

RAZPRAVE PAPERS

Letnik 28

1

Vsebina — Contents	Stran
J. Pristov: Ekstremno močni vetrovi pod Karavankami An extremely strong wind below the Karavanke	5
A. Bajić: Strujanje u gornjem dijelu doline Save prema modelu Wippermanna Airflow in the upper part of the Sava valley according to Wippermann's model	21
J. Rakovec, Z. Petkovšek: Polja meteoroloških spremenljivk za potrebe določanja disperzije v zraku na srednjih razdaljah Fields of meteorological variables for use in studies of medium-scale dispersion in air	37

EKSTREMNO MOČNI VETROVI POD KARAVANKAMI

AN EXTREMELY STRONG WIND BELOW THE KARAVANKE

Janko PRISTOV

Hidrometeorološki zavod SR Slovenije, Ljubljana

551.556.1

551.555.9

SUMMARY

From 9. to 11. February 1984 an extremely strong N to NE wind was blowing below the Karavanke, from Žirovnica to Cerklje (distance cca 35 km). In the most exposed areas its uprooted whole regions of forest, unroofed buildings and even carried away roofs.

The area below the Karavanke, with ridges rising to about 2000 metres, is well protected from strong winds; from N winds by the Karavanke, and from SW winds by the Julian Alps. Exceptionally, above all in winter time, a weather situation occurs with the intrusion of cold air from the North, when a cyclone is over the Mediterranean or the Balkans. Cold air then descends along the ridges and reaches the area of the Sava river valley. This weather situation usually appears only a few times a year, but it causes damage very rarely. In our situation cold air was breaking through over the Karavanke with a very strong wind in the free atmosphere (at Kredarica, 2500 metres high, the 10-minute averages of wind speed were up to 56 m/s). The valleys, indenting directed towards the Karavanke, directed the descending air. The strongest winds appeared due to formation of additional eddies, in the areas where these valleys go join the main valley of the river Sava. The descending air was very gusty, like the burja (bora) wind. In the valley of the river Sava appeared, among others, eddies with a vertical axis of rotation (we noted very quick changes of wind direction, even by 360° degrees. We consider that these eddies with great destructive power originate just at the meeting points of the descending air and the air flow along the valley of the river Sava. This supposition will require proof by additional measurements of wind in this area.

POVZETEK

Izredno močan veter pod Karavankami je v najbolj izpostavljenih območjih ruval cele predele gozda ter odkrival in celo odnašal strehe stavb. V članku je poleg meteoroloških razmer prikazana razlika med burjo in tem vetrom in podana hipoteza o nastanku močnih vrtincev, ki imajo rušilno moč.

UVOD

V dneh od 9. do 11. februarja 1984 je prihal na Gorenjskem zelo močan veter, ki je ponekod lomil in ruval drevje iz celih predelov gozdov, odkrival strehe in podiral kozolce. Ta vrsta vetra je na Gorenjskem poznana, vendar ponavadi ni tako močan. Pojavlja se predvsem v poznih zimskih mesecih, ko čez Karavanke priteka hladen zrak. Ker je to padajoč in suh veter, ga nekateri imenujejo severni fen, pa tudi karavanški fen (Reya 1936).

Podobne jakosti, kot je bil veter v letošnjem februarju, je bil tudi 4. in 5. februarja leta 1936. Takrat je veter povzročil največ škode v noči med 4. in 5. februarjem. Hitrosti vetra niso bile merjene. Iz prikaza zračnega pritiska, temperature in relativne vlage pa se da sklepati, da je bil veter nekoliko šibkejši, čeprav so prikazani opisi rušilnih moči podobni kot v našem primeru (Reya 1936).

Ta močan veter v vznožju Karavank in deloma Kamniških Alp spremlja močan veter v prosti atmosferi. V zimskih mesecih, ko so hribi zasneženi, se včasih vidi iz doline, kako veter nosi sneg v obliki snežene zastave. Podatkov o hitrostih vetra na vrhu gorskih pregrad in v vznožju Karavank ni, zato razporeditev vetrovnih razmer lahko le ocenjujemo po učinkih.

MOČNI VETROVI V SLOVENIJI

O izjemnem pojavu govorimo, kadar hitrost vetra preseže 20 m/s, kar nekako ustreza 9. stopnji Bof. skale. Ti vetrovi so razmeroma redki, v nekaterih krajih Slovenije se pojavljajo skoraj vsako leto, drugod je to res izjemen pojav. Veter s hitrostjo nad 20 m/s že ruši dimnike in odkriva strehe.

Najpogosteje pihajo tako močni vetrovi na Krasu, v Vipavski dolini in v Slovenskem Primorju kot »burja«. Seveda je burja prav poseben veter in se zato nanj še povrnemo.

Močni vetrovi se pojavljajo tudi v labilni zračni masi, ob nastanku izrazitih neviht. Vsaka nevihtna celica ima lastno cirkulacijo zraka, ki omogoča vetrove pri tleh tudi prek 28 m/s. Ti vetrovi so lahko še posebno močni ob prehodu frontalnega sistema, posebno še, če ta frontalni sistem spremljajo izrazite nevihtne celice. V teh primerih se že tudi na našem območju pojavijo sunki vetrov s hitrostjo do 40 m/s. Možno je, da so tudi te hitrosti presežene, vendar le v res izjemnih primerih.

Burja je pogojena z lokalnimi razmerami, vendar je vezana na določene vremenske situacije. To je zelo sunkovit in suh veter, ko se hladen zrak »preliva«
prek gorskih preprek. Ponavadi doteka v takšnih razmerah hladen zrak iz vzhodnega kvadranta in sega od tal vse nad višino Trnovskega gozda in Nanosa, pa tudi Javornikov. Nad tem hladnim zrakom je temperaturna inverzija. Smer vetra v zgornjem toplem zraku je lahko zelo različna. Drug primer burje pa je, ko sega hladen zrak znatno nad gorsko pregrado — lahko tudi nekaj tisoč metrov. Seveda je v teh primerih znatna advekcija hladnega zraka iz NE smeri (Paradiž 1957). Pri tleh je na Primorskem in na Krasu v obeh primerih sunkovit veter, ker se hladen zrak v valovih spušča prek gorske pregrade (Petkovšek 1976).

Podobne vetrovne razmere, kot pri burji na Primorskem, se včasih pojavijo tudi ob vznožju Karavank in deloma Kamniških Alp. Tudi v tem primeru doteka od severa oziroma severovzhoda hladen zrak čez Karavanke. V tem primeru vedno sega hladen zrak razmeroma visoko. Že same Karavanke so visoke okoli 2000 m, hladen zrak pa sega znatno višje. Najizrazitejši primeri tega vetra prek Karavank so v zimskem času. Ponavadi so v teh primerih v prosti atmosferi razmeroma močni severni ali severovzhodni vetrovi. Iz doline se vidi, kako na vrhovih veter nosi sneg in nastajajo prave snežne zastave. Hladen zrak se na južni strani Karavank spušča v dolino. V primerih, ko doseže zrak dno doline, je ta veter zelo turbulenten. Videti je, da nastajajo močni vrtinci s horizontalno pa tudi z vertikalno osjo. Takšna situacija je bila tudi 10. februarja 1984. Razlika med burjo in severnim vetrom v vznožju Karavank je v tem, da je burja lahko samo padajoč hladen zrak prek gorske prepreke, nad njim je lahko celo

nasprotna smer vetra. Za močan veter pod Karavankami pa je značilno, da je prav tako padajoč, da mora vedno sproti dotekati hladnejši zrak in da je razmeroma velika hitrost vetra v prosti atmosferi. To je ponavadi takrat, ko se prek Karavank zrak spusti v območje ciklonalne cirkulacije nad severnim Sredozemljem ali Balkanom, torej je »karavanški fen«, kot ga imenuje Reya, zelo podoben drugemu tipu burje.

SINOPTIČNA SITUACIJA OD 8. DO 11. FEBRUARJA 1984

V pričetku februarja je prevladovalo v Sloveniji razmeroma toplo vreme. 8. februarja se na sinoptičnih kartah že zazna pomik hladnega polarnega zraka od severa oziroma severozahoda proti vzhodnim Alpam. V nižjih zračnih plasteh ni izrazite temperaturne meje in se zato izraža ta pomik pri tleh le v obliki okludiranega vala na hladni fronti (sl. 1 a). V višjih zračnih plasteh so procesi bolj izraziti. Zelo močan vetrovni stržen sega na 300 mb karti (sl. 1 d) od vzhodne Amerike prek Severnega Atlantika, Velike Britanije in Zahodne Evrope v Zahodno Sredozemlje. Najmočnejši vetrovi so ta dan izmenjeni nad Severnim Atlantikom (85 m/s) in Milanom (80 m/s). Na 850 mb ploskvi (sl. 1 b) se pozna dotekanje zraka okoli Alp in so zaradi tega nad Udinami in Zagrebom zelo šibki vetrovi.

S pomikom vala na hladni fronti nad severno Sredozemlje je pričelo nastajati samostojno ciklonsko območje, ki se je močneje izrazilo v prizemni plasti zraka (sl. 2 a). Iznad Atlantika proti srednji in severni Evropi se širi področje visokega zračnega pritiska in zato dobivajo vetrovi nad srednjo in zahodno Evropo na vseh višinah znatno bolj severno smer. Najmočnejši vetrovi so nad Francijo in Veliko Britanijo (sl. 2 b, c, d). Obtok zraka okrog Alp je prek Francije. Nad vzhodnim delom Alp je pritiskovo polje s šibkim gradientom. Na 850 mb ploskvi so nad Slovenijo zelo šibki vetrovi, v višjih plasteh pa je že pričel dotekati hladnejši zrak od severa. Najmočnejši vetrovi na 300 mb ploskvi so se umaknili proti zahodu (pihajo prek Velike Britanije in Francije).

9. februarja ob 01^h je bilo jedro novonastalega ciklona nad Srednjo Italijo in se je poglobilo za 5 mb. Zamenjave zračne mase do tega časa na južni strani Alp še ni bilo in se je zaradi tega ciklon še poglobljajal. Najnižjo vrednost je dosegel zračni pritisk v jedru ciklona nad južnim Jadranom ok. 13^h; ko je bil nižji od 980 mb, je pa pričel zračni pritisk v Sloveniji naraščati že 9. 2. ob 00. uri, vendar je rasel le počasi. Zamenjave zračne mase še ni bilo, vsaj pri tleh ne, kajti ob 04^h je bila še vedno nad kotlinami kar izrazita temperaturna inverzija. (Temperatura v Ljubljani je bila -4°. Močno je zrasel zračni pritisk severno od Alp in povzročil večji gradient pritiska (porast na Dunaju od 01 do 07. ure za 10 mb). Zato se je tudi v nižjih plasteh ozračja veter okrepil. Okoli 5. ure zjutraj je na Brniku že pričel prihati veter različnih smeri do nekaj m/s. Močni sunki vetra pa so se na Brniku pojavili med 6. in 7. uro.

V prvem razdobju, to je 9. 2., območje južno od Alp ni bilo v območju hladnega zraka. Veter je pihal na vseh višinah iz severozahodne smeri. Ciklon v Sredozemlju je bil formiran šele v prizemni plasti in deloma na 850 mb ploskvi. Na 700 in 500 mb ploskvi je bila samo višinska dolina, katere os je bila vzhodno od Slovenije.

Med 14. in 20. uro je v Sloveniji zračni pritisk najmočnejše zrasel, kar je bil znak, da so se tudi v prosti atmosferi razmere spreminjale. Pri tleh je v tem času veter močno oslabil, a se je pričel ponovno krepiti ok. 20. ure in se nekoliko preusmeril iz NW na N smer. Posebno v času od 14. do 20. ure je imel veter izredno spremenljivo smer, tako da v tem razdobju o prevladujoči smeri na letališču Brnik sploh ne moremo govoriti.

Prav 9. 2. popoldne so nastajale največje spremembe. Nad srednjo in vzhodno Evropo je zračni pritisk močno porastel in se je zato višinska dolina, ki je segala od Skandinavije nad Sredozemlje razcepila. Nad Balkanom in severnim Sredozemljem je nastalo izrazito ciklonalno področje (sl. 2 a), ki je zajelo celotno troposfero in celo nižje plasti stratosfere (slika 3 b, c, d). Polje pritiska, ko je bil ciklon nad Balkanom, in greben visokega zračnega pritiska nad zahodno in srednjo Evropo, je omogočal advekcijo najhladnejšega zraka iz vzhodne Evrope, tako se je ohladil zrak na 850 in 700 mb ploskvi v 24 urah za 5°C ob severni oz. NE smeri vetra. Na 500 mb ploskvi je že skoraj vzhodna smer in se je celo nekoliko otoplilo (slika 3 b, c, d).

Prav ob tej ohladitvi v noči od 9. na 10. februar so bili nad Zagrebom v nižjih slojih atmosfere najmočnejši vetrovi. Tudi prek Karavank in Kamniških Alp je v tem času pričel dotekati hladnejši zrak in se je spuščal prek gorskih pregrad. 11. in 12. 2. se je področje nizkega zračnega pritiska iznad balkana umikalo proti vzhodu, pa tudi gradient pritiska v prosti atmosferi je slabel in so zato vetrovi popustili.

ČASOVNA RAZPOREDITEV VETRA NA KREDARICI, BRNIKU IN V MARIBORU

Za proučevanje vetra na Kredarici in Brniku smo se odločili zato, ker sta to edini merski točki na širšem območju. Kredarica nam beleži vetrovne razmere na gorskih grebenih, Brnik pa na obrobju najmočnejših vetrov pod Karavankami in Kamniškimi Alpami. Maribor obravnavamo kot primer, ki ni neposredno pod orografskim vplivom in predstavlja splošne vetrovne pogoje.

Vetrovi na Kredarici v splošnem niso reprezentativni, ker so močno kanalizirani in zato močno prevladujeta le dve smeri SE in NW. Tudi hitrosti vetrov so zaradi vpliva reliefa lahko zelo zmanjšane ali okrepljene, vsekakor pa nam tudi tako transformiran veter kaže določene značilnosti (Pristov). Močnejši veter je pričel pihati na Kredarici v noči od 8. na 9. februar, ko je prešel Slovenijo frontalni sistem. Dne 9. 2. ob 9. uri je bila smer vetra na Kredarici zelo spremenljiva, to pomeni, da je bila Kredarica pod vplivom frontalnih motenj. Po 10. uri je smer prešla v smer NW in je bila nato ta smer vse do 10. 2. ob 15. uri, ko se je vmes ponovno pojavila smer N. Najmanjša hitrost je bila 9. 2. ob 10. uri, nato je hitrost ponovno naraščala, vse do 10. 2. ob 13. uri, ko je poprečna 10 minutna hitrost dosegla 56 m/s in s sunki nad 60 m/s. Sunki vetra nad 50 m/s so bili vsega skupaj le nekaj ur in to samo 10. 2. Naslednji dan, to je 11. 2., je jakost vetra na Kredarici oslabela že za polovico.

V Mariboru je relief le malo vplival na vetrovne razmere. Smer vetra je bila zelo ustaljena, najprej NNE (9. 2. ob 19. uri), nato se je preusmerila v N z neznatno komponento na NNW (smer 350°). Ob tem se je hitrost vetra povečala. Smer vetra je bila zelo stanovitna, kar je bil znak, da ni bilo vrtincev z vertikalno osjo. Tudi poprečna hitrost vetra je bila le malo manjša (ca. 20—30 %) od maksimalnih sunkov. Tudi to je znak, da je bila majhna turbulenca in da ni bilo močnejših vrtincev s horizontalno osjo. Da je bil veter v Mariboru malo turbulenten je tudi razumljivo, ker severno od letališča Maribor ni gorskih pregrad, temveč je svet le rahlo gričevnat. Največje hitrosti so bile 10. 2. okoli 13. ure s poprečno 10 minutno hitrostjo 15 m/s in trenutno hitrostjo do 20 m/s.

Maksimalna hitrost v Mariboru je bila torej zabeležena ob istem času kot na Kredarici, na Brniku pa nekaj ur prej (10. 2. ob 9. uri), vendar je na Brniku tudi glede hitrosti močno nihanje.

Tabela 1 Urne vrednosti vetra na Kredarici in na Brniku
Table 1 Hourly values of wind at Kredarica and at Brnik

	URA: 1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	
KREDARICA 9. 2. 1984:																									
smer vetra po 10°																									
poprečna 10 minutna hitrost v m/s																									
sunki vetra do v m/s																									
BRNIK 9. 2. 1984:																									
smer vetra po 10°																									
poprečna 10 minutna hitrost v m/s																									
sunki vetra do v m/s																									
KREDARICA 10. 2. 1984:																									
smer vetra po 10°																									
poprečna 10 minutna hitrost v m/s																									
sunki vetra do v m/s																									
BRNIK 10. 2. 1984:																									
smer vetra po 10°																									
poprečna 10 minutna hitrost v m/s																									
sunki vetra do v m/s																									

Iz primerjave vetra med Kredarico, Brnikom in Mariborom sledi, da so najmanjše poprečne 10-minutne hitrosti vetra prav na Brniku, čeprav je pod Karavankami in Kamniškimi Alpami povzročil veter ogromno škodo. Predpostavljamo lahko, da je anemograf na Brniku že toliko oddaljen od gorskega masiva, da so bile hitrosti že močno zmanjšane in je na obrobju območja z močnimi vetrovi. Čeprav so se hitrosti na Brniku močno zmanjšale, pa je ostala značilnost vetra pod Karavankami, to je izredno močna spremenljivost vetra, tako glede smeri kakor tudi hitrosti. Pri tem se niso pojavljali samo vrtinci s horizontalno temveč tudi zelo izraziti vrtinci z vertikalno osjo.

MARŠRUTNE MERITVE

Hidrometeorološki zavod nima na Gorenjskem in Tolminskem registracije vetra razen na letališču Brnik, ki pa že leži zunaj področja najmočnejših vetrov.

Da bi vsaj približno ocenili hitrosti vetra, je bilo poslano nekaj ekip z manj natančnimi ročnimi anemometri, kajti le-te je imel zavod na razpolago. Zavod ni imel pravočasnih obvestil o vetru in je zato poslal ekipe šele 10. 2. popoldne, ko so že bile največje poškodbe. Zanimive so predvsem izmerjene hitrosti, ki so edini objektivni podatki o hitrosti vetra na tem območju.

Tabela 2 Terenske meritve vetra z ročnim anemometrom
Table 2 Terrain measurements of wind with hand anemometer

10. februar 1984

Kraj	Čas	Smer	Ocena nekaj-minutne poprečne hitrosti	Hitrost vetra v sunkih do
Britof	12.30	N	10 m/s	15 m/s
Preddvor (hotel)	12.40	NNW	15 m/s	25 m/s
Preddvor (vas)	13.05	NNW	15 m/s	25 m/s
Golnik — Tržič	13.45	N	20 m/s	30 m/s
Žirovnica	med 13.50 in 14.30			en sunek 35 m/s (ocena)
Most čez Savo na cesti Lesce—Bled	15.10		15 m/s	25 m/s
Spodnji Brnik	15.30	NNW	7 m/s	21 m/s
Brnik — Letališče	15.15	NW	—	15 m/s
Olševnik	15.50	NE	5 m/s	15 m/s
Preddvor	16.10	NE	7 m/s	15 m/s
Zgornja Bela	16.15		—	15 m/s
Goriče	17.15	NE	5 m/s	15 m/s
Golnik	17.45	NNW	6 m/s	20 m/s
Senično	18.20		—	20 m/s
Hlebce	18.50	N	—	do 15 m/s
Lesce	19.10	N	—	do 6 m/s
Golnik	20.30		—	do 20 m/s

Meritve vetra so bile opravljene tudi 11. februarja, vendar so bili ta dan na gorenjskem znatno šibkejši vetrovi. Večina meritev je pokazala hitrost manjšo od 8 m/s.

ZNAČILNOSTI RUŠILNEGA VETRA

Značilnosti rušilnega vetra na Gorenjskem in deloma Tolminskem sodeč po poškodbah so v tem, da so bili najmočnejši vetrovi na zaveternih predelih, to je v vznožju hribov ali nekoliko odmaknjeno od samega vznožja, vendar ne na odprti legi razmeroma široke doline. Močni vetrovi so bili v vznožju Karavank in Kamniških Alp (od Most do Cerkelj).

Ta veter je nastal pri advekciji hladnega zraka, ob zelo močnih vetrovih v prosti atmosferi pa tudi ob razmeroma močnem vetru na ravninskem ali gričevnatem območju v prizemni plasti. Vetrovno je bilo po vsej Sloveniji, velika škoda pa je nastala le na omenjenih ožjih območjih.

Iz maršrutnih meritev in anemograma Brnika sledi, da je bil veter izjemno sunkovit (sunki imajo več kot dvojno poprečno hitrost. Iz zapisa vetra na Brniku se vidi, da je bil zelo spremenljive smeri predvsem v noči od 9. do 10. februar, ko je povzročil največjo škodo.

Značilno za prvo razdobje je, da se je porušila prizemna temperaturna inverzija najprej na Jezerskem ob 03.30, na Brniku ob 05. uri, v Planici, Novi Gorici, Slovenj Gradcu po 10. uri, v Ljubljani in Mariboru pa je bila otoplitev postopna.

Poleg Jezerskega, ki je na zelo izpostavljeni legi (preveternost), se je zvišala temperatura in izrazito padla relativna vlaga samo na Brniku, ki je proti NW vetrovom najbolj odprt.

Prehodna oslabitev vetra na Brniku in tudi v Mariboru je vezana na zelo močen porast zračnega pritiska med 16. in 21. uro, in sicer na Brniku 7 mb in v Mariboru 6.5 mb.

Zaradi tega močnega porasta zračnega pritiska se je prehodno gradient pritiska zmanjšal. Po tem času porast pritiska ni bil več tako močan in se je veter ponovno okrepil. Kljub zelo močni turbulenci v ozračju, zaradi česar so bile spremembe smeri vetra zelo velike, je pričela prevladovati severna smer vetra. V noči od 9. na 10. februar je bil na 850 mb ploskvi severni veter z maksimalno hitrostjo v tem razdobju, na 700 mb ploskvi pa je bila smer že rahlo severovzhodna.

Dne 9. 2. je čez dan pihal veter še večinoma po Savski dolini navzdol in kljub razmeroma velikim hitrostim še ni povzročil škode. V noči na 10. februar se je pričel prelivati zrak prek Karavank.

Gradient pritiska je bil usmerjen tako, da je sredozemski ciklon »vsrkal« zrak predvsem v nižjih plasteh (slika 2 a in 2 b) in je s tem padajoči hladen zrak lahko dosegel dno Savske doline.

Vsekakor pa severni veter svoje hitrosti ni dobil samo zaradi spuščanja (padanja) zraka prek gorske pregrade, temveč je k hitrosti pri tleh prispevala tudi gibalna količina zraka nad višino gorske pregrade. Pod Karavankami so bile največje hitrosti vetra takrat, ko so bile največje hitrosti vetra tudi na 850 in tudi na 700 mb ploskvi (sl. 3b, 3c). Brž ko je ta hitrost vetra v prosti atmosferi nekoliko popustila, se je močno zmanjšala tudi hitrost vetra pri tleh, pa čeprav je na 850 mb ploskvi dotekal že hladnejši zrak.

HIPOTEZA O VZROKIH NASTANKA RUŠILNEGA VETRA

Največje škode (predvidevamo pa tudi, da je bil najmočnejši veter) so bile na območjih: Žirovnica—Breznica, Begunje—Dvorska vas, Križe—Golnik—Preddvor—Visoko. Kot smo že omenili, smo 9. 2. imeli močno kanaliziran veter navzdol po Savski dolini (prevladujoča smer na Brniku NW), v noči od 9. na 10. 2. je pričel dotekati zrak tudi prek Karavank, ki je bil prav tako kanaliziran in je bil najmočnejši v večjih dolinah, ki se zajedajo v Karavanke in Kamniške planine:

Dolina Završnice med Stolom in Begunjščico
dolina Draga med Begunjščico in Dobrčo
dolina Tržiške Bistrice med Dobrčo in Pristavo
dolina Kokre med Storžičem in Krvavcem

V zaledju teh dolin so razmeroma visoke pregrade na splošno med 1600 m in 2000 m. Spušča-joči zrak je v teh dolinah v grobem usmerjen, ne smemo pa upoštevati manjših pregrad, ki jih moramo zanemariti. Od Most po zgornjesavski dolini navzgor veter ni močan, ker padajoči veter zaradi ozke doline ne doseže dolinskega dna.

Največja škoda nastane tam, kjer pritekajo kanalizirani tokovi prek Karavank po omenjenih dolinah v splošen zračni tok po znatno širši dolini Save. Ob združitvi obeh tokov nastaja dodatna turbulenca in se pojavijo zelo izraziti vrtinci z vertikalno osjo. Ti potujejo po glavnem toku po dolini Save navzdol. Prav zaradi omenjenega vzroka si je možno razlagati rušilno moč vetra v prej omenjenih štirih območjih. Seveda ni močan veter izključno omejen na ta štiri območja. Več ali manj zajema celotno območje pod hribi od Žirovnice do Cerkelj. Dalje proti vzhodu so vetrovne razmere poponoma spremenjene zaradi drugačne gorske pregrade. Vzhodna meja so nekako Grintovec, Kalški greben, Krvavec. Dolina Kamniške Bistrice ima že drugačne vetrovne razmere.

Veter se je v oddaljenosti od gorske pregrade umirjal. Zahodna stran doline Save je bila močno prizadeta le v zgornjem delu, tam kjer je dolina še razmeroma ozka (od Žirovnice do Otoč, zato je bilo porušeno drevje pod Vrbo, med Lescami in Bledom do Lancovega. Dalje po dolini — vznožje Jelovice — ni bilo prizadeto, vsekakor pa so pihali močni vetrovi, ki so se umirjali šele proti Medvodam.

ZAKLJUČEK

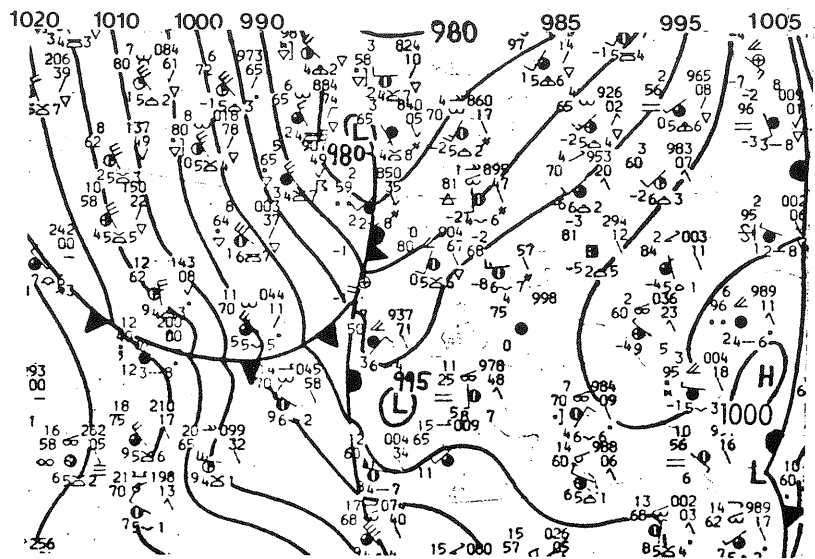
Orkanski vetrovi na Gorenjskem niso redkost. Ob vznožju Karavank med Žirovnico in Cerkljami se nekajkrat na leto pojavijo razmeroma močni vetrovi, ki so po svojem nastanku podobni burji na Primorskem, le da se pojavljajo veliko bolj poredko. Vzrok za to je dotekanje hladnega zraka prek Karavank ob severnih vetrovih ob istočasnem nastanku ciklona nad Jadrantom. Gradient pritiska omogoča odtok zraka iz Savske doline. Ob mnogo bolj redkih vremenskih situacijah, ko so ob podobnih vremenskih razmerah pri tleh, še izredno močni severni vetrovi v prosti atmosferi, pride do orkanskih vetrov, predvsem na ožjih območjih Gorenjske. Najmočnejši vetrovi naj bi nastali ob steku vetra po smeri doline Save z dodatnimi kanaliziranimi tokovi iz izrazitejših ozkih karavanških dolin.

Predpostavljamo, da so vetrovi v dolini Save v našem primeru presegli hitrosti 20 m/s (smer NW), prav tako pa so to hitrost presegli tudi vetrovi ob vznožju Karavank, ki so dotekali po

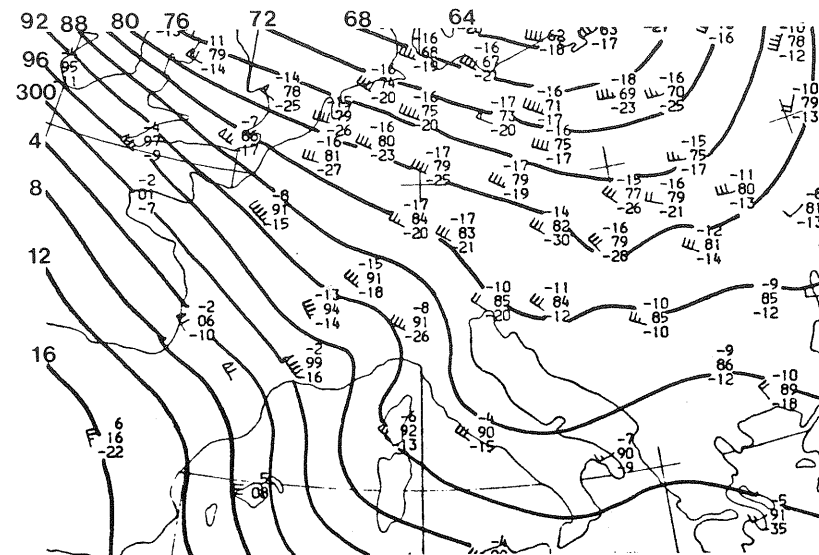
karavanških dolinah (smer N ali NNE). Vsak padajoč veter, ki je vezan na reliefne razmere, je precej turbulenten. Osi zračnih vrtincev so pretežno horizontalne in je zato smer razmeroma konstantna, močno pa se spreminja hitrost (npr. burja na Primorskem). V našem primeru pa se ob sotočju dveh različnih tokov verjetno pojavljajo tudi izraziti vrtinci z vertikalno osjo. V teh primerih je poleg velike sunkovitosti vetra tudi velika spremenljivost smeri vetra in se lahko smer spreminja pogosto v zelo kratkem času prek celega kroga tudi za 360°. Prav v teh vrtincih naj bi se pojavljale zelo velike hitrosti, v sunkih tudi do 40 m/s ali celo nekoliko več. Ta domneva ni potrjena, ker nimamo na ustreznih mestih nobenih meritev. Če ta predpostavka drži, potem so s katastrofalnimi vetrovi ogrožena le ožja območja na Gorenjskem. Za preverbo teh predpostavk bi rabili 5 do 10-letne meritve vetra z registriranimi instrumenti. Na ta način bi ugotovili značilnosti in vzroke za nastanek močnih vetrov. Tudi če se v tem času orkanski vetrovi ne bi pojavili, bi bilo možno določiti najbolj ogrožena območja in zanje bi bilo pri gradnji potrebno upoštevati večje hitrosti vetra. Na osnovi takšnega razmišljanja je možno določiti makrolokacijo, na katerih območjih je nevarnost pojavljanja organskih vetrov največja.

LITERATURA

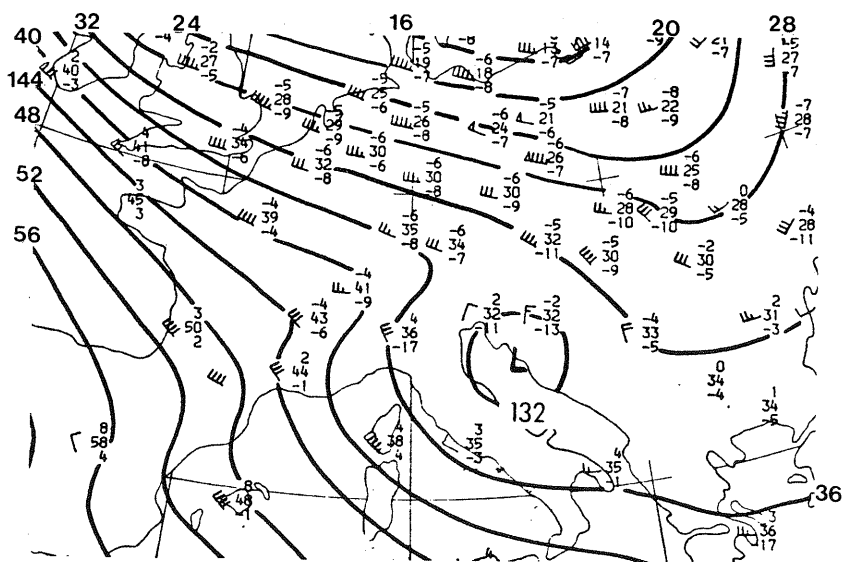
- Drimmel, J. 1977: Die Abschätzung maximaler Strumboen über aerodynamisch unterschiedlichen Landschaften, Wetter und Leben 29/2, Wien
- Nedeljka, M. 1978: Die Stürme in der Hohen Tatra in Jänner 1976. Arbeiten aus der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik. Heft 31. Wien
- Paradiž, B. 1957: Burja v Sloveniji, 10 let hidrometeorološke službe, Hidrometeorološki zavod SR Slovenije, Ljubljana
- Petkovšek, Z. 1976: Periodičnost sunkov burje, Razprave — Papers, Vol. 20 št. 2, Ljubljana
- Poje, D. 1984: Ekstreme wind in Northern Croatia an 10. february 1984. Zbornik meteoroloških i hidroloških radova 10, Beograd
- Pristov, J. 1959: Abweichungen des Windes auf den Alpenen Beobachtungsstationen in Bezug auf die Strömung in der Freien Atmosphäre. Berichte des Deutschen Wetterdienstes (Offenbach am Main) 1959, Bd. 8, Nr. 54
- Reya, O. 1936: Nordföhn auf der Südseite der Karavanken. Extrait des comptes Rendus Du IV-e



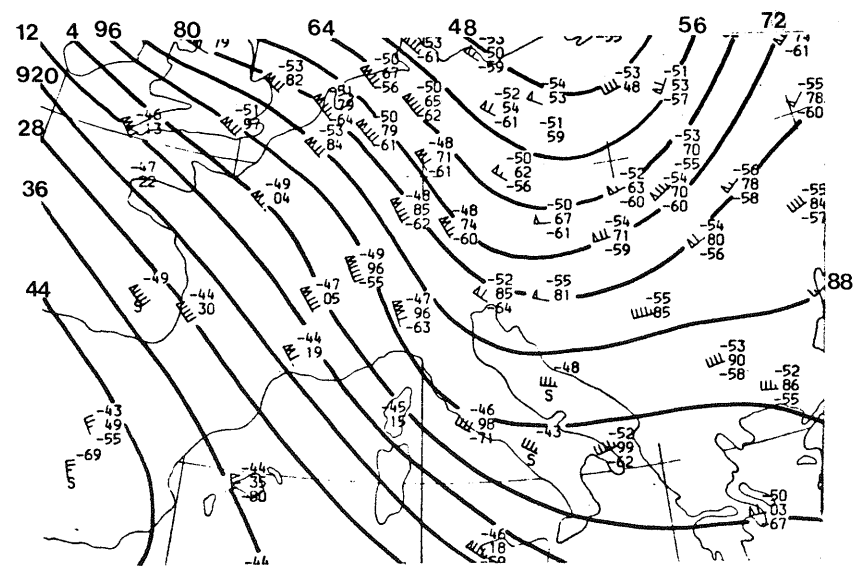
Surface chart 12 GMT



700 hPa 00 GMT

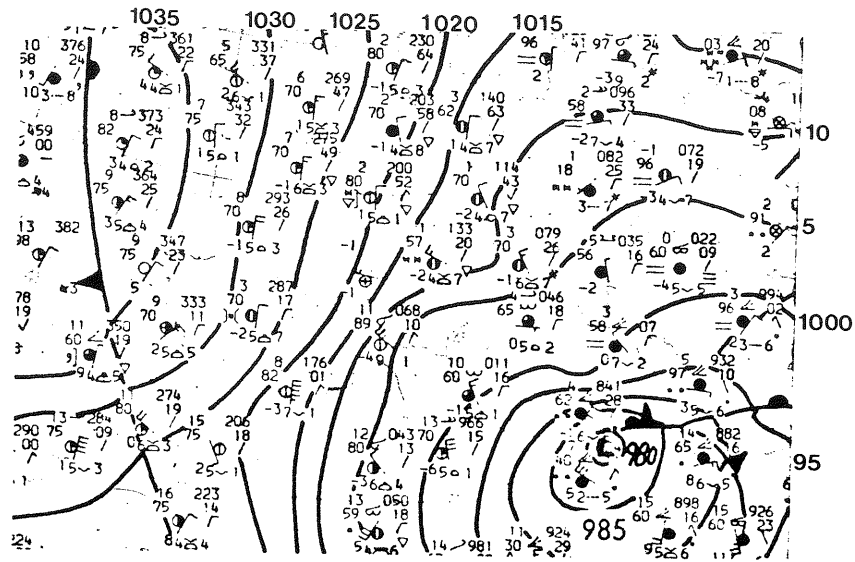


850 hPa 00 GMT

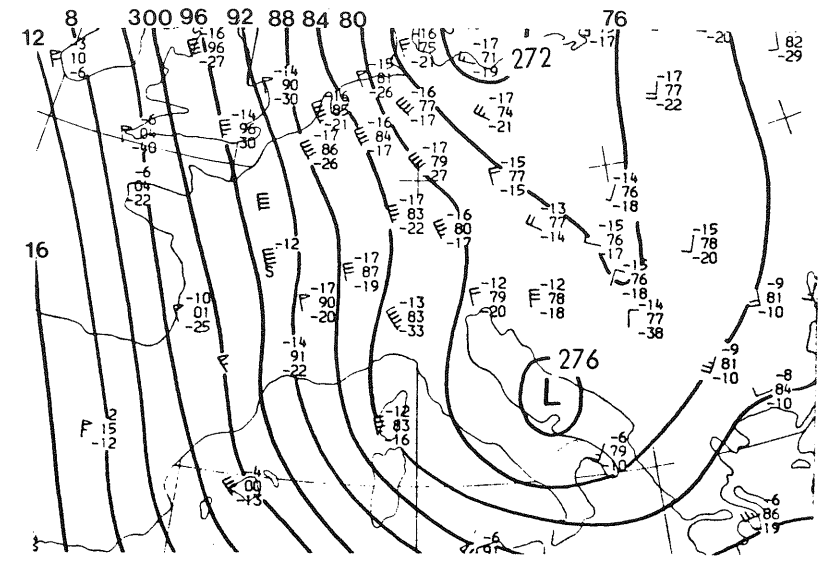


300 hPa 00 GMT

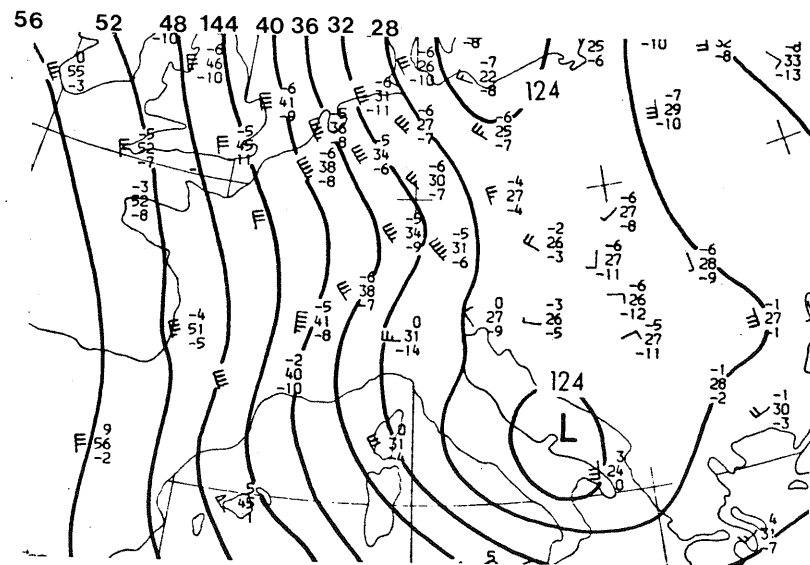
Slika 1: Meteorološke karte 8. 2. 1984
Fig. 1 Meteorological charts for 8th February 1984



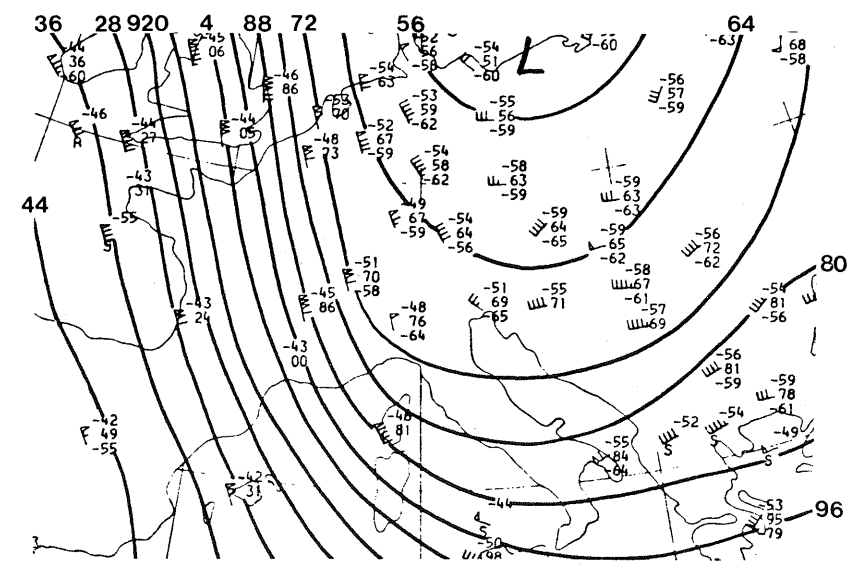
Surface chart 12 GMT



700 hPa 00 GMT

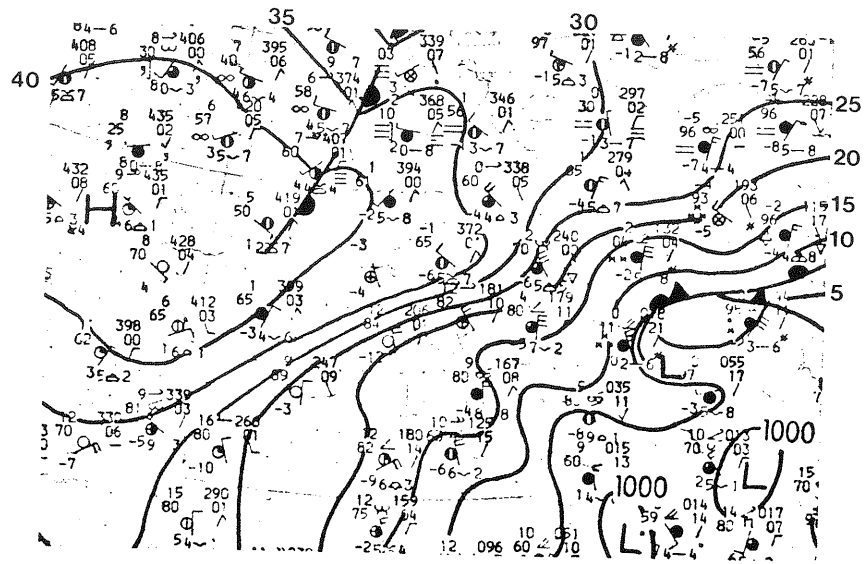


850 hPa 00 GMT

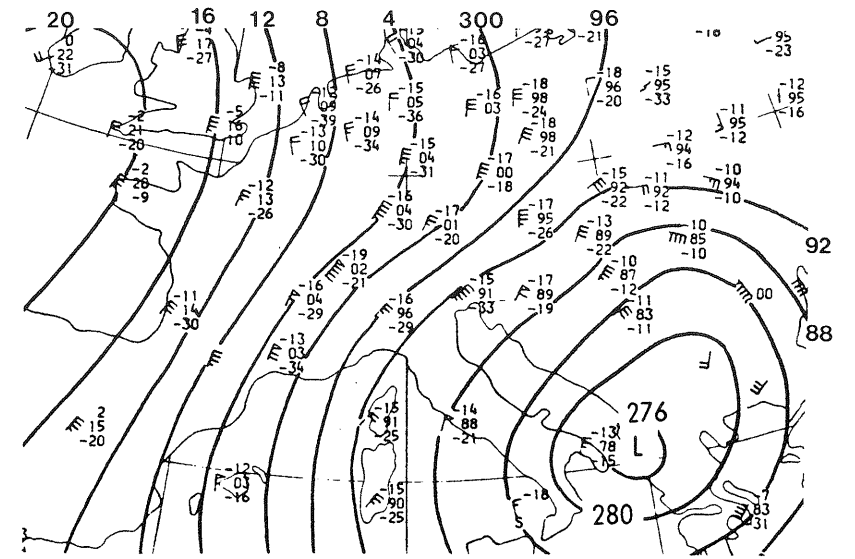


300 hPa 00 GMT

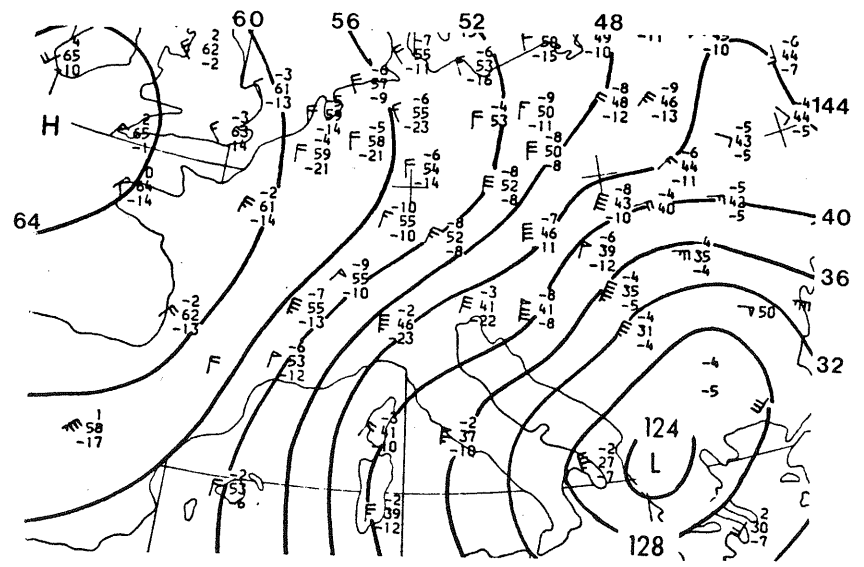
Slika 2: Meteorološke karte 9. 2. 1984
Fig. 2 Meteorological charts for 9th February 1984



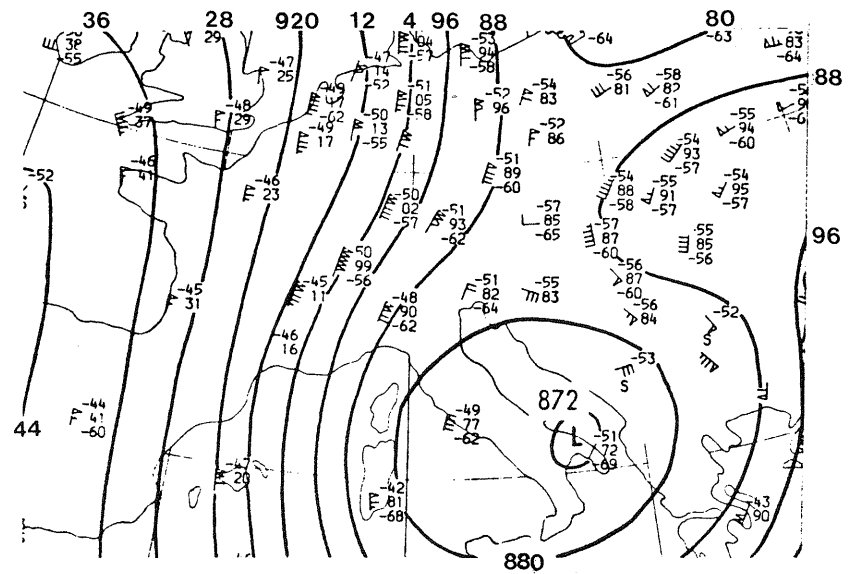
Surface chart 12 GMT



700 hPa 00 GMT



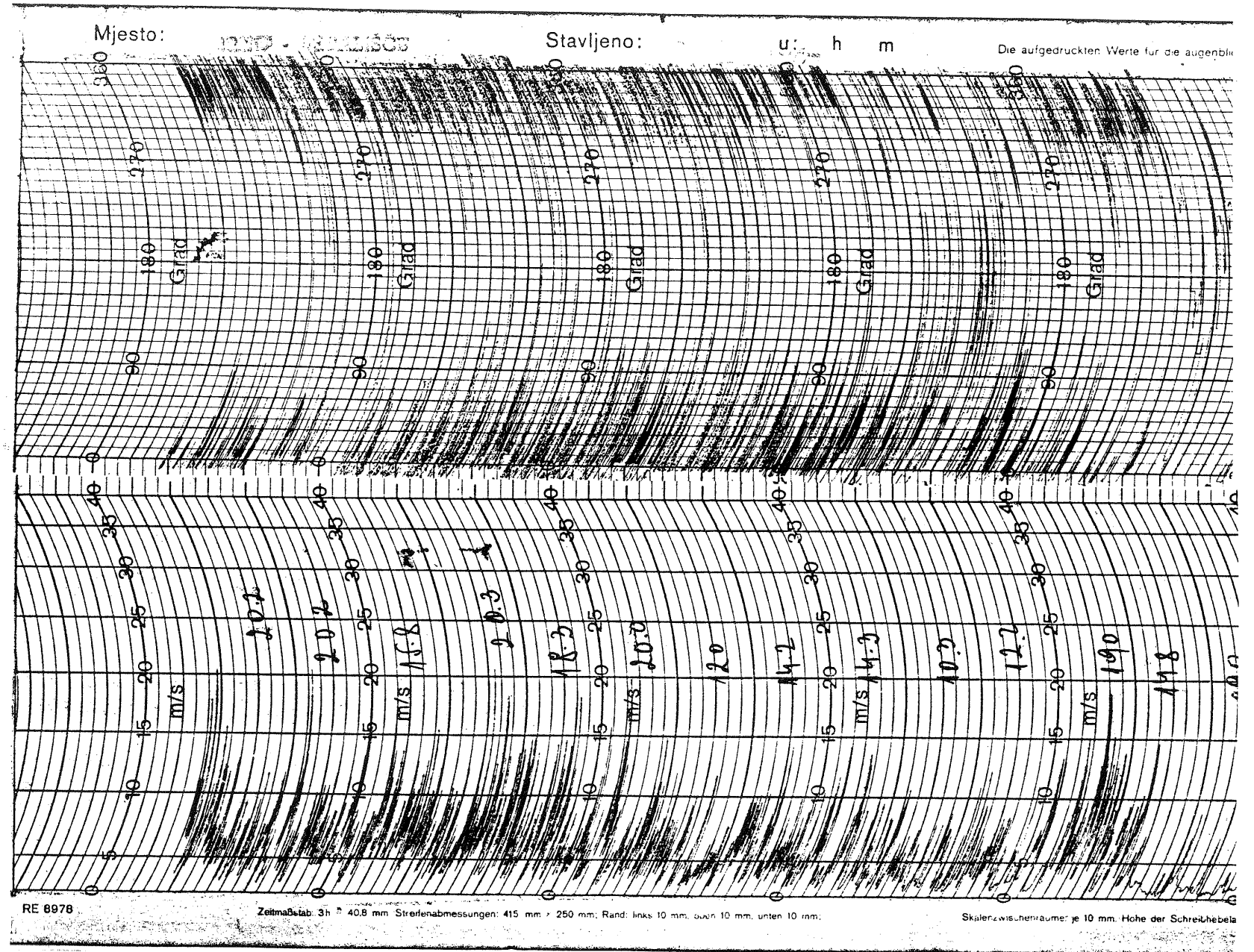
850 hPa 00 GMT



300 hPa 00 GMT

Slika 3: Meteorološke karte 10. 2. 1984
Fig. 3 Meteorological charts for 10th February 1984

Slika 4 Vetrovni zapis na Brniku
 Fig. 4 Wind registration at Brnik



**STRUJANJE U GORNJEM DIJELU DOLINE SAVE PREMA MODELU
WIPPERMANNA**

**AIRFLOW IN THE UPPER PART OF THE SAVA VALLEY ACCORDING TO
WIPPERMANN'S MODEL**

Alica BAJIĆ
Republički hidrometeorološki zavod SR Hrvatske, Zagreb

551.553.12

SUMMARY

A model of airflow over a broad valley (Wippermann, 1984a) is applied to the mean vertical cross-section along the River Sava from Zidani most to Podsused in the western part of Zagreb. Analysis of the sensitivity of the model to change of the ratio between the valley's depth and the model's upper boundary shows that the channeling effect is more expressed as the valley is deeper. Unlike Wippermann's method, we determine the upper boundary of the model (the height of vanishing influence of the terrain) according to Rossby similarity. Thus we do not obtain the supergeostrophic velocity along the valley, in contrast to the results of Wippermann, who obtains stronger winds in a valley than in the upper levels. The model is applied to a case study of 25 April 1982, which satisfies the basic modeling assumptions. Comparison of theoretical results with the upper air wind measurements in Zagreb shows good agreement in the vertical wind profile.

POVZETEK

Za preizkus uporabe tokovnega modela (Wippermann, 1984 a) smo izbrali srednji vertikalni presek doline vzdolž Save od Zidanega mosta do Podsuseda. Analiza občutljivosti modela na spremembo razmerja med globino doline in gornjo mejo modela je pokazala, da dolina tem bolj spremeni začetni zračni tok, čim globlja je. Primerjava s podatki radiosondažnih meritev v Zagrebu kaže za določene razmere, da dobimo z modelom pričakovane rezultate in da bi ga pri določevanju smeri in hitrosti vetra v dolini Save lahko uporabljali.

UVOD

Poznato je da orografski razvijen teren u velikoj mjeri utječe na smjer i brzinu vjetra. Tako zračna struja koja prelazi preko neke doline pod bilo kojim kutem biva otklonjena od svog prvobitnog smjera u smjer koji je bliži smjeru pružanja doline. Ovak, tako zvani kanalni efekt doline teoretski su pokušali objasniti i numerički simulirati, između ostalih, Egger (1983) i Wippermann (1984 a, b). Pretpostavka Eggerove teorije je razdvajanje strujanja kada se ono približava dolini, te postojanje zatvorene cirkulacije u dolini. Wippermann pokazuje,

međutim, da te pretpostavke ne vrijede u slučaju široke i plitke doline. U slučaju doline duboke 200—600 m i široke 5—15 km strujanje se ne razdvaja.

Budući da dimenzije doline gornjeg toka Save na potezu Zidani Most—Podsused odgovaraju navedenima, ispunjen je osnovni uvjet za primjenu modela Wippermanna za određivanje smjera i brzine vjetra.

Uz kratki opis modela u ovom je radu dan prikaz osjetljivosti rezultata na promjenu dimenzije doline. Na osnovi primjene modela u konkretnoj situaciji ocjenjena je mogućnost određivanja vertikalnog profila smjera i brzine vjetra na promatranom području.

OPIS MODELA

Ovdje ćemo ukratko iznijeti osnovne pretpostavke, te konačne izraze koji omogućuju primjenu modela Wippermanna (1984 a). Područje primjene modela je ravna dolina homogenih uvjeta duž centra doline oblika (slika 1):

$$h = D \left(1 - \frac{1}{1 + 4 \xi^2} \right); \quad \xi = \frac{x}{L} \quad (1)$$

gdje je h visina iznad najniže točke doline, D je dubina, a L širina na D/2. Os x je usmjerena okomito na smjer pružanja, a os y je u smjeru pružanja doline.

Koordinatni sistem (x, y, η) slijedi teren tako da je

$$\eta(x) = \frac{z'(x)}{H - h(x)}$$

z' je visina iznad tla, a H je visina na kojoj prestaje utjecaj terena.

Zbog primjene Ekmanove teorije definirana je normalizirana visina iznad tla:

$$Z = \frac{z'}{d}; \quad d = (2 K_v/f)^{1/2} \quad (3)$$

gdje je K_v turbulenta difuzivnost, a f Coriolisov parametar.

Na osnovne jednačbe gibanja, kontinuiteta, te prvog zakona termodinamike (bez izvora ili ponora topline) primjenjene su slijedeće pretpostavke:

1. homogenost u smjeru doline
2. stacionarnost
3. neutralna stratifikacija
4. barotropnost
5. strujanje slijedi teren
6. horizontalno trenje je zanemareno
7. advektivni članovi su zanemareni

Pretpostavke 5, 6 i 7 ograničavaju primjenu modela na relativno široku dolinu.

8. akceleracija ili deceleracija horizontalne brzine uslijed trenja parametrizirana je kao

$$\vec{F}_z = -\lambda \vec{v} - \mu [\vec{k} \times \vec{v}] \quad (4)$$

Da bi se dobila ovisnost koeficijenata λ i μ o visini z koristi se Ekmanova spirala oblika:

$$\begin{aligned} u &= [1 - \exp(-Z)\cos(Z)]u_g - \exp(-Z)\sin(Z)v_g \\ v &= \exp(-Z)\sin(Z)u_g + [1 - \exp(-Z)\cos(Z)]v_g \end{aligned} \quad (5)$$

pa izrazi za λ i μ glase:

$$\lambda(Z) = \frac{f}{2} \frac{\sin(Z)}{\cosh(Z) - \cos(Z)} \quad (6)$$

$$\mu(Z) = \frac{f}{2} \frac{\cos(Z) - \exp(-Z)}{\cosh(Z) - \cos(Z)}$$

Uvažavajući navedene pretpostavke dobije se slijedeći sistem jednačbi:

$$-f[v - v_g] = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p^*}{\partial x} - \lambda u + \mu v \quad (7)$$

$$f[u - u_g] = -\lambda v - \mu u \quad (8)$$

$$\frac{\partial}{\partial x} [\rho_0 (H-h) u] = 0 \quad (9)$$

ρ_0 je gustoća zraka pitlu, a p^* je devijacija tlaka u mezorazmjerima.

Oboje komponente vjetra u izrazima (7) i (8) mogu se rastaviti na dva dijela: jedan koji nije poremećen i vrijedi za horizontalno homogenu uvjete izvan doline (u_R i v_R), te drugi koji je pod utjecajem terena (u_T i v_T). Tako su:

$$u = u_R + u_T \quad v = v_R + v_T \quad (10)$$

Zbog stacionarnosti i horizontalnog homogeniteta u_R i v_R dani su slijedećim izrazima:

$$u_R = \frac{f}{\lambda [1 + \sigma^2]} [\sigma u_g - v_g] \quad (11)$$

$$v_R = \frac{f}{\lambda [1 + \sigma^2]} [u_g + \sigma v_g] \quad (12)$$

gdje je $\sigma \equiv \frac{q}{\lambda}$, $q \equiv f + \mu$

Horizontalne komponente vjetra se konačno dobiju iz izraza:

$$u = \frac{f}{\lambda [1 + \sigma^2]} [\sigma u_g - v_g] \left[1 - \frac{\delta}{r (\xi)} \right] \quad (13)$$

$$v = \frac{f}{\lambda} u_g - \frac{q}{\lambda} v_g \quad (14)$$

$$\delta \equiv \frac{D}{H}, r \equiv 1 + 4(1 - \delta) \xi^2 \quad (15)$$

Smjer vjetra dobije se pomoću jednadžbe

$$\tan \varphi = \frac{v}{u} \quad (16)$$

i njegova ovisnost o smjeru geostrofičkog vjetra (φ_g) dana je izrazom:

$$\tan \varphi = \frac{1 + \sigma^2}{\sigma - \tan(\varphi_g) \sigma} \frac{1}{1 - \frac{\delta}{r}} - \sigma \quad (17)$$

φ je kut koji raste u smjeru suprotnom od kazaljke na satu od pozitivne x osi. Kutem Ψ bit će označen azimut smjera vjetra u skladu s internacionalnim ključem ($\Psi = 360^\circ$ za N smjer vjetra).

Time se za svaki nivo η iznad Prandtlovog sloja ($\eta \geq \eta_p$) može izračunati smjer i brzina vjetra u točki proizvoljno udaljenoj od osi doline. Visina Prandtlovog sloja (z_p) i kut između stvarnog vjetra na toj visini i geostrofičkog vjetra pri tlu (α_0) međusobno su funkcionalno povezani:

$$\tan \alpha_0 = \frac{\exp(z_p/d) - \cos(z_p/d)}{\sin(z_p/d)} \quad (18)$$

Na nivoima $z \leq z_p$ brzina vjetra se dobije iz jednadžbe:

$$\vec{v} = \vec{v}_p \frac{\ln(Zd/z_0)}{\ln(Z_p d/z_0)} \quad (19)$$

gdje je z_0 parametar hrapavosti. Unutar plitkog prizemnog (Prandtlovog) sloja vjetar ne mijenja smjer.

Dakle, podaci potrebni za primjenu modela su slijedeći: širina (L), dubina (D) doline, gornja granica modela (H), smjer i brzina geostrofičkog vjetra (φ_g i $|\vec{v}_g|$), kut između stvarnog i geostrofičkog vjetra pri tlu izvan doline (α_0), te vertikalni koeficijent difuzije K_v .

Sve ove veličine, izuzev dimenzija doline, su nad homogenim terenom međusobno funkcionalno povezane zakonom otpora (resistance law). Jedan od mogućih oblika ovog zakona, kojim ćemo se i mi poslužiti u ovom radu, izveo je za neutralni barotropni granični sloj atmosfere Wippermann (1970):

$$\ln(Ro_0) = M - \ln(C_d) + [k^2/C_d - N^2]^{1/2} \quad (20)$$

$$k \sin(|\alpha_0|)/C_d = N \quad (21)$$

$$Ro_0 = \frac{|\vec{v}_g|}{f z_0}; C_d = \frac{u_*}{|\vec{v}_g|} \quad (22)$$

gdje su: Ro_0 prizemni Rossbyev broj; C_d geostrofički koeficijent potezanja; k von Karmanova konstanta; u_* brzina trenja; f , α_0 , \vec{v}_g i z_0 imaju ranije spomenuto značenje. Veličine M i N ovise o termalnoj stratifikaciji dijabatskog graničnog sloja, a u slučaju neutralne stratifikacije su konstantne. Proračuni numeričkih vrijednosti konstanti M i N dobiveni na osnovi mjerenja na različitim lokacijama (Lettau, 1959; Csanady, 1967; Clarke, 1970; Clarke i Hess, 1974; Melgarejo i Deardorff, 1974) pokazali su da one mogu znatno varirati. Iznosi veličina M i N mijenjaju se i u ovisnosti o pretpostavkama modela graničnog sloja iz kojeg su dobivene (Blackadar i Tennekes, 1968; Wippermann, 1970; Deardorff, 1972; Yamada, 1976; Jensen, 1978; WMO/WCP, 1984).

Zbog toga i rezultati primjene zakona otpora u mnogome ovise o izboru konstanti M i N . U ovom su radu odabrane teoretski dobivene vrijednosti $M=0,9$ i $N=4,5$ predložene u radu Wippermanna (1970). Polazeći od jednadžbi za stacionarno, horizontalno homogeno strujanje za koje se mogu zanemariti vertikalne varijacije gustoće dolazi se do izraza za M i N u obliku:

$$M = -\ln(k) \text{ i } N = \frac{1}{\delta^*/H} \quad (23)$$

$$\text{gdje je } \delta^* = C_d H' [k \sin(|\alpha_0|)]^{-1} \quad (24)$$

$$\text{a visina graničnog sloja } H' = \frac{k u_*}{f} \quad (25)$$

Tu postavljamo da je visina H , na kojoj prestaje utjecaj terena jednaka $H':H=H'$.

Na taj način na određenom terenu (z_0) i uz poznati geostrofički vjetar ($|\vec{v}_g|$) iz relacija (20)—(25) mogu se dobiti sve veličine potrebne za primjenu modela.

PODRUČJE PRIMJENE MODELA

Srednji profil terena na koji je model primijenjen okomit je na smjer pružanja doline (slika 1). Ovaj je profil dobiven osrednjavanjem 13 profila međusobno razmaknutih 5 km na potezu Zidani most—Podsused.

Radi jednostavnosti primjene modela pretpostavit će se da je oblik terena simetričan, pa je dan relacijom (1). Ovako izglađen profil ne razlikuje se bitno od stvarnog na slici 1. Dubina doline je $D = 220$ m, a širina na $D/2$ je $L = 5$ km.

Budući da je dolina Save na promatranom potezu usmjerena WNW-ESE, koordinatni sistem ćemo odabrati tako da je pozitivna x os u smjeru NNE, a pozitivna y os u smjeru WNW.

OSJETLJIVOST MODELA NA PROMJENU OMJERA IZMEĐU DUBINE DOLINE I GORNJE GRANICE MODELA

Jedna od veličina koju je potrebno odrediti prije upotrebe modela je gornja granica H . Pretpostavili smo već da se radi o visini na kojoj vjetar prelazi na geostrofički. Zbog toga ćemo u daljem radu izjednačiti H i visinu sloja trenja z_F' definiranu kao

$$z_F' = \pi \cdot d \quad (26)$$

Time, ujedno, možemo izvesti i relaciju koja nam daje ovisnost koeficijenta difuzije K_v o visini H :

$$K_v = \frac{fH^2}{2\pi^2} \quad (27)$$

Budući da je promatrano područje orografski razvijeno, za z_0 ćemo pretpostaviti vrijednost od 0,99 m (Fiedler i Panofsky, 1972). Uz ovakav z_0 i pretpostavku da je $|\vec{v}_g| = 10$ m/s relacije (20)—(27) daju slijedeće vrijednosti veličina potrebnih za rad modela:

$$\alpha_0 = 30,9^\circ \quad H = 1824 \text{ m} \quad K_v = 16,8 \text{ m}^2/\text{s}$$

Ove veličine u slijedećim eksperimentima ostaju nepromijenjene. Uz $\Psi_g = 292,5^\circ$ izračunata je brzina vjetra pri tlu (na visini 10 m) u osi doline za različite omjere $\delta = D/H$ (slika 2). Budući da je H konstantno, ovaj omjer je funkcija samo dubine doline D . Što je δ manji brzina vjetra koju daje model je veća.

Rezultati prikazani na slici 2. pokazuju da uz veću dubinu doline brzina stvarnog vjetra više odstupa od $|\vec{v}_g|$. To je, prema (13), posljedica smanjenja horizontalne komponente vjetra okomite na os doline.

Da bi vidjeli koliko promjena δ utječe na jačanje ili smanjenje efekta kanaliziranja, izračunali smo za različiti δ vektore prizemnog vjetra u osi doline u ovisnosti o smjeru geostrofičkog vjetra (slika 3.). Izvan doline pri tlu bi se dobila kružna (rotaciono simetrična) razdioba ovih vektora vjetra $v_R = 2,3$ m/s koji bi svaki bio zakrenut za zadani α_0 od smjera odgovarajućeg geo-

strofičkog vjetra. U svim slučajevima prikazanim na slici 3. uočava se maksimalan vjetar u dva smjera otklonjena od osi doline. Što je δ veći to je ovaj maksimum izraženiji, odnosno udio v_T komponente u iznosu vektora vjetra veći. U osi doline Save, za koju je $\delta = 0,12$, brzina vjetra se mijenja u intervalu od 2,0 do 2,4 m/s ovisno o smjeru Ψ_g .

Pojava pojačanog kanalnog efekta u slučaju dublje doline (većeg δ) posve je razumljiva, budući da je uz veći D i sloj u kojem se strujanje prilagođava orografiji plići, što prisiljava zrak da struji kroz dolinu.

Još bolji uvid u postojanje izraženosti kanalnog efekta uz veći δ daje nam ovisnost Ψ o Ψ_g prikazana na slici 4. Pretpostavljena razlika između Ψ i Ψ_g od $30,9^\circ$ izvan doline (na $\xi = 3$) više se mijenja idući ka osi doline što je D veći. U slučaju $\delta = 0,67$ linije $\Psi_g = \text{const.}$ fokusirane su u dva uska područja i to oko WNW i ESE što je upravo i smjer pružanja doline.

Najveća razlika $\Psi - \Psi_g$ uočava se u osi doline za E i W geostrofički vjetar, tj. za stvarni vjetar izvan doline okomit na njeno pružanje. U sva tri slučaja najmanje je podložan kanalnom efektu stvarni vjetar koji je na $\xi = 3$ u smjeru pružanja same doline.

VERTIKALNA RAZDIOBA SMJERA I BRZINE VJETRA

Kanalni efekt doline može se uočiti i na vertikalnim presjecima komponente vjetra duž doline. Budući da su λ i μ poznate funkcije od η , polje $v(\xi, \eta)$ dano je relacijom (14). Međutim, parametrizacija trenja prema (4) ima neke nedostatke. Naime, iako se komponenta brzine vjetra duž doline koja nije pod utjecajem terena, v_R , ponaša u skladu s Ekmanovom spiralom i približava se geostrofičkom vjetru s porastom visine, komponenta v_T , koja je pod utjecajem terena, ne opada s visinom. Da bi se to izbjeglo Wippermann predlaže da se v_T pomnoži faktorom

$$e^{-\frac{\pi}{2}(\eta - \eta_p)} \cdot \frac{\sigma_p}{\sigma}$$

Time v_T opada na nivou $\eta = 1$ na 28 % vrijednosti koju je imao na η_p .

Vertikalni presjeci komponente vjetra v iznad Prandtlovog sloja u slučaju geostrofičkog vjetra N, W i SSW smjera brzine 10 m/s, dobiveni prema (12), uz navedenu korekciju prikazani su na slici 5. Kanalni efekt doline razlikuje se kada je $\Psi_g = 360^\circ$ i $202,5^\circ$ od onoga za $\Psi_g = 270^\circ$. U prva dva slučaja v komponenta vjetra dosiže maksimum u osi doline na nekoj visini iznad tla. Ovaj je maksimum veći (7,0 m/s) i na većoj visini iznad tla (730 m) u slučaju sjevernog geostrofičkog vjetra, nego kada je ovaj vjetar SSW smjera (4,4 m/s na 460 m nad tlom).

Sasvim je drugačija slika za $\Psi_g = 270^\circ$ kada v kontinuirano raste s visinom. To je i razumljivo, budući da je uz pretpostavku $\alpha_0 = 30,9^\circ$ stvarni vjetar pri tlu izvan doline gotovo u smjeru pružanja doline ($\Psi = 300,9^\circ$), što znači da osnovni udio u njegovom iznosu ima upravo v komponenta. Zbog toga se pretpostavljeni smjer Ψ ne modificira značajnije ni u samoj osi doline.

U kojoj su mjeri profili vjetra prikazani na slici 5. realni ne može se točno reći budući da ne postoje sondažna mjerenja s čijim bi se podacima mogli usporediti teoretski dobiveni rezulta-

ti. Ovdje je treba naglasiti, da u slučaju geostrofičkog vjetra okomitog na smjer pružanja doline, za razliku od rezultata Wippermanna (1984a), dobiven vjetar u dolini u našem eksperimentu nije supergeostrofički. Izostanak ovako jakog vjetra čini dobivenu sliku mnogo realnijom.

PRIMJENA MODELA U SITUACIJI 25. TRAVNJA 1982.

U ovom ćemo poglavlju primijeniti model u konkretnoj situaciji od 25. travnja 1982. u 12 GMT kada podaci radiosonažnih mjerenja Zagreba (najbliži raspoloživi podaci o vertikalnoj strukturi atmosfere za dolinu Save) pokazuju neutralno stratificiranu atmosferu.

Budući da se radi o istom području koje smo razmatrali i u prethodnim poglavljima, pretpostavit ćemo isti parametar hrapavosti $z_0 = 0,99$ m. Za rad modela potreban je još podatak o smjeru i brzini geostrofičkog vjetra. Radiosondažni podaci Zagreba pokazuju da se vjetar od 1820 do 3000 m visine gotovo ne mijenja ni po brzini ($0,03 \text{ ms}^{-1}/100 \text{ m}$) ni po smjeru ($0,2^\circ/100 \text{ m}$). Zbog toga ćemo pretpostaviti da se na visini 1820 m više ne osjeća utjecaj terena i vjetar na toj visini smatrat ćemo geostrofičkim reprezentativnim za šire područje. Za tako dobiven v_g brzine $7,5 \text{ m/s}$ i smjera $\Psi_g = 33^\circ$ prema relacijama (20)–(22) može se izračunati da je $\alpha_0 = 31,5^\circ$.

Uz ove ulazne podatke izračunato je polje komponente vjetra duž doline i prikazano je na slici 6. Ovdje uočavamo pojavu koje na vertikalnim presjecima prikazanim u prethodnom poglavlju nije bilo. Radi se o promjeni predznaka v s visinom. To znači da se komponente v_R i v_T na nivou $v = 0 \text{ m/s}$ (oko 1200 m) kompenziraju. Ispod tog nivoa v_T je istog predznaka kao i v_R , dok je iznad njega v komponenta vjetra suprotnog smjera zbog manjeg utjecaja v_T i promjene predznaka v_R komponente. Ova, nasuprotna, struja uočava se i na vertikalnim profilima vjetra u osi doline ($\xi = 0$) i na njenom rubu ($\xi = \pm 3$) prikazanim na slici 7. Kako se vidi vjetar postepeno jača s visinom i mijenja smjer od $\Psi = 350^\circ$ u osi doline i $\Psi = 001^\circ$ izvan nje do pretpostavljenih 33° na visini H. Ovi se profili na visini iznad 600 m veoma dobro slažu s izmjerenim u Zagrebu. U nižim je slojevima postojeća razlika između izmjerenog i proračunatog profila razumljiva, budući da je vjetar u Zagrebu u najnižem sloju velikim dijelom posljedica utjecaja Medvednice.

Uprkos spomenutoj razlici u donjim slojevima atmosfere proračunati profili vjetra pokazuju opravdanost primjene modela Wippermanna za simulaciju strujanja unutar doline Save.

ZAKLJUČAK

Ispitivanje osjetljivosti modela strujanja u širokoj dolini primijenjenog na srednji profil doline rijeke Save na potezu Zidani most—Podsused, na promjenu omjera između dubine doline i gornje granice modela δ pokazalo je očekivane rezultate. Kanalni efekt doline na polje strujanja je to izraženiji što je omjer δ veći, tj. dolina dublja. Maksimalnu geostrofičku komponentu vjetra model daje u slučaju strujanja okomitog na smjer pružanja doline, a minimalnu za strujanje u smjeru doline za svaki δ . Pri tom za razliku od rezultata Wippermanna (1984a) u dolini ne dobijamo brzine, koje bi bile veće od brzine vjetra u visinama. Mislimo da je taj rezultat bliži opažanjima u prirodi.

Proračuni vertikalne strukture komponente vjetra duž doline v pokazali su da oni ovise o pret-

postavljenom smjeru geostrofičkog vjetra, te da v u svim slučajevima ne raste kontinuirano s visinom.

Primjena modela u konkretnoj situaciji, kao i usporedba radiosondažnih podataka Zagreba s proračunatim profilima vjetra, pokazala je da bi model mogao dati realne rezultate u situacijama u kojima su ispunjeni osnovni uvjeti za njegovu primjenu.

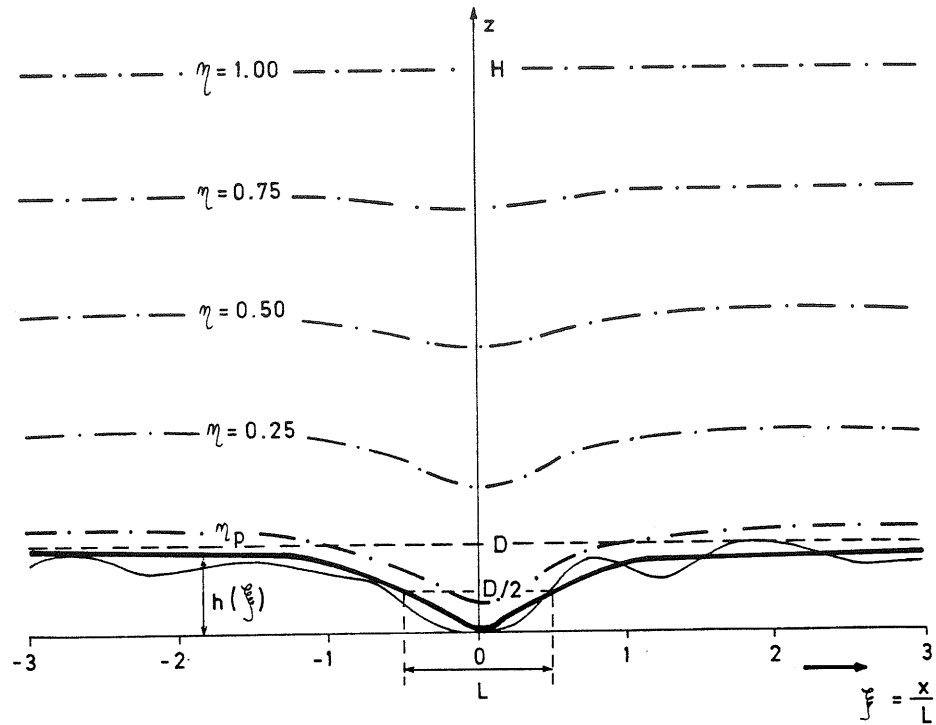
Mjerenja vertikalnih profila vjetra u samoj dolini, kao i primjena modela u većem broju situacija mogla bi pokazati u kojoj je mjeri ovakva pretpostavka opravdana.

LITERATURA:

- Blackadar, A. K. and Tennekes, H., 1968: Asymptotic similarity in neutral barotropic boundary layer. *J. Atmos. Sci.* 25, 1015–1020.
- Clarke, R. H., 1970: Observational studies in the atmospheric boundary layer. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 96, 91–114.
- Clarke, R. H. and G. D. Hess, 1974: Geostrophic departure and the functions A and B of rossby-number similarity theory. *Boundary-layer Meteor.* 7, 267–287.
- Csanady, G. T., 1967: On the resistance law of a turbulent Ekman layer. *J. Atmos. Sci.* 24, 467–471.
- Deardorff, J. W., 1972: Parametrization of the planetary boundary layer for use in general circulation models. *Mon. Wea. Rev.* 100, 93–106.
- Egger, J., 1983: Kanalisierung des Windes in breiten Tälern. Ext. Abstract of a paper presented at the Deutsche Meteorologentagung 16–19 May 1983. Bad Kissingen, *Annal. Meteorol. (N. F.)* 20, 8–10.
- Fiedler, F. and H. A. Panofsky, 1972: the geostrophic drag coefficient and the «effective» roughness length. *Quart. J. R. Met. Soc.* 98, 213–222.
- Jensen, N. O., 1978: Change of surface roughness and the planetary boundary layer. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 104, 336–351.
- Lettau, H. H., 1959: Wind profile, surface stress and geostrophic drag coefficients in the atmospheric surface layer. *Adv. Geophys.* 6, 241–257.
- Melgarejo, J. W. and J. W. Deardorff, 1974: Stability functions for the boundary-layer resistance laws based upon observed boundary-layer heights. *J. Atmos. Sci.* 3, 1324–1333.
- Roth, R., 1981: The daily variation of the geostrophic windspeed. *Beitr. Phys. Atmosph.* Vol. 54, No. 1, 101–106.
- Yamada, Z., 1976: On the similarity functions A, B and C of the planetary boundary layer. *J. Atmos. Sci.* 33, 781–793.
- Wippermann, F., 1970: The two constants in the resistance law for a neutral barotropic boundary layer of the atmosphere. *Beitr. Phys. Atmos.* 43, 133–140.
- Wippermann, F., 1984a: Air flow over and in broad valleys: channeling and counter-current. *Beitr. Phys. Atmosph.* Vol. 57, No. 1, 92–105.
- Wippermann, F., 1984b: Do flat mountain ranges also channel the air flow? *Beitr. Phys. Atmosph.* Vol. 57, No. 2, 282–284.
- WMO/WCP—no. 86, 1984: Extrapolation of mean wind statistics with special regard to wind energy applications. pp. 85.

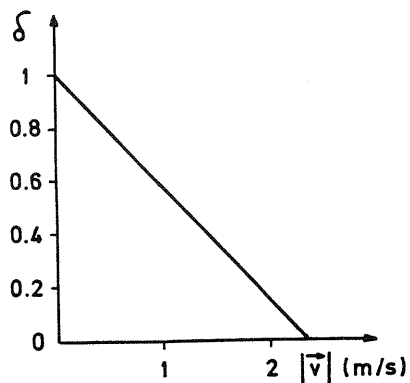
ZAHVALA: Zahvaljujem se dr. Jožetu Rakovcu na korisnim sugestijama u toku izrade rada.

Ovaj rad je sufinancirala republička zajednica za znanstveni rad (SIZ III).



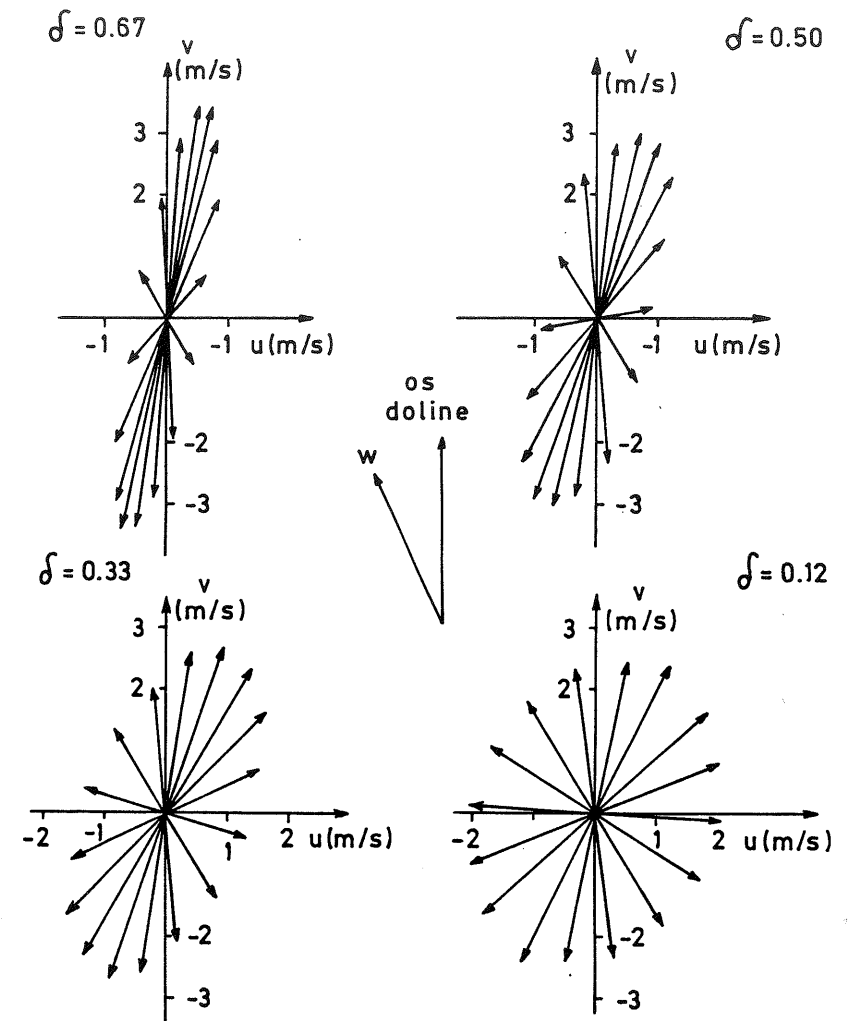
Slika 1 Područje primjene modela i koordinatni sistem koji slijedi teren. Srednji profil visine terena okomit na os doline Save na potezu Zidani most—Podsused označen je tanjom punom linijom, a izgladjeni profil pogodan za primjenu modela označen je debljom punom linijom.

Fig. 1 The applied topography of the valley and the terrain-following coordinate system with the mean profile of the terrain height perpendicular to the axis of the Sava valley from Zidani most to Podsused (light solid line) and smoothed profile suitable for the model application (heavy solid line).



Slika 2 Ovisnost izračunate brzine vjetra pri tlu o promjeni omjera $\delta = D/H$.

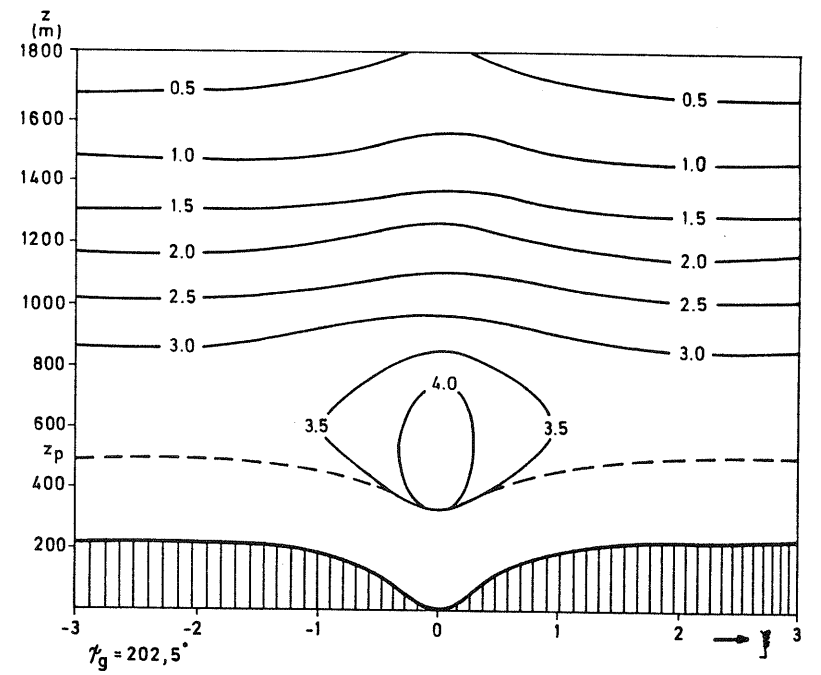
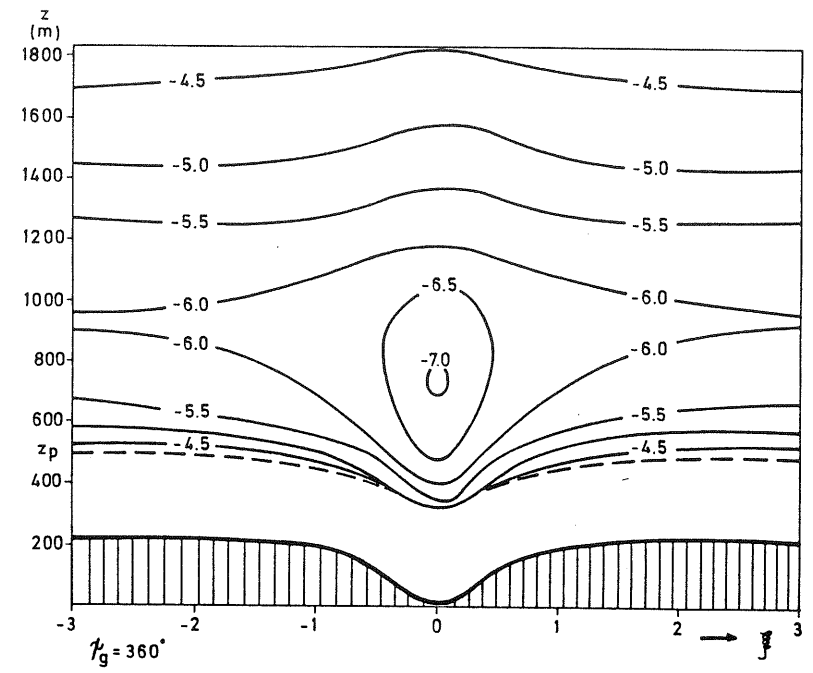
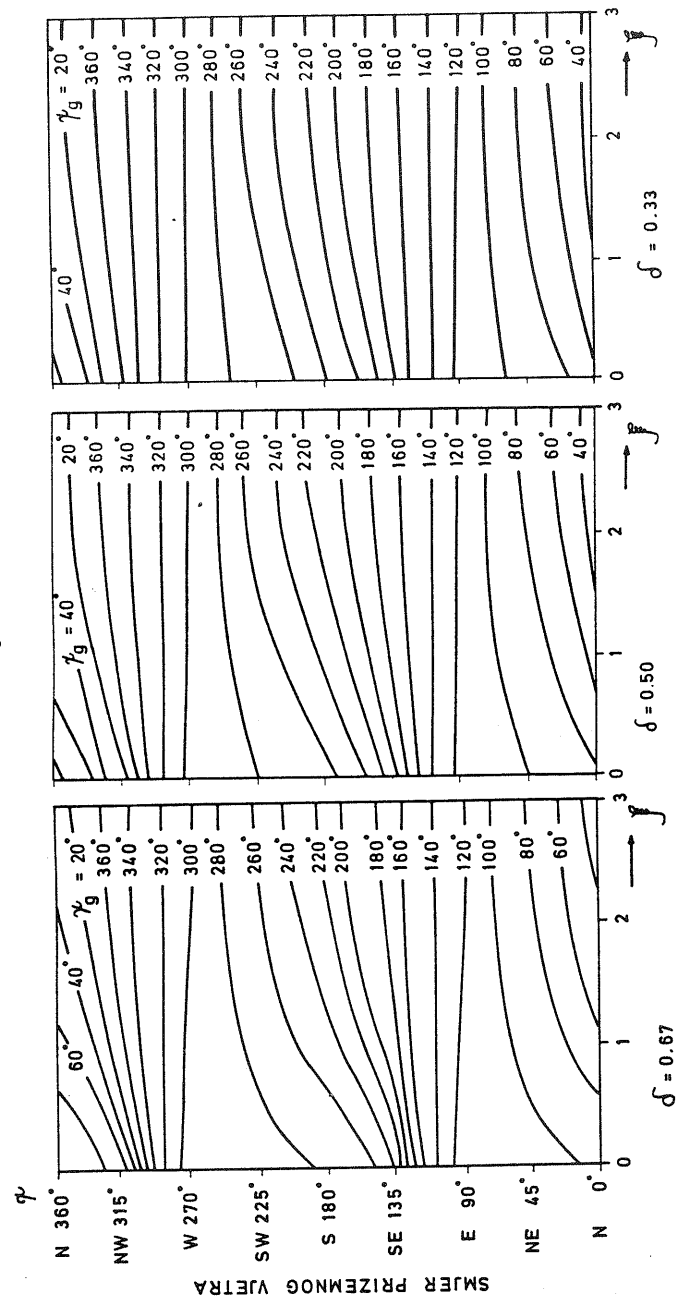
Fig. 2 The dependence of the computed wind speed ($|\vec{v}|$) on the δ ratio.

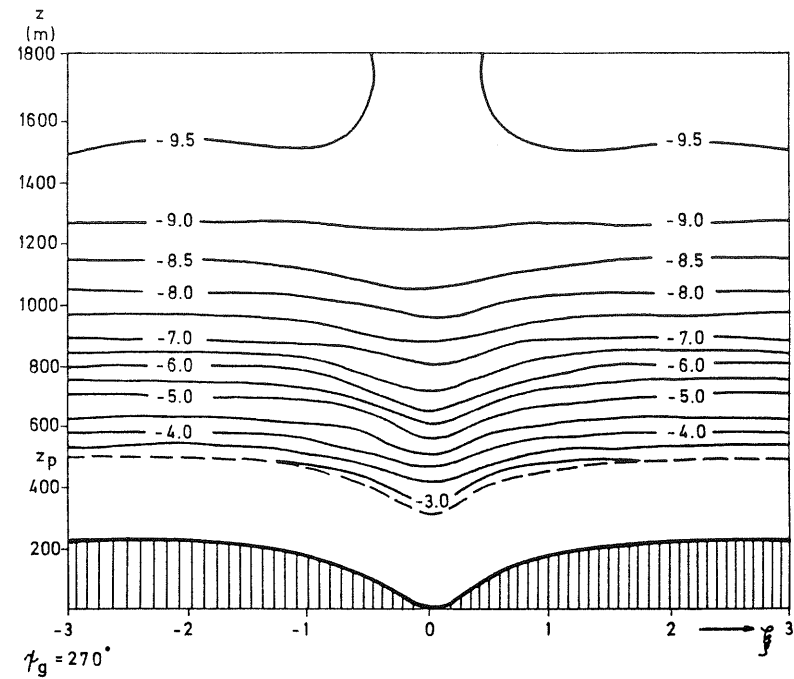


Slika 3 Vektori prizemnog vjetra u osi doline iz 16 pravaca za različiti δ .

Fig 3 Surface wind vectors in the middle of the valley depending on the geostrophic wind direction from 16 directions for different δ .

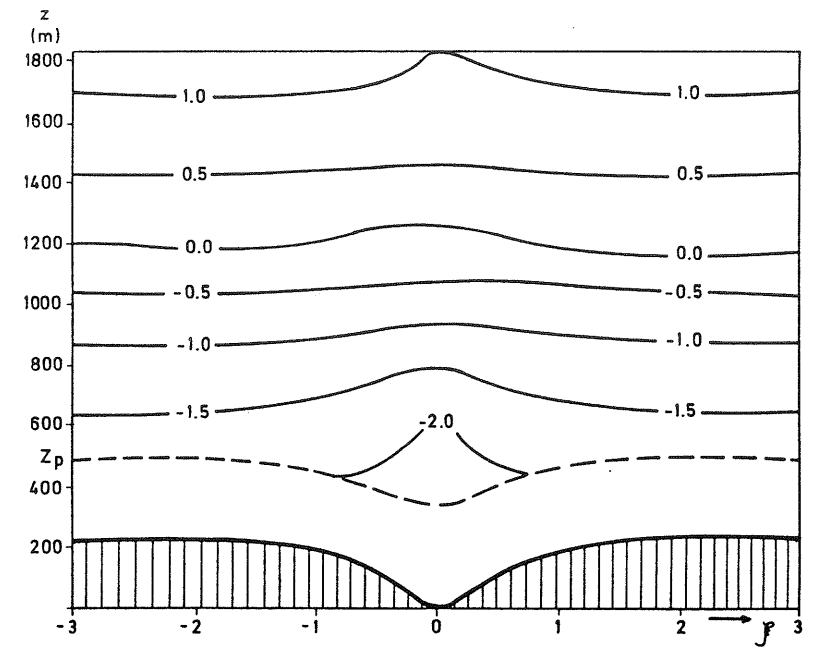
Slika 4 Ovisnost smjera stvarnog o smjeru geostrofičkog vjetrova za različite udaljenosti od osi doline.
 Fig 4 The surface wind vectors for various distances from the valley's centre line depending on the direction Ψ_g of the geostrophic wind.





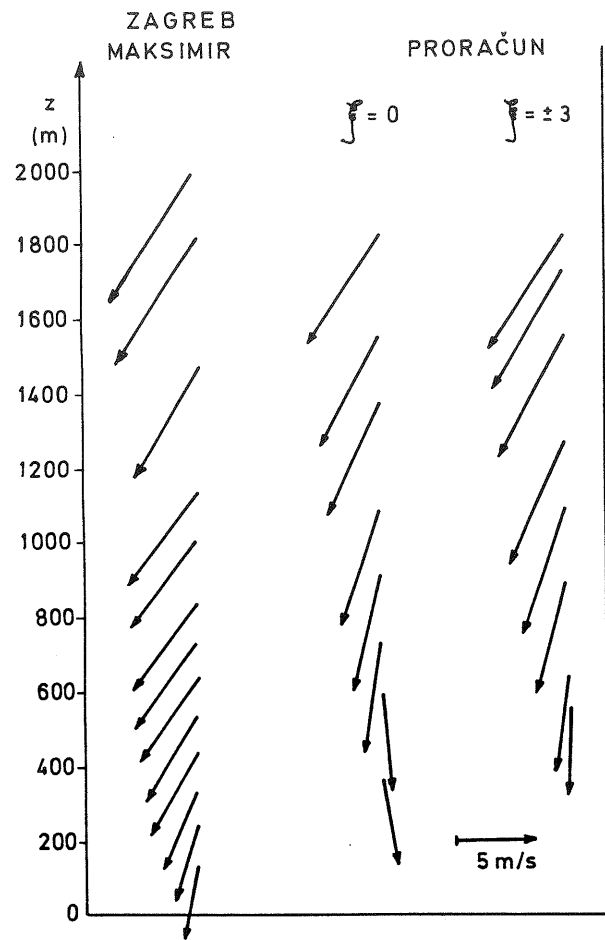
Slika 5 Vertikalni profil komponente vjetra duž doline (m/s) za geostrofički vjetar: N smjera ($\Psi_g = 360^\circ$), SSW smjera ($\Psi_g = 202,5^\circ$) in W smjera ($\Psi_g = 270^\circ$).

Fig. 5 The vertical profile of the velocity component along the valley (m/s) for the geostrophic wind: from N ($\Psi_g = 360^\circ$), from SSE ($\Psi_g = 202,5^\circ$) and from W ($\Psi_g = 270^\circ$).



Slika 6 Izračunato polje komponente vjetra duž doline u situaciji 25. travanj 1982. u 12 GMT.

Fig 6 Computed field of the velocity component along the valley on 25 April 1982, 12 GMT.



Slika 7 Profil vektora vjetra dobiven modelom u osi doline ($\xi = 0$) i na njenom rubu ($\xi 3 \pm 3$), te izmjereni nad Zagrebom za 25. travanj 1981. u 12 GMT.

Fig 7 Profile of the computed wind vectors in the middle of the valley ($\xi = 0$), outside the valley ($\xi = \pm 3$) and wind profile measurements over Zagreb on 25 april 1982, 12 GMT.

**POLJA METEOROLOŠKIH SPREMENLJIVK ZA POTREBE DOLOČANJA
DISPERZIJE V ZRAKU NA SREDNJIH RAZDALJAH**

**FIELDS OF METEOROLOGICAL VARIABLES FOR USE IN STUDIES
OF MEDIUM-SCALE DISPERSION IN AIR**

Jože RAKOVEC in Zdravko PETKOVŠEK
Katedra za meteorologijo
VTOZD Fizika, FNT
Univerza Edvarda Kardelja v Ljubljani

551.510.42

SUMMARY

Tall stacks of power plants and factories have been erected as a quite effective protection of their neighbourhood, but as their emissions are rather large, they can cause rather high values of pollutants at greater distances. In research on the so-called long-range transport information about air motion and other relevant characteristics on the global and synoptic scale are used. This transport is important for the pollution background, which on a short time-scale is usually not very important, but has greater relevance to the chronic effects of air pollution.

On the other hand, exists some medium-scale transport in which shorter-term effects can also be important, e. g. effects on the harvest of annual crops, on the rapid erosion of some materials etc. We believe that in these examples the space-scale of importance is some hundreds of kilometers. On this scale general patterns are very much influenced by the orography, which channels the flow and modifies the temperature and other conditions.

The aim of the present work is to demonstrate a method for constructing in mesoscale the three-dimensional fields of velocity, temperature, humidity and insolation, as well as how to estimate the stability classes, using standard meteorological informations, which are rather scarce at upper levels.

When these variables are known, they represent the meteorological basis for estimation of trajectories or steamlines (for dispersion a model has to be applied, but this is not the aim of our work here).

The main feature of the present study is not to use mean values of variables over certain time periods, e. g. months, but rather to search for typical flows over the region in question; in our case this is central Yugoslavia. From an earlier investigation by Dobrilović (1978) we have found that there exist three main types of flow over Balkans, i. e. cold advection from the NW, warm advection from the SW and again advection of cold air from the E. These types cover 73 % of all cases, the rest being cases of weak gradients and weak flows from all directions.

The horizontal interpolation on three levels (surface, 850 and 700 mb) uses a simple bilinear polynomial approximation. The effect of orography is included when performing vertical interpolation of the wind in a logarithmic form between these levels, giving the results similar to the Ekman profile with temperature advection. Other variables are interpolated in a similar way, insolation of course only at the ground level. Only in the case of the cold flow from the E, the northeastern part of the region is treated separately, as in this case the Košava wind dominates in the lower part of the troposphere.

POVZETEK

Podana je metoda določanja polj vetra, temperature, vlažnosti in osončenja, ter ocene razredov stabilnosti za potrebe proučevanja razširjanja onesnaženja na srednjih razdaljah. Izbran je bil način s sorazmerno preprosto interpolacijo med radiosondnimi podatki in podatki pri tleh; precej pozornosti pa je bilo posvečene pomembnim tipom gibanja zraka, saj se je pokazalo, da se gibanja, ki jih predstavljajo npr. mesečna ali sezonska poprečja, skoraj nikoli ne pojavljajo. Po Dobroviću (1978) povzemamo, da so pri nas značilni tipi hladne advekcije od NW, tople od SW in hladne od E. Ti trije tipi predstavljajo 73 % primerov, v drugih pa so vetrovi šibki in iz raznih smeri.

UVOD

Pričujoče delo predstavlja način, kako določiti meteorološke osnove za ugotavljanje disperzije onesnaženja v zraku na srednjih razdaljah. Načina računanja disperzije se tu le bežno dotikamo, in bomo samo ocenili razrede stabilnosti, ki utegnejo priti v poštev pri določanju disperzije, sicer pa je delo posvečeno predvsem čim primernejšemu določanju polj meteoroloških spremenljivk. Gre torej za določanje vrednosti vetra, temperature, vlažnosti in osončenja v pravilni mreži točk ob pomembnih tipih gibanja zraka prek nekega prostora: v našem primeru prikazujemo območje osrednje Jugoslavije, ki utegne biti pod vplivom močnih virov onesnaženja zraka v severovzhodni Bosni.

Za določanje tokovnic se na prvi pogled ponujajo poprečne mesečne ali sezonske karte na standardnih ploskvah pritiska, npr. take, kakršne so izdelali na Freien Univ. Berlin (Scherhag et al. 1969). Te kažejo, da je poprečni veter pri nas zahodnik, s tem, da je v različnih obdobjih leta bolj ali manj izražena južna ali severna komponenta.

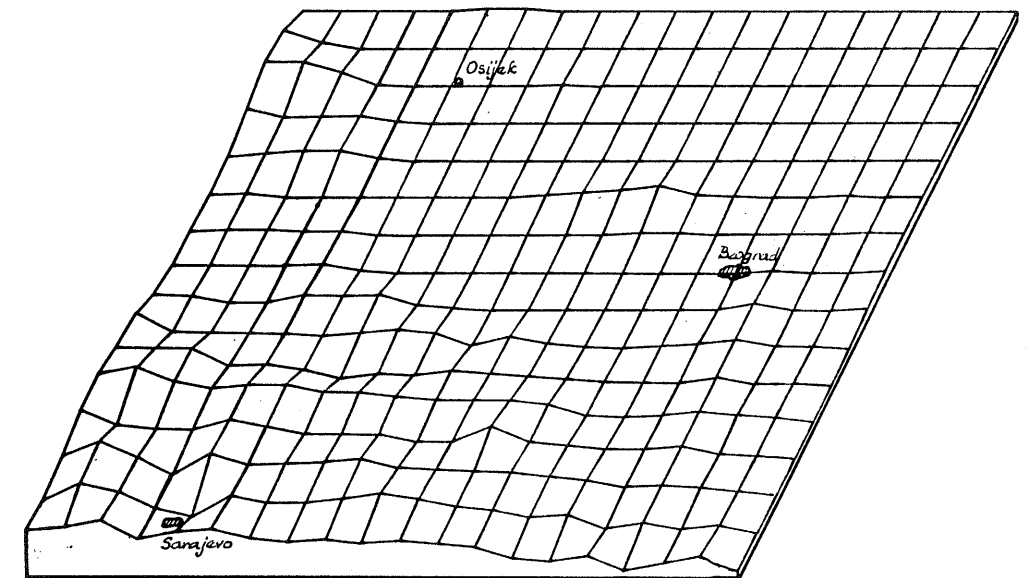
Toda če поблиže pogledamo smeri vetra ob določenih vremenskih situacijah, ugotovimo, da zahodnika nad Jugoslavijo v resnici skoraj ni. Ta smer namreč sledi iz vektorskega poprečevanja drugih prevladujočih smeri vetra (Penzar 1977, Dobrović 1978). Izbira dominantnega zahodnika bi torej pri izračunu razporeditve primesi v zraku dala povsem napačne rezultate.

Odtod se vidi, da je za potrebe določanja disperzije onesnaženja v zraku na srednjih razdaljah potrebno obdelati polja odločujočih meteoroloških spremenljivk po posameznih prevladujočih tipih gibanja zraka nad določenim področjem.

Naše območje razdelimo na mrežo točk; mi smo izbrali kvadratno mrežo 15 km × 15 km, položeno na geografsko karto v Lambertovi konformni konusni projekciji. Tako sicer nimamo ne geografskih koordinat niti ekvidistantnih, vendar so pri potrebni natančnosti odmiki od obeh zanemarljivo majhni.

Pri izbiri vertikalne razdelitve območja bi bila najustreznejša taka vertikalna koordinata, pri kateri bi advekcija primesi v zraku potekala po ploskvah konstantne vrednosti te koordinate. Ustrezne bi bile izentropske ploskve, vendar v začetku, ko je tok primesi iz virov še topel, ta tok prebija izentropne ploskve, pa tudi kasneje ne sledi tem ploskvam če je le dim dovolj temen ali take kemijske sestave, da ni v sevalnem ravnovesju z okolico. Zato smo izbrali preprostejšo vertikalno koordinato, in sicer zeta koordinato: $\zeta = (z-H)/(Z-H)$, pri čemer je H nadmorska višina tal, Z nadmorska višina vrhne ploskve v modelu (pri nas je Z = 3200 m), z pa nadmorska višina računske točke. Tudi ta koordinata sledi terenu in dokaj dobro predstavlja ploskve, po katerih se advektirajo primesi v zraku. Pri tleh izberemo gostejšo vertikalno razporeditev točk, saj so tudi gradienti meteoroloških spremenljivk blizu tal večji kot v višjih plasteh spodnje troposfere.

Relief, nad katerim določamo polja meteoroloških spremenljivk v tu prikazanem primeru, je predstavljen na sliki 1.



Slika 1 Prikaz terena, nad katerim določamo polja meteoroloških spremenljivk.

Fig. 1 Presentation of the terrain over which fields of meteorological variables are to be determined.

VETER

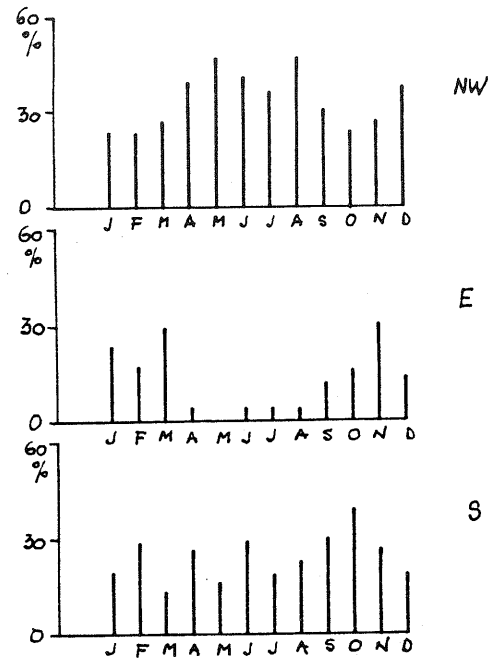
Iz študije Dobrovića (1978) sledi, da je v spodnji troposferi nad Jugoslavijo v triletnem obdobju 1955—57 prevladovalo v letnem poprečju naslednje gibanje zraka:

dotok hladnega zraka iz NW kvadranta	120 dni
dotok hladnega zraka iz E kvadranta	45 dni
dotok hladnega zraka iz SW kvadranta	6 dni

dotok toplega zraka iz S kvadranta
brezvetrje ali šibki vetrovi iz raznih smeri

101 dni
93 dni.

Odtod sledi, da so glavni trije tipi gibanja zraka pri nas od NW, E in S smeri, medtem ko v drugih primerih piha lahko kakršenkoli šibek veter; posebej pozimi ga spremljajo inverzije po kotlinah ali plitve inverzije pri tleh nad ravninami, pogosto tudi subsidenčne inverzije na višini okrog 1500 m. Histogrami pogostnosti izbranih tipov gibanja zraka (slika 2) kažejo, da je najverjetnejši NW tok poleti in decembra, vzhodniki se pojavljajo le pozimi, južni vetrovi pa so skoraj enako verjetni v vseh mesecih leta; nekoliko pogostejši so le v oktobru.



Slika 2 Pogostnost posameznih tipov gibanja zraka nad obravnavanim področjem (po Dobriloviću, 1978).

Fig. 2 Frequency of occurrence of the types of air flow over the terrain under consideration (after Dobrilović, 1978).

Za horizontalno interpolacijo izberemo preprosto bilinearno interpolacijo, pri kateri je vrednost poljubne količine $h(x, y)$ podana z enačbo

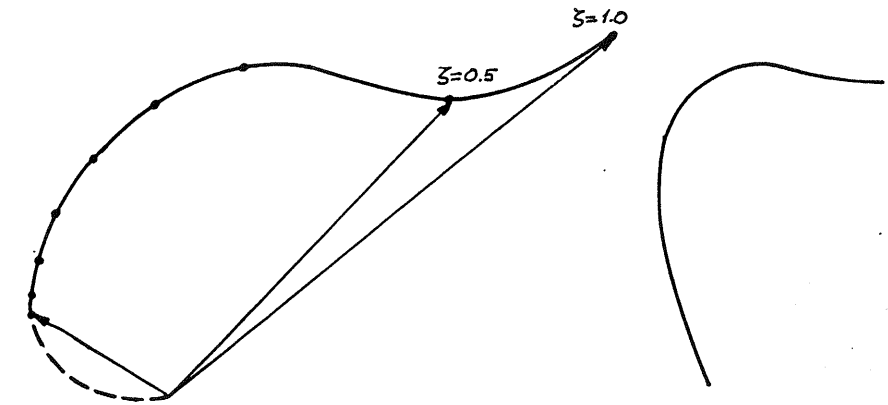
$$h(x, y) = a + bx + cy + dxy,$$

pri čemer izračunamo koeficiente a, b, c in d iz najmanj štirih podatkov na določenem območju. Mi smo jih določili tako, da smo določili vrednost komponent vetra v vogalih našega območja, na treh višinah v obravnavani plasti: blizu tal ($\zeta = 0.0039$), v sredini ($\zeta = 0.5$) in na vrhu obravnavane plasti ($\zeta = 1.0$), in to za tok zraka od NW in od S. V primeru dotoka hladnega zraka z vzhoda, pa metoda ni preprosto uporabna. Takrat je namreč v severovzhodni Jugoslaviji pogost pojav Košave, ki pa ne piha prek vsega obravnavanega območja. V tem primeru uporabimo metodo bilinearne interpolacije pri tleh posebej na severovzhodni četrtini izbranega območja, posebej pa na preostalem delu območja, potem pa polji smiselno sestavimo.

Oglejmo si še metodo vertikalne interpolacije. Znano je (npr. Haugen ed. 1977), da samo za-

radi vpliva trenja veter po višini spreminja smer, in sicer v desno od smeri vetra pri tleh, približno po Ekmanovi spirali, tja do višine okrog 1000 do 2000 nad tlemi. Če je zraven še advekcija hladnejšega zraka, ta dodatno povzroča spremembo smeri z višino v levo, medtem ko topla advekcija povzroča pojačano spreminjanje smeri v desno. Naši primeri so prav te vrste: hladna advekcija je navadno od NW in od E, ter topla advekcija z južnimi vetrovi.

Uporabimo torej metodo, po kateri logaritmično prilagajamo posebej komponento vetra v smeri vetra na višini (pri nas pri $\zeta = 0.5$) k temu vetru na višini, in posebej velikost hitrosti vetra, prav tako logaritmično, od vrednosti pri tleh do vrednosti na isti višini. Ob tem zajamemo značilnosti tako trenja kot tudi advekcije toplega ali hladnega zraka (sliki 3 in 4). Za primer hladne advekcije od vzhoda, ko piha nad severovzhodnim delom našega območja v plasti pri tleh Košava, je potrebna posebna obravnava na tem območju v spodnji polovici, medtem ko v zgornji polovici uporabimo kar linearno interpolacijo med $\zeta = 0.5$ in $\zeta = 1.0$, tako kot v vseh drugih primerih (slika 5). Predvsem sliki 3 in 4 kažeta lepo ujemanje na naš način določenih profilov s teoretičnimi profili vetra v planetarni mejni plasti. Poudariti moramo še, da je za vsako računsko točko v horizontalni mreži predpostavljena lokalna horizontalna homogenost: veter se v vsaki točki drugače prilagaja (zaradi drugačne višine reliefa) drugačni vrednosti vetra na višini (zaradi bilinearne interpolacije na višini $\zeta = 0.5$).



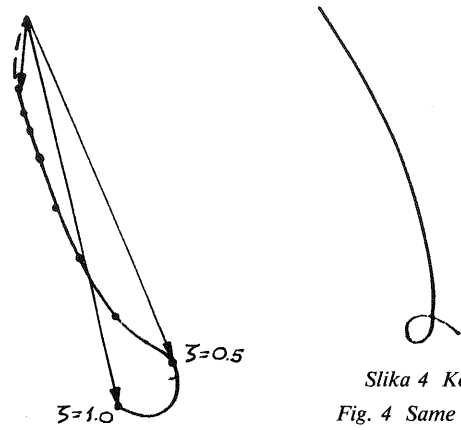
Slika 3 Hodograf vertikalno interpoliranega vetra nad severozahodnim vogalom področja pri topli južni advekciji. Za primerjavo je podana modificirana Ekmanova spirala (po Estoqueu, 1973) ob topli advekciji — črta brez puščic.

Fig. 3 Hodograph of vertically interpolated wind over the northwestern corner of the region in the case of warm advection from the south. Modified Ekman spiral due to warm advection (after Estoque, 1973) is given for comparison — line without arrows.

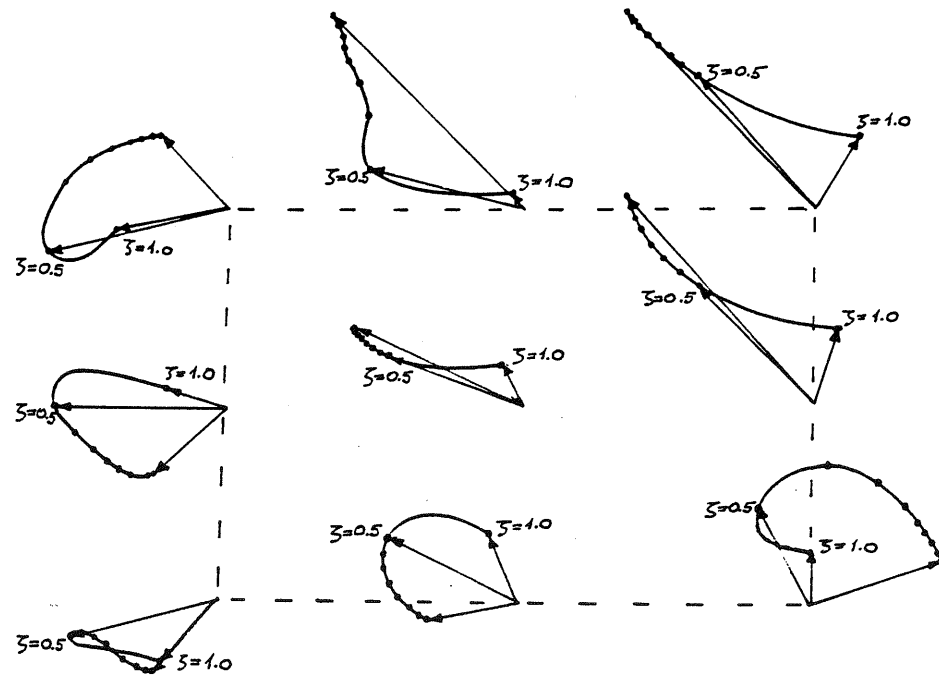
TEMPERATURA

V Atlasu klime SFRJ so dane poprečne temperature pri tleh za januar, april, julij in oktober, ter za celo leto. Menimo, da za te namene spet ni uporabna interpolacija iz 700 in 850 mb ploskve navzdol do temperatur pri tleh, saj so v njih spet zabrisane značilnosti posameznih tipičnih vremenskih situacij nad Jugoslavijo.

Menimo, da je smiselneje, če za polje temperature predpišemo horizontalno homogenost v posameznem tipu gibanja zraka. Poudarjamo, da je podatek o temperaturi okolišnjega zraka pomemben pri našem problemu predvsem za določanje efektivne višine izpusta primesi v



Slika 4 Kot slika 3, le za hladno advekcijo od severozahoda.
Fig. 4 Same as Fig. 3, but for cold advection from the Northwest.

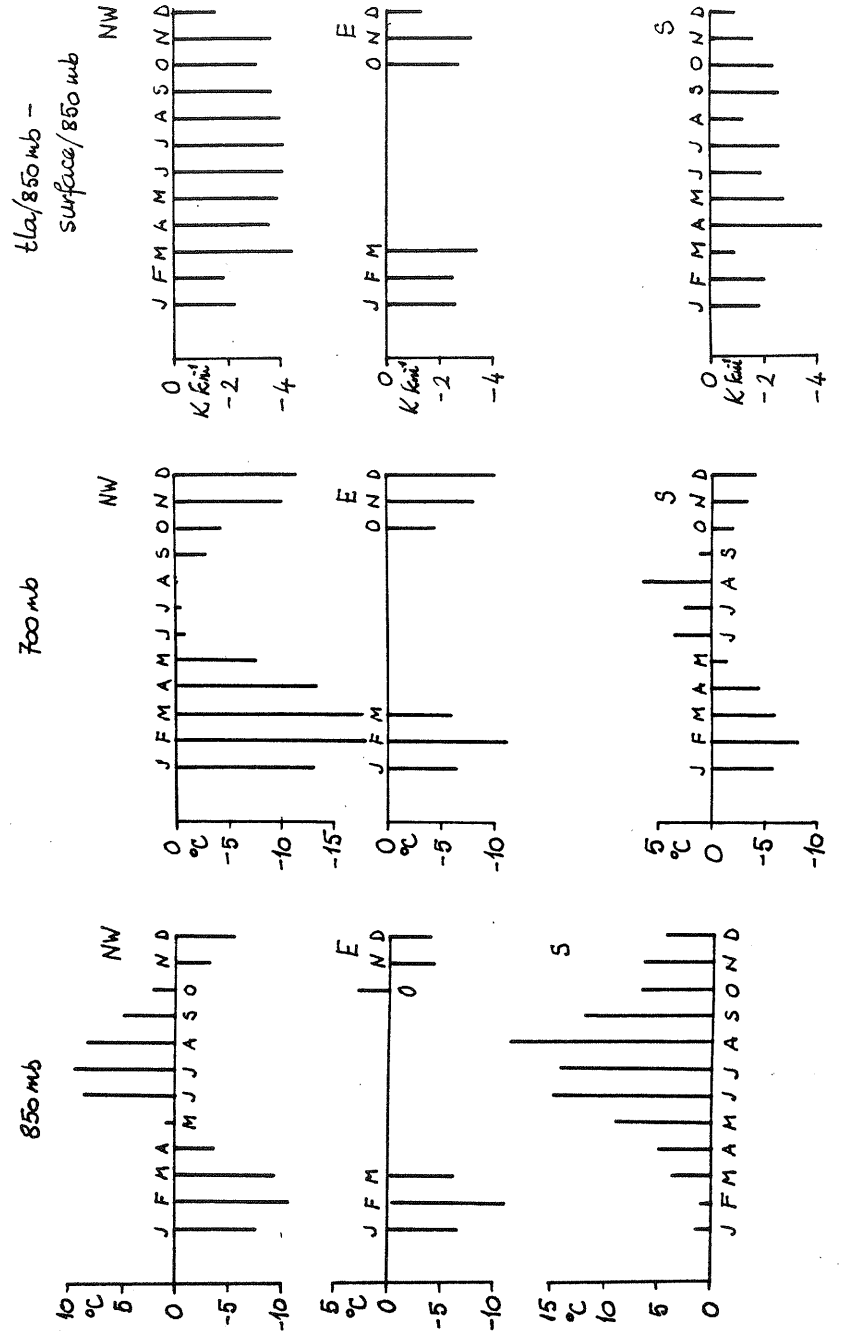


Slika 5 Hodografi vetra nad področjem po vertikalni in horizontalni interpolaciji za primer hladne advekcije od vzhoda. Severovzhodni del področja je pod vplivom Košave.

Fig. 5 Hodographs of the wind over the region after vertical and horizontal interpolation for a case of cold advection from the East. The Northeastern part of the region is influenced by the Košava wind.

Slika 6 Temperatura na 850 in 700 mb po mesecih ob posameznih tipih gibanja zraka nad področjem. Na desnem delu slike so podani vertikalni gradienti temperature, s katerimi ekstrapoliramo temperaturo od 850 mb proti tlom (po Dobriloviču, 1978).

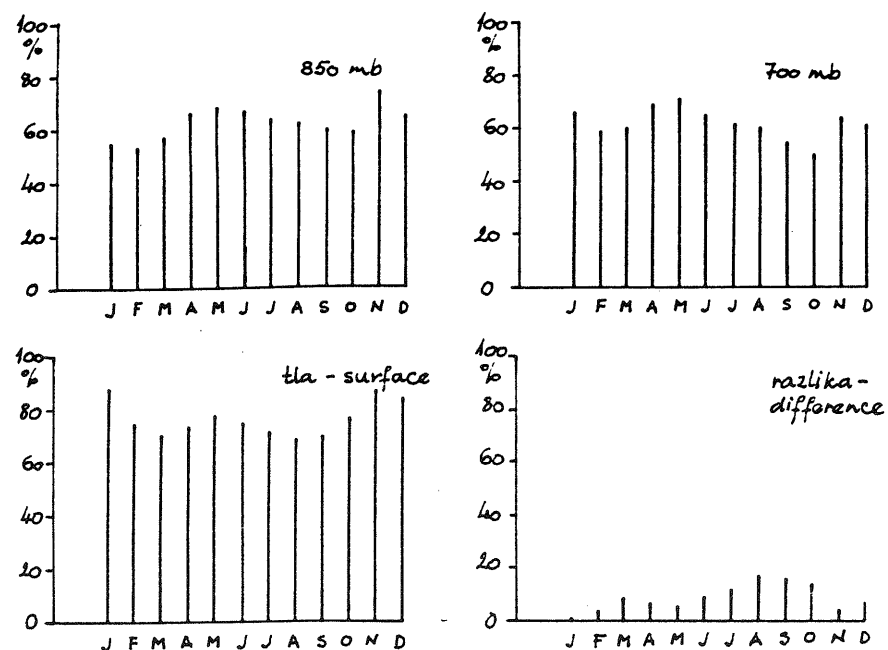
Fig. 6 Temperature at 850 and 700 mb according to the month for different types of air flow over the region. In the right part of the figure the vertical temperature gradients are given for extrapolation of temperature from 850 mb to ground level (after Dobrilović, 1978).



zrak, zato so krajevne razlike v temperaturi (ki so sicer ob močnejših vetrovih majhne — in take vetrove ravno obravnavamo) za tako uporabo zanemarljive. Seveda pa so pomembne razlike v vertikalni smeri. Dobimo jih spet iz študije Dobrilovića (1978), z ustreznimi utežmi za podatke Splita, Zagreba in Beograda. Izbrane vrednosti temperature na različnih višinah in vertikalnega gradienta so podane na sliki 6 in so uporabne za določanje stabilnosti in prek nje difuzivnosti.

VLAŽNOST

Ta količina vpliva na pretvorbe primesi v zraku (npr. SO_2 v H_2SO_3 in v H_2SO_4). Določamo jo z rezultati Dobrilovića (1978) in v skladu s splošnim zmanjševanjem relativne vlažnosti pri tleh proti vzhodu obravnavanega območja (Atlas klime SFRJ). Menimo, da poprečnim vrednostim relativne vlažnosti (slika 7) ustreza približno stanje ob gibanju zraka od severozahoda, ob dotoku zraka od juga pa je potrebno vrednosti relativne vlažnosti povečati za okrog 10 %, medtem ko ob dotoku sorazmerno suhega zraka od vzhoda vrednosti iz slike 7 zmanjšamo za 10 %. Tako določene vrednosti postavimo na zahodnem robu obravnavanega območja, na vzhodnem robu pa predpišemo nižje vrednosti relativne vlage za toliko, kot nam za posamezne mesece to narekuje slika 7, na kateri je podan letni hod razlik v relativni vlažnosti med zahodnim in vzhodnim robom obravnavanega območja. V polju potem določamo vrednosti v mreži točk z bilinearno interpolacijo.



Slika 7 Relativna vlažnost zraka po mesecih nad zahodnim robom področja ob hladni advekciji od severozahoda. Nad desnim robom obravnavanega področja so vrednosti relativne vlažnosti manjše za razliko, prikazano v desnem spodnjem delu slike (po Dobriloviću, 1978).

Fig. 7 Relative humidity according to the month over the Western part of the region in the case of cold advection from Northwest. Over the eastern boundary of the considered region the values are smaller by a difference shown in the lower right part of the figure (after Dobrilović, 1978).

OSONČENJE

Tudi ta meteorološka spremenljivka, ki vsebuje tako podatke o trajanju sončnega obsevanja, kot o energiji, vpliva na pretvorbe primesi v zraku, uporabljajo pa jo tudi pri oceni razredov stabilnosti. Iz kart v Atlasu klime SFRJ je razviden splošen trend zmanjševanja trajanja sončnega obsevanja od severovzhoda proti jugozahodu in na splošno vzamemo, da je na jugozahodnem vogalu obravnavanega območja trajanje za 10 % manjše kot na severovzhodnem.

Letni hod trajanja je približno linearen od najnižje vrednosti decembra (0.20 na severovzhodnem vogalu) do največje avgusta (0.65 prav tam). Zmanjševanje sicer ni tako linearno kot naraščanje, vendar zaradi preprostosti spet predpišemo kar linearen trend (po Vujičić-Gamser in Gamser, 1970). Seveda pa tu še ni zajet vpliv različnih tipov gibanja zraka, čeprav je delno že prisoten zaradi različnih frekvenc pojavljanja posameznih tipov tokov v posameznih obdobjih leta. Zato, podobno kot smo to naredili že pri vlažnosti, vrednosti trajanja obsevanja iz letnega hoda privzamemo za NW tip; ob dotoku vlažnega zraka od S, ko je pogosto tudi povsem oblačno, vrednosti povečamo za eno tretjino; ob gibanju zraka od E, pa zmanjšamo za eno tretjino.

Dotok energije k tlom povežemo s trajanjem po statistični zvezi Ärgströmovega tipa, ki velja za mesečna poprečna dnevni vsoti energije, ki vpade na horizontalno površino:

$$R_g = R_0 (0.27 + 0.48 Tr),$$

kjer je Tr relativno trajanje sončnega obsevanja, R_0 pa ekstraterestrična dnevna energija (Gamser, 1976). Za konkretne dneve je tako izračunana energija slabše ocenjena kot v poprečju.

RAZREDNI STABILNOSTI

Za morebitno uporabo Gaussovega modela razširjanja onesnaženja v zraku, ki pa v razgibanem reliefu ni najbolj primeren, lahko še ocenimo razrede stabilnosti, npr. po Pasquillu (cit. Ludwig, 1974), ki predpostavlja, da so standardne deviacije po vertikalni in transverzalni smeri odvisne od oddaljenosti od vira x :

$$\sigma_z = F_1 x^{F_2}, \quad \sigma_y = G_1 x^{G_2}; \quad x_* = \frac{x}{1 \text{ m}}$$

pri čemer pa so vrednosti parametrov različne od tipa do tipa gibanja zraka. Ocenjujemo, da bi bile primerne naslednje vrednosti:

	za vse x		$1 \text{ km} < x < 10 \text{ km}$		$1 \text{ km} < x < 10 \text{ km}$	
	F_1	F_2	G_1	G_2	G_1	G_2
gibanje od E	0.21	0.88	0.13	0.89	0.13	0.88
gibanje od NW	0.15	0.88	0.14	0.77	0.34	0.63
gibanje od S in ob šibkih vetrovih	0.12	0.87	0.15	0.70	0.33	0.58

Te vrednosti bi torej lahko uporabili (ob poznanem prevladujočem vetru, ki smo ga navedli v začetku) pri računanju disperzije po Gaussovem modelu.

SKLEP

Prikazan način sorazmerno preprostega določanja meteoroloških spremenljivk, ki so pomembne za izračunavanje razširjanja primesi v zraku, v mreži točk, sloni na oceni, da prevladujejo trije pomembnejši tipi gibanja zraka prek Jugoslavije, v drugih primerih pa so vetrovi šibki in iz raznih smeri. Iz vrednosti hitrosti vetra, temperature, vlažnosti, trajanja in energije sončnega obsevanja v polju nad obravnavanim območjem, je že možna sorazmerno dobra ocena za transport morebitnih primesi na srednje razdalje. Zahteva po večji natančnosti pa bi pomenila obenem zahtevo po uporabi tridimenzionalnega mezometeorološkega modela, ki bi našteje spremenljivke podrobneje opisoval.

LITERATURA

- Atlas klime SFRJ, Zvezni hidrometeorološki zavod, Beograd
Dobrilović, B., 1978: Strujanje, temperatura i vlažnost u donjoj troposferi iznad Jugoslavije. ZHMZ, Beograd, 166 str.
Estoque, M. A., 1973: Numerical Modeling of the Planetary Boundary Layer. Workshop on Micro-meteorology. AMS, Boston, 217—270.
Gamser, F., 1970: Prilog metodici obrade globalnog zračenja. VIII sav. klimat. Jugoslavije, Zlatibor 23.—25. jun. 1970, ZHMZ, Beograd (1972), 129—142.
Ludwig, C., 1974: Der Gegenwärtige Stand der Forschung auf dem Gebiet der Immissionbelastung von Industrialisierten Städten. Inst. Theor. Meteorol. Freien Univ. Berlin, 79 pp.
Penzar, B., 1977: Tlak zraka. Vjetar. ZHMZ, Beograd, 119 str.
Scherhag, R. et al., 1969: Klimatologische Karten der Nordhemisphäre. Meteorol. Abhandlungen B. 100, H. 1, Inst. Theor. Meteorol. Freien Univ. Berlin, D. Reimer, Berlin, 223 pp.
Vujičić-Gamser, K. i F. Gamser, 1970: Prilog metodici odredjivanja relativnog trajanja sijanja sunca. VIII sav. klimat. Jugoslavije, Zlatibor 23.—25. jun. 1970, ZHMZ, Beograd (1972), 193—236.