školi u Novoj Gradiški. Od svibnja 1996. do lipnja 1997. radila kao savjetnik-sinoptičar u Centru aerodromske kontrole leta Zračne luke Dubrovnik. Pored operativnog posla na Državnom hidrometeorološkom zavodu (Služba za motrenje vremena i klime) bavi se i znanstveno-istraživačkim radom.

Od stručnih usavršavanja sudjelovala je na "Second Seminar for Homogenization of Surface Climatological Data" održanom u Budimpešti, Mađarska, 9.-13. studenog 1998., zatim na "Third Seminar for Homogenization of Surface Climatological Data", Budimpešta, 22.-26. rujna 2000., te na "Fourth Seminar for Homogenization and Quality Control in Climatological Databases" održanom također u Budimpešti, 6.-10. listopada 2003. godine. Od 9.-21. kolovoza 2009. sudjelovala na ljetnoj školi o homogenizaciji (Short Term Scientific Mission) u Brnu, Češka Republika.

Magistarski rad pod naslovom "Procjena temperature zraka na 5 cm iznad tla na opservatoriju Zagreb-Maksimir" izradila je pod vodstvom prof. dr. sc. Branka Grisogona i magistrirala 2006. godine.

Od 2009. je voditelj Odsjeka za praćenje klime i klimatske podloge u Službi za motrenje vremena i klime Državnog hidrometeorološkog zavoda.

Od 2004. je suradnica na projektu MZOS "Metode mjerenja i asimilacije meteoroloških podataka", a od 2007. sudjeluje na projektu MZOS "Utjecaj herbicida i gnojiva na kakvoću voda i tla u hidromelioriranim površinama". U razdoblju od 2008. do 2010. bila je suradnica na COST-HOME ES0601 projektu o homogenizaciji, a od 2009. aktivno sudjeluje na DMCSEE (engl. *Drought Management Centre for Southeastern Europe*) projektu za praćenje suše u jugoistočnoj Europi.

POPIS RADOVA

Znanstveni radovi u CC časopisima:

1. Domonkos, P., Kysely, J., Piotrowicz, K., Petrović, P., Likso, T.: 2003 Variability of Extreme Temperature Events in South-Central Europe during the 20th Century and its Relationship with Large-Scale Circulation. *Int. J. Climatol.*, **23**, 987-1010.
2. Pandžić, K., Likso, T.: 2005 Eastern Adriatic typical wind field patterns and large-scale atmospheric conditions. *Int. J. Climatol.*, **25**, 81-98.
3. Pandžić, K., Šimunić, I., Tomić, F., Husnjak, S., Likso, T., Petošić, D.: 2006 Comparison of three mathematical models for estimation of 10-day drain discharge. *Theor. Appl. Climatol.*, **85**, 107-115.
4. Likso, T.: 2006 Estimation of air temperature at 5 cm above grassland at the Zagreb-Maksimir Observatory. *Theor. Appl. Climatol.*, **85**, 217-225.
5. Pandžić, K., Trninić, D., Likso, T., Bošnjak, T.: 2009 Long-term variations in water balance components for Croatia, *Theor. Appl. Climatol.*, **95**, 39-51.
6. Pandžić, K., Likso, T.: 2010 Homogeneity of average annual air temperature time series for Croatia. *Int. J. Climatol.*, **30**, 1215-1225.
7. Šimunić, I., Mesić, M., Sraka, M., Likso, T., Čoga, L.: 2011 Influence of drainage on nitrate leaching and maize yield. *Cereal Research Communications*, **39**, 273-282.
8. Venema V.K.C., Mestre, O., Aguilar, E., Auer, I., Guijarro, J.A., Domonkos, P., Vertacnik, G., Szentimrey, T., Stepanek, P., Zahradnicek, P., Viarre, J., Müller-Westermeier, G., Lakatos, M., Williams, C.N., Menne, M., Lindau, R., Rasol, D., Rustemeier, E., Kolokythas, K., Marinova, T., Andresen, L., Acquafredda, F., Fratianni, S., Cheval, S., Klancar, M., Brunetti, M., Gruber, C., Prohom Duran, M., Likso, T., Esteban, P., Brandsma, T.: 2012 Benchmarking homogenization algorithms for monthly data. *Clim. Past.*, **8**, 89-115.
9. Likso, T., Pandžić, K.: 2012 Determination of surface layer parameters at the edge of a suburban area. *Theor. Appl. Climatol.*, **108**, 373-384.

Znanstveni radovi u časopisima s međunarodnom recenzijom:

1. Likso, T.: 1997 Uloga turbulentnih tokova topline u procesiranju vertikalne promjene temperature prizemnog sloja zraka. *Hrv.meteorol.časopis*, **32**, 1-12.

2. Likso, T.: 2003. Homogeneity testing of temperature time series in Croatia. *Studia Geograficzne*, **75**, 582-592.
3. Likso, T.: 2004 Inhomogeneities in temperature time series in Croatia. *Croat. Meteorol. J.*, **38**, 3-9.
4. Likso, T., Pandžić, K.: 2006 Diurnal variation of air temperature in the atmospheric surface layer. *Agriculturae Conspectus Scientificus*, **71**, 87-93.
5. Pandžić, K., Likso, T.: 2007 Analiza količina oborine na području Like i Gorskoga kotara. *Hrvatske vode*, **15**, 167-178.
6. Šimunić, I., Sraka, M., Likso, T., Filipović, V., Beljan, S.: 2010 Influence of hydroameliorated soil on chlortoluron leaching and yield of winter wheat. *Novenyterm*, **59**, 251-254.
7. Šimunić, I., Orlović-Leko, P., Likso, T., Filipović, V., Minkina, T.: 2011 Water quality in hydroameliorated agricultural areas. *Agriculturae Conspectus Scientificus*, **76**, 49-55.

Ostali radovi u domaćim časopisima:

1. Likso, T.: 1999 Numeričke simulacije hidrostatskih planinskih valova (Dinaridi-Jadran). *Jadranska meteorologija*, **44**, 37-43.
2. Likso, T.: 2000 Utjecaj atmosferske stabilnosti na dnevni hod turbulentne kinetičke energije u obalnom području Jadrana. *Jadranska meteorologija*, **45**, 21-28.
3. Likso, T.: 2001 Homogenost nizova meteoroloških elemenata postaje Ploče. *Jadranska meteorologija*, **46**, 45-50.

Knjige

1. Zaninović, K., Gajić-Čapka, M., Perčec Tadić, M., Vučetić, M., Milković, J., Bajić, A., Cindrić, K., Cvitan, L., Katušin, Z., Kaučić, D., Likso, T., Lončar, E., Lončar, Ž., Mihajlović, D., Pandžić, K., Patarčić, M., Srnec, L. i Vučetić, V., 2008: Klimatski atlas Hrvatske/Climate atlas of Croatia 1961-1990, 1971-2000. Zagreb, Državni hidrometeorološki zavod, (monografija).

Magistarski rad

Likso, T., 2006: Procjena temperature zraka na 5 cm iznad tla na opservatoriju Zagreb-Maksimir, Prirodoslovno-matematički fakultet, Sveučilište u Zagrebu, 67 str.

Diplomski rad

Likso, T., 1995: Uloga turbulentnih tokova topline u procesiranju danjeg hoda temperature zraka, Prirodoslovno-matematički fakultet, Sveučilište u Zagrebu, 51 str.

Znanstveni skupovi:

1. Likso, T., 2002: Homogeneity testing of temperature time series in Croatia. *Man and Climate in the 20th Century*. 13-15 June 2002, Wroclaw, Poland.
2. Likso, T., 2004: Procjena temperature zraka u površinskom sloju atmosfere primjenom teorije sličnosti. *XXXIX. Znanstveni skup hrvatskih agronoma s međunarodnim sudjelovanjem*. 17.-20. veljače 2004, Opatija.
3. Likso, T., 2005: Procjena temperature zraka na 5 cm na opservatoriju Zagreb-Maksimir. *XL. Znanstveni skup hrvatskih agronoma s međunarodnim sudjelovanjem*. 15.-18. veljače 2005, Opatija.
4. Likso, T., Pandžić, K., 2004: Homogeneity test of historical precipitation data in Western Croatia. *5th European Conference on Applied Climatology*. 26-30 September 2004, Niece, France.
5. Pandžić, K., Likso, T., 2004: Optimal interpolation of missing historical data in Western Croatia. *5th European Conference on Applied Climatology*. 26-30 September 2004, Niece, France.
6. Likso, T., 2006: Procjena dnevne promjene temperature zraka na 10 cm iznad tla. *XLI. Znanstveni skup hrvatskih agronoma s međunarodnim sudjelovanjem*, 13.-17. veljače 2006., Opatija.
7. Likso, T., Pandžić, K., 2006: Comparison of observed and estimated wind speed at 2m height above the ground. *General Assembly of European Geosciences Union*, 02-07 April 2006, Vienna, Austria.
8. Likso, T., Pandžić, K., 2007: Estimation of wind speed at 2 m from routine weather data. *General Assembly of European Geosciences Union*, 15-20 April 2007, Vienna, Austria.
9. Šimunić, I., Husnjak, S., Senta, A., Pandžić, K., Likso, T., 2007: Potreba i mogućnost navodnjavanja poljoprivrednih kultura uz područje rijeke Drave. *4. Hrvatska konferencija o vodama s međunarodnim sudjelovanjem*. Hrvatske vode i Europska unija~ izazovi i mogućnosti, 16-19. svibnja 2007, Opatija.

10. Likso, T., Pandžić, K., 2007: Water vapour flux at the Zagreb-Maksimir Observatory. *Second International Conference on Earth System Modelling*, 27-31 August 2007, Hamburg, Germany.
11. Likso, T., Pandžić, K., 2008: Estimation of water vapour flux at the Zagreb-Maksimir Observatory. *General Assembly of European Geosciences Union*, 13.-18. April 2008, Vienna.
12. Rasol, D., Likso, T., Milković, J., 2008: Homogenization of temperature time series in Croatia. *Sixth Seminar for Homogenization and Quality Control in Climatological Databases*, 26-30 May 2008, Budapest, Hungary.
13. Mileta, M., Likso, T., 2009: Ekstremno sušni ljetni mjeseci u 2008. i 2007. na jugu Hrvatske. *44. hrvatski i 4. međunarodni simpozij agronoma*, 15.-20. veljače 2009, Opatija.
14. Mileta, M., Likso, T., 2010: Fog water collection with SFC at the mountain Velebit (Croatia) during the period 2000-2009. *5th International Conference on Fog, Fog Collection and Dew*. 25-30 July 2010, Münster, Germany.
15. Pandžić, K., Likso, T.: Long-term variations of the water balance components for Croatia. *IMA Conference on the Mathematics of the Climate System*. 13-15 September 2011, Reading, UK.