Međudjelovanje obalne cirkulacije zraka i duboke mokre konvekcije na istočnoj obali Jadrana

Kehler-Poljak, Gabrijela

Doctoral thesis / Disertacija

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://urn.nsk.hr/urn:nbn:hr:217:434237

Rights / Prava: In copyright / Zaštićeno autorskim pravom.

Download date / Datum preuzimanja: **2024-04-19**

Repository / Repozitorij:

Repository of the Faculty of Science - University of Zagreb

Sveučilište u Zagrebu

PRIRODOSLOVNO-MATEMATIČKI FAKULTET
GEOFIZIČKI ODSJEK

Gabrijela Kehler-Poljak

MEĐUDJELOVANJE OBALNE CIRKULACIJE ZRAKA I DUBOKE MOKRE KONVEKCIJE NA ISTOČNOJ OBALI JADRANA

DOKTORSKI RAD

Zagreb, 2020.

University of Zagreb

FACULTY OF SCIENCE
DEPARTMENT OF GEOPHYSICS

Gabrijela Kehler-Poljak

THE INTERACTION BETWEEN THE SEA BREEZE CIRCULATION AND THE DEEP MOIST CONVECTION ALONG THE EASTERN ADRIATIC COAST

DOCTORAL THESIS

Zagreb, 2020.

Sveučilište u Zagrebu

PRIRODOSLOVNO-MATEMATIČKI FAKULTET
GEOFIZIČKI ODSJEK

Gabrijela Kehler-Poljak

MEĐUDJELOVANJE OBALNE CIRKULACIJE ZRAKA I DUBOKE MOKRE KONVEKCIJE NA ISTOČNOJ OBALI JADRANA

DOKTORSKI RAD

Mentor: izv.prof.dr.sc. Maja Telišman Prtenjak

University of Zagreb

FACULTY OF SCIENCE
DEPARTMENT OF GEOPHYSICS

Gabrijela Kehler-Poljak

THE INTERACTION BETWEEN THE SEA BREEZE CIRCULATION AND THE DEEP MOIST CONVECTION ALONG THE EASTERN ADRIATIC COAST

DOCTORAL THESIS

Supervisor: Assoc. Prof. Maja Telišman Prtenjak, PhD

Zagreb, 2020.

Ova doktorska disertacija je izrađena u sklopu Sveučilišnog poslijediplomskog studija pri Geofizičkom odsjeku Prirodoslovno – matematičkog fakulteta Sveučilišta u Zagrebu pod vodstvom izv.prof.dr.sc Maje Telišman Prtenjak.

Informacije o mentoru:

Maja Telišman Prtenjak diplomirala je na PMF-u u Zagrebu (1995.), magistrirala je 2001., i doktorirala 2006. godine na Sveučilištu u Zagrebu na istom fakultetu. Od 1996. radi pri Geofizičkom odsjeku PMF-a, trenutno kao izvanredna profesorica. Predaje na nizu kolegija iz meteorologije i klimatologije na sve tri razine studija: prediplomskom, diplomskom i doktorskom studiju na Sveučilištu u Zagrebu. Vanjska je suradnica na Sveučilištu u Rijeci. Do sada je bila voditelj/suvoditelj na više radova koji su dobili Rektorovu nagradu, 17 diplomskih radova, 1 obranjenog doktorata. (Su)voditeljica je i više doktorata u tijeku. Dobitnica je nagrade za znanstvenu izvrsnost od Ministarstva znanosti, obrazovanja i športa 2009. godine. Bila je na nekoliko specijalizacija u inozemstvu, što uključuje: Météo-France u Toulouse (Francuska), International Center for Theoretical Physics u Trstu (Italija) te Sveučilište Balearskih otoka (UIB) u Palma de Mallorci (Španjolska) kao i brojne međunarodne znanstvene skupove i radionice. Bila je ili jest članica: *Royal Meteorological Society*, Hrvatskog agrometeorološkog društva, Hrvatskog meteorološkog društva, Uredničkih odbora časopisa '*Geofizika*', '*Hrvatski meteorološki časopis*' i '*Meteorology and Atmospheric Physics*'. Bila je članica petnaestak organizacijskih i znanstvenih odbora međunarodnih znanstvenih i znanstveno-stručnih skupova i radionica.

Sudjelovala je u radu više znanstvenih i stručnih međunarodnih i domaćih projekata, i kao suradnik (na njih 12) i kao voditelj (na njih 3). Do sada je u koautorstvu objavila 34 znanstvena rada i 100-ak konferecijskih radova u suradnji s domaćim i inozemnim suradnicima te više poglavlja u knjigama. Recenzirala je više domaćih i međunarodnih projekata te oko 50-ak članaka za više renomiranih međunarodnih i domaćih časopisa. Fokus rada je na mezoskalnim strujanjima nad kompleksnom topografijom.

Završetak ove doktorske disertacije ne bi bio moguć bez potpore mojih dragih osoba.
Kao prvo, zahvaljujem se mojoj mentorici izv.prof.dr.sc. Maji Telišman Prtenjak za tolike godine intenzivnog i ustrajnog rada na daljinu, nesebičnog dijeljenja znanja i iskustva te neizmjernog strpljenja i pomoći. Hvala Vam što ste unatoč teškim okolnostima vjerovali u moj završetak rada.
Zahvaljujem se mojoj kolegici i prijateljici dr. Karmen Babić što je uvijek bila uz mene kad god mi je zatrebala pomoć, u privatnom kao i u poslovnom pogledu. Hvala ti na našim dugim razgovorima i zajedničkim druženjima.
Zahvaljujem se kolegama Goranu Gašparcu, Marku Kvakiću i dr. Petri Mikuš na plodonosnim znanstvenim raspravama, savjetima i pomoći.
Konačno, zahvaljujem se mojoj mami i tati, dragom braci i Dometu na bezgraničnoj ljubavi i vjeri. Hvala vam na vašoj financijskoj podršci te bezbrojnim riječima ohrabrenja i podrške. Najveće hvala „mom vjetru u leđa“ Michaelu na bezuvjetnoj ljubavi i bezgraničnoj podršci, koju mi svaki dan pružaš. Bez tebe ne bih sada bila gdje jesam. Hvala mom sinu Matteu. Ti si uvijek bio razlog mom ponovnom „ustajanju“ i danjoj borbi kroz život. Neizmjerno vas volim.

Sadržaj

1 Uvod **8**

1.1 Teorijska pozadina 8

1.1.1 Obalna cirkulacija 9

1.1.2 Konvekcija i atmosferska nestabilnost 14

1.1.3 Kumulonimbus (Cb) 20

1.2 Pregled dosadašnjih istraživanja 21

1.2.1 Povezanost smorca i konvekcije 21

1.2.2 Konvekcija i smorac na Sredozemlju 23

1.3 Motivacija i ciljevi istraživanja 25

2 Područje istraživanja, podaci i metode **27**

2.1 Zemljopisni opis područja istraživanja 27

2.2 Dostupni podaci i metode analize 28

3 Numerički model WRF i njegove postavke **32**

3.1 Osnovne postavke WRF modela 32

3.2 Testovi osjetljivosti 34

3.2.1 Varijacije parametrizacije u postavkama WRF modela 34

3.2.2 Modifikacija topografije 35

3.2.3 Polje površinske temperature mora 37

4 Odabrani slučajevi **39**

5 Utjecaj sinoptičkog vjetra na razvoj dnevne duboke konvekcije **42**

5.1 Slučaj C1: 9.srpnja 2006

5.1.1 Sinoptička situacija i mjerenja 42

5.1.2 Rezultati iz numeričkog modela WRF 46

5.2 Slučaj C2: 8. kolovoza 2006

5.2.1 Sinoptička situacija i mjerenja 52

5.2.2 Rezultati iz numeričkog modela WRF 55

5.3 Slučaj C3: 8. lipnja 2003
5.3.1 Sinoptička situacija i mjerenja 59
5.3.2 Rezultati iz numeričkog modela WRF 62
5.4 Slučaj C4: 6./ 7. srpnja 2009
5.4.1 Sinoptička situacija i mjerenja 65
5.4.2 Rezultati iz numeričkog modela WRF 67
5.5 Tipični atmosferski uvjeti i režimi strujanja nad sjeveroistočnim Jadranom 70
5.6 Odnosi između određenih parametara 72

6 Utjecaj testova osjetljivosti na simulacije mezoskalnog modela WRF 76
6.1 Osjetljivost simulacija na parametrizaciju mikrofizike i atmosferskog graničnog sloja (AGS-a) 76
6.1.1 Prostorna i vremenska evaluacija modela prizemnim mjerenjima … 76
6.1.2 Prostorna i vremenska evaluacija modela daljinskim mjerenjima 81
6.1.3 Utjecaj postavki modela na karakteristike smorca 86
6.2 Osjetljivost simulacija na modificiranu topografiju 87
6.3 Osjetljivost simulacija pri promjeni površinske temperature mora 94

7 Zaključak 103

8 Literatura 108

Prilog A 116
A.1 Slučaj C5: 3. srpnja 2009 116
A.2 Slučaj C6: 11. lipnja 2015 119

Sažetak na hrvatskom jeziku 123

Sažetak na engleskom jeziku 125

Popis kratica 127

Životopis i popis radova 128

The Sea Breeze

I smell the sea breeze,
Travelling up the beach.
It blows through my hair,
As it continues its journey.
I smell the salt that it carries along,
And the freshness it is famous for.
It has picked up other smells on the way,
I can sense the pollen it had found.
The temperature is hot,
The breeze chills my body.
The sea breeze keeps blowing forever,
Letting other people smell its aroma.

Unknown autor

Clouds

Clouds are pictures in the sky
They stir the soul, they please the eye
They bless the thirsty earth with rain,
which nurtures life from cell to brain-
But no! They're demons, dark and dire,
hurling hail, wind, flood, and fire
Killing, scarring, cruel masters
Of destruction and disasters
Clouds have such diversity-
Now blessed, now cursed,
the best, the worst
But where would life without them be?

Vollie Cotton

Poglavlje 1

Uvod

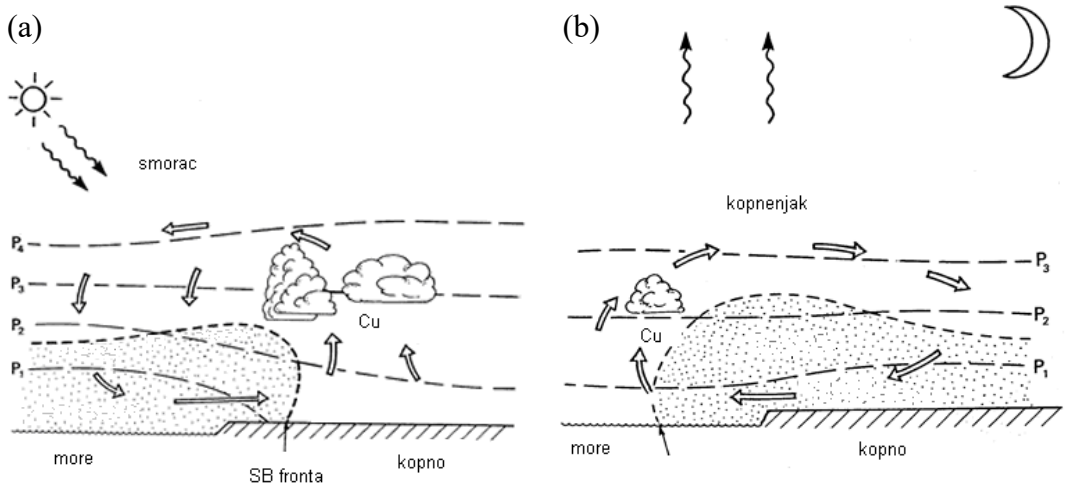
Život u priobalnom i obalnom području obilježen je doživljavanjem, osjećanjem, viđenjem i poznavanjem lokalnog režima strujanja koja se na tim područjima javljaju. Jedan tip strujanja nastaje zbog generiranja obalne cirkulacije čiju donju granu čini smorac. Smorac nastaje kao odgovor na diferencijalno temperaturno zagrijavanje zraka iznad toplijeg kopna i hladnijeg mora tijekom dana. Kako je lokalnog karaktera te ovisi o topografskim obilježima samog lokaliteta, ali se ujedno pojavljuje i u različitim područjima diljem svijeta, brojna istraživanja su bila usmjerena na proučavanje te termičke cirkulacije: od mehanizama njegovog nastajanja, same strukture i životnog vijeka smorca, njegove prognoze, utjecaja topografskih /sinoptičkih uvjeta (Pielke, 1974; Atkinson, 1981; Simpson, 1994; Grisogono i sur., 1998; Miller i sur., 2003; Sano i Tsuboki, 2006; Telišman Prtenjak i sur., 2006; Crosman i Horel, 2010) do njegove značajne uloge u biološkom svijetu (Simpson, 1994). Pojava smorca omogućava osviježenje u teškim ljetnim vrućinama donoseći vlažan morski zrak u prizemnom graničnom sloju atmosfere te ima velik utjecaj na životinjski svijet (prijenos insekata, peluda i spora, prehranu ptica), kao i na život čovjeka, pridonoseći boljoj ili lošijoj kvaliteti zraka obalnog područja i time utječući na čovjekovo zdravlje (npr. Bouchlaghem i sur. 2007; Telišman Prtenjak i sur., 2013). Uočeno je također da smorac može formirati tzv. zonu konvergencije u polju strujanja te posljedično utjecati na konvekciju i na pojavu konvektivnih oblaka (cumulonimbusa, Cb). Takvi konvektivni sustavi mogu izazvati opasne vremenske pojave: intenzivne pljuskove, munje i tuču te snažne udare vjetra. Navedene pojave nadalje mogu uzrokovati poplave i odronjavanje tla i time znatno narušiti stanje u poljoprivredi, utjecati na oštećenje izvora energije i pričiniti znatnu matrijalnu štetu te izazvati probleme u pomorskom, kopnenom i zračnom prometu.

Kako velik broj stanovništva živi upravo na obalnom i priobalnom području, koja su ponekad vrlo gusto naseljena, proučavanje ove obalne termičke cirkulacije i njezinog utjecaja na konvektivne aktivnosti i dalje je od velike važnosti.

1.1 Teorijska pozadina

1.1.1 Obalna cirkulacija

Obalna cirkulacija predstavlja dinamički sustav obalnog kruženja zraka koji je uzrokovan nejednakim zagrijavanjem zraka iznad kopna i mora, odnosno nejednakom razmjenom topline u graničnom sloju tijekom dana i noći. Takva cirkulacija obilježena je nastankom dnevnog strujanja prema kopnu, noćnog strujanja prema moru te povratnim strujanjima na nešto većim visinama (Sl. 1).

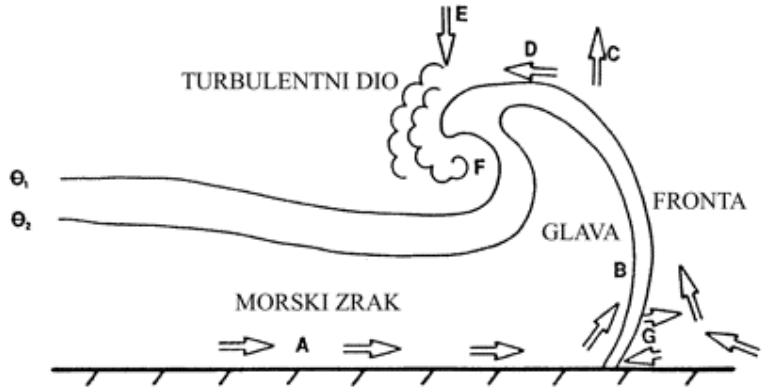


Slika 1: Dnevni **(a)** i noćni **(b)** oblik obalne cirkulacije. Točkasta površina odgovara donjoj grani strujanja u obalnoj cirkulaciji, znanog kao smorac tijekom dana odnosno kao kopnenjak tijekom noći. Oznaka SB fronta (na prednjoj strani dnevne cirkulacije) označava frontu smorca (prema:http://www.rmets.org/activities/schools/local_winds.php).

Zagrijavanje AGS-a nad kopnom u jutarnjim satima (nekoliko sati nakon izlaska sunca) i tijekom dana jest brže i jače od onoga nad morem. To će uzrokovati nejedoliku raspodjelu tlaka iznad mora i kopna (tzv. lokalni gradijenta tlaka) pri čemu nastaje gibanje zraka u nižim slojevima od mora prema kopnu, odnosno smorac (eng. *sea breeze,* SB, Sl. 1a) i gornja, sporija grana cirkulacije na nešto većim visinama i u dubljem sloju tzv. povratna struja. U svom maksimumu, smorac posjeduje najčešće brzine između 3 i 7 m/s (Simpson, 1994; Miller i sur., 2013) te može prodrijeti i do nekoliko desetaka kilometara u unutrašnjost kopna, u rijetkim slučajevima i do stotinu kilometara. Tijekom noći situacija je suprotna, pri čemu dolazi do razvoja kopnenjaka (eng. *land breeze,* LB), koji je karakteriziran kao slabije strujanje i s manjom dubinom prodiranja od dnevnog strujanja (Sl. 1b). Obje obalne cirkulacije (dnevna i noćna) time čine zatvoren sustav cirkulacije u idealiziranom slučaju.

Sama dubina prodora smorca je izrazito lokalnog karaktera te ovisi o topografiji promatranog područja i obliku obale (Prtenjak i sur., 2006; Barthlott i Kirshbaum, 2013; Kehler-Poljak i sur., 2017), smjeru pozadinskog sinoptičkog vjetra (npr. Atkins i sur., 1997; Poljak i sur., 2014), statičkoj (ne)stabilnosti u atmosferskom graničnom sloju (AGS) itd.

(a)



(b)

Slika 2: (a) Shematska dvodimenzionalna struktura smorca. Detalji su opisani u tekstu (prema: http://www. jadran.gfz.hr/maestral_objasnjenje.html). **(b)** Formiranje oblaka iznad fronte smorca 30. kolovoza 2004. godine iznad grada Alicante u Španjolskoj (iz Azorin-Molina i sur., 2009b.)

Sam nastanak smorca objašnjava se pomoću nekoliko teorija (npr. Tijm i Van Delden, 1999; Crosman i Horel, 2010; Cuxart i sur., 2014): (i) uzlazna (eng. *upward*, npr. Pielke, 2002) teorija, pri čemu je glavni uzrok nastanka dizanje zagrijanog zraka vertikalno uvis nad kopnom, koji posljedično tada utječe na nejednoliko polje tlaka te prvo formiranje povratne struje, a potom nastanak samog smorca, (ii) bočna (eng. *sideways,* Simpson, 1994) teorija, koja suprotno prethodnoj teoriji daje prednost početnom formiranju horizontalnog prodiranja

morskog zraka u najnižem sloju atmosfere nad čvrstom površinom te (iii) kombinirana (eng. *mixed,* Abba i Physick, 1992) teorija, koja ističe jednoliko važnost horizontalnog i vertikalnog širenja zraka upućujući time na činjenicu da se smorac i njegova povratna struja formiraju istovremeno. Iako nema jednoznačnog odgovora o teoriji nastanka, u nedavnom radu Cuxart i sur. (2014) primjenom numeričkog modela visoke razlučivosti, analiza članova jednadžbi gibanja i turbulentne kinetičke energije (TKE) daje prednost bočnoj teoriji nastanka. Pokazalo se da je jedini važan član gibanja – član sile gradijenta tlaka ispod 200 m, koji nije bio kompenziran jačim uzlaznim gibanjima već turbulentnim tokovima i turbulentnim miješanjem.

Struktura smorca proučavana u brojnim studijama (npr. Simpson, 1994; Miller i sur., 2003) je relativno složena, a sastoji se od (Sl. 2a): (i) tijela smorca, (ii) nosa i (iii) uzdignute glave cirkulacije te (iv) turbulentnog dijela iza uzdižuće glave. Hladniji morski zrak veće gustoće i vlažnosti, koji predstavlja donju granu cirkulacije u tzv. tijelu smorca, nalazi se iza podignute glave. Na prednjoj strani ove struje razvija se fronta smorca, koja je često obilježena naglim promjenama u temperaturi, vlažnosti zraka i vjetru. Gibanje morskog zraka prema fronti uzrokuje vertikalno uzdizanje kontinentalnog i morskog zraka formirajući tzv. glavu smorca. Visina glave, a time i fronte smorca h(F) može doseći dvostruku visinu tijela smorca h(SB), a uzlazno gibanje koje se javlja duž fronte smorca obilježeno je nastankom oblaka. Međudjelovanjem silaznog strujanja i povratne grane strujanja iza glave smorca te uzevši u obzir činjenicu da je gornje strujanje većih brzina, a donje pak veće gustoće, nastaju povoljni uvjeti za razvoj Kelvin-Helmholtz-ovih (KH) valova iznad gornje granice tijela smorca (Plant i Keith, 2007). KH valovi rastu dok ne postanu nestabilni te nakon njihovog „pucanja“ razvija se turbulentni dio. Pojavu fronte smorca vizualno je lako uočiti (Sl. 2b) radi nastanka konvektivnih oblaka iznad nje (Pielke i Mahrer, 1978; Sano i Tsuboki, 2006; Azorin-Molina i sur., 2009b), dok se u polju prizemnog strujanja (kinematička fronta) očituje kao zona maksimalne konvergencije ili/i pak kao zona maksimalnih temperaturnih gradijenta u polju temperature (termodinamička fronta). Pretpostavka o pojavljivanju najjačih gradijenata temperature kroz termodinamičku frontu i konvergentne zone kroz kinematičku frontu na istom mjestu nije uvijek točna. Kinematička i termodinamička fronta mogu biti udaljene i do 15 kilometara omeđujući termodinamičku zonu. Ova pojava se zove bifurkacija (Miller i sur., 2003), a ukoliko se dvije fronte poklope u prostoru dat će jaku frontogenezu fronte smorca.

Brzina fronte smorca je ovisna o dva faktora na samoj lokaciji. To su temperaturna razlika između kopna i mora, te turbulencija u AGS-u ispred same fronte. Uloga turbulencije

je dvojaka (e.g. Cuxart i sur., 2014). Turbulencija unutar graničnog sloja u prvim satima nastanka smorca doprinosi formiranju/jačanju lokalnih gradijenata preko obalne linije. Kasnije tijekom dana (u poslijepodnevnim satima) turbulencija ispred fronte utječe na smanjenje razlika u gustoći tj. temperaturi duž fronte i u konačnici je odgovorna za njeno slabljenje/nestajanje. Visina fronte u AGS-u iznosi od 0.5 do 2 km s razvojem vertikalnih brzina do 2 ms^{-1} (Miller i sur., 2003), dok su intenzitet i vrijeme trajanja različiti. Smanjenjem Sunčevog zračenja smanjuju se i temperaturne razlike između kopna i mora, dotok morskog zraka jenjava (dodatno i zbog utjecaja Coriolosovog zakretanja) te dolazi do slabljenja obalne cirkulacije i nestanka smorca. Stoga je približni vijek života smorca procijenjen na otprilike deset sati u ljetnim mjesecima (npr. Telišman Prtenjak i Grisogono, 2007). Pojava smorca također ovisi o zemljopisnoj širini, sezoni kao i dobi dana. Generalno, smorac je prisutan u mnogim tropskim i subtropskim područjima (npr. Planchon i sur., 2006, Abatan i sur., 2014; Ferreira Da Silva i sur., 2017) gotovo tijekom cijele godine, dok se u hladnijim područjima pojavljuje samo u toplijem dijelu godine (Simpson, 1994).

Iako su prema pojedinim istraživanjima, npr. Sl. 2a, utvrđena opća obilježja smorca (Simpson, 1994; Miller i sur., 2003; Crosman i Horel, 2010), pojava smorca pod velikim je utjecajem lokalnog terena i lokalnih klimatskih obilježja. Stoga je istraživanje potrebno provesti zasebno za svaku lokaciju (Telišman Prtenjak i Grisogono, 2006; Telišman Prtenjak i sur., 2010; Mazon i Pino, 2013; Barthlott i Kirshbaum, 2013; Poljak i sur., 2014; Cuxart i sur., 2014; Jimenez i sur., 2016; Kehler-Poljak i sur., 2017; Anjos i Lopes, 2018). Dosadašnje studije (npr., Miller i sur., 2003; Steyn, 2003; Crosman i Horel, 2010; Sweeney i sur., 2014) su pokazale koje geofizičke varijable utječu na pojavu i razvoj smorca, točnije na maksimalni prodor smorca nad kopnom (l), na visinu tijela smorca (h), na horizontalnu maksimalnu brzinu smorca (u) te vertikalne brzine koje se javljaju u/na fronti smorca (w). Geofizičke varijable utjecaja su podijeljene na vremenski promijenjive varijable na *dnevnoj* skali: prizemni turbulentni tok senzibilne topline (H), sinoptički (geostrofički) vjetar (v_g), statička stabilnost atmosfere (N), vlažnost atmosfere (q) te površinska temperatura mora *(SST).* Definirane su i vremenski promijenjive varijable na *sezonskoj* skali kao što su zemljišni pokrov koji utječe na albedo i duljina hrapavosti (z_0). Ostale varijable kao što su veličina vodene površine (d), visina terena (h_t), nagib terena (s), zakrivljenost obale (r) te utjecaj Coriolisove sile (f) za pojavu smorca se smatraju *vremenski nepromijenjivima*, ali lokalno važnim varijablama.

Glavni pokretač u nastanku smorca jest upravo turbulentni tok senzibilne topline H i kao takav utječe na sve karakteristike smorca. Pokazano je da su visina tijela smorca i njegova

maksimalna horizontalna brzina proporcionalne s $\sqrt{H}$, te da su vertikalne brzine izrazito osjetljive na njegove promjene (npr. Steyn, 2003; Drobinski i sur. 2006). Dublje i brže prodiranje smorca nad kopno zamijećeno je u slučajevima kada je *H* također bio veći. Novija istraživanja (Miglietta i sur., 2011; Tang, 2012; Sweeney i sur., 2014; Kehler-Poljak i sur., 2017) ukazala su i utjecaj SST na *H*, a time također onda i direktan utjecaj na ostale karakteristike smorca.

Nadalje, smjer i brzina sinoptičkog stujanja (v_g) utjecat će na nastanak, razvoj i intenzitet smorca. (i) Kada su brzine umjerene do jake i njegov smjer je suprotan smjeru smorca, nastanak smorca neće biti moguć (npr. Arritt 1993; Poljak i sur., 2014). (ii) Kada su brzine slabe do umjerene i njegov smjer je suprotan smjeru smorca, prodiranje smorca nad kopno je ograničeno, s mogućnošću postizanja njegove maksimalne brzine. Ukoliko je sinoptički (pozadinski) vjetar istog smjera kao i smorac, doći će do slabljenja same fronte smorca (npr. Grisogono i sur., 1998; Telišman Prtenjak i sur., 2010; Poljak i sur., 2014) uslijed bifurkacije fronte te često smorac nije moguće razlučiti od sinoptičkog strujanja (npr. Arritt, 1993). Utjecaj sinoptičkog strujanja suprotnog smjera od strujanja smorca na karakteristike smorca *u*, *w* i *h* pod utjecajem je brojnih nelinearnih interakcija, dok u slučaju kada oba strujanja imaju isti smjer, v_g i karakteristike smorca *u*, *w* i *h* imaju obrnuto proporcionalan odnos.

Statička stabilnost atmosfere (*N)* očituje se ponajviše kroz intenzitet samog smorca. Slabije stabilna atmosfera omogućuje intenzivniji razvoj smorca, dok jače stratificirana stabilna atmosfera „prigušuje“ njegov razvoj. Ta činjenica predstavlja jedan od glavnih razloga zašto je kopnenjak slabiji od smorca. Utjecaj stabilnosti atmosfere na karakteristike smorca također je uočen i za ostale veličine: iznosi *u* i *l* blago opadaju s porastom statičke stabilnosti, dok je za *w* i *h* to opadanje znatno brže (npr. Atkinson, 1981; Crosman i Horel, 2010).

Utjecaj atmosferske vlažnosti (*q*) na razvoj smorca jest višestruk. Povećana prizemna vlažnost, koja može nastati advekcijom vlažnog zraka ili pak površinskim isparavanjem tla (Barthlott i Kirshbaum, 2013), vodi do povećane vlažnosti u prizemnom strujanju smorca. Ta vlažnost je nadalje bitna jer znatno utječe na promjenu prizemne vlažnosti, kao i na vlažnost u srednjoj troposferi u i iznad fronte smorca, posljedično utječući na nastanak, intenzitet i razvoj duboke konvekcije (npr. Crook, 1996; Kehler-Poljak i sur., 2017). Nasuprot tome, razvoj konvekcije popraćen je nastankom oblaka, koji pak utječu na smanjen dotok Sunčevog zračenja te slabljenje razvoja smorca.

Veličina vodene površine (d) i zakrivljenost obale (r) su nepromijenjive lokalne varijable čiji utjecaj također igra značajnu ulogu u razvoju smorca. Pri malim dimenzijama vodene površine ($d \approx 5 - 50\ km$), pojava i razvijenost obalne cirkulacije će biti manja. Postoji nekoliko razloga koji doprinose toj činjenici: obalna cirkulacija manjih dimenzija lako može biti „prebrisana“ nadolazećim sinoptičkim strujanjem, dok utjecaj smanjene vlažnosti tla ili pak vegetacije vode k smanjenom H. Manje vrijednosti u, w i h te slabiji prodor smorca nad kopno, slabije razvijena fronta smorca i posljedično duboka konvekcija zamijećene su u ovom slučaju. Pri srednjim i velikim dimenzijama vodene površine ($d \approx 50 - 100\ km$) efekt je suprotan gore navedenom (Segal i sur., 1997; Suito i sur., 2001). Zakrivljenost obale značajno utječe na interakciju smorca-smorca i smorca-sinoptičkog strujanja, i to ponajviše na lokaciju i vrijeme nastanka ove obalne cirkulacije. Poznato je da konveksni oblik površine doprinosi konvergenciji smorca te time jača samu cirkulaciju, dok ju konkavni pak divergencijom strujanja slabi (Arritt, 1989).

Većina numeričkih studija bila su usmjerna na utvrđivanje koliki i kakav utjecaj topografija uopće ima na razvoj i karakteristike smorca i to u ovisnosti o visini i nagibu terena, duljini nagiba terena te udaljenosti planinskog područja od obale. Pojava vjetra cirkulacije obronka nad strmim terenom može se sjediniti s nadolazećom obalnom cirkulacijom ili ju pak mehanički blokirati (npr. Atkinson, 1981, Telišman Prtenjak i sur., 2006). U oba slučaja topografija utječe na početak i dubinu prodiranja obalne cirkulacije te posljedično i na sam razvoj duboke konvekcije (Suito i sur., 2001; Telišman Prtenjak i sur., 2006; Barthlott i Kirshbaum, 2013; Kehler-Poljak i sur., 2017). Nadalje, kanalizacija obalne cirkulacije kroz planinske prijevoje dovodi do razvoja višeslojnih vertikalnih struktura bez povratne grane strujanja te može lokalno povećati iznose varijabli u, w i l (Segal i sur., 1997). Ukoliko je nagib dovoljno malen (manji od 2.29° prema Asai i Mitsumoto (1978) ili pak ≈ 0.8° prema Porson i sur. (2007)) cirkulacija vjetra obronka se može sjediniti sa smorcem i time povećati iznos varijabli u, w, l i h, iako je naglašeno da „kritični“ kut nagiba pri kojem dolazi do sjedinjenja ovih mezoskalnih cirkulacija, ovisi o nekoliko parametara: profilu vertikalne stabilnosti, zagrijavanju strmog terena, vegetaciji, duljini nagiba, visini te udaljenosti planinskog područja od obale.

1.1.2 Konvekcija i atmosferska nestabilnost

Vertikalno strujanje fluida pri kojem dolazi do prijenosa topline, vodene pare, vlage, impulsa i turbulentnog miješanja svojstava tog fluida naziva se **konvekcija**. Konvekcija se

pojavljuje u dva osnovna oblika: slobodna (prirodna ili uzgonska) te prisilna (mehanički uvjetovana) konvekcija.

Slobodna ili prirodna konvekcija predstavlja vertikalno dizanje zraka izazvano samo razlikama u gustoći fluida, u smjeru suprotnom od smjera djelovanja sile uzgona. Pomoću širenja zraka uzdiže zagrijanu čest fluida (tzv. termali) vertikalno uvis, prenoseći toplinu u hladniji okoliš, dok je prisilna konvekcija pak konvekcija izazvana mehaničkim silama, najčešće topografijom terena te dinamičkom konvergencijom.

Atmosfera za suhu čest zraka može biti apsolutno statički stabilna, nestabilna i neutralna. Dakle, promjena potencijalne temperature s visinom određuje statičku (konvekcijsku) stabilnost suhog zraka te vrijedi:

$$\frac{\partial \Theta}{\partial z} \begin{cases} > 0 \; statički \; stabilna \\ = 0 \; statički \; neutralna \\ < 0 \; statički \; nestabilna \end{cases} \tag{1.1}$$

pri čemu je z (m) visina, a Θ (K) potencijalna temperatura koju bi imala čest zraka kada bi se adijabatičkim procesom dovela na tlak od 1000 hPa:

$$\Theta = T\left(\frac{p_0}{p}\right)^{\frac{R_d}{C_{pd}}} \tag{1.2}$$

gdje T predstavlja temperatura česti zraka (K), p tlak česti zraka (hPa), a p_0 tlak zraka na površini, R_d je specifična plinska konstanta suhog zraka, C_{pd} specifični toplinski kapacitet suhog zraka pri konstantnom tlaku. Vlažna nezasićena čest može postati zasićena na tzv. nivou kondenzacije (*eng. lifting condensation level, LCL*; na Sl. 3 označeno sa z_k). Da bi se mogla opisati dinamika česti zraka u vlažnoj atmosferi potrebno je definirati ekvivalentu potencijalnu temperaturu, Θ_e:

$$\Theta_e = \Theta e^{\frac{L_{lv} r}{C_{pd} T}} \tag{1.3}$$

pri čemu r omjer miješanja vodene pare. Θ_e jest temperatura koju bi čest zraka imala kada bi se sva vodena para u njoj kondenzirala, oslobođena latentna toplina utrošila na zagrijavanje česti zraka, te bi se čest zraka dovela na tlak od 1000 hPa.

Nadalje, za atmosferu u kojoj vrijedi da je okolni zrak na određenoj visini topliji od nezasićene, a hladniji od zasićene česti kažemo da je uvjetno nestabilna. To bi konkretno značilo da je takva atmosfera statički stabilna za nezasićenu čest (koja se tada vraća prema

početnom položaju), ali je nestabilna za zasićenu čest (koja se nastavlja gibati u vis). Tada je ekvivalentna potencijalna temperatura zasićenja, Θ_{es} definirana kao:

$$\Theta_{es} = \Theta e^{\frac{L_{lv} r_s}{C_{pd} T}} \tag{1.4}$$

pri čemu je r_s omjer miješanja vodene pare zasićene česti. Stoga, Θ_{es} predstavlja Θ_e zasićene česti. Nadalje, možemo definirati kriterij za potencijalnu nestabilnost zasićene česti kao:

$$\frac{\partial \Theta_{es}}{\partial z} \begin{cases} > 0 \; potencijalno\ ili\ konvektivno\ stabilna \\ = 0 \; potencijalno\ ili\ konvektivno\ neutralna \\ < 0 \; potencijalno\ ili\ konvektivno\ nestabilna \end{cases} \tag{1.5}$$

Potencijalna nestabilnost ne zahtjeva samo da je $\frac{\partial \Theta_{es}}{\partial z} < 0$, već također i zasićenje česti pri temperaturi okoline na visini na kojoj se pojavljuje konvekcija (Holton, 2004). Potencijalna ili konvektivna nestabilnost pogodna je za prognozu kumulosnih (Cu; obilježje plitke konvekcije) i kumulonimbusnih (Cb; obilježje duboke konvekcije) oblaka. Formiranje Cu i Cb oblaka obilježeno je tvorbom termala vlažnih i toplih česti zraka. Takvi termali stoga predstavljaju nehidrostatičke i u velikoj mjeri turbulentne strukture (Holton, 2004). Zaključno, dovoljna količina vlage u zraku, uvjetno nestabilna atmosfera te pokretački mehanizam za inicijalizaciju kovektivnog razvoja su preduvjeti za nastanak i razvoj konvektivnih oblaka (npr. Pandžić, 2002).

Za određivanje potencijala i intenziteta konvekcije, te u prognozi nastanka većih olujnih događaja koriste se tzv. indeksi nestabilnosti (npr. Manzato, 2003; Kunz, 2007; Kaltenböck i sur.,2008). Najčešće korišteni indeksi nestabilnosti su: konvektivna raspoloživa potencijalna energija (*eng. Convective Avaliable Potential Energy, CAPE*), energija inhibicije konvekcije (*eng. Convective Inhibition, CIN*), indeks dizanja (*eng. Lifted Indeks, LI*), *K* indeks te „bulk" Richardsonov broj (eng. *Bulk Richardson`s Number, BRN*) itd. Kako su u ovom radu korišteni upravo ti navedeni indeksi nestabilnosti, oni će ukratko biti i opisani.

Konvektivna raspoloživa potencijalna energija (*CAPE*) predstavlja maksimalnu količinu kinetičke energije koju statički nestabilna čest zraka može dobiti, pretpostavljajući da pri njenom vertikalnom dizanju nema miješanja s okolnim zrakom te da se čest trenutačno prilagođava tlaku okolnog zraka (Holton, 2004) (na Sl. 3 ona predstavlja zeleno obojenu površinu između točaka C i D). Definira se kao:

$$CAPE = \frac{w_{\max}^2}{2} = g \int_{ZLFC}^{ZLNB} \left(\frac{T_v' - T_v}{T_v} \right) dz \tag{1.6}$$

pri čemu su z visina, *LFC* razina slobodne konvekcije, *LNB* razina neutralnog uzgona, T_v' virtualna temperatura česti i T_v virtualna temperatura okoliša.

Prikazana je tablica vrijednosti od *CAPE* koja ukazuje na nestabilnost atmosfere:

$$CAPE \begin{cases} < 0 \; stabilno \\ 0 - 1000 \; nestabilno \\ 1000 - 2500 \; vrlo \; nestabilno \\ 2500 - 3500 \; jako \; nestabilno \\ > 3500 \; ekstremno \; nestabilno \end{cases} \tag{1.7}$$

Brojna istraživanja bila su baš usmjerena na ispitivanje ove varijable te su doneseni značajni zaključci: (i) raspon vrijednosti *CAPE* za razvoj slobodne konvekcije je različit za različita zemljopisna područja i doba godine (Holton, 2004; Chuda i Niino, 2005; Poljak i sur., 2014), (ii) velike vrijedosti *CAPE* ukazuju na postojanje konvergentne zone, te su takve vrijednosti jednim dijelom posljedica postojanja povećane prizemne vlažnosti (Barthlott i Kirshbaum, 2013; Poljak i sur., 2014; Kehler-Poljak i sur., 2017), (iii) postoji obrnuto proporcionalna veza između vrijednosti *CAPE* i visine terena (Barthlott i Kirshbaum, 2013; Poljak-Kehler i sur., 2017) itd. Energija inhibicije konvekcije (*CIN*) jest pak veličina „suprotna" *CAPE*-u. Ona poprima negativne vrijednosti te su obično područja s velikim vrijednostima *CAPE*-a obilježena malim vrijednostima *CIN*-a, pri čemu je tada potrebno slabije sinoptičko i mezoskalno forsiranje kako bi čest zraka dosegla razinu slobodne konvekcije (na Sl. 3 označeno žuto obojenom površinom između točaka A i C). Teorijski, *CIN* se prikazuje izrazom

$$CIN = -\int_{p_A}^{p_C} R_d (T_v' - T_v) d\ln p \tag{1.8}$$

gdje je p_A tlak u početnom položaju česti, p_C je tlak na razini slobodne konvekcije (*LFC)*. Kada dođe do vertikalnog dizanja česti koja je hladnija od okolnog zraka, energija inhibicije može nestati dnevnim zagrijavanjem, vlaženjem, dolaskom fronti i postojanjem konvergentne zone (npr. uslijed združivanja dviju fronti smorca ili fronte smorca i fronte udara vjetra) ili pak orografskim prisilnim dizanjem. Nasuprot tome, advekcija suhog zraka ili prisutnost temperaturne inverzije su uvjeti koji jačaju vrijednosti *CIN*-a.

Indeks dizanja ili indeks konvekcije (*LI*) predstavlja veličinu koja procjenjuje mogućnost nastanka olujnog vremena te je definirana kao:

$$LI = T_{500} - T_{čest500}\ (\mathrm{K}), \tag{1.9}$$

pri čemu je

$$T_{čest500} = T\left(\frac{500}{p}\right)^{\frac{Rm}{Cpm}}, \tag{1.10}$$

R_m je specifična plinska konstanta vlažnog zraka. Dakle, LI se može izračunati kao razlika između stvarne temperature na visini na kojoj je tlak 500 hPa (T_{500}) i temperature ($T_{čest500}$), koju bi čest imala kada bi s početnog tlaka p (hPa) i početne temperature T adijabatički došla na tlak od 500 hPa. Vrijednosti *LI* indeksa mogu se podijeliti u kategorije:

$$LI \begin{cases} \geq 6\ izrazito\ stabilno \\ 1-6\ stabilno, mogućnost\ razvoja\ oluje\ nije\ vjerojatna \\ 0-(-2)\ blago\ nestabilno, mogućnost\ razvoja\ oluje\ moguća \\ (-2)-(-6)\ nestabilno, mogućnost\ razvoja\ oluje\ vrlo\ vjerojatna \\ <(-6)\ nestabilno, ekstremno\ nestabilno \end{cases} \tag{1.11}$$

K indeks predstavlja mjeru za razvoj grmljavinskog nevremena, a definira se kao:

$$K = (T_{850} - T_{500}) + T_{d850} - (T_{700} - T_{d700}), \tag{1.12}$$

pri čemu su T_{850}, T_{700} i T_{500} tempereture zraka (°C) na izobarnim plohama 850, 700 i 500 hPa, a T_{d850} i T_{d700} temperature rosišta (°C) na 850 i 700 hPa.

Rast vrijednosti K indeksa označava rast nestabilnost atmosfere, dok vrijednost od 20 °C predstavlja graničnu vrijednost između statičke stabilnosti i nestabilnosti. Podjela vrijednosti *K* indeksa iznosi:

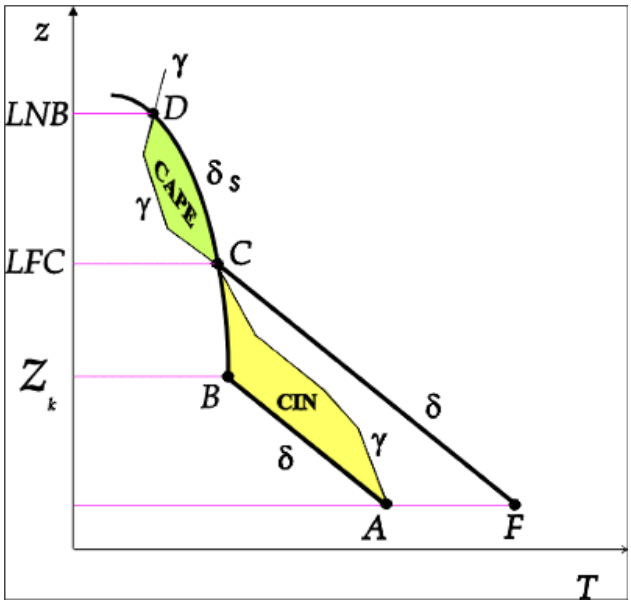
$$K \begin{cases} <20\ stabilno \\ 20-30\ Moguće\ grmljavinsko\ nevrijeme \\ >30\ Velika\ vjerojatnost\ za\ grmljavinsko\ nevrijeme \\ =40\ Najbolji\ potencijal\ za\ grmljavinsko\ nevrijeme \end{cases} \tag{1.13}$$

Konačno, Bulk Richardsonov broj (eng. *Bulk Richardson's Number*, *BRN*) predstavlja bezdimenzionalni parametar pomoću kojeg se vrši procjena dinamičke stabilnosti. Računa se prema formuli:

$$BRN = CAPE \,/\, (0.5\, U^2)\,, \tag{1.14}$$

gdje je U mjera vertikalnog smicanja horizontalnog vjetra u sloju od 0 do 6 km. Granične vrijednosti BRN-a za različite uvjete u atmosferi su:

$$BRN \begin{cases} < 10;\ jako\ vertikalno\ smicanje\ vjetra\ i\ slab\ CAPE; \\ smicanje\ vjetra \\ može\ biti\ prejako\ za\ slabi\ uzgon\ i\ ne\ dolazi\ do\ razvoja\ konvektivnih \\ uzlaznih\ struja, međutim, uz\ veliko\ forsiranje\ može\ doći\ do \\ razvoja\ nevremena. \\ 10-45;\ povezan\ s\ razvojem\ superćelija \\ > 50;\ relativno\ slabo\ vertikalno\ smicanje\ i\ jak\ CAPE; mogući\ je\ razvoj \\ multićelijske\ oluje \end{cases} \tag{1.15}$$



Slika 3: Ilustracija slobodne konvekcije. Pri tome je: T je temperatura, z visina, γ vertikalni temperaturni gradijent. δ opisuje suhu adijabatu, a δs mokru adijabatu. z_k je kondenzacijska razina, razina slobodne konvekcije je LFC te je LNB ravnotežna razina. (prema: http://jadran.gfz.hr/pojmovnik_s.html#slobodna_k).

1.1.3 Kumulonimbus (Cb)

Duboka vlažna konvekcija predstavlja kompleksan proces (Gladich i sur., 2011) čiji je produkt nastanka krupan, gust i debeo oblak zvani kumulonimbus (Cb). Najčešće je oblika planine ili visokih tornjeva te se može protezati vetikalno u vis, ponekad i do vrha troposfere. Donji dio oblaka (podnica oblaka, čija je visina obično iznosi od 0,4 do 1 km) tamne je i sive boje dok je gornji dio plosnat, gladak ili vlaknast ili prugast te se širi u obliku nakovnja ili velike perjanice. Ispod podnice oblaka često se mogu učiti tzv. virge – pruge oborina koje putem do tla isparavaju. Ostale oborine koje mogu nastati su pljuskovi kiše, snijega, prehladne kiše, solike, sugradice i tuče. Popratne pojave koje također obilježavaju ovu vrstu oblaka su grmljavina, sijevanje, nastanak munja i jake silazne struje ispod oblaka te tornada. Cb spada u mješovite oblake: donji dio sastoji se od običnih kapljica, ukoliko je podnica oblaka temperature iznad 0 °C, pothlađenim kapljica iznad podnice, mješavine pothlađenih kapljica i ledenih tvorevina na većim visinama, te ledenih čestica pri samome vrhu oblaka.

Slika 4: Shema životnog vijeka kumulonimbusa: (a) kumulusna faza, (b) zrela faza tijekom koje se razvija oborina i oblik nakovnja i (c) završna faza (izvor: Cotton i sur., 2010).

Vertikalni razvoj Cb zimi iznosi od 3 do 5 km, dok u toplom dijelu godine može iznositi i do 10 km, te ponekad i preko 15 km. Osnovna građevna jednica Cb jest ćelija, obilježena iznimnim vertikalnim gibanjima (uzlaznim i silaznim strujanjima) te oborinskim procesima.
Životni vijek Cb može se predočiti u tri faze na Slici 4 (iz Cotton i sur., 2010):

1. Početna (Cu faza, Sl. 4a) okarakterizirana je postojanjem jednog ili više uzdižućih Cu „tornjeva“, u kojima uglavnom prevladavaju uzlazna strujanja (eng. *updraft*) većih dimenzija nego kod tipične Cu naoblake. Cu tornjevi se „hrane“ i dalje rastu putem konvergencije vlažnog zraka iz AGS-a. Trajanje ove faze iznosi od 5 do 10 min, dok se oborina formira u najvišem dijelu oblaka u obliku ledenih kristala.

2. Zrela faza (Sl. 4b) nastaje združivanjem Cu oblaka u veći konvektivni sustav. U ovoj fazi oborina je najobilnija te trajanje ove faze iznosi od 25 do 30 min. Osim uzlaznih strujanja, koja su o ovoj fazi najsnažnija (30 - 40 m s^{-1}), u Cb-u su sada prisutna također i silazna strujanja (eng. *downdraft*). Uzlazna strujanja mogu se protezati duž troposfere te divergirati ispod tropopauze, formirajući tzv. nakovanj. Nasuprot tome, divergencija silaznog strujanja, hlađena evaporacijom i popraćena oborinom, pri tlu stvara tzv. frontu udara vjetra (eng. *gust front*). Na tako razvijenoj fronti ponovno može doći do uzdizanja toplijeg nestabilnog zraka te novog začetka konvekcije.
3. Završna faza (Sl. 4c) predstavlja fazu u kojoj dolazi do smanjivanja intenziteta oborine, pri čemu ona postaje uobičajna lagana, neprekidna stratiformna oborina. U donjim dijelovima Cb-a stoga prevladavaju uglavnom silazna strujanja. Uzlazna strujanja su slabija i nalaze se ponajviše u gonjem dijelu Cb-a. U ovoj fazi također je moguća pojava uvlačenja zraka (eng. *entrainment*; posebno na rubovima oblaka) te pojava turbulencije. Vidljiv je nestanak oblačne kupole, dok silazna strujanja formiraju fontu udara vjetra koje se udaljava od samog oblaka. Na taj način nastalo uzlazno strujanje nad frontom udara vjetra ne može više „hraniti“ uzlazna strujanja u Cb-u, inicirajući time sam raspad Cb-a.

1.2 Pregled dosadašnjih istraživanja

1.2.1 Povezanost smorca i konvekcije

Početak i razvoj duboke konvekcije ovisi o nekoliko čimbenika, a između ostalih i o sinoptičkim te mezoskalnim uvjetima (Cotton i sur., 2010; Wang i sur., 2013). Ako su sinoptički uvjeti takvi da ne uzrokuju jako strujanje nad nekim područjem, tada ondje dominiraju lokalne, termički inducirane cirkulacije. Pojavom mezoskalnih formacija stvaraju se i lokalne fronte, a njihovo združivanje lako može biti uzrok duboke konvekcije (Sano i Tsuboki, 2006; Pozo i sur., 2006; Qian 2008) ukoliko je združivanje fronti istovremeno podržano povoljnom vertikalnom raspodjelom određenih meteoroloških parametara u srednjem dijelu troposphere (Barthlott i sur, 2006; Van Zomeren i Van Delden, 2007; Sow i sur., 2011). Duboka konvekcija nastaje nakon „sudara“ dvaju fronti smorca (Nicholls i sur., 1991; Crook, 2001) ili još češće tijekom interakcije fronte udara vjetra i fronte smorca pri čemu intenzitet združivanja fronti određuje intenzitet konvekcije i količinu konvektivne oborine (Wilson i Megenhardt, 1997; Crook, 2001). Konvektivni oblaci mogu također nastati

povremeno na horizontalnim konvektivnim vrtlozima (Kingsmill, 1995; Fovell, 2005). Oni se tada stvaraju na vrhu fronte smorca te istovremeno uzrokuju termički inducirane težinske valove koji pak mogu ili poduprijeti ili spriječiti formiranje novih konvektivnih oblaka (Stechmann i Majda, 2009). Tijekom 90-ih, Kondo (1990) je u svojim istraživanjima u Japanu uočio da se tijekom združivanja obalne cirkulacije i dolinskog vjetra iznad Kanto zaravni javljaju maksimumi oborive vode koji su se podudarali s maksimumima konvektivne aktivnosti. Istraživanje na tom području nastavljaju Sano i Tsuboki (2006) te na temelju radarskih mjerenja istražuju uzroke nastanka Cb-a te analiziraju faze razvoja Cb-a u ljetnom periodu iznad planine Ibuki kao rezultat međusobne interakcije smorca i dolinskog vjetra. Iznad otočja Tiwi, u blizini sjeverne australske obale, uočena je dominacija međudjelovanja fronte udara vjetra i fronte smorca u 80% svih zabilježenih slučajeva u kojima se javljala jaka oluja (Crook, 2001). Tek 20% promatranih oluja nastale su sudarom dviju fronti smoraca, formiranih na južnom i sjevernom dijelu otoka. Numeričke simulacije odabranih slučajeva mezoskalnim modelom u studiji Saito i sur. (2001) pokazale su da visina terena i površina otoka imaju značajan utjecaj na vrijeme i brzinu sudara fronti, odnosno vrijeme nastanka oblaka i intenzitet konvekcije na tom području. Osim otočja Tiwi, Florida je područje gdje smorac učestalo utječe na pojavu duboke konvekcije. Istraživanja ove interakcije na Floridi datiraju još od sredine prošlog stoljeća (Byers i Rodebush, 1948) te je u njima naglašeno da duboka konvekcija nastaje kao rezultat sudara dviju ili više fronti smorca pri čemu dolazi do pojave prizemne konvergencije u polju vjetra. Prostorna lokacija, duljina oluje, kao i ukupna količina oborine bili su u potpunosti "kontrolirani" intenzitetom, površinom te dubinom prizemne konvergencije u polju vjetra (Wilson i Megenhardt, 1997; Shepherd i sur., 2001). Zona konvergencije najčešće se javljala 90 minuta prije detekcije konvektivne naoblake na radarskim slikama (Ulanski i Garstang, 1978) te je zbog povećanih turbulentnih tokova senzibilne i latentne topline bila popraćena vrlo uskom zonom većih vrijednosti CAPE-a. Posljedično je zabilježen razvoj konvekcije na prostoru od nekoliko 10-aka kilometara između dviju fronti smorca uzrokujući vertikalnu advekciju vlažnog zraka i nastanak novih ćelija iznad samih fronti smorca (Nicholls i sur., 1991). Tipični red veličine uzlaznih i silaznih gibanja unutar oluja na Floridi prelazio je 10 m s^{-1} (Yuter i Houze, 1995). Očita je bila i pojava tzv. sekundarnih ćelija, pri čemu "umiranjem" jedne ćelije dolazi do nastanka jedne ili dviju novih ćelija, čiji je razvoj značajno ovisio o količini vlage u srednjem sloju troposfere (850 – 500 hPa) (Shepherd i sur., 2001).

Kako razvoj smoraca (Crosman i Horel, 2010) i Cb-a (Barthlott i Kirshbaum, 2013) uvelike ovise i o karakteristikama terena, Barthlott i Kirshbaum (2013) su na temelju testova

osjetljivosti modificirane topografije utvrdili kako viši teren utječe na raniji razvoj duboke konvekcije. Količina oborine nije pokazala ovisnost o visini terena, osim u slučaju optimalne superpozicije smorca i cirkulacije obronka, pri čemu je tada količina oborine bila povećana s porastom visine terena. Slični rezultati prikazani su i u Saito i sur. (2001), gdje je potpuno poravnavanje planinskog područja na Tiwi otočju rezultiralo sporijim razvojem konvekcije, manjim maksimalnim vertikalnim brzinama i promjenom količine oborine. Nadalje, Wang i sur. (2013) iznose kako se količina oborine naglo smanjuje (od oko 5 mm) u slučaju poravnatog terena.

Iako rijetko proučavani, veličina vodene površine i njoj pripadna SST također mogu utjecati na razvoj i intenzitet obalne cirkulacije (Segal i Pielke, 1985; Sweeney i sur., 2014) kao i na samu konvekciju (Miglietta i sur., 2011). Nekoliko studija (Segal i Pielke, 1985; Franchito i sur., 1998, 2008) pak pokazalo je da je ovisnost između SST-a i smorca minimalna, osim u slučaju kada je bio prisutan i geostrofički vjetar (Segal i Pielke, 1985). Nekoliko novijih studija pak (Tang, 2012; Sweeney i sur., 2014) ističu važnost utjecaja SST-a na smorac direktno kroz promjene turbulentnih procesa u AGS-u, pri čemu oni dalje znatno utječu na obalne lokalne horizontalne gradijente temperature i tlaka. Miglietta i sur. (2011) analizirali su utjecaj SST na tzv. „*Medicane*“[1] tip ciklone iznad jugoistočne Italije te pokazali kroz testove osjetljivosti da se karakteristike takve ciklone znatno mijenjaju promjenom SST-a. Topliji (hladniji) SST stvara jače (slabije) tokove iznad morske površine, što vodi k ranijem (kasnijem) i pojačanom (oslabljenom) razvoju konvekcije i intenziteta ciklone. Pri tome su varijacije SST bile u rasponu od -5 °C do 4 °C.

1.2.2 Konvekcija i smorac na Sredozemlju

Brojna istraživanja provedena u Europi pokazala su da je Sredozemlje jedno od najaktivnijih konvektivnih područja (npr. Christian i sur, 2003; van Delden, 2001; Manzato, 2007; Strelec Mahović i Zeiner, 2009; Azorin-Molina i sur., 2009a; Belušić i Strelec Mahović, 2009). Kolios i Feidas (2010) iznose da je formiranje mezoskalnih konvektivnih sustava, koji mogu nastati slabom ili dubokom konvekcijom, znatno povezano s orografijom te da su takvi sustavi uglavnom kontinentalni. Slabi i duboki konvektivni sustavi međusobno se razlikuju veličinom, oblikom te daljinom prostiranja i duljinom trajanja. Kao područja nastanka dubokih konvektivnih sustava izdvajaju posebno Jadran, obalu Genovskog zaljeva te

[1] „Medicane“ (skraćenica od MEDiterranean +hurrICANE) - sredozemna ciklona slična uraganu (s okom u svojoj središnjoj strukturi)

dijelove obale Crnog mora. Nedavno je također uočeno da visina terena i postojanje otoka imaju znatan učinak na razvoj smorca, te zajedno s prizemnom kovergencijom vlažnog zraka utječu na pojavu duboke konvekcije i oborine (Heiblum i sur., 2011; Barthlott i Kirshbaum, 2013; Mazon i Pino, 2013). Ipak, konvektivni sustavi nad Sredozemljem u usporedbi s onima u tropima ili SAD-a različite su veličine i trajanja tijekom dana. Ponovno kao najčešća područja nastanka takvih konvektivnih sustava izdvajaju se ona uz sjeverne obale Sredozemlja: obale Genovskog zaljeva i Jadrana.

Većina istraživanja provedena za Sredozemlje usmjerena je na analize velikih događanja koja donose velike količine oborina, a tek u manjoj mjeri, na mezo-γ-skalne oluje povezane sa smorcem. Kako Hrvatska, točnije sjeverni dio Jadrana (poluotok Istra) ima razvedenu obalu s brojnim otocima (Kvarner) te planinske masive (Učka i Ćićarije) u blizini obale, kao takva pogoduje razvoju obalnih cirkulacija. Učestalost pojave smorca na tom području iznosi od 40 – 60% dana u ljetnim mjesecima (Telišman Prtenjak i Grisogono, 2007), stoga smorac ima važnu ulogu u dinamici klime i formiranju lokalnih vremenskih uvjeta. Na postaji Opatija zabilježena je najveća učestalost pojave smorca (60%), gdje dolazi do interakcije između vjetra cirkulacije obronka i smorca. Nasuprot tome, Senj je postaja s najmanjom frekventnosti pojave smorca (37%), pri čemu se kao razlog navode dvije činjenice: veći udio dana s pojavom bure tijekom godine te kanaliziranje struje zraka u Velebitskom kanalu. Trajanje smorca u prosjeku je iznosilo od 8 do 10 h, s malim vremenskim i prostornim odstupanjima. Također je uočeno da smorac postiže svoje maksimalne brzine između 14 i 15 h (ističe se postaja Zračna luka Pula), izuzimajući postaju Senj na kojoj je upravo radi navedenog kanaliziranja struje zraka maksimum brzine postignut već u 11 h. Maksimum postignute brzine je prema klimatološkim mjerenjima (brzine vjetra i temperaturne razlike između kopna i mora, ΔT) na postajama Opatija, Malinska i Zadar postignut onda kada je $\Delta T \approx 4.5\ °C$, upućujući na nelinearan odnos između brzine smorca i ΔT tijekom dana (ΔT bitno ovisi topografiji i obalnim karakteristikama). Dnevni hod smjera smorca je u smjeru kazaljke na satu (radi utjecaja Coriolisove sile na sjevernoj Zemljinoj hemisferi), osim za postaje Senj i Malinska. Provedenim numeričkim studijama utvrđen je nastanak zone konvergencije nad istarskim području te je uočeno da ona može nastati kao rezultat spajanja: (i) zapadnog i jugoistočnog smorca (Telišman Pretanjak i sur.,2006; Poljak i sur., 2014), (ii) sinoptičkog vjetra i smorca (Poljak i sur., 2014) te (iii) zapadnog smorca i istočne bure (Telišman Prtenjak i sur., 2010). Obilježja tako razvijene zone konvergencije su: visina i do 2000 m, maksimalne vertikalne brzine koje prelaze 1.5 $m\,s^{-1}$, smjer kretanja prema istoku brzinama do 1 m/s te njen prostorni položaj uvjetovan topografskim

karakteristikama promatranog područja i sinoptičke situacije (Telišman Prtenjak i sur., 2006; Poljak i sur., 2014; Kehler-Poljak i sur., 2017).

Nadalje, na istočnoj obali Jadrana, nalaze se i tri područja s najvećim brojem grmljavinskih dana u Hrvatskoj (Penzar i sur., 2001; Zaninović i sur., 2008) što ukazuje na veliku konvektivnu aktivnost ovog dijela Sredozemlja. To su Istra, okolica Zadra te dubrovačko područje. Za istarsko područje broj grmljavinskih dana raste do 50, dok je u kopnenom dijelu Hrvatske zabilježeno između 24 i 39 dana tijekom godine. Mikuš i sur. (2012) su analizom podataka o sijevanju također pokazali da je sjevernoistočni dio Jadrana, posebno Istra, područje s najviše grmljavinskih dana u Hrvatskoj (62.4% od ukupno 402 odabrana dana s olujama nad Hrvatskom tijekom toplog dijela godine u razdoblju 2006-2009). Takvi rezultati su slični s onima dobivenim za okolno ravničarsko područje Friuli Venezia Giulia (Manzato, 2007; Manzato, 2012; Feudale i sur., 2013; Feudale i Manzato, 2014). Nadalje, uočeni su tipični sinoptički uvjeti za spomenute dane: (i) formacije polja niskog tlaka (72% od ukupno 251 dana za sjevernoistočni dio Jadrana), te (ii) gotovo bezgradijentno polje tlaka (21% od svih zabilježenih grmljavinskih dana). Nad Istrom su uočena 3 dominantna režima strujanja: jugozapadni (46%), sjeveroistočni (18%) i sjeverozapadni (18%) tip strujanja (za 82% od svih odabranih dana s konvektivnom aktivnošću).

1.3 Motivacija i ciljevi istraživanja

Kako konvekcija predstavlja složen fizikalni fenomen, čiji nastanak i razvoj prema dosadašnjim istraživanjima ovise ne samo o promjenjivim (sinoptičkim i mezoskalnim), već također i o nepromjenjivim topografskim uvjetima, teško ju je u potpunosti generalizirati za sva područja istraživanja, te precizno i pouzdano prognozirati (Weisman i sur., 2008; Sherwood i sur., 2010). Nepouzdanost se posebno očituje pri određivanju vremenskog i prostornog nastanka te intenziteta simulirane kovekcije i konvektivne oborine (Weisman i sur., 2008; Clark i sur., 2010; Mohan i Bhati, 2011; Arakawa i Jung, 2011; Jury i Chiao, 2013). Na području sjevernog Jadrana (Istra i Kvarner) nalaze se tri zračne luke: Zračna luka Rijeka, Zračna luka Pula i Zračna luka Lošinj te dva zračna pristaništa: Zračno pristanište Grobnik i Zračno pristanište Vrsar. Stoga, razumijevanje utjecaja smorca na nastanak konvekcije, a time i same uzročno-posljedične veze između smorca i Cb-a na tom području

pridonijet će boljoj kvaliteti prognoze takvog fizikalnog fenomena u svrhu sigurnijeg i bezopasnijeg zračnog i pomorskog prometa.

Stoga su glavni ciljevi ovog doktorskog rada:

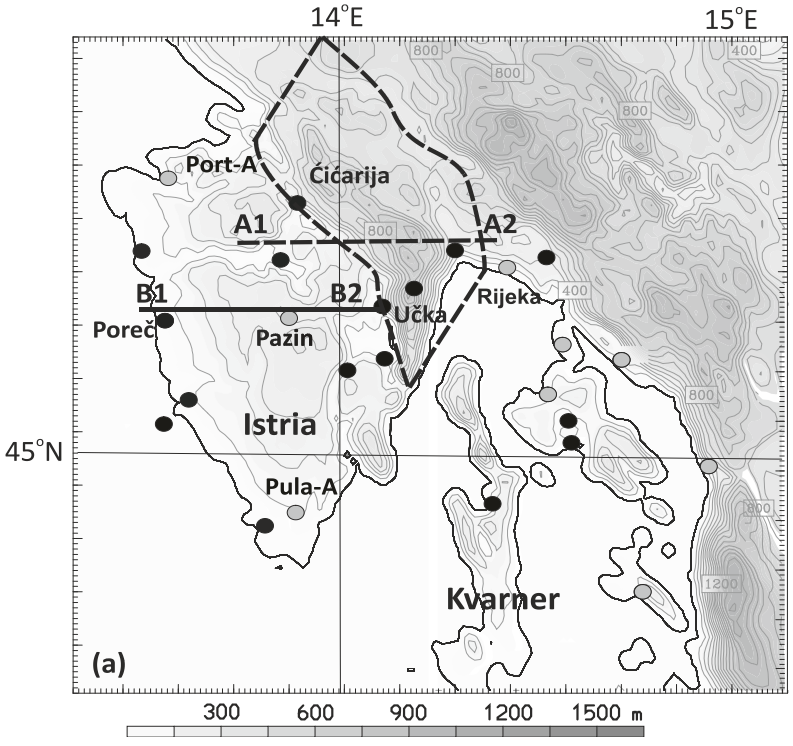
- **Određivanje uzročno-posljedične veze između razvoja smorca i dnevnih Cb-a:** Ova interakcija na području Hrvatske je nedovoljno istražena, a sama uzročno-posljedična veza između razvoja smorca i dnevnih Cb-a nije u potpunosti razjašnjena.
- **Poboljšati razumijevanje utjecaja združenog djelovanja sinoptičkog i termički inducirang lokalnog vjetra na razvoj duboke konvekcije:**
  Potrebno je odrediti na koji način i u kolikoj mjeri sinoptičko strujanje utječe na smorac i obrnuto, te kako njihovo združeno djelovanje posljedično ima utjecaj na razvoj zone konvergencije i duboke konvekcije.
- **Poboljšanje prognoze duboke konvekcije nad sjeveroistočnim djelom Jadrana:**
  S obzirom na veliki utjecaj koji duboka konvecija ima na promet osobito onaj zračni, dobiveni rezultati trebali bi omogućiti bolju numeričku reprodukciju konvekcije, a time i poboljšanje vremenske prognoze tog meteorološkog fenomena.

Poglavlje 2

Područje istraživanja, podaci i metode

2.1 Zemljopisni opis područja istraživanja

Sjevernoistočni dio Jadrana, koji predstavlja sjeverni dio centralnog Sredozemlja, obilježen je kompleksnom topografijom, brojnim otocima te velikim poluotokom Istrom. Okružena plitkim morem s triju strana, poluotok Istra se može podijeliti na tri geografska područja. Na sjevernom i sjeverno-istočnom dijelu Istarskog poluotoka protežu se vapnenačke planine Tršćanskog Krasa i Ćićarija (visine od oko 1100 m iznad morske razine te horizontalne skale 45 x 10-15 km^2) koje se dalje nadovezuju na istočno smještenu planinu Učku. Planina Učka ujedno predstavlja i najviši vrh Istre (vrh Vojak od oko 1400 m iznad razine mora).



Slika 5: Karta sjeverno-istočnog dijela Jadrana s pripadnom topografijom označenom konturama na svakih 100 m između 0 i 1500 m. Kružići označavaju mjesta klimatoloških postaja (crno) kao i postaja sa satnim podacima (sivo). Na karti su označene postaje od posebnog interesa Pazin, Zračna luka Pula (Pula-A), Zračna luka Portorož (Port-A) i Rijeka. Debela crna linija označava mjesto vertikalnog presjeka (B1B2) (u poglavljima 4 i 5; Tab. 2), dok je presjek A1A2 korišten pri modifikaciji topografije i smanjenju visine terena (u poglavlju 6).

Niže obalno područje nalazi se na zapadnom i južnom dijelu poluotoka (postaja Zračna luka Pula na Sl. 5) dok u njegovom centralnom dijelu prevladavaju vapnenačke zaravni (postaja Pazin na Sl. 5). Na planinsko područje Učke nastavljaju se planine Risnjak (~1500 m iznad morske razine), Velika Kapela (~1600 m iznad morske razine) te Velebit (~1600 m iznad morske razine). Kvarner obuhvaća otoke Krk, Cres, Lošinj i Rab, koji ujedno oformljavaju nekoliko uskih morskih prolaza kao što su Vela Vrata, smještena između otoka Cresa i Istre te Velebitski i Vinodolski kanal između obale i otoka Krka. Otoci Krk i Cres zajedno s obalnim područjem zatvaraju tzv. Riječku uvalu.

2.2 Dostupni podaci i metode analize

Kako bi se dobio detaljniji uvid u prostorni i vremenski razvoj smorca i Cb-a te utvrdila njihova uzročno-posljedična veza, odabrano je i simulirano više vremenskih razdoblja. U tu svrhu korištena su:

1. Prizemna mjerenja za odabrana razdoblja od 2000. do 2015. sa 16 klimatoloških postaja (Sl. 5), gdje su podaci mjereni u tri termina: 7, 14 i 21 po lokalnom vremenu te s devet automatskih postaja Državnog hidrometeorološkog zavoda s 10-minutnim mjerenjima brzine i smjera vjetra, temperature (T, °C) i vlažnosti (rh, %). Pri tome su od mjerenja na klimatološkim postajama bili dostupni podaci o brzini i smjeru vjetra (v na 10 m), temperaturi (na 2 m), vlažnosti (na 2 m), naoblaci (N, 1/10) te ukupnoj oborini (R, mm). Brzina vjetra na takvim postajama se procjenjuje kao jačina vjetra prema Beaufortovoj ljestvici te se radi usporedbe s modelom vrijednosti prevode u m/s prema relativno grubom obrascu. Nadalje, istoimeni polusatni podaci iz ključa METAR dobiveni su s postaja Zračna luka Pula, te Zračna luka Portorož (Sl. 5).
2. Radiosondažna mjerenja brzine vjetra, temperature, vlažnosti te indeksa nestabilnosti (*CAPE, CIN, BRN*) u Udinama i Zračnoj luci Zadar.
3. Satelitske slike geostacionarnih satelita Meteosat 7 i 8 u tri spektralna kanala: VIS, IR i WV te u kombiniranom kanalu CH139 (VIS + IR) koji služi za bolji prikaz određenih pojava u Zemljinoj atmosferi i polarnih satelita NOAA u svrhu prostornog i vremenskog praćenja razvoja Cb.
4. Radarske satne slike dobivene meteorološkim radarom postavljenim na Lisci u Sloveniji koji svojim podacima tj. slikama pokriva i područje Istre. Radar mjeri intenzitet odraza oblaka (eng. *echo*) kako bi se utvrdio položaj, struktura i smjer oluje,

a proporcionalan je refleksivnosti oborine. Nadalje, refleksivnost oblaka izražena je u dBz-ima, koji se definiraju kao:

$$dBz = -10\log(\frac{P_2}{P_1}), \tag{2.1}$$

pri čemu je P_1 emitirana snaga, a P_2 primljena snaga. Vrijednosti veće od 35 dBz upućuju na nastanak duboke konvekcije. U radu će se koristiti maksimalni intenzitet refleksivnosti konvektivnih oblaka u razmacima od 30 min.

5. Podaci o sijevanju dobiveni iz LINET mreže (Betz i sur., 2009). Kako se munje generiraju jedino u konvektivnim oblacima, jasno je da takvi podaci pokazuju pojavu intenzivne duboke konvekcije s velikom vremenskom i prostornom točnošću.
6. Sinoptičke karte: prizemne i visinske (850, 700, 500 i 300 hPa) dijagnostičke karte raspodjele polja tlaka, koje su korištene pri određivanju tipičnih sinoptičkih uvjeta karakterističnih za pojavu duboke konvekcije.
7. Istraživačka verzija numeričkog mezoskalnog modela (*eng. Weather Research and Forecasting, WRF-ARW, V3;* Skamarock i sur. (2008)) vrlo fine razlučivosti namijenjen za istraživanje i prognozu vremena. Model je korišten u disertaciji za simuliranje odabranih slučajeva duboke konvekcije te u testovima osjetljivosti (utjecaj mikrofizike i parametrizacije AGS-a, modificirane topografije te promjene SST-a) kako bi se utvrdio utjecaj navedenih postavki na pojavu i karakteristike smorca i konvekcije. Također su se kroz odabir različitih shema mikrofizike i AGS-a te pripadnih shema prizemnog sloja pokušale odrediti najoptimalnije postavke modela za simuliranje interakcije smorac-Cb.
8. Standardna statistička obrada fizikalnih veličina dobivenih modelom i onih dobivenih mjerenjima kao što su: temperatura zraka na 2 m (T; °C), omjer miješanja (q; gkg^{-1}), relativna vlažnost zraka na 2 m (rh; %) te brzina vjetra na 10 m (WS; ms^{-1}). Statistički parametri korišteni u analizi su srednja vrijednost, pristranost (eng. *bias* = srednje odstupanje modela od mjerenja; mjerenja-model), srednja apsolutna pogreška (*eng*. mean apsolute error; MAE), korijen srednje kvadratne pogreške (*eng*. root mean square error; RMSE), korjen srednje kvadratne pogreške nakon uklanjanja srednjeg bias-a (*eng*. root mean square deviation; RMSD), standardna devijacija modela (St_dev_WRF) te standardna devijacija mjerenja (St_dev_M).

9. Za prostornu i vremensku procjenu modela korištena je slijedeća metodologija u određenim točkama prostora te metode za evaluaciju prostornih oblika:
   (a) Za točkaste usporedbe korištena je ista metodologija kao u studijama Pielke (2002), Teixeira i sur. (2014) i Prtenjak i sur. (2015), pri čemu se mezoskalni model smatra prihvatljivo uspješan ukoliko su zadovoljeni sljedeći uvjeti: (1) St_dev_WRF ~ St_dev_M, (2) RMSE ≲ St_dev_M te (3) RMSD ≲ St_dev_M.
   (b) Kod usporedbe oblika koristila se analiza momenata slika (*eng*. image moment analysis) pri kojoj se koristi tzv. pristup invarijantnog momenta (*eng*. moment invariants approach). Takav pristup invarijantan je na translaciju, rotaciju te skaliranje početne tzv.“input“ slike (npr. Sović i sur., 2013; Demoli i sur., 2013). Mogući problem, koji bi se mogao javiti pri uporabi ulaznih radarskih slika jest sferično simetrični pristup, stoga je za analizu slika korišten Zernikov moment (Teague, 1980). Zernikovi momenti definirani su kao projekcija funkcije slike $f(x,y)$ na jediničnoj kružnici.

$$A_{pq} = \frac{p+1}{\pi} \iint Z_{pq}(r,\theta) f(x,y) dxdy \tag{2.2}$$

pri čemu je $x = r \cdot cos\ \theta$ i $y = r \cdot sin\ \theta$. $Z_{pq}(r,\theta) = R_{pq}(r) e^{iq\theta}$ predstavlja Zernikovu funkciju reda $p+q$ u polarnim koordinatama (r je radijalni vektor, a θ je kut koji graf zatvara s pozitivnim dijelom x-osi).

Nadalje, definira se radijalni polinom

$$R_{pq}(r) = \sum_{k=0}^{(p-|q|)/2} \frac{(-1)^k (p-k)!}{k! \left(\frac{p+|q|}{2} - k\right)! \left(\frac{p-|q|}{2} - k\right)!} r^{p-2k} \tag{2.3}$$

Prednosti uporabe ovoga pristupa su brz i relativno jednostavan račun te zadovoljavajući omjer signala i šuma (*eng*. signal-to-noise ratio, Wee i Paramesran, 2007). Mjerene radarske slike predstavljaju u ovom slučaju referentni skup (Sl. 11), dok slika 36 (bez vektora vjetra) predstavlja skup slika dobiven modelom (rezolucije 694 x 694 piksela i 256 veličine ili jačine sive ljestvice (8-bitna)). Kako bi se dobila mjera sličnosti između dvaju navedenih slika, točnije između slike *i* iz modeliranog

skupa i slike *j* iz referentnog skupa, najprije su računati prvih osam redova Zernikovog momenta (posebno za skup slika *i* te njima pripadajući skup slika *j*), a zatim je vršena usporedba tako izračunatih momenata koristeći formulu za Euklidsku udaljenost ED_{ij} :

$$ED_{ij} = \sum_{p,q=0}^{7} \left| \left(A_{pq}\right)_i - \left(A_{pq}\right)_j \right| \tag{2.4}$$

Na slikama na kojima nije vidljiva radarska refleksivnost, tj. na kojima su vidljive jedino konture obalnog područja, red signala je označen kao nulti te je tako pripadajuća vrijednost Eukildske udaljenosti bila oduzeta od ostalih vrijednosti. Stoga, ukoliko je izračunata vrijednost Euklidske udaljenosti malena, tada će biti i manja devijacija između modela i mjerenja tj. radarska refleksivnost dobivena modelom bit će sličnija onoj dobivenoj radarskim slikama.

Bitno je spomenuti da su pri ovakvoj procjeni modela dobiveni konvektivni uzorci uspoređeni u prostoru i vremenu, kako bi se izbjegao problem direktnog sparivanja „in situ“ mjerenja i podataka dobivenim modelom. Naime, metode temeljne na uzorcima (obuhvaćajući metodu spektralne dekompozicije, analizu glavnih komponenti, analizu klastera, itd.) su često korištene kao validacijski instrument (Beaver i sur., 2010) te se konkretno metoda analize slika primjenjivala i na radarskim (npr. pri isptivanju intenziteta oborine, Andrejczuk i sur., 2003) i na satelitskim slikama (Bellerby, 2004). Naša klasifikacija uzorka radarskog odziva (*eng.* radar echo pattern) provedena je na temelju oblika i područja pojave radarske refleksivnosti te intenziteta signala na radarskim slikama. Više o metodi može se naći u Šariri (2010).

Sva mjerenja i podaci koji su korišteni u radu napisana su po srednjeeuropskom vremenu (eng. *Central European Time*, CET= UTC+1 h) osim ako nije naglašeno (u slučaju UTC). Parovi točaka mjerenja-model odabrani su tako da je točka modela bila najbliža geografskom položaju postaje vodeći posebno brigu o tome da se za obalne postaje odaberu najbliže točke zadanoj postaji smještenoj na kopnu.

Poglavlje 3

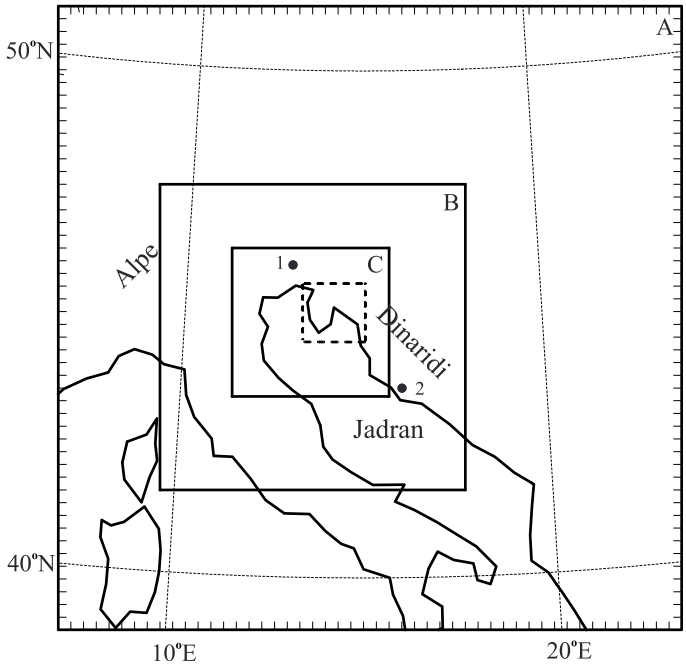
Numerički model WRF i njegove postavke

Neke od pogrešaka i ograničenja pri simulaciji mezoskalnih fenomena proizlaze iz odabira postavki samoga modela i opcija shema (Gomez-Navarro i sur., 2015), stoga su mnoga istraživanja bila usmjerena na odabir optimalnih postavki i shema (obično proizvoljno odabranih) te su one uvelike ovisile o analiziranom slučaju, njegovoj prostornoj lokaciji i vremenskom razdoblju. Svaka nova verzija modela, u našem slučaju WRF modela, donosi nove mogućnosti za različite fizikalne parametrizacije. Različiti autori proučavali su utjecaj različitih shema npr. kumulusne sheme (Mayor i Masquita, 2015), mikrofizičke sheme (Weisman i sur., 2008; Givati i sur., 2012; Horvath i Vilibić, 2014), radijacijske sheme (Kleczek i sur., 2014), sheme modela tla (Mohan i Bhati, 2011) ili pak sheme AGS-a (Weisman i sur., 2008; Borge i sur., 2008; Acs i sur., 2014; Gomez-Navarro i sur., 2015; Cohen i sur, 2015; Milovac i sur., 2016) u svrhu poboljšanja vremenske prognoze, simuliranja kakvoće zraka (Žabkar i sur., 2013) ili istraživanja izvora energije vjetra (Menendez i sur., 2014). Gotovo svi navedeni autori složili su se oko činjenice da ne postoji univerzalni „recept“ za korištenje određene sheme pri simulaciji oluje. Kako je već ranije spomenuto, potrebno je postavke modela i shema primjeniti i provjeriti za svako područje istraživanja i zasebno za slične tipove odabranih slučajeva (Clark i sur., 2010).

3.1 Osnovne postavke WRF modela

Za numeričko modeliranje je u radu korištena verzija mezoskalnog nehidrostatičkog modela WRF (eng. *Weather Research and Forecasting*)-ARW na Arakawa-C mreži. Navedenim modelom simulirani su odabrani događaji (označeni kao slučajevi C1-C6), koji započinju u 12 UTC prethodnog dana od odabranog datuma te završavaju u 00 UTC narednog dana od istoimenog datuma. Prema Skamarock i Klemp (2008) potrebno „vrijeme prilagodbe“ simulacije u modelu (eng. *spin-up time*) treba iznositi najmanje 12 h, kako bi se izbjegla početna nestabilnost mezoskalnog numeričkog modela. Početni i rubni uvjeti preuzeti su od *ECMWF* modela pri čemu su bočni rubni uvjeti aktualzirani svakih 6 h, a rezolucija je iznosila 0.351° do 1. siječnja 2006. te 0.225° nakon tog datuma. Vegetacija, topografija i

karakteristike površine (eng. *landcover data*) preuzeti su iz USGS baze podataka (eng. *United States Geological Survey*) rezolucije od 30".



Slika 6: Prikaz ugnježđenih domena korištenih u WRF modelu: najveća domena rezolucije 13.5 km (A), srednja domena rezolucije 4.5 km (B) te najmanja domena rezolucije 1.5 km (C). Na slici su označene Udine, jedna od postaja s dobivenim radiosondažnim podacima. Brojevi 1 i 2 označavaju lokaciju radiosondažnih postaja Udine (1) i Zadar (2).

Nadalje, tri domene koje komuniciraju u oba smjera (eng. *two-way nesting*) u Lambertovoj stožastoj projekciji korištene su pri provođenju proračuna termodinamičkih i kinematičkih karakteristika iznad sjevero-istočnog Jadrana (Sl. 6). Pri tome je horizontalna rezlučivost bila 13.5 km (s 79 x 79 mrežnih točaka) na početnoj domeni, 4.5 km (s 136 x 118 mrežnih točaka) na srednjoj te 1.5 km (s 199 x 190 mrežnih točaka) na najmanjoj domeni, koja je obuhvaćala područje interesa tj. Istru i Kvarner sa zaleđem. Vrh atmosfere postavljen je na 50 hPa, pri čemu je vertikalna domena podijeljenja na 81 nivo s najnižim nivom na ~10 m iznad tla. Prvih 2 km od tla podijeljeno je na 13 nivoa, a udaljenost između vertikalnih nivoa se proteže od početnih 25 m do 250 m u srednjoj i gornjoj troposferi.

Odabrane parametrizacije za kontolne postavke modela koje se nisu mijenjale za zračenje su bile: *Rapid Radiative Trasfer Model* - RRTM shema za dugovalno zračenje (Mlawer i sur., 1997) te *Dudhia shema* za kratkovalno zračenje (Dudhia, 1989). Shema

termalne difuzije s pet slojeva u tlu koristila se za određivanje površinske temperature tla (Dudhia, 1996) te se također nije mijenjala tijekom računanja numeričkih testova osjetljivosti. Shema za kumulusnu naoblaku, shema Betts-Miller-Janjić (Janjić, 1994), korištena je samo za dvije najveće domene (Δx = 13.5 i 4.5 km). Primjenjujući takvu shemu, mrežni koraci od 3-5 km predstavljaju tzv. „sivu zonu“ (eng. *gray zone*) koja otvara pitanje korištenja ili nekorištenja kumulusne parametrizacije (Gilland i Rowe, 2012). Iako u ovom radu nije testirana ta granica, prema rezultatima ostalih numeričkih studija (Žabkar i sur., 2013; Teixeira i sur., 2014; Horvath i Vilibić, 2014; Milovac i sur., 2016) odlučili smo kumulusnu parametrizaciju zadržati na domeni s horizontalnim mrežnim korakom 4.5 km i isključiti je za najmanju domenu s razlučivosti od 1.5 km.

3.2 Testovi osjetljivosti

3.2.1 Varijacije parametrizacija u postavkama WRF modela

U testovima osjetljivosti ispitivane su opcije za opis mikrofizike i opis AGS-a, kako su to parametrizacije koje bi potencijalno najviše mogle utjecati na rezultate međudjelovanja SB-Cb (Tab. 1). One upotpunjuju već navedeni kontrolni odabir parametrizacija modela koji se koristio za simulaciju odabranih slučajeva. Ovdje se koristio sljedeći raspon shema za mikrofizičke karakteristike; ne uvažavanje mikrofizičkih procesa (shema = 0) preko najjednostavnije sheme Kessler (Kessler, 1995) koja uključuje tri faze hidrometeora (vodenu paru, vodu u oblaku i kišu) do mnogo realističnijih shema Pardue Lin (Lin i sur., 1983; Chen i Sun, 2002) i WSM6 (Hong i Lim, 2006) koje raspoznaju šest klasa hidrometeora (vodenu paru, vodu u oblaku, kišu, led u oblaku, snijeg i ledena zrna). Zadnje dvije sheme se razlikuju u prikazu ledene faze. Kako Linova shema nije dovoljno brzo odstranjivala ledene kristaliće u oblaku, shema WSM6 nastala je kao pokušaj poboljšanja Linove sheme, pri čemu veličina ledenih jezgara ovdje ovisi o temperaturi, a koncentracija ledenih kristala o količini leda.

Prikaz AGS-a prezentiran je u modelu korištenjem sljedećih često korištenih opcija uz odgovarajuće sheme prizemnog sloja: prva koja odgovara nelokalnoj shemi Yonsei Sveučilišta (YSU; Hong i sur., 2006) s MM5 Monin-Obukhovljevom shemom prizemog sloja te druga koja koristi lokalne sheme Mellor –Yamada-Janjić (MYJ; Janjić, 1994) i shemu Bougeault–Lacarrère (BouLac; Bougeault and Lacarrère, 1989) s Eta Monin-Obukhovljevom shemom prizemnog sloja. Shema YSU eksplicitno razlučuje procese pri vrhu AGS-a (tzv.

entrainment procesi) dozvoljavajući direktno uvlačenja zraka na vrhu AGS-a pri čemu je miješanje jače pri konvektivnoj situaciji, a slabije u slučaju mehanički generirane turbulencije. Shema MYJ je shema zatvaranja 2.5 reda koja se temelji na konceptu duljine

Tablica 1: Oznaka kombinacija dobivenih shema mikrofizike i atmosferskog graničnog sloja (AGS-a) s pripadnim shemama prizemnog sloja te tipom topografije i izvorom podataka SST polja (više u poglavljima 6.1, 6.2 i 6.3). Simulacije su označavane kao 'Mikrofizika_AGS' kombinacija. Simulacije u kojima ima promjene topografije dobivaju oznaku MT u imenu, a promjene polja površinske temperature mora oznaku SST.

Testovi osjetljivosti		**Dodatne modifikacije**		**Sheme mikrofizike**			
AGS & sheme prizemnog sloja		Topografija	SST (izvor)	Bez mikrofizike	Kessler	Lin	WSM6
	MYJ & Eta shema	Izvorna	ECMWF_ konst	0_MYJ	Kess_MYJ	Lin_ MYJ	WSM6_MYJ
		Izvorna	ECMWF analiza_6h	/	/	Lin_MYJ_SST6	/
		Izvorna	MSG SEVIRI_1h	/	/	Lin_MYJ_SST1	/
		Modificirana	ECMWF_ konst	/	/	Lin_MYJ_MT	/
	YSU & MM5 shema	Izvorna	ECMWF_ konst	0_YSU	Kess_YSU	Lin_YSU	WSM6_YSU
	BouLac & Eta shema	Izvorna	ECMWF_ konst	0_BL	Kess_ BL	Lin_BL	WSM6_BL

miješanja i prognostičkoj jednadžbi za turbulentnu kinetičku energiju (TKE). Treći odabrana shema BouLac je 1.5 reda zatvaranja te ima za cilj bolji prikaz prijenosa količine gibanja i topline u planinskim predjelima (uočeno za jadransku obalu u Večenaj i sur., 2012), gdje su težinski valovi jedan od glavnih faktora u stvaranju turbulencije.

Simulacije su označavane kao 'Mikrofizika_AGS' kombinacija.

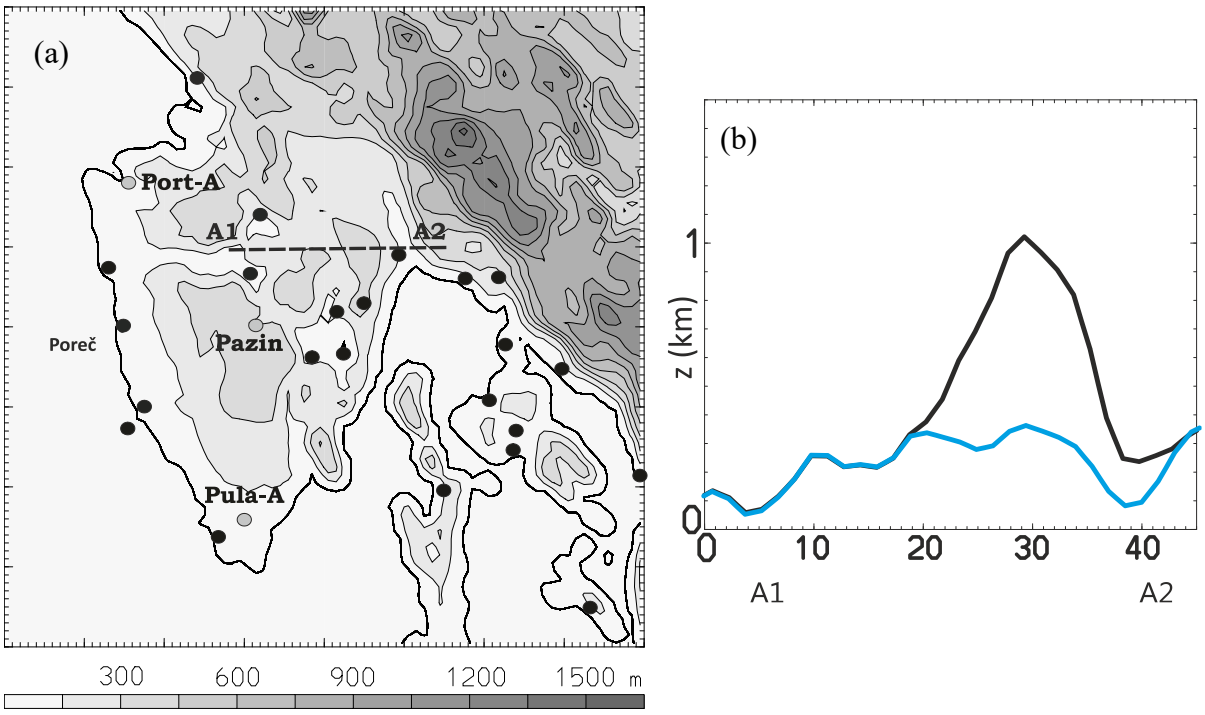
3.2.2 Modifikacija topografije

Kako bi se odredio utjecaj topografije na odabrane fizikalne fenomene, visina planina smanjena je u odnosu na svoju početnu visinu. Utjecaj visine terena na SB karakteristike (bez konvekcije) nad Istrom već je procijenjeno u Prtenjak i sur. (2006). Pritom je jedan test osjetljivosti imao modificiran teren na način da visina terena nad Istrom i Kvarnerskim

zaljevom nije prelazila 10 m nadmorske visine. U takvim okolnostima dobiveno polje strujanja pokazalo je nerealne karakteristike u usporedbi sa "stvarnim" slučajem zbog značajne promjene u razvoju SB-a.

Smanjenje visine napravljeno je za 70% (odnosno do maksimalnih 30% početne visine) kako bi se omogućilo ravnanje planina s ostalim okolnim terenom (Sl. 7). Pritom je bilo važno izbjeći strme prijelaze (diskontinuitete) koji bi mogli biti uzrok numeričkim nestabilnostima prilikom proračuna. Modificiranje topografije dobiveno je jednostavnom težinskom cosinusovom funkcijom (jednadžba 3.1), čije granične vrijednosti iznose 0, a 1 u centru. Takva funkcija definirana je u 100 x 100 točaka nad iskrivljenom površinom prikazanoj isprekidanim linijama (Sl. 5 ili Sl.7).

$$z(x,y) = \frac{\left(cos\left(\frac{X\pi}{50}\right)+1\right)\left(cos\left(\frac{Y\pi}{50}\right)+1\right)}{4} \; ; x,y \; \in [-50,50] \qquad (3.1)$$



Slika 7: (a) Prikaz modificirane topografije u prostoru u testu osjetljivosti gdje su planinski masivi Ćićarija (~1100 m iznad morske razine) i Učka (~1400 m iznad morske razine) smanjeni na 30% od svoje početne visine u području označenom zakrivljenom isprekidanom linijom na slici 5. **(b)** Usporedba početne (crna linija) i modificirane (plava linija) topografije preko proizvoljno odabranog vertikalnog presjeka A1A2 iz (a).

Nakon toga su rješenja težinske cosinusove funkcije oduzeta od 1, pri čemu su dobivene težine preko jednostavnog umnoška smanjile visinu terena. Kako bi se dobilo uniformno smanjenje visine terena, bilo je potrebno još oduzete težine potencirati na 100-tu potenciju (jednadžba 3.2). Time bi se izbjeglo stvaranje naglih gradijenta u graničnim vrijednostima, koji bi mogli uzrokovati pogrešku i nestabilnost modela prilikom integracije.

$$filter_{org.}(x, y) = (1 - 0.1z)^{100} \tag{3.2}$$

Dobivena težinska funkcija je tada reskalirana (jednadžba 3.3) kako bi poprimila vrijednosti od 0.9 na minimunima te 1 na graničnim vrijednostima.

$$filter_{res.}(x, y) = 0.9 + 0.1 * \frac{(filter_{org.} - \min(filter_{org.}))}{(\max(filter_{org.}) - \min(filter_{org.}))} \tag{3.3}$$

Konačno, potenciranjem funkcije (iz jednadžbe 3.3) na 12-tu potenciju, dobivena je konačna težinska funkcija koja se koristila pri modifikaciji topografije (jednadžba 3.4). Tako dobivena funkcija trebala je smanjiti visinu maksimuma na slici 7 na oprilike 30 % njegove početne visine.

$$filter_{30\%}(x, y) = (filter_{res.})^{12} \tag{3.4}$$

Numerički testovi s modificiranom topografijom imaju nastavak MT u nazivu.

3.2.3 Polje površinske temperature mora

Da bi se procijenio utjecaj raspodjele SST na međudjelovanje smorca i duboke konvekcije, provedeni su dodatni testovi osjetljivosti za jedan odabrani slučaj. U simulacijama se koristila raspodjela SST-a iz analiza modela ECMWF kao (i) statičko prostorno polje te (ii) slabo promjenjivo polje SST u vremenu (svakih 6 h) dobivenih iz polja površinske temperature. Treći test osjetljivosti je „statično“ (konstantno) polje SST iz modela ECMWF-a zamijenio „dinamičnim“, stoga i realističnijim poljem, koje koristi varirajuće satne vrijednosti SST-a dobivenih iz geostacionarnih satelitskih podatka (eng. *Meteosat Second Generation geostationary satellite*). Tako dobiveni točniji satni podaci interpolirani su na svakih 0.05° mreže iznad promatrane domene, osiguravajući time potpuniji tzv. *gap-free*

skup podataka SST-a (detaljinije može se pronaći u Prtenjak i sur., 2015). Konačna interpolirana satna SST polja bila su kombinacija podataka s prostornom rezolucijom od 0,1° za Sredozemno more i podaci s prostornom rezolucijom od 0,05° za Jadransko more. Ove simulacije imaju u nazivu svog imena SST6 (ECMWF podaci ažurirani svakih 6 sati) i SST1 (satelitski podaci ažurirani svakih sat vremena).

Poglavlje 4

4.1 Odabrani slučajevi

S obzirom na zaključke studije Mikuš i sur. (2012) koja je ukazala na dominantne smjerove sinoptičkog vjetra kod pojave duboke konvekcije nad Hrvatskom te različit utjecaj sinoptičkog vjetra na pojavu smorca (npr. Miller i sur., 2003), ovdje je odabrano šest realnih slučajeva (C1-C6) uz pomoć seta podataka iz Babić i sur. (2012). Slučajevi su odabrani iz razdoblja 2003.-2015. godine nastavljajući se na postojeće baze podataka konvektivnih dana i dana s uočenom interakcijom smorca – Cb-a. Opće karakteristike slučaja C1-C6 dane su u Tab. 2.

Tablica 2: Odabrani slučajevi simulirani modelom WRF-ARWV3. Svaki slučaj obilježen je nastankom Cb iznad Istre, kao i interakcijom smorca i sinoptičkoga vjetra određenog smjera. Trajanje smorca (4. stupac) i maksimalna brzina vjetra (5. stupac) su procijenjeni na postaji Zračna luka Pula, a mjerena dnevna količina oborine na postaji Pazin. Početak i kraj oluje određeni su na temelju radarskih slika s Lisce (https://www.arso.gov.si/vreme/napovedi%20in%20podatki/radar.html).

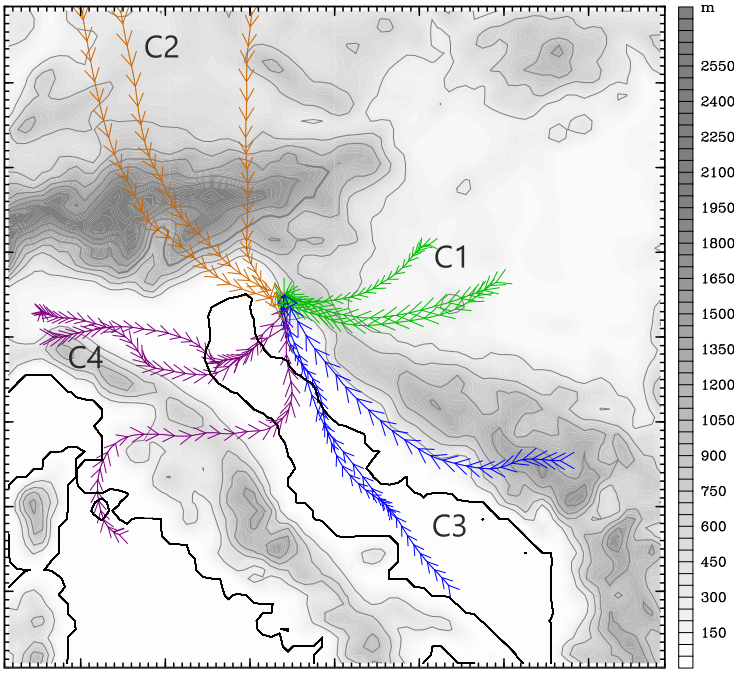
Slučajevi (datum)	Smjer sinoptičkog vjetra	Vrijeme trajanja oluje (CET)	Vrijeme trajanja smorca (CET)	Maksimalna brzina vjetra na 10 m (ms^{-1})	Dnevna količina oborine (mm) i vrijeme trajanja (CET)
Slučaj C1 9.srpnja 2006.	NE	10:50-16:00	09:00-19:00	5.1	1.7 13:00-14:00
Slučaj C2 8.kolovoza 2006.	NW	11:10-16:30	09:00-13:00	4.1	0
Slučaj C3 8.svibnja 2003.	SE	12:40-16:30	09:00-20:00	3.6	9.1 13:00-15:00
Slučaj C4 6. srpnja 2009.	SW	08:50-18:50	09:00-20:00	3.1	0.5 11:00-13:00
7. srpnja 2009.		00:00-07:10 08:40-17:00		5.1	5.5 00:00-24:00
Slučaj C5 3.srpnja 2009.	NW	11:20-16:30	09:00-19:00	5.1	7.2 10:20-15:20
Slučaj C6 11.lipnja 2015.	NE	13:00-17:30	09:00-19:00	3.6	9,5 12:00-16:10

Osnovni kriterij za odabir slučajeva korištenih u ovom radu bilo je postojanje dnevne konvekcije tj. vidljivost Cb na satelitskim slikama i/ili vidljivo dnevno sijevanje u vremenskom periodu od 11:00 CET do 21:00 CET iznad sjeveroistočnog Jadrana. Jaka kiša i

ostale oborine koje se javljaju tijekom dana na ovom području pri pojavi podnevne/popodnevne vlažne konvekcije ne isključuju razvoj smorca na obali. Dakle, analizom sakupljenih podataka izdvojeni su dani gdje je potencijalno postojao istovremeni razvoj smorca i Cb iznad Istre te je položaj, struktura i smjer olujnih oblaka utvrđen iz satelitskih i radarskih slika te zapisa munja. Na temelju dostupnih podataka, odabrano je šest slučajeva, a njihove su osnovne karakteristike prikazane u Tab. 2. Slučajevi su odabrani tako da imaju strujanje velike skale iz različitih smjerova (NE, NW, SW i SE). Prizemno polje tlaka za odabrane dane nije ukazivalo na postojanje jakog sinoptičkog forsiranja iznad područja interesa, a prizemna mjerenja, osobito u Zračnoj luci Pula i Zračnoj luci Portorož, nagovjestila su postojanje termički induciranog strujanja u prijepodnevnim satima nad domenom interesa.Vrijeme trajanja smorca za odabrane slučajeve je oko ≈ 10 h, osim u slučaju C2, gdje je njegov dnevni razvoj vidljivo bio prekinut nastalom konvektivnom aktivnošću iza 14:00 CET. Nadalje, zbog razvoja uniformnog strujanja prema kopnu u slučaju C4 (točnije 7. srpnja 2009) razvoj smorca se ne može lako razlučiti od sinoptičkog strujanja. Zabilježne maksimalne brzine vjetra u iznosu od 3 do 5 $m\,s^{-1}$ u svim slučajevima su u skladu s rezultatima dobivenim iz nekoliko dosadašnjih provedenih studija nad ovim područjem (Telišman Prtenjak i Grisogono, 2007; Babić i sur., 2012). Vrijeme trajanja oluje može se gotovo u svim slučajevima ograničiti na oko 5 h, osim za slučaj C4, gdje je ono pak dugotrajnije i podijeljeno na tri intervala unutar dva dana. Razlog tome je vjerojatno dobro razvijena fronta i polje niskog tlaka zraka, koji su utjecali na intenzivniju i dugotrajniju konvekciju. Iako daljinska i prizemna mjerenja upućuju na nastanak duboke konvekcije u slučaju C2, na postaji Pazin nije bilo zabilježene dnevne oborine, dok je za slučaj C6 zabilježena najveća dnevna količina oborine od 9,5 mm. Odbrani slučajevi (C1-C4) su detaljnije opisani u poglavlju 5, a preostala dva slučaja su prikazana kroz Dodatak A.

Kao potvrda prevladavajućeg vjetra na sinoptičkoj skali prikazane su u tri točke u najvećoj domeni (S1, S2 i Pazin na Sl. 5) trajektorije koje pokazuju advekciju čestica zraka u prethodnih 27 sati iznad Istre (Sl.8). Slučajevi C1 i C2 obilježeni su advekcijom zraka koja dolazi s kopna (Tab. 2), dok za slučajeve C3 i C4 advekcija zraka jest s Jadranskog mora prema kopnu. Trajektorije su računate kao srednje vrijednosti polja vjetra dobivenih modelom na 500 hPa plohi najveće domene ($\Delta x = 13.5\,km$). Općenito su za sve trajektorije, razmaci između susjednih točaka trajektorije mali, što upućuje na relativno male brzine vjetra prilikom advekcije čestica zraka. Za slučaj C1 sa sjeveroistočnim (eng. *NE*) smjerom sinoptičkoga vjetra vidljivo je da su brzine vjetra vrlo male (što se podudara s radiosondažnim podacima na Sl. 9b), kao i brzine vjetra za slučaj C3 koji je opisan jugoistočnim smjerom (eng. *SE*). Preostala dva

slučaja obilježena su nešto jačim sinoptičkim strujanjem. U slučaju C2, sjeverozapadno sinoptičko strujanje (eng. *NW*) postaje slabije kako se približava području Istre dok u slučaju C4, sinoptički vjetar jugozapadnog smjera (eng. *SW*) postupno ubrzava prema istarskom poluotoku.



Slika 8: Prikaz 27-satnih trodimenzionalnih trajektorija unatrag u tri točke domene (sive točke označavaju položaj Pazin, S1 i S2 na Sl. 5) u 16:00 CET za četri slučaja: 9. srpnja 2006 (slučaj C1; zeleno), 8. kolovoza 2006 (slučaj C2; narančasto), 8. svibnja 2003 (slučaj C3; plavo) te 7. srpnja 2009 (slučaj C4; ljubičasto). Svaka strelica predstavlja satni položaj advekcije česti zraka.

Poglavlje 5

Utjecaj sinoptičkog vjetra na razvoj dnevne duboke konvekcije

5.1 Slučaj C1: 9. srpnja 2006.

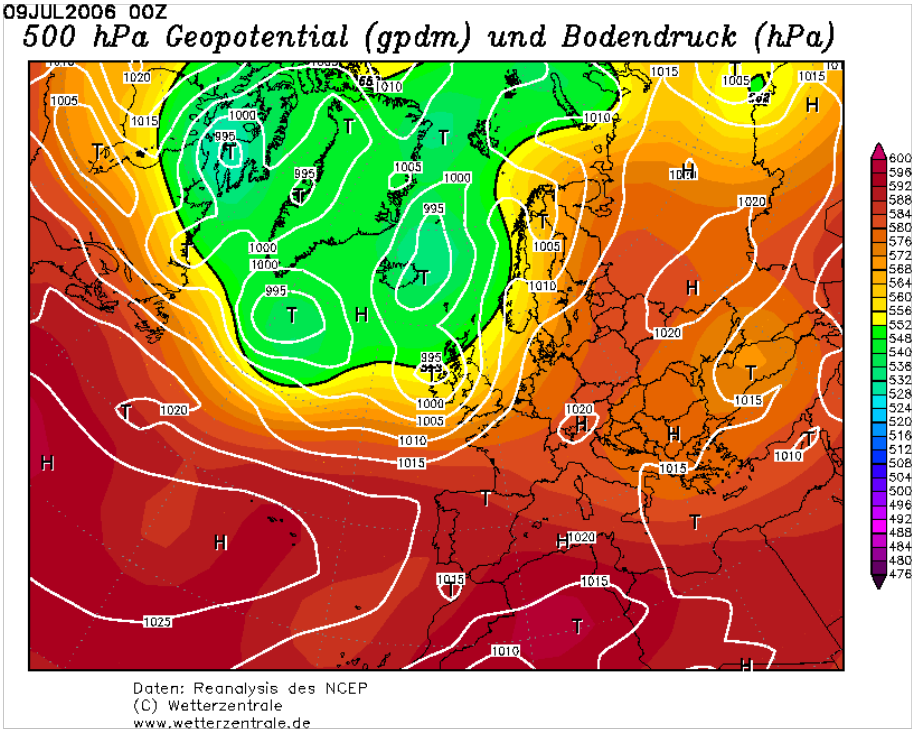
5.1.1 Sinoptička situacija i mjerenja

Nastanak Cb-a te posljedično konvekcije 9. siječnja 2006. određen je specifičnom sinoptičkom situacijom vidljivoj na karti prizemne raspodjele tlaka (bijele linije) s visinskim 500-hPa poljem tlaka zraka (skala u boji) u 00:00 UTC (tj. 01:00 CET). Sjeveroistočni dio Jadrana, zajedno s velikim dijelom Europe, bio je pod utjecajem prostranog gotovo bezgradijentnoga prizemnog polja povišenog tlaka zraka gdje su dominirala dva centra; iznad Rusije te iznad Azora (Sl. 9a). Djelovanjem polja povišenog tlaka iznad sjeveroistočne Europe te polja sniženog tlaka nad Grčkom i Crnim morem, omogućen je razvoj slabog sinoptičkog sjeveroistočnog strujanja u nižem dijelu troposfere nad širim područjem Jadrana. Tako razvijeno strujanje pogoduje razvoju konvekcije nad Istrom i Kvarnerom (Mikuš i sur., 2012). Prema radiosondažnim podacima u 00:00 UTC (01:00 CET) sa Zračne luke Zadar (Sl. 9b), sinoptički vjetar sjeveroistočnoga smjera ne prelazi brzine veće od 10 $m\,s^{-1}$ u donjih 10 km. Nadalje, vrijednosti indeksa nestabilnosti na istoimenoj zračnoj luci (Sl. 9b) te postaji Udine (nije prikazano) iznose $CAPE > 600\,Jkg^{-1}$ $i\,CIN \sim -150\,Jkg^{-1}$ te upućuju na potencijalnu konvektivnu aktivnost. Iako je BRN relativno male vrijednosti na Zračnoj luci Zadar (~ 38; Sl. 9b), na postaji Udine on poprima vrijednosti i do 1400 ukazujući na malo smicanje vjetra, veliki uzgon te mogućnost pojave multićelijske konvektivne oluje na ovom dijelu jadranske obale.

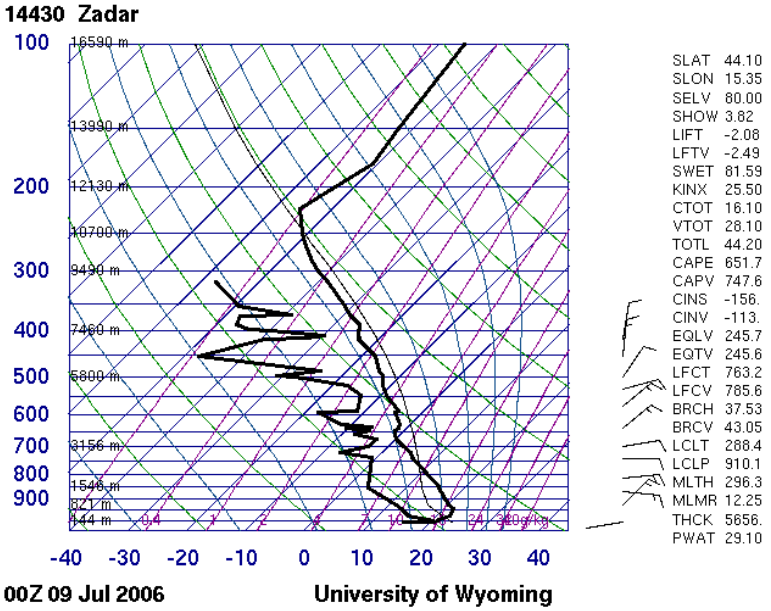
Prema mjerenjima, dnevna konvektivna oluja zadržala se na području sjevernoistočnoga Jadrana i do 5 h. To je posebno vidljivo iz daljinskih mjerenja (Sl. 10). Iz satelitskih slika naoblake (nije prikazano) vidljivo je vedro jutro nad područjem Istre te nekoliko kumulusnih oblaka na vrhovima planina, koji su nastali pod utjecajem planinskih cirkulacija. Združenim djelovanjem uzlaznog vjetra obronka i smorca dolazi do nastajanja Cb-a u podnevnim satima te se konvektivna naoblaka do 14:00 CET proširuje na središnji dio

Istre. Pod utjecajem sjeveroistočnog sinoptičkog vjetra konvektivni sustav se pomiče prema južnom dijelu poluotoka te je nakon 16:00 CET vidljivo njegovo raspadanje i zamiranje.

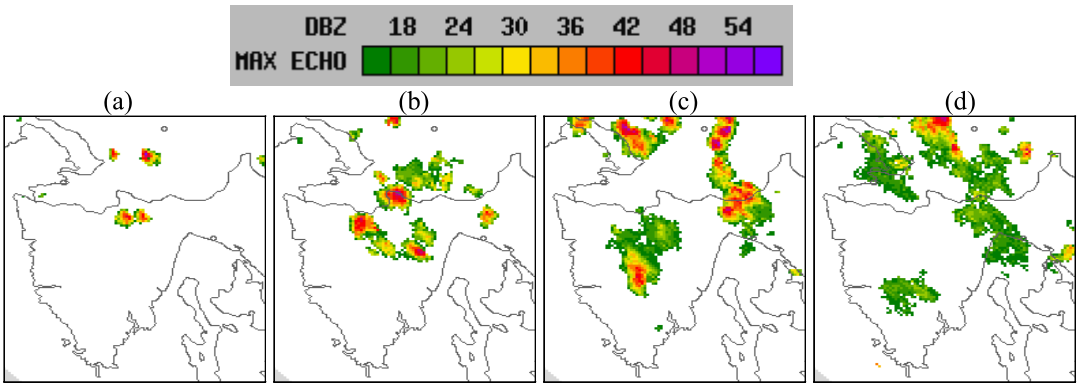
(a



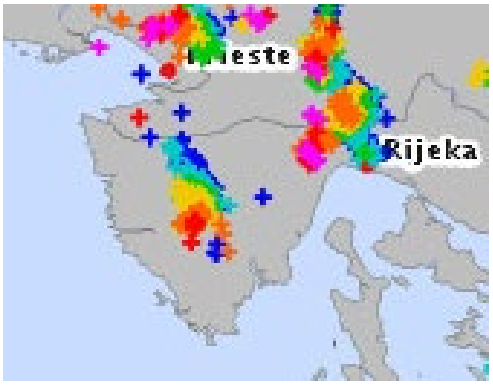
(b)



Slika 9: (a) Prizemno polje tlaka zraka (bijele linije) i geopotencijal 500 hPa plohe (obojena područja) u 00:00 UTC (tj. 01:00 CET) 9. srpnja 2006. godine (izvor: *http://www.wetterzentrale.de/topkarten/fsreaeur.html*). **(b)** Radiosondaža prikazana pomoću emagrama u 00:00 UTC (tj. 01:00 CET) u Zadru. Na desnoj strani prikazane su vrijednosti pojedinih indeksa nestabilnosti korištenih u analizi za 9. srpnja 2006. godine (izvor: *http://weather.uwyo.edu/upperair/*).



Slika 10: Radarske slike koje prikazuju makismalni intenzitet refleksivnosti oblaka u dBZ za 9. srpnja 2006. u četiri termina: **(a)** 11:00 CET, **(b)** 12:30 CET, **(c)** 13:30 CET i **(d)** 14:30 CET. Pri tome se intervali intenziteta međusobno razlikuju za 3 dBZ (prikazano na legendi). (izvor: *ARSO-www.meteo.si*)



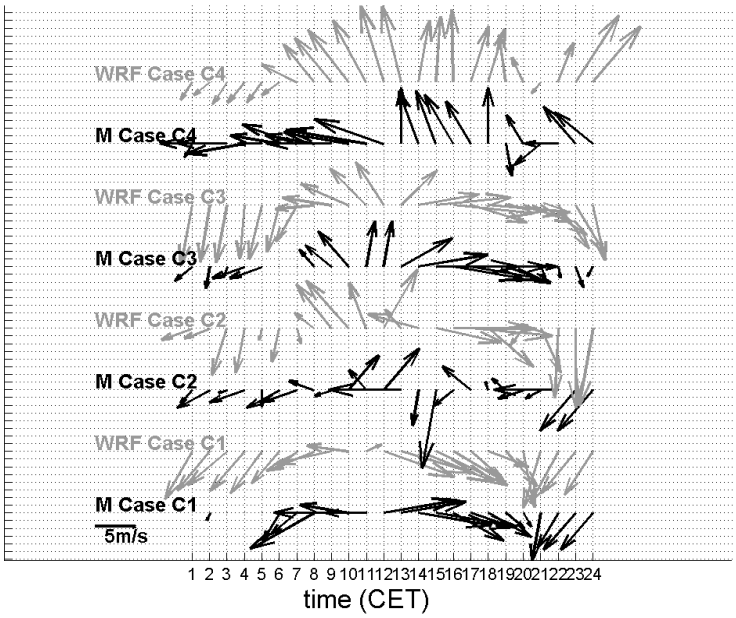
Slika 11: Električna aktivnost ukupnog električnog pražnjenja između 13:00 i 14:00 CET za 9. srpnja 2006. registrirana LINET mrežom. Boje označavaju starost munje u jednom satu: ljubičasta(< 3 min), crvena (10-3 min), narančasta (20-10 min), žuta (30-20 min), zelena (40-30 min), svijetlo plava (50-40 min) te tamno plava (> 50 min).

Slične rezultate moguće je uočiti i iz podataka o sijevanju te s radarskih slika. Već u 11:00 CET vidljiv je nastanak prvih konvektivnih ćelija Cb-a iznad Ćićarije (Sl. 10a). Kako je refleksivnost oblaka dobar pokazatelj konvektivne naoblake, signali veći od 35 dBZ (na Sl. 10 označeni crvenom bojom) upućuju na nastanak Cb-a. Do 12:30 CET jasno se može uočiti da se konvektivne ćelije pod utjecajem sjeveroistočnog sinoptičkog vjetra pomiču prema središnjem dijelu poluotoka pri čemu je moguće da djelovanje nasuprotnog zapadnog smorca „blokira“ njihovo daljnje kretanje prema obali. Oblačni sustav vidljiv u 13:30 CET (Sl. 10c) se pruža u smjeru jugoistok-sjeverozapad. Nakon 14:30 CET, oblačni sustav se lagano pomiče

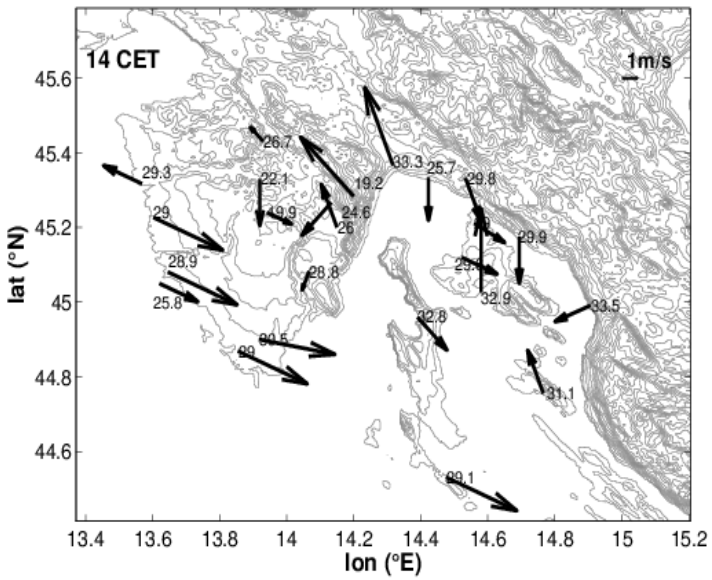
prema jugozapadu poluotoka te refleksivnost oblaka koja je sada poprima vrijednosti manjih od 20 dBZ upućuje na zamiranje Cb-a (Sl. 10d).

Prema podacima o sijevanju, dobivenih na postaji Lisca (Slovenija), lako je vidljiva podudarnost između položaja maksimalne refleksivnosti oblaka i položaja sijevanja pri čemu se nakon 13:00 CET (Sl. 11) ponovno može jasno uočiti nastanak linija s pojačanom električnom aktivnošću.

(a)



(b)



Slika 12: (a) Dnevni hod vjetra izveden iz mjerenja (M) na postaji Zračna luka Pula (prikazano crnom bojom) te istoimeni iz modela WRF (prikazano sivom bojom) za četiri slučaja (C1-C4) iz Tab. 2. **(b)** Prizemni vjetar na 10 m ($m\ s^{-1}$) i temperatura na 2 m (°C) 9. srpnja 2006. u 14:00 CET (s postaja prikazanih na Sl. 5).

Dok daljinska mjerenja upućuju na nastanak i razvoj Cb-a za C1 slučaj, prizemna mjerenja ukazala su na razvoj smorca na obali. Formacija smorca zabilježena je na postaji Zračna luka Pula te je njegovo satno zakretanje tijekom dana prikazano na Sl. 12a (dolje uz oznaku M Case C1). Smorac u noćnim satima ima sjeveroistočni smjer, jutrom istočni (08:00-11:00 CET) te u poslijepodnevnim satima zakreće na jugozapadni smjer (12:00-19:00 CET) dosećući maksimalne brzine od 5 $m\,s^{-1}$ oko 15:00 CET. Takve karakteristike smorca i posljedično naznake razvoja zone konvergencije u polju strujanja (Sl. 12b), koja se proteže središnjim dijelom poluotoka, su u skladu s već provedenim studijama o neporemećenom razvoju smorca na ovom dijelu područja (Telišman Prtenjak i Grisogono, 2007; Telišman Prtenjak i sur., 2006). Na postaji Pazin zabilježen je pak slab vjetar, s brzinama većim od 1 $m\,s^{-1}$ u vremenskom intervalu od 10:00 CET do 14:00 CET i tišine. Smanjenje temperature zraka za 10 °C između 12:00 CET i 17:00 CET na istoimenoj postaji, te za 3 °C između 14:00 CET i 16:00 CET u Zračnoj luci Pula ukazalo je na pojavu veće naoblake tj. na formaciju Cb-a. Pri tome je zabilježena količina oborine od 1.7 mm u vremenu od 13:00 CET do 14:00 CET na postaji Pazin (Tab. 2).

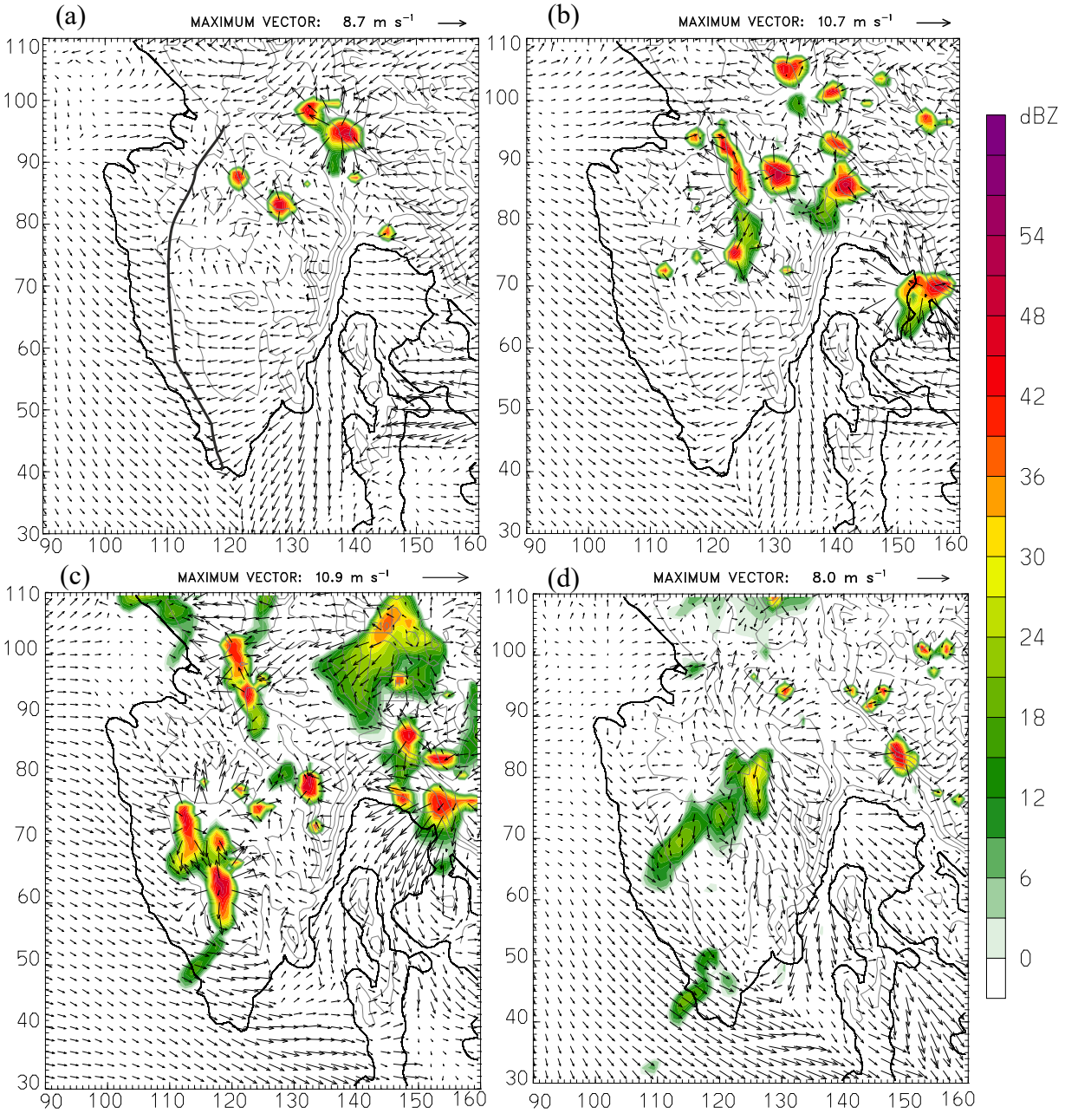
5.1.2 Rezultati iz numeričkog modela WRF

Na Sl. 13 prikazan je intenzitet refleksivnosti oblaka u kombinaciji s prizemnim vjetrom u najmanjoj domeni modela što omogućuje kvalitativnu usporedbu s radarskim slikama (Sl. 10). Termodinamičke karakteristike smorca i konvekcije su prikazane kvantitativno u Tab. 3 i 4.

Konvektivna aktivnost u modelu se javlja u blizini planinskih vrhova u sjeveroistočnom dijelu poluotoka (Sl. 13a). Iako je položaj konvektivnih ćelija dosta točan u odnosu na opažene formacije (Sl. 10) model je pokazao nešto raniji razvoj Cb ćelija (do 1 sata) koje se stvaraju oko 10:50 CET. Tijekom sljedećih sati, zbog dominacije sjeveroistočnog sinoptičkog vjetra, stvara se pruga pojačane konvektivne aktivnosti uzduž centralnog dijela poluotoka (u skladu s položajem munja, Sl. 11). Konvektivni razvoj je nešto brži u mjerenjima te konvekcija zamire brže (1 sat ranije) u 16:00 CET (Tab. 2) u odnosu na model (Sl. 10d, 13d).

Ovakav konvektivni razvoj je pod utjecajem prizemnog i sinoptičkog vjetra. Kako u domeni interesa sinoptičko strujanje ne prelazi brzine od 7 $m\,s^{-1}$ (Sl. 9b) započinje razvoj smorca na obalama Istre. On je vidljiv nakon 08:00 CET na zapadnom dijelu istarske obale i Tršćanskog zaljeva te dostiže svoj maksimum negdje oko 13:00 CET (Sl. 12). Od 10:00 CET do 12:00 CET, zbog združenog djelovanja sinoptičkog NE strujanja i smorca na obalama

vidljivo je: (i) relativno slabo prodiranje zapadnog smorca nad kopnom te (ii) nastanak zone konvergencije smještene na oko 10-15 km od ruba zapadne obale Istre. Nastala zona konvergencije duljine od oko 75 km pruža se u smjeru sjever-jug duž poluotoka, pomičući se istočno nad kopnom.



Slika 13: Prikaz dnevnog razvoja prizemnog polja vjetra ($m\,s^{-1}$) na 10 m nadmorske visine i maksimalne radarske refleksivnosti (dBZ) dobivenih modelom za 9.srpnja 2006. u: **(a)** 10:00 CET, **(b)** 11:00 CET, **(c)** 14:00 CET i **(d)** 16:00 CET. Vektori vjetra crtani su u svakoj drugoj točki mreže, pri čemu je referentna duljina vektora prikazana u gornjem desnom kutu svake slike. Debela crna linija na slici **(a)** prikazuje položaj zone konvergencije.

Tablica 3: Karakteristike i termodinamičke varijable smorca dobivene modelom i usrednjene u vremenu (između 10:00 i 12:00 CET) nad istarskim poluotokom za četiri odabrana slučaja. Parametri su određeni duž vertikalnog presjeka (B1B2) prikazanog na Sl. 5. Maksimalna brzina smorca određena je na visini između 200 i 300 m iznad tla, dok je položaj uzlaznog strujanja razvijenog nad frontom smorca odredio prodor smorca nad kopnom i visinu same fronte h(F). Negativna divergencija ($\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} < 0$) u tablici zapravo naznačava maksimalnu horizontalnu konvergenciju. Konvergencija toka vlažnosti određena je prema jed. 5 iz Banacos i Schultz (2005).

Parametri dobiveni iz vertikalnog presjeka između 10:00 i 12:00 CET	Slučaj C1 09.07.2006.	Slučaj C2 08.08.2006.	Slučaj C3 08.06.2003.	Slučaj C4 06.07.2009.
Maksimalna brzina smorca (ms^{-1})	4.1	5.0	3.8	5.0
Prodor smorca nad kopnom (km) u 11:00 CET	11	13.5	15	14.7
Visina fronte smorca h(F) (m)	1800	1266	1400	1200
Brzina uzlaznog strujanja nad frontom smorca ($cm\ s^{-1}$)	93	50	73	62
Divergencija $* 10^{-3}$ (s^{-1}) duž fronte smorca	-1.3	-0.8	-0.8	-1.0
Prizemni omjer miješanja (q) u tijelu smorca ($g\ kg^{-1}$)	13.1	12.8	15.1	14.3
Konvergencija toka vlažnosti $* 10^{-3}$ ($g\ kg^{-1}\ s^{-1}$)	18.3	11.7	12.5	17.1

Tako dobiveni rezultati u skladu su sa promatranim prizemnim i daljinskim mjerenjima (Sl. 12) te studiji Telišman Prtenjak i sur. (2010). Ostale karakteristike i termodinamička svojstva smorca (obilježja strujanja unutar cirkulacije te fronte) opisana su kroz njegove horizontalne i vertikalne skale duljina kao i horizontalne i vertikalne skale brzina (Crosman i Horel, 2010.) (Tab. 3). Smorac po svom obliku odgovara težinskom strujanju (Simpson, 1997) s razvojem maksimalne horizontalne brzine do 5 $m\ s^{-1}$, visine tijela smorca do 800 m te visine fronte smorca do 1800 m (Tab. 3). Uzlazna strujanja razvijena nad frontom smorca u ovom slučaju (C1) posjeduju najveće vetikalne brzine do 1 $m\ s^{-1}$ prije nastanka same duboke konvekcije. Oko 14:00 CET smorac prodire dalje nad kopnom, dominirajući pak na južnom dijelu poluotoka radi nastale jake konvektivne aktivnosti koja je poremetila njegovo prodiranje nad središnjim dijelom, točnije područja oko Pazina. Nakon prestanka oluje očit je ponovni prodor smorca s nešto manjim brzinama od oko 3 $m\ s^{-1}$.

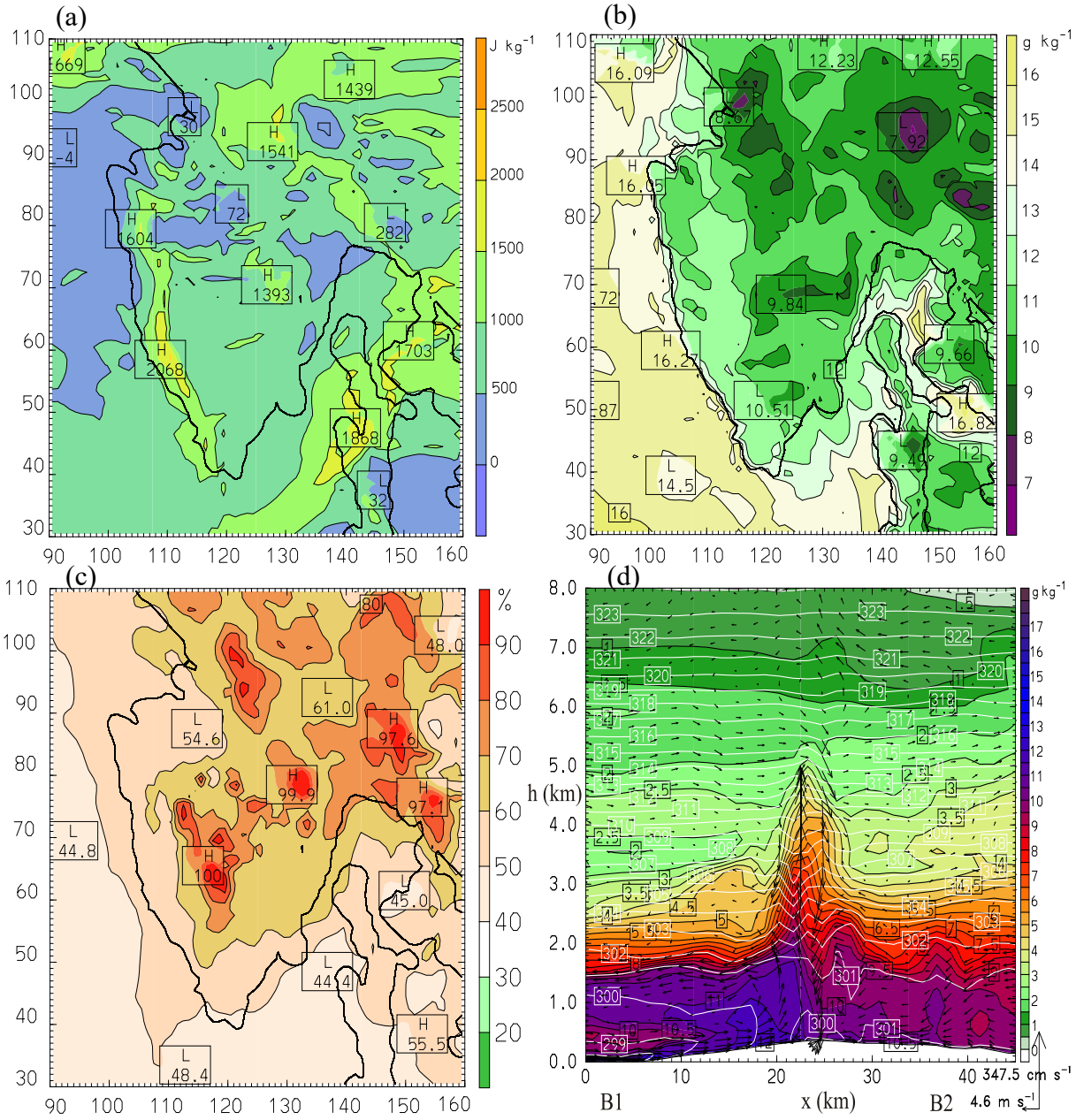
Tablica 4: Termodinamičke varijable dobivene modelom iz horizontalnog presjeka iznad istarskog poluotoka za četiri odabrana slučaja između 10:00 i 14:00 CET. Maksimalne vrijednosti CAPE-a, CIN-a, LCL-a i LFC-a računate su u svakoj točki mreže s maksimalnom potencijalnom temperaturom u prvih 3000 m. Nadalje, satne maksimalne vrijednosti CAPE-a, CIN-a te satne minimalne vrijednosti LCL-a i LFC-a su usrednjene u vremenu između 10:00 i 14:00 CET. U zadnja dva retka nalaze se vremenski usrednjene maksimalne vrijednosti omjera miješanja (q) i temperature (T) u sloju između 850 i 500 hPa.

Parametri dobiveni iz horizontalnog presjeka (od 10:00 do 14:00 CET)	Slučaj C1 09.07.2006.	Slučaj C2 08.08.2006.	Slučaj C3 08.06.2003.	Slučaj C4 06/07.07.2009.
Maksimalne vrijednosti CAPE-a ($J\,kg^{-1}$)	1780	1260	3332	2699
Maksimalne vrijednosti CIN-a ($J\,kg^{-1}$)	29	66	78	63/79
LCL (m)	1060	793	746	432/277
LFC (m)	1133	820	908	477/356
Usrednjeni maksimalni q ($g\,kg^{-1}$) između 850 i 500 hPa	6.2	4.7	4.3	6.4/6.8
Usrednjena maksimalna temperatura T (°C) između 850 i 500 hPa	1.7	-1.2	2.8	2.3/1.6

Površinska temperaturna razlika između unutarnjeg dijela kopna i mora nije prelazila 3 K, što odgovara rezultatima dobivenim Babić i sur. (2012). Veći temperaturni gradijenti kod fronte smorca i u zoni konvergencije kao i maksimalne vrijednosti CAPE-a oko 2000 Jkg^{-1} izdvajaju ovo područje kao nestabilno i pogodno za razvoj duboke konvekcije (Sl. 14a, Tab. 4). Povišene vrijednosti CAPE-a rezultat su povećanih površinskih tokova topline i vlažnosti u blizini fronte, nastalih prodiranjem smorca. Slični rezultati dobiveni su na Floridi (Wilson i Megenhardt, 1997), gdje duboka konvekcija nastaje kao rezultat značajne prizemne konvergencije unutar formirane zone. Pri tome, maksimalne vrijednosti CAPE-a ovdje odgovaraju nižem nivou kondenzacije ($LCL{\sim}1000\,m$, Tab. 4) te nižem nivou slobodne konvekcije ($LFL{\sim}1100\,m$). U zapadnom smorcu vidljive su vrijednosti prizemnog omjera miješanja (q) od oko 13 $g\,kg^{-1}$ (Sl. 14b, Tab. 3) što odogovara relativnoj vlažnosti (rh) od oko 70% iznad poluotoka. Nadalje, srednja vrijednost q u sloju između 850 hPa i 500 hPa tzv. kritičnom sloju (Shepherd i sur., 2001; Barthlott i sur., 2006) iznosi od 3-7 gkg^{-1} (Tab. 4). Takve vrijednosti omjera miješanja odgovaraju vrijednostima rh većima od 50% (Sl. 14c).

Dakle, prema opisanim atmosferskim uvjetima, vrijedosti CAPE-a i prizemnog q su nešto manje od vrijednosti koje su zabilježene kao „pogodne“ za razvoj konvektivne

aktivnosti (prema Barthlott i sur., 2006; $CAPE{\sim}2500\,J\,kg^{-1}\,i\,q{\sim}18\,g\,kg^{-1}$). Unatoč tome, Shepherd i sur. (2001) smatraju da vrijednosti *rh* moraju biti najmanje 60% u nižoj troposferi kako bi se takvi atmosferski uvjeti proglasili pogodnima za razvoj oluje. U našem slučaju dobiveni rezultati tada odgovaraju rezlutatima dobivenima na Floridi.



Slika 14: Horizontalna raspodjela **a)** *CAPE*-a (Jkg^{-1}) u 10:00 CET, **b)** prizemnog omjera miješanja q (gkg^{-1}) u 13:00 CET, **c)** usrednjena relativna vlažnost *rh* (%) u sloju između 850 i 500 hPa u 12:00 CET, **d)** potencijalna temperatura (bijele linije), omjer miješanja (obojena područja) i vektori vjetra u 13:00 CET dobiveni iz vertikalnog presjeka (B1B2) sa Sl. 5 za 9. srpnja 2006.

Početak razvoja ćelija Cb-a, dobivenih numeričkom simulacijom mezoskalnog modela, javlja se iznad vrhova planine Ćićarije i Risnjaka (Sl. 13a), a uzrok njihovom

nastanku i razvoju jest orografsko dizanje zraka uz planine i raspoloživa količina vlage u srednjoj troposferi. Nastale početne ćelije Cb-a između 10:00 CET i 12:00 CET advekcijom sjeveroistočnoga sinoptičkog vjetra propagiraju prema jugozapadu tj. prema zavjetrinskoj strani planina i blizini sjeverozapadnog dijela nastale zone konvergencije. Stoga se mogu navesti dva osnovna razloga koja su bila značajana za razvoj ove oluje: i) advekcija oblaka sjeveroistočnim sinoptičkim vjetrom te ii) postojanje prizemne zone konvergencije. Oko 11:00 CET, ćelije Cb-a postižu svoj zreli stadij razvoja (Sl. 13b) te se njihova tada nastala silazna strujanja „sudaraju“ sa strujanjima nastalim iznad fronte smorca duž zone konvergencije, uzrokujući dizanje vlažnog zraka nošenog smorcem i omogučujući time stvaranje novih sekundarnih ćelija Cb-a iznad sjevernozapadnog dijela poluotoka. Razmak između pojedinih ćelija (fronte smorca i fronte udara vjetra) iznosio je oko 10 km, što je prema Kingsmill (1995) dovoljno kako bi došlo do jače konvergencije i razvoja (nove) konvekcije. Nastankom sekundarnih ćelija iznad zone konvergencije omogućen je daljnji „forsirani mehanizam propagacije“ oluje prema jugu. Prema Cotton i sur. (2010) pojam „forsirani mehanizam propagacije“ označava održavanje konvektivne oluje, čiji daljnji razvoj potpomaže vanjski mehanizam forsiranja, kao što je u ovom slučaju fronta smorca i zona konvergencije. Stoga, tijekom ranog popodneva, „hraneći“ se vlažnim zrakom od smorca, nastanak već spomenutih ćelija posljedično utječe na ekplozivni razvoj Cb-a iznad centralnog dijela poluotoka (Sl. 13c). Iz vertikalnog presjeka u blizini Pazina visina vrha Cb-a je oko 8 km te brzina uzlaznih strujanja iznosi oko 11 ms^{-1} u visinama od 5 km (Sl. 14d). Nadalje, jasno se može uočiti da strujanje u sloju dubine do 1 km, koje je suprotnog smjera od smorca, dolazi do fronte smorca pri čemu nastaje snažno uzdizanje zraka do 5 km. Uzlazna strujanja su popraćena također silaznim strujanjima brzina oko $1.8\, m\, s^{-1}$ smiještenim najprije sa suprotne strane od nailaska smorca u 13:00 CET. Slične karakteristike strujanja uočene su i u olujama na Floridi (Yuter i Houze, 1995). Sat vremena kasnije, silazna strujanja brzina do 3.3 $m\, s^{-1}$ smiještena na visinama od 850 hPa stvaraju dva, relativno velika „bazena“ hladnoga zraka (smanjenje temperature za 2 do 3 °C) tik ispod baze oblaka. Upravo to strujanje hladnog zraka odgovorno je za odvajanje ćelija Cb-a i fronte smorca. Nakon 14:00 CET, konvektivna aktivnost se smanjuje te su uočene promjene u režimu strujanja smorca kao i fronte smorca, temperaturi i vlažnosti iznad poluotoka. Do 16:00 CET dolazi do disipacije Cb-a, zapadni smorac je slabiji, stoga posljedično tada nema ni pomicanja zone konvergencije prema istoku te se konvektivna aktivnost gasi (Sl. 13d).

Usporedivši rezultate dobivene modelom s daljinskim i površinskim mjerenjima može se utvrditi da je model općenito dobro reproducirao prostorni položaj oluje tj. naoblaku

posebno iznad planinskog dijela (usporedivši sl. 13a,b i 10a,b). Što se tiče vremenskog tijeka nastanka i razvoja oluje, model je pak prikazao nešto raniji razvoj ćelija Cb-a (od oko 1-og sata). Sljedećih nekoliko sati, pod utjecajem sjeveroistočnog sinoptičkog vjetra, dolazi do nastanka zone konvergencije vidljive i u modelu (Sl. 13b,c) i na radarskim slikama (Sl. 10b,c). Tako dobiveni rezultati također se podudaraju i s podacima o sijevanju (Sl. 11). Nadalje, razvoj konvekcije u mjerenjima jest nešto brži od onoga u modelu. Stoga, konvekcija reproducirana modelom nestaje 1 h kasnije (negdje oko 16:00 CET; Sl. 13d) od one dobivene radarom (Sl. 10d). Prizemno strujanje (koji čine smorac i sjeveroistočni sinoptički vjetar) iz modela se dobro poklapa s prizemnim i radiosondažnim mjerenjima. Što se tiče indeksa nestabilnosti, model je zadovoljavajuće reproducirao vrijednosti CAPE-a (od 500-2000 Jkg^{-1}) usporedivši ih s onima iz radiosondažnih mjerenja (> 600 $J\,kg^{-1}$), dok je vrijednosti BRN-a podcijenio na postaji Udine (nije prikazano). Veće vrijednosti BRN-a su međutim vidljive u blizini same postaje.

5.2 Slučaj C2: 8. kolovoza 2006.

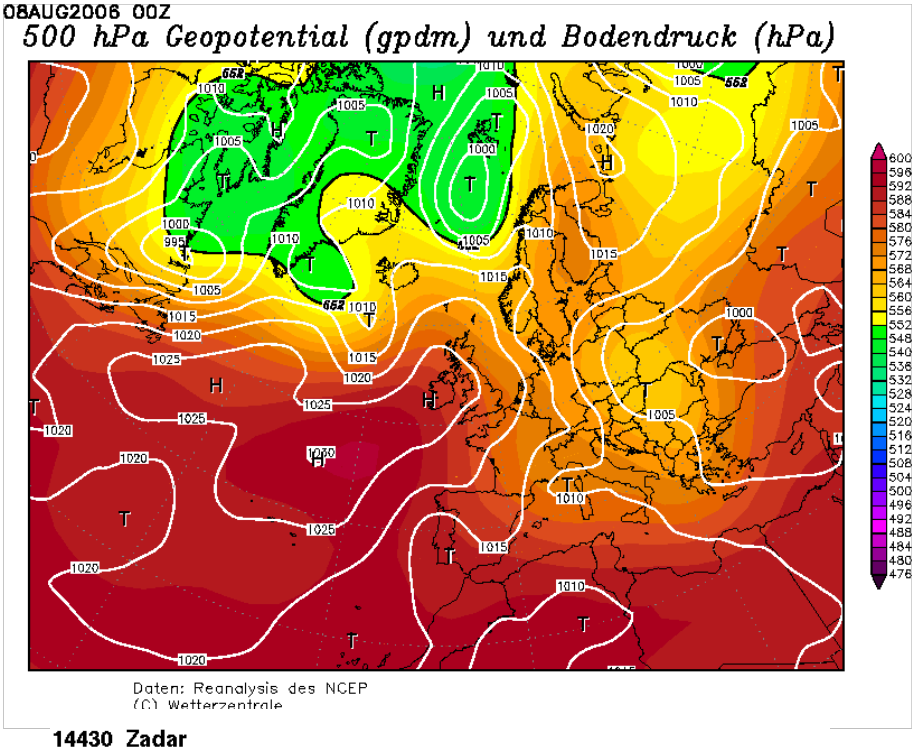
5.2.1 Sinoptička situacija i mjerenja

U ovom slučaju, sjeveroistočni dio Jadrana jest ponajviše pod utjecajem sniženog polja tlaka koji se sastoji u prizemlju od stražnje strane ciklone koja se pomiče prema istoku uz koju se stvara druga nova ciklona nad Genovskim zaljevom (Sl. 15a). Po visini, na područje interesa utječe stražnja strana visinske doline. Sve navedeno doprinosi stvaranju jačih gradijenata tlaka iznad sjeveroistočnog dijela Jadrana, odnosno generiranju sjeverozapadnoga sinoptičkoga vjetra (na postajama Udine i Zračna luka Zadar) s brzinama do 10 $m\,s^{-1}$ u prvih 6 km troposfere (Sl. 15b). Iako se na postaji Udine u 00:00 UTC očituje veliki potencijal za razvoj konvekcije (vidljivo iz indeksa nestabilnosti: *CAPE* ~ 900 *J kg* $^{-1}$, *CIN* ~ 87 *J kg* $^{-1}$, BRN > 50), kasnije tijekom dana se vrijednosti znatno smanjuju (*CAPE* < 200 *J kg* $^{-1}$ na obje postaje).

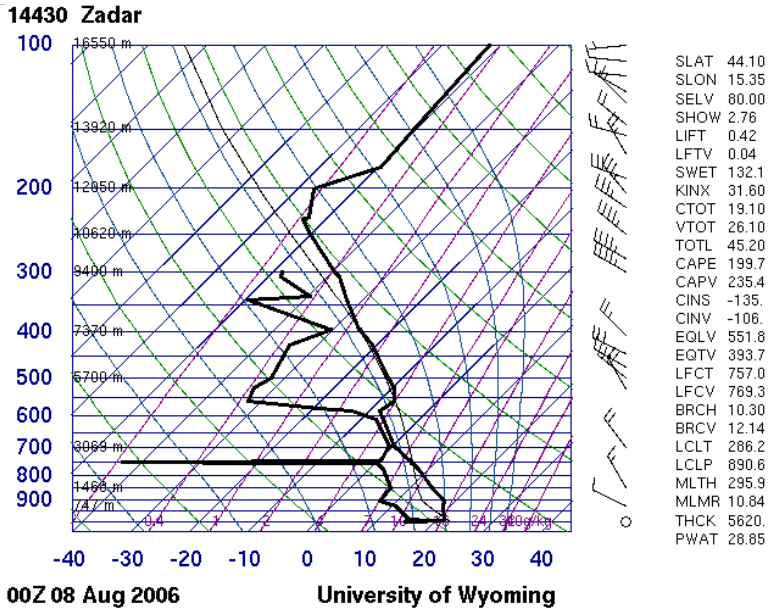
Nastanak konvekcije (naoblake) na sjevernoistočnom Jadranu uočen je i na satelitskim slikama oko podneva iznad vrhova planina, Učke i Ćićarije (nije prikazano). Istovremeno se iznad centralnog dijela poluotoka može uočiti gotovo ravna linija oblaka koji upućuju na stvaranje fronte smorca. Oko 15:00 CET oblačni sustav se pomiče prema istočnom dijelu

poluotoka te sat vremena kasnije disipira s promatranog područja. Oko 17:00 CET naoblaka je još jedino vidljiva iznad Kvarnera i Riječkog zaljeva.

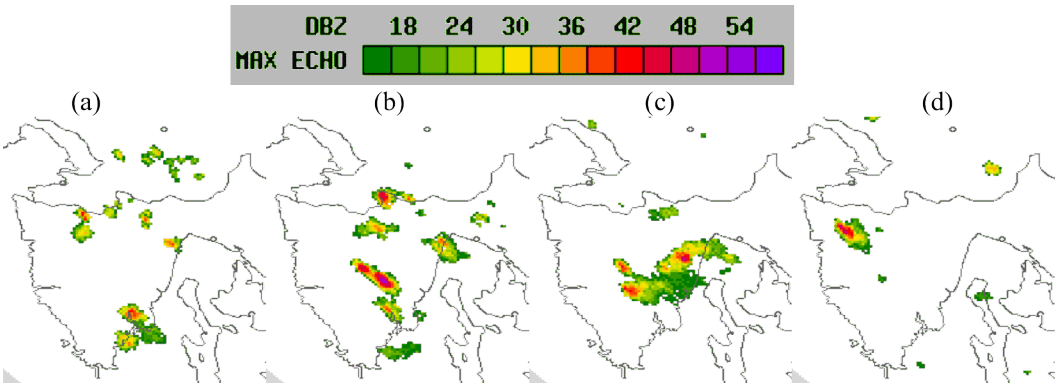
(a)



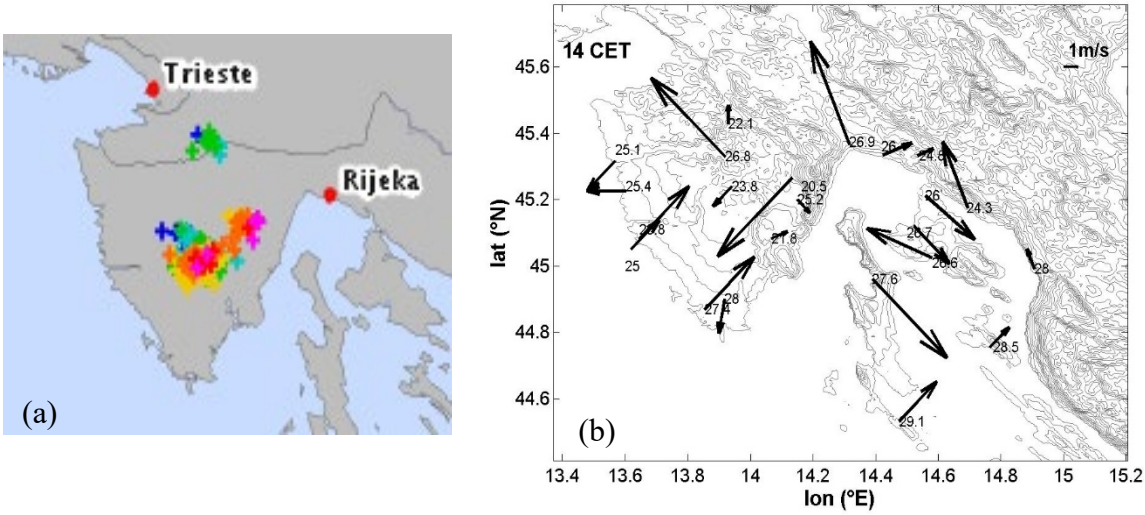
(b)



Slika 15: (a) Prizemno polja tlaka zraka (bijele linije) i geopotencijal 500 hPa plohe (obojena područja) u 00:00 UTC (tj. 01:00 CET) 8. kolovoza 2006. godine (izvor: *http://www.wetterzentrale.de/topkarten/fsreaeur.html*) **(b)** Radiosondaže u 00:00 UTC (tj. 01:00 CET) u Zadru. Na desnoj strani prikazane su vrijednosti pojedinih indeksa nestabilnosti korištenih u analizi slučaja 8. kolovoza 2006. godine (izvor: *http://weather.uwyo.edu/upperair/*).



Slika 16: Radarske slike koje prikazuju makismalni intenzitet refleksivnosti oblaka u dBZ za 8. kolovoza 2006. u četiri termina: **(a)** 11:10 CET, **(b)** 13:00 CET, **(c)** 13:50 CET i **(d)** 15:30 CET. Pri tome se intervali intenziteta međusobno razlikuju za 3 dBZ (prikazano na legendi). (izvor: *ARSO-www.meteo.si*)



Slika 17: (a) Električna aktivnost ukupnog električnog pražnjenja između 13:00 i 14:00 CET za 8. kolovoza 2006. registrirane LINET mrežom. Boje označavaju starost munje u jednom satu: ljubičasta(< 3 min), crvena (10-3 min), narančasta (20-10 min), žuta (30-20 min), zelena (40-30 min), svijetlo plava (50-40 min) te tamno plava (> 50 min). **(b)** Prizemni vjetar na 10 m ($m\ s^{-1}$) iznad tla i temperatura na 2 m (°C) 8. kolovoza 2006 u 14:00 CET.

Trajanje oluje, prema radarskim slikama, iznosi oko 5 h s početkom od oko 11:00 CET i završetkom iza 16:00 CET. U 11:10 CET, radarska slika refleksivnosti oblaka jasno pokazuje dva nezavisna područja nastanka duboke konvekcije: iznad planinskog područja (Učke i Ćićarije) i konveksnog dijela jugoistočne istarske obale, koji generira lokalno područje zone konvergencije (Sl. 16a). Između 13:00 i 14:00 CET (Sl. 16b,c) formira se područje najveće

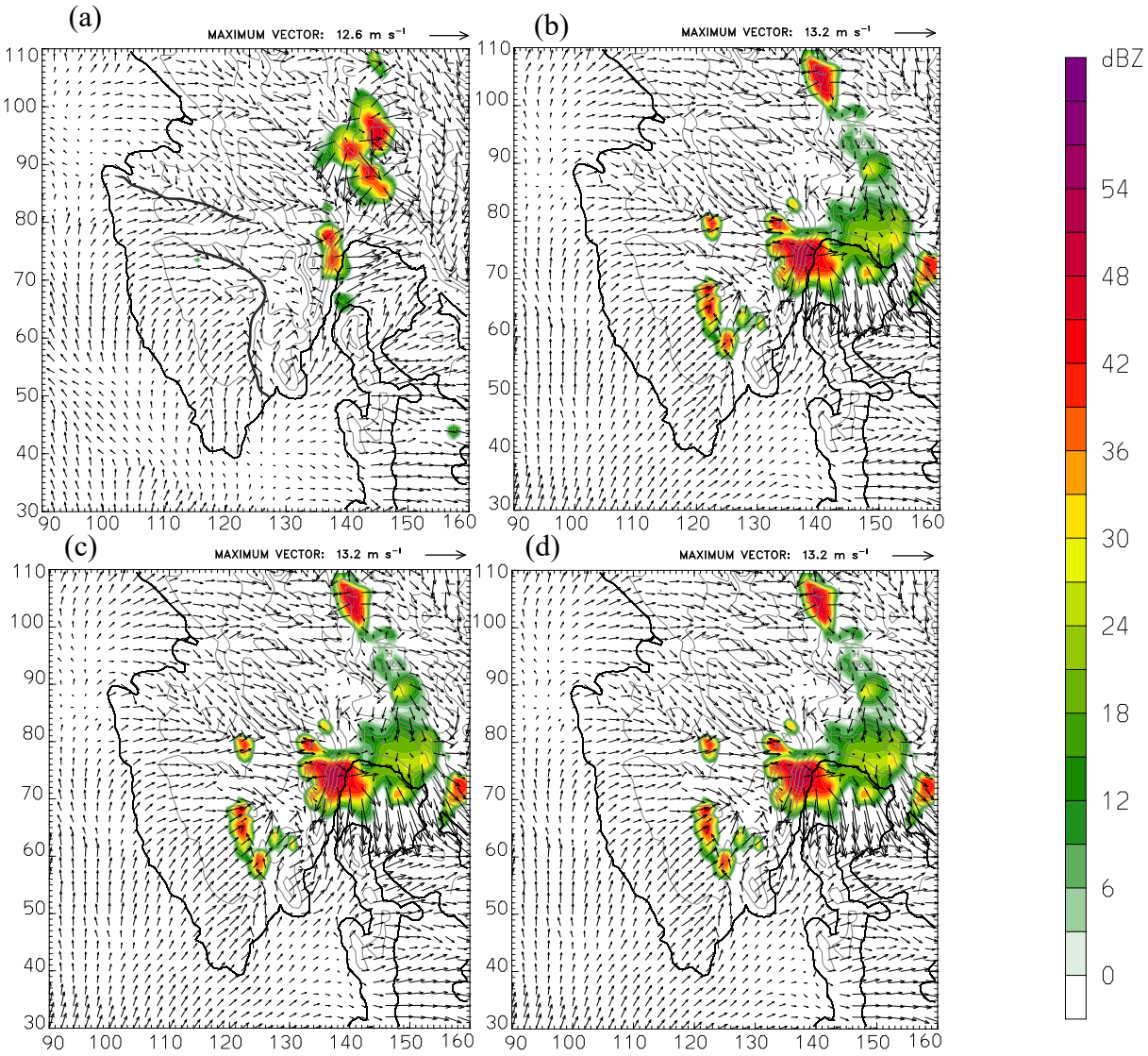
refleksivnosti iznad svjernoistočnog dijela Istre u obliku V-linije, vidljivo također i u podacima o sijevanju (Sl. 17a). Sat i pol kasnije (Sl. 16d), jedan dio oblačnog sustava se pomiče na sjeverozapad istarskog poluotoka, dok drugi dio pod utjecajem sjeverozapadnog sinoptičkog vjetra disipira iznad Kvarnera i Riječkog zaljeva. Oluja u potpunosti nestaje iza 16:30 CET.

Razvoj zapadnog smorca prema prizemnim mjerenjima nad vrhom poluotoka započinje oko 10:00 CET sa sličnim karakteristikama kao u prvom slučaju te nešto manjom maksimalnom brzinom od oko 4 ms^{-1} (Sl. 12a). U ovom slučaju (Sl. 12a) dnevni razvoj smorca bio je prekinut nastalom konvektivnom aktivnošću iza 14:00 CET. Nadalje, na jugoistočnom dijelu Istre dolazi do razvoja manje organiziranog slabog strujanja koji pridonosi nastanku zone konvergencije (V-oblika) (Sl. 17b). Iako je nastanak duboke konvekcije vidljiv kroz daljinska i prizemna mjerenja, zabilježene oborine u Pazinu nije bilo (Tab. 2).

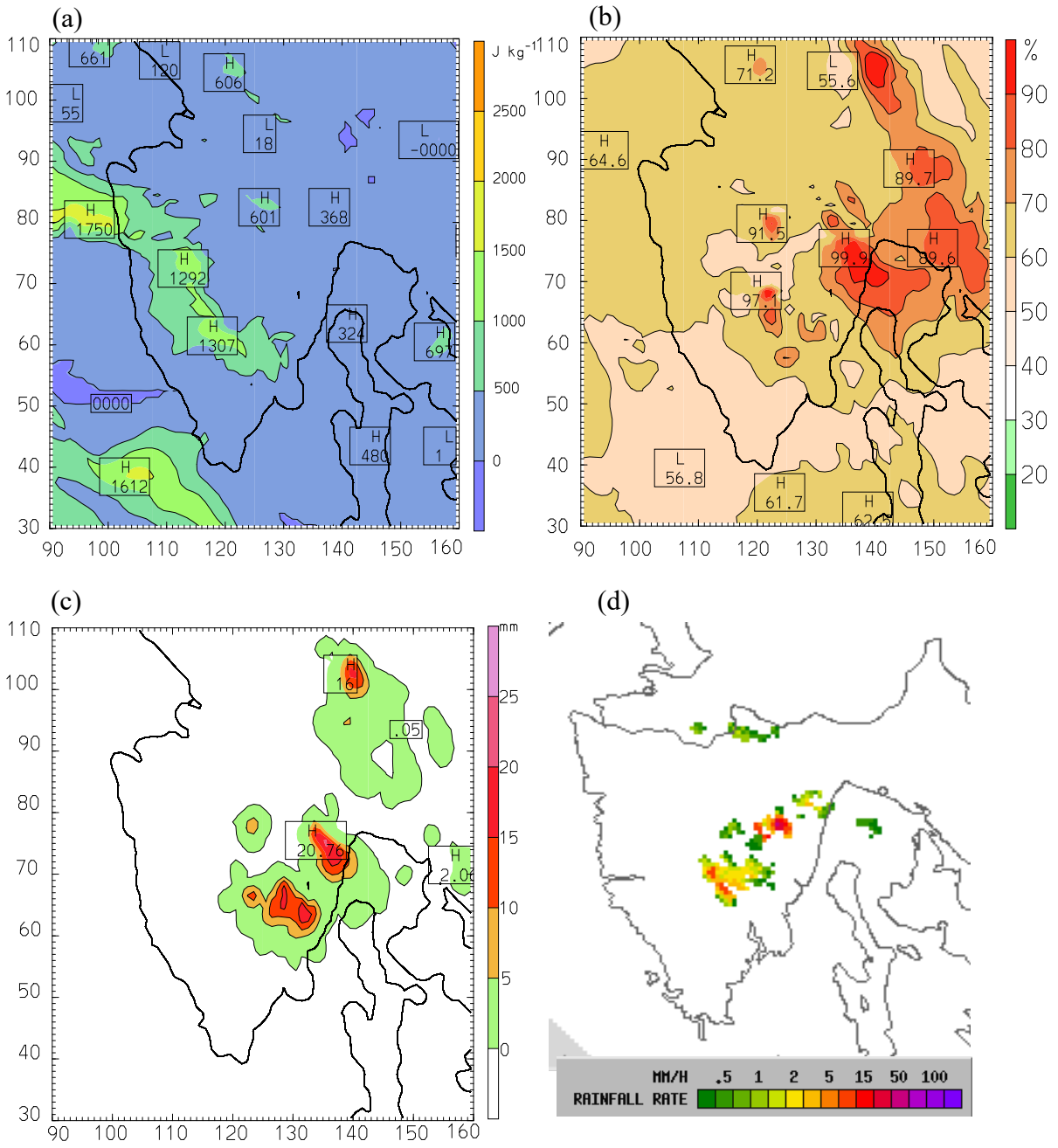
5.2.2 Rezultati iz numeričkog modela WRF

Oko 10:00 CET model je reproducirao razvoj smorca na zapadnoj obali Istre (Sl. 18a), pri čemu se tako dobiveni rezultati vrlo dobro podudaraju s dobivenim mjerenjima. U nekim područjima, kao što je Tršćanski zaljev i duž zapadne obale Istre smorac se poklapa sa (NW) sinoptičkim vjetrom uzrokujući advekciju morskoga zraka nad kopno (Sl. 18a, b). Razvijeno slabo strujanje na jugoistočnom dijelu istarske obale numerički model nije simulirao s dovoljnom preciznošću. Nadalje, do 13:00 CET vidljivo je sporadično prodiranje smorca nad kopno od oko 40 km na sjevernom dijelu poluotoka te nešto manjih vrijednosti na njegovom južnom dijelu. „Glavna“ zona konvergencije, koja je totalno zakrivljena u prostoru, proteže se gotovo cijelim središnjim dijelom poluotoka (Sl. 18a), a nastala je kao rezultat „sudara“ dvaju obalnih cirkulacija: zapadnog i južnog smorca i pozadinskog sinoptičkog strujanja. Isti smjer strujanja smorca i sinoptičkog vjetra u ovom slučaju utjecat će na slabije razvijenu frontu smorca u pogledu površinske konvergencije, visine fronte smorca, koja ovdje iznosi oko 1266 m te manjih uzlaznih strujanja razvijenih nad samom frontom (Tab. 3). Fronta smorca dublje i brže napreduje nad kopnom, ali je manje intenzivna te strujanja nad frontom imaju manje razvijene brzine nego u prethodom analiziranom slučaju. Dakle, može se zaključiti ukoliko je prodiranje smorca dublje i veće, horizontalne brzine smorca (Sl. 18a,b) nisu popraćene većim vertikalnim brzinama iznad fronte ili pak većim vertikalnim dimenzijama smorca (Tab. 3).

Tako razvijeni sustav obalne cirkulacije tj. smorca možemo generalno tada smatrati slabije razvijenim. Stoga ovaj primjer predstavlja slučaj razvoja oluje koji je podupiran slabo razvijenim sustavom obalne cirkulacije. Prodor smorca nad kopno prema dobivenoj simulaciji nestaje iza 14:00 CET (Sl. 18d) kao posljedica nastale konvektivne aktivnosti, što je u skladu s dobivenim mjerenjima (Sl. 12a).



Slika 18: Prikaz dnevnog razvoja prizemnog polja vjetra ($m\,s^{-1}$) na 10 m nadmorske visine i maksimalne radarske refleksivnosti (dBZ) dobivenih modelom za 8. kolovoza 2006. u: **(a)** 12:00 CET, **(b)** 13:00 CET, **(c)** 14:00 CET i **(d)** 16:00 CET. Vektori vjetra crtani su u svakoj drugoj točki mreže, pri čemu je referentna duljina vektora prikazana u gornjem desnom kutu svake slike. Debela crna linija na slici **(a)** prikazuje položaj zone konvergencije.



Slika 19: Horizontalna raspodjela **(a)** CAPE-a (Jkg^{-1}) u 12:00 CET, **(b)** usrednjena relativna vlažnost (*rh*, %) u sloju između 850 i 500 hPa u 13:00 CET, **(c)** ukupna količina oborine (mm) dobivena modelom između 13:00 i 14:00 CET, **(d)** radarska slika maksimalnog intenzieta oborine (mm) u 13:40 CET (izvor: ARSO-www.meteo.si) 8. kolovoza 2006.

U usporedbi s ostalim slučajevima, u ovome slučaju su zabilježene najmanje vrijednosti CAPE-a i prizemne vlažnosti (Tab. 3 i 4). Pri tome se najveće vrijednosti horizontalne raspodjele CAPE-a prostorno podudaraju s položajem nastanka zone konvergencije (Sl. 18a, 19a). Međutim, ono što ovdje dodatno utječe na razvoj „pogodnih“ uvjeta konvektivne

aktivnosti (Shepherd i sur., 2001) te predstavlja dodatan izvor vlage, hraneći time nastale ćelije Cb-a, jesu visoke vrijednosti vlažnosti u srednjoj troposferi (relativna vlažnost od oko 70% i više; Sl. 19b).

Trajanje oluje (od oko 6 h) vremenski je također dobro reproducirano modelom pri čemu je vidljivo kašnjenje od oko 1 h pri nastanku i zamiranju oluje. Oko 12:00 CET (Sl. 18a) može se uočiti nastanak ćelija Cb-a iznad planinskog područja, koja djelomično prostorno odgovaraju nastanku istoimenih na radarskim slikama. Pri tome, blokirajući efekt planina na sjeveru je rezultirao dizanjem sjeverozapadnog sinoptičkog strujanja uz padine planina te je time predstavljao dodatni okidač za razvoj konvekcije iznad planinskog terena Učke. Drugo nezavisno područje konvektivne aktivnosti, koje nastaje na sjevernoistočnom dijelu istarske obale (Sl. 16a), model je reproducirao s kašnjenjem od oko sat i pol (Sl. 18b). Iako model nije dovoljno vremenski i prostorno prezicno reproducirao začetak oluje, može se zaključiti da je ovdje prizemna konvergencija, koja nastaje kao rezultat „sudara“ dvaju obalnih cirkulacija u uvjetima pozadinskog NW sinoptičkog strujanja, povećana na sjeveroistočnom dijelu poluotoka radi zakrivljenosti same obale. Formirana prizemna konvergencija u polju strujanja odigrala je važnu ulogu u nastanku ćelija Cb-a. U 13:00 CET, vidljiv je nastanak dva, ranije spomenuta odvojena područja oluje kako na radarskim slikama (Sl. 16b) tako i na modelskim simulacijama (Sl. 18b). Silazna strujanja iz sporadično nastalih ćelija Cb-a sudarom sa strujanjima fronte smorca duž zone konvergencije utječu na stvaranje nove i jače konvekcije (u području V-linije) nad središnjim dijelom poluotoka. Područja zabilježene velike refleksivnosti (Sl. 18c) dobivene modelom potpuno odgovaraju onima dobivenim na radarskim slikama (Sl. 16c) i podacima o sijevanju (Sl. 17a). Uzlazna strujanja na visinama 4 km dosežu brzine od oko 11 ms^{-1}, dok se visina vrha oblaka nalazi na 9.5 km (nije prikazano). Silazna strujanja novonastalih sekundarnih ćelija u kratkom roku stvaraju „bazen“ hladnijeg (do 4 °C) i sušeg zraka uništavajući time tzv. pogodne uvjete za daljnje prodiranje smorca. Nadalje, interakcija nastale fronte udara vjetra s frontom smorca predstavlja osnovni mehanizam odgovoran za nastajanje novih ćelija oluje na sjeverozapadnom dijelu istarskog poluotoka (Sl. 18d, 16d). Stoga, za ovaj slučaj se može zaključiti da je interakcija fronti udara vjetra i smorca nadjačala advekciju kovektivnih oblaka nošenim sjeverozapadnim sinoptičkim strujanjem. Oluja nestaje prelaskom preko Riječkog zaljeva radi povećanja stabilnih atmosferskih uvjeta nad morem (Sl. 18d). Uspredba Sl. 19c i 19d ukazuje na nešto precijenjene vrijednosti ukupne oborine reproducirane modelom u odnosu na one dobivenih radarom; ali dobro reproducirane u prostoru.

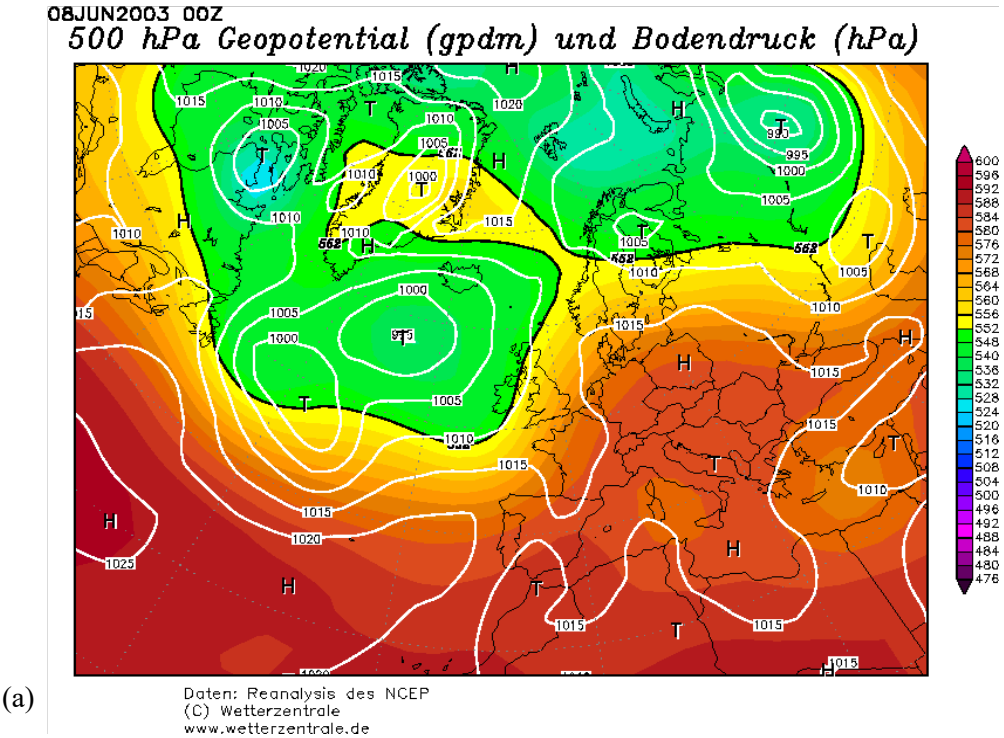
Iako je u ovom slučaju reproducirana „slabo“ razvijena obalna cirkulacija, planinski teren, srednja troposfera s povišenom količinom vlage, dobro razvijena uzlazna strujanja unutar Cb-a te inetrackija sustava fronti čine ovaj slučaj najintenzivniji u pogledu razvoja oluje.

5.3 Slučaj C3: 8. lipnja 2003.

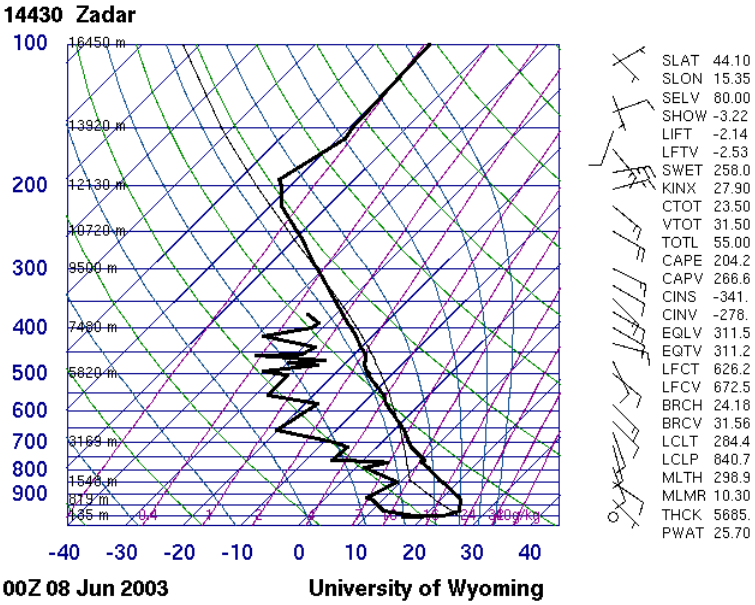
5.3.1 Sinoptička situacija i mjerenja

Slučaj iz 8. lipnja 2003. iznad sjeveroistočnog Jadrana bio je obilježen slabim površinskim gradijentima tlaka u polju povišenog tlaka zraka (Sl. 20a). Takva sinoptička situacija rezultat je utjecaja anticiklone, čiji se centar nalazio iznad Balkanskog poluotoka. Polje povišenog tlaka zraka protezalo se do 200 hPa, uzrokujući da strujanje u troposferi nad sjeveroistočnim Jadranom bude pretežno jugoistočnog do južnog smjera (Sl. 20b). Zabilježene brzine sinoptičkog strujanja manje su od 7 $m\,s^{-1}$ u donjih 10 km te u sloju iznad 600 hPa do tropopauze vjetar je gotovo stalnog smjera s vrlo malim promjenama (< 50°). Generirana povišena plitka ciklona iznad Sardinije također podržava nastali smjer sinoptičkog strujanja iznad Jadrana. Slično kao u slučaju C1, može se uočiti difluentno strujanje s vrlo slabim gradijentima tlaka u višim slojevima, razvijenim iznad središnje Europe (Sl. 20a). U 00:00 UTC na postaji Zračna luka Zadar ističe se maksimum temperature na visini od oko 900 hPa (Sl. 20b). Kao posljedica dnevnog zagrijavanja atmosfere, u podne se iz radiosondažnih podataka s obje postaje (Udine i Zračna luka Zadar) može uočiti uvjetno vrlo nestabilno stanje atmosfere s visokim vrijednostima CAPE-a između $\sim 900\; i\; 1300\, Jkg^{-1}$, vrijednostima CIN-a između $\sim (-50)\; i\; (-80)\, Jkg^{-1}$ te vrijednostima BRN-a od 103 (na Zračnoj luci Zadar) i 858 (u Udinama) (Sl. 20b).

Prema radarskim i satelitskim slikama, trajanje oluje u slučaju C3 je prilično kratko (Sl. 21). Oko 10:25 CET formirala se naoblaka iznad planinskog područja (Učke i Ćićarije) te linije oblaka nad gotovo cijelim središnjem dijelom poluotoka (nije prikazano). Početak nastanaka ćelija Cb-a vidljiv je nakon podneva (oko 12:50 CET nad središnjim dijelom poluotoka, Sl. 21a). Kulminacija oluje nastaje oko 13:30 CET (Sl. 21b,c) te je usko vezana uz nastanak zone konvergencije, vidljivo i u podacima o sijevanju (Sl. 21d). Na tom području (na postaji Pazin) zabilježena je količina oborine od 9.1 mm (Tab. 2). Oblačni sustav se pomiče prema sjevernom dijelu Istre i u konačnici disipira nad promatranim područjem oko 15:00 CET.



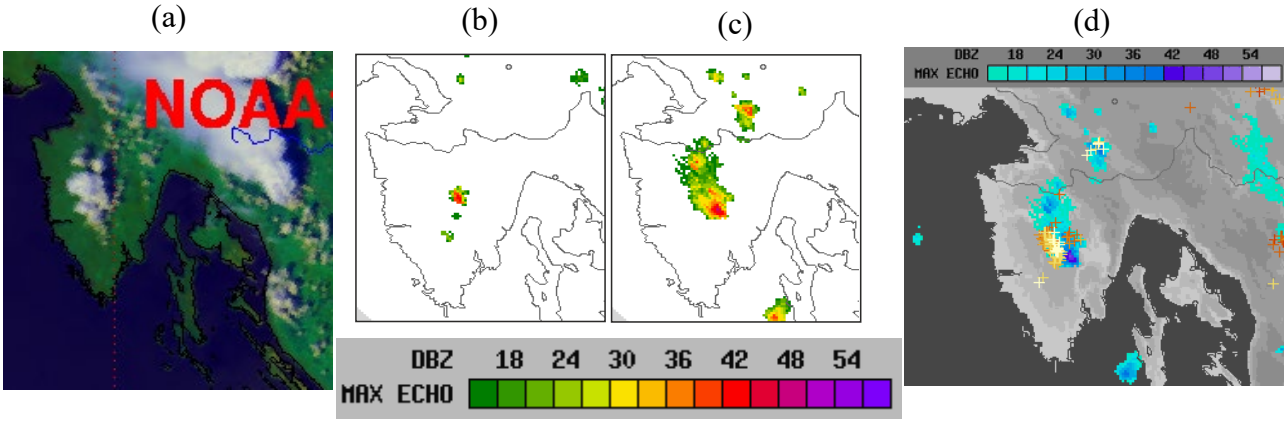
(a)



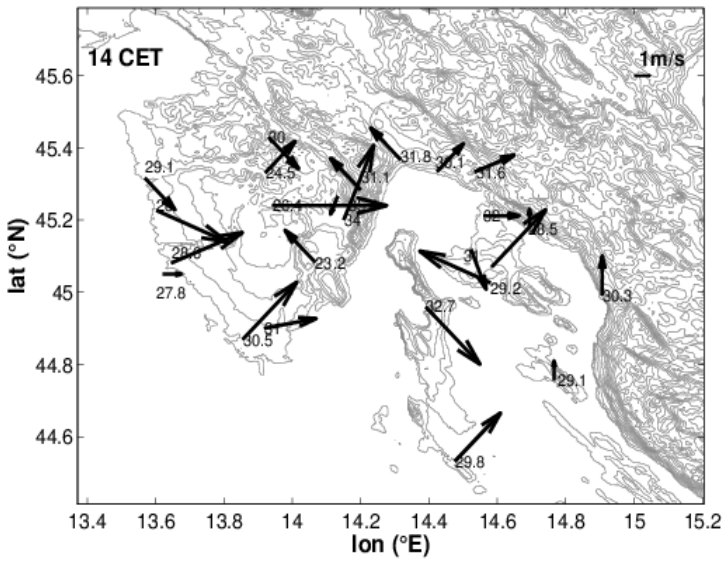
(b)

Slika 20: (a) Prizemno polje tlaka zraka (bijele linije) i geopotencijal 500 hPa plohe (boje) u 00:00 UTC (tj. 01:00 CET) 8. lipnja 2003. godine (izvor: *http://www.wetterzentrale.de/topkarten/fsreaeur.html*) **(b)** Radiosondaža u 00:00 UTC (tj. 01:00 CET) u Zadru. Na desnoj strani prikazane su vrijednosti pojedinih indeksa nestabilnosti korištenih u analizi slučaja 8. lipnja 2003. godine (izvor: *http://weather.uwyo.edu/upperair/*).

Na zapadnom dijelu Istre razvija se smorac zapadnog smjera i brzina od oko 4.5 $m\ s^{-1}$ (Slike 22 i 12a). Prema mjerenjima, njegov nastanak vidljiv je oko 09:00 CET, kao i u ostalim slučajevima (Slika 12a). Također se može uočiti da je dnevni razvoj smorca gotovo neometan te traje sve do 20:00 CET. Kako je u ovom slučaju sinoptičko strujanje jugoistočnog do južnog smjera za očekivati je da će nasuprotni prodor zapadnog smorca nad kopnom biti najveći (Miller i sur., 2003) (Sl. 22).



Slika 21: (a) Satelistka slika polarnog satelita NOAA16 za 8. lipnja 2003. u 11:56 UTC (= 12:56 CET) u kombinaciji tri AVHRR kanala iz vidljivog (kanal 1), blisko infracrvenog (kanal 2) i termalnog (kanal 4) dijela spektra (sliku obradio: Igor Tomažić). **(b,c)** Radarske slike makismalnog intenziteta refleksivnosti oblaka u dBZ u **(b)** 12:50 CET i **(c)** 14:00 CET. Pri tome se intervali intenziteta međusobno razlikuju za 3 dBZ. **(d)** Kompozit intenziteta refleksivnosti oblaka u dBZ (boje) i električna aktivnost električnog pražnjenja oblak-tlo (križići) između 13:00 i 14:00 CET za 8. lipnja 2003. Križići označavaju starost munje u jednom satu: žuta (< 10 min) - narančasta (> 50 min); (izvor (b,c,d): *ARSO-www.meteo.si*).



Slika 22: Prizemni vjetar na 10 m ($m\ s^{-1}$) i temperatura na 2 m (°C) 8. lipnja 2003. u 14:00 CET.

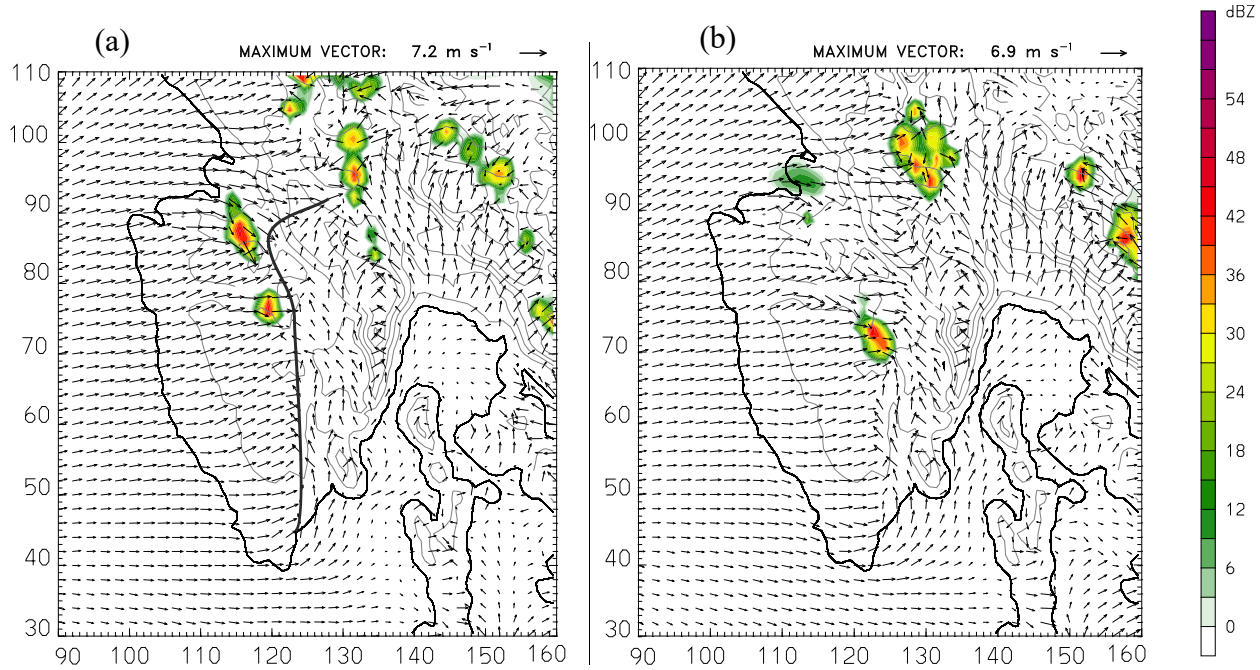
5.3.2 Rezultati iz numeričkog modela WRF

Unatoč tome da je trajanje oluje u ovom slučaju zabilježeno kao najkraće od svih odabranih razdoblja, model je vrlo precizno vremenski reproducirao dnevni razvoj i trajanje oluje. Međutim, usporedivši slike radara sa slikama maksimalne radarske refleksivnosti dobivene modelom jasno je vidljivo da je model podcijenio prostorni obujam i intenzitet oluje, posebno u zrelom stadiju razvoja Cb-a (usporedba Sl. 21 i 23). Razvoj ćelija Cb-a zabilježen je na sjevernom dijelu poluotoka oko 13:00 CET (Sl. 23a), dok su istoimene ćelije istovremeno vidljive na radarskim slikama više na središnjem području Istre (Sl. 21b). Vrhunac razvoja oluje (Sl. 23b) modelom je prostorno reproduciran u zoni konvergencije što se u potpunosti podudara s radarskim slikama (Sl. 21c).

Model je kao i u ostalim slučajevima vrlo dobro reproducirao nastanak, dnevni razvoj i zamiranje smorca. Također se vrlo lako može uočiti njegov neometani razvoj tijekom dana koji se u potpunosti poklapa sa prizemnim mjerenjima (Sl. 12a). Kao što je ranije navedeno (odjeljak 5.3.1) prema Miller i sur. (2003) ukoliko je smjer sinoptičkog strujanja usmjeren prema obali, kao i smjer smorca, za očekivati je da je prodor smorca nad kopnom veći. To je također jasno vidljivo i iz simulacija dobivenih modelom (Sl. 23b), pri čemu zapadni smorac već u ranim poslijepodnevnim satima prodire gotovo uniformno i do 35 km nad kopno poluotoka. Suprotno tome, jugoistočni dio Istre je pod utjecajem slabo razvijenog smorca koji ipak zajedno sa smorcem zapadnog smjera formira zonu konvergencije. Iako je prodor smorca u ovom slučaju najveći, smjer sinoptičkog strujanja utjecao je na visinu fronte smorca, uzlazna strujanja razvijena nad njom te njegovu maksimalnu brzinu koja je u ovom slučaju iznosi oko 3.8 ms^{-1} (Tab. 3).

Usporedivši sve odabrane slučaje (Tab. 4), ovaj slučaj je okarakteriziran s najvećim vrijednostima CAPE-a duž zone konvergencije ($\sim 3000\, J\, kg^{-1}$) te posljedično manjim vrijednostima LFC-a i LCL-a, upučujući na činjenicu da je za okidač konvekcije tada bilo potrebno jače uzlazno strujanje. Najveće vrijednosti CAPE-a su u skladu s onima iz radiosondažnih podataka, dok je prostorna raspodjela vrijednosti CAPE-a (nije prikazano) slična onoj iz prvog slučaja (Sl. 14a). Iako je model reproducirao najveće vrijednosti prizemne vlažnosti (Tab. 3), količina vlažnosti iznad visine AGS-a znatno je smanjena (Sl. 24b). Vertikalno usrednjene vrijednosti relativne vlažnosti u sloju od 850 do 500 hPa iznose većinom od 20-40% (Sl. 24a), upučujući na relativno sušu atmosferu u većim visinama. Pri takvim atmosferskim uvjetima i uz sjevernozapadno do zapadno mezoskalno strujanje razvoj

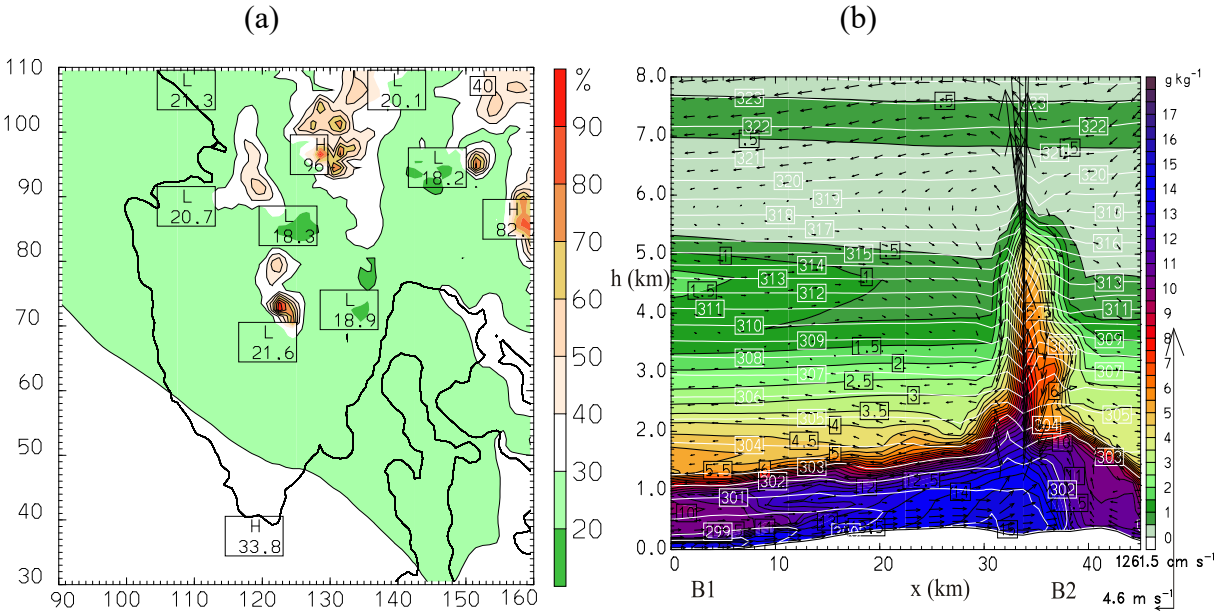
konvekcije u zoni konvergencije jest sporadičan (Sl. 23). Stoga se za ovaj slučaj može zaključiti da su povećane vrijednosti prizemne vlažnosti ($q \sim 15 - 16\ g\ kg^{-1}$) u blizini fronte smorca kao i razvijena uzlazna strujanja nad frontom (brzina većih od 11 $m\ s^{-1}$) utjecala na razvoj „kratko živućih“ ćelija Cb-a iznad zone konvergencije. Također se može uočiti da pojava silaznih strujanja i tzv. „bazena“ hladnog zraka ($\sim 1 - 2\ °C$) u ovom slučaju nisu znatno utjecala na danji razvoj oluje. Intenzitet oborine u modelu je također vrlo slab i sporadičan (nije prikazano) što podcjenjuje mjerenja (Tab. 2).



Slika 23: Prikaz dnevnog razvoja prizemnog polja vjetra ($m\ s^{-1}$) na 10 m nadmorske visine i maksimalne radarske refleksivnosti (dBZ) dobivenih modelom 8. lipnja 2003. u: **(a)** 13:00 CET, **(b)** 14:00 CET. Vektori vjetra crtani su u svakoj drugoj točki mreže, pri čemu je referentna duljina vektora prikazana u gornjem desnom kutu svake slike. Debela crna linija na slici **(a)** prikazuje položaj zone konvergencije.

Dakle, na temelju dobivenih simulacija iz modela može se zaključiti da je glavni pokretački mehanizam nastanka i razvoja konvekcije (i) prizemno smicanje vjetra duž zone konvergencije i (ii) advekcija vlažnog zraka smorcem u prizemnom graničnom sloju. Iznad fronte smorca, uzlaznim strujanjima vlažan zrak se podiže do srednjih visina troposfere, ali „uvlačenjem“ okolnog, suhog zraka u sustav i evaporacijom, uzgon česti zraka u Cb-u se smanjuje (Sherwood i sur., 2010). Stoga je količina vlage u srednjim visinama troposfere ispod prosjeka koji bi ukazivao na nastanak snažne oluje (Tab. 4). Kako je za nastanak i

razvoj konvekcije potrebna atmosferska nestabilnost, vertikalno dizanje zraka i vlažnost (Doswell III, 1987), očito je da je ispodprosječna količina vlage u srednjim visinama troposfere ovdje kompenzirana vertikalnom advekcijom vlažnog, morskog zraka smorcem iz prizemnog sloja.



Slika 24: **(a)** Horizontalna raspodjela usrednjene relativne vlažnosti *rh* (%) u sloju između 850 i 500 hPa u 14:00 CET, **(b)** potencijalna temperatura (bijele linije), omjer miješanja (obojena područja) i vektori vjetra u 13:00 CET dobiveni iz vertikalnog presjeka (B1B2) sa Sl. 5 za 8. lipnja 2003.

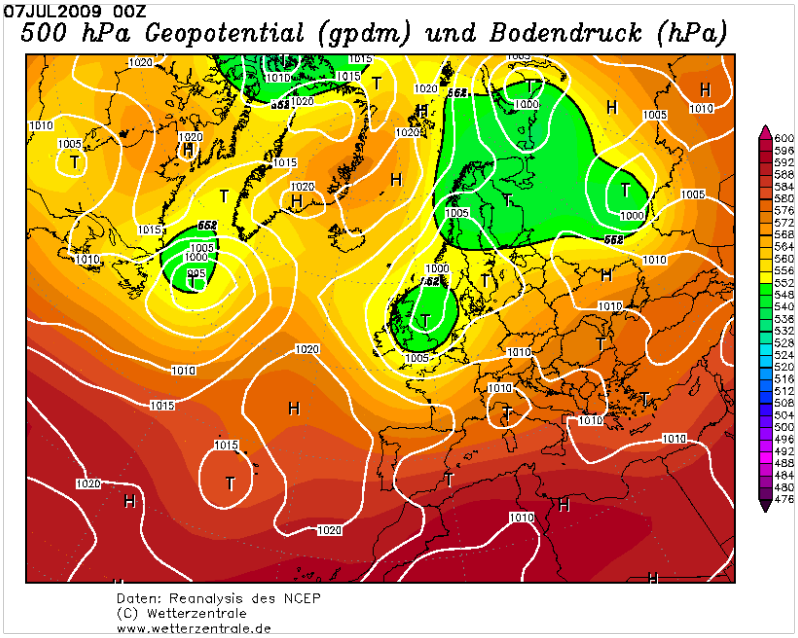
5.4 Slučaj C4: 6./ 7. srpnja 2009.

5.4.1 Sinoptička situacija i mjerenja

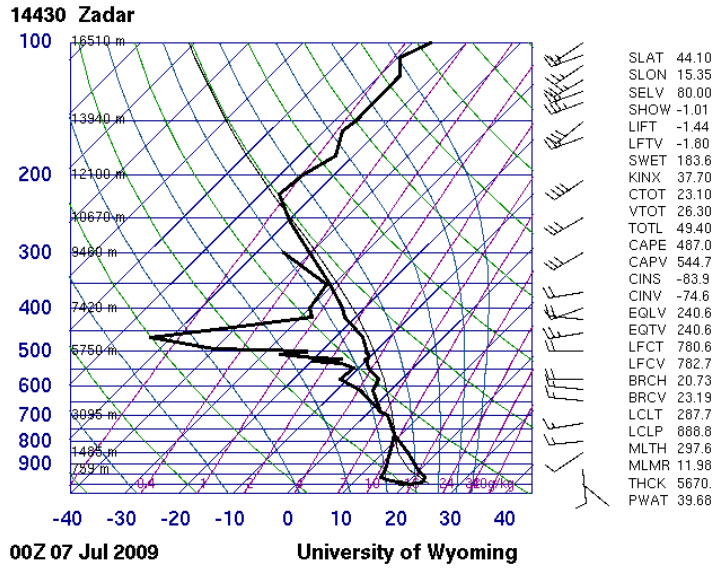
Četvrti slučaj ove studije okarakteriziran je nadolaskom velike duboke ciklone sa sjeverozapadnog dijela Europe te formiranjem nove ciklone iznad Genovskog zaljeva (Sl. 25a). Nadolazeće formacije sniženog polja tlaka „uništavaju“ bezgradijentno polje tlaka fomirano nad sjeveroistočnim Jadranom dana 6. srpnja 2009. Nadalje, razvijeni atmosferski uvjeti uzrokovali su zakretanje sjeveroistočnog sinoptičkog vjetra prema jugozapadnom smjeru, koji u ovom slučaju donosi značajnu količinu vlage nad kopno. Prema radiosondažnim mjerenjima na Zračnoj luci Zadar, vjetar jugozapadnog do zapadnojugozapadnog smjera prevladava u cijeloj troposferi te postepeno jača od 8 $m\,s^{-1}$ (zabilježeno u podne 6. srpnja 2009.) do 18 $m\,s^{-1}$ (zabilježeno u podne 7. srpnja 2009.) u

sloju ispod 400 hPa. Povećani indeksi nestabilnosti s istoimene postaje također ukazuju na razvoj konvekcije nad Istrom (Sl. 25b). Prema Mikuš i sur. (2012), takvi atmosferski uvjeti su u oko 50% od svih konvektivnih dana bili popraćeni nastankom duboke vlažne konvekcije nad promatranim područjem. Kirshbaum i Barthlott (2013) također naglašavaju da je za razvoj Cb-smorac fenomena za zapadno Sredozemlje ovo tipična sinoptička situacija.

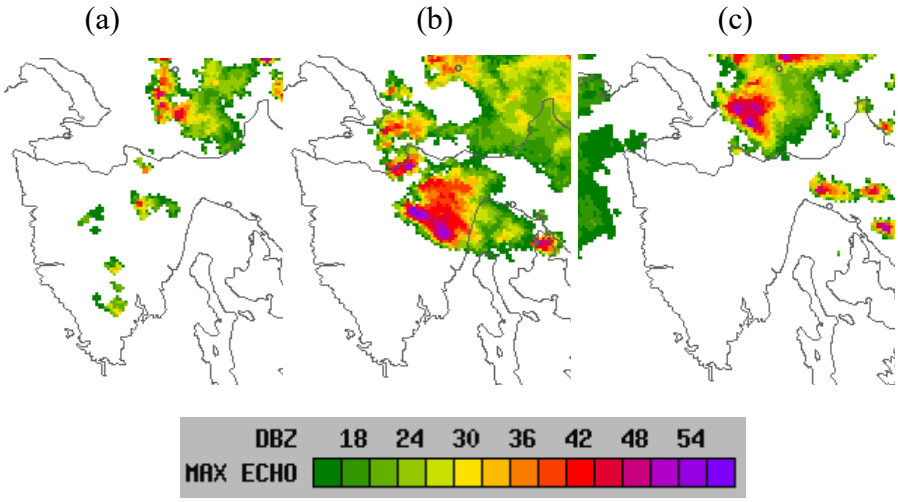
(a)



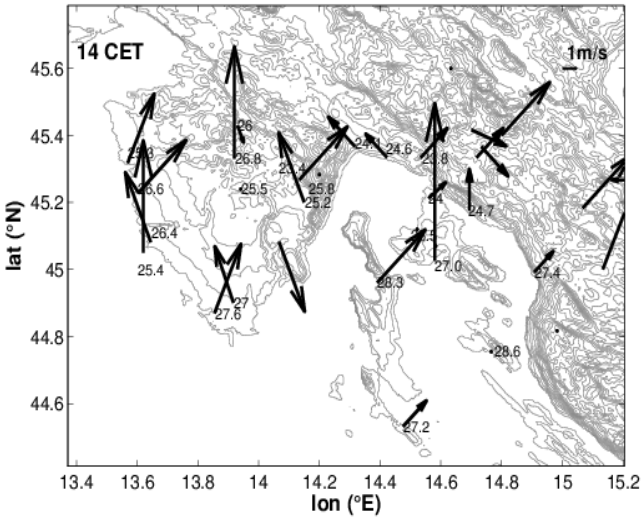
(b)



Slika 25: (a) Prizemno polje tlaka zraka (bijele linije) i geopotencijal 500 hPa plohe (boje) u 00:00 UTC (tj. 01:00 CET) 7. srpnja 2009. godine (izvor: *http://www.wetterzentrale.de/topkarten/fsreaeur.html*) **(b)** Radiosondaža u 00:00 UTC (tj. 01:00 CET) u Zadru. Na desnoj strani prikazane su vrijednosti pojedinih ideksa nestabilnosti korištenih u analizi slučaja 7. srpnja 2009. godine (izvor: *http://weather.uwyo.edu/upperair/*).



Slika 26: Radarske slike koje prikazuju makismalni intenzitet refleksivnosti oblaka u dBZ za 6. srpnja 2009. u dva termina: **(a)** 10:50 CET, **(b)** 14:00 CET te **(c)** za 07. srpnja 2009. u 14:00 CET Pri tome se intervali intenziteta međusobno razlikuju za 3 dBZ (izvor: *ARSO-www.meteo.si*).



Slika 27: Prizemni vjetar na 10 m ($m\ s^{-1}$) i temperatura na 2 m (°C) u 14:00 CET 7. srpnja 2009.

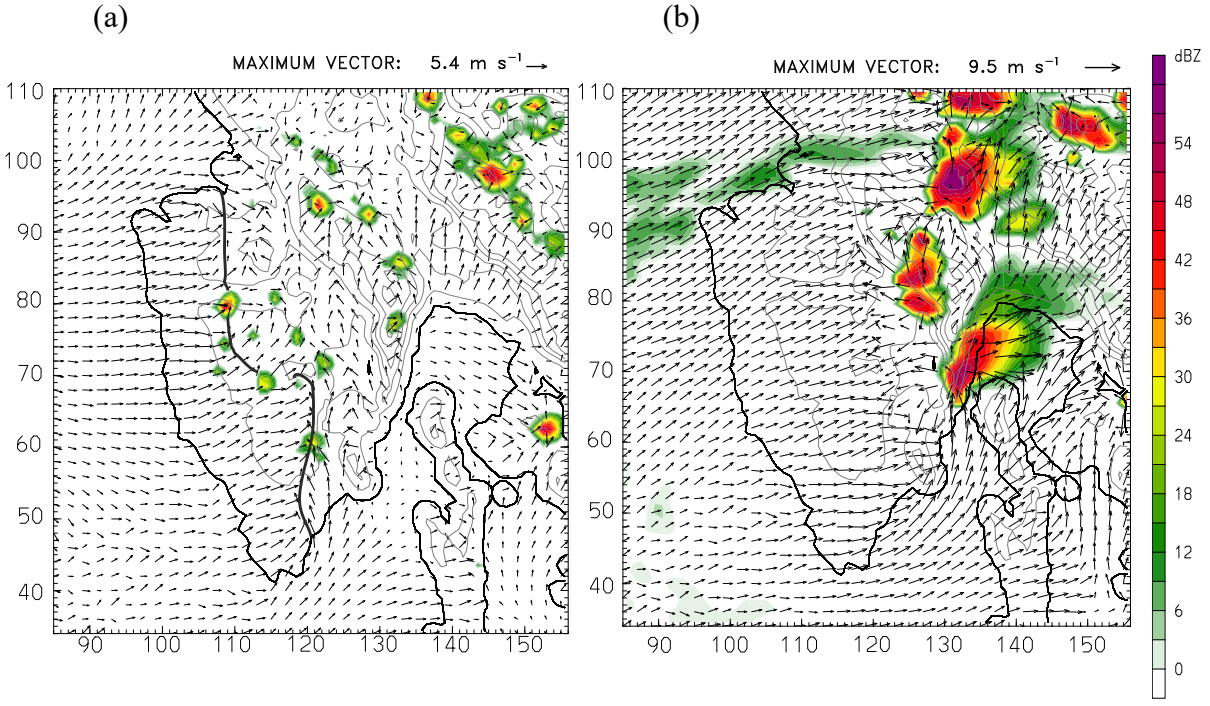
Prema radarskim slikama razvoj ćelija Cb-a 6. srpnja 2009. započinje već oko 08:50 CET te su u 10:50 vidljiva dva centra njihova nastanka: iznad planinskog područja (Učke i Ćićarije) i duž centralnog dijela poluotoka (Sl. 26a). Tijekom sljedeća tri sata ćelije Cb-a se sporadično izmjenjuju u svom nastajanju i nestajanju prema sjeveroistoku poluotoka (Sl. 26b), postižući svoj maksimalni intenzitet oko 14:00 CET (Sl. 26b). Oko 15:00 CET oluja dispira nad poluotokom (Sl. 26c).

Iako je nastanak zapadnog smorca 6. srpnja 2009. zabilježen oko 09:00 CET te njegov razvoj traje do 20:00 CET (slično slučaju C3; nije prikazano), prizemna mjerenja ne ukazuju

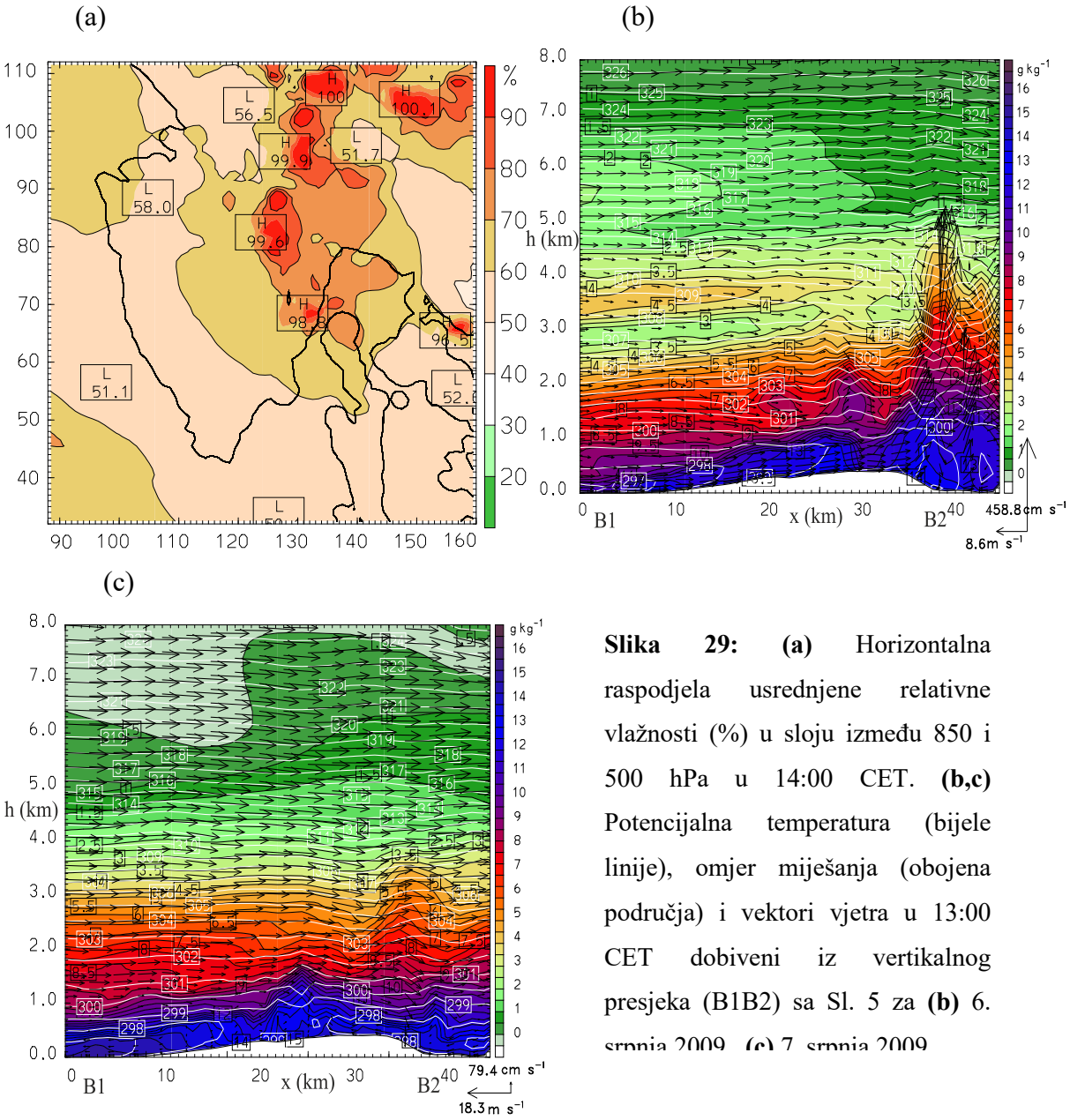
na razvoj smorca sljedećega dana 7. srpnja (Sl. 12a, 27). Nad poluotokom dominira jače prizemno strujanje južnih smjerova te ne ukazuje na lokalni utjecaj polja strujanja u stvaranju konvektivnih ćelija (Sl. 26c). Relativno uniformno strujanje prema kopnu onemogućava raspoznavanje razvoja termički generiranog smorca od sinoptičkog strujanja (Sl. 27). Na postaji Zračna luka Pula toga dana zabilježena je tuča u jutarnjim satima.

5.4.2 Rezultati iz numeričkog modela WRF

Slično slučaju C3 sinoptički vjetar južnog do jugozapadnog smjera omogućava dublje prodiranje smorca nad kopnom (Tab. 3), posebno u prijepodnevnim satima, što je dobro simulirano modelom. Dnevni razvoj i trajanje oluje model je također reproducirao sa zadovoljavajućom točnošću (Sl. 26 i 28). Vidljiva su dva područja nastanka konvektivnih ćelija: iznad planina (Učke i Ćićarije) te nad zonom konvergencije, što se vremenski i prostorno u potpunosti podudara s radarskim slikama. Nadalje, usporedivši intenzitet oluje radarskih i modelom dobivenih slika, primjećuje se da je intenzitet dobiven modelom podcijenjen. Slično je vidljivo i u slučaju C3.



Slika 28: Prikaz dnevnog razvoja prizemnog polja vjetra ($m\,s^{-1}$) na 10 m nadmorske visine i maksimalne radarske refleksivnosti (dBZ) dobivenih modelom 6. srpnja 2009. u: **(a)** 11:00 CET, **(b)** 14:00 CET. Vektori vjetra crtani su u svakoj drugoj točki mreže, pri čemu je referentna duljina vektora prikazana u gornjem desnom kutu svake slike. Debela crna linija na slici **(a)** prikazuje položaj zone konvergencije.



Slika 29: (a) Horizontalna raspodjela usrednjene relativne vlažnosti (%) u sloju između 850 i 500 hPa u 14:00 CET. **(b,c)** Potencijalna temperatura (bijele linije), omjer miješanja (obojena područja) i vektori vjetra u 13:00 CET dobiveni iz vertikalnog presjeka (B1B2) sa Sl. 5 za **(b)** 6. srpnja 2009. **(c)** 7. srpnja 2009.

Jugoistočni dio istarske obale je pod utjecajem vrlo slabo razvijenog smorca, koji ipak pridonosi razvoju manjih lokalnih zona konvergencije (Sl. 28a). Nadiranjem zapadnog smorca formira se jedna veća, prostorno zakrivljena zona konvergencije u središtu poluotoka. Relativno podudaranje smjera sinoptičkog vjetra s termički generiranim vjetrom odredio je jače maksimalno strujanje u smorcu, dalje i brže prodiranje nad kopno, nižu visinu fronte smorca te manje vertikalne brzine uz veći dotok vlage u prizemnom sloju (slučaj C4, Tab. 3). Visoke vrijednosti prizemne divergencije i konvergencije toka vlažnosti u ovom slučaju (Tab. 3) doprinose vertikalnoj raspodjeli vlažnosti u srednjoj troposferi povoljnoj za razvoj konvekcije (Sl. 29a) te visokim vrijednostima CAPE-a, koje upućuju na nestabilnost zraka (Sl. 29a i Tab. 4). Radi preklapanja sinoptičkog vjetra i smorca, zona konvergencije se brzo

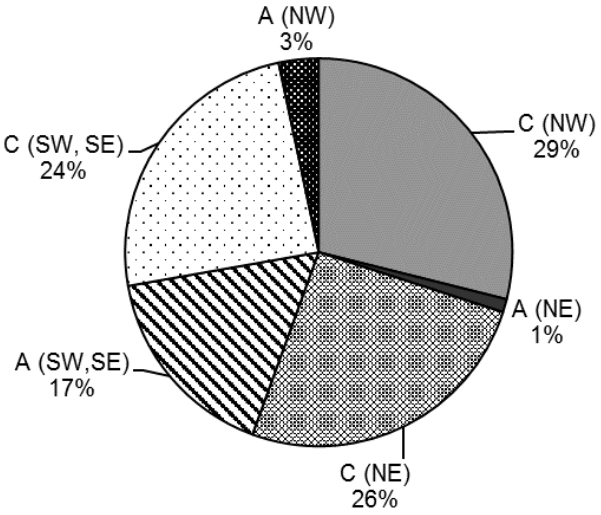
pomiče prema sjevernoistočnom dijelu poluotoka, točnije prema planinskom području. Konvektivne ćelije ovdje nastaju uz pomoć fronti udara vjetra te se novonastale kvazistacionarne sekundarne ćelije zadržavaju nad padinama planina stvarajući pri tome bazen hladnog zraka (do 5 °C hladniji zrak od okolnog). Od popodnevnih sati 6. srpnja 2009., javlja se povećanje brzina sinoptičkog vjetra što je uzrokovalo prekid razvoja lokalnih cirkulacija (Sl. 29b, c). Evolucija konvekcije u modelu poklapa se s radarskim slikama i prizemnim mjerenjima.

5.5 Tipični atmosferski uvjeti i režimi strujanja nad sjeveroistočnim Jadranom.

Konvektivna aktivnost ovisi o karakteristikama sinoptičkog strujanja generiranih strukturama sinoptičkih dimenzija u polju tlaka zraka. Mikuš i sur. (2012) u svojoj studiji iznose tipične tipove vremena tj. tipične atmosferske uvjete koji se pojavljuju uz svaki režim strujanja. Tako je uočeno da sinoptičko strujanje sjeveroistočnoga smjera obično nastaje na prednjoj strani ciklone, dok sjeverozapadno sinoptičko strujanje na stražnjoj strani ciklone ili visinske doline. Takve strukture niskoga tlaka obično su smještene istočno ili sjeveroistočno od promatranog područja te ih karakterizira advekcija hladnog zraka sjeveroistočnim ili pak sjeverozapadnim sinoptičkim strujanjem. Suprotno tome, jugozapadno (vrlo često) i jugoistočno (manje često) sinoptičko strujanje najčešće nastaju na prednjoj strani dobro razvijene ciklone ili doline, koje su smještene iznad središnje Europe i središnjeg Sredozemlja. Takva strujanja donose topao i vlažan zrak nad Istru. Ipak ovaj sinoptički obrazac vrijedi za svu uočenu konvekciju.

Kako su intenziteti oluja kod pojava smorca različiti, postavlja se pitanje koliko je C3 (označen kao najslabiji i najkraćeg trajanja) čest/tipičan slučaj oluja nad Istrom. Stoga je u ovom radu provedena dodatna analiza sinoptičkih situacija i režima strujanja koji dominiraju u razvoju oluje nad promatranim područjem, ali uz moguć razvoj smorca na obali. Kao što je pokazano, 7. srpnja 2009., konvektivna aktivnost nije bila praćena razvojem lokalnih termičkih cirkulacija. Koristeći istu metodologiju kao Mikuš i sur. (2012), odabrano je 100 dana u toplom dijelu godine (travanj-listopad) od 2000. do 2009. u kojima je zabilježena pojava Cb-a i/ili pojava sijevanja od 11:00-21:00 CET. Odabir samo dnevne konvekcije predstavlja mjeru moguće pojave smorca na obali.

Dobiveno je da pri potencijalnoj pojavi interakcije Cb-a i smoraca, sinoptičko strujanje koje je sjeverozapadnog i sjeveroistočnog smjera nastaje gotovo uvijek kao rezultat udaljenog polja niskog tlaka zraka te je takva pojava još učestalija nego u zabilježenim rezultatima studije Mikuš i sur. (2012) (~60% od odabranih dana, Sl. 30). Pri tome, sjeveroistočno sinoptičko strujanje obično donosi manje hladan zrak s područja Crnog mora, nego u slučaju kada je ono sjeverozapadnog smjera i donosi zrak s Atlantika (što je u skladu s temperaturama iz srednjih slojeva troposfere, Tab. 4).



Slika 30: Udio dana pridružen određenoj sinoptičkoj situaciji (sniženi tlak (C), povišeni tlak (A)) i režimu strujanja (NE, SE, SW, NW). Odabir dana s pojavom dnevne oluje nad sjeveroistočnim Jadranom određen je u toplom dijelu godine (travanj- listopad) od 2000-2009. Dok se južni smjerovi sinoptičkog strujanja poklapaju u smjerovima s većinom lokalnih cirkulacija na obali, sjeveroistočni smjerovi predstavljaju nasuprotne smjerova, a sjevorozapadni djelomično nasuprotne.

Nadalje, dodatna razlika u odnosu na Mikuš i sur. (2012) javlja se kod sinoptičkog strujanja južnih smjerova; (i) puno češće postojanje formacije visokog tlaka zraka iznad sjeveroistočnoga Jadrana te (ii) smanjena pojava jugozapadnog, toplog i vlažnog sinoptičkoga strujanja, koja je inače najčešća nad promatranim područjem u slučaju duboke konvekcije. Nekoliko razloga odgovorno je za taj fenomen; (i) česti razvoj ciklona iznad Sredozemlja u proljetnom i jesenskom razdoblju, pri čemu je razvoj smorca tada manji (Prtenjak i Grisogono, 2007) te (ii) ciklone iznad Sredozemlja koje se premještaju prema istoku (npr. Horvath i sur., 2008) zapravo utječu na jačanje sinoptičkog strujanja nad promatranim područjem što ometa stvaranje smorca nad obalom. To se može vidjeti u razvoju smorca

tijekom slučaja C4 koji usprkos advekciji toplog i vlažnog zraka i vrlo povoljne vertikalne raspodjele vlažnosti u nestabilnoj struji (velike *CAPE*, namanji *LCL* and *LFC*, Tab. 4), početno stvorena zona konvergencije ujutro naglo gubi svoja osnovna obilježja (prikazana u slučajevima C1-C3).

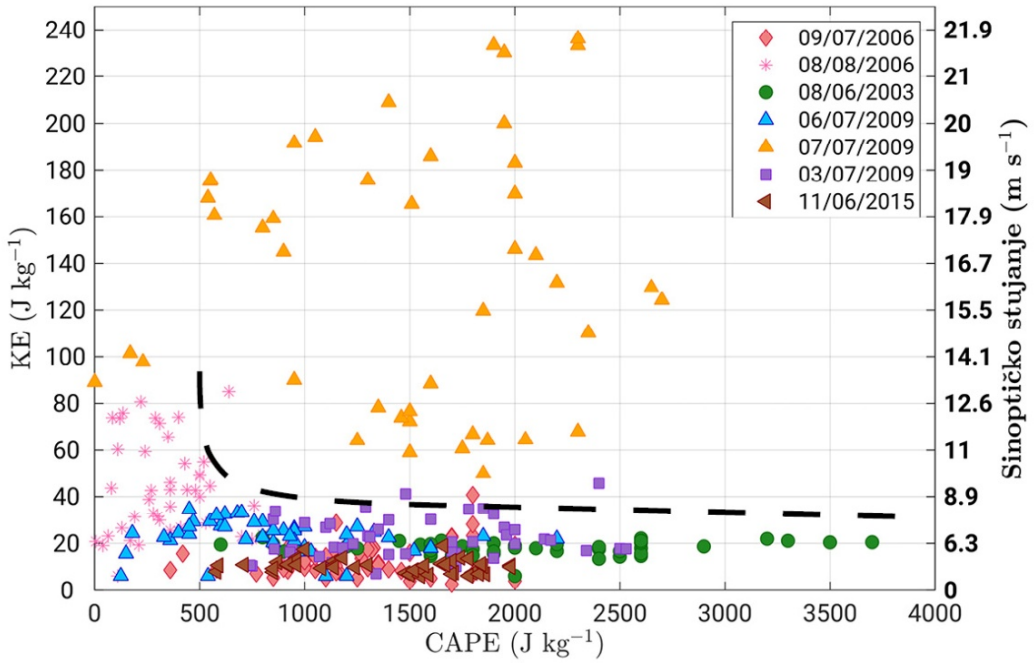
Tablica 5. Prikaz srednjih vrijednosti indeksa nestabilnosti ($\overline{CAPE}, \overline{CIN}, \overline{LI}, \overline{BRN}$ *i* $\overline{K}$) kao i njihove standardne devijacije (σ) na postaji Udine za skup odabranih konvektivnih dana sa smorcem na obali (ukupno 100 dana u periodu između 2000 i 2009). Dani su analizirani prema tipu vremena (*BG* – bezgradijentno polje tlaka, *C*– ciklona, *D* – dolina i *A* – anticiklona) te prema režimu strujanja (*SW, NE, NW* i *SE*).

		$(\overline{CAPE}) \pm \sigma$	$(\overline{CIN}) \pm \sigma$	$(\overline{LI}) \pm \sigma$	$(\overline{BRN}) \pm \sigma$	$(\overline{K}) \pm \sigma$
Tip vremena	B G	**440.5** ± 489	**-82** ± 108.3	**-1.0** ± 2.3	**102.4** ± 287	**29.4** ± 4.9
	C	211.8 ± 421.8	-58.0 ± 66.6	0.5 ± 0.8	35.4 ± 129.9	27.9 ± 6.0
	D	**399.0** ± 523.6	**-60.3** ± 58.7	**-0.5** ± 3.0	**99.2** ± 339.2	**30.2** ± 5.8
	A	359.6 ± 425.7	-57.3 ± 98.7	2.6 ±6.72	199.1 ±364.0	24.5 ± 12.7
Režim strujanja	SW	280.0 ± 470.3	-61.4 ± 69.7	0.3 ± 3.0	44.1 ± 213.9	28.8 ± 5.2
	NE	232.3 ± 319.0	-80.4 ± 80.9	-0.2 ± 2.1	47.5± 154.8	27.7 ± 6.4
	NW	**410.6** ± 590.7	**-56.9** ± 98.0	**-0.3** ± 3.3	107.7 ± 224.5	**28.9** ± 7.9
	SE	195.8 ± 316.7	-46.5 ± 49.7	0.4 ± 2.0	115.3 ± 270.9	28.7 ±3.2

Analizom prosječnih vrijednosti indeksa nestabilnosti (Tab. 5) jasno se može uočiti da najveće srednje vrijednosti CAPE-a i K-a indeksa, najniže srednje vrijednosti CIN-a te negativne srednje vrijednosti LI indeksa odgovaraju bezgradijentnom polju tlaka i dolini. BRN je u oba slučaja veći od 50 upućujući na znatnu nestabilnost atmosfere i mogući razvoj multićelija. Očito takve sinoptičke situacije pridnose većim dijelom nestabilnosti atmosfere. Niže vrijednosti istoimenih indeksa za sniženo i povišeno polje tlaka moguće su radi sezonskih utjecaja. Nadalje, analizirajući režime strujanja uočava se da strujanje NW smjera posjeduje najveće srednje vrijednosti CAPE-a i K-a indeksa, najniže srednje vrijednosti LI indeksa te se time izdvaja kao strujanje koje je popraćeno najvećom atmosferskom nestabilnošću. Nasuprot tome, strujanje SE smjera obilježeno je pak najmanjom atmosferskom nestabilnošću.

5.6 Odnosi između određenih parametara

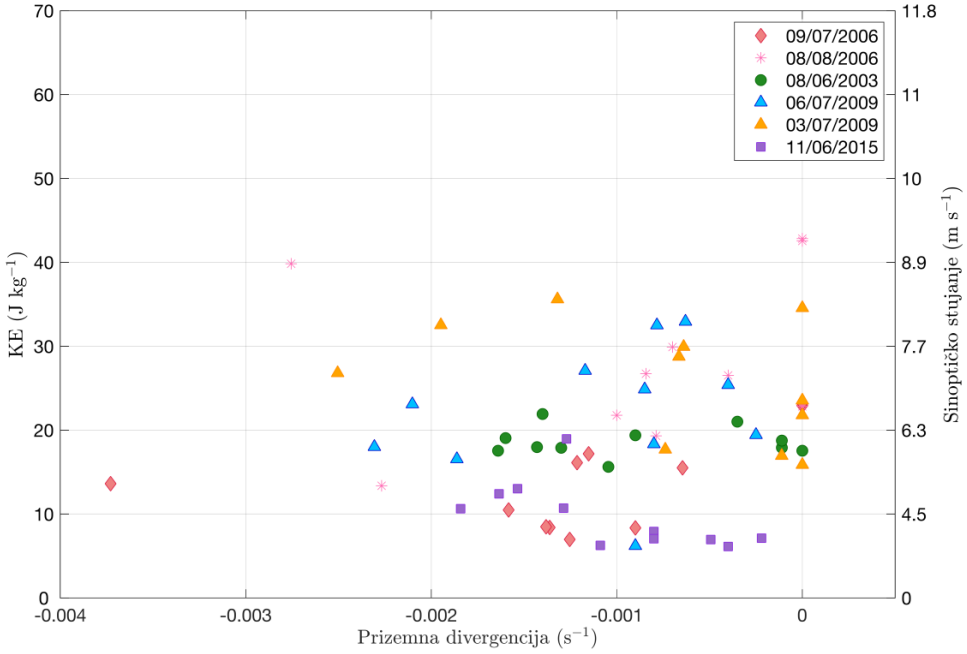
Kako bi se dobio što bolji uvid utjecaja sinoptičkog strujanja različitog smjera na razvoj smorca i posljedično na razvoj konvekcije nad Istrom analiziran je odnos između određenih parametara: (i) *CAPE*-a i kinetičke energije sinoptičkog strujanja (*KE*) (Sl. 31) te (ii) *KE* i prizemne konvergencije duž zone konvergencije (Sl. 32). Prema studiji Miglietta i Rotunno (2009) bezdimenzinonalni broj $CAPE/brzina^2$ predstavlja omjer parametara (u idealizranom slučaju) pomoću kojeg se može utvrditi utjecaj tla/orografije na uvjetno nestabilno strujanje.



Slika 31: Odnos između modelirane maksimalne kinetičke energije (KE_m) sinoptičkog strujanja i maksimalnih vrijednosti *CAPE*-a dobiven iz 1-D profila u četiri točke (Pazin, S1, S3 i S4 na Sl. 5) iz najmanje domene. Svaki simbol predstavlja izračunati omjer u vremenu od 9 do 19:00 CET za svaki odabrani slučaj (C1-C6). Isprekidana linija označava proizvoljno granicu između dana s pojavom smorca i Cb-a te dana samo s pojavom Cb-a.

U svrhu određivanja tog omjera, četiri točke u najmanjoj domeni (Pazin, S1, S3 i S4 na sl. 5) odabrane su tako da su sve otprilike jednako udaljene od vrha planinskog lanca (Učke i Ćićarije) te da za svako sinoptičko strujanje predstavljaju atmosferske uvjete zabilježne uz i niz struju zraka. Iz modeliranih 1-D profila maksimalne brzine strujanja i *CAPE*-a u vremenu od 09:00 do 19:00 CET svih simuliranih slučajeva iz Tab. 2 procijenjene su maksimalne

vrijednosti vjetra (v_m) u sloju između 850 i 500 hPa i maksimalne vrijednosti *CAPE*-a. Dalje su se vrijednosti v_m koristile za izračun maksimalne *KE* ($KE_m = v_m^2/2$) u istom sloju.



Slika 32: Odnos između v_m tj. KE_m na postaji Pazin i prizemne divergencije dobivene iz vertikalnog presjeka B1B2 sa Sl. 5. Svaki simbol predstavlja izračunati omjer u vremenu od 09:00 do 19:00 CET za svaki odabrani slučaj (C1-C6) iz Tab. 2.

Sa Sl. 31 lako se može uočiti kako veće vrijednosti KE_m opadaju porastom vrijednosti *CAPE*-a i obrnuto te se njihov odnos donekle može promatrati kao obrnuto-proporcionalno pridruživanje. Međutim, bitno je napomenuti da je takav odnos vidljiv jedino kod onih dana u kojima dolazi do pojave smorca i Cb-a. Za dane u kojima razvoj smorca nije zabilježen, ali je pojava Cb-a vidljiva (7. srpnja 2009.) takav odnos nije moguće utvrditi. Stoga, prema podacima dobivenih modelom može se proizvoljno utvrditi granica (crna isprekidana linija na Sl. 31) pri kojoj određena brzina sinoptičkog strujanja dozvoljava razvoj lokalnih cirkulacija tj. smorca i posljedično razvoj smorac-Cb interakcije nad sjeveroistočnim Jadranom. Tako npr. za vrijednosti *CAPE*-a većih od 500 Jkg^{-1} maksimalna brzina sinoptičkog strujanja treba biti manja od 9 $m\,s^{-1}$ u sloju ispod 500 hPa da bi došlo do pojave gore spomenutog fenomena.

Dodatno, na Sl. 32 prikazan je odnos između maksimalne *KE* na postaji Pazin i prizemne divergencije duž zone konvergencije (dobivene iz vertikalnog presjeka B1B2 na Sl. 5). Dobivene vrijednosti horizontalne divergencije su reda veličine $-1\ x\ 10^{-3} s^{-1}$ što je u skladu s dobivenim radarskim vrijednostima divergencije koje utječu na nastanak oluje (Banacos i Schultz, 2005). Odnos divergencija i *KE* prikazuje utjecaje i sinoptičke kao i mezoskalne skale. Iako je zaključak izveden na manjem broju podataka (jer je trajanje zone konvergencije isključivo vezano za nekoliko sati u prijepodnevnim i ranim popodnevnim satima), nastanak zone konvergencije u danima s pojavom smorca i Cb-a je ipak ukazao na par važnih činjenica: (i) intenzitet zone konvergencije djelomično ovisi o smjeru sinoptičkog strujanja (usporedivši slučaje C1 i C3), (ii) veće brzine sinoptičkog strujanja općenito upućuju na manji intenzitet zone konvergencije te (iii) da bi došlo do pojave zone konvergencije u AGS-u gornja granica vrijednosti brzine sinoptičkog strujanja (iznad AGS-a) mora biti manja od 9 $m\ s^{-1}$.

Kako bi se dobile dodatne informacije o utjecaju zone konvergencije na nastanak konvekcije, izračunata je prizemna konvergencija toka vlažnosti (*eng*. Moisture flux convergence, *MFC*; Banacos i Schultz, 2005). Ta veličina se koristi u kratkoročnoj prognozi konvekcije te je definirana preko dva osnovna člana: horizontalne advekcije vlažnosti (*eng*. moisture pooling) i horizontalne divergencije.

$$MFC = -u\frac{\partial q}{\partial x} - v\frac{\partial q}{\partial y} - q\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right) \tag{5.1}$$

U Tab. 3, *MFC* je računata prema definiciji kroz vertiklani presjek B1B2 (Sl. 5). Dobivene vrijednosti te veličine kreću se u rasponu od 11- $19\ x\ 10^{-3} g kg^{-1} s^{-1}$, što je u skladu s procijenjenim vrijednostima iz studije Banacos i Schlutz (2005). Nadalje, može se uočiti da su vrijednosti MFC-a više pod utjecajem člana divergencije pa su stoga one i najviše za slučaj C1. Za slučaj C2 i C3 vrijednosti divergencije su jednake, ali visoke vrijednosti člana prizemne vlažnosti i njene advekcije pridonose većim vrijednostim *MFC*-a u slučaju C3 potvrđujući time potencijal za razvoj oluje.

Poglavlje 6

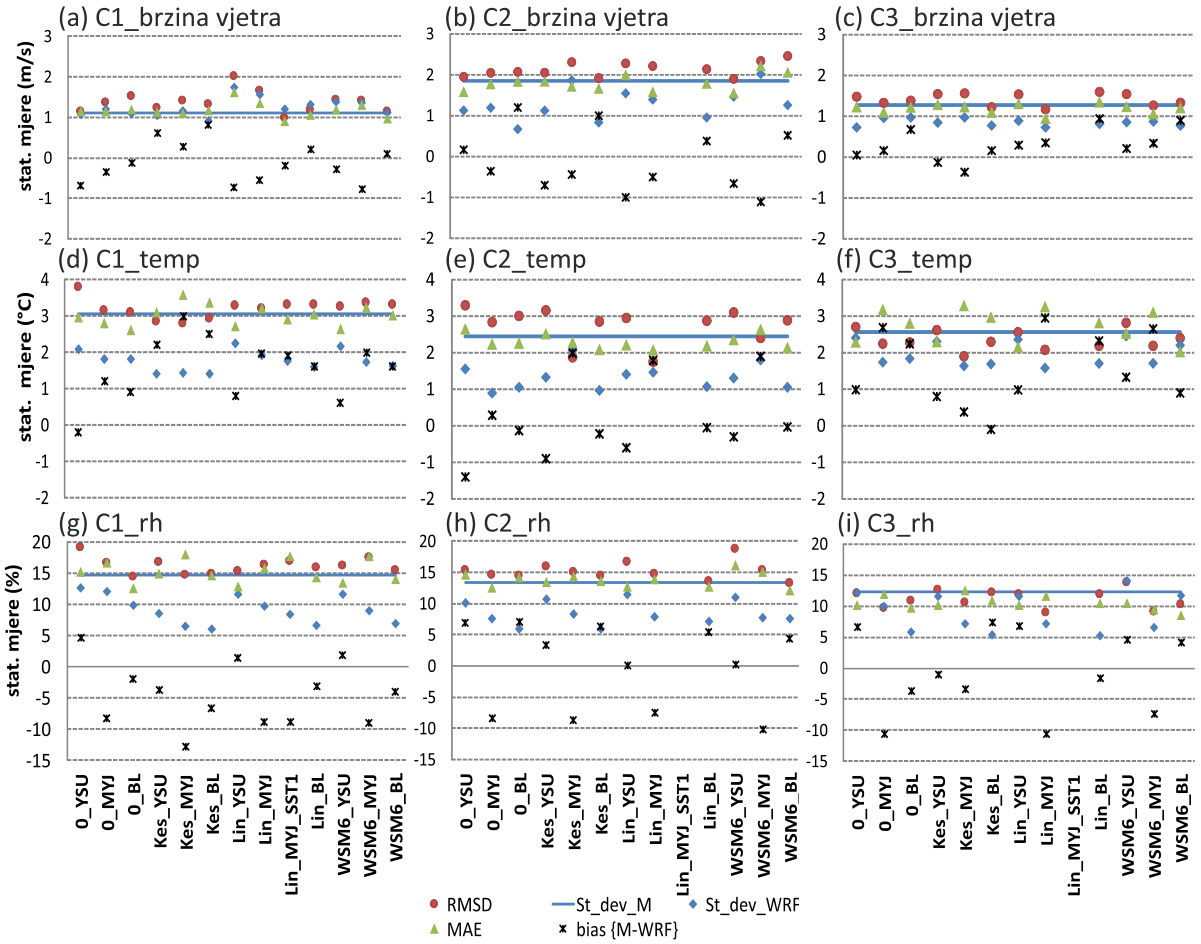
Utjecaj testova osjetljivosti na simulacije mezoskalnog modela WRF

6.1 Osjetljivost simulacija na parametrizaciju mikrofizike i atmosferskog graničnog sloja (AGS-a)

6.1.1 Prostorna i vremenska evaluacija modela prizemnim mjerenjima

Neke nesigurnosti/netočnosti u prikazanim simulacijama u odnosu na mjerenja u prethodnom poglavlju proizlaze iz izbora modelskih postavki i raznolikosti opcija parametrizacija u modelu, kojih u modelu WRF-ARW ima podosta. Kako bi se odredio utjecaj parametrizacija mikrofizike i AGS-a kao najvažnijih parametrizacija u simuliranju interakcije smorac-Cb, odabrano je 12 kombinacija shema mikrofizike, AGS-a i prizemnog sloja (Tab. 1) za tri različita slučaja C1-C3 što je rezultiralo s 39 numeričkih simulacija. Ostale postavke modela su ostale nepromijenjene.

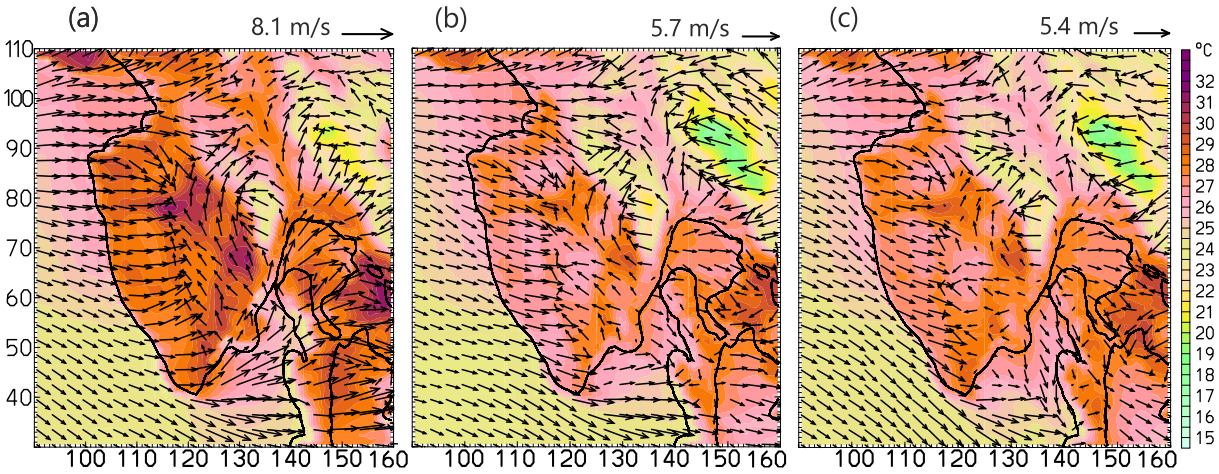
Prostorna i vremenska evaluacija modela provedena je pomoću više statističkih parametara (RMSD, MAE, St_dev_WRF, St_dev_M i pristranost) i metoda. Slika 33 predstavlja **prostornu** evaluaciju modela u 14:00 CET za tri odabrana slučaja C1-C3 i tri odabrane varijable: brzine vjetra na 10 m, temperature i *rh* na 2 m visine. Može se uočiti da su *brzine vjetra* poprilično dobro simulirane za sva tri slučaja, s nešto većim odstupanjima pri odabiru određenih shema za slučaj C2. Vrijednosti RMSD-a su relativno male te približno odgovaraju vrijednostima St_dev_WRF i St_dev_M (što je uvjet uspješnosti modela; Pileke, 2002). Nadalje, prostorna usporedba je također pokazala ovisnost o odabranoj shemi AGS-a, što je posebno vidljivo smanjenjem pristranosti. Najbolji rezultati su dobiveni kada je bila korištena MYJ shema, dok su uporabom BL sheme dobivene nešto podcijenjene vrijednosti brzine vjetra. Uključivanjem YSU sheme poslijepodnevne vrijednosti brzine vjetra su bile obično precijenjene. Vrijednosti MAE-a svih kombinacija shema bile su očekivano manje, nego vrijednosti RMSD-a.



Slika 33: Prikaz statističkih parametara [pristranost (crni križić), MAE (zeleni trokut), RMSD (crveni kružić), St_dev_WRF (plavi dijamant), St_dev_M (plava crta)] prostorne procjene modela triju slučajeva C1-C3 u 14:00 CET za postaje sa Sl. 5. **(a-c)** horizontalna brzina vjetra na 10 m ($m\ s^{-1}$), **(d-f)** temperatura na 2 m (°C) i **(g-i)** relativna vlažnost zraka (*rh*, %).

Utjecaj odabira shema vidljiv je i za *temperaturu*. Za shemu MYJ mogu se uočiti najveće vrijednosti pristranosti (neovisno o odabiru shema mikrofizike) koje su pozitivnog predznaka, upućujući na činjenicu da model pri takvoj shemi podcjenjuje vrijednosti temperature. Ostale dvije sheme ukazale su na manje vrijednosti pristranosti (najčešće manje od 1 °C za oba predznaka), kao i na ovisnost odabira sheme mikrofizike. YSU shema imala je najmanju pozitivnu ili negativnu pristranost u slučaju kada je odabrana shema bez mikrofizike (Sl. 33). Prema studiji Cohen i sur. (2015), razlog relativno male pristranosti u slučaju odabira ove sheme mogla bi biti mogućnost direktnog uvlačenja zraka na vrhu AGS-a. Standardne devijacije modela (St_dev_WRF) su uglavnom manje od onih dobivenih mjerenjima (St_dev_M) te su kao takve prihvatljive. Vrijednosti RMSD-a u slučaju C1 i C3 se dobro podudaraju s vrijednostima St_dev_M, osim u slučaju C2.

Nadalje, vrijednosti pristranosti za *rh* najmanji su kod YSU (uglavnom pozitivne vrijednosti), a najveći za MYJ shemu (uglavnom negativne vrijednosti, model precjenjuje vrijednosti *rh*) neovisno o odabranom slučaju. Također se mogu uočiti i smanjene vrijednosti standardne devijacije modela (St_dev_WRF) svih triju shema AGS-a u usporedbi sa standardnom devijacijom mjerenja (St_dev_M), što je oznaka lošije dobivenih rezultata modela. To je posebno vidljivo u slučaju C1, dok su odstupanja manja za preostala dva slučaja. RMSD je općenito zadovoljavala uvjet RMSD $\lesssim$ St_dev_M, osim u slučaju YSU sheme, gdje su odstupanja najveća.



Slika 34: Brzina vjetra na 10 m (ms^{-1}) i temperature na 2 m (°C) u 14:00 CET za slučaj C1 s isključenom shemom mikrofizike i **(a)** shemom YSU (0_YSU kombinacija u Tab. 1), **(b)** shemom MYJ (0_MYJ kombinacija u Tab. 1) i **(c)** shemom BouLac (0_BouLac kombinacija u Tab. 1). Na slikama je označen svaki treći vektor vjetra te su maksimumi referentnih vektora prikazani na svakoj slici posebno (gornji desni kut slike).

Potrebno je napomenuti da statistički parametri testova osjetljivosti s isključenom shemom za mikrofiziku ne pokazuju značajno lošije rezultate u usporedbi sa statističkim parametrima kod uključivanja odabranih mikrofizičkih shema (Sl. 33). Uzrok tome jest vjerojatno rijetka prostorna pokrivenost mjerenjima te kratkotrajnost pojave duboke konvekcije nad promatranim područjem. Stoga se može zaključiti da one obalne postaje na kojima je zabilježena dominacija smorca u konačnici pridonose najviše dobivenim statističkim rezultatima. Nadalje, takav pristup dao je dodatni uvid u sheme AGS: od toplog i suhog AGS pri uporabi nelokalne sheme YSU (Sl. 34a) do hladnog i vlažnog AGS u lokalnoj shemi MYJ (Sl. 34b), pri čemu se shema BouLac (Sl. 34c) nalazi između ovih dviju shema.

Tako dobiveni rezultati u skladu su s onima dobivenim u studijama Weisman i sur. (2008) i Milovac i sur. (2016), koji naglašavaju da shema YSU stvara topliji, suši i dublji AGS koji brže raste i uklanja sloj inverzije, nego onaj u shemi MYJ. Dakle, uporabom sheme YSU dolazi do bržeg „sušenja“ nižih slojeva AGS, nego kod lokalnih shema, što upućuje na činjenicu da je tada miješanje jače (Milovac i sur., 2016). Shema MYJ najčešće stvara najvlažniji te posljedično najmanje konvektni AGS. Pri tome je sloj inverzije toliko tanak da utječe direktno na temperaturu rosišta i smanjuje nivo kondenzacije, stoga takvi uvjeti stvaraju veći potencijal za razvoj oblaka. Milovac i sur. (2016) iznose također da nelokalne sheme stvaraju pretjerano brz razvoj AGS-a, pri čemu je tada visina AGS-a lošije simulirana nego ona kod lokalnih shema.

Tablica 6: Rasap rezultata pri različitim kombinacijama shema mikrofizike i AGS. Rasap je računat za podatke sa Sl. 33 u 14:00 CET za tri slučaja iz Tab. 1 prema jed. (4.1) za tri meteorološke varijable: brzinu vjetra, temperaturu i relativnu vlažnost.

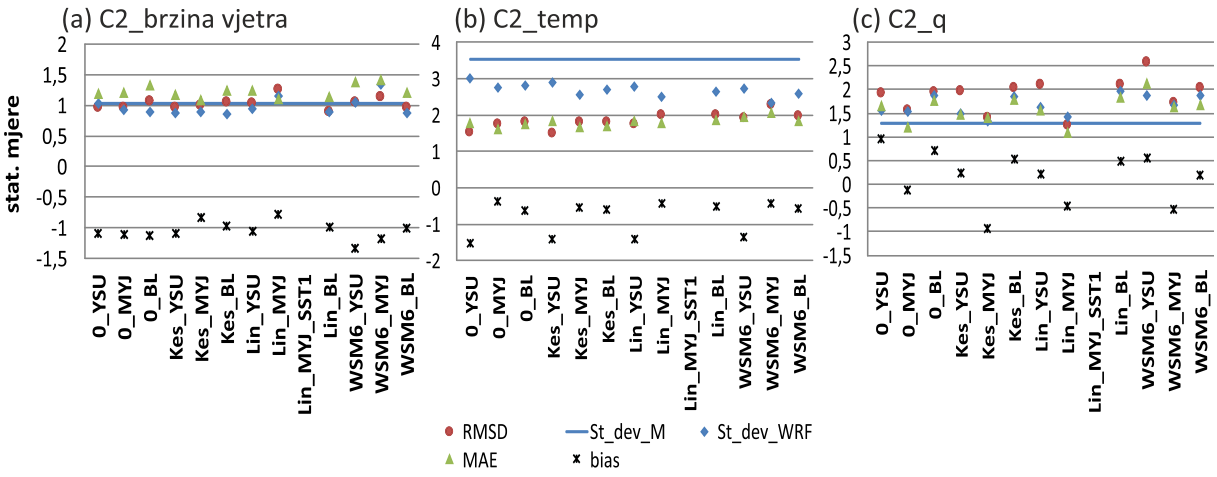
	Rasap shema mikrofizike (%) kada su sheme AGS-a fiksne			**Rasap shema AGS-a (%) kada su sheme mikrofizike fiksne**		
	YSU	**MYJ**	**BouLac**	**Kessler**	**Lin**	**WSM6**
***MAE*_brzina vjetra**	32	20	25	21	37	26
***RMSD*_brzina vjetra**	27	31	23	11	41	31
MAE_T	11	24	8	37	31	20
RMSD_T	16	15	21	27	25	33
MAE_rh	14	13	12	14	20	36
RMSD_rh	16	18	15	18	16	29

Iako statistički parametri prizemnih varijabli kod izmjene shema mikrofizike prikazuju poprilično realne rezultate, može se izdvojiti sljedeće. Najniža temperatura postignuta je pri korištenju sheme Kessler te je ona najčešće podcijenila brzinu vjetra (vidljivo iz pristranosti na Sl. 33). Najbolji rezultati pri uporabi sheme Kessler postignuti su za slučaj C3, u kojem je zabilježena najslabija i najlokalnija konvekcija. Općenito vrijedi: kompleksnija shema mikrofizike (Pardue Lin i WSM6) u kombinaciji s shemama AGS daje bolje rezultate. Jedino u slučaju sheme YSU, neovisno o shemama mikrofizike dobiveni su lošiji rezultati.

Osim navedenih statističkih veličina, izračunat je jednostavan indeks prema formuli

$$s = \frac{M-m}{m} \cdot 100\ \% \tag{6.1}$$

koji bi trebao procijeniti rasap statističkih veličina MAE i RMSD. *M* predstavlja maksimalnu, a *m* minimalnu vrijednost pogreške (MAE i RMSD) dobivene modelom triju fizikalnih veličina: brzine vjetra, temperature i *rh* dobivene pri uporabi različitih shema za sva tri slučaja (Tab. 6). Rezultati pokazuju da rasap temperature i *rh* više ovisi o odabiru shema AGS nego shema mikrofizike. Nasuprot tome, rasap brzine vjetra na 10 m podjedanko je ovisan o odabiru shema AGS i mikrofizike, osim za slučaj uključivanja Pardue Linove sheme, gdje su njegove vrijednosti najveće. Također se može uočiti da je rasap temperature najveći pri uključivanju MYJ sheme, a najmanji za BouLac shemu. U slučaju uključivanja sheme Kessler, rasap brzine vjetra i relativne vlažnosti je bio manji za oko 20 % neovisno o shemama AGS (Tab. 6). Kako takvi rezultati dobiveni modelom znatno odstupaju od mjerenja, može se zaključiti da je postojala određena "sistematska" pogreška modela.



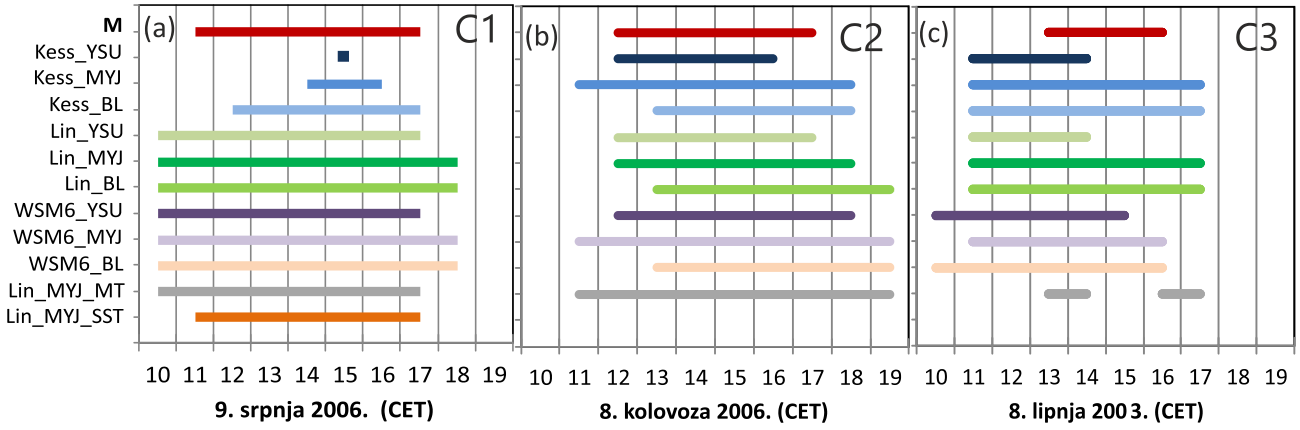
Slika 35: Prikaz statističkih parametara [pristranost (*bias*, crni križić), MAE (zeleni trokut), RMSD (crveni kružić), St_dev_WRF (plavi dijamant), St_dev_M (plava crta)] evaluacije modela u vremenu na postaji Zračna luka Pula (na Sl. 5 označena kao Pula_A). Rezultati su prikazani za slučaj C2 i za sve kombinacije shema (Tab. 1) za: **(a)** brzinu vjetra (m/s) na 10 m, **(b)** temperaturu (°C) na 2 m te **(c)** omjer miješanja (g kg^{-1}) na 2 m.

Evaluacija modela u **vremenu** (36-satni nizovi) za sve statističke parametre od svih kombinacija shema iz Tab. 1 prikazana je za slučaj C2 na postaji Zračna luka Pula. Iako su mjerene male brzine vjetra, model ih je vrlo dobro simulirao neovisno o postavkama modela te se standarne devijacije modela i mjerenja te RMSD-a dobro poklapaju (Sl. 35). Vrijednosti pristranosti variraju vrlo malo pri uključivanju različitih shema modela, pri čemu je najmanja pristranost zabilježena za Lin_MYJ kombinaciju shema. Vrijednosti temperature su također

dobro reproducirane modelom, što je vidljivo pri usporedbi statističkih pogrešaka. Za procjenu temperature, kombinacije sa shemom YSU pokazale su pak najlošije rezultate (Sl. 35). Usporedba omjera miješanja (q ($g\ kg^{-1}$)) kao mjere vlažnosti dala je slabije podudaranje vremenskih nizova između modela i mjerenja, moguće i zbog toga što je računat iz zaokruživanih vrijednosti iz izvješća METAR. Uvažavajući sve statističke parametre (manje pristranosti i povoljnije odnose između standardnih devijacija i RMSD) proizlazi da je upotreba MYJ sheme uspješnija od drugih posebno u slučaju Lin_MYJ modelskih opcija.

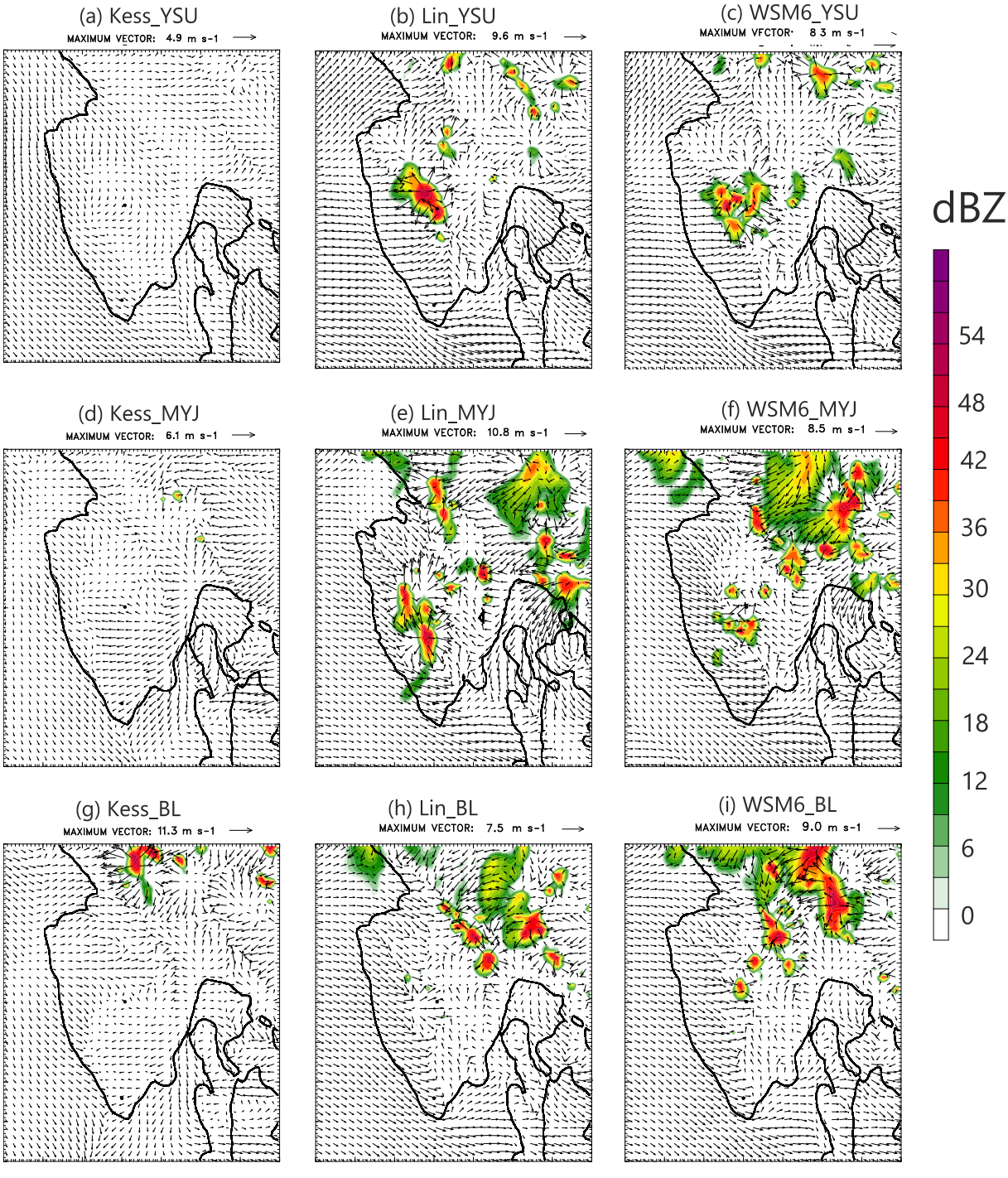
6.1.2 Prostorna i vremenska evaluacija modela daljinskim mjerenjima

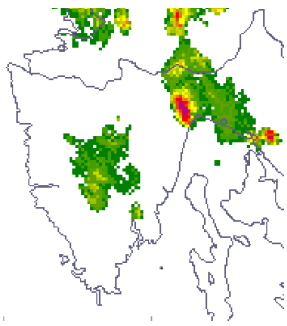
Drugi korišteni pristup pri procjeni modela bila je analiza momenata slika (*eng*. image moment analysis). Primjenjivana je za usporedbu maksimalnih radarskih odraza na temelju mjerenja i iz modela za tri slučaja C1-C3 tijekom trajanja konvekcije. Životni vijek konvekcije u slučajevima C1-C3 kako u mjerenjima tako za sve ispitivane kombinacije shema prikazan je na Sl. 36, dok je na Sl. 37 prikazan združen razvoj konvekcije u C1 slučaju s prizemnim poljem strujanja na koji je primjenjena metoda analiza momenata.



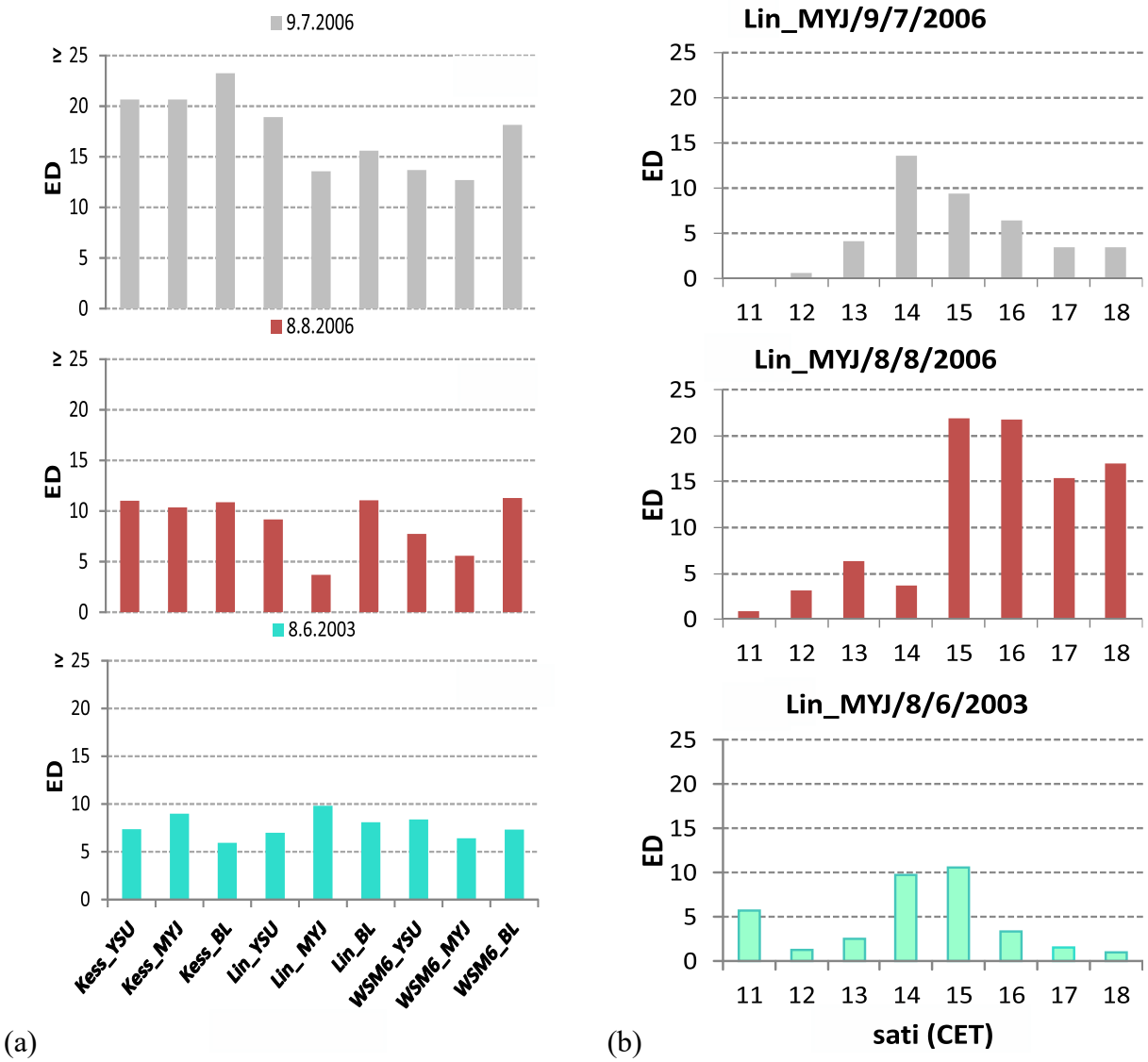
Slika 36: Pojava, trajanje i zamiranje konvektivne aktivnosti za slučajeve C1, C2 i C3 svakih sat vremena za sve testove u kojima je korištena opcija mikrofizike (iz Tab. 1). Kratica M predstavlja mjerenja, dok su ostale kratice predstavljaju različite kombinacije postavki modela.

U slučaju C1 prema mjerenjima konvekcija se može ograničiti na vremenski period od oko 6 sati, po satima od 11:00 do 17:00 CET (Sl. 36a). Slika 36 također predstavlja pojavu i zamiranje tj.trajanje konvektivne aktivnosti sva tri slučaja za devet različitih kombinacija.





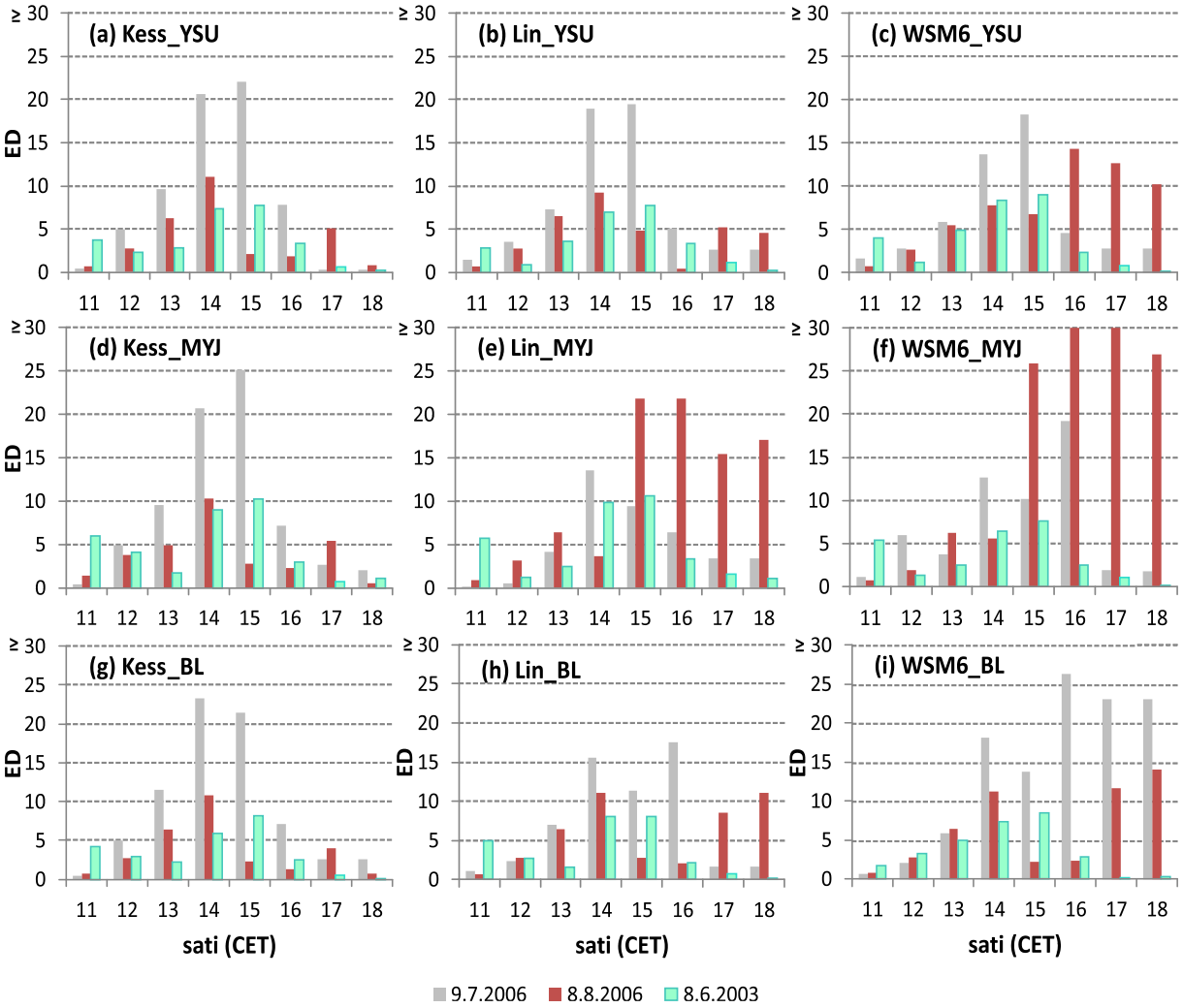
Slika 37: Slučaj C1, 9. srpnja 2006. u 14:00 CET. **(a-i)** Modelirana radarska refleksivnost (dBZ) iz najmanje domene modela za sve kombinacije testova iz Tab. 1. Slike bez vektora vjetra su korištene u analizi momenata slika. **(k)** mjereni radarski odraz (izvor: ARSO; http://www.meteo.si). Intervali radarske refleksivnosti postavljeni su na 3 dBZ (legenda s desne strane slike).



Slika 38: Metoda analize momenata slika za sva tri slučaja C1- siva boja, C2- crvena boja i C3- zelena boja; **(a)** U 14:00 CET za različite kombinacije shema (iz Tab. 1), **(b)** od 11:00 do 18:00 CET za kombinaciju Lin_MYJ shema. Model simulira bolje rezultate kada je Euklidska udaljenost (ED) manja, tj. tada su rezultati modela u boljem slaganju s rezultatima mjerenja.

Usporedbom Sl. 37 i 10 može se uočiti da je uključena Kesslerova shema ukazala na vrlo slabe rezultate, značajno podcjenjujući razvoj duboke konvekcije u prostoru. Razlike između kompleksnijih shema mikrofizike (Pardue Linova i WSM6 shema) bile su relativno male, s nešto intenzivnije izraženom konvekcijom kod korištenja sheme WSM6. Položaj i intenzitet konvekcije znatno ovise o odabranim shemama AGS-a. Ovako dobiveni rezultati stoga opućuju na važnost interakcije tla i atmosfere, koji zapravo kontroliraju prijenos momenta, topline i vlažnosti (Janjić, 1994; Teixeira i sur., 2014; Kleczek i sur., 2014).

Nadalje, pri uključivanju sheme YSU u slučaju C1, duboka konvekcija nije uopće simulirana nad planinskim područjem Istre u 14:00 CET, kao ni konvekcija iznad zone konvergencije nad središnjim dijelom poluotoka pri uključivanju BouLac sheme (Sl. 37 g-i). Najbolje rezultate pak u ovom slučaju pokazalo je uključivanje sheme MYJ (Sl. 37).



Slika 39: Metoda analize momenata slika za sva tri slučaja: **(a)** C1- siva boja, **(b)** C2- crvena boja i **(c)** C3- zelena boja između 11:00 i 18:00 CET za sve kombinacije shema (Tab. 2). Model simulira bolje rezultate kada je Euklidska udaljenost (ED, jed. (2.4)) manja, tj. tada su rezultati modela u boljem slaganju s rezultatima mjerenja. Oznaka ≥ 30 na y-osi označava da su vrijednosti ED-a u tom slučaju jednaki ili veći od 30.

Primjena analiza momenata slika prikazana je na Sl. 38 i 39 te prikazuju evaluaciju modela na kvantitativan način. Prilikom dobro razvijene duboke konvekcije u 14:00 CET (Sl. 38a), vrijednosti ED-a (jed. (2.4)) općenito poprimaju najveće vrijednosti pri uključivanju Kesslerove sheme, a nešto manje vrijednosti za preostale dvije kompleksnije sheme (neovisno

o izboru shema AGS-a), što je posebno vidljivo za slučaj C1. Od svih mogućih kombinacija shema iz Tab. 1, opcija Lin_MYJ pokazala je najbolje slaganje između rezultata dobivenih mjerenjem i modelom, ukazujući na vrlo male vrijednosti ED-a (Sl. 37 i 38) za vrijeme postojanja konvekcije.

Manje vrijednosti ED-a za shemu Lin_MYJ prisutne su također pri začetku i zamiranju konvekcije (Sl. 38b). Porast broja konvektivnih ćelija do 14:00 CET u promatranoj domeni uzrokovao je i porast vrijednosti ED-a. Zabilježene niske vrijednosti ED-a (tj. dobro podudaranje) mogle su stoga nastati zbog nekoliko razloga. (i) Na početku promatranog slučaja, razvoj manjih konvektivnih ćelija vidiljiv je jedino u rezultatima dobivenim modelom (gotovo za sve sheme modela), ali ne i u mjerenjima (Sl. 36), što znači raniji začetak konvektivne aktivnosti u modelu. Time se generira i mala pogreška, iako je model krivo prognozirao početak konvekcije. (ii) Prema mjerenjima (Sl. 36), konvekcija se nad područjem Istre zadržala do 17:00 CET, dok je model prolongirao zamiranje konvekcije, simulirajući nepostojeće ćelije Cb-a. Obje navedene činjenice dakle predstavljaju pogrešku modela te ih treba tretirati s dodatnim oprezom.

Tijekom maksimalne konvektivne aktivnosti ED-ovi se mogu pouzdanije usporediti s onima koji imaju sličan ulazni signal, odnosno sličan broj konvektivnih ćelija (Sl. 38). Usporedba pokazuje da primjena Kesslerove sheme u slučaju C1 nije adekvatna, jer je stvarala relativno visoke vrijednosti ED te je ujedno podcjenila pojavu opažene konvekcije (u obujmu, intenzitetu i trajanju). Za slučajeve C2 i C3 slaganje je bolje s dobivenim mjerenjima (Sl. 38). Nadalje, kompleksnije sheme mikrofizike pokazale su generalno bolje slaganje s mjerenjima, podcjenjujući ipak zrelu/kasniju fazu nastanka konvekcije za one slučaje koji su bili u kombinaciji s nelokalnom shemom YSU. Pri uključivanju te sheme vidljivo je također i skraćeno trajanje konvekcije (Sl. 39), kao i nedostatak formiranja stratiformne naoblake tijekom završne faze (nije prikazano). Suprotno tome, uključivanje lokalnih shema AGS-a ukazalo je na precijenjivane konvekivne aktivnosti (uspoređujući sve njene paramtere) u kasnijim popodnevnim satima i to posebno za slučajeve C1 i C2 (Sl. 38, 39). Ono je također bilo značajnije za shemu MYJ (a manje za BouLac) u kombinaciji sa shemom WSM6 (te manje za Pardue Lin). Potrebno je pak naglasiti da konvektivna aktivnost koja nije prepoznata/simulirana modelom predstavlja veću pogrešku modela nego precijenjena simulirana konvekcija. Stoga se može reći da je Pardue Linova shema pokazala zadovoljavajuće rezultate.

6.1.3 Utjecaj postavki modela na karakteristike smorca

Miao i sur. (2009) u svojoj studiji ističu da je utjecaj različitih shema AGS-a na začetak, razvoj i brzine smorca te intenzitet vertikalnih strujanja u takvoj cirkulaciji itekako značajan. Stoga je u ovoj studiji provedena analiza utjecaja triju shema AGS-a (pri čemu je shema mikrofizike, Pardue Linova shema fiksna) na lokalne karakteristike smorca za slučaj C1 (Tab. 7). Za sve tri sheme AGS-a (Lin_YSU_C1, Lin_BouLac_C1 i Lin_MYJ_C1) smorac je imao tipičan prostorni oblik težinskog strujanja. Do podneva, ovisno o uključivanju pojednih shema AGS-a, temperatura nad kopnom porasla je za 3 do 4 °C u usporedbi sa SST (kao na sl. 34). Razlike pri uporabi različitih shema jasno su bile vidljive u visini tijela smorca, kao i visini fronte smorca. Najveće vrijednosti zabilježene su pri shemi YSU, dok su preostale dvije sheme pokazale znatno manje vrijednosti (Tab. 7). Slično je vidljivo i za maksimalne brzine smorca, pri čemu je brzina od 7 ms^{-1} vidljiva za YSU shemu, a brzina od oko 5 ms^{-1} za sheme MYJ i BouLac. Dakle, veće vrijednosti (u YSU shemi) senzibilnog toka topline utječu na veći uzgon u AGS-u te posljedično na jače miješanje i veće visine AGS-a. Takvi rezultati su u skladu s rezultatima dobivenim u nekoliko studija o AGS-u (Cohen i sur., 2015; Milovac i sur., 2016). Nadalje, iz Tab. 7 također se može uočiti da je prodor smorca nad kopnom (osobito na zapadnoj obali Istre) raniji, brži i dalji pri uporabi sheme YSU, dok je nasuprot tome za lokalne sheme on kasniji, sporiji i manji. Prema Cohen i sur. (2015) razlog tome može biti nedovoljna točnost simuliranja procesa uvlačenja na vrhu AGS-a, stoga je uključivanje sheme YSU u takvim slučajevima pokazalo poboljšanja u simulaciji smorca (Challa i sur., 2009; Cohen i sur., 2015). Međutim, lokalne sheme AGS-a su pak u našoj analizi pokazale nešto točnije rezultate, ukoliko se gleda prosjek vrijednosti promatranih veličina.

Također vrijedi da dimenzije i brzina smorca variraju ovisno i o shemama mikrofizike. Pa se tako uključivanjem Kesslerove sheme smorac gotovo ni ne može identificirati. Razlog tome je vjerojatno zabilježena velika pogreška u prezentaciji naoblake. Očito da primjena ovakve jednostavne parametrizacije na konvekciju za ovakvu rezoluciju i kompleksni teren Istre nije zadovoljavajuća. Nadalje, pri uključivanju kompliciranijih shema mikrofizike popodnevna konvekcija je imala „razarajući“ efekt na pojavu i razvoj smorca za sve kombinacije s Pardue Lin i WSM6 shemama izaizvajući njegovo zamiranje. Jedino je u slučaju kombinacije Lin_YSU sheme, zapadni smorac (i posljedično zona konvergencije) „preživio“ do kasnih posljepodnevnih sati. Razarajući efekt nastao je zbog pojave oblaka, hladnih i jakih prizemnih strujanja (koja divergiraju ispod baze oblaka) te oborine, što je u

konačnici smanjilo dozračenu sunčevu energiju i popodnevne temperaturne gradijente između kopna i mora (Poljak i sur., 2014). U tim uvjetima smorac nestaje, a dominacija sinoptičkog strujanja se pojačava.

Tablica 7. Karakteristike smorca dobivene iz vertikalnog presjeka B1B2 sa Sl. 5 te usrednjene u vremenu između 10:00 i 14:00 CET za slučajeve C1-C3. Prodor smorca nad kopnom kao i visina fronte smorca određeni su prostornim položajem uzlaznog strujanja nad samom frontom.

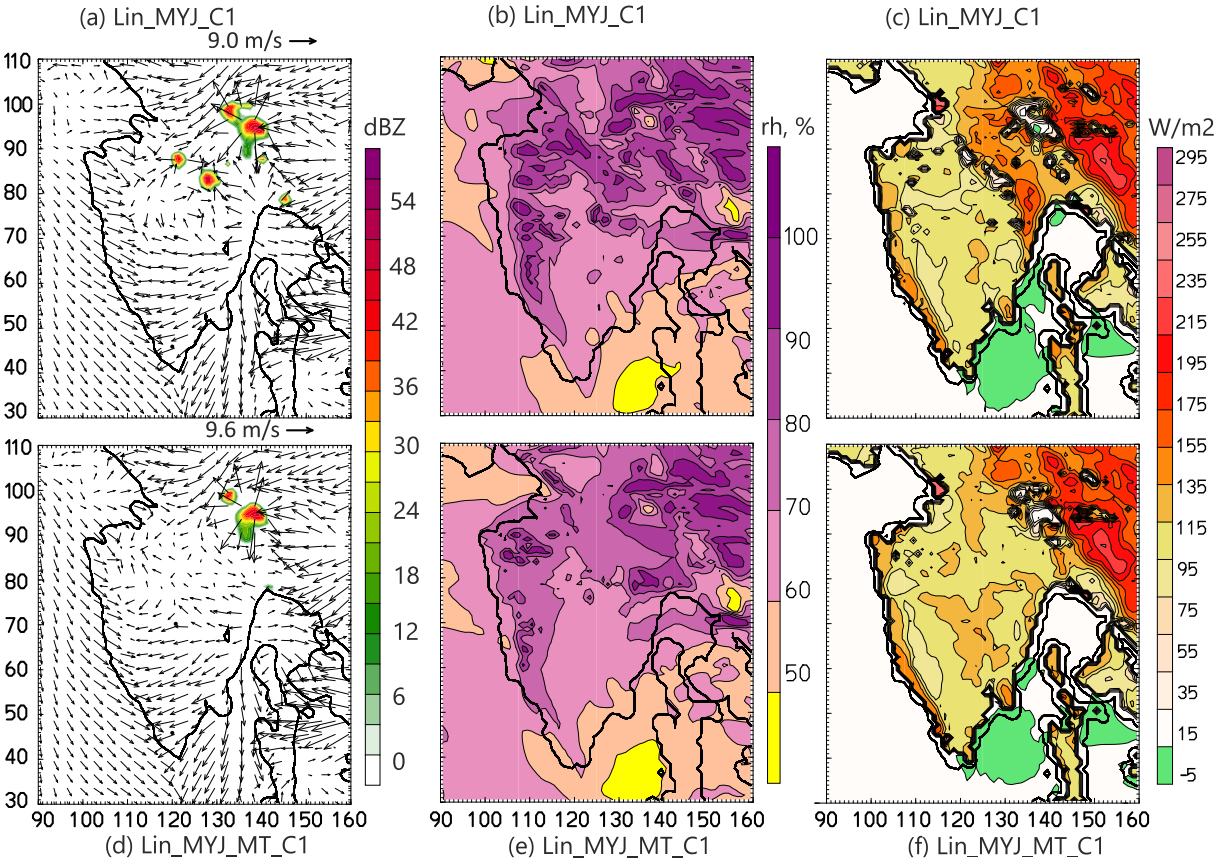
		Dobiveni parametri iz vertikalnog presjeka (usrednjeni u vremenu od 10:00-14:00 CET)			
		Prodor smorca nad kopnom (km)	Visina tijela smorca (m)	Visina fronte smorca (m)	Uzlazna strujanja nad frontom smorca (cm/s)
SLUČAJ	***Lin_YSU_C1***	18	800	2300	150
	Lin_BouLac_C1	14	500	1900	113
	Lin_MYJ_C1	15	600	2075	140
	Lin_MYJ_MT_C1	9	440	1760	64
	Lin_MYJ_C2	20	350	1460	138
	Lin_MYJ_MT_C2	16	330	1440	111
	Lin_MYJ_C3	27.2	400	1460	93
	Lin_MYJ_MT_C3	27	400	1380	115

Konačno, može se zaključiti da su razvoj smorca te interakcija smoraca i Cb-a itekako pod utjecajem odabira različitih shema i parametrizacija. Stoga ne postoji kombinacija shema koje bi savršeno reproducirale ovaj fizikalni fenomen. Međutim, iz analize dobivenih podataka, kombinacija shema Lin_MYJ pokazala se da ima određene prednosti pred drugima pa je stoga i korištena u daljnjim testovima osjetljivosti.

6.2 Osjetljivost simulacija na modificiranu topografiju

Topografski pokretana duboka konvekcija i posljedično oborina uvelike ovise o polju strujanja. Teixeira i sur. (2014) su uočili da promjene u polju vjetra uslijed promjena topografije mogu imati utjecaj do 4 km iznad tla. Zbog naglih promjena u neto bilanci zračenja tla, međudjelovanja između planinskih i obalnih cirkulacija mogu utjecati na početak i trajanje konvekcije. Ovaj je fenomen osobito izražen ako se smorac i vjetar obronka „pogode“ u fazi tijekom koje se cirkulacije mogu međusobno „pojačati“ te time osnažiti

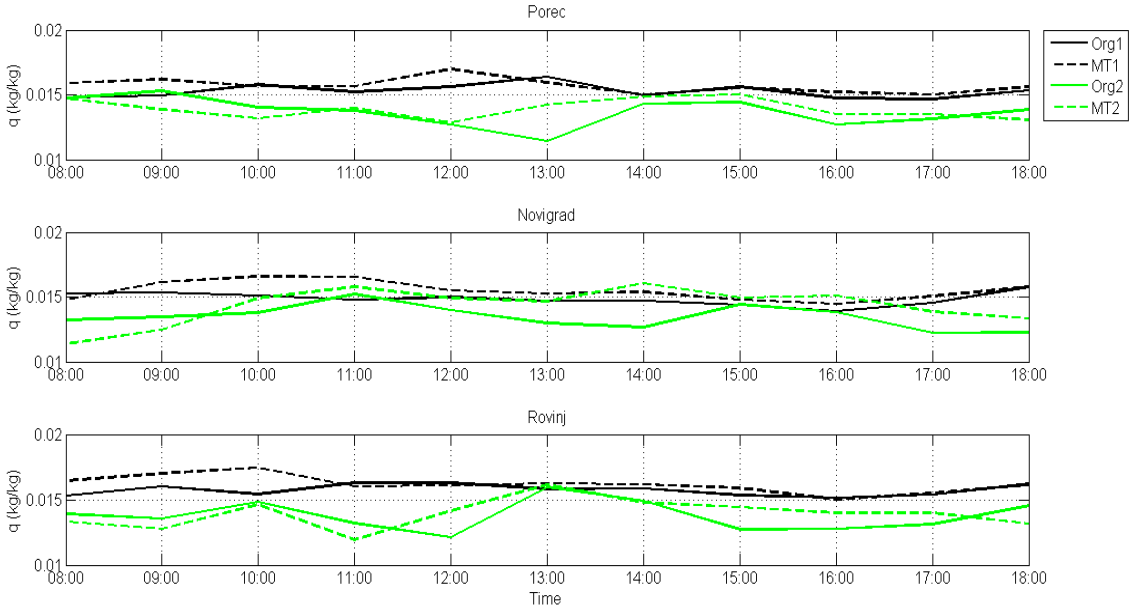
advekciju vlažnog morskog zraka prema unutrašnjosti. Treba također imati na umu i potencijalni blokirajući efekt planina na prodiranje smorca (npr. Telišman Prtenjak i sur., 2008). Stoga je u ovom poglavlju analiziran utjecaj topografije, konkretno planinskog područja Učke i Ćićarije, na razvoj i karakteristike smorca, kao i na početak, prostorni položaj i jačinu same konvekcije za tri slučaja C1-C3 (označena u Tab.1 i Tab.7 kao MT slučajevi). Provedeni testovi osjetljivosti koriste snižavanje topografije na mjestu planinskih područja u skladu s Poglavljem 3.2.2 i s odabirom shema Lin_MYJ.



Slika 40: Rezultati simuliranog slučaja C1 (9. srpnja 2006.) u 10:00 CET s **(a-c)** orginalnom i **(d-f)** modificiranom topografijom; **(a,d)** prikaz brzine vjetra na 10 m ($m\,s^{-1}$) i maksimalne radarske refleksivnosti (dBZ) dobivenih modelom; **(b,e)** prikaz usrednjene relativne vlažnosti (rh, %) u sloju između 850 i 500 hPa; **(c,f)** prikaz površinskog senzibilnog toka topline ($W\,m^{-2}$). Na slici **a** i **d** je prikazan svaki treći vektor vjetra, a maksimalni referentni vektor prikazan je na svakoj slici zasebno (gornji desni ugao slike).

Kao što je već pojašnjeno u poglavlju 5, početne ćelije Cb-a u slučaju C1 (koji je označen u Tab. 1 kao Lin_MYJ_C1) nastaju uzdizanjem zraka nad sjevernoj, odnosno

navjetrinskoj strani padina istarskih planina (Sl. 40a). Tako nastale ćelije propagiraju prema jugozapadu, uzrokujući nagli razvoj novih „sekundarnih“ ćelija iznad centralnog dijela Istre. Oko 11:00 CET (nije prikazano) na zavjetrinskoj strani planina razvija se također nekoliko ćelija Cb-a te je zabilježena i oborina od 15 mm. Usporedivši pak pripadni MT slučaj (u Tab. 7 označen kao Lin_MYJ_MT_C1), može se uočiti slabiji razvoj oluje te manji broj i manje dimenzije razvijenih ćelija Cb-a (x ~ 130–140 and y ~ 80–100, Sl. 40a i d). U MT testu, razvoj tih ćelija kasnio je otprilike 1 h u usporedbi sa slučajem Lin_MYJ_C1 te je reproducirana i manja količina oborine od oko 11 mm. Kašnjenje konvekcije sa smanjenom oborinom u slučaju modificirane toporafije dobiveno je i u studijama Saito i sur. (2001) te Wang i sur. (2013).



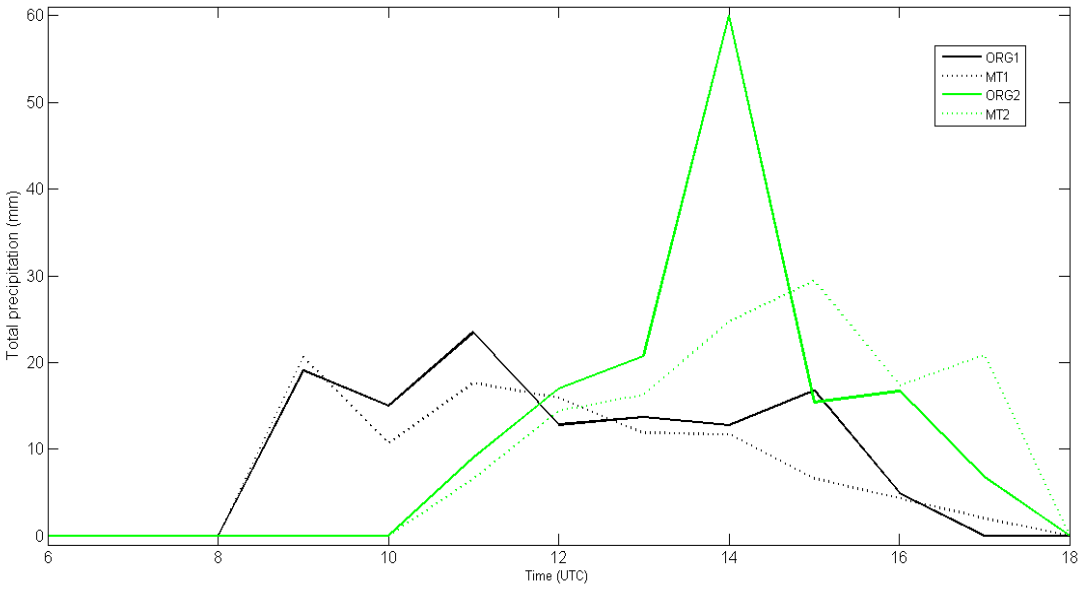
Slika 41: Vremenski niz omjera miješanja (q, $kg\ kg^{-1}$) na 2 m za nekoliko obalnih postaja (Poreč, Novigrad, Rovinj) za dvije simulacije slučaja C1 (crno) i C2 (zeleno). Crtkana linija predstavlja simulacije s modificiranom topografijom (Lin_MYJ_MT_C1 i Lin_MYJ_MT_C2), a pune linije orginalnu topografiju (Lin_MYJ_C1 i Lin_MYJ_C2).

Razlike u konvektivnoj aktivnosti između oba slučaja javljaju se upravo radi promjena nastalih (1) u prizemnom režimu strujanja i advekciji vlažnog zraka i (2) količini vlage u srednjem sloju troposfere (u sloju između 850 i 500 hPa; Sl. 40b, e). Viši i strmiji teren potiče dizanje zraka uz padine te je time prijenos vlage do srednje troposfere veći. Takvi rezultati u skladu su s onima iz studija Barthlott i Kirshbaum (2013) te Teixeira i sur. (2014). Pri smanjenju visine terena (MT slučajevi) zabilježene su manje vrijednosti senzibilnog toka

topline (HF) od oko 50 $W\ m^{-2}$ (x ~ 140 i y ~ 90, Sl. 40c, f). Upravo to je uzrok slabijeg i kasnijeg (od oko 1 h) prodora zapadnog smorca nad kopno kao i njegovih manjih brzina te manjih visina tijela i fronte smorca (Tab. 7) u MT slučajevima.

Isto je uočeno za jutarnje istočno strujanje iz Riječkog zaljeva, koji nastaje interakcijom vjetra obronka i smorca u slučaju Lin_MYJ_C1, dok u slučaju MT ono nije zabilježeno (Sl. 40a, d). Razlog tome jest upravo smanjena visina terena, nepovoljni smjer sinoptičkog strujanja (sjeveroistočni) te konkavni oblik obale što uzrokuje divegenciju naobalnog vjetra. Takvo razvijeni uvjeti dalje su uzrokovali slabiju advekciju vlažnog zraka na tom području, koja je posebno vidljiva na planinskom dijelu Učke.

Tijekom dana na obali prevladavaju veće vrijednosti prizemne vlažnosti (q) u slučajevima s modificiranom topografijom (Sl. 41). Ipak veće vrijednosti advekcije vlažnog zraka zabilježene su u simulacijama s orginalnom topografijom. Veća visina planinskog područja pridonijela je jačem uzdizanju zraka uz padine, koje je time povećalo prijenos vlage u srednjoj troposferi i omogućilo dotok vlažnog zraka iz prizemnog u više slojeve zraka. Još jedan razlog većem prijenosu vlage u srednju troposferu omogućila su također jače i dublje razvijena uzlazna strujanja razvijena nad frontom smorca u slučaju LIN_MYJ_C1 (Tab. 7).

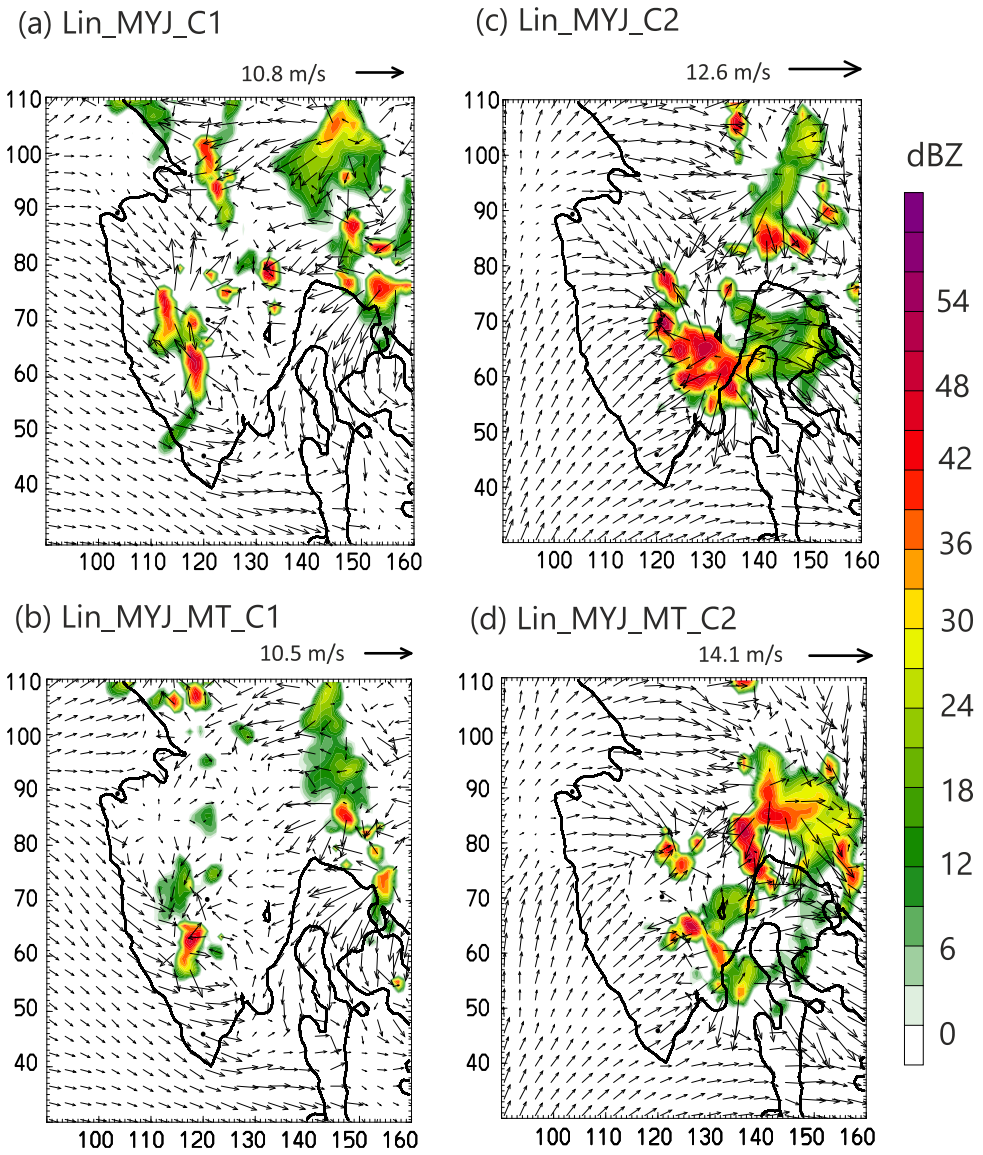


Slika 42: Dnevni hod makismalne oborine (mm) nad istarskim poluotokom za 2 simulacije slučaja C1 (crno) i C2 (zeleno). Crtkana linija predstavlja simulacije s modificiranom topografijom (Lin_MYJ_MT_C1 i Lin_MYJ_MT_C2), a pune linije orginalnu topografiju (Lin_MYJ_C1 i Lin_MYJ_C2).

Analiza konvektivnih indeksa u 10:00 CET ukazala je da su najveće vrijednosti CAPE-a [1804 $J\,kg^{-1}$ (Lin_MYJ_C1) prema 1923 $J\,kg^{-1}$ (Lin_MYJ_MT_C1)] iznad poluotoka simulirane u području zone konvergencije, dok su najveće vrijednosti CIN-a [76 $J\,kg^{-1}$ (Lin_MYJ_C1) prema 63 $J\,kg^{-1}$ (Lin_MYJ_MT_C1)] zabilježene u planinskom području, koje predstavlja područje začetka duboke konvekcije. Slični rezultati potvrđeni su i u studiji Barthlot i Kishbaum (2013). Oni naglašavaju da povećanje visine terena utječe na smanjenje vrijednosti CAPE-a te povećanje vrijednosti CIN-a u promatranoj domeni. Kao razlog navode smanjeni dotok prizemne vlažnosti koji nastaje radi povećanog miješanja sa okolnim sušim zrakom. Nadalje, veće visine nivoa kondenzacije (≈ 44 m) i nivoa slobodne konvekcije (≈ 43 m) u slučaju Lin_MYJ_C1 upućuju na činjenicu da je bio potreban snažan okidač kako bi se u tom slučaju dogodila duboka konvekcija duž zone konvergencije. „Sudarom“ dobro razvijene fronte smorca i jače razvijenih silaznih strujanja u ovom slučaju (oko 13:00 CET) simulirana je veća prizemna konvergencija (od oko $-2{,}9\,x10^{-3}\,s^{-1}$), nego u slučaju Lin_MYJ_MT_C1 (od oko $-2{,}0\,x10^{-3}\,s^{-1}$), koja bi se tada mogla navesti kao jedan od glavnih okidača jače razvijenih sekundarnih ćelija (visina do 7 km) i posljedično jače duboke konvekcije (usporedba Sl. 40a, d). Upravo gore navedne činjenice te veći dotok vlažnosti u srednje slojeve troposfere mogli bi objasniti i veću ukupnu satnu količinu oborine za viši teren (Sl. 42; posebno vidljivo u vremenu od 15:00 CET). Nakon 15:00 CET zabilježeno je opadanje konvektivne aktivnosti u oba slučaja. Stoga, se može zaključiti da je viši teren utjecao na stvaranje jače i ranije konvektivne aktivnosti i popodnevne oluje.

Slično kao u slučaju C1, simulirana konvekcija i oluja kod modificirane topografije u slučaju C2 (Lin_MYJ_MT_C2) pokazala se također slabijom, te je njezin razvoj također kasnio (za oko 1 h) usporedivši je s onom dobivenom u slučaju Lin_MYJ_C2. Analizom slučaja C2 (poglavlje 5) utvrđeno je kako se konvektivna aktivnost razvila istovremeno na dva različita područja ($(x,y)\sim(130{,}60)\;i\;(150{,}100)$ na sl. 43c). Oba navedena područja razvoja konvekcije simulirana su također i u slučaju modificirane topografije (Sl. 43d), ali s nešto slabijim intenzitetom i prostornim pomakom. To je posebno vidljivo nad sjeveroistočnim dijelom poluotoka, gdje su efekt snažnog „blokiranja“ kod povišenog terena (točnije planine Učke) te veće vrijednosti relativne vlažnosti u srednjoj troposferi utjecale na razvoj većeg broja konvektivnih ćelija, jačih uzlaznih strujanja te posljedično na veće vrijednosti ukupne oborine u slučaju Lin_MYJ_C2. Drugo područje konvekcije koje se razvilo nad jugoistočnim dijelom Istre posljedica je površinske konvergencije i interakcije sa slabije organiziranim jugoistočnim obalnim strujanjem, pri čemu ono nadalje uvelike utječe na razvoj „glavne“ zone konvergencije. Kao i u prvom analiziranom slučaju modificirane

topografije, konvekcija je ovdje jače izražena u slučaju višeg terena (usporedba Sl. 43c, d). Jedan od glavnih razloga jače i bolje razvijene konvekcije je upravo jače razvijena površinska konvergencija u slučaju Lin_MYJ_C2. Zakašnjeli razvoj konvektivnih ćelija nad glavnom zonom konvergencije, te slabije razvijena silazna strujanja u slučaju Lin_MYJ_MT_C2 stvorila su slabija sekundarna uzlazna strujanja (Tab. 7) i u konačnici slabiju oluju nego u slučaju Lin_MYJ_C2. Stoga se može istaknuti da su gore navedene činjenice uvelike utjecale na nastanak povoljnih uvjeta za razvoj jače, ranije i dulje konvekcije pri višem terenu.



Slika 43: Rezultati simuliranog slučaja C1 (9. srpnja 2006.) i slučaja C2 (8. kolovoza 2006.) u 14:00 CET s **(a, c)** orginalnom i **(b, d)** modificiranom topografijom; **(a-d)** prikaz brzine vjetra na 10 m (ms^{-1}) i maksimalne ekvivalentne radarske refleksivnosti (dBz) dobivenih modelom. Na slici **(a-d)** je prikazan svaki treći vektor vjetra, a maksimalni referentni vektor prikazan je na svakoj slici zasebno (gornji desni ugao slike). Legenda vrijednosti radarske refleksivnosti nalazi se na desnoj strani slika.

Razlike u razvoju zapadnog smorca u oba slučaja vidljive su tek od 12:00 CET. Tada se također mogu uočiti i smanjene vrijednosti senzibilnog toka topline ($\sim 45\ Wm^{-2}$) nad cijelim promatranim područjem u slučaju Lin_MYJ_MT_C2, koje dalje utječu na manji prodor smorca nad kopnom (Tab. 7). Nasuprot tome, visina tijela smorca i fronte smorca nisu pokazala značajne razlike za oba slučaja. Nad zonom konvergencije zabilježene su ponovno najviše vrijednosti CAPE-a, pri čemu je odnos između CAPE-a i CIN-a identičan onome u slučaju Lin_MYJ_C1: viši teren implicira manje vrijednosti CAPE-a te veće vrijednosti CIN-a.

Kako je u poglavlju 5 slučaj C3 opisan kao slučaj s najkraćom i najslabijom olujom, utjecaj modificirane topografije ovdje nije pokazao toliko značajne rezultate. Međutim, simulacije su pokazale pak poneke sličnosti s prva dva slučaja: 1) kasniji i slabiji razvoj konvektivne aktivnosti nad poluotokom, 2) manju količina ukupne oborine u slučaju Lin_MYJ_MT_C3 te 3) jednak odnos između CAPE-a i CIN-a. Srednje vrijednosti relativne vlažnosti (*rh*) u srednjoj troposferi su u oba slučaja (Lin_MYJ_C3 i Lin_MYJ_MT_C3) relativno niske (< 40 %), pri čemu su vrijednosti *rh* nešto veće u slučaju Lin_MYJ_C3 radi povišenog terena. Suprotno od ostalih slučajeva vrijednosti prizemne vlažnosti su ovdje veće u slučaju Lin_MYJ_C3. Razlog tome je vjerojatno veća advekcija vlažnog morskog zraka, podržavana mehanizmom smorca i južnog sinoptičkog strujanja. Ipak, iz Tab. 7 može se uočiti da su razlike u visini tijela kao i fronte smorca za orginalni i modificirani teren puno manje nego u slučajevima C1 i C2.

Na temelju gore analizirana tri slučaja može se zaključiti da je smanjenje visine terena izgeneriralo pojavu smorca istočnog smjera s područja Riječkog zaljeva te pojačao smorac iz Tršćanskog zaljeva. Promjene u naobalnom vjetru ponajviše su doprinjele povećanju advekcije vlažnog morskog zraka, stvarajući time vlažniji AGS nad kopnom. Iako je intenzitet ove promjene u polju vjetra ovisio o smjeru sinoptičkog vjetra, ukupan efekt je realtivno malen i uglavnom lokalog utjecaja. Uloga planina se očitovala u „blokiranju“ dubljeg prodiranja morskog zraka nad poluotok, te stvaranju združenog djelovanja smorca i anabatičkog vjetra što je omogućilo veći prijenos vlažnosti u srednje slojeve troposrefe i posljedično ubrzao i ojačao pojavu konvektivne aktivnosti nad promatranim područjem. Taj efekt je posebno vidljiv pri sinoptičkom strujanju sjevernih smjerova. Učinak stvaranja Cb-a u procesu prisilne konvekcije na obroncima planina nadmašio je pojačani doprinos advekcije vlage putem smorca u ubrzavanju i intenziviranju konvekcije.

6.3 Osjetljivost simulacija pri promjeni površinske temperature mora

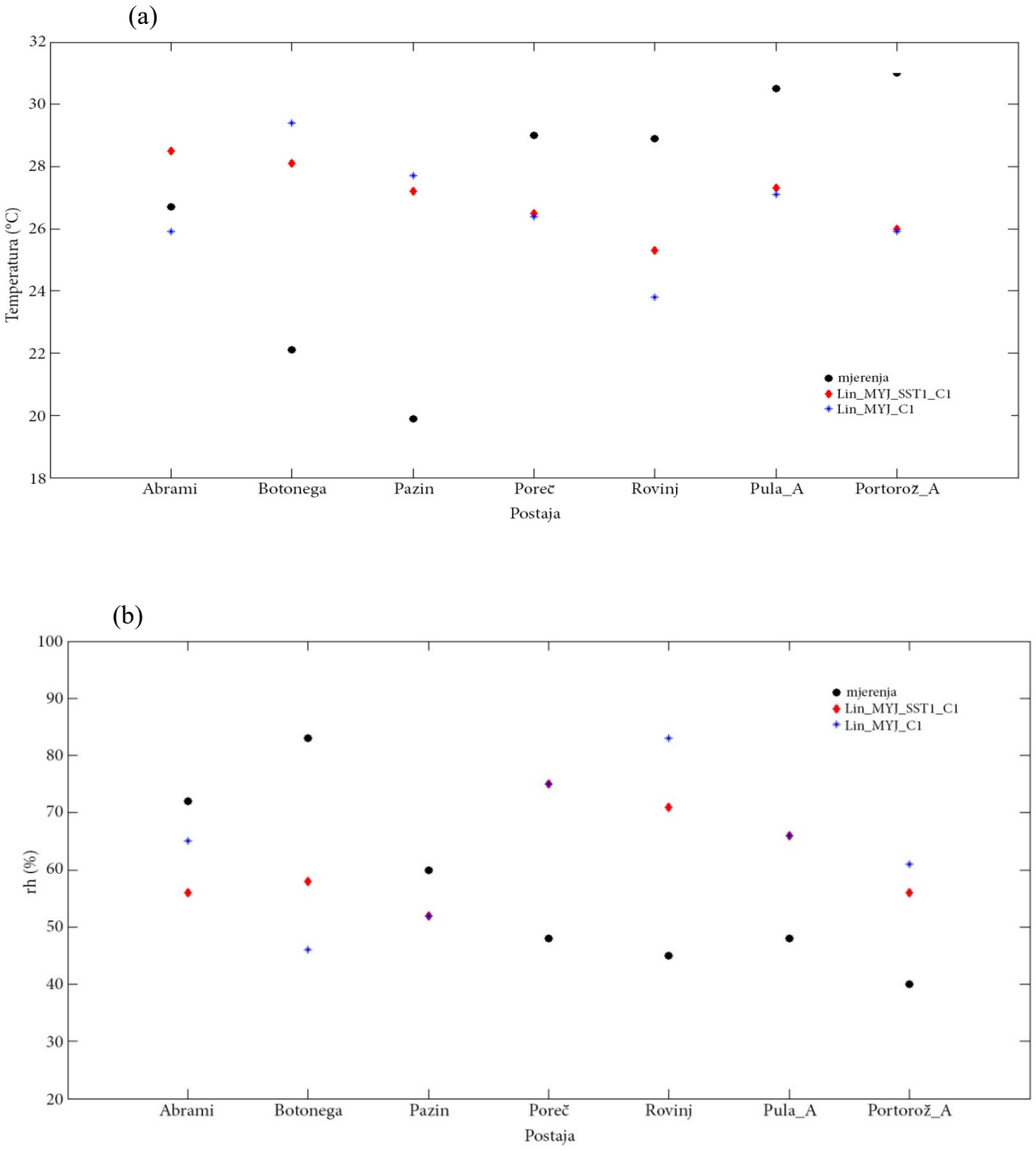
Cijelo Jadransko more jest poluzatvoreno more s prosječnom dubinom od oko 50 m na njegovom sjevernom dijelu. Područje oko istarskog poluotoka je još i pliće, s maksimumima do 30 m. Prema Sweeney i sur. (2014) dnevne varijacije površinske temperature mora (SST) u plitkom moru su poprilično velike, stoga sjeverni dio Jadrana predstavlja odličan potencijal za utvrđivanje utjecaja promjene SST na početak, razvoj, karakteristike i intenzitet smorca te posljedično na razvoj konvekcije. U svrhu te analize te kako bi se postigla što točnija smulacija istoimenog događaja (u analizi korišten slučaj C1 iz poglavlja 5) provedena su, analizirana i uspoređena s mjerenjima dva dodatna testa s različitim realnim poljima SST implementiranim u WRF model. Prva simulacija ima u nazivu svog imena Lin_MYJ_SST6_C1 jer su ECMWF podaci ažurirani svakih 6 sati i druga Lin_MYJ_SST1_C1 jer su satelitski podaci SST polja ažurirani svakih sat vremena. Detalji su navedeni u poglavlju 3.2.3 i Tab. 1. Osjetljivost interakcije smorac-Cb na promjene u uvođenju SST u simulacije provedena je usporedbom sva tri slučaja Lin_MYJ_C1, Lin_MYJ_SST6_C1 i Lin_MYJ_SST1_C1.

Statistička usporedba rezultata prizemnih varijabli (brzina vjetra, temperatura, *rh*) pomoću statističkog seta parametara napravljena je za ekstremne slučajeve Lin_MYJ_C1 te Lin_MYJ_SST1_C1 na Sl. 33 i 35. Prostorna statistika za sva dostupna mjerenja prizemnog vjetra u 14:00 CET (Sl. 33) pokazuje da su precizniji SST podaci donekle poboljšali modelske rezultate. Statistički parametri ne ukazuju na značajniju promjenu kod 2-m temperature te su nešto malo lošiji po pitanju prizemne *rh*.

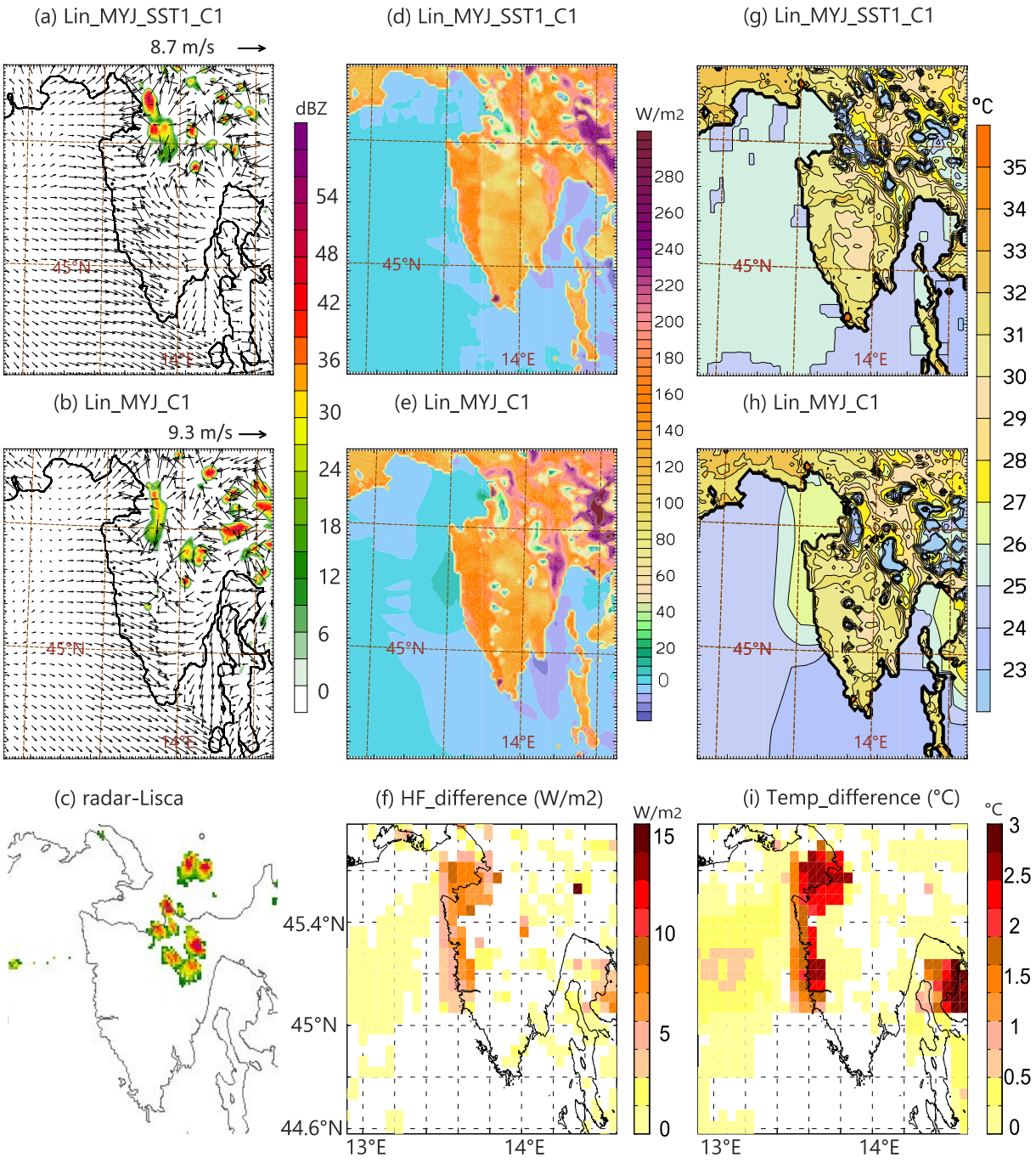
Ipak pojedine obalne postaje iz Lin_MYJ_SST1_C1 simulacije bolje se poklapaju s mjerenjima (Sl. 44). Za nekoliko odabranih postaja pokazalo se: (i) bolje slaganje vrijednosti testa Lin_MYJ_SST1_C1 s mjerenjima za sve tri navedene varijable, (ii) podcjenjivanje temperature i precijenjivanje *rh* za obalne postaje te (iii) precijenjivanje temperature i podcijenjivanje *rh* u obje simulacije za postaje smještene u unutrašnjosti (Sl. 44). Iz (ii) i (iii) te kako je promjena SST-a duž obalnog područja bila sporadična očito da je promjena SST-a, a time i promjena površinskih tokova ponajviše utjecala na prizemne varijable obalnih postaja, čije su vrijednosti obaju testova ipak u boljem slaganju nego one dobivene za postaje u unutrašnjosti poluotoka. Unatoč ovim većim razlikama u točkastoj/staničnoj usporedbi koja

se uglavnom temelji na podacima klimatoloških postaja u tri termina, mjestimična korekcija SST nije značajnije utjecala na sveukupnu statistiku za sve postaje (Sl. 33, 35).

Važno je naglasiti da usporedba pogrešaka uzrokovanih korištenjem različitih postavki modela nadmašuje pogreške modela zbog manje realnog SST polja (Sl. 35).



Slika 44: Prikaz **(a)** temperature na 2 m (°C) i **(b)** *rh* na 2 m (%) za testove Lin_MYJ_SST1_C1 (*crveni dijamant*), Lin_MYJ_C1 (*plava zvijezda*) i mjerenja (*crni kružić*) za nekoliko odabranih kopnenih (Abrami, Botonega i Pazin) i obalnih (Poreč, Rovinj, Pula_A i Portorož_A) postaja.



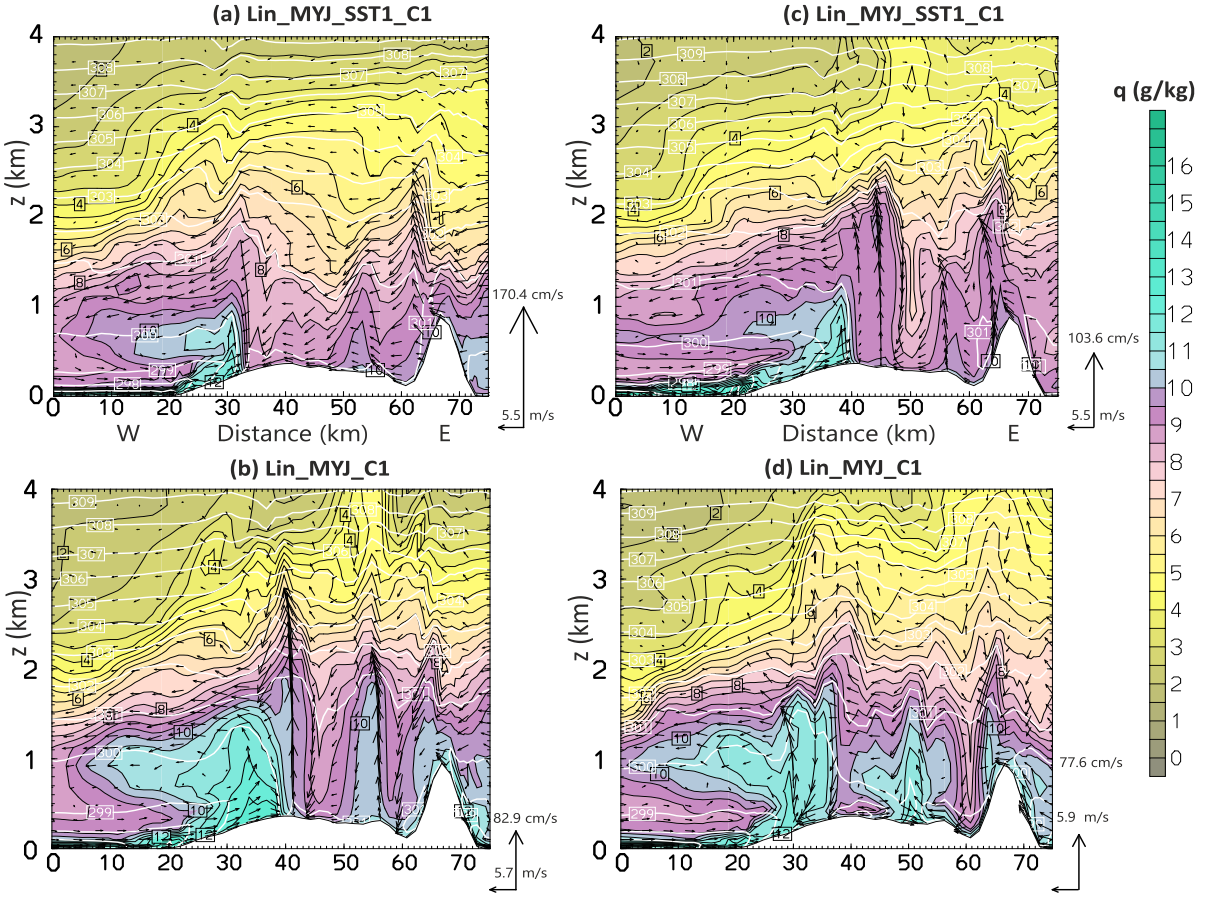
Slika 45: Rezultati dobiveni modelom za slučaj C1 u 12:00 CET i to za testove čiji su ulazni podaci za SST dobiveni: **(a, d, g)** iz satelitskih podataka i **(b, e, h)** iz ECMWF modela; pri tome su **(a, b)** simulirana brzina vjetra (ms^{-1}) na 10 m i maksimalna ekvivalentna radarska refleksivnost (dBZ), **(c)** mjerenja dobivena iz radarskih podataka (izvor: ARSO-http://www.meteo.si), **(d, e)** raspodjela površinskog senzibilnog toka topline ($W\ m^{-2}$) za oba SST slučaja, **(f)** razlika površinskog senzibilnog toka topline ($W\ m^{-2}$) za oba SST slučaja (Lin_MYJ – Lin_MYJ_SST1), **(g, h)** simulirano polje povšinske temperature (°C) za oba SST slučaja te **(i)** razlika površinske temperature (°C) za oba SST slučaja (Lin_MYJ – Lin_MYJ_SST1).

Za slučaj Lin_MYJ_C1 uočen je nešto raniji (Sl. 13), slabiji, vremenski kraći te prostorno manje točan razvoj konvektivne aktivnosti nego za slučaj Lin_MYJ_SST1_C1 (Sl. 45a-c). Pojava konvektivnih ćelija u slučaju Lin_MYJ_C1 zabilježena je i u zoni konvergencije, što nije vidljivo na radarskim slikama u 12:00 CET s istovremenim razvojem ćelija na sjevernoistočnom dijelu poluotoka u oba testa ($(x, y) \sim (14°E, 45.5°N)$ na Sl. 45a-c). Maksimum konvektivne aktivnosti za slučaj Lin_MYJ_C1 zabilježen je između 13:00 i 14:00 CET, dok je on oko sat vremena kasniji (između 14:00 i 15:00 CET) u slučaju Lin_MYJ_SST1_C1 i time se vremenski više poklapa s razvojem oluje na radarskim slikama. U oba testa, simulirana oluja zamire tijekom popodneva (već u 15:00 CET u slučaju Lin_MYJ_C1, a sat vremena kasnije u slučaju Lin_MYJ_SST1_C1) što odgovara rezultatima s radarskih slika. Također vrijedi da se ukupna količina oborine kao i njena prostorna raspodjela u slučaju Lin_MYJ_SST1_C1 podudaraju bolje s mjerenjima, nego rezultati slučaja Lin_MYJ_C1 (nije pokazano). Nadalje, vrijednosti senzibilnog toka topline, HF (Sl. 45d i e) te vrijednosti SST (Sl. 45g i h) na zapadnoj obali istarskog poluotoka ($x \sim 13.5°E, y \sim 45°N - 45.5\,°N$) veći su od oko $15\,W\,m^{-2}$, odnosno 2.5 °C u testu Lin_MYJ_C1. Kako HF zapravo utječe na formiranje temperaturne razlike između kopna i mora, jasno je za očekivati da će promjena njegovih vrijedosti znatno utjecati na modifikaciju AGS-a (Miglietta i sur., 2011), kao i na pojavu, razvoj i intenzitet smorca te vrijednosti prizemne konvergencije i posljedično na samu konvekciju (Crook, 2001). Prtenjak i sur. (2015) su u svojoj studiji ispitivali utjecaj konstantnog SST-a na uvjete refrakcije radiovalova nad Jardanom te ujedno analizirali pojavu potencijalnih pogrešaka („umjetnog“ zagrijavanja mora u blizini sjevernozapadne istarske obale). Pri tome su zaključili da ljetne promjene SST od nekoliko stupnjeva znatno utječu na strukturu AGS-a iznad površine mora sve do 700 m. Stoga, vidljive pozitivne razlike SST-a i HF-a (Sl. 45f,i) između testova Lin_MYJ_C1 i Lin_MYJ_SST1_C1 pridonose jačem razvoju smorca u jutarnjim satima u testu Lin_MYJ_C1 (Sl. 46a,b), koji tada kroz povećan prijenos vlažnosti u AGS-u poljedično utječe na brži i raniji razvoj konvekcije (Sl. 46b).

Iza 12:00 CET, već snažno razvijena konvekcija duž zone konvergencije imala je zapravo negativan učinak na daljnji razvoj smorca u ovom testu. Suproto tome, u istom vremenskom periodu za test Lin_MYJ_SST1_C1 moguće je uočiti da je prodor smorca jači te da su karakteristike smorca (visina tijela i fronte smorca) veće i izraženije. Stoga se može zaključiti da je sporiji i nešto slabiji početni razvoj konvekcije u testu Lin_MYJ_SST1_C1 utjecao na bolji i jači razvoj smorca (Sl. 46c, d). Također je vidljiv i porast prizemne konvergencije ($\sim -1.8x10^{-3}s^{-1}$) duž fronte smorca nakon 12:00 CET u testu

Lin_MYJ_SST1_C1, ukoliko je usporedimo s onom iz testa Lin_MYJ_C1 ($\sim -1.6x10^{-3}s^{-1}$). Upravo taj porast nadalje implicira veće vertikalne brzine uzlaznih strujanja kao i njihovu jaču vertikalnu penetraciju što u konačnici utječe na jači i duži razvoj duboke konvekcije u tom slučaju (Sl. 47).

Nadalje, visoke vrijednosti CAPE-a prisutne u zoni konvergencije u oba testa nastaju upravo radi donošenja vlažnog morskog zraka smorcem te radi nastanka površinskih tokova topline i vlažnosti. Nešto veće vrijednosti CAPE-a zabilježene su pak u testu Lin_MYJ_SST1_C1 ($\sim 2000\, J\, kg^{-1}$).



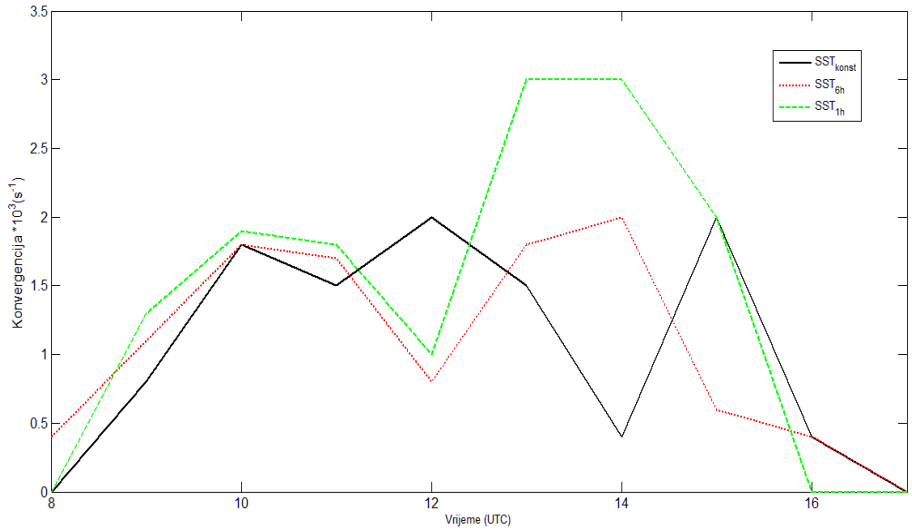
Slika 46: Vertikalni presjek duž linije B1B2 (na Sl. 5) za slučaj C1 u **(a, b)** 12:00 CET i **(c, d)** 14:00 CET za 1 h satno-promjenjivo SST polje (slučaj Lin_MYJ_SST1_C1) na slikama **(a, c)** te za konstantno SST polje (slučaj Lin_MYJ_C1) na slikama **(b, d)**. Na slikama su vidljivi potencijalna temperatura (°C, *bijele linije*), omjer miješanja (gkg^{-1}, *popunjena obojena područja*) te tangencijalna komponenta brzine vjetra (ms^{-1}, *crne strelice sa maksimalnim vektorom prikazanim u donjem desnom kutu*).

Kako količina i raspodjela vlage u graničnom sloju duž zone konvergencije i u srednjim slojevima troposfere mogu uvelike utjecati na nastanak, intenzitet i razvoj oluje (Crook, 1996; Carbone i sur., 2000), prikazani su i analizirani omjer miješanja u AGS-u (Sl. 46) te *rh* u srednjoj troposferi (nije prikazano).

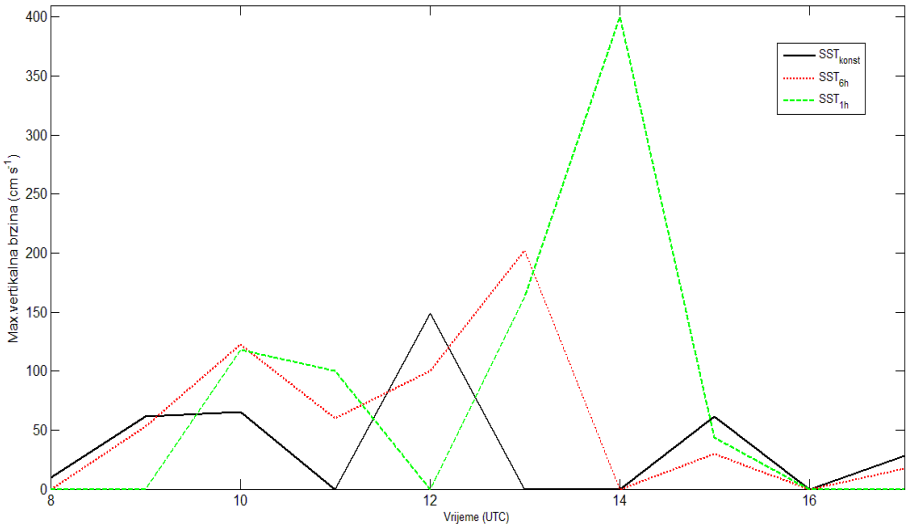
Može se uočiti da je veći SST u testu Lin_MYJ_C1 utjecao na jače isparavanje vodene pare u atmosferu, a ono je pak dalje povećalo udio vlage unutar tijela smorca. Upravo taj proces jest vjerojatno razlog ranijeg i intenzivnijeg (u prijepodnevnim satima) razvoja konvekcije u ovoj orginalnoj simulaciji. Takvi rezultati podudaraju se s onima dobivenim u studiji Miglietta i sur. (2011), koji pak naglašavaju kako topliji SST i jače razvijeni turbulentni tokovi iznad morske površine ubrzavaju i potiču razvoj konvekcije. Međutim, bitno je naglasiti kako je to samo jedan od učinaka koji se javlja pri nelinearnoj interakciji smorca i Cb-a. Analiza vlažnosti u srednjim visinama troposfere ukazala je također na nešto veće vrijednosti u slučaju Lin_MYJ_C1, ali samo do 11:00 CET. Nakon 12:00 CET dolazi do naglog porasta vlažnosti u testu Lin_MYJ_SST1_C1, a kao glavni razlog bi se mogao navesti jače razvijeni smorac i time posljedično veća horizontalna advekcija vlažnog morskog zraka ($\sim 1.6x10^{-3} gkg^{-1}$ veća nego u testu Lin_MYJ_C1). Uz tu činjenicu i već ranije spomenutu veću konvergenciju (Sl. 47a) te jače razvijena uzlazna strujanja iznad fronte smorca (Sl. 47b) omogućen je bolji prijenos vlažnog zraka u više slojeve troposfere i opskrbu ćelija Cb-a vlagom. Takav fenomen pak mogao bi biti jedan od glavnih razloga kasnijeg, jačeg razvoja konvekcije i zabilježene veće količine oborine u testu Lin_MYJ_SST1_C1.

Analiza simulacije Lin_MYJ_SST6_C1 sličnija je razvoju smorac – Cb interakciji u Lin_MYJ_SST1_C1 nego onoj s konstantnim SST-om (Sl. 47). Simulacija daje nešto niže vrijednosti HF za preostala dva testa (Lin_MYJ_SST6_C1 i Lin_MYJ_SST1_C1) i to s razlikama vrijednosti od oko 56 i 15 Wm^{-2}. Manje vrijednosti HF-a reguliraju razvoj i prodiranje smorca u unutrašnjost poluotoka (nije prikazano). Razvoj smorca je slabiji, a razvoj oluje sporiji s obzirom na vrijednosti SST oko 26 °C do 13:00 CET. Posljedično nakon 13:00 CET slijedi brži i intenziviji razvoj oluje te točnije vrijednosti oborina u usporedbi s mjerenjima. Prostorni položaj i vremenski razvoj smorca-Cb-a gotovo se podudara s najrealističnijem testom Lin_MYJ_SST1_C1 (nije prikazano).

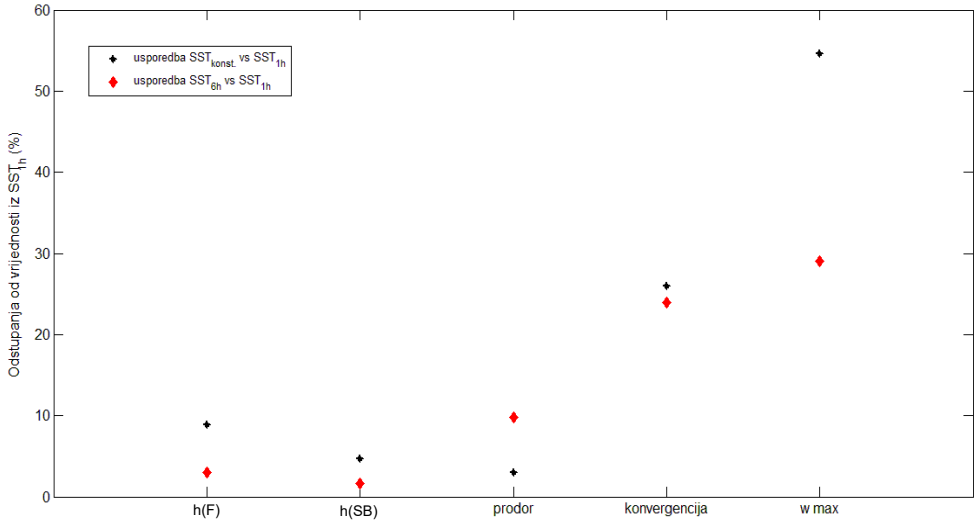
(a)



(b)



Slika 47: Vremenski razvoj u tri testa Lin_MYJ_C1, ($SST_{konst.}$; *crna puna linija*), Lin_MYJ_SST6_C1 (SST_{6h}; *crvena točkasta linija*) i Lin_MYJ_SST1_C1 (SST_{1h}; *zelena isprekidana linija*): **(a)** vrijednosti (- $\frac{du}{dx}$) (s^{-1}) i **(b)** maksimalne vertikalne brzine (cm s^{-1}) duž linije B1B2 sa Sl. 5. Smjer vjetra je duž presjeka je dominantno zapadni.



Slika 48: Odstupanja (%) vrijednosti parametra smorca simulacija Lin_MYJ_C1 ($SST_{konst.}$) od istoimenih vrijednosti testa Lin_MYJ_SST1_C1 (SST_{1h}) (crno) te testa Lin_MYJ_SST6_C1 (SST_{6h}) od istoimenih vrijednosti testa Lin_MYJ_SST1_C1 (u legendi označen kao SST_{1h}) (crveno). Promatrani parametri su: visina fronte smorca (h (F)), visina tijela smorca (h (SB)), prodor smorca nad kopnom, kovergencija te maksimalna vertikalna brzina nad frontom smorca (w_{max}).

Slika 48 pokazuje utjecaj promjene SST polja na neke osobine smorca koje imaju najveću varijabilnost i odstupanje (%) od istoimenih vrijednosti iz Lin_MYJ_C1 simulacije; visina fronte smorca (h(F)), visina tijela smorca (h(SB)), prodor smorca nad kopnom, kovergencija te maksimalna vertikalna brzina nad frontom smorca (w_{max}). Odstupanja parametara smorca (%) testa Lin_MYJ_C1 u odnosu na Lin_MYJ_SST1_C1 su očekivano veća od onih kod usporedbe Lin_MYJ_SST6_C1 u odnosu na Lin_MYJ_SST1_C1. Kako test Lin_MYJ_SST6_C1 ažurira podatke svakih 6 h očito je da će on pokazivati i manja odstupanja, osim u slučaju prodora smorca nad kopnom. Rezultati ukazuju da će promjene SST manje utjecati na visinu fonte i tijelo smorca, kao i njegov prodor nad kopnom. Veći utjecaj je prisutan kod konvergencije duž konvergentne zone i maksimalne vertikalne brzine. Ta bitna činjenica omogućuje lakše tumačenje razvoja prizemne vlažnosti u AGS-u, kao i one promatrane u srednjim slojevima troposfere. Kako su senzibilni tok, kao i SST najveći u testu Lin_MYJ_C1, usporedbom podatka svih triju slučaja može se uočiti da je omjer miješanja u tijelu smorca za sve satne vrijednosti također najveći (≈12.5 gkg^{-1}) upravo u tom testu. Međutim, kako su kovergencija i razvoj maksimalne vertikalne brzine nad frontom smorca veće u preostala dva testa (Sl. 47) transfer vlažnoga zraka u srednje slojeve troposfere također će biti veći, uzrokujući tada da se ćelije Cb-a hrane dodatnom vlažnosću i posljedično

uvjetuju snažniju oluju. Može se uočiti da ažuriranjem podataka obaju parametara (od 14:00 CET) u testu Lin_MYJ_SST6_C1, vrijednosti kovergencije i maksimalne vertikalne brzine (Sl. 47) poprimaju nagli porast. Zaključak je da će čak i male promjene u SST (od oko 2 °C) značajno utjecati na promjene određenih parametra smorca, na prijenos vlažnosti u više slojeve troposfere te posljedično na snažniji razvoj same oluje.

Poglavlje 7

Zaključak

U prvom dijelu ove doktorske disertacije (poglavlje 4 i 5) analiziran je dnevni razvoj konvekcije u šest individualnih ljetnih slučajeva nad sjevernoistočnim Jadranom. Provedena je usporedba rezultata dobivenim WRF modelom s dostupnim mjerenjima te je fokus prvenstveno bio na otkrivanju: (i) karakteristika međusobnog djelovanja smorca i Cb-a te (ii) promjena razvoja i intenziteta konvektivne aktivnosti. Odabrani slučajevi također su karakterizirani određenim sinoptičkim strujanjem i to: 1) sjeverno-istočnim (za slučaj C1, 9. srpnja 2006. i slučaj C6, 11. lipnja 2015.), 2) sjeverozapadnim (za slučaj C2, 8. kolovoza 2006. i slučaj C5, 3. srpnja 2009.), 3) jugoistočnim (za slučaj C3, 8. svibnja 2003.) i 4) jugozapadnim (slučaj C4, 6.-7. srpnja 2009.). Analizom i usporedbom rezultata s mjerenjima može se utvrditi da je model vrlo zadovoljavajuće reproducirao termodinamička atmosferska polja. Poznato je da simuliranje duboke konvekcije još uvijek predstavlja veliki izazov u numeričkoj prognozi vremena (Weisman i sur., 2008; Sherwood i sur., 2010) te su stoga određena dobivena odstupanja modela (u začetku i razvoju, intenzitetu te prostornoj lokaciji duboke konvekcije) od mjerenja očekivana. Gotovo kod svih simuliranih dana (osim 7. srpnja 2009.) zabilježen je nastanak pojava tipičnih za istarsko područje kao što su: (i) smorac duž obalnog područja te (ii) formiranje uzdužne zone konvergencije, koja se pomicala prema istoku. Tako nastala uska zona konvergencije formirala se kao rezultat združivanja zapadnog i jugoistočnog smorca nad poluotokom. Za svaki promatrani dan jasno je vidljivo da je maksimum inteziteta oluje dostignut u ranijim popodnevnim satima, ističući time važnost dnevnog zagrijavanja kopna i mora. Stoga, ukoliko je došlo do razvoja duboke vlažne konvekcije nad promatranim područjem, razvoj smorca zapadnog smjera zabilježen je kao dominantna pojava u popodnevnim satima.

Od svih analiziranih slučajeva, slučaj C3 obilježen je najkraćim i najslabijim razvojem oluje. Nasuprot tome, vrijednosti prizemne vlažnosti su u ovom slučaju najveće, dok vlažnost u srednjoj troposferi i zabilježena subsidencija utječu relativno nepovoljno na sam razvoj oluje. Nadalje, nastanak i prostorno pomicanje ćelija Cb-a su u potpunosti pod utjecajem: (i) prostorno zakrivljene zone konvergencije, (ii) prizemne horizontalne konvergencije vlažnosti i (iii) vertikalne advekcije vlažnosti iznad fronte smorca. Stoga ovakav slučaj, gdje suhi

slojevi srednje troposfere „koče“ razvoj duboke konvekcije, predstavlja primjer u kojemu razvijeni atmoferski uvjeti stvaraju poteškoće u kratkoročnoj prognozi konvekcije (Banacos i Schultz, 2005). Iako se slučaj C4 može okarakterizirati kao tipičan slučaj pri kojem bi se trebala razviti duboka konvekcija nad sjeveroistočnim Jadranom, jasno je vidljivo da je jugozapadno, toplo i vlažno strujanje samo djelomično podržavalo međudjelovanje smorca i Cb-a. Mogući razlozi za to su: (i) najdublje (od svih analiziranih slučajeva) prodiranje smorca zapadnog smjera nad kopnom i/ ili (ii) postupno jačanje sinoptičkog strujanja, koje je utjecalo na brzi nestanak nastale zone konvergencije i na zadržavanje vlažne konvekcije nad planinskim područjem. Takvi rezultati upućuju na činjenicu (koja je potvrđena i klimatološkom analizom sinoptičkih uvjeta) da su tako razvijeni atmosferski uvjeti manje povoljni za podržavanje međudjelovanja smorca i Cb-a. U preostalim slučajevima (C1, C2, C5 i C6), u kojima prevladava sinoptičko strujanje prema kopnu, jasno je vidljivo da je planinsko područje Istre (Učka i Ćićarija) odigralo ključnu ulogu u bržem i intenzivnijem razvoju konvekcije. Nadalje, advekcija sinoptičkog strujanja u gornjim slojevima troposfere te nastala zona konvergencije u nižim slojevima troposerefe znatno utječu na životni vijek, kao i na prostorno pomicanje početnih ćelija Cb-a nastalih iznad istarskih planina. Duž zone konvergencije sudar fronte smorca i fronte udara vjetra uzrokuje nastanak novih „sekundarnih“ ćelija Cb-a. U slučaju C1 je prisutno međudjelovanje fronte smorca- fronte udara vjetra sa sjeveroistočnim sinoptičkim strujanjem utjecalo na pomak oluje prema južnom dijelu poluotoka, dok je za slučaj C2 kretanje ćelija Cb-a pod utjecajem sjevernozapadnog sinoptičkog strujanja i razvijenih fronti usmjereno prema sjeverozapadnom dijelu Istre. Za slučaj C6 zabilježena je pak najveća dnevna količina oborine.

Iako se analizirani slučajevi (C1-C6) ne mogu u potpunosti generalizirati, oni ipak daju uvid o nastanku određene „specifične situacije“ međusobnog djelovanja smorca i Cb-a. S termodinamičkog gledišta to su: (i) određena količina vlažnosti srednjih slojeva troposfere (srednje vrijednosti $q > 4\ gkg^{-1}$ i rh ne manja od 60 %) i /ili visoke vrijednosti prizemne vlažnosti u AGS-u ($q > 12\ gkg^{-1}$), (ii) brzine sinoptičkog strujanja ne prelaze $9\ ms^{-1}$ u prvih 6 km atmosfere, (iii) nestabilnost atmosfere s vrijednostima CAPE $> 500\ Jkg^{-1}$, (iv) pozitivna temperaturna razlika između kopna i mora veća od 1.5 °C te (v) postojanje prizemne konvergencije (reda veličine $0.0003\ s^{-1}$ ili veća).

U drugom dijelu disertacije (poglavlje 6) ispitivano je međudjelovanje smorca i Cb-a kroz testove osjetljivosti. Analizirano je ukupno 43 numeričke simulacije: (i) različitih kombinacija postavki modela (sheme mikrofizike, AGS-a i prizemnog sloja), (ii) modificirane topografije (za slučajeve C1-C3) i (iii) raspodjele SST polja (za slučaj C1).

Evaluacija rezultata modela za promjenjive postavke modela provedena je putem dva različita pristupa: (1) analizom standardnih statističkih parametara te (2) analizom momenata slika. Različito dobiveni rezultati simulacija ukazali su na činjenicu da promjena postavki modela itekako utječe i mijenja strujanje, strukturu AGS-a i uzorke radarske refleksivnosti. Stoga su izvedeni sljedeći zaključci:

- Rezultati analize shema kroz nekoliko statističkih parametara, korištenih za prostornu i vremensku procjenu modela, potvrdili su rezultate dobivene u nekoliko prijašnjih studija: nelokalna shema YSU proizvodi suši, topliji i dublji AGS te veće brzine vjetra u usporedbi s lokalnom shemom MYJ (Weisman i sur., 2008; Kleczek i sur., 2014; Milovac i sur., 2016), dok se lokalna shema BouLac nalazi između ovih dvaju ovdje korištenih ekstrema. Nadalje, Kessler shema je obično podcijenila brzinu vjetra te je generalno dala lošije rezultate (posebno u slučaju C1, nešto manje u slučajevima C2 i C3) u usporedbi sa složenijim shemama mikrofizike (Pardue Lin i WSM6). Međutim, ukoliko bi se složenije sheme mikrofizike kombinirale s shemom YSU također su rezultati bili lošiji. Odabrane sheme mikrofizke znatno su utjecale na vrijednosti temperature, ukoliko su bile u kombinaciji s shemom MYJ, dok je lokalna shema BouLac pokazala najmanju ovisnost o odabiru shema mikrofizike. Model je podcijenio vrijednosti temperature, nešto manje za nelokalnu shemu YSU te više za lokalne sheme AGS-a.
- Uporabom metode invarijantnih momenata utvrđeno je da je Kesslerova shema (kako je bilo i za očekivati) dala relativno slabe rezultate u usporedbi sa složenijim shemama mikrofizike. Ove su pak nadalje pokazale znatnu ovisnost o odabiru shema AGS-a. Zreli stadij konvekcije jest bio nešto podcjenjeniji (u smislu intenziteta, trajanja i prostorne pokrivenosti) uključivanjem sheme YSU te je vidljiv manjak simulirane stratiforne naoblake u završnom stadiju razvoja oluje. Suprotno tome, uključivanjem lokalnih shema AGS-a tijekom kasnih popodnevnih sati konvekcija, kao i vrijednosti promatranih parametara su precijenjeni. To je posebno izraženo uključivanjem kombinacije shema MYJ (manje kod sheme BouLac) i sheme WSM6, nego sheme Pardue Lin. Iako primjena metode invarijantih momenata posjeduje

određena ograničenja ukoliko je signal ulazne slike slab (nepoželjan odnos signala i šuma, koji je tipičan za slabo razvijenu konvekciju), rezultati dobiveni u ovoj studiji itekako pokazuju da primjena ove metode daje dodatne značajne informacije o procjeni modela i konvekcije. Štoviše, pokazalo se kako je odabir shema AGS-a jednako važan kao i odabir shema mikrofizike, što se podudara s rezultatima studije Cohen i sur. (2015).

- Razlike pri uporabi različitih shema AGS-a na karakteristike smorca vidljive su prvenstveno u simulranim razlikama senzibilnog toka topline, visine AGS-a te prizemne vlažnosti. Može se uočiti da su razlike u vrijednostima senzibilnog toka topline bile primarni uzrok različitom razvoju i trajanju smorca: najveće vrijednosti senzibilnog toka topline (najsuši AGS) u shemi YSU su uzrokovale brži i jače razvijenjiji smorac (ponekad manje realističniji) nego u shemama MYJ i BouLac.

Iako primjena obaju metoda pri procjeni shema modela nije pokazala jednoznačno prednosti uporabe određene kombinacije shema, kombinirana shema MYJ_Lin se generalno najbolje podudarala s mjerenjima. Međutim, boljem slaganju te sheme i mjerenja moguće je da doprinosi i kompenzacija pogrešaka koja nastaje prilikom evaluacije postavki modela.

Nadalje, analiza dodatnih numeričkih testova otkrila je utjecaj topografije na karakteristike smorca i konvekcije. Smanjenje visine planinskog lanca Učke i Ćićarije na 30 % od njihove početne visine smanjilo je vrijednosti senzibilnog toka topline, koji je onda posljedično utjecao na lokalna strujanja. Stoga je umjesto razvoja združenog djelovanja smoraca i anabatičkog vjetra razvijen samo smorac na istočnom dijelu poluotoka, dok je na području Tršćanskog zaljeva razvoj smoraca znatno ojačao, snabdijevajući time kopnena područja dodatno s vlažnim morskim zrakom. Pri tako razvijenim uvjetima, prodor smorca zapadnog smjera nad kopnom je manji i kasni za oko 1 h te su brzine uzlaznih strujanja i visine tijela, kao i fronte smorca nešto manjih vrijednosti u usporedbi s razvijenim smorcem u slučaju višeg terena (vidljivo posebno u testovima Lin_MYJ_MT_C1 i Lin_MYJ_MT_C2). Uočeno je da vrijednosti senzibilnog toka i CIN-a rastu, a vrijednosti latentnog toka topline i CAPE-a opadaju s porastom visine terena, što je u skladu s razultatima studija Barthlott i Kirshbaum (2013) te Teixeira i sur. (2014). Stoga se može zaključiti da viši teren, čije su karakteristike (1) više vrijednosti senzibilnog toka topline te povećanje vrijednosti vlage u

srednjim visinama troposfere, kao i (2) jače razvijena silazna strujanja i njima pripadajuće fronte udara vjetra na zavjetrinskoj strani planina, utječe na:

- vrijeme razvoja oluje (oluja se razvija oko 1 h ranije);
- broj konvektivnih ćelija (koji se povećava) i njihovu veličinu (većih dimenzija);
- intenzitet (jače razvijena oluja s većim količinama oborine); i
- prostornu lokaciju oluje.

Iako je područje planina utjecalo na začetak i ubrzanje konvekcije, zona konvergencije pak predstavlja glavni mehanizam u formiranju i „hranjenju“ sekundarnih konvektivnih ćelija iznad poluotoka.

Rezultati modela pokazali su određena poboljšanja (iako manje vidljivo iz statističkih parametara) u smislu nastanka, razvoja, trajanja i intenziteta konvekcije ukoliko je model koristio realnije polje SST-a. Također je jasno vidljivo da su veće vrijednosti SST-a u testu Lin_MYJ_C1 kroz (1) povećane vrijednosti površinskog senzibilnog toka topline te (2) povećane vrijednosti jutarnje vlažnosti u AGS-u znatno utjecale na smorac i posljedično na raniji, brži i kraći razvoj oluje. Međutim, upravo tako toplije polje SST-a ukazalo je na neprecizniji i netočnije prostorno i vremenski razvijenu konvekciju i količinu oborina. Iz činjenica (1) i (2) te prema rezultatima studije Miglietta i sur. (2011), toplije polje SST-a i veće vrijednosti senzibilnog toka topline trebale bi generirati jaču i dugotrajniju konvektivnu aktivnost u testu Lin_MYJ_C1. Međutim, tako brža i ranije razvijena konvekcija imala je zapravo negativan učinak na daljnji razvoj smorca, koji je predstavljao glavni dotok vlažnog zraka u AGS-u. U slučaju Lin_MYJ_SST_C1, u kojem je razvoj smorca i Cb-a bio nešto sporiji i kasniji, zabilježene su nešto veće vrijednosti prizemne konvergencije, uzlaznih strujanja te posljedično i jača konvekcija te se stoga može zaključiti da je upravo „vremenski međuodnos“ između pojave smorca i Cb-a odgovoran za njihov životni vijek.

Dakle, očito je da čak i male promjene polja SST-a imaju važan učinak na karakteristike i dinamiku smorca te nastanak i razvoj konvekcije. To je također jasno vidljivo i iz analize polja horizontalne brzine vjetra (na 10 m), temperature (na 2 m) te *rh*, gdje su se vrijednosti testa Lin_MYJ_SST1_C1 uvijek bolje poklapale s mjerenjima. Iako je u ovoj studiji odabran i analiziran samo jedan slučaj nad područjem Hrvatske (slučaj C1), ovako dobiveni rezultati upućuju na (i) sličnosti dobivene u nekoliko preostalih studija (Miglietta i sur., 2011; Tang, 2012; Sweeney i sur., 2014) te (ii) veliku važnost implementacije satno aktualiziranih vrijednosti polja SST-a u model kako bi se dobila preciznija i točnija vremenska prognoza.

Poglavlje 8

Literatura

Abatan, A. A., Babatunde, J. A., Omotosho, B. J., 2014: On the characteristics of sea breezes over Nigerian coastal region. *Theor. Appl. Climatol*. **116**, 93-102.

Acs, F., Gyöngyösi, A. Z., Breuer, H., Horváth, A., Mona, T., Rajkai, K., 2014: Sensitivity of WRF-Simulated Planetary Boundary Layer Height to Land Cover and Soil Changes. *Meteorol. Z.*, 23, 279–293.

Andrejczuk, M., Moszkowicz, S., Haman, K. E., Szoplik, T., 2003: Radar-Echo Tracking by Use of Invariant Moments. *Appl. Opt.*, 42, 5891-5896.

Anjos, M., Lopes, A., 2018: Sea breeze front identification on the northeastern coast of Brazil and its implications for meteorological conditions in the Sergipe region. *Theor. Appl.Climatol.*, doi.org/10.1007/s00704-018-2732-x.

Arakawa, A., i Jung, J.–H., 2011: Multiscale Modeling of the Moist-Convective Atmosphere - A Review. *Atmos. Res.*, 102, 263–285.

Arritt, R. W., 1993: Effects of the large-scale flow on characteristic features of the sea breeze. *J. Appl. Meteorol*. 32: 116–125.

Asai, T., Mitsumoto, S.,1978: Effects of an inclined land surface on the land and sea breeze circulation: a numerical experiment. *J. Meteorol Soc Jpn* 56, 559-570.

Atkinson, J. E., 1981: *Meso-scale Atmospheric Circulations*. Academic Press. London.

Azorin-Molina, C., Connell, B. H., Baena-Calatrava, R., 2009a: Sea-breeze convergence zones from AVHRR over the Iberian Mediterranean area and the Isle of Mallorca, Spain, *J. Appl. Meteorol. Clim*., 48, 2069–2085.

Azorin-Molina, C., Sanchez-Lorenzo, A., Calbo, J., 2009b: A climatological study of sea breeze clouds in the southeast of the Iberian Peninsula (Alicante, Spain), *Atmósfera*, 22, 33–49.

Babić, K., Mikuš, P., Telišman Prtenjak, M., 2012: The relationship between shallow thermal circulation regimes and cumulonimbus clouds along northeastern Adriatic coast, *Geofizika*, 29, 103–120.

Banacos, P. C., Schultz, D. M., 2005: The use of moisture flux convergence in forecasting convective initiation: Historical and operational perspectives, *Wea. Forecast.*, 20, 351–366.

Barthlott, C., Kirshbaum, D. J, 2013.: Sensitivity of deep convection to terrain forcing over Medditerranean islands*, Q. J. Roy. Meteorol. Soc*., 139, 1762–1779.

Barthlott, C., Corsmeier, U., Meißner, C., Braun, F., Kottmeier, C., 2006: The influence of mesoscale circulation systems on triggering convective cells over complex terrain, *Atmos. Res*., 81, 150–175.

Beaver, S. Tanrikulu, S. Palazoglu, A., Singh, A., Soong, S. T., Jia, Y., et al., 2010: Pattern-Based Evaluation of Coupled Meteorological and Air Quality Models. *J. Appl. Meteorol. Clim*., 49, 2077–2091.

Belušić, D., Strelec Mahović, N., 2009: Detecting and following atmospheric disturbances with a potential to generate meteotsunamis in the Adriatic, *Phys. Chem. Earth*, 34, 918–927.

Bellerby, T. J., 2004: A Feature-Based Approach to Satellite Precipitation Monitoring Using Geostationary IR Imagery. *J. Hydrometeorol.*, 5, 910-921.

Betz, H.-D., Schmidt, K., Laroche, P., Blanchet, P., Oettinger, W. P., Defer, E., Dziewit, Z., and Konarski, J., 2009: LINET — an international lightning detection network in Europe, *Atmos. Res*., 91, 564–573.

Borge, R., Alexandrov, V., del Vas, J. J., Lumbreras, J., and Rodriguez, E., 2008: A comprehensive sensitivity analysis of the WRF model for air quality applications over the Iberian Peninsula, *Atmos. Environ*., 42, 8560–8574.

Bouchlaghem, K., Mansour, F. B., Elouragini, S., 2007: Impact of a sea breeze event on air pollution at the Eastern Tunisian Coast. *Atmos. Res.* **86**, 162-172.

Bougeault, P., Lacarrère, P., 1989: Parameterization of Orography-Induced Turbulence in a Mesobeta-Scale Model. *Mon. Weather Rev.*, 17, 1872-1890.

Brooks, H. E., Lee, J. W., Craven, J. P., 2003: The spatial distribution of severe thunderstorm and tornado environments from global reanalysis data. *Atmos. Res.,* 67– 68, 73– 94.

Carbone, R. E., Wilson, J. W., Keenan, T. D., Hacker, J. M., 2000: Tropical island convection in the absence of significant topography. Part I: Life cycle of diurnally forced convection, *Mon. Weather Rev.*, 128, 3459–3480.

Challa, V. S., Indracanti, J., Rabarison, M. K., Patrick, C., Baham, J. M., Young, J., Hughes, R., Hardy, M. G., Swanier, S. J., Yerramilli, A., 2009: A simulation study of mesoscale coastal circulations in Mississippi Gulf coast, *Atmos. Res*., 91, 9–25.

Chen, S.-H., Sun, W.-Y., 2002: A One-Dimensional Time-Dependent Cloud Model. *J. Meteorol. Soc. Japan*, 80, 99–118.

Christian, H. J., Blakeslee, R. J., Boccippio, D. J., Boeck, W. L., Buechler, D. E., Driscoll, K. T., Goodman, S. J., Hall, J. M., Koshak, W. J., Mach, D. M., Stewart, M. F., 2003: Global frequency and distribution of lightning as observed from space by the Optical Transient Detector, *J. Geophys. Res*., 108, 4005, doi:10.1029/2002JD002347.

Clark, A. J., Gallus Jr., W. A., Xue, M., Kong, F., 2010: Growth of Spread in Convection-Allowing and Convection-Parameterizing Ensembles. *Wea. Forecasting*, 25, 594-612.

Cohen, A. E., Cavallo S. M., Coniglio, M. C., Brooks H. E., 2015: A Review of Planetary Boundary

Layer Parameterization Schemes and Their Sensitivity in Simulating Southeastern U.S. Cold Season Severe Weather Environments. *J. Appl. Meteorol. Clim*., 30, 591–612.

Cotton, W. R., Bryan, G., Van den Heever, S.C., 2010: Storm and Cloud Dynamics, 2nd Edn., *Elsevier Academic Press*, Oxford.

Crook, N. A., 1996: Sensitivity of Moist Convection Forced by Boundary Layer Processes to Low-Level Thermodynamic Fields, *Mon. Weather Rev.*, 129, 1550-1563.

Crook, N. A., 2001: Understanding Hector: Dynamics of islands thunderstorms, *Mon. Weather Rev.*, 129, 1550–1563.

Crosman, E. T., Horel, J. D., 2010: Sea and Lake Breezes: A Review of Numerical Studies, *Bound.-Lay. Meteorol*., 137, 1–29.

Cuxart, J., Jiménez, M. A., Telišman, P. M., Grisogono, B., 2014: Study of a sea breeze case through momentum, temperature and turbulence budgets. *J. Appl. Meteorol. Clim.* **53**, 2589-2609; doi: 10.1175/JAMC-D-14-0007.1.

Demoli, N., Mrčela, I., Šariri, K., 2013: Correlation and Image Moment Approaches to Analyze the Glagolitic Script Carved in Stone Tablets. *Optik*, 124, 1424–1430.

Doswell III, C. A, 1987: The distinction between large-scale and mesoscale contribution to severe convection: A case study example, *Wea. Forecast*., 2, 3–16.

Dudhia, J., 1989: Numerical Study of Convection Observed during the Winter Monsoon Experiment Using a Mesoscale Two-Dimensional Model. *J. Atmos. Sci.*, 46, 3077–3107.

Dudhia, J., 1996: A Multi-Layer Soil Temperature Model for MM5. *The Sixth PSU/NCAR Mesoscale Model Users' Workshop.* 22–24.

Ferreira Da Silva, L. A., Di Sabatino, S., Gomes Pimentel, L. C., Duda, F. P., 2017: Analysis of the internal boundary layer formation on tropical coastal regions using SODAR data in Rio de Janeiro (Brazil). *Internat. J. Environ. Poll.* **62**, 136-154.

Feudale, L., Manzato, A., Micheletti, S., 2013: A Cloud-to-Ground Lightning Climatology for North-Eastern Italy. *Advanc. Sci. Res.*, 10, 77–84.

Feudale, L., Manzato, A., 2014: Cloud-to-Ground Lightning Distribution and its Relationship with Orography and Anthropogenic Emissions in the Po Valley. *J. Appl. Meteorol. Clim*.,53, 2651–2670.

Fovell, R. G., 2005: Convective initiation ahead of the sea-breeze front, *Mon. Weather Rev.*, 133, 264–278.

Franchito, S. H., Rao, V. B., Stech, J. L., Lorenzzetti, J. A., 1998: The Effect of Coastal Upwelling on the Sea-Breeze Circulation at Cabo Frio, Brazil: A Numerical Experiment. *Ann. Geophys*, 16, 866–881.

Franchito, S. H., Toda T. O., Rao V. B., Kayano, M.T., 2008: Interaction between Coastal Upwelling and Local Winds at Cabo Frio, Brazil: An Observational Study. *J. Appl. Meteorol. Clim*., 47, 1590–1598.

Gilland, E. K., Rowe, C. M., 2012: A comparison of cumulus parameterization schemes in the WRF model. 2012 AMS annual meeting, P2.16. https://ams.confex.com/ams/pdfpapers/120591.pdf.

Givati, A., Lynn, B., Liu, Y., Rimmer, A., 2012: Using the WRF Model in an Operational Stream Forecast System for the Jordan River. *J. Appl. Meteorol. Clim*., 51, 285–299.

Gómez-Navarro, J.J., Raible, C.C., Dierer, S., 2015: Sensitivity of the WRF model to PBL Parametrisations and Nesting Techniques: Evaluation of Wind Storms over Complex Terrain. *Geosci. Model Dev.*, 8, 3349–3363.

Heiblum, R. H., Koren, I., Altaratz, O., 2011: Analyzing coastal precipitation using TRMM observations, *Atmos. Chem. Phys*., 11, 13201–13217, doi:10.5194/acp-11-13201-2011.

Hong, S. Y., Lim, J. O., 2006: The WRF Single-Moment 6-Class Microphysics Scheme (WSM6). *J. Korean Met. Soc.*, 42, 129–151.

Hong, S. Y., Noh, Y., Dudhia, J., 2006: A New Vertical Diffusion Package with an Explicit Treatment of Entrainment Processes. *Mon. Weather Rev.*, 134, 2318–2341.

Horvath, K., Vilibić, I., 2014: Atmospheric Mesoscale Conditions during the Boothbay Meteotsunami: a Numerical Sensitivity Study Using a Highresolution Mesoscale Model. *Nat. Hazards*, 74, 55–74.

Horvath, K., Lin, Y.-L., Ivančan-Picek, B., 2008: Classification of Cyclone Tracks over Apennines and the Adriatic Sea, *Mon.Weather Rev*., 136, 2210–2227.

Janjić, Z. I., 1994: The Step-Mountain Eta Coordinate Model: Further Developments of the Convection, Viscous Sublayer, and Turbulence Closure Schemes. *Mon. Weather Rev.*, 122, 927–945.

Jimenez, M. A., Simó, G., Wrenger, B., Telišman Prtenjak, M., Guijarro, JA., Cuxart, J., 2016: Morning transition case between the land and the sea breeze regimes. *Atmos. Res.* 172-173, 95-108. doi: 10.1016/j.atmosres.2015.12.019.

Jury, M. R., Chiao, S., 2013: Leeside Boundary Layer Confluence and Afternoon Thunderstorms over Mayaguez, Puerto Rico. *J. Appl. Meteorol. Clim*., 52, 439-454.

Kehler-Poljak, G., Telišman Prtenjak, M., Kvakić, M., Šariri, K., Večenaj, Ž., 2017: Interaction of sea breeze and deep convection over the northeastern Adriatic coast: an analysis of sensitivity experiments using a high-resolution mesoscale model. *Pure Appl. Geophys.* 174, 4197-4224, doi: 10.1007/s00024-017-1607-x.

Kessler, E., 1995: On the Continuity and Distribution of Water Substance in Atmospheric Circulations. *Atmos. Res.*, 38, 109-145.

Kingsmill, D. E., 1995: Convection initiation associated with a sea breeze front, a gust front and their collision, *Mon. Weather Rev*., 123, 2913–2933.

Kleczek, M. A., Steeneveld, G.-J., Holtslag, A. A. M., 2014: Evaluation of the Weather Research and Forecasting Mesoscale Model for GABLS3: Impact of boundary-layer schemes, boundary conditions and spin-up. *Boundary-Layer Meteorol.*, 152, 213-243.

Kolios, S. Feidas, H., 2010: A warm season climatology of mesoscale convective systems in the Mediterranean basin using satellite data, *Theor. Appl. Climatol*., 102, 29–42.

Lin, Y.–L., Richard, D. F., Harold, D. O., 1983: Bulk Parameterization of the Snow Field in a Cloud Model. *J. Appl. Meteorol. Clim*., 22, 1065–1092.

Manzato, A., 2003: A climatology of instability indices derived from Friuli Venezia Giulia soundings, using three different methods, *Atmos. Res*., 67-68, 417–454.

Manzato, A., 2007: The 6 h climatology of thunderstorms and rainfalls in the Friuli Venezia Giulia Plain, *Atmos. Res*., 83, 336–348.

Manzato, A., 2012: Hail in Northeast Italy: Climatology and bivariate analysis with the sounding-derived indices, *J. Appl. Meteorol. Clim*., 51, 449–467.

Mayor, Y. G., Mesquita, M. D. S., 2015: Numerical Simulations of the 1 May 2012 Deep Convection Event over Cuba: Sensitivity to Cumulus and Microphysical Schemes in a High-Resolution Model. *Adv. Meteorol.*, Article ID 973151.

Mazón, J. Pino, D., 2013: The role of sea-land air thermal difference, shape of the coastline and sea surface temperature in the nocturnal offshore convection, *Tellus,* 65A, 20027, doi:10.3402/tellusa.v65i0.20027.

Mellor GL, Yamada T, 1982: Development of a turbulence closure model for geophysicalfluid problems. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 20, 851-875.

Menendez, M., Garcia-Diez, M., Fita, L., Fernandez, J., Mendez, F. J., Gutierrez, F. J., 2014: High-Resolution Sea Wind Hindcasts over the Mediterranean Area. *Clim. Dyn.*, 42, 1857–1872.

Miao, J.-F., Wyser, K., Chen, D., Ritchie, H., 2009: Impacts of boundary layer turbulence and land surface process parameterizations on simulated sea breeze characteristics, *Ann. Geophys*., 27, 2303–2320, doi:10.5194/angeo-27-2303-2009.

Miglietta, M. M., Rotunno, R., 2009: Numerical simulations of conditionally unstable flows over a mountain ridge, *J. Atmos. Sci*., 66, 1865–1885.

Miglietta, M. M., Moscatello, A., Conte, D., Mannarini, G., Lacorata, G., Rotunno, R., 2011: Numerical Analysis of a Mediterranean 'Hurricane' over South-Eastern Italy: Sensitivity Experiments to Sea Surface Temperature, *Atmos. Res.*, 101, 412–426.

Mikuš, P., Telišman Prtenjak, M., Strelec Mahović, N., 2012: Analysis of the convective activity and its synoptic background over Croatia*, Atmos. Res*., 104/105, 139–153.

Miller, S. T. K., Keim, B. D., Talbot, R. W., Mao, H., 2003: Sea breeze: Structure, forecasting, and impacts, *Rev. Geophys*., 41, 1011, doi:10.1029/2003RG000124.

Milovac, J., Warrach-Sagi, K., Behrendt, A., Späth, F., Ingwersen, J., Wulfmeyer, V., 2016: Investigation of PBL Shemes Cmbining the WRF Mdel Smulations with Scanning Water Vapor Differential Absorption Laser Measurements. *J. Geophys. Res.*, 10.1002/2015JD023927.

Mlawer, E. J., Taubmanm, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J., Clough, S. A., 1997: Radiative Transfer for Inhomogeneous Atmospheres: RRTM, a Validated Correlated-k Model for the Longwave. *J.*

Geophys. Res., 102, 16663–16682.

Mohan, M., Bhati S., 2011: Analsis of WRF Model Performance over Subtropical Region of Delhi, India. *Adv. Meteorol.*, Article ID 621235**.**

Nicholls, M. E., Pielke, R. A., Cotton, W. R., 1991: A twodimensional numerical investigation of the interaction between sea breezes and deep convection over the Florida peninsula, *Mon. Weather Rev*., 119, 298–323.

Pandžić, K., 2002: *Analiza meteoroloških polja i sustava*. Udžbenici Sveučilišta u Zagrebu, HINUS, Zagreb.

Penzar, B., Penzar, I., Orlić, M., 2001: *Vrijeme i klima hrvatskog Jadrana.* Nakladna kuća Dr. Feletar, Zagreb.

Petrova, S., Mitzeva, R., Kotroni, V., 2014: Summer-Time Lightning Activity and Its Relation with Precipitation: Diurnal Variation over Maritime, Coastal and Continental Areas. *Atmos. Res.*, 135-136, 388–396.

Pielke, R.A., 2002: *Mesoscale meteorological modeling*, Academic Press, USA.

Planchon, O., Damato, F., Dubreuil, V., Gouery, P., 2006: A method of identifying and locating sea-breeze fronts in north-eastern Brazil by remote sensing. *Meteorol. Appl.,* 13, 225–234. https://doi.org/10.1017/S1350482706002283

Plant, R. S. Keith, G. J., 2007: Occurrence of Kelvin-Helmholtz billows in sea-breeze circulations. *Boundary-Layer Meteorol.* 122, 1-15

Poljak, G., Telišman Prtenjak, M., Kvakić, M., Strelec-Mahović, N., Babić, K., 2014: Wind Patterns Associated with the Development of Daytime Thunderstorms over Istria. *Ann. Geophys*, 32, 401–420.

Kehler-Poljak, G., Telišman Prtenjak, M., Kvakić, M., Šariri, K., Venčenaj, Ž., 2017: Interaction of sea breeze and deep convection over the northeastern Adriatic coast: an analysis of sensitivity experiments using a high- resoulution mesoscale model. *Pure Appl. Geophys.*, 174, 4197–4224. https://doi.org/10.1007/s00024-017-1607-x.

Porson, A., Steyn, D.G., Schayes, G., 2007: Sea breeze scaling from numerical model simulations. Part II: interactions between the sea breeze and slope flows. *Boundary-Layer Meteorol.* 122: 31-41.

Pozo, D., Borrajero, I., Marín, J. C., Raga, G. B., 2006: A numerical study of cell merger over Cuba – Part I: implementation of the ARPS/MM5 models, *Ann. Geophys*., 24, 2781–2792, doi:10.5194/angeo-24-2781-2006.

Qian, J.-H., 2008: Why Precipitation Is Mostly Concentrated over Islands in the Maritime Continent, *J. Atmos. Sci.,* 65, 1428–1441.

Saito, K., Keenan, T., Holland, G., Puri, K., 2001: Numerical simulation of the diurnal evolution of tropical island convection over the Maritime Continent, *Mon. Weather Rev*., 129, 378–400.

Sano, T. Tsuboki, K., 2006: Structure and Evolution of a Cumulonimbus Cloud Developed over a

Mountain Slope with the Arrival of Sea Breeze in Summer. *J. Meteor.Soc. Japan,* 84, 613-640.

Segal, M., Pielke, R. A., 1985: On the Effect of Water Temperature and Synoptic Flows on the Development of Surface Flows over Narrow Elongated Water Bodies. *J. Geophys. Res.*, 90, 4907–4910.

Segal, M., Arritt, R.W., Tillman, J. E. 1997: On the Potential Impact of Daytime Surface Sensible Heat Flux on the Dissipation of Martian Cold Air Outbreaks. *J. Atmos. Sci.*, 54, 1544–1549.

Shepherd, J. M., Ferrier, B. S., Ray, P. S., 2001: Rainfall Morphology in Florida Convergence Zones: A Numerical Study, *Mon. Weather Rev*., 129, 177–197.

Sherwood, S. C., Roca, R., Weckwerth, T. M., Andronova, N. G., 2010: Tropospheric water vapour, convection and climate, *Rev. Geophys*., 48, RG2001, doi:10.1029/2009RG000301, 2010.

Simpson, J. E., 1997: *Gravity currents in the environment and the laboratory*, 2nd Edn., Cambridge University Press, UK.

Simpson, J. E., 1994: *Sea breeze and local winds,* Cambridge University Press, UK.

Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, D. M., Duda, M. G., Huang, X.-Y., Wang, W., Powers, J. G., 2008: A description of the Advanced Research WRF version 3. NCAR/TN-4751STR, 113 pp.

Skamarock, W. C., Klemp, J. B., 2008: A time-split nonhydrostatic atmospheric model for weather research and forecasting applications. *Journal of Computational Physics*, 227, 3465–3485.

Sović, I., Šariri, K., Živčić, M., 2013: High Frequency Microseismic Noise as Possible Earthquake Precursor. *Res.Geophys.*, 3, 8-12.

Sow, K. H., Juneng, L., Tangang, F. T., Hussin, A. G., Mahmud, M., 2011: Numerical simulation of a severe late afternoon thunderstorm over Peninsular Malaysia, *Atmos. Res*., 99, 248–262.

Stechmann, S. N., Majda, A. J., 2009: Gravity Waves in Shear and Implications for Organized Convection, *J. Atmos. Sci*., 66, 2579– 2599.

Strelec Mahović, N., Zeiner, B., 2009: Application of Meteosat SEVIRI channel difference 0.6 μm–1.6 μm in convective cells detection, *Atmos. Res*., 93, 270–276.

Sweeney, J. K., Chagnon, J. M., Gray, S. L., 2014: A Case Study of Sea Breeze Blocking Regulated by Sea Surface Temperature along the English South Coast, *Atmos. Chem. Phys.*, 14, 4409–4418.

Šariri, K., 2010: *Analiza osjetljivosti momenata slike s ciljem primjene na problematiku raspoznavanja uzoraka*, doktorska disertacija, Prirodoslovno-matematički fakultet, Zagreb

Tang, Y., 2012: The Effect of Variable Sea Surface Temperature on Forecasting Sea Fog and Sea Breezes: A Case Study, *J. Atmos. Sci.,* 51, 986–990, 2012.

Teague, M. R., 1980: Image Analysis via the General Theory of Moments, *J. Opt. Soc. Am.,* 70, 920 – 930.

Teixeira, J. C., Carvalho, A. C., Carvalho, M. J., Luna, T., Rocha, A., 2014: Sensitivity of the WRF Model to the Lower Boundary in an Extreme Precipitation Event – Madeira Island Case Study, *Nat. Hazard. Earth Sys.*, 14, 2009–2025.

Telišman Prtenjak, M., Grisogono, B., Nitis, T., 2006: Shallow mesoscale flows at the north-eastern Adriatic coast, *Q. J. Roy. Meteorol. Soc*., 132, 2191–2216.

Telišman Prtenjak, M., Grisogono, B., 2007: Sea-land breeze climatological characteristics along the northern Croatian Adriatic coast, *Theor. Appl. Climatol*., 90, 201–215.

Telišman, Prtenjak, M., Pasarić, Z., Orlić, M., Grisogono, B., 2008: Rotation of Sea/Land Breezes along the Northeastern Adriatic coast. Annales Geophysicae, 26, 1711-1724.

Telišman Prtenjak, M., Viher, M., Jurković, J., 2010: Sea-land breeze development during a summer bora event along the north-eastern Adriatic coast, *Q. J. Roy. Meteorol. Soc*., 136, 1554–1571.

Telišman Prtenjak, M., Jeričević, A., Bencetić, K. Z., Alebić-Juretić, A., Herceg, B. I., 2013: Atmospheric dynamics and the elevated ozone concentrations in the northern Adriatic. *Meteorol. Appl.* 20, 482-496, doi:10.1002/met.1312.

Telišman Prtenjak, M., Horvat, I., Tomažić, I., Kvakić, M., Viher, M., Grisogono, B., 2015: Impact of Mesoscale Meteorological Processes on Anomalous Radar Propagation Conditions over the Northern Adriatic Area, *J. Geophys. Res.*, 120, 8759–8782.

Tijm, A. B. C., Van Delden, A. J., 1999: The role of sound waves in sea-breeze initiation, *Q. J. Roy. Meteorol. Soc*., 125, 1997–2018.

Ulanski, S., Garstang, M., 1978: The role of surface divergence and vorticity in the lifecycle of convective rainfall, Part I: Observation and analysis, *J. Atmos. Sci*., 35, 1047–1062.

Van Zomeren, J., Van Delden, A., 2007: Vertically integrated moisture flux convergence as a predictor of thunderstorms, *Atmos. Res*., 83, 435–445.

Večenaj, Ž., Belušić, D., Grubišić, V., Grisogono, B., 2012: Along-Coast Features of the Bora Related Turbulence, *Boundary-Layer Meteorol.*, 143, 527-545.

Wang, D., Miao, J., Tan, Z., 2013: Impacts of topography and land cover change on thunderstorm over the Huangshan (Yellow Mountain) area of China*, Nat. Hazards*, 67, 675–699.

Wee, Ch.–Y., Paramesran, R., 2007: On the Computational Aspects of Zernike Moments, *Image Vision Comput.*, 25, 967–980.

Weisman, M. L., Christopher, D., Wang, W., Manning, K. W., Klemp, J. B., 2008: Experiences with 0–36-h explicit convective forecasts with the WRF-ARW model, *Weather Forecast*., 23, 407–437.

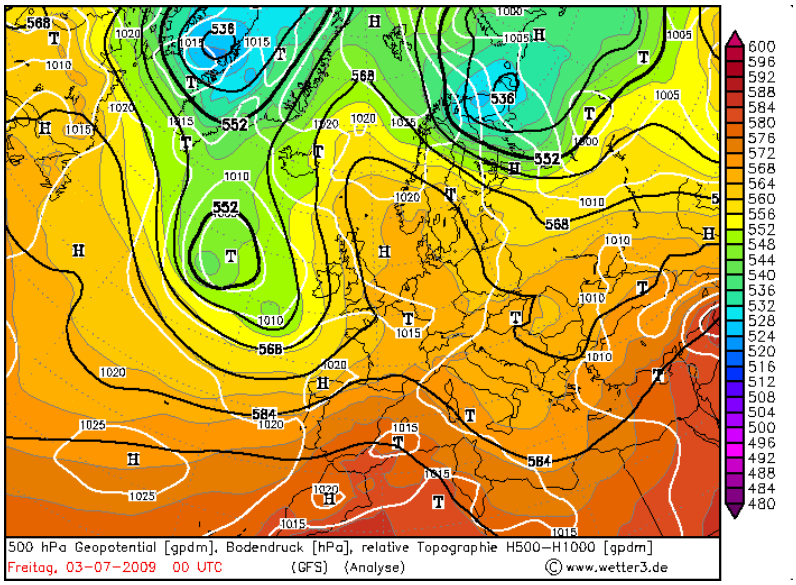
Wilson, J. W., Megenhardt, D. L., 1997: Thunderstorm initiation, organization, and lifetime associated with Florida boundary layer convergence lines, *Mon. Weather Rev*., 125, 1507–1525.

Yuter, S. E., Houze Jr., R. A., 1995: Three-dimensional kinematic and microphysical evolution of Florida cumulonimbus. Part I: Spatial distribution of updrafts, downdrafts and precipitation, *Mon. Weather Rev*., 123, 1921–1940.

Žabkar, R., Koračin, D., Rakovec, J., 2013: A WRF/Chem Sensitivity Study Using Ensemble Modelling for a High Ozone Episode in Slovenia and the Northern Adriatic Area, *Atmospheric Environment*, 77, 990-1004.

Prilog A

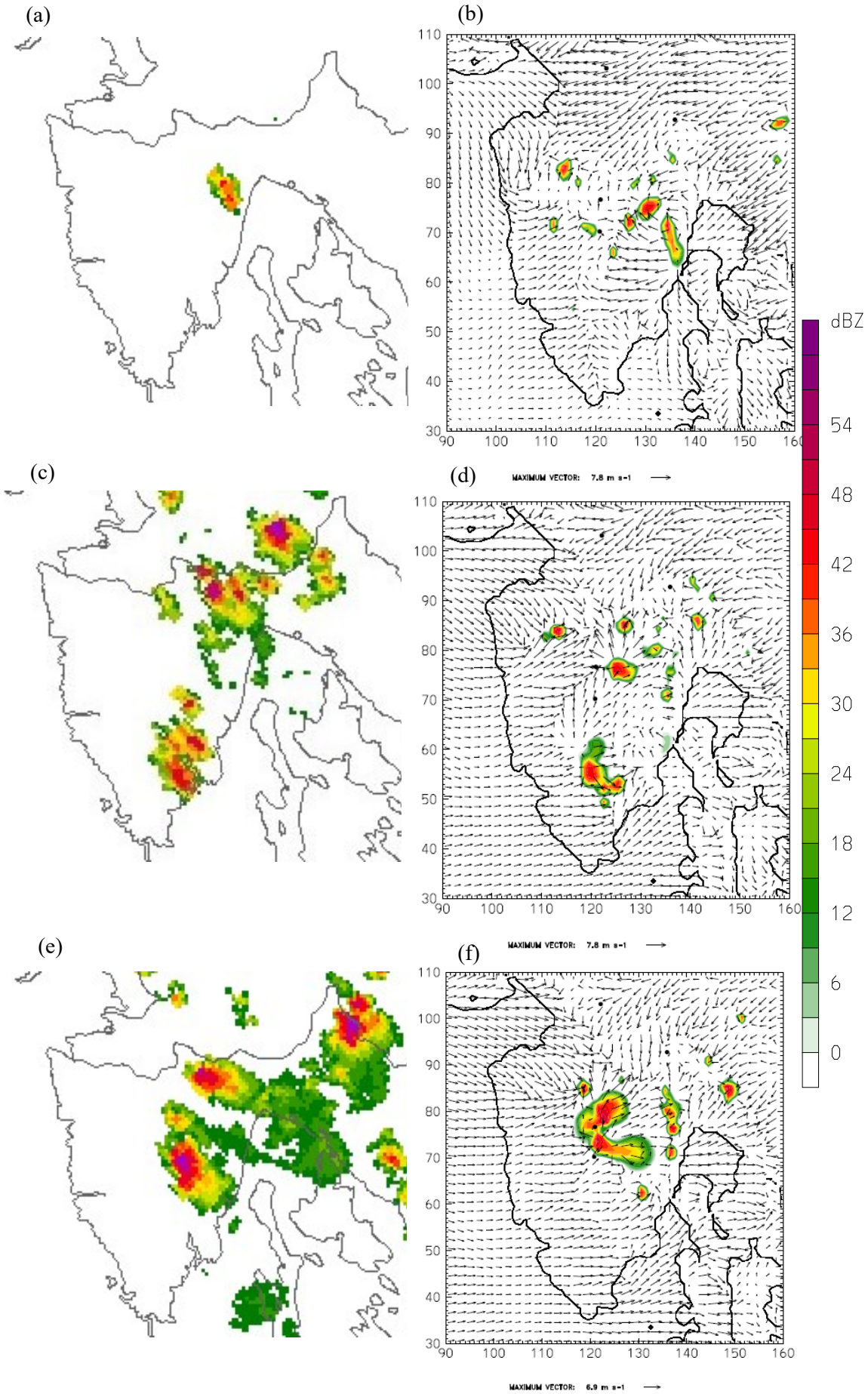
A.1 Slučaj C5: 3. srpnja 2009.

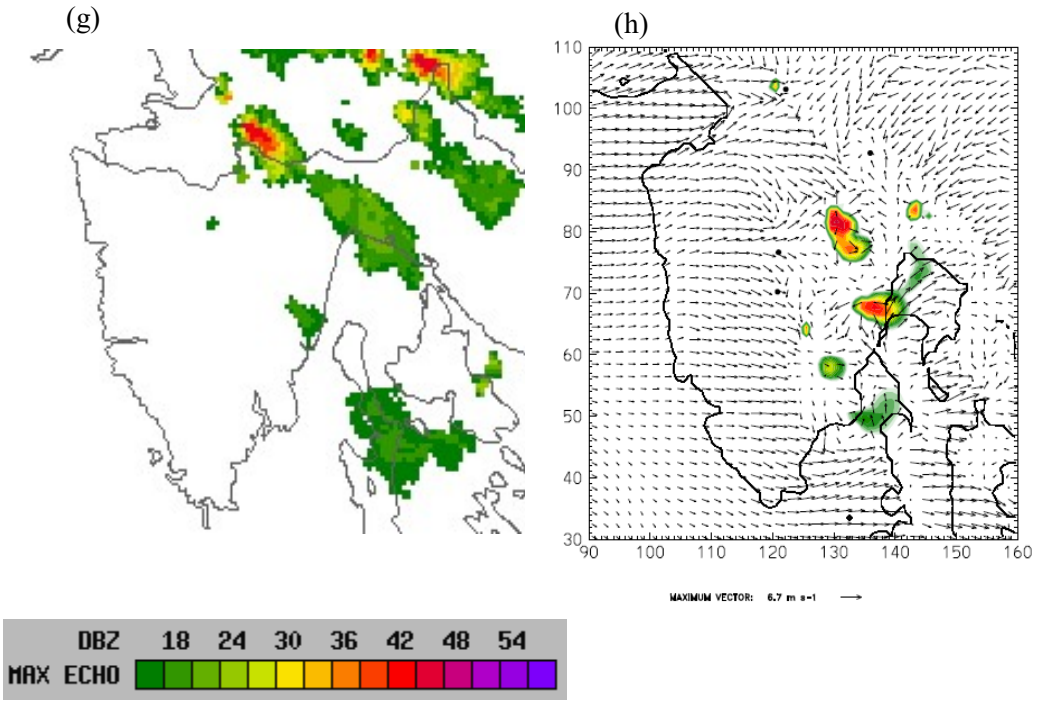


Slika 1A: Prizemno polja tlaka zraka (bijele linije) i geopotencijal 500 hPa plohe (obojena područja) u 00:00 UTC (tj. 01:00 CET) 3. srpnja 2009. godine (izvor: http://www1.wetter3.de/Archiv/).

Slučaj iz 3. srpnja 2009. (koji ujedno predstavlja sličan vremenski tip sa slučajem C2) karakterizira prizemno bezgradijentno polje (kao i po visini) s površinskim tlakom zraka oko 1015 hPa. Istra se nalazi u stražnjem dijelu ciklone koja je odmicala prema istoku (Sl.1A). Upravo takva sinoptička situacija doprinosi generiranju sjeverozapadnoga sinoptičkog strujanja te stvaranju lokalnih (mezoskalnih) gradijenata tlaka iznad sjeveroistočnog dijela Jadrana.

Prema radarskim slikama trajanje oluje u ovom slučaju iznosi od oko 5 h, pri čemu je vidljiv začetak oluje na sjeveroistočnom dijelu poluotoka oko 11:20 CET (Sl. 2Aa). Već oko 12:30 CET nastaju dva nezavisna područja duboke konvekcije (slično kao u slučaju C2, Sl.15): iznad planinskog dijela Učke i Ćićarije i centralnog dijela istarskog poluotoka.


(a)
(b)
(c)
(d)
(e)
(f)
dBZ
54
48
42
36
30
24
18
12
6
0
MAXIMUM VECTOR: 7.8 m s-1
MAXIMUM VECTOR: 7.8 m s-1
MAXIMUM VECTOR: 6.9 m s-1



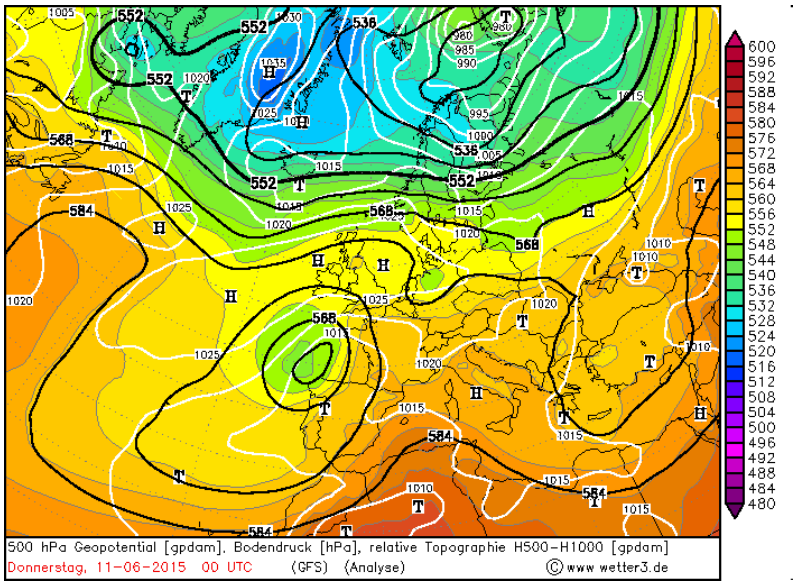
Slika 2A: Radarske slike koje prikazuju makismalni intenzitet refleksivnosti oblaka u dBZ za 3. srpnja 2009. u četiri termina: **(a)** 11:20 CET, **(c)** 13:10 CET, **(e)** 14:20 CET i **(g)** 16:00 CET. Pri tome se intervali intenziteta međusobno razlikuju za 3 dBZ (prikazano na legendi). (izvor: *ARSO-www.meteo.si*). Prikaz dnevnog razvoja prizemnog polja vjetra ($m\,s^{-1}$) na 10 m nadmorske visine i maksimalne radarske refleksivnosti (dBZ) dobivenih modelom za 3.srpnja 2009. u: **(b)** 11:00 CET, **(d)** 13:00 CET, **(f)** 14:00 CET i **(h)** 17:00 CET. Vektori vjetra crtani su u svakoj drugoj točki mreže, pri čemu je referentna duljina vektora prikazana u donjem lijevom kutu svake slike.

Od 13:00 do 13:50 CET su to ujedno i područja najveće refleksivnosti (Sl. 2Ac). Oko 14:00 CET dolazi do obnavljanja oluje iznad planinskih dijelova Istre (Sl. 2Ae), pri čemu se iza 16:00 CET jedan dio tog oblačnog sustava pomiče prema sjeveroistočnom dijelu poluotoka, dok drugi dio dispira iznad Kvarnerskih otoka (Sl. 2Ag). Oblačni sustav u potpunosti nestaje iza 16:30 CET nad poluotokom. Razvoj zapadnog smorca započinje oko 10:00 CET s maksimalnom brzinom od oko 5.1 ms^{-1} te zajedno s razvijenim strujanjem na jugoistočnom dijelu Istre i sinoptičkim strujanjem pridonosi nastanku zone konvegencije. Kao i u slučaju C2, zona konvergencije se proteže gotovo cijelim središnjim dijelom poluotoka te je potpuno zakrivljena u prostoru.

U usporedbi s ostalim slučajevima, model je dobro vremenski i prostorno reproducirao konvektivnu aktivnost. Postavke modela su iste kao i kod simuliranja slučajeva C1-C4. Ipak, na modelskim simulacijama jasno se može uočiti kako je model podcijenio intenzitet razvoja

konvektivne aktivnosti. Oko 11:00 CET, pod utjecajem formacije prizemne zone konvergencije, vidljiv je nastank početnih ćelija Cb-a iznad planinskog područja (Sl. 2Ab) te se u 13:00 CET može uočiti nastanak dvaju nezavisnih područja konvektivne aktivnosti (Sl.2Ad). Silazna strujanja iz ranije spomenutih nastalih ćelija Cb-a sudarom sa strujanjima fronte smorca duž zone konvergencije omogućuju nastanak nove konvekcije u 14:00 CET (Sl. 2Af), čiji je maksimalni intenzitet u modelskim simulacijama podcijenjen. Završetak oluje nad područjem Istre simuliran je u 17:00 CET (Sl. 2Ah), dakle s kašnjenjem od 1 h u usporedbi s radarskim slikama. Vrijeme razvoja zapadnog smorca u modelu također se dobro podudara s vremenskim razvojem smorca iz mjerenja te je razvijeno strujanje na jugoistočnom dijelu poluotoka puno bolje reproducirano nego u slučaju C2.

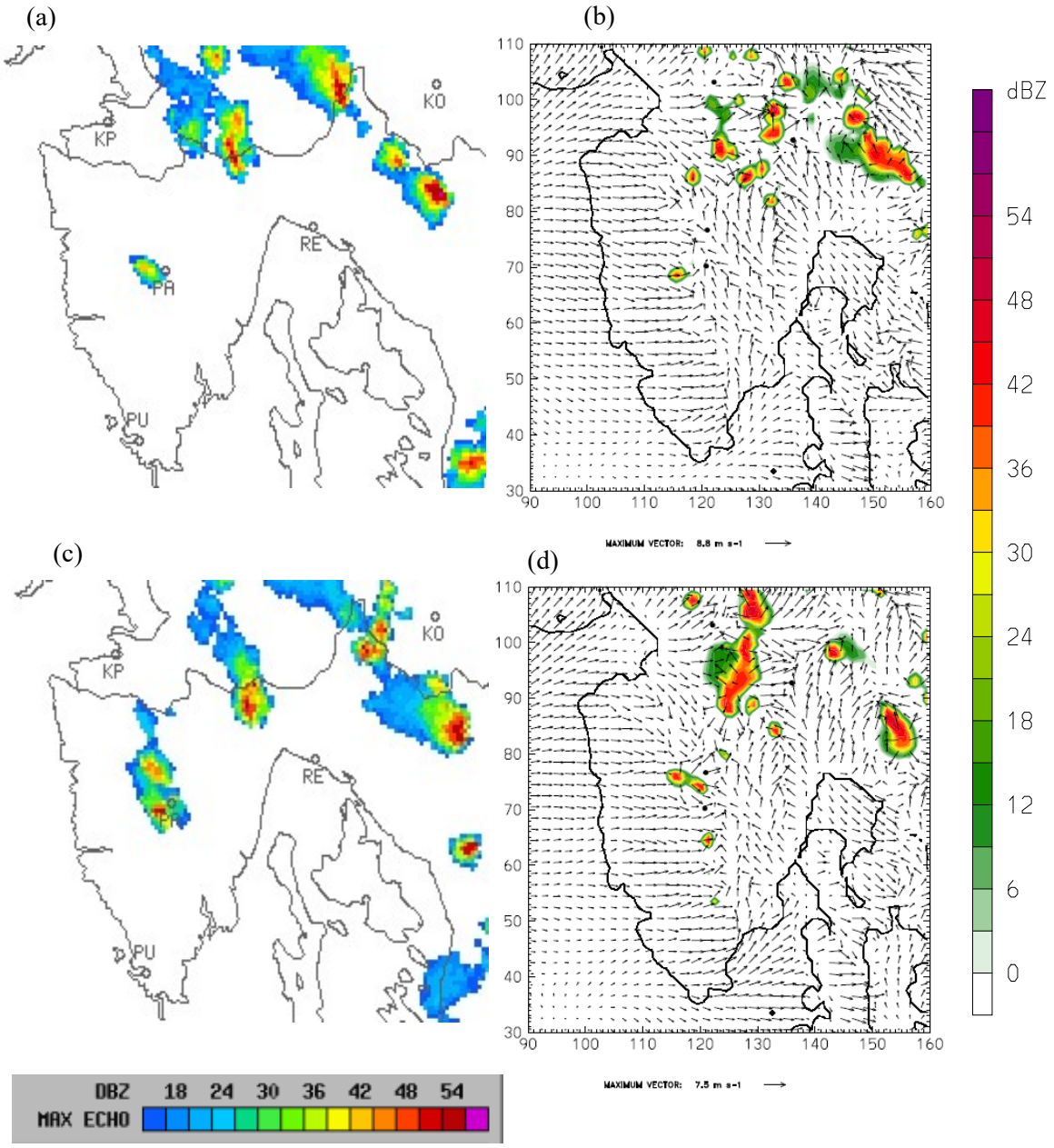
A.2 Slučaj C6: 11. lipnja 2015.

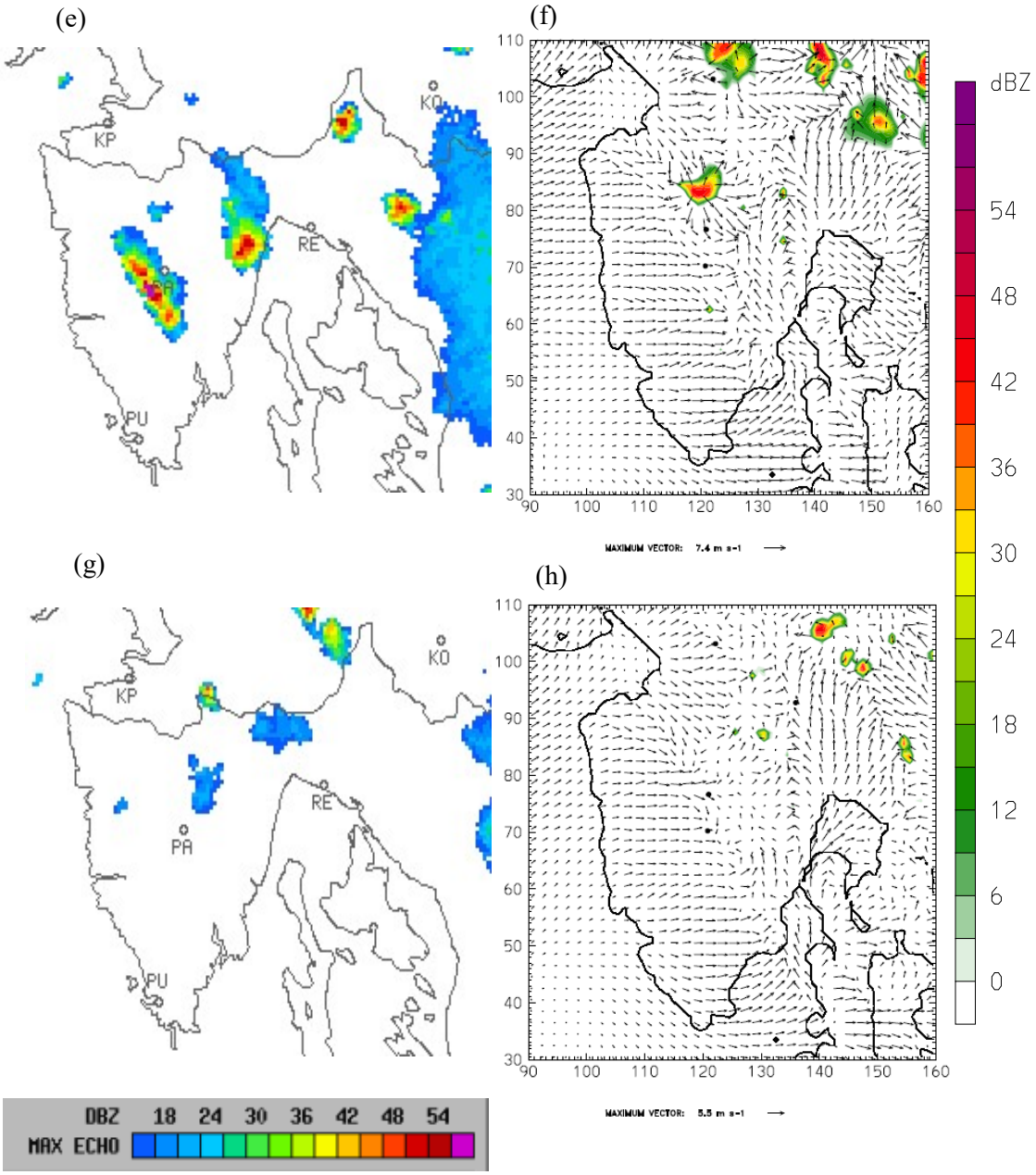


Slika 3A: Prizemno polja tlaka zraka (bijele linije) i geopotencijal 500 hPa plohe (obojena područja) u 00:00 UTC (tj. 01:00 CET) 11. lipnja 2015. godine (izvor: http://www1.wetter3.de/Archiv/)

Bezgradijentno polje uz malo povišen tlak zraka u prizemnom polju strujanja, kao i u visini nad područjem cijele Hrvatske karakteristično je i za slučaj iz 11. lipnja 2015 (koji ujedno predstavlja poveznicu sa slučajem C1). Frontalni poremećaji vidljivi na sjevernom dijelu Europe te utjecaj slabog polja sniženog tlaka razvijenog nad područjem Grčke i Crnog mora uvjetuju u prijepodnevnim satima razvoj sjeveroistočnog sinoptičkog strujanja nad

Istrom (Sl. Sl. 3A). U poslijepodnevnim satima približavanjem duboke ciklone sa Atlantika i utjecajem nastale ciklone nad Njemačkom sinoptičko strujanje je okrenulo na jugozapadno.





Slika 4A: Radarske slike koje prikazuju makismalni intenzitet refleksivnosti oblaka u dBZ za 11. lipnja 2015. u četiri termina: **(a)** 13:00 CET, **(c)** 13:40 CET, **(e)** 14:50 CET, i **(g)** 17:20 CET. Pri tome se intervali intenziteta međusobno razlikuju za 3 dBZ (prikazano na legendi). (izvor: *ARSO-www.meteo.si*). Prikaz dnevnog razvoja prizemnog polja vjetra ($m\ s^{-1}$) na 10 m nadmorske visine i maksimalne radarske refleksivnosti (dBZ) dobivenih modelom za 11.lipnja 2015. u: **(b)** 13:00 CET, **(d)** 14:00 CET, **(f)** 15:00 CET i **(h)** 17:00 CET. Vektori vjetra crtani su u svakoj drugoj točki mreže, pri čemu je referentna duljina vektora prikazana u donjem lijevom kutu svake slike.

Začetak konvektivne aktivnosti u slučaju iz 11. lipnja 2015. započinje u ranim poslijepodnevnim satima te se s radarskih slika jasno uočava da nastaju dva nezavisna područja konvektivne aktivnosti: iznad Pazina i nad planinskim područjem Ćićarije i Risnjaka (Sl. 4A a,c). Utjecajem sjeveroistočnog strujanja konvektivna aktivnost se pomiče na planinska područja Učke, dok pojava silaznih strujanja iz novonastalih konvektivnih ćelija nad središnjim dijelom istarskog poluotoka i djelovanje nasuprotnog zapadnog smorca prolongiraju konvektivnu aktivnost nad tim područjem (slično slučaju C1, Sl. 10) (Sl. 4Ae). Oluja nad Istrom propagira pod utjecajem jugozapadnog sinoptičkog strujanja razvijenog u poslijepodnevnim satima prema sjeveroistoku te u konačnici zamire iza 17:00 CET. U ovom je slučaju zabilježena i najveća dnevna količina oborine od 9,5 mm na postaji Pazin. Neporemećeni razvoj zapadnog smorca maksimalnih brzina do 3.5 ms^{-1} i sjeveroistočnog sinoptičkog strujanja omogućuju nastanak zone konvergencije, koje se proteže središnjim dijelom poluotoka.

Modelske simulacije za ovaj slučaj su poprilično dobro vremenski reproducirane s većom prostornom nepreciznošću. Intenzitet oluje je također podcijenjen, posebno za područje Pazina i planinsko područje Učke. U 13:00 CET simulirana su dva nezavisna područja konvektivne aktivnosti: nad planinskim dijelom Ćićarija i Risnjaka te središnjeim dijelom istarskog poluotoka, koja se prostorno i vremenski podudaraju s radarskim slikama (Sl. 4Ab). Vrhunac konvektivne aktivnosti oko 14:00 CET vidljiv je jedino nad planinskim dijelom Ćićarija, dok je intezitet nad područjem Pazina podcijenjen (Sl. 4Ac,d). Nastanak sekundarnih ćelija nad centralnim dijelom poluotoka omogućava održavanje konvektivne aktivnosti, pri čemu je njihov utjecaj na razvoj Cb-a, vidljiv na radarskim slikama, u modelskim simulacijama slabije simuliran. Model je također imao određenih problema s reprodukcijom nastanka konvektivnih ćelija nad planinskim dijelom Učke (Sl. 4Af) zbog čega je ovaj slučaj obilježen slabijom prostorno-simuliranom konvekcijom.

Sažetak

Sjeverno-istočni dio Jadrana predstavlja područje s najvećom frekvencijom grmljavinskih oluja u Hrvatskoj te učestalom pojavom smorca duž obale. U ovoj disertaciji provedeno je istraživanje utjecaja združenog djelovanja sinoptičog vjetra (koji je vezan uz određenu sinoptičku situaciju) i smorca na razvoj duboke konvekcije iznad spomenutog područja. Šest slučajeva (C1-C6) i) odabrana su na temelju postojanja dnevne duboke konvekcije; ii) obilježena dominantnim sinoptičkim strujanjem prema kopnu (sjevernoistočnog i sjeverozapadnog smjera) ili prema moru (jugoistočnog i jugozapadnog smjera) te iii) simulirana numeričkim modelom WRF (na tri (ugnježdene) domene modela, pri čemu je horizontalna rezolucija najmanje domene iznosila 1.5 km). Ukoliko su zabilježene brzine sinoptičkog strujanja bile manje od 9 ms^{-1}, dnevni razvoj prizemnog polja vjetra (s pojavom smorca duž obale) proizveo je prostorno zakrivljenu zonu konvergencije, koja se pomicala prema istoku poluotoka. Osim nastale prizemne zone konvergencije, značajan utjecaj na životni vijek i kretanje početnih ćelija Cb-a imala je i advekcija zraka sinoptičkim vjetrom. Dok je sudar lokalnih fronti s advekcijom zraka sjeveroistočnog strujanja uzrokovao pomicanje oluje prema jugu, interakcija zone konvergencije i fronti odredila je sjevernozapadni pomak oluje u slučaju postojanja sjeverozapadnog sinoptičkog strujanja. Zbog postojanja specifične sinoptičke situacije, životni vijek nastale oluje u slučaju kada je zabilježeno sinoptičko strujanje jugoistočnog smjera je najkraće (s neznatnim utjecajem na razvoj smorca). Za „najtipičniji“ slučaj nastanka konvekcije, sa zabilježenim toplim i vlažnim sinoptičkim strujanjem jugozapadnog smjera, početak i prostorna lokacija nastanka oluje bile su u potpunosti pod utjecajem prizemne zone konvergencije te uzlazne advekcije vlažnog zraka nad frontom smorca. Stoga je tako nastalo strujanje samo je djelomično podržalo međudjelovanje smorca i Cb-a.

U drugom dijelu ove disertacije provedena je analiza osjetljivosti simulacija mezoskalnog modela na i) različite postavke modela, ii) topografiju i iii) raspodjelu površinske temperature mora. U tu svrhu odabrana su tri slučaja (C1-C3) iz prvog dijela ove studije. Prvi skup simulacija dobiven je modificiranjem postavki modela, točnije parametrizacijom mikrofizike i AGS-a. Na drugom skupu simulacija provedena je modifikacija topografije, pri čemu je visina planinskog dijela Istre smanjena na 30 % njihove početne visine. Raspodjela površinske temperature mora preuzeta je iz dva izvora: 1) kao konstatno polje površinske temperature mora iz ECMWF baze podataka te 2) kao promjenjivo

polje površinske temperature mora, dobiveno iz geostacionarnih satelitskih podataka. Dobiveni numerički eksperimenti statistički su analizirani putem dva različita pristupa: standardnim statističkim veličinama i analizom momenata slika te je uz pomoć dobivenih rezultata odabrana najoptimalnija kombinacija shema. Rezultati svakog testa su također uspoređeni s mjerenjima, dobivenim na postajama ili iz radarskih podataka. Modifikacijom terena utvrđene su varijacije u nastanku, vremenskom trajanju te količini konvektivne aktivnosti, kao i u razvoju i dimenzijama smorca. Promjena polja površinske temperature mora imala je pak znatan utjecaj na AGS, razvoj turbulentnih tokova, smorca te ćelija Cb-a.

Ključne riječi: smorac, konvekcija, kumolunimbus, mezoskalna meteorologija, oborina, WRF model.

Abstract

The northeastern Adriatic is the area with the highest frequency of thunderstorms in Croatia and frequent appearances of sea breeze along the coast. This study investigates the impact of the combined large-scale wind (associated with particular synoptic conditions) and the SB on the deep convection development over the NE Adriatic. The six selected cases were (C1-C6) (i) chosen on the basis of a daytime deep convection; (ii) supplemented by one of the dominant large-scale winds with seaward (NE, NW) and landward (SW, SE) directions and (iii) simulated by WRF numerical model (at three (nested) model domains, where the innermost domain involves 1.5-km horizontal grid spacing). The near-surface wind patterns consisted of SBs along the coastline, generated a narrow eastward-moving convergence zone along the area if the large-scale wind was less than 9 ms−1 (below 500 hPa). Apart from the low-level convergence zone, the advection of large-scale wind influenced the lifetime and movement of the initial Cb cells. While the local front collision with the NE wind advection caused the thunderstorm to propagate southward, the convergence zone and fronts interaction determined the afternoon northwestward storm movement against the NW large-scale wind. Due to particular synoptic background, the thunderstorm event in SE case was the shortest with only a minor impact on the SB. While the origins and location of storm cells were completely controlled by the low-level convergence zone and the upward advection of low-level moisture at the SB front, the most typical convective case with SW warm-wet wind only partially supported the sea breeze–Cb interaction.

In the second part of this disertation the sensitivity of a high-resolution mesoscale atmospheric model to (i) the different model setup, (ii) the model topography and (iii) the sea surface temperature distribution was performed. For this purpose were selected three cases (C1-C3) from the first part of the study. The first set of simulations is conducted by modifying the model setup, microphysics and the boundary layer parameterizations. The second set of simulation was obtained by modification of the topography, where the mountain heights in Istria were reduced to 30% of their initial height. The sea surface temeperature distribution has two representations in the model: 1) a constant sea surface temperature field from the ECMWF skin temperature analysis and 2) a varying sea surface temperaure field, which is provided by hourly geostationary satellite data. A comprehensive set of numerical experiments is statistically analyzed through two different approaches: by the standard statistical measures and the image moment analysis approach. The results of each model setup are compared with available measurements, which are provided by standard station and radar

measurements, and each of these approaches shows optimal combinations of the model schemes. The modified topography exposes variations in the origin, timing and the amount of the convective activity and the evolution and dimensions of sea breezes, while the sea surface temperature variations revealed the effect on the boundary layer and on the evolution of turbulent fluxes, as well as on the sea breeze and cumulonimbus clouds.

Key words: sea breeze, convection, cumulonimbus, mesoscale meteorology, precipitation, WRF model.

Popis kratica

AGS		Atmosferski granični sloj
BRN	*Bulk Richardson Nummer*	Bulk Richardsonov broj
CAPE	*Convective Avaliable Potential Energy*	Konvektivna raspoloživa potencijalna energija
Cb	*Cumulonimbus*	Kumulonimbus
CIN	*Convective Inhibition*	Energija inhibicije konvekcije
Cu	*Cumulus*	Kumulus
h	*Height*	Visina terena
h(F)		Visina fronte smorca
h(SB)		Visina tijela smorca
H	*Heat flux*	Prizemni turbulentni tok senzibilne topline
K		K indeks
KH		Kevin- Helmholtz-ovi valovi
LCL	*Lifting Condensation Level*	Razina kondenzacije
LFC	*Level of Free Convection*	Razina slobodne konvekcije
Li	*Lifted Index*	Indeks dizanja
LNB	*Level of neutral buoyancy*	Razina neutralnog uzgona
N		Naoblaka
q		Omjer miješanja
R		Oborina
rh		Relativna vlažnost zraka
SB	*Sea breeze*	Smorac
SST	*Sea Surface Temperature*	Površinska temperatura mora
T	*Temperature*	Temperatura
TKE	*Turbulent Kinetic Energy*	Turbulentna kinetička energija
v	*Velocity*	Brzina vjetra
WRF	*Weather Research and Forecasting*	

Životopis i popis radova

Gabrijela Kehler-Poljak
Herforder Straße 18, 33602 Bielefeld, Njemačka
e-mail: *gabrijela.poljak@uni-bielefeld.de*

Podaci o naobrazbi

2011-2020	Poslijediplomski doktorski studij, Geofizički odsjek, Prirodoslovno-matematički fakultet, Zagreb
2001-2008	Diplomski studij, Odjel za matematiku, Sveučiliste Josipa Jurja Strossmayera, Osijek Tema: Kozmičko zračenje u atmosferi, Mentor: Prof.dr.sc. J.Planinić

Podaci o poslodavcu i zanimanju

2015-	Institut für Didaktik der Mathematik, Mathematik, Universität Bielefeld
2011-2014	Osnovna škola Tenja, Osijek
2008-2010	Osnovna škola Vladimir Becić, Osijek Graditeljsko-geodetska škola, Osijek

Računalne aplikacije: Microsoft Office, Mathematics, LaTex, Statistics, Matlab, aSc TimeTables, C++.

Strani jezici: engleski jezik (C2), njemački jezik (C2), talijanski jezik (B1), španjolski jezik (A1) i turski jezik (A1).

Popis radova:

(1) **Poljak, G.**, Telišman Prtenjak, M., Kvakić, M., Strelec-Mahović, N., Babić, K., 2014: Wind Patterns Associated with the Development of Daytime Thunderstorms over Istria. *Ann. Geophys*, **32**, 401–420.

(2) **Kehler-Poljak, G.**, Telišman Prtenjak, M., Kvakić, M., Šariri, K., Venčenaj, Ž., 2017: Interaction of sea breeze and deep convection over the northeastern Adriatic coast: an analysis of sensitivity experiments using a high- resoulution mesoscale model. *Pure Appl. Geophys.*,

174, 4197–4224. https://doi.org/10.1007/s00024-017-1607-x.

Konferencije i radionice:

1. Poljak, Gabrijela; Babić, Karmen; Kvakić, Marko; Telišman Prtenjak, Maja: Impact of the large-scale wind and mesoscale shallow flows on the development of cumulonimbus clouds over Istria // *Croatian-USA Workshop on Mesometeorology* Ekopark Kraš Resort near Zagreb, Croatia, 2012. (predavanje, Hrvatska, 18-20.06.2012)
2. Babić, Karmen; Poljak, Gabrijela; Kvakić, Marko; Telišman Prtenjak, Maja: Analysis of convective indices over the northeastern Adriatic // *Croatian-USA Workshop on Mesometeorology* Ekopark Kraš Resort near Zagreb, Croatia, 2012. (predavanje, Hrvatska, 18-20.06.2012)
3. Telišman Prtenjak, Maja; Kvakić, Marko; Poljak, Gabrijela: Effects of the large-scale wind on the sea breeze and cumulonimbus cloud interaction over Istria // *4th International Meeting on Meteorology and Climatology of the Mediterranean* Banyuls, Francuska, 2013. (predavanje, Banyuls, Francuska, 27.02.-01.03.2013)
4. Telišman Prtenjak, Maja; Poljak, Gabrijela; Kvakić, Marko: Wind patterns associated with the development of daytime thunderstorms over Istria // *ICAM 2013 - International Conference on Alpine Meteorology* Kranjska Gora, Slovenia, 2013. (predavanje, Kranjska Gora, Slovenija, 3 - 7.06.2013)
5. Poljak, Gabrijela; Telišman Prtenjak, Maja; Kvakić, Marko; Šariri, Kristina; Večenaj, Željko: Interaction of a sea breeze and a moist convection over the northeastern Adriatic coast: an analysis of the sensitivity experiments using the high-resolution mesoscale model // *33rd International Conference on Alpine Meteorology (ICAM)* Innsbruck, Austrija, 2015. (poster, Innsbruck, Austrija, 31.8.-04.09.2015)
6. Poljak, Gabrijela; Telišman Prtenjak, Maja; Kvakić, Marko; Šariri, Kristina; Večenaj, Željko: The sensitivity tests of a sea breeze and moist convection interplay over the northeastern Adriatic coast // *Meteorološki izazovi 4/Challenges in Meteorology 4* Zagreb, Hrvatska, 2015. (poster, Zagreb, Hrvatska, 24-25.11.2015)