

Analiza vertikalnih strujanja u tropskom konvektivnom graničnom sloju tijekom mjerne kampanje DACCIWA

Golem, Petar

Master's thesis / Diplomski rad

2020

Degree Grantor / Ustanova koja je dodijelila akademski / stručni stupanj: **University of Zagreb, Faculty of Science / Sveučilište u Zagrebu, Prirodoslovno-matematički fakultet**

Permanent link / Trajna poveznica: <https://um.nsk.hr/um:nbn:hr:217:789684>

Rights / Prava: [In copyright](#)/[Zaštićeno autorskim pravom.](#)

Download date / Datum preuzimanja: **2025-01-15**



Repository / Repozitorij:

[Repository of the Faculty of Science - University of Zagreb](#)



Sveučilište u Zagrebu
Prirodoslovno-matematički fakultet
Geofizički odsjek

Petar Golem

**Analiza vertikalnih strujanja u tropskom
konvektivnom graničnom sloju tijekom
mjerne kampanje DACCIWA**

Diplomski rad

Zagreb, 2020.

Sveučilište u Zagrebu
Prirodoslovno-matematički fakultet
Geofizički odsjek

Diplomski sveučilišni studij Fizika – Geofizika
Smjer: Meteorologija i fizička oceanografija

Petar Golem

Diplomski rad

**Analiza vertikalnih strujanja u tropskom
konvektivnom graničnom sloju tijekom
mjerne kampanje DACCIWA**

Voditeljica diplomskog rada: izv. prof. dr. sc. Maja Telišman Prtenjak
Suvoditeljica diplomskog rada: dr. sc. Karmen Babić

Zagreb, 2020.

Sažetak

Doppler lidarska mjerenja vertikalne brzine provedena u okolici *Savè*-a (Benin) u sklopu projekta DACCIWA iz 2016. godine korištena su kako bi se okarakterizirala statistička svojstva konvektivnih vertikalnih strujanja u tropskom konvektivnom graničnom sloju (CBL-u). Metoda uvjetnog uzorkovanja korištena je kako bi se identificirala i odvojila silazna i uzlazna strujanja. Odabrana su dva slučaja rano poslijepodnevnog CBL-a—jedan s formacijom plitkih kumulusa i jedan bez. Vrijednosti statističkih veličina normaliziranih skalama sloja miješanja u oba režima nisu pokazale značajnije razlike. Uzlazna strujanja su zauzimala oko 18–23%, a silazna 50–53% vremenskog zapisa na oba dana. Prosječne širine uzlaznih strujanja iznose oko $0.22\text{--}0.28z_i$, dok su širine silaznih su oko 1.5 puta veće. Prosječne vertikalne brzine unutar strujanja iznose oko $0.51\text{--}0.56w_*$ u oba smjera. Vertikalne brzine unutar strujanja ovise o širini istog. Vertikalne brzine rastu od $0.4w_*$ za strujanja manjih dimenzija (manjih od oko $0.2z_i$) do $0.8w_*$ za strujanja širine graničnog sloja. Brzine u silaznim strujanjima su oko 20% manjih iznosa u slučaju širih strujanja. Krivulje ove ovisnosti skalirane skalama sloja miješanja jednake su u oba odabrana slučaja. Zaključujemo da u odabranom slučaju prisustvo plitkih kumulusa, bar što se tiče statističkih veličina vertikalnih strujanja, nije imalo značajniji utjecaj na razvoj i stanje graničnog sloja.

Ključne riječi: granični sloj, termali, plitki kumulusi, kampanja DACCIWA

Analysis of vertical motions in tropical convective boundary layer during DACCIWA field campaign

Abstract

Doppler lidar measurements of vertical velocity taken outside Savè (Benin) as a part of the DACCIWA program that ran through the June and July of 2016 are utilized to characterize the statistical properties of the convective vertical motions in the tropical CBL. Method of conditional sampling is used to identify and separate updrafts from downdrafts. Two cases of early afternoon CBL are chosen—one with formation of shallow cumulus clouds and one without. Updraft and downdraft statistics, once normalized by mixed layer scales, do not show significant variation between the two regimes. Updrafts take up about 18–23%, and downdrafts 50–53% of the lidar time series. Average updraft widths range from $0.22z_i$ to $0.28z_i$, and downdrafts are about 1.5 times wider. Draft–mean vertical velocity is 0.51 – $0.56w_*$ in both directions. Draft–mean vertical velocities show dependence on the draft’s width. Vertical velocities increase from about $0.4w_*$ for smaller drafts (smaller than about $0.2z_i$) to $0.8w_*$ for drafts with widths equal to BL depth. Downdraft–mean velocities are about 20% weaker for large draft widths. Once normalized by mixed layer scales, curves of this dependence for the two chosen cases collapse onto each other. We conclude that, inasmuch draft statistics are concerned, presence of shallow cumuli did not have a large impact on development and state of the BL.

Keywords: boundary layer, thermals, shallow cumuli, DACCIWA campaign

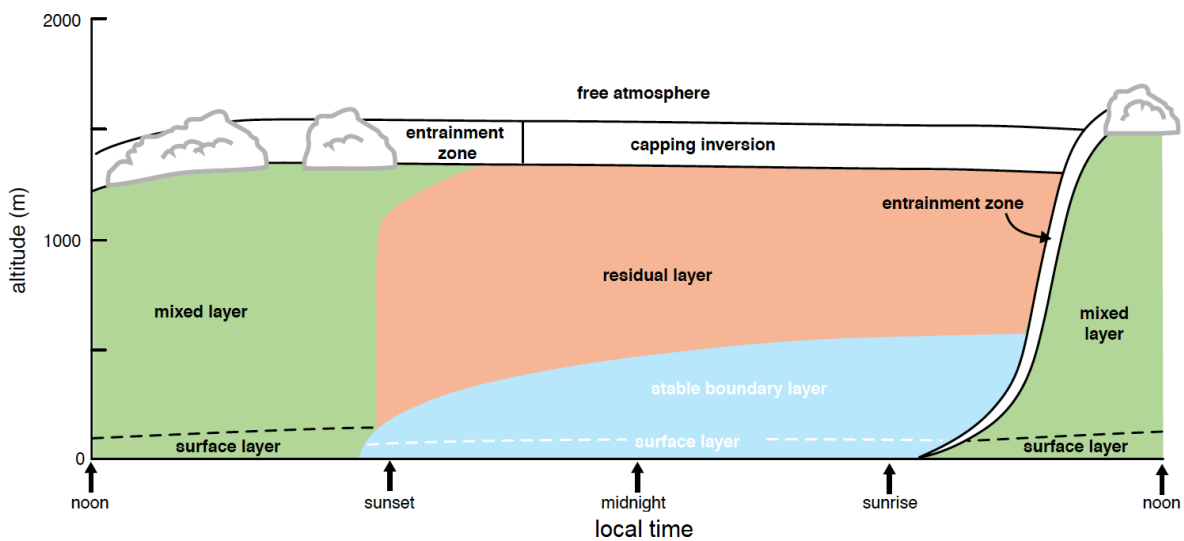
Sadržaj

1. Uvod	1
1.1. Konvektivni granični sloj	1
1.2. Kumulusna naoblaka i granični sloj	3
1.3. Pregled dosadašnjih istraživanja	5
1.4. Motivacija i ciljevi rada	6
2. Podaci i metode analize podataka	8
2.1. Geografsko područje i podaci	8
2.2. Mjerni instrumenti	9
2.2.1. Mjerenje podnice oblaka	9
2.2.2. Lidarsko mjerenje vertikalne brzine vjetra	9
2.2.3. Prizemna mjerenja	10
2.2.4. Profil srednjeg vjetra	11
2.2.5. Mjerenje profila potencijalne temperature	11
2.3. Metode obrade podataka	11
2.3.1. Uvjetno uzorkovanje	11
2.3.2. Statističke mjere vertikalnih strujanja i srednji vjetar u graničnom sloju	12
2.3.3. Računanje profila statističkih veličina	13
3. Rezultati	15
3.1. Lokalno vrijeme i karakteristike graničnog sloja	15
3.2. Profili statističkih veličina na dan s kumulusnom naoblakom i dan bez niske naoblake	19
3.3. Analiza statističkih veličina iz uzlaznih i silaznih strujanja za odabrane dane	20
3.4. Odnos srednje vertikalne brzine u strujanju i širine strujanja	26
4. Zaključak	29
Literatura	31
Dodatak A: Korekcije prilikom proračuna	35
Dodatak B: Podaci o instrumentima i mjerenim veličinama	37

1. Uvod

1.1. Konvektivni granični sloj

Planetarni granični sloj (engl. *planetary boundary layer*, PBL) najniži je sloj atmosfere te je u direktnom kontaktu s površinom Zemlje. Zbog toga su karakteristike PBL-a pod jakim utjecajem izmjene topline i vlage koji se odvijaju na njegovoj donjoj granici, te sloj kao cjelina relativno brzo, na vremenskoj skali unutar jednog sata, reagira na sve promjene Zemljine površine (Stull, 1988). Ove promjene pak, zbog djelovanja Sunca, djeluju na dnevnoj skali pa postoji i dnevni hod visine PBL-a. U regijama sinoptičke subsidencije i iznad kopna granični sloj prolazi kroz noćni stabilni granični sloj (engl. *stable boundary layer*, SBL) i dnevni sloj miješanja (engl. *mixed layer*, ML ili *convective boundary layer*, CBL), da bi navečer sa slabljenjem Sunčeva zračenja prešao u rezidualni sloj (engl. *residual layer*, RL) ispod kojeg se opet formira SBL (Slika 1.1). Glavni razlog brzom odgovoru PBL-a njegov je turbulentan karakter. Turbulentna gibanja pospješuju naglu izmjenu topline, vlage i aerosola s površinom, ali i sa slobodnim troposferskim zrakom (Slika 1.1) iznad PBL-a.



Slika 1.1. Prikaz glavnih dijelova PBL-a navedenih u tekstu: stabilni granični sloj (SBL), rezidualni sloj (RL) i sloj miješanja (ML) te prizemni sloj (engl. *surface layer*, SL). Ako su na vrhu ML prisutni i oblaci onda se može definirati i odvojen oblačni i podoblačni sloj. Slika je preuzeta iz Markowski i Richardson (2010).

U konvektivnom graničnom sloju (CBL) ili sloju miješanja turbulencija je najčešće generirana tokovima latentne i senzibilne topline s tla ili evaporacijskim hlađenjem na podnici oblaka koja se nalazi pri vrhu CBL-a. Jaka vertikalna strujanja unutar velikih vrtloga, čije dimenzije odgovaraju visini PBL-a, prenose između ostalog količinu gibanja, toplinu i vlagu. Rezultat su približno konstantni profili usrednjenih meteoroloških veličina (npr. temperature) s visinom kroz čitav CBL.

Dnevni hod CBL-a započinje jutarnjim zagrijavanjem tla kroz noćni SBL. Prizemni

sloj (engl. *surface layer*, SL) postaje statički nestabilan uslijed uspostavljanja turbulentnih tokova senzibilne i latentne topline uzrokovanih zagrijavanja tla kratkovalnim Sunčevim zračenjem. Jedna od mjera stabilnosti Monin-Obukhovljeva (MO) je duljina L i parametar stabilnosti ζ :

$$\zeta = \frac{z}{L} \qquad L = \frac{-\overline{\theta}_v u_*^3}{kg(\overline{w'\theta'_v})_0}, \quad (1.1.)$$

gdje su k , g , u_* , $\overline{g w' \theta'_v} / \overline{\theta}_v$ i z redom Von Karmanova konstanta, ubrzanje sile teže, brzina trenja, mjera uzgona i visina iznad površine tla. MO duljina predstavlja visinu ispod koje se turbulencija stvara smicanjem vjetra zbog hrapavosti površine, a iznad koje se turbulencija primarno generira uzgonom (Stull, 1988). U uvjetima nestabilnog površinskog sloja, L te time i ζ poprimaju negativne vrijednosti. Raspadanjem noćnog SBL-a, CBL raste brzo miješajući i uvlačeći u sebe zrak kroz zonu uvlačenja (engl. *entrainment zone*) koja se nalazi na njegovom vrhu. Često se uzima da je gornja granica visine CBL-a, z_i , negdje unutar zone uvlačenja koja se prostire u rasponu od $0.8z_i$ do $1.2z_i$. Relevantne skale duljine i brzine su visina inverzije z_i i konvektivna skala brzine w_* (1.2.),

$$w_* = \left(\frac{g}{\overline{\theta}_v} \overline{w' \theta'_v} z_i \right)^{1/3}. \quad (1.2.)$$

Dominantne strukture u CBL-u su jaka vertikalna strujanja koja se dijele na toplija uzlazna strujanja i hladnija silazna strujanja. Jedna od najvažnijih mjera kojom se može opisati energija ovih strujanja je turbulentna kinetička energija, e (TKE)

$$e = \frac{1}{2} (\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2}). \quad (1.3.)$$

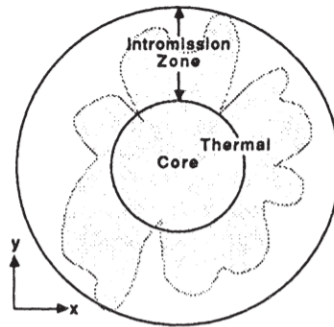
U uvjetima dominacije prizemnih turbulentnih tokova kao mehanizma generiranja TKE vrijedi $e \approx \overline{w'^2}$, tj. TKE je većinom sadržana u vertikalnim turbulentnim gibanjima (od sada $\overline{w'^2}$ se zove i VTKE, vertikalna TKE), te profil VTKE ima maksimum u donjoj trećini PBL-a (Stull, 1988). Topla uzlazna strujanja (termali) manjih su dimenzija od hladnijih, širih silaznih strujanja koja ih okružuju, tj. u prosjeku uzlazna strujanja zauzimaju manji udio površine od silaznih. Pod površinom koju termal ili silazno strujanje zauzima poradzumijeva se površina koju zauzimaju na određenom horizontalnom presjeku unutar sloja miješanja. Prosječne vrijednosti prostornog udjela (npr. Stull (1988) ili Ansmann *et al.* (2010), od sada pa nadalje ANS10) iznose oko 15–40% za uzlazna i 20–55% za silazna strujanja. U pravilu silazna gibanja pokrivaju oko 20–30% više površine od uzlaznih. Ova nejednakost u širinama i iznosima vertikalne brzine može se opisati trećim momentom vertikalne brzine $\overline{w'^3}$ ili nagnutošću (engl.

skewness) S_w

$$S_w = \frac{\overline{w^3}}{(\overline{w^2})^{3/2}}. \quad (1.4.)$$

Naime, pozitivna nagnutost označava veću frekvenciju slabijih silaznih gibanja i manju frekvenciju snažnijih uzlaznih gibanja. Većina prijašnjih istraživanja pronašla su pozitivnu nagnutost u CBL-u (npr., Hogan *et al.*, 2009; ANS10; Laureau *et al.*, 2018).

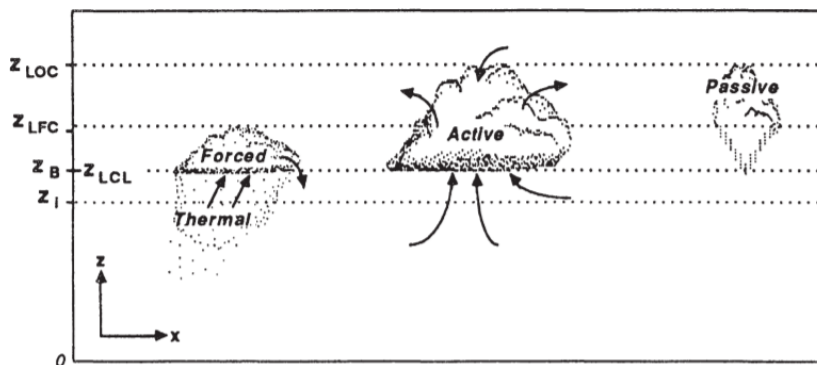
Oblik termala (tj. uzlaznih strujanja) može se usporediti sa stupovima čija deformacija ovisi o srednjem vjetru unutar graničnog sloja (Garratt, 1994). Kako se termali dižu, u njih sa strane ulazi okolni zrak i miješa se s postojećim zrakom unutar termala. Stoga termali u pravilu nemaju oštro određenu vanjsku granicu (Slika 1.2). Granice širih silaznih strujanja zbog manjih brzina još su slabije definirane. Ovo znači da će svaka procijenjena veličina poput širine, prosječne brzine unutar strujanja itd. znatno ovisiti o tipu uvjetnog uzorkovanja (engl. *conditional sampling*) koje se koristi, tj. o uvjetima klasifikacije vertikalnih strujanja kao uzlaznih ili silaznih. Ono može biti temeljeno na vertikalnoj brzini (Greenhut i Khalsa, 1982; Young, 1988) ili relativnoj vlažnosti (Lenschow *et al.*, 1980) itd. Termali imaju dimenzije (širine) od nekoliko desetaka pa do nekoliko stotina metara. Spuštajuća silazna strujanja stvaraju se u prostoru koji je koji je 30–50% širi od termala.



Slika 1.2. Skica horizontalnog presjeka kroz termal. Oko jezgre nalazi se područje bočnog uvlačenja (engl. *intromission zone*) gdje se zrak iz jezgre i okoline miješaju. Slika je preuzeta iz Stull (1988).

1.2. Kumulusna naoblaka i granični sloj

Oblaci pri vrhu graničnog sloja su oblaci čiji je vertikalni rast ograničen prisustvom temperaturne inverzije na vrhu PBL-a. Uglavnom su jedan od triju tipova: plitki kumulusi (Cu, engl. *fair-weather cumuli*), stratokumulus (Sc) ili stratus (St). Također, postoji nekoliko načina na koji oblačni sloj (engl. *cloud-topped boundary layer*, CTBL) može biti povezan s površinom. Oblačni sloj može biti potpuno povezan turbulentnim miješanjem koje je neprekinuto od površine do podnice oblaka, ili ispod njega može postojati sloj zraka u kojem je turbulencija vrlo slaba, tako da komunikacija turbu-



Slika 1.3. Tipovi kumulusa lijepog vremena. Preuzeto iz Stull (1988). z_{LOC} (engl. *limit of convection*) označava nivo na kojem uzgon česti unutar oblaka postaje neutralan. Strelice označavaju razmjenu (ili nedostatak iste) kroz oblak.

lentnim vrtlozima između njega i tla iščezava (Garratt, 1994). Mi ćemo se fokusirati na plitke kumuluse pri vrhu CBL-a u kojem je turbulencija kontinuirana kroz čitavu visinu PBL-a.

Uloga konvektivnih vrtloženja u CBL-u miješanje je i prijenos svojstava zraka poput količine gibanja, topline, vlage, aerosola itd. Ako se uzdižući termal izdigne iznad visine na kojoj se vlaga u njemu počinje kondenzirati, onda se u vrhu termala formira kumuliformni oblak. Visina na kojoj relativna vlažnost adijabatički dižuće česti zraka dostiže 100% te započinje kondenzacija naziva se nivo kondenzacije (engl. *lifted condensation level*, LCL). Ovdje je prikazana Espyevom aproksimacijom (Daidzic, 2019):

$$h_{LCL} = 125 \left[\frac{\text{K}}{\text{m}} \right] (T_0 - T_{d0}), \quad (1.5.)$$

gdje su T_0 i T_{d0} temperatura i temperatura rosišta pri tlu:

$$T_{d0} = \frac{243.5 \ln(e/6.112)}{17.67 - \ln(e/6.112)}, \quad (1.6.)$$

(NOAA, 2015), a e tlak vodene pare. Ako se uzdižuća čest ne miješa s okolnim zrakom, onda će ova visina također biti jednaka visini podnice oblaka (CBH).

Ovakvi kumuliformni oblaci razvijaju se u dijelu termala koji se probijaju kroz inverziju, te će njihova vertikalna visina ovisiti o odnosu visina LCL-a i inverzije, kao i količini vlage koju termali nose. Postoje tri tipa ovakvih oblaka. (i) U slučaju 'forsiranih' oblaka, iako kondenzacija započinje pri prijelazu visine LCL-a, oslobađanje latentne topline nije dovoljno da podigne oblak iznad nivoa slobodne konvekcije (engl. *level of free convection*, LFC). Termal tada ponire nazad u PBL. Ovakav oblak može poslužiti kao indikator pozicije termala te je prisutan dok god se termal iz kojeg je nastao ne spusti ponovno unutar PBL-a. 'Forsirani' oblaci su generalno tipa *humilis*. (ii) 'Aktivni' oblaci dosežu LFC te se nastavljaju dizati sve do nivoa neutralnog uzgona (engl. *level of neutral buoyancy*, LNB). Za razliku od 'forsiranih' oblaka gdje

je transport PBL zraka u slobodnu atmosferu malen ili ga nema, 'aktivni' oblaci su posrednici u izmjeni zraka između ova dva područja (Slika 1.3). 'Aktivni' oblaci mogu trajati dulje od termala iz kojih su nastali zbog uzgona generiranog otpuštanjem latentne topline. Morfološki oni odgovaraju tipu *mediocris*. (iii) 'Pasivni' oblaci ostaci su 'aktivnih' oblaka koji su prestali uvlačiti zrak graničnog sloja kroz svoju bazu te su fizički odvojeni od PBL-a.

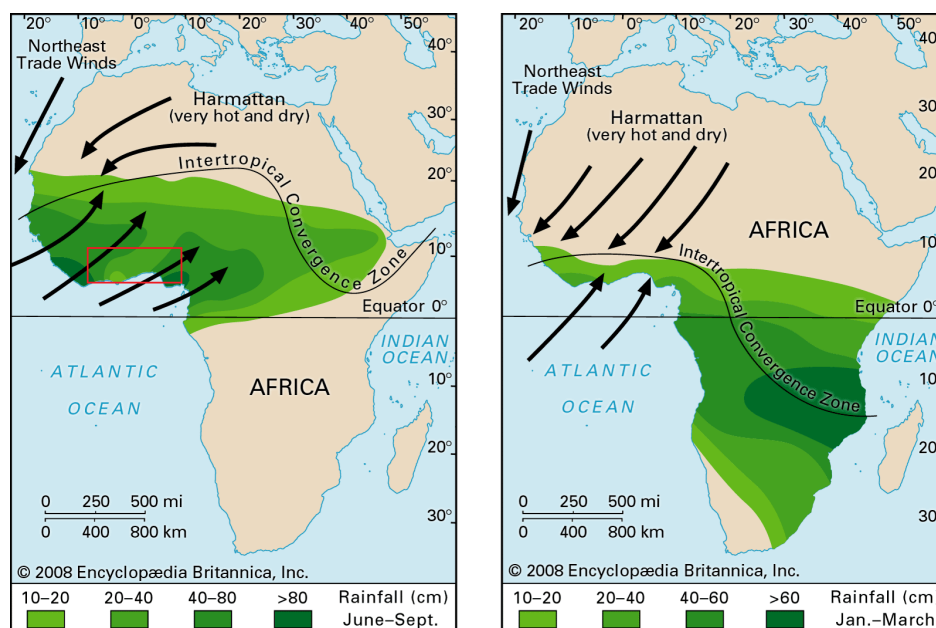
Kumulusi utječu na energetska bilancu zračenja graničnog sloja. Samim svojim prisustvom zasjenjuju površinu, što može dovesti do smanjenog zagrijavanja tla (nego inače) i smanjivanja broja termala, ograničavajući broj novih kumulusa (Stull, 1988). Svojstva termala iz kojih kumulusi nastaju također mogu biti modificirana, posebice u slučaju 'aktivnih' oblaka koji potpomažu termale stvaranjem uzgona uslijed otpuštanja latentne topline. Hlađenje podoblačnog sloja evaporacijom može generirati silazna strujanja. Utjecaj plitkih kumulusa na statistička svojstva PBL-a (varijance, tokove topline itd.) nije velik. Tako Hogan *et al.* (2009) ne nalaze značajnije razlike u VTKE i nagnutosti između PBL-a u vedrim uvjetima i PBL-a pokrivenog plitkim kumulusima. Slično, Nicholls i Lemone (1980) zaključuju da prisustvo plitkih kumulusa nema velikog utjecaja na profile toka uzgona.

1.3. Pregled dosadašnjih istraživanja

Mnogi modeli opće cirkulacije atmosfere (engl. *general circulation model*, GCM) koriste parametrizacije bazirane na statističkim veličinama vertikalnih strujanja u simulaciji konvektivne naoblake (Jakob i Siebesma, 2003), pa je korisno znati utjecaje koje kumulusi oblaci imaju na vertikalne brzine. ANS10 su analizirali obilježja uzlaznih i silaznih strujanja koristeći lidarske podatke, obuhvaćajući pritom razdoblje od tri dana (dva dana tijekom vedrog neba te jedan s plitkim kumulusima). Statističke mjere učestalosti pojave, srednjih dimenzija vertikalnih strujanja (normaliziranih visinom PBL-a, z_i) i srednje brzine unutar strujanja (normalizirane konvektivnom skalom brzine, w_*) u uvjetima vedrog neba i s plitkim kumulusima nisu se značajno razlikovale, no primijetili su da je na dan s plitkim kumulusima učestalost pojave vertikalnih strujanja povećana otprilike 1.5 puta više na visini odmah ispod baze oblaka. Laureau *et al.* (2018) analizirali su 138 dana s plitkom kumulusnom naoblakom i našli rastuću funkcionalnu ovisnost između širine vertikalnog strujanja normalizirane visinom graničnog sloja i srednje vertikalne brzine unutar strujanja normalizirane konvektivnom skalom brzine. ANS10 su došli do sličnih zaključaka s dodatkom da za vremenske periode s pretežno plitkom kumulusnom naoblakom veći termali imaju u prosjeku veće prosječne vertikalne brzine od vremenskih perioda s pretežno vedrim nebom. U oba članka nađene su veće vrijednosti nagnutosti u graničnome sloju za vremenske periode s pretežno plitkom kumulusnom naoblakom.

1.4. Motivacija i ciljevi rada

U Zapadnoj Africi borealno ljeto definirano je monsunom (engl. *West African monsoon*, od sada WAM; Slika 1.4). Monsunsko strujanje uzrokuje razlika u tlaku koja nastaje zbog polja povišenog tlaka zraka te relativno hladnog zraka iznad morske površine Gvinejskog zaljeva i polja niskog tlaka iznad Sahare, uzrokovanog jakim površinskim grijanjem (npr. Knippertz *et al.*, 2017). Monsunsko strujanje u većini slučajeva prati formiranje niskih stratiformnih oblaka (engl. *low level stratiform clouds*, LLSC) koji se mogu protezati od obale Gvinejskog zaljeva do nekoliko stotina kilometara unutar obale (Schrage *et al.*, 2007; Schrage i Fink, 2012; Schuster *et al.*, 2013; van der Linden *et al.*, 2015; Adler *et al.*, 2017). Ovi oblaci mogu pokrivati znatnu površinu, do oko 800 000 km² (van der Linden *et al.*, 2015) i samim time znatno utječu na klimu u Zapadnoj Africi. Nažalost, Zapadna Afrika je regija s relativno lošom meteorološkom infrastrukturom, što utječe na kvalitetu i količinu mjerenja i posljedično na kvalitetu meteoroloških i klimatoloških simulacija u regiji. Na primjer Flamant *et al.* (2018) ističe kako se u razdoblju 2007–2015 između dvaju IPCC-ovih (engl. *Intergovernmental Panel on Climate Change*) izvješća, klimatske projekcije i točnost simuliranja količine oborine nisu poboljšale. Odgovor na ovu situaciju stigao je u obliku projekta DACCIWA (engl. *Dynamics–Aerosol–Chemistry–Cloud Interactions in West Africa*) u sklopu kojeg je u ljetu 2016. godine organizirana intenzivna mjerna kampanja. Više od 200 istraživača iz europskih i afričkih institucija je sudjelovalo u kampanji, a rezultirala je detaljnim skupom mjerenja, između ostalog radiosondažama, avionskim i prizemnim mjerenjima.



Slika 1.4. Raspodjele vjetra i oborina tokom ljetnog (lijevo) i zimskog (desno) zapadnoafričkog monsunu. Preuzeto iz *Encyclopædia Britannica* (2008). Crveni pravokutnik označava područje istraživanja unutar projekta DACCIWA.

Rezultati ovih istraživanja, kao i rezultati prethodne AMMA (engl. *African Monsoon Multidisciplinary Analysis*) kampanje (Redelsperger *et al.*, 2006) pomogli su u dobivanju novih spoznaja o graničnom sloju u ovoj regiji za vrijeme monsunske sezone. Čitav granični sloj nalazi se unutar monsunskog strujanja prosječne visine od oko 1.9 km, prosječne brzine oko $6\text{--}7\text{ ms}^{-1}$ te pretežito jugozapadnog smjera (Kalthoff *et al.*, 2018). Kao što se i očekuje u tropskim predjelima, prizemna temperatura je visoka (oko 30°C) s niskom varijabilnošću (medijan dnevne varijabilnosti oko 6°C) što je praćeno visokom relativnom vlažnošću od oko 80–95% unutar monsunskog sloja. Prije spomenuti LLSC-i su gotovo svakodnevna pojava unutar PBL-a. Dione *et al.* (2019) su analizirali dnevni hod LLSC-a i pronašli da im je vrijeme formacije od 21–03 UTC, podnica na oko 300 m iznad tla, a debljina također oko 300 m. U većini slučajeva (oko 2/3) ovaj sloj oblaka javlja se u uvjetima kada tijekom noći postoji niska noćna mlazna struja. Ona prethodi formaciji LLSC-a, otprilike tri sata ranije i potpomaže njihov nastanak tako što advektira hladniji zrak Gvinejskog zaljeva čime povećava relativnu vlažnost u PBL-u. Zouzoua *et al.* (2020) su našli da je u većini slučajeva u trenutku nastanka, LLSC sloj odvojen od površine tla. Oko 07–08 UTC, LLSC sloj se počinje dizati zbog grijanja površine tla, te se razbija oko 12 UTC. Način razbijanja ovisi o povezanosti sa PBL-om. Ako je sloj povezan dok se diže, izravno prelazi u kumulusnu ili razbijenu stratokumulusnu naoblaku, a ako je odvojen onda se ispod rastućeg stratiformnog sloja pojavljuju kumulusni oblaci s bazama na LCL-u.

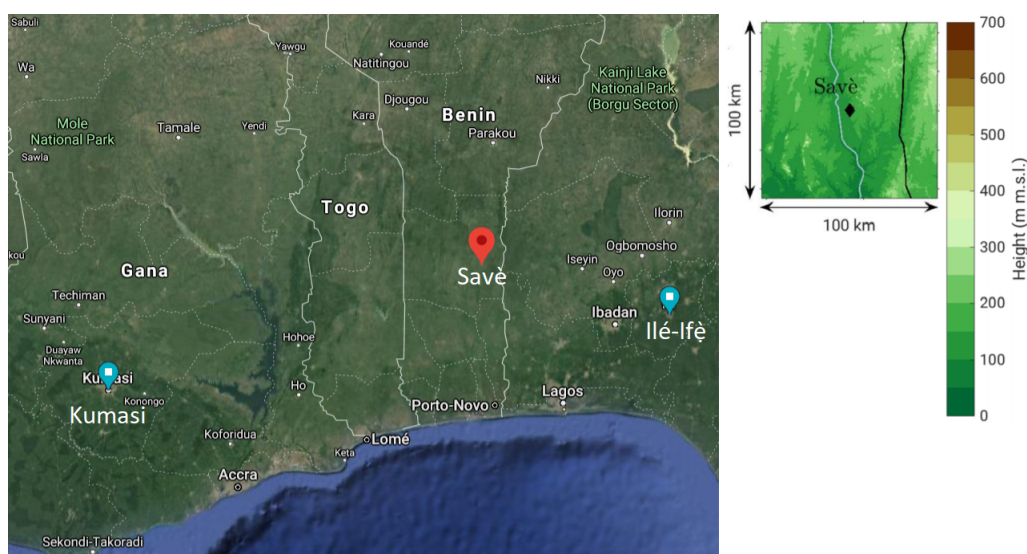
Većina ovih radova fokus je imala na životnom ciklusu LLSC-ova, poboljšavanju njihove reprezentaciju u lokalnim i globalnim klimatskim modelima i interakciji s aerosolima. Zbog ovoga fokus je bio na noćnim, jutarnjim i kasnovečernjim satima. U ovome radu fokusirati ćemo se na stanje PBL-a nakon razbijanja jutarnje stratiformne naoblake. Cilj je analizirati obilježja konvektivnih vertikalnih strujanja u CBL-u u dva režima: u dnevnom CBL-u koji je prekriven plitkim kumulusima i u CBL-u bez oblaka. Statističke mjere poput učestalosti, prosječne širine termala i prosječnih vertikalnih brzina unutar istih u oba režima bit će uspoređene međusobno, ali i s rezultatima prijašnjih istraživanja spomenutim u potpoglavlju 1.3.

2. Podaci i metode analize podataka

2.1. Geografsko područje i podaci

DACCIWA je međunarodni projekt u kojem je sudjelovalo šest zemalja (Njemačka, Francuska, Velika Britanija, Švicarska, Gana i Nigerija), a koji se održavao od kraja 2013. godine do kraja 2018. godine. Cilj projekta DACCIWA bio je identificirati i analizirati utjecaje antropogenih i prirodnih emisija na klimu i vrijeme regije (Zapadne Afrike) s naglaskom na energetske bilancu zračenja i formaciju noćnih stratiformnih oblaka.

U sklopu projekta, u ljetu 2016. godine (od 14. lipnja do 30. srpnja) održana su intenzivna mjerenja na trima lokacijama: *Savè* (Benin), *Kumasi* (Gana) i *Ilé-Ifè* (Nigerija). Između ostaloga mjerene su komponente energetske bilance zračenja, vertikalna brzina vjetra i visina baze oblaka. Detaljna lista svih direktno mjerenih i izvedenih veličina može se naći u Flamant *et al.* (2018). U ovom diplomskom radu su korišteni podaci samo s postaje u *Savè*-u, budući da je to mjesto bilo najbolje opremljeno mjernim instrumentima te je mjereno velik broj atmosferskih parametara i veličina.



Slika 2.1. **Lijevo:** Geografska lokacija mjerne postaje *Savè*, Benin (crvena oznaka). Koordinate mjerne lokacije su (N 8°00'03.6", E 2°25'41.1"), na 161 metara nadmorske visine. Plavim oznakama označena su druge dvije mjerne postaje, *Kumasi* (Gana) i *Ilé-Ifè* (Nigerija). *Savè* se nalazi u UTC+1 vremenskoj zoni. **Desno:** Orografija u neposrednoj okolici mjerne lokacije. Crna linija označuje granicu.

Savè se nalazi oko 180 kilometara od obale Gvinejskog zaljeva, na visini oko 150 m iznad srednje razine mora. Okolni teren je relativno ravan, najviša brda visine 300 m iznad razine mora. Tijekom ljetne monsunske sezone između Gvinejskog zaljeva i *Savè*-a u smjeru prevladavajućeg monsuskog jugozapadnog strujanja nema viših geografskih prepreka koje bi mogle blokirati ili znatno promijeniti monsunsko strujanje. Teren u

okolici same postaje i instrumenata je ravan, pokriven uglavnom kratkom travom i grmljem visine oko 1 metar. Instrumenti su postavljeni tako da barem oko 100 metara u smjeru prevladavajućeg monsunskog strujanja nema utjecaja terena na mjerenja.

2.2. Mjerni instrumenti

Detaljan opis svih mjernih instrumenata korištenih tijekom čitave DACCIWA kampa-
nje može se naći na web-stranicama Instituta za Tehnologiju, Karlsruhe (Karlsruher
Institut für Technologie, 2016). Ovdje su ukratko opisani samo instrumenti čiji su
podaci korišteni u radu. Model i proizvođač mogu se naći u dodatku B.

2.2.1. Mjerenje podnice oblaka

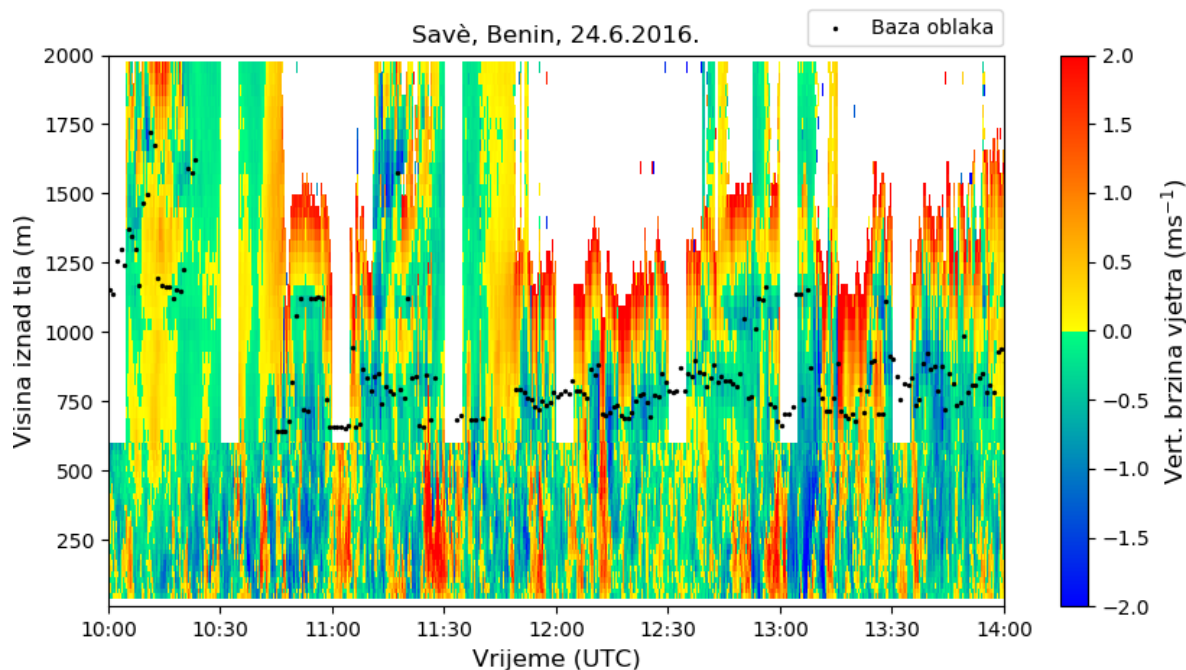
Za potrebe mjerenje podnice oblaka i izvedenih veličina poput učestalosti detektiranih
podnica oblaka (engl. *cloud fraction*) korišten je CHM15k podnicomjer. Instrument je
lidarskog tipa valne duljine 1064 nm (u infracrvenom dijelu spektra) s pulsnom frek-
vencijom od 5-7 kHz. Instrument izravno mjeri povratno raspršenje (engl. *backscatter*)
pulsnog signala vremenskom rezolucijom od 1 minute u pojasu visina od 15 do 15 000
metara iznad tla, a službeni proizvođačev softver koristi se za računanje izvedenih va-
rijabli, između ostalog do tri visine detektirane podnice oblaka. Podnicomjer je radio
od 3. lipnja do 30. srpnja 2016. godine.

U ovome radu specifično zanimali su nas niski oblaci, definirani kao svi oblaci ispod
2000 m iznad tla. Pri računanju prosječne podnice kumulusnih oblaka korištena je
samo najniža detektirana podnica.

2.2.2. Lidarsko mjerenje vertikalne brzine vjetra

Za potrebe mjerenja vertikalne brzine vjetra korištena su dva lidara, *WindCube* i *Win-
dTracer*. *WindCube* lidar je Dopplerovog tipa valne duljine od 1.54 μm koji mjeri
brzinu duž radijalne zrake (Dopplerovu brzinu). Instrument je mjerio čitavo vrijeme
(21. lipnja–30. srpnja) vertikalnu brzinu vjetra, tj. zraka mu je bila uperena u vertikal-
nom smjeru. Instrument ima vremensku rezoluciju od 6 sekundi i vertikalnu rezoluciju
od 20 metara, a mjerio je u pojasu od 40 do 600 metara iznad tla.

Veće visine pokrивane su *WindTracer* lidarom, također Dopplerovog tipa, valne
duljine od 1.6 μm s dvije nezavisne zrake duž koje se mjeri Dopplerova brzina. Vre-
menske rezolucije od 1 sekunde i vertikalne rezolucije od 40 metara, instrument pokriva
visine od 370 do oko 5100 metara iznad tla. Za razliku od *WindCube* lidara koji je
neprekidno usmjeren vertikalno, *WindTracer* u svakom 30-minutnom intervalu prvih
5 minuta provodi RHI (engl. *range–height indicator*) i PPI (engl. *plan–position indi-
cator*) skeniranje. Ostalih 25 minuta usmjeren je vertikalno (Slika 2.2). Instrument je
kontinuirano mjerio u periodu od 21. lipnja do 30. srpnja 2016. godine.



Slika 2.2. Primjer vertikalnih brzina izmjerenih *WindCube* i *WindTracer* lidarima. Crne točke označavaju prvu podnicu oblaka detektirane podicomjerom.

Treba napomenuti da se u periodima s prisutnim oblacima nisu uzimali podaci iznad baze oblaka. Tip ovdje korištenih lidara zbog jake atenuacije signala u vodenim kapljicama daje pogrešna očitavanja vertikalne brzine odmah iznad baze oblaka (Laureau *et al.*, 2018). Ova područja mogu se prepoznati po niskim vrijednostima omjera signala i šuma kojeg su oba instrumenta također mjerila.

Lidarski podaci korišteni su za računanje profila varijance i nagnutosti, vertikalne brzine vjetra i za računanje statističkih svojstava vertikalnih strujanja.

2.2.3. Prizemna mjerenja

Toranj s instrumentacijom namijenjenom mjerenju komponenata prizemne energetske bilance instaliran je na terenu pokrivenom mješavinom trave i niskog grmlja. Prizemni tokovi senzibilne i latentne topline mjereni su koristeći podatke ultrasoničnog anemometra i infracrvenog higrometra. Ultrasonični anemometar mjeri, između ostalog, tri komponente brzine vjetra i temperaturu (izvedenu iz sonične temperature) frekvencijom od 20 Hz. Infracrveni higrometar mjeri vlažnost istom frekvencijom. Koristeći podatke ova dva instrumenta računaju se 30-minutni prizemni tokovi senzibilne i latentne topline metodom kovarijance turbulentnih vrtloga (engl. *eddy correlation*), za što je korišten TK3.1 softver (Mauder *et al.*, 2013). Oba instrumenta bila su postavljena na 4 m iznad tla.

Senzori temperature i vlažnosti postavljeni na 3 m visine korišteni su za mjerenje 10-minutnih vrijednosti relativne vlažnosti i temperature zraka. Podaci o prizemnoj

temperaturi i vlažnosti korišteni su za računanje LCL-a. Svi gore navedeni instrumenti kontinuirano su mjerili od 13. lipnja do 30. srpnja 2016. godine.

2.2.4. Profil srednjeg vjetra

Vertikalna promjena srednjeg horizontalnog vjetra mjerena je dvama instrumentima. Prvi je radar (engl. *ultra-high frequency (UHF) wind profiler*) Dopplerovog tipa valne duljine 1274 MHz. Instrument izravno mjeri Dopplerovu brzinu duž pet različito orijentiranih zraka, iz čega su izvedene tri komponente brzine vjetra. Instrument ima vremensku rezoluciju od 2 minute, a vertikalnu rezoluciju od 75 metara u pojasu od 200 do oko 4000 metara. Koristio se od 19. lipnja do 30. srpnja 2016. godine.

Zbog vrlo čestih niskih noćnih oblaka bila su potrebna i mjerenja brzine vjetra ispod 200 metara, gdje UHF radar nije davao pouzdane rezultate. Zbog toga je donjih 600 metara atmosfere mjereno sodarom. Sodar radi na principu akustičnih pulseva frekvencija 1650–2750 Hz (9 mogućih individualnih zraka). Brzina i smjer vjetra izvodi se iz Dopplerovog pomaka povratnog signala. Vremenska rezolucija iznosi 30 minuta, a vertikalna 10 metara u sloju od 30 do 600 metara iznad tla. Podaci su dostupni od 7. lipnja do 30. srpnja 2016. godine.

U ovome radu podaci ova dva instrumenta interpolirani su na mrežu rezolucije 15 minuta i 75 metara te korišteni su za računanje srednjeg vjetra u graničnom sloju.

2.2.5. Mjerenje profila potencijalne temperature

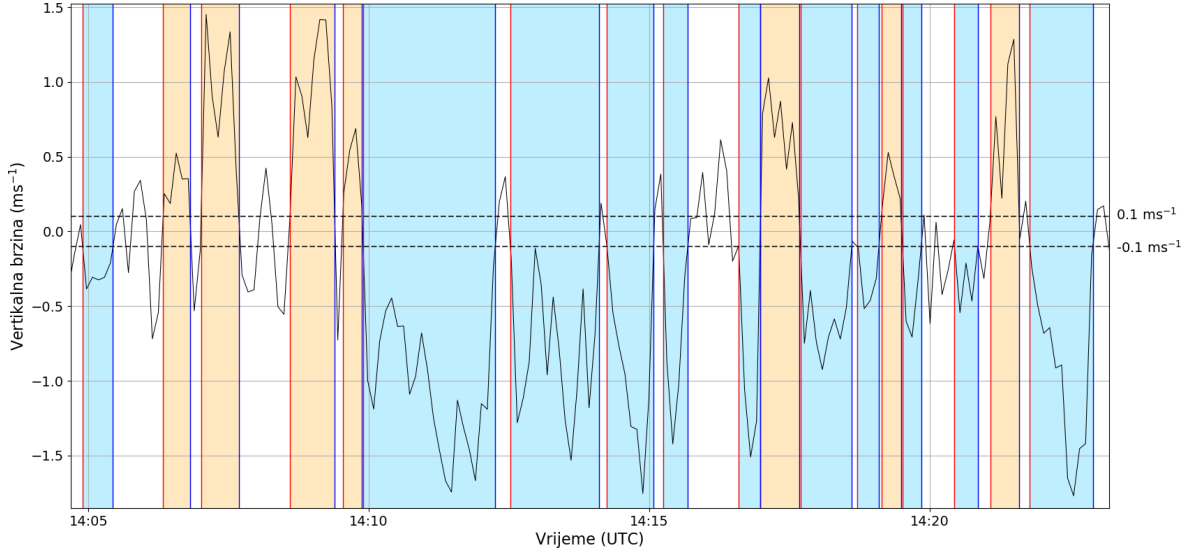
HATPRO mikrovalni radiometar (MWR) korišten je za mjerenje profila potencijalne temperature u graničnom sloju. Instrument je pasivni mikrovalni radiometar koji izravno mjeri temperaturu zraka koristeći Planckov zakon za zračenje crnog tijela iz koje se, među ostalim varijablama, izvode profili potencijalne temperature. Vremenska rezolucija iznosi 15 minuta, a vertikalna 50 metara. Instrument je radio od 30. lipnja do 30. srpnja 2016. godine. Valja napomenuti kako su korišteni samo podaci do 1000 metara visine zbog tendencije instrumenta da podcjenjuje stvarnu temperaturu. Ova pristranost hladnijim temperaturama iznosi i do 0.5 K u pojasu od 500 do 1000 m (Dione *et al.*, 2019).

2.3. Metode obrade podataka

2.3.1. Uvjetno uzorkovanje

Kako bi odredili koji dio vremenskog zapisa odgovara uzlaznim vertikalnim strujanjima, a koji silaznom strujanju koristi se metoda uvjetnog uzorkovanja (Greenhut i Khalsa, 1982). Uzlaznim (silaznim) strujanjem označen je dio zapisa ako traje barem 20 sekundi i tijekom čitavog vremena vertikalna brzina nije manja (viša) od 0.1 ms^{-1} (-0.1 ms^{-1})

Primjer takvog uzorkovanja se može vidjeti na Slici 2.3. Minimalna vertikalna brzina pomaže razlikovati vertikalna strujanja u manjim termalima od većih mezoskalnih ili makroskalnih gibanja (čije su vertikalne brzine reda veličine par centimetara u sekundi), a minimalno vremensko trajanje eliminira kratkotrajne fluktuacije.



Slika 2.3. Primjer uzlaznih strujanja detektiranih algoritmom uvjetnog uzorkovanja. Dijelovi zapisa klasificirani kao uzlazna strujanja obojani su žutom, a dijelovi klasificirani kao silazna plavom bojom. Crvene vertikalne linije označavaju početke, a plave krajeve dijelova zapisa klasificiranih kao uzlazno/silazno strujanje. Isprekidanom crnom linijom označena je minimalna pozitivna ($w = 0.1 \text{ ms}^{-1}$) i negativna ($w = -0.1 \text{ ms}^{-1}$) vertikalna brzina. Prikazan je dio zapisa izmjenjenog *WindCube* lidarom 10. srpnja 2016. na visini od $z = 400 \text{ m}$.

2.3.2. Statističke mjere vertikalnih strujanja i srednji vjetar u graničnom sloju

Neka su Δt_i vremenske duljine uzlaznih ili silaznih strujanja dobivene iz lidarskih zapisa uvjetnim uzorkovanjem. Statističke veličine koje se u radu računaju su: učestalost (po jedinici vremena i duljine)

$$f_t = \frac{N}{T} \qquad f_x = \frac{N}{UT}, \qquad (2.1.)$$

gdje je N ukupni broj uzlaznih/silaznih strujanja, T ukupna duljina vremenskog zapisa, a U srednji vjetar u graničnom sloju. Nadalje, izračunati su vremenski udio tj. koji udio ukupnog lidarskog zapisa zauzimaju uzlazne ili silazne struje

$$\sum_i^N \Delta t_i / T, \qquad (2.2.)$$

horizontalna širina strujanja

$$\Delta x_i = U \Delta t_i, \quad (2.3.)$$

i srednja vertikalna brzina unutar pojedinog strujanja w_i

$$w_i = \frac{1}{t_{2i} - t_{1i}} \int_{t_{1i}}^{t_{2i}} w(t) dt, \quad (2.4.)$$

gdje je t_{1i} vrijeme kada dio zapisa klasificiran kao uzlazno/silazno strujanje počinje, a t_{2i} vrijeme kada isto završava. Srednji vjetar u graničnom sloju jednak je vertikalnom srednjaku horizontalnog vjetra od razine tla do visine graničnog sloja.

Kako bi veličine poput širine pojasa vertikalnog gibanja imale smisla mora vrijediti Taylorova hipoteza

$$\frac{\sigma_M}{M} < 0.5, \quad (2.5.)$$

(Stull, 1988) gdje je M srednji vjetar a σ_M standardna devijacija brzine vjetra. To jest, turbulentno polje se gotovo nepromijenjeno advektira iznad lidara srednjom brzinom vjetra. Nama su bila dostupna samo visokofrekventna mjerenja vertikalne brzine w , no zbog konvektivne prirode graničnog sloja možemo procijeniti ugrubo $\sigma_M = \sqrt{e} \approx \sqrt{w'^2}$. Koristeći ovu procjenu na niti jedan dan omjer (2.5.) nije prelazio 0.3.

Tijekom mjerne kampanje nije mjerena visina graničnog sloja z_i , što onemogućava računanje konvektivne skale brzine w_* na uobičajen način (1.2.). Umjesto toga, parametri w_* i z_i procijenjeni su prema izrazu (Lenschow *et al.*, 1980)

$$\sigma_w^2(z) = 1.8w_*^2 \left(\frac{z}{z_i} \right)^{2/3} \left(1 - 0.8 \frac{z}{z_i} \right)^2. \quad (2.6.)$$

Parametri w_* i z_i se dobivaju prilagodbom izmjerenih profila σ_w^2 na izraz (2.6.) metodom najmanjih kvadrata.

2.3.3. Računanje profila statističkih veličina

Profili varijance vertikalne brzine i nagnutosti računaju se koristeći formule (2.7.a) i (2.7.b). Ovdje w' ima standardno značenje odstupanja od srednje vrijednosti, $w' = w - \bar{w}$. Zbog prekida uzrokovanih RHI i PPI skeniranjem u podacima mjerenim *WindTracer* lidarom profili su računati posebno za svaki 25–minutni period. Srednji profil neke statističke veličine unutar dužeg vremenskog intervala tada je jednak srednjaku ovih 25–minutnih profila, a standardna mu je pogreška jednaka njihovoj standardnoj pogrešci uzorka.

$$\sigma_w^2(z) = \overline{[w'(z)]^2} \quad (2.7.a)$$

$$s_w(z) = \frac{\overline{[w'(z)]^3}}{\sqrt{\sigma_w^3(z)}} \quad (2.7.b)$$

Treba naglasiti da su prosječne vrijednosti u formulama (2.7.a) i (2.7.b) prosječne vrijednosti ansambla, tako da će njihova zamjena vremenskim srednjacima rezultirati sistematskim pogreškama. Lenschow *et al.* (1994) pokazuju da pod uvjetom stacionarnosti vremenski srednjaci podcjenjuju iznose drugog i trećeg momenta vertikalne brzine

$$\frac{\mu_2 - \overline{\mu_2(T)}}{\mu_2} \approx 2 \frac{\tau}{T}, \quad (2.8.a)$$

$$\frac{\mu_3 - \overline{\mu_3(T)}}{\mu_3} \approx 5 \frac{\tau}{T}, \quad (2.8.b)$$

gdje je τ integralna vremenska skala, a T vremenski interval preko kojeg se procjenjuje statistički moment. Integralna vremenska skala računata je integriranjem autokorelacijske funkcije $\rho(\tau)$ (ACF) do prve točke gdje je $\rho(\tau) = 0$ (O'Neill *et al.*, 2004).

Kao što je spomenuto u potpoglavlju 2.2., vertikalna brzina je mjerena dvama lidarima. Profili varijance i nagnutosti izračunati su iz podataka svakog od instrumenata posebno, a zatim su dva profila spojena u sloju od 380 do 600 metara iznad tla gdje postoji preklapanje u mjernim područjima (Slika 2.2). Spajanje je izvršeno tako da je profil neke statističke veličine $\mu(z)$ jednak

$$\mu(z) = \begin{cases} \mu_{wt}(z) & , z > 600 \text{ m} \\ \phi(z)\mu_{wc}(z) + (1 - \phi(z))\mu_{wt}(z) & , 380 \text{ m} < z < 600 \text{ m} , \\ \mu_{wc}(z) & , z < 380 \text{ m} \end{cases} \quad (2.9.)$$

gdje indeks wc označava statističku veličinu dobivenu iz podataka mjerenim *WindCube* lidarom, a wt *WindTracer* lidarom. Funkcija $\phi(z)$ je linearna težinska funkcija koja ima vrijednost 1 na $z = 380$ m, a 0 na $z = 600$ m.

3. Rezultati

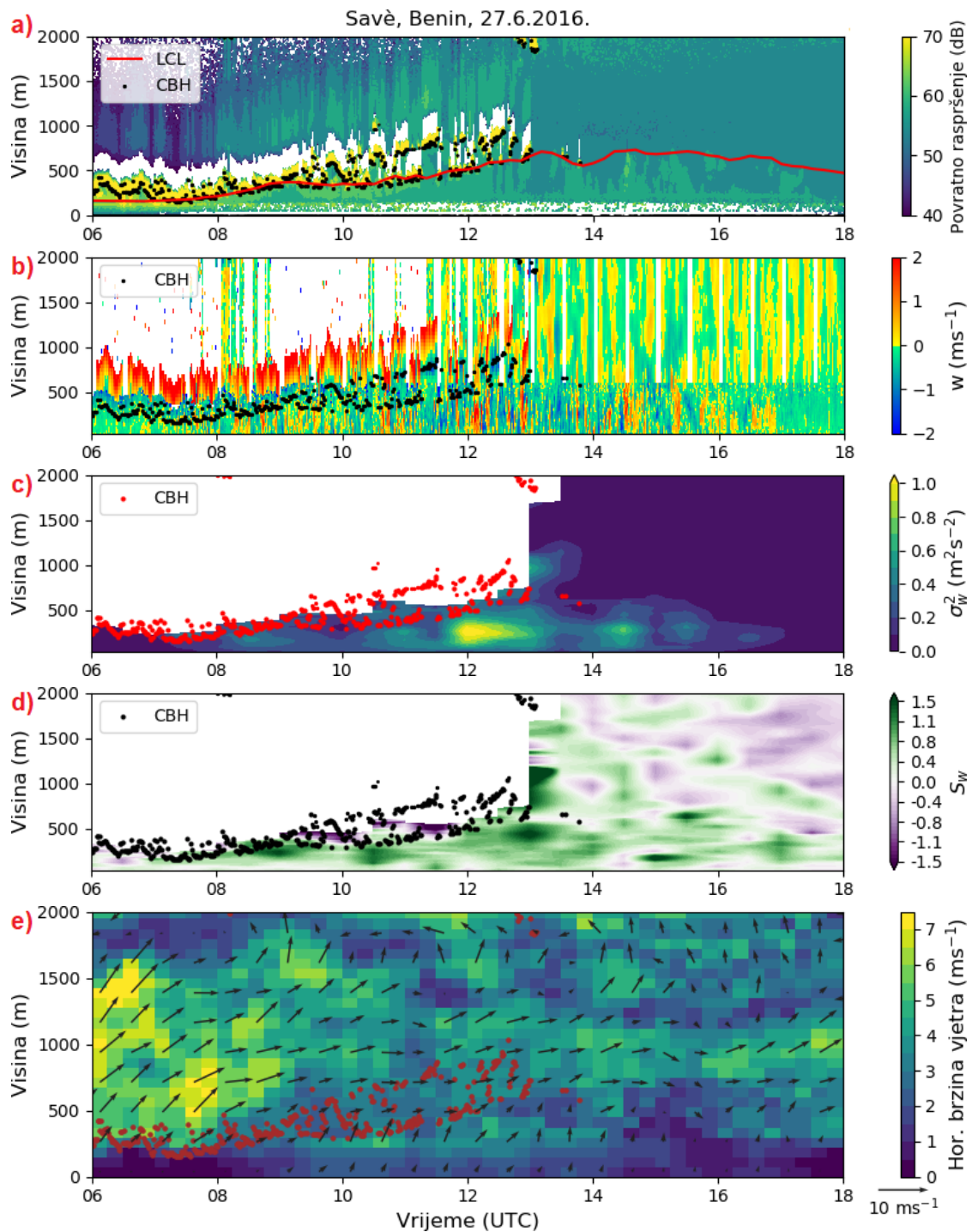
3.1. Lokalno vrijeme i karakteristike graničnog sloja

U razdoblju u kojem su bili dostupni lidarski podaci (od 21. lipnja do 30. srpnja 2016.) identificirano je 15 prikladnih dana s uvjetima vedrog neba (definirano kao izostanak oblaka ispod 2 km visine) i 14 prikladnih dana s pojavom plitke kumulusne naoblake. Kako bi dan bio prikladan mora sadržavati bar jedan neprekinut sat u traženom režimu (vedri uvjeti ili plitki kumulusi), te taj interval mora biti unutar središnjeg, konvektivno dominiranog dijela dana. U praksi ovo je značilo da se traženi interval nalazio između vremena razbijanja jutarnje stratiformne naoblake, u prosjeku oko 12 UTC, i u poslijepodnevnom terminu oko 17 UTC. Nakon 17 UTC slijedi formacija SBL-a, tako da je na postaji *Savè* u prosjeku (od 20. lipnja do 30. srpnja 2016.) već oko 18 UTC formirana niska noćna mlazna struja (Dione *et al.*, 2019). Za detaljniju analizu izabrani su dani 27. lipnja (13–16 UTC, uvjeti vedrog neba) i 10. srpnja (13–15:30 UTC, plitkim kumulusima pokriven BL). Ovo su dani s najduljim neprekinutim intervalima vertikalnih brzina u traženim režimima.

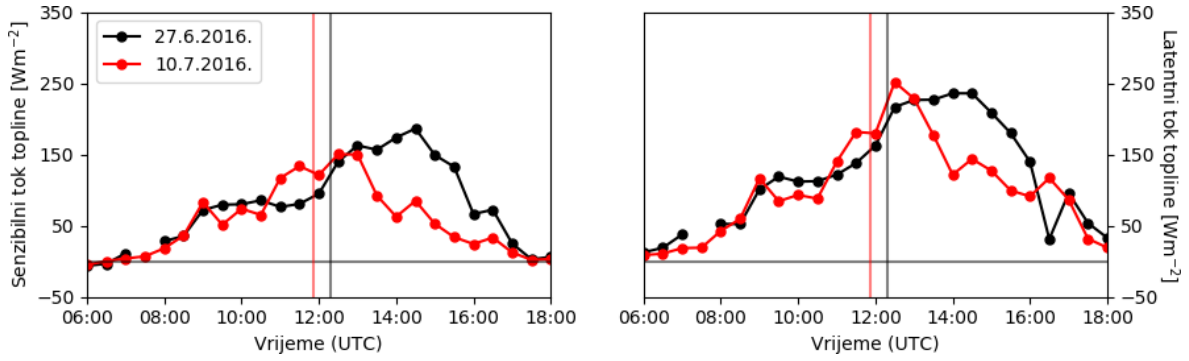
Slika 3.1 prikazuje stanje u donjem dijelu atmosfere (< 2000 m) 27. lipnja 2016. Prije 08 UTC, vidljiv je SBL ispod niskog oblačnog pokrova. Ispod oblačnog sloja vjetar je vrlo slab, ispod 1 ms^{-1} , a iznad baze oblaka prisutna je niska mlazna struja pretežito jugozapadnog smjera. VTKE je vrlo slaba ($< 0.2 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$), a nagnutost nema očit signal. Dizanje oblačnog sloja počinje oko 08 UTC, zajedno s rastom prizemnih tokova topline (Slika 3.2). Ispod sloja oblaka počinju biti vidljivi koherentni termali, a nagnutost poprima vrijednosti od oko 1, s maksimumom u gornjem dijelu PBL-a (Slika 3.1). Oko 10 UTC niska mlazna struja je potpuno nestala, a oblačni sloj se razdvaja na gornji stratiforman sloj koji je odvojen od PBL-a ispod i donji kumulusni sloj koji je povezan s PBL-om i u pravilu prati visinu LCL-a. Gornji stratiformni sloj razbija se oko 12 UTC (Dione *et al.*, 2019).

U promatranom periodu (13–16 UTC) nema niskih oblaka (maksimalni 30-min udio detektiranih podnica oblaka je 0.07). VTKE je maksimalne vrijednosti od oko $0.8 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$, a nagnutost poprima vrijednosti od oko 0.8. Prizemni tokovi topline kreću se od $50\text{--}150 \text{ Wm}^{-2}$ (senzibilni) i $250\text{--}100 \text{ Wm}^{-2}$ (latentni). Prosječni parametar stabilnosti (na 4 m iznad tla) i MO duljina iznosili su $\zeta \approx -0.47$ i $L \approx -11.6$ m, ukazujući na nestabilnost prizemnog sloja. Monsunsko strujanje bilo je relativno slabo, s prosječnom brzinom od oko $2\text{--}3 \text{ ms}^{-1}$ u PBL-u, a smjer je bio pretežito jugozapadni. Iznad PBL-a vjetar je bio zapadni.

Stanje u donjem dijelu atmosfere za slučaj graničnog sloja s kumulusima (10. srpnja 2016.) prikazano je na Slici 3.3. Kao i u prijašnjem slučaju, u jutarnjim satima (do oko 09 UTC) prizemni vjetar je slab, VTKE ima male vrijednosti a nagnutost nema jasan signal. Iznad baze oblaka prisutna je jaka jugozapadna niska mlazna struja (brzina u



Slika 3.1. Stanje meteoroloških elemenata 27. lipnja 2016. na postaji *Savè*: (a) povratno raspršenje i LCL, (b) lidarima izmjerena vertikalna brzina, (c) varijanca vertikalne brzine, (d) nagnutost vertikalne brzine, (e) srednji smjer i brzina vjetra. Na svakoj slici je označena i prva detektirana podnica oblaka (CBH). LCL je izračunat koristeći (1.5.) i (1.6.). Tlak vodene pare izračunat je koristeći $e = re_s/100$ gdje je r relativna vlažnost u %, a e_s je izračunat uz pomoć Magnus-Tetensove formule.

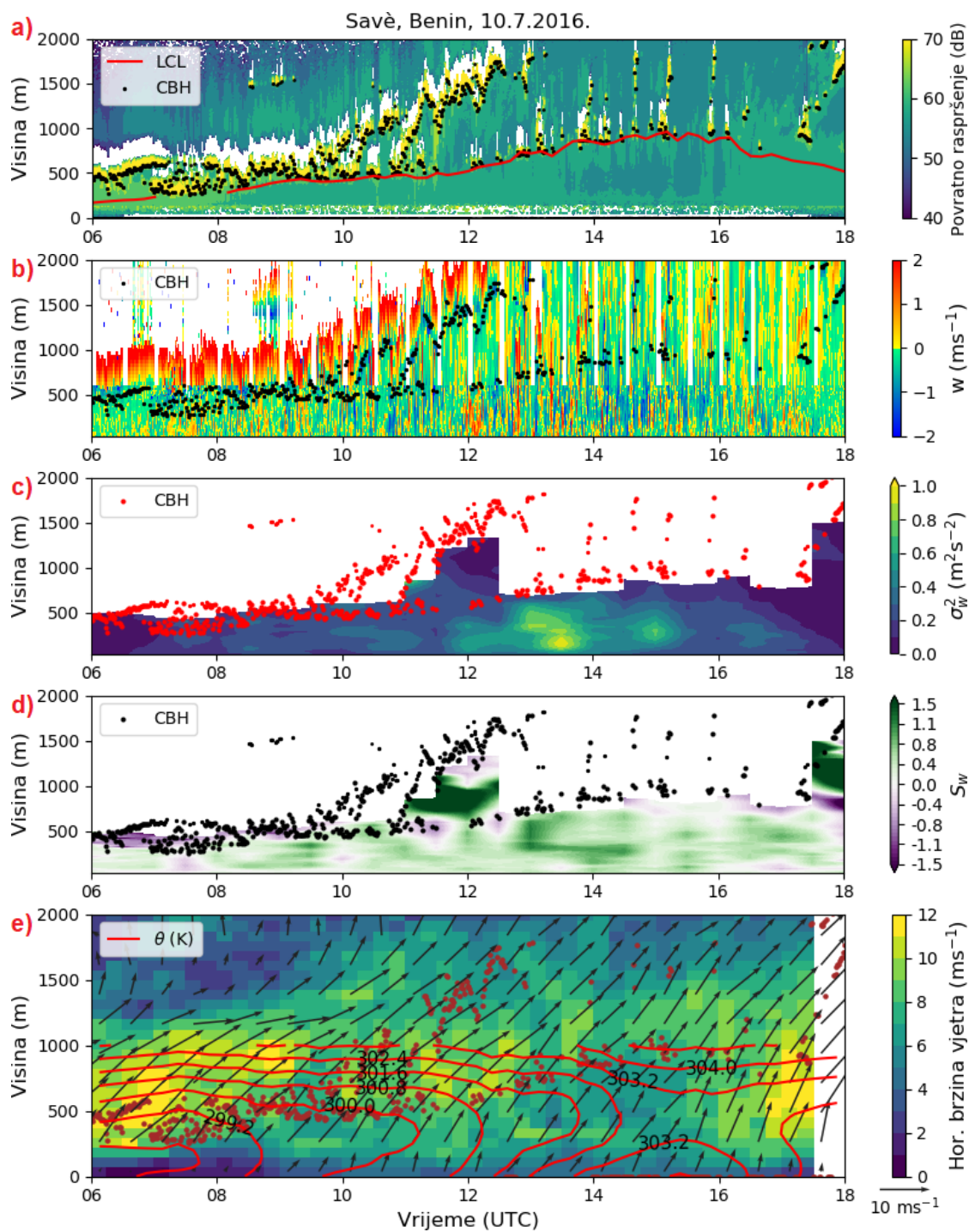


Slika 3.2. Vremenski nizovi senzibilnih (lijevo) i latentnih (desno) tokova topline za odabrane dane. Vremena razbijanja noćnog stratiformnog oblačnog pokrova označena su vertikalnim linijama.

jezgri $>10 \text{ ms}^{-1}$). Oko 10 UTC tokovi topline dostižu vrijednosti od oko 100 Wm^{-2} , oblačni sloj opet se razdvaja na gornji, odvojen od PBL-a i donji kumulusni sloj, vezan za LCL. Ispod donjeg sloja primjetni su termali od kojih se neki protežu čitavom visinom PBL-a.

U promatranom periodu (13–15:30 UTC) podnica kumulusnih oblaka relativno je stacionarna, visina varira od 750–850 m (visina podnice definirana je kao medijan svih visina podnica u 30–minutnom intervalu, uzimaju se samo prve detektirane podnice) i 30–minutni udio detektiranih podnica oblaka iznosi oko 0.15. Vrijednosti VTKE dostižu maksimalne vrijednosti preko $1 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ u periodu 13–14 UTC. U istom periodu prizemni tokovi topline dostižu maksimum, oko 200 Wm^{-2} za senzibilni i 250 Wm^{-2} za latentni tok topline. PBL je dobro izmiješan, što se može vidjeti po malenim gradijentima potencijalne temperature, posebice u periodu 14–16 UTC gdje u sloju od 200–800 m potencijalna temperatura varira manje od 0.8 K. Nagutost doseže vrijednosti do oko 0.8 s maksimumom pretežito u donjem dijelu PBL-a. Parametar stabilnosti i MO duljina su $\zeta \approx -0.15$ i $L \approx -36.8 \text{ m}$. Dan je karakteriziran neobično jakim monsunskim strujanjem (Dione *et al.*, 2019). Srednja brzina pretežito jugo-jugozapadnog vjetra iznosila je od 7 do 10 ms^{-1} .

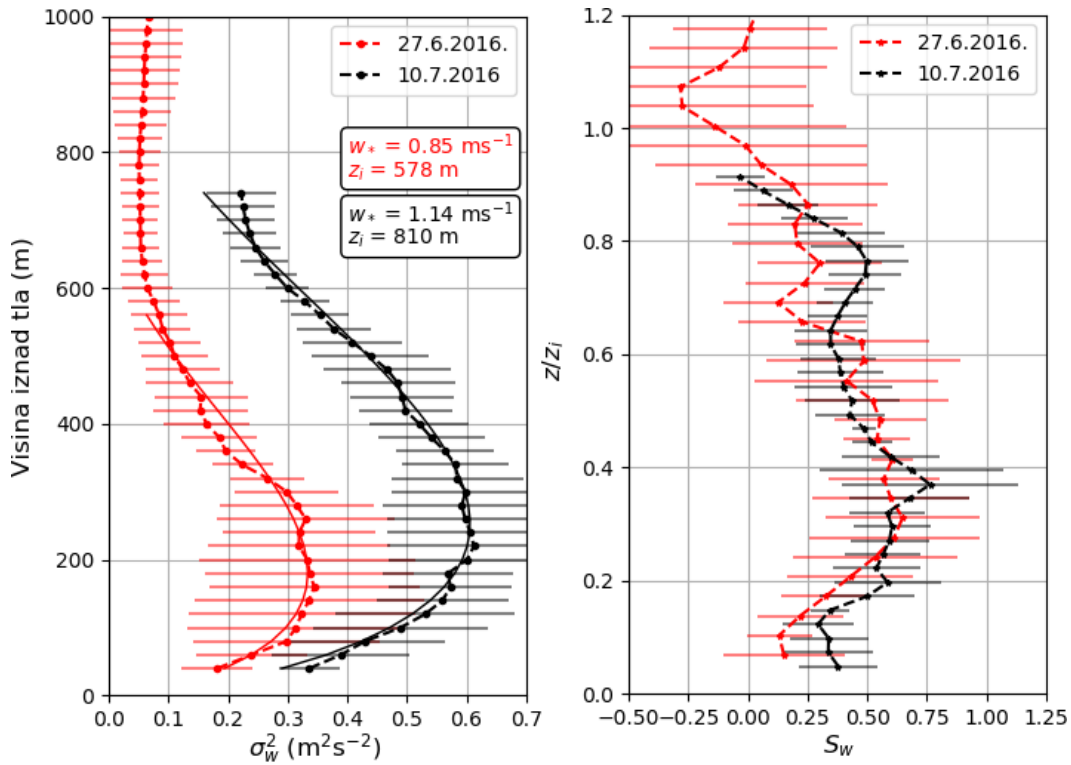
Srednje visine LCL-a su oko 670 m 27. lipnja i oko 860 m 10. srpnja 2016. Uspoređujući ove vrijednosti s procjenama dubine PBL-a z_i izračunate u potpoglavlju 3.2. može se vidjeti da je razlika u visinama $h_{LCL} - z_i$ oko 2 puta veća (100 m nasuprot 50 m) 27. lipnja 2016., što može objasniti poslijepodnevni nedostatak niske kumulusne naoblake. Termali nisu imali dovoljno inercije da dostignu LCL nakon probijanja inverzije.



Slika 3.3. Isto kao i Slika 3.1, samo za 10. srpnja 2016. Na slici sa srednjim smjerom i brzinom vjetra nacrtani su i profili potencijalne temperature.

3.2. Profili statističkih veličina na dan s kumulusnom naoblakom i dan bez niske naoblake

Slika 3.4 prikazuje profile varijance vertikalne brzine σ_w^2 i nagnutosti S_w za odabrane dane. Način na koji su profili izračunati opisan je u odjeljku 2.3.3. Prosječna integralna vremenska skala τ iznosi oko 30 sekundi 10. srpnja 2016. i 90 sekundi 27. lipnja 2016. Usporedba τ vrijednosti pokazuje da je ona tri puta veća 27. lipnja zbog otprilike tri puta slabijeg srednjeg vjetera u graničnome sloju. Koristeći (2.8.a) i (2.8.b), izračunato je da su profili varijance 10. srpnja i 27. lipnja 2016. podcijenjeni za približno 4% i 10%, a profili nagnutosti za približno 12% i 30%. Nadalje, σ_w^2 je veća na dan s plitkim kumulusima. Ovo je i očekivano za CBL jer se profili VTKE skaliraju s w_* koja će prema (1.2.) rasti s $\overline{w'\theta'_v}$, a koji je linearan u tokovima senzibilne i latentne topline.



Slika 3.4. Profili vertikalne varijance i nagnutosti za intervale 13–16 UTC, 27. lipnja 2016. i 13–15:30 UTC, 10. srpnja 2016. Na slici profila nagnutosti visina je normalizirana s z_i . Punim linijama prikazane su prilagodbe koristeći (2.6.). Prikazane vrijednosti w_* i z_i dobivene su na način da je svakom 25–minutnom profilu σ_w^2 prilagođena krivulja (2.6.). Svaka od tih prilagodbi rezultirala je parom (w_*, z_i) . Prikazane vrijednosti srednjaci su tih parova.

U oba slučaja iznos varijance opada s visinom i ima maksimum u donjoj trećini graničnog sloja, što je karakteristika jakih prizemnih turbulentnih tokova u graničnom sloju. Nagnutost je pozitivna kroz oba granična sloja što ukazuje na postojanje malobrojnijih i užih područja uzdižućeg zraka koja su okružena širim područjima sporijeg spuštajućeg zraka. Vrijednosti nagnutosti slične su za oba dana kroz čitavu visinu graničnog

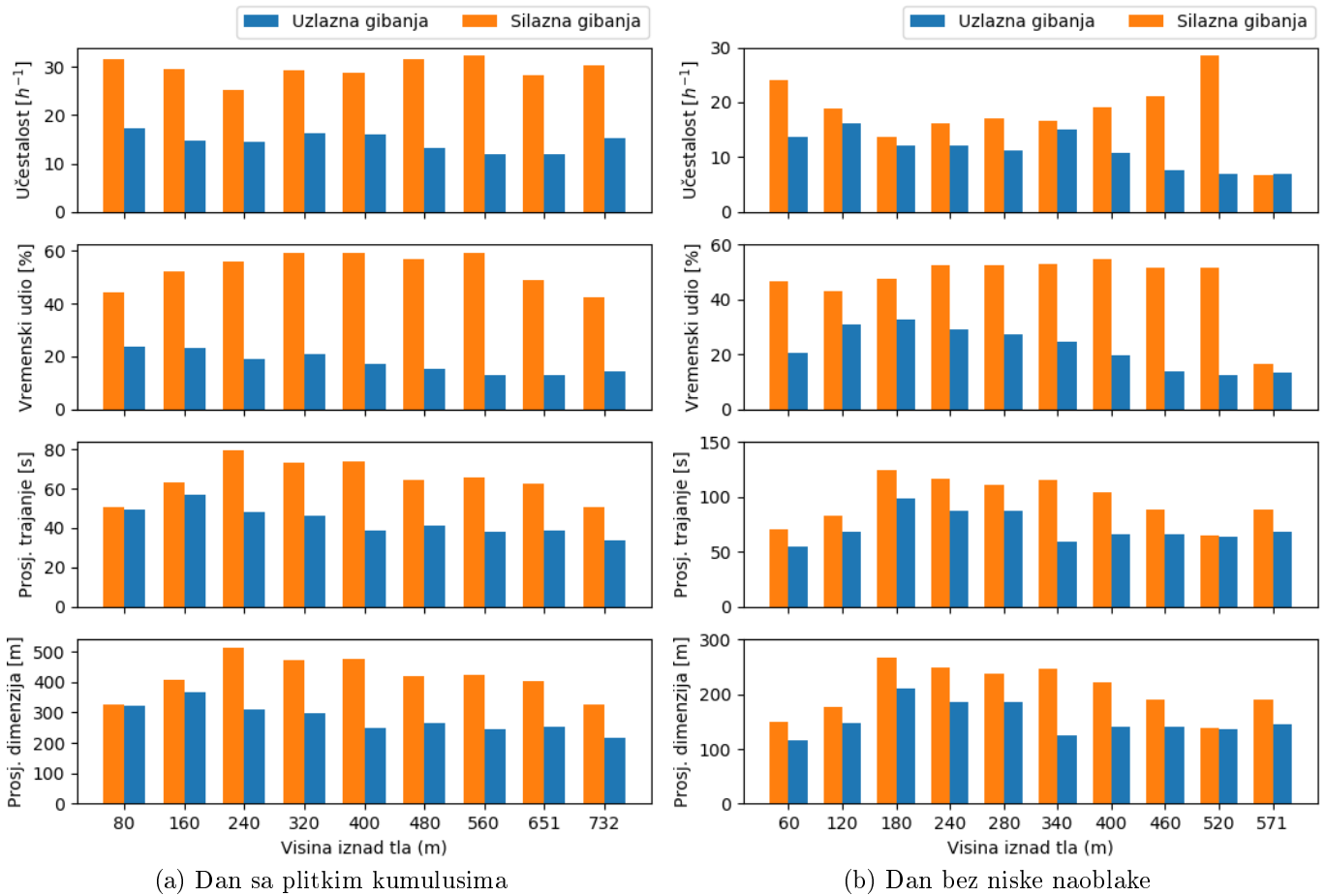
sloja, s malo većim vrijednostima u donjem dijelu ($< 0.2z_i$) i oko $0.7z_i$ na dan s plitkim kumulusima. ANS10 i Laureau *et al.* (2018) pronašli su veće vrijednosti nagnutosti u PBL-u pokrivenom plitkim kumulusima, no Hogan *et al.* (2009) ne pronalazi statistički značajne razlike u profilima nagnutosti u dvama režimima. Svi spomenuti radovi našli su da je maksimum nagnutosti negdje oko $0.6\text{--}0.8 z_i$, što se razlikuje od rezultata na Slici 3.4, gdje se maksimum nalazi na oko $0.3 z_i$. Berg i Newsom (2017) nalaze da se karakterističan oblik krivulje nagnutosti i lokacija maksimuma mogu znatno promijeniti tijekom dana. Na primjer, u jednom promatranom danu maksimum nagnutosti se pomaknuo s oko $0.3 z_i$ na $0.6 z_i$ jednom kada je PBL dostigao stacionaran režim. Razlika između naših i spomenutih rezultata bi stoga mogla biti rezultat nestacionarnosti u promatranim intervalima ili potencijalnih razlika u PBL-ovima umjerenih i tropskih širina. Naime, gore navedeni radovi su svi bazirani na podacima iz umjerenih geografskih širina.

3.3. *Analiza statističkih veličina iz uzlaznih i silaznih strujanja za odabrane dane*

Kako bi odredili statistička svojstva uzlaznih i silaznih strujanja, metoda opisana u odjeljku 2.3.1. primijenjena je na vremenske intervale 13–16 UTC, 27. lipnja 2016. (dan bez niskih oblaka) i 13–15:30 UTC, 10. srpnja 2016. (dan s plitkim kumulusnim oblacima). Prije 13 UTC na oba dana još uvijek je prevladavala disipirajuća stratokumulusna naoblaka, a kraj intervala je odabran subjektivno na temelju oblika 25-minutnih profila VTKE. Naime, u kasnim popodnevnim satima prizemni turbulentni tokovi topline slabe (Slika 3.2) te profili varijance gube svoj karakteristični oblik s maksimumom u donjoj trećini PBL-a (nije prikazano). Prvi profil koji je odstupao od takvog oblika uzet je kao kraj intervala u kojem se računaju statističke veličine vezane za uzlazna i silazna strujanja.

Srednja brzina vjetra u graničnom sloju 10. srpnja 2016. iznosila je $U = 6.45 \pm 0.38 \text{ ms}^{-1}$. Brzina i smjer srednjeg vjetra u graničnom sloju nije varirala značajno, maksimalno odstupanje 15-minutnog srednjeg vjetra od ukupnog srednjaka nije prelazilo 10% što govori u prilog stacionarnosti graničnog sloja u promatranom intervalu. Srednji vjetar bio je manje stalan i slabiji 27. lipnja 2016., sa srednjom brzinom od $U = 2.13 \pm 0.56 \text{ ms}^{-1}$. Maksimalna varijacija brzine vjetra iznosila je i do 40%, smanjujući se s približno 2.7 ms^{-1} oko 13 UTC na približno 1.5 ms^{-1} oko 15 UTC te ponovno raste prema kraju promatranog intervala.

Slika 3.5a prikazuje neke od statističkih veličina dobivenih iz uzlaznih i silaznih strujanja za dan s plitkim kumulusima. U prosjeku iznad lidara prolazilo je oko 15 uzlaznih i 30 silaznih strujanja po satu, bez očite ovisnosti o visini unutar graničnog sloja. Pretpostavljajući srednji vjetar od 6.45 ms^{-1} i visinu graničnog sloja od 810



Slika 3.5. Statističke veličine dobivene na temelju uzlaznih i silaznih strujanja po visinama za (a) interval s plitkim kumulisima (10.7.2016.) i (b) interval bez niskih oblaka (27.6.2016.). Statističke veličine su prikupljene na mjernim visinama lidara najbližima desetinama visine graničnog sloja z_i (dakle $0.1z_i$, $0.2z_i$, $0.3z_i$ itd.).

metara, ovo znači prosječnu prostornu frekvenciju od oko 0.63 km^{-1} ili $0.51z_i^{-1}$ za uzlazna i oko dva puta veću (1.28 km^{-1} ili $1.03z_i^{-1}$) za silazna strujanja. Za razliku od ANS10, nije primijećeno povećanje učestalosti uzlaznih strujanja odmah ispod baze oblaka (visina od 732 m na Slici 3.5a).

Srednje trajanje uzlaznog strujanja iznosi oko 40–50 s, što prema Taylorovoj hipotezi odgovara horizontalnim dimenzijama od 250–300 metara. Silazna strujanja u prosjeku traju oko 50–80 sekundi, ili oko 300–500 metara u horizontalnom rasponu. To odgovara prosječnim širinama od oko $0.35z_i$ za uzlazna i $0.52z_i$ za silazna strujanja. Primjetan je i blagi trend sužavanja, tj. smanjivanja trajanja s visinom. Ovo vrijedi i za silazna i za uzlazna gibanja.

Silazna strujanja pokrivaju, ovisno o promatranoj visini unutar PBL-a, otprilike 45–60% ukupnog vremenskog zapisa, dok uzlazna strujanja pokrivaju značajno manje, od 15% do 20%, s blagim trendom smanjivanja s visinom. Ostalih 20–40% zapisa otpada na gibanja koja nisu klasificirana ni kao uzlazna ni kao silazna, tzv. okolni zrak

(engl. *environmental air*; Stull, 1988).

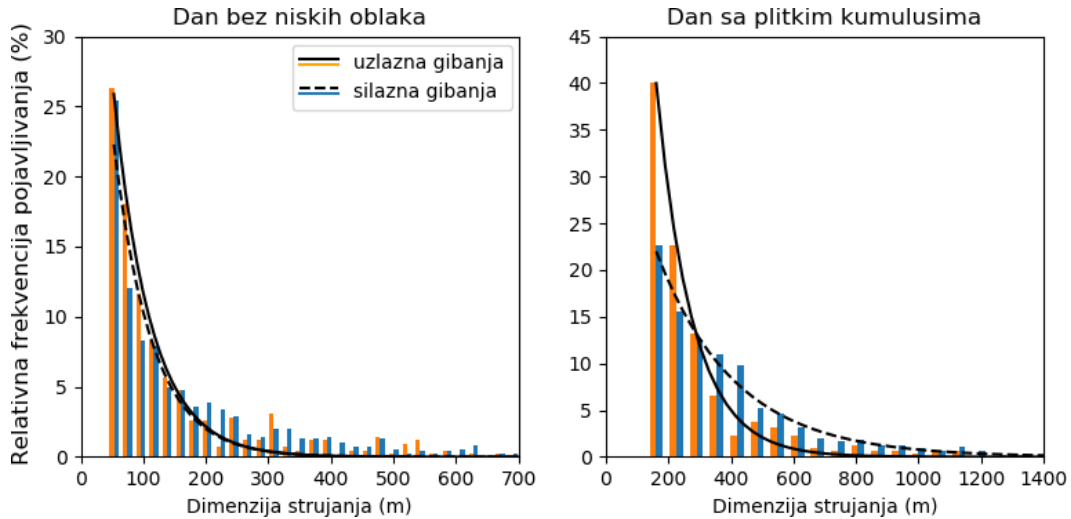
Slika 3.5b prikazuje istu statističku analizu za dan bez niskih oblaka. S obzirom na velike razlike u učestalosti visina $z = 571$ m je očigledno unutar zone uvlačenja, te stoga nije uzeta u daljnjoj analizi rezultata. Učestalost uzlaznih strujanja bila je oko 10 po satu, a silaznih oko 20 po satu. Učestalost silaznih strujanja pojačana je na razini od 520 m što je najvjerojatnije posljedica blizine visine inverzije, odnosno zone uvlačenja. Uzimajući prosječni vjetar i visinu PBL-a prikazane na Slici 3.4, prostorne frekvencije iznose oko 1.5 km^{-1} ili $0.86z_i^{-1}$ za uzlazna i oko 2.5 km^{-1} ili $1.47z_i^{-1}$ za silazna gibanja.

Uzlazna strujanja pokrivaju 15–30% vremenskog zapisa, s maksimumom na oko 180 m ili $0.3z_i$, i trendom polaganog pada s visinom. Silazna strujanja pokrivaju oko 50% zapisa bez očitog trenda ili značajnog maksimuma. Ostatak od oko 30% zapisa spada u kategoriju okolnog zraka.

Prosječno trajanje strujanja je 70–120 sekundi za silazna (oko 200 m u širini pod pretpostavkom srednjeg vjetra od oko 2.13 ms^{-1}), a 50–100 sekundi (oko 150 m u širini) za uzlazna gibanja.

Očito je da su dimenzije vertikalnih strujanja znatno veće na dan sa plitkim kumulima. Jedan od razloga je tzv. efekt odrezivanja (engl. *cutoff effect*) zbog minimalnog vremenskog trajanja $\Delta t_{min} = 20$ s koje vertikalno strujanje mora ispuniti kako bi bilo klasificirano kao uzlazno ili silazno. Minimalna širina strujanja (prema jed. (2.3.)) ovisi o jačini srednjeg vjetra u promatranom intervalu i iznosi $d_{min} = U\Delta t_{min} \approx 43$ m 27. lipnja i $d_{min} \approx 130$ m 10. srpnja. To znači da 10. srpnja 2016. potencijalno postoji velik broj nedetektiranih strujanja dimenzija $d < d_{min}$, što rezultira prosječno većim širinama. Kako će biti pokazano u potpoglavlju 3.4., prosječna vertikalna brzina unutar strujanja raste sa širinom istog, tako da će prosječna vertikalna brzina također rasti s d_{min} .

Slika 3.6 prikazuje razdiobe relativne frekvencije strujanja kao funkcije širine istog. Sve razdiobe dobro su opisane eksponencijalnim funkcijama i pokazuju pad relativne frekvencije sa širinom strujanja. Kako bi eliminirali efekt odrezivanja minimalna detektirana širina strujanja trebala bi biti jednaka za oba promatrana dana. To se može postići tako da se raspodjela 10. srpnja produlji s lijeve strane do $d_{min} = 43$ m. Procedura je detaljnije opisana u dodatku A. Ako se ove korekcije uzmu u obzir, dobiva se da u promatranom intervalu dana 10. srpnja 2016. nije detektirano 48–52% svih uzlaznih i 24–30% svih silaznih strujanja (to su strujanja širine od 43 do 130 metara). Ako se nedetektirana strujanja uzmu u obzir procjenjuje se da je srednja širina uzlaznih strujanja oko 180 m, a silaznih oko 327 m. Relativno veći pad prosječne širine uzlaznih strujanja (od oko 300 na 180 m, ili približno 40%) u usporedbi sa silaznim (oko 400 na 320 m, ili približno 20%) rezultat je većeg nagiba eksponencijalne funkcije na Slici 3.6 (tj. manjeg iznosa koeficijenta D u Tablici 3.1). Procjene korigiranih vri-



Slika 3.6. Razdiobe relativnih frekvencija uzlaznih i silaznih strujanja kao funkcije njihove širine. Razredi su širine 10 sekundi, tj. u prvom razredu sva su strujanja trajanja od 20 do 30 sekundi, u drugom od 30 do 40 sekundi itd. Parametri eksponencijalnih prilagodbi dani su u Tablici 3.1.

Tablica 3.1. Parametri eksponencijalnih prilagodbi (Slika 3.6). Prilagodba je oblika $Ae^{-x/D}$. Raspodjele su dobro opisane eksponencijalnim prilagodbama na razini značajnosti $p = 0.05$.

	A	D
Gore, 27.6.	63.3 ± 2.5	59.2 ± 1.7
Dolje, 27.6	53.0 ± 3.8	61.1 ± 3.4
Gore, 10.7.	162.4 ± 5.1	114.9 ± 2.1
Dolje, 10.7.	41.7 ± 1.0	251.1 ± 5.2

jednosti srednje brzine i širine strujanja, kao i originalne izmjerene vrijednosti nalaze se u Tablici 3.2.

Vrijednosti u Tablici 3.2 možemo usporediti s rezultatima ANS10. Oni su koristeći lidar Dopplerova tipa analizirali tri dana s razvijenim CBL-om u okolini Leipziga (Njemačka), od čega je jedan bio CBL pokriven plitkim kumulisima, a preostala dva dana prevladavali su vedri uvjeti. Kao i u ovom radu, korišteno je uvjetno uzorkovanje opisano u odjeljku 2.3.1. Njihovi rezultati pokazuju da su silazna strujanja pokrivala oko 50% zapisa u oba slučaja, a uzlazna oko 30% na dan s plitkim kumulisima te 18–27% u vedrim uvjetima. Ove vrijednosti usporedive su s našim rezultatima, ali i s prijašnjim istraživanjima. Lenschow *et al.* (1980) analizirajući avionske podatke iznad zapadnog Pacifika pronalazi 20–30% pokrivenosti zapisa uzlaznim strujanjima u uvjetima sporadične stratokumulusne naoblake.

Nadalje, ANS10 ne dobivaju značajnije razlike između prosječnih vertikalnih brzina unutar strujanja u dvama slučajevima, oko $0.4w_* - 0.45w_*$ za uzlazna i $-0.33w_*$ do $-0.4w_*$ za silazna strujanja. Širine strujanja bile su usporedive na oba dana, oko $0.16z_i - 0.18z_i$ za uzlazna i oko $0.2z_i - 0.25z_i$ za silazna gibanja na oba dana. Mi također ne

Tablica 3.2. Sažetak statističkih veličina uzlaznih i silaznih strujanja za odabrane intervale. Statističke varijable za 27. lipnja izračunate su analizirajući visine 60–520 m, a za 10. srpnja visine 80–732 m (iste visine koje su prikazane i na Slici 3.5). Srednja učestalost i udio zapisa pokrivenog vertikalnim strujanjima izračunati su usrednjavanjem podataka prikazanih na Slici 3.5 po svim visinama. Srednja širina strujanja (jed. (2.3.)) i srednja vertikalna brzina unutar strujanja (jed. (2.4.)) izračunati su usrednjavanjem skupa podataka sa svih visina. Procjene korigiranih vrijednosti širina strujanja i vertikalnih brzina unutar strujanja označene su s (korigirano).

	10. srpnja 2016.	27. lipnja 2016.
Tip naoblake	Plitki kumulusi	Vedro
Srednja brzina vjetra u BL-u	6.45 ms ⁻¹	2.13 ms ⁻¹
Visina BL-a	810 m	578 m
Konvektivna skala brzine w_*	1.14 ms ⁻¹	0.85 ms ⁻¹
Uzlazna strujanja		
Udio zapisa	17.8%	23.4%
Učestalost	14.6 h ⁻¹	11.7 h ⁻¹
Prostorna učestalost	0.63 km ⁻¹	1.5 km ⁻¹
Prostorna učestalost	0.51 z_i^{-1}	0.86 z_i^{-1}
Prosječna hor. dimenzija	288±198 m	160±158 m
Prosječna hor. dimenzija (korigirano)	180 m	160 m
Prosječna hor. dimenzija (korigirano)	0.22 z_i	0.28 z_i
Prosječna hor. dimenzija (korigirano)	0.58 ms ⁻¹	0.48 ms ⁻¹
Prosječna hor. dimenzija (korigirano)	0.51 w_*	0.56 w_*
Silazna strujanja		
Udio zapisa	53.1%	50.4%
Učestalost	29.7 h ⁻¹	19.4 h ⁻¹
Prostorna učestalost	1.28 km ⁻¹	2.5 km ⁻¹
Prostorna učestalost	1.03 z_i^{-1}	1.47 z_i^{-1}
Prosječna hor. dimenzija	421±339 m	213±225 m
Prosječna hor. dimenzija (korigirano)	327 m	213 m
Prosječna hor. dimenzija (korigirano)	0.40 z_i	0.37 z_i
Prosječna hor. dimenzija (korigirano)	-0.58 ms ⁻¹	-0.44 ms ⁻¹
Prosječna hor. dimenzija (korigirano)	-0.51 w_*	-0.51 w_*

nalazimo veće razlike između širina strujanja u dvama slučajevima, no one su i do 30% veće u odnosu na ANS10. Omjer prosječnih širina silaznih i uzlaznih strujanja varira između 1.3 i 1.5, što se slaže s njihovim rezultatima. Vertikalne brzine u strujanjima iznose oko $0.5w_*$, veće za oko 25% u odnosu na ANS10, no također sličnih vrijednosti na oba dana i u oba smjera (gore i dolje). Slične vrijednosti dobio je Young (1988)

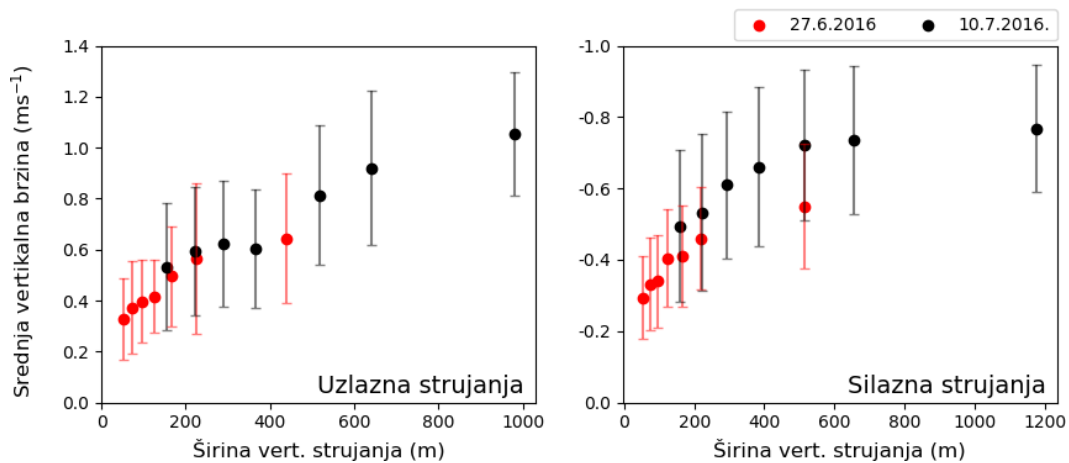
analizirajući avionske podatke iznad Bouldera, Colorado (SAD). U uvjetima vedrog neba ili slabe kumulusne naoblake širine uzlaznih strujanja iznosile su $0.15z_i-0.35z_i$, uzlazne brzine $0.4w_*-0.6w_*$, a silazne između $-0.3w_*$ i $-0.5w_*$.

Usporedimo naposljetku prostorne učestalosti vertikalnih strujanja. ANS10 pronalaze prostornu učestalost od $1-2z_i^{-1}$ za uzlazna strujanja u oba slučaja, dok su silazna strujanja oko 20–30% češća. Greenhut i Khalsa (1982) pronalaze slične vrijednosti, oko $1.28z_i^{-1}$ za uzlazna i $1.95z_i^{-1}$ za silazna strujanja analizirajući avionska mjerenja iznad maritimnog PBL-a u centralnom Pacifiku. U našem slučaju učestalosti su oko 2 puta manjih iznosa, oko $0.5-0.9z_i^{-1}$ za uzlazna i $1.0-1.5z_i^{-1}$ za silazna strujanja. Omjer ovih dvaju učestalosti je oko 1.7–2, što se slaže s rezultatima gore navedenih istraživanja.

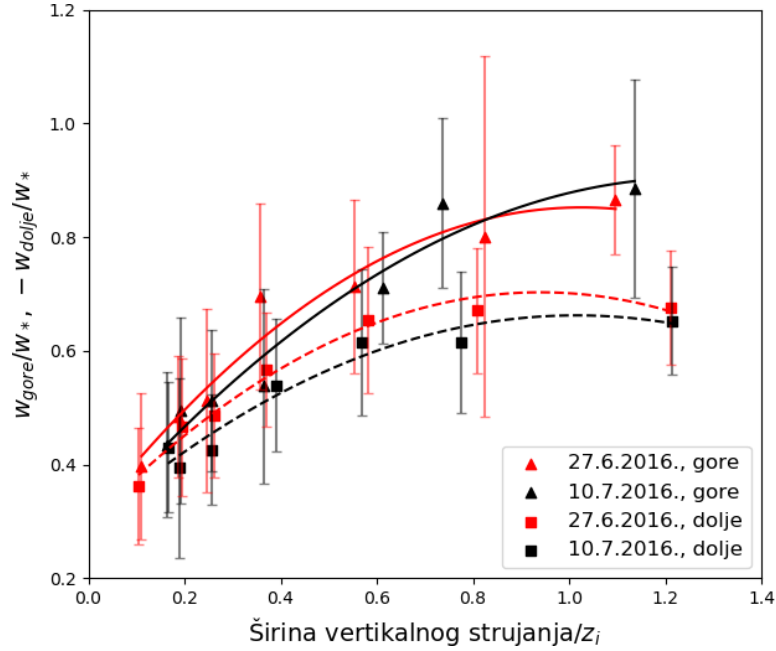
3.4. Odnos srednje vertikalne brzine u strujanju i širine strujanja

Slike 3.7 i 3.8 prikazuju odnose srednjih vertikalnih brzina unutar strujanja i širina strujanja (jed. (2.3.)). Strujanja su podijeljena u kategorije prema širini strujanja, a reprezentativna širina i srednja vertikalna brzina (jed. (2.4.)) za pojedinu kategoriju na Slici 3.7 (3.8) dana je srednjakom (medijanom) širina i vertikalnih brzina unutar kategorije.

Kao što se može vidjeti na Slici 3.7, iznos (magnituda) srednje vertikalne brzine raste s dimenzijom vertikalnog strujanja. Ovaj trend je rastući u oba analizirana dana, za silazna i uzlazna strujanja. Vertikalne brzine u uzlaznim strujanjima variraju od $0.3\text{--}0.5\text{ ms}^{-1}$ za strujanja relativno malih dimenzija, do oko 1 ms^{-1} za termale dimenzija oko 1000 m. Iznos vertikalne brzine u silaznim strujanjima sličan je za strujanja manjih dimenzija (do 200–300 m), ali je i do 20% manji (-0.8 ms^{-1} nasuprot 1 ms^{-1}) za široka strujanja. Za uzlazna strujanja, u oba promatrana intervala (uvjeti vedrog neba i plitkim kumulusima pokriven PBL) kategorije sličnih širina imaju slične iznose vertikalnih brzina. Na dan s plitkim kumulusima silazna strujanja često imaju otprilike 20–25% veći iznos vertikalne brzine kada se uspoređuju s razredima slične širine 27. lipnja 2016.



Slika 3.7. Srednje vertikalne brzine unutar strujanja kao funkcije širine strujanja izračunate koristeći (2.3.). Vertikalna strujanja podijeljena su u kategorije na temelju vremenskog trajanja (20–30 s, 30–40 s, 40–50 s, 50–70 s, 70–90 s, 90–120 s i 120 sekundi pa nadalje). Kategorije su odabrane kako bi svaka sadržavala statistički signifikantan broj strujanja, tako da većina kategorija sadrži 40–50 strujanja. Najmanji broj sadrži kategorija 90–120 sekundi s 12 strujanja (10. srpnja). Simbol (kružić) predstavlja srednju vrijednost širine i vertikalne brzine unutar kategorije, a raspon pogreške standardnu devijaciju unutar kategorije. U obzir su uzeta sva detektirana vertikalna strujanja s visina 60–520 m za 27. lipnja 2016. i 80–732 m za 10. srpnja 2016. (iste visine kao i na Slici 3.5).

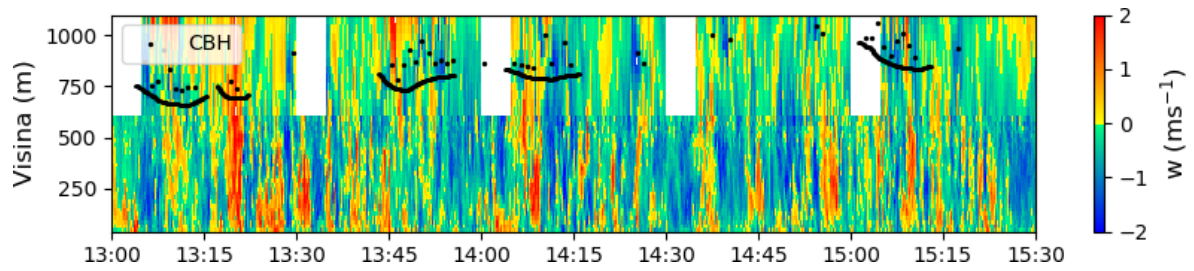


Slika 3.8. Srednja apsolutna vertikalna brzina normalizirana s w_* kao funkcija širine strujanja normalizirane visinom PBL-a z_i . Strujanja su podijeljena u sedam kategorija: $0-0.17z_i$, $0.17-0.22z_i$, $0.22-0.30z_i$, $0.3-0.5z_i$, $0.5-0.7z_i$, $0.7-0.9z_i$ i $0.9z_i$ i veće. Svaka kategorija reprezentirana je jednom točkom čija je apscisa i ordinata dana medijanom normaliziranih širina i medijanom apsolutnih vertikalnih brzina i sadrži oko 30–80 podataka. Najmanji broj podataka u kategoriji je 12 (kategorija $0.7-0.9z_i$ za uzlazna strujanja). Pogreške su dane su interkvartilnim rasponom brzina unutar kategorije. Prikazane su i podacima prilagođene kvadratne funkcije. Parametri prilagodbi su u Tablici 3.3.

Tablica 3.3. Parametri prilagodbe oblika $|w_i|/w_* = A + B_1x + B_2x^2$ i njihove standardne devijacije. Ovdje je $w_i = w_{gore}$ ili w_{dolje} , a $x = d/z_i$ je normalizirana širina vertikalnog strujanja. Ove prilagodbe i njihovi koeficijenti korišteni su u korekciji utjecaja efekta odrezivanja na iznose vertikalnih brzina unutar strujanja. Metoda je opisana u dodatku A.

	A	B_1	B_2
Gore, 27.6.	0.30 ± 0.05	1.07 ± 0.24	-0.52 ± 0.19
Dolje, 27.6	0.29 ± 0.02	0.86 ± 0.09	-0.46 ± 0.07
Gore, 10.7.	0.29 ± 0.06	0.97 ± 0.25	-0.39 ± 0.19
Dolje, 10.7.	0.29 ± 0.04	0.73 ± 0.15	-0.36 ± 0.11

Slika 3.8 prikazuje odnos vertikalnih brzina unutar strujanja i širina istih normaliziranih s w_* i z_i . Može se primijetiti da za male širine strujanja (manje od oko $0.3z_i$) uzlazna i silazna strujanja sličnih normaliziranih širina imaju slične iznose vertikalnih brzina, tj. sve krivulje konvergiraju jedna prema drugoj. Vertikalne brzine unutar širih ($> 0.6z_i$) uzlaznih strujanja su oko 20–30% većeg iznosa od brzina u sličnim kategorijama za silazna strujanja. Krivulje silaznih i uzlaznih strujanja slične su na oba dana, sugerirajući da prisustvo plitkih kumulusa nije znatno utjecalo na iznose vertikalnih brzina.



Slika 3.9. Vertikalna brzina izmjerena lidarima u intervalu 13–15:30 UTC, 10. srpnja 2016. Crnim linijama označene su podnice većih individualnih oblaka.

ANS10 dobiva slične rezultate za strujanja malih širina, no za dan s plitkim kumulusima oni dobivaju do 20% veće brzine i do 20% manje brzine u silaznim strujanjima nego za dan s uvjetima vedrog neba. Ove razlike pripisuju postojanju intenzivnih termala (srednje brzine iznosa preko w_*) ispod baza kumulusnih oblaka, jednake širine kao i oblak. Kao što se može vidjeti na Slici 3.9, takvi termali nisu prisutni ispod većine detektiranih podnica u promatranom intervalu 10. srpnja 2016. Laureau *et al.* (2018) promatrali su odnos 95–percentilnih uzlaznih strujanja (kriterij je bio srednja brzina unutar strujanja) i širine istih koristeći skup od 138 intervala s plitkim kumulusima, te primijetili trend "rasta pa izravnavanja". Ovaj trend primjetan je na Slici 3.8 (izraženiji za silazna strujanja), a sličan trend našli su i ANS10.

4. Zaključak

Koristeći Doppler-lidarske podatke o vertikalnim brzinama vjetra izmjerene u mjer-
noj kampanji u sklopu projekta DACCIWA i metodu uvjetnog uzorkovanja opisanu
u Greenhut i Khalsa (1982), analizirane su statističke karakteristike uzlaznih i silaznih
strujanja u konvektivnom tropskom graničnom sloju tijekom ljetne monsunske sezone
u južnom dijelu Zapadne Afrike. Promatrana su dva različita režima PBL-a, jedan
u uvjetima vedrog neba i drugi tijekom formiranja plitkih kumulusa pri vrhu PBL-a.
Posebnost analiziranih slučaja u odnosu na prijašnje studije je u tome što se razvoj
CBL-a odvija u uvjetima kad već postoji niska stratiformna naoblaka koja je nastala
tijekom noći.

Izdvojena su i promatrana dva slučaja razvoja CBL-a iznad pretežito ruralnog i
travnatog terena u okolici *Savè*-a, Benin. U oba slučaja u promatranim razdobljima
u graničnom sloju prevladavalo je jugozapadno monsunsko strujanje, no na dan s plit-
kim kumulusima ono je bilo približno tri puta snažnije. Tokovi senzibilne i latentne
topline bili su približno dva puta veći (200 Wm^2 nasuprot 100 Wm^2) na dan s plitkim
kumulusima. Izraženiji tokovi topline rezultirali su i jačim termalima koji su imali veći
vertikalni raspon, pa je i prosječna visina PBL-a bila veća (800 m nasuprot 570 m).
Profili varijance vertikalne brzine oblika su karakterističnog za CBL, s maksimumom u
donjoj trećini graničnog sloja. Zbog jačih tokova topline u kumulusnom režimu taj je
maksimum veći, $0.6 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ nasuprot $0.35 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ na dan bez niskih oblaka. Nagnutost
je u oba slučaja pozitivna kroz čitav PBL, a vrijednosti nagnutosti su slične bez obzira
u kojem režimu se PBL nalazi.

U promatranim intervalima oko 15–30% vremenskog zapisa bilo je pokriveno uz-
laznim, a oko 50% silaznim strujanjima. Prosječne širine uzlaznih strujanja iznosile
su oko $0.22z_i$ – $0.28z_i$. Širine silaznih strujanja su oko 1.5 puta veće te iznose približno
 $0.37z_i$. Prosječni iznosi vertikalnih brzina unutar strujanja iznosili su oko 0.51 – $0.56w_*$
bez obzira na smjer strujanja (gore ili dolje). Širine strujanja i iznosi vertikalnih brzina
na dan s plitkim kumulusima nisu se značajnije razlikovali od istih veličina na dan s
vedrim nebom. Prostorna učestalost na dan s plitkim kumulusima iznosi oko $0.5z_i^{-1}$
($0.9z_i^{-1}$) za uzlazna (silazna) strujanja. U vedrim uvjetima učestalosti su oko 50% veće
u oba smjera. Ovi su rezultati u dobrom slaganju s nalazima prijašnjih istraživanja,
izuzev prostornih učestalosti koje su oko dva puta manjih iznosa.

Osim statističkih karakteristika vertikalnih strujanja analizirana je i funkcionalna
ovisnost iznosa srednje vertikalne brzine unutar strujanja i širine istog. Iznos vertikalne
brzine raste od oko $0.4w_*$ za strujanja (silazna i uzlazna) male širine (manje od oko
 $0.2z_i$) do oko $0.8w_*$ za uzlazna strujanja širine veće od z_i . Iznosi vertikalnih brzina u
silaznim strujanjima istih širina su i do 20% manji. Za razliku od rezultata prijašnjih
istraživanja provedenih u srednjim geografskim širinama (ANS10), nisu pronađene raz-

like u ovisnostima srednje vertikalne brzine unutar strujanja i njegove širine između dva promatrana režima.

U ovom radu su po prvi put analizirane karakteristike vertikalnih strujanja u konvektivnom tropskom graničnom sloju na području Zapadne Afrike koristeći visokokvalitetan skup podataka prikupljen tijekom mjerne kampanje DACCIWA. Fokus je bio na dva različita slučaja CBL-a koji se javljaju nakon raspadanja jutarnjih stratokumulusnih oblaka. U jednom slučaju u preostalom dijelu dana prevladavali su uvjeti vedrog neba, a u drugom su se javljali kumulusni oblaci na vrhu PBL-a. Valja napomenuti da je tijekom mjerne kampanje uočena velika varijabilnost u atmosferskim uvjetima koja posljedično utječe i na varijabilnost u oblacima. Buduća istraživanja koja bi analizirala opširniji skup događaja pomogla bi potvrditi saznanja ovog rada i pridonijeti kvaliteti parametrizacija CBL-a u numeričkim modelima koje koriste statističke veličine dobivene iz silaznih i uzlaznih strujanja u ovome predjelu svijeta.

Literatura

- Adler, B., N. Kalthoff, i L. Gantner (2017). Nocturnal low-level clouds over southern West Africa analysed using high-resolution simulations. *Atmospheric Chemistry and Physics* 17(2), 899–910. Dostupno na: <https://doi.org/10.5194/acp-17-899-2017>.
- Ansmann, A., J. Fruntke, i R. Engelmann (2010). Updraft and downdraft characterization with Doppler lidar: cloud-free versus cloud-topped mixed layer. *Atmospheric Chemistry and Physics* 10(16), 7845–7858. Dostupno na: <https://doi.org/10.5194/acp-10-7845-2010>.
- Berg, L. K. i R. K. Newsom (2017). Year-Long Vertical Velocity Statistics Derived from Doppler Lidar Data for the Continental Convective Boundary Layer. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 56(9), 2441–2454. Dostupno na: <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-16-0359.1>.
- Daidzic, N. E. (2019). A new model for lifting condensation levels estimation. *International Journal of Aviation, Aeronautics and Aerospace* 6(5). Dostupno na: <https://doi.org/10.15394/ijaaa.2019.1341>.
- Dione, C., F. Louhou, M. Lothon, B. Adler, K. Babić, N. Kalthoff, X. Pedruzo-Bagazgoitia, Y. Bezombes, i O. Gabella (2019). Low-level stratiform clouds and dynamical features observed within the southern West African monsoon. *Atmospheric Chemistry and Physics* 19(13), 8979–8997. Dostupno na: <https://doi.org/10.5194/acp-19-8979-2019>.
- Flamant, C., P. Knippertz, H. Fink, A. Akpo, B. Brooks, J. C. Chiu, H. Coe, S. Danner, M. Evans, O. Jegede, N. Kalthoff, A. Konaré, C. Liousse, F. Lohou, C. Mari, H. Schlager, A. Schwarzenboeck, A. Adler, L. Amekudzi, J. Aryee, M. Ayoola, A. M. Batenburg, G. Bessardon, S. Borrmann, J. Brito, K. Bower, F. Burnet, V. Catoire, A. Colomb, C. Denjean, K. Fosu-Amankwah, P. G. Hill, J. Lee, M. Lothon, M. Maranan, J. Marsham, R. Meynadier, J.-B. Ngamini, P. Rosenberg, D. Sauer, V. Smith, G. Stratmann, J. W. Taylor, C. Voigt, i V. Yoboué (2018). The Dynamics-Aerosol-Chemistry-Cloud Interactions in West Africa Field Campaign: Overview and Research Highlights - Supplement. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 99(1), 83–104. Dostupno na: <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-16-0256.1> [5. srpnja 2020.].
- Garratt, J. R. (1994). *The atmospheric boundary layer*. Press Syndicate of the University of Cambridge.
- Greenhut, G. K. i S. J. S. Khalsa (1982). Updraft and Downdraft Events in the

- Atmospheric Boundary Layer Over the Equatorial Pacific Ocean. *Journal of the Atmospheric Sciences* 39, 1803–1818.
- Hogan, R. J., A. L. M. Grant, A. J. Illingworth, G. N. Pearson, i E. J. O’Connor (2009). Vertical velocity variance and skewness in clear and cloud-topped boundary layers as revealed by Doppler lidar. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 135, 635–643.
- Jakob, C. i A. P. Siebesma (2003). A New Subcloud Model for Mass-Flux Convection Schemes: Influence on Triggering, Updraft Properties, and Model Climate. *Monthly Weather Review* 131(11), 2765–2778. Dostupno na: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2003\)131<2765:ANSMFM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2003)131<2765:ANSMFM>2.0.CO;2).
- Kalthoff, N., F. Louhou, B. Brooks, G. Jegede, B. Adler, K. Babić, C. Dione, A. Ajao, L. K. Amekudzi, J. N. A. Aryee, M. Ayoola, G. Bessardon, K. Danour, S., J. Handwerker, M. Kohler, M. Lothon, X. Pedruzo-Bagazgoitia, V. Smith, L. Sunmonu, A. Wieser, A. H. Fink, i P. Knippertz (2018). An overview of the diurnal cycle of the atmospheric boundary layer during the West African monsoon season: results from the 2016 observational campaign. *Atmospheric Chemistry and Physics* 18(4), 8979–8997. Dostupno na: <https://doi.org/10.5194/acp-18-2913-2018>.
- Karlsruher Institut für Technologie (2016). DACCIWA - Deliverable D1.1 - Campaign. 35–117. Dostupno na: https://www.imk-tro.kit.edu/download/D_01.1_DACCIWA_v.1.0.pdf, [10.7.2020].
- Knippertz, P., A. H. Fink, A. Deroubaix, E. Morris, F. Tocquer, M. J. Evans, C. Flamant, M. Gaetani, C. Lavaysse, C. Mari, J. H. Marsham, R. Meynadier, A. Affo-Dogo, T. Bahaga, F. Brosse, K. Deetz, R. Guebsi, I. Latifou, M. Maranan, P. D. Rosenberg, i A. Schlueter (2017). A meteorological and chemical overview of the dacciwa field campaign in west africa in june–july 2016. *Atmospheric Chemistry and Physics* 17(17), 10893–10918. Dostupno na: <https://doi.org/10.5194/acp-17-10893-2017>.
- Laureau, N. P., Y. Zhang, i S. A. Klein (2018). Observed Boundary Layer Controls on Shallow Cumulus at the ARM Southern Great Plains Site. *Journal of the Atmospheric Sciences* 75(7), 2235–2255. Dostupno na: <https://doi.org/10.1175/JAS-D-17-0244.1>.
- Lenschow, D. H., J. Mann, i L. Kristensen (1994). How Long is Long Enough When Measuring Fluxes and Other Turbulence Statistics? *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 11, 661–673.

- Lenschow, D. H., J. C. Wyngaard, i W. T. Pennell (1980). Mean Field and Second-Moment Budgets in a Baroclinic, Convective Boundary Layer. *Journal of Atmospheric Sciences* 37(6), 1313–1326. Dostupno na: [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1980\)037<1313:MFASMB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1980)037<1313:MFASMB>2.0.CO;2).
- Markowski, P. i Y. Richardson (2010). *Mesoscale Meteorology in Midlatitudes*. John Wiley & Sons, Ltd.
- Mauder, M., M. Cuntz, C. Drüe, A. Graf, C. Rebmann, H. Schmid, M. Schmidt, i R. Steinbrecher (2013). A strategy for quality and uncertainty assessment of long-term eddy-covariance measurements. *Agricultural and Forest Meteorology* 169, 122–135.
- Nicholls, S. i M. A. Lemone (1980). The Fair Weather Boundary Layer in GATE: The Relationship of Subcloud Fluxes and Structure to the Distribution and Enhancement of Cumulus Clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences* 37(9), 2051–2067. Dostupno na: [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1980\)037<2051:TFWBLI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1980)037<2051:TFWBLI>2.0.CO;2).
- NOAA (2015). Relative Humidity and Dewpoint Temperature from Temperature and Wet Bulb Temperature. Dostupno na: <https://www.weather.gov/media/epz/wxcalc/rhTdFromWetBulb.pdf>, [5.8.2020].
- O'Neill, P. L., D. Nicolaidis, D. Honnery, i J. Soria (2004). Autocorrelation Functions and the Determination of Integral Length with Reference to Experimental and Numerical Data. Dostupno na: https://www.researchgate.net/publication/253210572_Autocorrelation_Functions_and_the_Determination_of_Integral_Length_with_Reference_to_Experimental_and_Numerical_Data.
- Redelsperger, J., C. D. Thorncroft, A. Diedhiou, T. Lebel, D. J. Parker, i J. Polcher (2006). African Monsoon Multidisciplinary Analysis: An International Research Project and Field Campaign. *Journal of Atmospheric Sciences* 87(12), 1739–1746. Dostupno na: <https://doi.org/10.1175/BAMS-87-12-1739>.
- Schrage, J., S. Augustyn, i A. Fink (2007). Nocturnal stratiform cloudiness during the West African monsoon. *Meteorology and Atmospheric Physics* 95, 73–86.
- Schrage, J. i A. Fink (2012). Nocturnal continental low-level stratus over tropical west africa: Observations and possible mechanisms controlling its onset. *Monthly Weather Review* 140(6), 1794–1809.
- Schuster, R., A. H. Fink, i P. Knippertz (2013). Formation and Maintenance of Nocturnal Low-Level Stratus over the Southern West African Monsoon Region during

AMMA 2006. *Journal of the Atmospheric Sciences* 70(8), 2337–2355. Dostupno na: <https://doi.org/10.1175/JAS-D-12-0241.1>.

Stull, R. B. (1988). *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Academic Publishers.

van der Linden, R., A. H. Fink, i R. Redl (2015). Satellite-based climatology of low-level continental clouds in southern West Africa during the summer monsoon season. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 120(3), 1186–1201.

Young, G. S. (1988). Turbulence Structure of the Convective Boundary Layer. Part II. Phoenix 78 Aircraft Observations of Thermals and Their Environment. *Journal of Atmospheric Sciences* 45(4), 727–735. Dostupno na: [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1988\)045<0727:TSOTCB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1988)045<0727:TSOTCB>2.0.CO;2).

Zouzoua, M., F. Lohou, P. Assamoi, M. Lothon, V. Yoboue, C. Dione, N. Kalthoff, B. Adler, K. Babić, i X. Pedruzo-Bagazgoitia (2020). Breakup of nocturnal low-level stratiform clouds during southern west african monsoon season. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 1–39. Dostupno na: <https://doi.org/10.5194/acp-2020-602>, u pregledu.

Dodatak A: Korekcije prilikom proračuna

1. Korekcija efekta odrezivanja

Efekt odrezivanja može se korigirati na sljedeći način. Neka raspodjela relativne frekvencije vertikalnih strujanja poput one na Slici 3.6 ima minimalnu dimenziju razreda x_M i širinu razreda $\Delta x = U\Delta t$ gdje je U srednji vjetar u graničnom sloju u promatranom intervalu. Dakle, diskretna (masena) raspodjela dana je parovima

$$d_i, F(d_i),$$

gdje je d_i srednja dimenzija vertikalnog strujanja u i -tom razredu. Ako se svaka vrijednost $F(d_i)$ podijeli širinom razreda $U\Delta t$ i pomnoži ukupnim brojem vertikalnih strujanja dobiva se procjena raspodjele gustoće broja vertikalnih strujanja po jedinici širine istih $\rho(d_i)$. Prilagodбом eksponcijalne funkcije $Ae^{-x/D}$ na parove $(d_i, \rho(d_i))$ dobiva se procjena kontinuirane raspodjele gustoće broja vertikalnih strujanja $\rho(x)$ s kojom je lakše raditi.

2. Broj nedetektiranih vertikalnih strujanja

Neka je broj direktno detektiranih strujanja N_{old} . Ako se raspodjela produlji do nekog $x_m < x_M$, onda je broj i postotak vertikalnih strujanja koji nisu detektirani zbog efekta odrezivanja

$$N_{miss} = \int_{x_m}^{x_M} \rho(x) dx \quad (4.1.a)$$

$$r_{miss} = 100 \frac{N_{miss}}{N_{old} + N_{miss}}. \quad (4.1.b)$$

3. Korekcija na prosječnu dimenziju strujanja

Produljenje raspodjele utjecat će na prosječnu dimenziju vertikalnog strujanja. Prosječna dimenzija nedetektiranih strujanja je

$$D_{miss} = \frac{1}{N_{miss}} \int_{x_m}^{x_M} x \rho(x) dx. \quad (4.2.)$$

Neka je prosječna dimenzija detektiranih strujanja D_{old} . Korigirana prosječna dimenzija dana je otežanom sumom detektiranih i nedetektiranih prosječnih dimenzija vertikalnih strujanja

$$D_{new} = p_{miss} D_{miss} + (1 - p_{miss}) D_{old}, \quad (4.3.)$$

gdje je $p_{miss} = r_{miss}/100$ udio nedetektiranih vertikalnih strujanja.

4. Korekcija na prosječnu vertikalnu brzinu u strujanju

Slično prosječnim dimenzijama strujanja, prosječnu vertikalnu brzinu unutar strujanja također treba korigirati. Ako je poznata funkcionalna ovisnost prosječne vertikalne brzine unutar strujanja $w(x)$, onda je prosječna vertikalna brzina unutar nedetektiranih strujanja

$$\bar{w}_{miss} = \frac{1}{N_{miss}} \int_{x_m}^{x_M} w(x)\rho(x)dx. \quad (4.4.)$$

Neka je prosječna vertikalna brzina unutar detektiranih strujanja \bar{w}_{old} . Korigirana prosječna vertikalna brzina unutar strujanja dana je otežanom sumom

$$\bar{w}_{new} = p_{miss}\bar{w}_{miss} + (1 - p_{miss})\bar{w}_{old}. \quad (4.5.)$$

Dodatak B: Podaci o instrumentima i mjerenim veličinama

Tablica 4.1. Lista proizvođača i modela instrumenata čiji podaci su korišteni u radu (Karlsruher Institut für Technologie, 2016).

Instrument	Mjerene veličine	Proizvođač	Model
Podnicomjer	Baza oblaka	Lufft	CHM15k "Nimbus"
Mikrovalni radiometar	Potencijalna temperatura	Radiometer Physics Gmbh	HATPRO
Ultrasonični anemometar	Brzina i smjer vjetra, temperatura	Gill	Solent-R2
Senzor topline i vlažnosti	Temperatura, rel. vlažnost	Vaisala	HMP35A
Infracrveni higrometar	Tok senzibilne topline	LI-COR	Li-Cor 7500
Ploče za mjerenje toplinskog toka	Tok topline u tlo	McVAN Instruments PTY LTD	Heatflux Ramco HP3
Lidari	Vertikalna brzina vjetra	Lockheed Martin Leosphere	WindTracer WindCube
Sodar	Smjer, brzina vjetra	Scintec AG	MFAS
UHF Profiler	Smjer, brzina vjetra	Degreane Horizon	PCL 1300