

# Rozmerová distribúcia atmosferických aerosolov

RNDr. Ladislav Kómar, PhD.

Ústav stavebníctva a architektúry SAV, Dúbravská cesta 9, 845 03 Bratislava

## 1 Úvod

Typické koncentrácie aerosólových častíc v mestských aj mimomestských oblastiach sú  $10^7$  až  $10^8$  častíc v  $\text{cm}^{-3}$ , avšak veľkosti týchto častíc sa môžu meniť v rozsahu až 4 rádov i viac, od niekoľkých nanometrov do približne 100  $\mu\text{m}$ . Častice vytvorené spaľovaním, ako napríklad exhaláty z automobilov, výroby energie a spaľovania dreva sú veľkosti niekoľko nanometrov až 1  $\mu\text{m}$ . Pracové častice prenášané vetrom, rastlinné fragmenty a morská soľ sú všeobecne väčšie ako 1  $\mu\text{m}$ . Materiál vytvorený v atmosfére fotochemickými procesmi sa vyskytuje hlavne v podobe častíc menších ako 1  $\mu\text{m}$ . Veľkosť aerosólových častíc ovplyvňuje tak ich životnosť v atmosfére, ako aj ich fyzikálne a chemické vlastnosti.

## 2 Popis rozmerovej distribúcie

Úplný popis rozmerovej distribúcie častíc vyjadruje počet častíc danej veľkosti. Pre zjednodušenie sa však rozmery častíc delia na podinterval s koncentráciou pre každý veľkostný interval (mód) zvlášť. Často je pritom vhodné popisovať charakteristiky rozmerovej distribúcie pomocou dvoch alebo viacerých parametrov (stredná veľkosť častíc, štandardná odchýlka).

Na opis rozmerovej distribúcie atmosferického aerosolu je vhodné použiť relatívne jednoduché matematické funkcie. Tieto funkcie sú svojou povahou poloempirické a boli vybrané, pretože dobre popisujú pozorované distribúcie aerosolov. Z rôznych matematických funkcií, ktoré boli navrhnuté, lognormálne rozloženie (Aitchison a Brown 1957) poskytuje výsledky, ktoré sú často v dobrej zhode s meraniami a je pravidelne používané v atmosférických aplikáciách.

Normálne rozdelenie veľkosti častíc má charakteristický zvonovitý tvar, s maximom  $u$ . Štandardná odchýlka  $\sigma_u$  kvantifikuje šírku distribúcie, pričom 68% plochy pod krivkou je v rozsahu  $u \pm \sigma_u$ . Buď je možné použiť prirodzený ( $\ln$ ) alebo dekadický logaritmus ( $\log$ ), pričom v prípade distribúcie častíc je zúžívané použitie prirodzeného logaritmu strednej veľkosti častíc  $\ln D_p$  v tvare:

$$n_N(D_p) = \frac{N_t}{(2\pi)^{1/2} D_p \ln \sigma_g} \exp\left(-\frac{(\ln D_p - \ln D_{pg})^2}{2 \ln^2 \sigma_g}\right) \quad (1)$$

kde  $N_t$  je koncentrácia aerosólových častíc a  $D_{pg}$  a  $\sigma_g$  sú parametre distribúcie závislé na type aerosólových častíc zodpovedajúce mediánu priemeru častíc a geometrickej štandardnej odchýlke.

V dôsledku emisie častíc zo zemského povrchu a rôznych následných procesov môže byť rozmerová distribúcia atmosferického aerosolu charakterizovaná viacerými módmí. Častice v režime akumulácie sú výsledkom ako primárnych emisií, tak aj kondenzácie sekundárnych síranov, dusičnanov a organických látok z plynnej fázy a koagulácie menších častíc. V mnohých prípadoch akumulčný režim pozostáva z dvoch prekrývajúcich sa submódov; kondenzačný režim a režim kvapôčok. (John et al. 1990). Submód kondenzácie je výsledkom emisií primárnych častíc a rastu menších častíc koaguláciou a kondenzáciou vodných pár. Kvapôčkový submód sa vytvára počas tvorby oblakov akumuláciou niektorých typov častíc. Rozmerovej distribúcii aerosolov v mestských a vidieckych oblastiach zvyčajne dominujú dva módy: nukleačný mód (častice menšie ako 10 nm) a jadrá Aitken

(častice s priemerom medzi 10 a 100 nm). Častice nukleačného módu sú zvyčajne aerosóly vytvorené in situ z plynnej fázy nukleáciou. Nukleačný mód môže ale nemusí byť prítomný v závislosti od atmosférických podmienok. Väčšina jadier Aitken začína ako primárne častice a sekundárny materiál na nich kondenzuje pri prenose v atmosfére. Rozmerová distribúcia aerosolov sa často vyjadruje ako súčet  $n$  log-normálnych distribúcií nasledovne:

$$n_N(D_p) = \sum_{i=1}^n \frac{N_i}{(2\pi)^{1/2} D_p \ln \sigma_i} \exp\left(-\frac{(\ln D_p - \ln D_{pi})^2}{2 \ln^2 \sigma_i}\right) \quad (2)$$

kde  $n$  je počet módov,  $N_i$  je koncentrácia častíc,  $D_{pi}$  je stredný priemer a  $\sigma_i$  je štandardná odchýlka  $i$ -tého normálneho módu. V tomto prípade je na popis úplnej rozmerovej distribúcie aerosólu potrebných  $3n$  parametrov. Charakteristiky rozmerových distribúcií aerosolov sú uvedené v Tabuľke 1 na základe práce Jaenicke (1993).

	Mód I			Mód II			Mód III		
Typ aerosolu	$N_1$	$D_{p1}$	$\ln \sigma_1$	$N_2$	$D_{p2}$	$\ln \sigma_2$	$N_3$	$D_{p3}$	$\ln \sigma_3$
Mestský	99300	0.013	0.24	1110	0.014	0.67	36400	0.050	0.34
Morský	133	0.008	0.65	66.6	0.266	0.21	3.1	0.580	0.40
Vidiecky	6650	0.015	0.22	147	0.054	0.56	1990	0.080	0.27
Kontinentálny	3200	0.020	0.16	2900	0.116	0.22	0.3	1.800	0.38
Troposferický	129	0.007	0.64	59.7	0.25	0.25	63.5	0.520	0.43
Polárny	21.7	0.138	0.24	0.19	0.75	0.30	0,0003	8.600	0.29
Púštny	726	0.002	0.24	114	0.038	0.77	0.178	21.60	0.44

Tabuľka 1 – Parametre troch módov log-normálnej rozmerovej distribúcie rôznych typov aerosolov, pričom  $D_p$  je udávané v  $\mu\text{m}$  a  $N$  v  $\text{cm}^{-3}$ .

Pri niektorých typoch aerosolu, ako sú častice obsiahnuté v oblakoch alebo v hmle sa používa tzv. modifikovaná gamma distribúcia v tvare:

$$n(r) = a \cdot r^\alpha \exp(-b \cdot r^\gamma) \quad (3)$$

kde  $r$  je stredný polomer častíc a parametre  $a$ ,  $b$ ,  $\alpha$ ,  $\gamma$  definujú rozmerovú distribúciu častíc. V prípade oblakov a hmly sa uvažuje  $\gamma = 1$  a parametre distribúcie sú uvedené v Tabuľke 2 podľa práce (Kneyziys a spol., 1983).

Typ oblakov/hmly	$\alpha$	$b$	$a$	$N(\text{cm}^{-3})$
Hustá advektívna hmla	3	0.3	0.027	20
Stredná radiačná hmla	6	3	607.5	20
Cumulus	3	0.5	2.604	250
Stratus	2	0.6	27	250
Stratocumulus	2	0.75	52.734	250
Alto-stratus	5	1.111	6.268	400
Nimbo-stratus	2	0.425	7.676	200
Cirrus	6	0.0938	2.00E-12	0.025

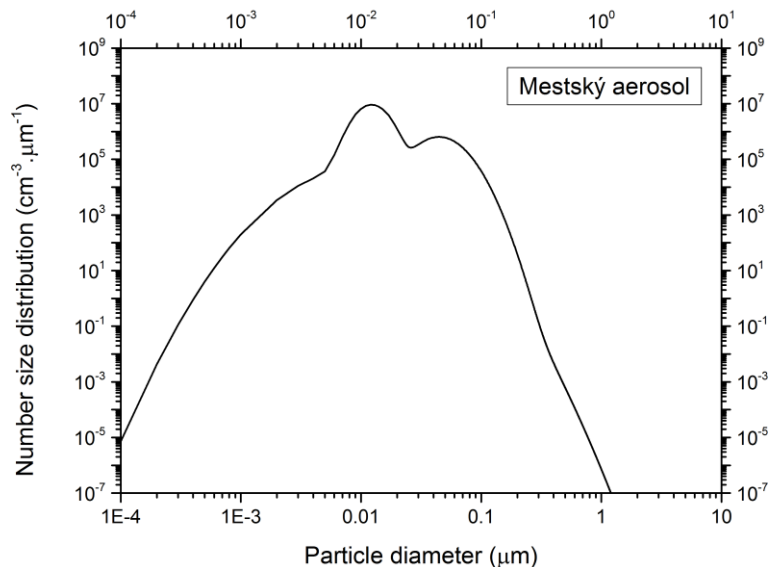
Tabuľka 2 – Parametre modifikovanej gamma distribúcie pre rôzne typy oblakov a hmly.

Podrobnejšie sa modelom atmosferických aerosolových častíc, ich rozmerovej distribúcií, optickým vlastnostiam a koeficientu oslabenia venujú napríklad práce Deirmendjiam (1964), Ivlev (1969), McClatchey a spol (1970), Shettle a Fenn (1976), Hänel a Bullrich (1978), d'Almeida a Koepke (1988).

### 3 Rozmerová distribúcia rôznych typov aerosolov

#### 3.1 Mestský aerosol (*Urban aerosol*)

Mestské aerosóly sú zmesi emisií primárnych častíc z priemyslu, dopravy, výroby energie, prírodných zdrojov a sekundárneho materiálu tvoreného mechanizmami premeny plynov na častice. Rozmerová distribúcia aerosolov je v mestských oblastiach pomerne variabilná. Kým na okrajoch miest je podobná vidieckemu typu aerosolov (až 80% častíc je vidieckeho typu) (Shettle a Fenn, 1979), mimoriadne vysoké koncentrácie jemných častíc (s priemerom menej ako  $0,1 \mu\text{m}$ ) sa nachádzajú v blízkosti zdrojov znečistenia (napr. diaľnic a frekventovaných ciest). Ich koncentrácia však rýchlo klesá so vzdialenosťou od zdroja. V porovnaní s priemernou mestskou koncentráciou je v blízkosti hlavných dopravných tepien koncentrácia zhruba o rád vyššia (Zhu et al. 2002).

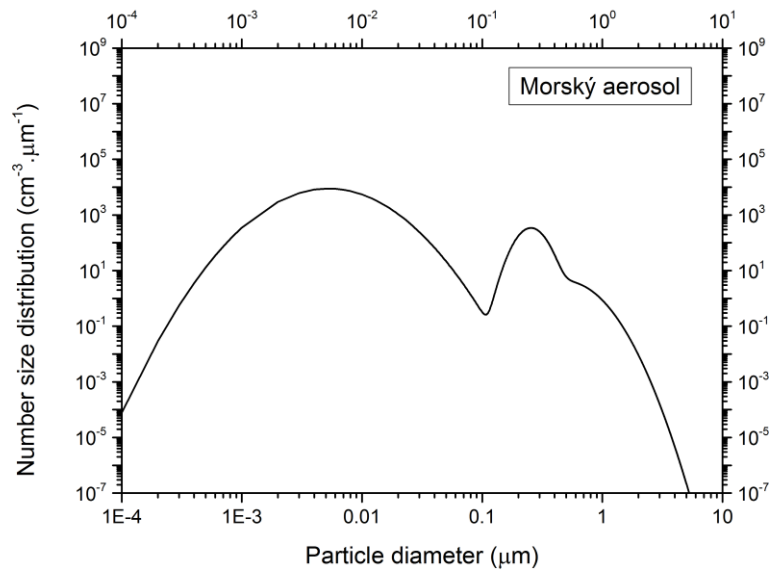


Obrázok 1 – Log-normálna rozmerová distribúcia mestského aerosolu s troma módmí vykreslená na základe Tabuľky 1.

#### 3.2 Morský aerosól (*Marine aerosol*)

Pri absencii výraznejšieho prenosu kontinentálnych aerosolov cez oceány je dominantným typom aerosol zložený prevažne z častíc morskej soli, ktoré agregáciou zväčšujú svoj stredný polomer za podmienok vysokej relatívnej vlhkosti (Savoie a Prospero 1989). Zvyšnou časťou aerosolov morského typu sú malé častice vidieckeho typu ( $<0,1 \mu\text{m}$ ), ktoré sú z pevniny vetrom prenášané nad moria a oceány (Junge, 1972; Meszaros a Vissy, 1974). V pobrežných oblastiach podiel vidieckeho aerosolu narastá. Koncentrácia častíc je v rozmedzí 100 až  $300 \text{ cm}^{-3}$ , pričom ich rozmerová distribúcia je obvykle charakterizovaná tromi módmí: Aitken ( $D_p < 0,1 \mu\text{m}$ ), mód akumulácie ( $0,1 < D_p < 0,6 \mu\text{m}$ ) a hrubé častice ( $D_p > 0,6 \mu\text{m}$ ) (Fitzgerald 1991). Spravidla prevažuje mód s hrubými časticami, ktoré predstavujú 95% z celkovej hmotnosti, ale iba 5 až 10% z počtu častíc. Podrobnejšie sa fyzikálnym a chemickým

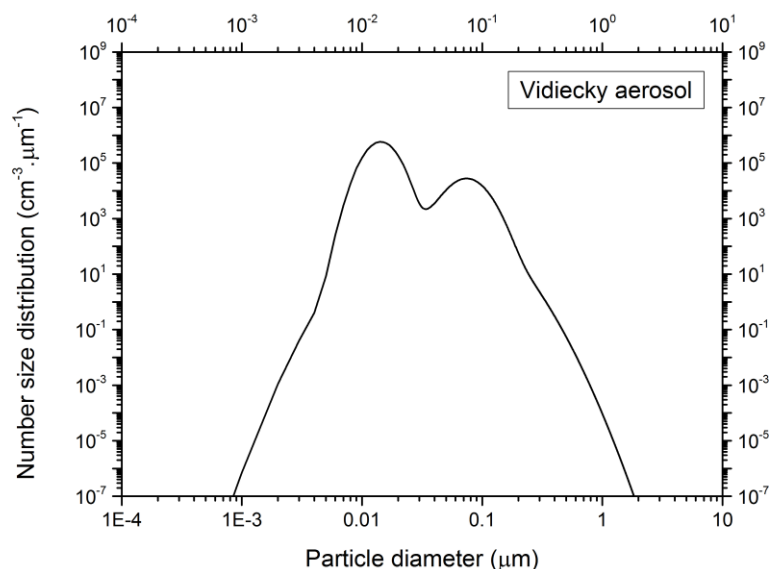
vlastnostiam morského aerosolu venujú práce Barnhardt a Streete (1970), Hodges (1972) alebo Gathman (1983).



Obrázok 2 – Log-normálna rozmerová distribúcia morského aerosolu s troma módmi vykreslená na základe Tabuľky 1.

### 3.3 Vidiecky kontinentálny aerosól (*Rural continental aerosol*)

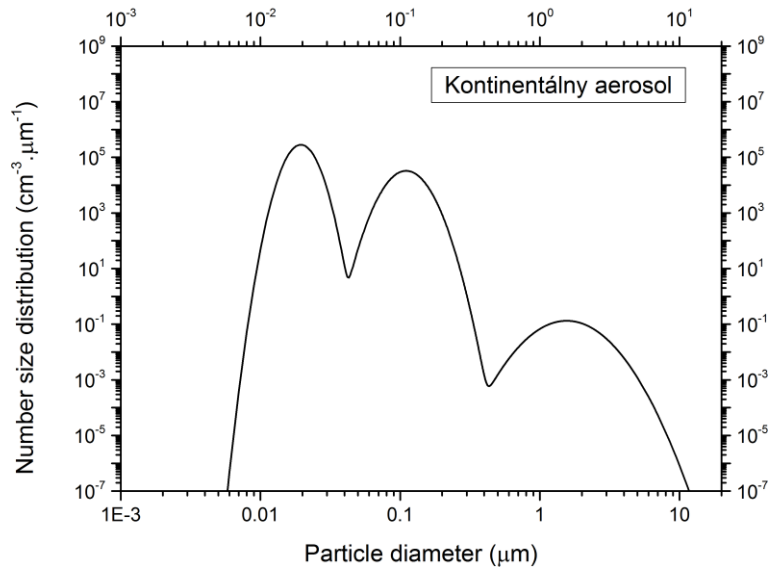
Aerosóly vo vidieckych oblastiach sú prevažne prírodného pôvodu, ale majú na jeho zloženie mierny vplyv aj antropogénne zdroje (Hobbs a kol. 1985). Asi 70% aerosolov tvoria vo vode rozpustné látky (síran amónny a vápenatý a tiež organické zlúčeniny) a 30% prachové častice. Rozmerová distribúcia je charakteristická troma módmi, a to pri strednej veľkosti 0,015 a 0,054 a 0,08  $\mu\text{m}$  (Jaenicke 1993), zatiaľ čo distribúcii hmotnosti dominuje hrubý režim sústredený okolo 7  $\mu\text{m}$ .



Obrázok 3 – Log-normálna rozmerová distribúcia vidieckeho aerosolu s troma módmi vykreslená na základe Tabuľky 1.

### 3.4 Vzdialený kontinentálny aerosól (*Remote continental aerosol*)

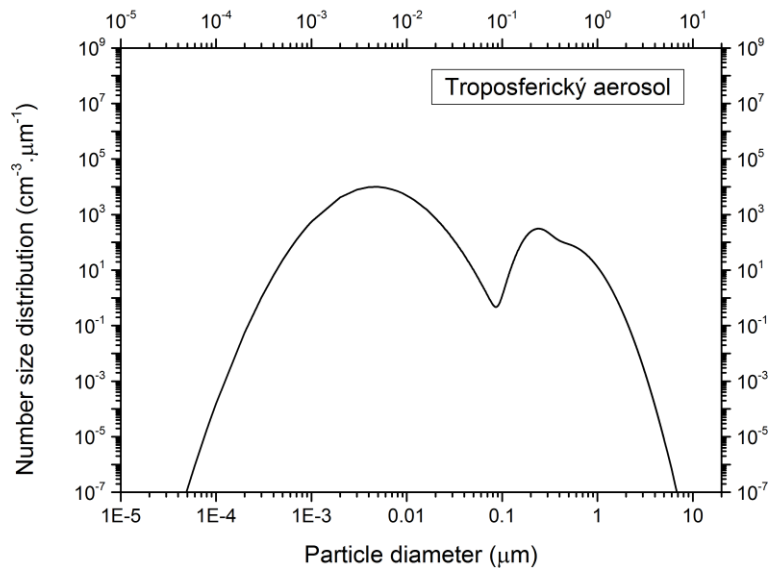
Primárne častice (napríklad prach, peľ, rastlinné fragmenty) a produkty sekundárnej oxidácie sú hlavnými zložkami vzdialeného kontinentálneho aerosólu (Deepak a Gali 1991). Rozmerová distribúcia je charakterizovaná tromi módmami pri stredných priemeroch 0,02, 0,1 a 1,8  $\mu\text{m}$  (Jaenicke 1993).



Obrázok 4 – Log-normálna rozmerová distribúcia kontinentálneho aerosólu s tromi módmami vykreslená na základe Tabuľky 1.

### 3.5 Voľné troposférické aerosóly (*Free tropospheric aerosol*)

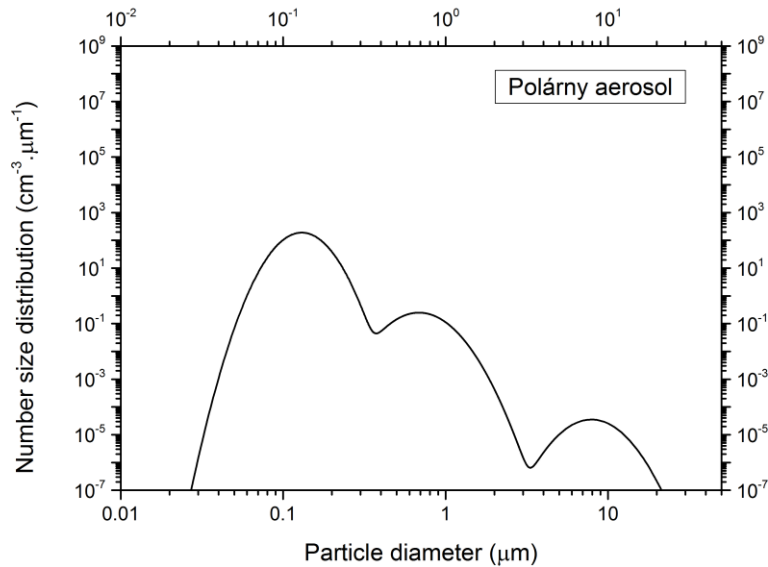
V strednej a hornej troposfére nad vrstvou oblakov sa nachádza troposférický aerosól. Rozmerová distribúcia je porobná ako pri vidieckom type aerosolov so stredným priemerom 0,01, 0,25 a 0,52  $\mu\text{m}$  (Jaenicke 1993).



Obrázok 5 – Log-normálna rozmerová distribúcia troposférického aerosólu s tromi módmami vykreslená na základe Tabuľky 1.

### 3.6 Polárny aerosól (Polar aerosol)

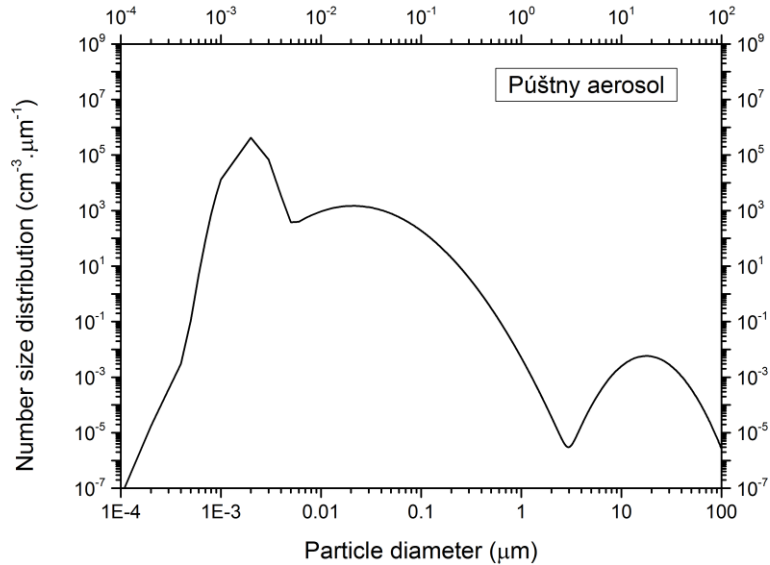
Polárne aerosóly, ktoré sa nachádzajú blízko zemského povrchu v Arktíde a na Antarktíde, sú zastúpené vo veľmi nízkych koncentráciách. Počas zimy a skorej jari (február až apríl) je arktický aerosól významne ovplyvňovaný antropogénnymi zdrojmi, pričom tento fenomén sa bežne označuje ako „arktický opar“ (Barrie 1986). Počas tohto obdobia sa koncentrácia aerosólového zvyšuje na viac ako  $200 \text{ cm}^{-3}$ . Pri nukleačnom móde je stredný priemer aerosolov  $0,14 \text{ }\mu\text{m}$  a pri akumuláčnom móde  $0,75 \text{ }\mu\text{m}$  (Covert a Heintzenberg 1993). Polárny aerosól obsahuje uhlíkatý materiál zo zdrojov v menších zemepisných šírkach, ako sú sírany, morská soľ z okolitého oceánu a minerálny prach z vyprahnutých oblastí na zodpovedajúcej pologuli.



Obrázok 6 – Log-normálna rozmerová distribúcia polárneho aerosolu s tromi módmami vykreslená na základe Tabuľky 1.

### 3.7 Púštny aerosól (Desert aerosol)

Púštny aerosól prítomný v púštiach sa nachádza aj vo vzdialenejších oblastiach, ako sú oceány (Jaenicke a Schutz 1978; d'Almeida a Schutz 1983; Li a kol. 1996) lebo vnútrozemie s prevládajúcim vidieckym aerosolom. Rozmerová distribúcia je podobná vzdialenému kontinentálnemu aerosólu, pričom ale silne závisí od rýchlosti vetra. Jeho rozmerová distribúcia má tendenciu vykazovať tri prekrývajúce sa módy pri stredných priemeroch  $0,002 \text{ }\mu\text{m}$ ,  $0,04 \text{ }\mu\text{m}$ , respektíve  $21,6 \text{ }\mu\text{m}$  (Jaenicke 1993). Ukázalo sa, že prachové búrky zo saharskej púšte prenášajú materiál zo severozápadného pobrežia Afriky cez Atlantik na východné pobrežie Spojených štátov (Ott et al. 1991). Napríklad Prospero a kol. (1987) ukázali, že sa do oblasti Miami pravidelne dostáva dostatočné množstvo saharského prachu na výrazné zníženie viditeľnosti počas letných mesiacov. K podobnému transportu prachu dochádza z púští Ázie cez Tichý oceán (Prospero 1995). Zatiaľ čo častice s priemerom až  $100 \text{ }\mu\text{m}$  sa nachádzajú v zdrojových oblastiach, iba častice menšie ako  $10 \text{ }\mu\text{m}$  sú prenášané na veľké vzdialenosti, často aj viac ako  $5\,000 \text{ km}$ . Podrobnejšie sa fyzikálnym a chemickým vlastnostiam púštného aerosolu venujú práce Joseph (1975), Carlson a Caverly (1977) alebo d'Almeida (1987).



Obrázok 7 – Log-normálna rozmerová distribúcia púštného aerosolu s troma módmí vykreslená na základe Tabuľky 1.

## 4 Závislosť rozmerovej distribúcie aerosolov na atmosferických podmienkach

### 4.1 Vplyv relatívnej vlhkosti

Keď sa relatívna vlhkosť zvyšuje, z atmosféry kondenzuje vodná para na častice suspendované v atmosfére. Táto kondenzovaná voda zväčšuje veľkosť aerosólov a mení ich zloženie a index lomu. Výsledný účinok aerosólov na absorpciu a rozptyl svetla sa príslušne zmení. Uskutočnilo sa niekoľko štúdií zmeny aerosólových vlastností ako funkcie relatívnej vlhkosti, ktoré možno nájsť napríklad v prácach Hänel (1968, 1972). Zmena veľkosti častíc súvisí s relatívnou vlhkosťou podľa nasledujúceho vzťahu:

$$r(a_w) = r_0 \left[ 1 + \rho \cdot \frac{m_w(a_w)}{m_0} \right]^{1/3} \quad (4)$$

kde  $r_0$  je polomer suchej častice,  $\rho$  je relatívna hustota častice vzhľadom na hustotu vody,  $m_w(a_w)$  je hmotnosť kondenzovanej vody,  $m_0$  je hmotnosť častice a  $a_w$  je tzv. koeficient aktivity vody, ktorá súvisí s relatívnou vlhkosťou nasledovne:

$$a_w = f \cdot \exp\left(\frac{-2\sigma V_w}{R_w \cdot T \cdot r(a_w)}\right) \quad (5)$$

kde  $f$  je relatívna vlhkosť,  $\sigma$  je povrchové napätie na vlhkom povrchu častice,  $V_w$  je objem kondenzovanej vody,  $R_w$  je plynová konštanta pre vodu a  $T$  je teplota v °K. Rovnice (3-4) sa riešia iteračne, pričom prvá iterácia zodpovedá  $a_w = f$ . Ku konvergencii obvykle postačuje 5 až 6 iterácií.

## 4.2 Vplyv rýchlosti vetra

Vplyv vetra je nezanedbateľný predovšetkým pri aerosoloch morského a púštného typu. V týchto prípadoch totiž vietor dokáže významne meniť koncentráciu častíc nad daným územím, ktoré je bez prirodzených bariér. Vplyv vetra bol do rozmerovej distribúcie častíc dodaný v práci Lowett (1978) a vyjadrený empirickým vzťahom:

$$\ln \Theta = 0,16 \cdot v + 1,45 \quad (6)$$

kde  $\Theta$  je koncentrácia morskej soli v  $\mu\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$  a  $v$  je rýchlosť vetra v  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ . V zmysle počtu častíc sa rovnica (6) dá prepísať do tvaru:

$$N(v) = N(v_0) \cdot \exp[0,16 \cdot (v - v_0)] \quad (7)$$

kde  $N(v)$  je počet aerosolových častíc pri rýchlosti vetra  $v$  (Shettle a Fenn, 1979).

## 5 Rozmerová distribúcia aerosolov podľa vybraných regiónov

### 5.1 Irak, Kuvajt

V tejto oblasti sú z dostupných dát charakterizované aerosoly log-normálnou distribúciou s jedným módom, ktorý zodpovedá časticiam púštného aerosolu. V oblasti Bagdadu môžeme pre rovnicu 1 aplikovať koeficienty

Typ aerosolu	Mód I		
	$N_1$	$D_{p1}$	$\sigma_1$
Púštny	561	1.843	1.784

Tabuľka 3 – Parametre log-normálnej rozmerovej distribúcie pre oblasť Iraku a Kuvajtu.

pričom koncentrácia zodpovedá púštnemu aerosolu s možnosťou jemnejšieho delenia na koncentráciu sulfátov 183 mg/kg a chloridov 378 mg/kg. Pre viac informácií, vid'. Dobrzhinsky a spol. 2012.

### 5.2 Afganistan

V oblasti Kandahar, Herat a Ghor sa podľa práce Dobrzhinsky a spol. 2012. aplikuje opäť log-normálna distribúcia častíc s jedným módom, tentokrát s prevažujúcim vidieckym kontinentálnym aerosolom.

Typ aerosolu	Mód I		
	$N_1$	$D_{p1}$	$\sigma_1$
Kandahar	6650	1.981	1.815
Ghor	6650	1.915	1.839
Herat	6650	1.734	1.784

Tabuľka 4 – Parametre log-normálnej rozmerovej distribúcie pre oblasť Afganistanu.



### 5.3 Izrael a Jordánsko

Pre oblasť blízkeho východu (Izrael, Jordánsko) je aplikované log-normálne veľkostné rozloženie aerosolov v dvoch módoch s maximami pri 1.2  $\mu\text{m}$  a 8.6  $\mu\text{m}$  s koeficientami

	Mód I			Mód II		
Typ aerosolu	$N_1$	$D_{p1}$	$\sigma_1$	$N_2$	$D_{p2}$	$\sigma_2$
Morský + púštny	136	1.0	2.2	67	8.2	1.4

Tabuľka 5 – Parametre log-normálnej rozmerovej distribúcie pre oblasť Izraela a Jordánska.

Pričom charakter aerosolov je primárne prímorský a v druhom móde púštny. Pre viac informácií, vid'. Levin a spol. 1990.

### 5.4 Cyprus

V oblasti východného stredomoria (Cyprus, grécke ostrovy) dominuje prímorský typ aerosolu s prímiesou púštného aerosolu zo Sahary. Na základe práce Fotiadí a spol. 2006 je možné považovať distribúciu aerosolov v tomto regióne za log-normálnu s dvoma módmami so strednými priemermi častíc 0.26  $\mu\text{m}$  (Mód I - jemné púštné častice) a 4.2  $\mu\text{m}$  (Mód II - morský aerosol). Koncentrácie častíc sú odvodené z Tabuľky 1.

	Mód I			Mód II		
Typ aerosolu	$N_1$	$D_{p1}$	$\sigma_1$	$N_2$	$D_{p2}$	$\sigma_2$
Morský + púštny	136	0.26	1.7	67	4.2	3.9

Tabuľka 6 – Parametre log-normálnej rozmerovej distribúcie pre oblasť Cypru.

### 5.5 Severná Afrika (Lýbia, Alžírsko)

Dáta o rozmerovej distribúcii púštného aerosolu v Severnej Afrike pochádzajú z projektu Saharan Mineral Dust Experiment (SAMUM-I), kde bol púštny aerosol monitorovaný od 20. mája do 9. júna 2006 zahŕňajúc obdobie intenzívnych prachových búrok na území Maroka, Alžírsko a Lýbie. Rozmerová distribúcia zodpovedá log-normálnej distribúcii (rovnica 2) a má dva módy zahŕňajúce jemné častice (Mód I) so stredným priemerom 0.6  $\mu\text{m}$  a hrubé častice (Mód II) so stredným priemerom 6  $\mu\text{m}$ . Koncentrácie častíc sú odvodené od stredných koncentracii púštného aerosolu uvedeného v Tabuľke 1. Viac informácií v článku Khan a spol., 2015.

	Mód I			Mód II		
Typ aerosolu	$N_1$	$D_{p1}$	$\sigma_1$	$N_2$	$D_{p2}$	$\sigma_2$
Púštny	726	0.6	2.00	114	6.0	2.20

Tabuľka 7 – Parametre log-normálnej rozmerovej distribúcie pre oblasť Severnej Afriky.

## 5.6 Eritrea a Somálsko

Pre tieto oblasti nie sú k dispozícii dáta o rozmerovej distribúcii. Je možné sa odvolať na dáta z Iraku alebo Severnej Afriky, ako dominantného zdroja púštnych prachových častíc.

## Pod'akovanie

Tento dokument bol vypracovaný s podporou Ministerstva obrany Slovenskej republiky (SEMOD-74-2/2019).

## Literatúra

d'Almeida G.A. (1987). On the variability of desert aerosol radiative characteristics, *J. Geophys. Res.* 92, 3017-3026.

d'Almeida, G. A., and Schutz, L. (1983) Number, mass and volume distributions of mineral aerosol and soils of the Sahara, *J. Climate Appl. Meteorol.* 22, 233-243.

d'Almeida G. A. And Keopke P. (1988). An approach to a Global Aerosol Climatology. In *Aerosols and Climate*. A. Deepak Publishing, Hampton, VA.

Aitchison, J., and Brown, J. A. C. (1957) *The Lognormal Distribution Function*, Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK.

Barnhardt, E. A. and Streete, J. L. A Method for Predicting Atmospheric Aerosol Scattering Coefficients in the Infrared. *Appl. Opt.*, 9, 1337 – 1344.

Barrie, L. A. (1986) Arctic air pollution: An overview of current knowledge, *Atmos. Environ.* 20, 643-663.

Carlson T. N. & Caverly R.S. (1977) Radiative Characteristics of Saharian Dust at Solar Wavelengths. *J. Geophys. Res.* 82, 3141-3152.

Covert, D. S., and Heintzenberg, J. (1993) Size distributions and chemical properties of aerosol at NY Ålesund, Svalbard, *Atmos. Environ.* 27A, 2989-2997.

Deepak, A., and Gali, G. (1991) *The International Global Aerosol Program (IGAP) Plan*, Deepak Publishing, Hampton, VA.

Deirmendjian, D. (1964). Scattering and polarization properties of water, clouds, and hazes in the visible and infrared. *Appl. Opt.* 3, 187-196.

A. Fotiadi, N. Hatzianastassiou, E. Drakakis C. Matsoukas, K. G. Pavlakis D. Hatzidimitriou E. Gerasopoulos, N. Mihalopoulos, and I. Vardavas. (2006) Aerosol physical and optical properties in the Eastern Mediterranean Basin, Crete, from Aerosol Robotic Network data. *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 5399–5413.

Fitzgerald, J. W. (1991) Marine aerosols: A review, *Atmos. Environ.* 25A, 533-545.

Gathman S.G. (1983) Optical Properties of the Marine Aerosol as Predicted by the Navy Aerosol Model", *Opt. Eng.*, 22, 57-62.

Hänel, G. (1968) The real part of the mean complex refractive index and the mean density of samples of atmospheric aerosol particles, *Tellus* 20, 371 - 379 .

Hänel, G. (1972) Computation of the extinction of visible radiation by atmospheric aerosol particles as a function of the relative humidity, based upon measured properties, *Aerosol Sci.* 3, 377-386.

Hänel G. And Bullrich, K. (1978) Physico-Chemical Property Model of Tropospheric Aerosol Particles. *Beitr. Phys.Atm* 51, 129-130.

Hobbs, P. V., Bowdle, D. A., and Radke, L. F. (1985) Particles in the lower troposphere over the high plains of the United States. 1. Size distributions, elemental compositions, and morphologies, *J. Climate Appl. Meteorol.* 24, 1344-1356.

Hodggs, J.A. (1972) Aerosol Extinction Contribution to Atmospheric Attenuation in Infrared Wavelengths", *Appl. Opt.*, 11, 2304-2310.

Ivlev, L. S. (1969) Atmospheric Aerosol in Radiation characteristics of the Atmosphere and the Earth's Surface. Amerind Publishing Co., New Delhi.

Jaenicke, R. (1993) Tropospheric aerosols, in *Aerosol-Cloud-Climate Interactions*, P. V. Hobbs, ed., Academic Press, San Diego, CA, pp. 1-31.

Jaenicke, R., and Schutz, L. (1978) Comprehensive study of physical and chemical properties of the surface aerosol in the Cape Verde Islands region, *J. Geophys. Res.* 83, 3583-3599.

John, W., Wall, S. M., Ondo, J. L., and Winklmayr, W. (1990) Modes in the size distributions of atmospheric inorganic aerosol, *Atmos. Environ.* 24A, 2349-2359.

Joseph J. H. (1975). The Deter Aerosol in The Evaluation of a Shuttle Born Lidar Experiment to Measure the Global Distribution of Aerosols and their Effect on the Atmospheric Heat Budget. Final Report on NASA Grant NSG 1057, pp. 2-60.

Junge, C.E. (1972) Our knowledge of the physico-chemistry of aerosols in the undisturbed marine environment, *J. Geophys. Res.* 77, 5183 - 5200.

Basit Khan, Georgiy Stenchikov, Bernadett Weinzierl, Stoitchko Kalenderski & Sergey Osipov. (2015) Dust plume formation in the free troposphere and aerosol size distribution during the Saharan Mineral Dust Experiment in North Africa. *Tellus B* 2015, 67, 27170.

Kneyzis, F. X., Sheettle, E. P., Gallery, W. O., Chetwynd, J. H., Abreu, L. W., Selby, J.E.A. Clough, S A. and Fenn, R. W. (1983). Atmospheric Transmittance/Radiance: Computer Code LOWTRAN 6. AFGL-TR-83-0187.

Levin, Z., Price, L and Ganor, E.(1990) The contribution of sulfate and desert aerosols

to the acidification of clouds and rain in Israel. *Atmospheric Environment* Vol 24A, No. 5, pp. 1143-115.

Li, X., Maring, H., Savoie, D., Voss, K., and Prospero, J. M. (1996) Dominance of mineral dust in aerosol light scattering in the North Atlantic trade winds, *Nature* 380, 416-419.

Lovett, R. F. (1978) Quantitative measurement of airborne sea-salt in the North Atlantic, *Tellus*, 30, 358-364.

McClatchey, R. A. Fenn, R. W., Selby, J.E.A., Volz, F. E., Garing, J. S. (1970) *Optical Properties of the Atmosphere*. AFCRLTG 0527.

Mészáros, A., and Vissy, K. (1974) Concentration, size distribution and chemical nature of atmospheric aerosol particles in remote ocean areas, *J. Aerosol Sci.* 5, 101-109.

Ott, S. T., Ott, A., Martin, D. W., and Young, J. A. (1991) Analysis of trans-Atlantic saharan dust outbreak based on satellite and GATE data, *Mon. Weather Rev.* 119, 1832-1850.

Prospero, J. M. (1995) The atmospheric transport of particles to the ocean, in *SCOPE Report: Particle Flux in the Ocean*, V. Ittekkot, S. Honjo, and P. J. Depetris, eds., Wiley, New York.

Prospero, J. M., Nees, R. T., and Uematsu, M. (1987) Deposition rate of particulate and dissolved aluminum derived from Sahara dust in precipitation in Miami, Florida, *J. Geophys. Res.* 92, 14723-14731.

Savoie, D. L., and Prospero, J. M. (1989) Comparison of oceanic and continental sources of non-seasalt sulfate over the Pacific ocean, *Nature* 339, 685-687.

Shettle, E. P. And Fenn, R. W. (1976). *Models of the atmospheric aerosols and their optical properties*. In AGARD Conference proceedings No. 183 optical propagation in the Atmosphere, Lyngby, Denmark.

Shettle, E. P. And Fenn, R. W. (1979) *Models of atmospheric aerosols of the lower atmosphere and the Effect of Humidity Variations on their Optical Properties*. AFGL-TR-79-0214.

Zhu, Y, Hinds, W. C, Kim, S., Shen, S., and Sioutas, C. (2002) Study of ultrafine particles near a major highway with heavy-duty diesel traffic, *Atmos. Environ.* 36, 4323-4335.