

METEOROLOGICKÉ ZPRÁVY

METEOROLOGICAL BULLETIN

| | |
|--|----|
| <i>Kateřina Potuřníková – Pavel Sedlák: Numerická studie radiační mlhy. Část I. Popis charakteristických vývojových stádií radiační mlhy</i> | 33 |
| <i>Miroslav Kocifaj: Využitie a oblasť platnosti R–G aproximácie pri určení rozmerov čiaštočiek v nočných svietiacich oblakoch</i> | 40 |
| <i>Gražyna Bil-Knozová: Změny meteorologických podmínek koncentrace nebo rozptylu znečištění ovzduší na stanicích Katowice, Krakov a Bielsko-Biała</i> | 45 |
| <i>Miroslav Konrád: Vliv nízké oblačnosti na provoz letiště Brno-Tuřany a Ostrava-Mošnov</i> | 52 |
| <i>Karel Krška: Milníky československé a české letecké meteorologie</i> | 57 |
| Informace – Recenze | 63 |

ROČNÍK 56 – 2003 – ČÍSLO 2

| | |
|--|----|
| <i>Kateřina Potuřníková – Pavel Sedlák</i> : Numerical study of radiation fog. Part I. Description of characteristic development stages of radiation fog | 33 |
| <i>Miroslav Kocifaj</i> : Utilization and validity range of R–G approximation in retrieval of dust size in noctilucent clouds | 40 |
| <i>Grařyna Bil-Knozová</i> : Changes in meteorological conditions of air pollution concentration and diffusion at the station Katowice, Cracow and Bielsko-Biała | 45 |
| <i>Miroslav Konrád</i> : Influence of low-level clouds on the operation of the airports Brno-Tuřany and Ostava-Mošnov | 52 |
| <i>Karel Krřka</i> : Milstones of Czechoslovak and Czech aeronautical meteorology | 57 |
| Information – Reviews | 63 |

Meteorologické zprávy, časopis pro odbornou veřejnost ● Vydává Český hydrometeorologický ústav ● Redakce: Český hydrometeorologický ústav, Na Šabatce 17, 143 06 Praha 4 – Komořany, telefon 244 032 722, 244 032 725, fax 244 032 721, e-mail: horky@chmi.cz ● Řídí vedoucí redaktor RNDr. Luboš Němec, redaktor prom. knih. Zdeněk Horký ● Redakční rada: Prof. RNDr. Jan Bednář, CSc., Ing. František Hudec, CSc., RNDr. Karel Krřka, CSc., Mgr. Stanislav Racko, RNDr. Daniela Řezáčová, CSc., RNDr. Jan Strachota, RNDr. Karel Vaníček, CSc., RNDr. Helena Vondráčková, CSc. ● Za odborný obsah podepsaných článků odpovídají autoři. Proti dalšímu otiskování, uvede-li se původ a autor, není námitek ● Sazba a tisk: 3P s.r.o. ● Rozšiřuje a informace o předplatném podává a objednávky přijímá Český hydrometeorologický ústav, SIS, Na Šabatce 17, 143 06 Praha 4 – Komořany; Offers for Meteorological Bulletin arranges ČHMÚ, SIS, Na Šabatce 17, 143 06 Praha 4 – Komořany, Czech Republic. Annual subscription is 42,- USD for 6 issues ● Ročně vychází 6 čísel, cena jednotlivého čísla 20,- Kč, roční předplatné 180,- Kč včetně poštovného, do zahraničí 42,- USD. Reg. číslo MK ČR E 5107.
ISSN 0026 – 1173

METEOROLOGICKÉ ZPRÁVY

Meteorological Bulletin

ROČNÍK 56 (2003)

V PRAZE DNE 30. DUBNA 2003

ČÍSLO 2

Kateřina Potužníková – Pavel Sedlák (Ústav fyziky atmosféry AV ČR)

NUMERICKÁ STUDIE RADIČNÍ MLHY. ČÁST I. POPIS CHARAKTERISTICKÝCH VÝVOJOVÝCH STÁDIÍ RADIČNÍ MLHY

Numerical study of radiation fog. Part I: Description of characteristic development stages of radiation fog. The model for a radiation fog and low-level stratiform clouds is presented. The model has been developed on the basis of the 1-D version of the numerical model [20] by including the parameterizations of the radiative transfer and of the condensation processes. In addition a soil and a vegetation modules have been linked to the code so that the fog evolution as influenced by different types of vegetation and soil can also be accounted for. In this study special attention is given to the parameterization of the radiative cooling and gravitational settling velocity of water droplets. These are the key processes during the fog formation by condensation, fog growing and final dispersion, and they are strongly influenced by physico-chemical properties of atmospheric aerosols. With respect to this effect, we have developed two different sets of parameters for the urban and rural environment, respectively. The model is used to describe the main features of the life cycle of a fog. Analysis of the simulated time evolution of the potential temperature, liquid water content, turbulent mixing coefficient and radiative cooling/heating rate for the case of an urban fog supports the hypothesis that distinct stages of fog development exist: the initiation stage with appearance of weak turbulence, the mature stage characterised by time fluctuations of LWC, the turbulent stage with nearly vertically homogeneous LWC and finally the dissipation stage of the fog separated from the surface. The model sensitivity to the parameters of radiative cooling and gravitational settling, to local factors such as vegetation coverage of the soil, soil moisture, wind velocity, occurrence of mid-level clouds, together with a comparison of model simulations with results of the microphysical radiation fog model [1], are the subject of Part II of this paper.

KLÍČOVÁ SLOVA: mlha radiační – modelování numerické – parametrizace gravitačního usazování – parametrizace kondenzace

1. ÚVOD

Mlha jest zhuštěná pára vodní v dolních vrstvách vzduchových u samého povrchu zemského se vyskytující. Skládá se z jemných kuliček vodních, jež při velkém množství kalí vzduch činíce jej neprůhledným. M. vzniká, bývá-li povrch zemský studenější nežli vzduch přicházející s ním do styku. Ochlazením pod bod rosný počne se pára ve vzduchu obsažená zhušťovati a se z něho vylučovati. Tím tvoří se m. nad povrchem zemským, když se tento za jasné oblohy a klidného vzduchu vyzářováním tepla do prostoru světového silně ochlazuje.

Zvláště husté a dlouho trvající mlhy vyskytují se u nás na jaře a na podzim; v létě vyskytují se m. po deštích a nad vlhkou půdou.

Ottův slovník naučný – sedmáctý díl; vydavatel a nakladatel J. Otto v Praze, 1901

Poetická definice z Ottova slovníku naučného připomíná podstatu a příčiny vzniku radiační mlhy. Podle současného meteorologického slovníku je mlha atmosférickým aerosolem složeným z vodních kapek nebo z drobných ledových krystalků, který zmenšuje přízemní viditelnost pod 1 km, a proto se řadí k významným jevům počasí. Zvláštní pozornost věnuje mlze letecká předpovědní služba, komplikace mlha působí také v pozemní dopravě. V neposlední řadě je její výskyt sledován v rámci klimatologie a lesní hydrologie např. v souvislosti s ekologickými škodami, jež působí horizontální mokrá depozice znečišťujících látek na vegetaci.

Radiační mlha se zpravidla objevuje v noční stabilní mezní vrstvě v oblasti vysokého tlaku. Jedním z předpokladů jejího vývoje je slabé proudění v blízkosti zemského povrchu, při němž není turbulence zcela potlačena. V minulosti to prokázala jak experimentální pozorování [24] nebo např. [11], tak i pozdější modelové studie. Např. [28], [18], a také [8] hovoří o existenci slabé „občasné“ či „pulzní“ turbulence uvnitř

mlhy, která se uplatňuje především v prvním stádiu jejího vývoje.

Pokusy o bližší stanovení podmínek či predikce doby a místa vzniku mlhy pomocí velkoprostorových numerických prognostických modelů bývají relativně nepřesné. Příčiny nepřesností lze hledat na dvou úrovních. V synoptickém měřítku je formování mlhy limitováno výskytem nízké stratové oblačnosti, která i v relativně malém a tedy obtížně předpověditelném množství dokáže radiačně zastínit zemský povrch, a tím na několik hodin vznik mlhy oddálit, nebo zcela zamezit. Většina komplikací při predikci mlhy však vyplývá z jejího lokálního charakteru. Vznik mlhy je tak významně ovlivňován místními hydrologickými a radiačními vlastnostmi půdy a vegetace, jejíž stupeň pokrytí udává i mechanickou drsnost povrchu, a v daném časovém období mikrofyzikální strukturou vzduchové hmoty (množstvím znečišťujících příměsí a jejich fyzikálně-chemickými vlastnostmi).

Po zformování mlhy je její další vývoj závislý na vzájemné rovnováze mezi několika fyzikálními procesy, kterými jsou převážně:

- dlouhodobé radiační ochlazování zemského povrchu a horních partií mlhy,
- turbulentní výměna mezi zemským povrchem a atmosférou,
- gravitační usazování kapek související s mikrofyzikou mlhy.

Jakou měrou se uvedené faktory podílejí na vertikálním rozvoji, na intenzitě mlhy (vyjádřené hodnotou kapalného vodního obsahu) i na její konečné disipaci, lze nejnázat zkoumat jednodimenzionálními (1D) modely. V současné době se ke studiu vývoje mlhy používá dvou základních typů numerických 1D modelů.

Prvním z nich jsou modely s explicitním popisem mikrofyzikálního procesu růstu oblačných kapek na kondenzačních jádrech, kdy na jádra samotná působí dlouhodobá radiace v souladu s jejich specifickými optickými vlastnostmi (např. [1]). „Explicitní“ modely bývají také označovány jako modely spektrální, neboť uvažují časový vývoj změny přesycení, který udává rychlost růstu a také změnu koncentrace kapek rozdělených do intervalů podle velikosti jejich poloměru. Slouží především ke studiu vzájemných vazeb uvedených fyzikálních procesů a jejich vlivu na vývoj mlhy. Uplatnění těchto modelů bylo v poslední době umožněno především rychlým rozvojem výpočetní techniky a také zlepšením přesností experimentálních měření.

Modely druhého typu nahrazují popis mikrofyzikálních oblačných dějů parametrizacemi, jež jsou méně náročné na modelový čas. „Parametrizační“ modely se proto využívají pro praktickou krátkodobou předpověď vývoje mlhy a nízké oblačnosti. V odborné literatuře je popsána celá škála modelů tohoto typu. Mezi původní a nejcitovanější práce věnované numerickým simulacím vývoje mlhy patří model [17], který přebírá a zdokonaluje metodu „nasyčené adjustace“ [10]. K novějším modelům, které již popisují detailněji celý komplex vzájemných interakcí vedoucích k rozvoji mlhy (včetně např. u [10] opomíjené radiace), se řadí např. [5, 26, 28, 18, 8] a z poslední doby především prognostický model radiační mlhy a nízké stratové oblačnosti PAFOG, který byl prezentován na konferenci o teoretickém i experimentálním výzkumu mlhy [3].

V této práci popisujeme model pro simulaci časového vývoje vertikálního rozložení kapalného vodního obsahu radiační mlhy, resp. nízké stratové oblačnosti. Model vychází z 1D verze modelu PIAPBLM. Na rozdíl od předchozích prací ([20], detailněji též v [19]) je současný model rozšířen kromě výpočtu kapalné fáze vody také o parametrizaci radiační

ho přenosu. Dále je model doplněn o popis interakce atmosféra–vegetace–půda.

V první, zde předkládané, části práce se budeme kromě popisu základních modelových rovnic podrobněji věnovat především použitým parametrizacím mikrofyziky, které jsme pro náš model částečně přebírali z prací výše zmiňovaných autorů a částečně vytvářeli na základě konfrontace našich výsledků se dvěma v poslední době publikovanými modelovými případy mlhy spočítanými pomocí mikrofyzikálního modelu MIFOG [2, 27].

Citlivost modelového procesu vzniku a vývoje mlhy na pozměněné vnitřní parametry modelu a také na odlišně zadané vnější počáteční podmínky budeme zkoumat v druhé části práce [22].

Pro pochopení funkce jednotlivých modelových parametrizací provedeme v závěru první části rozbor typického průběhu a charakteristických vývojových stádií radiační mlhy.

2. MODEL

2.1 Prognostické rovnice

Základ modelu tvoří soustava pohybových rovnic pro horizontální složky rychlosti proudění, termodynamická rovnice a rovnice pro přenos vodní páry a kapalného vodního obsahu:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = fv + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial u}{\partial z} \right), \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -f(u - U_g) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial v}{\partial z} \right), \quad (2)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_h \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) - \frac{(p_0/p)^\chi}{c_p} \left(\frac{\tau_R}{\rho} - LC \right), \quad (3)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_h \frac{\partial q}{\partial z} \right) - C, \quad (4)$$

$$\frac{\partial q_l}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_h \frac{\partial q_l}{\partial z} \right) + \frac{\partial G}{\partial z} + C, \quad (5)$$

Jednotlivé symboly vystupující v rovnicích mají následující význam:

| | |
|------------|---|
| z, t | vertikální souřadnice, čas |
| u, v | složky vektoru rychlosti horizontálního proudění U |
| U_g | rychlost geostrofického větru, která je úměrná velikosti horizontálního tlakového gradientu |
| f | Coriolisův parametr |
| K_m, K_h | koeficient turbulentní difuze pro hybnost a pro teplo |
| θ | odchylka potenciální teploty, kterou definujeme vztahem: $\theta = \vartheta + \theta_0$, kde ϑ je aktuální hodnota potenciální teploty a θ_0 je pozadové pole potenciální teploty |
| q, q_l | měrná vlhkost, kapalný vodní obsah |
| p | tlak vzduchu, $p_0 = 1000$ hPa |
| χ | Poissonova konstanta |
| τ_R | divergence vertikálních toků radiace |
| L_v, c_p | latentní teplo výparné, měrná tepelná kapacita vzduchu při konstantním tlaku |
| ρ | hustota vzduchu |
| C | měrná kondenzace/výpar za jednotku času |
| G | tok gravitačního usazování vodních kapek |

2.2 Parametrizace přízemní vrstvy, turbulentní uzávěr

Hodnoty teploty, měrné vlhkosti, kapalného vodního obsahu a složek rychlosti větru v první modelové hladině počítáme pomocí parametrizace, která je založena na Monin-Obuchovově teorii podobnosti pro přízemní vrstvu. V parametrizaci používáme vztahy získané integrací empirických (např. známých Busingerových) vztahů pro bezrozměrné gradienty od zemského povrchu do první modelové hladiny (analogicky s [25]). Uvažujeme přitom nulovou hodnotu q_l na zemském povrchu. Součástí parametrizace přízemní vrstvy je také popis interakce půda–vegetace–atmosféra, který je kombinací modifikovaných metod [6] a [21].

Řešení turbulentního uzávěru prognostických rovnic vychází z K–teorie. V modelu je zavedena prognostická rovnice pro turbulentní kinetickou energii b . Koeficienty turbulentní difuze se počítají pomocí b a charakteristického rozměru turbulentních vírů l (viz [20]).

2.3 Parametrizace kondenzace/výparu vodních kapek

Hodnotu kapalného vodního obsahu q_l určujeme metodou adjustace vlhké atmosféry do stavu nasycení. Předpokládáme, že se v atmosféře objevuje oblačnost složená pouze z kapek bez ledové fáze. V místech (v uzlových bodech), kde se vyskytuje kapalná voda, odpovídá aktuální hodnota měrné vlhkosti q při daném tlaku a teplotě právě stavu nasycení. Podmínka nasyceného stavu je v souladu s výsledky měření, které prokazují, že je uvnitř reálné nízké stratové oblačnosti zanedbatelné přesycení (obvykle nižší než 1 %). Při samotné adjustaci vycházíme z postupu popsání v [7]. Kondenzace a výpar jsou zde popisovány jako kvazireverzibilní děje, při nichž se zachovávají hodnoty dvojice konzervativních veličin:

$(T_{ie}, q_T) \dots$ (izobarická ekvivalentní teplota $T + \frac{L_v}{c_{pd}}q$, úplný vodní obsah $q_l + q$)¹

Rovnice (3) až (5) řešíme nejprve bez formálního zdrojového členu C , čímž získáme prozatímní hodnoty q_l , q , θ a z nich odvozené T , q_T a T_{ie} . Prozatímní hodnoty adjustujeme dále v každé modelové hladině pro dva možné stavy:

I. $q_T \leq q_{sat}(p, T_{q=0}) \dots$ Při nenasyčeném stavu atmosféry se případná kapalná voda odpaří: $q_l = 0$, $q = q_T$, a prozatímní hodnota teploty se sníží: $T = T_{ie} - \frac{L_v}{c_{pd}}q_l$.

II. $q_T > q_{sat}(p, T_{q=0}) \dots$ Při přesycené atmosféře naopak přebytečná vlhkost zkondenzuje a teplota se zvýší o uvolněné latentní teplo. Výslednou teplotu pak vyjadřuje vztah:

$$T = T_{ie} - \frac{L_v}{c_{pd}}q_{sat}(T, p), \text{ který se v [7] řeší iteracemi.}$$

V našem modelu při přesycené atmosféře namísto iteračního řešení adjustujeme prozatímní hodnoty vlhkosti q a teploty T pomocí vzorců odvozených v [17] pro adiabaticko-izobarickou kondenzaci. Vzniklý kapalný vodní obsah q_l dostaneme jako rozdíl úplného kapalného vodního obsahu q_T a adjustované měrné vlhkosti q a přičítáme ho k hodnotě q_l z předchozího časového kroku.

2.4 Gravitační usazování

Je známo, že aktuálně pozorovaný [16] kapalný vodní obsah mlhy tvoří jen malou část vody zkondenzované během jejího vývoje. Většina vody se vlivem gravitace postupně usadí na zemi, nebo zde rovnou vzniká v podobě rosy. Proto se do modelových rovnic zařazuje člen gravitačního usazování

G , který ve svém důsledku významně redukuje hodnotu kapalného vodního obsahu q_l v celém vertikálním rozsahu mezní vrstvy. Usazením části q_l se totiž zároveň sníží celková hodnota radiačního ochlazování atmosféry, a tedy i kondenzace. Z uvedeného je zřejmé, že parametrizace gravitačního usazování podstatně ovlivňuje také přesnost předpovědi dalších charakteristických veličin oblačné mezní vrstvy.

V našem modelu aproximujeme tok gravitačního usazování vztahem převzatým z klasické práce [5]:

$$G = \bar{v}q_l, \quad (6)$$

kde \bar{v} je průměrná pádová rychlost mlžných kapek. Pádová rychlost každé jednotlivé kapky ve spektru závisí podle Stokesova zákona na jejím poloměru. Průměr rychlostí všech kapek \bar{v} je potom udáván spektrem rozložení velikosti kapek a jejich koncentrací, stejně jako kapalný vodní obsah q_l . Lze tedy předpokládat, že existuje jistá korelace mezi oběma závislými veličinami \bar{v} a q_l .

Parametrizace rychlosti gravitačního usazování

Závislost \bar{v} na q_l bývá obvykle vyjadřována jednoduchou formulí typu:

$$\bar{v} = 6,25q_l, \quad (7)$$

jakou použili s úspěchem autoři [28] (shodně s [5]) ve svém 1D numerickém modelu. Přestože podle [28] dokázala uvedená parametrizace uspokojivě simulovat základní rysy konkrétní pozorované mlhové události, použití vztahu (7) selhává při popisu dalších případů radiační mlhy vzniklých při obdobných synoptických podmínkách (např. [18]). Parametrizace usazování je totiž zjevně neoddelitelná od předpokládaného spektrálního složení velikostí mlžných kapek. Naznačila to už souhrnná stať [14] o empirických vztazích pro rychlost usazování kapek a pro koeficient extinkce používaných v modelech mlhy. V ní se zřejmě poprvé vyskytuje rozlišení mlhy (nezávislé na způsobu jejího vzniku – ať už radiační či advektivní), na čistou „venkovskou“ mlhu (rural fog – RF) s převahou středně velkých kapek ve spektru a na znečištěnou „městskou“ mlhu (urban fog – UF) s větší koncentrací drobných kapek. Podle [14] je obecně lepší namísto dosud používaných empirických závislostí rovnou uvažovat konstantní hodnotu $\bar{v} = 1,7$ cm/s pro UF a 2,2 cm/s pro RF.

Uspokojivé vysvětlení vlivu parametrizace usazování na vývoj mlhy přinesl až výzkum mikrofyzikální podstaty vzniku mlhy. Autor [4] počítal časový vývoj vodního obsahu pomocí dvou různých verzí svého explicitního modelu, které se navzájem lišily pouze počátečním množstvím kondenzačních jader rozptýlených v atmosféře. Po čtyřech hodinách integrace získal jednak hustší mlhu složenou z velkého množství drobných kapek s relativně nízkou rychlostí usazování připomínající UF a jednak řidší a vertikálně tenčí mlhu, v níž při menším množství jader, ale při stejném přesycení, narostlo více velkých kapek a kterou sám označuje jako RF. Oba výsledky poté porovnal se simulací starší verze téhož modelu pracující s parametrizačními vztahy (6) a (7) (při shodně zadaných počátečních podmínkách). Oba typy modelu dávaly přibližně stejnou dobu vzniku mlhy, maximální dosažená hodnota q_l a výška rozvinuté mlhy byly ale vlivem parametrizace významně podhodnoceny. V [4] se uvádí, že aproximace rychlosti usazování vztahem (7) odpovídá spíše poměrům v mlze vysrážené na malém množství kondenzačních jader, tedy typu RF, a to pro nízký vodní obsah q_l až do 0,2 g/kg. Od vyšších hodnot q_l už aproximace nadhodnocuje usazování až o 40 %.

Ve spektru UF je usazování ještě mnohem pomalejší – údajně přiměřené relaci $\bar{v} = 2,5q_l$. Do uvedených rozdílů se však zřejmě také promítá vliv mikrofyzikálního složení mlhy na radiaci. Je prokázáno [4, 2], že oblačná spektra s převahou drobných kapek typická pro UF jsou opticky relativně řidší pro dlouhovlnnou radiaci oproti spektru RF , a proto v nich dochází k pomalejšímu růstu poloměrů kapek vlivem radičního ochlazení, a tedy i k jejich pomalejšímu usazování.

Numerické studie vlivu různých fyzikálně-chemických vlastností městských, venkovských a mořských aerosolů na formování mlhy provedl BOTT [1] pomocí 1D mikrofyzikálního modelu, v kterém na rozdíl od [4] mimo jiné popisuje turbulenci pomocí uzávěru vyššího řádu.

Návrh úpravy parametrizace rychlosti \bar{v}

S ohledem na výše uvedené závěry autorů [14] a [4] jsme pro náš model navrhli dva různé empirické vztahy pro výpočet \bar{v} , které jsme dále upravovali na základě konfrontace výsledků testů citlivosti parametrizací našeho modelu (uvedených v části II – [22]) s poznatky o chování mlhy v různě znečištěném prostředí zaznamenanými v [1] a navazujících pracích [2] a [3]:

- Pro RF typ, kdy vzniká mlha později a je celkově vertikálně méně mohutná, používáme namísto vztahu (7) konstantní hodnotu rychlosti usazování:

$$\bar{v} = 2,2 \times 10^{-2} \text{ms}^{-1}, \quad (8)$$

- Pro UF typ, kdy je mlha složená s drobných kapek, jsme zvolili závislost:

$$\bar{v} = \min(25 \times q_l, 1,7 \times 10^{-2}) \text{ms}^{-1}. \quad (9)$$

2.5 Radiační přenos

Radiační blok modelu, který je podrobněji popsán v [13], umožňuje určit krátkovlnnou a dlouhovlnnou radiační bilanci zemského povrchu a také vertikální profily krátkovlnného a dlouhovlnného příspěvků k radiačnímu členu τ_R termodynamické rovnice (3). V oblasti dlouhovlnné radiace modifikujeme oproti [13] integrální funkci propustnosti vrstvy mlhy nebo stratové oblačnosti, která obsahuje w gramů oblačné vody ve sloupci o průřezu 1 m^2 , do tvaru:

$$P_c = \exp(1,66 \alpha w), \quad (10)$$

kde jsme pro UF typ zvolili podle [9] $\alpha = 0,06$; pro RF , kde předpokládáme [1] spektrum složené převážně z větších kapek, které efektivněji pohlcují radiaci, jsme ve shodě s [4] zdvojnásobili hodnotu parametru α na $0,12$.

V oblasti krátkovlnného spektra určujeme v modelových hladinách celkovou vertikální hustotu radiačního toku ve směru dolů. (Neoddělujeme při tom přímo a rozptýlenou radiaci.) Vliv oblačnosti na tok krátkovlnné radiace se v modelu projeví zmenšením hustoty toku vynásobením propustností, která je funkcí integrovaného vodního obsahu w ve vrstvě od horní hranice oblačnosti po danou hladinu. Ohřev atmosféry krátkovlnnou radiací odraženou od zemského povrchu bere me v úvahu jen při bezoblačné atmosféře.

Model navíc umožňuje zadat do určité hladiny nad mezní vrstvou atmosféry nekonečně tenkou oblačnou vrstvou s lineární závislostí propustnosti pro krátkovlnnou radiaci na optické hmotě atmosféry.

2.6 Postup řešení modelových rovnic

Při výpočtu modelových rovnic vycházíme z postupu, který je zevrubně popsán (včetně popisu numerického řešení) v práci [19]. Nejprve probíhá inicializace modelu, při které se

k zadaným počátečním vertikálním profilům ϑ , q a při dané rychlosti U_g dopočítají profily u , v , b , l , K_m , K_h . Dále se už po jednotlivých časových krocích opakuje standardní postup řešení modelových rovnic:

1. Spouští se radiační blok, jehož výstupem jsou radiační toky na zemském povrchu a dále hodnoty divergence, resp. konvergence radiačních toků v jednotlivých vrstvách nad zemí.
2. Následuje výpočet teploty a vlhkosti ve vrstvě vegetace a na povrchu půdy a dále výpočet ϑ , q , q_l a u , v v první modelové hladině (nad vrstvou vegetace) pomocí parametrizace přízemní vrstvy.
3. S použitím profilů teploty a rychlosti větru z předchozího časového kroku se dopočítají profily b a koeficientů turbulentní difuze K_m a K_h , které tvoří uzávěr základních prognostických rovnic.
4. Dosazením koeficientu K_h a přičtením radiačních změn teploty získáváme z rovnice (3) vertikální profily prozatímní hodnoty teploty, a tedy i ϑ .
5. Poté se ve všech modelových hladinách přizpůsobují prozatímní hodnoty ϑ a hodnoty vlhkosti a kapalného vodního obsahu q , q_l (známé z předchozího časového kroku) metodou adjustace do stavu nasycení.
6. Upravené profily vlhkosti q , q_l a kapalného vodního obsahu se přepočítají pomocí difuzních rovnic (4) a (5). U veličiny q_l se při tom v každé hladině bere v úvahu ještě tok gravitačního usazování.
7. Nakonec se s novým K_m stanoví prostřednictvím rovnic (1) a (2) profil rychlosti větru.

3. POPIS A VÝSLEDKY REFERENČNÍHO PŘÍPADU

Abychom mohli provádět studie citlivosti modelu, přikročíme nejprve k podrobnému popisu simulace průběhu mlhové události. Při popisu se zmíníme také o mikrofyzikálních charakteristikách mlhy, které nám v části II pomohou objasnit vliv parametrizace radiace a gravitačního usazování mlhových kapek na její modelový vývoj.

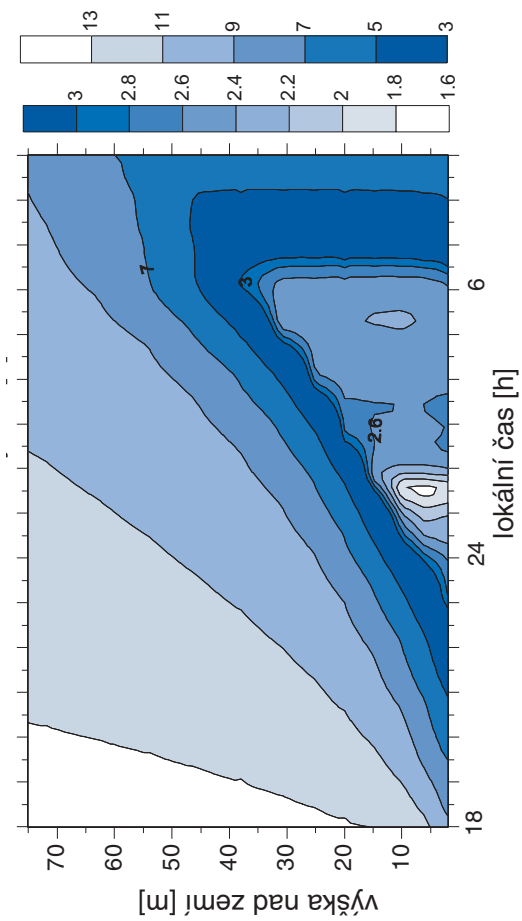
3.1 Zadání počátečních podmínek

K prezentaci výsledků našeho numerického modelu jsme zvolili stejné vnější počáteční podmínky, jaké si vybral autor [1] ke studiu citlivosti svého numerického mikrofyzikálního modelu. V následujícím odstavci se budeme podrobně věnovat referenčnímu případu radiační mlhy v městském prostředí. V modelu proto volíme parametrizaci typu UF (rychlost usazování je dána vztahem (9), koeficient absorpce ze vztahu (10) $a = 0,06$), která by měla odpovídat zadání aerosolů městského typu v modelu [1]. Zvolené počáteční podmínky charakterizují říjnovou bezoblačnou atmosféru středních zeměpisných šířek při anticyklonální synoptické situaci typické pro vznik mlhy. V tabulce jsou uvedeny inicializační profily teploty a relativní vlhkosti pro 290. kalendářní den:

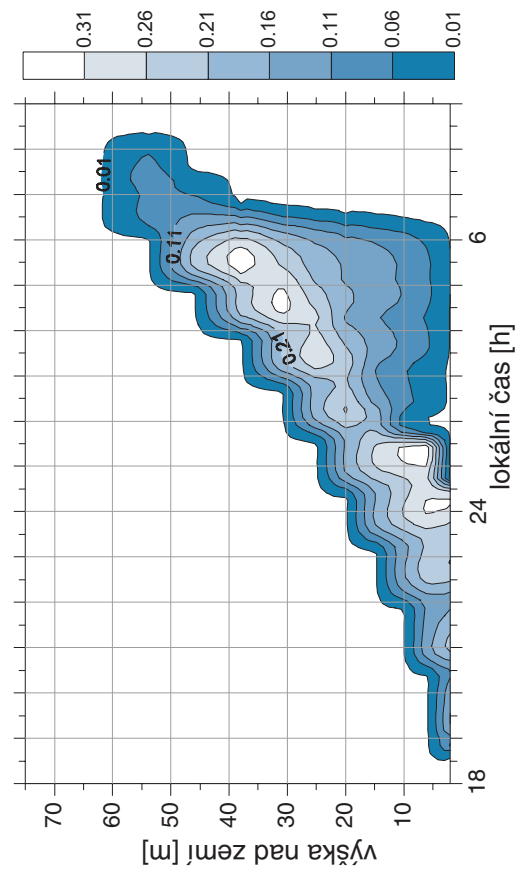
| výška [m] | 0 | 150 | 700 | 3000 | 6000 | 7000 | 8000 |
|-----------------------|------|------|------|-------|--------|--------|--------|
| teplota [°C] | 8.85 | 8.85 | 7.20 | -6.60 | -12.20 | -18.20 | -25.20 |
| relativní vlhkost [%] | 90 | 90 | 60 | 60 | 30 | 30 | 30 |

Slunce vychází v 6.45 a zapadá v 17.15 lokálního času. Rychlost geostrofického větru je 2 m/s . Uvažujeme písčito-hlinitou půdu s 35% vlhkostí pokrytou vegetací typu „louky a pastviny“ [15], kterou charakterizuje drsnost povrchu $z_0 = 8 \text{ cm}$ a 20% albedo pro krátkovlnnou radiaci.

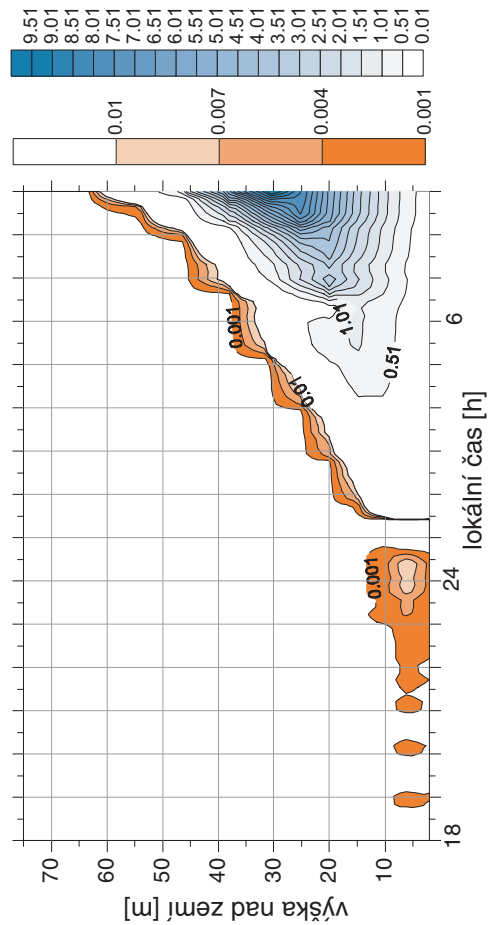
Časovou integraci s krokem 10 s spouštíme v 8 h lokální-



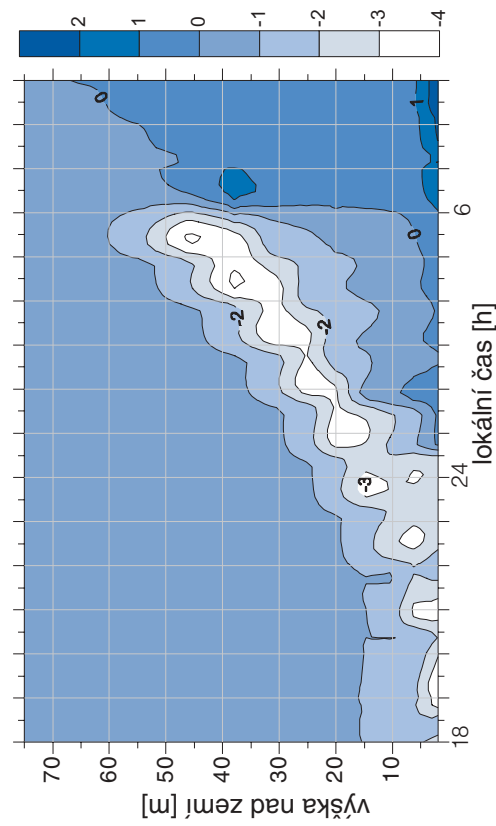
Obr. 1 Denní chod potenciální teploty [°C].
Fig. 1. Time and height variation of potential temperature [°C].



Obr. 2 Denní chod kapalného vodního obsahu [g/m³].
Fig. 2. Time and height variation of liquid water content [g/m³].



Obr. 3 Denní chod koeficientu turbulentní difúze K_h [m²/s].
Fig. 3. Time and height variation of turbulent mixing coefficient for heat [m²/s].



Obr. 4 Denní chod rychlosti radiální změny teploty [K/h].
Fig. 4. Time and height variation of radiative cooling/heating rate [K/h].

ho času a ukončujeme po 30 hodinách ve 14 h následujícího dne. Lokálním časem rozumíme střední sluneční čas, který je běžně používán v numerickém modelování. Výpočty provádíme s 67 nepravidelně rozloženými modelovými hladinami v atmosféře. Nejnižší hladiny se nacházejí ve 2, 6, 10, 15, 20 m nad zemí, s výškou se vzdálenost sousedních hladin zvětšuje. Horní hranice modelu je kvůli radiačnímu bloku až ve výšce zhruba 8 km.

3.2 Vývoj radiační mlhy

O výskytu modelové mlhy hovoříme tehdy, pokud kapalný vodní obsah alespoň v jedné modelové hladině dosahuje hodnoty $0,01 \text{ g/m}^3$, při níž je podle Kunkelova empirického vztahu [14], používaného též v [8] a [18], viditelnost snížena o několik desítek metrů pod 1 km.

Vývoj radiační mlhy je prezentován na obr. 1 až 4 znázorňujících časový průběh vertikálních profilů teploty, kapalného vodního obsahu, koeficientu turbulence pro teplo a rychlosti radiační změny teploty. Zobrazený časový úsek odpovídá 10. až 25. hodině modelového času. Ke každému grafu je přiřazena škála hodnot dané veličiny. Hodnoty koeficientu turbulence K_h se v denních a nočních hodinách řádově liší, proto jsme pro jejich zobrazení použili do jednoho obrázku dvě různá měřítka. Detailní rozlišení jsme přidali také pro oblast nízkých hodnot potenciální teploty, abychom zachytili zřejmou vazbu mezi změnami teploty a kapalným vodním obsahem. Obrázky jsou vytvořeny grafickým softwarem Surfer 7.0, parametry interpolační metody kriging jsou voleny tak, aby byla co nejpřesněji zachována poloha vypočítaných hodnot veličin. Při interpretaci grafů je proto nutné si uvědomit, že je „schodovitý“ růst horní hranice mlhy dán diskretním rozložením modelových hladin.

Při popisu mlhy bývá zvykem rozlišovat jistá charakteristická stadia jejího vývoje (objevují se např. v modelovém popisu [28, 1], obdobně též v pozorování [16]):

- i) Jako **inicializační** stav mlhy lze nazvat období po západu Slunce, kdy se díky tepelnému vyzařování zemského povrchu vytváří teplotní inverze (kolem 19 h činí teplotní nárůst v prvních 10 m nad zemí $4 \text{ }^\circ\text{C}$). Zároveň přetrvává výpar z vegetace – u země se tak zachovává indiferentní profil měrné vlhkosti (není zobrazeno), a proto zde záhy dochází k nasycení vzduchu. V této fázi mlhy dominuje radiační ochlazování zemského povrchu, výrazná teplotní inverze potlačuje turbulenci. Ohraničený výskyt velmi nízkých hodnot koeficientu turbulence kolem 19 a 20 h souvisí se vznikem vrstvy kapalné vody, která radiačně zmenšuje stabilitu. Přibližně kolem 19 h se také objevuje nad zemí do výšky druhé modelové hladiny (6 m) opticky tenká vrstva mlhy (obr. 2).
- ii) Jako **rozvinuté** či zralé stádium mlhy lze v našem případě označit období zhruba od 23 h, kdy mlha již dosahuje takové optické tloušťky, že se oblast maximálního radiačního ochlazování zdvihá od zemského povrchu. Současně se zeslabením radiačního ochlazování zemského povrchu se snižuje teplotní stabilita uvnitř mlhy, což je patrné na průběhu potenciální teploty a také na růstu hodnot koeficientu turbulence, který podporuje růst tloušťky a kapalného vodního obsahu vrstvy mlhy. Tento trend je završen odtržením oblasti maximálního kapalného vodního obsahu mlhy od zemského povrchu. Z vývoje profilu radiačního ochlazování lze usuzovat, že při dosažení určité optické tloušťky dochází k radiačním ztrátám tepla převážně u horní hranice mlhy.

Období rozvinuté mlhy je také charakteristické časovými

fluktuacemi hodnot kapalného vodního obsahu mlhy. Popis střídavého houstnutí a zředování až rozpouštění mlhy, které však nebývá patrné v celém jejím vertikálním rozsahu, nacházíme v četných referencích o experimentálním výzkumu mlhy. Popisovány jsou krátkodobé několikaminutové [16] až přibližně hodinové [23], nejčastěji však 15 až 20minutové oscilace [11, 12]. O objasnění příčin tohoto jevu se pokoušely jak dřívější modelové studie [5, 28], tak např. i současnější mikrofyzikální model [2]. Také z grafického znázornění výsledků našeho modelu lze vyčíst časové fluktuace v hodnotách vodního obsahu a radiačních změn teploty, které se odehrávají v poměrně úzké oblasti několika modelových hladin. Sledujeme-li například průběh hodnot v blízkosti hladiny 15 m, nalezneme ve 3 h lokální minima v hodnotách rychlosti radiačního ochlazování (obr. 4) a ϑ (obr. 1) a současně lokální minima hodnot K_h (z rozlišení na obr. 3 není patrné) a q_1 (obr. 2). O půlhodinu později zaznamenáváme vyšší teplotu spolu s vyšším vodním obsahem. Pro objasnění uvedených fluktuací se nabízí termodynamické vysvětlení autorů [5], podle nichž jsou fluktuace důsledkem kvazistacionární rovnováhy mezi turbulencí a radiačním ochlazováním: V období zesílené turbulence se do vrstvy mlhy dostává sušší a teplejší vzduch z vyšších hladin, mlha vertikálně narůstá a zároveň se stává opticky tenčí. Následné radiační ochlazování zemského povrchu teplotně stabilizuje vrstvu mlhy a zastaví její nárůst až do té doby, dokud mlha nezhoustne (nezvětší se její kapalný vodní obsah) natolik, že stíněním zemského povrchu a zároveň vlastním dlouhodobým radiačním vyzařováním vyvolá vznik turbulence, která spolu s gravitací zajistí přesun maxima části jejího vodního obsahu zpět k zemskému povrchu.

V této fázi vývoje mlhy se naše výsledky kvantitativně co do maximální hodnoty q_1 a celkové výšky mlhy shodují se simulací kapalného vodního obsahu městské mlhy [1]. Mikrofyzikální model [1] dává přibližně stejnou – zhruba hodinovou – periodu časových oscilací, které jsou však co do hodnoty a vertikálního rozsahu od povrchu až téměř k horní hranici mlhy výraznější. (Vrchol mlhy je již ovlivňován vtahováním suchého a teplého vzduchu z okolní atmosféry.) Důvodem těchto zřetelných oscilací je již dříve naznačená vazba mezi radiací a mechanismem růstu kapek: Velké kapky ve spektru se více radiačně ochlazují a dále rostou na úkor drobných kapek, zvyšuje se jejich pádová rychlost a rychleji dochází k přechodnému rozpouštění mlhy.

- iii) **Turbulentní** fáze vertikálně téměř homogenní mlhy je v našem modelovém případě jen relativně krátkou epizodou jejího vývoje trvající zhruba půl hodiny před východem Slunce (do 6.30 h). V mikrofyzikálním přiblížení [1] se městská mlha v této fázi skládá z velkého počtu drobných aerosolových kapek, které mají poměrně nízkou absorpční schopnost a rozpouští se proto o něco pomaleji než v našem parametrizačním modelu, kdy se do radiační změny teploty promítá hodnota kapalného vodního obsahu.
- iv) V závěrečné **disipační** fázi se mlha definitivně oddělí od ohřívajícího se zemského povrchu a postupně se zcela rozpustí. Zatímco v našem modelu dochází k úplnému zániku mlhy kolem 8 h ráno (tedy 1,5 hodiny po východu Slunce), v modelu [1] setrvává díky již zmíněnému slabšímu vlivu radiace až do 10 h lokálního času. Posunutí maxima rychlosti radiačního oteplování na spodní okraj mlhy ve výpočtu našeho modelu je dáno zvoleným parametrizačním schématem. (K tomu, aby došlo v dané hla-

dině k radiačnímu ohřevu, musí mít mlha nad touto hladinou určitou optickou tloušťku.)

4. ZÁVĚR

V příspěvku jsme představili jednodimenzionální model mezní vrstvy atmosféry navržený pro studium vzniku a vývoje radiační mlhy a nízké stratové oblačnosti. Model zahrnuje parametrizaci kondenzačních procesů v diskretních modelových hladinách, vlastní úpravu výpočtu gravitačního usazování vodních kapek, interakci kapalně vody se solární a termální radiací, stejně jako turbulentní transport. Součástí modelu je také popis interakce půda-vegetace-atmosféra.

Na příkladu simulace radiační mlhy v městském prostředí jsme prokázali schopnost modelu predikovat hlavní rysy denního cyklu vývoje mlhy. Přehledné grafické zpracování časového průběhu vertikálních profilů teploty, kapalného vodního obsahu, koeficientu turbulence a rychlosti radiačního ochlazování potvrzuje, že mlha během svého vývoje prochází čtyřmi odlišnými stádii: V inicializační fázi se objevuje v mlze slabá pulzní turbulence. V rozvinutém stádiu mlhy se ve shodě s jinými autory objevují kvaziperiodické oscilace v hodnotách kapalného vodního obsahu. Turbulentní fáze homogenně promíchané mlhy trvá v simulacích našeho modelu kratší dobu, než by patrně odpovídalo skutečnosti. Příčinou je zjednodušená závislost propustnosti mlhy přímo na kapalném vodním obsahu, s níž počítáme při parametrizaci radiace. V disipační fázi se mlha definitivně odpoutává od zemského povrchu a postupně dochází k jejímu rozpuštění.

Domníváme se, že náš model je schopen dobře postihnout základní rysy vývoje radiační mlhy, jako jsou její tloušťka, doba trvání a maximální kapalně vodní obsah. Detailnější rozbor testů citlivosti podáme v části II.

Literatura

- [1] BOTT, A., 1991. On the influence of the physico-chemical properties of aerosols on the life cycle of radiation fog. *Boundary-Layer Meteorology*, roč. **56**, s. 1–31.
- [2] BOTT, A. – SIEVERS, U. – ZDUNKOWSKI, W., 1990. A radiation fog model with a detailed treatment of the interaction between radiative transfer and fog microphysics. *Journal of the Atmospheric Sciences*, roč. **47**, s. 2153–2166.
- [3] BOTT, A. – THAUTMANN, T., 2001. PAFOG – A New Efficient Forecast Model of Radiation Fog and Low Level Stratiform Clouds. Proceedings of 2nd International Conference on Fog and Fog Collection. St. John's, Canada, ed. Schemenauer R. S., s. 529–532.
- [4] BROWN, R., 1980. A numerical study of radiation fog with an explicit formulation of the microphysics. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, roč. **106**, s. 781–802.
- [5] BROWN, R. – ROACH, W.T., 1976. The physics of radiation fog: II – a numerical study. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, roč. **102**, s. 335–354.
- [6] DEARDORFF J. W., 1978. Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *Journal of Geophysical Research*, roč. **83**, s. 1889–1903.
- [7] DOMS, G. – SCHÄTTLER, U., 1999. The nonhydrostatic limited-area model LM (Lokal-Modell) of DWD. Part I: Scientific Documentation. Deutscher Wetterdienst. 172 s.
- [8] DUYNKERKE, P. G., 1991. Radiation fog: A comparison of model simulation with detailed observations. *Monthly Weather Review*, roč. **119**, s. 324–341.
- [9] FEJGEL'SON, E. M., 1981. Radiacija v oblačnoj atmosfere. Leningrad, Gidrometeoizdat. 280 s.
- [10] FISHER, E. L. – CAPLAN, P., 1963. An experiment in numerical prediction of fog and stratus. *Journal of the Atmospheric Sciences*, roč. **20**, s. 425–437.
- [11] GERBER, H. E., 1981. Microstructure of a radiation fog. *Journal of the Atmospheric Sciences*, roč. **38**, s. 454–458.
- [12] JIUSTO, J. E. – LALA, G. G., 1982. Liquid water content in radiation fogs. Preprints Conf. Cloud Physics. Chicago, Amer. Meteor. Soc., pp. 300–302.
- [13] KRABEC, J. – SEDLÁK, P., 1990. Dvourozměrný mezo-model s parametrizací radiačních, vlhkostních a turbulentních procesů. Sympóziu k 50. výročí činnosti meteorologického observatória Skalnate pleso. Zborník príspevkov. Stará Lesná, s. 218–223.
- [14] KUNKEL, B. A., 1984. Parameterization of droplet terminal velocity and extinction coefficient in fog models. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, roč. **23**, s. 34–41.
- [15] LENZ, C. J., 1996. Energieumsetzungen an der Erdoberfläche in gegliedertem Gelände. Wissenschaftliche Berichte des IMK Karlsruhe, č. 12. 246 s.
- [16] MASON, J., 1982. The physics of radiation fog. *Journal of the Meteorological Society Japan*, roč. **60**, s. 486–499.
- [17] MCDONALD, J. E., 1963. The saturation adjustment in numerical modelling of fog. *Journal of the Atmospheric Sciences*, roč. **20**, s. 476–478.
- [18] MUSSON-GENON L., 1987. Numerical simulation of fog event with a one-dimensional boundary layer model. *Monthly Weather Review*, roč. **115**, s. 592–607.
- [19] NEUMANOVÁ, K., 1998. Modelování denního chodu mezní vrstvy atmosféry. [Diplomová práce.] Praha, MFF UK. 71 s.
- [20] NEUMANOVÁ, K. – SEDLÁK, P., 1999. Vliv vlhkosti půdy na modelovaný vývoj struktury mezní vrstvy atmosféry. *Meteorologické Zprávy*, roč. **52**, s. 65–72.
- [21] NOILHAN, J. – PLANTON, S., 1989. A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Monthly Weather Review*, roč. **117**, s. 536–549.
- [22] POTUŽNÍKOVÁ, K. – SEDLÁK, P.: Numerická studie radiační mlhy: Část II – Testy citlivosti modelu. [Připravováno pro Meteorologické Zprávy.]
- [23] ROACH, W. T., 1976. On some quasi-periodic oscillations observed during a field investigation of radiation fog. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, roč. **102**, s. 355–359.
- [24] ROACH, W. T. – BROWN, R. – GARLAND, J. A. – READINGS C. J., 1976. The physics of radiation fog: I – a field study. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, roč. **102**, s. 313–333.
- [25] SEDLÁK, P., 1998. Stable atmospheric surface layer in modelling with constant ground temperature. *Studia Geophysica et Geodaetica*, roč. **42**, s. 41–60.
- [26] SOMMERIA, G. – DEARDORFF, J. W., 1977. Subgrid-scale condensation in models of nonprecipitating clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, roč. **34**, s. 334–355.
- [27] GLASOW, R. von – BOTT, A., 1999. Interaction of radiation fog with tall vegetation. *Atmospheric Environment*, roč. **33**, s. 1333–1346.
- [28] WELCH, R. M. – RAVICHANDRAN, M. G. – COX, S. K., 1986. Prediction of quasi-periodic oscillations in radiation fogs. Part I: Comparison of simple similarity approaches. *Journal of the Atmospheric Sciences*, roč. **43**, s. 633–651.

Lektor RNDr. J. Bubník, rukopis odevzdán v červenci 2002.

VYUŽITIE A OBLASŤ PLATNOSTI R-G APROXIMÁCIE PRI URČENÍ ROZMEROV ČIASTOČIEK V NOČNÝCH SVIETIACICH OBLAKOCH

Utilization and validity range of R-G approximation in retrieval of dust size in noctilucent clouds. The actual scientific research of noctilucent clouds (NLC) focuses on the formation processes and the determination of NLC aerosol particle properties (size, optical parameters, number density). Spectral lidar measurements performed in past years indicate that icy particles in NLC are very small (modal radius is less than 100 nm with high probability). Retrieval of size distribution is based either on processing of spectral measurements of scattered radiation (at fixed scattering angle) or on processing of angular measurements of scattering phase function (at fixed wavelength λ). However, both the methods are based on standard Mie calculations although simple model functions are usually assumed to fit the real particle size distributions. Such calculations are then still time-consuming. The fast enough solution is presented in this paper. An intensity of scattered radiation is obtained in analytical form, which enables significantly accelerate the inversion procedure. Validity range of used approximation is limited to distributions with modal radius $r_{mod} \leq \lambda/10$. The derived analytical expressions for total intensity of the scattered radiation are quite powerful when analysing the behaviour and changes of the size distribution function of dust population in NLC.

KLÍČOVÁ SLOVA: oblaky noční svítící – nanočástice – aproximace Rayleigh-Gansova

1. ÚVOD

Nočné svietiace mraky (NSM) sú pozorovateľné v zemepisných šírkach 55–65°. S vysokou pravdepodobnosťou sú produktom intenzívneho ochladzovania v oblasti mezopauzy. Typicky sa zjavujú v letných mesiacoch na severnej hemisfére a v zimných mesiacoch na južnej hemisfére. Detailné pozorovania a modelovania indikujú, že NSM pozostávajú z mikroskopických čiaštočiek ľadu [21], ktoré v priebehu niekoľkých hodín zväčšujú svoje rozmery až do submikrónových veľkostí. Zvyčajne sú však stredné rozmery častíc NSM veľmi malé (rádovo niekoľko desiatok nanometrov). Napriek geografickej oblasti výskytu NSM má ich štúdium z meteorologického hľadiska všeobecnejší význam. Dôležitá sa ukazuje byť otázka vzťahu oblačnosti (prípadne jej formovania) a prítomnosti elektricky nabitých častíc [10, 15] a tiež ich úlohy v chemizme mezoféry. Ukazuje sa, že optické pozorovania NSM sú vhodným a citlivým indikátorom koncentrácie vodnej pary. Vodná para je pritom významným produktom metánovej oxidácie v stratosfére [17, 12]. A práve detekované zmeny v štruktúre NSM počas uplynulých desaťročí zrejme naznačujú postupný nárast množstva metánu v stratosfére [19]. Aj tieto skutočnosti podporujú ďalšiu aktivitu pri systematickom monitorovaní NSM. Optické merania v tomto smere predstavujú efektívny prostriedok pre identifikáciu populácie častíc v nočných svietiacich mrakoch.

Kompaktný prehľad poznatkov o NSM je zhrnutý v známej práci Gadsdena a Schrödera [7]. Súčasný vedecký výskum je pritom sústredený na procesy formovania NSM a predovšetkým na metódy identifikácie charakteristík častíc, t.j. rozmerovej distribúcie $f(r)$ (rozdelenia počtu častíc podľa ich polomeru) a optických vlastností (ako je objemový koeficient rozptylu, absorpcie, či uhlové charakteristiky rozptýleného žiarenia). Účinný prierez rozptylu žiarenia u tak malých čiaštočiek prudko narastá so vzrastom ich rozmerov. Rozmery čiaštočiek totiž situujú fyzikálny proces rozptylu slnečného žiarenia do tzv. Rayleighovej oblasti. V tejto zóne je intenzita rozptýleného žiarenia úmerná r^6 , kde r je efektívny polomer častíc. V takom prípade je zrejme, že optická pozorovateľnosť NSM vzrastá s rozmerom častíc a detekované optické vlastnosti budú určované predovšetkým najväčšími časticami v existujúcej populácii.

Optickými metódami tak možno priamo študovať charakter procesov rastu častíc a ich sedimentácie. Odhad horného limitu rozmerov častíc získaný na základe spracovania fotometrických dát bol $r_{max} \approx 50 - 300$ nm [18]. Súčasná pozorovania sa skôr prikláňajú k nižšej z uvedených hodnôt. Niektoré z posledných prác hovoria dokonca o časticách menších než 20 nm [1, 8]. Ohraničenie rozmerov ľadových čiaštočiek zhora je pritom zrejme už zo skorších pozorovaní [2].

2. ROZPTYL ŽIARENIA POPULÁCIOU ČASTÍC V NSM

Zmeny rozmerovej distribúcie častíc $f(r)$ v NSM súvisia s fyzikálnymi a chemickými procesmi prebiehajúcimi v danom okamžiku. Rýchle zmeny pritom možno detekovať predovšetkým optickými metódami. Ukazuje sa, že rozmerová distribúcia má svoj typický mód r_{mod} , pričom s ďalším nárastom rozmerov koncentrácia častíc v nočnom svietiacom oblaku prudko klesá. Za typickú možno považovať hodnotu $r_{mod} \approx 50$ nm [5, 11]. GUMBEL a WITT [9] ukázali, že hodnota r_{mod} v rôznych oblastiach NSM nie je rovnaká, pričom s narastajúcou nadmorskou výškou modálny polomer rozmerovej distribúcie zvyčajne klesá. Rozdiely však nie sú zásadné, preto fotometrické merania môžu byť vyhodnocované v zmysle strednej efektívnej hodnoty r_{mod} . Vzhľadom k tomu, že rozmerová distribúcia veľmi dobre spĺňa podmienku monomodálnosti, možno $f(r)$ simulovať pomocou známych analytických funkcií. Takými sú napr. lognormálna distribúcia alebo gama funkcia. Použitie modelovej funkcie umožňuje jednoducho parametrizovať štruktúrne vlastnosti populácie častíc v nočnom svietiacom mraku a tak jednoducho kvantifikovať charakter procesov prebiehajúcich v sledovanej atmosférickej vrstve. Nárast modálneho polomeru častíc r_{mod} tak napríklad jednoznačne potvrdzuje proces formovania mračna. Kvantifikácia procesov prebiehajúcich v NSM na základe zmien modálneho polomeru rozdelenia poskytuje reálne výsledky, nakoľko výpočet zahŕňa celé spektrum rozmerov častíc. Aproximácia polydisperzného spektra častíc s modálnym polomerom r_{mod} monodisperznou populáciou častíc o polomere $r \pm \Delta r$ totiž nie je to isté.

Parametre rozmerovej distribúcie možno získať spracovaním optických meraní NSM. Výpočet pritom spočíva v rieše-

ní inverznej úlohy. Vstupnými údajmi sú zvyčajne merané hodnoty fázovej funkcie rozptylu na rôznych uhloch ϑ (v tomto prípade ide o uhol medzi smerom postupu slnečných lúčov a smerom k detektoru meracieho prístroja) alebo na rôznych vlnových dĺžkach λ . Extrahovanie rozmerovej distribúcie $f(r)$ z multispektrálnych meraní intenzity rozptýleného žiarenia $I(\lambda, \vartheta)$ spočíva v riešení Fredholmovej integrálnej rovnice prvého druhu

$$I(\lambda, \vartheta) = I_0(\lambda, \vartheta) \int_{r_1}^{r_2} K(r, \lambda, \vartheta) f(r) dr, \quad (1)$$

kde $I_0(\lambda, \vartheta)$ je intenzita interagujúceho slnečného žiarenia, $K(r, \lambda, \vartheta)$ je jadro integrálnej rovnice a r_1 a r_2 sú rozmerly časticek ohraničujúce oblasť, v ktorej je ešte integrálna rovnica (1) dostatočne presne riešiteľná. Ak hovoríme o intenzite (rozptýleného) žiarenia, máme na mysli množstvo energie vyžarovanej za jednotku času z jednotkovej plochy (kolmej na smer žiarenia) v jednotkovom intervale frekvencií do jednotkového priestorového uhla. Na tomto mieste treba tiež pripomenúť častú nekonzistenciu fyzikálnej interpretácie rozmerovej distribúcie v publikovanej literatúre. Tento fakt je následne príčinou neadekvátnej interpretácie získaných výsledkov. Vzhľadom k tomu, že fyzikálny rozmer funkcií $I_0(\lambda, \vartheta)$ a $I(\lambda, \vartheta)$ je rovnaký, je hľadaná distribúcia $f(r)$ – použitá v rovnici (1) – úmerná rozmeru $[\mu\text{m}^{-1} \text{m}^{-2}]$. V našom prípade sa teda nezaujímate o štandardnú objemovú distribúciu $f(r; h)$ závislú na nadmorskej výške h (s rozmerom $[\mu\text{m}^{-1} \text{m}^{-3}]$), pretože neuvažujeme horizontálne zmeny $f(r)$ v nočnom svietiacom mraku. Výsledná funkcia $f(r)$ tak charakterizuje rozmerovú distribúciu prepočítanú na jednotkový stĺpec v sledovanej atmosferickej vrstve. Rovnica (1) reprezentuje mapovanie v Hilbertovom priestore kvadraticky integrovateľných a spojitých funkcií z $L^2[\lambda_1, \lambda_2]$ do $L^2[r_1, r_2]$, resp. z $L^2[\vartheta_1, \vartheta_2]$ do $L^2[r_1, r_2]$. V praxi možno funkciu dáť získať len na ohraničenom intervale (t.j. multispektrálne merania $I_0(\lambda, \vartheta)$ na intervale $[\lambda_1, \lambda_2]$ alebo uhlové merania $I_0(\lambda, \vartheta)$ na intervale $[\vartheta_1, \vartheta_2]$). Hľadaná rozmerová distribúcia $f(r)$ bude preto taktiež získaná len v ohraničenom intervale rozmerov $[r_1, r_2]$, pričom od funkcie $f(r)$ požadujeme aby bola spojitá a kvadraticky integrovateľná. Tieto matematické obmedzenia na hľadanú funkciu sú nevyhnutné pre získanie fyzikálne akceptovateľného riešenia. Na riešenie Fredholmovej integrálnej rovnice (1) bolo vyvinutých niekoľko metód (napr. teória singulárnych funkcií alebo teória vlastných funkcií [3, 4], hoci vo všeobecnosti neexistuje univerzálny spôsob jej riešenia. Významné zjednodušenie riešenia rovnice (1) spočíva v použití Mellinových transformácií pre jadro integrálnej rovnice. Metóda je použiteľná pre jadrá typu $K(r; \lambda) = K(r/\lambda)$. Pri použití dvojrozsmernej Laplaceho transformácie tak riešenie rovnice (1) v prípade multispektrálnych meraní nadobudne tvar

$$f(r) \approx \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} H\left(\frac{r}{\lambda}\right) \Delta\tau(\lambda) d\lambda, \quad (2)$$

kde $\Delta\tau(\lambda)$ je funkcia optickej hrúbky aerosólu a transformant H jadra K možno získať v jednoduchom tvare $H(x) = 2K(x)/\pi$ pre ľubovoľný argument x . Riešenie integrálnej rovnice (1) aj v prípade modelových rozmerových distribúcií vychádza zvyčajne zo známej Mieho rozptylu žiarenia [13]. Mieho teória je silný nástroj pri riešení inverzných problémov opticky disperzných prostredí. Jej výhodou je, že je aplikovateľná pre objekty ľubovoľných rozmerov. Nevýhodou je jej obmedzenosť na častice striktné sférického tvaru a objemovo homogénnej štruktúry (ktorá je reprezentovaná štruktúrnou homogénitou indexu lomu). U ľadových časticek je

táto podmienka dostatočne dobre splnená. Typická je však nesféricita ľadových kryštálikov, ktorá má vplyv na výsledné pole rozptýleného žiarenia [20]. Vzhľadom k malým rozmerom časticek v NSM sa ale rozdiely v charaktere rozptylu sférickými a nesférickými časticami do značnej miery stierajú [14]. Taktiež možno jadro integrálnej rovnice zapísať ako súčin dvoch funkcií $K(r, \lambda, \vartheta) = K_1(m) K_2(r/\lambda, \vartheta)$, kde m je index lomu. Zložitosť riešenia rovnice sa tak významne redukuje. Aplikácia Mieho teórie za týchto podmienok síce poskytuje dostatočne presné riešenie, na druhej strane však metóda výpočtu stále postráda jednoduchosť a rýchlosť. Príčinou je stále existujúca zložitosť výpočtu jadra $K_2(r/\lambda, \vartheta)$. V takom prípade je výhoda použitia modelovej rozmerovej distribúcie otáznou, ak odhliadneme od jednoduchosti vyjadrenia zmien v rozmerovej distribúcii.

3. MERANIE CHARAKTERISTÍK ROZPTÝLENÉHO ŽIARENIA V NSM

Existuje niekoľko spôsobov merania rozptylových vlastností NSM. V poslednom období sú často aplikované takzvané aktívne metódy, teda metódy využívajúce vlastný zdroj žiarenia na iniciovanie procesov rozptylu. Zdrojom žiarenia sú vo väčšine prípadov lasery. Laserové žiarenie emitované lidarom (laserom používaným v otvorenom priestore na priamy výskum atmosféry) je detekované prijímacou aparaturou zviazanou s lidarom, pričom sa detekuje signál generovaný procesmi spätného rozptylu. Zdrojom takéhoto signálu je na jednej strane skúmaný aerosol a na druhej strane atmosferické plyny. Detekovaný signál treba pred spracovaním ešte analyzovať v zmysle separovania tzv. užitočného signálu a zložky, ktorej zdrojom je konštantné pozadie jasú oblohy. Od získaného signálu je následne odpočítaná zložka Rayleigh rozptylu pochádzajúca od plynných prímies atmosféry a to napr. použitím profilu štandardnej atmosféry CIRA [6]. Výhodou laserových systémov inštalovaných na pozemných staniciach je možnosť vysoko kvalitného spracovania signálov. Použitie modulovaného žiarenia a optickej filtrácie totiž umožňuje použitie lidarov aj počas veľmi jasných slnečných dní a nielen v noci (kedy sa uskutočňuje značná časť experimentov). Najväčší pomer užitočného signálu a zvyškového pozadia (≥ 10 aj počas jasných dní) je zvyčajne niekde v okolí vlnovej dĺžky 530 nm. Pozemné lidarové stanice, v závislosti od vybavenia, dokážu monitorovať atmosféru vo výškach od 15 km do 100 km a to s rozlíšením na 75 m. Z detekovaného signálu spätného rozptylu je možné okrem koncentrácie aerosólu určiť aj teplotu atmosféry v danej výške. Bežne používaný je Nd:YAG laser pracujúci na vlnovej dĺžke 532 nm s 500 mJ energetickými pulzami. Opakovacia frekvencia býva okolo 30 Hz. Zorné pole prijímacieho teleskopu je zhruba 200 mrad v prípade spracovania signálov z vysokej atmosféry a asi 400 mrad pre monitoring spodnej atmosféry. Očakáva sa, že celková divergencia (rozbiehavosť) laserového lúča bude menšia než 100 μrad .

Okrem spätného rozptylu je možné merať uhlové charakteristiky rozptýleného žiarenia, a to buď z pozemných staníc alebo z raket – pasívnymi metódami, teda využitím slnečných lúčov ako prirodzeného zdroja žiarenia. Z pozemných staníc možno určiť hodnoty $I(\lambda, \vartheta)$ len pre úzku oblasť uhlov ϑ , čo je dané geometrickou konfiguráciou merania (Slnko-NSM-meracia stanica). Preto sa v tomto prípade merania sústreďujú skôr na spektrálny profil meranej intenzity rozptýleného žiarenia, teda na merania $I(\lambda, \vartheta = \text{konšt})$ pri danom uhle rozptylu ϑ a na rôznych vlnových dĺžkach λ . Naopak, fotodetektory umiestnené na nosných raketách zaznamenávajú hlavne uhlové charakteristiky intenzity rozptýleného žiarenia, teda profil

$I(\lambda = \text{konšt.}, \vartheta)$. Úzky spektrálny pás je pritom vyčlenený interferenčným filtrom, ktorého pološírka zväčša nepresahuje 10 nm (zvyčajne je táto hodnota okolo 5 nm). Zorné pole prijímacej aparatúry nie je väčšie než 3° a oblasť detekovateľných uhlov rozptylu je ohraničená zdola hodnotou asi $\vartheta = 30^\circ$.

Výsledky meraní charakteristík NSM pomocou pasívnych a aktívnych metód ukázali na frekventovaný výskyt nočných svietiacich oblakov v atmosferickej vrstve ohraničenej zdola výškou 80 km a zhora výškou 85 km. Citlivé merania dokázali zaznamenať aj prítomnosť neviditeľných oblakov, teda zhluku častíc s veľmi nízkou objemovou koncentráciou. Pri analýze optických dát v nasledovnej kapitole budeme mať teda na mysli také NSM, ktorých častice sú detekovateľné v zmysle rozptylu žiarenia. Táto definícia je zvyčajne prístrojovo alebo subjektívne závislá. Napriek tomu možno definovať hraničnú koncentráciu častíc, pri ktorej sa populácia častíc sfomuje do viditeľného nočného svietiaceho mračna. Ak napríklad predpokladáme monodisperzný súbor častíc o polomere r , tak podmienka viditeľnosti mračna je viazaná na hodnotu objemovej koncentrácie častíc N_0 , pre ktorú by mala platiť nerovnosť $N_0 r^6 > 5 \cdot 10^9 \text{ nm}^6 \text{ cm}^{-3}$. Populácie častíc s koncentráciou pod touto hranicou môžu existovať mimo opticky detekovateľných atmosferických vrstiev.

4. ANALYTICKÉ RIEŠENIE INVERZNÉHO PROBLÉMU PRE ROZMEROVÚ DISTRIBÚCIU $F(R)$

Získané experimentálne dáta sú vstupom do teoretických a numerických modelov, ktoré umožňujú spočítať rozmerovú distribúciu častíc v NSM riešením integrálnej rovnice (1). Výpočet rozmerovej distribúcie môže byť podstatne zjednodušený ak populácia častíc spĺňa podmienku Rayleigh-Gansovej aproximácie (R-G)

$$\frac{4\pi r}{\lambda} |m - 1| < 1, \quad (3)$$

Fotometria nočných svietiacich mrakov pokrýva oblasť viditeľného a blízkeho IČ spektra od cca 350 nm až po 1 100 nm [5]. V tejto oblasti sa index lomu ľadu príliš nemení ($m \approx 1.31$; [22]), čo určuje aj oblasť platnosti R-G aproximácie pre častice s efektívnym polomerom menším než štvrtina vlnovej dĺžky l . Pri predpoklade monomodálnej rozmerovej distribúcie v tvare modifikovanej gama funkcie (s voľnými parametrami C, a, b)

$$f(r) = Cr^a e^{-b}, \quad (4)$$

treba vziať do úvahy že podmienka $r \leq l/4$ musí byť splnená aj pre istý interval rozmerov $r > r_{mod}$. K poklesu množstva častíc za hodnotou r_{mod} totiž nedochádza skokom, ale postupne v zmysle charakteru funkcie (4). Štandardne môžeme požadovať, že podmienka (3) musí platiť aj pre častice, ktorých koncentrácia dosahuje úroveň $1/e$ maximálnej hodnoty $f(r)$. V prípade typických hodnôt $a \div 2$ by mala byť hodnota hornej hranice polomeru r zhruba e -násobok modálneho polomeru r_{mod} . Oblasť použiteľnosti R-G aproximácie sa tak zužuje na populácie s modálnym polomerom $r_{mod} \leq \lambda/10$. Prakticky všetky merania publikované v najnovších prácach ukazujú na hodnoty $r_{mod} < 70 \text{ nm}$, čo vcelku dobre vyhovuje našej podmienke na presnosť R-G aproximácie.

Rozmerovú distribúciu možno určiť riešením integrálnej rovnice (1) na základe dvoch rôznych typov meraní:

(i) údajov o spektrálnom priebehu intenzity rozptýleného žiarenia pri fixovanom uhle rozptylu ϑ (ide zvyčajne o meranie spätného rozptylu pomocou lidarov pracujúcich

na rôznych vlnových dĺžkach alebo o fotometrické merania s použitím sady interferenčných filtrov),

(ii) údajov o uhlovej závislosti intenzity rozptýleného žiarenia pri fixovanej vlnovej dĺžke. Oba typy meraní majú svoje výhody aj nevýhody. Merania na rôznych vlnových dĺžkach pokrývajúce oblasť viditeľného spektra a prípadne blízku infračervenú oblasť nepotrebujú postihnúť uhlovú závislosť intenzity rozptýleného žiarenia a sú tak použiteľné za ľubovoľných „geometrických“ podmienok. Niekedy totiž nie je technicky možné zabezpečiť meranie uhlových charakteristík rozptylu (niektoré pozemné fotometrické merania, alebo merania spätného rozptylu pomocou lidarov). Nevýhodou je práve nutnosť merania $I(\lambda, \vartheta)$ v istom spektrálnom pásme. Čím je totiž vlnová dĺžka spodnej hranice meraného spektra kratšia, tým väčšie obmedzenie je kladené na hľadaný modálny polomer rozmerovej distribúcie častíc – vzhľadom k obmedzenej presnosti R-G aproximácie. Uhlové merania sú v tomto zmysle vhodnejšie, nakoľko možno použiť ľubovoľnú vlnovú dĺžku. Častokrát je však problém získať dostatočné množstvo vstupných dát, ktoré pokrývajú oblasť uhlov rozptylu nevyhnutnú pre úspešné riešenie inverzného problému.

Aplikácia Rayleigh-Gansovej aproximácie vedie k vyjadreniu intenzity rozptýleného žiarenia v tvare

$$I(\lambda, \vartheta) = I_0 F(\vartheta) \int_0^\infty K \left[\frac{r}{\lambda} \sin \left(\frac{\vartheta}{2} \right) \right] r^2 f(r) dr, \quad (5)$$

pričom jadro integrálnej rovnice závisí na vzájomnom produkte hodnôt r, l a J , čo výrazne zjednodušuje celý výpočet. Funkcia F závisí separátne na uhle rozptylu ϑ a indexe lomu častíc m

$$F(\vartheta) = 2\pi^2 \left| \frac{3}{4\pi} \left(\frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right) \right|^2 \frac{1 + \cos^2 \vartheta}{(1 - \cos \vartheta)^2}, \quad (6)$$

Jadro integrálnej rovnice možno zapísať ako funkciu parametra rozptylu q

$$K(q) = \left(\frac{\sin q - q \cos q}{q} \right)^2, \quad (7)$$

kde

$$q = \frac{4\pi r}{\lambda} \sin \left(\frac{\vartheta}{2} \right), \quad (8)$$

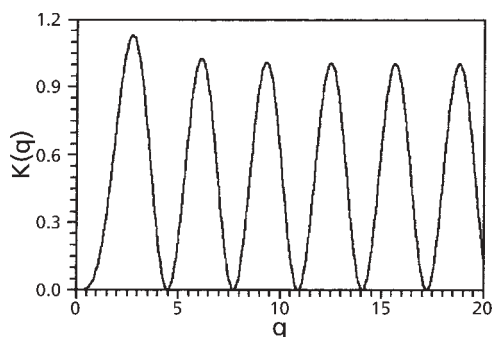
Funkcia $K(q)$ je silne oscilujúca (obr. 1) s asymptotikou $\cos^2 q$. Integrál (5) preto konverguje len pre $|f(r)|_{r \rightarrow \infty} < r^{-3}$.

Špeciálnym prípadom monomodálnej distribúcie častíc (rovnica 4) je rozdelenie s kontinuálnym poklesom koncentrácie pri náraste rozmerov aerosólu. Pre také rozdelenia sa zvyčajne používa Jungeho distribúcia $f(r) \sim r^{-n}$, ktorá je odvodená od modifikovanej gama funkcie ($a = -n, b = 0$). Intenzitu rozptýleného žiarenia $I(\lambda, \vartheta)$ potom možno vyjadriť ako

$$I(\lambda, \vartheta) = CI_0 F(\vartheta) \left(\frac{8\pi}{\lambda} \sin \frac{\vartheta}{2} \right)^{n-3} g_0(n), \quad (9)$$

kde

$$\begin{aligned} g_0(n) &= \\ &= \int_{\varepsilon \rightarrow 10}^\infty x^{-n} \left\{ 2(1 - \cos x) - 2x \sin x + \frac{x^2}{2}(1 + \cos x) \right\} dx, \end{aligned} \quad (10)$$



Obr. 1. Profil funkcie $K(q)$ v intervale $q \in \langle 0, 20 \rangle$.
 Fig. 1. The profile of function $K(q)$ in the interval $q \in \langle 0, 20 \rangle$.

Funkcia $g_0(n)$ môže byť počítaná numericky a následne tabulovaná. Dá sa ukázať, že $g_0(n)$ klesá s n (obr. 2), ale konverguje len pre $n \in \langle 3, 7 \rangle$.

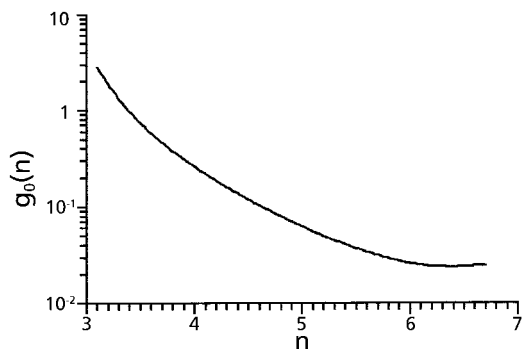
Vo všeobecnosti však Jungeho distribúcia spôsobuje singularitu v integrále (5) vzhľadom k nedefinovanej hodnote $f(r)$ v $r \rightarrow 0$. Klasická modifikovaná gama funkcia je tak vhodnejšia. Naviac umožňuje jednoducho vyjadriť zmeny v modálnom polomere, čo bolo aj našim cieľom. Modálny polomer distribúcie (4) je definovaný ako pomer a/b . Táto skutočnosť v sebe obsahuje viacznačnosť hľadaného riešenia pre r_{mod} , pretože tú istú hodnotu modálneho polomeru možno dosiahnuť rôznymi kombináciami parametrov a a b . Parameter a vyjadruje mieru nárastu koncentrácie so vzrastajúcim rozmerom častíc a parameter b naopak mieru poklesu koncentrácie veľkých častíc. Ich približnú hodnotu teda možno získať relatívne jednoducho, nakoľko častice rôznych veľkostí majú rôzny efekt na tvar výslednej uhlovej/spektrálnej závislosti intenzity rozptýleného žiarenia. Ukazuje sa, že v priemere je parameter a blízky hodnote 2. Integrál (5) sme vypočítali pre dve hodnoty
 – $a = 1$

$$I(\lambda, \vartheta) = I_0 CF(\vartheta) \left(\frac{z}{b}\right)^4 g_1(z), \quad (11)$$

kde integrál g_1 možno vyjadriť v analytickom tvare

$$g_1(z) = \frac{2}{z^2} - 2 \frac{z^2 - 1}{(z^2 + 1)^2} + \frac{3}{z^4} + 3 \frac{z^4 - 6z^2 + 1}{(z^2 + 1)^4} - 4 \frac{3z^2 - 1}{(z^2 + 1)^3}, \quad (12)$$

– $a = 2$



Obr. 2. Závislosť integrálu g_0 od parametra n .
 Fig. 2. The dependence of the integral g_0 on parameter n .

$$I(\lambda, \vartheta) = CI_0 F(\vartheta) \left(\frac{z}{b}\right)^5 g_2(z), \quad (13)$$

kde

$$g_2(z) = \frac{4}{z^3} - 4z \frac{z^2 - 3}{(z^2 + 1)^3} + \frac{12}{z^5} + 12z \frac{z^4 - 10z^2 + 5}{(z^2 + 1)^5} - 48z \frac{z^2 - 1}{(z^2 + 1)^4}, \quad (14)$$

V oboch prípadoch je parameter z definovaný ako

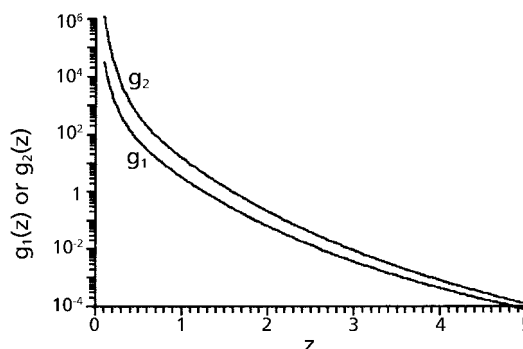
$$z = \frac{b\lambda}{8\pi} \frac{1}{\sin\left(\frac{\vartheta}{2}\right)}, \quad (15)$$

Hodnoty funkcií $g_1(z)$ a $g_2(z)$ rapídne klesajú s rastúcou hodnotou parametra z (obr. 3).

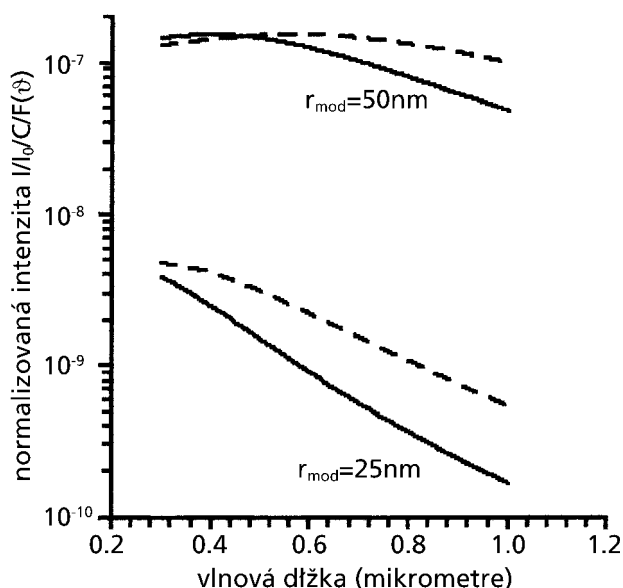
Získané analytické výrazy pre celkovú intenzitu rozptýleného žiarenia predstavujú silný nástroj pre analýzu charakteristického chovania a zmien rozmerovej distribúcie častíc v nočných svietiacich mrakoch. Konkrétnu hodnotu modálneho polomeru a priebeh rozmerovej distribúcie častíc možno získať z multispektrálnych meraní jednoduchou analýzou normalizovanej intenzity $I/I_0 CF(\vartheta)$. Ak budeme vychádzať zo známych experimentálnych dát, možno predpokladať, že hodnota parametra a modifikovanej gama distribúcie je rovná 2. Pokles alebo nárast rozmerov čiaštočiek v NSM je citlivo detekovateľný z priebehu normalizovanej intenzity (obr. 4). Ak sa obmedzíme na spätný rozptyl, ktorý je predmetom meraní lidarov, vidíme, že pri náraste modálneho polomeru čiaštočiek z 25 nm na 50 nm bude pokles normovanej intenzity s nárastom vlnovej dĺžky podstatne menej výrazný. Podobný efekt možno sledovať aj pri rozptylových uhloch okolo 90°, ktoré sú využívané fotometrami umiestnenými na nosných raketách. Priebeh bude pochopiteľne iný vzhľadom k závislosti fázovej funkcie na uhle rozptylu ϑ .

5. ZÁVER

Je zrejme, že častice v nočných svietiacich oblakoch sú veľmi malé. Napriek tomu najnovšie informácie naznačujú, že modálny polomer rozmerovej distribúcie častíc bude menší, než sa predpokladalo. Informácie o rozmerovej distribúcii častíc nočných svietiacich mrakov môžu priniesť viac svetla do problému formovania oblačnosti v prostredí elektricky nabitých častíc, ale môžu byť tiež zhodnotené v zmysle detekcie vodnej pary, či plyných prímiesí (ako je metán) vo vysokej



Obr. 3. Závislosť integrálov g_1 a g_2 od parametra z .
 Fig. 3. The dependence of integrals g_1 and g_2 on parameter z .



Obr 4 Spektrálny chod normalizovanej intenzity rozptýleného žiarenia pre dve distribúcie s modálnym polomerom 25 nm a 50 nm. Plná čiara (uhol rozptylu $\vartheta = 90^\circ$), prerušovaná čiara (spätný rozptyl, $\vartheta = 180^\circ$).

Fig. 4. Spectral profile of the normalized scattering intensity for two particle size distributions (with modal radii 25 nm and 50 nm). Solid curve corresponds to scattering angle $\vartheta = 90^\circ$, while the backscattering ($\vartheta = 180^\circ$) is related to dashed curve.

atmosfére. Vyhodnocovanie údajov vedie k riešeniu inverzného problému optiky atmosféry a často k nutnosti rekurentného opakovania numerických výpočtov s cieľom nájsť optimálne riešenie pre rozmerovú distribúciu častíc. Predložená práca prezentuje efektívnu metódu určenia základných parametrov rozmerovej distribúcie častíc. Metóda vychádza z analytických vzťahov pre intenzitu rozptýleného žiarenia, ktoré boli získané za predpokladu platnosti Rayleigh-Gansovej aproximácie. Bolo ukázané, že metóda funguje dobre pre populácie častíc s modálnym polomerom $r_{mod} \leq \lambda/10$, kde λ je vlnová dĺžka detekovaného žiarenia.

Podakovanie: Táto práca bola čiastočne sponzorovaná vedeckou grantovou agentúrou VEGA (grant č. 2/7151/20).

Literatúra

- [1] ALPERS, M. J. – GERDING, M. – HÖFFNER, J. – ZAHN, U. VON, 2000. NLC particle properties from a five-color lidar observation at 54°N. *Journal of Geophysical Research*, roč. **105**, s. 12235–12240.
- [2] BOHREN, C. F., 1983. On the size, shape, and orientation of noctilucent cloud particles. *Tellus B*, roč. **35**, s. 65–72.
- [3] BOX, G. P. – SEALEY, K. M. – BOX, M. A., 1992. Inversion of Mie extinction measurements using analytic eigenfunction theory. *Journal of the Atmospheric Sciences*, roč. **49**, s. 2074–2081.
- [4] BOX, G. V. – BOX, M. A., 1985. Information content analysis of aerosol remote-sensing experiments using an analytic eigenfunction theory: anomalous diffraction approximation. *Applied Optics*, roč. **24**, s. 4525–4533.
- [5] COSSART, G. VON – FIEDLER, J. – ZAHN, U. VON, 1999. Size distributions of NLC particles as determined

from 3-color observations of NLC by ground-based lidar. *Geophysical Research Letter*, roč. **26**, s. 1513–1516.

- [6] FLEMING, E. L. – CHANDRA, S. – BARNETT, J. J. – CORNEY, M., 1990. Zonal mean temperature, pressure, zonal wind, and geopotential height as function of latitude. *Advances Space Research*, roč. **10**, s. 11–59.
- [7] GADSDEN, M. – SCHRÖDER, W., 1989. Noctilucent Clouds. Berlin, Springer Verlag.
- [8] GUMBEL, J. – STEGMAN, J. – MURTAG, D. P. – WITT, G., 2001. Scattering phase functions and particle sizes in noctilucent clouds. *Geophysical Research Letter*, roč. **28**, s. 1415–1418.
- [9] GUMBEL, J. – WITT, G., 1998. In situ measurements of the vertical structure of a noctilucent cloud. *Geophysical Research Letter*, roč. **25**, s. 493–496.
- [10] HAVNES, O. – ANGELIS, U. DE – BINGHAM, R. – GOERTZ, C. K. – MORFILL, G. E. – TSYTOVICH, V., 1990. On the role of dust in the summer mesopause. *Journal of Atmospheric Terrestrial Physics*, roč. **52**, s. 637–643.
- [11] CHO, Y. N. – ALCALA, CH. M. – KELLEY, M. C. – SWARTZ, W. E., 1996. Further effect of charged aerosols on summer mesospheric radar scatter. *Journal of Atmospheric Terrestrial Physics*, roč. **58**, s. 661–672.
- [12] JONES, R. L. – PYLE, J. A., 1984. Observations of CH₄ and N₂O by the NIMBUS-7 SAMS: A comparison with in situ data and two-dimensional numerical model calculations. *Journal of Geophysical Research*, roč. **89**, s. 5263–5279.
- [13] MIE, G., 1908. Beiträge zur Optik trüber Medien, speziell kolloidaler Metallösungen. *Annalen der Physik*, roč. **25**, s. 377–445.
- [14] MISHCHENKO, M. I., 1992. Light scattering by nonspherical ice grains: An application to noctilucent cloud particles. *Earth, Moon and Planets*, roč. **57**, s. 203–212.
- [15] RAPP, M., 2000. Capture rates of electrons and positive ions by mesospheric aerosol particles. *Journal of Aerosol Science*, roč. **31**, s. 1367–1369.
- [16] SHIFRIN, K. S., 1971. Theoretical problems of light scattering and their applications. Minsk, Nauka i Technika. [V ruštině.]
- [17] SINGER, S. F., 1971. Stratospheric water vapour increase due to human activities. *Nature*, roč. **233**, s. 543–545.
- [18] THOMAS, G. E. – MCKAY, C. P., 1985. On the mean particle size and water content of polar mesospheric clouds. *Planetary and Space Science*, roč. **33**, s. 1209–1224.
- [19] THOMAS, G. E. – OLIVERTO, J. J. – JENSEN, E. J. – SCHROEDER, W. – TOON, O. B., 1989. Relation between increasing methane and the presence of ice clouds at the mesopause. *Nature*, roč. **338**, s. 490–492.
- [20] VOLKOVITSKY, O. A. – PAVLOVA, L. N. – PETRUSHIN, A. G., 1984. Optical properties of the ice clouds. Leningrad, Gidrometeoizdat. [V ruštině.]
- [21] WITT, G., 1967. Optical characteristics of mesospheric aerosol distribution in relation to noctilucent clouds. *Tellus*, roč. **20**, s. 98.
- [22] ZUEV, V. E. – KREKOV, G. M., 1986. Optical models of the atmosphere. Leningrad, Gidrometeoizdat. [V ruštině.]

Lektor Prof. RNDr. J. Bednář, CSc., rukopis odevzdán v červnu 2002.

ZMĚNY METEOROLOGICKÝCH PODMÍNEK KONCENTRACE NEBO ROZPTYLU ZNEČIŠTĚNÍ OVZDUŠÍ NA STANICÍCH KATOVICE, KRAKOV A BIELSKO-BIAŁA

Changes in meteorological conditions of air pollution concentration and diffusion at the stations Katowice, Cracow and Bielsko-Biała. In this work, the frequency of two groups of meteorological conditions was analysed. The first group includes conditions, which favour concentration of air pollution: types of circulation: C_a (anticyclone centre), K_a (anticyclone wedge), directions of advection: SW, W, NW, N, NE, E SE, number of winter days (daily temperature $\leq 0^\circ\text{C}$), calms and light winds ($V \leq 2$ m/s), conditions showing large probability of temperature inversion development. The second group includes meteorological conditions, which favour pollution dispersion: direction of advection: N, strong winds ($V > 7$ m/s), precipitation. It was revealed that unfavourable conditions occur in the whole studied area. In Katowice and Cracow, in the period 1966–2000, the frequency of conditions favouring pollution concentration increased by 2% every 10 years. Simultaneously, the frequency of conditions favouring pollution dispersion decreased by 0.7% per 10 years in Katowice and 0.5% in Cracow. The long-term trend of changes in frequency of both groups of extreme meteorological conditions suggests the deterioration of climate in terms of possibilities of pollution dispersion in both agglomerations. In Bielsko-Biała, which is located in the area of weak human impact, there is a decrease in frequency of conditions favouring both pollution concentration (1% per 10 years) and pollution dispersion (0.6% per 10 years). In result, the changes occurring there are not unfavourable.

KLÍČOVÁ SLOVA: změny klimatu antropogenní – klima místní – znečištění ovzduší – Polsko

1. ÚVOD

Úroveň znečištění ovzduší závisí především na množství emisí znečišťujících látek. Velmi důležitou roli však nepochybně hrají také meteorologické podmínky, které způsobují jejich rozptyl nebo koncentraci a katalýzu fyzikálních a chemických procesů, jež probíhají mezi různými složkami vzduchu. Dalším faktorem nepřímo ovlivňujícím úroveň znečištění vzduchu je členitost a charakter zemského povrchu, které rozhodují o plošné různorodosti meteorologických podmínek. Morfologie terénu spolu s druhem aktivního povrchu se vlivem lidské činnosti může podstatně měnit, a to obzvláště v městských a průmyslových oblastech. K takovým oblastem patří Slezsko-krakovská vrchovina, v níž se, jak ukázaly mnohé výzkumy, vytváří celá skupina jevů charakteristických pro městské klima. Jsou to změněná radiační bilance [25, 27, 28], vznik městského ostrova tepla [7, 9, 14, 15], městský smog [17, 18], kyselý déšť [8] a změna režimu atmosférických srážek [2, 16]. Je tedy zřejmé, že člověk ovlivňuje jakost vzduchu dvěma způsoby: prostřednictvím emisí znečišťujících látek ve vzduchu a modifikováním podmínek lokálního klimatu, které mají největší význam pro jejich koncentraci nebo rozptyl.

Porovnání dlouhodobé proměnlivosti meteorologických podmínek způsobujících koncentraci nebo rozptyl znečišťujících příměsí v městských oblastech a v oblastech, v nichž vliv člověka není patrný, pomůže ověřit tezi, že změny lokálního klimatu v městských oblastech mají na zdraví člověka zpravidla negativní vliv. Analýza proměnlivosti dvou zkoumaných extrémních skupin meteorologických podmínek kromě toho pomůže zodpovědět otázku, zda zmenšování znečištění, které je v Horním Slezsku pozorováno od začátku 90. let 20. století [4, 8, 13, 20], je důsledkem změny meteorologických podmínek nebo omezení emisí. Jestliže se meteorologické podmínky v tom období nezlepšily, znamená to, že jde o následek snížení emisí znečištění.

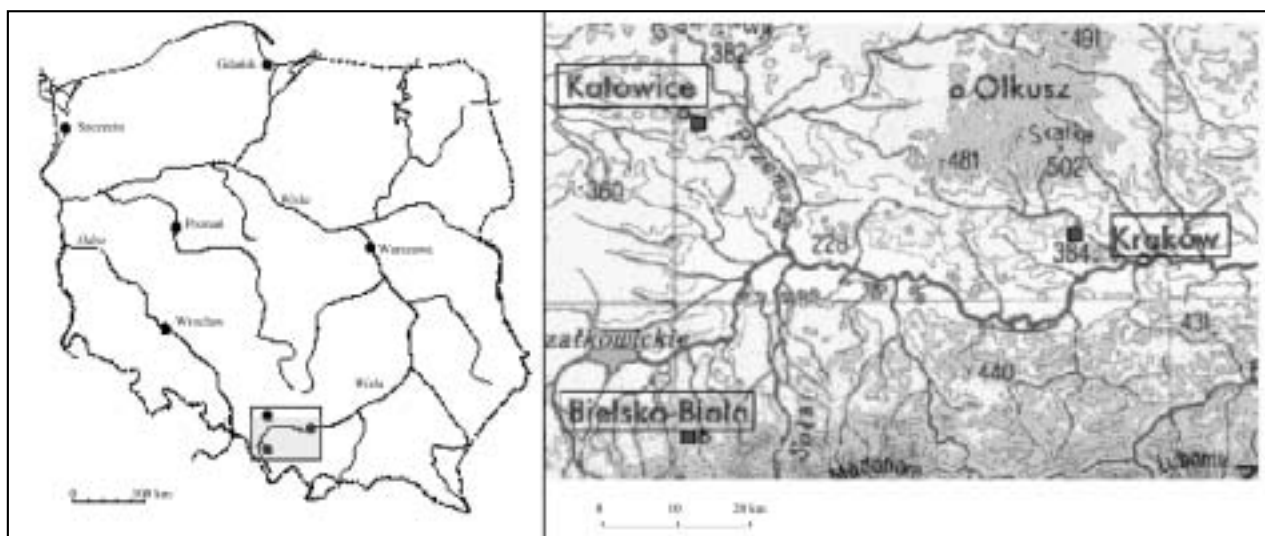
2. ZDROJOVÉ ÚDAJE A PRACOVNÍ METODY

Výzkum byl proveden především na základě meteorologického materiálu, získaného z Institutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej. Šlo o teplotu vzduchu, rychlost větru, oblačnost a atmosférické srážky z pětaticetiletého období 1966–2000 z osmi pozorování denně na třech profesionálních meteorologických stanicích, a to Katowice, Krakov a Bielsko-Biała. Tyto stanice reprezentují různé podmínky geografického prostředí (obr. 1). Katowice a Krakov leží ve Slezsko-krakovské vrchovině v různých tvarech reliéfu: Katowice na náhorní rovině, zatímco Krakov v údolní poloze. Stanice Bielsko-Biała se nachází na úbočí kopce, náležejícího ke Slezskému podhůří.

Stanice Katowice je umístěna na jihovýchodním okraji města, které je hlavním střediskem Hornoslezské průmyslové oblasti. Jde o nejméně zprůměřenou a urbanizovanou oblast v Polsku, která se s největší dynamikou rozvíjela v 60. a 70. letech 20. století, tedy na počátku zkoumaného období. V pozdějších letech již urbanizace pokračovala v pomalejším tempu. V 90. letech katovickou aglomerací tvořilo 21 měst. V Hornoslezské průmyslové oblasti v této době žilo více než 2,5 milionů obyvatel [6].

Podobně se ve zkoumaném období vyvíjela městsko-průmyslová aglomerace také v okolí Krakova. Jelikož meteorologická stanice je umístěna v určité vzdálenosti od města, a navíc v úzkém říčním údolí, vykazuje specifické znaky lokálního klimatu. Nelze však pochybovat o tom, že i tam je geografické prostředí ovlivněno působením lidského faktoru. Týká se to například charakteru aktivního povrchu, který má velký vliv na klimatické poměry v místním měřítku.

Podstatně menší změny prostředí nastaly v Slezském podhůří. Vývoj průmyslu v Bielsku-Biało neovlivnil klimatické podmínky v tak velkém rozsahu, jako tomu bylo v Katovicích. Je to způsobeno podstatně menší velikostí Bielska-Biało ve srovnání s Katovicemi nebo Krakovem. Meteorologická sta-



Obr. 1 Zkoumaná oblast.

Fig. 1. The area of investigations

nice Bielsko-Biala kromě toho je situována mimo město a v konvexním reliéfu přibližně 40 m nad městem. Z uvedených důvodů ze zkoumaných stanic nejlépe reprezentuje podmínky blízké přirozenému prostředí. Údaje o poloze jednotlivých stanic jsou uvedeny v tab. 1.

Tab. 1 Charakteristika lokalizace meteorologických stanic Katowice, Krakov a Bielsko-Biala.

Table 1. Characteristic of the Katowice, Cracow and Bielsko-Biala meteorological stations localization.

| Stanice | Geografické souřadnice | Nadmořská výška [m] | Poloha v terénu | Počet obyvatel města v r. 1995 [v tisících] |
|---------------|------------------------|---------------------|-----------------|---|
| Katovice | 50°14' N 19° 02' E | 284 | Náhorní rovina | 355 |
| Krakov | 50° 05' N 19° 48' E | 237 | Údolí NNE – SSW | 800 |
| Bielsko-Biala | 49° 50' N 19° 00' E | 399 | Úbočí kopce | 180 |

Řady meteorologických prvků použitých ve zpracování jsou kompletní. Poloha meteorologických stanic se během zkoumaného období neměnila. Data nebyla homogenizována, měření analyzovaných meteorologických prvků lze považovat za kvalitní.

Základní metodou práce byla analýza regrese dlouhodobých změn jednotlivých klimatologických charakteristik. Při hodnocení statistického významu regresních koeficientů byl

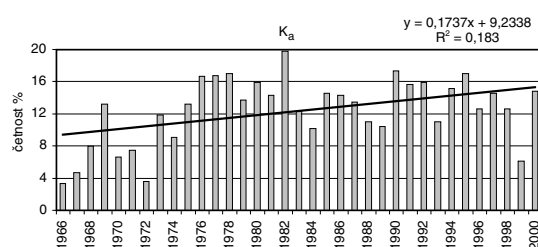
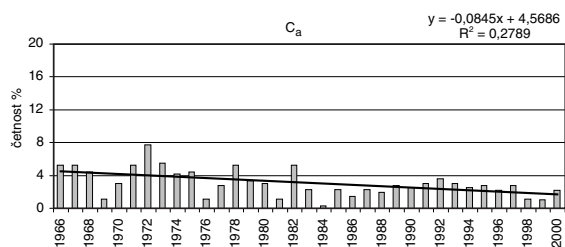
použit T-test. Veškeré popisované trendy označené v předkládané práci jako významné, vykazují kritické hodnoty na hladině významnosti $p = 0,05$.

3. ZMĚNY METEOROLOGICKÝCH PODMÍNEK ZPŮSOBUJÍCÍCH KONCENTRACI ZNEČIŠTĚNÍ

Tempo promíchávání znečišťujících příměsí se vzduchem, do něhož jsou emitovány, záleží na typu cirkulace, směru advekce vzduchových hmot, směru a rychlosti přízemního větru, teplotě vzduchu, charakteru vertikálního termického zvrstvení a také na výskytu atmosférických srážek [5, 19, 23, 26].

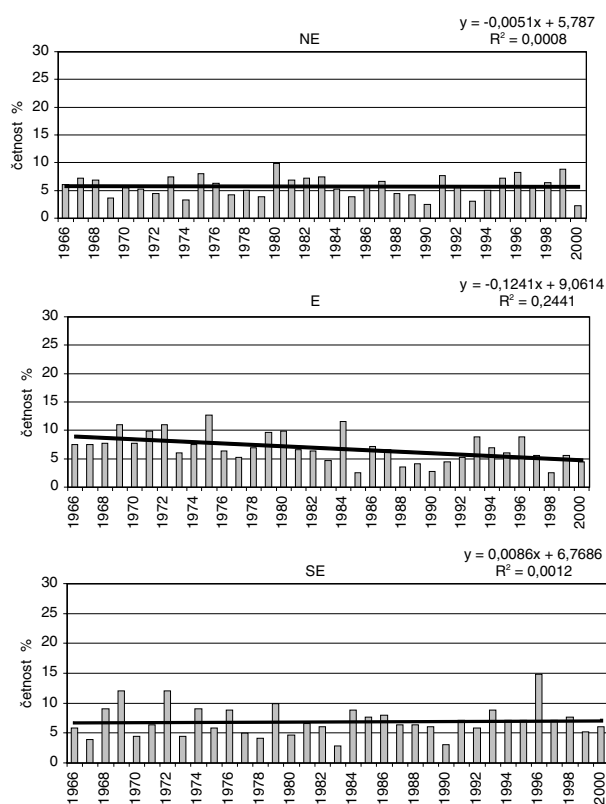
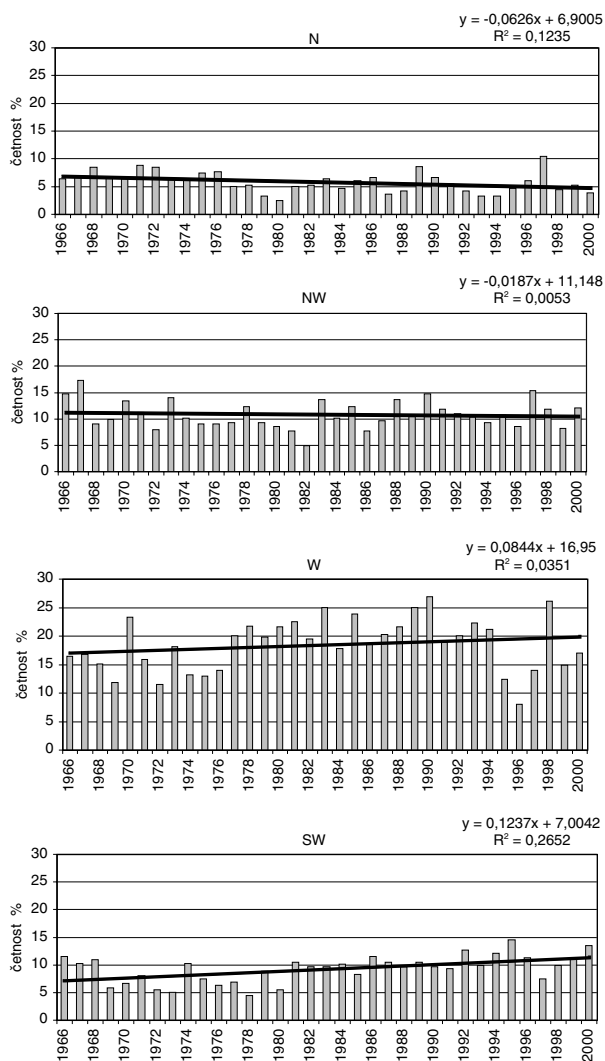
Cirkulační typ ovlivňuje úroveň znečištění komplexním způsobem, protože s určitými barickými útvary je spojena celá skupina meteorologických prvků, které do značné míry způsobují koncentraci nebo rozptyl znečištění. V centrálních částech velkoprostorových tlakových výší jsou relativně malé tlakové gradienty a následkem toho se v nich často vyskytuje bezvětří nebo slabý proměnlivý vítr. V důsledku subsidence vzduchu se v horních částech troposféry vytvářejí inverzní vrstvy, které omezují vývoj oblaků a způsobují radiační režim počasí, jenž je opět příčinou přízemních inverzí teploty a s nimi svázaných mlh. Dlouhodobá setrvávání situací vysokého tlaku vzduchu nad určitým územím způsobuje zvláště v zimním období, kdy je emise zvýšená, tvorbu smogových epizod.

V práci byl použit kalendář typů cirkulací, který pro povodí horní Visly zpracoval T. Niedźwiedz [10, 11]. Zvýšenou



Obr. 2 Změny četnosti typů cirkulací způsobujících koncentraci znečištění v Katovicích, Krakově a v Bielsku-Biala. C_a – centrum tlakové výše, K_a – výběžek vysokého tlaku vzduchu.

Fig. 2. Changes of frequency of circulation types favouring pollution concentration in Katowice, Cracow and Bielsko-Biala. C_a – anticyclone centre, K_a – anticyclone wedge.



Obr. 3 Změny četnosti vybraných směrů advekce vzduchových hmot nad povodím horní Visly.

Fig. 3. Changes of frequency of the selected directions of air advection to the area of the upper Vistula drainage basin.

koncentraci znečištění vyvolávají dva cirkulační typy: centrum tlakové výše (C_a) a výběžek vysokého tlaku vzduchu (K_a). Centrum tlakové výše se ve zkoumané oblasti vyskytuje mnohem řídkěji než výběžek vysokého tlaku, který je průměrně ročně pozorován více než 42 dní, tj. více než ve 12 % všech dní. V období 1966–2000 měl výskyt těchto synoptických situací opačný trend. Zatímco četnost centra výše se za 10 let zmenšuje o 1% (obr. 2), četnost výběžku vysokého tlaku se zvětšuje za 10 let o 2 %. Rovnice regrese jsou v obou případech statisticky významné.

Dalším cirkulačním faktorem je směr proudění vzduchových hmot, které transportují znečištění emitované ve velkých průmyslových centrech, vzdálených od zájmové oblasti desítky kilometrů. Pro Katovice je nejvíce nepříznivé proudění vzduchu od východu a jihovýchodu, to znamená z oblasti krakovské aglomerace a také od jihozápadu z Ostravsko-karvinské průmyslové pánve. Pro Krakov je nepříznivá advekce z Hornoslezské průmyslové oblasti, tj. ze severozápadu. V případě Bielsko-Biala je znečištění přinášeno od západu ze sousední Ostravsko-karvinské pánve, od severu z Hornoslezské průmyslové oblasti a od severovýchodu z krakovské aglomerace; to znamená, že z hlediska transportu znečištění lze proudění ze všech směrů severní poloviny horizontu charakterizovat jako nepříznivé.

Analýza dlouhodobých trendů četností advekce vzduchových hmot nad povodím horní Visly ukazuje, že významné změny probíhají jen v případě advekce z SW, N, a E (obr. 3).

Četnost proudění z SW narůstá kolem 1 % za 10 let a souběžně se podobným tempem zmenšuje četnost proudění z E. Proto se transport znečištění nad katovickou oblast z České republiky zvětšuje, zatímco od Krakova se postupně zmenšuje. Změny frekvence proudění z N, nepříznivé pro Bielsko-Bialou, probíhají podstatně pomaleji. Jejich trend vykazuje pokles četnosti o 0,6 % za 10 let.

Pro koncentraci znečištění v určitém místě je velmi důležitý také směr přízemního větru a poloha lokálních zdrojů emisí. Tento problém je velmi složitý, protože vyžaduje provedení detailní analýzy topografie terénu a lokalizace největších průmyslových podniků, které emitovaly znečišťující látky během zkoumaného období. Modelování trajektorií rozptylu znečištění bylo předmětem jiné studie [3], a proto v tomto příspěvku nebude směr větru jako faktor koncentrace znečištění brán v úvahu.

Druhou anemometrickou charakteristikou přispívající ke zvýšené koncentraci znečištění ovzduší je četnost bezvětří a větru o velmi malé rychlosti. Za prahovou hodnotu slabého větru byla stanovena rychlost 2 m/s. Vítr o vyšší rychlosti již způsobuje přenašení znečištění mimo oblast se zdroji emisí [23, 24].

Na všech třech sledovaných místech ve studovaném období nastaly statisticky významné změny v četnostech bezvětří a slabého větru (obr. 4). Mají různý charakter, protože souvisí s proměnami geografického prostředí v daném místě. Vývoj urbanizace v Horním Slezsku vedl k výraznému zvýšení drsnosti povrchu, a tím přírůstkem četnosti bezvětří a slabého větru pozorovaného v Katovicích; rovná se 4 % za 10 let. Podobný trend je patrný také v okolí Krakova. Tam však příčinou růstu bezvětří a slabého větru jsou změny v režimu

lokální cirkulace v okolí meteorologické stanice položené v úzkém údolí. Tempo nárůstu četnosti zkoumaných situací v Krakově je o něco menší než v Katovicích a rovná se 3 % za 10 let. Zcela odlišná tendence se vyskytuje v Bielsku-Białe, kde se během uvedených 35 let zmenšila četnost bezvětří a slabých větrů o 10 %, tedy průměrně o 3 % za 10 roků.

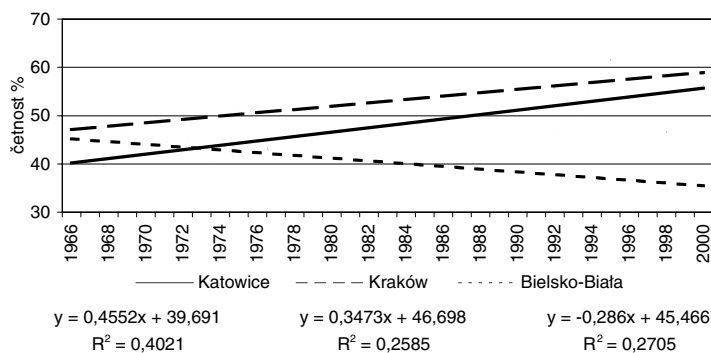
Dalším analyzovaným prvkem je teplota vzduchu, která se při záporných hodnotách stává příčinou růstu emise znečištění. Důvodem této skutečnosti je větší spotřeba uhlí k vytápění domácností, jež je v hornoslezsko-krakovsko-bielské oblasti základním palivem. Roční chod koncentrace rozhodujících látek znečišťujících vzduch (prašný aerosol, SO_2 a NO_2) je v mnohých městech mírného pásma typický maximem v zimním období. Proto byly v předkládané práci sledovány četnosti dní, jejichž průměrná teplota vzduchu byla menší nebo rovna 0°C . Tyto dny jsou pracovním označovány jako zimní dny. Změny počtu těchto dní ve zkoumaném 35letém období byly na všech třech stanicích analogické (obr. 5) a z roku na rok se měnily natolik, že nebyl zaznamenán žádný významný trend.

Pro koncentrace znečištění má kromě toho velký význam charakter vertikální termické stratifikace a obzvláště výskyt teplotních inverzí, které tvoří zádržné vrstvy pro vertikální pohyby vzduchu. Z tohoto důvodu se znečištění může rozptylovat jen v hladině, v níž se dostalo do vzduchu. K velké koncentraci dochází navíc uvnitř přízemních radiačních inverzí, pokud obsahují komínovou vrstvu.

Výzkum teplotní inverze je vzhledem k jejímu velkému vertikálnímu rozsahu a potížím svázaným s její registrací dosti komplikovaný. Pro dlouhodobé období neexistují přímá data týkající se vertikální stratifikace vzduchu v hornoslezské oblasti a v sousedních regionech. Proto byla v předkládané práci uvedena pouze analýza změn výskytu určité skupiny meteorologických podmínek, při kterých se s 90% pravděpodobností v přízemní vrstvě vzduchu o mocnosti 100 m rozvíjejí inverze o intenzitě nejméně $0,5 \text{ K}/100 \text{ m}$. Tyto podmínky byly určeny na základě detailního výzkumu teplotního gradientu v Sosnovci, vzdáleném přibližně 10 km od Katovic [1].

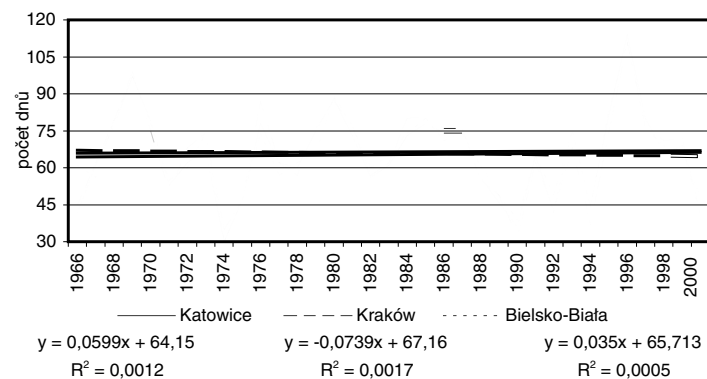
Zkoumání dlouhodobých změn se týká sумаční frekvence dvou skupin meteorologických podmínek způsobujících teplotní inverze. Do první skupiny patří komplex podmínek, při nichž se inverze tvoří. Jsou to výskyt bezvětří ($V \leq 0,5 \text{ m/s}$), malá oblačnost ($N \leq 2/8$) a proces ochlazování vzduchu ve výšce 2 m nad zemí rychlostí alespoň $2 \text{ K}/3 \text{ h}$. Do druhé skupiny patří podmínky příznivé pro další vývoj inverzí. Jsou to situace, při kterých za již existující inverze během 3, 6, 9 až 12 hodin rychlost větru nevzrostla nad 4 m/s a souběžně se teplota vzduchu nevyššíla více než $2 \text{ K}/3 \text{ h}$.

Porovnání četnosti výskytu podmínek vzniku teplotních inverzí v Katovicích, Krakově a v Bielsku-Białe svědčí o tom, jak velkou úlohu při vytváření tohoto jevu sehrává reliéf terénu. Rozhodně se nejčastěji rozvíjí v konkávním reliéfu: na stanici Krakov se tyto podmínky vyskytují s průměrnou roční hodnotou 10 %. Nejméně často je lze pozorovat na kon-



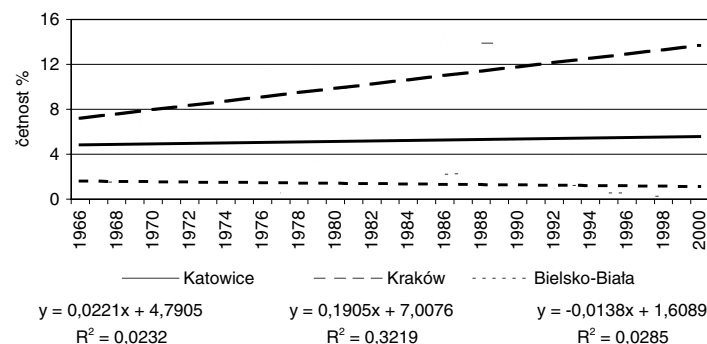
Obr. 4 Změny četnosti bezvětří a slabého větru ($V \leq 2 \text{ m/s}$).

Fig. 4. Changes of frequency of calms and light winds ($V \leq 2 \text{ m/s}$).



Obr. 5 Změny počtu zimních dnů (s průměrnou teplotou vzduchu $\leq 0^\circ\text{C}$).

Fig. 5. Number of winter days (mean daily temp. $\leq 0^\circ\text{C}$).



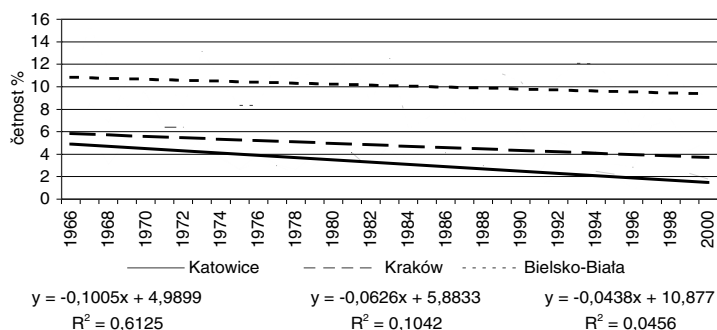
Obr. 6 Změny četnosti meteorologických podmínek způsobujících teplotní inverze.

Fig. 6. Changes of frequency of meteorological conditions showing large probability of temperature inversion development.

vexním reliéfu: na stanici Bielsko-Biała se vyskytují pouze s četností 1 %. V průběhu zkoumaného období je možné podstatné změny pozorovat jen v Krakově (obr. 6). Četnost výskytu meteorologických podmínek inverzí se zvyšuje na hodnotu kolem 2 % za 10 let. Tento trend lze vysvětlit výše popsaným nárůstem četnosti bezvětří a slabých větrů. Skutečnost, že podobné změny neprobíhají v Katovicích, kde rovněž přibývá bezvětří a slabých větrů, je třeba interpretovat jako výsledek vlivu městského ostrova tepla, který omezuje výskyt teplotních inverzí.

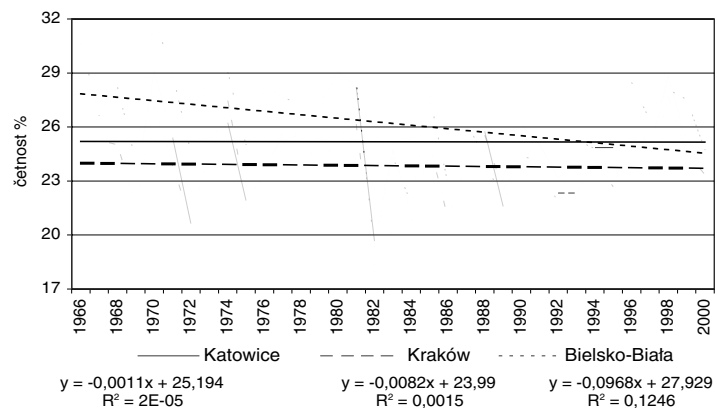
4. ZMĚNY METEOROLOGICKÝCH PODMÍNEK ZPŮSOBUJÍCÍCH DISPERZI ZNEČIŠTĚNÍ

Na základě analýzy hodnoty prašného aerosolu při jednotlivých typech cirkulace, které navrhnul T. Niedźwiedz [10,



Obr. 7 Změny četnosti silných větrů $V > 7$ m/s.

Fig. 7. Changes of frequency of strong winds ($V > 7$ m/s).



Obr. 8 Změny četnosti výskytu srážek.

Fig. 8. Changes of precipitation frequency.

11], bylo zjištěno, že v Hornoslezské průmyslové oblasti dochází k největšímu rozptylu znečištění za situace, kdy počasí nad jižním Polskem ovlivňuje tlaková níže nebo tlaková výše a vzduch proudí od severu, tj. typy N_c a N_a . Uvedený stav je především způsoben velkou čistotou arktických vzduchových hmot. V tom případě není rozhodující, jedná-li se o tlakovou níže nebo tlakovou výši, protože sledované území leží

v jejich okrajovém proudění. Z toho důvodu byl z cirkulačních faktorů způsobujících rozptyl znečištění analyzován pouze směr advekce. V případě Katowic a Krakova je to severní směr, zatímco v Bielsku-Biale je situace jiná. Do jeho okolí při severním proudění je transportováno znečištění z Horního Slezska, takže v Bielsku-Biale žádný směr advekce není pro rozptyl znečištění příznivý. Dlouhodobá proměnlivost četnosti severní advekce, znázorněná na obr. 3, již byla popsána v předchozí kapitole. Lze se tedy omezit na připomenutí, že vykazuje významný pokles 0,6 % za 10 let.

Meteorologickým prvkem, který má největší význam pro rozptyl znečištění, je nepochybně vítr. S nárůstem jeho rychlosti se okamžitě zmenšuje koncentrace prachů a plynných škodlivin. K tomu dochází v důsledku jejich přenosu především v horizontálním směru, popř. zvýšením intenzity turbulentního promíchávání [19, 21]. V předkládané studii byl brán v úvahu vítr s rychlosti vyšší než 7 m/s, jež je pro disperzi relevantní.

Četnost výskytu silných větrů ($V > 7$ m/s) v Katowicích a Krakově je dosti nízká a dosahuje 3 % a 5 % v roce. Na obou sledovaných lokalitách lze vypořádat klesající trend (obr. 7), který souvisí se zvětšením drsnosti povrchu v městských oblastech. V Katowicích je pokles dosti rovnoměrný, v průměru o 1% za 10 let. V Krakově, kde se vyskytuje výraznější meziroční fluktuace, je pokles menší a dosahuje hodnot pouze kolem 0,8% za 10 let. Uvedené ukazatele je nutno považovat za statisticky významné.

Na stanici Bielsko-Biała jsou silné větry podstatně častější, což souvisí s umístěním stanice na konvexním reliéfu. Vyskytují se průměrně v 10 % pozorování v roce. Ve sledovaném období nebyl na této stanici zaznamenán žádný významný trend četností výskytu silných větrů.

Posledním prvkem eliminujícím znečištění vzduchu jsou atmosférické srážky. Každá srážková epizoda působí mecha-

Tab. 2 Korelační koeficienty mezi četností podmínek způsobujících koncentraci znečištění (K), disperzi znečištění (D) a rozdíl obou charakteristik (K–D) a denními hodnotami oxidu siřičitého (SO_2), oxidu dusičitého (NO_2) a prašného aerosolu (PM_{10}) v Katowicích v jednotlivých měsících roku 1996. Koeficienty zdůrazněné * jsou významné na úrovni 95 %.

Table 2. Correlation coefficients between the frequencies of conditions which cause pollution concentration (K) pollution diffusion (D) and the difference of both the characteristics (K–D) and daily values of sulphur dioxide (SO_2), nitrogen dioxide (NO_2) and dust aerosol (PM_{10}) in Katowice in individual months of the year 1996. Coefficients marked * are significant at the level of 95 per cent.

| | K | | | D | | | K–D | | |
|------|-------------|-------------|--------------|--------------|--------------|--------------|-------------|-------------|--------------|
| | SO_2 | NO_2 | PM_{10} | SO_2 | NO_2 | PM_{10} | SO_2 | NO_2 | PM_{10} |
| I | 0,09 | 0,55* | 0,57* | -0,35 | -0,13 | -0,11 | 0,32 | 0,61* | 0,61* |
| II | 0,62* | 0,70* | 0,75* | -0,59* | -0,52* | -0,60* | 0,70* | 0,72* | 0,76* |
| III | -0,02 | 0,51* | 0,48* | -0,33 | -0,24 | -0,22 | 0,18 | 0,55* | 0,52* |
| IV | 0,24 | 0,63* | 0,13 | 0,04 | 0,17 | -0,53* | 0,17 | 0,49* | 0,46* |
| V | 0,59* | 0,40 | 0,37 | -0,33 | 0,05 | -0,19 | 0,54* | 0,23 | 0,33 |
| VI | 0,16 | 0,39 | 0,50* | -0,17 | -0,41 | -0,69* | 0,19 | 0,45* | 0,63* |
| VII | 0,04 | 0,25 | 0,43 | -0,21 | 0,17 | -0,42 | 0,11 | 0,11 | 0,48* |
| VIII | -0,12 | 0,36 | 0,44 | -0,22 | -0,11 | -0,52* | 0,03 | 0,32 | 0,58* |
| IX | -0,07 | 0,50* | 0,06 | -0,54* | 0,09 | -0,31 | 0,27 | 0,33 | 0,25 |
| X | -0,03 | 0,56* | 0,60* | -0,10 | 0,00 | -0,45* | 0,01 | 0,45* | 0,65* |
| XI | 0,70* | 0,50* | 0,74* | -0,28 | -0,21 | -0,22 | 0,68* | 0,47* | 0,67* |
| XII | 0,66* | 0,02 | 0,62* | -0,35 | 0,00 | -0,31 | 0,62* | 0,01 | 0,57* |
| Rok | 0,23 | 0,33 | 0,46* | -0,21 | -0,12 | -0,31 | 0,28 | 0,31 | 0,49* |

nické vymývání atmosférických příměsí [8]. Proto byly také analyzovány všechny případy s tříhodinovou sumou srážek větší než nula.

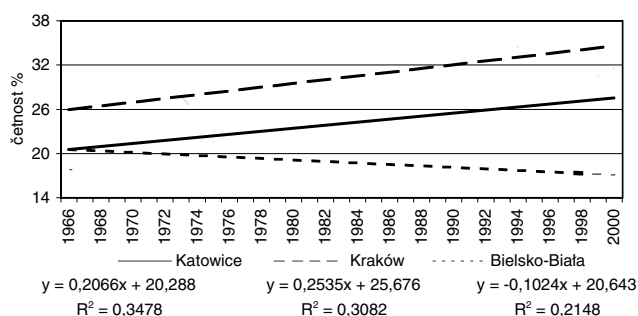
Dlouhodobý průběh četnosti takto stanovených srážek je na všech stanicích podobný (obr. 8), pouze v Bielsku-Białe je znatelný klesající trend. Zmenšování četnosti srážek na této stanici postupuje velmi pomalu 0,4 % za 10 let. Absence výrazných trendů v Katovicích a Krakově je pravděpodobně vyvolána tím, že v městských oblastech častěji než v oblastech mimoměstských se vyskytují neměřitelné srážky kvůli většímu počtu kondenzačních jader.

5. KOMPLEXNÍ UKAZATELE METEOROLOGICKÝCH PODMÍNEK ZPŮSOBUJÍCÍCH KONCENTRACI NEBO DISPERZI ZNEČIŠTĚNÍ

Při závěrečném zhodnocení změn zkoumaných prvků lokálního klimatu Katovic, Krakova a Bielsko-Białe byly pro každou stanici vypočítány tři ukazatele. První ukazatel je sumou případů, kdy jednotlivé meteorologické prvky, analyzované v předkládaném příspěvku, způsobily koncentraci znečištění. Zmíněný ukazatel se vztahuje k sumě všech možných případů. Druhý ukazatel byl konstruován analogickým způsobem, pouze se týká podmínek způsobujících disperzi znečištění. Třetí ukazatel je rozdílem dvou výše uvedených ukazatelů. Aby bylo možno zjistit jejich platnost, byla dále zkoumána závislost průběhu denních hodnot hlavních škodlivin na jednotlivých ukazatelích (stanice Katowice, rok 1996). Vypočtené korelační koeficienty nejsou velké (tab. 2), protože hodnoty znečištění záleží nejen na meteorologických podmínkách, nýbrž především na velikosti emise. V některých, hlavně zimních měsících jsou korelační koeficienty statisticky významné na úrovni 95 %. Nejprůkaznější výsledky byly zjištěny v případě prашného aerosolu a ukazatele koncentrace znečištění, dále u ukazatele rozdílu mezi podmínkami způsobujícími koncentraci a disperzi znečištění. Ukazatele je možno považovat za platné.

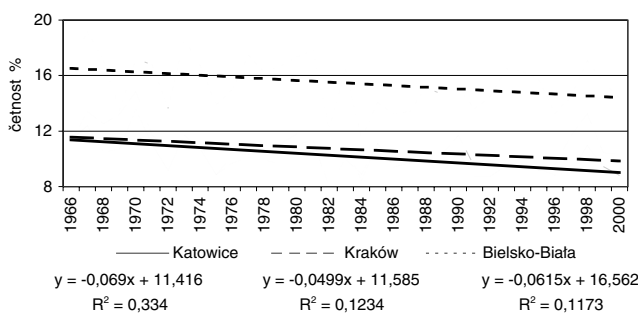
Ve zkoumaném období 1966–2000 převládají na všech třech stanicích nepříznivé podmínky nad příznivými. Četnost podmínek koncentrací znečištění v Katovicích a Krakově kromě toho narůstá průměrně o 2 % za 10 let (obr. 9). Souběžně se zmenšuje četnost podmínek disperze v Katovicích tempem 0,7 % za 10 let a v Krakově 0,5 % za 10 let (obr. 10). Dlouhodobý trend rozdílu četností obou skupin extrémních podmínek ukazuje systematické zhoršení místních klimatických podmínek vzhledem k možnosti rozptylu znečištění. V obou aglomeracích tento trend pokračuje v průměrném tempu 3 % za 10 let (obr. 11).

Odlíšné trendy se vyskytují v oblasti, v nichž vliv lidských zásahů není patrný. V Bielsku-Białe nastupuje pokles četnosti podmínek koncentrace, jakož i disperze znečištění (obr. 9, 10). Rychleji probíhá pokles podmínek způsobujících koncentraci, a to 1 % za 10 let, zatímco podmínky disperze klesají o 0,6 % za 10 let. Ukazatel rozdílu je po většinu zkoumaného období kladný. To znamená, že podmínky koncentrace převládaly nad podmínkami způsobujícími disperzi. V letech 1967, 1981, 1993 a 1998 (obr. 11) byla hodnota posledního ukazatele záporná, protože se podmínky způsobující disperzi vyskytovaly častěji. Ačkoliv byly takové hodnoty zjištěny



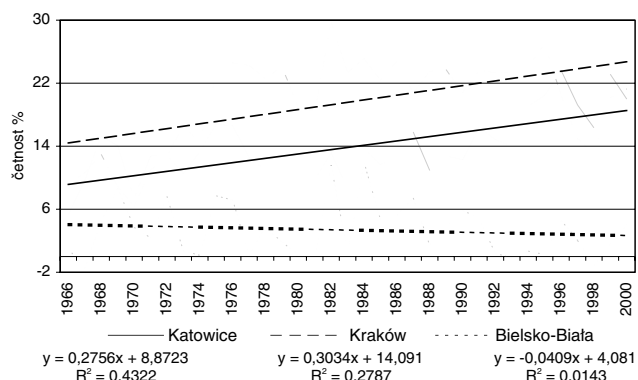
Obr. 9 Změny četnosti meteorologických podmínek způsobujících koncentraci znečištění vzduchu.

Fig. 9. Changes of frequency of meteorological conditions favouring air pollution concentration.



Obr. 10 Změny četnosti meteorologických podmínek způsobujících disperzi znečištění vzduchu.

Fig. 10. Changes of frequency of meteorological conditions favouring air pollution dispersion.



Obr. 11 Změny rozdílu mezi meteorologickými podmínkami způsobujícími koncentraci a disperzi znečištění vzduchu.

Fig. 11. Changes of difference between the frequency of meteorological conditions favouring concentration and dispersion of air pollution.

obzvláště v 90. letech, nelze hovořit o jakémkoliv tendenci, neboť regresní rovnice nemá statistický význam.

6. ZÁVĚRY

Změny lokálního klimatu Hornoslezské průmyslové oblasti a krakovské aglomerace je třeba hodnotit jako zhoršování dosavadního stavu. Je to dáno především zvětšením drsnosti povrchu (zástavbou terénu, vršením hald hlušiny apod.), což zhoršuje ventilaci a v konečném důsledku omezuje četnost výskytu silných větrů a zvyšuje četnost bezvětří. Snížení rychlosti větru zároveň vyvolává zvýšenou četnost podmínek způsobujících vytváření teplotních inverzí. V Katovicích je tento vliv v rovnováze s vlivem městského ostrova tepla, který chrání zemský povrch před ztrátou tepla, a tím omezuje

vznik radiačních inverzí. Další následky městského ostrova tepla popsané v literatuře [9, 12, 22], jako zvětšení bilance tepla, vyvolání brízové cirkulace anebo zvětšení konvekčních procesů, jsou omezeny na centrum města a neprojevují se na meteorologické stanici ležící na jeho okraji; městský ostrov tepla se proto neprojevuje v četnosti zimních dnů ani v atmosférických srážkách.

Porovnání změn pozorovaných v obou aglomeracích (katovické a krakovské) se změnami probíhajícími v prostředí bez silných zásahů člověka (Bielsko-Biala) ukazuje, že výše popsané jevy jsou způsobeny především hospodářskou činností člověka. Proto antropopresi (tlak lidské populace na prostředí) je třeba považovat za hlavní důvod zmenšování možnosti samočištění vzduchu.

Poslední výsledek se týká porovnání změn klimatických podmínek Hornoslezské průmyslové oblasti ze změnami hodnot znečištění. Jak už bylo řečeno v úvodu, v posledních letech byl pozorován klesající trend hodnoty prašného aerosolu. Z provedeného výzkumu vyplývá, že tento pokles nemůže být důsledkem změn meteorologických podmínek, přestože se zhoršují, ale že je důsledkem značného omezení emisí znečišťujících látek.

Literatura

- [1] BIL, G., 1999. Pravděpodobnost występowania inwersji temperatury powietrza w Sosnowcu. In: Górnośląsko-Ostrowski region przemysłowy. Wybrane problemy ochrony i kształtowania środowiska. Sosnowiec, Uniwersytet Śląski, s. 33–37.
- [2] CZAJA, S. – RADOSZ, J., 1989. Zmienność opadów atmosferycznych na terenie województwa katowickiego w latach 1961–1980. *Czasopismo Geograficzne*, roč. 60, č. 2, s. 9–27.
- [3] FUDAŁA, J., 2000. Ocena wpływu naturalnych przeszkód terenowych na kształtowanie stężeń zanieczyszczeń gazowych powietrza emitowanych przez źródła niskie. Sosnowiec, Uniwersytet Śląski. 129 s.
- [4] HIBSZER, A., 1993. Zmienność elementów struktury zanieczyszczeń powietrza atmosferycznego w centralnej części województwa katowickiego w latach 1980–1987. *Geographia Studia et Dissertationes*, roč. 18, s. 63–73.
- [5] JUDA, J. – CHRÓSCIEL, S., 1974. Ochrona powietrza atmosferycznego. Warszawa, Wydawnictwo Naukowo–Techniczne. 448 s.
- [6] KONDRACKI, J., 1998. Geografia regionalna Polski. Warszawa, Wydawnictwo Naukowe PWN. 441 s.
- [7] KRAUJALIS, M., 1961. Typy pogody i stosunki termiczne na obszarze GOP. In: *Biuletyn dla spraw GOP*, 41.
- [8] LEŚNIOK, M., 1990. Zanieczyszczenie wód opadowych w obrębie Wyżyny Śląsko-Krakowskiej. Katowice, Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego. 124 s.
- [9] LEWIŃSKA, J. – ZGUD, K. – BAŚCIK, J. – WIATRAC, 1990. Klimat obszarów zurbanizowanych. Warszawa, Instytut Gospodarki Przestrzennej i Komunalnej. 171 s.
- [10] NIEDŹWIEDŹ, T., 1981. Sytuacje synoptyczne i ich wpływ na zróżnicowanie przestrzenne wybranych elementów klimatu w dorzeczu górnej Wisły. Kraków: *Rozprawy habilitacyjne UJ*, 58, 165 s.
- [11] NIEDŹWIEDŹ, T., 2001. Kalendarz typów cyrkulacji dla dorzecza górnej Wisły 1966–2000. Sosnowiec, Uniwersytet Śląski.
- [12] OKE, T. R., 1987. Boundary layer climates. London, Routledge. 435 s.
- [13] OLEŚ, W., 1997. Tendencje zmian głównych komponentów środowiska geograficznego miasta Sosnowca pod wpływem silnej antropopresji w okresie przemian gospodarczych w Polsce po roku 1980. Sosnowiec, Uniwersytet Śląski. 286 s.
- [14] OŚRÓDKA, L., 1991. Zróżnicowanie klimatu Górnośląskiego Okręgu Przemysłowego na przykładzie warunków termicznych powietrza. Kraków, Uniwersytet Jagielloński.
- [15] OŚRÓDKA, L. – WOJTYŁAK, M., 1989. Wstępne wyniki badań nad zróżnicowaniem termicznym Katowic. *Wiadomości IMGW*, roč. 12 (33), č. 1–2, s. 51–59.
- [16] OŚRÓDKA, L. – WOJTYŁAK, M., 1996. Tendencje przebiegu wybranych elementów meteorologicznych w Górnośląskim Okręgu Przemysłowym. Próba oceny wpływu człowieka na klimat. In: *Metody badań wpływu czynników antropogenicznych na warunki klimatyczne i hydrologiczne w obszarach zurbanizowanych*. Katowice, Uniwersytet Śląski, s. 115–125.
- [17] OŚRÓDKA, L. – ŚWIĘCH–SKIBA, J., 1997. Klimatologiczne aspekty powstawania smogu letniego na obszarze Górnośląskiego Okręgu Przemysłowego. *Wiadomości IMGW*, roč. 20 (41), č. 1, s. 113–128.
- [18] OŚRÓDKA, L. – OŚRÓDKA, K. – ŚWIĘCH–SKIBA, J., 1999. Smog zimowy w Górnośląskim Okręgu Przemysłowym jako jeden ze skutków antropogenicznych zmian klimatu lokalnego. *Acta Universitatis Lodzianis, Folia Geographica Physica*, roč. 3, s. 361–369.
- [19] PLATE, E. ed., 1982. Engineering meteorology. Fundamentals of meteorology and their application to problem in environment and civil engineering. Amsterdam, Elsevier Scientific Publishing Company. 740 s.
- [20] RADOMSKI, J., 2000. Dynamika opadu pyłu, ołowiu i kadmu na terenie woj. Katowickiego w latach 1970–1999. *Zagrożenia*, 3/4, s. 43–53.
- [21] SCORER, R., S., 1997. Dynamics of meteorology and climate. Chichester, Wiley–Praxis. 686 s.
- [22] SHADHEDANOVA, M. – BURT, T. – P., DAVIES, T., D., 1997. Some aspects of the three-dimensional heat island in Moscow. *International Journal of Climatology*, roč. 17, s. 1451–1465.
- [23] SORBJAN, Z., 1983. Turbulencja i dyfuzja w dolnej atmosferze. Warszawa, PWN. 237 s.
- [24] STULL, R., S., 1988. An introduction to boundary layer meteorology. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers. 666 s.
- [25] TRUSZKOWSKI, L. – WRONA, A. – HALEMBA, B.: Zastosowanie metod termowizyjnych do oceny rozkładu przestrzennego temperatury radiacyjnej i kinetycznej obszaru doliny Bytomki. In: *Metody badań wpływu czynników antropogenicznych na warunki klimatyczne i hydrologiczne w obszarach zurbanizowanych*. Katowice, Uniwersytet Śląski, s. 161–174.
- [26] WALCZEWSKI, J., 1997. Wskaźnik meteorologiczny określający prawdopodobieństwo wzrostu zanieczyszczenia powietrza w okresie zimowym. *Wiadomości IMGW*, roč. 20 (41), č. 1, s. 129–135.
- [27] WIATRAC, W., 1989. Ocena udziału emisji ciepła sztucznego w bilansie energii podłoże–atmosfera na obszarze GOP w latach 1984–1986. *Wiadomości IMGW*, roč. 12 (33), č. 1–2, s. 61–70.
- [28] WIATRAC, W., 1989. Bilans ciepła antropogenicznego w województwie katowickim. *Wiadomości IMGW*, roč. 12 (33), č. 1–2, s. 71–79.

Lektor RNDr: J. Keder, CSc., rukopis odevzdán v listopadu 2001.

VLIV NÍZKÉ OBLAČNOSTI NA PROVOZ LETIŠTĚ BRNO-TUŘANY A OSTRAVA-MOŠNOV

Influence of low-level clouds on the operation of the airports Brno-Tuřany and Ostrava-Mošnov. Low-level clouds as a significant meteorological factor from the standpoint of air traffic was investigated at both the airports on the basis of one-hour SYNOP reports from the period 1986-2000. For the study only data from the months January- March and September-December were used, because prevailing number of the low-level clouds occurrence was during the above-mentioned months: at the airport Brno-Tuřany 96 per cent and at the Ostrava-Mošnov one 82 per cent of all cases. Standard statistic processing found out that the occurrence of low-level clouds limiting the operation ($h < 60$ m) at the airport Brno-Tuřany is almost twice larger than at the airport Ostrava-Mošnov. Furthermore, it was statistically demonstrated that mutual substitution of the airports due to low-level clouds is possible almost in 90 per cent of cases. Low-level clouds significant from the viewpoint of aviation ($h < 300$ m) occurred almost identically in 14 per cent of cases at both the airports.

KLÍČOVÁ SLOVA: ceilometr – letiště – měření výšky spodní základny nízké oblačnosti – oblačnost nízká – SYNOP – zpracování statistické

1. ÚVOD

Oblačnost působí prakticky na všechny fáze letu, nejvíce však na vzlet, přiblížení a přistání letadel. Z tohoto hlediska je nejméně příznivá nízká oblačnost, ve které je dohlednost jen několik desítek metrů a v níž se zejména v zimě tvoří dosti intenzivní námraza. Nízká oblačnost také ovlivňuje meteorologické podmínky pro let za viditelnosti VMC, tzn. VFR lety (lety za viditelnosti země), protože ty se nesmí provádět v oblacích.

V letecké meteorologii pod pojmem nízká oblačnost rozumíme oblaky s celkovým pokrytím oblohy alespoň 5/8 a výškou základny oblačnosti nižší než 600 metrů [8].

Podle předpisu L3 – Meteorologie, hlavy 7 se však vydávají informace AIRMET v případech, že existují rozsáhlé oblasti oblačnosti o rozsahu BKN (5/8 – 7/8) nebo OVC (8/8) s výškou základny méně než 300 m (1 000 ft) nad zemským povrchem, pokud to vyžaduje hustota letového provozu pod letovou hladinou 100 [5]. Proto je v této práci za oblačnost významnou z hlediska letectví považována oblačnost s výškou základny menší než 300 m.

Jak již bylo naznačeno, výška základny nízké oblačnosti ovlivňuje letecký provoz, zejména podmínky pro start a přistání. Při přistání je vždy třeba z určitých minimálních výšek, výšek rozhodnutí, vidět přistávací dráhu, aby pilot mohl poslední část přistávacího manévru bezpečně provést. Výška rozhodnutí byla podstatně snížena zavedením přistávacích systémů. Ty umožňují při nízké oblačnosti, kdy pilot z výšky nevidí přistávací dráhu, sestup a přiblížení k letišti.

Výška rozhodnutí je součástí provozních minim, která jsou stanovena podle kategorie letiště ICAO (kategorie RWY pro přesné přístrojové přiblížení x-té kategorie). Pro veřejná mezinárodní civilní letiště Brno-Tuřany a Ostrava-Mošnov, letiště I. kategorie ICAO platí provozní minima uvedená v tab.1.

Proto je v tomto příspěvku za oblačnost omezující provoz

letiště považována oblačnost s výškou základny menší než 60 m. Jeho cílem je pomocí statistických metod zhodnotit vliv nízké oblačnosti na provoz letiště Brno-Tuřany (indikativ letiště LKTB) a Ostrava-Mošnov (LKMT) a také posoudit možnost jejich vzájemného zastoupení při výskytu nízké oblačnosti na jednom z nich. Vychází z diplomové práce Vliv nízké oblačnosti na provoz letiště, která byla zadána ve školním roce 2001/2002 v Leteckém ústavu Fakulty strojního inženýrství Vysokého učení technického v Brně, na studijním oboru Provoz letadel. Vedoucím diplomové práce byl RNDr. Karel Krška, CSc.

2. MĚŘENÍ ZÁKLADNY NÍZKÉ OBLAČNOSTI NA LETIŠTI BRNO-TUŘANY

Od zahájení provozu letiště v roce 1958 až do 15. 9. 1986 se k určování výšky základny oblačnosti používaly píchací balonky. Už v roce 1962 byl instalován oblakoměrný světlo- met, kterým se měřilo až do roku 1983. Koncem 60. let se začaly používat sovětské přístroje typu IVO; na brněnském letišti byl IVO zaveden v roce 1976. Modernizovaná verze RVO se používala od 11. 10. 1989 a měřilo se jí i po instalaci ceilometru CT 12K v roce 1995. Údaje z obou přístrojů byly porovnávány a využívány až do zrušení přístroje RVO dne 28. 5. 2001.

V současnosti se výška základny oblačnosti na letišti Brno-Tuřany měří jen laserovým ceilometrem CT 12K finské společnosti Vaisala. Zařízení bylo instalováno 2. 11. 1995 ve vzdálenosti 300 m za prahem vzletové a přistávací dráhy 28 (v místě bodu dotyku). Od 1. 5. 1996, po seřízení a sériích přezkoušení, jsou naměřené hodnoty přístrojem CT 12K zařazovány do meteorologických zpráv.

Na meteorologické stanici je digitální výstup z ceilometru CT 12K. Meteorologický pozorovatel na jeho základě, podle registrovaných hodnot a vizuálního pozorování vkládá

Tab. 1 Kategorie vzletových a přistávacích drah (RWY) pro přesné přístrojové přiblížení [4].

Table 1. Categories of runways (RWY) for accurate approach of the machine.

| Kategorie RWY | I. | II. | III.A | III.B | III.C |
|------------------------|----------|-----------|----------|------------|-------------|
| Dráhová dohlednost [m] | ≥550 | ≥350 | ≥200 | ≤200 ÷ ≥50 | Bez omezení |
| Výška rozhodnutí [m] | ≥60 | ≤60 ÷ ≥30 | ≤30 ÷ 0 | ≤15 ÷ 0 | Bez omezení |
| Konečná fáze přistání | Vizuálně | Vizuálně | Vizuálně | Vizuálně | Přístrojová |
| Pojíždění | Vizuálně | Vizuálně | Vizuálně | Vizuálně | Přístrojová |

jednu hodnotu výšky základny oblačnosti do meteorologických zpráv. Pokud oblačnost nezasahuje nad čidlo ceilometru, musí výšku základny oblačnosti kvalifikovaný pozorovatel letecké meteorologické služby určit odhadem. Není-li si jistý správností svého úsudku, smí požádat o zjištění výšky základny oblačnosti posádku letadla.

Množství oblačnosti v osminách určuje pozorovatel subjektivně vizuálním pozorováním.

2.1 Ceilometr CT 12K [2]

Je určen k přesnému měření výšky základny oblačnosti nebo vertikální dohlednosti v měřicím rozsahu 0–4 000 metrů (0–12 000 ft) nad místem instalace. Je to kompaktní, inteligentní, samostatně stojící zařízení s mikroprocesorem, které pracuje na principu optického radaru. Směrem k oblaku jsou vysílány světelné pulzy, jejichž zdrojem je GaAs polovodičový laser (vysílač). Zpětně rozptýlené světlo je zachyceno fotodiodou (přijímačem). Přijatý signál je digitalizován a vyhodnocován.

Měřicí část přístroje je umístěna zpravidla v prostoru středního polohového návěstidla systému zařízení pro přesné přiblížení (ILS) ca 1 km před prahem RWY. Konkrétní umístění ceilometru je vyznačeno na mapě letiště.

Na ceilometr CT 12K je napojena zobrazovací jednotka CTC 21 a zapisovač DR 21. Zobrazovací jednotka CTC 21, která indikuje hodnoty okamžitého bodového měření v metrech nebo feetech, je umístěna na pracovišti letecké meteorologické služby, na přibližovacím stanovišti řízení (APP) a letištní řídicí věži (TWR). Zapisovač DR 21, registrující naměřené hodnoty v reálném čase, je umístěn jen na pracovišti letecké meteorologické služby.

2.2 Zobrazovací jednotka CTC 21 [2]

Je napojena na měřič výšky základny oblačnosti CT 12K firmy Vaisala. Zobrazovací jednotky CTC 21 jsou umístěny na pracovišti letecké meteorologické služby a případně také na stanovištích služby řízení letového provozu (TWR, APP). Jednotka CTC 21 indikuje hodnoty okamžitého bodového měření v metrech nebo feetech.

Jsou-li indikátory CTC 21 umístěny také na stanovištích služby řízení letového provozu (ŘLP), hodnoty výšky základny oblačnosti indikované na jednotce CTC 21 pouze upřesňují tuto oficiální informaci o okamžitou výšku oblačnosti nad



Obr. 1 Ceilometr CT 12K firmy VAISALA na letišti Ostrava-Mošnov.

Fig. 1. Ceilometer CT 12K of the Vaisala firm at the airport Ostrava-Mošnov.

místem měření v době mezi pravidelnými hlášeními MET – REPORT a umožňují především včasnou informaci služby ŘLP při rychle se měnících podmínkách.

2.3 Zapisovač DR 21 [2]

Registruje měřené hodnoty v reálném čase. Bývá umístěn na pracovišti letecké meteorologické služby. Jeho záznamu z posledních 20 minut využívá letecký meteorolog při sestavování meteorologických zpráv. Na stanici se záznamy zapisovače DR 21 archivují tři měsíce.

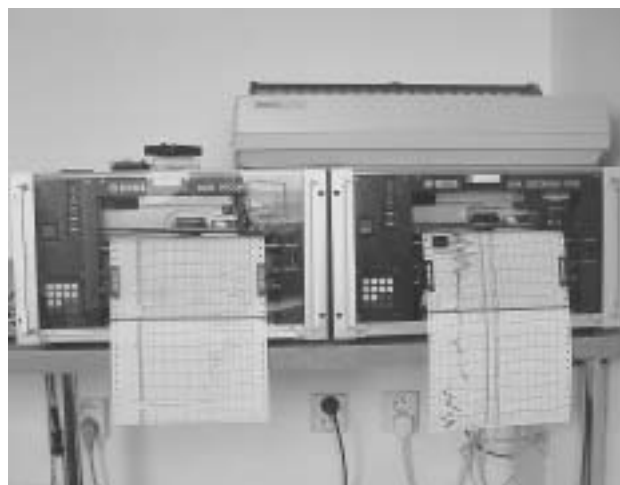
3. MĚŘENÍ ZÁKLADNY NÍZKÉ OBLAČNOSTI NA LETIŠTI OSTRAVA-MOŠNOV

Na počátku zahájení provozu letiště v roce 1959 se k určování výšky základny oblačnosti ve dne používaly píchací balonky a v noci mrakoměrný světlomet, často se však výška pouze odhadovala. Koncem 60. let se začaly používat sovětské přístroje typu IVO. Ty již pracovaly na principu měření času, za který urazí světelný pulz dráhu z vysílače k oblaku a zpět k přijímači. Modernizované verze RVO byly zavedeny kolem r. 1985 a měřilo se jimi až do instalace ceilometru CT



Obr. 2 Zobrazovací jednotky CTC 21 na letecké meteorologické stanici Ostrava-Mošnov.

Fig. 2. Representation units CTC 21 at the aeronautical meteorological station Ostrava-Mošnov.



Obr. 3 Zapisovače DR 21 na letecké meteorologické stanici Ostrava-Mošnov.

Fig. 3. DR 21 recorders at the aeronautical meteorological station Ostrava-Mošnov.



Obr. 4 Ceilometr CT 25K na letišti Ostrava-Mošnov.

Fig. 4. CT 25K ceilometer at the airport Ostrava-Mošnov.

12K v roce 1995. Přístroje typu IVO nebo RVO se daly za optimálních podmínek měřit základny oblačnosti do 1 500 m [3].

V současnosti se na letišti Ostrava-Mošnov měří výška spodní základny oblačnosti dvěma laserovými ceilometry firmy Vaisala. První z nich je typu CT 12K, v provozu je od 1. 9. 1995 a je umístěn 350 m za prahem dráhy 22. Od 15. 11. 1997 byl uveden do provozu další ceilometr modernějšího typu CT 25K, který je umístěn 300 m za prahem dráhy 04. Ceilometr CT 12K měří spolehlivě do 12 000 ft (4 000 m), CT 25K dokonce do 25 000 ft (7 500 m). Přesnost měření pro oba typy se uvádí 20 ft (6,5 m) [3].

Na meteorologické stanici jsou digitální výstupy z obou ceilometrů. Meteorologický pozorovatel na jejich základě a na základě vizuálního pozorování vkládá jednu hodnotu výšky základny oblačnosti do meteorologických zpráv. Pokud oblačnost nezasahuje ani nad jedno z čidel ceilometrů, určí kvalifikovaný meteorologický pozorovatel výšku základny oblačnosti odhadem. Množství oblačnosti v osminách určuje pozorovatel subjektivně vizuálním pozorováním.

3.1 Ceilometr CT 25K [1]

Je určen k přesnému měření výšky základny oblačnosti nebo vertikální dohlednosti v měřicím rozsahu 0–7 500 metrů (0–25 000 ft) nad místem instalace. Je to moderní zařízení s mikroprocesorem, které pracuje na principu optického radaru. Směrem k oblaku jsou vysílány světelné pulzy, jejichž zdrojem je InGaAs laser. Zpětně rozptýlené světlo je zachyceno fotodiodou APD (Silicon Avalanche Photodiode). Přijatý signál je digitalizován a vyhodnocován. U tohoto modernějšího přístroje je na rozdíl od ceilometru CT 12K přijímač i vysílač sloučen do jednoho bloku.

Měřicí část přístroje je umístěna zpravidla v prostoru středního polohového návěstidla systému ILS ca 1 km před prahem RWY. Konkrétní umístění ceilometru je vyznačeno na mapě letiště.

4. POUŽITÉ DATOVÉ SOUBORY A ZPŮSOB ZPRACOVÁNÍ

Jako vhodný zdroj dat pro tuto práci byly zvoleny hodinové meteorologické zprávy SYNOP, které obsahují potřebné informace o výšce základny oblačnosti. Z archivu ČHMÚ byla získána data z hodinových zpráv SYNOP z období 1986–2000 z obou uvedených leteckých meteorologických stanic. Jedná se o textový soubor zpráv SYNOP, které mají formát stanovený ČHMÚ. Ve sledovaném období se formát zprávy jednou změnil, a to 23. 6. 1994.

Z poskytnutého datového souboru byla nejprve odstraněna data, která jsou z hlediska této práce bezvýznamná. Šlo o data z měsíců duben, květen, červen, červenec a srpen, kdy se nízká oblačnost téměř nevyskytuje. V sedmi měsících významných pro tuto práci (leden, únor, březen, září, říjen, listopad, prosinec) se vyskytuje na letišti v Brně 96 % a v Ostravě 82 % všech případů nízké oblačnosti. Dále byla odstraněna data z termínů pozorování, v nichž pokrytí oblohy oblačností (oblaky) ve význačných vrstvách bylo menší než 5/8 nebo výška základny význačných oblaků byla větší než 300, resp. 60 metrů.

Kvůli velkému množství dat, která bylo třeba manuálně roztřídit, bylo nutno vytvořit program, který by data automaticky filtroval podle zadaných kritických hodnot. Filtrace byla provedena programem, který byl nazván „Filter SYNOP“.

4.1 Program Filter SYNOP

Je vytvořen k filtraci dat ze zpráv SYNOP a byl napsán ve vývojovém prostředí „C++ Builder 5“, v němž je programovacím jazykem „C++“. Porovnává současně:

- výšku základny oblačnosti ve zprávě SYNOP se zadaným intervalem hodnot,
- stupeň pokrytí oblohy oblačností se zadaným intervalem hodnot,
- čas měření s požadovaným obdobím.

Program odstraňuje ta data (pozorování), jejichž hodnoty nevyhovují zadaným intervalům nebo požadovanému období. Po filtraci dostane soubor novou příponou „out“.



Obr. 5 Prostředí programu Filter SYNOP.

Fig. 5. Filter SYNOP programme environment.

4.2 Program View SYNOP

Pro prohlížení dat souborů s příponou „out“ bylo využito také nově vytvořeného programu pro tuto práci „View SYNOP“. Ten umožnil snadné prohlížení dat a jejich přesné statistické zpracování.



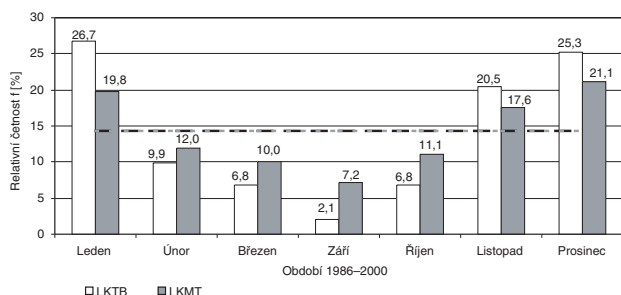
Obr. 6 Prostředí programu View SYNOP.

Fig. 6. View SYNOP programme environment.

5. VÝSKYT NÍZKÉ OBLAČNOSTI A ZASTUPITELNOST LETIŠŤ

5.1 Nízká oblačnost na letišti Brno-Tuřany a Ostrava-Mošnov

V této práci pod pojmem nízká oblačnost rozumíme oblačky s celkovým pokrytím alespoň 5/8 oblohy a s výškou základny oblačnosti ne vyšší než 300 metrů. Podle těchto kritérií byla také oblačnost hodnocena.



Obr. 7 Porovnání výskytu nízké oblačnosti na letištích Brno-Tuřany (LKTB) a Ostrava-Mošnov (LKMT).

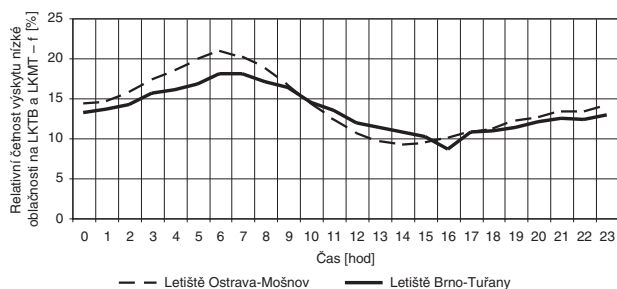
Fig. 7. Comparison of the low-level clouds occurrence at the airports Brno-Tuřany (LKTB) and Ostrava-Mošnov (LKMT).

Na obou letištích se tato oblačnost v celém období vyskytla prakticky shodně ve 14 % případů. Největší rozdíl mezi oběma letišti ve výskytu nízké oblačnosti je v zimních měsících (leden, prosinec), kdy více přibývá nízké oblačnosti v Brně než v Ostravě, zatímco v teplejších měsících (březen, září, říjen) je situace opačná.

5.2 Denní chod nízké oblačnosti na letišti Brno-Tuřany a Ostrava-Mošnov

Z obr. 8 je patrné, že sinusový průběh výskytu nízké oblačnosti během dne je velmi podobný na obou letištích. Rozdílný je čas maximálního a minimálního výskytu nízké oblačnosti. V Brně se maximum vyskytuje v 7 hodin a minimum v 16 hodin, naproti tomu v Ostravě je maximum v 6 hodin a minimum v 14 hodin.

U obou letišť se dá říci, že denní chod nízké oblačnosti nemá nepříznivý vliv na provoz letiště.



Obr. 8 Porovnání chodu nízké oblačnosti na letištích Brno-Tuřany a Ostrava-Mošnov.

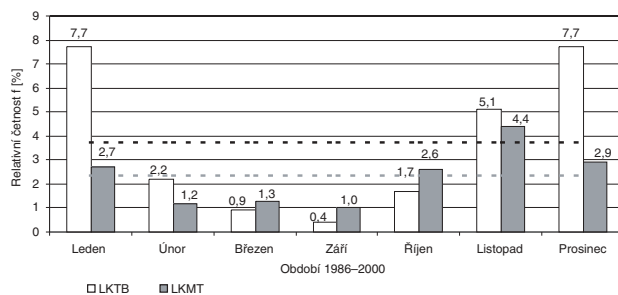
Fig. 8. Comparison of the low-level clouds daily variation at the airports Brno-Tuřany and Ostrava-Mošnov.

5.3 Nízká oblačnost omezující provoz letiště Brno-Tuřany a Ostrava-Mošnov

V této práci pod pojmem nízká oblačnost omezující provoz letiště rozumíme oblačky s celkovým pokrytím alespoň 5/8 oblohy a s výškou základny oblačnosti ne vyšší než 60 metrů. Podle těchto kritérií byla také oblačnost hodnocena.

Na letišti Brno-Tuřany se tato oblačnost ve sledovaném období vyskytla ve 3,7 % případů, naproti tomu na letišti Ostrava-Mošnov jen ve 2,3 % případů. Hlavní rozdíl mezi oběma letišti je ve výskytu nízké oblačnosti omezující provoz letiště v zimních měsících v lednu a prosinci. V Brně je to 7 až 8 % případů ve sledovaném období, což hraničí se zajištěním 95 % provozuschopnosti letiště (podle doporučení ICAO). V Ostravě se v lednu a prosinci vyskytla jen asi v 3 % případů a maximum 4,5 % připadá na listopad (obr. 9).

Důvod lze hledat v geografické poloze letišť. LKMT leží v Moravské bráně a převládající jihozápadní proudění není příznivé pro vznik a setrvání nízké oblačnosti omezující provoz letiště.



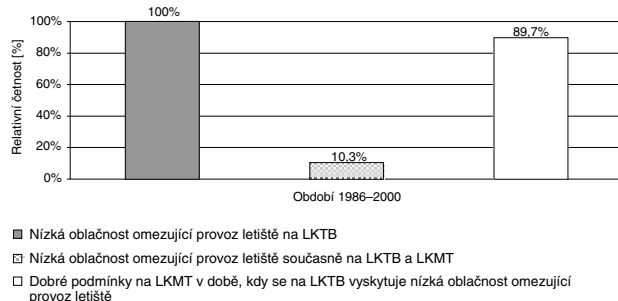
Obr. 9 Porovnání výskytu nízké oblačnosti omezující provoz na letištích Brno-Tuřany a Ostrava-Mošnov.

Fig. 9. Comparison of the low-level clouds occurrence limiting the operation at the airports Brno-Tuřany and Ostrava-Mošnov.

5.4 Vzájemné zastoupení letišť Brno-Tuřany a Ostrava-Mošnov

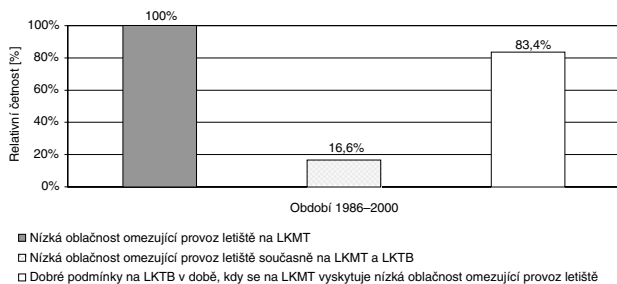
Možnost zastoupení letiště Brno-Tuřany letišti Ostrava-Mošnov byla hodnocena tak, že termíny, v nichž se na LKTB vyskytla nízká oblačnost omezující provoz letiště, byly brány jako základní (100 %). K nim byly dohledány termíny z LKMT. A to termíny, v nichž se vyskytla nízká oblačnost omezující provoz na obou letištích současně a termíny, v nichž se na LKMT nízká oblačnost nevyskytla.

Možnost zastoupení letiště Ostrava-Mošnov letišti Brno-Tuřany byla hodnocena tak, že termíny, v nichž se na LKMT vyskytla nízká oblačnost omezující provoz letiště, byly brány jako základní (100 %). K nim byly dohledány termíny z LKTB. A to termíny, v nichž se vyskytla nízká oblačnost omezující provoz na obou letištích současně a termíny, v nichž se na LKTB nízká oblačnost nevyskytla.



Obr. 10 Zhodnocení možnosti zastoupení letiště Brno-Tuřany letišti Ostrava-Mošnov.

Fig. 10. Evaluation of the possibility of the substitution the airport Ostrava-Mošnov for the airport Brno-Tuřany due to the low-level clouds limiting the operation of the airport.



Obr. 11 Zhodnocení možnosti zastoupení letiště Ostrava-Mošnov letištěm Brno-Tuřany.

Fig. 11. Evaluation of the possibility of the substitution the airport Ostrava-Mošnov for the airport Brno-Tuřany due to the low-level clouds limiting the operation of the airport.

Z obrázků 10 a 11 je patrné, že u obou letišť je vzájemně zastoupení při špatných podmínkách na jednom z nich možné v 83 až 90 % případů. 7% rozdíl je způsoben menším výskytem nízké oblačnosti omezující provoz na letišti Ostrava-Mošnov (2,3 %) oproti letišti Brno-Tuřany (3,7 %). Na základě předchozího lze konstatovat, že vzájemná zastupitelnost LKTB a LKMT je možná téměř v 90 % případů..

6. ZÁVĚR

Nízká oblačnost nemá výrazný omezující vliv na provoz letiště Ostrava-Mošnov a Brno-Tuřany. Prostředky zajišťující měření spodní základny oblačnosti na LKTB a LKMT jsou na vynikající úrovni a vyhovují všem požadavkům. Stávající radarové zabezpečení na LKTB a LKMT zajišťuje při nynějším provozu dostatečnou bezpečnost letecké dopravy.

Poděkování

Autor děkuje RNDr. L. Coufalovi za poskytnutí datových

souborů, RNDr. K. Krškovi, CSc. za poskytování konzultací při tvorbě diplomové práce, z které referát vychází, L. Kučerovi za pomoc při tvorbě programů a RNDr. L. Hrhoňovi za poskytnutí informací o letecké meteorologické stanici Ostrava-Mošnov.

Literatura.

- [1] Ceilometr CT 25K. User's Guide. VAISALA, 1997. Nestr.
- [2] HANL, L., 1995. Uživatelská příručka VAISALA. Letecké meteorologická služba Praha-Ruzyně. Nestr.
- [3] HRTOŇ, L., 2002. Informace o letišti Ostrava-Mošnov. [Osobní sdělení.]
- [4] Letiště (L14). Civilní letecké předpisy. 2000. Praha, Letecká informační služba. Nestr.
- [5] Meteorologie (L3). Civilní letecké předpisy. 2000. Praha, Letecká informační služba. Nestr.
- [6] NEDELKA, M. a kol., 1998 Slovenský letecký slovník terminologický a výkladový. Bratislava, Magnet – Press Slovakia. 494 s.
- [7] NEDELKA, M., 1980. Letecká meteorológia I. Organizácia, spravodajstvo, prostriedky a formy služieb meteorológie civilnému letectvu. 2. vydání. Bratislava, Alfa. 186 s.
- [8] NEDELKA, M., 1984. Prehľad leteckej meteorológie. Bratislava, Alfa. 219 s.
- [9] SOBÍŠEK, B. a kol., 1993. Meteorologický slovník výkladový a terminologický. Praha, Ministerstvo životního prostředí ČR. 594 s.
- [10] SOBÍŠEK, B., 1970. Meteorologické přístroje a pozorovací metody. Praha, HMÚ. 79 s.

Lektor RNDr. K. Krška, CSc., rukopis odevzdán v prosinci 2002.

PRŮVODCE SVĚTEM POČASÍ

Fotografická cesta oblaky.

Autor Michael Allaby. Z angl. originálu přeložil M. Anděra. Praha, Nakladatelství Slovart 2002. 64 stran. ISBN 80-7209-426-2.

Meteorolog Michael Allaby zkoumá přírodní síly, které se skrývají za počasím, od divokých bouří po sucho způsobující puchýře. To vše ve 31 kapitolách na pouhých 64 stranách atypického formátu 235 x 310 mm s velmi stručným, leč výstižným slovním komentářem ilustrovaným vynikajícími barevnými fotografiemi nebo počítačovou grafikou. Kniha je určena široké čtenářské veřejnosti, což je patrné z přitažlivé formy sdělení („Tornáda hrají důležitou roli v mýtech, od Čarodějnice ze země Oz po Simpsonovy.“), dikce mezititulků (Zrození tornáda, Znovu do kola, Špagetové tornádo, Polévka z tornáda, Mokrý a divoký) i grafické úpravy. Sestavit takovýto „bedekr“, ve kterém každá z kapitol má k dispozici pouhou dvojstránku, a přitom se vyrovnat s nutností věcné profesionality, není lehké. Za těchto okolností by nemělo smysl vytýkat, co by v knize být mělo nebo nemělo. V moderní, uspě-

chané době čtenáři stále více sahají po jednoduchých, ale atraktivně zpracovaných příručkách a Průvodce světem počasí takovou publikací nesporně je.

O knize nejlépe vypoví názvy kapitol: Neúnavná planeta, Atmosféra, Jak funguje počasí, Podnebí a roční období, Opar, mlha a rosa, Mraky, Tajemné a úžasné mraky, Vítr a vichřice, Déšť, Bouřkové mraky, Blesky, Tornáda, Stopování tornád, Hurikány, Co hurikán dovede, Zápavy, Krutý mráz, Sníh, Kroupy, Horko a sucho, Požáry, Prachové bouře, Světelné úkazy, Sluneční zázraky, El Niño, Sopky a počasí, Předpovídání počasí, Znečištění, Využívání počasí, Údaje o počasí, Rejstřík. V kapitole Údaje o počasí je uvedeno několik přehledů: Typy větrů – Beaufortova stupnice, Typy hurikánů – Saffir-Simpsonova stupnice, Typy tornád – Fudžitova stupnice, Přehled rekordů počasí, Historie pohrom způsobených počasím (od roku 1697 do roku 2000) s adresář Počasí na internetu.

Publikace je ve fondu knihovny Českého hydrometeorologického ústavu. I pro individuální zájemce o koupi je cena 171,- Kč s ohledem na vybavení více než přijatelná.

Zdeněk Horký

MILNÍKY ČESKOSLOVENSKÉ A ČESKÉ LETECKÉ METEOROLOGIE

Milstones of Czechoslovak and Czech aeronautical meteorology. In the former Czechoslovakia aviation had good conditions for its development already between both world wars, because it was supported by the state, army and industrialists. The motto „Air is our sea“, which should remove handicap arising from the land-locked position of the republic, together with the slogan „1.000 pilots to the republic“ which should increase defensibility of the country in the period of imminent danger of Nazism, contributed to its rapid development. Well-organized aeronautical meteorological service of the State Meteorological Institute in Prague under the leadership of PhDr. Gustav Swoboda, later the first Secretary-General of the World Meteorological Organization, promoted the development of aviation in our republic. The present automatized meteorological measuring and information systems at international civil airports in the Czech Republic are up to the standard and fulfil the requirements for meteorological support of flight operations up to the category III. B of ICAO. The paper presents a survey of milestones of Czechoslovak and Czech aeronautical meteorology since its beginnings up to these days and mentions the significance of three national aviation-meteorological conferences from the 70th and 80th of the last century.

KLÍČOVÁ SLOVA: historie letecké meteorologie – názvosloví letecké – Československo – Česká republika

I. ÚVOD

Letecká meteorologie je odvětví aplikované meteorologie, jehož vývoj vždy závisel na:

- rozvoji a potřebách letectva, které s časem zvyšovalo výkony, zdokonalovalo se a funkčně diferencovalo, dosahovalo většího geografického rozšíření a využívalo stále vyšší vzdušný prostor;
- pokrocích jeho vědních (teoretických) zdrojů, kterými jsou synoptická a dynamická meteorologie, aerologie, fyzika oblaků a srážek, nauka o meteorologickém měření a pozorování, klimatologie aj.;
- měřicí, výpočetní a sdělovací technice jako předpokladech pro získávání, zpracování a výměnu meteorologických údajů a vytváření letové meteorologické dokumentace;
- mezinárodní spolupráci světových organizací a národních služeb v oborech letectví a meteorologie.

Praktické činnosti za účelem meteorologického zabezpečení letectva i vědecké a technické zázemí letecké meteorologie dosáhly za necelých 100 let svého trvání mimořádného rozmachu. Úspěchy meteorologie a letectví se vždy vzájemně podmiňovaly, nejzřetelněji však v počáteční etapě vývoje letecké techniky a rozšiřování letecké dopravy, během níž byly vybudovány účelové sítě meteorologických stanic jako první předpoklad fungování leteckých povětrnostních služeb.

Především letectví učinilo z meteorologie praktickou vědu, dodalo jí společenskou vážnost a přispělo k její organizaci ve světovém měřítku. Potřeby letectví vedly ke změnám v pozorování a hlášení počasí a k rozšíření sítě pozorovacích stanic na mořích a málo obydlených oblastech. Gustav Swoboda (1893–1956), vedoucí oddělení všeobecné a letecké povětrnostní služby Státního ústavu meteorologického (SÚM) v Praze, vyjádřil v roce 1928 tuto skutečnost slovy: „*Ještě asi před dvaceti lety nikdo netušil, že meteorologii, považovanou do té doby za vědu v praxi málo prospěšnou, vznikne za krátko obor působnosti, na němž může rozvinouti činnost mimořádně důležitou a pro určité problémy denního života nepostradatelnou. Jakmile vstoupila do služeb letectví a ukázalo se, že zvláště vzdušné dopravy nelze vůbec provozovati bez systematické informace meteorologické, začíná nauka o povětrnosti nabývat ve veřejnosti onoho uznání a ocenění, jež*

jedině jí může dopomoci k prostředkům, aby mohla pracovati na svém vnitřním zdokonalení a také přistoupiti k řešení starších úloh, na něž dosud nemohla stačiti pro nedostatek prostředků“ [10].

Úkoly letecké meteorologie a letecké služby povětrnostní formuloval G. Swoboda ve stejnojmenných heslech v Technickém slovníku naučném [13]. Úlohu letecké meteorologie spatřoval ve výzkumu a stanovení meteorologických parametrů vzdušného prostoru, které mají zásadní vliv na stavbu letadel a leteckých motorů, a v poskytování meteorologických poznatků vědecké a organizační povahy letci a leteckému meteorologovi. Dnes za její hlavní cíl považujeme zajišťování bezpečnosti, hospodárnosti, pravidelnosti, komfortu a ekologie letecké dopravy, u vojenského letectva úspěšnosti bojových akcí, v letecké sportovní činnosti sportovních výkonů. Charakter meteorologických služeb poskytovaných letectvu se liší podle provozu letadla, kterým je např. letecká obchodní doprava, letecká práce, letecký sport nebo vojenský letecký výcvik [7]. I když v současnosti vybavení přístrojových vzletových a přistávacích drah pro přesné přiblížení vyšších kategorií, palubní vybavení i vysoká manévrovací schopnost letadel snižují potřebu meteorologického zajišťování i nejnebezpečnějších fází letu, úkoly letecké meteorologie nekončí již vzhledem k rozvíjejícím se novým formám létání.

II. OD VZDUCHOPLAVBY K LETECTVÍ

Problém létání, táhnoucí se od starověku, se zdál být vyřešen objevem říditelných vzducholodí, které nahradily balony, jež ve vodorovném letu byly špatně ovladatelné. Jejich vývoj začal v polovině 19. století, když v roce 1852 francouzský vynálezce Jules Henry Giffard (1825–1882) postavil první říditelnou vzducholod' s vrtulí poháněnou parním strojem; její zkušební let však nesplnil očekávání. První úspěšně říditelnou vzducholodí byla až vzducholod' francouzských vojenských inženýrů Charlese Renarda a Artura Krebse zvaná „La France“, poháněná elektrickým motorem, která v roce 1884 v Chalais-Meudonu vykonala let v uzavřené křivce [4].

V soutěži francouzských a německých stavitelů vzducholodí na sklonku 19. a 20. století jednoznačně vyhrává německý inženýr Ferdinand hrabě Zeppelin (1838–1917), který od roku 1899 staví u Bodamského jezera první opravdu použi-

telné dopravní vzducholoď. Mají hliníkovou kostru, nosný plyn je uzavřen v oddělených komorách (balonech) a pohánějí je dva nebo více motorů. Avšak již za tři roky po startu prvé z nich (1903) uskutečňují Wilbur a Orville Wrightové v Kitty Hawk v Severní Karolině první let s motorovým letadlem těžším než vzduch. V Evropě v prvním desetiletí 20. století dosahují velkých úspěchů v létání s letouny zejména Francouzi. Louis Blériot (1872–1936) po úspěšném přeletu úžiny La Manche s jednoplošníkem (1909) zahajuje sériovou výrobu letadel (jedno si koupil český průkopník letectví inženýr Jan Kašpar (1883–1927) z Pardubic). Začíná souboj konstruktérů letounů a vzducholoď.

Němci, kteří se orientují na vzducholoď, pro zajištění jejich letů zřizují v roce 1911 první leteckou meteorologickou službu na světě. Podnětem k jejímu vzniku byl památný spis „O zřízení povětrnostní služby pro vzduchoplavbu za vydatného použití aerologických pozorování“, který vypracoval tehdejší vedoucí Aeronautické observatoře Lindenberg a zakladatel aerologie Richard Assmann (1845–1918). Ve spise, předloženém císaři a příslušnému ministerstvu, navrhl zřídit v celém Německu síť pilotážních stanic a s ní výstražnou službu pro vzduchoplavce (Warnungsdienst für die Luftfahrer). Podařilo se mu ji zorganizovat jen o rok později. Zpočátku se skládala z 25 pilotovacích stanic veřejné povětrnostní služby Severoněmecké organizace povětrnostní služby a meteorologické ústřední stanice. Síť mimoto tvořilo asi 600 bouřkových hlásných míst při poštovních a telegrafních úřadech, která předávala zprávy buď povětrnostnímu ústředí v Lindenbergu, nebo vedlejší ústředně ve Frankfurtu nad Mohanem. Od roku 1913 se letecké varovné služby zúčastnily také Nizozemsko, Belgie, Anglie a Rakousko [14]. V té době již k předávání povětrnostních zpráv z přízemních pozorování i pilotáží a k vydávání výstrah před nebezpečnými povětrnostními jevy sloužila značně rozvinutá radiotelegrafie.

K rozmachu letectví přispěla 1. světová válka, protože vojáci si brzy uvědomili, jak účinnou a víceúčelovou zbraní mohou být jak aerodynamy (letouny), tak aerostaty (balony, vzducholoď). Např. Němci využili k bombardování anglických, francouzských, belgických a polských měst zepelíny i přes jejich malou manévrovací schopnost a velké rozměry (město Liège bylo prvním bombardovaným místem v historii válek [6]); 24 strojů bylo přímo využito v armádě a 72 dalších v námořnictvu.

Všechny válčící strany k zabezpečení vojenského letectva narychlo budovaly povětrnostní služby. Podnětem ke zřízení francouzské služby v roce 1915, organizované Milanem Rastislavem Štefánikem (1880–1919), byla havárie několika armádních balonů následkem vichřice. Rakousko-Uhersku sloužily letouny hlavně na jižní frontě. Přibylo pilotovacích měření. V Praze byla ke konci války zřízena meteorologická stanice leteckého sboru při observatoři státní hvězdárny v Klementinu, která prováděla měření výškového větru a soustřeďovala i meteorologické zprávy z poměrně širokého okolí [6].

Po válce se nevědělo, co s několika tisíci stíhacích a bombardovacích letadel, většinou dvojplošníků, ale i s piloty, kteří sloužili válečným účelům, protože o dopravě civilních osob se vůbec neuvažovalo. Tato situace však trvala jen krátce. Na podzim 1920, když byla otevřena linka Paříž–Štrasburk–Praha, provozovaná Francouzsko-rumunskou vzduchoplaveckou společností, začala pravidelná civilní letecká doprava už i v Československu. Ze začátku se její meteorologické zabezpečování opíralo jen o zprávy francouzských a německých stanic, jelikož na letištích u nás takové stanice nebyly. Proloužení linky do Varšavy na jaře 1921 dalo podnět mezi-

ministrské poradě v březnu toho roku k tomu, aby ministerstvo veřejných prací jako nejvyšší úřad pro civilní letectví pověřilo SÚM v Praze meteorologickým zajištěním této trati a celkovou organizací povětrnostní služby pro civilní leteckou dopravu na československém území. Letecká meteorologická služba v ČSR vznikla tedy v roce 1921 a byla vydržována ministerstvem veřejných prací.

V prvním roce služby se k leteckému zpravodajství používala pouze hlášení meteorologických stanic Milešovka, Trutnov, Přerov a Opava, které konaly pozorování pro všeobecnou povětrnostní službu a k telegramům ze 7 h ráno připojovaly zprávy o dohlednosti a výšce oblaků. V dalších termínech pro letecké účely pozorovala počasí jen vojenská povětrnostní stanice v Kbelích u Prahy. Budování pozorovací sítě pro letecké účely začíná v roce 1922. Její body rozmístované podél letových cest tvořily vybrané klimatologické stanice, vojenské stanice a hlídky telegrafních úřadů; pozorování se provádělo podle letového řádu nebo na objednávku [10].

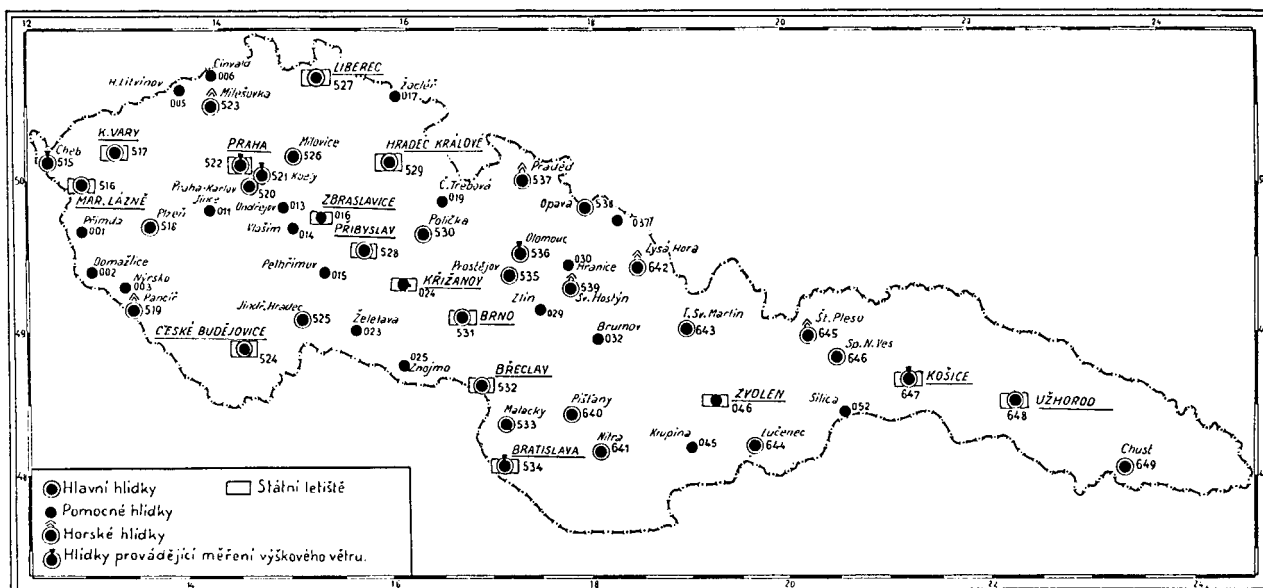
ČSR již v roce 1919 přistoupila k Úmluvě o letectví, která byla ujednána mezi 27 státy a naším státem; poslanecká sněmovna ji projednala a schválila v roce 1922. Autentický text úmluvy byl francouzský, anglický a italský, takže bylo nutno jej přeložit do českého jazyka. Překlad úmluvy do češtiny, a stejně i text připravovaného československého leteckého zákona, byl z více stran napadán jako vědecky a jazykově nesprávný. Hlavní námitky se týkaly pojmů létání a vzduchoplavba. Proto byla v červnu 1923 při tehdejší Vojenském vzduchoplaveckém studijním ústavu v Praze zřízena komise pro letecké názvosloví, jejímiž členy byli vysokoškolská profesori filologie, technických oborů a práva. Komise stanovila nejzákladnější termíny užívané v letectví, které známe i dnes a už ani jako odborné termíny nevnímáme, a schválila názvoslovné definice. Základní definice zněla:

„Třeba zásadně rozeznávati odlišná označení pro tři v praxi se vyskytující druhy pohybu, a to:

- *pro pohyb na zemi: chůze (běh apod.) a jízda,*
- *pro pohyb ve vodě: plavání, plavba a*
- *pro pohyb ve vzduchu: létání, let.*

Jest v každém případě zcela nesprávné a dále přímo neudržitelné, užívati pro pohyb ve vzduchu obdobných označení jako pro plavbu na vodě nebo ve vodě, ježto pohyb na vzduchu jest právě tak odlišný od plavby na vodě, jako tato od pohybu na zemi. Jest tudíž jedině správné pro pohyb jakéhokoliv předmětu at' živého nebo mrtvého ve vzduchu užívati výrazu „let“ a z tohoto odvozovati příslušné výrazy, jako letectví, zákon o letectví, letecký zákon, letci apod. Toto se kryje ostatně s lidovou mluvou, která říká, že kámen letí, pták letí, listí poletuje, a neříká, že ten neb onen předmět vzduchem pluje. Zove se tudíž jedině správně každý přístroj at' lehčí, anebo těžší vzduchu a letící ve vzduchu, ve všeobecném smyslu letadlem“ [3].

Elaborát byl zaslán k posouzení ministerstvům, děkanátům všech českých vysokých škol a Československému aeroklubu. I přes výhrady aeroklubu bylo názvosloví obsažené v elaborátu definitivně zavedeno v českém textu mezinárodních smluv a v československém leteckém zákonu. Spor létání - vzduchoplavba skončil ve prospěch pojmu létání, třebaže slovo vzduchoplavba (vzdušná plavba) má oporu v cizích ekvivalentech – je správným překladem anglického výrazu „aerial navigation“, francouzského „navigation aeriante“ a italského „navigazione aerera“. Schválen byl i termín balon (dříve se používal i název povětrní koule, vzdušný míč), vzducholoď (i když šlo o germanismus, protože název byl již vžitý) a jiné.



Obr. 1 Síť meteorologických stanic v Československu (1937) využívaná k meteorologickému zabezpečování letectva. Hlavní hlídky byly společné stanice všeobecné povětrnostní služby a letecké povětrnostní služby, pomocné hlídky sloužily jen letecké povětrnostní službě k doplnění hlavní sítě a většinou nebyly vybaveny přístroji. (Podle [10]).

Fig. 1. The network of meteorological stations in Czechoslovakia (1937) used for meteorological support of aviation. Main guard-stations were joint stations of general meteorological service and aeronautical meteorological service, auxiliary ones served only to aeronautical meteorological service for completing the main network and they were not usually equipped with instruments.

V souladu s uvedenou „definicí“ patří s konečnou platností mezi letadla i balony, vzducholoď, vrtulníky a jiné stroje určené k létání a také se používá pojem letecká meteorologie, nikoliv vzduchoplavecká či vzduchoplavební meteorologie. Tato skutečnost jistě neovlivnila vývoj oboru, avšak alespoň letečtí meteorologové by o ni měli vědět. Pro všechny meteorology by mohla být pobídkou k tomu, aby věnovali trvalou pozornost odborné terminologii a také s odvahou přistupovali k hledání českých výrazů pro anglické termíny, kterými se to v naší meteorologii zbytečně hemží.

Od úplných začátků československé letecké meteorologické služby, které jsme popsali, neuplynulo ani 10 roků, a již byla dokonale zorganizována a vedena odborníky. Ve 30. letech se opírala o poměrně hustou síť stanic, hlídek a letištních služeben, díky součinnosti civilních a vojenských specialistů disponovala na svou dobu kvalitním spojením i mapovými podklady, k jejichž analýze využívala metod norské školy (obr. 1).

V Československu mělo létání dobré předpoklady rozvoje, protože se těšilo podpoře státu, armády i podnikatelů. Mírové dohody po 1. světové válce přinesly určité zklamání v tom, že naše republika nezískala přístup k moři a zůstala vnitrozemským státem. Tento handicap mělo odstranit právě letectví, které bylo státem podporováno ve smyslu hesla „Vzduch je naše moře“. V roce 1934 bylo zformulováno další heslo „1 000 pilotů republiky“, vyvolané potřebou zvýšit obranyschopnost země v době narůstajícího politického napětí v Evropě. Proto vzrůstal i význam letecké povětrnostní služby a zlepšovaly se podmínky pro rozvoj meteorologie.

Důkazem toho, jak letectvo v minulosti příznivě ovlivňovalo rozvoj meteorologických oborů, byla i existence pevných meteorologických lodí v severním Atlantiku, patřících k systému NAOS. Sloužily především jako letecké majáky pro řízení dopravy přes oceán a prováděly meteorologická pozorování, jež umožňovala vypracovávat kvalitní objektivní analýzy meteorologických polí. Po přechodu na družicovou navi-

gaci v 70. letech 20. století byly lodě rušeny a ztrátu jejich meteorologických pozorování nenahradily ani družicové kódy SATOB a SATEM. Podle dr. M. Škody československá hydrometeorologická služba na žádost Světové meteorologické organizace vypracovala soustavu objektivních analýz metodou optimální interpolace s variantami chybějících lodí, avšak statistické vyhodnocení nebylo publikováno.

III. ČESKOSLOVENSKÁ A ČESKÁ LETECKÁ METEOROLOGIE V STRUČNÉM PŘEHLEDU

Dějiny letecké meteorologie v bývalém Československu jsou poměrně bohaté a byly již dosti podrobně popsány (uváděno podle abecedy) K. Krškou, J. Munzarem, M. Nedelkou, M. Novákem, K. Pejmlm, F. Šamajem, M. Škodou, a pokud jde o jejich vojenskou část, také Z. Mrkvicí a M. Zemanem. Historickými prameny z nejstarší doby, tedy z meziválečného období, jsou především publikace V. Miklendy, J. Mrkose, R. Schneidera a G. Swobody. Následující chronologický přehled obsahuje jen některé milníky na cestě naší letecké meteorologie od jejích začátků do současnosti. Nemohou však v něm chybět i události mezinárodní, protože její vývoj neodrážel jen poměry domácí, ale byl rovněž usměrňován mezinárodními dohodami jak mezi službami a státy, tak mezi organizacemi meteorologickými a organizacemi civilního letectví s celosvětovou působností.

V přehledu jsou jen v omezené míře uvedeny skutečnosti, které se sice vývoje letecké meteorologie týkají, avšak jsou společné i jiným meteorologickým disciplínám (např. pracovní metody a postupy používané jak v letecké, tak ve všeobecné, tj. synoptické předpovědní službě, výstavba staniční sítě a způsoby pozorování, zavádění měřicí a výpočetní techniky). Do přehledu nebylo možno také zahrnout časté organizační změny, k nimž docházelo v povětrnostní službě československé armády a které jsou popsány v příspěvku Z. Mrkvici a M. Zemana [5]. Podrobnější informace o postavení a činnosti letecké meteorologické služby v hydrometeorologickém ústa-

- vu lze získat z memoárů Z. Nováka [8, 9] a M. Škody [11] a zejména ze sborníků referátů, přednesených na celostátních letecko-meteorologických konferencích [16, 17, 18].
- 1918 – čs. vojsko přebírá vojenskou pilotovací stanicí v pražském Klementinu a zřizuje Povětrnostní stanicí leteckého sboru v Praze (při hvězdárně), která se stává základem armádní meteorologické služby ČSR
- 1919 – vzniká Československý státní ústav meteorologický (SÚM) sídlící na Pražské hvězdárně, v letech 1920–1940 v budově Univerzity Karlovy v Praze, Na Karlově
– vzniká Mezinárodní komise pro letectví (CINA)
- 1920 – při Mezinárodní meteorologické organizaci je založena Komise pro aplikaci meteorologie v civilním letectví (CAMAN)
- 1921 – SÚM je pověřen zřízením a vedením československé letecké meteorologické služby
- 1922 – letecká meteorologická služba SÚM začíná budovat vlastní pozorovací síť
- 1923 – je zřízena Meteorologická sekce Vojenského leteckého ústavu studijního (VLÚS)
– první let Československých aerolinií (ČSA), plánovaný na 5. výročí vzniku ČSR (28. října 1923) a směřující z Prahy do Bratislavy, musí být odložen pro špatné počasí
- 1924 – na letišti Kbely je zřízena první meteorologická služebna SÚM, tzv. vyhlášková kancelář; v dalších letech byly vyhláškové kanceláře postupně otevřeny na letištích Vajnory, Brno, Košice, Užhorod, Piešťany, Mariánské Lázně, Karlovy Vary
- 1926 – začíná pravidelné letecko-meteorologické zpravodajství v hodinových intervalech ve formě tzv. národní letecké depeše
– vychází Návod k povětrnostnímu hlášení pro leteckou dopravu, sestavený G. Swobodou, který byl v ČSR prvním návodem k letecko-meteorologickému pozorování a kódování (vojenské stanice však nadále používaly vlastní podrobnější kód)
- 1927 – v ČSR je zavedeno vydávání leteckých meteorologických předpovědí
– v SÚM se začínají kreslit letecké povětrnostní mapy
- 1928 – letecká meteorologická služba zajišťuje komplikovaný let vzducholodi Italia přes čs. území a získává mezinárodní uznání
- 1930 – v ČSR se začíná používat povětrnostní zpráva (kód) „Kodaň 1929“, která platila až do roku 1948
– čs. letecká meteorologická služba začíná zabezpečovat i zahraniční linky ČSA
– všeobecná a letecká povětrnostní služba přesídlují z Prahy-Karlova do Prahy-Královských Vinohrad
- 1932 – meteorologické zabezpečení civilního letectví v ČSR se začíná řídit Řádem mezinárodní meteorologické služby letecké
– dekretem ministerstva veřejných prací jsou do vysokoškolských funkcí v letecké povětrnostní službě ustanoveni první pracovníci: V. Miklenda, Z. Dvorný a E. Jarkovský
- 1935 – Mezinárodní meteorologická organizace (OMI, IMO) zakládá Mezinárodní komisi pro leteckou meteorologii (CIMAé)
- 1937 – v souladu s usnesením Mezinárodní meteorologické organizace se v ČSR slučuje zpravodajství všeobecné a letecké meteorologické služby a vzniká společná pozorovací síť
– vychází kniha G. Swobody *Letecká meteorologie* a povětrnostní služba letecká, jedna z prvních učebnic toho druhu na světě
– je uvedeno do provozu letiště Praha-Ruzyně, na které se přestěhovalo Předpovědní ústředí i Správa letecké povětrnostní služby
- 1939 – ztrátou pohraničního území v důsledku mnichovského diktátu a vídeňské arbitráže je podstatně omezen rozsah letecké meteorologické služby
- 1939 – zánikem 2. republiky končí činnost čs. letecké meteorologické služby
– v Ústředním meteorologickém ústavu pro Čechy a Moravu v Praze je po dobu trvání války zakázáno kreslení povětrnostních map
– povětrnostní službu nově vzniklého Štátného hydrologického a meteorologického ústavu v Bratislavě na letišti Vajnory po krátké době přebírá německá armáda
- 1944 – za čs. účasti je v Chicagu ustanovena Konvence o mezinárodní civilní letecké organizaci, pozdější Mezinárodní organizaci pro civilní letectví (ICAO), která nahrazuje předválečnou CINA
- 1945 – je obnoven Státní meteorologický ústav (SMÚ) v Praze, který po sloučení s obdobným ústavem v Bratislavě v roce 1950 nabývá celostátní působnost
– na letišti Praha-Ruzyně je znovuzřízena čs. povětrnostní služba letecká a je zřízeno samostatné aerologické oddělení
- 1947 – vypracováním Konvence o Světové meteorologické organizaci (WMO) ve Washingtonu za čs. účasti jsou položeny základy mezinárodní spolupráce v meteorologii na úrovni států (vlád)
- 1949 – vstupuje v platnost zpráva o přízemních meteorologických pozorováních (SYNOP), ze které se pro potřeby letectva vyčlenila zpráva AERO
– čs. rozhlas začíná denně vysílat zprávy o povětrnostní situaci pro plachtaře
- 1951 – koná se 1. kongres Světové meteorologické organizace a je založena Komise pro leteckou meteorologii WMO (CAeM)
– předpovědní služba pro Slovensko přechází na letiště Bratislava-Ivanka
- 1952 – SÚM se stává společnou vojenskou a civilní institucí podřízenou ministerstvu národní obrany
– začíná provoz prvních profesionálních terénních povětrnostních stanic, které vybuodovala Československá lidová armáda
- 1953 – vzniká Hydrometeorologický ústav se sídlem v Praze
– rozhodnutím ministra národní obrany se zřizuje Hlavní letecké povětrnostní ústředí (HLPÚ), přejmenované v roce 1964 na Hlavní povětrnostní ústředí (HPÚ)
- 1954 – ICAO a WMO uzavírají smlouvu o spolupráci
– na Vojenské technické akademii Antonína Zápotockého v Brně začíná studium ve specializaci vojenská povětrnostní služba
- 1956 – v ČSR vstupuje v platnost Zákon o civilním letectví, v jehož smyslu je zabezpečována i čs. letecká meteorologická služba
- 1959 – přestěhováním pouze synoptické služby z Ruzyně do Komořan dochází k oddělení synoptické a letecké meteorologické služby
- 1961 – začínají se kreslit mapy význačného počasí
- 1968 – zavádí se pravidelná letecká meteorologická zpráva (METAR)
- 1969 – při federalizaci státu vznikají dva samostatné hydro-



Obr. 2 Automatizovaný meteorologický systém IVR–MET anglické firmy MARCONI na letišti Bratislava-Ivanka v 80. letech minulého století. Foto Z. Kmentová.

Fig. 2. Automated meteorological system IVR–MET of the English firm MARCONI at the airport Bratislava-Ivanka in the 80th of the last century. Photo by Z. Kmentová.

meteorologické ústavy, a tím i dvě národní letecké meteorologické služby

- 1977 – je vydán předpis L–3, Meteorologie, právní norma pro poskytování meteorologických služeb civilnímu letectví – na Štrbském Plese-Podbanském se koná I. čs. letecko-meteorologická konference
- 1977, 1979 – vychází dvoudílný vysokoškolský učební text *Letecká meteorologie I., II.* od M. Nedelky
- 1982 – je schválen projekt Světový oblastní předpovědní systém (WAFS); vzhledem k jeho závislosti na rozvoji telekomunikací se rozbíhá až v roce 1996, kdy zahajuje provoz Družicový distribuční systém (SADIS)
- 1984 – na letišti Praha-Ruzyně je instalován první automatický dráhový měřicí systém (IVR–MET Marconi)
- 1990 – na letišti Praha-Ruzyně zahajuje provoz první automatizovaný meteorologický informační systém (AMIS)
- 1992 – na letišti Bratislava-Ivanka je uvedena do provozu nová letecká meteorologická stanice
- 1995 – na letišti Praha-Ruzyně je instalován automatický systém AWOS firmy Vaisala
- 2002 – letecká předpovědní služba ČHMÚ je včleněna do centrálního předpovědního pracoviště v Praze-Komořanech

IV. LETECKÉ METEOROLOGICKÉ KONFERENCE

Problematikou letecké meteorologie v tehdejším Československu se podrobně zabývaly tři celostátní konference, které se konaly v 70. a 80. letech minulého století. Sborníky referátů, které na nich odzněly, jsou dokladem o dobových požadavcích letectva a jejich meteorologickém uspokojování, o rozvoji měřicích, pracovních a prognózních metod a tehdejšímu stavu meteorologického poznání. Sborníky však obsahují kromě příspěvků s aktuální tematikou i přehledové a historizující příspěvky (autoři F. Šamaj, M. Nedelka, K. Krška a J. Munzar).

Předchůdcem uvedených letecko-meteorologických konferencí byl *Seminář o aktuálních problémech a perspektivách synoptické a letecké meteorologie na Slovensku*, který se konal 22. března 1972 v Bratislavě při příležitosti oslav Světového dne meteorologie. Na něm byly prezentovány

výsledky provozní a vědeckovýzkumné činnosti úseku SHMÚ vedeného náměstkem F. Molnárem, který kromě odborů synoptické a letecké meteorologie sídlících na bratislavském letišti zahrnoval i aerologické pracoviště v Popradu pod vedením J. Pribiše a středisko dálkové detekce atmosféry na Malém Javorníku, kde radiolokační meteorologii rozvíjel D. Podhorský a družicovou meteorologii M. Wolek. V té době pro leteckou meteorologickou službu na Slovensku vyvstaly nové úkoly v souvislosti se zajišťováním nových linek zahraniční letecké dopravy, s rozšiřováním činnosti Slo-airu a vrtulníkové dopravy, s přípravou plánované nadzvukové dopravy, se zaváděním automatizace meteorologických informací apod. Sborník ze semináře obsahuje 11 referátů [15].

Celostátní konference o meteorologickém zabezpečování letectva, které následovaly, měly několik společných rysů. Všechny se konaly na Slovensku a byly připraveny slovenskými organizacemi, především SHMÚ. Jejich hlavním iniciátorem byl M. Nedelka, externí učitel letecké meteorologie na Vysoké škole dopravy a spojů v Žilině (nyní Žilinská univerzita), který také jako odborný redaktor sestavoval sborníky přednesených příspěvků. Konference se vyznačovaly velkou účastí slovenských a českých odborníků z obou hydrometeorologických ústavů, ústavů akademií věd a kateder vysokých škol, a podstatně menším zastoupením uživatelů meteorologických informací, tj. leteckých organizací a provozovatelů. (Podobný jev už po léta přetrvává i při jiných vícedenních akcích z aplikované meteorologie, např. agrometeorologie, na nichž početně převažují meteorologové nad odborníky z uživatelské sféry.)

Témata přednášek na jednotlivých konferencích se z pochopitelných důvodů do jisté míry opakovala a v podstatě vyčerpávala celý široký předmětný rozsah letecké meteorologie. Na tomto místě připomeneme jen některá z nich.

První konference s názvem *Současné otázky československé letecké meteorologie* se konala ve dnech 21.–24. června 1977 na Štrbském Plese-Podbanském a sborník z ní vydaný obsahuje 17 příspěvků [16]. Pojednávají např. o zvyšování technické úrovně meteorologického zabezpečení letecké dopravy měřicími systémy na letištích (J. Popálený aj.) a pomocí radiolokačních a družicových informací, o využitelnosti letišť za podmínek určitých kategorií ICAO nebo při nepříznivých podmínkách na jiných letištích (M. Nedelka, J. Rak). Se zvyšujícími se hladinami letů přibývalo problémů s tropopauzou, tryskovým prouděním a turbulencí v bezoblačném prostoru (L. Soukup) a na pořad dne se dostala i oblast zvýšené koncentrace ozonu ve stratosféře jak z hlediska jejího negativního vlivu na konstrukční vlastnosti letadel, tak z hlediska její ochrany před destrukcí způsobovanou průlety letadel (J. Pribiš). Vrcholily snahy J. Förchtgotta o předpověď bouřek čtyřvrstvou metodou a studovala se turbulence v členitém terénu především s ohledem na leteckou chemickou činnost (I. Panenka aj.).

Druhá konference k meteorologickému zabezpečování letectva se konala ve dnech 30.–31. října 1984 v Novém Smokovci. Do jejího programu se promítaly úkoly vyplývající z usnesení vlády ČSSR o rozvoji leteckých zemědělských prací z roku 1977 a z usnesení předsednictva vlády o rozvoji letecké zabezpečovací techniky z let 1979 a 1983. Hlavně šlo o vybavení letišť zařízeními pro provoz za podmínek II. kategorie ICAO systémy IVR–MET Marconi a KRAMS (M. Ružička, P. Černý, O. Šetka aj.), pokrytí celého území státu radiolokačním signálem, systém příjmu, zpracování a distribuce družicových informací (P. Ursíny aj.), o využití výpočetní techniky v automatizaci přípravy a řízení letů (M. Ondráš,

D. Podhorský aj.) a efektivitu meteorologického zajišťování zemědělského letectva.

Stěžejní referát o stavu a výhledech letecké meteorologie podle představ ICAO a SMO přednesl S. Černava, koncepci vybavení letišť a leteckých cest meteorologickou zabezpečovací technikou popsal J. Machytka. Kolektiv D. Podhorského prezentoval vědecko-technickou spolupráci pod zkratkou KAS METEO a V. Jorík a kol. na Malém Javorníku vyvíjený automatický radiolokační meteorologický systém ARMS, který však byl do experimentálního provozu uveden až v roce 1987. Pozornost se věnovala nebezpečným meteorologickým jevům (J. Strachota), předpovědi počasí na frontách (J. Štekl), výzkumnému projektu ALPEX (M. Prokop), kterého se však českoslovenští specialisté nemohli zúčastnit. Sborník obsahuje 21 referátů [17].

Termín uspořádání třetí letecké meteorologické konference 22.–24. března 1989 v Bratislavě byl zvolen tak, aby připadl na Světový den meteorologie, jehož heslo v tom roce znělo Meteorologie ve službách letectví. Na konferenci byly zastoupeny všechny organizace civilního letectví a poprvé se akce zúčastnili i zahraniční hosté ze států východního bloku. Celkem bylo přítomno 110 odborníků a předneseno bylo 20 referátů [18]. Na programu bylo opět meteorologické zabezpečování letecké speciální činnosti, získávání, zpracování a distribuce meteorologických činností pro letectvo, diagnóza a prognóza povětrnostních jevů významných při letecké činnosti, vybavení letišť meteorologickou technikou a využívání radiolokačních a družicových informací. Poprvé byla tématem výuka a výchova v letecké meteorologii na vysokých školách a v leteckých kurzech a meteorologické zabezpečování vojenského letectva (Z. Mrkvica, K. Vašíček). Byl prezentován úspěch malé skupiny SHMÚ vedené M. Ondrášem, a to vypracování vstupu zpracovaných meteorologických údajů cestou počítač-počítač do automatického zpracování přípravy letů, který byl verifikován přímo z paluby letadel. Douška pro současníky: komunikaci ze strany SHMÚ zajišťoval počítač EC 1011!

V. ZÁVĚR

Od poslední, tedy III. celostátní československé letecko-meteorologické konference uplynulo 13 roků. Mnohé se za tu dobu změnilo. Podruhé se rozpadlo Československo a oba nové státy přijaly novou politickou orientaci. Změnily se vlastnické vztahy, které zasáhly i provozovatele letecké dopravy a především tzv. malé letectvo. V České republice se postupně zlepšovaly provozní i pracovní podmínky na letištních stanicích. V nových prostorách byly umístěny meteorologické stanice na letištích Karlovy Vary a Brno-Tuřany, nově byla postavena letecká meteorologická stanice v Liberci (2001). Na meteorologických stanicích byly instalovány nejmodernější meteorologické přístroje, veřejná mezinárodní civilní letiště Praha, Brno a Ostrava jsou vybavena automatickými meteorologickými měřicími a informačními systémy, které splňují požadavky na zabezpečení provozu na letištích III. kategorie ICAO. Letecká předpovědní služba využívá dat meteorologické radiolokační stanice Skalky (1996) a Praha-Brdy (2000) apod. K usměrnění její další činnosti přispějí pokyny a doporučení vyplývající z 22. zasedání komise letecké meteorologie ICAO, které se konalo v září 2002 v Montrealu.

Literatura

[1] KRŠKA, K., 2001. Z dějin československé vojenské meteorologické služby. I. Vojenská povětrnostní služba do roku 1945. *Meteorologické Zprávy*, roč. 54, č. 5, s. 156–160.

- [2] KRŠKA, K. – ŠAMAJ, F., 2001. Dějiny meteorologie v českých zemích a na Slovensku. Praha, Univerzita Karlova, Nakl. Karolinum. 568 s.
- [3] Letecké názvosloví, 1924. *Zprávy o letectví*, roč. 2, č. 5, s. 65–69.
- [4] LHOTÁK, K., 1948. Balon, křídla, vrtule. Kniha o vývoji letectví. Praha, Svoboda. 166 s.
- [5] MRKVICA, Z. – ZEMAN, M., 2001. Z dějin československé vojenské meteorologické služby. II. Vojenská povětrnostní služba po 2. světové válce. *Meteorologické Zprávy*, roč. 54, č. 6, s. 176–186.
- [6] NEDELKA, M., 1989. Meteorológia v službách letectva. In: III. konferencia Meteorologické zabezpečenie letectva. Súčasná otázka československej leteckej meteorológie. Práce a štúdie 41, Bratislava, SHMÚ, s. 9–27.
- [7] NEDELKA, M. a kol., 1998. Slovenský letecký slovník terminologický a výkladový. Bratislava, Magnet-Press. 494 s.
- [8] NOVÁK, Z., 2001. Loučení s meteorologií. *Meteorologické Zprávy*, roč. 54, č. 6, s. 185–189.
- [9] NOVÁK, Z., 1995. Z historie meteorologického zabezpečování civilního letectví v České republice. *Meteorologické Zprávy*, roč. 48, č. 1, s. 18–21.
- [10] SWOBODA, G., 1928. Meteorologická služba pro zajištění leteckého provozu. Zvl. otisk ze spisu Státní ústav meteorologický v prvním desetiletí republiky 1918–1928. Praha, SÚM, s. 48–65.
- [11] ŠKODA, M., 2002. Opomenutá výročí. *Meteorologické Zprávy*, roč. 55, č. 1, s. 18–21.
- [12] ŠKODA, M., 1996. Vývoj spolupráce mezi Světovou meteorologickou organizací (SMO) a Mezinárodní organizací pro civilní letectví (ICAO). *Meteorologické Zprávy*, roč. 49, č. 3, s. 91–92.
- [13] TEYSSLER – KOTYŠKA, 1932. Technický slovník naučný. Ilustrovaná encyklopedie věd technických, VII. díl. Praha, nakl. Borský a Šulc. 1088 s. (Hesla Letecká meteorologie a Letecká služba povětrnostní, s. 765–769).
- [14] WEGE, K., 2002. Die Entwicklung der meteorologischen Dienste in Deutschland. Geschichte der Meteorologie, Nr. 5. Offenbach am Rein, Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes. 366 s.

Další literatura obsažená ve sbornících ze seminářů a konferencí seřazených chronologicky:

- [15] Seminár o aktuálnych problémoch a perspektívach synoptickej a leteckej meteorológie na Slovensku. 1972. Bratislava 22. marca 1972. Bratislava, Hydrometeorologický ústav. 139 s.
- [16] Súčasná otázka československej leteckej meteorológie. 1977. Seminár, Štrbské Pleso-Podbanské 21.–24. júna 1977. In: Práce a štúdie 17, Hydrometeorologický ústav Bratislava. 270 s.
- [17] II. konferencia Meteorologické zabezpečovanie letectva (Súčasná otázka československej leteckej meteorológie), 1984. Nový Smokovec 1984. In: Práce a štúdie 34, Slovenský hydrometeorologický ústav v Bratislave. 206 s.
- [18] III. konferencia Meteorologické zabezpečovanie letectva. Súčasná otázka československej leteckej meteorológie, 1989. Bratislava 1989. In: Práce a štúdie 41, Slovenský hydrometeorologický ústav. 190 s.

Lektor RNDr. M. Škoda, CSc., rukopis odevzdán v listopadu 2002.

NOVÝ NĚMECKÝ SRÁŽKOVÝ REKORD Z 12. SRPNA 2002

Mimořádné srážky v srpnu 2002, které vyvolaly katastrofální povodně ve střední Evropě, zejména v povodí Labe, vytvořily na více stanicích nové rekordní hodnoty především denních úhrnů. Tak v Německu např. na stanici Dresden-Klotzsche 12. srpna 2002 zaznamenali 158 mm. Tím byla překonána dosavadní rekordní hodnota pro tuto drážďanskou stanici (77,4 mm z 2. srpna 1998) více než dvojnásobně.

Absolutní německý rekord byl téhož dne registrován na stanici Zinnwald-Georgenfeld v Krušných horách, kde bylo za 24 hodin (od rána 12. do rána 13. srpna 2002) naměřeno 312,0 mm. Jedná se o novou nejvyšší hodnotu jednodenního úhrnu srážek, která byla zaznamenána od počátku pravidelných meteorologických měření v celém Německu až do současnosti. Byla totiž překonána dosavadní extrémní hodnota 260 mm (naměřená jak na stanici Zeithain v okrese Riesa, severozápadně od Drážďan 6. července 1906, tak na stanici Stein, okr. Rosenheim v jižním Bavorsku 7. července 1954). Nový jednodenní rekord odpovídá přibližně čtyřnásobku srpnového měsíčního úhrnu na této krušnohorské stanici, která pozoruje od 1. ledna 1971 [2, 3].

V monotematickém čísle Meteorologických zpráv č. 6/2002, věnovaném katastrofálním letním povodním v roce 2002, je také článek o rozložení srážek, které je vyvolaly [4]. V něm se v přehledu denních úhrnů srážek pro stanice, které měly alespoň v jednom dni období 6.–15. 8. 2002 nejvyšší úhrn v České republice (tab. 2), uvádí také stanice Cínovec, okr. Teplice, kde bylo 12. srpna 2002 zaznamenáno 312 mm (popř. ve dvou dnech, 11.–12. 8., celkem 380 mm). Přitom v závěru příspěvku je uvedeno, že toto maximum bylo naměřeno na „německé stanici Cínovec“.

Ve zmíněné tabulce 2 se uvádí nadmořská výška oné stanice Cínovec 882 m, zeměpisná délka 13,75 a zeměpisná šířka 50,73. Německá meteorologická služba uvádí ovšem pro stanici Zinnwald-Georgenfeld nadmořskou výšku 877 m (zeměpisnou délku pak 13°45' a šířku 50°44'). Všechno nasvědčuje tomu, že autoři článku [4] zařadili údaj, naměřený na německé stanici, mezi srážkové úhrny z České republiky. Domníváme se ovšem, že zmíněný úhrn 312 mm není dosti dobře možné považovat za český srážkový rekord, i když stanice Zinnwald-Georgenfeld je od naší státní hranice vzdálena pouze ca 0,5 km. Je škoda, že poslední česká stanice Cínovec prováděla pravidelná meteorologická pozorování jen do roku 1993 a poté byla zrušena; lze totiž předpokládat, že by 12. srpna 2002 také s velkou pravděpodobností naměřila úhrn přes 300 mm.

Takto se stal v roce 2002 na území České republiky rekordním úhrn 278 mm na stanici Knajpa (967 m n. m.) z účelové sítě v Jizerských horách ze dne 13. srpna 2002, zatímco nejvyšší hodnota, zaznamenaná na české straně Krušných hor, byla „jen“ 226,8 mm na stanici Český Jiřetín-Fláje (740 m n. m.) 12. srpna 2002 – téhož dne, jako nový německý rekord.

Absolutní německý jednodenní srážkový rekord se tedy „dostal“ na české území omylem. Jako druhý nejvyšší úhrn na území České republiky v období 1879–2002 je nesprávně uveden také například v článku [1], tab. 2. Českým absolutním rekordem stále zůstává hodnota 345,1 mm z 29. července 1897 na stanici Nová Louka (780 m n. m.) v Jizerských

horách a na druhém místě je nadále úhrn 300 mm z téhož dne na stanici Jizerka (970 m n. m.). Takže rekord 278 mm z roku 2002 zaujímá čestné třetí místo.

Literatura

- [1] BRÁZDIL, R., 2002. Meteorologické extrémy a povodně v České republice – přirozený trend nebo následek globálního oteplování? *Geografie – Sborník České geografické společnosti*, roč. 107, č. 4, s. 69-81. ISSN 1212-0014.
- [2] Deutscher Wetterdienst, 2002. Die Starkniederschläge vom 11. bis 13. August 2002. (www.dwd.de)
- [3] Deutscher Wetterdienst, 2002. Das Niederschlagsgeschehen in Mitteleuropa in den ersten 12 Tagen des August 2002. (www.dwd.de)
- [4] KVĚTOŇ, V. et al., 2002. Rozložení srážek při povodni v srpnu 2002 v České republice. *Meteorologické Zprávy*, roč. 55, č. 6, s. 180–187. ISSN 0026-1173.

Jan Munzar – Stanislav Ondráček

16. ZASEDÁNÍ RADY PROJEKTU LACE V PRAZE

Zasedání Rady (modelování pro omezené oblasti ve střední Evropě) se konalo 27. až 28. března v ČHMÚ za účasti zástupců vedení hydrometeorologických služeb šesti členských zemí (Česko, Chorvatsko, Maďarsko, Rakousko Slovensko, Slovinsko), partnerské francouzské meteorologické služby a rovněž členů odborného vedení projektu. Cílem pravidelného setkání, které řídil prezident projektu Dr. Gelo z Chorvatska, byla především konkretizace spolupráce odborníků šesti zemí na dalším vývoji a při operativním využívání numerického regionálního modelu počasí ALADIN.

Vstup do roku 2003 znamená totiž pro další spolupráci v modelování významnou změnu, neboť rokem 2002 skončilo společné počítání modelu pro všech šest členů na jednom superpočítači NEC SX-4 v ČHMÚ v Praze a počínaje rokem 2003 si budou operativní počítání modelu zajišťovat členské služby na „svých“ superpočítačích samy a společně budou řešeny jen důležitější problémy používaného kódu a další vývoj a výzkum modelu ALADIN ve spolupráci s Météo France.

Rada schválila aktivity v posledním roce prezentované ve zprávě z prvního zasedání Řídícího výboru projektu, který



Zasedání RC LACE v Praze 27.–28. 3. 2003. Zleva D. Klaric (Chorvatsko), I. Obrusník (ČHMÚ), B. Gelo (Chorvatsko). Foto J. Jandouš.

zajišťuje odborné řízení projektu a plánování výzkumu. Dále byla projednána možnost využití francouzského satelitního systému RETIM 2000 pro každodenní posílání okrajových podmínek pro ALADIN z Toulouse do členských zemí LACE. Využití systému RETIM bude zřejmě levnější než dosavadní přenášení dat pomocí evropského komunikačního systému RMDCN. Problémem však bude spolehlivost přenosů dat RETIMem, a proto bude na základě usnesení Rady provedena členy LACE do začátku června 2003. Rada vyslechla informaci o projektu nového modelu francouzské služby AROME s předpokládaným rozlišením 2,5 km (oproti ALADINu – 10 km). Jeho realizace do roku 2008 přinese nejen kompletní změny „fyziky“ modelu, ale i značné zvýšení nároků na výpočetní kapacity. Météo France počítá se spoluprací zemí LACE na tomto novém projektu a podrobnosti přechodu z ALADINa na AROME budou dojednány na speciálním semináři 11. a 12. dubna v Praze.

Rada dále schválila rozpočet projektu LACE na rok 2002 i návrh rozpočtu na rok 2003. Těžiště práce bude soustředěno do tří pracovních skupin pro dynamiku, fyziku a asimilaci dat a rovněž schválila i některé aktuální změny v jejich personálním vedení. Příští zasedání Rady se bude konat v lednu 2004 ve Vídni.

Ivan Obrusník

ROZLOUČENÍ S LETECKÝM METEOROLOGEM

Nejsou to ani čtyři roky, co jsem do Meteorologických zpráv tvořil článek k šedesátinám mého učitele, kolegy a kamaráda RNDr. Zdeňka Nováka, CSc. Ani ve snu bych si tehdy nepomyslel, že mne bude brzy čekat smutný úkol napsat poslední rozloučení.

Zdeněk se narodil 25. 7. 1939 v Náchodě a vystudoval reálné gymnázium v Trutnově. O leteckou nebo spíše plachtařskou meteorologii se zajímal ještě před vysokoškolským studiem na Matematicko-fyzikální fakultě UK, kterou absolvoval v letech 1956 až 1961. K jeho učitelům patřily kapacity české plachtařiny a meteorologie dr. Háza, prof. Brandejs, doc. Kopáček a prof. Gregor. Poté absolvoval dvouletou armádní pozorovatelskou službu a nastoupil k ČHMÚ. S výjimkou let 1970–79, kdy sídlil v Komořanech (ale i tam se věnoval výzkumu a rozvoji předpovědních metod v letecké meteorologii, zejména klasifikaci a předpovědím mlh na letištích v ČR), je jeho pracovní dráha spjata s letištěm Praha-Ruzyně. V sedmdesátých letech pak absolvoval externí aspi-

ranturu na MFF UK a v r. 1981 obhájil kandidátskou práci týkající se oteplení ve stratosféře.

Dlouhá léta učil v technické škole ČHMÚ a řada asistentů meteorologa a leteckých meteorologických pozorovatelů dodnes vzpomíná na svého pedagoga, který jim vštípil nejen základy meteorologie, ale i lásku k tomuto krásnému oboru předpovědní činnosti. Byl i externím pedagogem na Matematicko-fyzikální fakultě Univerzity Karlovy, kde na katedře geofyziky a meteorologie učil obor letecká meteorologie. Také jsem patřil mezi jeho žáky a musím říci, že Zdeněk byl tím jazyčkem na vahách, který rozhodl, že jsem se stal leteckým meteorologem na letišti Praha-Ruzyně.

Zdeněk se ve druhé polovině devadesátých let a na začátku nového tisíciletí intenzivně věnoval využití výsledků numerických předpovědních metod v letecké meteorologické praxi. Vývoj a rozvoj automatizovaného meteorologického informačního systému pro příjem, zpracování, interpretaci, produkci, distribuci a archivaci leteckých meteorologických informací včetně letové dokumentace je s jeho činností neodmyslitelně svázán.

V běžné letecké meteorologické praxi zdomácněly jím vyvinuté předpovědní metody: Předpovědi přízemního větru pro jednotlivá civilní letiště v ČR na základě geostrofického větru, předpověď nejnižšího tlaku QNH pro letovou oblast České republiky z GRIDů pro potřeby Řízení letového provozu, využití adiabatické ekvivalentní potenciální teploty k analýze vzduchových hmot, model struktury plachtařské předpovědi atd., to jsou metody, bez nichž by se letecký meteorolog při výkonu předpovědní a výstražné služby pro civilní letectví dnes jen stěží obešel.

Nelze také nezapomenout jeho neúnavnou organizátorskou činnost v plánování a realizaci tzv. meteorologických pochodů, díky nimž jsme po absolvování 20–30 km pěšky poznali mnoho zapadlých koutů Čech a hezkých vesnických hospůdek.

V Zdeňkovi nám odešel nejen kolega-letecký meteorolog, ale také vtipný a pohotový glosátor schopný napsat báseň kdykoli a na cokoli, milovník divadla Jára Cimrmana a v neposlední řadě nadšený turista a značkař, jehož velkou láskou byly Krkonoše a horské túry po nich. Vím jak se těšil, že v zaslouženém důchodu prochodí tyto hory křížem krážem a objeví jemu dosud skrytá zákoutí.

Zdeněk byl vždy optimista a člověk veselé mysli. Přeji mu, aby v meteorologickém nebi našel hodně cest, které je třeba označkovat a doufám, že konečně počasí bude k něčemu vypadat, když Svätý Petr dostal tak fundovaného poradce.

Bohumil Techlovský



ÚPRAVA CITACÍ V METEOROLOGICKÝCH ZPRÁVÁCH OD ROKU 2003

Od 1. čísla Meteorologických zpráv v roce 2003 přistupujeme k drobným úpravám bibliografických citací. Naším cílem je přiblížení k citační praxi uplatňované zejména v akademické obci i v zahraničí, i když postupy nejsou zcela jednotné. Po zevrubném zvážení jsme jenom částečně akceptovali poměrně komplikovanou normu ČSN ISO 690 Bibliografické citace, protože její absolutní prosazení by bylo velmi problematické jak z hlediska autorského, tak i redakčního. **Hlavní změnou proti současné praxi je forma psaní jména autora z malých písmen na velká (bude uváděno maximálně pět autorů), přeřazení doby vydání (vročení) hned za jméno autora, uvádění názvů seriálových publikací, tj. časopisů, ročenek, sborníků apod., v nezkrácené podobě v kurzívě a navíc i uvádění ISBN u knih a ISSN u seriálových publikací, pokud je to možné. V textu článku bude i nadále uváděn v hranatých závorkách pouze číselný odkaz na citovaný pramen.**

Příklady citací:

Monografie

KRŠKA, K. – ŠAMAJ, F., 2001. Dějiny meteorologie v českých zemích a na Slovensku. 1. vyd. Praha: Univerzita Karlova v Praze, Nakladatelství Karolinum. 568 s. ISBN 80-7184-951-0.

Seriálová publikace – časopis

RACKO, S. – SIMON, A. – SOKOL, A., 2002. Niektoré z príčin búrok v zimnom období. *Meteorologické zprávy*, roč. **55**, č. 3, s. 69–81. ISSN 0026-1173.

Seriálová publikace – sborník

VAVRUŠKA, F., 1999. Porovnání měření teploty vzduchu na klasických a automatických meteorologických stanicích. In: *Sborník prací Českého hydrometeorologického ústavu*. Praha: ČHMÚ, sv. **47**, s. 53–56. ISBN 80-85813-65-3, ISSN 0232-0401.



INFORMATIVNÍ ODBORNÉ BULLETINY VYDÁVANÉ ČESKÝM HYDROMETEOROLOGICKÝM ÚSTAVEM

DENNÍ PŘEHLED POČASÍ

Deník, 4 strany formátu A4, cena jednoho čísla 25,- Kč, celoroční předplatné 9 125,- Kč.

Obsahuje data z aerologického měření na observatoři v Praze-Libuši, údaje ze synoptických pozorování na 21 stanicích v České republice (charakter počasí, vítr, tlak, teplota, rosný bod, srážky). Je publikována přehledná mapa počasí na našem území, včetně tabulkového přehledu o teplotě v Praze-Klementinu, Praze-Libuši, Brnu-Tuřanech a Ostravě-Mošnově (průměrná, nejvyšší a absolutní maximální teplota včera, nejnižší v noci na dnešek, absolutní minimum v noci na dnešek, odchylka od normálu, srážky od 6 h UTC včera do 6 h UTC dnes). Zařazeny jsou i čtyři mapy Evropy a přilehlé části Atlantského oceánu, obsahující grafickou i číselnou charakteristiku počasí, absolutní topografii v hladinách 500 a 850 hPa a údaje o maximální a minimální teplotě.

MĚSÍČNÍ PŘEHLED POČASÍ

Měsíčník, 6 stran formátu A4, cena jednoho výtisku 80,- Kč, celoroční předplatné 960,- Kč.

Obsahuje charakteristiku průběhu počasí za minulý měsíc, grafické znázornění srážek, tlaku vzduchu a teploty vzduchu v Brně-Tuřanech, Praze-Karlově a Praze-Ruzyni. Na podkladové mapě ČR jsou číselně znázorněny průměrné teploty vzduchu, úhrny srážek v mm a slunečního svitu v hodinách. Je uveden i přehled 50 stanic s údaji o průměrné teplotě vzduchu a její odchylce od normálu, úhrnu srážek a slunečního svitu.

MĚSÍČNÍ PŘEHLED METEOROLOGICKÝCH POZOROVÁNÍ OBSERVATOŘE PRAHA-KARLOV

Měsíčník, 4 strany formátu A4, cena jednoho výtisku 50,- Kč, celoroční předplatné 600,- Kč.

Obsahuje přehled základních prvků počasí (teplota, vlhkost vzduchu, výpar vody, sluneční svit, vítr, oblačnost, srážky včetně výšky sněhové pokrývky, tlak vzduchu) v pozorovacích termínech 7, 14 a 21 hodin denně.

AGROMETEOROLOGICKÝ ZPRAVODAJ

Ve vegetačním období (konec března – září) týdeník, v říjnu až březnu měsíčník, 6 stran formátu A4, cena jednoho výtisku 30,- Kč, celoroční předplatné 960,- Kč.

Obsahuje textový agrometeorologický přehled a na mapách ČR znázornění úhrnů srážek a oblastí s nadnormálními a podnormálními úhrny, odchylek průměrných teplot od normálu, trvání slunečního svitu v procentech normálu a vláhové bilance. V tabulkových přehledech jsou ze stanic podle jednotlivých krajů uvedeny údaje o sumách efektivních teplot, termínových extrémech teploty půdy v hloubkách 5, 10 a 20 cm i aktuálních hodnotách meteorologických prvků.

**Všechny bulletiny můžete objednat na adrese:
Český hydrometeorologický ústav, OMTZ,
Na Šabatce 17, 143 06 Praha 4 – Komořany
tel.: 244032606, e-mail: durcansky@chmi.cz**