

OCENA VPLIVA JEZERA NA METEOROLOŠKE KOLIČINE Z MODELI

ESTIMATION OF THE INFLUENCE OF A LAKE ON METEOROLOGICAL VARIABLES BY MODELS

UDK 551.584.33

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

SUMMARY

Two models for estimation of the influence of a lake on its environment were constructed; a simple box model and a two dimensional numerical model. Both take into account the occurrence of a new surface boundary layer, growing downwind from the surface discontinuity. The box model considers fluxes, evaporation and advection, while the numerical model considers advection and turbulent exchange, with other effects incorporated into boundary conditions. Fallout is taken into account as well.

The results of the box model suggest that the occurrence of fog can be expected only in the case of warm advection over a colder lake, while in other situations, the relative humidity would even diminish a little. With the numerical model, several experiments were performed for different initial conditions. The main characteristic of the results is again that the effect of the temperature change above the coastline predominates over the evaporation effect on the relative humidity for both warm and cold advection over the lake. The results agree with those of the box model.

The occurrence of fog in the environment of the lake is thus limited to the case of warm advection of the already very humid air, not far from saturation. In such, not very common, cases a lake could support fog. For such conditions the distribution of appropriate fields of meteorological variables are presented graphical in vertical crosssections downwind from the coastlines.

POVZETEK

Z dvema modeloma je proučevan vpliv jezera na okolico: preprostejši boks model upošteva flukse, advekcijo in izhlapevanje iz jezera, numerični model pa advekcijo, turbulentno difuzijo in izpad kondenzirane vode, medtem ko so drugi vplivi zajeti v robnih pogojih.

Z boks modelom je narejeno nekaj ocen vpliva, z dvodimenzionalnim numeričnim modelom pa je simulirana razporeditev meteoroloških količin nad jezerom in v njegovi okolici za različne začetne pogoje. Rezultati obeh modelov kažejo, da vpliv sprememb temperature ob obalah prevlada nad spremembami v vlažnosti zraka. Jezero pripomore, po rezultatih modelov, k pojavljanju megle le v primeru tople advekcije že sicer zelo vlažnega

zraka nad hladnejše jezero. Za take primere, ki pa niso zelo pogosti, so podana polja nekaterih meteoroloških količin v vertikalnih presekih vzdolž jezera.

UVOD

V svetu je veliko jezer in zlasti za manjša ni najti zapisov o njihovem znatnem vplivu na klimo okolice. Pri tem je res, da je veliko jezer na dnu bolj ali manj izrazitih zaprtih kotlin ali dolin in tam je kotlinska lega tista, ki ustvarja zastoje hladnega zraka, stabilnost in, ob nadaljnjem ohlajevanju, dvig relativne (ne absolutne) vlage in pogoste pojave megle. Zato že na osnovi take splošne presoje ne pričakujemo znatnih vplivov majhnih vodnih površin na spremembo klime okolice. Vendar pa so bile temu problemu posvečene že nekatere študije in meritve, ki naj bi dovolj natančno in konkretno osvetlile problem. Tudi ta naša študija spada mednje.

Velika jezera — dva do tri velikostne rede večja od tistih, s katerimi se bomo mi ukvarjali, kažejo izrazite obalne vetrove z različnimi temperaturnimi spremembami (do 10 K) pri zamenjavi smeri vetrov (npr. Nanasawa 1979 ter Phillips and Irbe 1978) ter so lahko tudi vplivi na klimo znatni in se poznajo še daleč od obal (Phillips 1978). Tudi tu pa so vplivi jezer izdatnejši pri šibkih splošnih vetrovih in npr. na obali Michiganskega jezera je v poprečju temperatura zraka pri tleh proč od jezera za 2 K nižja, kot pri vetru iz nasprotne smeri (Yamada 1980).

Pri manjših jezerih, ki pa so še vedno vsaj desetkrat večja od tistih, s katerimi se bomo ukvarjali, so izmerili podnevi do 4 K nižje temperature pri vetru z jezera, kot pri vetru s kopnega (Hideneri, Akihiko 1980), učinki ohlajevanja zraka pa so se poznali ca 15 km od brega. Pri takih jezerih (zlasti če so globoka), doseže izhlapevanje maksimum šele tri mesece po maksimalni insolaciji, maksimalni fluks zaznavne toplote pa še tri mesece pozneje (Myrup 1979).

Pri majhnih jezercih in zajezitvah površine velikostnega reda 10 km² in manj, je tak fazni premik neznamen, pri plitvih pa ga verjetno sploh ni. Na Susser See, na primer, temperaturne razlike do 2 K poznajo komaj le nekaj deset metrov od brega (Mode 1956 — cit. Gregory, Smith). Razlike v temperaturi in vlagi zraka, ki nastanejo okrog majhnih jezer, je z meritvami težko ugotoviti (Gregori, Smith 1967), a tudi raznih študij o njih je malo, čeprav so bili tudi pri nas izvedeni nekateri izračuni (Urbančič 1977). Poznopolletne meritve prej navedenih avtorjev na Seleset rezervoarju (ca 2 km²) so pokazale temperaturne razlike večinoma pod pol K in tudi v vlagi manj, kot so pričakovali.

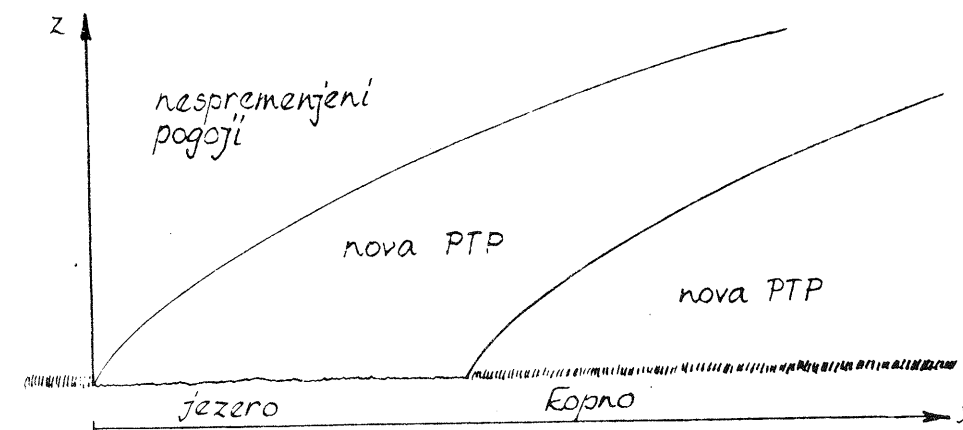
Teoretična energijsko-difuzijska proučevanja (čeprav na drugačen način kot naša) Dobescha in Neuwirtha (1975) so pokazala, da se pri 2,8 km široki vodni površini v avgustu, ko je izhlapevanje najmočnejše, lahko pri zmernem vetru 200 m od brega vzdolž vetra spremeni absolutna vlaga le za 0,1 g/m³. Decembra, ko so temperaturne razlike največje, je vpliv jezera 200 m proč do 0,2°C, spomladi (ko so razlike nasprotnega predznaka) pa do -0,1°C, kar je vse očitno zelo malo in nepomembno.

Dobesch in Neuwirth (1977) sta tudi analizirala meteorološke podatke v okolici umetnega jezera na Dravi pri Bistrici (4,8 km²). Na različne načine sta primerjala 3-letni niz podatkov pred nastankom jezera in 3-letni niz po tem. Dobljene razlike v temperaturi in vlagi niso bile signifikantne. Samo avtokorelacijska funkcija na temperaturnih podatkih za časovni korak nad 45 dni je pokazala malo večje vrednosti za čas po nastanku jezera, kar pomeni, da tako jezero nekoliko duši temperaturna nihanja. To pa je bilo, glede na večjo toplotno kapaciteto vode, pričakovati. Torej tudi te meritve ne dajo znatnega vpliva jezera na okolico. Vendar pa je ob zelo neugodnih pogojih mogoče pričakovati posamezne znatne vplive in neugodne pojave (meglo), kar je vredno natančneje proučiti.

IZHODIŠČA MODELA IN OCENE

Navadno se zrak pod vplivom splošnih vetrov, ali tudi lokalne cirkulacije giblje dokaj naravnost prek vodne površine in se mu lastnosti pri tem nekoliko spremenijo ter vpliva že nad samim jezerom, kot tudi nad kopnim na nasprotnem bregu. V posebnih reliefnih in vremenskih pogojih lahko deluje jezero tudi kot konvergenčno območje, kamor se zrak steka in dviga.

Obravnavajmo najprej pogoje ob splošnem vetru, kot jih v vertikalnem preseku shematično prikazuje slika 1. Vidimo, da sega vpliv brega vzdolž vetra vse višje in ustvarja nekakšne obalne fronte, ki ločujejo zrak različnih lastnosti. Med te lastnosti spadata predvsem temperatura in vlaga zraka, toda tudi stabilnost, vetrovni profil, razni turbulentni fluksi, morda kondenzacijski pojavi, onesnaženje zraka in drugo.



Slika 1: Shematičen prikaz sprememb v toku zraka prek jezera
Fig. 1: Schematic presentation of the changes of air flow over a lake

Povezava turbulence, stabilnosti, fluksov ter raznih energijskih tokov je v prizemni plasti atmosfere zelo zamotan in v celoti še nerešen problem. Zato je aproksimacij veliko – od najpreprostejših, do takih, ki jih komaj zmorejo največji sodobni računalniki. Glede na to, da že vemo, da vplivi majhnih jezer in rezervoarjev niso veliki, bomo spremembe lastnosti zraka in morebitne pojave ugotavljali po zmerno zahtevnem modelu, ki pa bo dal dovolj natančne rezultate in razporeditve. Prej pa si bomo na zelo preprostem boks modelu izračunali oceno velikosti glavnih sprememb in vplivov.

OCENA SPREMEMB TEMPERATURE IN VLAGE

Oceno ovlaževanja zraka, ki pride nad vodno površino, bomo računali po boks modelu po enačbi za izhlapevanje iz oceanov, ki daje znano zadovoljive rezultate. Primerjava z meritvami na jezerih Valdaj in Balkoš (Kirilova 1980) namreč kaže razlike med računanimi in zmerjenimi vrednostmi za toplotni fluks do 8% in za fluks vlage pod 3%. Pri tem je fluks vodne pare navadno podan z enačbo

$$F_q = \rho k^2 u(z) (q_a - q_{ww}) \ln^2 (z/z_0), \quad (1)$$

kjer je ρ gostota zraka, k Karmanova konstanta, u poprečna hitrost vetra na višini z , z_0 parameter hrupavosti in q specifična vlaga (indeks a za zrak, ww pa za nasičeno stanje pri temperaturi vode).

Za izbrane tipične pogoje pri naši oceni je $\rho = 1,3 \text{ kg/m}^3$, $z/z_0 = 10^3$ (npr. 2m/2mm) ter se zato s konstanto $b = 4,36 \cdot 10^{-3} \text{ kg/m}^3$ zgornja enačba poenostavi:

$$F_q = bu(z)(q_a - q_{ww}). \quad (2)$$

Za obliko „frontalne cone“ velja po Shiru (1972) približno enačba

$$h = 0,18 \text{ m } D^{0,8}, \quad (3)$$

kjer je D razdalja od brega, normirana z 1 metrom. V skladu z grafičnim prikazom jo očitno lahko za preprosti boks model poenostavimo v linearno obliko

$$h = 0,04 x. \quad (4)$$

Čez jezero širine npr. 5 km potuje zrak pri hitrosti 1 m/s čas $t_p = 5000$ s, pri hitrosti 5 m/s pa seveda samo 1000 s. Ker je fluks vlage linearno sorazmeren hitrosti (en. 2), dobimo v obeh primerih enako skupno količino vodne pare v boks zraka, ki se torej proti nasprotnemu bregu v višino linearno veča. Dodatek specifične vlage za zrak boksa višine H in mase m_H je tedaj

$$\Delta q = F_q t_p / m_H, \quad (5)$$

kjer je t_p čas prehajanja zraka čez vodno površino. Skupna nova specifična vlaga v zraku je prvotna plus dodatek

$$q_2 = q_1 + \Delta q. \quad (6)$$

Predpostavimo, da je specifična vlaga v boks pod „frontalno mejo“, v novo zgrajeni prizemni turbulentni plasti (PTP), razen tik ob vodni površini, povsod enaka. Tedaj je povečanje relativne vlage blizu tal na nasprotnem bregu

$$\Delta f = q_2 / q_{ww} - f_1. \quad (7)$$

PRIMERI OCENE

Predpostavimo najprej zelo preproste splošne pogoje:

1. širina jezera je 5 km, H je 200 m, m_H pa 258 kg
2. hitrost vetra je 1 m/s (5 m/s)
3. začetna relativna vlaga zraka je 80% (50%)
4. temperaturna stratifikacija je nevtralna (stabilna)
5. specifična vlaga v boks je nad 2 m enakomerno razporejena.

A. Kot posebno preprost primer vzemimo, da sta temperatura zraka in vode enaki ter zato ni vertikalnega fluksa toplote. Nekateri začetni vrednosti in rezultati, računani po opisanem boks modelu za najpreprostejše primere, so podani v tabeli 1. Iz nje vidimo, da je fluks vodne pare močno odvisen od temperature in od vetra. Učinek vetra se kompenzira s časom prehajanja zraka oziroma boksa čez vodno površino, učinek temperature pa z njenim vplivom na relativno vlago. Tako je končna sprememba relativne vlage za dokaj različne temperature in hitrosti vetra enaka 2% in očitno zelo majhna. Malo večja, a še vedno nebitveno velika sprememba 5% (zlasti glede na začetno vrednost), je pri začetni vrednosti 50%.

Pri nevtralni stratifikaciji je temperatura na vrhu zadnjega boksa za 2 K nižja, kar da pri enakomerni razporeditvi specifične vlage spremembo relativne vlage v prvih treh primerih za 14%, pri nizki začetni vlagi pa 13%, kar še ne privede do kondenzacije. Vendar je zaradi realnega padca specifične vlage z višino, sprememba pri tleh malo večja in v višinah nekaj manjša. Fluksa toplote pri nevtralni stratifikaciji ni, ohladitev vode zaradi izhlapevanja pa je nemerljivo oziroma neopazno majhna.

B. Pri toplejši vodi je fluks vodne pare sprva verjetno močan in nato s povečanjem vlage v zraku oslabi. Vzemi, da je v poprečju na 2 m samo še tretjina q_{ww} . Zaradi toplejše podlage nastopa konvekcija in je vertikalni temperaturni gradient v višjih predelih spet približno adiabatno oziroma nevtralen, tik ob vodi pa seveda superadiabatno. Na podoben način kot prej računamo zdaj povečanje specifične in relativne vlage v boks do nasprotnega brega in dobimo povečanje relativne vlage pri tleh za 11% (tabela 2). Toda upoštevati moramo še, da se zrak od 10 K toplejše vode, ko prehaja pri vetru 1 m/s prek nje kar 1,4 ure, tudi ogreje. Če računamo toplotni fluks po znani enačbi

temperatura	nasit	specifična vlažnost	vertikalni tok pare	rel. vlažnost
(°C)	q_w	začet spr	(1 ms^{-1})	spr
	q_w	q_1	F_q	Δf
		(10^{-3})	($10^{-6} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$)	(%)
temperature	sat	specific humidity	vertical vapour flux	rel. humidity
	sat	init	(1 ms^{-1})	diff
		final	(5 ms^{-1})	final

za $f_1 = 80\%$ začetno rel. vlažnost

for $f_1 = 80\%$ initial rel. humidity

5	5.5	4.4	0.09	4.5	4.8	24	2	82
15	10.8	8.6	0.18	8.8	9.4	47	2	82
25	20.4	16.3	0.34	16.7	17.8	89	2	82

za $f_1 = 50\%$ začetno rel. vlažnost

for $f_1 = 50\%$ initial rel. humidity

15	10.8	5.4	0.46	5.9	23.5	117	5	55
----	------	-----	------	-----	------	-----	---	----

Tabela 1: Specifične vlažnosti q in njihove spremembe Δq , izhlapevanje iz jezera F_q ter sprememba Δf in končna vrednost relativne vlažnosti f_2 za različne temperature in dve hitrosti vetra, če ima jezero enako temperaturo kot zrak nad njim.

Table 1: Specific humidities q and their changes Δq , evaporation from the lake F_q and the change Δf and the final value of relative humidity f_2 for different temperatures and two wind velocities in the case when the lake has the same temperature as the air above it.

temperatura	nas	specifična vlažnost	vertikalni tok	rel. vlažnost				
zraka	nas	zač spr	pare	spr				
T_a	q_{wa}	q_1	F_q	Δf				
(°C)		(10^{-3})	($10^{-6} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$)	f_2				
temperature	sat	specific humidity	vertical flux	rel. humidity				
water	sat	ini	vapour	diff				
air	sat	diff	heat	final				
5	5.5	4.4	0.6	5.0	31	—	11	91
z ogrevanjem od podlage (vode)						100	—1	79
with heating from the water							—3	77
15	10.8	5.5	—0.3	8.3	—	—	—	88
z ohlajanjem od podlage (vode)						—10	8	88
with cooling from the water								

Tabela 2: Kot tabela 1, le da je tu dodan tok toplote, za različni temperaturi jezera in zraka.

Table 2: Similar to Table 1, except that here the heat flux is included, and for different temperatures of the lake and the air.

$$F_H = -\rho c_p K_H \partial T / \partial z \quad (8)$$

in vzamemo za $K_H = 0,2 \text{ m}^2/\text{s}$, ter vertikalni temperaturni gradient v superadiabatni plasti tik pri vodni površini $\partial T / \partial z = -0,4 \text{ K/m}$, dobimo za F_H vrednost $100 \text{ J/m}^2 \text{ s}$. S takim fluksom toplote v vertikalni smeri se steber zraka do nasprotnega brega ogreje za 2 K , kar zniža relativno vlago na 79% in je torej $\Delta f = -1\%$. Zrak je torej zaradi ogrevanja od vode, kljub znatnemu izhlapevanju vanj, relativno manj vlažen. Pri močnejšem vetru (5 m/s) bi bil učinek ogrevanja in ovlaževanja manjši zaradi krajšega časa prehajanja, kljub večji difuzivnosti za obe količini.

C. Pri hladnejši vodi pa je marsikaj drugače. Fluksa vodne pare in toplote sta obrnjena navzdol, kar daje stabilno stratifikacijo v boku (Myrup 1979); nižje temperature podlage pa tudi zmanjšujejo absolutno vrednost fluksov in turbulenco vzdolž vetra (Yamada 1980). O relativni vlagi odloča to, kateri od fluksov ima večji vpliv. Seveda tu nista večja kot v prejšnjem primeru, poleg tega pa sta zaradi stabilne stratifikacije omejena na spodnjo, ca. 20 m debelo plast zraka. Enačbi (2) in (4) tu ne veljata. Meritve z vezanim balonom na velikem jezeru Michigan so npr. pokazale, da doseže mešanje toplega zraka nad mrzlo vodo višino 140 m šele 50 km daleč od obale (Wylie 1979).

Vzemimo zdaj 5-krat manjši $K_H = 0,04 \text{ m}^2/\text{s}$, pa dobimo po analognih računih kot prej, rezultate, ki so podani v spodnjem delu tabele 2. Iz nje vidimo, da se brez upoštevanja ohlajevanja zraka zaradi fluksa vodne pare navzdol in zmanjšanja specifične vlage v zraku, zmanjša tudi njegova relativna vlaga. Toda ob upoštevanju ohlادتve zraka pri prehodu čez hladnejšo vodno površino, kljub zmanjšani specifični vlagi, relativna vlaga naraste za 8% . Očitno pa tudi tu ne toliko, da bi prišlo do kondenzacije.

NUMERIČNI MODEL

Če priteče zrak iznad kopna nad vodno površino ali obratno, se razmere v toku spremenijo zaradi:

1. spremembe hrapavosti terena,
2. spremembe temperature tal,
3. spremembe vlažnosti zraka tik nad tlemi.

Posledica tega so spremenjeni vertikalni fluksi gibalne količine, zaznavne toplote ter vlage in s tem v zvezi tudi latentne toplote. Ob drugačnih vertikalnih fluksih teh količin se ustvarijo tudi spremenjeni vertikalni profili vetra, temperature in vlage v zraku. To pa se ne zgodi takoj po vsej višini, temveč se gradi od tal nova prizemna turbulentna plast (PTP), ki se ji z razdaljo od brega višina veča. O tem je na voljo precej obširna literatura (npr. Petersen 1969, Shir 1972, Taylor 1970, 1971 in drugi). Kako hitro raste zgornja meja te nove PTP je odvisno od sprememb v pogojih pri tleh, mi pa za naš model izberemo neko srednjo vrednost po Shiru, podano z enačbo (3).

Tudi robni pogoji v zraku pri tleh se ne spremenijo skokoma, čeprav imamo pri lastnostih tal skokovito spremembo. Advekcija namreč prinaša nad novo površino lastnosti toka še iznad prejšnje površine. Za temperaturo in vlago v zraku tik pri tleh sledi iz profilov (Taylor 1970, 1971), da je prehod k novim pogojem postopen. Aproximirali smo ga z enačbo, ki smo jo izračunali iz objavljenih grafov in numeričnih vrednosti, npr. za vlago

$$q_2 = q_1 + (q_2 - q_1) (0,054 + 0,049 \ln D) \quad (9)$$

in enako za temperaturo tik pri tleh. To je robni pogoj za ti dve količini pri tleh.

Pri hitrosti tik pri tleh pa so po literaturi razmere različne, če gre za prehod iznad kopnega nad vodo ali obratno. V prvem primeru, in če gre za hlade tok nad toplo jezero, se turbulentna strižna napetost počasi približuje novi vrednosti nad bolj gladko in toplejšo podlago, če pa je jezero hladnejše, pa se turbulentna napetost počasi zmanjšuje. Pri prehodu nad bolj hrapavo površino se najprej skokovito poveča, potem pa se približuje vrednosti, ki ustreza novim pogojem. Zapišimo ustrezne enačbe za torno hitrost

$$\begin{array}{l} \text{hrapavo—gladko} \\ \text{in hladno—toplo} \end{array} \quad u_{*2} = u_{*1} (0,422 + 0,068 \ln D) \quad (10)$$

$$\begin{array}{l} \text{hrapavo—gladko} \\ \text{in toplo—hladno} \end{array} \quad u_{*2} = u_{*1} (1,037 - 0,062 \ln D) \quad (11)$$

$$\text{gladko—hrapavo} \quad u_{*2} = u_{*1} (2,24 - 0,052 \ln D) \quad (12)$$

Z upoštevanjem enačb za vetrovne profile po Moninu in Obuhovu (1954), tedaj približno velja za hitrost pri tleh

$$u(z) = u_{*}/k \ln(z/z_0) \quad (13)$$

če vpliva stabilnosti ne upoštevamo, kar je za majhne „z“ upravičeno ($z/L \ll 1$). Tu je z_0 parameter hrapavosti. S tem je določen spodnji robni pogoj za hitrost.

Nad zgornjo mejo nove PTP so razmere nespremenjene, služijo nam za zgornje robne pogoje. Pri tleh veljajo nove vrednosti, kot jih določajo enačbe (9)–(13). Iz vrednosti na vrhu in pri tleh v novi PTP najprej izračunamo oceno za Richardsonovo število

$$Ri_B = (g/T_0) (hg/c_p + \Delta T) (h/(\Delta U))^2, \quad (14)$$

če pa je izračunana vrednost večja od kritičnega Richardsonovega števila $Ri_{krit} = 0,19$, jo postavimo na to vrednost. Ko poznamo oceno za Ri , skozi PTP položimo profila vetra in temperature, pri čemer nam veljata pri integraciji stabilitetni funkciji Φ_m in Φ_h za konstantni, ker integrirane vrednosti zahtevajo izračunavanje zapletenejših enačb (Businger 1973).

$$u(z) = u(z_1) + (\Phi_m u_* / k) \ln(z/z_1) \quad (15)$$

$$T(z) = T(z_1) - (\Phi_h \Theta_* / k) \ln(z/z_1). \quad (16)$$

Φ_m in Φ_h sta odvisni od Richardsonovega števila; vzamemo vrednost po Thomu (1975)

$$\Phi_m = (1 - 16 Ri)^{-1/4} \quad (17)$$

$$\Phi_h = (1 - 16 Ri)^{-1/2} \quad \text{za } Ri < 0. \quad (18)$$

$$\Phi_h = \Phi_m = (1 - 5 Ri)^{-1} \quad \text{za } Ri \geq 0. \quad (19)$$

Prek teh vrednosti sta od Ri odvisni tudi torna hitrost in torna temperatura

$$u_* = k \Delta u / (\Phi_m \ln(h/z_0)) \quad (20)$$

$$\Theta_* = -k \Delta \Theta / (\Phi_h \ln(h/z_0)). \quad (21)$$

Razporeditve vodne pare in vode v zraku računamo po difuzijski enačbi za stacionaren in dvodimenzionalen primer

$$u(\partial q / \partial x) = \partial(K \partial q / \partial z) / \partial z, \quad (22)$$

zato potrebujemo tudi podatke o turbulentni difuzivnosti $K(z)$. Izračunamo jo iz profila vetra in temperature

$$K(z) = u_* k z / \Phi_h. \quad (23)$$

Enačbo (22) rešujemo numerično z eksplicitno računsko shemo ob upoštevanju začetne razporeditve specifične vlage q po višini v zraku, ki prihaja nad jezero, z upoštevanjem enačbe (15) za hitrost in (23) za difuzivnost ter ob robnih pogojih pri tleh (9). Na vrhu pa predpisujemo dva različna robna pogoja: če tam zrak ni stabilen, se vlaga širi nemo-teno v višino; če pa tam postavimo subsidenčno inverzijo, pa je sistem zaprt in vlaga ne more navzgor.

V modelu so upoštewane tudi fazne spremembe in izpad kondenzirane vode, če je je v zraku več kot 0.3 gm^{-3} .

Razporeditev računskih točk po vertikali je, razen prvih dveh: $z(1) = 0,1 \text{ m}$, $z(2) = 2 \text{ m}$, logaritmična: $z(k) = 1,12 \exp(k/2)$ za $k = 3 \text{ k, m}$. Pri tej gostoti po vertikali ponavadi zadošča za numerično stabilnost korak po horizontali $\Delta x = 10 \text{ m}$, razen pri počasnem toku hladnega zraka nad toplo jezero (kot se je pokazalo pri poskusih), ko je potreben manjši Δx

$$\Delta x_{\max} = u_{\min} (\Delta z)_{\min}^2 / K_{\max} \quad (24)$$

ki utegne biti celo zelo majhen, tudi samo $0,5 \text{ m}$. Takrat seveda eksplicitna shema zahteva znatno več časa.

REZULTATI

Naredili smo nekaj numeričnih poskusov z modelom. Razdelimo jih lahko v dve skupini: ali prehaja relativno hladen zrak prek toplejšega jezera, ali pa topel zrak čez hladno jezero.

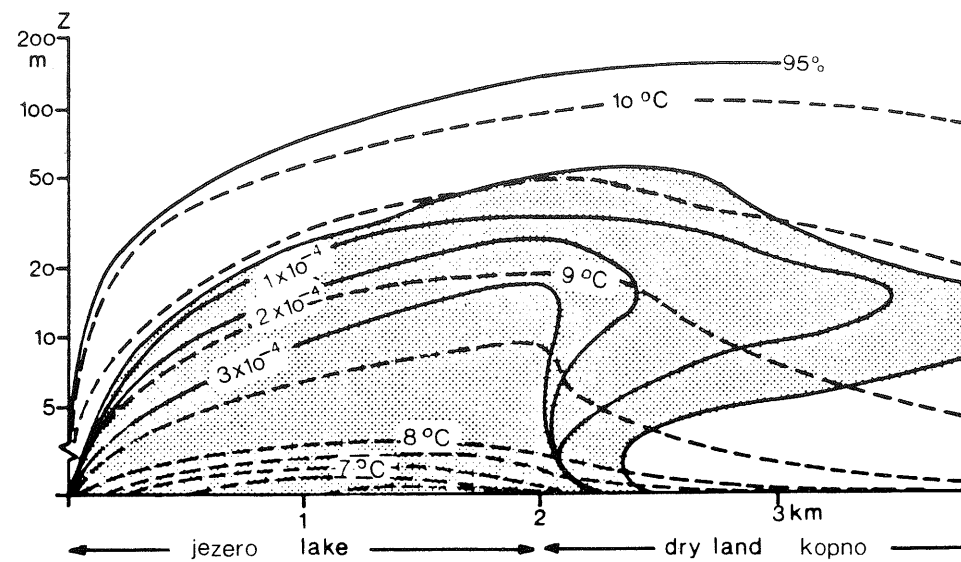
A. Če prihaja nad jezero hladen zrak (npr. za 10 K hladnejši od vode), kažejo vsi rezultati računanja, da temperatura zraka ob vodni površini toliko naraste, da se kljub izparevanju iz jezera relativna vlaga celo zmanjša. Tako se megla ne pojavlja niti, če nad jezero prihaja skoraj nasičen zrak z relativno vlago 95% in 99% . Zrak je na odvetni strani 2 km dolgega jezera 2 m od tal za $2,7 \text{ K}$ toplejši kot pred njim in nad kopnim, 2 km od jezera še $1,6 \text{ K}$ toplejši. Vpliv z višino postopno pada. Veter (ki je v teh dveh primerih šibek) skorajda ni spremenjen.

B. V primerih, ko prihaja nad hladno jezero topel (zdaj npr. za 10 K toplejši zrak), že močno vlažen zrak, kar so izredno neugodni pogoji, se nad jezerom po modelu pojavlja megla, ki je posledica ohlajevanja zraka. V stabilnem primeru (slika 2) in ob šibkem vetru seže megla 40 m visoko, pri tleh (na višini 2 m) izgine 350 m od jezera, medtem ko seže meglena zavesa v višini 15 m še 2 km daleč. V primeru hidrostatične labilnosti (slika 3) je megla 2 km od jezera debelejša, vendar pri tleh tudi izgine kmalu od obale— 450 m od jezera.

Ob močnem vetru in tudi sicer zelo neugodnih pogojih, ko priteka nad jezero že zelo vlažen zrak (slika 4), pa so razmere nekoliko spremenjene, kajti vetrovno striženje ima v tem primeru pomembno vlogo. Pri turbulentni izmenjavi je namreč hidrodinamična stabilnost precej pomembnejša od hidrostatične in jo pri študiju prizemnih turbulentnih plasti navadno izražamo z Richardsonovim številom. Tako je ob močnejšem vetru v višjih plasteh vlažnost zmanjšana zaradi močnejšega mešanja in nekoliko višje temperature (zaradi močnejšega prenosa toplote od tal navzgor). Pri tleh pa je z močnejšo advekcijo tudi povečan horizontalni prenos vodne pare in vodnih kapljic tudi dlje od jezera. Rezultat obeh vplivov je ta, da je zavesa megle nizko pri tleh.

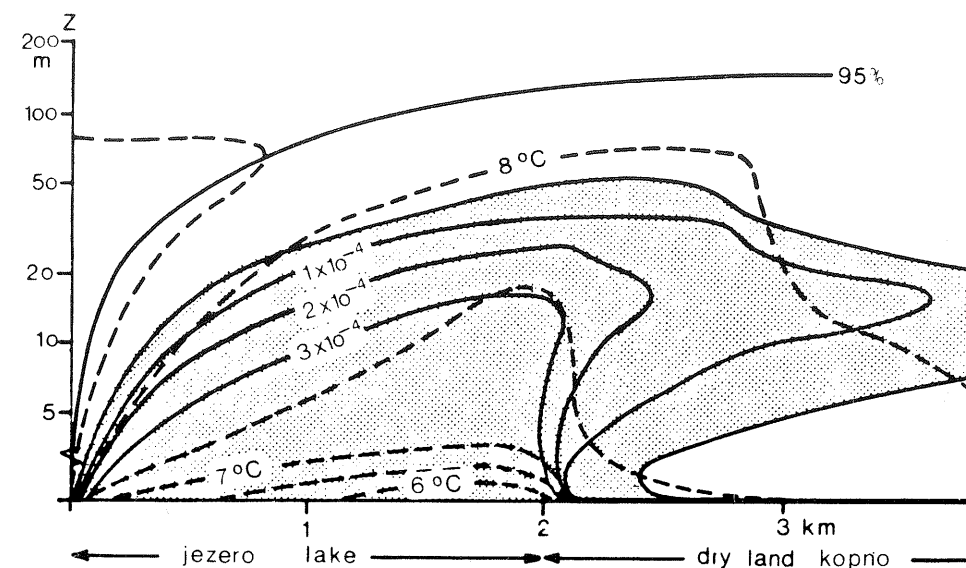
Če pa je jezero veliko, seže pri takih pogojih njegov vpliv dlje: pri 5 km dolgem jezeru megla pri tleh tudi hitro izgine, zavesa megle pa je še dva kilometra od jezera debela kakih 40 m , povsem pa izgine približno 4 km proč od jezera, kar nastopa izjemoma.

Omenimo še, da sprememba parametra hrapavosti nad jezerom za en velikostni red (manjša vzvalovanost pri šibkejšem in večja pri močnejšem vetru) na razmere komaj kaj vpliva.



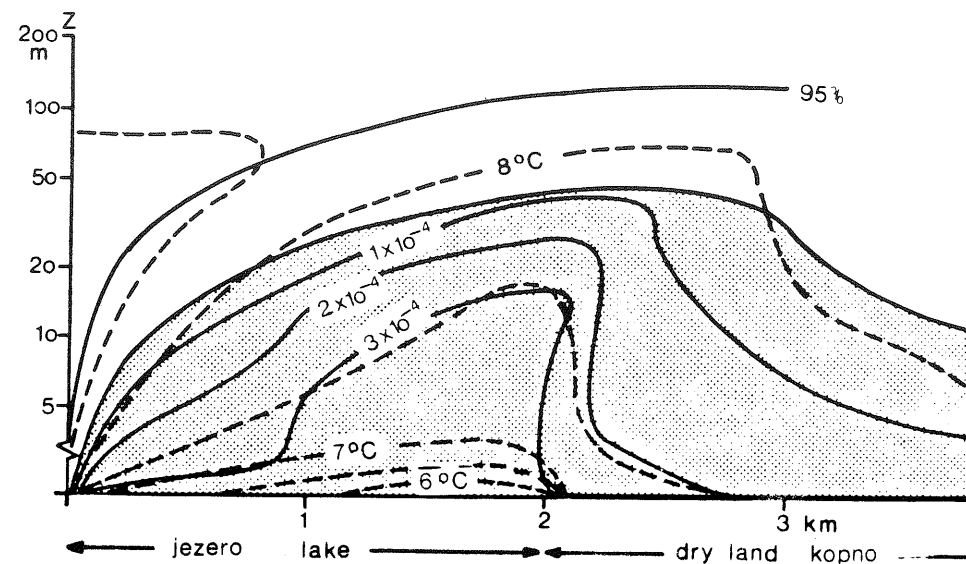
Slika 2: Vertikalni preseki v okolici 2 km širokega jezera. Polne črte označujejo specifično vsebnost tekoče vode ali 95% relativno vlažnost zraka, črtkane pa temperaturo. Parametra hrapavosti nad kopnim in nad jezerom: 0.05 m in 0.01 m, vertikalni gradient temperature: -6 K km^{-1} , hitrost vetra 300 m nad tlemi: 1 m s^{-1} , relativna vlažnost zraka, pritekajočega nad jezero: 95%.

Fig. 2: Vertical crosssection over a 2 km wide lake. Solid lines denote specific liquid water content or 95% relative humidity of the air, and dashed lines denote temperature. Roughness parameters over dry land and over a lake: 0.05 m and 0.01 m respectively, lapse rate: -6 K km^{-1} , wind velocity 300 m above surface— 1 m s^{-1} , relative humidity of the air, moving over the lake: 95%.



Slika 3: Kot slika 2, toda za hidrostatično stabilen pritekajoči zrak z vertikalnim gradientom temperature: 1 K km^{-1}

Fig. 3: Same as Fig. 2, but for stable stratified air approaching the lake with a lapse rate of 1 K km^{-1} .



Slika 4: Kot slika 2, toda za močnejši veter; hitrost vetra 300 nad tlemi: 10 m s^{-1}
 Fig. 4: Same as Fig. 2, but for stronger wind; wind velocity 300 m above surface 10 m s^{-1} .

LITERATURA

- Businger, J.A., 1973: Turbulent transfer in the atmospheric surface layer. V knjigi D. A. Haugen (ed): Workshop on micrometeorology. AMS, Boston, 392 pp.
- Dobesch H. und Neuwirth F.: 1975: Eine Methode zur Erfassung der möglichen Änderungen des Lokalklimas durch eine Stausee, *Rivista Ital. Geofisica*, V.1, 167–169
- Dobesch H. und Neuwirth F., 1977: Über den Einfluss des Stausees eines Flusskraftwerkes auf das Klima seiner Umgebung, *Oesterr. Wasserwirtschaft*, J. 29, H7/8, 153–157
- Gregory, S. and K. Smith, 1967: Local temperature and humidity contrasts around small lakes and reservoirs. *Weather* 22, 497–505
- Hideneri, T. and I. Akihiko, 1980: Local climate near a small lake. Pt. 2: Air temperature distribution near Lake Toya, Hokkaido, in spring and summer. *J. Agric. Meteorol.* 36, 13–18
- Krillova, T. V. i L. V. Nesina, 1979: Ob oshibkakh rascheta potokov tepla i vlagi s poverkhnosti ozer po osrednennym iskhodnym dannym. *GGO Trudy* 423, 82–89
- Monin, A. S. i A. M. Obuhov, 1954: Osnovnye zakonomernosti turbulentnogo peremeshivaniya v prizemnom sloe atmosfery. *AN SSSR, Trudy geofiz. inst.* 24, 161–187
- Myrup, L. O., 1979: Climatological estimate of the average monthly energy and water budgets of Lake Tahoe, Cal.-Nevada. *Water Resour. Res.*, Wash. D. C., 15, 1499–1508
- Nanasawa, K., 1979: Land and sea breezes at the coastal area of the Abashiri district in Hokkaido. *J. Meteorol. Res.* 31, 353–364
- Peterson, E. W., 1969: Modification of mean flow and turbulent energy by a change in surface roughness under conditions of neutral stability. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 95, 561–575
- Phillips, D. W., 1978: Environmental climatology of lake Superior. *J. Great Lakes Res.*, Canada 4, 288–309
- Phillips D. W. and L. C. Inbo 1978, Lake to land comparison of wind, temperature, and humidity on Lake Ontario during the IFYGL. *Fishing and Envir.*, Canada. CL1-2-77, 51 pp.
- Shir, C. C., 1972: A numerical computation of air flow over a sudden change of surface roughness. *J. Atmosph. Sci.* 29, 304–310
- Taylor, P. A., 1970: A model of air flow above changes in surface heat flux, temperature, and roughness for neutral and unstable conditions. *Boundary Layer Meteorol.* 1, 18–39
- Taylor, P. A., 1971: Airflow above changes in surface heat flux, temperature and roughness; an extension to include the stable case. *Boundary Layer Meteorol.* 1, 474–497
- Thom, A. S., 1975: Momentum, mass, and heat exchange of plant communities. V knjigi Monteith (ed): *Vegetation and the atmosphere*. Academic Press, London, (vol. 1) 278 pp.
- Urbančič, J., 1977: Vpliv akumulacijskih jezer na meglo, vlago in temperaturo zraka v okolici. *FNT, Ljubljana (dipl. delo, neobjavljeno)*, 72 str.
- Wylie, D. P. and J. A. Young, 1979: Boundary layer observations of warm air modification over Lake Michigan, using a tethered balloon. *Boundary Layer Meteorol.* 17, 279–291