



národní
úložiště
šedé
literatury

Stanovení mokré depozice atmosférického aerosolu na pozadové stanici v ČR.

Zíková, Naděžda
2016

Dostupný z <http://www.nusl.cz/ntk/nusl-261513>

Dílo je chráněno podle autorského zákona č. 121/2000 Sb.

Tento dokument byl stažen z Národního úložiště šedé literatury (NUŠL).

Datum stažení: 28.04.2024

Další dokumenty můžete najít prostřednictvím vyhledávacího rozhraní nusl.cz .

STANOVENÍ MOKRÉ DEPOZICE ATMOSFÉRICKÉHO AEROSOLU NA POZAĎOVÉ STANICI V ČR

Naděžda Zíková^{1,2}, Vladimír Ždímal¹

¹Laboratoř chemie a fyziky aerosolů, Ústav chemických procesů Akademie věd, v. v. i.,
Rozvojová 135, 165 02 Praha

²Ústav pro životní prostředí, Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy v Praze, Benátská 2, 128 01 Praha

1. ÚVOD

Mokrá depozice je významným činitelem odstraňování atmosférického aerosolu (AA) z troposféry, je spojená s transportem AA k zemskému povrchu za pomoci hydrometeorů. Mokrá depozice sestává ze dvou procesů – tzv. podpoblačné depozice, neboli vymytí (angl. washout), v důsledku kontaktu hydrometeorů s AA kvůli impakci, turbulenci, Brownově pohybu a foretickým jevům (např. Chate et al. 2011; Slinn, Hales 1971), a z depozice probíhající uvnitř oblaků, neboli vypršení (angl. rainout), jejímž hlavním principem je Brownův pohyb a turbulentní difuze (Chate et al. 2003).

Jak vymytí, tak vypršení jsou funkcemi velikosti, chemického složení a koncentrace AA (např. Laakso et al. 2003, Ladino et al. 2011), ale vymytí navíc závisí i na velikosti kapek, resp. částic hydrometeorů a intenzitě srážek, vypršení pak ještě na relativní vlhkosti a přesycení vodních par. Kvůli velkému množství proměnných v systému, a tedy rozsáhlé přístrojové základně nutné k detailnímu popisu všech těchto proměnných, je velmi náročné tyto procesy experimentálně studovat. Jako jedna z možných cest, jak tuto překážku obejít, byl zvolen přístup popsáný v publikaci Yao et al. (2012), kdy byl zkoumán vliv hydrometeorů na velkém množství vzorků AA naměřených během různých podmínek. Rozsáhlý soubor dat také umožní zprůměrovat vlivy spojené s nehomogenitami ve vlastnostech hydrometeorů v čase, např. jejich intenzitě apod. (Laakso et al. 2003).

Cílem této práce je popsat vliv mokré depozice na AA o velikostech menších než jeden μm naměřený při pozemním pozorování na pozaďové stanici. Vliv vypršení je zkoumán na vlivu horizontálních hydrometeorů na AA, vliv vymytí pak na vlivu vertikálních hydrometeorů na AA.

2. METODY

2.1 Meřící místo a použité přístroje

Data byla naměřena na stanici Košetice (49°35' N, 15°05' E, 534 m n. m.), charakterizované jako venkovská pozaďová stanice (Váňa, Holoubek 2007). Využita byla jednak profesionální meteorologická data a záznamy o meteorologických jevech (Lipina, Židek 2014), jednak početní velikostní distribuce (PVD) AA o velikostech od 10 do 800 nm měřená skenovacím třídičem pohyblivosti částic (Scanning Mobility Particle Sizer, SMPS, IFT/TROPOS), který byl na stanici instalován v roce 2008 v rámci sítě EUSAAR/ACTRIS (Philippin et al. 2009). Detailní popis nastavení měření a kontroly kvality dat naměřených SMPS lze nalézt v publikaci Zíková, Ždímal (2013).

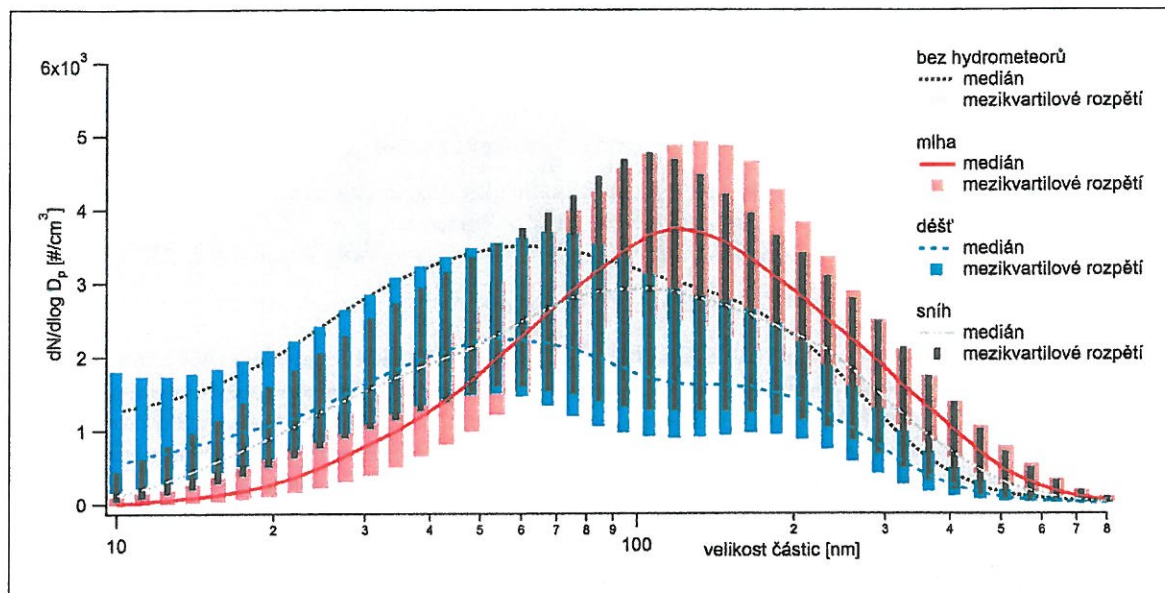
2.2 Naměřená data

Byly vyhodnoceny početní velikostní distribuce naměřené v pětiminutovém kroku mezi květnem 2008 a dubnem 2013, včetně. Z důvodu kalibrací, údržby a chyb přístrojů není datová řada kompletní, ale přesto je dostupných více než 83 % SMPS dat.

Ve stejném časovém rozmezí bylo na stanici zaznamenáno 6 189 meteorologických jevů. Z nich ale bylo jenom 3 725 delších než jedna hodina, a proto nebyly použity, protože za dobu jejich trvání nebylo do-

Tab. 1 Počet zaznamenaných událostí, počet PVD a průměrné trvání studovaných jevů (spolu s jejich WMO kódy).

Jev	Děšť	Sníh	Mlha
WMO kód	61	71	44
# událostí	272	144	128
# PVD	9,983	8,849	5,881
Průměrné trvání [min]	183	307	230



Obr. 1 Mediány (spojnice) a mezikvartilové rozpětí (sloupce) průměrných PVD AA za působení vertikálních a horizontálních hydrometeorů v porovnání s PVD AA bez hydrometeorů (šedá plocha a tečkovaná čára).

stupně dostatečné množství PVD dat (12 za hodinu). K meteorologickým jevům delším jedné hodiny pak byly přiřazeny PVD za předpokladu, že byl daný jev zaznamenán po celou dobu měření PVD.

Z meteorologických jevů byly vybrány ty, které jsou v příručce pro pozorovatele (Lipina, Židek 2014) označeny jako hydrometeory. Ne všechny jevy ale byly na stanici pozorovány (lepkavý sníh, vodní tříšť), některé se v daném období objevily jenom zřídka (sněhová zrna, kroupy), a proto nebyly uvažovány. Zvoleny byly jenom ty jevy, u kterých bylo zaznamenáno více než 100 událostí (tab. 1).

3. VÝSLEDKY A DISKUZE

3.1 Rozdíly v celkové koncentraci a početní velikostní distribuci atmosférického aerosolu

Porovnání celkových koncentrací naměřených za situací, kdy nebyl pozorován žádný jev, a za situací s hydrometeory ukazuje, že jak při vertikálních, tak při horizontálních hydrometeorech jsou koncentrace AA nižší než bez nich. Jednotlivé typy hydrometeorů mají odlišný vliv na celkové koncentrace – během působení mlhy nejsou koncentrace tak nízké jako při působení hydrometeorů vertikálních. U vertikálních hydrometeorů dále záleží na tom, zda obsahují nebo neobsahují pevné částice (sníh). Odlišný vliv mají jednotlivé typy hydrometeorů i na tvar PVD AA. Zatímco bez hydrometeorů je PVD AA bimodální, při mlze je PVD monomodální a při vertikálních hydrometeorech opět bimodální, ale s odlišnou polohou módů. Při výskytu hydrometeorů se hlavní mód distribuce posouvá směrem k větším částicím a dochází k odstraňování částic menších než 50 nm (obr. 1).

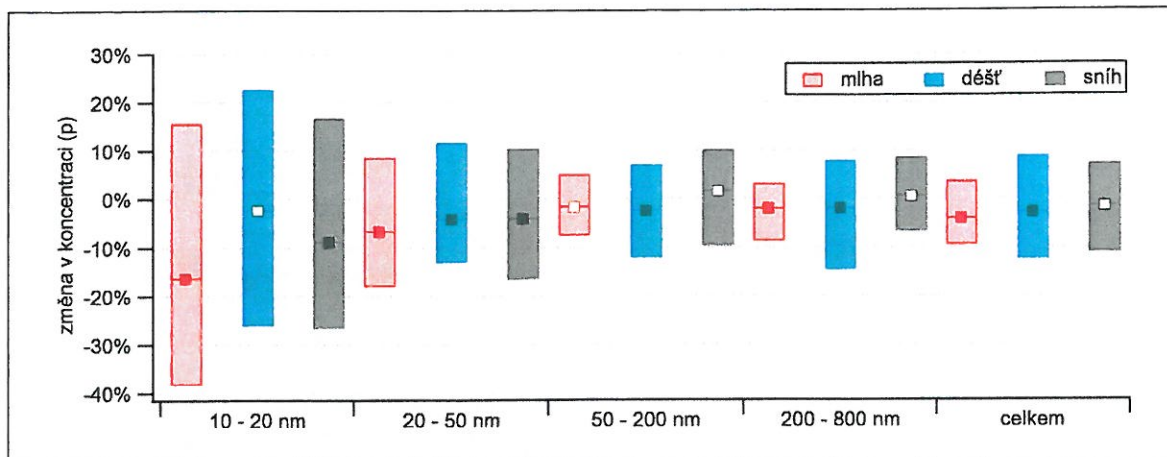
3.2 Změna koncentrace

Aby bylo možné jasně říci, že rozdíl v PVD AA za působení hydrometeorů je dán samotnými hydrometeory, a ne např. podmínkami, při kterých se hydrometeory objevují, byla změna v koncentracích AA kvantifikována pomocí poměru p , definovaného jako:

$$\left(\frac{c_1}{c_{-1}} - 1 \right) \cdot 100 = p \quad , \quad (1)$$

kde čitatelem je c_1 průměrná koncentrace naměřená v první hodině trvání daného jevu, jmenovatelem pak c_{-1} průměrná koncentrace v 60 minutách před výskytem tohoto jevu. Kladná hodnota p ukazuje na nárůst koncentrací, negativní naopak na pokles koncentrací. Je nutné vzít v potaz i tu možnost, že změny v koncentracích AA během výskytu hydrometeorů nejsou jenom výsledkem jejich působení, ale následkem chyb měření, advekce, místních zdrojů AA, kondenzace a dalších jevů v atmosféře.

Hodnota p byla určena pro celkové koncentrace i pro kumulativní koncentrace ve velikostech typických pro běžné módy PVD AA, AA o velikostech mezi 10–20 nm byl uvažován jako zástupce nukleačního módu,



Obr. 2 Změna v celkové a kumulativní koncentraci AA při výskytu hydrometeorů. Značky označují medián změny, sloupce mezikvartilové rozpětí. Statisticky významný pokles koncentrace je označen plným symbolem pro medián.

AA o velikostech 20–50 nm Aitkenova módu, 50–200 nm akumulčního módu a 200–800 nm kapkového.

Změna v koncentracích silně závisí na velikosti AA a také na typu hydrometeorů. Nejsilnější pokles koncentrací byl zaznamenán u částic nukleačního módu s výjimkou deště (obr. 2). Jenom u Aitkenova módu byl zaznamenán pokles, ačkoli jenom slabý, u všech typů hydrometeorů. Ještě nižší pokles byl pak pozorován u částic akumulčního a kapkového módu. Je možné, že pokles v koncentracích těchto částic je částečně překryt nárůstem částic menších či dalšími jevy.

3.3 Scavenging koeficient

Popis vývoje koncentrací během výskytu hydrometeorů byl určen pomocí koeficientu scavengingu, který je v (Laakso et al. 2003) definován pro experimentální data jako:

$$\lambda(d_p) = -\frac{1}{t_1 - t_0} \ln \left[\frac{c_1(d_p)}{c_0(d_p)} \right] \quad (2)$$

kde t_1 a t_0 jsou časy dvou následujících měření, a c_1 a c_0 jsou koncentrace AA o velikosti průměru d_p v daných časech. Jako časový krok bylo uvažováno 5 minut a koeficient byl vypočten z celé doby trvání výskytu hydrometeorů.

Z porovnání λ_s pro jednotlivé hydrometeory (obr. 3) plyne, že nejvyšší hodnoty λ_s byly vypočteny pro mlhu, pro déšť byly hodnoty v průměru o 50 % nižší a nejnižší hodnoty byly zaznamenány pro sníh. Pro částice větší než 70 nm byl λ_s pro sníh dokonce převážně záporný. To je v souladu s výsledky porovnávacími pokles koncentrací p , ukazujícími statisticky nevýznamnou změnu koncentrací pro částice akumulčního a kapkového módu (obr. 3).

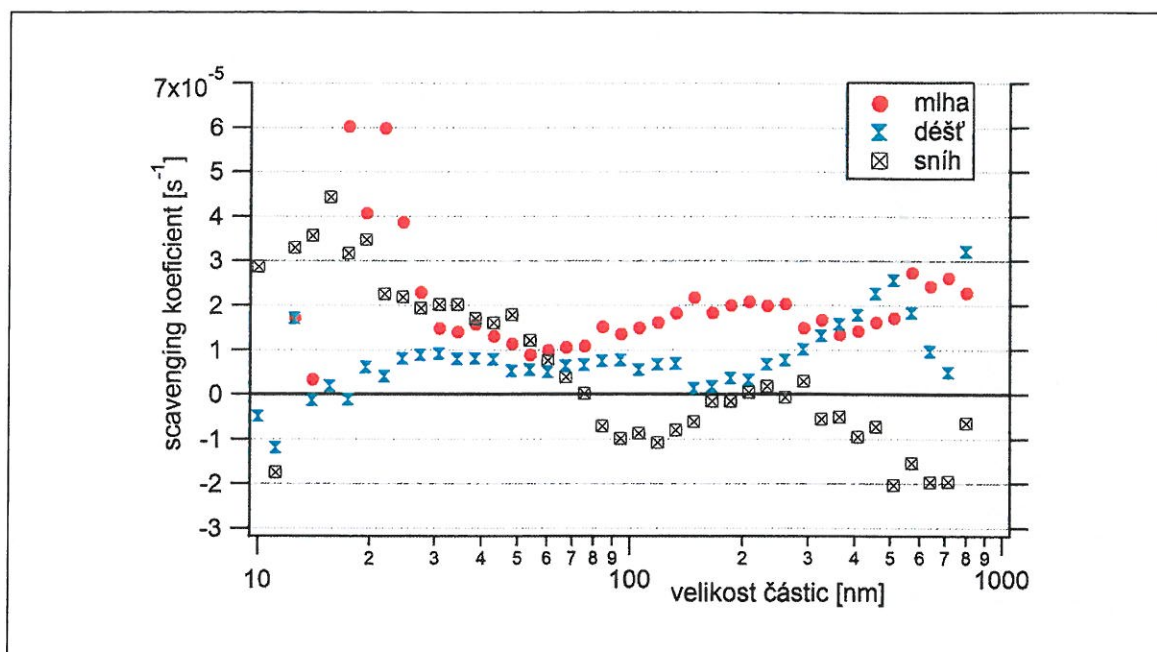
Jak již bylo poznamenáno dříve, pozorované hodnoty byly ovlivněny i jinými procesy než jen mokrou depozicí. Právě tyto další procesy stojí za velmi nízkými hodnotami λ_s . Jednou z možností řešení je provést výpočet λ_s jenom pro situace, kdy je mokrá depozice hlavním faktorem řídicí koncentrace částic, jako tomu je v pracích Paramonova et al. (2011) nebo Zíkové a Ždímla (2016). Pak ale neukazují celou škálu jevů, které jsou s působením hydrometeorů spojené.

4. ZÁVĚR

Na základě pětileté řady měření PVD AA a profesionálních meteorologických dat z venkovské pozadové stanice byla zkoumána mokrá depozice AA na příkladech mlhy, deště a sněžení.

Aby bylo možné určit, zda jsou pozorované změny v celkových i kumulativních koncentracích a v PVD AA důsledkem působení hydrometeorů nebo podmínek spojených s hydrometeory, byla vypočtena změna koncentrace před a po začátku působení hydrometeorů, a také byl vypočten scavenging koeficient λ_s .

Ukázalo se, že každý z uvažovaných hydrometeorů snižuje koncentrace AA v atmosféře, ovšem každý z nich je neúčinnější na jinou velikost částic. Při mlze dochází k největšímu úbytku částic AA menších než 50 nm ve prospěch částic větších, což má za následek posun celé PVD směrem k větším částicím a poklesu



Obr. 3 Koefficient scavengingu jako funkce velikosti částic pro uvažované hydrometeory.

počtu módů PVD na jeden. Při dešti a sněhu také klesají koncentrace AA a mění se PVD, ale počet módů zůstává nezměněn.

Protože mokrá depozice není ve většině případů jediným dějem ovlivňujícím koncentrace AA, jsou průměrné změny v koncentracích poměrně slabé, především pro částice nukleačního módu. Zřejmě i proto nejsou změny u tohoto módu při dešti statisticky významné. Částice Aitkenova módu jsou účinně odstraňovány všemi třemi zkoumanými typy hydrometeorů. Částice větší jsou pak dobře odstraňovány deštěm, ale sníž se zdá být nepřilíš účinný, či spíš ostatní procesy převáží nad mokrou depozicí.

Poděkování:

Data k tomuto článku byla naměřena díky podpoře EU projektu ACTRIS (FP7-262254), článek vznikl za podpory GAČR č. P209/11/1342 a ACTRIS-2 H2020 č. 654109. Autoři děkují Dr. Ondráčkovi za servis SMPS, ČHMÚ za poskytnutí meteorologických dat a Dr. Váňovi a Mgr. Holubové Šmejkalové za spolupráci.

Literatura:

- CHATE, D. M., MURUGAVEL, P., ALI, K., TIWARI, S., BEIG, G., 2011. Below-cloud rain scavenging of atmospheric aerosols for aerosol deposition models. *Atmos. Res.*, Vol. **99**(3-4), s. 528-536.
- CHATE, D. M., RAO, P. S. P., NAIK, M.S., MOMIN, G. A., SAFAI, P. D. et al., 2003. Scavenging of aerosols and their chemical species by rain. *Atmos. Environ.*, Vol. **37**(18), s. 2477-2484.
- GREENFIELD, S., 1957. Rain scavenging of radioactive particulate matter from the atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, Vol. **14**, s. 115-125.
- LAAKSO, L., GRÖNHOLM, T., RANNIK, Ü., KOSMALE, M., FIEDLER, V. et al., 2003. Ultrafine particle scavenging coefficients calculated from 6 years field measurements. *Atmos. Environ.*, Vol. **37**(25), s. 3605-3613.
- LADINO, L., STETZER, O., HATTENDORF, B., GÜNTHER, D., CROFT, B., et al. 2011. Experimental Study of Collection Efficiencies between Submicron Aerosols and Cloud Droplets. *J. Atmos. Sci.*, Vol. **68**(9), s. 1853-1864.
- LIPINA, P., ŽIDEK, D., 2014. Návod pro pozorovatele meteorologických stanic ČHMÚ. Metodický předpis ČHMÚ č. 13, 2. vyd. 92 s. Praha: ČHMÚ. ISBN 978-80-87577-33-2.
- PARAMONOV, M., GROENHOLM, T., VIRKKULA, A., 2011. Below-cloud scavenging of aerosol particles by snow at an urban site in Finland. *Boreal Environ. Res.*, Vol. **16**, s. 304-320.
- PHILIPPIN, S., LAJ, P., PUTAUD, J. P., WIEDENSOHLER, A., DE LEEUW, G. et al., 2009. EUSAAR- An Unprecedented Network of Aerosol Observation in Europe. *Eurozoru Kenkyu*, Vol. **24**(2), s. 78-83.

- SLINN, W G N, HALES, J. M., 1971. A Reevaluation of the Role of Thermophoresis as a Mechanism of In- and Below-Cloud Scavenging. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol. **28**(8), s.1465–71.
- VÁŇA, M., HOLOUBEK, I. et al., 2007. Košetice observatory – 20 years. Prague: Czech Hydrometeorological Institute. ISBN 978-80-86690-46-9.
- WANG, X., ZHANG, L., MORAN, M. D. ,2010. Uncertainty assessment of current size-resolved parameterizations for below-cloud particle scavenging by rain. *Atmos. Chem. Phys.* **10**(12), s. 5685–5705.
- WIEDENSOHLER, A., BIRMILI, W., NOWAK, A. et al., 2012. Mobility particle size spectrometers: harmonization of technical standards and data structure to facilitate high quality long-term observations of atmospheric particle number size distributions. *Atmos. Meas. Tech.* **5**(3), s. 657–685.
- YAO, X. H., ZHANG, L., 2012. Supermicron modes of ammonium ions related to fog in rural atmosphere. *Atmos. Chem. Phys.* **12**(22), s. 11165–11178.
- ZHANG, L., WANG, X., MORAN, M. D, FENG, J., 2013. Review and uncertainty assessment of size-resolved scavenging coefficient formulations for below-cloud snow scavenging of atmospheric aerosols. *Atmos. Chem. Phys.*, Vol. **13**(19), s. 10005–10025.
- ZÍKOVÁ, N., ŽDÍMAL, V., 2013. Long-Term Measurement of Aerosol Number Size Distributions at rural Background Station Košetice. *Aerosol Air Qual. Res.*, Vol. **13**(5), s. 1–11.
- ZÍKOVÁ, N., ŽDÍMAL, V., 2016. Precipitation Scavenging of Aerosol Particles at a Rural Site in the Czech Republic. *Tellus Ser. B-Chem. Phys. Meteorol.*, Vol. **68**, s. 27343.

