

Univerzita Karlova

Přírodovědecká fakulta

Ústav pro životní prostředí



DIPLOMOVÁ PRÁCE

Měření rozptylu světla na atmosférickém aerosolu

Aerosol light scattering measurements

Vypracovala: Bc. Nikola Novotná

Vedoucí práce: RNDr. Naděžda Zíková, Ph.D.

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem tuto diplomovou práci vypracovala samostatně s využitím uvedené literatury a informací, na něž odkazuji. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze, 14.08.2017

Bc. Nikola Novotná

Poděkování

Ráda bych zde vyjádřila poděkování vedoucí této diplomové práce RNDr. Naděždě Zíkové, Ph.D. za její cenné rady a pomoc při vedení. Rovněž bych ráda poděkovala CzechGlobe za poskytnutí dat z Integračního nephelometru a Českému hydrometeorologickému ústavu za poskytnutí meteorologických a imisních dat ze stanice Košetice. V neposlední řadě děkuji mé rodině za poskytnuté zázemí a podporu v době vypracovávání této práce.

Abstrakt

Tato diplomová práce se zabývá rozptylem světla na atmosférickém aerosolu, který je měřen od roku 2012 v Observatoři Košetice v okrese Pelhřimov. V práci jsou zpracována data z období od 1. 1. 2014 do 31. 12. 2015, která slouží jako reprezentativní hodnoty dopředného a zpětného rozptylu světla. Byl vypočten Angstroemův exponent, na jehož základě byly provedeny korekce dat. Data byla zpracována v hodinových krocích a byla porovnávána s meteorologickými a imisními daty. Byly vypočteny korelace a odhadnuty regresní modely pro ověření správnosti měření a zjištění vlivu meteorologických jevů a imisních dat $PM_{2,5}$ a PM_{10} na rozptylové koeficienty.

Z provedených výpočtů vyplynulo, že rozptyl světla se zvyšuje s rostoucí koncentrací částic $PM_{2,5}$ a PM_{10} a relativní vlhkostí vzduchu a klesá s rostoucí teplotou vzduchu, úhrnem srážek a rychlostí větru. Bylo také prokázáno, že na rozptyl světla na atmosférickém aerosolu má vliv směr větru, který ovlivňuje složení vzorkovaného vzduchu.

Klíčová slova: atmosférický aerosol, rozptyl světla, zpracování časových řad

Abstract

This master thesis analyses light scattering on atmospheric aerosols, which has been measured at Košetice observatory in Pelhřimov region since 2012. In the thesis, data are processed for period from 1. 1. 2014 to 31. 12. 2015 which provide representative values of scattering and backscattering light measurement. Angstrom exponent was calculated based on which data corrections were performed. Data were processed using hour steps and compared with meteorological and emissions concentrations data. Correlations were calculated and regressions models estimated in order to verify correctness of measurement and to explore impact of meteorological conditions and emissions concentrations $PM_{2,5}$ and PM_{10} on scattering coefficients.

Performed analyses imply, that light scattering is higher for higher concentrations of $PM_{2,5}$ and PM_{10} and for higher relative air humidity and lower for higher outdoor temperature, total precipitations, and wind speed. In addition, it was showed that light scattering is influenced by wind direction, which determines compositions of aerosols in the sample.

Key words: atmospheric aerosol, light scattering, time series evaluation

Obsah

1. Úvod	7
2. Atmosférický aerosol.....	8
2.1. Velikost atmosférického aerosolu.....	9
2.2. Vliv aerosolů na počasí a klima	11
2.3. Radiační vlastnosti aerosolu	12
2.3.1. Rozptyl světla.....	14
2.3.2. Absorpce světla	17
2.3.3. Extinkce světla	18
3. Měření rozptylu světla.....	19
3.1. Přístroje.....	19
3.2. Kalibrace nephelometru.....	20
4. Cíle práce a hypotézy	22
5. Zpracování dat.....	23
5.1. Popis lokality, sběr dat.....	23
5.2. Korekce dat.....	26
5.3. Statistické zpracování	27
6. Výsledky a diskuze.....	30
6.1. Dostupnost dat	30
6.2. Průměrné hodnoty rozptylu	31
6.3. Korelační analýza	33
6.4. Sezónní, měsíční, týdenní a denní chod rozptylu	34
6.4.1. Roční chod.....	34
6.4.2. Týdenní chod.....	36
6.4.3. Denní chod	37
6.5. Závislost rozptylu na koncentraci PM_{10} a $PM_{2,5}$	38
6.6. Vliv meteorologických veličin na rozptyl.....	39
6.6.1. Vliv relativní vlhkosti.....	39
6.6.2. Vliv teploty.....	41
6.6.3. Vliv srážek.....	43
6.6.4. Vliv směru a rychlosti větru	45
7. Závěr.....	48
8. Použitá literatura.....	50
9. Přílohy	55

1. Úvod

Klimatický systém Země je konsekvence interakcí mezi jeho jednotlivými komponenty. Nezákladnějšími procesy, kterými jsou veškeré procesy zahajovány a řízeny, jsou záření, které na Zemi dopadá ze Slunce a následné ochlazování, ke kterému dochází vyzařováním dlouhovlnného záření (Satheesh & Krishna Moorthy 2005). Atmosférický aerosol ovlivňuje energetický systém buď přímo, anebo nepřímo. Přímým vlivem rozumíme rozptyl a absorpci světelného záření na částicích. Nepřímý vliv je dán přítomností oblaků, kde jsou aerosoly zastoupeny v podobě nukleačních a kondenzačních jader (Chin et al. 2009). Výzkum rozptylu světla je důležitý pro charakterizaci aerosolu. Spolu s absorpcí světla může tvořit významný zdroj informací o AA a jejich radiačních vlastnostech. Jemné frakce aerosolu jsou považovány za vysoce rozptylující a absorbující sluneční záření v závislosti na jejich chemickém složení. I přesto jsou optické vlastnosti AA velmi málo charakterizovány a je zapotřebí dalších a podrobnějších výzkumů (Mogo et al. 2017).

Tato práce se zabývá právě rozptylem světla na AA a jeho interakcí s proměnnými v atmosféře. Rozptyl světla je měřen pomocí Integračního TSI 3635 nephelometru, který měří dopředný a zpětný rozptyl na třech vlnových délkách. Tento nephelometer je umístěn v Observatoři Košetice v okrese Pelhřimov a je jediným svého druhu v České republice. Budeme se zabývat tím, jaký vliv mají na měření rozptylu světla na AA meteorologické jevy jako je teplota vzduchu, úhrn srážek, relativní vlhkost vzduchu a rychlost a směr větru. Samozřejmostí je srovnání rozptylu světla na AA spolu s imisními daty $PM_{2,5}$ a PM_{10} .

2. Atmosférický aerosol

Atmosférický aerosol lze definovat jako koloid, který se skládá z pevných a kapalných částic, ale neexistuje jejich jednotná klasifikace. Obecně jej můžeme dělit na bioaerosol, prach, opar, saze, mlhu, smog, kouř a sprej. Za bioaerosol jsou považovány veškeré částice, které jsou organického původu. Řadíme sem viry, bakterie, houby a produkty, které jsou nějakým organismem vyloučené (spory, pyl, ...). Prach jsou pevné částice, které jsou formovány a shlukovány vlivem mechanických sil. Opar vzniká kondenzací par nebo plynů a jeho částice dosahují submikronových rozměrů. Za saze jsou považovány částice, které vznikají nedokonalým spalováním biomasy a fosilních paliv a obsahují uhlíkaté částice a organickou hmotu (Mahrt et al. 2017). Mlha je definována jako shluk kapalných částic, které jsou formovány kondenzací. Jako smog je obecně vnímáno viditelné znečištění, nebo jako tzv. fotochemický smog, který vzniká formováním aerosolu vlivem slunečního záření na oxidy dusíku a uhlovodíky. Kouř jsou částice, které vznikají procesem nedokonalého spalování a mohou být jak pevné, tak kapalné. Za sprej jsou považovány částice vzniklé mechanickým rozpadem kapalin (Hinds 1999).

Atmosférický aerosol (AA) je nezbytná součást zemské atmosféry. Vzhledem k jeho vlastnostem (velikost, hmotnost) je velmi snadno transportovatelný. Například aerosol pocházející z Asie je zachycován větrnými proudy, které jej zanesou přes Pacifik až do Severní Ameriky (Jiang et al. 2007; Liu et al. 2014). Aerosol ovlivňuje klimatický systém dvěma způsoby – přímo a nepřímo. Přímý vliv je způsoben radiačními vlastnostmi, jako je rozptyl a absorpce slunečního záření přímo na částicích AA a za nepřímý můžeme považovat vliv oblaků (Liu et al. 2014).

Částice v atmosféře dále dělíme na dva základní typy – primární a sekundární aerosol. Primární aerosol vzniká přímou emitací ze zdroje, naopak sekundární je formován fyzikálně chemickými procesy v atmosféře. Primární částice vznikají například spalováním a dalšími

procesy vyžadující vysoké teploty. Tímto způsobem jsou emitovány zejména jemné částice. Dalším zdrojem primárních aerosolů jsou mechanické procesy jako broušení, resuspenze prachu z povrchů a půd a formováním kapek činností oceánů (Colbeck 2008), kterými vznikají částice hrubého módu. Primární aerosoly jsou buď přírodního, nebo antropogenního původu. Přírodní činitelé jsou zejména oceány, vulkanická činnost a resuspenze již vzniklých částic vlivem větru. Díky rozloze oceánů vůči terestrickým oblastem je produkce a šíření přirozených primárních částic více globální než u antropogenních částic. Stejně je to např. i u vulkanické činnosti, kdy jsou částice emitovány do vyšších vrstev atmosféry a mohou tak překonávat větší vzdálenosti, než dojde k jejich depozici. Zdroje primárního antropogenního aerosolu jsou zejména spalovací procesy a průmyslové činnosti a jeho výskyt je spíše regionální. I přes stále se rozvíjející lidskou činnost tvoří částce přírodního původu až 90 % hmoty aerosolů v atmosféře (Voiland 2010; Chin et al. 2009).

Na způsobu vzniku aerosolových částic závisí také složení částic. Částice, které vznikly nukleací, obsahují zejména sulfáty a vodu, případně mohou obsahovat i amonné ionty. Aerosoly vzniklé spalováním a rozkladem fosilních paliv se vyznačují přítomností uhlíku a nezdědká obsahují například těžké kovy. Částice hrubého módu, jako jsou například aerosoly vznikající činností oceánů, obsahují nejčastěji vodu a ionty sodíku, vápníku, hořčíku, draslíku a podobně. Emise částic z povrchu se zase vyznačují přítomností křemíku, hliníku, železa, fosforu a dalších prvků a iontů typicky se vyskytujících v půdách (Jacobson 2002).

2.1. Velikost atmosférického aerosolu

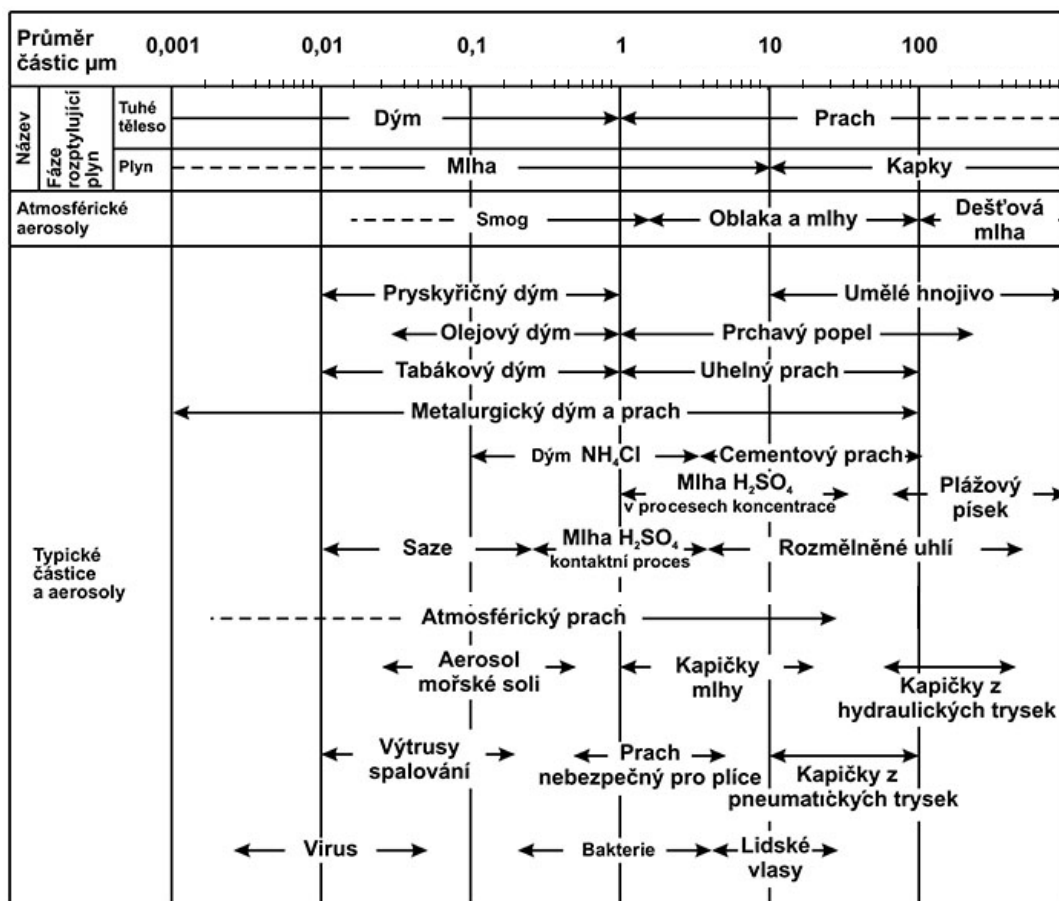
Nejdůležitějším parametrem pro popis částic je jejich velikost. Na velikost jsou úzce vázány vlastnosti, jako jsou například rozptyl a absorpce světla. Aerosol bývá polydisperzní, nalezneme zde tedy široké rozpětí velikostí (Colbeck 1998). Velikost je v aerosolové vědě nejednoznačný pojem, proto se využívá konkrétnější označení, např. aerodynamický

průměr. Aerodynamický průměr je definován jako průměr kulové částice o hustotě 1 g/cm^3 . Takže částice, která má aerodynamický průměr $1 \text{ }\mu\text{m}$ má stejné aerodynamické vlastnosti jako kapka vody o průměru $1 \text{ }\mu\text{m}$, ačkoli geometrický průměr může mít mnohem větší nebo menší (Hinds 1999).

Aerosoly nabývají velikosti od $0,001 \text{ }\mu\text{m}$ do $1000 \text{ }\mu\text{m}$. Nejčastěji se v atmosféře setkáme s velikostí částic do $10 \text{ }\mu\text{m}$ (*Obrázek 1*). Při charakterizaci částic se využívá dělení na frakce PM_{10} , $\text{PM}_{2,5}$ a PM_1 , kdy PM_{10} jsou částice s aerodynamickým průměrem menším než $10 \text{ }\mu\text{m}$, $\text{PM}_{2,5}$ jsou částice menší než $2,5 \text{ }\mu\text{m}$ a PM_1 jsou částice menší než $1 \text{ }\mu\text{m}$ (Hinds 1999).

Další velikostní hledisko, které se u atmosférických aerosolů využívá, je dělení na tzv. módy. Nejmenší částice o velikosti do 20 nm jsou označovány jako tzv. nukleační mód. Co se distribuce počtu týče, mají částice nukleačního módu značnou převahu nad ostatními frakcemi, ale jejich hmota zaujímá velmi malé procento. Vzhledem k jejich počtu jsou tyto částice činiteli rychlého procesu, tzv. koagulace, nebo kondenzace. Růstem těchto částic dochází ke vzniku Aitkenova módu, do kterého jsou řazeny částice ve velikosti zhruba $20 - 100 \text{ nm}$. Aerosol mezi 100 nm a $1 \text{ }\mu\text{m}$ je nazýván jako akumulární mód. Takto velké částice mají v atmosféře dobu setrvání kolem 1-2 týdnů a podílejí se na dálkovém transportu. Aerosoly větší než $1 \text{ }\mu\text{m}$ řadíme do hrubého módu. Takto velké částice jsou produkovány zejména mechanickými procesy (Colbeck 2008; Hinds 1999; Colbeck 1998).

S velikostí částic jsou spojeny i další vlastnosti, např. jejich distribuce, optické vlastnosti, schopnost stávat se kondenzačními a ledovými jádry, morfologie, apod. Tyto vlastnosti jsou určovány jejich zdroji, propady a atmosférickými transformačními procesy (Boucher et al. 2013).

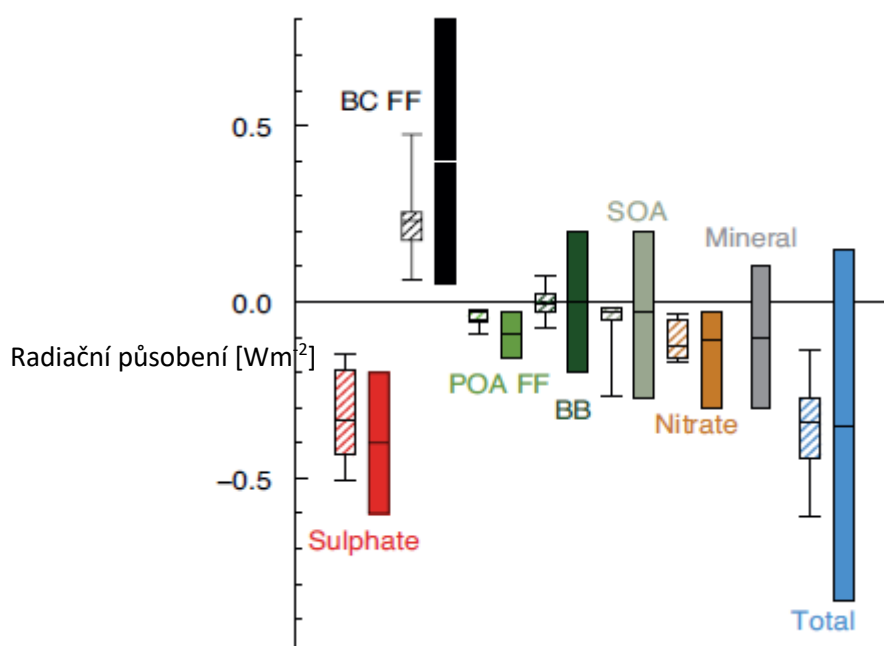


Obrázek 1: Velikostní rozložení částic. (Převzato a upraveno z www.lfilter.cz)

2.2. Vliv aerosolů na počasí a klima

Aerosoly vykazují pestrou škálu vlivů na životní prostředí. Částice, které se vyskytují u povrchu, mají značný vliv na lidské zdraví. Sulfátové a nitrátové částice zase hrají významnou roli v acidifikaci prostředí a částice, které jsou unášeny větrem, mohou být například zdrojem železa ve vzdálených oceánech (Li et al. 2017). Značným způsobem zasahují do radiačních procesů a ovlivňují klimatický systém Země (Chin et al. 2009). Některé částice mají na atmosféru ochlazující efekt a jiné ji zase ohřívají. Částice přispívající k oteplování obsahují saze, jejichž radiační působení je $+0,4 \text{ Wm}^{-2}$, železo, hliník, polycyklické aromatické sloučeniny a nitrátové aromatické sloučeniny. Tyto částice absorbují primárně krátkovlnné záření, ale mohou absorbovat i záření infračervené (Jacobson 2002). Většina částic ale obsahuje komponenty, které mají ochlazující efekt.

Patří sem například částice, jejichž součástí je voda, sulfátové sloučeniny ($-0,4 \text{ Wm}^{-2}$), nitráty ($-0,11 \text{ Wm}^{-2}$) a většina organických látek ($-0,12 \text{ Wm}^{-2}$). Sumárně mají aerosoly spíše ochlazující účinek, viz *Obrázek 2* (Jacobson 2002; Houghton 2015; Boucher et al. 2013). Je ale nutno rozlišovat, zda je den, či noc. Ve dne mají aerosoly vůči Zemi ochlazující účinek a v noci se naopak atmosféra ohřívá. To proto, že ve dne je krátkovlnné záření aerosoly rozptylováno (Kadrnožka 2008; Nair et al. 2011).



Obrázek 2: Roční průměr radiačního působení částic v letech 1750 až 2010. Jednobarevné boxy jsou stanoveny s 90% jistotou. **BC FF** jsou saze z fosilních paliv (*Black Carbon from Fossil Fuel*), POA FF je primární organický aerosol (*Primary Organic Aerosol from Fossil Fuel*), BB jsou částice ze spalování biomasy (*Biomass Burning*) a SOA je sekundární organický aerosol (*Secondary Organic Aerosols*). Šrafované boxy znázorňují medián a rozptyl percentilu 5 až 95%. Převzato z (Boucher et al. 2013).

2.3. Radiační vlastnosti aerosolu

Díky slunečnímu záření je naše planeta ohřívána. Aby byl systém v rovnováze, musí Země vyzářit stejné množství energie, jaké absorbuje. Toto tzv. infračervené (IR) záření, které Země vyzáří, je při průchodu atmosférou do vesmíru absorbováno skleníkovými plyny. Podobný vliv mají například také oblaka a atmosférický aerosol (Satheesh & Krishna

Moorthy 2005). Z globálního hlediska ovlivňují radiační vlastnosti aerosolů Zemi zásadním způsobem. Nacházejí-li se ve svrchních vrstvách atmosféry, je jejich účinek vůči povrchu ochlazující, čímž dochází k rovnováze vůči oteplování, způsobeným skleníkovými plyny (Chin et al. 2009).

Radiační vlastnosti jsou vysoce závislé na charakteristice částice. Veličiny, které jsou studium stěžejní, jsou koeficient rozptylu, albedo, Angstroemův exponent, velikostní distribuce, refrakční index a změna velikosti částice v závislosti na relativní vlhkosti vzduchu a rozpustnost (Singh et al. 2014). Schopnost aerosolů záření absorbovat či rozptylovat je zvláště ovlivněna chemickým složením částice (Kaskaoutis et al. 2006). Rozptyl světla je významný zejména na částicích, které obsahují sulfáty (Vallero 2008). Další významnou charakteristikou je jejich morfologie, která je velmi variabilní. V atmosféře se vyskytuje mnoho částic s různými tvary – sférické, nepravidelné, vláknité, vločkovité apod. Starší částice mají převážně větší množství vrstev, hygroskopické částice zase absorbují vodu a stávají se sférickými. Zejména částice obsahující uhlík (saze) mají významný vliv na optické vlastnosti. Tyto částice jsou většinou v pevném stavu, mají nepravidelný tvar a obsahují velké množství (až 2000) grafitových sferulí, které jsou formovány náhodně vlivem vzájemných kolizí v průběhu spalování. Jelikož jsou uhlíkaté částice značně pórovité, mají velký povrch a dochází na nich ke kondenzaci (Jacobson 2002; Vallero 2008).

Za základní optické vlastnosti aerosolu považujeme rozptyl (σ_{sc}) a absorpci (σ_{ap}) světelného záření. Sumou těchto parametrů se určuje extinkce (σ_{ext}). Podrobnější informace o radiačních vlastnostech je dána souborem veličin jako je absorpční koeficient, rozptylový koeficient, optická hloubka aerosolu (AOT, aerosol optical thickness, někdy též překládáno jako optická tloušťka), albedo a Angstroemův exponent. AOT, která se využívá pro měření rozsahu extinkce světla, respektive množství slunečního záření, které vlivem rozptylu

a absorpce nedosáhne zemského povrchu. Je vyjadřována jako bezrozměrné číslo, které souvisí s množstvím AA ve vertikálním sloupci atmosféry. Albedo nám udává poměr dopadajícího a odraženého slunečního záření (Liu et al. 2014).

Rozptyl a absorpce světla jsou komplexní funkcí velikosti a tvaru částic a stupně jejich promíchanosti (Schmid et al. 2005). Interakce aerosolu se zářením je nejvyšší, je-li velikost částice odpovídající velikosti vlnové délky (Colbeck 1998):

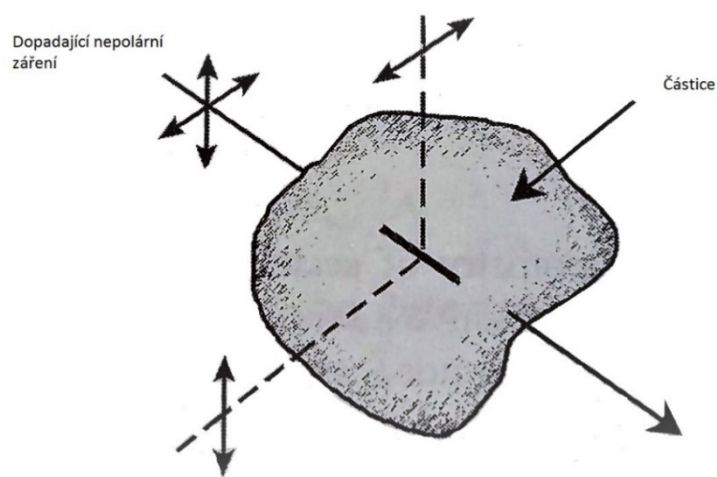
$$\frac{\pi d}{\lambda} = 1, \quad (1)$$

kde d je průměr částice a λ je vlnová délka. Částice akumulárního módu tedy mají významnější vliv na krátkovlnné záření ze Slunce, než na záření dlouhovlnné, vyzařované Zemí. Naopak částice hrubého módu zase ovlivňují dlouhovlnné záření. Zde ale hraje roli také doba setrvání v atmosféře. Vzhledem k tomu, že akumulární mód má méně významné propady, drží se částice v atmosféře déle a ve výsledku je interakce aerosolů vyšší s krátkovlnným zářením (Hinds 1999; Colbeck 1998).

2.3.1. Rozptyl světla

Rozptyl záření je definován jako dílčí ztráty intenzity paprsku na metr dráhy. Rozlišujeme rozptyl dopředný a zpětný. Zpětný rozptyl je popisován jako záření rozptýlené zpět od zadní „polokoule“ částice AA (Colbeck 1998). Dopředný rozptyl je rozptyl světla před částicí. Podíl rozptylu a extinkce světla se nazývá *single scattering albedo* ϖ_0 a je to jedna z nejdůležitějších optických vlastností AA, protože na něm závisí jejich radiační účinek. U rozptylu viditelného záření na kontinentálním aerosolu dosahuje často hodnot 0,9 a u oceánského se přibližuje jedné (Vignola et al. 2012; Montilla & Mogo 2011). Rozptyl na částicích dále rozlišujeme na rozptyl na malých částicích – tzv. *Rayleighův*, a na rozptyl na velkých částicích – tzv. *Mieův rozptyl*. Za malé částice jsou v tomto případě považovány částice, které jsou svou velikostí srovnatelné nebo menší vůči velikosti vlnové délky

dopadajícího záření. Projde-li tedy záření větším množstvím malých částic, detektorem zaznamenané záření urazí vždy stejnou vzdálenost a má stejnou fázi (viz. *Obrázek 3*). V tomto případě není tvar částice důležitý, protože rozptyl je izotropní. Je-li částice výrazně menší, než je vlnová délka, přechází světelný paprsek přes hmotu částice nezměněn.



Obrázek 3: Rozptyl nepolarizovaného světla dopadajícího na malou částici (Sorensen et al. 2011).

Mají-li částice stejnou velikost jako je vlnová délka, je Rayleighův rozptyl charakterizován několika faktory. Prvním je výše zmíněná izotropie, kde je rozptyl téměř nezávislý na úhlu dopadu. Dalším faktorem je vliv velikosti vlnové délky, tj. fakt, že na malých částicích se modré světlo rozptyluje více než červené. Neméně podstatný je tzv. Tyndallův efekt, který popisuje silnou závislost rozptylu světla na počtu částic. Se zvyšujícím se množstvím částic se zvyšuje i intenzita rozptylu světla (Sorensen et al. 2011).

Pro částice o v rozmezí $0,1 - 1 \mu\text{m}$ je stěžejní tzv. Mieův rozptyl, jsou-li částice menší nebo větší, intenzita rozptylu se snižuje. Mieova teorie rozptylu dává kompletní řešení Maxwellovy rovnice pro kombinaci vektoru vlny záření pro dopadající vlny, vlny uvnitř částice a rozptýlené záření. Intenzita rozptýleného záření I se vypočte dle *Rovnice 2* (Hinds 1999):

$$I(\theta) = \frac{I_0 \lambda^2 (i_1 + i_2)}{8\pi^2 R^2}, \quad (2)$$

kde i_1 a i_2 jsou parametry pro rozptýlené záření kolmého a paralelního polarizovaného světla, R je vzdálenost ve směru θ od sférické částice ozařované světlem o vlnové délce λ [nm] o intenzitě I_0 [W/m²]. Uvedený vztah platí pro nepolarizované světlo, je-li světlo polarizované, počítá se pouze s jedním indexem (i_1 nebo i_2 , v závislosti na směru polarizace) (Hinds 1999).

Další charakteristikou, která slouží pro popis rozptylu světla na aerosolu je tzv. *asymetrický parametr* g , který nám udává pravděpodobnost rozptylu světla v jakémkoli směru. Tento jev udává Henye-Greenstein vztah (Henyey & Greenstein 1941):

$$p(\cos\theta) = \frac{1}{2} \frac{1-g^2}{2(1+g^2-2g\cos\theta)^{3/2}}, \quad (3)$$

kde θ je 0° ve směru propagace fotonu a 180° je opačný směr. Čím vyšších hodnot g dosahuje, tím je záření rozptylováno více do přední hemisféry. Je-li g rovno nule, jedná se o izotropní rozptyl nebo je zde pravděpodobnost rozptylu všemi směry. Běžně se setkáváme s hodnotami mezi 0,5 – 0,7 pro kontinentální aerosol. Co se asymetrie týče, je oceánský aerosol více asymetrický a dosahuje vysokých hodnot (Vignola et al. 2012).

2.3.1.1. *Vliv relativní vlhkosti na rozptyl*

Částice mohou v závislosti na jejich chemickém složení a na relativní vlhkosti v jejich blízkém okolí vázat vodu. Tím dochází k nárůstu jejich velikosti a dochází ke značnému vlivu na rozptyl světla. V oblasti se stejnou vlhkostí se mohou vyskytovat částice ve dvou různých fázích. Jde o tzv. hysterezi, tedy o stav, kdy nově přeměněná částice nezávisí na veličině, která k tomuto stavu přispěla, ale na vlastnostech částice před vstupem do nové fáze (Titos et al. 2014).

Klíčový parametr pro charakterizaci vlivu relativní vlhkosti na rozptyl záření popisuje *scattering enhancement factor* $f(RH, \lambda)$, který je definován jako (Zieger et al. 2014):

$$f(RH, \lambda) = \frac{\sigma_{sp}(RH, \lambda)}{\sigma_{sp}(RH_{DRY}, \lambda)}, \quad (4)$$

kde σ_{sp} jsou koeficienty rozptylu, RH je relativní vlhkost a λ je vlnová délka. $f(RH, \lambda)$ se zvyšuje se zvyšující se relativní vlhkostí a nabývá hodnot ≥ 1 . Je zde závislost s chemickým složením a velikostí částice. Pro oceánský aerosol jsou typické větší hodnoty ($f(RH, \lambda) = 3,25 \pm 0,34$) rozptylu světla než pro kontinentální aerosol ($f(RH, \lambda) \sim 1,4$ až $3,4$). Nejnižší hodnoty byly zjištěny u minerálního prachu pocházejícího ze Saharské pouště ($f(RH, \lambda) = 1 - 1,2$) (Zieger et al. 2014).

Z chemického hlediska jsou částice podléhající hygroskopicitě zejména částice s obsahem kyseliny sírové nebo organických sloučenin rozpustných ve vodě. Například u sazí či minerálního prachu nebyl prokázán signifikantní nárůst velikosti se zvyšující se relativní vlhkostí vzduchu. Dalším druhem částic, na něž má vlhkost vliv, jsou například chlorid sodný či sulfát amonný, které se při zvýšené vlhkosti vzduchu rozpouštějí (Titos et al. 2016).

2.3.2. Absorpce světla

Zatímco rozptýlené záření přispívá k ochlazení atmosféry, absorpcí elektromagnetické radiace dochází ke zvýšení teploty (Schmid et al. 2005).

Světlo rozptylují veškeré částice, ale absorbovat jej mohou jen ty, které jsou složeny z absorpčních látek. Mezi hlavní absorpční látky spadají například uhlíkaté látky nebo minerální prach (Hinds 1999). Dominantní absorbér světelného záření je uhlík pocházející ze spalování (tzv. Black carbon – BC). V současné době se prokazuje, že BC by mohl být po oxidu uhličitém druhým největším přispěvatelem k oteplování atmosféry. To je dáno zejména morfologií těchto částic a jejich směšovací poměru. Je-li v BC částici přítomen

navíc sulfát, bude absorpce světla pravděpodobně větší, než v případě částice obsahující pouze BC (Dong et al. 2015).

V souvislosti s absorpcí se měří tzv. *co-albedo*, charakterizováno jako $(1-\omega_0)$. To nám udává pravděpodobnost, s jakou částice foton absorbuje. V tomto případě se u absorpce viditelného záření na částicích oceánského aerosolu pohybujeme kolem nulových hodnot (Vignola et al. 2012).

2.3.3. Extinkce světla

Extinkce (σ_{ext}) je charakterizována jako suma rozptylu a absorpce, obecně je více závislá na intenzitě rozptylu. Extinkční koeficient je hodnota ztráty intenzity záření na jednotku vzdálenosti (Hinds 1999; Vallero 2008).

Vertikální integrací koeficientu extinkce σ_{ext} přes délku dráhy paprsku (dl) získáme optickou hloubku sloupce atmosféry Ω (Vallero 2008):

$$\Omega = \int \sigma_{ext} dl. \quad (5)$$

Extinkční koeficient je závislý na přítomnosti plynů, molekul a částic, které rozptylují nebo absorbují světlo. Čím je tento koeficient vyšší, tím se snižuje viditelnost v atmosféře. Největší viditelnosti by bylo dosaženo tehdy, pokud by částice v atmosféře nebyly přítomné, tedy že by docházelo pouze k Rayleighovu rozptylu na molekulách plynu (Vallero 2008).

3. Měření rozptylu světla

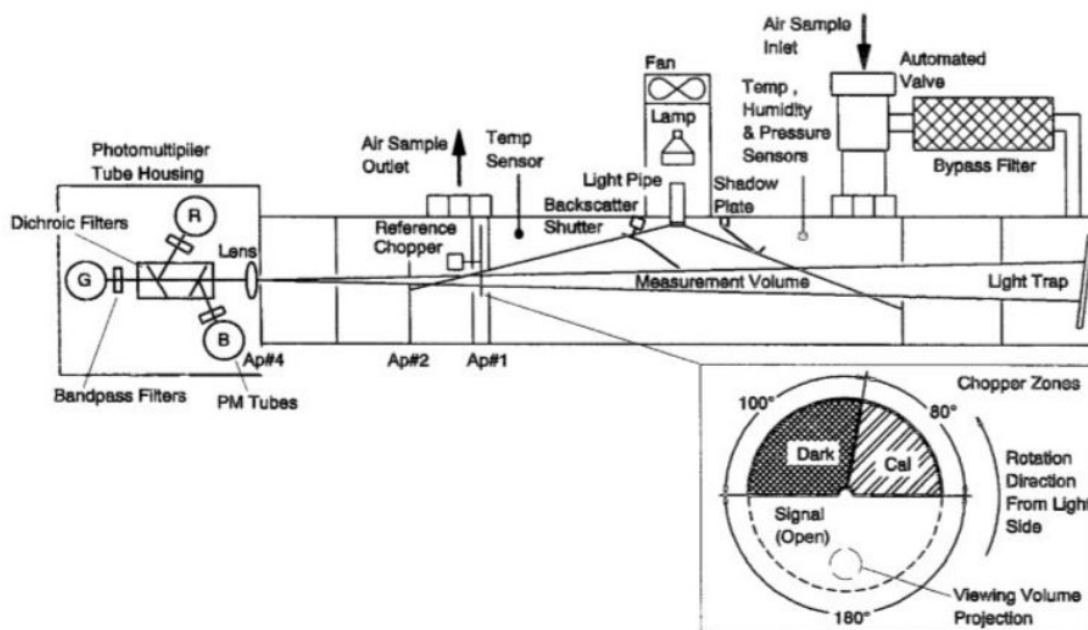
3.1. Přístroje

Přístrojů určených k měření rozptylu světla, tzv. nephelometrů, bylo vyvinuto a testováno několik typů a v praxi se využívají čtyři základní. „Boční Nephelometr“ snímá rozptyl světla z úzkého paprsku světla v úhlu 45° nebo 60° . „Dopředný Nephelometer“ měří pouze dopředný rozptyl a úhel rozptylu se pohybuje kolem 0° . „Zpětný Nephelometer“ měří naopak pouze zpětný rozptyl v úhlech kolem 180° . Nephelometer, kterým byla měřena data použitá v této práci, je tzv. „Integrační nephelometer“, ve kterém je vzorek exponován širokým paprskem světla a snímá rozptyl v úhlu od 7° do 170° (Kovalev & Eichinger 2004).

Integračních nephelometrů najdeme na trhu několik. Jedním z nich je Radiance Research M903, který měří rozptyl na jedné vlnové délce a pracuje na principu standardních integračních nephelometrů. Vlnová délka není nijak specifikovaná a liší se produkt od produktu. Některé byly vyrobeny s filtrem a měří na rozptyl na 530 nm vlnové délky (Heintzenberg et al. 2006). Jako světelný zdroj je v Radiance Research použita xenonová výbojka a měří rozptyl světla mezi 10 a 170° (Müller et al. 2011).

Nephelometerem, který měří na třech vlnových délkách, je např. Ecotech. Model Ecotech 9003, měří dopředný rozptyl světla při 470 nm , 525 nm a 630 nm v rozmezí úhlů 12° až 165° . Zdrojem světla je v Ecotech nephelometru seskupení sedmi světelných diod (LED) a je od komory se vzorkem oddělený difúzním sklem. Každá LED dioda je zaměřena na střed difúzního skla a proud každé diody je nastaven tak, aby paprsek splňoval kosinovou funkci (Heintzenberg et al. 2006).

Asi nejvyužívanější nephelometr je model TSI Nephelometer 3563 (*Obrázek 4*), který měří na třech vlnových délkách (453 nm , 554 nm a 698 nm), a to jak dopředný, tak zpětný rozptyl světla. Jak je zmíněno výše, rozpětí úhlů, ve kterých TSI nephelometer měří je od 7 do 170° a světelný zdroj je halogenová žárovka (Anderson et al. 1996; Müller et al. 2011).



Obrázek 4 Schéma Integračního nephelometru 3561, TSI. Převzato z (Anderson et al., 1996)

3.2. Kalibrace nephelometru

Aby bylo zajištěno, že signál (počet fotonů) bude měřen správně a s minimálními odchylkami, je nutné přístroj kalibrovat plyny se známými hodnotami koeficientu rozptylu. Kalibrace je založena na předpokladu lineární odpovědi detektoru na změnu rozptylového koeficientu (Anderson et al. 1996).

Kalibrace nephelometru se provádí ideálně dvakrát do roka. Jako kalibrační plyn je zvolen oxid uhličitý a filtrovaný vzduch (bez přítomnosti jakýchkoliv částic). Tyto plyny se využívají zejména z toho důvodu, že jsou přesně známy jejich optické vlastnosti. Navíc jsou levné a jejich manipulace nepředstavuje žádná větší rizika (pouze s oxidem uhličitým je třeba nakládat s obezřetností a v dobře větraném prostoru).

Při kalibraci je kontrolován a případně nastaven průtok plynu (30 l/m). Průtok oxidu uhličitého je nastaven na 5 l/m. Před vlastním měřením se nechá nephelometer pět minut proplachovat a pak se měří deset minut průtok vzduchu nebo pět minut průchod oxidu uhličitého.

Konverze počtu fotonů na rozptylový koeficient je prováděna za pomoci koeficientu K_2 , který nephelometr získá právě kalibrací. Díky kalibraci dojde nejen k výpočtu rozptylového koeficientu, ale také ke korekci citlivosti na úhel rozptylu (Anderson et al. 1996).

4. Cíle práce a hypotézy

Základem práce je zpracování dat z období 1. 1. 2014 – 31. 12 2015, která jsou kontinuálně měřena TSI Nephelometrem 3563, který je od roku 2012 umístěn v meteorologické observatoři Křešín u Pacova v okrese Pelhřimov. Cílem práce je kompletní zpracování dat, jako je vyfiltrování správně naměřených dat od blankovacích epizod, dat kdy nebyl nephelometr plně funkční a podobně. Následuje výpočet Angstroemova exponentu a korekcí, které jsou stěžejní pro správnou interpretaci naměřených dat. Zároveň je práce zaměřena na hledání závislostí naměřených hodnot rozptylu světla s meteorologickými veličinami, jako je teplota vzduchu, srážkový úhrn, rychlost a směr větru a relativní vlhkost.

Byly stanoveny 4 hypotézy, které budou v práci ověřovány:

- rozptyl světla úzce závisí na koncentraci částic PM_{10} a $PM_{2,5}$
- rozptyl je silně ovlivněn úhrnem srážek a teplotou vzduchu
- rozptyl není ovlivněn relativní vlhkostí vzduchu
- rozptylu je závislý na rychlosti a směru větru.

Úhrn srážek má na rozptyl světla na AA vliv pravděpodobně vlivem vymývání a vypršení částic z atmosféry, relativní vlhkost ovlivňuje rozptyl zejména hygroskopicitou, ale v nephelometru je vzorek vysušován, proto ovlivnění vlhkostí neočekáváme. Vlivem rychlosti a směru větru se do okolí observatoře dostanou i částice, které v lokalitě nemají primární zdroj, a díky tomu očekáváme, že dojde k ovlivnění velikosti rozptylu.

5. Zpracování dat

5.1. Popis lokality, sběr dat

TSI Nephelometer je umístěn na meteorologické stanici Křešín u Pacova od srpna roku 2012. Od té doby měří nephelometer kontinuálně a v práci jsou zpracována data za období 1. 1. 2014 – 31. 12. 2015. Vyhodnocováno je celé období i jednotlivé roky zvlášť. Data z prvních dvou let měření nejsou v práci zahrnuta z důvodu vysokého počtu chybějících dat.

Stanice Křešín u Pacova (49°30'N, 15°05'E) se nachází v kraji Vysočina v okrese Pelhřimov (*Obrázek 5*) a je lokalizována v blízkosti dalších tří měřících infrastruktur. Jednou je observatoř Košetice, která zajišťuje monitoring meteorologických jevů a kvality ovzduší a je spravován Českým hydrometeorologickým ústavem, další je ICOS Ekosystémová stanice, která monitoruje energetické toky mezi atmosférou a lokálním agro-ekosystémem a je spravována Global Change Research Centre and monitors matter (GHG). Třetí infrastrukturou je Anenský potok, malé lesní povodí spravované CHMI. Díky tomu je zajištěno i monitorování meteorologických a emisních dat, které jsou měřeny v těsné blízkosti (Dvorská et al. 2015; Dvorská et al. 2014).

Na jih od stanice se nachází pole, které může být zejména v orné sezóně nezanedbatelným zdrojem AA. V těsné blízkosti se směrem na jihozápad vyskytuje les, který může být též zdrojem částic. Nejbližší osídlená oblast (čítající 7 stálých obyvatel k roku 2011) je cca 970 m na jihozápadě ves Kramolín a zhruba 3 km vzdušnou čarou na jihovýchod se nachází obec Košetice čítající 702 obyvatel (údaj k roku 2011). Dalšími zdroji znečištění může být 1 km vzdálená silnice II. třídy a cca 6.2 km vzdálená dálnice D1, obě nacházející se severovýchodním směrem.



Obrázek 5: Umístění meteorologické stanice Křešín u Pacova (zdroj: www.mapy.cz)

Teplota naměřená v lokalitě byla oproti průměrné teplotě v kraji Vysočina mírně nadprůměrná (CHMI 2014; CHMI 2015). V roce 2014 byla průměrná teplota na observatoři 9.4 °C a v roce 2015 bylo dosaženo průměrné hodnoty 9.5 °C. V porovnání s dlouhodobým průměrem teploty z kraje Vysočina, z let 1961 až 1990, který nabývá hodnoty 7,2 °C, se jedná o nadprůměrné teploty. V celorepublikovém průměru jde též o nadprůměrné hodnoty, dlouhodobý průměr z let 1961 až 1990 pro území České republiky je 7,5 °C.

Srážkově byla lokalita v obou letech, dle dat dostupných z CHMI, průměrná - v roce 2014 bylo naměřeno 699 mm srážek a 568 mm v roce 2015. Další naměřené meteorologické veličiny jsou uvedeny v *Tabulce 1*.

Nephelometer měří kontinuálně každou minutu na třech vlnových délkách – 453 nm, 554 nm a 698 nm a data byla zprůměrována do hodinových intervalů, aby bylo možné porovnat je a dále zpracovávat s meteorologickými a imisními daty, která byla získána v hodinových intervalech. V práci jsou využity údaje o úhrnu srážek (v mm), rychlosti (m/s) a směru větru (ve stupních), koncentraci částic PM₁₀ a PM_{2,5} (v µg/m³), teplotě ovzduší (ve °C) a relativní vlhkosti ovzduší (v procentech), viz *Tabulka 2*.

Tabulka 1: Průměrné hodnoty meteorologických veličin a imisních dat naměřených v letech 2014 a 2015 v meteorologické observatoři v Košetících.

	Teplota [°C]	Úhrn srážek [mm]	Relativní vlhkost [%]	Rychlost větru [m/s]	Směr větru [°]	Koncentrace PM₁₀ [µg/m ³]	Koncentrace PM_{2,5} [µm/m ³]
2014	9,6	699	78,8	3,0	203	18,6	13,7
2015	9,5	568	74,1	2,9	213	17,5	11,6

Tabulka 2: Souhrn zpracovaných proměnných.

Proměnná	Popis	Jednotky	Min	Max	Průměr	Medián	sd.dev
B	Koeficient rozptylu (453 nm)	Mm ⁻¹	0,2	424,9	63,0	47,1	50,9
G	Koeficient rozptylu (554 nm)	Mm ⁻¹	0,1	308,9	31,8	31,8	38,4
R	Koeficient rozptylu (698 nm)	Mm ⁻¹	0,1	218,2	19,9	19,9	26,3
bB	Koeficient zpětného rozptylu (453 nm)	Mm ⁻¹	0,2	51,3	8,4	6,7	6,1
bG	Koeficient zpětného rozptylu (554 nm)	Mm ⁻¹	0,1	39,1	6,4	5,0	4,7
bR	Koeficient zpětného rozptylu (698 nm)	Mm ⁻¹	0,1	35,3	5,3	4,1	4,1
pm10	Koncentrace částic PM ₁₀	µg/m ³	1	122	18,0	15,0	12,2
pm25	Koncentrace částic PM _{2,5}	µg/m ³	1	110	12,7	10,0	9,7
T	Teplota vzduchu	°C	-14	34,6	9,4	9,1	7,7
Srazky	Úhrn srážek za hodinu	mm	0	20,9	0,1	0	0,5
ws	Rychlost větru	m/s	0	13,3	2,9	2,6	1,8
wd	Směr větru	°	0	360	207,9	226	
RH	Relativní vlhkost vzduchu	%	19	100	76,5	81	17,8

5.2. Korekce dat

Před vypočtením vlastních korekcí bylo potřeba data vyfiltrovat. Prvním krokem bylo odstranění dat naměřených v průběhu blankovacích epizod, které probíhají každé dvě hodiny po dobu dvaceti minut. Jedná se o automatický kontrolní mechanismus nephelometru pro kontrolu nuly. Následně byla odstraněna data, kdy nebyla funkční žárovka a případné další záporné hodnoty (většina záporných dat však byla způsobena právě kvůli blankovacím epizodám a nefunkčnosti světelného zdroje).

Korekce byly vypracovány dle prací Anderson & Ogren (1998) a Massoli et al. (2009), kde byly detailně popsány chyby v měření a vypracovány na ně odpovídající korekce. Největší limitace v měření rozptylu světla pomocí nephelometrů nastává při měření rozptylu v úhlu pod 7° a větším než 170° . Tyto systematické chyby a citlivost jednotlivých vlnových délek může způsobovat 5 až 50% nepřesnosti v závislosti na velikosti částic (Anderson et al. 1996; Anderson & Ogren 1998). K vysokým chybám může také docházet například při měření při vysoké relativní vlhkosti (Massoli et al. 2009).

Pro vypracování vlastních korekcí je nutné vypočítat Angstroemův exponent, dle rovnice:

$$\mathring{A} \left(\frac{\lambda_1}{\lambda_2} \right) = - \frac{\log(\sigma_{sp}^{\lambda_1} / \sigma_{sp}^{\lambda_2})}{\log(\lambda_1 / \lambda_2)}, \quad (6)$$

kde λ_1 a λ_2 jsou vlnové délky a $\sigma_{sp}^{\lambda_1}$ a $\sigma_{sp}^{\lambda_2}$ jsou naměřené rozptylové koeficienty v dané vlnové délce (Anderson & Ogren 1998).

Vlastní korekce byly vypočítány dle vzorce (Massoli et al. 2009):

$$C = \text{MAX}\{1.0, v_0 + v_1 \exp(v_2 * (3.25 - \mathring{A}))\}, \quad (7)$$

kde v_0 , v_1 a v_2 jsou koeficienty určené pro jednotlivé vlnové délky zvlášť, jak je uvedeno v *Tabulce 3*.

Tabulka 3.: Korekční koeficienty pro rozptylové koeficienty dle Massoli et al., 2009.

Vlnová délka	ν_0	ν_1	ν_2
698 nm	0,9868	0,0182	0,7980
554 nm	0,9948	0,0152	0,8951
453 nm	1,0072	0,0118	1,0036

5.3. Statistické zpracování

Zpracování dat bylo prováděno v programu Rstudio s využitím knihovny Open Air pro grafické zobrazení (Carslaw 2015; Carslaw a Ropkins 2012). Po provedení korekcí bylo vypracováno statistické vyhodnocení dat a korelace a regrese s meteorologickými veličinami za účelem sledování závislostí mezi proměnnými.

Před vlastním zpracováním bylo nutné data zprůměrovat do hodinových intervalů, aby odpovídala intervalům dat meteorologických veličin a naměřeným koncentracím PM_{2,5} a PM₁₀. Následně byl proveden test normality pro rozdělení naměřených hodnot koeficientů rozptylu. Vzhledem k velikému počtu dat (počet naměřených hodnot za celé zpracovávané období je 17 522) byl použit Anderson-Darling test a pro ověření byl sestaven Q-Q graf. Ve všech případech byla hypotéza normálního rozdělení naměřených koeficientů zamítnuta na hladině 0,05. Pro výpočty korelace byl tedy využit neparametrický Spearmanův test korelace.

Byly vytvořeny jednoduché regrese, kde je znázorněn rozptyl na dané vlnové délce a vztažen k meteorologickým jevům a imisním datům. Tyto regrese jsou vypočítány dle Rovnice 8.

$$\sigma_{sc}, \sigma_{bSC} = \beta_1 + \beta_2 * x, \quad (8)$$

kde $\sigma_{sc}, \sigma_{bSC}$ je rozptylový koeficient pro dopředný nebo pro zpětný rozptyl a x je proměnná (koncentrace částic PM₁₀ a PM_{2,5}, úhrn srážek, teplota vzduchu či relativní vlhkost vzduchu)

Následně byl odhadnut regresní model, který zkoumá závislost rozptylu světla na meteorologických jevech vztažený ke koncentraci částic. Model byl odhadnut pro všechny vlnové délky dopředného a zpětného rozptylu a byl odhadnut pomocí metody nejmenších čtverců, jelikož tato metoda poskytuje při splnění základních předpokladů nejlepší lineární nevychýlené odhady a jednoduše se aplikuje.

Nejprve byly do regrese zahrnuty základní vstupní hodnoty, tedy koncentrace částic $PM_{2,5}$, PM_{10} , meteorologické jevy (teplota vzduchu, úhrn srážek, relativní vlhkost a rychlost větru). Jelikož úhrn srážek se může projevit ve složení a koncentraci aerosolu ve vzduchu se zpožděním a s přibývajícím srážkami (vymýváním částic), byly v rovnici obsaženy také proměnné $srazky_1$, $srazky_2$ a $srazky_3$ posunutý v čase o 1, 2 respektive 3 hodiny zpět. Protože proměnné $srazky$ a $srazky_3$ vyšly nesignifikantní, bylo pomocí F-testu ověřeno, že mohou být z modelu vypuštěny a výsledný model (aplikovaný na všech vlnových délkách pro dopředný a zpětný rozptyl) má následující podobu:

$$\sigma_{sc}, \sigma_{bsc} = \beta_1 + \beta_2 * PM_{2,5} + \beta_3 * T + \beta_4 * srazky_1 + \beta_5 * srazky_2 + \beta_6 * ws + \beta_7 * RH, \quad (9)$$

kde $\sigma_{sc}, \sigma_{bsc}$, je dopředný a zpětný rozptyl světla (Mm^{-1}), $PM_{2,5}$ je koncentrace částic o aerodynamickém průměru do 2,5 μm ($\mu g/m^3$), $Srážky_1$ a $Srážky_2$ je úhrn srážek (mm) posunutý v čase o 1, respektive 2 hodiny zpět, ws je rychlost větru (m/s), RH je relativní vlhkost (%).

Stejný model byl odhadnut i s nezávislou proměnnou PM_{10} namísto $PM_{2,5}$. Obě proměnné nemohou být použity ve stejném modelu, protože jejich korelace je vyšší než 0,8 a multikolinearita v modelu by způsobila zkreslení obou příslušných koeficientů. Regresní rovnice vypadá následovně:

$$\sigma_{sc}, \sigma_{bsc} = \beta_1 + \beta_2 * PM_{10} + \beta_3 * T + \beta_4 * srazky_1 + \beta_5 * srazky_2 + \beta_6 * ws + \beta_7 * RH, \quad (10)$$

kde $\sigma_{sc}, \sigma_{bsc}$, je dopředný a zpětný rozptyl světla, $PM_{2,5}$ je koncentrace částic o aerodynamickém průměru do 2,5 μm ($\mu\text{g}/\text{m}^3$), $Srážky_1$ a $Srážky_2$ je úhrn srážek (mm) posunutý v čase o 1, respektive 2 hodiny zpět, ws je rychlost větru (m/s), RH je relativní vlhkost (%).

Vzhledem k tomu, že zpětný rozptyl se pohybuje v jiném řádu než dopředný rozptyl (*Tabulka 4*), byly odhadnuté regresní koeficienty přepočítány (viz *Tabulka 8* a *Tabulka 9*), aby byly porovnatelné a slučitelné do zápisu jedním číslem:

$$\text{Regr. koeficient [\%]} = \frac{\beta_i}{\sigma_{sc.bsc}} * 100, \quad (11)$$

kde $\sigma_{sc.bsc}$ je průměrná hodnota dopředného či zpětného rozptylu na dané vlnové délce a β_i příslušný odhadnutý koeficient z regresního modelu dle *Rovnice 9* a *Rovnice 10* ($i = 1, 2, \dots, 10$).

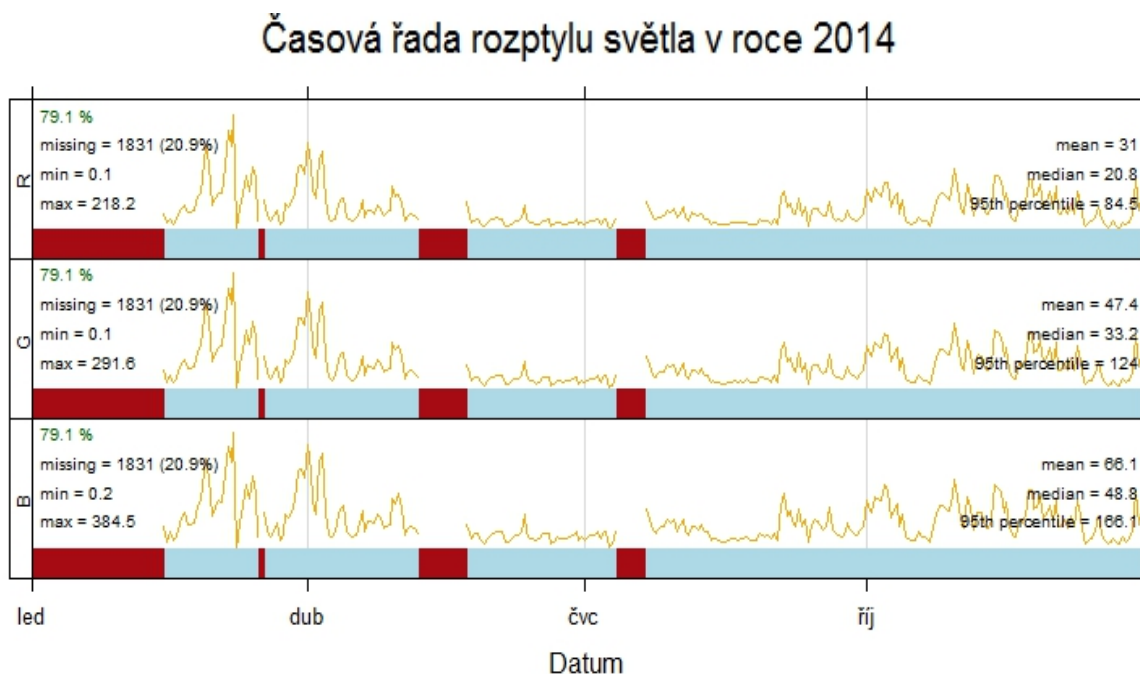
Každý odhadnutý koeficient byl přepočítán jako průměrný přírůstek (nebo úbytek) rozptylového koeficientu vlivem jednotlivých faktorů. Jako základ pro vypočítání přírůstku/úbytku byla použita průměrná hodnota rozptylového koeficientu za celé zpracovávané období. Vypočítané průměrné přírůstky (úbytky) slouží jako dobrá aproximace celkového vlivu jednotlivých veličin na rozptyl světla.

6. Výsledky a diskuze

6.1. Dostupnost dat

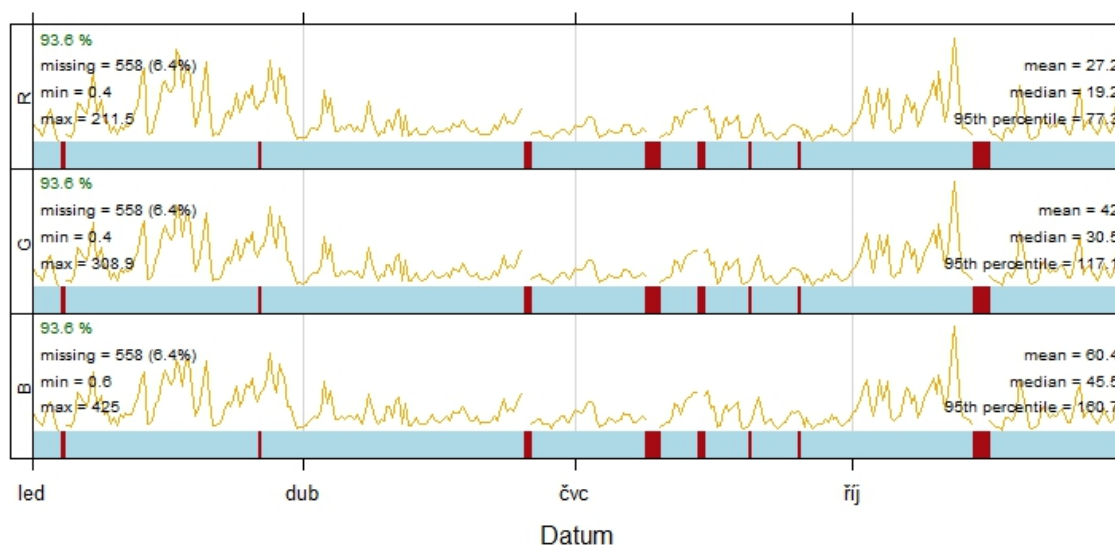
Pro rok 2014 je k dispozici 79,1 % reprezentativních dat pro hodnoty rozptylu a za rok 2015 je k dispozici 93,6 % dat (*Graf 1* a *Graf 2*), a to jak pro dopředný, tak pro zpětný rozptyl (viz příloha *Graf 14* a *Graf 15*).

V roce 2014 je jedna rozsáhlejší neúplná epizoda a to hned v začátku roku. Zde nejsou k dispozici data pro zhruba první dva měsíce kvůli nefunkční žárovce.



Graf 1: Znárodnění časové řady dopředného rozptylu světla pro rok 2014. R jsou hodnoty pro rozptyl na červené vlnové délce (698 nm), G na zelené vlnové délce (554 nm) a B na modré vlnové délce (453 nm). Červeně jsou označeny epizody s chybějícími daty.

Časová řada rozptylu světla v roce 2015



Graf 2: Znárodnění časové řady dopředného rozptylu světla pro rok 2015. R jsou hodnoty pro rozptyl na červené vlnové délce (698 nm), G na zelené vlnové délce (554 nm) a B na modré vlnové délce (453 nm). Červeně jsou označeny epizody s chybějícími daty.

6.2. Průměrné hodnoty rozptylu

Pro jednotlivé roky byly vypočítány průměrné hodnoty koeficientů rozptylu, které jsou uvedené v *Tabulce 4*. Nejvyšších průměrných hodnot nabývá koeficient rozptylu naměřený v modré vlnové délce, tedy při 453 nm. To naznačuje převládající výskyt menších částic. Naopak koeficient rozptylu naměřený při 698 nm, tedy červené vlnové délce, je v porovnání s ostatními naměřenými hodnotami relativně nízký. Porovnáme-li mezi sebou hodnoty rozptylu pro dopředný rozptyl (σ_{sc}) a pro zpětný rozptyl (σ_{bsc}), je evidentní, že σ_{bsc} nabývá nižších hodnot - ve všech případech jsou naměřené koeficienty o řád nižší než u σ_{sc} . Dle dostupné literatury (např. López, Cachorro, a Frutos 2015; Ma et al. 2014; Pereira et al. 2011) jsou námi naměřené hodnoty odpovídající rozptylovým koeficientům AA naměřených v jiných oblastech.

V *Tabulce 4* jsou průměrné hodnoty koeficientů rozptylu naměřené v observatoři v Košetcích v porovnání s měřeními ve východním Německu z výzkumné stanice Melpitz (Ma et al. 2014) a ze stanice Arenosillo, která se nachází v pobřežní oblasti Atlantického

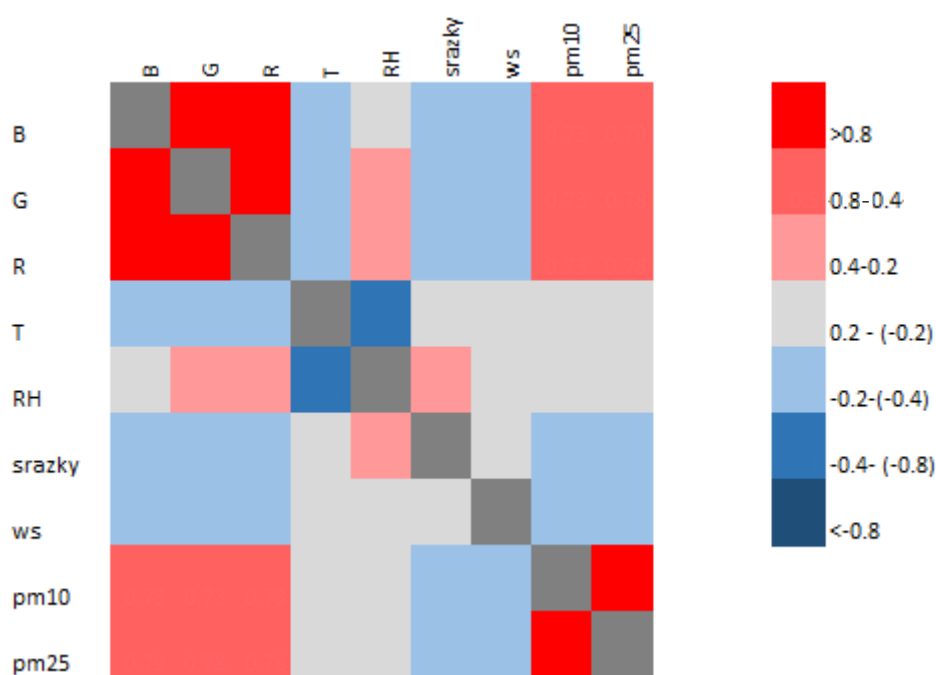
oceánu v regionu Huelva ve Španělsku (López, Cachorro, a Frutos 2015). Z tabulky vyplývá, že námi naměřené hodnoty se nijak nevymykají hodnotám, které lze naměřit v Evropě. Německá stanice je pro nás vhodným zdrojem dat k porovnání, protože se nachází v podobné lokalitě (pozařovaná oblast jak se zemědělskými, tak zalesněnými a travnatými oblastmi plochami). Stanice ve Španělsku je umístěna v přímořské oblasti Atlantického oceánu, kde je vystavena vlivu oceánských vzduchových mas a s častým výskytem větrů transportujících částice s pouštním původem. I přes tak rozdílné umístění stanic jsou naměřené hodnoty srovnatelné. Významnější rozdíl vykazuje například Angstroemův exponent, který je pro Melpitz a Košetice stejný, ale z měření v Arenosillo vyšel menší, což napovídá, že se tam vyskytují o něco jemnější frakce AA než v Melpitz a v Košetících.

Tabulka 4: Průměrné hodnoty koeficientů rozptylu naměřené v Košetících v porovnání s měřeními v Německu a ve Španělsku. σ_{sc} je koeficient rozptylu pro dopředný rozptyl, σ_{bsc} je koeficient rozptylu pro zpětný rozptyl a λ je vlnová délka v nm. A_{sc} a A_{bsc} jsou označení pro Angstroemův exponent pro dopředný a pro zpětný rozptyl.

	λ [nm]	Košetice	Melpitz	Arenosillo
σ_{sc} [Mm ⁻¹]	453	63,0 ± 50,9	73,1 ± 73,3	57,5 ± 64,1
	554	44,5 ± 38,4	53,6 ± 58,6	42,5 ± 45,9
	698	28,9 ± 26,3	35,2 ± 41,8	29,9 ± 30,0
σ_{bsc} [Mm ⁻¹]	453	8,4 ± 6,1	7,5 ± 6,9	7,0 ± 6,9
	554	6,4 ± 4,7	5,9 ± 5,7	5,9 ± 5,7
	698	5,3 ± 4,1	5,1 ± 5,2	4,8 ± 4,7
A_{sc}		1,9 ± 0,3	1,9 ± 0,4	1,4 ± 0,5
A_{bsc}		1,1 ± 0,2		

6.3. Korelační analýza

Byla vytvořena matice korelačních koeficientů (viz *Graf 3*) pro zjištění, zda může mezi naměřenými hodnotami rozptylu světla, koncentrace AA a meteorologickými jevy existovat závislost. Z matice vyplynulo, že rozptyl světla může být ovlivněn všemi meteorologickými veličinami a imisními daty. Nejmenší korelace byla zjištěna mezi rozptylem světla na červené vlnové délce (698 nm) a relativní vlhkostí vzduchu, avšak ani tato korelace není zanedbatelná, protože korelační koeficient dosáhl hodnoty 0,19 s p-hodnotou $< 0,001$, což může být důsledkem závislosti koeficientu rozptylu na relativní vlhkosti vzduchu. Hladina významnosti pro všechny korelace dosáhla více než 99%.



Graf 3: Matice korelačních koeficientů vypočítaných pomocí Spearmanova korelačního testu, kde korelační koeficient dosahuje hodnot od -1 do 1. B je rozptyl světla při 453 nm, G rozptyl světla při 554 nm, R je rozptyl světla při 698 nm, T je teplota vzduchu, RH je relativní vlhkost vzduchu, srážky je úhrn srážek, ws je rychlost větru, pm10 a pm25 je koncentrace částic PM_{10} a $PM_{2.5}$.

6.4. Sezónní, měsíční, týdenní a denní chod rozptylu

6.4.1. Roční chod

Roční chod je znázorněn na *Grafu 4* a *Grafu 5* ve spodní části (chody pro Angstroemův exponent viz příloha *Graf 16* a *Graf 17*). Z grafů je vidět, že rozptyl byl pro všechny vlnové délky výraznější v zimním a jarním období, naopak v létě a začátkem podzimu je rozptyl nižší. To může být způsobeno prouděním vzduchu, které je v letním období vyšší a zároveň zvýšeným množstvím emisí z lokálních zdrojů v zimním období.

Z ročního chodu je zřejmé, že koeficient rozptylu pro všechny vlnové délky má určitou sezónní závislost. Z *Tabulky 5*, kde jsou průměrné hodnoty koeficientů rozptylu v jednotlivých sezónách, je evidentní, že významnější jsou zejména jarní, podzimní a zimní epizody. Zimní a podzimní měsíce jsou významné hlavně díky topné sezóně. Zároveň může být koncentrace AA v podzimních měsících vyšší díky sezóně sklizně, protože se nephelometer nachází v blízkosti pole. Letní měsíce mohou mít takto nízké hodnoty pravděpodobně díky snížené rychlosti větru (a tedy menšímu transportu znečištění), vyšší mezní vrstvě, méně frekventované dopravě a minimálnímu příspěvku lokálních topenišť.

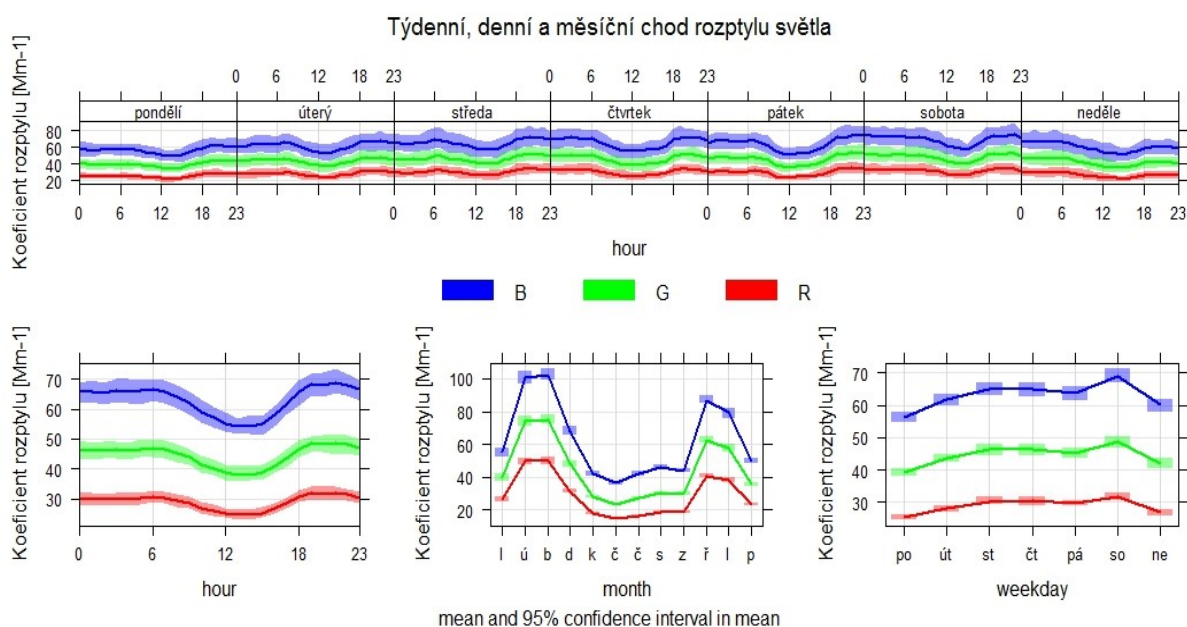
Tabulka 5: Průměrné hodnoty koeficientů rozptylu pro dopředný σ_{sc} a pro zpětný rozptyl σ_{bsc} .

	λ [nm]	Jaro	Léto	Podzim	Zima
σ_{sc}	453	$73,2 \pm 62,0$	$41,5 \pm 25,4$	$70,1 \pm 49,4$	$67,5 \pm 53,5$
	554	$52,1 \pm 47,2$	$27,1 \pm 17,0$	$50,1 \pm 36,7$	$48,9 \pm 40,6$
	698	$34,3 \pm 32,6$	$16,6 \pm 10,5$	$31,7 \pm 24,6$	$32,6 \pm 28,1$
σ_{bsc}	453	$9,7 \pm 7,3$	$6,1 \pm 3,2$	$9,1 \pm 5,9$	$8,8 \pm 6,4$
	554	$7,4 \pm 5,7$	$4,6 \pm 2,4$	$6,9 \pm 4,5$	$6,8 \pm 4,9$
	698	$6,2 \pm 4,9$	$3,6 \pm 2,0$	$5,9 \pm 3,9$	$5,6 \pm 4,3$

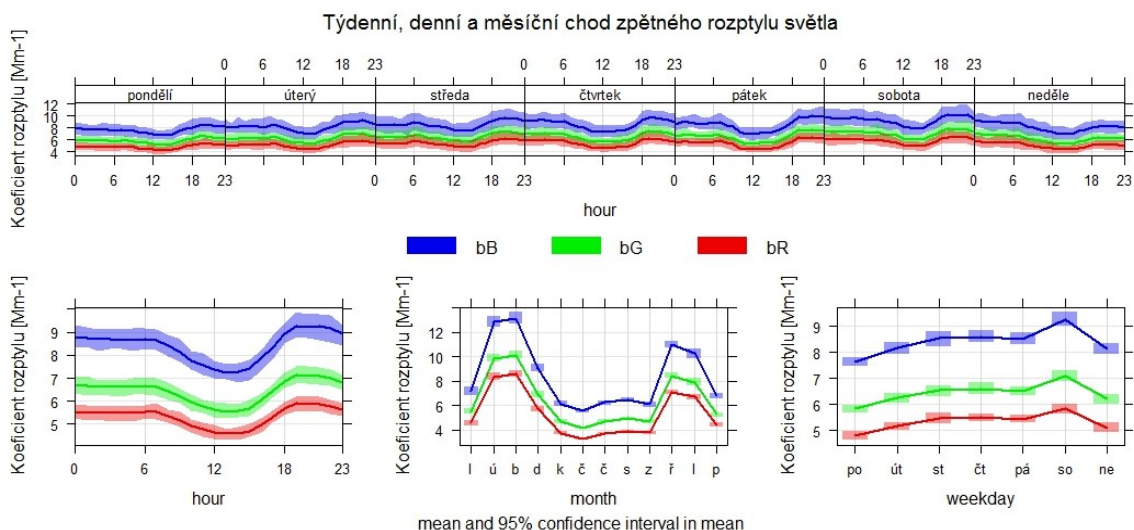
Pro ověření těchto domněnek byl proveden Dunn test. Z testu vyplynulo, že statisticky významný rozdíl v naměřených koeficientech rozptylu byl mezi létem a ostatními obdobími. Jarní, podzimní a zimní měsíce nejsou, co se do velikosti koeficientu rozptylu týče, zásadně

odlišné. Největší hodnoty rozptylu byly dle testu naměřeny v podzimních měsících (tedy září, říjen, listopad), a to pro všechny vlnové délky. Pro znázornění byl vytvořen *Graf 18* a *Graf 19* (viz příloha).

Sezónní výkyv je nejpravděpodobněji způsoben intenzitou promíchávání vzdušných mas. V nejchladnějších epizodách bývá vysoký tlak vzduchu a dochází k méně intenzivnímu promíchávání a současně tedy ke kumulaci AA. Naopak v teplých dnech dochází vlivem konvekce k intenzivnějšímu promíchávání a ve vzorku je tedy nižší koncentrace částic (Ma et al. 2014; Pereira et al. 2011).



Graf 4: Znázornění týdenního (v horní části), denního (v levém spodním rohu) a ročního (v dolní části uprostřed) chodu dopředného rozptylu světla na AA pro období 1. 1. 2014 – 31. 12. 2015. Modře (B) je označen rozptyl na modré vlnové délce (453 nm), zeleně (G) na zelené vlnové délce (554 nm) a červeně (R) na červené vlnové délce (698 nm). Tmavá linie je průměr a světle je znázorněn 95% interval spolehlivosti.



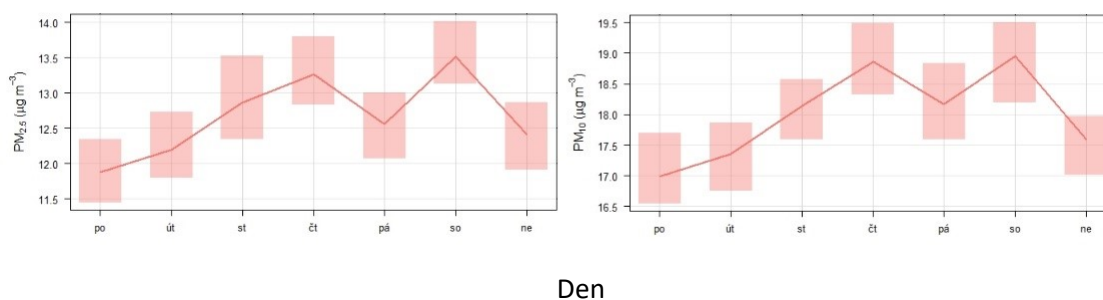
Graf 5: Znázornění týdenního (v horní části), denního (v levém spodním rohu) a ročního (v dolní části uprostřed) chodu dopředného rozptylu světla na AA pro období 1. 1. 2014 – 31. 12. 2015. Modře (B) je označen rozptyl na modré vlnové délce (453 nm), zeleně (G) na zelené vlnové délce (554 nm) a červeně (R) na červené vlnové délce (698 nm). Tmavá linie je průměr a světle je znázorněn 95% interval spolehlivosti

6.4.2. Týdenní chod

V pravé spodní části *Grafu 4* a *Grafu 5* je znázorněn týdenní chod pro dopředný a zpětný rozptyl světla. V průběhu týdne byly nejnižší hodnoty naměřeny začátkem týdne, tedy v pondělí, naopak nejvyšší hodnoty bývaly naměřeny v sobotu.

Jedním z možných vysvětlení je, že koncem týdne bývá větší oblačnost (Stjern 2015), což napovídá nižší cirkulaci vzduchu a tedy větší koncentraci AA. Tomu odpovídá i týdenní chod koncentrace PM_{10} a $PM_{2,5}$, který je znázorněn na *Grafu 6*. Zde je též patrný zvyšující se trend v průběhu týdne. Dalším vysvětlením by mohlo být, že vlivem rekreace může být oblast více přechodně osídlena a tím pádem se zvýší počet lokálních zdrojů znečištění.

Týdenní chod koncentrace částic PM₁₀ a PM_{2,5}



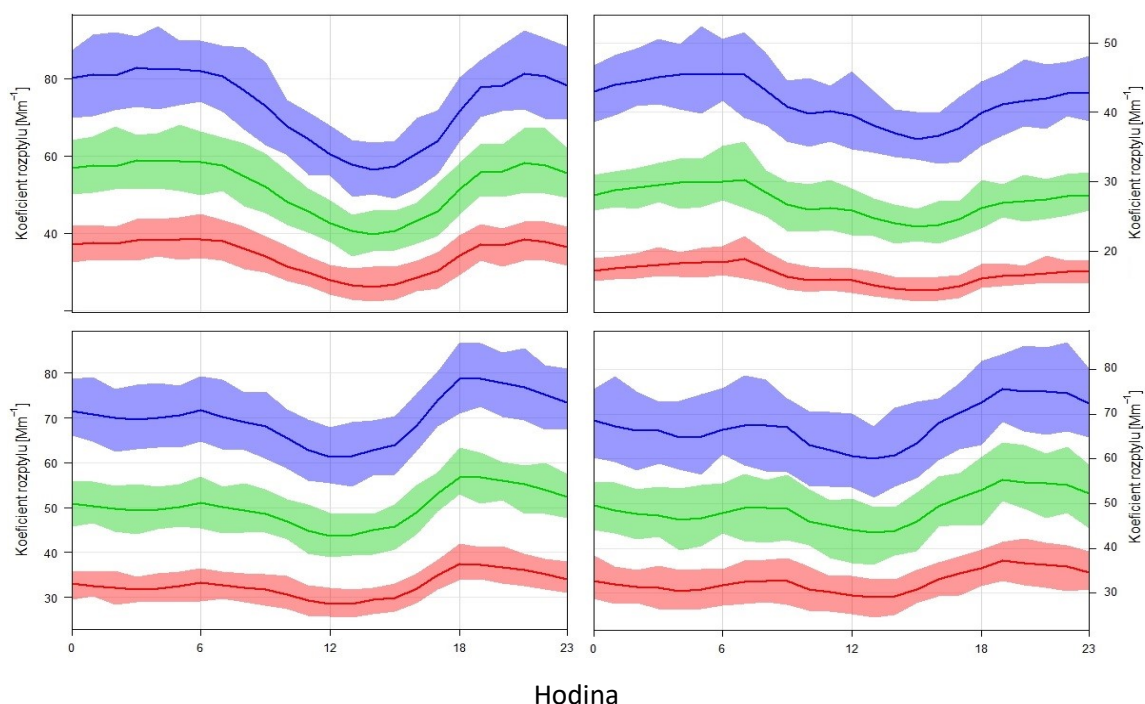
Graf 6: Týdenní chod koncentrace AA. Vlevo je týdenní chod PM₁₀ a vpravo týdenní chod PM_{2,5}.

6.4.3. Denní chod

V levé spodní části *Grafu 4* a *Grafu 5* je znázorněn denní chod dopředného a zpětného rozptylu pro všechny měřené vlnové délky. V denních hodinách se rozptyl světla snižuje, zatímco v nočních hodinách je rozptyl světla o něco vyšší. Nejnižších hodnot nabývá koeficient rozptylu po poledni, nejvyšších naopak ve večerních hodinách. S východem Slunce se rozptyl opět snižuje. To může být způsobeno zejména se změnou výšky hraniční vrstvy během dne a noci. Vznik hraniční vrstvy během dne způsobuje výraznější vertikální promíchávání a AA, který je blíže povrchu je díky tomu „zředěn“. Naopak v noci je AA akumulován ve spodní hraniční vrstvě atmosféry. Tento jev je patrný spíše v teplejších měsících, kdy dochází k výraznějšímu prohřívání povrchu během dne, což má za následek zvýšení cirkulace vzduchu během dne (Ma et al. 2014).

Na *Grafu 7* (pro zpětný rozptyl *Graf 20* v příloze) je vidět, že největší amplituda je na jaře a na podzim. To bude pravděpodobně způsobeno rozdílem teplot v denních a nočních hodinách. Zatím co v létě nedojde k výraznému ochlazení povrchu během noci a v zimě naopak k výraznému oteplení během dne, nebude tedy rozdíl v cirkulaci tak významný.

Denní chod rozptylu světla v jednotlivých sezónách



Graf 7: Denní chod rozptylu světla v jednotlivých ročních obdobích. Pravý horní graf znázorňuje denní chod na jaře, pravý horní v létě. Spodní levý graf znázorňuje denní chod na podzim a pravý v zimě.

6.5. Závislost rozptylu na koncentraci PM_{10} a $PM_{2,5}$

Dle korelačních koeficientů je evidentní, že koncentrace částic ($PM_{2,5}$ a PM_{10}) a rozptyl světla na sobě úzce závisí. Tím jsme si ověřili, že v průběhu měření nedošlo k žádné hrubé chybě a výpočty byly provedeny správně.

Z regresí uvedených v *Tabulce 6* a v *Tabulce 7* vyplývá, že rozptyl světla souvisí více z koncentrací $PM_{2,5}$. Dojde-li ke zvýšení koncentrace $PM_{2,5}$ o $1 \mu\text{g}/\text{m}^3$, zvýší se rozptyl světla o vlnové délce 453 nm o $4,43 \text{ Mm}^{-1}$. Při zvýšení koncentrace PM_{10} o $1 \mu\text{g}/\text{m}^3$ se hodnota rozptylového koeficientu pro téže vlnovou délku zvýší o $3,37 \text{ Mm}^{-1}$. Nejméně byl imisními hodnotami ovlivňován zpětný rozptyl červené vlnové délky (698 nm), zde dojde při zvýšení koncentrace PM_{10} o $1 \mu\text{g}/\text{m}^3$ ke zvýšení rozptylového koeficientu o $0,41 \text{ Mm}^{-1}$ a při zvýšení koncentrace $PM_{2,5}$ o $1 \mu\text{g}/\text{m}^3$ se zvýší rozptyl o $0,54 \text{ Mm}^{-1}$. V průměru (pro všechny

uvažované vlnové délky a dopředný i zpětný rozptyl) se při zvýšení koncentrace $PM_{2,5}$ o $1 \mu\text{g}/\text{m}^3$ zvýší koeficient rozptylu o $7,1 \pm 0,4 \%$ a při zvýšení koncentrace PM_{10} o $1 \mu\text{g}/\text{m}^3$ se zvýší koeficient rozptylu o $5,3 \pm 0,4 \%$ (viz. *Tabulka 8* a *Tabulka 9*).

Vzhledem k výsledkům z korelace a z regrese, kde byly veškeré závislosti rozptylových koeficientů a imisních dat statisticky významné jsme potvrdili hypotézu, že rozptyl světla všech námi měřených vlnových délek úzce souvisí s koncentrací PM_{10} a $PM_{2,5}$.

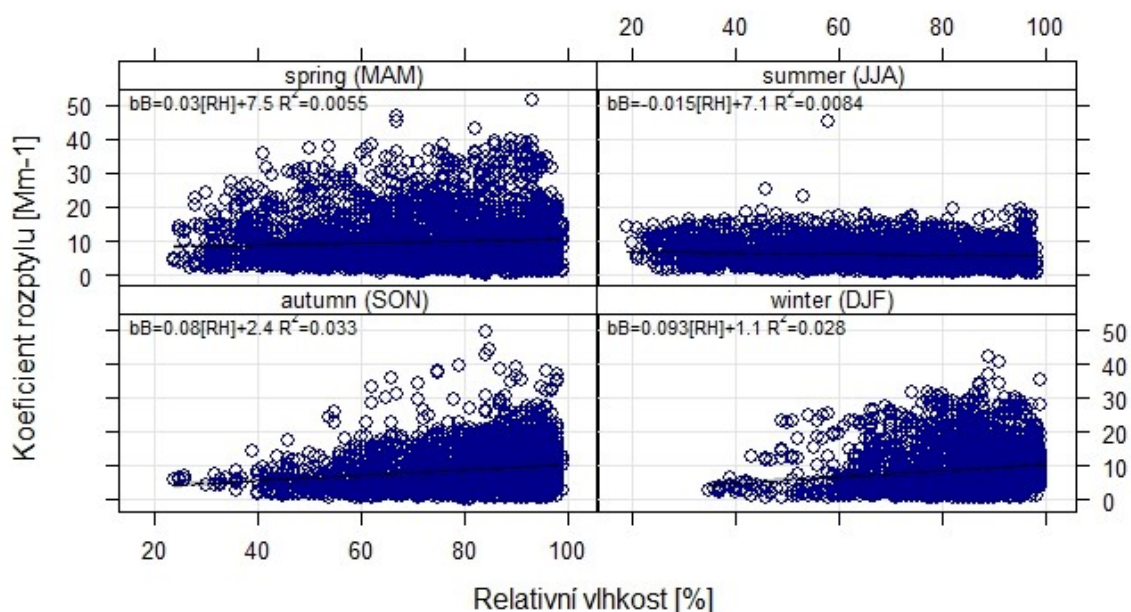
6.6. Vliv meteorologických veličin na rozptyl

6.6.1. Vliv relativní vlhkosti

Vzhledem k mechanismu nasávání vzorkovaného vzduchu do nephelometru, kdy dochází k vysušení vzduchu, aby nedocházelo ke zkreslení výsledků vlivem hygroskopicity (Titos et al. 2016; Titos et al. 2014), jsme nepředpokládali, že by relativní vlhkost vzduch mohla ovlivnit výsledky měření. Protože ale tento aspekt měření nebyl v souvislosti s tímto nephelometrem zkoumán, rozhodli jsme se pro ověření správnosti měření.

Z jednoduchého regresního modelu vyplývá, že relativní vlhkost vzduchu ovlivnila rozptyl světla na AA pouze velmi málo. Z *Grafu 8* vyplývá, že nejvyšších hodnot nabývá rozptyl světla o 453 nm v podzimních měsících a nejméně v jarních měsících. Směrnice ve všech případech velmi mírně stoupá, z čehož lze vyvodit, že zvyšuje-li se relativní vlhkost vzduchu, zvyšuje se též koeficient rozptylu.

Závislost rozptylu světla (453 nm) na relativní vlhkosti vzduchu



Graf 8: Sezónní závislost rozptylu světla při 453 nm na relativní vlhkosti vzduchu.

Z regresních modelů (viz *Tabulka 6* a *Tabulka 7*) vyplývá, že relativní vlhkost (RH) naměřená v okolí observatoře má pozitivní vliv na rozptyl světla. Koeficienty vyšly signifikantní na hladině významnosti 99%. Zvýší-li se vlhkost o 1%, zvýší se hodnota rozptylového koeficientu pro 453 nm o $0,26\text{Mm}^{-1}$ pro $\text{PM}_{2,5}$ a pro PM_{10} se zvýší o $0,36\text{Mm}^{-1}$. V průměru (pro všechny uvažované vlnové délky a dopředný i zpětný rozptyl) se rozptylový koeficient zvýšil o $0,5 \pm 0,4\%$ pro $\text{PM}_{2,5}$ a o $0,9 \pm 0,1\%$ pro PM_{10} .

Ačkoliv jsme předpokládali, že relativní vlhkost vzduchu v okolním prostředí nemá vliv na rozptyl světla uvnitř nephelometru, výsledky ukazují opak. Pravděpodobně dochází k mírné systematické chybě v měření. G. Titos et. al (2016) v práci, která se zabývá vlivem hygroskopicity na rozptyl světla na AA, dospěli k závěru, že pro relativní vlhkost vzduchu nad 80% dochází k nepřesnosti v měření. Vzhledem k velikosti a chemickému složení částic je možné, že některé částice vyžadují delší dobu vysoušení než jiné. Vyskytovaly-li se tedy ve vzorku částice s vyšší hygroskopicitou a nebyla pro ně dostatečně dlouhá doba zdržení

při vysoušení, mohlo dojít k ovlivnění měření. Z výpočtu mediánu venkovní relativní vlhkosti v námi zkoumaných datech, který vyšel 81% je možné, že měření mohlo být relativní vlhkostí zkresleno. V dalším výzkumu by tedy bylo vhodné využít korekci na vlhkost, aby se tato nepřesnost minimalizovala.

Dalším vysvětlením vlivu relativní vlhkosti na rozptyl světla na AA může být chemické složení částic. Vlivem vlhkých vzduchových mas se mohou do oblasti dostat částice, které mají jiné optické vlastnosti, například vyšší koeficient rozptylu (např. mořské soli). Tomu napovídá i fakt, že v čistých přímořských oblastech bývají hodnoty koeficientů rozptylu vyšší než v kontinentálních oblastech (Titos et al. 2016).

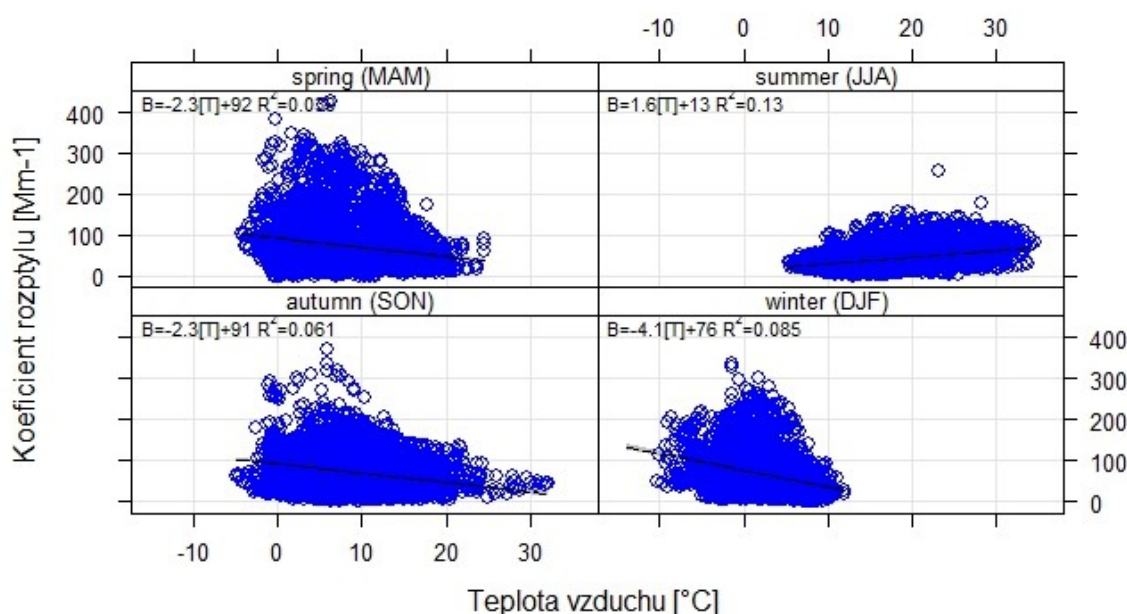
Vzhledem k faktu, že byla zjištěna závislost rozptylu světla na relativní vlhkosti vzduchu, zamítáme nulovou hypotézu, že měření nebude vlhkostí ovlivněno. Z našich výsledků vyplynulo, že rozptyl světla se zvyšuje s rostoucí relativní vlhkostí okolního vzduchu. To je způsobeno vlivem hygroskopicity (viz teoretická část).

6.6.2. Vliv teploty

Ačkoli je při měření v nephelometru konstantní teplota, venkovní teplota může mít vliv na koncentraci a velikostní distribuci částic v ovzduší a v neposlední řadě má vliv na topnou sezónu, a mohla tak ovlivnit rozptylové koeficienty. Předpokládáme tedy, že vnější teplota bude ovlivňovat rozptyl světla na AA.

Byla provedena jednoduchá regrese pro znázornění vlivu teploty vzduchu na rozptyl světla na AA. Z *Grafu 9* vyplývá, že rozptyl světla je venkovní teplotou vzduchu mírně ovlivněn. Největší vliv byl zjištěn v zimních měsících, kdy je teplotou vysvětleno 8,5% koeficientů rozptylu. V jarních, podzimních a zimních měsících je směrnice regresní rovnice záporná. Dochází tedy ke zmenšování koeficientu rozptylu se zvyšující se teplotou. Naopak v letních měsících je směrnice kladná, se zvyšující se teplotou tedy roste velikost koeficientu rozptylu. To může být dáno nukleací, tedy vznikem nových částic při vyšší teplotě vzduchu.

Závislost rozptylu světla (698 nm) na teplotě vzduchu



Graf 9: Sezónní závislost rozptylu světla při 698 nm na teplotě vzduchu.

Koeficienty pro teplotu vzduchu (T) v regresních modelech pro $PM_{2,5}$ a PM_{10} vyšly signifikantní záporné na 99% hladině významnosti. Zvýší-li se teplota o 1°C , dojde ke snížení hodnoty rozptylového koeficientu, a to v průměru o $1,81 \pm 0,3\%$ (viz Tabulka 8). Významnější pokles rozptylového koeficientu byl zaznamenán u σ_{sc} při 698 nm, kde při zvýšení teploty o 1°C vychází pokles σ_{sc} o $0,67 \text{ Mm}^{-1}$. Z Tabulky 6 a Tabulky 7 vyplývá, že σ_{sc} na modré vlnové délce (453 nm) se pro částice $PM_{2,5}$ při zvýšení teploty o 1°C sníží o $0,72 \text{ Mm}^{-1}$ a pro částice PM_{10} se σ_{sc} sníží o $1,11 \text{ Mm}^{-1}$.

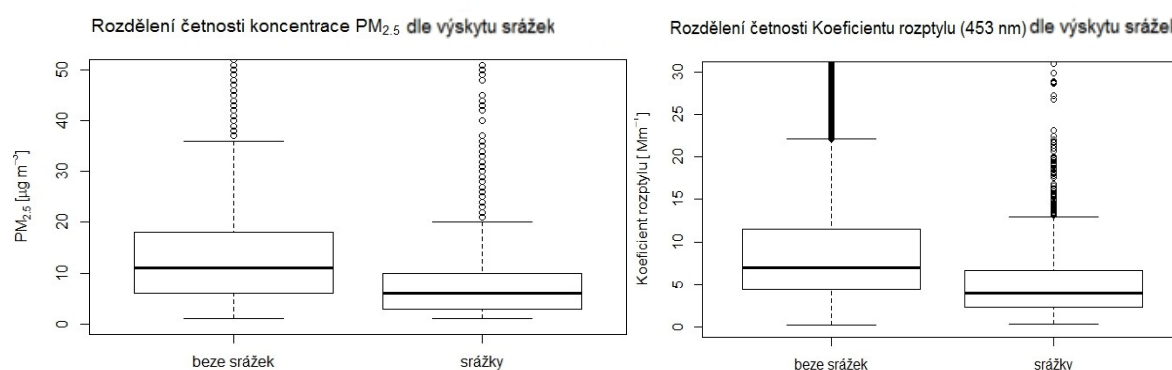
Potvrdili jsme tedy hypotézu, že teplota má vliv na změnu rozptylového koeficientu. Tento vliv je pravděpodobně nepřímý, protože teplota ovlivňuje chování obyvatel a se zvyšující se intenzitou topení a solení, či sypání silnic se do atmosféry uvolňují částice s vlastnostmi, které mají zřejmě vyšší účinnost na rozptyl. Například sulfáty, které bývají uvolňovány ve velké míře z lokálních topenišť, kde je jako palivo využité černé nebo hnědé

uhlí mají značný vliv na rozptyl světla (Koloničný et al. 2015; Montilla & Mogo 2011). Také minerály obsažené v posypových materiálech komunikací mají rozptylující vlastnosti a mohou přispívat k vyšším hodnotám rozptylu (Perry 1977).

6.6.3. Vliv srážek

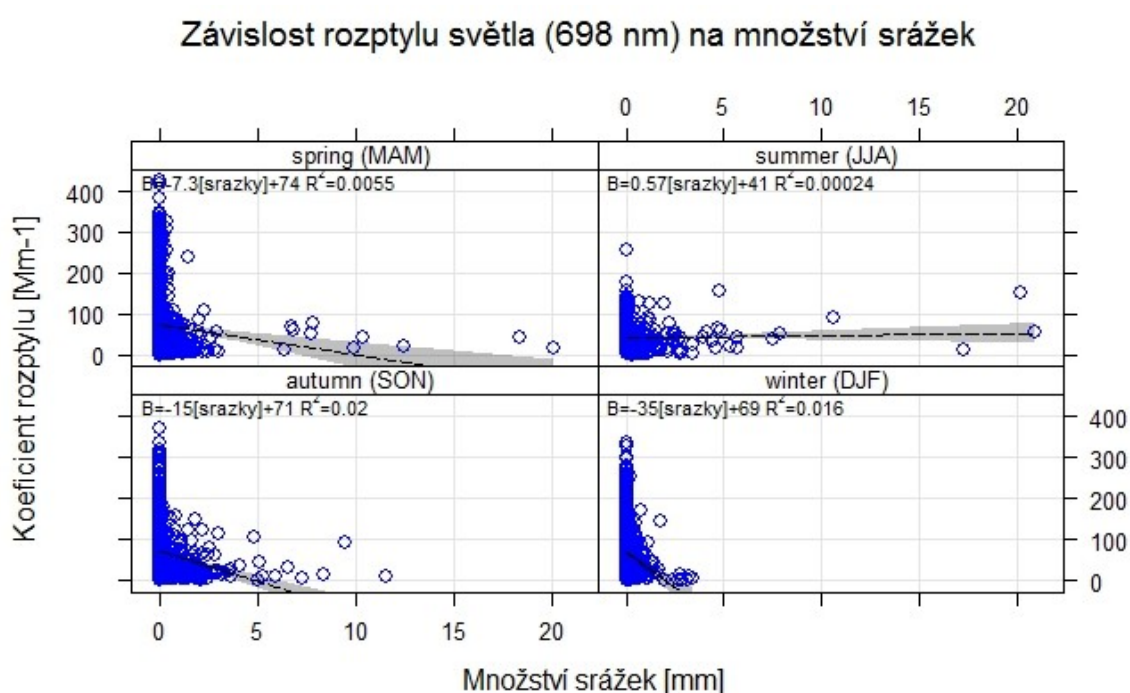
Aby docházelo k minimálnímu ovlivnění měření, je nephelometer uzavřen v kontejneru, a jak je zmíněno výše, vzorek je před měřením vysušen. Atmosférické srážky však ovlivňují přítomnost částic v ovzduší. Jejich vlivem dochází k vymývání (zachycování částic při průletu srážky atmosférou) nebo mohou být částice kondenzačními jádry pro vznik srážek.

Byly provedeny testy pro zjištění, zda má přítomnost srážek vliv na rozptyl světla a pokud ano, tak v jaké míře. Z Kruskal-Wallisova testu vyplývá, že rozptyl světla pro všechny vlnové délky je nižší, byl-li zaznamenán výskyt srážek (tedy v době, kdy byl úhrn srážek větší než 0 mm). Z *Grafu 10* je evidentní, že v době výskytu srážek byla koncentrace AA nižší, a to se odrazilo v měření rozptylu. Rozptyl světla na všech třech vlnových délkách se tedy prokazatelně snižuje s výskytem srážek (grafy pro dopředný a zpětný rozptyl pro ostatní vlnové délky jsou uvedeny v příloze, viz *Graf 27* a *Graf 28*).



Graf 10: Znázornění rozdělení četnosti koncentrace PM_{2,5} [µg/m³] (graf vlevo) a Koeficientu rozptylu [Mm⁻¹] pro vlnovou délku 453 nm (graf vpravo) v závislosti, zda se ve stejné hodině měření vyskytly srážky (srážky), či nikoli (beze srážek).

Následně byly provedeny regrese, jak úzce výskyt srážek ovlivňuje rozptyl světla o jednotlivých vlnových délkách. Z *Grafu 11* je vidět, že v jarních, podzimních a zimních měsících jsou směrnice regrese záporné, dochází tedy ke snižování koeficientu rozptylu při zvyšujícím se úhrnu srážek. Tento jev je nejvíc markantní v zimě, kdy je hodnota směrnice regresní přímky -35. Naopak v letních měsících je směrnice přímky kladná, ale regresní koeficient vyšel velmi nízký, úhrnem srážek je vysvětleno pouhých 0,02%.



Graf 11: Sezónní závislost rozptylu světla při 453 nm na množství srážek.

Výsledky regresního modelu jsou uvedené v příloze v *Tabulce 6* a v *Tabulce 7*. Z regrese vyšlo, že úhrn 1 mm srážek snižuje rozptylový koeficient (jak pro dopředný, tak pro zpětný rozptyl u všech vlnových délek) průměrně o $3,56\% \pm 0,32$ (viz *Tabulka 8*). Vzhledem k tomu, že při průchodu srážek atmosférou dochází k postupnému vymývání AA, byla ověřena závislost rozptylového koeficientu na výskytu srážek posunutých v čase o 1-3 hodiny. Z výsledků regrese lze vyvodit, že největší vliv na rozptyl mají srážky

naměřené jednu hodinu před měřením rozptylu světla a nezanedbatelný vliv má také úhrn srážek před dvěma hodinami. Úhrn srážek ve stejnou hodinu, kdy byl měřen rozptyl, nebyl prokázán jako signifikantní a nebyl tedy zahrnut do modelu, stejně jako srážky, které se na stanici vyskytly o 3 a více hodin později. Například zvýší-li se úhrn srážek posunutý o jednu hodinu zpět o 1 mm, sníží se rozptylový koeficient pro 453 nm o $3,65 \text{ Mm}^{-1}$ pro částice $\text{PM}_{2,5}$. Pro částice PM_{10} se rozptylový koeficient pro stejnou vlnovou délku sníží o $4,7 \text{ Mm}^{-1}$.

Dospěli jsme tedy k závěru, že výskyt srážek má na rozptyl světla na AA vliv, kdy dochází díky vymývání/vypršení částic z atmosféry a snížení koncentrace aerosolu.

6.6.4. Vliv směru a rychlosti větru

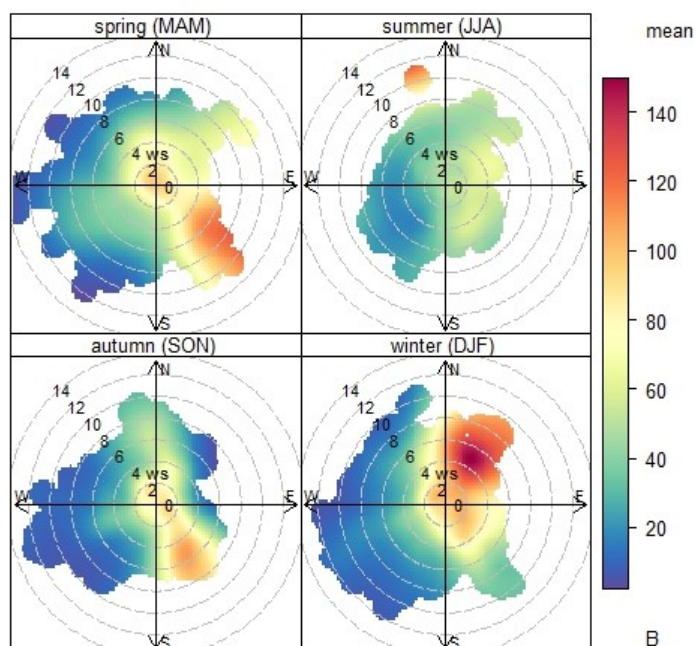
Předpokládali jsme, že na rozptyl světla na AA bude mít vliv též rychlost a směr větru, protože vzhledem k různorodým zdrojům znečištění v okolí (pole, ves, dálnice, ...) pravděpodobně dochází k transportu částic o různých optických vlastnostech.

Byla provedena též regresní závislost koeficientů rozptylu na rychlosti větru, kde byla hypotéza potvrzena (viz *Tabulka 6* a *Tabulka 7*). Zvýšením rychlosti větru o 1 m/s dojde ke zmenšení rozptylového koeficientu (jak pro dopředný, tak pro zpětný rozptyl u všech vlnových délek) v průměru o $4,16 \pm 0,6\%$. Například u modré vlnové délky (453 nm) dojde při zvýšení rychlosti větru o 1 m/s ke snížení rozptylu světla o $2,63 \text{ Mm}^{-1}$, uvažujeme-li pouze částice $\text{PM}_{2,5}$. Pro částice PM_{10} se koeficient rozptylu sníží o $2,83 \text{ Mm}^{-1}$.

Na *Grafu 12* je znázorněna sezónní závislost rozptylu světla o modré vlnové délce (453 nm) v závislosti na rychlosti (m/s) a směru větru. Z grafu je patrná přímá závislost jak na směru, tak i na rychlosti. Nejvýznamnější vliv má rychlost a směr větru v zimním období, kdy byly nejvyšší hodnoty rozptylu naměřeny na částicích transportovaných ze severovýchodu, v tomto směru se jako nejvýznamnějším zdrojem jeví dálnice D1, kde v těchto měsících probíhá úprava komunikace solením. Této tezi nasvědčuje i *Graf 13*, na kterém je znázorněn vliv rychlosti a směru větru na velikost Angstroemova exponentu.

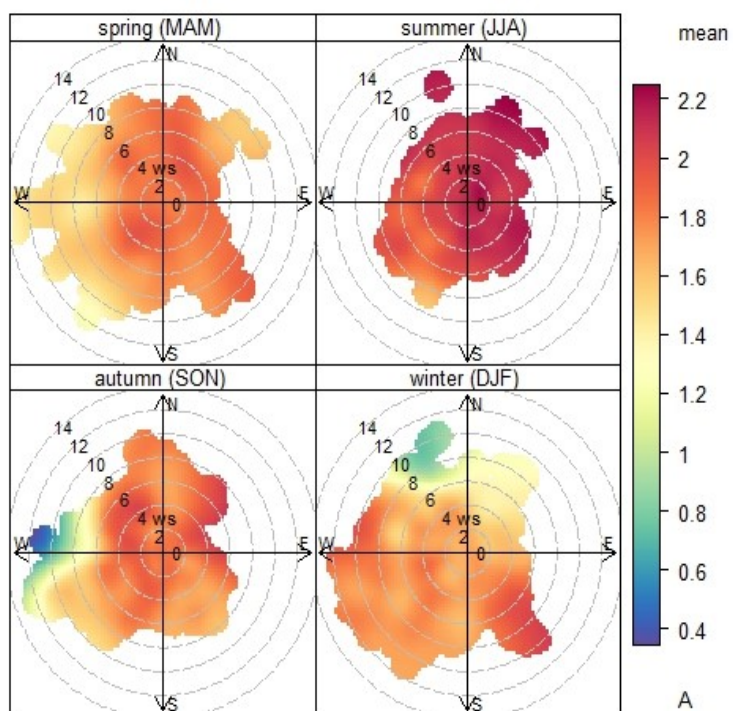
V jarním a podzimním období bylo nejvyšších hodnot rozptylu dosaženo z jihovýchodního směru, kde se nachází obec Košetice. V letních měsících nebyly ve velikostech rozptylu vlivem rychlosti a směru větru zaznamenány žádné významnější výkyvy.

Rozptyl světla (453nm) v závislosti na rychlosti a směru větru



Graf 12: Sezónní znázornění vlivu rychlosti (m/s) a směru větru na rozptyl světla o vlnové délce 453 nm. Kde Spring (MAM) je období března, dubna a květen. Summer (JJA) znázorňuje období červen, červenec a srpen. Autumn (SON) je období září, říjen a listopad. Winter (DJF) je znázorněno období prosinec, leden a únor.

Angstroemův exponent v závislosti na rychlosti a směru větru



Graf 13: Znáornění vlivu rychlosti (m/s) a směru větru na Angstroemův exponent. Kde Spring (MAM) je období březem, dubem a květem. Summer (JJA) znázorňuje období červen, červenec a srpen. Autumn (SON) je období září, říjen a listopad. Winter (DJF) je znázorněno období prosinec, leden a únor.

7. Závěr

Předmětem výzkumu byl rozptyl světla o třech vlnových délkách (453, 554 a 698 nm) na AA a zjišťování, zda je měření reprezentativní, a jaký vliv mají na koeficienty rozptylu meteorologické jevy (teplota vzduchu, relativní vlhkost vzduchu, rychlost a směr větru a úhrn srážek) a koncentrace $PM_{2,5}$ a PM_{10} . Byly stanoveny hypotézy a provedeny korelační a regresní analýzy, na jejichž základě byla data vyhodnocována.

Hypotéza závislosti rozptylového koeficientu na koncentraci byla potvrzena. Naměřené hodnoty rozptylu světla úzce korelují s imisními daty $PM_{2,5}$ a PM_{10} a z regresního modelu vyšlo, že je zde silná závislost pro všechny vlnové délky a to jak pro dopředný, tak pro zpětný rozptyl. Při zvýšení koncentrace částic $PM_{2,5}$ o $1 \mu\text{g}/\text{m}^3$ dojde ke zvýšení koeficientu rozptylu pro 453 nm o $4,43 \text{ Mm}^{-1}$. Při zvýšení koncentrace PM_{10} o $1 \mu\text{g}/\text{m}^3$ dojde ke zvýšení koeficientu rozptylu pro 453 nm o $3,37 \text{ Mm}^{-1}$.

Další hypotézou, která byla prokázána, je existence úhrnu srážek na rozptyl světla na AA. Byly též provedeny korelační a regresní modely, ze kterých bylo prokázáno, že největší vliv na dopředný i zpětný rozptyl světla mají srážky, které proběhly během hodiny před měřením rozptylu následované srážkami, které proběhly jednu až dvě hodiny před měřením rozptylu. Z Kruskal-wallisova testu bylo zjištěno, že rozptyl světla se snížil s výskytem srážek.

Hypotéza, že teplota má vliv na rozptyl světla na AA, byla též potvrzena. Z korelačních a regresních modelů se ukázalo, že tato závislost je signifikantní. Bylo prokázáno, že se zvyšující se teplotou dochází ke snížení koeficientů rozptylu pro dopředný i zpětný rozptyl na všech vlnových délkách. Při zvýšení teploty vzduchu o 1°C dojde ke snížení rozptylového koeficientu (453 nm) o $0,72 \text{ Mm}^{-1}$ u částic $PM_{2,5}$. Pro částice PM_{10} se rozptylový koeficient (453 nm) sníží o $1,11 \text{ Mm}^{-1}$. Tento efekt může mít několik vysvětlení, která se mohou doplňovat. Se snižující se teplotou dochází vlivem lokálních topenišť k vyšším emisím částic

obsahujících sulfáty, které se vlivem turbulence rozptylují v atmosféře a jsou transportovány od zdroje.

Potvrzena byla též hypotéza, že rychlost a směr větru má vliv na rozptyl světla na AA. Z regresního modelu je patrné, že se zvyšující se rychlostí větru se snižuje koeficient rozptylu. Tento trend je patrný zejména v porovnání letních měsíců s ostatními měsíci, kdy byly naměřeny nejnižší hodnoty rozptylu. Směr větru se prokázal jako důležitý přispěvatel zejména při vyšší rychlosti větru a v chladnějších částech roku, kdy docházelo k transportu částic od významných zdrojů znečištění, jako jsou v tomto případě dálnice D1 s pravděpodobným přispěním minerálních solí vlivem údržby komunikace a blízké obce, které se významně podílejí na lokálním znečištění vlivem vytápění.

Poslední hypotéza, že rozptyl světla nebude ovlivněn relativní vlhkostí vzduchu, byla zamítnuta. Předpokládali jsme, že měření nebude ovlivněno, protože v nephelometru dochází k sušení vzorku právě proto, aby hygroskopicitu neměla dopad na měření. Z korelačního a regresního modelu bylo zjištěno, že závislost je sice slabá, ale statisticky signifikantní. Při zvýšení relativní vlhkosti vzduchu o 1% se zvýšil rozptylový koeficient (453 nm) o $0,26 \text{ Mm}^{-1}$ pro částice $\text{PM}_{2,5}$. Pro částice PM_{10} se rozptylový koeficient (453 nm) zvýšil o $0,36 \text{ Mm}^{-1}$. Při relativní vlhkosti nad 80% může docházet k nejistotám v měření i přes vysoušení vzorku. Relativní vlhkost může rozptyl světla ovlivňovat buď zvýšeným výskytem částic, které mají vyšší koeficienty rozptylu, či může docházet k chybě v měření vlivem nedostatečné doby zdržení při vysoušení vzorku před vlastním měření.

8. Použitá literatura

- Anderson, T.L. et al., 1996. Performance Characteristic of a High-Sensitivity, Three-Wavelength, Total Scatter/Backscatter Nephelometer. , 13, s.967–985.
- Anderson, T.L. & Ogren, J.A., 1998. Determining Aerosol Radiative Properties Using the TSI 3563 Integrating Nephelometer. *Aerosol Science and Technology*, 29(1), s.57–69.
- Boucher, O. et al., 2013. Clouds and Aerosols. In *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. s. 571–657.
- Carslaw, D., 2015. The openair manual open-source tools for analysing air pollution data. *King's College London*, (January), s.287.
- Carslaw, D.C. & Ropkins, K., 2012. Openair - An R package for air quality data analysis. *Environmental Modelling and Software*, 27–28, s.52–61.
- Colbeck, I., 2008. *Environmental chemistry of aerosols*, Oxford: Blackwell.
- Colbeck, I., 1998. *Physical and chemical properties of aerosols*, London: Blackie Academic & Professional.
- Dong, J., Zhao, J.M. & Liu, L.H., 2015. Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer Morphological effects on the radiative properties of soot aerosols in different internally mixing states with sulfate. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 165, s.43–55.
- Dvorská, A. et al., 2015. Atmospheric station Křešín u Pacova , Czech Republic – a Central European research infrastructure for studying greenhouse gases , aerosols and air quality. , s.79–83.
- Dvorská, A. et al., 2014. *Košetice Observatory 25 years*, Czech hydrometeorological institute.

- Heintzenberg, J. et al., 2006. Intercomparisons and Aerosol Calibrations of 12 Commercial Integrating Nephelometers of Three Manufacturers. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 23(7), s.902–914.
- Henry, L.G. & Greenstein, J.L., 1941. Diffuse radiation in the Galaxy. *Astrophysical Journal*, 93, s.70–83.
- Hinds, W.C., 1999. *Aerosol Technology, Properties, Behavior, and Measurement of airborne particles - Second Edition* second.,
- Houghton, J., 2015. *Global Warming: The Complete Briefing 5.*, Cambridge: Cambridge University Press.
- Chin, M. et al., 2009. *Atmospheric aerosol properties and climate impacts*, Washington, D.C.
- CHMI, 2014. Český Hydrometeorologický ústav. *Územní Teploty*. Available at: <http://portal.chmi.cz/historicka-data/pocasi/uzemni-teploty#>.
- CHMI, 2015. Český Hydrometeorologický ústav. Available at: <http://portal.chmi.cz/historicka-data/pocasi/uzemni-teploty#>.
- Jacobson, M., 2002. *Atmospheric pollution: history, science and regulation.*, Cambridge: Cambridge University Press.
- Jiang, J.H. et al., 2007. Connecting surface emissions, convective uplifting, and long-range transport of carbon monoxide in the upper troposphere: New observations from the Aura Microwave Limb Sounder. *Geophysical Research Letters*, 34(18), s.6–11.
- Kadrnožka, J., 2008. *Globální oteplování Země*, Brno: VUTIUM.

- Kaskaoutis, D.G. et al., 2006. On the characterization of aerosols using the Ångström exponent in the Athens area. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 68(18), s.2147–2163.
- Koloničný, J. et al., 2015. *Vliv malých zdrojů tepla na ovzduší v obci včetně spoluspalování vybraných komunálních odpadů*,
- Kovalev, V.A. & Eichinger, W.E., 2004. ATMOSPHERIC PARAMETERS FROM ELASTIC LIDAR DATA. In *Elastic Lidar: Theory, Practice, and Analysis Methods*. Hoboken: Wiley, s. 223–256.
- Li, W. et al., 2017. Air pollution–aerosol interactions produce more bioavailable iron for ocean ecosystems. *Science Advances*, 3(3).
- Liu, Y. et al., 2014. A review of aerosol optical properties and radiative effects. *Journal of Meteorological Research*, 28(6), s.1003–1028.
- López, J.F., Cachorro, V.E. & Frutos, A.M. De, 2015. Analysis of aerosol scattering properties measured by a nephelometer at a coastal-rural site in the Atlantic southwest of the Iberian Peninsula. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 132, s.48–63.
- Ma, N. et al., 2014. Tropospheric aerosol scattering and absorption over central Europe: a closure study for the dry particle state. , s.6241–6259.
- Mahrt, F. et al., 2017. Small particles big effect ? - Investigating ice nucleation abilities of soot particles. , 19, s.9935.
- Massoli, P. et al., 2009. Uncertainty in Light Scattering Measurements by TSI Nephelometer: Results from Laboratory Studies and Implications for Ambient Measurements. *Aerosol Science and Technology*, 43(11), s.1064–1074.

- Mogo, S. et al., 2017. Comparison between the optical properties of aerosols in the fine and coarse fractions over Valladolid, Spain. *Environmental Science Processes & Impacts*, s.123–133.
- Montilla, E. & Mogo, S., 2011. Absorption , scattering and single scattering albedo of aerosols obtained from in situ measurements in the subarctic coastal region of Norway. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 11.
- Müller, T. et al., 2011. Design and performance of a three-wavelength LED-based total scatter and backscatter integrating nephelometer. *Atmospheric Measurement Techniques*, 4(6), s.1291–1303.
- Nair, U. S. et al., 2011. Sensitivity of nocturnal boundary layer temperature to tropospheric aerosol surface radiative forcing under clear - sky conditions. , 116, s.1–16.
- Pereira, S. N. et al., 2011. and Physics Seven years of measurements of aerosol scattering properties , near the surface , in the southwestern Iberia Peninsula. , s.17–29.
- Perry, R.J., 1977. *Light scattering properties of solid aerosol particles of NaCl and (NH₄)₂SO₄*. The University of Arizona.
- Satheesh, S. & Krishna Moorthy, K., 2005. Radiative effects of natural aerosols: A review. *Atmospheric Environment*, 39(11), s.2089–2110.
- Schmid, O. et al., 2005. Spectral light absorption by ambient aerosols influenced by biomass burning in the Amazon Basin – I. Comparison and field calibration of absorption measurement techniques. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 5(5), s.9355–9404.
- Singh, S. et al., 2014. Error analysis and uncertainty in the determination of aerosol optical properties using cavity ring-down spectroscopy, integrating nephelometry, and the extinction-minus-scattering method. *Aerosol Science and Technology*, 48(12), s.1345–1359.

- Sorensen, C.M. et al., 2011. Optical Measurement and techniques: Fundamentals and applications. In P. Kulkarni, P. A. Baron, & K. Willeke, ed. *Aerosol Measurement: Principles, Techniques and Applications*. Hoboken: Wiley, s. 269–312.
- Stjern, C.W., 2015. Weekly cycles in precipitation and other meteorological variables in a polluted region of Europe and Physics Weekly cycles in precipitation and other meteorological variables in a polluted region of Europe.
- Titos, G. et al., 2016. Effect of hygroscopic growth on the aerosol light-scattering coefficient: A review of measurements, techniques and error sources. *Atmospheric Environment*, 141, s.494–507.
- Titos, G. et al., 2014. Study of the relative humidity dependence of aerosol light-scattering in southern Spain. *Tellus, Series B: Chemical and Physical Meteorology*, 66(1), s.1–15.
- Vallero, D., 2008. *Fundamentals of Air Pollution 4.*, Amsterdam: Elsevier.
- Vignola, F., Michalsky, J. & Stoffel, T., 2012. *Solar and infrared radiation measurements*, Boca Raton: CRC Press.
- Voiland, A., 2010. Aerosols: Tiny Particles, Big Impact. *Earth Observatory*.
- Zieger, P. et al., 2014. Influence of water uptake on the aerosol particle light scattering coefficients of the Central European aerosol. *Tellus, Series B: Chemical and Physical Meteorology*, 66(1), s.1–14.

9. Přílohy

Tabulka 6: Regresní model, kde T je proměnná teplota vzduchu, $Srážky_1$ jsou srážky posunuté v čase o hodinu, $Srážky_2$ jsou srážky posunuté v čase o dvě hodiny, ws je rychlost větru, RH je relativní vlhkost vzduchu. Regrese byla provedena pro Dopředný σ_{sc} i zpětný σ_{bsc} rozptyl pro všechny měřené vlnové délky $\lambda[nm]$.

	$\lambda[nm]$		Průsečík	PM _{2,5}	T	Srážky_1	Srážky_2	ws	RH
σ_{sc}	453	Koeficient	4.72	4.47	-1.00	-3.61	-2.23	-2.45	0.26
		St. chyba	1.57	0.02	0.04	0.44	0.42	0.12	0.01
		p-hodnota	< 0.001	0.00	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001
	554	Koeficient	-3.54	2.55	-1.12	-3.32	-2.75	-1.78	0.25
		St. chyba	1.38	0.02	0.03	0.38	0.37	0.11	0.01
		p-hodnota	0.01	0.00	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001
	698	Koeficient	1.18	2.26	-0.66	-1.64	-0.84	-0.89	0.11
		St. chyba	0.83	0.01	0.02	0.23	0.22	0.07	0.01
		p-hodnota	0.16	0.00	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001
σ_{bsc}	453	Koeficient	3.01	0.54	-0.13	-0.43	-0.28	-0.40	0.01
		St. chyba	0.18	0.00	0.00	0.05	0.05	0.01	0.00
		p-hodnota	< 0.001	0.00	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001
	554	Koeficient	2.29	0.42	-0.10	-0.33	-0.20	-0.30	0.01
		St. chyba	0.14	0.00	0.00	0.04	0.04	0.01	0.00
		p-hodnota	< 0.001	0.00	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001
	698	Koeficient	1.44	0.36	-0.09	-0.27	-0.16	-0.23	0.01
		St. chyba	0.12	0.00	0.00	0.03	0.03	0.01	0.00
		p-hodnota	< 0.001	0.00	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001

Tabulka 7: Regresní model, kde T je proměnná teplota vzduchu, $Srážky_1$ jsou srážky posunuté v čase o hodinu, $Srážky_2$ jsou srážky posunuté v čase o dvě hodiny, ws je rychlost větru, RH je relativní vlhkost vzduchu, $Jaro$ je období pro Březen, Duben, Květen, $Léto$ je období pro Červen, Červenec, Srpen a Podzim pro Září Říjen a Listopad. Regrese byla provedena pro Dopředný σ_{sc} i zpětný σ_{bsc} rozptyl pro všechny měřené vlnové délky λ [nm].

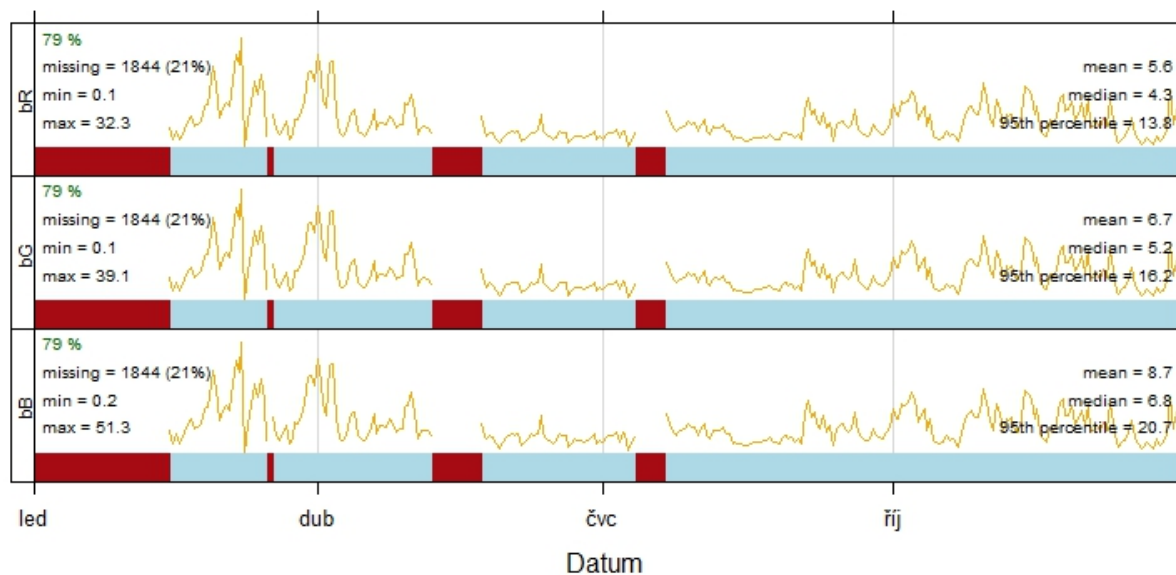
	λ [nm]		Průsečík	PM ₁₀	T	Srážky_1	Srážky_2	ws	RH
σ_{sc}	453	Koeficient	-1.72	3.41	-1.35	-4.59	-3.94	-2.74	0.34
		St. chyba	1.83	0.02	0.04	0.50	0.49	0.14	0.02
		p-hodnota	0.35	0.00	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001
	554	Koeficient	-3.54	2.55	-1.12	-3.32	-2.75	-1.78	0.25
		St. chyba	1.38	0.02	0.03	0.38	0.37	0.11	0.01
		p-hodnota	0.01	0.00	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001
	698	Koeficient	-2.30	1.73	-0.84	-2.14	-1.69	-1.03	0.16
		St. chyba	0.96	0.01	0.02	0.26	0.26	0.07	0.01
		p-hodnota	0.02	0.00	0.00	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001
σ_{bsc}	453	Koeficient	2.18	0.41	-0.17	-0.55	-0.49	-0.43	0.02
		St. chyba	0.21	0.00	0.00	0.06	0.06	0.02	0.00
		p-hodnota	< 0.001	0.00	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001
	554	Koeficient	1.64	0.32	-0.14	-0.42	-0.36	-0.32	0.02
		St. chyba	0.16	0.00	0.00	0.04	0.04	0.01	0.00
		p-hodnota	< 0.001	0.00	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001
	698	Koeficient	0.87	0.28	-0.12	-0.36	-0.30	-0.25	0.02
		St. chyba	0.14	0.00	0.00	0.04	0.04	0.01	0.00
		p-hodnota	< 0.001	0.00	0.00	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001

Tabulka 8 a Tabulka 9: Přehled odhadnutých regresních koeficientů z Rovnice 9 a Rovnice 10 přepočítaných podle Rovnice 11.

		Regresní koeficienty [%]								
λ [nm]		PM _{2,5}	T	Srážky_1	Srážky_2	ws	RH	Jaro	Léto	Podzim
σ_{sc}	453	7,0	1,1	5,8	3,8	4,2	0,4	0,5	12,0	0,4
	554	7,4	1,4	5,9	3,6	3,8	0,4	1,4	14,2	0,6
	698	7,7	1,7	5,7	3,2	3,5	0,4	2,2	15,7	0,2
σ_{bsc}	453	6,4	1,2	5,2	3,5	4,9	0,2	0,0	8,0	0,4
	554	6,5	1,3	5,1	3,3	4,9	0,2	0,4	9,1	0,3
	698	7,8	1,5	6,2	4,0	5,9	0,2	0,5	11,0	0,3
Průměrná změna σ		7,1 $\pm 0,5$	1,3 $\pm 0,2$	5,6 $\pm 0,4$	3,6 $\pm 0,3$	4,5 $\pm 0,8$	0,9 $\pm 0,1$	0,8 $\pm 0,7$	11,7 $\pm 2,67$	0,4 $\pm 0,1$

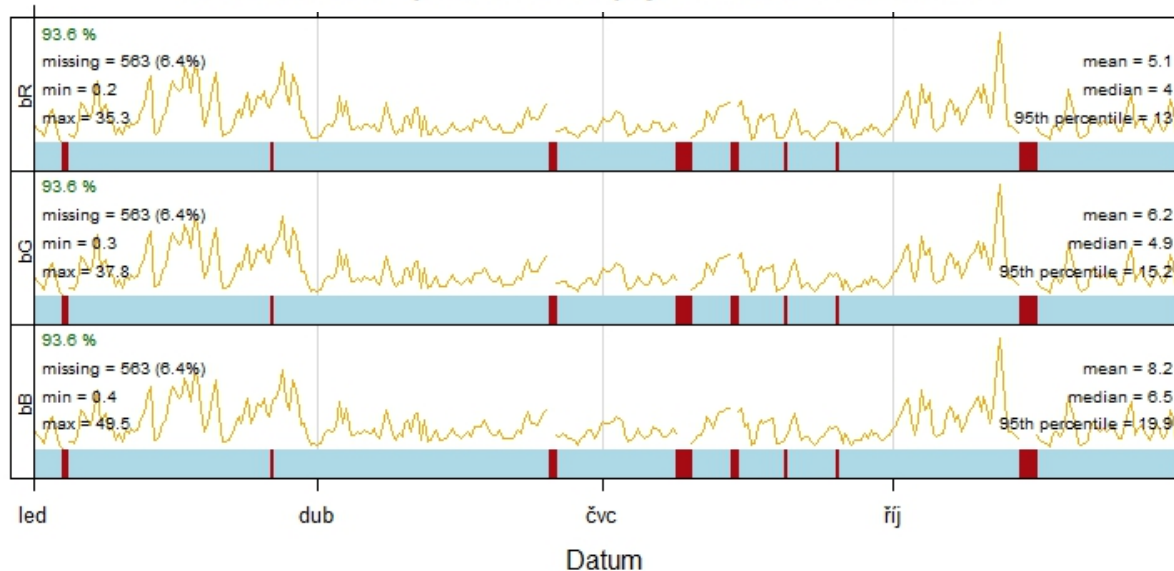
		Regresní koeficienty [%]								
λ [nm]		PM ₁₀	T	Srážky_1	Srážky_2	ws	RH	Jaro	Léto	Podzim
σ_{sc}	453	5,3	1,8	7,5	6,5	4,5	0,6	5,9	7,9	2,8
	554	5,7	2,1	7,6	6,5	4,2	0,6	5,4	9,8	3,1
	698	5,9	2,4	7,5	6,1	3,8	0,6	4,8	11,2	2,8
σ_{bsc}	453	4,9	1,8	6,7	6,0	5,2	0,3	5,8	4,5	2,6
	554	4,9	1,8	6,7	5,8	5,1	0,3	5,5	5,4	2,5
	698	5,2	2,0	6,8	5,8	4,8	0,4	6,2	6,3	3,0
Průměrná změna σ		5,3 $\pm 0,4$	1,9 $\pm 0,2$	7,1 $\pm 0,4$	6,1 $\pm 0,3$	4,6 $\pm 0,5$	0,5 $\pm 0,1$	5,6 $\pm 0,4$	7,5 $\pm 2,4$	2,8 $\pm 0,2$

Časová řada zpětného rozptylu světla v roce 2014



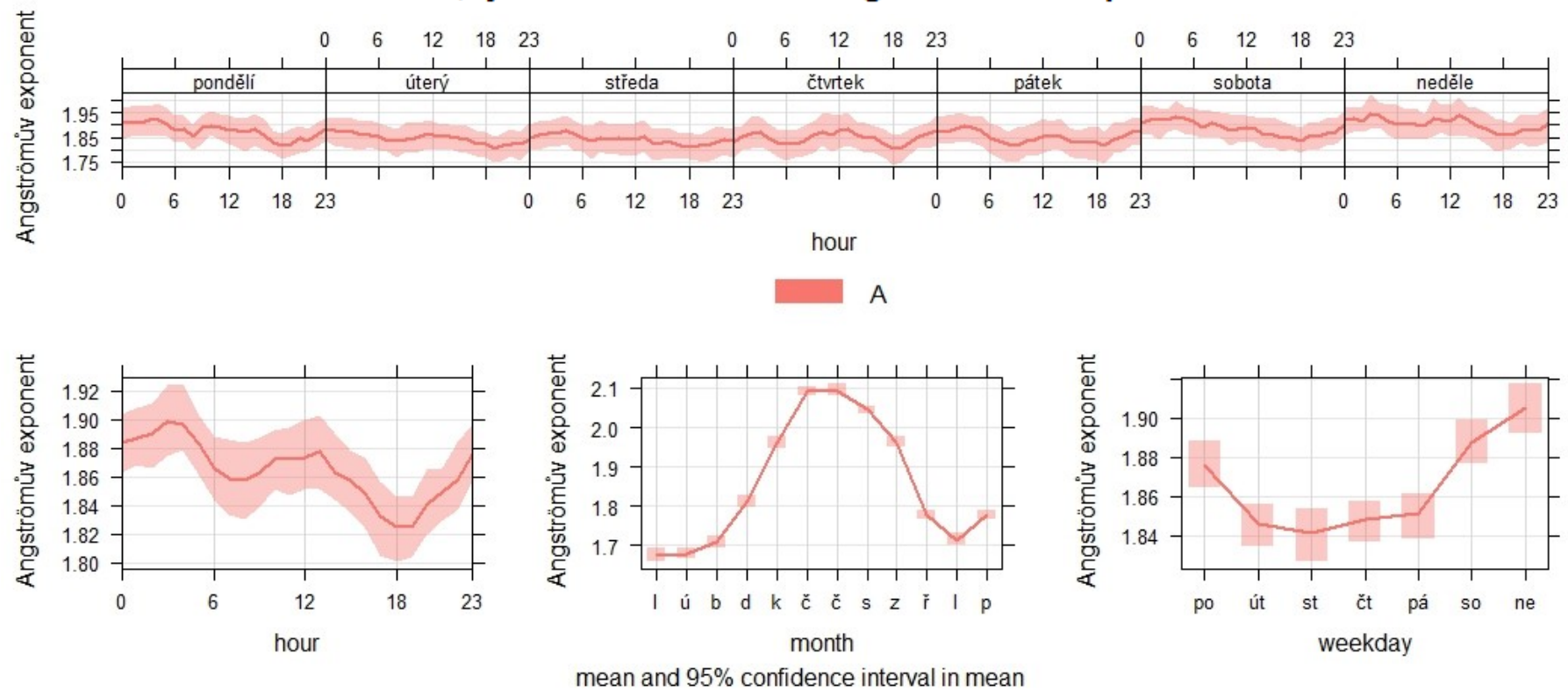
Graf 14: Časový průběh zpětného rozptylu světla v období 1. 1. 2014 až 31. 12 2014, kde bR je rozptyl při 698nm, bG při 554 nm a bB při 453 nm.

Časová řada zpětného rozptylu světla v roce 2015



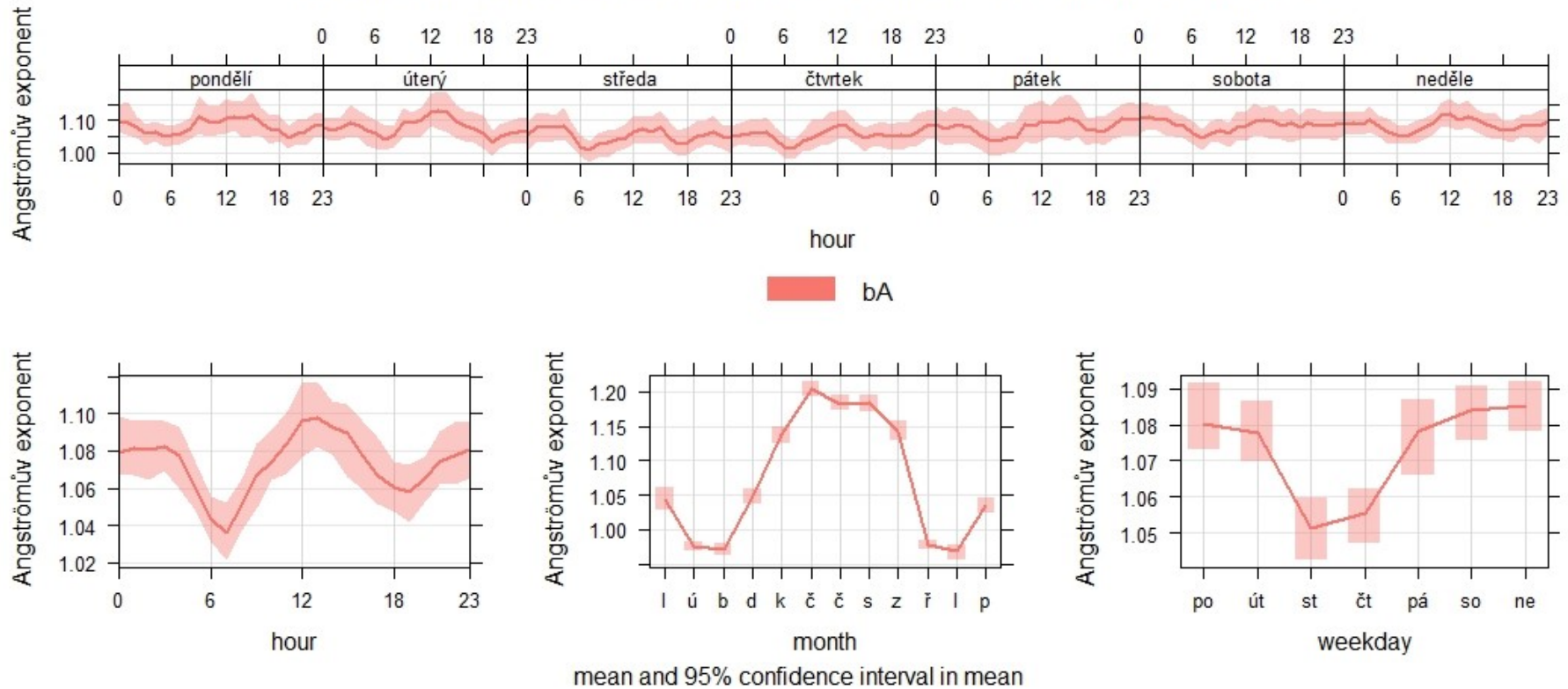
Graf 15: Časový průběh zpětného rozptylu světla v období 1. 1. 2015 až 31. 12 2015, kde bR je rozptyl při 698nm, bG při 554 nm a bB při 453 nm.

Denní, týdenní a roční chod Angstroemova exponentu



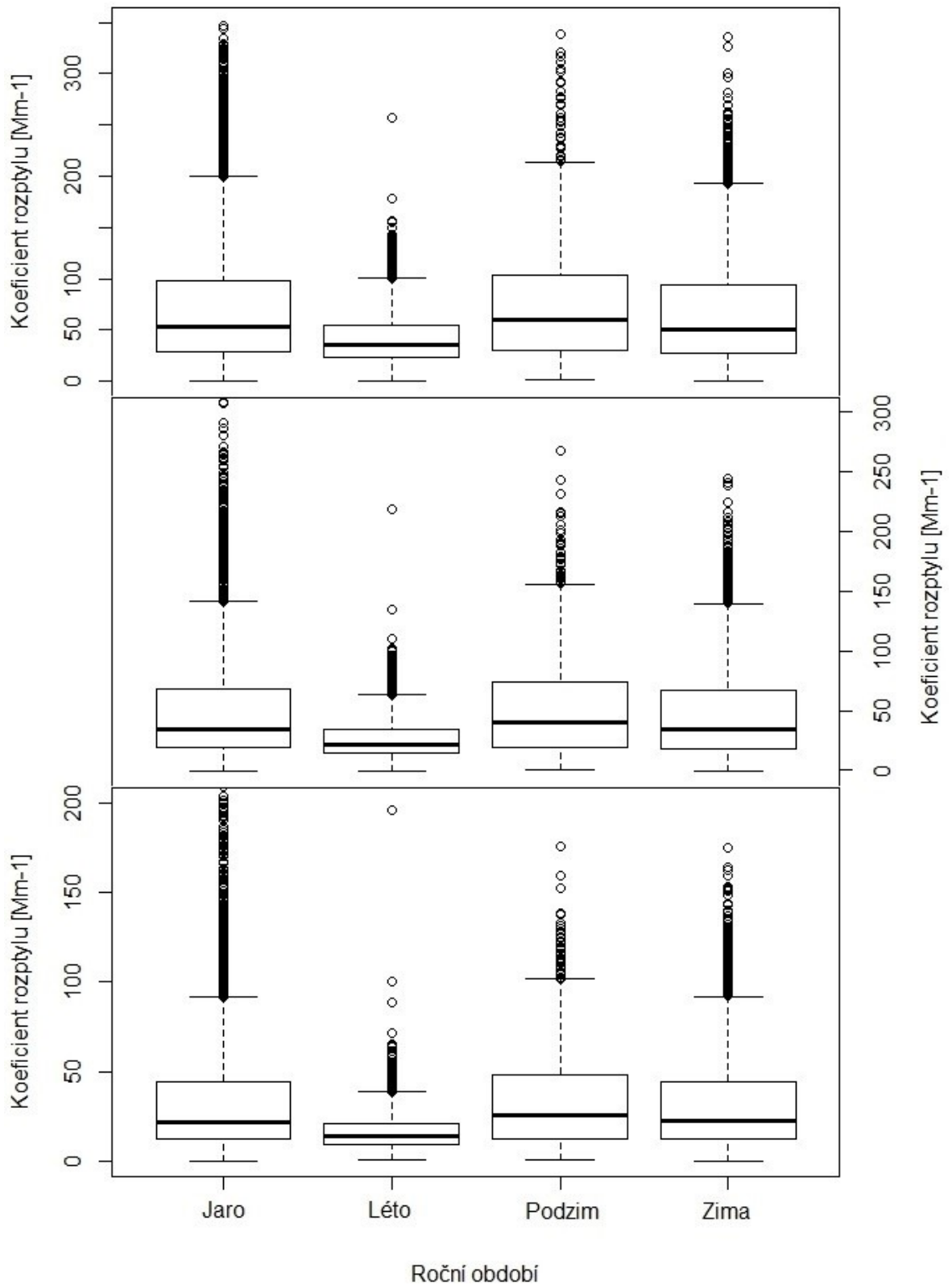
Graf 16: Týdenní, denní a roční chod Angstroemova exponentu pro dopředný rozptyl světla.

Denní, týdenní a roční chod Angstroemova exponentu pro zpětný rozptyl světla



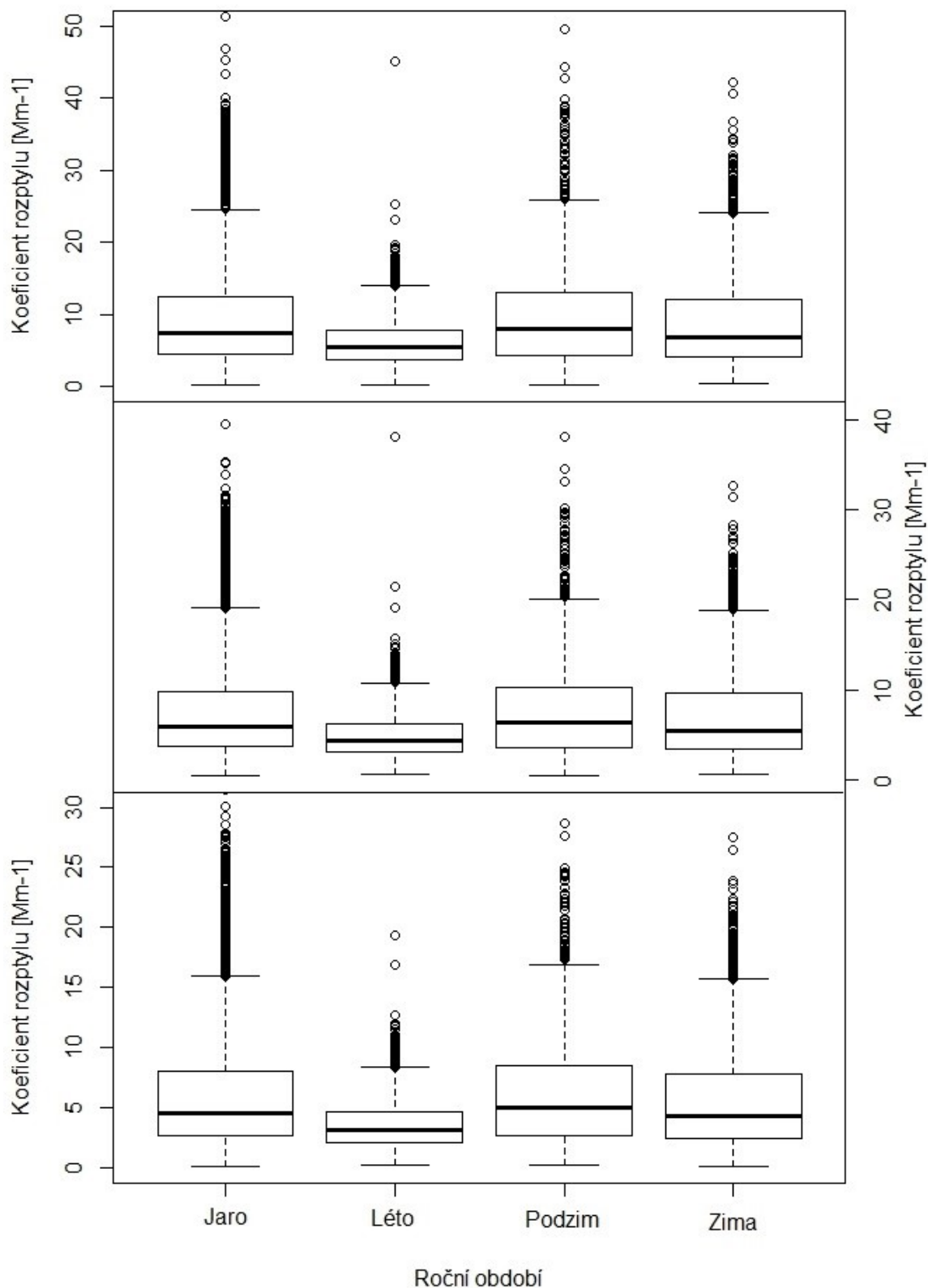
Graf 17: Týdenní, denní a roční chod Angstroemova exponentu pro zpětný rozptyl světla.

Rozdělení koeficientu rozptylu dle ročního období



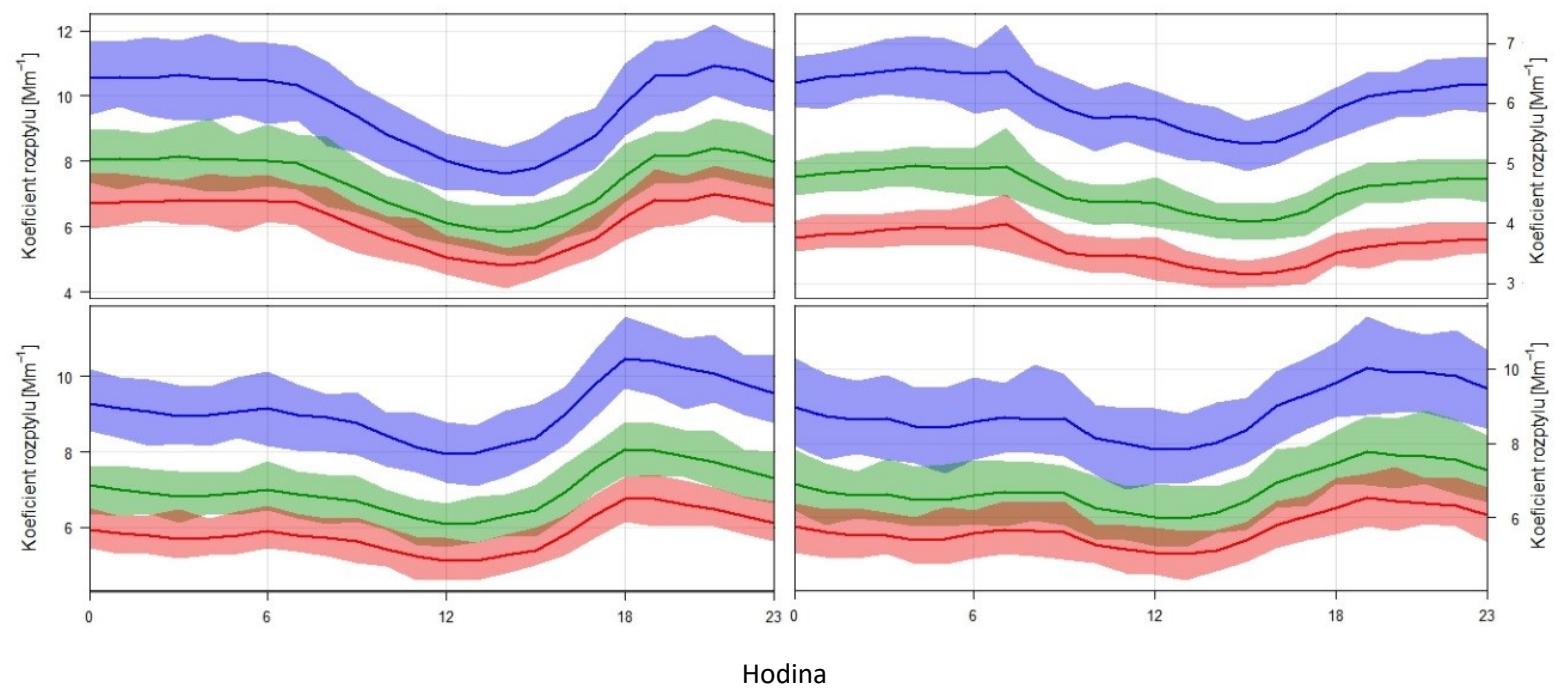
Graf 18: Rozdělení koeficientu rozptylu podle ročních období. Nahoře pro 453 nm, uprostřed pro 554 nm a spodní graf je pro 698 nm. Jaro je pro měsíce březen, duben květen; Léto je červen, červenec, srpen; Podzim je září, říjen a listopad; Zima je pro prosinec, leden, únor.

Rozdělení zpětného koeficientu rozptylu dle ročního období



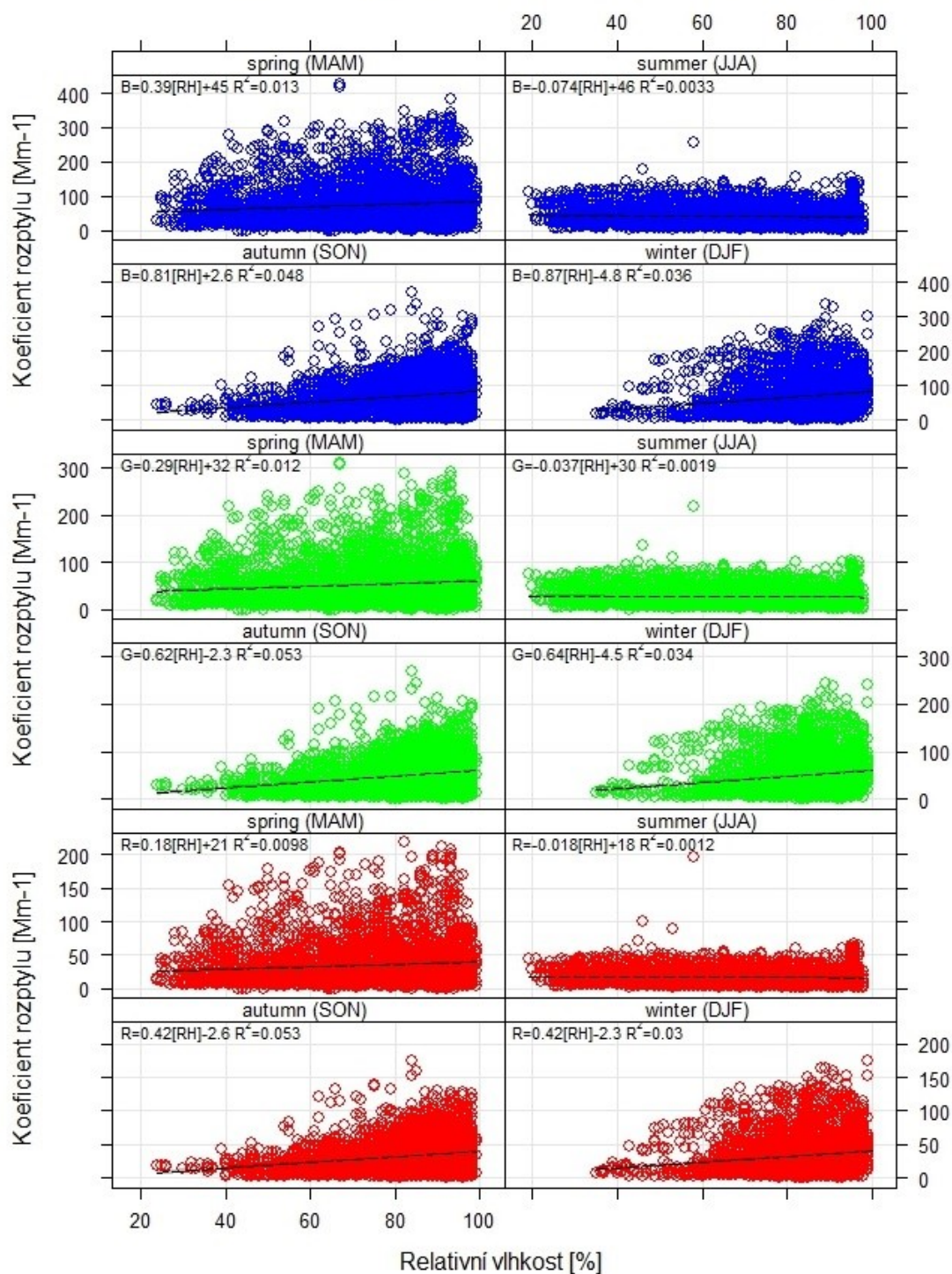
Graf 19: Rozdělení koeficientu zpětného rozptylu podle ročních období. Nahoře pro 453 nm, uprostřed pro 554 nm a spodní graf je pro 698 nm. Jaro je pro měsíce březen, duben květen; Léto je červen, červenec, srpen; Podzim je září, říjen a listopad; Zima je pro prosinec, leden, únor.

Denní chod rozptylu světla v jednotlivých sezónách



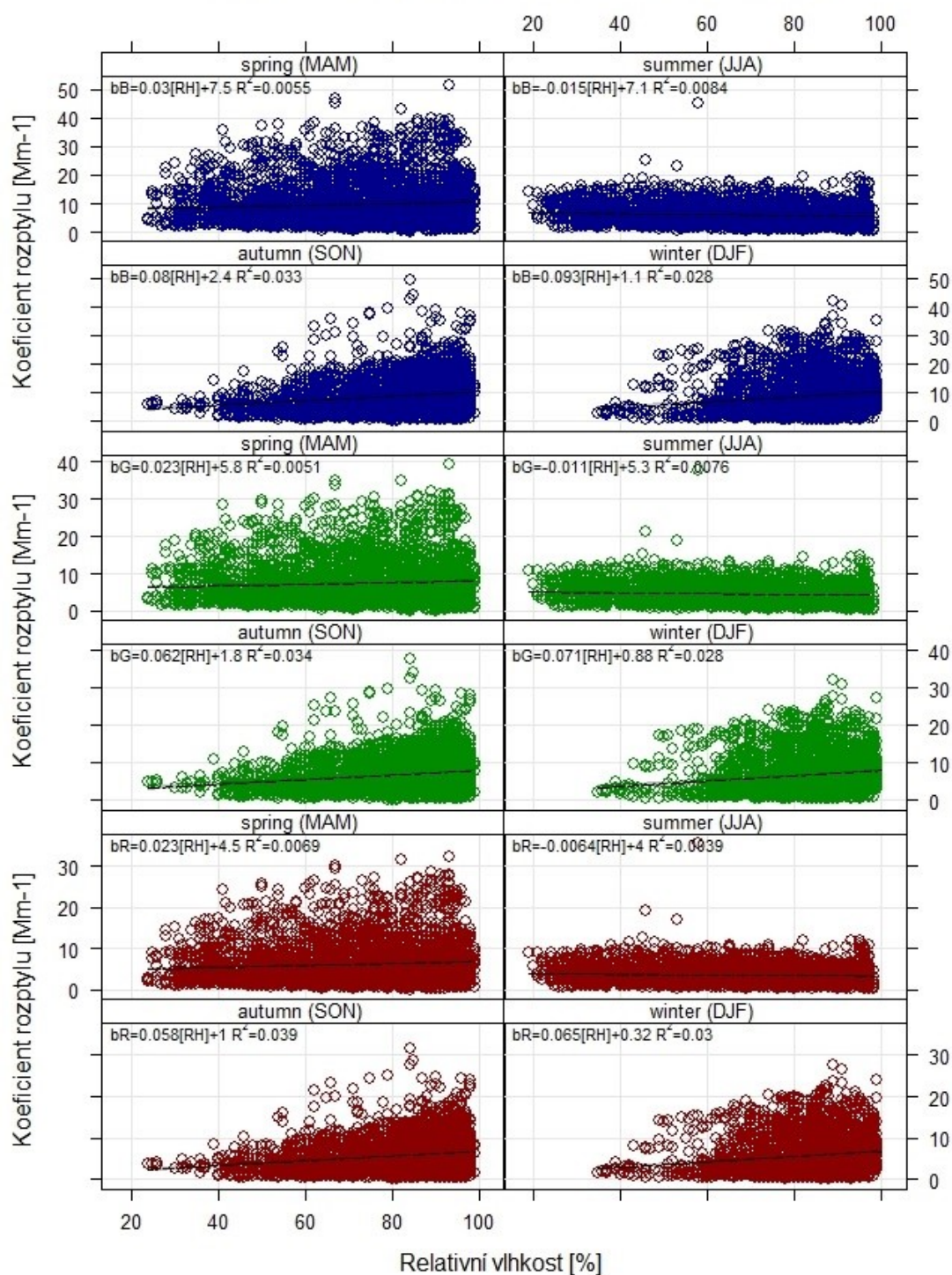
Graf 20: Denní chod rozptylu světla v jednotlivých ročních obdobích. Horní levý graf znázorňuje denní chod v jarních měsících, pravý v letních. Spodní levý graf znázorňuje denní chod na podzim a pravý graf v zimě.

Závislost rozptylu světla na relativní vlhkosti vzduchu



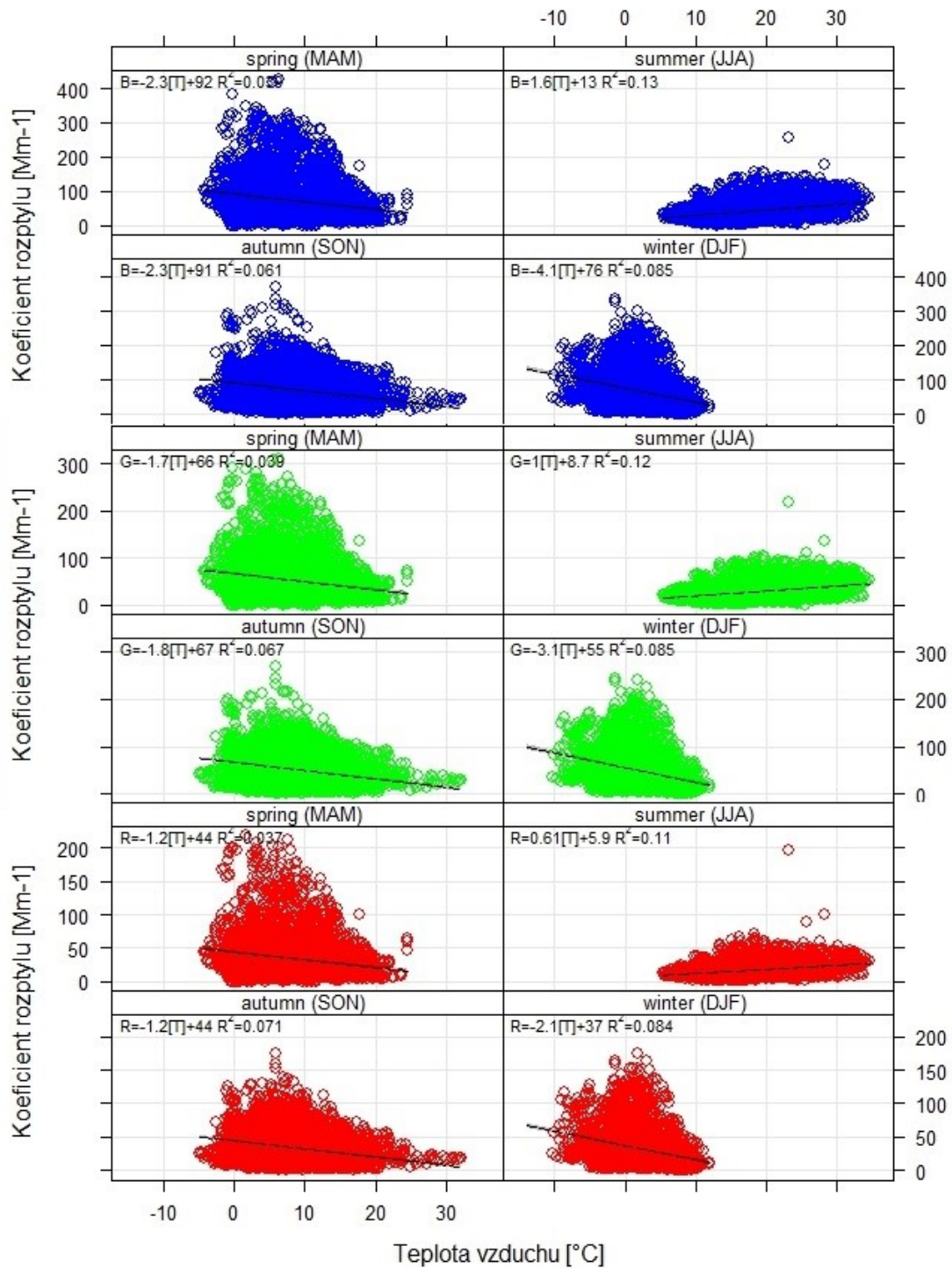
Graf 21: Sezónní závislost dopředného rozptylu světla na relativní vlhkosti. Nahoře pro 453 nm, uprostřed pro 554 nm a dole pro 698 nm.

Závislost rozptylu světla na relativní vlhkosti vzduchu



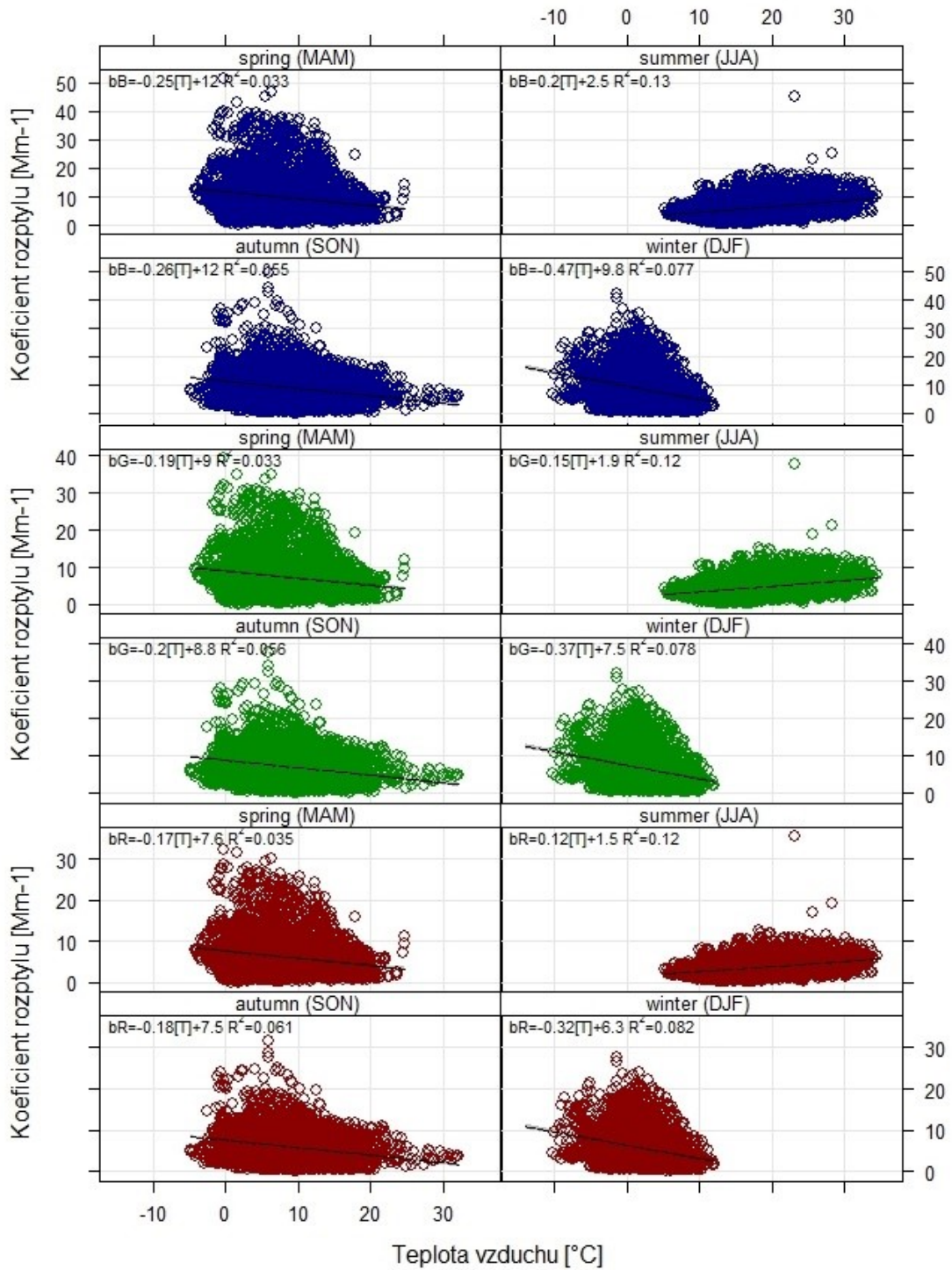
Graf 22: Závislost zpětného rozptylu světla na relativní vlhkosti. Nahoře pro 453 nm, uprostřed pro 554 nm a dole pro 698 nm.

Závislost rozptylu světla na teplotě vzduchu



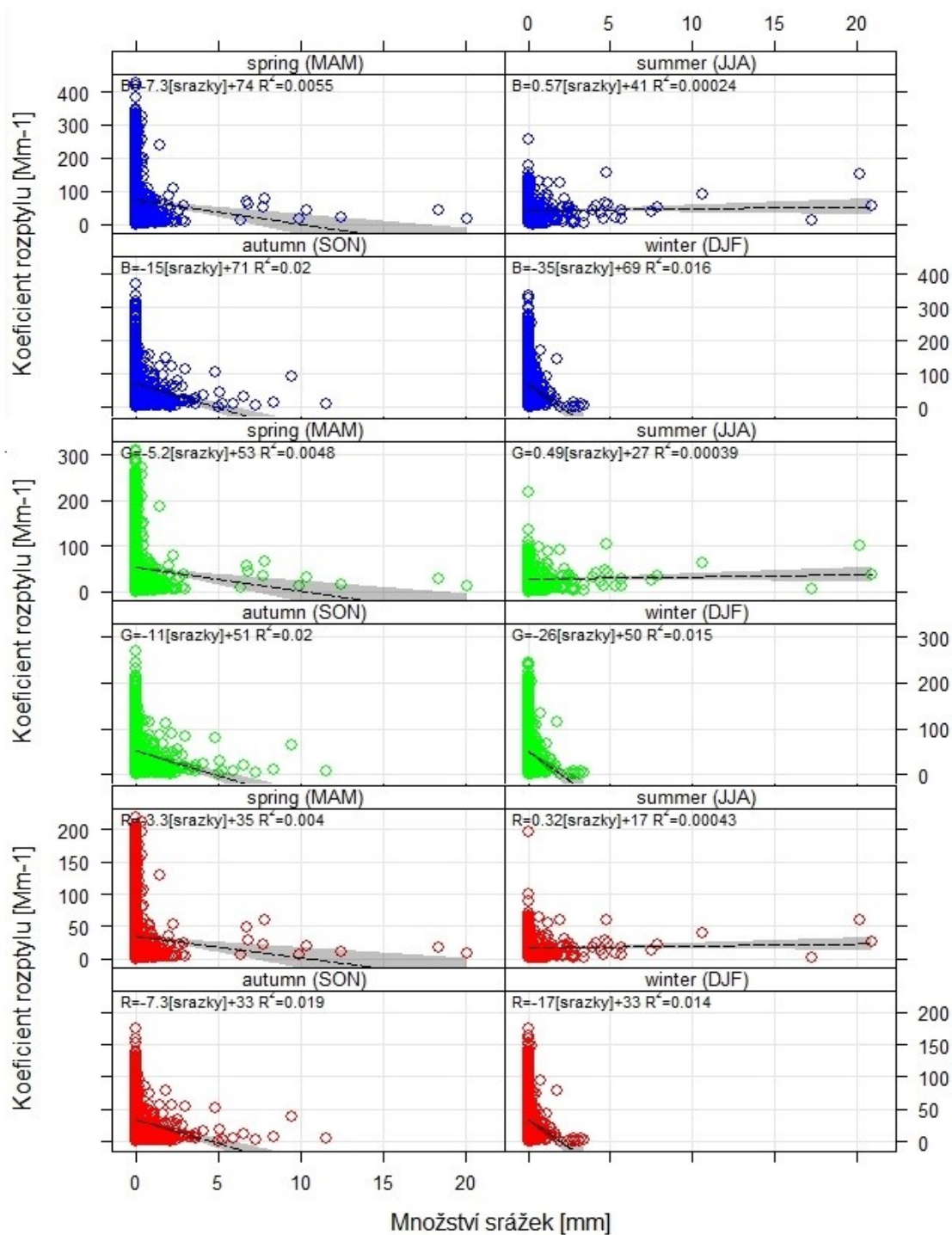
Graf 23: Závislost dopředného rozptylu světla na teplotě vzduchu. Nahoře pro 453 nm, uprostřed pro 554 nm a dole pro 698 nm.

Závislost rozptylu světla na teplotě vzduchu



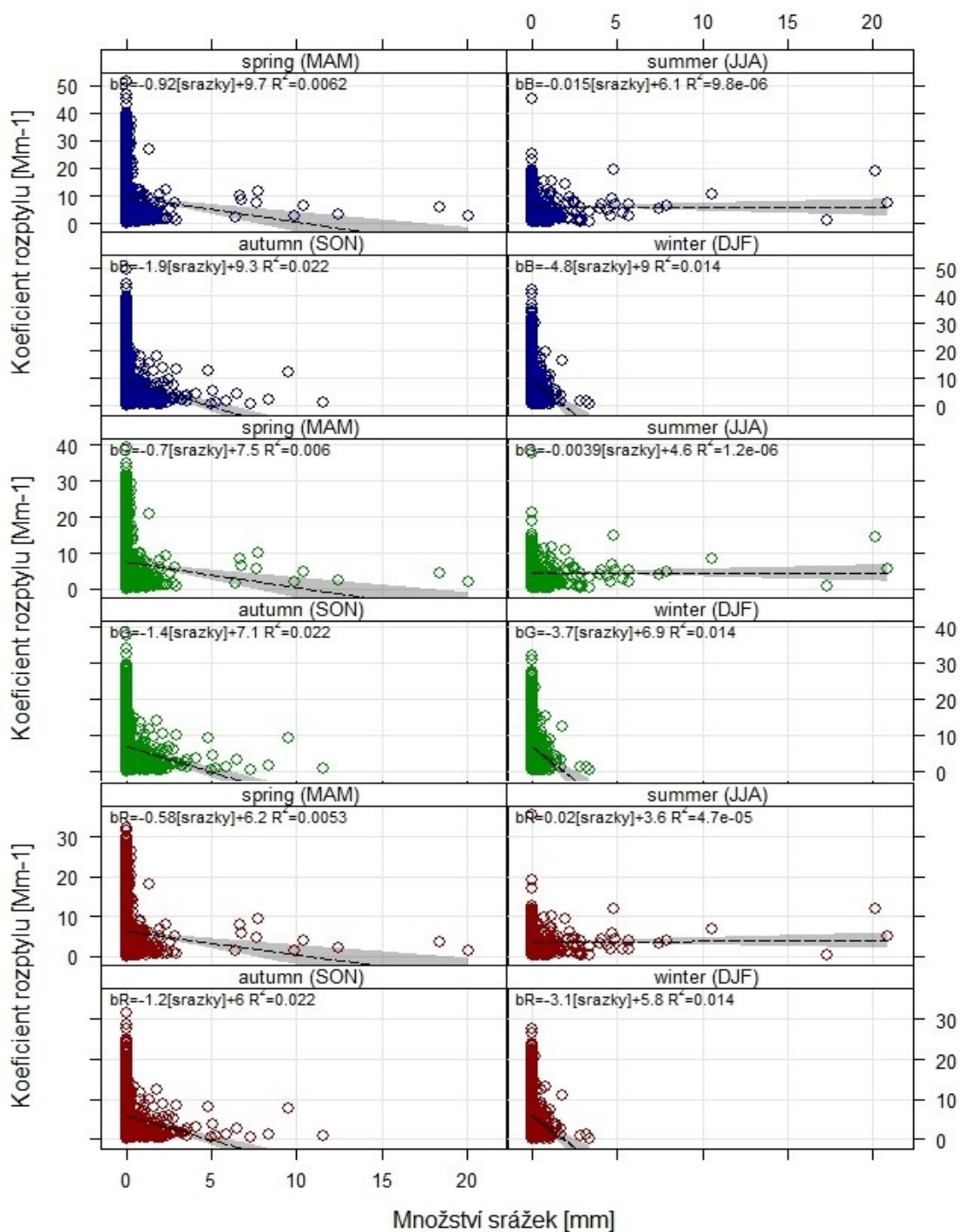
Graf 24: Závislost zpětného rozptylu světla na teplotě vzduchu. Nahoře pro 453 nm, uprostřed pro 554 nm a dole pro 698 nm.

Závislost rozptylu světla na množství srážek

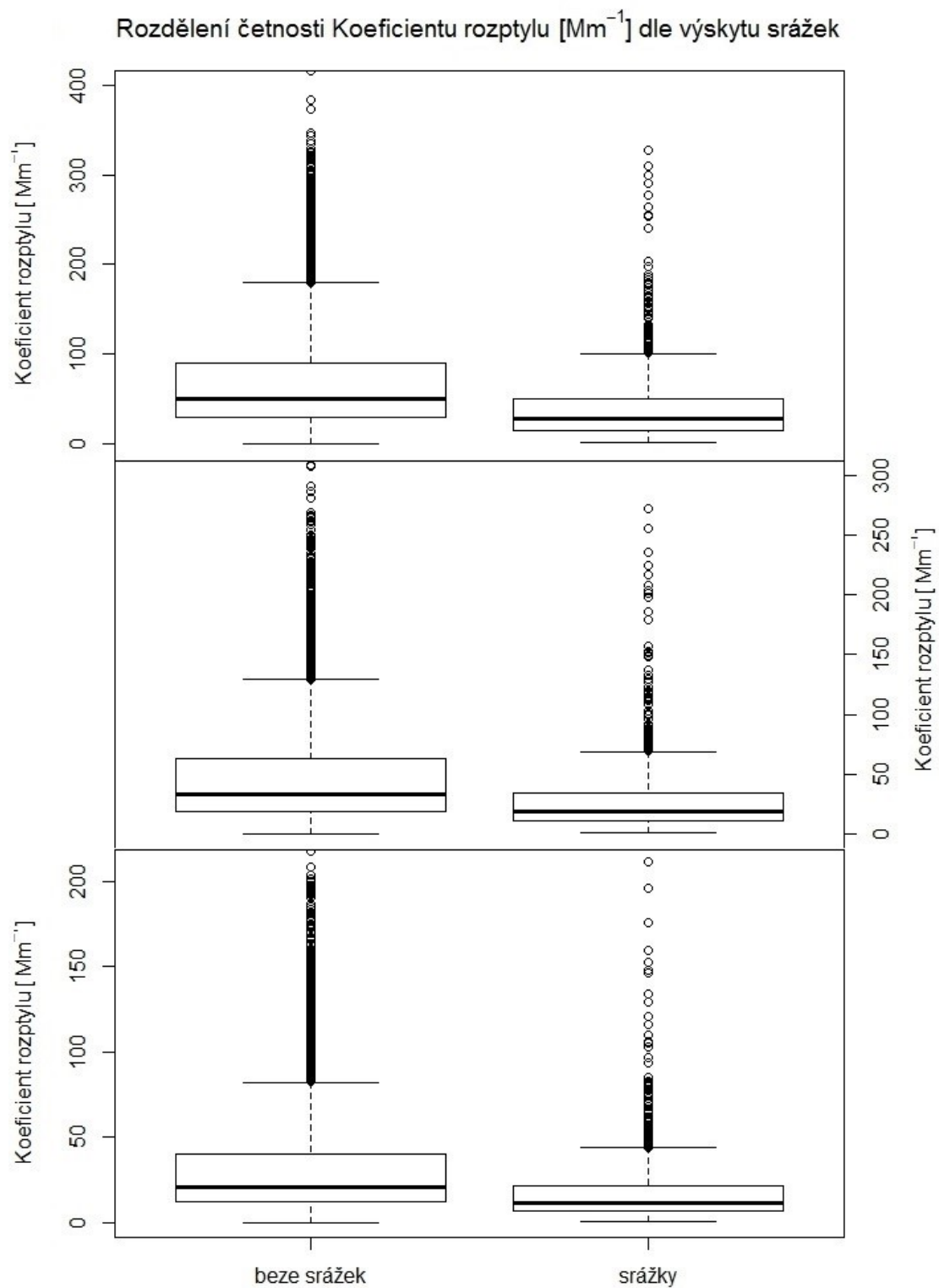


Graf 25 Závislost dopředného rozptylu světla na úhrnu srážek. Nahoře pro 453 nm, uprostřed pro 554 nm a dole pro 698 nm.

Závislost rozptylu světla na množství srážek

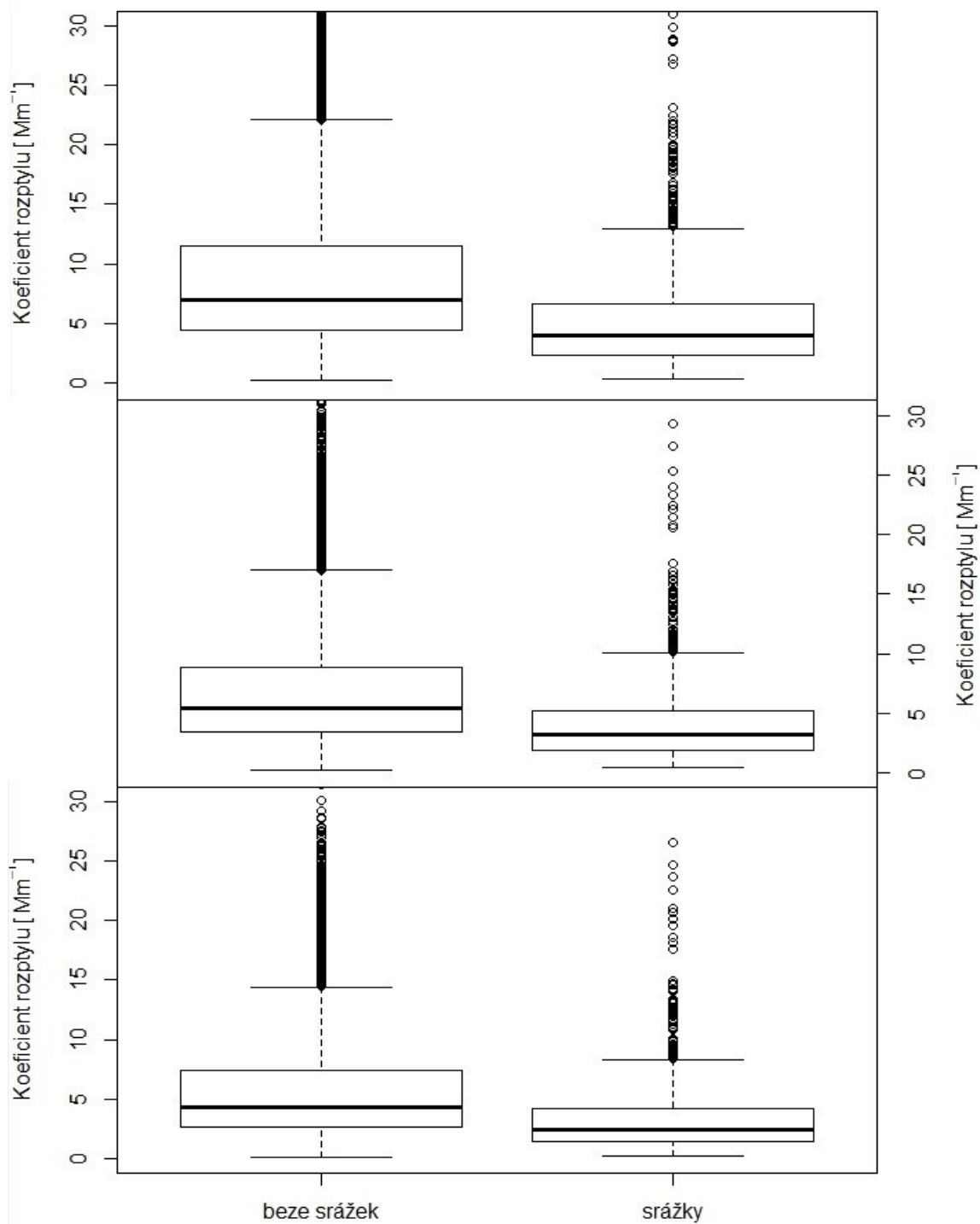


Graf 26 větla na úhrnu srážek. Nahoře pro 453 nm, uprostřed pro 554 nm a dole pro 698 nm.



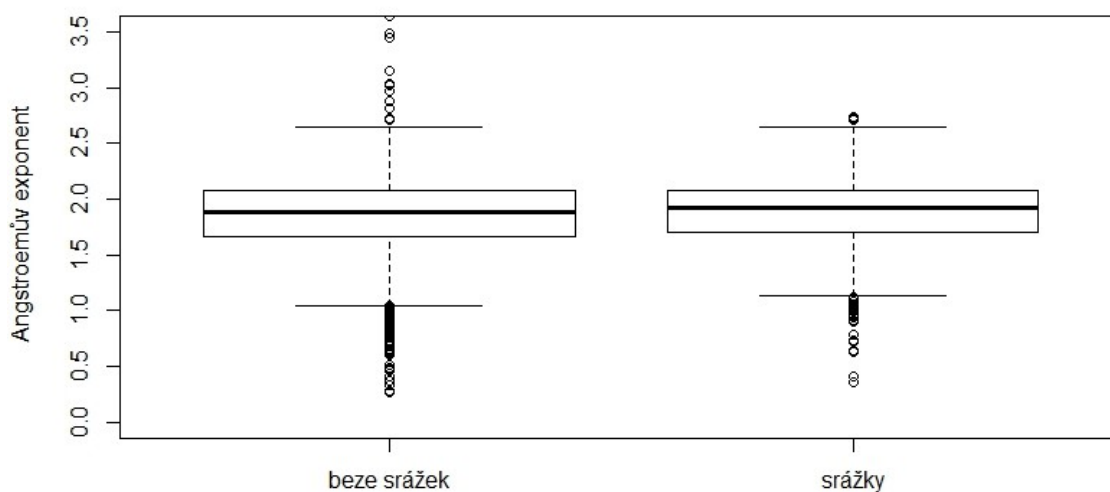
Graf 27: Nahoře: Znázornění rozdělení Koeficientu rozptylu [Mm^{-1}] pro vlnovou délku 453 nm v závislosti, zda se ve stejné hodině měření vyskytly srážky (srážky), či nikoli (beze srážek). Uprostřed: to samé pro vlnovou délku 554 nm, dole: vlnová délka 698 nm.

Rozdělení četnosti Koeficientu rozptylu [Mm^{-1}] dle výskytu srážek



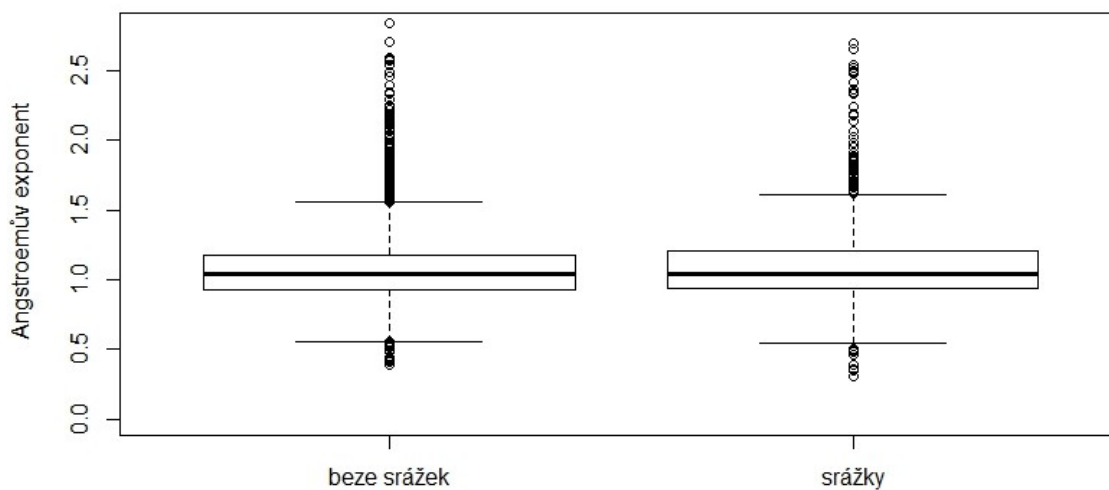
Graf 28 Nahoře: Znázornění rozdělení zpětného Koeficientu rozptylu [Mm^{-1}] pro vlnovou délku 453 nm v závislosti, zda se ve stejné hodině měření vyskytly srážky (srážky), či nikoli (beze srážek). Uprostřed: to samé pro vlnovou délku 554 nm, dole: vlnová délka 698 nm.

Rozdělení četnosti Angstroemova exponentu pro dopředný rozptyl dle výskytu srážek



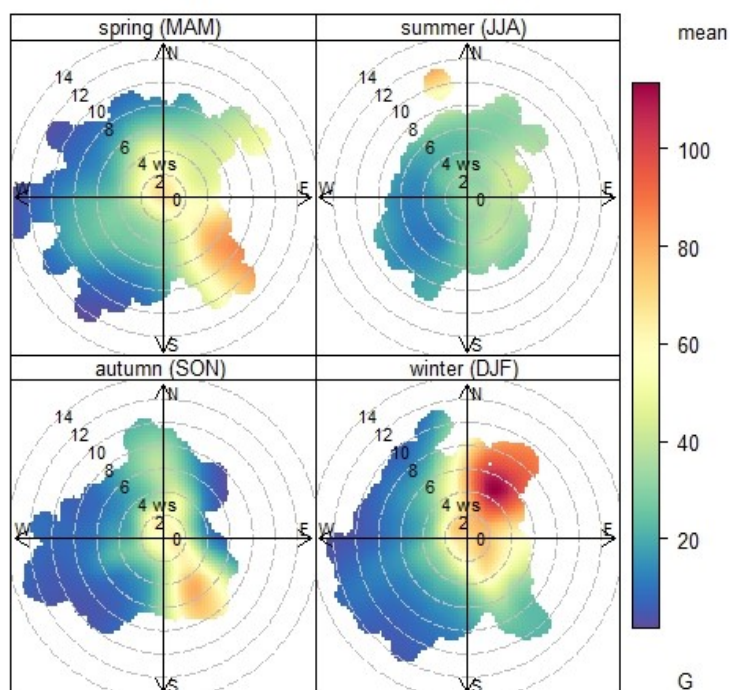
Graf 29: Znáznornění rozdělení Angstroemova exponentu pro dopředný rozptyl na vlnové délce 453 nm v závislosti, zda se ve stejné hodině měření vyskytly srážky (srážky), či nikoli (beze srážek).

Rozdělení četnosti Angstroemova exponentu pro zpětný rozptyl dle výskytu srážek



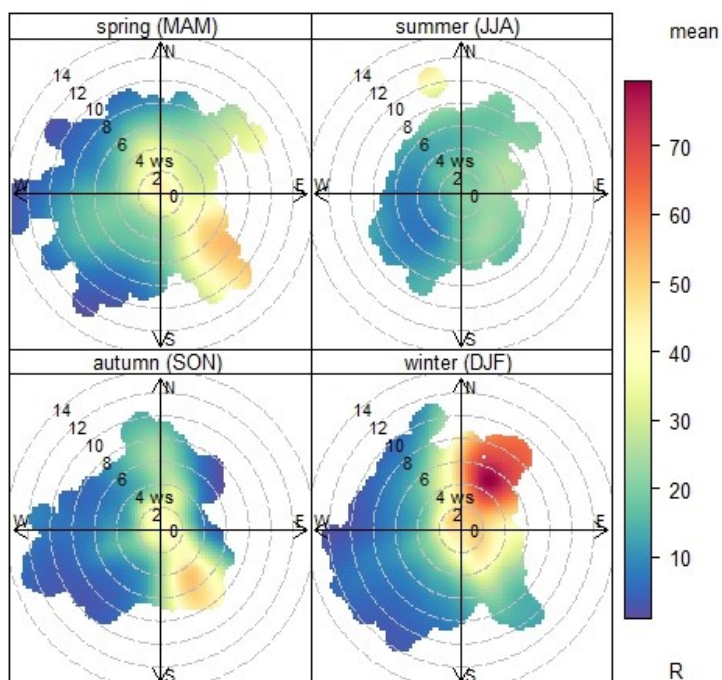
Graf 30: Znáznornění rozdělení Angstroemova exponentu pro zpětný rozptyl vlnové délky 453 nm v závislosti, zda se ve stejné hodině měření vyskytly srážky (srážky), či nikoli (beze srážek).

Rozptyl světla (554nm) v závislosti na rychlosti a směru větru



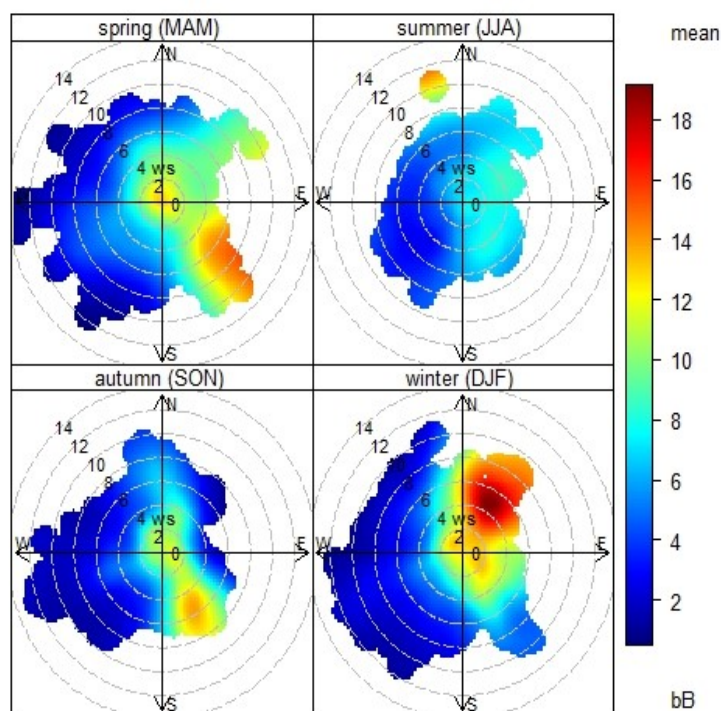
Graf 31: Sezónní znázornění vlivu rychlosti (m/s) a směru větru na dopředný rozptyl světla o vlnové délce 554 nm. Kde Spring (MAM) je období březen, duben a květen. Summer (JJA) znázorňuje období červen, červenec a srpen. Autumn (SON) je období září, říjen a listopad. Winter (DJF) je znázorněno období prosinec, leden a únor.

Rozptyl světla (698nm) v závislosti na rychlosti a směru větru



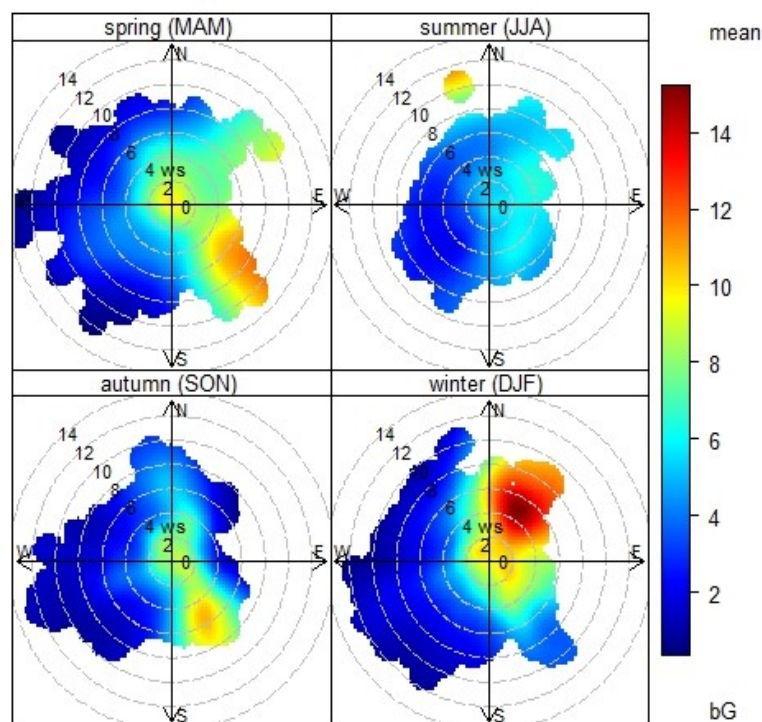
Graf 32: Sezónní znázornění vlivu rychlosti (m/s) a směru větru na dopředný rozptyl světla o vlnové délce 698 nm. Kde Spring (MAM) je období březen, duben a květen. Summer (JJA) znázorňuje období červen, červenec a srpen. Autumn (SON) je období září, říjen a listopad. Winter (DJF) je znázorněno období prosinec, leden a únor.

Zpětný rozptyl světla (453nm) v závislosti na rychlosti a směru větru



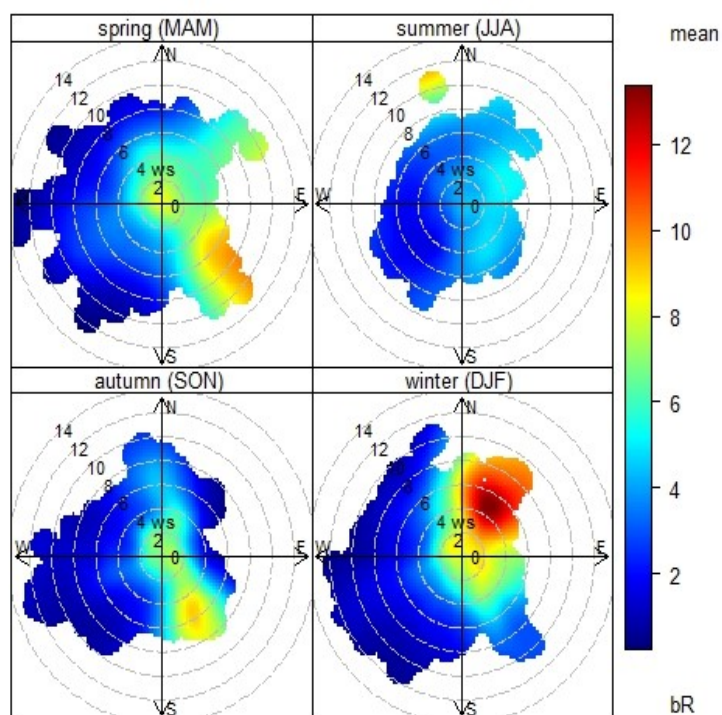
Graf 33: Sezónní znázornění vlivu rychlosti (m/s) a směru větru na zpětný rozptyl světla o vlnové délce 453 nm. Kde Spring (MAM) je období březen, duben a květen. Summer (JJA) znázorňuje období červen, červenec a srpen. Autumn (SON) je období září, říjen a listopad. Winter (DJF) je znázorněno období prosinec, leden a únor.

Zpětný rozptyl světla (554nm) v závislosti na rychlosti a směru větru



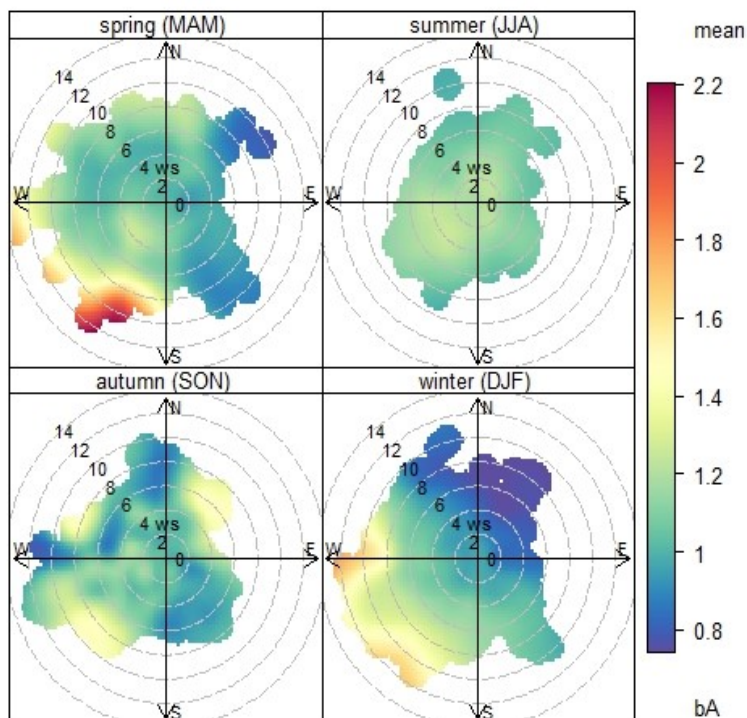
Graf 34: Sezónní znázornění vlivu rychlosti (m/s) a směru větru na zpětný rozptyl světla o vlnové délce 554 nm. Kde Spring (MAM) je období březen, duben a květen. Summer (JJA) znázorňuje období červen, červenec a srpen. Autumn (SON) je období září, říjen a listopad. Winter (DJF) je znázorněno období prosinec, leden a únor.

Zpětný rozptyl světla (698nm) v závislosti na rychlosti a směru větru



Graf 36: Sezónní znázornění vlivu rychlosti (m/s) a směru větru na zpětný rozptyl světla o vlnové délce 698 nm. Kde Spring (MAM) je období březen, duben a květen. Summer (JJA) znázorňuje období červen, červenec a srpen. Autumn (SON) je období září, říjen a listopad. Winter (DJF) je znázorněno období prosinec, leden a únor.

Angstroemův exponent pro zpětný rozptyl v závislosti na rychlosti a směru větru



Graf 35: Sezónní znázornění vlivu rychlosti (m/s) a směru větru na Angstroemův exponent pro zpětný rozptyl o vlnové délce 554 nm. Kde Spring (MAM) je období březen, duben a květen. Summer (JJA) znázorňuje období červen, červenec a srpen. Autumn (SON) je období září, říjen a listopad. Winter (DJF) je znázorněno období prosinec, leden a únor.