METEOROLOGICKÉ ZPRÁVY

METEOROLOGICAL BULLETIN

Jacques C. Moliba – Radan Huth – Romana Beranová:
Roční chod trendů klimatických prvků v České republice 129

Hana Pokladníková – Jaroslav Rožnovský – Jana Dufková: Promrzání půdy
na stanicích Pohořelice, Vizovice a Bystřice nad Pernštejnem 135

Petr Burian: Odhady základních veličin měřených dopplerovským
meteorologickým radarem 141

Jana Prošková – Iva Hůnová: Přístupy k hodnocení atmosférické
depozice usazených srážek 151

Informace – Recenze 158

ROČNÍK 59 – 2006 – ČÍSLO 5

Jacques C. Moliba – Radan Huth – Romana Beranová: Annual cycle of trends in climatic elements in the Czech Republic 129

Hana Pokladníková – Jaroslav Rožnovský – Jana Dufková: Freezing of soil at the stations Pohořelice, Vizovice and Bystřice nad Pernštejnem 135

Petr Burian: Estimate of fundamental moments measured by Doppler weather radars 141

Jana Prošková – Iva Hůnová: Assessment methods of fog and low cloud deposition 151

Information – Reviews 158

Abstracting and Indexing:
– Current Contents/Physical
– Chemical and Earth Sciences
– Cambridge Scientific Abstracts (CSA)
– Meteorological and Geoastrophysical Abstracts
– Environmental Abstracts

Meteorologické Zprávy, odborný časopis se zaměřením na meteorologii, klimatologii, čistotu ovzduší a hydrologii. Dvouměsíčník
Meteorological Bulletin, Journal specialized in meteorology, climatology, air quality and hydrology. Bi-monthly

Vedoucí redaktor – Chief Editor
L. Němec, Český hydrometeorologický ústav, Praha, Česká republika

Redaktoři – Assistant Editors
Z. Horký, Český hydrometeorologický ústav, Praha, Česká republika
O. Šuvarinová, Český hydrometeorologický ústav, Praha, Česká republika

Redakční rada – Editorial Board
J. Bednář, Univerzita Karlova, Praha, Česká republika
F. Hudec, Univerzita obrany, Brno, Česká republika
K. Krška, Český hydrometeorologický ústav, Brno, Česká republika
M. Lapin, Univerzita Komenského, Bratislava, Slovenská republika
F. Neuwirth, Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien, Austria
V. Pastirčák, Slovenský hydrometeorologický ústav, Bratislava, Slovenská republika
D. Řezáčová, Ústav fyziky atmosféry AV ČR, Praha, Česká republika
J. Strachota, Český hydrometeorologický ústav, Praha, Česká republika
J. Sulan, Český hydrometeorologický ústav, Plzeň, Česká republika
F. Šopko, Český hydrometeorologický ústav, Česká republika
K. Vaníček, Český hydrometeorologický ústav, Hradec Králové, Česká republika
H. Vondráčková, Český hydrometeorologický ústav, Praha, Česká republika

Vydavatel (redakce) – Publishers
● 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. Sazba a tisk: Studio 3 P, spol. s r. o. Rozšiřuje a informace o předplatném podává a objednávky přijímá Český hydrometeorologický ústav, SIS, Na Šabatce 17, 143 06 Praha-Komořany; Cena jednotlivého čísla 20,– Kč, roční předplatné 180,– Kč včetně poštovného. Reg. číslo MK ČR E 5107
● Czech Hydrometeorological Institute, Na Šabatce 17, 143 06 Praha 4-Komořany, Phones: 244 032 722, 244 032 725, Fax: 244 032 721, e-mail: horky@chmi.cz. Printed in the Studio 3P, l.l.c. Orders and enquiries: Please contact Czech Hydrometeorological Institute, SIS, Na Šabatce 17, 143 06 Praha 4-Komořany, Czech Republic. Annual subscription: 42,– EUR (6 issues)
● ISSN 0026 – 1173

METEOROLOGICKÉ ZPRÁVY
Meteorological Bulletin

ROČNÍK 59 (2006) V PRAZE DNE 31. ŘÍJNA 2006 ČÍSLO 5

ROČNÍ CHOD TRENDŮ KLIMATICKÝCH PRVKŮ V ČESKÉ REPUBLICE

Jacques C. Moliba, Ústav fyziky atmosféry AV ČR, Boční II 1401/1a, 141 31 Praha 4, e-mail: moliba@ufa.cas.cz
Radan Huth, Ústav fyziky atmosféry AV ČR, Boční II 1401/1a, 141 31 Praha 4, e-mail: huth@ufa.cas.cz
Romana Beranová, Ústav fyziky atmosféry AV ČR, Boční II 1401/1a, 141 31 Praha 4, (Matematicko-fyzikální fakulta UK), e-mail: rber@post.cz

Annual cycle of trends in climatic elements in the Czech Republic. Trends in climatic elements (daily mean, maximum and minimum temperature, daily temperature range, relative humidity, cloudiness, sunshine duration, wind speed, and precipitation amount and occurrence) are calculated for 60-day long overlapping periods at selected stations in the Czech Republic. This approach allows outstanding and the most significant trend values to be localized more precisely in time. In particular, the autumn peak in trends is shown to differ between temperature and other variables (daily temperature range, cloudiness, sunshine duration, relative humidity): whereas the temperature decreases are the strongest in late autumn (October to beginning of December), the largest increases in cloudiness and relative humidity, and the largest decreases in daily temperature range and sunshine duration take place about a month earlier. We argue that it would be benefical for climate change research to abandon the concept of standard 3-month long seasons and concentrate on analyzing the periods with the largest and the most significant trends.

KLÍČOVÁ SLOVA: prvky klimatické – trendy – chod roční
KEY WORDS: climatic elements – trends – annual cycle

1. ÚVOD

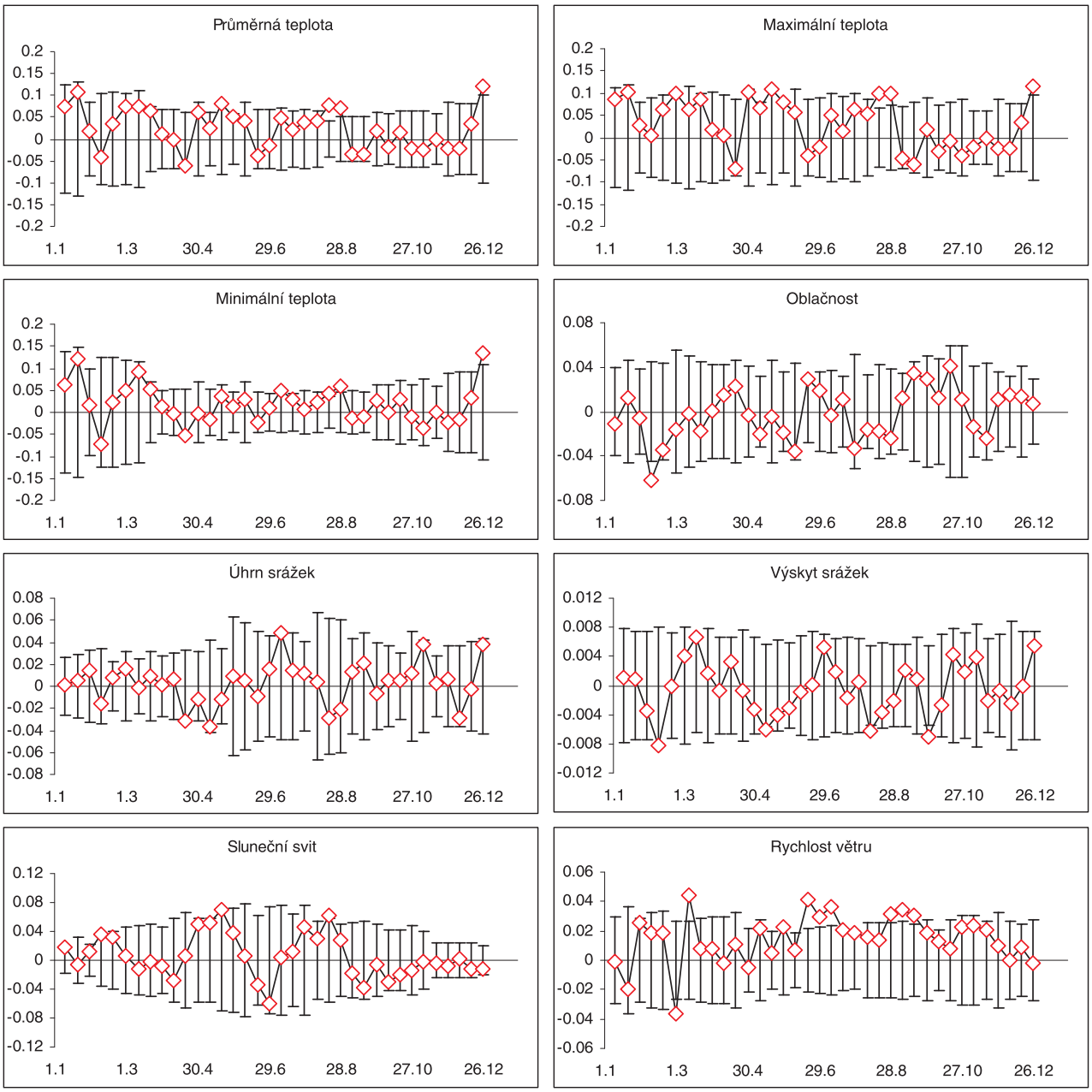
Analýza dlouhodobých změn (trendů) klimatických prvků je jedním z hlavních úkolů výzkumu v oblasti klimatologie. Naprostá většina dosud publikovaných prací se zaměřuje na trendy ročních, případně sezonních hodnot. Přitom se ukazuje, že trendy klimatických prvků se mezi jednotlivými sezonami mohou značně lišit. Sezonní časové rozlišení se proto jeví pro popis časové proměnlivosti trendů v průběhu roku jako nedostatečné. Předložený článek prokazuje, že výpočet trendů pro navzájem se překrývající období kratší, než je běžně definovaná sezona, tj. tři měsíce, umožňuje daleko lépe postihnout roční chod trendů.

Naše studie vychází z práce Hutha a Pokorné [3], která zpracovala sezonní trendy deseti klimatických prvků v období 1961–1998 v síti stanic v ČR. V této práci se mj. ukázalo, že teplota roste ve všech sezonách s výjimkou podzimu, kdy dochází k ochlazování; přitom nárůst teploty je nejrychlejší v zimě, nejvíce statisticky významné jsou však trendy v létě. Metodika uplatněná v předloženém článku umožňuje určit daleko přesněji období, kdy dochází k růstu, resp. k poklesu teploty a kdy jsou změny statisticky významné.

2. DATA A METODY

Pro analýzu používáme řady denních hodnot 10 klimatických prvků v období 1961–1998. Analyzované proměnné zahrnují denní průměrnou, minimální a maximální teplotu, denní amplitudu teploty, rychlost větru, oblačnost, délku slunečního svitu, relativní vlhkost vzduchu, denní úhrn srážek a výskyt srážek (tj. pravděpodobnost srážkového dne). Denní průměrná teplota je počítána standardním způsobem z termínových měření v 7, 14 a 21 hodin. Denní amplituda teploty je definována jako rozdíl maximální a minimální teploty. Výskyt srážek je definován jako 1, nastaly-li měřitelné srážky (s úhrnem ≥ 0,1 mm), jinak jako 0. Rychlost větru, relativní vlhkost a oblačnost jsou hodnoty měřené ve 14 hodin. Pro stručnost a přehlednost prezentujeme výsledky pro vybrané čtyři stanice, jejichž analyzované řady klimatických prvků jsou co možná nejvíce homogenní a jež pokrývají celé území ČR: Ostrava-Mošnov, Brno-Tuřany, Hradec Králové a Cheb.

Trendy počítáme pro klouzavá šedesátidenní období, navzájem posunutá o 10 dnů. Pro jednoduchost jsme neuvažovali přestupné dny, 29. únor tak byl z analýzy vyloučen. První období v roce tak trvá od 1. ledna do 1. března, druhé od 11. ledna do 11. března atd., až poslední (36.) trvá od 26. prosince do 24. února. Pro tato období byly spočítány průměrné hodnoty v každém roce; trendy se pak počítaly z řad 38 šedesátidenních průměrných hodnot. Pro srovnání jsme na jedné stanici (Cheb) stanovili trendy i pro nepřekrývající se desetidenní období. Trendy jsme určili použitím lineární regrese pomocí nejmenších čtverců.



Obr. 1 Roční chod trendů klimatických prvků pro desetidenní období v Chebu. Osy jsou popsány v textu článku, část 4.1.

Fig. 1. Annual cycle of trends of climatic elements for ten-day period in Cheb. Axes are described in the text of the paper, section 4.1.

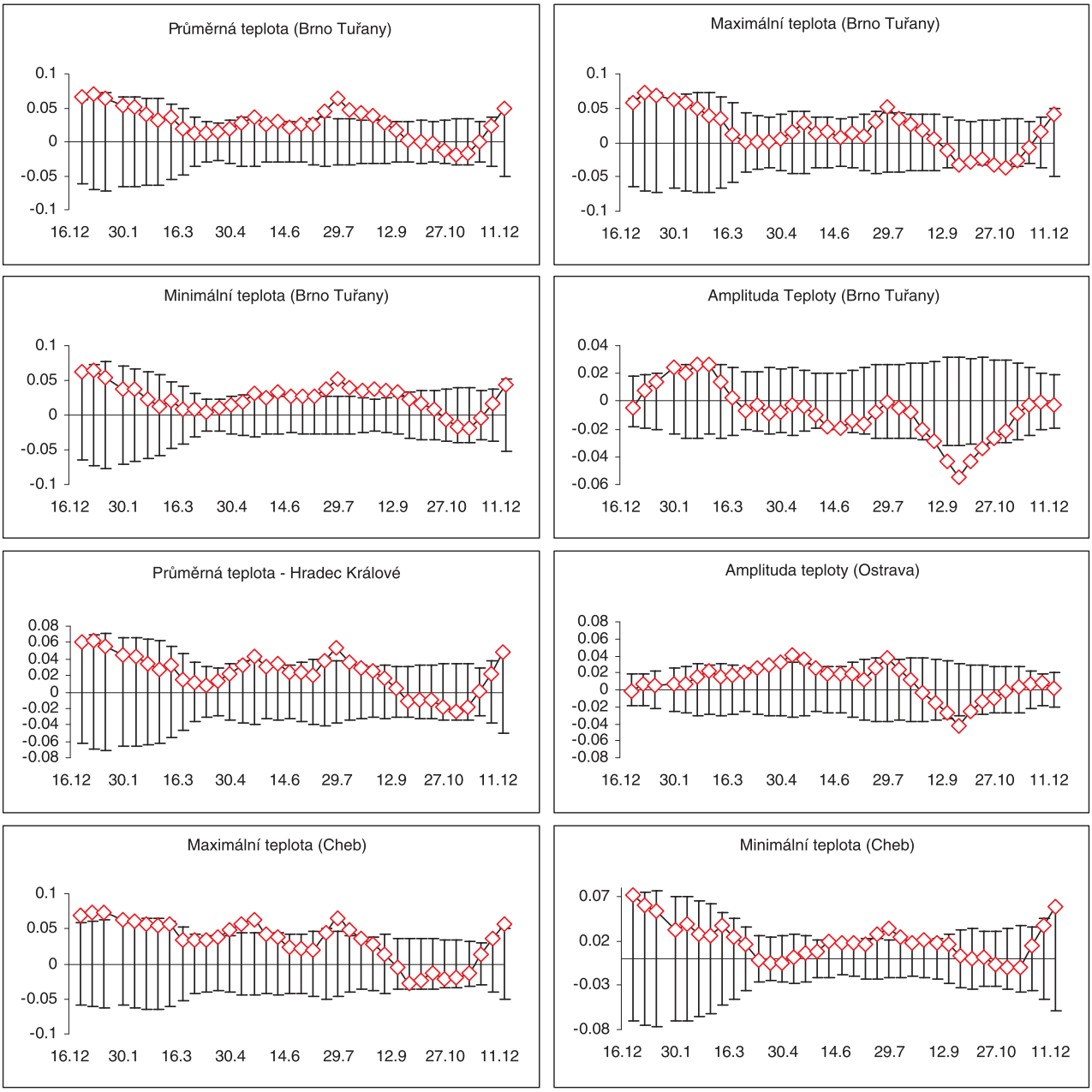
Statistická významnost trendů je posuzována pomocí intervalů spolehlivosti. Za nenulový či významný trend považujeme ten, jehož odhad leží vně 95% intervalu spolehlivosti umístěného okolo nuly.

3. HOMOGENITA DAT

Naším úkolem nebylo zabývat se relativní homogenitou klimatických řad jako takovou. Homogenizace dat, zejména teplotních proměnných v období 1961–2000 v ČR, byla již provedena v jiných studiích [2, 4–6]. Pro posuzování kvality dat a věrohodnosti výsledků studií klimatických změn však je alespoň základní představa o homogenitě nezbytná.

Pro stanovení homogenity jsme použili soubor 21 stanic v ČR, jenž je popsán v [3]. Relativní homogenita měsíčních průměrů byla prověřena pro řady měsíčních průměrů všech klimatických prvků na všech stanicích v období 1961–2000. Pro každý měsíc a stanici byla sestavena referenční stanice jako průměr 5 stanic s největším korelačním koeficientem k dané stanici. K testování relativní homogenity jsme použili statistický software Anclim [7]. Homogenitu jsme zjišťovali prostřednictvím dvou testů: Standard Normal Homogeneity Test (SNHT) dle Alexanderssona [1] a Bivariate test. Pokud oba testy zamítaly na statistické hladině 5% hypotézu o homogenitě řady a dávaly stejný bod zlomu, byl daný měsíc pro danou stanici a prvek prohlášen za nehomogenní. Jako prokázaná nehomogenita byla vzata nehomogenita, která se na dané stanici a pro daný prvek vyskytla ve stejném roce alespoň ve třech měsících roku.

Ze stanic vybraných pro tuto studii je jedna homogenní ve všech prvcích (Ostrava-Mošnov), zatímco zbývající tři stanice (Cheb, Hradec Králové, Brno-Tuřany) vykazují nehomogenitu pro relativní vlhkost: Cheb pro měsíce duben až



Obr. 2 Roční chod trendů teplotních proměnných pro šedesátidenní období.

Fig. 2. Annual cycle of trends of temperature variables for 60-day periods.

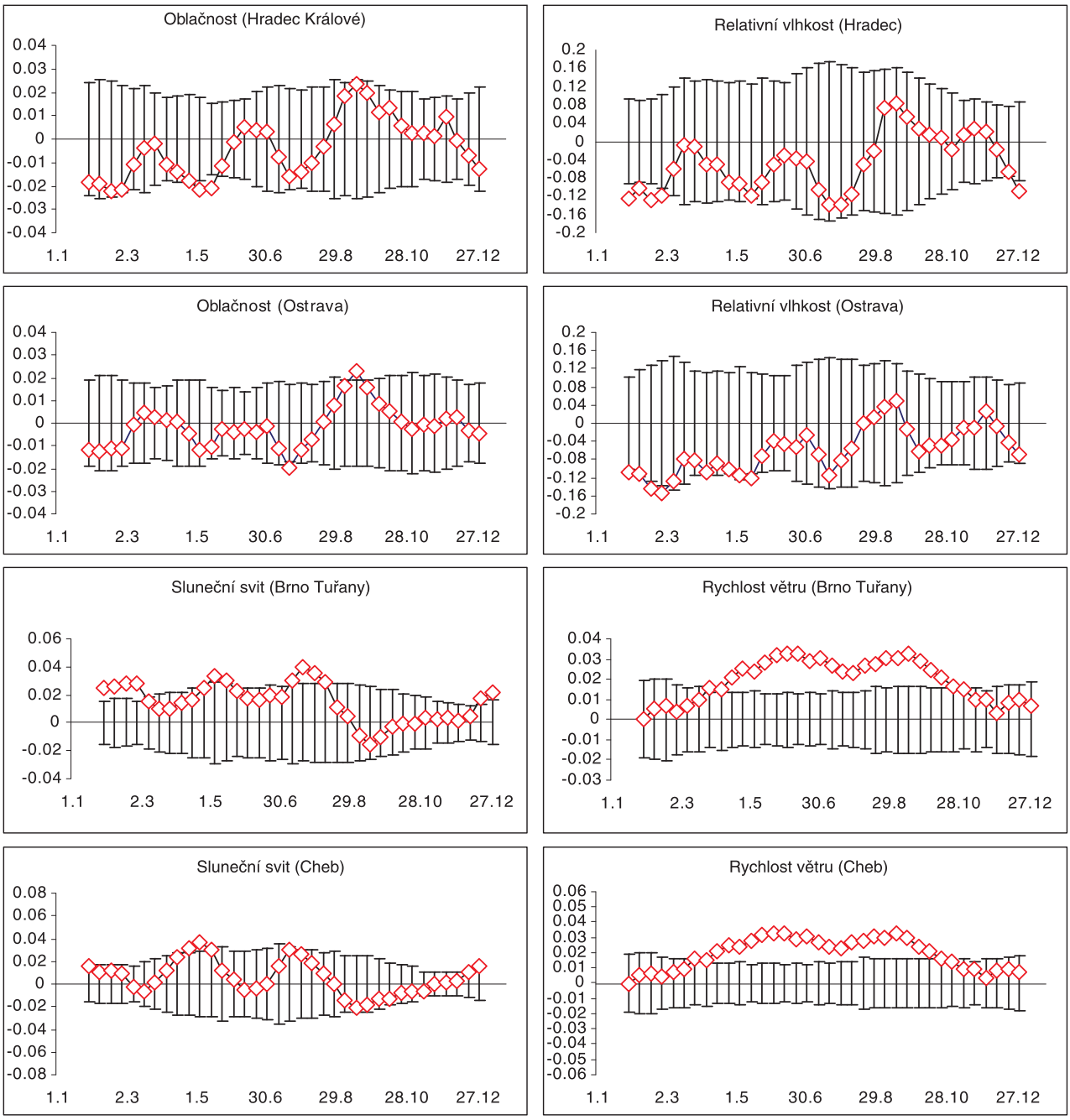
červen s bodem zlomu v r. 1963; Hradec Králové pro měsíce červen až srpen a bod zlomu v r. 1962; Brno-Tuřany pro měsíce říjen až prosinec s bodem zlomu v r. 1996. Na stanici Hradec Králové jsme zjistili nehomogenitu i u slunečního svitu v měsících leden, únor, říjen a prosinec, s bodem zlomu v r. 1965.

4. VÝSLEDKY

4.1. Srovnání trendů pro desetidenní a šedesátidenní období

Hodnoty trendů jsou znázorněny na obr. 2 až 4 pro šedesátidenní překrývající se období na všech čtyřech stanicích a na obr. 1 pro desetidenní období na stanici Cheb. Šedesátidenní období jsou charakterizována pomocí středního data, tj. např. 2.3. odpovídá období od 31. 1. do 31. 3. Desetidenní období jsou popsána datem posledního dne. Trendy jsou zakresleny v běžných jednotkách za jeden rok: °C pro teploty, m/s pro rychlost větru, % pro relativní vlhkost, desetiny pokrytí pro oblačnost, hodiny pro trvání slunečního svitu, mm pro úhrn srážek a 1 pro pravděpodobnost srážkového dne. Trendy jsou zakresleny pomocí malých čtverců, 95% intervaly spolehlivosti okolo nuly pomocí svislých úseček. Významné jsou tedy ty trendy, jež jsou znázorněny vně odpovídající úsečky.

Trendy pro desetidenní období v Chebu jsou znázorněny na obr. 1. Ve srovnání s obdobnými obrázky pro 60denní období na obr. 2 až 4 je vidět, že amplitudy trendů pro 10denní období mají daleko větší časovou proměnlivost: krátká období nárůstu se střídají s krátkými obdobími poklesu. Např. oteplení v zimě je přerušeno krátkým ochlazením začátkem února. Odmyslíme-li si tyto krátkodobé fluktuace, lze říci, že v obou časových měřítkách (šedesátidenním i desetidenním) mají klimatické změny podobný roční chod.



Obr. 3 Roční chod trendů relativní vlhkosti, oblačnosti, slunečního svitu a rychlosti větru pro šedesátidenní období.

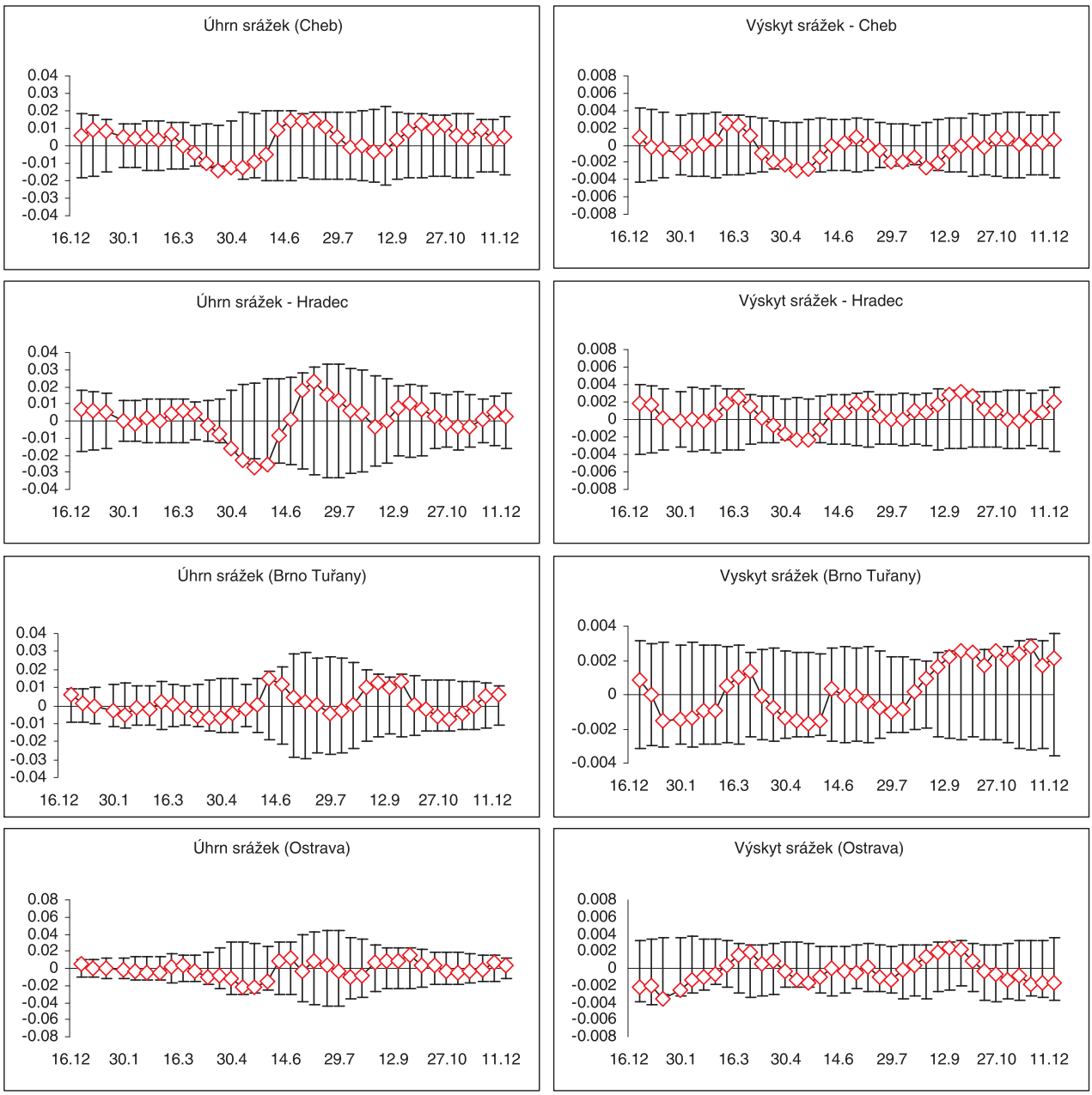
Fig. 3. Annual cycle of trends of relative humidity, cloud cover, sunshine, and wind speed for 60-day periods.

Výhodou použití neklouzavého krátkého období sice je, že začátky a konce období nárůstů nebo poklesů klimatických prvků můžeme přesněji lokalizovat v čase; podstatnou jeho nevýhodou je však nižší statistická významnost změn, způsobená vyšší proměnlivostí, a tedy širšími intervaly spolehlivosti. Z těchto důvodů se dále budeme zabývat jen trendy pro šedesátidenní období.

4.2. Teplotní proměnné

Změny průměrné teploty mají podobný roční chod na všech zkoumaných stanicích (viz obr. 2). Trendy průměrných teplot jsou kladné po celý rok s výjimkou podzimu, konkrétně pro šedesátidenní období 29. 8.–8. 10. až 18. 10.–17. 12. (v Ostravě o 10 dní déle), kdy jsou trendy záporné. Nejsilnější pokles průměrných teplot bývá začátkem listopadu, tj. pro období od začátku října do začátku prosince. Záporné trendy teploty jsou na všech stanicích nevýznamné.

Největší oteplení zaznamenáváme začátkem zimy, kdy na všech stanicích přesahuje 0,06 °C za rok. Narůst trendů průměrných teplot od podzimního ochlazení do zimního oteplení je velmi rychlý. Oteplení na jaře a v létě je oproti zimě mírnější. V létě je růst teploty na všech stanicích nejvýraznější v tomtéž 60denním období, a to od 29. června do 28. srpna; tyto trendy jsou na všech čtyřech stanicích významné. Zajímavou informaci přináší i roční chod intervalu spolehlivosti, jenž je v důsledku větší proměnlivosti nejširší v zimě; od poloviny jara až do podzimu, tj. pro šedesátidenní období duben–květen až říjen–listopad, se pak jeho šířka víceméně nemění. V důsledku toho jsou trendy v zimě, přestože mají největší amplitudu, statisticky významné jen ojediněle; vedle



Obr. 4 Roční chod trendů srážek a výskytu srážek pro šedesátidenní období.

Fig. 4. Annual cycle of trends of precipitation and precipitation occurrence for 60-day periods.

výše zmíněného konce léta pozorujeme statistickou významnost trendů průměrné teploty už jen pro přelom května a června (s výjimkou Ostravy).

Minimální a maximální teploty se chovají podobně jako průměrné teploty: jejich nárůst je nejsilnější v zimě, zatímco na podzim jsou jejich trendy záporné. Rozsah hodnot trendů je větší pro maximální než minimální teploty, rovněž je však širší interval spolehlivosti.

Trendy průměrné, minimální a maximální teploty vykazují na všech stanicích shodné rysy: jejich roční chod má tři maxima, která odpovídají začátku zimy (prosinec–leden), konci jara (polovina dubna – polovina června) a konci léta (červenec–srpen). Hlavní minimum ročního chodu, spojené s poklesy teplot, nastává na podzim; poklesy jsou nejsilnější koncem podzimu (říjen–listopad).

Trendy denní amplitudy teploty mají proměnlivější roční chod a rovněž vykazují větší prostorovou proměnlivost. Na stanici Brno-Tuřany převládají během roku poklesy amplitudy teploty, zatímco na ostatních stanicích převládá její růst, nicméně tvar ročního chodu je na všech stanicích podobný. Největší poklesy amplitudy teploty zaznamenáváme začátkem podzimu (září–říjen); amplituda nejvíce roste koncem zimy (leden–únor až únor–březen, s výjimkou Ostravy), začátkem jara (duben–květen) a ke konci léta (červenec–srpen). Změna trendu od letního maxima k podzimnímu minimu je poměrně prudká.

4.3. Vlhkost, oblačnost a sluneční svit

Trendy oblačnosti a relativní vlhkosti mají podobné roční chody (obr. 3). Výrazné, a často i významné poklesy nastávají v zimě, a to nejvíce v Brně a Chebu, až –0,023 za rok pro oblačnost a –0,17 % za rok pro vlhkost vzduchu. Další krátké období s relativně výraznými poklesy zejména v Ostravě a Hradci Králové je koncem jara (11. 4.–10. 6., resp. 21. 4.–20. 6.).

Relativní vlhkost a oblačnost nejvíce rostou začátkem podzimu, s maximem pro 29. 8.–28. 10.

Trendy doby trvání slunečního svitu mají podle očekávání opačný chod vůči oblačnosti a relativní vlhkosti, to znamená, že sluneční svit se prodlužuje současně s poklesy oblačnosti a vlhkosti, a naopak. Prodlužování slunečního svitu je nejvýraznější koncem jara (11. 4.–10. 6.), v létě (30. 6.–29. 8.) a v průběhu zimy. Naopak nejvíce se sluneční svit zkracuje začátkem podzimu. Za povšimnutí stojí, že roční chody trendů zejména oblačnosti a slunečního svitu dobře odpovídají chodu trendů amplitudy teploty.

4.4. Vítr

Trendy rychlosti větru jsou prostorově mnohem proměnlivější než pro ostatní klimatické prvky. Pozorujeme významné zesilování rychlosti větru po téměř celý rok v Brně i Chebu (obr. 3), naopak v Hradci Králové dochází k jejímu celoročnímu poklesu. V Ostravě vítr nevýznamně zesiluje převážně v zimě a slábne převážně na podzim. Vzhledem k velkým prostorovým rozdílům lze hovořit o nehomogenním charakteru trendů větru a pravděpodobném vlivu lokálních faktorů na jednotlivých stanicích.

4.5. Srážky

Trendy úhrnu a výskytu srážek vykazují podobný roční chod (obr. 4). Největší úbytek srážek co do četnosti i množství je pozorován na jaře, zejména od konce března do začátku června. Četnost srážek roste nejvíce v předjaří (10. 2.–11. 4.); tento nárůst není doprovázen výraznějším nárůstem srážkových úhrnů, z čehož plyne, že v tomto ročním období dochází k poklesu intenzity srážek. Naopak k největšímu růstu množství srážek dochází začátkem léta, což vzhledem k jen malým změnám jejich četnosti ukazuje na pravděpodobný růst intenzity srážek. Za zmínku stojí i srovnání trendů srážek a oblačnosti, jejichž roční chody mají v zásadě podobný průběh. Největší rozdíly mezi nimi zaznamenáváme v zimě, kdy pokles množství oblačnosti není doprovázen odpovídajícími změnami srážek; naopak k růstu srážkových úhrnů začátkem léta dochází beze změn oblačnosti. Odpovídající vysvětlení spočívá pravděpodobně v tom, že v zimě klesá četnost zejména nesrážkové (např. inverzní) oblačnosti, zatímco v létě roste „srážková účinnost“ konvekční oblačnosti.

5. ZÁVĚR

Analýza trendů klimatických prvků pro překrývající se šedesátidenní období ukazuje, že trendy mají poměrně výrazný roční chod většinou s několika minimy a maximy, což běžné metody analýzy (trendy pro jednotlivé sezony, případně měsíce) nemohou odhalit. Analýza trendů po jednotlivých sezonách v [3] např. zjistila, že na podzim dochází k poklesu teploty, denní amplitudy teploty a trvání slunečního svitu, a naopak k nárůstu relativní vlhkosti a oblačnosti. Naše výsledky ukazují, že zatímco změny teploty jsou nejvýraznější koncem podzimu (říjen až začátek prosince), největší trendy ostatních proměnných pozorujeme přibližně o měsíc dříve (září až říjen). To naznačuje, že změny teploty mohou být působeny jiným mechanismem než změny ostatních proměnných. Pro další výzkum změn klimatu se proto jeví jako účelné opustit koncept standardních sezon či měsíců a soustředit se na analýzu období vykazujících největší a nejvíce statisticky významné (či jiným způsobem zajímavé) trendy.

Pravděpodobně nejzajímavějším jevem je podzimní pokles teplot a slunečního svitu, spojený s nárůstem oblačnosti a relativní vlhkosti. Změny v září lze pravděpodobně interpretovat jako úbytek či zeslabení situací spojených s babím létem, tj. teplých anticyklonálních situací. Lze proto vyslovit hypotézu, že změny začátkem podzimu mohou být způsobeny změnami atmosférické cirkulace. Trendy koncem podzimu, tj. v listopadu, a poměrně rychlý přechod od ochlazování v listopadu k oteplování v prosinci, mohou svědčit o tendenci k dřívějšímu nástupu zimy. Ověření obou těchto hypotéz však jde za rámec předložené práce.

Tvary ročních chodů trendů jsou si mezi stanicemi navzájem podobné, což vzhledem k malému geografickému rozsahu České republiky je poměrně očekávaný výsledek. Podobnost ve tvaru ročního chodu je zachována i tehdy, je-li řada na jedné stanici nehomogenní (srov. např. roční chod relativní vlhkosti mezi Hradcem Králové a Chebem). Rozdíly mezi stanicemi se projevují zejména v intenzitě trendů, kdy jednotlivá maxima a minima ročního chodu mají různou velikost. Výjimkou je rychlost větru, jejíž trendy jsou pravděpodobně ovlivněny lokálními vlivy, případně nehomogenitami měření.

Dvouměsíční „roční období“ se pro účely naší analýzy mohou jevit jako příliš dlouhá, protože nemusí dostatečně přesně v čase lokalizovat extrémy ročního chodu trendů. Nicméně podle našeho názoru představují vhodný kompromis, neboť pro kratší období roste proměnlivost trendů, tím i šířka intervalů spolehlivosti, čímž se snižuje jejich statistická významnost.

Poděkování

Autoři děkují dr. L. Coufalovi za ochotu a pomoc při poskytnutí dat a dr. L. Němcovi za poskytnutí části dat a za připomínky týkající se homogenity měření. Práce byla podpořena výzkumným záměrem Z30420517.

Literatura

[1] ALEXANDERSSON, A., 1986: A homogeneity test applied to precipitation data. *Journal of Climatology*, Vol. **6**, s. 661–675;

[2] BRÁZDIL, R. – ŠTĚPÁNEK, P. – KVĚTOŇ, V. – NĚMEC, L., 1999. Homogenizace časových řad měsíčních průměrů teplot vzduchu a úhrnů atmosférických srážek ze 30 stanic České republiky v období 1961–1998. Závěrečná zpráva. 97 s.

[3] HUTH, R. – POKORNÁ, L., 2004. Trendy jedenáctých klimatických prvků v období 1961–1998 v České republice. *Meteorologické Zprávy*, roč. **57**, s.136–146.

[4] KVĚTOŇ. V., 2001. Normály teploty vzduchu na území České republiky v období 1961–1990 a vybrané teplotní charakteristiky období 1961–2000. Praha: ČHMÚ. 197 s. *Národní klimatický program ČR*, seš. 30.
ISBN 80-85813-91-2.

[5] KVĚTOŇ, V. – ŽÁK, M., 2004. Experience regarding homogenisation of temperature time series in the Czech Republic for 1961 – 2000, Proceedings of the Fourth Seminar for Homogenenization and Quality Control in Climatological Databases, s. 135–142.

[6] ŠTĚPÁNEK P., 2004. Homogenization of air temperature series in the Czech Republic during a period of instrumental measurements, Proceedings of the Fourth Seminar for Homogenenization and Quality Control in Climatological Databases, s. 117–134.

[7] ŠTĚPÁNEK, P., 2003. AnClim – Software for time series analysis (for Windows), Geografický ústav PřF-MU, 1.47 MB http://www.sci.muni.cz/~pest/AnClim.html

Lektor (Reviewer) RNDr. L. Němec.

PROMRZÁNÍ PŮDY NA STANICÍCH POHOŘELICE, VIZOVICE A BYSTŘICE NAD PERNŠTEJNEM

Hana Pokladníková, Mendelova zemědělská a lesnická univerzita v Brně, Ústav aplikované a krajinné ekologie, Zemědělská 1, 613 00 Brno (Český hydrometeorologický ústav), e-mail: hana.pokladnikova@uake.cz
Jaroslav Rožnovský, Český hydrometeorologický ústav, Pobočka Brno, Kroftova 43, 616 67, Brno, e-mail: roznovsky@chmi.cz
Jana Dufková, Mendelova zemědělská a lesnická univerzita v Brně, Ústav aplikované a krajinné ekologie, Zemědělská 1, 613 00 Brno, e-mail: janadufkova@email.cz

Freezing of soil at the stations Pohořelice, Vizovice and Bystřice nad Pernštejnem. Freezing of soil, minimum air temperature and snow cover are significant factors for biological, physical and chemical processes in the soil, which manifest themselves not only in agriculture, but aslo in other branches of human activity. The subject of our evaluation was the occurence of periods with freezing of soil, its dynamics and the influence of other meteorological elements, especially values of minimum air temperatures, and the occurrence and depth of snow cover at the stations Pohořelice, Vizovice and Bystřice nad Pernštejnem during the period of 1971 to 2006. The depth of soil freezing and its lasting in every single area is very variable both in the individual years and in individual cold periods. A significant phenomenon is alternating of the states of freezing and thawing of the soil, especially in March. The occurrence of snow cover is very variable. Exceptionally, it may occur during the whole cold period in only several episodes lasting from one to five days. It has been shown, that the influence of snow cover on the depth of freezing is significantly affected by minimum air temperature values.

KLÍČOVÁ SLOVA: promrzání půdy – sněhová pokrývka – teplota vzduchu
KEY WORDS: freezing of soil – snow cover – air temperature

1. ÚVOD

Zimní období v našich klimatických podmínkách je charakteristické poklesem půdních teplot pod bod tuhnutí a následně promrznutím půdy. Promrzání půdy je podle Meteorologického slovníku výkladového a terminologického [13] definováno jako tuhnutí půdního roztoku při poklesu teploty pod jeho bod mrznutí. Promrzání půdy je z biologického hlediska součástí období vegetačního klidu, ale na přezimující zemědělské plodiny může mít i negativní dopady. Významný pokles teploty často způsobuje poškození nebo dokonce zničení rostlinných orgánů, tedy vymrzání. Při střídání kladných a záporných hodnot teploty dochází k porušení rostlinných kořenů. Hloubka promrznutí půdy je ovlivněna dobou trvání a intenzitou mrazů, pokrytím povrchu půdy sněhem, vegetací a způsobem jejího agrotechnického zpracování [11].

S ohledem na obtížnost měření promrzání půdy nejsou zatím vyvinuty přesné přístroje. Používaný mrazoměr je spíše pomůckou, než přístrojem [5, 12], a proto je velmi často toto období vyjadřováno obdobím s půdními teplotami pod 0 °C.

V klimatologické literatuře nacházíme častěji než hodnocení promrzání půdy analýzy půdních teplot, ze kterých následně odvozujeme charakteristiky promrzání půdy. V Tabulkách podnebí [9] jsou uvedeny průměrné měsíční teploty půdy měřené v hloubkách 10, 20, 50 a 100 cm za období 1924 až 1953, popř. kratší pro 17 stanic, a maximální a minimální teploty půdy z 11 stanic na území ČR a na území SR obdobné údaje pro hloubky 15, 30, 60 a 100 cm. V Souborné studii jsou v kapitole „Teplota půdy“ uváděny průměrné měsíční teploty půdy a období s teplotami rovnými a nižšími 0 °C pro stanice Čáslav-Filipov, Havlíčkův Brod, Klatovy, Rožnov pod Radhoštěm, Hurbanovo a Starý Smokovec. Půdními teplotami v našich podmínkách se zabývalo mnoho autorů, konkrétně pro Pohořelice analyzoval půdní teploty za období 1956–1986 J. Rožnovský [10].

Teplotám půdy v chladné části roku (říjen až březen) je věnována publikace [4], kde byla provedena statistická analýza časových řad pro stanice Cheb, Doksany, Havlíčkův Brod, Olomouc a Pohořelice. Mapová znázornění jsou zpracována z 35 stanic převážně s obdobím měření 1961 až 1990. Pro hodnocení promrzání jsou v této práci využitelné hlavně údaje o absolutních minimech teploty půdy, které jsou záporné ještě v hloubce 50 cm. Jako nejchladnější zima v hodnoceném třicetiletí je označena zima 1962/1963 s nejvýraznějšími projevy na stanici Doksany, kde teplota půdy 0 °C byla naměřena v hloubce pod 100 cm.

Údaje o promrzání půdy publikovala V. Bouškova [3], která však odvozovala promrzání podle půdních teplot, resp. chodu průměrné teploty půdy 0 °C. Obdobně postupoval V. Lednický [8] a další.

Vlivu sněhové pokrývky na promrzání půdy se věnovali J. Hrbek a S. Krhounek [6]. Zjistili, že vyšší sněhová pokrývka snižuje pokles půdních teplot, tedy i promrznutí. Teplotními půdními režimy se podrobně zabývaly práce [1, 2].

2. METODIKA

Charakteristiky promrzání půdy v zimním období jsou velmi důležité hlavně z agronomického hlediska a pro účely stavebnictví. Určují se buď interpolací z grafu průběhu teplot půdy podle půdních teploměrů, nebo přímým měřením půdním mrazoměrem.

Půdní mrazoměr je tvořen gumovou hadicí se stupnicí po 5 cm, která je naplněna pruhem pěnové gumy a destilovanou vodou. Tato hadice se zasouvá do ochranné novodurové trubky trvale zapuštěné v zemi. Hloubka zapuštění trubky je dána ryskou. Mrazoměr se umísťuje na měrném pozemku stanice do půdy pod trávník na nezastíněném místě, nejlépe vedle půdních teploměrů. Měření a zápis údajů o promrzání půdy se provádí jednou denně, vždy v pozorovacím termínu v 7 hodin ráno SMČ, a to po čtení půdních teploměrů. Hloubka promrznutí se určuje hmatem s přesností na celé centimetry.

Měření výšky sněhové pokrývky se provádí také v 7 hodin ráno SMČ. Celková výška sněhové pokrývky i nově napadlého sněhu se určuje s přesností na celé centimetry. K měření výšky celkové sněhové pokrývky se používá přenosná, popř. pevná sněhoměrná lať. Výška sněhu napadlého od posledního měření se zjišťuje pomocí sněhoměrného prkénka.

Tab 1 Charakteristiky vybraných klimatologických stanic.
Table 1. Characteristics of select climatological stations.

		Klimatologická stanice		
		POHOŘELICE	**VIZOVICE**	**BYSTŘICE n. PERNŠTEJNEM**
Poloha	nadmořská výška	183 m n. m.	315 m n. m.	573 m n. m.
	zeměpisná šířka	48°58’39” s. š.	49°13’23” s. š.	49°30’54” s. š.
	zeměpisná délka	16°31’0” v. d.	17°50’38” v. d.	16°15’0” v. d.
Agroklimatická charakteristika	makrooblast	teplá	teplá	mírně teplá
	oblast	velmi teplá	poměrně teplá	slabě mírně teplá
	podoblast	převážně suchá	mírně suchá	mírně suchá
	okrsek	poměrně mírné zimy	mírně chladné zimy	mírně chladné zimy

Teplota vzduchu se na klimatologických stanicích měří v meteorologické budce ve výšce 2 m nad povrchem země v pozorovacích termínech 7, 14 a 21 h SMČ. K následnému vyhodnocení byly však použity pouze hodnoty denní minimální teploty vzduchu (TMI) měřené pomocí minimálního teploměru.

K analýze promrzání půdy byly vybrány klimatologické stanice sítě ČHMÚ Pohořelice, Vizovice a Bystřice nad Pernštejnem. Data z těchto stanic prošla kontrolou dle postupů ČHMÚ. Výsledky jsou zpracovány pro 34 chladných období (1. 11. až 30. 4.) od 1971–1972 do 2005–2006.

Pro klimatické stanice Pohořelice, Vizovice a Bystřice nad Pernštejnem byla od roku 1971 do 2006 pro období 1. 11. až 30. 4. zjišťována průměrná hodnota hloubky promrznutí půdy a výšky sněhové pokrývky, průměrná doba výskytu souvislého promrznutí půdy a sněhové pokrývky, počet dní s výskytem promrznutí a sněhové pokrývky, maximální hloubka promrznutí půdy a maximální výška sněhové pokrývky. Do výpočtu průměrné doby výskytu promrznutí půdy byly zahrnuty všechny dny, které spadají do sledovaného období i v případě, kdy nedošlo k promrznutí půdy nebo došlo jen k promrznutí povrchu půdy. Pří vypočtu průměrných charakteristik promrzání nebyly kvůli omezené četnosti výskytu zohledněny situace, kdy došlo ke střídání roztáté a promrzlé vrstvy. Součástí hodnocení byly také minimální teploty vzduchu. Pro jednotlivé klimatické stanice byly na základě průměrných hodnot teplotních minim vzduchu spočítány sumy minimálních teplot vzduchu a sumy jen záporných minimálních teplot vzduchu pro všechna chladná období.

2.1 Popis sledovaných klimatických charakteristik uvedených v tabulce 2

2.1.1 Promrzání půdy

- celkem (dny) – průměrný počet dnů, kdy v období 1. 11. až 30. 4. let 1971–2006 došlo na vybrané klimatologické stanici k promrznutí půdního profilu
- souvislé (dny) – průměrná délka období, kdy byla půda nepřetržitě promrzlá
- průměrná hodnota (cm) – průměrná hloubka promrznutí půdy v období 1.11. až 30. 4. let 1971–2006 na vybrané klimatologické stanici
- maximální hodnota (cm) – absolutní maximum hloubky promrznutí půdy ve sledovaném období

2.1.2 Sněhová pokrývka

- celkem (dny) – průměrný počet dnů, kdy byl v období 1. 11. až 30. 4. let 1971–2006 na vybrané klimatologické stanici zaznamenám výskyt sněhové pokrývky
- nepřetržitá (dny) – průměrná délka období, kdy byla půda nepřetržitě pokrytá sněhem
- průměrná hodnota (cm) – průměrná výška sněhové pokrývky v období 1. 11. až 30. 4. let 1971–2006 na vybrané klimatologické stanici
- maximální hodnota (cm) – absolutní maximum výšky sněhové pokrývky ve sledovaném období

2.1.3 TMI < 0 °C

- celkem (dny) – průměrný počet dnů, kdy byla v období 1. 11. až 30. 4. let 1971–2006 na vybrané klimatologické stanici minimální denní teplota menší než 0 °C
- trvale (dny) – průměrná délka období, kdy minimální denní teplota vzduchu trvale poklesne pod 0 °C
- průměrná hodnota (°C) – průměrná hodnota minimální teploty vzduchu v období 1. 11. až 30. 4. let 1971–2006 na vybrané klimatologické stanici
- minimální průměrná hodnota (°C) – minimální hodnota průměrných denních minim vzduchu
- absolutní minimum (°C) – absolutně nejnižší hodnota TMI za sledované období

3. VÝSLEDKY A DISKUSE

3.1 Stanice Pohořelice

Během sledovaného období dochází na této klimatické stanici k trvalému poklesu teplotních minim vzduchu průměrně od 19. 11. do 7. 3. (obr. 1). První výskyt promrznutí půdy v průměru nastává 23. 11. a koresponduje s nástupem souvislého promrznutí půdy. Toto období trvá 126 dní a končí 27. 3, kdy byl zaznamenán poslední výskyt promrznutí půdy. Souvislé promrznutí půdního profilu nastupuje o 4 dny později, než klesnou teplotní minima vzduchu pod bod mrazu a končí o 20 dnů později než minimální teplota vzduchu vystoupí nad 0 °C. Průměrná hodnota hloubky promrznutí půdy za sledované období je 7 cm, průměrná výška sněhové pokrývky 2 cm. První sněhová pokrývka se v průměru vyskytuje 22. 11. Průměrná doba trvání souvislé sněhové pokrývky je 110 dní (od 14. 12. do 15. 3.). Celkový počet dní se sněhovou pokrývkou je 113. Suma minimálních teplot vzduchu dosahuje v průměru –136 °C, jen záporných minimálních teplot potom –313 °C.

Maximální hloubka promrznutí půdy byla 55 cm. Tato hodnota byla dosažena celkem v devíti dnech: 24. a 25. 1. 1979, 7. až 9. 2. 1987 a 13. až 16. 2. 1996. Maximální výška sněhové pokrývky 31 cm byla během sledovaného období zjištěna ve dvou dnech, a to 16. a 17. 1. 1985.

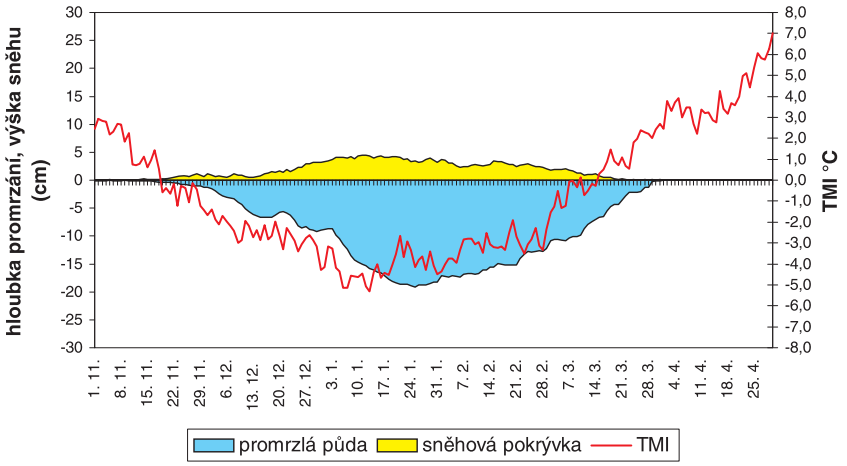
V chladném období 1986/87 (obr. 2) dochází počátkem února k promrznutí půdy až do hloubky 55 cm. Průměrná

hloubka promrznutí půdy v tomto období je 12 cm, což je téměř dvojnásobek dlouhodobého průměru. První výskyt promrznutí půdního profilu byl zjištěn 11. 11., poslední 30. 3. K souvislému promrznutí dochází na 80 dní, od 3. 1. do 23. 3. Minimální denní teplota vzduchu klesá pod 0 °C ve 103 dnech a dosahuje průměrné hodnoty –2,6 °C. Nejvyšší pokles byl zaznamenám v polovině ledna, kdy 13. 1. došlo k poklesu až na –25,8 °C, a počátkem února. Následuje několikadenní vzestup teplotních minim až na 3 °C, které způsobilo roztátí svrchní vrstvy půdy. Minimální teploty vzduchu vystupují nad 0 °C koncem března. V této době končí i období promrznutí půdy. Maximální hodnota TMI 10 °C byla dosažena 9. a 10. 4. Suma teplotních minim za období 1986/87 dosáhla –474,8 °C, pouze záporných –721,2 °C. Průměrná výška sněhové pokrývky v období 1986/87 činí 4 cm, s prvním výskytem 15. 12. a posledním 18. 3. Počet dnů s výskytem sněhové pokrývky je 55, nepřetržitě se sníh na této lokalitě vyskytuje nejdéle 35 dní. Maximální hodnota výšky sněhové pokrývky je 28 cm 16. a 17. 1.

Vliv teploty vzduchu na promrzání půdy je patrný v chladném období 1982/83, kdy promrznutí půdy do hloubky 2 cm nastalo pouze v šesti dnech. (22. 2. až 27. 2.). K trvalému poklesu minimálních teplot vzduchu pod 0 °C dochází od 3. 2. do 28. 2. Promrznutí povrchu půdy bylo zjištěno ve 32 dnech. Sněhová pokrývka se vyskytuje 25 dní, od 7. 2. do 2. 3. s maximem 22 cm.

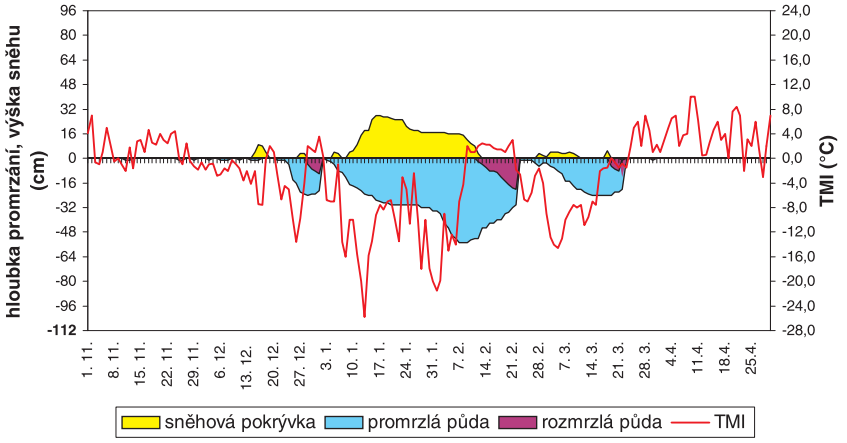
3.2 Stanice Vizovice

Během sledovaného období 1971–2006 klesají minimální denní teploty vzduchu trvale pod bod mrazu v průměru od 18. 11. do 24. 3. (obr. 3). Průměrná doba výskytu promrznutí půdy na této klimatické stanici je 142 dní s prvním výskytem 20. 11. a posledním 10. 4. Z toho vyplývá, že souvislé promrznutí půdy nastupuje v průměru o dva dny později, než klesnou průměrné minimální teploty vzduchu pod 0 °C a končí o 17 dní později, než vystoupí průměrné minimální teploty nad 0 °C. Hloubka promrznutí půdy za sledované období dosahuje průměrné hodnoty 4 cm. Suma minimálních teplot vzduchu v průměru za hodnocené období dosahuje –349,5 °C, jen záporných minimálních teplot potom –446,5 °C. Průměrná výška sněhové pokrývky je 4 cm a průměrně se vyskytuje 129 dní v období 15. 11. až 3. 4. Její výskyt je v jednotlivých letech velmi proměnlivý. Doba trvání souvislé



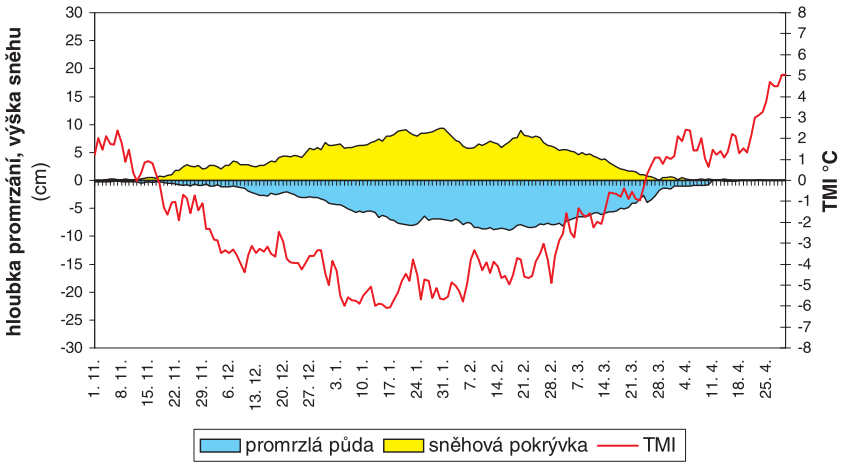
Obr. 1 Průměrná hloubka promrznutí půdy, průměrná výška sněhové pokrývky a minimální teploty vzduchu, Pohořelice 1971– 2006. Minusová znaménka na levé straně grafu (pod hodnotou 0 – hloubkou promrzání v cm) jsou dána možnostmi softwaru, ve kterém byly obrázky vytvořeny. Týká se obr. 1–6.

Fig. 1. Average depth of soil freezing, average depth of snow cover and minimum air temperature, Pohořelice 1971–2006. Minus signs on the left side of the graph (under the value 0 – depth of freezing in cm) are given with possibilities of software in which pictures were created. It refers to Figs. 1–6.



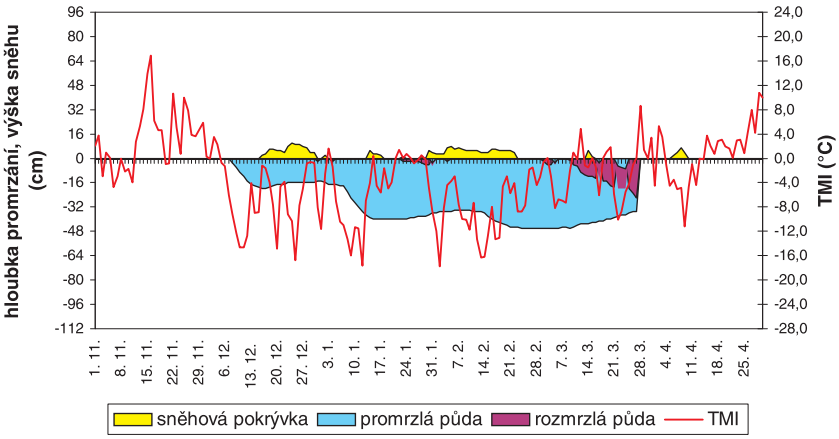
Obr. 2 Maximální hloubka promrznutí půdy, výška sněhové pokrývky a minimální teploty vzduchu na stanici Pohořelice za období 1971–2006, zima 1986/87.

Fig. 2. Maximum depth of soil freezing, depth of snow cover and maximum air temperatures at the station Pohořelice for the period 1971–2006, winter 1986/87.



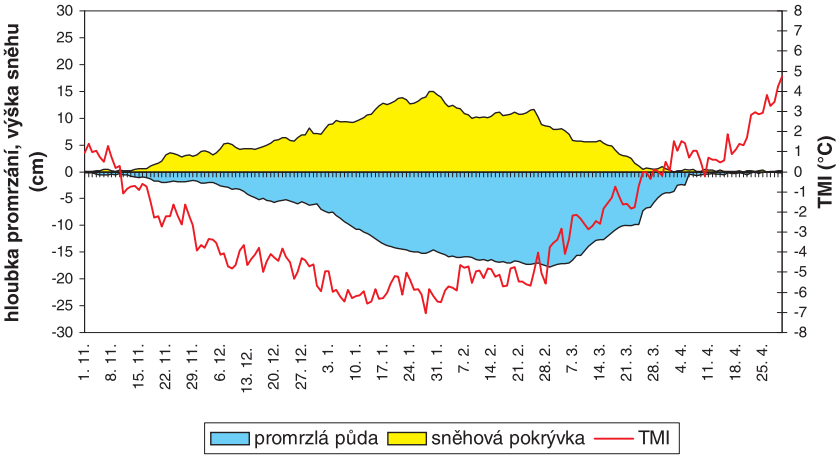
Obr. 3 Průměrná hloubka promrznutí půdy, průměrná výška sněhové pokrývky a minimální teploty vzduchu, Vizovice 1971–2006.

Fig. 3. Average depth of soil freezing, average depth of snow cover and minimum air temperatures, Vizovice 1971–2006.



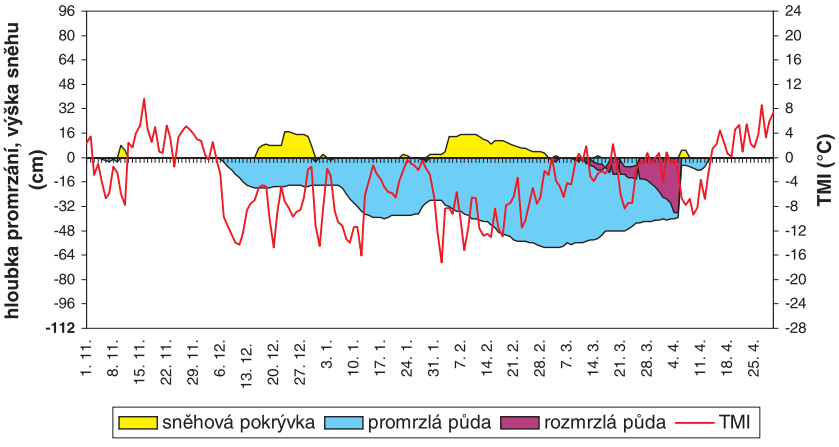
Obr. 4 Maximální hloubka promrznutí půdy, výška sněhové pokrývky a minimální teploty vzduchu na stanici Vizovice za období 1971 – 2006, zima 2002/033.

Fig. 4. Maximum depth of soil freezing, depth of snow cover and minimum air temperatures at the station Vizovice for the period 1971–2006, winter 2002/03.



Obr. 5 Průměrná hloubka promrznutí půdy, průměrná výška sněhové pokrývky a minimální teploty vzduchu, Bystřice nad Pernštejnem 1971– 2006.

Fig. 5. Average depth of soil freezing, average depth of snow cover and minimum air temperatures, Bystřice nad Pernštejnem 1971–2006.



Obr. 6 Maximální hloubka promrznutí půdy, výška sněhové pokrývky a minimální teploty vzduchu na stanici Bystřice nad Pernštejnem za období 1971– 2006, zima 2002/03.

Fig. 6. Maximum depth of soil freezing, depth of snow cover and minimum air temperatures at the station Byst nad Pernštejnem for the period 1971–2006, winter 2002/06.

sněhové pokrývky je 132 dní (15. 11. až 31. 3.).

Maximální promrznutí půdy nastalo ve dnech 24. 2. až 6. 3. a 9. 3. 2003, kdy byla zjištěna hloubka promrznutí 46 cm. Nejvyšší hodnota výšky sněhové pokrývky byla zjištěna 69 cm dne 12. 2. 2005.

Chladné období 2002/03 (obr. 4) je charakterizováno extrémními hodnotami promrznutí půdy, nízkými minimálními teplotami vzduchu a malou výškou sněhové pokrývky. První výskyt promrznutí půdy byl zaznamenán 8. 12., poslední 27. 3. Po celé toto období, které trvalo 110 dní byla půda souvisle promrzlá. Průměrná hloubka promrznutí byla 20 cm a maximální 46 cm (v období od 24. 2. do 6. 3.). Denní minimální teploty vzduchu klesají pod 0 °C ve118 dnech. K trvalejšímu poklesu TMI pod bod mrazu dochází 6. 12., po němž následuje souvislé promrznutí půdního profilu. Pokles minimálních teplot vzduchu je pouze v několika případech přerušen oteplením, kdy dochází k rozmrznutí pouze svrchní vrstvy půdy. Průměrná hodnota denních teplotních minim vzduchu v období 2002/03 byla –2,8 °C. Postupné rozmrzání půdy od 10. 3. směrem od svrchních vrstev je způsobeno vzrůstem minimálních denních teplot vzduchu nad bod mrazu. Maximální hodnota TMI 9,1 °C byla dosažena 29. 3. Suma teplotních minim pro sledované období byla –514,3 °C, pouze záporných –738,2 °C. V období 2002/03 se sněhová pokrývka vyskytuje v 52 dnech, přičemž nejdelší období nepřetržitého výskytu je jen 24 dní. Průměrná hodnota výšky sněhové pokrývky činí pouze 1 cm. Maximální výška sněhová pokrývky nepřekročila 10 cm.

Minimální hloubka promrznutí půdy za sledované období se vyskytla v období 1. 11. 1981 až 30. 4. 1982, kdy nastala jen dvě krátká období promrznutí půdy s prvním výskytem od 14. 12. do 20. 12.. Jednalo se pouze o promrznutí povrchu půdy. Druhé období promrznutí půdy trvalo od 7. 1. do 10. 1. Maximální zjištěná hloubka promrznutí byla 4 cm. Výskyt sněhové pokrývky od 8. 11. do 13. 11. 1981 a následně ve dnech 30. 11. až 4. 1 a 8. 1. až 17. 2. s maximální výškou 29 cm byl doprovázen proměnlivým ochlazením. Součet všech minimálních teplot vzduchu činil –709,6 °C, jen záporných –804,8 °C. Sněhová pokrývka, minimální teploty vzduchu až –20° C a téměř naprostá absence promrznutí půdy jsou dokladem izolačních vlastností sněhu.

Tab. 2 Sledované klimatické charakteristiky.
Table 2. Monitored climatic characteristics.

		Pohořelice	Vizovice	Bystřice n. Pernštejnem
Promrznutí půdy	celkem (dny)	126 (23.11.–27.3.)	142 (13.11.–10.4.)	155 (5.11.–21.4.)
	souvislé (dny)	126 (23.11.–27.3.)	142 (20.11.–10.4.)	146 (11.11.–5.4.)
	průměrná hodnota (cm)	7	4	8
	maximální hodnota (cm)	55	46	59
Sněhová pokrývka	celkem (dny)	113 (22.11.–17.3.)	132 (15.11.–31.3.)	135 (15.11.–5.4.)
	nepřetržitá (dny)	110 (14.12.–15.3.)	129 (16.11.–26.3.)	130 (15.11.–- 24.3.)
	průměrná hodnota (cm)	2	4	6
	maximální hodnota (cm)	31	46	68
TMI < 0 °C	celkem (dny)	114 (19.11.– 7.3.)	127 (18.11.–24.3.)	137(11.11.–10.4.)
	trvale (dny)	109 (19.11.–7.3.)	127 (18.11.–24.3.)	134 (11.11.–24.3.)
	průměrná hodnota (°C)	-0,8	-1,9	-2,7
	minimální prům. hodnota (°C)	-5,3	-6,1	-7,1
	absolutní minimum (°C)	-29,6	-27,7	-26,1

3.3 Stanice Bystřice nad Pernštejnem

Z vyhodnocení vyplývá, že za sledované období 1971–2006 (obr. 5) klesají minimální denní teploty vzduchu trvale pod bod mrazu v průměru od 11. 11. do 24. 3.. Promrznutí půdy se průměrně vyskytuje 155 dní (od 5. 11. do 21. 4.). Souvislé promrznutí trvá 146 dní, nastupuje 11. 11. a končí 5. 4., takže můžeme říci, že souvislé promrznutí půdy nastupuje v průměru současně s poklesem průměrné minimální teploty pod 0 °C a končí o 12 dní později, než denní teplotní minima vystoupí nad 0 °C. Průměrná hloubka promrznutí na této klimatologické stanici byla 8 cm. Suma minimálních teplot vzduchu v průměru za hodnocené období dosahuje –496 °C, jen záporných minimálních teplot potom –556 °C. První výskyt sněhové pokrývky průměrně připadá na 15. 11., od kdy se sníh vyskytuje nepřetržitě 130 dní až do 24. 3. Poslední výskyt sněhové pokrývky je zaznamenán v průměru 5. 4.

Maximální hloubka promrznutí půdy, až do 59 cm, byla dosažena v osmi dnech: 24. až 26. 2. 1991 a 1. až 5. 3. 2003. Maximální výška sněhové pokrývky byla 14. 3. 1996, kdy bylo naměřeno 68 cm sněhu.

Stejně jako na stanici Vizovice bylo z hlediska hloubky promrzání půdy dosaženo maximálních hodnot (až 59 cm) v chladném období 2002/03 i v Bystřici nad Pernštejnem. První výskyt promrznutí půdy byl zaznamenán 5. 11. K soustavnému promrznutí půdního profilu dochází však až o měsíc později (6. 12.). Toto období trvá 129 dní a končí 13. 4. Průměrná hloubka promrznutí se v tomto období vyšplhala až na 25 cm. Maximální hodnota 59 cm byla zjištěna v pěti dnech (od 1. 3. do 5. 3.). Od 10. 3. dochází k vzestupu teplotních minim nad 0 °C a povrch půdy začíná tát. 22. 3. došlo k poklesu TMI až na –8,4 a k opětovnému zamrznutí svrchních vrstev půdy. Poslední období promrzání půdy trvá od 8. 4. do 14. 4. a koresponduje s poklesem minimálních teplot vzduchu až na –9,4 °C. Absolutní teplotní minimum bylo v chladném období 2002/03 zjištěno 2. 2. –17,2 °C. Suma minimálních teplot vzduchu dosáhla v období 2002/03 hodnoty –702,9 °C, jen záporných –851 °C. Sněhová pokrývka se na povrchu půdy vyskytovala 52 dní a její průměrná výška byla 3 cm. Maxima, 17 cm, dosáhla 23. a 24. 12.

Nejmenší výskyt promrznutí byl zaznamenán v období 1. 11. 1982 až 30. 4. 1983, kdy došlo jen k ojedinělým výskytům promrznutí povrchu půdy s prvním výskytem ihned v počátku období 7.–8. 11. 1982. I v dalších případech šlo spíše o promrznutí povrchu. Výskyt sněhové pokrývky od 7. 12. 1982 do 4. 1. 1983 a následně ve dnech 15. 1. až 22. 1. 1983 byl doprovázen proměnlivým ochlazením. Součet všech minimálních teplot vzduchu činil –223,7 °C, jen záporných –739,9 °C. Velký rozdíl mezi sumami je dán vysokým počtem dnů, kdy minimální teploty vzduchu byly nad nulou. Z tohoto pohledu jde o nejteplejší hodnocené období, ale s velkou teplotní amplitudou. Několikatýdenní promrznutí, od 1. 2. do 6. 3. 1983, bylo dáno výrazným poklesem minimálních teplot vzduchu, s nejnižší hodnotou –16 °C dne 16. 2. Vliv poklesu teploty vzduchu omezila sněhová pokrývka, která se vyskytovala takřka časově shodně s poklesy teplot, a to ve dnech 1. 2. až 5. 3. 1983. Tato pokrývka dosáhla maxima 30 cm dne 14. 2. V tomto případě je význam izolačních vlastností sněhové pokrývky zcela prokazatelný.

4. ZÁVĚR

Analýza výskytu a vzájemného vztahu promrznutí půdy, výšky sněhové pokrývky a minimální teploty vzduchu vycházela z měření těchto meteorologických prvků na klimatologických stanicích Pohořelice, Vizovice a Bystřice nad Pernštejnem za období 1. 11. až 30. 4. v letech 1971–2006. Promrzání půdy bylo měřeno půdním mrazoměrem.

Prokázalo se, že vliv minimálních teplot vzduchu na hloubku promrznutí je ovlivněn výškou sněhové pokrývky, ovšem s určitými specifiky. Významnou roli sehrává období promrznutí půdy, tedy zda došlo k promrznutí před výskytem a nebo až po výskytu sněhové pokrývky. Pouze souvislá a nad 10 cm vysoká sněhová pokrývka významně snižuje hloubku promrznutí. Izolační vlastnosti sněhové pokrývky se projevují i v případě, kdy na povrch promrzlé půdy napadne sníh. K rozmrznutí půdy potom nedochází ani při vyšších teplotách. Rozmrzání půdy na jaře se zpožďuje za zvyšováním teploty vzduchu. Potvrdilo se, že promrzání půdy je velmi proměnlivé jak v jednotlivých letech, tak během jednotlivých chladných období. Z pohledu biometeorologického jsou významné stavy promrzání a rozmrzání koncem zimy.

Pro hodnocení výskytu promrzání půdy je nutné zdůraznit, že kromě teploty vzduchu a sněhové pokrývky má vliv celá řada dalších faktorů, mezi něž patří například sklon a expozice pozemku, půdní charakteristiky a další. S ohledem na vliv odtoků při jarním tání, dokladem je letošní situace, si promrzání půdy zaslouží podrobnější sledování.

Poděkování

Tento článek je součástí výsledků řešení grantového projektu VaV 1D/1/5/05 Ministerstva životního prostředí ČR.

Literatura

[1] BEDRNA, Z., 1989. Pôdne režimy. Bratislava: Veda. 207 s.
[2] BEDRNA, Z. – GAŠPAROVIČ, J., 1986. Typy teplotného režimu pôd ČSSR. *Geografický časopis*, roč. **38**, č. 1, s. 60.
[3] BOUŠKOVÁ, V., 1961. Promrzání půdy v Čechách a na Moravě, *Meteorologické Zprávy*, roč. **14**, č. 3, s. 70–71.
[4] COUFAL, V. – KOTT, I. – MOŽNÝ, M., 1993. Teploty půdy v chladné části roku v období 1961-1990 na území České republiky (Soil temperature in cold part of year in period 1961-1990 on aria of the Czech Republic). Praha: ČHMÚ. 37 s. *Národní klimatický program ČR*, sv. 12.
[5] FIŠÁK, J., 1994. Návod pro pozorovatele meteorologických stanic. 3. přeprac. vyd. Praha: ČHMÚ. 115 s., 8 fotografií, 22 obr., 5 příl. *Metodický předpis ČHMÚ č. 11*
[6] HRBEK, J. – KRHOUNEK, S., 1957. Promrzání půd v zimě 1955–1956. *Meteorologické Zprávy*, roč. **10**, č. 1, s. 16–23.
[7] KRHOUNEK, S., 1955. Promrzání půd a jejich měření půdním mrazoměrem, *Meteorologické Zprávy*, roč. **8**, č. 5, s. 127–133.
[8] LEDNICKÝ, V., 1979. Hloubka promrzání půdy v Brně. 1979. *Meteorologické Zprávy*, roč. **32**, č. 1, s. 12–15.
[9] Podnebí ČSSR. Tabulky. 1961. Praha: Hydrometeorologický ústav. 379 s.
[10] ROŽNOVSKÝ, J., 1990. Charakteristiky teplotního režimu půdy. *Acta Universitatis Agriculturae*, Brno, Fac. agron., XXXVIII, č. 3-4, s. 97-104.
[11] ROŽNOVSKÝ, J. – POKLADNÍKOVÁ, H., 2005. Dynamics of soil freezing, *Contributions to Geophysics and Geodesy*, **35**, (in print).
[12] SLABÁ, N., 1972. Návod pro pozorovatele meteorologických stanic ČSSR 2. přeprac. vyd. Praha: Hydrometeorologický ústav. 224 s., 55 obr., 21 příl. *Sborník předpisů, sv. 7,*
[13] Meteorologický slovník výkladový a terminologický., 1993. Praha: Academia, Ministerstvo životního prostředí ČR. 594 s.

Lektor (Reviewer) Ing. Tomáš Vráblík.

TŘETÍ MEZINÁRODNÍ KONFERENCE HAICTA 2006

Ve dnech 20.–23. září 2006 se v řeckém městě Volos konala třetí mezinárodní konference HAICTA s názvem Informační systémy v trvale udržitelném zemědělství, přírodním prostředí a potravinové technologii. Konference byla organizována pobočkou HAICTA v severním Řecku a Thesálii ve spolupráci s Thesalskou univerzitou sídlící ve městě Volos. Na sponzorování se podílela provincie Thesálie, město Volos (odkud vyplul Iáson s lodí Argo do Kolchidy pro zlaté rouno), spolu s Evropskou nadací pro vědu ESF a Evropskou spoluprací na poli vědeckotechnického rozvoje COST.

HAICTA je řecká národní vědecká společnost a věnuje se podpoře výzkumu a výuky rozvoje informačních a komunikačních technologií v zemědělství, potravinářství a přírodním prostředí.

Prezentace byly rozděleny do sekcí: Informační technologie, GIS & dálkový průzkum, Modelování, Řízení zemědělství, Agroklimatologie a fenologie. Do této sekce byla zařazena prezentace J. Nekováře, L. Hájkové a M. Stříže s názvem „Selected Phenological characteristics of the Czech Republic“, jejíž náplň čerpala zejména z fenologické části připravovaného Atlasu klimatu Česka.

Současně proběhlo šesté zasedání COST, akce 725 „Zřízení evropské fenologické databáze pro klimatologické aplikace“. Obsahově i výsledkově zajímavý byl zejména vložený seminář Evropské nadace pro vědu (European Science Foundation) a její stálé komise pro život, zemi a environmentální vědy (ESF LESC exploratory workshop), který se zaměřil na budoucí vývoj, následné výzkumné aktivity a spolupráci v oborech agrometeorologie a fenologie. Závěry lze shrnout do několika tematických celků:

A. Dálkový průzkum – agrometeorologické aplikace v rozsahu do evropského měřítka
- zdokonalit detail pozorování (rozlišovací schopnost),
- potřeba kombinovat různá družicová data,
- potřeba dobré pozemní kalibrace,
- polní data jsou stále potřeba? A jak dlouho?
- kombinovat polní kamerová pozorování s technikou dálkového průzkumu.

B. Od globálního k regionálnímu (agrofenologická aplikace)
- využití GCM doporučené IPCC – pesimistické i optimistické,
- potřeba technického návodu pro downscaling,
- data pro rastr 50 až 25 km,
- analýzy úrody: definice ukazatelů (potřeba různých fenofází), kalkulace ze scénářů, srovnání se stávající situací,
- potřeba UV a IR radiačních dat (spolupráce s COST akcí 726).

C. Obnova „starých“ fenologických dat
- dlouhodobé datové řady jsou významným doplňkem kratších řad; dlouhodobá přírodní variabilita má také vliv na trendy,
- existující fenologické časové řady nejsou digitalizovány, přičemž některé jsou snadno digitalizovatelné; přednost mají data z druhé poloviny 18. století a z 19. století; datová politika může být problémem,
- doporučuje se vybrané řady digitalizovat.

D. Nové způsoby fenologického monitoringu: digitální kamery, mobilní telefony s kamerou
- dosavadní využití digitálních kamer v různých zemích,
- technický návod pro fenologická pozorování s kamerou je nutný,
- jak využít: skenovat jednotlivé rostliny nebo společenstva,
- multispektrální kamery,
- který druh kamer může být použit,
- příští kroky: kontakt na členy COST akce 725, pilotní studie může být doporučena každé zemi, zpráva na příštím zasedání řídící komise.

E. Modelování v agrometeorologii (aplikace v zavlažovacích a výnosových modelech)
- Datová dostupnost: mezery v řadách; volně dostupná a placená data; malé a velké měřítko využití dat; vícevrstevné přiblížení: dálkový průzkum + meteodata + fenodata.
- Modelová dostupnost: modely v evropském měřítku; návrhy na společné projekty např. disperze pylů, hodnocení risku pro zemědělství a lesnictví; dnešní modely na evropské bázi.
- Výsledky pro konečné uživatele „uživatelsky příjemné“.

Jiří Nekovář

ODHADY ZÁKLADNÍCH VELIČIN MĚŘENÝCH DOPPLEROVSKÝM METEOROLOGICKÝM RADAREM

Petr Burian, e-mail: petr.burian@honeywell.com

Estimate of fundamental moments measured by Doppler weather radars. The article introduces the fundamental moments of Doppler radars and describes the methods employed by a Doppler radar receiver to estimate these parameters. Also, the methods of elimination of undesired information from the Doppler data are discussed. This includes the ground clutter that is efficiently suppressed by a clutter filter. Other unwanted information such as noise can be canceled by thresholding and speckle removal techniques. The paper is based on the analysis of the operation of the receiver of the Brdy Doppler radar but it also presents other methods commonly used. The text does not describe technical details of the implementation. Instead, it is focused on the mathematical description of the methods and their physical interpretation.

KLÍČOVÁ SLOVA: radar dopplerovský – měření – metody odhadu – korekce dat
KEY WORDS: Doppler radar – measurements – methods of estimate – data correction

1. ÚVOD

Dopplerovský meteorologický radar je v současné době jedním z důležitých zdrojů informací o povětrnostní situaci. Umožňuje nám sledovat především srážkovou aktivitu a dále některé charakteristiky proudění vzduchu v okruhu stovek km. Na rozdíl od mnohých jiných metod pozorování je radarové měření v rámci dané oblasti celoplošné při rozlišovacím objemu typicky desetiny až jednotky km^3. Zmíněné radarové informace jsou přitom poskytovány s poměrně malým zpožděním; skenování okolního prostoru svazkem radaru trvá obvykle kolem 10 minut. Radarová měření tak dnes slouží nejen odborné meteorologické veřejnosti ke studiu atmosférických jevů a zákonitostí, ale v mnoha oblastech pomáhají chránit majetek a zdraví obyvatelstva v případě některých událostí spojených s konvekční oblačností, jako jsou například přívalové povodně, krupobití nebo tornáda.

V České republice od devadesátých let funguje radarová síť CZRAD. Tato síť je tvořena dvěma dopplerovskými radarovými stanicemi, z nichž jedna je umístěna na kótě Praha v Brdech, druhá se nachází v Drahanské vrchovině na vrchu Skalky. Technické parametry sítě CZRAD nalezne čtenář v článcích [1, 2].

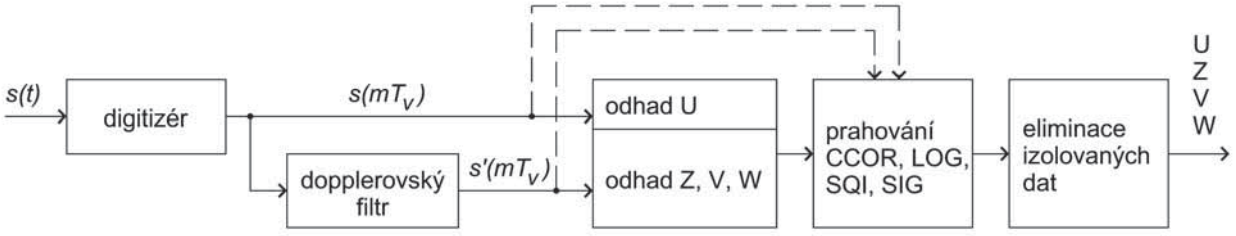
Laická veřejnost, ale i velká většina meteorologů, se setkává s radarovými produkty prakticky výhradně ve formě map tzv. korigované radiolokační odrazivosti, obvykle přepočítávané na intenzitu srážek [3]. Mnohem méně používané jsou mapy dalších veličin, které lze z datových výstupů přijímače dopplerovského meteorologického radaru získat. Přestože se nejedná o veličiny v meteorologii příliš často používané jako konečné produkty, je jejich význam značný. Představují totiž doplňkové informace, které jsou využívány při vytváření kvalitních a věrohodných map srážkové intenzity. Kromě toho pole těchto veličin sama o sobě představují názorné fyzikální charakteristiky stavu atmosféry.

Toto pojednání se zabývá seznámením s datovými výstupy dopplerovského radarového přijímače, tzv. základními dopplerovskými veličinami, a s procesem jejich tvorby. V maximálně možné míře se přitom článek vyhýbá technickým podrobnostem spojeným s vysíláním a příjmem radiolokačního signálu. Věnuje se spíše matematickým postupům tvorby radarových dat a jejich fyzikální interpretaci. Nelze se sice zcela vyhnout některým základním matematickým nástrojům a pojmům používaným v teorii signálů, avšak s většinou použitého aparátu se jistě mnozí ze čtenářů již setkali.

Proces přeměny signálu radarového echa na výstupní radarová data shrnuje obr. 1. Funkce jednotlivých bloků z tohoto schématu jsou vysvětleny v následujících kapitolách. Analogový mezifrekvenční signál s (t) je převáděn do digitální podoby. Poté prochází dopplerovským filtrem typu dolní propust (kap. 5.1), který potlačuje odrazy od zemského povrchu. Z filtrovaného i nefiltrovaného digitálního signálu jsou pak odhadnuty základní dopplerovské veličiny (kap. 4). Dalšího odstranění nemeteorologických vlivů z odhadnutých veličin se dosahuje prahovacími technikami (kap. 5.2) a eliminací izolovaných anomalit (kap. 5.3).

2. PRINCIP DOPPLEROVSKÉHO RADARU

Meteorologický radar je zařízení vysílající v pravidelně opakovaných krátkých intervalech s dobou trvání T_0 mikrovlnný svazek s malou rozbíhavostí do prostoru. Perioda vysílání svazku T_v bývá v literatuře nazývána pulse repetition time (PRT). Část elektromagnetické energie, která se odrazí (přesněji zpětně rozptýlí) od meteorologických i jiných odražečů, je radarovou anténou přijímána a v přijímači radaru zpracovávána do podoby surových radarových dat. Radarová anténa



Obr. 1 Proces tvorby radarových dat.

Fig. 1. Process of the Doppler radar data creation.

přitom rotuje kolem své osy, přičemž perioda otáčení je mnohem větší než PRT. Po každé otáčce antény se mění její elevační úhel. Radarovým svazkem je tak skenován celý okolní volný prostor, obvykle pouze s výjimkou kužele přímo nad radarem a nízkých hladin ve větší vzdálenosti od radaru, které jsou vlivem zakřivení zemského povrchu v geometrickém stínu.

Moderní meteorologické radarové systémy jsou obvykle vybaveny digitálním přijímačem. Zde spojitý elektrický signál, jehož výkon reprezentuje radarové echo, v určité fázi zpracování vstupuje do obvodů digitizéru, který ho transformuje do číslicové podoby. Následně probíhá zpracování signálu výhradně digitální cestou, což přináší řadu obecně známých výhod. Exaktní teorie spojená s digitalizací radarového signálu je poměrně složitá. Značně zjednodušeně (a ne zcela správně) si lze proces digitalizace představit jako periodické odečítání hodnoty napětí signálu (vzorkování) v časových okamžicích vzdálených od sebe o vzorkovací periodu τ_v. Za předpokladu, že je splněna podmínka $T_0 < \tau_v$ a neuvažujeme-li zpoždění vznikající v hardwaru radaru, je kvadrát hodnoty vzorku v čase $\tau = n\tau_v$, $n \in \mathrm{N}$ od okamžiku vyslání pulzu anténou přímo úměrný výkonu elektromagnetického signálu odraženého od rozlišovacího objemu, který má střed o souřadnicích [r = $c\tau$ / 2, φ, θ], kde c je rychlost světla a φ a θ je azimut, resp. elevace antény. Pokud je navíc dodržena i podmínka pomalé změny azimutu antény, je z jednoho rozlišovacího objemu nasbíráno několik vzorků s časovými odstupy T_v. Na radar tedy můžeme pohlížet jako na zařízení vzorkující jak v čase (vzorkovací perioda $T_v = PRT$), tak v prostoru (vzorkovací perioda $c\tau$ / 2). V dalším výkladu se budeme zabývat zpracováním po sobě jdoucích vzorků signálu echa z daného rozlišovacího objemu; nebudeme proto pro stručnost uvádět prostorové souřadnice a hodnoty vzorků budeme značit $s(mT_v)$, $m \in N$.

Dopplerovský radar je technicky uzpůsoben tak, aby byl kromě výkonu odraženého signálu schopen určit i jeho fázi. Rozdíl fází vysílaného a přijímaného signálu se mezi dvěma následujícími vzorky $s(mT_v)$ obecně mění vlivem Dopplerova posunu, pokud se odražeč pohybuje směrem k radaru nebo od něj. Tato skutečnost umožňuje zjistit z několika vzorků radiální složku rychlosti odražeče. V případě dopplerovského radaru můžeme popisovat vzorky $s(mT_v)$ hodnotami z komplexního oboru, tj. amplitudou a fází. Protože rozlišovací objem obsahuje zpravidla velké množství odražečů, z nichž každý se může pohybovat jinou rychlostí, vypočítávají se ze změn fáze základní charakteristiky rozdělení rychlostí, a sice střední hodnota a směrodatná odchylka. K tomu je zapotřebí nasbírat z daného objemu dostatečný počet vzorků.

Funkci dopplerovských radarových systémů přesněji a podrobněji vysvětluje [4, 5].

3. ZÁKLADNÍ DOPPLEROVSKÉ VELIČINY

Základními dopplerovskými veličinami jsou nekorigovaná a korigovaná radiolokační odrazivost, průměrná radiální složka rychlosti a šířka spektra radiálních rychlostí. Typickými výstupy digitálního radarového přijímače jsou datové soubory odhadů těchto veličin značené po řadě U, Z, V a W. Každému rozlišovacímu objemu v dosahu radaru přísluší jedna čtveřice těchto hodnot.

Nekorigovaná radiolokační odrazivost U [dBZ] má fyzikální význam celkového výkonu odraženého od všech odražečů v daném rozlišovacím objemu. Mapa nekorigované meteorologické odrazivosti zobrazuje tedy nejen meteorologicky zajímavé odražeče, ale obsahuje i pozemní a jiné nežádoucí odražeče, například letadla nebo hejna ptáků. Dále je informace obsažená v mapě degradována šumem.

Korigovaná radiolokační odrazivost Z [dBZ] je podkladem pro tvorbu map srážkových intenzit. Vznikne z nekorigované odrazivosti eliminací odrazů, které s vysokou pravděpodobností nemají meteorologický původ.

Jak jednotka dBZ napovídá, jedná se o veličinu logaritmicky vyjádřenou: $Z = 10\log(z)$. Lineární vyjádření odrazivosti z má jednotku $\mathrm{mm^6 \cdot m^{-3}}$ a platí 0 dBZ = 1 $\mathrm{mm^6 \cdot m^{-3}}$.

Pro průměr kapek v atmosféře s kapalnými srážkami platí přibližně Marshallovo-Palmerovo rozdělení [6]. Potom vztah mezi lineárním vyjádřením radiolokační odrazivosti z a intenzitou srážek R popisuje Marshallův-Palmerův vzorec, který má obecný tvar

$$z = aR^b \,. \tag{1}$$

Konstanty a a b jsou empiricky určeny pro různé druhy srážek a srážkové oblačnosti a mohou se lišit v širokém rozmezí. Tak například pro mrholení udává [5] tvar $z = 31R^{1,71}$, pro přeháňkové srážky $z = 486R^{1,37}$ a pro souvislý déšť z oblačnosti druhu Ns $z = 200R^{1,6}$. Posledně uvedený vztah je používán při vytváření radarových produktů v ČHMÚ (a také v dalších evropských povětrnostních službách) pro odhad intenzity srážek z naměřené odrazivosti. Marshallův-Palmerův vzorec lze ale použít i pro srážky v pevné fázi. Pro suché mírné sněhové srážky je uváděn převodní vztah $z = 540R^2$ a pro silnou sněhovou bouři $z = 1780R^{2,21}$.

Praktické poznámky týkající se odhadu intenzity srážek z radiolokační odrazivosti jsou uvedeny v [5] nebo v [12].

Radiální složka rychlosti V [$\mathrm{ms^{-1}}$] představuje střední hodnotu rychlosti pohybu odražečů v rozlišovacím objemu směrem k radaru nebo od něj. Je zřejmé, že průměrná rychlost pozemních odražečů bude za přítomnosti větru výrazně menší než rychlost hydrometeoritů. Této skutečnosti se využívá k účinné eliminaci velké části nežádoucích odrazů.

Šířka spektra rychlostí W [$\mathrm{ms^{-1}}$] je směrodatná odchylka radiální složky rychlosti V. Její hodnota závisí na charakteru proudění vzduchu a typu odražečů. Hodnota bude narůstat pro sněžení a srážky v silně turbulentním proudění, naproti tomu menší bude třeba pro velké kroupy nebo opět pro pevné pozemní odražeče.

4. ODHAD ZÁKLADNÍCH DOPPLEROVSKÝCH VELIČIN

Radarová data jsou statistickými odhady radiolokační odrazivosti (data U a Z), rychlosti (V) a šířky spektra rychlosti (W). Kromě odhadu těchto veličin plní digitální část radarového přijímače řadu dalších dílčích funkcí: vhodnými metodami snižuje datový tok a objem dat z každého objemového měření, vyřazuje data znehodnocená malým poměrem signál/šum nebo potlačuje echa od nemeteorologických cílů. Při zpracování signálu a přípravě surových radarových dat se kromě digitální filtrace používá řada matematických nástrojů. Definice a některé základní vlastnosti dvou z nich, diskrétní Fourierovy transformace a autokorelační funkce, zmíníme v následujících odstavcích.

4.1 Výkonové spektrum radarového signálu

Jakýkoliv spojitý nebo i diskrétní signál lze popsat a analyzovat dvěma komplementárními způsoby. Jedna možná charakterizace signálu je popis v časové oblasti, kterým jsme se zabývali doposud. Druhou z možností je popis a analýza sig-

nálu pomocí jeho spektra. Pro převod mezi oběma oblastmi, časovou a frekvenční, se používá Fourierova transformace, případně diskrétní Fourierova transformace.

Diskrétní Fourierova transformace (DFT) signálu $x(t)$ vzorkovaného M-krát v pravidelných intervalech T_v je definitoricky dána jako

$$\mathcal{X}\left(kf_0\right) = \sum_{m=0}^{M-1} x\left(mT_v\right) e^{-j2\pi f_0 T_v mk}, \quad k = 0,\ldots, M-1\ , \quad (2)$$

kde $x(mT_v)$ je komplexní hodnota m-tého vzorku a $X(kf_0)$ je komplexní hodnota k-tého spektrálního koeficientu odpovídajícího frekvenci $f = kf_0$; $f_0 = 1/MT_V$ je fundamentální, tj. nejnižší frekvence [7]. Inverzní operátor k je inverzní diskrétní Fourierova transformace IDFT

$$x\left(mT_v\right) = \frac{1}{M}\sum_{k=0}^{M-1} \mathcal{X}\left(kf_0\right) e^{j2\pi f_0 T_v mk}, \quad m = 0,\ldots, M-1. \quad (3)$$

V pramenech [7, 8] je uvedena a dokázána celá řada vlastností DFT a IDFT. Zde si všimněme alespoň možnosti periodického rozšíření DFT, kterého docílíme jednoduše tím, že připustíme libovolné celočíselné hodnoty argumentu, $k \in \mathbb{Z}$. Potom platí

$$\mathcal{X}\left(kf_0\right) = \mathcal{X}\left(\left(k + iM\right) f_0\right), \quad i \in \mathbb{N} \quad (4)$$

Jak vyplývá z radarové rovnice [4], radiolokační odrazivosti ve zkoumaném místě je úměrný odražený výkon, tedy přibližně i výkon zpracovávaného signálu. Pro potřeby analýzy a zpracování signálu a odhadu požadovaných meteorologických veličin se proto jeví jako účelné zavedení výkonového spektra dopplerovského signálu. Diskrétní výkonové spektrum libovolného signálu je definované jako limita kvadrátu jeho diskrétní Fourierovy transformace. S použitím zavedeného značení ho lze vyjádřit[1, 2]

$$S_x\left(kf_0\right) = \lim_{M\to\infty} \frac{T_v}{M}\left|\mathcal{X}\left(kf_0\right)\right|^2 =$$
$$= \lim_{M\to\infty} \frac{T_v}{M}\left[\sum_{m,\,n=0}^{M-1} x^*\left(mT_v\right) x\left(nT_v\right) e^{-j2\pi k\left(n-m\right)/M}\right] \quad (5)$$

V případě radarového signálu $s\ (mT_v)$ je existence spektra důsledkem dopplerovského posunu frekvence mikrovlnného signálu radaru. Hodnoty argumentu DFT vzorkovaného radarového signálu $f = kf_0$ jsou proto s radiální rychlostí odražečů v svázány jednoduchým vztahem

$$f \approx -\frac{2v}{\lambda}, \quad (6)$$

který popisuje Dopplerův posun pro vlnění o vlnové délce λ odražené od objektu pohybujícího se vůči zdroji radiální rychlostí v [4]. Dopplerovské frekvenční spektrum lze tedy jednoduše ztotožnit se spektrem rychlostním. Tak například pro nepohyblivé odražeče, jako jsou některé pozemní cíle, v diskrétním radarovém dopplerovském spektru výrazně dominuje nulová frekvence. Spektrum odrazu od meteorologického cíle má vzhledem k velkému množství odražečů v rozlišovacím objemu přibližně gaussovský tvar.

Z praktických důvodů a se zřetelem ke (4) se spektrum často zobrazuje jako vzorky od $-\lfloor (M-1)/2 \rfloor f_0$ do $-\lceil (M-1)/2 \rceil f_0$ místo od 0 do $(M-1)f_0$.[3] Tato volba usnadňuje interpretaci hodnot na vodorovné ose zobrazení $S(kf_0) = S(-2v/\lambda)$ jakožto radiálních rychlostí ve směru k radaru a od radaru.

Periodicita (4), tedy i periodicita výkonového spektra, přináší jisté omezení: obsahuje-li analyzovaný signál frekvence rovné nebo vyšší než frekvence Mf_0, nebudou tyto frekvenční složky správně identifikovány. Budou ve spektru sice patrné, ale ne ve správné poloze na frekvenční ose – dochází k tzv. aliasingu, česky někdy nazývanému též překládání spektra. Jinými slovy řečeno, radarem lze správně stanovit radiální rychlost cíle pouze tehdy, pohybuje-li se ve směru od radaru nebo k radaru rychlostí, jejíž absolutní hodnota je menší, než jistá mezní rychlost v_{max}. Hodnotu mezní rychlosti určíme dosazením do Nyquistovy vzorkovací podmínky [8]:

$$v_{max} = \frac{\lambda}{4T_v}. \quad (7)$$

Při pohledu na (7) se nabízí zdánlivě jednoduchá možnost, jak tuto limitní rychlost zvýšit, a to zvýšením vzorkovací frekvence $1/T_v$. Bohužel ale tato metoda vede ke snížení maximální vzdálenosti, ve které je r určeno jednoznačně (viz např. [5]). Proto se někdy používají jiné, obecně složitější postupy pro rozšíření intervalu rychlostí radarem správně určitelných [10]. Obšírněji se problematice aliasingu věnuje článek [11] nebo kniha [12].

4.2 Autokorelační funkce

Důležitou charakteristikou signálu $x(mT_v)$ v časové oblasti je jeho autokorelační funkce

$$R_x\left(lT_v\right) = \lim_{M\to\infty} \frac{1}{M-|l|} \sum_{m=0}^{M-|l|-1} x^*\left(mT_v\right) x\left(\left(m+l\right)T_v\right), \quad (8)$$

která popisuje míru podobnosti mezi signálem a jeho posunutou replikou.[4] Kupříkladu autokorelační funkcí šumu je diskrétní Diracův impulz, tj. autokorelace je nulová všude kromě $l = 0$.

Jednou z užitečných vlastností autokorelační funkce je její vztah k výkonovému spektru. To lze totiž vypočítat kromě definičního vztahu též jako DFT autokorelační funkce. Za použití lze příslušný vztah upravit do tvaru

$$S_x\left(kf_0\right) = \lim_{M\to\infty} T_v \sum_{l=-(M-1)}^{M-1} R_x\left(lT_v\right) e^{-j2\pi kl/M}. \quad (9)$$

Zabývejme se nyní na chvíli fyzikálním významem několika prvních hodnot autokorelační funkce $R_S\ (lT_v)$ radarového signálu $s\ (mT_v)$. V souvislosti s tím je vhodné si uvědomit, že radarový signál obsahuje kromě užitečné (meteorologické) složky též šum a signál způsobený odrazy na nemeteorologických, například pozemních objektech. Označíme-li v souladu s běžnou konvencí výkon užitečné složky S, výkon způsobený odrazem od pozemních cílů C a výkon šumu N, $P = S + C + N$, můžeme definovat výkonový poměr signál–šum (signal-to-noise ratio, SNR)

$$\mathrm{SNR} = \frac{S}{N} \quad (10)$$

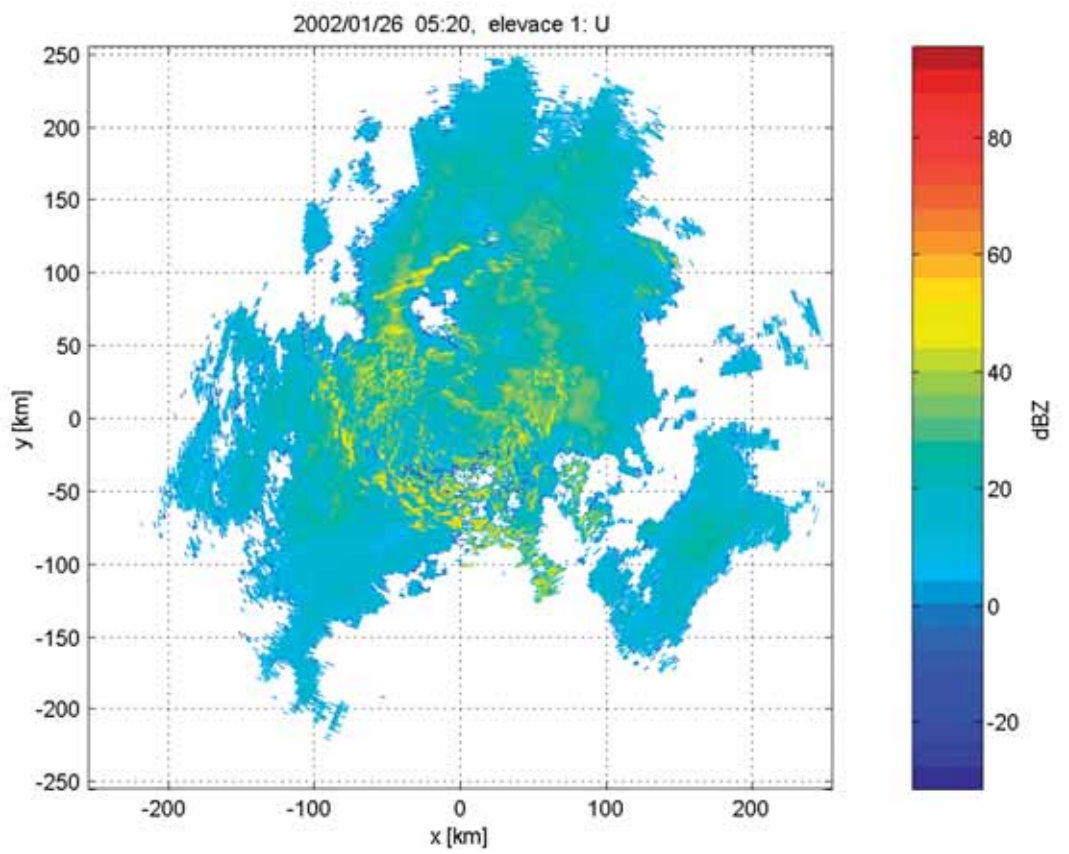
---

[1] *Indexem u veličiny budeme značit vztah této veličiny ke konkrétnímu signálu. Například $S_S(kf_0)$ je výkonové spektrum signálu $s(mT_v)$.*

[2] *Hvězdička označuje hodnotu komplexně sdruženou.*

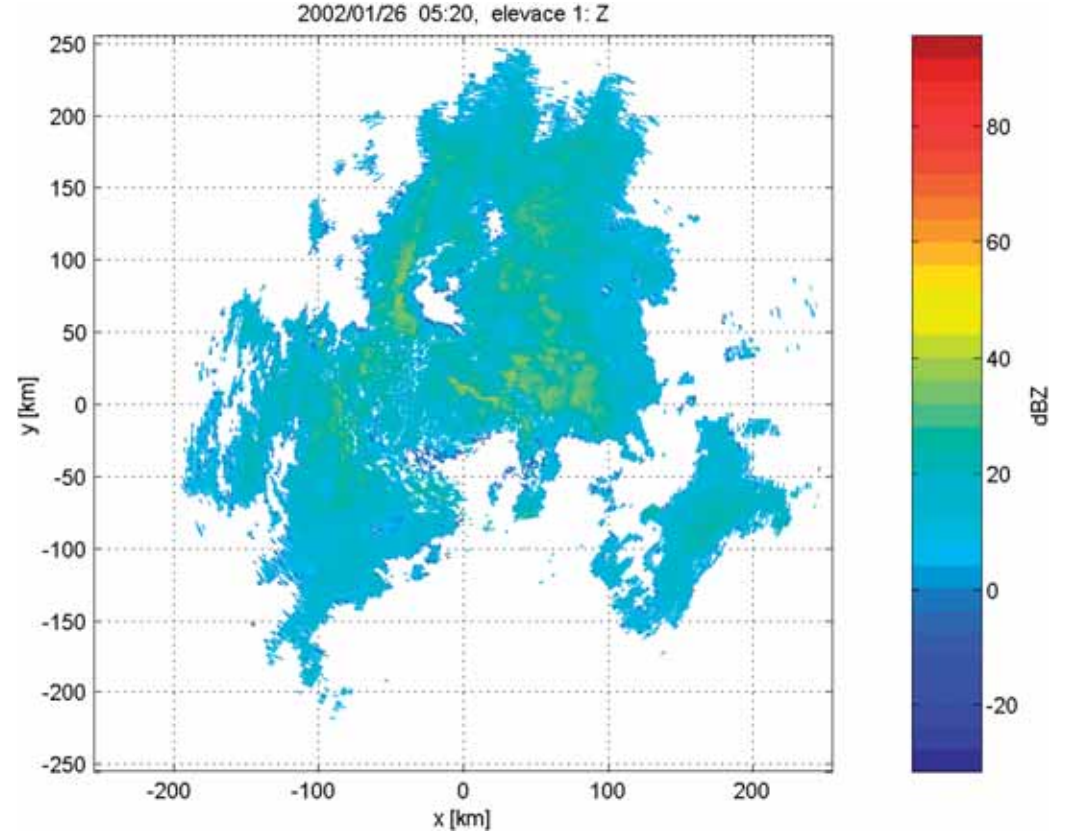
[3] *Závorky $\lfloor\cdot\rfloor$, $\lceil\cdot\rceil$ reprezentují operátor zaokrouhlování na nejbližší nižší, resp. vyšší celé číslo.*

[4] *Striktně vzato, uvedená matematická definice je platná pouze pro množinu výkonových ergodických signálů [7].*



Obr. 2 Mapa nekorigované odrazivosti.

Fig. 2. Chart of the unccorrected reflectivity.



Obr. 3 Mapa korigované odrazivosti.

Fig. 3. Chart of the corrected reflectivity.

a poměr pozemních odrazů a meteorologického signálu (clutter-to-signal ratio, CSR)

$$\mathrm{CSR} = \frac{C}{S}. \tag{11}$$

Význam hodnoty autokorelační funkce signálu $s\,(mT_v)$ v nule a prvních tří hodnot autokorelační funkce signálu $s'\,(mT_v)$, z něhož byl filtrací potlačen vliv pozemních odrazů (pro s' je $P \approx S + N$, viz odst. 5.1), shrnuje tab. 1. Fyzikální význam hodnot $R_{S'}\,(T_v)$ a $R_{S'}\,(2T_v)$ v tabulce platí pro signál s výkonovým spektrem tvaru gaussovské křivky a bílý šum. S pomocí této tabulky lze sestavit čtyři rovnice v komplexním oboru, z nichž můžeme určit hodnoty pěti neznámých C, S, v, w a N. Konstanta k je získána při kalibraci radarového systému. Rovnice sestavené z této tabulky jsou používané pro dále uvedené odhady základních dopplerovských veličin počítané v časové oblasti.

Tab. 1 Význam prvních hodnot autokorelační funkce. Symbol v označuje střední radiální rychlost meteorologického cíle, w je šířka spektra rychlostí a k je konstanta daná radarovým systémem [13].

Table 1. Meaning of the first values of autocorrelation function. The symbol v indicates mean radial velocity of a meteorological object, w represents the spectrum width of velocities, and k is a constant given by the radar system.

Hodnota	Fyzikální význam
$R_S(0)$	$k(S + C) + N$
$R_{S'}(0)$	$kS + N$
$R_{S'}(T_v)$	$kS \exp(j\pi v - \pi^2 w^2/2)$
$R_{S'}(2T_v)$	$kS \exp(j2\pi v - \pi^2 w^2/2)$

4.3 Odhad výkonového spektra

Protože je radarový signál vytvářen odrazem od velkého množství odražečů, jejichž tvar, vzájemná poloha a rychlost se s časem neustále mění, představuje tento signál náhodný proces. Navíc při jeho zpracování máme k dispozici pouze omezený počet vzorků M. Důsledkem těchto skutečností je, že stanovení výkonového spektra a autokorelační funkce přímým výpočtem z definičního vztahu není možné. Můžeme je nanejvýš odhadnout vhodně zvolenou statistikou signálu – estimátorem. Jako vhodný odhad pro autokorelační funkci se nabízí

$$\hat{R}_s\left(lT_v\right) = \begin{cases} \dfrac{1}{M-|l|} \displaystyle\sum_{m=0}^{M-|l|-1} s^*\left(mT_v\right) s\left(\left(m+l\right)T_v\right), & |l| \le M-1; \\ 0 \qquad\qquad\qquad\qquad\qquad\qquad \text{jinak}. \end{cases} \tag{12}$$

Jako estimátor spektra lze potom použít z definice (5) vytvořený

$$\hat{S}_{1s}\left(kf_0\right) = \frac{T_v}{M}\left[\sum_{m,\,n=0}^{M-1} s^*\left(mT_v\right) s\left(nT_v\right) e^{-j2\pi k\left(n-m\right)/M}\right]. \tag{13}$$

nebo z odhadu autokorelační funkce (12) vypočítaný

$$\hat{S}_{2s}\left(kf_0\right) = T_v \sum_{l=-\left(M-1\right)}^{M-1} \hat{R}_s\left(lT_v\right) e^{-j2\pi kl/M}. \tag{14}$$

Diskusi vlastností uvedených odhadů se věnují autoři [5].

Podívejme se nyní na rozdíl mezi skutečným výkonovým spektrem nekonečného signálu a jeho odhadem z omezeného počtu M vzorků. Při takovém odhadu de facto pracujeme místo s původní posloupností vzorků $\left\{s\left(mT_v\right)\right\}_{m=-\infty}^{+\infty}$ s posloupností $\left\{\tilde{s}\left(mT_v\right)\right\}_{m=-\infty}^{+\infty}$, kde $\tilde{s}\,(mT_v) = s\,(mT_v)$ pro $m = 0...M-1$ a $\tilde{s}\,(mT_v) = 0$ jinde. Spektrum odhadnuté z konečného počtu vzorků, čili z posloupnosti $\left\{\tilde{s}\left(mT_v\right)\right\}_{m=-\infty}^{+\infty}$, se projevuje maskováním slabých frekvenčních složek a zhoršením frekvenčního rozlišení. Tento nežádoucí jev bývá označovaný v odborné literatuře jako window effect. Toto označení souvisí s představou, že z nekonečného nebo dlouhotrvajícího signálu „vyřízneme" jeho část – vynásobíme ho jednotkovým signálem konečného trvání, tj. jakýmsi pravoúhlým oknem (window). Window effect souvisí s prudkou změnou („nespojitostí") signálu při $m = 0$ a $m = M - 1$. Nejběžnější ze způsobů omezení důsledků tohoto jevu je proto váhování prvků posloupnosti $\left\{\tilde{s}\left(mT_v\right)\right\}_{m=-\infty}^{+\infty}$ tak, aby přechod mezi nulovými hodnotami prvků vně intervalu $\langle 0,\, M-1\rangle$ a nenulovými uvnitř byl pozvolný. Jinými slovy: původní posloupnost $\left\{s\left(mT_v\right)\right\}_{m=-\infty}^{+\infty}$ násobíme oknem s jiným než pravoúhlým tvarem. Aplikací váhovacího okna jiného než pravoúhlého dosáhneme snížení úrovně šumu v odhadu spektra a tím zamezíme zamaskování slabých spektrálních složek, avšak na druhou stranu poněkud zhoršíme rozlišení v oblasti rychlostí. Váhovací koeficienty je proto třeba volit uvážlivě s ohledem na oba v principu protichůdné požadavky. Problematika volby váhovacích koeficientů, čili tvaru okna, je ale dobře zvládnuta [7].

4.4 Odhad radiolokační odrazivosti

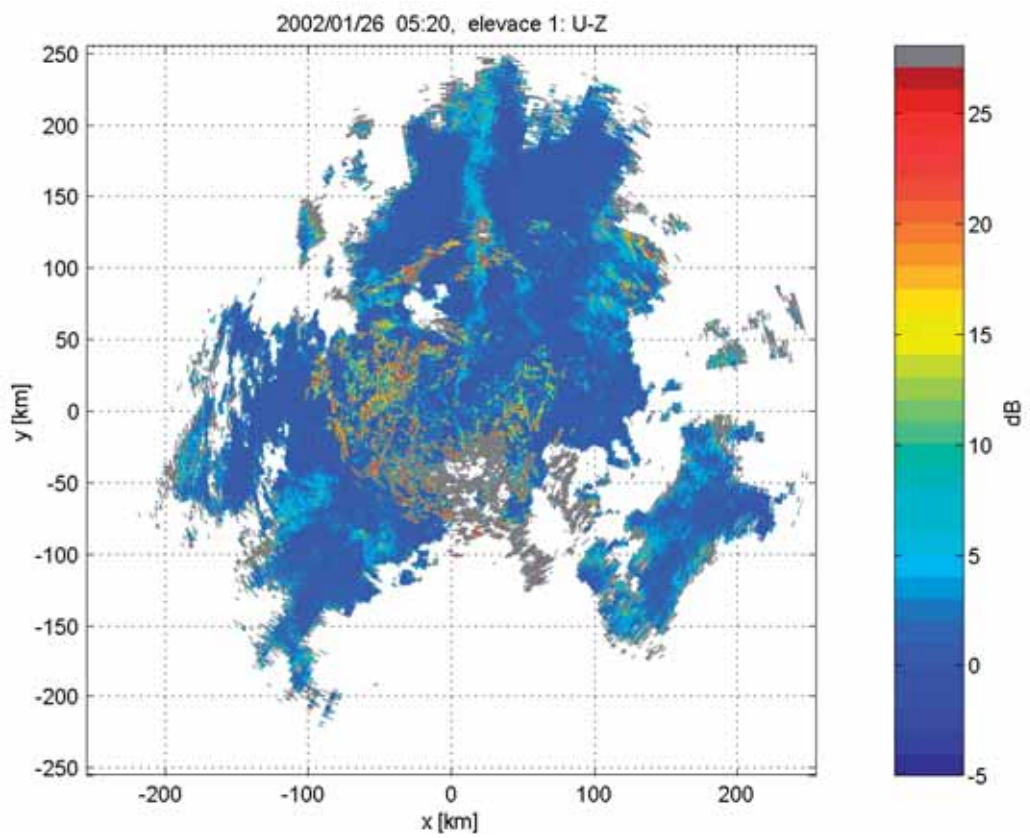
Jak již bylo uvedeno, radiolokační odrazivost je úměrná výkonu odraženého signálu P. Odražený výkon lze z přijímaného signálu opět pouze odhadnout vhodným estimátorem. Lze dokázat, že výkon obecného diskrétního signálu je úměrný součtu všech koeficientů výkonového spektra s konstantou úměrnosti $1/MT_v$ [8]. Jako jedna z použitelných statistik se tedy jeví

$$\hat{P}_{1s} = \frac{1}{MT_v} \sum_{k=0}^{M-1} \hat{S}_s\left(kf_0\right). \tag{15}$$

Uvedený estimátor vychází ze spektrálního popisu signálu. V časové oblasti se nabízí jiný, častěji používaný odhad. Jeho nezanedbatelnou předností je jednoduchost a tedy i rychlost výpočtu. Jde o prostý průměr výkonu jednotlivých vzorků, jinak také o autokorelační funkci v bodě 0:

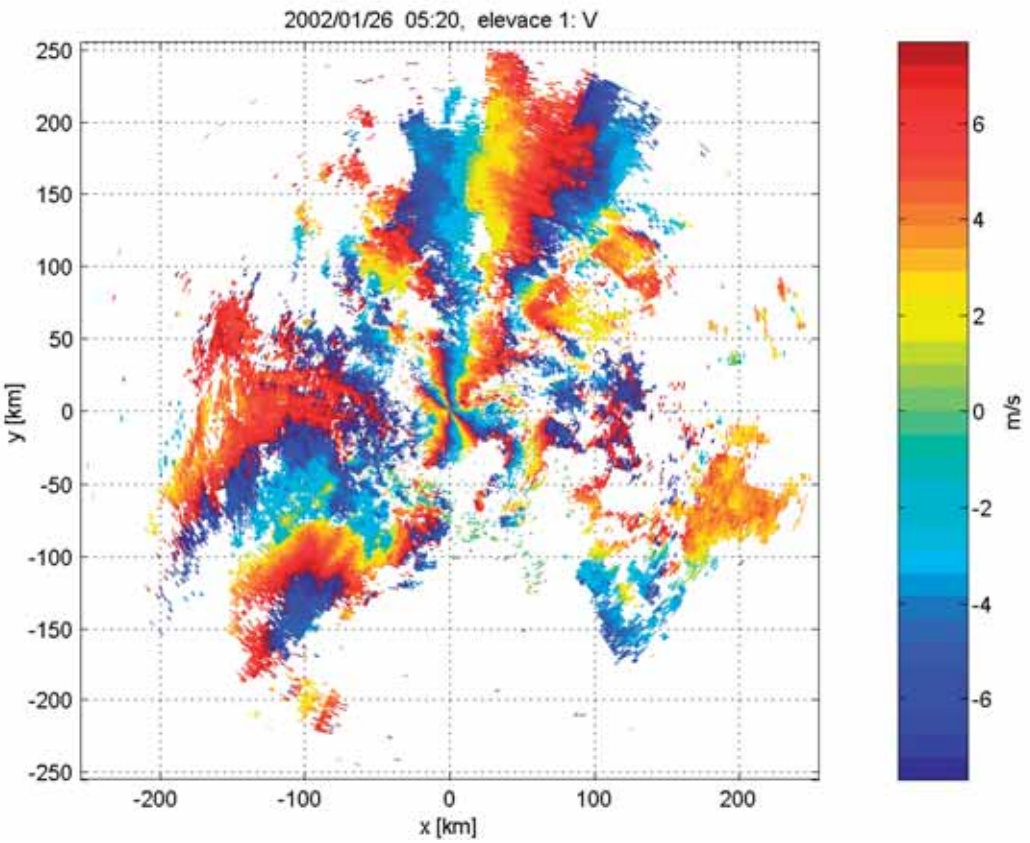
$$\begin{aligned} \hat{P}_{2s} &= \hat{R}_s\left(0\right) = \frac{1}{M}\sum_{m=0}^{M-1} P_s\left(m\right) \\ &= \frac{1}{M}\sum_{m=0}^{M-1} s^*\left(mT_v\right) s\left(mT_v\right) \\ &= \frac{1}{M}\sum_{m=0}^{M-1}\left(\mathrm{Re}^2\left\{s\left(mT_v\right)\right\} + \mathrm{Im}^2\left\{s\left(mT_v\right)\right\}\right) \end{aligned} \tag{16}$$

Kromě průměrování vzorků v čase je možné pro zmenšení variance odhadu průměrovat současně také několik vzorků prostorových, tj. podél radarového paprsku. Průměrování je ale v tomto případě omezeno požadavkem na minimální prostorové rozlišení radarových produktů, většinou jde o 0.5 až 2 km. Průměrujeme-li přes q prostorových vzorků, estimátor má podobu



Obr. 4 Mapa rozdílu odrazivostí.

Fig. 4. Chart of the difference of reflectivities.



Obr. 5 Mapa střední hodnoty radiální složky rychlosti.

Fig. 5. Chart of the mean value of the velocity radial component.

$$\hat{P}_{3s} = \frac{1}{M}\sum_{m=0}^{M-1}\sum_{n=pq}^{pq+q-1} s^*\left(mT_v, n\tau_s\right)s\left(mT_v, n\tau_s\right), \qquad (17)$$

přičemž $cq\tau_v / 2$ je požadované rozlišení v radiálním směru (podél souřadnice r) a $p + 1$ je pořadí rozlišovacího objemu od radaru.

Chceme-li určit odrazivost a další radarová data s dobrou přesností i pro méně kvalitní signály s menším SNR, je třeba od odhadů (15), (16) a (17) odečíst odhad $\hat{N}$, případně $\hat{C}$, pořízený nezávislým způsobem. Výsledkem je odhad $\hat{S}$, který pak vstupuje do dalšího zpracování.

4.5 Odhad dopplerovské rychlosti

Střední radiální rychlost může být z obecného normalizovaného spektra rychlostí $S_n\left(v\right) = S\left(v\right)\Big/\int_{-\infty}^{\infty} S\left(v\right)$ určena jako první obecný spektrální moment

$$\overline{v} = \int_{-\infty}^{\infty} vS_n\left(v\right)\mathrm{d}v\,. \qquad (18)$$

Podobně lze stanovit střední dopplerovskou rychlost i v případě diskrétního signálu. V praxi používaný estimátor rychlosti je založený právě na odhadu prvního spektrálního momentu z výkonového spektra, ale jeho konstrukce je o něco složitější [5]. Pro výpočet se používá signál s' (mT_v), ve kterém byl dopplerovským filtrem potlačen vliv pozemních odrazů, viz odst. 5.1. Prvním krokem je odhad spektra podle (13) a výkonu signálu podle (15). Dále je proveden hrubý odhad střední frekvence k_m (MT_v), kde k_m je index největšího koeficientu v odhadu spektra, $-\lfloor (M-1)/2 \rfloor \le k_m \le \lceil (M-1)/2 \rceil$. Estimátor střední rychlosti má potom tvar

$$\hat{\overline{v}}_{1s'} = -\frac{\lambda}{2M}\left[\frac{k_m}{T_v} + \frac{1}{\hat{P}_{1s'}T_v}\sum_{k=k_m-\left\lfloor\frac{M-1}{2}\right\rfloor}^{k_m+\left\lceil\frac{M-1}{2}\right\rceil}\left(k-k_m\right)\hat{S}_{1s'}\left(\mathrm{mod}_M\left(k\right)\right)\right]. \qquad (19)$$

Při analýze signálu v časové oblasti se používá výpočet z autokorelační funkce v bodě T_v:

$$R_{s'}\left(T_v\right) = \frac{1}{M-1}\sum_{m=0}^{M-2} s'^*\left(mT_v\right)s'\left(\left(m+1\right)T_v\right). \qquad (20)$$

Odhad střední dopplerovské rychlosti je potom

$$\hat{\overline{v}}_{2s'} = -\frac{\lambda}{4\pi T_v}\arg\left(\hat{R}_{s'}\left(T_v\right)\right). \qquad (21)$$

Populární je modifikace tohoto odhadu, při které jsou radarové pulzy vysílány se dvěma různými opakovacími periodami T_{v1} a T_{v2} , $T_{v1} < T_{v2}$, které se střídají. Jsou tedy vysílány dvojice pulzů s rozestupem T_{v1} tak, že mezi dvojicemi je odstup T_{v2} . Odhad se v anglosaské literatuře označuje jako pulse pair estimator (využívá se v metodách dual-PRT, dual-PRF). Jeho výhodou je možnost rozpoznání aliasingu rychlostí.

Rozbor vlastností obou estimátorů ukazuje, že odhad z autokorelační funkce je výpočetně méně náročný a poskytuje lepší výsledky v případě nižšího odstupu signálu od šumu a malé šířky spektra rychlostí [5]. Naproti tomu pro jakostnější signál o větších šířkách spektra bývá upřednostňován odhad $\hat{v}_1$. Ten také nabízí možnost snazší detekce a případného odstranění některých anomalit v signálu a projevů nedostatků hardwaru. Rovněž výpočetní náročnost tohoto odhadu přestává být v poslední době zásadní překážkou pro jeho použití.

4.6 Odhad šířky spektra rychlostí

Šířka spektra rychlostí w se v obecném spojitém případě vypočítá jako odmocnina druhého centrálního momentu spektra rychlostí.

$$w = \sigma_v = \sqrt{\int_{-\infty}^{\infty}\left(v-\overline{v}\right)^2 S_n\left(v\right)\mathrm{d}v}\,. \qquad (22)$$

Šířka spektra je daná jak technickými parametry radaru, tak meteorologickými poměry. Podobu spektra ovlivňuje kromě charakteru proudění zejména šířka radarového svazku, přenosová charakteristika filtru radarového přijímače, rychlost rotace antény a délka vysílaných pulzů. Z meteorologických vlivů je to pak rozdělení rychlostí a směrů proudění a rozdělení velikostí odražečů a jejich charakter. Při modelování vlivu vnějších (proměnlivých) faktorů na šířku spektra se vychází z rovnice

$$w^2 = w_s^2 + w_a^2 + w_d^2 + w_o^2 + w_t^2\,. \qquad (23)$$

V této rovnici označuje w_s příspěvek způsobený střihem větru, w_a rotací antény, w_d rozdílnou rychlostí různě velkých srážkových částic, w_o změnou tvaru a orientace odražečů během pádu a jejich vibracemi a konečně w_t charakterizuje vliv turbulence.

Šířka spektra rychlostí se odhaduje stejně jako střední rychlost z filtrovaného signálu s' (mT_v). Při zpracování ve frekvenční oblasti bývá používána pro odhad šířky spektra rychlostí estimátor

$$\hat{w}_{1s'} = \sqrt{\frac{\lambda^2}{4\hat{P}_{s'}T_v^2}\sum_{k=k_m-\left\lfloor\frac{M-1}{2}\right\rfloor}^{k_m+\left\lceil\frac{M-1}{2}\right\rceil}\left(\frac{k}{M}+\frac{2\hat{\overline{v}}_{s'}T_v}{\lambda}\right)^2\hat{S}_{s'}\left(\mathrm{mod}_M\left(k\right)\right)}\,. \qquad (24)$$

Význam veličin je stejný jako v předchozím odstavci.

Při zpracování v časové oblasti s využitím autokorelační funkce se používá zpravidla jeden ze dvou estimátorů. První z nich má tvar

$$\hat{w}_{2s'} = \frac{\lambda}{2\sqrt{2}\pi T_v}\sqrt{\left|\ln\left(\frac{\hat{S}_{s'}}{\left|\hat{R}_{s'}\left(T_v\right)\right|}\right)\right|} \qquad (25)$$

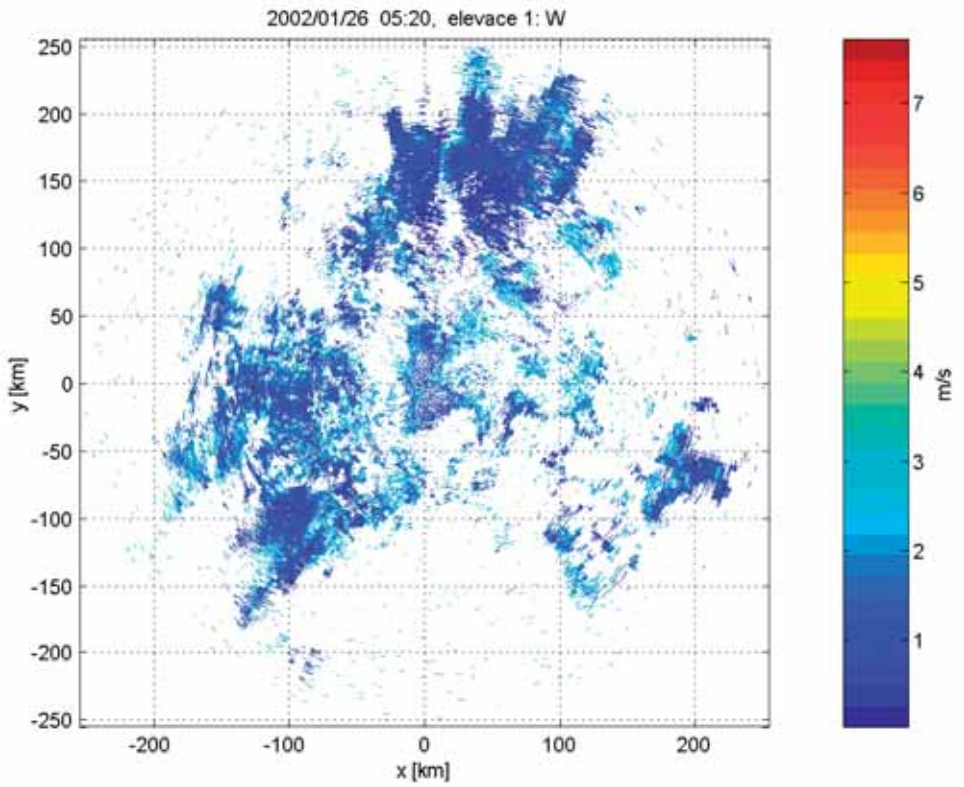
a druhý

$$\hat{w}_{3s'} = \frac{\lambda}{2\sqrt{6}\pi T_v}\sqrt{\left|\ln\left(\frac{\left|\hat{R}_{s'}\left(T_v\right)\right|}{\left|\hat{R}_{s'}\left(2T_v\right)\right|}\right)\right|}\,. \qquad (26)$$

Oba tyto odhady fungují dobře za podmínky, že výkonové spektrum má přibližně tvar gaussovské křivky. Jak již bylo řečeno, tento předpoklad bývá ve většině případů vzhledem k charakteru meteorologických odražečů v dostatečné míře splněn.

Za komentář stojí argument logaritmu v (25) a (26). Vzhledem k tomu, že veličiny v argumentu jsou odhady, může dojít k tomu, že pro nízké SNR a při malých šířkách spektra signálu je logaritmus záporný. Takové případy je třeba detekovat a příslušné odhady z dalšího zpracování odstranit.

Analýza těchto tří estimátorů vede k závěru, že odhady



Obr. 6 Mapa šířky spektra radiální složky rychlosti.

Fig. 6. Chart of the radial velocity spectrum width.

založené na výpočtu z autokorelační funkce i v tomto případě vykazují menší rozptyl při nižších SNR. Tato výhoda se ale stírá s rostoucím odstupem užitečného signálu od šumu, kde se naopak projevují některé výhody (24) [5].

5. POTLAČENÍ NEŽÁDOUCÍCH ODRAZŮ

Odrazivost získaná pomocí estimátorů uvedených v předchozím odstavci nepředstavuje jen meteorologicky zajímavou informaci. Obsahuje i odrazy od zemského povrchu a dalších nežádoucích odražečů a taktéž může být ovlivněna nedokonalostmi radarového systému samotného. Data nekorigované odrazivosti U jsou proto jako podklad pro tvorbu map intenzity srážek bez dalšího zpracování nepoužitelná. Z podobných důvodů je vhodné odhady rychlostních charakteristik provádět ze signálu zbaveného vlivů jiných než meteorologických.

Mezi základní techniky, kterými se datové soubory zbavují nežádoucí informace, patří filtrace pozemních odrazů dopplerovským filtrem, prahování a odstranění izolovaných dat, resp. interpolace dat. Z těchto technik se první dvě aplikují na radarový signál s (mT_v) před odhadem základních dopplerovských veličin Z, v a w, třetí se provádí na datových souborech získaných estimátory.

5.1 Odstranění pozemních odrazů

Užitečný radarový signál bývá degradován odrazy radarového svazku od zemského povrchu. Za odrazy vznikající v blízkém okolí radaru může hlavně nedokonalost radarové antény, konkrétněji postranní laloky v její vyzařovací charakteristice. Při nízkých elevačních úhlech se ale na odrazech podílí i lalok hlavní, ze kterého se část energie odráží i od vzdálenějších míst na zemském povrchu. Existuje řada způsobů jak zmenšit vliv odrazů radarového svazku od terénních překážek na kvalitu radarových dat. Některé z nich bývají realizovány mimo radarový přijímač (v počítači zpracovávajícím radarová data a připravujícím konečné produkty), jiné jsou aplikovány při zpracování signálu procesorem přijímače. Do první skupiny patří například metoda používající mapy pozemních odrazů. Ty jsou vytvářené radarovým měřením za jasného počasí za přítomnosti minimálního počtu atmosférických odražečů a uložené do paměti počítače zpracovávajícího radarová data. Později, během radarového měření, jsou v paměti uložené odrazivosti odečítané od aktuálně měřených dat, a tím jsou pozemní odrazy do značné míry eliminovány. Nevýhodou je, že je při tomto procesu ztracena většina meteorologicky užitečné informace, protože odraz od pozemních cílů maskuje většinou mnohem slabší odraz od srážek. Intenzita pozemních odrazů ve větších vzdálenostech navíc silně závisí na okamžitých refrakčních podmínkách.

Zde se ale budeme věnovat druhé skupině postupů, tedy těm, které bývají zabudovány do hardwaru a softwaru radarového přijímače. Sem patří prahování podle indexu CCOR (zmíněné dále) a především filtrace pozemních odrazů digitálním dopplerovským filtrem. Filtrace pozemních odrazů využívá skutečnosti, že objekty na zemském povrchu (tráva, stromy, vodní povrch apod.) jsou vůči anténě nehybné nebo téměř nehybné. Jejich rychlost bývá většinou v řádu desetin m/s, a tudíž i šířka spektra rychlostí je výrazně menší než šířka spektra pro meteocíle. Nabízí se tedy možnost odfiltrovat pozemní odrazy filtrem typu horní propust s nízkou zlomovou frekvencí. Takovou filtrací se zbavíme značné části nežádoucích odrazů, ale užitečný signál z meteorologického echa zůstane z větší části zachován. Možnost dopplerovské filtrace je jedním z velkých přínosů moderního dopplerovského radaru oproti jeho nekoherentním předchůdcům.

Filtrace signálu s (mT_v) může být prováděna buď v časové, nebo ve frekvenční oblasti. V časové oblasti je uskutečňována průchodem diskrétního signálu číslicovým filtrem. Podle [10]

lze filtrací v časové oblasti potlačit pozemní odrazy o více než 40 dB, tedy o více než čtyři řády. Informace o různých typech filtrů a jejich vlastnostech lze nalézt v množství literatury zabývající se problematikou digitální filtrace [7].

V případě filtrace ve frekvenční doméně se jedná o přímou manipulaci s koeficienty výkonového spektra v okolí $k = 0$. Tato metoda je výpočetně velice jednoduchá, názorná a může být realizována velice efektivními algoritmy. Možnost provádět filtraci přímo ve frekvenční oblasti patří mezi významné výhody spektrálního zpracování signálu oproti zpracování v časové doméně.

Nejjednodušším postupem je prosté odstranění složek, tj. nulování koeficientů spektra, v předdefinovaném rozsahu rychlostí v okolí nuly. Pokročilejší metody používají interpolace koeficientů podle úrovně spektra v nejbližším okolí filtrovaného rozmezí rychlostí. Předností tohoto vylepšení je, že se filtrací zcela neztratí informace o meteorologických cílech pohybujících se radiální rychlostí kolem nuly.

Dalšího zdokonalení této metody lze dosáhnout použitím adaptivního interpolačního algoritmu. Adaptivní filtr je schopen sám přizpůsobit svou šířku zádržného pásma charakteru filtrovaného pozemního cíle. Tím, že se v každé situaci používá filtr o minimální šířce, zůstává pro další zpracování zachována přesná informace o větším množství meteorologických odražečů pohybujících se rychlostí blízkou rychlosti pozemních odražečů. Popis jednoho ze vhodných adaptivních filtrů, GMAP filtr (Gaussian Model Adaptive Processing) firmy SIGMET, nalezne čtenář v manuálu [13].

Radarový přijímač odhaduje korigovanou radiolokační odrazivost Z z filtrovaného signálu $s'(mT_v)$. Kromě toho ale vypočítává i nekorigovanou odrazivost U ze signálu před dopplerovským filtrem $s(mT_v)$. Jak bylo uvedeno dříve, datové soubory střední rychlosti V a šířky spektra rychlostí W se rovněž vytvářejí z odhadů z filtrovaného signálu $s'(mT_v)$.

5.2 Prahování

Prahováním podle několika indexů se z odhadnutých dat vylučují ta, která jsou s velkou pravděpodobností nemeteorologické povahy.

5.2.1 Prahování podle indexu SQI

Z radarových dat je žádoucí vyloučit ta data, která byla odhadnuta ze signálu s velmi nízkým poměrem signál/šum nebo šířkou spektra příliš velkou, než aby odpovídala žádoucímu echu od hydrometeorů. Pro výběr takových dat se používá index zvaný signal quality index (SQI) definovaný jako poměr autokorelační funkce $s'(mT_v)$ v čase T_v a v čase 0:

$$\mathrm{SQI} = \frac{\left|R_{s'}\left(T_v\right)\right|}{R_{s'}\left(0\right)}. \tag{27}$$

Podle tab. 1 má tento index fyzikální význam

$$\mathrm{SQI} = \frac{\mathrm{SNR}}{\mathrm{SNR}+1}\exp\left(-\pi^2 w^2/2\right). \tag{28}$$

Je zřejmé, že SQI bude malý pro signál s velkou šířkou spektra (nulový pro bílý šum) nebo pro nízká SNR a blízký jedné pro signál s velkým odstupem signálu od šumu a úzkým spektrem (jedničkový pro harmonický signál). Kritériem pro připuštění dat z daného rozlišovacího objemu do dalšího zpracování je, aby hodnota SQI nebyla nižší než nastavená hodnota. Pokud je hodnota SQI nižší, je tento objem vyloučen z datových souborů V a W. Typická hodnota prahu pro SQI je 0,3 až 0,5.

5.2.2 Prahování podle indexu CCOR

Jiným indexem, který postihuje kvalitu meteorologické informace, je clutter correction threshold CCOR. Vyjadřuje poměr výkonu signálu za dopplerovským filtrem ku výkonu signálu před ním:

$$\mathrm{CCOR} = 10\log\left(\frac{1}{\mathrm{CSR}+1}\right), \tag{29}$$

kde

$$\mathrm{CSR} = \frac{C}{S} = \frac{R_s\left(0\right) - R_{s'}\left(0\right)}{\left|R_{s'}(T_v)\right|\exp\left(\pi^2 w^2/2\right)}. \tag{30}$$

Je-li výkon C způsobený pozemním odrazem příliš velký ve srovnání s výkonem S meteorologicky užitečné složky signálu, je z dalšího zpracování dat rychlosti V, šířky spektra W a korigované odrazivosti Z příslušný rozlišovací objem vyřazen. Práh pro přijetí či zamítnutí se pohybuje kolem –25 dB. Úroveň prahu závisí mimo jiné na použitém dopplerovském filtru potlačujícím pozemní odrazy[5] a na koherenci přijímaného signálu.

5.2.3 Prahování podle indexu SIG

Další prahovací kritérium poskytuje index SIG postihující poměr signál/šum pro meteorologický signál $s'(mT_v)$ s potlačenými pozemními odrazy:

$$\begin{aligned}\mathrm{SIG} &= 10\log\left(\frac{S}{N}\right)\\ &= 10\log\left(\frac{R_s\left(0\right)-N}{N}\right)+\mathrm{CCOR}\\ &= 10\log\left(\frac{S}{R_{s'}\left(0\right)-S}\right).\end{aligned} \tag{31}$$

Obvyklá úroveň prahu je 10 dB. Je možné ji snížit asi na 5 dB v případě, že k odhadům základních dopplerovských veličin je využíván estimátor obsahující $R_{S'}(2T_v)$. Prahovací podmínka se uplatňuje na datech W, protože estimátory uvedené v minulé sekci poskytují pro nízké SNR vychýlený odhad šířky spektra rychlostí [5].

5.2.4 Prahování podle indexu LOG

Podobné kritérium jako předchozí index nabízí také index LOG definovaný jako poměr celkového (nefiltrovaného) signálu $s(mT_v)$ k šumu

$$\begin{aligned}\mathrm{LOG} &= 10\log\left(\frac{S+C}{N}\right)\\ &= 10\log\left(\frac{R_s\left(0\right)-N}{N}\right).\end{aligned} \tag{32}$$

Běžná podmínka pro přijetí dat U a Z do dalšího zpracování je LOG ≥ 0,5 dB. Pro přehlednost shrňme v tab. 2 vazby indexů na jednotlivé odhadované radarové veličiny.

---

[5] *Digitální radarové přijímače nabízejí obvykle možnost volby parametrů dopplerovského filtru.*

Tab 2 Vliv prahování na surová radarová data.

Table 2. The influence of thresholding on rough radar data.

Ovlivňovaná data	Prahovací podmínka
U	LOG
Z	LOG, CCOR
V	SQI, CCOR
W	SQI, CCOR, SIG

5.3 Odstranění izolovaných artefaktů

Poslední filtrační technikou, která bývá aplikovaná na data, jež prošla prahováním, je odstranění izolovaných artefaktů z dat (speckle removal). Vychází se přitom z poznatku, že radarové odražeče meteorologického původu jsou obvykle souvisle rozloženy v oblasti obsahující několik rozlišovacích objemů. Izolované odrazy jsou tedy většinou způsobeny jednotlivými nežádoucími odražeči, jako jsou hejna ptáků, letadla nebo zbytkové pozemní odrazy.

Obecnější varianta této techniky je založena na interpolaci hodnot dat *U*, *Z*, *V*, *W* hodnotami příslušejícími sousedním rozlišovacím objemům. Dovoluje nejen odstranění izolovaných dat, ale také eliminaci anomálií v oblastech s meteorologickými odražeči.

6. PŘÍKLADY DATOVÝCH VÝSTUPŮ

Na závěr ukažme ještě příklad zobrazení dat produkovaných dopplerovskou meteorologickou radarovou stanicí Brdy. Obrázky 2 až 6 ukazují data *U*, *Z*, *U-Z*, *V* a *W* naměřená radarem za vytrvalých sněhových srážek doprovázených silným větrem. Jedná se o záznam pořízený při nejnižší elevaci antény radaru (0.1°) během jedné její otáčky. Na mapě nekorigované odrazivosti *U* vidíme žlutavou barvou znázorněné pozemní odrazy, které jsou na mapě korigované odrazivosti *Z* dopplerovským filtrem a CCOR prahováním potlačeny. Míru potlačení ukazuje obr. 4, na kterém sporadické červené oblasti jsou místa nejsilnějšího potlačení pozemního odrazu dopplerovským filtrem. Šedivá barva je v těch místech, kde byly pozemní odrazy potlačeny úplně, a to spolupůsobením dopplerovského filtru a CCOR prahování. Na obrázcích je vidět, že oběma filtračními mechanismy může docházet i ke ztrátě určité části užitečné informace, ale tato ztráta není při správné kalibraci radarového systému velká. Na mapě na obr. 5 je dobře vidět aliasing rychlostí. Jedná se o přechody tmavě červená – tmavě modrá. Podle této mapy vanul v okolí radaru jihozápadní vítr o rychlosti kolem 10 m/s. Šířka spektra na mapě na obr. 6 je poměrně velká, zhruba až do 3 m/s, což odpovídá lehkým sněhovým nebo smíšeným srážkám.

7. ZÁVĚR

Smyslem tohoto pojednání bylo seznámit zájemce s matematickými metodami a fyzikální podstatou tvorby radarových dat. Pochopení těchto principů je důležité pro správnou interpretaci datových výstupů poskytovaných meteorologickým radiolokátorem. Na základě popsaných metod lze například vysvětlit případné odchylky radarových výstupů od skutečného stavu, které jsou ve větší či menší míře v radarových produktech z technických a metodických důvodů obsaženy.

Článek se opírá především o výsledky diplomové práce [4], přičemž část poznatků v ní shrnutých dále rozšiřuje a zpřesňuje.

Poděkování

Za poskytnutí surových radarových dat, jakož i za cenné komentáře k tomuto textu, patří autorovo poděkování RNDr. Petru Novákovi, PhD. a RNDr. Janu Kráčmarovi z Oddělení radarových měření ČHMÚ.

Literatura

[1] KRÁČMAR, J., 2000. Nový radar Brdy v síti CZRAD. *Meteorologické Zprávy,* roč. **53**, č. 6, s. 161–168. ISSN 0026-1173.

[2] HAVRÁNEK, P. – KRÁČMAR, J., 1996: Nová radiolokační meteorologická stanice na střední Moravě. *Meteorologické Zprávy*, roč. **49**, č. 3, s. 81–84. ISSN 0026-1173.

[3] http://www.chmi.cz/meteo/rad.

[4] BURIAN, P., 2004. Zpracování meteorologických dopplerovských radarových dat v digitálním přijímači. [Diplomová práce.] Praha: MFF UK.

[5] DOVIAK, R. J. – ZRNIC, D. S., 1993. Doppler Radar and Weather Observations. 2. vyd. San Diego: Academic Press. ISBN 0-12-22142-26.

[6] BEDNÁŘ, J., 1989. Pozoruhodné jevy v atmosféře. Praha: Academia. ISBN 80-200-054-2.

[7] OPPENHEIM, R. J. – SCHAEFER, D. S., 1999. Discrete-time signal processing. 2. vyd. San Diego: Academic Press. ISBN 0-13-754920-2.

[8] HRDINA, Z. – VEJRAŽKA, F., 1998. Signály a soustavy. Praha: Vydavatelství ČVUT. ISBN 80-01-01726-5.

[9] ENTERPRISE ELECTRONICS CORPORATION, 2000. Enterprise Digital Receiver and Processor. [Firemní dokumentace.] Enterprise.

[10] KEELER, R. J. – PASARELLI, R. E., 1990. Signal Processing for Atmospheric Radars. In: *Radar in Meteorology*. Boston: AMS, kapitola 20a, s. 199–229. ISBN 0-933876-86-6.

[11] NOVÁK, P. – KRÁČMAR, J., 2001. Využití dopplerovských měření v radiolokační síti CZRAD. *Meteorologické Zprávy*, roč. **54**, č. 4, s. 105–113. ISSN 0026-1173.

[12] SAUVAGEOT, H., 1992. Radar Meteorology. Boston: Artech House. ISBN 0-89006-318-4.

[13] SIGMET INC., 2004. RVP8: Digital IF Receiver/Doppler Signal Processor. [Firemní dokumentace.] Westford.

Lektoři (Reviewers) RNDr. P. Novák, PhD a RNDr. J. Strachota.

PŘÍSTUPY K HODNOCENÍ ATMOSFÉRICKÉ DEPOZICE USAZENÝCH SRÁŽEK

Jana Prošková, Český hydrometeorologický ústav, Na Šabatce 17, 143 06 Praha 4-Komořany, e-mail: proskova@chmi.cz
Iva Hůnová, Český hydrometeorologický ústav, Na Šabatce 17, 143 06 Praha-Komořany, e-mail: hunova@chmi.cz

Assessment methods of fog and low cloud deposition. The main reason for the monitoring of fog and low cloud water quality is significantly higher ion concentration in comparison with vertical (falling) precipitation. Due to these high concentrations fog and low cloud water comprise important part of total wet deposition, from inconsiderable amount to hundreds percent, depending on locality and ion type. Fog and low cloud deposition is important mainly in areas 800 m above sea level and higher. This contribution brings some general information about fog and low cloud deposition, overview of methods for estimating this deposition and quantity of fog and low cloud deposition summary in different sites both in the Czech Republic and abroad.

KLÍČOVÁ SLOVA: depozice atmosférická – metody stanovení – srážky usazené
KEY WORDS: atmospheric deposition – assessment methods – atmosperic precipitation

1. ÚVOD

Atmosférické depozici je dlouhodobě věnována značná pozornost, neboť touto cestou je vnášeno do životního prostředí velké množství znečišťujících látek. Mokrou depozici, kromě složky vertikálních (padajících) srážek (déšť, mrholení, sníh, sněhové krupky, sněhová zrna, krupky, zmrzlý déšť, kroupy a ledové jehličky), tvoří také část tzv. usazených atmosférických srážek (nevhodně nazývaných jako horizontální depozice [61]).

Z celé řady typu usazených atmosférických srážek, jejichž členění se věnují např. práce [3, 14, 49], je tento příspěvek zaměřen na možnosti stanovení depozice usazených srážek z mlhy a z nízké oblačnosti, které mohou v zimních měsících vytvářet námrazy. Termín usazené srážky v příspěvku je používán pouze v tomto rozsahu.

Mlha je atmosférický aerosol složený z velmi malých vodních kapiček, popř. drobných ledových krystalků rozptýlených ve vzduchu, který zmenšuje vodorovnou dohlednost při zemi třeba jen v jednom směru pod 1 km [61]. Při meteorologických pozorováních je pro rozlišení mlhy od oblaku (druhu stratus) rozhodující poloha stanoviště pozorovatele [61], nicméně se od něj liší v celkovém obsahu vody, ve velikostní distribuci částic i v chemickém složení [9].

V běžně používaných zařízeních pro odběr vertikálních srážek jsou usazené srážky zachytávány v zanedbatelném a blíže nedefinovatelném množství a při vyhodnocování celkové atmosférické depozice může být právě z důvodu zanedbání depozice usazených srážek celková atmosférická depozice pro dané území významně podhodnocena.

Ukazuje se, že rozhodující hranicí, kde je úhrn usazených srážek již významný, je nadmořská výška od 800 m n. m. [4, 40, 66, 74]. Ve výškách nad 1 000 m n. m. může dokonce mlha přispívat k celkovému vstupu atmosférických srážek do lesních půd větší měrou než samotné vertikální srážky [39, 53]. Některé německé studie ukázaly, že pokud je výskyt mlhy během roku alespoň 30 % hodin v roce, vstup vody prostřednictvím usazených srážek se vyrovná úhrnu vertikálních srážek [53]. Nicméně významně mohou k atmosférické depozici přispívat také údolní mlhy, mlhy v blízkosti vodních toků, jezer, pobřežní mlhy apod. Ačkoliv z hydrologického hlediska množství usazené vody v nižších nadmořských výškách není většinou tak významné, vlivem často extrémně vysokých koncentrací iontů může být depozice z usazených srážek např. ve městech velmi významná [6, 25].

Hlavním důvodem sledování koncentrace iontů v usazených srážkách jsou právě jejich výrazně vyšší hodnoty v porovnání s vertikálními srážkami. Velikost atmosférické depozice z usazených srážek je odhadována od zanedbatelného množství až po stovky procent depozice z vertikálních srážek v závislosti na lokalitě a typu iontu (viz kapitola 5 tohoto článku).

Variabilita existuje i v rámci jedné lesní plochy, neboť stromy na kraji lesa zadrží v průměru 3–15krát více iontů z atmosférické depozice usazených srážek než stromy uvnitř porostu [70, 71].

Za určitých podmínek může pH vody z mlhy poklesnout až pod hodnotu 2 [56]. Extrémně nízké pH může způsobit přímé poškození epikutikulárních voskových vrstev listů [73]. Usazené srážky jsou také výrazně déle v přímém kontaktu s povrchem vegetace než v případě vertikálních srážek. V [53] se udává, že kapky mlhy se na listech udrží až 4krát déle než opadnou. Vypařování zachycené mlžné vody vede ke vzniku velmi kyselých roztoků na povrchu vegetace [23]. Na rozdíl od deště a sněhu, které se zachytávají pouze na vrchní straně listů, je voda z mlhy zachytávána i na spodní straně [30].

Zvýšené koncentrace iontů v mlžné vodě lze vysvětlit tím, že mlha se vyskytuje v blízkosti zemského povrchu, kde se nalézá většina emisních zdrojů a dále že kapičky mlhy mají menší průměr než kapičky vertikálních srážek, čímž je celkový povrch všech kapiček daného objemu vody větší a je tak umožněn intenzivnější záchyt polutantů z ovzduší [6, 10].

2. ODBĚRY USAZENÝCH SRÁŽEK

2.1 Historie

První studie zabývající se chemickým složením mlhy byly prováděny na konci padesátých let 20. století [50]. Sledování koncentrace znečištění v usazených srážkách probíhá v řadě míst na celém světě. Intenzivní výzkum koncentrace znečišťujících látek v mlze proběhl například v severní Americe v letech 1984–1985 celkem na 10 lokalitách [69].

V letech 1990–1999 probíhalo dlouhodobé měření ve Francii (Strasbourg). Soustředilo se na vývoj znečištění mlhy ve městě [25]. V řadě dalších publikací jsou popsány studie zabývající se stanovováním chemického složení mlhy a v některých jsou i výpočty podílu depozice z usazených srážek na celkové atmosférické depozici z nejrůznějších oblastí světa [8, 26, 31, 36, 43, 68, 71].

V České republice začal první rozsáhlejší výzkum koncen-

trací znečišťujících látek v usazených srážkách v druhé polovině osmdesátých let 20. století [18].

V současnosti je v ČR výzkum chemického složení usazených srážek prováděn na několika místech, jejich počet se stále vyvíjí. Odběrová místa jsou umístěna v horských a podhorských oblastech a také v několika urbanizovaných lokalitách.

Odběrová zařízení jsou v současnosti na lokalitách na Šumavě, v Jizerských horách, Krkonoších, Českém středohoří, Praze, Jablonci nad Nisou a v Kopistech u Mostu. Tato měření z většiny zajišťuje Akademie věd ČR (Ústav fyziky atmosféry a Ústav pro hydrodynamiku) pomocí aktivních odběrových zařízení typu CWP (Cloud Water Project) nebo modifikovanými pasivními odběrovými zařízeními typu „Grunow" [66]. Od roku 1999 provozuje také firma EKOTOXA pasivní odběrové zařízení v Červenohorském sedle a na Lysé hoře.

2.2 Metody odběrů

Pro odběr mlžné vody a vody z nízké oblačnosti jsou v zásadě používány dva druhy odběrových zařízení – aktivní a pasivní. Aktivní využívají buď odstředivé síly pro odběr vzorku a pak hovoříme o rotačním odběrovém zařízení [27]. Aktivní impaktní odběrové zařízení využívá vynuceného proudění vzduchu pomocí čerpadla přes teflonová vlákna, po kterých vzorek stéká do sběrné nádoby [10, 12, 28]. Pasivní odběrová zařízení pracují na základě pasivního odběru volným záchytem kapiček na vertikální vlákna [24, 65]. Na rozdíl od aktivních zařízení, které mráz může poškodit, je možné pasivní odběrová zařízení používat i během mrazů [17]. Kromě mlhy a zrnité námrazy, vznikající rychlým zmrznutím přechlazených vodních kapiček mlhy při styku s předměty, v nich může být zachycena i krystalická námraza (jinovatka), která se může vyskytnout i bez výskytu mlžné události [16]. Také v nich může být částečně zachycena suchá depozice. V některých odborných publikacích se upozorňuje, že v případě použití pasivního odběrového zařízení je nebezpečí odběru nedostatečného objemu vzorku pro chemickou analýzu [15, 63]. Řešením může být umístění většího počtu odběrových zařízení a následná analýza slévaného vzorku. Podrobný přehled odběrových zařízení lze nalézt v [57].

3. VÝPOČET ATMOSFÉRICKÉ DEPOZICE USAZENÝCH SRÁŽEK

Výpočet atmosférické depozice z usazených srážek je nesrovnatelně obtížnější než u vertikálních srážek. Nejobtížnější část výpočtu představuje stanovení úhrnu usazených srážek.

První pokusy odhadu velikosti záchytu mlžné vody v lesních porostech byly prováděny již v šedesátých letech 20. století v Japonsku [72]. Obecný model pro výpočet depozice z usazených srážek byl poprvé vytvořen a publikován v roce 1977. Matematicky byly popsány základní procesy impakce, evaporace a kondenzace [60].

V literatuře bylo publikováno několik modelů na výpočet velikosti atmosférické depozice z usazených srážek. Nejčastěji používaný model k výzkumu vztahu fyzikálních a chemických charakteristik mlhy je mikrometeorologický model, tzv. depoziční model (deposition model) [44, 46]. Tento model je tvořen dvěma submodely. První simuluje turbulentní difuzi mlžných kapek do lesa a jejich depozici na povrch listů a větví, druhý simuluje evapotranspirační/ kondenzační procesy [43, 44, 46]. V rámci tohoto modelu je koruna stromu rozdělena na vrstvy o výšce 1 m, ve kterých se rozlišuje sedm částí koruny, tři kategorie jehlic lišících se věkem a hustotou, tři kategorie větví a kmen. Vstupním parametrem pro tento model je poměr celkové plochy komponentů stromu (listů, jehlic, větví) na jednotku plochy povrchu země tzv. surface area index (SAI) pro každou vrstvu. Dalšími vstupními parametry jsou kromě meteorologických údajů velikostní distribuce částic a vodní obsah mlhy, resp. nízké oblačnosti (LWC-liquid water content). Přístrojové vybavení pro měření LWC je popsáno v [1, 20, 35]. Přímé měření je většinou nahrazeno odhadem na základě jiných snadněji zjistitelných veličin, např. celkového množství hlavních aniontů. Nicméně pro zjištění závislosti celkového množství hlavních aniontů a hodnot LWC je třeba na příslušné lokalitě provést řadu měření LWC [19, 20]. Řada těchto údajů byla publikována v literatuře [45, 54, 67]. Výhodou modelu je například, že na rozdíl od níže popsaného modelu hydrologické bilance umožňuje stanovit jak „hrubou" depozici (gross deposition), tak i „čistou" depozici (net deposition), která představuje hrubou depozici usazených srážek sníženou o evapotranspiraci [14].

Dále existuje model chemického složení protékající vody (streamwater chemistry model) pro malá povodí [45, 46]. Jako vstupy pro sledovaný iont do povodí jsou uvažovány vertikální srážky, usazené srážky a suchá depozice a jako mechanismy propadu jsou uvažovány evapotranspirace a odtok z povodí. Sledovaný iont musí mít minimální zdroje a propady v příslušném povodí a dalším požadavkem je výrazně vyšší koncentrace v mlžné vodě než ve vertikálních srážkách. Jako nejvhodnější byl stanoven anion SO_4^{2-}.

Jako nejlevnější a nejsnadnější způsob odhadu úhrnu usazených srážek vstupujících do ekosystému byl popsán model hydrologické bilance v korunách stromů (water balance in the canopy) [45, 46].

Dle tohoto modelu lze pro výpočet objemu vody vstupující do ekosystému usazenými srážkami použít následující vztah [46]:

$$C = T + I + S - R \qquad (1)$$

kde T je úhrn podkorunových srážek, R je úhrn atmosférických srážek na volné ploše, S je stok po kmeni a I je intercepce vertikálních srážek.

Tento model vychází ze skutečnosti, že usazené srážky jsou vyčesávány stromy a jejich objem tvoří část podkorunových srážek a stoku po kmeni souhrnně nazývaných jako porostní srážky.

Výskyt mlhy však nezvyšuje úhrn podkorunových srážek a stoku po kmeni pouze přímou cestou. Působí také nepřímo snížením intercepčních ztrát díky provlhčení koruny stromu před výskytem vertikální srážkové epizody. Suchá koruna musí přijmout minimální množství atmosférických srážek, než se atmosférické srážky dostanou pod korunu stromu. Toto množství je odhadováno pro různé porosty v intervalu 0,25–1,5 mm [52].

Měření objemu R a T je běžnou praxí, dále je detailněji okomentován stok po kmeni a intercepce.

3.1 Stok po kmeni

Rozhodujícím faktorem určujícím velikost stoku po kmeni je úhel nasazení větví a charakter kůry (nepřímo druh a věk dřeviny) [47]. Stok po kmeni může být u některých druhů stromů zanedbán. Běžně je stok po kmeni zanedbáván u smrkových porostů [33, 38, 40, 42, 51]. V [33] bylo provedeno porovnání výsledků 19 autorů publikujících výsledky měření stoku po kmeni u smrků s výsledky v rozsahu 0,5–3 % objemu vertikálních srážek na volné ploše. Na rozdíl od smrko-

vých porostů je například pro bukové porosty uváděn stok po kmeni až 20 % celkového objemu vertikálních srážek [32]. Podrobný přehled literatury týkající se stoku po kmeni pro různé druhy porostů lze najít v [41].

3.2 Intercepce

Část srážkové vody zachycené korunami a kmeny stromů, která nedopadne na zemský povrch, tvoří tzv. intercepci. Atmosférické srážky procházejí vertikálně zvrstveným rostlinným pokryvem a v závislosti na porostních faktorech a faktorech vnějšího prostředí se zadržují na povrchu stromů.

Výpar zachycené vody je určen vnějšími faktory (teplota, vlhkost, proudění vzduchu). Mezi porostní faktory určující velikost záchytu patří charakter vegetace (celkové menší záchytné plochy listů způsobují menší intercepci v porovnání s jehličnatými porosty). Vliv má samozřejmě také prostorové uspořádání porostu, u listnatých stromů také roční období ve vztahu k olistění stromů. Kromě plochy listů má značný vliv i celkové uspořádání listů na větvích a uspořádání větví v korunách [5]. Významný je také věk porostu. Dále je důležitý úhrn srážkové epizody, neboť s rostoucím množstvím srážky relativní procentuální hodnota intercepce klesá.

Ze všech faktorů ovlivňujících variabilitu intercepce na základě multifaktoriální korelační analýzy bylo 70 % celkové variability intercepčních ztrát přiřazeno následujícím faktorům: srážkovému úhrnu, intenzitě a trvání jednotlivých srážkových epizod, stavu povrchu porostů na počátku deště (vlhký, suchý povrch) a rychlosti větru během srážkové epizody [38].

Z výše uvedeného vyplývá, že velikost intercepce do vztahu (1) přináší největší míru nejistot. Pro použití tohoto vztahu je tudíž nezbytné její co nejpřesnější určení pro danou lokalitu. Pro orientační stanovení velikosti intercepce vertikálních srážek je třeba provést pro každý druh a věk porostu podrobné pozorování rozdílu velikosti porostních srážek (součet podkorunových srážek a stoku po kmeni) a atmosférických srážek na volné ploše ve dnech bez výskytu mlhy (hodnota C ve vztahu (1) je rovna nule). Takto lze získat dlouhodobě průměrnou hodnotu velikosti intercepce vertikálních srážek pro daný porost. Dostatečný počet dnů zajistí započítání výše uvedených faktorů do výsledné dlouhodobé průměrné hodnoty. Dlouhodobé intercepční ztráty vertikálních srážek v dospělých smrkových porostech kolísaly z výsledků šetření celkem 19 autorů mezi 25–41 % [33]. Pro území Oberbarenburg se smrkovým porostem je uváděna intercepce 22 % [74]. Pro území smrkových porostů Lugstein v blízkosti Cínovce byla stanovena velikost intercepce na 26 % [40]. Na základě rozsáhlého čtyřletého pozorování s každodenním vyhodnocením výsledků pro dny bez výskytu mlžné události v smrkových porostech v polesí Deštné v Orlických horách byla vyhodnocena velikost intercepce vertikálních srážek ve vegetačním období na 28 % atmosférických srážek zachycených na volné ploše ve smrkových porostech a 15 % atmosférických srážek zachycených na volné ploše v bukových porostech [34].

Specifickou záležitostí je intercepce sněhových srážek, při kterých může být zadrženo značné množství vody v korunách stromů. Množství zachyceného sněhu ovlivňuje mimo jiných faktorů i povaha sněhu (především jeho první vrstva). Vyskytuje se mnohem větší variabilita v množství vody ve sněhu zadrženém korunami stromů [21]. Tyto atmosférické srážky se s určitým zpožděním nakonec dostanou k zemi. Přímým měřením intercepce tuhých srážek ve smrčinách na lokalitě Želivka byla zjištěna intercepce během období od listopadu do března o 11 až 19 % větší než ze stejných porostů ve zbývající teplé části roku [22].

Úhrn usazených srážek vypočtený dle vztahu (1) je ta část usazených srážek, která propadne vegetací až pod korunu stromů a dostane se tak k odběrovému zařízení pro podkorunové srážky. Nejsou zahrnuty usazené srážky, které jsou zadrženy na povrchu a vypaří se na konci mlžné události [40]. Takto vzniklé ztráty objemu usazených srážek byly pro oblast Krušných hor odhadnuty na základě dat pro období bez mlžných událostí na 30 % celkových usazených srážek [40]. Podle výsledků prací na Šumavě tvořila část zachycených usazených srážek, které nedopadly na zemský povrch, ca 42 % [14, 63]. Pro území Apalačských hor (USA) představoval tento objem pouhých 19 % celkových usazených srážek [43].

Na základě stanovené koncentrace jednotlivých iontů a úhrnu usazených srážek již lze spočíst velikost atmosférické depozice jednotlivých iontů z usazených srážek.

Výpočet je možno zkontrolovat níže popsaným způsobem, avšak pouze pro ionty, které nevstupují do vnitřního cyklu rostlin. Zatímco některé ionty jsou z vegetace při průchodu atmosférických srážek uvolňovány (Ca^{2+}, K^{+}, Mg^{2+}), jiné naopak vstupují do rostlin (NO_3^{-}, NH_4^{+}, H^{+}). Mezi ionty, které neinteragují s vegetací se dle [2, 11, 13, 55, 62] řadí SO_4^{2-}, Na^{+}a Cl^{-}. Na základě vztahu (2) lze provést pro tyto ionty orientační kontrolu stanovené depozice z usazených srážek [37].

$$DT + DS - DC - SD = DR \qquad (2)$$

kde *DT* je podkorunová depozice, *DS* je depozice ze stoku po kmeni, *DC* je depozice z usazených srážek, *SD* je suchá depozice a *DR* je depozice srážek odebraných na volné ploše pouze v době výskytu srážkové události, tedy bez prašného spadu.

4. PUBLIKOVANÉ HODNOTY ATMOSFÉRICKÉ DEPOZICE USAZENÝCH SRÁŽEK

V literatuře je uváděn poměr koncentrace jednotlivých iontů v usazených srážkách a ve vertikálních srážkách v rozsahu 0,002–103,5 [6, 14, 29, 40, 48, 58, 59, 63, 64, 65, 66, 69, 74]. Podrobné zhodnocení publikovaných údajů je uvedeno v tab. 1.

5. ZÁVĚR

Tento příspěvek shromažďuje alespoň část publikovaných údajů týkajících se depozice usazených srážek, její velikosti a způsobů jejího stanovování. Jak je patrné z tab. 1, faktor obohacení jednotlivých iontů v usazených srážkách je značně variabilní. Dosahuje intervalu od tisícin až po stonásobky koncentrací naměřených ve vertikálních srážkách. Často je vyšší v níže položených městech než v horských oblastech (viz Praha-Libuš, kde je maximální faktor obohacení 103,5). Toto lze pravděpodobně vysvětlit nárůstem LWC ve vyšších nadmořských výškách, kde je tak vzorek více naředěný [18, 20].

Podobně depozice iontů prostřednictvím usazených srážek tvoří v rozmezí jednotky až stovky procent velikosti depozice vertikálních srážek. Velikost depozice z mlhy a nízké oblačnosti je závislá na druhu lesního porostu, jeho stáří, meteorologických charakteristikách a na mnoha dalších faktorech. Je tudíž obtížně extrapolovat ji na jiné lokality, kde neprobíhá přímé měření. Určující je četnost výskytu mlh, která však bohužel nebyla ve většině použitých publikací uvedena. Je nicméně zřejmé, že na všech studovaných lokalitách byly usazené srážky velmi významným příspěvkem k celkové depo-

Tab. 1 Přehled velikosti depozice z mlhy a nízké oblačnosti na jednotlivých lokalitách.

Table 1. Summary of quantity fog and low cloud deposition in various localities

Lokalita	Nadm. výška (m n. m.)	Úhrn US[1)]	Použitý model	Faktor obohacení [2)]	Poměr depozice US [3)] (vyj. v %)	Velikost depozice US ($kg.ha^{-1}.rok^{-1}$)	Rok	Poznámka	Citace
Jizerské hory *(Uhlířská)*	775 – 886	10 %	depoziční model	2 (H^+)– 30 (NH_4^+)	3,2 (H^+)– 276,9 (NH_4^+)	0,003 (Cd)– 39 (NO_3^-)	1998 – 1999	Podíl velikosti depozice byl po NH_4^+ nejvyšší u As, F^-, Mg^{2+}.	[65]
Jizerské hory *(Uhlířská)*	775 – 886	10 %	depoziční model	0,1 (H^+)– 39,9 (Cd^{2+})			2000 – 2002	Faktor obohacení byl po kadmiu nejvyšší u iontů Ca^{2+}, NO_3^-, Na^+ a K^+. Srážky s prašným spadem (pro výpočet faktorů obohacení) byly odebírány na povodí Uhlířská.	[66]
Krkonoše *(Labská louka)*	1370	15–20 %	depoziční model	0,9 (pH)– 10,7 (NO_3^-)			2000 – 2002	Nejvyšší faktory obohacení byly kromě NO_3^- naměřeny pro Ca^{2+}, SO_4^{2-}, Mg^{2+}. Srážky s prašným spadem (pro výpočet faktorů obohacení) byly odebírány na povodí Modrý potok.	[66]
Krkonoše *(Studniční hora)*	1554	15–20 %	depoziční model	0,8 (Cl^-)– 14,3 (NO_3^-)			2000 – 2002	Nejvyšší faktory obohacení byly kromě NO_3^- zjištěny u Ca^{2+}, SO_4^{2-}, Mg^{2+}. Srážky s prašným spadem (pro výpočet faktorů obohacení) byly odebírány na povodí Modrý potok.	[66]
Krušné hory *(Fláje)*	740	12 %	–	1,58 (Mg^{2+})– 4,31(SO_4^{2-})	6 (Mg^{2+})– 32 (SO_4^{2-})	0,34 (Mg^{2+})– 49,06 (SO_4^{2-})	1995 – 1997	Výskyt mlhy a nízké oblačnosti byl ca 500 h/rok.	[7]
Krušné hory *(Rudolice)*	900	9 %	depoziční model	4,9 (Pb)– 81 (Na^+)	66 (Pb)– 905 (Na^+)	0,0097 (Ni)– 22,92 (SO_4^{2-})	1994	Podíl velikostí depozic byl po Na^+ nejvyšší u iontů Mn, Mg^{2+} a K^+.	[64]
Krušné hory *(Lugstein-Kahleberg)*	8 měřících míst (855–885)	14 %	model hydrologické bilance	2,4 (Mg^{2+})– 38 (F^-)	33 (Mg^{2+})– 526 (F^-)[4)]	0,04 (H^+)– 6,1 (NO_3^{2-})[4)]	1997 (pros.) – 1998 (červen)	Faktory obohacení i poměry depozice jsou vůči čistým srážkám bez prašného spadu dle [74]. Výskyt mlhy byl ca 1900 h/rok	[41]
Krušné hory *(Cínovec)*	877	14 % (1997) 10 % (1998)	depoziční model upravený dle [54]	2,4 (Mg^{2+})– 23 (K^+)	29 (Mg^{2+})– 129(K^+)	0,2 (Mg^{2+})– 12,1 (S-SO_4^{2-})	1997 – 1998	Výskyt mlhy ca 1500 h/rok.	[74]
Šumava *(Churáňov)*	1123	10 %	depoziční model	0,1 (Cu)– 12,3 (NH_4^+)	1,4 (Cu)– 123,3 (NH_4^+)	0,0005 (Cd)– 15,48 (NO_3^-)	1994 – 2003	Kromě NH_4^+ byly zvýšené koncentrace v US převážně u NO_3^- a SO_4^{2-}.	[66, 67]
Jablonec nad Nisou	550			0,002 (H^+)– 38,9 (Ca^{2+})			2000 – 2002	Srážky s prašným spadem (pro výpočet faktorů obohacení) byly odebírány na povodí Uhlířská.	[66]
Praha *(Libuš)*	300			0,02 (H^+)– 103,5 (Ca^{2+})			2000 – 2002	Vysoký faktor obohacení byl dále pro ionty Mg^{2+}, F^-, SO_4^{2-}, Mn, NO_3^-.	[66]

[1)] *% úhrnu usazených srážek (US) z úhrnu atmosférických srážek na volné ploše*

[2)] *poměr koncentrace iontů v usazených srážkách (US) a ve vertikálních srážkách s prašným spadem*

[3)] *poměr velikosti depozice usazených srážek (US) a velikosti depozice z vertikálních srážek s prašným spadem*

[4)] *dopočítáno na základě údajů v příslušné publikaci*

Lokalita	Nadm. výška (m n. m.)	Úhrn US[1)]	Použitý model	Faktor obohacení [2)]	Poměr depozice US [3)] (vyj. v %)	Velikost depozice US ($kg.ha^{-1}.rok^{-1}$)	Rok	Poznámka	Citace
Polana *(Hukavský grúň)* *(Slovensko)*	850	7,5 %			8 (K^+)– 286 (Cl^-)	0,4 (Mg^{2+})– 20.2 ($S\text{-}SO_4^{2-}$)	1993 – 1999	S výjimkou Cl^- a $N\text{-}NO_3^-$ byla depozice US v rozmezí 8–55 % depozice vertikálních srážek.	[49]
Vogézy *(povodí Strengbach)* *(Francie)*	1446	4 %	depoziční model upravený dle [54]	1,3 (Ca^{2+})– 19,6 (NH_4^+)	11 (H^+)– 325 (Pb^{2+})	0,001 (Cd)– 6 (SO_4^{2-}, NO_3^-)	1998 (březen) –1999 (únor)	Pro makrosložky je depozice z mlhy rovna přibližně 10–40 % depozice vertikálních srážek. Pro Pb, Cd, je dokonce důležitější než depozice z vertikálních srážek.	[27]
Apalačské pohoří *(USA)*	1220	46 %	depoziční model		160 (H^+) – 434 (NO_3^-)	2,4 (H^+)– 275,8 (SO_4^{2-})		40 % času je toto pohoří ponořeno v nízké oblačnosti. Pro všechny sledované ionty je depozice z mlhy významnější než depozice z vertikálních srážek.	[44]

zici, v některých případech dokonce tím nejvýznamnějším. Pouze shromáždění co největšího množství údajů o výsledcích z jednotlivých lokalit včetně údajů o četnosti výskytu mlh na těchto lokalitách a jejich pečlivé zpracování může v budoucnosti přinést možnost extrapolace velikosti depozice usazených srážek na větší území.

Literatura

[1] ACKER, K. – MÖLLER, D. – WIEPRECHT, W. – AUEL, R. – KALASS, D., 2001. Results of cloud physical and chemical observed at Mt. Brocken, Germany. In: Proceeding of the 2nd International Conference on Fog and Fog Collection, 15 to 20 July 2001, St. John's, New Foundland, Canada, p. 117–120.

[2] BALESTRINI, R. – TAGLIAFERRI, A., 2001. Atmospheric deposition and canopy exchange processes in alpine forest ecosystem (northern Italy). *Atmospheric Environment*, Vol. **35**, p. 6421–6433.

[3] BEDNÁŘ, J., 1989. Pozoruhodné jevy v atmosféře. Praha: Academia. 263 s.

[4] BĚLE, J., 1975. Příspěvek ke zjišťování ztrát vody intercepčním výparem ve smrkových porostech. *Lesnictví*, roč. **21**, č. 7, s. 633–649.

[5] BĚLE, J., 1992. Intercepce atmosférických srážek a pěstování smrkových porostů. *Zprávy lesnického výzkumu*, **XXXVII**, s. 13–15.

[6] BREWER, R.L. – GORDON, R.J. – SHEPARD, L.S. – ELLIS E.C., 1983. Chemistry of mist and fog from the Los Angeles urban area. *Atmospheric Environment*., Vol. **17**, p. 2267–2270.

[7] BRIDGES, K.S. – JICKELLS, T.D. – DAVIES, T.D. – ZEMAN, Z. – HUNOVA, I., 2002. Aerosol, precipitation and cloud water chemistry observations on the Czech Krusne Hory plateau adjacent to a heavily industrialised valley. *Atmospheric Environment*, Vol. **36**, p. 353–360.

[8] COLLETT, J.L. – BATOR, A. – SHERMAN, E., 2001. The Chemical Composition of Fogs and Intercepted Clouds in the United States. In: Proceeding of the 2nd International Conference on Fog and Fog Collection, 15 to 20 July 2001, St. John's, New Foundland, Canada, p. 49–52.

[9] CROFT, J. P., 2003. Fog. In: Molton, J.R., Curry, J.A., Pyle, J.A (Eds.), Encyclopedia of atmospheric science. Vol. **2**, p. 777–792.

[10] DAUBE, B. – KIMBALL, K.D. – LAMAR, P.A. – WEATHERS, K.C., 1987. Two new ground-level cloud water sampler design which reduce rain contamination. *Atmospheric Environment*, Vol. **21**, p. 893–900.

[11] DEAVLAEMINCK, R. – SCHRIJVER, A.D. – HERMY, M., 2004. Variation in throughfall deposition across a deciduous beech (Fagus sylvatica L.) forest edge in Flanders, *Science of the Total Environment*, Vol. **337**, p. 241–252.

[12] DEMOZ, B.B. – COLLETT, J. L. Jr. – DAUBE, B.C., 1996. On the Caltech Active Strand Cloudwater Collectors. *Atmospheric Research*, Vol. **41**, p. 47–62.

[13] DRAAIJERS, G. P. J. – ERISMAN, J. W. – LEEUWEN, N. F. M. – ROMER, F.G. – WINKEL, B. H. T., 1997. The impact of canopy exchange on differences observed between atmospheric deposition and throughfall fluxes. *Atmospheric Environment*, Vol. **31**, p. 387–397.

[14] ELIÁŠ,V. – TESAŘ, M. – BUCHTELE, J., 1995. Occult precipitation: sampling, chemical analysis and process modelling in the Sumava Mts. (Czech Republic) and in the Taunus Mts. (Germany). *Journal of Hydrology*, Vol. **166**, p. 409–420.

[15] FIŠÁK, J. – ŘEZÁČOVÁ, D., 1999. Odběr vzorků vody z mlh a nízké oblačnosti na meteorologických observatořích Milešovka a Kopisty. *Meteorologické Zprávy*, roč. **52**, s. 144–148.

[16] FIŠÁK, J. – ŘEZÁČOVÁ, D., 2001. Comparison between pollutant concentration in the samples of fog and rime water collected at the Milesovka Mt. *Studia Geophysica et Geodaetica*, Vol. **45**, p. 319–324.

[17] FIŠÁK, J. – ŘEZÁČOVÁ, D. – ELIÁŠ, V. – TESAŘ, M., 2001. Mesurement of fog/cloud and rime-water chemistry at Milesovka and Churanov stations. In: Book of Abstracts conference 150 years of the meteorological services in central Europe. p. 19–26.

[18] FIŠÁK, J. – TESAŘ, M. – ŘEZÁČOVÁ, D. – ELIÁŠ V. et al., 2002. Pollutant concentrations in fog and low cloud water at selected sites of the Czech Republic. *Atmospheric Research*, Vol. **64**, p. 75–87.

[19] FIŠÁK, J., 2004. Výzkum usazených srážek v Ústavu fyziky atmosféry AV ČR. *Meteorologické Zprávy*, roč. **57**, s. 78–85.

[20] FIŠÁK, J. – WEIGNEROVÁ, V., 2004. Závislost koncentrací polutantů ve vzorcích mlžné vody na vodním obsahu a celkovém povrchu kapiček vody v mlze. *Meteorologické Zprávy*, roč. **57**, s.11–14.

[21] FOJT, V., 1987. Zimní atmosférické srážky a sněhové poměry ve smrkových porostech chlumní oblasti. In: Práce VÚLHM, Jíloviště-Strnady, sv. **70**, s. 203–228.

[22] FOJT, V., 1988. Intercepce zimních atmosférických srážek smrkovými porosty chlumní oblasti. In: Zborník prác z „Bioklimatologických pracovních dní", s. 139–144.

[23] FREVERT, T.– KLEMM, O., 1984. How do pH-values in rain and fog water change when drying on plant surfaces? *Archives for Meteorology Geophysics and Bioclimatology*, **34** Series B, p. 75–81.

[24] GRUNOW, J., 1952. Nebelniederschlag [Occult precipitatin]. Ber. Deutsch. Wetterd. U.S. Zone 4. **42**, p. 30–34.

[25] HERCKES, P. – MILLET, M. – MIRABEL, P. – WORTHAM H., 2001. Fogwater Composition in Strabourg (France) from 1990 to 1999 – A change in Urban Air quality? In: Proceeding of the 2nd International Conference on Fog and Fog Collection, 15 to 20 July 2001, St. John's, New Foundland, Canada, p. 77–80.

[26] HERCKES, P. – MIRABEL, P. – WORTHAM, H., 2001. Fogwater studies in the Vosges mountains (France), In: Proceeding of the 2nd International Conference on Fog and Fog Collection, 15 to 20 July 2001, St. John's, New Foundland, Canada, p. 145–148.

[27] HILEMAN, B., 1983. Acid fog. *Environmental Science &Technology,* Vol. **17**, p. 117A-120A.

[28] HOFFMANN, J. – METZIG, G., 1991. Calibration of fog water collectors. *Journal of Aerosol Science*, Vol. **22**, p. 291–294.

[29] CHALOUPECKÝ, P. – ŠPIČKOVÁ, J. – FIŠÁK, J. – SKŘIVAN, P., 2005. Srovnání chemického složení podkorunových a usazených srážek. In: Sborník semináře „Atmosférická depozice 2004", Tejmlov, Česká republika, s. 133–140. ISBN 80-02-011659-9.

[30] IGAWA, M. – KAMEDA, H. – MARUYANA, F. – OKOCHI, H. – OTSUKA, I., 1997. Effect of simulated acid fog on needles of fir seedlings. *Environmental and Experimental Botany*, Vol. **38**, p. 155–163.

[31] IGAWA, M. – MATSUMURA, K.– OCHOCHI, H., 2001. Large deposition of acid fog rather than rain in high elevation forest, In: Proceeding of the 2nd International Conference on Fog and Fog Collection, 15 – 20 July 2001, St. John's, New Foundland, Canada, p. 109–112.

[32] KANTOR, P., 1981. Intercepce horských smrkových a bukových porostů. *Lesnictví*, roč. **27**. s. 171–192.

[33] KANTOR, P., 1983. Intercepční ztráty smrkových a bukových porostů, *Vodohospodársky Časopis*, roč. **31**, č. 6, s. 643–651.

[34] KANTOR, P., 1985. Příspěvek k problematice horizontálních srážek v horských lesích, *Zprávy lesnického výzkumu*, roč. **30**, č. 4, s. 42– 45.

[35] KLEMM, O. – WRZESINSKY, T. – GERCHAU, J., 2000. Present Weather Detector PWD11 for Fog Research at Waldstein. *Vaisala News*, **152**, p. 23–25.

[36] KLEMM, O., 2001. Trends in fog composition at a site in NE Bavaria. In: Proceeding of the 2nd International Conference on Fog and Fog Collection, 15 – 20 July 2001, St. John's, New Foundland, Canada, p. 73–76.

[37] KOBAYASHI, T. – NAKAGAMA, Y. – TAMAKI, M., 2001. Cloud water deposition to forest canopies of Cryptomeria Japonova at mt. Rokko, Kobe, Japan. In: Acid Rain 2000, the 6th International Conference on Acidic Deposition, Tsukuba, Japan, December 10–16, 2001, p. 601–606.

[38] KREČMER, V. – FOJT V. – HYNČICA, V., 1981. Intercepční proces ve smrkových porostech. *Vodohospodársky Časopis*, Vol. **29**, č. 6, s. 563–614.

[39] KROLL, G. – WINKLER, P., 1989. Influence of meteorological parameters on interception of cloud droplets in a coniferous forest. *Beitrage zur Physik der Atmosphere*, Vol. **62**, p. 265–274.

[40] LANGE, CH. A. – MATSCHULLAT, J. – ZIMMERMANN, F. – STERZIK, G. – WIENHAUS, O., 2003. Fog frequency and chemical composition of fog water – a relevant contribution to atmospheric deposition in the eastern Ergebirge, Germany. *Atmospheric Environment*, Vol. **37**, p. 3731–3739.

[41] LEVIA, D., F. Jr. – FROST, E. E., 2003. A review and evaluation of stemflow literature in the hydrological and biochemical cycles of forested and agricultural ecosystem. *Journal of Hydrology,* **273**, p.1–29.

[42] LINDBERG, S. E. – OWENS J.G., 1993. Deposition to Edges and Gaps in Mountain Forests, Throughfall Studies at Two Elevations in The Smoky Mountains. *Biogeochemistry*, Vol. **19**, p. 173–194.

[43] LOVETT, G. M. – REINERS, W. A. – OLSON, R. K., 1982. Cloud droplet deposition in subalpine balsam fir forest: hydrological and chemist inputs. *Science*, Vol. **218**, p. 1303–1304.

[44] LOVETT, G. M., 1984. Rates and mechanisms of cloud water deposition to a subalbine balsam fir forest. *Atmospheric Environment*, Vol. **18**, p. 361–371.

[45] LOVETT, G. M. – REINERS, W. A**.,** 1986. Canopy structure and cloud water deposition in subalpine coniferous forest. *Tellus*. Vol. **38**B (5), p. 319–327.

[46] LOVETT, G. M., 1988. A comparison of methods for estimating cloud water deposition to a New Hampshire (USA) subalpine forest. In: Acid deposition at high elevation sites. Kluwer Academic Publishers, p. 309–320.

[47] MINĎÁŠ, J., 1999. Kvantitatívná a kvalitatívna charakteristika zrážkového režimu jeďlo-bukového ekosystému. [Disertačná práca.] Zvolen: Technická Univerzita ve Zvoleni, Technická fakulta. 137 s.

[48] MINĎÁŠ, J. – ŠKVARENINA, J., 2001. Fog/cloud deposition in the Polana Mts. Region(Slovakia), In: Proceeding of the 2nd International Conference on Fog and Fog Collection, 15 to 20 July 2001, St. John's, New Foundland, Canada, p. 149–152.

[49] MOLDAN, B., 1992. Atmosférická depozice na území Československa 1976–1987. *Meteorologické Zprávy*, roč. **45**, č. 4, s. 109–119.

[50] MROSE, H., 1961. Ergebnisse von Spurenstoff-Bestimmungen im Niederschlag. *Zeitschrift für Meteorologie,* **15**, p. 46–54.

[51] NIHLGARD, B., 1970. Precipitation, its chemical composition and effect on soil water in a beech and a spruce forest in south Sweden. *Oikos*, **21**, p. 208–217.

[52] OLSON, R. K. – REINERS, W. A. – CRONAN, C. S. – LANG, G. E., 1981. The chemistry and flux of throughfall and stemflow in subalpine fir forets. *Holartic Ekology,* **4**, p. 291–300.

[53] PAHL, S., 1996. Fog deposition on spruce forests in high-elevation sites (in German). Ber. D. DWD 198, p. 137.

[54] PRUPPACHER, H. R. – KLETT, J. D., 1997. Microphysics of Clouds and Precipitation. Kluwer Academic Publishers. 954 p.

[55] RODRIGO, A. – AVILA, A. – RODA, F., 2003. The chemistry of precipitation, throughfall and stemflow in two holm oak (quercus ilex L.) forests under a contrated pollution environment in NE Spain. *The Science of the Total Environment*, **305**, p. 195–205.

[56] SIGG, L. – STUMM, W. – OBRIST, J. U.– ZURCHER, F., 1987. The chemistry of fog: factors regulating its composition. *Chimia*, **41**, p.159–165.

[57] SKAZYNSKA, K. – POLKOWSKA, Z. – NAMIESNIK, J. 2006. Sample handling and determination of physico-chemical parameters in rime, hoarfrost, dew, fog and cloud water samples – a review. *Polish Journal of Environmental Studies*, **15**, p.185–209.

[58] SKYBOVÁ, M., 2001. Chemical Polluted Icing and Fog in the Mounatain Regions of the Czech Republic. In: Proceeding of the 2nd International Conference on Fog and Fog Collection, 15 to 20 July 2001, St. John's, New Foundland, Canada, p. 109–112.

[59] SKYBOVÁ, M., 2003. Chemické složení horizontálních srážek v Jeseníkách. In: Program a sborník konference Ovzduší 2003, s.107–111. Brno: Masarykova univerzita. ISBN 80-210-3107-7.

[60] SHUTTLEWORTH, W. J., 1977. The Exchange of wind-driven fog and mist between vegetation and the atmospere. Boundary-Layer. *Meteorology*, **12**, p. 463–489.

[61] Meteorologický slovník výkladový a terminologický. 1993. Praha: Academia a MŽP ČR. 594 s.

[62] STACHURSKI, A. – ZIMKA, J. R., 2002. Atmospheric deposition and ion interaction within a beech canopy in the Karkonosze Mountains. *Environmental Pollution*, **118**, p. 75–87.

[63] TESAŘ, M. – ELIÁŠ, V. – ŠÍR, M., 1995. Preliminary results of characterisation of cloud and fog water in the mountains of the southern and nothern Bohemia. *Journal of Hydrology and Hydromechanic,* Vol. **43**, p. 412 – 426.

[64] TESAŘ, M. – FOTTOVÁ, D. – ELIÁŠ, V. – ŠÍR, M., 2000. Occult precipitation as an important contribution to the wet deposition in Bohemian Forets. *Silva Gabreta*, Vol. **4**, p. 87–96.

[65] TESAŘ M. – ŠÍR, M. – FOTTOVÁ D., 2004. Usazené srážky jako významný příspěvek k atmosférické depozici ve vybraných horských a urbanizovaných oblastech ČR. In: Sborník semináře „Atmosférická depozice 2004", Tejmlov, Česká republika, s. 95–101, ISBN 80-02-011659-9.

[66] TESAŘ, M. – ŠÍR, M. – FOTTOVÁ D., 2005, Usazené srážky a chemismus malého horského povodí. In: Hydrologie malých povodí, s. 343–350. Praha: Ústav pro hydrodynamiku AV ČR. ISBN 80-02-01754-4.

[67] THORNE, P. G. – LOVETT, G. M., REINERS, W. A., 1982. Experimental determination of droplet impaction on canopy components of balsam fir. *Journal of aplied Meteorology*, Vol. **21**, p. 1413–1416.

[68] WANG, Q. – DENG, B. – XU, H., 2001. The experimental Study on Beijing Urban Fog and its Effect on Environment. In: Proceeding of the 2nd International Conference on Fog and Fog Collection, 15 to 20 July 2001, St. John's, New Foundland, Canada, p. 53–56.

[69] WEATHERS, K. C. – LIKENS G. E. – BORMANN F. H.– BICKNESS S. H. et. al.,1988. Cloudwater chemistry from ten sites in North America. *Environmental Science & Technology*, Vol. **22**, p. 1018–1026.

[70] WEATHERS, K. C. – LOVETT, G. M. – LIKENS, G. E., 1994. Cloud deposition to a spruce forest edge, *Atmospheric Environment*, Vol. **29,** No. 6, p. 665–672.

[71] WEATHERS, K. C. – LOVETT, G. M. – LIKENS, G. E., 1995. Cloud deposition to spruce forest edge, *Atmospheric Environment*, Vol. **29**, No. 6, p. 665–672.

[72] YOSIDA, Z., 1953. General survey of the studies on fog-preventing forest. In Studies on Fogs in Relation to Fog-Preventing Forests. (Edited by Hori T.) Sapporo: Tanne Trading Co., p. 1–23.

[73] ZIMMERMANN, L. – ZIMMERMANN, F., 2002. Fog deposition to Norway spruce at high-elevation sites in the Eastern Erzgebirge (Germany). *Journal of Hydrology*, Vol. **256**, p. 199–175.

[74] ZIMMERMANN, F. – LUX, H. – MAENHAUT, W. – MATSCHULLAT, J.– PLESSOW K., 2003. A review of air pollution and atmospheric deposition dynamics in southern Saxony, Germany, Central Europe. *Atmospheric Environment*, Vol. **37**, p. 671–691.

Lektor (Reviewer) Ing. J. Fišák, CSc.

„DĚROVANÝ OBLAK“ U PODBOŘAN POZOROVANÝ 17. SRPNA 2006

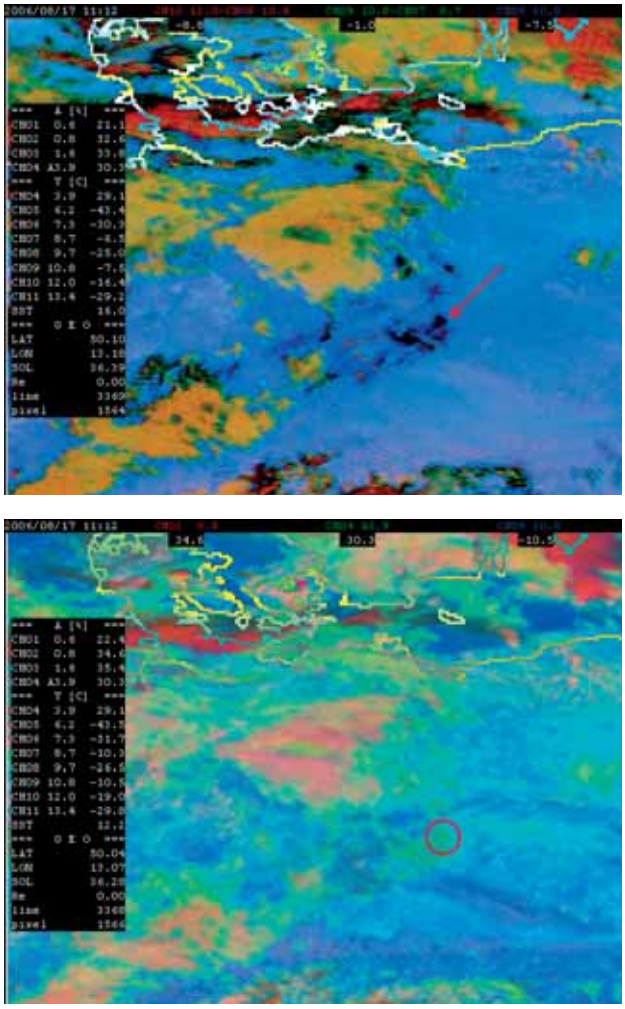
Dne 17. srpna 2006 byl u Podbořan, nalézajících se mezi Karlovými Vary a Rakovníkem, pozorován zajímavý oblačný útvar, dokumentovaný snímky (obr. 1a a 1b), pořízenými Pavlem Týmrem z obce Vroutky v rozmezí od 11.10 do 11.12 UTC (13.10 až 13.12 SELČ).

Podle struktury oblačnosti lze s velkou mírou jistoty usuzovat, že se jedná o důsledek koloidní instability, která nastala v oblačnosti druhu Altocumulus (či Cirrocumulus?) translucidus (perlucidus), složené z přechlazených vodních kapiček. V uvedené vrstvě se objevila ledová jádra, jež začala narůstat na úkor přechlazených vodních kapiček, které se v okolí ledových jader vypařovaly. Ledové krystalky, které lze pozorovat jako vláknitou oblačnost uprostřed oblačné „díry“, narostly pravděpodobně do takové velikosti, kdy gravitačním působením vypadávaly a následně se zřejmě vypařily v níže ležících sušších vrstvách. Tímto mechanismem lze vysvětlit tvorbu oné zajímavé oblačné díry. Na obr. 1a a 1b je též vidět, jak docházelo během pozorovaného pětiminutového období k úbytku vodních oblaků vlivem působení ledových krystalků.

Takto nápadná struktura zřejmě není příliš běžná, vyskytuje se pouze tehdy, jestliže je oblačná vrstva z přechlazených vodních kapiček dostatečně řídká a zároveň se objeví vhodný mechanismus vedoucí ke krystalizaci části vodních kapiček. Ledové krystalky se do přechlazeného vodního oblaku mohou



Obr. 1a, b. Foto oblačnosti druhu Altokumulus translucidus (perlucidus), která se vlivem výskytu ledových krystalků vypařuje, zatímco oblačnost tvořená ledovými krystalky přechodně roste. Fotografie byly pořízeny v časech 11.07 a 11.12 UTC (13.07 a 13.12 SELČ). Autor: Pavel Týmr.



Obr 2a, b. RGB kombinace spektrálních kanálů družice Meteosat 8 zvaná „Dust“ tj. kombinace rozdílu kanálů 12,0–10,8 (červená složka), 10,8–8,7 (zelená složka) a měření kanálu 10,8 μm (modrá složka) a kombinace „Day microphysics“, tvořená složením kanálů 0,8 (červená), 3,9A (neboli 3,9R, tj. odraženou složkou; zelená) a 10.8 μm (modrá složka). V produktu Dust je řídká oblačnost (středního či horního patra) zobrazená velmi tmavou barvou, zatímco kombinace „Day microphysics“ odhaluje převažující vodní fázi barvou zelenou. Hodnoty jednotlivých kanálů pro uvedené zeměpisné souřadnice jsou v okně vlevo; v produktu Dust (obr. 2a) to jsou hodnoty v místě pozorování vyznačeném šipkou, na obr. 2b se jedná o hodnoty v místě oblačnosti (vyznačené kroužkem) jihozápadně od místa pořízení fotografie.
Zdroj dat: EUMETSAT. Autor zobrazovacího programu: Daniel Rosenfeld.

dostat z vyšší oblačnosti, ale za nejpravděpodobnější mechanismus je asi možné považovat průlet letadla, který změní ve své dráze chemické a fyzikální vlastnosti aerosolů.

Nejbližší meteorologická stanice Karlovy Vary pozorovala v termínu 11 UTC (13 SELČ) 3/8 oblačnosti, 2/8 Cumulus humilis, zbytek oblačnost druhu Altocumulus a Cirrus. Teplota na stanici činila 24,6 °C, rychlost větru byla 1 m/s, proměnlivého směru. Ve vyšších hladinách se vyskytovalo jihozápadní proudění.

N obr. 2 je snímek z družice METEOSAT 8 (MSG) ze 17. srpna 2006, hlavičkového času 11.00 UTC, tj. času měření nad ČR kolem 11.10 UTC. Pro odhalení charakteru oblačnosti byla použita multispektrální analýza zvaná „Dust" (název vznikl podle využitelnosti pro detekci prašných bouří), tj. kombinace rozdílu kanálů 12,0–10,8 (červená), 10,8–8,7 (zelená) a 10,8 μm (modrá) a denní mikrofyzikální produkt. Uvedená kombinace potvrdila přítomnost řídké oblačnosti, která se vyskytovala spíše západně od lokality pozorování. Tato oblačnost byla podle analýzy kanálu 3,9A (vysoké odrazivosti v oblasti zmiňovaných řídkých oblaků) složená převážně z vodních kapiček, což znázorňuje i zelená barva na obr. 2b. Analýza kanálu 10,8 μm také potvrdila že uvedená oblaka měla jasovou teplotu od +1 do –10 °C, a to přes vliv transparentnosti oblačnosti.

ZÁVĚR

Uvedený jev nemá v českém jazyce zavedený pojem, v angličtině se pro něj objevuje neoficiální termín „hole-punch cloud" (viz např. NASA, 2004–2006), což znamená oblak „proděravělý" nějakým vnějším činitelem. Je to zřejmě jev vzácný, nicméně jej můžeme považovat za krásnou ukázku Bergeronovy-Findeisenovy teorie vzniku vertikálních srážek v mírných šířkách.

Poděkování

Autor příspěvku děkuje Danielovi Rosenfeldovi z Hebrejské univerzity (Jerusalem) za možnost využití kvalitního programu pro rozbor snímků družice Meteosat 8 (MSG).

Literatura:

NASA, 2006. A Hole Punch Cloud Over Alabama. http://apod.nasa.gov/apod/ap040112.html.

EUMETSAT, 2005–2006. http://www.eumetsat.int

Milan Šálek

EXTRÉMNÍ METEOROLOGICKÉ JEVY
Seminář České meteorologické společnosti 2006

Na Labské boudě v Krkonoších (1 350 m n. m.) se uskutečnil ve dnech 12.–14. 9. další z každoročních seminářů České meteorologické společnosti (ČMeS) – tentokrát na téma Extrémní meteorologické jevy.

Předseda ČMeS Prof. RNDr. Jan Bednář, CSc. přivítal 74 účastníků z řady tuzemských organizací i Slovenského hydrometeorologického ústavu. Ve svém projevu zdůraznil význam pravidelných setkání meteorologů nejen z odborného hlediska, ale i k upevnění vzájemných vztahů.

V pěti tematických souborech odeznělo celkem 21 audiovizuálních prezentací.

Pozorování a měření

L. Řezníčková: Hydrometeorologické extrémy v časných přístrojových a vizuálních denních pozorováních počasí.



Obr. 1 Auditorium semináře při jedné z prezentací. Foto O. Šuvarinová.

K. Chromá: Časová a prostorová analýza krupobití na území Moravy a Slezska v 19. a 20. století.

S. Křivancová – M. Starostová: Extrémní výšky nového sněhu v jižních Čechách – hodnocení extremity zimy 2005/06.

L. Němec – J. Hostýnek – V. Sosna: Porovnání sněhových charakteristik poslední zimyv České republice s předcházejícími sezonami.

J. Hostýnek: Teoretické modely pro výpočet zatížení sněhem.

P. Jůza – M. Starostová – K. Sklenář: Naměřené minimální teploty na některých horských stanicích.

M. Kovářová: Extrémní meteorologické jevy pozorované na Mokrých Loukách.

J. C. Moliba – R. Huth: Trendy rozložení teploty vzduchu a srážek v České republice.

Srážky a povodně

M. Kašpar – M. Müller: Hodnocené extremity synoptické situace z hlediska silných velkoprostorových srážek.

O. Halásová: Extrémní srážky a přívalové povodně na Moravě a ve Slezsku ve 20. století.

Srážkové úhrny z 3.–8. 8. 2006 na Labské boudě.

P. Šercl – R. Tyl: Meteorologické podklady pro hydrologické vyhodnocení extrémních povodní.

Konvekce

J. Sulan: Projevy silné konvekce – předpověď a skutečnost.

A. Demeterová: Využitie MSG/SEVERI na detekciu vodnej pary v spodnej stratosfere nad konvektívnymi búrkami.

H. Kyznarová – P. Novák: Využití meteorologických radarů pro detekci a předpověď konvekčních bouří.

M. Šálek: Možnost detekce extrémních srážek meteorologickými radary – přívalové srážky na Dyji 29. 6. 2006.

Modely

M. Janoušek: První zkušenosti s modelem AROME/CZ v situacích se silnou konvekcí.

F. Váňa: Význam nelineární horizontální difuze pro předpověď extrémních meteorologických jevů.

Předpovědi a výstrahy

A. Šír: Výstražné informace SIVS a jejich hodnocení.

F. Šopko: Nový systém integrované výstražné služby (SIVS) v ČHMÚ.

T. Míková: Distribuce varovných informací v ČT.

Hodnocení úrovně prezentací je vždy víceméně subjektivní záležitostí s tím, že větší ohlas mají přednášky vztahující



Obr. 2 Část účastníků semináře. Foto O. Šuvarinová.

se k současnosti. Z tohoto pohledu měla dobrý ohlas vystoupení L. Němce, O. Halásové (vztahující se k měření na automatické meteorologické stanici Labská bouda, kde 7. 8. bylo naměřeno 193.1 mm srážek a 24hodinový úhrn 233.7 mm), P. Šercla, J. Sulana (vtipnost podání), M. Šálka a všechny přednášky z bloku „předpovědi a výstrahy". Zasloužený ohlas mělo i vystoupení J. C. Moliby v českém podání. V kontextu několika ročníků seminářů ČMeS stojí za úvahu zmenšit počet přednášek, a naopak zvětšit časový prostor pro diskusi. Utínání diskuse s odkazem na kuloární dokončení výměny názorů není produktivní.

I když hlavní náplň setkání měla ryze odborný charakter, přesto jedno odpoledne bylo rezervováno k volnému využití. Podle individuální fyzické kondice a chuti využila většina účastníků krásného počasí babího léta k výšlapu alespoň k pramenu Labe (1 km) nebo k sněžným jámám (4,5 km), nebo k Labskému vodopádu kousek pod chatou.

Ve vtipném závěrečném slově K. Krška zhodnotil průběh semináře, připomenul dvě padesátiletá výročí úmrtí dvou významných českých meteorologů, prof. S. Hanzlíka a Dr. G. Swobody, a podal návrh na opatření pamětní desky RNDr. M. Woleka, který zemřel při pořádání semináře ČMeS v roce 2002. S ohledem na rozšiřující se spektrum účastníků také navrhl, aby aktéři byli příště opatřeni jmenovkami.

Za zorganizování semináře patří dík jak Pobočce ČHMÚ Hradec Králové a jmenovitě Z. Mrkvicovi, tak i tradiční zajišťovatelce H. Vondráčkové, výjimečně nepřítomné.

Zdeněk Horký

8. MEZINÁRODNÍ KONGRES AEROBIOLOGIE

Osmý mezinárodní kongres oboru aerobiologie se konal 21.–25. 8. 2006 ve městě Neuchâtel, ve francouzské části Švýcarska. Kolem dvou set účastníků předneslo 127 prezentací a vystavilo 104 posterů. Organizaci kongresu převzala aerologická stanice švýcarské meteorologické služby v Payerne a konala se v prostorách univerzity v Neuchatelu. Příspěvek J. Nekováře a L. Hájkové nazvaný Generative phenophases evaluation as a preparation for pollen allergology season forecast (Hodnocení generativních fenofází jako příprava pro předpověď pylové sezony) přednesl autor této informace v sekci Pylová fenologie.

Účastníky zaujala přednáška amerického experta S. Isarda o šíření katastrofálního napadení sojových plantáží také přenášením spor Phakopsora pachyrhizi cestou hurikánů mezi kontinenty. V daném případě je fyzikální katastrofa následována katastrofou biologickou.

V rámci kongresu se konala konzultace připravovatelů nové akce COST s názvem „Assessment of production, release, distribution and health impact of allergenic pollen in Europe", kterou koordinoval M. Sofiev z Finského meteorologického institutu. Návrh prošel technickou komisí domény COST a v případě přijetí vstoupí do programu realizovaných akcí vědeckotechnické spolupráce.

Autor příspěvku navštívil také Geografický ústav univerzity v Bernu, včetně Katedry klimatologie a meteorologie, kde měl konzultace jak s děkanem, tak s dalšími pedagogy. Podrobnější informace o náplni studia a vědeckých aktivitách lze nalézt na webových stránkách (www.giub.unibe.ch/d/organigramm.htm) a (www.giub.unibe.ch/klimet/teaching.html). Na adrese www.ncrr-climate.unibe.ch jsou popsány aktivity univerzity ve výzkum klimatu. Pozornost je věnována i paleoklimatologii, byla publikována řada prací o historii a předchozích změnách klimatu. Robert Brügger propracoval, publikoval a v Evropě prosazuje metodu staničního distančního multispektrálního snímkování biologických objektů během vegetační sezony. Metoda pracuje s vícepásmovými (UV, Visible, IR) digitálními informacemi, skládanými do NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) a jeho odvozenin. Pro finanční nenáročnost spočívající v pořízení kamery je tato metoda operativně aplikovatelná i na jiných místech – v současné době je zaváděna do zkušebního provozu na observatoři ČHMÚ v Doksanech.

Sborník abstraktů z 8. mezinárodního kongresu v Neuchatelu má rozsah 317 stran.

Jiří Nekovář

ING. ROSTISLAV SOCHOREC, PĚTASEDMDESÁTILETÝ

Dne 10. října 2006 se dožil v plné tělesné i duševní svěžesti 75 let dlouholetý pracovník Českého hydrometeorologického ústavu, významný český hydrolog, Ing. Rostislav Sochorec.

Narodil se 10. října 1931 ve Starém Městě u Uherského Hradiště, mládí strávil v Moravském Žižkově. Po absolvování základního vzdělání v roce 1942 studoval na reálném gymnáziu, nejdříve ve Strážnici, po roce 1945 v Brně. Studium ukončil maturitou v roce 1950.

Jeho otec byl významným československým politikem za Československou stranu lidovou. StB jej ještě před únoro-

vým převratem v roce 1948 zatkla a uvěznila. Ve vězení přišel o život za dosud neobjasněných okolností.

Tato událost podstatně na dlouhá léta ovlivnila život Rostislava Sochorce. Další studium mu nebylo po maturitě z politických důvodů povolené a vše, čeho v životě dosáhl, si zasloužil cílevědomou snahou a nevšední houževnatostí. Tyto vlastnosti mu nemůže upřít nikdo z těch, kteří ho poznali v práci, nebo soukromí.

Z počátku pracoval u matky v zemědělství, pak v roce 1952 nastoupil základní vojenskou službu v tehdejších PTP – Pomocných technických praporech, určených většinou politicky nespolehlivým občanům. Tu ukončil v roce 1954 a nastoupil do zaměstnání v 5. oddělení odboru hydrologie Čech a Moravy Hydrometeorologického ústavu (HMÚ) v Brně. Zde nejdříve pracoval ve skupině podzemních vod a pramenů, později ve skupině povrchových vod jako referent pro povodí Bečvy. Při zaměstnání absolvoval studia na stavební fakultě Vysokého učení technického v Brně. Studia ukončil s vyznamenáním v roce 1959.

Většinu svých schopností a sil plných 40 let svého produktivního věku věnoval pracovišti HMÚ v Ostravě, kam přešel z Brna na počátku roku 1960. Zde se plně uplatnila jeho houževnatá a cílevědomá povaha. Po dobu svého působení až do konce roku 1999 zastával na původním pracovišti v Ostravě-Přívoze, i v nové budově střediska HMÚ v Ostravě-Porubě, různé funkce. Postupně zde řídil skupiny povrchových vod, hydrologické předpovědní služby a aplikované hydrologie, později oddělení hydrologie, radiochemickou laboratoř a útvar výzkumu a vývoje. Vrcholem jeho profesní kariéry byla funkce ředitele pobočky ČHMÚ v Ostravě, do které byl jmenován v roce 1990 a zastával ji do roku 1995. Potom ještě pracoval jako výzkumný pracovník v útvaru hydrologie a na konci roku 1999 ve svých 68 letech odešel z činné služby. Ještě na přelomu roku 2002 a 2003 dobrovolně vypomohl pobočce ČHMÚ v Praze s vyhodnocením katastrofální povodně, která postihla v roce 2002 povodí Labe.

Ing. Sochorec byl aktivní nejen v rámci HMÚ. Jeho zásluhou zahájila koncem roku 1960 činnost skupina hydrologické předpovědní služby (HPS) pro povodí Odry, pro jejíž činnost a další rozvoj vytvořil jako její první vedoucí metodický základ. Ve spolupráci s dalšími odborníky z HMÚ v českých zemích i na Slovensku, výzkumných ústavů a škol se podílel na vypracování řady nových metodických postupů, např. z oblasti měření průtoků, stanovení postupových dob průtoků, vyhodnocování povodní a povodňových charakteristik atd., které se v modifikované podobě využívají dodnes.

Většina žijících pamětníků si vzpomene na jeho zásluhy spojené s výstavbou budovy střediska v Ostravě, jehož provoz byl zahájen v roce 1968. Podílel se na konečné podobě projektu a vykonával zde stavební dozor, zajistil také vybavení budovy.

V rámci spolupráce HMÚ s Výzkumným ústavem vodohospodářským na výzkumném úkolu „Postupové doby v povodí Odry“ se od roku 1967 začal zabývat možností využití radioizotopů v hydrologii. K tomu absolvoval v letech 1971–1973 postgraduální studium ve specializaci jaderná chemie na ČVUT v Praze. Po jeho absolvování byl pověřen vedením nově zřízené radiochemické laboratoře na pracovišti v Ostravě.

Významná je jeho publikační činnost, autorsky se např. podílel na zpracování nejrozsáhlejšího celostátního hydrologického díla Hydrologické poměry ČSSR. V Česku i v zahraničí publikoval okolo 50 titulů, hlavně v neperiodických publikacích HMÚ, ale také ve Vodohospodárském časopisu SAV, časopisu Vodní hospodářství, sbornících referátů z konferencí aj. Řadu let byl členem Vydavatelské komise ČHMÚ.

Své teoretické i praktické zkušenosti uplatňoval také v pedagogické práci. Předával je mladší generaci pracovníků HMÚ v Podnikové technické škole i na mezinárodní úrovni v rámci periodicky se opakujících mezinárodních hydrologických postgraduálních kurzů UNESCO při Vysoké škole zemědělské v Praze.

Po příchodu do Ostravy se oženil, založil rodinu, vystavěl rodinný dům a vychoval dvě děti.

Aktivní zůstává také po odchodu z činné služby. Věnuje se expertní činnosti v životním prostředí v oboru „Testování, měření a analýzy“ a od roku 1990 dodnes je veřejně činný v zastupitelstvech Statutárního města Ostravy a jeho městského obvodu Poruba.

U příležitosti 50. výročí založení Hydrometeorologického ústavu bylo Ing. R. Sochorcovi za jeho celoživotní službu ústavu a zásluhy v oboru hydrologie uděleno nejvyšší vyznamenání ČHMÚ – zlatá medaile Antonína Strnada, zakladatele české moderní meteorologie.

Za mnohé kolegy, kteří s ním spolupracovali v dobách dřívějších i nedávných, přeji jubilantovi do dalších let mnoho zdraví, štěstí a životního optimismu.

Arnošt Hošek

RNDr. VÍT KVĚTOŇ, CSc. – ŠEDESÁT LET

Vít Květoň se narodil 21. října 1946 v Praze. Po absolvování Matematicko-fyzikální fakulty UK (MFF UK) nastoupil 5. 8. 1968 do Hydrometeorologického ústavu v Praze, kde už jako student pracoval na částečný úvazek. Na ruzyňském letišti byl zaměstnán jako letecký meteorolog. Roční vojenskou službu absolvoval ve Výzkumném vojenském ústavu v Braníku, kde se aktivně zapojil do přípravy linky pro automatizaci numerické předpovědi počasí. Znalosti, které zde získal, později úspěšně využíval při své praxi. I když ho práce na letišti těšila a od začátku patřil mezi pečlivé a také úspěšné pracovníky, neodolal v roce 1974 nabídce místa vědeckého pracovníka ve Výzkumném ústavu balneologickém (VÚB) v Mariánských Láznich, kde pracoval až do roku 1992. Po zrušení VÚB se vrátil do ČHMÚ do odboru klimatologie, od roku 1995 jako vedoucí oddělení.

Přes své pracovní vytížení si dokázal zvyšovat kvalifikaci. Rigorózní zkoušku udělal v roce 1970, v roce 1983 obhájil kandidátskou práci, v roce 1990 úspěšně dokončil postgraduální studium, vše na MFF UK. V letech 1983–1992 absolvoval několik kurzů programování.

Ve VÚB i nyní v ČHMÚ mimo běžné rutinní práce se vždy spíše zaměřoval na vědeckou činnost, často na mezinárodní úrovni. Aktivně se zúčastnil mnoha mezinárodních projektů a zahraničních cest, kde přispíval k popularizaci české meteorologie, biometeorologie a klimatologie nejen u našich nejbližších sousedů. Jeho publikační činnost je skutečně úctyhodná, seznam nejdůležitějších prací uvádíme.

Svým pracovním nasazením a odbornými znalostmi je příkladem mladším spolupracovníkům. V případě potřeby pro něj neplatí pracovní doba a není výjimkou, že si vezme práci domů. Příkladem jeho pracovního nasazení je připravovaný Atlas podnebí, kde zpracoval ze všech autorů nejrozsáhlejší část.

Zdálo by se, že na jiné aktivity už nemůže zbývat čas, ale

Vítek se vždy rád věnoval turistice, dokonce i vysokohorské, v mládí závodně plaval a tancoval.

Za všechny kolegy přejeme jubilantovi v dalším životě ještě mnoho pracovních úspěchů, spokojený rodinný život a potěšení z vnoučat.

Výběr z literatury

KVĚTOŇ, V. – MATOUŠEK, J. 1978. Medicínsko-meteorologická předpověď a možnosti uplatnění v lázeňské léčbě. *Balneologické Listy*, Suppl. 1. Mariánské Lázně: VÚB. 193 s. 191 cit.

KVĚTOŇ, V., 1984. Biometeorologická analýza subjektivních obtíží kardiaků. *Balneologické Listy*, Suppl.15. Mariánské Lázně: VÚB, s. 8–160.

KVĚTOŇ, V., 2001. Normály teplot vzduchu na území České republika v období 1961–1990 a vybrané teplotní charakteristiky období 1961–2000. (Climatological normals of air temperature of the Czech Republic in the period 1961–1990 and selected air temperature characteristics of the period 1961–2000). Praha: ČHMÚ. Národní klimatický program ČR, sv. 30, 40 s., 63 tab., 19 map.

KVĚTOŇ, V., 1991: Weather fronts and acute myocardial infarction. *International Journal of Biometeorology*, Vol. **35**, s.10–17.

KVĚTOŇ, V., 1992. The role of meteorology in health care systems. In: Health Systems the Challenge of Change. Proceedings of the Fifth International Conference on System Science in Health Care. Prague: Omnipress, s. 463–466

KVĚTOŇ, V., 1992. Les problemes d'evaluation de la validité des prévisions médico-météorologiques. In : Besancenot, J.P. et all: Risques pathologiques. Rhytmes et paroxysmes climatiques Paris: J. Libbey Eurotext, s. 29–34.

KVĚTOŇ, V., 1992. Quelques résultats dune analyse chronobiologique de l'infarctus du myocarde. In: Besancenot, J.P. et all: Risques pathologiques. Rhytmes et paroxysmes climatiques. Paris : J. Libbey Eurotext, s. 115–124.

FIŠER, O. – KVĚTOŇ, V**.** , 2006. Stability of rain-rate distribution: how many years to measure? *Electronics. Letters*, Vol. **42**, No 10, ,s. 567–569. ISSN 0013-5194.

KVĚTOŇ, V. – MATOUŠEK, J. – ŠEBESTA, Z., 1978. Bemerkungen zur Wahl der Kriterien für das Aufsuchen einer für den Bau eines Heilbades geeigneten Lokalität. *Balneologica Bohemica*, Vol. **7**, s. 111–120.

KVĚTOŇ, V., 1985. Analyse komplexer Einwirkungen des Wetters auf die subjektive Beschwerden der Herzkranken. *Balneologica Bohemica*, Vol. **14**, s.14–26.

KVĚTOŇ, V., 1986. Possibilities of the Application of Fuzzy Sets Theory in Meteorology and Biometeorology. *Busefal,* Vol. **27**, s. 28–34.

KVĚTOŇ, V. – MATOUŠEK, J. – ŠEBESTA, Z., 1986. Meteorologische Einflüsse auf die Veränderungen des Blutdrucks und der Pulsfrequenz bei Kranken nach einem Myokardinfarkt, beobachtet im Verlauf des Kuraufenthaltes. *Balneologica Bohemica*, Vol. **15**, s. 73–81.

KVĚTOŇ, V. – ŠEBESTA, Z., 1989. Einige Ergebnisse der Erforschung der meteorotropie beim Auftreten von akutem Myokardinfarkt. *Balneologica Bohemica*, Vol. **18**, s. 97–105.

Luboš Němec

RNDr. JOSEF KEDER, CSc., ŠEDESÁTILETÝ

Mezi těžko uvěřitelná životní jubilea patří nastávající šedesátiny stále mladého a optimisticky smýšlejícího RNDr. Josefa Kedera, CSc., vedoucího oddělení meteorologie a expertiz úseku ochrany čistoty ovzduší Českého hydrometeorologického ústavu. Náš jubilant se narodil 27. 10. 1946 v Praze, kde také absolvoval svá základní a gymnaziální studia. Vysokoškolské studium na Matematicko-fyzikální fakultě Univerzity Karlovy, obor meteorologie, absolvoval s vyznamenáním v roce 1969. V tomto roce také zahájil svou dlouholetou profesionální kariéru v Českém hydrometeorologickém ústavu. Již jeho první odborná činnost v ústavu mu v souladu s jeho osobními ambicemi umožnila, že patřil mezi vůdčí osobnosti při zavádění nových metod do odborné činnosti ústavu. Metodicky vedl kolektiv, který připravoval realizaci pravidelných měření s využitím meteorologického radiolokátoru v Praze-Libuši. Rovněž při své další činnosti jako vedoucí nově postavené observatoře v Tušimicích se v roce 1974 stal součástí nově vzniklého oboru ochrana čistoty ovzduší. Přímo v jedné z nejvíce znečištěných oblastí Evropy aplikoval poznatky studia rozptylových podmínek k realizaci smogových regulačních systémů a dalších opatření ke zlepšení kvality ovzduší. Z této oblasti byla rovněž kandidátská dizertační práce z roku 1981 o studiu rozptylových podmínek a znečištění ovzduší během rozpadu noční inverze. V devadesátých letech inicioval instalaci sodarů a radioakustických sondážních systémů v oblastech s vysokou hladinou znečištění ovzduší a jejich aplikaci pro sledování rozptylových podmínek v přízemní vrstvě ovzduší.

Dr. Keder se postupně zařadil mezi nejvýznamnější české odborníky v oblasti meteorologických aspektů znečišťování ovzduší. V tuzemsku i v zahraničí je oceňován jeho pečlivý a vysoce odborný přístup k přípravě, zpracování a prezentaci výzkumných zpráv a projektů. Spolupracoval na zdokonalení referenční metody výpočtu rozptylu škodlivin ze stacionárních zdrojů emisí, podílel se na vývoji nových statistických metod modelování a předpovědi koncentrací ozonu v přízemní vrstvě ovzduší a byl koordinátorem řady výzkumných úkolů a projektů z této oblasti. Jako uznávaný odborník je členem rezortní komise pro udělování autorizace ke zpracování rozptylových studií a komise pro posuzování vlivů na životní prostředí. Je rovněž členem univerzitní komise pro státní rigorózní zkoušky programu fyzika.

V krátkosti nelze vyjmenovat všechny jeho publikace a výzkumné práce, které prezentuje se svými spolupracovníky v našem i zahraničním odborném tisku. Jako externí lektor, vedoucí či oponent diplomových a doktorandských prací se podílí na výchově nastupující vědecké generace. Díky svému širokému rozsahu odborných i encyklopedických znalostí se stal stěžejním výzkumným pracovníkem ústavu.

Do dalších let přeji za sebe i spolupracovníky našemu Pepíkovi mladistvý elán, pevné zdraví a životní pohodu a věřím, že pro jeho vysoce odborný i lidský přístup k řešení problémů bude i nadále patřit ke špičkovým odborníkům zajišťujících vysokou úroveň oboru ochrany ovzduší Českého hydrometeorologického ústavu.

Jaroslav Šantroch

PROFESOR JAN BEDNÁŘ ŠEDESÁTILETÝ

Profesor RNDr. Jan Bednář, CSc., dlouholetý vedoucí katedry meteorologie a ochrany prostředí Matematicko-fyzikální fakulty Univerzity Karlovy v Praze a prorektor Karlovy

univerzity, se letos dožívá významného životního jubilea – šedesáti let.

Prof. Bednář se narodil 11. listopadu 1946 v Benešově u Prahy, kde také navštěvoval základní a střední školu. V roce 1965 zahájil studium fyziky na Matematicko-fyzikální fakultě Univerzity Karlovy. Ve svém studiu se specializoval na problematiku fyziky atmosféry. V roce 1970 dosáhl akademického titulu RNDr., v roce 1976 obhájil kandidátskou disertaci a získal akademickou hodnost kandidáta matematicko-fyzikálních věd. Od úspěšného absolutoria působí na Matematicko-fyzikální fakultě Univerzity Karlovy, kde se podílel na výchově a přípravě řady odborníků v meteorologii. Nejprve jako asistent, po roce 1976 jako odborný asistent, od roku 1991, kdy se úspěšně habilitoval, jako docent a po roce 1997 jako profesor meteorologie.

Ve své akademické kariéře prof. Bednář zastával a zastává řadu významných funkcí. V letech 1992–1996 zastupoval vedoucího katedry meteorologie a ochrany prostředí. Od roku 1996 tuto katedru vedl, a to až do začátku roku 2006, kdy se stal prorektorem Univerzity Karlovy. V období 1999–2005 byl členem vědecké rady Matematicko-fyzikální fakulty Univerzity Karlovy, členem vědecké rady Univerzity Karlovy v Praze je od roku 2006. Významnou funkcí celouniverzitního významu bylo nejprve členství a místopředsednictví (1993–1997) a posléze pak předsednictví (1997–2000) Akademického senátu Univerzity Karlovy. Od roku 2000 je delegátem Univerzity Karlovy v předsednictvu Rady vysokých škol, v němž působí jako místopředseda.

Prof. Bednář je činný i na půdě Akademie věd České republiky, kde je členem Sněmu. Po jedno funkční údobí byl i členem Dozorčí komise Akademie věd České republiky. Ve vědecké radě Ústavu fyziky atmosféry Akademie věd České republiky působil v letech 1990 až 2002. Od roku 1991 je také členem redakční rady časopisu Meteorologické Zprávy a dále je dlouholetým členem redakční rady časopisu Ochrana ovzduší.

Prof. Bednář je dlouholetým členem České (dříve Československé) meteorologické společnosti, v níž v letech 1981 až 1993 působil jako tajemník. V roce 1993 se stal jejím předsedou a tuto funkci doposud vykonává.

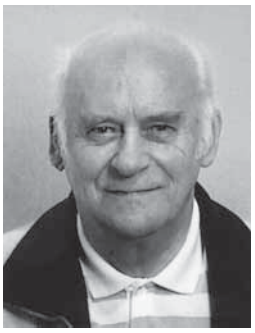
Z dalších aktivit prof. Bednáře můžeme uvést jeho působení v České křesťanské akademii (od roku 1990), jejímž 1. viceprezidentem od roku 1996 je.

O bohaté a plodné vědecké činnosti prof. Bednáře na katedře meteorologie a ochrany prostředí Matematicko-fyzikální fakulty Univerzity Karlovy svědčí jeho rozsáhlá publikační činnost. Je autorem nebo spoluautorem cca 130 původních vědeckých, referativních a popularizačních časopiseckých prací, autorem a spoluautorem pěti monografií a vysokoškolských učebnic. Ve své činnosti na katedře vedl řadu diplomových a doktorandských prací, spolupodílel se na výchově odborníků působících v řadě institucí zabývajících se meteorologií, a to v České republice i v zahraničí. Mimo pedagogického působení na katedře meteorologie a ochrany prostředí Matematicko-fyzikální fakulty Univerzity Karlovy přednáší i na Ústavu pro životní prostředí Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy.

Jménem všech spolupracovníků, bývalých i současných žáků, přátel a známých i jménem svým přeji profesoru Bednářovi k jeho životnímu jubileu ještě mnoho let šťastně strávených v kruhu své rodiny a přátel, let naplněných další bohatou a smysluplnou činností.

Josef Brechler

ZEMŘEL RNDr. MILAN KOLDOVSKÝ (1929–2006)



Dne 16. srpna 2006, v den svých 77. narozenin, zemřel RNDr. Milan Koldovský. Narodil se v Liberci, kde také prožíval své ranné dětství. Podmínky předcházející 2. světové válce donutily celou rodinu Koldovských k vystěhování z pohraničí a zakotvení na Jičínsku. K obci Jinolice byla potom vázána podstatná část života dr. Koldovského.

V roce 1945, při studiu na jičínském Raisově reálném gymnáziu, se v místním aeroklubu věnoval plachtařskému sportu, ve kterém dosáhl výkonnostního stupně, „stříbrné C“. Od plachtění byl jen nepatrný krůček k hlubokému zájmu o meteorologii. Výbornou jazykovou erudici, tak potřebnou při studiu meteorologie, získal mimo jiné koncem 2. světové války, kdy po dobu několika měsíců ukrývali Koldovští ve svém domě dva, z německého zajetí uprchlé, australské vojáky.

V roce 1948 začal studovat na Přírodovědecké fakultě Karlovy univerzity v Praze a po delší době ukončil studium meteorologie na Přírodovědecké fakultě Masarykovy univerzity v Brně. Titul doktora přírodovědy získal v roce 1966.

Do doby konce 40. a dále 50. let spadá i jeho vědecká činnost v oboru synoptické a letecké meteorologie, kdy publikoval řadu v té době významných článků o konvekci, byl autorem a spoluautorem několika knih a monografií o meteorologii pro sportovní piloty, především pak pro plachtaře.

Spektrum činnosti dr. Koldovského v oboru meteorologie bylo velmi široké. V roce 1951 a potom v letech 1967–1968 pracoval v oddělení letecké meteorologie tehdejšího Hydrometeorologického ústavu v Praze-Ruzyni. V letech 1953–1958 pracoval v Laboratoři meteorologie Geofyzikálního ústavu ČSAV na pracovišti v Hradci Králové a v letech 1959–1967 na observatoři na Milešovce. V r. 1968 přešel na nově vznikající útvar čistoty ovzduší Českého hydrometeorologického ústavu (ČHMÚ). V letech 1978–1990 působil ve Výzkumném ústavu energetickém v oddělení ochrany ovzduší, kde vedl meteorologickou skupinu. V letech 1990–1992 byl ředitelem Českého hydrometeorologického ústavu. V této funkci se zasloužil o významnou modernizaci výpočetní techniky a systémů používaných v aerologii, družicové a radarové meteorologii a o aktivní spolupráci mezi ČHMÚ a Météo France na poli numerických předpovědních metod. Za možnost využití výsledků předpovědního modelu konstruovaného v Météo France při aktivní spolupráci pracovníků ČHMÚ i Katedry meteorologie a ochrany prostředí Matematicko-fyzikální fakulty (MFF) UK vděčí dr. Koldovskému i pracovníci a studenti této katedry.

V roce 1993 odešel dr. Koldovský do důchodu. Šíře jeho odborného záběru byla úctyhodná. Koncem čtyřicátých a na počátku padesátých let to byly především práce týkající se stability atmosféry a předpovědi konvekce, které mimo jiné vznikly v rámci působení dr. Koldovského ve výzkumném oddílu Aeroklubu Československé republiky v letech 1948–1951, bezprostředně spojené s jeho aktivní leteckou činností. Tyto práce jsou dodnes citovány. V první řadě to byly práce na zmapování konvekce nad územím ČSR při různých povětrnostních situacích. Tuto práci se bohužel nepodařilo dokončit, neboť kádrové problémy, vlastní té době, tuto

činnost jemu i jeho spolupracovníkům ukončily. Zachovalo se torzo této práce nazvané Termická mapa okolí jičínského letiště.

Začátkem 50. let, po vykonání vojenské prezenční služby, byl dr. Koldovský pověřen prof. Brandejsem vypracováním rešerše o umělém dešti, o problému v té době atraktivním a ostře sledovaném.

Dr. Koldovský publikoval na sto vědeckých a odborných článků, monografií, výzkumných zpráv i prací populárně vědeckých v oboru synoptické a letecké meteorologie, šíření znečisťujících příměsí v atmosféře a využití fotografických metod při sledování vývoje oblaků. Na pozvání prof. R. Scorera byl v r. 1968 několik měsíců na studijním pobytu v Anglii. Byl hostem Royal Meteorological Society, kde se účastnil odborných diskusí a přednášel i na Imperial College. Byl také členem American Meteorological Society. Ve funkci ředitele ČHMÚ byl jako člen vládní delegace v USA i zemích východní Evropy. Externě vedl a oponoval diplomové a dizertační práce posluchačů na Katedře meteorologie a ochrany prostředí MFF UK.

Dr. Koldovský byl členem České meteorologické společnosti (ČeMS) od jejího vzniku. V letech 1967–1975 působil jako vědecký tajemník společnosti, v letech 1990–1992 byl členem výboru ČeMS. Zastával také různé funkce ve výboru pražské pobočky. U příležitosti 50. výročí založení ČHMÚ v r. 2004 mu byla předána pamětní stříbrná medaile A. Strnada.

Odbornou celoživotní láskou dr. Koldovského však vždy zůstala fotografie oblaků. Na toto téma vyšla v r. 1960 v Německu v nakladatelství Fotokinoverlag Halle knižní publikace „Fotografie in der Meteorologie“. Tato monografie patřila ve své době k významným příspěvkům v oboru černobílé fotografie oblaků. Dr. Koldovský se účastnil mnoha mezinárodních soutěží o nejzajímavější fotografii oblaků i jiných atmosférických jevů, a některé z nich vyhrál. V jeho fotografiích se projevoval i nezanedbatelný umělecký cit pro fotografický záběr.

Dr. Milan Koldovský patřil a i nadále bude bezesporu patřit k jedněm z významných českých meteorologů.

Vzácný příteli, vzpomenu-li na citát prof. Hanzlíka, že „půl krásy světa je v oblacích“, je mi ctí připustit, že Ty jsi se nezanedbatelnou mírou zasloužil o její okamžitý a trvalý obraz. Jsem přesvědčen, že Tvá památka, ač skryta v té kráse oblaků, nevymizí z našeho vědomí i mnohých srdcí a kdykoli se my zahledíme do oblak, vzpomeneme na Tvou tvář, duši i meteorologický odkaz, který jsi nám zanechal a ucítíme, jak nám zde na zemi chybíš.

Jaroslav Kopáček

VZPOMÍNKA NA VÁCLAVA ČEJKU (1917–2006)

Po maturitě absolvoval tehdejší Vojenskou akademii v Hranicích a stal se důstojníkem letectva předválečné československé armády. Za války byl zaměstnán v Ústředním meteorologickém ústavu pro Čechy a Moravu v Praze. Po válce opět vstoupil do armády a jako důstojník krátce působil ve funkci meteorologa 1. čs. smíšené letecké divize po jejím návratu ze Sovětského svazu do vlasti. Podílel se také na výchově vojenských specialistů v Technickém povětrnostním školním ústředí, které vzniklo v roce 1948 na letišti ve Kbelích. Dálkovým studiem meteorologie na Karlově univerzitě u profesorů S. Hanzlíka, R. Schneidera a S. Brandejse v polovině 50. let získal titul promovaný fyzik.

Po založení Vojenské technické akademie se v roce 1951 stal učitelem letecké meteorologie u velitelského oboru na letecké fakultě této školy. Po zřízení specializace „vojenská povětrnostní služba“ v roce 1954 byl jejím hlavním garantem a organizátorem. Musel vytvořit personální a materiální předpoklady, aby mohla být realizována příprava nových armádních specialistů letecké meteorologické služby. V krátké době vybudoval meteorologickou laboratoř, vybavenou základním zařízením a přístroji, jakou neměla žádná naše vysoká škola a také školní leteckou meteorologickou stanici s pravidelným měřením a pozorováním. V nově vytvořené specializaci vyučoval předmět Meteorologická měření a pozorování. V roce 1958 byla skupina meteorologie organizačně začleněna do Katedry aerodynamiky a termodynamiky. Václav Čejka na ní až do roku 1973 působil jako zástupce vedoucího katedry. Kromě výkonu této funkce nadále odborně vedl Skupinu povětrnostní služby a vyučoval svůj oblíbený předmět. Jeho hlavním zájmem byla aerologická měření, o němž zpracoval učební a metodické texty. Trvale byl zapojen do vědeckovýzkumné práce.

V 60. letech byl předsedou brněnské pobočky Československé meteorologické společnosti při ČSAV. Z jeho iniciativy se v roce 1966 na Vojenskou akademii do Brna přeneslo těžiště prací na meteorologickém slovníku, jehož sestavení bylo dlouhodobým úkolem uvedené společnosti. V. Čejka jako hlavní redaktor díla se svými spolupracovníky vnesl do přípravy slovníku systém a vykonal mnoho organizační práce, na kterou až za dlouho poté, co se Čejka z neobjasněných důvodů v roce 1971 dalšího vedení slovníkových prací vzdal, navázal nový autorský kolektiv vedený dr. B. Sobíškem

V roce 1975 odešel do důchodu. Jako důchodce pracoval jako občanský zaměstnanec na tehdejší Vojenské akademii ještě jeden rok, během něhož dokončil svůj několikaletý projekt „Automatická stanice povětrnostní služby“. Zemřel v září letošního roku.

Plukovník v.v. Václav Čejka zůstal ve vzpomínkách pamětníků jako člověk velmi pracovitý, vynikající organizátor a výborný důstojník – pedagog. Patří mu rozhodující zásluhy na vzniku specializace vojenské povětrnostní služby, která se během let přetransformovala až do současné podoby. Podílel se na výchově a přípravě významného počtu příslušníků armádní letecké meteorologické služby.

Čest jeho památce!

František Hudec

ČHMÚ

POKYNY PRO AUTORY

V časopisu Meteorologické zprávy jsou publikovány původní odborné a informativní články včetně recenzí. Za odborný obsah článků odpovídají autoři. O uveřejnění článků rozhoduje redakční rada, a to se zřetelem k lektorským posudkům i předpokladu praktického uplatnění.

Formální úprava a rozsah rukopisů

Rukopis má být stručný, srozumitelný a terminologicky přesný. Hlavní články by neměly přesahovat 20 normostran včetně tabulek a obrázků, informativní články 4 strany.

Doporučená osnova článků:

– název práce (výstižný a stručný, nemá přesahovat 90 úhozů)
– jméno autora (bez titulu), název a adresa instituce
– úvod
– metodika, způsob řešení
– výsledky a jejich zhodnocení
– závěr (stručné a jasné vyjádření přínosu práce, možnost aplikace v praxi)
– literatura
– tabulky (číselné označení arabskými číslicemi, názvy nad tabulky, tabulky je možné zařazovat do textu podle číselného odkazu nebo samostatně)
– obrázky (samostatně) a seznam obrázků
– resumé pro překlad do angličtiny, u článků publikovaných v angličtině širší resumé v češtině nebo slovenštině.

Publikování článků v angličtině

Vybrané kvalitní články je možné publikovat v angličtině. K rukopisům článků předkládaným v angličtině je nutné přiložit rozsáhlejší české nebo slovenské resumé (1 až 2 rukopisné strany). Po zlektorování článku rozhodne redakční rada o jazyku zveřejnění. Náklady za eventuální pořízení překladu nebo jazykové revize překladu předloženého autorem se odečítají od autorského honoráře.

Technické požadavky

Texty článků musí být odevzdány v tištěné formě A4 s řádkováním 1,5 (okolo 36 řádků na stránce) + jako soubor zpracovaný na počítači v textovém editoru, např. Word, Wordperfect, AmiPro. Lze zaslat e-mailem nebo na disketě s tištěným provedením. Jednotlivé řádky neukončovat znaky Ctrl („tvrdý enter“) – ty používat jen na konci odstavce.

Rovnice

Rovnice se číslují na pravém okraji a pod vzorcem nebo rovnicí se uvádí význam jednotlivých označení. Při zpracování na počítači je třeba věnovat zvláštní pozornost vyznačení indexů, exponentů a dalších znaků (např. °C). Ve vzorcích by měly být přesně vyznačeny kurzíva, tučné písmo, verzálky, řecké písmo. Při používání matematického aparátu je nutné respektovat příslušné normy ISO nebo ČSN.

Obrázky

Obrázky se odevzdávají jednou na jasně bílém papíře + jako soubor v některém z běžných grafických formátů (EPS; JPEG; TIFF; WMF, BMP); pokud je třeba použít nějaký odlišný formát, je nutné tuto věc konzultovat předem s redakcí.

Pokud obrázky není možné zpracovat na počítači, předkládají se ve dvou vyhotoveních: na jasně bílém papíře originál bez popisků a kopii s přesnými popisy. Podpisky k obrázkům musí obsahovat číselné označení a vlastní název obrázků.

Obrázky musí mít přesně označené osy, a to jednotkami nebo příslušnými symboly.



Citace literatury

Seznam použité (citované) literatury se umísťuje na konci článku pod název Literatura. Hlavní zásady: V textu článku se v hranatých závorkách uvádí pouze číselné označení, v seznamu pod týmž identifikačním označením vlastní citace. Jména autorů velkými písmeny (bude uváděno maximálně pět autorů), za jmény autorů rok vydání (vročení), 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. Stránkování se neuvádí v jazyce dokumentu, ale v češtině pod zkratkou s.

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.

Jazyková správnost

Při psaní rukopisů jsou směrodatná poslední vydání pravidel českého pravopisu nebo slovenského pravopisu. Zkratky, které nejsou zcela běžné, je nutné při prvním použití rozepsat v plném znění. V českém pravopisu došlo ke zkrácení samohlásek v koncovkách těchto typů přejatých slov:
-iv: motiv, aktiv, masiv...
-iva: direktiva, defenziva...
-ivum: aktivum, pasivum...
-ivní: intenzivní, agresivní...
-emie: epidemie, leukemie...
-erie: scenerie, materie...
-on: ozon, balon, milion...
-ona: sezona, fazona, cyklona, ale: prognóza
-manie: toxikomanie, grafomanie...
-fuze: difuze, infuze...
-en: benzen, acetylen...

K dalším změnám dochází při psaní *s* a *z* u slov zdomácnělých, kde dochází k psaní vyslovované podoby (píše se z): báze, filozofie, izobara, organizace, revize, prezident, univerzita, kurz, pulz, impulz.

Korektury

Autor má právo na autorskou korekturu svého článku, kterou provádí na okrajích vytištěného textu, podepíše a opatří datem.