

**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):

$$\ln(\text{Ro}_0) = M - \ln(C_d) + [k^2/C_d - N^2]^{1/2} \quad (20)$$

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

$$\text{Ro}_0 = \frac{|\vec{v}_g|}{f z_0}; C_d = \frac{u_*}{|\vec{v}_g|} \quad (22)$$

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 tлом).

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.

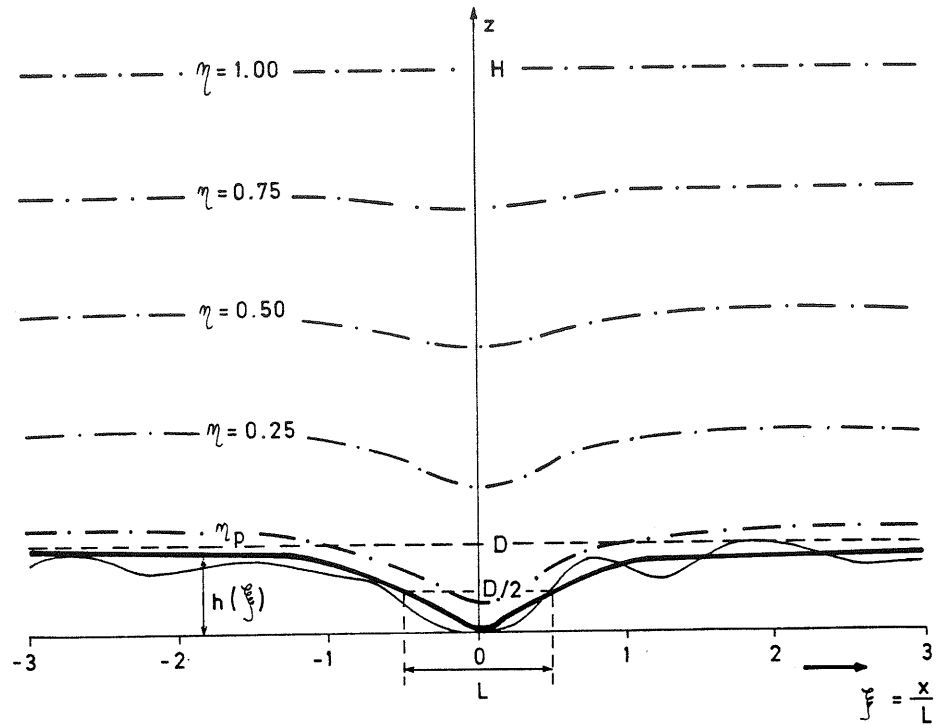
Mjerenja vertikalnih profila vjetra u samoj dolini, kao i primjena modela u većem broju situacija mogla bi pokazati u kojoj je mjeri ovakva pretpostavka opravdana.

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.

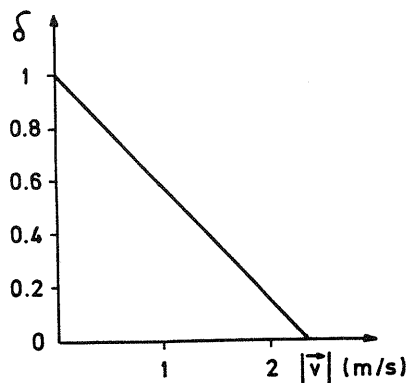
ZAHVALA: Zahvaljujem se dr. Jožetu Rakovcu na korisnim sugestijama u toku izrade rada.

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



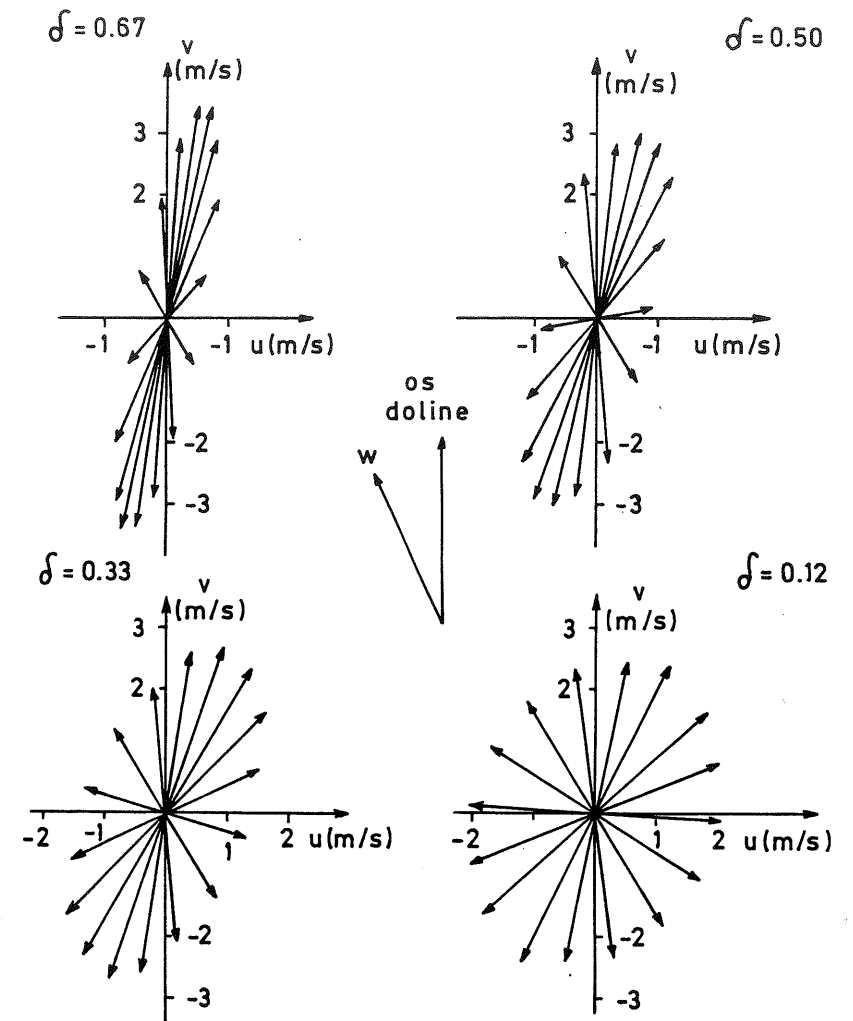
Slika 1 Područje primjene modela i koordinatni sistem koji slijedi teren. Srednji profil visine terena okomit na os doline Save na potezu Zidani most—Podsused označen je tanjom punom linijom, a izgladjeni profil pogodan za primjenu modela označen je debljom punom linijom.

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 $\delta = D/H$.

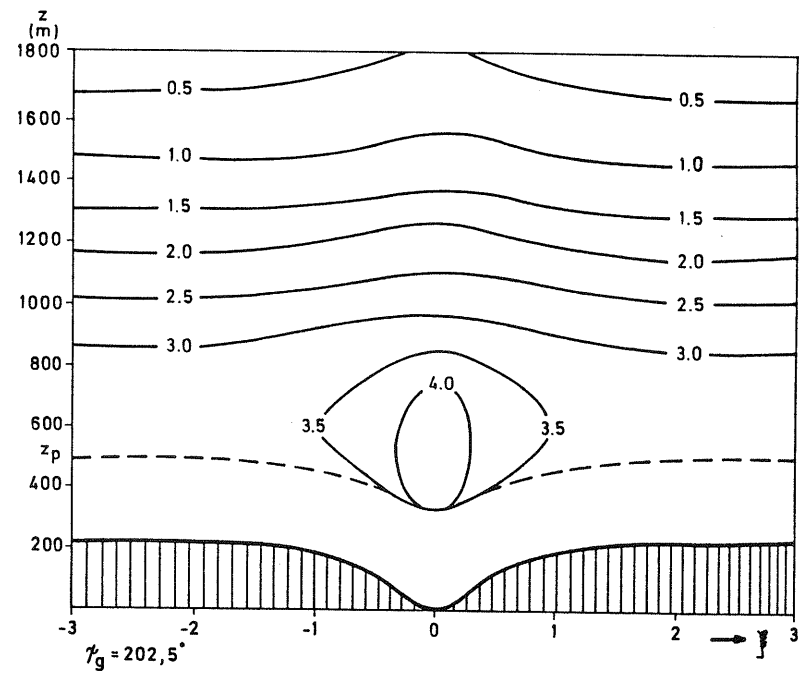
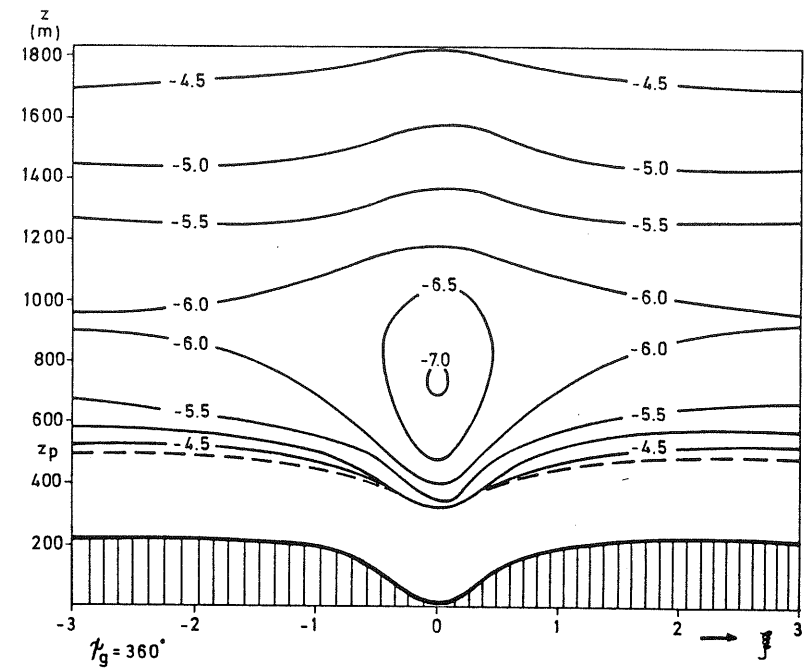
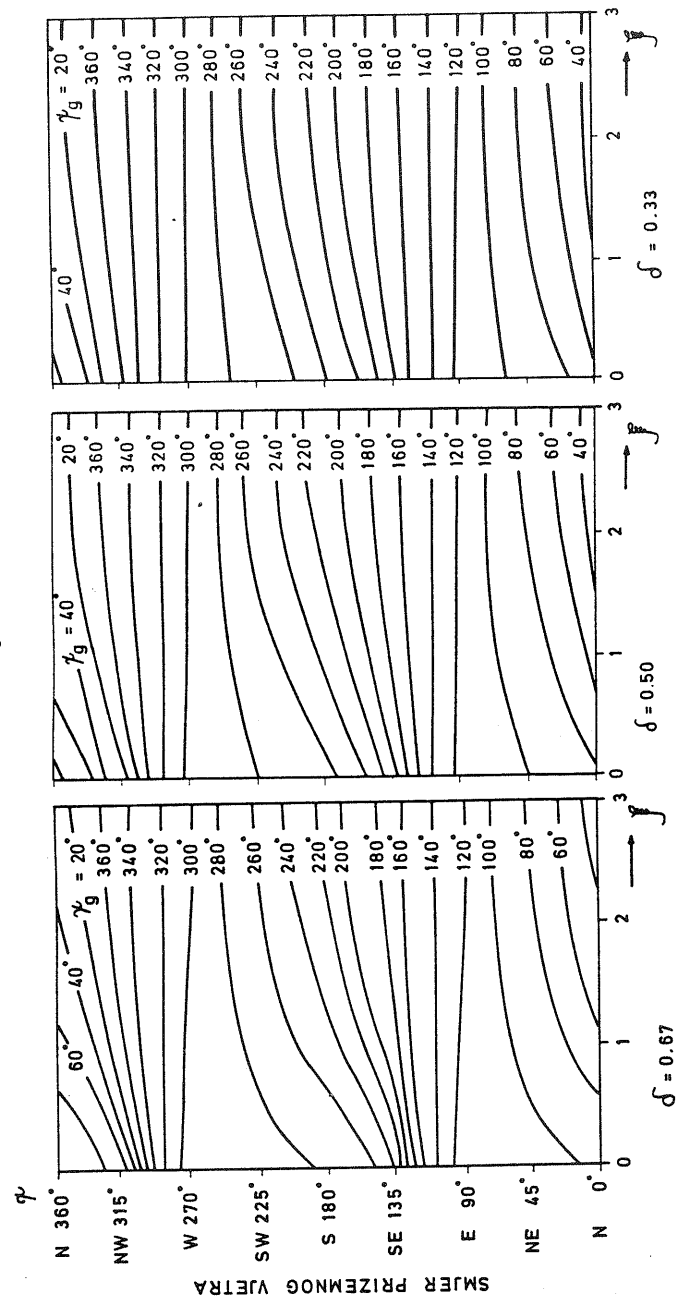
Fig. 2 The dependence of the computed wind speed ($|\vec{v}|$) on the δ ratio.

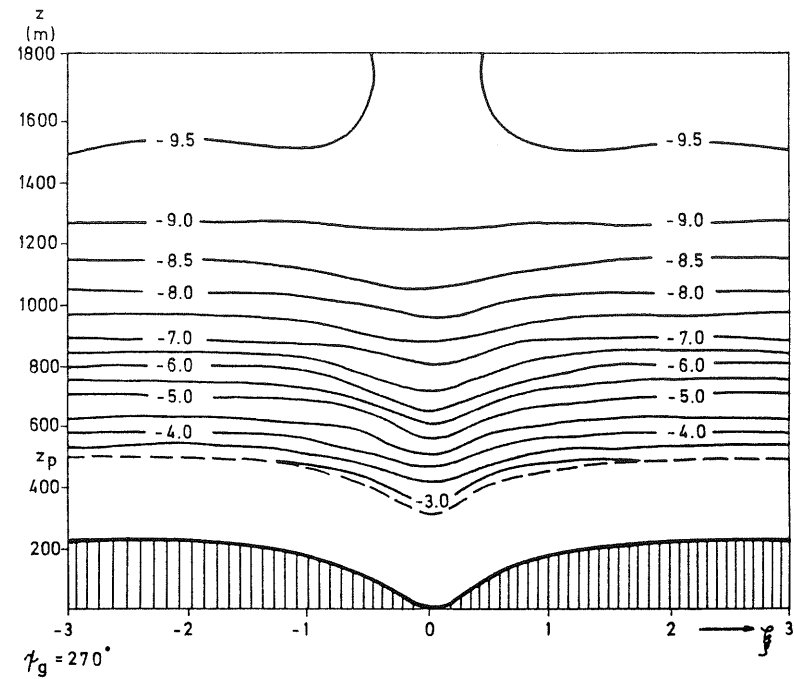


Slika 3 Vektori prizemnog vjetra u osi doline iz 16 pravaca za različiti δ .

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

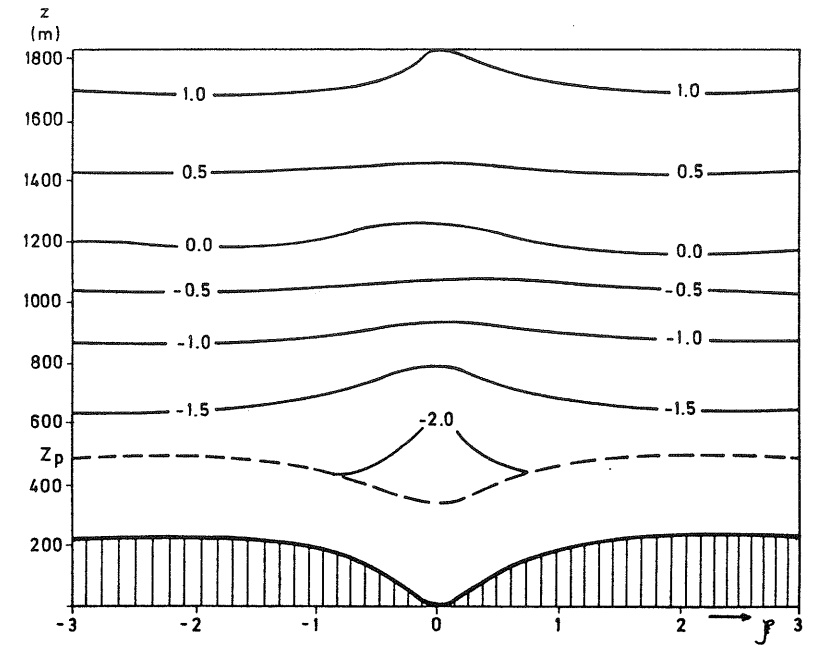
Slika 4 Ovisnost smjera stvarnog o smjeru geostrofičkog vjetra za različite udaljenosti od osi doline.
 Fig 4 The surface wind vectors for various distances from the valley's centre line depending on the direction Ψ_g of the geostrophic wind.





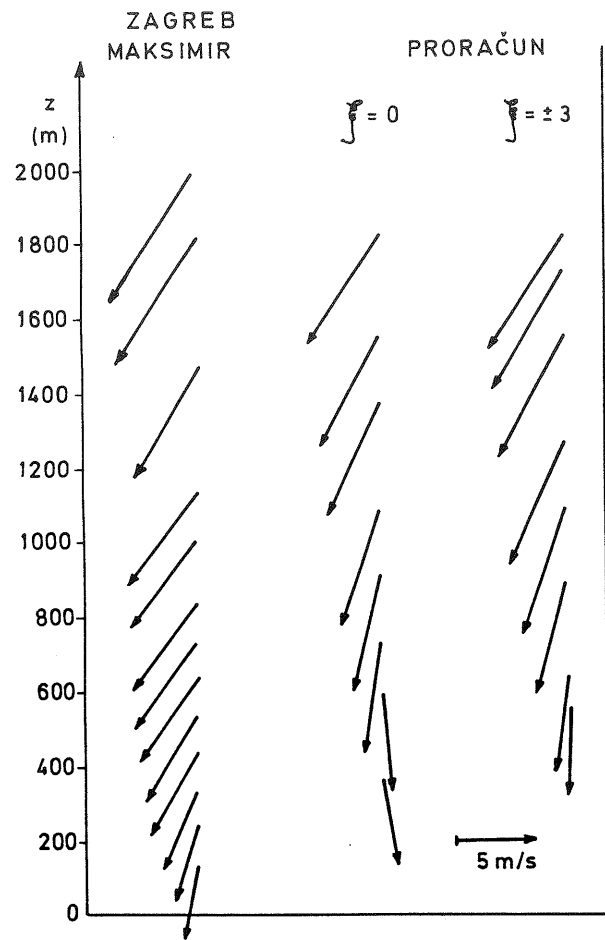
Slika 5 Vertikalni profil komponente vjetra duž doline (m/s) za geostrofički vjetar: N smjera ($\Psi_g = 360^\circ$), SSW smjera ($\Psi_g = 202,5^\circ$) in W smjera ($\Psi_g = 270^\circ$).

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.